

不均質媒質での地震波伝播モデル実験とその意義

A physical model experiment on elastic wave propagation in inhomogeneous media and its implications.

西澤 修*・雷 興林**・佐藤隆司*

Osamu Nishizawa*, Xin-lin Lei**, Takashi Satoh*

Abstract: Studies of seismic wave propagation in heterogeneous material is very important for understanding crustal structure, because the crust is heterogeneous including complicated layered structures, rock melts and faults etc. To study seismic wave propagation in heterogeneous material, there are two approaches: numerical modeling and physical modeling. Numerical modeling is computing wave field in heterogeneous material, whereas physical modeling is monitoring wave field in laboratory model experiments by detonating ultrasonic waves. We recently developed a new physical modeling technique by using Laser Doppler Velocimeter (LDV) as an elastic wave transducer. LDV enables very accurate measurements of ultrasonic waveforms in the area smaller than 400 μ m in diameter. Full waveforms were recorded for ultrasonic waves propagating through three granitic rocks with different grain sizes. The results reveal that complexity of waveform depends on the grain size of rocks. The grain size can be regarded as the size of heterogeneity. Thus physical modeling assures a new approach for evaluating crustal heterogeneity from seismic data.

Key words: physical model, inhomogeneity, laser Doppler vibrometry, wave field.

はじめに

地殻内部は不均質である。不均質地殻内を伝播する波動についての知識は、地震波を用いた地殻構造の決定とそれに関連する問題にとって重要である。地下構造を決定するため、最近では地震波速度トモグラフィ探査がよく用いられる。地震波速度トモグラフィはゆるやかに変化する構造については事実をよく反映するが、急激な構造変化を検出するには不向きである。いっぽう、地震波形は急激な構造変化に敏感であるので、構造が急変する場所を正確に求めるには波形に着目するほうがよい。近年のコンピュータ技術の進歩によって不均質な媒質中を伝わる波形を直接計算することが可能となった。これにより、あらかじめ与えた構造モデルを用いて数値計算によって波形を求め観測波形と比較することができ、急激な構造変化の様子が明らかになる。こうした「数値モデル」による波動計算は地下構造の研究だけでなく、地殻表層部分

の構造に関係した地震時の強震動予測にも使われており、地震学、物理探査、地震工学において現在最も研究が盛んな分野である (Aki, 1988; Anderson, 1991; 額瀬・竹中, 1989; 竹中, 1993)。いっぽう、適当な材料を用いて実験室規模のモデルを製作し、これに超音波を透過して波形を観測する「物理モデル」による波動伝播の研究も以前から行われている (Dubendorff & Menke, 1986; Matsunami, 1990; Matsunami, 1991; Schultz & Toksöz, 1995; Vinogradov et al., 1989; Vinogradov et al., 1992)。数値モデルと物理モデルは互いに相補的關係にあり、両者をうまく組み合わせることによって、地殻構造解明に必要な地震波伝播の研究に役立てることができる。

反射法地震波探査は地殻構造決定にとって重要な役割を担っているが、不均質媒質での波動のふるまいは、しばしば反射波データの解釈にとって困難な問題を引き起こす。地殻構造は、我々が明瞭な境界として認識できる不均質と、境界として明瞭に認識できなくとも、その近傍がかなり不均質であろうと想像できるものがある。前者を決定論的な不均質構造、後者をランダムな不均質構造と呼ぶことにする (佐藤 1984)。また、構造境界そのものも平坦な面だけとは限らず、ランダ

1996年12月12日受付。1997年3月25日受理。

*地質調査所

Geological Survey of Japan, 1-1-3 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305.

** (株) ダイヤコンサルタント

DIA Consultant Co. Ltd., 3-1-2 Ikebukuro, Toshima, Tokyo 171

ムな凹凸を持つものもある。凹凸のある面では、凹凸の頂点から谷までの広がり(振幅)や頂点と頂点あるいは谷と谷の間隔(波長)と地震波の波長に対する大きさの関係が重要である。反射法では通常垂直方向における層構造の分解能は波長の1/4程度、条件のよい場合には波長の1/10まで可能だといわれている(Mooney & Meissner, 1992; Widess, 1973)。また、水平方向の分解能は第一フレネルゾーンの範囲内とされており、周波数25Hz、弾性波速度6 km/sの地震波であれば、10kmの深さに対して半径1.5km程度とされている(Sheriff, 1991)。しかし、上で述べたランダムな不均質構造を考慮に入れた場合、地殻構造決定に関する分解能の見積りはもっと困難になる。先に上げた層境界の凹凸など境界形状に関するもののほか、地殻内のランダムな不均質構造による波形の乱れがある。したがって、ランダムな不均質構造と波形との関係を明らかにすることが地殻構造学にとって今後の重要な問題となるだろう。

ランダムな不均質の研究に対しては、最近我々が開発したレーザードップラー速度計を用いた物理モデル実験(西澤ほか, 1996)が有効である。以下では、不均質媒質における波動伝播の研究を簡単にレビューした後、我々が開発した実験法とそれによる最近の成果を紹介する。

ランダムな不均質構造が地震波に及ぼす影響

地殻は不均質がランダムに分布した媒体とみなすことができる。不均質の原因は先に述べた地層の層状構造に基づくもの(水平成層構造とは限らない)、断層や破碎帯など密度や弾性波速度の極端な不連続、あるいはマグマのような溶融物などがある。このような不均質は一般にはランダムに分布していると考えられることができる。つまり地殻内部は密度、弾性波速度が場所ごとにランダムに変動している媒体である。物性定数が変動している媒体中を弾性波が伝播するとき地震波は散乱を受ける。物性定数は空間内でランダムに変動するので、もとの波にランダムな波が混入し波群の追跡が困難となる。この様子を示したものがFig. 1である。ランダムな不均質に対しては、多くの場合層状構造の境界面、断層や破碎帯、溶融体の詳しい位置を特定することはできない。しかし詳しい位置がわからなくても、ランダムな変動の特徴を地震波によって明らかにすることができる。ランダムネスの特性が地震波に及ぼす影響は振幅の減衰、波形エンベロープや後続波の形状に現れ、これまでに詳しい研究がなされている。自然地震の波は震源から放射されたP波、S波あるいはモホ面からの反射などの各相の他に、時間の経過とともに尾を引くように減衰する波を含んでおりコーダ波と呼ばれる。震源からは断層の形状と方向、

