第２章　名古屋の地盤ができるまで
第３節　名古屋の地下の様子と地層のひろがり
１　濃尾平野下の堆積物
濃尾平野下の地層の層序

濃尾平野の地下にはどの深さにどのような地層が分布しているのか、興味深い対象である。私たちの足元を地表からみてみよう。

濃尾平野地下の堆積物の研究は、1950年代の沖積層の研究から開始された。1959年の伊勢湾台風の襲来は、その浸水被害の規模から、地盤沈下対策の早急な進展をうながした。地盤沈下の対策を目的にした地下層序の研究はその後活発に行われ、現在の知識の基礎を築いてきた。

濃尾平野の地下にある地層の性質や広がりをまとめて表現した代表的な例が地下地質断面図に示される（図2－21）。濃尾平野下の地層は、上位（地表に近い方）から、南陽層、濃尾層、第一礫層、熱田層、（第二礫層）、海部累層、（第三礫層）、弥富累層からなり、その下位に東海層群、第一瀬戸内累層群の地層があり、中・古生層や花崗岩などの基盤岩類に不整合に重なる。

南陽層（松沢・嘉藤，1954）は、平野の地表面を形成する地層で、濃尾平野全体に広がっている。約1万年前以降に堆積した沖積層とよばれる軟弱な地層である。これは最上部粘土層、上部砂層、下部粘土層に大きく分けられる。最上部粘土層は、層厚約5m程度の後背湿地の泥質堆積物が主体である。上部砂層は層厚10－20mの三角州や氾濫原の砂層からなる。下部粘土層は層厚約30mで、海生貝化石を産する海成粘土層からなり、1回の海進サイクルを示している。この海進が縄文海進である。全体として、北と東に向かって薄くなる。

濃尾層（古川，1972）は、南陽層の下位にある砂泥互層で、地層の堅さを調べるN値が30以上あることが知られていた。現在、縄文海進より前の約1万年前までに、河口付近の三角州あるいは沼沢地の汽水－淡水域に堆積した地層と考えられているが、分布範囲や特徴などに不明な点が多い。

第一礫層（井関，1956）は、大礫の円礫からなる地層で、南陽層（沖積層）の下位に広く分布する。最終氷期の海水準低下期に形成された侵食谷や段丘上に堆積した河成礫層と考えられている。ボーリングをすると、最初にでくわす礫層ということで、第一礫層とよばれるようになった。N値が50以上の礫層なので、建築物の基礎として重要であるとともに、地下水の豊富な帯水層でもある。

熱田層（松沢・嘉藤，1954）は、第一礫層の下位に広がる地層である。上部は砂層で、木曽御岳起源のPm-Ⅰをその基底部付近に、また最上部にPm-Ⅲグループの軽石を含む。層厚は平野西縁部で60m以上に達する。下部は、層厚20－30mで（西縁で40m以上）、海成粘土層からなる。最終間氷期の堆積物である。平野の北部や東部では礫層も挟まれる。最下部は平野中央部のみに分布する層厚10－20mの砂層である。

海部累層（桑原，1975）は泥層を主として、3枚の細粒層（下からAm1，Am2，Am3）と、2枚の礫層（Ag1，Ag2）からなる。層厚は150m以上で、細粒層は海生の珪藻化石が含まれることから、海進の堆積物を含んでいると考えれられるが、全体的には海成粘土と淡水成粘土が互層するので、海進の規模は大きくなかった可能性が高い。堆積終了年代は約16万年前と推定されている。

弥富累層（畠山，1979）は、海部累層の下位にあり、東海層群を不整合におおう地層である。層厚は弥富町の600mボーリングで約160mを有している。礫と砂の互層を主体とし、泥層も挟む。木曽川河口付近では、中部と最上部に海生の珪藻化石を産し、海進時の堆積物も挟んでいると考えられる。弥富累層の堆積開始は、約110万年前との推定もなされている。

濃尾平野下の東海層群は、その基底深度が－1500m弱に達し、層厚が1000－1100mに達する（高田ほか，1969）。重要な掘削地点は、松陰の1431m掘削、蟹江の1097m掘削、そして、弥富町の600m掘削がある。桑名地域では帝国石油による掘削があり、ここでは、684mで東海層群を掘抜き、基盤岩に到達している（図2－22，表2－4）。従来は、この桑名での掘削資料で命名された地層名と濃尾平野下の東海層群との対比が試みられてきた。ただ、地表に露出する東海層群の研究が、火山灰層序、年代層序や堆積相解析で大きく

次のページ

進歩したのに対し、深層掘削による最近の資料が追加されておらず、地表に露出する東海層群との対応関係を検討できていない。正確な対比に基づく、この時代の濃尾平野地域の詳細な古地理を考えることはこれからの課題である。

第一瀬戸内累層群の地層の存在は、東海層群を掘抜く1000m以上の深層ボーリングにより確認された。中・古生層や花崗岩の基盤岩まで掘抜いた掘削はないが、閘門ボーリングで、少なくとも557mに及ぶ砂岩と泥岩からなっており、一部は凝灰質である（高田ほか，1969）。

濃尾平野下では、基盤岩類まで届く掘削はない。基盤岩の濃尾平野周辺地表での分布から、一般的に中・古生層と推測されているが、中・古生層や花崗岩なのかどうかの情報はない。

図２－21　図２－22　表２－４

次のページ

第２章　名古屋の地盤ができるまで
第３節　名古屋の地下の様子と地層のひろがり
１　濃尾平野下の堆積物
名古屋市域の平野下における地層のひろがり

熱田台地や東部丘陵を取り巻く沖積平野は、北部ではT.P.＋10m前後の高度を有するが、中川区以南では、自然堤防を除けば、T.P.＋1mに達しない場所も多い。とくに、17世紀以降の干拓地でもある臨海部では、地盤沈下のために0m地帯が広がっている。一方、最近の埋立地は、地盤沈下問題や伊勢湾台風（1959年）による高潮災害の経験なども考慮されて、地盤高はむしろ高く造られている。これらの沖積平野を作る地層が沖積層（南陽層）である。名古屋市域の沖積平野下では、この下に、第一礫層（鳥居松礫層）、熱田層、海部・弥富累層などが、下位に向かってこの順で重なっている。これらの地層の広がりについては、『最新名古屋地盤図総論』（土質工学会中部支部，1988）に詳しい。

沖積層の基底面（図2－23）は、全体として、南および西に深く、北および東に浅くなる傾向にある。最深部は名古屋港域南部や港区西部にあり、－40mを超える深度をもつ。市域より西ではさらに深くなっている。沖積層の厚さの分布は、全体として、南あるいは西に厚く、北あるいは東に薄くなる。名古屋港域南部や港区西部ではかなり厚く、40mを超えている。沖積面そのものがかなり平坦なため、基底面と類似したパターンを示している。

沖積層中の砂層の含有率についてみると、図2－24に示すように、全体としては厚く発達する市域南西部で含有率が低くなっている。また、沖積層の深さ0～5mにおける砂層含有率は、高い区域が熱田台地西方および港区空見町一帯などに広がり、低い区域は名古屋港域、河口を含む天白川流域や庄内川・日光川河口付近の臨海地域など市域南西部、熱田台地に刻まれた谷の中、熱田台地の北側、名古屋駅の周辺および熱田台地西縁に接する区域などにみられる。

