

# 地震活動と地質構造(1)

## —花崗岩分布域と無地震域の対応—

吉田 明夫<sup>1)</sup>・大久保泰邦<sup>2)</sup>・佐藤 興平<sup>2)</sup>

### 1. はじめに

内陸地震が何故起きるかを問うには、地震がどこでどのように起きているかをまず知る必要がある。地震を予知することは、これらの手順を踏んだ更に次の段階ということになる。その意味で内陸のサイスミシティの実際を知り、地域的なその特徴を明らかにすることは、地震予知の第一のステップといえる。その場合、単に地震活動度の地域性を明らかにするだけでは十分でない。他の地学的な特徴との関連において、どこで起きているかを見るのが重要である。それによって初めて、地震が何故どのような原因で起きるのかを問う手がかりが得られることになる。

そのような観点から、地震活動と地質・地体構造との関連について、本誌でいくつか話題を紹介してみたい。題材としては、地質と地震、火山と地震、断層と地震等を考えている。地震が何故ある場所で起き、別のところで起きないかを解明するには、筆者らの私見では地質学に関する知識を必要とする。これから紹介するいくつかの話題が、多くの研究者に地震の地学的要因を考えていただく糸口となれば幸いである。

なお、あらかじめお断りしておくが、ここでは地震がどのように起きているかを紹介するのが主眼で、何故そうした起き方をしているかについては詳しく触れない。というより、実は詳しく述べる事ができるほど解明されていないというのが本当のところ、それについては、むしろ読者の方々が斬新なアイデアをだして下さることを期待したい。

本題に入る前に、まず、日本の内陸のサイスミシ

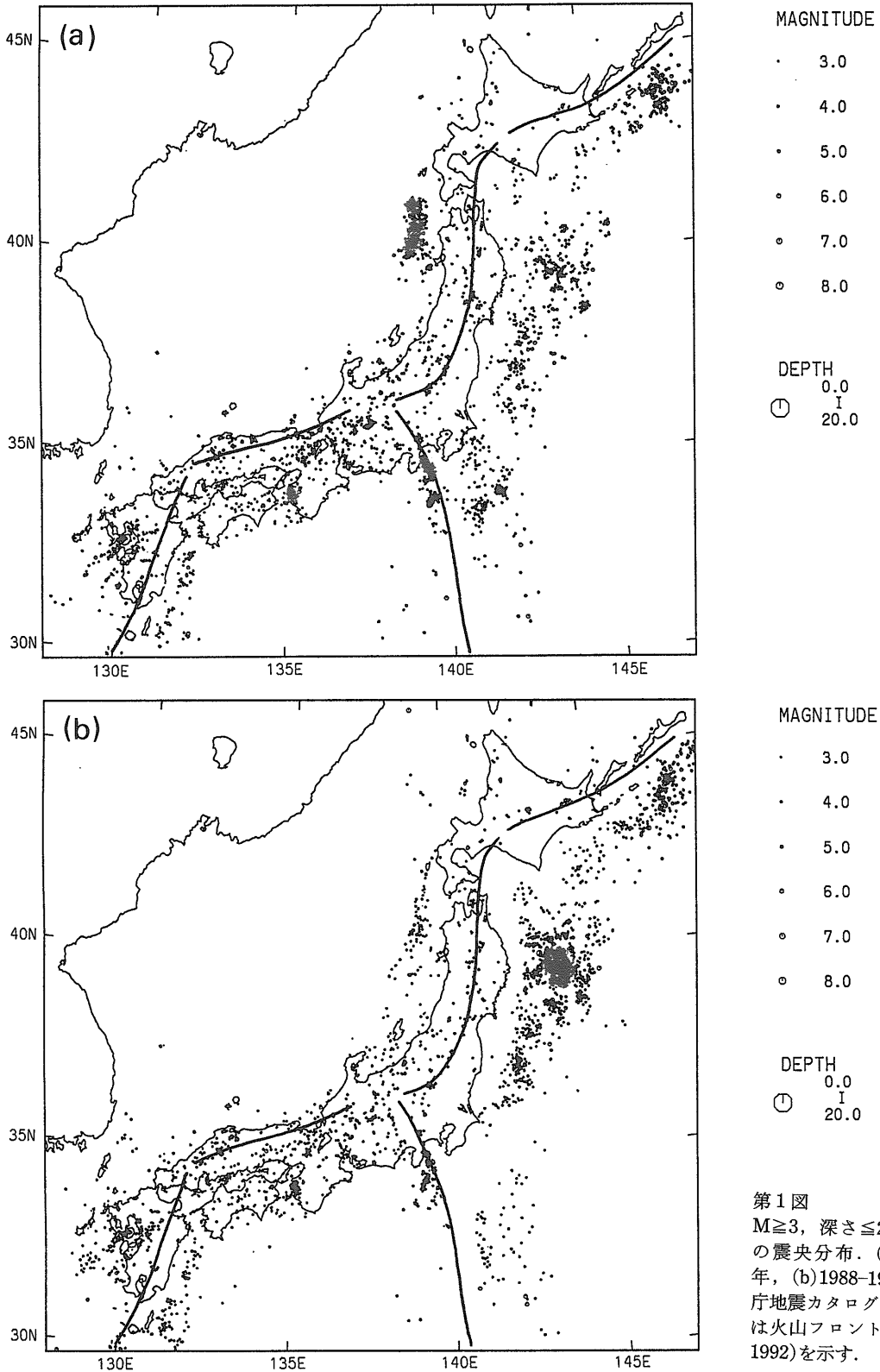
ティについてざっと大観しておこう。第1図(a), (b)はそれぞれ、1983-1987年、1988-1992年の各5年間に発生した $M \geq 3$ 、深さ $\leq 20$  kmの地震の震央分布を示したものである(Mはマグニチュード、以下略記)。破線は火山フロントを表している(衣笠ほか、1992)。これらの図でまず目につく特徴として、東北日本では一般に火山フロントの内側に比べて、アサシミックフロント(注1)から火山フロントまでのサイスミシティが低いことがあげられる。これに対して西南日本では、九州を除いてアサシミックフロントそのものがはっきりせず、東北日本で見られるような特徴は認められない。これは、東北日本では太平洋プレートの沈み込みに伴う巨大地震の震源域が沖合い海底下にあるのに対して、西南日本ではフィリピン海プレートと陸側プレートとの間のカップリング領域が東海から紀伊半島、四国の直下まで及び、かつ、そこではフィリピン海プレートが60-70 kmの深さまでしか達していないという、両地域でのプレート沈み込み様式の違いによるものと思われる。しかし、嶋本(1989)やKinugasa(1989)が指摘しているように、西南日本においても、前弧ウェッジにはほぼ相当する中央構造線の外側領域では、地表で活断層がほとんど見られない。また、これと関連して、この領域では、和歌山市付近など特定の場所を除いて、極く浅い地殻内地震が少ないといえる。