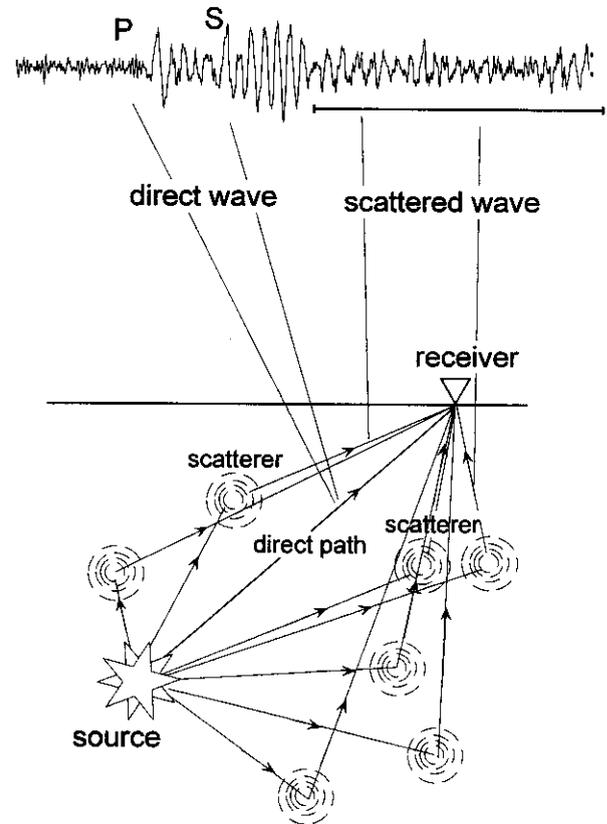


Fig. 1 地震波記録に現れる散乱波。

断層での運動によって決まるP波やS波が発生する。自然地震では波は複数の破壊面から放出されるので通常地震波は複雑なものとなるが、地震波が放出される時間は断層が動いている間だけなので、コーダ波のように時間軸上で長く尾を引く波形は断層からは本来放出されないはずである。実際、震源近傍では短時間のうちに振動が収束するパルス状の波動が観測される。したがって、コーダ波は地震波が伝播する途中に直達波や反射波の波線とは異なる複雑な経路を通して観測点に到達したものと考えることができる(Aki & Chouet, 1975)。

反射法による地殻構造探査にとっても散乱波の問題は重要である。Mooney & Meisner (1992)のレビューでは、lower crustからの位相が不揃いな反射波の原因として、400m程度の間隔で弾性波速度が激しく変動する構造が示されているが、複雑な反射波はこのような物性定数がランダムに変動している構造からの散乱波である可能性が大きい。いっぽう、Tarantola et al. (1993)は波形インバージョンによって、反射波の波形をもっともよく説明できる構造モデルを決めたが、波形記録から反射波の部分を取り除いても、なおランダムな位相の不揃いな波が大きなエネルギーを持つことを示している。このように散乱波は実際の地震波、反射波の記録にかなり普遍的に存在する。したがって、

地殻構造解析を目指した地震波探査では、今後は散乱波の処理も念頭において研究を進める必要がある。

散乱波の取扱いについて我々がとりうる立場はふたつある。ひとつは、散乱波の持つ情報を積極的に利用する立場、もうひとつは散乱波を反射面など決定論的構造の決定にとって不要なノイズとみなす立場である。前者では地殻内のランダムな不均質性の特解明に散乱波を利用するもので、コーダ波を用いての地殻内部の不均質状態推定に成果を上げている。後者ではノイズとしての散乱波をいかに除去すればよいかの問題となり、今後の地震波探査の重要な課題である。我々が以下に示す物理モデルによるランダム波研究の実例は、散乱波に関するふたつの立場からの研究に対し有効な手段を与えるものである。

実 験

1. レーザードップラー速度計による波形計測

レーザードップラー速度計による波形計測法は西澤ほか(1996)に詳しく述べられており、以下では手法を簡単に紹介する。物体の表面が振動しているとき、ここに入射した光の周波数はドップラーシフト f_D を生じる。

$$f_D = 2V/\lambda \quad (1)$$

ここで V は振動する物体表面の速度、 λ は光の波長である。レーザードップラー速度計(Laser Doppler Velocimeter: LDV)は f_D で V を計測、つまり周波数から速度を得るので、地震計や圧電素子と異なり検出部に固有の振動系をもたない計測システムである。我々は(株)小野測器製のLV-1300を用いた。この機器はビデオテープやハードディスクの磁気ヘッド、自動車の車体の振動計測などに利用されているものである(山本ほか, 1991a, b; Yamamoto et al., 1992)。LDVは波長632.8nmのHe-Neレーザー光を光源とするが、レーザー光は 10^{17} Hzという高い周波数なのでドップラーシフトを直接計測することはできない。そこで、反射光を周波数シフトを受けた別の光との間で干渉させ、エレクトロニクス回路で取り扱うことのできる周波数信号に変換してドップラーシフトの周波数 $\pm f_D$ が取り出される。ドップラーシフト周波数は変調を受け電圧信号となり、これを通常の高速度波形記憶システムによって記録する。

我々は直径5mm、共振周波数2MHzの圧電素子(piezo-electric transducer: PZT)にパルスを送り弾性波を発生させ、これをLDVによって観測した(西澤ほか, 1996)。強い反射光を得るため薄い反射テープを試料表面に貼る。反射テープは入射方向に強く光を反射するので、S/N比が著しく向上する。ドップラーシ-

フトによる速度信号は波形記憶装置に送られ、デジタル化されてコンピュータに記録される。物体表面の振動による速度信号は非常に弱く、一回の測定では十分なS/N比の信号は得られない。このため、同じ弾性波を何度も発生させ、受信信号を重ね合わせてランダムノイズを相殺し速度波形を取り出す。我々の行った実験では1000回の波形の重ね合わせによって十分なS/N比の波形を得ることができた。

