都市域の地質地盤図「千葉県北部地域」（説明書）

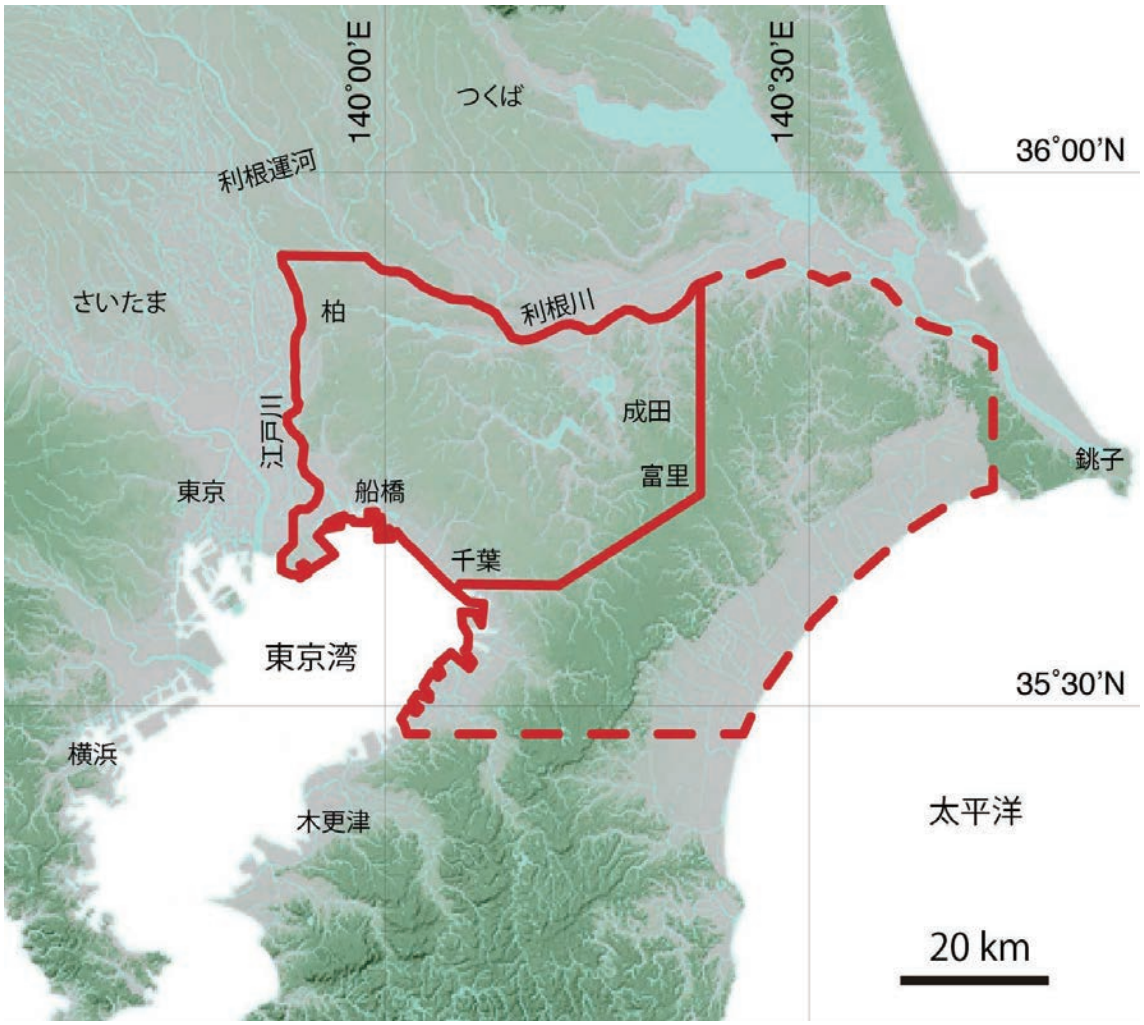
納谷友規[*]・野々垣 進[*]・小松原純子[*]・宮地良典[*]・中澤 努[*]・
風岡 修[**]・潮﨑翔一[**]・香川 淳[**]・吉田 剛[**]・加藤晶子[**]・八武崎寿史[**]・荻津 達[**]・
中里裕臣[***]

[*] 産総研地質情報研究部門
[**] 千葉県環境研究センター
[***] 農研機構農村工学研究部門

都市域の地質地盤図
https://gbank.gsj.jp/urbangeol/

平　成　30　年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター



位　置　図

本研究での詳細調査範囲を赤実線で示す．この範囲については，ウェブサイト都市域の地質地盤図で 5 km メッシュ立体図及び任意箇所の断面図の表示が可能である．また，赤実線範囲に破線範囲を加えた範囲については,全域の小縮尺 3 次元地質モデル（地下の表示は更新統下総層群のみ）を作成した．位置図の背景図は「川だけ地形地図」を使用．

都市域の地質地盤図「千葉県北部地域」（説明書）

納谷友規[*]・野々垣 進[*]・小松原純子[*]・宮地良典[*]・中澤 努[*]・風岡 修[**]・潮崎翔一[**]・香川 淳[**]・吉田 剛[**]・
加藤晶子[**]・八武崎寿史[**]・荻津 達[**]・中里裕臣[***]

千葉県北部地域は，東京都の東に隣接し，北側を利根川，西側を江戸川及び東京湾に囲まれた地域である．首都圏東部に位置する利便性からベッドタウンとして多くの人口を抱えるとともに，東京湾臨海部は商工業の中心として発達してきた，都市化の著しい地域である．

都市域の地質地盤図「千葉県北部地域」は，ボーリングデータに基づいてこの地域の浅層の地層の分布形態を示したものである．コンピュータ処理により作成した 3 次元地質モデルを平面図，断面図，立体図として閲覧できるほか，解析に使用したボーリングデータの閲覧も可能である．

今回，ボーリングデータに基づいて大縮尺の 3 次元地質モデルを作成したのは，東は富里市～千葉市のラインから，北は利根運河付近までの地域に分布する，地表から下総層群上泉層基底までの地層とした．3 次元地質モデルの作成には，千葉県地質環境インフォメーションバンク（2018），KuniJiban（土木研究所，2018）等に収録されている公共工事等のボーリング調査データ約 10,000 地点分を利用するとともに，地質層序を確定するために新規に約 20 地点でボーリング調査を実施し，PS 検層，密度検層，及びコア試料の詳細な解析を行った．このほか露頭柱状図データ（中里・佐藤，2016 など）も加味することで，千葉県東部地域も含めた更新統下総層群地蔵堂層基底までの小縮尺の 3 次元地質モデルも作成した．

（平成 30 年稿）

所　属
[*] 地質情報研究部門
[**] 千葉県環境研究センター
[***] 農研機構農村工学研究部門

Keywords: urban geological map, 3D geological map, 3D modelling, Pleistocene, Holocene, Shimosa Group, Alluvium, man-made strata, Chiba, Kanto Plain, Japan

目　次

第1章　地　形 …… 1
1．1　台地 …… 1
1．2　低地 …… 2
第2章　地質概説 …… 3
2．1　下総層群 …… 3
2．2　常総粘土，新期段丘堆積物，及び新期関東ローム層 …… 4
2．3　沖積層及び人工地層 …… 4
2．4　基準ボーリングデータ …… 6
第3章　下総層群 …… 7
3．1　地蔵堂層 …… 7
3．2　薮層 …… 9
3．3　上泉層 …… 11
3．4　清川層 …… 12
3．5　横田層 …… 14
3．6　木下層 …… 15
3．7　常総層 …… 22
第4章　常総粘土，新期関東ローム層，及び新期段丘堆積物 …… 23
4．1　常総粘土 …… 23
4．2　新期段丘堆積物 …… 23
4．3　新期関東ローム層 …… 23
第5章　沖積層及び人工地層 …… 25
5．1　東京湾岸地域の沖積層 …… 25
5．2　東京湾岸地域の人工地層 …… 30
5．3　利根川流域の沖積層 …… 32
5．4　表層の堆積物 …… 33
第6章　応用地質及び環境地質 …… 35
6．1　下総層群中の透水層区分 …… 36
6．2　層群オーダーの地下水の流動の把握 …… 42
6．3　累層オーダー～部層オーダーの地下水の流動の把握 …… 43
6．4　東京湾岸埋立地における規模の異なる地質体の地質構造の相互作用 …… 44
第7章　3D 地質モデリング手法 …… 45
7．1　3D 地質モデルの概要 …… 45
7．2　地形分類図の作成 …… 45
7．3　地下地質モデルの作成 …… 45
7．4　3 次元地質モデルの作成 …… 48
文献 …… 49
Abstract

図・表目次

第1. 1図　千葉県北部地域の地形 …… 1
第2. 1図　千葉県北部地域の層序総括図 …… 3
第2. 2図　基準ボーリング調査地点 …… 4
第3. 1図　調査地域の更新統下総層群の柱状図 …… 7
第3. 2図　上泉層の分布と基底面の等高線図 …… 10
第3. 3図　清川層の分布と基底面の等高線図 …… 12
第3. 4図　木下層下部の分布と基底面の等高線図 …… 14
第3. 5図　木下層上部の分布と基底面の等高線図 …… 15
第3. 6図　調査地域北部の木下層の柱状図 …… 16
第3. 7図　流山 GS-NY-1 コアにみられる木下層の花粉化石群集 …… 18
第3. 8図　木下層上部を形成したバリアー島システムの復元 …… 20
第3. 9図　常総層の分布と基底面の等高線図 …… 21
第5. 1図　東京湾岸埋立地北部における各埋没谷を中心としたオールコアボーリングの対比図 …… 26
第5. 2図　東京湾岸地域の沖積層基底標高及びオールコアボーリングの位置 …… 27
第5. 3図　中磯辺公園の人工地層の断面図 …… 31
第5. 4図　千葉市美浜区の県立高校内の局所的沈下がみられた付近での地層断面調査結果 …… 32
第6. 1図　関東地下水盆の地層構成 …… 35
第6. 2図　各調査サイトの代表的な堆積柱状図と透水層区分 …… 36
第6. 3図　断面位置図 …… 37
第6. 4図　本調査地域中央付近の透水層断面図 …… 37
第6. 5図　昭和 38 年 2 月～昭和 48 年 1 月南関東全域の累積水準点変動量図 …… 40
第6. 6図　1971 年の南関東地域の地下水面図 …… 41
第6. 7図　1980 年の関東地下水盆の地下水面図 …… 42
第6. 8図　地下水汚染現場における透水層断面と地質汚染機構解明結果 …… 43
第6. 9図　東京湾岸埋立地北部における沖積層と人工地層の地質構造と液状化－流動化部分の概念図 …… 44
第7. 1図　モデリング範囲 …… 45
第7. 2図　小縮尺モデルの表示例 …… 48

第2. 1表　基準ボーリング調査諸元及び文献 …… 5
第3. 1表　基準ボーリング調査のコア試料にみいだされたテフラの記載岩石学的特徴 …… 8
第3. 2表　木下層に挟在するテフラ及び対比候補となる大磯丘陵のテフラの記載岩石学的特徴 …… 19
第3. 3表　木下層に挟在するテフラ及び対比候補となる大磯丘陵のテフラに含まれる火山ガラスの化学組成 …… 19
第5. 1表　放射性炭素年代一覧 …… 28
第7. 1表　地質構造の論理モデル …… 46
第7. 2表　境界面の計算パラメーターと推定誤差 …… 47

Fig. 1 Stratigraphic summary in the northern area of Chiba Prefecture

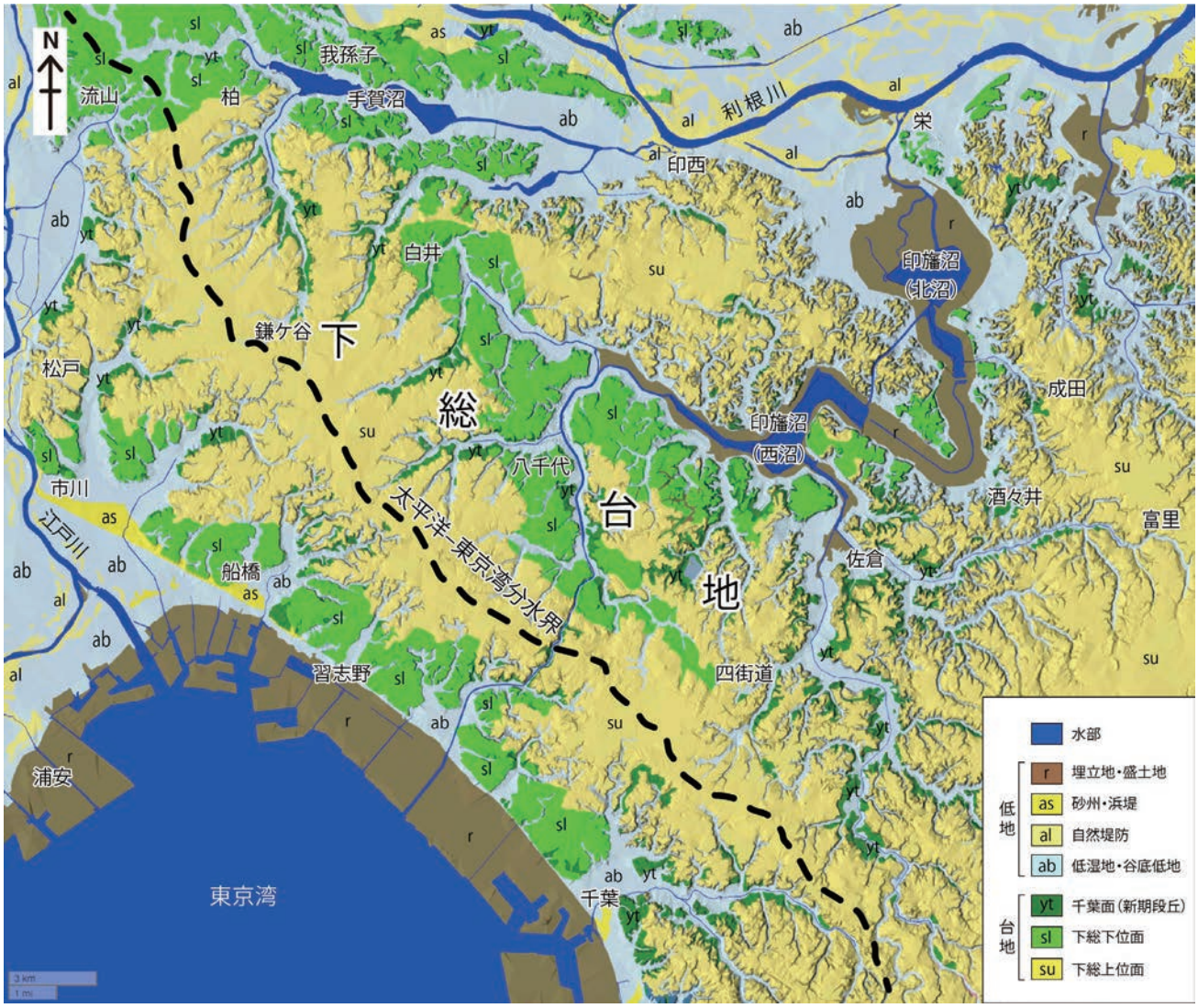
第 1 章　地　形

（中澤　努）

千葉県北部地域には広く下総台地が発達する（第 1.1 図）．その北縁には利根川が，また西縁には江戸川と東京湾が存在し，それら河川沿い及び湾岸域には低地が発達する（第 1.1 図）．

1．1　台地

千葉県北部地域の下総台地の地形面は，杉原（1970）により，上位から順に，下総上位面，下総下位面，千葉段丘に区分されている．このうち千葉段丘は杉原（1970）により千葉第 1 段丘と千葉第 2 段丘に分けられているが，両者の比高は小さく，区別が難しいことが多いため，本稿ではこれらの段丘面を千葉面として一括した．なお下総上位面は横浜地域の下末吉面，下総下位面は同じく小原台面，千葉段丘は三崎面に相当する（杉原，1970）．それぞれの離水年代は下総上位面が MIS 5e，下総下位面が MIS 5c，千葉面が MIS 5a ～ MIS 4 である．このうち最も広く発達するのは MIS 5e の下総上位面である（第 1.1 図）．下総上位面は下総層群木下層の堆積面であり（杉原，1970），木下層の堆積環境の違いによりもともと多少の凹凸はあったと考えられるが，現在は地形面の標高が調査地域東部の富里市で 40 m，調査地域北西部の柏市付近で 20 m と，東に高く北西に低くなる傾向がみられる．下総下位面は，木下層を侵食して分布する河川成の常総層の離水面であり（杉原，1970），調査地域の中央部や北部に発達がみら



第 1.1 図　千葉県北部地域の地形.

れる（第 1.1 図）．下総上位面とは数 m 程度の標高差があるが，境界に明瞭な段丘崖の発達はみられず，緩傾斜の斜面となっている．一方，千葉面は台地を開析する小規模な河川沿いに狭く分布がみられる（第 1.1 図）．

なお，下総台地の南東－北西方向の軸部は，太平洋側と東京湾側を隔てる分水界となっており，太平洋－東京湾分水界（楡井，1997）と呼ばれている．

1．2　低地

東京湾岸地域，江戸川・利根川沿い，及び台地を開析する小谷には低地が発達する（第 1.1 図）．低地は，低湿地・谷底低地，自然堤防，砂州・浜堤に分けられる．自然堤防は江戸川や利根川などの比較的大きい河川沿いの微高地として発達する．砂州・浜堤は海岸沿いの微高地として認められるが，東京湾岸地域では旧海域を広く埋め立てしているため，現海岸線から離れた昔の海岸線沿いに砂州・浜堤がみられる．河川沿いの自然堤防や砂州・浜堤の背後には低湿地が発達する．台地を開析する小谷にも低湿地が広がる．これらの低湿地は，現在は水田に利用されるか，あるいは宅地化されていることが多い．東京湾の湾岸域には埋立地が広く形成されている（第 1.1 図）．また，印旛沼（いんばぬま）周辺では干拓された地域が盛土されている（第 1.1 図）．

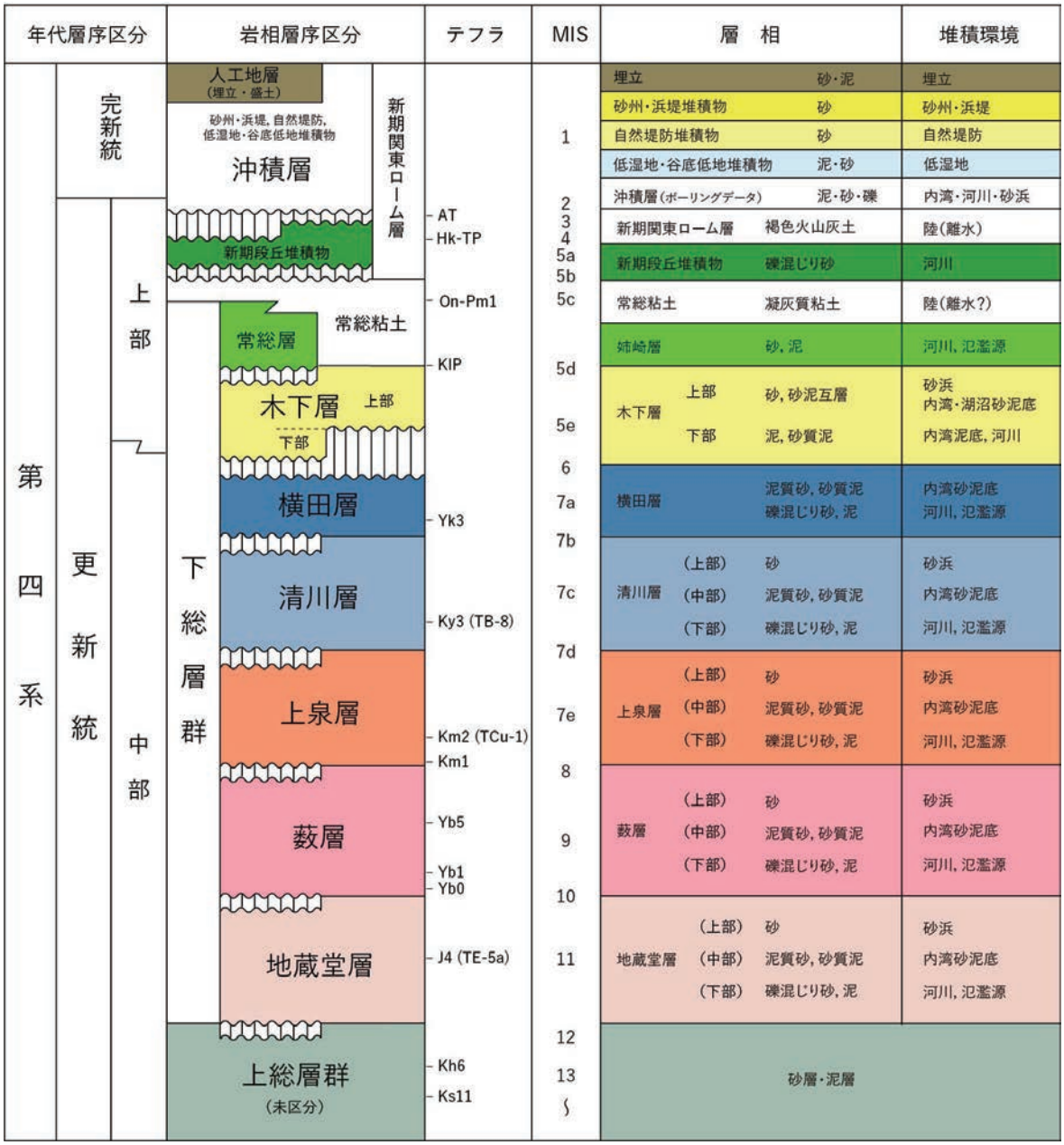
第 2 章　地質概説

（中澤 努・納谷友規・野々垣 進・小松原純子・宮地良典・風岡 修・潮﨑翔一・香川 淳・吉田 剛・加藤晶子・八武崎寿史・荻津 達・中里裕臣）

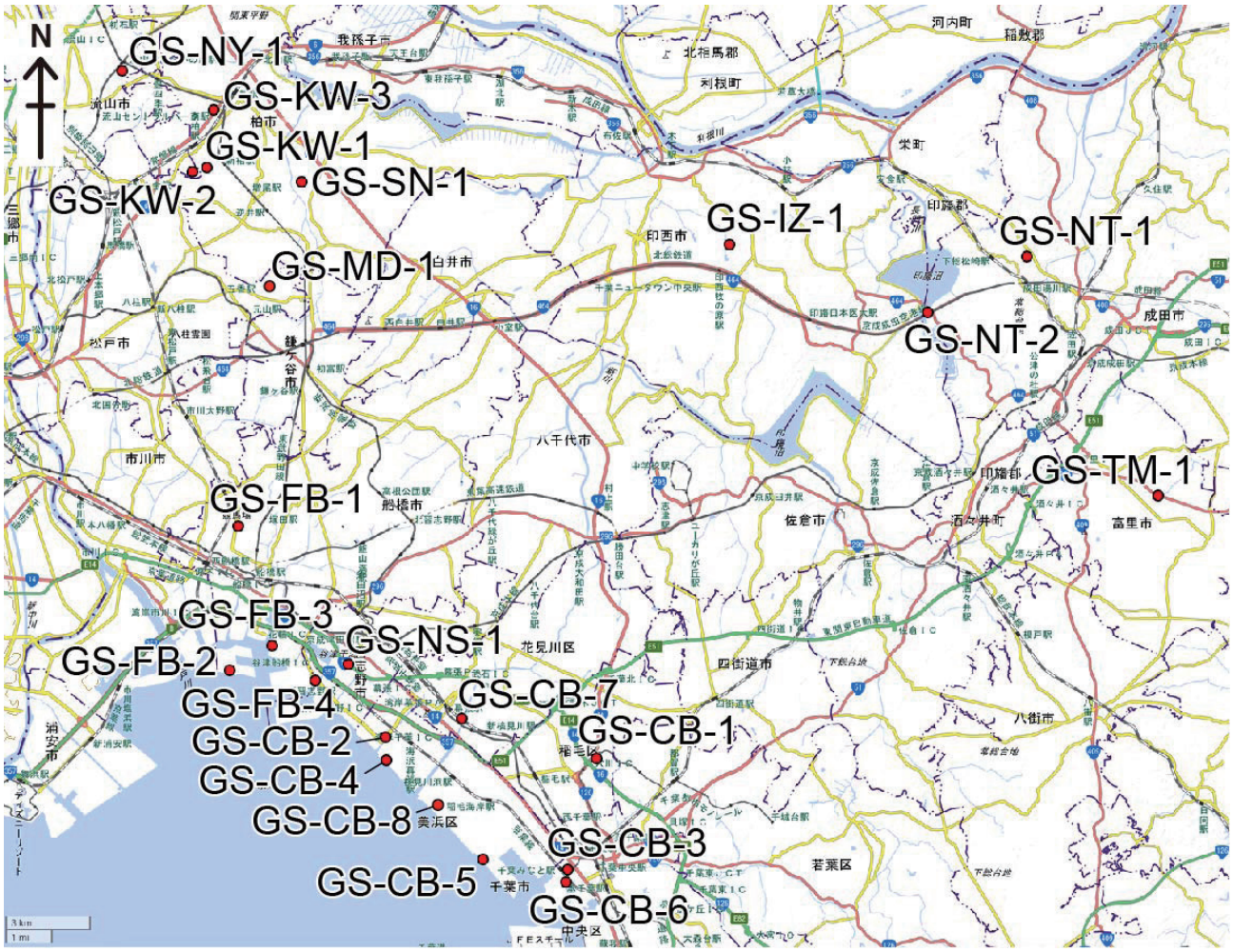
本調査地域の地下浅部 (深度約 100 m 以浅) には中～上部更新統下総層群，上部更新統の新期段丘堆積物，上部更新統～完新統の沖積層，及び人工地層（埋立・盛土）が分布する（第 2.1 図）．調査地域の東部では隆起により浅部に上総層群も認められるが，本稿では扱わない．

2．1　下総層群

河井（1961）の下総累層をもとに徳橋・遠藤（1984）が再定義した層群．徳橋・遠藤（1984）の姉崎地域の調査に基づけば，下総層群は地蔵堂層，薮層，上泉層，清川層，横田層，木下層，姉崎層，及び常総粘土に区



第 2.1 図　千葉県北部地域の層序総括図



第 2.2 図　基準ボーリング調査地点
基図は地理院地図を使用．各諸元は第 2.1 表参照．

分される．姉崎層及び常総粘土を除く各層は，それぞれ一回の海水準変動によって形成された，陸成層と海成層で構成される堆積サイクルからなる．このうち横田層は，他の下総層群の層と同様に海進・海退によって形成された 1 サイクルの地層と考えられているが，分布は限られていること，既存の土質ボーリングデータでは下位の清川層との区分が難しいことから，地質図ではこれを区分せず清川層に一括する．また千葉県北部地域では，姉崎層相当の河川成の堆積物と常総粘土を含めた地層は，小玉ほか（1981）により常総層と呼ばれた．ここでは後で述べるように，常総粘土を被覆土壌層として切り離し，河川成の堆積物のみを常総層として扱う．また地蔵堂層から常総層までを下総層群として扱う．地蔵堂層から常総層までの下総層群の形成年代は MIS 12 ～ 5c と考えられている（中里･佐藤，2001）．調査地域内で下総層群の層厚が最も大きい東京湾岸地域では，下総層群全体の層厚はおよそ 150 m 程度と考えられる．

2．2　常総粘土，新期段丘堆積物，及び新期関東ローム層

調査地域の台地には下総層群の被覆層として常総粘土，新期関東ローム層，及び新期段丘堆積物が分布する．このうち常総粘土は下総層群の分布域，新期関東ローム層は新期段丘堆積物の分布域を含む台地域全域に分布し，それぞれ凝灰質粘土，褐色火山灰土からなる．これらは本研究では被覆土壌層として扱い，地質図には図示しない．また，新期段丘堆積物は，常総層よりも新しい MIS 5b 以降の河川成の段丘堆積物である．地質平面図では，地形面をもとに推定される分布域を図示しているが，本堆積物は層厚が 2 m 以下と小さく，ボーリングデータでは下総層群との区別が難しいため，3 次元地質モデルではこれを区分せず，下総層群から連続する一連の堆積物として図示している．ただし，柱状図の表示により，常総粘土や新期ローム層を含めた垂直方向の層相変化を把握できるようにしている．

2．3　沖積層及び人工地層

沖積層は，最終氷期最盛期（約 2 万 1 千年前）以降

第 2.1 表　基準ボーリング調査諸元及び文献

ボーリング番号	掘削地名	東経	北緯	孔口標高 T.P.+ m	掘進長 m	文献
GS-KW-1	千葉県柏市豊住2丁目	139度57分34.2秒	35度50分14.3秒	25.04	50.00	中澤・田辺（2011），Nakazawa et al.（2017）
GS-KW-2	千葉県流山市向小金4丁目 向小金1号公園内	139度57分14.0秒	35度50分08.9秒	25.38	120.45	中澤・田辺（2011）
GS-KW-3	千葉県柏市旭町5丁目 柏市立旭東小学校敷地内	139度57分44.2秒	35度51分21.9秒	19.09	50.70	中澤ほか（2014），Nakazawa et al.（2017）
GS-NY-1	千葉県流山市 西初石近隣公園内	139度55分31.5秒	35度52分08.1秒	16.86	60.20	中澤ほか（2014），Nakazawa et al.（2017）
GS-SN-1	千葉県柏市 塚崎くすの木公園内	139度59分53.3秒	35度49分57.7秒	21.69	60.00	中澤ほか（2014），Nakazawa et al.（2017）
GS-NS-1	千葉県習志野市袖ヶ浦 袖ヶ浦西近隣公園内	140度01分01.6秒	35度40分27.0秒	2.90	30.00	宮地ほか（2015），小松原ほか（2017）
GS-IZ-1	千葉県印西市牧の原 牧の原公園内	140度10分17.5秒	35度48分43.5秒	28.48	60.00	中澤ほか（2015），Nakazawa et al.（2017）
GS-FB-1	千葉県船橋市行田2丁目 県立行田公園内	139度58分20.9秒	35度43分10.4秒	18.09	124.15	中澤ほか（2014）
GS-FB-2	千葉県船橋市潮見町 船橋三番瀬公園内	139度58分08.5秒	35度40分19.4秒	3.56	60.00	中澤ほか（2014），小松原ほか（2017）
GS-FB-3	千葉県船橋市浜町 産業技術総合研究所船橋サイト敷地内	139度59分09.7秒	35度40分48.9秒	3.48	110.00	中澤ほか（2014），小松原ほか（2017）
GS-FB-4	千葉県船橋市高瀬町 千葉県葛南防災備蓄倉庫敷地内	140度00分13.0秒	35度40分07.7秒	4.09	35.00	宮地ほか（2015），小松原ほか（2017）
GS-NT-1	千葉県成田市松崎 八生公民館敷地内	140度17分30.6秒	35度48分29.2秒	31.11	60.00	中澤ほか（2015），Nakazawa et al.（2017）
GS-NT-2	千葉県成田市北須賀干拓地	140度15分06.8秒	35度47分22.9秒	1.61	40.00	宮地ほか（2016）
GS-CB-1	千葉県千葉市稲毛区 千葉県総合スポーツセンター敷地内	140度07分03.0秒	35度38分35.5秒	27.37	120.00	中澤ほか（2014），納谷ほか（2016）
GS-CB-2	千葉県千葉市美浜区豊砂 浜田川緑地内	140度01分55.9秒	35度38分59.8秒	4.36	32.00	宮地ほか（2015），小松原ほか（2017）
GS-CB-3	千葉県千葉市中央区 みなと公園内	140度06分21.4秒	35度36分23.2秒	5.38	40.00	宮地ほか（2015），小松原ほか（2017）
GS-CB-4	千葉県千葉市美浜区 幕張海浜公園内	140度01分56.2秒	35度38分32.7秒	3.88	40.30	宮地ほか（2015），小松原ほか（2017）
GS-CB-5	千葉県千葉市美浜区新港 アクアリンクちば駐車場敷地内	140度04分17.1秒	35度36分35.5秒	4.30	110.00	宮地ほか（2016），納谷ほか（2016），小松原ほか（2017）
GS-CB-6	千葉県千葉市中央区 消防局臨港出張所敷地内	140度06分19.2秒	35度36分08.3秒	2.03	40.00	宮地ほか（2016），小松原ほか（2017）
GS-CB-7	千葉県千葉市花見川区幕張6丁目 花見川堤防敷地内	140度03分47.0秒	35度39分22.1秒	4.39	30.00	宮地ほか（2016），小松原ほか（2017）
GS-CB-8	千葉県千葉市美浜区磯辺 千葉西高等学校敷地内	140度03分18.2秒	35度37分37.3秒	3.74	60.00	風岡ほか（2017c）
GS-TM-1	千葉県富里市七栄 富里中央公園内	140度20分42.6秒	35度43分46.2秒	39.93	65.40	中澤ほか（2016），Nakazawa et al.（2017）
GS-MD-1	千葉県松戸市六高台 スポーツ公園内	139度58分57.5秒	35度47分49.0秒	28.94	124.44	納谷ほか（2017）

に海面の上昇に伴って形成された堆積物であり，低地の地下に分布する．ここでは下総台地の軸部の太平洋－東京湾分水界（楡井，1997）を隔てて，南西側の東京湾岸地域と北側の利根川沿いの低地に分けて解説する．

東京湾岸地域の沖積層は，最下部，下部，中部，上部，最上部から構成される．最下部は泥層と斜交葉理の発達する砂層及び泥炭層，下部は貝化石を含む泥層，中部は細粒砂～中粒砂層，上部は貝化石を含む泥層，最上部は生物擾乱が著しい粗粒シルト層～極細粒砂層を主体とする．沖積層基底は現在の陸域の地下の最も深いところで標高 −40 ～ −50 m である．

一方，利根川に繋がる印旛沼周辺の低地の沖積層は，下部，中部，上部に分けられる．下部は極細粒砂～中粒砂の互層からなり，低地の中央部では最大 1 m 程度の厚さの礫層を基底に伴う．中部は軟弱なシルト層，上部は極細粒砂～細粒砂を主体とし，シルトや腐植物を含む．沖積層基底は谷の出口付近で標高 −40 m に位置する．

人工地層は東京湾岸地域に広く分布する．東京湾岸地域の人工地層（埋立）は主に沖合の堆積物を浚渫したもので，細粒砂や泥からなる．一方，印旛沼周辺では昭和 40 年代に干拓された地域に泥質の盛土が分布する．地質図における人工地層（埋立・盛土）の分布は，迅速測図（農業環境技術研究所，2018）と現地形（地理院地図；国土地理院，2018）の比較に基づいている．

2．4　基準ボーリングデータ

「都市域の地質地盤図」作成にあたって，既存の土質ボーリング柱状図に記載されている地層の対比基準となる標準層序を策定するためのボーリング調査（基準ボーリング調査）を，調査地域内の約 20 地点で実施した（第 2.2 図，第 2.1 表）．なお，これらの基準ボーリングデータはウェブサイト「都市域の地質地盤図」でも閲覧・ダウンロード（PDF ファイル及び XML ファイル）が可能である．

第 3 章　下総層群

（納谷友規・中澤 努・野々垣 進・中里裕臣・風岡 修・吉田 剛）

本調査地域では，台地の表層部を覆う新期関東ローム層及び新期段丘堆積物の下位，低地では沖積層の下位に，中～上部更新統下総層群が広く分布する．徳橋・遠藤（1984）は姉崎地域の調査に基づき，河井（1961）の下総累層をもとに，下総層群を地蔵堂層，薮層，上泉層，清川層，横田層，木下層，姉崎層，及び常総粘土に区分した．千葉県北部地域では，小玉ほか（1981）により，姉崎層相当の河川成の堆積物と凝灰質粘土からなる常総粘土を含めた地層については常総層と命名されたが，本報告では後で述べるように，常総粘土を切り離し，河川成の堆積物のみを常総層として扱う．以下では，基準ボーリングの観察結果を中心に，本地域地下に分布する下総層群について記載する．

3．1　地蔵堂（じぞうどう）層（J）

命名・定義　坂倉（1935）の地蔵堂層に基づき徳橋・遠藤（1984）が再定義．下位の上総層群金剛（こんごうち）地層を整合または軽微な不整合で覆い，上位の薮層にも同様に整合または軽微な不整合で覆われる．

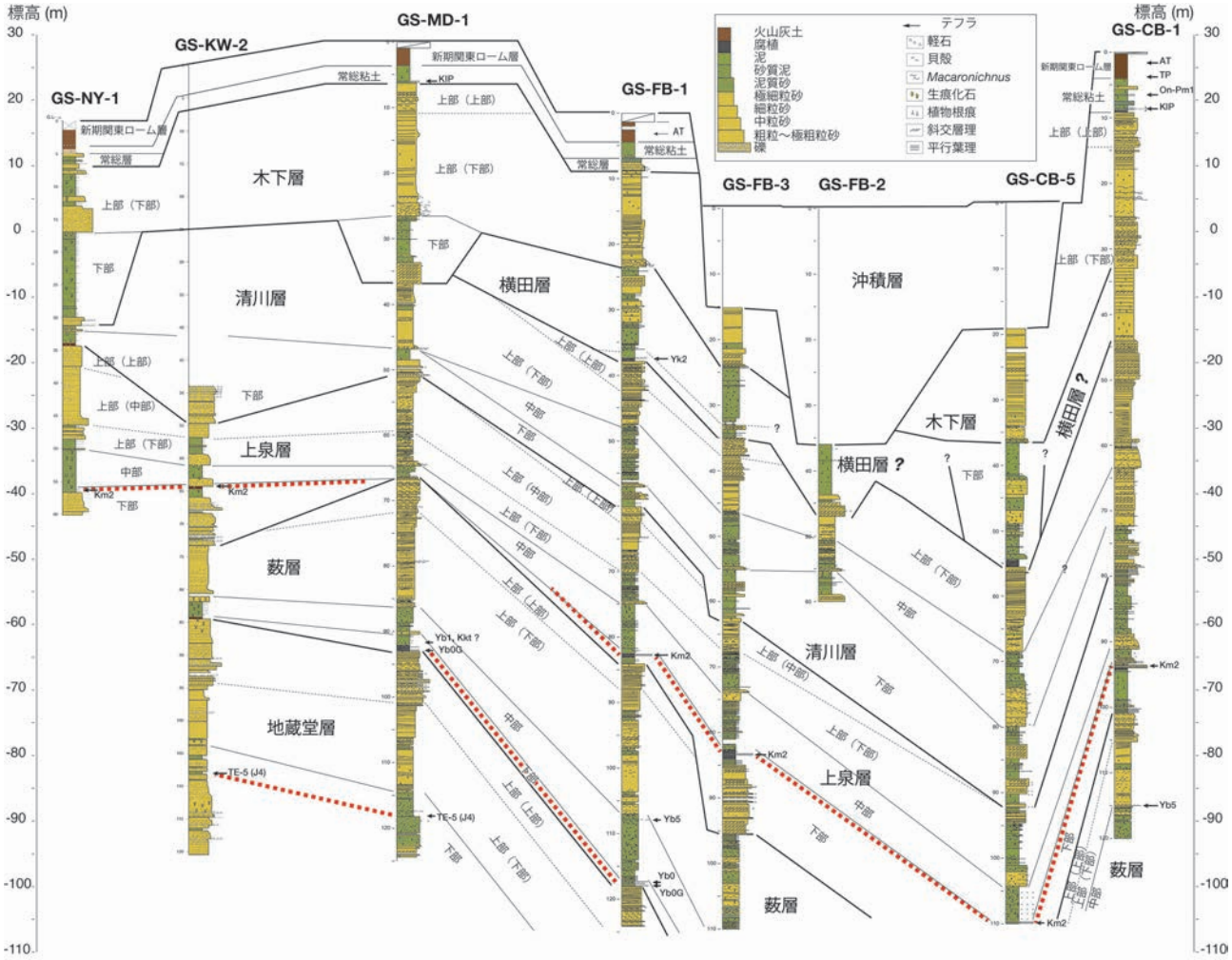
模式地　木更津市地蔵堂周辺（姉崎図幅内）

基準ボーリング地点の分布深度・標高

GS-FB-1：深度 124.15（孔底）～ 118.10 m, 標高 −106.06（孔底）～ −100.01 m

GS-MD-1：深度 124.44（孔底）～ 93.02 m, 標高 −95.50（孔底）～ −64.08 m

GS-KW-2：深度 120 m（孔底）～ 86.4 m, 標高 −94.62（孔底）～ −59.2 m



第 3. 1 図　調査地域の更新統下総層群の柱状図
ボーリング柱状図はいずれも基準ボーリングデータとして都市域の地質地盤図ウェブサイトでも閲覧可能．
ボーリング地点は第 2.2 図及び第 2.1 表参照．

第 3.1 表　基準ボーリング調査のコア試料にみいだされたテフラの記載岩石学的特徴.

