中部地質調査業協会

創立50周年記念

特別企画

「東海三県の地質と地盤」

― 最新情報と土木地質的問題点 ―

平成23年3月

中部地質調査業協会

特別
企画

「東海三県の地質と地盤」

―最新情報と土木地質的問題点―

まえがき

この特別企画は，中部地質調査業協会に所属する協会員各社の技術者の協力を得て作成したものです。

中部地質調査業協会は，東海三県（愛知・岐阜・三重）下に主な事業所をかまえる会員各社で構成されています。協会誌「土と岩」No.59号–創立50周年記念特集号–を発行するにあたり，協会員はもとより、広く地質・地盤に関わる技術者の方々にも役に立つものを是非とも掲載したいとの想いから，既存の資料に最新の情報を取り入れるとともに，土木地質的問題点も考慮に入れた東海三県の地質と地盤に関する特集を組むこととし，協会員各社に所属する技術者の手で作成しようということになりました。

作成にあたってのコンセプトは以下のとおりです。

- ●将来においても役に立つもの
- ●わかりやすいもの
- ●発注者や設計土木技術者にも参考になるもの
- ●この地域がもつ地質的特性を考えて，地質調査業として社会貢献できるもの

東海三県の地域は，北端が標高3,000ｍ級の山脈が発達する岐阜県飛騨山岳地帯から，岐阜・愛知県にまたがる濃尾平野を経て，南端は三重県紀伊山地が熊野灘に面する海岸部に至る，南北約280km，東西約180kmの広い範囲に及んでいます。また，地質的にも古生代から第四紀までの多様な地層から構成され，世界的にみても著しい変動帯に位置することから複雑な地質構造となっています。さらに，多くの顕著な活断層がこの地域に集中していることもあり，脆弱な地質と急峻な山地は，「防災」の面からも多くの土木地質的問題点を抱えています。

本文は，「地質編」と「地盤編」の２部構成としています。「地質編」では，この地域の地質を古い順に各章ごとに記載し，その分布，地質の構成や特徴を述べた後，その地層における特性や土木地質的問題点について記載しています。「地盤編」は，平野部を構成する第四紀の地質を対象としており，いわゆる未固結地盤を構成する「土質」の特性・特徴や，代表的な土木構造物の基礎地盤について記載し，また，最近の地盤災害に触れるとともに，土質地盤を対象とした設計・施工時に留意すべき問題点についてもまとめています。

なお，本文作成にあたり，引用した図・表等については，各章の最後に参考文献としてまとめていますので，内容を詳しく調べたい場合には，それらをご参照下さい。引用した図・表等は，なるべく鮮明なものを採用するよう心懸けましたが，やむを得ず不鮮明なものもあることをご了承下さい。文中で使用した専門用語の一部については，本文最後に説明をしています。

本文作成にあたり，執筆を担当していただいた協会員各社の技術者各位には，多忙な時期のなか短い期間で丁寧に作業をしていただき，大変感謝いたします。また，各編のとりまとめと監修にご協力いただいた豊蔵 勇氏，坪田邦治氏には深く感謝するものです。

この特別企画を作成するに当たり多くの出版物等の資料を引用や参考にさせていただきました。引用等に当たり快くご承諾をいただいた関係出版社・関係機関・学協会等に深謝申し上げます。最後に，本特別企画が皆さまに永くお役に立つことを願ってやみません。

2011年３月

中部地質調査業協会　理事長　**伊藤重和**

特別企画ワーキング事務局

相山外代司，長谷川淳，小川博之

■特別企画■

「東海三県の地質と地盤」—最新情報と土木地質的問題点—

目　次

地質編... 監修：豊蔵 勇[1)]

1. 地形・地質の概要 .... 野澤竜二郎[2)]／43
2. 飛騨帯および飛騨外縁帯 .... 濱本拓志[3)]／48
3. 美濃帯 .... 服部康浩[4)]／49
4. 領家帯 .... 濱本拓志／51
5. 濃飛流紋岩類 .... 片平 宏[5)]／52
6. 花崗岩類 .... 片平 宏／53
7. 三波川帯 .... 片平 宏／54
8. 四万十帯・秩父帯 .... 片平 宏／55
9. 熊野酸性岩類 .... 片平 宏／56
10. 新第三紀層 .... 八木祐介[6)]／57
11. 第四紀火山 .... 野澤竜二郎／59
12. 活断層および被害地震 .... 栗原俊己[4)]／60
13. 建設工事と土木地質的特徴 .... 濱本・八木・片平・野澤／63

地盤編... 監修：坪田邦治[7)]

1. 平野部の地盤構成 .... 内園立男[8)]／69
2. 地盤特性 .... 成瀬文宏[9)]・西岡吉彦[10)]／73
3. 代表的構造物の基礎地盤 .... 野﨑英行[11)]／77
4. 地盤災害 .... 服部正実[12)]／81
5. 設計・施工のための地盤調査 .... 金住健一[3)]／84

用語集...89

所属会社等

1）ジオ・とよくら技術士事務所　2）玉野総合コンサルタント（株）　3）（株）ダイヤコンサルタント
4）応用地質（株）　5）明治コンサルタント（株）　6）サンコーコンサルタント（株）　7）中部土質試験協同組合（ジオ・ラボ中部）8）冨士開発（株）　9）基礎地盤コンサルタンツ（株）　10）川崎地質（株）
11）東邦地水（株）　12）（株）アオイテック

【地 質 編】

1.　地形・地質の概要

1.1　地形概説

東海三県は,日本列島のほぼ中央部に位置する。北端の標高3,000m級の山々が連なる岐阜県飛騨地方から,愛知県を経て熊野灘に面する三重県東紀州地域まで,南北約280km,東西約180kmの地域である。

図-1.1は国土地理院の50mメッシュの標高データから作成した東海三県の鳥瞰図である。この図から地形を概観すると,太平洋から北方向に深く湾入した伊勢湾・三河湾がほぼ中央部に位置し,この周りに平野・丘陵・山地が同心円状に取り巻き,中央が低く周りが高くかつ南に開いた「歪んだお椀」の形状が見てとれる。

(1)　山地地形と第四紀地殻変動

岐阜県の山岳地帯は,東縁に標高3,000m級の飛騨山脈や木曽山脈が南北に連なり,稜線上に噴出した焼岳,アカンダナ山,乗鞍岳,御嶽山などの活火山が位置している。その西側には,飛騨高原や美濃高原があり,標高1,000～2,000mの稜線が連なる。また,西の岐阜・石川県境から岐阜・福井県境には,両白山地が連なり,その北部には標高2,702mの白山火山（活火山）が聳えている。

愛知県東部は,標高1,000m内外の定高性のある峰が連なる三河高原が広がっている。三重・岐阜県境には,南北に連なる標高800～900mの養老山地が聳え,この西側には標高1,000m内外の鈴鹿山脈が連なり,南の布引山地,紀伊山地（標高1,000～1,500m）に連続する。

これらの地形を造ったのは,第四紀に活発となった第四紀地殻変動で,この地域が最も激しく地殻変動を受けた。**図-1.2**には,近畿から中部地方にかけての第四紀以降の変動量が示されている。飛騨高原から飛騨山脈にかけて1,000～1,500m以上隆起し,紀伊半島中央部も1,000mの隆起があった。これらの隆起部に挟まれた濃尾平野から伊勢湾にかけては,500mも沈降し,厚い土砂が堆積している。

また,この地域の地殻変動の特徴の一つに,中部傾動運動がある。**図-1.3**は,養老断層に直角方向に作成した地形断面を重ねたもので,東側がより大きく隆起した傾動運動が読み取れる。その他の特徴として,三河高原や美濃高原などの隆起準平原がある。**図-1.4**によると,三河高原には,標高100～500m,700～900m,1,000～1,100mに定高性を示す小起伏面が確認されており,約500万年前頃に形成された準平原が地殻変動により現位置まで隆起したものである。

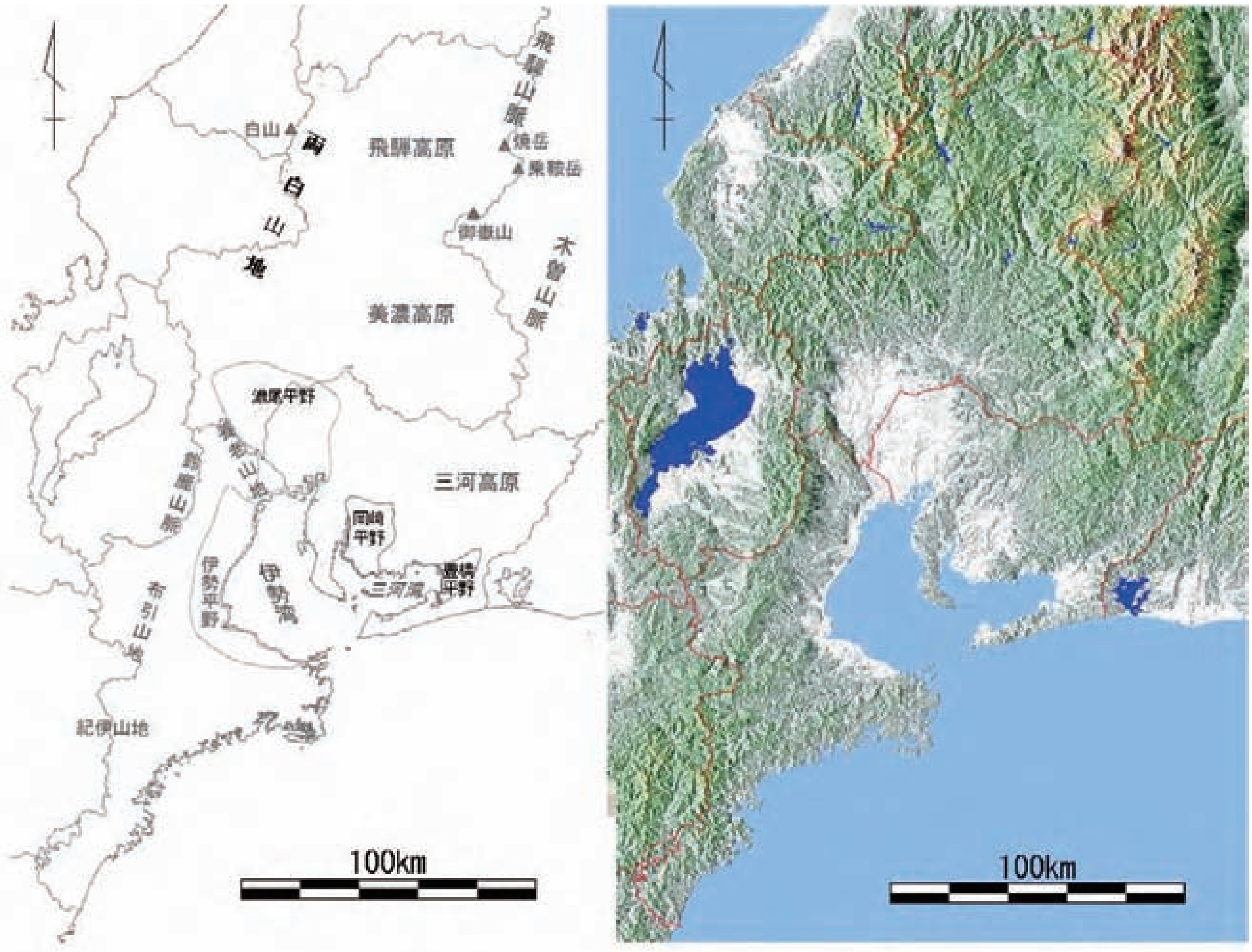


図-1.1　東海地方の鳥瞰図

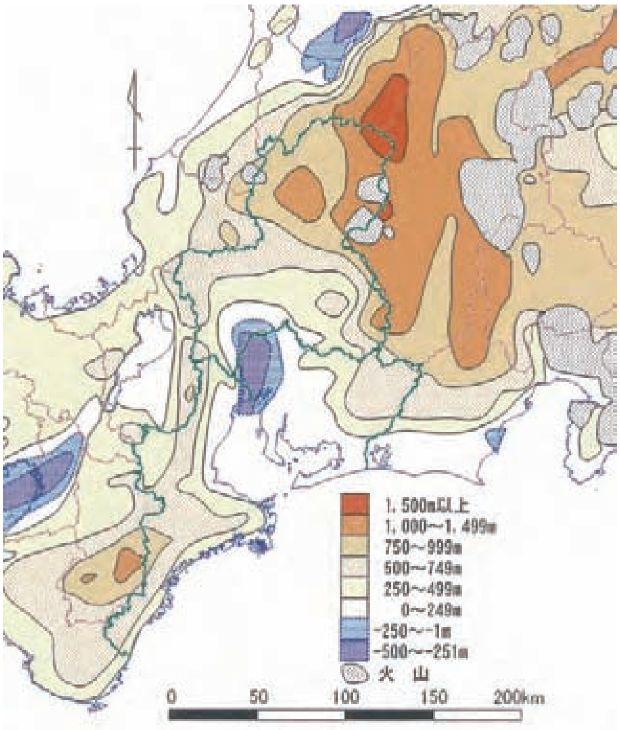


図-1.2 第四期地殻変動図 （文献 1）を修正）
第四期地殻変動グループ（1968），© JAQUA

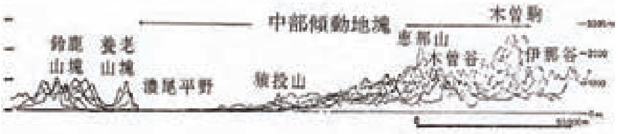


図-1.3 濃尾平野～木曽山脈地形断面図[2] 桑原 徹（1968）© JAQUA

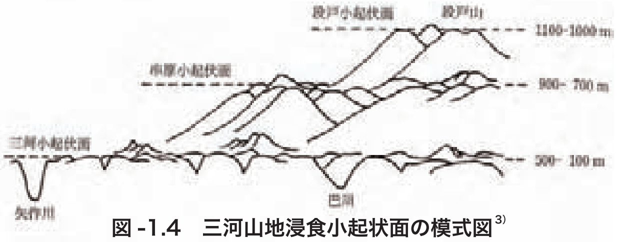


図-1.4 三河山地浸食小起伏面の模式図[3]

（2） 平野地形

平野や段丘などは，主に伊勢湾，三河湾周辺に分布する。伊勢湾岸には，伊勢平野や濃尾平野が広がり，三河湾岸には，岡崎平野や豊橋平野が広がっている。

伊勢平野，岡崎平野，豊橋平野は，丘陵や台地とこれを削剥した河川に沿って広がる沖積低地とからなり，河口付近で海岸平野を形成する。

濃尾平野は，日本の典型的な沖積平野であり，**図-1.5**のように上流側から下流側に向かって扇状地，氾濫原，三角州の帯状配列が見られる。また，河口付近には江戸時代以降の干拓地や埋立地・盛土が分布する。平野南部は日本有数の海抜ゼロメートル地帯でもあり、1959年（昭和34年）伊勢湾台風の高潮（約3.9m）により冠水し、甚大な被害が生じた。また、地下水揚水による地盤沈下によってゼロメートル地帯が拡大していたが、揚水規制等の対策により減少傾向を示し、地盤沈下も沈静化している。

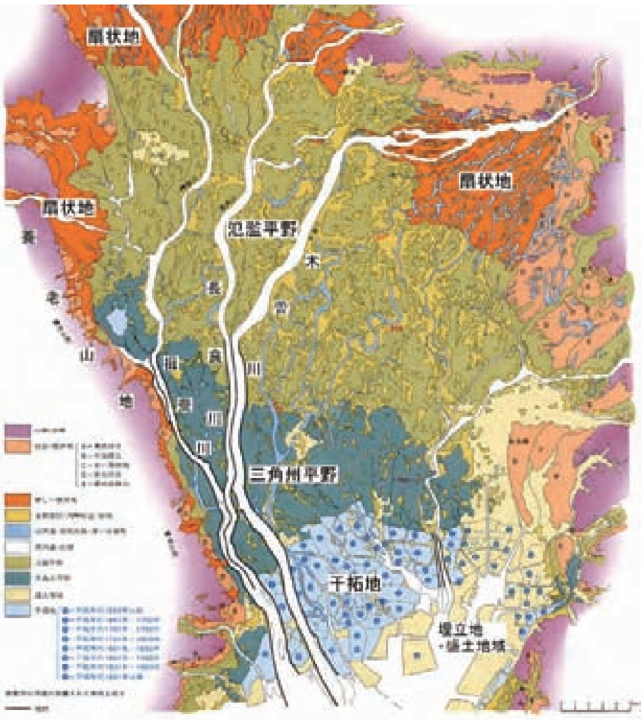


図-1.5 濃尾平野の微地形区分 （文献 4）に加筆）

（3） 海岸地形

太平洋に面する海岸には，渥美半島の海岸段丘，鳥羽市から熊野市にかけてのリアス式海岸，および熊野市以南には七里御浜などの浜堤が局部的に発達する。

1.2 地質概説

東海三県の地質分布[6]を**図-1.7**に示す。

（1） 地質構造帯区分

日本列島は，新潟から静岡にかけての大断層帯である糸魚川–静岡構造線を挟んで東北日本と西南日本に区別され，さらに西南日本は中央構造線を挟んで北側の内帯と南側の外帯に区分される（**図-1.6**）。

西南日本内帯の基盤の地質は，主として付加コンプレックスとその変成岩類より構成されており，ほぼ東西性の帯状に配列している。北から南に向かって飛騨帯（先ジュラ

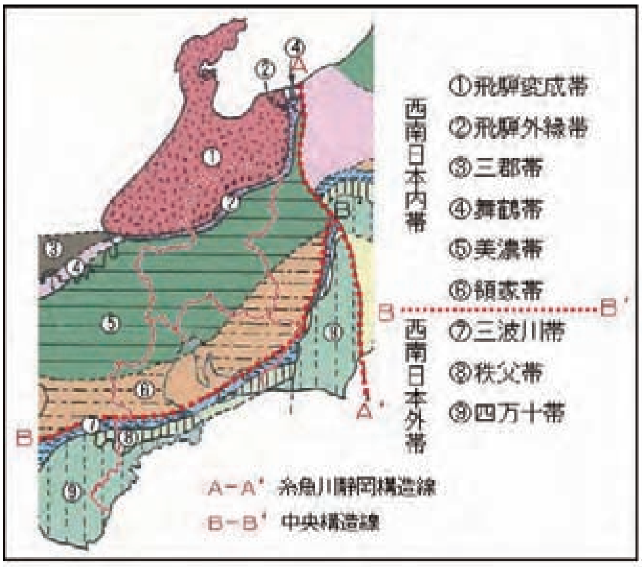


図-1.6 東海地方の地質構造帯区分（文献 5）を修正）

紀変成岩・花崗岩）, 飛騨外縁帯（先ジュラ紀の岩石を含む蛇紋岩メランジュ）, 三郡帯（変成されたペルム紀の付加体）, 舞鶴帯（ペルム紀～三畳紀陸棚相, 夜久野オフィオライト）, 美濃帯（ジュラ紀付加体）, 領家帯（変成されたジュラ紀付加体）が分布する。

西南日本外帯には, 北から南に向かって三波川帯（変成されたジュラ紀付加体）, 秩父帯（ジュラ紀～白亜紀の付加体）, 四万十帯（白亜紀～新第三紀の付加体）が帯状に分布する。

以上のように, 東海三県には主に石炭紀から新第三紀にかけて形成された基盤をなす地層が見られる。

(2)　古生代～中生代の火成岩類

最も古いものは, 岐阜県北部に分布する船津花崗岩で, 三畳紀～ジュラ紀に形成された。

美濃帯から領家帯にかけては, 白亜紀から古第三紀に形成された花崗岩の大小様々な岩体が分布する。また, 岐阜県北部から東部にかけて白亜紀後期の濃飛流紋岩類（火山岩～溶結凝灰岩）が広く分布しており, これを挟んでそれぞれ前と後に形成された古期花崗岩類と新期花崗岩類が分布する。

(3)　新第三紀の地質

新第三紀の中新世になると, 日本列島は大陸から分離して日本海が開いてくる。

愛知県東部の新城市, 岐阜県恵那市や瑞浪市, 可児市, 三重県にかけて, この時代の非海成～海成の地層や火山岩が点々と分布する。同時代の地層は, 奈良県や兵庫県などにも分布し, 現在の瀬戸内海に沿って東西に分布していることから, これらの地層が堆積した地質区を第一瀬戸内区と呼んでいる。その他, 三重県南部の熊野地域には, 中新世の熊野酸性岩が分布する。

また, 鮮新世から更新世にかけて, 東海湖や古琵琶湖などの湖や内海が出現し, 砕屑物が堆積した。これらの地層は, 主に丘陵地に分布し, 堆積した地質区を第二瀬戸内区と呼んでいる。

(4)　第四紀の地質

第四紀は, 地殻変動が活発で, 現地形が完成する時代である。山地は隆起し, 平野は沈降を始めた結果, 比高が大きくなり, 山地は削剥され, その土砂で平野が埋め立てられていった。

また, 氷河期とも呼ばれる第四紀の後期は, 気温が大きく寒冷化した結果, 水が氷河・氷床として陸地に固定され, 海水面が100m以上も低下した。このため, 河川の浸食と堆積の環境が変わり, 数段の段丘面が形成された。

この時代は, 火山活動も活発であった。飛騨山脈や両白山地の上に, 焼岳, アカンダナ山, 乗鞍岳, 御嶽山や白山などの火山が噴火した。

(5)　現在も進行中の地質現象

地震, 活断層, 火山噴火, 土砂崩落, 土石流や地すべりなどの自然災害は, 我々に甚大な被害をもたらしている。これらの災害は, 現在進行中の地質現象であり,「生きている大地」の証であると言えよう。

(6)　地質を理解する上で豆知識

1）　地質時代

地球の歴史が形成されてから現在までの時代区分。大区分から小区分にむけて「代, 紀, 世」と表現される。**表-1.1** は, 国際層序委員会（ICS）の最新の地質年代表である。ここ数年来問題となっていた第四紀と新第三紀の境界は,2009年5月に実施された国際層序委員会（ICS）で約80万年古くなったが, 本編では, これまでの成果を踏襲し, 従来どおり1.8Maを用いて記載した。

表 -1.1　地質時代区分

International Stratigraphic Chart(2009)を簡略化

代	紀	世	年代
新生代	第四紀	完新世	0.01Ma
		更新世	※2.59Ma
	新第三紀	鮮新世	5.33Ma
		中新世	23.0Ma
	古第三紀	漸新世	33.9Ma
		始新世	55.8Ma
		暁新世	65.5Ma
中生代	白亜紀	後期(上部)	99.6Ma
		前期(下部)	145.5Ma
	ジュラ紀	後期(上部)	161.2Ma
		中期(中部)	175.6Ma
		前期(下部)	199.6Ma
	三畳紀	後期(上部)	228.7Ma
		中期(中部)	245.9Ma
		前期(下部)	251.0Ma
古生代	ペルム紀		299.0Ma
	石炭紀		359.2Ma
	デボン紀		416.0Ma
	シルル紀		443.7Ma
	オルドビス紀		488.3Ma
	カンブリア紀		542.0Ma
先カンブリア代			

※　ICSによる2009年8月版の地質年代表では、新第三紀鮮新世と第四紀更新世の境界年代が、大きく変わりましたのでご注意下さい。

2）地質年代

地質年代は, 地質時代が古い場合, 一般には放射年代測定値等に基づきMa（百万年前）が使用されている。例えば,180万年前は1.8Maと表記される。

参考文献

1）第四紀地殻変動研究グループ : 第四紀地殻変動図 , 第四紀研究 ,Vol.7,No.4,pp.182 ～ 187,1968.

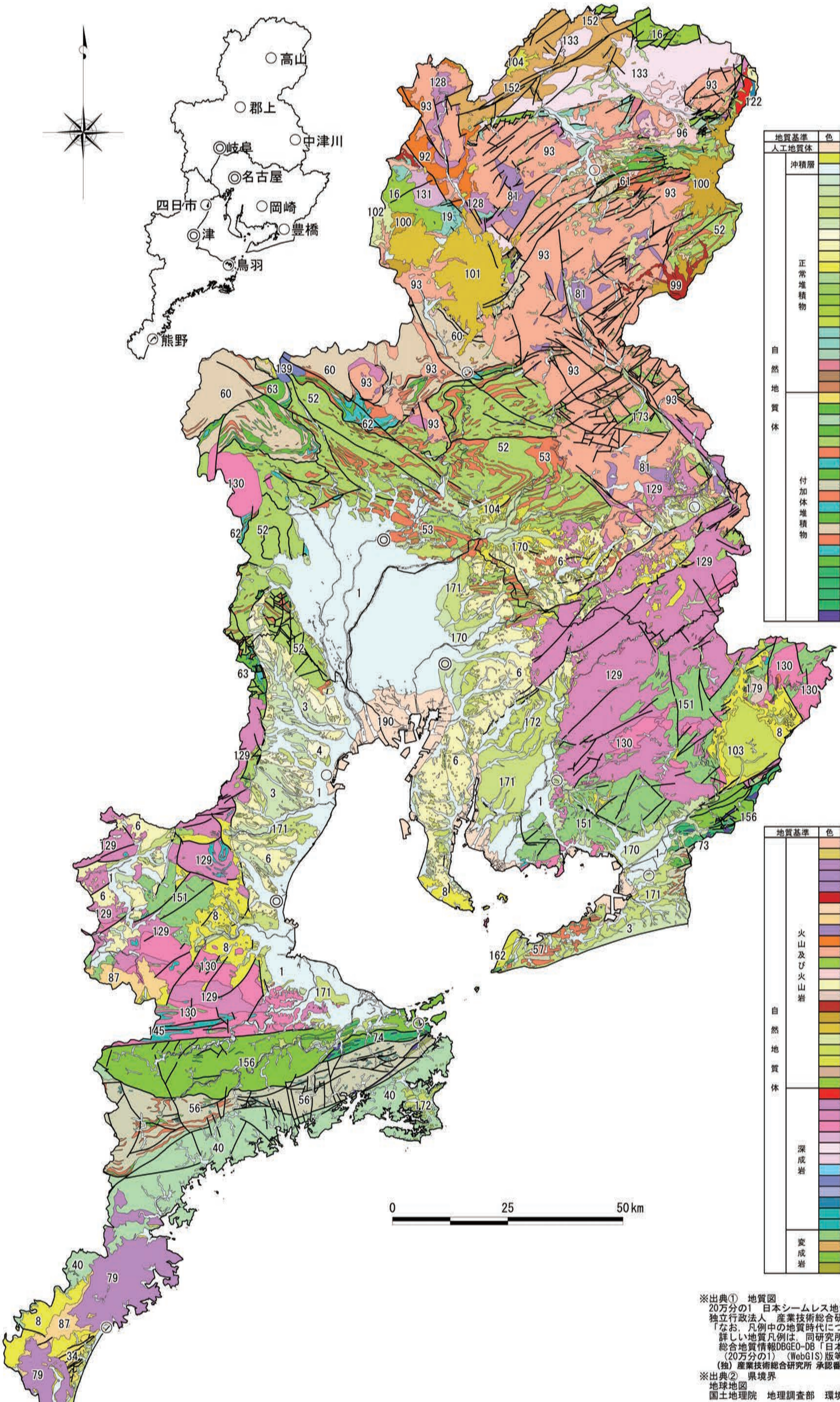
2）桑原 徹 : 濃尾盆地と傾動地塊運動 , 第四紀研究 ,Vol.7,pp.235 ～ 247,1968.

3）青山 誠・原瀬能幸 : 地形・地質 , 稲武町史 自然 本文編 , 稲武町 ,pp.3 ～ 11,1996.

4）桑原 徹 : 濃尾傾動盆地と濃尾平野 , 特集「第四紀」, アーバンクボタ ,No.11, pp.18 ～ 25,1975.

5）小澤智生・平 朝彦・小林文夫 : 西南日本の帯状地質構造はどのようにしてできたか , 科学 ,Vol.55, 1,pp.4 ～ 13,1985.

6）（独）産業技術総合研究所地質調査総合センター編 :20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース ,DB084,（独）産業技術総合研究所地質調査総合センター , 産総研著作物管理番号 : H17PRO-316



凡　例

地質基準		色	番号	地質時代	岩相	
人工地質体			190		人工改変地	
自然地質体	沖積層		162	完新世	非海成砂丘	堆積岩類
			1	完新世	非海～海成	
	正常堆積物		2	更新世		
			170	更新世	段丘	
			171	更新世		
			172	更新世		
			3	更新世	段丘、非海～海成	
			4	更新世		
			6	中新世～更新世		
			7	中新世		
			8	中新世		
			15	白亜紀後期		
			173	白亜紀後期	段丘～非海成砂丘	
			16	白亜紀前期	段丘～非海成	
			17	白亜紀前期	非海～海成	
			18	白亜紀前期	海成堆積岩類	
			19	ジュラ紀中期～後期	非海～海成	
			20	ジュラ紀中期～後期	海成	
			26	ペルム紀		
			27	石炭紀		
			28	デボン紀		
			29	シルル紀～デボン紀		
	付加体堆積物		34	始新世～漸新世	主として堆積岩類	付加コンプレックス
			35	暁新世		
			40	白亜紀後期		
			43	白亜紀前期	玄武岩	
			52	ジュラ紀中期～後期	主として堆積岩類	
			53	三畳紀中期～後期	チャート	
			54	三畳紀中期～後期	石灰岩	
			55	三畳紀中期～後期	玄武岩	
			56	ジュラ紀前期～後期	主として堆積岩類	
			57	ペルム紀	チャート	
			58	ペルム紀	石灰岩	
			59	ペルム紀	玄武岩	
			60	ジュラ紀前期～中期	主として堆積岩類	
			61	石炭紀	チャート	
			62	石炭紀	石灰岩	
			63	石炭紀	玄武岩	
			70	白亜紀後期	苦鉄質深成岩類	
			73	ジュラ紀		
			74	ジュラ紀	苦鉄質火山岩	
			75	ジュラ紀	苦鉄質深成岩類	
			77	時代不詳	火山岩～苦鉄質深成岩類	

凡　例

地質基準		色	番号	地質時代	岩相	
自然地質体	火山及び火山岩		166	完新世	非アルカリ苦鉄質	火山岩類
			78	鮮新世～完新世	岩屑	
			79	中新世	非アルカリ珪長質貫入岩	
			80	暁新世		
			81	白亜紀後期		
			83	更新世		
			86	鮮新世		
			87	中新世		
			176	漸新世	非アルカリ珪長質貫入岩	
			92	暁新世	非アルカリ珪長質～火砕流	
			93	白亜紀後期		
			94	白亜紀前期		
			96	更新世	非アルカリ珪長質～苦鉄質火砕流	
			98	鮮新世		
			179	鮮新世		
			99	更新世	非アルカリ苦鉄質	
			100	更新世		
			101	更新世		
			102	鮮新世		
			103	中新世後期		
			104	中新世前期		
			109	白亜紀後期		
			110	白亜紀前期		
	深成岩		122	鮮新世	珪長質	深成岩類
			128	暁新世		
			129	白亜紀後期		
			130	白亜紀前期～後期		
			131	白亜紀前期		
			133	ジュラ紀		
			174	三畳紀		
			137	鮮新世	苦鉄質	
			139	中新世前期		
			140	漸新世		
			143	暁新世		
			145	白亜紀前期～後期		
			146	白亜紀前期		
	変成岩		151	ジュラ紀	低ー中圧型変成岩類	変成岩類
			152	カンブリア紀～三畳紀		
			156	白亜紀	高圧型変成岩類	
			159	シルル紀～石灰紀		

※出典①　地質図
20万分の1　日本シームレス地質図　DVD版　2009
独立行政法人　産業技術総合研究所　地質調査総合センター
「なお，凡例中の地質時代については，ここでは一部省略してある。
詳しい地質凡例は，同研究所・地質総合センターのホームページ・
総合地質情報DBGEO-DB「日本シームレス地質図データベース
（20万分の1）（WebGIS）版等で調べてください。」
（独）産業技術総合研究所 承認番号（第60635500-A-20110310-001号）

※出典②　県境界
地球地図
国土地理院　地理調査部　環境地理課

※出典③　県庁所在地
国土数値情報
国土交通省　総務課国土情報整備室　国土情報提供サイト運営事務局

図-1.7　東海三県の地質図　（1/850,000）

2. 飛騨帯および飛騨外縁帯

2.1 概要

飛騨帯は，西南日本内帯の最も北側に位置する。中部地方での分布は，岐阜県の神岡から高山にかけての周辺地域である。一方，飛騨外縁帯は，飛騨帯の南側で美濃帯の間に狭長に分布する（**図-2.1**）。

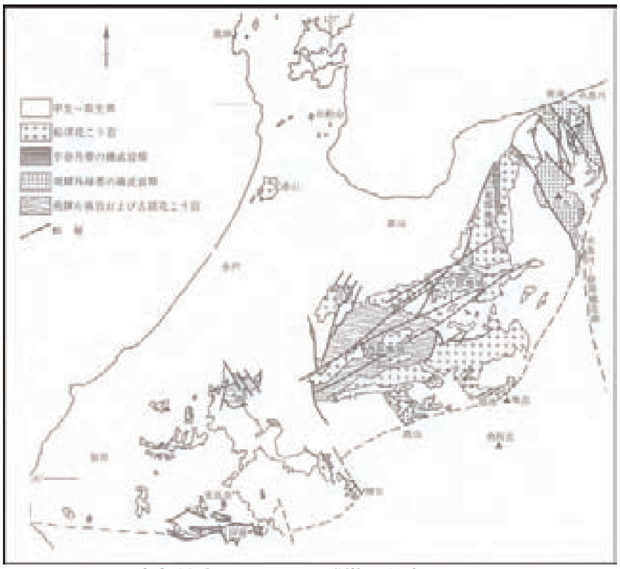


図-2.1 中部地方における飛騨帯の分布（文献 1）を修正）

2.2 地質構成

飛騨帯の主な地質は，飛騨片麻岩，古期花崗岩，船津花崗岩である。この地域に分布する主な岩相は，以下のとおりである（**表-2.1**）。

表-2.1 飛騨帯の構成岩石

地質	構成岩石	年代（Ma）
飛騨片麻岩	角閃岩を主とする塩基性片麻岩，石灰質片麻岩・結晶質石灰岩，泥質～砂質片麻岩	<350, 180~275
古期花崗岩	優白質花崗岩	1199
船津花崗岩	花崗岩，花崗閃緑岩，トーナル岩	290 220

飛騨外縁帯の主な地質は，高山市北東部の非変成～弱変成のオルドビス～デボン系，デボン～シルル系，石炭～ペルム系などの整然層からなる古生界，放射年代が300Maより古い結晶片岩類，超塩基性～塩基性岩類である。この地域に分布する岩相は，以下のとおりである（**表-2.2**）。

表-2.2 飛騨外縁帯の構成岩石

地質	構成岩石	年代（Ma）
古生界	泥岩，砂岩，凝灰岩，石灰岩	ｵﾙﾄﾞﾋﾞｽ紀～ﾍﾟﾙﾑ紀（450~270）
結晶片岩類	泥質～砂質片岩，塩基性片岩	300<
超塩基性～塩基性岩類	蛇紋岩化したかんらん岩，輝石はんれい岩	676

2.3 地質の特徴

飛騨片麻岩は，高温型の変成岩で，岩石中に片理構造が発達し，縞模様が特徴的である。中には**図-2.2**のような眼球構造を持つものも認められる。片理を構成する雲母や角閃石は，鉱物中のへき開に沿って片状にはがれやすいため，片理面に沿った亀裂を形成しやすい。

古期花崗岩・船津花崗岩は，時代の古い花崗岩で，新鮮部は硬質な岩石である。風化部では，マサ状を呈するものやタマネギ状に風化するものが認められ，複雑な風化形態を示す場合がある。

図-2.2 飛騨帯の眼球片麻岩 2)

飛騨外縁帯は，多種多様な岩石から構成され，地質境界も断層や貫入の関係で接するため，地質分布の把握が難しい場合がある。結晶片岩類は，片理面に沿った亀裂を形成し易い。また，超塩基性岩は蛇紋岩化するため，変質や膨潤し易い特徴がある。

2.4 土木地質的特徴

飛騨帯，飛騨外縁帯の地質は，時代的に古いものであり，新鮮な部分については堅硬で，土木地質的に問題となることは少ない。

ただ，この地域では，跡津川断層や横山衝上断層に代表されるように，大規模な断層も認められ，断層周辺の地域においては，脆弱さが問題となると共に，神岡鉱山などの鉱床が点在しているため，その周辺では，重金属汚染の問題を生じることがある。

花崗岩類においては，風化部はマサ状となるため，構造物基礎としての支持力不足や地すべり・崩壊の素因となりやすい。また，風化花崗岩中に，硬質な風化残留核を残すことがあり，ボーリングの堀止めや支持層確認に際しては，留意する必要がある。

片麻岩や片岩は，片理面や層理面が亀裂を伴い，流れ盤を形成し，崩壊の素因となる場合がある。

参考文献

1）加納 隆：飛騨帯，山下 昇ほか編 日本の地質 5「中部地方 II」，共立出版（株），5p.,1988.

