

特集 記事

京都盆地の構造と地震による地盤災害

編集委員会

企画・総括 三村 衛*・竹村 恵二**

編集担当 塩野 計司***・高野 伸栄****・谷 宏*****・松岡 延浩*****

はじめに

竹村恵二*・三村 衛**

京都盆地は北・東・西側を山地に囲まれ、南は天王山と男山の間を桂川、宇治川、木津川の三川が合流しながら流下する隘路によって、わずかに大阪平野に向かって開いた形状をしている。盆地の大きさは東西約 10 km、南北約 20 km であり、第三紀末頃からの断層活動によって周辺の山が隆起し、盆地内部が相対的に沈降することによって形成された断層盆地である。このため、京都盆地周辺では山地と平野の境界を中心として多くの活断層が存在する。盆地の東縁には滋賀県域に端を発する花折断層が吉田山近傍まで伸びており、その南方延長には桃山断層が続いている。京都盆地と山科盆地の境界には花山-勸修寺断層が、山科盆地の東側醍醐山地との境界には黄檗断層群が存在する。一方盆地西縁は三峠・京都西山断層系の南端がかかり、嵐山付近から長岡京市にかけて檜原断層として現れる。またその西側には光明寺断層、走田断層、金ヶ原断層、天王山断層など複数の断層群が確認されている。

地盤という点では、盆地北部は高野川、賀茂川の扇状地であり、表層部から砂礫層が分布するという地盤である。これに対して、盆地南部は桂川、宇治川、木津川の三川が合流する地域を中心に、主として木津川が運搬する大量の砂が堆積する比較的軟弱な地盤が形成されている。また元々巨椋池をはじめ、河川流域に中小の池が散在していたために、軟弱粘土層も広く堆積しており、変形と安定性に関する工学的問題を有する地盤となっている。また、地震による地盤災害という目で見れば、震動の増幅、液状化などに起因する被害が懸念される地域である。しかしながら、全体的には砂礫層が表層から現れる「よい地盤」が広がっており、そのため逆に深部地盤に関する地質学的情

報は希薄であったという面は否めない。

1995 年の阪神・淡路大震災以後、地震災害や地震に関係した地盤災害の調査が大きく進展した。国の地震調査推進本部による全国展開の調査研究・地方自治体による独自調査・大学や地質調査所（現：産業技術総合研究所）による調査研究などの成果によるものである。京都盆地における大阪層群や基盤岩の状況が明らかにされたのは、京都市によって実施された活断層調査や地下構造調査によるところが大きい。特に、京都盆地内で実施された反射法地震探査と基盤岩までの大深度ボーリングによって盆地全体の深部地質構造が詳細に把握されたことは特筆すべき成果である。

京都盆地にとって最も注意を要する地震は周辺に分布する断層の破壊に伴う都市直下型地震である。こうした内陸活断層による地震災害を考察するには、(1) 活断層の地表表現から得られる長さや変位量や断層タイプなどの情報、(2) 震源域における地震情報、(3) 震源域から地表までの地下構造情報と地表付近の地盤情報の 3 者を総合的に把握することが必要とされる。京都盆地は、東西を南北性の断層に画された盆地であるとともに、古くからの都であり、その地震時の地盤災害を軽減するために、多くの情報が集積されている。これらの現状を各研究者の視点で最新の情報にもとづいてまとめ、紹介することにより、地震時地盤災害研究のひとつの典型を見渡すことができる。

本稿では、平成 14 年度京都大学防災研究所一般共同研究「京都盆地の構造と地盤災害ポテンシャル評価に関する研究」で紹介・議論された内容を中心として、京都市で実施されてきた地下構造探査の成果、関西地盤活用協議会等によりとりまとめられたボーリングデータベース、強震動の特徴や予測、液状化危険度など多くの最新研究成果を紹介する。内容はすべて京都盆地に関係するものとなっているが、その中で用いられている調査、モデル化、解析、防災へのアプローチは普遍的なものであり、それぞれの地域で地震による地盤防

* 京都大学大学院理学研究科

** 京都大学防災研究所

* 京都大学防災研究所

** 京都大学大学院理学研究科

*** 長岡工業高等専門学校

**** 北海道大学大学院工学研究科

***** 北海道大学大学院農学研究科

***** 千葉大学園芸学部

災を考える上での一助となればと思う。

口絵 2 * 京都盆地の南北断面図

口絵 3 * 沖縄相当層の層厚分布図

口絵 4 * 沖縄相当層の優勢土層分布図

* 関西地盤情報活用協議会：新関西地盤－京都盆地－，2002（一部追加）

表 1-1 関西圏の代表的な地盤研究と地盤情報データベース構築の年譜

年次	主な地盤研究成果	地盤情報DBの構築
1930	1930 大阪市地盤概観 (山根新次)	
	1966 大阪地盤図	国立防災科学技術センター (DB化の試み; 幾志ら, 1971)
1980	1980 神戸の地盤	1980~大阪市DB (大阪市)
	1986 京都市内ボーリングデータ集	
1990	1987 新編大阪地盤図	1987~大阪湾地盤情報DB*1,2,5 1989~関西地盤調査情報DB*3,4,6
	1990 大阪湾海底地盤*1 1992 関西地盤*3,4 1995 海底地盤-大阪湾を例として-*2 1998 関西地層分布図-大阪平野-*6 1998 新関西地盤-神戸および阪神間-*6 1998 丘陵地の地盤環境*7	1996~神戸JIBANKUN (神戸市) 1997~奈良盆地DB(関西地質業協会)
2000	2002 新関西地盤-京都盆地-*6 2002 ベイエリアの地盤と建設*5 -大阪湾を例として-	2003~関西圏地盤情報DB*8 ←

*1 大阪湾海底の地盤研究委員会 (土質工学会関西支部, 1984-1991)
 *2 大阪湾海底地盤情報の活用に関する研究委員会 (同支部, 1991-1995)
 *3 関西の大深度地盤の地質構造とその特性の研究委員会 (同支部, 1989-1994)
 *4 地下空間の活用と技術に関する研究協議会 (1989-1994)
 *5 大阪湾地盤情報の研究協議会 (1997-2003)
 *6 関西地盤情報活用協議会 (1995-2003)
 *7 日本応用地質学会・関西地質業協会
 *8 関西圏地盤情報の活用協議会 (2003-)

1. 京都盆地の地盤情報データベース

山本浩司*

1.1 はじめに

建設プロジェクトや学術研究などで実施されたボーリング調査の情報(地層, N 値, 土質試験結果等のデータ)をデータベースに集積することが行われている。これを一般に, "ボーリングデータベース" あるいは狭義の意味で "地盤情報データベース" と呼んでいる。地盤情報データベースは, 多種・多量の地盤情報を共通のフォーマットにデジタル化してコンピュータ上に集積することにより, 高速に, 自由に地盤情報を抽出・加工し, 新たな目的に地盤情報を活用する技術である。例えば, 地域地盤特性の研究や液状化予測等の地震防

災検討はその代表的な活用例である。

関西圏においては, 既に 10 年以上の歳月をかけて官産学の協力により 4 万本を越えるボーリングデータが「関西圏地盤情報データベース」に集積され, 地盤研究をはじめとして様々な目的に有効に活用されている^{1)~7)}。この活動の中で, 京都盆地についてもボーリングデータ約 8,000 本の地盤情報データベースが構築されている⁶⁾。

1.2 関西圏の地盤研究と地盤情報データベース

関西圏は地盤情報の活用による地盤研究が盛んに行われてきた地域であり, 地盤情報データベースもこの活動とともに構築されてきた歴史を持つ。

表 1-1 に, 関西圏における主な地盤研究成果と地盤情報データベース構築の年譜を示す。関西圏

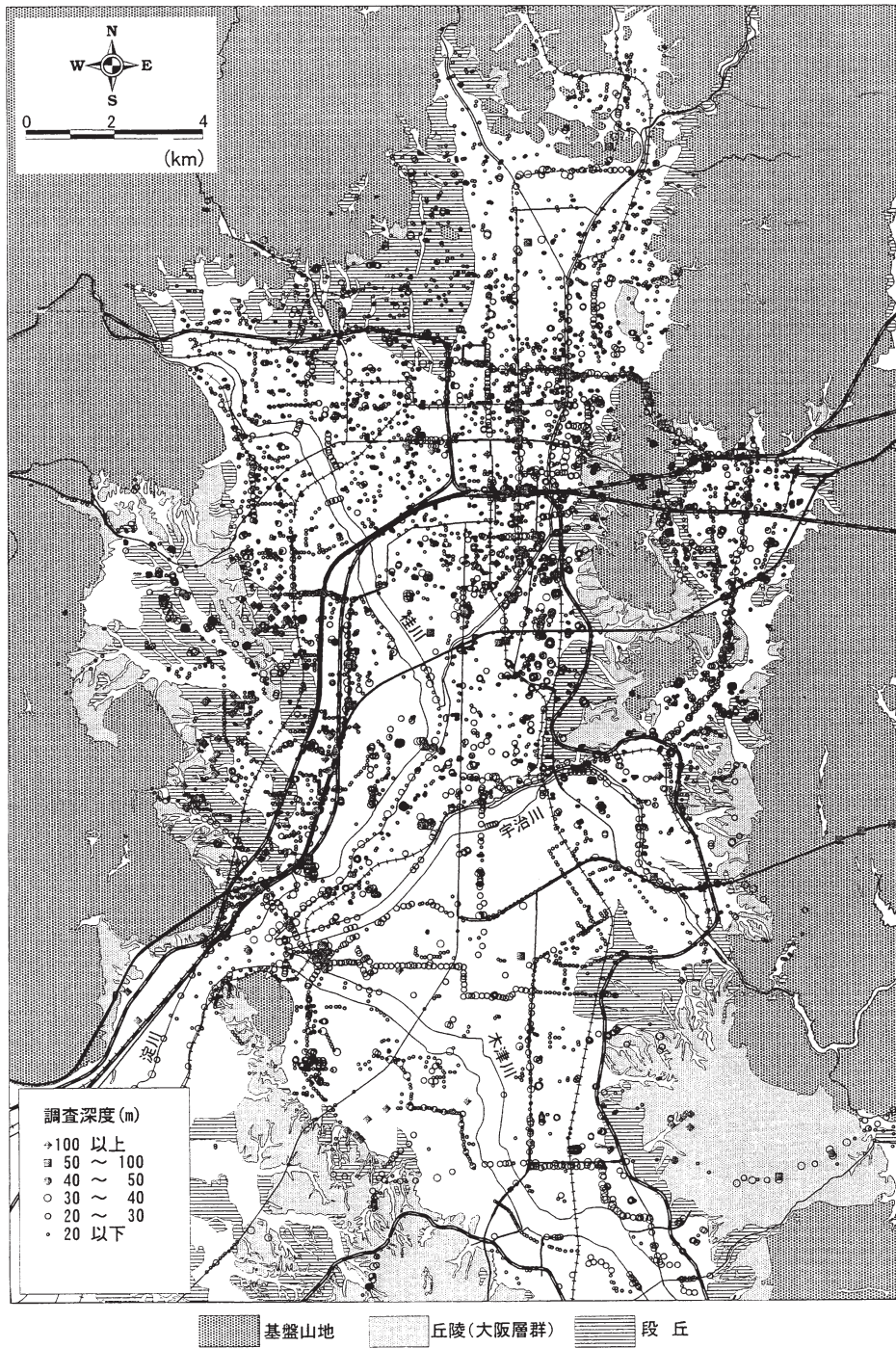


図 1-1 京都 DB のボーリング位置と調査深度

表 1-2 入力データの関係 (リレーショナルなデータベース構造)

ランク	レベル0	レベル1	レベル2	レベル3
データ (表)	ルート: 対象地域 (DB名)	ラベル: 調査情報(報告書) ボーリング情報	<ul style="list-style-type: none"> ・副ラベル: 調査・試験情報 ・地層 ・N 値 ・サンプリング ・岩盤判定 ・岩コア ・岩の三軸試験 ・孔内水平載荷試験 ・PS 検層 ・反射検層 ・密度検層 ・電気検層 	<ul style="list-style-type: none"> ・物理試験 ・粒度試験 ・一軸圧縮強度試験 ・三軸圧縮強度試験 ・標準圧密試験 ・特殊圧密試験 ・岩の物理試験 ・超音波測定
			特殊試験: ・長期圧密試験, ・定ひずみ速度圧密試験 ・繰返し三軸・中空ねじりせん断試験, ・繰返し非排水三軸試験	

における地盤研究の走りは、1930年に山根新次が地下鉄建設工事のために実施された118本のボーリング資料を地質学的にまとめたことに始まる⁸⁾。その後、1966年に大阪平野の3,461本のボーリング柱状図を掲載した「大阪地盤図」⁸⁾が出版され、京都盆地についても1986年に「京都市内ボーリングデータ集」⁹⁾が出版されている。これらは紙の上で地盤情報を扱ったものであったが、1987年に出版された「新編大阪地盤図」¹⁰⁾の研究では2,633本のボーリングデータの分析にデータベースが用いられた。

関西圏における地盤情報データベースの本格的な構築は1980年頃に始まる。その1つは大阪市によるもので、地震防災検討の基礎資料とすることを目的にボーリングデータを継続的に集積し、市域の液状化予測¹¹⁾などに活用されている。1980年代末からは、関西圏を代表する2つの地盤情報データベースの構築が始まっている。「大阪湾地盤情報データベース」と「関西地盤調査情報データベース」は、海域(大阪湾)と陸域(大阪平野、神戸・阪神間、京都盆地など)を対象にその地盤特性の研究を目的として構築が進められ、各々約5,000本と約37,000本のボーリングデータが集積された。その地盤研究成果は文献1)~7)にまとめられている。さらに2003年7月に、この2つのデータベースは「関西圏地盤情報デー

タベース」に統合され、約4万本のボーリングデータが一元的に活用できる体制となった。同データベースの維持・管理は「関西圏地盤情報の活用協議会」が行い、地盤研究の活動を継続するとともに、広く地盤情報の活用を図るために民間会社等への情報提供にも取り組んでいる。

1.3 京都盆地の地盤情報データベース

(1) ボーリング位置と調査深度

図1-1に、関西圏地盤情報データベースの一部として構築された京都盆地の地盤情報データベース(以下、京都DBという)のボーリング位置を示す。図には各ボーリングの調査深度を記号分けし、背景を表層地質図としてある。京都DBには、京都盆地の平地部を網羅して約8,000本のボーリングデータが集録されている。これより京都盆地におけるボーリング調査の特徴は以下のように概観される。

- ①全体に調査深度が20m以浅の調査が多く、約7割を占めている。この多数は建築用の調査なので、京都盆地は建物の支持層となる硬質地層が浅く出現することを示している。
- ②調査深度30~50mの中程度の調査は、盆地北部では東側の鴨川に沿って多く見られる。この周辺は市街地で中層の構造物が多く、地下鉄工事等の調査も行われている。また、この地域に

は比較的軟弱な砂・礫層や粘土層も分布している。

③深い調査は、深度 50~100 m が約 50 本、100 m 以上が約70本ある（深井戸ボーリングを含む）。この中には、京都市によって実施された基準ボーリング（KD-1, KD-2）も盆地北部の近鉄京都線沿いの鉾立公園と二条城の北に位置している。

（2）入力データ

京都 DB には、表 1-2 に示すように地盤調査に関する情報が多岐にわたって入力されている。さらに、ボーリング調査による地層・N 値のデータのみでなく、室内土質試験結果の情報も各供試体のデータまでを含めて詳細に入力されている。例えば、一軸圧縮強度試験では q_u 値に加えて供試体の状態も知ることができるようにその物性値も入力されている。

（3）システム

京都 DB は、DIG システム¹²⁾ (Database System for Information of Ground) を用いて構築されている。DIG は、リレーショナルデータベースの概念を拡張し、独自のフォーマットでボーリングデータを集積するマネージメントシステムを核として設計されている。システムの構成は、データ入力管理機能（ローカル DB）、集中管理機能（ホスト DB）、データの抽出・加工機能（AP）、同定された地層情報の追加機能（地層 DB）の 4 つを基本としている。システムの起動 OS は、ローカル DB が windows（パソコン）、その他の機能を備えたホスト DB が UNIX（EWS）を基本としている。また、地盤情報データベースの活用技術として、検索、抽出、加工、分析、表示を行うために、次の機能を標準装備している。

- 地図上にボーリング点を表示して、マウス操作で自由にボーリングを選定する機能
- 調査件名や調査深度などを条件としてボーリングデータを抽出する機能
- 複数のボーリングデータを横に並べて各種断面図を作成する機能
- ボーリング一本毎の土性図や試験結果一覧表を

