

関東平野沿岸域の地震動特性と広域地下水流動系の 解明に関する地質学的総合研究

Integrated Research of geology to contribute to clarification of seismic ground motion and regional movement of underground water in the Kanto Plain

木村克己¹・水野清秀¹・山口和雄¹・駒澤正夫¹・安原正也¹・小松原純子¹・竹村貴人³・関口春子²
Katsumi Kimura¹, Kiyohide Mizuno¹, Kazuo Yamaguchi¹, Masao Komazawa¹,
Masaya Yasuhara¹, Junko Komatsubara¹, Takato Takemura³ and Haruko Sekiguchi²

Keywords: Kanto plain, seismic wave, underground water, Chuseki-so, Holocene, Pleistocene, borehole survey,
seismic reflection survey, gravity, engineering geology

要旨

首都圏が位置する関東平野中央部の浅層地盤（支持層以浅；70m 以浅）と中層地盤（1km 以浅）の地下地質構造を対象として、沿岸域の地質・活断層調査研究に不可欠な研究手法の開発を進めるとともに、首都圏の安全と環境保全に資する研究成果を得ることを目的にして、つぎの 2 課題を設定して研究を行った。1) 中層地盤課題：更新統の岩相・年代層序、地質構造、地質・物性対比の標準を構築するとともに、地下水の水質分布特性と水理地質構造モデルを明らかにし、地下水の水質形成および広域流動機構をモデル化する。2) 浅層地盤課題：沖積層の堆積相・年代層序、地質・物性対比の標準を整備するとともに、ボーリングデータベースと 3 次元地質モデルを構築し、軟弱地盤の土質力学特性と地震動応答特性を解明する。本報告は本年度の成果の概要を中心にとりまとめたものである。

1. はじめに

首都圏が位置する関東平野中央部は、関東造構盆の沈降の中心域にあたり、厚い堆積物の累積と綾瀬川断層・荒川断層の存在で特徴づけられる。調査対象域は、東京低地、中川低地、荒川低地からなる沖積低地と大宮台地、武蔵野台地、下総台地に地形的に区分さ

れる（第 1 図）。沖積低地は軟弱な厚い沖積層から構成されており、その基底面を介して、下位の下総層群を不整合に覆う。沖積層の厚さやその岩相の空間分布の特徴は、地盤沈下や地震時の揺れやすさと深く関連していることが知られている。一方、台地はその表層は更新統のローム層と下総層群から構成され、その下位には上総層群が伏在する。関東平野中央部では、農業・工業・飲料水用に主に上総層群中の深層地下水が揚水されて利用されている。その水質分布や流動性は、地下地質構造と密接に関連していることが知られている。したがって、関東平野中央部に分布するこれら第四系の地層の実態解明は、地震防災や地下水資源評価において有用であると考えられる。

本研究課題では、関東平野中央部の浅層から中層地盤を構成する沖積層、下総層群、上総層群などの第四系の地層を調査・研究対象として、沿岸域の地質・活断層調査研究に不可欠な研究手法の開発を進めるとともに、首都圏の安全と環境保全に資する研究成果を得ることを目的にして研究を実施している。

本研究は、平成 21 年度で 4 年目となる。当初 2 年は地質情報研究部門の重点課題として、平成 20～21 年度は「沿岸域の地質・活断層調査研究」の一課題として研究が実施された。本報告は平成 21 年度の研究成果の概要を記述するものであり、研究課題毎にそれぞれの研究担当者が執筆を担当した。なお、研究

¹産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

²京都大学防災研究所 (Faculty of Science, Kyoto University)

³日本大学文理学部 (College of Humanities and Sciences, Nihon University)

参加者の数が多いため、論文標題での著者名は原稿執筆筆者だけに限定した。各課題の研究参加者は下記に示す。

中層地盤課題

- ・ボーリングコア解析による地下地質層序及び地質構造の確立 水野清秀^{*1}・納谷友規¹・本郷美佐緒¹⁶・山口正秋¹⁷
- ・反射法地震探査と地下地質構造 山口和雄^{*1}・伊藤忍¹・加野直巳¹・大滝壽樹¹・楮原京子²・住田達哉¹・横田俊之³・岡田真介¹
- ・関東平野中西部等での精密重力探査 駒澤正夫^{*1}
- ・地下水の地球化学的特性分布の把握と水文プロセスの解明 安原正也^{*1}・稲村明彦¹・森川徳敏¹
- ・高橋 浩¹・鈴木秀和¹・宮越昭暢³・林 武司⁴・網田和宏⁴・宮下雄次⁵・藪崎志穂⁶・鈴木裕一⁶・Stephen B. Gingerich⁷

浅層地盤課題

- ・沖積層の地質モデルの構築 小松原純子^{*1}・木村克己^{*1}・中島 礼¹・内田昌男⁸・石原与四郎⁹・田辺晋¹

- ・浅層地盤における粘性土の地盤工学的特性 竹村貴人^{*10}・小田匡寛¹¹・川本 健¹¹・木村克己¹
- ・ボーリングデータベースと3次元地質モデルの構築 木村克己^{*1}・小松原純子¹・石原与四郎⁹・田辺 晋¹・八戸昭一¹²・中山俊雄¹³
- ・地震動の応答特性評価 関口春子^{*14}・吉田邦一¹⁵

所属：¹地質情報研究部門，²活断層・地震研究センター，³地圏資源環境研究部門，⁴秋田大学教育文化学部，⁵神奈川県温泉地学研究所，⁶立正大学，⁷アメリカ地質調査所，⁸国立環境研究所，⁹福岡大学，¹⁰日本大学，¹¹埼玉大学，¹²埼玉県環境科学国際センター，¹³東京都土木技術支援センター，¹⁴京都大学，¹⁵地域地盤環境研究所，¹⁶有限会社アルプス調査所，¹⁷株式会社クインテッサジャパン

2. 中層地盤課題の内容と成果

2.1 ボーリングコア解析と地下地質層序・構造

関東平野中央部の深度 500m 程度までの地下層序と地質構造を明らかにする目的で、平成 18-19 年度に埼玉県菖蒲町で深度 350m のボーリング掘削を行い、PS 検層、電気検層を実施した。また埼玉県が掘



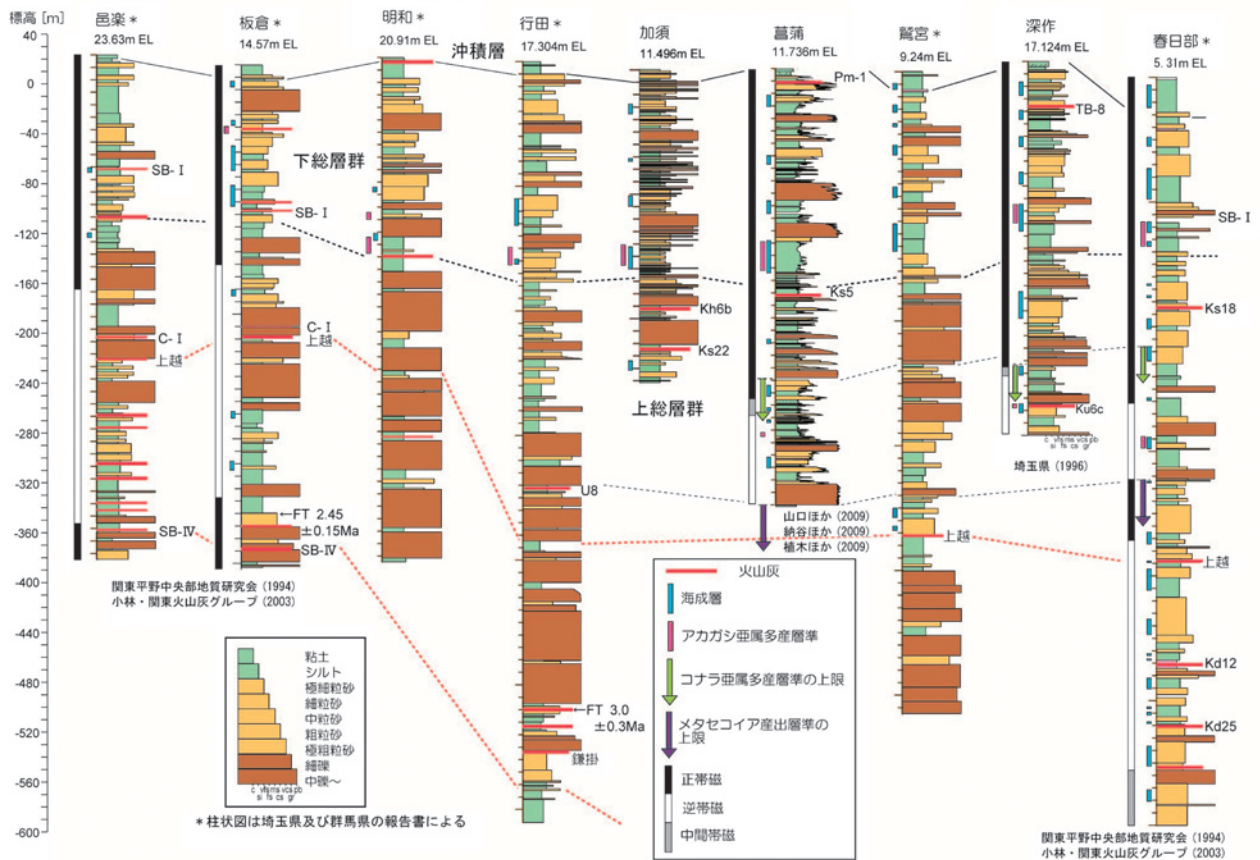
第 1 図 主なボーリング地点位置図。基図は杉山ほか（1997）による。広域テフラと考えられるガラス質の火山灰層は、火山ガラスの屈折率や ICP 発光分析あるいは EDX による化学分析から、房総半島等に分布するテフラとの対比を行って、同定した。

削した6本のコア（行田，鷺宮，川島，深作，春日部，所沢）と東京都が掘削した2本のコア（舎人及び宮城）の層相観察と火山灰，花粉，珪藻分析を行って，相互の対比を行ってきた。平成21年度には，これらのコアの花粉・珪藻分析を継続して進めると共に，産総研が所有する埼玉県加須コアの分析と群馬県の3つの地盤沈下観測井（邑楽，板倉及び明和）のボーリング柱状図を検討し，地層対比を行った。ボーリング地点を第1図に，主な地点の柱状図と対比を第2図及び第3図に示す。