コア	深度 (m)	層厚	層相	色調	粒径	試料深度 (m)	重鉱物	ガラス形状	屈折率	対比	文献
GS-NY-1	56.08–56.38	30 cm			1–5 mm	56.31–56.33	opx, cpx, mg		opx (γ): 1.715–1.722 (1.716–1.719)	Km2	本報告
GS-KW-2	64.16–64.21	5 cm	pm, sco	褐灰			opx > cpx, mg		opx (γ): 1.714–1.720 (1.717–1.718)	Km2	中澤・田辺（2011）
	108.92付近		sm				bi	T > C	gl (n): 1.497–1.504 (1.499, 1.502)	TE-5 (J4)	中澤・田辺（2011）
GS-MD-1	91.30–92.04		sm		vfs	91.38–91.40	opx, cpx, ho, bi > mg	C > H	gl (n): 1.498–1.499 (1.498), 1.501–1.502 ho (n_2): 1.665–1.673, 1.683–1.686, 1.690–1.694 opx (γ): 1.710–1.711, 1.716–1.717, 1.727–1.731 (1.729)	Yb1 + Kkt?	納谷ほか（2017）
						92.01–92.03	ho > opx,cum, mg, bi >> cpx	C > H, T	gl (n): 1.497–1.498 (1.498), 1.501–1.502 ho (n_2): 1.666–1.674 (1.670)		納谷ほか（2017）
	92.20–92.30	10 cm	pm	ywbr	cs	92.27–92.29	opx, cpx, mg		opx (γ): 1.702–1.712 (1.705, 1.708–1.709)	Yb0G	納谷ほか（2017）
	92.73–92.85	12 cm	pm	ywbr	cs–ms	92.78–92.79	opx, cpx, mg		opx (γ): 1.698–1.705 (1.703–1.705), 1.709	Yb0G	納谷ほか（2017）
				gr	cs–ms	92.83–92.85	opx, cpx, mg		opx (γ): 1.701–1.706 (1.703)		
	118.13–118.15		fva	wh	vfs	118.13–118.15	bi >> ho, opx, cpx	H, C > T	gl (n): 1.498 ho (n_2): 1.666–1.675 (1.670), 1.692	TE-5 (J4)	納谷ほか（2017）
GS-FB-1	37.45–37.50	5 cm	sm		ms–cs	37.47–37.49	opx, ho > cpx, mg	T	gl (n): 1.503–1.511, 1.530–1.535 (1.532) ho (n_2): 1.670–1.686, 1.691–1.694 opx (γ): 1.696–1.706 (1.704)	Yk2 +	本報告
	82.60–82.93	33 cm	pm	wh–gr	< 15 mm	82.65–82.68	opx > cpx, mg		opx (γ): 1.716–1.721 (1.718–1.720)	Km2	本報告
						82.76–82.79	opx, cpx, mg		opx (γ): 1.714–1.724 (1.719)		
						82.88–82.91	opx > cpx > mg		opx (γ): 1.714–1.719 (1.717–1.718)		
	107.75–108.00	25cm	pm	wh	cs–vcs	107.83–107.86	ho > cum, mg	T	gl (n): 1.502–1.504 (1.503), 1.506 ho (n_2): 1.666–1.672 cum (n_2): 1.657–1.665 (1.658–1.659)	Yb5	本報告
	117.25–117.35	10 cm	pm	wh–gr	< 3 mm	117.33–117.35	opx, cpx > mg		opx (γ): 1.708–1.716 (1.712–1.714)	Yb0	本報告
	117.90–118.00	10 cm	pm	yw–gr	vcs-ms	117.93–117.96	opx > cpx, mg		opx (γ): 1.699–1.706 (1.703–1.704)	Yb0G	本報告
GS-FB-3	83.25–83.59	34 cm	pm	wh	< 15 mm	83.38–83.40	opx, cpx, mg		opx (γ): 1.714–1.724 (1.719)	Km2	本報告
						83.43–83.45	opx, cpx, mg		opx (γ): 1.711–1.722 (1.720–1.721)		
GS-CB-1	93.55–94.01	46 cm	pm	wh–gr	< 10 mm	93.65–93.68	opx > mg > cpx		opx (γ): 1.714–1.721 (1.717–1.718)	Km2	納谷ほか（2016）
						93.77–93.80	opx > mg >> cpx		opx (γ): 1.711–1.721 (1.719–1.720)		
						93.84–93.87	opx > mg >> cpx		opx (γ): 1.714–1.721 (1.718–1.719)		
						93.94–93.97	opx > mg, cpx		opx (γ): 1.715–1.722 (1.719)		
	115.07–115.08	1 cm	pm	wh	fs	115.07–115.08	ho > mg > cum	T	gl (n): 1.500–1.503 (1.501) ho (n_2): 1.664–1.672 cum (n_2): 1.656–1.662 (1.658)	Yb5	納谷ほか（2016）
GS-CB-5	109.80–110.00	> 20 cm	pm	wh–gr	< 15 mm	109.88–109.90	opx, cpx, mg		opx (γ): 1.714–1.724 (1.718)	Km2	納谷ほか（2016）
						109.97–109.99	opx, cpx, mg		opx (γ): 1.713–1.724 (1.716, 1.720–1.722)		

fva: fine vitric tuff, pm: pumice, sm: scatter in mud, wh: white, gr: gray, yw: yellow, ywbr: yellowish brown, ywwh: yellowish white, pugr: purplish gray
vfs: very fine sand size, fs: fine sand size, ms: medium sand size, cs: coarse sand size, vcs: very coarse sand size
opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, ho: hornblende, cum: cummingtonite, bi: biotite, mg: magnetite, H, C, T: shape type of glass shards (Yoshikawa, 1976)

GS-TM-1：深度 65.40（孔底）～ 63.90 m, 標高 −25.47（孔底）～ −23.97 m

層相　本層は 4 つのコアの最下部に観察されるが，いずれのコアも本層の基底までは達していない（第 3.1 図）．観察された範囲において本層は，下部と上部に分けられる（第 3.1 図）．

下部は生物擾乱の発達した淘汰の悪い泥質砂層～砂質泥層を主体とし，部分的に貝殻片が観察され，貝殻片が混じる地層よりも下位に礫混じりの砂層が認められる場合もある（第 3.1 図）．GS-MD-1 と GS-KW-2 の本層下部には TE-5 テフラ（J4 テフラ）に対比されるテフラが認められる．

上部は斜交葉理が発達した分級の良い細粒～中粒砂層からなり，薄い泥層を挟むことがある（第 3.1 図）．上部の最上部は中粒砂～極粗粒砂の砂層からなり，GS-MD-1 ではしばしば中礫を含む．白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が多産する．GS-FB-1 コアでは上部のみが観察される．上部は全体的に上方粗粒化する．

本報告書第 6 章の透水層区分における YK-S4 透水層は，地蔵堂層に相当すると考えられる．大部分は地蔵堂層上部に対応すると考えられるが，YK-S4 透水層の下部に見られる砂泥互層は，地蔵堂層下部に相当する可能性がある．ボーリング地点 InzC-IU（第 6 章参照）では，この砂泥互層の上部に粗粒砂サイズの発泡の良い厚さ 13 cm のゴマシオ火山灰が認められる（風岡ほか，2013）．

弾性波速度　弾性波速度はGS-MD-1とGS-KW-2ボーリング孔で検層結果が得られている．下部の礫混じりの砂層のS波速度は400～510 m/s，泥質砂層のS波速度は350～450 m/sの範囲の値を示す．上部（下部）の砂層ではS波速度が350～400 m/sの範囲の値を示し，上部（上部）の礫混じり砂層ではS波速度が400～620 m/sの範囲でやや高い値を示す．

テフラ

TE-5（J4）テフラ：GS-MD-1コアの118.3～118.15 m及びGS-KW-2コアの108.92 m付近には，黒雲母を多く含むのが特徴的な火山ガラスを主体としたテフラが挟在する（納谷ほか，2017；中澤・田辺，2011）．火山ガラスの屈折率（n）は1.498～1.499にモードを示し，GS-KW-2コアでは1.502にモードを示すやや高い屈折率の火山ガラスも含まれる（第3.1表）．また，GS-MD-1では，重鉱物として普通角閃石を含み，その屈折率（n_2）は1.666～1.675（1.670，括弧内はモード値，以下同じ），1.692を示す（第3.1表；納谷ほか，2017）．これらの特徴は，大磯丘陵の中部更新統に挟まるTE-5テフラ（町田・新井，2003）の特徴と一致することから，これらのテフラはTE-5テフラに対比される．TE-5テフラは地蔵堂層のJ4テフラに対比されている（徳橋・遠藤，1984）．

年代　TE-5テフラの降灰層準はMIS 11のピーク付近と考えられているため（中澤ほか，2009），地蔵堂層はMIS 11を中心とした時期に形成されたと考えられている（増田・中里，1988；中里，1997；中里・佐藤，2001）．

堆積環境　下部は，海生貝化石を含むことから海底下で堆積したと考えられる．生物擾乱を受けた泥質堆積物であることから，波浪の影響の少ない静穏な環境が考えられ，内湾環境で堆積したと推定される．上部は分級の良い斜交葉理が発達した砂層からなる．下位の内湾環境から推移することから，内湾沿岸域の砂浜環境で堆積したと考えられる．最上部は，菊地（1972）により白斑状生痕化石と呼ばれ，前浜（潮間帯）の指標とされる*Macaronichnus segregatis*（Clifton and Thompson, 1978；奈良，1994；Seike, 2009）が多産することから，前浜環境で堆積したと考えられる．

3．2　薮（やぶ）層（Yb）

命名・定義　坂倉（1935）に基づき，徳橋・遠藤（1984）が再定義．下位の地蔵堂層を整合または軽微な不整合で覆い，上位の上泉層に同様に整合または軽微な不整合で覆われる．

模式地　木更津市薮及び宿（しゅく）周辺（姉崎図幅内）

基準ボーリング地点の分布深度・標高

GS-CB-1：深度120（孔底）～100.87 m，標高−92.63（孔底）～−73.50 m，

GS-FB-1：深度118.10～84.10 m，標高−100.01～−66.01 m，

GS-FB-3：深度110（孔底）～95.67 m，標高−106.52（孔底）～−92.19m，

GS-MD-1：深度93.02～66.40 m，標高−64.08～−34.06 m，

GS-KW-2：深度84.6～73.27 m，標高−59.22～−47.89 m，

GS-SN-1：深度60.00（孔底）～53.18 m，標高−38.31～−31.49 m，

GS-IZ-1：深度60.00（孔底）～44.75 m，標高−31.52～−16.27 m，

層相　本層は，下部，中部，上部に分けられる（第3.1図）．

下部は黒色の有機質泥層～砂質泥層からなり，植物根化石が観察される（第3.1図）．また，複数の軽石質テフラ層を挟在する．基底部は，下位の地蔵堂層最上部の砂層から漸移する．

中部は，巣穴化石が多産し生物擾乱が顕著に認められ，貝殻片を含む泥質砂～砂質泥層からなる（第3.1図）．下部とは明瞭な層相境界で接する．

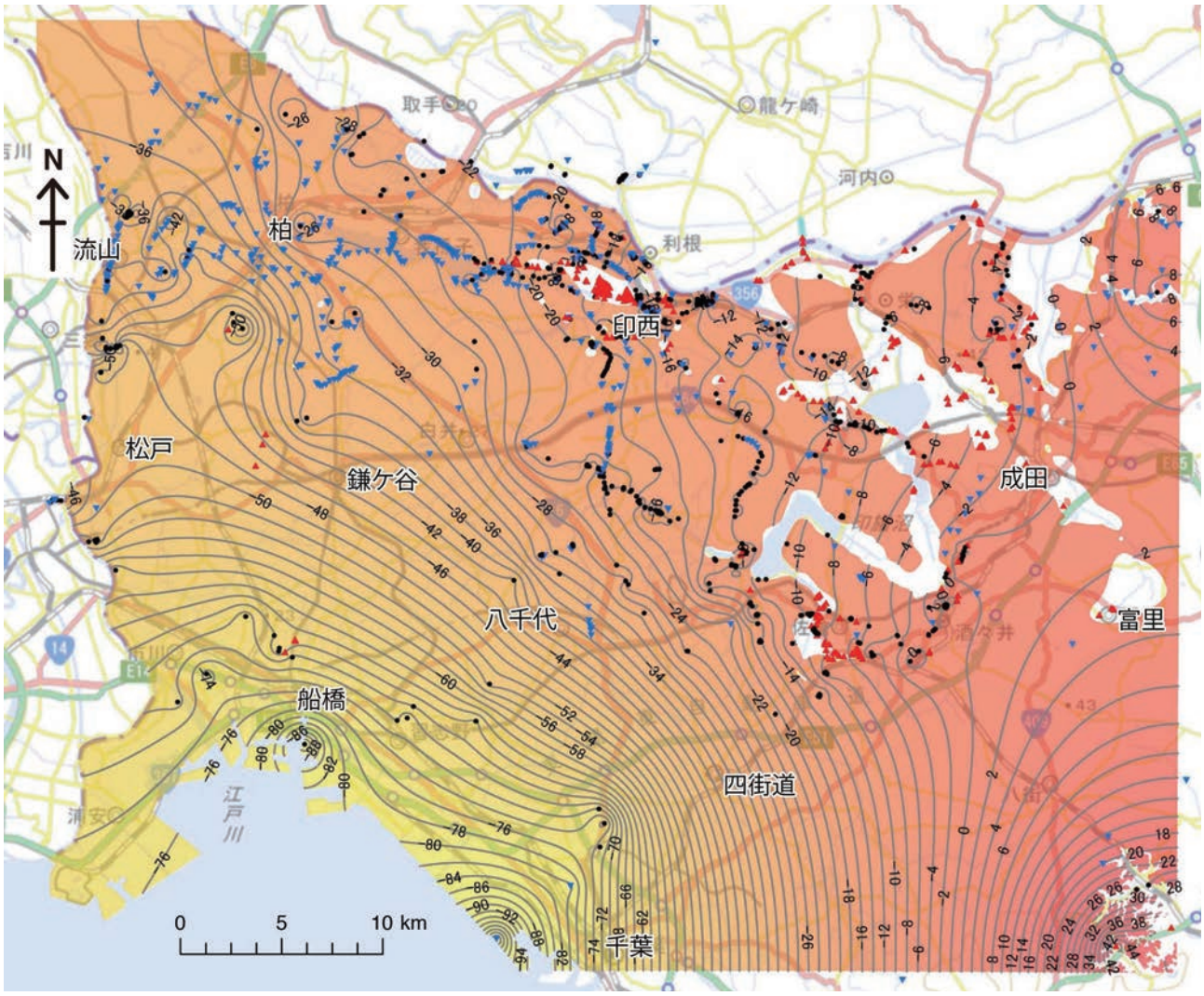
上部はさらに下部と上部に分けられる（第3.1図）．このうち下部は，貝殻片を含む分級の良い極細粒砂を主体とし，しばしば平行葉理及び斜交葉理が観察され，シルトの薄層を挟むことがある．GS-FB-3及びGS-KW-2では，やや分級の悪い泥質砂が多く観察される．上部は分級の良い細粒～中粒砂からなり，平行葉理と斜交葉理が観察される．白斑状生痕化石*Macaronichnus segregatis*が多産する．GS-FB-3では，上位の上泉層基底の砂層に侵食されて上部は観察されない．

本報告第6章のYK-S3透水層は，概ね薮層上部に，本報告書第6章のYK-C3難透水層は概ね薮層下部にそれぞれ相当すると考えられる．薮層下部に相当するYK-C3難透水層では，層厚5 cm程度のシルトサイズの白色ガラス質テフラが認められる．

弾性波速度　本層下部の有機質泥層や泥層では，S波速度は300～370 m/sの範囲の値を示す．中部の泥質砂～砂質泥層では，S波速度は300～410 m/sの範囲の値を示す．上部の砂層では，S波速度は300～550 m/sの範囲を示し，上方に向かってS波速度が大きくなる傾向が複数のボーリング孔で認められる．

テフラ

Yb0及びYb0Gテフラ：Yb0テフラ及びYb0Gテフラは，薮層基底付近に挟在する軽石質テフラである（佐藤，1993）．Yb0テフラは，直方輝石（斜方輝石，以下直方輝石と記す）の屈折率（γ）モードがやや高めの1.714付近を示し，Yb0Gテフラは1.704～1.706付近を示すという特徴を持つ（佐藤，1993）．GS-MD-1コアの深度92.73～92.85 m，92.20～92.30 m，GS-FB-1コアの深度117.90～118.00 mに挟在する軽石質テフラは，これまで知られている範囲よりやや広いレンジを持つが，直方輝石の屈折率（γ）モードが1.703～1.705付近に示すことから（第3.1表），Yb0Gテフラに対比される（納谷ほか，2017）．GS-FB-1コアの深度117.25～117.35 mに挟在する軽石質テフラは，直方輝石の屈折率（γ）が



第 3. 2 図　上泉層の分布と基底面の等高線図（単位 T.P.+ m）
上泉層は等高線で示した範囲に分布する．黒地点，赤三角地点，青逆三角地点は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す．黒地点は指定標高が基底面に相当するデータ地点，赤三角地点は指定標高よりも上に基底面が存在するデータ地点，青逆三角地点は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点．基図は地理院地図を使用．

やや高めの 1.708 ～ 1.716 (1.712 ～ 1.714) を示すことから（第 3.1 表），Yb0 テフラに対比される．

Yb1 及び Kkt テフラ：Yb1 テフラは薮層下部に挟在する火山ガラスを主体とするガラス質テフラで（徳橋・遠藤，1984），黒雲母を含む特徴を持つ．これらの特徴から Yb1 テフラは，中部地方に分布する大町 APm テフラ群のいずれかに対比されると考えられている（町田・新井，2003）．GS-MD-1 の深度 91.30 ～ 92.04 m の有機質泥層には，肉眼では分かりづらいが，水洗により泥分を除去することにより火山ガラスや重鉱物が多く含まれることが確認された（納谷ほか，2017）．このテフラに含まれる火山ガラスの屈折率（n）は 1.497 ～ 1.499（1.498），1.501 ～ 1.502 と 2 つのレンジを示し，重鉱物は普通角閃石を多く含み，直方輝石，カミングトン閃石，黒雲母を含む（第 3.1 表）．このうち，1.498 にモードを持つ低屈折率の火山ガラスは Yb1 に対比される．一方，1.501 ～ 1.502 の高めの屈折率を示す火山ガラスは Kkt（加久藤）テフラに対比される可能性がある（第 3.1 表；納谷ほか，2017）．

Yb5 テフラ：Yb5 テフラは，町田ほか（1974）や杉原ほか（1978）が GoP_1 と呼んだ軽石層に相当する軽石質テフラである．GS-CB-1 コアの深度 115.07 ～ 115.08 m に挟在する，細粒砂サイズの白色軽石からなる層厚約 1 cm のテフラ層，GS-FB-1 コアの深度 107.75 ～ 108.00 m に挟在する粗粒～極粗粒砂サイズの白色軽石の密集層は，普通角閃石とカミングトン閃石を多く含み，Yb5 テフラの特徴を有する（第 3.1 表）．普通角閃石の屈折率（n_2）は，1.664 ～ 1.672 を示し，カミングトン閃石の屈折率（n_2）は，1.656 ～ 1.665 (1.658 ～ 1.659) を示す（第 3.1 表）．軽石の火山ガラスの屈折率は 1.500 ～ 1.504 (1.501) であり（第 3.1 表），Yb5 テフラに対比される．

年代　薮層は準広域テフラともいえるYb1テフラ（APmsに対比）やYb5テフラ（GoP_1に対比）を挟むことからMIS 9を中心とした時期に形成されたと考えられている（中里・佐藤，2001）．

堆積環境　本層下部は，植物根化石を含み有機質な泥層を挟むことから，陸上の湿地や氾濫原で堆積したものと考えられる．中部は，海生貝化石を含むことから海水の影響下で堆積したと考えられる．生物擾乱が発達した泥質堆積物を主体とすることから，内湾などの比較的静穏な環境で形成されたと考えられる．上部は内湾の沿岸帯の海浜から潮間帯（前浜）で堆積したと考えられるが，GS-FB-3やGS-KW-2では泥質堆積物が多いことから内湾で堆積したと考えられる．

3．3　上泉（かみいずみ）層（Km）

命名・定義　三土（1937）に基づき，徳橋・遠藤（1984）が再定義．下位の薮層を整合または軽微な不整合で覆い，上位の清川層に同様に整合または軽微な不整合で覆われる．

模式地　市原市上泉及び川原井周辺（姉崎図幅内）

基底面の分布形態　千葉市，船橋市，八千代市，松戸市，柏市，流山（ながれやま）市にかけた範囲では，およそ西北西〜東南東方向に走向を持ち東京湾に向かって傾斜する形態を示す（第3.2図）．千葉市〜船橋市の埋立地側では，標高−90 mよりも深く分布するのに対し，柏市や流山市付近では−40 mよりも浅い分布となる．千葉市よりも東側の地域では，走向がほぼ南北で，東側（太平洋側）で浅く，西側（東京湾側）に向かって深く傾斜する形態を示す．富里市，成田市，印西（いんざい）市，柏市にかけた範囲では，それよりも南側や西側の地域と比べて傾斜が緩く，やや平坦な分布形態を示す（第3.2図）．

基準ボーリング地点の分布深度・標高

GS-CB-1：深度100.87〜79.70 m，標高−73.50〜−52.33 m

GS-CB-5：深度110.00（孔底）〜92.70 m，標高−105.70（孔底）〜−88.40 m

GS-FB-1：深度84.10〜60.11 m，標高−66.01〜−42.02 m

GS-FB-3：深度95.67〜62.60 m，標高−92.19〜−59.12 m

GS-MD-1：深度66.40〜51.14 m，標高−37.46〜−22.20 m

GS-KW-2：深度73.27〜54.62 m，標高−47.89〜−19.24 m

GS-KW-3：深度50.70（孔底）〜39.68 m，標高−31.61（孔底）〜−20.59 m

GS-NY-1：深度60.2（孔底）〜31.45 m，標高−43.34（孔底）〜−17.59 m

GS-SN-1：深度53.18〜39.85 m，標高−31.49〜−18.16 m

層相　本層は下部，中部，上部に分けられる（第3.1図）．

下部は，斜交層理が発達し直径15 mm程度の礫を含む極粗粒〜中粒砂と，その上位の植物根化石を含み最上部付近に腐植層が見られる泥層からなる（第3.1図）．砂層はGS-FB-3及びGS-KW-2にて10 mほどの層厚があるが，他のコアではGS-CB-1の本層基底部に薄く挟まる以外はほとんど観察されない．GS-FB-1では泥層のみが観察される．GS-MD-1では本層下部は観察されない．下部最上部の腐植層の中には，後述するように，Km2テフラに対比される粗粒軽石質テフラが認められることが多い．本報告第6章のYK-C2難透水層は，概ね上泉層下部に相当すると考えられる．

中部は，貝殻片を含み巣穴化石が多く観察され生物擾乱が顕著に認められる砂質泥〜泥質砂からなる（第3.1図）．GS-FB-3では，泥層と泥質極細粒砂の細互層が観察される．

上部はさらに下部，中部，上部に分けられる．このうち下部は，基底部は下位と明瞭な層相境界で接し貝殻片が密集する中粒〜粗粒砂からなり，その上位は貝殻片を含む極細粒砂と泥層の互層からなり生物擾乱がみられる．中部は，平行葉理及び斜交葉理が発達する極細粒砂〜細粒砂からなる．上部は，分級の良い細粒〜中粒砂からなり，白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が多産する．なお上部は，GS-FB-1とGS-NY-1で観察され，他のコアでは上位の清川層下部に侵食され観察されない．

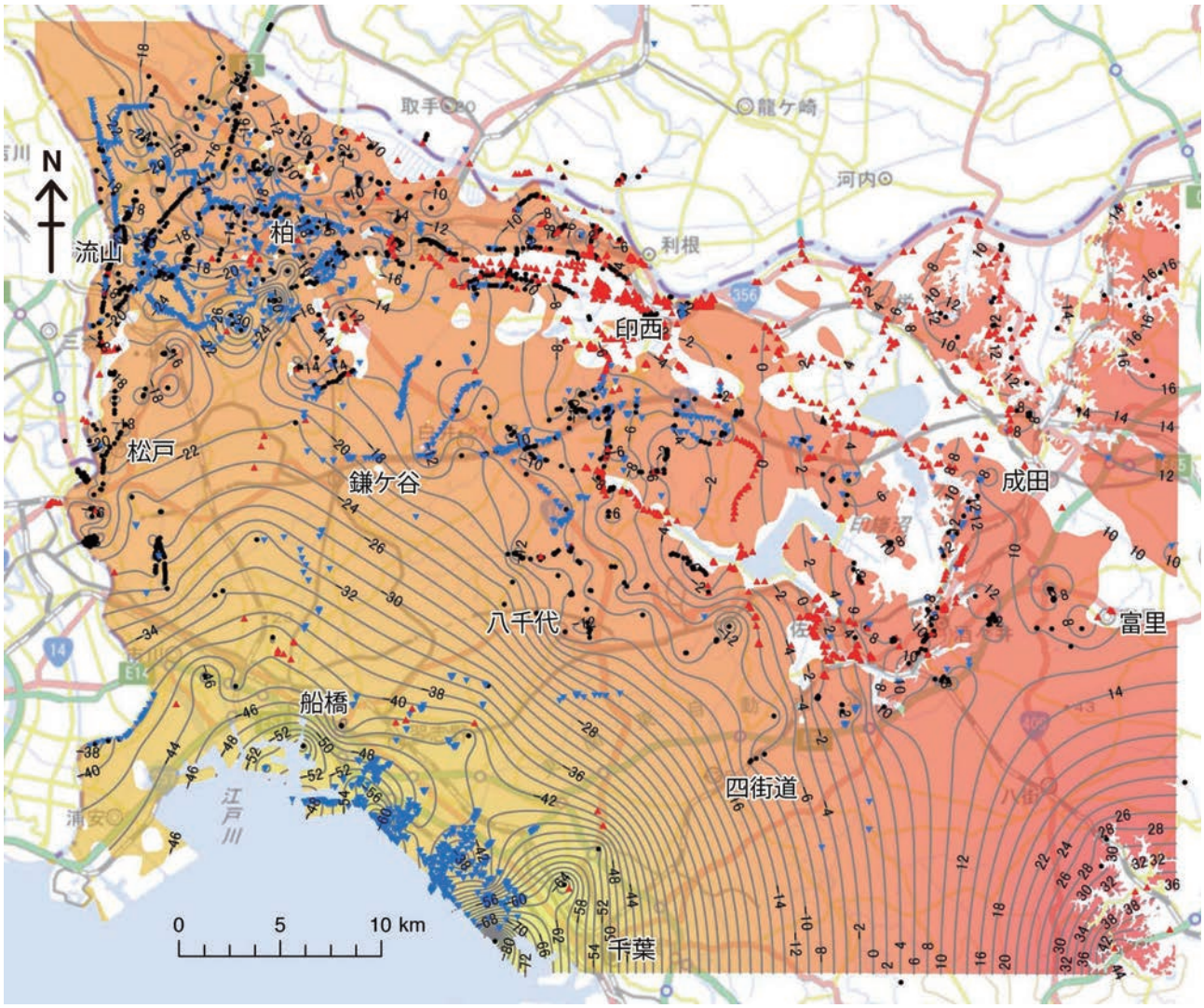
本報告第6章のYK-S2透水層は，上泉層中〜上部に概ね相当すると考えられる．

***N*値及び弾性波速度**　本層下部の礫を含む砂層では，S波速度は370〜630 m/sの範囲の値を示し，その上位の泥層では，330〜380 m/sの範囲の値を示す．本層中部の砂質泥層では，300〜440 m/sの範囲の値を示す．本層上部の泥質砂層〜砂層では，260〜470 m/sの範囲の値を示し，400 m/s以上の比較的高い値は貝殻密集層に対応する．

本層における*N*値は，泥層では10〜30の値を示すことが多いが，10以下の低い値を示すこともある．砂層及び礫層については40〜50以上の値を示す事が多いが，調査地域北東部の本層の分布標高が高く地表に近い場所では，砂層であっても20〜30程度の比較的低い*N*値を示す場合が多い．

テフラ

Km2テフラ：Km2テフラは上泉層下部に挟在する軽石質テフラで，大磯丘陵のTCu-1テフラに対比される．基準ボーリングコアでは，GS-FB-1コアの深度82.60〜82.93 m，GS-FB-3コアの深度83.25〜83.59 m，GS-CB-1コアの深度93.55〜94.01 m，GS-CB-5コアの深度109.80〜110.00 m，GS-NY-1コアの深度56.38〜56.08 mに挟在する．灰〜白色の粗粒軽石からなる両輝石型のテフラで，1.718〜1.720付近の比較的高い直方輝石の屈折率モードをもつのが特徴である（第3.1表；中里・佐藤，1988）．Km2テフラは，上泉層下部まで達しているほとんどのボーリングコアに挟在することが確認されたほか，八千代市から印西市にわたる地域で実施されたボーリング調査において，YK-C2難透水層中に多くの地点で確認されており（吉田ほか，2014，



第 3. 3 図　清川層の分布と基底面の等高線図（単位 T.P.+ m）
清川層は等高線で示した範囲に分布する．黒地点，赤三角地点，青逆三角地点は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す．黒地点は指定標高が基底面に相当するデータ地点，赤三角地点は指定標高よりも上に基底面が存在するデータ地点，青逆三角地点は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点．基図は地理院地図を使用．

2017)，千葉県北部地域において上泉層の層準を知る上で重要な鍵層であるといえる．

年代　上泉層は，MIS 7e を中心とした時期に堆積したと考えられている（中里・佐藤，2001）．

堆積環境　本層下部の砂層は粗粒な砂質堆積物からなり斜交層理が発達することから，河川チャネルで形成されたと考えられる．またその上位の泥層は，植物根化石を含み有機質な泥層を挟むことから，陸上の湿地や氾濫原で堆積したものと考えられる．中部は，生物擾乱を受けた泥質堆積物を主体とすることから，内湾などの比較的静穏な環境で形成されたと考えられる．上部をさらに下部，中部，上部に 3 分したうちの下部は生物擾乱を受けた泥質堆積物を主体とすることから内湾などの環境が考えられるが，基底部の貝殻片が密集する粗粒堆積物は，海進時に波浪や潮汐流などの高エネルギー環境下で形成された可能性がある．一方，中部以上の砂層は内湾の沿岸帯の海浜で，上部の *Macaronichnus segregatis* が多産する砂層は前浜で堆積したと考えられる．

3．4　清川（きよかわ）層（Ky）

命名・定義　植田（1930）の名称に基づき，徳橋・遠藤（1984）が地層区分を再定義．下位の上泉層を整合または軽微な不整合で覆い，上位の横田層に整合に覆われ，木下層以上の地層に不整合で覆われる．

模式地　袖ケ浦市大鳥居付近（姉崎図幅内）

基底面の分布形態　千葉市，船橋市，八千代市，松戸市にかけた範囲では，およそ西北西～東南東方向に走向を持ち東京湾に向かって傾斜する形態を示す（第 3.3 図）．基底深度については，千葉市～船橋市の埋立地側では，標高 −50 m よりも深く分布し特に GS-CB-5 コア

の地点では標高 −80 m に達する．陸側の松戸市や鎌ケ谷市付近では −20 m よりも浅い分布となり，−20 m よりも浅い部分では傾斜は緩くなり平坦に近い形状となる．千葉市よりも東側の地域では，走向がほぼ南北で，東側（太平洋側）で浅く，西側（東京湾側）に向かって深く傾斜する形態を示す（第 3.3 図）．本地域北側の，白井市〜成田市にかけた地域では，南北の走向をもつものの，それよりも南側より傾斜が緩く東側に向かって徐々に標高が高くなる形態を示す（第 3.3 図）．調査地域西部の，浦安市から松戸市にかけた範囲では，南西〜北東方向の走向を持ち，東京湾に向かって深く傾斜する形態を示す（第 3.3 図）．

基準ボーリング地点の分布深度・標高

GS-CB-1：深度 79.70 〜 44.20 m，標高 −52.33 〜 −16.83 m
GS-CB-5：深度 92.70 〜 56.45 m，標高 −88.40 〜 −52.15 m
GS-FB-1：深度 60.11 〜 37.90 m，標高 −42.02 〜 −19.81 m
GS-FB-2：深度 60.00（孔底）〜 47.00 m, 標高 −56.44（孔底）〜 −43.44 m
GS-FB-3：深度 62.60 〜 35.33 m，標高 −59.12 〜 −31.85 m
GS-MD-1：深度 51.14 〜 36.93 m，標高 −22.20 〜 −7.99 m
GS-KW-1：深度 50.00（孔底）〜 34.57 m, 標高 −24.96（孔底）〜 −9.53 m
GS-KW-2：深度 54.62 〜上限は不明，標高 −29.24 〜上限は不明，
GS-NY-1：深度 34.45 〜 31.28 m，標高 −17.59 〜 −14.42 m

層相　下部，中部，上部に分けられる（第 3.1 図）．

下部は，植物根化石を含む泥層と斜交層理が発達した細粒〜極粗粒砂層の互層からなる．泥層にはしばしば植物片が含まれる（第 3.1 図）．下部の層厚は GS-MD-1 と GS-FB-1 において，約 3 〜 5 m 程度，GS-FB-3 と GS-CB-1 では約 7 m，GS-CB-5 では約 12 m であり，地点によって異なる．

中部は，GS-CB-1 と他のコアで層相の特徴が異なるので，最初に GS-CB-1 以外のコアについてその特徴を述べる．中部の基底部は貝殻片が密集する細粒〜中粒砂層からなり，下位とは明瞭な層相境界で接する（第 3.1 図）．この砂層の層厚は GS-MD-1，GS-FB-1，GS-FB-2，GS-FB-3 においては 50 cm 程度であるが，GS-CB-5 では厚く約 6 m に達する．その上位は，巣穴化石が観察され生物擾乱が発達した砂質シルトとシルト質極細粒砂の互層からなる．この極細粒砂には細かい貝殻片，平行葉理，斜交葉理が頻繁に観察される（第 3.1 図）．

上部（下部）は，平行葉理や斜交葉理が発達する分級の良い極細粒〜細粒砂からなり，このユニットの下部には貝殻片が含まれる（第 3.1 図）．上部（上部）は分級の良い細粒砂〜中粒砂からなり，白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が多産する．上部（上部）は GS-FB-1 と GS-FB-3 のみに観察される．

GS-CB-1 における本層中部と上部は全体が砂層からなる（第 3.1 図）．中部は斜交葉理が発達する分級の良い細粒砂からなり，基底部には貝殻片が混じる．上部基底部は貝殻片を含む中粒〜粗粒砂からなり，その上は平行葉理と斜交葉理が発達する分級の良い極細粒砂，さらに上部は中粒砂に移行する．

本報告第 6 章の YK-S2 透水層の一部には清川層下部の砂層と礫層が含まれ，YK-C1 難透水層は，清川層下〜中部に相当し，YK-S1 透水層の最下部は清川層上部に相当すると考えられる． YK-C1 難透水層では，清川層下部と考えられる緑灰色シルト層の直上に白色のガラス質テフラ及び軽石質テフラが挟まる場合がある．

***N* 値及び弾性波速度**　本層下部では，S 波速度は 310 〜 540 m/s の範囲の値を示し，礫層や粗粒な砂層では 400 m/s 以上の値を示す場合がある．本層中部では，S 波速度は 260 〜 360 m/s の範囲の値を示すが，砂層が厚い GS-CB-1 と GS-CB-5 コアでは 310 〜 640 m/s とやや高い値を示す．本層上部では，350 〜 640 m/s の範囲の値を示す．