濃尾層の発達する主要な地域は、濃尾平野西部であり、名古屋市域では天白川河口付近に小規模にみられる。ここでは、最終氷期に作られたと考えられる天白川埋没谷の底の部分に数mの厚さをもって分布している。

鳥居松礫層（第一礫層）の主要な分布地域は、沖積平野北部の庄内川・矢田川流域である。基底面は西枇杷島周辺で－20m前後にあり、東へ向かって次第に高くなる。分布南限は熱田台地北縁線の西側延長とほぼ一致している。基底面の等高線は、いずれも凹凸が著しく、当時、庄内川や矢田川は、たびたび流路を変更して流れていた。この区域での厚さは5～10mである。名古屋市南部の天白川・山崎川下流域にも、鳥居松礫層が小規模に分布する。ここでの基底面は下流部で－40～－45m前後にあり、埋没谷の谷底部分をつくっている。厚さは5m以内である。

大曽根層は、大曽根面の北および南側延長部にみられる（図2－25）。南側延長は、鶴舞付近から、堀田・道徳・大江を通って、天白大橋に至る地帯と、天白川下流域に、また北側延長は、大曽根の南で東にふれ、猪子石の台地へと続いている。このような分布からみて、大曽根層は主に旧矢田川の河床堆積物と推定される。基底面は、南部で－25m前後にあり、比較的狭い谷地形をつくって、上流へと次第に高くなる。

沖積平野下の熱田層は、北部では鳥居松礫層の下位にあり、中・南部では沖積層の下位にある。庄内川・矢田川流域では、より若い地層に削剥され、新川中橋付近より上流側ではみられない場所が多い。熱田層上部の基底面（図2－26）は、熱田台地と接する平野東縁部では－20～－25m付近にあり、庄内川以西では－50m以深で西へ向かって深くなる。南部ではかなり複雑な埋没谷地形が認められ、天白川の旧流路と思われるものは、新端橋付近から堀川河口に向かって西へ延び、この辺りから北西にふれている。一方、庄内川の旧流路は明瞭に認められない。熱田層下部の基底面（図2－27）は、ほぼ南北の走向で、平野東縁部の－35m前後から、西に向かって深くなり、庄内川以西では－60mを超える深さに達する。熱田層上部の基底面分布で認められた南部の埋没谷地形は、不明瞭ながらやはり認められる。熱田層上部の厚さは、北部では10～20m、中部では30～40mである。南部では10～20mと再び薄くなる。平野東縁部や庄内川・矢田川上流部などでは、新しい地層に削剥されて、薄くなったり、なくなったりしている。熱田層上部には礫層も挟まれる。そのなかで、顕著な礫層のみられる区域は、層準は異なるものの、

次のページ

北部では名古屋城とJR東海道本線枇杷島駅とを結ぶ線より東側、また、中部では、地下鉄八田駅付近まで熱田台地西縁から西に張り出す区域などで、南部ではみられない。熱田層下部は、西に向かって厚くなり、市域西部では30mを超える厚さをもつ。砂層のレンズなどはほとんど挟まれない。

市域平野下の海部・弥富累層は、図2－28に示される上限面より深い部分にみられる。図2－29は、名古屋駅付近、中区栄付近、港区九番町、金城埠頭などの深層ボーリング資料を南北に配列したものである。海部・弥富累層の上限は、名古屋駅－栄では－35～－40m付近にあり、九番町ではやや深く－50m前後に、さらに金城埠頭では少し浅くなり－40m前後になる。この地層の上部には比較的厚い細粒層が挟まれ、北から南へ連続して追跡できる。この細粒層は海部累層の第2細粒層準であるAm2層にあたる可能性が高い。このなかの粘性土層のN値は、N＝10－20を示すものが多く、栄では貝化石も含まれ、海成の部分もある。この粘性土層の下位は砂礫層が優勢であるが、粘性土層もかなり挟まれている。海部・弥富累層の下限は、栄では、－100m付近と推定され、九番町では－150mより深く下限不明である。金城埠頭周辺の海部・弥富累層は、粘性土層が上半部に多く挟まれ、礫層は少ない。粘性土層のなかには貝化石を含み、海成を示すものもある。下半部は、砂礫層が優勢で、薄い粘性土層が若干挟まれる程度である。海部・弥富累層の上限は、－40mから－70m前後まで、西に向かって深くなっている。下限は、－130mあるいはそれ以深にあり、少なくとも70～90mの厚さをもつことになる。金城埠頭の南東側には、天白河口断層が東北東－西南西方向に延びており、この断層をもって海部・弥富累層（北西側）と第三紀層（東海層群）とが接している。この断層の変位量は、小さい場所では15m前後、大きい場所では20m以上になっている。断層の南東側には第三紀層が沖積層の直下にくる。港区中央部や中村区高畑周辺などでも、海部・弥富累層は礫層と粘性土層の互層よりなり、上限はそれぞれ－70m前後、－55m前後で、いずれも30m以上の厚さをもち、下限は不明である。

図２－23　図２－24　図２－25　図２－26　図２－27　図２－28　図２－29

次のページ

２　丘陵地に分布する地層

名古屋周辺の地層と年代

濃尾平野の地下にある地層と同じ時代と考えられる地層が濃尾平野を取り巻くように、周辺の段丘や台地、丘陵を作っている。それらは、鳥居松台地や熱田台地をつくる鳥居松礫層・熱田層などと、名古屋東部丘陵をつくる八事層・唐山層、および東海層群である（図2－30）。

東部丘陵などの東海層群は、瀬戸陶土層と矢田川累層からなる（松沢ほか，1960）。瀬戸陶土層は花崗岩の凹地に堆積した粘土と石英粒子の多い砂層からなる。瀬戸市から豊田市にかけて分布している。層厚は20～30m程度で、植物化石としてオオミツバマツ（Pinus trifolia）・メタセコイア（Metasequoia）・フウ（Liquidambar）などを産する。

矢田川累層は、河川氾濫原の地帯に堆積した地層である。年代は、放射年代測定や地球磁場の反転現象の年代に基づく古地磁気層序による方法などによって、約500万年前から300万年前と推定されている。砂や礫、粘土やシルトが互層し、観察する場所によって、堆積物の様相が変化する。また、亜炭を挟むことも知られている（図2－31）。これらの地層が同時であることをよく示すものが火山灰である。火山灰はみがき砂として古くから有効利用されてきたが、地質学的には、同時間を示すことが非常に重要な役割で、10層を超える火山灰層が識別されている。

この上位に重なるのは、唐山層（松沢・嘉藤，1954）とよばれる礫層主体の地層である。唐山層は、名古屋市東部丘陵で東海層群に不整合関係で重なる。風化が非常に進んだことによる特徴的な岩相で、一般的に”くさり礫”とよばれ、その色調が非常に多様である。年代は東海層群堆積後、八事層堆積までの間であるが、花粉分析の結果などから約80万年前をこえない程度の年代と推定されている。唐山層は、上位の八事層に不整合に覆われ、地形面は残していない。最大の層厚は10数mで、石英斑岩・チャート・ホルンフェルス・砂岩・頁岩などの円磨された大礫からなる。

八事層は、名古屋東部丘陵の頂部に分布しており、定高性のある丘陵背面（丘陵の尾根の面）を作り、唐山層や東海層群に不整合に重なる。最大層厚は40m程度で、チャート主体の礫構成である。砂礫中には数mから10m程度の間隔で粘土や砂層が挟まれている。チャート礫は溶脱され、表面が白色になっている。基質は鉄分で汚され、赤褐色を呈している。

