

首都圏直下型地震の危険性の検証

本当に危険は迫っているのか？

瀬野 徹 三*

Verifying the Danger of Earthquakes Occurring Directly beneath the Metropolitan Area: Are Earthquakes Prone to Occur?

Tetsuzo SENO*

Abstract

I discuss the danger of earthquakes occurring directly beneath the metropolitan area from temporal and geographical viewpoints. Temporally, large ($M > 7$) earthquakes in Kanto occur 70 years before and a few years after great interplate Kanto earthquakes. The recurrence times of such great earthquakes are more than 220 years. Because 80 years have passed since the last one, at least ~ 60 years remain before reaching the active period. It is not legitimate to calculate the probability of large earthquakes occurring in the near future, using the rate of occurrence during the active period before a great earthquake. From a geographical viewpoint, S. Kanto is located in the outer zone south of the Median Tectonic Line, where few active faults are distributed. However, in S. Kanto, exceptionally, the Tachikawa fault and the 1855 Ansei-Edo earthquake are located in the outer zone. This zone is specified by a low-velocity zone in the mantle wedge of the upper plate. Dehydration from the subducting slab may weaken the upper plate in this zone, producing anomalous intraplate earthquakes. The upper crust above this low-velocity area should be marked especially as an area having a potential for large earthquakes in the future. The probability of $M \sim 7$ earthquakes being generated at the interface between the Philippine Sea and the upper plates is small. Temporally, the danger of large earthquakes occurring in the near future beneath the metropolitan area does not seem to be large.

Key words : metropolitan area, directly-beneath earthquakes, danger, great Kanto earthquakes, active faults, Median Tectonic Line, low P-wave velocity zone, serpentinization

キーワード : 首都圏, 直下型地震, 危険性, 関東大地震, 活断層, 中央構造線, P波低速度域, 蛇紋岩化

I. はじめに

まず直下型地震の危険性 D を, 直下型地震到来そのものの危険性 De と建造物の脆弱性 Dc の積

$$D = De \times Dc \quad (1)$$

で定義する。ここで建造物の脆弱性だけでは地震に対する人間社会の応答を十分に表していないならば, ライフラインの脆弱性とかパニックに対す

* 東京大学地震研究所

* Earthquake Research Institute, University of Tokyo

る対応の脆弱性，等々を含めてもよい。それらの脆弱性を簡単に D_c で表しておこう。この D というファクターが大きければ大きいほど地震に対する危険性が大きい。

D_e は，地震のサイズや断層面の位置などとの関係などによる地理的な危険性 D_{eg} と，発生の時期が迫っているという時間的な危険性 D_{et} に分解できるだろう。

$$D_e = D_{eg} \times D_{et} \quad (2)$$

ここで D_e がある程度正確に評価され，さらに社会的対応の脆弱性が評価されると D が決まる。 D_e が大きく， D_c も大きいならば， D すなわち D_c を減らすために資金を投入して補強をするなどの対策を立てることが望ましい。仮に D_e が小さいならば， D_c を減らすことに危急の処置を要するわけではない。我々の資金や資源はあきらかに有限だから，他のもの（例えば教育費，医療費など）に回したほうが有益なこともある。つまり D_e をある程度正確に見積もって初めて，有効な地震対策を，個人にせよ公共のものにせよ，立てることができるのである。どこにでもあるいはいつでも地震は起こると言われるが，それらは同じように起こるわけではないので，こういうことが起こりうる。

地震が襲来するか否かの危険性は現時点では完全には知り得ないから， D_e の評価はある意味で確率論的なものにならざるを得ない。式(1)によって D を見積もることは，原子力プラントの安全性を評価する手法の一つ PSA（確率論的安全性評価：Probabilistic Safety Assessment）に似ている。この方法では，地震危険度と建屋（構造物）損傷度の積から建屋（構造物）年損傷確率を求め，その値の小ささにより安全性を評価する。すなわち同じ年損傷確率に対し，地震危険度が小さい場合，構造物損傷度は大きく設定できる。これと同じ考えを，一般家屋や公共施設の防災対策としても採用する必要がある。

もちろんここではあくまで危険度を見積もるための考え方を述べている。定量的に D を見積も

るためには，様々な定量化の方策が必要になるし，ある規模の地震に対する建屋（構造物）損傷度や年損傷確率の上限値の設定は，原子炉建屋と一般住宅とは大きく異なるだろう。

地震調査研究推進本部地震調査委員会が行っている日本全国の活断層の活動度，地震動の長期予測もこのような確率論的評価の一つである。しかし活断層の活動は 1000 年から数 1000 年に一度の繰り返しなので，計算される確率は大変小さくなり， D_e はほとんどの場合小さいままである。このような場合に対しては，有効な D_e を減ずる方策を見いだせない。せいぜい活断層の近くには家屋を建てないようにしようといった程度の注意をするしかない。

