

## 弾性波 CT による岩石のダイレイタンスー局所化の観察

## LOCALIZED DILATANCY IN ROCK OBSERVED BY SEISMIC COMPUTER TOMOGRAPHY

柳谷 俊\*・寺田 孚\*\*

By Takashi YANAGIDANI and Makoto TERADA

To observe how dilatancy of rock localizes before faulting, we attempted to map the P wave velocity field (seismic profile) of some sliced plane of the specimen by analyzing a number of the first arrival times. This technique, termed seismic CT, is useful to study the process of dilatancy localization, because P wave velocity is influenced by the extent of dilatancy. Here, we present the results of reconstruction made on the specimen of Ohshima granite within the plane parallel to the loading axis. The specimen was once compressed beyond the maximum load carrying capability under uniaxial conditions. The map clearly shows that the shape of the localized dilatancy determines the mode of failure, which occurs by faulting inclined to the specimen axis on conjugate faults.

## 1. はじめに

圧縮荷重がくわえられた岩石試料の内部で、どのようにマイクロクラックが発生・集積して(ダイレイタンスーの発達)、マクロ的な破壊(断層形成;ダイレイタンスーの空間的な局所化)にいたるか、またこのプロセスをコントロールする要因は何であるかを明確にすることは、実験的解決を必要とする岩石力学の重要な課題である。なぜなら、地震や、岩盤内に開削した空洞まわりで発生する山はねは、それらの発生にさきだって、まず、ダイレイタンスーがおこり、次第に局所化して不安定になるプロセスの最終的な結果であるとかんがえられるからである。したがって、ダイレイタンスー局所化のプロセスにかんする詳細な知識をえることは、地震や山はねを予知するために重要である。

この研究では、実験室での岩石破壊実験を対象にして、多数のパスで試料の弾性波速度を測定することにより、ダイレイタンスーの空間的な発達の様相を画像化(可視化)して観測する方法をかんがえる。弾性波速度や弾性波の減衰は、岩石内部のマイクロクラックの密度、アス

ペクト比、体積(したがって、ダイレイタンスーの発達(程度)の関数であり、ダイレイタンスーが発達している領域を伝播するとその速度は低下し、振幅は減衰することがあきらかにされている<sup>1)</sup>。したがって、試料の適当な断面での弾性波速度や減衰定数の二次元分布(Seismic profiles)をえることができれば、ダイレイタンスーを定量化でき、ダイレイタンスーが局所化して断層形成にいたるプロセスを正確に把握することができる。この考えは、医療に革命をもたらしたX線CT(X線断層撮影;CTはComputer Tomographyの略)の考え・アプローチとおなじである。したがって、この研究でおこなうアプローチを弾性波CTとよぶことにする。

さて、これまでに発表されている岩石破壊実験における弾性波速度測定では、測定パスのかずは、一般に、1~2本であった<sup>2),3)</sup>。ある伝播パスにそう弾性波速度は、弾性波の伝播時間(初動到着時間)とパスの長さから計算されるが、それはパス全体の平均値であり、パスのどの部分ではやく、どの部分でおそいかをすることができない。

同様に、X線透視撮影でも、かさなって撮影される構造を区別し、それらの前後関係をえることは困難である。しかし、X線CTでは、被測定物のある断面(X線CTの用語法では断層面とよぶが、地質学の“断層”

\* 正会員 京都大学助手 工学部資源工学科  
(〒606 京都市左京区吉田本町)

\*\* 正会員 工博 京都大学教授 工学部資源工学科(同上)

と区別するためこの研究では断面とよぶ)でX線源と検出器のペアーを回転・スキャン(Scan; 走査)させ、透過したX線の強さを測定し、その結果(投影; Projection)をつかって、その断面でのX線吸収率の二次元分布を再構成して問題を解決した。再構成とはコンピュータによる画像化(すなわち、たくさんの一次元の投影から、X線吸収率の二次元分布を計算によってとめること)を意味し、えられた画像は断層像または再構成(Reconstruction)とよばれる。再構成は、ふつうの写真とはことなり、不連続な濃淡をもつディスクリートの領域(Cell, または画素とよぶ)の集合からなっている。画素の濃淡がX線吸収率の大小をあらわす。

この研究では、弾性波CTを岩石破壊実験で実現するために必要とされるソフトウェアとハードウェアを検討し、その試作をおこなった。さらに、これらをもちいて、岩石試料内の二次元的なP波速度分布を実際に再構成したので、その詳細を報告・検討する。