2. 弾性波の波長と試料サイズ

不均質媒質での波動伝播では、弾性波の波長 λ 、伝播距離 L 、不均質の大きさの特徴づける距離 a との間の関係が重要である。波動理論を適用するためには、波数 $k=2\pi/\lambda$ と伝播距離との積 kL が10以上でなくてはならない(Aki & Richards, 1980)。また、波形はなるべく単純であることが望ましく、試料側面や端面などからの複雑な反射波は現れないほうがよい。このため、試料サイズは対象とする周波数、弾性波速度に対して十分な大きさが必要である。そこで、試料サイズを300mm×300mm×(80-90)mmとした(Fig. 2(a))。この大きさの試料を用いれば、振動源のPZTから発生する数100kHzから数MHzまでの弾性波に対し上の条件を十分満たしている。この実験では、直達P波、S波のほかに、いくつかの反射波を観測することができた。主要な反射波は走時の値によって容易に同定することができる。

レーザー光は直径400 μ m以下の狭い範囲内にビームの焦点を合わせることができるので、複雑な波動場の様子を詳しく調べることができる。このため、1波長の中に観測点を複数配置するような短い間隔でのアレイ観測をモデル化することも可能である。

不均質媒質を伝播する波動の実例

1. 不均質の特徴的長さが異なる媒質での波動伝播

a. 岩石試料

Fig. 3は岩石試料の微細構造を示す写真である。ここでは次のような粒子サイズの異なる三種類の花崗岩を用いた。(1)粒子サイズが1mm以下の細粒ウェスターリ(Westerly)花崗岩、(2)粒子サイズが1~5mmの中粒の大島花崗岩、(3)10mm以上の結晶粒子が存在する粗粒の稲田花崗岩、である。不均質性の特徴を示す長さのパラメータは上記(1)、(2)、(3)の順に大きくなっている。以下では、これらの試料を用いて不均質のサイズが波動の伝播に及ぼす影響を明らかにする。

b. 長い直線アレイによる計測

Fig. 4は、Fig. 2(b)に示した長測線上のアレイ(in-line array)によって計測された波形で、発振源に向か

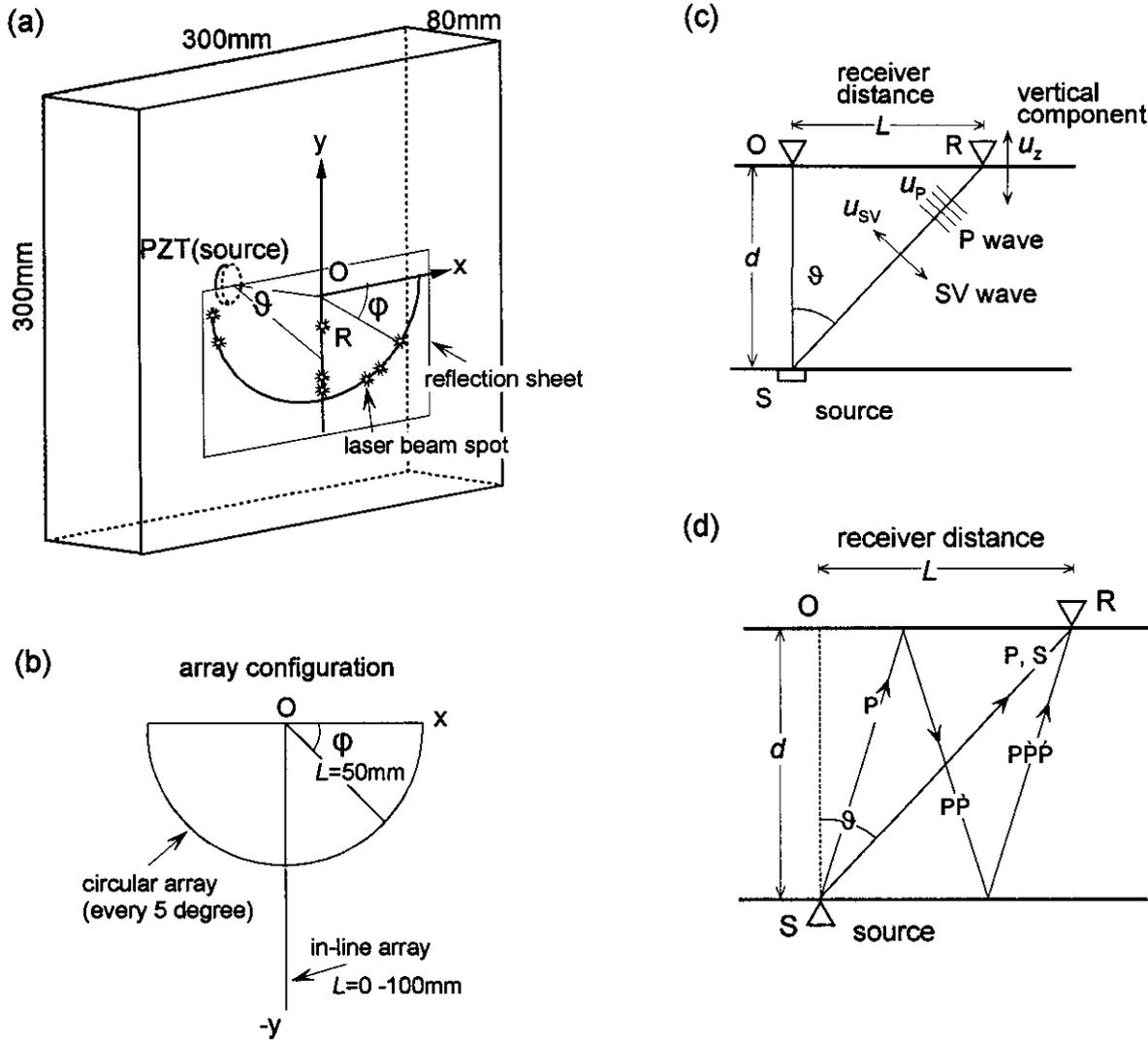


Fig. 2 実験に用いた試料サイズと測定点・測線の位置. (a) 試料形状とサイズ, (b) 直線アレイと円弧状アレイの配置, (c) 波動の振動方向と計測成分, (d) 波線の経路.