問題は，直下型地震が迫っているとされている首都圏である。この小論を書こうと思うに至ったのは，この首都圏において，直下型地震の危険性 D_e が誤って評価され，また喧伝されていると思うからにほかならない。上の D_e が正しく評価されておらず，またそれが一般民間人に伝わっていないために， D_c に対して無用の投資を行っている例があるのではないか？

II. D_{et} の見積もり

首都圏直下型大地震が今後 30 年の間に襲来する確率は 70% であるとマスコミなどでよく言われ，耳にする。この確率は，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）が平成 16 年 8 月 23 日に出した「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価」から来ているらしい。この報告書の中に，1923 年大正関東地震，1703 年元禄関東地震というマグニチュード (M) 8 クラスの大地震以外の，最近の主な南関東の地震(1855-2004, M 6.7-7.2) の表があり，この平均発生頻度 23.8 年を用いて，地震の起こる確率がポアソン過程に従う（すなわち赤玉と白玉の割合は一定としておいて袋に入れ，赤玉 = 地震を袋から取り出すのと類似の確率過程）として上の値が計算されている。これに使用された地震を列挙すると，明治東京 (M 7.0, 1894/6/20)，茨城県南部 (M 7.2, 1895/1/18)，茨城県南部 (M 7.0, 1921/12/8)，浦賀水道 (M 6.8,

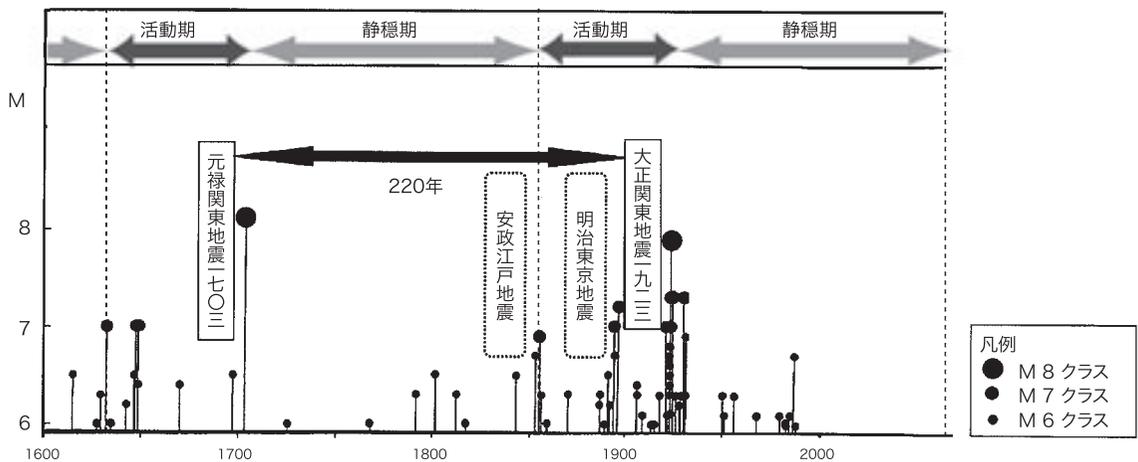


図 1 相模トラフ巨大地震(1703 年元禄関東地震と 1923 年大正関東地震)と南関東で発生した地震($M6$ 以上)との関係(中央防災会議, 2004 を改変). $M7$ クラスの地震の発生の開始を点線で示す. その後巨大地震まで約 70 年間活動期が続く.

Fig. 1 Relationship between the two great Kanto earthquakes (1703 Genroku and 1923 Kanto) and smaller earthquakes in Kanto ($M > 6$) (modified from Central Disaster Management Council of Cabinet Office, Japan, 2004). The active period of $M7$ class earthquakes will start around 70 years before the next great Kanto earthquake.

1922/4/26), 千葉県東方沖 ($M6.7$, 1987/12/17) の各地震となっている。

これらの地震の氏素性は後でみることにして、まずこれらの地震の生起をポアソン過程として取り扱ってよいかどうかが問題である。図 1 は、関東地方において $M6$ 以上の地震の時系列を示している。これには相模トラフのプレート境界で起こった二つの巨大地震(1923 年大正関東地震, 1703 年元禄関東地震)もプロットされていて、これらの間隔は 220 年である(地震時隆起海成段丘面などの調査からは、相模トラフ巨大地震の繰り返し間隔は 220 年より平均的にはさらに大きく、400 年程度であるらしい、茅根・吉川, 1986)。巨大地震よりは小さい $M6$ クラス以上の地震は、二つの巨大地震の前後に起こっていることが図から読み取れるが、 $M7$ 以上に限ると、巨大地震の 70 年前から起こり始めている。具体的には、1855 年安政江戸地震 ($M = 7.7.2$) が 1923 年大正関東地震の 68 年前、1633 年小田原付近の地震 ($M7$) が 1703 年元禄関東地震の 70 年前に当たる。