作成する機能

- 深度や地層を条件として土質試験データ等を取り出し、深度分布図や相関図に加工・表示する機能

（4）地層層序の入力

地盤情報データベースに集積されたボーリングデータは地盤工学的情報であり、地質学的に地層が同定されているケースは極めて稀である。京都 DB では、一本毎のボーリング柱状図に対して、基本となるボーリングの地質情報などを参照して地層の同定や相当層の区分を行い、その解釈の情報をデータベースに追加して蓄積している。他章に解説される京都盆地の地盤特性に関する研究成果は、このデータベース機能の活用によるものである。

1.4 おわりに

地盤情報データベースは、地域の表層地盤の特性を知る上できわめて有効な情報源となる。その 1 つは、多量の情報を集積することにより、“量に質に転化する” ごとくに地盤の実像を浮き上がらせることができることにある。2 つめは、情報のデジタル化（電子化）により、将来に渡って情報を保管できることと同時に、GIS 技術等による各種情報（地盤情報に限らない）との有機的なリンクが可能になることである。いずれも、今後の地盤工学・地質学、地盤防災などに有効な技術であるといえる。

また、ここ数年、以前にも増して地盤情報データベースの構築が試みられるようになってきている。その背景の一つは、1995 年の兵庫県南部地震が契機となって、地震防災のために地盤情報を蓄積することの重要性が再認識されたことにあると思われる。しかしながら、地盤情報データベースが十分にその役割を果たすには、信頼性の高い詳細な情報の蓄積が必要であることに留意しなければならない。関西圏で 10 年以上の歳月をかけて取り組まれたノウハウが役立つことを期待する。

* (財) 地域 地盤 環境 研究所
** 京都大学大学院理学研究科

- 1) 土質工学会関西支部・大阪湾海底の地盤研究委員会：大阪湾海底地盤，171p, 1990.
- 2) 土質工学会関西支部・関西の大深度地盤の地質構造その特性の研究委員会，地下空間の活用と技術に関する研究協議会：関西地盤，212p, 1992.
- 3) 土質工学会関西支部：海底地盤－大阪湾を例として－，406+184p, 1995.
- 4) 関西地盤情報活用協議会：新関西地盤－神戸および阪神間－，270p, 1998.
- 5) 関西地盤情報活用協議会：関西地層分布図－大阪平野－，1998
- 6) 関西地盤情報活用協議会：新関西地盤－京都盆地－，196p, 2002.
- 7) 大阪湾地盤情報の研究協議会：バイエリアの地盤と建設－大阪湾を例として－，505+65p, 2002.
- 8) 日本建築学会近畿支部・土質工学会関西支部：大阪地盤図，コロナ社，330p, 1966.
- 9) 京都市住宅局建築指導部審査課・建築行政協会京都市支部：京都市内ボーリングデータ集，大龍堂書店，742p, 1986.
- 10) 土質工学会関西支部・関西地質調査業協会：新編大阪地盤図，コロナ社，285p, 1987.
- 11) 山本浩司・柴田 徹・辻江賢治：大阪市の液状化予測，第一回都市直下地震災害総合シンポジウム論文集，pp.141-144, 1996.
- 12) 岩崎好規・諏訪靖二・山本浩司：地盤情報データベースの構築理念と汎用システムの開発，第34回土質工学シンポジウム，土質工学会，pp.195-202, 1989.

2. 地盤情報データベースからみた京都盆地浅部地質

北田奈緒子*・斎藤礼子*・竹村恵二**

2.1 はじめに

関西地盤情報活用協議会が保有する約 8,000 本のボーリングデータを用いて，京都盆地の浅部地質について検討を行った。検討を行った地域は，北は京都市左京区岩倉から南の京田辺市内まで，東の山科盆地東端から京都市西京区桂坂までの広義の京都盆地である。データベースが保有するボーリングの多くは建設工事・建築のために実施されたもので，地質ボーリングは数少ない。これらの地質ボーリングと京都市が実施した地下構造調査の結果による堆積構造および表層の地形を考慮し

て作成された表層地質図¹⁾を参考に，約 8,000 本におよぶボーリングの浅部の地質を検討した。既存の地質情報が乏しい場合には N 値なども参考にしながら地層の同定を行った。

2.2 浅部の地質区分

京都盆地の浅部には，大部分の地域で礫層が見られ，その上位に細粒土（砂，シルト，粘土）が被覆している。盆地の北部では礫層が地表面に露出している地域があり，この礫層は N 値が 50 を越えている。さらに既存の研究によると礫層の上位に被覆する表層の細粒層は鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah 火山灰：約 6,300 年前に九州南方海域の鬼界カルデラから噴出）を含み，下位の礫層上部における炭素年代測定結果が約 12,000 yBP であることから²⁾，表層の細粒層はほぼ沖積層に相当するとして "沖積相当層"，下位の礫層は "洪積相当層" と区別した。

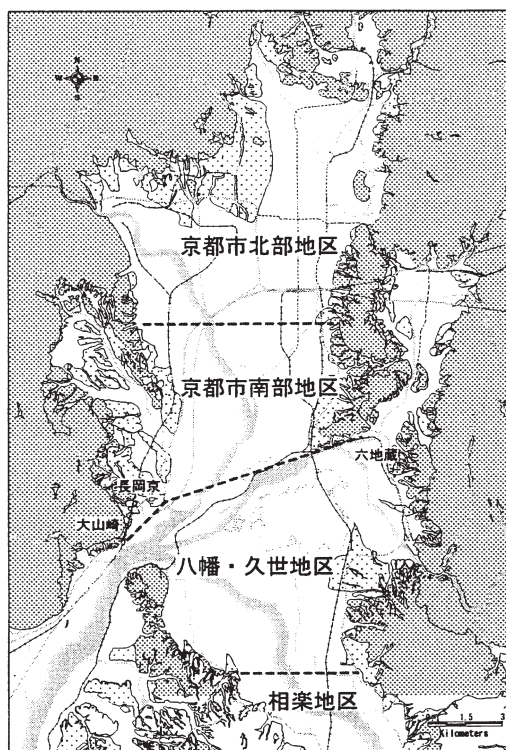


図 2-1 京都盆地の地域区分図

沖積相当層と洪積相当層の境界は、主に層相とN値から推定した。沖積相当層は、粘土層(砂混じりを含む)でN値10以下, 砂層でN値40以下を目安とし、側方へも調和的に連続するように考慮して決定した。沖積層の上面は基本的に地表面と考えるが、盛土が4, 5m以上もある場合にはこれを除外した。沖積相当層の下面は洪積相当の礫層の上面と定義したが、洪積相当の礫層と沖積相当層との境界が不明瞭な場合は判別が困難であることから、示さなかった。

2.3 京都盆地の浅部の地質

京都市が実施した地下構造調査のうち、1998年に行われた南北の探査測線(堀川—巨椋池測線)(口絵1)に沿って、できるだけボーリングデータが連続するように作成した南北断面を作成し、京都盆地の特徴を把握し(口絵2)、さらに側方への連続性を検討し特徴的な4つの地区に区分を行った。

南北断面(口絵2)では、全体を通して礫層が厚く分布し、基準ボーリング(KD-1, 2)によると厚い礫層の下部に粘土や砂層からなる大阪層群の地層が確認されている。厚い礫層は北部域では地表面まで達しているが、十条通以南では礫層の上部に砂や粘土など細粒層が分布する。特に京阪本線以南では層厚10m程度の細粒層が分布する。また、京奈和自動車道の城陽インター以南では、洪積相当層の層厚が薄くなり、礫層の下位に粘土や砂の互層が分布する。この礫層の下位に見られる粘土・砂互層は、市原³⁾によると大阪層群にあたる。大阪層群は京都盆地の地下全域に堆積していることが、京都市の深部探査によって明らかにされている。しかしここで述べる範囲では、基準ボーリングなど長尺のボーリングを除けば、ほとんどのボーリングで大阪層群を確認することはできず、データ深度の範囲で大阪層群が確認できるのは、南部エリアのみである。

沖積相当層の層厚分布図(口絵3)によると、層厚は東西方向には、ほぼ同様であるが、南北方向に大きく変化する。また、沖積相当層の優勢土層分布図(口絵4)によると、三川合流地域から

宇治川北部では粘土層が優勢で、南部は砂層が優勢である。これは、南部地域には木津川と宇治川があり、木津川は笠置山系や信楽地域の花崗岩地帯をとおって流れる為、風化花崗岩による砂の供給が大きいこと、また、宇治川は琵琶湖を起源とするが、途中で花崗岩地域から流れる大戸川や信楽川がマサ土を供給していることによると考えられる。さらに、宇治川と木津川の間中部にあたる大久保付近では、粘性土が優勢になる。これは、両河川に挟まれた後背湿地型の堆積物と考えられる。

以上の表層地質分布、およびその構成層の検討から、京都盆地の浅部地質は図2-1に示すように、京都市北部地区、京都市南部地区、八幡・久世地区、相楽地区の4つの地区に区分される。以下に各地区の特徴を解説する。

(1) 京都市北部地区

北部より十条通までの地域で、東部は扇状地、西部は氾濫原に区分され、堆積環境が異なる。よって東部を京都市北東地区、西部を京都市北西地区

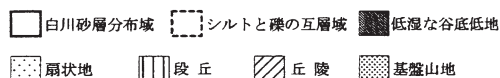
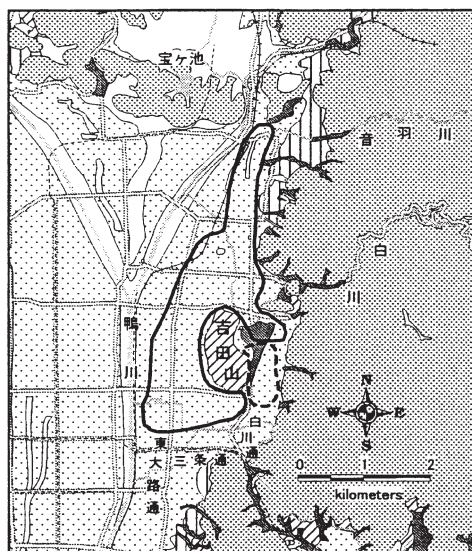


図2-2 白川砂層分布図

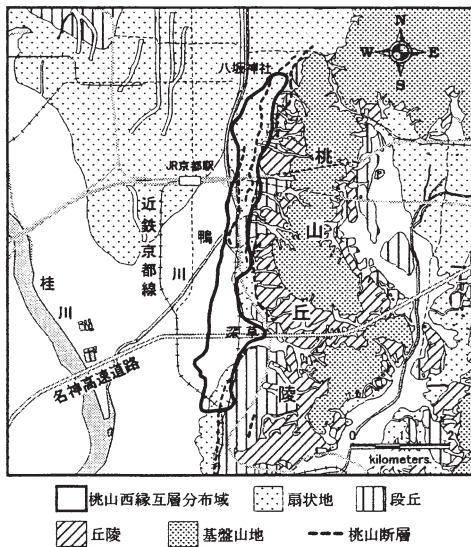


図 2-3 桃山西縁互層分布図

砂分層厚 (m)	粘土分層厚	礫分層厚 (m)
○ 0 ~ 2	○ 0 ~ 2	● 0 ~ 2
◇ 2 ~ 4	○ 2 ~ 4	■ 2 ~ 4
◇ 4 ~ 6	○ 4 ~ 6	■ 4 ~ 6
◇ 6 ~ 8	○ 6 ~ 8	■ 6 ~ 8
◇ 8 ~ 10	○ 8 ~ 10	■ 8 ~ 10
◇ 10 ~	○ 10 ~	■ 10 ~

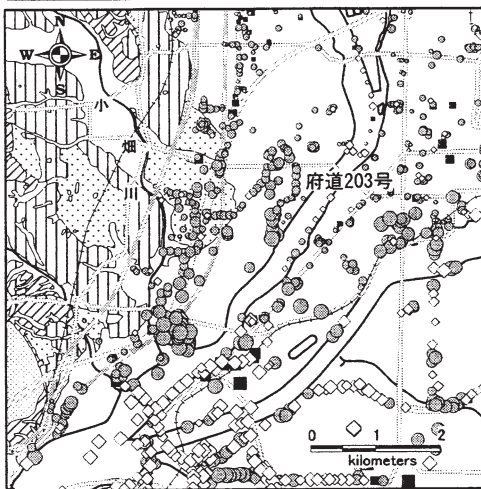


図 2-4 水垂地域の優勢土質分布

と区分して地層の構成を説明する。

①京都市北東地区

北から南に向かう扇状地の発達した地域で、地形も北側から南側に向かって標高が低くなる。ほとんどが礫層からなり、平安神宮付近では平安神宮火山灰（AT 火山灰：始良-丹沢火山灰，約 2.5 万年前に鹿児島島の始良カルデラから噴出したもの）に対比される）が G.L.-1.8 m 付近で確認されている^{4),5)}。約 2.5 万年前の地層が地表近くに分布することから、この地域の表層には洪積相当層（段丘相当層）が分布しているものと考えられる。二条城で実施された基準ボーリング（KD-2）においても地表部付近から段丘相当層が分布していることが確認されている。よって、基本的に沖積相当層が分布しない地域である。しかし、ボーリングデータによっては、この礫層の上位に数 m の細粒層が分布しており、洪積相当層と区別することが可能な沖積相当層が分布している。鴨川以東の地域においては、洪積相当層が不明瞭になり、砂・礫を繰り返す特徴的な地層が分布し、沖積相当層の下面および層厚を特定することはできなかった。また、二条城の東側の烏丸五条～烏丸今出川にわたる南北の範囲と太秦～西大路九条にわたる南東 - 北西方向にかけて、層厚が数 m 程度の薄い沖積相当層が分布している。これは旧河川の小規模な氾濫域に堆積した粘性土であると考えられる。

②京都市北西部地区

京都市北西部地区は、京都市北部地区の西側の桂川沿いに分布する氾濫原からなる地域である。京都市北東地区に比べると沖積相当層がまばらに分布する。壱原断層付近においては、沖積相当層が連続して分布し、層厚が厚くなる傾向が見られる。その中でも西京区壱原町では、周辺より急激に層厚が厚くなる。層相は粘性土が多く、N 値は 5 以下と低い。

(2) 京都市南部地区

京都市南部地区は氾濫原が広がる地域で、沖積相当層の分布は東西に一樣で、南に向かって層厚を増す傾向にある。東の深草近傍、桃山丘陵の西側付近においては、洪積相当層の連続が不明瞭になり、沖積相当層の層厚を決定することができない。南部域では、JR 東海道本線の東側で層厚が増し、この地区で最も厚い 6~10 m である。また、

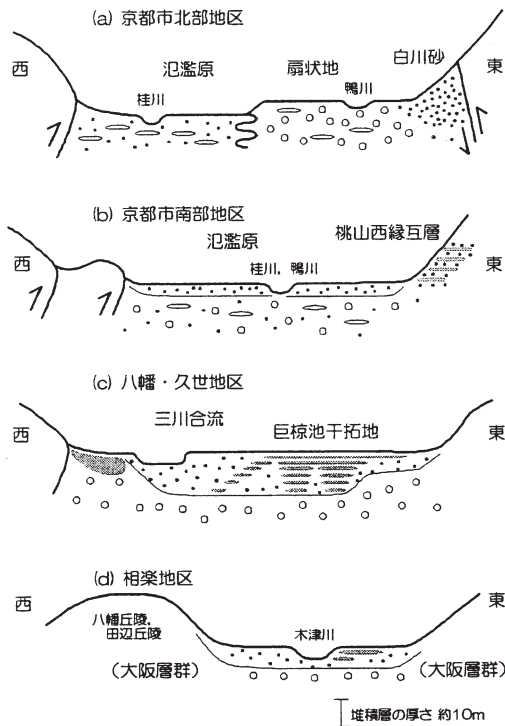


図 2-5 京都盆地各地区の概念的断面図

桂川西側の水垂(みずたれ)地域では粘土層が厚く分布する。

(3) 八幡・久世地区

本地域は沖積相当層が最も厚い地域である。桂川では、京都市南部地区と八幡・久世地区の境界付近で層厚が4 m から10 m 程度に急激に厚くなる。宇治川では、北東部の宇治川右岸にあたる六地藏付近から層厚が増し、流れの方向を西に変えてからは、宇治川の北岸域が八幡・久世地区と京都市南部地区の境界になる。宇治川北岸部においても、沖積相当層の層厚は京都市南部地区の6 m 程度から10 m 程度に急激に厚くなる。南から北に流れる木津川の流域では下流(北)に向かって層厚が緩やかに増して合流部に至る。三川(桂川・木津川・宇治川)が合流する地域の層厚が本地区においては最も沖積相当層の層厚が厚く、15 m 以上になる。この地域では砂層が卓越する(口絵4)。宇治川と木津川の間には巨椋池干拓地があり、この地域においても比較的層厚が厚くなる傾向

にある。南部は相楽地区に向かって層厚が緩やかに減じる。

(4) 相楽地区

木津川流域の八幡・久世地区より上流域にあたる。沖積相当層の層厚は4~6 m 程度で、八幡丘陵と城陽市東部の丘陵地帯に挟まれる狭い地域にのみ分布する。丘陵地には大阪層群が分布している。河川周辺の低平地部においても堆積物が薄く、京都市内では、地下数10 m で見られる大阪層群を、比較的浅い深度で確認することができる。全域において砂層が卓越する。