唐山層と八事層は平野地下の弥富累層に対比される。

桃山礫層・桃花園礫層・潮見坂礫層は、小牧市の篠岡丘陵の南－東部に分布する高位段丘を作る地層である。層厚は5～20m程度で、海部累層の相当層と考えられる。

熱田層は平野周辺の台地（段丘）に分布する。最下部層は欠如しており、上部と下部から構成される。下部は海成粘土層からなり、熱田台地で10m程度の層厚である。上部はシルト・粘土の細粒層を挟む砂層・礫層で、熱田台地や守山台地に分布する。御岳起源の軽石を含む。層厚は熱田台地で30～40m、守山台地で約10mである。

鳥居松礫層・大曽根層・小牧礫層は、平野の東縁部に分布する低位段丘を作っている。最終氷期の海面最大低下期に向かって海面が下がり、海岸線が沖合いに後退したときの礫層であり、平野地下の第一礫層よりやや古い堆積物と推定されている。

図２－30　図２－31

次のページ

２　丘陵地に分布する地層

名古屋市域の第三紀層矢田川累層

名古屋東部地域の身近なところでどのような地層が観察されるかをみてみよう。

まず、名古屋東部の丘陵地帯（緑区、天白区など）は総称して尾張丘陵とよばれ、東海層群の湖成層・河川成層が分布している。すでに述べたように、松沢ほか（1960）の研究によって、下位から瀬戸陶土層・矢田川累層に区分されているが、市域には矢田川累層のみが分布している。森（1971）によれば、大きく3つの部層にわけられる。下位から水野部層・高針部層・猪高部層である。水野部層は主に礫・砂礫層からなり、上部に粘土層を挟むようになる。層厚は約100m程度である。この最上部に東郷火山灰と名付けられた厚さ5mに達する火山灰層が挟まれ、径20㎝の大きな軽石を含む。この火山灰に対比される知多半島の大谷・大田火山灰層は4.2Ma（420万年前）のフィッション・トラック年代測定値が得られている（牧野内ほか，1996）。挟まれる亜炭からは植物化石を多産し、メタセコイア（Metasequoia）・フウ（Liquidambar）・ヌマミズキ（Nyssa）などの第三紀の温暖な気候を示す種類が報告されている（三木，1948など）。高針部層はかなり細粒の地層からなり、おもに粘土層・砂礫層からなる。名前が示すとおり、千種区高針東地区を模式地としており、名東区北東部ー牧野ヶ池南部・緑区東部にかけて分布する。最上部の粘土層には亜炭や、長久手火山灰が挟まれている（写真2－26，2－27，2－28）。この火山灰も北の小牧地域や南の知多半島地域へ追跡することができる。化石はあまり産出しないが、東山公園付近の地層で花粉分析が行われ（Sohma, 1958；吉野，1971）、フウ（Liquidambar）・ヌマミズキ（Nyssa）が報告され、東山動植物園南500m地点で大型植物化石の産出報告もある（吉野，1971）。猪高部層は、丘陵北縁部・西部・南縁部に分布し、砂礫・礫・粘土の不規則な互層から構成される。下位に比べて顕著な礫・砂礫を挟む特徴がある。礫はチャートや白色風化の著しい流紋岩礫が多い。この礫は愛知県東部の設楽火山岩類に由来すると考えられ、猪高部層堆積当時、尾張丘陵南部地域は三河山地からの河川の影響下にあったことが推定されている（Adachiand Kuwahara, 1980）。名古屋以北は、古木曽川水系の影響下にあり、中・古生層礫や濃飛流紋岩礫が多い。砂礫層の発達は鳴海丘陵の滝ノ水付近で著しく、白色に風化した流紋岩礫を多量に含む礫層が3～4枚発達している（写真2－29）。全体の層厚は数10m程度と考えられている。このように名古屋東部丘陵を構成している東海層群は、温暖な第三紀鮮新世の時代に河川や沼沢地に堆積した地層群からなっている。

次のページ

２　丘陵地に分布する地層

唐山・八事層とその時代

名古屋東部丘陵地域の西端部には、矢田川累層を不整合に覆う地層群が分布する。唐山層と八事層である。これらの地層と下位の矢田川累層の間は、起伏に富む明瞭な不整合であり、かなりの時間のギャップが推定される。これらの地層は、矢田川累層の最上部の約300万年前から、熱田層の時代（約10万年前）までの間の名古屋地域の自然環境の変遷を考える上で、貴重な情報を提供してくれる。唐山層は、下部の3～6mの礫層と、上部の3～4mの砂・シルト層からなるが、上位の八事層の削りこみにより、上部が欠如していることも多い。上部の地層がよく残されているのは、平和公園西南部周辺で、層厚20㎝のガラス質火山灰（猫洞火山灰）が、膨縮しながら挟まれる。唐山層の下部礫層は“くさり礫”状を呈する特徴をもっている。唐山層は名古屋大学付近から北にみられる。北の篠岡丘陵では礫の大きさが大きくなり、岩相も類似しており、木曽川水系や土岐川水系などの、北－北東の水系のもとに形成されたと考えられている。その年代は数少ない情報から推定が行われている。花粉化石の情報（Sohma,1958）からは、メタセコイア植物群消滅期以降、猫洞火山灰の磁化方位が逆帯磁（Ishida et al., 1969）であることから、ほぼ100万年前と考えられている。直接の年代測定の結果は、牧野内ほか（1983）によってフィッション・トラック年代測定値1.9±0.6Ma（100万年前単位）が報告されているが、唐山層の確定的な年代は結論がでていない。

八事層は唐山層に比較してより南方にまで広がり、広い分布を示す。ほとんどチャートの円礫や亜円礫からなる礫層主体の地層である。特徴的なことは、チャート礫が風化を受け、溶脱作用によって表面が白色化していることである。層厚は全体として20～30mで、南へ向かって礫径を減ずる傾向が認められる。八事層の礫は、チャート礫を主体としており、矢田川累層から再堆積した物質であることが理解される。唐山層の場合と水系が大きく異なっていた可能性も高いと考えられる。八事層が分布する丘陵では八事層の堆積面は残されていないと考えられるが、稜線を連ねたスカイラインは明瞭な定高性を示しており、八事面とよばれている。