巨大地震直後の数年間にも $M7$ クラスは起きている。これらから、関東地方の $M7$ クラスの地震は、巨大地震が起こって広い意味の余震活動が収まった後、約 140 年間は比較的静穏であり、その後次の巨大地震が迫ってくる約 70 年前から活動期に入るといえることができるだろう。この静穏期は、巨大地震の繰り返し周期が 400 年に近いとした場合、さらに長くなる可能性がある。上に列挙した 5 つの地震(これらは必ずしも $M7$ 以上ではないが)は、最後の千葉県東方沖地震を除くとすべて大正関東地震の前 30 年間のうちに起こっていることもこの事実に調和的である。このような、内陸の地震活動が、巨大地震の前数十年間、後数年間に高くなるという現象は、南海トラフの過去の巨大地震の場合においても起こったことが知られている(例えば Utsu, 1974)。

問題なのは、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)によって確率計算に用いられた、“上の 5 つの地震が巨大地震と無関係にポアソン過程で起きている”という仮定である。 $M7$ クラスの地震の活動の静穏期が少なくとも 140 年程

度はあること、大正関東地震から80年しかたっていないことを考えると、このような統計を当てはめて、現時点あるいは近い将来における首都圏直下型地震の襲来の確率を算出することは、上のDetの見積もりを実際よりもはるかに大きくしてしまうことになる。

また上に列挙された地震すべてが、一般民間人が真に首都圏で恐れているような直下型地震ではないこともみておいたほうがよい。これら5つの地震は、付録Aで論じたように、すべてスラブ内地震の類である。そしてスラブ内地震の場合、その震源が深いためもあって壊滅的被害は及ぼさないと考えてよい。もちろん巨大地震の前にスラブ内地震でなく、上盤側プレート内地震が起こった場合がある(1855年安政江戸地震がそのような地震であったらしい、後述)。この場合には甚大な被害が出る。しかし 章でみるように、関東地方はそのような上盤側プレート内地震が比較的起きにくい地学的位置にある。実際、上の統計で用いられた地震にそのような地震が一つも含まれていないことがそのことを示している。上のようなスラブ内地震の発生の統計は、マスコミによって、首都圏に甚大な被害をもたらす直下型地震の起こる確率として伝えられている。これは、Detの推測の誤りと、想定地震のイメージの食い違いとがあいまって、一般民間人にはなほだしい誤解を生んでいるだろう。

III. 想定されている Deg には意味があるか?

中央防災会議「首都直下地震対策専門調査会」地震ワーキンググループ(平成16年11月17日)報告書(中央防災会議, 2004)では“1.1.1 予防対策の検討”として、“「今後100年程度以内に発生する可能性がほとんどない地震を除き、想定されるすべての地震について、それぞれの場所での最大の地震動はどの程度の強さとなるか」検討する”とある。これは、上のDetの見積もりはとりあえず置いておいて、最大限の地震動を想定することによって長期的防災に役立てようという趣旨であるらしい。もしこの想定が科学的根拠に基づいて行われ、Degの大きさがまともに見積

もられるならば、それに基づいた地震動の想定は、確かに長期対策的に有効であるだろう。

中央防災会議(2004)では、首都圏直下型地震として、1. 上盤側プレート内地震、2. フィリピン海プレート上面の地震、3. フィリピン海プレート内部の地震、4. 太平洋プレート上面の地震、5. 太平洋プレート内部の地震、を挙げている。スラブ内地震もしくは深部におけるスラブ間地震は、その深度が大ききことから、壊滅的被害は与えないと 章で述べた。また中央防災会議(2004)では、これらの地震による地震動は、より浅い上盤側プレート内地震、フィリピン海プレート上面の地震のそれに含まれるとして議論から除いている。これは 章で触れるように、完全にそうであるとは言い切れないが、これまでの関東地方下のスラブ内地震の生起の経験から、ほぼそうしてかまわないだろう。したがって、ここでは中央防災会議(2004)が取り上げた、上盤側プレート内、フィリピン海プレート上面に想定された地震についてのみ地学的危険性を取り上げよう。

1) 上盤側プレート内地震

このタイプの地震は活断層タイプの地震とも呼ばれることがある。しかし活断層としては認識されていないところで起こったり、あるいは起こった後で活断層が地表に現れない場合もあるので、中央防災会議(2004)では、活断層による地震と、活断層として現れないM6.9の地震に分けて取り上げている。活断層として現れない地震のMの上限が6.9に設定されているのは、M7以下では活断層が現れない場合があるかららしいが、それよりもMが大きくても現れないことがあることは認識しておく必要がある。