2）椚座圭太郎・後藤 篤・石渡 明：飛騨帯，日本地質学会編 日本地方地質誌 4「中部地方」，（株）朝倉書店，pp.140~153, 2006.

3.　美濃帯

3.1　概要

美濃帯は,北側の飛騨外縁帯と南側の領家帯との間に分布する構造帯で,長野県木曽地方から岐阜県飛騨～美濃地方を経て,愛知県尾張地方を通り,さらに養老・鈴鹿山地にかけて断続的に分布する(**図-3.1**)。

本帯は,古生代～中生代の海洋性および陸源性の堆積岩類の複合体(コンプレックス)より構成され,中生代ジュラ紀頃に形成された付加体と考えられている。

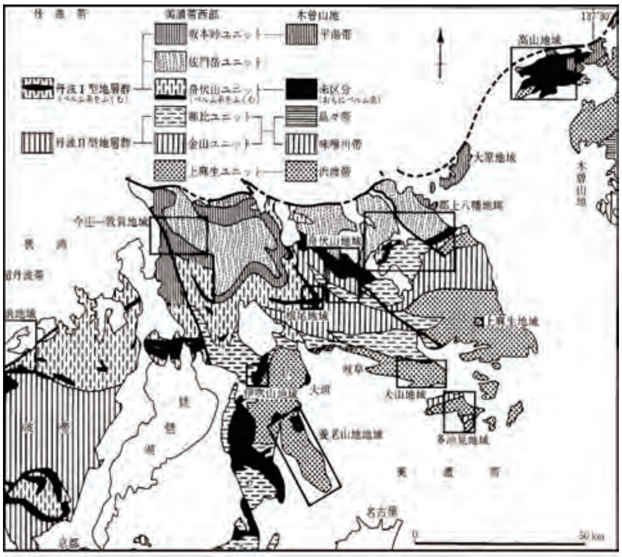


図-3.1　美濃帯の分布[1)]

3.2　地質構成

美濃帯の地質は,①古生代(ペルム紀)の海洋起源の石灰岩・火山岩(緑色岩),②古生代(ペルム紀)～中生代(ジュラ紀)の海洋起源のチャート・泥岩,③中生代(ジュラ紀)の大陸起源の砕屑岩(礫岩・砂岩)など,形成時期や岩相の異なる多様な岩石よりなる。これらの地層は,地域・地質単元によりいくつかのまとまった「ユニット」に区分され,巨視的には北側には古期,南側には新期の地層が分布する。主要なユニットの分布と構成地質を**図-3.1**,**表-3.1**に示す。

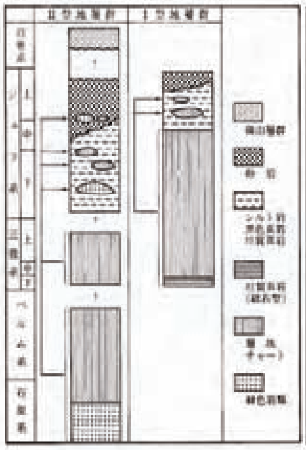


図-3.2　地層タイプ区分[2)]
(丹波帯の例)

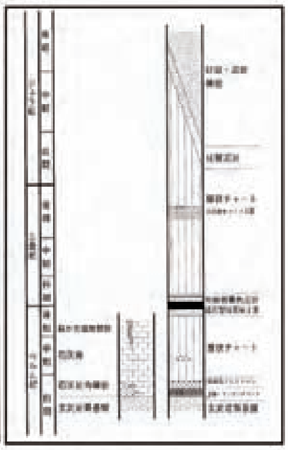


図-3.3　美濃帯の模式柱状図[3)]

表-3.1　美濃帯のユニット区分(郡上八幡・金山地域:文献1)を編集)

名称	位置	主な構成地質	タイプ区分	
坂本峠ユニット	郡上八幡・大原・今庄・敦賀	泥質オリストストローム(石灰岩・チャート・緑色岩・砂岩のオリストリスを含む)	II	非整然層
左門岳ユニット	根尾・舟伏山・郡上八幡	塊状砂岩,粗粒砕屑岩	I	整然層
舟伏山ユニット	伊吹山・根尾・舟伏山・郡上八幡・高山	オリストストローム(チャート・石灰岩・緑色岩の巨大なオリストリスを含む)	II	非整然層
那比ユニット	郡上八幡	タービダイト(砂岩・泥岩互層),巨大なチャート	I	非整然層
金山ユニット	根尾・郡上八幡・飛騨金山	オリストストローム(多様な大きさの砂岩・チャート・珪質頁岩・緑色岩類などの礫・岩塊を含む)	II	非整然層
上麻生ユニット	武儀～七宗・犬山	チャート,珪質頁岩,泥岩・砂岩	―	整然層

各ユニットは中生代の岩石のみからなる場合と古生代の岩石を含む場合があり,含まない場合はI型,含む場合はII型と区分されている(**図-3.2**)。I型は,一般に最下位に珪質頁岩,その上に層状チャート,ついで珪質シルト岩・砂岩泥岩互層,最上位にオリストストロームが位置する。一方II型は,古生代の緑色岩(火山岩)および石灰岩と,古生代～中生代初期の層状チャート,その上に中生代の砕屑岩(砂岩・礫岩)が位置する。

上麻生ユニットと左門岳ユニットは地層の連続性がよい「整然層」よりなるが,ほかのユニットは混然としたメランジュ(「非整然層」)を主体としている。

美濃帯の全体的な層序は**図-3.3**(模式柱状図)のように示されている。

図-3.4　美濃帯の主要な地層

a: メランジュ(舟伏山ユニット),b: 緑色岩(火山岩)(舟伏山ユニット)
c: 層状チャート(金山ユニット),d: 層状チャートおよび珪質頁岩(上麻生ユニット)

3.3　地質の特徴

美濃帯は,**図-3.5**に示すような褶曲とスラスト(逆断層)の発達した部分(覆瓦状断層帯)や異種の地質が複雑に混在したメランジュなどより構成され,全体としては北西方向に緩く傾斜する。この構造は,海洋プレートが海嶺から海溝に向かって移動し沈み込む過程で海洋プレート上の堆積物が次々に運び込まれ,折り重なるようにして形成されたと考えられている。このような地質体は「付加体」と呼ばれている(8章を参照)。本帯の形成時期は中生代ジュラ紀(約200～145Ma)とされる。なお,岐阜県七宗町上麻生の飛騨川沿いでは,美濃帯中に上麻生礫岩と呼ばれる礫岩層があり,その中に約20億年前と

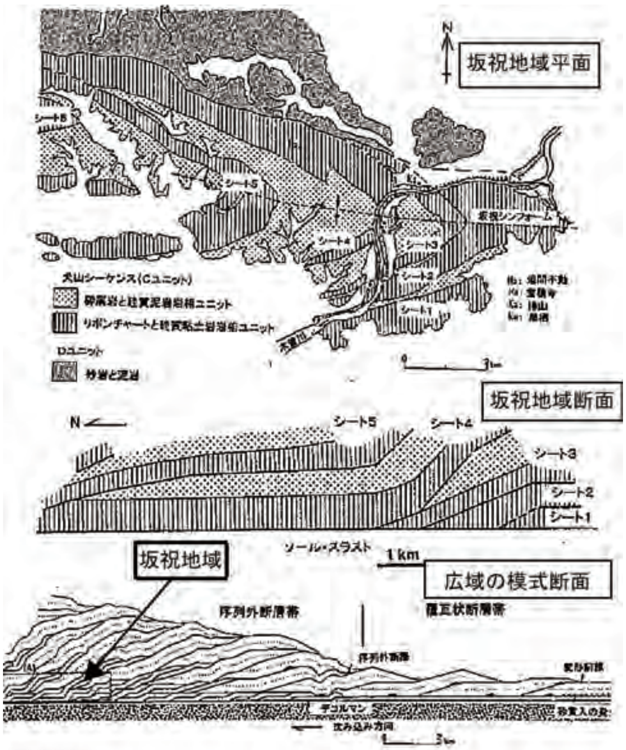


図 -3.5　岐阜県坂祝町付近の美濃帯の模式図（上・中図）と広域模式断面図（下図）（文献 4）に加筆）

いう年代値を示す日本最古の片麻岩礫が含まれていることが知られている。

美濃帯の分布域では同一地層が繰り返し出現し，その境界は不整合面や断層であることが多い。

3.4　土木地質的特徴

美濃帯の岩石は一般に風化に対する抵抗力が大きく，岩盤が堅硬なため，しばしば岩山や急崖地形をなし，河原でも露岩が現れていることが多い（**図-3.6**）。また，急峻な山地が形成されやすく，このような場所では斜面崩壊が多くみられる。特に揖斐川水系（舟伏山ユニット）では崩壊土砂量が100万m^3を超える大規模な崩壊地が3箇所存在している（**図-3.7**）。

図 -3.6　美濃帯の露頭（飛水峡）

付加体堆積物では，堅硬岩盤中に低角度断層や破砕帯の弱部が潜在していることがあるため，ダムや橋梁等の大規模構造物の基礎岩盤調査では注意を要する。また，トンネル等の調査における地表からの弾性波探査ではこのような弱部を見つけることが困難な場合が多い。このような場合には電気探査による探査手法が有効な場合もあり，いくつかの調査手法を併用することにより調査精度を高めることができる。

参考文献

1）脇田浩二：美濃帯，山下 昇ほか編 日本の地質 5「中部地方Ⅱ」，共立出版（株），38p.,1988.
2）清水大吉郎：丹波帯，中沢圭二ほか編 日本の地質 6「近畿地方」，共立出版（株），24p.,1987.
3）小嶋 智・狩野謙一：美濃帯，日本地質学会編 日本地方地質誌 4「中部地方」，（株）朝倉書店 ,pp.214 ～ 229,2006.
4）小川勇二郎・久保田健一郎：フィールドジオロジー 5 付加体地質学，共立出版（株），118p.,2005.
5）中部地方整備局越美山系砂防事務所：砂防管内図 ,2008.

図 -3.7　揖斐川流域の三大崩壊地（文献 5）を編集）（中部地方整備局越美山系砂防事務所提供）

4. 領家帯

4.1 概要

領家帯は，西南日本内帯の最も南側に位置する。中部地方での分布は，北側から，長野県駒ヶ根市～静岡県水窪町～愛知県豊根村～岡崎市，そして，伊勢湾をはさみ三重県中部に分布する（**図-4.1**）。

図-4.1 中部地方における領家帯の分布（文献 1）に加筆）

4.2 地質構成

領家帯の地質は，局部的に分布する領家変成岩と広域に分布する領家花崗岩に分けられる。主要な岩石は**表-4.1**に示すとおりであり、その原岩は美濃帯のジュラ紀の堆積物に移化していることと一部の含有鉱物の年代から推定されている[1]。また，花崗岩については，**図-4.2**に示す岩体ごとの貫入関係が報告されている。

表-4.1 飛騨帯の構成岩石

地質	構成岩石
領家変成岩	・黒雲母片岩・黒雲母片麻岩・珪質片岩 ・珪質片麻岩・角閃岩・結晶質石灰岩
領家花崗岩	・花崗岩・閃緑岩・トーナル岩

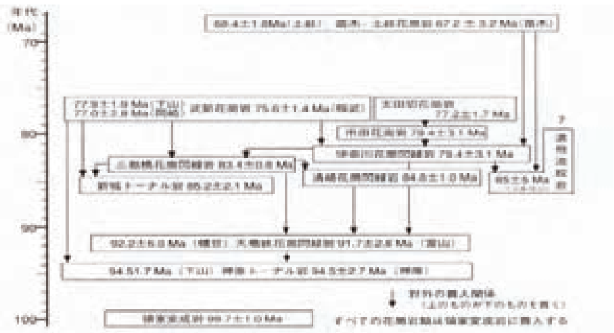


図-4.2 領家帯花崗岩の貫入関係[1]

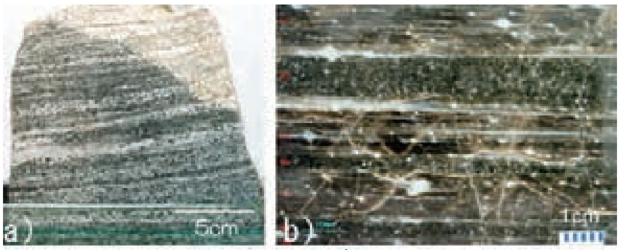
領家変成岩は，100Maごろ形成され，他方これを貫入岩する花崗岩類は，貫入関係や形成年代から古期花崗岩類と新期花崗岩類に分かれ，最新の形成年代に基づくとそれぞれ90～95Ma前後と75～85Ma前後に形成されたと考えられる[1]。

4.3 地質の特徴

領家変成岩は，黒雲母片岩や黒雲母片麻岩に代表される，低圧–中温～高温の変成岩で，片理が発達する。これらは，形成時に構造運動を被ったため，黒雲母や角閃石の濃集する黒い層と斜長石や石英の濃集する白い層とが縞状の模様を呈する。

領家花崗岩は，全体的に優白色な花崗岩であるが，有色鉱物の量比が岩体ごとに異なる。

中央構造線沿いに分布する花崗岩は，マイロナイトと呼ばれ，中央構造線の近傍において，高温下での変形・再結晶作用により細粒化し，花崗岩の組織を明瞭に識別できない岩石であり，縞状の組織が特徴的に認められる（**図-4.3**）。



a）マイロニティック縞状花崗閃緑岩　b）ポーフィロクラスティック・マイロナイト

図-4.3 中央構造線沿いに分布する領家花崗岩類[2]

4.4 土木地質的特徴

領家帯岩石の新鮮な部分については，堅硬であり，土木地質的に問題となることは少ないが，領家変成岩の片理面が流れ盤を形成する場合，崩壊の素因となる。領家花崗岩の風化部はマサ状となるため，構造物基礎としての支持力不足や，地すべり・崩壊の素因となりやすい。また，風化部に硬質な岩石が残留核として残る場合があり，ボーリングの堀止めや支持層確認に際して留意する必要がある（**図-6.3**参照）。

領家花崗岩の周辺には，花崗岩の貫入に伴い変質帯を形成し，弱層となっている部分がある。また，鉱化作用による重金属汚染の問題を引き起こす場合がある。

中央構造線沿いでは，マイロナイトなどの断層岩の出現や変形の著しい脆弱帯となっている箇所がある。

参考文献

1）鈴木和博・三宅 明：領家帯，日本地質学会編 日本地方地質誌 4「中部地方」，（株）朝倉書店，pp.230～241,2006.

2）大鹿村中央構造線博物館インターネット展示室：http://www.osk.janis.or.jp/~mtl-muse/

5. 濃飛流紋岩類

5.1 概要

濃飛流紋岩類は，恵那山付近から飛騨山地西部付近まで，北北西－南南東の方向に約100km，幅 約25～50km（平均 約35km）で分布する巨大な火山岩体である（**図-5.1**）。

図-5.1 濃飛流紋岩類の分布
（文献 1）に加筆）

濃飛流紋岩類は，1960年までは「石英斑岩」とされている。岩石学的な研究により，溶結凝灰岩であることがわかり，従来からの「石英斑岩」に代わって「濃飛流紋岩類」という岩体名が提唱された。

5.2 地質構成

濃飛流紋岩類の層序は，従来，溶結凝灰岩層を主体として組み立てられていた。近年の研究により「溶結凝灰岩層」は，単独のあるいは相互に移化するいくつかのユニットをまとめて「火山灰流シート（AFS）」と改称され，新しい層序が確立された（**図-5.2**）。

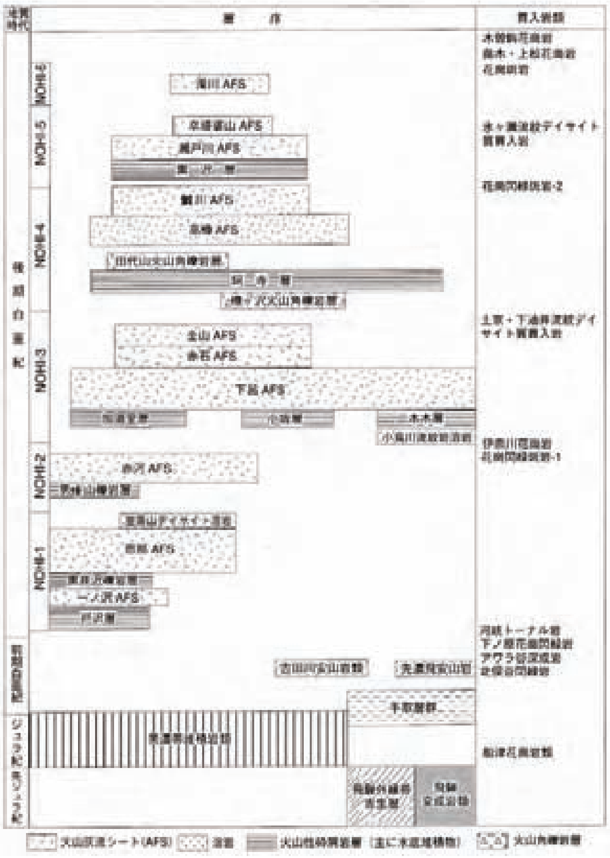


図-5.2 濃飛流紋岩類の層序総括図[2)]

濃飛流紋岩類を構成する岩石は，溶結凝灰岩，非～弱溶結凝灰岩，砕屑岩類，火砕サージ堆積物，溶岩および流紋デイサイト質貫入岩である。このうち，主要部を構成する溶結凝灰岩は，結晶片・ガラス片・本質レンズ・石質岩片などの火砕物質の集合体であり，全体的に強く溶結している陸上の火砕流堆積物とされている。また，ステージのNOHI-1～NOHI-6の分布から，濃飛流紋岩類は，時代とともに南縁部，南西部，ほぼ全域，南東部へと移動し，火山活動の供給源もこれとほぼ同様に移動したとされている。

濃飛流紋岩類の活動時期は，放射性年代値や花崗岩類との貫入関係より，約85Maから68～70Maごろとされている

5.3 地質の特徴

濃飛流紋岩類は，巨大な岩体であるが，4つの地域にそれぞれ火山噴火にともなう陥没構造が形成されている。このような陥没構造の形成が濃飛流紋岩類の特徴の一つである。また，濃飛流紋岩類を貫いて数多くの半深成岩類が分布している。この貫入岩類は，岩株状の花崗閃緑斑岩と岩脈状の花崗斑岩に大別されるが，濃飛流紋岩類と空間的・時間的・組成的に強い共通性をもつ。

新鮮部の岩質は，中硬岩～硬岩で，節理が発達していることが特徴的である。

5.4 土木地質的特徴

濃飛流紋岩類の主要部を占める溶結凝灰岩は，節理の発達した亀裂性岩盤であることが最も大きな特徴の一つである。柱状節理が発達している地域では，硬質な岩質であるため採石されていることがある（**図-5.3**）。

図-5.3 柱状節理[3)]
郡上市の採石場で火砕流堆積物を稼行，径 1m 前後の柱状節理が発達

防災上の観点から節理の発達による剥離型の落石やトップリング性の岩盤崩壊が発生しやすく，のり面対策に留意が必要とされている。岩質の硬さが落石や岩盤崩壊の発生時には時として，甚大な被害をもたらす可能性がある。他方，東海北陸自動車道の飛騨トンネルの施工に際して，白川方の濃飛流紋岩類の分布域では，熱水変質により不良地山帯が形成されていたため，高圧大量の湧水が発生した。そのため，掘削工法の変更を余儀なくされ，工事が難航した[4)]。このような事例をみると地下水に対しても警戒を必要とする地質といえる。

参考文献

1）地学団体研究会：濃飛流紋岩，付図「15 万分の 1 濃飛流紋岩地質図」，地団研専報 53,2005.
2）山田直利・小井上由光：濃飛流紋岩の分布，基盤，年代および岩相の特徴，地団研専報 53,21p.,2005.
3）同上，口絵第 5 図
4）寺田光太郎・松浦隆幸：秘境を貫く飛騨トンネルの物語，中日本高速道路（株），189p.,2008.

6. 花崗岩類

6.1 概要

花崗岩類は，岐阜県北部や東濃地域，愛知県東部地域および三重県西部地域に分布する（**図-6.1**）。 ここで扱う花崗岩類は，白亜紀～古第三紀の領家帯・飛騨帯・美濃帯の花崗岩からなる（**図-6.2**）。

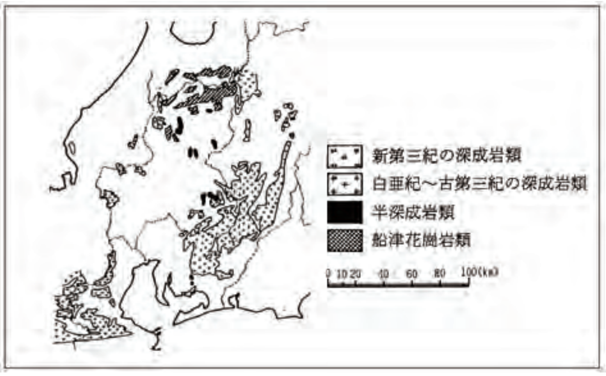


図-6.1 中部地方における深成岩・半深成岩の分布[1)]

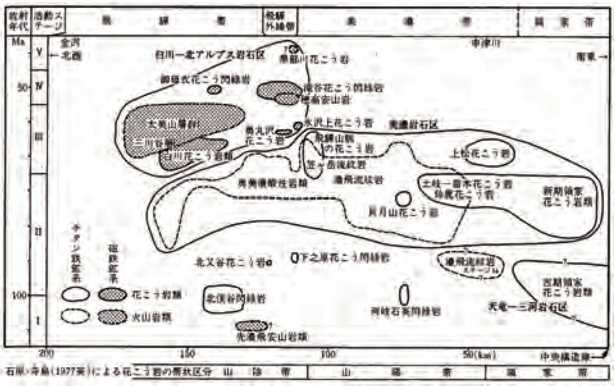


図-6.2 中部地方の後期白亜紀～古第三紀火成岩類の時空分布[2)]

6.2 地質構成

花崗岩類の構造帯ごとの分布・岩相等をまとめ**表-6.1**に示す。

表-6.1 主な花崗岩の分布・岩相

構造帯	花崗岩名	分布	岩相	年代 (Ma)	地質関係
飛騨帯	白川花崗岩	御母衣ダムの周辺から北方の庄川流域に分布	主に，淡紅色で等粒状の黒雲母花崗岩からなり，角閃石黒雲母花崗岩・アプライト質花崗岩をともなう	・55～60 ・63 ・約 66	濃飛流紋岩に接触変成作用を与えている
美濃帯	苗木花崗岩（苗木・上松花崗岩）	主として中津川市周辺に分布するとともに，瀬戸市やその周辺で伊奈川花崗岩中に小規模な岩株から岩脈としても分布	優白質な黒雲母花崗岩で，一般に中～細粒であるが，粗粒・斑状のものもあり，アプライト脈や脈状ないし晶洞状ペグマタイトも多い	・64～72 ・72～77	濃飛流紋岩を貫く
	土岐花崗岩	土岐市周辺に東西 12km・南北約 14km のほぼ円形の岩体として分布	細～粗粒の黒雲母花崗岩でときに斑状で角閃石を含み，花崗閃緑岩になることもあり，晶洞状ペグマタイトも多い＜放射性元素を多く含む＞	・約 72	美濃帯の中・古生界を貫く
	鈴鹿花崗岩	三重－滋賀県境の鈴鹿山脈の脊梁部に分布	大部分が粗粒の黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩で，一部でアプライト質花崗岩・ペグマタイトをともなう	・約 58,65 ・約 69 ・約 70 ・78～88	美濃帯の中・古生界や新期領家花崗岩類を貫く

6.3 地質の特徴

花崗岩類は典型的な塊状岩盤であるが，節理の発達と風化作用によるタマネギ状構造，コアストーン（核岩），マサ土化した深層風化の形成が主な特徴である。

花崗岩類には，収縮節理（冷却節理），シーティング節理，せん断節理が発達することが多く，節理が開口割れ目となって風化を促進させ，マサ土とコアストーンが形成される。その風化過程で岩芯の周囲が同心円状に風化岩盤で囲まれるタマネギ状構造となる（**図-6.3**）。三河高原では，深層風化が数10mに達することもある。

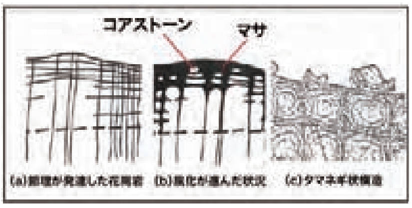


図-6.3 花崗岩の風化過程とタマネギ状構造（文献 3）をもとに作成）

6.4 土木地質的特徴

花崗岩類の風化により形成されたマサ土は我が国における特殊土の一つである。その工学的性質の透水性・圧縮性・強度などは，普通土が二次的性質としての含水比や間隙比などで支配されるのに対して，これに加えて，一次的性質としての鉱物の種類などの組み合わせで支配される。粒子間結合力が消失したマサ土は，浸食に弱い土質の代表といってよく，自然斜面で表層崩壊を頻発している。道路などの切土のり面に出現した場合には，のり面勾配や保護工の選択に留意が必要とされ，のり面および周辺の排水処理を確実に行うことや保護工を早期に施工し，被覆効果に期待するなど普通土と異なった対応が必要とされている。

また，マサ土は，自然状態と乱した状態ではその性質が大幅に異なる。乱したマサ土を盛土に転用した場合には，ガリー状の浸食が発生しやすい。

地質調査では自然試料の乱さない採取が困難なこと，および圧力によって粒子破砕が起こるため普通土として取り扱うことが難しい。

土石流の多くは花崗岩分布域で発生しており，東海地方でも発生頻度は少ないものの，土石流を発生させる要因をもつ地質のため警戒を必要とする。

さらに，花崗岩類は弾性波探査において，深度とともに速度が漸移的に変化し，速度層境界が明瞭に解析できない現象（ミラージ現象）がしばしば観測されるため，この点でも特異な地質といえる。

参考文献

1）小井土由光：深成岩類，中部地方土木地質図編纂委員会編 中部地方土木地質図解説書，（財）国土開発技術研究センター，153p.,1992.
2）原山 智・小井土由光：内帯の白亜紀～古第三紀火成岩類 概説，山下昇ほか編 日本の地質5「中部地方Ⅱ」，共立出版（株），81p.,1988.
3）小田匡寛・吉中龍之進：花崗岩の風化，土質基礎工学ライブラリー 16 風化花崗岩とまさ土の工学的性質とその応用，（社）土質工学会，pp.12-13,1979.

7. 三波川帯

7.1 概要

三波川帯は,西南日本外帯の中央構造線で領家帯と接し東西方向に帯状分布を示す構造帯である。分布は,愛知–静岡県境から,渥美半島を経て紀伊半島中央部の国見山周辺に及ぶ(**図-7.1**)。

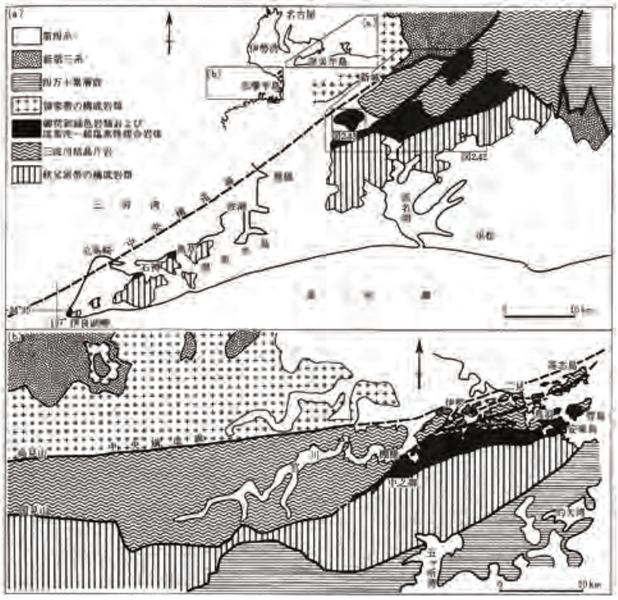


図-7.1 愛知県東部–渥美半島地域(a)と紀伊半島中・東部地域(b)における三波川帯の分布[1)]

7.2 地質構成

三波川帯を構成する主な岩石は結晶片岩で,三波川結晶片岩とよばれる。三波川帯の南縁部には御荷鉾緑色岩類が断続的に分布する。この御荷鉾緑色岩類を含めて三波川帯と区分されることもある。

紀伊半島での三波川変成岩の変成年代は,110±20Ma,70±5Ma,55 ～ 77Maが報告されており,この地質時代は白亜紀後期から古第三紀暁新世に相当する。

表-7.1 構成岩石

地質	構成岩石
三波川結晶片岩	砕屑性堆積岩類・塩基性火成岩類・チャートなどを原岩とした泥質～砂質片岩・塩基性片岩・石英片岩
御荷鉾緑色岩類	斑レイ岩・角閃石岩などの深成岩類 凝灰岩・塩基性の塊状溶岩あるいは枕状溶岩などの火山岩類

表-7.2 地質構造

地域		地質構造
愛知県地域		三波川結晶片岩は,ほぼ垂直な軸面をもつ緩やかな褶曲構造をなす 御荷鉾緑色岩類が三波川結晶片岩の上に整合にかさなる 地層は北東～東北東-南西～西南西に延びるが,この方向の断層が多いため走向・傾斜はかなり複雑
三重県地域	伊勢湾-鳥羽地域	北側に三波川結晶片岩が東西方向に分布 南側に最大約2kmの幅で御荷鉾緑色岩類が分布
	宮川流域-国見山地域	御荷鉾緑色岩類はほとんど分布しない 三波川結晶片岩が低角度の衝上断層でわずかにある御荷鉾緑色岩類や南側の秩父帯に衝上し紀伊ナップを形成

7.3 地質の特徴

三波川結晶片岩は,断層運動・褶曲運動などを受けかなりの高圧条件下で形成された変成岩である。強い偏圧条件下に置かれたため,組成鉱物は一定方向に配列し,強い方向性をもっており,片理面が発達している。

結晶片岩を構成している雲母,石墨,滑石などは鉱物自身が一定方向に配列し片理の方向に薄くはがれる性質をもつため,岩石のみならず岩盤としてもmm単位の剥離性と力学的に著しい異方性をもっていることが最も大きな特徴の一つである。

片理のほかに,これと共役的な割れ目が存在することも特徴である。

御荷鉾緑色岩類は,三波川結晶片岩と同様な変成作用により形成されたが,その原岩が塩基性の溶岩や深成岩類のため,大半が濃い緑色を呈している。

渥美半島などでは蛇紋岩が分布する。三波川結晶片岩に比べて片理はかなり少なく,塊状岩盤として露出していることが多い。

7.4 土木地質的特徴

片理面の発達により,断層周辺では細片化して破砕帯を形成し,片理面には粘土フィルムを挟むことが多い。このような性質から,崩壊性要因をもつ地質として結晶片岩類と御荷鉾緑色岩類の蛇紋岩があげられる。三波川帯の各岩石について切土のり面における斜面安定上の問題は以下のように評価されている。

表-7.3 のり面安定上の問題点(文献2)を要約)

属性	三波川帯での該当岩石	特記事項
風化が早い岩	結晶片岩 蛇紋岩	蛇紋岩は掘削後,吸水膨張による風化で急激に強度低下を引き起こし,崩壊するものもある
割れ目の多い岩	結晶片岩 蛇紋岩	岩盤中に節理や割れ目・断層が発達した地域では割れ目に沿って崩壊する
割れ目が流れ盤となる岩	結晶片岩	層理や片理が規則正しく発達し,流れ盤になっている場合,雨水によって傾斜面に沿って大崩壊を起こすことがある

また,愛知県や三重県の中央構造線に沿った三波川帯の結晶片岩分布域では,破砕帯地すべりが発生しており,斜面防災上,留意すべき地質といえる。

さらに,トンネル工事で特に注意すべき特殊な地山として膨張性地山があり,蛇紋岩が該当する。また,片理や割れ目の発達した泥質片岩は,坑口付近での地すべりの可能性がある地山として留意を必要とする。

参考文献

1) 榎並正樹:三波川帯,山下 昇ほか編 日本の地質5「中部地方Ⅱ」,共立出版(株),63p.,1988.
2) 中日本高速道路(株):設計要領第一集,土工編,pp3-8 ～ 3-10, 2009.

