

# イスタンブールが強震に襲われる確率

## 遠田晋次

### はじめに

地震は時空間的に全くランダムに発生しているのではなく、クラスターをつくり相互連鎖的に発生している場合が多い。これは余震活動、群発地震活動などで顕著であるが、大地震についてもいえる。つまり、震源断層運動によって隣接地域に大きな歪みが生じ、それが引き続く余震活動をもたらしたり、周辺活断層の運動を誘発したり、その活動時期を早めたり遅くしたりするためである。ところが、このように地震活動は相互に連鎖しているにもかかわらず、これまでの地震危険度評価では、地震がランダムに発生すると仮定するポアソン過程を用いた確率か、地震更新過程を考慮し活断層を単独に扱う条件付確率が用いられてきた。断層（地震）相互作用を考慮した評価は行われていなかった。

トルコの北アナトリア断層で1939年以降続発している大地震は断層相互作用の典型例である。1999年8月17日に発生したイズミット地震（M 7.4）と同年11月12日に発生したデュズジェ地震（M 7.1）ではあわせて約18,000もの人命が失われ、100～250億ドルもの経済的損失が報告された。イズミット地震は、北アナトリア断層沿いに続発してきた大地震の1つであり、断層活動が連鎖的に西に移動した結果とみなされている。このような状況で周辺地域の地震危険度評価を的確に行うには、超長期的な断層活動性評価のみならず、短～長期的な地震の連鎖性も考慮しなければならない。本稿では、地震の連鎖性・断層相互作用という新しい考え方を取り入れた地震確率算定方法をイスタンブールに適用した結果について紹介する。イスタンブールは近年急速に発展してき

た都市で、現在の人口は約1000万人にも達する。過去1500年間に12回も大地震による深刻な被害を被ってきた歴史的事実や、続発する大地震が隣の大都市イズミットまで達したことを考えると、イスタンブールの今後の地震危険度評価を的確に行うことが急務となってきた。

なお、本稿はUSGSのParsons博士、Stein博士、Dieterich博士、イスタンブール工科大学のBarka教授とともにまとめた研究成果（Parsons et al., 2000 a, Parsons et al., 2000 b）をもとに多少平易に書き下したものである。数式やその他の詳細については上記文献を参照していただきたい。

### 北アナトリア断層と

#### 1999年イズミット・デュズジェ地震

北アナトリア断層は、ユーラシアプレートとアナトリアブロックを境するプレート境界であり、その全長は1000 kmをこえる。断層運動は主として右横ずれであり、その変位速度は20-30 mm/年にも達する。また、アナトリアブロックの反時計回りの回転運動にともなって、断層西部のマarmara海では正断層も複数分布している。

イズミット地震、デュズジェ地震をはじめ、多くの大地震が既知の断層沿いに明瞭な地表地震断層をともなって発生してきた（図1）。図2に示されるように、部分的にオーバーラップはみられるものの、1939年のエルジンジャン地震（Ms 7.8）以降、ほぼ断層沿いをくまなく埋めるように破壊が進行してきた。全体としては、エルジンジャン地震から年とともに西へと破壊が進んでいる傾向がみられる。イズミット地震はまさしくその西端に位置している。

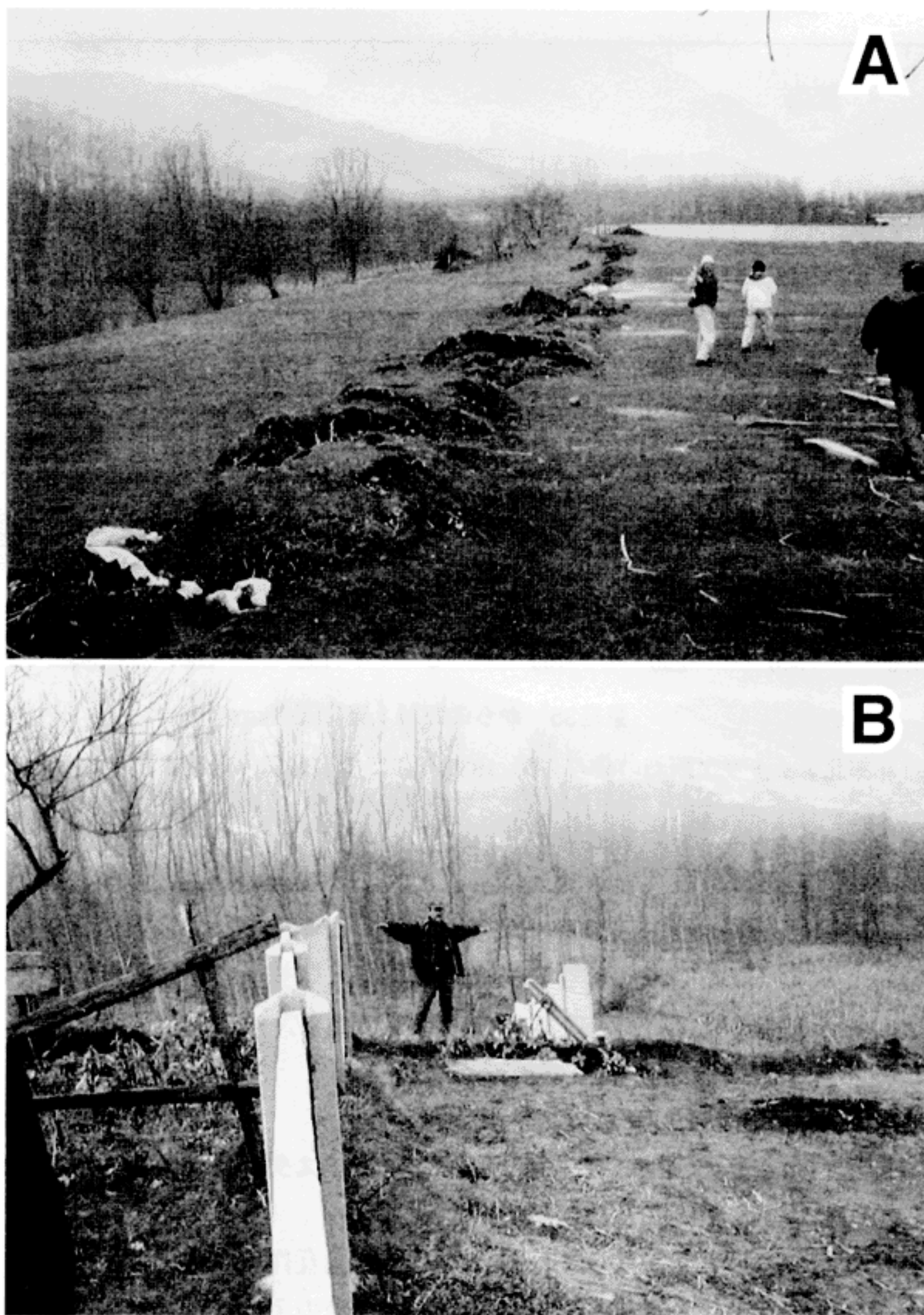


図 1 1999年11月12日デュズジェ地震 (M7.1) による地表地震断層。断層中央部アイディンパネル地区。A) 民家庭に出現したモルトラック, B) 右横ずれ変位量約4mを示すフェンス。

地震後の応力変化による次の地震の誘発現象 (ストレストリガリング, stress triggering) は、過去約60年間の北アナトリア断層での大地震の続発過程を説明する。Stein et al. (1997) は、北アナトリア断層沿いの各地震による静的応力変化を計算して、1つの地震が隣接する断層にあたえる影響を検討した。その結果、断層沿いの10個の地震のうち9個までが1~10 barの応力増加により1年から数10年後に誘発されていたことを明