いずれにしても陸上の活断層の分布が、このタイプの地震の起こりやすさを表す指標の一つとなることは間違いない。日本列島の活断層の分布に関しては大きな特徴がある。外帯では活断層は少なく、内帯に多いことである。西南日本では、中央構造線が、外帯(南側、海溝寄り)の第三紀四万十帯、先第三紀の秩父帯、三波川帯などを、内帯(北側)の領家帯、丹波・美濃帯から分けて

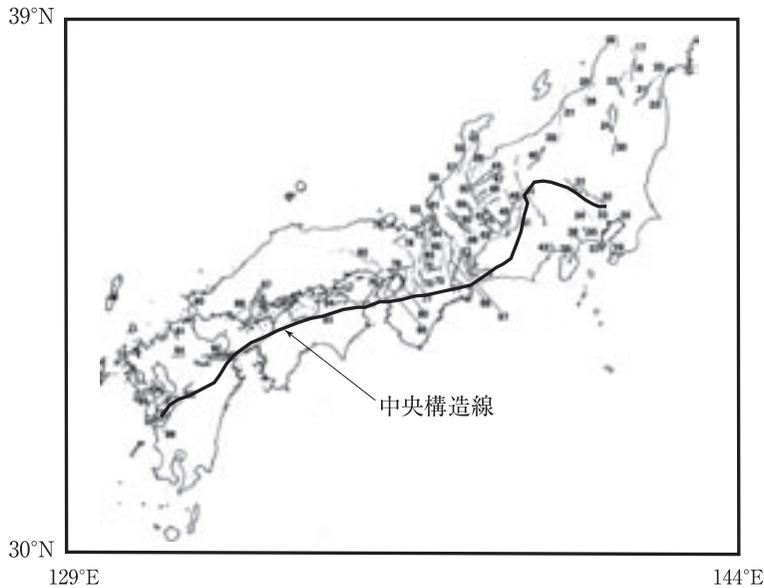


図 2 日本列島の活断層（地震調査研究推進本部地震調査委員会資料を改変）。中央構造線（Ichikawa, 1980）を書き込むと、外帯にはほとんど活断層は存在していないことがわかる。

Fig. 2 Active faults in Japan (modified from material of the Headquarters for Earthquake Research Promotion) Almost no active faults are distributed in the outer zone, *i.e.*, south of Median Tectonic Line(Ichikawa, 1980)

いる。図 2 に、西南日本の活断層を中央構造線とともに示す。西南日本外帯では活断層がほとんどなく、内帯に分布しているという上の特徴がはっきり見て取れる。これは中央構造線が、上盤側プレート内の温度が高く強度が小さい内帯と、温度が低く強度が大きい外帯に分けているためである（ただしこれは大域的にそう言えるのであって、もう少し細かくみると、中央構造線に沿って温度の高い帯があることが知られている, Yoshida *et al.*, 2007; 松本, 2006）。

西南日本の地質構造は、南部フォッサマグナで屈曲しながらも関東に連続している。これをもとに、関東地方の上盤側の活断層の分布（あるいは上盤側プレート内地震）を中央構造線との関連でみてみよう。ただし関東平野下に入ると厚い第四紀堆積物に覆われるために、中央構造線や活断層の分布に不確実性が出てくる。図 3 では、ボーリングデータに基づいた、中央構造線が秩父の北

の地点で直江津 千葉構造線によって右横ずれされているという考え（小林洋二私信, 2007; 小泊, 1999 MS）を採用した。これと比較するために、関東地方の活断層を図 3 に示した。

これらの活断層は、上の中央防災会議（2004）が危険として取り上げている関東平野北西縁断層、立川断層、伊勢原断層、神縄・国府津 松田断層、三浦半島断層である（これらは本来一本の断層でなく断層系というべきものだが、ここでは単純に断層とした。さらにこれらに加え、図 2 に示されている綾瀬川断層も細い赤線で示した）。また活断層としては現れなかったが、1855 年安政江戸地震（ $M = 7.7.2$ ）は、日本列島全体から関東地方にかけての震度分布の観測値と、プレート 浅部構造を考慮した震度のシミュレーションの比較によると、上盤側プレート内の浅い地震であつたらしい（古村・竹内, 2007）。この地震の震央（宇佐美, 1996）は、東京湾北部付近に位置

