

神奈川の活断層

執筆担当 長瀬和雄¹、小沢 清¹、平田由紀子¹

神奈川県内にある主な活断層について、既存の資料や調査結果等をもとに、概括した。これらの記載にあたり、松島義章さん、今永 勇さん、伊藤谷生さん、上杉 陽さん、荒井良佑さん、その他多くの方々にお世話いただいた。ここに記して感謝いたします。また、記載にあたり、執筆担当者が、場合によっては、既存の資料を一部変更する等を行っていますので、不明の点は、執筆担当者にありますことを、お断りいたします。

国府津・松田（こうづ・まつだ）断層帯

- (1) 確実度：I
- (2) 活動度：A
- (3) 長さ 11km以上（松田北断層を含む）
- (4) 変位量 垂直変位：600m以上（基盤の高度差）
水平変位：不明（右横ずれセンス）

本断層帯は大磯丘陵と足柄平野を境する複数の断層からなる断層群である（山崎直方1925、大塚1929、1930以来多くの研究がある。）。主断層は小田原市国府津から大磯丘陵西麓に沿って北西方向に伸びる東傾斜の逆断層であるが、小田原市曾我谷津地区で北部と南部に分かれ、その間を東西方向の断層でつなぎ、全体として逆くの字型に屈曲している。そして、松田町惣領で松田山南麓を東名高速道に沿って走る、走向が西北西の松田北断層につながる。大井町山田地区では主断層は第一生命ビルのある金子台の西側を走るが、東側には地溝状地形を形成している副断層が平行してある。小田原市千代には台地をつくる北西方向の断層が台地西縁に、また台地を南北に分断する断層がある。しかし、いずれも断層面は確認されていない。大磯丘陵は本断層沿いの西側が高く、東側に向かって低くなる傾動地塊であり、千代の台地も同様に東傾斜である（太田ほか1982）。

本断層は、約30万年前に活動を開始したが、大磯丘陵も足柄平野と同様にまだ沈降域で（両地域は差別的な沈降をしていた。）、古酒匂川は大磯丘陵内に流れていた。大磯丘陵が隆起に転じ、断層崖が出現し、酒匂川が現在

のように南に流れるようになったのは、約10万年前である（関東第四紀研究会1987、ITO et al.1989、山崎1993、1995）。このころ、ほぼ同時に、足柄平野の沈降速度が低下してきている。

約5万年前に噴出した箱根新期軽石流の堆積面高度が大磯丘陵と足柄平野では、200m以上違うことから、軽石流がどの程度の起伏を乗り越えられるか不明の点があるが、本断層の平均変位速度は4mm/年となる（太田ほか、1982）。大磯丘陵南縁の海岸沿いに発達している完新世の海成段丘の高度分布、足柄平野及び大磯丘陵の地層中の鍵火山灰層の高度差、足柄平野下の堆積物の研究等から、完新世の大磯丘陵の隆起速度は、およそ2.9mm/年、足柄平野の沈降速度は、0.6mm/年と見積もられている（松島1982、1984、山崎1985、1993、1995。完新世には、足柄平野も隆起に転じたという考えもある、関東第四紀研究会1987。）。このことから、後期更新世以降、断層の平均変位速度は大きくは変化していないともいえる。

県西部の小田原地方は、江戸時代以降、1633、1703、1782、1853、1923年の5回、約70年おきに大きな地震被害を被っている。この内、1703、1923年の地震は、フィリピン海プレートの沈み込みにもなうM8級相模トラフ巨大地震であり、他の3回の地震は小田原直下付近に震源域を有するM7級の大地震であるが、本断層の活動によるものとは考えられていない（石橋1988、1993、1995等）。

¹ 神奈川県温泉地学研究所 小田原市入生田586 〒250

神奈川県温泉地学研究所報告 第27巻、第1・2号、23-63、1996

1703年の元禄地震では、房総半島南端の外房側は大きく隆起したが、大磯丘陵と足柄平野はほとんど隆起せず、1923年の大正地震では、房総半島南端と共に相模湾沿岸が同じように隆起し、大磯丘陵と足柄平野間に差別的な動きはみられなかった。この2つの巨大地震による隆起量の合計を大磯丘陵と房総半島とで比較すると、後者の方が大きい。しかし、完新世の海成段丘の高度分布に示される累積隆起量は、ほぼ同じである。したがって、大磯丘陵だけを隆起させる大磯型地震が考えられている（松田ほか1974、太田ほか1982、松田1985、1993。否定する説もある、石橋1992、1993。）が、歴史上の地震は知られていない。松田（1974等）は大磯型地震の震源断層として国府津・松田（・神縄）断層を考えているが、山崎（1985、1993等）は国府津・松田断層は付加体中の覆瓦スラストであり、地震を起こす能力はなく（石橋1993も同様）、大磯型地震はそれより下のプレートの沈み込み境界から発生し、それによって国府津・松田断層が動くとし、その最近の活動時期は弥生時代で（2300年以前）、活動間隔は、2000～3000年と推定している。

最近、大磯型地震の震源断層として、相模トラフ北縁部、国府津・松田断層、松田北断層、日向断層（山北町の浅間山南麓の酒匂川沿い）、平山断層（山北町平山から南南西走向）をつないだ釣り針形の一連の断層をあてる説もだされた（徐1995）。

平成7年度に、国の地質調査所がトレンチ調査を含む綿密な調査を実施しているの、更に詳細なことが明らかになるだろう。

文献

石橋克彦（1988）：“神奈川県西部地震”と地震予知Ⅰ、Ⅱ、科学、Vol.58、No.9、537-547、No.12、771-780
 石橋克彦（1992）：“大磯型地震”と相模トラフ巨大地震（試論）、月刊地球／号外、No.5、73-77
 石橋克彦（1993）：小田原付近に発生した歴史地震とその地学的意義、地学雑誌、Vol.102、No.4、341-353
 石橋克彦（1994）：大地動乱の時代、岩波新書
 石橋克彦（1995）：神奈川県西部地震（小田原地震）の震源断層、日本地質学会関東支部主催「地震と活断層」普及講演会資料、10-11
 ITO, T., KANO, K., UESUGI, Y., KOSAKA, K. and CHI-

BA, T. (1989) : Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma, Tectonophysics, No.160, 305-326

地震予知総合研究振興会（1992）：地震テクトニクスモデル化及びM7級内陸地震の予知手法に関する研究成果報告書、科学技術庁

狩野健一、上杉陽、伊藤谷生、千葉達朗、米澤宏、染野誠（1984）：丹沢南部・大磯丘陵周辺における中期更新世以降の断層活動、第四紀研究、Vol.23、No.2、137-143

関東第四紀研究会（1987）：大磯丘陵の層序と構造、関東の四紀、No.13、3-45

活断層研究会（1991）：新編日本の活断層、東京大学出版会

松田時彦、太田洋子、安藤雅孝、米倉伸之（1974）：元禄関東地震（1703）の地学的研究、関東地方の地震と地殻変動、175-192、ラテイス

松田時彦（1985）：大磯型地震について、月刊地球、Vol.7、No.8、472-474

松田時彦（1993）：相模湾北西部地域の地震テクトニクス、地学雑誌、Vol.102、No.4、354-364

松田時彦（1995）：活断層、岩波新書

松島義章（1982）：相模湾北岸、足柄平野における沖積層の¹⁴C年代とそれに関連する問題、第四紀研究、Vol.20、No.4、319-323

松島義章（1984）：完新世段丘からみた相模湾・駿河湾沿岸地域のネオテクトニス、第四紀研究、Vol.23、No.2、165-174

太田陽子、松田時彦、小池敏夫、池田安隆、今泉俊文、奥村清（1982）：国府津・松田断層に関する調査報告、三浦半島及び国府津・松田地域の活断層に関する調査報告書、神奈川県

大塚弥之助（1929）：大磯地塊を中心とする地域の層序について（その1、その2）、地質学雑誌、Vol.36、No.433、435-456、No.434、479-497

大塚弥之助（1930）：大磯地塊を中心とした地域の最新地質時代の地史（上、下）、地理学評論、Vol.6、1-20、113-143

徐 垣（1995）：足柄層群南縁の衝上断層（日向断層）とその地震テクトニクス上の意義、地質学雑誌、

Vol.101、No. 4、295-303
 山崎直方 (1925)：関東地震ノ地形学的考察、震災予防調査会報告、100乙、11-54
 山崎晴雄 (1984)：活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス、第四紀研究、Vol.23、No. 2、129-136
 山崎晴雄 (1985)：足柄平野の地質と地殻変動、月刊地

球、Vol. 7、No. 8、466-472
 山崎晴雄 (1993)：南関東の地震テクトニクスと国府津・松田断層の活動、地学雑誌、Vol.102、No. 4、365-373
 山崎晴雄 (1995)：国府津・松田断層とその活動様式、日本地質学会関東支部主催「地震と活断層」普及講演会資料、16-20

(小沢 清)

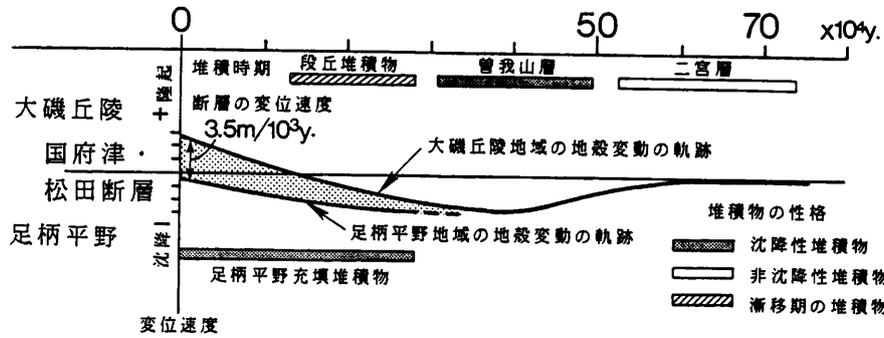


図1 大磯丘陵および足柄平野の地殻変動から推定した国府津・松田断層の活動史

2本の実線は大磯丘陵および足柄平野の地殻変動の速度変化の軌跡を示し、両者の差(アミ点の部分)が断層の変位速度を示す。(山崎1993)

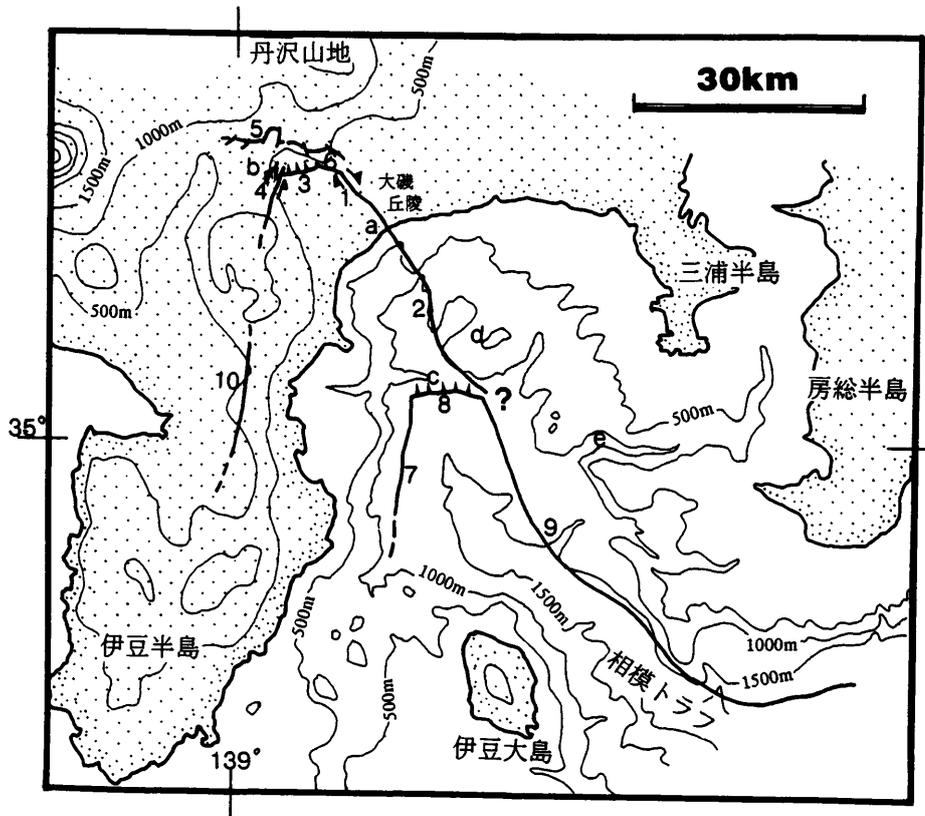


図2 相模トラフ北縁部の活断層分布図。数字は各断層名、アルファベットは地名をそれぞれ表す。等高(深)線は500m間隔。(徐1995)

1：国府津-松田断層(陸域)、2：国府津-松田断層の海底への延長部、3：日向断層、4：平山断層、5：神縄断層、6：松田北断層、7：西相模湾スラスト(南部)、8：真鶴海丘南縁スラスト、9：相模湾断層、10：丹沢断層；a：足柄平野、b：足柄山地、c：真鶴海丘、d：大磯海丘、e：東京海底谷。

神縄衝上（かなわしょうじょう）断層

- (1) 確実度：I
- (2) 活動度：A
(総変位量および活動開始～現在から算出。但し、現在は活動していない可能性が高い。本文参照。)
- (3) 長さ：16km以上
- (4) 走向／傾斜：EW／概ねN45°以下
- (5) 断層の変位：縦ずれ（北側隆起）300m（高松、大野山）、総変位量 数km

神縄衝上断層は、足柄上郡山北町神縄から約1km南方の山市場を中心とし、ほぼ東西に延びる断層で、加藤（1910）により命名された。その後、津屋（1942b）、Kuno（1950,1951）、松島・今永（1968）などにより詳細な調査が行われたが（図1）、杉村（1972）により初めてプレートテクトニクスの観点から、神縄断層の意義が論じられた。杉村（1972）は、神縄断層を含む田子の浦・酒匂川線をプレート境界とし、神縄断層がフィリピン海プレートの北西進を解消させるスラスト（衝上断層；傾斜が45°以下の逆断層）であると考えた（図2）。この後、フィリピン海プレート北端部にある伊豆半島と、北米プレートないしユーラシアプレートとの関係について、多くの議論が成された（Matsuda、1978；中村・島

崎、1981；土ほか編、1984など、ほか多数）。プレート境界についてはその後、物質境界と力学境界とが区別されるようになり（図3；Nakamura et al.、1984）、物質境界は箱根火山北縁部、力学境界が神縄断層付近一帯であることが示された（図4）。

神縄断層の分布および種類については、西部では、西方に延長した断層（Kn断層）と南西に延長した断層（Ks断層）との2つに枝分かれする以外は、東部では丹沢層群と足柄層群との境にある単一の逆断層として考えられていた（図1：津屋、1942b；Kuno、1950、1951；松島・今永、1968；町田ほか、1975）。しかしその後、神縄断層は、東西方向の逆断層（神縄衝上断層）と、それを切る横すべり断層との複合断層系であることが指摘された（図5：佐藤、1976；星野・長谷、1977；狩野ほか、1979、1984、1988；Husion & Kitazato、1984；天野ほか、1986；今永、1986）。さらに断層の変位以外に、これらの逆断層と横すべり断層とは活動年代にも差がみられることが明らかになった（図6：伊藤ほか、1986；狩野ほか、1988；Ito et al.、1989）。そこで本報告では、東西走向の逆断層を神縄衝上断層とし、横すべり断層は他の項目で説明する（神縄右横ずれ断層、塩沢断層系、中津川断層系を参照）。

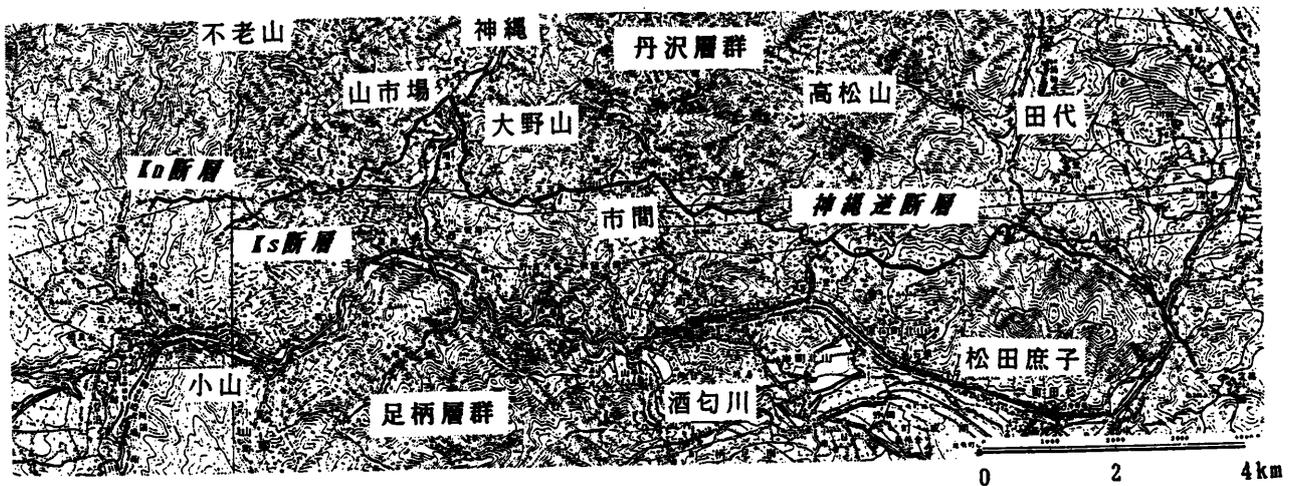


図1 神縄逆断層の位置（松島・今永、1968に加筆）

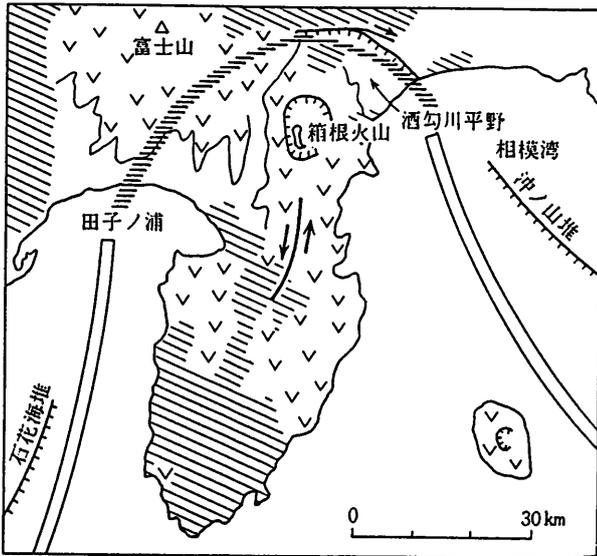


図2 神縄断層および田子の浦・酒匂川線の位置 (杉村、1972による)

白太線はトラフ軸、その先端を結ぶ横線模様は田子の浦・酒匂川線。斜線部は中新統、v字部は第四紀火山、白色部は第四紀層および海域。直線は断層で、横線模様のある断層のうち西半が神縄断層、東半は国府津—松田断層、箱根火山南部の断層は丹那断層。

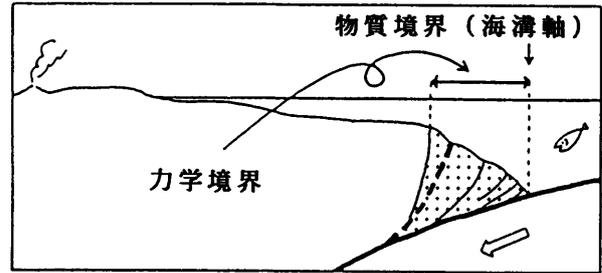


図3 物質境界と力学境界との関係を示す模式図 (Nakamura et al., 1984を一部修正)