らかにした。すなわち、断層沿いの1つの大地震 (断層運動) がその近傍の次の断層運動を促進してきたといえる。

大地震に限らず、地震活動全般も地震後の応力変化の影響を受けているようである。図3Aでは、北アナトリア断層西部での1900年~1998年までの被害地震によるクーロン破壊応力変化 (以下 $\Delta CFS$ ) と1993年~1999年7月に記録された小・中規模の地震をプロットしたものである。ち



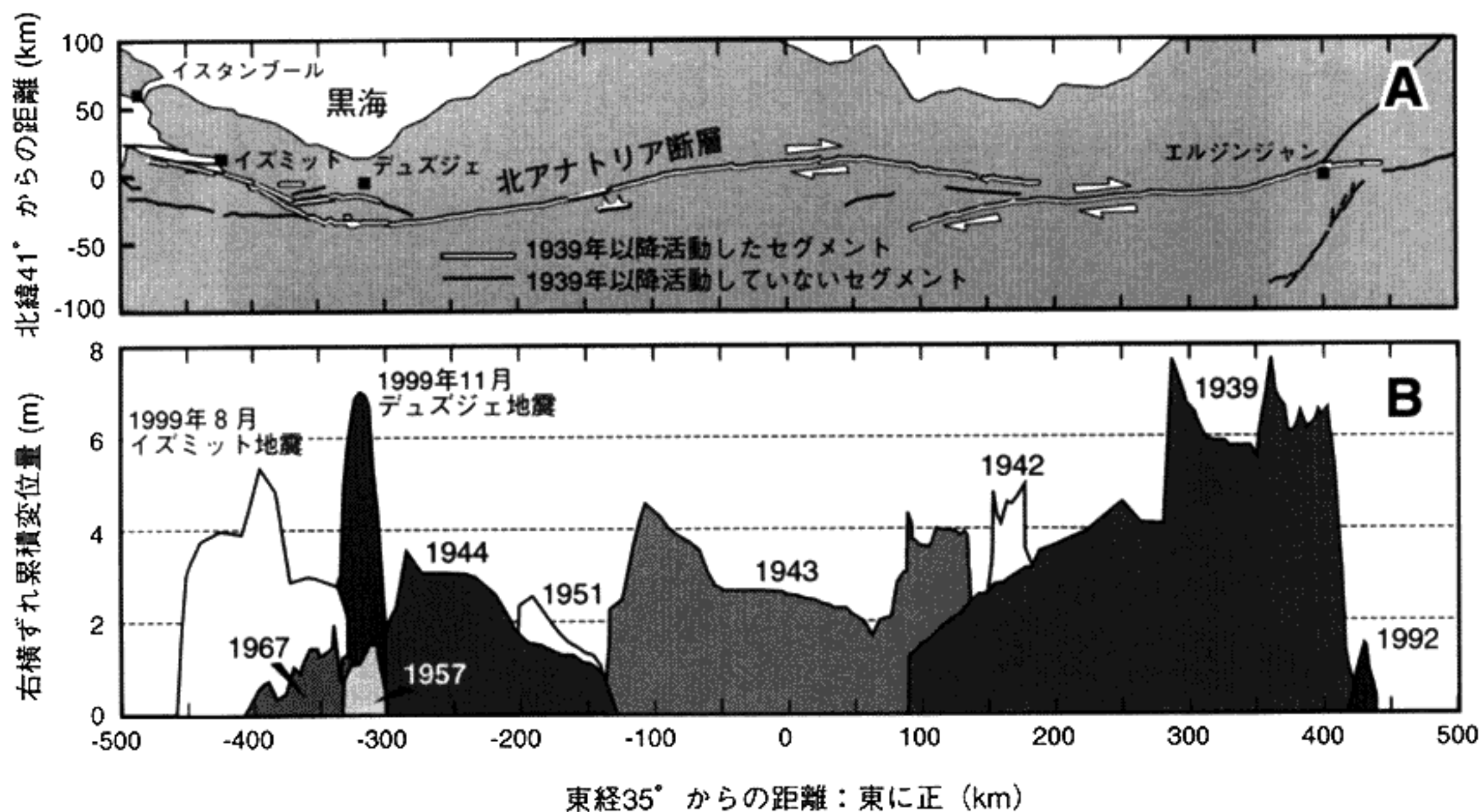


図 2 A) トルコ北部北アナトリア断層の分布, B) 1939 年以降の大地震の破壊域と右横ずれ累積変位量分布.

なみに、クーロン破壊応力とは、既存の断層面に加わる剪断応力と、法線応力に摩擦係数を掛けたものの和で、断層面上のすべり破壊の起こりやすさを示す指標として用いられるものである (King et al., 1994 などの解説を参照)。ここでは、半無限弾性体 (例えば, Okada, 1992) で震源断層の変位を与えて変化した  $\Delta CFS$  を示している。図 3 A から、地震活動は  $\Delta CFS$  が増大した地域で活発となり、減少した地域で不活発となっているのがわかる。1999 年 8 月に発生したイズミット地震の震央付近は  $\Delta CFS$  増加域で地震活動も活発であった。全体としてイズミット地震は、歴史地震によって 0.5~2 bar 応力が増加した地域で発生した。図 3 B は、イズミット地震の本震による  $\Delta CFS$  の計算結果と余震の分布を示している。余震のほとんどが  $\Delta CFS$  増加域で発生している。また、デュズジェ地震の震央域では 1~2 bar の  $\Delta CFS$  の増加が計算された。これにより約 3 カ月後にデュズジェ地震が誘発されたと考えられる。また、イズミット地震の震源断層の西でも 0.5~5 bar 程度  $\Delta CFS$  が増加しており、実際の地震活動も活発 (余震のクラスター) になっている。このように、近年の多くの研究結果と同様、応力変化

と大小の地震の発生との間に顕著な相関が認められる。このことは、応力変化をその後の地震危険度評価に取り入れることが可能であることを示すものである。

### 歴史地震の再検討と

#### イスタンブール周辺の断層活動履歴

断層相互作用を考慮した地震確率を算定する前に、従来のように地震活動や活断層の活動性パラメータから危険度を評価する必要がある。確率論的地震危険度評価では、これまでの研究結果から、“ある断層の最後のイベントから時間が経過すればするほど、次のイベントの確率が高くなる”という地震発生の更新過程 (条件付確率) が支持されている。これは時間依存性のないポアソン過程を考慮した確率 (以下ポアソン確率) と異なり、より現実的とされている。ただし、条件付き確率を計算するには、各断層沿いで複数の大地震発生サイクルを記録したカタログが必要となる。各断層から発生する地震の規模、平均活動間隔、最新活動時期などのパラメータを抽出するためである。この場合、歴史地震カタログとともに



