

安芸敬一教授講演速記録

編集：佐藤春夫¹・木下繁夫²・鶴川元雄¹・小原一成³

Lecture Note of Prof. K. Aki on Strong Ground Motion, Coda Q and Volcanic Tremor

Edited by

Haruo Sato¹, Shigeo Kinoshita², Motoo Ukawa¹ and Kazushige Obara³

National Research Center for Disaster Prevention

Tennodai 3-1, Tsukuba-shi, Ibaraki-ken 305, JAPAN

Abstract

Prof. Keiiti Aki (University of Southern California) visited NRCDP in summer of 1988 supported by the invitation program of the Science and Technology Agency. This is the lecture note of his three review talks presented as special lectures for the Earth Science Seminar: (1), Prediction of strong ground motion; (2), Coda Q as a geophysical indicator of tectonic activity; (3), Origin of volcanic tremor.

脚注：¹第2研究部地殻変動研究室

²第3研究部主任研究官

³第2研究部総合地震予知研究室



写真 a 講演される安芸敬一教授（昭和63年7月20日）

国立防災科学技術センター地球科学セミナー特別講演

- 第1回 “Prediction of Strong Ground Motion”
「地震強震動の予測」 5～32
昭和63年7月13日15時～17時
- 第2回 “Coda Q as a Geophysical Indicator of Tectonic Activity”
「コーダQ・・・テクトニクスの活動度の地球物理的指標」 33～85
昭和63年7月20日15時～17時
- 第3回 “Origin of Volcanic Tremor”
「火山性微動の起源」 87～129
昭和63年7月27日15時～17時

1. はじめに

昭和63年7月5日から8月15日にかけての40日間、科学技術庁の外国人研究者招聘制度によって、南カリフォルニア大学（University of Southern California）から安芸敬一教授を国立防災科学技術センターへお迎えすることが出来ました。

先生の経歴を簡単に紹介いたしますと、1959年から1966年まで東京大学地震研究所助教授として地震波動と微動の空間的相関の研究や地震断層とモーメント概念の研究を続けてこられました。1966年に Frank Press 教授の招聘によって MIT（マサチューセッツ工科大学）の地球及び惑星物理教室へ教授として赴任されました。その後、大小地震の相似則の研究、地震コーダ波の解析によるリソスフェアの構造不均質性の研究、表面波解析による地球の構造の研究、断層破壊過程に関する研究（バリアーモデル）、トモグラフィー法による地震波速度の3次元構造に関する研究、そしてハワイにおける火山性微動の研究と、常に先駆的に新しい研究分野を切り開いてこられました。1979年には米国科学アカデミー会員、1980年には米国地震学会会長、1981年には米国地球物理連合学会（AGU）の地震学部長、1981年からは米国科学財団（NSF）評議員に選出され、現在は国家地震予知評価委員会（NEPEC）の構成メンバーでもあります。1985年に南カリフォルニア大学（USC）の地質科学教室へ移られてからは、特に地震予知と地震強震動の研究に情熱を注いでおられます。1986年には、これまでの研究功績に対して第10回「米国地震学会メダル」が贈られました。

7月の滞在中は、午後の時間のほとんどすべてを、当センターのみならず筑波の地震の研究者達との交流にさいて下さいました。先生の部屋を訪れて一生懸命説明する若い研究者の話に耳を傾けられ、一つ一つのテーマにいろいろなアドバイスをして下さいました。新しい発見には先生は本当におもしろそうに驚かれ、それを語る研究者自身を大変喜ばせてくれました。その研究の位置づけを先生が改めて語る時、次の研究の展望が切り開けてくるような気がしました。

地震予知・地震防災・火山噴火予知の研究を強く志向する当センターとしては、このいずれの分野でも創造的に新しい研究分野を切り開いてこられた安芸先生に、滞在中に講演をお願いする事にしました。来日を前にした5月のハワイでの日米合同地震学会でお会いした時に具体的な講演演題を相談し、表題のような3つのテーマが決まりました。深層観測井を用いた軟弱地盤の増幅特性の研究から基盤地震動へと強震動研究の分野を切り開こうとしている我々にとって、局所地盤の影響評価を含む強震動の定量的予測の研究は最も重要なテーマです。一方、コーダ波の研究は安芸先生によって端緒が切り開かれ、私（佐藤）自身も大変興味を持って積極的に進めてきた研究テーマでもあるのですが、最近では基礎地球科学として位置づけられる地球の内部構造研究の重要な手段になりつつあります。さらに地震予知の分野でも、新しい手法として注目を集めるようになってきています。強震動の研究とコーダの

研究に関する講演は、今年度新たに発足した国際流動基礎研究(科学技術振興費)「不均質構造における地震破壊と波動伝播に関する基礎研究」の主要テーマでもあります。最後の火山性微動は、昭和61年11月の伊豆大島噴火を経験し観測し続けた我々にとって、それがマグマの移動と密接なつながりがあると考えられる以上、やはり最も重要な研究テーマです。安芸先生は長いことハワイのキラウエア火山での観測を基礎に、火山性微動の起源について現象論的記述にとどまらない物理的なモデルづくりに挑戦してこられました。

先生は講演に先立ち当センターで進められてきた研究について熱心取材され、講演の組み立てを考えて下さいました。それ故、3つの講演は、単なる米国における研究の紹介にとどまらず、センターで進められてきた研究の成果をも随所にちりばめたものになっていることがおわかりになることと思います。これは、受け入れ担当者として最もうれしかった事です。

速記原稿を安芸先生に一度目を通していただき、それを各担当者(木下繁夫・小原一成・鶴川元雄)が校正し図版をそろえ、小島敏子が原稿清書にありました。ここに、最終的な文責は国立防災科学技術センターが負うものであることをお断りしておきます。一部の図には、校正担当者のスケッチによるものも入っています。図版が若干見にくいものがありますが、これはカラスライドやオーバーヘッドプロジェクターの原版から複製したためですので、ご了承下さい。

講演会の運営には、第2研究部地震地下水研究室長塚原弘昭室長と第3研究部地震防災研究室福山英一研究員があたった。本速記録集の作成は、国際流動基礎研究(科学技術振興費)「不均質構造における地震破壊と波動伝播に関する基礎研究」及び特別研究「関東東海地域における地殻活動に関する研究」によってなされました。招聘に御尽力いただいた科学技術庁科学技術振興局国際課に深く感謝いたします。

(佐藤春夫)

第1回講演 “Prediction of Strong Ground Motion” 「地震強震動の予測」

(校正：木下繁夫)

いま佐藤さんのご紹介で、アメリカの地震学会の会長を1980年にしたというご紹介がありましたけど、アメリカで地震学会の会長をやりますと、presidential address というのをやらねばならないわけです。それをいろいろ考えて、その題目としてちょうど1980年だったものですから、“Possibilities of Seismology in 1980’s”，そういう題目で80年代での地震学者の goal と言いますか、目標みたいなものをいろいろ議論したんですが、その中で一つ、この80年代に強震動の予測が可能になるであろうと書いたわけです。その意味は、結局1910年ごろ Reid という人が San Francisco の地震を調べて、地震は断層から起こると言ってから、石本先生なんかの反対があったりいろいろあった後で、紆余曲折を経て60年代にはもう丸山さんとか Burridge と Knopoff とか、ああいう断層 model に基づいて定量的に地震動を予測するという数学的な frame work ができてきた。60年の初めにそれができて僕の話が80年ですから、その時点で私の感じでは80年代にはそういう断層 model に基づいて、物理的に地震動を予測することが可能であろうと思ったわけです。そう言ったんですが、最近 Hawaii で日米合同の地震学会がありましたけど、そこで宇佐美先生が日本の地震学会を代表して speech をなさって、その中でそのことにお触れになりまして、もう80年代もあと2年しかないけれど、はたして可能なのかと、確かに、80年の初めと比べるとかなり momentum はできていると思います。日本でも大変盛んで、近ごろは地震工学者が地震学をやっておられるし、地震学者が地震工学をやって、非常に mix した状態になっていますけれども、アメリカでも1984年ごろにかなりそういう動きが盛んになって、EPRI という日本で言えば電中研みたいところですが、その主宰で NSF (National Science Foundation) なんかが中心になって、地震屋さんと地震工学屋さんとを一堂に集めて work shop をやって、それは報告書になっています。その時点で結論として、地質学者と地震学者と地震工学者が一緒になってこの問題はやるべきであり、この work shop はその第一歩として positive な方向に向いているという話があったんです。

ぼくはその会に出席して source の方の議論の進め役をしたんですが、その84年の時点で気がついたことはその会に地質学者が1人もいなかったんですね。地質屋さんというのは定量化を非常にいやがりまして、model をつくって、その model の parameter を決めて、それで予測するようなことになかなか乗り気でないです。地球は非常に複雑だから、そんな簡単な数学の model にはならないだろうと、地震屋さんとか地震工学屋さんはそういう点はかなり大胆でどんどんやるわけです。で、長いこと地質の協力が得られないような感じだったんで

すが、つい数ヵ月前、今度は USGS の主宰で地質学者と地震学者が集まった会があったわけです。この会では、会の名前は Fault Segmentation といって100人ぐらい集まって3日間ぐらい議論しましたが、それは主に geologist が map した断層のいろいろな形状から、一体どこから破壊が出発してどこでとまるとか、そういうようなことがそろそろ議論できるようになってきたわけです。

結局、それは地震学者が一生懸命地震の記録から調べて、断層破壊はどこから始まってどういう速度で伝播してどうなって、どこに asperity があってどこに barrier があってどこで止まってというようなことを、地質と比べられるような地震が幾つかできてきたわけです。20とか30ぐらい、そういうのができてきますと、地質学が直接そういう強震動の予測に協力するような体制になってきた。その会の雰囲気、一部の地質屋さんはそういう行き方はやはり少し naive 過ぎると言う人がかなりまだおりますが、全体として非常にそういうことに興味を持ってきている人がふえているので、これから非常にたくさんの強震動の記録ができてきますますそういった方向で進むようになって、地質、地震、地震工学という三つの group が、この時点でアメリカでもそうですし、日本ではもっとそうだと思いますけれども、こういう強震動予測と一緒にやっていこうという momentum は80年の初めと比べると、比較にならないほどできていると思います。あと2年で目的を達するかどうかわかりませんが、かなりいい線まで行くんじゃないかと思っています。

強震動の予測と言いますと、三つに大体分けまして、source effect, path effect, site effect と言うわけですが、三つに分けるとするのは非常に大事なことで、それぞれ簡単になりますから、分けるということは大事なんですが、分けたということを忘れて全体を見ないと大変間違いを犯しやすくなるので、きょうの私のお話は分けて調べた source, site, path などの effect を、それぞれの分けたところでどんな状態になっているかと、系統的な話はとてもできませんから、私が最近興味を持っていることに触れながら、その三つの source, path, site という関係が複雑にからみ合っているようなところを中心にしていきたいと思います。

最近、そういった強震動の予測の現状についてまとまった話をしてくれと二、三頼まれた機会がありまして、いろいろと文献を読んだということがありますし、同時にメキシコの Michoacan 地震というのをかなりいろんな人と一緒に調べました。また、私がいま住んでおります Los Angeles に最近 Whittier Narrows という地震がありまして、これが災害の点から見て非常に何か source と site effect がからんでいるようで、いろいろおもしろい。私自身、身の周りの興味のあることと全体の review とをとりまぜて、きょうはお話したいと思います。

昔から、地震工学の先生によく言われるんですが、地震工学の連中は何とかして地震学者の書いたものを読もうとするんだけど、地震学者というものは地震工学の書いたものを絶対読まないと言うんですね。たぶん、それはある程度真実であると思うんです。それで、今回少し地震工学の、主に非常に地震学に関係の深いものしか結局は読みませんが、いろいろ

読んでみました。

最初に site effect から始めます。site effect というのは昔から地盤の影響と言う。地盤を rock, soil, その rock も幾つかに分け、soil も幾つかに分け、いろんなふうに分けて、そういうふうに分けたときに実際の地震動がどうなっているかと、そういうのを最小二乗法, regression analysis で調べるわけですが、その response spectra, 周波数による違いとか、最大加速度、最大速度、最大変位、そういうようなものとそういう地盤の分類との関係、これは、アメリカでも日本でもかなりいろんな人がやっています。たとえば、ちょっと名前を言ってみますと、日本の方が古いわけですが、わりに最近 response spectra などを調べ出しておられるのは、林その他71年、栗林その他72年、片山その他78年、最大加速度などについては川島その他86年、非常に最近。アメリカで言うと、Mohraz 76年、Seed et al. 76年、Trifunac 76年、Boore et al. 80年、Joyner & Boore 81年、大ぜいの人がそういうことを調べています。

今度それを読んでみて驚いたんですが、非常にその結論が皆同じなんです。当然かもしれませんが、その結論が非常に簡単でありまして、soil のところでは岩盤のところよりも振幅が大きくなると、しかし、その振幅が大きくなるのは長周期のところだけで、短周期になるとその関係が逆になる。逆になる周期は、日本でもアメリカでも同じで大体0.2秒です。0.2秒より長い周期では soil の方が岩盤と比べて増幅度が高くて、その大体2倍か3倍、短周期になると今度は岩盤の方が振幅が大きくなって、しかし幾ら大きくなっても2倍にはならない。ちょうど0.2秒ぐらいのところでは何の影響もない、増幅も減衰もない、不思議なことにはどの論文も大体同じ結論で、これは最大加速度で言いますと、最大加速度は大体0.2秒ぐらいのところですから、それを調べた人は最大加速度は地盤には無関係であると、これは、Trifunac, Boore, 皆さんそういうことを言っております。最大速度、最大変位というのは長周期なので soil の方が振幅が大きくなっています。工学の方で使われる areas intensity とか、ある周波数の範囲を平均したような intensity, 震動の measure で、0.2秒よりも長周期のところを cover しているようなやつはどうしても soil の方が明らかに増幅しているようです。この結論をこのままのみにしますと、短周期では地盤の影響は考えなくていい。0.2秒ぐらいで見ている限りは岩盤だろうと soil だろうと大体同じである。全体としてこういう統計の結果を見ると、長周期では岩盤による違いが大きくなるけど、短周期になるとだんだん減っているようになっている。そういう結論が出てくるんですが、それははたして正しいのか。

私のきょうの話の最初のテーマは、それは正しくない。正しくなくて、実際には地盤による増幅度はどの周波数でも大体同じぐらいの変化をする。場所によって1秒の周期をとっても10 cycle のところをとっても同じぐらいに変わっている。しかし、rock とか soil とかそういう classification, そういうふうになだ概括的に分けるのでは増幅度を支配している因子をつかめないのではないか。特に短周期の方で非常につかみにくいと、その理由は、たぶん増

幅作用というのに主に二つ要素があって、一つは物がやわらかくなると impedance が小さくなって、そのために動きやすくなるので増幅する。もう一つは、物がやわらかくなると減衰性が強くなって、震動が減衰してしまうと、この二つがお互いに cancel し合って働くわけですが、その働き方が非常に微妙で、ただ岩とか泥とかそういう簡単な分類ではつかめない。それがぼくの最初言いたいことでありますが、それを言うにつきまして、まず地震学の初歩から・・・、それを言いますのに、まず site specific, ある場所に特有な amplification factor というものを提示します(図1)。これは非常に簡単なことですが、たとえば response spectrum を観測して、j 番目の観測点で i 番目の地震について $R_{ij}(f)$ というものがとれたとします。この観測を解釈するのに、この response spectrum は source spectrum の影響、i 番目の地震に特有な影響と source の影響と、これが propagation の影響、path の影響、簡単にして、これが距離だけの関数だと、それと site の影響、こういうふうに三つに分けるのが普通です。

こうした場合に、j 番目の観測点に特有な factor を site specific な amplification factor と、これは、たとえば rock とか soil とかに分類して決めた、先ほど申したような amplification factor とは違うわけで、これはこの j という場所に特有なもので、その場所が何であろうとそれはどうでもいい。ただ、この場所が j 番目の station であるということだけ、いつも同じ

Response Spectra $R_{ij}(f)$ at f

$$R_{ij}(f) = A_i(f) \cdot \underbrace{B_j(f)}_{\text{site amplification factor}} \cdot \phi(f, \Delta_{ij})$$

site amplification factor

i : earthquake source

j : recording site

Δ_{ij} : distance between source and recorder

Coda amplitude (filtered around f)

$$A_{ij}(f|t) = A_i(f) \cdot \psi(f, t)$$

t : time measured from the earthquake origin time (O.T.)

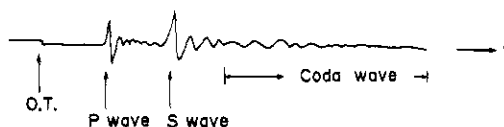
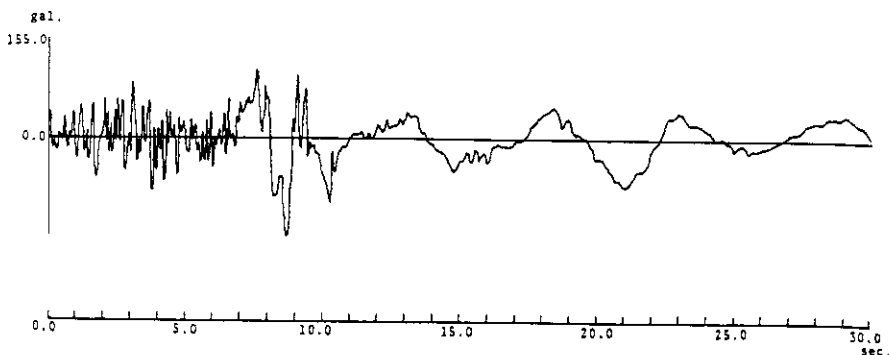


図1

その場所に特有なものと、これを記録から直接求めることができるわけです。その場所が soil であろうと rock であろうと、これを求めることができる。いままでにもいろいろな人がやっていますが、たくさんの観測点とたくさんの地震を使って data の数が観測点と地震の数の和よりも大きければ、こういうものをある条件のもとで最小二乗法で求めたりできるわけですが、そういうものは観測点の数と地震の数さえあればたくさん求めて、その場所が soil であろうと rock であろうとお構いなしに決めることができます。そういうことをやったときに、こういう site amplification factor はどういう値をとるか、それがその周波数によってどう変わるか。

同じようなことをもう少し簡単な、普通の最大動ですとか S 波とかそういうものとはちょっと違った data ですが、たとえば局地地震のおしりの方を coda と言いますが、この coda の振幅を周波数別に調べますと、こういうふうな式であらわせるらしい。ある周波数帯で band pass filter した記録の振幅をある時間、震源の発震時からあった時間で調べますと、この普通の地震の波と同じようにこの coda の波もこんなふうにかかる。source の影響、site の影響。それと、これは source にも site にもよらない周波数とその時間の関数です。この関数は、ある地域以内ならば観測点地震によらないで共通な形をしている。

これは全く同じようなことになっているので、同じように data がたくさんあれば $B_i(f)$ を決めることができます。後ほどちょっとお見せしますが、S 波に対する site amplification factor と coda に対する factor とは大体同じようなものであるということを support する例がたくさんあります。こっちの方が観測が比較的簡単ですので、こういう結果も使います。こういう簡単なやり方で・・・。



KANAGISHI CHO APARTMENT NO.2 {NIIGATA 701} 1064.6.16 NS
MAX.ACC.155.00

図 2

site amplification factor をこれからお見せしたいと思うんですが、まずその前にそういう話をすると地震工学の人は、一体そういう小さい地震を使った amplification factor で、強震動のことを議論していいのかと必ず言われるわけです。それは無理もないわけで、土質力学と言うんですか、土質工学というのは元来 nonlinear な現象、liquefaction とか山崩れとかそういうことを扱うのが本命ですので、soil は nonlinear であると、しかし、どうも地震動に対する影響を見ている限り soil の nonlinearity というのは、あまりいままでのところないようです。

しかし、これ(図2)は非常に特別な例で、皆さんご存じでしょうが、新潟地震の有名な記録でこの建物が少し傾いてこの隣の隣の建物が liquefaction で倒れたという。最初は、これは非常に high frequency の震動があったが、途中でそういうのが消えてしまって緩やかな震動になった。こういう liquefaction の明らかな記録がこれからも出てくることと思います。もうすでに出ているのかもしれませんが、そういう明らかに非常に特殊な場合を除きまして、liquefaction というのは起こるとしても非常に local で浅いところでしょうから、そういうところを除けば linear でいいんじゃないかということが、地震学者に主に言われているわけですが、その例を二、三お見せします。

これ(図3)は、Rogers とそのほかの USGS の連中が Los Angeles の各地で、1971年の San Fernando の地震の強震動をはかったところへ、感度のいい地震計を持って行って置まして、その地震計で Nevada の核爆発の記録をとって、Nevada の核爆発の記録ですから、ずいぶん距離も違いますし、波の path も違いますし、ずいぶん違うんですが、その核爆発の記録に対する site effect, site amplification effect, さっきの $B_0(f)$ というようなものを決めまして、それから同じようなことを San Fernando の地震について決めまして、それを plot してみたわけです。

これ(図3)は、周波数 band がちょっといろいろ違うところを見えていますが、Los Angeles の盆地の中でこれだけ変わっているわけですね。この factor にして10倍ぐらいは楽に変わっているわけです。その変わり方が地震の場合と核爆発の場合、核爆発の signal は非常に弱い signal ですが、ばらつきはありますけれども、大勢において大きな amplification のところはどちらも大きいし、小さいところはどちらも小さい。この図(図3)は linear にかいてあるのでちょっとばらつきが大きく見えますけど、このばらつきは大体 factor 2 かそこらで、2倍かそこの範囲で論ずる限り、非常に strong motion の amplification と非常に weak motion の amplification とは大体同じである。

次の slide (図4) ももう一つの例ですが、Tucker, King, アメリカ人が USSR に行ってガルムというところで調べたんですが、こちらの strong motion で 0.2G, 200gal までの震動。これは小さい運動で $10^{-3}G$ ですか、だから 1 gal 以下の震動。で、違う成分について、これはいろいろな地震を、sediment valley の真ん中のところと端の固い岩の上との比をつく

りまして、いろいろな地震について比べてみると地震によってかなりふらつきます, factor 2 ぐらいふらつきますが、そのふらつきの中で見ますと、非常に弱い運動も強い運動も同じような変動をして、それが amplification factor にして同じような値をとり、それは非常に高い周波数までそういうことであると。

こういうことを調べている連中は、皆相当高い強震動までかなり同じ amplification factor が適応するのではないか、この問題は、今後もっと議論されるべき問題ですが nonlinear な効果があるのは当然ですが、linear な効果はもちろんその前に理解しなければならないことでありますので、linear なことをまず調べなければならないと私などは思うわけです。

これは日本の data (図 5) ですが、神山さん、柳沢さんですか、日本の強震動の記録 117 記録を使って、0.02G 以上、20gal 以上の記録を使って 26 の観測点での site amplification factor, さっきの $B_j(f)$ を決めた結果です。ですから、これは本当の強震動のわけですが、これがたしか一番固いところ、大船渡でしたか、その場所の amplification factor が half space と同じである。すべての周波数について、この TIME と図 (図 5) に示してあるのは間違い

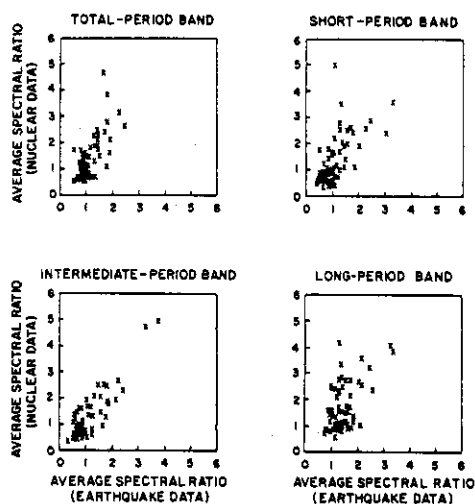


図 3 Rogers et al. (1984) より

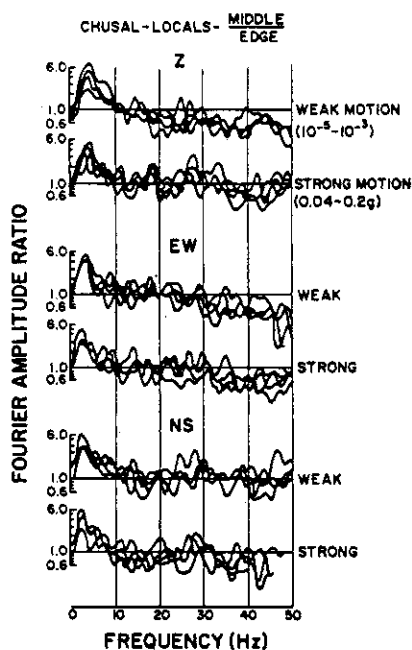


図 4 Tucker and King (1984) より

で、これは period の間違いです。これは周期。周期、これは1秒、これが0.1秒ですから、10 Hz ですか。その固い岩の観測点で amplification が2であるという条件を入れますと、全部ほかが決まります。

そうやって決めたのがこの図(図5)なのですが、1秒のあたりは確かにばらつきの範囲も広いようです。で、短周期になるとちょっと減るように見えますが、また0.1秒になると広がってきます。しかも、その変わり方が、長周期で低いところが短周期になって上がったたり、そうかと思うと大体同じところがあるし、場所によっては長周期で高いところが今度は短周期では小さくなる。いろいろな場所があるわけです。ですが、そのばらつき方は大体 factor 8 ぐらいですか、これが10ですから、ここもそんなに変わらないわけです。1秒と10cycle とそんなに変わらない。

これ(図6)も同じことです。違う場所ですが、同じように1秒のところで見ても0.1秒のところで見ても場所による違いは、特に短周期になったから site effect がなくなるというものではない。アメリカでは、こういうことをやるだけの data がいないのか、まだだれもやっていないんです。それで強震計の方はないんですが、coda の波を使って私のもと学生の Phillips というのがやったのがあります。

その前に、coda でやってS波と同じものになるということを示したのですが、これは辻浦さんの堂平の山の上でとれた結果(図7)ですが、観測点H1というのと観測点H5というのの spectrum の比を0.7~24Hz ですか、こういう周波数にとって coda の場合のその二つの場所の比がこんなに変わるのに、S波の場合にはこんなに変わると、これは、S波の方はあちこちから来て、来る方向によってかなり違う比を示す。しかし、coda の場合にはかなり

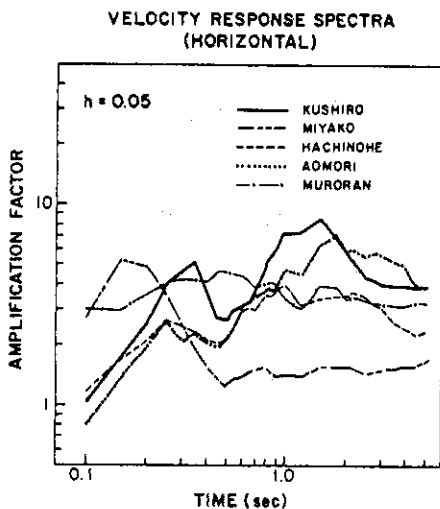


図5 Kamiyama and Yanagisawa (1986) より

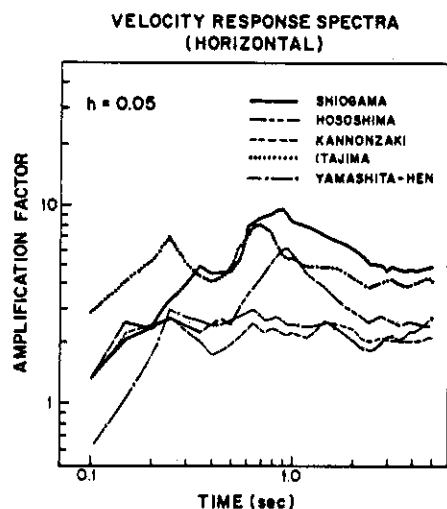


図6 Kamiyama and Yanagisawa (1986) より

まとまっていて、そのまとまっているのがちょうどS波の平均に近い。これは、coda がもしもS波の back scattering であれば当然期待されることで、つまり coda の方が site effect はばらつきも少ないし、ちょうどS波の平均のようなものを与える。ですから、coda から出した結果はS波が大体の amplification を与え、しかもS波の場合よりもより安定した結果を与えるのではないかと、これは、それぞれ違う場所の比率ですが、同じようなことが言えます。このようなことはほかの観測点でもいろいろやっております、たとえば近ごろアメリカの EPRI というところを出している報告で、アメリカの Woodward Gride というところの Silva という人が調べているんですが、主要動と coda の amplification factor をいろいろなところで比べて、大体似ている。しかし、ときどき違っていることがあって、その違いは主要動の振幅が大きいので、その nonlinear な影響として説明できるというようなこと、nonlinear な影響を出すのに、その coda と主要動との比較をするというようなことまでやり出しています。

そういう coda の方法で、先ほど書きましたような式の $B_i(f)$ をアメリカの California で決めたのを次でお見せします (図8)。

San Francisco がここで、Los Angeles がこの辺ですか、このあたりに百何十個の USGS の微小地震観測網があるわけですが、ここで先ほどの site effect を決めまして、 $B_i(f)$ を決めまして、その自然対数をここにとってあります。この一番青いやつから一番赤いやつまでの間が大体 factor 20、20倍の倍率です。ですから、大体場所によってずいぶん変わっているわけです。これが1.5Hz。次の slide で12Hz の図 (図9) をお見せします。

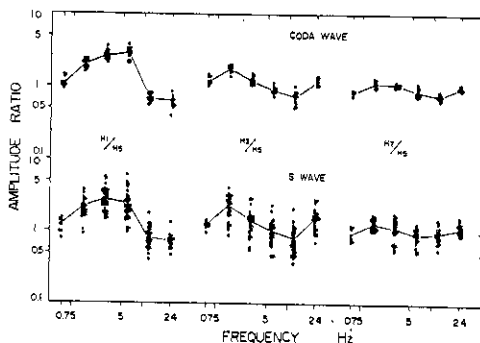


図7 Tsujiura (1978) より

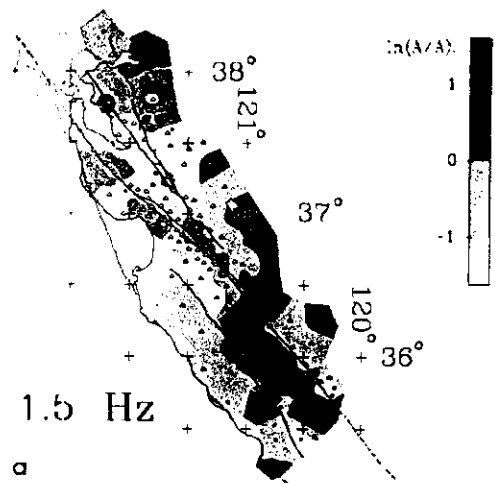


図8 Phillips and Aki (1986) より

やはり、12Hz でも同じぐらいの変動を示しています。しかし、今度は場所が変わりまして、前の図(図8)ではこの辺が青だったんですが、ここはちょうど花崗岩の出ているところで1.5Hz では増幅度が非常に小さかったんですが、ここでは12Hz になると一番振幅の大きいところになっています。次のslide(図10)で、今度は花崗岩のあるところとか普通の sediment のあるところとか断層帯に沿うところとか、ちょっとそういうふうに分けて見てみます。

たとえば、これはこちら側に周波数を取りまして、今度は California のこの観測点の平均を zero としてみます。natural log で zero ですから、この curve は California の観測点の平均値に対して花崗岩のあるところがどうなっているか、fault zone ではどういうふうになっているか、普通の sediment ではどうなっているか。これを見ますと、花崗岩のところは平均と比べて非常に低い周波数では小さくなり、高い周波数では大きくなっている。同じ花崗岩と言ってもずいぶんばらつきがあります。ばらつきは、この場合 granite の場合には高周波ほどどうも大きくなっているみたいです。Franciscan というのは、これも岩ですが、どうも高周波ほど場所による違いは大きくなっている。

ですから、先ほど初めに申しましたような、高周波にいったら site effect がなくなるというのとは反対の影響がこういうところに出ています。地震学者は普通、花崗岩というのは一番たちのいい岩石で地殻そのもののようなところであると考え るんですが、そうしますと、花崗岩の平均というようなものを homogeneous half space、一様な半無限帯と考えるのが普通だろうと思います。木下さんの話だと、筑波山は borehole の観測点と比べてこういうところで増幅しているというようなことがあるらしいので、そういうことはあるいは正しくなく、本当は borehole ではかるのを基準にすべきなのかもしれませんが、アメリカの場合そういう

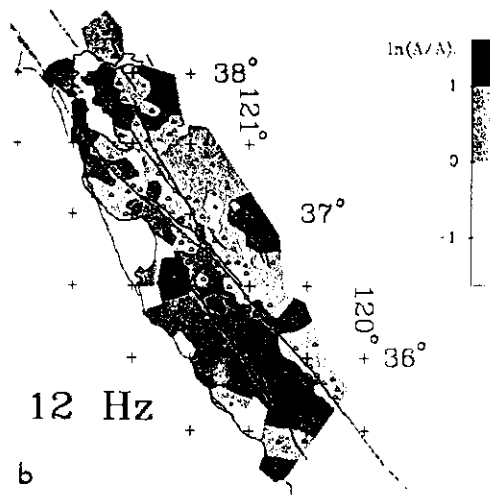


図9 Phillips and Aki (1986) より

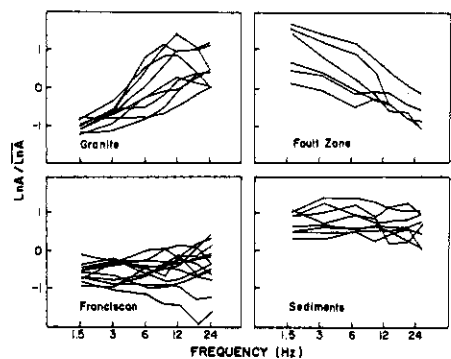


図10 Phillips and Aki (1986) より

観測点がないので、後でちょっと議論するときには granite の平均が homogeneous な half space であることを考えてほかのやつを決めたり、たとえば California の平均の観測点はどんな増幅度であるかと、そういうようなことを granite に refer して議論します。

いずれにしても、これを見ますと、場所によって非常に変わっています。どのくらい変わっているかということを度数分布にして次の図（図11）でお見せします。

これ、1.5Hz で amplification factor が natural log にして二・幾つ変わっています。12Hz に行っても2ぐらいは楽に変わっています。これは factor にするとたぶん8倍、factor of eight ですか。これが factor of 10とか12とか、そのぐらいの感じになります。ですから、この結果も先ほどお見せしました日本の場合と大体同じで、周波数によって geographical、場所によって site amplification の変わる変わり方は周波数によらないんじゃないか。しかも、周波数によってその変わり方は非常に違っていますが、そういう map は意味のあるものができるのではないか。

と言いますのは、ある観測点でその増幅度を見えますと、その増幅度は地震がどちらから来るかによって変わるんですが、その変わり方はこんな（12Hz）には変わらない。その変わり方はどのくらいかというのを、たぶん次の slide（図12）で・・・。

これは、木下さんの borehole の結果ですが、たとえばこの日本の場合地表と地下の基盤の地震計の比をとって、いろんな方向から来る地震について平均したものをとるとこうなる。それから、one standard error ですか、1標準偏差だけ離れたものをかくとこう二つ両側に出てきます。これはどの周波数をとってみても大体 factor 2 より小さいです。ということは、site amplification factor そのものはこの周波数全域で、どの周波数をとってみても10ぐ

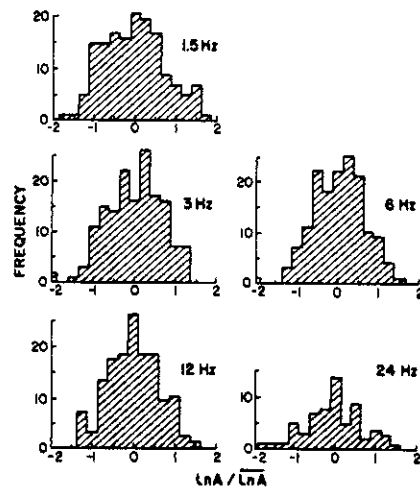


図11 Phillips and Aki (1986) より

らい変わっていると、そういう map を仮につくったとすれば各点について factor 2 以下で信頼できる、ということは、つまり micro zonation ということが可能であって、意味があることであって、しかし、その micro zonation をいわゆる soil とか rock とかそういう分類でやったんでは、その場所による変動をつかまえることはできない。

一番手っ取り早い方法は、それぞれいろいろな場所へ行って地震計を置いて地震観測をして主要動を使うなり coda を使うなり、あるいは人工地震を使うなり、その site specific な、その場所に特有なものをそういう data から regression analysis で決めるのが一番近道ではないか。

そういう data がたくさんできれば、またそういうものを詳しくその場所の岩の土質学的な性質と細かく比べられるでしょうから、そういう簡単な土質学的な parameter が考えられるかもしれない。アメリカで、先ほど申しました Nevada test site, Los Angeles の Nevada の核爆発で得られる amplification factor を、たとえば void ratio とかいろいろな土質学的にかなり簡単に得られるような parameter と比較して、かなりいい相関を出したりしています。ですから、こういう site specific な amplification をたくさんいろいろな周波数について出すこと、それぞれの場所についてもう少し詳しく地質的、土質的な性質をはかる、そういうことを両方やっていくうちに micro zonation の方法が進んでいくんじゃないかと思います。

次に、site effect と source effect がからんでいるまず最初的话题として、数年前に Papageorgiou と私と簡単な地震の model をつくりまして、その model で California のこういう地震

AMPLIFICATION FACTOR

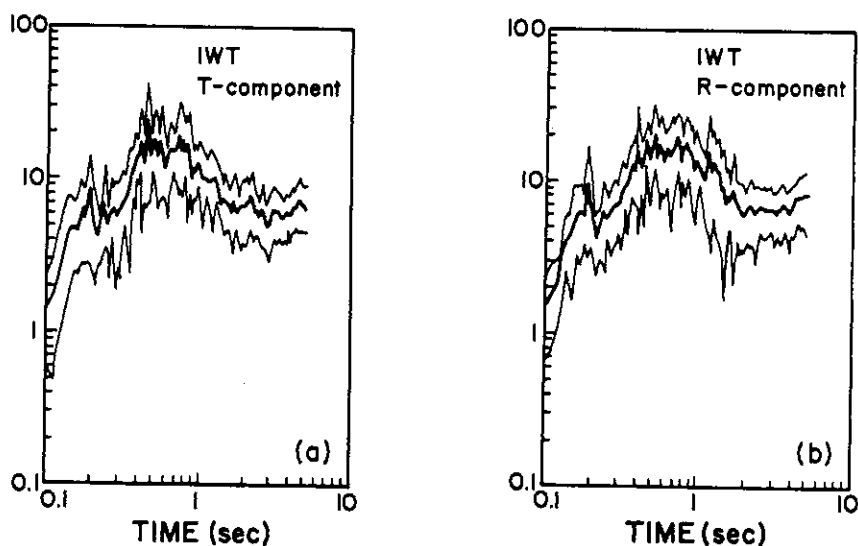


図12 木下・他 (1986) より

の加速度の power spectrum を解釈して、その model を決めたことがあります。そのときにはいろいろ調べてみて、rock site と soil site と比べてみてもそんなに変わらないものですから、site effect はないだろうと思ってやっていたんですが、先ほどお見せしたような結果から、もしも granite site、花崗岩の site が homogeneous half space だとすれば、California の平均の場所はかなり強い、2 倍ないし 3 倍ぐらいの amplification が 1 ないし 2 Hz ぐらいで起こりますし、10Hz, 20Hz にいくと花崗岩の場所に比べて半分ぐらいになりますから、かなり強い補正をしなければならない。

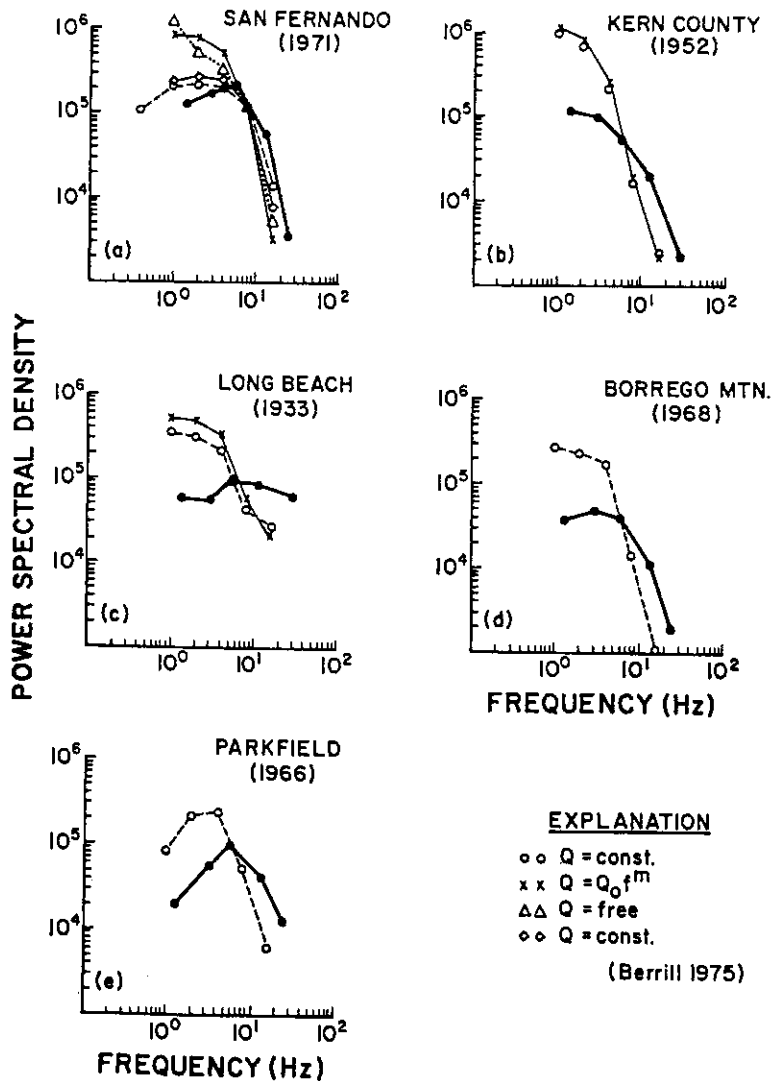


図13 Aki and Papageorgiou (1988) より

これが前にやりました source power spectrum (図13) なのですが、これに soil site effect, 平均の観測点に対する site effect を入れますと、地震によってずいぶん大きな違いが生じてきます。この長周期の方が下がって短周期の方が上がる。そういう補正をしなければならなくなって、いままでに出しておりました source parameter とかなり違ったものを考えなきゃならなくなりました。それはどういうふうに違って来たかと言いますと、次の slide (図14) を・・・

こういう model を考えていたわけですが、矩形の断層を考えて、その断層の中にこういう丸い形の割れ目、crack ができると、そういう crack はお互いにでたらめにできるんですが、全体としては rupture front が sweep していく形で、その sweep されたところがバラバラとこういう circular crack ができていく。この model の中で、加速度の方から決まるのはこの crack の大きさが主なものなのですが、先ほどの power spectrum の平らなところの高さを決めるのがこの中で起こる stress drop に一番よく影響されて、結局その stress drop というのはこういう地震、slip の方はもうすでにわかっておりますから、slip とこの circular crack の直径の比のようなものが、local stress drop を決めます。

この直径をわれわれ、barrier interval と呼んでおりますが、こういう crack がこういうところできて、ここでとまって、こういう影になっている部分は地震が終わった後でも壊れないという極端な model をつくって、そういう model をつくらないと加速度の説明ができなかったわけです。その場合に model parameter として barrier interval、この crack の大きさが一つ出てきたわけですが、次の slide (図15) でお見せします。

site effect を補正しないときには、こういう点が slip の大きさと barrier interval との関係を示す点であったわけです。この丸印が強震動の加速度 spectrum から求めたもので、たとえば Parkfield 地震では barrier interval が 2 km とかそこらで、slip が 50 cm とか 30 cm とかそこら。こういう slip と interval のときには stress drop は大体 200 bars ぐらいであると、この stress

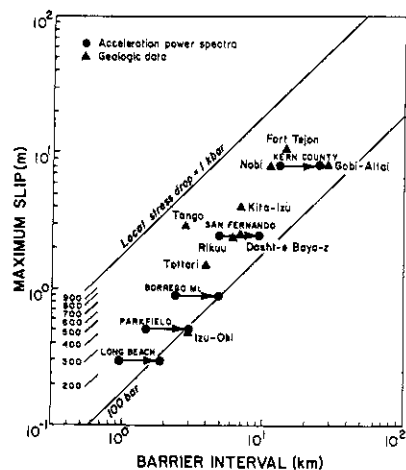
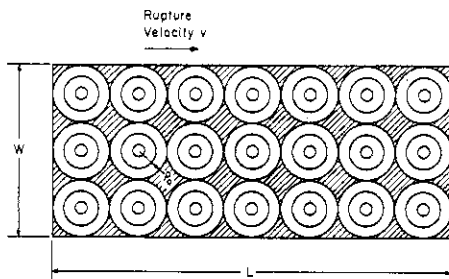


図14 Papageorgiou and Aki (1983) より

図15 Aki and Papageorgiou (1988) より

drop はかなり一定でありまして、ちょっと大きなものになりまして、400bars ぐらいになりますが、slip の大きい地震ほど barrier interval が大きくなって、local stress drop は大体一定になる。それが一番の結論だったわけです。