地殻内の浅い地震活動が火山フロント内側で活発なことの理由として、嶋本(1989)は、そこでは地下温度が高いために最上部マントルが柔らかくなっていて、固いプレートの厚さがせいぜい20 km程度しかなく脆弱なのに対して、海溝から火山フロン

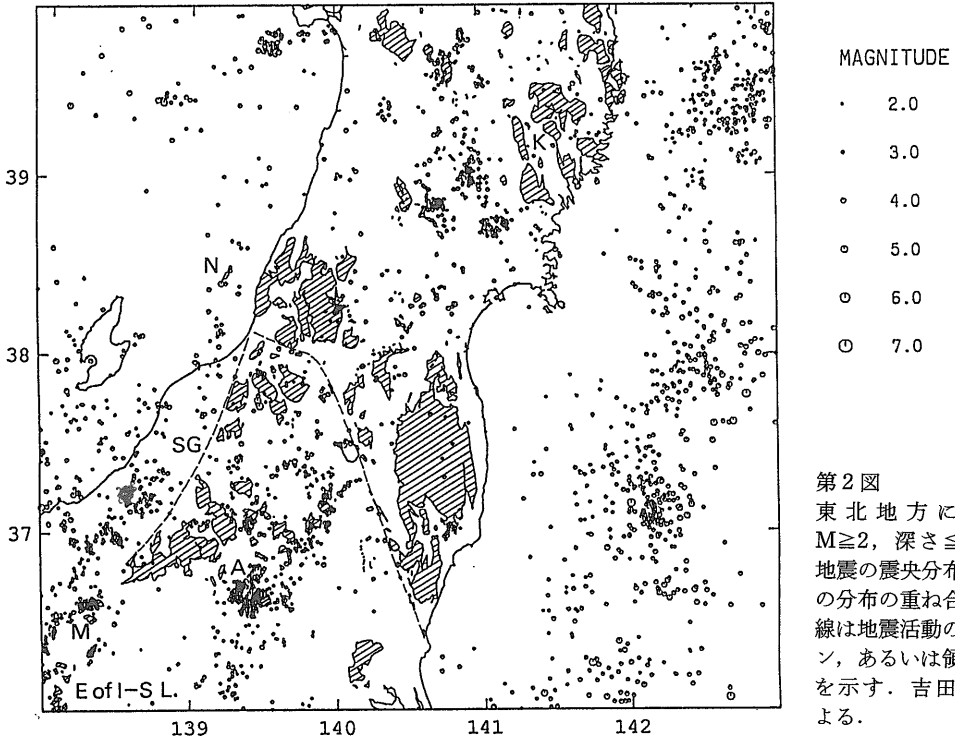
1) 気象研究所：〒305 茨城県つくば市長峰1-1

2) 地質調査所：〒305 茨城県つくば市東1-1-3

キーワード：地震活動，地質構造，花崗岩分布域，無地震域，堆積岩層，地下温度



第1図  
 $M \geq 3$ , 深さ  $\leq 20$  km の地震の震央分布. (a)1983-1987年, (b)1988-1992年. 気象庁地震カタログによる. 実線は火山フロント(衣笠ほか, 1992)を示す.



トまでの領域は、海洋プレートの沈み込みの影響で温度が低く、強度も相対的に大きいためであろうと推定している。大局的にはそれでいいとしても、第1図を見ると例外的な地域もある。例えば、東北日本では火山フロントより外側にあたる牡鹿半島付近や伊豆半島から北へ伸びるゾーンで活発に地震が起きており、また西南日本では中央構造線の外側の和歌山市付近で顕著な活動が見られる。一方、火山フロントより内側でも、地震活動の低い地域があちこちに散見される。

実は、著者らがここで紹介し、検討してみたいと思うのは、まさにそうした特徴、すなわち数10~100 km のスケールで見た時、サイスミシティの高い地域と低い地域が存在するのは何故か、何がそれら両者を分ける原因となっているのかということである。