その他に、局地的に特徴のある地層の分布が確認されている。京都市北東地区の鴨川と東山山系の間には層厚数 m 程度の砂層(白川砂層)が分布する(図2-2)。この砂層は花崗岩起源の淘汰のよい扇状地性堆積物で、銀閣寺など京都の庭園でも多く用いられており、古来より有名な白砂(しろすな)である。花崗岩は東側の山間部の一部に見られ、この地域から平野に流れる音羽川、白川によって砂が供給されていると考えられる。

京都市南部地区の東側に分布する粘土・砂層と礫層の細かい互層(桃山西縁互層)は桃山丘陵に沿って南北に細長く分布する(図2-3)。

京都市北部地域の西京区榎原、山田には周辺より沖積相当層が厚くなる箇所が見られる。北は山田大吉見町、南は榎原江ノ本町付近まで、府道67号西京高槻線を中心として東西幅約400 m にわたる地域である。この地域は桂川の氾濫原上に位置する。沖積相当層の層厚は、4~5 m で、周辺の沖積相当層の層厚より1~2 m 厚い。特に新山陰道より南側の榎原塚ノ本町~角田町では層厚が10 m を越える。層相は粘土層および砂混じり粘土層が主体で、N値は3~8である。

桂川と小畑川に挟まれた長岡京市東神足から伏見区古川町の周辺は、表層にN値10以下の粘土・シルト層(水垂粘土層)が厚く堆積している(図2-4)。分布の北限は、府道203号付近である。この地域は小畑川の扇状地および桂川の低湿地、氾濫原にあたる地域で、桂川の氾濫地域である。

* 京都大学大学院理学研究科

** 株式会社阪神コンサルタンツ

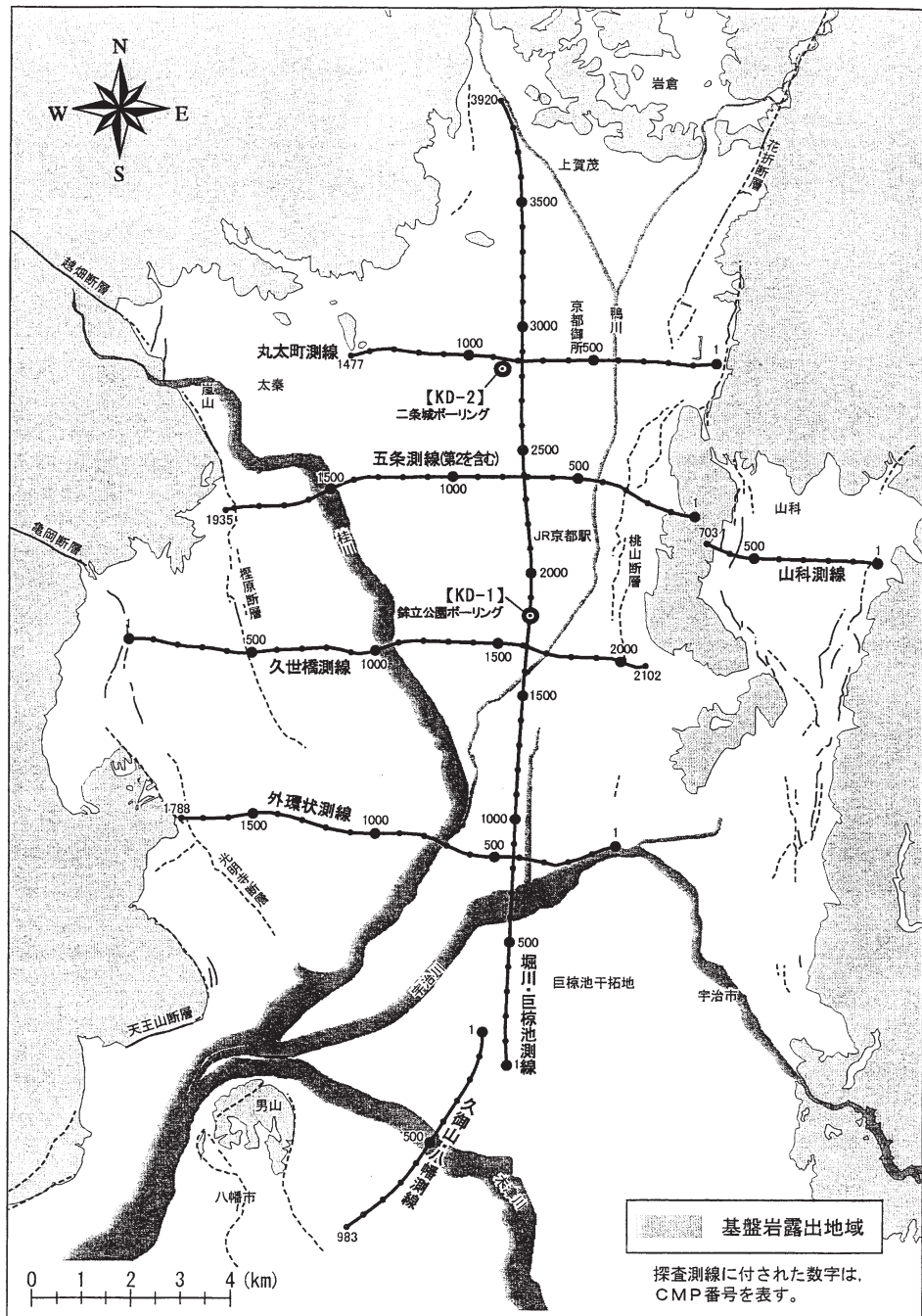


図 3-1 反射法探査測線と基準ボーリング位置図^{5), 7)}

2.4 まとめ

以上、各地区の表層地質の特徴を概念図で示す

(図 2-5)。京都市北部地区は東部に扇状地性堆積物の粗粒な礫層が分布し、西部は氾濫原における

礫層からなる。礫層は両者ともに洪積相当層の礫層である。地表面は扇状地の方が氾濫原よりも少し標高が高くなる。盆地の東端および西端はそれぞれ断層によって周辺の山地・丘陵部と限られる。また、東部扇状地には白川砂層と呼ばれる風化花崗岩砂を多く含む扇状地が発達する(図中のa)。京都市南部地区は、盆地全体に氾濫原が広がる地域である。地表付近には沖積相当層の細粒層が薄く見られるのが特徴で、盆地の東縁は断層によって限られる。局地的に塹原のように断層に近接する部分において沖積相当層が厚く分布する。盆地の東縁には礫層と粘土層が交互に重なる、桃山西縁互層が分布する(図中のb)。八幡・久世地区は、三川合流および巨椋池干拓地を含む地域で、沖積相当層が最も厚く堆積する地域である。巨椋池干

拓地付近ではやや細粒の粘土・シルトを多く含み、三川合流地域は砂が卓越する。沖積相当層の層厚は20 m 近くになり、本検討地域の中では最も厚く分布する。干拓地の東側では沖積相当層が薄くなる(図中のc)。相楽地区は、八幡丘陵と城陽東の丘陵地帯に挟まれた地域であり、木津川の氾濫原と丘陵からの扇状地が河川の両側に広がる。沖積相当層の層厚は6 m 以下で下位の洪積相当層の層厚が薄くなり、その下に分布する大阪層群相当層がボーリングデータでも見られるのが特徴である(図中のd)。

以上、京都盆地の浅部地質の概要を示したが、「新関西地盤-京都盆地-⁶⁾」に、より地域的な特徴について考察を行っている。

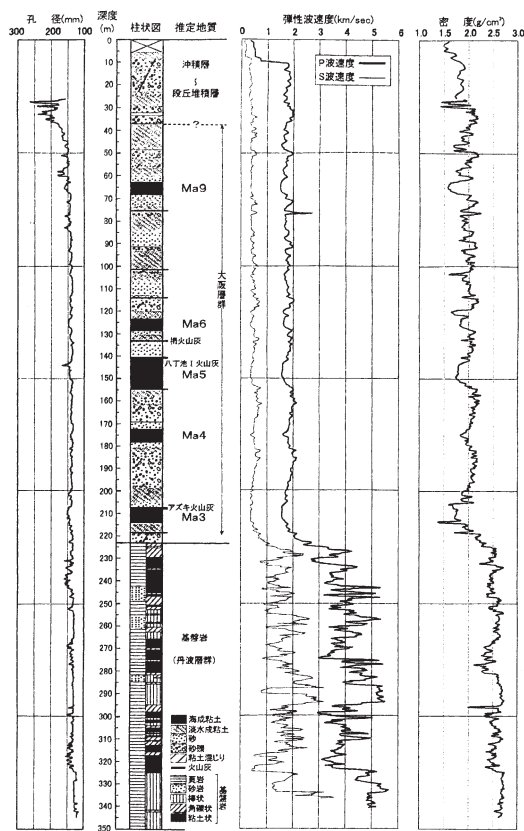


図 3-2 鉾立公園ボーリング (KD-1) の地質柱状図および物理検層結果⁴⁾

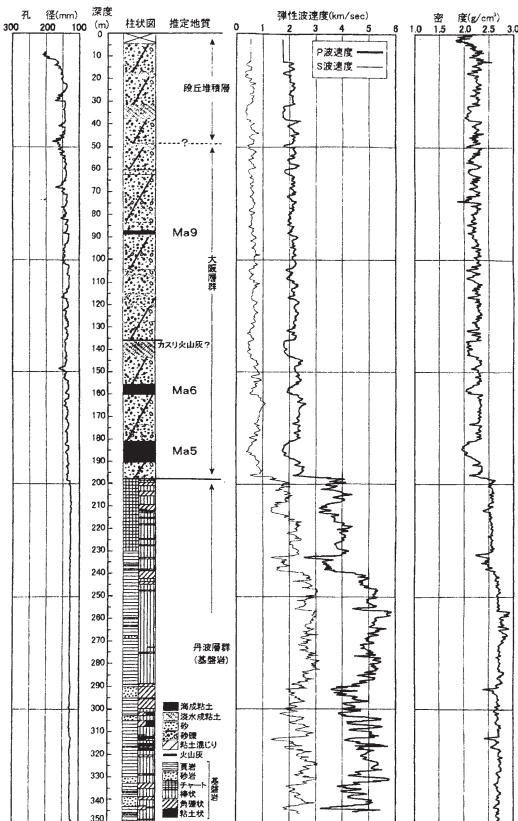


図 3-3 二条城ボーリング (KD-2) の地質柱状図および物理検層結果⁵⁾

参 考 文 献

- 1) 植村善博：京都の地震環境，ナカニシヤ出版，118p，1999.
- 2) 池田 碩・石田志朗：平安神宮神苑内の火山灰層上・下の木材と泥炭の年代，地球科学，Vol.26，p.139，1972.
- 3) 市原 実編：大阪層群，創元社，301p，1993.
- 4) 那須孝悌：深泥池の地史，深泥池学術調査報告書「深泥池の自然と人」，京都市文化観光局，pp.11-34，1981.
- 5) 吉川周作・那須孝悌・樽野博幸・古谷正和：近畿地方中部に分布する後期更新世～完新世の火山灰について，地球科学，Vol.40，pp.18-38，1986.
- 6) 関西地盤情報活用協議会：新関西地盤—京都盆地—，196p，2002.

3. 京都盆地の深部構造

竹村恵二*・横田 裕**・末廣匡基**

3.1 はじめに

京都盆地は南北 20 km，東西 10 km 程度の盆地である。周辺山地は，主に砂岩・泥岩・チャート・緑色岩などの丹波帯中・古生層と盆地北東方に分布する北白川花崗岩からなる。盆地縁の丘陵地は，大阪層群からなり，東部の深草地域と西部の西山地域に分布する。

京都盆地は表層部に砂礫層が分布することなどから，深部地盤に関する地質学的情報は非常に希薄であった。京都盆地周辺の丘陵地には大阪層群の海成粘土が複数存在しており^{1), 2)}，京都盆地地下にもこれらの地層群の存在が考えられた。兵庫県南部地震後に京都市や他機関で実施された活断層調査や「京都盆地の地下構造に関する調査」^{3), 4), 5), 6)} などにより，京都盆地の深部地質に関する多くの情報が得られた⁷⁾。特に，反射法地震探査による結果や，反射法地震探査測線の交点付近で行われた基盤岩に達する基準ボーリング(図 3-1)は有効であった。これらの結果に基づき，京都盆地の深部構造について紹介する。

3.2 京都盆地の基準ボーリング

(1) KD-1 (鉦立公園ボーリング)

KD-1 ボーリング(図 3-2)は京都市南区上鳥羽

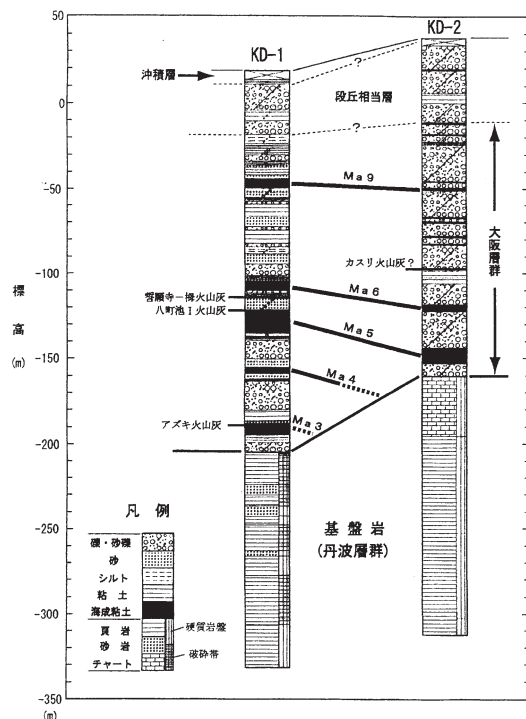


図 3-4 KD-1とKD-2ボーリングコアの対比⁵⁾

鉦立町鉦立公園で 1999 年度に実施された。掘削地点標高 21.0 m，掘削深度 350 m である。

コアは下位より基盤岩，大阪層群相当層，段丘堆積物～沖積層から構成される。基盤岩の上面深度は 223.2 m で，基盤岩は，主に頁岩，砂岩，チャートからなる。P 波速度は 3.0～5.5 km/sec に変化するが，速度低下部は頁岩破碎部におおむね対応している。

基盤岩と不整合の関係で，未固結の粘土，砂，砂礫の互層が重なる。これらは，丘陵に分布する大阪層群に対応する。大阪層群相当層は深度 37 m までとされた。均質・硬質の粘土が周期的には含まれる。コアの色調による肉眼判定，貝殻片や黄鉄鉱などの含有物調査から，5 層の海成層が認められた。火山灰層は 8 層確認され，深度 207.36-207.88 m (52 cm) の火山灰がアズキ火山灰，深度 140.90 m の火山灰が八町池I火山灰，深度 133.21 m の火山灰が誓願寺・梅火山灰に対比された。この結果，最下位から 4 層の海成粘土

層は大阪地域や京都盆地周辺丘陵の第3海成粘土層(Ma3)から第6海成粘土層(Ma6)に対応することが明らかになった。最上位の海成粘土(深度63.03-68.70m)は、花粉分析等のデータからMa9相当と考えられている。弾性波速度は下部ほど速くなり、 $V_p=1.8\sim 2.0\text{ km/sec}$ である。また、粘土部分で遅く、砂層や砂礫層で速く、岩質とのよい対応がみられる。

その上位の段丘堆積物～沖積層は砂礫、粘土混

じり砂礫、陸成粘土などからなる。

(2) KD-2(二条城ボーリング)

