

地震波動論の歴史と地震防災

川崎一朗

要 旨

小論では、Stokes (1849)から、Lamb (1904)、Honda(1931) などの歴史に手短かに言及した後、断層モデルによる「断層近地場の地震動」に焦点を絞って、1970年代の筆者自身の研究を中心に、地震波動の理論的研究のあとをたどり、断層近地場の地震動の特質についてのまとめを行いたい。実際の地震への応用例として、1966年パーク・フィールド地震のときに地表断層から80mしか離れていない観測点で得られた加速度計記録、1945年三河地震の際の地表断層線を境界とする被害の顕著な非対称性などの、断層近地場の理論地震波動波形による解釈などを紹介する。

キーワード：連続媒質中の転位、カニアールの理論、半無限媒質、
地震断層近地場、1945年三河地震、1966年パーク・フィールド地震

1. はじめに

筆者は、今は複雑系の科学が混迷を極めている時代だと認識している。次々に面白い発見があり、論文も数多く書かれているが、でも、肝心なことになるとさっぱり分からない。

科学研究と社会の関係も混迷を深めている様に思われる。「どの様な入力地震動が適切なのか?」、 「災害を減らすために研究成果をどのように生かせばいいのか?」、 「どのように情報を発信すればいいのか?」、 「情報を発信したつもりなのに社会に生かされていない?」などと多くの研究者が悩んでいるのではないだろうか。

「混迷を深めているときには、原点に帰ることが大切」だと言えよう。小論では、地震波動論のレビューを行いたい。ただし、筆者には、地震波動論の歴史全体を包括的にレビューする能力は無いので、「断層近地場の地震動」に焦点を絞りながら、「紙と鉛筆」が主たる武器であった時代の1970年代の大学院生の時代から自分がたどった道をたどることとしたい。差分法や有限要素法などの数値的地震波動計算方法には言及しない。

また、レビューの性質上、簡明のために、テクニカル・ディーテイルや、論理の詳細も大幅に省いた。そのため、返って分かりにくい面も生じたかもしれない。これらのことについて、御容赦をお願いする次第である。

最近では、あらゆる計算プログラムが完備され、「地震波動論を知らなくても地震波を用いた研究が出来る」という奇妙な状況になってしまった様に見える。しかし、オリジナリティの高い研究をしようと思うと、やはり、原点、つまり地震波動論に戻らざるを得ないだろう。今のような時代だからこそ、「断層近地場の地震動」を理解するための要点をまとめておけば、多少は今後の役に立つかも知れないと思う次第である。

地震波動論は、どこまで遡れるのかはよく分からないが、応力と歪みが比例し、従って「スプリングに同じ力がかけたら同じ位置にある」というフックの法則の基本概念を明確にした Hooke (1678)、偏微分によって弾性体の運動方程式の意味を明確にした Euler (1744)、応力テンソル概念を導入して「連続体の釣り合いの方程式」を書いたCauchy (1828)などは間違いなく先駆者である。なお、Hooke (1678)、Euler (1744)、Cauchy (1828)などは、Love (1927) からの孫引きであることをお断りしておく。

しかし、何と言っても重要なのは、Stokes (1849)であろう。Cauchy (1828) の弾性体の運動方程式を変位によって書き下し、 div , grad , rot に相当する式の展開を初等的なやりかたでやりのけ、P波ポテンシャルとS波ポテンシャルの独立した2つの波動方程式に帰着することを証明し、同時に、シングル・フォース力源のグリーン関数を求めた。ストークス

の理論は、その後160年間、地震学と工学の不動の基礎となった。Stokes (1849) の論文のタイトルは、興味深いことに、弾性体の運動方程式ではなく、「回折波の動的理論」である。

なお、Love (1927) の編年は主として論文として出版された年を元としているが、他の多くの本の場合、最初の実験や講演が行われた年を基準にしていることが多く、17世紀から19世紀までの研究については、文献の間で見かけ上の齟齬があることをお断りしておきたい。

レーリーは、Stokes (1849) の理論を現在の地球科学で使われている様な一般的な形に表現し、地表という境界条件が存在すると、P波とS波以外に、今日レーリー波と呼ばれている表面波が存在することを示した (Rayleigh, 1885)。

1904年には、ラムが、自由表面に下向きのシングル・フォース力が作用したときの弾性波の波形を計算し、Fig.1 の様に波形を目に見えるようにした (Lamb, 1904)。Fig.1 を見れば、地表に震源がある場合には、レーリー波が圧倒的に卓越することがよくわかる。それ以来、「弾性論に基づいて弾性波の計算をする問題」は「ラムの問題」と呼ばれて来た。

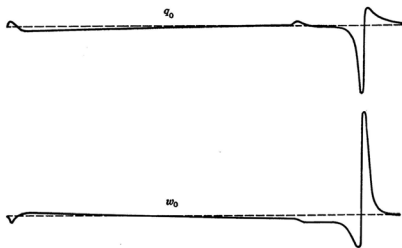


Fig.1. Elastic waves due to a vertical single force acting on free surface . After Lamb (1904).

2. 地震＝断層説の登場

地震とは断層運動ではないかという考えは、1891年の濃尾地震の時の現地調査に基づく小藤文次郎 (Koto, 1893) の研究を嚆矢とする。1906年には、アメリカ合衆国カリフォルニア州の太平洋岸に沿って、マグニチュード8のサンフランシスコ大地震が起こった。サンアンドレアス断層を境界とした地殻変動の対称性が顕著だったので、そこから Reid (1910) の弾性反発説が生まれた。

1917年には、京都大学の地震学と測地学の基礎を築いた志田順が、同年5月の静岡地震 (M6.3) のP波初動が4象限型の分布をするという画期的な発見を行った。

この頃は、地震とは断層運動であることは、世界

的に共通認識となりつつあった。

1923年、関東大地震 (M7.9) が起こった。それを契機に東京大学に地震研究所が作られ、地震研究体制が大きく変わった。しかし、地表に顕著な断層が現れなかったので、断層反発説に疑問が出され、地震研究所にいた石本 (1929) はマグマ貫入説を強力に推進した。日本では、その後しばらく、地震のメカニズム論が混迷を迎えるようになった。

1927年には、弾性論の古典の名著と言うべきラブの "A Treatise on Mathematical Theory of Elasticity" が出版された。そこでは弾性波動論の節もあり、現代の地震学の教科書に必ず出てくるような形でグリーン関数も書かれている。その注には、「Stokes (1849) のグリーン関数と本質的に同じである」と述べられている。ラブの本では、その他の弾性論の基本的問題は、既に、ほとんど扱われていると言ってもいい。

日本では、中央气象台にいた本多弘吉 (例えば、Honda (1931)) が、「地震の震源＝断層＝ダブル・カップル (互いに逆向きの2組の偶力の組み合わせ)」とする説を唱えた。当時は、本多弘吉のダブル・カップル説、欧米を中心とする「地震の震源＝断層＝シングルカップル (1組の偶力)」説、マグマ貫入説の3つどもえの論争が行われた。本多弘吉は、ほとんど孤軍奮闘でダブル・カップル説を推進した。

このころの歴史については、「日本の地学の展開 (大正13年～昭和20年) <その3>」 (日本地学史編纂委員会, 2003) に詳しい。

3. 転位論の導入

時代が飛ぶが、1960年代に入って急速に局面が開いた。主としてロシアの物理学者達によって「連続媒質中の転位」 (dislocation in a continuum medium) の概念が導入され、Kosevich (1962) は、転位震源による弾性波の理論式を求めた。今日、我々が地震学の世界で使っているものと等価である。コーセビッチの研究は、ランダウ・リフシッツの『理論物理学教程』の中の『弾性理論第2版』 (日本語版は1972年) に取り入れられている。

地震学の世界では、地震研究所にいた丸山卓男 (Maruyama, 1963) が、転位震源から出る弾性波の表現式とダブル・カップル震源から出る弾性波の表現式が同じになることを示した。1年遅れて、Burridge and Knopoff (1964) の論文が出た。転位震源とダブル・カップル震源の等価性が数学的に明瞭になり、「地震の震源＝断層＝ダブル・カップル」

説は揺るぎないものになった。本多説が劇的に勝利をおさめたのである。

Fig.2 に、 Aki and Richards (2002) の "Quantitative seismology" において、近地場 (nearfield) 項と遠地場 (farfield) 項の和としてコンパクトに書かれた、無限媒質に置かれた転位による弾性波の表現式を示しておく。

$$\begin{aligned}
 u(\mathbf{x}, t) = & \frac{1}{4\pi\rho} A^N \frac{1}{r^4} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau Mo(t-\tau) d\tau && \text{nearfield} \\
 & + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} A^{IP} \frac{1}{r^2} Mo(t-\frac{r}{\alpha}) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} A^{IS} \frac{1}{r^2} Mo(t-\frac{r}{\beta}) && \text{midfield} \\
 & + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} A^{FP} \frac{1}{r} \frac{d}{dt} \left[Mo(t-\frac{r}{\alpha}) \right] + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} A^{FS} \frac{1}{r} \frac{d}{dt} \left[Mo(t-\frac{r}{\beta}) \right] && \text{farfield}
 \end{aligned}$$

Fig.2. Representation for elastic waves due to a point dislocation in an infinite medium. r is a distance, t elapse time, α P wave velocity, β S wave velocity, ρ density, Mo source moment function, A radiation pattern. After "Quantitative seismology" of Aki and Richards (2002).