そうやって求めた barrier interval と、三角で示しておりますのが、地質の先生がこういう地震について地表で観測した断層の segment の長さを、平均したようなものをここに書いてあるんですが、そういう断層の segment とこういう barrier interval とが大体同じになると思っていたわけです。ところが、これを見ますと、今度の site effect の補正によって barrier interval を倍ほど長くしなければならない。stress drop は約半分になります。ですから、いままで200bars から400bars と言っていたのが、今度は100bars から200bars ということになるんですが、barrier もいままでのように小さなものでなくてかなり大きい、2 倍ぐらい大きくなる。全体として言えば、断層の heterogeneity が思っていたほど強くなかったということになるわけです。

こうなりますと、地表で観測される segment の長さは今度は全体として加速度を説明するやつよりも短くなります。言いかえれば、加速度を説明する barrier interval は、地表で観測される segment の上限のようなものではないか、と言いますのは、たぶんもっともらしいんじゃないかと思うのは、この地表にあらわれる segment というのは地下で本当にある segment があらわれるものもあるでしょうが、地表の非常に irregular な、浅いところの地質が生じているものもあるでしょうから、地表で見られるものは全部が全部下にあるのではないのではないか、昔は、地表で観測すればそれで推定できるというふうに楽観的に思っていたんですが、どうもその点は思っていたよりむずかしいんじゃないかというのが一つの結論です。

日本で同じような barrier model を応用された方がありますが、その結果とわれわれがアメリカでやった結果とを比べてみて、大体 barrier interval の大きさにちょっとズレがあったんですけども、今度この補正をしましたら、大体同じになりまして、どうもその結果だけ見ますと、日本とアメリカと local stress drop ですか、加速度を起こしているような local な crack 内で起こるような stress drop は、大体同じではないかと、このことは、近ごろアメリカでも東部と西部との stress drop は同じような model で説明できるという人もいますし、どうも site effect というのは場所によって非常に違うようですが、source の方は地震によってそんなに違わないというのが、何となく私の近ごろの感じであります。地震が起こるような岩というのは世界じゅうどこでも大体同じような岩で、地震の source spectrum の場所から場所による違いというのは、site effect が場所から場所によって違うのと比べたら、圧倒的に安定したものではないかと思えます。

それは、Hanks ら USGS の group が非常に力説していることで、Hanks らの model というのは物理的実体はちょっとわかりにくいですけど、全体としてこういう stress drop は local に一定である。つまり、加速度 spectrum を control しているような地震の source の stress

drop, dynamic stress drop なんて言っていますが、それは地震によって非常に安定している。大体 factor 2 ぐらいのばらつきで一定である。その地震の大きさにもよらないし、場所にもよらない。地震動の予測にとっては非常に都合のいいことですが、そういうことはどうも本当のようで、強震動を起こしている地震の source の状態というのはあまり場所によらないようです。それが正しいかどうかは、これからあちこち調べて確かめていかねばならないことですが、もしそれが本当だとすれば強震動の予測というのは非常に楽になります。

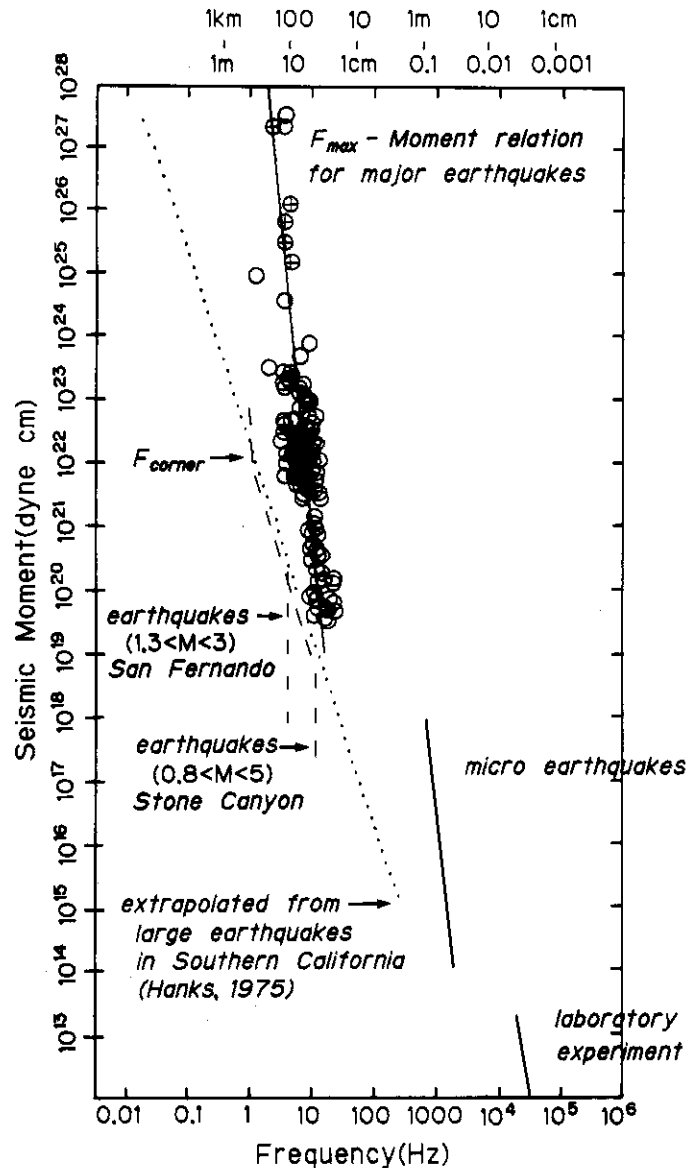


図16 Aki and Papageorgiou (1988) より

その次は、これはもう一つ補正、site effect を考えに入れたために変わったことがあるんですが、それは f_{max} という Hanks が言い出したことで、加速度 spectrum を見ているとある周波数以上でガッツと sharp に spectrum が減っていく、それが一体どういう原因であるか、短周期が影響するような構造、たとえば原子力発電所のあるところで大事なことだと思うんですが、非常に高周波なところの spectrum を支配する parameter として、この f_{max} というのが言われているんですが、Hanks などはそれは観測点に近い非常に浅いところの影響で主に吸収によって、浅いところは非常に吸収が強いので、それではなくなってしまったと言うんですが、確かにその影響もあります、いろいろほかのことから考えていきまして、地震の断層運動そのものにある限度があって、ある程度以上大きい地震になりますと、断層帯の非弾性的な領域が大きくなって、そのために断層運動そのものが鈍くなっている、そういう source の影響で f_{max} ということが説明できるのではないかと、ぼくは前から言っているんです。

これがその一つの図 (図16) なんです、 f_{max} そのものは、これは何を示すかと言いますと、これは seismic moment ですから、大きな地震、地震の大きさをあらわす、これは周波数で周期100秒から、これは1,000cycle とか、かなり大きな範囲をかいてありますが、大きい地震について f_{max} を観測するのはなかなかむずかしいんです、数も少ないです、一つ不思議なことがあります、小さい地震の corner frequency と言うんですか、大小地震が相似であるということを仮定しますと、この corner frequency と言って地震の大きさの measure の逆数のようなものが、この moment と corner frequency の関係として -3 の slope で、大きい地震についてはこういう関係になっているんですが、小さい地震になると corner frequency が大体10Hz ぐらいで一定になってしまう。

この観測はかなり確かだと思うんですが、この10Hz というのがちょうどそれを上の方に延長しますと、これがぼくらの思っている source による f_{max} に近い、しかも、今度 site effect を補正しますと、この f_{max} の大体倍ぐらいこっちへ移って、小さい地震の constant corner frequency に非常に近づいて、何か断層にはこういうもので決まってくる物理的な断層帯の幅のようなものがあって、それが大きい地震の f_{max} を決め、小さい地震の corner frequency を決めているのではないかと、そう思っているんですが。

このように f_{max} の評価が、この site effect を考えることによって多少変わりました、Hanks らは、 f_{max} は site effect によると言っているわけですが、site effect を一応入れてもまだ残っているということです、しかし、この f_{max} も先ほど申しました stress drop の stability と同じように、今後の大事な研究課題じゃないかと思えます、 f_{max} が本当に地震のもとによるのか、浅い観測点の性質によるのか、それがはっきりしないと、ある観測点で得られた記録をほかの観測点に移しかえとか、そういうときにそういうことがわかれば補正などもできて役に立つと思います。

microzonation ということをやるときに、一体場所によってどうしてこんなに地震動が違うのかということを理解しておくことが大事だろうと思います。そういった方向の仕事もずいぶんこの10年ぐらいされておまして、日本ではそれを何か不整形地盤の影響とかと言われているようですが、地形の不規則さとか地盤の不規則さとか、その地盤のいろいろな性質が地震動にどのような影響を与えるか、そういう理論的な研究がかなり進んでいます。次に私の話題としては、それを少し紹介します。

なぜ場所によって10倍も違うような地震動が起こるのか、いろんな原因があるわけですが、たとえば地震の波というのはSHという波があります。S波で水平方向に振動する波、これは非常に簡単な性質を持っています。たとえばこのSH波が地表に当たって反射しますと、この地表の運動が倍になる。倍になるというのは、S波が真下から来ようと、違う角度から来ようと、変わらない。いつも2倍になる。SH波を論ずる限りはかなり直観がききます。しかし、SV波という、S波でも垂直面内に震動方向があるような波、これが非常に曲者でありまして、たとえばただの自由表面にぶつただけで非常に不思議なことが起こります。

これがその例なんですが、これは poisson 比が0.25ですから、一番普通の岩石ですが、その地表における増幅度をSV波の入射角の関数としてあらわしております。入射角が0、つまり真下から来るときにはご存じのようにSH波と同じで増幅度は2倍です。しかし、これがだんだん角度を変えますと、非常に不思議なことが起こりまして、ここで非常に sharp な peak を生じます。また0にまでなって、こんなになっていくわけですが、これが水平方向の震動でこれが上下動の振動。

これが起こるのは何かと言いますと、この角度で入射したときには、S波が入射するとS波とP波とが反射するわけですが、反射するP波はちょうど水平に出ていくわけです。地表に沿って出ていく。ですから、Snellの法則でやりますと、S波のみかけの速度がちょうどP波の速度に等しくなる。臨界角なんという言葉で呼んでいますが、この角度で非常に local に sharp な peak が出るわけです。このことはちょっと直観的には予測できないですね。弾性

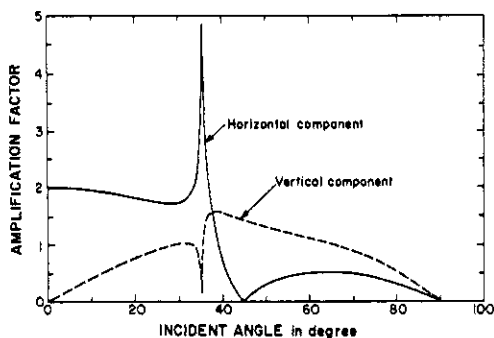


図17 Aki(1988)より

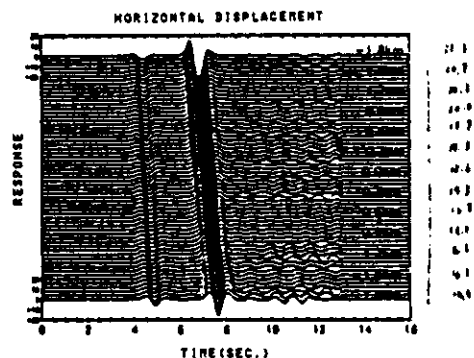


図18

波で、直観的に予測できないことはたびたび起こりまして、それは主に inhomogeneous wave と言って普通の波でなくて、波がたとえば Rayleigh 波などのように媒質よりも遅い速度で伝わる波。たとえば、全反射とかそういうことが起こると inhomogeneous wave というのが出ますが、そういう波が出ると直観的に理解できない波が多いわけです。

不思議なことに、平面波の場合にはこのように sharp な peak が出るんですが、平面波でなく震源を点震源に変えますと、この peak は消えます。非常に短周期には出るんですが、普通の周期だと消えてしまう。それはなぜかと言いますと、先ほどの slide (図17) で見ましたように、peak は非常に狭い入射角の範囲に限られています。点震源から出る波はいろいろな方向の平面波が含まれています。そういうものの合成したようなもの。結局、そういう球面波になりますと、いろんな入射角の方向を平均したような形になります。で、そういうものが平均してしまうので消えてしまっていて、これ(図18, 19)はいま USC に来ておられる川瀬さんの計算ですが、地表に沿いまして、0 km というところがちょうどその臨界角に当たるところで、ちょうど深さ15km ぐらいの震源からその critical angle, 臨界角で出てきた波が到達する地表の点です。そういうふうに正確に点震源について計算すると、別にこの臨界角で振幅が大きくなっているということはないわけです。これがP波でこれがS波ですが、ですから、何も心配することはないではないかと言うのです。ところが、今度はこの地表が平らでなくて、ここに山があったとします。山があった場合には、SH波が入射すれば、これはわりに直観的に理解しやすいんです。たいがい山頂が増幅されるとか、ところが、このSV波がちょうど臨界角で入ってきたときに山がありますと、普通SH波で起こるのと逆のことが起こりまして、山頂で減衰して山腹が増幅する。

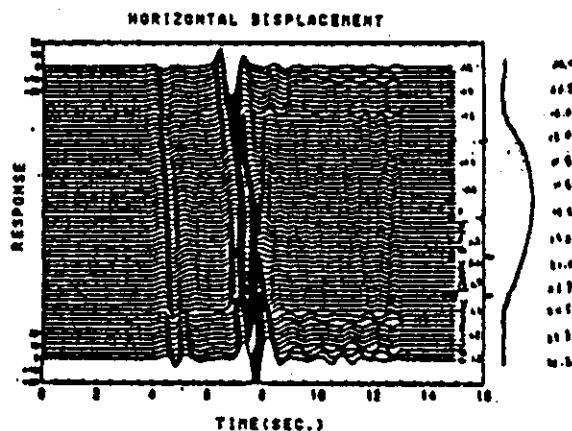


図19

これが山ですが、ちょうどここに臨界角がありまして、震源はこの山のこちら側にあって、この頂上では振幅が減っております。山腹で、このあたりで非常に大きくなっています。この周期によりますが、この15kmぐらいの震源について臨界角に直すと大体10kmぐらいの距離になるんですが、そこらで見ますと、2 cycle とか 5 cycle とかで大体同じぐらいの pattern で非常に local に大きな震動が出てきます。これは、直観的に非常に理解しにくい現象ですが、どうもこのことが Whittier Narrows の地震で、Los Angeles で実際に起こったのではないかと思うんです。

Whittier Narrows という地震は、Los Angeles Basin の真ん中ですか、非常に平らなところで起こりました(図20)。ところが、被害を見ますと、非常に集中してしまっていて、たとえばこの Whittier とかこういうところ、非常に被害が集中しているというのが強い印象を与える

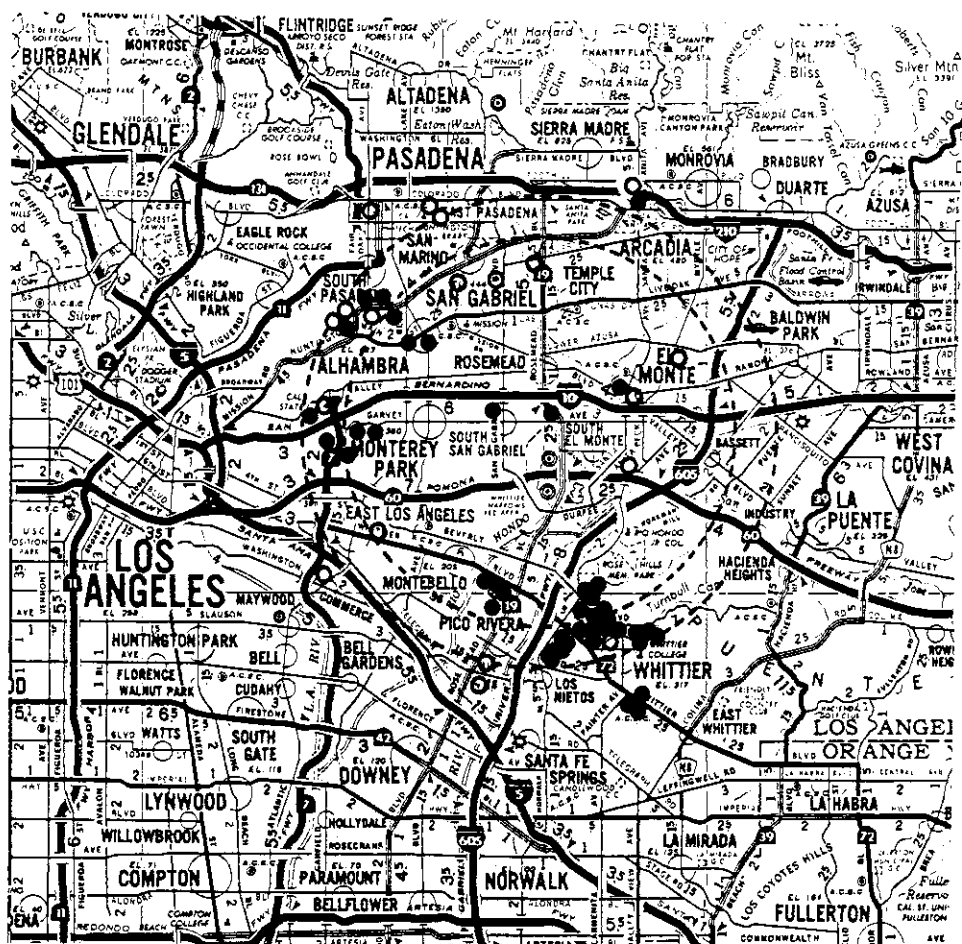


図20

地震です、まず気がついたことは、この被害地が大体 8 km ないし 10 km の間にあると、ちょうどこの震源に対して、震源 15 km の深さとしめると、大体 9 km ぐらいがさっきの臨界角になっています。

初めて私がこれを見たときは、平面波の影響でここはちょうど増幅されたんだろうと思ったんですが、計算してみても、実際に点震源に直してみると、平面波の影響は消えてしまう。これは困ったなと思っていましたら、川瀬さんがここを山にしたら出てきたと、一つ前の slide (図19)でお見せしましたように、山の向こう側ですか、震源から見て山を越えた山腹で震動が大きくなると、ちょうどここに行ってみますと、この山がここにありまして、山の上は被害がほとんどないわけです、それで、山の向こうの Whittier が非常に強い被害に遭っている。

同じ臨界角の距離でもこういうところには全然被害がないんですが、ここは真っ平らなところですよ。先ほどもお見せしましたように、地表が flat なときには臨界角の影響は球面波による smoothing のため異常を起こさないようです。そうしますと、この場合被害が起こったのは site effect と言っても非常に source に依存した site effect. source と site とは離れられないような関係で、仮にこの同じ場所でも、もしもこの考えが正しいとしますと、震源がちょっとこの辺にズレていけば起こらなかった、この辺に来ていても起こらなかったかもしれない。

こういう site effect は、非常に microzonation にはむずかしいわけですが、こういう場合はたぶん pathological case と言うんですか、運が悪いとあきらめるか、非常にこれは偶然もしくはそういう source と site との coupling で起こるような場合には、非常に偶然なことで非常に扱いにくいわけですが、こういうこともあるということを頭に入れておく必要があるんじゃないかと思います。

そろそろ時間もなくなってきましたので、もう一つ source と site と両方考えなければいけない場合として、Mexico 地震のお話をちょっとします。Mexico の地震は皆さんご存じのように、Mexico City の lake sediment で resonance が起こって、それが building の resonance で、double resonance で被害に遭ったと言われていますが、どうもそれだけではないらしい。

これは何度もごらんになったと思いますが、これが Mexico City でこういうところに強震計が置いてあったわけです(図21)。こういう強震計の記録をごらんになりますと、水平動で 2、3 秒周期の波がこの lake sediment で非常に大きく出て、こういう lake sediment の外側の観測点と比べると非常に大きく揺れて、それが resonance ということになっているわけですが、Sanchez-Sesma という人が上下動を見てみたわけです。

上下動を見てみますと(図22)、これは lake sediment の外側にある station、これは内側にあるわけですが、こういう内と外を全部見ましても、非常に波形の対応がいいわけです。

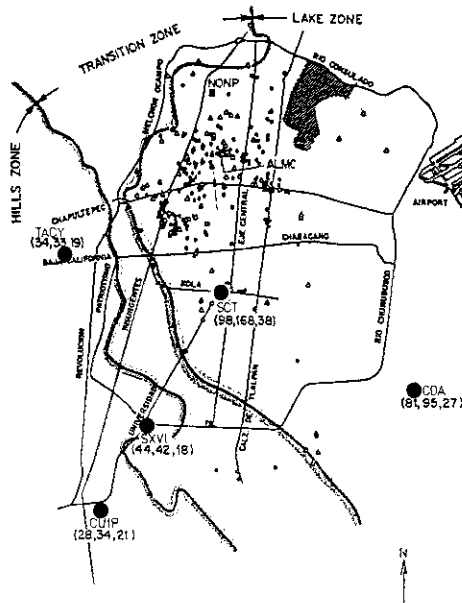


图21

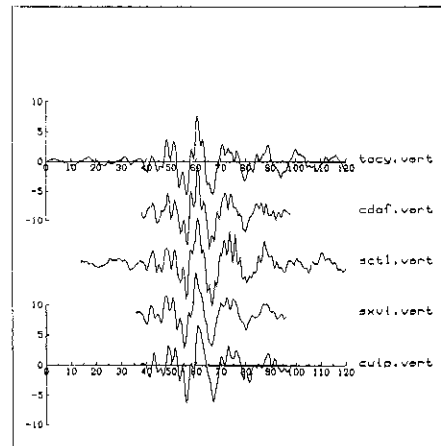


图 22

この peak が全部そろっているわけです。しかも、その波形が、これは displacement ですが、10 数秒のこういう長い波と 2、3 秒のさざなみとが重なったような形になっています。これを詳しく分析しまして、一体このさざなみがどういう伝わり方をしているかを調べたら、Campillo という France の人ですが、この強震計の記録に絶対時刻がないものですから、それをやるのはなかなかむずかしいんですけども、長周期の波の方はたぶん素性の知れている波で震源の方向から来たとはいえない。

それとの相対的な伝播をさざなみについてやってみますと、さざなみ, ripple の位相のズレを長周期の波との比較にとった時間のズレに直しまして、それを震源からの距離に plot してみますと、どうやら一直線に乗るらしい (図23)。長周期の波が震源から来ているとすれば、これは短周期の波も震源から来ている、波形の対応もいいし、本当にこの ripple は Mexico City の lake sediment で誘起されたものではなくて、下から来たものである。どこから来たかはわからないんですが、lake sediment で誘起されたものではない。

そうやって、では、どこから来たかということ調べてみますと、Singh という人がドイツの Grafenberg ですか、何か digital な記録のいいのをとっているところ(図24)、そのほかにも、いろいろ Europe の観測点とか南米の観測点とか世界じゅうの観測点を調べてみますと、これが Mexico 地震の P 波の一番最初の部分ですが、ここにさっきの ripple みたいなやつが見えるわけです。どうもこの ripple は、この地震ではかなり大きくて、ほかの地震ではちょっと、あることはあるけど、少ないらしい。しかし、この観測点以外の観測点を見てみますと、そうでない場合もありまして、この地震よりもほかの地震、たとえばこの地震の方が ripple

が大きいとか。ですから、こういうところで観測するP波の波形というのは解釈に注意を要します。この周期が2、3秒で、まさにこのMexicoの上下動で見たrippleと似ている。そうすると、この二つのpathは非常に違うわけです。一つは、地球の中の方に行ったpathですし、もう一つはたぶんLg波として伝わっていったpathで、この二つに共通だとすれば、これはpathの影響ではなくてsourceの影響ではないか。

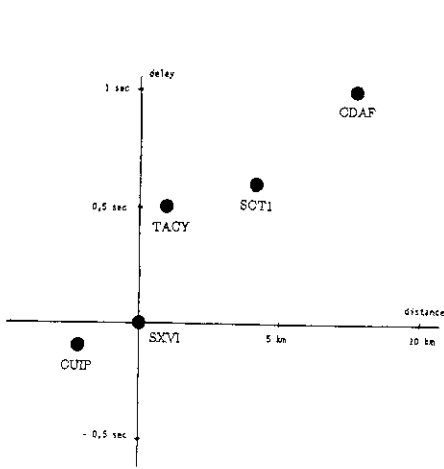


図23

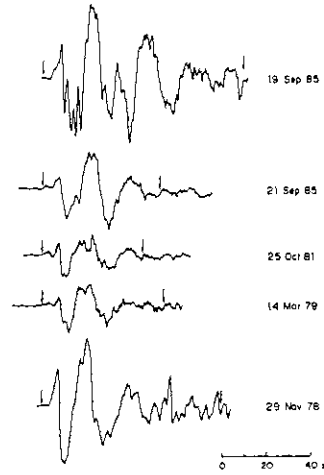


図24

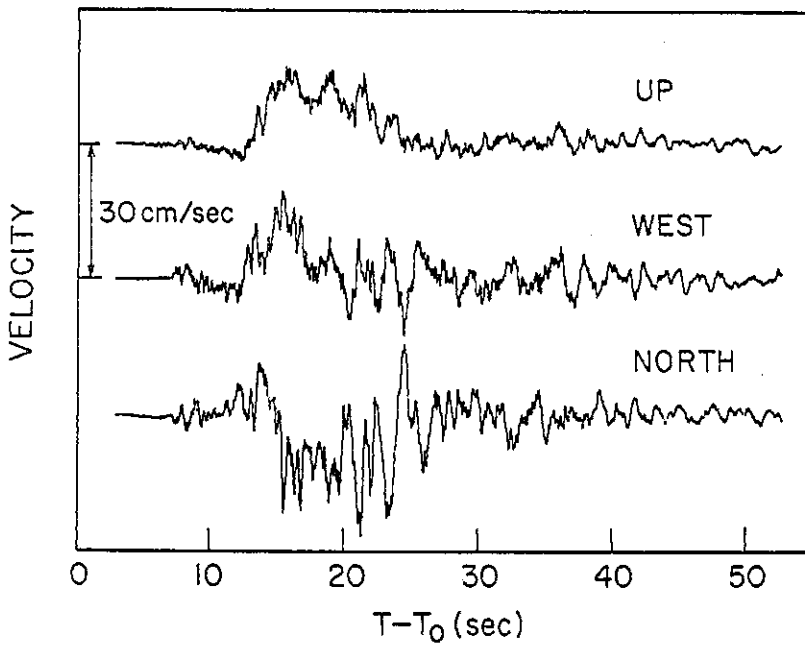


図25

最後に、これも皆さんご存じでしょうが、震源の真上にある観測点、Caleta de Campos ですか、その加速度計、Anderson とか Brune とかが記録したやつです(図25)。その速度記録を見てみますと、これはやっぱり 2, 3 秒の周期の波が ripple にして乗っているわけです、これは本当に地震の真上ですから、path としてはほかの二つの path と非常に違いますので、この三つを同時に説明するのはやっぱり本当に震源の断層運動としてこういう ripple があったんじゃないか、地震の方では asperity とか barrier という言葉を使いますが、そういうものがある周期的に並んでいて、それをバンバンバンと切っていくときに何かこういう 2, 3 秒の周期の波が source でできたんじゃないか。

そうしますと、この Mexico 地震というのは非常に特殊な例で、建物と地盤の double resonance にもう一つ source の resonance が加わった tripple resonance、そういうことは、やはり source とか path とか site とか三つの factor を一緒に考えて、同時に考えないとつかみにくいことだと思います。かなりとりとめのない話になってしまいましたけど、ぼくの最近の review から最近印象のあった地震のこと、それについて source, path, site と、この三つがいかにからまり合っているか、そういうおのおの effect を詳しく調べることと、一つの地震を考えるとときにはそういう三つの effect をいつも頭に置いていなければいけない、そんなことを結論にしたいと思います。(拍手)

質疑応答

――： barrier interval の話なんですけれども、表面の方が barrier interval が長くなってしまい、上限が来てしまうということですね、それは、波が下からこういうふうに広がっていくとしますと、下の方のズレが上の barrier みたいなのを食べていくみたいなんで、もとの barrier みたいのは小さいけれども、動くところでその方向性によって、食べていくことによって上の方が大きく見えるとかいうふうに考えたらあかんのですか。

安芸： もともと私の最初の考えは非常に単純なわけですが、こう断層面があって、実際に壊れるところはこういう全体が smooth に壊れるんじゃなくてパッチになって壊れると、このことがあれば、たとえば上から見ればこの辺に断層があらわれ、次にこんなふうにあらわれると、こんな形になって segment になって地表で見られる。だから、地表で観測してこんなになっていれば地下はこんなだろうと、そういうことを示しているのではないかなと思っていたら、地表のやつはもっと細かくこんなになってきている。だから、こういうことは地層が複雑であれば幾らでも考えられることで、そういうものが短いところで出てきちゃって、だから長いを見ればあるいは深いところのをあらわしているのかもしれないという可能性はあるかと思うんですけどね。だから、前に考えていたような簡単なことでは、どうもないらしいということです。

いまあなたのおっしゃったのは dynamic な問題ですね、そういうことではないわけです。

――： 最後の3枚の絵で、長周期の震源の断層に相当するものの中に2秒ぐらいのものが見えているという話で、2枚、3枚見せていただきましたね。あれがわりときれいにある周期だけが見え過ぎるのはたまたまなんですか、何か選択的に、たとえば Mexico の地震のときには地盤の方と resonance が重なったからということ、barrier があるとしても、barrier の size が先生が書いたみたいに同じ大きさのものが並んでいるという考えよりは、いろんなのがあるような気がするし、どうなのでしょう。

安芸： だから、周期的だということは規則正しく並んでいるということじゃないですか。

――： 途中の path や何かで選択的にある周期が見えてくるということではないわけですね。

安芸： その path が三つあるわけですよ。一つは Mexico City へ来る path、これは、たぶん crust の wave guide で Lg 波の wave guide だと思うんですよ。もう一つは teleseismic だから mantle を通過しているわけですね。もう一つは真上ですから、path から言ったら真上ですね。その三つが同じものを書いているわけです。ripple を、周期が大体同じなんです。それがちょうど Mexico City の lake sediment が resonance の period と同じになったと、だから、すべて非常な偶然。

――： Mexico のがきれいに出ていた。

――： いや、ほかのところでもそうじゃない。深い方でも見えているから。

安芸： だから、teleseismic の波形も2、3秒なわけです。これが10秒ですか。

――： いままでの主要動のところをとって source spectrum をとるという仕事を、いろんな人がたくさんやってきましたね。そのときに、どうしてこういう周期のところの sharp な peak が出てこなかったのか？ 2、3秒のところと言うと普通 M6 から7 ぐらいの地震。強震の記録も解析してあるわけです。これだけ出ていたら、どこか peak としてピツと出そうな気がする。それが、いままでそういうことを指摘された話はなかったような気がします。

安芸： 今度が初めてですね。

――： いま先生に見せていただいた絵は確かに convincing ではあるけれども、従来その spectrum の絵というのは何百と BSSA やなんかに出ていたと思うんですが、そういうところに peak がある絵はなかったように思います。

安芸： こんなに短いところをやっている例というのはあんまりないんじゃないですか。遠地と近いところと、とにかく Mexico City における上下動の記録を見ている限り、あの上下動は lake sediment の中での resonance ではないらしいですよ。あの幾つかの観測点は全く外にあるわけですね。それで、resonance がしみ出していくという可能性はまずないんですよ。あれは位相が、波形が非常によく一致していて、いかにも伝播しているように見える。だから、incident wave field の中にあの ripple があったんですよ。あのくらいの距離だと、Lg だと大体いまいろんなことで震動が出てくるわけですよ。だから、Lg としてそういう

source に ripple を考えないで、ただの Lg が伝播によってだんだん伸びていくと、そういうことは可能なんですよ、ね。

Campillo というさっきちょっと話した人は Lg の専門家で、実は最初 Mexico city の上下動に出ている ripple を、この ripple は Lg 波で、この長周期は Rayleigh 波だと考えたわけですね。長周期の Rayleigh 波の方が後から来るものですから、長周期の Rayleigh 波は Michoacan 地震とか三つの event から成ってまして、バンバンバンと来たわけですね、Lg は一番最後のやつから出た、この Rayleigh 波が一番最初から出た、そうやって説明したんです。ぼくらはそれで、AGU に abstract をかいてそういう説明を出したんです。

teleseismic の data で見ると、3 番目の event は非常に sharp だということもあるんですよ、inversion か何かでやった、だから、それでやると synthetic seismograph は非常にきれいに来まして、3 番目の event が Lg を出して ripple になっていったんだ、1 番目のやつから出た Rayleigh 波と干渉していたと、ところが、それだとこれが絶対に説明できないんですね、これは、最初の立ち上がりから 10 秒の間に来ているんです、だから、これは 1 番目の event でなければいけない。

いろいろ見たら、Rayleigh 波というのはそこではほとんど非常に複雑な伝播で、たぶん普通はこのくらいの 10 秒ぐらいの Rayleigh 波はあまり efficient に伝播できないんじゃないか、だから、この両方ともこれは第 1 の event から来た実体波で、たぶんこの長周期は mantle を通って来ているんじゃないか、その辺はまだはっきりしてないんですけど、

――： いまの二つの波ですけれども、両方とも震源から来たと言われていますが、時間差で時間と速度が大体見積もれると思うんです、それで、大体いまの説明で合うわけでしょうか。

安芸： それは簡単な水平構造では合わないです、だから、みかけの速度が近づいたときに何か曲がったら少し曲がるとか、そういうことがないと説明できないです、Rayleigh 波だと、わりによく説明できたんです、最初のやつ、だけど、Rayleigh 波だと Mexico の観測点を通過した pattern は説明できるんですけど、Rayleigh 波だとすればその二つは違うところから、違う source から来ていなきゃならない、Lg というのはずっと速いわけですから、teleseismic な data から、最初の event にこの ripple があるというのはもう間違いないと思うので、その証拠が一番強いので、これは Rayleigh 波ではあり得ないと見るわけです、Rayleigh 波であり得ないということは、ほかの小さな地震の記録を見てみると、Rayleigh 波というのは非常にここでは発達していないんですね、たまに見えても非常に散乱して、おしまいの方にダラダラついてくる。

日本で 10 秒ぐらいの Rayleigh 波というのは efficient に伝播しますか、平気で山谷を越えますか、あまりアメリカでは調べてないんです、

安芸： 仮にあれが Rayleigh 波だとすると、あの ripple は 1 番の event からは来られない

んです。だから、3番目の event ならばいい。すると、teleseismic では1番目の event に乗っているんですから、おかしい。

——： 原因が同じものだと思いますね。違うことを考える。先生にいま見せていただいたドイツの例のやつですね。たとえばイツワローでも同じような、3秒ぐらいなやつが最初に見えるんですか。

安芸： ええ、見えるんですね。teleseismic が record できる。大体みんな見えるんです。場所によって見えないのもあるんですけど、それはまたそれで subduction zone を通っているとか何かで、anomalous な case だと言えるんです。

こういう ripple を一番最初に日本で言ったのは笠原慶一さんなんで、房総沖の地震で言われているんです。そのときに余震についてなんですけど、ripple のある地震とない地震とある。これは path の影響か source の影響かというんでいろいろ調べたら、東京の観測と南の島の観測点と比べて path の影響ではない、source の影響だ。ripple のある地震はどここの場所によっても両方の観測点に出ている。だから、そのときは確かに source によったらしいんですけれども。

——： 宇佐美先生は、何かその peak を一々対応づけてマルクというのをたしか実用化されて、うまくいかなかったという。

安芸： その地震、ぼくが barrier model の論文を書いたときにそういう model を支持する data を探したわけです。ripple にしろ何にしろ、そういう source に何か複雑なところがあるもの。そうしたら、その時点、77年ぐらいには笠原さんの論文ぐらいだったですね。だから、これはやっぱり珍しいんじゃないですか。もう一つ、この記録を積分して変位にしたのがありますね。それを断層 model で解釈する。上下動が、やっぱりこれを積分すると、ただの step みたいになるんです。この地震は、こんな地震ですか、上下動の地震計がここにあったわけです。これが、もしも普通の slip dislocation みたいなやつですと、この上下動は大体断層面に垂直になっていますから、もしもこれが step function でいくような断層だと、ここに pulse が出なきゃいけないんです。昔よく Alaska の地震について理論的にやってみたことがあるんですけど、こういう上下動の pulse が断層面上をものすごい勢いで突っ走るんですね。それがないんです。それがなくて、ただ step になっているわけです。

これ、蓬田さんがいろいろ simulation をやって、この地震の場合には step function 的な断層 model、Haskell model ではだめである。これは crack model ならいい。断層が進んでいくときに Haskell model ですと、変位がこんな感じでふえていくわけですね。これが snapshot である時間、P1、P2、P3、こういう slip を見ていると、どこでも大体同じ rise time で同じ振幅になる(図26)。こういうのでやるとこういうのが出てくるわけですが、そうじゃなくて crack model みたいにこういうふうに smooth に、どの場所をとってもいつまでも動いているわけです。この形が大体楕円形で、こうやると stress drop が smooth になりますね。こう

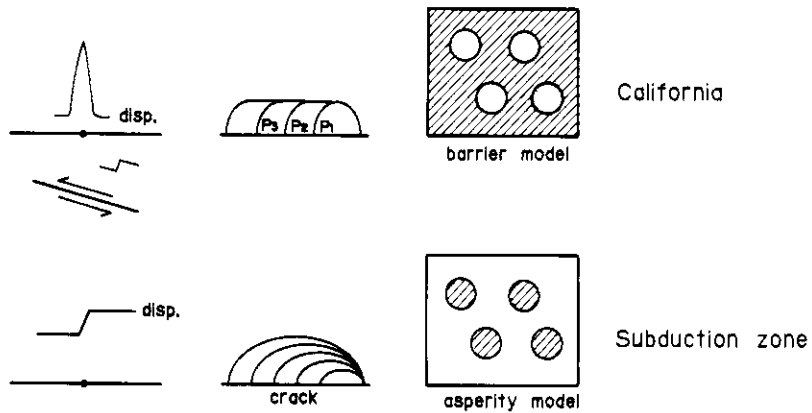


図26

いう model だと説明できる。こういう model では説明できない。いままでの California の地震は、これでは smooth 過ぎて説明できなかった。これなら説明できる。だから、California の地震と subduction の地震は本質的に非常に違うものである。ですから、大勢としては crack model で、それに何かに乗っているの、これは barrier model ではないと思うんです。barrier model ですと、Haskell model に似ているわけです。barrier model は大体 dislocation の振幅が一定で、どんどん伝わっていく。ですから、この地震は barrier model ではなくて asperity model。asperity というのはこういう丈夫なところがあって、こういう丈夫なところ以外はもうすでに slip しちゃっていて、こういう断層が伝播していくと丈夫なところがバチバチ切れていく。この場合には、全体としては crack model になるわけですね。smooth にいく。こちらの場合には、barrier が切れても切れないで残っている。どうもこういうのが California で、これが subduction。

金森先生は subduction の地震を主に見ておられるから、asperity。(笑)

――： 先生、どうもありがとうございました。(拍手)

第2回講演

“Coda Q as a Geophysical Indicator of Tectonic Activity” 「コードQ・・・テクトニクスの活動度の地球物理的指標」

(校正：小原一成)

皆様よくご存じのように地震という現象は非常に複雑な現象で、それはたぶん本質的に不連続だということが一つの原因ではないかと思うんです。ポツン、ポツンと時間と空間の中に起こって、しかも一つ一つ大きさがすごく違う。こういう現象はちょっと扱いにくいわけで、私は昔からこれが、何か連続なものと結びつけられないか、何か理解しやすいものと関係づけられないかと思ってきたんです。どうも、coda Q、あるいは coda Q inverse と言った方がよい量なんです、それが地震現象に結びつく連続量として、僕のいままで知っている限り一番いいんじゃないかと思っているので、その理由をきょうご説明したいと思います。

coda と言いますのは、地震動の尾部のことです。きょうここでお話しするのは非常に近い地震の、しかも小さい地震に限った、その尾部、つまり coda のことですが、その coda のある特性は震源とか観測点の位置によらないで、それらを含む地域のある平均的な物性をあらわしているように見えます。そのことに私が初めて気がつきましたのは、学生のころ地震動各部の卓越周期を調べておりまして、水沢の記録を見て、東の海の地震と西の陸の地震を比べてみますと、同じ大きさですと、大体初めのころの周期は非常に違うんです。東の地震は非常に短周期が卓越して、西の地震は何かヌラッとしているんですが、おしまいのころになりますと、卓越周期が大体同じになるんです。どうも、最初のころは path の影響で違っているが、おしまいのころになるとその path の影響は全体に平均しているような形になって、似てくるのではないかと。

そういうことは漠然と知っておったんでありますが、一番最初に本当にそれをはっきり見ましたのは、1966年の Parkfield 地震の余震の記録を USGS の Menlo Park の office で見ていたときでありまして・・・。

この図(図1)は JGR に1969年に出た論文からとった図であります、この記録は普通の微小地震の記録で Parkfield 地震の小さな余震ですが、それがP波で off scale して、これは10秒、20秒、30秒でいっているわけですが、trace が二つありまして、一つは high gain、この記録は、J. Eaton とその group でとった記録であります、これは high gain で120万倍ぐらいの倍率になっています。4万倍ぐらいの low gain と較べて、こういう尾部がかなりはっきり見えるわけです。ここの地震の前は、こう拡大しても小さいですから、noise はこの程度と、ですから、この信号は noise よりはるかに高い。これ、10秒、20秒、30秒ぐらいのところになっているわけです。

この記録は、同じ地震を違う観測点で見えておりまして、遠いものですから、初動は後から

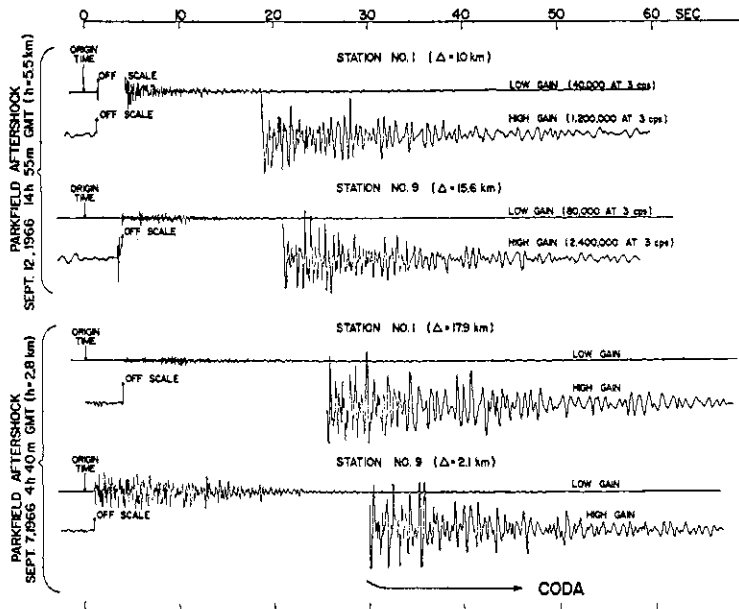


Fig. 1. The records of two aftershocks of the Parkfield earthquakes obtained by EV-17 vertical seismographs (unfiltered) at two of the temporary stations of U. S. Geological Survey. One of the shocks is located close to the station 1 and the other close to the station 9. The wave groups arriving earlier than 15 sec show the feature that indicates that they are propagating outward from the source. However, the later portion of the records, which is only clearly seen on the high-gain trace, seems to share the same spectra, whether the station is as close as 1 or 2 km to the source or is located at 15 or 18 km from the source. We assume that they are backscattering waves due to distributed heterogeneities.