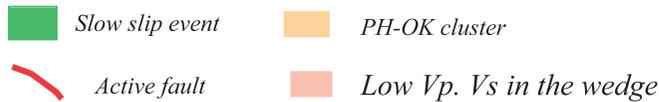
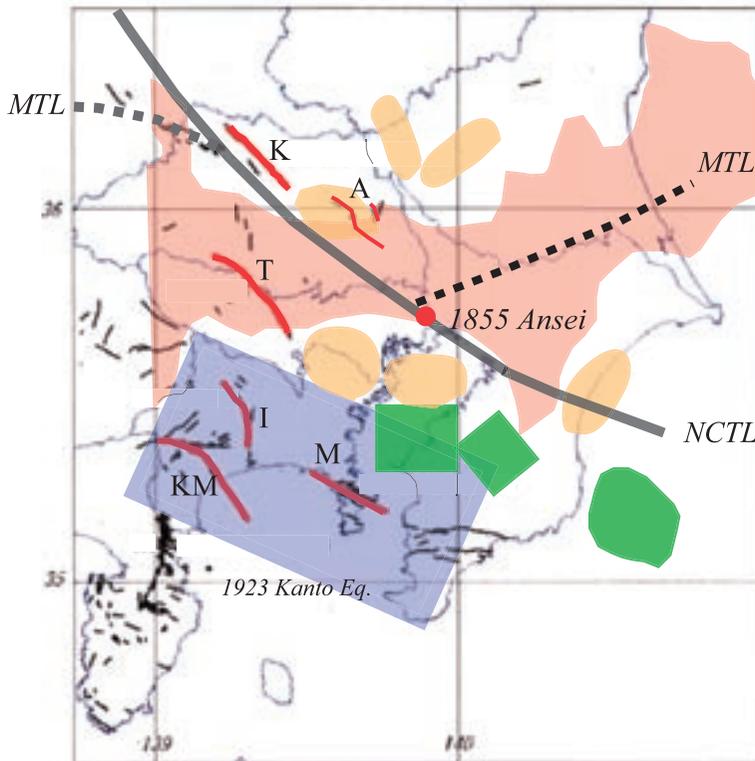


図 3 関東地方のテクトニックな諸要素。点線：中央構造線，実線：直江津 千葉構造線（小泊，1999 MS）。赤実線：危険な活断層（中央防災会議，2004），K：関東平野北西縁断層，A：綾瀬川断層，T：立川断層，I：伊勢原断層，KM：神縄・国府津 松田断層，M：三浦半島断層，赤丸：安政江戸地震，紫色四角：1923 年大正関東地震断層（Ando，1971），緑：スロースリップイベント（Kawasaki，2004），黄色：フィリピン海プレートと上盤側プレート間微小地震のクラスター（笠原，1985；堀，1997），ピンク：上盤側プレート最上部マントルの地震波低速度領域（Kamiya and Kobayashi，2000）。

Fig. 3 Tectonic elements in the Kanto district. Thick dotted line: MTL (Median Tectonic Line), Thick solid line: NCTL (Naoetsu-Chiba Tectonic Line, Kodomari, 1999 MS), Red solid lines: Dangerous active faults (material of Central Disaster Management Council of Cabinet Office, Japan, 2004), K: NW margin of Kanto Plane faults, A: Ayasegawa faults, T: Tachikawa faults, I: Isehara faults, KM: Kannawa・Kozu-Matsuda faults, M: Miura Peninsula faults, Red circle: Ansei-Edo earthquake, Purple rectangle: fault plane of the 1923 Kanto earthquake (Ando, 1971), Green: Slow slip events (Kawasaki, 2004), Yellow: clusters of micro-small earthquakes at the interface between the Philippine Sea and upper plates (Kasahara, 1985; Hori, 1997), Pink: low V_p zone of the uppermost part of the mantle wedge of the upper plate (Kamiya and Kobayashi, 2000).

している（図3, 赤丸印）。

図2, 図3をみると, 関東地方では, 関東平野北西縁断層(K)と綾瀬川断層(A)が内帯に位置し, 他は外帯に位置するため, 外帯に活断層や地震がけっこう多いようにみえる。この一つの原因は, 伊勢原断層(I), 神縄・国府津 松田断層(KM), 三浦半島断層(M)という関東地震の断層面上盤側の(関東地震の断層運動と密接に関係する)副次断層が陸上に分布しているからだ。このことは, 関東地震の断層面が, 例えば南海トラフの南海地震などに比較して, 異常に陸に接近していることに起因する。しかしこれらの活断層が関東地震の断層面上盤側に含まれるということは, 都心から離れているということでもある。言い換えると, これらの活断層で地震が起こっても, 都心部に壊滅的被害を及ぼすことはない。