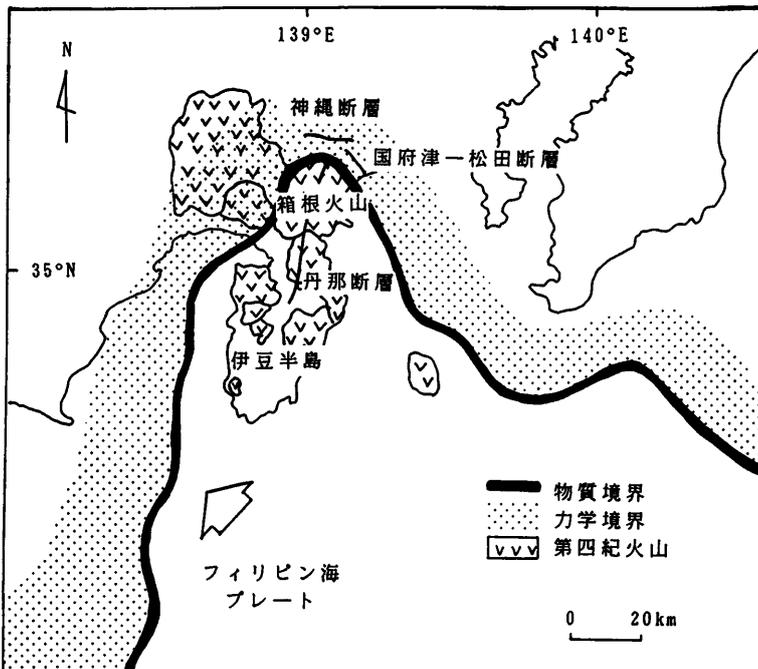


図4 フィリピン海プレート最北端部での物質境界と力学境界 (Nakamura et al., 1984をもとに作成)

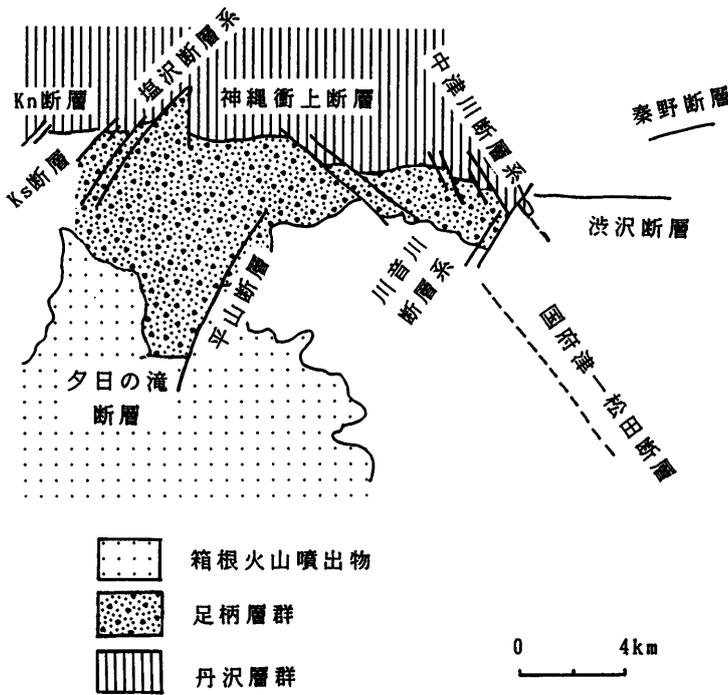


図5 足柄地域の簡略化した地質図
(狩野ほか、1984をもとに作成)

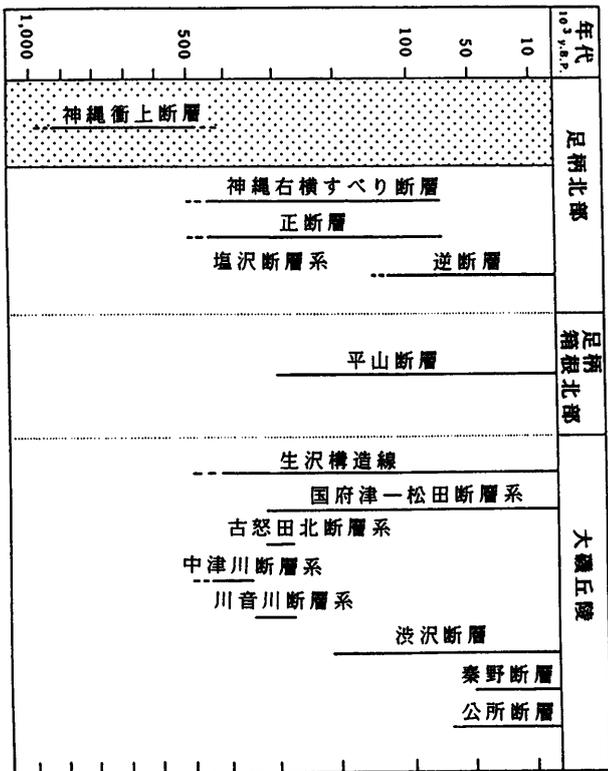


図6 足柄地域および大磯丘陵の活断層の活動推定年代
(Ito et al., 1989を一部修正)

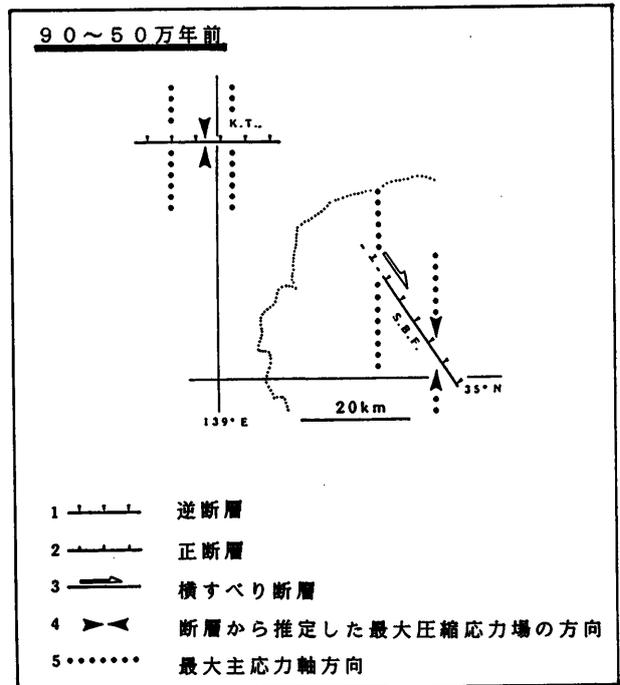


図7 90~50万年前の古応力場 (Ito et al., 1989による)

KT: 神繩衝上断層、S.B.F.: 相模湾断層。



写真1 大野山南斜面および市間—宮原間の400-450mの台地



写真2 神縄衝上断層

断層を境に見かけ上の上位が丹沢層群、下位が足柄層群。

神縄衝上断層は、走向はほぼ東西、傾斜は北向きに概ね 45° 以下であるが、場所により 45° を越えることもある。断層を境に年代の全く異なる2つの地層、すなわち丹沢層群（断層の北側；断層付近の丹沢層群の年代は約1600～1450万年前）と足柄層群（同南側；約170～70万年前）とが接している。また、前述の山市場より西側の地域では、東西走向の右横ずれ断層（神縄右横すべり断層）および北東—南西走向の左横ずれ断層群（塩沢断層系）、東側の地域では北西—南東走向の右横ずれ断層群（中津川断層系）によって切られており、断層の初期形態を保存していない（図5）。

断層の変位は、地形的な高度不連続や断層崖により北側が約300m隆起していると推定されている（活断層研究会、1991）。特に、大野山の南方付近、市間からその西、宮原にかけては、明瞭に地形に現れている（写真1）。断層の南側は、足柄層群からなる海拔400～450mの台地が続いているのに対して、断層の北側は、大野山山頂（海拔723.1m）まで斜面が続き、丹沢層群で構成されている（松島・今永、1968）。また、この断層の総変位量は、足柄層群全体の切断量から見積もって数kmに達すると考えられており、その後に活動した各断層群の変位量より一桁以上大きい（狩野ほか、1988）。

神縄衝上断層の活動年代については、活動開始が約90万年前、活動終了が約50万年前と考えられている（図6

：伊藤ほか、1986；Ito et al.、1989）。その根拠は、活動開始については、①足柄層群上部の堆積年代が、微化石や古地磁気から、90～70万年前と推定されているが（Husion & Kitazato、1984；Koyama、1989）、断層はこれを切っているため、堆積年代以降である、②70万年前には足柄層群がかなり高角に傾斜していることから（伊藤ほか、1986）、足柄層群を変形させる断層活動は70万年前にはすでに開始していたと考えられ、①②より90万年前が推定される。活動終了については、①70～50万年前に堆積した礫層の傾斜が上部に向かって急激に緩くなる（狩野、1988）、②衝上断層は50～14.5万年前の堆積物を切っていない（Ito et al.、1989）ことより50万年前と考えられる。

なお、活動終了については、前述の大野山付近のように、地形的な高度不連続と断層の位置が一致している所もあり、地形学的考察により一部は現在も活動している可能性があるという指摘もなされている（山崎、1984；活断層研究会、1991）。

神縄衝上断層の走向・傾斜、変位などから推定した古応力場は南北圧縮で（狩野ほか、1984）、断層の活動した約90～50万年前の水平最大主応力軸方向も南北と考えられている（図7：伊藤ほか、1986；Ito et al.、1989）。

文 献

天野一男・高橋治之・立川孝志・横山健治・横田千秋・

- 菊池 純 (1986) : 足柄層群の地質—伊豆微小大陸の衝突テクトニクス、北村 信教授記念地質学論文集、7-29.
- 星野一男・長谷紘和 (1977) : 神縄断層を切る南北性断層について、地質雑、83、62-64.
- Huchon, P. and Kitazato, H. (1984) : Collision of the Izu block with Central Japan during the Quaternary and Geological evolution of the Ashigara area. *Tectonophysics*, 110, 201-210.
- 今永 勇 (1985) : 足柄層群分布地域西縁部の地質とテクトニクス、日本地質学会第92年学術大会講演要旨、497.
- 今永 勇 (1986) : 足柄層群の層序と構造、月刊地球、88、637-641.
- 伊藤谷生・上杉 陽・狩野謙一・千葉達朗・米沢 宏・染野 誠・本間睦美 (1986) : 最近100万年間における足柄—大磯地域の古地理変遷とテクトニクス、月刊地球、88、630-636.
- Ito, T., Kano, K., Uesugi, Y., Kosaka, K., and Chiba, T. (1989) : Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. *Tectonophysics*, 160, 305-326.
- 狩野謙一・伊藤谷生・上杉 陽 (1979) : 神縄逆断層を切る塩沢断層系の性格と変位量、第16回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集、315-318.
- 狩野謙一・上杉 陽・伊藤谷生・千葉達朗・米沢 宏・染野 誠 (1984) : 丹沢南部・大磯丘陵周辺における中期更新世以降の断層活動、第四紀研究、23、137-143.
- 狩野謙一・染野 誠・上杉 陽・伊藤谷生 (1988) : 足柄地域北西部における中期更新世以降の断層活動—プレート力学境界表層部での変形過程の例、静岡大学地球科学研究報告、14、57-83.
- 加藤鉄之助 (1910) : 相模国山北附近地質調査概報、地調報、(18)、47-73.
- 活断層研究会編 (1991) : 新編日本の活断層、東大出版会、174-177.
- Koyama, M. (1989) : Paleomagnetic studies in the South Fossa Magna and adjacent areas, Japan. *Modern Geology*, 14, 69-86.
- Kuno, H. (1950) : Geology of Hakone volcano and adjacent areas, Part I. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo., Sec. II*, 7, 257-279.
- Kuno, H. (1951) : Geology of Hakone volcano and adjacent areas, Part II. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo., Sec. II*, 7, 351-402.
- 町田 洋・松島義章・今永 勇 (1975) : 富士山東麓駿河小山付近の第四系—とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について—、第四紀研究、14、77-89.
- Matsuda, T. (1978) : Collision of the Izu-Bonin arc with Central Honshu Cenozoic Tectonics of the Fossa Magna, Japan. *J. Phys. Earth*, 26, 409-421.
- 松島義章・今永 勇 (1968) : 神縄逆断層について、神奈川県立博物館研究報告、1、65-73、pls.1-6.
- 中村一明・島崎邦彦 (1981) : 相模・駿河トラフと沈み込み、科学、51、490-498.
- Nakamura, K., Shimazaki, K., and Yonekura, N. (1984) : Subduction, bending and education. Present and Quaternary tectonics of the Philippine Sea plate. *Bull. Soc. Geol. France*, 26, 221-243.
- 佐藤 正 (1976) : 中津川右横すべり断層 (新称)、地質雑、82、617-623.
- 杉村 新 (1972) : 日本付近におけるプレートの境界、科学、42、192-202.
- 土 隆一・岡田篤正・狩野謙一・米倉伸之・遠藤邦彦 (編) (1984) : 第四紀研究特集号、総説; 南部フォッサマグナ・フィリピン海プレート北縁のネオテクトニクス、第四紀研究、23、53-182.
- 津屋弘達 (1942b) : 神縄衝上断層西翼に就いて、震研彙報、(20)、322-336.
- 山崎晴雄 (1984) : 活断層から見た南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス、第四紀研究、23、129-136.
- (平田由紀子)

神縄右横（かななわみぎよこ）すべり断層

- (1) 確実度：I
- (2) 活動度：不明
- (3) 長さ：約1.5km
- (4) 走向／傾斜：EW／ほぼ垂直
- (5) 断層の変位：右横ずれ

神縄右横ずれ断層は、足柄上郡山北町塩沢から静岡県駿東郡小山町生土にかけて、不連続ながらほぼ東西に延びる断層で、狩野ほか（1988）により命名された（図1）。この断層は神縄衝上断層を切るが、その他の断層には寸断され、各断層の変位量は不明である。断層面上に水平ずれや水平成分／垂直成分＝1を示す断層条線がみられ、断層近傍の足柄層群の礫のくい違いから右横ずれであることが確認されている（狩野ほか、1988）。

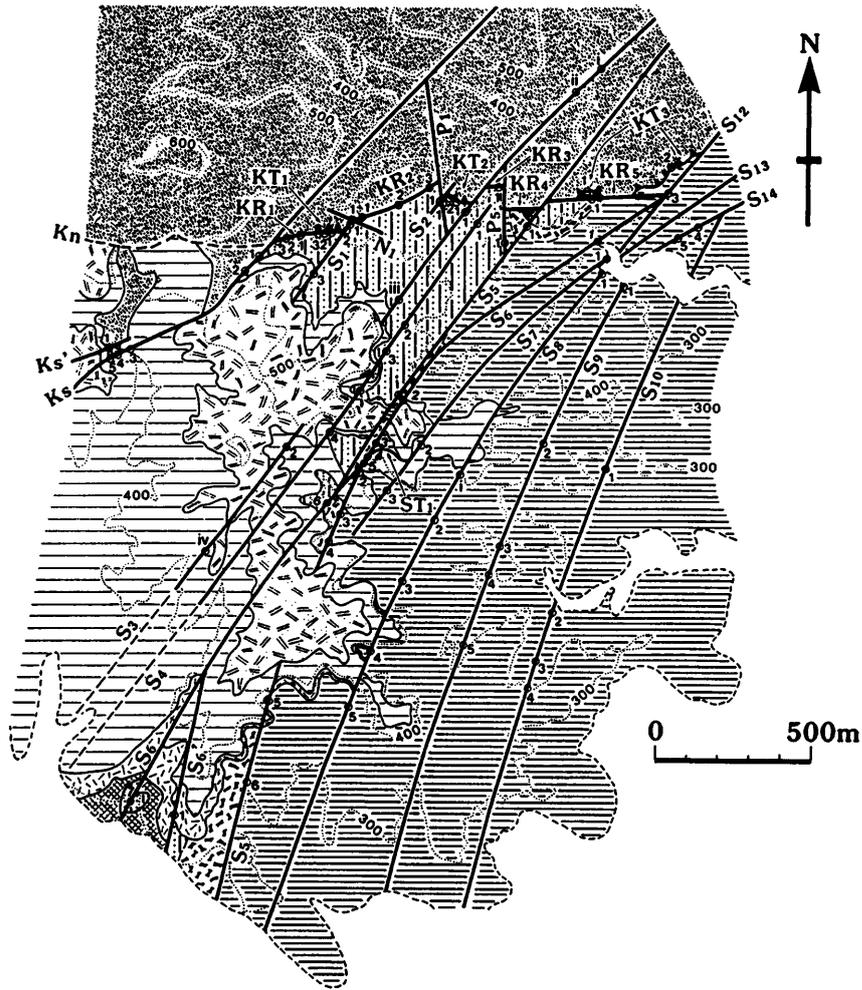
断層の活動年代は、神縄衝上断層を切っていることから活動開始が50万年前、また活動終了が6万年前と推定されている（Ito et al., 1989）。その根拠は、①断層条線の年代測定を、ESR法で行った結果、12～13万年前であった（狩野ほか、1988）、②神縄右横すべり断層の延長と思われる断層（Kn断層）が、約8～6万年前に堆積したテフラ（Pm-1からYPのやや上位まで）を切

っている（図2・3：町田ほか、1975；Ito et al., 1989）ことによる。

なお、新編日本の活断層（活断層研究会、1991）には、この断層は記載されていない。

文 献

- Ito, T., Kano, K., Uesugi, Y., Kosaka, K., and Chiba, T. (1989) : Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. *Tectonophysics*, 160, 305-326.
- 狩野謙一・染野 誠・上杉 陽・伊藤谷生（1988）：足柄地域北西部における中期更新世以降の断層活動—プレート力学境界表層部での変形過程の例、静岡大学地球科学研究報告、14、57-83.
- 活断層研究会編（1991）：新編日本の活断層、東大出版会、174-177.
- 町田 洋・松島義章・今永 勇（1975）：富士山東麓駿河小山付近の第四系—とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について—、*第四紀研究*、14、77-89.
- （平田由紀子）



完新世堆積物および崖錐



礫

新期ローム層



火山灰
水成火山灰
礫

駿河礫層



礫
水成火山灰

火打石岳層



安山岩質溶岩
火山灰

生土層



礫
水成火山灰

足柄層群

塩沢層 (AU)

A U m



礫岩
砂岩

小山火砕岩



火砕流堆積物
安山岩質溶岩
水成火山灰

A U u



礫岩
砂岩

丹沢層群



火山礫凝灰岩
凝灰質礫岩

断層および
露頭確認位置



断層 (推定) および
露頭確認位置



海拔高度 (m)

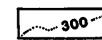


図1 足柄地域北西部の地質図および断層の位置 (狩野ほか、1988を一部修正)
KR: 神縄右横すべり断層、KT: 神縄衝上断層、S、ST: 塩沢断層系。

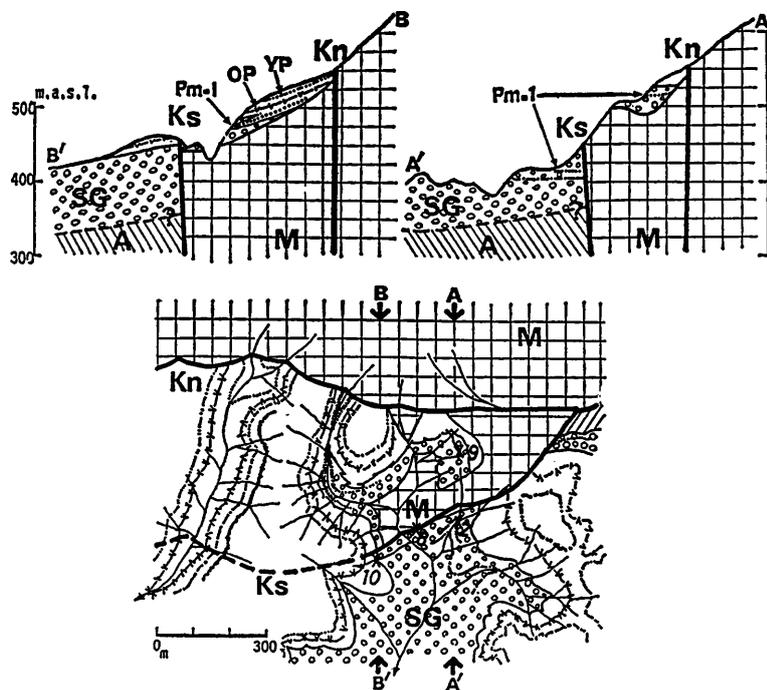


図2 駿河小山北方地域の地質図および地質断面図(町田ほか、1975より)