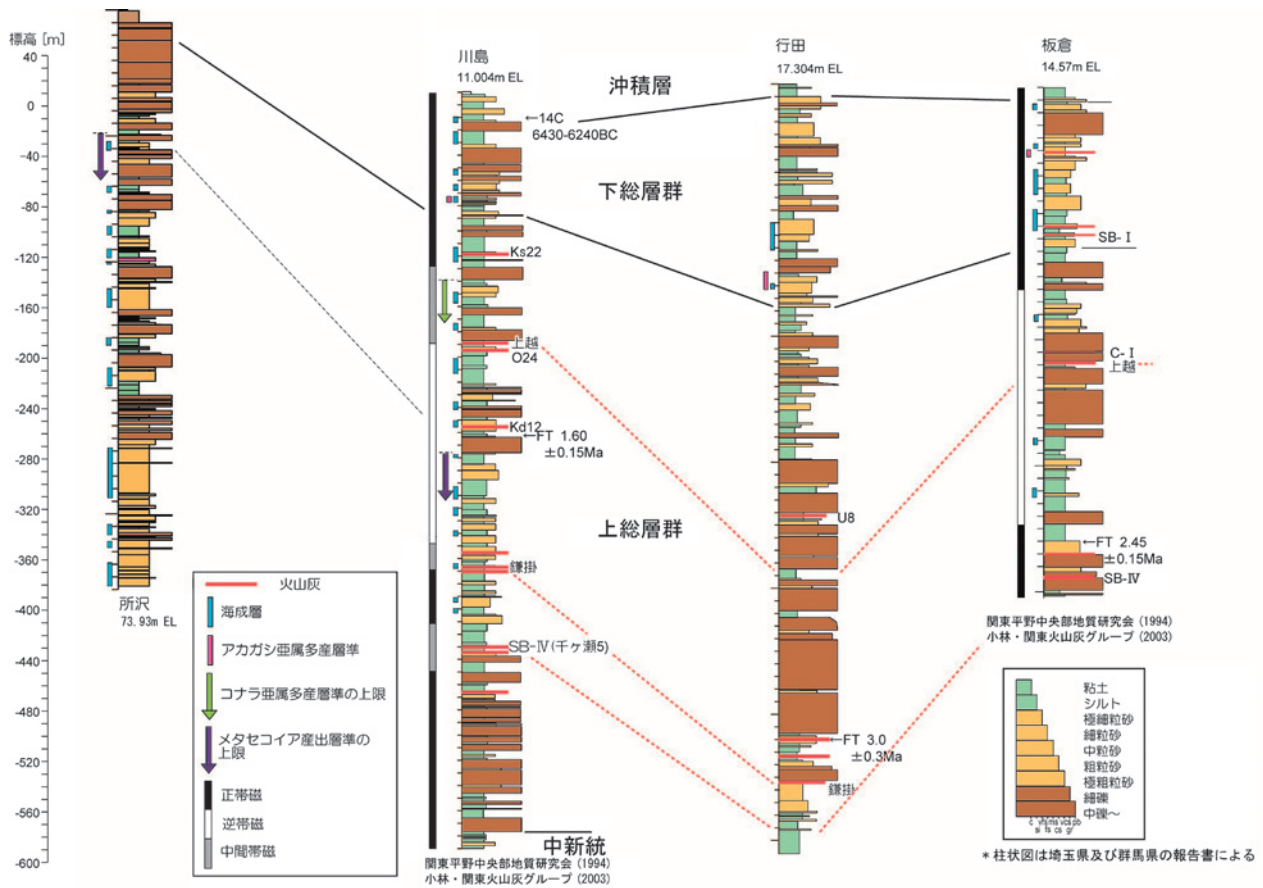
また下総層群最下部の地蔵堂層は，アカガシ亜属花粉が比較的長期間にわたって多産する特徴があり，そうした花粉組成と珪藻群集などによる海成層の認定から，下総層群の対比を行った。一方，その下位の上総層群に対しては，テフラの対比とコナラ亜属花粉が少なくなる層準（本郷・水野，2009），メタセコイア花粉が消滅する層準，海生珪藻 *Lancineis* sp. が産出する層準（納谷ほか，2009）の組み合わせによって細分できる可能性が示唆されるが，地点によって産出層

準に違いがあることと，層相変化が著しく，確定的ではない。また，次に示す地質構造の違いから，上総層群の中に不整合が存在する可能性がある。

約115万年前に噴出した上越火山灰が小林・関東火山灰グループ（2003）によって邑楽，板倉，吉見，春日部コアに見出されているが，そのほか鷺宮，川島，宮城各コアでも確認された（水野ほか，2008）。その分布高度をみると（第4図），近接した吉見，川島間で150m以上の標高差があり，宮城付近の台地・低地境界付近では地層が東側に傾き下がる構造が推定されている（東京都土木技術研究所，1996など）。所沢コアでは浅所からメタセコイア花粉が産出していることや，武蔵野台地では薄い段丘堆積物の下位には，前期更新世の地層が分布している（佐藤ほか，2004；村田ほか，2007）ことから荒川低地とその西側の台地・丘陵の間に構造差があり，西の台地側は前期更新世末期には隆起したと考えられる。上越火山灰の深度からは，平野中央部で北西-南東方向にのびる綾瀬川断層によってさらに東側が200m程度深くな



第2図 関東平野中央部の深谷-綾瀬川断層より北東側のいくつかのボーリング地点での柱状図と対比。菖蒲地点の柱状図，海成層準，古地磁気層序は山口ほか（2009），納谷ほか（2009）及び植木ほか（2009）による。深作地点の柱状図は埼玉県（1996），花粉資料は本郷・水野（2009），邑楽，板倉，明和地点の柱状図は群馬県の各観測井報告書，行田，鷺宮，春日部地点の柱状図は，埼玉県の各観測井報告書による。邑楽，板倉，春日部地点の古地磁気層序，海成層準，花粉資料，火山灰層の対比の一部は関東平野中央部地質研究会（1994），鷺宮コアを除く上越火山灰の同定は小林・関東火山灰グループ（2003）による。



第 3 図 関東平野中央部の綾瀬川断層を横断する断面での柱状図と地層対比。

地点間の間隔は実際の距離には対応していない。川島地点と行田地点間に綾瀬川断層が位置する。所沢、川島、行田地点の柱状図は埼玉県の各観測井報告書、板倉地点の柱状図は群馬県の板倉観測井報告書による。板倉地点の古地磁気層序、海成層準、火山灰の同定と年代測定値は、関東平野中央部地質研究会（1994）及び小林・関東火山灰グループ（2003）、川島地点の古地磁気層序、海成層準、花粉資料、フィッシュントラック年代値及び SB-IV テフラの同定は関東平野中央部地質研究会（1994）による。

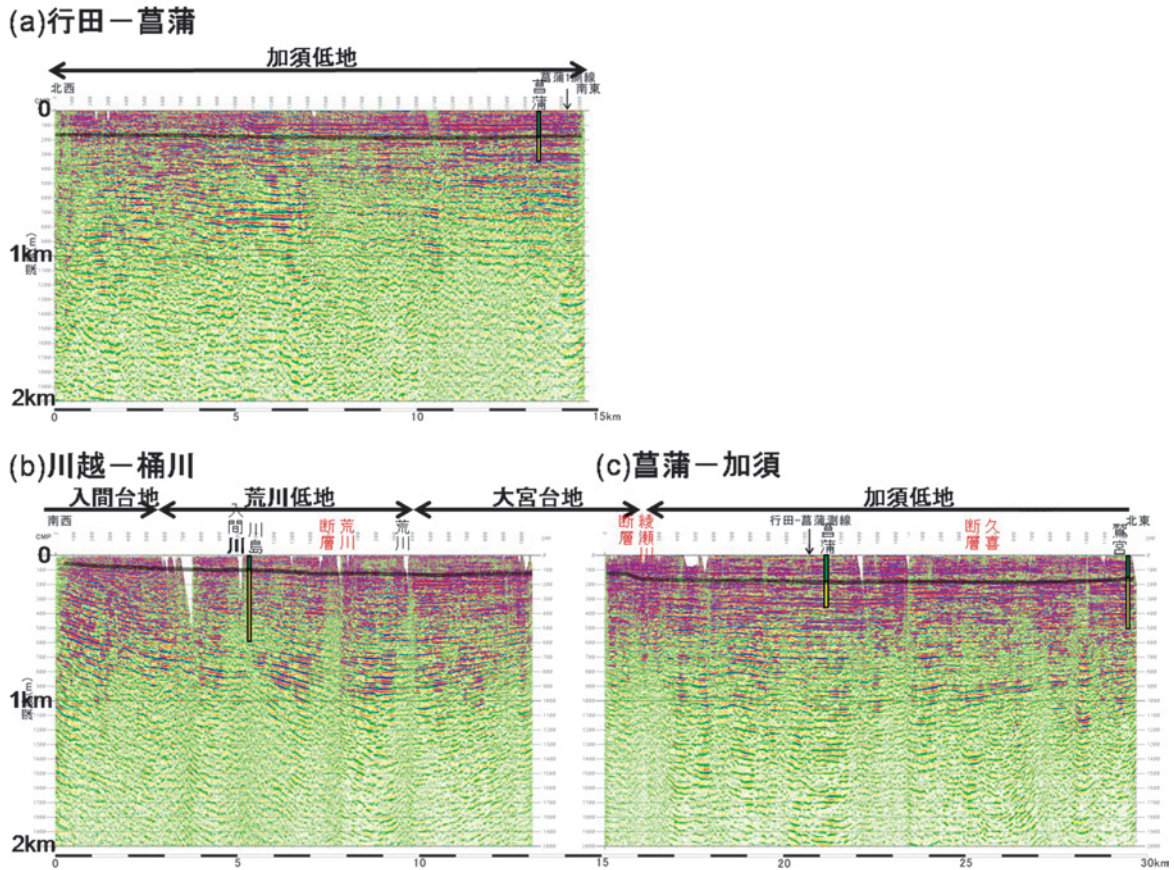
ると推定される。邑楽や板倉では、同じ深谷断層・綾瀬川断層の沈下側に位置する鷲宮や春日部に比べて上越火山灰の深度が 150m 程度浅くなっている、間に別の構造がある可能性がある。関東平野中央部地質研究会（1994）によるテフラ対比の結果では、上越火山灰とそれより下位のテフラ間の層厚はそれほど変化しないこと、下総層群の層厚も大きく変化しないことから、上越火山灰より上位の上総層群上部の層準に不整合が存在する可能性がある。今後既存の深井戸資料を丹念に分析して詳細な地質構造の検討を行う予定である。

2.2 反射法地震探査と地下地質構造

今年度、関東平野中部の北西-南東方向の測線（行田-加須測線）で深度 500m 程度までを対象として反射法地震探査を実施した（第 5 図、山口ほか（2008）に加筆）。目的は測線に交差方向の構造線の存否確認、測線方向の地下構造の把握、上総層群・下総層群内の

不整合の検出などである。調査地域は埼玉県行田市から菖蒲町に至る区間とした。周辺の多くの既往構造調査が綾瀬川断層に交差する北東-南西方向で行われたのに対して、本調査は綾瀬川断層に並行な北西-南東方向で行われた数少ない構造調査である。測線は綾瀬川断層の低下（北東）側の加須低地に位置し、地表は低湿地堆積物が分布する水田地帯である。調査測線の長さは 16km で、標高は北西側の 20m から南東側の 11m へと緩やかに低下する。

調査の主な諸元は以下である。震源：中型パイプレータ（IVI 製 EnviroVib）1 台、周波数：15~120Hz、スイープ長：13 秒、発震点間隔：5m、発震回数/点：標準 4 回、総発震点数：3088 点、受振器：SG-10（Sercel 製）、固有周波数：10Hz、バンチング：6 個/点、受振点間隔：10m、総受振点数：1596 点、探鉱機：DSS-12（サンコーコンサルタント製）、同時記録チャンネル数：180ch、最大オフセット：1800m~1440m。全スイープでコリレーション前のデータを記録した。



第 6 図 反射断面。
 深度断面で表示の縦横比は 4 倍。
 (a) 行田－菖蒲の反射深度断面。加須低地を北西－南東に縦断。長さ約 15km
 (b) 川越－桶川の反射深度断面。入間台地－荒川低地－大宮台地を南西－北東に横断。長さ約 13km。
 (c) 菖蒲－加須の反射深度断面。大宮台地－加須低地を南西－北東に横断。長さ約 15km。
 坑井データ（川島，菖蒲，鷺宮）は水野ほか（2008）を反射断面に投影したものであり，緑が下総層群，黄が上総層群を示す。