図1 Aki (1969)より

やってきて、しかも振幅は小さくて振り切れるようなことはないわけです。ですから、最初のころは非常に違うんです。最初の記録の形は非常に違うんですが、これを高倍率の記録で見えますと、この倍率はちょっと違いますが、これは site effect というのがあって、この場所は同じ coda でも増幅するらしいですが、とにかくこの spectrum が非常によく似ています、この減衰していく様子が非常によく似ています。初動に比べておしりの方が似ているということは、確かにびっくりしたわけです。

これは同じ観測点ですが、違う地震で、今度はこちらの観測点に地震が遠くてこちらが近い、近いものだから振幅が大きくなっています。これも、最初のころは非常に違うんですが、おしりのころになると非常に似てきて、しかも、お互いに同じ地震で違う観測点で似ているだけでなく、違う観測点で違う地震でも似ている、これが、先ほど言いましたように、coda のある特性は観測点や震源の位置によらずにそれを含む全体の性質をあらわしているのではないかと、こう思ったわけです。

このことをその後あちこちで調べたわけですが、完全に私と独立に USSR でそういうことをやっておった人がいまして、これ(図2)は Khalturin と Rautian という夫婦の地震学者ですが、辻浦さんの band pass filter みたいなものと同じような感じの地震計、ChISS といい

ますが、band pass 地震計で地震を記録してみますと、たとえばこれが1.25Hz の band で観測していると、遠い地震はたとえばSがこの辺にあらわれます、200秒ぐらいのところにSがあらわれる、その後だんだん振幅が減っていく様子を、log log で表しているわけですが、

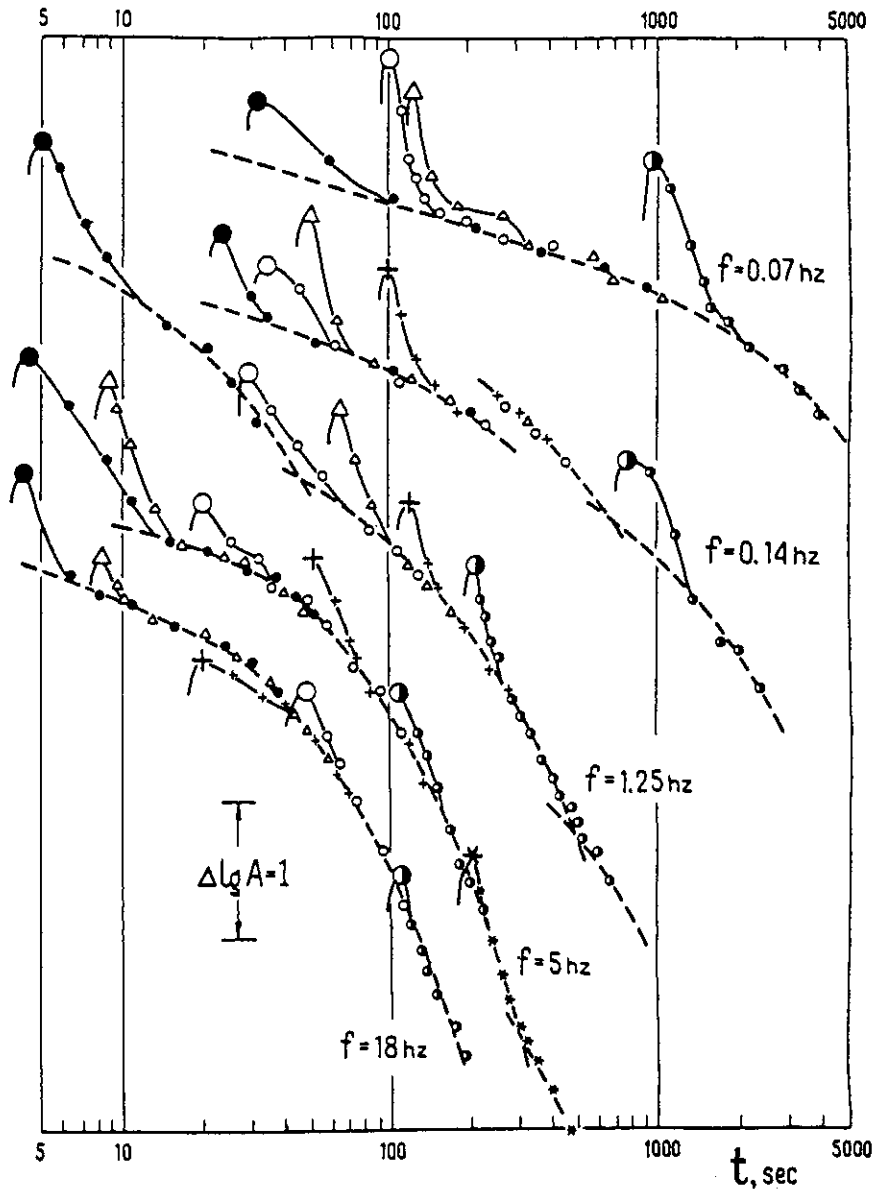


FIG. 7. Examples of coda envelopes in different frequency bands beginning at S-wave arrival time (large symbols) for events with different epicentral distances. The overlap of codas begins between two and three times the S-wave travel time. Dashed lines are the theoretical curves of the form in equation (1) that best fit the data in Figure 6.

図2 Rautian and Khalturin (1978)より

近い地震ですと、Sがもっと早く20秒ぐらいに現れますが、そのおしりの方になるとだんだん減っていく。もっと非常に近い地震になって震源の時間からはかって5秒ぐらいのところだと、最大振幅が非常に早いところに現れる。

しかし、このおしりの方を見ますと、最大動から約倍ぐらいの時間の後は皆共通の curve に乗ってくる。つまり、おしりの方へ行くほど似てくる。初めの方はもちろん距離によって違いますから、初めの方を見ていたのでは地震によって違いますが、おしりの方を見る限りどうも全部共通になってしまう。その共通になり方が周波数によって違っているようである。私も、辻浦さんの記録はこういうことを調べるのに一番便利ですので、日本の記録も調べてみました。

これは(図3)、辻浦さんの、関東地方で3 cycleの band pass filterによる図ですが、いろんな違う地震について振幅が震源からの時間の関数としてどう変わるかというのをplotしてあるわけです。ですから、1本の線が一つの地震に当たり、これは観測点は筑波で、一つの観測点で調べてあるわけです。この curve を見ますと、どうもどの地震も同じような減衰をしている。振幅の対数をとって、たとえば時間のlogに比例する分と時間に比例する分と入れますと、大体こういう形でもってたった一つの parameter, これが地震によって違う量として、ほかは共通にして決めることができる。つまり、codaの方、おしりの方を見ている限りにおいては一つの観測点であらゆる地震のおしりの減り方が、周期さえ決めれば決まってしまうようである。このdashでかいたのがcommon curveでありまして、もしもこの考えが正しいとしてこのfitがよいとすれば、このconstant termはこの周波数におけるこの地震の震源の強さをあらわす。ですから、この方法は震源の spectrum を調べるのに非常に便利な方法である。

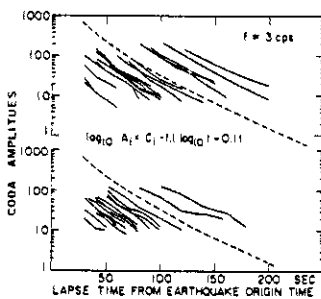


Fig. 8. Amplitude decay traces of coda waves at 3 Hz from earthquakes near Tsukuba, Japan. The dashed lines represent the function $\log_{10} A = C_1 - 1.1 \log_{10} t - 0.11$ obtained by fitting a standard decay curve to this ensemble of traces (see text for explanation of procedure).

図3 Aki and Chouet (1975)より

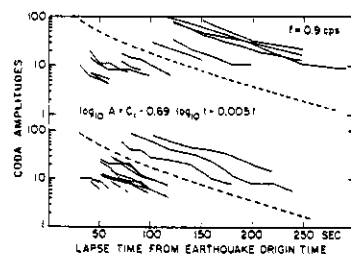


Fig. 7. Amplitude decay traces of coda waves measured at 0.9 Hz from earthquakes near Tsukuba, Japan. The dashed lines represent the function $\log_{10} A = C_1 - 0.69 \log_{10} t - 0.0051$ obtained by fitting a standard decay curve to this ensemble of traces (see text for explanation of symbols and procedure).

図4 Aki and Chouet (1975)より

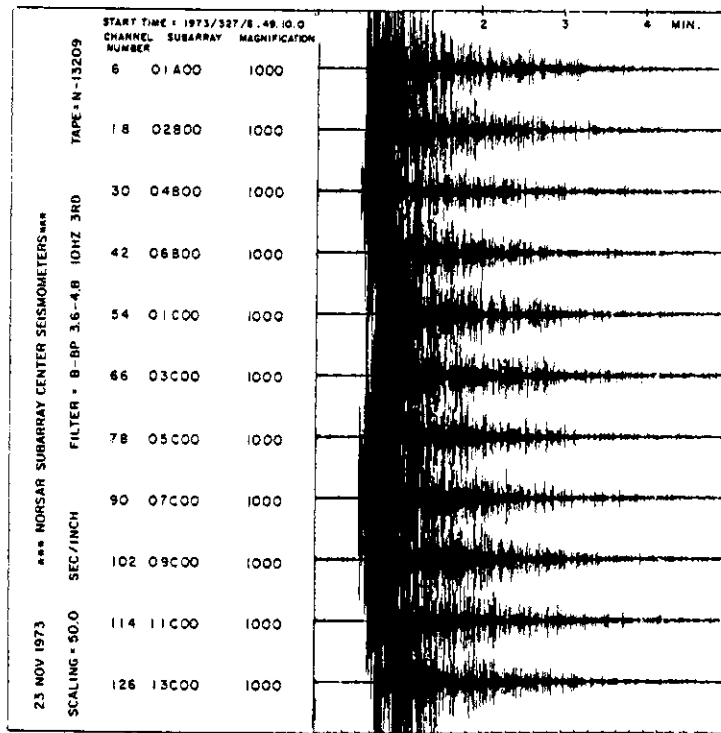


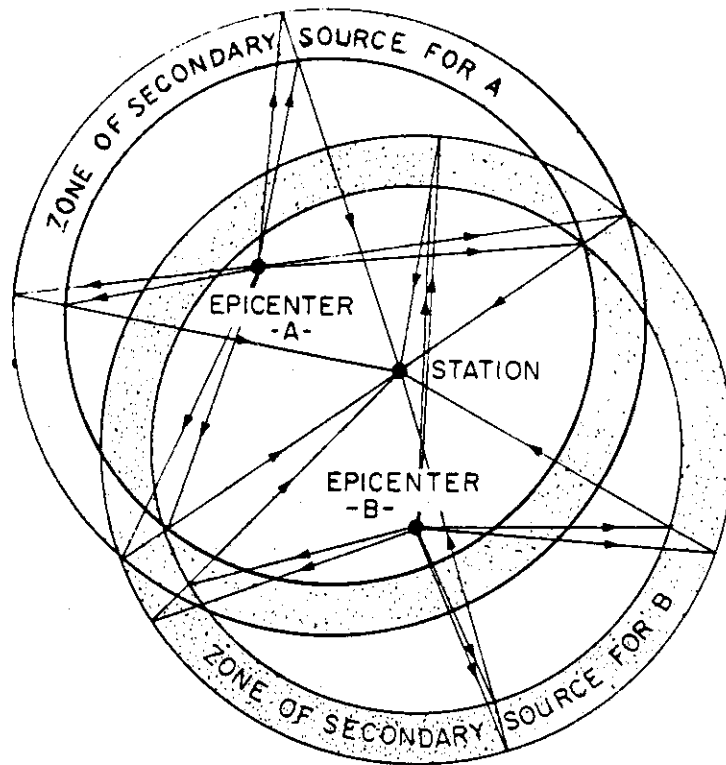
Fig. 1. Short-period (band pass from 3.6 to 4.8 Hz) records of a local earthquake at Norsar near subarray 7C. The epicentral distance is a few kilometers to the closest subarray and more than 100 km to the farthest. The decay of coda power shows no dependence on the details of the different wave paths between the earthquake source and each subarray.

図5 Aki and Chouet (1975)より

同じようなことを違う周波数でやりますと(図4), 違う parameter が出てきますから, その周波数が低いほど落ち方は緩やかですが, 同じような curve を fit できる. これは日本ですが, たしか次の slide (図5) は Scandinavia の shield で・・・.

非常に固い地盤の上でたしか 4 Hz か 5 Hz ぐらいの範囲で, これは地震は一つで観測点在实际には何十とあるわけですが, その中から100kmぐらいの間に分布している観測点を幾つかとって調べてみます. もちろん初めのころは違うのですが, その辺は考えに入れないで後ろの方だけ見てみますと, 100kmのような広いところに分布している観測点で, 地震はその一つの観測点に非常に近いところだったわけですが, ほかの観測点でもおしりの方を見ると完全に同じではありませんが, 大体において似たような形で減衰しておる. しかも, Scandinavia ではこの減衰が非常にゆっくりで, これは2分, 3分, 4分. ですから, 300秒近く続いている.

こういうことが可能である一つの model として, 次のようなもの(図6)を考えるわけです.



ASSUMPTION: THE AVERAGES OF THE PRODUCT OF PRIMARY WAVE FIELD AND HETEROGENEITY IN THE TWO ZONES ARE EQUAL WHEN A AND B ARE THE SAME SOURCE.

図 6

もしも仮にこういう coda の波が直接波ではなくて、直接波が震源から外に伝播して行って、それがどこかに行ってまた戻ってくる、そういう戻ってくる波の集まりである。そうしますと、ある時刻に観測される coda はたとえばこのこういう ellipsoide になるわけです。実体波の場合には ellipsoide、表面波の場合には ellipse。そういう ellipsoide の shell ですか、そういうものの中にある第2次的な震源と言いますか、最初の波が行って、それが scatter されて戻ってくる。

仮に、そういうものの集合、重ね合わせたものが coda だと考えますと、たとえば二つ違う地震が起こっている場合には、同じ時間のところを見てみますと、一つの地震の場合にはこの scatterer が関与しており、もう一つの地震の場合にはこの scatterer が関与している。その重ね合わせということになっているわけですから、もしもこういう scatterer の性質が

CODA POWER SPECTRUM

$$P(\omega | t) = \frac{\beta}{2} g(\pi) |\phi_0(\omega | \frac{\beta t}{2})|^2 e^{-\omega t / Q_c}$$

$\phi_0(\omega | t)$ primary waves in loss - less medium

$g(\pi)$ backscattering coefficient

図 7

なり一様であって、この平均的な scatterer の性質と、この scatterer の性質が大体同じであれば coda の性質も同じになるのではないかと、これが一番簡単な single scattering model で、scattering は 1 回するだけ、そういう model を考えたわけです。

その single scattering model を数式であらわしますと、ここ（図 7）に定義しましたが、ある震源時からかかった時刻 t におけるあたりの coda の power spectrum というものを定義します。そこで、coda は大体定常の時系列と考えまして、power spectrum を定義します。そこには、その波の速度が入っていますが、大事なのはこの scattering の coefficient。それから、ここに source、震源から出た primary wave はどういうふうに距離とともに減衰していくかというものが入っております。それに加えてこういうものを考えたわけです。その primary wave は伝播とともに減衰していくであろう、scatter された波も伝播の距離に応じて減衰する。時間としては、travel time としては t 時間たっているわけで、その t 時間の間に energy の loss が普通の Q type の減衰で行われる。これを coda Q と呼ぶわけです。

これは、scattering に関与している主要動並びに scatter の波が、実体波であるか、表面波であるかによって変わってまいります。結局、時間のべき関数になってまいりまして、この項を一応 geometrical spreading と仮に呼ぶことにします。geometrical spreading で減る量と、exponential で減る量と、こう二つ出てきまして、波の性質についていろいろ仮定をしまして、こちらをこちら側に移して対数をとりますと、それが t に対して linear になります。この slope からこの Q inverse、先ほどから私が申しております coda Q inverse というのは、この 1 割る Q_c ということでありまして。

これ、いろいろ問題があるわけです。single scattering は簡単過ぎるとか、一様の scatterer を考えているとか、地球はいろいろな層構造をしているとか、いろいろあるわけで、これは一番簡単な、非常に簡単過ぎるかもしれない仮定なのですが、一応こういうことを考えれば

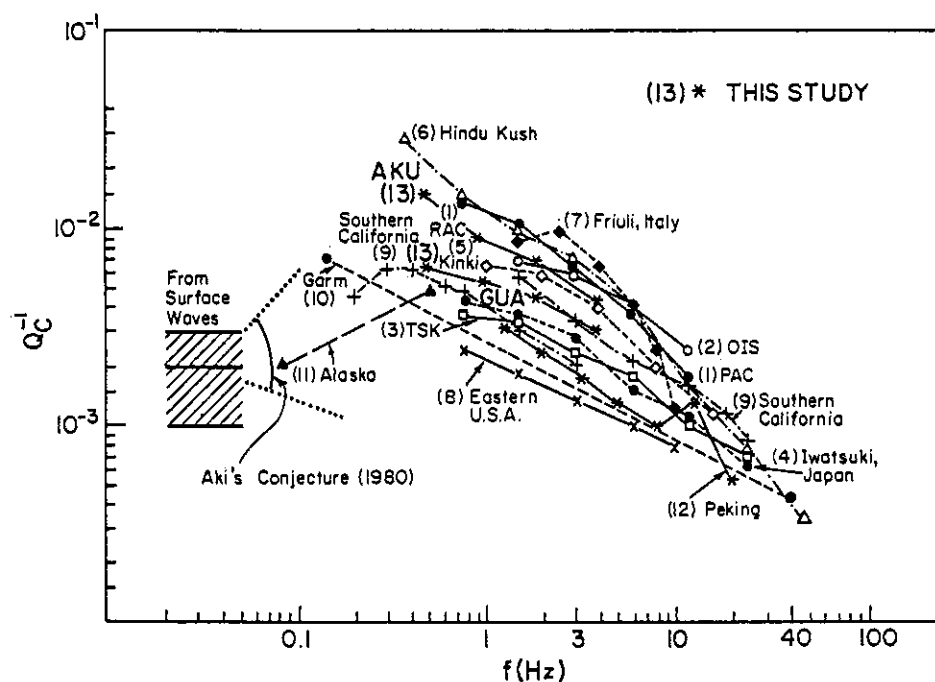


Fig. 6. Q_c^{-1} from local coda analysis: 1, PAC, central California, USA; 2, OIS, western Japan [Aki and Chouet, 1975]; 3, TSK, Kanto, Japan [Aki and Chouet, 1975]; 4, Iwatsuki, Japan [Tsujiura, 1978]; 5, Kinki, Japan [Akamatsu, 1980]; 6, Hindu Kush, Afghanistan [Roecker et al., 1982]; 7, Friuli, Italy [Rovelli, 1982]; 8, eastern United States, (New England area) [Pulli, 1983]; 9, southern California, [Phillips, 1984]; 10, Garm, central Asia, USSR [Rautian and Khaliturnin, 1978]; 11, Alaska, [Aki, 1982]; 12, Peking, China [R. B. Shi et al., personal communication, 1980]; 13, this study.

図8 Jin, Cao and Aki (1985)より

先ほどの観測は完全に説明できます。つまり、どこに地震があろうとも時間とともに減るぐあい、特にこの Q_c inverse というものはその地震にもよらず、観測点にもよらず、そのあたりの波の減衰特性をあらわす。そういうたてまえで、世界各地の Q_c inverse を決めてみたわけです (図8)。

周波数にこの Q_c がいかによるか、 Q_c inverse を周波数の関数として 1 Hz がここで、10 Hz がここ、非常に systematic になりまして、stable、安定していて地震などないところは周波数に依存する度合いが弱く、大体 constant になって、しかも Q inverse は小さい、非常に active なところ、たとえば California とか Italy とか、そういうところになりますと、 Q inverse が 1 Hz 近くで大きくなって、この勾配が急になる。これは非常に systematic に出てきたわけです。

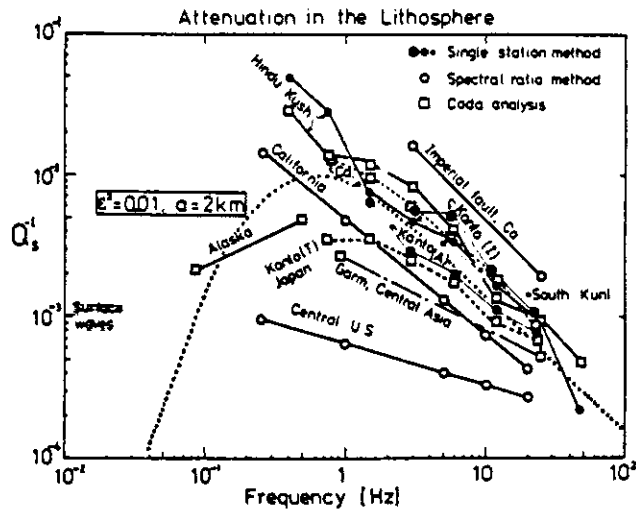


Fig. 12. Observed Q^{-1} of S and coda waves in the lithosphere and the curve theoretically predicted.

図 9 Sato (1984)より

次の slide (図 9) で S 波の Q inverse をお見せします。S 波の方は非常にむずかしいわけで、たとえば Lg を使うとか single station の方法を使うとか spectrum ratio を使うとか、いろいろな方法がありますが、非常にばらつきます。しかし、大体の趨勢は非常によく似ていまして、この Lg から決まっているこういう Central USA と、この非常に stable なところがこういうふうになり、active なところが非常に勾配が急になっている。S 波の方は Love 波ですとか、そういうことで長周期の方がかなり地球の平均的な値としてわかっておりますから、こういう急勾配がいつまでも続くわけにいかないわけで、ある peak があってこういうふうに Q inverse が長周期では小さくなるであろう。したがって、この Q inverse というのはこういう peak を持った形で、これは slope がこの high frequency 側で active なところでは非常に急で、stable なところでは緩やかになる。そういうことも出てまいりました。

これ (図10) は、Singh & Herrmann という St. Louis の人がだいふ前に調べた結果ですが、これは Q の値を今度は 1 Hz のところで決めまして、coda Q そのものを plot したわけですが、こういうアメリカの中部では非常に high Q で、Rocky を越えると途端に落ちてまして、Utah あたりでは 400, 500。それが Nevada に行くと 200, 300 になり、California に行くと、これでは出ていませんが、100 よりも小さくなることがあります。東の方に行きましても、これは Appalachian の seismic region で、そんなに小さくなりませんが、800 とか 700 になる。

これを seismicity と言うか、tectonic activity と言うか、そういうものと Q inverse とが正の相関であると、それを私が言いますと、では、ここ、Texas はなぜこんなに小さくなっているのかと言われたわけですが、実は Texas には隠れた断層がありまして、地震とは関係

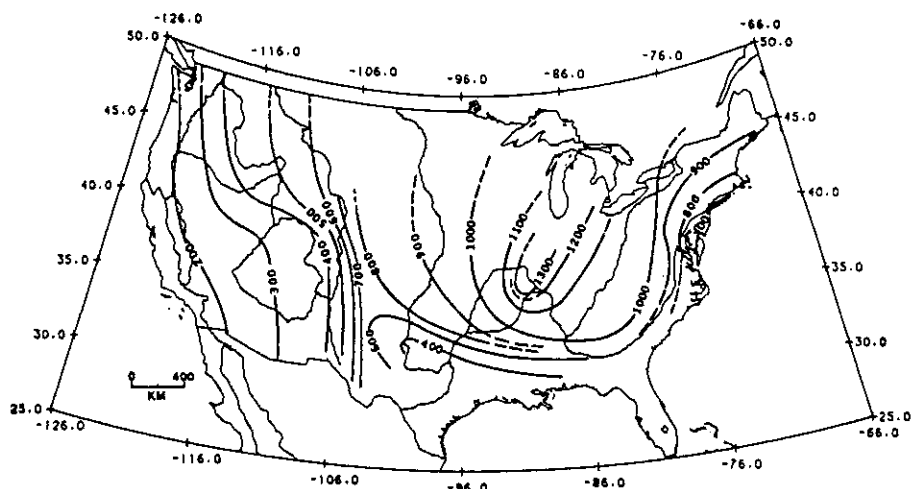


Fig. 15. Contour map of coda Q_0 for the entire continental United States.

図10 Singh and Herrmann (1983)より

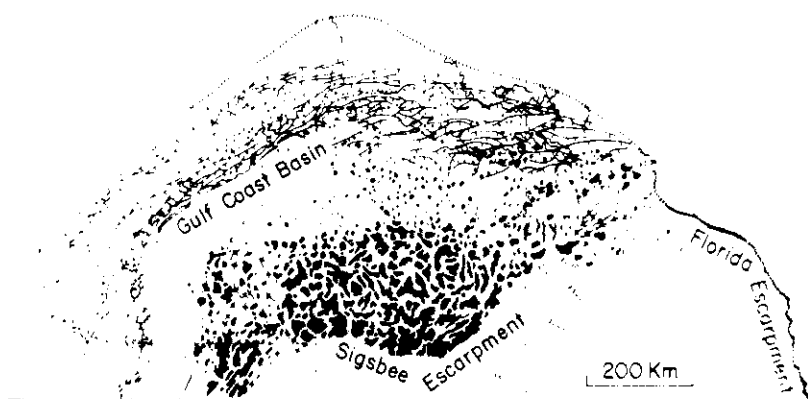


図11

ないんですが、Growth Fault というのがありまして、それは Gulf of Mexico、これが全体に南に滑っているわけです、そのために割れ目ができているわけです、次の slide (図11) でその割れ目の状況を示しますと、こういうものがありまして・・・。

この Growth Fault というのは、ちょうどいまの low Q と言うか、 Q inverse の大きいところに対応しております。私としては、こういう fracture が Q を小さくし、 Q inverse を大きくしていると思います。

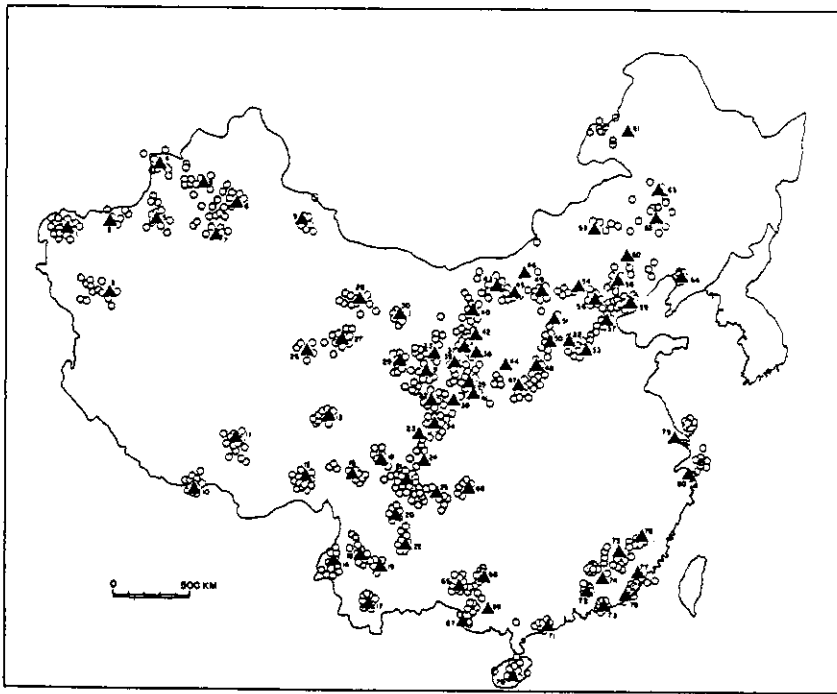


FIG. 3. Location of earthquakes (○) and stations (△) used in this study.

図12 Jin and Aki (1988)より

次に今度は中国へ参りまして、これ（図12）は Jin Anshu の主な仕事なんですが、観測点が中国にはかなり広い地域にわたってありまして、その観測点のごく近傍の地震を選びまして、そういうことによってわりに local なところの coda Q inverse, coda Q を求めることができます。これが data ですが、次の slide（図13）で実際に求めた Q_c 。

これも大体 1 Hz の値で、それを求めるについては大体100秒ぐらいまでの時間の coda を使っている。つまり、100秒ぐらいまでを使いますと、50秒で行って50秒で帰ってくるというところを考えます。S波と考えますと、大体150kmぐらいの範囲の平均のQをあらわしていると思うわけですが、各観測点にこういう求めましたQの値を plot してにらんでみますと、かなり systematic であり、かつかなり smooth に変わっておりまして、contour が引けます。contour を引いてみますと、たとえばここが200, 400, 600, ここが非常に高いところ、Tibet の方に行きますと、非常に小さくなって100ぐらいになって、California と同じぐらいになります。

ここが非常に面白いと思うんですが、ここに非常に high Q, 1,000ぐらいのものをこういうふうにかかざるを得ない。その隣に非常に low Q のものをかかざるを得ない。これは、こういうQの測定はかなり resolution がいいわけで、これを時間の window を長くしま

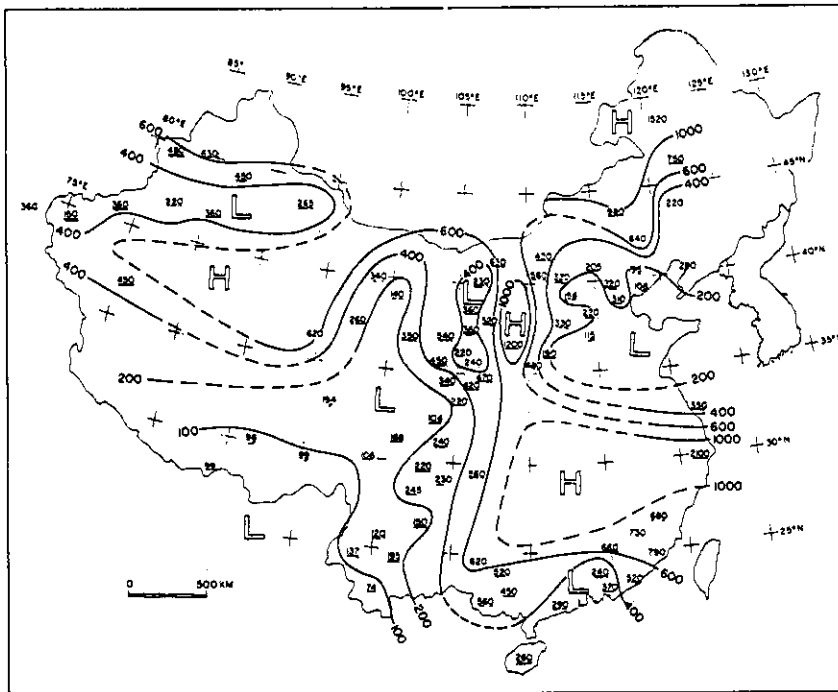


FIG. 8. Measured coda Q values at 1 Hz with time window from $2t$, to about 100 sec and the contour of constant coda Q . The measured value is shown at the center of gravity of mid-points between the station and epicenters of earthquakes for each station. The double lines under the number represent the measured Q in class A (variability of Q , less than 20 per cent), and the single line represents class B (20 to 50 per cent); no line represents class C (50 to 80 per cent).

図13 Jin and Aki (1988)より

すと、こういう resolution をとれないので、アメリカの場合には非常にこれが長かったの
で、かなりのっぺらぼうのものが出来たんですが、中国の場合には細かい contour が引け
ます。中国の場合には地震の観測の歴史が長いので、これを直接過去の地震と比べることが
できます (図14)。

そうしますと、1700年以前に起こった magnitude 8 以上の地震がこの白丸で、magnitude
8 と 7 の間が小さい白丸。十字をつけたのが1700年以後の最近の地震です。中国、場所によ
って data の歴史が違いますが、この北京のあたりは2000年ぐらいまでいくとか、この辺が1000
年ぐらい、Tibet の方に行くともう100年もないということですが、ここでわかりますよう
に、high Q のところには地震が全然ないんです。で、low Q のところには地震がゴタゴタ起
こっている。おもしろいことは、いまこの東北中国で一番活動の激しいのが渤海湾を中心
にしたあたりなんです、このあたりは200というかなり低い Q の値になっている。

ところが、この白丸でかきましたのが1700年以前の地震で、このことは中国ではよく知ら
れているのですが、ここ数100年の間に大地震の起こる領域がどうも東の方へ数100km動いた

らしいと言われています。この古い地震の起こったところを見ると、 Q がやや高めになっています。200と400の間とか400ぐらいのところがあります。何となく、ひょっとして昔地震の起こったところがいまでは、300年もたつともう固まってしまって Q が高くなっているのではないか。昔はここは地震がなかったんですから、昔はここは high Q だったかもしれないくて、いまは活動が激しいので low Q になっている。

そういう昔のことをいまから調べるわけにいかないんですが、一つ Nuttli という人が開発しました方法で地震の intensity の map を使って、震度の map を使って Q を推定するというをやってみます。アメリカで開発した方法なんですけど、それをそのまま中国に当てはめてやってみるとどうなるか。その結果、古い地震、たぶんこの地震だと思いますが、この地震とこの地震とを比べてみたわけです。この地震、いまは low Q のところであり、この地震、いまは high Q のところにある。昔はどうであったか。

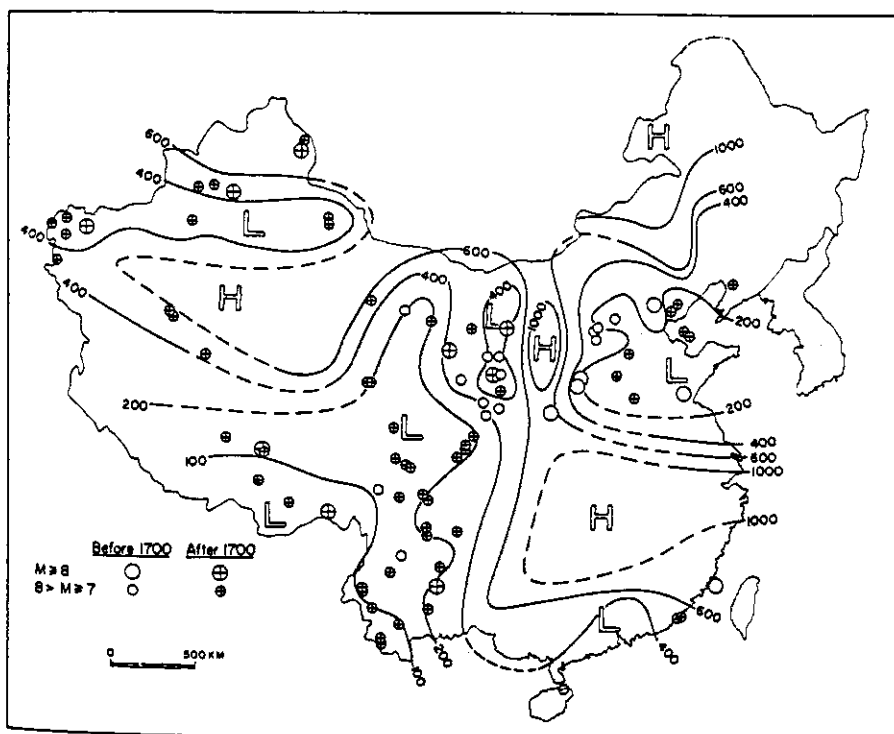


FIG. 9. Map of coda Q at 1 Hz and epicenters of major earthquakes with $M \geq 7$. Different symbols are used for $M > 8$ and $M < 8$, and also for the time of occurrence before and after 1700.

図14 Jin and Aki (1988)より

これ(図15)を見ますと、これがいまは high Q のところですが、非常に早く減衰しているように見えます。Nuttli の公式を使うと、この地震が起こったときの Q は 200 幾らであると。現在の coda の Q から出しますと、390 幾らと。Q は、昔は小さかったが、いまは高くなっている。

この場合(図16)は、いまは Q が低いんですが、いまは Q が 218 ぐらいなんですが、この震度分布を見ますと、この減衰はかなりゆっくりでして、これから Q を推定すると 570 とか。ですから、大地震が migrate すると同時に、地殻の状態をあらわす coda Q も変わったのではないかと。ですから、ここに coda Q と seismicity との関係を一つの data としてお見せするわけです。

次に、これはきょうつくった slide ですが、日本の活断層研究会でまとめられた活断層の図(図17)をこちらにお見せして、向こうに coda Q (図18)、これも、つい最近見せていただいた干場さん後藤さんによる Q inverse の 2 ないし 4 Hz の値ですが、これで見ますと、Q inverse が日本の真ん中で非常に大きくなっています。それと、この図(図17)を見ますと、やはりこの辺が一番断層の密度が多いように見えます。こういうところは断層があまり map されていないようですが、Q inverse も小さいようです。この辺も小さい。

もう一つの parameter で、これは Q inverse そのものを 2 ないし 4 Hz のところで示したのですが、slope, Q inverse と周波数との関係をべき関数であらわして、そのべきの数を見せた図が、次の図(図19)です。

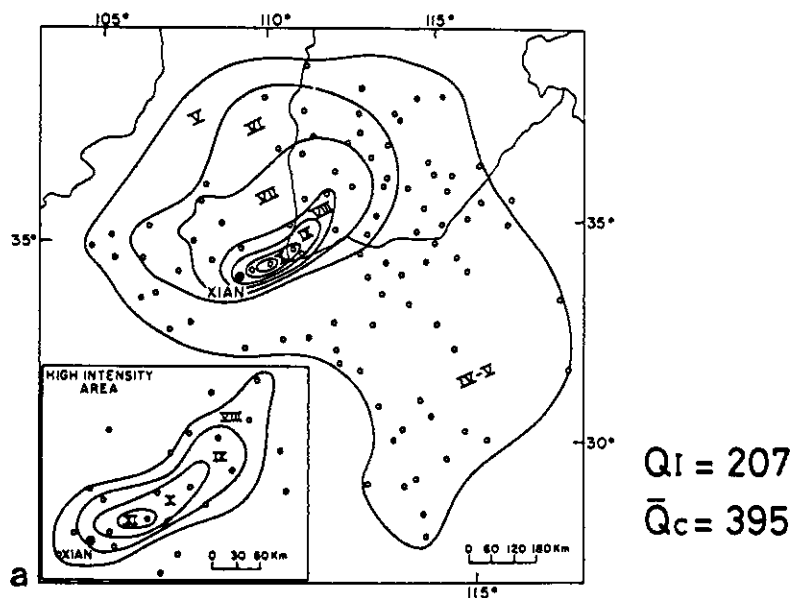


図15 Jin and Aki (1988)より

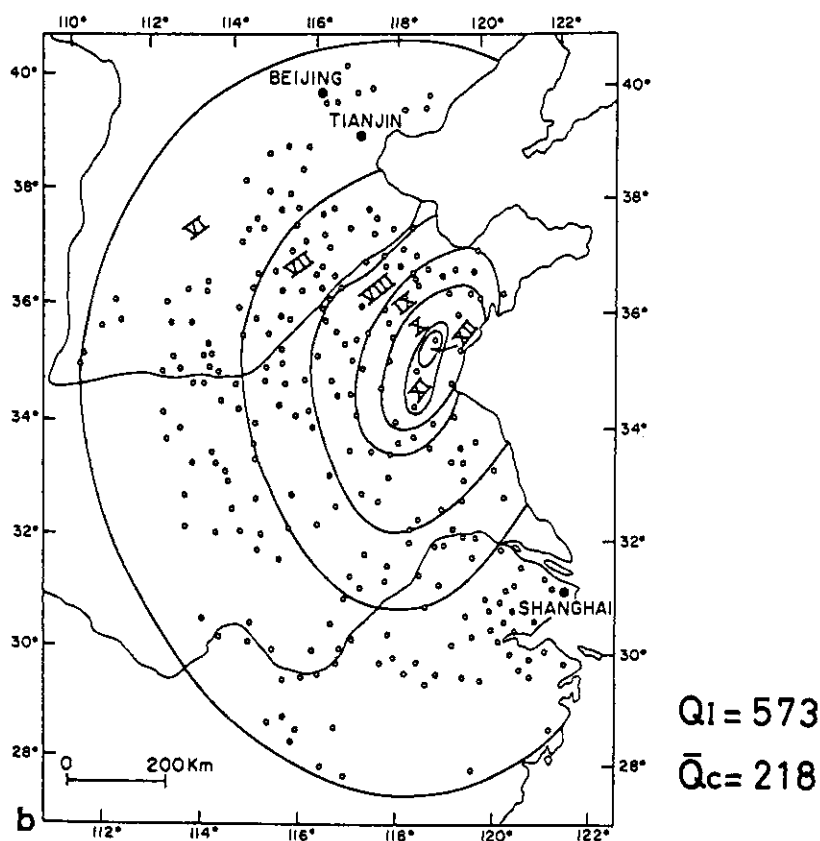


FIG. 14. Isoseismal maps for the two major earthquakes of 1556 and 1668.

図16 Jin and Aki (1988)より

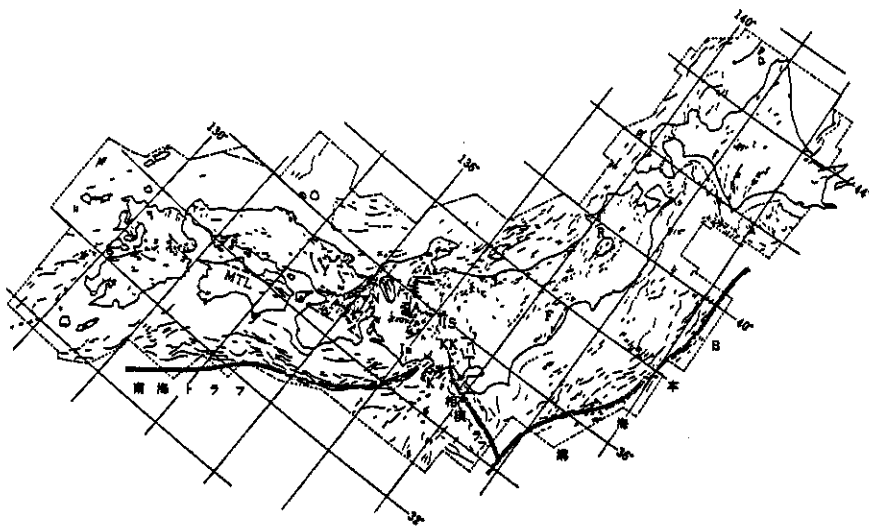


図 4.18 日本の活断層分布図(活断層研究会編(1980)*, 日本の活断層—分布図と資料—長大出版会の図に記号を追加) MTL: 中央構造線, N: 根尾谷新断層, A: 阿曾新断層, B: 北伊豆新断層, R: 駿河新断層, F: 富士新断層, T: 立川新断層, KK: 神蔵・西宮新・松田新断層, Z: 糸川川・勢田新断層, Ia: 伊予谷新断層, As: 津津川新断層, Y: 山崎新断層, 破綻線: 隼上および隼匠の震す活断層, 太黒線: 右左れ谷をもつ活断層, 矢印: 左左れ谷をもつ活断層, 細黒線: 海浜の活断層。

図17 成瀬 (1982) より

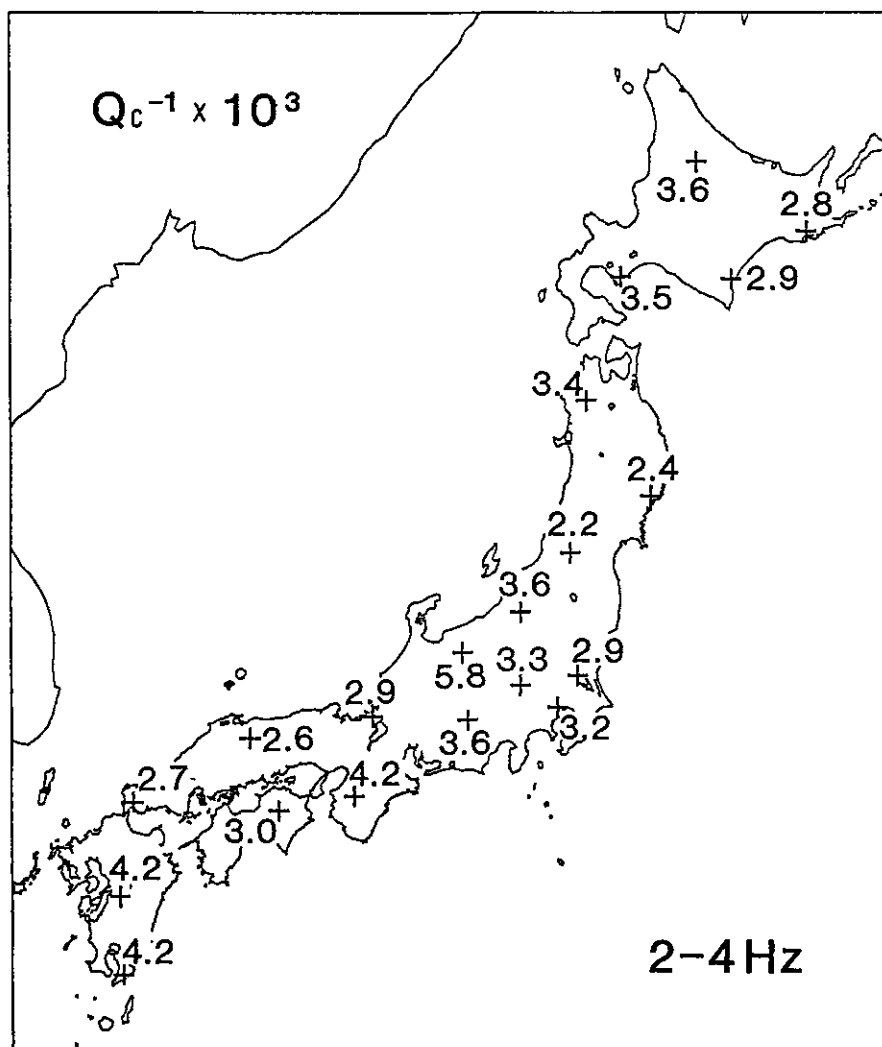


図18 干場，後藤（1988）より

これは、たとえばもしこれが0.5だとしますと、 Q は周波数の0.5乗、つまり、square root f で変わる。1だと、 Q が周波数に比例するようになります。これらを並べてみますと、非常に関係が強いように見えます。この辺が非常に大きな値、ここら辺も大きくなっています。こういうところが小さくて、ここが小さくて、ここら辺が小さいと、そうすると、断層のmapを見ますと、何か非常によく対応しているように見えます。

このslopeの物理的な意味なんですが、PAGEOPHに出しました1985年の論文で、Wu & Akiという論文がありまして、そこでこのslopeを Q がscattering lossによるという仮定のもとに調べた結果ですと、このslopeが大きいほど長いと言うか、大きいscaleの不均質が存在する。つまり、peakが低周波（といっても1秒程度ですから波長にして数km）の方で出て

くるわけで、heterogeneity, 不均質の波長の長いのが卓越していることになります。fractal dimension というような言葉を使いますと、それは fractal dimension が小さいように対応します。そういう不均質の、波長の長いやつが卓越しているようなところが、こういう断層のたくさんあるところに当たっているようです。ここにまた一つの例として、こういう地震断層とQとの関係があるのではないか。

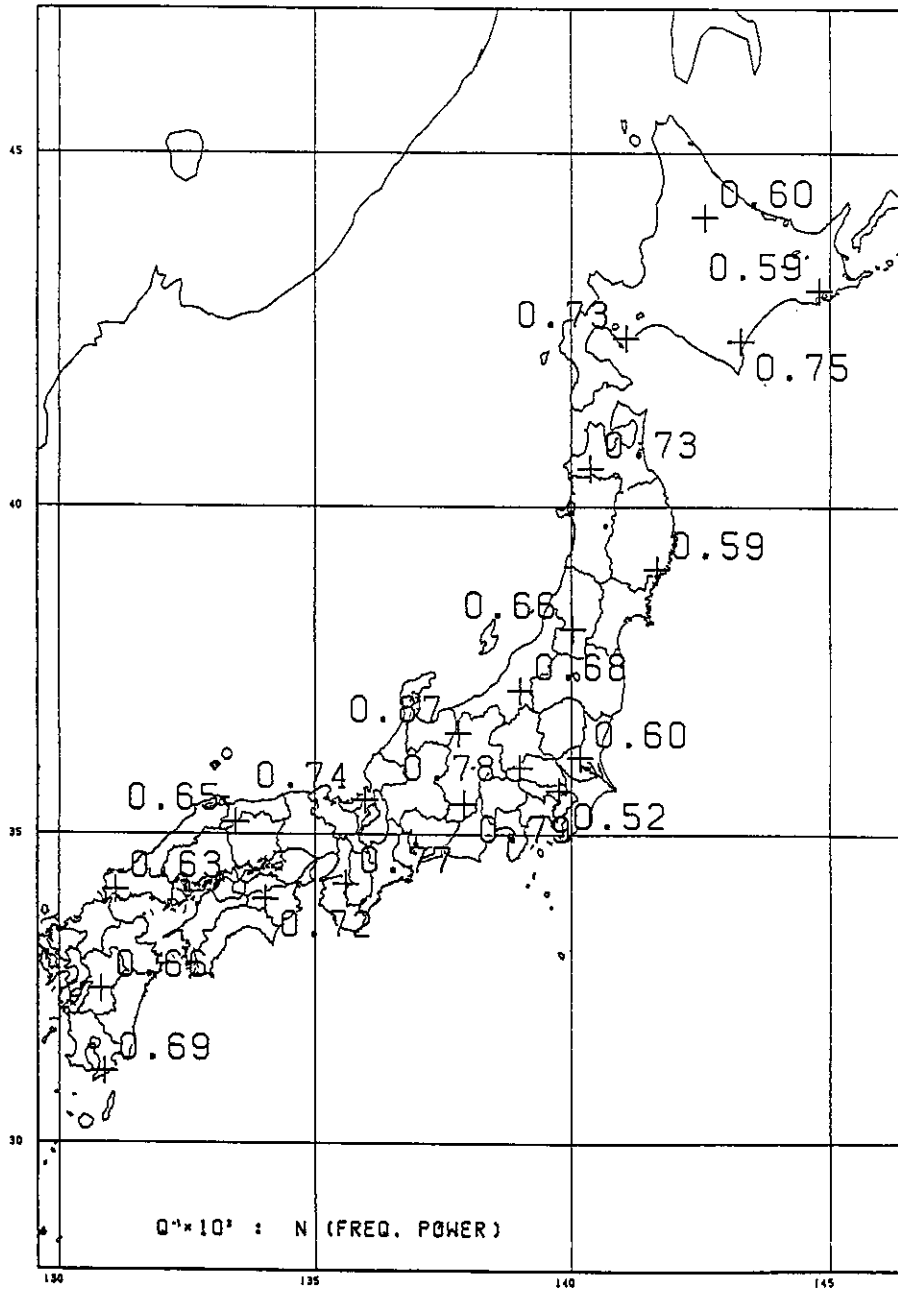


図19 干場, 後藤 (1988) より

以上のことをまとめて一つ proposition (図20) ですが, coda Q の空間的な変動は seismic activity と正の相関である, coda の Q inverse は, 大体において地震とか地震断層によってつくられた破壊面で波の energy が吸収されたり, scatter されたりして, 地震波が減衰していく, そういう大きさをあらわすのではないか, これが一つの proposition なわけです.