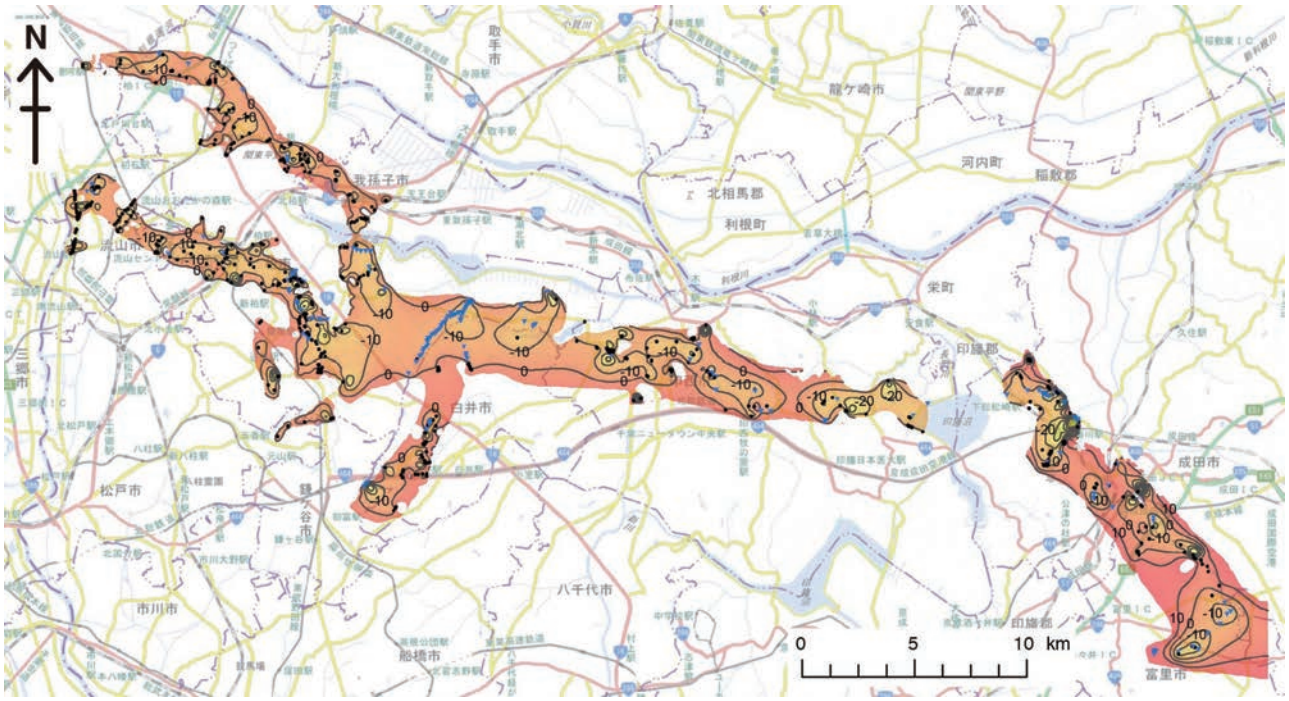
本層における泥層の *N* 値は 20 〜 40 程度の値を示すことが多いが 10 〜 20 程度の低い値を示すこともある．砂層及び礫層の *N* 値は 30 〜 50 以上を示すことが多い．本層を覆う木下層や沖積層との境界付近では，やや低い値を示すことがあり，砂層であっても 20 以下の値を示すことがある．

テフラ

模式地である姉崎地域では鍵テフラ層（Ky1 〜 Ky4 テフラ）が挟在するが，本地域の基準ボーリングコアからは，これらのテフラ層は見つかっていない．これらのうち Ky3 テフラは高屈折率の直方輝石を含む特徴から，大磯丘陵の TB-8 に対比されており（杉原ほか，1978；徳橋・遠藤，1984），本地域では印旛沼周辺から成田市荒海川流域にかけての清川層下部のシルト層に挟在する（杉原，1980；徳橋・遠藤，1984；中里，1993；成田層古環境団体研究グループ，1996）．印西市岩井戸における Ky3 は直方輝石，単斜輝石，普通角閃石を含む径 2 〜 4 mm のスコリア混じり軽石質テフラで，直方輝石の屈折率（γ）は 1.717 〜 1.733 を示す（中里，1993）．

年代　清川層は MIS 7c を中心とした時代に堆積したと考えられている（中里・佐藤，2001）．

堆積環境　本層下部は，植物根化石を含む泥層と砂層の互層と斜交層理が発達する砂層からなるので，陸上の氾濫原や河川チャネルで堆積したと考えられる．中部は，生物擾乱が発達した泥質堆積物を主体とすることから内湾などの環境が考えられる．上部の砂層は内湾沿岸域の海浜で堆積したと考えられ，最上部の *Macaronichnus segregatis* が多産する砂層は，前浜で堆積したと考えられる．中部と上部の基底部にみられる貝殻片が密集する砂質堆積物は，海進時に波浪や潮汐流などが卓越する高エネルギー環境下で形成された可能性がある．



第 3. 4 図　木下層下部の分布と基底面の等高線図（単位 T.P.+ m）
木下層下部は等高線で示した範囲に分布する．黒地点，赤三角地点，青逆三角地点は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す．黒地点は指定標高が基底面に相当するデータ地点，赤三角地点は指定標高よりも上に基底面が存在するデータ地点，青逆三角地点は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点．基図は地理院地図を使用．

3．5　横田（よこた）層

命名・定義　徳橋・遠藤（1984）が命名．下位の清川層を整合に覆い，木下層以上の地層に不整合で覆われる．

模式地　袖ケ浦市大鳥居付近（姉崎図幅内）

基準ボーリング地点の分布深度・標高

GS-CB-1：深度 44.20 ～ 33.03 m，標高 −16.83 ～ −5.66 m
GS-FB-1：深度 37.90 ～ 23.52 m，標高 −19.81 ～ −5.43 m
GS-FB-2：深度 47.00 ～ 36.78 m，標高 −43.44 ～ −33.22 m
GS-FB-3：深度 35.33 ～ 15.20 m，標高 −19.81 ～ −5.43 m
GS-KW-1：深度 34.57 ～ 19.50 m，標高 −9.53 ～ 5.54 m

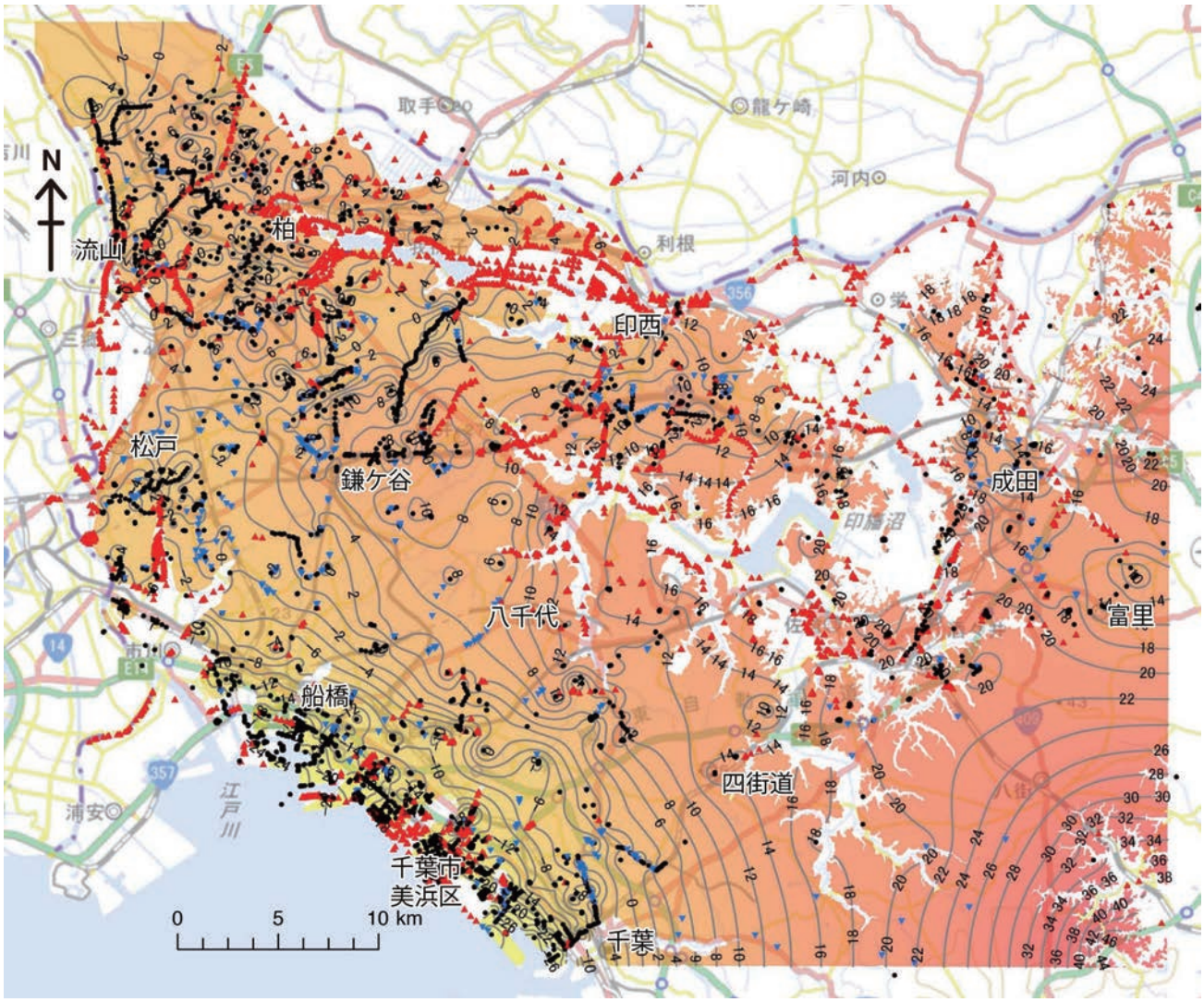
層相　本層下部は，斜交葉理が発達する細粒～中粒砂と，植物根化石を含む泥層からなり，GS-FB-1 では腐植層が観察される（第 3.1 図）．上部は，巣穴化石が観察される泥質砂～中粒砂，及び平行葉理と斜交葉理が観察される細粒～中粒砂からなる．GS-CB-1 では，巣穴化石が観察される細粒砂からなる．本層の層相は地点によって異なるうえ，沖積層の分布域では上部が沖積層の基底によって侵食されているため，上位の木下層との関係を判断することは難しいことが多い．

***N* 値及び弾性波速度**　本層の S 波速度は，160 ～ 560 m/s の範囲の値を示す．本層の上部に分布する泥層では S 波速度は 160 ～ 200 m/s と比較的小さい値を示す．

既存ボーリング柱状図データでは横田層と清川層の区別が難しいため，全体の *N* 値の分布は分からないが，GS-FB-3 コア周辺のデータを参考にすると，泥層では 10 以下の値を示し，砂層では 20 ～ 40 程度の値を示すことが多い．

テフラ

Yk2 テフラ：Yk2 テフラは横田層の模式地において，本層下部の有機質泥層中に含まれる軽石質テフラで（徳橋・遠藤，1984），直方輝石の屈折率（γ）モードが 1.704 を示す特徴を有する（千葉県立中央博物館，1992；小松原ほか，2004）．GS-FB-1 コアの深度 37.45 ～ 37.50 m に挟在する．層厚 5 cm で，中粒～粗粒砂サイズの軽石質テフラが有機質泥層中に高密度で散在する．重鉱物は直方輝石と普通角閃石を多く含み，単斜輝石と磁鉄鉱も含まれる（第 3.1 表）．直方輝石の屈折率（γ）は，1.696 ～ 1.706 の範囲を示し，1.704 にモードを持つ（第 3.1 表）．普通角閃石の屈折率（n_2）は 1.670 ～ 1.686 と 1.691 ～ 1.694 の範囲を示す（第 3.1 表）．軽石の火山ガラスは多孔型を主体とする．この火山ガラスの屈折率（n）は 1.530 ～ 1.535 の範囲を示し 1.532 にモードを持つ（第 3.1 表）．この層準には，細粒～中粒砂サイズの白色多孔型ガラスを主体とする火山ガラスも含まれる．この火山ガラスの屈折率（n）はやや低く 1.503 ～ 1.511 の範囲を示す（第 3.1 表）．火山ガラスの屈折率が複数のレンジを示すため，この層準には複数のテフラが混在していると考えられるが，1.704 の屈折率モードを示す直方輝石を含むことから，少なくとも Yk2 テフラが含まれると考えられる．



第 3.5 図　木下層上部の分布と基底面の等高線図（単位 T.P.+ m）
木下層上部は等高線で示した範囲に分布する．黒地点，赤三角地点，青逆三角地点は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す．黒地点は指定標高が基底面に相当するデータ地点，赤三角地点は指定標高よりも上に基底面が存在するデータ地点，青逆三角地点は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点．基図は地理院地図を使用．

年代　横田層は MIS 7a を中心とした期間に堆積したと考えられている（中里・佐藤，2001）．

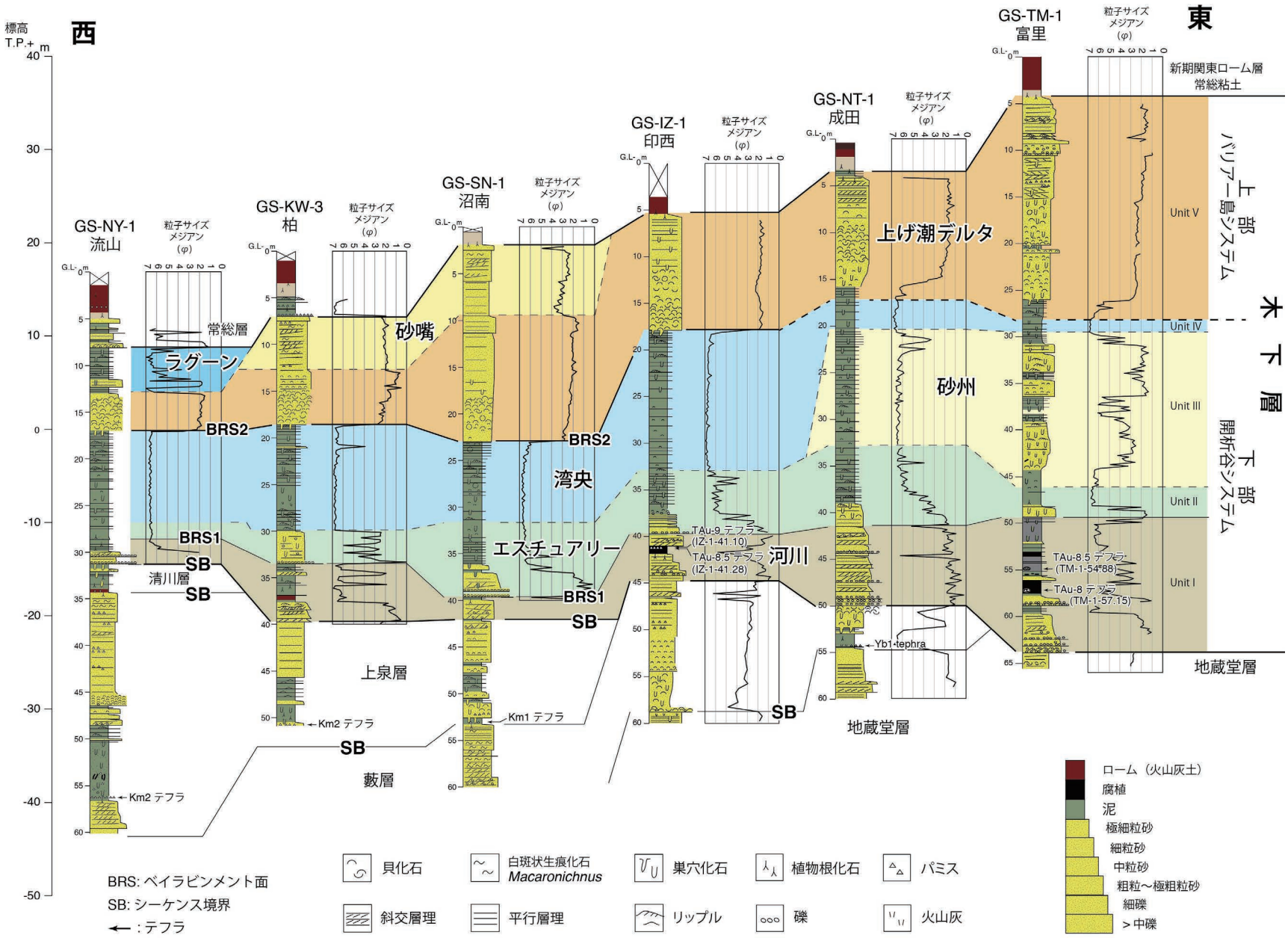
堆積環境　本層下部は，植物根痕化石を含む泥層，腐植層及び砂層からなるので，陸上の氾濫原で堆積したと考えられる．上部については，コアによって層相が異なり推定するのが難しいが，生痕化石を多く含み，一部のコアでは貝殻片が認められることから海底下で堆積したと考えられ，干潟や内湾底などで堆積した可能性が考えられる．

3．6　木下（きおろし）層（Ko）

命名・定義　槇山（1931）の木下亜階に基づき，徳橋・遠藤（1984）が再定義．横田層以下の地層を不整合で覆う．また上位には常総層の河川チャネル堆積物に不整合で覆われるか，あるいは常総粘土に整合で覆われる．姉崎図幅地域では Ko1 ～ Ko4 と呼ばれる特徴的なテフラ層を挟む．また最上部付近には杉原ほか（1978）によって KlP テフラ群に対比された道脇寺テフラ群（Ko-D：徳橋・遠藤，1984）を挟む．

模式地　千葉県印西市木下

分布形態　下部と上部で分布形態が大きく異なる．下部は流山付近から成田・富里付近にかけて西北西～東南東に延びる幅 3 ～ 4 km 程度の開析谷を埋積して分布する（第 3.4 図）．このほか把握が難しいが，支谷と考えられる局所的な分布が多数あると推測される．一方，上部は調査地域の台地のほぼ全域に分布する．調査地域北部では上部の基底面は全体に西傾斜で，基底面の標高は富里で約 20 m，流山で 0 m 付近である（第 3.5 図）．木下層下部分布域では上部の基底面標高が周囲に比べてやや低くなっている．調査地域南西部の東京湾に面した地域では，南西傾斜となり，東京湾側が低く，



第 3. 6 図　調査地域北部の木下層の柱状図
Nakazawa *et al*. (2017) の図を日本語に改変．ボーリング柱状図はいずれも基準ボーリングデータとして都市域の地質地盤図ウェブサイトでも閲覧可能．ボーリング地点は第 2.2 図及び第 2.1 表参照．

東京湾岸の千葉市美浜区では標高約 -30 m まで低下する（第 3.5 図）．上部基底が東傾斜から南西傾斜に変換するのはおよそ四街道から鎌ケ谷のラインである．

基準ボーリング地点の分布深度・標高

GS-NY-1 : 深度 31.28 ～ 8.15 m，標高 −14.42 ～ 8.71 m.
GS-KW-1 : 深度 19.50 ～ 5.00 m，標高 5.54 ～ 20.04 m.
GS-KW-3 : 深度 39.68 ～ 7.45 m，標高 −20.59 ～ 11.64 m.
GS-SN-1 : 深度 39.67 ～ 2.00 m，標高 −17.98 ～ 19.69 m.
GS-IZ-1 : 深度 44.75 ～ 5.50 m，標高 −16.27 ～ 22.98 m.
GS-NT-1 : 深度 50.00 ～ 3.30 m，標高 −18.89 ～ 27.81 m.
GS-TM-1 : 深度 63.90 ～ 4.27 m，標高 −23.97 ～ 35.66 m.
GS-MD-1 : 深度 36.93 ～ 6.35m，標高 −7.99 ～ 22.58m.
GS-FB-1 : 深度 23.52 ～ 8.90 m，標高 −5.43 ～ 9.19 m.
GS-CB-1 : 深度 33.03 ～ 9.25 m，標高 −5.66 ～ 18.12 m.

層相　下部と上部に分けられる（第 3.6 図）．下部は泥層を主体とし，谷埋め状の局所的な分布を示す．上部は砂層を主体とし，調査地域のほぼ全域に分布する．木下層全体の層厚は最大約 60 m に達する．

下部は最大層厚約 35 m で，主に貝化石片が散在する泥層からなる（第 3.6 図）．開析谷の軸部に相当する地域では最下部に礫混じりの砂層がみられる．この礫混じり砂層は下位層と明瞭な層相境界を介して接し，不整合関係にあると考えられる．ただし既存の土質ボーリングデータでは，下位層準の下総層群の砂層と区別が難しいことが多く，その場合には礫混じり砂層の上位の泥質堆積物の基底を木下層基底として対比した．最下部の礫混じり砂層は層厚 2 ～ 8 m で，斜交層理を示す分級の悪い粗粒～極粗粒砂からなる．含まれる礫は細礫サイズが多いが，まれに中礫サイズもみられる．礫混じり砂層の上位は，植物根痕を含み，上方細粒化する有機質泥質砂層，砂質泥層を経て，木下層下部の主部である貝化石片が散在する泥層が累重する．この泥層の基底部は偽礫や貝化石や木片などからなる粗粒堆積物が見られ，基底は侵食面である．泥層には，極細粒砂の薄層が頻繁に挟在し，全体に 2 mm 以下となった貝化石片が散在する．生物擾乱が著しいために，全体に弱く層理が残る程度か，あるいはほぼ塊状となっていることも多い．この泥層は調査地域東部では砂質となり，特に富里では生物擾乱の著しい貝化石混じりの泥質砂層が卓越する．

上部は層厚 10 ～ 25 m で，基底部の貝化石を多量に含む粗粒堆積物と，その上に重なる比較的分級のよい砂層からなる（第 3.6 図）．基底部の貝化石を多量に含む粗粒堆積物は，*Mactra chinensis*（バカガイ）や *Ringiculina doliaris*（マメウラシマ）などの貝類やカシパンウニの化石を多量に含むことを特徴とする．貝化石は密集して産することがあり，多くの貝化石が層理面に沿って平行に配列するのが観察される．本層準は既存の土質ボーリングデータにも貝殻層あるいは貝殻混じり砂層として記載され，側方に追跡することが比較的容易である．しかし貝化石は場所により産出しないか，あるいは溶解してカストのみとなっていることもあり，溶解した場合はその層準が極めて硬質になっていることがある．貝化石層の上位の砂層は場所によりさまざまな層相を呈する．富里から成田，印西にかけての地域では，平板状斜交層理が発達する細粒～中粒砂からなる．斜交層理のセット厚は 20 ～ 80 cm で，露頭で観察されるフォアセット葉理の傾斜は多くが南西方向であり，まれに東方向が認められる．一方，千葉から柏市にかけての現在の東京湾岸沿いの地域には，分級の良い砂層が分布する．この砂層は平行～低角斜交層理の発達する極細粒～細粒砂層，平行葉理が発達し白斑状生痕化石 *Macaronichnus segretatis* を多産する細粒～中粒砂層の順に累重する．最上部は重鉱物を多く含む平行葉理砂層がみられる．

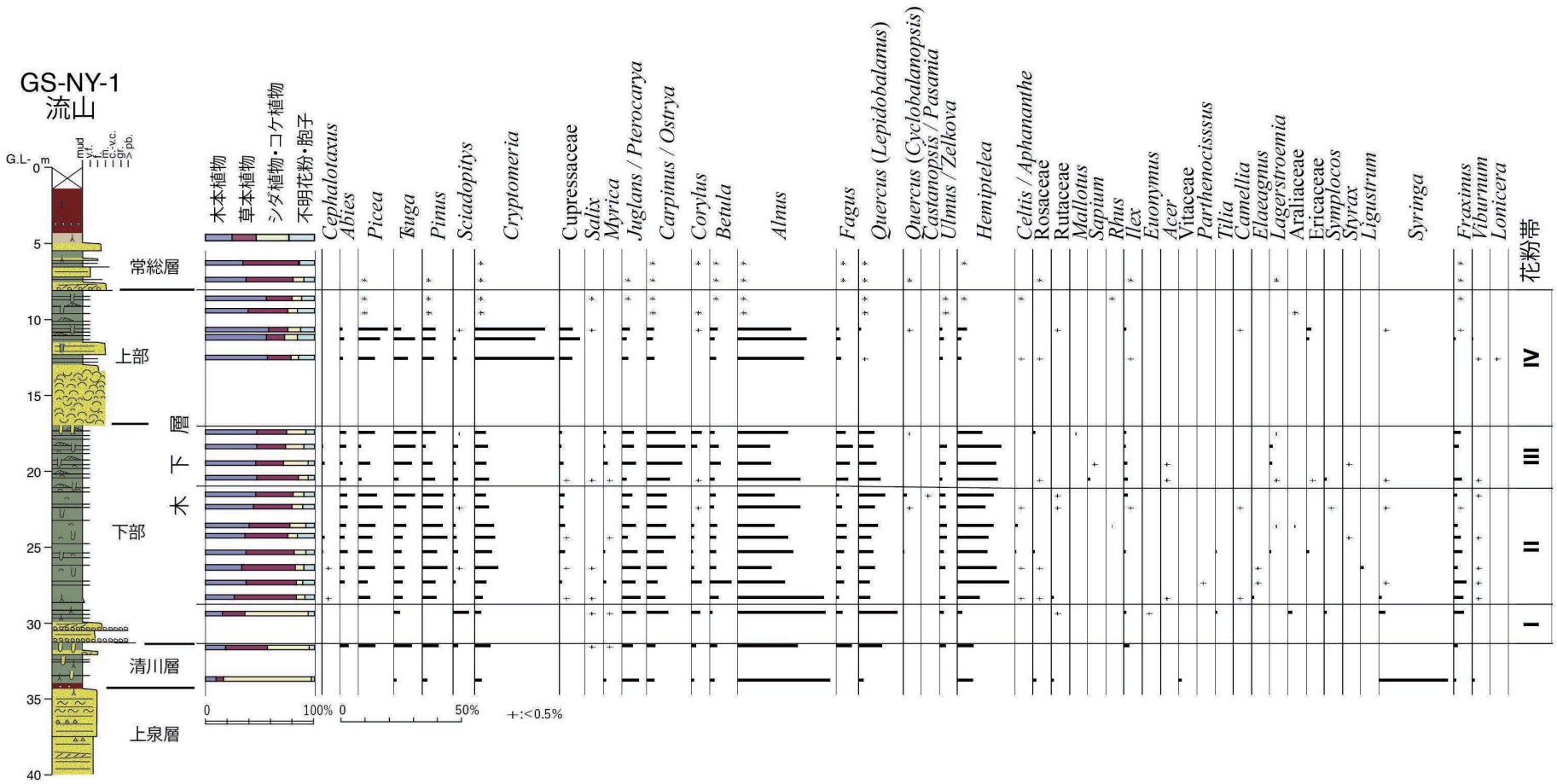
柏市北部及び流山市北部では，木下層上部基底の貝殻密集層の上位は砂泥細互層からなる（第 3.6 図）．砂泥細互層は砂層と泥層が 1 ～ 5 cm ごとに繰り返すことが多い．このうち砂層は極細粒～細粒砂層からなり，リップルがしばしば観察される．砂泥細互層は全体として下部では上方細粒化，上部では上方粗粒化を示す．

***N* 値及び弾性波速度**　下部の基底部の礫混じり砂層は *N* 値 30 ～ 50，S 波速度 300 m/s 以上となることが多い．下部の主体である貝化石片が散在する泥層は *N* 値 10 以下，S 波速度は 200 m/s 前後の値を示す．特に泥層の上部では S 波速度が 150 m/s 程度まで低下することがあり，更新統としてはかなり軟らかい泥層である．一方で下部が砂質となる富里では *N* 値 30 ～ 50，S 波速度は 300 m/s 前後である．

上部の砂層は *N* 値 30 ～ 50，S 波速度は概ね 300 m/s 以上を示す．しかし柏市北部及び流山市北部にみられる砂泥細互層は S 波速度が 200 m/s 程度である．

貝化石　前述のように木下層上部基底付近には貝化石が密集して産することが多い．この貝化石密集層は，木下層の模式地である印西市木下で「木下貝層」として知られ，国の天然記念物にも指定されている．岡崎・黒住（2008）によれば「木下貝層」は，下部は *Ostrea denselamellosa*（イタボガキ），*Ringiculina doliaris*，*Raetellops pulchellus*（チョノハナガイ）などがみられ，上部は *Mactra chinensis*，*Cadella delta*（クサビザラ），*Ringiculina doliaris*，棘皮動物のカシパンウニが多く，そのほか *Solen krusensternii*（エゾマテ），*Siphonalia fusoides*（トウイト），*Tonna luteostoma*（ヤツシロガイ）などもみられる．これらの貝化石層は上げ潮デルタの底置層から前置層下部の堆積物として形成されたと考えられている（岡崎・黒住，2008 ; 岡崎ほか，2016）．

松戸市栗山からは，木下層上部基底と考えられる層準より，*Meretrix lamarckii*（チョウセンハマグリ），*Umbonium giganteum*（ダンベイキサゴ），*Cyclosunetta menstrualis*（ワスレガイ），*Macoma sectior*（サギガイ），*Solen grandis*（オオマテガイ），*Glycymeris albolineata*（ベンケイガイ），*Tentidonax kiusiuensis*（キュウシュウナミ



第 3. 7 図　流山 GS-NY-1 コアにみられる木下層の花粉化石群集.
Nakazawa *et al.* (2017) の図を日本語に改変．ボーリング地点は第 2.2 図及び第 2.1 表参照.

第 3. 2 表　木下層に挟在するテフラ及び対比候補となる大磯丘陵のテフラの記載岩石学的特徴．Nakazawa *et al.* (2017) に基づく．

テフラ番号	コア番号/場所	深度	岩相	粒径	重鉱物組成	直方輝石の屈折率 (γ)	火山ガラスの屈折率 (n)	対比
TM-1-54.88	GS-TM-1	54.87–54.88 m	wt pumices in burrow	m	opx > cpx, mt	1.709–1.715 1.727–1.730 (1.729–1.730)	1.501–1.502 (1.502)	TAu-8.5
TM-1-57.15	GS-TM-1	57.14–57.15 m	wt to yw wt pumices in burrow	f–c	opx, cpx > mt	1.707–1.712 (1.710–1.711)	1.523–1.524 (1.523)	TAu-8
IZ-1-41.10	GS-IZ-1	41.09–41.10 m	yw wt pumices	m–c	opx, mt	1.710–1.713 (1.712)	1.525–1.527 (1.526)	TAu-9
IZ-1-41.28	GS-IZ-1	41.27–41.28 m	gy wt pumices	m–c	opx	1.700–1.703 1.711–1.717 (1.716)	1.501–1.503 (1.501)	TAu-8.5
TAu-9	大磯	—	yl pumices	p	opx, cpx, mt	1.705–1.713 1.719–1.720	1.509–1.513 (1.511) 1.520–1.529 (1.523–1.525)	—
TAu-8.5	大磯	—	wh pumices	vc–p	opx, mt > cpx	1.702–1.703 1.726–1.730 (1.729)	1.500–1.502 (1.501)	—
TAu-8	大磯	—	wt or pumices	p	opx, mt > cpx	1.705–1.715 (1.709–1.710)	1.522–1.525 (1.524)	—

f:細粒, m:中粒, c:粗粒, vc:極粗粒, g:細礫, p:中礫, opx:直方輝石, cpx:単斜輝石, ho:普通角閃石, bi:黒雲母, mt:磁鉄鉱
yw wt: 黄白色, gy wt:灰白色, wh:白色, wt or:白橙色, yl:黄色

第 3. 3 表　木下層に挟在するテフラ及び対比候補となる大磯丘陵のテフラに含まれる火山ガラスの化学組成．Nakazawa *et al.* (2017) に基づく．

テフラ番号 n	SiO_2 S.D.	TiO_2 S.D.	Al_2O_3 S.D.	FeO S.D.	MnO S.D.	MgO S.D.	CaO S.D.	Na_2O S.D.	K_2O S.D.	Total(wt%) raw Total	対比
TM-1-54.88	78.88	0.21	11.86	1.54	0.08	0.16	1.28	4.36	1.64	100.00	TAu-8.5
20	0.15	0.07	0.10	0.08	0.05	0.05	0.06	0.07	0.05	93.71	
TM-1-57.15	72.80	0.74	13.04	3.76	0.16	0.86	3.39	4.09	1.16	100.00	TAu-8
20	0.19	0.07	0.07	0.16	0.07	0.03	0.10	0.06	0.04	94.17	
IZ-1-41.10	72.01	0.77	13.63	3.87	0.14	0.83	3.37	4.21	1.16	100.00	TAu-9
20	0.59	0.09	0.38	0.22	0.06	0.15	0.23	0.08	0.05	95.90	
IZ-1-41.28	78.83	0.20	11.87	1.52	0.11	0.15	1.29	4.38	1.65	100.00	TAu-8.5
20	0.16	0.06	0.10	0.08	0.06	0.03	0.06	0.06	0.05	93.02	
TAu-9_Oiso	72.01	0.78	13.59	4.09	0.17	0.80	3.31	4.10	1.15	100.00	—
18	0.44	0.08	0.27	0.25	0.07	0.17	0.15	0.11	0.06	94.10	
TAu-8.5_Oiso	78.88	0.21	11.89	1.51	0.08	0.15	1.28	4.37	1.63	100.00	—
20	0.14	0.06	0.09	0.10	0.07	0.05	0.06	0.05	0.04	94.16	
TAu-8_Oiso	73.02	0.71	13.10	3.62	0.14	0.87	3.30	4.09	1.15	100.00	—
20	0.22	0.07	0.13	0.13	0.05	0.05	0.09	0.11	0.05	94.19	

各成分の分析値の合計が100%になるように再計算を行った．また，全FeをFeOとして計算した．

ノコガイ），*Mactra crossei*（ヒメバカガイ），*Gomphina neastartoides*（キタノフキアゲアサリ）を含む，黒潮の影響を受けた外洋的性格の強い浅海砂底貝化石群集が報告されている（近藤，1991）．

花粉化石　Nakazawa *et al.* (2017) は，産出する花粉化石群集をもとに，木下層に花粉帯 I ～ IV を設定した（第 3.7 図）．花粉帯 I ～ III は木下層下部，花粉帯 IV は木下層上部の泥層部分に相当する．このうち花粉帯 I は *Alnus*（ハンノキ属）が卓越し，*Fraxinus*（トリネコ属），*Quercus subgen. Lepidobalanus*（コナラ属コナラ亜属），*Juglans/Pterocarya*（クルミ属 / サワグルミ属），*Carpinus/Ostrya*（クマシデ属 / アサダ属），*Betula*（カバノキ属）を伴う．*Picea*（トウヒ属），*Cryptomeria*（スギ属），*Fagus*（ブナ属）は少なく，また *Quercus subgen. Cyclobalanopsis*（コナラ属アカガシ亜属）は産出しないかあるいは極めて少ない．花粉帯 II は *Cryptomeria* と *Pinus*（マツ属）が卓越し，*Picea* や *Quercus subgen. Lepidobalanus* を伴う．流山 GS-NY-1 コアでは *Alnus* や *Hemiptelea*（ハリゲヤキ属）も多いが，成田 GS-NT-1 コア *Cryptomeria* や *Pinus* が多く，*Hemiptelea* は少ない傾向にある．花粉帯 III は *Hemiptelea*，*Alnus*，*Quercus subgen. Lepidobalanus* が卓越し，*Picea*，*Carpinus/Ostrya* を伴う．また *Lagerstroemia*（サルスベリ属）が少ないながらも連続的に産出するのが特徴である．花粉帯 IV は *Cryptomeria* が卓越し，*Alnus*，*Tsuga*（ツガ属），*Picea* を伴う．花粉帯 III で多くみうけられた *Quercus*

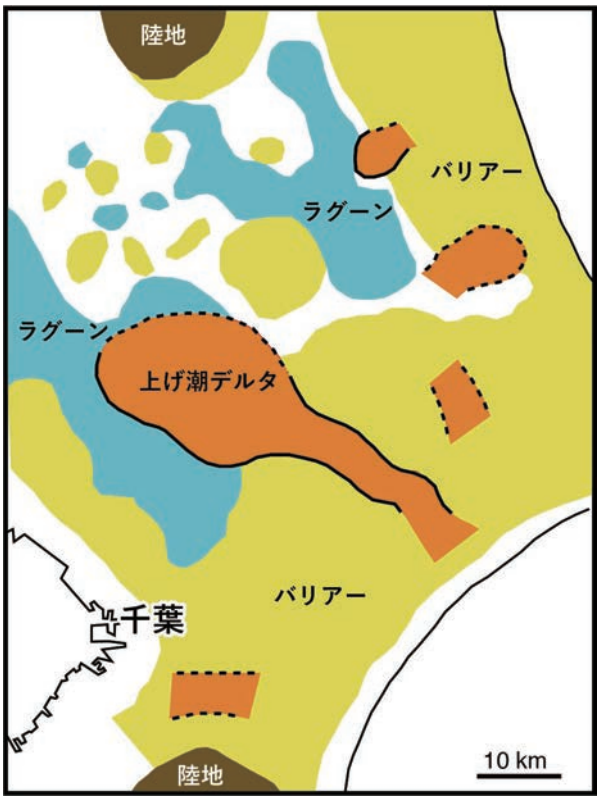
subgen. Lepidobalanus や *Hemiptelea* は少なく，*Fagus*，*Quercus subgen, Cyclobalanopsis*，*Lagerstroemia*，*Juglans/Pterocarya*，*Carpinus/Ostrya*，*Betula* は産出しないかあるいは少ない．底生有孔虫の酸素同位体比分析が行われている鹿島沖海底コア（MD01-2421）の花粉化石群集（五十嵐，2009）との比較から，花粉帯 I ～ II は MIS 5e 前期，花粉帯 III は MIS 5e 中期（ピーク頃）花粉帯 IV は MIS 5e 後期に対比された．なお花粉帯 II で，流山 GS-NY-1 コアでは *Alnus* や *Hemiptelea* が多く，成田 GS-NT-1 コアでは *Cryptomeria* や *Pinus* が多く，*Hemiptelea* や *Alnus* は少ない傾向にあるのは，流山 GS-NY-1 コアがその当時，内陸側であるため河畔湿地が近傍に発達する環境にあり，成田は海域に位置することによると考えられている（Nakazawa *et al.*, 2017）．

テフラ

TAu-8 テフラ：TAu-8 は町田ほか（1974）により大磯丘陵から報告された軽石質のテフラである．本調査地域では富里 GS-TM-1 コアの木下層下部の基底近く（深度 57.14 ～ 57.15 m）に認められ（第 3.6 図），Nakazawa *et al*. (2017) により TM-1-57.15 テフラとして記載された．富里 GS-TM-1 コアの本テフラは細粒～粗粒砂サイズの白色～黄白色の軽石からなり，重鉱物は直方輝石と単斜輝石を含む．このうち直方輝石の屈折率は 1.707 ～ 1.712（1.710 ～ 1.711），火山ガラスの屈折率は 1.523 ～ 1.524（1.523）を示す（第 3.2 表）．また火山ガラスの化学組成は SiO_2 を約 73％含むことが特徴である（第 3.3 表）．大磯丘陵の TAu テフラ群との化学組成，屈折率の比較及び後述の TAu-8.5 テフラとの層序関係により，TM-1-57.15 テフラは TAu-8 テフラ（町田ほか，1974）に対比された（Nakazawa *et al*., 2017）．