ショット記録で初動は最大オフセットまで届き，反射波とみられる波群は往復走時数 10ms から 1s 以深の間で確認される。通常の CMP データ処理を適用し深度断面を作成した（第 6 図 (a)）。水野ほか（2008）によれば，川島，菖蒲，鷺宮の各坑井での下総層群と上総層群の境界のおよその標高はそれぞれ -90m，-160m，-150m である。これを参照して深度断面上でその境界をトレースした。深度 200m 以浅は断面全体に渡ってほぼ水平である。およそ 500m 以深では断面全体として深部ほど東傾斜が大きく，調査地付近では堆積盆地が南東に向けて深くなる様子が推定される。ただし，反射面の見掛け傾斜は 2 度以下であり非常に小さい。既存の菖蒲－加須断面との交点付近では，深度 100m，300m，500m 付近の反射面がよく対応する。

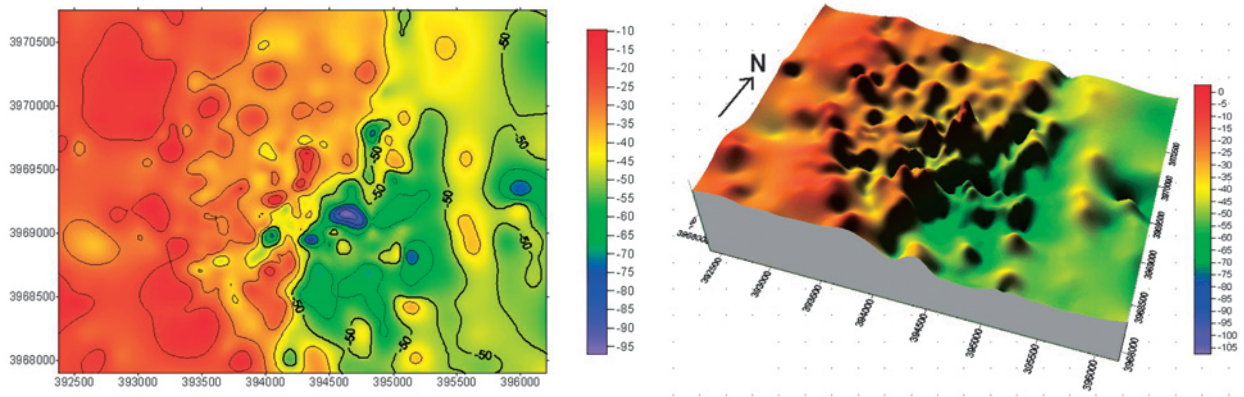
本測線の北西端付近に地下水の水質異常分布を規制する地質構造の急変が予想されていたが，反射断面で見る限りは顕著な構造変化は無さそうである。

本プロジェクトの一連の構造調査は，久喜断層・元荒川構造帯・綾瀬川断層・荒川断層を横断し（第 6 図 (b)，(c)），元荒川構造帯内部を走向方向に縦断した（第 6 図 (a)）。これらにより以下のことが判明した。久喜断層と元荒川構造帯の地下で活断層状の地層変形は認められない。綾荒川低地と大宮台地の境付近を最深部とする向斜構造が存在する。瀬川断層は地下で累積的な地層変形が認められ，その北東側で，深度 1km までの地層は南東方へ傾き下がる構造を示す。

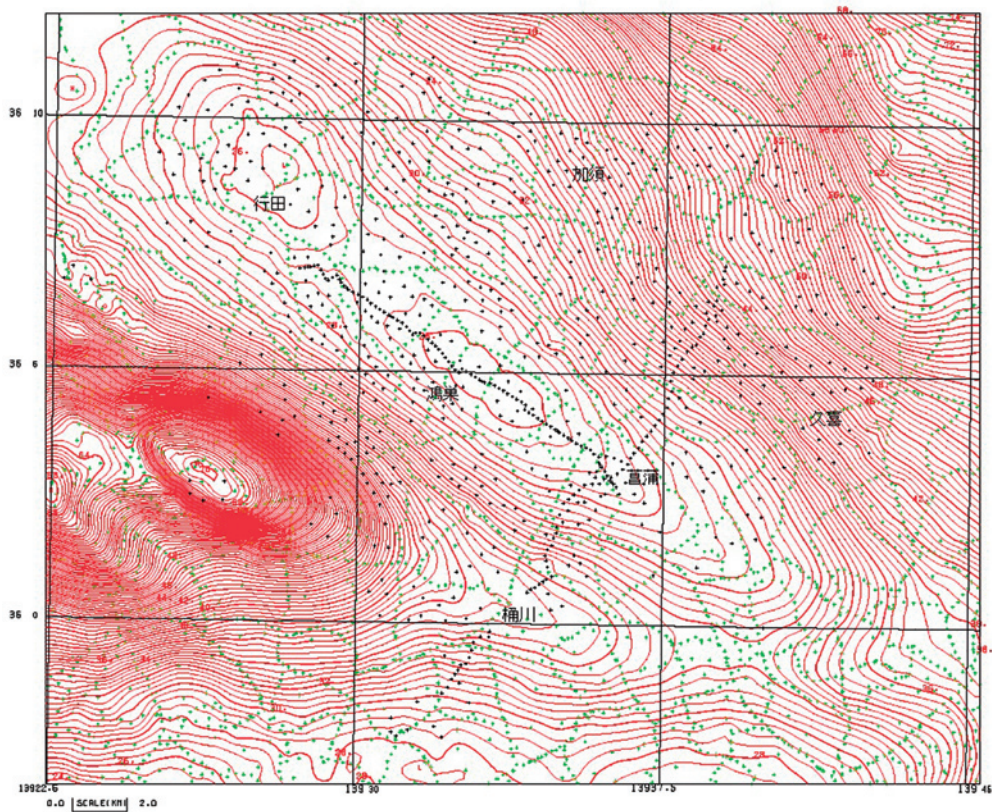
2.3 精密重力探査と地下地質構造

本課題では，関東平野中西部等での精密重力探査を実施，密度構造モデルを作成してその検証及び改訂を行った。調査エリアとして鴻巣－菖蒲地域，立川断層地域，草加地域の各地域を選定した。

関東地域においては 20 万分の 1 関東地域重力図（駒澤，1985）が出版されているが，測点間隔が密なところでも 500m 程度で詳細な地質構造を議論するに



第7図 草加地域の重力基盤図。座標は中央経線を東経141°とするUTM座標。
重力基盤は海拔表示で単位はメートル。鳥瞰図は鉛直方向を10倍に強調して表示(右)。



第8図 鴻巣-菖蒲地域の重力異常。図面外枠の座標は緯度・経度。本研究の測点を黒で表示。
緑は産業技術総合研究所, 国土地理院, 地震研究所, 石油資源開発(株)及び帝国石油(株)による既存点(詳細は,
地質調査所(2000)の測点データベースを参照)。

は不十分であった。本研究では詳細な地質構造把握を目的に反射法地震探査測線上や補間測定を実施した。

草加地域について測点間隔200~300mで補足測定を22点実施し、計495点のデータを本研究で取得した。密度モデルとして3次元解析を行った(第7図)。表層としては沖積層(完新世)の低密度堆積物、重力基盤としては洪積世(更新世)より古い圧密を受けた堆積層とを想定し、密度差を 0.2g/cm^3 とした。その結果、中川に沿って南北に低重力異常が伸びてお

り河床堆積物の分布と整合するが、調査域の南側でも中川の西側に広がっているのが判る。これはかつての河川の痕跡を表しているものと考えられる。東西方向については東側へ(中川に向かって)、重力基盤は数10mから100m程度に深くなっていく構造が得られた。この構造は、Inazaki(2006)による地震探査や林ほか(2006)による微動アレイ探査などの弾性波構造の結果と整合する。また、田辺ほか(2008)で示された沖積層基底面深度分布にも整合している。

は、7) 水平分布は南西側については綾瀬川断層によって明瞭に画されるが、北東側は周辺地下水に漸移する(第9図); 8) 分布域は元荒川構造帯の下流側に位置する千葉県北西部から東京都北東部にまで広がる(第9図); 9) 鉛直方向には深度90m前後から400~500m前後まで分布する; 10) 深度500m以下には再び塩化物イオン濃度が低い(~数10mg/l程度)地下水が深度1000m前後まで賦存していることが明らかとなった。

塩化物イオン濃度と水素安定同位体比プロット、また塩化物イオン濃度と⁴He濃度プロット(森川ほか, 2006)からみると、元荒川構造帯内部の地下水は、a) 滞留時間が長く塩化物イオン濃度が高い停滞性の古い地下水と、b) 滞留時間が短く塩化物イオン濃度が低い流動性の新しい地下水の2成分混合によって説明できる。関東地方における年平均気温と天水の同位体組成の関係(安原・稲村, 未公表データ)から、水素同位体比が外部と比べて10~15%程度低い元荒川構造帯内部の地下水は、年平均気温が現在より4~5℃低い時期に涵養された水と判断された。放射性炭素同位体濃度から得られた¹⁴C年代の結果もあわせて考えると、構造帯内部の地下水は最終氷期極相期にその起源があるものと推定される。一方、塩化物イオンの起

源については放射性塩素同位体比と塩化物イオン濃度の逆数との関係(産総研, 未公表データ)から、現在より約12万年前の古東京湾時代もしくは約6千年前の縄文海進時にもたらされたものと推定された。

元荒川構造帯内部の地下水は地質学的なバリエーションによって周辺の地下水との交流が妨げられているため、このような特異な地球化学的特性を有する地下水が新しい時代に涵養された地下水によってフラッシングされることなく現在まで保存されているものと推定される。以上の水と塩化物イオンの起源を組み入れ、海水準変動と広域地下水流動系のアクティビティをリンクさせた関東平野中央部の地下水システムの定性的進化モデルを提案した。

3. 浅層地盤課題

3.1 沖積層の地質モデル

首都圏東部域の沖積低地において、沖積層に関して、堆積相、年代・岩相層序、地質・物性対比の標準、沖積層の堆積モデルの構築を目的にして、オールコアボーリング調査とコア解析、原位置におけるPS検層を実施する(木村, 2004; 木村・石原, 2009)。これまでに15地点においてオールコアボーリング調査(35-85m長)、22地点のオールコアの高精度解析