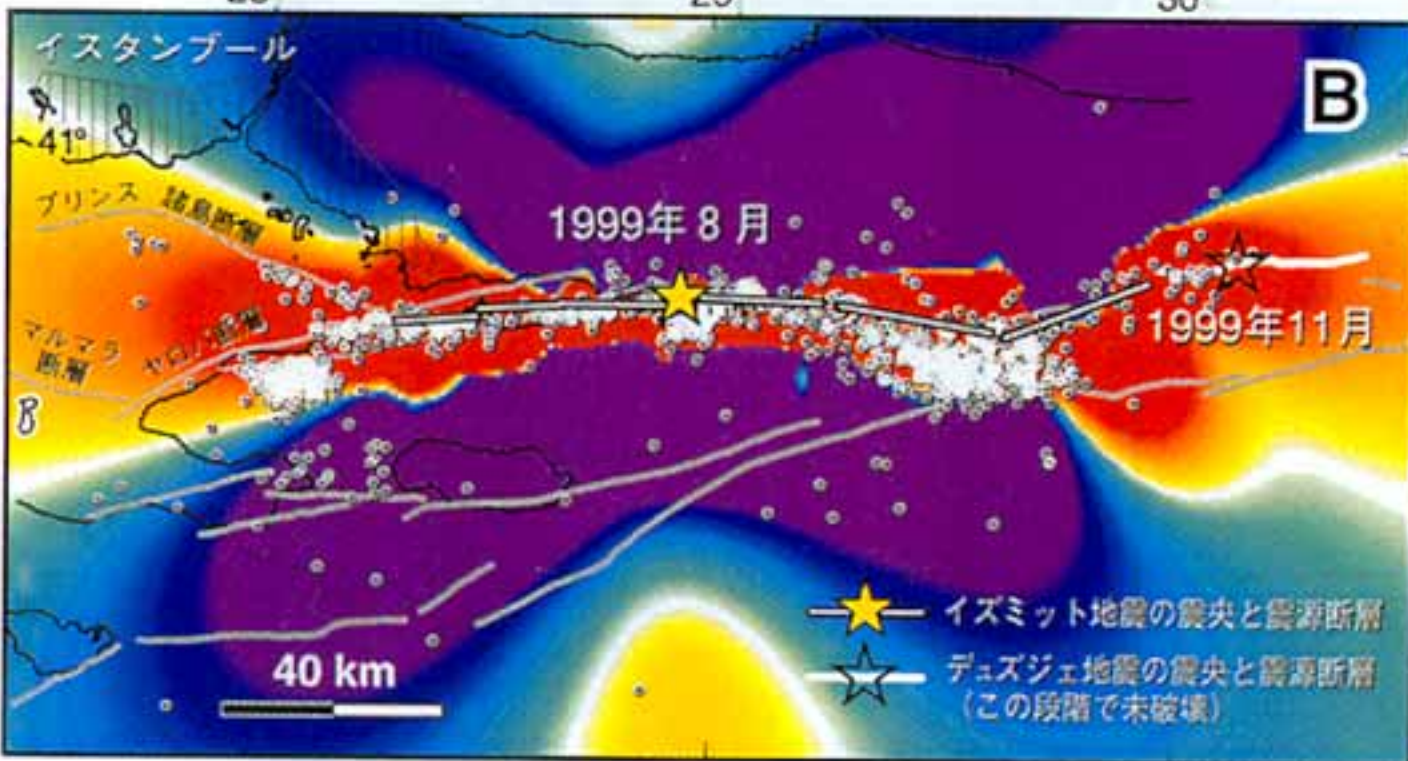
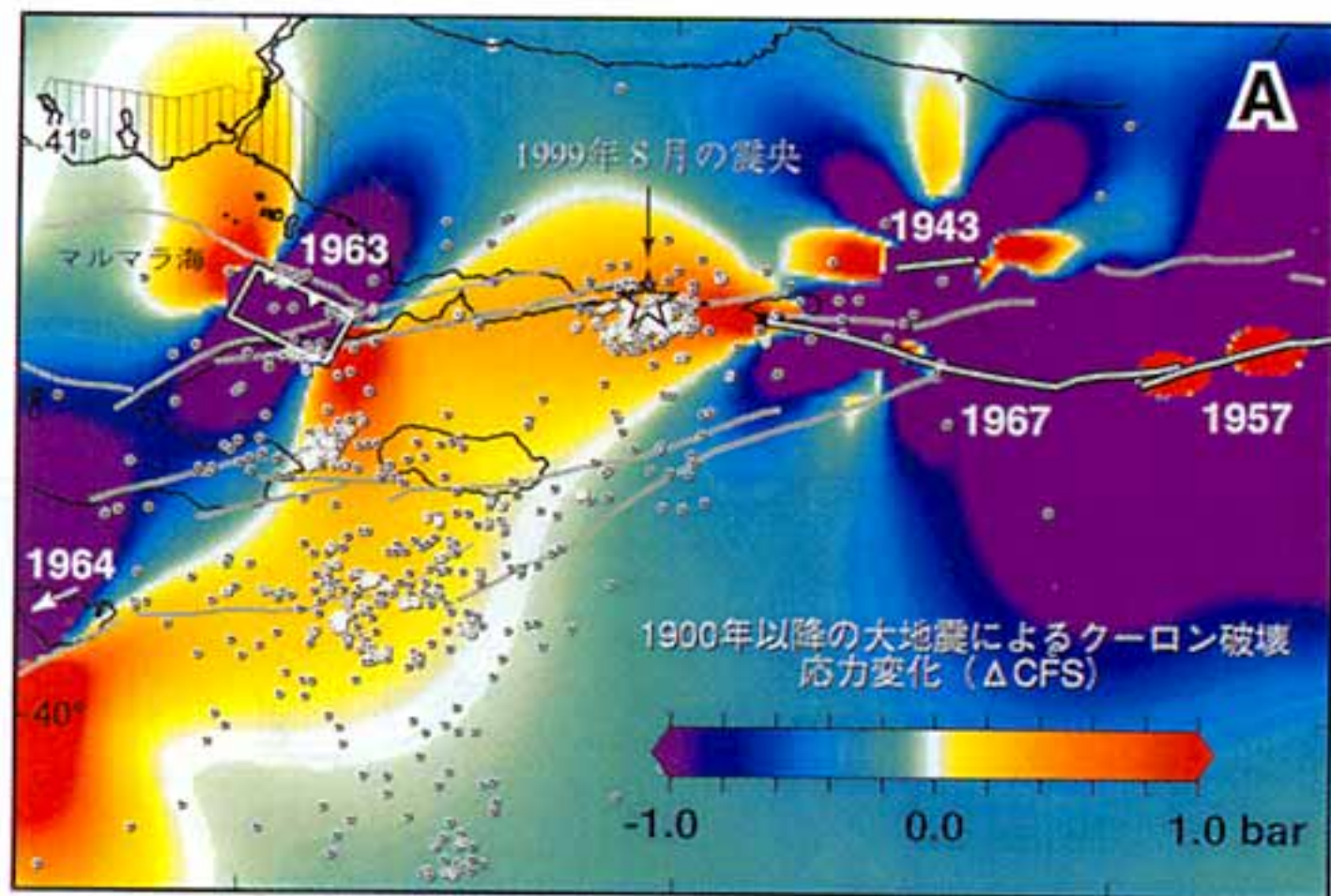
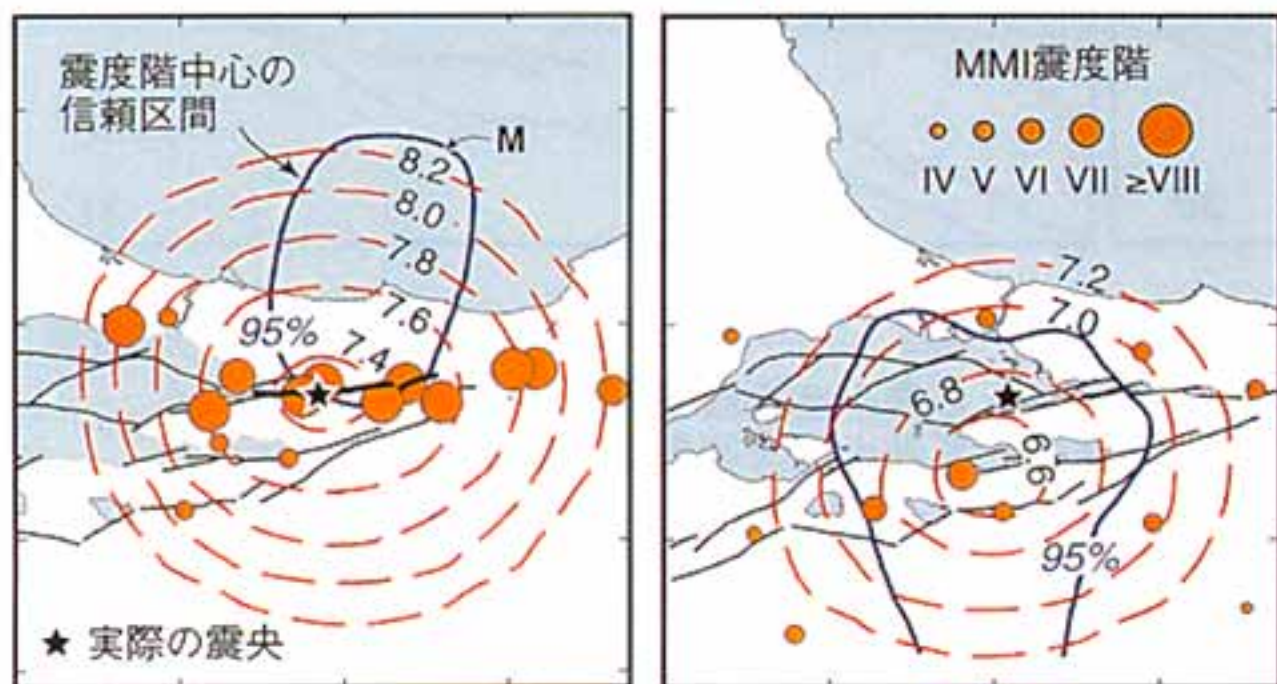