地震学におけるこの様な進歩を背景に、地形学/地質学の分野では、活断層学が大きく成長を始めた。

1968年にはプレート・テクトニクス説が登場して、地球科学の世界は興奮の渦に巻き込まれた。プレート・テクトニクス説確立の過程で、「地震の震源=断層=ダブル・カップル」説が支柱の1つであったと言っても言い過ぎではあるまい。

4. 1966年パークフィールド地震

断層モデルによる地震波の解析を始めて行ったのは安芸敬一だと言えよう。1966年、安芸敬一がマサチューセッツ工科大学 (MIT) に教授として招かれ、ボストン (アメリカ合衆国マサチューセッツ州) に向かう途中でカリフォルニアで一時滞在している最中、サンアンドレアス断層の1部であるパーク・フィールドでマグニチュード6.6の地震が起こった。

Fig.3 に示すように、余震はサンアンドレアス断層に沿って、ほぼ30kmに渡って起こった。断層からたった80mしか離れていない観測点 (Fig.3 の Station 2) では、Fig.4 の加速度記録が得られた。図中の一番上が断層に直交する水平成分、真ん中が上下成分、残念ながら、一番重要な断層に平行な水平成分は動いていなかった。

加速度を時間について積分すると速度になり、もう一回積分すると変位になる (Fig.5)。

安芸は、Maruyama (1963) によって導かれたばかりの理論式によるフォートラン・プログラムを作

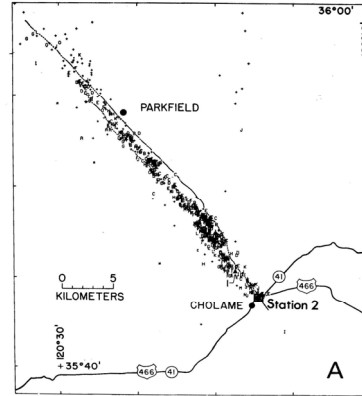


Fig.3. Aftershock distribution of the 1966 Parkfield, California, earthquake. Station 2 was only 80 m away from surface trace of the San Andreas fault. After Aki (1968).

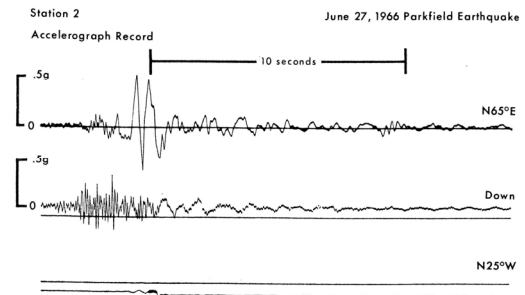


Fig.4. Three component acceleration records at Station 2 due to the 1966 Parkfield earthquake. Top, middle and bottom traces were those of fault perpendicular, vertical and fault parallel components. After Aki (1968).

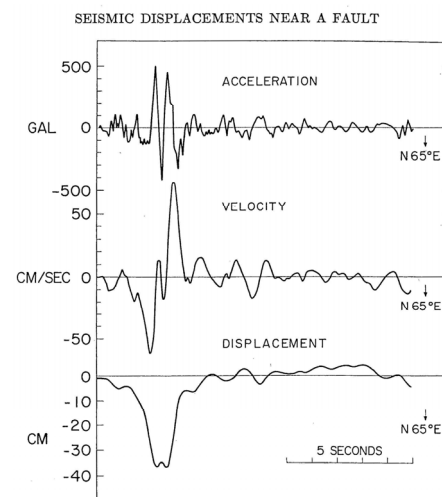


Fig.5. From top to bottom, fault perpendicular acceleration record, velocities integrated from the acceleration record and displacements integrated from the velocities. After Aki (1968).

って Fig.6 の理論地震動を得た。ただし、計算時間を節約するために長周期成分が除かれているので断層平行水平成分の波形は永久変位を持たず、1サイクルの振動を示している。Fig.5 の観測変位波形とFig.6 の理論変位波形の比較から、Aki (1968) は、断層滑りの大きさを約50cmと見積もった。断層近地場における理論と観測の初めてのリンクであった。

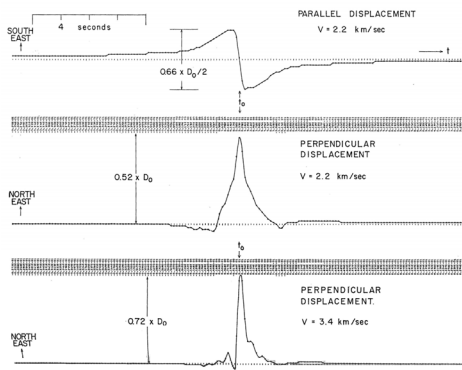


Fig.6. Theoretical seismograms in an infinite medium for the acceleration records in Fig.5. After Aki (1968).

なお、小論で言及する1980年以前の研究では、すべて、地震断層面の拡大は、断層端から多端に向かって一様な速度で進行するユニラテラル (unilateral) か、断層中央から両端に向けて進行するバイラテラル (bilateral) のいずれかで、滑りは地震断層面上で一様である。面状の広がりを持つ移動震源の場合の理論波形は、地震断層拡大速度に合わせて点震源をずらせて足し合わせたものである。



Photo 1. Prof. Ryosuke SATO, who was my supervisor when I was a graduate student of the University of Tokyo in 1970's. After Memoriam in Newsletter Vol.16 (2004), Seismological Society of Japan.

5. 佐藤学派と筆者の修士研究

東京大学理学部の地震学研究室では、佐藤良輔 (Photo 1) が、「紙と鉛筆」を基本とする日本の理論地震学の伝統を受け継ぎ、研究を進めていた。

Sato (1969) の論文では、Love(1927) のシングル・フォース力源のグリーン関数を出発点に、「紙と鉛筆」の長い数式の計算を経て、Fig.7 の様な、断層モデル (点震源) から放出される地震波のP波ポテンシャルやS波ポテンシャルのフーリエ変換の波数積分表示を導いた。小論の性質上、この表現の詳細には立ち入らない。ただ、どの様な形で問題を扱っているかだけを示しておきたい。

初等関数の範囲で書かれた Maruyama (1963) の表現に比べて、ベッセル関数 (J_n) や指数関数が現れる Fig.7 の式は極めて複雑そうに見える。なぜこんな複雑な式が地震波動論の1ステップとして必要であったかと言うと、次のステップである「自由表面がある半無限媒質での理論計算」の出発点として必要であることが分かっていたからである。

$$\Psi_V = -\frac{M_0}{4\pi\rho\omega^2} e^{i\omega t} \int_0^\infty \left[\frac{3}{2} \sin 2\delta \operatorname{sgn} z \nu_p J_1(\xi r) + \cos 2\delta \sin \varphi \frac{2\xi^2 - k^2}{\xi} J_1(\xi r) + \frac{1}{2} \sin 2\delta \cos 2\varphi \operatorname{sgn} z \nu_p J_1(\xi r) \right] \frac{\xi e^{-\nu_p |\xi|}}{\nu_p} d\xi$$

$$\Psi_H = \frac{M_0}{4\pi\rho\omega^2} e^{i\omega t} \int_0^\infty \left[\cos 2\delta \cos \varphi \frac{\operatorname{sgn} z \nu_p k^2}{\xi} J_1(\xi r) - \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin 2\varphi k^2 J_1(\xi r) \right] \frac{\xi e^{-\nu_p |\xi|}}{\nu_p} d\xi$$

Fig.7. Integral representation of P and S wave potentials of elastic waves due to a point dislocation in an infinite medium. r is distance, δ dip angle, φ azimuth, M_0 seismic moment, ω angular frequency, k wavenumber, J_n Bessel function. After Sato (1969).