M：御坂層群（現在の丹沢層群）、
 A：足柄層群、SG：駿河礫層。
 Kn、Ksは断層名、Pm-1（御岳第
 1軽石層）、OP（小原台軽石層）、
 YP（吉岡軽石層）は示標となる
 テフラ層。地質断面図は地質図の
 A-A'、B-B断面に切っている。

塩沢（しおざわ）断層系

- (1) 確実度：I
- (2) 活動度：A～B
- (3) 長さ：約8 km
- (4) 走向／傾斜：NE／ほぼ垂直
- (5) 断層の変位：左横ずれ 1 km

さらに垂直成分により正断層と逆断層の2つのタイプに分けられる。垂直成分の変位は各断層で異なる（最大94 m）。

塩沢断層系は、足柄上郡山北町塩沢から静岡県駿東郡小山町生土にかけてみられ、北東-南西走向の高角の断層群で、狩野ほか（1979）により命名定義された。Ks断層（図1：松島・今永、1968；町田ほか、1975）も塩沢断層系の一つと考えられている（狩野ほか、1979）。

この断層系は神縄衝上断層を切り、左横すべり成分をもつ。さらに垂直成分から、正断層（西側下降）成分をもつタイプと逆断層（西側上昇）成分をもつタイプとに分けられる（図2：狩野ほか、1984、1988；Ito et al.、1989）。但し両タイプの断層は、必ずしも独立して存在しているわけではなく、同一断層が北部では正断層タイプ、南部では逆断層タイプの変位を示したり、同一断層で両タイプの断層条線が認められることもあり、かなり複雑である（狩野ほか、1988）。

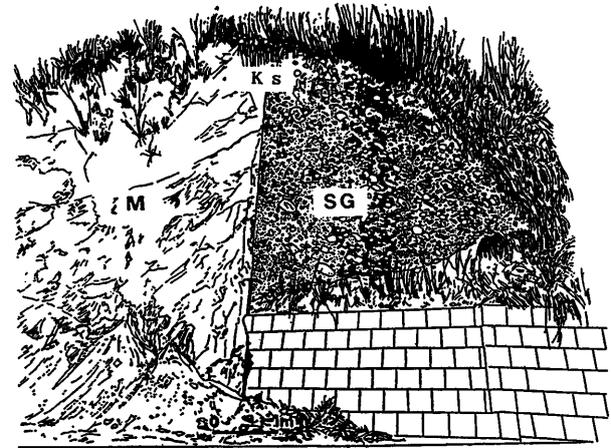


図1 Ks断層の露頭スケッチ（町田他、1975による）

M：御坂層群（現在の丹沢層群）、SG：駿河礫層。Ksは断層名。

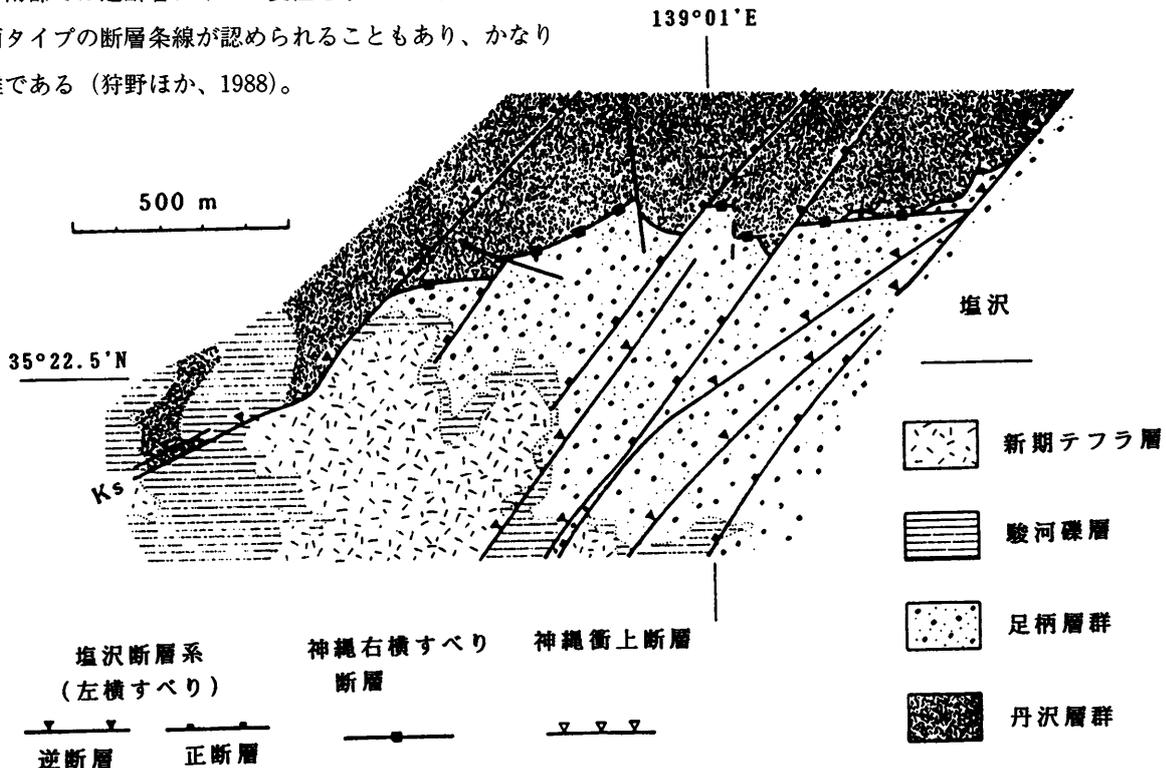


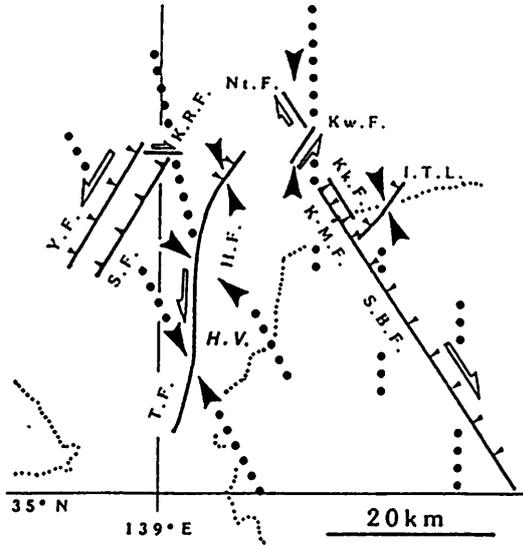
図2 塩沢地域の断層（Ito et al.、1989による）

表1 塩沢断層系の各断層の変位量 (狩野ほか、1988をもとに作成)

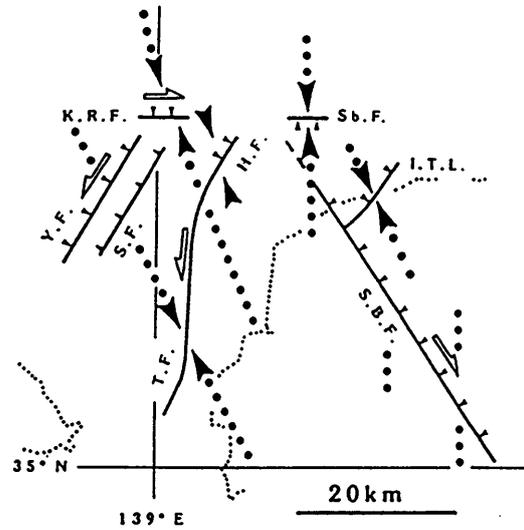
YB: 駿河礫層と新期ローム層との堆積境界面、SB: 丹沢層群または足柄層群と駿河礫層との不整合面、IB: 足柄層群と火打石岳層、黒白層、生土層との不整合面。Ss: 水平成分の変位量。Nu (Nd): 北側上昇(下降)、Wu (Wd): 西側上昇(下降)。L: 左横すべり、L-nor (rev): 左横すべり正(逆)断層タイプ。変位量の単位はm。丹沢層群*では分布が見かけ上、表1のようにずれているが、厳密な意味での変位量ではない。

断層名	露頭確認地点	垂直成分の変位量			水平成分の変位量		すべり方向
		Y B	S B	I B	変位基準	S s	
K s	2	70Nu (MIN)	94Nu (MIN)	---	丹沢層群*	400L	L-rev
	5	---	36Nu (MIN)	---	—	—L	L-rev
K s'	1	---	7Nu	---	—	—L	L-rev
S 1	3	1Wu	8Wd	---	丹沢層群*	50L	L-nor
S 2	1 b	—Wu	—Wu	—Wu	丹沢層群*	15L	L-nor
S 3	1	---	---	---	丹沢層群*	70L	(L)
	iii	3Wd	18Wd	---	—	—L	L-nor
	2	3Wu	---	---	—	—L	L-rev
	iv	31Wu	---	---	—	—L	L-rev
S 4	3	25Wu (MAX)	28Wu	---	—	—L	L-rev
	i	19Wu	40Wu	---	—	—L	L-rev
	4	15Wu	19Wu	---	—	—L	L-rev
S 5	1 a	—Nd	—Nd	—Nd	KR4, KR5	25L	L-nor
	i	2Wu (MAX)	55Wd	---	—	—L	L-nor
	2	---	30Wu	---	—	—L	L-rev
	4	2Wu	7Wu	---	—	—L	L-rev
	5	0	22Wd	26Wd	—	—L	L-nor
S 6	2	13Wu (MIN)	66Wu	---	—	—L	L-rev
	3	3Wu (MIN)	87Wu	---	—	—L	L-rev
	5	---	23Wu	---	—	---	L-rev
	6	11Wu	5Wu	---	—	---	L-rev
	7	---	15Wd	10Wd	—	—L	L-nor
S 6'	1	---	14Wd	41Wd	—	—L	L-nor
S 7	2	9Wu (MAX)	32Wu	---	—	—L	L-rev
	3	9Wu (MAX)	31Wu	---	—	—L	L-rev
S 8	i	---	37Wd	---	—	—L	L-nor
	5	---	32Wd	---	—	—L	L-nor
S 1 2	1~3	—Nu, Wu	—Nu, Wu	—Nu, Wu	KT3, KT4	300L	L-rev
S 1 3	2~6	—Nu, Wu	—Nu, Wu	—Nu, Wu	KT4, KT5	1000L	L-rev
S T 1	1	25Nu (MAX)	47Nu	---	—	—L	L-rev

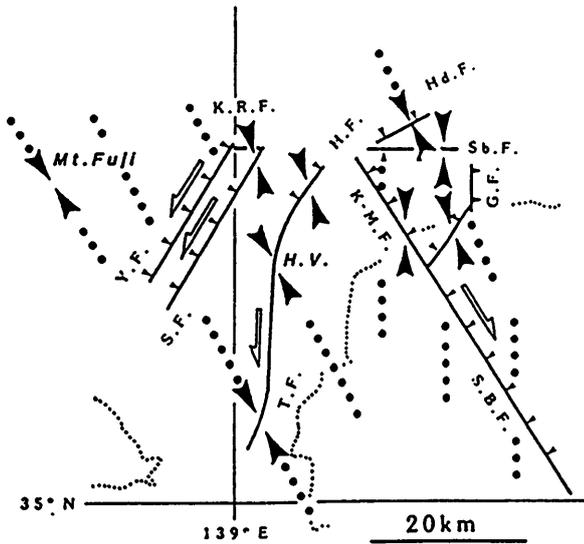
(a) 50～20万年前



(b) 20～7万年前



(c) 7万年前～現在



- 1 逆断層
- 2 正断層
- 3 横すべり断層
- 4 断層から推定した最大圧縮応力場の方向
- 5 最大主応力軸方向

図3 50万年前以降の古応力場 (Ito et al., 1989による)

(a)50～20万年前。K.R.F.: 神縄右横すべり断層、S.F.: 塩沢断層系、Nt.F.: 中津川断層系、Kw.F.: 川音川断層系。K—M.F.: 国府津—松田断層、Kk.F.: 古怒田北断層、H.F.: 平山断層、T.F.: 丹那断層、Y.F.: 柳島断層、I.T.L.: 生沢構造線。H.V.: 箱根火山。

(b)20～7万年前。Sb.F.: 渋沢断層。

(c):7万年前～現在。Hd.F.: 秦野断層、G.F.: 公所断層。



写真1 Ks断層
断層を境に左側が丹沢層群、右側が駿河礫層。

断層の変位は、既存の断層線の不連続や地層の高度不連続により求められる。地層の高度不連続では、しばしば未固結の第四紀層（新期ローム層や駿河礫層）が足柄層群を不整合に覆っているが、その第四紀層の基底面の高度が断層の境界付近で大きく異なることがある（狩野ほか、1988）。そこでその高度差から変位量をよみとることができるが、変位量は各断層によりかなり異なる（表1）。

活動年代については、垂直成分により活動開始および終了年代が異なる（Ito et al., 1989）正断層タイプの場合、活動開始が約50万年前で活動終了が約7万年前、逆断層タイプの場合、開始が約14.5万年前で現在にまでいたると推定されている。年代の算出根拠は、正断層タイプの場合、神縄衝上断層や多摩ローム相当層（約50～14.5万年前）を切っていることから活動開始が約50万年前以降、また吉沢ローム相当層である駿河礫層（8～7

万年前）を切っているものの、新期ローム層（7～1万年前）に覆われ、ローム層中での変位が確認できないので、活動終了が約7万年前と推定される（狩野ほか、1984、1988；伊藤ほか、1986；Ito et al., 1989）。逆断層タイプの場合、駿河礫層および新期ローム層を切っていることより現在にまでいたると推定されている。

また、塩沢断層系、前述の神縄右横すべり断層、後述の中津川断層系、川音川断層系の各断層の走向・傾斜、変位などから古応力場を推定すると、北北西～北西—南南東～南東方向の圧縮応力場で（狩野ほか、1984）、約50万年前以降は水平最大主応力軸方向も北北西～北西—南南東～南東方向であったと考えられている（図3：伊藤ほか、1984；Ito et al., 1989）。

文 献

伊藤谷生・上杉 陽・狩野謙一・千葉達朗・米沢 宏・染野 誠・本間睦美（1986）：最近100万年間における足柄—大磯地域の古地理変遷とテクトニクス、月刊地球、88、630-636.

Ito, T., Kano, K., Uesugi, Y., Kosaka, K., and Chiba, T. (1989) : Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. Tectonophysics, 160, 305-326.

狩野謙一・伊藤谷生・上杉 陽（1979）：神縄逆断層を切る塩沢断層系の性格と変位量、第16回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集、315-318.

狩野謙一・上杉 陽・伊藤谷生・千葉達朗・米沢 宏・染野 誠（1984）：丹沢南部・大磯丘陵周辺における中期更新世以降の断層活動、第四紀研究、23、137-143.

狩野謙一・染野 誠・上杉 陽・伊藤谷生（1988）：足柄地域北西部における中期更新世以降の断層活動—プレート力学境界表層部での変形過程の例、静岡大学地球科学研究報告、14、57-83.

町田 洋・松島義章・今永 勇（1975）：富士山東麓駿河小山付近の第四系—とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について—、第四紀研究、14、77-89.

松島義章・今永 勇（1968）：神縄逆断層について、神奈川県立博物館研究報告、1、65-73、pls.1-6.

（平田由紀子）

中津川（なかつがわ）断層系

- (1) 確実度：I
- (2) 活動度：A
- (3) 長さ：2 km以上
- (4) 走向／傾斜：NW／高角
- (5) 断層の変位：右横ずれ 最大800m

中津川断層系は、中津川（足柄上郡松田町）から山北付近にかけてみられる北西—南東走向の高角の右横すべり断層群で、佐藤（1977）、狩野ほか（1979）により命名された。この断層系は神縄衝上断層を切り、川音川付近で川音川断層系により切られている。

分布は中津川流域で特に多く、神縄衝上断層を100mのオーダーで変位させている断層も幾つかみられる（図1：佐藤、1976）。その中でも一番東側に位置する断層は変位量が最も大きく、佐藤は（1976）はこれを中津川断層と名付けた。また中津川付近の断層群は大磯丘陵北西部に続き、一部ローム層も切っている（佐藤、1976；狩野ほか、1984）。

断層の変位は主に既存断層線（神縄衝上断層）の不連続から求められる。足柄地域で東西に走る神縄衝上断層を、中津川断層は右横ずれで変位させていることから佐藤（1976）は、中津川断層の北東側に分布する丹沢層群

の南限を求め、その移動距離を積算変位量とした。それによると約3 kmに及んだ。

活動年代については、活動開始が約50万年前以降、活動終了が約35万年前以前と推定されている（Ito et al., 1989）。その根拠は、開始については①中津川断層は神縄衝上断層（約90～50万年前）を切っている、②中津川断層の変位量が3 kmにも及ぶにも関わらずローム層の変形が著しくなく、ローム層堆積以前からすでに存在していた可能性が高いことによる（佐藤、1976）。終了については、川音川断層の下位にある雑色ローム層（約39～35万年前）の古流向が中津川断層方向と一致するため（上杉ほか、1981）、雑色ローム層が堆積するとき、あるいは堆積中すでに中津川断層が形成されていたと考えられるからである。

中津川断層の活動により、足柄—大磯地域の地形および堆積場に以下の変化が生じた。断層活動に伴い足柄東部から大磯北西部にかけて北西—南東方向（断層の走向方向）に凹凸地形が形成されるようになり、断層に規制された流路をたどって丹沢山地起源の粗粒碎屑物（礫）が大量に大磯丘陵に供給されるようになった（伊藤ほか、1986）。

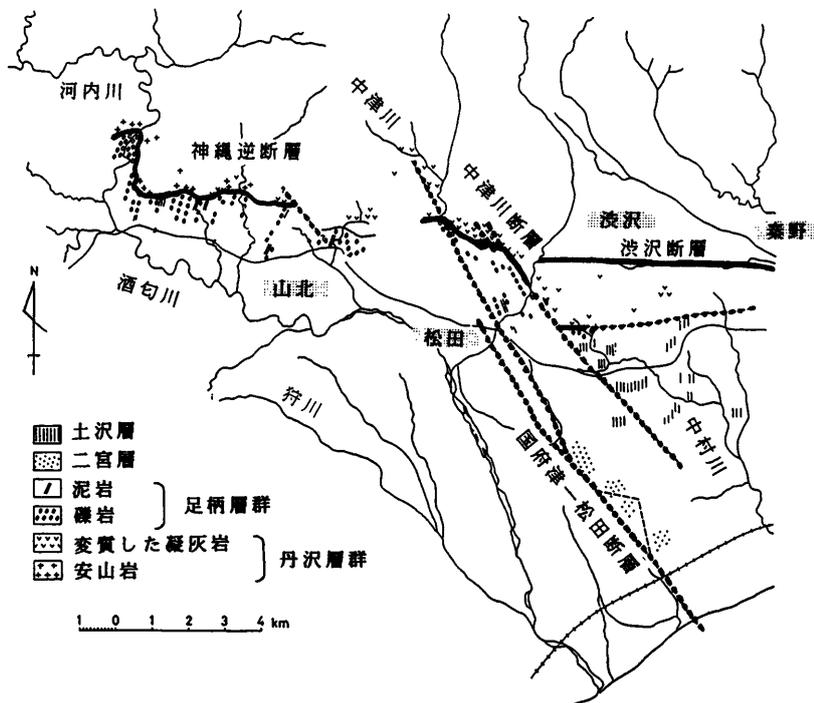


図1 足柄北東部地域の地質分布図
（佐藤、1976を改変）

文 献

- 伊藤谷生・上杉 陽・狩野謙一・千葉達朗・米沢 宏・染野 誠・本間睦美 (1986)：最近100万年間における足柄—大磯地域の古地理変遷とテクトニクス、月刊地球、88、630-636.
- Ito, T., Kano, K., Uesugi, Y., Kosaka, K., and Chiba, T. (1989)：Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. Tectonophysics, 160、305-326.
- 狩野謙一・伊藤谷生・上杉 陽 (1979)：神縄逆断層を切る塩沢断層系の性格と変位置、第16回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集、315-318.
- 狩野謙一・上杉 陽・伊藤谷生・千葉達朗・米沢 宏・染野 誠 (1984)：丹沢南部・大磯丘陵周辺における中期更新世以降の断層活動、第四紀研究、23、137-143.
- 佐藤 正 (1976)：中津川横すべり断層 (新称)、地質雑、82、617-623.
- 上杉 陽・米沢 宏・千葉達朗・狩野謙一 (1981)：川音川横すべり断層—大磯丘陵北西縁の活断層—、第四紀研究、20、35-42.