いあう面の中心(0 mm)から径方向に沿って100mmまで5 mmの間隔で波形を示している。鉱物粒子の小さいウェスターリー花崗岩では直達P波とS波が明瞭に観察される。発振源のP波用PZTの基本振動モードは円形ディスクの厚み方向振動であるので、圧電素子がとりつけられた円内に一様な押し力が働いているとみなすことができる。平面上の狭い円内に面を垂直に押す力が加わった場合、ここから放射される波動はP波とSV波である。このときのP波とSV波の放射パターンの基本的特徴は次のようになる。(1)P波は面に垂直な方向に最大振幅が現れ、回転楕円体状の放射パターンを持つ。(2)SV波は物質のポアソン比に依存してかなり変化するが、入射角30-40°にノードを持ち、ノードより少し大きい入射角で最大振幅となる。レーザービームは試料面に垂直に照射されているので、Fig. 2 (c)に示すように、波形記録はP波とSV

波それぞれの、試料面に垂直な方向の振動成分である、振幅は放射パターンと波線の入射角および表面の影響で決まる。記録では直達波の他に反射波をみとめることができる。反射波はその伝播経路に応じて次にように表記する。発振源を下側にとり観測点に直接到達するP波とS波はP、Sでそれぞれ表し、反射波はこれらの記号に振動モードと伝播方向を付け加えたものとする。伝播方向は振動モードにアクセント記号を付し、上下方向をそれぞれ \prime 、 $\grave{}$ で表す。例えば、振動源からP波が放射され上面と下面でP波として反射され上面の観測点に到達したものはPPPとなる(Fig. 2 (d))。もしS波が上面で反射されP波となりさらに下面でP波として反射した場合は、SPPとなる。ウェスターリー花崗岩で60-70 μ sに見られる反射は、走時からPPPとみなせる。

ウェスターリー花崗岩より粒子サイズの大きい大島花

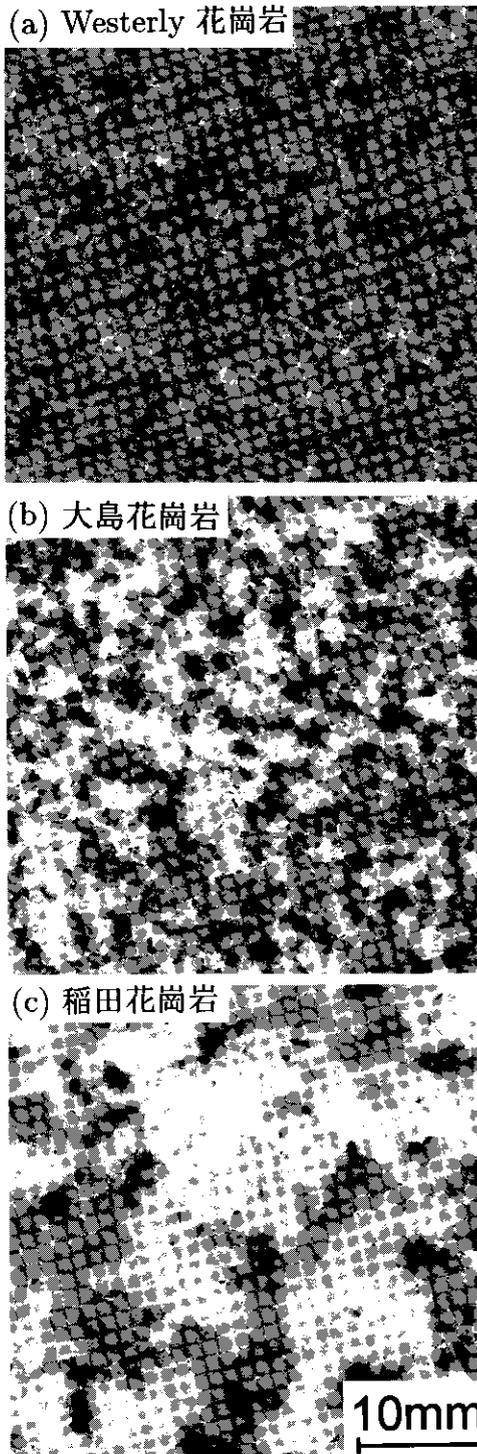


Fig. 3 粒子サイズの異なる三種類の花崗岩の表面写真。(a) ウェスタリー花崗岩, (b) 大島花崗岩, (c) 稲田花崗岩

崗岩では、直達P波、S波をよみとることができるが、ウェスタリー花崗岩のように測線の全範囲にわたって明瞭ではない。興味深いのは、SV波の放出エネルギーが小さい入射角度 ($L < 20\text{mm}$) の範囲でも、P波の後にかなりエネルギーの大きい波が見られることである。