第1表 浅層地盤課題で実施ないしコアの処理を行ったオールコアボーリング調査リスト。

	掘削年度	処理年度	コア名	コード名	地点住所	掘進長 ¹	緯度			経度			標高 T.P.	公表文献・備考
							度	分	秒	度	分	秒		
1	平成14	平成14	GS-KM-1	KM	江戸川区小松川	66	35	41	45.07	139	50	57.38	-1.99	宮地ほか2004, 田辺ほか2006
2	平成14	平成14	GS-SK-1	SK	草加市柿木	60	35	51	32.67	139	50	6.91	3.73	石原ほか2004
3	平成15	平成15	GS-KNJ-1	KNJ	葛飾区新宿	70	35	45	49.33	139	51	38.78	0.425	田辺ほか2006a
4	平成15	平成15	GS-KTS-1	KTS	葛飾区高砂	67.3	35	44	47.79	139	52	23.25	1.193	田辺ほか2006a
5	平成8	平成16	GS-KS-1	KS	越谷市大杉	180(57)	35	55	55.84	139	48	20.11	5.335	
6	平成16	平成16	GS-MHI-1	MHI	三郷市彦成	55.3	35	51	42.40	139	51	5.68	3.406	中西ほか投稿中
7	平成16	平成16	GS-AMG-1	AMG	足立区本木	57.4	35	45	43.15	139	47	11.01	1.666	田辺ほか2006b
8	平成17	平成17	GS-KBH-1	KBH	春日部市備後東	49.9	35	57	5.73	139	46	25.61	5.356	中西ほか投稿中
9	平成17	平成17	GS-AHH-1	AHH	足立区平野		35	47	6.30	139	48	15.90	2.54	準備中
10	平成17	平成17	GS-SMB-1	SMB	草加市松原		35	50	45.60	139	47	16.80	3.08	準備中
11	平成18	平成18	GS-MUS-1	MUS	三郷市采女新田	42	35	51	50.90	139	51	50.10	2.425	準備中
12	平成19	平成19	GS-ISH-1	ISH	市川市塩浜	60	35	39	54.2	139	54	52.8	2.688	準備中
13	平成19	平成19	GS-KSM-1	KSM	江東区潮見	85	35	39	18.59	139	48	29.90	7.98	準備中
14	平成19	平成19	GS-TKT-1	TKT	戸田市上戸田	51	35	48	49.5	139	40	40.7	3.116	小松原ほか2009
15	平成20	平成20	GS-SSS-1	SSS	さいたま市桜区宿	45.5	35	52	22.78	139	34	44.04	4.63	小松原ほか投稿中
16	平成21	平成21	GS-KZK-1	KZK	川口市在家町	35	35	51	4.3	139	42	47.5	4.15	小松原ほか2009
17	平成21	平成21	GS-KKK-2	KKK	江東区亀戸	40	35	42	2.76	139	50	12.49	-0.168	PS検層と土質試験
18	平成4	平成14	都土木技術研	DK	江東区新砂	170(78)	35	39	59.096	139	49	30.772	0.081	石原ほか2004
19	平成4	平成14	東綾瀬公園	HA	足立区谷中	240(70)	35	46	17.284	139	49	48.656	0.0	石原ほか2004
20	平成4	平成14・15	水元公園	MZ	葛飾区水元公園	100(60)	35	47	47.271	139	52	24.342	1.85	田辺ほか2008a
21	平成3	平成14	舎人公園	TN	足立区古千谷	100(40)	35	47	53.978	139	46	17.36	2.883	石原ほか2004
22	平成4	平成15	篠崎公園	SZ	江戸川区上篠崎	550(13)	35	42	17.197	139	53	50.104	1.3	田辺ほか2008a
23	昭和59	平成16	越谷東観測井	KH	越谷市増林	350(50)	35	54	7.65	139	48	55.02	3.4	

1:()内は掘進長と異なる場合の処理したコア長

DK,HA,MZ,TN,SZのコアは都土木技術研究所(現都土木技術支援センター)所有, KHは埼玉県環境科学国際センター所有。



第 10 図 浅層地盤課題でコア処理を行ったボーリング調査地点。
東京湾奥から埼玉県東部にかけての地域でボーリング調査を行った。黄色く塗られた部分は上部更新統以前の地層からなる台地、それ以外の部分は沖積層で埋め立てられた沖積低地を示す。

を実施し、それらの解析結果を論文にしてまとめてきた（第 1 表、第 10 図；宮地ほか，2004；木村ほか，2006；木村・石原，2009；田辺ほか，2008，2009 ほか）。

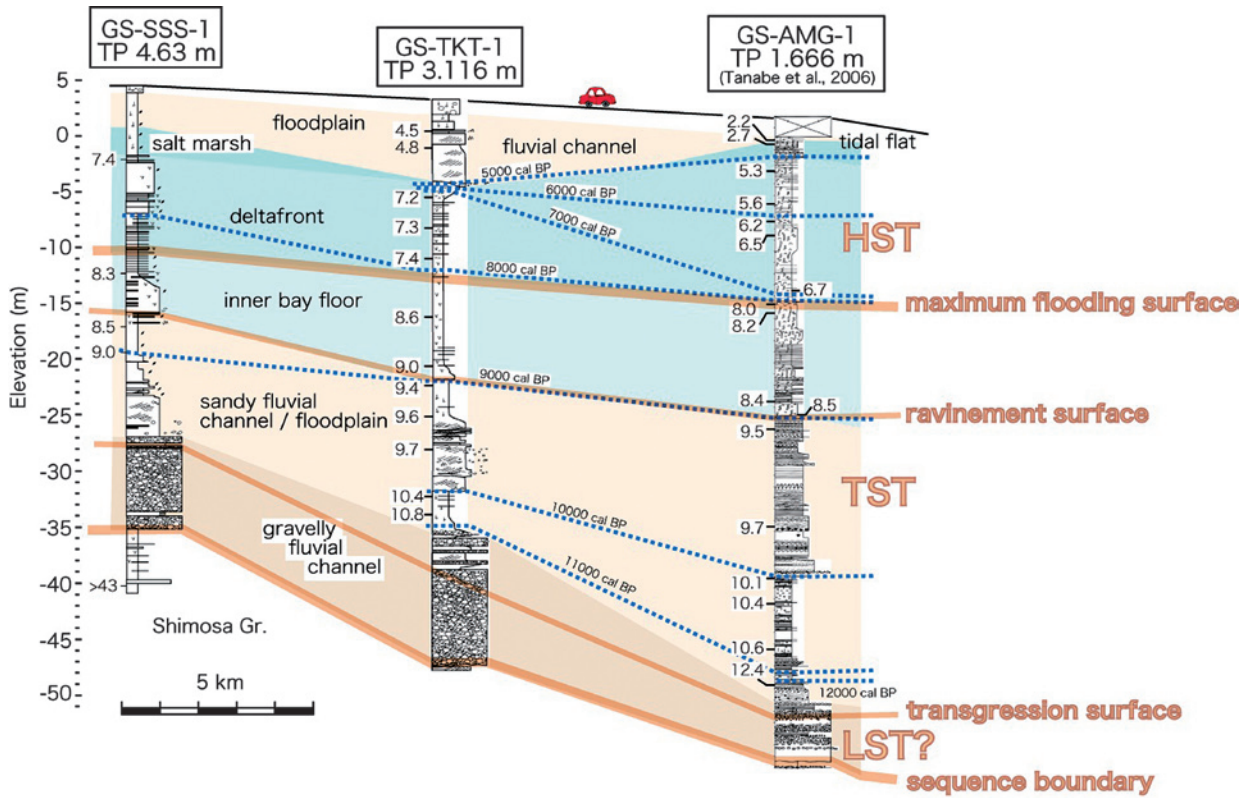
今年度は荒川低地の枝谷である芝川低地の沖積層構造を調査するため、埼玉県川口市在家町においてオールコアボーリング調査（GS-KZK-1）と PS 検層を実施し（第 10 図）、コア試料の堆積相解析、物理特性および化学元素含有量の測定、放射性年代測定のための試料採取を行った。それらの結果から、GS-KZK-1 は下位から沖積層の基盤をなす更新統下総層群（深度 35-25m）、礫質河川堆積物（深度 25-22m）、氾濫原堆積物（深度 22-18m）、内湾底堆積物（深度 18-13m）、潮汐流路堆積物（深度 13-10m）、内湾底堆積物（深度 10-4m）、塩性湿地～後背湿地堆積物（深度 4-1m）からなることを明らかにした（小松原ほか，2009）。

昨年までに掘削した GS-TKT-1 コア（埼玉県戸田市上戸田）、GS-SSS-1（埼玉県さいたま市桜区）については堆積年代を求めるための放射性炭素年代測定を行

い、GS-TKT-1 コアについては植物片・貝化石試料で合計 46 点、GS-SSS-1 コアについては植物片試料 5 点の年代値を得た。これらの年代値をもとに標準層序ボーリングコア間の対比を行い、荒川低地の沖積層形成過程についてシーケンス層序学的観点から堆積モデルを検討した（第 11 図、小松原ほか，2010）。

3.2 ボーリングデータベースと 3 次元地質モデル

本課題では、浅層地盤に関する 3 次元の地下地質モデル構築を目的に、浅層地盤の地下地質情報として、建築・土木事業で実施された地質調査報告書に含まれるボーリングデータ（その多くは標準貫入試験調査による）を収集し、統一した規格で数値化し、ボーリングデータベースを整備する。そして、地下地質モデルの構築の作業では、3.1 の研究調査で整備された地質標準となる第四系の堆積相・年代層序を基準にして、データベースに登録された個々のボーリングデータを堆積相や層序で地層区分・対比し、個々のボーリングデータに含まれる土質・N 値、および地層区分の境界深度の情報を目的に応じて空間統計処理を行うこ



第 11 図 荒川低地の沖積層の地質柱状図。

平成 19 年度から 21 年度までに掘削した 3 本の標準層序ボーリングコア GS-SSS-1, GS-TKT-1, GS-AMG-1 を対比している。柱状図脇の数値は放射性炭素年代 (cal kyrBP)。LST=lowstand systems tract, TST=transgression systems tract, HST=highstand systems tract.

とで、3次元の地質・物性モデル構築する。この3次元モデルは、地質モデルとしてだけでなく、3.3の地盤工学的特性、3.4の地震動の応答特性に関する研究において利用される。

3.2.1 ボーリングデータベース

これまでに、関東平野中央部の沖積低地とその周辺のローム台地帯を中心に、2万本のボーリングデータを収集し、数値化・データベース化を進めてきた。データの多くは、国・自治体・公益法人の協力を得て収集したものである。

今年度は、地震動のサイト評価用に利用する高精度の土質・N値グリッドモデルを作成するために、モデル地域である東京低地北部から中川低地南部地域（東西13×22kmの範囲）のボーリングデータ8000本について、標高、位置、N値、土質名称コード、重複データなどの品質確認をあらためて行った。今回の品質確認の作業では、N値と土質との相関性や両者の下端深度が一致しているかどうかの基準からもデータの品質を確認した。その結果、約2200本のボーリングデータについて何らかのエラー情報が含まれていることが判明し、原本を確認した上でエラー内容を修正し

た。そして、約200本のボーリングデータについては重複ないし質の悪いデータとして削除した。また、これら以外に、GISを用いて相互に50m以内に近接しているボーリングデータを抽出し、ボーリングデータの情報の量と質から適当な方を選択し、過度に密集しているボーリングデータを整理した。結果、計約1600本のボーリングデータをモデルで用いるデータから取り除いた。

3.2.2 3次元地質モデル

3次元モデルとしては、地層境界などのサーフェスモデルと土質・N値などのグリッドモデルを整備している。構築手法では、グリッドモデルについて、昨年度、ボーリングデータの規格化、水平断面での8分割・逆距離加重法を基礎とした作成手法を開発し発表した（江藤ほか, 2008）。今年度はその手法について、土質依存型N値の計算手法、モデルの信頼度の評価、地層境界モデルに基づくデータ処理、の3点について改良した（石原ほか, 2009）。そして、地層境界モデルに基づくデータ処理を通じて、沖積層基底面のサーフェスモデルを更新した。