KD-2ボーリング(図3-3)は京都市中京区二条城町の二条城北西角付近で2000年度に実施された。掘削地点標高40.0m、掘削深度350mである。

コアの層序は下位より基盤岩、大阪層群相当層、段丘堆積物～沖積層である。基盤岩の上面深度は198.0mで、主に頁岩、砂岩、チャートからなる。

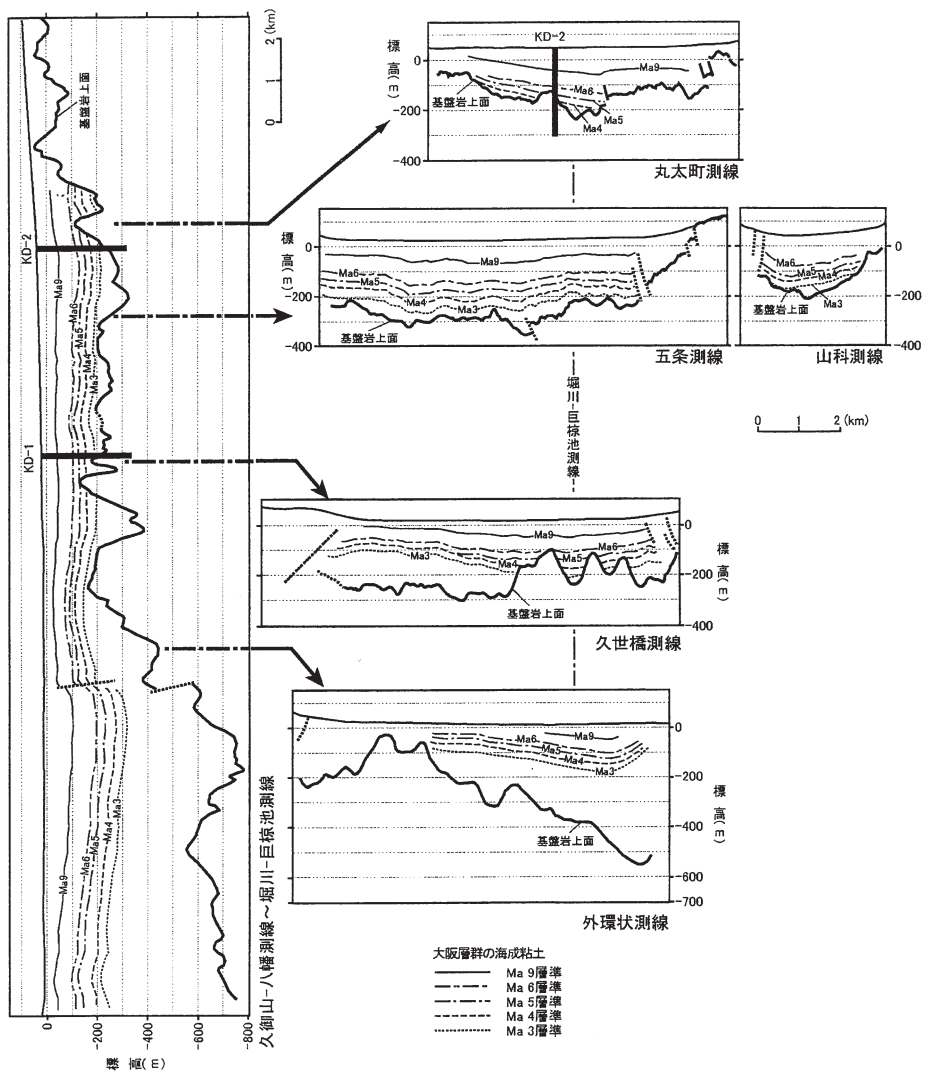


図3-5 反射法探査で推定された京都盆地の地下構造⁶⁾

黒色頁岩が優勢であるが、深度 198–233 m はチャートからなる。上部の硬質コア部の P 波速度平均値は $V_p=5.1$ km/sec である。

基盤岩の上位に不整合で、未固結の粘土、砂、砂礫の互層が堆積する。これらは、丘陵に分布する大阪層群に対応する。上位の段丘堆積物～沖積層との境界は不明瞭である。KD-1 コアが均質・硬質の粘土が周期的にはさまれるのに比べて、KD-2 コアは淘汰の悪い扇状地堆積物と推定される粘土混じり砂礫が 80 % 以上を占める。コアの色調にもとづいた肉眼判定、貝殻片や黄鉄鉱などの含有物調査から、3 層の海成層が確認された。深度 155.80–160.07 m (4.27 m) と深度 182.21–190.37 m (8.16 m) の粘土層には、大型のカキ化石が含まれている。また火山灰は肉眼では確認されなかった。結果として、この 3 層の海成粘土が大阪地域や京都盆地周辺丘陵のどの海成粘土に対応するかはこのコアからは不明であるが、反射法地震探査の結果を含めて、最下位の海成層が Ma5、次が Ma6 に対応すると考えられる。この区間の弾性波速度は、下部ほど速くなり、岩質とのおおまかな対応がみられる。弾性波速度と密度が KD-1 に比較して大きく、大阪層群相当層の土質の違いが表現されている。反射法探査の結果も含めて、KD-1 と KD-2 は図 3-4 のように対比される。

3.3 反射法地震探査からみた基盤岩深度・形状と堆積層構造

反射法地震探査は京都盆地の地下構造調査^{3), 4), 5), 6)}では、8 測線について実施された(図 3-1)。堀川—巨椋池測線 (19.6 km)、丸太町測線 (7.38 km)、五条測線 (5.59 km)、久世橋測線 (10.5 km)、五条第 2 測線 (4.58 km)、山科測線 (3.52 km)、外環状測線 (8.94 km)、久御山-八幡測線 (4.92 km) である。震源はバイブレーターを用い、受震点間隔 20 m、発震点間隔 10 m で実施された。

南北約 20 km にわたって展開された堀川—巨椋池測線の探査結果(口絵 1)は、基盤岩と堆積層の境界が明瞭に認められた。基盤岩上面深度は

測線南部の巨椋池干拓地付近でもっとも深く、600–800 m 程度であるのに対し、北部の CMP 3200 付近(烏丸鞍馬口)ではほとんど地表面直下数十 m であり、南から北へ浅くなる傾向がある。また中央部の基盤岩上面には 100 m–200 m 程度の起伏がある。

基盤岩を不整合におおう堆積層には、明瞭な反射面がくりかえし存在し、砂礫・砂・粘土層の互層を反映していると考えられる。KD-1、KD-2 ボーリングコアの層序との対応から、反射測線上での海成粘土層等の分布を明らかにできた。これらの反射面はほとんど水平であり、盆地全体として南北方向には堆積層がほとんど水平に連続しており、全体的にわずかに北へ傾斜していることが認められる。これらの堆積層の構造と、基盤岩上面との形状はほとんど無関係であり、基盤起伏は大阪層群堆積開始時にはすでに存在していたものである。また、基盤岩上面に落差を伴う、明瞭な堆積層変形が CMP 700 地点(宇治川)でみられ、伏在断層の存在が指摘される。

西山丘陵から桃山丘陵まで盆地を東西に横切る久世橋測線では、基盤岩深度は測線中央部で 250–300 m 程度、CMP 1300 付近より東側で基盤岩上面の起伏が大きくなり、200 m に達する。大阪層群の海成粘土層層準が明瞭に追跡される。

五条測線は、五条第 2 測線と併せて、盆地の東西方向における構造を示している。基盤岩深度は七本松通(CMP 950)付近でもっとも深く、350 m 程度である。鴨川から東にかけて基盤岩の変位とそれに伴う堆積層の変形が数条認められる。大阪層群の海成粘土層層準が明瞭に追跡できる。

丸太町測線は、盆地北部の東側の構造を明らかにした。基盤岩深度は堀川通り付近で最も深く 280 m 程度と推測される。基盤上面は比較的緩やかに測線の両側に向かって浅くなる傾向がある。この測線でみられる堆積層中の反射面の連続は、他の測線と比較して明瞭でない。このことは、KD-2 コアでみられた砂礫卓越の地層で、明瞭な反射面を形成する粘土層を多く含まない地層が測

* (株)キンキ地質センター

線全体にわたってひろがっていることを示唆している。

反射法探査 8 測線から推定された京都盆地の地下構造を図 3-5 に示す。

3.4 まとめ

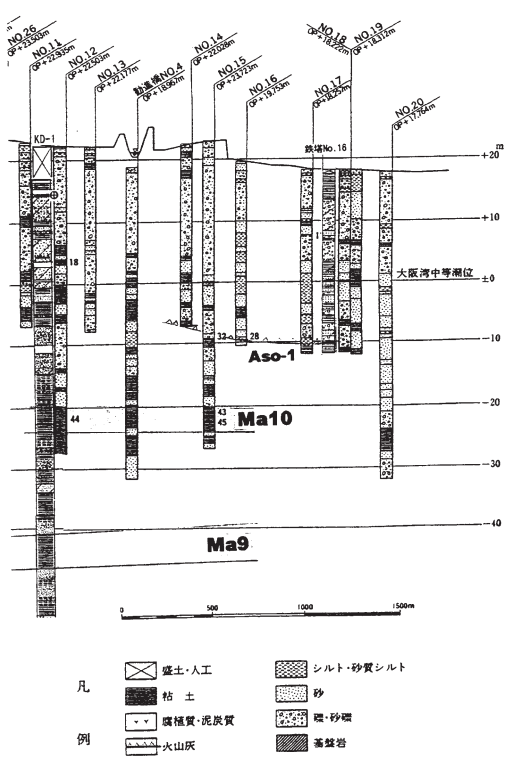
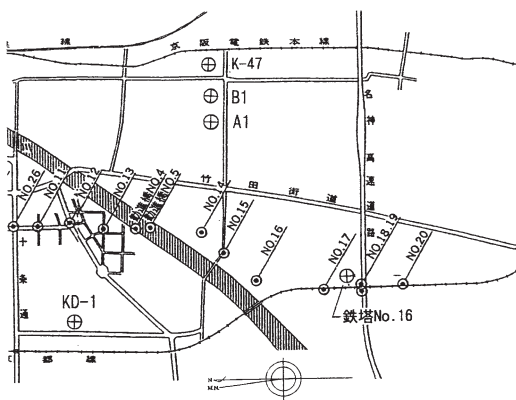


図 4-1 地下鉄ボーリング断面図(田村ほか⁴⁾の一部を編集・加筆。ボーリング柱状図右の数字は花粉分析個所)

京都盆地中部の 2 地点で基盤岩に到達するボーリング (KD-1 および KD-2) が実施され、京都盆地に堆積した地層群の概要が明らかにされた。KD-1 (鉦立公園ボーリング) では 223 m で、KD-2 (二条城ボーリング) では 198 m で基盤岩に到達した。基盤岩は丹波層群のチャート・頁岩・砂岩からなる。盆地深部の堆積層は、大阪層群の砂・粘土・礫層と、段丘堆積層の砂礫層である。南部の KD-1 では、砂や粘土が優勢な地層が存在し、北部の KD-2 では、砂礫が優勢である。大阪層群の対比基準となる火山灰層 (アズキ, 八町池, 梅) が発見され、海成粘土層 (Ma 3~Ma 6, Ma 9) が識別された。また、反射法探査断面 (堀川—巨椋

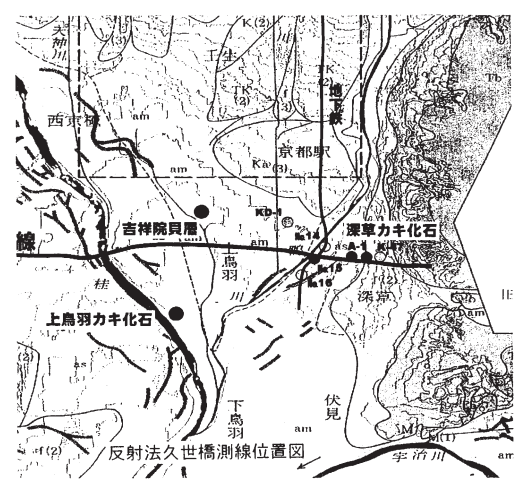


図 4-2 ボーリング位置図および反射法自身探査「久世橋測線」位置 (石田⁸⁾に加筆)

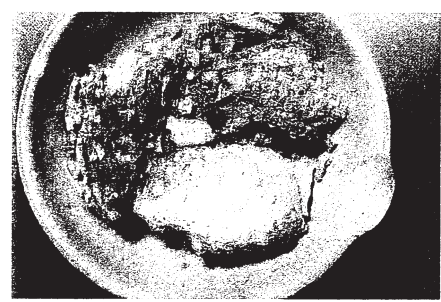


写真 4-1 深草の深度 33 m 付近で発見されたカキ化石 (蒸発皿の直径は 12 cm)

池測線)における反射面の連続性から、2地点間の対比が可能になった。全体として、宇治川より北の大阪層群は北側に傾斜していることが明らかになった。2地点のボーリングで確認された大阪層群の最下位の層準はMa3であった。北部のKD-2で発見されたカキ化石層(Ma5, Ma6相当層に含まれる)から海進期の海域の範囲が確認された。また、宇治川付近に伏在断層の存在が確認された。なお、京都盆地では、調査最終年度に巨椋池地区で基盤岩に達するボーリングが実施され、現在解析中である。

参 考 文 献

- 1) 深草団体研究会：近畿地方の新期新生代層の研究 I-京都東南、深草付近の新生代層-，地球科学，63，pp.1-9，1962。
- 2) 西山団研グループ：京都盆地西南部，西山山麓の大阪層群。地球科学，21，pp.1-10，1967。
- 3) 京都市：平成10年度地震関係基礎調査交付金，

京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書，1999。

- 4) 京都市：平成11年度地震関係基礎調査交付金，京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書，2000。
- 5) 京都市：平成12年度地震関係基礎調査交付金，京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書，2001。
- 6) 京都市：平成13年度地震関係基礎調査交付金，京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書，2002。
- 7) 関西地盤情報活用協議会：新関西地盤-京都盆地-，196p，2002。

4. 京都盆地東南部の地下に分布する Ma10 海成粘土層について

藤原重彦*

4.1 はじめに

海成粘土層はその連続性が良好であることから、いわゆる鍵層の役割を果し、地層の年代を推定す

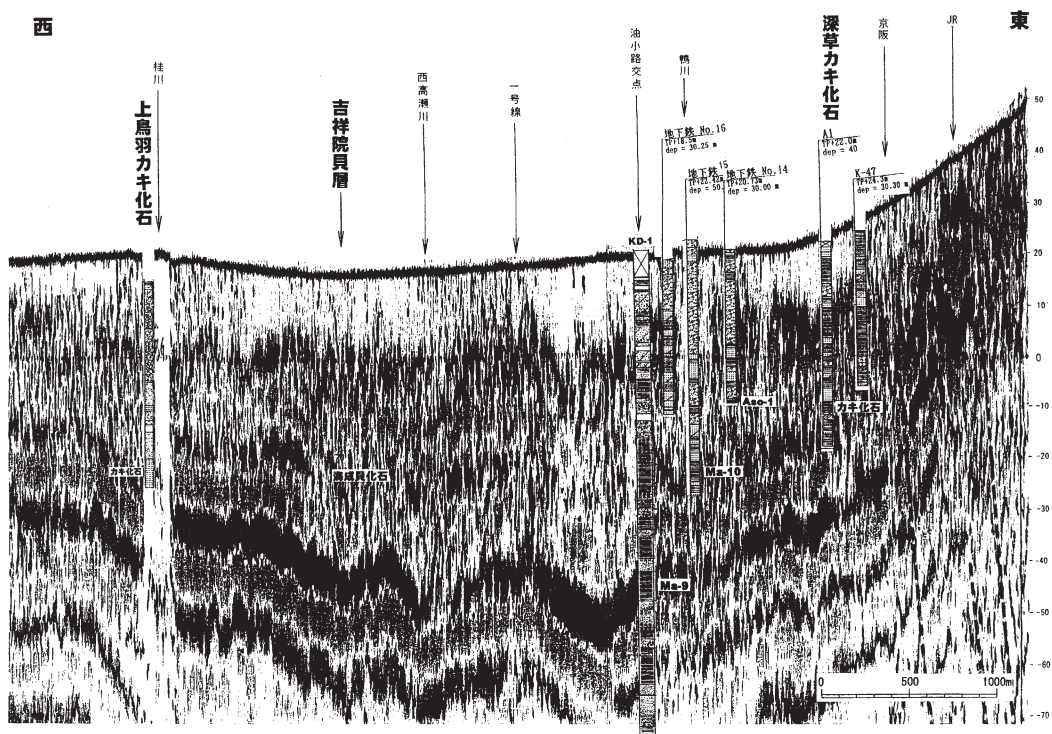


図 4-3 地質断面図(京都市²⁾の反射法自身探査「久世橋測線」の深度断面図に、ボーリング柱状図等を加筆。鉛直方向が30倍拡大されている。

る上で重要である。京都市は京都盆地の深部構造を明らかにするため、盆地内で多くの反射法地震探査を実施し、基盤岩に達する2本の深層ボーリングを行った^{1), 2), 3)}。盆地の中央やや南東寄りで行われた、KD-1ボーリングにおいてはMa 3, 4, 5, 6の海成粘土層の他に、深度66m付近にMa 9層が発見された。

反射法地震探査によれば、Ma 9層は京都盆地の地下に広範囲に分布し、盆地中央北寄りで行なわれたKD-2ボーリングにおいては深度88m付近に確認されている。

今回、既存のボーリング調査結果、花粉分析及びボーリング調査で採取された貝化石等を整理し、反射法地震探査の久世橋測線に投影することにより、Ma 9層の上位にMa 10層と推定される海成粘土層が存在する可能性が高いことが判明した。Ma 10層の存在は京都盆地地下の地質構造の解明上、重要と考えられるのでその概要について紹介する。