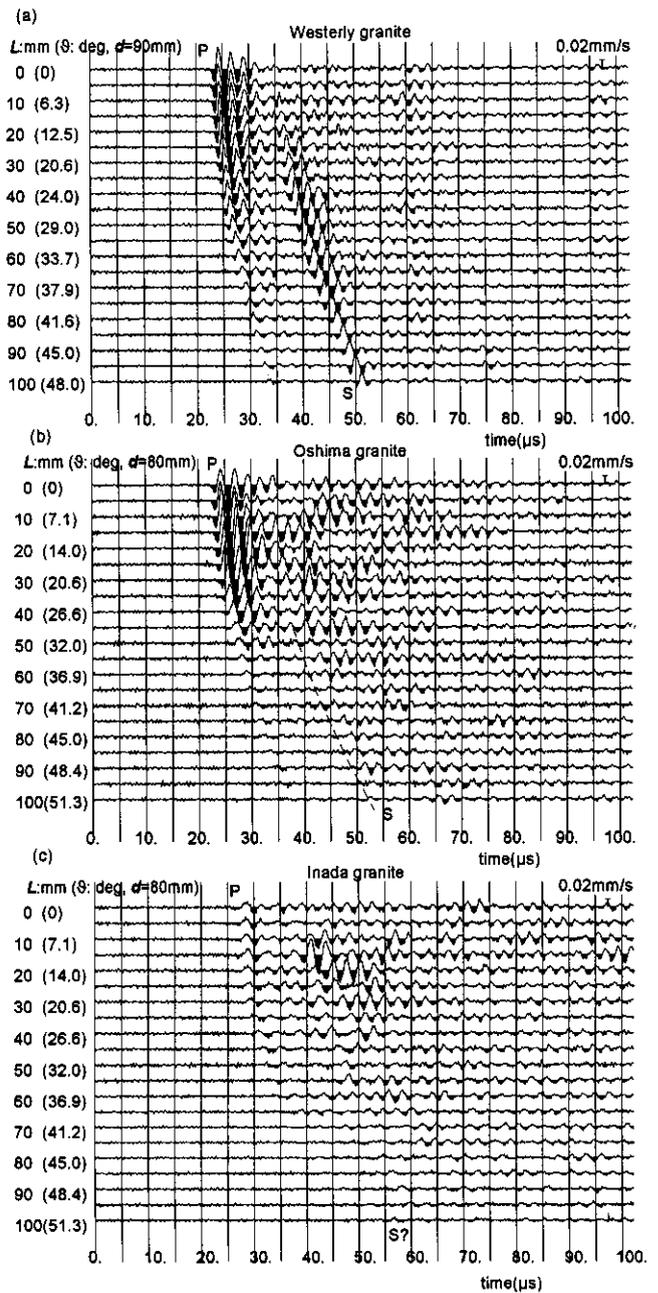


Fig. 4 100mmの測線にそって5mmおきに観測された波形。(a) ウェスタリー花崗岩, (b) 大島花崗岩, (c) 稲田花崗岩

この傾向は粗粒の稲田花崗岩でも見られる。直達P波またはS波と後続波との間の相対的エネルギー比率をみると稲田花崗岩のほうが小さく、稲田花崗岩ではエネルギーの多くが後続波によって運ばれている。

波形記録に見られる卓越周波数は200~500kHzで、1気圧での花崗岩の弾性波速度4.5~5 km/sから、弾性波の波長は10~20mmとなる。ウェスタリー花崗岩では粒子サイズは波長に比べて十分小さいが、稲田花崗岩では粒子サイズが波長と同程度になっている。波長が粒子サイズに近づくにつれ直達波の減衰が大きく

なり、後続波部分のエネルギーがより大きな割合を占めるようになる。直達波部分のエネルギーは伝播中に散乱波に転換され、散乱波は直達波とは別の経路を通過して観測点に達する。後続波で観測される波動は散乱されて複雑な経路を経て観測点に到達するので、その経路は直達波の場合より長くなり、時間的に後の部分に現れる。

c. 円形アレイによる観測

PZTは円盤形状であるから、弾性波の放射パターンはPZTの中心軸についての回転角に依存せず、中心軸からの距離のみに依存する。したがって、PZTの軸を中心とする円弧の上では同じ波が観測されるはずである。発振源の反対側の面がPZTの中心軸と交差する点を中心とする円弧上(circular array)で波形を観測すると、等方で均質な媒質では波形はすべて同じでなければならない。Fig. 5は、(a)鋼鉄、(b)ウェスターリー花崗岩、(c)大島花崗岩、(d)稲田花崗岩の各ブロックの振動源と反対側の面の半径50mmの円弧上で5°おきに観測された波形である。鋼鉄では円弧上のすべての点で同じ波形が観測され、PZTの放射パターンが円弧上でのビーム位置の角度(ϕ : Fig. 2 参照)に依存しないこと、および鋼鉄が2 MHz以下の周波数に対して完全な均質媒質とみなせることを示している。記録から、PPP、PPS(推定)、PPPPPなどの反射波を明瞭に見分けることができる。PPPPPより以前に到達した波は、波群の同定を容易に行うことができる。岩石では弾性波速度が鋼鉄より小さいため、直達波や反射波は鋼鉄の波形より時間軸上で遅れて現れる。ウェスターリー花崗岩では直達P波とS波とはおおむね位相がよく揃っている。また、反射波(PPP)も位相がよく揃っており明瞭に読みとることができる。大島花崗岩では選択配向の強いクラックが卓越して存在するため弾性波速度異方性が現れている。卓越したクラック面に平行な面はリフト面と呼ばれ、波線がこの面に垂直に入射するときP波速度は最も小さくなる。リフト面に直交し互いに直交する他のふたつの面はグレイン面、ハードウェイ面と呼ばれている(Sano et al., 1992)。大島花崗岩の場合、P波速度の最も大きい方向はハードウェイ面に直交する方向である。Fig. 5(c)のG、Rで示した波形では、波線がグレイン面、リフト面上にある。Gで示した位置では波線が卓越クラック面を斜めに通過しており弾性波速度が小さくなっているが、Rでは波線が卓越クラック面に平行なので弾性波速度は小さくならない。P波、SV波の位相は少し乱れているが、十分読み取れる。しかし、PPP反射波はウェスターリー花崗岩のように顕著とならず、読みとることはできない。稲田花崗岩ではP波とSV波が著しく減衰しているため初動を読みとることが困難である。また位相もかなりずれており、全範囲にわたっ