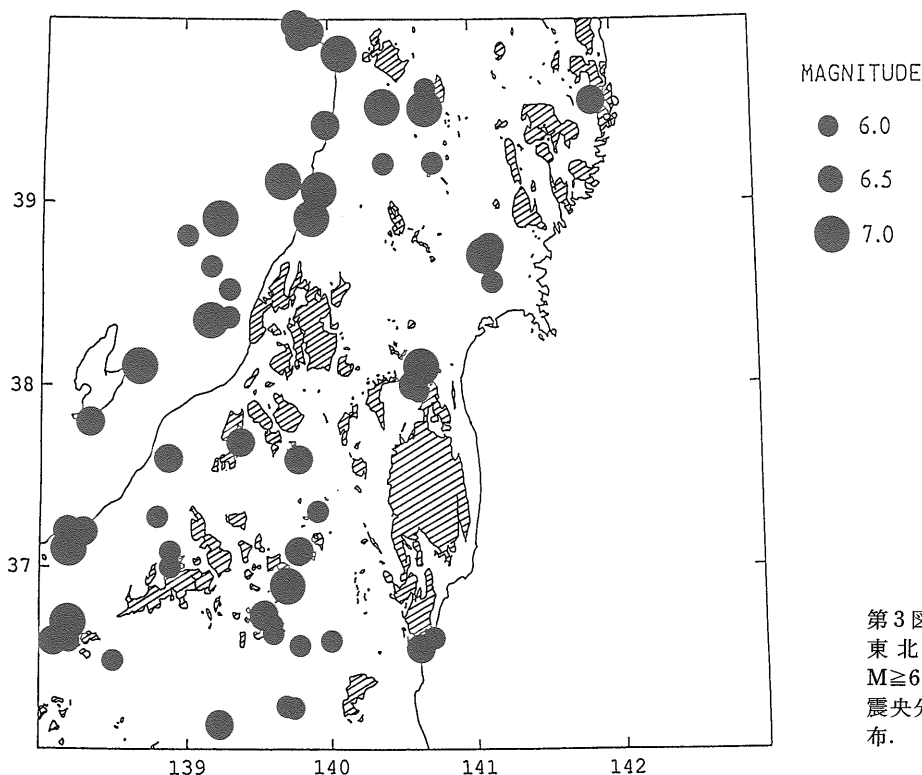
最初の話題として、花崗岩分布域(注2)と無地震域の対応を取り上げる。以下に示すように、花崗岩分布域では一般的にサイスミシティが低い、その原因を問うことは、地震が何故起きるかという疑問に対して、いわば裏側から考えていくことにあたっている。では、いくつかの地域について、実際にそ

の対応をしてみることにしよう。

## 2. 東北地方

第2図は、東北地方において1983-1990年に発生した  $M \geq 2$ 、深さ  $\leq 20$  km の地震の震央分布に、花崗岩の分布(佐藤ほか, 1992)を重ねて示したものである。震源データは気象庁地震カタログ(注3)によっているが、それは第2図の縮尺程度で地質構造との対応を見るには十分な精度を持っていると考えられる。

第2図から、花崗岩分布域が低地震活動域となっていることは明らかであろう。例えば男鹿-牡鹿構造帯(茂木, 1985; 吉田ほか, 1988)の南側には、それと平行に、阿武隈山地から朝日山地にかけて花崗岩が広く分布している地域がある(その南限が破線で示されている)が、そこでは地震がほとんど起きていない。また、北上山地(第2図中のK)や、新潟地震の震源域(N)から松代群発地震域(M)に続く信濃川地震帯(その東縁を破線で示す)の東側にもまとまった花崗岩体が分布するが、そこでも同様に地震活動は低い。阿武隈山地や朝日山地の花崗岩体



第3図  
東北地方における  
M $\geq$ 6の歴史上の地震の  
震央分布と花崗岩の分  
布。

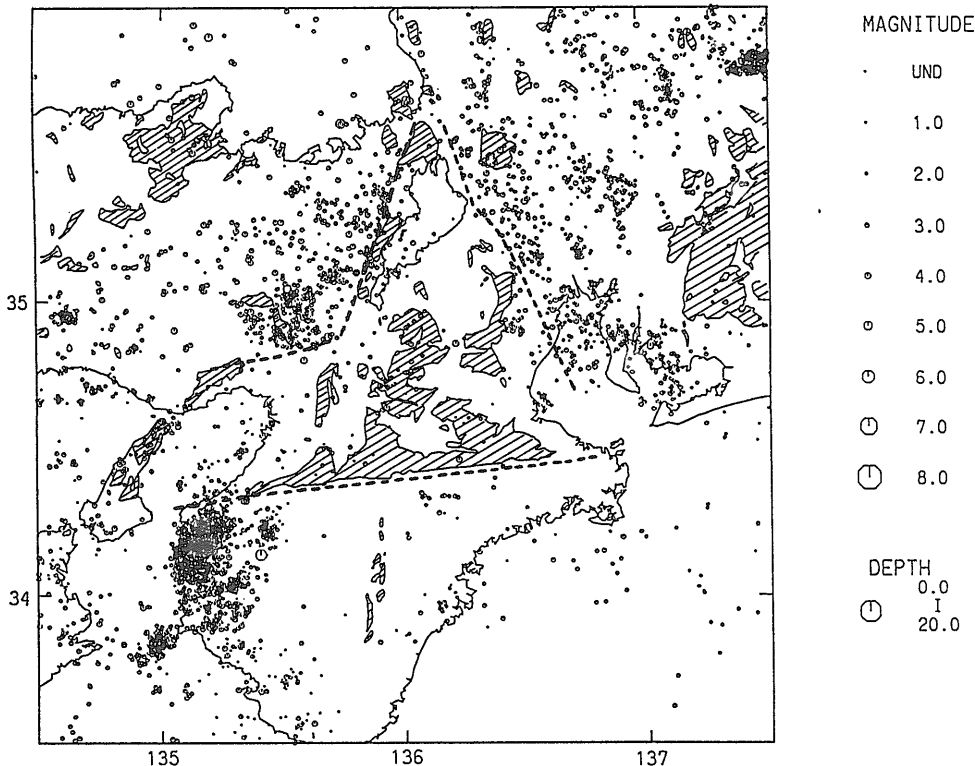
の中、あるいはその近傍で地震が群発しているところもあるが、詳しく見ると、そこには堆積岩類が入りこんでいる(吉田, 1993)。