4.2 海成粘土層の分布について

(1) 地下鉄烏丸線ボーリング

田村ほか⁴⁾は地下鉄烏丸線建設前に行われた調査ボーリングの柱状図を利用し、地質断面図を

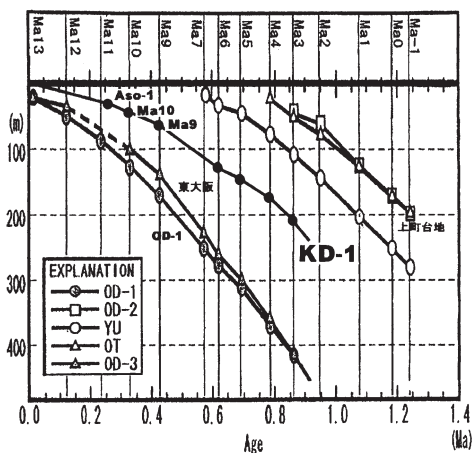


図4-4 深度-年代相関図(図の中央がKD-1のカーブ。その他は大阪平野のデータ。KD-1のMa 10層およびAso-1層のデータを加筆。基図は内山ほか⁹⁾を編集。)

作成し、その時採取された試料を利用して花粉分布を行った(図4-1)。花粉分布の結果は大部分が寒冷なものであったが、鴨川を横切る付近のボーリングNo.12, No.15孔の深度42~45m付近においてのみブナ属が多く比較的温暖であった。またこの粘土層の一部が海成粘土の様相をしていたことから、この粘土層は海成粘土層と考えられ、「これが大阪地域のMa 10に相当するのか、あるいはより古いものであるのかは将来の検討課題である」としている。

(2) 深草のカキ化石

地下鉄No.15地点の東方約0.8km(図4-2参照)で行なわれた調査ボーリングにおいて、深度31~35m付近に分布する粘土層からカキの化石が発見された(写真4-1)。カキの化石は東西約250mにわたる6本のボーリングで確認された。当地は「深草互層地帯」⁵⁾に位置し、粘土層と砂層が卓越し、砂礫層がほとんど分布しない土相を呈している(図4-3参照)。カキの発見された粘土は青灰色を呈し、N値は13~25と高い値を示し、かなり硬質なものである。

(3) 吉祥院貝層

上治⁶⁾は、その著書「京都近傍地質誌」の中で「吉祥院貝層」の名称で京都市南区の吉祥院(図4-2参照)の地下で発見された海成貝化石について記述している。それによれば、地層は地表下22mまでは砂礫で、以下100mまでは粘土・シルト・砂層よりなり小礫層を挟在する。化石は深度35~43mの灰色シルト中に含まれ、「白色の二枚貝で、表面に紋様があってAnadara.spかと思われるものもあったが、多くは破片のみである。海成貝であることには疑問はないようだ」と述べている。

(4) 上鳥羽のカキ化石

名神高速、京都市南インターチェンジの西方、桂川左岸(図4-2参照)で行なわれた深度40mのボーリングにおいて、深度35mの粘土層中にカキの殻が密集して含まれるのが発見された。カキは細かい破片として認められ、最大で径1.5cm程度である。粘土層は5.6m以上の層厚を有し、

N 値は 9~16 でかなり硬質である。カキ化石は、粘土層の最上部から発見された。

なお、地層は、深度 19.7 m まで砂礫層で、深度 34.6 m までは砂層が卓越し、それ以深で上述の粘土層となっている。

4.3 反射法地震探査「久世橋測線」との対応から見た海成粘土層の対比

上述のデータを反射法地震探査「久世橋測線」の深度断面図にプロットしたものが、図 4-3 である。断面の位置は図 4-2 中、太線で示した東西断面である。

反射法地震探査によれば、本断面の地層は油小路の少し西方に軸を持つ向斜構造をなし、油小路通りより東側では地層は西へ、西側では東へ傾斜している。

図に示されるように、地下鉄 No.15 孔の深度 43~46 m の海成粘土層と深草のカキ化石を含む粘土層はほぼ連続し、KD-1 の深度 66 m 付近に分布する Ma 9 層とは明らかに区分され、より上位の海成粘土と考えられる。

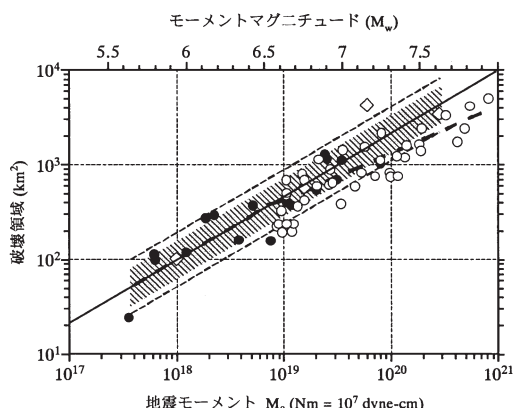
なお、地下鉄 No.14 孔及び No.16 孔においては、この海成粘土層の 10 数 m 上位（深度 30 m 付近）に Aso-1 火山灰層に同定されるガラス質の火山灰層が挟在する⁷⁾ (図 4-1 参照)。

これらの地層の深度-年代相関図は、図 4-4 に示されるが、地下鉄 No.12 および No.15 孔の深度 42~45 m の海成粘土層を Ma 10 層と仮定すれば、各地層はきれいな曲線の上に乗る。従って、この粘土層が Ma 10 に対比される可能性はきわめて高いものと考えられる。

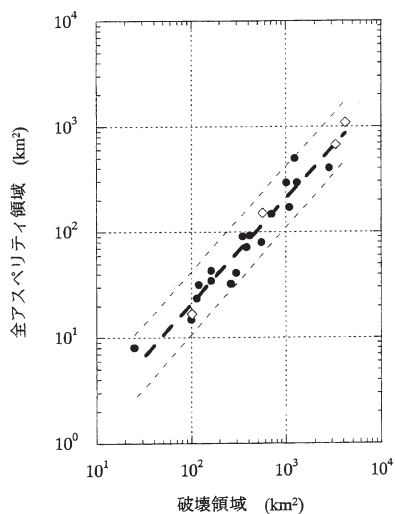
なお、「吉祥院貝層」は反射面の連続性から Ma 10 層に対比され、上鳥羽のカキ化石を含む粘土層は、Ma 9 層に対比されるものと推定される。

4.4 Ma10 層発見の意義と今後の課題

今回、京都盆地中東部の深草から吉祥院地域において従来、分布が確認されていた Ma 9 海成粘土層の上位に、Ma 10 層に対比される可能性が高



(a)



(b)

- 入倉・他⁸⁾
- Wells and Coppersmith (1994) ($M_0 \geq 7.5 \times 10^{18}$ Nm; $M_w \geq 6.52$)
- Somerville et al. (1999)
- 標準偏差
- 経験式の2倍と0.5倍の関係
- Somerville et al. (1999) & Miyakoshi (2002)
- ◇ 低角逆断層

図 5-1 (a) 地震モーメントと破壊領域の関係 ($M_w 6.5$ を境にして、比例関係が変わる)
 (b) 破壊領域と全アスベリティ領域の関係⁵⁾ (比例関係は保たれている。アスベリティ領域の定義は Somerville et al.⁴⁾ による。)

* 京都大学防災研究所
 ** 東京大学地震研究所

い海成粘土層が存在することが明らかになった。

Ma 10 海成粘土層は、大阪層群の最上部に位置付けられる。これより上位の地層は「段丘堆積層」あるいは「段丘相当層」と呼ばれ、大阪層群とは区別される。この様に、Ma 10 海成粘土層は大阪層群と段丘堆積層とを区分する上で層序的に重要な位置を占め、京都盆地地下の比較的浅所の地質構造を解明する上で担う役割は大きい。

京都盆地において、今回分布が明らかになった Ma 10 層は、深度 30~40 m の比較的浅所に分布することが予想されるため、今後のボーリング調査においては、Ma 10 層が存在する可能性を考慮に入れて試料の観察及び分析を行い、その分布状況を明らかにすることが望まれる。

参 考 文 献

- 1) 京都市：平成 10 年度地震関係基礎調査交付金京都盆地の地下構造に関する調査 成果報告書（概要版），1999.
- 2) 京都市：平成 11 年度地震関係基礎調査交付金，京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書概要版），2000.
- 3) 京都市：平成 12 年度地震関係基礎調査交付金，京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書（概要版），2001.
- 4) 田村 隆・横山卓雄・石田志朗：京都市高速鉄道烏丸線建設にあたっての地質調査，京都市高速鉄道烏丸線内遺跡調査年報Ⅲ，付篇 1，京都市高速鉄道烏丸線内遺跡調査会，1982.
- 5) 藤原重彦：京都市の地盤について，応用地質学の最近の研究，日本応用地質学会関西支部，pp.121-130，1982.
- 6) 上治寅次郎：京都近傍地質誌及び五万分の一京都近傍地質図，地下資源研究所，1961.
- 7) 京都府企画環境部環境企画課編：京都府レッドデータブック下巻地形・地質・自然生態系編，2002.
- 8) 石田志朗：自然をうまく利用した都市づくりー京都，大場秀章・藤田和夫・鎮西清高編日本の自然地域編 5 近畿，岩波書店，pp. 36-52，1995.
- 9) 内山美恵子・三田村宗樹・吉川周作：大阪平野中央部，上町断層の変位速度と基盤ブロックの運動，地質学雑誌 vol. 107, No. 3, pp228-236, 2001.

5. シナリオ地震に基づく強震動予測の現状

岩田知孝*・三宅弘恵**

5.1 はじめに

地震が起きた時の地震動の大きさを予測する方法としては、大きく分けて経験的方法と理論的方法がある。経験的方法は、これまでに蓄積されてきている実地震記録から、ある物理量、例えば地動最大水平加速度値を地震規模、震源からの距離、地盤条件などをパラメータとして回帰して経験式を作り、その経験式を用いてシナリオ地震(想定地震)に対する地震動の大きさを予測する方法である。これまでに蓄積されてきているデータをもとに予測するわけだから、信頼性の高い結果が期待されるが、複雑な地震動の特徴を表現することは困難である。理論的方法は、地震動が断層破壊過程と地震波伝播特性との合積によって表されるという表現定理及び等価体積力^{1), 2)}に基づいて、震源及び地下構造をモデル化し、それらのモデルパラメータを与えて地震動を予測する方法である。最大水平加速度といった単一の物理量はもとより地震動の時刻歴の予測を行う方法であるから、高度・多様化している現在の社会のインフラ構造の地震脆弱性評価及び地震に強い社会基盤作りには不可欠な取り組みである。しかしながら、モデルパラメータが十分に与えられるわけではなく、日進月歩する地震学・地球物理学の知見を反映させたモデル作成とそれに基づく強震動予測が必要となる。ここでは、後者の手法についての現状と今後の展開について述べることにする。

5.2 震源のモデル化(特性化震源モデル)

1980年代以降に強震記録を用いた運動学的震源インバージョンが行われるようになり、それまで行われていた遠地地震記録や地殻変動データ、地表地震断層データを用いた場合に比較して格段に詳細な(約2 kmメッシュ、1秒程度)断層破壊過程が推定されるようになってきた。大きな特徴は、断層面上でのすべりが非常に不均質であり、その不均質性が特に震源近傍の強震動に影響を及

ぼすということである。それまでに地震規模と断層サイズ(破壊領域)には相似の関係が成り立っていることが示されていた³⁾が、Somerville et al.⁴⁾はすべりの大きいところを一定基準で切り出すことでアスペリティ領域を定義し、破壊領域Sのみならず、アスペリティの総面積 S_a や最大アスペリティの面積 S_l は地震モーメント M_0 に対して一定の相似則に従っていることを明らかにした。図5-1には入倉・三宅⁵⁾が近年の大地震のデータ⁶⁾も入れて作成した、内陸地震における全破壊領域(S)と地震モーメント(M_0)の関係及び全破壊領域(S)とアスペリティの総面積(S_a)の関係を示している。図5-1(a)には最近の波形インバージョン結果だけでなく、地殻変動情報や地表地震断層情報を元にして推定された断層サイズの情報も含まれている⁷⁾。これからは、地震モーメントと断層面サイズの関係は、地震規模によって変化しているように見える。一方、図5-1(b)より不均質断層パラメータであるアスペリティサイズと破壊領域との関係は、地震規模によらずほぼ一定となっていると考えられる。

この不均質断層モデルの特性化に関する研究に基づき、入倉・三宅⁵⁾は、シナリオ地震に対する理論的強震動予測手法をレシピの形でまとめている。ここでは震源モデルには、アスペリティと非アスペリティ領域を考え、それぞれの領域で特性化されたすべり関数を与えることによって構築される特性化震源モデルを提案している。また、入倉ら⁸⁾は、食い違い分布で拘束されている特性化震源モデルに動力学的解釈を入れて、応力降下量の設定についての解釈を加えている。

5.3 地下構造のモデル化

理論的強震動予測には、震源から地表まで地震波が伝播してくる主に地殻の構造モデルを与える必要がある。特に堆積盆地など地震波の速度構造が急激に変化し、地殻構造に比して密度が小さく、地震波速度が遅い媒質においては、地震動の振幅が増幅されるため、精度の高い強震動予測には詳

* 京都大学大学院工学研究科

細な速度構造モデルが必要となる。1995年兵庫県南部地震において、断層運動のみならず、堆積層構造・盆地端部構造によって地震動が増幅されたことが示された^{9), 10), 11)}。それをきっかけとして人工振源を用いた堆積層構造探査等が都市域の堆積平野・盆地で行われ、地下構造モデルの作成が進められている。探査自体は限られた領域や空間的に粗いサンプルにならざるをえないので、地下構造モデルはそれらの資料をもとにして、地質学的知見を取り入れながら外挿・内挿によって作成される。例えば、近畿圏においては、大阪堆積盆地¹²⁾、京都盆地¹³⁾で広域の地下構造モデルが作成されている。この地下構造モデルによって地震動がうまく説明できるかどうか、いわば地下構造モデルの検証と改良が必要となる。ここでは、兵庫県南部地震後積極的に進められてきた強震観測網で得られる、中規模地震記録のモデリングを行うことによって、この地下構造モデルの検証と改良が重要となる。これも周期1秒よりやや長周期側の地震動についてはかなりの確度で再現されるようになってきている。

5.4 強震動予測

上記のような特性化震源モデル及び地下構造モデルに基づき、理論的な方法で強震動シミュレーションが行われる。約1秒より長周期側は決定論的な方法、短周期側は統計論的な方法によってシミュレーションされ、合成することによって強震動が作成されている(ハイブリッド法)。短周期側においては、地震波が伝播する地殻構造媒質の揺らぎに起因した散乱現象が優位となり、確定的なモデルの構築が困難なためによる。また、強震時の軟弱地盤における非線形的挙動についても考慮する必要がある。このような手法の妥当性は、1995年兵庫県南部地震¹⁴⁾や2000年鳥取県西部地震¹⁵⁾など、経験した地震記録などの再現によって検証されている。

5.5 まとめ

本稿で示したような特性化震源モデルの構築と地下構造モデル、及びそれらを用いたシナリオ地

図 6-1 京都盆地の基盤岩構造モデル

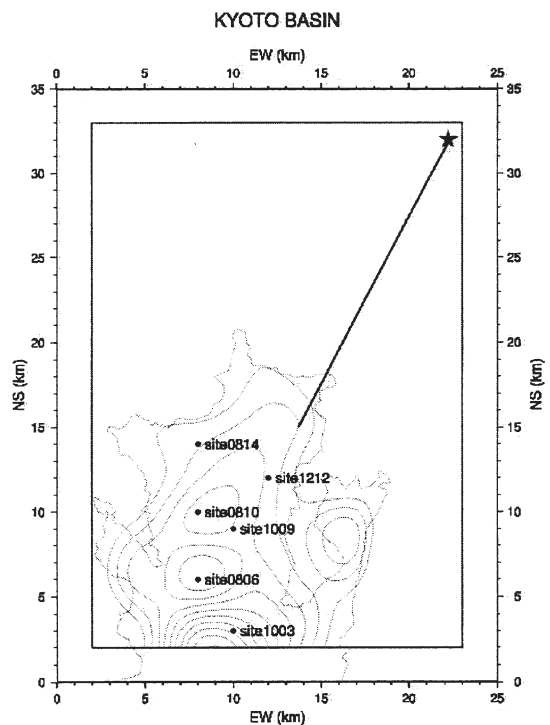


図 6-2 解析モデル

震における強震動予測は、文部科学省地震調査推進本部において、地震発生確率の高い活断層やプレート境界地震を震源とする場合の強震動予測マップ¹⁶⁾として公表されはじめています。この地図は1 km メッシュサイズの分解能であるために、地方公共団体においては、これより詳細なマップ作りがはじめられつつある(例えば京都市)。このような取り組みを進めていくと共に、最新の地震学的・地質学的知見に基づく震源モデルの設定方法の高度化、詳細地下構造モデルの高精度化と予測・検証を繰り返しながら精度の高い強震動予測方法の確立を目指していく必要がある。