図 3 A) 1900 年以降の大地震によるクーロン破壊応力変化 ( $\Delta CFS$ )、摩擦係数 0.2、北西-南東最大水平圧縮場 ( $N 55^\circ W$ , 100 bar の差応力) での地殻内の鉛直横ずれ断層について計算した。B) 1999 年 8 月イズミット地震 ( $M 7.4$ ) によるクーロン破壊応力変化。  $\Delta CFS$  増加域で余震活動が顕著である。11月に発生したデュズジェ地震の震央付近でイズミット地震によって 1~2 bar  $\Delta CFS$  が増加している。

1999年8月17日M7.4 イズミット地震 1963年10月18日Ms6.4 ヤロバ地震



1912年8月9日Ms7.4 サロス-マルマラ地震

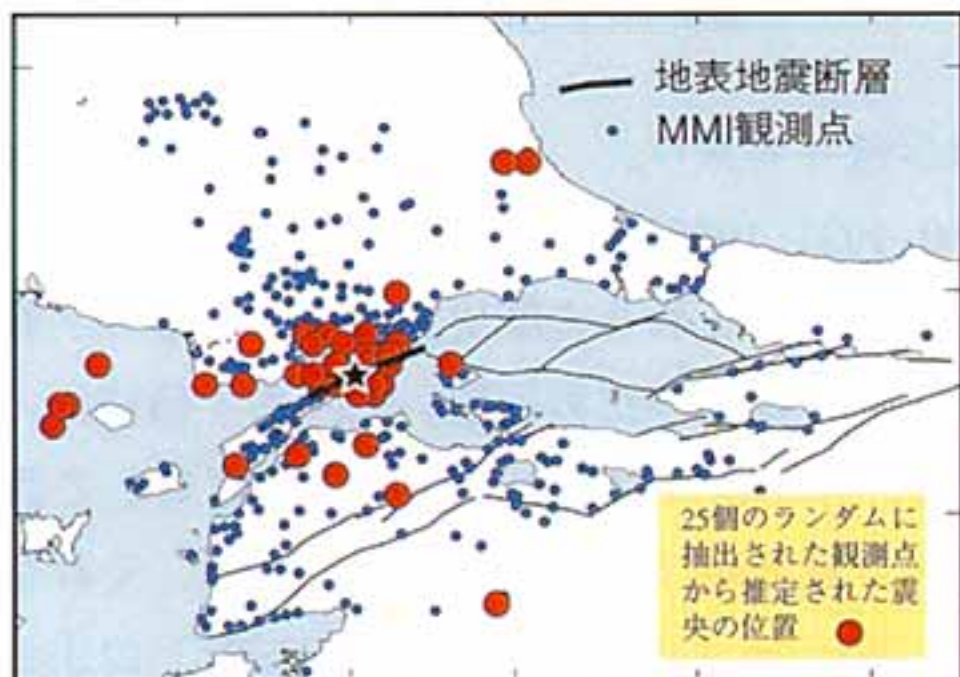
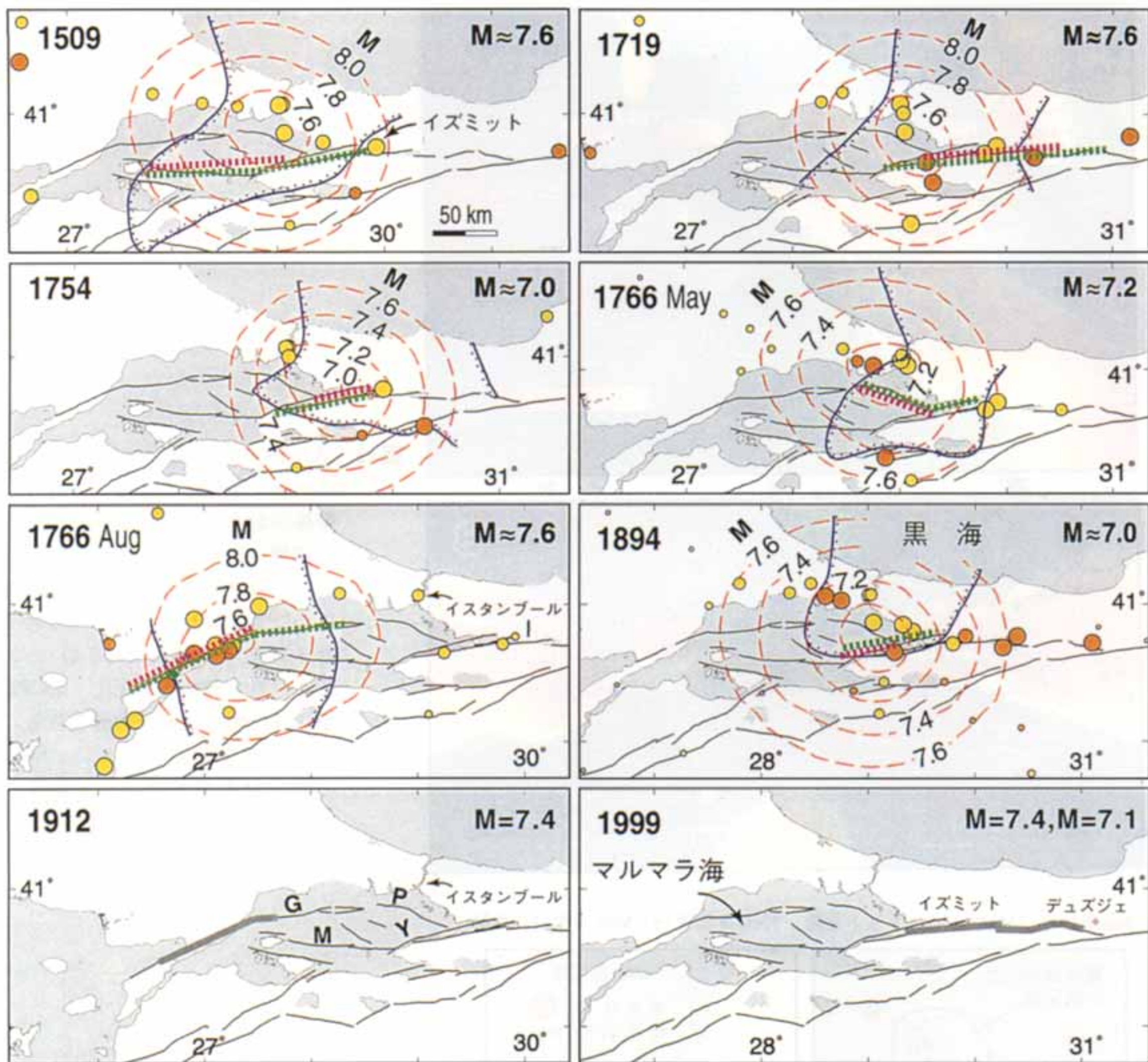