8. 四万十帯・秩父帯

8.1 四万十帯

(1) 概要

四万十帯は，仏像構造線の南側で東西方向に帯状分布する構造帯である。東海地方では，紀伊半島東部の志摩半島–熊野地域に分布する（**図-8.1,8.2**）。

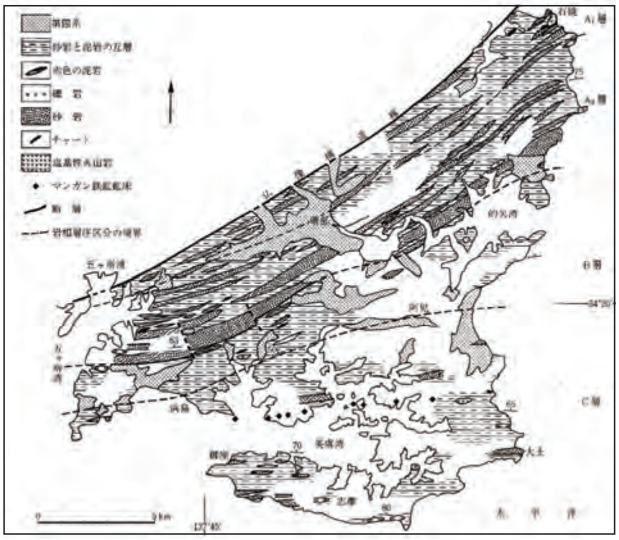


図-8.1 志摩半島地域の四万十帯の地質図[1)]

(2) 地質構成

四万十帯を構成する四万十層群は，志摩半島地域と熊野地域では，主に砂岩・泥岩からなり，チャート・緑色岩を伴う。

1) 志摩半島地域

この地域の四万十層群は，主に砂岩・泥岩などの砕屑岩からなる。放散虫化石[2)]の年代より地質構造は，中～後期白亜紀と順次南に向かって若くなる帯状構造を示す。この砕屑岩中のチャートや緑色岩の岩塊は周囲の地層よりも古い年代の化石を含むオリストリスである。

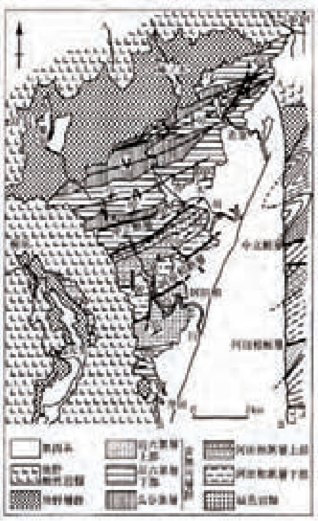


図-8.2 熊野地域の四万十帯の地質図[1)]

2) 熊野地域

この地域では，泥岩・砂岩と泥岩の互層・砂岩・緑色岩からなり，層厚約4,000mに及び，熊野層群や熊野酸性岩類の基盤岩となっている。

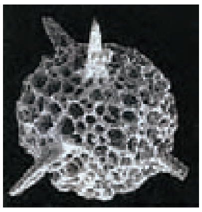


図-8.3 放散虫化石[2)]

この四万十層群は，紀伊半島西部の音無層群のうち爪谷累層と羽六累層に対比される。一般に，東北東–西南西の走向で，北に10°～90°傾斜している。放散虫化石より，音無層群は古第三紀の暁新世～前期始新世と考えられている。

(3) 地質の特徴

四万十層群の特徴は，付加体の特徴でもあり，大きなせん断変形を受けながら多様の岩石が混在している。すなわち，堆積環境や形成時代が異なる岩石が複雑に混在した地層といえる。また，露頭規模以上の褶曲構造が発達する。

このような，特異な形成過程をもつ四万十層群は，細かな亀裂の発達，岩石強度のばらつきなどの岩盤物性上の特徴を有している。

付加体の岩石が付加過程におけるせん断によって本来の地質構造が消失し，泥岩などの基質中にチャートや緑色岩などの岩塊が孤立したような層相を示す。これをメランジュ（混在岩）といい，付加体の特徴の一つでもある（**図-8.4**）。

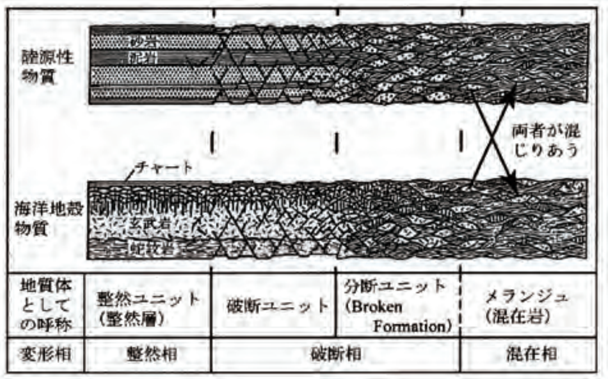


図-8.4 付加過程における地質構造分断の概念[3)]

(4) 土木地質的特徴

四万十層群は，メランジュ（混在岩）を含むことや地層の形成過程から以下に示す土木地質的問題点が指摘されている[3)]。

① 付加体には低角度の逆断層をはじめとする断層破砕帯が多い。

② 泥質メランジュにはへき開が発達しているため，応力解放されるとへき開面が緩みやすく，水や有効応力が大きい場合には特に顕著となる。

③ 地質調査段階の土圧が加わった状態ではへき開が閉じており，岩盤強度が大きく算出されるが，施工時の応力解放によってへき開が開いた状態では強度が著しく低下する。調査段階で強度の低下の度合いを見積もることは困難である。

以上の問題点により，特にトンネル掘削に大きな影響を及ぼした事例が報告されている[4)]。

8.2 秩父帯

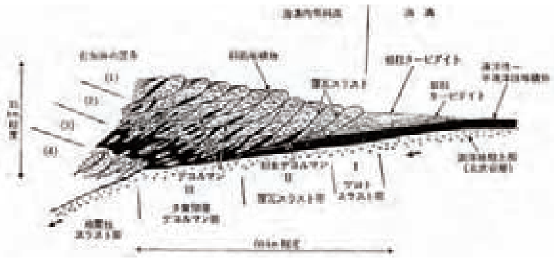
四万十帯と接する秩父帯は，愛知県の豊橋市東方地域，渥美半島地域，および志摩半島地域に分布し，志摩半島地域では，北帯・中帯・南帯に区分されている。地質構成および地質構造の概要をまとめて**表-8.1**に示す。

表 -8.1　秩父帯の地質構成と地質構造

地域			地質構成	地質構造
愛知県地域	豊橋市東方地域		主にチャート・泥岩・砂岩で石灰岩・緑色岩を伴う	走向は東北東 - 西南西で北又は南に傾斜
	渥美半島地域		主にチャートで石灰岩・粘板岩・緑色岩を伴う	走向は東西で一部で背斜構造となる
志摩半島地域	五ヶ所 - 安楽島構造線から北側の地域	北帯	砂岩・泥岩・緑色岩・チャートで石灰岩を伴う	南、あるいは北傾斜の同斜構造をなす
		中帯	砂岩・泥岩・チャートで緑色岩と石灰岩を伴う	背斜、向斜構造をなす
	五ヶ所 - 安楽島構造線から南側の地域	中帯	先白亜系 : 主にオリストストローム	走向は北東 - 南東で直立又は急傾斜
			下部白亜系 : 主に砂岩・泥岩で石灰岩・礫岩を伴う	向斜構造となるところもある
	南帯（鳥羽市から南勢町）		厚い砂岩とチャートおよび泥岩からなり鳥巣式石灰岩を含む	中帯とは断層で接する
度会町・南島町 - 大台ケ原山地域		北帯	度会町 - 大宮町では主に緑色岩・チャートからなり砂岩・泥岩・石灰岩をともなう	北傾斜の同斜構造
		中帯	度会町 - 大宮町だけに分布し、砂岩・泥岩・チャート・緑色岩からなる	南帯に衝上する
		南帯	厚い砂岩とチャートで、泥岩・緑色岩・石灰岩をわずかに伴う	全体が一つのナップで仏像構造線で四万十帯に衝上する

< 付加体について >

四万十帯は，日本列島における付加体研究の出発点でもある。付加体は，海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込む際に，海底の堆積物や海洋プレート上の堆積物がはぎ取られて大陸側に付加された地質体である（**図-8.5**）。付加体形成に係わる議論は，九州四万十帯を対象として，造構モデルが提唱されたが，その後，四国に引き続いて紀伊半島でも主に放散虫化石の時代論に基づき陸側に傾斜し海側に若くなる付加体の地質構造が認定されている。



（南海トラフと四万十帯の調査結果に基づく海溝付加体形成モデル（加賀美ほか ,1983））

図 -8.5　付加体形成モデル[5)]

参考文献

1）中屋志津男 : 四万十累帯 , 山下 昇ほか編 日本の地質 5「中部地方 II」, 共立出版（株）,pp74 〜 76,1988.

2）核燃料リサイクル機構 : 生きている地球 , 地球科学シリーズ '92-'98,68p.,1999.

3）西 拓郎 : 付加体地質におけるトンネル施工事例 , 地盤工学会誌 Vol.57 No.2,（社）地盤工学会 ,27p.,2009.

4）城戸正行・青木重人・二階堂邦彦・吉村 覚 : 四万十帯の砂岩・頁岩互層地山における変状対策 , トンネルと地下 ,Vol.33 No.9,pp.15 〜 23,2002.

5）狩野謙一・村田明広 : 構造地質学 ,（株）朝倉書店 ,242p.,1998.

9.　熊野酸性岩類

9.1　概要

熊野酸性岩類は，現存する体積が300km³に達する大規模な複合岩体で，三重県南部–和歌山県東部の太平洋岸に南北二つの岩体からなる（**図-9.1**）。従来，本岩類は酸性マグマの巨大な溶岩湖が冷却・固結したものとされていたが，現在ではコールドロン（陥没カルデラ）、およびその縁に沿って貫入した岩体である可能性が高いとされている[2)]。

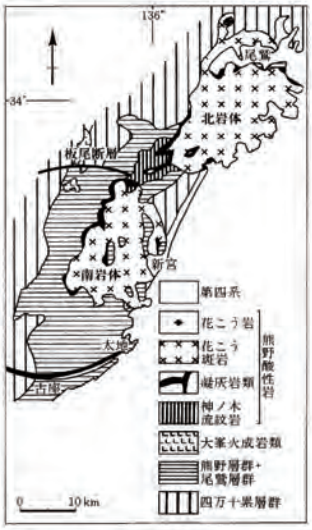


図 -9.1　熊野酸性岩類分布図[1)]

9.2　地質構成

本岩は，下位から神ノ木流紋岩，流紋岩質凝灰岩類，花崗斑岩および不動谷花崗岩の4岩相からなる（**図-9.2**）。このうち花崗斑岩が熊野酸性岩類の分布面積の約85％を占める。

熊野酸性岩類の主部を占める花崗斑岩は，斑状組織を示し，石英・斜長石・カリ長石・黒雲母の斑晶からなり，石基は主に石英・斜長石・カリ長石からなる。

図 -9.2　熊野酸性岩類の層序　（文献 2）をもとに作成）

9.3　地質の特徴・土木地質的特徴

花崗斑岩は，花崗岩類と同様に，タマネギ状構造の発達とコアストーンを含むことが特徴である（**図-9.3**）。熊野酸性岩類分布域は，年間降水量が多く，降水の影響によりコアストーンが二次堆積し，土石流堆積物を形成している場合が多い。また，コアストーンが山腹斜面に分布している場合には，自然斜面や切土のり面での落石に対して留意を必要とする。

図 -9.3　花崗斑岩の核岩

参考文献

1）笹田政克 : 熊野酸性岩 , 山下 昇ほか編 日本の地質 5 「中部地方 II」, 共立出版（株）,141p.,1988.

2）川上 裕・星 博幸 : 火山 - 深成複合岩体にみられる環状岩脈とシート状貫入岩 紀伊半島 尾鷲–熊野地域の熊野酸性火成岩類の地質 , 地質学雑誌 ,Vol.113 No.7, 日本地質学会 ,pp.296 〜 307,2007.

10.　新第三紀層

10.1　概　要

新第三紀は，約24 ～ 1.8Maまでの間を指し，この時代に堆積した地層を新第三紀層または新第三系と呼ぶ。この時代はさらに，中新世（5Maまで）と鮮新世（5Ma以降）に区分され，これらの時代の地層をそれぞれ「中新統」「鮮新統」と呼ぶ。

（1）　中新統

東海地方の代表的な中新統は，第一瀬戸内区と呼ばれる堆積区に分布する瑞浪層群（東濃地域），設楽層群・岡崎層群（三河地域），師崎層群（知多半島地域）および鈴鹿層群・阿波層群・一志層群（伊勢地域），ならびに紀伊半島南部の南海区と呼ばれる地域の熊野層群・尾鷲層群などがある。これら中新統の主な分布を**図-10.1**に示す。

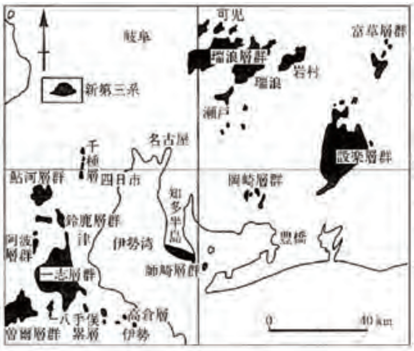


図-10.1　東海地方の主な中新統分布図[1)]

（2）　鮮新統

東海地方の代表的な鮮新統としては，東海層群が挙げられる。東海層群は分布地域によって，奄芸層群（伊勢湾西岸部），瀬戸層群（濃尾平野より東方），常滑層群（知多地域）とも呼ばれ，鮮新世に形成された第二瀬戸内区の東海湖と呼ばれる堆積盆地に堆積した地層であり，**図-10.2**に示すように，現在の丘陵性山地を形成して分布する。

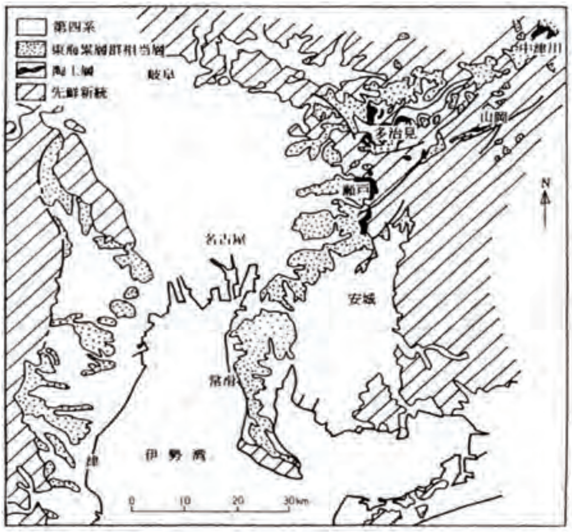


図-10.2　東海層群の分布図[2)]

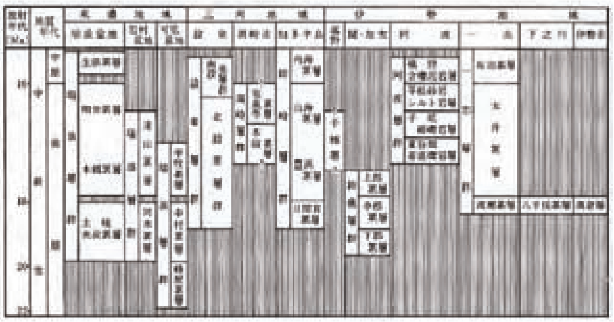
三重県北西端部の上野盆地～近江盆地地域には，古琵琶湖（現在の琵琶湖の前身；時代と共に北方に移動）に堆積した古琵琶湖層群が分布する。

また，分布は狭小であるが，岐阜県中部の白鳥～高鷲付近には阿多岐層と呼ばれる湖成層が分布する。

10.2　層序

表-10.1に東海地方の中新統の層序表を，**表-10.2**に東海層群の層序表を示す。

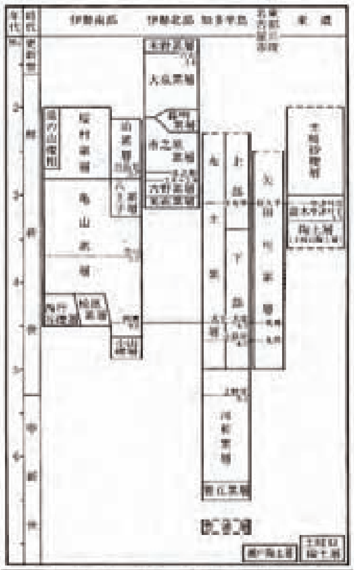
表-10.1　東海地方の中新統の層序表[1)]



10.3　地質の特徴

（1）　中新統

表-10.2　東海地方の鮮新統の層序表[3)]



中新統は,主に泥岩・シルト岩・砂岩・礫岩等からなり，多くの貝殻化石を含む。また，火山岩類として，瑞浪層群下部の蜂谷累層で溶結凝灰岩や安山岩～玄武岩の火砕岩および溶岩が，設楽層群上部の南設亜層群で流紋岩類が見られる。

第一瀬戸内区の地質の特徴として，一般に，地層が薄く，層相が側方へ大きく変化する，著しい褶曲構造がないことなどが挙げられ，層厚は北部で200 ～ 400m，南部では1,000 ～ 1,500mとなる。大部分は海成層であるが，瑞浪層群下部（土岐夾炭累層・本郷累層）や岡崎層群・鈴鹿層群などは淡水成層である。**図-10.3**に対比柱状図を示す。

南海区の熊野層群は、四万十層群を不整合に覆い，熊野酸性岩に覆われる。熊野層群は，平面的に見ると熊野酸性岩を取り囲むように分布しており，この岩体に向かって10 ～ 20°傾斜し，全体

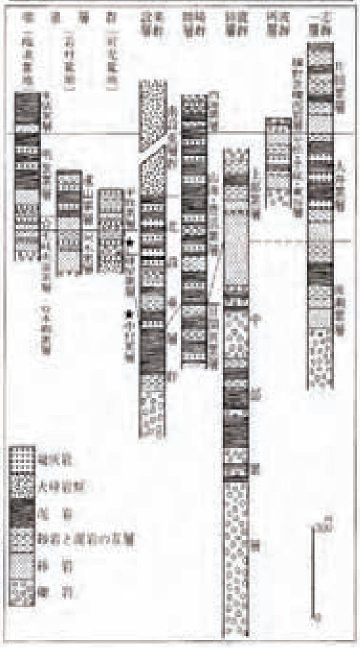


表-10.3　中新統の対比柱状図[1)]

としては北東-南西方向の軸を持つ舟底状の形に分布し,その層厚は,三重県地域では最大約2,000mに達する。また,尾鷲地域には尾鷲層群が小規模に分布し,層厚は700mである(**図-9.1,9.2**参照)。

西南日本弧では,中新世前期(24～16.5Ma)から伸張応力場下で各地に陥没盆地が形成され,その後起きた日本海の急速な拡大と共に,同弧は大きく時計回りに約30度回転し,中新世中期始め頃(14.5～13Ma)に圧縮応力場に転じ,現在に近い形になった。本地域の中新統はこのような環境下で形成され,マングローブ沼や造礁サンゴを伴う亜熱帯から温帯気候までの幅広い動・植物化石群を含むことが知られている[4]。

(2) 鮮新統

東海層群は,粘土層や砂礫層,砂層からなり,火山灰層や褐炭(亜炭)層を挟在する。鮮新統の粘土・シルトは固結状を呈するため「固結シルト」と呼ばれることが多い。東海層群の地層の特徴としては,伊勢湾を中心とした地域に砂・粘土を主とした厚い地層が分布し,瀬戸や東濃地方では最下位層準に陶土層が分布する。また,東濃地方では,砂礫層が発達する。対比柱状図を**図-10.4**に示す。

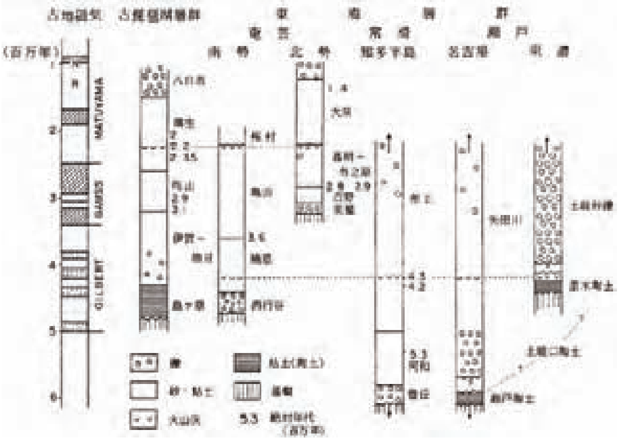


図-10.4 東海層群の対比柱状図[2]

本層群の層厚は,数100mから,濃尾平野地下～伊勢北部地域では1,000m以上となる。本層群は南部ほど下位の層準が露出している。

本層群にはしばしば撓曲構造と呼ばれる地層の屈曲が見られる。

古琵琶湖層群も東海層群と同様,南部ほど古い地層が分布する。層相は湖沼成および河川成の礫・砂・シルト・粘土からなり,火山灰層や亜炭層を挟在する。地層は北～北西に傾斜し,層厚は1,500mに達する。

10.4 土木地質的問題点など

(1) 土木地質的問題点

新第三紀層(中新統・鮮新統とも)は固結度が低いため,吸水しやすく,スレーキングを生じやすい。このため,切土のり面の長期安定や発生材の利用等には十分な注意が必要である。

また,泥岩・凝灰岩は風化すると粘土化するが,新第三紀層にはこの泥岩・凝灰岩が層状に分布しており,これがすべり面となって地すべりが発生することがある。このタイプの地すべりを「第三紀層地すべり」と呼び,岐阜県東濃地方のものはほとんどがこのタイプである(**図-13.2,表-13.4**参照)。

(2) 資源

瀬戸や東濃地域の東海層群の最下位層準として分布する陶土層は「蛙目粘土」,「木節粘土」等と呼ばれており,上流で風化・マサ土化した花崗岩の二次堆積物が粘土化したもので,陶器や化粧品の原料として採掘されている。また,東海層群の火山灰中に含まれる硅砂は,磨き砂や化粧品の原料として,現在は主に露天掘りによって採掘されている。

熊野層群の最下部層として分布する珪質頁岩は「那智黒石」と呼ばれ,碁石や硯として利用されている。また,那智黒石は金の純度を測る「試金石」としても使用されている。

瑞浪層群の基底層である土岐夾炭累層内にはウラン濃集部(ウラン鉱床)が見られる。この鉱床は,花崗岩が風化作用でマサ化し,水に溶けやすい性質の放射性元素が鉱物から溶け出したものが,沸石などの吸着力の強い鉱物を含む地層により再び蓄積・濃集されて形成されたもので,東濃鉱山と呼ばれていた。現在,旧鉱山の坑道等を利用して,地学関係の実験施設がおかれ,各種の研究が進められている。

(3) 鉱害(旧亜炭坑の陥没;地盤編4章参照)

瑞浪層群や東海層群中に挟まれる褐炭(亜炭)層は,流木が土砂とともに堆積したもので,厚さ数10cm～数m,水平方向に数10kmの広がりを持って、3～5層分布する。この褐炭(亜炭)は,炭化の程度が低く,石炭と比べて低品質ではあるものの,都市部に近く,分布深度も浅くて採掘しやすかったため,化石燃料として,江戸時代～1970年代まで坑道掘り(主に狸掘り)によって採掘されていた。また,当時は,磨き砂の原料である火山灰も同様の方法で採掘されていた。現在,その廃坑がそのまま地下に放置されており,廃坑分布地域(丘陵地)の都市化・住宅地域化に伴って陥没等の災害が発生している。

参考文献

1) 柴田 博:瀬戸内区の中新統,山下 昇ほか編 日本の地質5「中部地方Ⅱ」,共立出版(株),pp.116～117,1988.
2) 糸魚川淳二・土 隆一:第三紀層,中部地方土木地質図編纂委員会編 中部地方土木地質図概説書,(財)国土開発技術研究センター,pp.113～114,1992.
3) 竹村恵二・吉田史郎:東海層群,山下 昇ほか編 日本の地質5「中部地方Ⅱ」,共立出版(株),131p.,1988.
4) 星 博幸・入月俊明・細山光也:甲府周辺の深成岩と東濃・三河の中新統,日本地質学会編 日本地方地質誌4「中部地方」,(株)朝倉書店,pp.356～372,2006.

11. 第四紀火山

11.1 地質概説

第四紀火山とは，第四紀（約180万年前から現在まで）に活動した火山を指す。また，活火山は，2003年の火山噴火予知連絡会により再定義されており，「概ね過去1万年以内に噴火した火山および現在活発な噴気活動のある火山」とした。2010年4月現在，この定義による日本国内の活火山は，108である。

11.2 東海三県における分布

図-11.1に示すように，岐阜・長野県境の飛騨山脈に9火山，岐阜・石川県境，岐阜・福井県境の両白山地に5火山が分布する。活火山は，御嶽山，乗鞍岳，アカンダナ山，焼岳，白山の5火山であり，継続的な監視体制が整えられつつある。

11.3 第四紀火山の特徴

この地域に分布する火山の特徴をとりまとめ，**表-11.1**に示した。

岐阜・長野県境の火山は，玄武岩から流紋岩まで多様な岩質で，成層火山や溶岩ドームなどの火山型を示す。また，両白山地に見られる火山は，安山岩～デイサイトで安定的な岩質を示し，成層火山である。現在も活動が続く活火山は，古い火山帯の上に成長した大規模な火山が多く，標高も3,000m級と高いのが特徴である。

11.4 土木地質的特徴

活火山の分布する地域は，火山災害の恐れがあり，御嶽山，乗鞍岳，焼岳では火山災害を予測したハザードマップが作成され，火山噴火のタイプや想定される災害などが示されている。

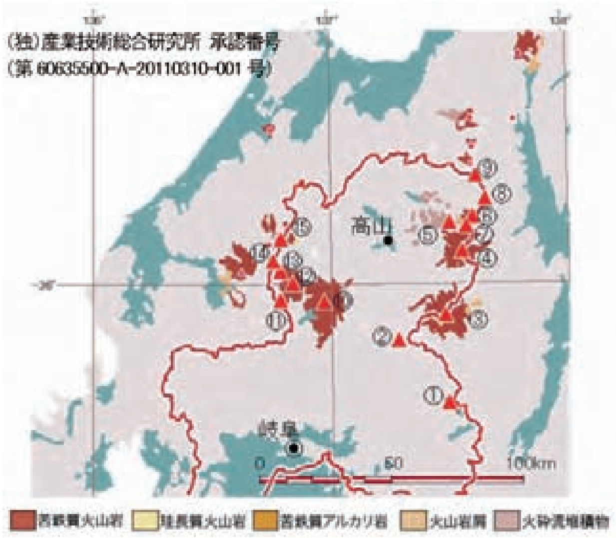


図-11.1 第四紀火山の分布（文献1）を修正）

土木地質的な問題点として，岩相変化が著しいこと，深層風化，未固結堆積物，熱水変質帯の存在，地熱や温泉，火山ガスの噴出などがあり，大規模な災害につながることが多い。

安房トンネル工事では，アカンダナ山火山に伴う火山砕屑物からの多量の湧水や地熱，火山ガスの爆発的な噴出などがあり，大変な難工事であった事が報告されている[2)]。

また，火山地域は風光明媚で観光資源としての価値が高く，観光のインフラ整備として白山スーパー林道，乗鞍スカイライン，安房トンネルなどの開発が行われている。

表-11.1 東海地方の第四紀火山（文献1）を修正）

番号	火山名	標高(m)	火山の形式	主な岩石	活動時期	備考
①	上野	606	溶岩流 小型盾状火山	玄武岩	約160万～約90万年前	
②	湯ヶ峰	1,067	溶岩ドーム	流紋岩	約10万年前	
③	御嶽山	3,067	成層火山－ カルデラ	玄武岩、安山岩、デイサイト、流紋岩	古期御嶽火山は78-40万年前 新期御嶽火山は10-2万年前 1万年前以内に4回のマグマ噴火	活火山
④	乗鞍岳	3,026	成層火山 溶岩ドーム	安山岩 デイサイト	古期乗鞍火山は130-86万年前 乗鞍火山は32万年前以降	活火山
⑤	上宝	1,831	火砕流台地	デイサイト－ 流紋岩	75－70万年前 （あるいは100万年前～70万年前の間）	
⑥	焼岳	2,455	溶岩ドーム	安山岩 デイサイト	旧期火山群は12-7万年前 新期火山群は2万6000年前以降 焼岳火山は1万5000年前以降	活火山
⑦	アカンダナ山	2,109	溶岩ドーム	安山岩 デイサイト	約1万年前頃から活動	活火山
⑧	穂高	3,190	カルデラ－ 火砕流台地	安山岩 デイサイト	約170万年前	
⑨	槍沢岳	2,755	火砕流台地	デイサイト－ 流紋岩	45－40万年前 （あるいは60～30万年前の間）	
⑩	烏帽子－鷲ヶ岳	1,672	成層火山	安山岩	約160－110万年前	
⑪	毘沙門岳	1,386	成層火山	安山岩	約40－25万年前	
⑫	大日ヶ岳	1,709	成層火山	安山岩 デイサイト	約110－90万年前	
⑬	両白丸山	1,786	成層火山	安山岩	約40-30万年前	
⑭	願教寺山	1,691	成層火山	安山岩	約320-130万年前	
⑮	白山	2,702	成層火山	安山岩 デイサイト	加賀室火山は40-30万年前 古白山は20-10万年前 新白山・うぐいす平は約2万年前以降	活火山

注）第1列の番号は図-11.1中に示す番号に対応

参考文献

1) （独）産業技術総合研究所 地質調査総合センターHP:「日本の第四紀火山データ集」,http://riodb02.ibase.aist.go.jp/strata/VOL_JP/index.htm.

2) 成瀬 清・鈴木晟弘・松山政雄：安房トンネルの本坑が貫通高水圧帯火山噴出物層と高熱帯を克服，トンネルと地下,Vol.29,No.8,pp.927～933,1998.

12.　活断層および被害地震

12.1　活断層分布

「活断層」とは，「最近の地質時代に活動し，将来も活動することが推定される断層[1)]」，あるいは「最近数十万年間に概ね数千年から数万年の間隔で繰り返し活動し，その痕跡が地形に現れ，今後も活動を繰り返すと考えられる断層[2)]」と定義されている。

日本列島には2,000以上の活断層があり，そのなかでも中部～関西地方は全国でも活断層が密に分布する地域である。「新編日本の活断層[1)]」によると愛知・岐阜・三重の東海三県には，大小あわせ180以上の活断層が抽出されている。

平成7年の「阪神・淡路大震災」以降，全国で活断層調査が精力的に実施され，中部地方でも主要な活断層について調査が行われた。**表-12.1** に本地域の主要な活断層の性状概要を，**図-12.2** に位置図を示す。

中部地方の活断層は，北北西-南南東走向の断層が最も多く，代表的な断層帯は，濃尾平野西縁部を画する「養老–桑名–四日市断層帯」，根尾谷に沿った「濃尾断層帯」（根尾谷断層），阿寺山地の山裾を通る「阿寺断層帯」などがある。

このうち「濃尾断層帯」根尾谷断層は濃尾地震（1891）の起震断層となっている。「阿寺断層帯」は長さ80kmにおよぶ断層群であるが，その一部（北部）は最近活動した形跡が認められない。この箇所では，近い将来に活動する可能性があり，今後30年の発生確率は6～11%と最も高く判定されている。

東北東-西南西走向の断層は，北北西-南南東走向の断層に次いで顕著な断層系で，恵那山地・三河山地の北西縁をなす「屏風山・恵那山断層帯」と延長部の「猿投山断層帯」，飛騨山地を刻む「高山・大原断層帯」などがある。このなかでは「恵那山-猿投山北断層」帯は発生確率が最も高く0～2%とされている。

調査結果の詳細は，各県の出版物やホームページ（参考文献4)，7)～9)）で公表されているので，断層の活動性や，既往あるいは計画構造物が活断層の位置にあるかは，これらによりチェックを行うことができる。

なお，現在のところ詳細調査は，主要な活断層についてのみ

図-12.1　日本の活断層分布[3)]

表-12.1　主要な活断層一覧表（文献4）を修正）

断層名		主な分布位置*	ずれのセンス**			最近（数十万年前以降）の活動履歴***	予想される地震****	
			位置	隆起側	横ずれ		地震規模（長期）(M)	発生確率（今後30年以内）
阿寺断層帯	岐阜県	下呂市(旧)同萩原町,中津川市加子母		(東)	左	主部/北部　約3400～3000年前	6.9	6－11%
		中津川市(旧)同加子母同付知同坂下,同山口		(北東)	左	主部/南部　西暦1586年(天正地震)	7.7	ほぼ 0%
		中津川市加子母			右	白川断層帯　不明	7.3	不明
		中津川市加子母			右	佐見断層帯　不明	7.2	不明
柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯	岐阜県	関ヶ原町		東	(左)	主部/北部　17世紀頃	7.6	ほぼ 0%
		関ヶ原町			左	主部/中部　約7200～7000年前	6.6	不明
		関ヶ原町,大垣市		(東)	左	主部/南部　約4900年前～15世紀	7.6	ほぼ 0%
長良川上流断層帯	岐阜県	郡上市八幡町同大和町		西	左	不明	7.3	不明
高山・大原断層帯	岐阜県	高山市(旧)同清見町			右	高山断層帯　不明	7.6	0.70%
		高山市国府町		(南東)	右	国府断層帯　約4700～300年前	7.2	ほぼ0－5%
		高山市高根同朝日		(北西)	右	猪之鼻断層帯　不明	7.2	不明
濃尾断層帯	岐阜県	山県市高富同伊自良	北西部 南東部	(北東) (南西)	左	主部/梅原断層帯　西暦1891年	7.4	ほぼ 0%
		本巣市根尾,山県市高富,同伊自良			左	主部/根尾谷断層帯　西暦1891年	7.3	ほぼ 0%
		(福井県)		(北東)	左	温見断層/北西部　西暦1891年	6.8	ほぼ 0%
		本巣市根尾		(南西)	左	温見断層/南東部　不明	7.0	不明
		本巣市根尾,山県市美山,関市武芸川,関市(旧),美濃市		(北東)	左	武儀川断層　不明	7.3	不明
		揖斐川町藤橋,本巣市根尾		(南西)	左	揖斐川断層帯　1～10世紀	7.1	不明
		岐阜市,各務原市			左	主部/三田洞断層帯　不明	7.0	不明
岐阜－一宮断層帯	岐阜県 愛知県	岐阜市 一宮市,稲沢市		北東？		一部は濃尾地震(1891)で変位差を発生したとされる	－	－
屏風山・恵那山－猿投山断層帯	岐阜県	中津川市,恵那市,瑞浪市		南東		屏風山断層帯　13～16世紀	6.8	0.2－0.7%
		恵那市八百津町,白川町		南西		赤河断層帯　不明	7.1	不明
	岐阜県 愛知県	恵那市上矢作,同岩村,瑞浪市,土岐市,瀬戸市,豊田市藤岡,豊田市(旧)	東部 西部	南東	(右) 右	恵那山－猿投山北断層帯　約7600～5400年前	7.7	ほぼ 0－2%
	愛知県	みよし市,豊明市,大府市,東浦町,高浜市		西		猿投－高浜断層帯　約14000年前	7.7	ほぼ 0%
		東海市,知多町,阿久比町	北部 南部	西 東		加木屋断層帯　不明	7.4	0.1%
天白河口断層	愛知県	名古屋市		南？		約15～16万年前以降の活動履歴はない	－	－
養老–桑名–四日市断層帯	岐阜県 三重県	養老町,海津市南濃同海津 桑名市(旧)同多度,四日市市		西		13～16世紀	8.0	ほぼ0－0.7%
鈴鹿東縁断層帯	三重県	いなべ市藤原,同北勢,同大安,菰野町,鈴鹿市		西		約3500～2800年前	7.5	ほぼ0－0.1% 0.001%
布引山地東縁断層帯	三重県	亀山市(旧)同関,津市芸濃,同美里,同久居		西		西部　約28000～400年前	7.4	ほぼ0－1%
		亀山市(旧)同関,津市芸濃,同安濃,同美里,同久居		西		東部　11000年前頃	7.6	0.00%
伊勢湾断層	愛知県	常滑町沖		東		主部/北部　概ね1000～500年前	7.2	ほぼ 0%
		美浜町・南知多町沖		北	不明	主部/南部　概ね2000～1500年前	6.9	ほぼ0～0.002%
	愛知県 三重県	美浜町沖 津市河芸沖		北	不明	白子－野間断層　概ね6500～5000年前	7.0	0.2～0.8%