土質依存型N値の計算手法 江藤ほか（2008）の

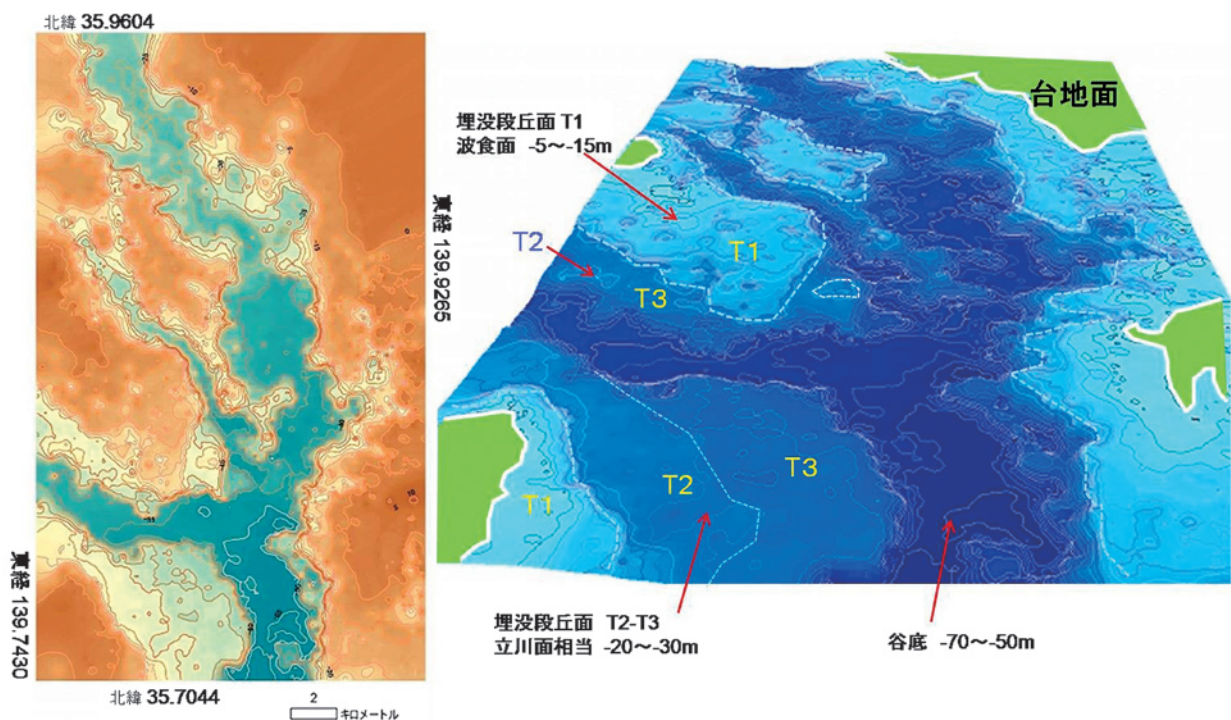
方法では土質と N 値のグリッドモデルとして、それぞれ独立して各グリッドの平均値を求めていた。しかし、地震動評価では個々のグリッドを代表する土質とその N 値から S 波速度を経験式によって計算し地盤モデルとするために、個々のグリッドの N 値はそのグリッドを代表する土質だけの N 値で求める必要がある。そこで、各グリッドの N 値を求めるに際して、N 値としてそのグリッドの最頻値となる土質に対応するものだけを抽出して計算することができるように計算手法を改良した。

モデルの信頼度の評価 グリッドモデルについて、個々のグリッドの土質・N 値の信頼度のパラメータを与えるために、グリッドの計算に使えたボーリングデータ数、N 値の場合はその標準偏差、土質の場合はその頻度のモードをグリッドの値と併せて計算結果として表示できるようにした。

地層境界モデルに基づくデータ処理 これまでは、ボーリングデータをその層準に関係なく、すべて抽出し、データ処理を行っていた。しかし、地層境界付近、特に開析谷の谷壁付近では、沖積層の層準であるにもかかわらず、周辺のその基盤をなす更新統の土質・N 値の特性が影響し、精度に問題があることが判明していた。そこで、モデル地域の全ボーリングデータについて、地層境界の情報を付与し、個々の土

質・N 値について地層判別ができる方策をとった。ボーリングデータは、ボーリング交換用データの形式 (XMLver.2.10) で数値化されているので、その中に地層区分情報として組み込み、そのファイルから、地層判別を行ってデータ処理できるようにプログラムを改良した。

沖積層基底面のサーフェスモデルの更新 上記の作業として、ボーリング柱状図の表示・解析用のツールを使って、モデル地域の全ボーリングデータについて柱状図断面図として表示し、各ボーリング柱状図について、沖積層と段丘堆積物、関東ローム層、下総層群との境界の地層判別を行い、ボーリングデータに沖積層基底面の深度情報を付与した。これらのポイントデータを逆距離加重法で処理してサーフェスモデルを作成した。まだ作業段階であるが、現時点での沖積層基底の等深度線図とそれに基づく鳥瞰図を第 12 図に示す。従来、谷底に分布する基底礫層の上面を沖積層基底面としてモデル化を行っていたが (田辺ほか, 2008b)、今回の作業では、基底礫層下面として基底面深度を評価した。今回得た基底面等深度分布図によって、最終氷期最盛期頃までに形成された開析谷地形の詳細を復元することができた。本結果は、グリッドモデルの基礎として利用するだけでなく、沖積層基底面の地形図としてデータを公開する予定であ



第 12 図 東京低地北部から中川低地南部における沖積層基底面モデル。
(a) 等標高線図 コンター間隔は 5m。(b) 南方から見た鳥瞰図 等標高線図から作成した。垂直方向に 10 倍拡大。

る。

3.3 浅層地盤における粘性土の地盤工学的特性

埼玉県南部の低地には、高い鋭敏比を持つ軟弱な粘性土層が 10m 以上含まれている。このような粘性土層が地震被害を増幅した可能性を検討すべく、地盤の動土質特性の評価を行った。また、地震動の空間分布の予測に堆積環境という地質情報を組み込めるように、軟弱な粘性土層を構成した堆積環境と動土質特性の関係を明らかにすることを試みた。なお、今年度、原位置試験で高精度の PS 波速度を得るために、春日部 (GS-KBH-1) と亀戸 (GS-KKK-1) にて新規に PS 検層を実施し (第 1 表)、亀戸では不攪乱の実験用堆積物試料を採取した。

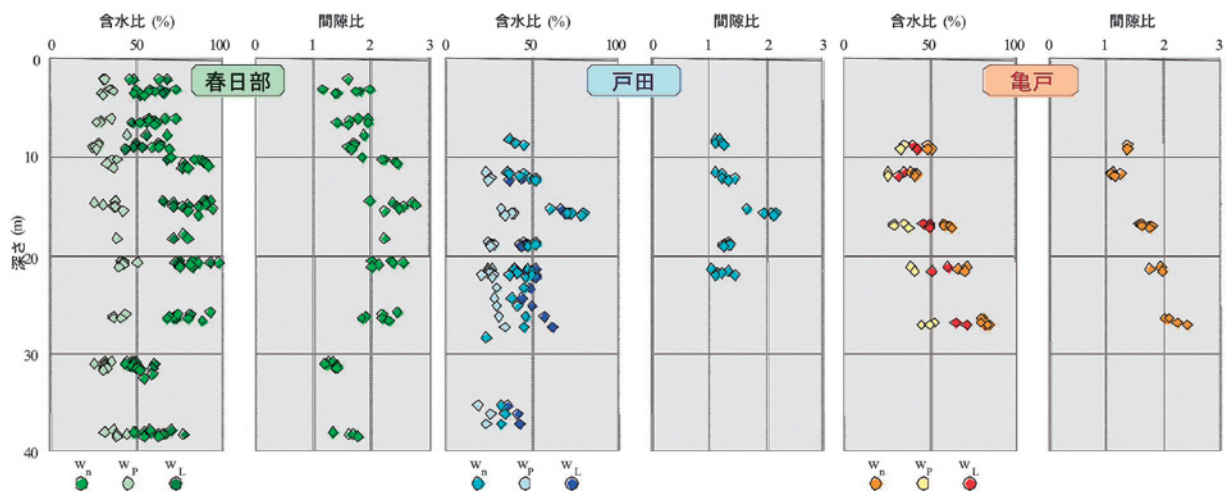
3.3.1 堆積物試料

試料は、埼玉県の中川低地にある春日部市 (GS-KBH-1)、荒川低地にある戸田市 (GS-TKT-1)、そして東京都江東区亀戸 (GS-KKK-1; 平成 21 年度) の 3 カ所で実施したボーリング調査で採取された。これらの基礎物理試験結果のうち含水比と間隙比の深度変化を第 13 図に示す。含水比と間隙比は深さによって変化しているが、これは堆積環境によって違いがあることを確認している。ここで、試料の自然含水比 w_n 、塑性限界 w_p 、液性限界 w_L がプロットされており、自然含水比 w_n が液性限界 w_L を上回っている粘性土は鋭敏粘土と呼ばれ軟弱な粘性土とされる。いずれの地域でも鋭敏粘土が見られる層準は海成粘土でありプロデルタ～デルタフロント堆積物であることが層相との対比で明らかにされている。しかしながら、その鋭敏性の高さは低地ごとに異なっており、河川勾配や

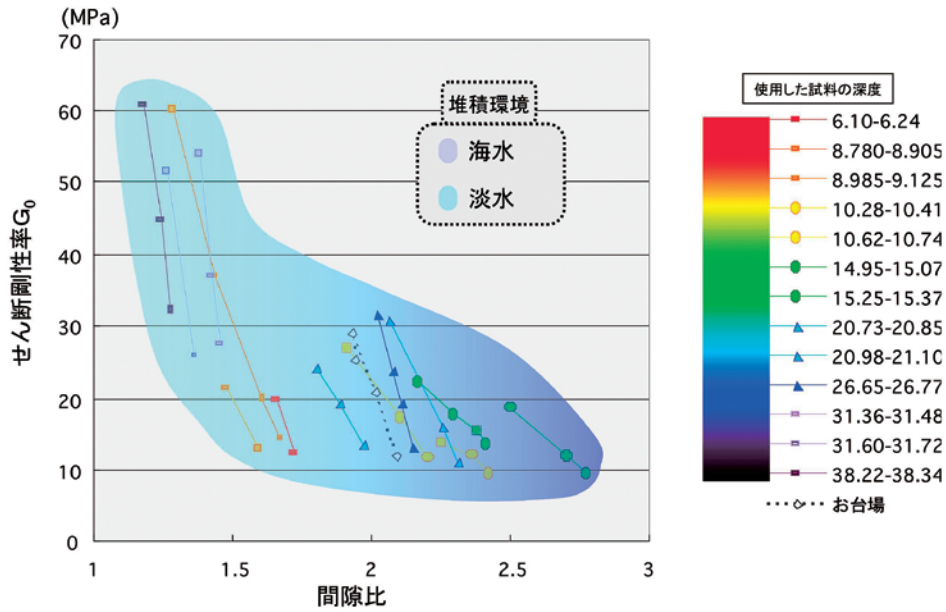
土砂の供給箇所など低地の形成過程が影響していると考えられる。ここでは、各層相で数点の実験用試料を準備し、地震動下での粘性土の挙動を模擬した非排水繰返し三軸試験により粘性土の剪断剛性率 G の剪断歪み γ 依存性の測定を行った。また、その近傍の試料を用いてベンダーエレメントによる剪断波速度の測定を行い、微小剪断歪み γ_0 を与えた時の剪断剛性率 G_0 の測定を行った。ここで、 $G-\gamma$ の関係は地震動の地盤応答メカニズムを理解する上で重要となるものであり、これらのパラメータに対し堆積環境を考慮することで、地質情報を取り入れた地震動の地盤応答予測を行うことが可能となる。