次のページ

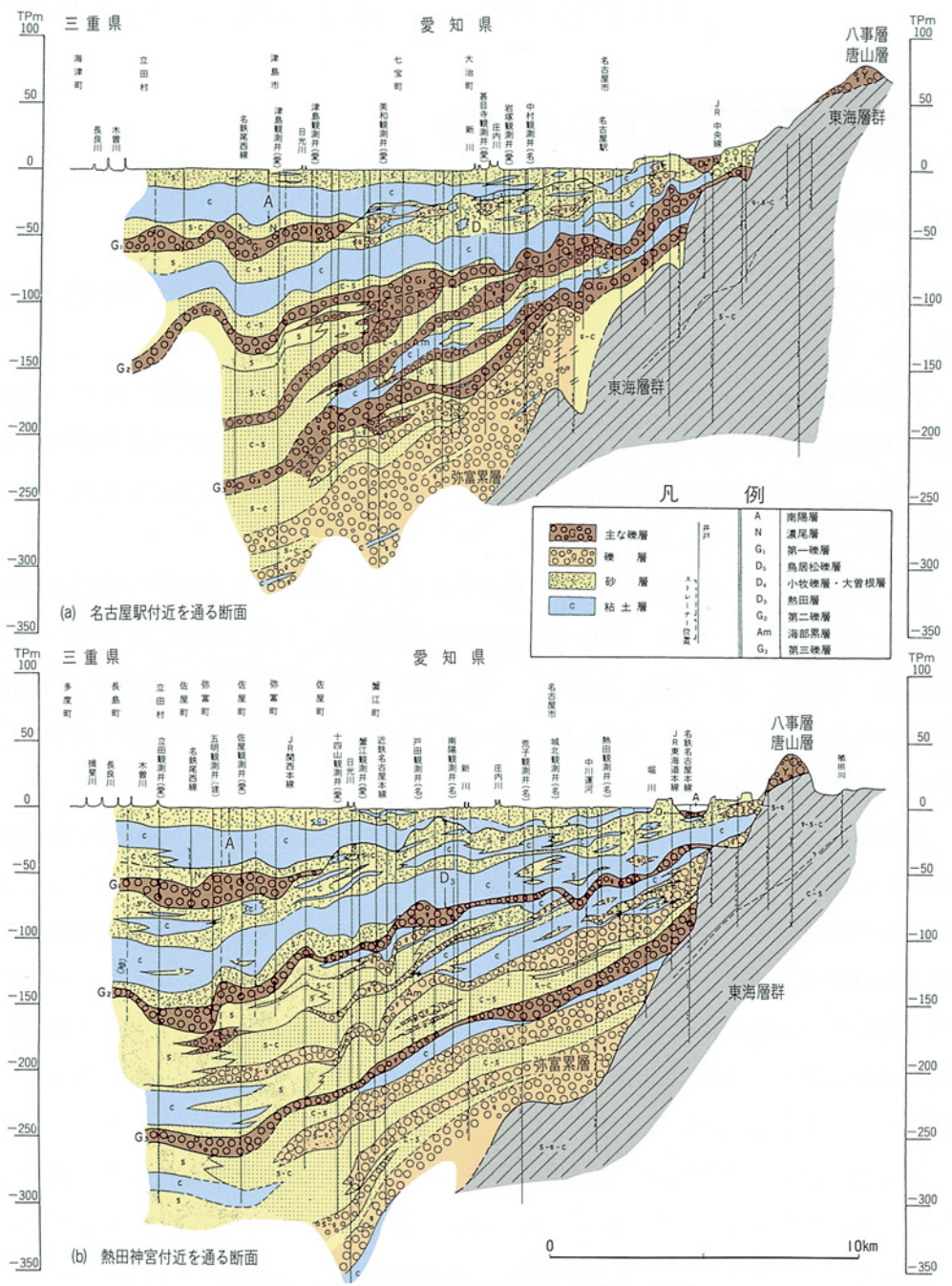

図2-21 濃尾平野地下地質断面図（桑原，1985）

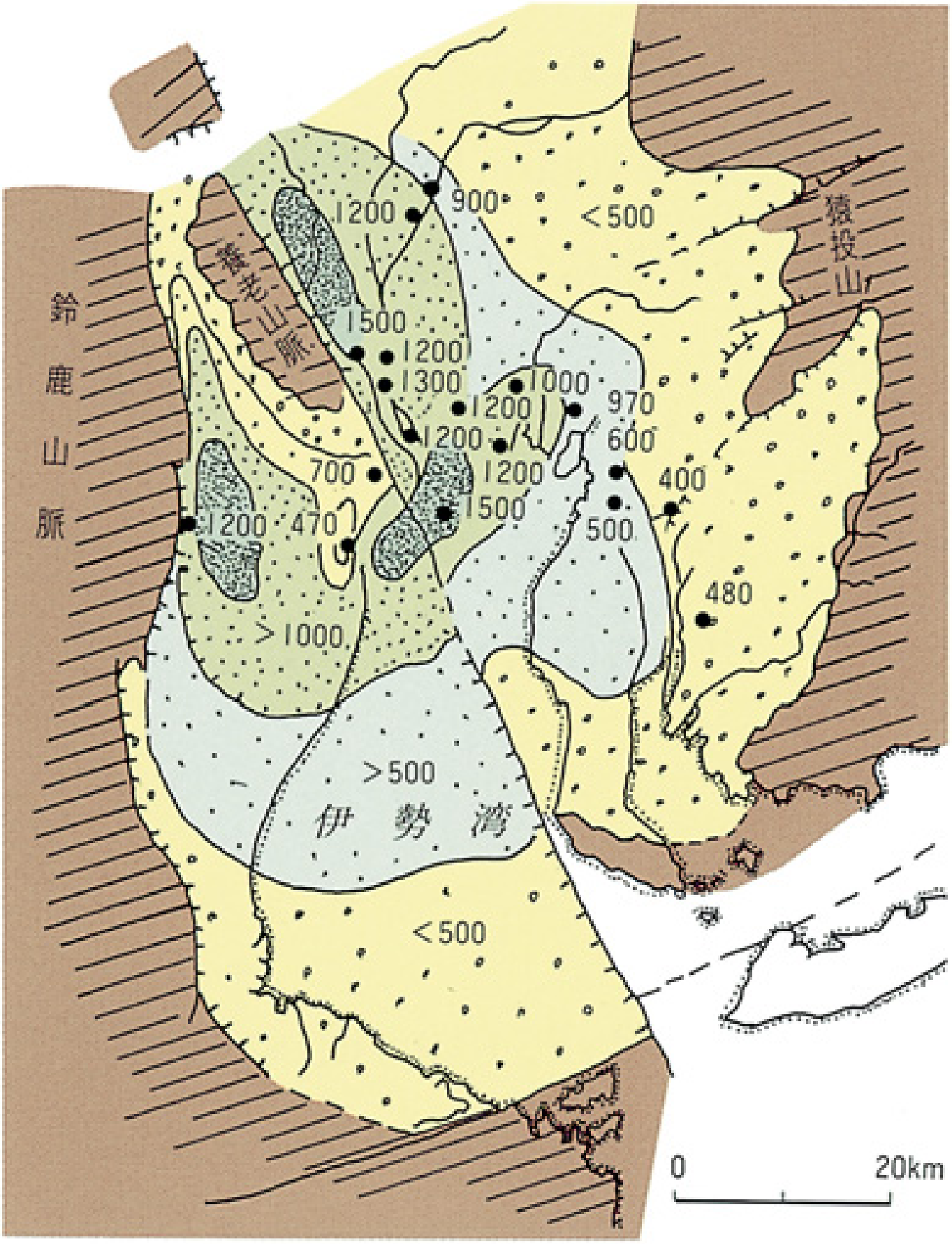

図2-22　東海層群基底の深度分布（桑原，1985）
黒丸はボーリング位置、数字は基底深度（単位：m）

表2-4　深層ボーリングにおける鮮新統・中新統の基底の深さ（坂本ほか，1986）
数字は海水準に対する深度。（　）内は孔底の深度を示す。ともにm。

地域、ボーリング名 ＼ 地層	濃尾平野								尾張・知多丘陵	
	海津	間門	松ヶ島	福富	松陰	尾張温泉	大名古屋温泉	名神ビル	長草	沓掛
鮮新統	1478	1308	1243	1370	1431	1048	896	972	483	332
中新統	(1505)	(1865)	(1569)	(1507)	(1526)	(1080)	1075	(1200)	748	512
中・古生界							(1088)		(755)	(1005)