歴史上の大地震の震源も花崗岩分布域を避けているかのようである。第3図は、西暦416年から1991年までに東北地方内陸及び日本海沿岸域に発生したM6以上の浅発地震の震央分布に花崗岩の分布域を重ねて示したものであるが、先に述べた阿武隈山地や朝日山地の花崗岩体、北上山地や信濃川地震帯東側の花崗岩分布域では、大きな地震が発生していない。

ところで、言うまでもないことだが、逆は必ずしも真ならずで、無地震域が即花崗岩分布域に対応するというわけではない。信濃川地震帯中の新潟市付近(第2図にSGと示したところ)や糸魚川-静岡構造線中央部の東側(第2図にE of I-S L.と示す)には顕著な地震空白域が認められるが、これらの地域には花崗岩は分布していない。このうち、糸魚川-静岡構造線の東側地域については、火山フロントに近いために地殻が高温になっていて、流動変形が生じているのであろうという説が溝上(1987)によ

て提出されているが、空白域の西側境界は糸魚川-静岡構造線によって明瞭に区切られるので、地質あるいは地殻構造の違いも反映しているものと思われる(吉田, 1993)。この地域のサイスミシティと地質との関連については、いずれ稿を改めて紹介することとしたい。一方、新潟市付近の空白域については、前兆現象としての地震活動の静穏化を現すという可能性も指摘されている(例えば, Mogi, 1988)。

第2図に見られる顕著な低地震活動域としては、この他に関東平野がある。この下にはフィリピン海プレートと太平洋プレートが沈み込んでいて、それらのプレート内部とプレート境界では極めて活発に地震が発生しているが、陸のプレート(ユーラシアプレートとされていたが、近年、北米プレートもしくは東北日本マイクロプレートとする説が提唱された)内地震は東京湾北部及びその西岸の一部を除いてほとんど見られない。まえがきで述べたように、内陸のサイスミシティはアサイスミックフロントから火山フロントまでの間で通常低いけれども、関東平野下で地殻内の浅い地震が見られないのは、例えば先に紹介した嶋本(1989)の考え方をそのまま適



第4図 近畿地方における  $M \geq 2$ 、深さ  $\leq 20$  km の地震の震央分布と花崗岩の分布の重ね合わせ。破線は近畿トライアングルを示す。地震データは気象庁震源ファイルに基づき、期間は1983-1991年。また、花崗岩の分布は佐藤ほか(1992)による。

用することで説明がつくのかどうか、筆者らはなお一考の余地があると考えている。また、これに関しては、伊豆半島東岸から山梨県東部を経て埼玉県西部、日光・今市と続く地震活動帯の存在も合わせて考察する必要がある。この地震活動帯は明らかに火山フロントより外側に位置する。これらの問題についても、また機会をあらためていろいろな角度から検討してみたいと思う。

### 3. 近畿地方

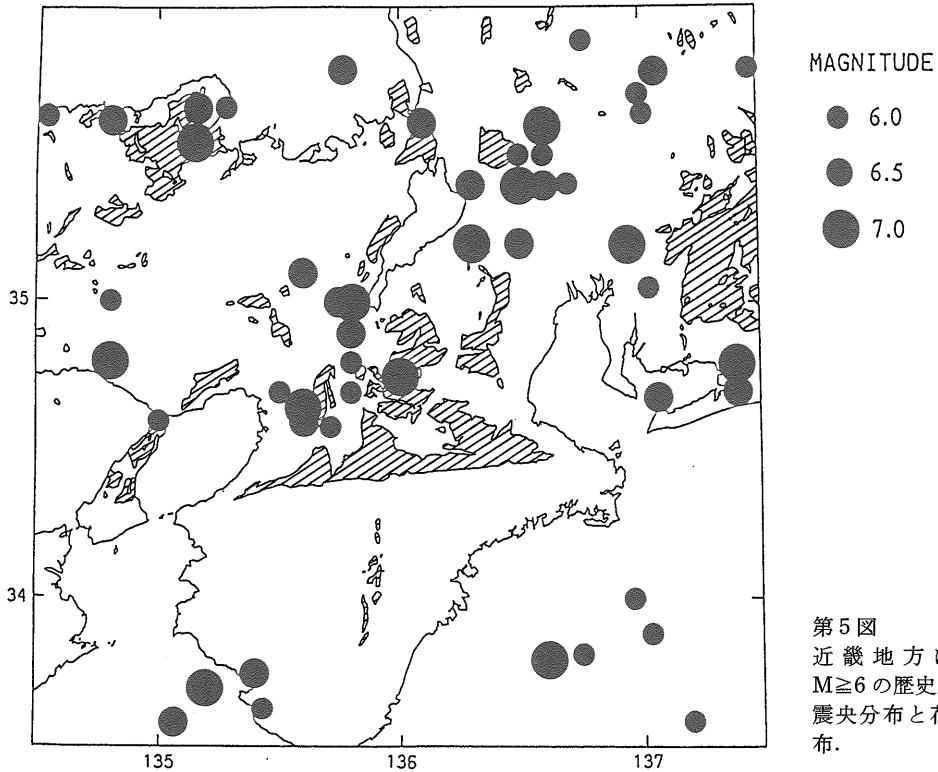
第4図は近畿地方における浅い地震(深さ  $\leq 20$  km)と花崗岩類の分布を重ねて示したものである。震源データは第2図と同じく気象庁地震カタログにより、花崗岩の分布は佐藤ほか(1992)に基づいている。第4図から、近畿地方においても、花崗岩分布域が低地震活動域となっていることを容易に見てとることができよう。