3.3.2 実験結果および考察

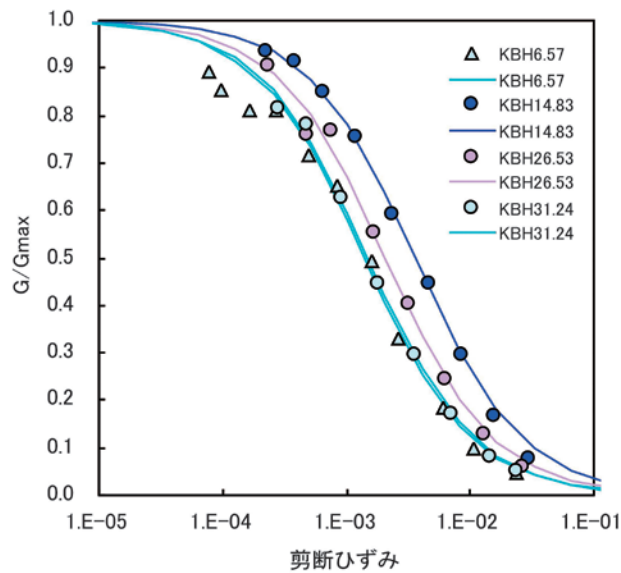
初期剪断剛性率 G_0 は既往の研究で間隙比と拘束圧に依存していることが分かっている。様々な経験式がある中から一番適合性の高かった Shibuya and Tanaka の式 (1) を元により簡易的にする為に、間隙比を含水比、拘束圧を深さのパラメータとして変換した関係式を導いた。ベンダーエレメントによるせん断波速度から求まる G_0 は、含水比と深さという容易に測定できる物理定数によって経験式によって得られることが確認できた。ここで、経験式は含水比と深さにより構成されているため、粘性土の間隙比や間隙の成す構造が強く関係していると考えられる。また、初期剪断剛性率 G_0 と間隙比の関係は堆積環境のうち淡水/塩水の違いが大きく反映されており、初期剪断剛性率 G_0 は堆積環境の影響を強く受けていると言う事ができる (第 14 図)。今後はこのような微視的な構造の力学的なアプローチで G_0 に関する関係式を導くことを行うべきであると考えられる。



第 13 図 沖積粘性土の基礎物理試験結果。



第 14 図 沖積粘性土の初期剪断剛性率 G_0 —間隙比の堆積環境依存性.

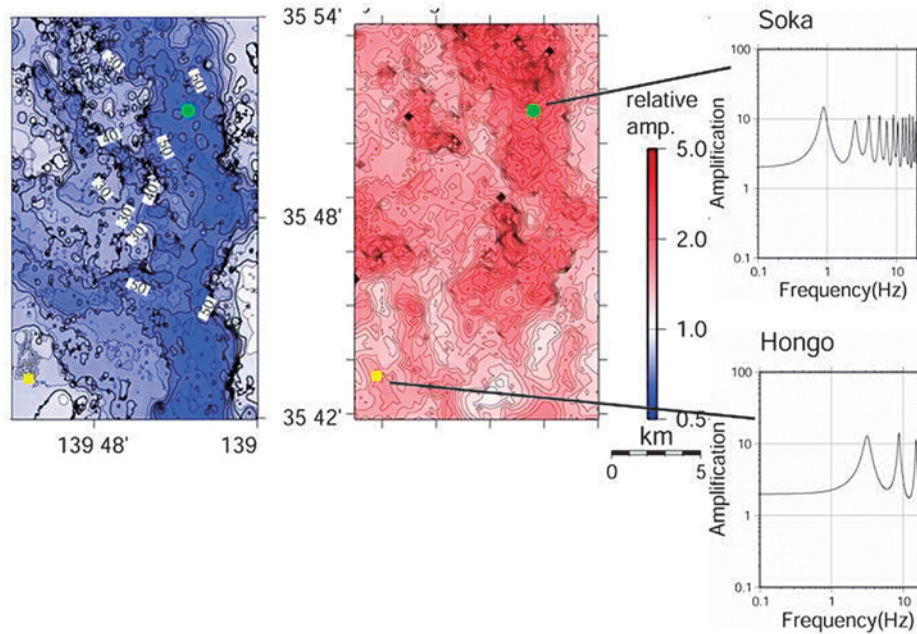


第 15 図 沖積粘性土の G/G_{max} —剪断歪みの堆積環境依存性.
右に張り出しているほど塩水環境.

$G-\gamma$ 関係を表現する際、剪断剛性率を初期剪断剛性率 G_{max} で規格化する必要がある。ここで、 G_{max} は繰り返し三軸試験により得られる応力—歪み曲線の骨格曲線に双曲線モデルを用いた Hardin-Drnevich (H-D) モデル 2) から求めた。得られた G_{max} を用い剪断剛性率の剪断歪み依存性の測定例を第 15 図に示す。ここで、横軸は G_{max} で無次元化された剪断剛性率であり、横軸は振動下で粘性土に与えた剪断歪み量である。堆積環境が淡水から塩水になることで、曲線が右へシフトしていることから、地震時の粘性土の

応答特性は堆積環境の影響を受けているということが出来る。

本研究では、堆積環境を考慮した地盤工学的特性に関する実験を行った。その結果、各地域とも深度 10-20m 付近のプロデルタ層に液性限界を上回る含水比を有した地盤がごく普通に存在していることが明らかにされた。また、このような地盤を伝播する微小剪断歪みを持つ振動（超音波等）から得られる初期剪断剛性率 G_0 は堆積環境の影響を強く受けており、 G_0 は含水比と深度に強く関係していることを実験的に示し



第 16 図 左) 中川低地帯の沖積層厚分布 (中川低地帯 3 次元土質モデル). 中) 物性値構造モデルによって計算された浅層部の応答による最大地動速度の増幅率 (大正関東地震の再現計算において). 右) 2 地点での沖積層の地盤応答の周波数分布.

た. より大きな剪断歪みを持つ振動領域での剪断剛性率の剪断歪み依存性は堆積環境のうち淡水/塩水の違いにより異なっていることが明らかにされた.

3.4 地震動の応答特性評価

中川低地沖積層の地震動応答に関して, 特に堆積環境履歴の違いによる地盤の性質の地域的な違い, および, 埋没谷の形状に着目し, 地震観測, および, 数値シミュレーションに基づいてその特徴を明らかにするため, 以下のような項目で研究を実施した.

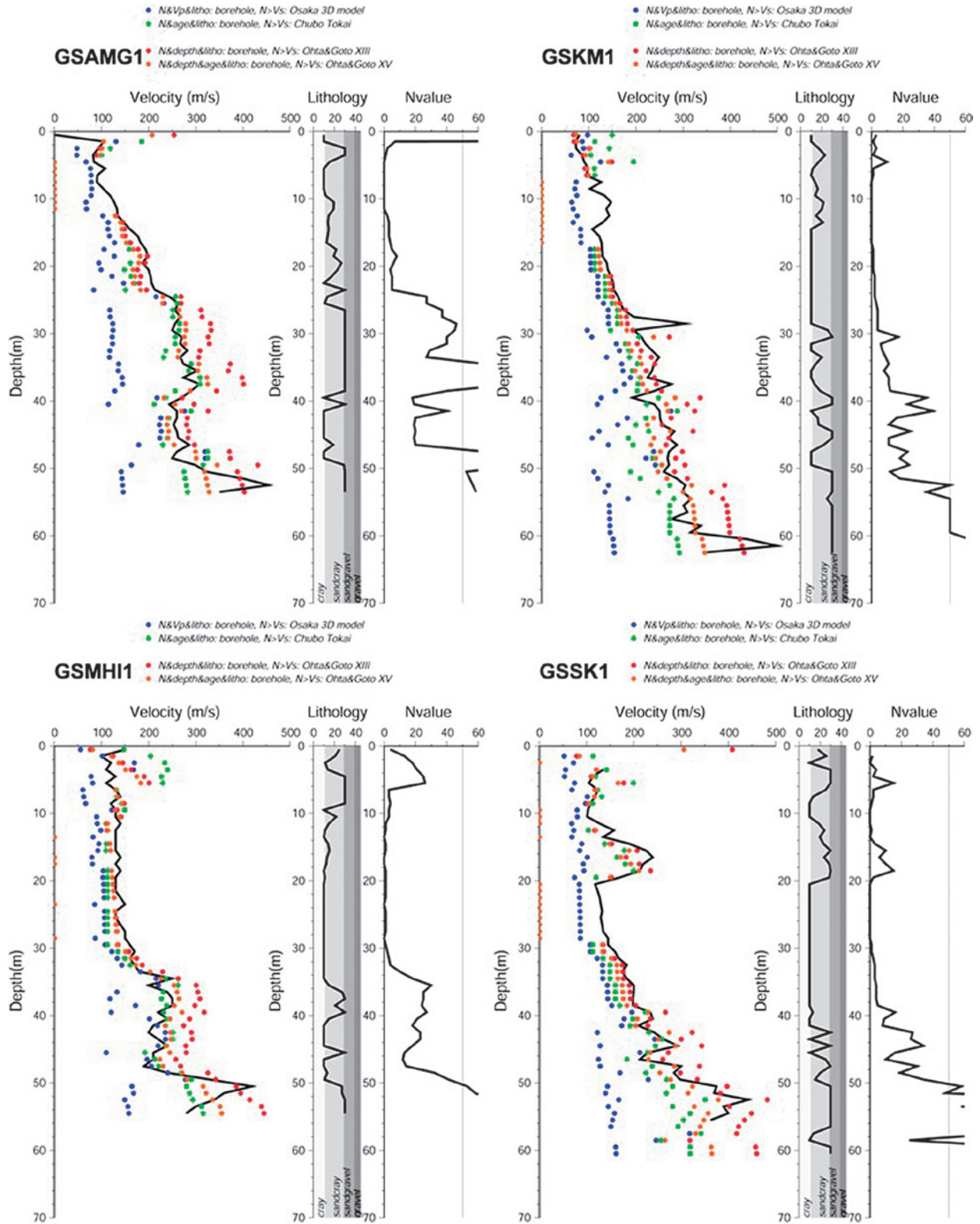
- ・中川低地帯における自然地震観測を, 第一期の観測網を再編して実施
- ・沖積層の物性値構造のモデル化, モデルの検証, 1923 年関東地震の被害分布の説明
- ・中川低地帯における観測記録を用いた埋没谷構造の地震動応答評価
- ・中川低地帯における観測記録を用いた関東平野内の表面波伝播の研究

3.4.1 3 次元沖積層物性値構造モデルと大正関東地震の地震動再現シミュレーション

平成 20 年度までの研究で, 当該地域に大きな地震被害を発生させた 1923 年大正関東地震の再現と, 強震動生成メカニズムの解明, 物性値構造モデルの検証を目的として, 震源過程~地盤構造をモデル化した地震動シミュレーションを実施した. 関東平野全域の震

度分布の概略は説明することに成功した (ただし, 全域の浅層地盤モデルは別モデルを利用). 東京~中川低地地域の震度は, 住家全潰率から推定される値に比べ過小評価となったが, 低地の埋没谷の形に添う地震動の増幅特性を示すことができた (関口ほか, 2007) (第 16 図).