## 2. 岩石破壊実験における弾性波CT

まず、弾性波CTを岩石破壊実験に適用する場合の問題点を検討しよう。一般的に、CTに使用するRadiation(電磁波、弾性波などの放射)が満足しなければならない条件は、以下のように要約できる<sup>4)</sup>；①伝播媒体の物理的な情報(たとえば、X線吸収率)を、伝播パスにそ線積分の形ではこべること、②多数の伝播パスをスキャンして、投影を測定することが容易であること。

弾性波は、伝播パスにそ媒体の弾性波速度(正確には弾性波速度の逆数であるSlowness)や減衰係数の情報を、伝播パスにそって線積分したかたちではこぶので、①の条件を満足する。ただし、弾性波がある媒体中を伝播するとき、伝播速度がことなる媒体の境界において屈折・回折・反射がしょうじる、その結果、弾性波はさまざまなパスをとって伝播するため、投影は送波点と受波点の2点を結ぶ直線にそ物理的パラメーターの線積分ではなく、実際の伝播パスにそ線積分になる。この点が弾性波と、屈折・回折・反射の効果を無視できるX線とのおおきな違いである。しかし、現在、屈折・回折・反射をふくんだ再構成の一般的な手法はしられていないので、この研究では、第一次近似として、岩石試料内の弾性波の伝播パスが直線であることを仮定する。そして、X線CTのアルゴリズムをそのまま弾性波CTに適用して再構成をおこなう。この仮定が適切で、岩石試料を対象とした弾性波CTに対して有効であるかどうかは再構成がえられたあとで論ずる。

つぎに、②の問題について検討しよう。岩石を対象とする弾性波CTでは、X線CTのように被測定物のまわりにX線源と検出器を非接触で回転・スキャンさせ

て、弾性波速度や振幅の投影をえることは困難である。なぜなら、岩石と空気の音響インピーダンス・マッチングが良好でないからである。しかし、弾性波の送波と受波をおこなうトランスデューサーとして圧電磁器振動子(Piezoelectric ceramics; この素子に電圧パルスをあたえると、主としてP波が放射され、逆に、受波にもちいとP波が卓越してうかるので、ひとつで弾性波の送波と受波に兼用できる)を用い、それらを、直接、試料に接着しておき、適時、スイッチをきりかえて送波・受波の役割をわりふれば、多数のパスをスキャンして投影をえることが可能になり、②の問題は解決できる。

この研究では、弾性波CTによって岩石試料内のP波速度の二次元分布の再構成をおこなうことを目標とした。もちろん、S波速度や弾性波の減衰係数の二次元分布も、原理的に再構成可能である。これらの問題については機会をあらためて検討・報告する予定である。

## 3. 弾性波CTに使用した岩石試料

弾性波CTに使用する試料として、一軸圧縮下で最大耐荷重点をこえて載荷したのち除荷し回収した中細粒大島花崗岩(長さ110mm, 直径44.6mmの円柱形)をもちいた。よくしられているように、剛性の低い試験機をもちいて圧縮試験をおこなうと、硬岩は最大耐荷重点到達直後に爆発的な破壊をひきこす。すなわち、断層が一瞬にして形成される。したがって、断層形成のプロセスを観測するためには、試験機がひきこす不安定な断層形成をさけ、そのプロセスをできるだけ安定に制御し、時間的に引き伸ばすことが重要である。われわれは、圧縮をうけた岩石のマイクロクラックの伸展やあらたな発生にともなうアコースティック・エミッション(AE)を検出し、“AE発生レートが一定になるように荷重をフィードバック制御する”あたらしい試験法を考案して、この目的をたつた。その結果、最大耐荷重点到達直後における不安定なマクロ的破壊が回避でき、原形をた

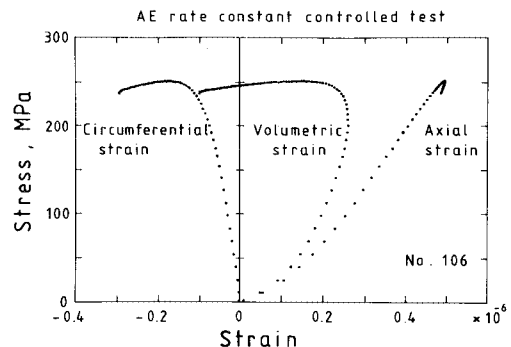


Fig.1 Stress-strain relations for the AE rate constant controlled test for Ohshima granite.