TAu-8.5 テフラ：TAu-8.5 は町田ほか（1974）の TAu-8 と TAu-9 の間に挟まれるテフラとして中里ほか（2016）により大磯丘陵から報告された軽石質のテフラである．富里 GS-TM-1 コア及び印西 GS-IZ-1 コアの木下層下部の基底近く（GS-TM-1 深度 54.87 ～ 54.88 m；GS-IZ-1 深度 41.27 ～ 41.28 m）に認められ（第 3.6 図），Nakazawa *et al*. (2017) により TM-1-54.88 テフラ及び IZ-1-41.28m テフラとして記載された．中粒～粗粒砂サイズの白色～灰白色の軽石からなり，重鉱物は直方輝石と単斜輝石を含む．このうち直方輝石の屈折率は 1.709 ～ 1.717，1.727 ～ 1.730（1.729 ～ 1.730），火山ガラスの屈折率は 1.501 ～ 1.503 (1.501 ～ 1.502) を示す（第 3.2 表）．また火山ガラスの化学組成は SiO_2 が 79％と高い値を示すことが特徴である（第 3.3 表）．これらは大磯丘陵から報告された TAu-8.5 テフラの特徴と一致することから TM-1-54.88 テフラ及び IZ-1-41.28m テフラは TAu-8.5 テフラに対比された（Nakazawa *et al*., 2017）．

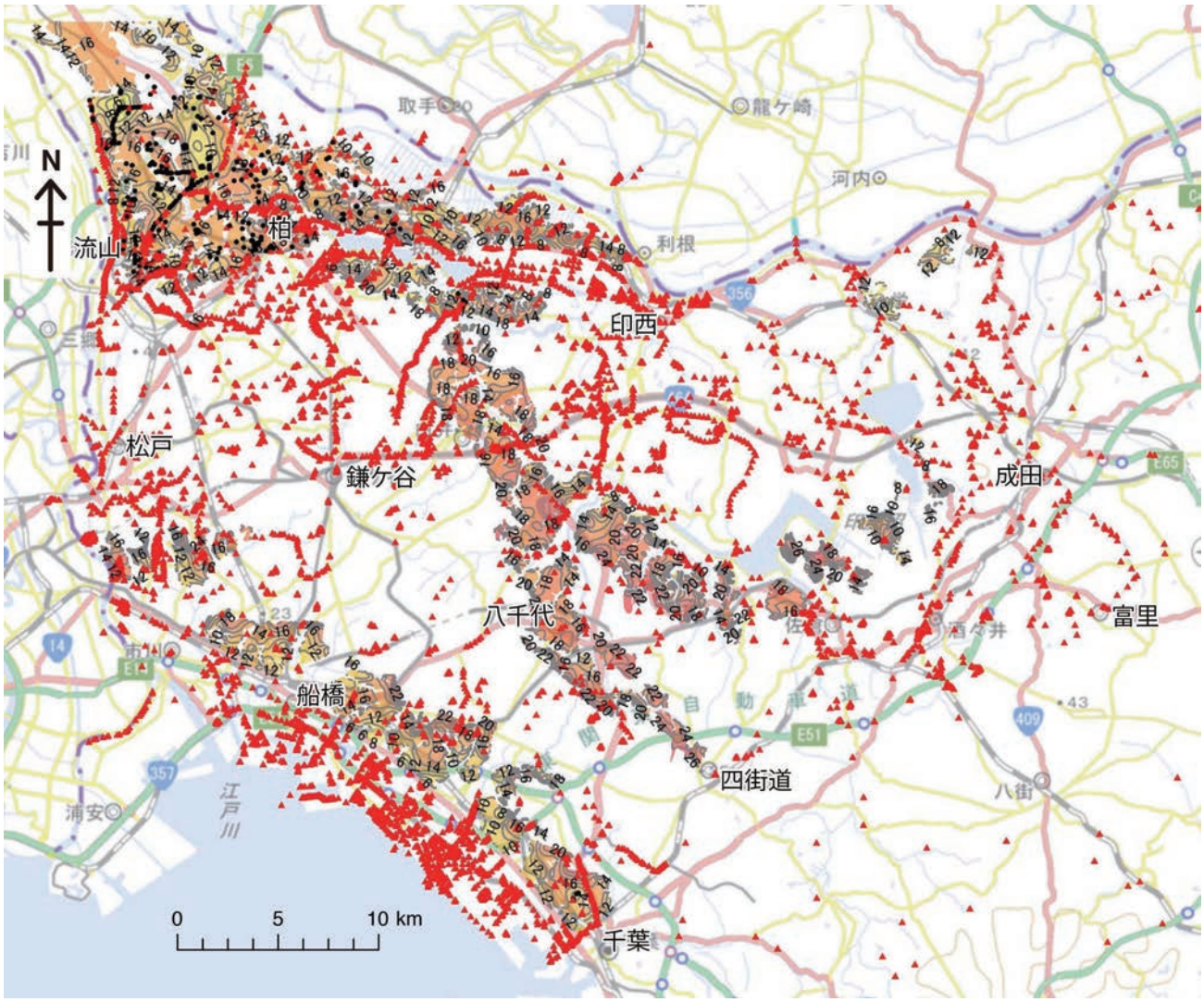
TAu-9 テフラ：TAu-9 は町田ほか（1974）により大磯丘陵から報告された軽石質のテフラである．本調査地域では印西 GS-IZ-1 コアの木下層下部の基底近く（深度 41.09 ～ 41.10 m）に認められ（第 3.6 図），Nakazawa *et al*. (2017) により IZ-1-41.10 テフラとして記載された．印西 GS-IZ-1 コアの本テフラは中粒～粗粒砂サイズの黄白色の軽石からなり，重鉱物は直方輝石を含む．直方輝石の屈折率は 1.710 ～ 1.713（1.712），火山ガラスの屈折率は 1.525 ～ 1.527（1.526）を示す（第 3.2 表）．火山ガラスの化学組成は SiO_2 が 72％，FeO が 4％程度を示すことが特徴である（第 3.3 表）．これらは大磯丘陵から報告された TAu-9 テフラの特徴と一致することから，IZ-1-41.10 テフラは TAu-9 テフラ（町田ほか，1974）に対比された（Nakazawa *et al*., 2017）．



第 3. 8 図　木下層上部を形成したバリアー島システムの復元．岡崎・増田（1992）に基づき作図．

KlP テフラ群：富里 GS-TM-1 コアの深度 13.29 ～ 13.30 m 及び 13.90 ～ 13.91 m には粗粒～極粗粒砂サイズの黄橙～橙白色の軽石質テフラが挟在する．これらのテフラは，火山ガラスは風化により粘土化しているが，重鉱物は直方輝石及び単斜輝石を含み，このうち直方輝石の屈折率は 1.704 ～ 1.715 を示す．このような特徴は KlP テフラ群にみられる特徴と一致する．ただし KlP テフラ群の直方輝石の屈折率はどれも同じような値を示すことから，KlP テフラ群のどのテフラに相当するかの判断は難しい．

年代　大磯丘陵の TAu テフラ群は下末吉（しもすえよし）海進（MIS 5e）の時期に降灰したテフラとされ，海進の開始は TAu-6 降灰期あるいはその少し前（町田・松島，1976），海進のピークは TAu-12 降灰期直後と考えられている（町田ほか，1974；町田・新井，2003）．調査地域には前述のように木下層下部の基底部付近に TAu-8，TAu-



第 3. 9 図　常総層の分布と基底面の等高線図（単位 T.P.+ m）.
常総層は等高線で示した範囲に分布する．黒地点，赤三角地点は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す．黒地点は指定標高が基底面に相当するデータ地点，赤三角地点は指定標高よりも上に基底面が存在するデータ地点．基図は地理院地図を使用.

8.5，TAu-9 が見いだされたことから，木下層下部は下末吉海進期に形成されたと考えられる．Nakazawa *et al*. (2017) は，底生有孔虫殻の酸素同位体比から海洋酸素同位体ステージ（MIS）との対比が明らかにされている鹿島沖海底コア（MD-01-2421：Oba *et al*., 2006）の花粉化石群集（Igarashi and Oba, 2006；五十嵐，2009）との比較により，木下層下部の花粉帯 I ～ II は MIS 5e 初期，花粉帯 III は MIS 5e 中期に形成されたと考えた．また木下層上部の貝化石層及び砂層の年代は花粉化石の十分な産出がないため不明であるが，流山の砂泥細互層に相当する花粉帯 IV は鹿島沖コアとの比較から MIS 5e 後期であるとしている（Nakazawa *et al*., 2017）．木下層上部の上半部に挟在する軽石質テフラは前述のように KlP テフラ群のいずれかに相当する可能性があるが，KlP テフラ群は下末吉海進ピーク以降に降灰したと考えられており，木下層上部の形成が MIS 5e 後期に及ぶことを支持する．以上により，木下層下部は MIS 5e 前期～中期，上部は MIS 5e 中期？～後期に形成されたと考えられる．

堆積環境　調査地域の木下層は，下部は開析谷システム，木下層上部はバリアー島システムにより形成されたと考えられている（岡崎・増田，1992；Nakazawa *et al*., 2017）．このうち木下層下部の基底部の礫混じり砂層は，上位に植物根痕を含む有機質の泥質砂層・砂質泥層に漸移することから河川成の堆積物と考えられ，礫混じり砂層はチャネル堆積物，有機質の泥質砂層・砂質泥層は後背湿地の堆積物と考えられる（Nakazawa *et al*., 2017）．その上位の貝化石片が散在する泥層は海進により開析谷内に形成された内湾の堆積物で，泥層基底の侵食面はベイラビンメント面と考えられている（Nakazawa *et al*., 2017）.

木下層上部基底では，さらに海進がすすみ，現在の

関東平野内陸部まで広がる広大なバリアー島システムへと移行した．上部基底は海進の際に形成されたベイラビンメント面と考えられている（Nakazawa *et al*., 2017）．成田〜印西地域にみられる貝化石層及び平板状斜交層理砂層は，バリアー島の切れ目の潮流口付近から内湾側に発達した上げ潮デルタとされ（第 3.8 図；岡崎・増田，1992），フォアセット葉理の南西方向の傾きもその解釈を支持している．一方，千葉市から柏市にかけての地域にみられる，平行〜斜交層理砂層，白斑状生痕化石 *Macaronichnus segretatis* を多産する平行葉理砂層，重鉱物を多く含む平行葉理砂層は，それぞれ外浜から前浜, 後浜の堆積物と考えられ, バリアー島, 上げ潮デルタとの位置関係から，現在の関東平野東縁に発達したバリアー島の南東部から西側に張り出すように発達したスピットと考えられる（第 3.8 図；岡崎・増田，1992）．また柏市北部及び流山市北部に見られる砂泥細互層はバリアー島の内側のラグーンの堆積物と考えられ，同様の堆積物は関東平野中央部の大宮地域にも知られている（中澤ほか，2006）．

3．7　常総層（Js）

命名・定義　小玉ほか（1981）は，成田層（本報告の木下層）を覆う河川成の堆積物と凝灰質粘土（後述する常総粘土に相当）を含めた地層を常総層と呼んだが，本報告では凝灰質粘土を切り離し，河川成の堆積物のみを常総層として扱う．

分布形態　下総下位面（杉原，1970）に相当する，流山市・柏市付近の台地域，東京湾に面した台地縁辺部，印旛沼低地周辺の台地縁辺部に分布する（第 3.9 図）．

基準ボーリング地点の分布深度・標高

GS-NY-1：深度 8.15 〜 5.00 m，標高 8.71 〜 11.86 m.

GS-KW-3：深度 7.45 〜 4.82 m，標高 11.64 〜 14.27 m.

GS-FB-1：深度 8.9 〜 7.45 m，標高 9.19 〜 10.64 m.

層相　泥層を挟在する砂層あるいは砂質泥層からなる．流山 GS-NY-1 コアでは，本層は層厚約 3 m で，砂層からシルト層へと上方に細粒化する層厚 20 〜 70 cm 程度の多数のサイクルの累重により構成される（第 3.6 図）．砂層は下部のサイクルほど粗粒で，中粒〜粗粒砂からなり，明瞭な斜交層理が発達する．上部のサイクルでは砂層もシルト質となり，本層全体としても上方に細粒化する傾向がみられる．泥層を中心に植物根痕がしばしば見受けられる．一方，常総層の分布の縁辺域である柏 GS-KW-3 コアでは層厚約 2.6 m の一回の上方細粒化層，船橋 GS-FB-1 コアでは層厚約 1.5 m の上方細粒化する細粒〜粗粒砂層のみからなる．

年代　常総層を覆う凝灰質粘土（後述する常総粘土）に On-Pm-1 が挟在することが知られることから（杉原，1970），常総層の離水年代は On-Pm-1 の降灰年代（約 100 ka）頃の MIS 5c と考えられる．また常総層は MIS 5e の堆積物である木下層を削剥して分布する．よって常総層の形成年代は MIS 5d 〜 5c 頃と考えられる．

堆積環境　斜交層理の発達する砂層から植物根跡を含む泥層へと上方に細粒化する地層からなり，砂層は河川のチャネル堆積物，泥層は氾濫原堆積物と考えられる．

第 4 章　常総粘土，新期関東ローム層，及び新期段丘堆積物

（中澤　努・納谷友規）

調査地域の台地には下総層群の被覆層として常総粘土，新期関東ローム層，及び新期段丘堆積物が分布する．3 次元地質モデルではこれらの堆積物は区分せず，下総層群の木下層あるいは常総層から連続する一連の堆積物として図示されているが，柱状図の表示により垂直方向の層相変化を把握できるようにしている．地質平面図では，常総粘土及び新期関東ローム層は表現していないが，新期段丘堆積物の分布は図示している．

以下にそれぞれの堆積物について簡単に述べる．

4．1　常総粘土

分布・層序関係　下総上位面及び下総下位面（杉原，1970）（第 1 章参照）の分布域にみられる．下位の下総層群から漸移することが多いが，明瞭な層相境界で介することもあり，その場合は多少の侵食があった可能性がある．

層相　茶灰色またはオリーブ色の凝灰質粘土からなる．一部は砂質となることもある．リモナイト質の被膜を伴う植物根痕が頻繁にみられる．

年代・対比　段丘面により形成開始年代が異なるが，下総上位面に分布する常総粘土は基底付近に大磯丘陵の KlP テフラ群（MIS 5e 後期に降灰；町田・新井，2003）に対比される（町田，1971；町田・新井，2003）三色アイス軽石（Kobayashi *et al.*, 1968）がみられ（杉原，1970），また下総下位面の分布する常総粘土の基底付近には約 100 ka に降灰した On-Pm-1 テフラ（Kobayashi *et al.*, 1968；町田・新井，2003）がみられることから（杉原，1970），MIS 5e ～ MIS 5c 頃に形成が開始されたと考えられる．一方，上位には基底付近に Hk-TP テフラ（約 66 ka に降灰；青木ほか，2008）を挟在する新期関東ローム層（武蔵野ローム層；後述）に覆われることから，上限は MIS 5a ～ 4 頃と考えられる．よって横浜地域の下末吉ローム層（関東ローム研究グループ，1956）にほぼ相当すると考えられる．

4．2　新期段丘堆積物（Yt）

分布・層序関係　千葉段丘（杉原，1970）あるいは大堀川面（中澤・田辺，2011）と呼ばれる段丘（第 2 章参照）の分布域において，下位の下総層群を不整合に覆い分布する．また，およそ Hk-TP テフラ層準より上位の関東ローム層（褐色ローム層）に覆われる（杉原，1970；中澤・田辺，2011）．

層相　泥質砂層からなる．中澤・田辺（2011）によれば，これらの段丘堆積物は層厚が 1 ～ 2 m 程度と薄く，土質ボーリング柱状図では下位の下総層群の砂層と区別が難しいことが多い．

年代・対比　Hk-TP テフラ層準より上位の関東ローム層（褐色ローム層）に覆われることから，本段丘堆積物の形成は Hk-TP テフラの降灰年代である MIS 4 あるいその少し前と考えられる．

4．3　新期関東ローム層

分布・層序関係　常総粘土や新期段丘堆積物を整合に覆う．台地斜面では下位層を不整合に覆う．

層相　褐色の火山灰土からなる．下部はやや明るい褐色の火山灰土を主体とし，2 層程度の暗色帯を挟む．上部は暗褐色の火山灰土を主体とし，最上部は軟質の黒色土壌となる．

年代・対比　ローム層の基底付近には Hk-TP テフラが挟在することから（中澤・田辺，2011），下部は武蔵野ローム層（関東ローム研究グループ，1956）に相当すると考えられる．また，上部の暗褐色のローム層からは水洗により泥分を除去すると AT テフラが見いだせることから（中澤・田辺，2011），上部は立川ローム層（関東ローム研究グループ，1956）に相当すると考えられる．基底付近に Hk-TP テフラが挟まれることから，新期関東ローム層の形成は MIS 4 頃以降と考えられる．

第 5 章　沖積層及び人工地層

（風岡 修・小松原純子・宮地良典・潮﨑翔一・香川 淳・吉田 剛・加藤晶子・中澤 努）

沖積層は，最終氷期最盛期（約 2 万 1 千年前）以降に海面の上昇に伴って形成された堆積物のことを指す（井関，1983）．本地域では最終氷期に形成された台地縁辺の谷の中，及び東京湾岸の埋立地の地下に分布している．後者の分布は現在の海底へ続いている．

人工地層は本地域では主に盛土アソシエーション（アソシエーションの用語は 5.2 人工地層を参照）と埋立アソシエーションから構成される．埋立アソシエーションは主に東京湾岸臨海部の自然状態で水域だった土地を土砂で埋め立てて離水させた際に形成された人為的に形成された地層を指す．特に東京湾岸地域では埋立地前面の海底からサンドポンプでくみ上げた土砂を使って埋立てが行われた（清水，1983）ため，埋立アソシエーションは下位の沖積層・下総層群を母材として形成された．盛土アソシエーションは，周囲の自然地層や近隣の土木・建設工事に伴う掘削土砂を陸域にブルドーザーなどの重機によって盛り上げて作られた地層であり，都市域の造成された土地では表層部には厚さは異なるもののほぼ全域に存在する．このため本図幅ではこの地層については表現していない．

東京湾の現在の海岸線から内陸は 6 ～ 7 km 入ったあたりに分水嶺（太平洋－東京湾分水界；楡井，1997）があり，そこより北東側の谷は利根川に注ぎ，南西側は東京湾に注いでいる．この分水嶺を境に地域を北東側（利根川流域）及び南西側（東京湾岸地域）に分けて説明する．

5．1　東京湾岸地域の沖積層

東京湾岸北部の低地の地下には，下総層群を不整合に覆い泥層を主体とした軟弱な沖積層，沖積層や下総層群を人自不整合（楡井ほか，1994a）に覆って人工地層が分布する．沖積層の基底面の標高分布に着目すると，本地域の臨海部の広い範囲で標高 0 ～－ 10 m 付近，浦安では－ 20 m 付近，浦安～行徳では－ 25 ～－ 31 m に平坦面がみられ，さらにこの平坦面を開析し，台地の開析谷から続く埋没谷がみられる（千葉県葛南開発工事事務所，1967；千葉県開発局，1969；松田，1993；加藤ほか，2012）．

2011 年東北地方太平洋沖地震以後に国立研究開発法人産業技術総合研究所と千葉県環境研究センターによって行われたオールコアボーリングの調査結果（中澤ほか，2014；宮地ほか，2015；宮地ほか，2016；風岡ほか，2016；風岡ほか，2017a；風岡ほか，2017c）を市川市行徳から習志野市香澄を経て千葉みなとの順に並べ，層相対比を行ったものが第 5.1 図である．なお，埋没谷の谷筋の名称については，呼び名の命名が最も古い千葉県開発局（1969）に従った．ただし，これにない名称については石綿（2004）の呼び名を踏襲した．さらに名称のない谷筋については新たに谷筋付近の地名を基に命名した．これら名称を第 5.2 図に示した．

5．1．1　下総層群，沖積層，人工地層の違い

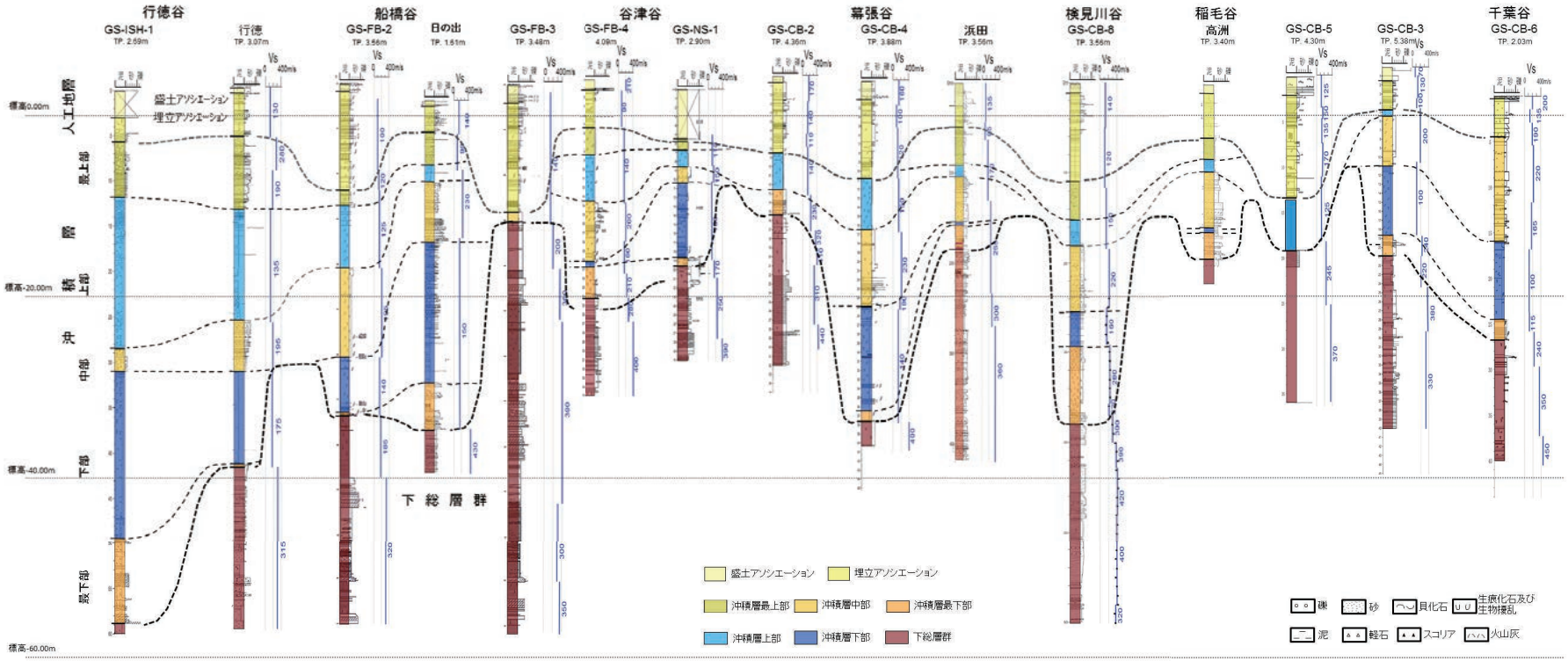
本地域のオールコアボーリングデータや小松原ほか（2017）及び千葉県開発局（1969）を基に，下総層群と沖積層との違いと沖積層と人工地層との違いは以下のようにまとめられる．

下総層群と沖積層との違い　硬さと色調が異なる．すなわち下総層群の多くは *N* 値が 30 以上と硬く黄褐色～黄灰色であるのに対し，沖積層の多くは *N* 値が 3 ～ 20 と中位ないし軟らかく色調は暗灰～灰色である．また，沖積層中には赤褐色のローム層や灰色の軟らかな常総粘土層と思われる泥層の細礫～中礫として含まれるが，下総層群にはこのような礫は含まれないことでも区別できる．

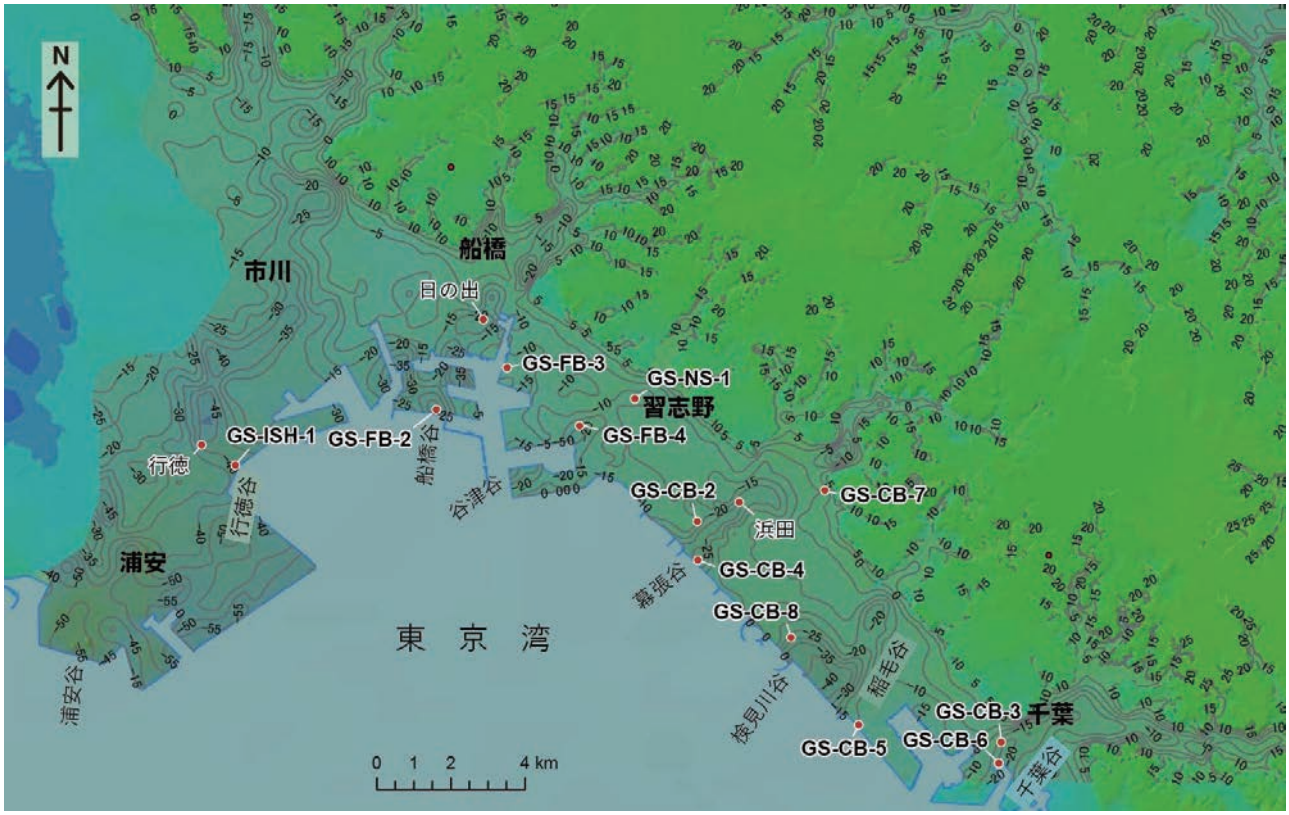
沖積層と人工地層との違い　硬さや色調，ボーリング孔の崩れやすさが異なる．砂層については，沖積層の多くは *N* 値が 3 ～ 20 と「ゆるい」～「中位」であるのに対し，人工地層は 1 ～ 8 と「極めてゆるい」～「ゆるい」である．色調は沖積層の暗灰色～灰色に対し，人工地層は極細粒砂～細粒砂は同様な色調であるものの中粒砂は黄灰色～黄褐色と異なる．また，生痕化石は沖積層では頻繁にみられるが人工地層中にはほとんどみられない．貝殻片密集層は人工地層中にしばしばみられるが，沖積層中には稀に挟まる程度である．泥層については，*N* 値では比較ができない場合が多いもののコア試料では沖積層は軟らかいが，人工地層は非常に軟らかいことで区別ができる．

5．1．2　沖積層の区分

各地点でのオールコア試料の検討から，第 5.1 図に示すように，本地域の沖積層は，最下部・下部・中部・上部・最上部から構成され，埋没谷上で掘削したコアにはこの 5 区分がすべて分布していることが確認された．一方，埋没谷と埋没谷の間の平坦面上では最下部と下部は見られず，上部の厚さが薄くなる傾向がみられる（風岡ほか，2017b）．以下に各区分ごとの特徴をオールコア試料を基に述べる．また，地層物性のうち密度検層は中澤ほか（2014），宮地ほか（2015），宮地ほか（2016）及び風岡ほか（2017c）より，電気検層結果は



第 5.1 図　東京湾岸埋立地北部における各埋没谷を中心としたオールコアボーリングの対比図.
GS-FB-2, GS-FB-3, GS-FB-4, GS-NS-1, GS-CB-2, GS-CB-3, GS-CB-4:宮地ほか（2015）, GS-CB-5, GS-CB-6:宮地ほか（2016）,
GS-ISH-1：田辺ほか (2012), 行徳・日の出：風岡ほか（2016）, 浜田：風岡ほか（2017a）.



第 5. 2 図　東京湾岸地域の沖積層基底標高（単位 T.P.+ m）及びオールコアボーリングの位置.

風岡ほか(2016), 風岡ほか(2017a) 及び風岡ほか(2017c) より, S 波速度結果は中澤ほか (2014), 宮地ほか (2015), 宮地ほか(2016), 風岡ほか(2016) 及び風岡ほか(2017a), 風岡ほか（2017c）を基にした．堆積年代は中澤ほか (2014)，宮地ほか（2015），宮地ほか（2016），風岡ほか（2016），風岡ほか（2017a），小松原ほか（2017）などを基にした．放射性炭素年代値の一覧は第 5.1 表に示した．

最下部

分布　標高− 13 m 以深の埋没谷の谷底付近に分布する．基底面は最も低い位置で標高− 56 m，最も高い位置で標高− 13 m である．

層厚　0 ～ 8.6 m と場所によって大きく異なる．谷軸に近づくほど厚い．また，一つの埋没谷の中では谷の下流へ行くほど厚くなる傾向がみられる．

層相　砂層, 泥層及び泥炭層からなり, 互層状に重なる．砂層は斜交葉理がみられ上方細粒化する厚さ 0.1 ～ 1 m の黄灰色の細粒砂～粗粒砂層で，ローム層の細礫～中礫や先新生代の堆積岩の細礫を含むことが多い．礫が 2 割ほど含まれ砂礫層となることがある．泥層は青灰色の泥層ないし植物片を含む暗灰色の有機質泥層であり，一部に粘土質な部分も見られる．生痕や貝化石はみられず，風化してもジプサムは晶出せずブロック状に大きく割れ，市原・市原（1971）の淡水泥層の特徴を示す．泥炭層は黒色で厚さ 0.1 ～ 0.3 m である．

地層物性　*N* 値は砂層・砂礫層が 8 ～ 45 程度，泥層が 5 ～ 15 程度である．S 波速度は場所により異なるが砂層を主体とする部分では 210 ～ 240 m/s であり，泥層を主体とする部分では 150 ～ 175 m/s である（図 6.1）．密度検層結果は, 泥層が 1.6 ～ 1.8 g/cm^3, 砂層が 1.9 ～ 2.0 g/cm^3 である．電気検層結果は，比抵抗値なので参考値として紹介する．ノルマルは 20 ～ 40 Ωm, ・マイクロが 10 ～ 30 Ωm であるものの，地下水に塩分が含まれる場合はノルマル・マイクロともに約 2.5 Ωm と低い．

堆積年代　泥炭層より ^{14}C 暦年較正年代として 8700 ～ 19000 年前の値が測定されている．特に 10200 ～ 12600 年前の測定値が多く得られている．

堆積環境　泥層の風化面の特徴より淡水域に堆積した泥層と推定される．また，上方に細粒化する砂層をしばしば挟み，泥炭層も挟まれることから河川－氾濫原に堆積したものと考えられる．

既存の研究との対比　埋没谷の谷底部に分布し，砂泥互層を主体とすることから，千葉県開発局（1969）の沖積層下部粘土層の下部，石綿（2004）の七号地層に対比されると考えられる．　東京低地の沖積層の模式地の層序（青木・柴崎，1966 ; 東京都土木技術研究所，1969 ; 遠藤ほか，1983 ; 東京都港湾局，2001 ; 木村ほか，2006 ; 田辺ほか，2006 など）とは，沖積層が堆積している埋没谷が異なり，後背地の状況が大きく変わることから，現状では対比が困難である．