今回, 新たに東京低地北部から中川低地南部地域にかけての 3 次元沖積層物性値構造モデルの改良のため, PS 検層などの物性値探査が行われたボーリングデータを用いて, 当該地域に適した N 値-S 波速度関係式を検討した. N 値とは, 標準貫入試験でサンプラーを地中に 30cm 貫入させるのに必要な打撃回数である. 検討は, 既存研究の中から, 土質の違いなども考慮されている複数の式を取り上げ, ボーリングで取得された物理探査データを当てはめて中川低地帯に最も適合するモデルを選び, さらに, そのモデルでも大きく外れる部分 (N 値ゼロの区間) の修正方法を検討した. 取り上げた既存の N 値-S 波速度関係式 (経験式) は, 大田・後藤 (1978) の XIII 式および XV 式, 中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」(2001) の式, 吉田ほか (2006) である. 第 17 図には, 当該地域のボーリングデータのうち, 産総研によって掘削されたボアホールでの, PS 検層で計測された S 波速度と, これら 4 つの式にしたがって N 値ほかのデータから計算された S 波速度の比較を示す. 総合的に



第 17 図 中川低地帯内で産総研が実施したボーリング調査地点における S 波速度と N 値-S 波速度関係式より計算した S 波速度との比較。ボーリング調査地点の詳細は第 1 表参照。

見ると、太田・後藤 (1978) の XV 式,

$$V_s = 68.91 * N^{0.713} * dep^{0.228} * \left\{ \begin{array}{l} 1.00(\text{alluvium}) \\ 1.306(\text{dihuvium}) \end{array} \right\} * \left\{ \begin{array}{l} 1.000(\text{clay}) \\ 1.085(\text{sand}) \\ 1.189(\text{gravel}) \end{array} \right\}$$

が最もよく適合している。Vs は S 波速度, N は N 値, dep は深さである。しかし, この式では, N 値がゼロのとき S 波速度がゼロと計算され, 実際の S 波速度から大きく外れる。このような場合の補正方法として,

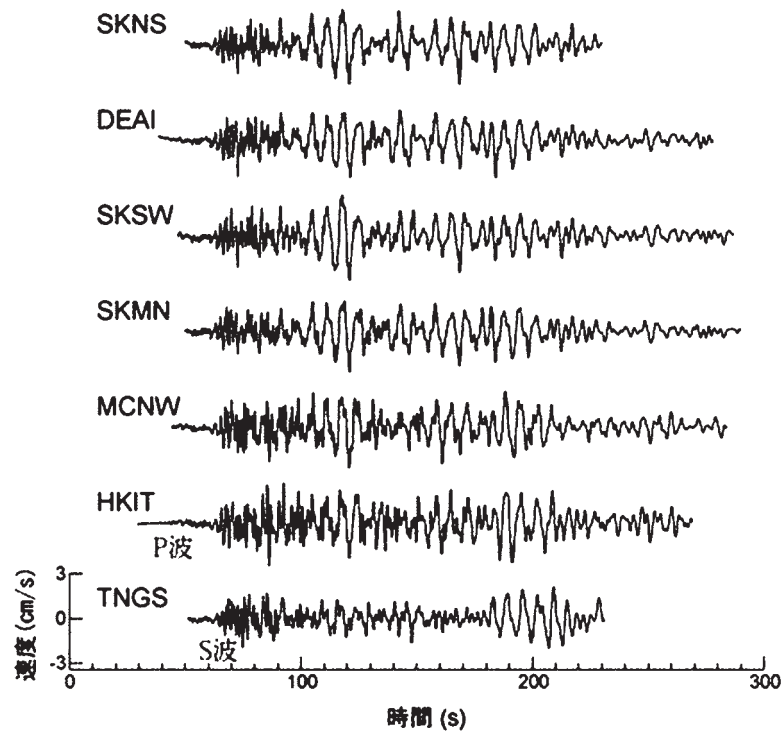
ゼロのN値を0.001, 0.01, 0.1, 1に置き換えることを試みたところ、全ての地点で1に置き換えるのが最も妥当ということがわかった。

このようにして得たN値-S波速度関係式を用いて、本プロジェクト別課題で作成・改訂された3次元地質モデルに導入し、より信頼性の高い3次元物性値構造モデルを作成し、前年度までに実施した

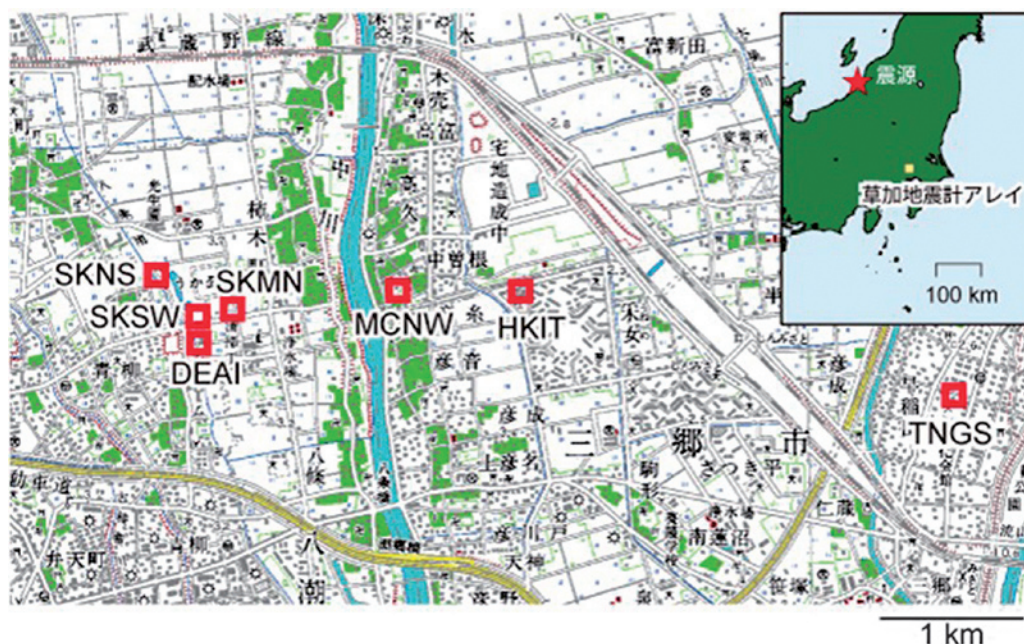
1923年大正関東地震の広帯域地震動シミュレーションを改訂した。

3.4.2 中川低地帯における自然地震観測の現状

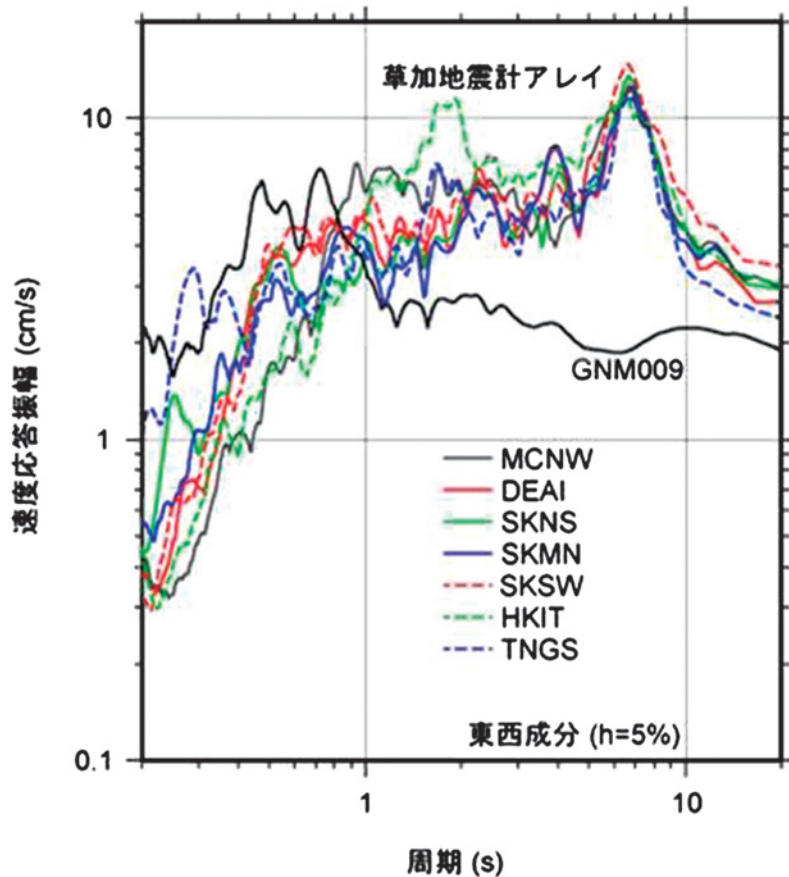
平成20年度までに、中川低地帯の埋没谷を横断する東西測線に沿って、地震計を3地点追加し、計15地点となった。この地震観測網で観測された自然地震の波形解析から、広い周期帯域で、観測網内共通の特



第18図 中川低地観測網で観測された2007年新潟県中越沖地震の東西成分の速度波形。振幅は全て同じスケール。



第19図 中川低地観測網で2007年新潟県中越沖地震の記録が得られた観測点。



第 20 図 中川低地観測網で観測された 2007 年新潟県中越沖地震の東西成分の速度応答スペクトル ($h=5\%$)。比較のため、GNM009 についても示した。

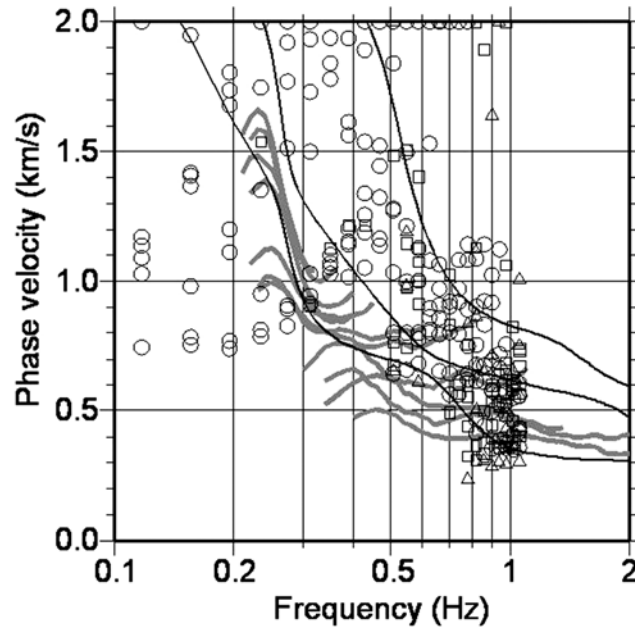
徴と観測点間の違いが明らかにされている。

例として、2007 年 7 月の新潟県中越沖地震の中川低地観測網で観測された波形を第 18 図に示す(吉田・関口, 2007)。記録の得られた観測点の位置を第 19 図に示す。地震発生から約 60 秒後に S 波が到達し、その後大きな長周期地震動が見られる。速度応答スペクトルを比較すると(第 20 図)、全点で共通に周期 7 秒付近が卓越しているが、短周期のスペクトルは狭い範囲内でも観測点間でかなり異なっている。前者は、この地域で厚み 2~3km である平野の堆積層全体の応答であると考えられ、後者は観測網の範囲内で厚さが 5~50m の間で変動しているとみられる沖積層の影響と考えられる。第 19 図には、比較のため防災科学技術研究所 K-NETGNM009 (群馬県内の観測点、関東平野から少し外れ、堆積層の影響をほとんど受けないと考えられる) の速度応答スペクトルも示されているが、中川低地地震観測網は GNM009 観測点よりも震源距離にしておよそ 1.5 倍程度遠いにも関わらず、周期 1 秒以上では振幅が GNM009 観測点より