図 4 Bakun and Wentworth (1997) の手法を用いたマグニチュード  $M$  と地震規模推定のテスト。歴史地震に適用する前に既知の地震でテストをおこない、補正に用いた。  $M$  を大きくすると推定震央位置を広く推定することが可能であるが、震度階ごとの整合性を考慮した信頼区間内に位置する必要がある。





○堆積物 ○基盤岩      ●IV ●V ●VI ●VII ●●≥VIII 歴史記録に基づいて割当てた改正メルカリ震度階  
 (---) 震央位置の95%信頼区間      推定される最小震源断層長 (-----) 推定される最大震源断層長  
 (—) 1912,1999年震源断層

G: ガノス断層, P: プリンス諸島断層, M: 中央マルマラ断層, Y: ヤロバ断層

図5 西暦1500年以降の歴史上の大地震のマグニチュードMと震源断層の推定. Ambraseys and Finkel (1990, 1991, 1995) の記載をもとに各地点のMMIを割当て、Bakun and Wentworth (1997) の手法と Wells and Coppersmith (1994) の経験則から震源断層を推定した.

活断層のトレンチ調査など地震地質学的手法を用いて、できるだけ多くの地震サイクルを検出することが望ましい。ただし、北アナトリア断層の場合、イズミット地震の後に本格的に調査が始まったばかりである（例えば、Rockwell et al., 2000）。歴史地震については、マルマラ海周辺で西暦1500年以降比較的地震被害を詳しく記載した

記録が残っており、Ambraseys and Finkel (1990, 1991, 1995) によりまとめられている。

ここでは、これらの歴史記録を活断層の活動性パラメータ抽出のために用いた。まず最初に、西暦1500年以降の約200の被害記録に対して改正メルカリ震度階(MMI)を割り当てた。それをもとに、Bakun and Wentworth (1997) の手法を



用いて、経験的地震減衰率から歴史地震の予想される  $M$  とその震央の位置を推定した。Bakun and Wentworth (1997) の手法とは、割当てられた震度階ごとに震度階中心（予想震央）を求め、それを全ての震度階を通じてより矛盾なく最小誤差となるように決めるものである。ここでは、 $5\text{ km} \times 5\text{ km}$  のグリッドサーチで震央の信頼度を決めた。予想されるマグニチュードを大きく見積もることも可能であるが、その場合、震央の信頼区間を考慮すると震央範囲がかなり限定される。なお、より正確な推定値を得るために、最近の地震について、実際に観測された  $M$  と震央の位置と、上記手法から得られた推定値を比較した。これを補正值として用いた。図4では、震央の位置と震源断層のわかっている1999年イズミット地震、1963年ヤロバ地震、1912年サロス-マルマラ地震でテストした結果である。イズミット地震とヤロバ地震の場合、推定されたマグニチュード範囲の最小値と信頼区間内でのその位置が震央として推定できることを示している。サロス-マルマラ地震の図では、震度階を割当てた全記録のうちランダムに25地点を選んで  $M$  と震央を決める過程を50回繰り返した結果を示している。その結果、震度階の中心は95%信頼区間で $\pm 50\text{ km}$ に入り、 $M$  で $\pm 0.3$ 以内に推定できることがわかった。

以上の手法を歴史記録に用いた結果、西暦1500年以降マルマラ海地域は9つの  $M \geq 7$  地震が発生していたことがわかった（図5）。地震観測体制が整う以前に発生した6つのイベントでは、上記補正の結果として、95%信頼区間のうち最小の  $M$  を選び、その中に含まれる活断層を地震発生源として考慮した。断層の活動区間と地震時の変位量については、横ずれ断層の長さ  $L$  と  $M$  の経験則 (Wells and Coppersmith, 1994) を用いた。マルマラ海に分布する断層の位置とジオメトリについては不明な点が数多いが、ここでは既存の海底地形データや音波探査結果に基づいて、イスタンブールに強震を与えることが予想される4つの断層、ヤロバ (Yalova) 断層、イズミット (Izmit) 断層、プリンス諸島 (Prince's Islands) 断層、中央マルマラ (central Marmara) 断層を抽出した。

イズミット断層からは1719年と1999年（イズミット地震）の2つの大地震が発生しており、活動間隔は約280年、ヤロバ断層では1509年、1719年、1894年の3つの地震が推定され、その活動間隔は約190年となる。プリンス諸島断層と中央マルマラ断層からは1766年と1509年の地震がそれぞれの最新活動として推定されるが、活動間隔は直接カタログから抽出できない。そこで、近年のGPSデータから推定される断層の変位速度と上記地震時の推定変位量から、プリンス諸島断層と中央マルマラ断層の活動間隔をそれぞれ、210年、540年と推定した。したがって、考慮すべき4断層のうち2つの断層が地震サイクルの後半に入っている。また、1719年から1766年にかけては、1900年代の活動にみられるような、破壊の西進現象がマルマラ海周辺の断層に認められる。

なお、上記の地震規模と震源断層区間、断層の活動間隔の推定については、以下の2つの検証（確認）から支持される。1) これらのカタログから得られた地震分布の  $b$ -値が1.1となり、グローバルカタログの  $b=1$  に近くなること。2) 上記の推定震源断層から計算された過去500年間のマルマラ海沿いの断層帯沿いの右横ずれ変位速度 ( $23 \pm 8\text{ mm/yr}$ ) とGPS観測結果 ( $22 \pm 3\text{ mm/yr}$ ) の値がほぼ一致すること。

### ポアソン確率

もっとも簡単な地震確率算定は、“地震はランダムに発生する”という仮定のもとにポアソン確率を計算することであろう。イスタンブールに  $\text{MMI} \geq \text{VIII}$  の強震を与える3つの断層（ヤロバ断層、プリンス諸島断層、中央マルマラ断層）の活動間隔のみを考慮して計算した結果、30年間に被害地震が発生する確率は  $29 \pm 15\%$  となる。この算定値と比較するために、過去約1500年間にイスタンブールにおいて  $\text{MMI}$  が  $\text{VIII}$  以上を記録した地震を抽出して過去のポアソン確率を求めることにした。図6には、イスタンブールに強震を与えた12個の歴史被害地震（横軸）とそれぞれの地震の間隔（縦軸）を示す。平均して約100年