近畿地方におけるテクトニクスの枠組みについて

は Huzita (1962)による近畿トライアングルという考え方がある。これは、美濃・丹波・南紀の古期堆積岩体によって、その内部のトライアングル地域が万力のように締めつけられているとすれば、そこに見られる基盤の褶曲や、その破断としての逆断層の存在を説明することができるというものであるが、サイスミシティは第4図に見るように上述の古期堆積岩体内で高く、トライアングル内部と、和歌山市付近を除く南紀で低くなっている。そして、この近畿トライアングル内部には花崗岩が広域にわたって分布する。第5図から、近畿地方における歴史上の大地震も、東北地方と同様に、花崗岩分布域を避けてその周辺で多く発生しているように見える。

なお、近畿トライアングル周縁の美濃、丹波、和歌山市付近の地震活動の間には、相互に良い相関が認められ、かつ、興味深いことに、美濃の地震活動は他の2地域の地震活動に比べて3年ほど先行する傾向が見られる(吉田・高山, 1992)。

ところで、微小地震の発生も花崗岩分布域で少な



第5図  
近畿地方における  
M $\geq$ 6の歴史上の地震の  
震央分布と花崗岩の分  
布。

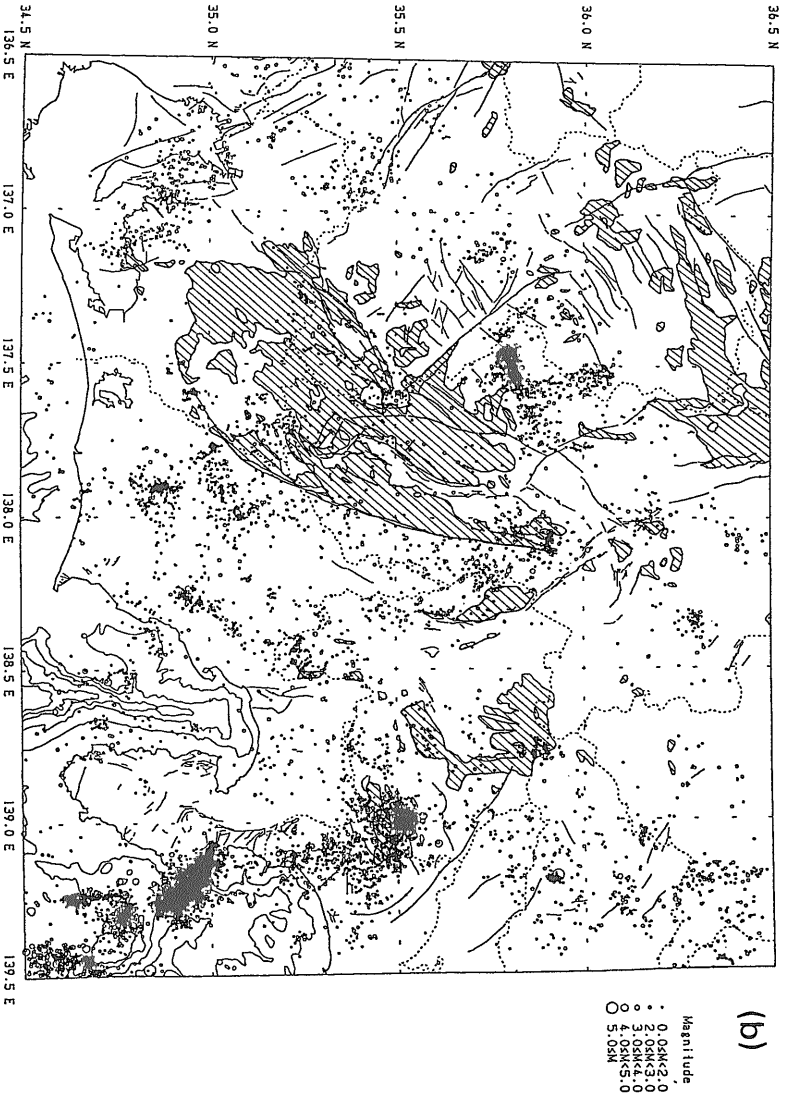
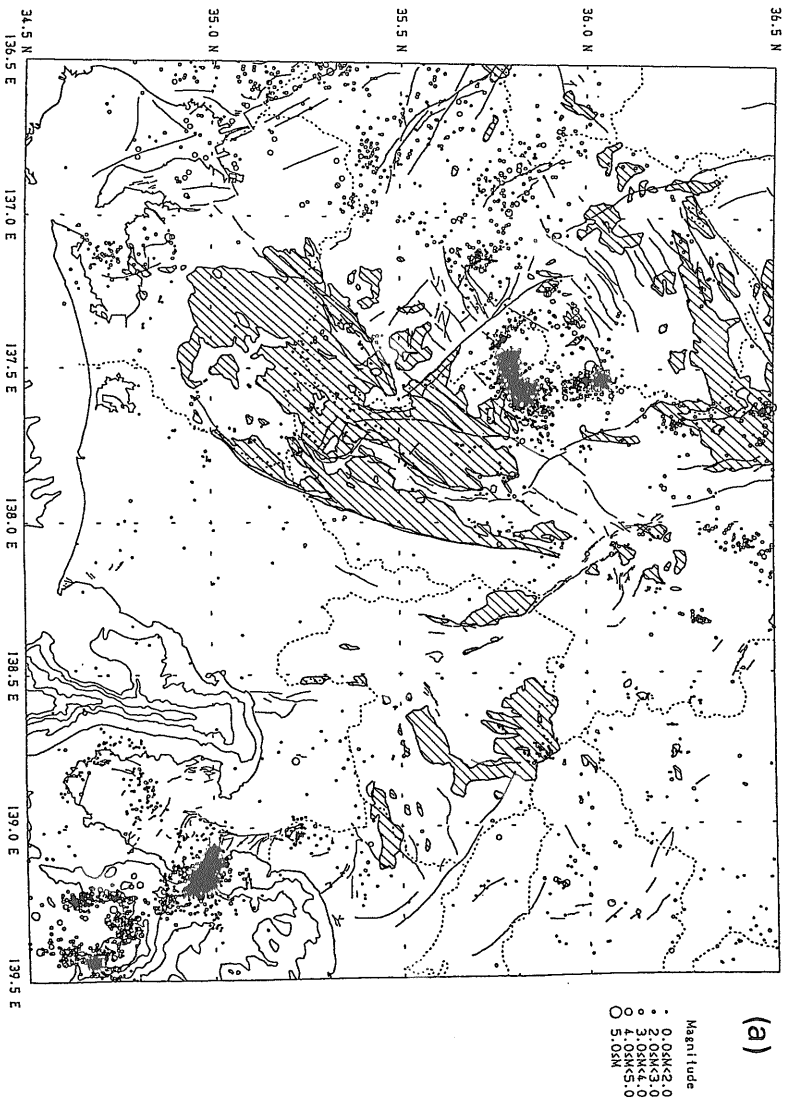
いことが、近畿地方北部の地質構造と微小地震分布との対応を調べた渡辺(1980)によって指摘されている。彼は地震活動が美濃帯、丹波帯という「古生層」\*領域(\*原文のまま。現在これらの帯はおもにジュラ系からなるとされる)で活発で、それ以外の飛騨帯、舞鶴帯、中国帯は概して不活発であることに注目して、ローカルなサイズミシティの違いと地質構造との対応について調べ、琵琶湖北東岸や琵琶湖北西岸の、「古生層」が花崗岩域と接しているところでは、活発な地震活動が「古生層」側で見られると述べている。また、花崗岩分布域以外に地震活動が不活発なところとして、御岳や乗鞍岳、焼岳、大日山などの第四紀火山を挙げている。なお、琵琶湖西岸の花崗岩分布域のサイズミシティが低いことは見野和夫(1993, 私信)も気づいていたということである。