(平田由紀子)

川音川（かわおとがわ）断層系

- (1) 確実度：I
- (2) 活動度：B
- (3) 長さ：4 km
- (4) 走向／傾斜：NE／
- (5) 断層の変位：左横ずれ 150 m
垂直成分をもつ（本文参照）

川音川断層系は、川音川（足柄上郡松田町）付近に分布する北東—南西走向の高角の断層群で（図1）、上杉ほか(1981)により命名された。この断層は断層条線の方角やローム層の変形状態などから、垂直成分を伴った左横すべり断層で、模式露頭となった川音川西岸の断層露頭で観察される（図2・3）。ここでは足柄層群と多摩ローム層とが接し、その主断層および周辺の小断層は横すべり成分をもつが、主断層に近づくにつれローム層の傾斜が高角に変化している。これは断層運動によるひきずりと考えられ、その方向からは見かけ上、主断層の西北西側（ローム層側）が落ちた正断層になっている。またこの断層の北東延長部、千村付近では、雑色ローム層～雑色砂礫層（多摩下部ローム層）中にとう曲構造がみられ、これを早田ローム層～早田層（多摩中部ローム層）が不整合に覆っている。

川音川断層は中津川断層系を切りその変位量は100～150mと見積もられている。

活動年代は、活動開始が約35万年前、活動終了が約27万年前と推定されている（関東第四紀研究会、1987；Ito et al., 1989）。その根拠は、以下の点による。①中津川断層を切っていることから開始は約35万年前以降である、②千村付近のとう曲構造の形成年代が地層の不整合関係より見積もられ、雑色ローム層～雑色砂礫層（約39～35万年前）以降、早田ローム層～早田層（約27～24万年前）以前である（狩野ほか,1984）。

また、川音川断層系の活動により、断層に沿って河川の流路が開かれた（上杉ほか、1981）。川音川周辺地域では、もともと河川の水系が大体において地形の大勢と調和的で、西から東に流れている（図1）。しかし四十八瀬川は秦野市堀西付近から南下して南南西の川音川に向かって流れ、地形の大勢と非調和的である。しかも川音川の間には丹沢層群から成る稜線が立ちただかっており、地形学的には合流は困難だったはずである。これを可能にしたのが川音川断層系で、断層は稜線を切り、北東—南西方向に流路が開かれた。

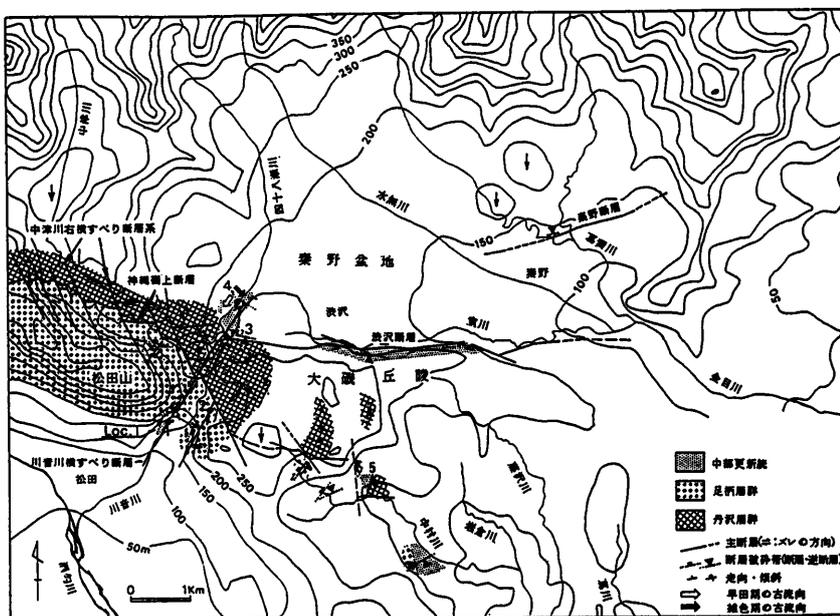
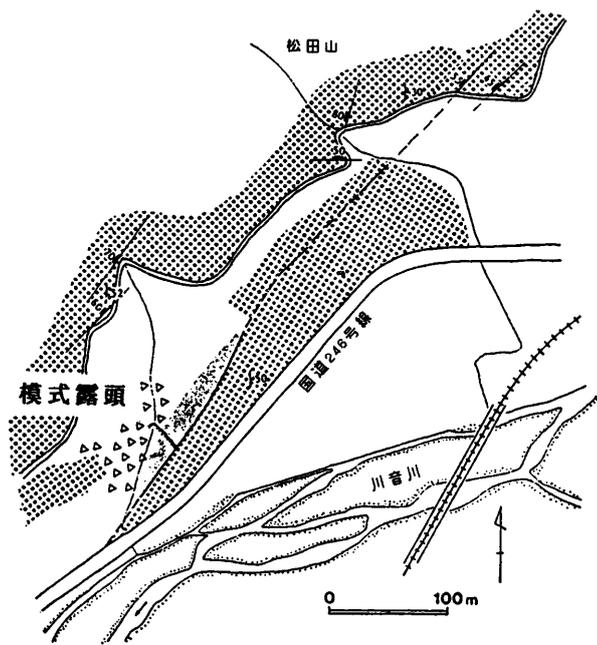


図1 川音川周辺地域の地形および地質
（上杉ほか、1981より）



- ▲▲▲ 崖錐及び支谷堆積物 (新期)
- 雑色ローム層など (中部更新統)
- 足柄層群
- 川音川横すべり断層
- 小断層の走向傾斜
- 足柄層群の走向傾斜

図2 川音川断層系の模式露頭周辺地域 (上杉ほか、1981より)

文 献

伊藤谷生・上杉 陽・狩野謙一・千葉達朗・米沢 宏・染野 誠・本間睦美 (1986)：最近100万年間における足柄一大磯地域の古地理変遷とテクトニクス、月刊地球、88、630-636.

Ito, T., Kano, K., Uesugi, Y., Kosaka, K., and Chiba, T. (1989)： Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. Tectonophysics, 160、305-326.

狩野謙一・上杉 陽・伊藤谷生・千葉達朗・米沢 宏・染野 誠 (1984)：丹沢南部・大磯丘陵周辺における中期更新世以降の断層活動、第四紀研究、23、137-143.

上杉 陽・米沢 宏・千葉達朗・狩野謙一 (1981)：川音川横すべり断層—大磯丘陵北西縁の活断層—、第四紀研究、20、35-42.

(平田由紀子)

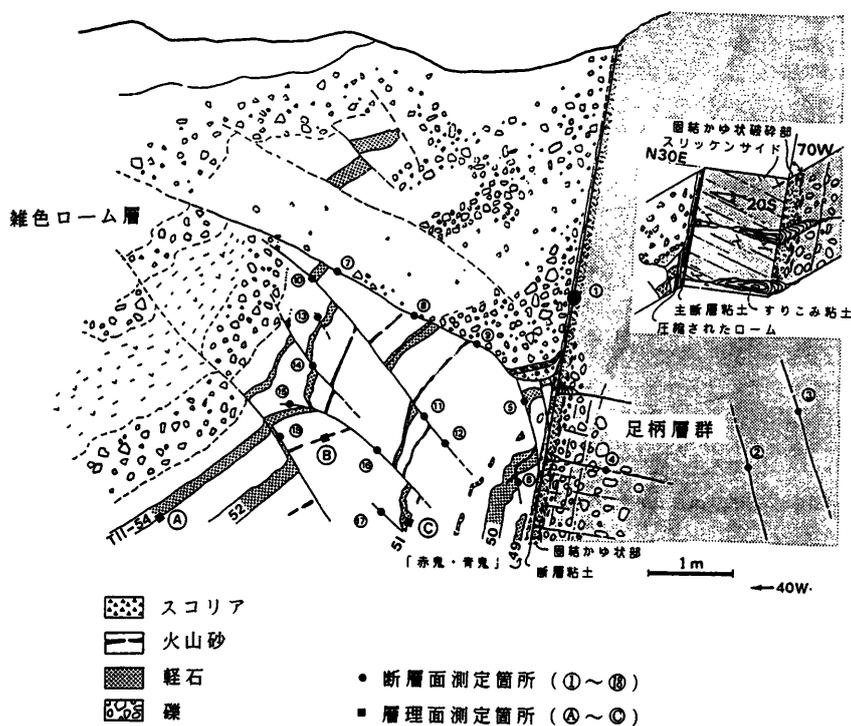


図3 川音川西岸横すべり断層の露頭スケッチ (上杉ほか、1981より)

このスケッチは主断層の南側延長線上から、N40°W方向、高さ6~9mの露頭面を見たものである。

箱根町（はこねまち）断層

- (1) 確実度：（地震断層）
- (2) 活動度：—
- (3) 長さ：2.5km
- (4) 走向／傾斜：NNE／傾斜不明
- (5) 断層の変位：左横ずれ、東側隆起

箱根町断層は、1930年（昭和5年）11月26日に発生した北伊豆地震（M7.0；表1）に伴ってあらわれた地震断層の一つで、伊原・石井（1932）の「野馬ヶ池断層」、田山（1931）の「芦ノ湖（NE）断層」に相当する。

断層の分布は、芦ノ湖南東端（現在の国道1号線の西側）に沿っており、芦ノ湖北方、芦ノ湯付近では亀裂群がみられ、この断層の延長と考えられている。南限は野馬ヶ池北にまで達する。さらに南の丹那断層、浮橋断層、大野断層、加殿断層、姫之湯断層など北伊豆断層系でも、既存の第四紀後期の断層に沿って地震断層が随所でみられ（図1(A)、図2および表2）、その数は100箇所を越える（松田、1972）。

断層の走向および変位は、N20°Eの東側隆起を伴う左横ずれで、元箱根—箱根町間の塔ヶ島付近（現在の恩

賜箱根公園内）で最も明瞭な変位を示したとされている（伊原・石井、1932）。また、この他の地震断層の走向および水平成分の変位は既存の北伊豆断層系と一致し、その方向性から南北性左横ずれと東西性右横ずれの2種類に分類されたが、それらは互いに共役関係にある（図1(B)：松田、1972）。一方、垂直成分の変位については各断層により異なり、丹那断層のように北部では断層の東側が隆起しているのに対して南部では西側が隆起するような蝶番構造を持つものもある（図1(C)）。

箱根町断層の出現は、箱根火山周辺地域の構造を明らかにする上で重要な役割を果たした。すなわち、これまで不明であった北伊豆断層系（北北東—北東走向で左横ずれ）の北限が、箱根火山南部を切り、箱根町まで続いていることが明確になった。一方、箱根火山の北方では、平山断層（北北東走向の左横ずれ）が箱根火山古期外輪山溶岩類（Kuno、1950、1951）を大きく変形させている（天野ほか、1984）。さらにその南、箱根火山北部では、同断層走向と同じ方向に延びる断層地形が幾つか認められ（Kaneko、1970）、地質学的にも同断層により箱根火山古期外輪山溶岩類が切られていることが明らかに

表1 1930年北伊豆地震（松田、1972より）

地震発生時	1930年11月26日午前04時03分
震源	東経139.0°、北緯35.1°
規模	M=7.0
震源の深さ	0～5km
地震波初動節面	1.N-S 垂直 2.E-W 垂直
前震	有感地震140回以上（本震前の20日間） 全て丹那断層の西側に限られる
余震	本震震源付近
歴史地震	西暦841年 M=7.0
再来周期	約1000年（M=7 クラスの場合）

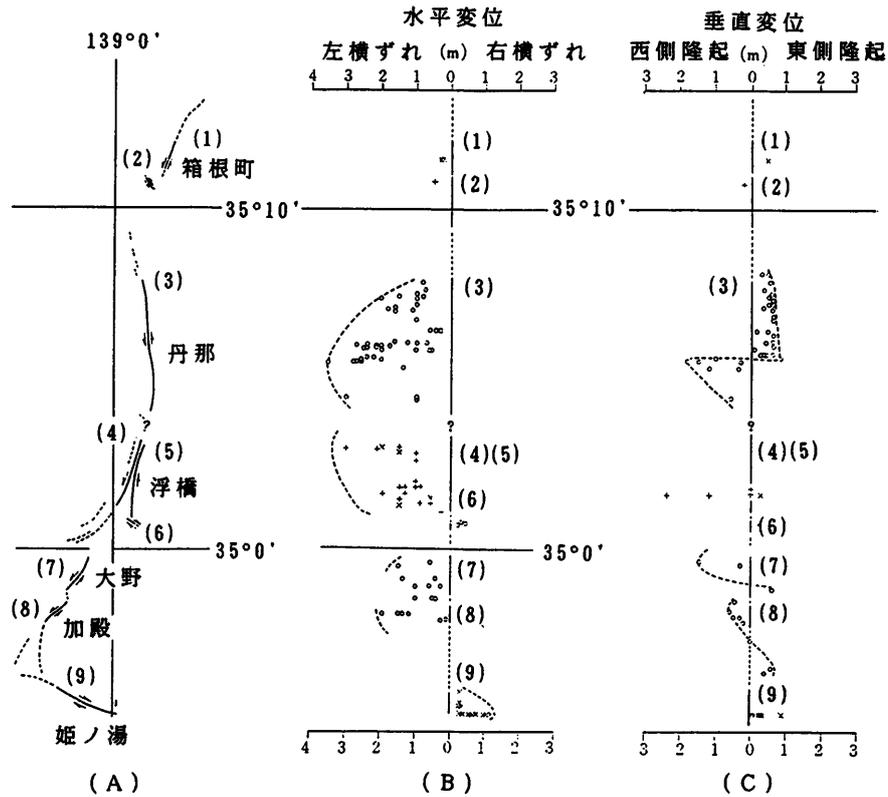


図1 1930年北伊豆地震に伴う地震断層の分布と変位 (松田、1972より)

(A)地震断層の分布、(B)地震断層の水平変位、(C)地震断層の垂直変位 (南北方向に投影)。①～⑨は表2に対応する。

表2 1930年北伊豆地震に伴う地震断層 (松田、1972より)

断層名	走向	長さ (km)	最大変位量 (cm)	
			水平成分	垂直成分 (隆起)
(1)箱根町断層	N20oE	1.5 (2.5)	L-30	E-50
(2)茨ヶ平断層	N18oW	0.5 (1.0)	L-50	(W-20)?
(3)丹那断層	N5oW	7 (10)	L-350	蝶番 (E-80, W-180)
(4)浮橋西方断層	N20oE	3.5 (7)	L-200	蝶番? (E?-50?, W)
(5)浮橋中央断層	N15oE	4	L-300	蝶番 (E-70?, W-240)
(6)田原野断層	N65oW	1	R-40	N
(7)大野断層	N30oE	2.5	L-150	蝶番 (W-150, E-60)
(8)加殿断層	N45oE	1.5 (4)	L-198	蝶番 (W-50, E-60)
(9)姫ノ湯断層	N70oW	3 (6)	R-120	N-87

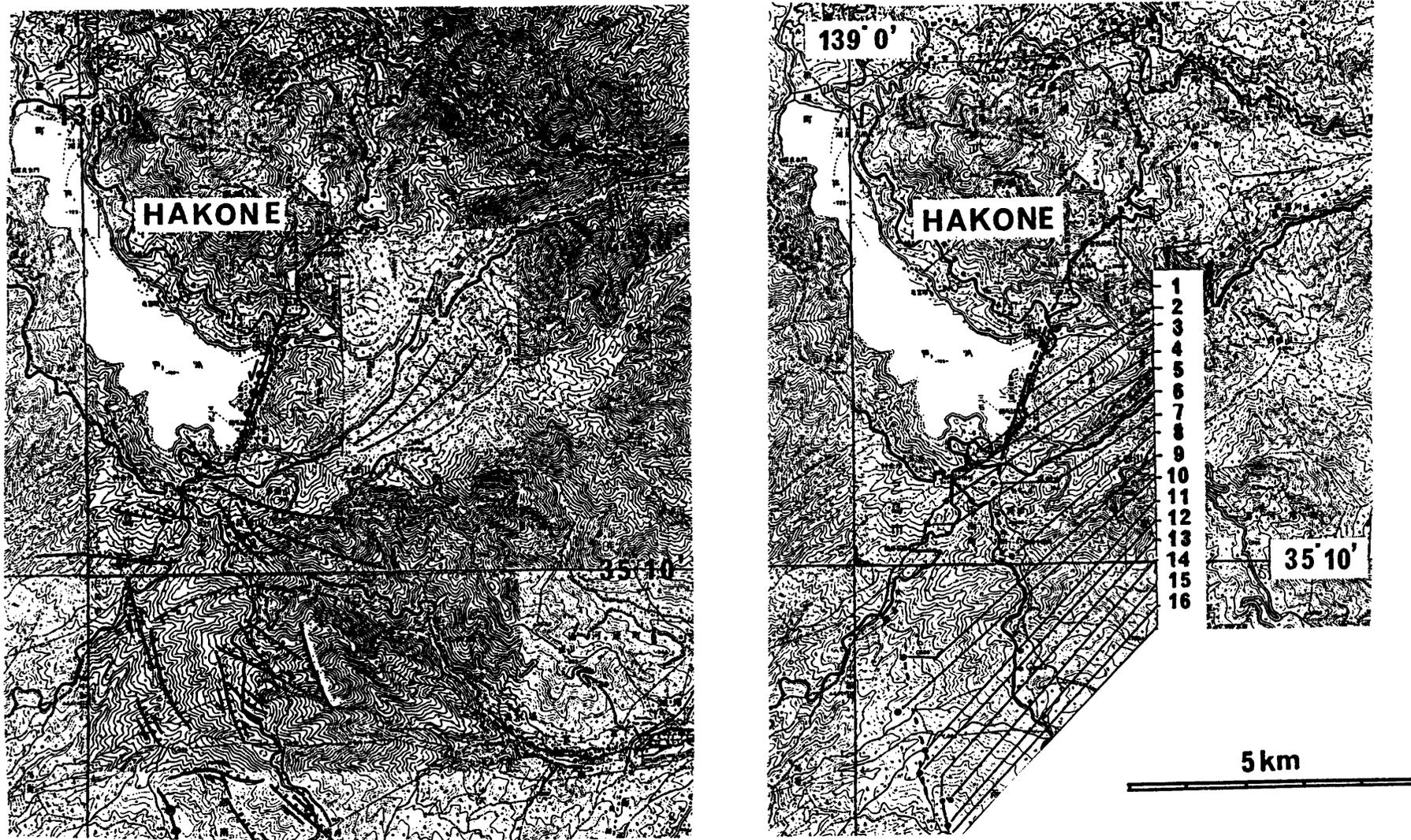


図2 箱根町周辺の第四紀活断層(A)および北伊豆地震による地震断層(B) (松田、1972より一部抜粋)

(B)の1～16は変位が観測された地点



写真1 箱根町断層付近の地形

手前の町は、箱根町、左側の島状の地形は箱根恩賜公園、右側の山は屏風山。箱根町の芦ノ湖畔から箱根恩賜公園と屏風山西縁との間にかけて、箱根町断層が通っている。

された (Kato, 1985)。また、断層の活動開始時期についても丹那断層は約29~20万年前、平山断層は約30~25万年前と推定されており、両者は非常に良い一致を示す (Ito et al., 1989)。以上のような断層の分布・走向・変位・活動開始時期から総合的に判断すると、丹那断層 (北伊豆断層系) と平山断層は連続しており長さ約40kmにもおよぶ左横ずれ大断層系を形成し、その中央部に位置する箱根火山を切断している可能性が考えられる (天野ほか、1986; Ito et al., 1989)。

文 献

天野一男・横山健治・立川孝志 (1984) : 箱根古期外輪山を切る平山断層、地質雑、90、849-852.

天野一男・高橋治之・立川孝志・横山健治・横田千秋・菊池 純 (1986) : 足柄層群の地質—伊豆微小大陸の衝突テクトニクス、北村 信教授記念地質学論文集、7-29.