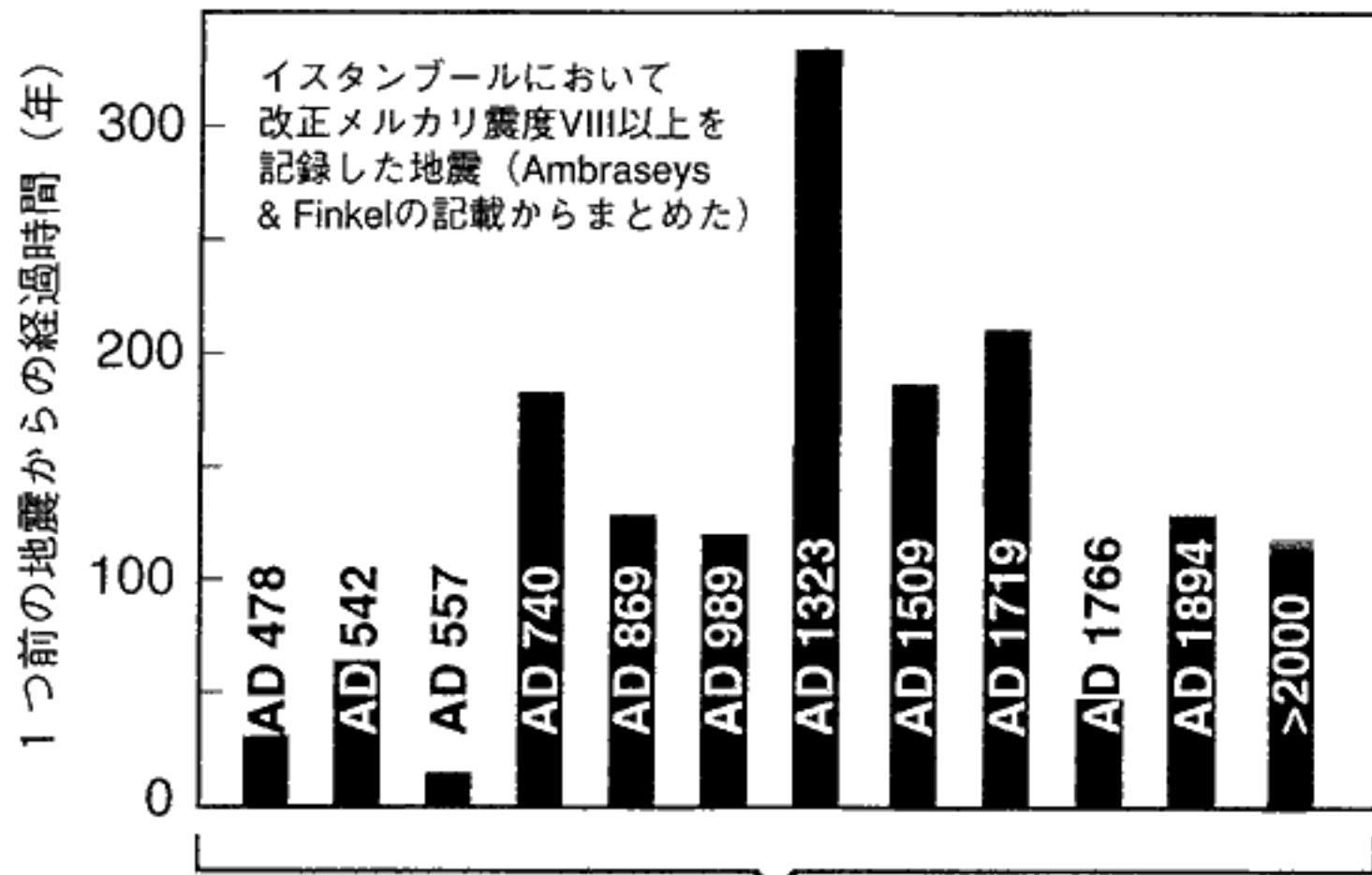
に1度程度被害地震が発生してきたことがわかる。これをもとに計算された30年確率は $20 \pm 5\%$ となり、上述の3つの活断層の活動間隔を考慮したものとほぼ同様の値となる。したがって、主にこの3つの断層がこれまでイスタンブールに被害を与えた歴史地震の発生源とみなし、条件付確率に展開していくことができる。

### 断層相互作用を考慮した地震確率評価

より現実的な地震発生確率を算定するために、以下では各断層上での地震更新過程を取り入れた条件付確率を計算するとともに、応力変化を考慮した確率算定を試みる。まず、各活断層から発生することが予想される今後の地震確率を計算する。条件付き確率を求めるには、確率密度関数を仮定し、断層の平均活動間隔とそのばらつき（標準偏差）を入力する必要がある（Working Group on California Earthquake Probabilities, 1988；

隈元, 1999などを参照)。ここでは、確率密度関数をブラウン経過時間関数（Brownian passage time function；Matthews, 2000）と対数正規分布の2つを用いて検討し、活動間隔は前述の最近の1サイクルのみの値を用いた。標準偏差は0.5とした。計算結果を表1に示す。各々の断層から発生する地震の今後30年間の確率は、10~30%程度であるが、これら3つの断層のいずれかにより発生する地震確率は $49 \pm 15\%$ となる。前節のポアソン確率と比較すると、きわめて高い値であることがわかる。これは、イスタンブールから50 km以内に位置する3つの断層のうち2つが、それぞれの地震サイクルの後半にあたるためと考えられる。

次に、イズミット地震による影響を取り入れる。すなわち、イズミット地震による応力の増加が一時的な（時間とともに減少する）発生確率の増加をもたらす効果を考慮するものである。応力のステップ状の急激な増加に伴う地震発生確率の一時的な増加は、断層面の速度・状態依存摩擦構成則の効果であり、室内実験や自然地震現象（地震シーケンス、クラスタリング、余震発生）等で認められている。応力増加ステップ後の地震発生減衰時間、すなわち定常の地震活動に戻るまでの時間、は主に断層面の拘束条件（地学的環境により決まる定数と法線応力）と応力蓄積速度で決まる。また、地震発生数、すなわち地震発生確率の増減は各断層面上で変化する $\Delta CFS$ に対応して決まる（計算式等の詳細はStein et al., 1997；Toda et al., 1998を参照）。ここでは、各断層面上での $\Delta CFS$ を計算するとともに、減衰時間を実際の1939年以降のトリガリングとその時間間隔か



イスタンブールが30年間に強震を被る確率 =  $20 \pm 5\%$

図6 過去約1500年間にイスタンブールで強震を記録した地震とその間隔。平均して約100年で大地震が再来していることがわかる。

表1 主要活断層によってイスタンブールが強震に襲われる確率

断層	30年確率 (%)		10年確率 (%)		1年確率 (%)	
	相互作用を考慮	条件付のみ	相互作用を考慮	条件付のみ	相互作用を考慮	条件付のみ
ヤロバ	$33 \pm 21$	$22 \pm 18$	$14 \pm 11$	$7 \pm 7$	$1.7 \pm 1.7$	$0.8 \pm 0.8$
プリンス諸島	$35 \pm 15$	$26 \pm 12$	$16 \pm 9$	$10 \pm 6$	$2.1 \pm 1.6$	$1.1 \pm 0.7$
マルマラ	$13 \pm 9$	$11 \pm 8$	$5 \pm 5$	$4 \pm 4$	$0.6 \pm 0.7$	$0.5 \pm 1.0$
上記のうち少なくとも1つ	$62 \pm 15$	$49 \pm 15$	$32 \pm 12$	$20 \pm 9$	$4.4 \pm 2.4$	$2.3 \pm 1.5$