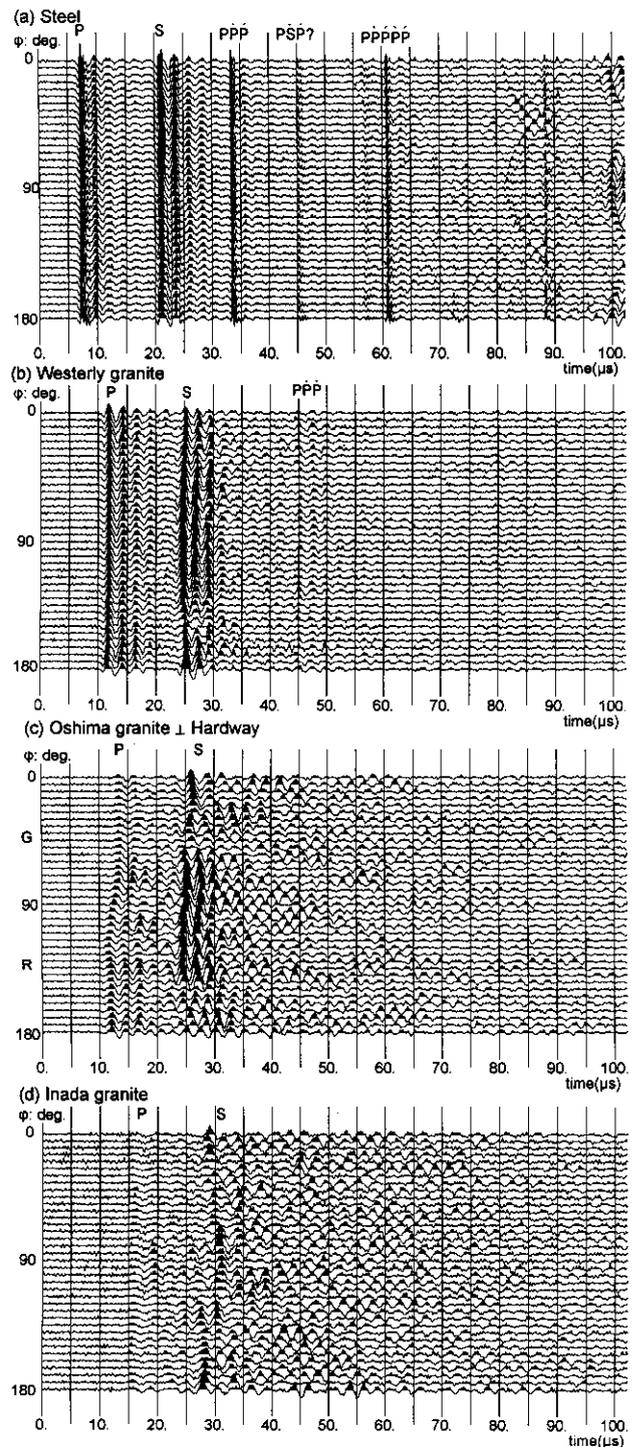


Fig. 5 円弧上で観測された波形。(a) 鋼鉄、(b) ウェスターリー花崗岩、(c) 大島花崗岩、(d) 稲田花崗岩。

て同一位相を追いかけることはできない。直達波に比べて、時間が経過した部分の振幅が大きくなり、位相が乱れたランダムな波形が強く現れている。

以上のように花崗岩の粒子サイズ、すなわち不均質のサイズによって弾性波の波形が変化することが明らかになった。とくに不均質サイズの特徴的大きさが波

長と同程度になるほどランダムな波形が強く現れるようになる。Fig. 6は5°おきの円弧アレイ観測点での波形(Fig. 5)の各振幅の絶対値の和を示したものである。大島花崗岩は強い異方性を示すので円弧アレイの中心軸の方向が異なるふたつの場合を示している。鋼鉄では位相がよく揃っており、P波、S波およびいくつかの反射波の波群に対応した時間帯でエネルギーのもりあがりを見ることができる。エネルギーのもりあがった部分がさらにいくつかの山谷に分かれているのは、各波群での位相がよく一致していることを示している。ウェスターリー花崗岩ではPPP, PSP(?), PP-PPPの各反射波まで波群ごとにエネルギーのもりあがっているのがわかる。大島花崗岩、稲田花崗岩では反射波の波群に相当するエネルギーのもりあがりを見ることができない。直達波と後の部分(コーダ)とでエネルギーを相対比較すると、ウェスターリー花崗岩、大島花崗岩、稲田花崗岩の順に粒子サイズが大きくなるにしたがいコーダ部分の相対エネルギーが大きくなっている。

2. S波成分の観測

計測時の機器や試料全体の振動は超音波振動の周波数に比べ著しく低周波であり、これらの振動は変位速度としては著しく小さい値となるため、計測に影響を及ぼすことはない。つまりLDVは、変位ではなく変位速度を計測するので、測定系に低周波振動が加えられてもレーザービーム位置が波長に比べ十分大きい変動を示さない限り検出波形への影響はほとんどない。

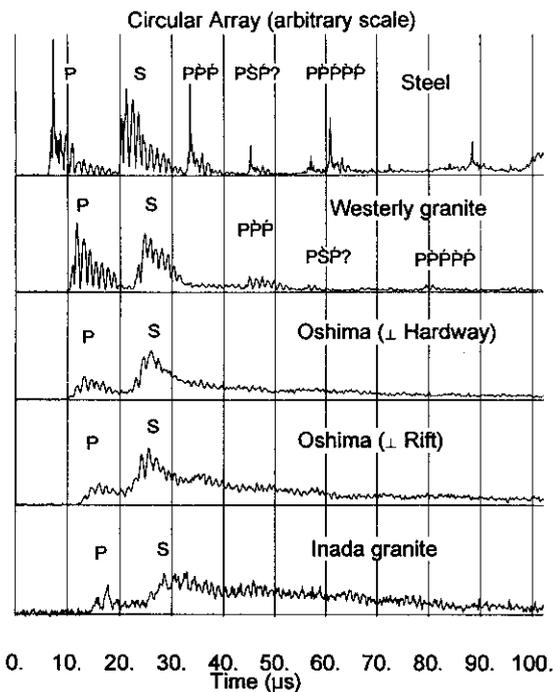


Fig. 6 振幅絶対値の和。

我々が用いている反射シートは、数10μm程度の球面レンズが密に付着したものである。球の大きさは光の波長に比べて十分大きく、レーザービームを斜めから照射しても十分な強度の反射光を得ることができ、斜め方向の振動成分を計測することができる(金ほか, 1993)。この場合観測しているのは球の運動であるが、球の大きさが弾性波の波長よりも十分に小さいので、球の並進運動を物体表面の振動とみなすことができる。法線を含む面内で45°の入射角で互いに逆方向から照射したビームで得られた波形を合成すれば、試料表面の水平動を容易に計測することができる。

