SURE 静岡大学学術リポジトリ
Shizuoka University REpository

三島湧泉地域の地質構造

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2018-05-02 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: (株)富士和 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00024991

三島湧泉地域の地質構造

㈱富士和

1．はじめに

静岡県の三島市西部から隣接する駿東郡清水町北部にかけての一帯には，富士山東斜面の降雨・降雪に由来するとされる地下水の湧出が豊富で古来有名であり，近年はまた，地下水利用量の増加に伴う湧出量の減少が問題になっているところでもある．この地下水はいわゆる三島溶岩中に胚胎されるものと考えられており，事実この溶岩層からの湧泉が数多く知られている．特に，JR三島駅に程近い菰池・小浜池（楽寿園）・白滝公園（水泉園）の湧泉は著名であり，また，直接三島溶岩から湧出するものではないが，三島溶岩露出域南方の丸池（玉川）や柿田川（旧称泉川）にも，完新世の砂礫層から湧出する顕著な湧泉がある．これらは蔵田（1951）により「三島湧泉群」と名付けられた．ここでは三島湧泉群の分布域及びその周辺を「三島湧泉地域」と称することにする（図1参照）．

本稿では，従来の調査ボーリング及びさく井データに基づいて，沖積平野下における地質構造モデルを構築し，地質構造と湧泉湧出との関係について考察した．ここでは，静岡県地震対策課（1984b，1990），経済企画庁（1963，1974），国土庁（1980），鈴木ほか（1952），土（1985）の公表ボーリング資料のほかに，（株）富士和の社内資料を利用した．静岡県地震対策課（1990）及び（株）富士和社内資料には，膨大な数の地質柱状図が含まれているが，今回は，三島溶岩，箱根・愛鷹の更新世火山岩類，香貫山の第三紀基盤岩類に達しているものや，第四紀層序に関して興味深いものに限った．その結果，静岡県地震対策課（1990）からは55本以上，深井戸台帳（1963，1974，1980）からは4本，静岡県地震対策課（1984b）からは2本，公表論文からは8本，（株）富士和社内資料からは231本以上，合計して300本以上の地質柱状図が採用された．今回はこれらの地下地質データに基づいて作成した地質断面図の一部（図2及び3），地質平面図（図4），地質構造図（図5及び6）を提示する．

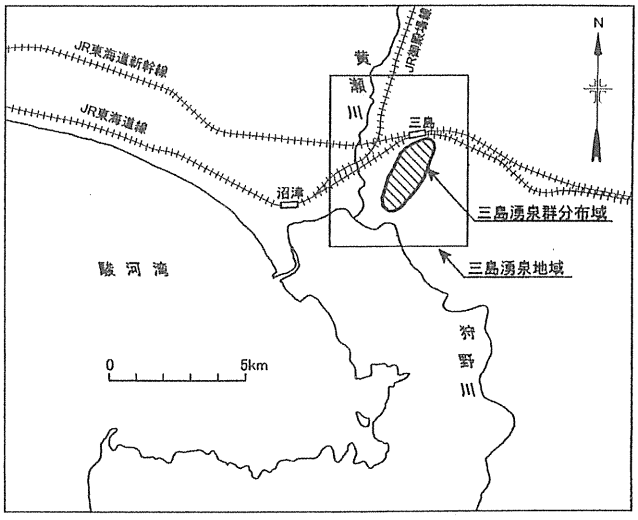

図1．位置図．

沼津市大岡2785（沼津支店．Phone: 055-922-5575）

2．従来の研究結果

⑴ **三島溶岩の分布**：三島溶岩露出域の南縁は，三島駅南方の楽寿園南部から御殿場線下土狩駅付近に至る線で画され，それより南では三島溶岩は地表下に埋没する．地表下での三島溶岩の分布はまず鈴木ほか（1952）によって総合的に解析された．それによれば，最南端は不明であるが，西端は狩野川と黄瀬川の合流点の少し西にあり，東縁は大場川の西の御殿川に達するとされている．

また蔵田（1967）によれば，三島溶岩の地下分布の南限はほぼ狩野川に達し，香貫山を構成する新第三系の山地にせき止められたようにして止まっている模様である．また，東限は鈴木等の結果に比べてやや西にあり，楽寿園東方から丸池東方を経て，柿田川下流部に至っている．一方，西縁はほぼ黄瀬川に沿い，一部は沼津市域に入り込んでいる．

その後，増田・村越（1994）が示した三島溶岩の分布範囲は，鈴木ほか（1952）の範囲におおよそ相当している模様である．

⑵ **第四系の層序**：三島湧泉地域を含む広域の第四紀地質については，鈴木ほか（1952），土・高橋（1972），高木（1981）の包括的な研究がある．また，当社が取りまとめた「田方平野の表層地質」（富士和，2001）の対象地域は，三島湧泉地域の南半を覆う．また，最近発表した「沼津市中心部の表層地質」（富士和，2003）の調査対象は，本地域の西に接続する位置にある．

この地域の完新統（沖積層）は，基盤や三島溶岩を覆う最下位の海成青色玉石・砂礫層（沼津市中央部の千本松原層および田方平野の最下部層），古狩野湾に堆積した汽水性の内湾堆積層（田方層），主として御殿場泥流（町田，1992）によってもたらされた新富士火山系の土砂からなる黄瀬川の扇状地～三角州性堆積層（黄瀬川層），新期の後背湿地性～湖沼性堆積層によって構成されるが，詳細は富士和（2001，2003）を参照されたい．

⑶ **湧泉の湧出機構**：三島湧泉群の湧出機構については，蔵田（1951，1952）による古典的な研究があり，三島溶岩中を流れる地下川（古三島川）の存在が指摘された．その後，土（1985，1992）は単位溶岩の境界や挟存する火山砂礫層の透水能力に力点を置き，地下水の流動はこの透水性部分を通って面的に行われ，地下川のような線的な流動は考え難いとした．また，地下水シミュレーションによる柿田川湧水量の将来予測が増田・村越（1994）によって行われている．

三島湧泉群のうち，三島溶岩露出域の南縁付近に分布する菰池・小浜池・白滝公園の湧泉は三島溶岩から直接湧出するもので（現在は一部で渇水），その機構が三島溶岩の分布・構造と直接関係することは論を待たない．一方，これらの湧泉の南方では三島溶岩は沖積平野下に埋没して直接露出せず，ここに湧出する丸池・柿田川の湧泉の湧出機構は，必ずしも明らかにされているわけではない．また柿田川湧水の湧水量は12～15 m^3/sec で，その他の湧泉の 2 ～ 5 m^3/sec に比較して際だって多い（蔵田（1962），土（1985），増田・村越（1994）など）．この説明も充分にはなされていない．