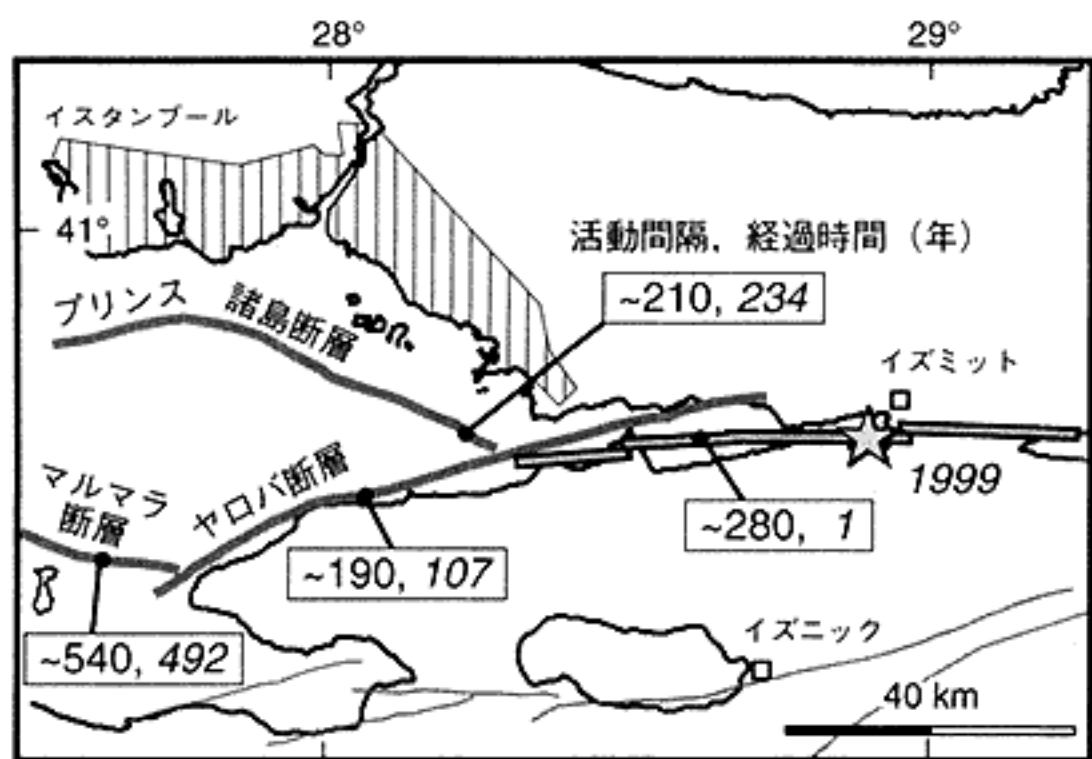


図7 歴史地震記録より推定されるイスタンブール周辺の活断層の活動間隔と最新活動年からの経過時間。これらは条件付き確率に用いられるパラメータとなる。

ら直接求めた(図8 A)。応力蓄積速度は0.1 bar/年と仮定した。いくつかの必要なパラメータは近似的に計算に用いられるので、ここでは各パラメータの不確定性(誤差)も考慮して、モンテカルロ法を用いて確率計算を行った。

計算された確率関数は、図8 Bに示されるように最新活動年から徐々に増加し、イズミット地震が発生した1999年8月に大きくジャンプし、徐々に減衰する。表1に今後30年間、10年間、1年間の計算結果を示した。3つの断層すべて $\Delta CFS$ の増加が認められることに対応して、地震確率も条件付き確率に比較して高い値を示す。特に、イズミット地震の震源断層に近いヤロバ断層では30年確率で約1.5倍も上昇している。ちなみに、1年確率では2倍以上確率が上昇しているが、これは地震発生時の減衰効果に伴うものである。3断層全てを考慮して今後30年間(2000年5月~2030年4月)にイスタンブールに $MMI \geq VIII$ (0.34-0.65 g)の強震を与える確率は $62 \pm 5\%$ と計算された。これは地震の相互作用を考えない場合の確率 $49 \pm 15\%$ の1.3倍もの確率の増加となり、イズミット地震によってさらにイスタンブールが強震に襲われる確率が高まったと考えられる。

### おわりに

過去1500年間にイスタンブールに被害を与え

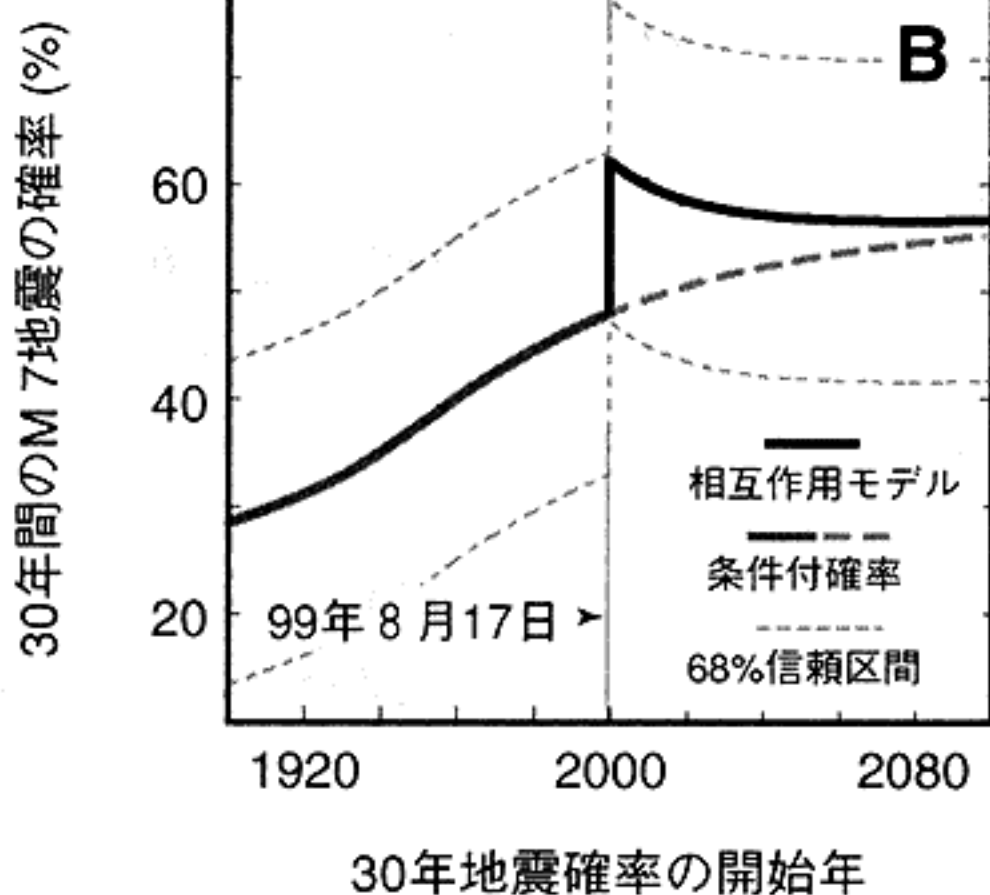
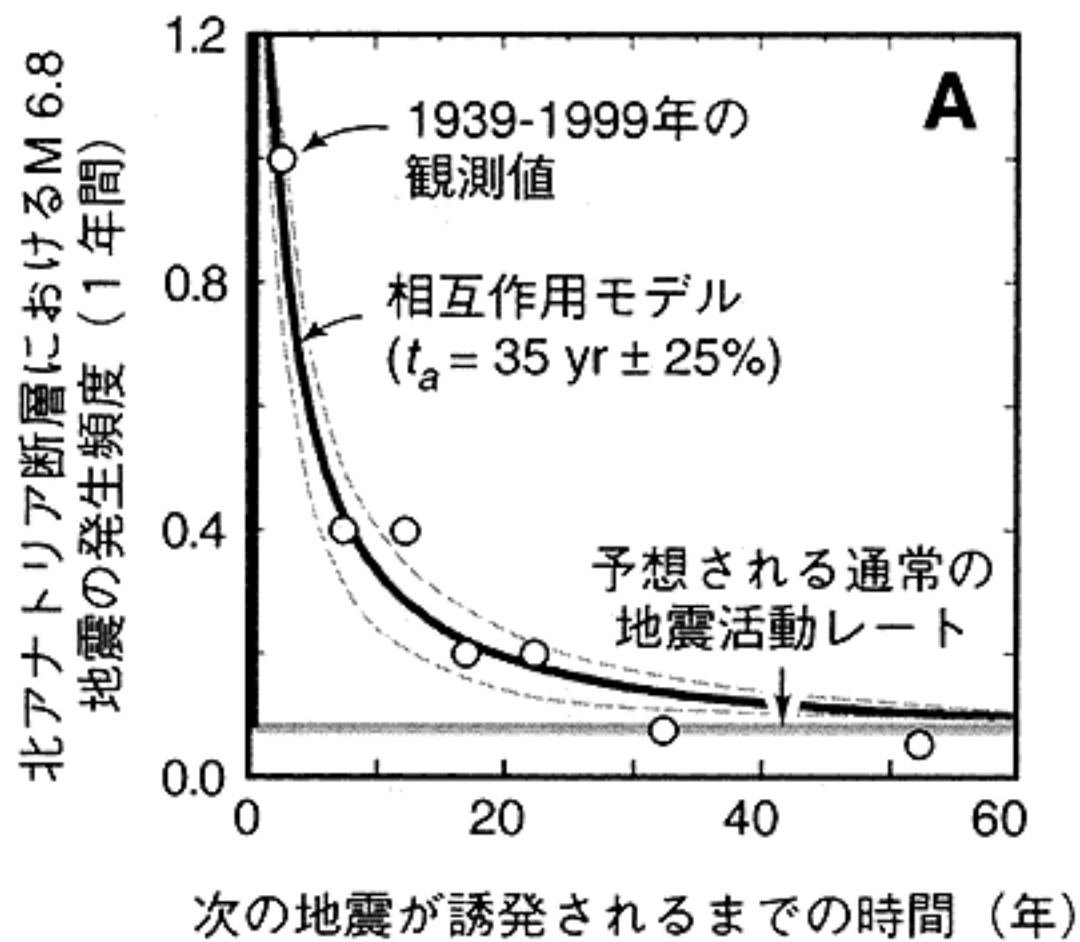