伊原敬之助・石井清彦 (1932) : 北伊豆震災地調査報文、地質調査所報告、112、111 P.

Ito, T., Kano, K., Uesugi, Y., Kosaka, K., and Chiba, T.

(1989) : Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. Tectonophysics, 160, 305-326.

Kaneko, S. (1970) : Deformation of Hakone volcano, southwest of Tokyo, Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, 76, 247-257.

Kato, T. (1985) : Geology and petrology of the north and west Old somma of Hakone volcano, Japan. Master Thesis. Univ. of Tokyo, 106 P. (MS)

Kuno, H. (1950) : Geology of Hakone volcano and adjacent areas, Part I. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo., Sec. II, 7, 257-279.

Kuno, H. (1951) : Geology of Hakone volcano and adjacent areas, Part II. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo., Sec. II, 7, 351-402.

松田時彦 (1972) : 1930年北伊豆地震の地震断層. 星野・青木 (編)「伊豆半島」、73-93、東海大学出版会.

田山利三郎 (1931)、北伊豆地震と地質構造との関係、斉藤報恩会報告、11、1-54.

(平田由紀子)

渋沢（しぶさわ）断層

- (1) 確実度：I
- (2) 活動度：A
- (3) 長さ：8 km
- (4) 走向／傾斜：EW
- (5) 断層の変位：30～60 m

本断層は大磯丘陵の北縁、秦野盆地の南縁で東西に走る断層崖を形成している。断層の東端は小田急の東海大学前駅と秦野駅間のトンネル内で確認されている（花井、1934）。トンネル工事の時の資料やその上の宅地造成

工事の資料から判断してトンネルの中央部90 mは基盤岩（丹沢層群）、基板岩から西側の出口まで140 mはローム層で出口付近には厚さ1.5～2.1 mの東京軽石層と思われる軽石層（軽石の最大径10 cm以上）がN60 E、30 Nで分布し、これを切って渋沢断層が確認されている（図1）。

ここから700 m西の上大槻の金目川河川敷では沖積層を切る渋沢断層（写真1）が確認されている。ここでは渋沢断層が切る礫層の中に含まれる木片から2580±100年 BP（三菱マテリアル株）という年代が得られている。断層は上位の礫層に覆われている（長瀬、1980）。



図1 秦野断層、渋沢断層の位置



写真1 上大槻河川敷の浪沢断層

井ノ口から尾尻にかけて発達する尾尻面は浪沢断層の活動によって、1～2万年前に形成された地形面で、平均変位速度は1～2 m/1000年と計算されている（小島ほか、1975）。

神奈川県内広域水道企業団の導水トンネル掘削時の資料によると上大槻の養泉院近くに造られた縦坑では深さ5.9～30.5mまでTP軽石流堆積物が確認された。この

縦坑から導水トンネルは標高70m付近をほぼ水平に南西方向に大磯丘陵を貫通している。縦坑から南西に100m（地表では小田急の線路付近）まで軽石流堆積物が続き、ロームを挟む礫層になる。トンネル内の切端で断層面の確認はできなかったが、礫層の傾斜は挟むされるローム層の走向からほぼ東西で北に20°と比較的急な傾斜を示す。567.5m地点（八幡山の下）においても礫層

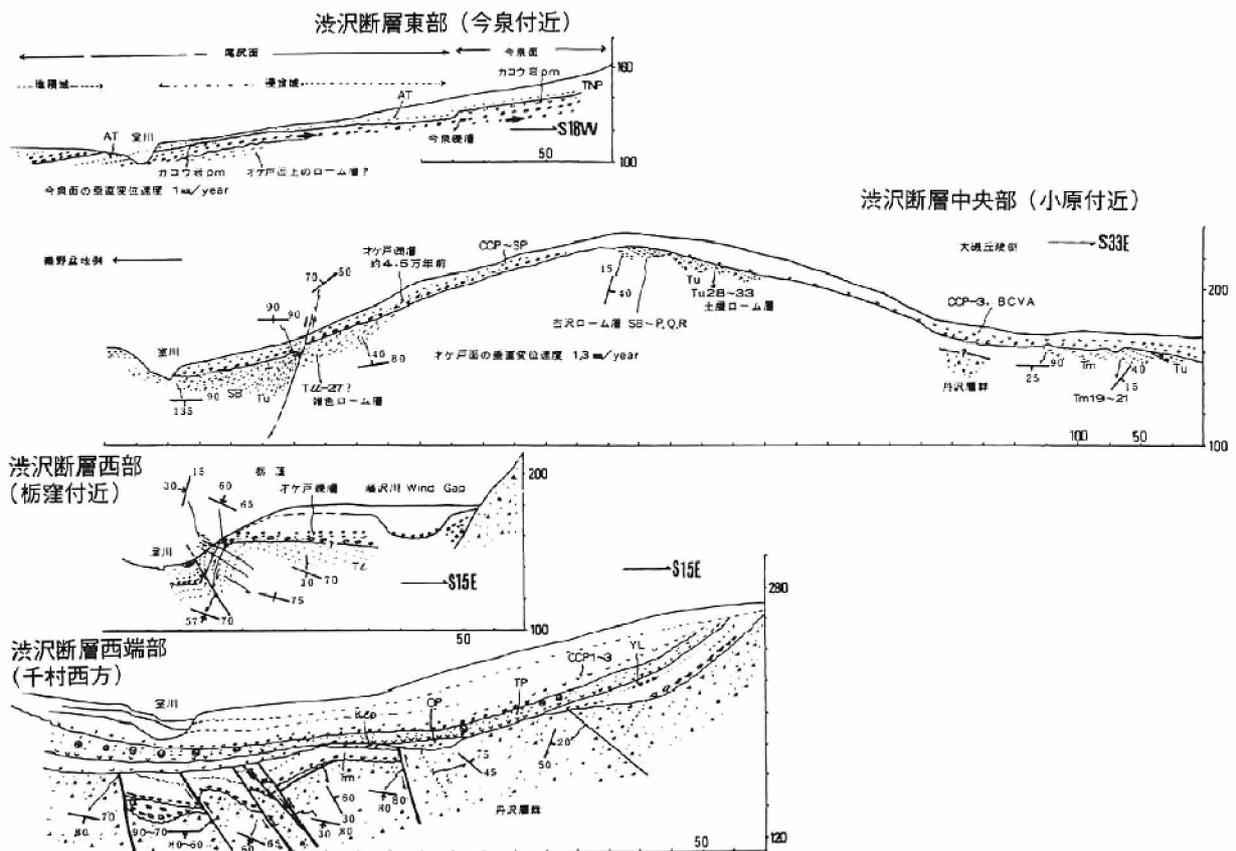


図2 浪沢断層の地表付近地域断面図

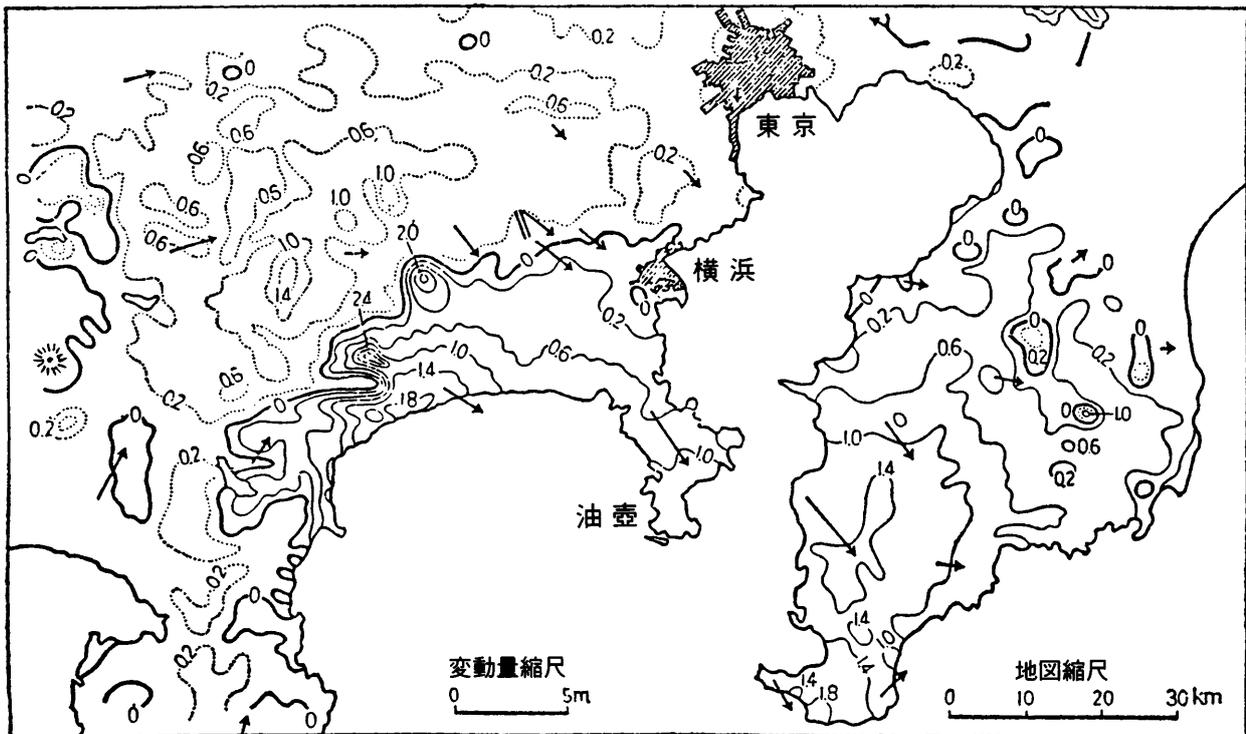


図3 関東地震に伴う地殻変動
 実線：隆起量 (m) 点線：沈降量 矢印：水平変動

に挟まれるローム層の走向はEW、傾斜は 20° N、618m地点は礫層で走向はEW、傾斜は 20° N、760m地点は礫層走向 $N50^{\circ}W$ 、傾斜 10° N、縦坑から950m地点で地質は礫層から多摩期の軽石を挟在する固結したローム層となり、地層の傾きはほぼ水平となる。さらに、1950mで固結したスコリア層、軽石層を挟むローム層で地層の走向は東西と変わらないが傾斜が南へ 5° となる。つまり、大磯丘陵北縁部では標高70m付近の導水トンネルでとう曲構造を示す。この付近の地表の標高は150~200mで地表地質調査で上杉(1982)はとう曲構造を報告し、AT(始良火山起源)の傾斜から垂直変位量を $1\text{m}/1000\text{年}$ と計算した(図2)。小原付近では地表地質調査でオヶ戸礫層がとう曲構造を示し、垂直変位速度は、 $1.3\text{m}/1000\text{年}$ と計算されている。

大正関東地震において大磯丘陵北縁部は秦野盆地南縁部に対し20~30cm隆起した(図3)。関東地震が210~220年で繰り返し発生すると仮定すると、大磯丘陵は秦野盆地に対して1000年で約1~1.5m隆起することになり、関東地震の繰り返しにより渋沢断層のとう曲構造を説明することも可能である。

栃窪付近では多摩ローム下部が逆転し新期ローム期の水成層に乗り上げている。千村では基盤の丹沢層群が多摩ローム期の角礫層を挟み込んで乗り上げており、その上をTP(東京軽石層)が覆っている。

大磯丘陵の地質データは渋沢断層が繰り返し活動したことを示唆している。渋沢断層が震源断層につながるものか、浅層部の断層を伴うとう曲構造によるものかは今後の活断層調査の結果を待たねばならない。

文 献

- 花井重次(1934):丹沢山地東南山麓地域の地形について(第1報)、大塚地理学会論文集第4、1-20
 長瀬和雄、尾上洋一(1980):地層の地下水に対する浄化機能に関する研究、神奈川県試験研究連絡協議会環境部会共同研究報告書、代表取締役号、31-62
 小島泰子・佐藤優子(1975):秦野盆地形成における活断層の意義、関東の四紀(2)、33-37
 上杉 陽、千葉達朗、米沢 宏(1982):いわゆる国府津・松田断層について、関東の四紀(9)、21-32

(長瀬和雄)

秦野（はだの）断層

- (1) 確実度：I
- (2) 活動度：A
- (3) 長さ：7 km
- (4) 走向／傾斜：ENE
- (5) 断層の変位：72 m

藤本（1928）は、丹沢山麓一帯の地形、地質調査を行い秦野盆地の成因と、それに関係した地殻変動について論述し、その中で渋沢断層とともに秦野盆地の中央を東西に走る秦野逆断層を発見した。藤本は第四紀に活動したこの断層の変位量は地形面の傾動から判断して50～70 mとした。

花井（1934）は、秦野盆地中央部葛葉川と金目川の合流点から葛葉川の300 m上流付近の露頭（写真1）で口

ーム層に挟在される軽石層から地質構造を詳しく調べ、露頭をスケッチし、北部の地塊が南部の地塊の上に衝上して、2本の主断層を含んだ押しかぶせ構造を明らかにし、秦野逆断層と命名した。

長瀬（1977、1982）は秦野盆地を形成する主地形面を立川面に対比し、合流地点の秦野断層北側では地形面を現河床も含め4種類に分類し、立川面に相当する面はこの地において、TPを乗せる地形面について二番目の古さで、北北西に傾斜し、古い地形面ほどその傾斜は急であること（写真2）、また、ボーリング資料からその断層の落差が72 mであることを示した（図1）。

秦野断層はその後のボーリング調査で水無川をこえて西方に追跡され、確認されている。

内田ほか（1981）は、花井（1934）が観察した露頭に

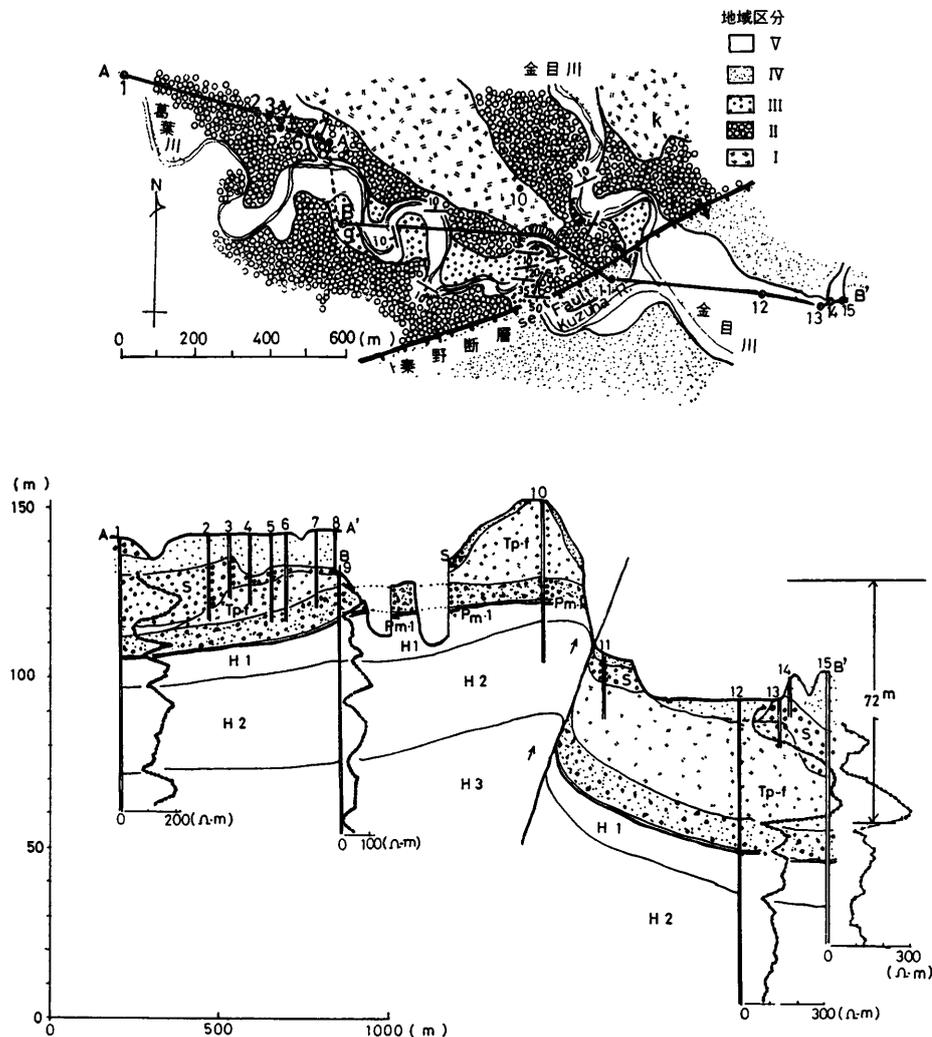


図1 秦野断層の地形面区分と落差



写真1 葛葉川（保健所下）の秦野断層の露頭

ついてテフラを詳しく鑑定するとともに、葛葉川、金目川流域の地質調査をおこなって、火山灰層序学的な記載を行ない、5万年以降現在にいたるまで地層の傾動率1～2度/1000年で変位が等速進行してきた可能性を示した。

秦野盆地の堆積物は丹沢山地から搬出された扇状地性の礫層と箱根火山、富士火山から飛来した火山灰層で、地層の連続性は乏しい。秦野盆地の地下の構造を明らかにするために、地下に分布する地層についてボーリングデータのデータベースにおける礫層の分布状況から深度6～10m付近に一般に分布する水無礫層、11～12mの葛葉礫層、17～22mの水神礫層に区分している。25m以深は礫が卓越していて盆地の基盤まで秦野層と呼んでいる。ボーリングデータから地下断面図を描くと、水無礫層は広域テフラ AT (BP.22,000年) を切って分布し、大磯丘陵の尾尻礫層に対比できる。水神礫層の下位のローム層には TP が確認できるので、水神礫層はオヶ戸礫層に対比される。

秦野断層は水無礫層の下部を切ることが確認されているので、断層活動は BP22,000以降まで続いたことは明らかである。断層が第四紀末の地殻変動により TP をの

せる地形面を最高位として3段の地形面が見られることは繰り返し活動期があったことを示唆するが、とう曲構造として形成されたのか、震源断層に続く活断層として繰り返し地震を発生させたのかは今後の活断層調査の結果を待たなくてはならない。

参考文献

- 藤本治義 (1928)：秦野盆地付近の地形と地質、東京高師博物学雑誌、36号、26-29
 内田法英、上杉 陽、千葉達朗 (1981)：秦野盆地北東部の河成段丘とその変形、関東の四紀(8)、33-44
 長瀬和雄、木村政子、相原宗由、小林徳博、島田利子、山谷秀樹 (1982)：秦野逆断層、地質学雑誌、第88巻、第5号、401-403

(長瀬和雄)

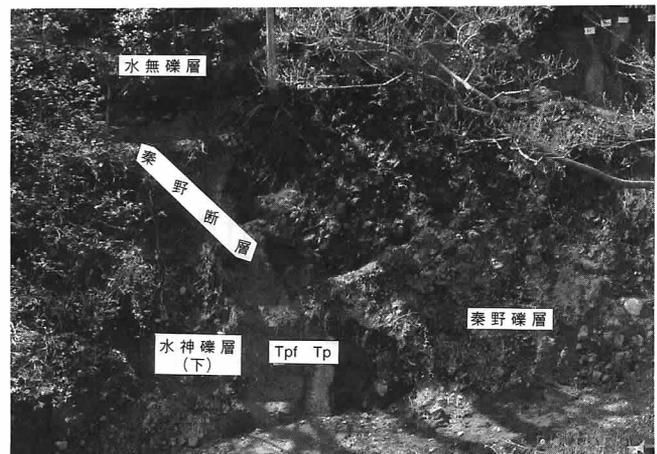


写真2 秦野断層付近の地形面の傾斜

伊勢原（いせはら）断層

- (1) 確実度：I
- (2) 活動度：B
- (3) 長さ：20km
- (4) 走向／傾斜：NS～NNW／傾斜不明
- (5) 断層の変位：縦ずれ（東側隆起）

伊勢原断層は、伊勢原台地の西縁を南北に走る縦ずれ断層で、花井重次(1934)により命名された。断層の北方では、走向が北北東に変わり、丹沢山地東北縁の逆断層（青野原一煤ヶ谷線：Mikami, 1961；太田ほか, 1986）に続く（図1）。