3．地質構造解析

三島湧泉地域の地下地質構造モデルを策定するに当たって，まず，三島溶岩の流下方向にほぼ直交する東西断面として，750 m 間隔で EW－1 から EW－7 までの 7 断面を作成した．また，これに直交する南北断面として，500 m間隔でNS－1 からNS－9 までの 9 断面を作成した．断面線の位置

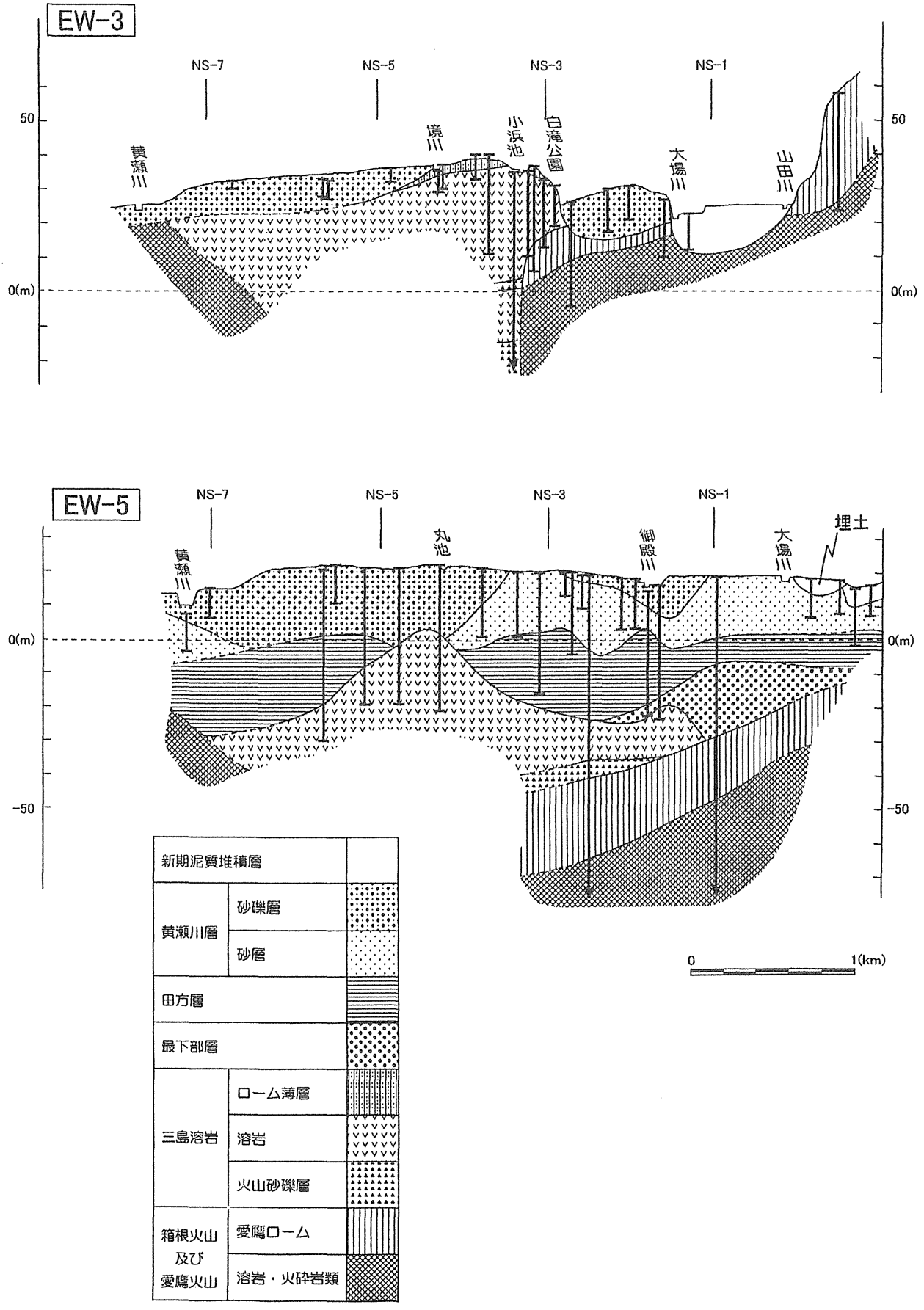

図２．地質断面図(1)東西断面．

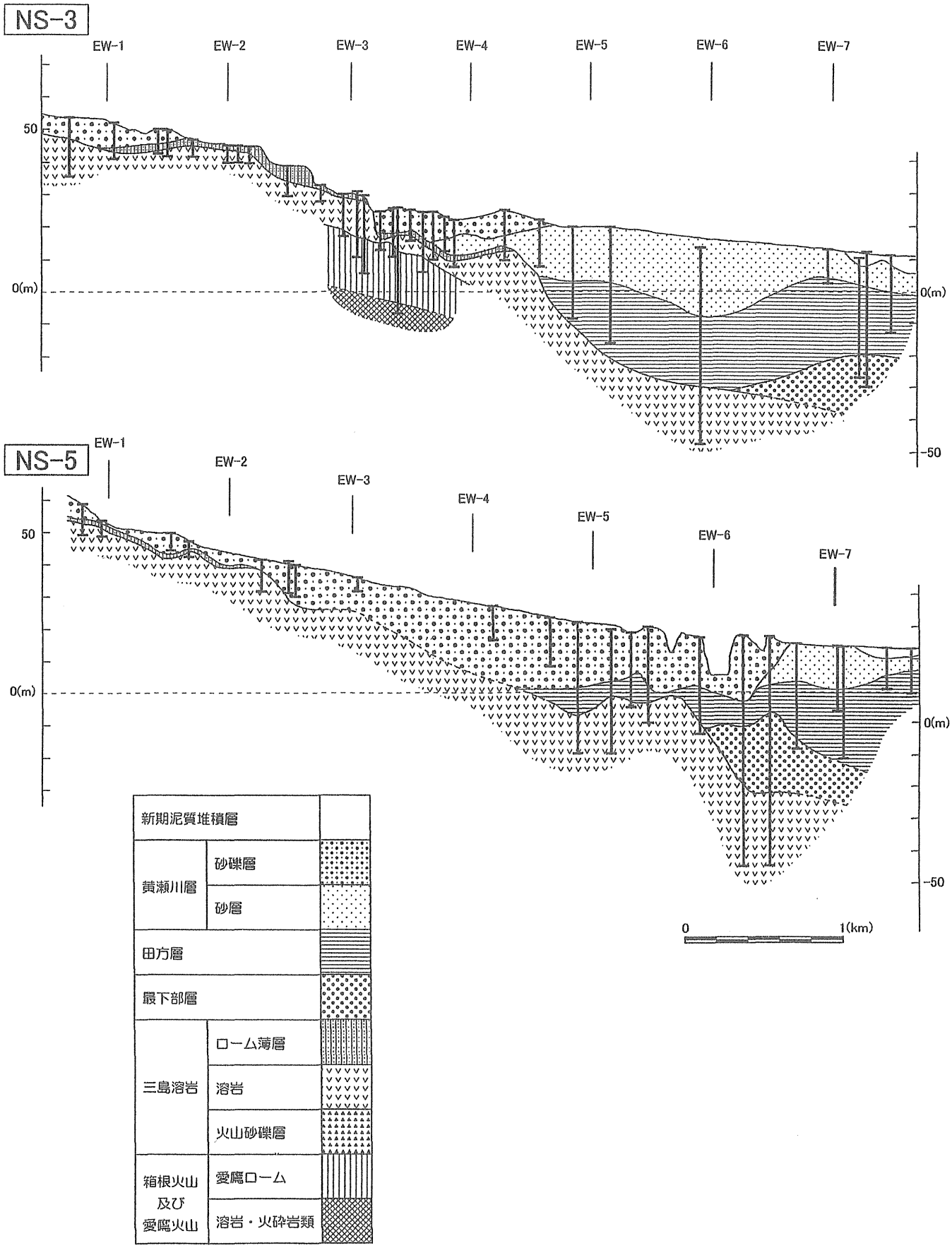

図３．地質断面図⑵南北断面.