*（旧）は市町村合併前の旧市内　**地震調査研究推進本部HP等による　***同左　****同左（平成22年1月1日現在）
－：活断層の可能性が低い
不明：情報量が不足

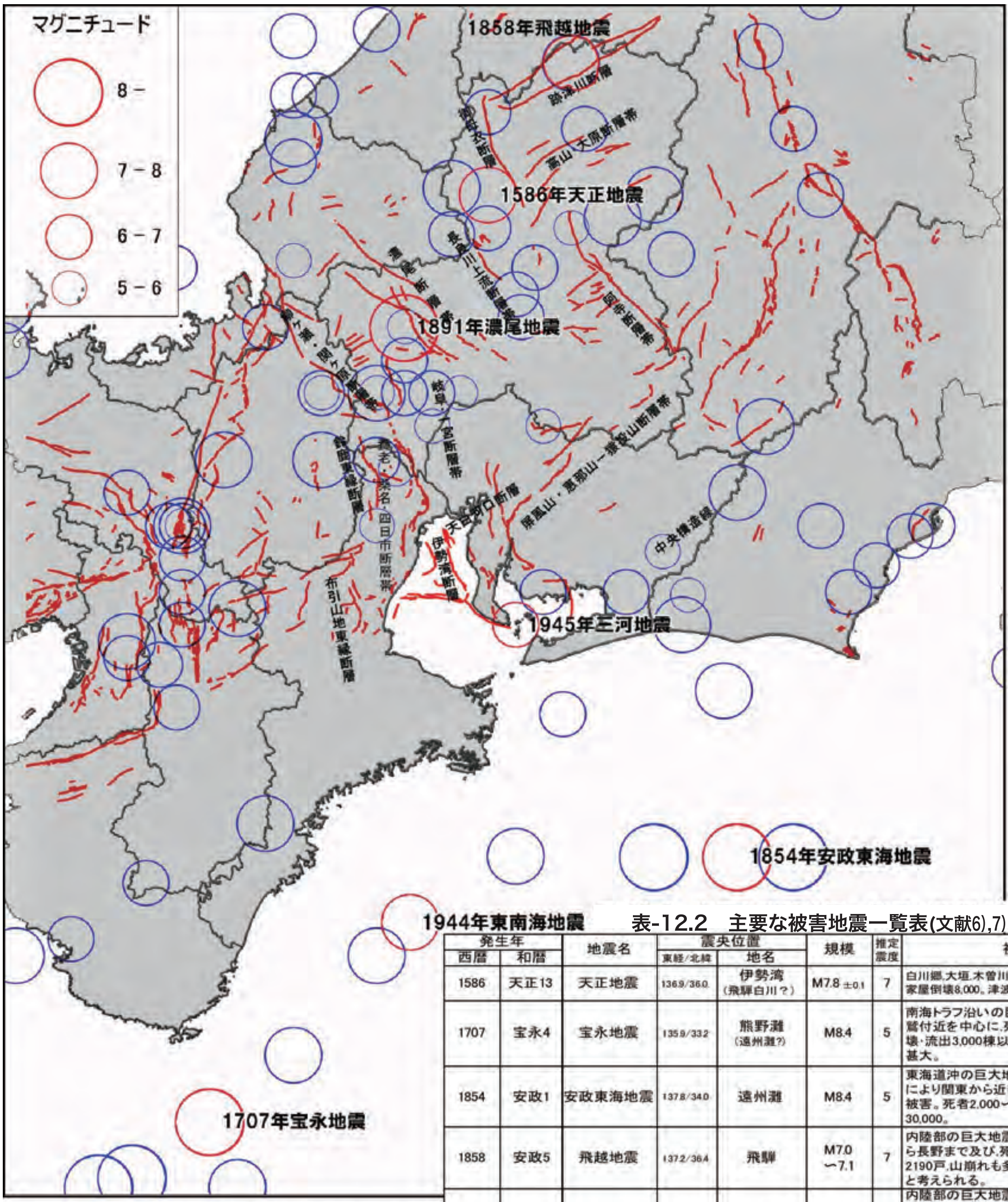


図-12.2　主要な活断層と地震の震央分布
活断層：文献2)に伊勢湾断層（文献7)）を追加
地　震：文献6)ほかを編集,主要な被害地震は赤丸で表示

表-12.2　主要な被害地震一覧表(文献6),7)に加筆)

発生年		地震名	震央位置		規模	推定震度	被害概要
西暦	和暦		東経/北緯	地名			
1586	天正13	天正地震	136.9/36.0	伊勢湾（飛騨白川？）	M7.8 ±0.1	7	白川郷,大垣,木曽川河口(長島)等で死者6,000,家屋倒壊8,000。津波があり被害大。
1707	宝永4	宝永地震	135.9/33.2	熊野灘（遠州灘?）	M8.4	5	南海トラフ沿いの巨大地震。津波を伴い,尾鷲付近を中心に,死者1,100人以上,家屋倒壊・流出3,000棟以上。枇杷島,津島も被害甚大。
1854	安政1	安政東海地震	137.8/34.0	遠州灘	M8.4	5	東海道沖の巨大地震。地震動および津波により関東から近畿にかけての広範囲で被害。死者2,000～3,000,住家全壊・焼失約30,000。
1858	安政5	飛越地震	137.2/36.4	飛騨	M7.0～7.1	7	内陸部の巨大地震。震度5以上は京都から長野まで及び,死者426人・家屋の全半壊2190戸,山崩れも多い。跡津川断層の活動と考えられる。
1891	明治24	濃尾地震	136.6/35.6	美濃	M8.0	7	内陸部の巨大地震。死者7,273人,全壊142,177戸。被害は美濃・尾張・伊勢北部までおよび,濃尾平野では液状化が顕著に発生した。濃尾断層系が活動し,地震断層が出現した。
1944	昭和19	東南海地震	136.6/33.8	熊野灘	M7.9	6	熊野灘の巨大地震。死者・行方不明者1,233人。尾鷲市を中心に津波被害が甚大で,名古屋でも重工業地区に被害大。
1945	昭和20	三河地震	137.1/34.7	渥美湾	M6.8	7	渥美湾を震央とする直下型地震。幡豆郡では地表部に地震断層（深溝断層）が現れ,被害甚大。死者2,306人,住宅全壊7,221戸。

実施されており,その他の多くの活断層については詳細調査は実施されていない。活断層は前触れもなく再活動し大災害を発生させることもあるため,今後はこれらの断層についても留意し,重要性に応じて追加調査を行うことが望まれる。

12.2　被害地震

地震は発生位置により,陸域浅部を震源とする内陸部の地震（一般に「直下型地震」と呼ぶ）と海域のプレート間に発生する「海溝型」地震に区分できる。このうち,直下型地震ではマグニチュード（M）7を越えるような大地震の場合,大きな被害をもたらし,活断層を震源としていることが知られている。過去の被害地震等の震央分布を**図-12.2**に示す。

内陸部の地震のうち,天正地震（1586年）は戦国時代末期に発生した巨大地震で,近畿～東海～北陸地方の広い範囲が揺れた。被害は飛騨白川谷（山腹崩壊）と木曽川河口（島の沈没）が甚大であったほか,伊勢湾には津波が発生している。このため天正地震は御母衣断層と養老断層が連動した双子地震といわれている[5]。

飛越地震（1858）は江戸時代末期の安政年間に発生し,飛騨地方から北陸地方にかけて山崩れや天然ダムの決壊により土砂災害・水害をもたらした。この地震は跡津川断層の活動によると考えられている[6]。

明治時代以降の地震には，濃尾地震（1891），三河地震（1945）などがある（土質編で詳述）。これらの地震では地震断層の近傍に人的・建物被害が集中する傾向が認められるとともに，地盤変動・地盤災害・斜面災害も多い特徴がある。

海溝型の地震としては，宝永地震（1707），安政東海地震（1854），東南海地震（1944）などがあげられ，これらの地震では広域に被害がおよび，沿岸部，特にリアス式海岸に津波被害をもたらすことを特徴とする。

12.3　東海地震，東南海地震および南海地震

東海地震・東南海地震・南海地震は駿河湾から九州にかけての南海トラフを震源域とする海溝型の巨大地震で，100年から150年の間隔で連動して発生する傾向がある（**図-12.3**）。最近では1944年（東南海地震）と1946年（南海地震）に活動したが，この時には東海地震は発生していない。したがって東海地震は安政東海地震（1854年）から現在まで150年以上の休止状態が続いている。このため，近い将来に活動する可能性が非常に高く，今後30年間の発生確率は87%と見積もられている[4]。東海地震では，愛知県三河地域の一部で震度6を越え[10]，伊勢・志摩地方では大きな津波が襲うとされている。

東海地震は「いつ起きてもおかしくない」状態にあるといえるが，仮に発生が遅れて相当期間を要した場合には，東南海地震・南海地震の次の活動期に近づいてくる。この場合には，東海地震に連動してこれらが同時に発生する可能性もある[11]。今般の想像をはるかに超えた連動型で巨大災害をもたらした東北地方太平洋沖地震（2011.3.11）の例もあり、今後の地震活動・地殻変動や予知情報等の推移が注目される。

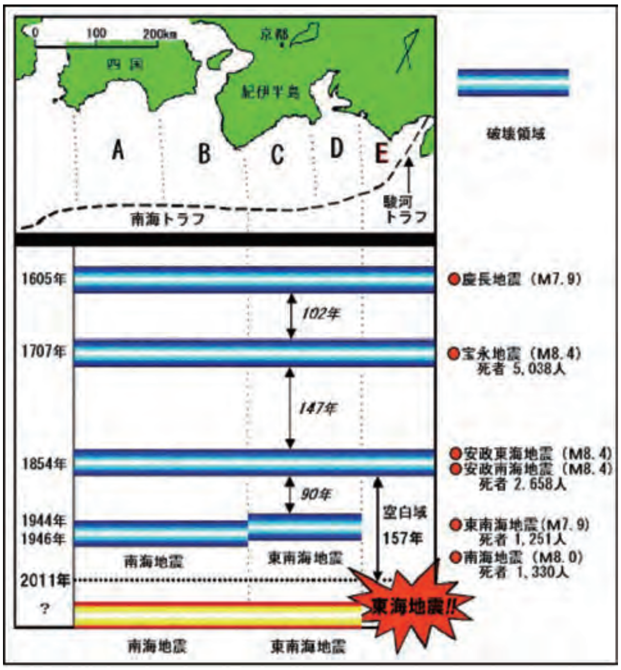


図-12.3　東海地震・東南海地震の履歴
（文献11）を編集）

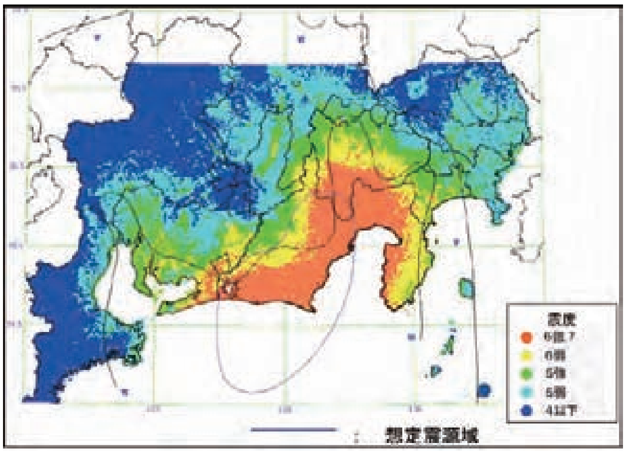


図-12.4　東海地震の震度予測（強震波形計算による）[10]

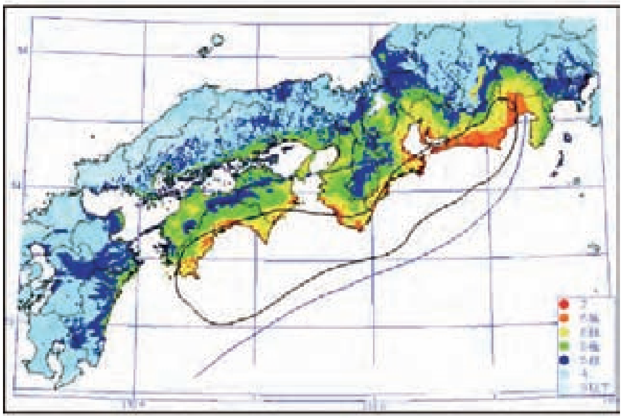


図-12.5　東海地震＋東南海地震＋南海地震連動の震度予測[11]

参考文献

1）活断層研究会：「新編 日本の活断層–分布図と資料」，東京大学出版会，4p.，1991.
2）中田 高ほか：「活断層詳細デジタルマップ」，東京大学出版会，2002.
3）200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ：「200万分の1日本列島活断層図」，活断層研究，19，5p.，活断層研究会，2000.
4）文部科学省地震調査研究推進本部 HP:http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_chouki.htm
5）日本活断層学会：1586年天正地震シンポジウム講演予稿集，日本活断層学会，2010.
宇佐美龍夫：「新編 日本被害地震総覧[増補改訂版 416-1995]」，東京大学出版会，pp.31 ～ 493，1996.
7）愛知県防災会議：「愛知県活断層アトラス」，1997.
8）岐阜県防災課 HP:1/25,000 岐阜県活断層図，2010. http://www.gis2.pref.gifu.jp/MyMap2_0/GifuAdvanceMap/GifuAdvanceMap.jsp
9）三重県防災危機管理部 HP: 三重県内詳細活断層図 http://www.bosaimie.jp/mie/05_moshimo/04_keikaku/katsudansou2.html
10）中央防災会議：「東海地震に関する専門調査会」第10回会議資料，2001.
11）中央防災会議：「東南海、南海地震等に関する専門調査会」第26回会議資料，2006.

13. 建設工事と土木地質的特徴

本章では、ダム、トンネル、地すべりを対象として建設工事と土木地質的特徴について述べる。また,ダム,トンネル,その他主要構造物について,地質図中に位置を示す(**図-13.1**)。

13.1 ダム

大ダムのうち堤高70m以上のものを抽出し、その諸元と土木地質的特徴をまとめ、**表-13.1**に示す。

表-13.1 東海三県の主要ダムと施工時の土木地質的特徴

番号	ダム名	河川名	形式	目的	堤高(m)	竣工年	事業者	地質	土木地質的特徴
1	下小鳥[1)2)]	小鳥川	R	P	119	1972	関西電力	飛騨片麻岩	・亀裂性岩盤の分布 ・厚い風化層が分布
2	徳 山[3)]	揖斐川	R	F,N,P	161	2008	水資源機構	美濃帯堆積岩	・美濃帯に分布する亀裂性岩盤
3	横 山[1)]	揖斐川	G	F,N,W,P	80.8	1964	中部地方建設局	美濃帯堆積岩	・美濃帯に分布する亀裂性岩盤
4	丸 山[4)]	木曽川	G	F,P	98.2	1955	中部地方整備局，関西電力	美濃帯堆積岩	・美濃帯に分布する亀裂性岩盤
5	御母衣[1)5)]	大白川	R	P	131	1961	電源開発	濃飛流紋岩 白川花崗岩	・断層破砕帯の分布
6	岩 屋[1)]	馬瀬川	R	F,A,W,I,P	127.5	1977	水資源開発公団	石英斑岩	・熱水変質帯の分布 ・節理の発達
7	川 浦[6)7)]	板取川	A	P	107.5	1995	中部電力	美濃帯堆積岩 奥美濃酸性岩	・弱層の分布
8	上大須[6)7)]	根尾川	R	P	98	1995	中部電力	美濃帯堆積岩 奥美濃酸性岩	・弱層の分布
9	阿多岐[1)]	牛道川	G	F,N	70	1987	岐阜県	濃飛流紋岩	・節理の発達
10	阿木川[8)]	阿木川	R	F,N,W,I,P	101.5	1990	水資源開発公団	濃飛流紋岩	・節理の発達
11	小里川[9)]	小里川	G	F,N,P	114	2003	中部地方整備局	領家花崗岩	・断層の分布 ・熱水変質帯の分布
12	矢 作[1)]	矢作川	A	F,N,A,W,I,P	100	1970	中部地方建設局	領家花崗岩	・弱層の発達 ・熱水変質帯の分布
13	新豊根[10)]	大入川	A	F,P	116.5	1972	中部地方整備局	領家花崗岩 輝緑岩	・風化帯の分布
14	青蓮寺[11)]	名張川	A	F,A,W,P	82	1969	水資源開発公団	領家花崗片麻岩	・断層の分布 ・風化帯の分布
15	比奈知[12)]	名張川	G	F,N,W,P	70.5	1998	近畿地方建設局	領家花崗岩 領家変成岩	・断層の分布 ・タマネギ状風化の発達
16	君ヶ野[13)]	八手俣川	G	F,N,W,I,	73	1971	三重県	領家花崗岩 領家変成岩	・風化帯の分布
17	蓮[14)]	蓮川	G	F,N,P	78	1991	中部地方整備局	三波川結晶片岩	・弱層の発達 ・周辺の地すべり地形の分布
18	宮川[15)]	宮川	G	F,N,A,P	88.5	1955	三重県	輝緑岩	・風化帯の分布

形式 A: アーチ式コンクリート , G: 重力式コンクリート , R: ロックフィル 目的 F: 洪水調節 , N: 不特定利水 , A: かんがい , W: 水道用水 , I 工業用水 , P: 発電

参考文献

1) 中村康夫 : 土木構造物と地形・地質 河川構造物 ダム , 中部地方土木地質図編纂委員会編 中部地方土木地質図解説書 ,(財)国土開発技術研究センター ,pp.282 ～ 284,1992.
2) 尾原信彦 : 神通川水系下小鳥川ダム予定地点地質調査報告 , 地質調査所月報 ,7-1,pp.1 ～ 10,1956.
3) 徳山ダム管理所 HP:http://www.water.go.jp/chubu/tokuyama/
4) 丸山ダム管理所 HP:http://www.cbr.mlit.go.jp/maruyama/
5) 柵木正男 : 土木地質 , 山下 昇ほか編 日本の地質 5「中部地方Ⅱ」, 共立出版(株) ,209p.,1988.
6) 河合熙久 : 川浦ダム(アーチ式)の設計について , 大ダム ,128,pp.57 ～ 74,1989.
7) 村上晃生 : 川浦ダム(アーチ式)の施工について , 大ダム ,148,pp.30 ～ 57,1994.
8) 阿木川ダム HP: http://www.water.go.jp/chubu/agigawa/
9) 安田成夫・服部 敦・吉岡英貴 : ダムの基礎グラウチングに関する事例調査 , 国総研資料 ,254,pp.1 ～ 25,2005.
10) 建設省河川局 : 日本の多目的ダム , 山海堂 ,pp.170 ～ 171,1980.
11) (独)水資源機構 : 平成 18 年度青蓮寺ダム定期報告書(案), 淀川水系流域委員会審議資料 ,209p.,2006.
12) 水資源開発公団比奈知ダム建設所 : 比奈知ダム工事誌
13) 建設省河川局 : 日本の多目的ダム , 山海堂 ,pp.172 ～ 173,1980.
14) 蓮ダム管理所 HP: 蓮ダム工事誌 ,http://www.cbr.mlit.go.jp/achisu/toshokan-kouji.html
15) 建設省河川局 : 日本の多目的ダム , 山海堂 ,pp.174 ～ 175,1980.

主なランドマーク

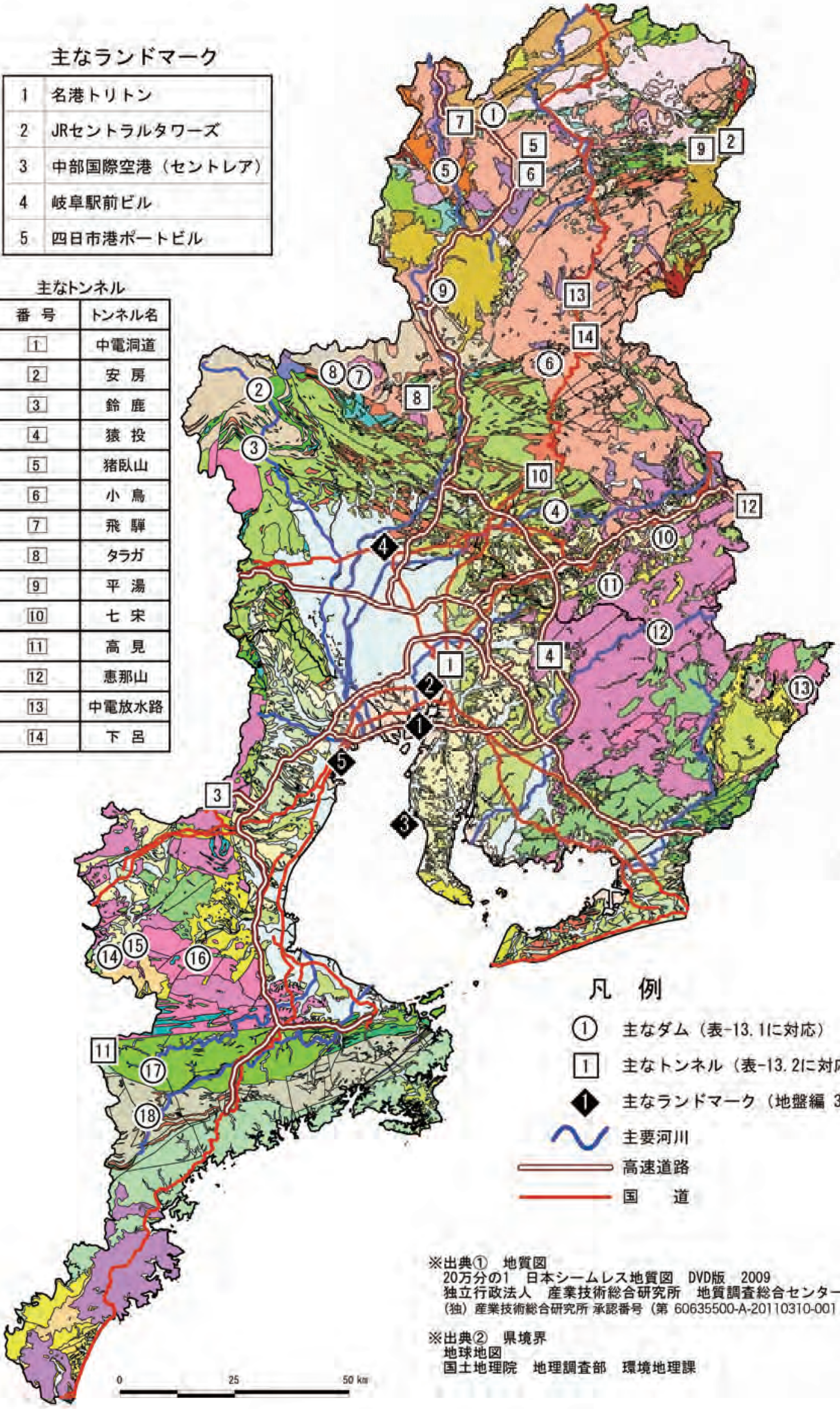
1	名港トリトン
2	JRセントラルタワーズ
3	中部国際空港（セントレア）
4	岐阜駅前ビル
5	四日市港ポートビル

主なトンネル

番号	トンネル名
1	中電洞道
2	安房
3	鈴鹿
4	猿投
5	猪臥山
6	小鳥
7	飛騨
8	タラガ
9	平湯
10	七宗
11	高見
12	恵那山
13	中電放水路
14	下呂

主なダム

番号	ダム名
①	下小鳥
②	徳山
③	横山
④	丸山
⑤	御母衣
⑥	岩屋
⑦	川浦
⑧	上大須
⑨	阿多岐
⑩	阿木川
⑪	小里川
⑫	矢作
⑬	新豊根
⑭	青蓮寺
⑮	比奈知
⑯	君ヶ野
⑰	蓮
⑱	宮川



※出典① 地質図
20万分の1 日本シームレス地質図 DVD版 2009
独立行政法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター
（独）産業技術総合研究所 承認番号（第 60635500-A-20110310-001 号）

※出典② 県境界
地球地図
国土地理院 地理調査部 環境地理課

図-13.1 主要な土木構造物位置図

13.2 トンネル

当地方における代表的な山岳トンネル工法で施工したトンネルについて,その諸元と土木地質的特徴を**表-13.2**にとりまとめた。

トンネル掘削で問題となる点として,地山強度,膨潤性地山(変質帯),断層・湧水,トンネルズリ等があげられ,これらが原因となって,大きな工法変更や補助工法の追加により,施工が計画どおり進まないことがある。これらの地質リスクに対して,事前に十分な土木地質的調査を行う必要がある。

地山強度の問題の例として,片岩・片麻岩などの異方性岩盤は、力のかかる方向で岩盤強度が異なるため,事前にこのような性質を把握しておく必要がある。

湧水については,断層等の分布の詳細把握・湧水量の予測をするとともに,トンネル直上に集落や農地・名水等が存在する場合は,渇水予測についても調査を行う必要がある。

トンネルズリについては,地質により13.4に述べるように自然由来の重金属が含まれることが問題となり,近年,事前調査(土壌分析)が必要となっている。

表-13.2　東海三県の代表的なトンネルの諸元と土木地質的特徴(文献1)に加筆)

主な分布地質		路線名	番号	トンネル名	所在県	全長(m)	断面積(標準)(m²)	掘削方法	竣工年	発生した問題	主な対策工法	文献名
時代等	地層名											
第四紀	八事層	中電北豊田 南武平町線	①	洞道	愛知	770	不明	圧気NATM	1986	名古屋地区で初めての洪積層へのNATMの適用例 変形係数100～500kgf/cm2の帯水砂礫層主体 切羽崩壊と地表の沈下	薬液注入、水抜き	トンネルと地下17-5(1986) 土質工学会第21回土質工学研究講演会 土木学会第11回学術講演会講演集
第四紀	火山砕屑物 (泥流堆積物)	国道158号	②	安房T (調査坑)	岐阜～長野	4,350	25.0	全断面掘削	1991	湧水最大180t/min 土砂流出(3,000m³)	水抜きボーリング 水抜き迂回孔 フォアパイリング	トンネルと地下20-6(1989)
第四紀	火山砕屑物 (泥流堆積物)	国道158号	②	安房T (本坑)	岐阜～長野	4,370	82.5	サイロット	1997	断層破砕帯から72℃の熱水噴出	水抜きボーリング 注入式フォアパイリング 鏡ボルト	トンネルと地下26-11(1995)
中生代～新第三紀	鈴鹿花崗岩	新名神 高速道路	③	鈴鹿T (上り側)	三重～滋賀	4,010	159.7	導坑先進TBM→NATM拡幅	2008	―	切り羽前方50mの削孔検層 ロックボルト フォアボーリング フォアパイリング 薬液注入	トンネル年報2004
中生代～新第三紀	鈴鹿花崗岩	新名神 高速道路	③	鈴鹿T (下り側)	三重～滋賀	3,938	118.8	導坑先進TBM→NATM拡幅	2008	―		トンネル年報'99
中生代	領家花崗岩類 (新期) 苗木花崗岩	国道475号 (東海環状道)	④	猿投山T	愛知	5,171	79.4	ベンチカット	2005	―	―	トンネル年報2002
中生代	濃飛流紋岩 花崗斑岩	県道90号 古川清見線	⑤	猪臥山T	岐阜	4,475	49.8	ベンチカット	2002	―	フォアボーリング 鏡吹き付け 水抜きボーリング 鏡止めボルト フォアパイリング プレライニング 坑口パイプルーフ 薬液注入	トンネル年報2002
中生代	濃飛流紋岩 花崗斑岩	高山清見道路 (中部縦貫道)	⑥	小鳥T	岐阜	4,346	73.6	ベンチカット	2004	断層、湧水	フォアボーリング	トンネル年報2001
中生代	濃飛流紋岩類 飛騨変成岩類	東海北陸 自動車道	⑦	飛騨T	岐阜	10,710	115.7	NATM(TBM停止後) TBM(フルシールド型) TBM(改良オープン型)	2008	湧水最大11t/min 断層破砕帯 熱水変質帯 切羽崩壊 支保変形 高圧粘土層 TBM拘束 高圧湧水(6MPa)	水抜きボーリング 調査導坑 TBM停止による迎え堀NATMへの工法変更 薬液注入 迂回坑掘削	トンネルと地下35-8(2004) トンネルと地下35-9(2004) トンネル工学研究発表会(2006.11) トンネルと地下38-2(2007)
中生代～古生代	美濃帯	国道256号	⑧	タラガT	岐阜	4,571	52.6	全断面掘削 ベンチカット	2007		フォアボーリング 水抜きボーリング	トンネル年報2002
中生代～古生代	美濃帯 (チャート,石灰岩)	国道158号	⑨	平湯T	岐阜	2,430	不明	サイロット、 上半先進	1978	石灰岩:空洞、湧水(最大4t/min) 断層:盤膨れ	底設導坑先進と工法変更 ストラット 根固めコンクリート	土と基礎25-2(1977)
中生代～古生代	美濃帯 (粘板岩,チャート)	国道41号	⑩	七宗第2T	岐阜	468	不明	底設導坑先進 上部半断面掘削	1976	坑口が地形に対して斜交 偏圧が発生	ロックボルト 抱きコンクリート 押さえ盛土 ストラット	土木施工19-1(1978)
変成岩	三波川 変成岩類 (泥質片岩)	国道166号	⑪	高見T	三重～奈良	2,470	不明	上半先進、 サイロット	1983	湧水(3201～890ℓ/min) 切羽崩壊	先進ボーリング	トンネルと地下14-1(1983)
断層破砕帯	濃飛流紋岩類 (神坂断層,他)	中央 自動車道	⑫	恵那山T	岐阜～長野	8,649	不明	上半先進、 サイロット	1975	高水圧(45kgf/cm²) 湧水(5t/min) 膨潤性地圧(1,000t/m²)	水抜きボーリング ディープウェル 薬液注入	恵那山トンネル工事誌
断層破砕帯	濃飛流紋岩類 (長平沢断層)	中央 自動車道	⑫	恵那山T (2期線)	岐阜～長野	8,625	不明	NATM	1985	膨潤性地圧(1,000t/m²) 変位量25cm	NATM	恵那山トンネル(2期線)工事誌 トンネルと地下12-111(1981)
断層破砕帯	濃飛流紋岩類 (阿寺断層)	中電 中呂発電所	⑬	放水路T	岐阜	6,618	不明	全断面掘削	1977	切羽崩壊 (10数回、最大土量440m³) 高水圧(16kgf/cm²) 湧水量90ℓ/min)	水抜きボーリング 薬液注入(LW)	トンネルと地下9-7(1978)
断層破砕帯	濃飛流紋岩類 (阿寺断層)	国道41号	⑭	下呂T	岐阜	1,232	不明	サイロット	1977	湧水(2t/min) 切羽崩壊(9,000m³)	水抜きボーリング 薬液注入(LW)、 アーチ支持横坑	土と基礎25-2(1977) トンネルと地下5-10(1974)

参考文献: 菅原 捷・桑原啓三・海野芳聖・坂野 章・栗原俊己・坂田章吉:土木構造物と地形・地質 路線構造物 トンネル,中部地方土木地質図編纂委員会編 中部地方土木地質図解説書,(財)国土開発技術センター,pp.313～314,1992.