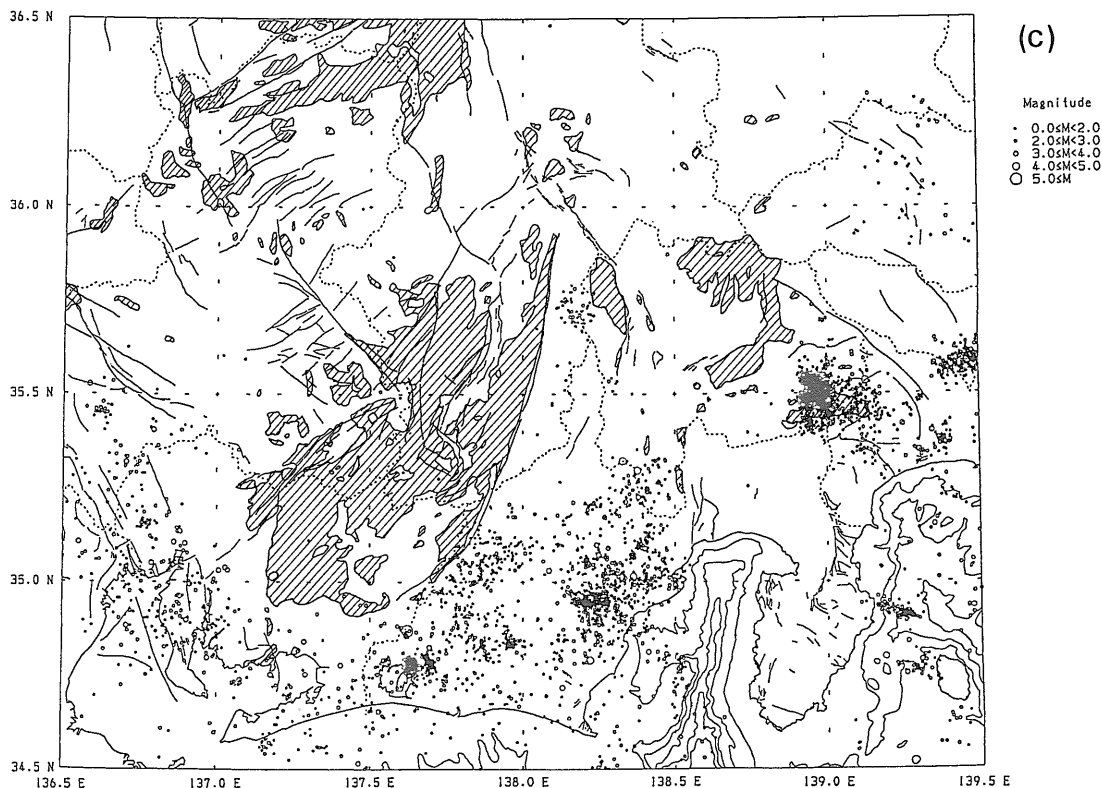
#### 4. 中部地方

中部地方南部の、伊良湖岬から諏訪湖にかけての中央構造線北西側の領家帯とその近傍には、花崗岩

類が広く分布している。第6図(a), (b), (c)はそれぞれ、深さが0-10 km 未満, 10-20 km 未満, 20-30 km 未満の地震に、花崗岩類の分布と活断層の分布を重ねて示したものである。このうち、第6図(c)では、中央構造線が地震活動域と無地震域の境界になっていて、花崗岩類の分布域には深さ20-30 km 未満の地震がほとんど起きていないことがわかる。図6(b)では中央構造線の西側にも地震が見られるが、しかしよく見ると、地震が起きているのは阿寺断層と根尾谷断層の南東側延長域にあたる部分や堆積岩が入っているところで、花崗岩分布域の他のところではやはりサイズミシティが低い。