図8 A) 北アナトリア断層での1つの大地震から次の大地震までの誘発時間とその発生頻度。北アナトリア断層で発生した13個のM6.8以上の地震を対象にプロットした。濃い実線は相互作用を考慮したモデルに基づく曲線。地震減衰時間( $t_a$ )を35年に設定した場合に観測値と良く合う。B) イスタンブールに強震を与えるM7以上の地震の30年確率の変化。断層相互作用を取り入れた場合、イズミット地震の後に確率が急激に上昇する。

た12個の地震はイスタンブールが地震危険度の高い都市であることの証拠であり、時間依存性のない30年ポアソン確率は15-25%と見積もられた。また、イスタンブール近傍の複数の活断層が地震サイクルの後半にあり、1894年以降顕著な被害地震がなかったことから、地震更新過程を考慮した今後30年間の条件付き確率は $49 \pm 15\%$ もの



高い値になる。一方、応力計算結果から、イズミット地震はM7.2のデュズジェ地震を誘発し、ヤロバ断層沿いの余震活動を促進してきたことがわかった。マルマラ海に分布する複数の断層でも同様のことが予想されるので、断層相互作用を考慮した地震発生確率は $62 \pm 15\%$ と きわめて高い値となる。この確率値が分かりにくい方は、天気予報の降水確率を想像されるとよい。降水確率30%以上になると大多数の人が傘をもって外出することを考えると、この地震確率はきわめて深刻である。

筆者は、1999年8月のイズミット地震が発生した直後、暫定的に発表されているメカニズム解や地表での断層変位量を使って $\Delta CFS$ の計算をし、周辺地域への影響を見積もろうとした。ところが、日頃の雑事に紛れてそれを怠っていたところに11月のデュズジェ地震が発生した。筆者のような日本の一研究者の声が届くはずもないが、あの時点でデュズジェ断層への的確な評価をくだせていたらと後悔している。イスタンブールは人口密集の大都市である。我々の研究が多少なりとも今後のイスタンブールの地震災害軽減のために貢献できればと思う。

## 参考文献

- Ambraseys, N.N. and C.F. Finkel, 1990, The Marmara sea earthquake of 1509, *Terra Nova* 2, 167-174.
- Ambraseys, N.N. and C.F. Finkel, 1991, Long-term seismicity of Istanbul and the Marmara sea region, *Terra Nova* 3, 527-539.
- Ambraseys, N.N. and C.F. Finkel, 1995, The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas: A historical review, 1500-1800, Muhittin Salih EREN, Istanbul.
- Bakun, W. H. and C. M. Wentworth, 1997, Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 87, 1502-1521.
- Barka, A.A., 1996, Slip distribution along the North Anatolian fault associated with large earthquakes of the period 1939 to 1967, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 87, 1502-1521.
- Dieterich, J.H., 1994, A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering, *J. Geophys. Res.*, 99, 2601-2618.
- King, G.C.P., R.S. Stein and J. Lin, 1994, Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 84, 935-953.
- 隈元 崇, 1999, 内陸地震の危険度を探る, 活断層トレンチ調査の成果, *地震ジャーナル*, 28, 13-26.
- Matthews, M.V., 2000, A stochastic model for recurrent earthquakes, *J. Geophys. Res.*, in press.
- Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 82, 1018-1040.
- Parsons, T., S. Toda, R.S. Stein, A. Barka and J.H. Dieterich, 2000a, Heightened odds of large earthquakes near Istanbul: An interaction-based probability calculation, *Science*, 288, 661-665.
- Parsons, T., A. Barka, S. Toda, R.S. Stein and J.H. Dieterich, 2000b, Influence of the 17 August 1999 Izmit earthquake on seismic hazards in Istanbul, *The 1999 Izmit and Duzce Earthquakes: preliminary results* edited by A. Barka, Istanbul Technical University Press, 295-310.
- Rockwell, T., A. Barka, S. Akyuz, T. Dawson, K. Sieh and T. Gonzalez, 2000, The North Anatolia fault around the Marmara Sea, and pre- and post-earthquake research after the August 17, 1999 Kocaeli earthquake, *Proceedings of the Hokudan International Symposium and School on Active Faulting*, 587-592.
- Stein, R. S., A. A. Barka, and J. H. Dieterich, 1997, Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.*, 128, 594-604.
- Straub, C., H.-G. Kahle and C. Schindler, 1997, GPS and geological estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia, *J. Geophys. Res.*, 102, 27587-27601.
- Toda, S., R.S. Stein, P.A. Reasenber, J.H. Dieterich and A. Yoshida, 1998, Stress transferred by the 1995 Mw=6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *J. Geophys. Res.*, 103, 24543-24565.
- Wells, D.L. and K.J. Coppersmith, 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 84, 974-1002.
- Working Group on California Earthquake Probabilities, 1988, Probabilities of large earthquakes occurring in California on the San Andreas fault, USGS Open-File Report, 88-398, 62 pp.