1970年代前半、地震学研究室の教授は浅田敏で、助教授が佐藤良輔 (Photo 1) であった。1971年、筆者は佐藤良輔の元で修士研究を始めた。同じ頃に、佐藤良輔を指導教員として、鈴木保典 (東京大学理学部)、松浦充宏 (同)、山下輝夫 (東京大学地震研究所) などが理論地震学を始めた。

筆者の修士研究では、Fig.7 の積分表示を出発点に、同じく積分表示した地表反射波 (入射波と逆方向に伝搬する) のポテンシャルを加え、その係数は、自由表面で応力がゼロに成るようにきめ、入射波と反射波を加えた地表変位のラプラス変換の積分表現が Fig.8 のように求まった。Fig.8 を逆ラプラス変換すると、時間領域の波形に戻る。つまり、2重の無限積分を実行すると、時間領域における変位の理論波形が求まることになる。しかし、2重の無限積分など、実際にはほとんど意味がないと言えよう。

巧妙に積分変数の変数変換を行い、複素関数論の技を用いて積分路の変換を行い、Fig.8 の(20)式の無限積分と逆ラプラス変換の2重の無限積分を1重の有限積分に帰着させるのが、フランスのカニヤール（フランス語原本は Cagniard (1939), 英語版は Cagniard (1962)）の驚異的な理論である。

$$\left. \begin{aligned} \bar{u}_r &= \frac{1}{4\pi\mu} \left\{ -a_0 \bar{f}_{1,1} + 2d_1(\bar{f}_{0,2} - \bar{f}_{2,2}) + d_2(\bar{f}_{1,3} - \bar{f}_{3,3}) + 3a_0 \bar{f}_{1,4} \right. \\ &\quad \left. - d_1(\bar{f}_{0,5} - \bar{f}_{2,5}) - d_2(\bar{f}_{1,6} - \bar{f}_{3,6}) - d_3(\bar{f}_{0,7} + \bar{f}_{2,7}) - d_4(\bar{f}_{1,8} + \bar{f}_{3,8}) \right\}, \\ \bar{u}_\phi &= \frac{1}{4\pi\mu} \left\{ -2e_1(\bar{f}_{0,2} + \bar{f}_{2,2}) - e_2(\bar{f}_{1,3} + \bar{f}_{3,3}) + e_3(\bar{f}_{0,5} + \bar{f}_{2,5}) \right. \\ &\quad \left. + e_4(\bar{f}_{1,6} + \bar{f}_{3,6}) + e_5(\bar{f}_{0,7} - \bar{f}_{2,7}) + e_6(\bar{f}_{1,8} - \bar{f}_{3,8}) \right\}, \\ \bar{u}_z &= \frac{1}{4\pi\mu} \left\{ -a_0 \bar{f}_{0,9} - 2d_1 \bar{f}_{1,10} - d_2 \bar{f}_{2,11} + 3a_0 \bar{f}_{0,12} + d_1 \bar{f}_{1,13} + d_2 \bar{f}_{2,14} \right\}. \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

where new parameters and notations are

$$\left. \begin{aligned} a_0 &= -\sin \lambda \sin 2\delta/2, & a_1 &= -\cos \lambda \cos \delta, & a_2 &= -\sin \lambda \sin 2\delta/2, \\ a'_1 &= -\sin \lambda \cos 2\delta, & a'_2 &= \cos \lambda \sin \delta, \\ d_1 &= a_1 \cos \varphi + a'_1 \sin \varphi, & d_2 &= a_2 \cos 2\varphi + a'_2 \sin 2\varphi, \\ e_1 &= a_1 \sin \varphi - a'_1 \cos \varphi, & e_2 &= a_2 \sin 2\varphi - a'_2 \cos 2\varphi, \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

$$\text{and } \bar{f}_{n,j}^{\alpha} = \bar{M} p^2 \int_0^{\infty} s F_j(s) J_n(psr) e^{-p\lambda \alpha} e^{-\lambda \beta} ds \quad (20)$$

Fig.8. Laplace transform of surface displacements of elastic waves due to a point dislocation in a semi-infinite medium. Parameters are the same as in Fig.7. After Kawasaki et al. (1973).

3ヶ月ほどかけてカニヤールの分厚い英語の本を読み、佐藤良輔と鈴木保典とともに、長い「紙と鉛筆」の計算を行い、フォートランの数値計算のプログラムを組み、1年ほどの格闘ののち、Fig.9 に一例を示す様な計算波形が初めて出てきた時には大いに興奮した。地震学の歴史上始めて、点資源とは言え、断層モデルによる半無限媒質の地震波の理論波形を「見た」わけである。

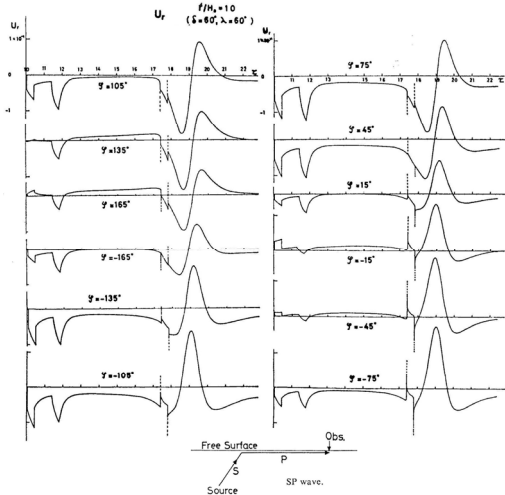


Fig.9. Theoretical waveforms due to a point dislocation in a semi-infinite medium. ϕ is station azimuth. Other paramers are the same as in Fig.7. After Kawasaki et al. (1973).

Fig.9 は、点震源の深さの10倍の震央距離に位置する観測点の波形例である。自由表面の無い無限媒質の場合は、存在するのはP波とS波だけで、波形も単純な箱形である。しかし、自由表面が存在すると、Fig.9 の様に、P波とS波に加えて、レーリー波と、震源をS波で出て表面にそってP波として伝わったSP波が現れる。方向によっては、後続波であるSP波の方がP波より大きい。震源近くの長周期記録を解析する場合は、半無限の計算に基づかないとミスリードされる危険があることがわかる。

Fig.9 をよく見ると、P波とS波は、到達時に不連続なステップがあるが、SP波の場合には不連続なステップはなく、0から時間が経つにつれて大きくなる。このことは、P波とS波に比べて、SP波は短周期成分のオーダーが1桁小さいことを意味している。別の言い方をすると、変位のフーリエ変換を周波数で展開すると、短周期領域（ある意味で遠地場）では、P波とS波に比べてSP波の振幅はオーダー1つ小さい。このことが、短周期の地震計での観測では必ずしもSP波が問題にならない原因の1つであろう。

修士研究の成果は、1973年、鈴木保典、佐藤良輔との共著の論文として、Journal of Physics of the Earth に掲載された。初めての自分の論文が活字になっているのを見たときには非常にうれしかったことを記憶している。

6. 理論の応用—垂直横ずれ地震断層

この半無限の理論計算を武器に、1966年パークフィールド地震の極近地場の記録 (Fig.5) に挑戦した (Kawasaki, 1975)。焦点は次の2点である。

- [6-1] 無限媒質の場合の理論波形と、自由表面がある半無限媒質での理論波形とではどれほど違うか？
- [6-2] Fig.5 の速度波形の最大ピークの間隔は何を意味するのか？

わかってみれば当然であったが、「垂直な横ずれ断層」の場合には、無限でも半無限でも、波形の違いはほとんど無かった。この点については、いささか残念であった。

しみじみと分かったことは、そして分かってみれば当然であったが、「断層極近地場の地震動（特に断層に平行な変位成分）は、基本的には、断層運動そのものだ」ということであった。Fig.10 は、断層極近地場の地震動を単純化したものである。速度は一回微分で、加速度は2回微分である。もっとも主要な動きである断層平行成分は、片ランプ形の波形をする。2次的な動きである断層直交水平成分は、

断層に平行な成分を微分した波形になる。

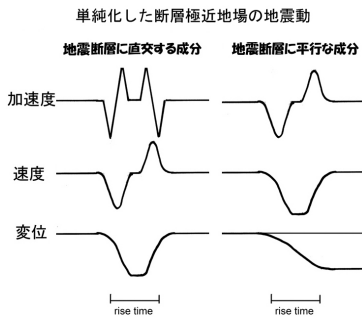


Fig.10. Schematic waveforms in the nearfield close to seismic faulting

近地場では、振幅は距離の4乗に逆比例して減衰する。従って、地震断層からたった80mしか離れていない極近地場の地震動は、目の前の部分の断層滑り運動のみに左右されるということが出来る。その部分からのP波とS波はほとんど同時に到達する。断層極近地場ではP波とS波の区別はない。

Fig.10の左側の波形を、Fig.5の観測波形と比較すると、変位、速度、加速度の主要な特徴は良く対応していることが分かる。このことから、Fig.5の速度波形の最も大きな2つのピークの間隔は、極近地場の断層面の滑りが立ち上がって終わるまでの「立ち上がり時間」(rise time)に対応していることが分かる。これが、断層極近地場の加速度記録を見るときのポイントの1つである。

7. 理論の応用—低角逆断層

では、自由表面が大きくモノを言うはずの低角逆断層の場合はどうなのであろうか？

1945年1月、東南海地震から1ヶ月後、愛知県の深溝断層でマグニチュード7.0の三河地震が起こった。東南海地震と三河地震によって、中京工業地帯の航空機産業は打撃を受け、終戦が早まったと言われている。

地震から28年後の1973年、地震研究所の大学院生であった安藤雅孝とともに、愛知県蒲郡市金平地区に聞き取り調査に出かけた。

その結果を Fig.11 に示す。断層線は、図の中央を上下に走る。周辺はほとんど田圃か畑、左側の上盤に数多く分布する黒の■は倒壊した家屋で、矢印は倒れた方向である。聞き取り調査では、倒壊した家屋の住民からは、「あっという間に倒壊した」という証言が得られた。

右側の下盤側に多く分布する白抜き□は倒壊を免

れた家屋であるが、そこでは、ほとんどの家は「そんなに揺れたとは思わなかった」ということであった。中には、「地震が終わって又寝た」とか、「柱時計の振り子も止まることなく動いていた」との証言もあった。

なお、残念ながら、調査ノートも失われ、学会発表した(安藤・川崎, 1973)のみで論文にもなっていないので、これらは筆者の記憶によることをお断りしておく。

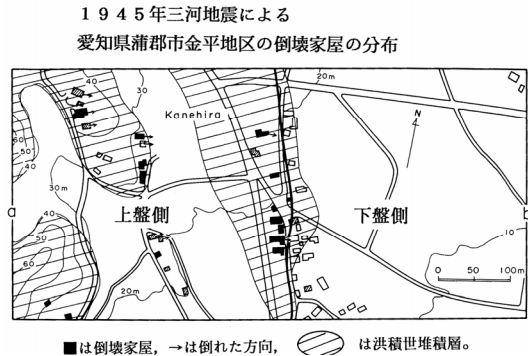


Fig.11. Locations of surface seismic fault, houses collapsed (■) and uncollapsed (□) in Kaneshira, Gamagori city, Aichi prefecture, due to the 1945 Mikawa earthquake. Arrows denoted directions of collapse. After Ando and Kawasaki (1973).