第 5.1 表　放射性炭素年代一覧

測定番号	ボーリング地点名	試料名	深度(m)	標高(m)	地層名	試料	^{14}C age 1σ, yBP	暦年代 2σ, cal BP		公表
IAAA-153485	行徳	ISG-0566	5.66	-2.59	沖積層最上部	貝殻	680 ± 20	272 - 405	*	風岡ほか(2016)
IAAA-153486	行徳	ISG-1576	15.76	-12.69	沖積層上部	貝殻	2660 ± 30	2289 - 2435	*	風岡ほか(2016)
IAAA-153487	行徳	ISG-1883	18.83	-15.76	沖積層上部	貝殻	3190 ± 30	2882 - 3099	*	風岡ほか(2016)
IAAA-153488	行徳	ISG-3536	35.36	-32.29	沖積層下部	貝殻	9150 ± 40	9772 - 10109	*	風岡ほか(2016)
IAAA-153489	行徳	ISG-4107	41.07	-38.00	沖積層下部	草本の茎	9420 ± 40	10569 - 10743	+	風岡ほか(2016)
IAAA-133060	GS-FB-2	GS-FB-2_1366	13.66	-10.10	沖積層上部	植物片	1910 ± 20	1812 - 1903 (0.97) 1908 - 1924 (0.02)	+	宮地ほか(2015)
IAAA-140336	GS-FB-2	GS-FB-2_1786	17.86	-14.30	沖積層上部	貝殻片(ウラカガミガイ)	3260 ± 20	2988 - 3174	*	宮地ほか(2015)
IAAA-140337	GS-FB-2	GS-FB-2_1980	19.80	-16.24	沖積層上部	貝殻片(ウラカガミガイ)	5850 ± 30	6193 - 6327	*	宮地ほか(2015)
IAAA-140338	GS-FB-2	GS-FB-2_2137-2147	21.37	-17.81	沖積層中部	貝殻片(マテガイ)	8410 ± 30	8926 - 9114	*	宮地ほか(2015)
IAAA-133061	GS-FB-2	GS-FB-2_2806	28.06	-24.50	沖積層中部	植物片	42250 ± 770	44168 - 47095	+	宮地ほか(2015)
IAAA-133062	GS-FB-2	GS-FB-2_3044	30.44	-26.88	沖積層中部	植物片	8330 ± 30	9269 - 9452	+	宮地ほか(2015)
IAAA-140339	GS-FB-2	GS-FB-2_3065	30.65	-27.09	沖積層下部	貝殻片(ハイガイ)	8840 ± 30	9437 - 9541	*	宮地ほか(2015)
IAAA-133063	GS-FB-2	GS-FB-2_3555	35.55	-31.99	沖積層下部	植物片	8810 ± 30	9689 - 9946 (0.89) 9993 - 10008 (0.01) 10063 - 10127 (0.01)	+	宮地ほか(2015)
IAAA-133064	GS-FB-2	GS-FB-2_3664	36.64	-33.08	沖積層最下部	植物片	9190 ± 30	10246 - 10429 (0.97) 10465 - 10481 (0.03)	+	宮地ほか(2015)
IAAA-153480	日の出	FMH-0410	4.10	-2.49	沖積層最上部	貝殻	680 ± 30	272 - 408	*	風岡ほか(2016)
IAAA-153481	日の出	FMH-0410	9.65	-8.04	沖積層中部	貝殻	7560 ± 30	7942 - 8117	*	風岡ほか(2016)
IAAA-153482	日の出	FMH-0410	17.35	-15.74	沖積層下部	貝殻	8320 ± 30	8743 - 8991	*	風岡ほか(2016)
IAAA-153483	日の出	FMH-0410	27.54	-25.93	沖積層下部	貝殻	8980 ± 30	9528 - 9752	*	風岡ほか(2016)
IAAA-153484	日の出	FMH-0410	35.21	-33.60	沖積層最下部	草本の茎	10320 ± 40	11987 - 12243 (0.79) 12268 - 12381 (0.21)	+	風岡ほか(2016)
IAAA-150481	GS-FB-4	GS-FB-4_0720	7.20	-3.11	沖積層最上部	貝殻(ハマグリ合弁)	1260 ± 20	727 - 885	*	宮地ほか(2016)
IAAA-150482	GS-FB-4	GS-FB-4_1245	12.45	-8.36	沖積層上部	貝殻(チヨノハナガイ)	2880 ± 30	2535 - 2732	*	宮地ほか(2016)
IAAA-153563	GS-FB-4	GS-FB-4_1410	14.10	-10.01	沖積層中部	貝殻(ヒメカノコアサリ)	4120 ± 30	4075 - 4281	*	小松原ほか(2017)
IAAA-150483	GS-FB-4	GS-FB-4_1524	15.24	-11.15	沖積層中部	貝殻(ハマグリ)	8030 ± 30	8395 - 8562	*	宮地ほか(2016)
IAAA-150484	GS-FB-4	GS-FB-4_1713	17.13	-13.04	沖積層中部	貝殻(バカ貝)	8260 ± 30	8657 - 8951	*	宮地ほか(2016)
IAAA-150485	GS-FB-4	GS-FB-4_2322	23.22	-19.13	沖積層最下部	炭化物	7980 ± 30	8661 - 8667 (0.01) 8704 - 8996 (0.99)	+	宮地ほか(2016)
IAAA-150486	GS-NS-1	GS-NS-1_0674	6.74	-3.84	沖積層最上部	貝殻(ホソウミニナ？)	1420 ± 20	908 - 1036	*	宮地ほか(2016)
IAAA-153564	GS-NS-1	GS-NS-1_0808	8.08	-5.18	沖積層上部	貝殻(ヤカドツノガイ)	2880 ± 30	2560 - 2736	+	小松原ほか(2017)
IAAA-150487	GS-NS-1	GS-NS-1_0970	9.70	-6.80	沖積層中部	貝殻(ハマグリ)	7790 ± 30	8174 - 8339	*	宮地ほか(2016)
IAAA-150488	GS-NS-1	GS-NS-1_1488	14.88	-11.98	沖積層下部	貝殻(ウラカガミ)	8240 ± 30	8627 - 8931	*	宮地ほか(2016)
IAAA-150489	GS-NS-1	GS-NS-1_1696	16.96	-14.06	沖積層下部	炭化物	7880 ± 30	8590 - 8778 (0.97) 8834 - 8860 (0.02) 8922 - 8933 (0.01)	+	宮地ほか(2016)
IAAA-142447	GS-CB-2	GS-CB-2_0917	9.17	-4.81	沖積層上部	貝殻(サクラガイ)	820 ± 20	416 - 503	*	宮地ほか(2015)
IAAA-142448	GS-CB-2	GS-CB-2_1082	10.82	-6.46	沖積層上部	貝殻(ヒメカノコアサリ)	2150 ± 30	1645 - 1824	*	宮地ほか(2015)
IAAA-142449	GS-CB-2	GS-CB-2_1170追加	11.70	-7.34	沖積層上部	貝殻(巻貝)	2300 ± 30	1827 - 1983	*	宮地ほか(2015)
IAAA-142450	GS-CB-2	GS-CB-2_1257	12.57	-8.21	沖積層中部	貝殻(モモノハナガイ)	8040 ± 30	8409 - 8576	*	宮地ほか(2015)
IAAA-142451	GS-CB-2	GS-CB-2_1348	13.48	-9.12	沖積層中部	貝殻(シオフキ)	8140 ± 30	8518 - 8743	*	宮地ほか(2015)
IAAA-153565	GS-CB-3	GS-CB-3_0621	6.21	-0.83	沖積層中部	貝殻(バカガイ)	7070 ± 30	7471 - 7614	*	小松原ほか(2017)
IAAA-150476	GS-CB-3	GS-CB-3_0830	8.30	-2.92	沖積層中部	貝殻(バカガイ)	7390 ± 30	7770 - 7931	*	宮地ほか(2016)
IAAA-142455	GS-CB-3	GS-CB-3_1323	13.23	-7.85	沖積層中部	貝殻(ツルマルケボリガイ)	7770 ± 30	8161 - 8319	*	宮地ほか(2015)
IAAA-142456	GS-CB-3	GS-CB-3_1454	14.54	-9.16	沖積層中部	貝殻(アラムシロガイ)	7890 ± 30	8290 - 8419	*	宮地ほか(2015)
IAAA-142457	GS-CB-3	GS-CB-3_1545-2	15.45	-10.07	沖積層下部	カニ	8110 ± 30	8471 - 8684	*	宮地ほか(2015)
IAAA-142458	GS-CB-3	GS-CB-3_1630	16.30	-10.92	沖積層下部	貝殻片	8090 ± 30	8436 - 8635	*	宮地ほか(2015)
IAAA-142459	GS-CB-3	GS-CB-3_1823	18.23	-12.85	沖積層下部	貝殻(ハイガイ)	8520 ± 30	9020 - 9255	*	宮地ほか(2015)
IAAA-142460	GS-CB-3	GS-CB-3_2089	20.89	-15.51	沖積層最下部	貝殻片	46500 ± 500	48441 - 50000 $	*	宮地ほか(2015)
IAAA-150477	GS-CB-4	GS-CB-4_1270	12.70	-9.14	沖積層上部	貝殻(ヤチヨノハナガイ)	1320 ± 20	786 - 923	*	宮地ほか(2016)
IAAA-153566	GS-CB-4	GS-CB-4_1826	18.26	-14.70	沖積層中部	貝殻(バカガイ)	7960 ± 30	8353 - 8508	*	小松原ほか(2017)
IAAA-150478	GS-CB-4	GS-CB-4_2026	20.26	-16.70	沖積層中部	貝殻(バカガイ)	8300 ± 30	8717 - 8976	*	宮地ほか(2016)
IAAA-150479	GS-CB-4	GS-CB-4_2666	26.66	-23.10	沖積層中部	貝殻(モモノハナガイ)	8780 ± 30	9390 - 9512	*	宮地ほか(2016)
IAAA-150480	GS-CB-4	GS-CB-4_3722	37.22	-33.66	沖積層最下部	木片	16000 ± 50	18721 - 18953	+	宮地ほか(2016)
IAAA-162710	浜田	CHD-0518	5.18	-1.62	沖積層最上部	貝殻	Modern		*	風岡ほか(2016)
IAAA-162711	浜田	CHD-0735	7.35	-3.79	沖積層最上部	貝殻	1860 ± 20	1335 - 1496	*	風岡ほか(2016)
IAAA-170007	浜田	CHD-0975	9.75	-6.19	沖積層上部	貝殻	2670 ± 20	2297 - 2435	*	風岡ほか(2016)
IAAA-170008	浜田	CHD-1025	10.25	-6.69	沖積層上部	貝殻	2750 ± 20	2345 - 2574 (0.98) 2577 - 2583 (0.01) 2587 - 2593 (0.01)	*	風岡ほか(2016)
IAAA-170009	浜田	CHD-1735	17.35	-13.79	沖積層最下部	有機質シルト	9650 ± 30	10794 - 10852 (0.07) 10861 - 10960 (0.34) 11006 - 11021 (0.01) 11067 - 11187 (0.57)	+	風岡ほか(2016)
IAAA-170010	浜田	CHD-1829	18.29	-14.73	沖積層最下部	泥炭	10580 ± 40	12427 - 12487 (0.13) 12520 - 12668 (0.87)	+	風岡ほか(2016)
IAAA-162700	GS-CB-8	GS-CB-8-1133	11.33	-7.77	沖積層最上部	貝殻	610 ± 20	146 - 165 (0.04) * 185 - 302 (0.96) *		本報告
IAAA-162701	GS-CB-8	GS-CB-8-1378	13.78	-10.22	沖積層最上部	貝殻	1960 ± 20	1427 - 1596	*	本報告
IAAA-162702	GS-CB-8	GS-CB-8-1671	16.71	-13.15	沖積層上部	貝殻	3620 ± 20	3436 - 3595	*	本報告
IAAA-162703	GS-CB-8	GS-CB-8-1712	17.12	-13.56	沖積層上部	貝殻	5290 ± 30	5583 - 5712	*	本報告
IAAA-162704	GS-CB-8	GS-CB-8-1785	17.85	-14.29	沖積層中部	貝殻	8240 ± 30	8630 - 8928	*	本報告
IAAA-162705	GS-CB-8	GS-CB-8-2620	26.20	-22.64	沖積層下部	貝殻	8730 ± 30	9314 - 9480	*	本報告
IAAA-162706	GS-CB-8	GS-CB-8-2934	29.34	-25.78	沖積層下部	貝殻	8990 ± 30	9533 - 9784	*	本報告
IAAA-162707	GS-CB-8	GS-CB-8-3695	36.95	-33.39	沖積層最下部	木片	9190 ± 30	10248 - 10433 (0.95) 10462 - 10485 (0.05)	+	本報告
IAAA-162708	GS-CB-8	GS-CB-8-3762	37.62	-34.06	沖積層最下部	有機質シルト	9840 ± 40	11198 - 11291 (0.99) 11300 - 11303 (0.01)	+	本報告
IAAA-162709	GS-CB-8	GS-CB-8-3789	37.89	-34.33	沖積層最下部	有機質シルト	10050 ± 40	11357 - 11374 (0.01) 11391 - 11758 (0.99)	+	本報告
IAAA-153568	GS-CB-5	GS-CB-5_1840	18.40	-14.10	沖積層上部	貝殻(ツキガイモドキ)	5500 ± 30	5760 - 5951	*	小松原ほか(2017)
IAAA-171100	GS-CB-6	GS-CB-6_0603	6.03	-4.00	沖積層中部	貝殻(ハマグリ)	7230 ± 30	7609 - 7777	*	小松原ほか(2017)
IAAA-153569	GS-CB-6	GS-CB-6_1290	12.90	-10.87	沖積層中部	貝殻(バカガイ)	7500 ± 30	7464 - 7601	*	小松原ほか(2017)
IAAA-153570	GS-CB-6	GS-CB-6_1715	17.15	-15.12	沖積層下部	貝殻(ヒメカノコアサリ)	8080 ± 30	8436 - 8620	*	小松原ほか(2017)
IAAA-153571	GS-CB-6	GS-CB-6_2104	21.04	-19.01	沖積層下部	貝殻(カワアイ片)	8550 ± 30	9060 - 9297	*	小松原ほか(2017)
IAAA-153572	GS-CB-6	GS-CB-6_2620	26.20	-24.17	沖積層最下部	木片	10540 ± 40	12414 - 12622	+	小松原ほか(2017)
IAAA-153576	GS-NT-2	GS-NT-2_0947	9.47	-7.86		貝殻(アサリ)	5960 ± 30	6288 - 6441	*	小松原ほか(2017)
IAAA-153577	GS-NT-2	GS-NT-2_1675	16.75	-15.14		貝殻(ヒメカノコアサリ)	6450 ± 30	6842 - 7051	*	小松原ほか(2017)
IAAA-153578	GS-NT-2	GS-NT-2_2179	21.79	-20.18		貝殻(マガキ)	8570 ± 30	9084 - 9329	*	小松原ほか(2017)
IAAA-153579	GS-NT-2	GS-NT-2_2765	27.65	-26.04		貝殻(ウラカガミ片)	8490 ± 30	9001 - 9225	*	小松原ほか(2017)
IAAA-153580	GS-NT-2	GS-NT-2_3352	33.52	-31.91		土壌	13200 ± 50	15697 - 16052	+	小松原ほか(2017)

＊ Marine13(marine100%)を使用し、Calib7.0.4にて較正
＋ IntCal13を使用し、Calib7.0.4にて較正
$ 暦年較正曲線の範囲を超えるため較正不可
** 核実験の影響を受けているため較正不可

下部

分布　埋没谷内の標高− 6.6 m 以深に分布する．　最下部と下部の境界の最も高い位置は標高− 13.3 m，最も低い位置は標高 −46.5 m である．

層厚　0 ～ 15.4 m と変化し，一つの埋没谷内では下流へ厚さが薄くなり，上流へ厚くなる傾向がみられる．

層相　貝化石及び生痕化石を含む暗灰～灰色の泥層を主体とする．貝化石は主に上部に，生痕化石は全体にみられる．この泥層のほとんどは，風化するとジプサムを生じ，水でぬらすと酸性を示すなど市原・市原（1971）の海成泥層の特徴を示す．下部と下位の最下部との境は漸移的で，下部の基底付近は植物片や種子を含み青灰色の色調となる場合がある．上位の中部との境界付近ではしばしば極細粒砂の薄層を挟み指交関係をなす．

地層物性　*N* 値は 1 ～ 7 程度である．砂が混じると 10 程度になる．S 波速度は場所によって異なり，谷津谷と千葉谷（第 5.2 図）では 100 m/s と遅いが，他の場所では 140 ～ 160 m/s と比較的速く，行徳谷では 175 m/s と速い．密度検層結果は，1.55 ～ 1.7 g/cm^3 である．電気検層結果は，ノルマルが 10 ～ 20 Ωm，マイクロが 7.5 ～ 10 Ωm であるものの，地下水に塩分を含む場合はノルマルが 5 ～ 10 Ωm, マイクロが 2 ～ 3 Ωm と低くなる．

堆積年代　貝化石の ^{14}C 暦年較正値として 8400 ～ 10700 年前の値が測定され，特に 8500 ～ 9900 年前の値を示すことが多い．

堆積環境　泥層の風化面の特徴より，本泥層は海域ないし汽水域に堆積したものと推定される．また，下部は埋没谷内にのみ分布することから，海進が進む中埋没谷内に侵入してきた内湾の海域に堆積したものと考えられる．

既存の研究との対比　埋没谷の最下部に分布し，砂泥互層を主体とすることから，千葉県開発局（1969）の沖積層下部粘土層，有楽町層下部粘性土，加藤ほか（2012）の沖積層泥層の下部に対比される．

中部

分布　千葉谷付近の GS-CB-3・GS-CB-6 を除くと標高− 5.6 m よりも低い位置に分布する．埋没谷の中だけでなく，この外側の平坦面上にも広く分布する．下部と中部の境界の最も高い位置は標高− 5.6 m，最も低い位置は標高− 28.2 m である．一つの埋没谷内では，上流部では比較的浅い深度に，下流部では比較的深い深度に分布する傾向がある．

層厚　1.6 ～ 11.6 m であり埋没谷の中では厚く，谷の外へ向かい徐々に薄くなる．また，埋没谷の上流部で厚く，下流へ行くに従い薄くなる．

層相　斜交葉理がみられる細粒砂～中粒砂層を主体とし，大局的には上方粗粒化する．また，直径 0.5 ～ 5 cm の明褐～橙色のローム層や未固結の暗灰色の泥層の礫及び海生の貝化石を多く含む．貝化石は破片状のものが多く，上部に多くみられる．全体に生痕化石がみられ，一部に生物擾乱が著しく葉理が不鮮明となる場合もある．

地層物性　*N* 値は 7 ～ 20 であるが，まれに 30 ～ 35 程度のことがある．また，ローム層の礫を多数含む場合には 4 程度と小さくなる．S 波速度は 200 ～ 230 m/s である．密度検層結果は 1.7 ～ 1.9 g/cm^3 である．電気検層結果はノルマル・マイクロともに 10 ～ 20 Ωm であるものの，地下水に塩分を含む場合はノルマル・マイクロともに 5 ～ 10 Ωm と低くなる．この中部は含水が多い部分があり，ボーリング時に孔壁が崩れやすい．また地下水に塩分濃度が高い部分がみられる（吉田ほか，2012）．

堆積年代　貝化石の ^{14}C 暦年校正値として 4100 ～ 9500 年前の値が測定されている．特に，7500 ～ 9000 年前の値を示すことが多い．

堆積環境　斜交葉理が発達する砂層を主体とし，ほとんど円磨されない破片状の貝化石を多く含み生物擾乱がみられること，上方へ粗粒化することからデルタの地層と考えられる．

既存の研究との対比　埋没谷の外にも分布すること，砂層を主体とすることから，千葉県開発局（1969）の沖積層下部砂層，石綿（2004）の有楽町層下部砂質土，加藤ほか（2012）の沖積層中部の砂層に対比される．また，宮地ほか（2016）の中間ラグ堆積物はこの中部層の一部にあたる．

上部

分布　GS-CB-3 を除くと標高− 4 m よりも低い位置に分布する．埋没谷の内外に広く分布する．中部と上部の境界の最も低い位置は標高− 25.6 m，最も高い位置は− 5.9 m である．

層厚　1.3 ～ 12.2 m であり埋没谷の中では厚く，谷の外では徐々に薄くなる．一つの埋没谷内では下流部ほど厚くなり，上流ほど薄くなる傾向がみられる．

層相　貝化石や生痕化石を多く含む暗灰色～灰色の泥層からなり，合弁の貝化石をしばしば含む．上半部は極細粒砂の薄層を頻繁に挟むことがある．基底付近には貝殻密集部を伴う．風化するとジプサムを生じ，水でぬらすと酸性を示し市原・市原（1971）の海成泥層の特徴を示す．上部と下位の中部とは一部指交する．また，上部と上位の最上部とも一部指交する．

地層物性　*N* 値は 0 ～ 3 であるが，砂が混じると 5 ～ 10 と高くなる．S 波速度は 135 ～ 150 m/s と同様な泥層の下部層に比べて速度は遅く，船橋谷では 90 m/s と極端に遅い部分がみられる．密度検層結果は 1.6 ～ 1.8 g/cm^3 である．電気検層結果はノルマルが 25 ～ 30 Ωm, マイクロが 15 ～ 20 Ωm であるものの，地下水に塩分を含む場合はノルマル・マイクロともに 2 ～ 10 Ωm と低くなる．

堆積年代　貝化石の ^{14}C 暦年較正値として 400 ～ 6300

年前の値が測定され，特に 1800 ～ 3100 年前の値を示すことが多いまた，本部層基底部の貝殻密集部は 1900 ～ 6300 年前を示し，堆積速度が極端に遅くなっている．

堆積環境　泥層の風化面の特徴より，本泥層は海域ないし汽水域に堆積したものと推定される．また，上部の泥層は埋没谷の外にも広く分布すること，堆積年代に示されるように海進期からこれ以降の時期に堆積していること，砂層をほとんど挟まないことから，ほぼ現在のような東京湾の中の波浪限界深度以深の沖合に堆積したものと考えられる．

既存の研究との対比　埋没谷の外の平坦面上にも広く分布する泥層であることから，千葉県開発局（1969）の沖積層上部泥層，石綿（2004）の有楽町層上部粘性土，加藤ほか（2012）の沖積層上部の泥層に対比される．

最上部

分布　埋立地の全域に広く分布する．上部と最上部の境界の位置は，GS-CB-5 より南部を除けば，標高− 11.5 ～ −4 m であり，沖合へ向かいその標高が下がる．上面は人為的に掘削されている場合が多く，最上部が掘削により消失している部分もみられる．

層厚　埋没谷の内外で厚さの変化は小さいが，表層部が人為的に削剥されているため 0 ～ 8.1 m と変化が大きい．

層相　粗粒シルト層～極細粒砂層を主体とし，貝化石を多く含み，生物擾乱が一般に著しい．合弁の貝化石をしばしば含む．

地層物性　*N* 値は 5 ～ 15 であることが多いが，まれに 20 以上となることがある．S 波速度は 140 ～ 170 m/s である．ただし，船橋谷の一部で 90 m/s と極めて遅い部分がある一方，行徳谷では 190 ～ 280 m/s と速い．密度検層結果は 1.6 ～ 1.9 g/cm^3 と場所により大きく変化する．電気検層結果はノルマルが 25 ～ 50 Ωm，マイクロが 20 ～ 30 Ωm, であるものの，地下水に塩分を含む場合はノルマル・マイクロともに 2 ～ 5 Ωm と低くなる．

堆積年代　貝化石の ^{14}C 暦年較正値として 1600 年前以新の値が測定されている．特に，270 ～ 1500 年前の値を示すことが多い．

堆積環境　埋立前の潮間帯に堆積していた地層である．

既存の研究との対比　埋没谷間の平坦面上にも広く分布する砂層であることから，千葉県開発局（1969）の沖積層上部砂層，石綿（2004）の有楽町層上部砂質土，加藤ほか（2012）の沖積層最上部の砂層に対比される．

5．2　東京湾岸地域の人工地層

東京湾岸地域の埋立は，1946 年～ 1965 年に市川市・船橋市・習志野市・千葉市において，海岸線から 0.5 Km 沖合までの干潟の一部で埋立が行われた．1966 年以降にはかつての干潟を中心に大規模な埋立が行われるようになり，1966 年～ 1974 年には，浦安市・千葉市で干潟の大半が埋立てられた．また，1975 年～ 1982 年には浦安市・市川市・船橋市・習志野市・千葉市の干潮時の海岸線付近からさらに沖合までが埋立てられ，埋立地の地表面の標高は近年の中でも甚大な被害となった 1917 年 10 月 1 日の高潮の潮位よりも高く設定された（清水，1983）．

本埋立地の人工地層は，サンドポンプ工法による埋立アソシエーションとこの上位のブルドーザーなどの重機による盛土アソシエーションから構成される（風岡ほか，2014）．なお，アソシエーションとは，Nirei *et al.,*（2012）によって提唱された人工地層の地層単元に使用されている用語であり，岩相層序単元の累層のオーダーに相当する．同様に部層のオーダーに相当する用語として，バンドルが提唱されている．

以下に各アソシエーションの特徴をオールコア試料（風岡ほか，2000；中澤ほか，2014；風岡ほか，2016；風岡ほか，2017a；宮地ほか，2015；宮地ほか，2016；小松原ほか，2017）及び ACE ライナー試料（風岡ほか，2014）を基に述べる．また，地層物性のうち密度検層結果は中澤ほか（2014），宮地ほか（2015）及び宮地ほか（2016）より，電気検層結果は風岡ほか（2016）及び風岡ほか（2017a）より，S 波速度結果は中澤ほか（2014），宮地ほか（2015），宮地ほか（2016），風岡ほか（2016）及び風岡ほか（2017a）を基にした．

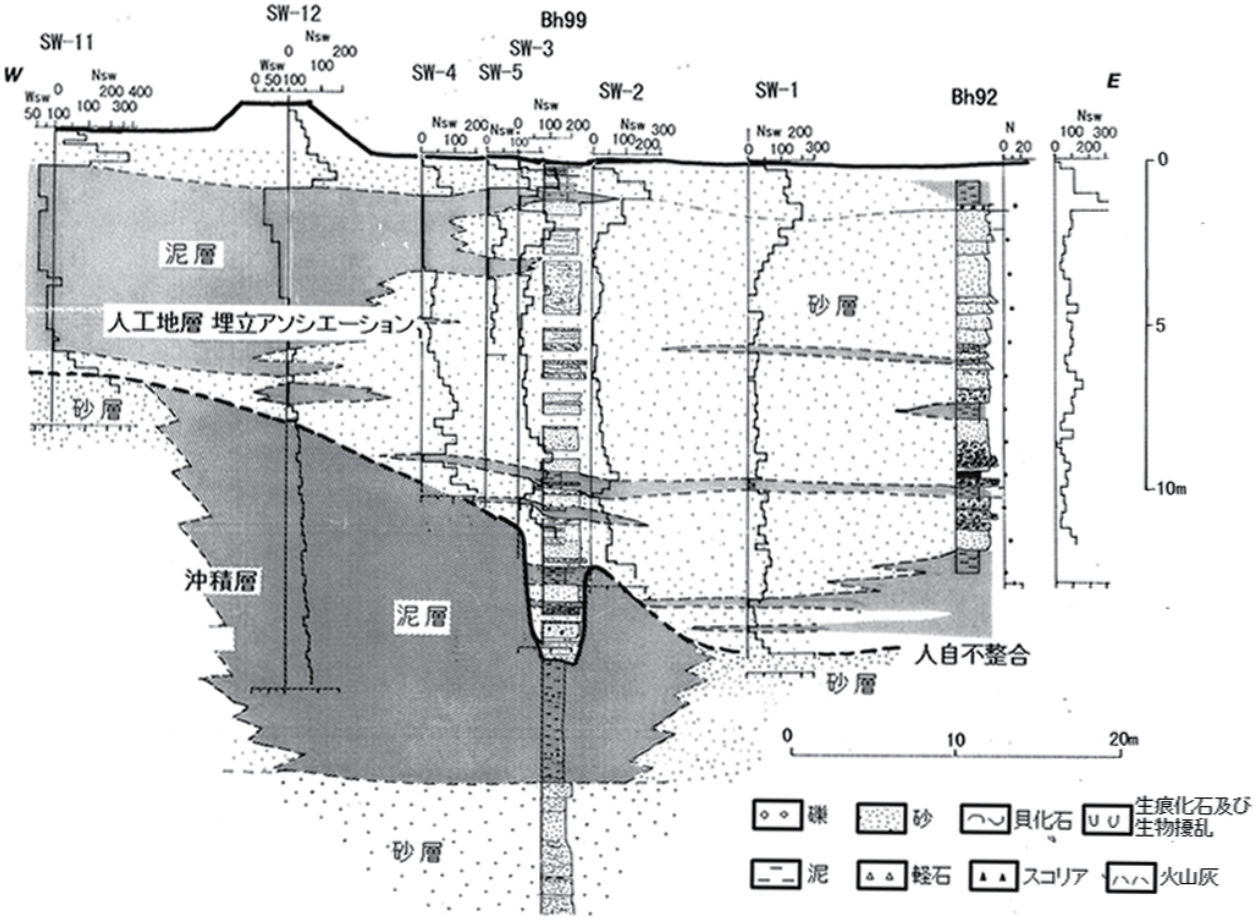
5．2．1　埋立アソシエーション

層厚　3.5 ～ 14 m と場所により異なる．

層相　サンドポンプ工法による埋立アソシエーションは，埋立地前面に広がる東京湾の海底の土砂に由来し（清水，1983），泥層・砂層・貝殻層より構成される（風岡ほか，2000，2014 など）．サンドポンプの吹き出し口に近い部分では流速が速く，下位層を大きく浸食する場合があり，この直上には粒径の大きな貝殻層や先新生代堆積岩の中礫が含まれることが多い．この水流の流動方向ないしこの貝殻層の上位には砂層が堆積している．このさらに流動方向の先では泥層が堆積している様子が航空写真などから読み取れる（風岡ほか，2000）．サンドポンプの吹き出し口は，人工地層の堆積状況によっては大きく位置を変えることもしばしばあるため人工地層の側方変化は大きく，千葉市美浜区磯辺地区の中磯部公園や県立高校の自転車置場では，側方へ数 m 離れただけでメートルオーダーで砂層や泥層の厚さが変化している（第 5.3 図；風岡ほか，2000；第 5.4 図；風岡ほか，2014）．

各地層の特徴は以下のようである．貝殻層は，中粒砂～中礫の粒径の貝殻片が密集し透水性が非常に高い．時に粉砕されていない貝殻や先新生代の細～中礫が混じることがある．

砂層は極細粒砂～中粒砂からなり，泥質分をほとんど含まず，葉理が発達し，貝殻片を含む場合が多い．



© 日本地質学会

第 5. 3 図　中磯辺公園の人工地層の断面図.
1987 年千葉県東方沖地震時には，人工地層の泥層と砂層の境目付近で砂層が液状化し，地層の境界に沿って地表では亀裂が生じそこから砂が噴出した（風岡ほか，2000）．東北地方太平洋沖地震時には，砂層部分が沈下した．砂層部分の広い範囲が液状化－流動化したものと推定される（風岡，2011）.

色調は中粒砂層が黄褐色～黄灰色であることが多く，極細粒砂層が灰色～暗灰色ないし青灰色である．細粒砂層は一部が黄褐色～黄灰色，一部が灰色～青灰色と多様である．極細粒砂層は泥層や粗粒シルト層と互層をなすことが多い.

泥層は粗粒シルトよりも細粒な泥からなり，しばしば粗粒シルト層を挟む．堆積時の変形構造がみられることがある．生痕化石は含まれず，貝殻片を含むことがあり，極めて軟らかい．色調は灰白色～灰色で，しばしば灰色の中に厚さ数 mm の灰白色の葉理がみられる.

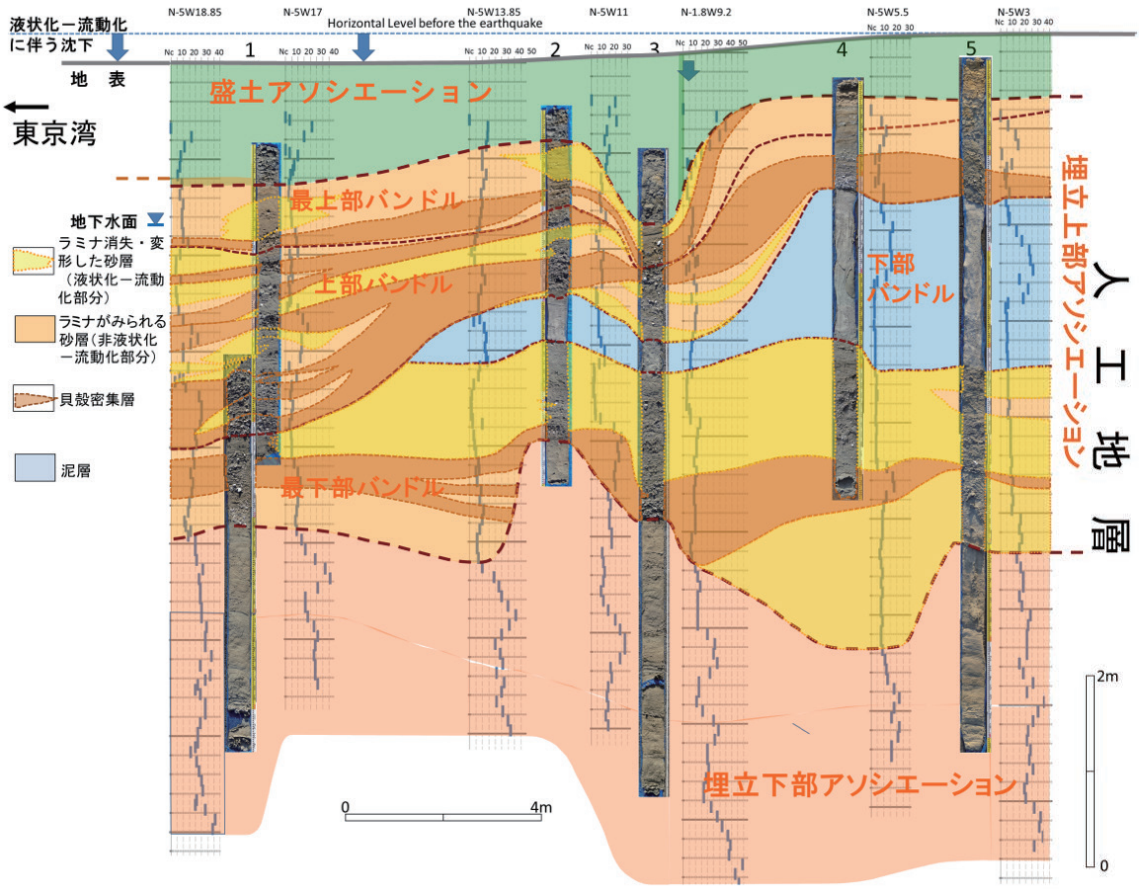
地層物性　砂層の N 値は 1 ～ 10 が多く，上部で 10 ～ 30 の部分がみられる．この N 値の高い部分は地盤改良ないし転圧されている可能性がある．泥層の N 値は 0 ～ 1 であり, 砂や礫を含むと 10 以上となる場合がある．S 波速度は 90 ～ 210 m/s と場所によって異なる．密度検層結果は砂層が 1.7 ～ 1.8 g/cm^3 であるが，1.9 g/cm^3 と高い部分もみられる．泥層は 1.5 ～ 1.6 g/cm^3 であるが，1.8 g/cm^3 と高い部分もみられる．電気検層結果はノルマルが 25 ～ 50 Ωm，マイクロが 30 ～ 50 Ωm であるものの，地下水に塩分を含む場合はノルマルが 4 ～ 5 Ωm，マイクロが 4 ～ 10 Ωm と低くなる．ボーリングの際には，埋立アソシエーションの上部や基底部で孔壁が崩れやすく，コアの採取がしばしば困難な場合がある.

5. 2. 2　盛土アソシエーション

層厚　1 ～ 2.5 m と場所により異なる.

層相　ブルドーザーなどの重機により作られ，泥・砂・礫が混合し，礫を含む砂混じり泥層となっている場合が多く，礫質な砂混じり泥層や泥混じり砂層など淘汰の悪い多様な地層である．色調も暗褐色～黄褐色や暗灰色～灰色，青灰色など多様である．礫は先新第三系の堆積岩や，下総層群・上総層群の固結泥岩，常総層や関東ローム層の軟質な礫，砕石・コンクリート・アスファルト・鉱滓・プラスチックなどの人工物が含まれることが多い.

地層物性　礫を含む砂混じり泥層の N 値は 0 ～ 1 のこ



第 5. 4 図　千葉市美浜区の県立高校内の局所的沈下がみられた付近での地層断面調査結果．
柱状の写真は，東北地方太平洋沖地震後に採取された ACE ライナーによる不攪乱試料の剥ぎ取り面．
埋立上部アソシエーション中の最下部・上部・最上部バンドル内の黄色の部分が液状化ー流動化し葉理が消えたり不明瞭となった部分．主に，上部バンドル・最上部バンドルの液状化部分が地表へ流動し沈下したものと考えられる（風岡ほか，2014）．泥層の直下では大規模に液状化したが，泥層がキャップロックとなり噴砂として流動できなかったため，泥層の厚い部分では沈下はほとんどみられない．

とが多いが，砂や礫を含むと 10 以上となる場合がある．密度検層結果は 1.5 ～ 1.8 g/cm^3 である．

5．3　利根川流域の沖積層

利根川流域の低地は印旛沼（いんばぬま）を含む低地（印旛沼低地と呼ぶ）と手賀沼を含む低地（手賀沼低地と呼ぶ）に分けられる．どちらも下総台地に取り囲まれ，利根川に向かって開いている．それぞれの地下に分布する沖積層について以下に述べる．

5．3．1　印旛沼低地の沖積層

既存研究　印旛沼低地の沖積層分布は，成田市（1980）及び杉原ほか（2011）によって明らかにされている．Chiba *et al.*,（2016）は鹿島川沿いの 6 本のボーリング試料について珪藻化石の分析と ^{14}C 年代の測定を行い，Holocene highstand（縄文海進）のピーク，平均潮位を明らかにした．

層相　千葉県地質環境インフォメーションバンク（2018）及び産総研で掘削したコア GS-NT-2 の記載（宮地ほか，2016）に基づいて層相を述べる．印旛沼低地の沖積層は最大 40 m 程度の厚さを持ち，下部，中部，上部に分けられる．

下部は極細粒～中粒砂の互層からなり，層厚は最大で 10 m 程度である．低地の中央部では最大 1 m 程度の厚さの礫層を基底に伴う．成田市北須賀の干拓地で掘削した標準ボーリング GS-NT-2 コアでは深度 38.2 m（標高− 36.59 m）に，層厚約 1 m の細礫～中礫からなる礫層を伴う，沖積層の基底が認められる．深度 32 m までは上方細粒化するシルト～細粒砂の互層からなり，斜交層理や平行葉理が見られる．深度 33.6 ～ 32.2 m には生痕化石が見られる．深度 32.2 ～ 32.0 m は有機質で植物片を含む．下位の更新統も細粒砂～中粒砂からなるため，礫層を伴わない場合，既存ボーリングデータからは基底が識別しがたいことがある．既存ボーリングデータでは，まれに厚さ 1 m 前後の有機質土，もしくは腐植土を含む．

中部は軟弱なシルト層からなり，層厚は最大で 35 m

を超える．GS-NT-2 コアでは深度 32.0 ～ 31.0 m には生痕化石が見られ，植物片を含む．深度 31.0 ～ 24.4 m には生痕化石はほとんど見られず，貝殻片が散在する．深度 24.4 ～ 14.4 m は生痕化石の卓越するシルトからなる．22.4 ～ 19.0 m 及び 15.0 ～ 14.4 m には直径最大 3 cm の偽礫を含む．17.6 m 付近に直径 3 cm の材片を含む．このシルト層は低地全体に厚く分布し，既存ボーリングデータによると印旛放水路を上流にさかのぼった印西市吉田干拓の阿宗橋付近でも 10 m 以上の厚さを持っている．

上部は極細粒～細粒砂を主体とし，シルトや腐植土を含む．GS-NT-2 コアでは，深度 14.4 ～ 4.8 m は貝殻片を含む極細粒～細粒砂で，上方粗粒化し，未固結変形が見られる．深度 8.9 ～ 4.8 m には偽礫が多く含まれる．深度 4.8 ～ 1.6 m は貝殻片を含む細砂及びシルトからなり，斜交層理及び平行葉理が見られる．既存ボーリングデータではこの最上部の砂層は概ね 1.5 ～ 8 m 程度の厚さで有機物もしくは腐植土を含み，印旛沼低地全体に分布する．

分布形態　杉原ほか（2011）によれば，印旛沼低地の沖積層基底は谷の出口付近（栄町安食）で標高− 40 m，新川と鹿島川の合流部で− 22 m で，低地全体において谷底の幅は 2 km 程度である．印旛北沼と利根川の間の低地帯下では，この谷の両側に標高− 10 m 前後の平坦面が分布している（杉原ほか，2011）．既存ボーリングデータによると，より下流の利根川に面した栄町の若草大橋付近では沖積層の基底は標高− 49 m となる．また，上流の鹿島川沿いでは特に標高 2 m 以上の地点で地表付近に腐植が厚く（2 m 以上）堆積する（杉原ほか，2011；Chiba *et al.*, 2016）．

***N* 値及び弾性波速度**　下部の基底礫層及び砂層の S 波速度は 210 ～ 420 m/s，周辺の既存ボーリングデータによると *N* 値は 10 ～ 50 程度である．中部のシルト層は非常に軟弱で S 波速度は 150 m/s 以下，*N* 値は 0 である．周辺のボーリングデータではところどころ砂質な層準があり，そこでは *N* 値は 2 ～ 10 となっている．上部の上方粗粒化する砂層は S 波速度が上方へ向かって 250 m/s から 190 m/s と遅くなり，周辺の *N* 値は 2 ～ 20 を示す．最上部のシルト～細粒砂層は非常に軟弱で S 波速度は 100 m/s 程度，周辺の *N* 値は 2 ～ 5 程度である．

年代　GS-NT-2 コアからは，深度 33.52 m の有機質泥から 16052 ～ 15697 cal yBP，深度 27.65 m のウラカガミから 9225 ～ 9001 cal yBP，21.79 m のマガキから 9329 ～ 9084 cal yBP，16.75 m のヒメカノコアサリから 7051 ～ 6842 cal yBP，9.47 m のアサリから 6441 ～ 6288 cal yBP の放射性炭素年代年代（いずれも暦年較正後，2σ）が得られている．

杉原ほか（2011）は鹿島川沿いの 9 本のボーリングコアを掘削し，多数の ^{14}C 年代を測定した．Chiba *et al.,*（2016）は，杉原ほか（2011）が掘削したボーリングコアのうち 6 本について，さらに ^{14}C 年代測定を行い詳細な年代層序を求めた．Chiba *et al.,*（2016）によれば，下部の砂層は 13000 ～ 7500 cal yBP，中部のシルト層は 8500 ～ 3500 cal yBP，上部の砂層及び腐植層は 6500 ～ 1300 cal yBP の範囲にある．

堆積環境　下部の基底礫層及び砂層は，粗粒であること，植物片など有機物を多く含むこと，上位ほど生痕化石が見られることから，河口に近い河川や海岸近くの湿地で堆積したと考えられる．中部の厚いシルト層は海成貝化石を含むこと，生痕が見られること，非常に軟弱であることから，内湾性の堆積物と考えられる．堆積年代は 9000 ～ 7000 年前であり，関東地方の海進期と一致する．現在の利根川沿いに海が入ってきて「香取海」（久保，2007）が形成された時期の堆積物と考えられる．印旛沼低地は支流の鹿島川上流まで海面下となった（Chiba *et al.,* 2016）．台地の縁辺には砂州が形成され，現在も栄町木塚や須賀付近，及び成田市大竹付近に微高地として残っている（成田市，1980）．海面がピークに達したのは 6500 ～ 6400 年前であり，当時の平均潮位は標高 1.9 m であった（Chiba *et al.,* 2016）．その後，江戸時代に付け替えられた利根川から大量の土砂が印旛沼低地に流入して低地を閉塞した（成田市，1980）．

5．3．2　手賀沼低地の沖積層

既存研究　遠藤ほか（1988）は手賀沼低地の沖積層基底を図示しているが，大縮尺で関東平野全体を示したものなので精度は良くなく，また根拠となるボーリングの位置も示されていない．