図2-23　沖積層の基底面等高線図(T.P.基準、m)(船戸・中島, 1986；桑原ほか, 1986を修正・加筆)(土質工学会中部支部, 1988)

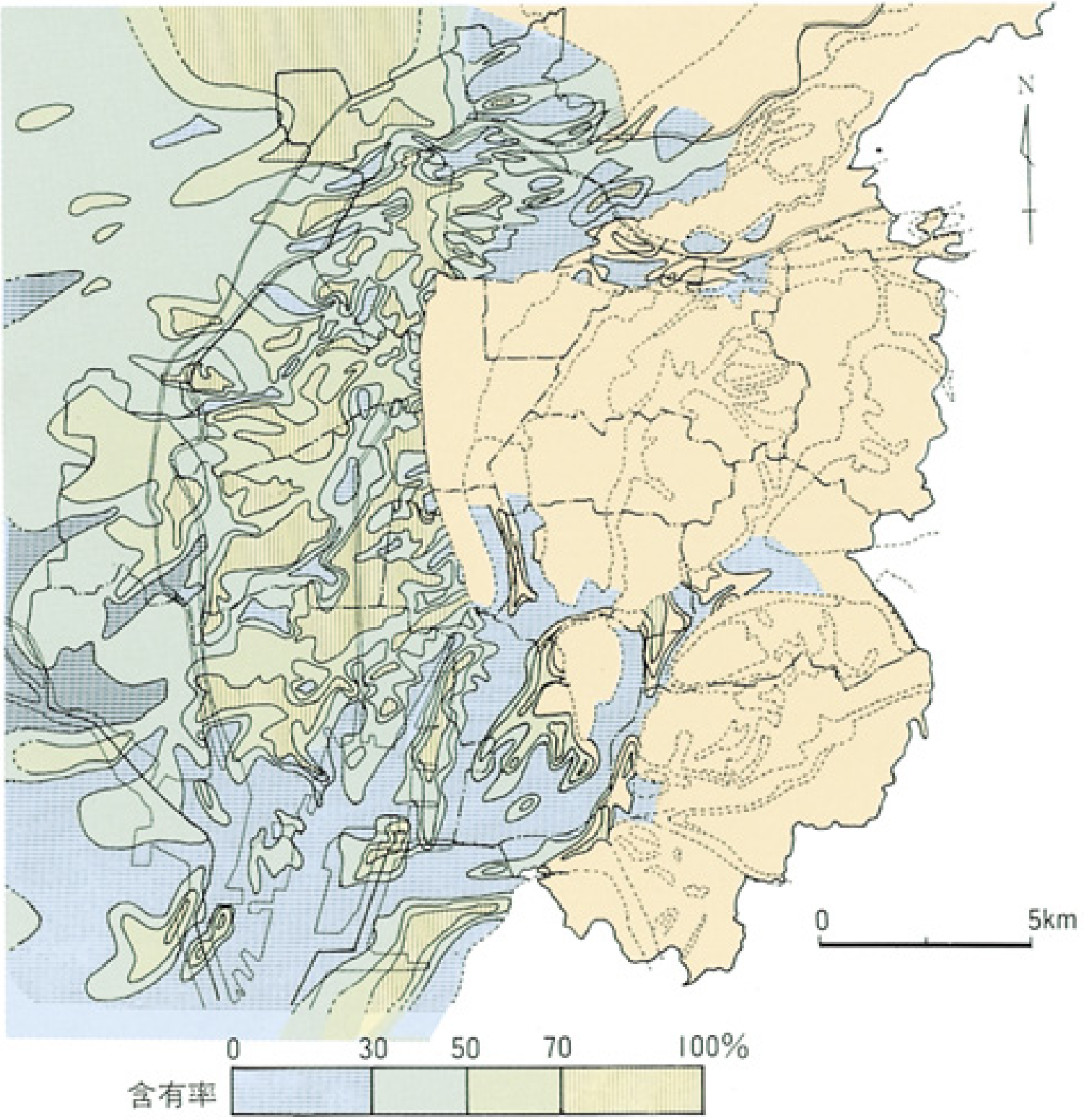

図2-24　沖積層の砂層含有率分布図（単位：%）（船戸・中島, 1986；桑原ほか, 1986を修正・加筆）（土質工学会中部支部, 1988）