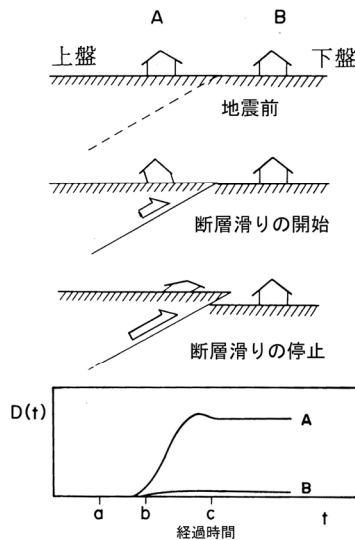


Fig.12. Bottom panel was theoretical wave forms on hanging wall (A) and on footwall (B) close to low angle thrusting of the 1945 Mikawa earthquake. Ando and Kawasaki (1973) attributed the large collapse rate on the hanging wall to the large seismic motion of the hanging wall as schematic illustration in upper panel.

現地調査の後、半無限媒質における低角逆断層の場合の地震動の計算をしてみると、Fig.12の下図の

様になった。波形は単純で、上盤 (A) が大きく動くが、下盤 (B) は振幅が1桁ほど小さい。

この計算結果から、安藤と筆者は、『断層が動き出したときは、上盤 (A) の家屋は、「断層滑りの開始」のように慣性で断層と逆側に振られ、滑りが止まったときには「断層滑りの停止」の様に逆に断層側に向かって振られ、多くの家屋が断層に向かって倒壊した』と推測した。逆に下盤は地震動が桁違いに小さかったので、大きな被害は生じなかったであろう。断層モデルによる理論計算によって、初めて、「地震断層を境界とした被害の極端な非対称」が理解できた瞬間であった。

8. 極近地場、やや近地場、遠地場

断層極近地場では、地震動は、前節で伸べてきたように、単純化すると、断層運動そのものになる。では、断層から離れるにつれて地震波形は、どの様に変化していくのだろうか。

小論における議論の見通しを良くするために、3つの用語、「断層極近地場」、「やや近地場」、「遠地場」の用法を整理しておきたい。

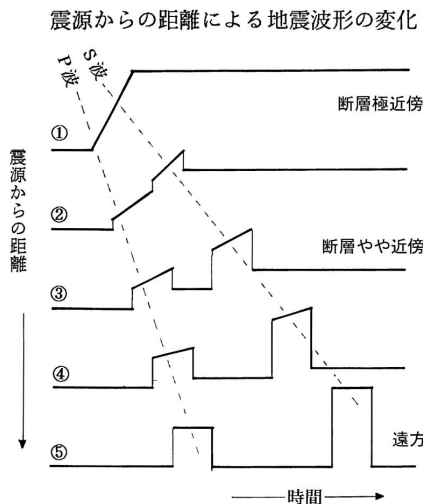


Fig.13. Schematic distance-dependent variation of elastic wave forms in the close nearfield ①-②, in the midfield ③-④ and in the farfield ⑤.

Fig.13 の一番上の①は断層極近地場の地震動を単純化して示したものである。P波もS波もほとんど同時に到達する。②から③の様に地震断層から遠ざかるに連れて、P波とS波が次第に分離していき、永久変位を伴う近地場項が急速に減小し、最下段の遠地場⑤では、遠地場項のみが生き残り、P波とS波からなる地震波形になる。⑤の様な遠地場の場合には、パルス幅は地震断層面拡大プロセス継続時間

(以下、単に継続時間と呼ぶ)になる。

現実の観測地震波形は、地震断層面の拡大過程やすべりの空間分布の複雑さ、地表・コンラッド・モホ面といった速度境界、地殻内の地震波の速度の不均質や地震波減衰特性などによって複雑になる。

Fig.13 の単純化した波形の比較から分かりやすいが、近地場とは、P波とS波がオーバーラップしないこと、つまり、「P波パルス幅 < S-P時間」が目安であろう。このことを頭に置いて、3つの用語を次のように区別したい。

[8-1] 極近地場：観測点から地震断層までの最短距離が地震断層のサイズ以内。近地場項が圧倒的に卓越しており、遠地場項は無視できる。

[8-2] やや近地場：P波パルス幅 < S-P時間。近地場項と遠地場項の両方を考慮することが必要。

[8-3] 遠地場：P波パルス幅 > S-P時間。遠地場項が圧倒的に卓越しており、近地場項は無視できる。

別の視点から言うと、「断層極近地場では、足下の断層滑りが波形を決める卓越要素」になり、「遠地場では地震断層面の拡大プロセスが卓越要素」になる。

また、Fig.2 の表現式からも直ちに分かることであるが、遠地場の観測記録を外挿し断層近地場の地震動の性質を推し量ることには、本質的に困難がある。断層近地場の地震動の性質を知るには、断層モデルによる理論的計算を行って近地場項を適切に評価することが不可欠である。

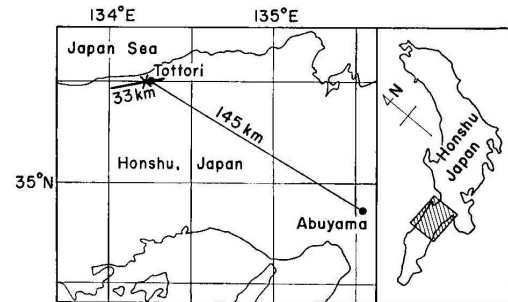


Fig.14. Location of Abuyama observatory and the Yoshioka-Shikano fault, the seismic fault of the 1943 Tottori earthquake. After Kanamori (1972).

9. やや近地場の地震動

前節の議論を頭において、やや近地場の長周期地震記録の解析事例に進もう。

1943年、吉岡一鹿野断層を震源として鳥取地震 (M7.3) が起こり、約850人の犠牲者を出した。断層と阿武山観測所 (大阪府高槻市) の位置関係を Fig.14 に示す。震央距離はほぼ145km、S-P時間

はほぼ17秒，P波のパルス幅は20~30秒，従って継続時間は10~15秒なので「やや近地場」と言えよう。

Fig.15 は，阿武山観測所の，佐々式大地震計の長周期記録である。Kanamori (1972) は，この記録を用いて，初めて内陸型地震の震源過程を明らかにする研究を行った。

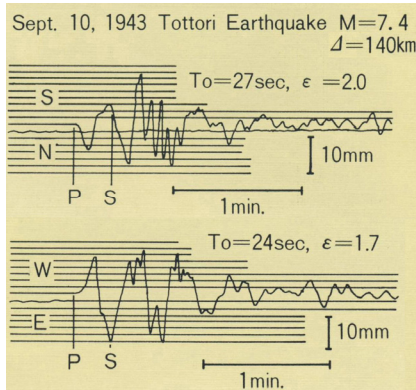


Fig.15. Long-period records of Sassa type seismometers at Abuyama observatory, Kyoto University, due to the 1943 Tottori earthquake. By courtesy of Abuyama observatory.

Fig.16 の一番上は東西成分観測記録で，下は，「断層の中央から両側へのバイラテラルな拡大」か，「断層の東端から西へのユニラテラルな拡大」かを仮定し，地震断層拡大速度を様々に変化させて計算した，無限媒質での理論波形である。金森は，理論波形と観測波形を合わせる試みを行い，断層の長さ33km，幅13 km，断層地震断層の拡大モードはバイラテラル，拡大速度 2.3 km/秒，平均的滑り2.5m，立ち上がり時間 3秒という結論を導いた。

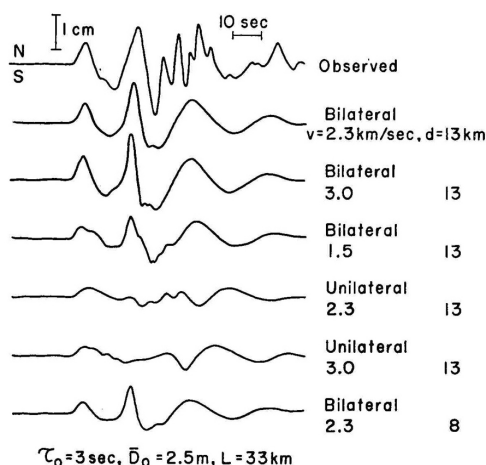


Fig.16. Top trace was EW component record by Sassa-type long period seismometers at Abuyama due to the 1943 Tottori earthquake. Below were synthetic seismograms for various rupture modes. After Kanamori (1972).