参 考 文 献

- 1) Maruyama, T.: On the Force Equivalent of Dynamic Elastic Dislocation with Reference to the Earthquake Mechanism, Bull. Earthq. Res. Inst., 41, pp.467-488, 1963.
- 2) Burridge, R. and Knopoff, L.: Body Force Equivalent for Seismic Dislocation, Bull. Seism. Soc. Am., 54, pp.1875-1888, 1964.
- 3) Kanamori, H. and D. L. Anderson: Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seismol. Soc. Am., 65, pp.1073-1095, 1975.
- 4) Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion,

- Seism. Res. Lett., Vol. 70, pp. 59-80, 1999.
- 5) 入倉孝次郎・三宅弘恵：シナリオ地震の強震動予測，地学雑誌，Vol. 110, No.6, pp. 849-875, 2001.
- 6) 宮腰 研，不均質震源の特性化，月刊地球号外 Vol. 37「最近の強震動予測研究？どこまで予測可能となったのか？」，pp.56-61, 2002.
- 7) Wells, D. L. and K. J. Coppersmith, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 84, pp.974-1002, 1994.
- 8) 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲・Luis Angel Dalguer, 将来の大地震による強震動を予測するためのレシピ，京都大学防災研究所年報，第46号B, pp.105-120, 2003.
- 9) Kawase, H., The cause of the damage belt in Kobe: "The basin edge effect", constructive interference of the direct S wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves, Seism. Res. Lett., Vol. 67, pp.25-34, 1996.
- 10) Iwata, T. and H. Sekiguchi, A. Pitarka, K. Kamae, and K. Irikura, Evaluation of strong ground motions in the source area during the 1995 Hyogoken-Nanbu (Kobe) earthquake, Proc. 10th Japan Earthq. Eng. Symp., vol.1, pp. 73-78, 1998.
- 11) Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and H. Sekiguchi, Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 88, pp. 428-440, 1998.
- 12) 香川敬生・趙 伯明・宮腰 研・赤澤隆士，情報の多寡に応じた強震動評価のための地盤構造モデルの作成法-大阪平野を例として-，第11回地震工学シンポジウム，講演論文集，pp.497-500, 2002.
- 13) 京都市，平成14年度京都市地下構造調査報告書，2003.
- 14) 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲，強震動予測のための修正レシピとその検証，第11回日本地震工学シンポジウム講演論文集，pp.567-572, 2002.
- 15) 池田隆明・三輪 滋・釜江克宏・川辺秀憲・入倉孝次郎，経験的グリーン関数法による2000年鳥取県西部地震の強震動シミュレーション，一合成結果に及ぼす経験的グリーン関数の影響一，地震

表 6-1 仮定した京都盆地の速度構造

	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (g/cm ³)	Q-値
堆積層	1800	500	2.0	100
基盤岩	4500	2500	2.5	500

表 6-2 解析に用いた断層パラメータ

走向 ϕ_s	26.5°
傾斜角 δ	90.0°
すべり角 λ	180.0°
立ち上がり時間 T_0	2.2 sec
地震モーメント M_0	6.31×10^{25} dyne·cm
破壊伝播速度 v_r	2000 m/sec

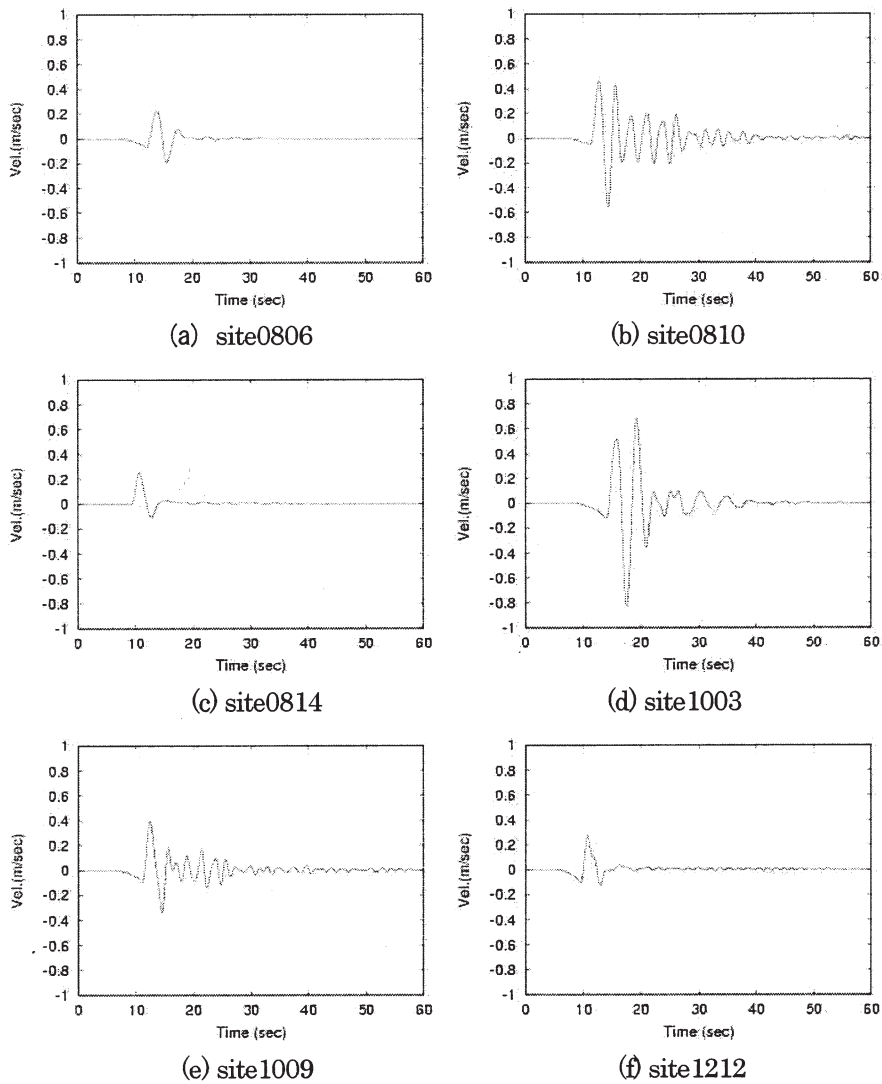


図 6-3 地表面の速度波形 (EW 成分)

災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究第 2 回シンポジウム論文集, pp.19-22, 2003.

- 16) 文部科学省地震調査推進本部, <http://www.jishin.go.jp/main/>, 2003.

6. 京都盆地の強震動の特徴

清野純史*

6.1 はじめに

兵庫県南部地震を契機として、地震防災を考える上で深部地下構造の解明が不可欠という認識が生まれ、現在多くの都市で深部地下構造に関する調査が活発に行われている。京都市においても平成 10 年度より 3 ヶ年計画で京都盆地の地下構造調査が行われており¹⁾、京都市域の 3 次元地盤モデルを作成するための基礎資料がそろいつつある。このような資料を援用し、京都盆地の地盤震動特性を評価することは非常に重要な課題である。ま

図 6-4 地表面速度の最大値の分布

た、震源の破壊特性といった要因も地盤の震動特性に大きく影響するため、京都盆地の震動特性を評価する場合には、防災対策上考慮すべき断層を特定した解析が必要である。

ここではまず京都市の地下構造調査で得られた結果を援用し、京都盆地の基盤構造をモデル化する。このモデルを用いて断層破壊を含めた京都盆地の 3 次元地震動解析を行うことで、京都盆地の地盤震動特性の定量的な検討を行う。

6.2 京都盆地のモデル化

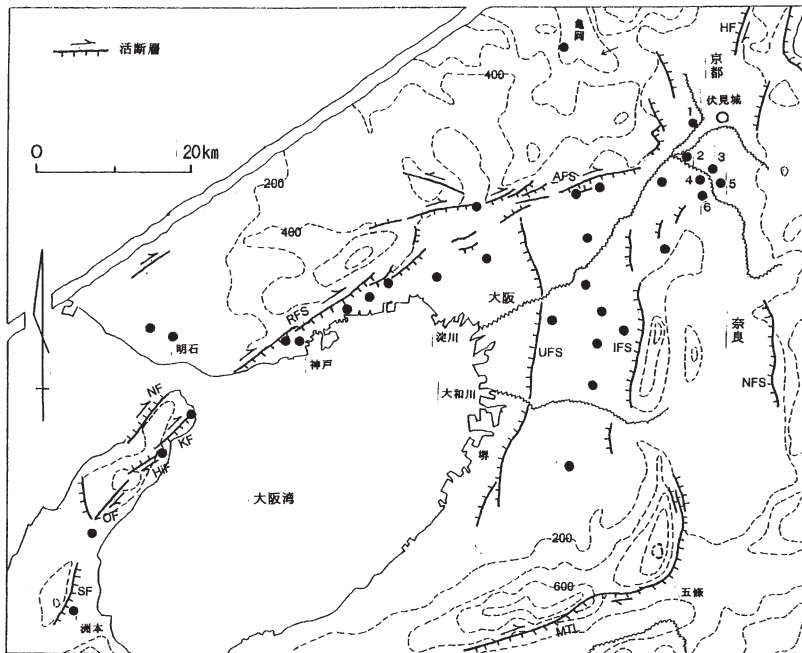
京都盆地の基盤岩構造は、京都市によって実施された P 波反射法地盤探査¹⁾によって得られる反射断面深さ、および基盤岩が地表面に露出していると考えられる周辺岩盤山系の標高値を基に、図 6-1 の黒枠で囲む地域 (x : 0~21000, y : 6000~27000) に対して 3 km×3 km のメッシュに分割した 2 次元 3 次の B スプライン関数²⁾で補間することによって求めた。図中の盆地内の太実線は調査によって反射断面が得られている測線である。

6.3 有限差分法による解析

解析は、時間に関して 2 次精度、空間に関して 4 次精度の staggered grid³⁾ による 3 次元有限差分法で行った。図 6-2 に本解析の計算領域を示す。ただし、図 6-2 の原点は図 6-2 の原点から北に 6 km、東に 1 km ずれた地点 (北緯 34 度 53 分 14.8 秒、東経 135 度 38 分 8.5 秒) である。格子間隔は x 軸 (NS) 方向、 y 軸 (EW) 方向については 0.1 km とし、 z 軸 (深さ) 方向については Nonuniform Grid⁴⁾ を適用している (1 km 以浅は 0.1 km, 1 km 以深は 0.2 km)。以上の格子間隔にしたがって計算領域を 350×250×90 の格子点で離散化した。また、非物理境界からの反射波を抑制するために、計算領域内の地表面以外の非物理境界面付近の 20 格子を減衰領域としている⁵⁾。したがって、解析できる領域は図 6-2 の黒枠で囲む地域となる。

京都盆地の速度構造は、表 6-1 のような基盤と堆積層から成る 2 層構造でモデル化し、地表面は水平であると仮定した。表 6-1 の各パラメータは

* 産業技術総合研究所



●は伏見地震で生じたと思える地震の痕跡が検出された遺跡で京都盆地のものは、1志水町遺跡、2木津川河床遺跡、3佐山遺跡、4内里八丁遺跡、5塚本遺跡、6魚田遺跡、
AFS：有馬—高槻構造線活断層系、RFS：六甲断層系、KF：楠本断層、HiF：東浦断層、OF：野田尾断層、SF：先山断層（以上が、伏見地震で活動した可能性が高い活断層）NF：野島断層、UFS：上町断層系、IFS：生駒断層系、NFS：奈良盆地東縁断層系、MTL：中央構造線活断層系、HF：花折断層

図7-1 大阪平野周辺の主要活断層と伏見地震の痕跡（寒川²⁾に加筆）

京都市によって実施された基準ボーリング孔総合検層¹⁾の結果を参考として決めており、地盤の減衰はGraves³⁾の手法に従い、Q値によって実現している。ただし、その値はS波速度の20%としている。

震源断層としては花折断層を考え、この一部が破壊した場合を考える。地震の規模はモーメントマグニチュード $M_w=6.5$ の地震を想定し、断層長さ19.2 km、断層幅9.6 km（深さ2 km～11.6 km）の矩形断層でモデル化した。この矩形断層の1端（図6-2の★印）で生じた破壊が断層長さ方向に破壊伝播速度2.0 km/secで伝播するユニラテラルな破壊を想定した。差分法による計算では、断層面上の点震源の破壊開始時刻を破壊伝播速度

にしたがって、破壊開始点から南西方向に変化させることで、このユニラテラルな strike slip 型の破壊伝播を表現している。なお、ダブルカップル型の点震源の導入はArben⁴⁾の手法を用いた。

表6-2に解析に用いた断層パラメータを示す。ただし、地震モーメント M_0 はHanks & Kanamoriの関係式⁶⁾から求めている。計算時間間隔 Δt およびカットオフ周波数 f_c はそれぞれ $\Delta t=0.01$ sec、 $f_c=1.0$ Hzとした⁴⁾。

地表面の観測点として図6-2の●印で示す6ヶ所をとり、この場所における速度波形を計算した。各観測点において特に震動が大きい成分であるEW成分を図6-3に示す。また、図6-4に各成分の地表面速度の最大値を示す。

6.4 京都盆地の震動特性

図 6-3 の各観測点の波形において、盆地内直下の基盤深度が深い site 0810, site 1003 および site 1009 では継続時間が長く、振幅の大きい波形が得られている。一方、直下の基盤深度が比較的浅い site 0806, site 0814 および site 1212 の波形ではパルス状の波が卓越しているが、以後の後続位相には振幅の大きな波群はほとんど見られない結果となっており、速度波形の最大値およびその位相特性が基盤岩深度と密接に関係している

ことが確認できる。また、浅い構造の速度波形に見られるパルス状の波には、想定した右横ずれ断層によるユニラテラルな破壊によって発生する長

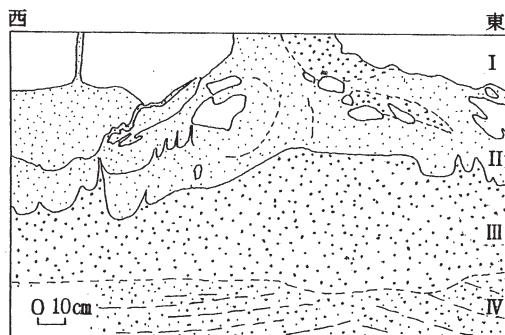


図 7-2 木津川河床遺跡における液状化現象の痕跡 (図を作成した段階では、発掘調査により I 層がかなり削られており、砂脈はさらに上昇して上端が侵食されていた。白抜きはシルト、ドットは砂・礫を示し、ドットの大きさは粒子の大きさに対応している。以下の図において、ローマ数字で示した地層名は、それぞれの図に特有なもので、他の図の同じ名称の地層とは対比できない。)



写真 7-1 木津川河床遺跡における液状化の痕跡



写真 7-2 木津川河床遺跡における液状化に伴う地層の盛り上がり

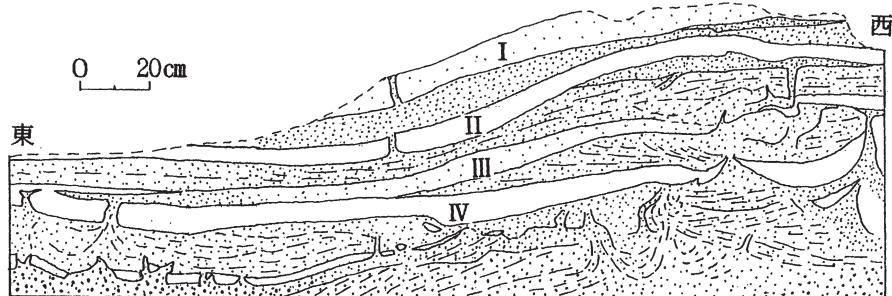


図 7-3 木津川河床遺跡における地層の盛り上がり (図を作成した段階では、概ね水平に堆積していた近世の地層は削除されている。)

周期パルスの影響が現れているものと考えられる。

図 6-4 の地表面速度の最大値を見ると、EW 成分が卓越し、他の 2 成分 (NS, UD) のそれぞれの約 2 倍程度大きいことが確認できる。また、盆地内の強い震動は、各成分とも概ね図 6-1 の基盤岩構造で深い構造が与えられる地域に見られ、盆地内の震動特性が震源における破壊メカニズムのみならず深部地下構造に大きく依存することを再認識する結果といえる。盆地内で最も強い震動を与える地域である解析領域の南部 (site 1003 付近) は、非物理境界面の反射波を抑制するために設けた減衰領域に非常に近い地域である。そのため、今後さらに詳細な京都盆地のモデル化を進める上では、特に京都盆地南部の基盤構造のモデル化が必要である。