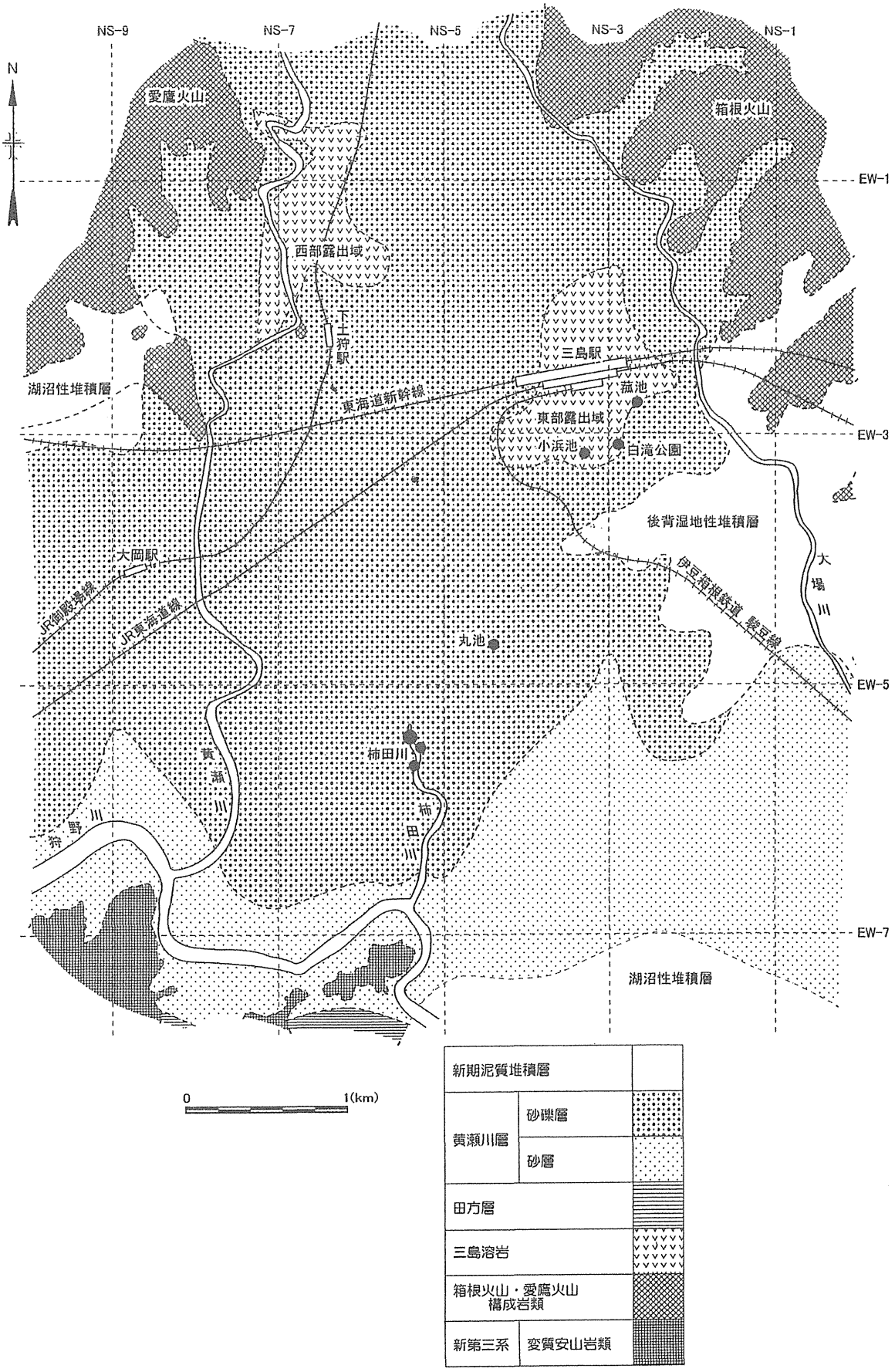
NS-9
NS-7
NS-5
NS-3
NS-1
N
愛鷹火山
箱根火山
EW-1
西部露出域
下土狩駅
三島駅
湖沼性堆積層
東海道新幹線
蒲池
東部露出域
EW-3
小浜池
白滝公園
後背湿地性堆積層
大岡駅
伊豆箱根鉄道 駿豆線
JR御殿場線
JR東海道線
大場川
丸池
EW-5
黄瀬川
柿田川
狩野川
柿田川
EW-7
湖沼性堆積層
0
1(km)
新期泥質堆積層
黄瀬川層
砂礫層
砂層
田方層
三島溶岩
箱根火山・愛鷹火山
構成岩類
新第三系
変質安山岩類

図4．地質平面図.