関東地震の副次断層を取り除くと, 外帯に位置するのは立川断層, 安政江戸地震のみとなって, 外帯に活断層が少ないという地学的事実と調和してくる。しかし立川断層のように外帯で活断層があり, あるいは, 安政江戸地震のように上部地殻の破壊(地震)が起こっている(安政江戸地震は, 直江津 千葉構造線のようなこの付近の構造線の活動かもしれない, 小林洋二私信, 2007)。このような, 巨大地震断層面から陸側に離れて, 上盤側プレート内の外帯で地震が起こるところは西南日本にはほとんどない(図2)。関東におけるこの地域は, 図3のピンクで塗った地域に入る。この領域は, 40 kmの深さにおけるP波地震波速度が普通よりも遅いところを示したものである(S波も同様, Kamiya and Kobayashi, 2000)。この低速度は, 沈み込むフィリピン海スラブからの脱水によって, 上盤側プレートのマントルウエッジ最浅部が蛇紋岩化しているためと思われる(Kamiya and Kobayashi, 2000)。Seno and Yamasaki (2003)は, 関東下に沈み込むフィリピン海スラブは伊豆 小笠原弧前弧なので, 普通の海洋地殻のような脱水は起こらず, 低周波微動(Obara, 2002)も起こらないとした。しかしある程度の脱水は起こっているようで, それがこの領域の地震波低速度, 高ポアソン比やプレート境

界地震活動の欠如(野口, 1998; 岡田, 2001; Matsubara *et al.*, 2005)をもたらしているらしい。そうすると, この脱水は, 上盤側プレート内の間隙流体圧の増加と, その上の地殻の強度低下を招くことになる。これが関東地方の外帯のピンクで塗った領域(図3)で, 例外的に上盤側プレート内で地震が起こる理由であろう。したがって, 都心部に近い首都圏という意味で, もっとも警戒すべき上盤側プレート内の地域は, 図3のピンクで塗った領域に入る東京都北半, 埼玉県南半, 千葉県北西部となる。

活断層と認識されていないM6.9クラスの地震で応急対策を取るべき地震として, 中央防災会議(2004)は, 都心部に, 都心東部(霞ヶ関)直下, 都心西部(東京都庁)直下の二つの地震, 中核都市, 空港, コンビナートに影響を与える地点の直下として, さいたま市, 千葉市, 川崎市, 横浜市, 立川, 羽田空港, 市原市, 成田空港, それぞれ直下の地震を選んでいる。図3のピンクで塗った領域に入るという観点からは, 上に挙げられた候補地の中では, さいたま市, 千葉市, 立川, 成田空港が重要視すべき地点として挙げられる。

まとめると, 関東地方は活断層が少ない外帯に位置するとはいえ, 関東地震の上盤側の副次断層やプレート内弱体化領域の存在によって, また外帯の北縁を限る中央構造線や直江津 千葉構造線の存在によって, ある程度の活断層や上盤側プレート地殻内地震の活動がある。Detが高くなってきた場合, これらの地域が要注意となってくる。

2) フィリピン海プレート上面の地震

中央防災会議(同専門委員会震源モデル等検討ワーキンググループ第4回, 平成1年3月27日)では, フィリピン海プレートの上面を19個の断層面に分割し, これらのうちから, 大正関東地震の断層面, 上記蛇紋岩化による活動低下域, スロースリップイベントが起こっている房総半島沖, などを除いている(口絵1 図1)。特に重要視しているのは東京湾北部の2断層面である。これらを図3と比較して考えてみよう。

スロースリップイベントは, 口絵1 図1に示されたもの以外に, 1970年(M6.5相当), 1989

年 ($M5.9$ 相当) に東京湾、千葉県中部で起こっており (Kawasaki, 2004)、これらのスロースリップイベントの断層面によって、口絵 1 図 1 の想定東京湾北部断層の東の領域のほとんどが占められてしまう。一方西側の想定東京湾北部断層は、川崎から町田にかけての定常的なフィリピン海プレート上面の微小地震活動域 (笠原, 1985; 堀, 1997) で占められる。

スロースリップイベントは、その断層面の摩擦特性が通常の地震とは異なっていると考えられる (Kato, 2003; Shibazaki and Iio, 2003; Kawasaki, 2004 も参照) から、この領域から通常の $M7$ の地震が発生するとは考えられない。実際、南海トラフにおいて、巨大地震断層面より深部にあるスロースリップイベント領域、ないし安定不安定すべり遷移領域から $M7$ クラスの大地震が発生したことはない。一方東京湾北部から町田にかけてのフィリピン海プレート上面微小地震活動は、上盤側プレートのモホ面近くで起こっており、震源メカニズム (笠原, 1985; 堀, 1997) からは、フィリピン海プレートと上盤側プレートとの相対運動を表すと考えてよいだろう。その活動は、さらに深部の茨城県南西部や埼玉県中部のフィリピン海プレート上面の活動に延長していくはずだが、その途中、図 3 のピンクで塗ったマントル蛇紋岩化領域によってプレート間の地震活動が途絶えていると見なされる。いずれにしてもこのような微小地震活動領域で、 $M7$ クラスの地震が起こると考える理由はないし、実際起こったことはない。より深部の茨城県南西部や埼玉県中部の活動領域においても同様である。そのような地震が起こるとしても、最大で 1968 年埼玉県中部地震 ($M6.1$) 程度であろう。まとめると、中央防災会議 (2004) によってフィリピン海プレート上面に想定された断層面における $M7$ クラスの地震の発生の可能性は疑わしい。