13.3 地すべり

(1) 地すべりの分布

東海三県における地すべりの分布を**図-13.2**に示す。地すべり危険箇所は，各県ともに100箇所前後である（**表-13.3**）。国土交通省所管の地すべり防止区域は，愛知県で22箇所，岐阜県で30箇所，三重県25箇所であり，**表-13.4**にこれらの分布箇所を示す。

表-13.3 県別・機関別地すべり危険箇所数と面積（ha）[1)]

	国土交通省		林野庁		農林振興局		合計	
	箇所数	面積	箇所数	面積	箇所数	面積	箇所数	面積
愛知県	75	1,620	28	153	0	0	103	1,773
岐阜県	88	3,462	7	67	3	33	98	3,562
三重県	85	2,928	12	89	2	429	99	3,446
合計	248	8,010	47	309	5	462	300	8,781

注）国土交通省 :H10 年度 , 林野庁 :H7,8 年度 , 農林振興局 :H14 年度資料

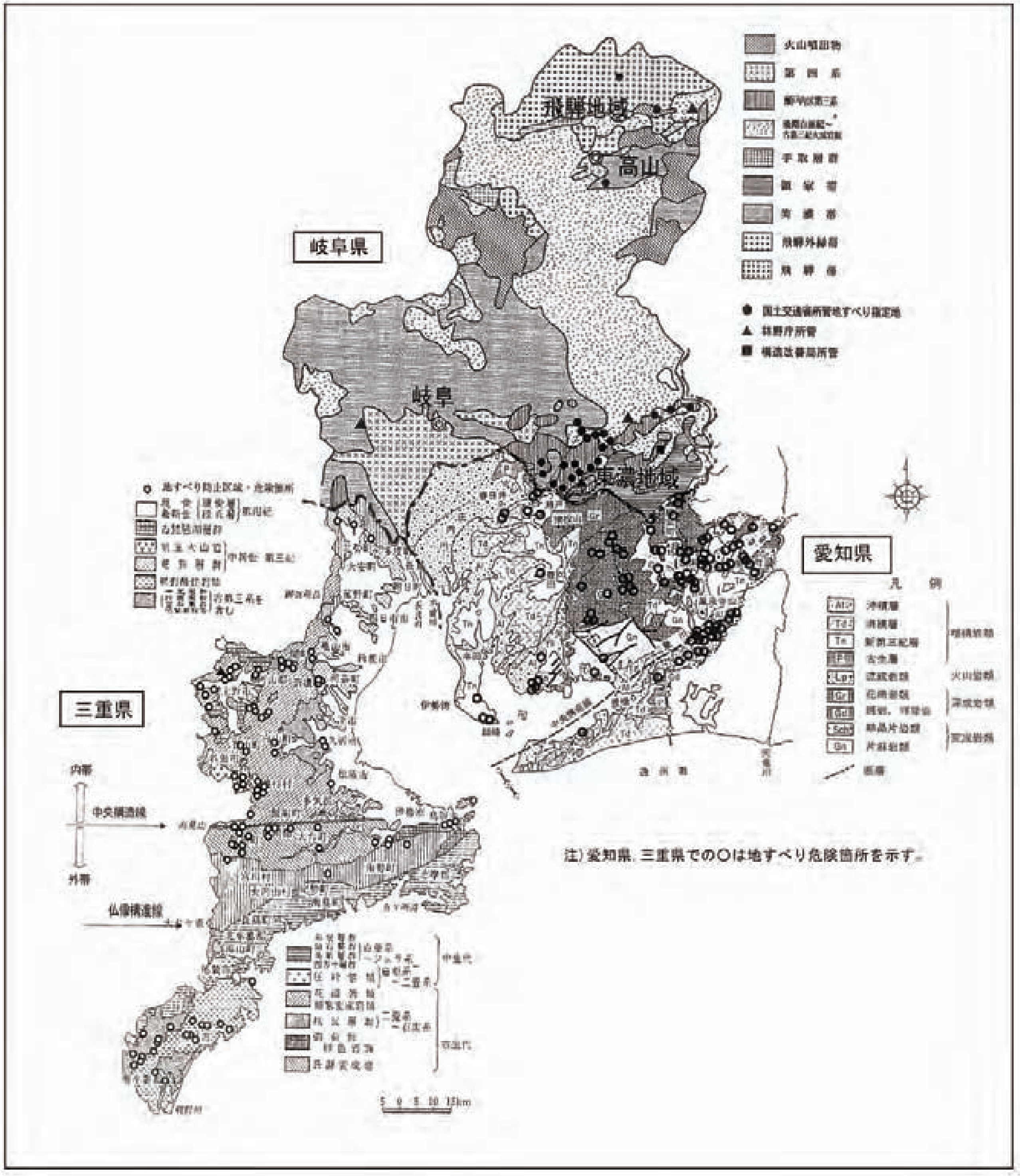


図-13.2 東海三県の地質と地すべりの分布[1)]

表 -13.4　地すべり防止区域

県名	市町村名	箇所名	所在地
愛知県	瀬戸市	山手	瀬戸市山手町
	美浜町	上前田	美浜町大字河和字上前田
	南知多町	豊浜	南知多町大字豊浜
		半月	南知多町中州
	吉良町	乙川	吉良町大字乙川
		白浜	吉良町大字乙川
		南乙川	吉良町大字乙川
	豊田市	千足	豊田市千足町
		小手沢	豊田市小手沢町
		大桑	豊田市大桑町
	豊川市	赤坂	豊田市赤坂町五本松　等
	新城市	大平	新城市乗本字山の神
		阿寺	新城市下吉田字小河内
		田代	新城市下吉田字田代
		小川	新城市乗本字小川
		多利野	新城市黄柳野字多利野
		四谷	新城市四谷
	設楽町	田内	設楽町大字田内字田ノ口　等
		豊邦	設楽町大字豊邦
	東栄町	大畑	東栄町大字東薗目字大畑
		御園	東栄町大字御園
	豊根村	猪古里	豊根村大字坂宇場
岐阜県	中津川市	霧ケ原	中津川市大字神坂
		子野	中津川市大字中津川
		与ケ根	中津川市大字千旦林
		尾外岩	中津川市大字中津川
	高山市	石原	高山市(旧宮村)宮村
		石原	高山市(旧宮村)宮村
		石原	高山市(旧宮村)宮村
		長倉	高山市(旧上宝村)上宝町大字長倉
	瑞浪市	南垣外	瑞浪市日吉町
		田高戸	瑞浪市日吉町
		論栃	瑞浪市釜戸町
		芹生田	瑞浪市日吉町
		芹生田(2)	瑞浪市日吉町
		入ケ洞	瑞浪市山田町
	飛騨市	前平	飛騨市(旧神岡町)神岡町大字東町
	瑞浪市	白倉	瑞浪市日吉町大字白倉
		芝原	瑞浪市釜戸町町屋
		中畑	瑞浪市釜戸町大字中畑
		釜糠	瑞浪市稲津町小里
		小里	瑞浪市稲津町小里
	多治見市	滝呂	多治見市滝呂町
		富士下	多治見市(旧笠原町)大字富士
		音羽	多治見市(旧笠原町)大字音羽
	土岐市	山神	土岐市下石町、妻木町
		井戸の洞	土岐市土岐津町
		雲五	土岐市肥田町大字肥田
		有古	土岐市駄知町
		東窯	土岐市駄知町
		山神2	土岐市下石町
	揖斐川町	東横山	揖斐川町東横山(旧藤橋村)
三重県	員弁市	南中津原	員弁市北勢町大字南中津原
	鈴鹿市	市之瀬	鈴鹿市関町市之瀬
		北在家	鈴鹿市関町加太北在家
		新所	鈴鹿市関町新所
		小岐須	鈴鹿市小岐須町
	津市	太郎生	津市美杉町大字太郎生
		欠田	津市美杉町大字石名原
		小杉	津市白山町大字小杉
		西出山	津市一志町大字八太
		小川内	津市青山町大字小川内
	松阪市	加波	松阪市飯高町大字加波
		田引	松阪市飯高町大字田引
	鳥羽市	堅神	鳥羽市堅神
	伊賀市	滝	伊賀市青山町大字滝
		小川内	伊賀市青山町大字小川内
	熊野市	湯ノ口	熊野市紀和町大字湯ノ口
		楊枝川	熊野市紀和町大字楊枝川
		平六谷	熊野市井戸町大字瀬戸
		長尾	熊野市紀和町大字長尾
		赤木	熊野市紀和町大字赤木
	多気郡	天ヶ瀬	多気郡多気町大字天ヶ瀬
		領内	多気郡多気町大字小滝
	鳥羽市	池上	鳥羽市池上町
		中の郷	鳥羽市鳥羽町
	南牟婁郡	阪松原	南牟婁郡紀宝町大字坂松原

(2)　県別に見た地すべりの特徴

1)　愛知県

① 県東部に特に多いが，知多半島の先端部や県北部の瀬戸市周辺にも少し分布する。

② 県東部のものは，三波川帯，領家帯および新第三紀中新統の設楽層群の分布域にある。三波川帯では破砕帯地すべり，設楽層群分布域では第三紀層地すべりに分類される。領家帯の地すべりは花崗岩の深層風化によったマサ土の分布域で発生しており，典型的な地すべりではない。

③ 知多半島先端部や県北部の瀬戸市周辺のものは，東海層群・常滑層群・師崎層群で発生している。その多くはすべり面深度が浅い地すべり性崩壊である。

2)　岐阜県

① 最も大きな特徴は，地すべりの70％が県南東部の東濃地域の多治見市–土岐市–瑞浪市–中津川市に集中していることである。この他，一部飛騨地域にも分布する。

② 東濃地域のものは，新第三紀・中新統の瑞浪層群や鮮新統の東海層群の分布域に概ね相当している。瑞浪層群での地すべりは，凝灰岩や凝灰質砂岩をすべり面とし，東海層群では陶土層や亜炭層をすべり面としている。

③ 飛騨地域のものは，飛騨外縁帯の古期岩類と船津花崗岩などの分布域で発生している。

④ その他，自然災害として飛騨川バス転落事故や，上宝村栃尾で発生した土石流災害がある。

3)　三重県

① 県全域に散在している。ただし，四万十帯分布域ではほとんどみられない。

② 内帯では，主に領家花崗岩類と一志層群分布域で発生している。前者は，マサ土化した地域で発生し，後者は，流れ盤構造に起因している。

③ 外帯の三波川帯は破砕帯地すべりで，秩父帯では流れ盤構造による岩盤すべりである。

④ 県南部の熊野市を中心とする地域では第三紀層地すべりが多く分布している。

参考文献

1)（社）地すべり対策技術協会：中部東海支部の活動状況と新時代の運営，地すべり技術，Vol.33 No.1,pp.37 ～ 41,2006.

13.4　自然由来の重金属等による汚染

(1)　概要

地殻の中には,多量に採取すると有害とされる重金属類(ひ素(As),鉛(Pb),ふっ素(F),ほう素(B),水銀(Hg),カドミウム(Cd),セレン(Se),クロム(Cr)等)を低濃度で含んでいる。**表-13.5**は,自然界における有害重金属類の存在度の一覧表であるが,平均値はいずれも環境基準(含有量基準)値より小さい。

しかし,地質体の中には,これらの重金属類が高濃度で含まれている岩石・鉱石・土壌が存在し,自然由来の土壌汚染源として注目されている。

表-13.5　自然界における主な重金属等の存在度（文献1）を修正）

	ひ素	鉛	ふっ素	ほう素	水銀	カドミウム	セレン	クロム
環境基準（含有量基準）	150	150	4000	4000	15	150	150	250
大陸地殻の元素量	1	8	625	10	0.08	0.098	0.05	185
日本列島上部地殻の平均値	6.5～7.1	16.9	—	—	—	—	—	84
日本の河川堆積物の平均値	9.32	23.1	—	—	0.054	0.158	—	65.2

（単位：mg/kg）

(2)　分布

表-13.6は,有害な重金属類が高濃度で含有する地質体をまとめたものである。その産状は,金属鉱床,熱水変質帯,海成堆積岩および塩基性岩体に随伴するものなど,4タイプに分けられる。

図-13.3に示すように,岐阜県北部には,金属鉱山が多く集中する。これらの鉱山の流域は,重金属等による汚染リスクが高い地域とされる。

また,ひ素,鉛,カドミウムなどは,第四紀堆積層(沖積層・洪積層）でも土壌溶出量基準を数倍程度超過することがある。

(3)　土壌汚染対策法と建設工事における対応

平成15年の「土壌汚染対策法」が施行された際には,「自然的原因により有害物質が含まれる土壌については,本法の対象とならない[3]」とされた。その後,平成22年に施行された「改正土壌汚染対策法」では,「自然的原因により有害物質が含まれて汚染された土壌を法の対象とする[4]」と方針転換がはかられた。

今後,建設事業等に伴う重金属を含んだ発生土の取扱については,慎重な対応が求められる。

表-13.6　重金属等が高濃度で含有する地質体（文献1）を修正）

重金属等名	高濃度で含有する地質体
ひ素(As)	・熱水性の金属鉱床(鉱脈鉱床, 黒鉱鉱床) ・金属鉱山の存在する河川流域 ・海成泥質岩をはじめとする堆積岩(黄鉄鉱などの硫化物に随伴して含まれる)
鉛(Pb) カドミウム(Cd)	・銅、亜鉛、スズなどの金属鉱床(黒鉱鉱床, キースラーガー, 鉱床鉱脈型の熱水鉱床, スカルン鉱床)
ふっ素(F) ほう素(B)	・海域で形成された地層(海成細粒堆積岩) ・河口付近で形成された地層 ・熱水変質地帯
水銀(Hg)	・熱水性の金属鉱床(鉱脈鉱床, 黒鉱鉱床) 【金、銀、鉛、亜鉛とともに随伴】 ・火山岩に隣接した熱水変質地帯 ・断層裂かに沿って水銀蒸気が上昇し地下水に混入する場合もある
セレン(Se)	・硫化物を主とする金属鉱床周辺 ・炭鉱地帯 ・海成の泥質岩
クロム(Cr)	・超塩基性岩体(かんらん岩・蛇紋岩体) ・クロムを産出する鉱床周辺の河川流域

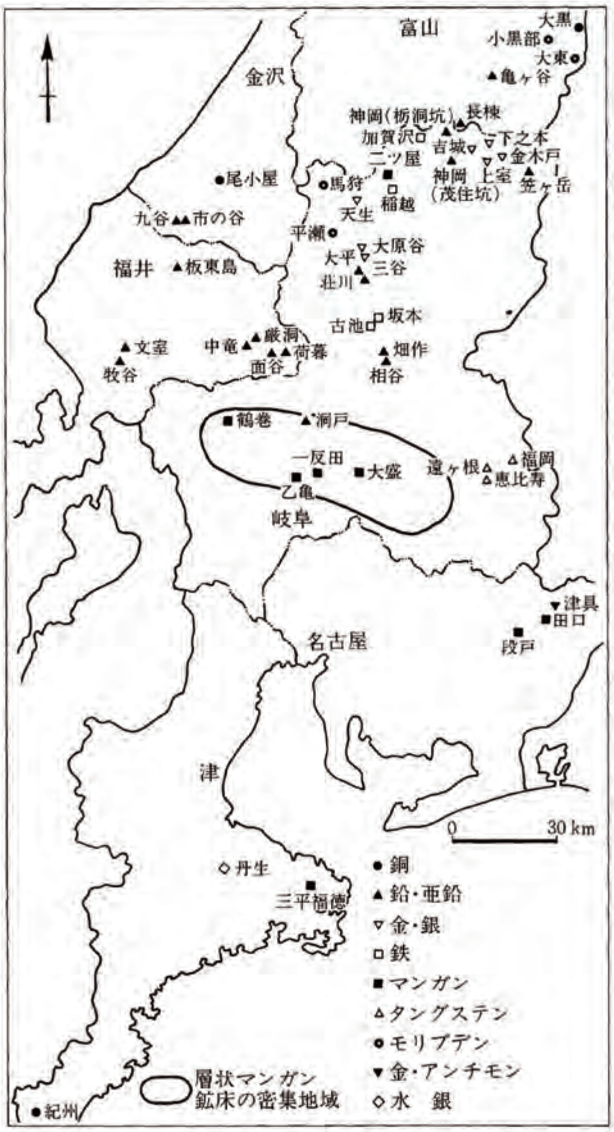


図-13.3　重金属鉱山の分布図[2]

参考文献

1) 国土交通省：建設工事における自然由来重金属等含有岩石・土壌への対応マニュアル（暫定版）,pp.10 ～ 17,2010.
2) 加納 隆：金属鉱床，山下 昇ほか編 日本の地質5「中部地方Ⅱ」,共立出版(株）,220p.,1988.
3) 環境省：環水土第20号，土壌汚染対策法の施行について，第1 法の目的，環境管理局環境部長知事・政令市長通達,2003.
4) 環境省：環水大土発第100305002号，土壌汚染対策法の一部を改正する法律による改正後の土壌汚染対策法の施行について，第1 法改正の経緯及び目的，環境管理局環境部長知事・政令市長通達,2010.

【地盤編】

1.　平野部の地盤構成

1.1　地盤概要

本編で対象とする地盤は，第四系の更新統と完新統である。その大部分の分布域は，伊勢湾と三河湾（知多湾・渥美湾）を取り囲む沿岸域の平野にあり，一部が山間部や外洋沿いにある。代表的な平野には，北から岐阜県・愛知県の濃尾平野，愛知県の岡崎平野・豊橋平野，三重県の伊勢平野（松阪・津・四日市）などがある（**図-1.1**）。

なお，「更新統と完新統」は，それぞれ更新世と完新世に形成された地層を意味する。地盤工学で用いられている「洪積層と沖積層」との違いは，前者は地質学上の世界的な区分で約1万年前を地質境界としているのに対して，後者は最終氷期である約2万年前を地質境界としている。一般的に，沖積層は軟弱層とされており，構造物の基礎として留意が必要な地層である。

本編では，地盤工学で一般的に普及している洪積層と沖積層を用いる。

(1)　地形概要

各平野に共通する地形は，背後に山地を配し，丘陵地・洪積台地・沖積低地へと分布高度を減じながら遷移して，伊勢湾・三河湾に接する。それぞれの平野の発達には，山地から流入する河川の規模が大きく作用している。

(2)　地質概要

各平野の地質層序は，濃尾平野を標準にして組み立てられている。従来の見解に基づく，それぞれの平野の地質層序の対比を**表-1.1** に示し，第二礫層以降の地層解析から推定される新しい知見に基づく，海面変動を**図-1.2** に示し，そして濃尾平野を中心とする代表的な地盤の地質断面図を**図-1.3** に示す。平野を構成する地層は，海水準変動の影響を受けて形成されており，成層状態が不均一で，土質特性も不均質なことから，後の章で述べるような各種の問題を有している。

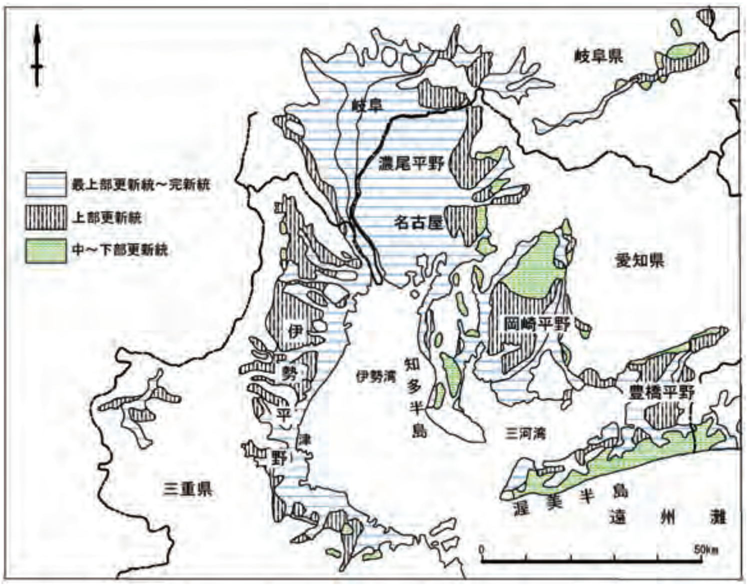


図-1.1　東海三県の第四系の分布（文献1）に加筆）

表-1.1　東海三県の第四系の層序区分と対比（文献1）に加筆）

地質時代		区分	地史（推定年代×10⁴年前）	濃尾平野（岐阜平野も含む）	伊勢平野	岡崎平野	豊橋平野	渥美半島
完新世		沖積層	濃尾沖積平野面の形成 (1)縄文海進	南陽層	沖積層（富田浜層）（四日市港層）	沖積層（中・上部層）（吉田層）	沖積層（上部砂礫層）（上部粘土層）	沖積層
			(1.7)濃尾海進	濃尾層				
更新世	後期	洪積層	(2)最終氷期海面低下期 (3) (4〜5)海面小変動期 最終氷期の始まり	第一礫層 鳥居松礫層 小牧礫層・大曽根層		第一礫層		
					伊勢神戸層	越戸層	低位段丘層	野田泥層
			(12〜14)熱田海進（最終間氷期）	熱田層　上部	中位段丘堆積物　坂部累層		豊橋礫層　小坂井礫層 小坂井泥層	
				熱田層　下部 最下部	中位段丘堆積物　古伊勢湾層	碧海層	高師原礫層	福江礫層
	中期		(15〜16)　氷河期	第二礫層	高位段丘堆積物　羽野礫層　諸戸山礫層			
				海部累層　Am$_3$ Am$_2$ Am$_1$	高位段丘堆積物　羽野礫層　千里段丘堆積物	美合層　仁木層　細川層　挙母層		渥美層群　天伯原礫層 豊橋累層 田原累層 二川累層
					見当山累層（最高位段丘堆積物）			
				第三礫層				
				弥富累層　? 八事層		明大寺層　三好層		
	前期			弥富累層　唐山層 ?				

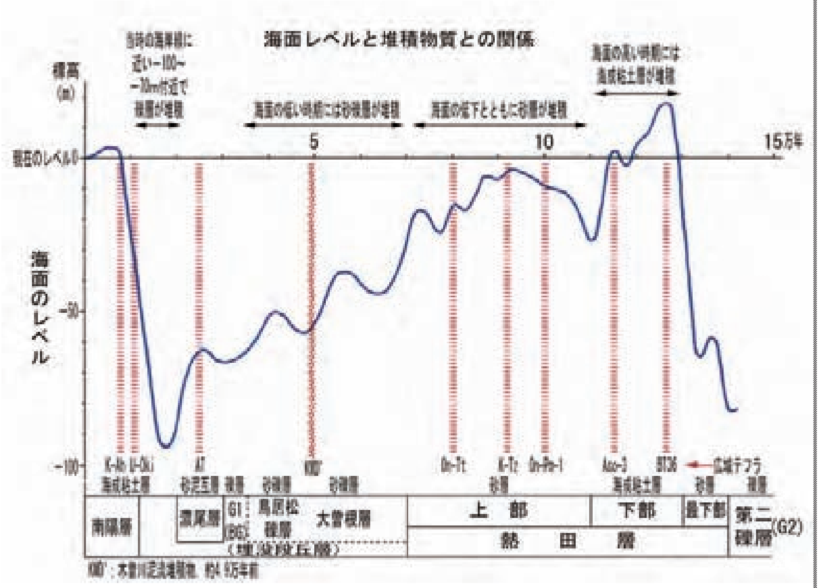


図 -1.2　新しい知見による伊勢湾周辺における海面変化曲線（文献 2）に加筆）

（図-1.2 の解説[2)]）

①第四紀では，寒冷期（氷河期）と温暖期（間氷期）が繰返されている。温暖期には，海面が上昇し，まず砂が堆積し，さらに海面が上昇すると，濃尾平野の奥深くまで海進がみられ，水没した地域に海成粘土層が堆積する。最大海進後，海退が始まると砂層が堆積する。さらに海退が進行すると，礫層が堆積する。濃尾平野では，この繰返しにより，粗粒堆積層（礫・砂）と細粒堆積層（粘土）が互層を形成している。

②海面のレベルは，100~150m の範囲で上下してきたとされている。

③この間，火山の噴火により，地層中に火山灰（テフラ）が堆積しており，地層の年代判定に貢献している。

1.2　三重県の地盤（伊勢平野）

(1)　地形概要

伊勢平野は，三重県を東西に横断する中央構造線より北側の伊勢湾に面した平野で，津市付近を境に宮川・櫛田川・雲出川の営力により形成された伊勢平野南部（津，松阪，伊勢各市周辺），鈴鹿川・員弁川の営力により形成された伊勢平野北部（四日市市およびその周辺）に区分されている。

(2)　地盤構成

伊勢平野の第四系は，丘陵地から台地には最高位・高位段丘を形成する洪積層が分布する。低地の沖積平野には，下位に洪積層，上位に沖積層が分布している。

伊勢平野南部の地盤では，洪積層が下位の古伊勢湾層（厚さ 5 ～ 10m 程度の粘土層），上位の伊勢神戸層（厚さ 10 ～ 20m 程度の礫層）からなり，沖積層が下位の四日市港層（厚さ 5 ～ 10m 程度の粘土層），上位の富田浜層（厚さ 10m 程度の砂・礫層）から構成される。

伊勢平野北部の地盤は，洪積層が下位の古伊勢湾層（厚さ 10 ～ 30m 程度の粘土層で，最下部に海成粘土層が数 m で分布する），上位の伊勢神戸層（厚さ 10 ～ 30m 程度の砂・礫層）からなり，沖積層は下位の四日市港層（厚さ 10 ～ 20m 程度の粘土層），上位の富田砂層（厚さ 5 ～ 10m 程度の砂層であるが，最上位に厚さ 1 ～ 2m 程度の粘土・シルト，砂，礫層の互層が見られる）から構成される[4)]。なお，伊勢湾北部の四日市では，地下水の揚水による沖積層・洪積層の粘土層の圧密による地盤沈下が報告されている。

1.3　愛知県の地盤（濃尾・岡崎・豊橋平野）

(1)　地形概要

濃尾平野は東縁部には台地を配するが，日本でも有数の沖積低地で，流れ込む木曽三川の営力により形成され，上流から下流に向かい扇状地，氾濫平野，三角州平野が北東から南西に配列する（地質編 **図-1.5**）。この配列は濃尾傾動地塊運動によって，西側が大きく沈降しているためであり，木曽三川の河道もその影響で平野西縁部にシフトし並行して流れている。

岡崎平野には矢作川・境川の営力により形成された台地が広く分布し，沖積低地が矢作川・境川およびその支川沿いに樹枝状に発達している。

豊橋平野には豊川の営力により形成された洪積台地が豊川の両側に広がり，沖積低地が河川沿いと沿岸部に分布する。渥美半島では，洪積台地が多くを占めるが，三河湾側に沖積低地も分布する。

(2)　地盤構成

1)　濃尾平野

濃尾平野の第四系は，東縁の台地・丘陵地に洪積層の唐山層，八事層，熱田層が分布しているのに対して，平野では濃尾傾動地塊運動により西傾斜の地層が分布する。これらの地層は，下位から洪積層の弥富累層，第三礫層，海部累層，第二礫層，熱田層，第一礫層，沖積層の濃尾層，南陽層から構成される。最近の研究（**図-1.2**）では，濃尾層から 26 ～ 29Ka（1Ka:1,000 年）の年代値を持つ広域テフラの姶良 Tn テフラ（AT）が確認され，従来，最大海面低下期の堆積物と考えられていた下位の第一礫層の堆積年代が，それよりも古くなり，第一礫層の層位・形成過程についての検討が進められている[5)]。この点については今後の研究に期待するものとして，ここでは，従来の見解[6)]に基づく地層の特徴を以下に記載する。

弥富累層は主に礫と砂の互層からなり，厚さは 160m 程度である。第三礫層は海部累層の下限をなす礫層である。海部累層は 3 枚の粘土層と 2 枚の礫質土層からなり，粘土層は海棲の珪藻化石が含まれることから海進期の堆積物であると考えられ，厚さは 150m 程度である。第二礫層は木曽川水系の大礫を含む礫層であり，厚さは 10 ～ 20m 程度で分布する。

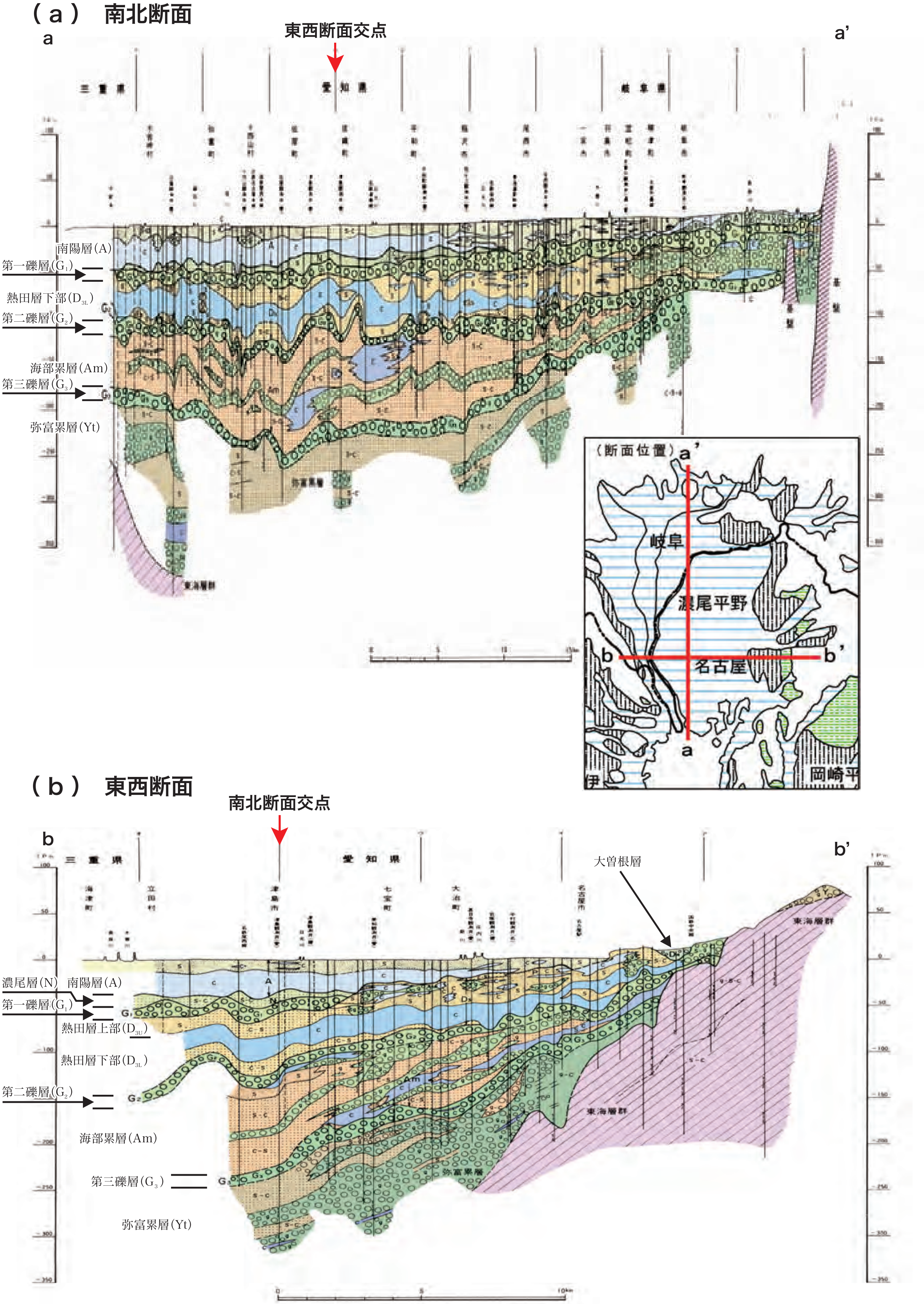


図-1.3　濃尾平野の地質断面図（文献 3）に加筆）

熱田層は最下部層・下部層・上部層に区分され,最下部層は砂層,下部層は最終間氷期の海成粘土層,上部層は木曽御岳起源の浮石を含む砂層で,最も厚いところで層厚100m程度に及ぶ。

第一礫層は沖積層の基底礫層で,大礫からなりN値は50を超えることから構造物の基礎とされ,また最も浅い帯水層でもある。

濃尾層は沖積層の下部で,N値が30前後以上の砂層・粘土層の互層からなり,濃尾海進期の汽水～淡水域の堆積物とされている。

南陽層は沖積層の上部で,縄文海進期の堆積物である。下部から下部粘土層(中部泥層),上部砂層,最上部粘土層に区分され,下部粘土層(中部泥層)は貝類化石を含む海成粘土層,上部砂層は三角州～氾濫原性の砂層,最上部層は後背湿地性の粘土層からなる。

2) 岡崎平野

岡崎平野北部の台地には洪積層の三好層,挙母層が分布し,南部の低地には,下位から洪積層の碧海層,越戸層,第一礫層そして沖積層からなる。碧海層は碧海台地を構成し,JR東海道本線以北では砂礫層,以南では砂層が分布し,南端では海成粘土層を狭在する。越戸層は主に花崗岩の大礫からなる礫層である。沖積層の下位に分布する第一礫層はGL-30 ～ -40m付近に分布し,上流は礫層であるが,下流では礫混じり粗粒砂層になる。沖積層は矢作川下流部で,非海成の砂・粘土互層(下部層,吉田層とも呼称),海成の粘土層(中部層),粘土層をはさむ砂層(上部層)に区分される。

3) 豊橋平野・渥美半島

豊橋平野の台地・低地の第四系は,下位から洪積層の高師原礫層,小坂井泥層・小坂井礫層,低位段丘堆積物,沖積層からなる。高師原礫層は豊川左岸の台地に分布する礫層である。小坂井泥層・小坂井礫層は小坂井台地に分布し,下位が海成粘土層からなる小坂井泥層,上位が礫層からなる小坂井礫層である。沖積層は下位からN値5以下の海成粘土の上部粘土層と一部は砂からなる上部砂礫層に区分され,層厚は25m程度である。

渥美半島では,洪積層の渥美層群が秩父累帯の構成岩類を不整合に覆って分布する。層序は下位から二川・田原・豊橋の3累層からなり,それぞれが不整合の関係にある。渥美半島の外側(南側)は隆起帯となっており,隆起とともに太平洋の侵食を受け,急崖を形成している。これと反対に,渥美半島の内陸側は鮮新世初頭より継続する濃尾傾動地塊運動によって沈降しているため,本層は全体として北に傾いている。

また,豊橋市の高師原では,「高師小僧」と呼ばれる人型または樹枝型の褐鉄鉱が産出するが,他地方で産出されても高師小僧と呼ばれ,この地方での命名が由来となっている。

1.4 岐阜県の地盤(岐阜平野)

(1) 地形概要

岐阜平野は,濃尾平野の木曽川右岸側から周辺山地までの地域で,愛知県の濃尾平野の地形と同様に木曽三川の上流から扇状地,氾濫平野,三角洲平野からなる沖積低地が木曽三川の合流点付近まで発達する。

岐阜市市街地は,扇状地に位置し,南部で氾濫平野へと遷移する。大垣市付近を中心とする氾濫平野では後背湿地が卓越していることが特徴的である。

(2) 地盤構成

岐阜平野の低地の第四系は,濃尾平野の地質構成が西もしくは北へ延長している(**図-1.3 (a)**)。したがって,地盤構成も下位から洪積層の弥富累層,第三礫層,海部累層,第二礫層,熱田層,第一礫層,沖積層の濃尾層,南陽層の層序からなる。この層序は木曽三川の合流点付近では礫層,海成粘土層を鍵層にした区分が明確であるが,岐阜市周辺の扇状地では礫層・砂層が卓越するようになることから,沖積層の濃尾層,南陽層の層序区分がやや不明確になる。

岐阜市の市街地では,第一礫層に相当する礫層が厚く分布しており建造物の支持地盤が浅い位置から出現する良好な地盤条件になっている。大垣市の南部には名神高速道路が位置し,その区間では沖積層の南陽層に相当する後背湿地性の粘土層が厚く堆積していることから不同沈下による路面維持に手間を要したことなどが知られている[7]。

1.5 濃尾平野における第一礫層について

濃尾平野の第一礫層(G1)には諸説あるが,牧野内によると以下のようにまとめられている[5]。

濃尾平野地下を構成する第四系のなかで,最も浅い深度に出現する礫層を第一礫層とする。この地層は下位層を削り込み,基底面は谷地形を呈している。

名古屋港臨海部では,最大層厚が約20mで,GL-45 ～ -65m程度に分布する。礫種はチャートを主とし,φ=80 ～ 100mmの礫径が全域に分布し,西部ではφ=200 ～ 300mmの礫径で分布している。

参考文献

1) 牧野内 猛・桑原 徹・木村一郎・森 一郎・山田 純:第四系 東海地域,山下 昇ほか編 日本の地質5「中部地方Ⅱ」,共立出版(株),pp.162 ～ 177,1988.
2) 牧野内 猛:知多半島の地形・地質とその生いたち,知多半島が見えてくる本 Vol.2,日本福祉大学知多半島総合研究所,pp.68 ～ 71,2002.
3) 東海三県地盤沈下調査会:濃尾平野の地盤沈下と地下水,名古屋大学出版会,pp.63 ～ 73,1985.
4) 近藤 武:三重県の地盤特性と基礎,基礎工 Vol.15 No.6,(株)総合土木研究所,pp.9 ～ 13,1987.
5) 牧野内 猛:濃尾平野における第一礫層(BG)の層位と形成過程,地質学論集59号,pp.129 ～ 140,2006.
6) 牧野内 猛・伊藤 孝・野澤竜二郎:稲沢の地盤,(社)地盤工学会中部支部・稲沢市,pp.13 ～ 19,1996.
7) 宇野尚雄・宮下高昭:岐阜県の地盤特性と基礎,基礎工 Vol.16 No.3,(株)総合土木研究所,pp.13 ～ 19,1988.