この断層の場合、断層露頭は確認されていないものの、断層崖やとう曲崖、堆積物の高度不連続がみられる。特に南北につづく断層崖では、そこを境に東方では台地、西方では沖積平野が広がり、全く異なる地形が形成されている。この沖積平野の地下には、南北にのびる深い埋没谷があることが推定されている（神奈川県温泉研究所

地下水調査グループ、1970）。また、高度不連続については、断層を境に、箱根新期軽石流堆積物の分布高度（町田・森山、1968）や、伊勢原市岡崎の赤坂地域でのボーリング・コアの火山灰層や海陸遷移面の標高（松田ほか、1988）に違いがみられる。

松田ほか（1988）は、前述の赤坂地域でボーリング調査を行い（図2・3）、鍵となる火山灰層などの標高の違いから、この断層の最終活動時期は、平安時代（延暦・貞観年間）～江戸時代（宝永7年）の間、再来周期は約5000年以上であることを明らかにした。さらに、伊勢原断層の最終活動をもたらした地震は、M7級（M7.0～7.5）、震央は伊勢原および厚木付近で、これに対応する歴史地震として、878年（元慶2年）の相模・武蔵地震（M7.4）が考えられている（図4）。

1923年の関東地震の際、伊勢原断層に沿って、地割れや地溝状の凹陷地があらわれたが（図5）、断層活動によるものとは考えられていない（花井、1934；金子、1972）。

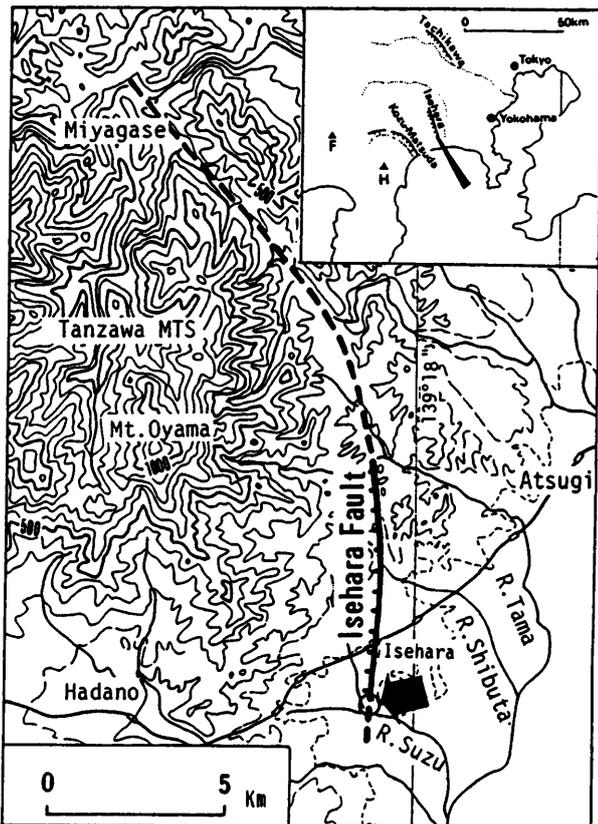


図1 伊勢原断層（松田ほか、1988）

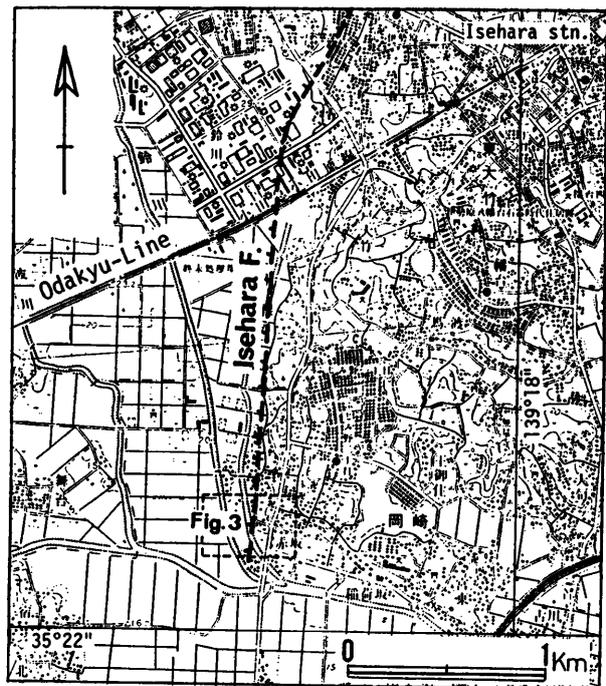


図2 伊勢原断層付近の地形図（松田ほか、1988）

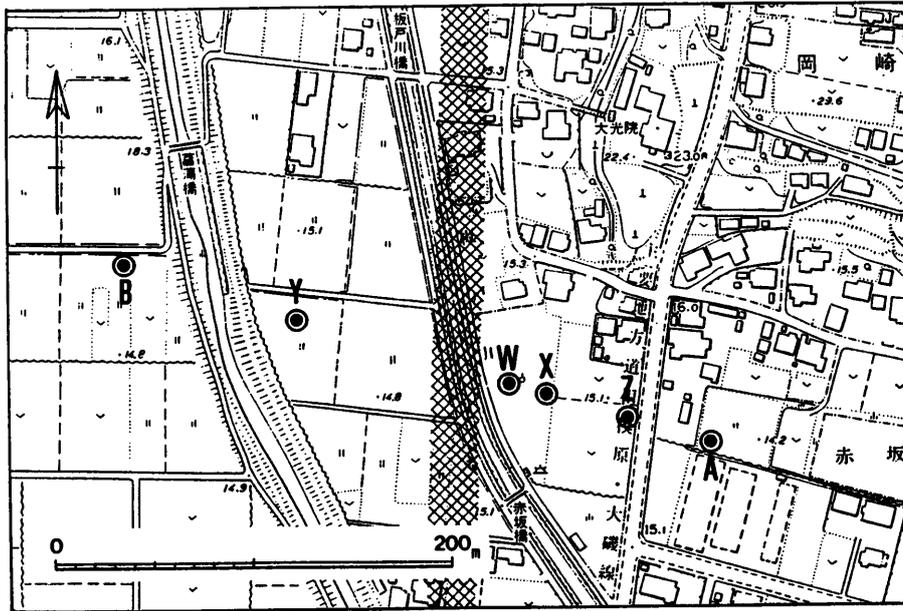


図3 ボーリング調査地域 (松田ほか、1988)

Y、W、X、Zは松田ほか(1988)、A、Bは今永ほか(1982)により、ボーリング調査が行われた。

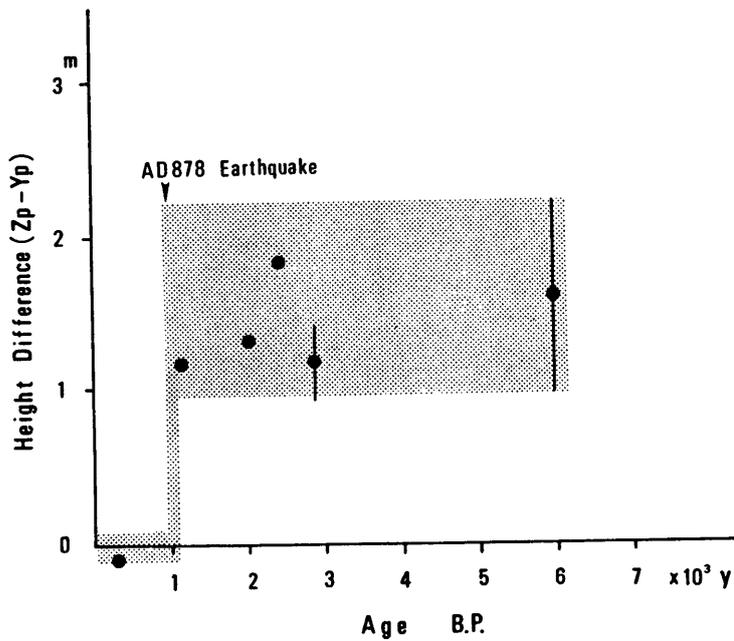


図4 完新世後期の断層変位と地震活動 (松田ほか、1988)

図の縦軸はY、Z各地点における鍵層の標高差を示す。Y、Zの場所については図3を参照。

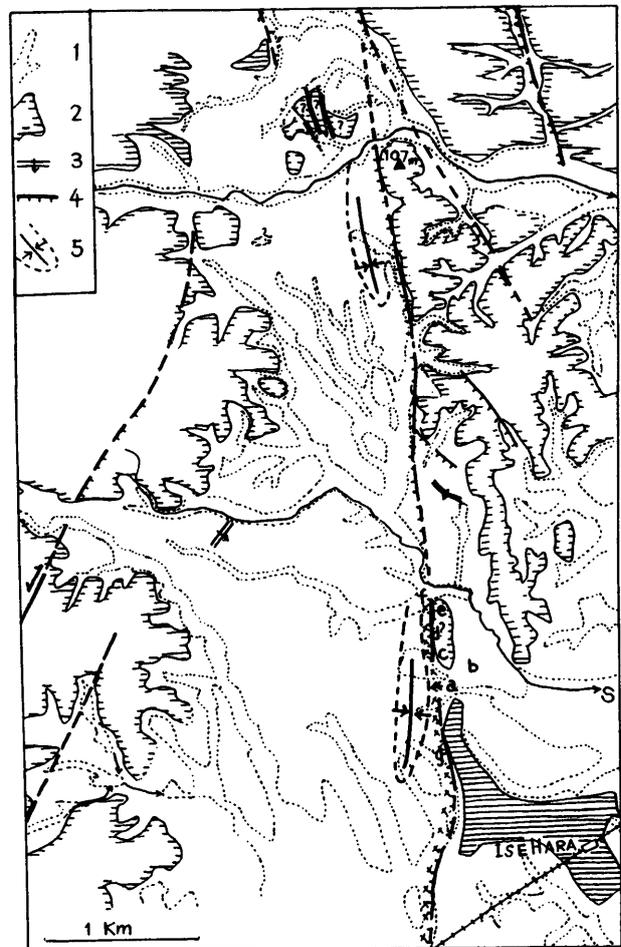


図5 伊勢原付近の変位地形 (金子、1972)

1 開析谷—沖積地、2 基盤第三系山地、3 とう曲崖、4 断層崖、5 向斜状の曲降
断層崖付近の×印は、1923年の関東地震で生じた地割れ箇所。



写真1 伊勢原断層の断層崖

崖の手前は沖積平野、奥は台地。

文 献

花井重次 (1934) : 丹沢山地東南山麓地域の地形に就て (第1報)、大塚地理学会論文集、第4、1-20.

今永 勇・松島義章・平田大二 (1982) : 相模川西岸地域の地質地殻変動、神奈川県試験研究連絡協議会環境部会共同研究報告、5、25-36.

神奈川県温泉研究所地下水調査グループ (1970) : 伊勢原付近の地質と地下水、神奈川県温泉研究所報告、12、21-47.

金子史朗 (1972) : 地形図説(2)、古今書院、229 P.

Mikami, K. (1962) : Geological and petrographical studies on the Tanzawa mountainland. pt. 1. Sci. Rept.

Yokohama National Univ., Sec. II、8、57-110.

町田 洋・森山昭雄 (1968) : 大磯丘陵の tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史、地理評、4、241-257.

松田時彦・由井将雄・松島義章・今永 勇・平田大二・東郷正美・鹿島 薫・松原彰子・中井信之・中村俊夫・松岡数充 (1988) : 伊勢原断層 (神奈川県) の試錐による地下調査、地震研彙報、63、145-182.

太田英将・石黒 均・岩橋 悟・新妻信明 (1986) : 丹沢山地東部の地質、静岡大学地球科学研究報告、12、153-189.

(平田由紀子)

三浦半島の活断層

三浦半島は、地形・地質的に北、中、南部の3つの地域に大別できる。

北部には、三浦層群（中新世後期～鮮新世前期）が分布し、多数の北東走向の断層がみられる。

中部には、葉山層群（中新世前期～中期）が間に三浦層群逗子層（中新世後期）を挟んで、北西—南東方向に分布し、それぞれの地層の間は断層で画されている。この地域は古くから、丹沢—葉山—嶺岡（房総半島）隆起帯として知られており、これは約500万年前にフィリピン海プレートの運動により、丹沢山地が関東山地に衝突したために隆起したと考えられている（新妻1991）。北・中部は、大楠山（標高241m）を最高峰とする丘陵地域である。

南部は、北側の相模層群宮田層（更新世中期）と南側の三浦層群が分布する台地からなるが、北側は南側よりも地層が新しいため、開析の少ない低い台地である。

三浦半島には、北西—南東方向から東西方向に走る、北から衣笠、北武、武山、南下浦、引橋の5つの平行した活断層帯が知られており（KANEKO 1969等）、上記の地質構造（新第三紀層の地層配列）に平行な断層系（新第三紀の古い断層とかなりの部分ではほぼ同じ位置）である。

これらの活断層に共通なことは、右横ずれ断層であり、谷の屈曲等の変位地形が明瞭に認められる。垂直変位の向きと量は、断層、場所により異なり、水平変位に比べて一般に1桁小さい。大地形的には、北側の3断層は北上がり、南側の2断層は南上がりであり、武山断層と南下浦断層の間（宮田層の分布地域）は地溝状である（太田ほか1982等）。この地溝構造は、相模トラフで起こる地震に伴う地殻変動が累積して、つくられたと考えられている。

これらのことは、三浦半島の活断層は第四紀以前に垂直方向に卓越した活動を始め、更新世中期に水平方向（右横ずれ）に卓越した活動に転換したことを示している。これは、フィリピン海プレートの進行方向が北から北西に変化したためとみられる（貝塚1984）。

三浦半島の新規の活断層運動は北武、武山両断層の活発な右横ずれ運動に集約される。この両断層は共に確實

度I、活動度Aの活断層であり、北武断層帯と武山断層帯の西部とは、新規の活動に関しては互いに相補的な関係にあるとみられる。大局的にみると、北武断層を北縁とし、武山断層を南縁とする東に開いた細長いくさび型の地帯を、一つの大規模なせん断帯とみなすことができ、最も注意を要する活断層帯である（太田ほか、1982）。

文 献

- 江藤哲人（1995 a）：三浦半島の活断層とその生い立ち、日本地質学会関東支部主催「地震と活断層」普及講演会資料、21-28
- 江藤哲人（1995 b）：三浦半島の衣笠断層帯を横断する隧道の地質、横浜国大教育学部理科紀要、SEC. II、No.41/42、13-22
- 貝塚爽平（1984）：南部フォッサマグナに関連する地形とその成立過程、第四紀研究、Vol.23、No.2、55-70
- 垣見俊弘、平山次郎、岡 重文、杉村 新（1971）：南下浦断層の変位の性格、とくに垂直変位量について、第四紀研究、Vol.10、No. 3、81-91
- KANEKO, S.（1969）：Right-lateral faulting in Miura Peninsula, south of Tokyo, Japan、地質学雑誌、Vol.75、No. 4、199-208.
- 蟹江康光、太田陽子（1990）：横須賀市野比の北武断層と新第三系、横須賀市博物館研究報告（自然）、No.38、25-27
- 活断層研究会（1991）：新編日本の活断層、東京大学出版会
- 熊木洋太（1981）：三浦半島の完新世段丘と完新世の地殻変動、国土地理院時報、No.54、41-49
- 松島義章（1976）：三浦半島の南下浦断層の新露頭、地質学雑誌、Vol.82、No. 3、211-214
- 松島義章（1984）：完新世段丘からみた相模湾・駿河湾沿岸地域のネオテクトニス、第四紀研究、Vol.23、No. 2、165-174
- 新妻信明（1991）：南関東における三浦層群、月刊地球、Vol.13、No. 1、5-10
- 岡 重文（1996）：三浦半島の活断層見学、地質ニュース、No.498、52-62

太田陽子、松田時彦、池田安隆、渡辺憲司、D. N. Williams、小池敏夫、見上敬三 (1982)：三浦半島の活断層に関する調査報告、三浦半島及び国府津・松田地域の活断層に関する調査報告書、神奈川県
 太田陽子、藤森孝俊、鹿島 薫、蟹江康光 (1991)：三浦半島北武断層の完新世における活動期と変位様式に関する考察、横浜国大教育学部理科紀要、SEC. II、No.38、83-95
 太田陽子、山下由紀子 (1992)：三浦半島の活断層詳細図の試作、活断層研究、No.10、9-26
 太田陽子、藤森孝俊、鹿島 薫、蟹江康光、松島義章 (1994)：三浦半島、北武断層東端付近の完新世海成段丘、第四紀研究、Vol.33、No. 1、37-43
 杉村 新 (1964)：三浦半島の南下浦断層と武山断層、

地質学雑誌、Vol.70 (No.826)、397
 鈴木尉元、小玉喜三郎、三梨 昂、岡 重文、卜部厚志、遠藤 毅、堀口万吉、江藤哲人、菊地隆男、山内靖喜、中嶋輝允、徳橋秀一、楡井 久、原 雄、中山俊雄、奈須紀幸、加賀美英雄、木村政昭、本座栄一 (1995)：特殊地質図 (20) 東京湾とその周辺地域の地質 (第2版)、地質調査所
 渡辺満久 (1990)：新興住宅地を切る活断層、活断層研究、No. 8、97-103
 WILLIAMS, D. N. (1983)：Late Quaternary Displacement at the Hikihashi and Kitatake Faults, Miura Peninsula, Japan、第四紀研究、Vol.21、No. 4、289-299

(小沢 清)

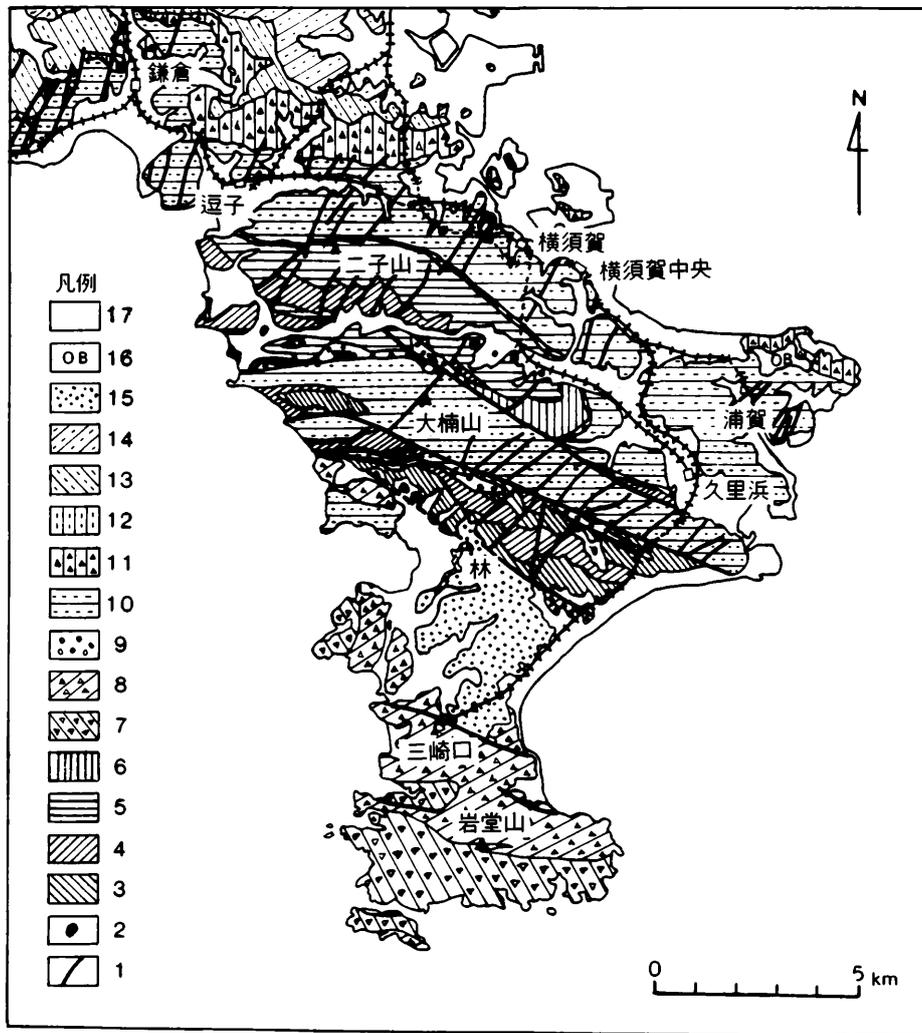


図1 三浦半島の地質図 (鈴木ほか (1995) から、簡略化して作成)