IV. おわりに

この小論では、首都圏直下型地震の危険性、切迫性に関して、地震調査研究推進本部や中央防災会議の考えとは異なる意見、すなわち、時系列で

みると直下型大地震は迫っているとは言えないこと、時間のファクターを除いて考えると、外帯に属する関東地方南部には上盤側プレート内地震は、弱化解を除いて比較的少ないこと、フィリピン海プレート上面に、 $M7$ クラスの地震が起こる可能性は少ないこと、を述べた。これらのことはもちろん地震に対する防災対策を取らなくてもよいということの意味していない。我々のもつ資源や資金は有限だから、より正確でまっとうな De の評価が必要であり、それに見合った適切な対応を取るべきことを主張しただけである。関東地震の繰り返し周期の不確定性を考えると、あと 60 年くらいで本当に直下型大地震の活動期が到来するのかすらまだわからない。今後長期的視野に立ち、確実にある程度の量の社会資本を投入して、首都圏の建造物や都市機能の地震に対する脆弱性を減らしていくのが本来取るべき施策であり、直下型地震の危険性をむやみに大きく喧伝して、一般民間人の無用な恐怖感と必要以上の投資をおおるべきではないと考える。

初めに述べたように、ここで行った首都圏直下型地震に対する De の評価は定性的なものであるが、広い意味ではやはり確率的なものである。その確率の大小は地学的推察に基づいているが、むろんそれを絶対視することはできない。私が評価しきれなかった要因で、突然直下型地震がやってくることもあるかもしれない。例えば、この小論ではスラブ内地震はすべて $M7$ クラス以下で、甚大な被害はもたらさないとしたが、これは今までの東北 関東下のスラブ内地震の生起の経験によっている。1994 年 10 月 4 日北海道東方沖地震 ($M8.2$) のような巨大なスラブ内地震が全く関東の下で起こらないとは完全には言い切れない。また、ここで述べたものと異なる考え方もあるだろうが、科学的な議論を通じて De の評価の改善をし、よりの確なものにしていく努力、また民間人に評価の実態を知らせる努力を続けていかなければならないだろう。

謝 辞

本論説の内容に関して改善のためのコメントを下さった吉田明夫, 小林洋二, 古村孝志, 匿名の査読者の各氏, および政府系資料の所在を教えてください, 笠原敬司, 藤原広行の各氏に感謝します。

文 献

- Ando, M. (1971) A fault-origin model of the Great Kanto earthquake of 1923 as deduced from geodetic data. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **49**, 19-32.
- 中央防災会議 (2004) 「首都直下地震対策専門調査会 (第12回)」, 地震ワーキンググループ (平成16年11月17日) 報告書.
<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/shutochokka/12/index.html> [Cited 2006/12/20]
- 古村孝志・竹内宏之 (2007) 首都圏直下の地震と強震動 安政江戸地震と明治東京地震. 地学雑誌, **116**, 431-450.
- 堀 貞喜 (1997) 関東地方下のフィリピン海プレート内地震の発生機構. 地震, **50**, 203-213.
- Ichikawa, K. (1980) Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Jpn.*, **18**, 187-212.
- 石橋克彦 (1975) 関東大地震直前の関東内陸の起震応力 相模トラフ大地震発生の指標. 地震学会講演予稿集, **1**, 69.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価.
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/sagami.pdf [Cited 2006/12/20]
- Kamiya, S. and Kobayashi, Y. (2000) Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819-822.
- 笠原敬司 (1985) プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式. 国立防災科学技術センター研究報告, **35**, 33-137.
- Kato, N. (2003) A possible model for large preseismic slip on a deeper extension of a seismic rupture plane. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **216**, 17-25.
- Kawasaki, I. (2004) Silent earthquakes occurring in a stable-unstable transition zone and implications for earthquake prediction. *Earth Planets Space*, **56**, 813-821.
- 茅根 創・吉川虎雄 (1986) 房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較研究. 地理学評論, **59A**, 18-36.
- 小泊啓子 (1999 MS) 古地磁気学から見た日本列島中央部の15 Ma前後以降のテクトニクス. 筑波大学大学院地球科学系修士論文.
- Matsubara, M., Hayashi, H., Obara, K. and Kasahara, K. (2005) Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography. *J. Geophys. Res.*, **110**, B12304, doi:10.1029/2005JB003673.
- 松本拓己 (2006) Hi-net 抗井から求められた西南日本における地殻熱流量分布 非火山地域にみられる高熱流量異常. 地震学会講演予稿集, 225.
- 野口伸一 (1998) 関東地域の地震活動, 発震機構, 火山フロントとフィリピン海及び太平洋プレートの沈み込み. 東京大学地震研究所彙報, **73**, 73-103.
- Obara, K. (2002) Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**, 1679-1681.
- 岡田義光 (1990) 南関東地域のサイスマテクトニクス. 地震, **43**, 153-175.
- 岡田義光 (2001) 南関東直下地震の切迫性. 月刊地球, 号外, **34**, 94-104.
- Okada, Y. and Kasahara, K. (1990) Earthquake of 1987, off Chiba, central Japan and possible triggering of eastern Tokyo earthquake of 1988. *Tectonophysics*, **172**, 351-364.
- Seno, T. (2007) Collision versus subduction - from the viewpoint of slab dehydration-. in *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults* edited by Dixon, T. and Moore, J.C., Columbia Univ. Press, in press.
- Seno, T. and Yamasaki, T. (2003) Low-frequency tremors, intraslab and interplate earthquakes in Southwest Japan from a viewpoint of slab dehydration. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(22), 2171, doi:10.1029/2003GL018349.
- Shibazaki, B. and Iio, Y. (2003) On the physical mechanism of silent slip events along the deeper part of the seismogenic zone. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(9), 1489, doi:10.1029/2003GL017047.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧 [増補・改訂版]. 東京大学出版会.
- Utsu, T. (1974) Space-time pattern of large earthquakes occurring off the Pacific coast of the Japanese islands. *J. Phys. Earth*, **22**, 325-342.
- 吉田明夫・草野富二雄・細野耕司 (2001) 千葉県東方沖地震について. 月刊地球, 号外, **34**, 38-50.
- Yoshida, A., Hosono, H., Takayama, H. and Maeda, K. (2007) Seismic and geodetic evidence of the existence of hot materials beneath the Wakayama swarm activity, southwestern Japan. *Geophys. Res. Lett.*, submitted.
- (2006年12月22日受付, 2007年2月15日受理)