こういう proposition を 4 つ, きょうの lecture でやりますが, これは空間的な Q の変化, migration のところには多少時間的な変化も入ってきておりましたが, 大体空間的に見た場合, 時間的に見た場合にどうなるか, これは, 地震予知ともつながる問題で, 私どもも非常に興味を持っている問題であります, この時間的な変化は非常に複雑であります, 最近佐藤さんが大変広範な review をなさしまして, いろいろ批判されていますが, 過去のいろいろ報告されている例は非常に不満なところが多いと,

たとえば, 見かけ上この coda Q が変わったように見える場合, それがあるいは発震機構が変わったせいではないか, それから, single scattering という仮定をしておりますが, もし multiple scattering があると, time window をどう選ぶかによって Q が変わってきます, おしまいの方を選ぶと, Q が高くなるという傾向があります, その window をちゃんと決めないのもいけない, それから, 時間的に見ていくときに Q を決める材料として使う地震の震源が, systematic に変わっているかもしれない, 深さも変わっているかもしれないし, 場所も変わっているかもしれない, こういう影響が Q の変化として出てきているのかもしれない,

ある種の観測点では, たとえば断層帯の中にあるような観測点ではかなり長周期のところになりますと, 断層のやわらかいところに trap されたような mode が出てきて, それが coda に貢献することがあります, そういうような場合には, 観測点の choice によって Q が変わってきたように見えるかもしれない, それから, attenuation と思って解釈しているけれども, coda の envelope には scattering の excitation の level が変わったときに変わる可能性もあ

Proposition 1

The spatial variation of coda Q^{-1}
correlates positively with the
seismic activity.

Coda Q^{-1} in general expresses
seismic attenuation due to
scattering loss and/or absorption
by fractures created by seismicity.

図20

り、簡単に attenuation が変わったとは思えない場合もある。

また、報告されている Q の変化の模様ですが、それも非常にまちまちであって、地震によって全然変わらない場合もある。ある場合には、これは Haicheng 地震とか Tangshan 地震ですが、coda の Q inverse は地震の前にふえていて地震の後に減っているのに、 P 波の Q inverse は逆に地震の後にふえている。そういうようなことは非常に矛盾していて、どうもおかしい。あまり信頼できるものがないという批判が出ておりますが、確かにその通りで、この次に、そういう typical な例をお目にかけます。

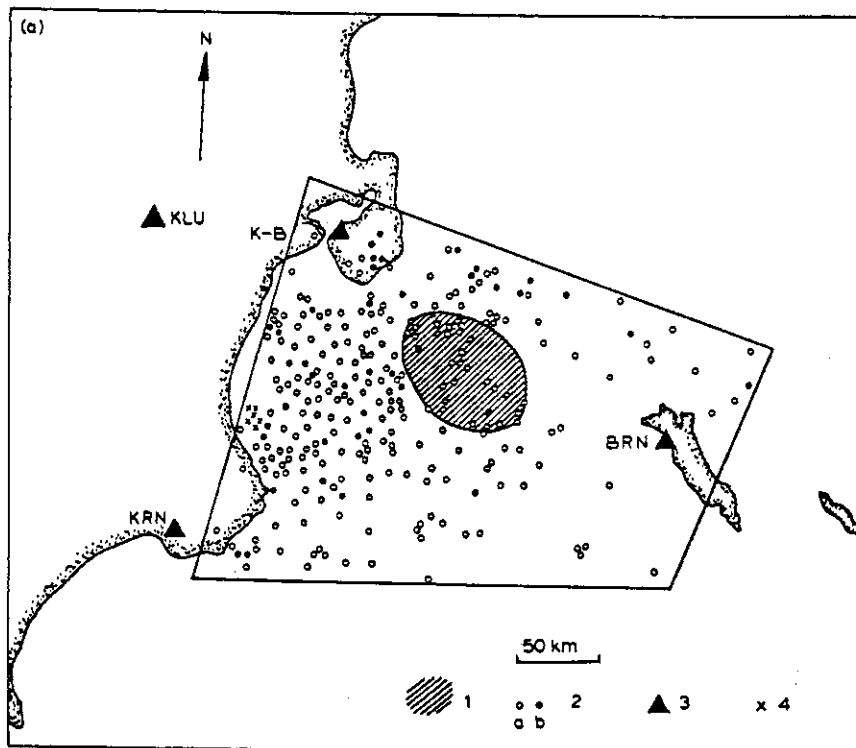


Fig. 6. Epicentral regions where coda shape variations were studied. 1 = source zone of $M=8$ earthquakes; 2 = small earthquake epicenters, a —outside and b —inside the forerunner anomaly period; 3 = seismic stations; 4 = small earthquakes which generated T-phase at BRN; such data were discarded. Maps a, b and c are for Ust-Kamchatsk, Iturup and Urup earthquakes, respectively.

図21 A Gusev and Lemzikov (1985)より

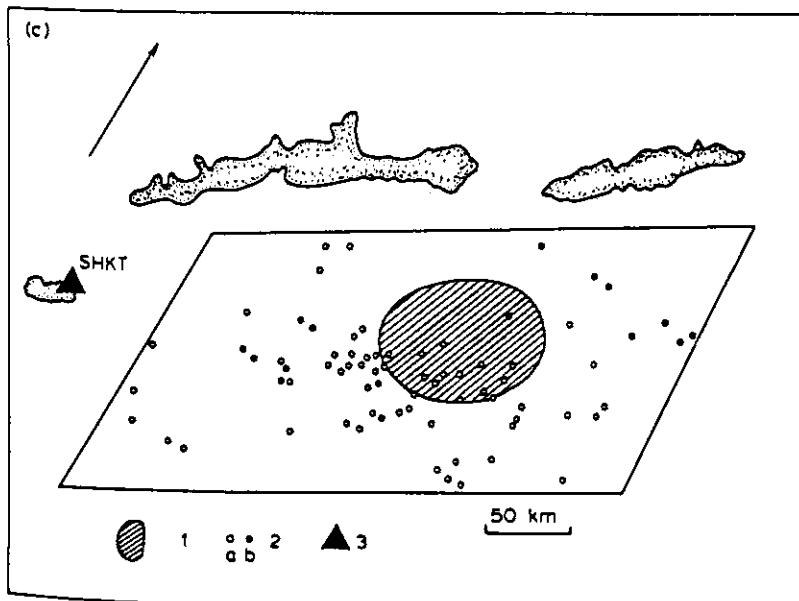
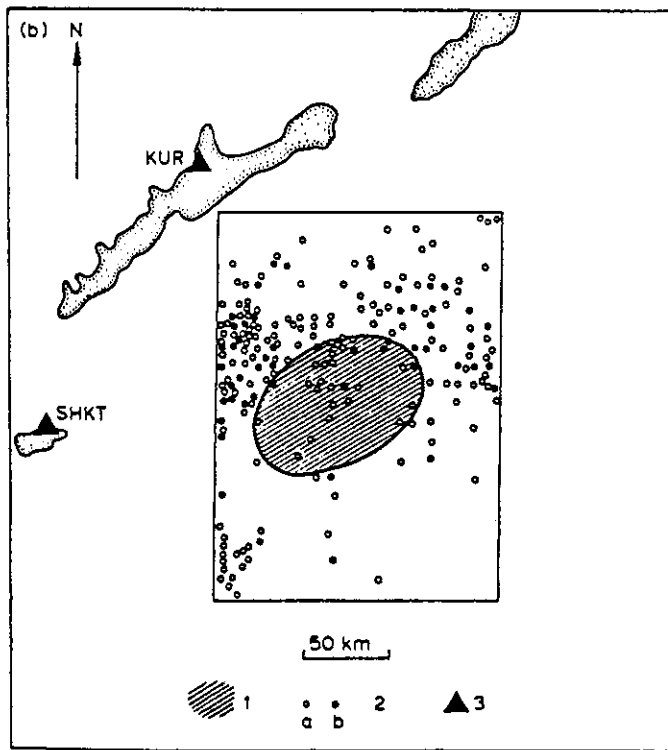


図21B Gusev and Lemzikov (1985)より

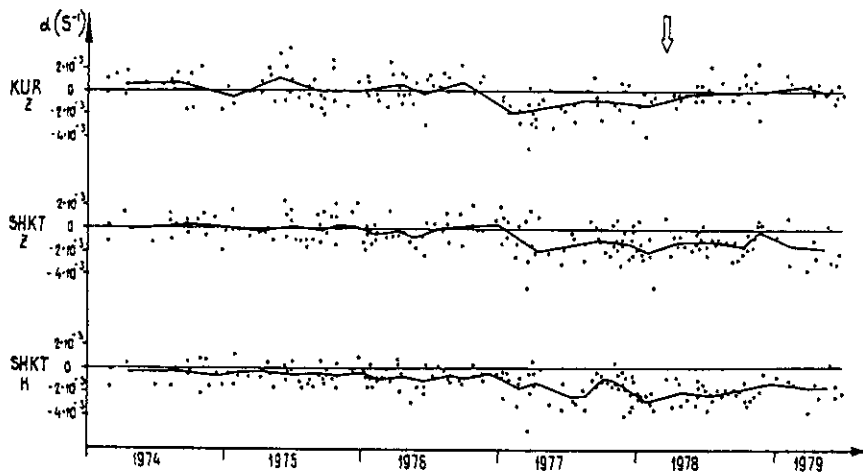


Fig. 7. Temporal dependence of α in the Iturup earthquake region for the Z-channels of KUR and ShKT and the H-channels of ShKT. Arrow shows the occurrence of the large earthquake.

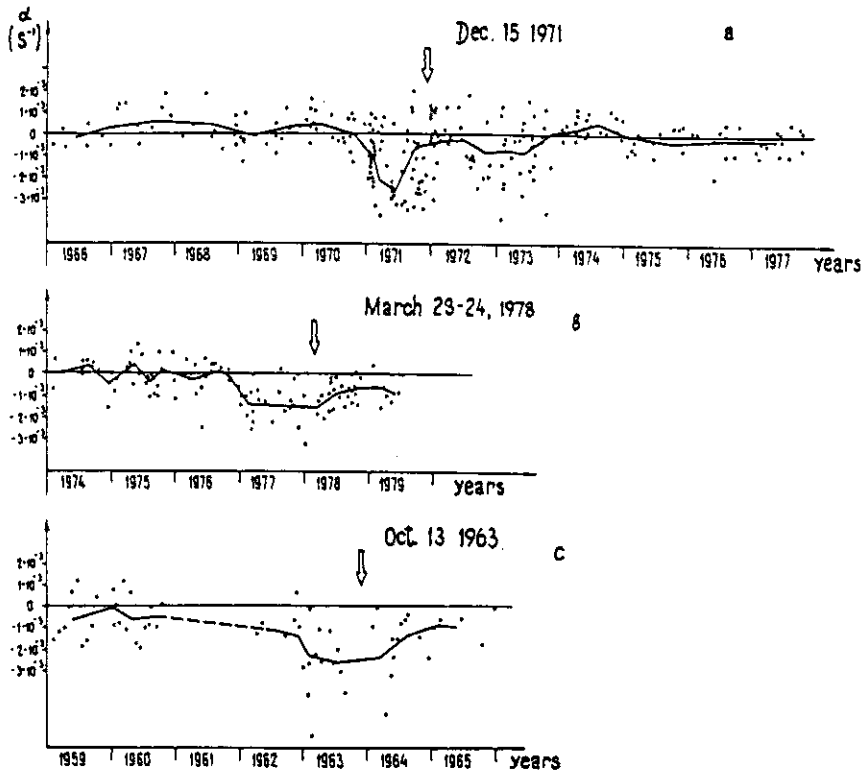


Fig. 8. Temporal dependence of α (the average value for all channels and stations) for the three large earthquakes.

図21C Gusev and Lemzikov (1985) より

まず、これ(図21)がたぶん出版されたものとしては初めてだと思いますが、これは Gusev & Lemzikov という論文で Kamchatka と Kurile、千島と Kamchatka のあたりですが、magnitude 8 ぐらいの地震があって、そのあたりに起こる小さな地震の coda の decay rate, coda の減衰する割合をある parameter であらわして、それを時間の関数として plot したものです。この parameter は下に行くほど急な減衰をあらわします。ですから、これを Q inverse というふうにしますと、たとえばこの点は Q inverse がふえている。減衰がふえている。そのふえる期間がまた非常にばらついています。観測点がかなりばらついています。その平均値をとりますと、地震の前1年とか2年の間 Q inverse がふえるようである。この形は何か昔の V_p / V_s みたいな感じであります。

この coda Q inverse が地震の前にふえるというのが、Haicheng でも Tangshan でも見られている。こういう初期の coda Q の変化が報告されたときには、たいがいそういう例であったわけです。それで、かなり楽観的な感じになっていたんですが、

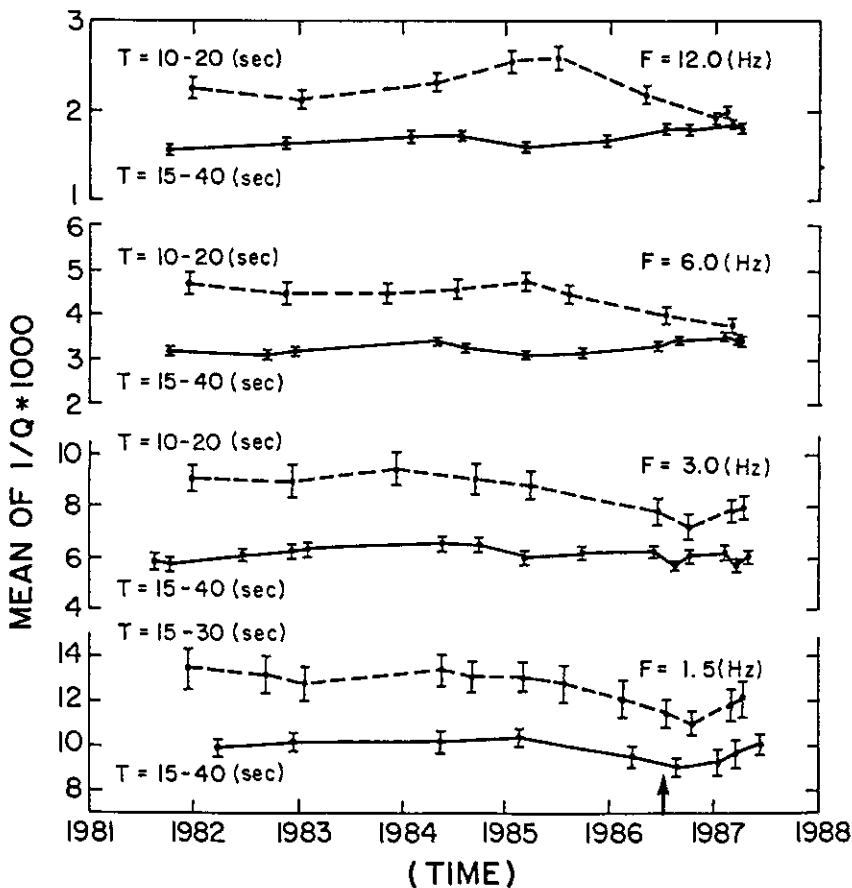


図22 Su and Aki(1988)より

これ(図22)は、先ほどのいろいろな criticism があると言いましたが、そういう批判をすべて考へに入れまして、time window もしっかりと決め、地震の観測点もかなり注意して選び、地震も注意して選んで、発震機構の変化などもあまり顕著なものはなく、震源の分布も震源の深さによる影響もない。そういうようなことをちゃんと確かめた結果、出しているものですが、これ、地震は North Palm Springs で南 California の観測網の真ん中に起こったような地震で、data は非常に豊富でありました。全部 digital で解析もやりやすくなっております。

これは、周波数1.5Hz, 3 Hz, 6 Hz, 12HzについてQ inverseをたしか20ないし30、どちらか忘れましたが、dataについて平均したものを、その平均のdataの使った地震の発震時の平均値みたいなところにplotしてあります。これが本震の起こった時間で、地震の大きさは5.8とかそんなものです。time windowとして15秒ないし40秒というのをとりますと、あまり変化しておりません。また、多少上向きの変化が短周期の方で見えますが、あまり大きな変化はしておらず、大きい目で見ると言いますか、この場合にはscattererのvolumeとしてかなり広いものを考えているわけですが、そういうところでは平均してしまうとあまり出ないが、10秒ないし20秒というかなり短いところに詰めますと、しかも、この場合にはすべて codaとしてはS波の到達時間の2倍より後を選んでおりますので、たとえばこの10秒ないし20秒という地震を選ぶときには、この地震は必ずS arrival timeが5秒以下のものになっております。ですから、S-Pにしてたぶん3秒とかあるいはそれより小さい。

そういうふうに注意をしまして、やっておりますので、こういう、いろいろ批判されていることによる影響はないと思うんですが、何かprecursorが出ているように見えます。それがちょうどGusev & Lemzikovと同じように、Q inverseが地震の前に何か大きくなっている。周波数の低いほど大きくなるpeakが早くあらわれているように見えて、あるいは周波数の低いものは大きなcrackに関係してくると思いますが、大きいcrackの方が小さいstressでも反応しやすいのかもしれませんが、何となく、これは本当にあったのではないかという例でして、この場合にはQ inverseが地震の前にふえているように見えます。

いまの二つの例はいいんですが、もう一ついい例は今度そちらでお見せします。これは地震ではないんですが、Mt. St. Helensに観測網を置いておりましたときに、ある小規模の爆発が起きました。その前と後の微小地震の記録を見えますと、観測点は火口の中に置きました(図23)。地震は、非常にその近くに起こっている地震で、一つ一つ比べても同じように見えるんですが、はっきり見せるために大体同じ大きさの地震を選んで、それを10ばかりstackしたもの、これ(図24)は爆発の前の記録と爆発の後です。

これはFehlerの結果ですが、これを見ますと一目瞭然。噴火の前にはQ inverseが大きく、非常に早く減衰している。それが、噴火の後には緩やかになっている。

この場合、Fehlerはb-valueを求めておりましたが、このQ inverseが大きいときにはb

も大きかった。Q inverse が小さくなったときに b が小さくなった。これは、実は Haicheng, Tangshan の場合と逆になっておりまして、Tangshan の場合には b -value は地震の前に小さくなっておりまして、そのときに coda Q inverse は大きくなった。

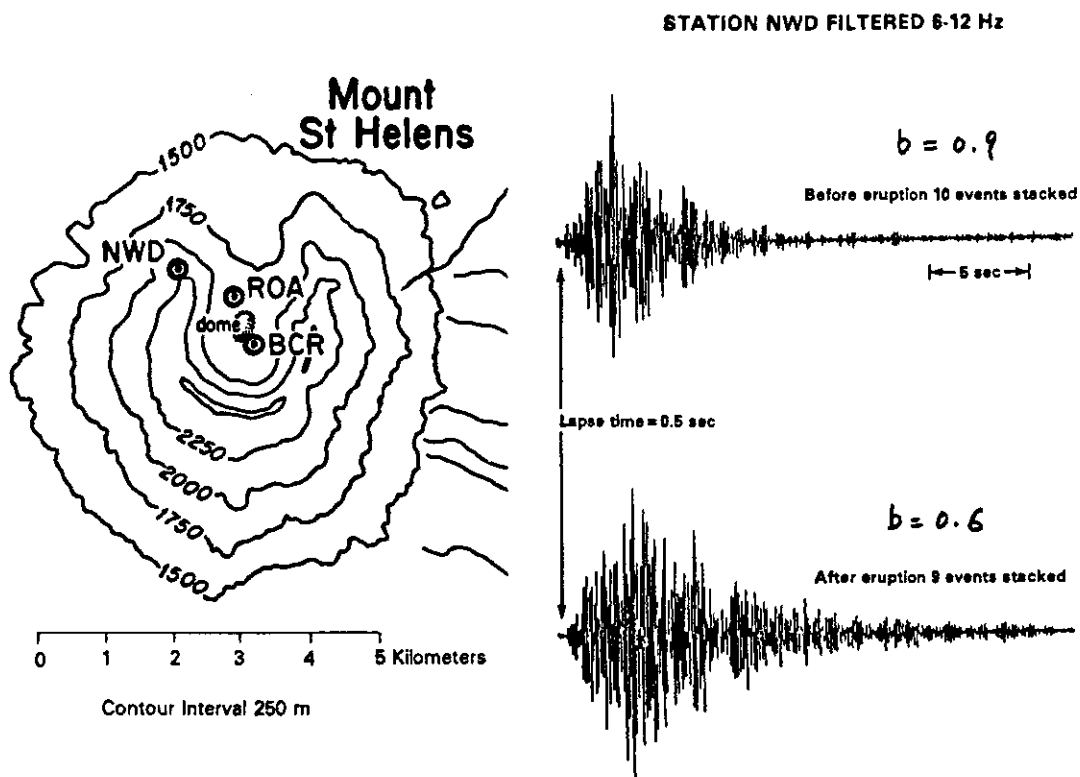


図23 Fehler, Roberts and Fairbanks
(1988)より

図24 Fehler, Roberts and Fairbanks
(1988)より

さて、それでいろいろ複雑なことになってくるわけですが、こちらのこの場合（図25）は Mammoth Lakes という California と Nevada の境ぐらいですが、histogram, Q inverse の 頻度曲線みたいなものをかいたものですが、白に抜けているのは地震の前、黒が地震の後です。これを見ますと、地震の前に Q inverse の大きい値がたくさん出ています。地震の後には Q inverse が小さくなっている。これは、Haicheng, Tangshan, Gusev, いまの St. Helens に似ているわけです。これは Mammoth Lakes のあたりで、ある caldera の中なんですが、地震は caldera の外で起こったんですが、その caldera の中で見ているとこういうことが見える。あと3枚ぐらい同じような図がありますが、次、どうぞ。

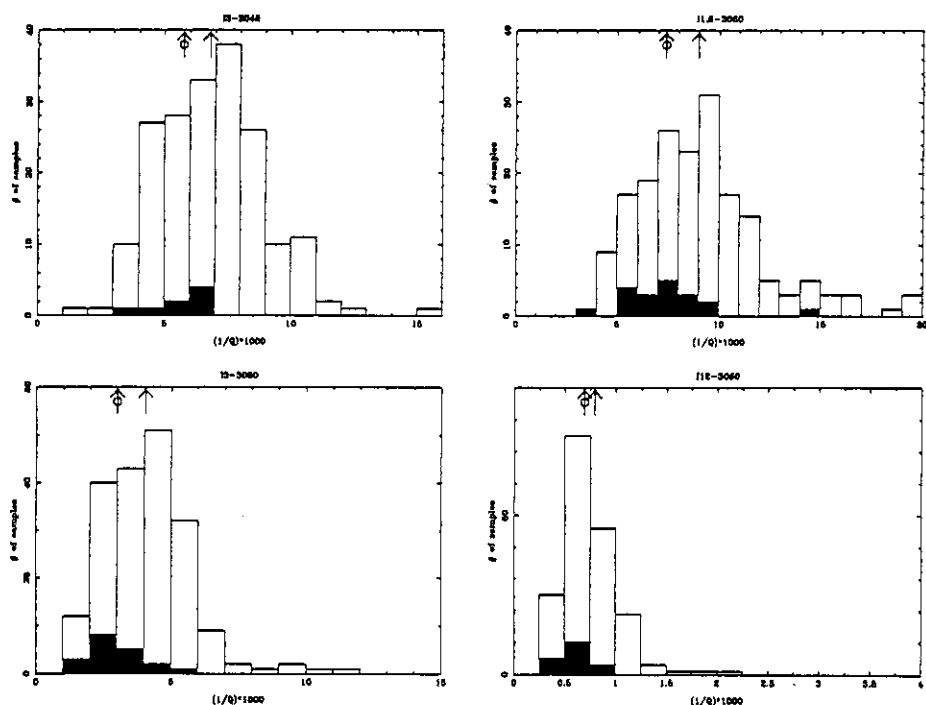


Fig. 4. Histograms of coda Q^{-1} for different frequency bands with statistically significant difference between foreshocks and aftershocks in the Long Valley caldera. Shaded area, aftershocks; unshaded area, foreshocks; arrow, mean for foreshocks; arrow with a superimposed circle, mean for aftershocks. The headings (e.g., 13-3060) give the region (I), the frequency (3 Hz) and the time window (30-60 s).

図25 Peng, Aki, Lee, Chouet, Johnson, Marks, Newberry, Ryall, Stewart and Tottingham (1987) より

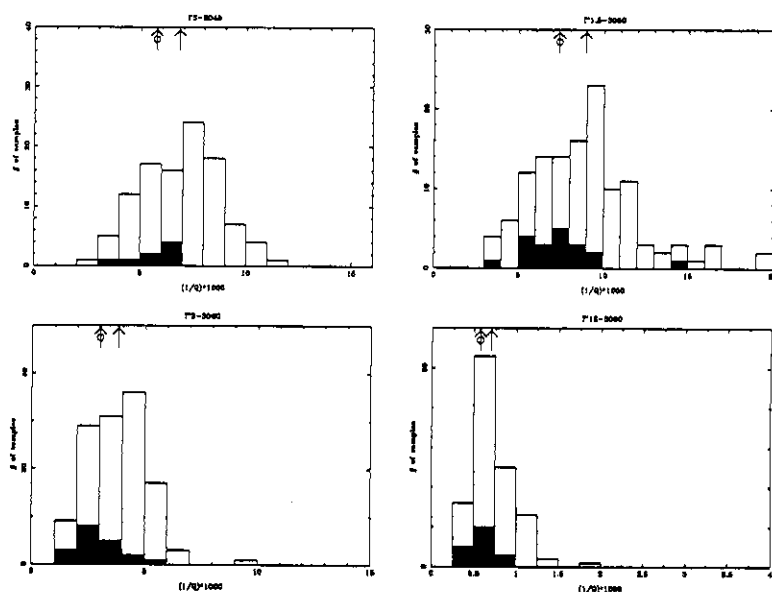


Fig. 6. Same as Figure 4 for foreshocks and aftershocks in regions I' and II'.

図26 Peng, Aki, Lee, Chouet, Johnson, Marks, Newberry, Ryall, Stewart and Tottingham (1987) より

これ(図26)もそういう caldera の中と同じような感じで、前の方が Q inverse が大きい。
ところが、震源に近いところの観測点で見ますと、逆になっていまして(図27)、前の方が
 Q inverse が小さくて、後で大きくなっている。

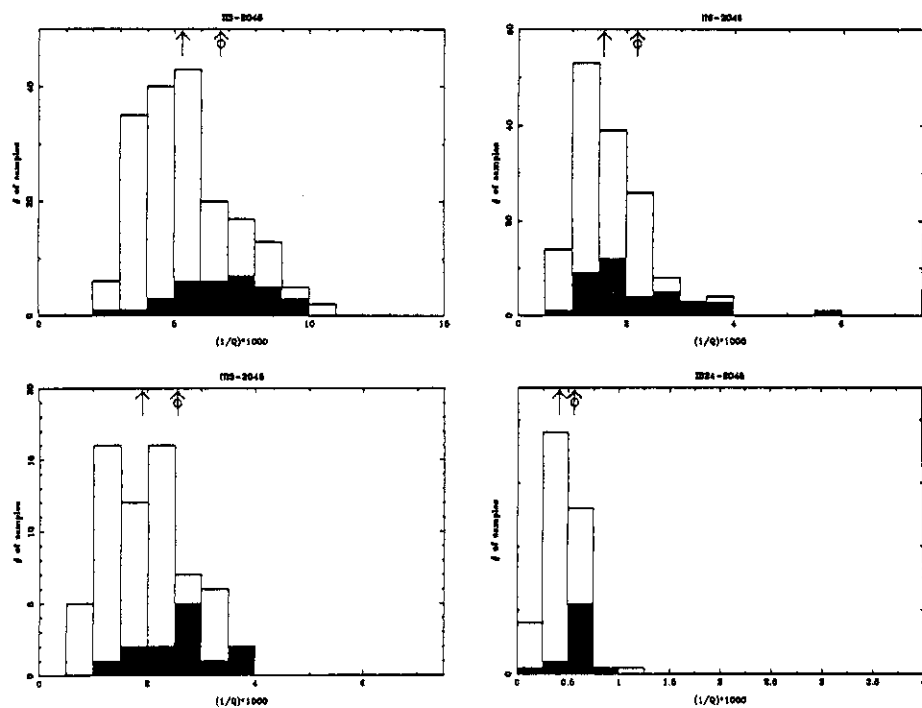


図27A Peng,Aki,Lee,Chouet,Johnson,Marks,Newberry,Ryall,Stewart and
Tottingham(1987)より

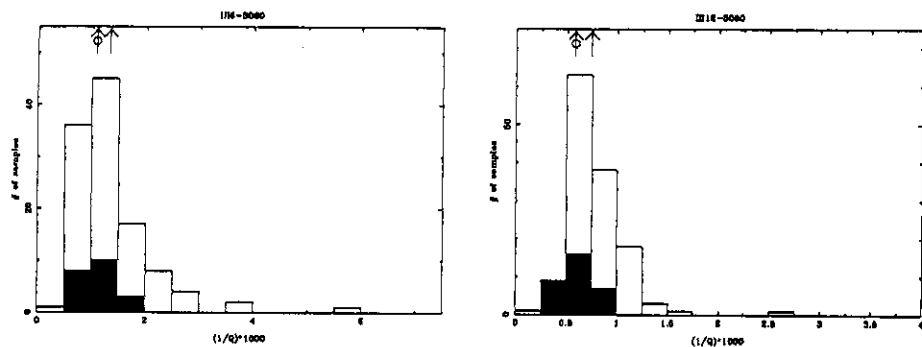


Fig. 8. Same as Figure 4 for foreshocks and aftershocks in regions II and III.

図27B Peng,Aki,Lee,Chouet,Johnson,Marks,Newberry,Ryall,Stewart and
Tottingham(1987)より

これ(図28)もたしか同じようで、周波数により、場所により、Q inverse はふえたり減ったり、何か非常に複雑なことをしているようである。ですから、時間的な変化の方は空間的な変化と比べるとQは非常に複雑である。

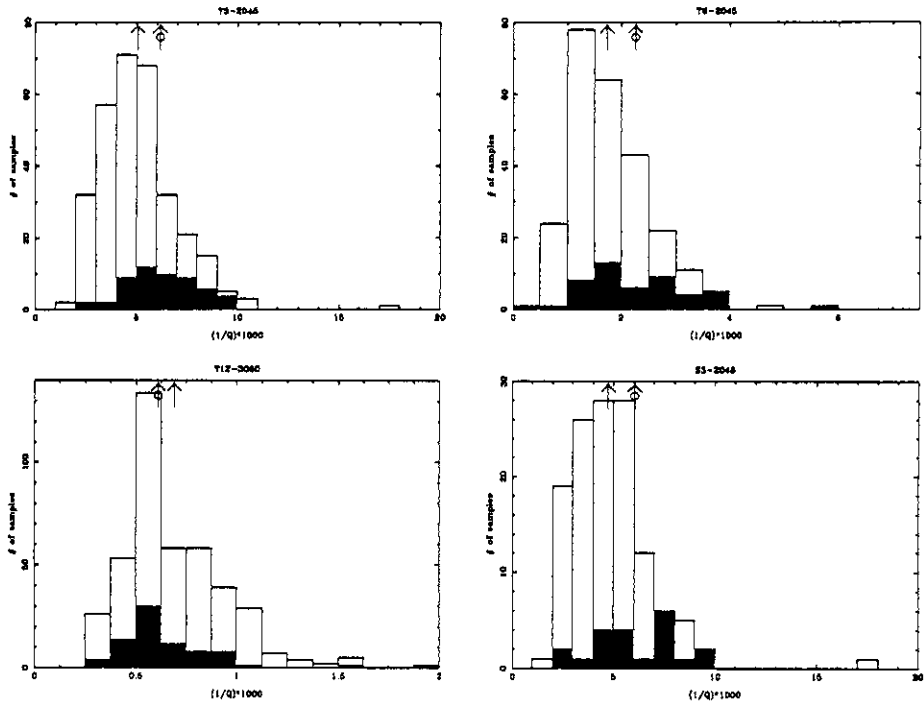


図28 A Peng,Aki, Lee,Chouet,Johnson,Marks,Newberry,Ryall,Stewart and Tottingham(1987) より

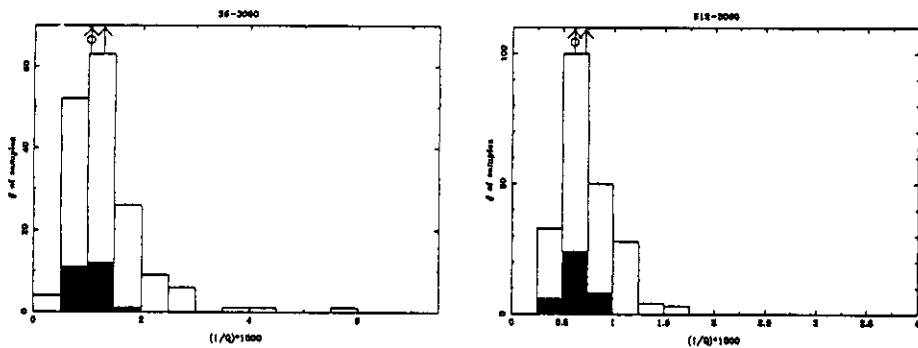


Fig. 12. Same as Figure 4 for foreshocks and aftershocks in regions 7 and 5.

図28 B Peng,Aki, Lee,Chouet,Johnson,Marks,Newberry,Ryall,Stewart and Tottingham(1987) より

ここで、一つの新しいと言うか、codaの Q 、codaの減衰を最近佐藤さんがfractal的に見て議論されているわけですが、その議論によりますと、仮にcodaのmodelとしてscattererあるいはabsorberがfractal的に離散的に分布しているものだとします。そうしますと、geometrical spreadingとさっきも言いましたが、普通だと実体波は距離の逆数に比例して減るんですが、fractalの場合にはその逆数のべきが1でなくて変わってくる。energyの場合に普通のbody waveだと距離の2乗に逆比例するわけですが、fractal的な要素があると3乗に逆比例したりしてくる。

このことを私、大変興味あると思いますのは、地震の予知現象と言いますか、seismicity precursorの中に、近ごろ特にKeilis-BorokとかUSSRの連中が非常にconvincingに示していると思うんですが、clusteringということがあります。たとえばquiescenceというのはclusteringの一つだろうと思います。それから、swarmとか、余震が非常に集中して起こるとか、たとえば岩石破壊で本震の前にAEがlocalizationするとか、そういうふうに何か破壊と言うか、fractureと言いますか、そういうものが集中してくると、そういう状態は、fractal distributionで言えばfractal dimensionが小さくなることで、そういう場合に佐藤さんの理論で見かけ上 Q inverseが大きくなる。それはexponentialに大きくなるexponential effectではなくて、べき関数的なeffectである。それをいままでわれわれは気がつかなかったわけですが、そのmodelはcoda precursorをほかの現象と非常に結びつけやすくなります。

そこで、ここにごらんにいれましたのは(図29)、佃さんが鳥取の三朝地震でcoda Q を一生懸命調べまして、それを時間の関数としてあらわしました。ここに地震が起こった、これを見ていますと、非常にはっきりとこういうquiescenceがあらわれた時期があるんだそうです。この時期は76年から80年までですが、このquiescenceの時期にちょうど Q inverseが大きくなっています。これは、proposition No.1(図20)で私が言っております seismicityと Q inverseの逆です。空間的に見たときには、 Q inverseが大きいと seismicityは大きくなったわけです。ところが、ここでは非常にみごとに Q inverseがふえたときにquiescenceになっています。

proposition No.1(図20)で地理的に見たときには、われわれはたぶんexponentialにdecayするattenuation的なものを見ていた。しかし、ここで見ているのはひょっとするとfractal dimensionの変化とclustering。clusteringによる影響もかなりlocalに変わっている。そういうものを見ているのではないか。そういうふうに見ますと、一見spatial variationとは矛盾することですが、そういう意味で説明できる。

もう一つ、ここで非常にきれいに outcomes 出ている結果(図30)なんですが、井元さんがb-valueをこの地震で決めておられます。井元さんの方法は、b-valueを決めるのに非常に時間、空間、適当なsmoothnessを保たせながら決められているわけですが、この場所、つまり三朝地震の起こったところのb-valueをやりますと、この地震の前にbが大きくなっています。これ

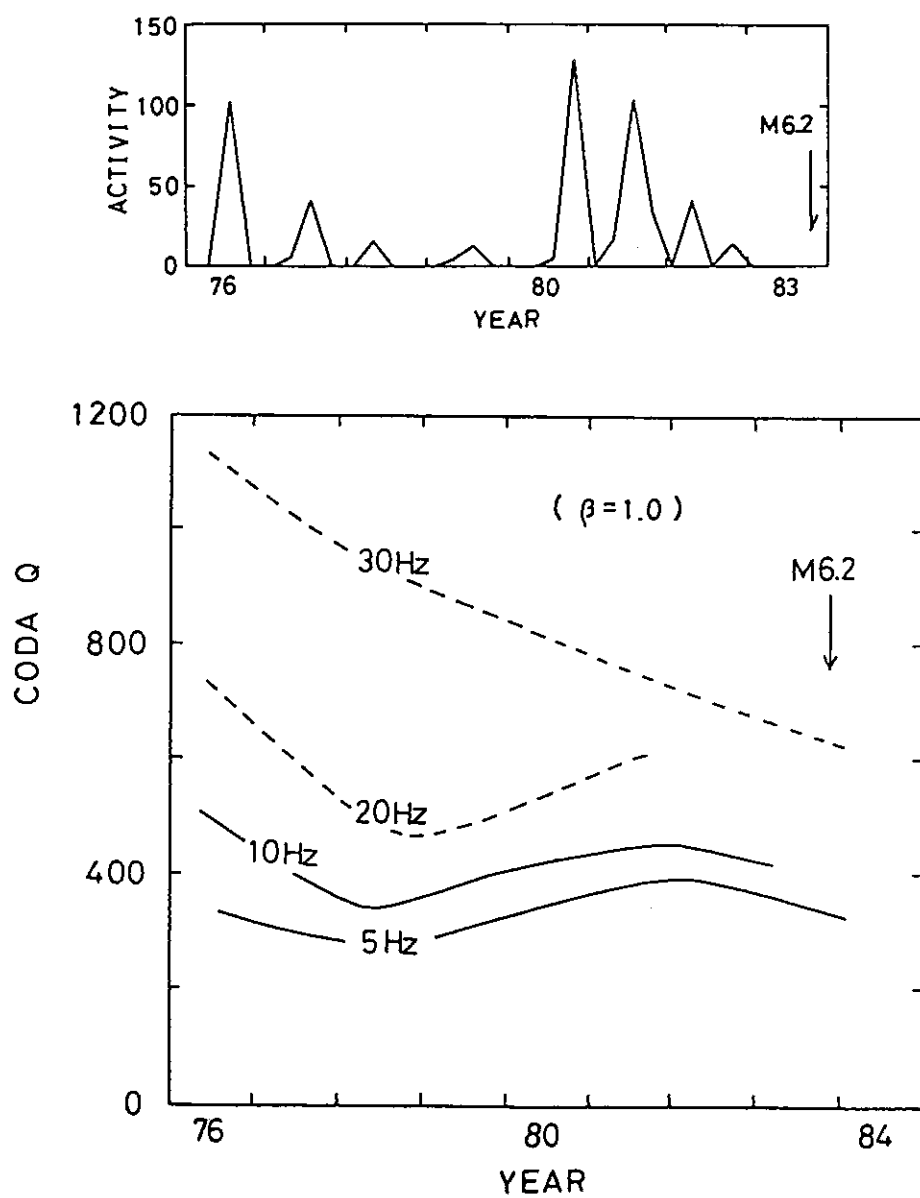


図29 Tsukuda (1988)より

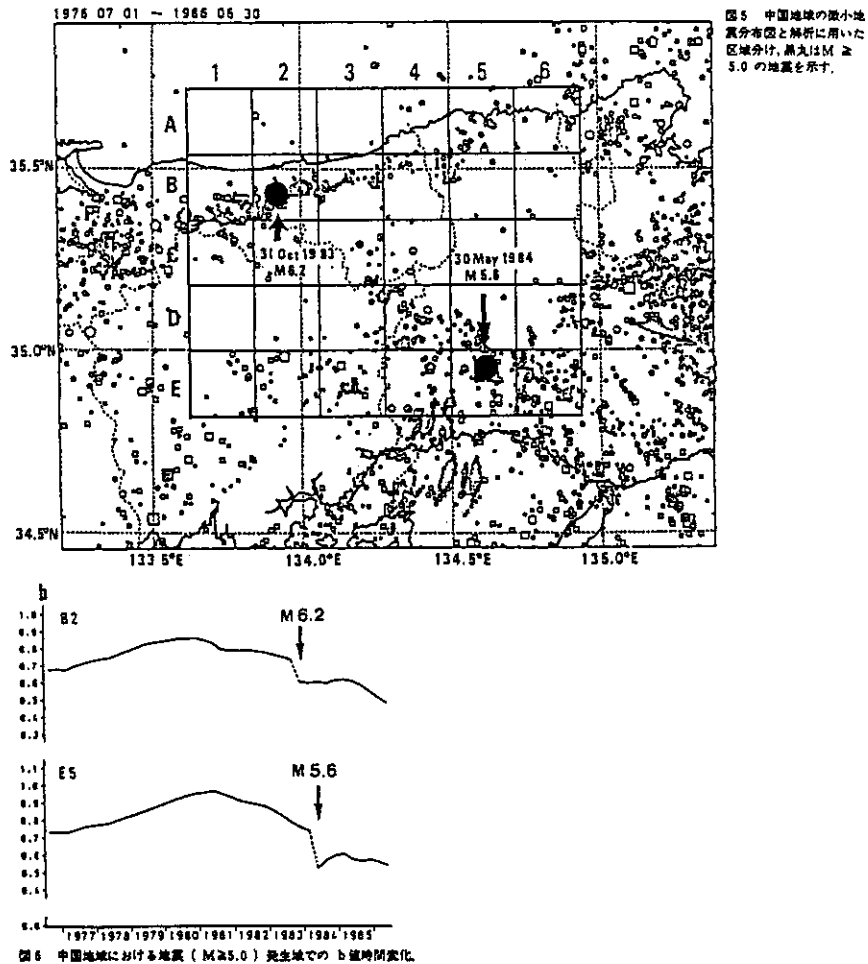


図30 井元 (1988) より

は、普通 b-value というのは地震の前に小さくなると言われているわけですが、b-value が大きくなっている。この b-value が大きくなっている時期はまさに quiescence の時期で、その時期は Q inverse が大きくなっている。つまり、その時期には fractal dimension が小さかった。つまり、dimension が小さいと b は大きくなり、Q inverse が大きくなる。

これは私自身の idea で、前に fractal dimension と b とを関係づけたことがあるんですが、それとは矛盾しますが、たとえば平田さんが AE の laboratory の実験で出されておる結果によりますと、fractal dimension が小さくなると b は大きくなる。それとこれは合います。

こういう要素を入れますと, coda Q inverse というのは非常に複雑な量であって, clustering というのは, 結局 fracture が存在していて, それがどういうふうに分布するかということですが, その clustering が起これば fracture の集中したところと集中しないところが出てきて, 集中しているところでは absorption みたいなのがふえるでしょうし, 集中してないところは absorption みたいなのが減るでしょうし, ですから, Q inverse がふえたり減ったりするいろいろなことが起こっていいかもしれない。

ということで, proposition No.2(図31). つまり, spatial variation と比べましても, temporal variation は seismicity とは関係しているけれども, 関係は非常に複雑である, fractal dimension みたいなものが変われば, それに応じて absorption みたいなものが変わるわけですが, それだけではなくて, clustering ということが起こると, geometrical spreading の方が変わりまして, 見かけ上の coda Q inverse が初めの方を見ていると, negative に seismicity と correlate する. つまり, high Q inverse が quiescence に対応する可能性がある。

Proposition 2

The temporal variation of coda Q^{-1}
is also related to seismicity, but
the relation is more complex than
the spatial variation.