もったまま、試料を除荷して回収することができた。Fig. 1 に、AE レート一定試験による試料の載荷履歴（応力-ひずみの関係）をしめす。この試験法の詳細については、すでに発表済みである<sup>5)</sup>。

P 波初動到着時間の測定にあつては、トランスデューサーと試料との接着をよくするため、あらたに帯状の平面を試料側面に切削した。したがって、再構成断面の大きさは、縦が 110 mm、横が 43.6 mm となる。超音波トランスデューサーとして、縦共振周波数が 1 MHz のディスク型圧電振動子 PZT-7 をえらび、載荷軸に平行な 2 つの側面にそれぞれ 18 個ずつ（直径 6 mm、厚さ 2 mm）、両端面には 8 個ずつ（直径 4 mm、厚さ 2 mm）、合計 52 個接着した。Fig. 2 に、試料に接着したトランスデューサーの配列をしめす。このトランスデューサー配列を採用するにあたって考慮した制限・要素についてはあとで説明する。この配列をつかかってえられるパス（964 本）も同時に表示した。ただし、おなじ辺上のトランスデューサー間は、P 波より表面波が卓越して伝播するため、スキャンしなかった。なお、この大島花崗岩試料の載荷前の P 波速度は、測定がなされていなかったため、今回、おなじ岩石ブロックから再度コアを採取して測定した結果、P 波速度は約  $4.8 \pm 0.3$  km/s であった。測定値のばらつきの原因は、花崗岩にひろくみられるマイクロク

ラックに起因する斜方晶系（Orthorhombic）をなす岩の目（Fabric）による。

#### 4. 弾性波 CT のアルゴリズム

ここで、再構成の基礎的な考え方について説明しよう。ある P 波のパスが、他のパスと交差すれば、交差する領域で P 波速度は同一という束縛をうける。すなわち、多数の P 波のパスが網目状に交差すれば、それぞれのパスごとに、P 波速度についておおくの束縛条件がつけられる。したがって、アルゴリズムの目標は、P 波速度分布を決定したい断面をたくさんの領域に分割し、すべての束縛条件をみたます P 波速度を、パスが交差する領域ごとにもとめることにある。もちろん、それぞれの領域（画素）内で、P 波速度が等方・均一であることが仮定されている。ただし、再構成の分解能は波長できまり、波長よりこまかい構造はぼけてしまう。また、一般的に、パスのかずがふえれば再構成の精度はまし、画素のかずがふえれば解像度が上がる。

ところで、弾性波 CT では画素の P 波速度を未知数として方程式をたてるかわりに、Slowness（P 波速度の逆数）を未知数として方程式をたてる。なぜなら、画素の P 波速度をそのまま使用したのでは、P 波の速度と伝播方向の線形加算性がえられないからである。この手法は、地震学や地震探査においてしばしば使用される。画素の P 波速度を Slowness でおきかえれば、再構成をおこなうことは、Slowness を未知数とする多元連立一次方程式をとくことに帰着する。すなわち、方程式の右辺は、たくさんの画素をよこぎって伝播する P 波の、ことなるパスごとの初動到着時間のデータである。左辺は Slowness を未知数とする一次の多項式となり、係数は画素をよこぎる伝播パスの長さとなっている。したがって、連立一次方程式の元のかずは測定パスのかずに一としい。この多元連立一次方程式がとけるためには、一般的に、一次方程式のかずが未知数のかずをうわまわる必要がある。

すでにのべたように、精度よく再構成をおこなうには、①パスの数が未知数の数（画素数）をうわまわること、②岩石試料内を伝播する P 波の波長と画素の大きさをおなじオーダーにすること、が必要である。岩石試料の P 波速度を測定する場合、著者の経験の範囲では直径が約 5 mm、共振周波数が約 1 MHz の PZT-7 のトランスデューサーをつかえば、もっとも精度よく測定できることがわかっているので、試料の大きさとトランスデューサーの直径から、試料に接着できるトランスデューサー配列（かず）がきまる。したがって、測定パスのかずも自動的にきまる（Fig. 2）。つぎに、①と②の条件をみたますように画素のかずをきめる。画素のかずは

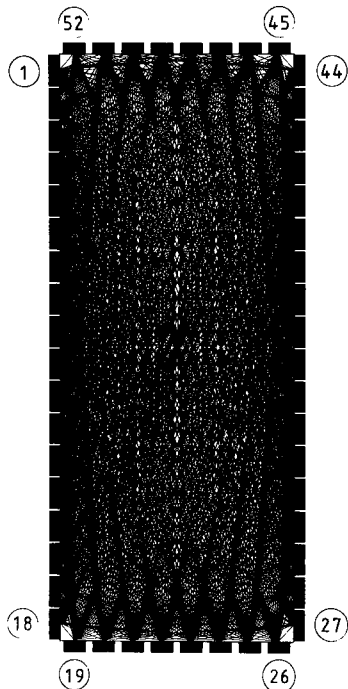


Fig. 2 The locations of PZT-7 transducers used both as transmitter and receiver interchangeably. Straight raypaths linking transmitters to receivers are shown simultaneously.