沖積層の概要　千葉県地質環境インフォメーションバンク（2018）で提供されている既存ボーリング資料に基づいて沖積層の概要を述べる．沖積層の基底は谷の出口付近（我孫子市布佐酉町）で標高− 35 m，8 km ほど上流の手賀沼東端で標高− 23 m 程度である．基底は *N* 値 50 以上の固結した細砂からなる．基底直上にはまれに厚さ 1 m 以下の礫もしくは礫質粗砂～中砂を伴う．谷の中央部ではその上に腐植土が堆積し，その厚さは最大 4 m 程度である．その上には貝殻片を伴う非常に軟弱な（*N* 値 0）泥層が 25 ～ 30 m 程度堆積する．最上部の 1 ～ 2 m は同様に貝殻片を伴う軟弱な（*N* 値 20 以下）細粒砂に被われる．

5．4　表層の堆積物

沖積層の最上部は，地形を反映して，低湿地・谷底低地堆積物，自然堤防堆積物，砂州・浜堤堆積物に分けることができる．これらの分布は地質図（平面図）に示したが，立体図では沖積層として一括した．

低湿地・谷底低地堆積物（ab）

本堆積物は，河川流域の氾濫原や浜堤間あるいは浜堤の背後の低地に分布する．主に泥質堆積物よりなる．

自然堤防堆積物（al）
主に利根川や江戸川の低地に網目状に分布する．主に砂質堆積物からなる．

砂州・浜堤堆積物（as）
本堆積物は，市川から船橋にかけての旧海岸線に沿って分布が認められる．主に砂質堆積物からなる．

第 6 章　応用地質及び環境地質

（風岡 修・吉田 剛・香川 淳・八武崎寿史・潮崎翔一・荻津 達）

関東堆積盆地の中でも第四紀層に当たる部分は，砂層や礫層の地層粒子間に続成作用による二次的な鉱物がほとんど成長していないことから透水性が確保されており，地下水の流動が比較的速く地下水を利用しやすいので関東地下水盆とも呼ばれている．

本地域では縄文時代より湧水が，平安時代からは手掘りの井戸による真水の地下水が，江戸時代末～明治時代初期からは上総地方で編み出された上総掘りによる掘り抜き井戸や近年のボーリングマシンによる深井戸による様々な種類の地下水が利用されている．

関東地下水盆における地下水水質とその利用は以下のとおりである．下総層群上部を中心とした地下水盆の上部には真水地下水が含まれ飲用・食品工場用・水道水源用・農業用・非常水源用として広く利用されている．下総層群下部及び上総層群最上部を中心とした地下水盆の中部にはフミン酸を含み茶色に着色された“ちゃ水”地下水が賦存し近年“黒湯”と呼ばれる温泉水として利用されている．また上総層群の大半を中心とした地下水盆の下部には天然ガスが溶け込んだ化石海水が賦存しこの化石海水から天然ガス・ヨウ素を取り出すことで利用されている（第 6.1 図；楡井，1978）．

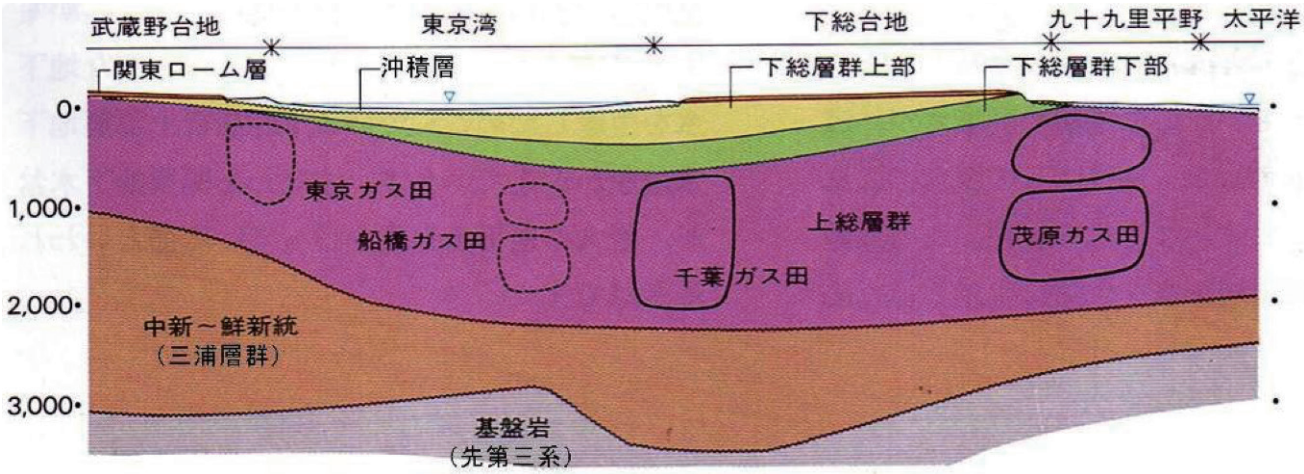
関東地下水盆中の真水地下水の利用において，東京湾岸に広がる沖積低地では明治時代よりその過剰揚水に伴い 1970 年ごろをピークに地盤の沈下が起こり，洪水や高潮などの被害に見舞われてきた．このため都・県・政令市を中心に地下水位と地層収縮量のモニタリングや一級水準測量により地下水の過剰揚水による地盤の沈下を把握し，加えて地下水の揚水規制などの対策が進められ，地盤の沈下は一部を残して沈静化しつつある（南関東地方地盤沈下調査会，1974；関東地方知事会関東地方環境対策推進本部地盤沈下部会，2010）．

1980 年代に入ると，都市部を中心に民家井戸より地下水汚染がみつかるようになり（籾倉・大野，1993），本地域では市町村と県で地質汚染の機構解明とこれに沿った浄化を進め（上砂・佐藤，1995），完全浄化に至っている汚染サイトも出てきている（楡井，2003；NPO 日本地質汚染審査機構，2003 など）．

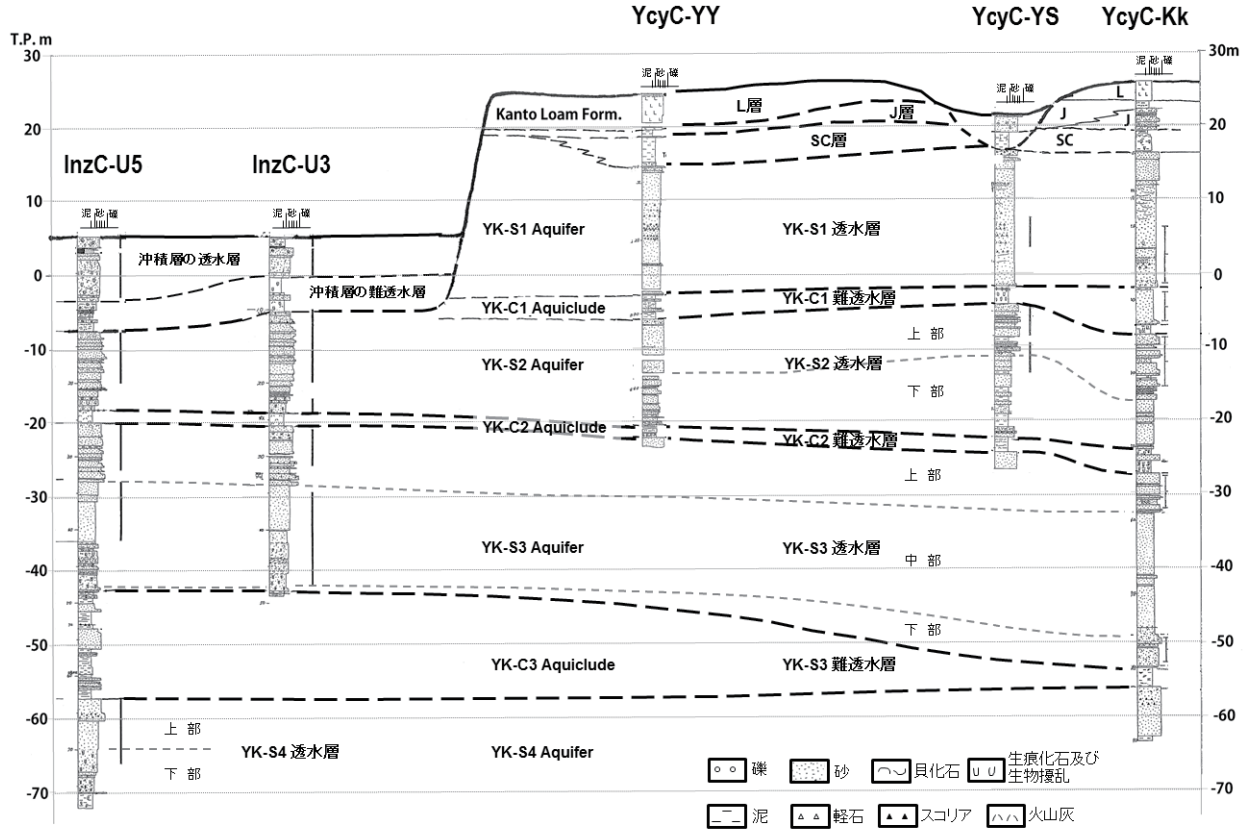
東京湾の千葉県側では，主に 1960 年代～ 1980 年代に工場用地や宅地としてかつての干潟を中心に大規模な埋立地が作られた．1987 年 12 月 17 日に発生した千葉県東方沖地震（M 6.8），2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震（Mw 9.0）の際には，この埋立地において大規模な噴砂・噴水や局所的な沈下といった液状化－流動化現象（風岡，2003；風岡ほか，1994）が繰り返し発生した．個々の液状化－流動化現象は埋立地において局所的に発生しているが，大局的にみると幅 0.5 km 程度の北東ないし北西に延びる数本の帯内に集中し，それらの位置は概ね沖積層が厚い埋没谷直上に位置する傾向がみられる（風岡，2011；千葉県環境研究センター，2011b）．

以上のような現象に関する応用地質学・環境地質学の視点での問題解決に向けた調査の中で，本地域の地質構造や地下水流動に関し新たな知見が得られた例を以下に紹介する．

まず新たに明らかになってきた本地域の詳細な浅層



第 6.1 図　関東地下水盆の地層構成（楡井，1988）



第 6.2 図　各調査サイトの代表的な堆積柱状図と透水層区分（風岡ほか，2013 を一部修正）．Al-C2 層・Al-S 層・Al-C1 は沖積層の透水層区分．Al-C2 層・Al-S 層・Al-C1 は沖積層のため，ここでは説明を省く．

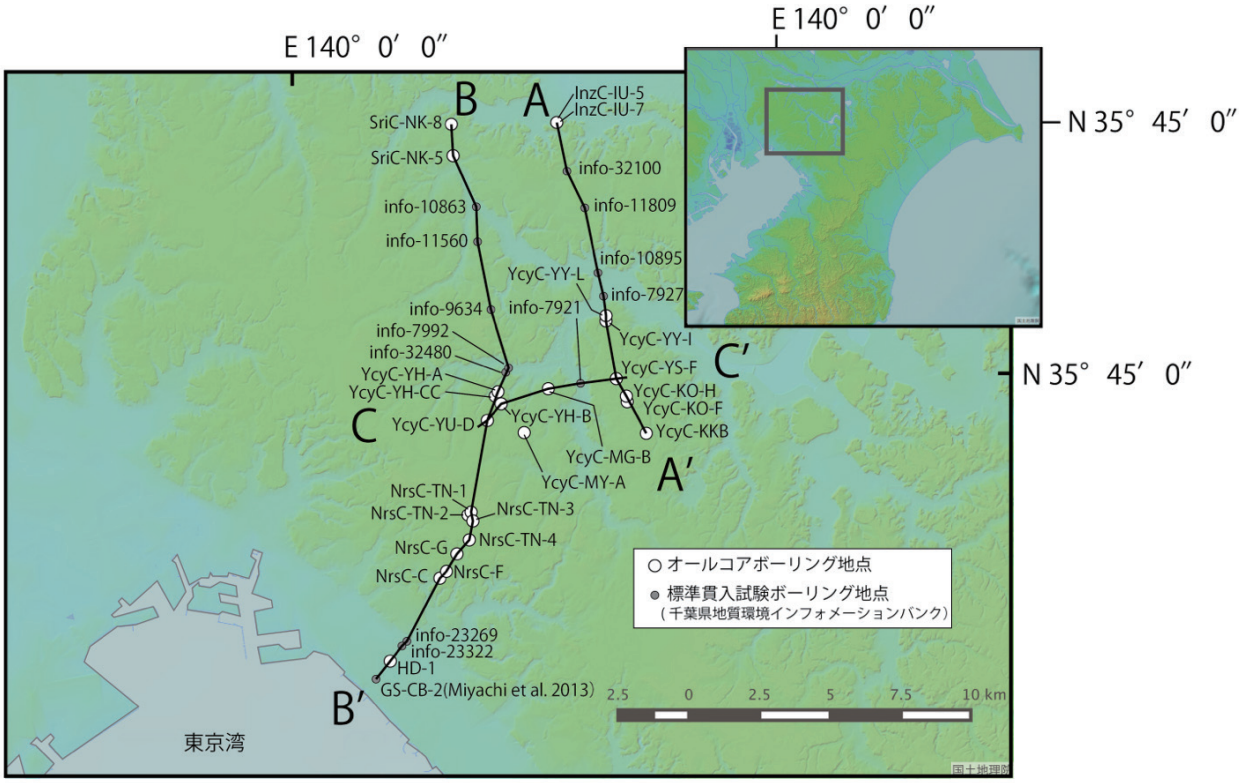
部の水文地質構造を述べ，その後①地盤沈下対策から明らかになってきた地層の厚さが数百 m オーダーの地下水流動，②地質汚染対策から明らかになってきた地層の厚さが数十 m の累層オーダーから数 m の部層オーダーの地下水流動，③東京湾岸埋立地における液状化－流動化現象から明らかになってきた規模の異なる地質構造の相互作用について述べる．

6．1　下総層群中の透水層区分

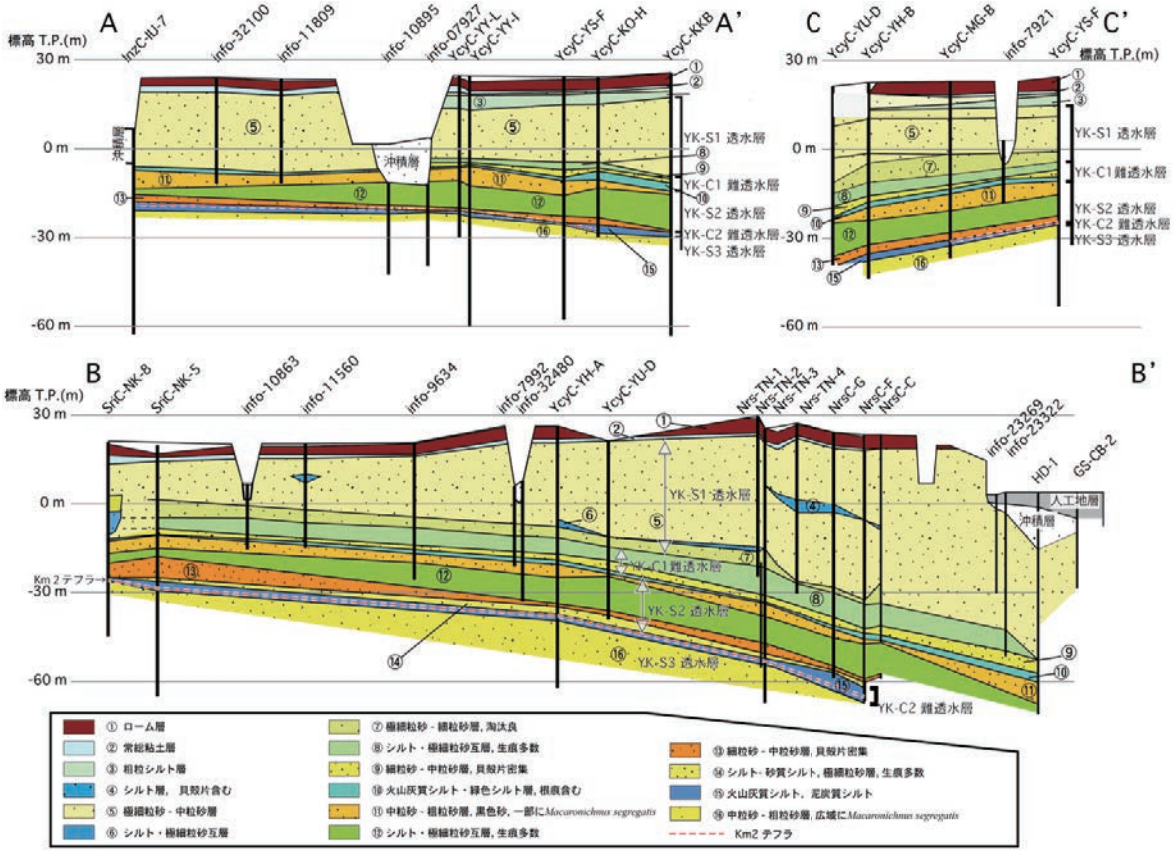
下総層群の地質層序に関しては，古くから多くの研究（矢部，1906；三土，1934，1935；河井，1961；三梨，1974；菊地，1974；徳橋・遠藤，1984；下総台地研究グループ，1984；三谷豊・下総台地研究グループ，1997；中澤・中里，2007；中澤・田辺，2011 など）があるが，本地域においてこれまで統一された透水層区分の視点の報告はほとんどなかったものの，千葉県企画部水政課・千葉県公害研究所地盤沈下研究室（1979）は，東葛地区の地盤沈下シミュレーションのため揚水井戸の電気検層や地質柱状図などのデータをまとめ，透水性の高い礫層・砂層を主体とした下総層群の中に，側方への連続性が比較的良い 6 層の泥層が挟まれることを見出した．その後，本地域のおける詳細な地質汚染の機構解明調査が行われ，この調査の過程で明らかになってきた累層～部層オーダーの透水層構造と，これら調査の過程で共通する火山灰鍵層の存在が明らかになってきた（風岡ほか，2013；吉田ほか，2017；高嶋ほか，2017）．印西市・八千代市では，標高 −70 m 以浅において宙水層を除くと，4 透水層，3 難透水層から構成されることが明らかとなった（第 6.2 図；風岡ほか，2013）．また，これらの透水層構造のうち浅層部の YK-C2 難透水層以浅については，白井市・習志野市域を含めた広範囲の透水層の連続性が明らかとなってきた（第 6.3，6.4 図；吉田ほか，2017）．以下に，各透水層・難透水層の特徴や累層区分との対比などについて述べる．

YK-S4 透水層

透水層の側方への連続性　この深度に達するボーリングデータは少ないが，InzC-U サイト，YcyC-K サイト



第 6. 3 図　断面位置図（吉田ほか，2017）.
第 6. 2 図の InzC-U3 と InzC-U5 の位置はこの図の InzC-IU-5 とほぼ同じ位置．同様に YcyC-YY の位置はこの図の YcyC-YY-I，YcyC-YS の位置はこの図の YcyC-YS-F，YcyC-KK の位置はこの図の YcyC-KKB とほぼ同じ位置である．



第 6. 4 図　本調査地域中央付近の透水層断面図（吉田ほか，2017）

において観察でき，側方への連続性が良い．
層厚　13 m 以上である．
層相と透水層としての特徴　本透水層は，地下水によって飽和されており，礫混じり粗粒砂層，中粒砂層及び細粒砂層からなり，全体に上方粗粒化し，下部・上部に分かれる．

下部は弱く平行葉理がみられる細粒砂層を主体とし本透水層中では透水性が低悪く，透水層と難透水層との中間的な性質であるアクイタード（aquitard）としての性質をもつ．下位に向かって泥壁をもつ生痕化石が多く含まれるようになり，透水性がさらに悪くなる．上部は，中粒～粗粒砂層からなり透水性が高い．
地下水の利用状況　水道用，工場用，農業用などに多く利用されている．
累層との対比　本地域の中澤ほか（2014）・納谷ほか（2017）の本地域内でのオールコアボーリングによる層相記載と火山灰鍵層より，地蔵堂層上部・中部にほぼ相当する．

YK-C3 難透水層
層厚　2.5 m ～ 15 m．北部へ厚くなり，間に砂層を挟むようになる．
難透水層の特徴と層相　暗灰色～青灰色の泥層を主体とし，極細粒砂層や細粒砂層を挟むものの全体で難透水層としての特徴を有する．この泥層は植物片を含み，下部には有機質な泥層や泥炭層を挟む．最上部の一部に生痕化石がみられる．この難透水層を挟んで上下の透水層の水位差は約 3 m あり，止水性が高い．

本地域北部では，中部に厚さ 1.5 ～ 2.5 m 程度の細粒砂層～中粒砂層を，上部には厚さ 0.5 ～ 2.5 m の細粒砂層ないし中粒砂層を挟みそれぞれ局所的な透水層となっているが，本地域一体に広がりを持っているわけではない．これら砂層には共に斜交層理が発達し粗粒砂が葉理として挟まれ透水性が良く，この局所的な透水層の地下水は家庭用に利用されている．
側方への連続性　この深度に達するボーリングデータは少ないが，側方への連続が良い．
累層との対比　本地域の中澤ほか（2014）・納谷ほか（2017）の薮層下部の泥層部分に相当する．

YK-S3 透水層
側方への連続性　この深度に達するボーリングデータは少ないが，InzC-U サイト，YcyC-K サイトにおいて全層準を観察できる．また，本層の側方への連続性は良い．
層厚　23 m ～ 26 m.
層相と透水層としての特徴　本透水層は地下水で飽和されており，極細粒砂～中粒砂層を主体とし，上部・中部・下部からなり，全体に上方粗粒化する．

下部は泥質分が少ないものの貝化石を多く含み淘汰が悪いが細粒砂～中粒砂層を主体とする．泥壁を持つ直径 2 ～ 3 cm 長さ数十 cm の生痕化石をしばしば含み，層厚は 5 ～ 7 m である．泥壁を持つ生痕化石が密集し透水性の低い層準もみられるが，透水性が高い貝殻密集層が挟まれ，全体として比較的透水性が高い．

中部は泥質分が少なく淘汰の良い極細粒砂層を主体とし，層厚は 8 ～ 16 m である．淘汰の良い粗粒シルト層ないし粗粒シルトよりも細粒な泥層をしばしば挟む場合があり，本層の中においては透水性が低く，アクイタードとしての性質をもつ．

上部は泥質分が少なく淘汰が比較的良い中粒砂層を主体とし層厚は3.5 ～ 8 m である．北部ほど層厚は厚く，粒径は粗くなり，しばしば細礫を葉理として挟み，本層の中においては最も透水性が高い．また，頂部は火山灰質で透水性が低くなる場合がある．中部との境目付近に厚さ数 cm の泥層を挟む場合がある．
地下水の利用状況　本透水層の上部を中心に家庭用や農業用に利用されている．また，下部の貝殻密集層準はしばしば家庭用に利用されることがある．
累層との対比　本地域の中澤ほか（2014）・納谷ほか（2017）の薮層中部・上部及び上泉層基底付近の砂礫層部分に相当する．

YK-C2 難透水層
側方への連続性　本層は薄いものの連続性は良い．
層厚　広い地域で厚さ 1.5 ～ 2.0 m であるが，一部で 0.5 m と薄い場所，4.5 m と厚い場所がある．
層相と難透水層としての特徴　泥層及び厚さ 0.5 ～ 1.5 m の風化し硬質化した赤褐色～紫灰色のガラス質火山灰層と火山灰質泥層から構成される．この火山灰層及び火山灰質泥層の上部には，直径 2 ～ 3 cm 長さ数十 cm のサンドパイプ状の生痕化石がしばしばみられ，生痕化石の中には直径 1 ～ 6 mm の白色軽石（Km2）が詰まっていたり点在していたりするため止水性が悪いようにみえるが，この難透水層を挟んで上下の透水層の水位差は 2 ～ 5 m もあり止水性は非常に高い．水よりも粘性の低いトリクロロエチレンなどの有機塩素系化合物は難透水層中のわずかな隙間を通り抜けて下位の透水層まで通過しやすいが，この難透水層を透過している例は少ない．
累層との対比　本地域の中澤ほか（2014）・納谷ほか（2017）の上泉層下部の泥層部分に相当する．

YK-S2 透水層
側方への連続性　本層の側方への連続性は良い．
層厚　11 m ～ 23 m で，南部ほど厚くなる．
層相と透水層としての特徴　本透水層は地下水で飽和されており，極細粒砂～中粒砂層を主体とし，全体に上方粗粒化する．極細粒砂～細粒砂層主体の下部の上位に中粒砂層主体の上部が重なる．

下部は 3 ～ 11 m で南ほど厚く生痕化石や海生の貝化石がみられる．泥質分が少なく淘汰の良い極細粒砂層

及び細粒砂層を主体とし，しばしば淘汰の良い粗粒シルト層や粗粒シルトよりも細粒な泥層を挟み，本透水層の中では透水性が低くアクイタードの特徴を有する．しかし基底部の厚さ 0.5 ～ 1.5 m は貝殻や泥壁を持つ生痕化石を含み淘汰が悪いものの，一部に高い透水性を有する貝殻密集層準が挟まれる．上部は厚さ 7 ～ 13 m で南ほど厚く，中粒砂層を主体とし斜交葉理に沿ってしばしば粗粒砂や粗粒砂の粒径の軽石質火山灰粒子を含み透水性が高い．生痕化石や貝化石は見られないが植物片を含み，北部ほど粗粒砂層を頻繁に挟むようになる．InzC-U サイトでは細礫を斜交葉理としてしばしば含み，厚さ 5 m 程度の斜交層理も複数のコアの対比から明らかにされている（秋田ほか，2001）．

この粗粒な砂層部分は含水率が高くオールコアボーリングの際にコアの採取が困難な場合が多い．

地下水の利用状況　本透水層の上部を中心に主に家庭用や農業用に広く利用され，本地域では最も利用頻度が高い．また，基底部の貝殻密集層準はしばしば家庭用に利用されている．

累層との対比　本地域の中澤ほか（2014）・納谷ほか（2017）の上泉層中部・上部及び清川層基底部の砂層部分に相当する．

YK-C1 難透水層

側方への連続性　側方へよく連続するが，上部の生物擾乱の著しい泥層ないし泥勝ち砂泥互層は上位層により浸食され途切れることがある．

層厚　2.5 ～ 11 m.

層相　本難透水層は泥層を主体とし，中部に砂層を挟むもののその上下は厚い泥層であるため，全体として難透水性を示す．この難透水層を挟んでこの上下の透水層の水位差は 3 ～ 6 m と大きく止水性が高いことが多い．

下部は風化火山灰と緑灰色泥層や植物根を含む数枚の泥層と中粒～粗粒砂の粒径のスコリアを多く含む細粒砂～中粒砂層との互層からなり難透水性を示す．南部では生物擾乱が著しい泥層・火山灰質な泥層中に泥壁を持つ生痕の密集層や淘汰の良い極細粒砂層・貝殻片密集層を挟み厚くなる．緑灰色泥層の直上には白色のガラス質～軽石質粗粒火山灰層が重なることがある．

中部の砂層は側方への連続性が良く，その下部に非常に透水性の高い貝殻密集層を伴い，この地下水は家庭用に利用されることがある．

上部は生物擾乱の著しい泥層ないし泥勝ち砂泥互層を主体とし，全体に中粒砂～粗粒砂の粒径のスコリアが混じる．水よりも粘性の低いトリクロロエチレンなどの有機塩素化合物の液体は本難透水層を通り抜けて下位の透水層へ侵入していくことがしばしばみられる．このため本難透水層の中部の砂層中に汚染地下水の流動も確認されることがある．

累層との対比　本地域の納谷ほか（2017）の清川層下部の上半部の泥層及び上部の下半部の泥質部に相当するものと推定される．

YK-S1 透水層

層厚　17 m ～ 60 m で，南部へ厚くなる．

層相と透水層としての特徴　本層上部に自由地下水面があり，これ以深は地下水で飽和されている．極細粒砂層・細粒砂層・中粒砂層の互層から構成され，大局的には上方粗粒化するものの，しばしば上方粗粒化が 2 サイクルみられることがある．すなわち，基底から層厚 10 m 程度は弱い平行葉理がみられる極細粒砂層・細粒砂層からなり，この上位には厚さ数 m の斜交葉理がみられる細粒砂～中粒砂層が重なる．さらにこの上位には厚さ数 m の弱い平行葉理の発達する極細粒砂～細粒砂層，この上位には厚さ数 m の斜交葉理がみられる細粒砂～中粒砂層が重なる．そして最上部には粗粒砂の粒径の軽石質火山灰をしばしば含み，砂鉄や重鉱物を含む低角の斜交葉理がみられる中粒砂層が重なる．これらの葉理に沿って水酸化鉄が地層粒子間の空隙を充填し透水性が低くなっている部分がしばしばみられる．弱い平行葉理の発達する極細粒砂～細粒砂層中には泥壁を持つ生痕化石を含むことがあり，基底の 0.5 ～ 1 m には貝殻を含み淘汰が悪い部分がしばしばみられる．

上方粗粒化サイクルの下部の極細粒砂～細粒砂層は透水性が低くアクイタードの性質を有する．斜交葉理が発達する細粒～中粒砂層中には米粒大の白斑状の生痕化石がみられることが多く透水性が高い．本層の地下水面下にある極細粒砂～細粒砂層はしばしば緩く含水が多いため，オールコアボーリングの際にコアの採取が困難なことがある．

側方への連続性　本層の側方への連続性は良い．

地下水の利用状況　本透水層の上部に自由地下水面が位置する．本透水層の下部を中心に家庭用や農業用に利用されている．しかし，本層の下部から揚水する井戸は多く存在するが，不圧透水層であり透水性が高くないため揚水できる量は多くない．

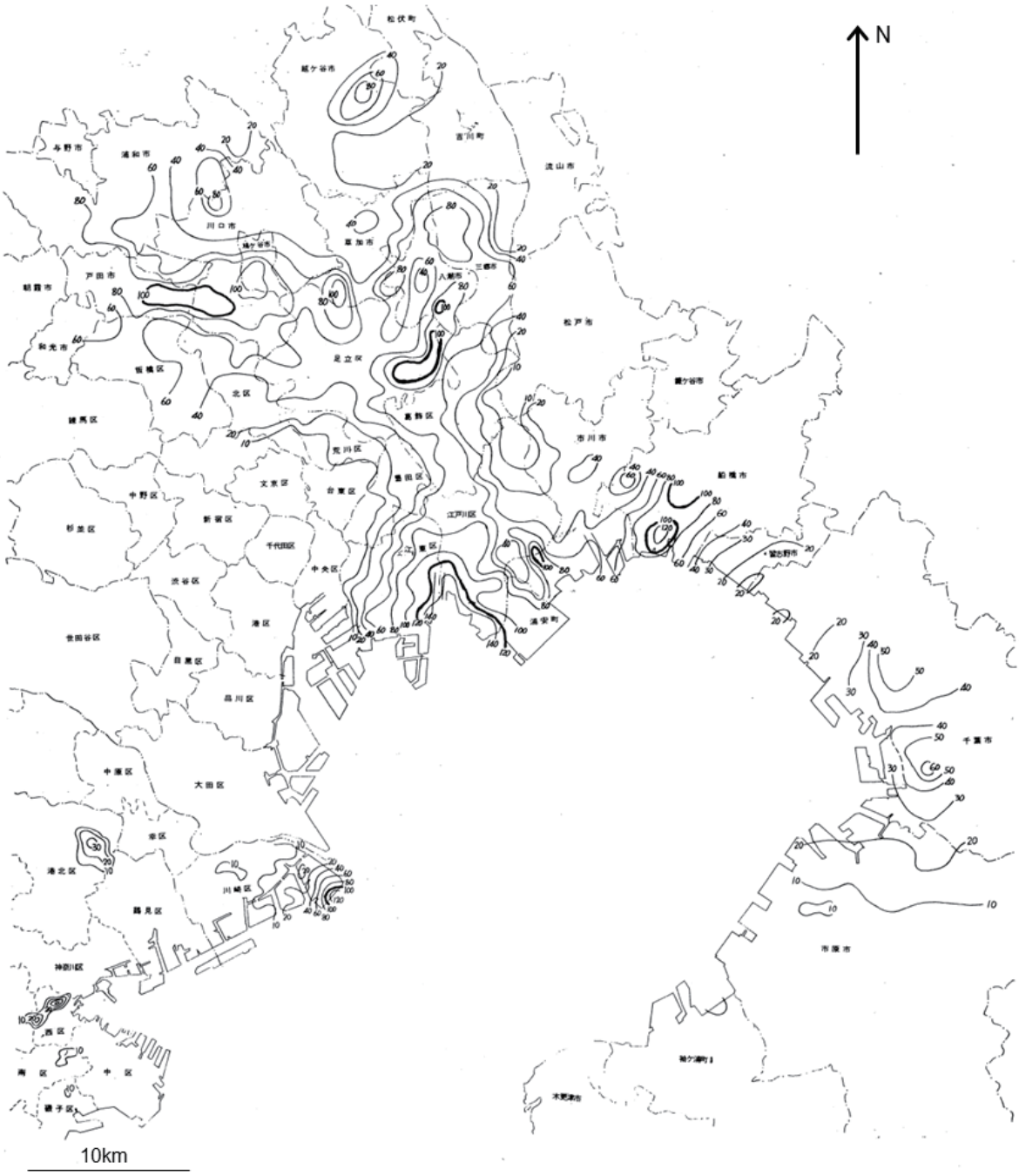
累層との対比　本地域の中澤ほか（2014）・納谷ほか（2017）の清川層上部及び横田層，木下層に相当すると推定される．特に本層の上半部の上方粗粒化サイクルはほぼ木下層に対比される．

SC 層

側方への連続性　本層は八千代市東部では側方への連続性は良いが，この北東ないし南東へ次第に砂質となり YK-S1 層へ側方変化する．

層厚　0 ～ 4 m.

層相と難透水層としての特徴　不飽和帯の中の難透水層で，極軟らかい粗粒シルト層及び粗粒シルトよりも細粒な泥層の互層から構成され，直径 0.5 cm 長さ 3 cm 程度のサンドパイプ状の生痕化石をしばしば含む．豪



第 6.5 図　昭和 38 年 2 月～昭和 48 年 1 月南関東全域の累積水準点変動量図
（南関東地方地盤沈下調査会，1974）.

雨時には本層の上位に重なる L 層中に宙水が形成され（香川ほか，1997），J 層及び本難透水層を透って下位の透水層へ地下水が供給されることが地下水位観測から明らかとなっている（山浜ほか，2002）．この際，本難透水層中の生痕化石が水の通り道となっている可能性がある．

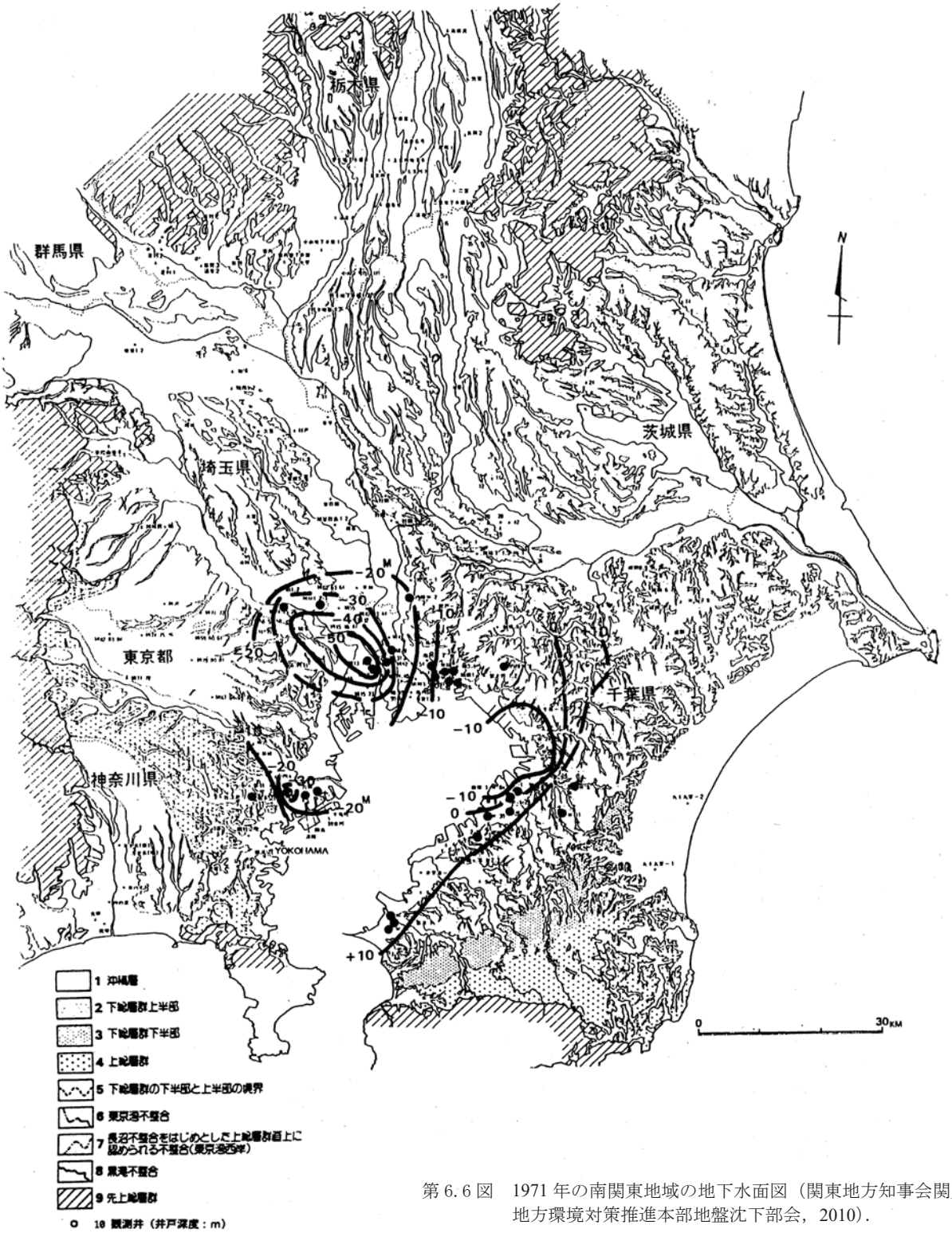
累層との対比　本地域の中澤ほか（2014）・納谷ほか（2017）の木下層最上部に相当する．

J 層

側方への連続性　本層は側方へ良く連続するが，崖の近くでは地すべりにより不連続となることがある．

層厚　1 ～ 4 m.