Fig. 7 (a), (b)はそれぞれ、ウェスターリー花崗岩、大島花崗岩の面の中心から50mm離れた場所での記録である。波線方向との関係は、Fig. 7 (c)に示されている。面内で波線に直交する方向をX軸、波線の進行方向を面に投影したものをY軸とすると、SH波はX軸で振動しY軸成分をもたない。P波とSV波はY軸に振動が現れるが、X軸の振動成分を持たない。ウェスターリー花崗岩(a)ではX軸の振動成分は小さいが、Y軸の振動成分はP波とSV波の部分で大きくなっている。用いた圧電素子はP波用のものであるからSH波の放射は弱く、この結果は実験条件から予想されるものとほぼ一致している。いっぽう、大島花崗岩ではP波部分のSH成分はウェスターリー花崗岩の場合より大きく、SV波部分ではSH成分は大きな振幅を示す。これは、散乱によりSV波成分がSH波成分に変換されたものと考えられる。つまり、波線の側方からの散乱波の混入の割合が大きければ、P波部分やSV波部分に強いSH成分が現れると解釈することができる。

このようにLDVを用いることにより波動場の変動

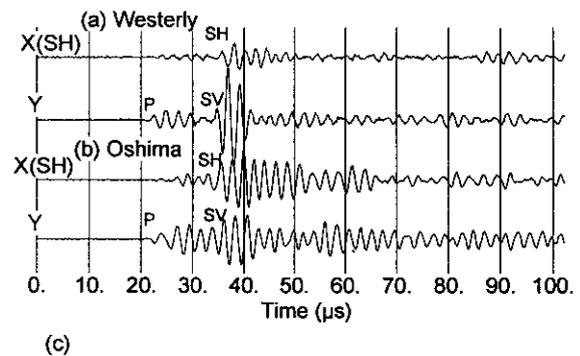


Fig. 7 振動三成分の計測例。(a) ウェスターリー花崗岩でのX、Y軸方向の波形、(b) 大島花崗岩でのX、Y軸方向の波形、(c) 波線とP波、SV波、SH波の振動方向との方位関係。

を詳しく観測することができる。振動の粒子軌跡 (particle motion) を狭い範囲で追跡することも可能であり、さらに細かい解析を行うことができる。

物理モデルによる実験と地殻構造探査

1. LDVの特徴

LDVは超音波領域での高周波振動計測に対して以下のような優れた特性を有している。まず、ドップラースhift周波数によって物体表面の振動速度を計測するため、通常の力学・電気系の振動検出器のように系固有の振動応答に対する配慮がいらぬ。したがって、検出された波形はそのまま物体表面の振動を示す。次に、振動の計測範囲を直径400 μm 以下の非常に狭い範囲に特定することができる。従来の圧電素子による振動計測では、圧電素子の大きさが数mmとなり、この範囲での平均的振動をとらえることしかできなかった。波動の乱れは不均質媒質を特徴づける重要な要素であるが、PZTのようなサイズの大きい検出器では波動場の細かい乱れをとらえることはできない。以上に加えて、LDVによる計測は非常に簡便である。Boler (1990)やBoler et al. (1984)は静電容量型の変位トランスデューサを開発し、超音波の正確な振動を計測することに成功したが、取扱いはかなりめんどうである。さらに重要なことは、LDVによって波動の三成分計測が可能なことである。したがって、物理モデルによる波動伝播実験は、LDVを検出器として用いることにより、地震学と地震波探査のほとんどあらゆる分野の研究を網羅できる可能性を有している。

2. 物理モデルによる実験が効果的な地殻構造学の分野

上で述べたようにLDVは地震波伝播現象の研究にとってたいへん有用な機器である。地殻構造を研究する上で地殻のランダムな不均質は避けて通れない問題であり、LDVを用いた物理モデル実験はこの種の問題を研究するのに有効である。地殻構造の研究では反射法探査の果たす役割が大きい。反射波は地殻内部のランダムな構造の影響を受けるが、このとき位相が不揃いな散乱波が観測される。これら相関が悪い波群は記録上ではノイズとなり、相関の良い反射波の波群を覆い隠してしまう。このような相関の悪い波群の処理法についての研究はあまり進んでいない。現在のコンピュータの速度や容量をもってしても、ランダムな構造での波動伝播の問題を正確に計算することは依然困難であり、数値モデルだけではランダムな構造での波動場を取り扱うことはできない。不均質媒質での波動伝播を調べるためには物理モデルによる実験が適している。ランダムな不均質構造での散乱波は地震波コーダ発生の原因と考えられている。Aki & Chouet (1975)

は簡単な後方散乱モデルによって、コーダ波振幅の時間に対する減衰が、地震波振幅の減衰を表すパラメータである Q^{-1} と関係づけられることを示した。この考えはその後Sato (1984)によって1次散乱モデルとして厳密化され発展してきた。不均質構造中では弾性波の散乱や回折、あるいは低速度層や破碎帯で波がトラップされる (Li et al., 1990)。均質な媒質では波動のエネルギーは波線に沿って幾何学的に広がるが、不均質な媒質では波線に沿う波動エネルギーの一部が波線からしみ出るように周囲に広がり、観測点に到達する。このようなエネルギーの伝播は熱や物質の拡散と似ている。震源ですどく立ち上がり短時間振動を継続して収束した地震波は、距離とともに立ち上がりが緩やかとなり、振動の収束にも時間がかかるようになって、尾を引く波が目立つようになる (Sato, 1989)。さらに振動軌跡 (particle motion) もランダムになり、震源の放射パターンに支配されていた振動エネルギーの振動方向分布が各方向に等しく配分されるようになる (佐藤・中原, 1995)。Matsumura (1981)やNishizawa (1983)は、直達P波部分の三次元振動軌跡 (particle motion) を波の伝播経路での不均質性を示す指標として用い、それぞれ地殻あるいは坑井近傍の岩盤の状態について議論している。こうした議論も、物理モデル実験を行いLDVによって振動の3成分計測を行えば、実験的に確かめることができる。