も大きい。

3.4.3 表面波位相速度構造

中川低地帯地震観測網の中心部は 1km 四方ほどの範囲に 9 地点が配されたアレイとなっている。ここでこれまで得られた自然地震の記録を用いてアレイ解析により表面波の位相速度を推定した。また、観測網の中心付近で微動アレイ観測を行い、位相速度を推定し、両者を比較した(第 21 図)。ここには、松岡・白石(2002)の速度構造モデルを参考に我々のサイトの速度構造モデルを作成し 2nd higher mode までの理論分散曲線を計算したものも示す。微動の位相速度は、調整の余地は大きいものの、理論位相速度の基本モードと概ね一致する。つまり、微動記録の表面波には、基本モードが卓越していると言える。地震動の位相速度は、0.8~1Hz 付近では、理論位相速度の基本モードと 1st higher mode の周辺に分布し、それぞれ対応していることが伺える。一方、0.4~0.8 Hz では、微動から求められた位相速度よりもかなり速く、理論位相速度との比較から 2nd higher mode のレイリー



第 21 図 地震動記録と微動記録（灰色）の解析から得られた位相速度と構造モデルからの理論計算による位相速度（黒実線）の比較。○、□、△はそれぞれ地震動記録の f-k スペクトル中最大、2、3 番目のピークから得られた値。理論計算による位相速度は 2nd higher mode まで示した。

波の存在が示唆される。今のところ、解析に適切な記録が少なく、この波が 2nd higher mode のレイリー波であるとは断定できないが、微動と地震動で異なるモードが卓越していることが示唆されたことは興味深い。

4. 最後に

来年度には、各課題の研究成果をとりまとめ、それら全体を統合し、高精度な地質モデル、地質形成プロセス、地震動評価、地下水の広域流動評価に関する総合的な研究成果を公表する予定である。

文献

江藤稚雅子・石原与四郎・田辺 晋・木村克己・中山俊雄：ボーリング柱状図資料を用いた N 値と岩相の 3 次元分布モデル—東京低地北部における沖積層の例—, 地質学雑誌, 114, 187-199.

Hardin, O and Drnevich, V.P.B (1972) Shear Modulus and Damping in Soils: Design Equations and Curves. J. SMFD, ASCE, 98, no.SM7, 667-692.

林 宏一・稲崎富士・鈴木晴彦 (2006) 埼玉県草加市及び三郷市周辺における小規模微動アレイ探査を用いた埋没谷地形の把握, 地質調査報告, 57, 309-325.

本郷美佐緒・水野清秀 (2009) 埼玉県さいたま市で掘削された深作 A-1 ボーリングコアの花粉化石群集. 地質調査研究報告, 60, 559-579.

INAZAKI, T. (2006) High-resolution S-wave reflection survey in urban areas using a woven belt type Land Streamer, Extended Abstracts of the 12th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics (Near Surface 2006), CD-ROM, 5p.

石原与四郎・福岡詩織・江藤稚雅子・田辺 晋・木村克己 (2009) 沖積層ボーリングデータベースを用いた地質モデル構築の問題点. 地球惑星科学連合 2009 年大会, 講演要旨.

石原与四郎・木村克己・中島 礼・宮地良典・田辺 晋・中山俊雄・斎藤文紀 (2004a) 東京低地と荒川低地から得られた 3 本のボーリングコアの堆積相と放射性炭素年代: DK コア (江東区新砂), TN コア (足立区舎人公園), HA コア (東綾瀬公園). 地調研報, 55, 221-235.

石原与四郎・木村克己・田辺 晋・中島 礼・宮地良典・堀 和明・稲崎富士・八戸昭一 (2004b) 埼玉県草加市柿木地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-SK-1) の堆積相・堆積物物性と放射性炭素年代. 地質調査研究報告, 55, 183-200. 関東平野中央部地質研究会 (1994)

- 関東平野中央部の地下地質—ボーリングコアによる解析—。地団研専報, no.42, 180p.
- 木村克己 (2004) 巻頭言: 都市地質研究の展開, 地質調査研究報告, 55, 181-182.
- 木村克己・石原与四郎 (2009) 東京低地付近の沖積層を例とした沖積層研究の新展開, 土と基礎, 57, no.2, 4-7.
- 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) 東京低地から中川低地に分布する沖積層のシーケンス層序, 地質学論集, no.59, 1-18.
- 小林雅弘・関東火山灰グループ (2003) 関東平野中央部の地下および房総半島で新たに発見された前期更新世の含堇青石テフラ。地球科学, 57, 155-160.
- 小松原純子・木村克己・内田昌男 (2010) オールコアボーリングと放射性炭素年代に基づいた荒川低地の沖積層形成過程。日本堆積学会 2010 年茨城大会講演要旨, 88-88.
- 小松原純子・中島 礼・木村克己 (2009) 埼玉県芝川低地の沖積層層序。日本地質学会第 116 年学術大会講演要旨, 283-283.
- 小松原純子・木村克己・福岡詩織・石原与四郎 (2010) 沖積層ボーリングコア GS-SSS-1 (埼玉県さいたま市) の堆積相と堆積物物性。堆積学研究, 投稿中。
- 駒澤正夫 (1985) 関東地域重力図 (ブーゲー異常図), 特殊地質図, no.24, 地質調査所。
- 地質調査所 (2000) 日本重力 CD-ROM, 数値地質図, P-2.
- 松岡達郎・白石英孝 (2002) 関東平野の深部地下構造の精査を。目的とした微動探査法の適用性—埼玉県南部地域の三。次元 S 波速度構造の推定—, 物理探査, 55, 127-143.
- 水野清秀・山口正秋・八戸昭一・川島眞一 (2008) 関東平野のボーリングコア中に見出された上越テフラ (SK030) の深度分布と, それから推定される堆積盆地の地質構造。日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, 196.
- 宮地良典・木村克己・石原与四郎・田辺 晋・中島 礼・堀 和明・中山俊雄・斎藤文紀 (2004) 東京都江戸川区小松川地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-KM-1) の堆積相・堆積物物性と放射性炭素年代。地質調査研究報告, 55, 201-219.
- 森川徳敏・安原正也・風早康平・高橋正明・仲間純子・稲村明彦・林 武司 (2006) 関東平野中央部地下水の希ガス水文地球化学的研究。地球惑星科学連合 2006 年大会, H121-004.
- 村田昌則・鈴木毅彦・中山俊雄・川島眞一・川合将文 (2007) 武蔵野台地南東部地下における上総層群のテフロクロロジー。地学雑誌, 116, 243-259.
- 納谷友規・八戸昭一・水野清秀 (2009) 関東平野のボーリングコアにおける化石珪藻 *Lanceinis* sp. の分布。日本地質学会第 116 年学術大会講演要旨, 242.
- 納谷友規・山口正秋・水野清秀 (2009) 菖蒲コアにおける珪藻化石出現層準と淡水成層準及び海成層準の識別。地質調査研究報告, 60, 245-256.
- 太田 裕・後藤典俊 (1978) 横波速度を推定するための実験式とその物理的背景, 物理探査, 31, 8-17 埼玉県 (1996) 綾瀬川断層に関する調査成果報告書—平成 7 年度地震調査研究交付金—。200p.
- 佐藤万理・鈴木毅彦・中山俊雄 (2004) 東京都板橋区および大田区地下に産出する前期更新世テフラの層序と対比。地学雑誌, 113, 816-834.
- 関口春子・田辺晋・石原与四郎・中西利典・吉田邦一・木村克己 (2007) 中川低地～東京低地における 1923 年関東地震の広帯域地震動の再現計算, 日本地震学会 2007 年秋季大会講演予稿集, P3-064.
- Shibuya S. and Tanaka H. (1996) Estimate of elastic shear modulus in holocene soil deposits, soil and foundations, Japanese Geotechnical Society, 36, no.4, 45-55.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒澤正夫・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川 功・村田泰章 (1997) 50 万分の 1 活構造図「東京」(第 2 版) 説明書。活構造図 8, 地質調査所, 34p.
- 田辺 晋・石原与四郎・中島 礼・木村克己・中山俊雄 (2008a) 東京低地東縁における 2 本のボーリングコア堆積物の堆積相と放射性炭素年代: MZ コア (葛飾区水元公園), SZ コア (江戸川区篠崎公園), 地質調査研究報告, 59, 135-

- 149.
- 田辺 晋・石原与四郎・中島 礼 (2009a) 東京低地北部における沖積層のシーケンス層序と古地理, 地質調査研究報告, 59, 509-547.
- 田辺 晋・中島 礼・中西利典・石原与四郎・宮地良典・木村克己・中山俊雄・柴田康行 (2006a) 東京都葛飾区における沖積層の堆積相と堆積物物性: 奥東京湾口の砂嘴堆積物の時空間分布, 地質調査研究報告, 57 (9/10), 261-288.
- 田辺 晋・中島 礼・中西利典・木村克己・柴田康行 (2006b) 東京都足立区本木地区から採取した沖積層ボーリングコア堆積物 (GS-AMG-1) の堆積相と放射性炭素年代, 物性. 地質調査研究報告, 57 (9/10), 289-307.
- 田辺 晋・石原園子・中島 礼・宮地良典・木村克己 (2006c) 東京低地中央部における沖積層の中間砂層の形成機構. 地質学論集, no. 59, 35-52.
- 田辺 晋・中西利典・木村克己・八戸昭一・中山俊雄 (2009b) 東京低地北部から中川低地にかけての沖積層の基盤地形, 地質調査研究報告, 59, 497-508.
- 田辺 晋・中西利典・木村克己・八戸昭一・中山俊雄 (2008b) 東京低地北部から中川低地にかけての沖積層の基盤地形, 地質調査報告, 59, 497-508.
- 東京都土木技術研究所 (1996) 東京都 (区部) 大深度地下地盤図—東京都地質図集 6—, 東京都土木技術研究所, 66p.
- 植木岳雪・山口正秋・本郷美佐緒・納谷友規・水野清秀 (2009) 関東平野中央部, 埼玉県菖蒲町で掘削された GS-SB-1 コアの古地磁気・岩石磁気測定. 地質調査研究報告, 60, 199-243.
- 山口和雄・加野直巳・大滝壽樹・住田達也・横倉隆伸・牧野雅彦・伊藤 忍・横田俊之・木村治夫 (2008) 関東平野中部, 加須低地・荒川低地の浅部地下構造, 活断層・古地震研究報告, no.8, 119-131.
- 山口正秋・水野清秀・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤 努 (2009) 関東平野中央部, 埼玉県菖蒲町で掘削された 350m ボーリングコア (GS-SB-1) の層相と堆積物物性. 地質調査研究報告, 60, 147-197.
- Yasuhara M., Inamura A., Takahashi M., Hayashi T., Takahashi H., Makino M., Handa H., Nakamura T. (2007) Groundwater system compartmentalized by a tectonic zone in the Kanto plain, central Japan, in Chery, L. and de Marsily, G. (eds.) Aquifer systems management. IAH Selected Papers, 10, 281-288.
- 吉田邦一・関口春子 (2007) 草加地震計アレイ観測点による 2007 年新潟県中越沖地震の観測記録—関東平野の長周期地震動—, 活断層研究センターウェブサイト: <http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/niigata070716/report/yoshida/index070723.html>
- 吉田邦一・関口春子 (2008) 埼玉県草加市におけるアレイ観測による地震動記録と微動アレイ記録から求めた位相速度の比較, 物理探査学会第 118 回学術講演会, 5月.