In addition to the change in
coda Q^{-1} due to change in fracture
density, a clustering of fractures
will increase the apparent coda Q^{-1}
at earlier shorter window, and
may negatively correlate with
seismicity, namely, high Q^{-1} for
quiescence .

図31

30-60 Sec (1.5 Hz)

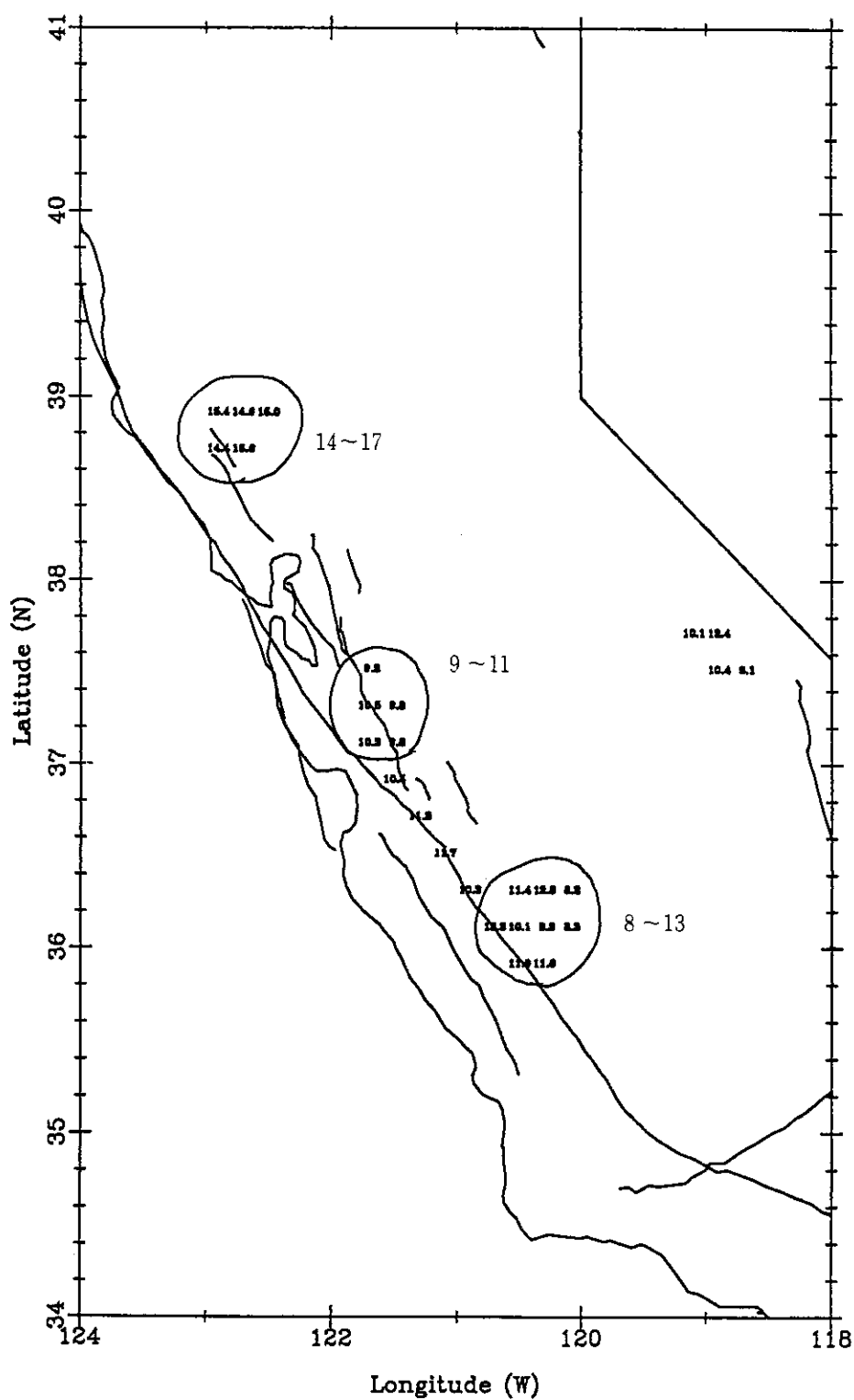


図32

20-45 Sec (1.5 Hz)

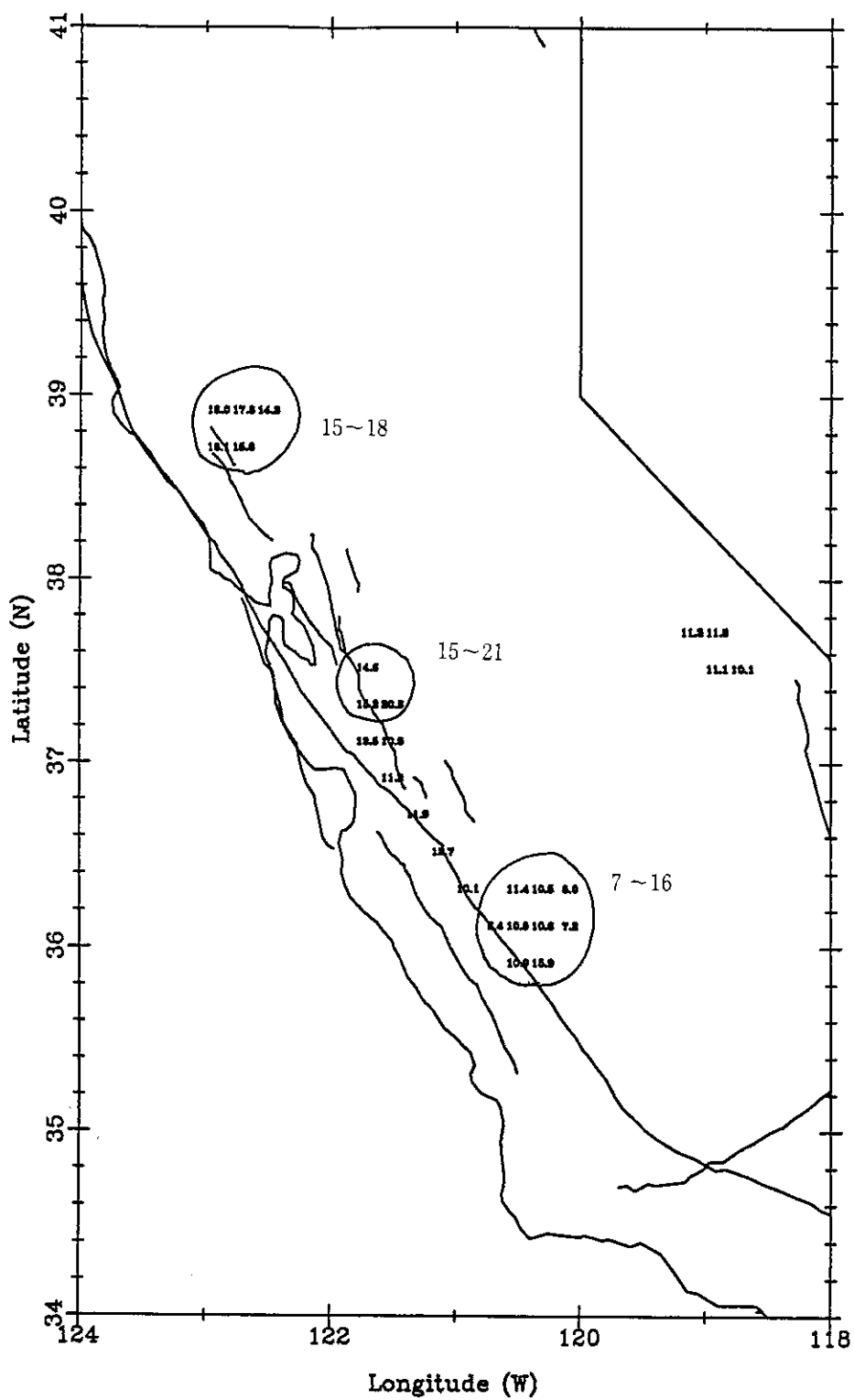


図33

これ(図32, 33)は, California の2, 3年前のある時期の coda Q inverse を Central California で調べて, これが1.5Hz のところで time window 30ないし60秒というところで見えているんですが, これが San Andreas 断層で, これがかの有名な Parkfield というところで, ここの Coalinga というところにも地震がありまして, Parkfield, この辺で地震を待っているわけです, ここは Geisers Clear Lake Area と言いまして, これは Geothermal area で, ここは非常にもう破碎されておりまして, Q inverse の大きいところです. これは, unit は 10^{-3} だと思いますが, その unit で Q inverse がここで8から13とか9から11とか14から17という値になって, これが大体その辺の広い, そのあたりの平均値みたいなんですが, これの time window を短くしますと, 何か異常なことが出てきます. 先ほどの考えでは, time window を短くして, これで20秒ないし45秒ですが, もしもこれが非常に大きくなれば local な clustering の影響が出てくるかもしれない.

これを見ますと, Parkfield の辺はあんまり window の大きいやつと違わないんですが, こもそんなに違わないんですが, このあたり, Morgan Hill というのがこの辺で, ここが1983年ころに magnitude 6 ぐらいの地震があつて, この data はその地震の後なのですが, local な Q inverse が非常に大きくなっている. これと比べて異常に大きいので, そうすると, ここで何か clustering が起こっているのかもしれない. ひょっとすると, Parkfield でみんな地震を待っているけれども, むしろこの南で起こらないで北の端で起こるのではないかというようなことに, こういう図を使えるんじゃないか, つまり, Q inverse の map をつくってそれを見ていれば, 次にどこに地震が起こるか, いつではなくて, 次にどこに起こるかというようなことがわかんと言つてはなんですが, そういうことと比べていったらおもしろいのではないかと思います.

Proposition 3

The clustering of fractures
can cause a variety of precursory
phenomena: swarm, burst,
quiescence, high b -value, and
high coda Q^{-1} .

Increased clustering means
decreased fractal dimension D .
Except for coda waves sampling
declustered areas, coda Q^{-1}
correlates positively with b -value,
and negatively with D .

図34

これ(図34)が第3番目の proposition ですが、clustering というのはいろいろな precursor phenomena を起こし得ると、これは、Keilis-Borok の言っている swarm とか、burst というのは burst of aftershocks と言いまして、本震の前にそれより小さな地震が起こって、その地震に伴う余震が非常に多い、そういうのを burst と言うんですが、一種の clustering だろうと思います。quiescence というのはいろいろな人が調べていますが、往々にしてある magnitude 以上起こります。threshold magnitude の決め方で quiescence の pattern は非常に変わるんですが、quiescence がある magnitude 以上起こるということは、もしも b-value をそれよりも小さい地震と一緒に調べていけば、b-value は high b-value になるはずで、ですから、quiescence というのと high b-value というのとは同じ場合もあり得ます。で、high b-value は high Q inverse ではないかというのが fractal 的に見た Q の変化の解釈。

clustering の増加は fractal dimension の減少を意味する。それで、clustering が起こったときにちょうど fracture がなくなったところを coda が sample していると、Q は高くなるかもしれませんが、そういうことがないと仮にすれば、coda Q inverse は b-value と正の相関になり、dimension とは負の相関になる。

これから、こういうふうな目でいろいろな seismicity とか coda Q を見ていきたいと思うんですが、一体物理的な基礎、fracture というものが coda の scattering も影響するし、いろんな precursory な clustering にも関係してくるわけですが、いままで地震学でいろいろと地震の mechanism とか調べてきているわけですが、そういう点から見てもう少しこういう関係の物理的な基礎がわかればいいわけです。それで、まず地震の断層というものをどういうふうに考えてきているか、その地震の断層に働く摩擦の力とその変位の関係とか、いろいろな model が出ておりますが、そういう model から見たときに coda の scattering で見ている fracture というのは、どういう点に位置しているか、次に幾つか slide でお見せしたいと思います。

まず、典型的な slip weakening というような friction、摩擦の法則で、たとえば非常に簡単な考えですが、こちらが断層で、ここが断層の先端で、こちら側はまだ壊れていないところだとします(図35)。そうすると、この遠くの方では初期の stress σ は zero、この断層の tip に来ますと、stress concentration が起こりますから、これは大きくなります。ここにある有限な非弾性変形の領域をつくりますと、これは無限にふえないで、あるところからこう下がります。断層面の中では、これが dynamic friction level ですか、ある値に落ちるわけです。

こういうふうに stress が落ちる間に、slip が少しずつすでに起こっているわけです。この slip が起こる起こり方、非弾性的な変形が起こっているところにおける slip と stress の関係をここにかいてあります。これが stress でこれが slip でこういう法則に従って、これは slip weakening、stress が、slip が増加するとともに弱くなる。これが地震のような instability を生ずるわけですが、この面積がいわゆる Griffith の energy、単位面積当たりの断層面をつく

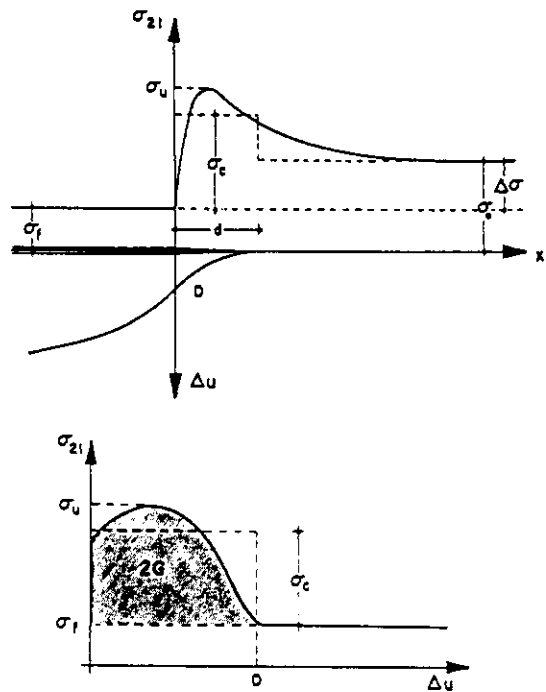


FIG. 10. (Top) Smoothing of the stress singularity appearing in Figure 9 due to the presence of the cohesive zone of length d which is assumed to exist just behind the crack tip. The slip necessary to break the bond of the cohesive zone completely is denoted by D . The average value of the cohesive stress, assuming the latter to be uniformly distributed over the cohesive zone, is denoted by σ_c . (Bottom) A schematic representation of the constitutive law (cohesive force diagram) of the "slip weakening" model.

図35 Papageorgiou and Aki (1983)より

るのに要する energy になります。

このような形の stress slip 関係というのは、いろいろな人がいろいろな地震の model に使っています。たとえば Papageorgiou と私は強震動の解釈に特に f_{max} という、断層が発生し得る最高の周波数というようなことの解釈に使っていますし、W. Stuart という人はこういう model を使って、recurrence behaviorを出したりしています。断層の上で地震が何回も起こってくる現象を simulate したりしています。この model の一番もとになるのは、この非弾性的な領域、あるいはこれを breakdown zone などという言葉で言ったり、cohesive zone と言ったりしています。最近 breakdown zone という言葉が一番はやっていますが、この大きさが一体どのくらいのものであるか。それから、この breakdown zone が本当に壊れ切るまでに必要な slip を critical weakening slip、この D と言いますが、これがどういうもので

あるか。

いろいろな室内実験が行われておりまして、このDがたぶん断層面の粗さと言いますか、roughnessに関係するのではないかと、このcritical slipとbreakdown zoneの大きさとは非常に関係がありまして、ここでもわかりますが、結局これは非弾性ひずみがこの中で生じているわけで、大雑把に言いますと、これが大体1,000対1といった感じになっています。Dは、この量、この長さとのslipの大きさとの比は1/1,000、いろいろな観測から、この大きさがどういうものであるかということがこれまでにでも出てきているわけですが、次のslide(図36)をお見せしますと・・・。

これがさっきのf maxというやつで、これは1週間前にもちょっとお話ししましたけれども(第1回講演)、site effectをもう取り除いたという仮定のもとですが、取り除いた後にまだある周波数以上になるとこの加速度spectrumが減ることが出ています。これが大体10Hzぐらいに出てきております。このf maxというのは、もしもsourceによるとすれば、いまのbreakdown zoneの大きさを破壊の伝播速度で割ったようなものの逆数、そういった感じになります。それでやりますと、大体そのbreakdown zoneの数100mという大きさが出てきます。この前もちょっとお話ししましたが、このf maxと小さい地震のcorner frequencyとの間に何か関係があるようです。

これ(図37)は、corner frequencyとmomentの関係が、普通のself similarの場合にはこういう1対3のslopeになるわけですが、ある程度地震が小さくなるとこれがあまり変わらなくなってcorner frequencyが一定になる傾向がある。この傾向が、大体corner frequencyが10Hzのときに出てくる。これは、ちょうどf maxがself similarな関係とぶつかるころであって、この二つの間に何か関係があるのではないかと前から私は思っているわけです。その考えとしては、breakdown zoneの大きさより小さい地震は起これない。一番小さい地震は、breakdown zoneの大きさ、ある与えられたfault zoneについてはそういうものになるんじゃないか。その大きさがちょうどmagnitudeで大体3になるわけです。もしこういうことがあるとしたら、頻度分布、frequency magnitudeの関係にもあらわれてくるはずで、私の結果ではそういうことがどうもあるみたいである。

これ(図38)は、Newport-InglewoodというLos Angelesの断層の中に地中地震計を置いてあるんですが、それを使って決めたものです。どうも、このmagnitude 3よりも大きい地震で決めたslopeによって期待されるよりも、実際に起こっている地震の数は非常に小さくなって、magnitude 0ぐらいでは1/10ぐらいになっている。そのズレはmagnitude 3ぐらいから起こっているのではないかと、つまり、ある与えられた断層ではこのbreakdown zoneというものの大きさがあつたり、criticalなweakening slipがあつたりするために、そういうslipやbreakdown zoneの大きさに対応するような地震よりも小さいものは、起こりにくくなってくる。その断層の外には起こるわけでしょうけれども、その断層そのものには起

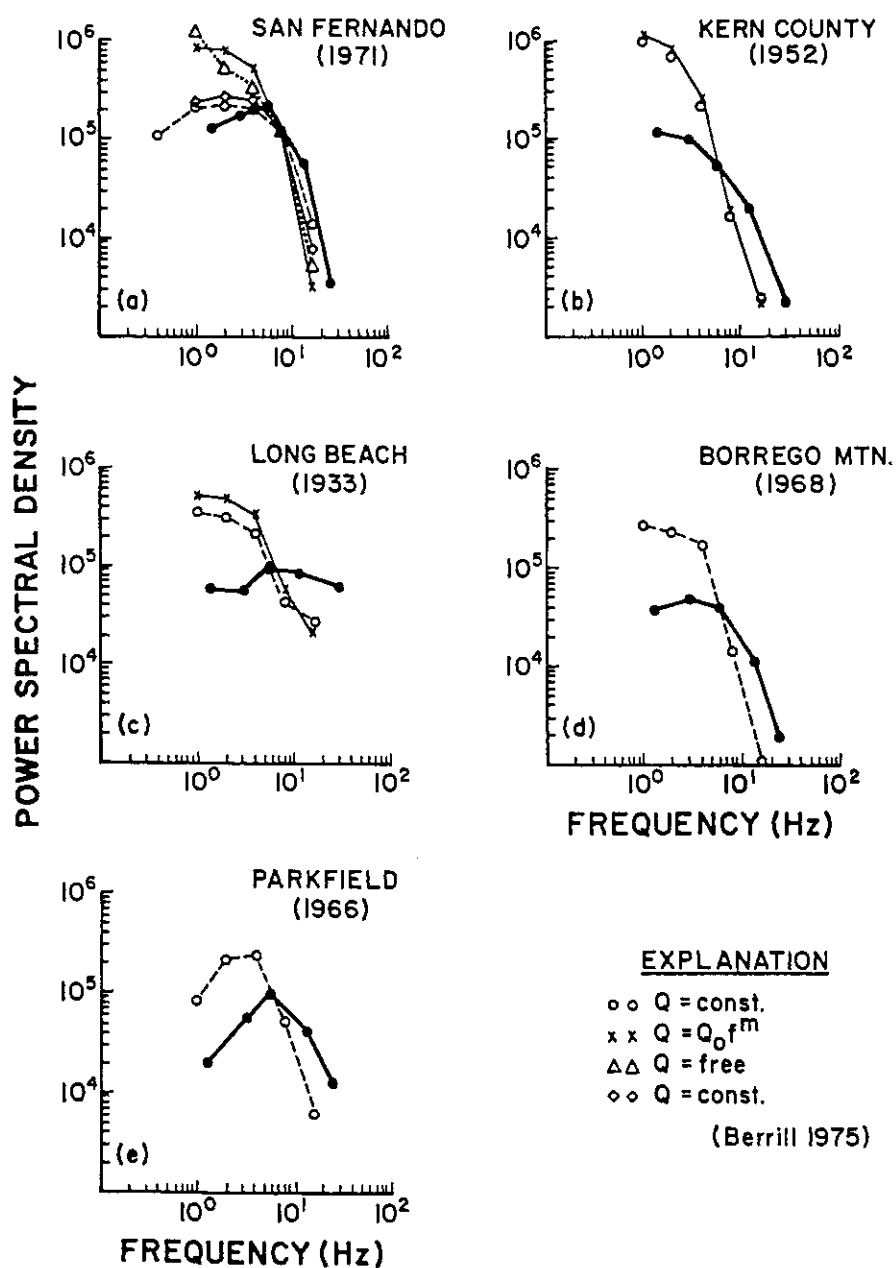


図36 Aki and Papageorgiou(1987 or 1988)より

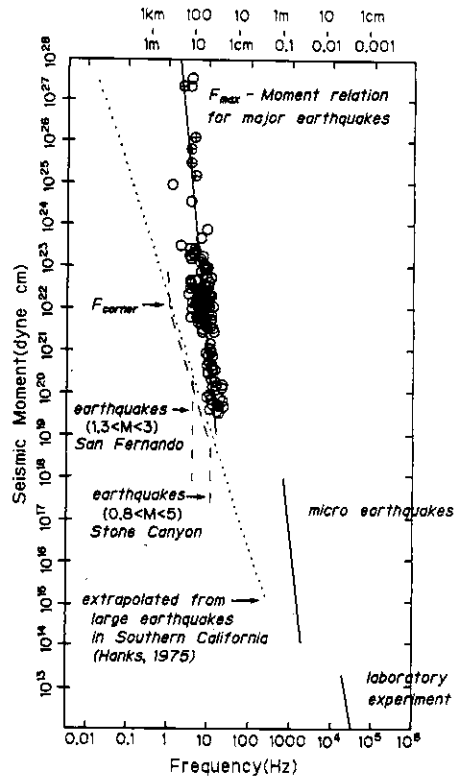


図37

りにくくなってくる。そういうことが、こういう関係に出てくるのではないか。

これ(図39)は、ちょっと話は違うんですが、断層の trace が簡単な直線でない。これは San Andreas 断層ですが、ある場所ではこのように直線になっていますが、ほかの場所に行くとこう branch になったり、何本も平行になったりしています。これを大久保君という人が fractal な idea で整理してみたんですが、こういう小さな丸を scale に使って、こういう丸で全体の断層の trace を cover しようとするわけです。もしもこの丸が非常に大きければ簡単に cover できますから、丸の数は断層の長さ÷丸の直径、そういう形になります。しかし、こういう細かいのを使っていきますと、丸がたくさん要るようになります。丸の数に直径を掛けたものがだんだん長くなってきます。total の丸の数×直径、つまり、こういう複雑な sub faults まで入れた断層の total な長さというものを、この scale の関数として plot してみますと、次の図(図40)になります。

これは scale の丸の半径をこちらに plot して、こちらに行くほど丸が小さくなっておりま。小さくなりますと、この断層の total の長さが長くなってくる。だから、この関係から fractal dimension みたいなものが出るわけですが、ここで興味があるのは、ある程度以上大きくなり

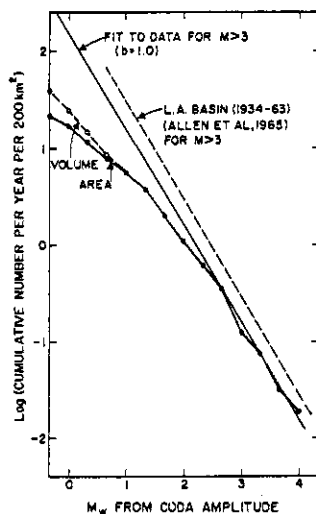


Fig. 5. Cumulative number of earthquakes per year and per 200 km² obtained from the data shown in Figure 4 lying below the detection limit. The curve labeled "Area" is obtained by dividing the number of earthquakes by the square of the r_{90} at detection limit. The curve labeled "Volume" corrects for the effect that the total depth range of seismogenic one is not sampled for $M < 1$. The observed curve for $M > 3$ shows a clear departure from the extrapolation of empirical relation for $M > 3$.

図38 Aki (1987)より

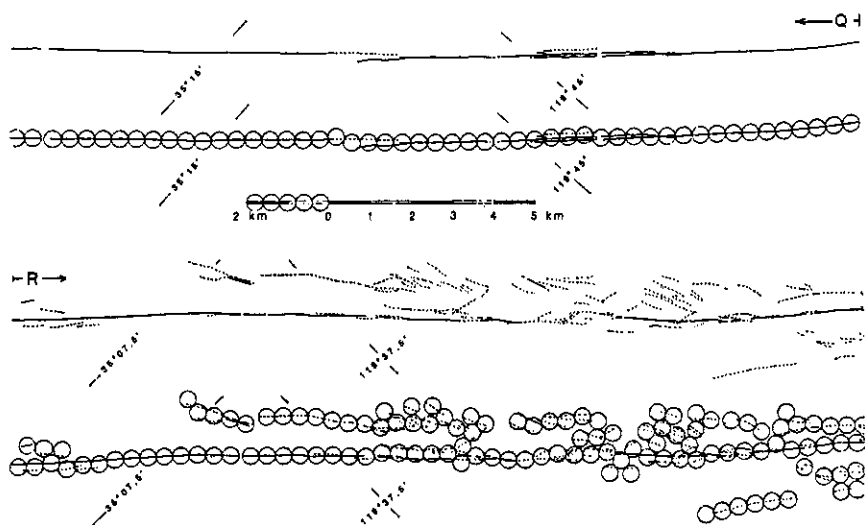


Fig. 6. Adjoining southern end of subset Q and northern end of subset R showing most recent fault breaks mapped at 1:24,000. Method of covering fault traces by circles of radius $r = 0.2$ km is also shown for each section.

図39 Okubo and Aki (1987)より

ますと、これが一定になって断層がただの線になります。この critical なところを仮に upper fractal limit と呼びますと、これが大体ここで 1 km とか 300m とか数 100m の範囲になっている。だから、もしもこの割れ目のようなものが非弾性的な領域をあらわすとすると、これが breakdown zone の大きさに対応しているのかもしれない。こういったふうに断層を見ることによって、breakdown zone の大きさとも結びつけることができるのではないかと。

これ (図 41) は、今度はちょっと話が飛びますが、coda の Q inverse を散乱による減衰と解釈しまして、これは佐藤さんの計算ですが、やりますと、どのような不均質が必要であるか、どういう結果が出てくるかと言いますと、こういう peak のあるものを考えますと、大体不均質の滑らかさと言いますか、2 km ぐらいの correlation distance になってきます。これはたしか autocorrelation function が exponential な場合ですから、heterogeneity の power spectrum みたいなので見るとやっぱりべき関数になりまして、大体これは heterogeneity が 2 km ぐらいの scale から短い方に fractal 的に分布している。短いところでは、たぶんこの辺で 100m ぐらいの大きさになると思います。

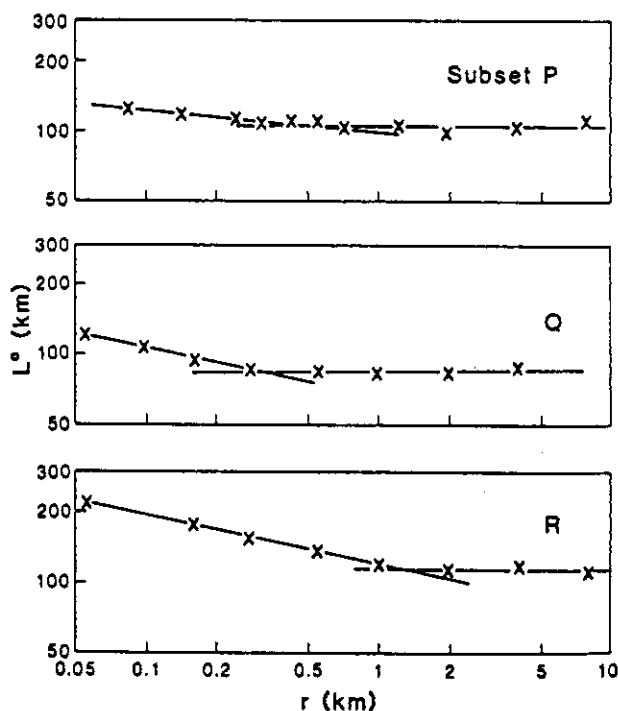


Fig. 5. L^0 versus r plots for subsets P, Q, and R mapped at scales of USGS strip maps (1:24,000 and 1:62,500). Dashed lines are graphically estimated best fits to data.

図 40 Okubo and Aki (1987)より

同じようなことは直接言えるわけですが、ここで1 HzではS波の波長は3 kmぐらいですから、crackの場合にどういうところで一番強い back scattering が起こるかというようなことを考えましても、大体この peak は数kmといった感じに対応します。ですから、こういう Q inverse を起こしている heterogeneity をもし crack だとすれば、その crack の一番の大きいところでは大体数kmの大きさらしい。ですから、こちらの方を考えますと、たとえば coda Qの変動などを10Hzとか20Hzで見ているということは、fracture としては、割れ目としては100mとかそこのものを見ている。ですから、breakdown zone とは非常に近いところを見ているわけです。

これ(図42)は、いま佐藤さんの理論で coda の振幅の方も同じ model で説明できるという話です。

さて、最後にもう一度断層の方に戻りまして、asperity と barrier とか、そういうことにちょっと触れてみたいと思います。

これ(図43)は非常に簡単な説明なんですけど、昔は fault plane, 断層面というのは一様に stress されていて、一様な力がかかっていて、地震があるとそれが一様に解放されて、一様の slip が起こると。しかし、それでは複雑な、特に高周波の波の発生を説明できないので、barrier というものを導入する。それはどういうことかと言いますと、slip が起こるところが限られていて、slip が起こらない、破れないところが地震が終わった後で残される、これが barrier の考えで、もう一つは asperity の考えですが、これは丈夫なところが滑らないで残っていて、その周りが地震の前に滑ってしまっている。で、実際に地震が起こるときには、最後にはこ

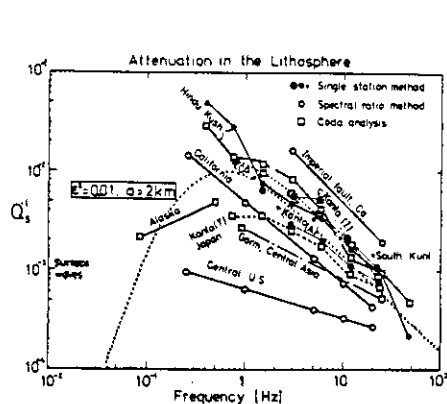


Fig. 12. Observed Q^{-1} of S and coda waves in the lithosphere and the curve theoretically predicted.

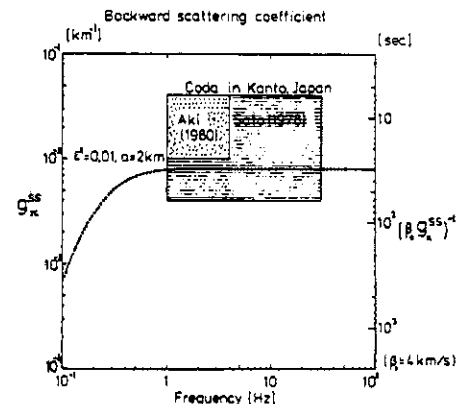


Fig. 13. Observed g^{55} in Kanto, Japan by Sato [1978] and Aki [1980], and the curve theoretically predicted.

図41 Sato (1984)より

図42 Sato (1984)より

う滑らかに壊れるんですが、こういう飛び飛びのところが壊れるので短周期の波が出てくる。こういう、二つの極端な model が提出されているわけですが、この barrier の大きさについてどんな大きさが観測されているか。

Papageorgiou と一緒にやりました仕事で、これはこの前もお話ししましたが、site effect を補正しまして、barrier interval を出しますと、California 地震についてこのような値が出てきます(図44)。これは、barrier interval を slip の関数としてあらわしています。breakdown zone が数100m としますと、1,000対1 ですから、critical weakening slip は10cmとか数10cm の order になります。そうすると、Parkfield とか Long Beach はすでに数10cm の slip ですから、critical weakening slip はもっと小さいものになるんだと思いますが、10cmとかそこらだ。そうしますと、それに対応する barrier の長さがここに数100m になって出てきます。ということは、このような主断層を見ていると、barrier には minimum の大きさがあって、それもやっぱり数100m ではないか、barrier の minimum の大きさが breakdown zone の大きさと大体同じになるというのは、もっともなことではないか。

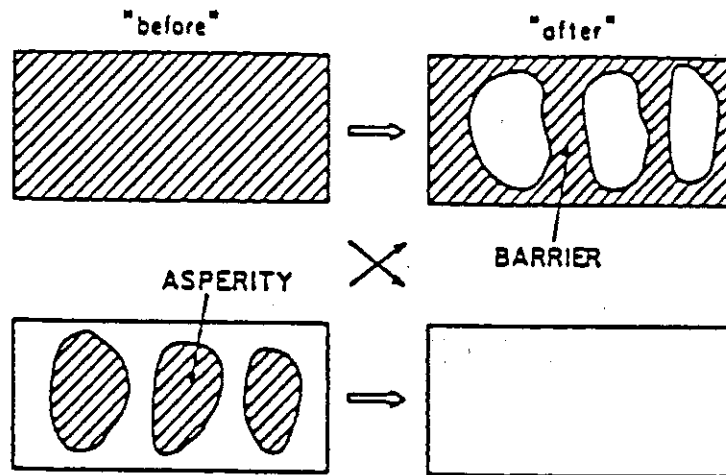


Fig. 1. The barrier model and asperity models, respectively, for the aftershock and foreshock processes.

図43 Aki (1984)より

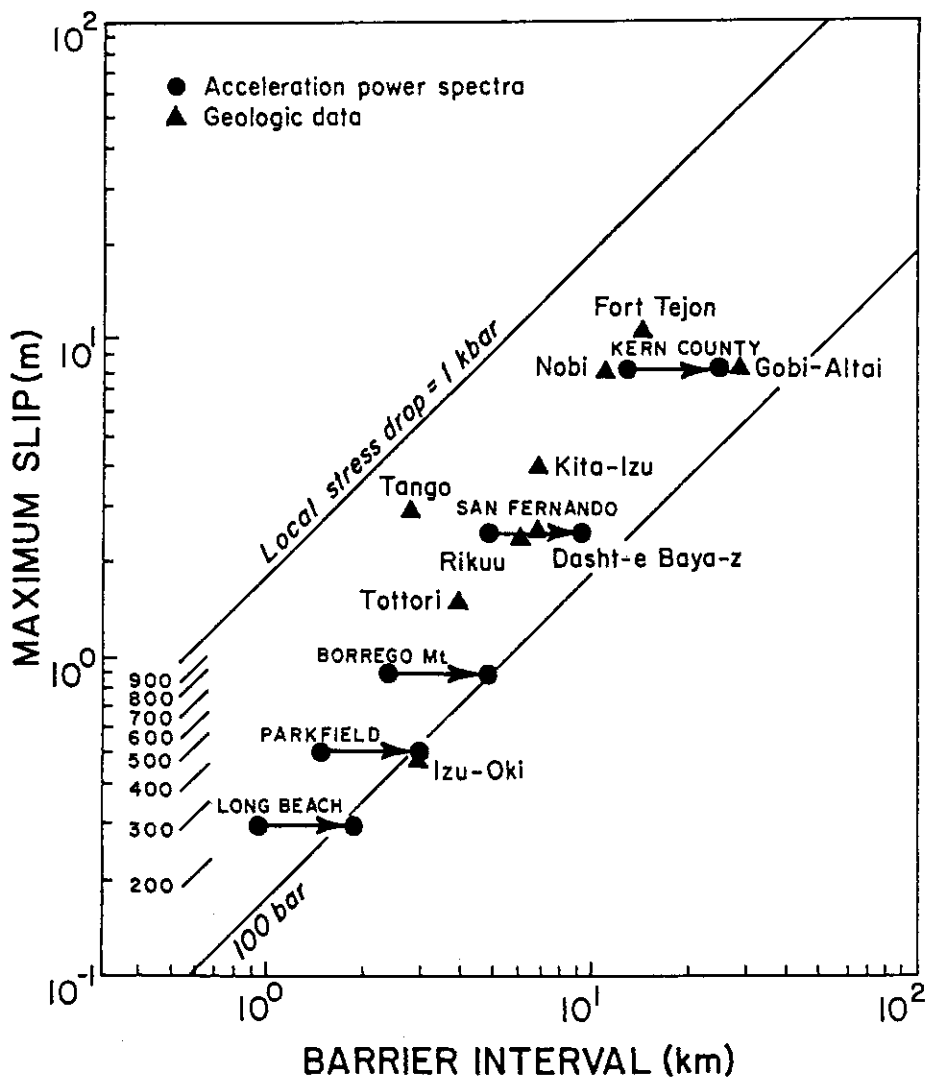


図44 Aki and Papageorgiou (1987 or 1988)より

最後に、これ（図45）はこちらに来て石田さんに聞いた話なんです、石田さんが大竹さんと調べた非常に小さい地震を調べると、余震がわりに少なくて前震の方が多い。その理由として、石田さんの説明をちょっと私流に変えたんですが、大きい地震では断層面がここにある、そこにこういう強い patch がある。この強い patch のうち一番弱いところが一番先に切れますから、たぶんそこに foreshock が起こる、precursory phenomena が起こる、foreshock も起こる。それを asperity と呼ぶんだろうと思います。

つまり、asperity というのは強いところだけれども、地震が起こったときに壊れる。ほか

Ishida-Ohtake (1984)

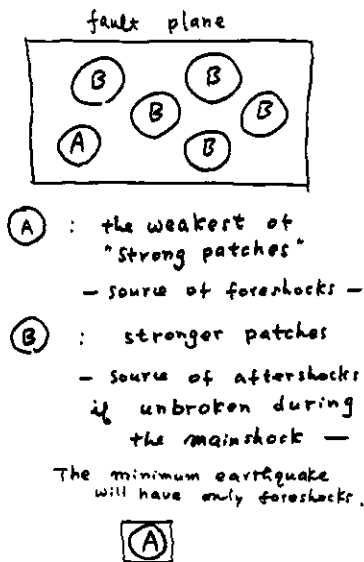


図45 Ishida and Ohtake (1984)より

Proposition 4

Scale lengths of various elements affecting the earthquake phenomena:

- (1) Break-down zone of a fault (a few hundred meters)
 - f_{max} , constant f_{corner} , M_{min} , kink in $\log N-M$, upper fractal limit of fault threshold M for quiescence.
- (2) Scatterer of coda waves (100m to a few km)
 - fractal heterogeneity, lower D and greater large scale heterogeneity for more active areas.
- (3) Asperities and barriers (a few hundred meters to a few tens of km)
 - minimum size affecting foreshock to aftershock ratio.