現在の緻密な波形インバージョンの視点から言うと，「最初の1サイクルしか合っていない」と言われるかもしれないが，そのようなことは大した問題ではない。1970年代前半における大いなる先見の明であったことが重要である。この研究が，金森の2007年度京都賞受賞に繋がっているといえよう。

筆者も，1961年北美濃地震 (M7.0) の同じオプ山の佐々式大地震計記録を対象に，半無限媒質の理論計算の有効性を検証する試みを行った。北美濃地震は，石川一福井県境の白山から南西に向かって流れ下る打波川に沿った，長さ10km弱の鳩ヶ湯断層を震源とすることがわかった。

ここでは，Fig.17 に無限媒質と半無限媒質の理論波形の比較のみを示しておく。1970年代の無限媒質や半無限媒質の，一様な地震断層拡大プロセスを仮定した単純な解析であるが，逆断層タイプの断層モデルの場合は，無限媒質と半無限媒質の理論地震動波形の違いが大きく出やすいことがわかる。

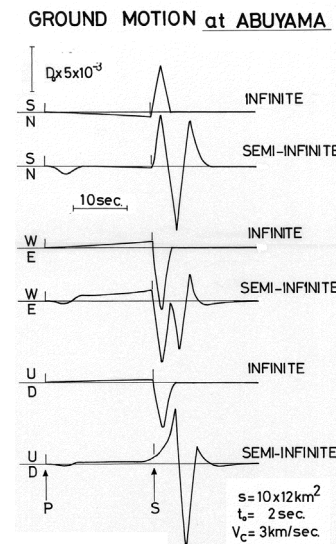


Fig.17. Theoretical seismograms in an infinite and a semi-infinite media for the Sassa type long period seismometer at Abuyama due to the 1960 Kita-mino earthquake. After Kawasaki (1975).

特に上下動のS波部分は違いが大きいが，これは，S波の振動方向（ポラリティ）が逆なのではない。Fig.1 の Lamb(1904) の波形を参照すると分かりやすいが，波線がほとんど水平に観測点に入射するのでSV波の振幅はほとんどゼロになり，その代わりに，レーリー波が出現していると理解すべきなのである。

1943年鳥取地震の場合にせよ，1961年北美濃地震の場合にせよ，波形が最初の半サイクルしか合わないことが気になっていたもので，1974年伊豆半島沖地震 (M6.9) のあと，震源から約300km離れた阿武山

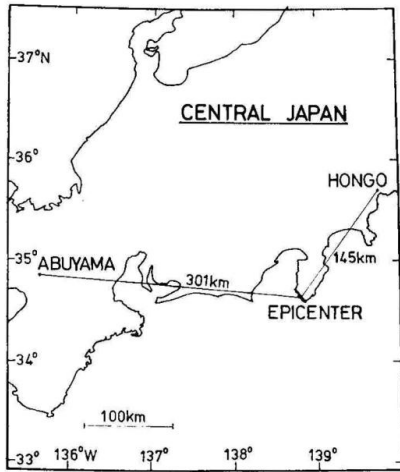


Fig.18 Relative location of Abuyama observatory and the epicenter of the 1974 off-Izu earthquake. After Kawasaki (1975).

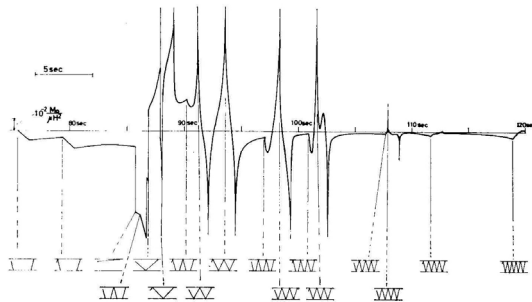


Fig.19 Theoretical SH wave forms at the Abuyama observatory due to a point dislocation for the 1974 off-Izu earthquake. After Kawasaki (1975).

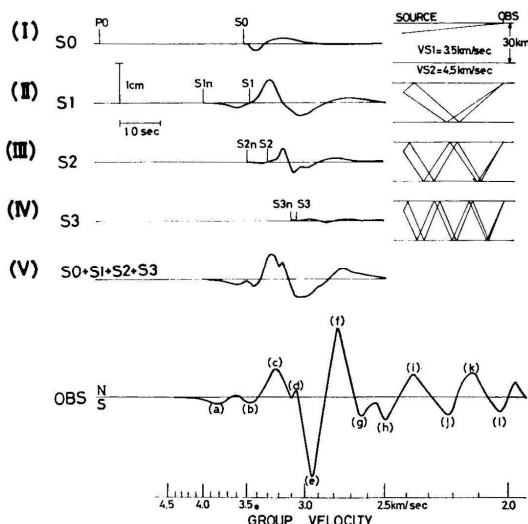


Fig.20 OBS is NS component record at the Abuyama observatory due to the 1974 off-Izu earthquake. (I) to (V) were theoretical SH wave forms including Moho-reflections. After Kawasaki (1975).

(Fig.18) の佐々式大地震計の記録の解析を試みた。問題は、「モホ面を1層加えた構造とすることによって、どこまで長周期観測波形を説明できるようになるのか？」である。

阿武山は震源からほぼ真西なので、南北成分はS H波の直達波と反射波（従ってラブ波）だけになる。そのため、半無限媒質にモホ面1層が加わっても、カニアルの理論がそのまま適用可能になり、厳密解が求まる。

地表にモホ面が加わる1層構造で、P波とSV波が存在する場合は、P波とSV波の複雑なカップリングが生じてカニアルの理論が適用不能になり、「紙と鉛筆」の枠組みを外れることになる。

Fig.19は、点震源、モホ面だけの1層構造の場合のラブ波の理論波形である。Fig.19に震源モーメント速度関数を畳み込んでFig.20に示されるような波形をえた。ここではモホ面での3回までの反左派波を計算しているが、モホ面での4回以上の反射波を加えても、波形は見た目にはほとんど変わらない。

図の(V)の波形と観測(OBS)を比較すれば、群速度3km/sより前に現れるSの主要動とモホ面での反射はよく再現されている。観測(OBS)に現れている、群速度3km/s前後の振幅の大きな相は、計算に含まれていないコンラッド面での反射波、2.5km/s以降に現れている波群は堆積層などの遅い伝播速度の層で励起された表面波と考えられる。

このような断層モデルによる理論計算はまだ行われていなかったため、大学院生であった筆者にとっては、計算すること自体が興奮に満ちたものであった。しかし、「モホ面における3回反射まで、長い紙と鉛筆の長い計算とFORTRANプログラムの作成をしても、この程度しか合わないのか...」と落胆したことも記憶している。

1975年度末、以上の研究をまとめて、「断層近地場の地震波 (A study of seismic waves in the nearfield)」と題する博士論文を提出し、理学博士の学位を授与された。

10. 1980年前後

1979年夏から1980年夏までの1年間、安芸敬一 (Photo 2) に招かれ、MITで客員研究員として過ごす機会を得た。MITでは、海洋上部マントルの地震波速度異方性の研究を行ったが、この小論では触れない。

1980年夏、MITから日本に帰る途中にカリフォルニア工科大学 (CIT) に立ち寄ると、菊地正幸

(横浜市大理学部から東京大学地震研究所)が、その後大きく発展した、「グローバルな観測波形の解析からアスペリティを求める研究」を始めていた。



Photo 2. Prof. Keiiti AKI at his office of MIT on May, 1980.