は図2，3または4を参照されたい．なお紙面に制約があるため，ここでは湧泉付近を通る東西断面のEW－3及び5，南北断面のNS－3及び5をそれぞれ図2および図3に示すに止めた．なお，地質断面図での三島溶岩及び基盤岩類の分布は，後述するこれらの上面深度のコンター図を参考にして画いた．

(1) **三島溶岩の露出域**：三島溶岩の露出範囲については既に鈴木・橋本・落合（1952），沢村（1953），蔵田（1967），津屋（1968），静岡県地震対策課（1984a）などによって示されているが，今回収集した地下及び地表データを用い，改めて三島溶岩の露出範囲を検討した．この場合，表土（埋土・耕作土等）の存在を考慮して，便宜的に地表下3m以浅に三島溶岩が出現する範囲をその露出域とした（図4）．

三島溶岩の露出域は従来の文献が画いているような一つのまとまりを示さず，東部と西部に2分される．東部露出域は楽寿園周辺からJR三島駅周辺及びその北を含むもので，その南限は従来の文献に示されている境界よりもわずかに南に広がっている．一方，西部露出域は国道246号線に沿い，黄瀬川のよろいが淵や鮎壷の滝及びその東方の三島溶岩露頭群を含むもので，御殿場線下土狩駅付近で沖積平野下に潜り込んでいる．下土狩駅西方には愛鷹ロームの残丘が存在し，北から流下してきた溶岩流がこの残丘で2分され，西の鮎壷の滝方面と東の御殿場線東方方面に分かれる．

東部露出域と西部露出域の間では，3m以浅に三島溶岩がまとまって地表に現れることはない．ただしこのゾーンの下部でも3m以深に三島溶岩が存在することは，多くのボーリングやさく井で確認されている．すなわち，この非露出帯では三島溶岩上面は谷状に窪み，それを埋めて上位層（主として黄瀬川層）が厚く堆積している．

(2) **三島溶岩の分布範囲**：三島溶岩の分布範囲を，沖積平野下に伏在する範囲を含めて考えてみることにする．まず東方では，東西断面のEW－5で示したように，三島溶岩層は箱根火山を構成する各種火山岩類（厚層の愛鷹ロームを含む）からなる基盤の西向き斜面にアバットしてその分布を終わっている．このような三島溶岩の東縁は，三島溶岩東部露出域の東縁から，三島大社と三島広小路駅の間を通り，それ以後は湾曲しながら南へ向かっている模様で（図5参照），この三島溶岩東縁線の東側では，表層下には箱根火山の基盤岩類が直接現れる．

同様にして求めた三島溶岩分布の西縁，すなわち愛鷹山系の基盤（愛鷹ロームを含む）が表層下に直接出現する範囲の東縁は，下土狩駅西方における愛鷹ローム残丘の存在の影響により著しく湾曲しながら黄瀬川に沿い，黄瀬川－狩野川合流点北方で沼津市域に入る模様である（図5参照）．

また，本地域南西部の狩野川左岸にある香貫山・本城山方面には，新第三紀中新世の基盤火山岩類が三島溶岩の南縁をせき止めるように分布している．柿田川下流域では，三島溶岩は本城山の基盤山地の北方，約450m以内にまで迫っている．すなわち，富士山頂上火口方面から40kmにもわたって流下して来た三島溶岩のうちでは．柿田川下流域はその最南端に位置すると言うことができる．ただし現状では資料不足で，三島溶岩分布南縁の東・西端における状況は明らかでない．

(3) **伏在三島溶岩の上面深度分布**：この地域のボーリングでは，社内資料の225本以外に，静岡県地震対策課資料31本，そのほか19本，合計275本が三島溶岩に達しており，それらのボーリングによる上面標高データを用いて，地表下に伏在する三島溶岩上面の等深度コンター図をコンピューターで画

き出し，図5に示した．この図では三島溶岩分布域の東側及び西側に接する箱根・愛鷹基盤岩類分布域における基盤の上面深度コンターを併せて示した．三島溶岩及び基盤岩類の上面深度コンターを併せれば，それらを覆う完新統の基底面の深度コンターに相当することになる．