各地点における沖積層の層厚に対する砂層積算層厚の割合。縦線部は70%以上の区域。横線部は30%未満の区域を示す。

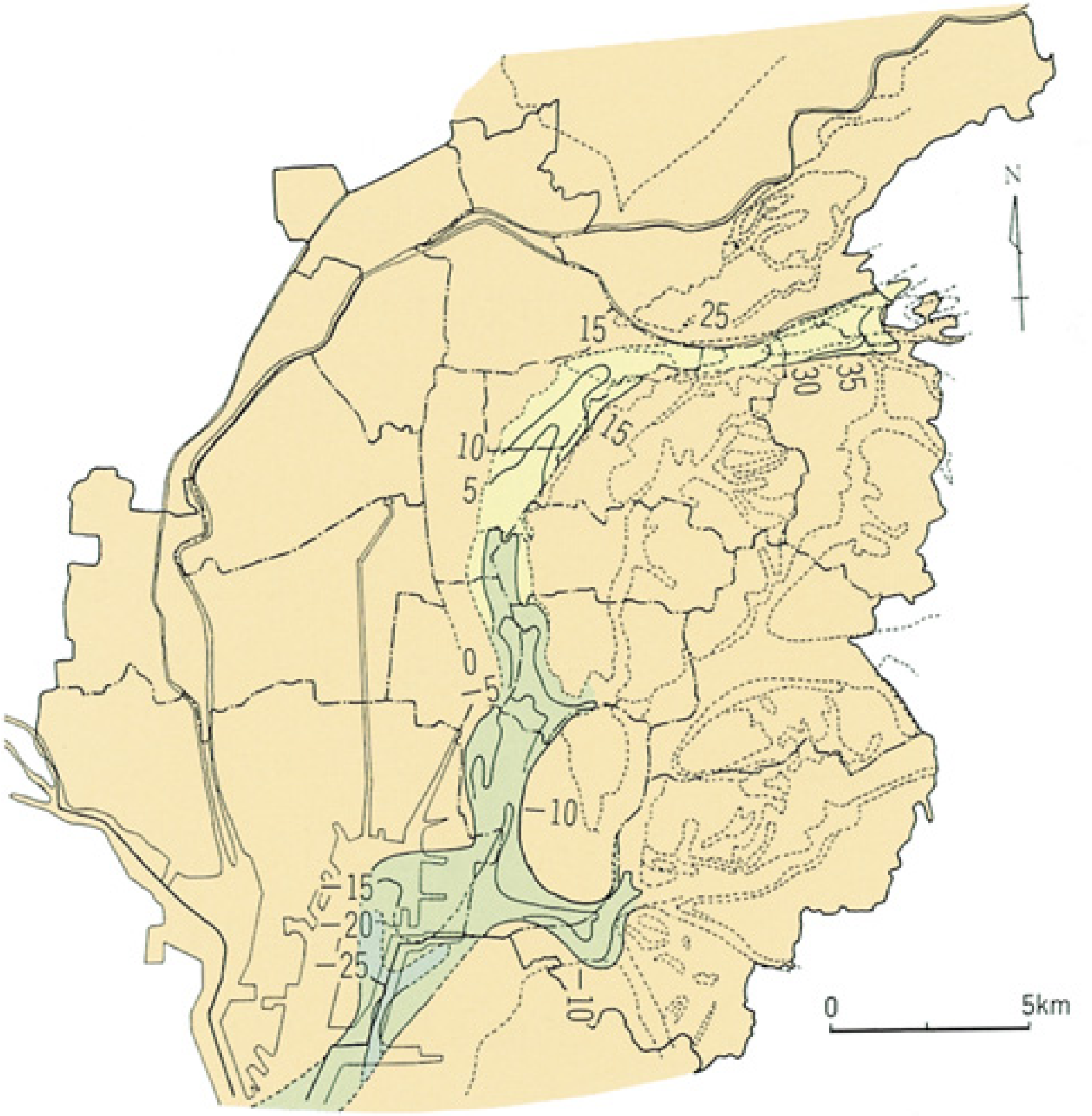

図2-25　大曽根層の分布と基底面等高線図（T.P.基準，m）
（土質工学会中部支部，1988）

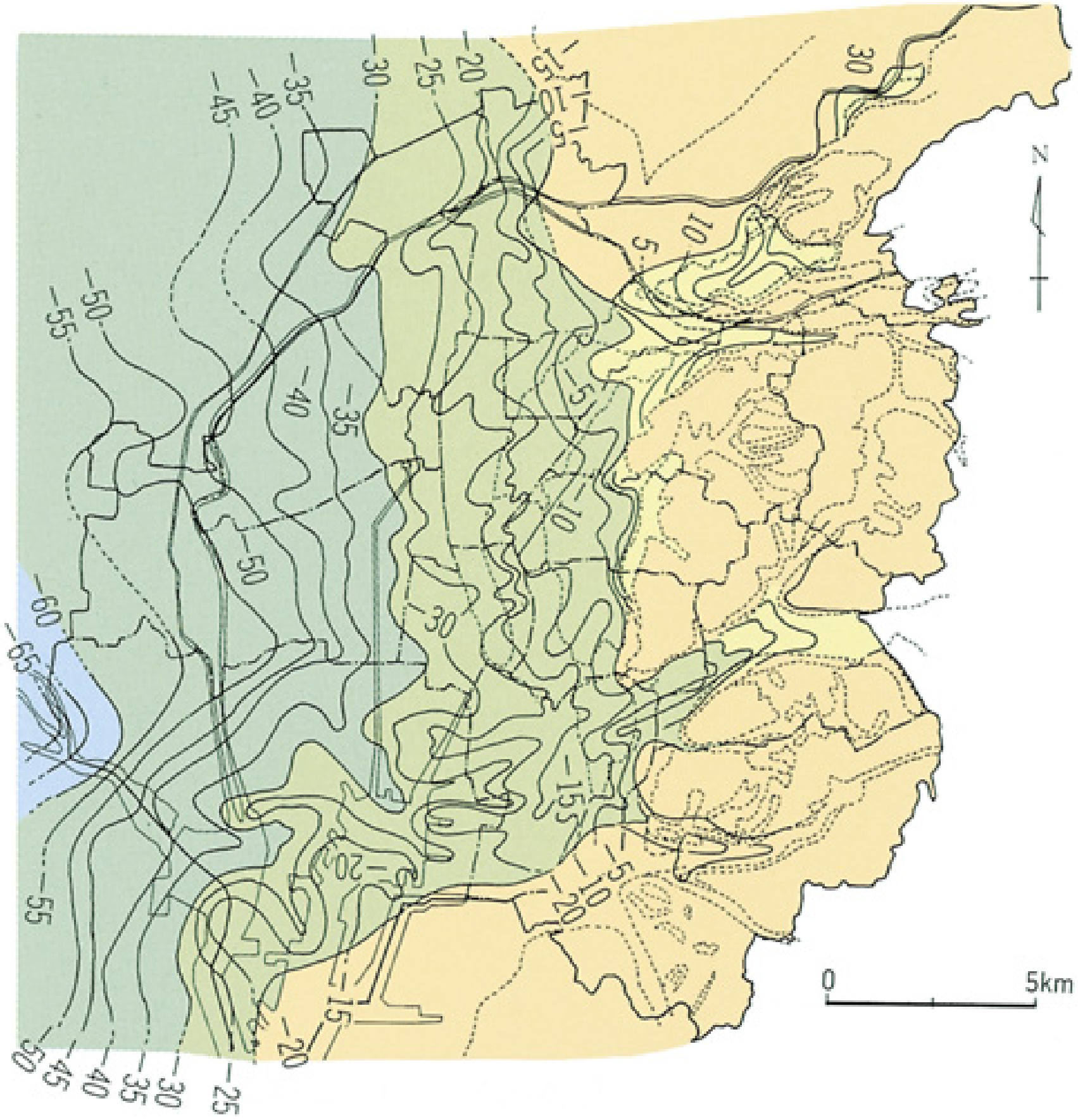

図2-26　熱田層上部の基底面等高線図（T.P.基準，m）
（土質工学会中部支部，1988）