2. 地盤特性

2.1 物理特性

(1) 深度分布

濃尾平野の沖積低地部における代表的な地盤（名古屋港鍋田地域）での海面変動と物理特性の変化を**図-2.1**に示した。各地層の層厚は地域により大きく変化するものの，層序および物理特性値については概ね同様である。

図に示される細粒分含有率の深度変化は，海面変動をよく表している。すなわち，深度約100m付近の海部・弥富累層は氷河期（海面低下期）にあたり，そこには砂系が堆積し，その後の熱田海進の海面上昇に伴って粘土系へと上方に細粒化している。熱田海進終了後の海面の下降に伴って上方に粗粒化し，最終氷期海面低下期にあたり最も海面が下降していた深度約55mの第一礫層では最も細粒分が少なくなっており，海退に伴う粗粒化がよく表れている。また，その後の濃尾海進に伴う濃尾層の上方への細粒化，約1万年前の小さな海面低下期の粗粒化，さらに縄文海進に伴う上方への細粒化がよく表れている[1)]。

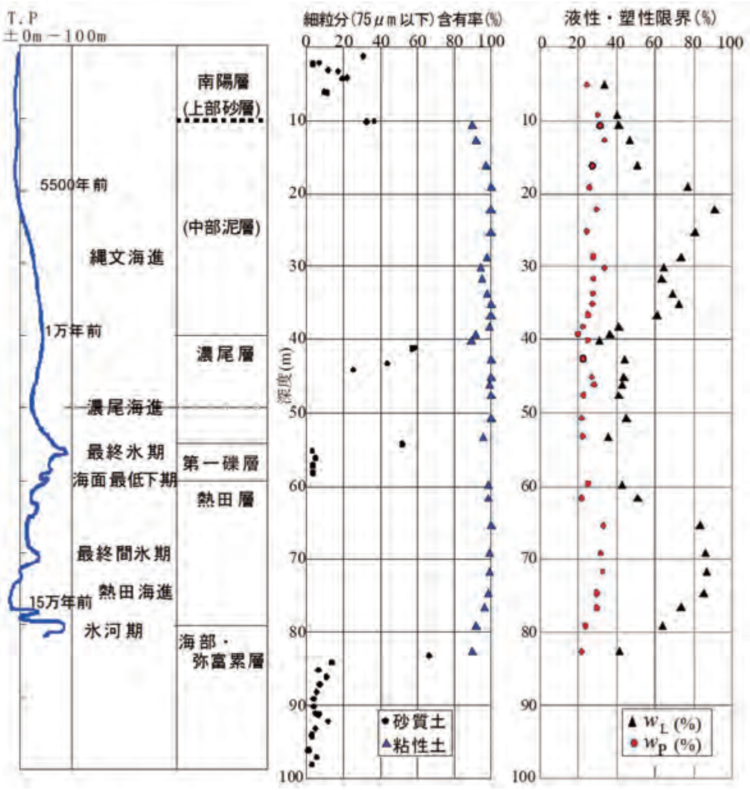


図-2.1 海面変動と物理特性の変化（文献1）に加筆）

次に各層の自然含水比と細粒分含有率の分布状況を**図-2.2～2.4**に示した。**図-2.2**は**図-2.1**と同じ地域における粘性土層での分布状況であるが，T.P.-10～-40m程度の範囲に分布する南陽層中部泥層の自然含水比は，地層中央部で最大値を示す分布となっている。また，同層の細粒分含有率は，T.P.-25m以深で95%以上の一定値となり，堆積環境変化の少ないことを示している。T.P.-25m以浅は，海面の変動等により粘性土から砂質土に変化する一般的な傾向を示しているものと考えられる[2)]。

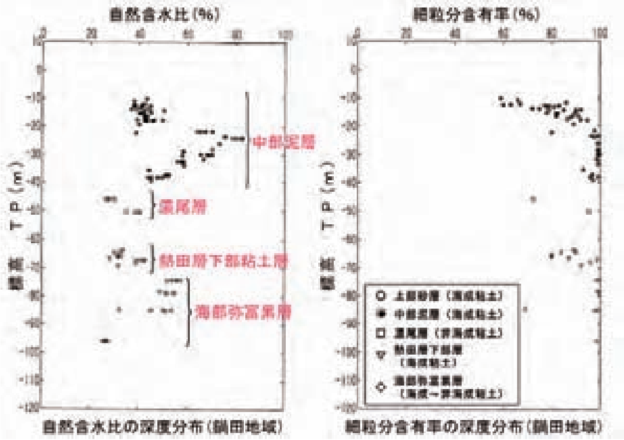


図-2.2 自然含水比と細粒分含有率の深度分布（鍋田地域粘性土層）（文献2）に加筆）

図-2.3は海成の熱田層下部粘土層の層厚が厚く，土質試験データも多い木場地域における分布を示したものであるが，熱田層下部粘土層はT.P.-40m付近で含水比が最大値を示し，T.P.-40mより浅くても深くても含水比は減少する傾向を示している。細粒分含有率については，T.P.-40m付近までは深度方向に細粒分が増大する傾向を示すものの，T.P.-40m以深では細粒分含有率が75%以下にはならない分布を示している。

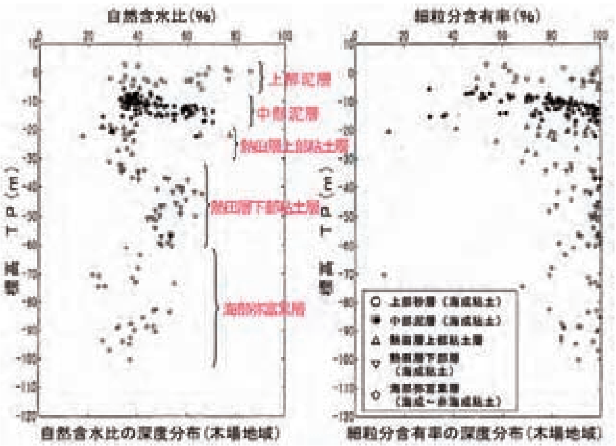
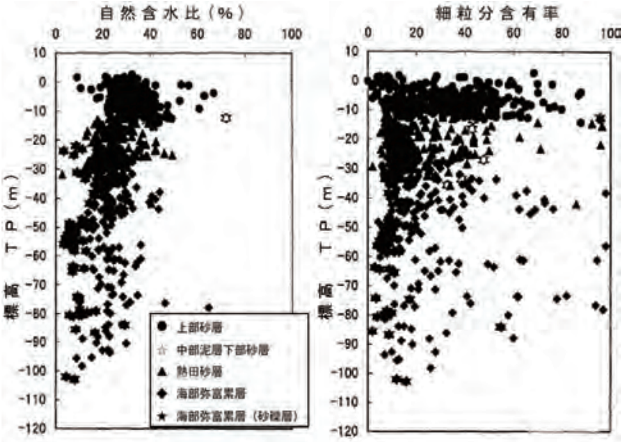


図-2.3 自然含水比と細粒分含有率の深度分布（木場地域粘性土層）（文献2）に加筆）

図-2.4には臨海部全域での砂質土における分布状況を示した。T.P.±0～-10m程度に分布する南陽層上部砂層については，自然含水比のほとんどのデータが20～40%の値を示しているものの，深度分布幅が狭く深度との関係は明確ではない。熱田層上部の非海成砂質土層はT.P.-5～-35mに分布し，自然含水比は15～40%程度に分布している。海部・弥富累層の非海成砂質土の自然含水比は全体的にばらつきが大きい。また砂質土層の細粒分含有率については，全体的にばらつきが大きく，深度と明確な関係は認められない[2)]。



Wn の深度分布（砂質土全地域）　　Fc の深度分布（砂質土全地域）

図 -2.4　砂質土層の自然含水比（Wn）と細粒分含有率（Fc）の深度分布（文献 2）に加筆）

(2)　相関性

同じく名古屋港地区での南陽層の上部砂層，中部泥層および下部砂層の自然含水比と細粒分含有率の1,019試料の試験結果を**図-2.5**にプロットしたが，比例関係を示している。本図では自然含水比45%，細粒分含有率95%程度で明らかに相関が異なる。これは地層変化を示しており，細粒分含有率が95%以上のものは中部泥層が主体と推定される[3]。

中部泥層の間隙比eと自然含水比wnの249試料の試験結果の関係は**図-2.6**のように高い相関が認められる[3]。

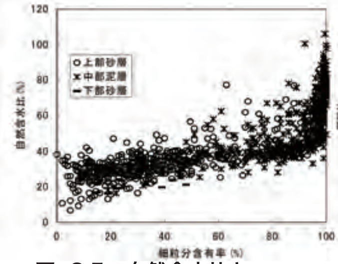


図 -2.5　自然含水比と細粒分含有率の関係（文献 3）に加筆）

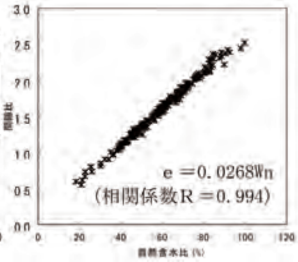


図 -2.6　中部泥層の間隙比と自然含水比の関係（文献 3）に加筆）

次に名古屋港地区に伊勢平野北部の臨海部を加えた「伊勢湾北部」のデータによる，液性限界と粘土分含有率の関係を**図-2.7**（左図：南陽層中部泥層，右図：熱田層下部粘土層）に示し，その図中に大阪湾および伊勢湾南部地域（伊勢平野南部）での相当層のデータを地域毎に分布範囲として示した。右図において熱田層下部粘土層の液性限界は概ね40～90%の範囲を示すのに対し，大阪湾では80～120%を超える分布範囲を示しており，伊勢湾北部での液性限界は，ほとんど大阪湾での下限値より小さな値を示している。

一方，伊勢湾北部での粘土分含有率はばらつきが大きく概ね20～60%程度の範囲で分布しているが，伊勢湾南部では0～50%程度とさらに少なくなる傾向が見られる。また大阪湾では伊勢湾北部の液性限界の上限値以上を主体に分布し，粘土分含有率は25%以上となっている。左図の南陽層中部泥層についても，熱田層下部粘土層とほぼ同様な傾向を示している。

以上の結果から，伊勢湾北部では，南陽層中部泥層，熱田層下部粘土層ともに，大阪湾での相当層に比較して液性限界が低く，伊勢湾南部との比較では，南部より粘土分が多い傾向を示している。これらの違いは，堆積条件（堆積環境）の影響を受けているものと考えられる[4]。

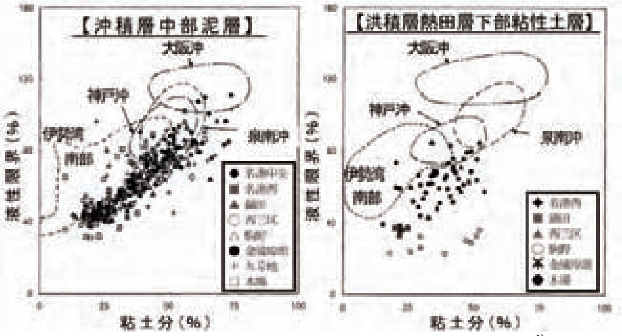


図 -2.7　液性限界～粘土分含有率（Fc）の分布[4]

2.2　力学特性

名古屋港地区での南陽層中部泥層の力学試験結果の内，一軸圧縮強度と圧密降伏応力を深度分布で表したものが**図-2.8**である。一般的な沖積層同様，一軸圧縮試験は深度に比例して強度を増加させる。正規圧密である中部泥層の圧密降伏応力は，有効上載圧と同程度になるはずである。しかし実際には有効上載圧より若干大きな値を示している。この原因としては，サンプル採取時の余剰加圧や砂分の混入等による応力増となり，これが深度との相関を悪くしている[3]。

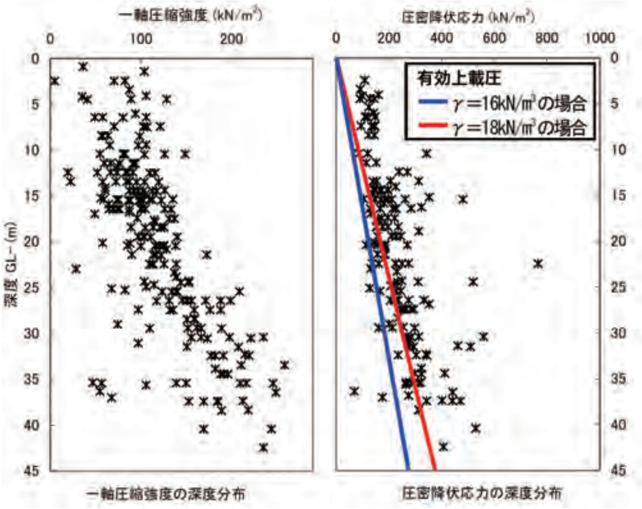


図 -2.8　一軸圧縮強度および圧密降伏応力の深度分布（中部泥層）（文献 3）に加筆）

次に伊勢湾北部と大阪湾地域における相当層での，一軸圧縮強度qu～自然含水比（W_n/W_L）関係を**図2-9**に示した（ただし，大阪湾では液性限界がW_L≧80%の試料，伊勢湾では主としてW_L≧60%，一部W_L=40～60%も混入）。その結果，大阪湾では**図-2.9**（**右図**）に示すように沖積層（南陽層中部泥層相当層）および洪積層（熱田層下部粘土層相当層）の両方を含めたW_n/W_L～quの回帰曲線の相関係数が0.91という値に達する（自然含水比をそのまま利用したWn～quの関係では0.82）。一方，伊勢湾北部では**図-2.9**（**左図**）に示すように，ばらつきはあるものの分布傾向は大阪湾に近似しているが，

伊勢湾北部では大阪湾に比較して液性限界が全体的に小さいことから，正規化された自然含水比（W_n/W_L）が大きくなっている。例えば洪積粘土層では伊勢湾北部で0.8を中心として分布するが，大阪湾では0.6を中心として分布している。沖積粘土層では，伊勢湾北部で0.7 ～ 1.3に分布し，大阪湾では0.7 ～ 1.1で分布している。これらより伊勢湾北部のデータは大阪湾の標準相関に比べて高位に分布していることが判る[4)]。

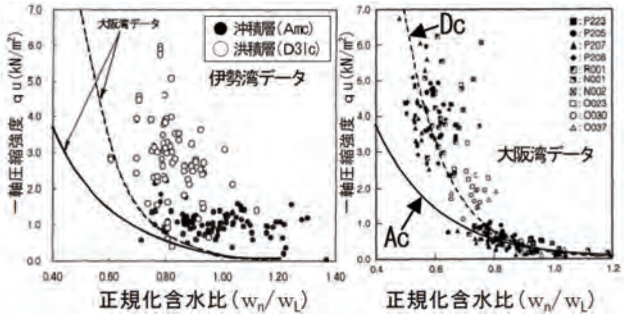


図 -2.9　一軸圧縮強度～正規化含水比の関係（文献 4）に加筆）

また圧密特性として，**図-2.10** に名古屋港地区における有効上載圧と圧密降伏応力の関係を示したが，埋立の影響が大きいと推定される木場地域のデータを除くと，概ねOCR≒1.0 ～ 3.0に分布している[6)]。

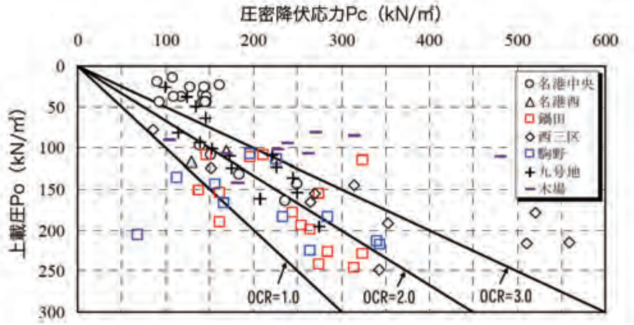


図 -2.10　有効上載圧と圧密降伏応力の関係（文献 6）に加筆）

粘性土の圧縮性の大きさを示す圧縮指数Ccは，液性限界W_Lや自然含水比W_n，間隙比eとの相関が知られていることから，中部泥層の161試料の圧縮指数とこれらの関係を**図-2.11** に示したが，各々相関式を求めた場合，ほぼ同じような相関係数を示している[2)]。なお，試験試料の採取位置図については，参考文献5）の76p. の**図-1** および81p. の**図-1** を参照されたい。

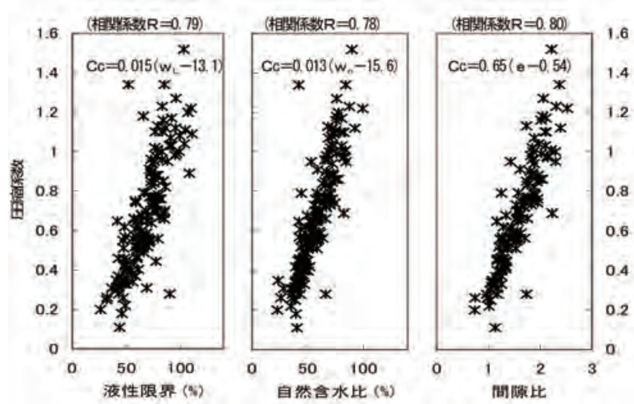


図 -2.11　圧縮係数と液性限界，自然含水比および間隙比との関係（中部泥層）[3)]

2.3　動的特性

愛知・三重県の市町村の多くは東海・東南海・南海地震の地震防災強化地域の指定を受け，また，その切迫性が明らかになったことから，この地域の地震防災や耐震設計に対する社会的重要性は高くなっている。地震動評価や被害予測等地震防災を検討して行く上で必要な地盤に関わる項目は，深部地盤構造と動的特性，浅部地盤構造と動的特性である。

（1）　深部地盤構造と動的特性

1）　深部地盤構造

東海三県における深部地盤構造の調査は，1998 ～ 2004年（平成10 ～ 16年）度にかけて濃尾平野，岡崎・豊橋平野，伊勢平野を対象に行われている。これらの調査は，地震基盤から工学的基盤の間の3次元深部地盤構造を明らかにすることを目的としている。**図-2.12** は各層の境界を3次元的に表示したもので，例えば，濃尾平野では地震基盤は，養老断層に向って西に行くほど深くなり，平野西部では深度2,000mにもおよぶことがわかる。

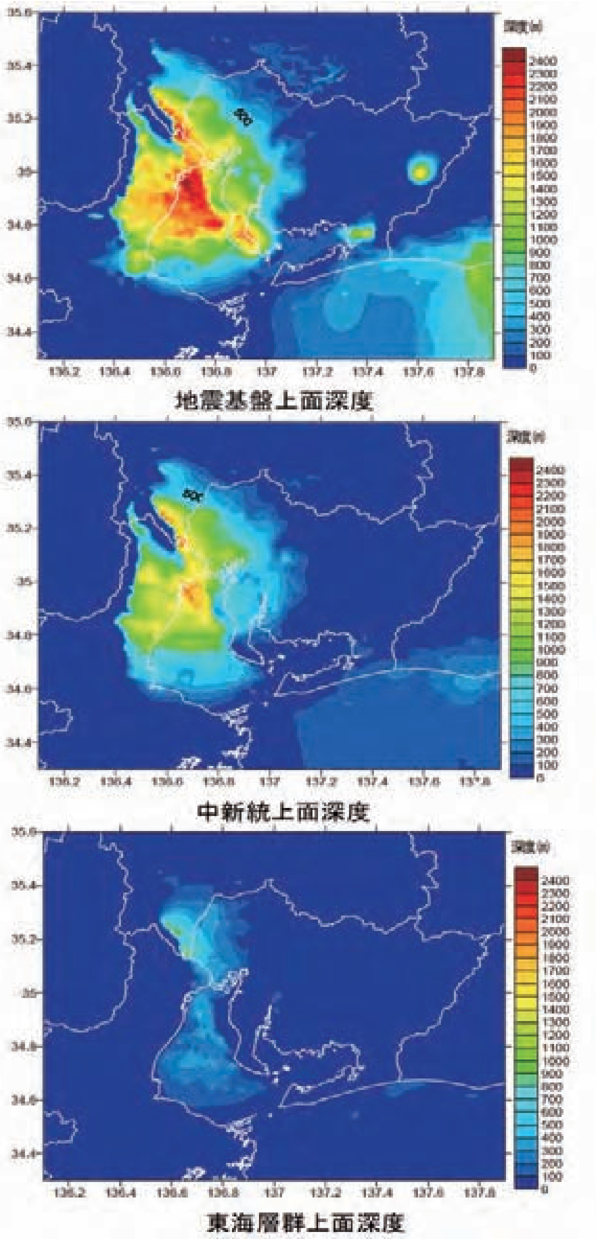


図 -2.12　推定された濃尾平野周辺の深部地盤構造[7)]

2） P波およびS波速度

濃尾平野における深部地盤のP波速度とS波速度を**表-2.1**に示す。この表は1980年（昭和55年）に実施された人工爆破実験により得られた値で,S波速度については首都圏で得られたP波速度とS波速度から推定したものである。表中の第1層は第四紀および東海層群に,第2層は中新統に,第3層が地震基盤相当に対応すると考えられる[8)]。

表-2.1 濃尾平野における深部地盤のP波とS波速度[8)]

層番号	P波速度（km/s）	S波速度（km/s）	ポアソン比
第1層	1.9～2.5	0.5～0.9	0.46～0.43
第2層	3.0	1.3～1.6	0.38～0.30
第3層	5.0	2.6～3.0	0.31～0.22

（2） 浅部地盤構造と動的特性

1） 浅部地盤構造

浅部地盤の地盤構造を評価するためには,高密度のボーリングデータが必須となる。各行政機関で独自に地盤資料の収集を進めているが,名古屋市を例にとると,最新名古屋地盤図を含む既往資料,名古屋市各部署や関連機関,愛知県の持つデータを統合し,約26,000本のボーリングを収録した,地盤環境情報システムが1999年度から運用されている[10)]。

表層地盤のモデル化は,地震被害予測や入力地震動の策定を目的に,表層地盤データベースを基に行われている。各県において,表層地盤のモデル化を行い,地震被害予測を行った報告書としては以下がある。

- 愛知県：愛知県東海地震・東南海地震等被害予測調査報告書,2005
- 岐阜県：岐阜県東海地震等被害想定調査,2003
- 三重県：三重県地域防災計画被害想定調査結果,2006

2） P波およびS波速度

表-2.2は名古屋市域で実施された35地点のPS検層結果から求められた各地層のS波速度である。沖積層から第三紀層（矢田川累層）にかけてS波速度は増大する傾向にあり,第三紀層（矢田川累層）においては約500m/sとなっている[8)]。

なお,道路橋示方書・同解説・耐震設計編（平成14年3月）によると,耐震設計上の基盤面は,対象地点で広がりを有し,十分堅固な地盤の上面を想定し,Vs≧300m/s程度の剛性の高い地層とされている。

表-2.2 浅部地盤における各地層のS波速度と平均値[8)]

地質名	S波速度（m/s）			S波速度平均値（m/s）
	砂	粘土	礫	
埋土	60～150		—	—
沖積層	100～200	60～180	—	153
洪積層（熱田層）	140～400	180～370	—	275
洪積層（海部・弥富層）	240～530	270～430	360～600	358
第三紀層（矢田川累層）	—	—	—	502

3） 動的変形特性

濃尾平野地域における動的変形特性を集積し,その傾向を示した資料（**図-2.13**）によると,地層区分毎の一般的な関係より,当地域の代表的データは,各地層ともにひずみレベルの小さい領域でG/Goの低下率が小さいことが特徴であり,特に,洪積砂質土でその傾向は顕著である。このように土の動的変形特性にも地域性があることが示され,対象サイトにおいてその特性を得ることの重要性を示唆している[9)]。

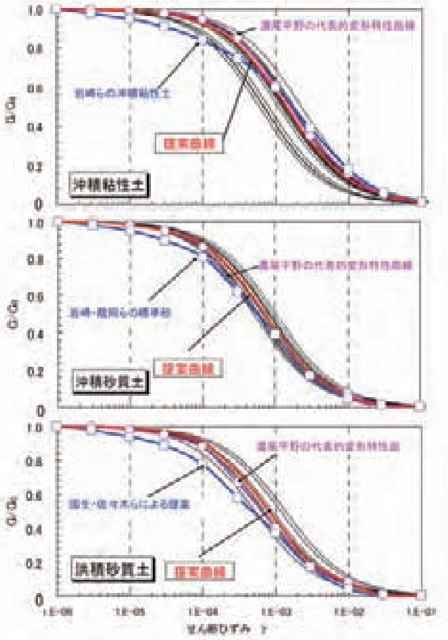


図-2.13 濃尾平野地域のG/Go～せん断歪γの関係[9)]

参考文献

1） 吉村優治・井端 肇・丹家慶子：濃尾平野ボーリング試料の理学的・工学的分析，平成12年度土木学会中部支部研究発表会講演概要集，pp.257～258,2001.
2） （社）地盤工学会中部支部濃尾地盤研究委員会：委員会報告，理学・工学情報が臨海平野の地盤解釈に果たす役割に関するシンポジウム発表論文集，pp.23～34,1998.
3） 玉腰幸士・片平 宏：ジオテクノート ⑮濃尾平野の地盤–沖積層を中心に–，（社）地盤工学会，pp.62～67,2006.
4） 坪田邦治・西川勝広・丸田寿延：伊勢湾臨海地域における更新世後期粘土層の地盤特性，理学・工学情報が臨海平野の地盤解釈に果たす役割に関するシンポジウム発表論文集，pp.81～86,1998.
5） 五藤幸晴・内園立男・牧野内 猛・伊藤 孝・楠本和彦・野澤竜二郎：濃尾平野南部の東西地質断面図の作成，同上，pp.75~80,1998.
6） 小倉教弘・大島昭彦・堀中敏弘・坪田 邦治：袋井地域の沖積粘性土層の過圧密特性に関する一考察，全地連「技術e-フォーラム2006」名古屋，82p.,2006.
7） 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学大学院情報学環：東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト，②連動性を考慮した強震動・津波予測及び地震・津波被害予測研究 成果報告書，49p.，2009.
8） 飯田汲事・正木和明・松澤 宏：「最新名古屋地盤図」，（社）土質工学会中部支部，pp.89～91,1988.
9） 坪田邦治・久保裕一：伊勢湾岸地域における動的変形特性について，全地連「技術e-フォーラム2006」名古屋，2006.
10） 大東憲二：「全国電子地盤図」構想と「最新名古屋地盤図・追補版」の電子化，（社）地盤工学会中部支部 第17回 調査・設計・施工技術報告会 特別講演，2008.

3. 代表的構造物の基礎地盤

3.1 名港トリトン

名港トリトンは名古屋港を東西に横切るそれぞれ特徴のある三大斜張橋（西大橋，中央大橋，東大橋）の愛称であり,1998年3月の開通まで,建設に17年の歳月を要した。

(1) 地形・地質

名港トリトンの架かる名古屋港は，伊勢湾北端部の浅瀬を浚渫し，その土砂で造成された人工港である。また三橋の建設に当たっては主要な調査だけでも20件・計78本・延長約5,100m,平均掘進長約65mのボーリング調査と各種の土質試験が実施されている。

東大橋では基礎が東海層群の上に直接載せられることになったため，長期的な変形特性を検討するためにクリープ試験を行っている。特にここでは橋梁基礎の規模が非常に大きく，載荷面直下では側方の変位が拘束されたK_0状態となるため,K_0圧密三軸クリープ試験を行い，実際の荷重条件に近い状態での変形特性の再現に努めている。さらに，危険物（機雷や不発弾）の存在の有無を磁気探査によって確認し，東大橋の地盤調査の中では天白河口断層の位置を特定するために，音波探査を行っている。

名港トリトン付近の地盤構成は**図-3.1**に示すとおりであり，第三紀鮮新世に堆積した東海層群が西に傾斜しながら分布する。この東海層群は東大橋の周辺でT.P.-30m付近に分布するのに対し，中央大橋周辺ではT.P.-60m付近まで深くなる。金城埠頭を境として西側は更に深く，西大橋付近ではT.P.-150mにおいても確認されていない。

中央大橋より西側の東海層群上位には，洪積層の海部・弥富累層が分布し，金城埠頭より西側ではその上位を熱田層が覆っている。これら洪積層の上位には，沖積層の南陽層が覆うが，東大橋付近では南陽層が東海層群を直接覆っている。

(2) 基礎地盤と基礎形式

名港トリトンの支持地盤は三橋とも異なった層であるが，基礎形式は全てニューマチックケーソンである。

最も東側の東大橋では,T.P.-30～-20m前後の東海層群が支持地盤として採用されている。これに対し，中央径間が590mと最も長い中央大橋では，最東部のP4基礎が東海層群である他は,T.P.-50m付近の海部・弥富累層の最下部砂礫層である。

西大橋はⅠ期線とⅡ期線の2橋（道路中心間隔=50m）からなっている。この地区の東海層群は非常に深く，西部のP1が熱田層上部の砂質土層を支持地盤とするが,P2～P4の支持地盤は海部・弥富累層上部の砂質土層であり，その深度はP2基礎がT.P.-45m,P3基礎がT.P.-40m付近である[1)]。

3.2 JR セントラルタワーズ

JRセントラルタワーズは，名古屋の新しいランドマークとして「駅の上の立体都市化」を目指して建設され，ホテルタワー（地上53階,226m），オフィスタワー（地上51階,245m）のツインタワーであり，それぞれ地下4階（GL-24m）の建築物で1999年12月に開業した。両棟は地下で分断され，間に地下鉄桜通線が通り抜けている。

(1) 地形・地質

JRセントラルタワーズのある名駅周辺は，濃尾平野東部に位置し，熱田台地の縁辺部にあたる。表層付近より洪積層の熱田層が分布し，以深は海部・弥富累層，第三紀鮮新世の矢田川累層と続く。

建設地の地盤構成は**図-3.2**に示すとおりであり，熱田層上部は平均N値27の砂層，下部は平均N値12のシルト層で,以深のGL-43～58mが第1砂礫層（Dmg1）である。また，下位にはN値20程度のシルト層が約15mの層厚で分布するものの，この層の圧密降伏応力は1Mpa以上で，建築物の荷重による圧密沈下を起こす可能性はない。

(2) 基礎地盤と基礎形式

両棟および隣接する駐車場棟とも，基礎地盤はN値60以上の連続する第1砂礫層（Dmg1）であり，基礎形式は杭支持によるベタ基礎構造である。基礎構造と施工方法を決定するため，施工順序を考慮した沈下解析を行った結果，地下工事は逆打ち工法を採用し,B1・B2階を先行床として地上18階までと地下4階までを同時に施工した。

本体棟の杭は軸径2.4m・拡底4.0m,長さ20m（設計GL-43.8m）の場所打ちコンクリート杭であり，高層部直下の外周部には幅1.8～2.4m・長さ20mの連続地

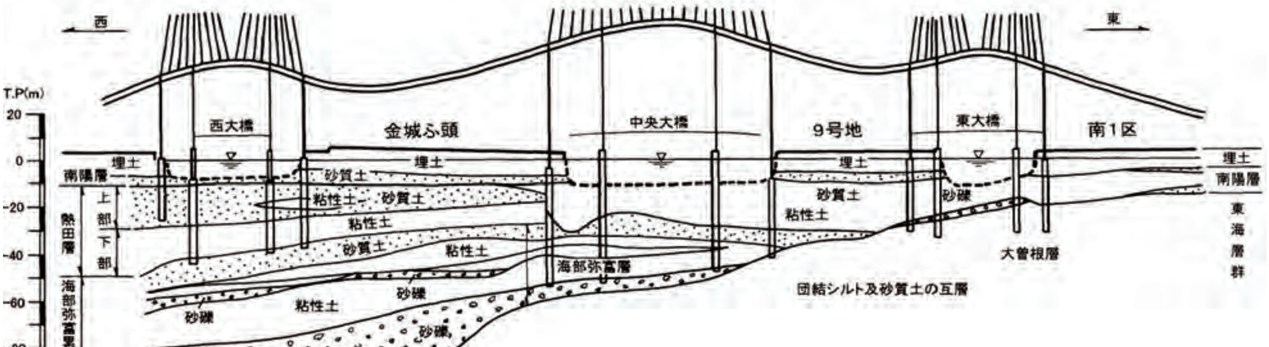


図-3.1 名港トリトン地区の地質断面図[1)]

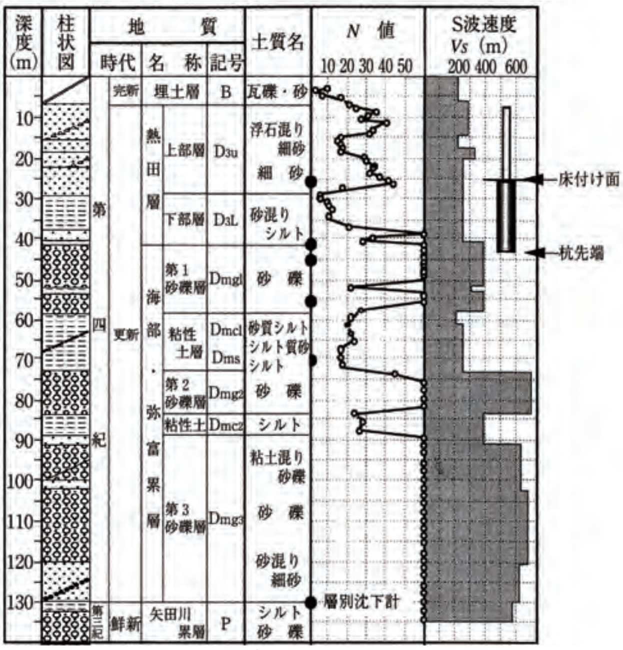


図 -3.2 地盤概要（文献 2) に加筆）

中壁杭を配置している。また，不同沈下低減のため厚さ5.5mのマットスラブを設けている。

施工過程における安全性の確認と沈下解析の検証を目的として，地盤および基礎の沈下量をはじめ各種計測を行った結果，基礎底面の最終沈下量はホテルタワーが2.3cm，オフィスタワーが1.8cmとなり，解析による最大沈下量予測の3.1cm以内に収まっている[2)]。

3.3 中部国際空港セントレア

中部国際空港（セントレア）は，Central（中部地方）とAirport（空港）の組合せで一般公募によって選ばれた愛称であり，成田空港や関西空港に続く国際ハブ空港として，2005年2月17日に開港した24時間利用可能な空港である。

（1） 地形・地質

セントレアは名古屋市の南約35kmの常滑市沖合，約1.1kmの空港島上に建設されている。空港島の建設地では，延べ約1,000kmの深浅測量，代表的な21地点のボーリング調査，1 ～ 2kmの測線間隔で音波探査を行い，原位置試験や種々の室内土質試験に加え，航空機騒音や航路・卓越風向などを考慮して設置位置が決定された（**図-3.3**）。

空港島周辺海域には，水深3 ～ 10m（平均6m程度）の広い海食台状地が3 ～ 5km沖にまで発達する。ただし，この陸側には最大水深約10m，幅0.5 ～ 1.5kmで南南東方向に延びる長さ約5kmの海底谷が分布する（**図-3.4**）。

セントレア周辺地域の地質は，新第三紀鮮新世の東海層群に属する常滑層群を基盤とし，上位に第四紀の洪積層～沖積層が分布する。特に海底谷のほぼ直下には深さ20 ～ 65m，幅約0.5 ～ 1.5kmでほぼ南北に延びる埋没谷が存在し，N値5以下の粘性土を主体とする厚さ10 ～ 25mの軟弱層が埋積している[3)]。

（2） 基礎地盤と基礎形式

空港島の地盤は，一部の軟弱粘性土層や埋没谷地形を除き，表層よりN値50以上の良好な支持層とみなされる基盤層（常滑層群）によって形成され，大半の部分で予想沈下量は小さいが，軟弱粘性土の分布域では，最大で3m程度の沈下が予想された。このため，地盤改良が縮減できるよう最大限の施設配置的な配慮を行い，滑走路や旅客ターミナル施設は，基本的に沈下がほとんど想定されない区域に計画され，沈下対策は施工されていない[4)]。ただし，ターミナルビルの基礎は ϕ 500 ～ 1,000mmのPC+SC杭（オーガー先行掘削最終打撃工法）を，長さ11 ～ 27m で2,300箇所打設している[5)]。