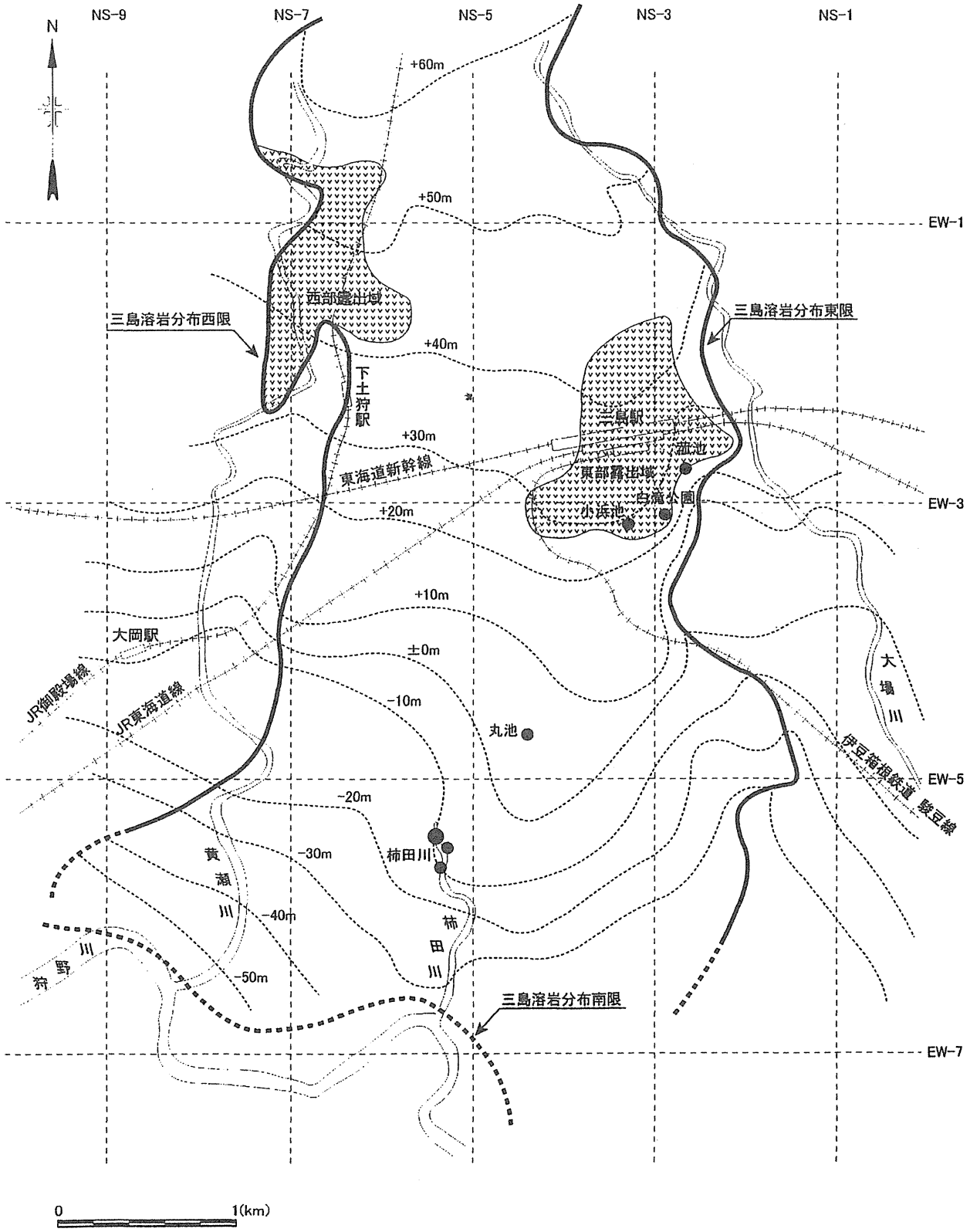

図5．地質構造図(1)三島溶岩の分布．

コンター図によれば，溶岩の上面深度は，地域の北縁では標高＋60 m を示すが，南方へ向かって深くなり，黄瀬川－狩野川合流点の西では－55 m に達している．またこのような一般的なトレンドとは別に，溶岩の上面には，小浜池付近から丸池付近を通って，柿田川方面に至る「尾根」状の高まりがあり，これは地質断面でも認められたところである．この尾根ゾーンは三島溶岩東部露出域の南方延長に当たり，三島湧泉地域の主要湧泉のすべてを含み，この点で，三島溶岩上面の尾根状高まりは極めて重要な構造の１つであると考えられる．

この尾根の東側には，三島溶岩分布域と箱根系基盤岩類分布域の境界（三島溶岩東縁）に沿って谷状構造が明瞭に認められる．一方，尾根の西側には，北方において三島溶岩の東・西露出域に挟まれた非露出帯に連なる谷状の構造が推定できる．またコンター図では明瞭でないが，愛鷹山系の基盤岩類には，三島溶岩分布域の西側に接する部分に，JR 下土狩駅西方の愛鷹ローム残丘から南方へ連なる基盤岩類上面の高まりが認められる（東西断面 EW－３及び EW－５参照）．

⑷ 千本松原層及び田方平野の最下部層の分布：基盤岩類（愛鷹厚層ロームを含む）や三島溶岩を覆い，本地域の完新統の基底をなす高固結度・含貝・青色の海成玉石・砂礫層は，沼津市域では「千本松原層」，田方平野では「最下部層」と称され，両者は同一層準にあると考えられていながら，分布の連続性が確認されていないために，別の層名が与えられて来た（富士和，2001，2003）．しかし，ここで取り扱っている三島湧泉地域は，両層の分布の境界に当たり，この機会に両者の分布上の関係を考えてみることにする．

基盤岩類や三島溶岩を覆い，田方層に覆われるという層序的位置にある海成玉石･砂礫層の分布は，地域の全域で認められるわけではなく，地域の南部に限られている．例えば NS－５断面では，この玉石・砂礫層（最下部層）は南へ傾斜する三島溶岩の上面にアバットしてその分布を終え，EW－６線付近より北では最下部層を欠如して，上位の田方層が三島溶岩を直接覆っている．また，EW－７線付近では，北へ傾斜する本城山の基盤面にアバットして，分布の南縁となっている模様である．

このような千本松原層や最下部層の分布の限界点を多くの断面上で求め，あるいは推定し，それらの限界点を結んで，千本松原層や最下部層の分布限界とした．それを図６に示す．この図に示したように，千本松原層または最下部層の分布の北縁は，沼津市域では JR 御殿場線大岡駅付近を通る E－W 乃至 WNW－ESE 線であり（富士和，2003），その東の本地域では大岡駅付近から南東へ向かい，柿田川中流部付近に至り，北東へ方向を転じて三島郵便局付近を経て，三島測候所付近で南方へ大きく方向を変えている．すなわち，次に述べる田方層分布の北縁の南側に沿って，三島溶岩の尾根の南縁部を巡るような状況を示している．一方，南縁は香貫山の北麓から本城山の北麓に掛けて，狩野川に沿っている模様であるが，資料に乏しく詳細は明らかでない．

以上に示したように，海成玉石・砂礫層分布の北縁と南縁は本城山の北で接近し，分布の幅が400 m 程度と狭くなっているのが認められる．この狭隘部は北へ張り出す本城山の基盤山地と，南下してきた三島溶岩の尾根状盛り上がりとの間に形成されたもので，縄文海進の初期における海水の進入路となったと考えられる．この狭隘部の手前（西側）は駿河湾に直結する広い入り江で，ここに堆積したのが千本松原層である．一方，この狭隘部を通り越した奥（東側）では，田方平野となる内湾が広がり，ここに堆積したのが田方平野の最下部層である．すなわち，本城山の北の狭隘部が，千本松