中部地方に見られるサイズミシティと地質構造との対応に関して、ここでつけ加えておきたいと思うのは、先にも触れたが、御岳や乗鞍岳など第四紀火山が無地震域となっていて、その周辺で活動が見られることである。Ito (1993)は、火山地域では火口に近づくにつれて震源が次第に浅くなり、火口直下付近では無地震域となっている例をいくつか示して、これを地殻内の熱的構造がサイズミシティを支配している一つの証拠として挙げている。それで





第6図 中部地方南部の地震の震央分布と花崗岩および活断層の分布。震源データは防災科学技術研究所のもので野口(1992)による。(a)深さ<10 km, (b)10 km ≤ 深さ<20 km, (c)20 km ≤ 深さ<30 km。花崗岩の分布は佐藤ほか(1992)に基づく。

は、花崗岩分布域が低地震活動域に対応しているということも、同様に熱的な構造にその原因を帰すことができるだろうか。次にそれについて若干考えてみよう。

## 5. 花崗岩分布域は何故地震活動が低いか

藤田・岸本(1972)は、いわゆる近畿トライアングル内の地震活動がその周縁部の美濃、丹波、和歌山市付近に比べて顕著に低いのは、それら周縁部を構成する固い古期堆積岩体に対してトライアングル内部に広く分布する花崗岩体が流動性に富み、塑性変形を起こしやすいためではないかという考えを述べている。実際、花崗岩類は石英含有量の少ない塩基性火成岩類に比べて、比較的低い温度条件で格段に流動性に富むことが知られている(例えば、嶋本, 1989)。しかし、一般に堆積岩中には花崗岩類と同様、石英や長石が多く含まれているから、花崗岩が堆積岩と比べてもより低温で流動化しやすいかどうか

かについては疑問が残るようである(嶋本利彦, 1993, 私信)。

では、花崗岩分布域が堆積岩地域と比べて、同じ深さで見た時により高温になっているという可能性についてはどうだろうか。これについても、第2～6図に示した各地域の花崗岩の大部分が、中生代白亜紀から古第三紀のものであることや、一般に花崗岩体の冷却に要する時間はたかだか数百万年のオーダーであると推定される(例えば、佐藤・仲井, 1991)ことなどから、すでにこれらの花崗岩体には余熱はないと考えられる。キュリー点深度分布(大久保, 1984)を見ても、花崗岩分布域のキュリー点深度が他地域に比べて特に浅くなっているという様子は見られない。

しかし、いくつかの花崗岩地域で高熱流量が観測されるという報告はあり、江原・金(1990)はその原因について考察している。彼らは、(1)放射性熱源含有量、(2)貫入時の残熱、(3)花崗岩体の上昇・削剝作用、(4)新期の深部火成活動および(5)深部熱水循環



のそれぞれについて、想定される熱流量を定量的にあたり、(4)の新しい時代のマグマ活動がもっとも可能性が高いとしている。花崗岩地域では、一旦冷えた後に再び地殻深部が高温化し、それがかなりの期間にわたって維持されるということが実際にあるのだろうか。もし、それが事実だとしたら、その地学的な説明はどのようになされるのだろうか。他の多くの花崗岩分布域でも一般に高熱流量を示すのかどうか、データをもっと集める必要もあると思われる。

ところで、花崗岩体の底、あるいは根の深さはおよそ10 km程度と見られているのに対して、地殻内地震は10-20 kmの深さでも多く発生していることから、花崗岩分布域に地殻内地震が起こらないということは、花崗岩体の下の物性や熱的状态も関わっていると推定される。その場合、花崗岩分布域は柔らかいために地震が起きないのではなく、いわば一枚岩的で、局部的に応力が集中しにくいために起きないということも考えられる。

一般に、花崗岩体の多くはSiO<sub>2</sub>に富んだ相対的に低密度のマグマがダイアピル状に上昇してきてゆっくりと冷えてできたと考えられている。そのダイアピルの上昇時や、それが冷えて固化していく過程においては、周辺物質に熱変成を生じさせ、例えばホルンフェルスのような緻密な熱変成岩がつくられるだろう。最近の知見によれば、かなり広域にわたる花崗岩体も、そうした多数のダイアピルの集合体からなると見られているが、もし、それらのダイアピルの周囲が緻密な変成岩によって埋められ、全体が一枚岩的になっているとしたら、その内部に局所的な応力集中が起きるといことは考えにくい。それに対して、堆積岩層は本来的に層理や節理、更に堆積時の不均質構造を内蔵しているから、そうした小構造の境界に応力が集中して、そこで破壊が生じ易いと考えてもよいのではなかろうか。著者らは、花崗岩分布域と堆積岩地域でサイズシシティが顕著に異なるのは、これら両地域における地殻構造の不均質度の違いが原因となっているのではないかといまのところ考えている。

## 6. ま と め

花崗岩分布域はサイズシシティが低い。これは東

北、近畿、中部の各地域で実際に観察されることである。ここでは触れなかったが、四国でもそうした対応が認められ、九州でもそのことがいえる。しかし、中国地方では、実は、この対応が明瞭でないのである。著者らはこの理由として、中国地方のほとんど全領域が火成岩からできていて、堆積岩層との対比がそこでは有効に働かないためではないかと考えているが、これについては更に検討する必要があるだろう。いずれにしても、多くの地域で、花崗岩分布域と無地震域との対応が見られるのは事実である。それは何故だろうか。