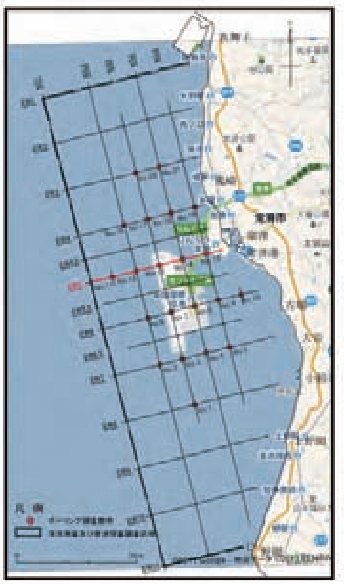


図 -3.3 調査位置図
（文献 6) に Google map を加筆）

3.4 岐阜駅前ビル

岐阜駅前は2002年6月1日施行の「都市再生特別措置法」に基づき，「都市再生緊急整備地区」に指定され，「優良建築物等整備事業」として地下1階，地上13階の「コンフォートホテル」が2004年1月に完成した。

（1） 地形・地質

岐阜駅前地域は濃尾平野の北端部に位置し，北側には台地が広がっている。濃尾平野の第四系は濃尾傾動地塊運動の影響で東から西へ向かって深く厚くなっており，地形も東が高く西が低くなっている。第四系の最上位に

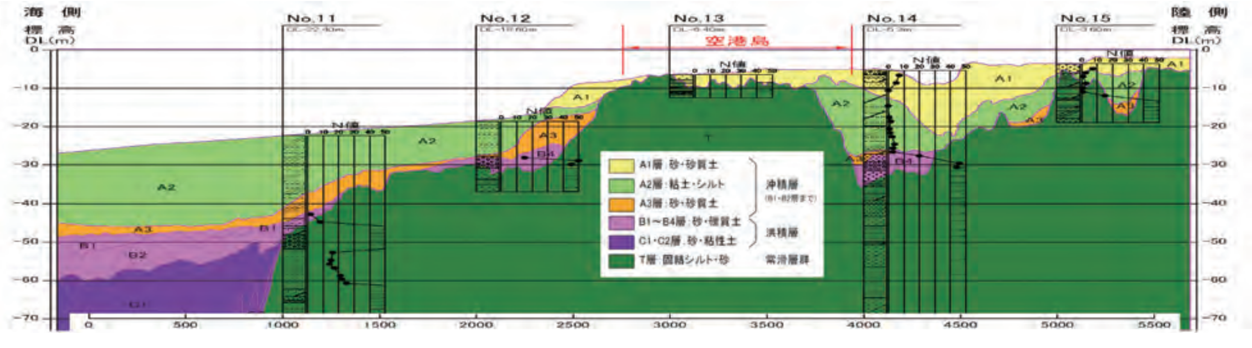


図 -3.4 空港島建設地中央付近の東西方向地質断面（文献 6) に加筆）

は沖積層が分布し，この下位には扇状地の主体を成す第一礫層が広がっている。

濃尾平野における大規模構造物の支持地盤は，N値50以上の第一礫層とする場合がほとんどである[7]。

(2)　基礎地盤と基礎形式

代表的な柱状図を**図-3.5**に示す。上部の沖積層はφ80～100mmの玉石を混入してN値のばらつく砂礫層，下位に薄い粘性土層を挟み，φ250～300mmの玉石を混入してN値60以上の洪積層（第一礫層）となる。

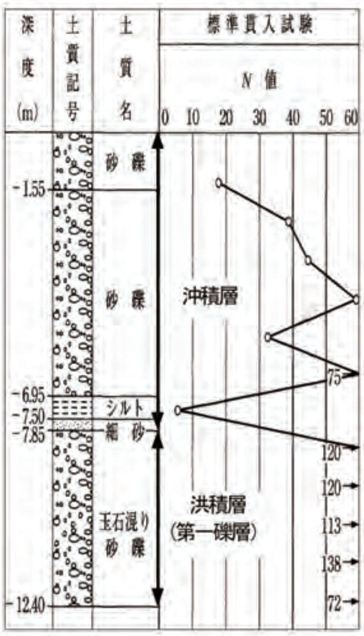


図-3.5　代表柱状図（文献8）に加筆）

同建物の基礎は，中間粘性土層のN値が5であるため，強度・沈下の問題から，玉石混り砂礫層（第一礫層）を支持層としたφ1,000mmの地盤改良杭202本である。また，根切り底における載荷試験の最大荷重は，1,200kN/m²である[8]。

3.5　四日市港ポートビル

四日市港ポートビルは，四日市港開港100周年を記念して四日市市の霞ヶ浦地区に建設された高さ100mの建築物である。ポートビルには2箇所の風穴や風に対する住居性能を向上させるための制振装置が設けられ，1999年8月に竣工した。

(1)　地形・地質

ポートビルのある四日市市霞ヶ浦地区は，1967年頃より四日市市北部の海岸線を埋立て造成された。

四日市港ポートビルの建設に当たっては，4本・延長238m，最長85mのボーリング調査を実施し，室内土質試験に加えPS検層や常時微動測定を実施した。

四日市周辺の海岸低地は，第三紀鮮新世の東海層群に属する奄芸層群を基盤層とし，第四紀堆積物である洪積層～沖積層が覆う。洪積層は下部の古伊勢湾層（LC:粘土層）と上部の伊勢神戸層（LS:砂礫層）に，沖積層も下部の四日市港層（UC:粘土層）と上部の富田浜層（US:砂層）に大別される。

建設地の地層構成は，**図-3.6**に示すとおりUSが分布せず，層厚13mの埋土層下位に平均N値1～8（平均2）の非常に軟弱なUCが直接分布する。下位のLSはN値にばらつきがあり，概ねN値60以上となる砂質土・礫質土を主体とするものの，N値16以上の粘性土を層厚2m以下で局所的に挟在しながら累積層厚30mで分布する。これら第四紀層の最下部にはN値7～11（平均8）のLCが分布し，奄芸層群はGL-72m以深に分布する[9]。

(2)　基礎地盤と基礎形式

周辺地域の構造物はLSを支持地盤とすることが多いものの，砂・礫質土層と粘性土層との互層となることも少なくない。四日市港ポートビルにおけるLSもN値のばらつく互層であったため，概ねN値60以上となる第三紀の奄芸層群が支持地盤として採用された。

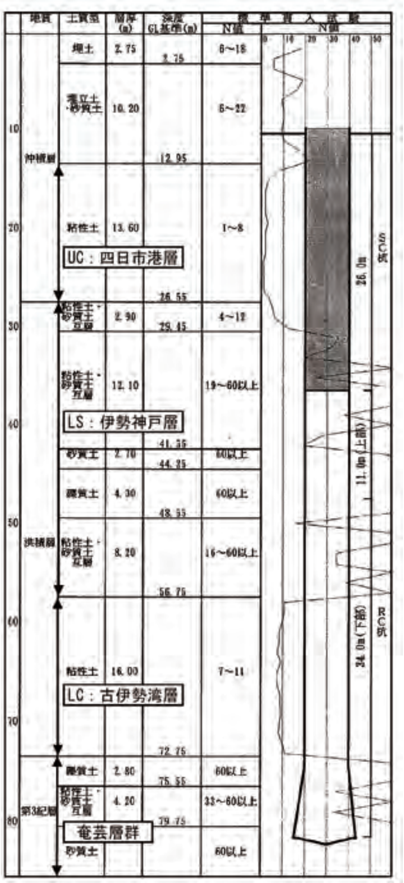


図-3.6　地盤概要（文献10）に加筆）

基礎は場所打ち鋼管コンクリート拡底杭による独立基礎形式となっており，杭先端はGL-81.0m，杭径φ1,900mm/2,300mm～φ2,200mm/3,400mmの3種類，計32本が打設されている[10]。

3.6　基礎地盤の選定について

建設物の基礎地盤や基礎形式は，計画地の地盤構成並びにその性状の他，上部構造物の規模や周辺環境および経済性等を考慮して選定される。

建築基礎地盤について，基礎構造を選定するうえでの基本原則は以下のとおりである。

① 建物の要求性能を満たす支持特性と沈下・変形性能が確保できること
② 施工性で優れ，施工品質に対する信頼性が高いこと
③ 敷地周辺への環境保全上の影響が少ないこと
④ そのうえで経済性に優れていること

(1)　基礎に対する要求性能

基礎に要求される構造性能は，あくまで基礎の生じる沈下量を上部構造物や基礎構造自身の許容変形量以内に納め，構造体に損傷や機能障害を生じさせないことであり，沈下・変形を生じさせないことではない。

基礎の許容沈下量や許容変形量を規定する上部構造の特性は，建物用途，平面形状，建物荷重，構造種別，優勢な荷重の種類（鉛直・水平・引抜き）等であり，基礎計画にあたっては，これらの特性を十分吟味し，許容値を適正に設定することが重要である。

(2) 施工性への配慮

杭工事で発生したトラブルの原因を調査・分析した報告でも，支持層に関する固定概念から無理やり深い支持層まで杭を根入れする杭基礎計画が原因で，杭体の破損や高止りあるいは掘削不能に陥り，工事中に工法変更を余儀なくされた事例が多く報告されており，地盤改良工法の併用基礎やフローティング基礎，摩擦主体の短い杭の採用等の可能性を十分検討すること，さらに杭基礎とならざるを得ない場合には，地盤調査結果を十分検討し，無理のない施工法を選択することが肝要である。

特に注意すべき項目をあげると，①支持層の深さ，②中間層の厚さ，③土質・粒径，④転石有無，⑤地下水の深度，⑥被圧水頭，⑦伏流水の有無，⑧液状化発生の可能性，⑨地盤沈下の発生状況（負の摩擦力作用の可否）等があげられる[11)]。

ここでは，濃尾平野の地質断面図（**図-1.3**）を例に，上記項目についての留意点を示す。

①支持層の深さ　②中間層の厚さ

濃尾平野における良好な支持層は第一礫層（G1）であることが多い。一般に連続性良く分布し，北東側では深度数m以内と浅く分布するため中間層は薄い。これに対し，南西側では深くなり，深度50mを越えることもあり，中間層には厚い沖積層が分布する。また，東部では分布しない地域もあり，ここでの支持層は第一礫層より下位の累層となる。

ただし，下位の熱田層上部（D_{3U}）は一般にN値30以下の砂層，粘土層の互層であり，構造物の規模によっては深い基礎となる場合がある。

③土質・粒径　④転石有無

第一礫層は一般に大礫を混入する礫層で，ϕ200mm以上の玉石を混入する場合もあり，北東側ほど大きくなる傾向がある。中間層は軟弱な沖積層であり，比較的均一な細粒砂，およびシルト・粘土であるが，腐植土の分布する地域がある。

⑤地下水の深度　⑥被圧水頭　⑦伏流水の有無

一般に濃尾平野の地下水位は浅く，深度数m以内に分布する。また，中間層や支持層の被圧水も自然水位に近いことが多く，縁辺部の山麓付近では自噴する場合もある。なお，大小河川の営力によって堆積された平野のため，河川沿いの地域には伏流水が分布する。

⑧液状化発生の可能性

台地や丘陵地を除く濃尾平野の表層は，主に埋立土砂や沖積層で構成されている。沖積層上部の南陽層には，上部砂層と呼ばれる緩い砂層が分布しており，地下水位も浅いことから，平野部のほぼ全地域に液状化発生の可能性がある。**図-5.6**に示すように，特に河川周辺や埋立地は危険度が高い。

⑨地盤沈下の発生状況（負の摩擦力作用の可否）

沖積層上部の南陽層には下部粘土層（中部泥層）に区分される軟弱な沖積粘性土層が分布する。一般に正規圧密に近い状態で分布するが，造成工事による上載荷重の増加や地下水対策に伴う間隙水圧の低下によって圧密沈下を発生する可能性がある。また，最上部粘土層は後背湿地性の粘性土であり，腐植土が厚く分布する地域では大きく長期間に及ぶ沈下を発生する可能性がある。さらに，概ね沈静化しているものの，**図4-2**に示すように，濃尾平野は古くからの広域地盤沈下地帯である。

⑩その他

その他の注意事項としては，活断層や解体跡地などが挙げられる。濃尾平野およびその周辺地域には幾つかの活断層が存在しており，建設物の重要度に応じて影響を検討する必要がある。また，既設建物の解体跡地では瓦礫などが混在していることがある他，残存基礎が障害になることもある。

(3) 周辺環境への配慮

周辺環境に与える影響として，①井戸や湧水池の水量が変化，②汚染があった場合の拡散，③近接構造物への影響等が挙げられる。

特に近接構造物への影響としては，軟弱地盤での掘削に伴う地盤変形，地下水の揚水に伴う周辺地盤の沈下，盛土に伴う引込み沈下や側方流動などに注意が必要である[12)]。

参考文献

1) 板橋一雄・松澤 宏・西川勝広・黒田真一郎：名港トリトンの地盤特性と基礎工（地質調査はどう生かされたか），土と岩No.47, 中部地質調査業協会 ,pp.9 ～ 25,1999.
2) 川村東雄・真島正人 :JR セントラルタワーズ , 基礎工 Vol.28 No.8,（株）総合土木研究所 ,pp.26 ～ 30,2000.
3) 豊蔵 勇・堀江宏保：中部国際空港セントレアの計画と地盤条件 , 地質と調査 第 2 号（創刊 100 号記念特集号）,pp.32 ～ 37,2004.
4) 菅沼史典：中部国際空港セントレアの地盤条件と建設 , 基礎工 Vol.32 No.10,（株）総合土木研究所 ,pp.84 ～ 86,2004.
5) 日本金属工事業協同組合：季刊誌 AmA,No.32,10p.,2005. http://www.kinzokukyo.or.jp/open_site/ama/ama32.pdf
6) （財）中部空港調査会：中部新国際空港建設予定地における地象調査 報告書 ,1994.
7) 吉村優治：岐阜県の地質・地盤と軽量地盤材料を用いた舗装営繕工事例 , 基礎工 Vol.32 No.10,（株）総合土木研究所 ,35p.,2004.
8) 葭田誠作・渡邊一彦：玉石混り砂礫層における地盤改良工事 , 基礎工 Vol.32 No.10,（株）総合土木研究所 ,pp.81 ～ 83,2004.
9) 四日市港管理組合：平成 7 年度四日市港ポートビル（仮称）建設予定地地質調査業務委託 報告書 ,1996.（内部資料）
10) （株）石本建築事務所：四日市港ポートビル（仮称）建設工事高層建築物構造評定概要書 ,pp.2-2 ～ 2-10,1997.（内部資料）
11) 桑原文夫・梅野 岳・加倉井正昭・笹尾 光・茶谷文雄（基礎構造の計画ワーキンググループ）：建築基礎構造設計指針 ,（社）日本建築学会 ,pp.59 ～ 60,2001.
12) 向山裕司：改訂 地質調査要領 ,2.1 建築物の地質調査 ,（社）全国地質調査業協会連合会 ,pp.34 ～ 37,2009.

4.　地盤災害

4.1　豪雨災害

ここ数年，気象学的には明確な定義はされていないが、その予測の困難性などにより「ゲリラ豪雨」と称される集中豪雨が多発している。また，台風の来襲は，年によるばらつきが大きいが平均すると東海地方では年間2.9回である。近年，コンクリートやアスファルトでおおわれて雨水の地下への浸透が少なくなり，集中豪雨などの際，大量の雨水が河川や下水道，地下道などに流れ込み，水害の発生が多くなっている。

東海三県で大きな被害を受けた豪雨災害として，1959年（昭和34年）の伊勢湾台風，1976年（昭和51年）の安八豪雨，2000年（平成12年）の東海豪雨，2004年（平成16年）の三重県宮川流域豪雨，2008年（平成20年）8月末豪雨（岡崎豪雨），2010年（平成22年）7月の7.15豪雨災害（可児市・八百津の豪雨）があげられる。

(1)　伊勢湾台風（昭和 34 年）

1959年9月22日にマリアナ諸島の東で台風15号として発生した。満潮時とも重なったため潮位が大きく上昇し，この高潮は護岸堤防も越え，大量の海水が内陸の低地帯に流入する一方，河川や運河を逆流して，堤防を破壊しつつ側面からも流入した。

(2)　安八豪雨（昭和 51 年）

1976月7日から岐阜県内で降り始めた雨は，台風17号の影響を受けて翌9月8日から14日にかけて1,250mmという記録的な豪雨を降らせた。9月12日長良川右岸の安八町森部で堤防が50mにわたって決壊した。

(3)　東海豪雨（平成 12 年）

2000年9月11日に，停滞する秋雨前線と南方海上の台風14号からの湿った空気との影響で，東海地方は広範囲にわたって記録的な集中豪雨に見舞われた。名古屋市では，名古屋地方気象台観測史上最高の最大日降水量428mm（11日），12日までの総雨量は567mmを記録（年間降雨量の1/3程度）した。この豪雨によって，西部を流れる新川で堤防が決壊（**図-4.1**）する等，破堤・浸水被害が愛知県・岐阜県内各所で発生した。

(4)　三重県宮川流域豪雨（平成 16 年）

2004年9月28日、三重県南部は台風21号により刺激された秋雨前線により，連続雨量500mm以上・時間雨量130mm以上の記録的な豪雨となった。この豪雨により宮川村および海山町において河川の氾濫や土砂災害が発生した。

(5)　平成 20 年 8 月末豪雨

2008年（平成20年）8月28日夜，停滞していた前線に，南から暖かく湿った空気が流れ込んだことで，大気の状態が不安定となり，岡崎市では8月の月平均値の118.4mmを超える146.5mmの雨量が1時間に集中して降るなど凄まじい豪雨がこの地域を襲った。岡崎市の矢作川水系では乙川右岸，伊賀川右岸，幸田町の広田川左岸が決壊した。

図 -4.1　東海豪雨による新川左岸堤防の破堤（文献 1）に加筆）

(6)　7.15 豪雨災害（平成 22 年）

2010年7月15日から16日未明にかけて梅雨前線の影響により時間雨量が多治見市で81mm，御嵩町で76mm（6時間で238mm）の雨量に達し可児川が氾濫した。予測の困難な「短期的・局地的豪雨災害」とされる。

ここで記載した豪雨災害に対して，河川堤防の安全性の確保と信頼性向上に対する社会的要請は，ダム等の治水施設や河道整備が一朝一夕には進まないこととあいまって高まっている。このような現状を踏まえ既設堤防に求められる機能を，①耐浸透機能，②耐侵食機能，③耐越水機能，④耐震機能と明確に定義し，これら4つの機能を確保すべく，河川堤防の整備における調査・設計・工事（対策）が順次進められている。

4.2　地盤沈下

地盤沈下は工業化に伴う揚水量増加とともに1960年代から激化し，70年代末には累積沈下量が160cmに達する場所もあり（**図-4.2 ～ 4.3**），井戸の抜け上がり現象や建造物の異種基礎での不等沈下（**図-4.4**）が確認されている。

名古屋市では，沖積平野で70年代前半に沈下速度が最大となり，累積沈下量は市域西部で100cm，南西部では130cmに達した場所もある。以降，沈下防止のための総合的研究と，その成果に基づく揚水規制などの対策が施された結果，1980年代からは鎮静化している。なお，揚水規制の結果，地下水位が上昇し，逆に隆起した場所（数cm程度）もある（**図-4.3**）。揚水規制は，工業用水法による地域指定，愛知県や名古屋市の条例による一般家庭を除いた全用途に及んでいる。地盤沈下問題は調査・解析・対策などを地域の問題として統一的に行う必要があり，東海三県と名古屋市および経済産業省・国土交通省・農林水産省の関係部局が参加して「東海三県地盤調査会」が組織され，「濃尾平野地盤沈下防止等対策要綱」も策定されている。

4.3　地震災害

東海三県の被害地震は，有史以来74回発生している。このうち震度VI程度以上の地震は8回あり，以下に明治以降の主な地震について記述する。

図-4.2 1961年（昭和36年）以降の累積沈下量等量線図（文献2）に加筆）（観測期間:1961年2月～2009年11月）

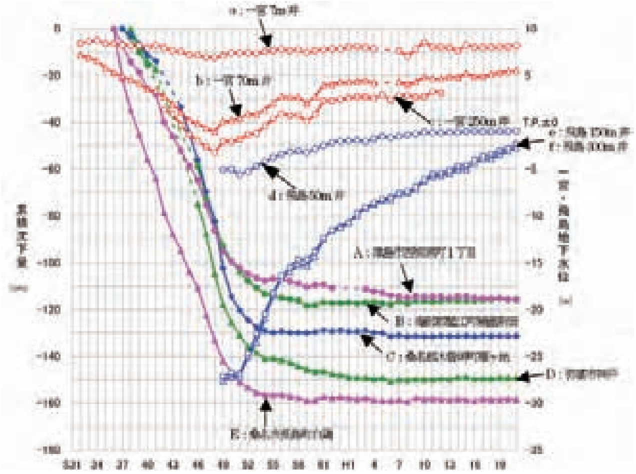


図-4.3 水準点の累積沈下量と年平均地下水位（文献2）に加筆）

図-4.4 異種基礎での不等沈下[3]

洪積層に基礎（第一礫層に達する）を持つ5階建て建物と，基礎の無い平屋建物との接合部の不等沈下（0.5～0.6mに達する）

(1) 濃尾地震（1891年10月28日,M=8.1）

震央は岐阜県大野郡根尾村付近である。地震に伴い北西–南東方向の長さ80kmに及ぶ根尾谷地震断層が現れた（**図-4.5**）。断層は最大落差6m,水平変位8mであった。この断層から分岐した岐阜–名古屋線,北方–万場線,穂積–木曽川河口線等の南北系断層が推定されている。県下の被害は上記の変動線に沿う地域に多く,液状化現象が濃尾平野各地に見られた（被害状況は 地質編 **表-12.2**を参照）。

図-4.5 根尾谷断層（MILNE et al.,1891）[4]

(2) 東南海地震（1944年12月7日,M=8.0）

震央は三重県志摩半島沖（深さ40km）である。地盤の沈降が愛知県の臨海部で見られ,その最大量は100cmに達した。特に,矢作川下流南部,名古屋南部や海部郡などの軟弱層が厚く堆積している沖積低地や埋立地に被害が集中し,地盤の液状化も発生した。

(3) 三河地震（1945年1月13日,M=7.1）

三河湾を震源域（深さ11km）とし,湾北部の内陸部に横須賀および形原断層と呼ばれる地震断層が現れた。

断層は最大落差2mの逆断層である。被害は震源地に近い播豆郡の断層付近に集中し,碧海・宝飯郡に及び,名古屋市南部にも家屋倒壊,液状化がみられた。断層の発生に伴い陸上および海底にも地殻変動を生じ,津波が発生した。

なお,（2）,（3）の地震は名古屋重工業地帯の被害が甚大であったが,戦時中でもあり調査資料が極秘扱いとなった。

また,（2）の東南海地震は平均発生間隔が約110年とされており,前回発生後67年が経過し,今後30年間での地震発生確率が60～70%程度と予測されていることから[5],防災面で留意が必要である。

4.4 亜炭坑の陥没

東海三県では江戸時代から1960年代にかけて亜炭や磨き砂が盛んに採掘された。その結果,後処理もなされない空洞が取り残されることになり,浅所陥没や沈下などの災害が各地で発生し,大きな社会問題となっている。残存地下空洞のごく最近の災害事例としては,2010年（平成22年）10月20日に岐阜県可児郡御嵩町顔戸の民家周辺で,約3,000平方メートルの大規模な陥没が発生

図 -4.6　岐阜県御嵩町の陥没の状況[6]

し，民家が傾斜し，ブロック塀の一部が破損した事故が記憶に新しい（**図-4.6**）。

亜炭鉱山は名古屋をとりまく丘陵地や岐阜県可児市〜可児郡御嵩町に集中しており，採掘時は生活との関係は少なかった場所に多く立地していたが，近年の都市化により良好な生活の場として脚光を浴びて発展した地域である（**図-4.7**）。

亜炭は燃料としては低級なものであるが，採掘場所が都市部に近く運搬が便利な点や，亜炭層の深度が比較的浅く採掘が容易であった点などから，小規模な組織で広い範囲で採掘された。近年の開発に伴いこの容易さが地表の陥没（浅所陥没）発生の原因となっている（**図-4.8**）。

一般に，石炭の採掘は大規模に行われることが多かったため，坑道の補強等が十分になされていたが，亜炭採掘は小規模な採掘なために，十分な採掘坑道の補強がなされなかった。東海地方では，亜炭は**図-4.9**に示すような柱房式または残柱式による採掘が行われていた。**図-4.10**は1984年（昭和59年）から2003年（平成15年）までの東海三県における空洞等によると思われる陥没事故の発生状況をまとめたものであるが，発生件数は漸減傾向を示すものの依然として継続しており，当該地での開発には十分な空洞調査（非破壊で迅速に探査可能な地中レーダー探査等）が必要であるといえる。また，対策としては，地上からボーリング孔を通じて，固化材（スラリー）を地下空洞に注入し閉塞することで地盤の安定化を図っている。

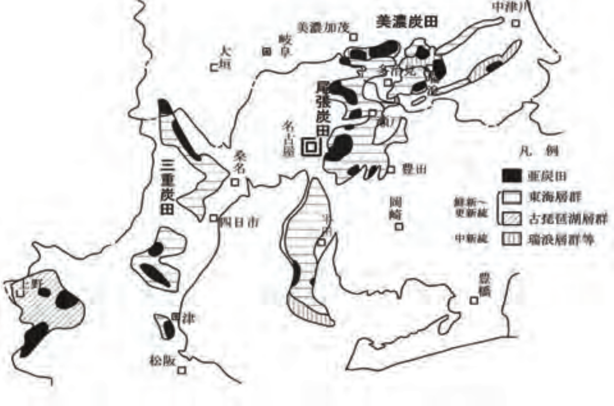


図 -4.7　東海地方亜炭田分布図[7]

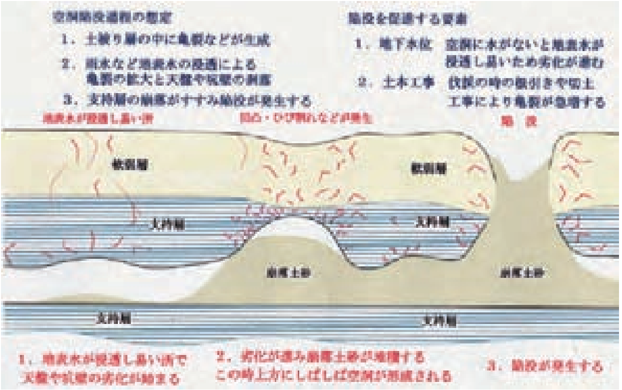


図 -4.8　空洞による陥没過程の模式図[8]

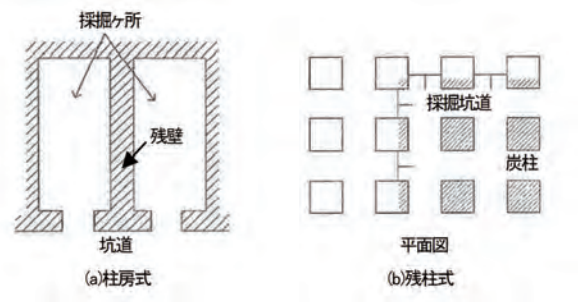


図 -4.9　亜炭の採掘方法[7]

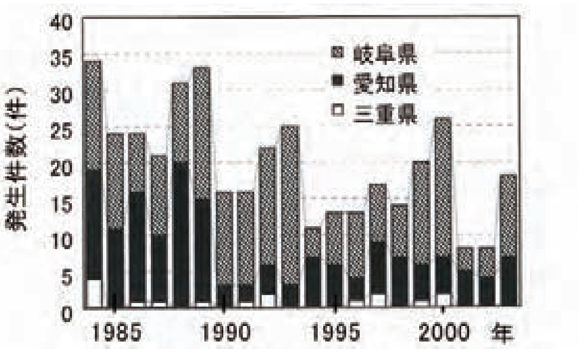


図 -4.10　陥没発生変遷図（1984 年〜 2003 年）[7]

参考文献

1）国土交通省中部地方整備局提供
2）東海三県地盤沈下調査会 HP:http://www.cbr.mlit.go.jp/kawatomizu/ground_sinkage/pdf/jibanchinka_hight.pdf
3）東海三県地盤沈下調査会：濃尾平野の地盤沈下と地下水，名古屋大学出版会，口絵写真 2,1985.
4）脇田浩二：谷汲地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所 ,40p.,1991.
5）地震調査研究推進本部地震調査委員会：「長周期地震動予測地図」（2009 年試作版）,17p.,2009.
6）読売新聞社提供
7）充填技術センター：新版 空洞充填調査施工マニュアル ,pp.3-8,2010.
8）一般（社）充填技術協会 HP:http://www.juten-tc.com/

5.　設計・施工のための地盤調査

5.1　土質地盤における施工時の問題点

地盤にはどのような土質であっても何らかのトラブルが発生する可能性が常につきまとうものである。

地盤に関するトラブルの種は工事中,竣工後においてもさまざまであるが,これらの大部分は土質と地下水に起因して発生するものである。したがって事前の地盤調査によって土質や地下水分布とその性状を正確に把握することが,リスクの確実な低減につながるといえる。建設工事によって主に発生する問題点と土質との関係を**図-5.1**に示す。本章では,東海三県に分布する第四紀の未固結地盤を対象として,施工時および施工後に問題となりそうな地盤や,実際に施工時に問題となった事項とその要因について記載する。

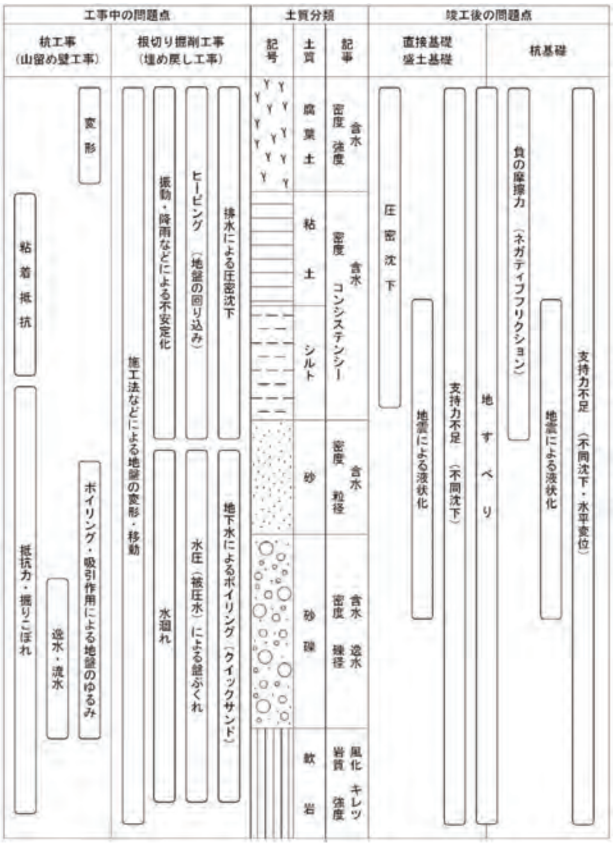


図-5.1　土質と施工における問題点との関係（文献 1）に加筆）

5.2　沖積層における地盤工学的問題点

(1)　地形・土質条件から判断できる問題点

事業計画箇所の地形区分が判れば,そこに分布する一般的な構成土質が推定でき,そこから施工時の問題点を予測することが可能である（**表-5.1** 参照）。

特に沖積低地を構成する沖積層は,堆積してからの経過時間が短く,かつ現在の土被り以上の荷重が載っていないため,緩いあるいは軟らかい状態であり,しばしば軟弱地盤を形成し,外力に応じた様々な問題点を抱えている。

表-5.1　沖積低地の地形条件と問題事項

地形区分		主な分布域	構成土質	問題事項
沖積低地	扇状地	江南市，養老町等	粗大な分級不良の厚い砂礫層	流路不安定，被圧地下水，洗掘
	自然堤防	稲沢市，一宮市	砂質土	地震時液状化の可能性
	後背湿地	大垣市など木曽三川中流域	軟弱な粘土，シルト，細砂，ピート	軟弱地盤，洪水滞水
	三角州	名古屋市南西部，津島市など木曽三川下流域	軟弱な細砂，粘土層の厚い堆積	深い軟弱地盤，表層砂質土の地震時液状化
	小おぼれ谷	-	極軟弱なピート，粘土，シルト	極軟弱地盤
	潟湖跡	（油ヶ淵）	軟弱なピート，シルト，粘土	極軟弱地盤
	海岸砂州	-	砂，砂礫	地下水位の高い箇所は地震時液状化
	海岸砂丘	-	均等粒径の砂	地形不安定

(2)　軟弱地盤上の盛土に関する問題点

1)　盛土と沈下

濃尾平野をはじめとして東海三県の沖積低地には多くの軟弱地盤が形成されている。こうした軟弱地盤上に盛土を施工した場合,長期間に及ぶ圧密沈下のほか,盛土のすべり破壊や周辺地盤の引込み沈下等が生じる可能性があり,その対策として現在では情報化施工が適用されている。

大垣地区では,木曽三川沿いの下流域に深さ30mに及ぶ広大な軟弱地盤が形成されている。この軟弱地盤上に高さ7.7mの盛土を施工した事例があり[2],この土質性状を**図-5.2**に,沈下測定結果を**図-5.3**に示す。

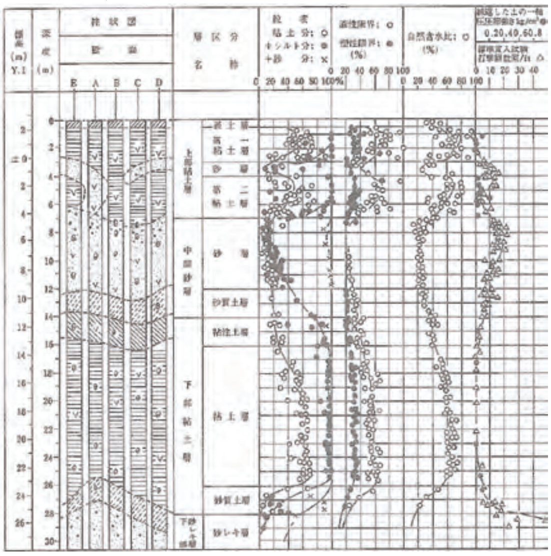
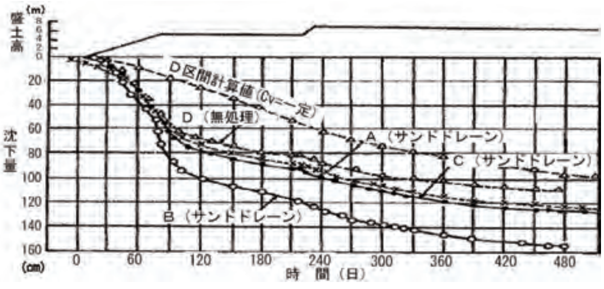


図-5.2　大垣地区試験盛土地点の土質性状[2]