6.5 まとめ

ここではまず京都盆地の基盤岩構造を 2 次元 3 次のスプライン関数を用いてモデル化し、そのモ

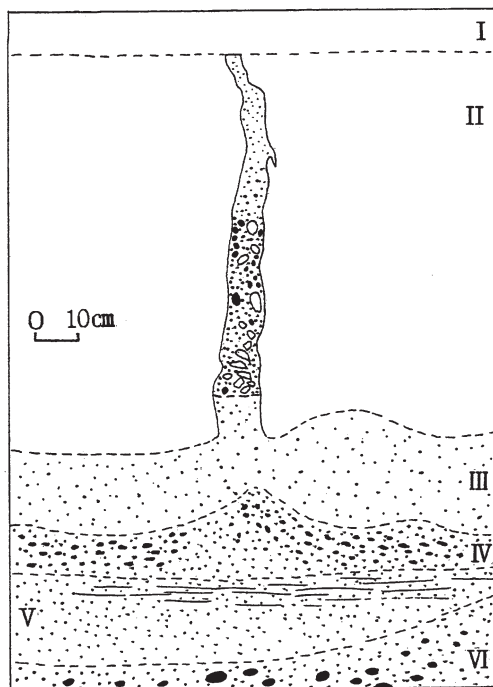


図 7-4 佐山遺跡における液状化現象の痕跡 (図の右方向が N48° W)

デルに有限差分法を適用することで京都盆地のやや長周期地震動の評価を行った。その結果、盆地内の震動は基盤岩構造と密接に関係していることを確認するとともに、その影響を定量的に評価することができた。

本解析では京都盆地を単純な 2 層構造でモデル化し、震源断層はアスペリティ等を考慮していない。このような仮定は京都盆地の震動特性の概略把握には充分であると考えられるが、ここで算出した最大速度の絶対値等を議論する場合には十分とはいえない。したがって、今後は京都市南部の地盤データを集積するとともに、盆地の多層構造のモデル化を行いより詳細なモデルを構築しなければならない。

謝辞

本解析で用いたスプライン補間のプログラムは (財) 地域地盤環境研究所の香川敬生氏が作成したものを利用させていただきました。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 京都市：平成 11 年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書 (概要版), 2000.
- 2) 香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南荘 淳：大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化, 第 22 回地震工学研究発表会講演概要, pp.199-202, 1993.
- 3) Robert W. Graves: Simulating Seismic Wave



写真 7-3 志水町遺跡における液状化の痕跡

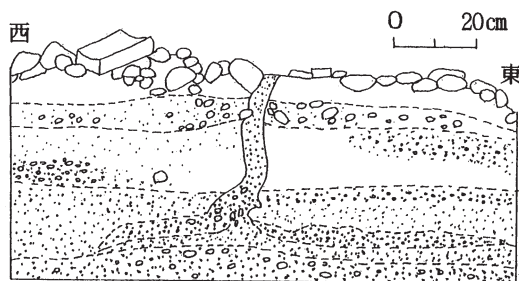


図 7-5 志水町遺跡における液状化現象の痕跡(図の上端に見られるのは配石遺構の底に当たる土器片と石。これより上位の地層は発掘調査の過程で削除された。)

Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, Bull. Seism. Soc. Am., 86, pp.1091-1106, 1996.

- 4) Arben Pitarka: 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grid with Nonuniform Spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, pp.54-68, 1999.
- 5) Charles Cerjan, D. Kosloff, R. Kosloff and M. Reshef: A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations, Geophysics, 50, pp.705-708, 1985.
- 6) Hanks. T. C. and H. Kanamori: A moment magnitude scale, Geophysics, 84, pp.2348-2350, 1979.

7. 京都盆地で検出された液状化現象の痕跡

寒川 旭*

7.1 はじめに

京都盆地における考古学の遺跡発掘調査において、過去の地震で生じた液状化現象の痕跡が多く発見されている。これらの多くは盆地の南部で検出されており、中世から近世に移行する年代なので、1596年に京阪神・淡路地域を襲った「慶長伏見地震」の痕跡である可能性が高い。一方、盆地の北東部でも、複数の遺跡で弥生時代を含む年代の液状化跡が認められている。

本稿では、上述の2地域に関して、地盤災害を考える上で興味深い観察結果を紹介し、原因となった大地震について言及したい。

7.2 近世初頭の地震跡

図7-1のように、伏見地震によって生じたと考えられる地震の痕跡は、京阪神・淡路地域の広い範囲で認められている^{1), 2), 3)}。この中で、特に規模の大きい液状化現象の痕跡は、京都盆地南部で地震当時に巨椋池が分布していたと考えられる地域の周辺で認められる。

これまでの調査で、最も多くの資料が得られたのは、京都府埋蔵文化財調査研究センターと八幡市教育委員会が発掘した、京都府八幡市の木津川河床遺跡と内里八丁遺跡で、幅広い(最大幅2m)砂脈から噴砂(大半が花崗岩由来の砂礫)が流れ出した様子が到るところで認められた^{4), 5)}。

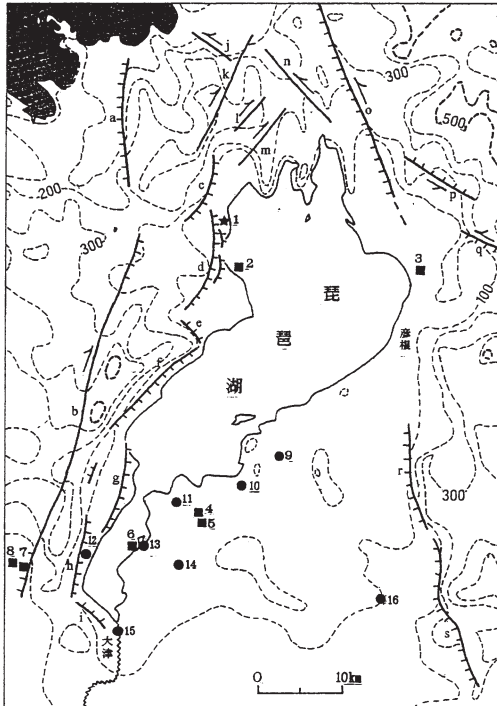
図7-2は、木津川河床遺跡で1989年度に京都府埋蔵文化財調査研究センターが発掘したもので、幅約40cmの砂脈に直交するトレンチを掘削して断面形態を観察した(写真7-1)。

上位より、I層：極細粒砂混じりのシルト層、II層：細粒砂層、III層：最大径3cmの礫を含む砂礫層、IV層：中～粗粒砂となる。ここでは、II



写真 7-4 京都大学北部構内における液状化の痕跡

層とⅢ層で液状化が生じて、Ⅰ層を引き裂きながら噴砂が流出している。この図に示したのは噴砂が流出する過程の最終段階であるが、Ⅲ層から供給された噴砂の上昇は概ね終了し、Ⅱ層から供給された砂が地面に向かって上昇している。一方、下位にあるⅣ層では、堆積構造がよく保存されて



1 北仰西海道遺跡, 2 針江浜遺跡, 3 正言寺遺跡, 4 湯ノ部遺跡, 5 八夫遺跡, 6 津田江湖底遺跡, 7 北白川廃寺, 8 京都大学北部構内遺跡, 9 大中の湖南遺跡, 10 加茂遺跡, 11 堤遺跡, 12 穴太遺跡, 13 烏丸崎遺跡, 14 野尻遺跡, 15 螢谷遺跡, 16 五斗井遺跡,

(1: 縄文時代晩期前半代, 2~8: 弥生時代, 9~16: 中~近世)

a: 三方断層, b: 花折断層, c: 酒波断層, d: 饗庭活断層群, e: 拝戸断層, f: 比良断層, g: 堅田断層, h: 比叡断層, i: 膳所断層, j: 野坂断層, k: 敦賀断層, l: 駄口断層, m: 路原断層, n: 集福寺断層, o: 柳ヶ瀬断層, p: 鍛冶屋断層, q: 関ヶ原断層, r: 百濟寺断層, s: 綿向山断層 (c~i が琵琶湖西岸断層系)

図 7-6 琵琶湖周辺の遺跡で検出された地震の痕跡 (寒川¹³⁾ に加筆) (太実線が陸上の活断層, ケバをつけた側が相対的に下降)

おり、液状化に伴う変形はほとんど認められない。

この図のように、噴砂が大量に流出した場合でも、噴砂を供給して変形の著しいのは、地表からさほど深くない位置に堆積したⅡ・Ⅲ層に限られており、液状化によって地下の砂層が一様に激しく変形するわけでは無いことがわかる。

木津川河床遺跡では、砂脈から噴砂が流れ出した痕跡が数多く認められたが、この他に、噴砂の流出を伴わずに、地面が細長く盛り上がった痕跡もいくつか検出された。

図 7-3 は 2001 年度に京都府埋蔵文化財調査研究センターが発掘したもので、近世の地層より下位に堆積した地層が、幅 2~3 m の範囲で細長く盛り上がった痕跡が検出された (写真 7-2)。

この図でⅠ・Ⅲ層としたシルト~極細粒砂層や、Ⅱ-Ⅳ層としたシルト~粘土層 (図 7-2 のⅠ-Ⅳ層とは異なる) が見られ、上に向かって盛り上がるような変形を蒙っている。

Ⅰ-Ⅳ層以外の細粒~極細粒砂層中には、多くの箇所液状化に伴う変形が認められ、小さな砂脈 (あるいは柱状構造) に沿って、地下水と砂が上昇している。そして、上昇した砂は、地下水を通しにくいⅠ・Ⅱ層に達した段階でこれを引き裂いたり、あるいは、引き裂くことができずに層の下面に沿って水平方向に移動したりしている。このような動きによって、Ⅰ-Ⅳ層が少し押し上げられながら、上に向かって凸な変形を示したと考えられる。

図 7-4 は、京都府埋蔵文化財調査研究センターが、2001 年度に久世郡久御山町の佐山遺跡において発掘調査を行った際に認められた液状化の痕跡である⁶⁾。

この図では、上位からⅠ層:シルト層, Ⅱ層:シルト~粘土層, Ⅲ層:中~粗粒砂層, Ⅳ層:最大径 3 cm の礫を含む砂礫層, Ⅴ層は粗~中粒砂層, Ⅵ層は最大径 7 cm の礫を含む砂礫層とした。このうち、Ⅳ層で液状化現象が発生し、Ⅱ層を引き裂きながら幅 10 cm の砂脈が上昇しているが、先端が浸食されており、出土遺物から、この年代が中世末期とわかる。また、図 7-4 のⅢ・Ⅳ層は堆積構造が乱されているが、Ⅴ・Ⅵ層は堆積当時

の構造が概ね保存されており液状化現象による影響は少ない。

砂脈の内部は、主にIV層から砂礫が供給されているが、下部では礫(最大径3 cm)を含む粗～中粒砂、上部で中～細粒砂と、下ほど大きな粒子が卓越する「級化」が顕著である。また、砂脈の最下部ではIII層から供給された中～粗粒砂が約10 cm上昇しており、IV層からの噴砂の流出が終わった段階で、III層から供給された砂が、砂脈の内部に存在していた砂礫を、わずかに押し上げたことを示す。

この図では、噴砂の流出に伴って一般的に認められる級化が顕著である⁷⁾。また、図7-2と同様に限定された地層のみが流動して顕著な変形を蒙っており、噴砂の供給においては、それぞれの地層ごとに異なったふるまいを示している。

京都盆地西部で桂川に沿った京都市伏見区羽束師志水町の志水町遺跡において、京都市立埋蔵文化財研究所が1989年度に行った発掘調査でも液状化現象の痕跡が検出された。ここでは、安土・桃山時代に垂角一垂円礫を積み上げて築いた、丸い平面形を持つ配石遺構が認められ、幅数センチの砂脈がこの遺構を引き裂いていた(写真7-3)。

配石遺構が設置された地面の下では、図7-5のように、砂層と砂礫(最大径6 cm)層が堆積しており、当時の地表面から深さ50 cmの砂礫層が液状化して、ここから砂脈が上昇している。砂脈内部の構成物は、下部では最大径2 cmの礫を含む粗～中粒砂、上部では中粒砂となり、上へ向かう級化が見られる。この砂脈は配石遺構を引き裂き、江戸時代初頭の水田耕作土に削られているので、地震の年代も安土・桃山時代、および、江戸時代のごく始めに限定される¹⁾。

この遺跡では、古生代の地層から供給された砂岩・チャート之母材とする地層が液状化している。図7-1に見られる多くの遺跡の大半は花崗岩由来の砂～砂礫層が液状化したものであるが、花崗岩之母材とする堆積物の方が、より液状化しやすい条件を備えている可能性が高い。

図7-1には、京都盆地から大阪平野周辺に発達する主な活断層を示している²⁾が、有馬-高槻構造線活断層系、六甲断層系、淡路島の多くの活断層が東北東-西南西方向に細長い帯のように連なっている。1995年度に通産省地質調査所が実施した活断層の発掘(トレンチ)調査では、有馬-高槻構造線活断層系や、淡路島の東浦・野田尾・先山などの活断層が中世から近世に移行する時期に活動したことがわかり、1596(文禄5・慶長元)年の伏見地震を発生させたことが判明した⁸⁾。上述の液状化跡は、伏見地震において、京都盆地南部で顕著な液状化現象が生じたことを示しているが、『言経卿記』の「山崎、事外相損、家悉崩了、死人不知数了。八幡在所、是又家悉崩了。」という激しい被害の記述⁹⁾とも矛盾しない。

7.3 古代の地震跡

京都盆地北東部に位置する複数の遺跡では古代の地震による液状化現象の痕跡が検出されている。

まず、京都市埋蔵文化財研究所が1990年度に京都市北白川大堂町の北白川廃寺跡で行った発掘調査では、縄文時代晩期の地層とこれを覆う無遺物の地層を引き裂く最大幅1.8 mの砂脈が検出された。砂脈は7世紀後半から8世紀初頭までに造営された北白川廃寺の遺構には覆われているので、縄文時代晩期より後で、8世紀より前に発生したことになり、弥生時代から古墳時代にかけての地震によるものである¹⁰⁾。

京都大学埋蔵文化財研究センターが京都市左京区追分町の京都大学北部構内で行った発掘調査では、弥生時代I-II期の洪水砂層を引き裂く最大幅7 cmの砂脈が検出された。この砂脈は、写真7-4のように、最大径2.5 cmの礫～粗粒砂層から供給されており、東西、または、西北西-東南東方向にのびていた^{11), 12)}。

これらの痕跡が検出された2つの遺跡の位置は、比叡山を隔てて、東側に発達する琵琶湖周辺地域(近江盆地)と近接しており、大きな地震が発生したときにはともに激しい地震動を蒙る位置関係にある。図7-6は、京都盆地北東部も含めて、琵琶湖周辺地域で検出された地震の痕跡を示したもので、地震の痕跡の年代は大きく中世-近世、弥生

* 京都大学防災研究所

図 8-1 ボーリングデータベースに基づいて推定した京都盆地の液状化強度比の分布²⁾

図 8-2 $P_L=5$ の限界加速度による液状化危険度評価²⁾

時代、縄文晩期に 3 区分される^{11), 13), 14)}。

このうち、京都盆地北東部で検出された痕跡の年代と調和的なのは弥生時代の地震跡である。新旭町湖底の針江浜遺跡（滋賀県文化財保護協会）の液状化跡は弥生時代Ⅱ期後半－Ⅲ期初頭に限定され、湖岸地域が水没している。長浜市の正言寺遺跡（長浜市教育委員会）では弥生時代のⅡ期以降でⅣ期以前、津田江湖底遺跡（滋賀県文化財保護協会）では弥生時代のⅠ期以後でⅣ期以前、野洲郡中主町の湯ノ部遺跡（中主町教育委員会）ではⅠ期以後でⅤ期以前と年代が絞込まれている^{11), 13)}。

弥生時代の痕跡については、針江浜遺跡で最も精度良く年代が把握されており、他の遺跡の液状化跡も針江浜遺跡での年代を含む範囲に限定されている。このため、一つの可能性として、弥生時代のⅡ期後半からⅢ期初頭にかけての年代（紀元

前 1－2 世紀）に、琵琶湖全域や京都盆地の北東部に激しい地震動を与えた大きな地震が発生したことが考えられる。

7.4 まとめ

京都盆地において、南部の巨椋池周辺では 1596 年の伏見地震によって生じたと考えられる液状化現象の痕跡が多く見られる。また、盆地北東部で認められる液状化現象の痕跡は、琵琶湖周辺の資料も考え合わせると、弥生時代（Ⅱ－Ⅲ期）に生じた可能性が高い。

本稿では、激しい地震動によって液状化した地層の観察資料を示したが、それぞれの地層毎に挙動が異なっている。液状化現象に伴う変形は地下の砂礫層全体で一様に生じるものでなく、それぞれの地層が地質学的な状況に応じて細やかな対応を示すものであろう。

謝辞

本稿は、2002年度・京都大学防災研究所・一般共同研究「京都盆地の構造と地盤災害ポテンシャル評価に関する研究」における、第2回研究発表会において発表した内容をもとにしており、原稿作成に当たり京都大学防災研究所三村衛助教授にご助力頂きました。

参考文献

- 1) 寒川 旭：地震考古学 遺跡が語る地震の歴史，中公新書，1992.
- 2) 寒川 旭：地震 なまずの活動史，大巧社，2001.
- 3) 埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会編：発掘された地震痕跡，1996.
- 4) 寒川 旭・岩松 保・黒坪一樹：京都府木津川河床遺跡において認められた地震跡，地震，2，40，pp.575-583，1987.
- 5) 八幡市教育委員会編：内里八丁遺跡発掘調査概報，1994.
- 6) 寒川 旭：遺跡で発掘された液状化跡，DPRI Newsletter，25，pp.4-7，2002.
- 7) 寒川 旭：遺跡に見られる液状化現象の痕跡，地学雑誌，108，pp.391-398，1999.
- 8) 地質調査所：平成7年度活断層研究調査概要報告書，地質調査所研究資料集，No.259，1996.
- 9) 文部省震災予防評議会編：増訂大日本地震史料，第1巻，鳴鳳社，1941.
- 10) 京都市文化観光局編：北野廃寺・北白川廃寺発掘調査概報，1991.
- 11) 寒川 旭：琵琶湖周辺の遺跡で検出された地震の痕跡，琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告，pp.53-70，1994.
- 12) 京都大学埋蔵文化財研究センター編：京都大学構内遺跡調査研究年報，1992年度，1995.
- 13) 寒川 旭：遺跡からみた琵琶湖周辺の地震史，琵琶湖博物館5周年記念企画展・第9回企画展展示解説書，pp.67-74，2001.
- 14) 濱 修：滋賀県下の遺跡に見る地震痕，古代学研究，142，pp.37-42，1998.