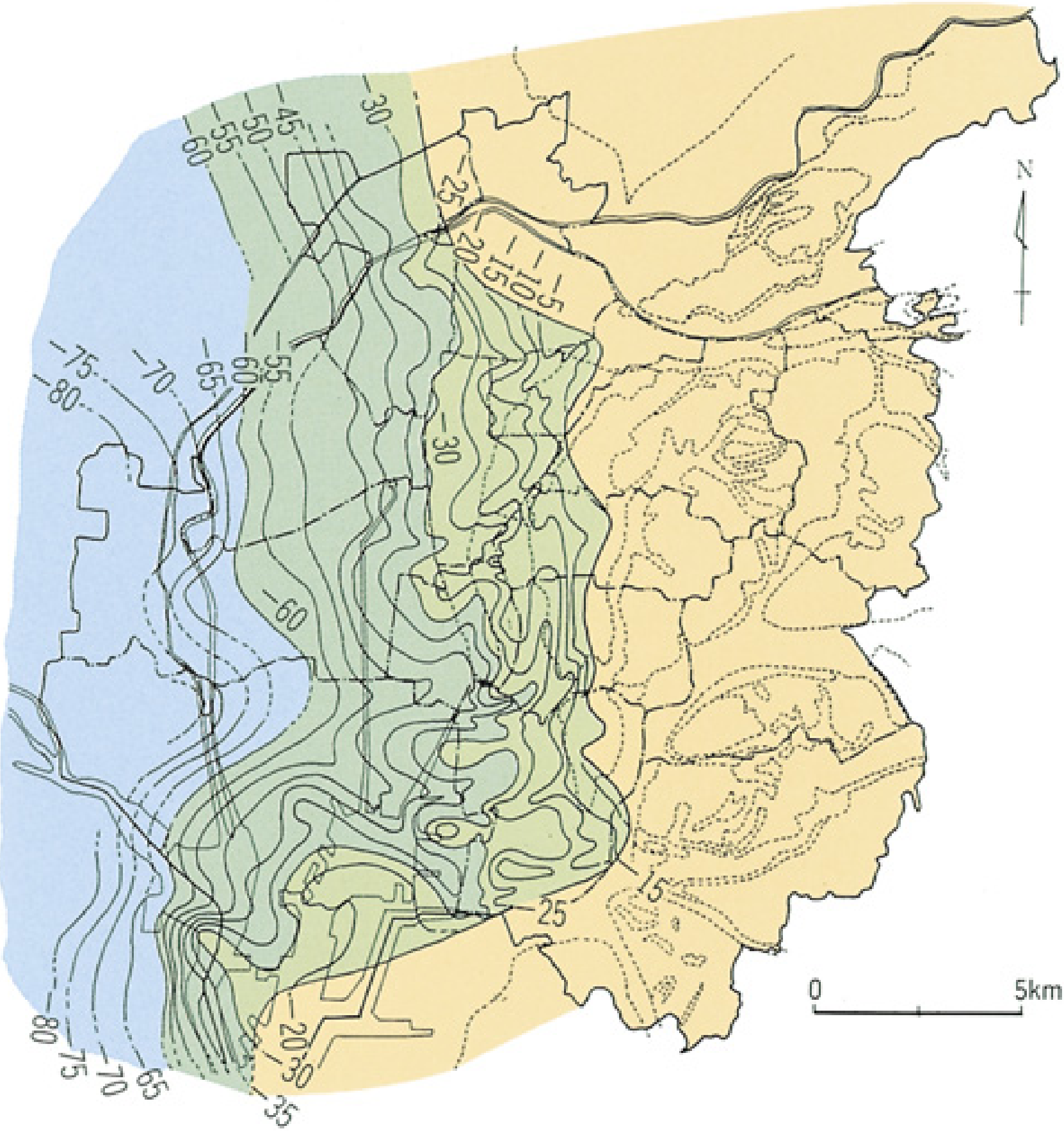

図2-27　熱田層下部の基底面等高線図（T.P.基準，m）
（土質工学会中部支部，1988）

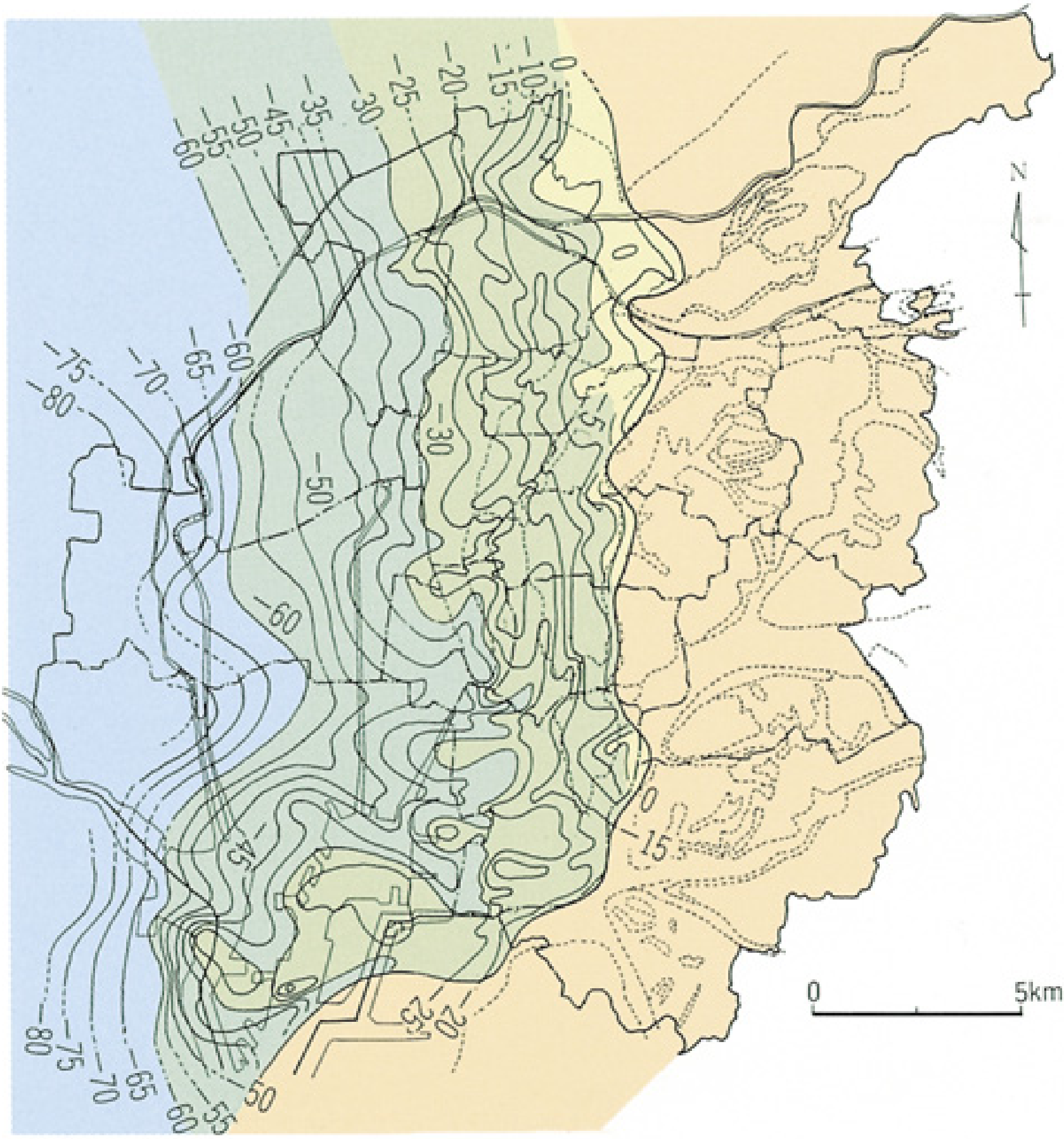

図2-28　海部・弥富累層の上限面等高線図（T.P.基準，m）
（土質工学会中部支部，1988）

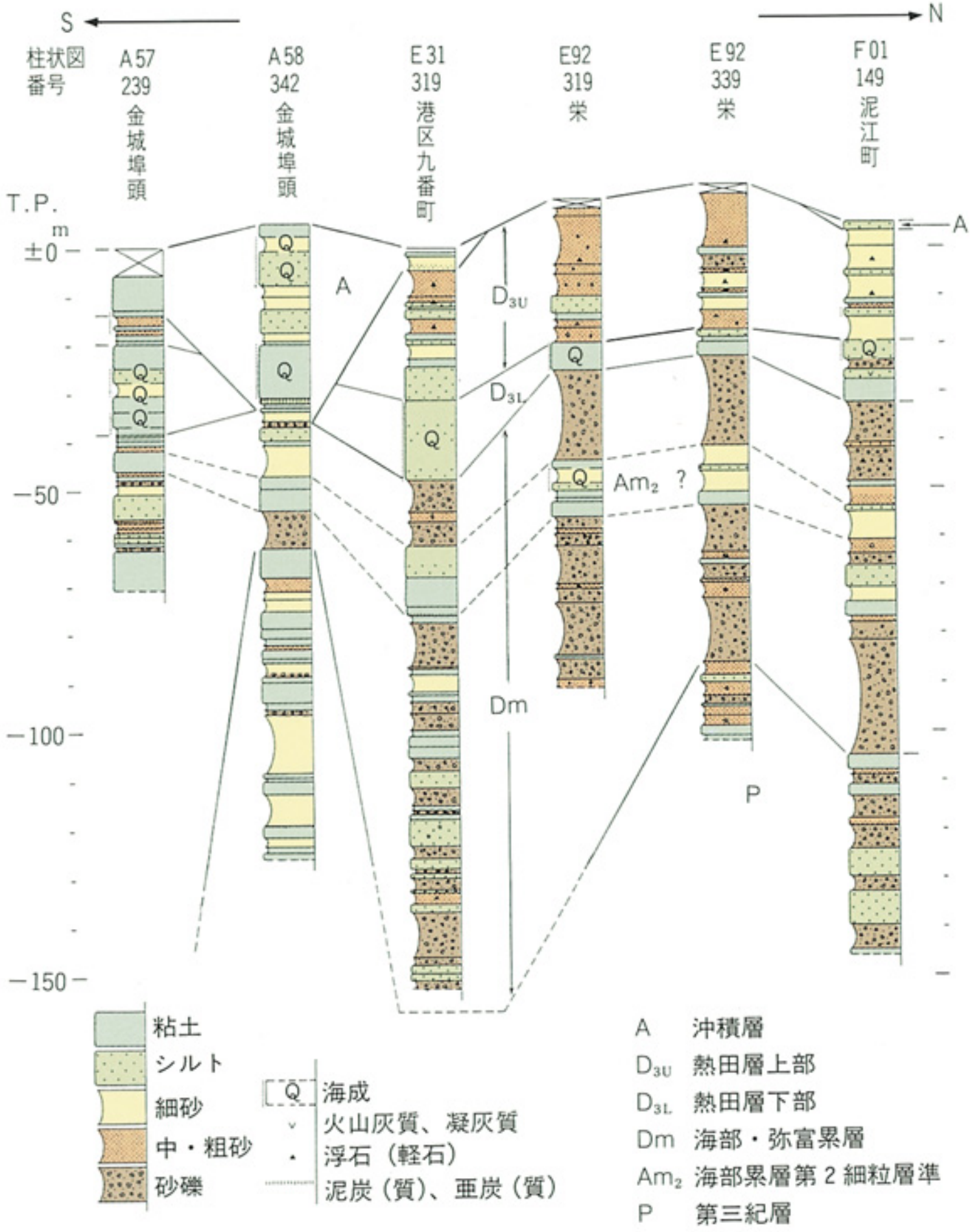