図46

にももっと強いところがあって、そういうところは壊れないかもしれない、地震の後でも残っているかもしれない。そうすると、地震の後でそういうところには一層 stress がかかりま
すから、aftershock のもとになるかもしれない、これは大塚さんが昔から言っている考えで
すが、こういう考えでいきますと、こういう大きな地震の場合には前震の起こるのは一つの
asperity だけですから、全体から見るとあまりないが、余震はたくさん可能なわけです。で
すから、余震の方が多い。しかし、もし asperity の大きさに minimum な大きさがあって、
一番小さい地震はそれをちょっと取り囲む感じになります。そうしますと、この場合には asperity
だけですから、これは前震をつくるけれども、余震はつukれない。こういう考えで石田さん
は、一番小さい地震の大きさから minimum な asperity の大きさを見積もられて、やはり数
100m ということを出しておられます。

では、最後にそういうことをまとめて、最後の proposition (図46) ですが、どうも地震現
象を支配しているのにいろいろなものを何とか探そうというわけですが、その中で断層の break-
down zone、こういうものがどうも major な断層にあるんじゃないか、その大きさが大体
数100m ではないか、その証拠は、大きい地震の f_{max} 、小さい地震の corner frequency が
大体 constant になる。どうも minimum な地震があるらしい、それは、magnitude 頻度分布
の折れ曲がりにあられるらしい。それから、地図で断層を plot したのから fractal dimension
みたいなものを考えると、どうも upper fractal limit があって、それが breakdown zone に
なるんじゃないか。

この threshold magnitude for quiescence と言うんですが、これは Cao という私のものと学生がこういう slip weakening の model を使って、地震、seismicity の simulation をやりますと、quiescence をつくることのできるんですが、quiescence をつくるためには slip weakening の critical な slip をある程度以上大きくしないといけない、それは、結局どういふことになるかと言いますと、ある与えられた断層について quiescence みたいなものが生ずるのはある大きさ以上であろう、それより小さいものにはあらわれないのではないか、そういうことから、quiescence が起こる magnitude というのは breakdown zone の大きさと関係しているのではないか。

coda の scatter を起こしているもの、仮に何かの fracture だとしますと、その大きさは 100m から数 km である、その間の分布はどうも fractal な分布であって、その分布の仕方は seismicity の激しいところでは勾配が急になって、dimension で言えば小さい dimension になってくる。

最後に、asperity とか barrier というものは数 100m から数 10km の大きさになっているが、どうもそれもある与えられた断層では下限の大きさがあって、その下限の大きさは余震と前震の比に影響するのではないか。

こうやって見ますと、breakdown zone というのはいろいろな seismicity に影響を与えている、その大きさは大体数 100m、asperity とか barrier も seismicity に影響を与えると思うんですが、その大きさが大体数 100m から数 10km、coda の波長から見て scatterer の大きさはちょうどその間を cover して、特にこの breakdown zone を監視しているのではないか、そういうことから、coda を調べることによって地震、seismicity を調べることができるのではないか。

結論ですが、結局空間的に見ても時間的に見ても、時間的に見ると非常に複雑ですが、地震の大きさという点から見ても coda Q inverse と seismicity とは、かなり強い関係が期待されているのではないか、coda Q inverse は地震と違って本質的に時間、空間について連続な関数ですし、観測するにしても数学的に記述するにしてもはるかに扱いやすいはずで、また、coda Q inverse はいろいろな波長で観測できる、地震現象というのは、一番初めに申しましたように、時間と空間と大きさの複雑にからまり合ったもので、非常にむずかしいところはそれがポツン、ポツンと点のように起こってくること、それと、こういう強い関係があると思われる coda Q inverse は、時間、空間、波長の連続な関数として調べることもできるので、地震現象の全体とのつながりをつけることができる可能性があるのではないか、つまり、非常に複雑な離散的な地震現象を理解するよりどころになるのではないか、そういう希望を持っているわけです。(拍手)

質疑応答

――： breakdown zone というのは、先生がお考えになっておられるのは static につり合った状態で存在するものなんでしょうか。それとも、破壊の dynamic な process の中で tip の先にある。何か、いまのお話ですと、あるつり合いのもとにそういうものが存在している。

安芸： さっき slide でお見せした図(図35)は tip の前で dynamic の場合です。もともと slip weakening の fracture criteria というのは、static な friction との関係で出てきているんですね。最近大久保君とか Dietrich とか、dynamic の場合に比べまして、dynamic のあいう crack tip での stress とか slip の関係として下の図のような関係を出しまして、その場合でも friction の実験から出したものと合うということです。

――： 初等的な破壊力学の本を読みますと、非弾性領域というのはもとの断層の長さに大体比例すると書かれていますね。だから、要するにもとの断層の長さに比例して塑性領域と言うか、非弾性領域がある。だから、ちょっと考えると、応力がちょっとずつ伸びてきて断層がちょっとずつ大きくなると、それに応じて非弾性領域も正比例で大きくなってくるとそういうふうに何となく思うんですけど、そういうものとは別に minimum と言うか、minimum があるというのが何かちょっと不思議な気がするんですがね。断層が最初えらく小さければ、それはやっぱりえらく小さいので数100m ということはないんじゃないでしょうか。

安芸： だけど、この下の図(図35)ですね、この関係は断層が与えられたら unique に決まるものですね。だから、その断層に起こる地震の大きさにはそんなには関係しないべきですね。断層が仮に与えられたとするわけですね。

――： 長さもですね。

安芸： いえいえ、長さはなしで、たとえば San Andreas 断層のある場所に行きますね。その場所での断層面に働く力と変位の関係が仮にできるとすれば、それはその場所だけで決まる量じゃないんですか。断層面。だから、たとえば地震が100km先から押し寄せてこようと、10km先から来ようと、1 km先から来ようと、そこでの local な物理的な関係は断層の zone の物性で決まるんじゃないですか。大きな目で見ると、大きな crack ではこういうものは大きくなるだろうと思うんです。と言いますのは、さっき言った barrier interval と slip とが比例しているんですね。local stress drop と言って barrier の中で起こる stress drop は大体 barrier の大きさに関係なく一定になってきている。ということは、長くなればなるほどこういう slip が小さくなる。

だけど、大きい slip が起こるところと小さい slip が起こるところは、たとえば San Andreas 断層では違うんですね。ある場所は10m slip が起こる。ある場所は数10cmしか slip しない。そういう場所で、だから、こういうものが違うんじゃないですか。たくさん slip するところでは 2 G というやつが大きいとか。だけど、その関係はまだはっきりしていません。なぜ、ある場所で10m slip して、ほかの場所では数10cmか。

—： それは、地殻の初期応力が10倍ということではないんですか、それとは別でしょうか、その物性とは別に、

安芸： 同じ断層ですからね、San Andreas 断層。

—： でも、場所は違うんでしょう。ほぼひとかたまりと考えられるような。大体、その breakdown zone というのがワースと割れて本物の断層になったら、いままで非弾的なものはもう完璧な弾性にまた戻ると、そういうふうに考えてよろしいんですか。さっきとはちょっと違う質問ですが、

安芸： いや、こういうものはもうほぼ permanent にあるんだろうと思います。healing ということはあるかもしれませんが、ほとんどあまり強い影響はないんじゃないですか。

—： そうすると、地球の歴史とともに非弾性領域はどんどん大きくなる。

安芸： ええ、そうなると思っています。たとえば、火山の断層というのは何か違うように思います。constant corner frequency ということをちょっと言いましたけど、普通の地震帯では非常にしばしば見られるんですが、火山地帯では constant corner は観測されないようです。つまり、幾らでも小さくなり得るんです。火山の岩は fresh ですから、まだ断層帯というものにまで成長してないんだろうと思うわけですね。San Andreas 断層なんかに行きますと、いろいろ step があったり、pressure ridge とか sag pond とかいろいろ地形が変化していますね。ああいうのは、もう永久的に存在しているわけです。たとえば断層 branch とか、そういうものがこういうものの実際の原因じゃないかと思うんです。物性的なものと言うよりは、そういう大きな目で見えたものが、だから、何100m というような scale で出てきているんじゃないか。実験室では測れない量じゃないかと思います。

—： coda Q の時間変化はわりに複雑だとおっしゃったのは・・・。

安芸： そうなんですよね。地震がなくても coda Q が変化しているという例があります。それから、余震のときに coda Q が減るのかと言えば、ふえる場合もあるし、減る場合もあるわけです。だけど、それも clustering ということが実際に起こっていれば、場所によって fracture が減っているところもあるし、ふえているところもあるんです。そういうことで、どういふふうに観測しているかによって Q が減ったりふえたりするんじゃないか。だけど、そういうことを考えに入れないと、たぶんその Q inverse が地震の前にふえるというのは、clustering ということでより一般に観測されていいんじゃないかと思いますね。

それが、さっき言いました Q inverse が地震の前に大きく増えるということは、観測としてはその方が多いわけですね。非常にそういうことに注意してはかれば、そういうものが出てくるのではないか。それは、quiescence と関係し、たぶん b-value がふえることと関係してくる。

—： ソ連のあの結果で増えたり減ったり、どちらに変化するかはわからないんだけど、大きな地震の前には不安定になる点は共通しているんじゃないでしょうか。つまり、

ふだんはわりに安定しているんだが、大きい地震の前には不安定になって変動する、fluctuation. そういうふうに思っているんだということを間接に聞いたんですが、

安芸： そういうこともわれわれ気がついてはいるんですけど、そういう fluctuation というのはほかにもいろいろ原因があり得るものだから、いままであまり touch しない、

――： Qを人工震源を使って非常に精度よくはかる方法はないかということをいろいろ考えたんですけど、

安芸： この平均した結果、20とか30の地震を平均していればたいがい10%ぐらいの精度です、平均値の標準偏差として、

――： どうもありがとうございました、

――： breakdown zoneの大きさがいろいろなものと関係してくることは、非常に興味あると思うんですが、大きさを決めるのはいろいろな実験を見ると critical slip weakening の大きさに決まっていると言うべきで、breakdown zone の大きさが媒質固有のものじゃないというふうに考えるんですが、その辺はどのように考えておられますか、

安芸： それはそうでしょうね、なぜ、ぼくがbreakdown zoneの大きさを主に言うかと言いますと、そちらの方が観測にかかりやすいから、地震の方の観測ですよ、根拠はないんですが、いままでのいろいろな例を調べてみると、どうも1対1,000というのがでてくる、しかし、あなたがおっしゃるとおりですよ、critical weakening slipの方が基本的な物理量だと思います、

――： 媒質の不均質さというのが、ある領域で3次元的に一様に不均質な場合、つまり特別弱い主断層というのがない場合と、主断層がもう非常に圧倒的に弱くて、周りの方がほとんど中にたまっている場合とでだいぶ今のいろんなのが変わってくると思うのですが、・・・、

安芸： たとえばSan Andreas断層は面、日本はどうですか、

――： 日本はむしろ3次元、

安芸： 三朝はどうですか、

――： わからないんですけども、でも、とにかく場所によってそういう違いは非常にあると思うんです、やっぱり、stressに対する反応の仕方が3次元的に出るところと2次元的に出るところと、

安芸： fractal dimensionを地震の空間分布から調べている人いるでしょう、あれ、場所によって違うでしょう、

――： seismicityですか、regionalな話は平田さんが東北地方やなんかを調べたけど、その中を区切ってまではやってないんですね、活断層のmapからfractal dimensionを調べる仕事はほかにもいましたし、場所による違いみたいのは出ていますけど、長めの断層が多いものとか短めの断層とか、

安芸： いままでの clustering の theory なんかも、佐藤さんの theory なんかは 3 次元的な場合でしょう、多少 2 次元的でも定性的には同じでしょう、どっちがふえるとか減るとか、

――： ここに出ている絵(図39)なんですけど、断層を丸でもって覆っていった fractal 的な長さを示されたんですが、これは断層の長さ方向の dimension みたいなやつで、丸で覆っていったわかるのは断層の幅の方で、逆方向を見ているような気がするんです。

安芸： これは非常に理想化した関係ですね、断層面が面、そこで、物性として stress と slip の関係を考えているわけですね、だけど、ばくの考えでは実際の地震断層というのは面じゃない、ですが、それにもかかわらずこういった関係を大体当てはめられるんじゃないか、もしも当てはめたときに、ここに出てくる D という、breakdown zone の大きさが大体 microscopic な zone の幅と同じになるんじゃないかと思うんです。

――： 小断層に枝分かれしていると、考えていいわけですね。

安芸： よく、断層が起こっている場所に行きますと、こういうふうに見えることがあります、断層が凸凹しています、この幅が大体 slip の数分の 1 とか何分の 1 と言うんですね、たとえば、これが 30cm 動くところから数 cm とか 10cm とか、そのくらいの凸凹があるわけです、この凸凹が roughness で、これがこの D と comparable な量だと思うんです、weakening slip. laboratory でこういう研究をなさっておられる方がありますが、それと別にこういう D をつくるのには、よくわからないんですけど、こういうギザギザになるのはある strain がかかるわけでしょう、その strain というのは、たぶん 10^{-3} ぐらいだろうと思うわけです、 10^{-3} よりは大きくならないだろう、 10^{-3} の領域は何かと言ったら、これがこうつくるのはたぶん $10^3 D$ じゃないか、

それを見ると、たとえばこれが 10 cm ならば 10^4 cm で 100m ですか、100m ぐらいの範囲は何か壊れているんじゃないか、この中は strain が 10^{-3} よりも大きい範囲ですね、こういう rough な変位ができるためには、それだけの strain がこの範囲になければいかん、それは、 10^{-2} にはなれないかもしれませんが、 10^{-3} になっている範囲が、だから、弾性的でない何か変なことが起こっている、それは、こういう丸であらわせる、こっちで見てもこっちで見ても同じで、こういうふうに見えたときに upper fractal limit みたいになり、こっちを見たときには minimum asperity みたいになるんじゃないか、

――： もう一つ関連するんですが、先ほどの minimum magnitude ですね、あれ、石田さんがやったやつは magnitude 2、幾つの地震で、その前震というのはそれよりも小さな地震なんですけど、おっしゃる minimum というのはそれより小さい地震が起きるという意味ではなくて、minimum の size、本震としての scale、

安芸： asperity があったとしますね、これが最後の断層面としますね、すると、前震というのは stress がかかってこういうところが欠けているわけです、だから、こういう地震は小さくていいわけでしょう、

—：すると、minimum magnitude とおっしゃるのは本震の minimum という意味ですね。でも、その本震と前震の区別というのはどこでつくわけですか。asperity を壊す。全体を壊す地震か、一部を壊す地震かということで区別するわけですか。

安芸：だから、asperity を壊す地震の friction law はもっとずっと小さなDだろう。だから、つまりDが違う。ある fault zone ということを決めたら、もうそれはDを決めたことになるんです。その中の asperity の中にまた起こっているような地震は、また違う fault zone で全く違う mechanism, grain boundary とかそういうことで壊れているんじゃないですかね。と思うんです。つまり、こういう大きなところに起こる地震の friction law は、こういう小さなところに起こる friction law と違うわけです。

—：そうすると、先ほどの minimum magnitude というのは、そういう macro な地震と micro な地震との境目ということですか。

安芸：そういうことですね。でなきゃ、何か step になっているんじゃないですか。self similar でいくとこういうふうになるのが、これがこういうふうに飛んでいるんじゃないですか。で、それぞれが違う mechanism で。

—：さっきのその roughness の話ですけど、中に入れば roughness は必ず地表に比べて小さくなるというような感じはしませんか。

安芸：そういうふうに言う人と、大きくなると言う人といいます。地震の fault plane とか震源とかは非常に正確に決めて余震の分布をつくります。そうすると、面に乗らないんです。それから、昔深いところにあった断層が持ち上がって地表で見えるところがありますね。そういうのは、深いところで ductile なところにまで行っちゃうと、もう 1 km ぐらい広がるそうですね。その中間はわからないんですけれども。

—：広がるというのは、広がっているけれども、その断層面は平行になっているんじゃないんですか。ここは平行面でなくて曲がったりしているんですか。私のは、幅があっても中に行くと平行になっているんであって、そういうふうな大局的なやつに斜行するようなものは、中に行くと動きにくいんじゃないか。要するに、大きく滑る方向の直角方向にふくれたり何かしないといかんわけですね。地表の場合は上が空気で何もないからガサガサに動くことができるけども、中の方に行くと、大局的な動きと直角方向にふくれたりすることはものすごい抵抗を食ってやりにくいんじゃないか。

安芸：確かにそういう面もあると思います。ですが、こういう地表でこういうふうに step が出ているところが San Andreas 断層にあるんですよね。そういうところの地震、深いところを調べますと、step になっていたり、場合によってはこういう変なことが barrier と言うか、そういうようなものが地下にもあるというふうに解釈できるところがある。地表でのこういう不規則性と、地下での地震の並び方の不規則性とか相関しているという論文があります。だけど、地質の教科書にはたいがい一緒になったり、浅いところでは分かれていて、下

に行くとも1枚になっている。

――： ちょっと話が違うんですが、codaのQが地震の前後で変わるという話なんですが、ということはS波のQも変わるということですか。

安芸： ですから、少なくとも二つあると思うんですけどもね、一つは、fractureみたいなのがふえたために、それで減衰がふえて、それで変わる、この場合には、S波ももちろん変わります。ですが、あまりfractureは変わらないけど、何かgeometricalなspreadingが変わって、clusteringが起こって、あるところで固まったり、あるところでは広がったり、そうするとgeometricalなtermが変わるというのが佐藤さんの理論で、それだとS波の方には影響しないんです、むしろ、S波の方はQがふえるかもしれません、場合によっては、ですから、非常に複雑なことが期待されていいんじゃないかと。

――： 私、どちらかと言うと工学的なところにいますので、強震動の予測みたいなものを非常にいまやっているわけですけども、そのときにそういうS波の、Qがたとえば変わることが強震動に対して優位にきくようなものなのか。

安芸： そういう心配はしなくていいと思います。もともと、そういうところはQは小さいですし、変化してもせいぜい20%とか、そんなものですから、よく建物が地震源でいろいろとQが変わるでしょう、そういうことが地殻の中で起こっているんだと思うんです。

――： わかりました。

――： またbreakdown zoneに戻るんですけども、breakdown zoneの大きさと地震の最小のmagnitudeってありますね、あれを聞いてちょっと疑問なのは、あれはどう位置づけるかということです。ある範囲の領域のなかでは、breakdown zoneの大きさというのは、一定のままと考えてよろしいですか。

安芸： そういうふうに期待しているわけです。

――： ある領域をとっても、いろいろなbreakdown zoneがあるというふうにも考えられませんか。

安芸： 考えられると思いますね。たとえば、小さなscaleで見ると、asperityの中へ入っていったり、大きさによって小さくなります。ある断層に沿って、breakdown zoneをどう定義するかですね、breakdown zone、一つの大きな地震を見ても断層に沿っても、slipは非常に違うわけですよ、あるところではslipが起こらなかったり、あるところではslipで大きなのがあったり、そういうのを細かく分類していったらやっぱり場所によってそういうのが違って来る、だけど、そういうのを一括して全体として見るとしたら、その領域ではこの断層は大体10m slipするとか、そういう感じで一つ決められることもできるんじゃないかな。

それはやっぱりどういう目的でその量を使うかということですね。

――： いまのSan Andreas断層のstepの話なんですが、さっきのお話だと、あれが下

までつながっているらしいというお話があるんですが、そうだとすると、たとえば VLBI なんかではかって両側で何 cm という動きがあるというのと、どういうふうに関係するんですか、何か動かないような感じがするんですが。

安芸： ええ、この場所は動かないんですけど、たぶんその周りはひずみが非常に強くなりますから、ここの plastic deformation が起こるんじゃないかと思うんですね、ですから、ちょっと離れたところで見ると同じように動いて見えるけど、これは非常に local には違っていて、地震の slip としてはたとえばここで zero になる、また、zero になって出発する、だけど、ちょっと離れたところに行くと、もう一様になっちゃっている、たぶん、plastic deformation でそういうのを吸収しているんじゃないですか。

おもしろい統計がありまして、そういう step の element について、その長さや幅をいろんなところで断層を調べた人がいるんですね、名前は忘れたけど、Nur が一人の著者でしたが、この長さや幅が比例関係になる、この slope が π だと言うんです、(笑)これはどういうことかと言うと、こういう複雑な element は幅が大きくなると長さが長くなる、だから、これは成長するんだと言うんです、だんだん大きくなる、普通の考えでは、plate のこういう irregularity は大きな地震があったときバツと消えちゃう、だから、これは成長するということとは考えないでしょう、だけど、実際にやってみると、これは成長しているらしい。

これを成長していると見るのも一つの主観的な見方ですけど、だんだん小さくなっているのかもしれない、だけど、sag pond なんというのはずいぶん大きなものがドカッとありますよね、San Andreas 断層のこういうところに行きますと、そういうものは、確かに断層運動が走ったときに障害物になるでしょうね、(拍手)

第3回講演 “Origin of Volcanic Tremor” 「火山性微動の起源」

(校正：鶴川元雄)

火山性微動というものは、地震学の対象とする現象の中で最も複雑なものだと思います。私も、昔から興味を持っていたんですが、あまり実際には研究しなかったんです。10年ほど前から地熱 energy の開発ということで火山や地熱地帯の地震学のことを少し始めました。それに関連して火山性微動というものの研究を多少始めました。

この火山性微動というのはずいぶん昔からいろいろな人が調べております。普通の地震と非常に違いまして、それはいろいろな点で違いますが、spectrum が非常に違いまして、spectrum に peak が出ます。この spectrum に peak が出るのは非常に顕著なことです。昔からいろいろな人が説明しようとしておられます。一昔前は大体伝統的にこの peak は path の影響であると。たとえば、水上先生が火山に起こる地震を A type, B type と分け、A type は普通の tectonic な地震と大体同じものである。B type というのはヌラヌラした長周期の地震で、たぶんこれはわれわれが最近 long period events と呼んでいるのと同じだと思うんですが、その B type の地震が B type であるのは震源が浅いからである。浅間で見ていてそういう波が出るのは、震源が火口から 1 km とかそこらのところで起こるときに出るので、これは深さのせいであって別に震源が特に A type と違うものではないと、そういう印象を持っておられたようです。

アメリカでも、Hawaii に非常に顕著な火山性微動が出ますが、たとえば1950年に Omer という人が論文を書いて、この火山性微動はトランプの card を片方 cramp しまして、自由な方をパラパラッとやると振動します。この自由振動。特に、Hawaii の火山は溶岩の sheets の間に灰がはさまったままトランプの card が重ねたような感じがしますので、そういうものの自由振動で火山性微動が起こるのではないかと。ですから、伝統的に火山性微動の spectrum は path の影響ではないかというのが、大ぜいの人に考えられていたことであります。

ところが、最近いろいろ精度のいい観測が出てまいりました。たとえば、Mt. St. Helens で Michael Fehler と Bernard Chouet とがかなり精度のいい観測をしまして、このヌラヌラした long period を含んだ B type のような地震と、普通の tectonic な地震と大体同じところから来ておる。そして、同じ観測点で違うものを観測する。ですから、path とか recording site の影響ではなくて、震源自身が違うのではないかと。また、Hawaii で20年かそこらですが、非常にいい観測網でもって深い tremor の観測をしている。tremor が深いということは振幅分布だけでなく、深い tremor は立ち上がりが非常にはっきりしている場合がありまして、その立ち上がりの時間から震源を決めることができます。たとえば30km, 40kmの深さで、非常に

spectrum の peak のはっきりした tremor が出ているということも伺っております。で、深さの影響ということは、非常に深いやつでもこういう spectrum に peak を持ったものが出るので、普通の地震と違って spectrum の構造は path のせいではなくて、本当に source のせいではないか。

もう一つ、確かに source のせいではないかと思われますのは、周期が変わるわけですが、spectrum の構造が変わっていきます。一つの噴火の episode の中でも変わります。一番その極端な例では、加茂さん、その他が1977年に桜島の spectrum を調べておられますが、Fourier spectrum をつくりますと、多くの peak があらわれまして、その peak が周波数の軸上で等間隔に並んでいる。これは、pipe 中の液体の振動として基本 mode, higher mode というふうに理解されます。この噴火の1 episode の間に、この基本 mode の周波数が0.5Hz から1.3Hz まで次第に連続的に変わります。これも、何か振動しているものの中に gas と液体があって、この液体の中の gas の分が圧縮されて小さくなっていきますと、振動数がふえるというようなことで説明できるかもしれません。その観測によりますと、基本 mode が変わるときに、高次の mode の周波数もそれに比例して変わっております。こういうことは、path や地震の深さの影響とか、そういうことではとても説明できることではないので、source が本当に変わっており、spectrum の性質が source によって決まってくるのである。

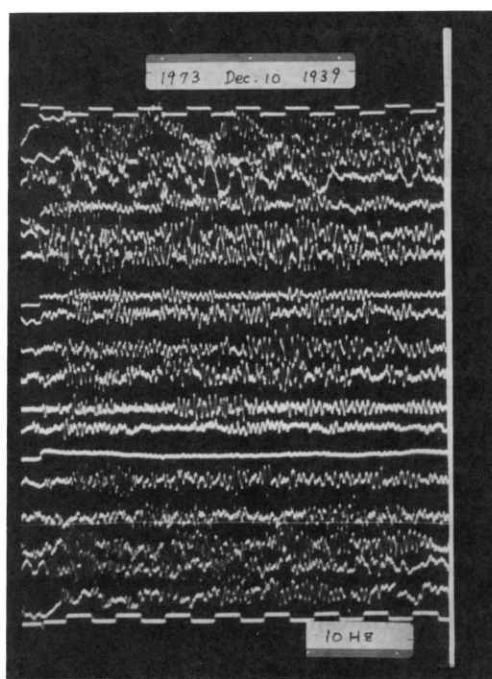


図 1

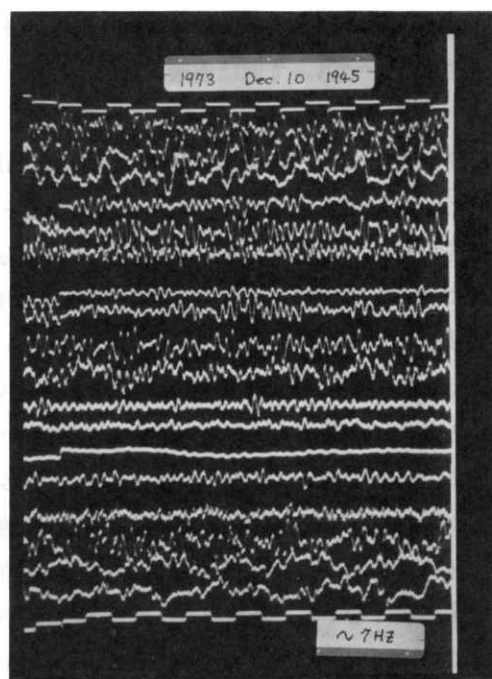


図 2

ここに、最初の slide (図 1) でお見せしますが、同じように Hawaii の深い火山性微動の周期もやはり一つの episode の中で変わります。これは、1973 年 12 月 10 日 19 時 39 分。これは、非常に多数の観測点の記録を develocorder という film に写しまして、その copy をとってきたんですが、これが tremor の初期の状態で、大体この周波数を数えますと、10 Hz ぐらいの振動をしております。この振動は、どの点で見ても大体精度の範囲内で同じ周波数でありまして、ですから、観測点の性質によって決まっているものではなく、観測点に至る距離はいろいろな path がありますから、path の影響でもなく、震源の性質を示していると思うんですが、この振幅の分布ですね。浅い tremor がありまして、噴火と直接関係するような浅い微動もありまして、そういう浅い微動では非常に少ない観測点だけに非常に大きくあらわれる。これが非常に多くの観測点に大体同じ振幅であらわれているというのは、震源が深いという一つの証拠であります。このほかにも、この初動がはっきりしておる場合があるので、そういう場合に実際に震源を決めると、30 km、40 km という深さに出てまいります。

これが 19 時 39 分です (図 1) が、次の slide (図 2) で 19 時 45 分、10 分ばかりたったんですが、明らかに周波数が変わっております。大体 7 Hz ぐらいに周期が伸びております。

19 時 48 分です (図 3) が、ますます伸びてまいりまして、4 Hz。つまり、このように周波数が変われるというのは source でなくてはちょっと考えられないことです。これが source effect であるということは第 1 に結論していいのではないかと思います。仮に、では、source として一体何が特別なのか。なぜ、これが普通の地震と違う。いろいろな観測から、たぶん magma が dynamically に関係しているのではないかと。

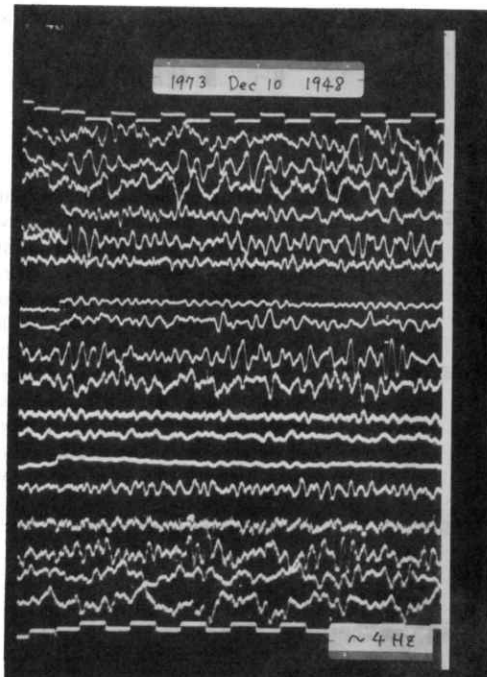
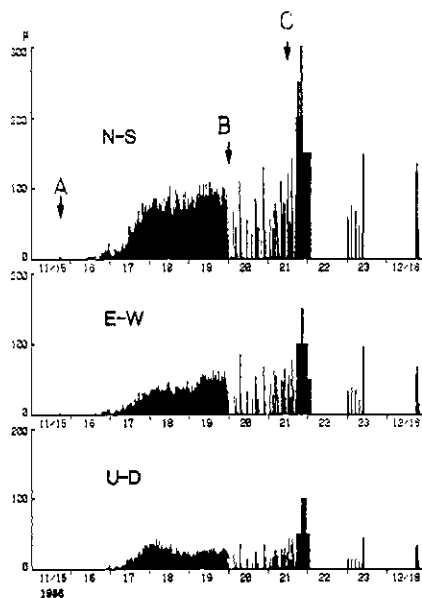


図 3

最近、いろいろといい観測ができるようになりました、私、こちらに参りまして、2、3週間の間にずいぶんいろいろな新しい情報を得ましたが、最近の大島の結果を清野さんらがまとめた(図4)を見ますと、1986年11月15日ごろから始まりました大島の噴火で、噴火の様相と観測された微動の振幅は非常によく相関が出ております。Aというのが溶岩噴泉活動の始まったとき、Bというのがその噴泉活動がとまって断続的な噴火に移ったとき、Cが割れ目噴火が始まったところ。この断続的なところなどは、たとえば微動のある時期と噴火が行われる時期とが1対1に対応するということであります。

この種の研究でたぶん最も complete と言いますか、いろいろな data が全部そろって詳しく調べられた例が、Hawaii の1959年の Kilauea Iki の噴火と言われているものではないかと思ひます。この噴火は、ちょうど Jerry Eaton が現地において非常に活躍して、1960年ごろですか、有名な論文を出しておられますが、その後30年近くたってその間に彼はそのとき集めた data をとっておきまして、つい最近またそれをまとめて U. S. Geological Survey の professional paper というのを、“Hawaiian Volcanism” という2冊の非常に大きな刊行物にまとめて一つの論文を出しておられます。それに、噴火と tremor、微動との関係をおもしろく記述しておられます。大島の噴火との関連においてもおもしろいので、ちょっとこれを詳しくお話しします。

Kilauea と言いますのは、盾状火山ですから、あまりはっきり peak があるわけじゃないんですが、ここ(図5)に summit、頂上に caldera がありまして、その下に magma のたま



A-B 溶岩噴泉活動
B-C 断続的噴火
C- 割れ目噴火

Fig. 3. Variation of amplitudes of continuous and intermittent tremors. The continuous tremor occurred from the evening of Nov. 15 to 23^h30^m, Nov. 19. The intermittent tremors occurred from Nov. 20 to 15^h15^m, Nov. 21. During the fissure eruption, the continuous tremor occurred. Amplitudes of continuous tremors are maximum ones in each 15 minutes, and amplitudes of intermittent tremors are maximum ones. The amplitudes of tremors from 18^h20^m, Nov. 21 to 18^h00^m, Nov. 22 are roughly analyzed by using strong motion seismograms.

図4 山里・中禮・清野・安藤(1988)より

りがあると考えられています。magma は深いところからこのたまりに供給されまして、この圧力が上がりますと、今度は山頂に出ることもありますし、ほかのこっちの Rift Zone の方に出ることもありますし、いろいろな出方がありますが、1959年のときにはここに昔噴火口がありまして、穴があいておりました。その穴のちょっと上、180m ぐらい上のところに vent をつくりまして、そこから流れ込んで、この Kilauea Iki という噴火口を埋めました。埋めて、lava lake をつくりました。

このときの噴火の様子を、ここに置きました地震計が tiltmeter (図5) の役割りをしまして、この summit 中の圧力が上がると持ち上がり、圧力が下がると下がる。そういう圧力の、この reservoir に supply されている magma の monitor をこの tiltmeter によりまして、それからここから出てくるやつをこの lake ではかった噴出量から着々と正確に記述しました。ですから、この magma の運動が非常に手にとるようにわかるわけですが、その magma の運動と微動がどう変わっているかということが、この場合には非常にはっきり出てくるわけです。

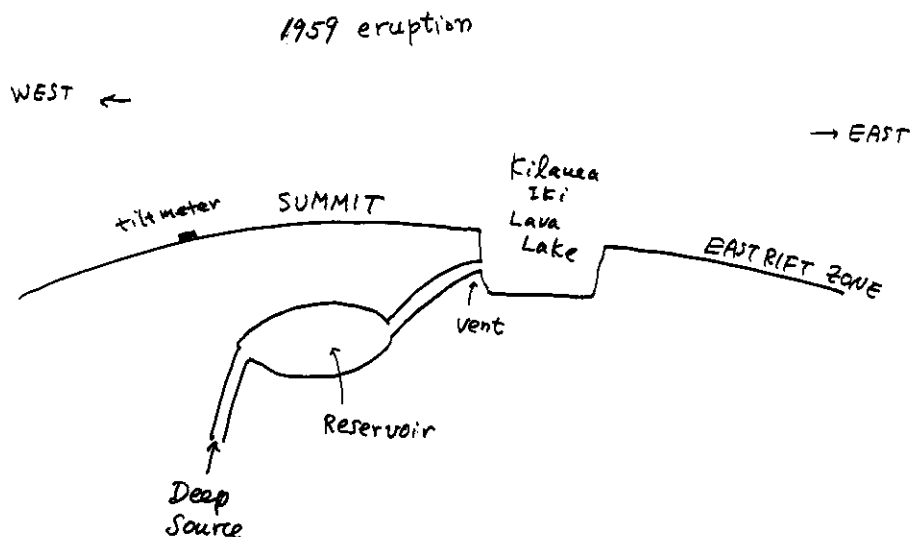


図5

傾斜計の data を詳しく調べ、magma の出てくるのを調べてみますと、このときの噴火は1959年11月14日ごろ始まりまして、12月の終わりごろまで続いたわけですが、ここに書きましたのは(図6)、このボツボツになっておりますのが magma だまりの中にある magma の量であります。ですから、初めのうちだんだんふえてきた。ここで、magma だまりの中の量はガタッと減ります。減って、その分はどこに行ったかと言いますと、この Kilauea Iki の lava lake の中に入った。ですから、この横線であらわしてありますのが、lava lake の中にたまっている magma の量。それだけでは賄いきれなくなって、East Rift Zone の方に逃げ出した

分がここに縦線でかいてあります。この図は（図6）、さっき申しましたように、tiltmeter、傾斜計を主に使ってやっているわけですが、この時点で大体 lava lake がいっぱいになります。その後、傾斜計を見てみますと、明らかに reservoir 自身に深いところから供給があった。その供給がどんどんふえていきますと、その供給によって reservoir の圧力がふえるのでしょうか、reservoir から lava lake に入る量も次第にふえてきます。

いろいろな時間における reservoir での magma の量、lava lake の magma の量というのが、時間の関数としてここに、そういう tiltmeter と lava lake における magma の観測から出てまいります。これを大島と比べますと、大島の噴火がたしか $2 \times 10^7 \text{ m}^3$ ですから、ちょうどこのくらいの非常に comparable な噴火になっております。総量として大体この2つの unit ぐらいの大きさの lava が大島の噴火で出ております。

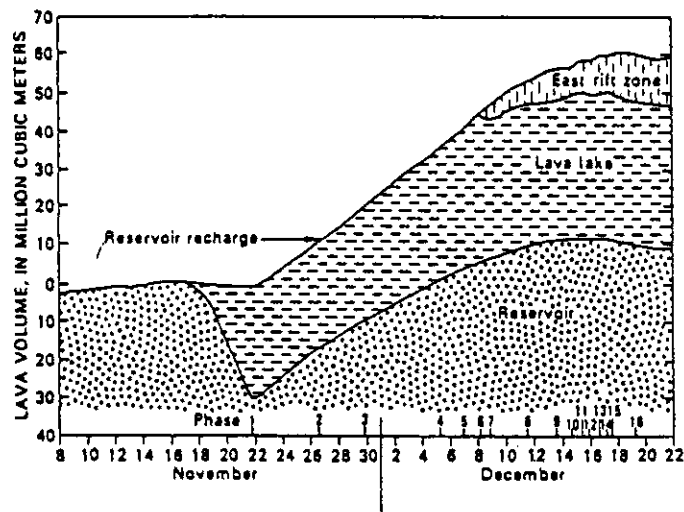


FIGURE 48.28. — Partitioning of lava that was in summit reservoir on November 14 and lava that subsequently recharged it from below between summit reservoir, lava lake, and loss from the reservoir-lake system (to east rift zone?)

図6 Eaton, Donald, Richter and Krivoy (1987)より

この図（図7）はちょっと込み入ってきますので、ただ、まずこの一番下だけ見ていただきますと、これは時間の関数としてここが噴火が始まったところですが、微動の振幅をこの幅で示してあります。一番初期の時期に非常に微動の振幅が大きくなりまして、ちょっと減りまして、また次第にふえていく。それで、ここでとまってしまう。これと、次のこの列に示してありますが、その lava lake で観測しております vent から出てくる噴泉、fountain の噴出泉の高さ。ですから、噴火活動の一つの measure と思っていただければいいと思います。ここにありますが傾斜でありまして（図7上）、東側に傾斜するというのは、その summit が deflate、山頂が下がっていくことをあらわします。ですから、この山頂が下がりながら、

つまり reservoir の magma が減りながら、その減った分がこの噴泉になって Kilauea Iki の lava lake にたまっていき、そういうことが行われている間にこういう tremor の活動があった。

それから、噴泉活動で、lava lake が大体いっぱいになりまして、それで vent よりも高いところまで水位が来まして、それでとまりまして、それがとまると微動の方も途端に小さくなって静かになる。これを phase 1 と呼んでおります。この phase 1 の間に Kilauea Iki の lava lake は完全にいっぱいになり、vent よりも上までいくわけです。上まで行きまして、今度はそこで逆流みたいなことが起こります。逆流が起こりましてから、drain back でまた vent のところまで下がります。その次には、ある時間たちましてから、また再び噴泉が始まります。それと同時に微動も始まる。その期間に山頂は下がります、reservoir から magma が出るものですから、下がります。それがまた今度はとまります。とまると、今度はその山頂は逆にふくれ上がっていく。

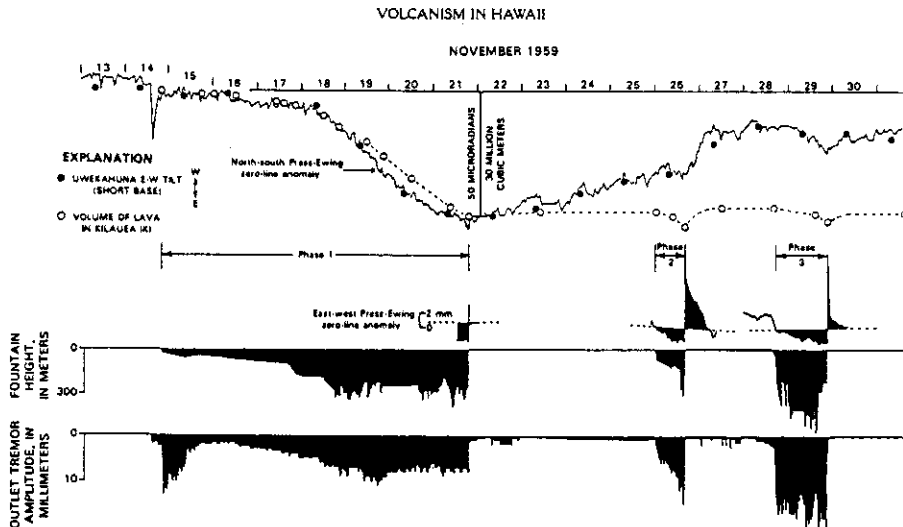


FIGURE 48.21.—Eruption and deformation parameters during first three eruptive phases of 1959 eruption. Volume of lava in Kilauea Iki, east-west component of Uwekahuna liquid-level tiltmeter, and north-south Press-Ewing zero-line anomaly are superposed in upper half of figure; fountain height and tremor amplitude at Outlet station are plotted in lower half. Duration of individual phases indicated.

図7 Eaton, Donald, Richter and Krivoy (1987)より

いまここに phase 2 と書いてありますが、こういうことが phase 3 から20回ぐらい繰り返されるわけです。たとえば phase 5, 6 (図8) と全く同じようなことが起こっているわけですが、だんだん今度は drain back のときにも fountain がないときにも微動は生じております。その時期には、山頂はだんだんふくれ上がっていく。途中を skip しまして、おしまいのところになりまして(図9)、大体において同じようなことが行われております。vent から magma が出ていって、そのときに微動が強くなって、その間には山頂が下がり、それが stop する

48. CYCLING OF MAGMA BETWEEN THE SUMMIT RESERVOIR AND KILAUEA IKI LAVA LAKE

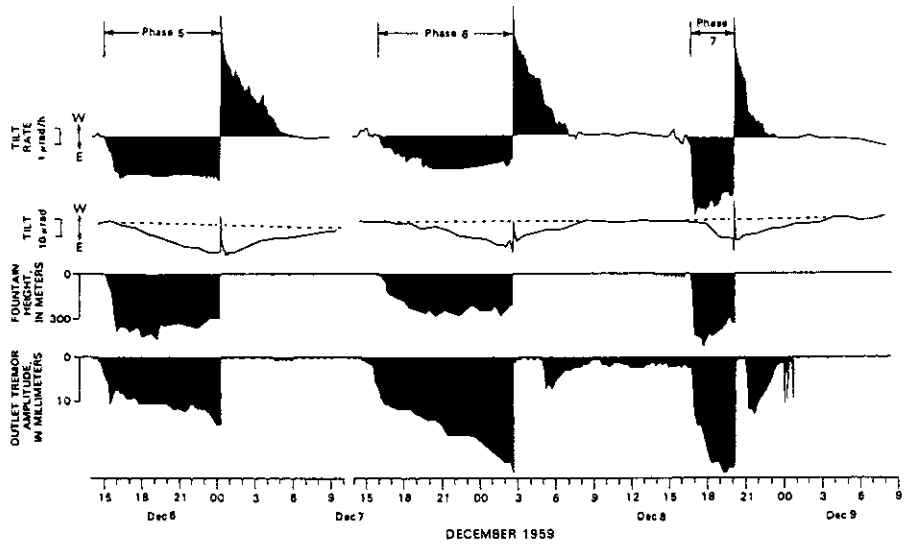


FIGURE 48.24.—East-west rate of tilting, east-west cumulative tilt, fountain height, and Outlet tremor amplitude for phases 5–7.

図 8 Eaton, Donald, Richter and Krivoy (1987)より

VOLCANISM IN HAWAII

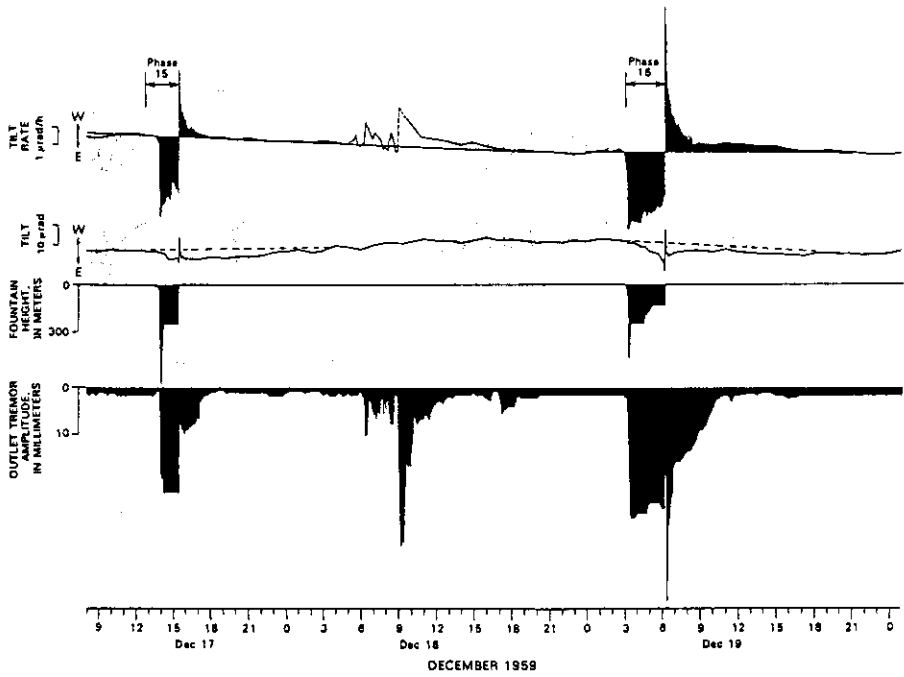


FIGURE 48.27.—East-west rate of tilting, east-west cumulative tilt, fountain height, and Outlet tremor amplitudes for phases 15 and 16 and for episode of tilting and tremor between them.

図 9 Eaton, Donald, Richter and Krivoy (1987)より

と、山頂がまた上がってくる。山頂がどんどん上がっていくということは、結局下から deep source から magma が供給されていると理解されているわけです。

これでもわかりますように、drain back のときに今度微動がかなり出ております。この場合ですが(図10)、この場合には何も vent からは出ないんですが、何か magma が動いたらしくて、そのときには微動も出ています。こういう data を定量的にまとめてみますと、どうも微動の振幅と magma の流量との間に関係があるらしい。これは phase 1 ですから、最初に Kilauea Iki の lava lake がいっぱいになる時期ですが、その時期だけを取りまして、微動の振幅と eruption rate ですから、Kilauea Iki に入ってくる magma の流量ですね。10m³/h. これを、per-second に翻訳しますと、これの 1/3,600 になりまして、これは unit はこういうふうになりますので、これを大島の場合と比べますと、大島の場合は一番大きいときの 1/3 ぐらいで、この辺の phase 1 では大島の最高のところよりも 1/10 ぐらいかもしれません。大島と比べてその流量の方はちょっと小さいようです。

ですが、この流量と tremor の間には非常に線型のいい関係にあります。Eaton は最初この

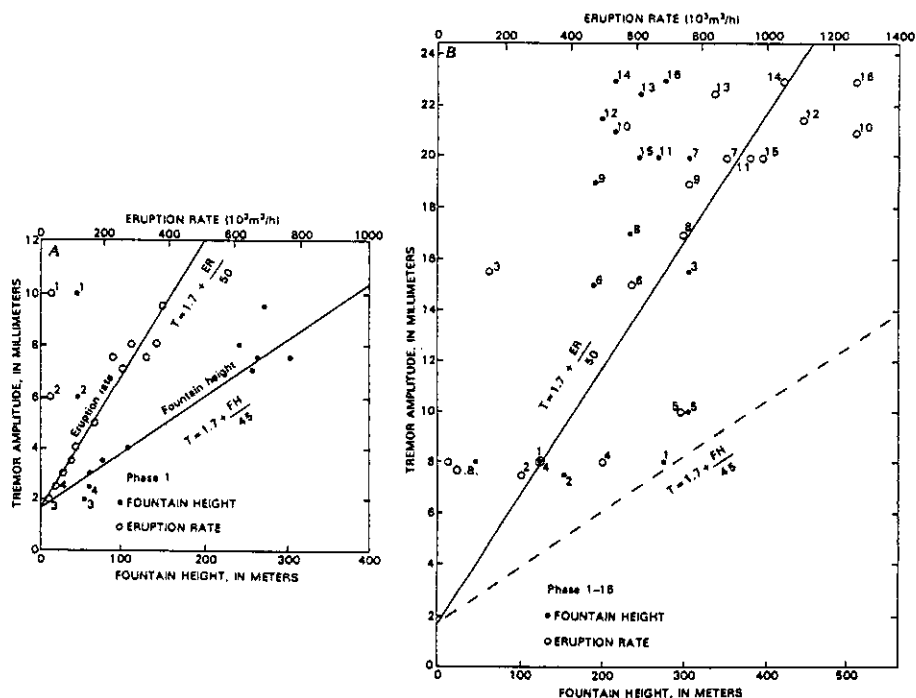


FIGURE 46.30.—Cross plots of eruption parameters for the 1959 Kilauea eruption. Numbers on plot A indicate sequence of readings during phase 1 on November 15–16. Numbers on plots B and C indicate phases. On plot B, the earliest data for phase 1 are plotted separately and labeled O.B. A, Tremor amplitude plotted against eruption rate and fountain height for phase 1. B, Tremor amplitude plotted against eruption rate and fountain height for phases 1–16. C, Eruption rate plotted against reservoir recharge for phases 2–16.