原層と最下部層の分布の接点であると考えられる．

千本松原層や最下部層の分布範囲から見て，三島湧泉群の下部にはこれらの玉石・砂礫層は分布しない．

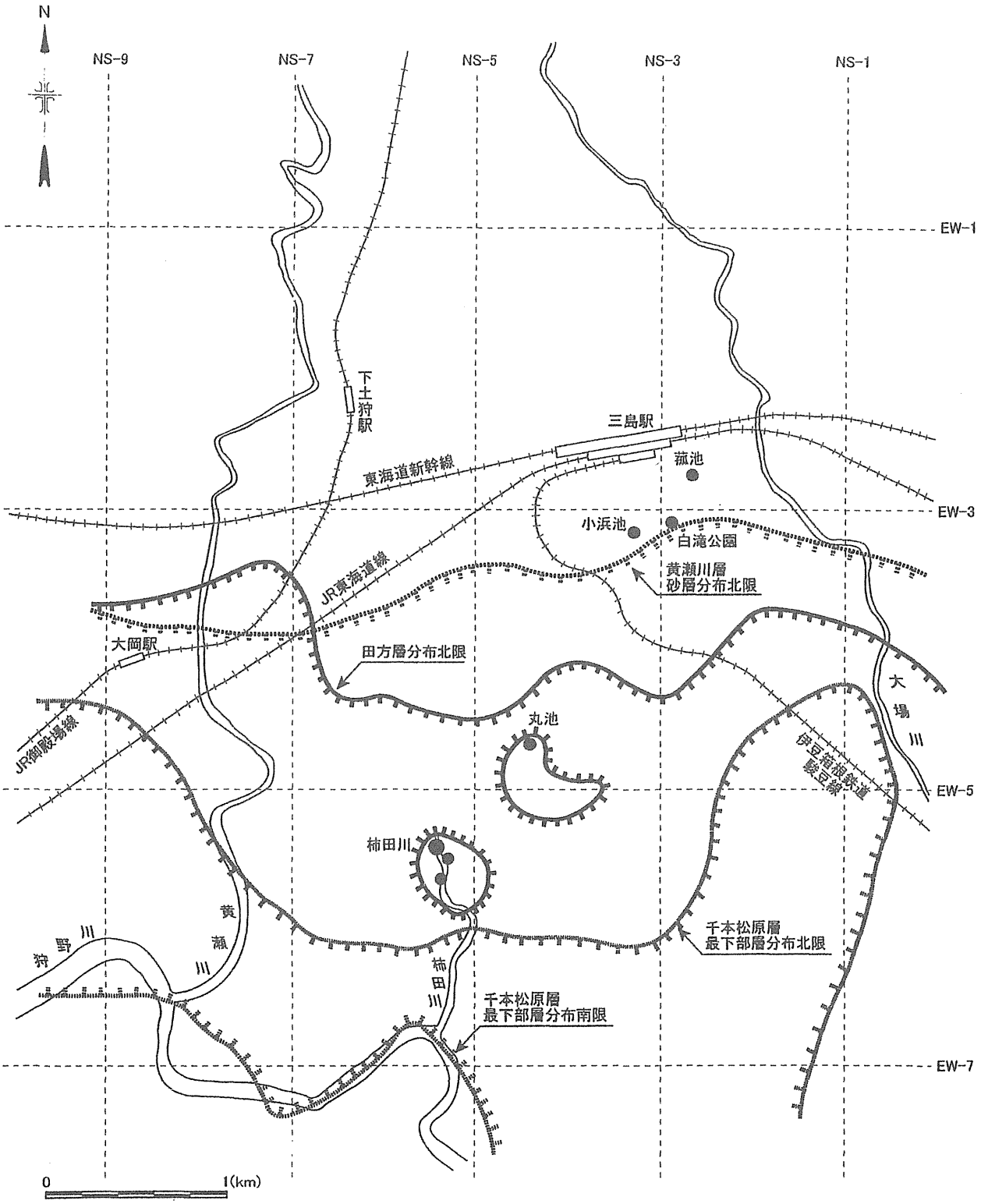

図６．地質構造図(2)表層の分布限界．

⑸ **田方層の分布範囲**：富士和（2001）によれば，田方層は狩野川の中流部に広がる田方平野の下部において，連続性良く分布し，古狩野川流域から供給された泥～砂質の微細～細粒物質を主とするもので，北縁では南へ傾斜する三島溶岩の上面に対してアバットして，その分布を終わっていることが，南北断面NS－3や東西断面EW－5などで明瞭に示されている．このような断面解析や個々のボーリング資料に基づいて推定される田方層分布の北縁線を図6に示した．なおここでは，同一層準にある黄瀬川層下底部のシルト薄層（富士和，2003参照）の分布も，便宜的に田方層に加えて取り扱った．

このようにして推定した田方層分布の北縁線は，三島溶岩上面標高の±0mコンターにほぼ沿っている．これは田方層の上面深度が標高0m付近にあることに対応する．北縁線の北方では田方層を欠如し，透水性の良い黄瀬川層が直接三島溶岩を覆っている．田方層の北縁線は前記の千本松原層や最下部層の北縁線の北（高標高部）に位置し，千本松原層や最下部層堆積時に比べて，田方層堆積時には海進が更に進んでいた模様である．

ただし，田方層分布の北縁線の南部でも，柿田川上流部と丸池周辺の2カ所では，三島溶岩の尾根の稜線上の一部において，田方層が局部的に堆積せず，欠如していて，黄瀬川層の透水性砂礫層が三島溶岩を直接覆っていることが，数本のボーリングによって示されている（断面EW－5及びNS－5参照）．このように，田方層分布域内において小範囲（径400m程度）ながら田方層が欠如して，三島溶岩が直接上位の透水性砂礫（黄瀬川層）に覆われるのは，三島溶岩の尾根上に更に盛り上がった小ピークがあることを示唆すると考えられる．

田方層分布の南縁は地質構造図には示さなかったが，千本松原層や最下部層の南縁線の南方で，香貫山山地の山麓線にまで達している（図4：地質図参照）．

田方層のシルト～泥質層は不透水性で，三島溶岩の透水性部分に胚胎される地下水に対して，キャップロックの役割を果たしている可能性がある．事実このような不透水層分布域からは，地下水の自然湧出は認められていない．したがって，田方層の分布状況もまた，三島湧泉群の湧出機構を考察する場合，重要な要素となるであろう．

⑹ **黄瀬川層砂層の分布範囲**：黄瀬川層の砂層は，南下してきた御殿場泥流の末端が古狩野湾に達し，湾岸沿いの浅瀬を埋め立てて三角州を形成した時に堆積した砂質層で，千本松原層・最下部層・田方層が海～汽水性環境下で形成されたと同様に，海の影響下で堆積したものである．したがって，本層の分布範囲もまた，堆積時における古狩野湾の海域の状況を示すと考えられる．