層相と難透水層としての特徴　不飽和帯の中の難透水層で，直径 0.5 mm 程度の植物の根の細孔（菊地，1981）やヨシなどの草本の茎の化石（風岡ほか，2015b）を多く含む火山灰質な泥層から構成される．まれに下部は透水性の高い火山灰質な細粒～粗粒砂層に変化することがある．豪雨時には本層の上位に重なる L 層中に



第 6.6 図　1971 年の南関東地域の地下水面図（関東地方知事会関東地方環境対策推進本部地盤沈下部会，2010）.

宙水が形成され（香川ほか，1997），本難透水層中の植物の根や草本の茎の化石を透って下位層へ地下水が供給されていく（山浜ほか，2002）.

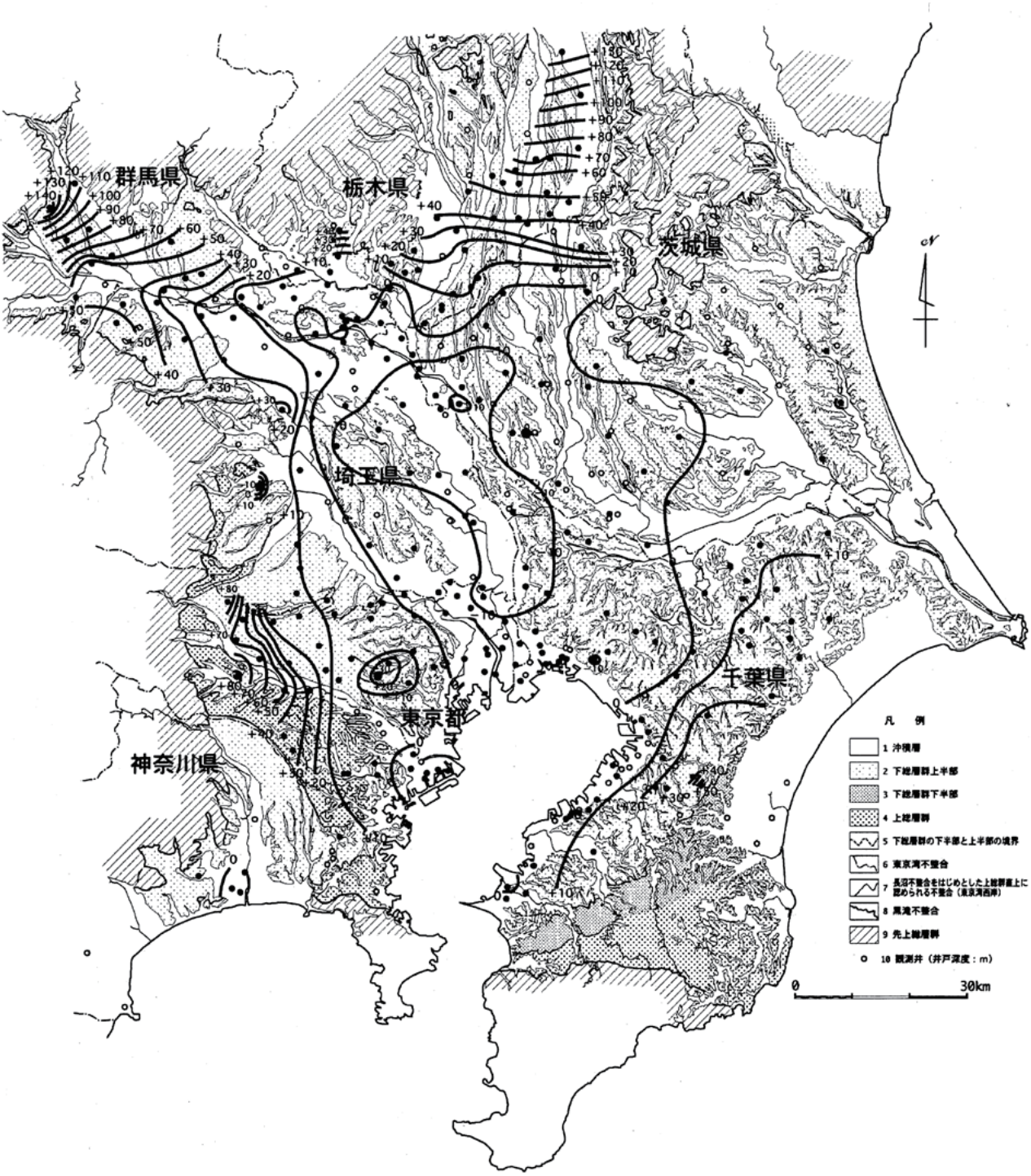
累層との対比　本地域の小玉ほか（1981）・納谷ほか（2017）の常総層，中澤ほか（2014）の常総粘土層及び姉崎層に相当する.

L 層

側方への連続性　本層は側方へ良く連続する.

層厚　0 ～ 4 m.

透水層の特徴と層相　不飽和帯中の透水層で，赤褐色の風化火山灰層から構成される．この火山灰層中には東北地方の火山灰土壌層に発達している根系状孔隙（徳



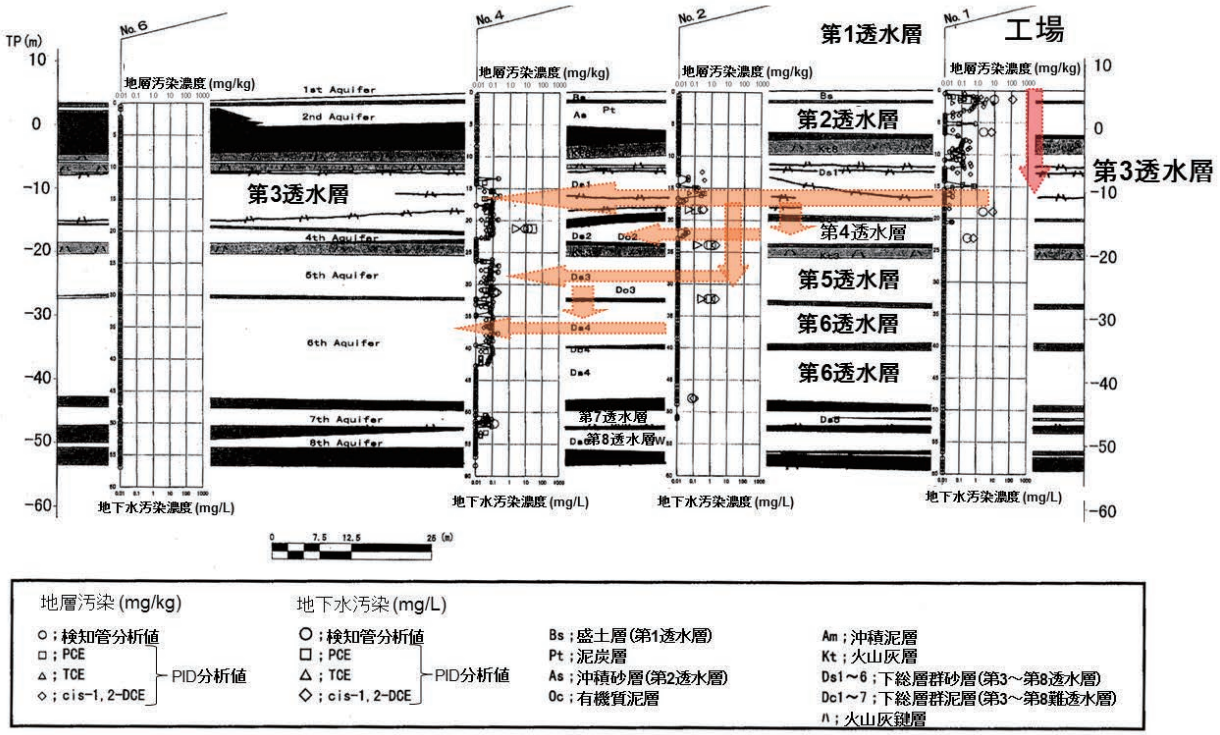
第 6. 7 図　1980 年の関東地下水盆の地下水面図 （関東地方知事会関東地方環境対策推進本部地盤沈下部会，2010）.

永ほか，1991）と同様な植物の根の跡や草本の茎の跡などが多数みられ（風岡ほか，2015b），透水性が高い．豪雨時には本層中に宙水が形成され，下位の難透水層中の植物の根や草本の茎の化石を通って下位層へ地下水が供給されていく（香川ほか，1997）．

累層との対比　本地域の中澤ほか（2014）・納谷ほか（2017）の関東ローム層に相当する．

6. 2　層群オーダーの地下水の流動の把握

東京湾岸に広がる沖積低地の一部である江東区では明治時代より地下水の過剰揚水に伴う地盤の沈下が始まった（南関東地方地盤沈下調査会，1974）．高度経済成長に伴い 1960 年代～ 1970 年代には深刻な公害が発生し，典型七公害の一つの地盤沈下は本地域を含む南関東地域一帯に広がった（第 6.5 図）．このため，関係



© 日本地質学会

第 6.8 図　地下水汚染現場における透水層断面と地質汚染機構解明結果（秋田ほか，2001 に加筆）．汚染物質はテトラクロロエチレンである．工場敷地内において本物質が地下へ浸透していった．この際，テトラクロロエチレンの原液は第 2 難透水層を通り抜け第 3 透水層に到達し，第 3 透水層の地下水の流れに乗って汚染が拡散していった．

する自治体により一級水準点の設置と一級水準測量による地盤変動の把握や地盤沈下観測井・地下水位観測井の整備と地下水位・地層収縮の観測が行われるようになり，1970 年に南関東地方地盤沈下調査会を発足させ，関東地下水盆の真水地下水の大局的な流動が把握できるようになった（第 6.6 図；南関東地方地盤沈下調査会，1974）．

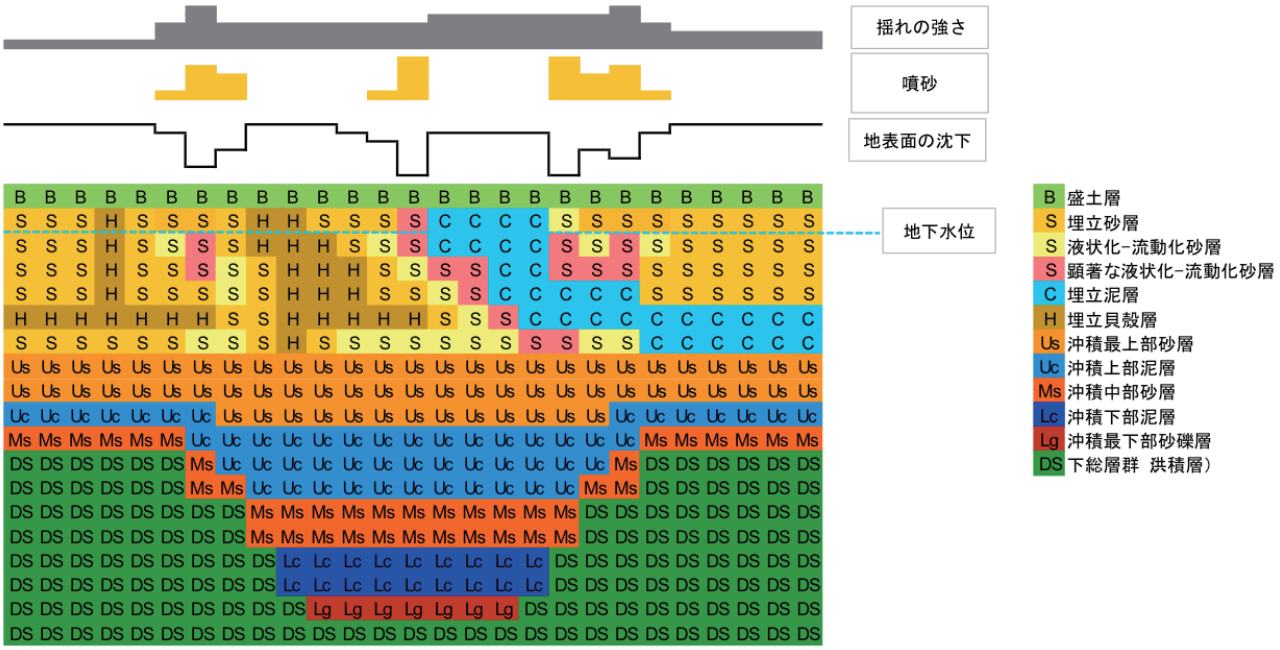
その後，地盤の沈下は北関東を含む関東地下水盆一帯に広がり，一級水準測量の方法の統一が図られ関東地方一帯の単年度の地盤変動等量線図（関東地区地盤沈下調査測量協議会，2017 など）や累積地盤変動量図（関東地区地盤沈下調査測量協議会，2012 など）により沈下状況が把握されるようになった．これと同時に，第四紀関東地下水盆全域の関係自治体による地下水位観測結果から，層群オーダーの地下水の流動状況が明らかとなり，大局的には地下水位の回復状況も認められている（第 6.7 図；関東地方知事会関東地方環境対策推進本部地盤沈下部会，2010）．なお，この当時の地下水開発は累層からほぼ層群オーダーであることから，地盤沈下観測井や地下水位観測井も累層～層群オーダーのストレーナー仕上げとなっており，地下水面図は層群オーダーのものである．

6．3　累層オーダー～部層オーダーの地下水の流動の把握

環境庁が 1982 年に国内の大都市の井戸について化学物質による地下水汚染の調査を行った結果，トリクロロエチレンについては浅井戸全体の 2 % 及び深井戸全体の 5 %，テトラクロロエチレンについては浅井戸全体の 4 % 及び深井戸全体の 4 % に水道水質基準を超える汚染が確認された（環境庁水環境部土壌環境課地下水・地盤環境室，1984）．

本地域でも重金属や有機塩素系化合物による地下水の汚染が確認され，表層の地下空気汚染状況や，厚さ数 mm ～数十 cm の単層ごとの地層汚染状況，透水層ごとの地下水質状況を調べ，これらを総合化して地質汚染機構解明を明らかにし，効果的な浄化対策が進められている（佐藤ほか，1983；楡井ほか，1994a；高嶋ほか，2003；秋田ほか，2001 など）．

これら調査のうち下総台地を刻む谷津田における調査の中で，累層オーダー～部層オーダーの透水層構造が明らかとなった例を第 6.8 図に示す．ここでは，表層から第 2 難透水層までが沖積層で，第 3 透水層以深が下総層群である．表層より深度約 80 m までの間に 9 透水層・8 難透水層がみられ，汚染源の工場敷地内においてテトラクロロエチレンが地下へ浸透していき，ほぼ鉛直方向に第 1・第 2 難透水層を浸透していき第 3 透水層まで汚染が侵入し（田中ほか，2001），第



第 6. 9 図　東京湾岸埋立地北部における沖積層と人工地層の地質構造と液状化－流動化部分の概念図（風岡ほか，2017b）.

3 透水層の地下水の流れに従って汚染が側方へ拡散していった．第 1 透水層や第 2 透水層では汚染物質の側方への拡散はあまりなく，地下水の流動速度が遅かったことが推定される．このように透水層ごとに地下水の流動速度や流動方向が異なることが多い（楡井ほか，1994b；楡井ほか，1995；村越ほか，2008）.

6．4　東京湾岸埋立地における規模の異なる地質体の地質構造の相互作用

東京湾岸の埋立地においては，1987 年 12 月 17 日に発生した千葉県東方沖地震時に千葉市以南を中心に液状化現象に伴う多数の噴砂・噴水がみられた（古籐田・若松，1988；楠田，1988；佐々木，1988；陶野・安田，1988；千葉県地震対策推進委員会，1989；Nirei *et al.*,1990）．さらに，2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震（Mw 9.0）時には，千葉市以北を中心に，数十 cm の沈下を伴う大規模な噴砂・噴水といった液状化－流動化現象が再び発生した（千葉県環境研究センター，2011a，b；国土交通省関東地方整備局・公益法人地盤工学会，2011；千葉県防災危機管理部，2013 など）．この液状化－流動化現象の現地調査の結果，数 cm ～数十 cm の沈下を伴う直径数十　m の大きさの噴砂が斑状にみられ，これらは幅 0.5 km 程度の北東ないし北西に延びる数本の帯内に集中する傾向にあり（千葉県環境研究センター，2011a），この位置は概ね沖積層が厚い埋没谷上に重なることが明らかとなった（第 6.9 図；風岡，2011；千葉県環境研究センター，2011b）．この現象は，関東大震災時の東京低地において建物被害が埋没谷上に集中していた（復興局建築部，1929）ことと同様と考えられる．

このような液状化－流動化に伴う被害の大きかった地点や隣接する被害の小さかった地点においてオールコアボーリング調査や地層断面調査が行われており，これらをまとめると，人工地層内では特に厚い泥層と接する砂層部分において著しい液状化－流動化が発生し（風岡ほか，2000），地盤の沈下をともなっていること（風岡ほか，2014），液状化－流動化部分は砂層の一部に限定され泥層や貝殻密集層では液状化－流動化の痕跡はみられないことが明らかとなっている（風岡ほか，2012，2013，2014，2015a；宇澤ほか，2016，2017）.

一方，第 5 章の東京湾岸地域の上記沖積層の記述から明らかになってきたように，沖積層が分布する埋没谷の中には，特に沖積層上部の軟らかな泥層が厚く分布し，この泥層が地震動増幅に影響を及ぼしていることが明らかとなってきた（風岡ほか，2016，2017b）.

以上のことを概念的にまとめたものが，第 6.9 図である．地震による液状化－流動化現象は，ほとんどは人工地層内で発生しており，中でも厚い泥層のバンドルと砂層のバンドルとの境界付近に起こりやすく，その広がりは数 m ～数十 m の規模であるが，同様な条件を備える埋立地の中でも今回液状化－流動化が発生した場所の多くは，人工地層の下位に広がる沖積層上部の泥層が厚い幅数百 m の中に概ね重なる（風岡ほか，2017b）．すなわち，東京湾岸埋立地においてみられた液状化－流動化現象は，規模の異なる地質構造が複合した現象ととらえることができる．

第 7 章　3D 地質モデリング手法

（野々垣　進）

7．1　3D 地質モデルの概要

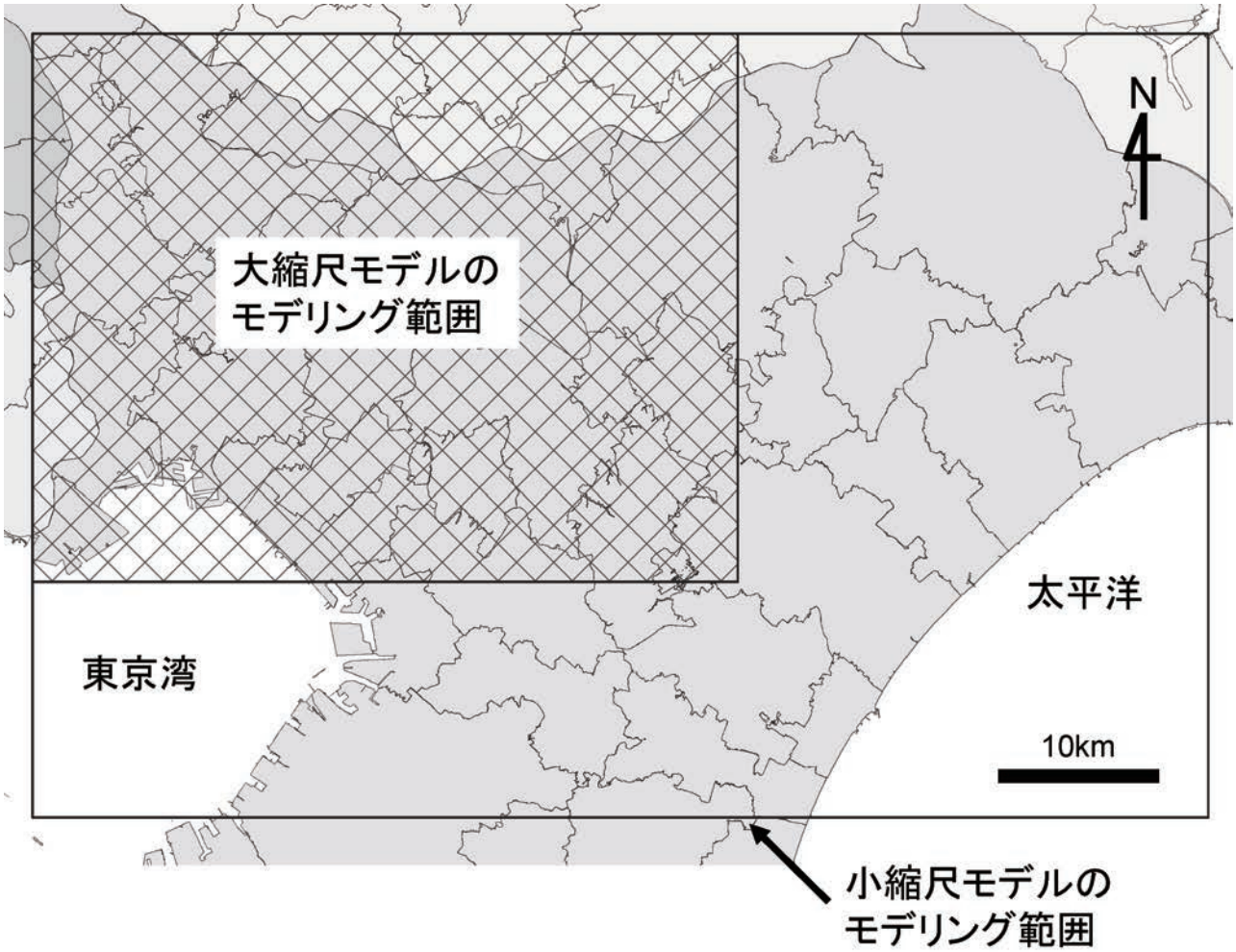
3D 地質モデルは，地表の地形情報と地下の地質情報とを統合した地質地盤モデルである．地表の地形情報には各種空間情報から作成した地形分類図（第 1 章参照）を用い，地下の地質情報には基準ボーリングデータや露頭柱状図などから作成した地下地質モデル（後述）を用いた．大縮尺モデルのモデリング範囲は，東西 45 km× 南北 35 km の地域（世界測地系（JGD2011）平面直角座標系第 9 系における東西 [3500, 48500]× 南北 [−43000, −8000] の矩形領域），小縮尺モデルのモデリング範囲は，東西 75 km× 南北 50 km の地域（世界測地系（JGD2011）平面直角座標系第 9 系における東西 [3500, 78500]× 南北 [−58000, −8000] の矩形領域）である（第 7.1 図）．

7．2　地形分類図の作成

地形図，数値標高モデル，土地条件図，空中写真，地質図幅などを用いて地形判読を行い，対象範囲の地形分類図を作成した（第 1.1 図）．地形図，数値標高モデル，土地条件図には，国土地理院発行のものを用いた．数値標高モデルには，主として 5 m メッシュを用いたが，5 m メッシュが存在しない範囲では 10 m メッシュを用いた．空中写真には，1:20000 以上の縮尺のものを用いた．

7．3　地下地質モデルの作成

地下地質モデルは，本プロジェクトにおいて整備した基準ボーリングデータ，既存研究で報告されている



第 7.1 図　モデリング範囲．
北西部の小さい矩形領域が大縮尺モデルのモデリング範囲を，外側の矩形領域が小縮尺モデルのモデリング範囲を示す．背景図には，国土地理院の基盤地図情報を用いた．

第 7. 1 表　地質構造の論理モデル.

(a)

		S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6	S_7	S_8
α	上部空間								+
b_8	埋立層							+	−
b_7	沖積層						+	−	−
b_6	常総層					+	−	−	−
b_5	木下層上部				+	−	−	−	−
b_4	木下層下部			+	−	−	−	−	−
b_3	清川層・横田層		+	−	−	−	−	−	−
b_2	上泉層	+	−	−	−	−	−	−	−
b_1	上総層群・地蔵堂層・薮層	−	−	−	−	−	−	−	−

(b)

		S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6
α	上部空間						+
b_6	木下層					+	−
b_5	清川層・横田層				+	−	−
b_4	上泉層			+	−	−	−
b_3	薮層		+	−	−	−	−
b_2	地蔵堂層	+	−	−	−	−	−
b_1	上総層群	−	−	−	−	−	−

(a) 大縮尺モデル，(b)　小縮尺モデル.
(a) はイベント列 $V_8 = (v_1, c^*, c^*, c^*, c^*, c^*, c^*, c^*)$ に基づく．b_i（$i = 1, 2, \ldots, 8$）は地質体を表し，S_i（$i = 1, 2, \ldots, 8$）は境界面を表す．α は地上の空気や水などの空間を表す．(b) はイベント列 $V_6 = (v_1, c^*, c^*, c^*, c^*, c^*)$ に基づく．b_i ($i = 1, 2, \ldots, 6$）は地質体を表し，S_i（$i = 1, 2, \ldots, 6$）は境界面を表す．α は地上の空気や水などの空間を表す．(a) と (b) において，地質体の行と境界面の列との交差セルにおける記号（空白，＋，－）が，地質体と境界面との論理的関係を表す．空白は地質体と境界面とが無関係であることを，＋は地質体が境界面よりも上位であることを，－は地質体が境界面よりも下位であることを表す.

露頭柱状図（中里・佐藤，2016），及び，自治体等が保有している既存ボーリングデータを用いて作成した．既存ボーリングデータの利用にあたっては，千葉県環境研究センター地質環境研究室の協力を得た．モデリングでは，岩村ほか（2012）を参考に，(1) 地質体及び境界面の設定，(2) イベント列及び地質構造の論理モデルの作成，(3) 等式･不等式標高データの作成，(4) 等式･不等式標高データの調整，(5) 境界面の推定，(6) 地下地質モデルの作成，という 6 つの処理を順に行った．以下では，それぞれの処理について記す.

7. 3. 1　地質体及び境界面の設定

モデリング範囲の地下約 100 m 以浅には，鮮新統－中部更新統上総層群，中－上部更新統下総層群，上部更新統の常総粘土，新期段丘堆積物及び新期関東ローム層，上部更新統－完新統の沖積層，埋立層が分布する．

大縮尺モデルでは，モデリング範囲の地層を下位より，b_1（上総層群，地蔵堂層，薮層），b_2（上泉層），b_3（清川層及び横田層），b_4（木下層下部），b_5（木下層上部），b_6（常総層），b_7（沖積層），b_8（埋立層）という 8 つの地質体に区分した．常総粘土，新期関東ローム層，及び新期段丘堆積物については，下総層群の木下層あるいは常総層から連続する一連の堆積物として扱い，地質体 b_4 ～ b_6 のいずれかの一部として扱った．また，各地質体を境する 8 つの境界面 S_i（$i = 1, 2, \ldots, 8$）を設定した．境界面 S_i（$i = 1, 2, \ldots, 7$）はそれぞれ地質体 b_i（$i = 2, 3, \ldots, 8$）の基底面を表す．境界面 S_8 は地表面を表し，地下の地質体空間と地上の空気や水などの空間（上部空間：α）とを境する面である.

小縮尺モデルでは，モデリング範囲の地層を下位より，b_1（上総層群），b_2（地蔵堂層），b_3（薮層），b_4（上泉層），b_5（清川層及び横田層），b_6（木下層）という 6 つの地質体に区分した．常総粘土，新期関東ローム層，及び新期段丘堆積物については，下総層群の木下層から連続する一連の堆積物として扱い，地質体 b_6 の一部として扱った．また，各地質体を境する 6 つの境界面 S_i（$i = 1, 2, \ldots, 6$）を設定した．境界面 S_i（$i = 1, 2, \ldots, 5$）はそれぞれ地質体 b_i（$i = 2, 3, \ldots, 6$）の基底面を表す．境界面 S_6 は地表面を表し，地下の地質体空間と上部空間 α とを境する面である.

実際の地質体間の接触関係には，いずれも不整合と整合の両者が認められるが，ここではモデリング処理の都合上，大縮尺・小縮尺両モデルにおいて，すべての地質体間の接触関係を不整合として扱った.

7. 3. 2　イベント列及び地質構造の論理モデルの作成

地質体間の接触関係をもとに，地質構造の変遷（地史）を表すイベント列（Yonezawa *et al*., 2002；塩野・山根，2009 など）を作成した．ここでは，モデリング範囲では，断層，地すべり，貫入などによる地質構造の変化はなく，堆積・侵食作用のみが働いたと考えた．その上で，大縮尺モデルのモデリング範囲におけるイベント列を $V_8 = (v_1, c^*, c^*, c^*, c^*, c^*, c^*, c^*)$，小縮尺モデルのモデリング範囲におけるイベント列を $V_6 = (v_1, c^*, c^*, c^*, c^*, c^*)$ とした．ここで，v_1 は初期状態，c^* は堆積・侵食イベントを表す．これらのイベント列を用いて，地質体の分布域と境界面との論理的関係を表す，地質構造の論理モデル（塩野ほか，1998）を作成した（第 7. 1 表）．なお，イベント列を作成するにあたっては，塩野ほか（1998）の定義に従った．イベント列から地質構造の論理モデルを作成するにあたっては，米澤ほか（2004）の漸化式を利用した.

7. 3. 3　等式・不等式標高データの作成

境界面の形状を推定するための等式･不等式標高データ（野々垣ほか，2008）をボーリングデータなどから作成した．等式標高データは「境界面は指定した標高を通る」という制約条件を与える標高データ，不等式標高データは「境界面は指定した標高よりも上側または下側を通る」という制約条件を与える標高データで

第 7.2 表　境界面の計算パラメーターと推定誤差.

(a)

面	x_{min}	x_{max}	y_{min}	y_{max}	N_H	M_x	M_y	α_{min}	α_{max}	N_{ITR}	m_1	m_2	ID_{OPT}	*RMSE* (m)
S_1	3,000	49,000	-44,500	-6,500	1,809	230	190	0.1	1.0×10^3	10	0.5	0.5	5	2.92×10^{-1}
S_2	3,000	49,000	-44,500	-6,500	4,307	230	190	0.1	1.0×10^3	10	0.5	0.5	5	4.21×10^{-1}
S_3	3,000	49,000	-44,500	-6,500	2,323	230	190	0.1	1.0×10^3	10	0.5	0.5	8	7.04×10^{-1}
S_4	3,000	49,000	-44,500	-6,500	6,993	230	190	0.1	1.0×10^3	10	0.5	0.5	5	4.22×10^{-1}
S_5	3,000	49,000	-44,500	-6,500	17,808,917	600	600	0.1	1.0×10^3	10	0.9	0.1	9	1.25×10^{0}
S_6	3,000	49,000	-44,500	-6,500	18,482,910	600	600	0.1	1.0×10^3	10	0.9	0.1	9	2.14×10^{0}
S_7	3,000	49,000	-44,500	-6,500	3,569	600	600	0.1	1.0×10^3	10	0.9	0.1	5	2.15×10^{-1}

(b)

面	x_{min}	x_{max}	y_{min}	y_{max}	N_H	M_x	M_y	α_{min}	α_{max}	N_{ITR}	m_1	m_2	ID_{OPT}	*RMSE* (m)
S_1	0	80,000	-60,000	-6,000	185	600	600	0.1	1.0×10^3	10	0.5	0.5	5	3.58×10^{-1}
S_2	0	80,000	-60,000	-6,000	759	600	600	0.1	1.0×10^3	10	0.5	0.5	5	2.70×10^{-2}
S_3	0	80,000	-60,000	-6,000	1,809	600	600	0.1	1.0×10^3	10	0.5	0.5	5	7.82×10^{-1}
S_4	0	80,000	-60,000	-6,000	4,307	600	600	0.1	1.0×10^3	10	0.5	0.5	5	3.50×10^{-1}
S_5	0	80,000	-60,000	-6,000	7,044	600	600	0.1	1.0×10^3	10	0.5	0.5	5	3.58×10^{-1}

(a) 大縮尺モデル，(b) 小縮尺モデル.
x_{min}，x_{max}，y_{min}，y_{max} はそれぞれ推定範囲の西端，東端，南端，北端の座標である．N_H は等式・不等式標高データの総数である．M_x と M_y はそれぞれ，双3次B-スプラインを定義する際の東西方向と南北方向の推定領域の分割数である．α_{min} と α_{max} はそれぞれ，拡大目的関数におけるペナルティ α の初期値と終了値である．N_{ITR} は反復計算回数である．m_1 と m_2 はそれぞれ，面の水平性と平面性の重みパラメーターである．ID_{opt} は反復計算過程で得た境界面のうち，何回目の計算で得た結果を最適面としたかを表す．*RMSE* は，制約条件を満たさなかった標高データと境界面との残差の自乗平均であり，平均推定誤差に相当する．

ある．

データ作成では，まず基準ボーリングデータにおいて各境界面の位置を認定し，等式標高データを作成した．境界面の正確な位置を認定できないが地質体を確認できる場合は，地質構造の論理モデルから得られる地質体と境界面との論理的関係を用いて，不等式標高データを作成した．次に，基準ボーリングデータの場合と同様の方法で，中里・佐藤（2016）の露頭柱状図から等式・不等式標高データを作成した．最後に，基準ボーリングデータを軸として，既存ボーリングデータへの地質体の対比を行うことで，既存ボーリングデータに関する等式・不等式標高データを作成した．各等式･不等式標高データの座標は，世界測地系（JGD2011）平面直角座標系第 9 系に統一した．

7. 3. 4　等式・不等式標高データの調整（大縮尺モデルの場合のみ）

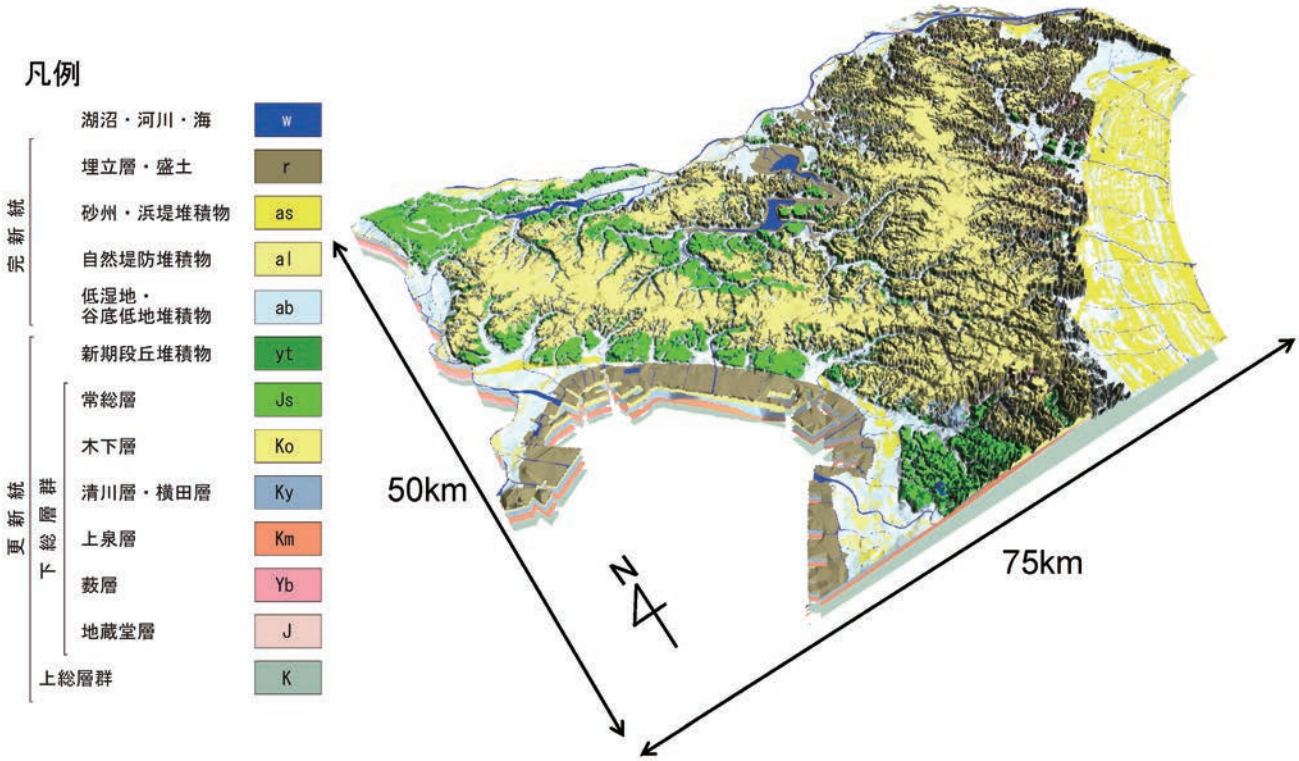
大縮尺モデルの作成では，地形分類図の常総層，沖積層及び埋立層の分布域を利用して，境界面 S_5（常総層の基底面），S_6（沖積層の基底面）及び S_7（埋立層の基底面）の等式・不等式標高データを調整した．

境界面 S_5（常総層の基底面）については，地形分類図のベクトルデータを用いて，常総層の分布域を指定する界線の構成点における標高を等式標高データとして追加した．構成点における標高は，国土地理院の標高 API（URL1）を利用して算出した．また，国土地理院発行の基盤地図情報・数値標高モデル（10 m メッシュ）を用いて，常総層の分布域の地表面標高を「境界面はここよりも下側を通る」という不等式標高データとして追加した．同様に，常総層以外の領域の地表面標高を「境界面はここよりも上側を通る」という不等式標高データとして追加した．ただし，基盤地図情報・数値標高モデル（10 m メッシュ）は世界測地系（JGD2011）地理座標系の座標情報をもつため，あらかじめ Geospatial Data Abstraction Library（GDAL）により平面直角座標系第 9 系による座標情報へ変換した．境界面 S_6（沖積層の基底面）についても，境界面 S_5（常総層の基底面）の場合と同様に，地形分類図の界線の構成点における標高を等式標高データとして，当該地質体の分布域及びそれ以外の領域における地表面標高を不等式標高データとして追加した．境界面 S_7（埋立層の基底面）については，地形分類図の界線の構成点における標高を等式標高データとして追加した．

7. 3. 5　境界面の推定

等式･不等式標高データを用いて，野々垣ほか（2008）の手法により，境界面の形状を推定した．大縮尺モデルと小縮尺モデルを構成する境界面それぞれの計算パラメーター及び平均推定誤差を第 7.2 表に示す．計算パラメーターの詳細は，野々垣ほか（2008）を参照されたい．

推定した境界面は，いずれも 10 m 間隔の数値標高モデルとして出力した．数値標高モデルの出力範囲は，モデリング範囲に等しい．大縮尺モデルに用いた数値標高モデルのデータ数は東西 4500× 南北 3500 点，小縮尺モデルに用いた数値標高モデルのデータ数は東西 7500× 南北 5000 点である．地表面（大縮尺モデルの境界面 S_8 と小縮尺モデルの境界面 S_6）については推定を



第 7.2 図　小縮尺モデルの表示例.