同じころ、入倉孝次郎（例えば、Irikura and Muramatsu, (1982)）は、経験的グリーン関数法の研究を始めた。経験的グリーン関数法がなぜうまくいくのか、逆に言うと、なぜ単純な理論計算はあまり観測地震波形を合わせられないのか、大変興味を感じて、徹底的に調べてみたいと思ったのだが、残念ながら、そのままになってしまった。

今から考えると、1980年前後は、地震波動の研究の1つの区切りだったのかも知れない。その後の地震波動の研究については、瀬藤・竹中（1990）の総合報告に詳しい。

1.1. 地方大学での苦闘

筆者が当時勤めていた富山大学の大型計算機センターのホスト計算機の能力は、1980年代前半、東京大学や京都大学のホスト計算機の1/200で、東京大学時代に作った多くのプログラムが走らず、悩みに悩んだ。東京大学や京都大学の同じ世代の研究者達が、どんどん研究を進めているのがうらやましかった。東京大学や京都大学に約7年遅れて、1985年、富山大学に分散処理式の大型計算機が入り、やっと穿孔カード方式から解放された。計算機の能力は東大や京大の1/20にまで追いついた。

貧弱な研究環境になやみながら、いやそうだからこそ、日本発信型のオリジナリティの高い研究をしたいという思いは募るばかりであった。「日本発信型のオリジナリティの高い研究」というのは、筆者にとって次のようなものであった。

- [11-1] 地震波動の理論計算を出撃基地としながら、
 - [11-2] MIT, CIT, Harvard でもやっていない、
 - [11-3] しかし地球ダイナミクス理解にとって本質的に重要である研究
- をゲリラ的に行うことが、神様が筆者を地方大学においた意図だと思った。この様な思いから、筆者は、異方性の研究やスロー地震の研究にのめり込んでいった。

$$\frac{d}{dz} \begin{pmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ Y_3 \\ Y_4 \\ Y_5 \\ Y_6 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & 1/C & kF/C & 0 & 0 & 0 \\ -\rho\omega^2 & 0 & 0 & -k & 0 & 0 \\ -k & 0 & 0 & \gamma_2 & 0 & 0 \\ 0 & -kF/C & -\rho\omega^2 + k^2\gamma_1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \gamma_2 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & -\rho\omega^2 + k^2N & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ Y_3 \\ Y_4 \\ Y_5 \\ Y_6 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 & 0 & P_{M13} & 0 & P_{M15} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & P_{M34} & 0 & P_{M36} \\ 0 & P_{M42} & P_{M43} & 0 & P_{M45} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & P_{M54} & 0 & P_{M56} \\ 0 & P_{M62} & P_{M63} & 0 & P_{M65} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ Y_3 \\ Y_4 \\ Y_5 \\ Y_6 \end{pmatrix} \quad (\text{A.21})$$

$$\begin{aligned} \gamma_1 &= A - F/C^2, & \gamma_2 &= L/(C_{44}C_{55}), \\ P_{M13} &= -P_{M42} = kA_2 \cos(2\phi), & P_{M15} &= -P_{M62} = -kA_2 \sin(2\phi), & A_1 &= (C_{11} - C_{22})/2, & A_2 &= (C_{13} - C_{23})/(2C), \\ P_{M34} &= -P_{M56} = \Delta_3 \cos(2\phi), & P_{M36} &= P_{M54} = -\Delta_3 \sin(2\phi), & \Delta_3 &= (C_{44} - C_{55})/(2C_{44}C_{55}), & \Delta_4 &= CA_2^2/2, \\ P_{M43}/k^2 &= -\Delta_4 + [\Delta_1 - 2FA_2] \cos(2\phi) + (P_z - \Delta_4) \cos(4\phi), & \Delta_5 &= (-\Delta_1 + FA_1/C + P_z A_2)/2, \\ P_{M45}/k^2 &= P_{M63}/k^2 = \Delta_5 \sin(2\phi) + \Delta_6 \sin(4\phi) + P_z A_2 \sin(6\phi)/2, & \Delta_6 &= (-P_z + FP_z/C + A_1 A_2/4). \\ P_{M65}/k^2 &= -\Delta_4 - (P_z - \Delta_4) \cos(4\phi) \end{aligned} \quad (\text{A21}) \text{ in Kawasaki and Koketsu (1990)}$$

$$\begin{aligned} P_z &= (C_{11} + C_{22} - 2C_{12} - 4C_{66})/8, & A &= (C_{11} + C_{22})/2 - P_z, & C &= C_{33}, \\ F &= (C_{13} + C_{23})/2, & L &= (C_{44} + C_{55})/2, & N &= C_{66} + P_z, & A - 2N &= C_{12} + P_z. \end{aligned}$$

Fig.21. The eigenequation for surface waves in a generally anisotropic medioium. This is a general extension of those of Takeuchi and Saito (1972) in a transversely isotropic medium. Cmn are Love(1927)'s notation for elastic constants. After Kawasaki and Koketsu (1990).

12. スロー地震と地震予知研究センターへの転任

話はずれるが、1988年6月、福井で、福井地震40周年記念シンポジウムが開催された。このとき、会場でパネル展示されていた被災写真を見ていて、突然、「地震学を志した以上、予知を通して人々の苦しみを減らす努力をしなければウソだ」という「予知への思い」が心の中に湧き起こった。それまでは、「地震予知など科学ではない、かかわりたくない」と思っていた。

「MIT, CIT, Harvard でもやっていない、しかし地球ダイナミクス理解に本質的に重要な研究をやりたい」という思いと「予知への思い」が交差するところが「スロー地震の研究」であった。

「起きてしまった地震の研究などいくらやっても予知など出来るわけではない。地震が起こっていないときに、どの様に地下の変動が進んでいるかを知ることこそが予知へ至る道に違いない」と思って、スロー地震の研究に没頭することになった。もともと、1995年兵庫県南部地震を契機として急進展した地震そのものの研究によって、その考えは一方向的過ぎることも分かった。今では、「地震そのものの研究と、地震が起こっていないときの地下の変動の両方をよく理解することが、それぞれを理解するために重要だ」という当たり前の結論に導かれた。

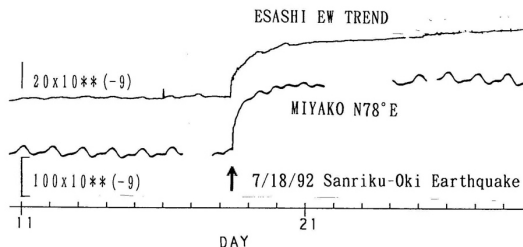


Fig.22 Two week strain records at Esashi, NAO, and Miyako, Tohoku University, due to the 1992 Sanriku earthquake. After Kawasaki et al. (1995).

Fig.22 は、1992年三陸沖地震の前後1週間の地殻変動連続観測記録である。ティップマークの間隔は1日である。この記録が、マグニチュード7.5に匹敵する巨大なプレート間モーメントを1~2日かけてゆっくり解放したスロー地震の最初の発見であった(Kawasaki et al., 1995)。

「断層近地場の地震波の研究をしていたので、スムーズにスロー地震の研究に移行できた」ということが出来る。「ゆっくり変化した地殻歪みは近地場項だ」ということがすぐに分かったからである。

Fig.23 はアスペリティとスロー地震のマッピングである。赤はアスペリティ、青が余効滑り、緑がサイレント地震である。東北日本と西南日本のプレート境界の摩擦特性が違うことが一目で分かる。そのご、観測事例も増え、スロー地震が存在すること自体はすっかり「確立された事実」になったが、発生メカニズム、特に巨大地震との関係がよく分かっていない。詳細は、拙著『スロー地震とは何か』(NHKブックス, 2006)を参照されたい。

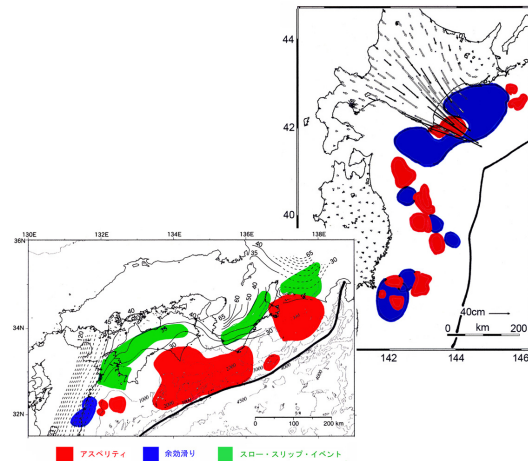


Fig.23. Mapping of seismic asperities (red), silent slow slip events (green) and afterslips (blue), respectively. Modified from Kawasaki et al. (2004).

2002年、防災研究所地震予知研究センターへ転任することとなった。それは、スロー地震の研究が地震予知にとっても重要だと言うことになりからであると理解している。

13. 最近の成果

再び断層近地場の地震動に戻る。

1999年台湾集集地震が起こった。Fig.24右図の赤線を境に西側が東側に向かって沈み込む低角逆断層型の地震であった。

台湾には、全島に加速度計の観測網が展開されており、台湾集集地震の時、多くの観測点で断層極近地場の観測記録が得られた。Fig.24左半分は、これらの観測点での加速度記録、一回積分した速度波形、もう一回積分した変位波形が示されている。加速度記録の場合は地殻構造の不均質や地震断層の拡大プロセスの複雑さなどの影響を受けやすく波形が複雑で、観測点による差異が大きい。変位では、Fig.10 の様な片ランプ型の基本的特徴を共通して備えていることがわかる。