図2-29　名古屋市域の深層ボーリング資料（土質工学会中部支部，1988）

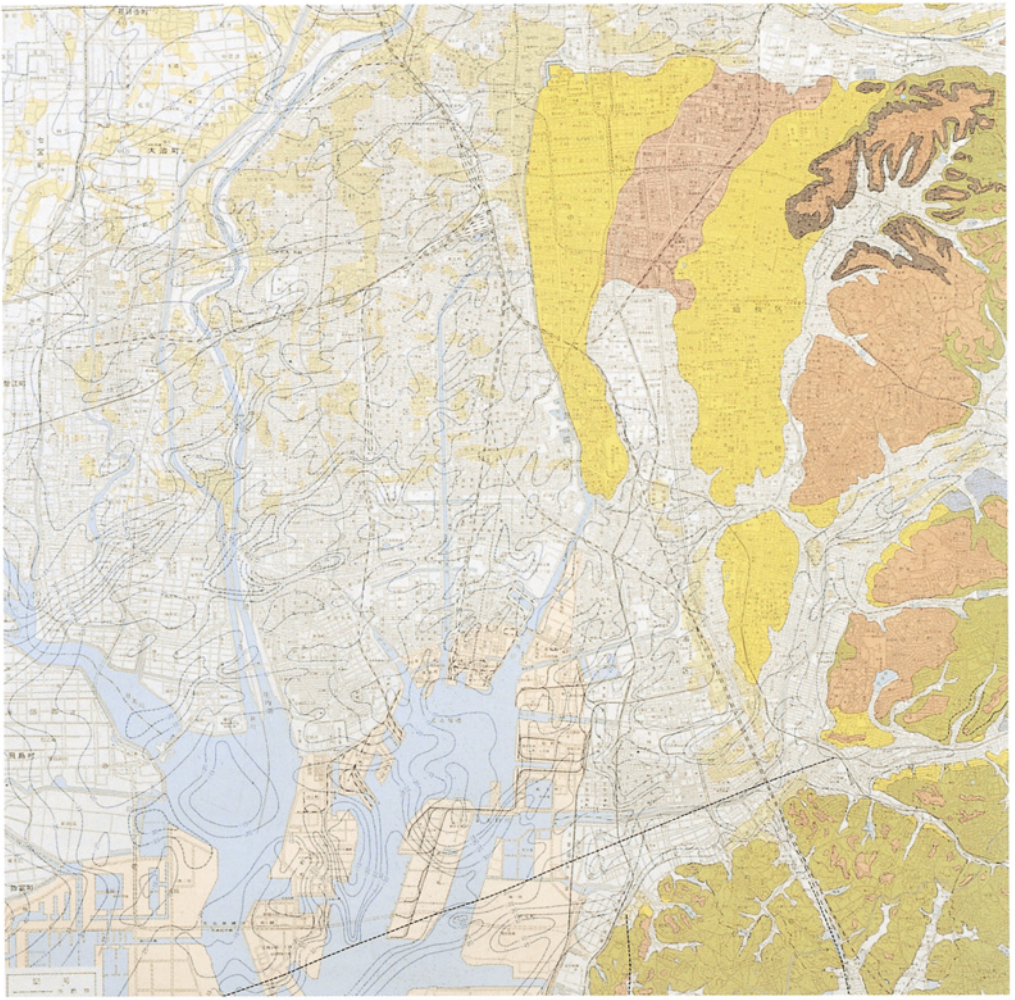

図2-30　名古屋地域地質図（土質工学会中部支部，1988）

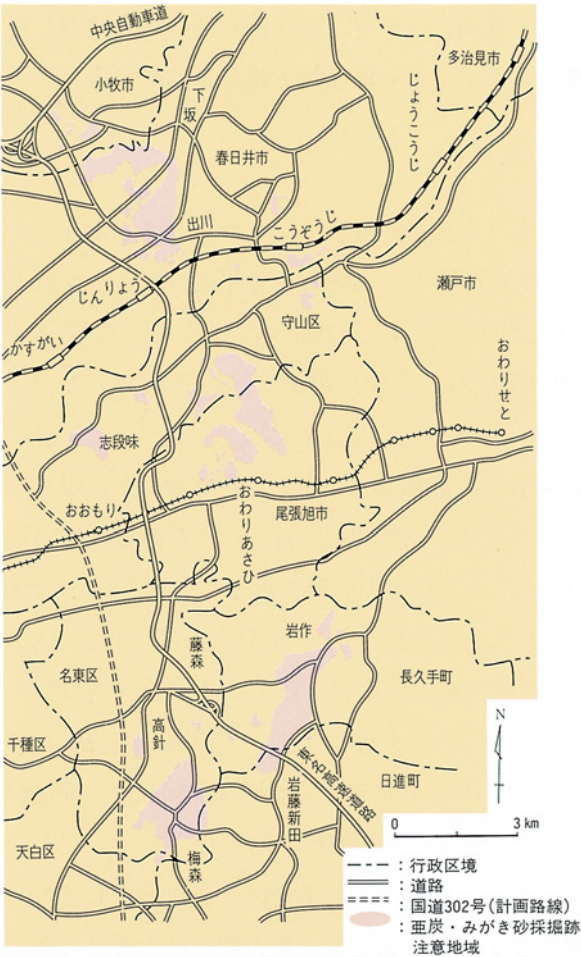

図2-31　名古屋東部およびその周辺地域の亜炭・みがき砂採掘跡の分布参考図（飯田，1987）