行わず，国土地理院の基盤地図情報・数値標高モデル（10 m メッシュ標高）を用いた．ただし，この数値標高モデルは世界測地系（JGD2011）地理座標系による座標情報をもつため，GDAL により平面直角座標系第 9 系による座標情報へ変換して利用した．また，変換と同時に海域の標高を NULL（データ無し）とした．

7. 3. 6　地下地質モデルの作成

地質構造の論理モデルと境界面の数値標高モデルを用いて，Masumoto *et al.*（2004）のアルゴリズムにもとづき，地下地質モデルを作成した．

7. 4　3 次元地質モデルの作成

地形分類図と地下地質モデルのそれぞれがもつカテゴリー値を再分類することにより，3 次元地質モデルを作成した．この 3 次元モデルは，地表では地形分類図及び地下地質モデルの情報をもち，地下では地下地質モデルの情報をもつ（第 7.2 図）．

文　献

秋田昌寛・清水健一・宇野嘉伯・青木勝宏・風岡　修・酒井　豊・楠田　隆・西川順二・楡井　久（2001）印西市浦部地区での地質汚染の機構解明調査事例．第 11 回環境地質学シンポジウム論文集，日本地質学会環境地質研究委員会，p. 39–44.

青木かおり・入野智久・大場忠道（2008）鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序．第四紀研究，vol. 47，p. 391–407.

青木　滋・柴崎達雄（1966）海生 “ 沖積層 ” の層相と細分問題について．第四紀研究，vol. 5，p. 113–120.

Chiba, T., Sugihara, S., Matsushima, Y., Arai, Y. and Endo, K. (2016) Reconstruction of Holocene relative sea-level change and residual uplift in the Lake Inba area, Japan. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, vol. 441, p. 982–996.

千葉県防災危機管理部（2013）東日本大震災の記録．千葉県防災危機管理部，378p.

千葉県地質環境インフォメーションバンク (2018) 地質柱状図．ちば情報マップ，http://map.pref.chiba.lg.jp，2018.1.16 閲覧.

千葉県地震対策推進委員会（1989）昭和 62 年（1987 年）千葉県東方沖地震 — 災害記録 —．336p.

千葉県開発局（1969）京葉工業地帯の地盤．215p.

千葉県環境研究センター（2011a）平成 23（2011）年東北地方太平洋沖地震による東京湾岸埋立地での液状化－流動化被害（第 1 報）(2011 年 3 月 18 日公表)．千葉県環境研究センター調査研究報告，第 G-8 号，p. 1-1−1-8.

千葉県環境研究センター（2011b）千葉県内の液状化－流動化現象とその被害の概要及び詳細分布調査結果（第 4 報）：浦安地区でみられた液状化－流動化現象の詳細分布・地震のゆれ方と液状化－流動化現象との関係・千葉市美浜区での人工地層および沖積層の概略的な 3 次元分布と液状化－流動化現象の分布の概要 (2011 年 12 月 28 日公表)．千葉県環境研究センター調査研究報告，第 G-8 号，p. 4-1−4-69.

千葉県葛南開発工事事務所（1967）京葉港の地盤．146p.

千葉県企画部水政課・千葉県公害研究所地盤沈下研究室（1979）地下水適正利用量調査報告書 — 千葉県東葛地区 —．45p.

千葉県立中央博物館（1992）地学資料下総層群鍵層集（1991 年版）．千葉県中央博物館，162p.

Clifton, H. E. and Thompson, J. K. (1978) *Macaronichnus segregatis*: A feeding structure of shallow marine polychaetes. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 48, p. 1293–1302.

土木研究所（2018）KuniJiban．http://www.kunijiban.pwri.go.jp, 2018.1.16 閲覧.

遠藤邦彦・関本勝久・高野　司・鈴木正章・平井幸弘（1983）関東平野の沖積層．アーバンクボタ，no. 21，p. 26–43.

遠藤邦彦・小杉正人・菱田　量 (1988) 関東平野の沖積層とその基底地形 . 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要 , no.23, p. 37–48.

復興局建築部（1929）東京及横浜地質調査報告．144p.

市原　実・市原優子（1971）大阪層群の海成粘土と淡水粘土について．竹原平一教授記念論文集，p. 173–181.

五十嵐八枝子（2009）北西太平洋・鹿島沖コア MD01-2421 の MIS 6 以降の花粉記録：陸域資料との対比 . 地質学雑誌 , vol. 115, p. 357–366.

Igarashi, Y. and Oba, T. (2006) Fluctuations in the East Asian monsoon over the last 144ka in the northwest Pacific based on a high-resolution pollen analysis of IMAGES core MD01-2421. *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, p. 1447–1459.

石綿しげ子（2004）東京湾北部沿岸地域の沖積層と堆積環境．第四紀研究，vol. 43，p. 297–310.

岩村里美・升本眞二・塩野清治（2012）野外調査データにもとづいて地質構造の論理モデルを決定するアルゴリズム — 地層の接触面の性質 —．情報地質，vol.23，no.1，p. 3–16.

井関弘太郎 (1983) 沖積平野 . 東京大学出版会 , 145p.

香川　淳・古野邦夫・楡井　久（1997）下総台地における雨水の涵養と宙水地下水位変動．第 7 回環境地質学シンポジウム論文集，日本地質学会環境地質研究委員会，p. 189–194.

環境庁水環境部土壌環境課地下水・地盤環境室（1984）地下水汚染実態調査結果（昭和 57−58 年度）(CD-ROM).

関東地方知事会関東地方環境対策推進本部地盤沈下部会（2010）関東地下水盆の地下水位分布調査報告書．68p.

関東地区地盤沈下調査測量協議会（2012）関東地域累積地盤沈下量図（平成 10 年 1 月～平成 20 年 1 月 1 日）．関東地区地盤沈下調査測量協議会.

関東地区地盤沈下調査測量協議会（2017）関東地域地盤沈下量図（平成 27 年 1 月～平成 28 年 1 月 1 日）．関東地区地盤沈下調査測量協議会.

関東ローム研究グループ（1956）関東ロームの諸問題．地質学雑誌，vol. 62，p. 302–316.

加藤晶子・風岡　修・楠田　隆・吉田　剛・古野邦雄・香川　淳・酒井　豊・佐藤賢司・山本真理（2012）千葉市美浜区周辺の沖積層の三次元分布に関する研究．全国環境研会誌，vol. 37，no. 4，p. 11–17.

河井興三（1961）南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究．石油技術協会誌，vol. 26，p. 212–266.

風岡　修（2003）液状化・流動化の地層断面．アーバンクボタ，no. 40，p. 5–13.

風岡　修（2011）人工地層のでき方と液状化－流動化被害

—1987年千葉県東方沖地震での被害との比較も含めて—. シンポジウム「人工改変地と東日本大震災」資料集. 地質汚染－医療地質－社会地質学会, p. 1–21.

風岡　修・楠田　隆・香村一夫・楡井　久・佐藤賢司・原　雄・古野邦雄・香川　淳・森崎正昭（1994）液状化－流動化のメカニズムとその実態. 日本地質学会第101年総会・討論会 講演要旨, p. 125–126.

風岡　修・佐藤光男・楠田　隆・香村一夫・風戸孝之・香川淳・森崎正昭・佐藤賢司・古野邦雄・酒井　豊・加藤晶子・楡井　久（2000）局所的な表層地質の違いが液状化－流動化に与える影響. 第10回環境地質学シンポジウム論文集, 日本地質学会環境地質研究委員会, p.33–38.

風岡　修・古野邦雄・香川　淳・楠田　隆・酒井　豊・吉田剛・加藤晶子・山本真理・堀井義久・麻生　等・佐藤光男・高梨祐司（2012）2011年東北地方太平洋沖地震での東京湾岸埋立地における液状化－流動化現象 — 千葉市美浜区南東部での液状化－流動化層準 —. 第22環境地質学シンポジウム論文集, 地質汚染－医療地質－社会地質学会, p. 161–166.

風岡　修・吉田　剛・藤ヶ崎 稔・清水健一・長根山晧介・鈴木博也・楠田　隆・酒井　豊・楡井　久（2013）下総台地中央部の更新統の透水層構造と地下水質の概要 — 印西市～八千代市について —. 第23回環境地質学シンポジウム論文集, 地質汚染－医療地質－社会地質学会, p. 69–74.

風岡　修・亀山　瞬・森崎正昭・重野聖之・鈴木喜之・香川　淳・吉田　剛・木村満男・酒井　豊・小倉孝之（2014）2011年東北地方太平洋沖地震時に発生した沈下を伴う液状化－流動化現象発生地の人工地質の特徴 — 東京湾岸埋立地千葉市磯辺地区での地質調査から —. 第24回環境地質学シンポジウム論文集, 地質汚染－医療地質－社会地質学会, p. 9–14.

風岡　修・佐藤光男・堀井義久・荻津　達・酒井　豊・香川　淳・古野邦雄・楠田　隆・吉田　剛（2015a）東京湾岸埋立地の人工地層中における2011年東北地方太平洋沖地震時の液状化－流動化部分と非液状化－流動化部分 — オールコアの剥ぎ取り面とX線CT画像から —. 第25回環境地質学シンポジウム論文集, 地質汚染－医療地質－社会地質学会, p. 11–14.

風岡　修・吉田　剛・荻津　達・香川　淳・藤ヶ崎稔・古野邦雄・酒井　豊・楡井　久（2015b）淡水成の泥層からなる難透水層中の流体の通り道 — 房総半島北部の下総台地での例 —. 第25回環境地質学シンポジウム論文集, 地質汚染－医療地質－社会地質学会, p. 45–48.

風岡　修・宇澤政晃・檜山知代・荻津　達・八武崎寿史・香川　淳・吉田　剛・加藤晶子・本田恵理・小倉孝之（2016）東京湾北部の埋立地における人工地層～沖積層の層序と2011年東北地方太平洋沖地震時の液状化－流動化現象：船橋市日の出町・市川市行徳での調査から. 第26回環境地質学シンポジウム論文集, 社会地質学会, p. 35–38.

風岡　修・潮﨑翔一・八武崎寿史・香川　淳・荻津　達・吉田　剛・加藤晶子（2017a）東京湾北部の埋立地における層序と2011年東北地方太平洋沖地震時の液状化－流動化の層準：千葉市浜田川緑地での調査から. 第27回環境地質学シンポジウム論文集, 社会地質学会. p. 131–134.

風岡　修・宮地良典・潮﨑翔一・小松原純子・香川　淳・吉田　剛・荻津　達・八武崎寿史・加藤晶子・酒井　豊・古野邦雄・楠田　隆・中澤　努・楡井　久（2017b）東京湾岸埋立地北部の沖積層の岩相層序と人工地層中の液状化－流動化部分：市川市～千葉市における調査から. 第27回環境地質学シンポジウム論文集, 社会地質学会, p. 135–138.

風岡　修・宇澤政晃・香川　淳・吉田　剛・荻津　達・八武崎寿史・潮﨑翔一・中澤　努（2017c）千葉県北西部における人工地層・“沖積層”の基準ボーリング調査：GS-CB-8コアの層相と地層物性層序. 地質調査総合センター速報, no. 74, p. 19–30.

菊地隆男（1972）成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義. 地質学雑誌, vol. 78, p. 137–144.

菊地隆男（1974）関東地方の第四紀地殻変動の性格. 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」, ラティス, p. 129–146.

菊地隆男（1981）常総粘土層の堆積環境. 地質学論集, no. 20, p. 129–145.

木村克己・石原与四郎・宮地良典・中島　礼・中西利典・中山俊雄・八戸昭一（2006）東京低地から仲川低地に分布する沖積層のシーケンス層序と層序の再検討. 地質学論集, no. 56, p. 1–18.

国土地理院（2018）地理院地図. http://maps.gsi.go.jp, 2018.1.16閲覧.

国土交通省関東地方整備局・公益法人地盤工学会（2011）東北地方太平洋沖地震による関東地方の地盤液状化現象の実態解明報告書. 65p.

Kobayashi, K., Minagawa, K. and Machida, M.（1968）The Ontake pumice-fall deposit Pm-1 as a Late Pleistocene time-marker in central Japan. *Jour. Fac. Sci. Shinshu Univ.*, vol. 3, p. 171–198.

小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨　昂（1981）更新世後期における関東平野の地塊状造盆地運動. 地質学論集, no. 20, p. 113–128.

小松原純子・宮地良典・中澤　努・中島　礼・風岡　修・吉田　剛（2017）千葉県東京湾岸部で掘削した沖積層基準ボーリング試料の対比と層序. 地質調査総合センター速報, no. 74, p. 31–37.

小松原　琢・中澤　努・兼子尚知（2004）木更津地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）, 産総研地質調査総合センター, 64p.

古籐田喜久雄・若松加寿江（1988）千葉県東方沖地震による液状化現象とその被害. 土と基礎, vol. 36, no. 12, p. 19–24.

近藤康生（1991）千葉県松戸市栗山の地下から産した後期更新世の外洋性浅海砂底貝化石群 — 特に最終間氷期における古東京湾の海況復元に関連して —．千葉中央博自然誌研究報告，vol. 1, no. 2, p. 1–8.

久保純子 (2007)「常総の内海」香取平野の地形と歴史時代における環境変遷 . 茨城県立歴史館編 , 中世東国の内海世界 — 霞ヶ浦・筑波山・利根川 —, p. 39–64.

楠田　隆（1988）千葉県東方沖地震にみられた液状化現象について．日本地質学会関東支部シンポジウム「千葉県東方沖地震」講演要旨集，p. 31–34.

町田　洋（1971）南関東のテフロクロノロジー（I）— 下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について —．第四紀研究，vol. 10，p. 1–20.

町田　洋・新井房夫（2003）新編 火山灰アトラス — 日本列島とその周辺．東京大学出版会，336p.

町田　洋・松島義章（1976）下末吉海進初期の古環境に関する若干の資料．第四紀研究，vol. 15，p. 136–140.

町田　洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫（1974）南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年．地学雑誌，vol. 83，p. 302–338.

槇山次郎 (1931) 関東南部の洪積層．小川博士還暦記念論文集，307–382.

増田富士雄・中里裕臣（1988）堆積相からみた鹿島－房総隆起帯の運動像．月刊地球，vol. 10，p. 616–623.

Masumoto, S., Raghavan, V., Yonezawa, G., Nemoto, T., and Shiono, K.（2004）Construction and visualization of a three dimensional geologic model using GRASS GIS. *Transaction in GIS*, vol.8, no.2, p. 211–223.

松田盤余（1993）東京湾とその周辺の沖積層．貝塚爽平編，東京湾の地形・地質と水，築地書館，p. 67–109.

南関東地方地盤沈下調査会（1974）南関東地域地盤沈下調査対策誌．南関東地方地盤沈下調査会，東京，551p.

三谷　豊・下総台地研究グループ（1997）下総台地北部における更新世中期以降の地殻変動史．地球科学，vol. 51，p. 29–39.

三土知芳（1934）7 万 5 千分の 1 地質図幅「成田」および同説明書．地質調査所，17p.

三土知芳（1935）7 万 5 千分の 1 地質図幅「千葉」および同説明書．地質調査所，25p.

三土知芳 (1937) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「茂原」．地質調査所.

三梨　昂（1974）南関東地区の構造発達史．垣見俊弘・鈴木尉元編，関東地方の地震と地殻変動，ラティス，p. 31–50.

宮地良典・小松原純子・中島　礼（2015）千葉県北西部の沖積層基準ボーリング調査．地質調査総合センター速報，no. 68，p. 61–71.

宮地良典・小松原純子・中島　礼（2016）千葉県北西部の沖積層基準ボーリング調査（平成 27 年度掘削試料とその対比）．地質調査総合センター速報，no. 71，p. 79–90.

籾倉克幹・大野勝次（1993）第 3 章 地下資源の開発 V 地下水．日本の地質学 100 年，日本地質学会，p. 419–430.

村越道弘・飯高次夫・篠田正彦・秋田正寛・清水健一・田中良郎・青木勝宏・宇野嘉伯・風岡　修・酒井　豊・楠田　隆・八槇明子・西川順二・庄山公透・小倉孝之・楡井　久（2008）印西浦部地区での地下水汚染の浄化対策事例．第 17 回環境地質学シンポジウム論文集，地質汚染－医療地質－社会地質学会，p. 175–180.

中里裕臣（1993）下総層群清川層と上岩橋層の層序学的関係．千葉県立中央博物館自然誌研究報告，vol. 2，p. 115–124.

中里裕臣（1997）下総層群の年代．坂上澄夫教授退官記念論文集，p. 127–141.

中里裕臣・佐藤弘幸（1988）下総層群上泉層中の Km2 テフラ．地質学雑誌，vol. 94，p. 793–796.

中里裕臣・佐藤弘幸（2001）下総層群の年代と“鹿島”隆起帯の運動．第四紀研究，vol. 40，p. 251–257.

中里裕臣・佐藤弘幸（2016）千葉県北部地域の下総層群の層序．地質調査総合センター速報，no. 71，p. 55–78.

中里裕臣・坂田健太郎・中澤　努（2016）大磯丘陵の中・後期更新世テフラのカタログの高度化と下総層群の編年への適用．日本地質学会第 123 年学術大会講演要旨，36.

中澤　努・中里裕臣（2007）地質ニュース，no. 634，p. 50–59.

中澤　努・中島　礼・植木岳雪・田辺　晋・大嶋秀明・堀内誠示（2006）大宮台地の地下に分布する更新統下総層群木下層のシーケンス層序学的研究．地質学雑誌，vol. 112，p. 349–368.

中澤　努・中里裕臣・大嶋秀明・堀内誠示（2009）関東平野中央部における上総－下総層群境界：越谷 GS-KS-1 コアでの MIS12 層準の特定．地質学雑誌，vol. 115，p. 49–63.

中澤　努・田辺　晋（2011）野田地域の地質．地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター，72p.

中澤　努・長　郁夫・納谷友規・小松原純子・宮地良典（2014）首都圏の基準ボーリング調査及び常時微動測定．産業技術総合研究所地質調査総合センター速報，no. 66，p. 207–228.

中澤　努・坂田健太郎・中里裕臣（2015）成田・印西における更新統下総層群木下層の堆積相と物性：GS-NT-1 及び GS-IZ-1 ボーリング調査概要．地質調査総合センター速報，no. 68，p. 39–51.

中澤　努・坂田健太郎・中里裕臣（2016）千葉県富里市 GS-TM-1 コアにみられる更新統下総層群木下層の堆積相と物性．地質調査総合センター速報，no. 71，p. 43–53.

Nakazawa, T., Sakata K., Hongo, M. and Nakazato, H. (2017) Transition from incised valley to barrier island systems during MIS 5e in the northern Chiba area, Kanto Plain, central Japan. *Quaternary International,* vol. 456, p. 85–101.

奈良正和（1994）“ヒメスナホリムシの生痕化石”の形成者は

何か？：生痕化石 *Macaronichnus segregatis* の形成メカニズム．化石，no. 56，p. 9–20.
成田市 (1980) 成田市史 通史 原始古代編 .
成田層古環境団体研究グループ（1996）印旛沼捷水路付近および成田市西北部の下総層群 — 上岩橋層の堆積環境と木下層の埋没谷 —．地団研専報，no. 45，p. 42–67.
納谷友規・坂田健太郎・中澤　努（2016）千葉市の地下に分布する下総層群の層序：GS-CB-1 及び GS-CB-5 コアの調査概要．地質調査総合センター速報，no. 71，p. 91–99.
納谷友規・坂田健太郎・中澤　努（2017）松戸市の地下に分布する下総層群の層序：GS-MD-1 コアの調査概要．地質調査総合センター速報，no. 74，p. 39–46.
楡井　久（1978）千葉県における地盤沈下に関する研究とそのあり方 — 地下水公害防止と地下流体資源有効利用の 21 世紀へむけて —．千葉県公害研究所研究報告，千葉県公害研究所，vol. 10，p. 145–162.
楡井　久（1988）関東前面弧盆地 — 関東地下水盆の形成史 —．アーバンクボタ，no. 27，p. 36–45.
楡井　久（1997）第 4 章 第 2 節 河川．千葉県の自然誌 本編 2，財団法人千葉県史料研究財団，p. 463–492
楡井　久（2003）第 3 者による地質汚染審査の重要な役割．第 13 回環境地質学シンポジウム論文集，日本地質学会環境地質研究委員会，p. 161–166.
Nirei, H., Kusuda, T., Suzuki, K., Kamura, K., Furuno, K., Hara, Y., Satoh, K. and Kazaoka, O. (1990) The 1987 East off Chiba Prefecture Earthquake and its Hazard. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 35, p. 31–46.
楡井　久・佐藤賢司・鈴木喜計・古野邦雄（1994a）環境における地質単元．地質学雑誌，vol. 100，p. 425–435.
楡井　久・佐藤賢司・古野邦夫・森崎正昭・香川　淳・佐藤徳樹・鈴木喜計・手塚裕樹・伊藤哲也（1994b）多層集水井戸による地質汚染の深層化．第 4 回環境地質学シンポジウム論文集，日本地質学会環境地質研究委員会，p. 31–36.
楡井　久・村田順一・宇澤政晃・古野邦雄・香川　淳・佐藤賢司・森崎正昭（1995）多層集水井戸による深層地質汚染と井戸修復．第 5 回環境地質学シンポジウム論文集，日本地質学会環境地質研究委員会，p. 205–208.
Nirei, H., Furuno, K., Kazaoka, O., Marker, B. and Sakunas, J.（2012）Classification of man made strata for assessment of geopollution. *Episodes*, vol. 35, p. 333–336.
野々垣　進・升本眞二・塩野清治（2008）3 次 B- スプラインを用いた地層境界面の推定．情報地質，vol. 19，no. 2，p. 61–77.
農業環境技術研究所（2018）歴史的農業環境閲覧システム．http://habs.dc.affrc.go.jp，2018.1.16 閲覧.
NPO 日本地質汚染審査機構（2003）豊洲地質汚染浄化対策効果審査報告書．NPO 日本地質汚染審査機構，48p.
Oba, T., Irino, T., Yamamoto, M., Murayama, M., Takamura, A. and Aoki, K. (2006) Paleoceanographic change off central Japan since the last 144,000 years based on high-resolution oxygen and carbon isotope records. *Global and Planetary Chang*e, vol. 53, p. 5–20.
岡崎浩子・黒住耐二（2008）国指定天然記念物「木下貝層」（更新統下総層群木下層）の地質学的意義．千葉県立中央博物館自然誌研究報告，vol. 10，p. 1–13.
岡崎浩子・増田富士雄（1992）古東京湾地域の堆積システム．地質学雑誌，vol. 98，p. 235–258.
岡崎浩子・中里裕臣・黒住耐二（2016）氷期・間氷期変動と古東京湾．地学雑誌，vol. 125，p. N1–N11.
坂倉勝彦（1935）千葉県小櫃川流域の層序（その 2）．地質学雑誌，vol. 42，753–784.
佐々木　康（1988）千葉県東方沖の地震（62. 12. 17）の調査速報．土木技術資料，vol. 30，no. 1，p. 47–55.
佐藤弘幸（1993）千葉県成東町 — 八日市場市周辺に分布する下総層群の層序．千葉中央博自然誌研究報告．vol. 2，p. 99–113.
佐藤賢司・古野邦雄・原　雄・奥田庸雄・高梨祐司・楡井久（1983）下総台地における 6 価クロム地下水汚染機構．地質学論集，no. 23，p. 105–113.
Seike, K. (2009) Influence of beach morphodynamics on the distributions of the opheliid polychaete Euzonus sp. and its feeding burrows on a sandy beach: paleoecological and paleoenvironmental implications for the trace fossil *Macaronichnus segregatis*. Palaios, vol. 24, p. 799–808.
清水恵助（1983）東京港における埋立地について — 埋立地の地質学的考察 —．地質学論集，no. 23，p. 141–154.
下総台地研究グループ（1984）千葉県手賀沼周辺地域における木下層基底の形態と層相の関係．地球科学，vol. 38，p. 226–234.
塩野清治・升本眞二・坂本正徳（1998）地層の 3 次元分布の特性と地質図作成アルゴリズム — 地質構造の論理モデル —．情報地質，vol.9，no.3，p. 121–134.
塩野清治・山根裕之（2009）地質構造の論理モデルを表す 2 分木の読み方．情報地質．vol. 20，no. 3，p. 151–167.
杉原重夫（1970）下総台地西部における地形の発達．地理学評論，vol. 43，703–718.
杉原重夫（1980）下総層群成田層の層序と基底地形．明治大学人文科学研究所紀要，vol. 18，p. 1–41.
杉原重夫・新井房夫・町田　洋 (1978) 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー . 地質学雑誌，vol. 84，p. 583–600.
杉原重夫・黒住耐二・堀越正行 (2011) 印旛沼地域における古環境解明のための基礎調査 . 環境史と人類 明治大学フロンティア「環境変遷史と人類活動に関する学際的研究」紀要，5，p. 32–66.
高嶋恒太・高信勝巳・本田　崇・飯島章夫・石田真弓・佐藤賢司（2003）開析谷を有する下総台地での TCE 汚染分布と地下水汚染機構．第 13 回環境地質学シンポジウム論文

集，日本地質学会環境地質研究委員会，p. 61–66.
高嶋　洋・風岡　修・香川　淳・吉田　剛・酒井　豊・楡井久（2017）千葉県北西部の地質構造と地質汚染の脆弱性（予察）．第 27 回環境地質学シンポジウム論文集，社会地質学会，p. 31–34.
田辺　晋・石原園子・中島　礼・宮地良典・木村克己（2006）東京低地中央部の沖積層における中間砂層の形成機構．地質学論集，no. 59，p. 35–52.
田辺　晋・中島　礼・内田昌男・柴田康行（2012）東京低地臨海部の沖積層にみられる湾口砂州の形成機構．地質学雑誌，vol. 118，p. 1–19.
田中　武・楡井　久・秋田昌寛・清水健一・細谷　有・田口善彦・石井　亮・酒井　豊・風岡　修・楠田　隆・鈴木真人・加来文隆・西川順二（2001）有機塩素化合物により高濃度に汚染された軟弱地層の除去対策工例「高圧噴射置換浄化工法」. 第 11 回環境地質学シンポジウム論文集，日本地質学会環境地質研究委員会，p. 45–50.
徳橋秀一・遠藤秀典（1984）姉崎地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，136p.
徳永光一・石田智之・佐瀬　隆・井坂誠博（1991）火山灰土およびマサ土地盤における根系状孔隙の発達と透水性．農業土木学会誌，vol. 59，p. 525–536.
東京都土木技術研究所（1969）東京都地盤地質図（23 区）—東京都地質図集 2—．東京都土木技術研究所.
東京都港湾局（2001）新版東京港地盤図．97p.
陶野郁夫・安田　進（1988）1987 年千葉県東方沖地震で生じた液状化現象とその特徴．基礎工，vol. 16，no. 5，p. 101–107.
上砂正一・佐藤賢司（1995）地質汚染調査と行政の取り組み．日本地質学会環境地質研究委員会編「地質環境と地球環境シリーズ 2　地質汚染の責任」，東海大学出版会，p. 57–70.
植田房雄（1930）房総半島北部の地質（摘要）．地質学雑誌，vol. 37，p. 250–253.
宇澤政晃・檜山知代・風岡　修・荻津　達・八武崎寿史・香川　淳・吉田　剛・加藤晶子・本田恵理・小倉孝之（2016）東京湾北部の埋立地における 2011 年東北地方太平洋沖地震時の液状化－流動化の層準：市川市行徳・船橋市日の出の調査から．第 26 回環境地質学シンポジウム論文集，社会地質学会，p. 39–42.
宇澤政晃・檜山知代・風岡　修・潮﨑翔一・香川　淳・荻津達・八武崎寿史・吉田　剛・加藤晶子（2017）東京湾北部の埋立地における 2011 年東北地方太平洋沖地震時の液状化－流動化の層準：千葉市浜田川緑地での調査から．第 27 回環境地質学シンポジウム論文集，社会地質学会，p. 113–116.
矢部長克（1906）東京附近の第三期及び洪積期層に付て．地質学雑誌，vol. 13，p. 187–192.
山浜　裕・楠田　隆・風岡　修・香村一夫・楡井　久・澤地義雄・泉水菊夫（2002）下総台地での雨水浸透桝による地下水涵養実験について．第 12 回環境地質学シンポジウム論文集，日本地質学会環境地質研究委員会，p. 179–184.
Yonezawa, G., Shiono, K. and Masumoto, S. (2002) Logical model of faulted geologic structures. *Terra Nostra*, vol. 4, p. 53–56.
米澤　剛・升本眞二・根本達也・坂本正徳・塩野清治（2004）拡張地質関数を用いた地質境界線の表示．情報地質，vol. 15，no. 4，p. 193–206.
吉田　剛・風岡　修・藤ヶ崎　稔・長根山晧介・坂田健太郎・楡井　久（2014）千葉県北西部の水文地質単元の対比．第 24 回環境地質学シンポジウム論文集，p. 31–32.
吉田　剛・風岡　修・楡井　久・楠田　隆・酒井　豊・古野邦雄・坂田健太郎（2017）千葉県北西部に広域に連続する難透水層（YK-C1，YK-C2）の分布．第 27 回環境地質学シンポジウム論文集，社会地質学会，p. 125–130.
吉田　剛・栗原正憲・風岡　修・加藤晶子・楠田　隆・古野邦雄・香川　淳（2012）千葉県における東京湾岸の埋立地層・自然地層の地下水位と地下水中の塩化物イオン濃度について．第 22 回環境地質学シンポジウム論文集，83-86.

[URL1] 国土地理院 標高 API 最終確認日 2017/11/22
https://maps.gsi.go.jp/development/api.html

Explanatory Text of the Urban Geological Map of the Northern Area of Chiba Prefecture

By
Naya, T.*, Nonogaki, S.*, Komatsubara, J.*, Miyachi, Y.*, Nakazawa, T.*, Kazaoka, O.**, Shiozaki, S**., Kagawa, J.**, Yoshida, T.**, Kato, A.**, Yabusaki, H.**, Ogitsu, T.** and Nakazato, H.***

(Written in 2018)

* Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan, AIST
** Chiba Prefectural Environmental Research Center
*** Institute for Rural Engineering, NARO

(ABSTRACT)

The northern area of Chiba Prefecture is located between Tokyo Bay and the Edo-gawa and Tone rivers in the eastern part of the Tokyo metropolitan area, Kanto Plain, central Japan. Topographically, the area includes uplands, lowlands, and reclaimed lands. Geologically, the area is situated within the eastern part of the Kanto Sedimentary Basin filled with thick Cenozoic successions. They comprise the Lower to Middle Pleistocene Kazusa Group, Middle to Upper Pleistocene Shimosa Group, Upper Pleistocene terrace deposits and loam, Alluvium (post-LGM deposits), and reclamation and banking (man-made strata) (Fig. 1).

The Lower to Middle Pleistocene Kazusa Group consists of marine sediments in the eastern part of Chiba Prefecture where the group crops out, while its detailed lithofacies is unknown in the northwestern part. The boundary between this group and the overlying Shimosa Group is defined by the base of the Jizodo Formation corresponding to MIS 12.

The Middle to Upper Pleistocene Shimosa Group is divided into seven formations; Jizodo, Yabu, Kamiizumi, Kiyokawa, Yokota, Kioroshi, and Joso formations. Each of them is composed of the depositional cycle of fluvial and marine sediments formed under the influence of the sea-level fluctuations during MIS 12–5c.

The terrace deposits younger than the Shimosa Group (younger terrace deposits) distributes along the small valleys dissecting the upland area. They comprise fluvial muddy sand accumulated at MIS 5a or later. These terrace deposits and the Shimosa Group are covered with the Joso Clay and the Younger Kanto Loam which are generally composed of volcanic ash soil.

The Alluvium, called “Chuseki-so”, is the post-LGM (Last Glacial Maximum) deposits which distribute beneath the lowlands along the rivers and the coastal area of Tokyo Bay. It consists mainly of sand and mud formed in the fluvial to inner-bay environments, including thick incised-valley fills.

The shoreline of Tokyo Bay in the northern area of Chiba Prefecture was mostly reclaimed for industrial estates by sand and mud sediments dredged from the off shore. These man-made strata were severely liquefied due to their high water-content when the large earthquakes such as the 1987 East off Chiba Earthquake and the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake occurred.

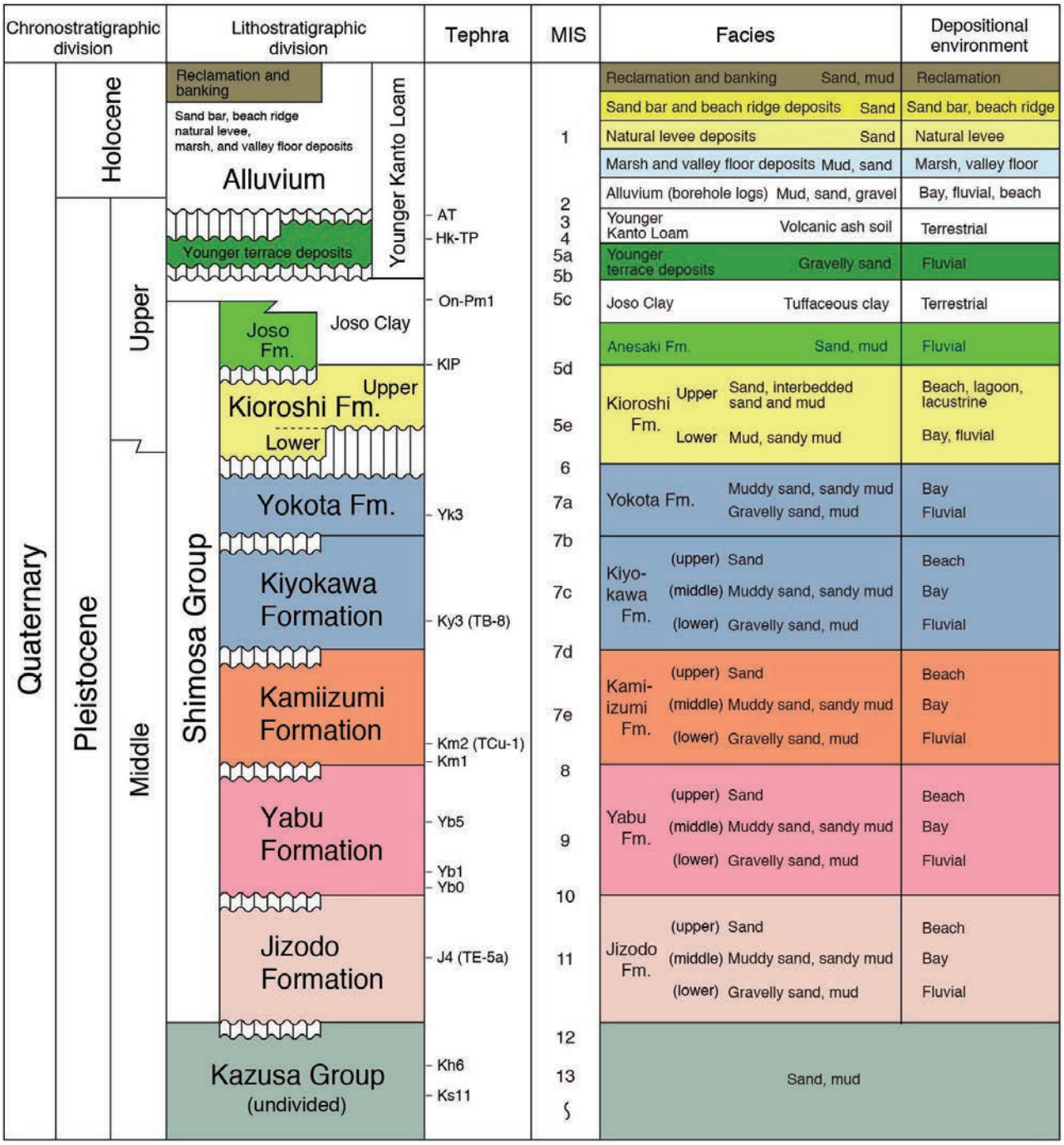


Fig. 1 Stratigraphic summary in the northern area of Chiba Prefecture.

執筆分担

第 1 章　地形　中澤 努

第 2 章　地質概説

中澤 努・納谷友規・野々垣 進・小松原純子・宮地良典・風岡 修・潮﨑翔一・香川 淳・吉田 剛・加藤晶子・八武崎寿史・荻津 達・中里裕臣

第 3 章　下総層群　納谷友規・中澤 努・野々垣 進・中里裕臣・風岡 修・吉田 剛

第 4 章　常総粘土，新期ローム層，及び新期段丘堆積物　中澤 努・納谷友規

第 5 章　沖積層及び人工地層

風岡 修・小松原純子・宮地良典・潮﨑翔一・香川 淳・吉田 剛・加藤晶子・中澤 努

第 6 章　応用地質及び環境地質　風岡 修・吉田 剛・香川 淳・八武崎寿史・潮﨑翔一・荻津 達

第 7 章　3D 地質モデリング手法　野々垣 進

文献引用例

納谷友規・野々垣 進・小松原純子・宮地良典・中澤 努・風岡 修・潮﨑翔一・香川 淳・吉田 剛・加藤晶子・八武崎寿史・荻津 達・中里裕臣（2018）都市域の地質地盤図「千葉県北部地域」（説明書）．産総研地質調査総合センター，55p.

章単位での引用例

中澤 努（2018）第 1 章 地形．都市域の地質地盤図「千葉県北部地域」（説明書），産総研地質調査総合センター，p. 1-2.

Bibliographic reference

Naya, T., Nonogaki, S., Komatsubara, J., Miyachi, Y., Nakazawa, T., Kazaoka, O., Shiozaki, S., Kagawa, J., Yoshida, T., Kato, A., Yabusaki, H., Ogitsu, T. and Nakazato, H. (2018) Explanatory text of the Urban Geological Map of the northern area of Chiba Prefecture. Geological Survey of Japan, AIST, 55p.

Bibliographic reference of each chapter

Nakazawa, T. (2018) 1. Topography. Explanatory text of the Urban Geological Map of the northern area of Chiba Prefecture. Geological Survey of Japan, AIST, p. 1–2.

都市域の地質地盤図「千葉県北部地域」（説明書）
平成 30 年 3 月 30 日発行
国立研究開発法人　産業技術総合研究所
地質調査総合センター
〒 305-8567　茨城県つくば市東 1-1-1　中央第 7

Explanatory Text of the Urban Geological Map of the Northern Area of Chiba Prefecture
Published on March 30, 2018
Geological Survey of Japan, AIST
AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba 305-8567, Japan

©2018 Geological Survey of Japan, AIST