多くの地質断面図によれば，黄瀬川層砂層はEW－3線以北には分布していない．本層の分布北限はEW－3線とEW－4線との間をほぼ東西に走り，余り大きな湾曲は示さない模様である（図6）．この北限の北側では，砂層は堆積せず，三島溶岩は広く黄瀬川層の砂礫層によって直接覆われている．

黄瀬川層砂層の分布北限は，NS－5線付近より東では，田方層の分布北限線より北にあり，海進が更に進んでいたことを示しているが，NS－5線付近より西では逆転して，田方層北限の方が北にある．すなわちこの部分の海では海退に転じていたことになる．その意義は今のところ明らかではないが，この時期が縄文海進の終末期に近いことを示唆している可能性がある．

4．地下水湧出と地質構造

三島湧泉群の各湧泉は何れも三島溶岩の尾根状盛り上がり構造の軸上に位置するが，三島溶岩から直接湧出する菰池・小浜池・白滝公園の場合と，三島溶岩を覆う砂礫層から湧出している丸池・柿田川とでは別に取り扱う必要があろう．三島湧泉地域における地質の分布・構造の骨子を図7に示す．

⑴ **菰池・小浜池・白滝公園の場合**：三島溶岩は北方の高標高地帯（御殿場市・裾野市・長泉町方面）において，地表に露出し，あるいは透水性砂礫層（黄瀬川層）に薄く覆われている．本溶岩は地表から潤沢な水の供給を受けて，豊富な地下水を胚胎する．その地下水は被圧されることなく，自由面地下水の性格を保ち，溶岩中を南方へ流下する．

三島溶岩から直接湧出している菰池・小浜池・白滝公園の湧泉はこの種の地下水で，何れも三島溶岩の東部露出域の南東縁にあり，溶岩の末端が地表の凹地や斜面で直接地表に露出する地質条件下で湧出している（土，1985，1992）．すなわち，南北断面NS－3に示したように，三島溶岩の上面は階段状をなして落ち込んでおり，その階段の各々は三島溶岩を構成する単位溶岩流の末端の地表露頭を示している．菰池・小浜池・白滝公園の湧泉は溶岩の末端面から湧出している．

⑵ **丸池・柿田川の場合**：一方，柿田川や丸池では三島溶岩は地表に露出せず，それを覆う黄瀬川層の砂礫から優勢な湧水が認められていて，地下水の湧出には別の機構を考える必要がある．

地下水の被圧：北方の菰池・小浜池・白滝公園及びそれらの周辺地帯における三島溶岩中の地下水は，前述のように自由面地下水の性格を保ち，重力に応じて低標高の「谷」部（2．⑶参照）に流れ込み，それに沿って南方へ流下すると推定される．しかし南方の低標高地帯において，不透水性のキャップロック（この場合は田方層のシルト～泥質層や千本松原層・最下部層の固結層）に覆われるようになると次第に被圧され，被圧地下水となる．

被圧地下水の貯留：田方層分布の北縁線以南における三島溶岩は，南北に長いその分布域の最南端に当たる．図7に示したように，この付近の三島溶岩はその上位を広く不透水性の田方層や難透水性の千本松原層・最下部層に覆われ，前面（南方）は北へ急斜する難透水性の香貫山第三紀基盤岩類で遮られ，側面（東及び西方）では相対的に透水性の悪い箱根および愛鷹火山構成岩類にアバットし，これらの箱根・愛鷹火山構成岩類は下位へも連続して分布している模様である．したがって，溶岩の南端部では止水壁で取り囲まれた地下ダム様の袋小路状貯水空間が形成され，被圧地下水が貯留することになろう．

この被圧地下水貯留空間は三島溶岩によって占められ，図7に示したように，中心部で東西幅約3 km，南北幅約1.5 km，厚さ約50 mの規模を有するものであるが，この全域に地下水が貯留するわけではなく，三島溶岩の緻密質部のような不透水性の部分も含まれている．したがって，図示した地下水貯留空間は，被圧地下水が貯留し得る範囲を示すと解釈するのが妥当であろう．

地下水貯留空間からの湧出：三島溶岩の透水性部分を北方から長路にわたって流下してきた地下水は，箱根・愛鷹からの供給を併せて（土，1985，1996），溶岩最南端でこの貯水性袋小路に押し込まれるようにして入り込み，大量の地下水が貯留し，高い被圧を受けるに至ると考えられる．この貯留範囲内の低標高部で高い被圧を受けた地下水は，ここからポンプアップされた形で，重力に抗して高標高の「尾根」部にも行き渡るようになる．この場合，キャップロックが覆っている限り，地下水はそ