文 献

- Aki, K., 1988, Local site effects on ground motion, in Earthquake Engineering and Soil Dynamics II - Recent advances in ground-motion evaluation. J. L. Von Thun ed., Geotechnical special publication, No.20, 103-105, Am. Soc. Civil. Eng., New York.
- Aki, K. and Chouet, B., 1975, Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322-3342.
- Aki, K. and Richards, P. G., 1980, Quantitative seismology. W. H. Freeman and Co. San Francisco, pp932.
- Anderson, J. G., 1991, Strong motion seismology. *Rev. Geophys. Spacephys.* (U.S. Notinal Report to IUGG 1987-1990), S700-720.
- Boler, F., 1990, Measurements of radiated elastic wave energy from dynamic tensile cracks. *J. Geophys. Res.*, **95**, 2593-2607.
- Boler, F. M., Spetzler, H. A. and Getting, I. C., 1984, Capacitance transducer with a point-like probe for receiving acoustic emissions. *Rev. Sci. Instrum.*, **55**, 1293-1297.
- Dubendorff, B. and Menke, W., 1986, Time-domain

- apparent-attenuation operators for compressional and shear waves: experiment versus single-scattering theory. *J. Geophys. Res.*, **91**, 14023-14032.
- 金 茂俊・金井 浩・中鉢憲賢, 1993, レーザードップラー速度計を用いた弾性体の振動速度分布の非接触測定法. 信学会技報, **EA93-37** (1993-08), 1-6.
- 額田一超・竹中博士, 1989, 近地地震波の伝播に関する理論. 地震, **42**, 391-403.
- Li, Y., Leary, P., Aki, K. and Malin, P., 1990, Seismic trapped modes in the Orville and San Andreas fault zones. *Science*, **249**, 763-766.
- Matsumura, S., 1981, Three-dimensional expression of seismic particle motions by the trajectory ellipsoid and its application to the seismic data observed in the Kanto district, Japan. *J. Phys. Earth*, **29**, 221-239.
- Matsunami, K., 1990, Laboratory measurements of spatial fluctuation and attenuation of elastic waves by scattering due to random heterogeneities. *PAGEOPH*, **132**, 197-220.
- Matsunami, K., 1991, Laboratory tests of excitation and attenuation of coda waves using 2-D models of scattering media. *Phys. Earth Planet. Int.*, **67**, 36-47.
- Mooney, W. D. and Meissner R., 1992, Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. in *Continental Lower Crust, Developments in Geotectonics 23*, Fountain, D. M., Arculus, R. and Kay, R. W. edit., Elsevier.
- Nishizawa, O., Pearson, C. and Albright, J., 1983, Properties of seismic wave scattering around water injection well at Fenton Hill hot dry rock geothermal area. *Geophys. Res. Lett.*, **10**, 101-104.
- 西澤 修・雷 興林・佐藤隆司, 1995, 不均質媒質での地震波伝播モデル実験—レーザードップラー速度計を用いた波動計測—. 地質調査所月報, **47**, 209-222.
- 竹中博士, 1993, 不整形地盤における波動伝播の数値計算法. 地震, **46**, 191-205.
- Sano, O., Kudo, Y., and Mizuta, Y., 1992, Experimental determination of elastic constants of Oshima granite, Barre granite, and Chelmsford granite. *J. Geophys. Res.*, **97**, 3367-3379.
- Sato, H., 1984, Attenuation and envelope formation of three-component seismograms of small local earthquakes in randomly inhomogeneous lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **89**, 1221-1241.
- 佐藤春夫, 1984, リソスフェアにおける地震波の散乱と減衰—ランダムな不均質構造による一次散乱理論—. 国立防災科学技術センター研究報告, 第33号, 101-186.
- Sato, H., 1989, Broadening of seismogram envelopes in the randomly inhomogeneous lithosphere based on the parabolic approximation: Southern Honshu, Japan. *J. Geophys. Res.*, **94**, 17735-17741.
- 佐藤春夫・中原恒, 1995, エネルギー輸送理論に基づく地震波形エンベロープ形成: 非対称輻射の影響について. 「地震波の散乱と減衰」東京大学地震研究所平成7年度特定共同研究(B)研究報告書, 平成8年2月, 62-65.
- Sheriff, R. E., 1991, Encyclopedic dictionary of exploration geophysics 3rd edition, SEG Tulsa. 132-133
- Schultz, C. A. and Toksöz, M. N., 1995, Reflections from a randomly grooved interface: ultrasonic modeling and finite-difference calculation. *Geophysical Prospecting*, **43**, 581-594.
- Tarantola, A., Koren, Z., and Crase, E., 1993, Tomography using waveform fitting of body waves, Seismic Tomography; Theory and Practice. In Iyer H. M. and Hirahara, K. ed., Chapman and Hall, London, 781-796.
- Vinogradov, S. D., Troitsky, P. A. and Solov'yeva, M. S., 1989, Influence of fracturing and stresses on the propagation of elastic waves. *Izvestiya, Earth Physics*, **25**, 293-303.
- Vinogradov, S. D., Troitsky, P. A. and Solov'yeva, M. S., 1992, Study of propagation of elastic waves in medium with oriented cracks. *Izvestiya, Earth Physics*, **28**, 367-383.
- Widess, M. B., 1973, How thin is a thin bed? *Geophysics*, **38**, 1176-1180.
- 山本 洋・岩崎節夫・長山秀徳, 1991a, レーザードップラー振動計. *OPTRONICS*, 1991 No.10, 97-100
- 山本 洋・岩崎節夫・長山秀徳, 1991b, レーザーによる非接触振動計測. 自動車技術, **45**, No.11, 70-75
- Yamamoto, H., Iwasaki, S. and Nagayama, H., 1992, Tape displacement in operating VCR measured with laser doppler vibrometer. *Nikkei Electronics Asia*, October, 62-66.