付録A 地震調査研究推進本部地震調査委員会「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価」報告書（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004）に挙げてある南関東直下型地震の意味。

A. 1 明治東京地震（*M*7.0, 1894/6/20）

プレートと表層の構造を組み込んだ震度分布シミュレーションと実際の震度パターンとの比較から，古村・竹内（2007）は，この地震はフィリピン海スラブ内（深さ 50 km 程度）もしくはフィリピン海スラブ 太平洋スラブ境界の地震（千葉県北西部下深さ 60-80 km）と推定している。死者 31 名。

A. 2 茨城県南部（*M*7.2, 1895/1/18）

この地震の震央の位置は，茨城県南部の微小地震高活動域のうち，筑波側のさらに東，霞ヶ浦付近に位置している。被害範囲が被害の程度に比べて大きく，北は福島県，南は東京に及んでいることから，太平洋スラブ内地震であろう。死者 9 名。

A. 3 茨城県南部（*M*7.0, 1921/12/8）

この地震の震央の位置は，茨城県南部の微小地震高活動域，鬼怒川側と筑波側のうち，筑波側に属しているようにみえる。この筑波側の活動の主なものは，太平洋プレート内部の活動，ないしその上面がフィリピン海プレートと接触していることを表しているが，こ

の地震のメカニズムは down-dip tension，震源の深さは 53 km であり（石橋，1975），太平洋スラブ上面ないし内部の地震には浅すぎる。これらを堀（1997）の震源およびメカニズム分布と比較すると，フィリピン海スラブ内の二重面の下面の地震と考えられる。

A. 4 浦賀水道（*M*6.8, 1922/4/26）

石橋（1975）によれば震源は，房総半島南部，南房総市北部下深さ 50 km，震源メカニズムは南北走向の正断層となっている。震源の深さはこの付近のフィリピン海スラブ上面（岡田，1990）よりもあきらかに深い。沈み込むフィリピン海スラブは伊豆 小笠原弧前弧なので，その厚さは 50-60 km に達しうる（Seno, 2007 参照）ことを考えると，フィリピン海スラブ内の破壊であろう。太平洋スラブ内の破壊の可能性も残る。死者 2 名。

A. 5 千葉県東方沖（*M*6.7, 1987/12/17）

大正関東地震の後数年間 1924 年丹沢地震，1931 年西埼玉地震などの *M*7 クラスの地震が起こったのち，地震活動は静穏化した。静穏化してから最大の地震がこの地震である。震源の深さは気象庁によれば 58 km であるが，余震活動は 30-55 km で，震源は断層面の下端に位置していた。震源メカニズムは南北走向の横ずれ型で，九十九里付近下のフィリピン海スラブ内の破壊である（Okada and Kasahara, 1990；吉田ほか，2001），死者 2 名。