凡例 1：断層、2：蛇紋岩、3～6：葉山層群、3：森戸層、4：鋸摺層、5：大山層、6：矢部層、7～11：三浦層群、7：三崎層、8：初声層、9：田越川礫岩層、10：逗子層、11：池子層、12～14：上総層群、12：林層、13：浦郷層、14：野島層、15～16：相模層群、15：宮田層、16：小原台段丘堆積物及び下末吉ローム層上部、17：沖積層

北武（きたたけ）断層帯

- (1) 確実度 北武断層：Ⅰ
北武南断層：Ⅱ～Ⅲ
- (2) 活動度 北武断層東・中部：A
北武断層西部：B
北武南断層：A
- (3) 長さ 北武断層東・中部：8.5km
北武断層西部：2.7km
北武南断層：4.2km
- (4) 変位速度
- 水平変位
- 北武断層東・中部：右ずれ2～5mm/年
北武断層西部：不明
北武南断層：右ずれ2～3mm/年
- 垂直変位
- 北武断層東・中部：北上がり0.1～0.4mm/年
北武断層西部：北上がり0.3mm/年
北武南断層：北上がり<0.1mm/年

本断層帯は、北武断層、北武南断層及びそれらの派生断層からなる。北武断層は東京湾岸の横須賀市千駄ヶ崎から相模湾岸の横須賀市久留和に向けて東南東一西北西方向に約11km延びている（太田ほか、1982等）。

北武断層東・中部の垂直変位は北上がりであるが、水平方向の横ずれが卓越し、地形的に右ずれによる系統的な谷の屈曲が認められる（変位量50～400m）。野比一太

田和間で最も大きく、それより東方および西方に向かって漸減し、西方では長坂西方で屈曲変位が認められなくなる（太田ほか、1982）。野比付近では断層は平行に2本あり、その間は地溝状の地形となっている（蟹江、1990）。

相模湾側の北武断層西部は東西方向であるが横ずれは明確でなく、垂直変位は東部とは逆に北上がり、東・中部との間は変位地形の連続性が途切れている。

北武断層東・中部はほぼ、南側の中新世前・中期の葉山層群と北側の中新世後期～鮮新世前期の三浦層群との境界をなす。西部は南側が三浦層群、北側が葉山層群と逆である。

野比付近での最近の調査によると、断層活動が完新世に、4回（7900年以上前、4800～5200年前、1800～2600年前、1000～1500年前）あったと、いくつかの前提のもとに推定された。この内、1800～2600年前のものは垂直変位が全般的な方向とは逆な北上がりである（太田ほか、1991）。

北武南断層は北武断層の南側に約500m離れて、平行して走っている。本断層は北上がり、右ずれ断層（変位量200～350m）と考えられている。

北武断層については平成8年度に神奈川県でトレンチ調査を主とした調査を実施することになっているので、更に詳細が明らかになると期待される。

（小沢 清）

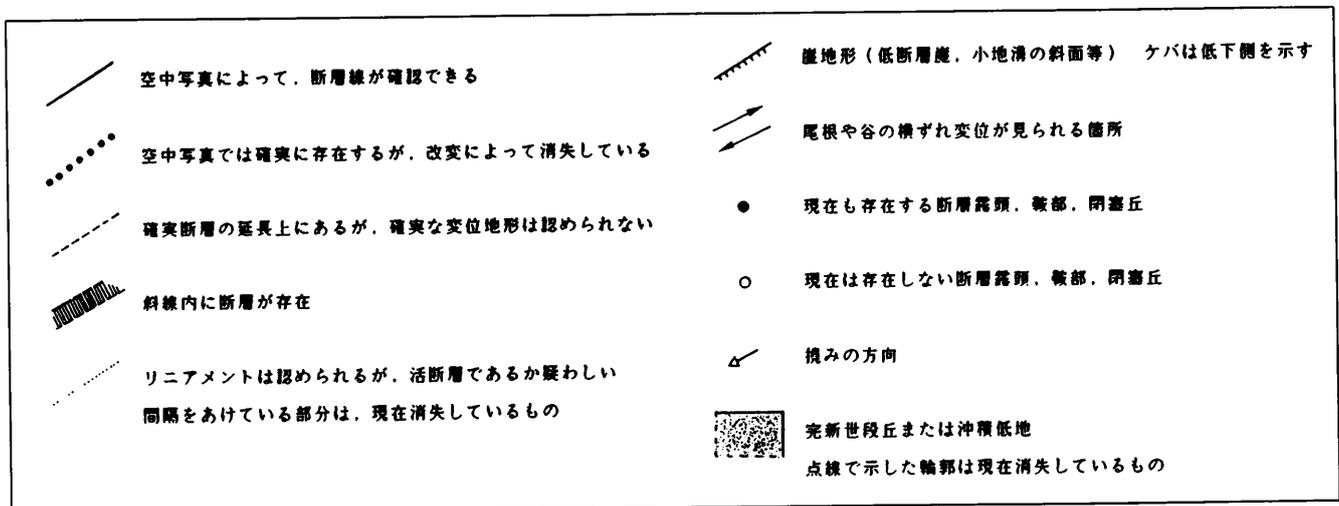


図2 詳細図の凡例（太田・山下、1992）
（図8を除く）

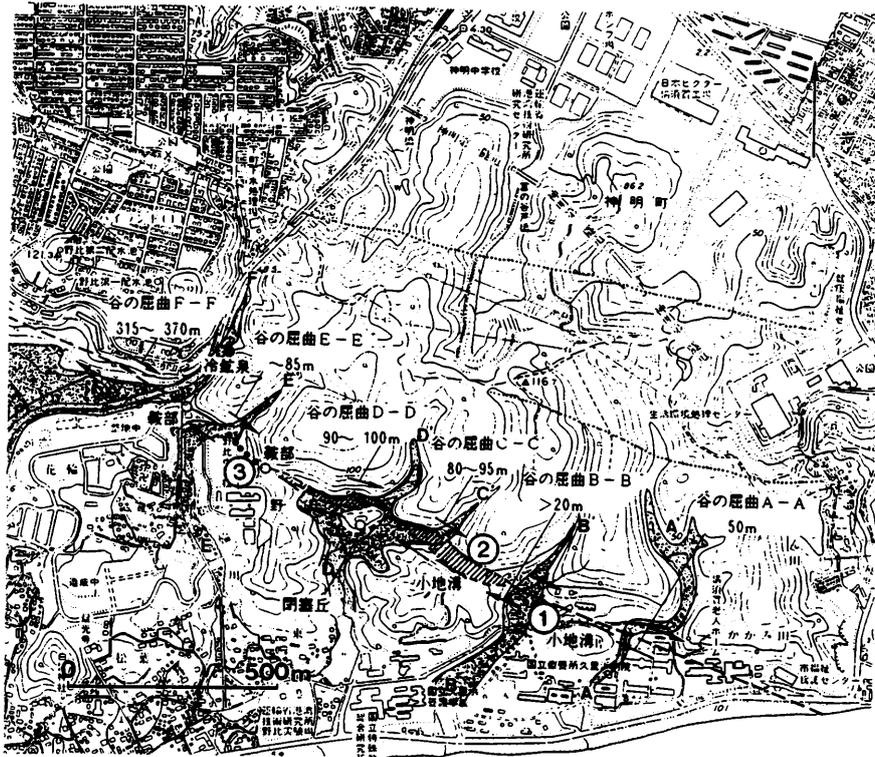


図3 北武断層、谷F-F'以東の詳細図 (太田・山下、1992)
 ①等は、太田・山下(1992)に記載のある露頭等の位置番号(以下同じ)

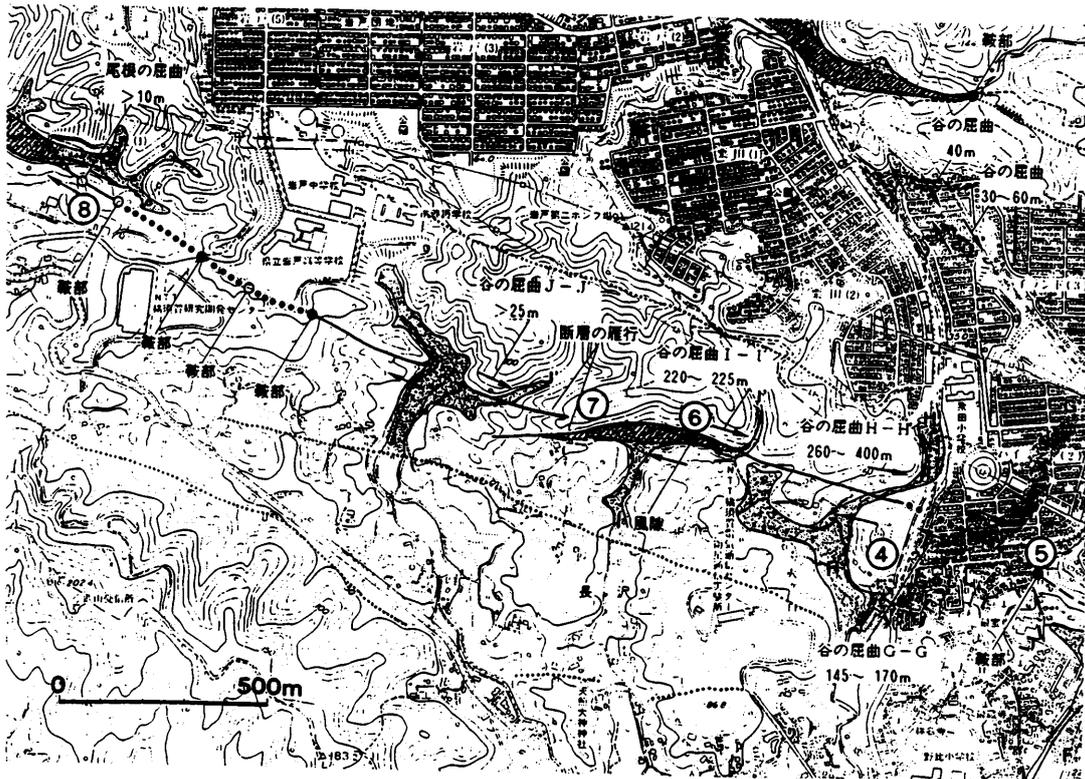


図4 北武断層、谷F-F'-NTT横須賀研究開発センター付近の詳細図
 (太田・山下、1992)

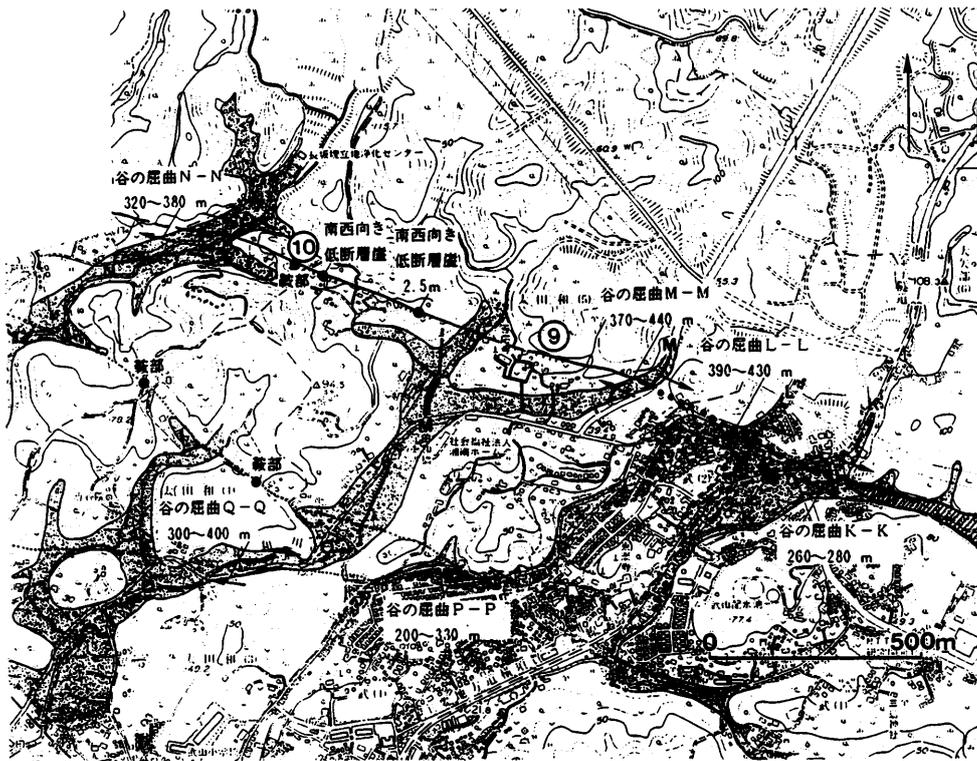


図5 北武断層、太田和付近の詳細図 (太田・山下、1992)

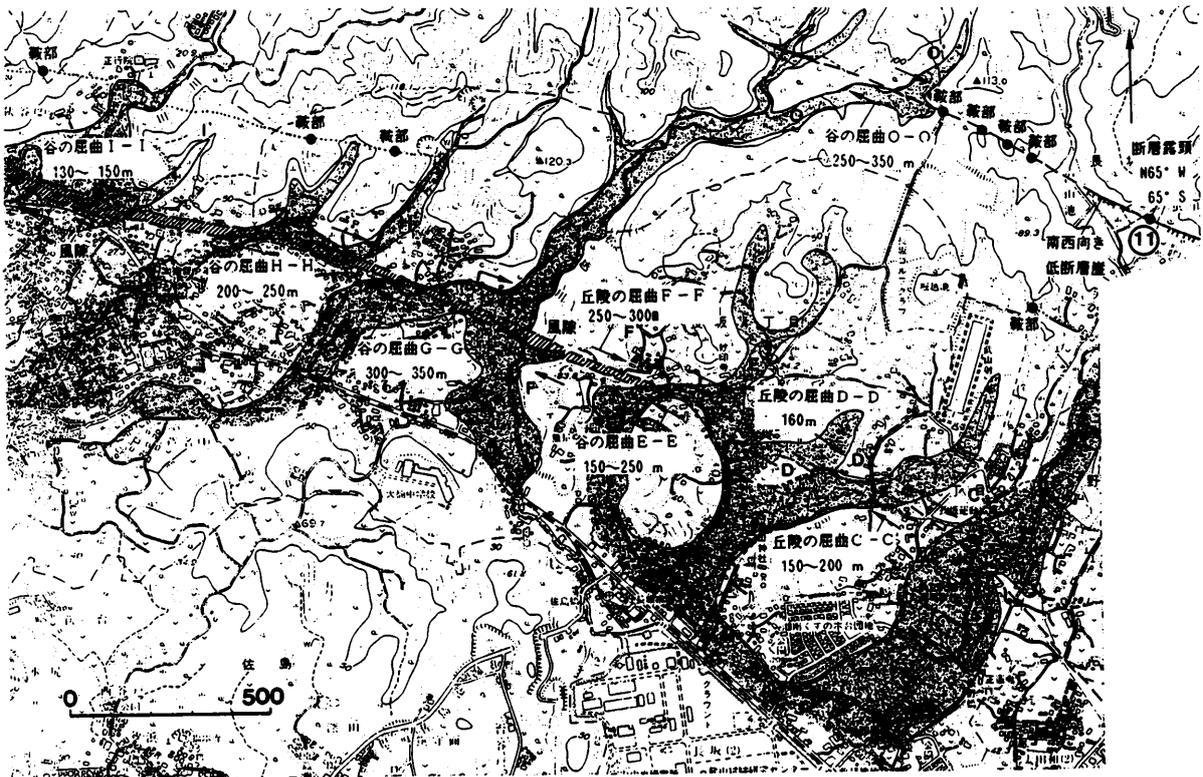


図6 北武断層西端および武山断層西部の詳細図 (太田・山下、1992)

武山（たけやま）断層帯

- (1) 確実度 武山断層東部・西部：Ⅰ
武山南断層：Ⅱ
- (2) 活動度 武山断層東部・西部：A
武山南断層：B
- (3) 長さ 武山断層東部：2.8km
武山断層西部：2.7km
武山南断層：1 km
- (4) 変位速度
- 水平変位
- 武山断層東部：右ずれ0.3～3 mm/年
武山断層西部：右ずれ2～4 mm/年
武山南断層：不明
- 垂直変位
- 武山断層東部：南上がり0.1～0.3mm/年
(第四紀後期から)
武山断層西部：北上がり0.3mm/年
武山南断層：南上がり0.1～0.2mm/年

本断層帯を構成する断層群の内、確実なものは武山断層及び武山南断層である。

武山断層は相模湾岸の横須賀市秋谷から芦名、林、須軽谷をへて、東京湾岸の横須賀市長沢に至る北西—南東方向の活断層であり、本断層東部は、北側の葉山層群からなる武山丘陵地と南側の相模層群からなる宮田台地との境をなしているが、西部は、葉山層群と三浦層群とを境する断層とは一致しない。

水平（横ずれ）変位地形は武山断層東部は東京湾岸の京浜長沢駅付近から武山球場付近まで追跡できるが（変位量右ずれ30～280m）、その先は沖積層に覆われて不明である。西部は大田和付近から相模湾岸の秋谷間に認められる（変位量右ずれ100～350m）。一般的な垂直変位は北上がりである。しかし、津久井では北落ちの低断層崖があることから、第四紀後期において南上がりの活動が生じたとみなされる。武山断層西部の垂直変位は明確でない（太田ほか、1982）。

津久井川上流の完新世の段丘が武山断層によって北上りに変位され、その活動が約6000～3100年前と約3100年前以降に少なくとも各1回はあったとみられる（熊本、1981）。

武山断層の東部と西部の間では変位地形が明瞭には認められないこと、新期の活動度に注目すると、武山断層西部は北武南断層をへて、北武断層東部に続くとみなすことができる。

武山断層西部の南側に北落ちの垂直変位を持つ武山南断層がある。

1923年の関東地震時に生じた下浦断層（長さ約1 km）は、武山断層の南約200mのところに位置し、武山断層の一部とみなされている。断層変位は南落ち（変位量0.3～1.5m）で、横ずれは、小さくて不明である（太田ほか、1982）。

（小沢 清）

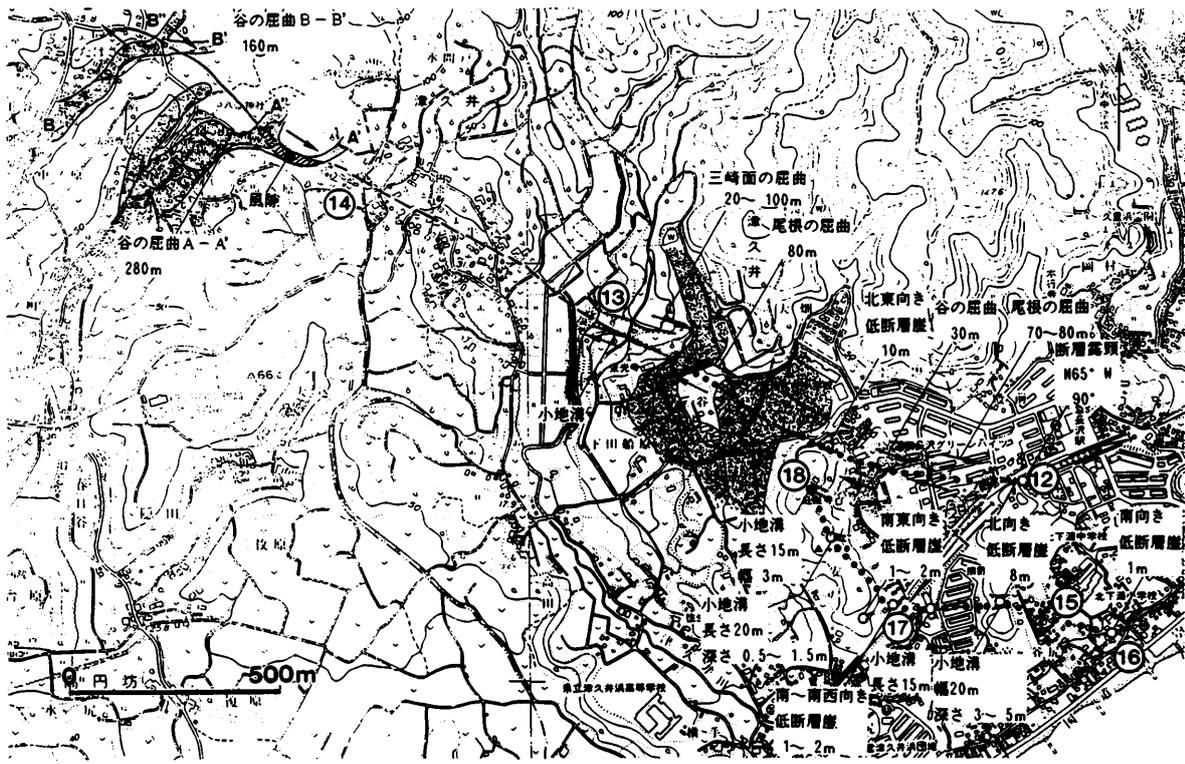


図7 武山断層東部および下浦地殻断層の詳細図 (太田・山下、1992)