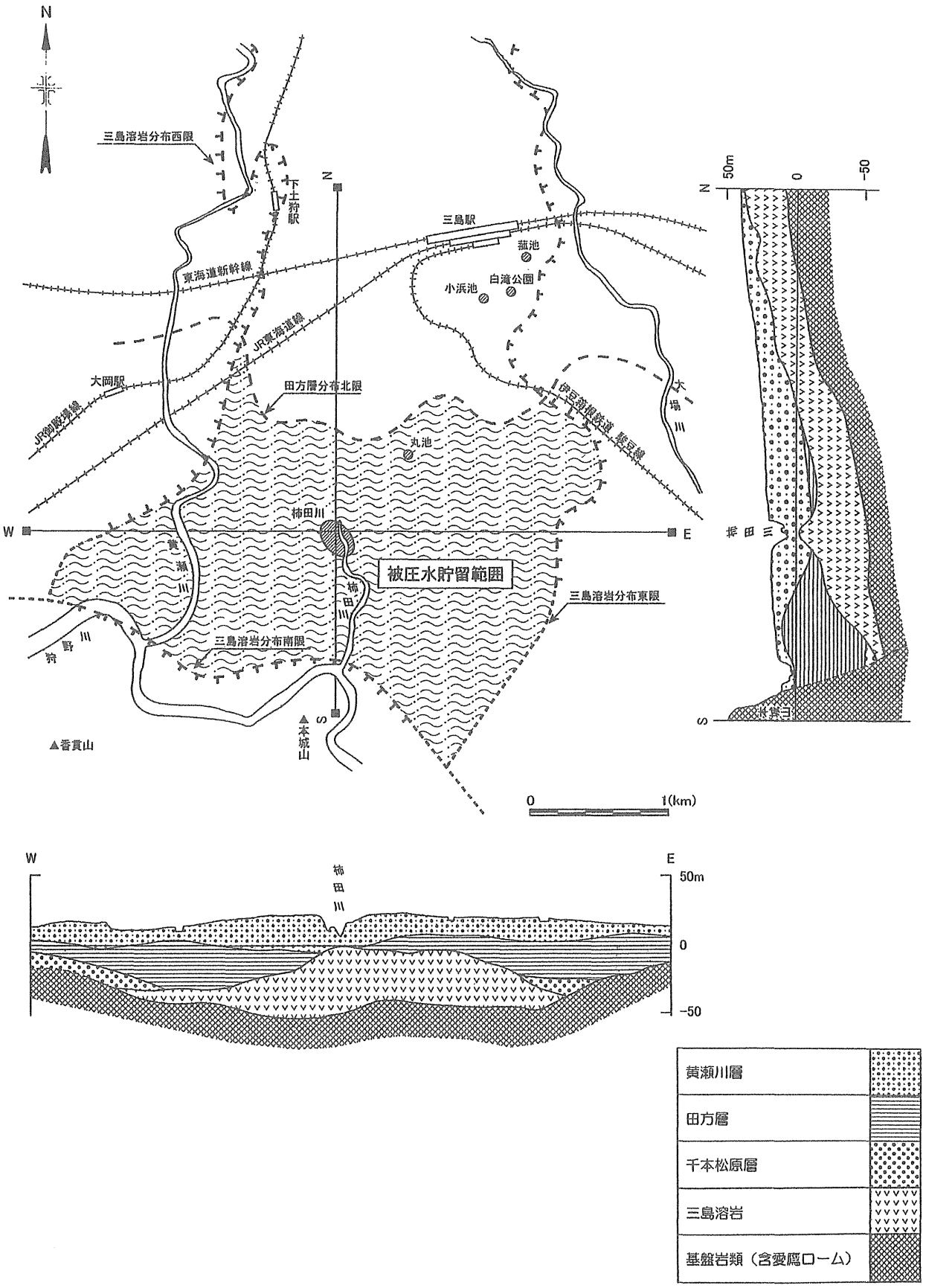

図７．三島溶岩南縁周辺の地質構造概略図．施紋部は被圧地下水貯留範囲を示す．

の下に封じ込まれ，地表に出ることはない．しかし，溶岩の「尾根」上で不透水性キャップロックが局部的ながら欠如している部分があると，そこから地下水が漏れ出し，上位の砂礫質透水層を通って低圧条件下にある地表に向かい，地表の凹所を見つけて湧出するようになるであろう．柿田川最上流域はまさしくこのような好条件の揃った場所であり，他に類を見ない莫大な湧出量が達成されると推定される．一般に，被圧水の場合，高標高で低重力ポテンシャル条件下にある「尾根」部分には，あたかも比重の軽い石油や天然ガスが背斜軸部に集まるのに一脈通ずる機構が働いている可能性も考えられるが如何であろうか．

丸池の湧泉もまた三島溶岩の潜在尾根の上方にあり，また，田方層分布北縁線よりも南にあるが，局部的に田方層が欠如している小部分が認められ（断面EW－5参照），柿田川湧泉と極めて類似した地下水環境にあると言える．ただし，溶岩南縁の被圧水貯留範囲のうちでは最も北にあり，且つ柿田川湧泉よりも標高が15 m程度高いために，被圧の程度が低く，柿田川湧泉に比べて湧出量が少なくなっていると推定される．

以上に三島湧泉群の湧出の地質構造規制について，地質的な推定を交えてその概要を記した．ただし，現状では資料不足もあって，地質構造の詳細，特に三島溶岩最南端における被圧水貯水範囲の形状や大きさの詳細を確認するには至っていない．今後はここに提出した地質構造モデル確認のための地質資料の集積，及びこのモデルに立脚した地下水流動の定量的な取り扱いが必要となるであろう．

引用文献

富士和（2001）：田方平野の表層地質，静岡地学，83，17-24．
富士和（2003）：沼津市中心部の表層地質，静岡地学，88，9-19．
経済企画庁（1963）：全国地下水（深井戸）資料台帳，中部編．
経済企画庁（1974）：中部圏地下水（深井戸）資料台帳，中部編．
国土庁（1980）：全国地下水（深井戸）資料台帳，北陸・中部編．
蔵田延男（1951）：三島溶岩流中の地下川について．地質学雑誌，57，79-86．
蔵田延男（1952）：三島湧泉群についてのその後の知見．地質学雑誌，58，552．
蔵田延男（1962）：静岡県三島市及びその近郊の地下水理．工業用地下水調査特報II，工業用水，43，39-41．
蔵田延男（1967）：富士山水域．水理地質図説明書．地質調査所，31p．
町田　洋（1992）：富士山の生い立ちはテフラ（火山灰など）からわかる．諏訪　彰編，富士山：その自然のすべて，63-83，同文書院．
増田隆司・村越喜久男（1994）：柿田川・三島周辺の湧水群について．地下水技術，36，22-31．
沢村幸之助（1955）：75,000分の1地質図幅「沼津」．地質調査所，49p．
静岡県地震対策課（1984a）：静岡県東海地震対策土地条件図録集Ⅰ．地震対策地質条件図（1．伊豆半島）．
静岡県地震対策課（1984b）：静岡県地質断面図．
静岡県地震対策課（1990）：静岡県地震対策基礎調査報告書－ボーリング柱状図集（東）．

鈴木好一・橋本昌三・落合敏郎（1952）：静岡県沼津・三島平野の地質．資源科学研究所彙報，27，57-68．
高木照正（1981）：沼津沖積平野の発達史．沼津歴史民族資料館紀要，5，92-117．
土　隆一（1985）：富士山三島溶岩の構造と地下水－楽寿園小浜池湧水の地質学的考察－．三島市小浜池保存調査に関する報告書，三島市，81-98．
土　隆一（1992）：富士山のどこに地下水があるのか：その知られざるメカニズムを探る．諏訪　彰編，富士山：その自然のすべて，225-249，同文書院．
土隆一・高橋豊（1972）：東海地方の沖積海岸平野とその形成過程．地質学論集，7，27-37．
津屋弘道（1968）：10,000分の１富士火山地質図．地質調査所，23p．