8. 地盤情報データベースからみた京都盆地の液状化ポテンシャル

三村 衛*

8.1 はじめに

京都盆地の地盤は、北部を中心に砂礫主体で基盤が比較的浅い深度で現れ、南部に向かって基盤までの深度が大きくなり、柔らかい堆積物が厚くなってくる構造となっている。このため、液状化という視点で見れば、旧市内はさほど深刻な地盤は多くないと考えられるが、桂川、宇治川、木津川の三川合流部を中心とする地域は柔らかい砂層が厚みを持って堆積する環境にあり、過去の調査でも液状化の危険性が指摘されており¹⁾、液状化危険度について十分に検討する必要がある。また巨椋池干拓地など比較的新しい埋立地についても液状化発生の危険度は高いと考えられる。

8.2 地盤情報データベースに基づいた京都盆地の液状化強度比の推定

(1) N値を用いた液状化強度比推定法

関西地盤情報活用協議会は、約38,000本のボーリングデータを集積して、京都盆地の地盤情報データベースを構築している²⁾。地盤情報データベースに集積された土質分類とN値の情報から、砂質土を対象として液状化強度比の分布を求めることができる。地盤情報データベースに収録されているボーリングデータには、詳細な液状化強度試験や動の変形試験によって得られる砂の液状化強度比や剛性、減衰率といった精密な試験による情報はほとんど含まれていない。通常、確実に行われているのは標準貫入試験であり、N値についてはほぼすべてのボーリングデータに収録されている。したがって、地盤情報データベースによって当該地盤全体の液状化強度比を評価する場合、指標としてN値に依存せざるを得ない。こうして得られる液状化強度比分布は厳密性にはやや欠けるものの、地域全体の液状化強度比の一次近似としては非常に有用な情報を与えるものとなる。ここでは道路橋示方書による方法³⁾によって京都地盤の液状化強度比分布を求め、京都盆地の液状化強度比の地域特性を議論する。

本手法では、液状化の判定を行う必要がある砂質土層として、

①地下水位が現地盤面から10m以内にあり、か

つ現地盤面から 20 m 以内の深さに存在する飽和土層で、

- ②細粒分含有率 FC が 35 % 以下か、それ以上であつても塑性指数 I_P が 15 以下であり、
- ③平均粒径 D_{50} が 10 mm 以下で、かつ 10 % 粒径 D_{10} が 1 mm 以下である土層と規定している。

上で述べたように、液状化強度比に影響を及ぼすファクターとして、シルト、粘土などのいわゆる細粒分の存在が考えられる。したがって、経験則に基づいて細粒分含有率に応じて液状化強度比が増大するような定式化が行われている。

(2) 京都盆地における液状化強度比の分布

道路橋示方書の方法によって各ボーリング点ごとに計算された京都盆地の液状化強度比分布を図 8-1 に示す。京都市内北部については、地表面近傍から砂礫地盤となっていることもあり、全体として大きな液状化強度比を示している。これに対して南部に行くにしたがって軟弱堆積層が厚くなり、三川合流部を中心とする京都南部一体は液状化強度比が低くなっていることがわかる。また河川流域に沿って液状化強度比の低い点が分布していることも特徴的に現れている。

桂川の西側は相対的に液状化強度比が高くなっているが、これは堆積物が丹波層起源の砂礫が中心となっていることが大きな要因となっている。宇治川流域では、支流の山科川に沿って液状化強度比の低い地域が続いている。この地域はN値の低い粘土と砂の互層構造を有しており、その結果として液状化強度比が小さくなっている。宇治川との合流部から国道 1 号線にかけての一带には地表面近傍に緩い砂層が堆積している部分があり、液状化強度比の低い地域が認められる。対照的に、山科川との合流部より上流部にはこうした液状化強度比の低い部分がほとんど認められない。これは、宇治川が山地近くを流下するようになり、地盤が砂礫主体の構造となっていることと調和的である。

木津川は領家花崗岩帯を流下する河川であり、

マサ土化した砂を大量に運搬する。したがって流域は花崗岩起源の砂礫、砂が厚く堆積する環境となっている。花崗岩起源の砂、砂礫は圧縮性に富み、液状化に対してはさほど強固な土質材料ではないため、木津川流域一帯は液状化発生に対する危険度が高いといえることができる。図 8-1 から明らかのように、流域に沿って液状化強度比の低い地域が続き、特に三川合流部に近い八幡市、京都府久世郡久御山町一帯は土砂堆積量も大きく、京都盆地内でも最も液状化発生の危険度の高い地区であることを示している

8.3 京都盆地の液状化危険度マップ

—限界加速度値による評価—

阪神淡路大震災によって神戸・阪神地域に広範囲に発生した液状化を本稿で用いた手法で解析し、地盤液状化指標である P_L 値を基準に、 P_L 値と液状化発生頻度の相関関係が検討されている⁴⁾。これによると、 P_L 値が 5 になると液状化が発生し、噴砂などが認められるようになると報告されている。京都盆地に対してもこの基準を適用し、例として地盤災害現象としての液状化発生 ($P_L=5$) に対する限界加速度値の分布を液状化危険度として図 8-2 に示す。同図 (a) はタイプ I の地震動、(b) はタイプ II の地震動に対する限界加速度値を表している。

京都盆地で液状化の危険性を有する地盤は、盆地南部の宇治川沿い、三川合流部、木津川沿いの地域に集中しており、タイプ I 地震の 200~300 gal 程度で $P_L=5$ の液状化危険度に達すると予測される。ただし、この地域の軟弱層は砂層の卓越する場所と粘土層が卓越する場所が複雑に混在しているので、液状化の発生も局所的なものになると考えられる。タイプ I 地震動としては、今後 30~40 年後に襲来が予想される南海トラフ地震が考えられる。その場合、京都市域では震度 4 程度から地域によっては震度 5 弱程度の地震動が想定されている。図 8-2 (a) によると、三川合流部を中心として、100~150 gal を与える地域があるものの、このタイプの地震で想定される限界 gal 値を下回るものがほとんどであることから、

* 京都市消防局防災対策室

たとえ液状化は発生しても軽微なものであろうと推察される。

京都盆地内の生活圏のほとんどは、各活断層から約 10 km の範囲内に入るのので、そのいずれかに地震が発生した場合、すなわち直下型地震の襲来を受けた場合には、兵庫県南部地震で経験したと同程度の強震動を受けることが想定される。このようなタイプの地震を想定したものがタイプ II 地震動であり、その場合の液状化発生に要する限界加速度値の分布を図 8-2 (b) に示す。盆地南部の宇治川沿い、三川合流部、木津川沿いの地域の限界 gal 値は 500~600 gal で、それ以上の地震動を受ければ広範に液状化の発生が予測される。また市内東北部の高野川沿いに広がる白川砂の分布域にも同様な傾向が見られる。

8.4 おわりに

京都盆地の地盤は市内北部を中心として、比較的よく締まった礫層が浅く広く分布し、緩い砂層の堆積も局所的なので、大阪平野のように緩い沖積砂層が地表近くに広範に堆積する地域との比較でいえば、地域的な液状化の発生危険度は必ずしも高くない。しかしながら、堆積層が厚くなる盆地南部の三川合流部、花崗岩起源の砂が堆積する木津川流域などは、液状化が発生しやすい地盤環境にあることを知っておく必要がある。また巨椋池干拓地には若齢の厚い埋立土層が存在し、液状化に対しては脆弱であると考えられる。また、本稿で紹介した液状化予測は、地盤の特性として液状化危険度を予測したものであり、京都盆地における地盤構造調査等に基づく地震動の危険性を踏まえたものではない。これについては、京都市で進められている地震動想定の結果を待ちたい。

参 考 文 献

- 1) 京都市防災会議・後藤尚男：地下埋設管の耐震性から見た京都市地盤の地震動評価及び供給管路網の地震時信頼度の評価に関する基礎的調査研究，3.4 埋設管周辺の地震強度に関するマイクロゾーニング，pp.25-28, 1980.
- 2) 関西地盤情報活用協議会：新関西地盤—京都盆地—，196p, 2002.
- 3) 日本道路協会：道路橋示方書同解説，V 耐震設計編，1996.
- 4) 関西地盤情報活用協議会：新関西地盤—神戸および阪神間—，270p, 1998.

9. 京都市の地域防災計画

中川信夫*

9.1 地域防災計画とは

市町村は、昭和36年に制定された災害対策基本法の定めるところにより、所管する地域と住民の生命、身体及び財産を災害から保護するため、国の防災基本計画や各都道府県の地域防災計画と整合性をもって各市町村ごとの地域防災計画を作成し、これを実施する責務を有している。

市町村の地域防災計画は、例えば近畿農政局や近畿地方整備局などの指定地方行政機関、日赤、日本放送協会、大阪ガス、関西電力などの指定地方公共機関、医師会、トラック協会などの防災関係機関等が参画する市町村の防災会議が作成するもので、毎年検討を加えて必要な修正を行う。

これらの地域防災計画は、伊勢湾台風が災害対策基本法の制定の契機となったことからわかるように、当初は台風や洪水などの水害対策を主眼とする内容であったが、十勝沖地震、新潟地震、宮城県沖地震などの各地震を契機に地震防災対策の強化が進み、地域防災計画の内容も震災対策編の作成など一層の拡充が図られてきた。これらの内容は、災害予防や災害応急対策、災害復旧計画や警戒宣言の発令に伴う対応計画に関する事項などに分けて計画されており、防災活動を総合的かつ計画的に実施することを目指している。

9.2 阪神・淡路大震災と地域防災計画の見直し

京都市では、昭和38年3月14日に京都市防災会議を設置するとともに京都市地域防災計画を策定し、以来災害の多様化と防災対策の拡大に対応した見直しを毎年行い、平成5年6月には震災対策編を新たに作成するなどの充実を図ってきた。

平成7年1月17日に発生した阪神・淡路大震災は、多くの尊い生命や大切な財産を奪うとともに、電気、ガス、水道、電話、交通機関などライフラインの途絶による都市機能の麻痺など経済社会活動全体に大きな影響を与え、大都市における地

震防災対策のあり方について多くの教訓と課題を残した。

京都市では、大都市直下の地震に対して、これまでの地域防災計画に基づく防災対策が機能しなかったという阪神・淡路大震災の最大の教訓を踏まえて、「災害に学ぶ」という基本的な立場で、本市の地域防災計画の全面的な再点検を行うとともに地震被害想定も見直し、震災対策編を中心に地域防災計画を抜本的に作成し直した。

見直し作業は、①震度7を想定した地域防災計画（震災対策編）、②事業の進捗状況が把握できる災害予防計画、③対策の実施主体やフローが把握できる災害応急計画・災害復旧計画、④地域防災計画に基づく「局別計画」、「区別計画」によるマニュアル策定などの基本方針の下に進められ、構成、記述スタイル、内容ともに一新された。

9.3 主な見直し事項について

阪神・淡路大震災を省みると、消防機関等の公的な災害対応力をはるかに上回る災害状況の中で、日ごろ培われた市民や地域の自主防災活動の意識や行動力の熟成度合いがそのまま初期の災害応急活動や避難所生活等に反映されていた。平成10年に策定した新たな地域防災計画では、これらの教訓を踏まえて、「自らの身の安全は自らが守る」、「自らのまちは自らが守る」ことを防災の原点として、市民、地域、行政のそれぞれの役割と分担を「3つのサポート」、市民＝セルフサポート（自助）、地域＝コミュニティサポート（共助）、行政等＝パブリックサポート（公助）として明らかにし、情報の共有とパートナーシップに基づく「協働」により「災害に強いまちづくり」、「安心して暮らせるまちづくり」を目指すことを防災の基本理念として定めた。

この「自助、共助、公助」の理念は、京都市の防災対策の基本として、各種の防災事業はもとより市民指導等の場においても基本理念として広く使われている。

次に、①災害に強いまちづくり・人づくり・備えづくり、②災害対応力の向上、③市民、地域の防災力向上、④災害ボランティアとの連携などを

主な見直しの柱とし、広域的な応援体制や医療体制の整備、市民や事業所における備蓄、要配慮者（災害弱者）への対応、がれきや廃材の処理、建築物の応急危険度判定、災害ボランティア体制の整備、オープンスペースの確保、文化財の保護計画など14項目の課題を新たに検討して地域防災計画に加えた。

これらの事項を内容として、京都市地域防災計画は、震災対策編、一般災害対策編、資料編からなる3分冊で構成されている。各対策編の構成と内容は、総則：基本理念、災害想定、災害予防計画：項目別の基本方針、事業内容の具体化、実施主体の明確化、災害応急対策計画：対策別の業務分担の明確化、対策の流れの明瞭化、活動内容の具体化等である。

特に地震対策編では、地震災害の突発性、広域性、被害の甚大性などの対応の困難性を配慮して、時系列のシナリオ型計画、業務の役割分担と責任の所在の明確化及び指揮系統の確立、災害対応業務の明確化などに配慮している。

9.4 地域防災計画見直しの新たな動き

平成10年に地域防災計画を抜本的に見直してから5年が経過し、この間に地域防災計画に関わる大きな変化が3項目あった。すなわち、①新たな地震被害想定の方針策定、②水防法の改正と土砂災害防止法の制定、③事故対策等その他災害に係る計画の充実の要請である。

新たな地震被害想定の方針策定は、京都市が平成6年から市域で取り組んだ活断層調査と地下構造調査の成果に基づき、平成13年から取り組んだ地震動予測システムの構築によるものである。この地震被害想定では、地震発生後の時系列的な被害予測の検討と災害対応能力の評価方法なども検討した。

また、水防法の改正では、都市型水害や河川洪水を対象とする防災計画の作成が求められており、昨年と今年、淀川水系や鴨川の浸水想定区域図が公表され、洪水予報の浸水予想区域や地下施設等に対する伝達計画、避難計画等を定めることが急務になっている。更に土砂災害防止法では、土砂災

害警戒区域が指定されると、警戒区域ごとに避難警戒体制を定めなければならない。

京都市地域防災計画では、一般災害対策編で突発的事故対策計画として各種事故対策に対応することとしてきたが、初動体制等の的確な対応を図るべく、国、京都府との整合を図って事故対策編を作成することが求められている。

京都市では、これらの地域防災計画の更なる充実を求める動向を踏まえて、平成15年度に地域防災計画の見直し作業に着手した。今回の見直し作業では、震災対策編、一般災害対策編、事故対策編に共通する基本方針として、①時系列的な災害応急対策計画、②被害発生量に応じた災害応急対策計画の2項目をベースに鋭意見直し作業を進めている。

9.5 今後の地域防災計画見直しの方向性について

阪神・淡路大震災以後、地震防災対策の分野から地域防災計画の充実が図られてきたが、世界的な気候変動の影響が顕在化しつつある中で、新たな都市型水害や土砂災害が頻繁に発生していることから、これらの水災に対応する地域防災計画の見直しも喫緊の課題となっている。

京都市では、震災対策編は新地震被害想定に基づく見直し作業を中心に取り組み、簡潔性、柔軟性、実効性のある災害応急対策計画、被害発生量に基づく項目の再検討を行う予防計画、復興計画の基本事項の整理を進める。また、水災関係の基本的見直しと暫定的な災害応急対策の見直しに取り組む予定である。

これらの見直し作業は、限られた期間内に取り組むこと、市役所各部局の積極的な連携した取組が要求されることから、市役所挙げての検討体制を確立し、取り組みを推進していくことになる。