これについて、著者らはいくつかの可能性を指摘した上で、花崗岩体と堆積岩体の不均質さの度合の違いが大きな要因となっているのではなかろうかと推定した。これはもちろんまだ単なる仮説、いや憶説でしかない。そもそも、地表で観察される地質の分布と、10-20 kmの深さの地震活動とを対比することとどれほどの意味があるかと疑問を持たれる方もいるかもしれない。しかし、実際に花崗岩分布域のサイズシシティが低いのはここに示した通りであり、これは、地震が何故起きるかという基本的な問題とも密接に関連していると予想されることから、この対応の意義について更に深く追求する価値があると考えられる。読者の方の斬新なアイデアを期待したい。

【謝辞】：図の作成を手伝っていただいた気象庁地震火山部の細野耕司氏と、内容に関して適切な助言を下さった東京大学地震研究所嶋本利彦氏、地質調査所久保和也氏に厚く感謝いたします。

注1) 東北日本太平洋岸で発生する40-60 kmの深さの地震の震央分布を見ると、その西縁は明瞭な線で区切られることが、勝又(1966)や湯村ほか(1970)によってつとに知られていたが、吉井(1975)はそれを上部マントル構造と関連させて、日本海側から東北日本弧の下を通過して太平洋岸にいたるLowQ, LowV層の先端という意味で、“Aseismic Front”と命名した。東北日本では、この線はちょうど海岸線に平行してその近くを通り明瞭であるが、西南日本でははっきりしない。現在の解釈では、この線は、沈み込む海洋プレートと陸側プレートとの間の力学的カップリング領域の深い側の境界に対応すると考えられている。

注2) わが国の花崗岩類は花崗閃緑岩質のものが主で、厳密な意味での花崗岩は少ないが、ここではいろいろな岩質の花崗岩類を単に花崗岩と表記する。

注3) 気象庁では日本の全域について、ほぼ  $M \geq 3$  の地震活動を把握しており、それらの地震の震源は気象庁地震カタログとして公表されていて誰でも利用できる。なお、1983年に震源計算方法が改訂されて精度も改善され、それ以降深さが1 km 刻みで求められている。第2図、第4図では1983年以降の震源データを用いた。

#### 文 献

- 江原幸雄・金 旭(1990): 日本の花崗岩地域の高熱流量の起源について. 火山第2集, **35**, 1-10.
- Huzita, K. (1962): Tectonic development of the median zone (Setouchi) of southwest Japan, since Miocene. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, **6**, 103-144.
- 藤田和夫・岸本兆方(1972): 近畿のネオテクトニクスと地震活動. *科学*, **42**, 422-430.
- Ito, K. (1993): Cutoff depth of seismicity and large earthquakes near active volcanoes in Japan. *Tectonophysics*, **217**, 11-21.
- 勝又 護(1966): 日本付近の地震の分布と活動(I), *地震* **2**, **19**, 237-245.
- Kinugasa, Y. (1989): Seismotectonic zonation based on the characteristics of active faults in Japan. Open-file report 90-98, U.S. Geol. Survey.
- 衣笠善博・佃 栄吉・山崎晴雄(1992): 日本活構造図, 日本地質アトラス第2版(地質調査所編集, 朝倉書店).
- 溝上 恵(1987): 火山前線にそって地殻内地震活動の特性. *月刊海洋科学*, **19**, 354-360.
- 茂木清夫(1985): 1983年日本海中部地震(M7.7)の発生と東北日本のサイスマテクトニクス. *地震研究所彙報*, **60**, 401-428.
- Mogi, K. (1988): The mechanism of the occurrence of the Matsushiro earthquake swarm in central Japan and its relation to the 1964 Niigata earthquake. *Tectonophysics*, **159**, 109-119.
- 野口伸一(1992): 東海地域の震源分布とフィリピン海プレートの沈み込み過程. *地震学会講演予稿集*, No. 2, 89.
- 大久保泰邦(1984): 日本の地下温度分布・キュリー点等深線図. *NEDO ニュース*, **4**, no. 40, 34-35.
- 佐藤興平・石原舜三・柴田 賢(1992): 日本花崗岩図, 日本地質アトラス第2版(地質調査所編集, 朝倉書店).
- 佐藤興平・仲井 豊(1991): 岡崎みかげ——領家帯の両雲母花崗岩——. *地質ニュース*, no. 441, 46-59.
- 嶋本利彦(1989): 岩石のレオロジーとプレートテクトニクス. *科学*, **59**, 170-181.
- 渡辺邦彦(1980): 北陸地方の地質構造と微小地震分布. *地震* **2**, **33**, 79-89.
- 吉田明夫(1993): 東北日本に見られる花崗岩分布域と無地震域の対応. *地学雑誌*, **102**, 91-94.
- 吉田明夫・石川有三・岸尾政弘(1988): 東北日本のサイスマテクトニクスと男鹿-牡鹿構造帯. *地震* **2**, **41**, 563-571.
- 吉田明夫・高山博之(1992): 近畿トライアングル周縁域の地震活動の相関とその地学的意義. *地学雑誌*, **101**, 327-335.
- 吉井敏敬(1975): "Aseismic Front" の提案. *地震* **2**, **28**, 365-367.
- 湯村哲男・広野卓蔵・和達清夫, 1970, 日本付近における地震帯の構造について, *地震* **2**, **23**, 99-121.

---

YOSHIDA Akiyo, OKUBO Yasukuni and SATO Kohei (1993): Seismicity and geologic structure (1) —correlation between granitoid areas and aseismic regions—.

---

〈受付: 1993年4月28日〉