区　間	A	B	C	D
処理工	サンドドレーン（SD）			無処理
打設ピッチ	2.4m	2.4m	1.6m	-
打 設 長	8m	20m	8m	-

図-5.3　大垣地区試験盛土の沈下測定例[2]

盛土開始から約500日後の実測沈下量は，無処理区間（D）で約1.1m，サンドドレーン（以下SDと表記）で上部粘性土層を改良した区間 AおよびCで約1.2m，下部粘土層までSDで改良した区間Bでは約1.5mであった。

2）　沈下解析における原地盤の評価

沖積層上部粘土層（後背湿地タイプの河成堆積物）には，きれいな粘土の中に直径2～3cmのきれいな砂柱が内在していることがある（**図-5.4**参照）。大垣地区においてもこの砂柱が確認されており，これは地震時の液状化に伴う噴砂跡（地震痕；**図-5.5**参照）と考えられ，同層中に縦横に挟在しているものと推察された。このことが，**図-5.3**において無処理区間（D）とSD（A），SD（C）の沈下傾向に差がなかった理由と考えられた[3]。つまり当該地区の沖積層上部粘土層にはSDの効果に匹敵する排水層が既に形成されており，新たにSDを打設する必要がなかったとされている。

沈下解析等を伴う地質調査では，現地盤の状態を正しく評価することが重要で，コア観察（特に乱さない試料）の重要性を示した事例といえる。

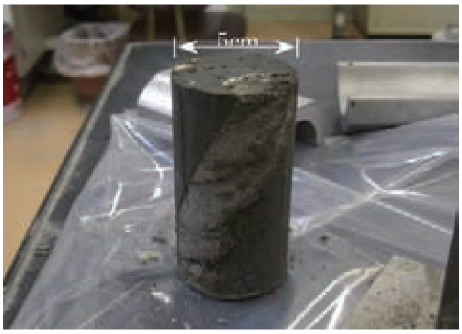


図-5.4　沖積層上部粘土層に見られる砂柱
（ジオ・ラボ中部 提供）

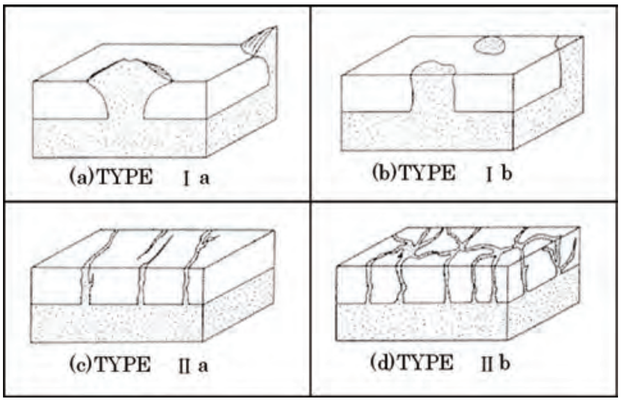


図-5.5　地震痕（噴砂）の形態分類[4]

（3）　地震時における液状化現象

液状化現象は，地震の大きな揺れにより飽和砂地盤が液体状に変化し，噴砂・噴水現象を伴ってライフラインなどの都市施設に被害を与えるものである。

山田[5]は，名古屋市における過去の地震から要因分析を行って液状化予測モデルを作成し，2001年に見直された東海地震の予測震源域に対する広域液状化危険度図を作成した（**図-5.6**参照）。液状化の危険性の高い地域（図中の赤および黄）は，河川周辺ならびに埋立地に集中している事がわかる。

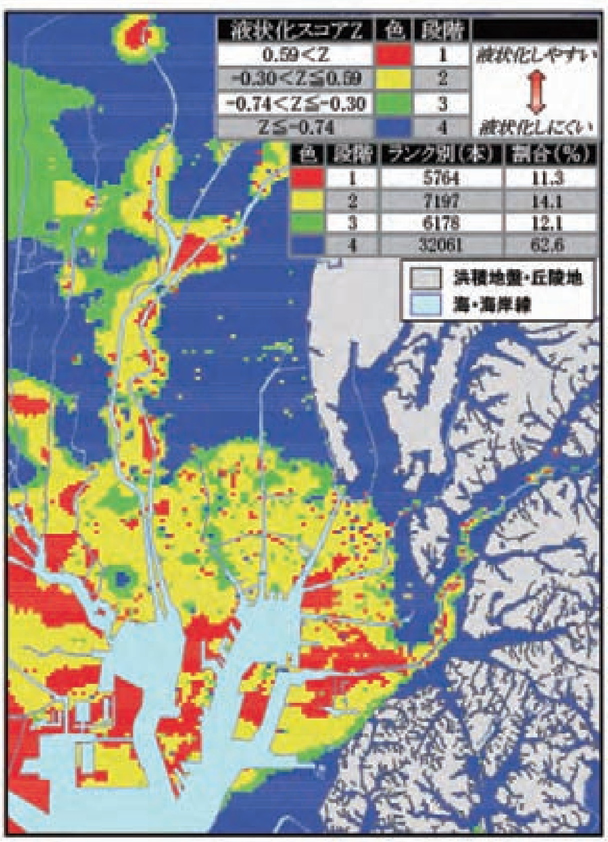


図-5.6　想定東海地震時の液状化危険度の分布図[5]

こうした液状化危険度の高い地域では，緊急輸送道路の橋梁や横断歩道，避難施設などに耐震性の確保が求められ，詳細な液状化調査が必要となる。

5.3　洪積層における地盤工学的問題点

（1）　熱田層における自然由来のヒ素

濃尾平野では，愛知県・岐阜県の連携した調査で地下水に環境基準を超えるヒ素汚染が報告されているが，これはヒ素が含まれる火山灰の地層（熱田層）由来と考えられている。未発表資料ではあるが，熱田層の詳細なヒ素の含有量調査によると，環境基準を上回る量は検出されていないが，ヒ素含有量は火山灰・軽石含有層よりも，その直下の腐植物を多く含む粘土・シルト層に多いことが判明している[6]。

熱田層は，濃尾平野を代表する地層で熱田台地を構成し良好な支持地盤とされていることから，建設工事に伴って，掘削・搬出されることが予想され，有害物質を移動させる可能性があるので注意が必要である。

（2）　熱田層上部砂層（浮石混じり層）での杭施工

プレボーリング根固め工法において杭を掘削孔に挿入することができなくなった事例がある[7]。

スパイラルオーガーにより掘削液を注入しながら，杭径より10cm大きい径で所定深度（GL-21m）まで削孔し，根固め液を注入後，スパイラルオーガーを引き上げ，掘削孔を掘削液で満たして掘削を完了した。その後，先端形状がペンシル型の杭をゆっくりと孔内に挿入したが，途中で杭の挿入が困難となった。

このトラブルの素因は，熱田層上部層に分布する浮石

混じりの緩い砂層にある。この層は振動攪拌を与えることで容易に液状化することが報告されている[7]。この振動攪拌に伴って液状化した浮石が掘削孔に流れこみ，浮石の比重が掘削液の比重に近いため浮上も沈降もせずに，掘削液中に浮遊し杭の挿入時に杭先端部に浮石が集まり杭の貫入が不能になったものと推定された。（図-5.7~5.8）

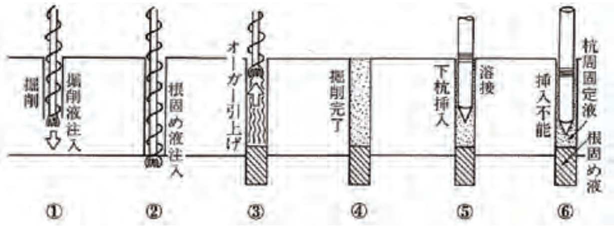


図 -5.7　杭の施工順序[7]

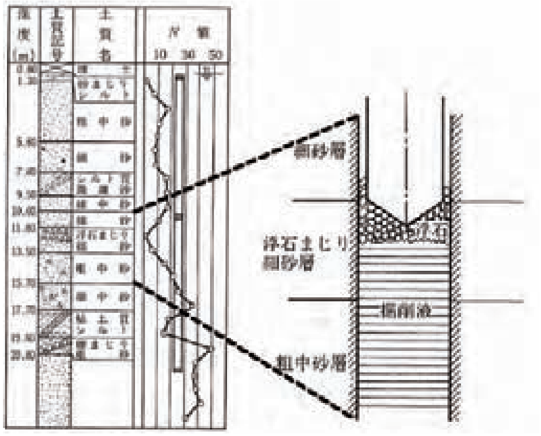


図 -5.8　土質柱状図と挿入不能の原因[7]

（3）　鳥居松礫層（玉石層）への対処

名古屋高速道路・萩野～黒川間の基礎工事は，事前の地質調査から問題点を抽出し，現地に合った工法を選定して未然にリスクを回避した事例である[8]。

施工箇所に出現する地質は，上位より氾濫原性の沖積層，鳥居松礫層，熱田層，海部弥富累層である。このうち鳥居松礫層（第一礫層と同時代の堆積物）はGL-8～12m付近に位置し，層厚約4m，礫径 ϕ 100～200mmを含む逸水や孔壁崩壊の甚だしい砂礫層である。

これに対処する方法として，口径2,000mmの大口径リバース工法を採用し，鳥居松礫層の掘削に際しては，大礫を孔外へ排出して円滑に施工することができた。また，崩壊性の高い砂礫層に対しても所定加圧水頭の保持，泥水比重の確保により孔壁崩壊を防いでいる。

5.4　地下水に関する地盤工学的問題点

（1）　地下水位の回復に伴う影響

各種の土工事，地下工事において地下水対策は常につきまとう問題である。特に地下水の揚水規制がされて以来市街地での地下水位の回復はめざましく，根切り工事においての最大の難問が地下水対策となることも多い。また地下水位が回復することで，地下空間への漏水被害や地下構造物の浮力の増大，あるいは液状化被害の可能性が大きくなることも予想される。

また，我が国の臨海地盤のように良好な帯水層が連続している地域で，近傍で大規模な地下水位低下工法を採用している場合には，常時の地下水位と異なることもあり，調査・設計・施工時に留意が必要である。

一般的に，渇水期と豊水期では自然地盤の地下水位が異なることが多いことから，調査段階で測定した地下水位について，その調査時期を明確にしておくことが必要であり，設計段階では，調査時と施工時の水位の差を考慮した設計水位とすることが必要である。

（2）　高い被圧地下水位を有する地盤での留意点

濃尾平野の北西部の大垣周辺は，木曽三川を構成する揖斐川によって形成された氾濫平野に位置している。この地域では，第一礫層が，深度35m程度（層厚10～20m）で分布し，有力な帯水層を形成しており，古くから掘抜井戸が自噴する地帯である。他の地域と同様に，大垣周辺でも，高度成長期の大量揚水で自噴帯が後退したとはいえ，依然として高い被圧帯水層が存在しており，いまだに「水都」と称されている。

このような高い被圧水位を有している地盤に，深い根切り工事や杭などを施工する際には，以下のような留意が必要である。

①被圧地下水の揚圧力による掘削底面の盤膨れや，被圧地下水位低下に伴う周辺地盤の沈下が発生する。
②地下水が豊富であるため，掘削時の湧水量が多く，排水工法の工費や，揚水した地下水を下水道に排水する場合の負担金が膨大となる。
③山留め用の鋼矢板施工時に，周辺に緩み領域が形成（**図-5.9**）されて，上位が不透水層にもかかわらず緩み領域を中心としてボイリングが発生したり，中間杭に沿うパイピングが発生（**図-5.10**）する。

大垣市の事例のように，透水性が良好な被圧帯水層を有する地盤での調査は，堆積環境を考慮した地盤モデルを作成し，被圧水頭や被圧帯水層の水理定数を的確に把握する必要がある。さらにその結果を用いて，周辺に対する影響などの地盤解析を行うことが設計・施工を経済的に進める上で重要なポイントといえる。

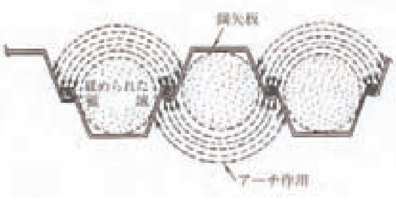


図 -5.9　矢板周辺の緩み領域[9]

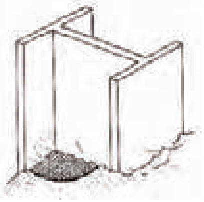


図 -5.10　中間杭に沿って発生したパイピング[9]

5.5　活断層と交差する線形構造物

（1）　平野部における活断層の位置の特定

我が国には，陸域だけでも2,000本以上の活断層が把握されており，地震活動によって地表にまで断層変位が達した場合，大規模な地盤破壊が広域的に発生することが懸念される。しかし断層変位の全てが地表に明瞭に現れるわけではなく，特に沖積低地や人工改変が進んだ市

街地などでは変位地形を識別できないことが指摘されている。これに対し稲崎[10]は，高分解能反射法探査（ランドストリーマー）を用いて表層部100m程度までの浅部地盤の詳細な変形構造をイメージングした。桑名断層にこの探査手法を適用した事例を**図-5.11～5.12**に示す。

これらを基に，稲崎は次のように指摘している[10]。

特徴的であるのは，下位の反射面ほど変形の度合いが大きく，傾斜も大きくなる傾向が明瞭に認められることである。この解析結果は，東側断面に認められる傾斜構造が基本的には断層運動による撓曲によって形成されたものであること，累積性を示す反射面の変位から断層活動の個々のイベントを抽出できる可能性があることを示しているとしている。

逆断層が地震によって活動する場合，主断層だけでなく，前縁の副断層が変位を発生させる場合があること，地震時の断層変位の影響は，主断層の前縁部にも及びうることを意味している。

活断層の影響が想定される地域で，線形構造物を計画する場合，主断層だけでなく，前縁部を含む一定幅のゾーンに対して，断層変位による地盤破壊を想定した対策を講ずべきとしていることから，これらを考慮した調査計画を提案することが必要と考える。

(2)　活断層と交差する線形構造物の対策

文部科学省地震調査推進本部による活断層調査の結果が公表されつつある現在，橋梁等において地表地震断層の影響を考慮する事例が増えている。

常田[11]は道路橋が活断層と交差する箇所における活断層変位対策について，対象となる道路橋の直接的な被害や間接的な影響をどの程度まで許容できるかといった性能水準を定めた上で，事業段階ごとの対策を提案している。このうち事業の計画段階，設計段階における対策の例は**表-5.2**のように示されている。

表-5.2　道路橋の活断層対策メニュー例（一部）（文献11）に加筆）

段階	対策	解説
計画	ルート選定	断層回避
	断層線との交差角度の低減	交差角度を低減することで，橋梁に影響する変位を低減
	縦断線形調整代の設定	断層変位により道路縦断線形が急勾配化するのを回避
	構造変更	盛土化
設計	単純桁化	地震断層の影響を限定化
	径間長の長大化	断層変位を長い距離で吸収
	桁かかり長の拡大	橋桁の落下防止

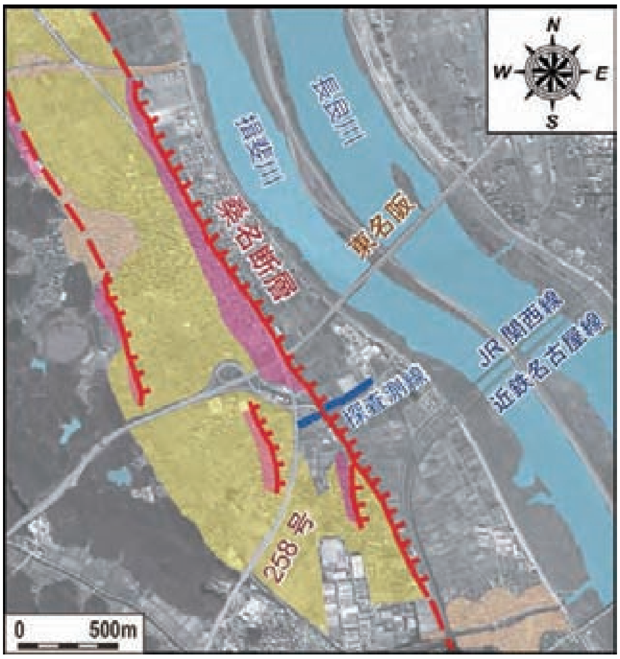


図-5.11　桑名断層と探査測線位置（文献10）より転載）

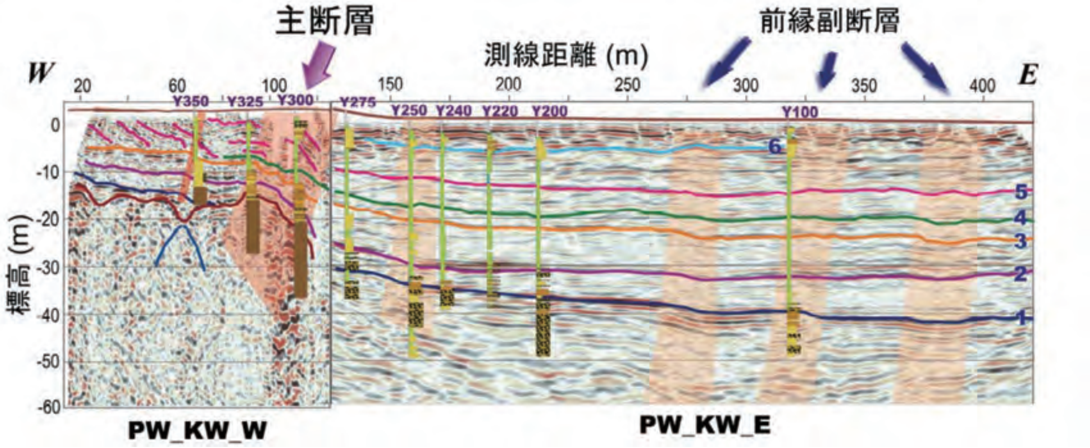


図-5.12　桑名断層の浅部変形構造解析結果（文献10）より転載）

5.6　調査・設計・施工時に関わるその他留意点

(1)　不発弾に対する留意

名古屋高速道路都心環状線（西柳町～明道町間）の建設工事に先立ち，下水，電気，ガス等の支障物件の移設工事施工中に不発弾が見つかり，不発弾探査（ウォータージェットボーリング機による鉛直磁気探査）を実施した事例がある[12]。

高速道路のみならず基礎杭施工や掘削にあたっては，不発弾への留意が必要な地域がある。名古屋市をはじめとして愛知から三重県の特に沿岸部（津，桑名，四日市，名古屋，半田，豊川，豊橋など）においては，戦前からの工場が集中しており，その多くは戦時中，軍需工場として稼働しており，空襲により，大量の爆弾が投下された。また，同時に道路，鉄道などの橋梁箇所への投下もなされた。こうした地域で，不発弾が発生する割合は，平野部の軟弱地盤が分布するところでは，投下量の5%と推定され，今日でも施工時に不発弾が発見・処理されている（**図-5.13**参照）。1999年2月には三重県桑名郡木曽

岬町内の国道23号線鍋田川橋付近での交差点改良工事の際に不発弾（1トン爆弾相当と推定）の爆発事故が発生し周辺に大きな影響を与えた。

このように，不発弾残存の恐れがある地域で，掘削や杭および鋼矢板打設等を伴う施工の際には，不発弾による爆発事故を防ぐための調査（磁気探査，ボーリング孔を利用した鉛直磁気探査法等）を計画することが必要である。

（2） 地中溶存ガスに対する留意

関東地区における有機質土が堆積している沖積低地や生活廃棄物の埋立地等では，有機物が分解されやすく，地中溶存ガス（メタン，エタン，ブタン等）が存在する。こうした地盤で，掘削や杭基礎等の施工時に，燃焼・爆発事故・酸欠事故等に繋がる可能性があるため，地中溶存ガスの事前調査が実施される[13)]。

濃尾平野でも，大垣や四日市周辺の帯水層や地下水中にメタンガス等の存在が調査時に認められる例もあり，シールド工事や根切り山留め等の掘削工事を実施する際には留意しておく課題といえる。

1） 発生メカニズムと調査法

メタンガスは，湾奥部や湖等の停水域に堆積した地層中の有機物から生成されることが多い。有機物は土壌中の微生物により分解されるが，この分解過程では，好気性バクテリアと嫌気性バクテリアが関与する。前者ではアンモニアが生成され，後者ではメタンガスが生成される[14)]。

地中のメタンガスは，**図-5.14**に示すように賦存しているとされている[15)]。図中の ①の遊離ガスは坑内に噴出しやすく火災や爆発事故の危険性が最も高い。また，メタンガスの溶解度は水圧に比例して増加することから，被圧状態下では，②の地下水中に溶存するガスが，掘削土砂などを介して坑内に入り，大気圧下で遊離して噴出する可能性がある。 ③のメタンガスも ②と同様な状態で噴出するとされる。

これらを調査するために，事前調査段階では，既存の地盤調査，周辺の工事実績，関係する資料収集等でメタンガスが賦存しやすい地層の分布を把握しておくことが重要となる。また，現地調査では，ボーリング孔内における原位置地下水の採水（BATシステム等），ボーリング孔内から噴出するガスを採取する等により，室内ガス分析等が実施されている。

2） 酸欠事故に対する留意

我が国の多くの臨海平野では，大量の地下水揚水が実施され，被圧地下水の低下が著しかった（地盤編 **図-4.3**）。このように地下水位低下時に帯水層が不飽和となり還元状態にあるときに，空気がこの空隙中を通過する際，酸素が消費されて酸欠空気に代わり，掘削地下空間に噴出する際に酸欠状態となる。

現在では，地下水位が回復し，労働安全法も遵守されていることから酸欠事故は減少しているが，調査・設計・施工時に留意しておく必要があるといえる。

図-5.13 不発弾処理の状況（1トン爆弾）（日本物理探鑛（株） 提供）

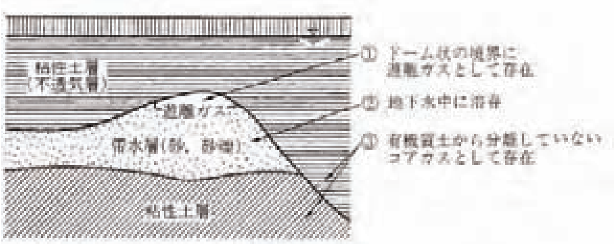


図-5.14 地中におけるメタンガスの賦存状態[15)]

参考文献

1） 平井利一：全訂新版ボーリング図を読む，理工図書（株），pp.19 ～ 32,1989.
2） 軟弱地盤ハンドブック編集委員会：土木・建築技術者のための最新軟弱地盤ハンドブック，（株）建設産業調査会，pp.539 ～ 611，1989.
3） 世良 至：私の技術伝承 V―技術者からのメッセージ―,pp.65 ～ 77,2008.
4） 服部俊之：清洲城下町遺跡の地震痕「清洲城下町遺跡（IV）」，（財）愛知県埋蔵文化財センター ,pp.18 ～ 28,1994.
5） 山田公夫・杉井俊夫・川井 望：想定地震による名古屋の液状化予測とその利用，総合工学研究所紀要，第 22 巻 ,91p.,2010.
6） 野澤竜二郎：ジオテクノート ⑮濃尾平野の地盤–沖積層を中心に–,（社）地盤工学会 ,51p.,2006.
7） （社）土質工学会：杭基礎のトラブルとその対策 ,pp.90 ～ 91,1992.
8） 名古屋高速道路公社工事誌編集委員会：名古屋高速道路工事誌（II）,pp.206 ～ 214,1998.
9） （社）地盤工学会：根切り・山留めのトラブルと対策 ,pp.158 ～ 160,2004.
10） 稲崎富士：活断層周辺の地下構造調査手法および地盤モデル作成手法に関する調査（2），平成 20 年度土木研究所成果報告書 №1， 2008
11） 常田賢一・渡邉 武・平石浩光：道路橋における活断層変位対策の検討，土木学会地震工学論文集 Vol.28,98 号 ,3p.,2005.
12） 名古屋高速道路公社工事誌編集委員会：名古屋高速道路工事誌（II）,pp.157 ～ 158,1998.
13） 近藤 勉：地質調査技術マニュアル，関東地質調査業協会 ,pp.170 ～ 175.2005.
14） 中山俊雄：地盤環境工学ハンドブック ,7.6 酸欠空気と地中ガス（可燃性ガス），（株）朝倉書店 ,p.323,2007.
15） （社）地盤工学会：地盤工学・実務シリーズ 3, シールド工法の調査・設計から施工まで ,334p.2005.

用語集

【地質編】

1. オフィオライト

海洋プレートが沈み込む過程で大陸プレートに削り取られ,海洋地殻から上部マントルにかけて連続した地質が見られる岩体のこと。チャート・玄武岩・斑レイ岩・かんらん岩などからなる。しばしば蛇紋岩を伴う場合があり,土木地質上問題となる。

2. オリストスロトーム，オリストリス

泥質物に富んだ地層が海底で大規模な地すべりを起こし，再堆積してできた地層。オリストストローム中に取り込まれた巨大な岩塊はオリストリスと呼ばれる。

3. 火砕サージ堆積物

気体と火砕物の混合物（噴煙）が,火口から地表に沿って砂嵐状に急速に広がることによって形成された堆積物。ガス成分が多く,火砕流とは異なり低密度な流れによって形成される。

4. 今後 30 年以内の地震発生確率

20歳の人と50歳の人の30年後の生存率は,50歳の人の方が圧倒的に分が悪いことは明白である。地震の今後30年以内の発生確率も同様な考え方で,今後30年以内に地震発生する可能性を残り全期間の発生可能性で割った率として推定される。

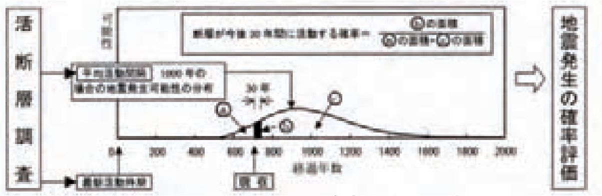


図 -1　長期的な地震発生確率を求める考え方
（地震調査研究推進本部地震調査委員会 HP による）

5. スレーキング

塊状の物質（土塊，軟岩，泥岩）が乾燥と吸水を繰り返すことにより，膨潤性粘土鉱物が吸水膨張し，細かくばらばらに崩壊する現象。

6. 整然層

メランジュは層理の破壊現象を伴っているが,その形成過程において，一般には，層理の連続性が認められるものを整然層と呼ぶ。

7. 第一瀬戸内区

新第三紀中新世中期に，長野県南部〜東海〜近畿中部〜九州中部地方にかけて広範な沈降域が生じ,海水が入り込み,形成された「第一瀬戸内湖(古瀬戸内海)」の堆積物分布域。中新世後期に陸化。

8. 第二瀬戸内区

新第三紀鮮新世に局地的沈降と湖盆の形成，部分的な海水の浸入で形成された「第二瀬戸内湖」の堆積物分布域。

9. 東海湖

第二瀬戸内区の東海地方にあった湖水。

10. 低角度断層

断層面が45°以下の緩い角度の断層のこと。多くは上位の地層が下位の地層に対して低角度でせり上がる衝上断層である。分離面となりやすく,基礎地盤や斜面・のり面に出現する場合には安定性の検討が必要となる。

11. 膨張性地山

山岳トンネルの掘削にあたってトンネル内空を縮小するようにはらみだしてくる地山。膨潤性粘土鉱物の吸水および，掘削による応力解放によって発生する。膨潤性鉱物の判定方法としてＸ線分析等がある。

12. 撓曲 (とうきょく)

地中のある断層が活動したことで，上にある固結度の低い地層が撓（たわ）む現象。東海層群以降の新しい地層中にしばしば見受けられる。

13. 付加 (体) コンプレックス

海洋底の堆積物が海洋プレートの沈み込み過程で大陸のプレートに剥ぎ取られ,大陸側につぎつぎに付加された地質体のこと。多様な地質の複合体（コンプレックス）よりなり,多くは低角度の断層により接する。

14. へき開

岩石の剥がれ易い構造の一種。変形作用で生じた二次的な面構造で、層理面や褶曲軸面に平行するものがある。前者は「層面劈開」,後者は「軸面劈開」と呼称し,いずれも岩盤(岩石)の分離面となり易い。

15. 片理（へんり）構造

結晶片岩において鉱物が一定方向に配列して形成され、剥がれ易くなった面（片理面）構造のこと。片理面が流れ盤となる場所では岩盤崩壊や地すべりの発生原因となる。

16. メランジュ

主として泥質な基質の中に異地性・原位置性起源の岩塊（砕屑性堆積岩類）を大量に含んでいる地質体。取り込んでいる岩塊は，砕屑性堆積岩類の他にチャート・石灰岩・緑色岩・変成岩などもある。

17. 溶結凝灰岩

火山の大噴火によって噴出した軽石や火山灰物質が地上に堆積した後，噴出物の熱と重量により圧縮・溶解された岩石で，柱状節理がよく発達し，景観的に観光地となっていることが多い。

18. 隆起準平原

浸食基準面（一般的には海面レベル）まで浸食が進みほぼ平坦な準平原がつくられたのち,土地が隆起すると,この準平原は削られ,Ｖ字谷と定高性のある小起伏面が残る。このような地形輪廻の初期の地形のことをいう。

19. 中部傾動運動（中部傾動地塊運動）

糸魚川ー静岡構造線と敦賀ー伊勢湾断層で挟まれた中部地塊は,東側が隆起するのに対し西側が沈降し，全体として西に傾動する地殻変動のことを指す。この傾動運動は,500万年前から数十万年前まで続いたとされる。

【地 盤 編】

1. 海面変動（海水準変動），縄文海進・熱田海進 （文献1）に加筆）

地球規模で寒冷化が起こると，高緯度で氷床や氷河が増大し，海水の一部が陸上に固定されるために海の水が少なくなり海面が下降する。また，温暖化が始まると氷床・氷河が融け出して海の水が多くなり海面が上昇する。このように，氷床や氷河の消長に連動して海面が上昇・下降する変動が氷河性海面変動である。

最近の研究では，過去90万年の間に10回もの寒冷期，温暖期が繰り返しあったことが分かってきた。現在より一つ前の温暖な時期（最終間氷期）が熱田海進（一般的には下末吉海進とよばれている），現在に続く温暖な時期（氷期の後の時期であることから後氷期とよばれる）が縄文海進（約6,000年前）とされている。

2. 最終氷期海面低下期，LGM（文献 2）に加筆）

およそ7～8万年前に始まり，ほぼ1万年前に終了した一番新しい氷期の時代の海面が低下した時期のことを示す。一般的にはヴュルム氷期，ウィスコンシン氷期とも呼ばれている。

最終氷期の時に最も氷床が拡大したおよそ2万年前を最終氷期の最寒冷期（最終氷期最盛期，Last Glacial Maximum：LGM ）と呼ぶ。この時期は氷期の中でも地質学的，地理学的，気候学的にも最も詳しく研究されており，気温，大気・海洋の状態，海水準低下により変化した海岸線など緻密な復元が進んでいる。

3. 濃尾傾動地塊運動（文献 1）に加筆）

濃尾傾動地塊運動は，西を養老断層，南を天白河口断層により限られた濃尾平野の地殻ブロックが，西に傾きながら沈降している地殻変動のことである（桑原（1968）により提唱された）。この地殻変動により，濃尾平野の地層は，古い地層ほど西へ大きく傾くとともに，西になるほど深く，厚くなっている。木曽三川が西側へ収斂していることもこの地塊運動の影響によるとされている。

4. 広域テフラ（文献 1）に加筆）

火山灰は，火山が噴火したときマグマから出た火山ガスにより細かく破砕されながら噴出した火砕物（マグマの破片）で，構成する粒子の大きさが2mm以下のもの。噴出した火山灰は，偏西風によって東に流され広い範囲に降下することが多く，降下した火山灰は，地層の中に火山灰層・火山ガラス集積層として保存される。広い範囲に分布する火山灰を含む火山砕屑物を「広域テフラ」と呼称され，離れた地層を対比する場合の鍵層となる。濃尾平野に降下した代表的な広域テフラは，新しいものから天城カワゴ平テフラ（Kg：3,000年前），喜界アカホヤテフラ（K-Ah：7,300年前），姶良Tnテフラ（AT：2.6～2.9万年前）等がある。

5. 珪藻化石（文献 3）に加筆）

珪藻は種ごとに淡水域から海水域の中の様々な水域に適応して生息しているため，環境を指標する藻類である（小杉，1988；安藤1990）。微小（0.01～0.5mm程度）ながら珪酸体からなる殻を形成するため，珪藻化石として地層中によく保存されており，その特性を利用して，古環境の推定によく利用されている。

6. OCR（過圧密比）（文献 4）に加筆）

過圧密の度合いを定量的に表す用語で，地盤内で現在受けている有効土被り圧p_oに対する圧密試験で求まる圧密降伏応力p_cの比であるp_c/ p_oをOCRと表す。過圧密比OCR=1の土を正規圧密，OCR>1の土は過圧密の状態にある。粘性土において，その圧縮性は，正規圧密粘土と過圧密粘土とでは極端に違うとされており，OCRは過圧密粘土の種々の地盤特性を整理するのに有効に使われている。

7. K_o 圧密三軸クリープ試験（文献 4）に加筆）

鉛直方向にのみ変形と間隙水の移動が起こる一次元圧密における水平有効応力と鉛直有効応力との比を静止土圧係数K_oとよんでいる。三軸圧密試験において円柱供試体の外周面の側方向変位が生じない状態で行う圧密のことを，一般的にK_o圧密三軸とよんでいるが，この状態で長期間の載荷を行い，クリープ量を求める試験である。名港トリトンが重量構造物であることから，これを支持する地盤がクリープ変形の可能性があり，東海層群の固結シルトや砂質土を対象に適用された。

8. N 値[5)]

ボーリング孔を利用し，ロッドの先端に直径5.1±0.1cm，長さ81.0±0.1cmの標準貫入試験用サンプラー（スプリットサンプラー，レイモンドサンプラー，スプリットバレル）を付けたものを，質量63.5±0.5kgのドライブハンマーを76±1cmの高さから自由落下させて，ボーリングロッド頭部に取り付けたノッキングブロックを打撃し，ボーリングロッド先端に取り付けた標準貫入試験用サンプラーを地盤に原則15cmの予備打ち後，本打ちとして30cm打ち込むのに要する打撃回数。

9. 液状化（文献 1）に加筆）

地下水位下にある地盤が，地震動によって，短時間にほぼ非排水状態で繰返しせん断を受けて，間隙水圧が発生することにより，地盤のせん断抵抗力が失われて液状（液体）になる現象である。濃尾地盤では，沖積層の南陽層上部砂層が地震時に液状化しやすい地層である。1944年12月7日の東南海地震では，濃尾平野のいたる所で噴砂・噴泥（液状化した砂が地表に噴出したもの）がみられた。

参考文献

1) 内園立男：ジオテクノート ⑮，濃尾平野の地盤–沖積層を中心に–，（社）地盤工学会，pp.123～125，2006.
2) ウィキペディアフリー百科事典：http://ja.wikipedia.org/
3) パレオ・ラボ HP：http://www.paleolabo.jp/keisou.html
4) （社）地盤工学会：地盤工学用語辞典，pp.150～152，2006.
5) （社）地盤工学会：地盤工学用語辞典，281p.，2006.