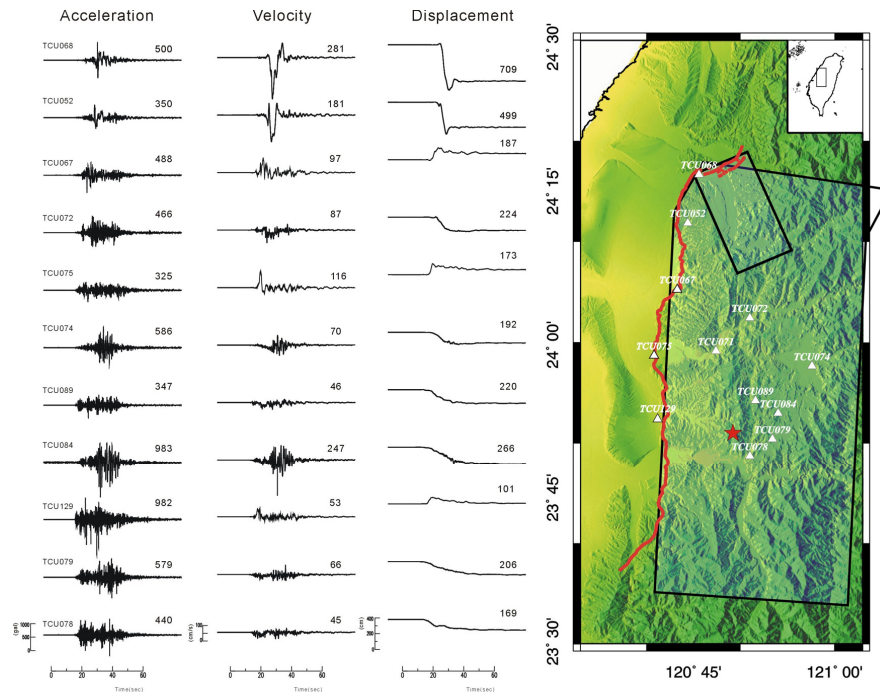


Fig.24. A larger rectangle in right map was surface projection of seismic fault of the 1999 Taiwan earthquake. White triangles were accelerometer stations. A red line was surface trace of the Chelungpu fault. Velocities and displacements in the left panel were integrated from the acceleration records. After Ma et al. (2003).

Fig.24 は、ある意味で、地震学の理想である。変位波形の微妙な地域差が、直下の断層面での滑り特性、従って断層面の摩擦特性の地域差を示しているからである。

Fig.25 に、産総研で行われた、大阪平野中央部を南北に走る上町断層の「断層モデルによる強震動予測」の概要を示す。中央のアスペリティ分布図から分かるように、仮想アスペリティは深さ5kmから

15kmに分布する。

Fig.25の左図が予測震度で、地盤の悪い東大阪と大阪中心部は、震度6から震度7となる。逆断層であるが、傾き50度の高角でアスペリティも深いので、1945年三河地震ほど断層線を境界にした非対称性は大きくない。ここでは波形は示さないが、断層直上の観測点の模擬変位波形の主要部は、片ランプ型の特徴を備えている。

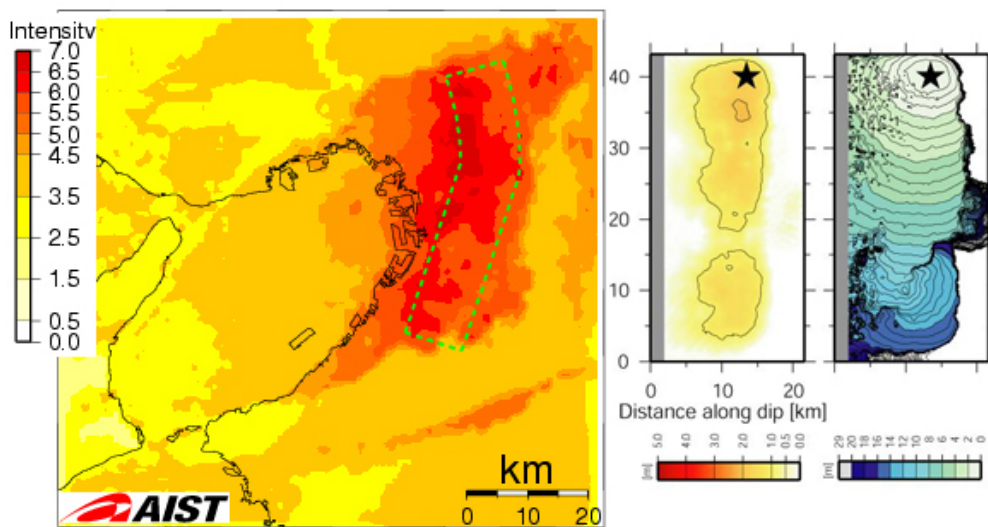


Fig.25 Middle was presumed asperity distribution on Uemachi fault, Osaka. Right was snapshot of rupture propagation. Left was seismic intensities predicted by the rupture propagation model. After Sekiguchi et al. (2002).

繰り返すが、断層近地場の地震動を単純化すると Fig.10 の様になる。現実には、地震断層からの距離、震源過程の複雑さ、地殻構造の複雑さなどによって、波形も複雑になっていく。波形が Fig.10 の単純な波形から離れるほど、地震断層面から距離があり、地震断層拡大プロセスが複雑であることを意味している。

今までの議論を整理すると、あらつぽく、
 [13-1] 断層極近地場では、1 g 近く、1m/秒程度の衝撃的地震動は不可避、
 [13-3] 入力地震動の模擬加速度波形が現実的かどうかは、2回積分して得られる変位波形が Fig.10 の変位の片ランプ関数型の様な特徴を備えているかどうかチェックポイント、
 と言うことが出来るだろう。断層モデルによる強震動予測を基本とすることが重要である。

1 4. 災害社会

数年前のある日、東大阪市役所の22階の展望ロビーからの眺望に衝撃を受けた。1950年代、筆者が小学生であった頃、東大阪は一面田圃であった。年寄りが「このあたりは、昔は田圃にすらならない沼地が多い場所だった」と言っていたのを記憶している。今は、そこを住宅地が埋め、消防車も入れないような狭い道が昔の小川などに沿ってくねくねして続いている場所が少なくない。Fig.25 の予測によると、上町断層が動くと、ここを震度7の地震動が襲う。



Fig.26. Distribution of high-vulnerable areas in Osaka city. After HP of Osaka city.

西を向いて大阪中心部を遠望すると、無数の超高層ビルが乱立している。ここが震度7（加速度で1 g 近く、変位で1 m～2 m）の断層極近地場の地震動で揺られると、超高層ビル群にどのような被害が生

じるのであろうか。

Fig.26 は、大阪市の老朽住宅密集市街地の分布である。密集住宅市街地は、上町断層の上盤にも下盤にも広がっている。ここが震度7の地震動に襲われて多くの場所から火が出ると、被害はどの様になるのであろうか。

とはいえ、発生確率も考慮に入れると、大阪平野にとって最も現実的な仮想敵はむしろ南海地震であろう。その場合は3分に及ぶ長周期地震動が大阪平野を襲うことになる。

いずれにせよ、被害を受けないために重要なことは「家が倒れないこと」である。従って、耐震診断・耐震補強が重要だということは明らかなのに、耐震補強は進まない。

そんなことを考えていたある日、Fig.27 の記事を見て、一気に核心が分かった様な気がした。加えて、橋木俊昭の『格差社会—何が問題なのか』は非常に理解の助けになった。



Fig.27 An article of Asahi shinbun on September 25, 2007.

年収200万円以下で生活していれば、いくら耐震補強が重要だと言っても、そんな余裕などあるはずがない。「200万円以下で生活している多くの貧困者を抱えている日本の社会は、本質的に災害脆弱な社会である」と言える。逆に言うと、「災害に強い社会にするには、格差を是正することが不可欠

だ」と言えよう。

その思いを一気に文章にし、京都大学学術出版会から『災害社会』を上梓させていただいた。断層近地場の地震動のことが頭の片隅に無ければ、この様な本を書こうというモチベーションに至らなかったかもしれない。

研究者として駆け出しであったころ、確か浅田敏だったと思うのだが、『「これだけは世界で誰にも負けない」という専門分野を持ちなさい。そして、「そこから全体に向かって何が発言できるか?」を考えなさい』と言われた記憶がある(記憶違いかもしれない)。ひょっとしたらこういうことかなと思った。

こういうことを考えながら改めて思ったのであるが、格差が是正された文化的に豊かな社会になっても、どうしても、そこから漏れる人々が出てくる。そのような人々の為の地震防災として、「地震予知」はやはり重要なのではないだろうか。地震予知研究のいっそうの発展を期待したい。

15. まとめ

小論の性質上、通常の論文のようなまとめはない。ただ、筆者が強調しておきたいことを再掲して、まとめにかえたい。

断層近地場の地震波の特質を議論する場合、次のように区別しておくとうわかりやすい。観測点が地震断層のサイズ以内で遠地場項は無視できる**断層極近地場**、主要動のパルス幅がS-P時間より小さい近地場項は無視できる**遠地場**、主要動のパルス幅がS-P時間より大きく近地場項と遠地場項の両方を考慮することが必要な**やや近地場**。

別の視点から言うと、「断層極近地場では、断層滑りが波形を決める卓越要素」になり、「遠地場では地震断層面の拡大プロセスが卓越要素」になる。

1945年三河地震の被害の非対称性は、低角逆断層の場合、地震動そのものが上盤では下盤より桁違いに大きいことによる。

断層極近地場の地震動を考える要点として、断層極近地場では、1 g 程度、1m/秒程度の衝撃的地震動は不可避であろう。断層極近傍の地震動の特徴は、加速度では、地震断層面と断層滑りに平行な成分は単純な1サイクル、地震断層に直交する成分は2サイクルのパルス状の振動になる。