図10 Eaton, Donald, Richter and Krivoy (1987)より

図11 Eaton, Donald, Richter and Krivoy (1987)より

fountainの高さを一生懸命はかったので、その関係も出しておるんですが、fountainの高さとの関係はかなり erratic であります。どちらの場合でも、流量でもこの fountainの高さでも最初の非常に始まりのところはちょっと乗りません。流量が少ないのに微動が非常に大きい。最初の時期においてはまだ安定した system ができてないのか、まだ条件が安定していないのか、通路などの条件が決まっておらないせいですか、一番初期の時点においてはあまり magma が流れないのに微動は大きくなっております。ですが、その最初の時期を除きますと、非常にいい直線に乗りまして、これは（図10）微動の振幅がある定数足す eruption rate、その magma の流量に比例しております。

この比例定数、同じ式がその後の phase でも成り立っています（図11）。この白丸、真ん中の抜けた丸が流量と微動の振幅の関係で、黒丸が fountain の高さとの関係です。fountain の高さとの関係は、これが phase 1 におけるときの関係ですが、それと比べて全然変わってきておりまして、fountain の高さというのは微動とはあまり直接的な関係にないようです。しかし、流量と比べますと、微動の振幅はさっきと同じ式がその後の phase でも、phase 1 から16まで、多少の例外はありますが、非常によく合っております。ですから、何か magma の通路のようなものがある程度落ちついてくると、magma の流量と微動の振幅との間に非常に素直な比例関係があるようであります。これも、先ほどの大島の場合にも、定性的であります。そういった関係が見れたように思います。あの関係もたぶん定量的に直せるんじゃないかと思いますが、そういう結果はまだ拝見しておりません。

なぜ、間欠的に、episodic に phase が 1, 2, 3 となるかという、この説明なんですが、結局その説明のために geochemist が gas を分析して、magma に含まれている気泡とか gas の量を分析した結果と、調和的な理論だということですが、一番最初の phase 1 でここから magma が出ます（図5参照）。そうしますと、magma 全体の辺の圧力が減ります。圧力が減りますと、degassing が促進されるわけです。gas が気泡の形で magma の中に入ってきますと、magma 全体の密度が減ります。密度が減りますと、ここの hydraulic pressure がいままでつり合っていたものが、こちらが密度が減りますから、猛烈な勢いで pump up することができるわけです。その degassing による、気泡がふえたことによる密度の減少で非常に多くの magma を吸い上げることができる。

ところが、いったんここまで出ますと、lava lake の中では gas がどんどん地表に逃げていきます。gas がなくなるものですから、magma が重くなります。先ほど言いましたように、pump up は vent の上まで行きまして、vent を越してしばらく上まで行きます。そういった状態で重くなった magma が、今度は逆流を始めます。重いものですから、どんどん逆流していく。それが平衡状態まで行ってとまるわけです。ですが、先ほど言いましたように、tiltmeter の様子から見て、この deep source から（図5）どんどん supply があるらしい。そうでないと、この summit の隆起を説明できない。そう考えると、この深いところからはどんどん多く

の gas を含んだ magma が新しく入り込んでくる。それと同時に、熱も圧力も excess pressure もどんどん増加していきます。

そうしますと、gas がふえてある圧力になりますと、またこちらの方へ vent を破っていく、その vent を破ったときに、今度はまた圧力が減ってまた gas がふえて、よけいこの vent よりも上に行ってしまう。それがまた degassing で重くなって戻る。もちろん、この下から heating, gas の supply と熱の supply があることが大事であります。それが続く限りこの間欠的な現象、cyclic な現象はどんどん続いていく。

実は、この大噴火が起こる直前にこの傾斜計(図5)、実は長周期地震計を傾斜計として使っているんですが、これが(図12)大噴火が起こった11月14日で、その前に傾斜計を詳しく調べますと、非常に周期的な、周期1時間程度の傾斜 storm, tilt storm と彼は呼んでおりますが、それが数日間非常に規則正しく続いております。この時点では、まだ magma は全然外へ噴火しておらない状態でありますので、どういうふうにこれを解釈するかはむずかしいんですが、ひょっとすると先ほどの cyclic な大きな噴火、大事件としての cyclic なものが小規模に行われていたのではないかと、ひょっとしてそれは、ある magma の channel のある部分で degassing と heating と、そういうことの組み合わせで何か間欠的な現象が起こった。

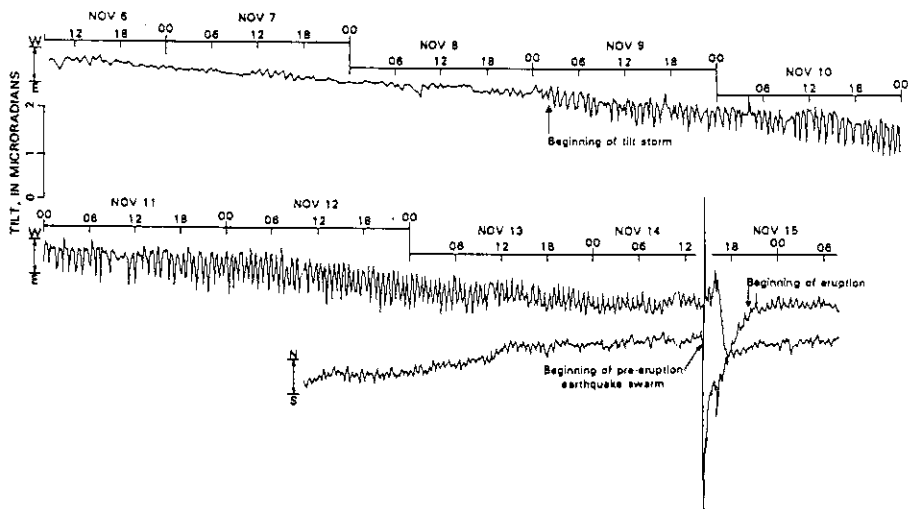


FIGURE 48.12.—Five-day tilt storm and large five-hour tilt excursion recorded by Press-Ewing seismograph before outbreak of 1959 eruption.

図12 Eaton, Donald, Richter and Krivoy (1987)より

これと、最近福山さんのみつけられた大島の cyclic な傾斜 (図13) と似ているのではないかと思います。これが大体 stage 1, stage 2 というふうに傾斜が、あるときは山頂が持ち上がり、あるときは山頂が下がる。それが1時間ぐらいの周期で行われていて、ある時期にはそれと微動の発生とが非常に強い相関を示している。その相関の示し方が時期とともに変わったという興味あることがあるんですが、先ほど大きな目で見た cycle の中で微動も間欠的に起こってありました。ですから、その大きな目で見た微動とこの間欠的な tilt と、規模は違いますが、定性的には非常によく似ております。ですから、ひょっとするとこれも degassing とか heating の影響で magma が間欠的に運動して、それが微動を起こしているというようなことがあるのかもしれない。

そういうことで、火山微動が普通の地震などと違う一つの大きな原因は magma が関与しているのではないかと、その理由として、ある条件が一定の場合には非常に定量的に magma の流量と微動の振幅とが比例関係にある。今度はもっと小さい scale で slide でお見せします。

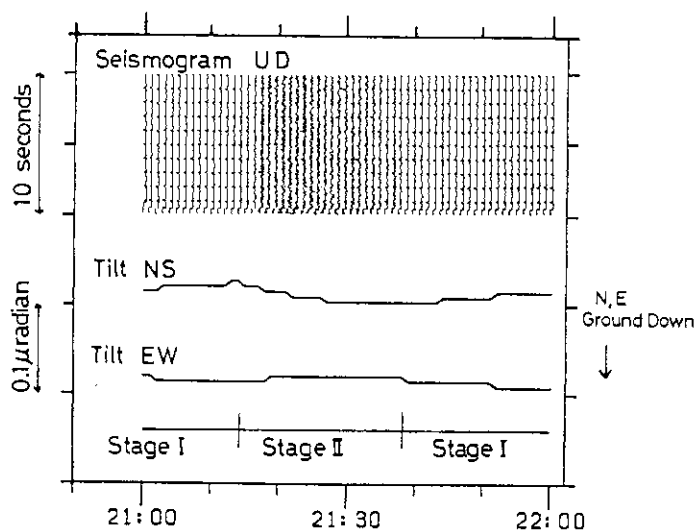


Fig. 4. Tilt motions and related seismic records on Jun. 16. 10 seconds length vertical component seismograms (natural period is 1 second) are plotted at intervals of 1 minute which contain time codes of 1 second interval.

図13 福山 (1988) より

これは(図14)、実は大変最近の、この1月に私ども Hawaii に行きまして、微動を非常に定量的に観測したいと思って、90何個という digital の地震計を持って行って、ここに並んでいます、これだけではないんですけれども、いろいろいい data をとりました、そのときに、まだ data はほとんど解析されてないので残念ながらご報告をあまりできないんですが、これはいま活動しております Puu Oo という火山で、この上まで行って下をのぞきますと、magma が見えます。いま、magma はここからは出ておりませんで、もう少し先の方に行きまして、そこから tunnel を通って海へ直接出ております。

ここに地震観測網を張りまして、しばらくしましたら、非常におもしろい現象が起こりました、これは gas-piston 現象と Hawaii の観測所の人たちは呼んでいます、ある long period events ですか、B型地震ですか、ああいったようなものが観測されるんですが、それとこの火口からのぞいている現象とが非常によく相関できます。

どういことが起こっているかと言いますと、これが(図15)上からのぞいたところですが、写真の方も私自身が撮ったわけじゃないのであまりよく説明できませんが、これは非常に垂直の壁になっていて、ここに magma があります。

次にもう二つ写真をお見せしますが、一つの episode を違う stage で見ておりますが、これは(図16) たぶん非常に大きな bubble、気泡が上がってきて、飛び出して magma をまきちらしているところであります。



図14

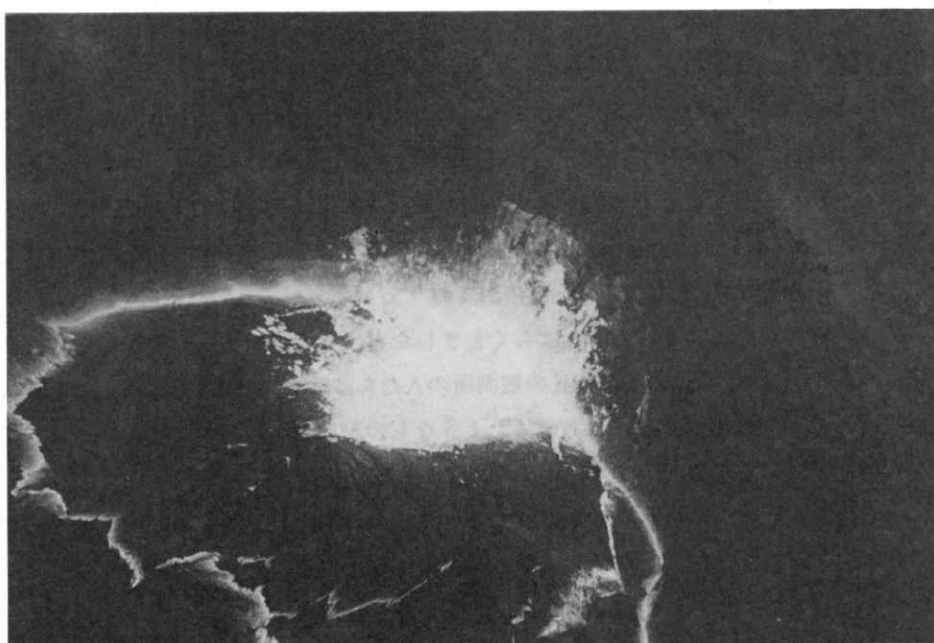


図15

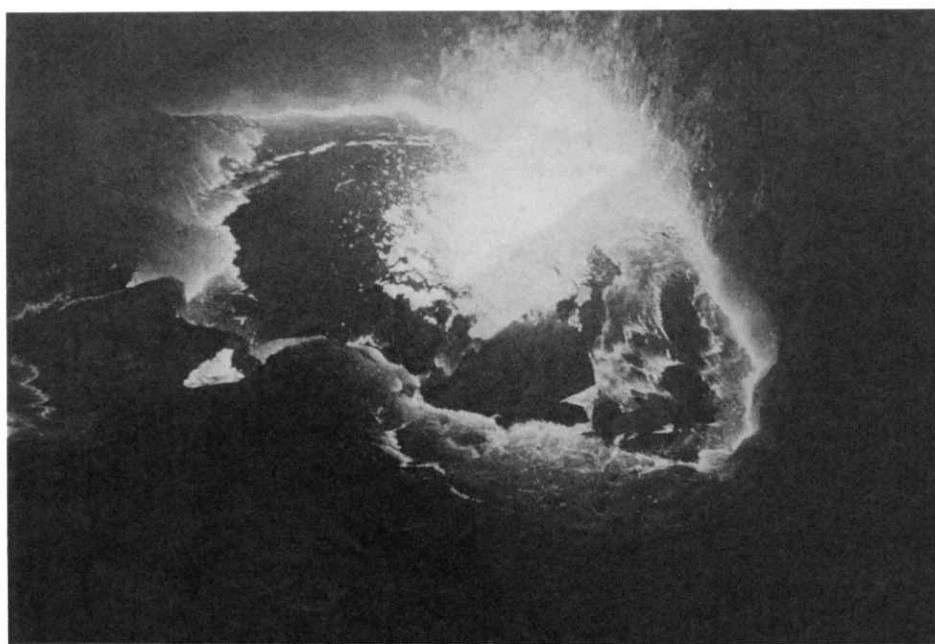


図16

これも一つの別の stage ですが (図17), この場合には底の magma が全部なくなりました, しかし, vent が二つあるとかで, こっちの vent からまだ残っている magma がこちら側の vent に流れ込んで, cascade, 滝のように流れ込んでいるところだそうですが, あまりよくわかりません.

どういう現象が起こっているかと言いますと, この噴火口 (図15) を見てみますと, だんだんと magma の level が上がってくるんだそうです. だんだん magma の level が上がってきて, それが突然 bubble, 気泡があらわれまして, 大変な騒ぎになったと思うと,すごい勢いでこの magma が吸い込まれてもとへ戻っていくんだそうです. 地震計の方を見てみますと, magma が上がってくるときからすでに振動が始まっております, 最大振幅は一番最後に drain back, 逆流が起こったときにどうも起こるらしい. これも gas と magma の interaction でありまして, だんだん上がってくるときには気泡があちらこちらに深いところにてきて, 全体として軽くなって持ち上がってくる. その気泡が集まって大きな bubble になって, その bubble が抜け出す. 抜け出しますと, そこに空間ができますから, 上にあります重い gas がなくなった magma が逆流して下へ行く. 逆流して下に行った magma が励起力になって, 非常に大きな共振現象を magma のたまりの中に起こす. それが微動として観測されるのではないかと, そういうふうを考えております. これは地表というものと結びつけられた場合であって, 地表がない場合, すべてが地下で行われている場合も考えられて, それが深い微動とか

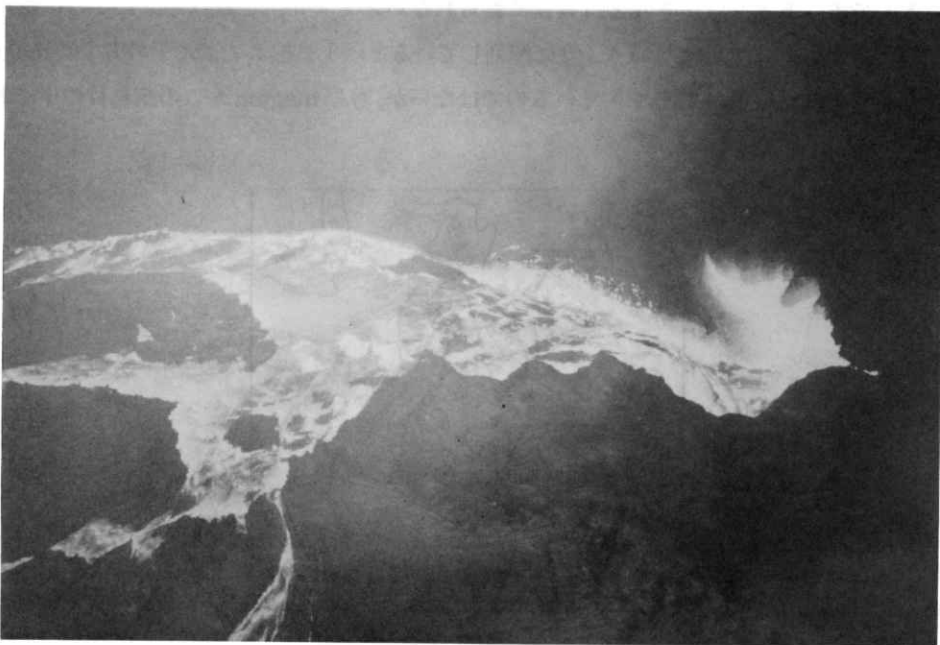


図17

深い長周期 event を起こすのではないかと、そういうふうに空想しているわけです。

このように、微動の原因に magma が力学的に関与しているのではないかと思うわけですが、ではこの先どういうふうに研究を進めていくべきか、これまで10年ばかり微動の source として、割れ目の中に液体が含まれているとき、その液体を含んだ割れ目系が、微動の source としてどういう信号を出すか、そういうことをいろいろ調べてまいったわけですが、なぜ割れ目を選んだか、なぜ、たとえば円柱形の丸い入れ物を考えなかったか、その説明をしたいと思います。

一番最初に、割れ目が magma のたまりの原因であるということをあまりはっきりとは言っておられないんですが、触れておられるのが佐々先生の1935年の論文です(図18)。1935年の論文で、佐々先生は阿蘇に行きまして、当時大変な仕事だったろうと思うんですが、長周期の地震計を非常に噴火口に近い、500m ぐらいのところに設置します。それも一つではなく、二つであったと思います。その噴火のときにどういうふうに振動が起こるかということ調べられたわけです。そうしますと、噴火のときにいろいろな周期の波が出るんですが、たとえばこの場合にはたしか7秒周期という非常に長い周期の波が出て、その周期の波を場所によって比べてみますと、たとえばこの場所がこちら側へ向くときにはこの場所はこっちに向いている、この場所はこっちに向いている。あまり点の数はありませんが、非常に systematic に振動しています。

これの解釈について、論文の中に軽く志田の crack model ということがちょっと述べられているんですが、あまりはっきりとは言っておられないんですが、これはたぶんここに噴火口の配列があります。これがこういうふうに配列しているということは、たぶん下の方では magma がこういう割れ目に沿って出てきているのではないかと、もし magma がこの割れ目の中にある

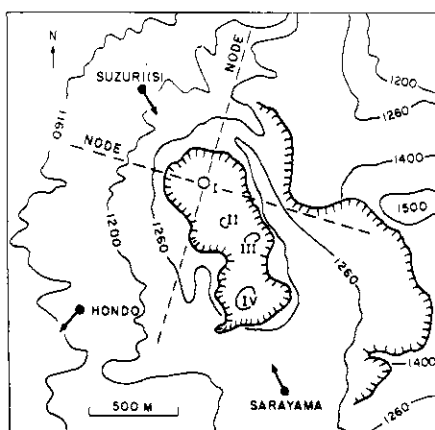


図18 Sassa (1935)より

としますと、この中で magma の圧力がふえたり減ったりしますと、まさにこういう振動が起こるわけです。ですから、これは明らかに magma が割れ目の中にあって、その中で圧力が変動している。その変動が微動を生じているとすれば、説明できることであります。これは、1935年の論文です。

その後、中村一明さんが火山は hydro-fracturing ということを言い出しまして、Hawaii の火山（図19）のように割れ目が非常にはっきりしている、割れ目噴火が非常にしょっちゅう起こるような basaltic な火山では、もちろんこういうことはだれでも考えつくことだと思いますが、富士山のようなコーン型の火山でも深いところでは割れ目が主な magma を運ぶ入れ物である。

この slide は（図20）中村さんにいただいたんですが、本当にこれは絵はがきのような大変きれいな景色です。

中村先生の、富士山の内部構造というのはこのような割れ目（図21）がたくさんいろいろな方向にあって、中央の column は要するにその交差点にすぎない。こういう割れ目が地表と交わるところに側噴火が起こる。これはまさに hydro-fracturing であって、だから tectonic stress をはかる道具に使えるはずである。



図19



図20

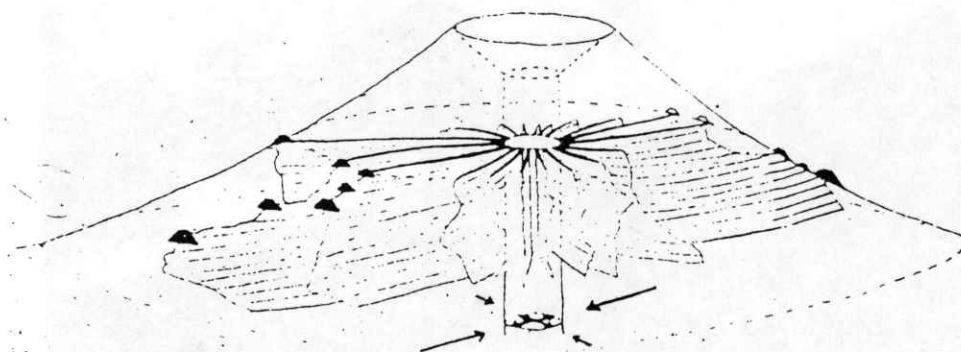


図21 中村一明による

そういうことから、もしも tectonic stress がこういうことであれば(図22B)、割れ目はこういうふうになるでしょうし、もしも tectonic stress が周りから特に一様であれば(図22A)このように割れ目も一様になるでしょう。

皆様ご存じの大島の割れ目がこっちに向いているのは(図23)、stress の方向がこういう方向であるからで、それは地震の方ともよく合うという話であります。

ということから、hydro-fracturing と magma の transport に何か強い関係があるのではないかと思うわけです。そういう fracture の中に magma を含んだ system を tremor、微動の震源の model として考えるというのは、こういう佐々先生、中村さんなどの考えを先に進めることになるだろうと思います。そのほかにも、割れ目で液体を運ぶというのは氷河の方でしょっちゅうやられております。氷河の中の水は氷より重たいものですから、沈んでいくわけですが、それが割れ目の中に入ったまま動いていく。同じような考えから、Weertman が magma は割れ目の中に入ったまま lithosphere の中を上を伝わっていくだろうというような model をだいぶ前に出しています。

それから、こういう magma がいかに上昇するかということを Centrifuge の model 実験で長いこと調べておられる Ramberg という先生がいますが、この方によると viscosity の contrast があまり強くないときには、暖かいものは冷たいものの中を finger convection、指のような形の convection で上がっていく。“blob”などという言葉でも呼んでいますが、viscosity の contrast が強くなるとそういうことができなくなりまして、主に割れ目を伝わって上がって

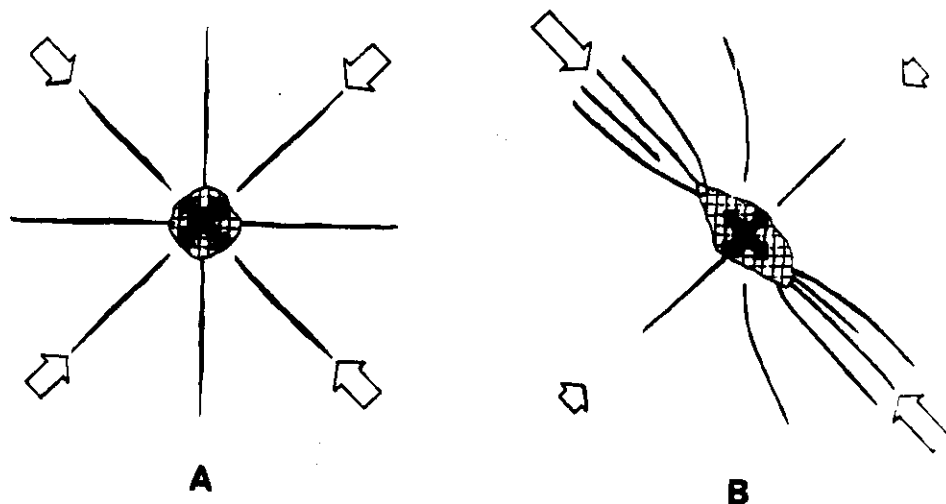


図22 中村一明による

く、それがenergy的に一番楽である。そういう話があります。ですから、こういう magma の transport の system として割れ目を考えるのは妥当なことだと思います。先ほど初めに、私がこの微動の仕事に関係するようになりましたのは、地熱 energy と申しましたが、その地熱 energy で Hot Dry Rock Project というのがありまして、日本でも最近盛んに行われています。Los Alamos の National Laboratory でこれも10年以上前からですが、高温岩体に穴を掘って、そこに hydro-fracturing で割れ目をつくって、その割れ目に今度は別の穴を入れて、その二つの穴の間で水を流して、その高温岩体から熱 energy を取り出す。

これは新聞の切り抜きですが(図24)、こういう二つの穴を幾つかの割れ目で結びまして、片方から冷たい水を入れて、もう一つから熱い水を取り出す。こういうことでほとんど無尽蔵と言っていい energy が地殻の中にあるわけで、それを取り出すことができる。この Los Alamos の研究所で地震計を一つの大事な道具として使っております。その主な役割りは、ここで圧力をかけまして、fracture を起こします。あるいは、fracture ができておりましたときに、そのできている fracture をさらにふくらましったりしますと、非常に小さな地震がたくさん起こります。それはたぶん既存の joint が滑るんだろうと思います。pore pressure が増加して抵抗が少なくなるので滑るんだと思いますが、そういうものが雲のようにできます。それが、AE、Acoustic Emission とも呼ばれていますが、そういうものの位置からこの fracture の位置を推定するのに主に使われていますが、その観測にときどき、特に一番初期の hydro-fracturing 状態のときに非常に不思議な記録が得られることがあります。

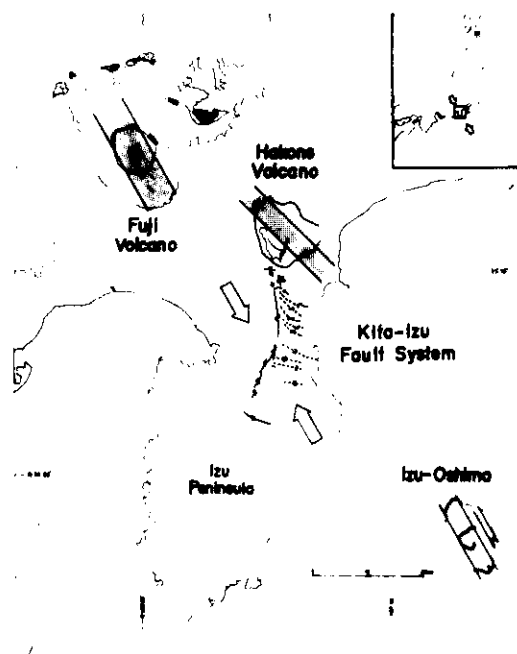


図23 中村一明による

もし同じものを適用するとすれば、

これはわりに controlしやすい実験ですので、ほかのいろいろな data がよくわかっていますので、これをまず最初に説明しようと、いろいろ model を考えるわけです。

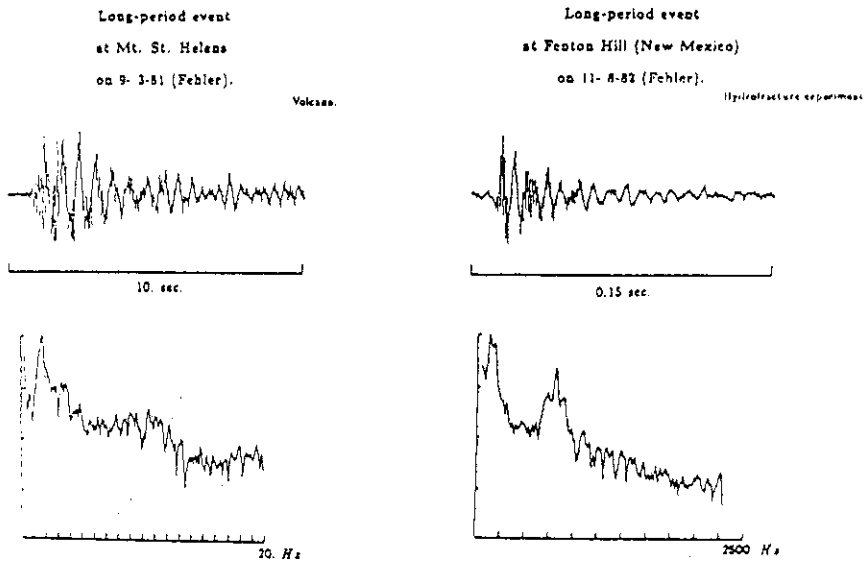


図25

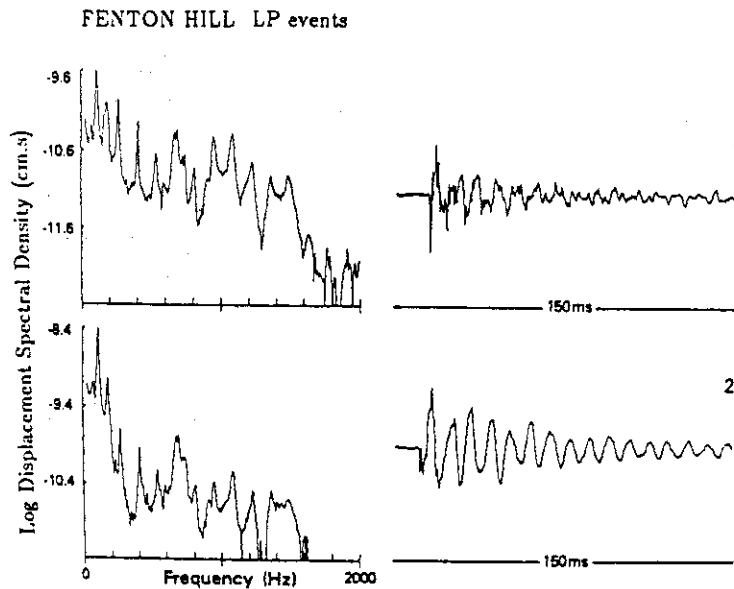


図26

これはまた別な、同じ Fenton Hill でもいろいろな signal が出てくる(図26)。しかし、そのある短い時期に観測されるのはどうも同じところから出てきているらしくて、最初の三つらしいの peak はほとんど完全に同じ spectrum の値を示しております。これは、非常に sharp な peak がたくさん並ぶような spectrum であります。

これも、非常に低周波のところでは先ほどから見せております spectrum と同じなんですが(図27)、大きく見て、時間軸上で見ると非常に違った様相をしている。spectrum もそれに応じて違った形をしています。非常に低周波の peak が一致しているところから、たぶん同じ system が違ったふうに excite されて振動しているのではないか、そういうふうに思って解釈していくわけです。

これから申します model(図28)はかなり長い歴史があるんですが、最近では主に Bernard Chouet という U. S. Geological Survey にいる、元 MIT におりました人が開発した program をわれわれも使っておりますが、これは簡単な図で、こういう矩形の面をした割れ目を考えます。水平面上にそういう割れ目がある。XY 面上にそういう割れ目があります。この割れ目は液体でいっぱい満たされている。barrier と書きましたけれども、こういうものをどうやって excite するかということはまだよくわからないわけで、なぜ微動が生ずるかということ

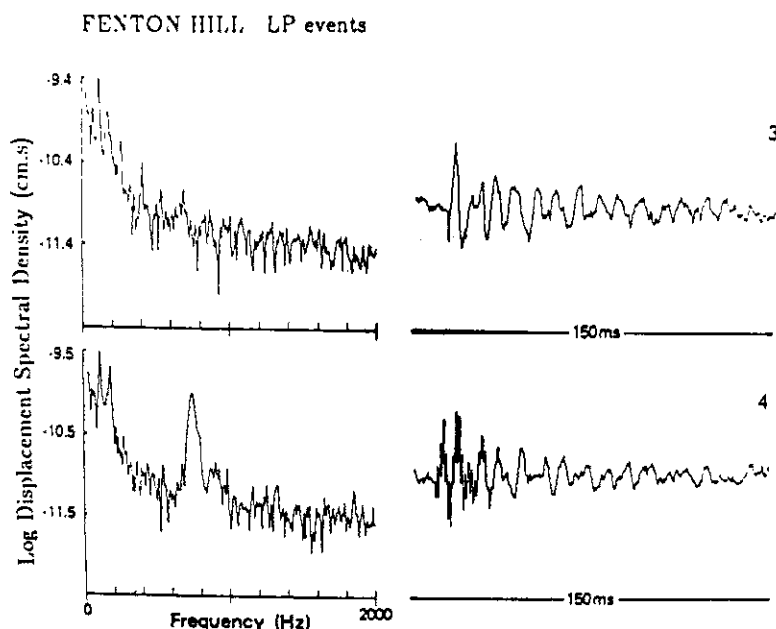


図27

はわからないわけなんですけど、仮にここに割れ目同士がくっついていっているところがあって、それが何かのかげんでその抵抗を押しつけて離す、こういう考えは、後でも model として使いますが、割れ目が smooth になっていなくて、ある場所で何かひっかかっている。そのひっかかっているところがガバッと開く、開くと、そこに液体が入り込んで excess pressure がかかりますので、それが起動力になるというような source model をここで考えてみます。

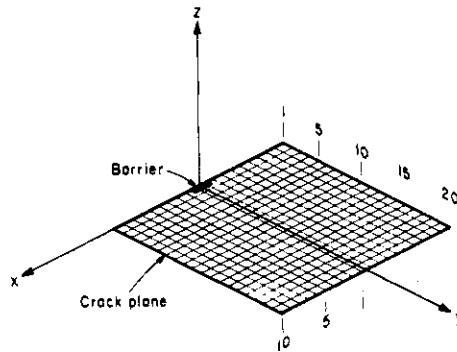


図28

The crack fluid dynamics.

Conservation of momentum :

$$\begin{aligned} \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{12\eta}{\rho_2 d^3} U &= 0 \\ \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{12\eta}{\rho_2 d^3} V &= 0 \end{aligned}$$

Equation of continuity :

$$\frac{1}{b} \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{2}{d} \frac{\partial}{\partial t} w_d + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0$$

Relation between viscous shear stresses
at the crack wall and
the average fluid velocities :

$$\begin{aligned} \tau_x &= \frac{6\eta}{d} U \\ \tau_y &= \frac{6\eta}{d} V \end{aligned}$$

図29

いろいろな式が出てきますが(図29), 流体は2次元的なものを考えていまして, 流れはXとY方向でuとv, それから, Z方向のは割れ目の厚さですか, 液体層の厚さがこういう w_d という形で入ってきております, これまでの計算では viscosity は入れておりませんが, viscosity も入るようになっております, 2次元の運動方程式と連続の式とを使いまして, 弾性体の方には次の図(図30)のように普通の stress と strain の関係と運動方程式とを3次元の問題として finite difference で解くわけです, 境界条件としては次のように(図31) crack の表面で traction が連続である, それから, 対称性からくる条件も入ってまいります, 液体の方については, crack の端でもって液体の運動と固体の運動が一致するようにしてあります,

Equation of motion as a system of
first order hyperbolic equations :

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial t} \sigma_{xx} &= \lambda \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial x} + \frac{\partial \dot{v}}{\partial y} + \frac{\partial \dot{w}}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial \dot{u}}{\partial x} \\ \frac{\partial}{\partial t} \sigma_{yy} &= \lambda \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial x} + \frac{\partial \dot{v}}{\partial y} + \frac{\partial \dot{w}}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial \dot{v}}{\partial y} \\ \frac{\partial}{\partial t} \sigma_{zz} &= \lambda \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial x} + \frac{\partial \dot{v}}{\partial y} + \frac{\partial \dot{w}}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial \dot{w}}{\partial z} \\ \frac{\partial}{\partial t} \sigma_{xy} &= \mu \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial y} + \frac{\partial \dot{v}}{\partial x} \right) \\ \frac{\partial}{\partial t} \sigma_{xz} &= \mu \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial z} + \frac{\partial \dot{w}}{\partial x} \right) \\ \frac{\partial}{\partial t} \sigma_{yz} &= \mu \left(\frac{\partial \dot{v}}{\partial z} + \frac{\partial \dot{w}}{\partial y} \right) \\ \frac{\partial}{\partial t} \dot{u} &= \frac{1}{\rho_1} \left(\frac{\partial}{\partial x} \sigma_{xx} + \frac{\partial}{\partial y} \sigma_{xy} + \frac{\partial}{\partial z} \sigma_{xz} \right) \\ \frac{\partial}{\partial t} \dot{v} &= \frac{1}{\rho_1} \left(\frac{\partial}{\partial x} \sigma_{xy} + \frac{\partial}{\partial y} \sigma_{yy} + \frac{\partial}{\partial z} \sigma_{yz} \right) \\ \frac{\partial}{\partial t} \dot{w} &= \frac{1}{\rho_1} \left(\frac{\partial}{\partial x} \sigma_{xz} + \frac{\partial}{\partial y} \sigma_{yz} + \frac{\partial}{\partial z} \sigma_{zz} \right)\end{aligned}$$

図30

こういうような境界条件で先ほどの運動方程式を3次元の差分法を使って解きます。そうしますと、出てくるのはこの crack 面 (図32)・・・今度はこの crack 面、縦になっていますが、この crack 面上における crack の両側の面の距離がどう時間とともに変わるか、crack が開いたり、閉じたりするのが、時間及びその crack 上の座標の関数として出てまいります。今度、それを dislocation theory ですか、表現定理に入れまして、遠方で観測される地震波の記録を、これは普通地震学の方でしょっちゅうやっていることですが、求めます。そうしますと、これはたぶん P 波、遠くで観測される P 波ですが、こういうものが観測されるはずである。

この場合 (図33)、crack の面はこういう面ですが、いろいろと barrier と書きましたが、与える振動のもとになる source の excess pressure をかける面の形、この場合に細長い形になっている。この場合にはこういうふうに長くなっているものですから、mode としてはこちら側に伝わるような mode しかできない。こちら側に伝わるような mode は抑えられる。そのために、かなり規則正しい spectrum が得られるようになっていきます。これが時間軸の solution で、これが spectrum の解です。これと、先ほどの観測された例の1番というやつ (図26) が定性的によく似ているのではないかと思います。

その excess pressure をかけるところを長くしないで短くしますと (図34上)、今度はこちら側の mode も出てまいりまして、その mode のうちのある mode がこちら側のある mode と共振しますと、ここに一つ peak が大きく出てきます。こういう peak が出てくるのは、そういう二つの方向の mode の干渉である。で、これ (図34下) が観測ですが、こういう観測を説明しようと試みているわけですね。こういう計算は、USC の V.Ferrazzini という学生が

Boundary conditions.

Over the crack surface:

$$\sigma_{xx} = -p, \quad \sigma_{xz} = -\tau_x, \quad \sigma_{yz} = -\tau_y \quad \text{on } S_1$$

$$w = 0, \quad \sigma_{xx} = 0, \quad \sigma_{yz} = 0 \quad \text{on } S_2$$

S_1 is the crack surface
 S_2 is the crack plane outside the crack.