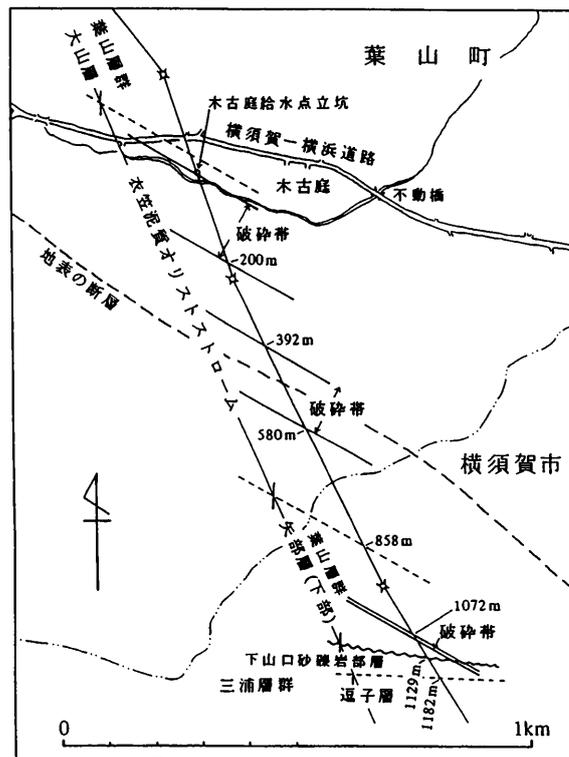


図8 葉山町木古庭送水管トンネル区間の層序および衣笠断層帯の破碎帯位置 (江藤、1995b)
(境界部の位置距離は木古庭給水点立坑の南縁端からの距離である)

衣笠（きぬがさ）断層帯

- (1) 確実度 東・中部：Ⅱ
西部：Ⅲ
- (2) 活動度 東・中部：A～B
西部：B
- (3) 長さ 東・中部：約10km
西部：0.3～2.1km
- (4) 水平変位速度 東・中部：右ずれ0.3～3mm/年

本断層帯は、かなりの部分で北側の葉山層群と南側の三浦層群逗子層との境をなす（垂直方向の総変位量は逗子層基底を基準とすれば北上がりで、300～500mに及ぶ。）、平行ないし雁行する断層群からなり、おおまかには東・中部の断層群及び西部の断層群の2つに分けられる（太田ほか、1982）。

東・中部の断層群は、東京湾岸の横須賀市久里浜から大楠山北方を通り、葉山町大沢（葉山ゴルフ場）付近まで南東—北西方向に延びている。この西半分は谷の右ずれ屈曲が認められ（変位量40～350m）、垂直変位は地形的には北側が上昇しているようにみえる（太田ほか、1982）。最近、葉山ゴルフ場東方の導水管のトンネル工事で、葉山層群を切る3本の断層破砕帯が認められた（江藤、1995b）。

西部は、葉山ゴルフ場から相模湾岸にかけて、平行した断層群からなる。この断層群は、葉山層群や逗子層基底の石灰岩の堅い岩石と逗子層上部の比較的柔らかで侵食され易いシルトとを境するため、リニアメント自体は組織地形である疑いが強い（太田ほか、1982）。

（小沢 清）

南下浦（みなみしたうら）断層

- (1) 確実度：Ⅰ
- (2) 活動度：B～C
- (3) 長さ：3.7km
- (4) 変位速度
水平変位 右ずれ0.8mm/年
垂直変位 南上がり0.03～0.3mm/年

本断層は、東京湾岸の三浦市南下浦小学校南方から西北西方向へ延び、京浜急行三崎口駅北を通り、相模湾岸の黒崎へ延びており、北側の第四紀層（宮田層）と南側の三浦層群との境をなしている。

東端付近で谷の右ずれ屈曲がみられる（変位量50m）

（太田ほか、1982）。垂直変位は、第三紀末までは北上がり、第四紀宮田層堆積前（第四紀前期）になると南上がりに転じたが、変位速度は時代が新しくなるにつれて小さくなってきている（垣見ほか、1971）。松島（1976）は、本断層の活動（南上り）開始時期を宮田層堆積後としている。三崎口以東では逆断層、以西では正断層を示している。

完新世海成段丘の隆起状況から、約6000年前以降に活動しているとみられる。垂直変位の向きは、南上がり、変位量は一般に東側が大きい（熊木、1981）。

（小沢 清）

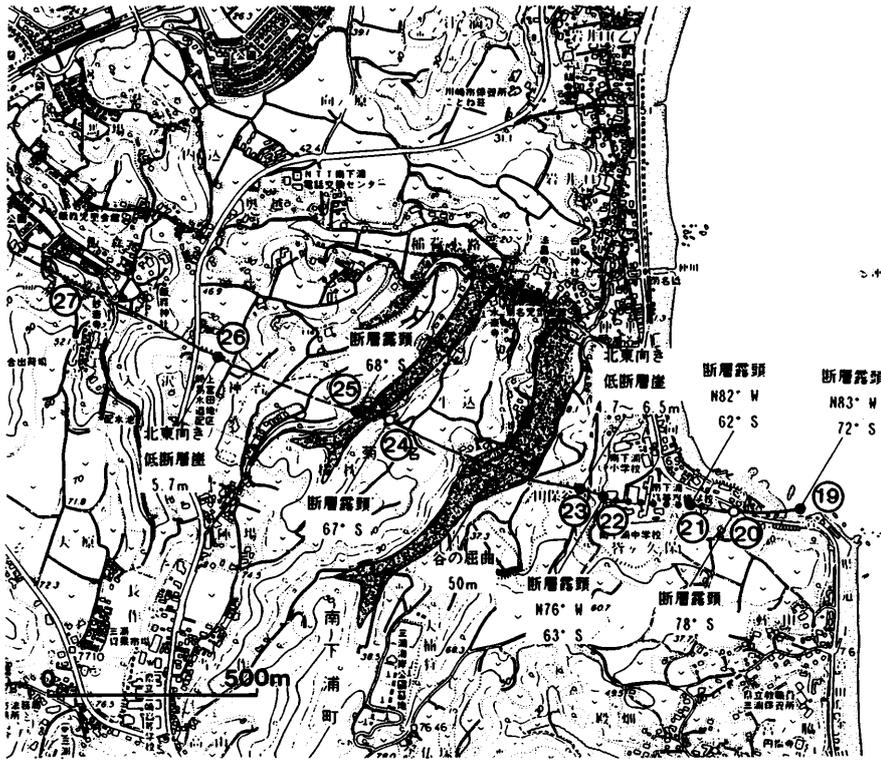


図9 南下浦断層東部の詳細図 (太田・山下、1992)

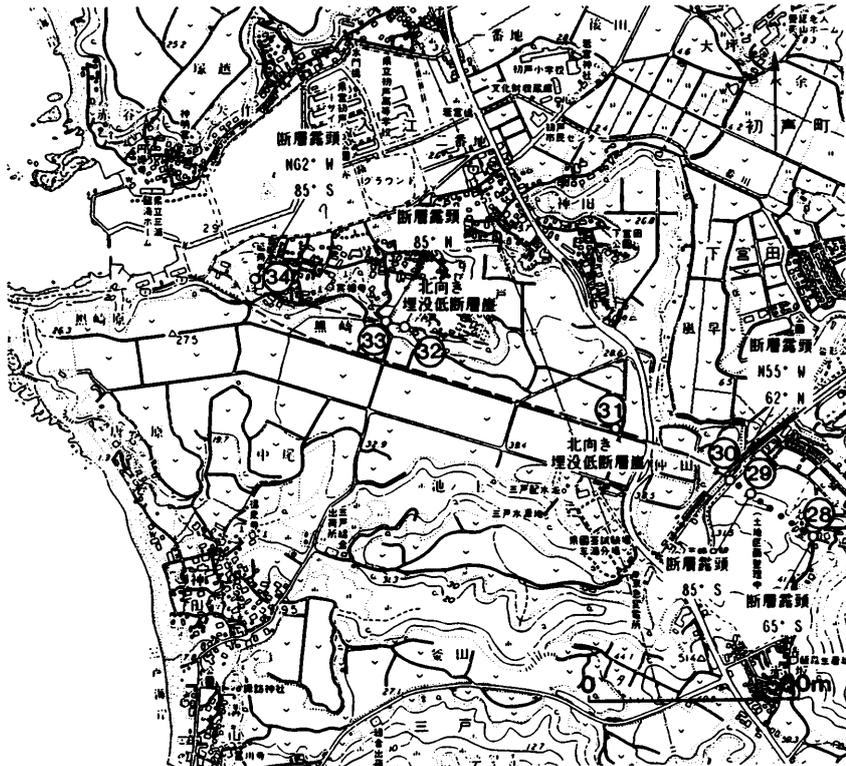


図10 南下浦断層西部の詳細図 (太田・山下、1992)

引橋（ひきはし）断層

- (1) 確実度：I
- (2) 活動度：A～B
- (3) 長さ：2.3km
- (4) 変位速度

水平変位 右ずれ0.2～1.2mm/年

垂直変位 南上がり0.5mm/年

西北西から東西、そして東北東へ次第に変える湾曲した形で東京湾岸まで延びている。変位地形は南上がり、右ずれ（変位量15～125m）で、西部の方が変位量が大きく、地溝状の地形が顕著である。最初に活動したのは、第四紀後期になってからであり、完新世にも活動しており、横ずれの変位速度は、時代が新しくなるにつれ、加速されてきている（太田ほか、1982；WILLIAMS、1983）。

本断層は、三浦市南下浦町金田の丸山付近から走向を

（小沢 清）



図11 引橋断層の詳細図（太田・山下、1992）

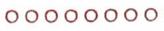


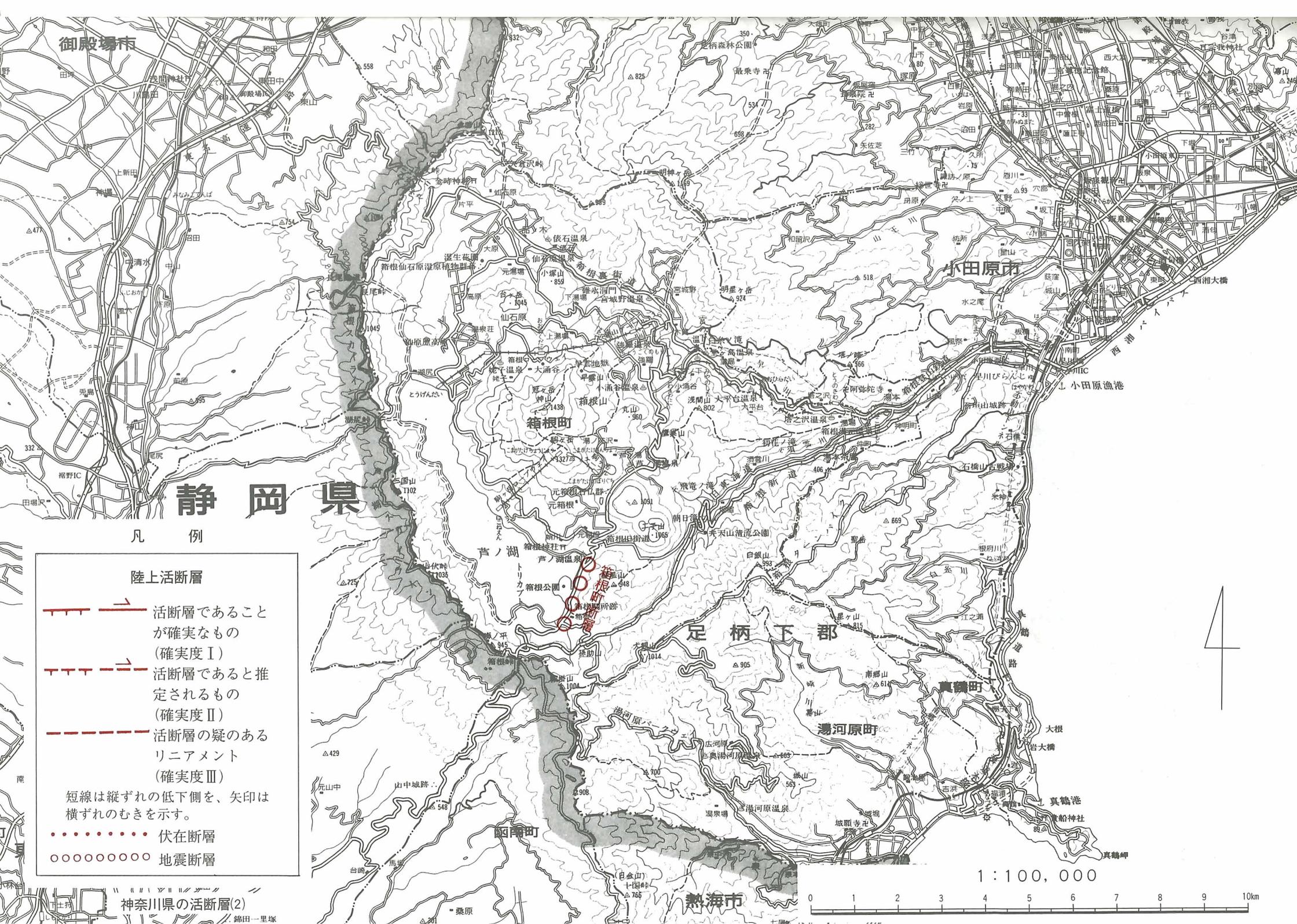
神縄右横すべり
断層

陸上活断層

-  活断層であることが
確実なもの
(確実度Ⅰ)
-  活断層であると推
定されるもの
(確実度Ⅱ)
-  活断層の疑のある
リニアメント
(確実度Ⅲ)

短線は縦ずれの低下側を、矢印は
横ずれのむきを示す。

-  伏在断層
-  地震断層



御殿場市

小田原市

静岡県

凡例

陸上活断層

- 活断層であることが確実なもの (確実度Ⅰ)
- 活断層であると推定されるもの (確実度Ⅱ)
- 活断層の疑のあるリニアメント (確実度Ⅲ)

短線は縦ずれの低下側を、矢印は横ずれのむきを示す。

- 伏在断層
- 地震断層

神奈川県活断層(2)

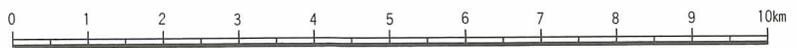
足柄下郡

湯河原町

真鶴町

熱海市

1:100,000



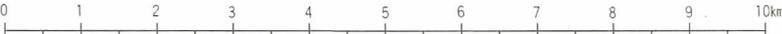


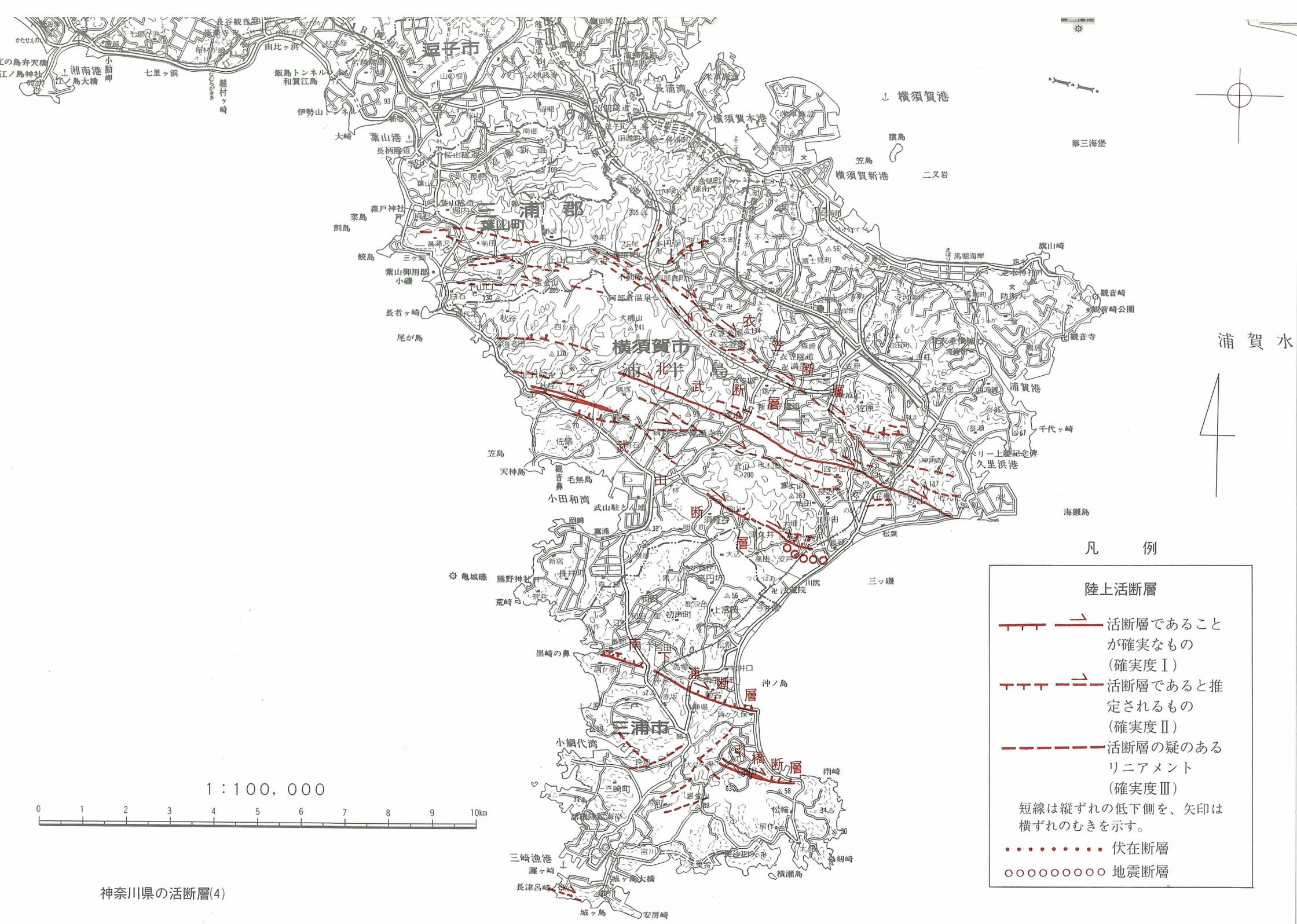
凡 例

陸上活断層

-  活断層であることが確実なもの (確実度Ⅰ)
 -  活断層であると推定されるもの (確実度Ⅱ)
 -  活断層の疑のあるリニアメント (確実度Ⅲ)
- 短線は縦ずれの低下側を、矢印は横ずれのむきを示す。
-  伏在断層
 -  地震断層

1 : 100,000





1 : 100,000



神奈川県活断層(4)

凡例

- 陸上活断層**

 - 活断層であることが
 確実なもの
 (確実度Ⅰ)
 - - - -→ 活断層であると推
 定されるもの
 (確実度Ⅱ)
 - 活断層の疑のある
 リニアメント
 (確実度Ⅲ)
- 短線は縦ずれの低下側を、矢印は
 横ずれのむきを示す。
- 伏在断層
- 地震断層