異方的媒質の弾性波動の問題を理論的に解くには、Stokes (1849) の枠組みを抜け出す必要がある。本質的に理解の枠組みを広げるには、forward problem と inverse problem の両方が必要であろう。

「まとめ」としてはまとまりが欠け、大変申し訳ないが、「特別講演」では、このようなことも許容範囲内と理解している。また、言及しなかった重要な論文も多い。合わせて御寛恕をお願いしたい。

謝 辞

この原稿の素材となった研究は、東京大学における大学院生時代から多くの方々を支えられてきた研究である。恩師の佐藤良輔を始め、東京大学、富山大学、京都大学におけるすべての関係者に深甚の感謝を捧げたい。人名には敬称を省いた。この点についてもお許しを頂きたい。名前を挙げた方々の所属は、研究者として主として過ごした機関を示した。岩田知孝博士には、原稿を読んでコメントを頂いた。

参考文献

- Aki, K. (1968): Seismic displacements near a fault, *Journal of Geophysical Research*, 73, 5359-5376.
- Aki, K. and Richards, P. (2002): *Quantitative Seismology*, second edition, University Science Books, Herndon, VA, USA.
- 安藤雅孝・川崎一郎 (1973): 低角逆断層近傍の加速度, 昭和48年度地震学会秋季大会講演予稿集, pp.107.
- Burridge and Knopoff, L. (1964): Body force equivalents for seismic dislocations, *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol.54, pp.1875-1888.
- Cagniard, L. (1939): *Réflexion et Réfraction des ondes Séismique Progressives*, Gauthiers-Villars, Paris.
- Cagniard, L. (1962): Reflection and refraction of progressives Seismic waves, Trans. by Flinn, E. A. and Dix, C. H., McGraw-Hill, New York.
- Cauchy, A-L. (1822): Sur les equations qui experiment les corps ou le lois du mouvement interieur d'un corps solids, elastique, *Exercices de mathematiques*, Vo.3, pp.160-186.
- Euler, L. (1744): *Methodus inveniendi lineas curvas maximi minive proprietate graudentes*, LEOO, I-XXIV.
- Haskell, N. A. (1969): Elastic displacements in the near-field of a propagating fault, *Bulletin of Seismological Society of America*, Vo.59, pp.865-908.
- Honda, H. (1931): On the initial motion and the types of the seismograms of the North Izu and the Ito earthquakes, *Geophysical Magazine*, Vol.4, pp.185-213.

- Hooke, R. (1678): Lectures de potentia restitutiva, , or of dpring, Royal Society of London.
- Irikura, K. and I. Muramatsu (1982): Synthesis of strong ground motion from large earthquakes using observed seismograms of small events, Proceeding of 3rd International Earthquake Microzonation Conference, Vo.1, pp.447-458.
- 石本巳四雄 (1929) : 地震発生の機巧について, 東京大学地震研究所彙報, Vol.6, pp.127-147.
- Kanamori (1972): Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting. The Tottori earthquake of 1943, Physics of Earth Planetary Interiors, Vol.5, pp.426-434.
- Kawasaki, I., Suzuki, Y. and Sato, R. (1973): Seismic waves due to a shear fault in a semi-infinite medium. Part I: Point source, Journal of Physics of the Earth, Vol.21, pp.251-284.
- 川崎一郎 (1974) : モホ不連続面で反射・屈折された地震波, 地震2, Vol.27, pp.372-376.
- Kawasaki, I. (1975): On the dynamical process of the Parkfield earthquake of June 28, 1966, Journal of Physics of the Earth, pp.127-144.
- Kawasaki, I. (1975): The focal process of the Kita-Mino earthquake of August 19, 1961, and its relationship to a quaternary fault, the Hatogayu-Koike fault, Journal of Physics of the Earth, Vol.23, pp.227-250.
- Kawasaki, I. (1978): The near-field Love waves by the exact ray method, Journal of Physics of the Earth, Vol.26, pp.211-237, 1978.
- Kawasaki I. and Koketsu, K. (1990): Rayleigh-Love wave coupling in an azimuthally anisotropic medium, Journal of Physics of the Earth, Vol.38, pp.361-390.
- Kawasaki I., Asai, Y., Tamura, Y., Sagiya, T., Mikami, N., Okada, Y., Sakata, M. and Kasahara, M. (1995): The 1992 Sanriku-Oki, Japan, Ultra-slow earthquake, Journal of Physics of the Earth, Vo.43, pp.105-116.
- Kawasaki, I. (2004): Silent earthquakes occurring in a stable-unstable transition zone and implications for earthquake prediction, Earth Planet Space, Vo.56, pp.813-821.
- 川崎一郎(2006) : スロー地震とは何か, 日本放送協会, 東京.
- 川崎一郎(2009) : 災害社会, 京都大学学術出版会, 京都.
- Kobayashi, R. and Koketsu, K. (2005): Source process of the 1923 Kanto earthquake inferred from historical geodetic, teleseismic, and strong motion data, Earth, Planets and Space, Vol.57, No.4, pp.261-270.
- 瀧藤一起・竹中博士 (1989) : 近地地震波の伝播に関する理論, 地震2, Vo.42, pp.391-403.
- Kosevich, A.M. (1962): The deformation of field in an isotropic elastic medium containing moving dislocations. Sov. Phys. JETP, Vo.15, pp.108-115.
- Koto, B. (1893): On the cause of the great earthquake in central Japan, Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo, Vol.5, pp.295-353.
- Lamb, (1904): Lamb, H., On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid, Philosophical Transactions of Royal Astronomical Society of London, Series A, Vol.203, pp.1-42.
- Landau, L. D. and Lifshits, E. M. (1970): Theory of elasticity 2nd edition (in Russian), Nauka, Moscow.
- ランダウ・リフシツ (1972) : 弾性理論, 佐藤常三訳, 東京図書.
- Love, A. E. (1927): A treatise on the mathematical theory of elasticity, Dover publications, New York, USA.
- Ma, K.-F., Brodsky, E., Mori, J., Ji, C., Song, T.-R., and Kanamori, H. (2003): Evidence for fault lubrication during the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake (Mw7.6), Geophysical Journal Research Letters, Vol.30, No.5, 1244, doi: 10.1029/2002GL015380, 2003
- Maruyama, T. (1963): On the force equivalents of dynamic elastic dislocations with reference to the earthquake mechanisms, Bulletin of Earthquake Research Institute, Vol.41, pp.467-486.
- Nakano, H. (1925): On Rayleigh waves, Japanese Journal of Astronomy and Geophysics, Vol.2, pp.233-326.
- 日本地学史編纂委員会(2003) : 日本の地学の展開 (大正13年~昭和20年) <その3>, 地学雑誌, Vol. 112, pp. 131-160.
- Rayleigh, J. W. S. (1885): On Waves Propagated along the Plane Surface of an Elastic Solid, Proceedings of the London Mathematical Society, s1-17, pp.4-11.
- Reid, H. F. (1910): The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Investigation Commission, Vol.2, pp.16-28, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C.
- Sato, R. (1969): Formulations of solutions for earthquake source models and some related problems, Journal of Physics of the Earth, pp.101-110.
- Sato, R. (1973): Seismic waves due to a dislocation

source model in a multi-layered medium, *Journal of Physics of the Earth*, Vol.21, pp.155-172.

関口春子・加瀬祐子・堀川晴央・佐竹健治・杉山雄一・Arben Pitarka (2002) : 大阪平野における地震動予測の試み—動的地震破壊シナリオと3次元地下構造モデルによる地震動計算—, 活断層・古地震研究報告, No. 2, 341-357.

志田順 (1917) : 地震ノ初動ニ関スル研究, 東京数学物理学会年会.

Stokes, G. G. (1849): *Dynamical theory of diffraction*,

Transactions of the Cambridge Philosophical Society, Vol.9, pp.1-62.

橘木俊詔 (2006) : 格差社会—何が問題なのか, 岩波新書, 岩波.

武村雅之 (2003) : 関東大震災—大東京圏の揺れを知る, 古今書院.

Takeuchi, H. and Saito, M. (1972): *Seismic surface waves*, In Bolt, B. A. editor, *Seismology: Surface waves and free oscillations*, *Methods in Computational Physics*, 11, 217-295, Academic Press, New York.

A Review of Development of Theoretical Studies of Seismic Waves with the Intent Toward Earthquake Hazard Reduction in Japan

Ichiro KAWASAKI

Synopsis

After a brief review of history of classical theory of Stokes (1849), Lamb (1904) and Honda (1931) to introduction of “dislocation in continuum medium” into seismology in 1960’s, I summarize my own theoretical studies in 1970’s, focusing on seismic wave theory in the nearfield and their applications to the acceleration records due to the 1966 Parkfield earthquake and the asymmetric distribution of collapsed houses with reference of surface fault trace of the 1945 Mikawa earthquake. Finally, I refer recent development of theories and observations.

Keywords : dislocation in a continuum medium, Cagniard theory, semi-infinite medium, seismic nearfield, 1945 Mikawa earthquake, 1966 Parkfield earthquake