At the perimeter of the crack:

$$U = u \quad \text{along } |x| = W/2 \text{ and } 0 \leq y \leq L$$

$$V = v \quad \text{along } -W/2 \leq x \leq +W/2 \text{ and } y = 0 \text{ and } y = L$$

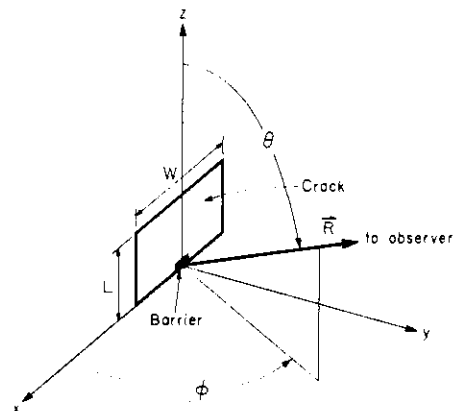


図31

図32

やっております。定量的にもかなりよく合わせることができまして、そういうようなことからこの場合の crack の大きさは長さが 3 m であるとか、非常に小さいものが関係してきているようです。

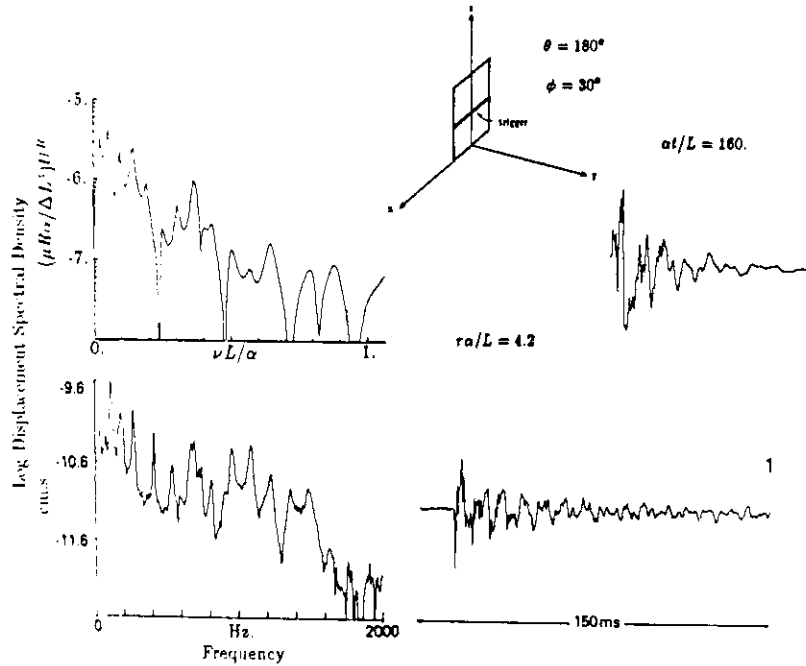


図33

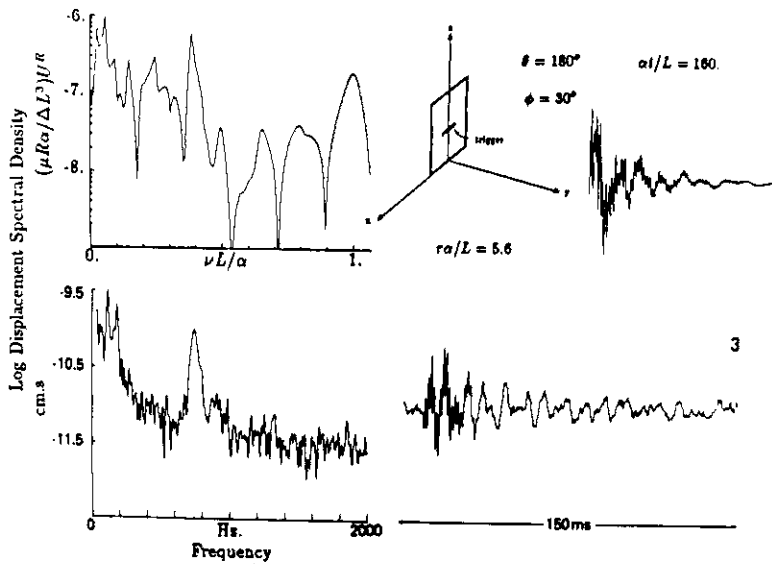


図34

一つの、こうやって計算して出てくるものの中で私どもも関心を持っておりますのは、spectrum peak の幅です。いままでの logarithm で書いておりましたが、これを linear の scale で energy spectrum としてあらわしますと(図35)、先ほどの peak はこういったような形になっております。この peak の spectrum の幅ですが、この幅が液体の impedance、液体の中の密度×音波の速度、そうやって定義した impedance と、固体の方の impedance、密度とP波の速度を掛けたもの、これの比と、わりに簡単に spectrum の幅が関係してくるようです。ほかにもいろいろな parameter があるんですが、そういうのはいまここではおくことにしまして、impedance の contrast だけにしますと、この impedance の contrast といわゆる resonator の Q、Q というのは、この周波数絶対値をこの幅で割ったものを Q と大体定義しますが、この impedance 比が大きくなりますと、この Q が大体 impedance 比そのものに近くなります。そういうことを、こういう数値実験で確かめたわけです。

そういうことは、球状震源、固体の中に球があって、その球の中に液体が入っている場合には簡単にそれを示すことができますが、crack の場合でも大体そういうことになっているようです。つまり、こういう spectrum の共振現象は impedance contrast、つまり radiation の loss を支配するのは impedance contrast ですが、この液体が振動しているわけですが、その振動の減衰は波として出ていくことによって失われていく energy、ですから、impedance contrast が大きいほど energy はよく trap されるわけで、その場合にはこの peak が非常に狭くなります。

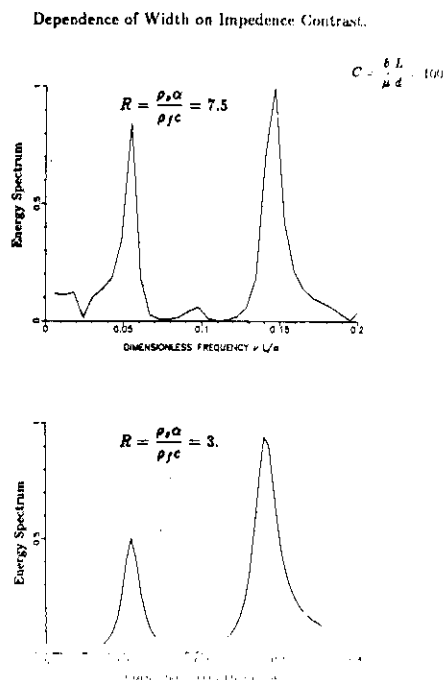


図35

最近とりました、Hawaii の long period events の spectrum を詳しく調べた例をお見せしますと (図36)、これがさっきも出ていました Kilauea の頂上で、これが Kilauea Iki です。Lava lake のあったところ。これが East Rift Zone で Puu Oo という、いま active な小さな火山がこちら辺にあります。私ども、観測網はここに非常に密なやつを張りまして、それと同時に 3 成分の digital で、かなり broad band の 10 秒ぐらいまでの周期を記録できる地震計を 6 か所こういうふうに配置しました。2 か月の間にいろいろな事件が起こりまして、いわゆる long period events もかなりとれました。

それで見ますと (図37)、次の例で Kilauea の long period events というのは大体こんな形をして、これが HVO という観測点で、二つの違う event の例であります。spectrum を log scale で書きますと、こんなものが出ております。これも、St. Helens で見たものや、また後でちょっとお見せしますが、大島、富士山などで見られていますものと、ちょっと見たところよく似ております。この spectrum をもう少し詳しく調べようと思ひまして、今度は linear scale でお見せしますと (図38)、一つの event を三つの観測点で調べてみました。これは皆非常に preliminary な結果で、非常に多くの data がありますので、もっと完全な解析ができるわけなのですが、これでおわかりになりますように、一つの event でも違う観測点で見ていると、spectrum の様相がかなり変わっています。非常に sharp な peak が出るんですが、その peak は必ずしも同じものを見ているわけではない。

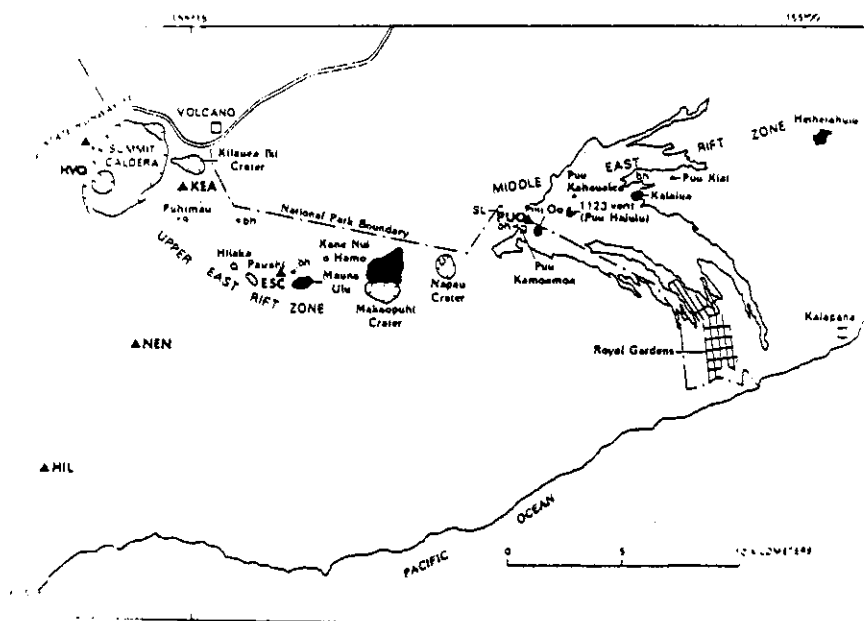


図36

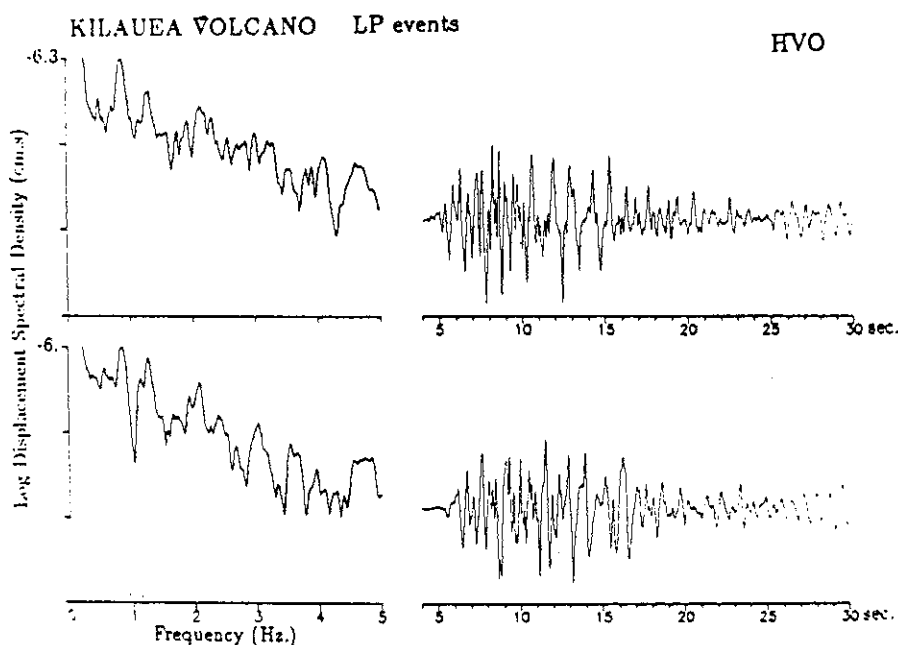


図37

これが、どのくらい random な影響であるのかと思ひまして、まずたくさんの long period events を stack してみました。こういう peak が、あるものは消えていくか、残るものもあるのか、そういう興味でやったんです。

これは (図39)、33個の long period events をある観測点、HVO という観測点で上下水平 2 成分に、3 成分について示したもの。これはもう一つ別な観測点ですが、36個の long period events を stack しまして、それを 3 成分について示したもの。こうやって見ますと、このようにたくさんの event を stack しても、生き残る peak はかなりあります。しかも、その peak は非常に sharp です。stacking というのは必ず peak の幅を広くするだろうと思うんですが、これだけ stack して sharp だということは本当に sharp なんだろうと思います。Q にしまして、20とか30とかそういう sharpness です。

もしもわれわれの考えている model が正しいとしますと、このことは impedance contrast が20とか30でなければいけない。普通の magma では、とてもそんな contrast は出ないわけで、どうしても気泡が必要になります。気泡が入りますと、途端に bulk modulus が減りますので、こういう impedance contrast は可能です。先ほどの cyclic な eruption の episode を考えたときにも気泡が大事であり、ここでも気泡が大事になってきたので、tremor には magma だけではなく gas が非常に主役を演じているのではないかという気がするわけです。

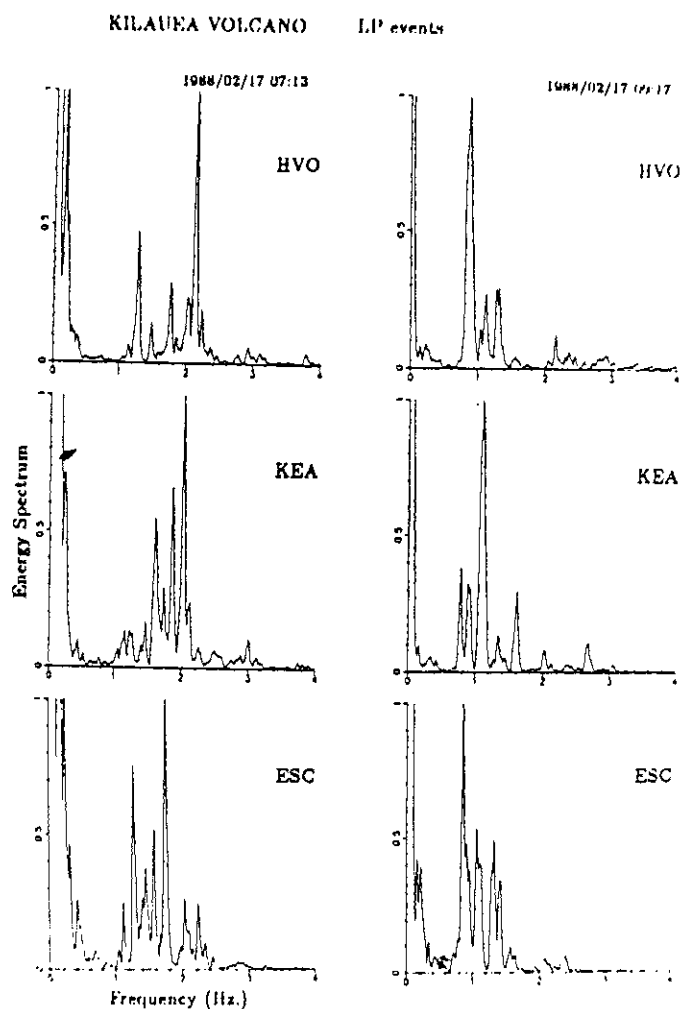


図38

いままでのところ、まだ非常に preliminary な結果ばかりで申しわけないんですが、いろいろ model も考えてはいるんですけども、その model の中でもまだ driving force、何が tremor を生じるか、excess pressure で液体が動きたがって、その動くことによって何か障害物を壊して、その障害物が突然壊れるので生ずるというようなことが漠然とはぼくらの頭の中にあるわけです。それが、さっきの barrier とか trigger とかはそういうものを簡単に model 化しているわけですが、一体何が tremor を drive しているのか、これは将来の問題ですが、それを先ほどの Eaton の Hawaii の結果、今度の大島の結果など、どうも magma が流れる量、流量と微動の振幅が比例関係にある。こういうことを調べるのに、こういう dynamic な model

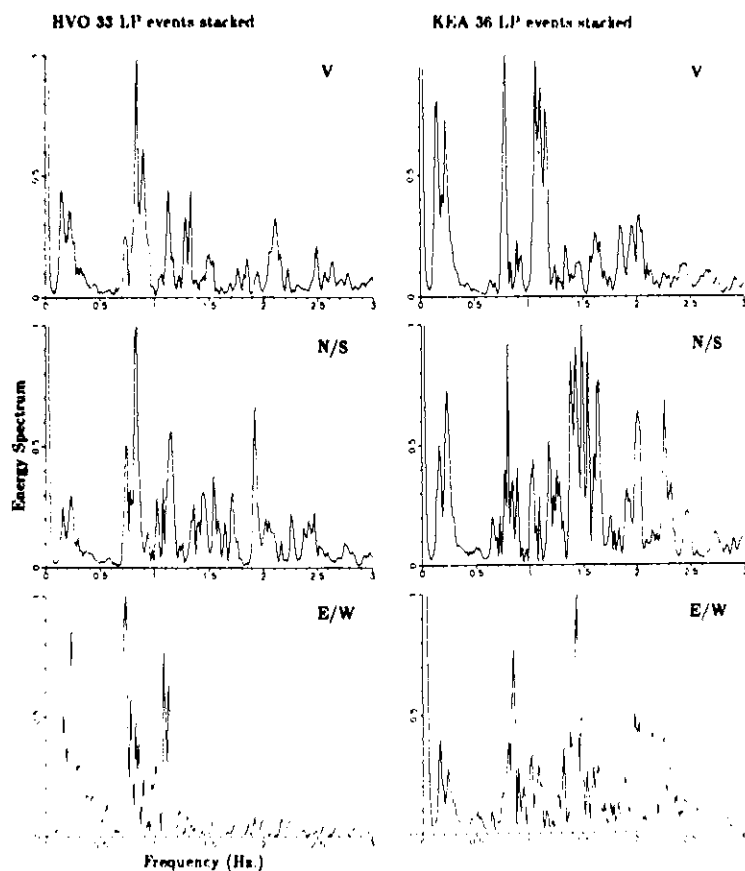


図39

から一步後退して、何か kinematic な model を考える。

たとえば地震の方で言う Haskell の model とか、そういう physical には完全ではないけれども、kinematic にある source の状況を記述する。そういうものをいろいろな観測の橋渡しに使えるか。そういう意味で、簡単な kinematic な model を、特にこの magma の流量と微動の振幅という関係から考えてみたことがあります。これは先ほどの Hawaii の深い微動で、最初の時期に周期が非常に短く 10 cycle ぐらい。非常に振動が激しくなってきたところで 4 cycle ぐらいになって、その変化が時によると突然起こって、その周期が倍になるというようなことがあったものですから、それを説明するのにたとえばこういう crack が並んでいると(図40)、magma がいっぱいになった crack が並んでいて、この時点で magma がこのたまりからこのたまりへ、隣のたまりへ動くときにどういう振動が起こるかと言いますと、こういうとであればこの振動の一番の基本の周波数はこの二つ分の割れ目の長さで決まってくる。それが、もっと magma の流れが激しくなって、四つの割れ目が同時に振動しているよう

になりますと、周期は倍になります、ですから、このように割れ目の中に magma がいて、それが振動している場合に、こういう model を考えれば直観的に振幅が非常に大きくなれば周期は長くなる、こういうことは大島の微動の報告にも出ております、清野さんの論文にも記述されておりますが、あるいはこういうことが起こっているのかもしれない。

そうしますと、こういう一つのつながっている割れ目の片方から片方へ magma が行くときに微動が出るのだと、仮に考えます。こういう step を考えているわけです(図41)。ここに二つの割れ目がそれぞれ magma を含んでいる。こちら側の割れ目の中の magma の圧力がだんだん上がってきて、押しのけてこれを進んだとする。これが非常に dynamic に起こるとしますと、ここで振動が生じます。solid、固体にこういう運動を与えるわけです。そうしながら、この magma がこれだけ移動したとします。そうしますと、これ全体がふくらむものですから、すき間ができて、このすき間が端にできやすいと思いますが、こういうふうにできますと、これは真空ですから、周りの圧力が非常に強いのでこれはパチッとしまります。こういう形になって 1 cycle 済むと、地震の波が一つ出まして、それと同時に magma がこう移動する。したがって、地震動の振幅と magma の移動量との関係を簡単につけることができます。

Multiple crack model for step
like period change

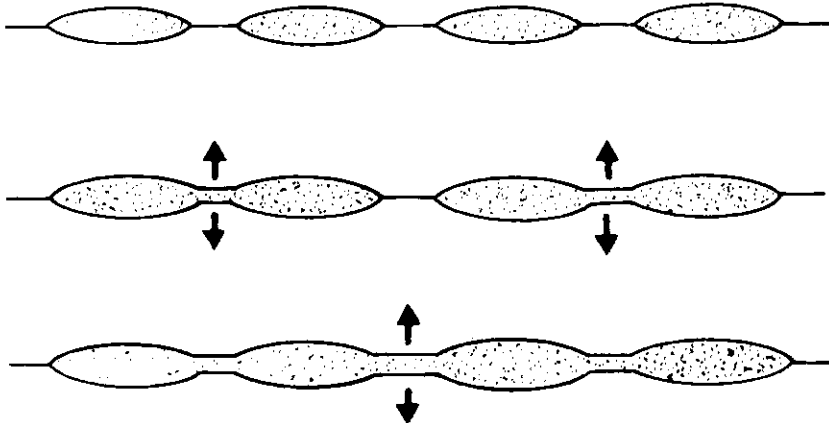


図40

これが、その場合のP波の波形をかいたものです(図42)。P波の波形はこんな形でいろいろな model の parameter, 割れ目の幅, 割れ目の開いた量, 長さ, その他いろいろな parameter でこういうものをかくことができます。同じ parameter を使って流量の方も出せますので、この関係は簡単にだまして、この関係は線型の関係になります。微動の振幅と magma の流量が比例してきます。これは、先ほど観測でちょっと申し上げたことであります。その関係は実に簡単なのでありますが、その関係をいろいろな火山に適用してみました。

たとえば、これは Kilauea の下に起こっております深い tremor の振幅を観測しまして、それを magma の流量に換算して、その微動の継続時間をその流量に掛けまして、どれだけの magma が輸送されたかというのをそういう model から出してみました(図43)。そうしますと、このように1962年から79年の間の振幅を測定したわけなんですけど、これが非常に一定の割合でふえておりました。その間には、地表では非常な火山活動がいろいろあったんですが、それとはあまり関係なしに、一番大変な火山活動はこの辺にあったんですが、そのときにはこの slope が少し急になっている。ひょっとすると、この火山で magma が出ますと、圧力が減って、そのために potential の difference が強くなって、深いところで magma の運動が活発になるというようなことがあるのかもしれませんが、大体に見て非常に定常的に起こっております。

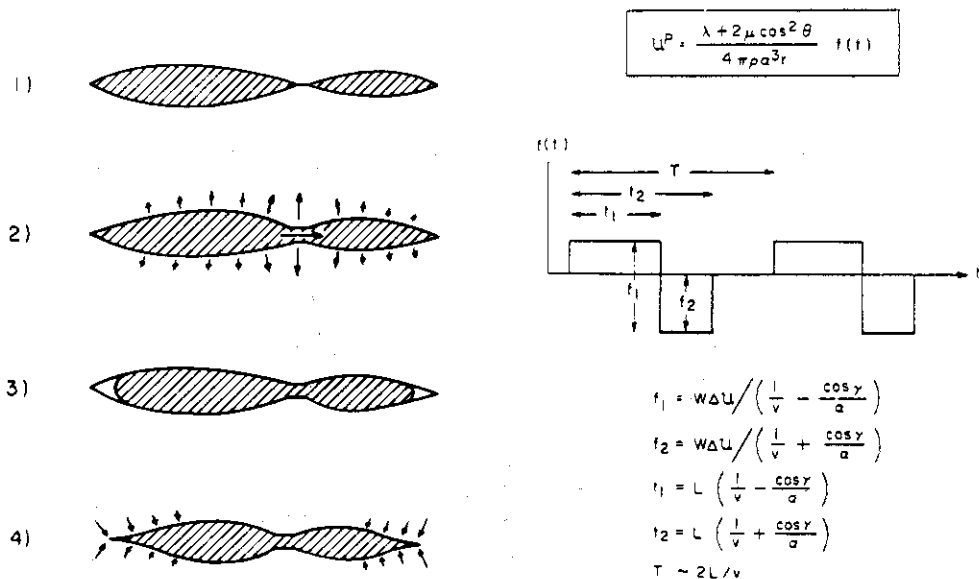


図41

図42

この magma の量を推定するのに出てくるのが、この reduced displacement. この reduced displacement というのは、結局観測されました地震の波の振幅を source に戻すために、この場合 deep tremor ですから、実体波としまして、振幅に震源距離を掛けたものです。一応震源の状態に補正してやる。そういうものと magma の流量とが直接に関係する。先ほどの model でやりますと、P 波が観測されたとして解釈してやってみますと、order は合うんですが、ちょっと違います。こうやって推定しました magma の総流量、この期間に流れたはずの量が実際に地表に出た量の1/5になります。これは、いろいろな model の欠陥であるか、あるいは magma というのは場所によっては微動を起こさないで静かに昇ってくるところもある。そういうところが確かにあるということは、地表で実際に実証されておりますから、ちょうど地震の場合のように plate の運動が aseismic に起こるところがあると同じように、magma の場合には微動を起こさずに動く、静かに動いてくる場合もあるというふうに解釈することもできます。

しかし、これも一つ微動の振幅と、その持続時間、継続時間が magma の流量と輸送された総量、そういうものに関係してくる。全然関係がないのではないかな、そういうふうに思うわけです。

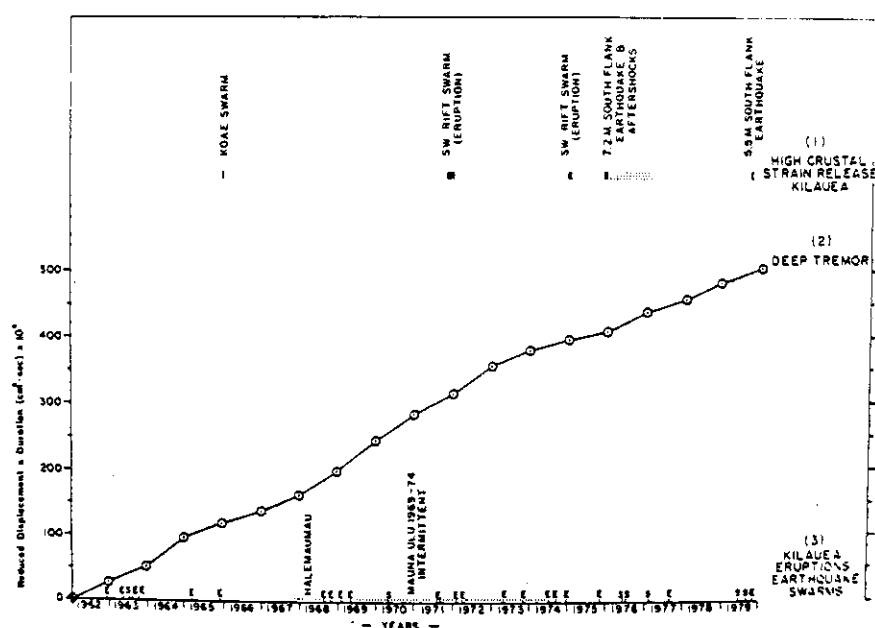


図43

個々の深い tremor ですが、個々の事件を見ておりますと、あるときは10Hz まではいきませんが、8 Hz ぐらいが卓越したり、あるときは5 Hz ぐらい、あるときは1.5Hz ぐらいまで、非常にゆっくりした長周期のものになったりする(図44)。そのときの振幅を同時にはかってみますと、どうもこれは非常に関係がありまして、振幅が大きいときに、これは距離の補正をしてありますが、震源における微動の強さみたいなものですが、それと周波数との間に関係があるようで、周期が長くなるほど振幅も大きくなるようです。これは、その Hawaii の地下に起こっている tremor についての情報なんですが、大島の噴火の1年ぐらい前に単色地震というのがあって、それを鶴川さんと大竹さんが調べておられます。その周期が大体1秒で、そのときの距離と振幅などから推算してみますと、大雑把なことですが、ちょうどこのぐらいのところに出来まいります。

大島の下に起こった単色地震というのは、やっぱりもしも magma が Hawaii の深い tremor と同じものであるとしますと、周期はちょっと長めの方になりますが、この Hawaii で観測された group と非常に調和しております。これは40ないし400と言うんですから、大体このぐらいの範囲にあるような結果が出ております。しかし、Hawaii の場合との違いは、鶴川さんの観測されたのは非常にS波がはっきり出ております。

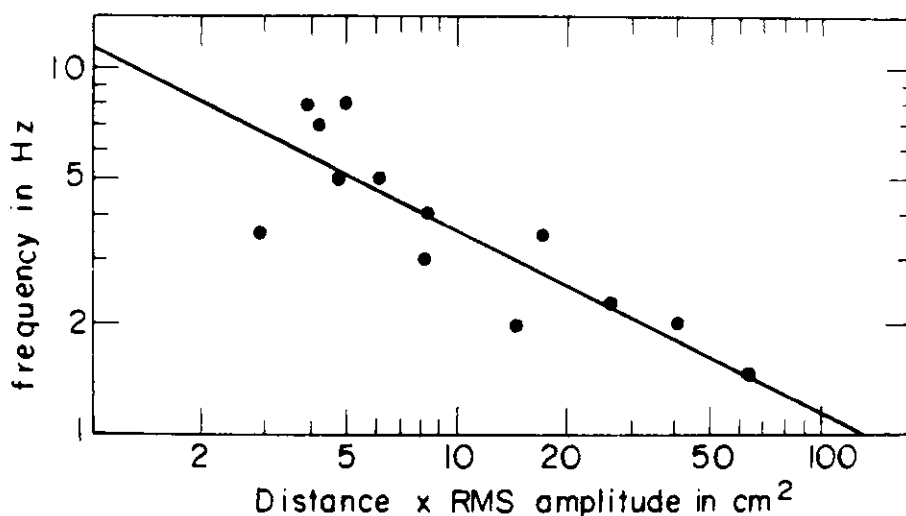


図44

これが単色地震の震央ですが(図45), こういう観測網でとられて, 大体上下動を見ますと, このようにP波の速度で伝わる波がよく見えています(図46). それに, 上下動でもわかりますが, S波が後からやってきております. 水平動で見ますと, なおはっきりしまして, このようにS波が非常にはっきり(図47). これでわかりますように, P波がここで水平動に見えておりますが, signalの長さがこれで大体10秒とか15秒とかそのぐらいの長さでP波もS波も来ておりますし, 周期もP波とS波で同じであらゆる方向に同じ周波数出ていますから, これは震源が明らかに1秒ぐらいの周波数で振動したのであって, この前第1回の講演のときに barrier が規則正しく並んでいてバン, バン, バンと切れていくとか, ああいうような形では説明できないわけです. ああいう形でやりますと, 方向によって周波数が変わってまいりますから, このように非常に周波数がどこもかしこも同じでP波もS波も同じだというのは, 震源自身が振動子として振動している.

ですから, magma みたいなものを考えるのが一番妥当だと思うんですが, このS波が非常

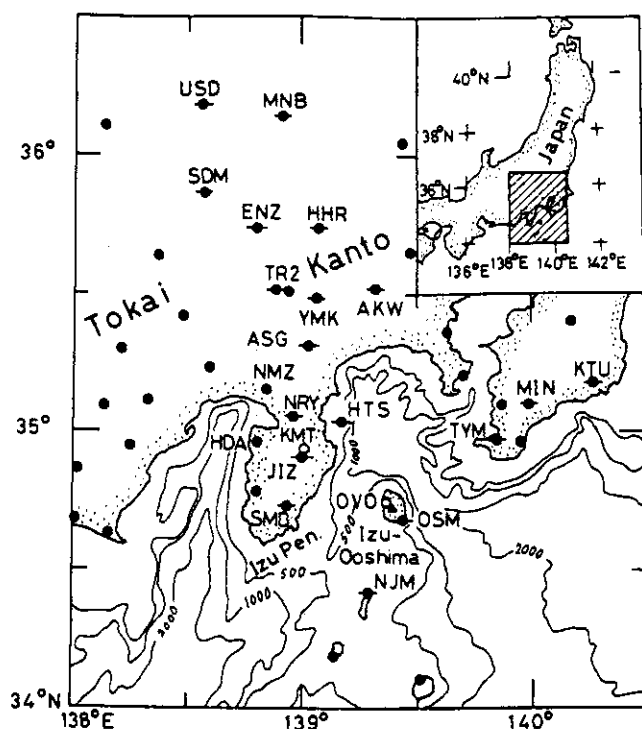


Fig. 1. Locations of seismic stations. Solid circles are stations of NRCDP, among which the symbol with a horizontal bar indicates stations where digital data were obtained. Open circles are stations of JMA (KMT) and the Earthquake Research Institute (OVO). Triangle indicates the summit of the Izu-Ooshima volcano (Mt. Mihara).

図45 Ukawa and Ohtake (1987)より

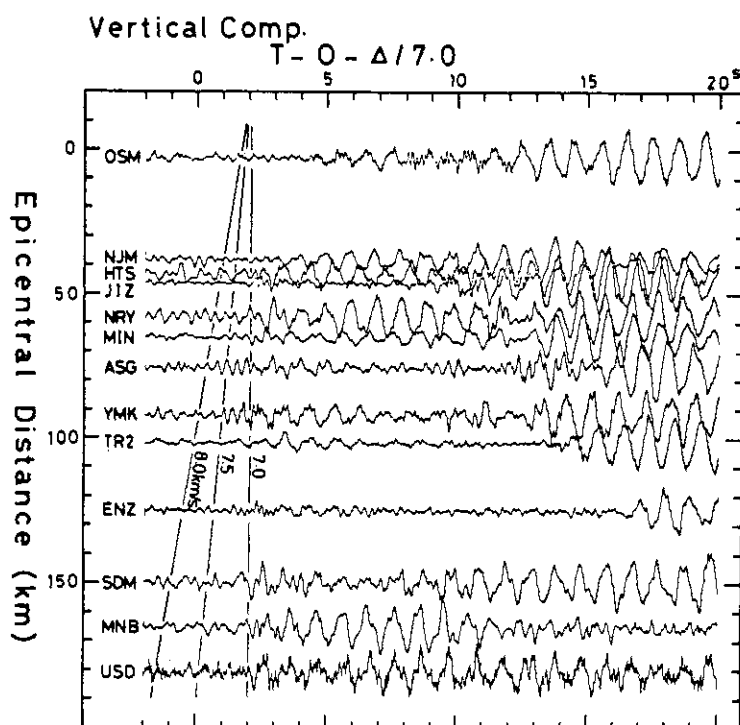


Fig. 4. Record section of vertical-component seismograms. Epicentral distances are based on the hypocenter location of the present study.

図46 Ukawa and Ohtake (1987)より

にははっきり出ているのがひっかかります、と言いますのは、先ほどの私どもの model ではP波と比べてS波があまり出てはならないはずで、Hawaiiなどの観測では水平動がこれまでなかったものですから、今度の観測では水平動がありますので、その点詳しく調べてみたいと思いますが、いままでHawaiiで微動でも長周期、long period eventsでも、S波というものを同定したことがないものですから、これは今後の研究課題だと思います。しかし、もしもこれがHawaiiのeventと同じだとしますと、振幅の程度、周期の程度は全く同じぐらいであります。ただ、durationが違いまして、これが10秒ないし15秒ですから、流量は大きくてもそのtotalに流れた量は非常にわずかでありまして、もしこの場所がmagmaの通路で流量をはかっているとしますと、もうほとんどのmagmaは微動を起こさずに深いところを通ってきたということになります。

ところが、富士山の場合ですけれども、これも鶴川さんに見せていただいたんですが(図48)、1979年からずっとこういう微動のlong period eventsの振幅とdurationをはかっています。この振幅を周期1秒と仮定して変位振幅に置きかえまして、reduced displacementを

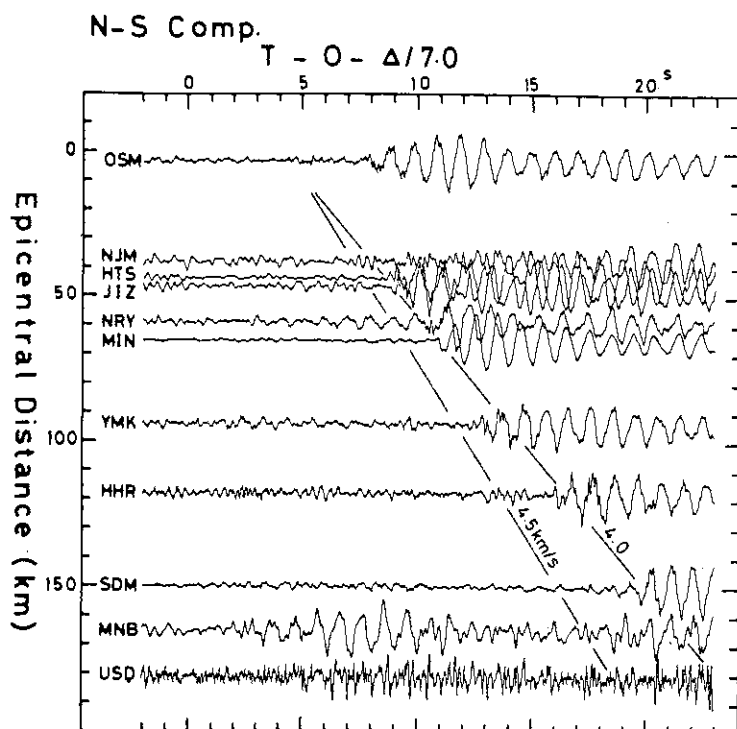


Fig. 5. Record section of NS-component seismograms. Epicentral distances are the same as in Figure 4.

図47 Ukawa and Ohtake (1987)より

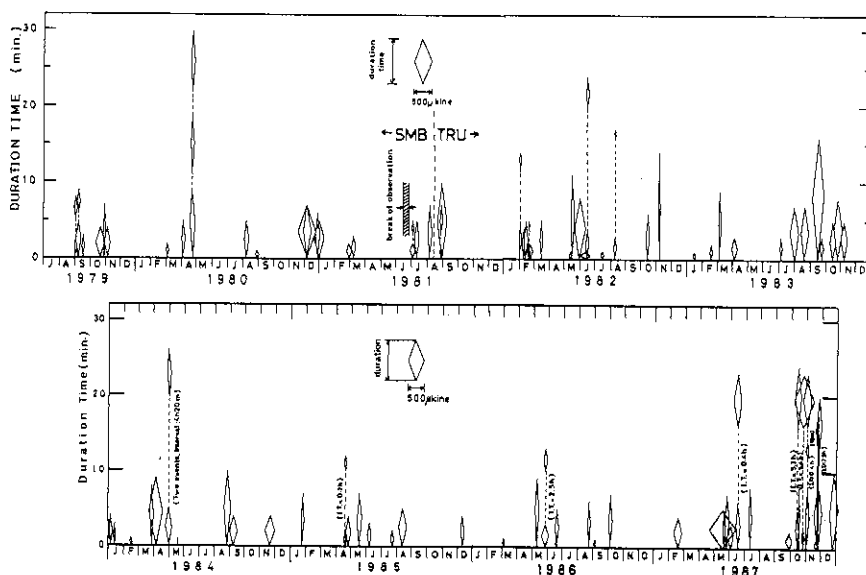


図48 鶴川(1988)より

図48 鶴川 (1988) より

出しまして、その結果はやはり大島の単色地震と大体同じ、Hawaii の深い微動と大体1秒の線上に乗るくらいになりまして、しかも、この duration が Hawaii と同じくらいになります。一体これはどういうことなのか。この場合にも S 波がはっきりしておるようであります。そういう意味では私どもの model と食い違うわけなんです。何かこういう液体を持っている割れ目がそれだけで振動するのではなくて、同時に何か枝分かれした断層みたいなものを滑らせるようなことがありますと、S 波が出るかもしれません。そういうことは、今後の課題ということになると思います。時間になりましたので、結論をまとめてみたいと思いますが、最初火山微動の spectrum は普通の地震と違う。その違いは震源の深さとか path によるものではなくて、実際に source が違うのである。この特殊な source の効果は magma が dynamic に関係しているためであろう。しかし、ある episode をとってある magma の channel みたいなものが非常に安定している状態では、magma の流量と微動の振幅とが比例するぐらいに定量的な関係が可能で、そういう場合がしばしばある。ですから、微動と magma との関係は非常に直接的だろうと思うわけですが、その関係が時期によって変わったり、場所によって非常に違う。たとえば、ある場所では magma が流れても微動を起こさないところもあるし、ある episode の中でも初期には小さな流量でも大きな微動が出ることがある。こういうことも今後の研究すべき対象だと思います。

また、定量的に crack 中の magma の model を考えまして、spectrum を計算しますと、観測された peak の狭いことを説明するためには気泡が必要になる。このことは、magma の噴出や傾斜変動や微動が間欠的に繰り返し起こることに、気泡が重要な役割を演じていたことと調和すると思います。つまり、火山微動の原因を考えるときには magma と gas と両方を考えなければいけないであろう。富士山と大島の単色地震ですけれども、これと Hawaii の深い微動とは非常に似ている点もあると思うんですが、S 波が卓越しているという点、Hawaii の観測が上下動だけなので、その点これから研究の要がありますが、富士山の下に現在進行中の long period events は振幅の強さと言い、継続時間と言い、Hawaii と comparable であるということは、今後非常に警戒を要することではないかと思います。

最後に、福山さんをお願いして彼の微動の spectrum をつくってもらったのをお見せしますと(図49)、これは大島の傾斜が1時間置きぐらいに変わっているときに関係して起こった微動の spectrum ですが、かなりの長い時間の stack した結果です。ここが1 cycle で、かなり stack した後に残っているんですから、かなり信用できると思うんですが、しかもこの並び方が非常に等間隔で、あたかもこれが基本 mode で、これが第1の higher mode、第2、第3。これで気がつくのは、もしもこれが本当に magma のたまりの共振の状況をあらわしているんだとしますと、この幅、Q が Hawaii よりもずっと広いことです。これは、ひょっとするとこの magma の粘性が Hawaii よりも高いために粘性の影響で減衰が出て、その peak の幅が出てきているのか、あるいは気泡の状態が違って impedance が高いのか、これも今後お

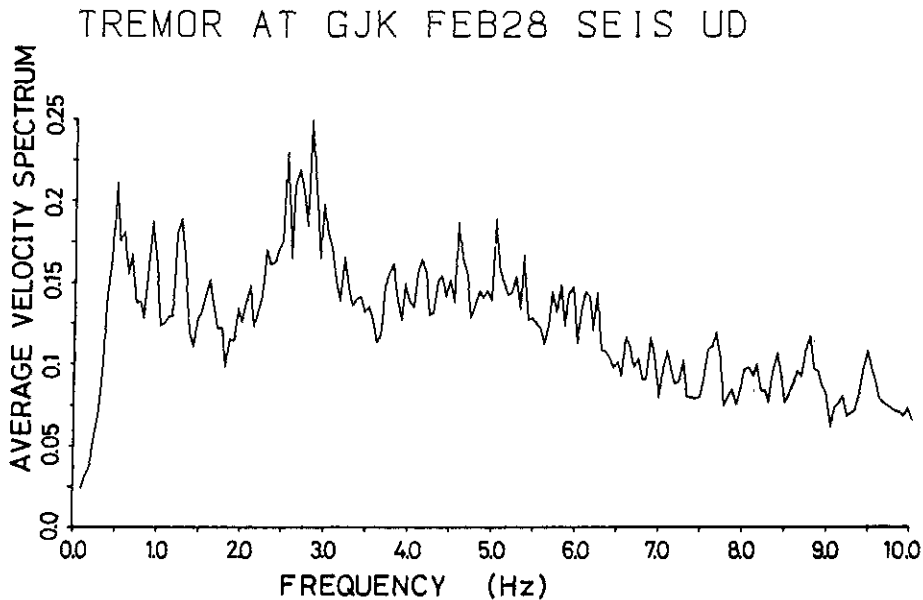


図49 福山 (1988) より

もしろい研究の課題だと思います。(拍手)

質疑応答

— : 気泡が重要だということなんですが, Hawaii の深さ40kmぐらいの deep tremor についてもやはり気泡が重要であるということでしょうか。それから, そういう深さでの気泡の状態というのはどういうふうに考えるんでしょう。

安芸 : それが気泡を論ずるときに一番最初に出る質問なんですが, ひょっとすると tremor が起こるということは, つまり何か割れ目が dynamic にできるということと関係しているかもしれない。もしも割れ目が dynamic にできるとすれば, そこでは cavitation のようなことが起こるだろう。ですから, その気泡がそこに存在していなくてもこの tremor が起こり出すと気泡はつくられていくんじゃないか。そういう論文が実は, ぼくらがこういう考え方を1977年にやりましたときに, geochemist の Orson Anderson がそういう論文を書いて, 気泡をつくる mechanism として微動を考えたわけです。

ですから, ぼくの感じではたぶんひょっとする私どもがこうやって考えている考え方, つまり linear な seismology, linear な vibration, これは全く間違っているのかもしれない。

ひょっとすると、何かもっと非常に nonlinear な dynamics が入った理論でやると、もっと明快に答えが出るのかもしれませんが、ですが、私どもとしては地震学の方からやっていくわけで、linear で攻めていってどこまで攻められるかというふうに気泡などを入れたりしているわけです。

――： 微動の話からちょっとズレちゃうんですけども、初めに噴火が cyclic に起こるという図がありましたけれども、それは本当に cyclic に見えるんでしょうか、微動の状態とか振幅の大きさとか。

安芸： Kilauea Iki の噴火の episode ですね、周期的ではないようですね、たとえば、これは一つの episode ですが、これが phase 1 です、これが phase 2 で、Phase 3 ですから、Phase 1 は一応最初ですから、別にするとしても、2 と 3 でも違ってきますし、5、6、7 と、それぞれのあれが違っているようですね、間隔も違うようです。だから、厳密には同じではなくて、厳密に periodic ではない、ですが、あの噴火の前にあったやつは非常に規則正しいですね、それでも、周期はたぶん変わっているでしょうね、ここらには 4 時間の間に 8 ぐらいですか、この辺で 10 ぐらい、かなりふらついていますけれども、初めの方はもっと少ないですね、周期は伸びたり縮んだりしているようです。ですが、これは remarkably に間欠的、繰り返し行われたと言っているんじゃないですか。

――： 流体が流れて振動が起こるということで火山性微動をご説明になっているわけですよ、それについて、流体が流れるといろいろな振動が起こりますけれども、われわれの身の周りにある一番近いのが水道の water hammer という現象ですね、あれは、流量をふやしていくとあるところから threshold を越えるとバーッとふえて、流量がふえるとまた、つまりちょうど共振みたいなぐあいに減るというような現象なんですね、もう一つ、先生がいま言われたお話の中で、何か crack の中の流れを simulation している、流体力学のうち弾性の式で解いているということなんですけれども、そのときやっぱりいろいろ一番効くのは boundary condition ですね、つまり、どれだけの幅なり長さなりの crack でやるかというような条件が非常に効くんじゃないかと思うんです。

そういうことを合わせて考えていくと、先ほど先生が振動を nonlinear な mechanism を何か考えなければならぬと言われたけれども、たとえば流体が流れるときに流量と何か振幅とが比例的にずっとふえていくのは、crack の大きさみたいなもの自体がむしろ変わっていくというような、つまり流量が多くなれば crack としてずっとふえて広がっていくとか、そういう model が必要なのかなという気がして、いま先生のお話を伺っていたんです、ちょっとその辺についてご説明いただけますか。

安芸： water hammer のことは前から気にして文献などを讀むんですが、あれはもう本当に tube の中の現象で、地球の中の現象とすぐには結びつけるわけにいかないもので、流体の方で無限媒質の中に流れる流体と、周りの solid な、そういう water hammer 現象みたい

なのを調べたものがありますかね。

——： ちょっと、ありますけれども。

安芸： dam なんかで深い水路というのは考えておられることがあるんですかね。water hammer では乱流ですか、あれはどうなるのかしら。

——： 層流でもできます。

安芸： これは、流体力学と地震学と両方を master してないと解けない問題なものですから、私にはできないんです。一生懸命違う分野の学生を引っ張ってきてやらせよう、numerical な実験をやったのは航空力学を昔やっていた男なんですけれども、もっと hydrology の専門家にこの火山の微動に興味を持っていただけるとありがたいと思っているんです。

——： 先ほど、最初からご引用をいただいて光栄ですが、清野と申します。後ほど詳しいことは、私と同じ研究室の若い山里さんという人が最近の『火山』の大島特集号の中に書いておりますので、後日たぶん別刷りを持ってあがると思いますけれども、大島の微動につきまして、先ほどのお話を聞いてもやはりよく似ている部分とやや違う部分とがある。

安芸： Hawaii ですか。

——： はい、Hawaii です。大島の場合は、最初とにかく地震研究所の早川さん、そのほかの流量の計算を見えますと、初めの噴火する最初のころに比較的大きいわけですね。11月15日ぐらいの最初の噴泉活動のときですね。最初から比較的大きいわけですね。そのときに微動が非常に小さいんですね。そういう点と、ただいまのお話を聞いていまして、初めのころはどうも傾向が違う。私も実はそれを非常に感じておりまして、違うみたいだ。ある程度たちますと、比較的長周期の微動、2秒前後の微動の振幅が小さくなるころに、表面活動は流量としては少なくなっているようです。ただ、初動、初めがあまり合わないものですから、終始一貫してないというむずかしい点があります。

二つ目は、やや短周期の、要するに0.7秒ぐらいでしょうか、1秒前後の周期のものはあまり変わらないんですね。流量が落ちていても変わらない。それは、表面現象から見ますと、比較的溶岩噴泉活動の表面活動、要するに噴石の高さ、そういうものは流量が落ちてでもあまり変わっている様子がないんですね。それと、どうも対応しているんじゃないかという印象も受けるわけです。したがって、何かそういうものは周波数で2通りの形が出てくるかもしれないという印象を受けておりますけれども、大変興味があります。

——： 先生、Kilauea 地震のときに、微動のときに crack で共振 mode で説明されましたけれども、あのときほとんど Q というのは impedance contrast だけで説明されていらっやったですね。

安芸： viscosity は入れてないです、計算では。

——： 観測値で見ても、Kilauea って確かに viscosity が低いとしても、どうなんでしょう。ほとんど必要ないんですか。

安芸： そのところ、まだやってないんです。

――： 定性的にまだ。

安芸： ええ、まだ viscosity の計算をやってないんです、これからやるつもりでいます。気泡が入ると、viscosity が落ちるようですね、ですから、その点もあります。

――： 先ほどの open crack の barrier model の話なんですけれども、あの crack の方向は最大 shear 圧力の方向にできるというふうにお考えになっているんだと、あの話はぐあいが悪いんですか？ open crack の model をつくられましたね、矩形で barrier があって、それがはずれるというような、あのとき、shear 成分も同時に働いていると思って、その shear が同時に動けば S 波が出るというように、簡単には拡張できませんか。

安芸： それはおもしろいですね。

――： と思ったんですが、その割れ目は shear 圧力の方向にできるという中村先生みたいなお考えですと、shear 成分の働く余地がないのでちょっと痛しかゆしと思ったんです。

安芸： それもありますね、その場合の shear 成分はたぶん 1 発でしょう、こういうふうに行きますかね（笑）。観測の方からは shear 成分もこういうふうにならないとできないですね、振動してないと、非常におもしろい puzzle ですね、なぜ S 波がこんなにたくさん出たか、だけど、こういうことが何かぼくは、Hawaii で deep tremor があるということは前から言われているんですけれども、日本でどうしてないんだろうと思っていたんですが、日本の観測網が小さかったんですね、火山にある観測網がたぶん、今度この防災センターの観測網が非常に大きいのができたので、深いところも入れるようになったんじゃないですか。

――： そういうことで、一言 comment させていただきますけれども、実は北海道の雌阿寒岳にもわけのわからん地震がいま非常にたくさん発生しております、それは内容的に言うと、先ほどお話があった、鶴川さんたちが解析なさった単色地震の性格を持っているわけです、とにかく、大きいものから小さいものまで、小さいものは月に数十回ぐらい発生しているという。

安芸： 周期は、

――： 周期は大体 1 秒ぐらいですね。

安芸： 小さくても大きくても、

――： ええ、大体同じぐらいで、震源がそういう意味でなかなか決まりませんですね。

――： 先生、どうもありがとうございました。（拍手）