おおければおおいほどよいが、すでにのべたように波長よりこまかすぎる大きさの画素を採用しても無意味である。したがって、画素を波長とおなじオーダーに分割することが最適である。実際に、このトランスデューサー配列とあとでのべる測定システムをもちい、試料中にP波を伝播させて波長を観測したところ、その値は約5~15 mmであった。この観測をもとに、画素の分割数をトランスデューサーの接着数にあわせて、载荷軸方向に18画素、端面方向に8画素、合計144画素に、試料の断面を分割して再構成をおこなうことにした。Fig. 3に画素分割をしめす。画素の大きさは縦6.1 mm、横5.4 mmである。このようにして決定した画素の大きさは、波長の1/3~1倍となっている。

さて、X線CTでは、再構成の計算につかうアルゴリズムとして、初期には逐次近似法がひろくもちいられたが、現在ではフィルター補正逆投影法が主流になり、このアルゴリズムの優位性はひろくみとめられている。しかし、この研究ではフィルター補正逆投影法の採用を断念した。なぜなら、このアルゴリズムが弾性波CTに適用できるためには、被測定物に対して投影がすべての方向から均等にえられ、データ・セットに欠落がないことが要求されるからである。ところが、岩石を対象とする弾性波CTでは、この要求がみたされる場合はほ

とんどないので、逐次近似法をもちいて再構成をおこなうことにした。

さて、つぎに逐次近似法について簡単に説明する。多数の投影をもとにしてたてられた多元連立一次方程式をとくための直接的な方法は、逆マトリックスを計算することである。しかし、画素数がおおいきや、データ・セットが不完全なときには、この方法で方程式をとくことは不可能であり実用的でないので、逐次近似法が考案された。逐次近似法の基本的な考え方は、多元連立一次方程式の左辺を右辺によくあうように未知数を近似させ、収束させてゆくことにある。ある基準をみたます収束がえられれば、問題がとけたことになる。

つぎの2つの逐次近似法が考案されひろく使用された；(1) ART<sup>(6), (7)</sup> (Algebraic Reconstruction Technique), (2) SIRT<sup>(8), (9)</sup> (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique). ARTとSIRTの考え方は基本におなじであるが、計算の途中でおこなう近似のテクニック、すなわち、Slowness correctionに際して、画素内を通過するすべてのパスのデータを使用するかどうかという点がことになっている。SIRTはすべてのパスのデータを使用する。予備検討の結果、SIRTのほうが、ARTより、測定誤差の影響をうけにくいことがわかったので、この研究ではSIRTを採用した。

つぎに、SIRTアルゴリズムについて説明しよう。ある1つの画素  $(i, j)$  を通過する直線パス  $k$  ( $k=1, 2, \dots, k$ ) にそってP波が伝播する場合についてかんがえる。まず、パスの全長を  $L_k$ 、実測初動到着時間を  $T_k$ 、この画素をパスがきりとする長さを  $l_{ijk}$  とする。このとき、 $l_{ijk}$  をP波が伝播するのに要する時間  $t_{ijk}$  は、パス全体にわたってP波速度が均一であるとかんがえ、パスがきりとする長さに比例して  $T_k$  を配分すれば、

$$t_{ijk} = T_k * l_{ijk} / L_k \dots \dots \dots (1)$$

さらに、この画素  $(i, j)$  内を通過するすべてのパスについて、パスがきりとする長さの総和  $l_{ij}$  とトラベル・タイムの総和  $t_{ij}$  は、それぞれ、 $\sum l_{ijk}$ 、 $\sum t_{ijk}$  となる。つぎに、すべての投影が一樣な重みをもつとかんがえて、画素  $(i, j)$  ごとの平均 Slowness  $S_{ij}$  を計算する。

$$S_{ij} = \sum t_{ijk} / \sum l_{ijk} \dots \dots \dots (2)$$

この計算をくりかえして、すべての画素の平均 Slowness をもとめ、これを再構成計算の初期値とする。つぎに、これらをもちいて、パス  $k$  について、初動到着時間  $T'_k$  を計算する。

さてここで、実測初動到着時間と計算した初動到着時間との差をエラー・タイム  $E_k$  とよぼう。つぎに、各画素に対して、 $E_k$  をパスがきりとする長さに比例して配分する。画素  $(i, j)$  でのエラー・タイム  $e_{ijk}$  は、

$$e_{ijk} = E_k * l_{ijk} / L_k \dots \dots \dots (3)$$

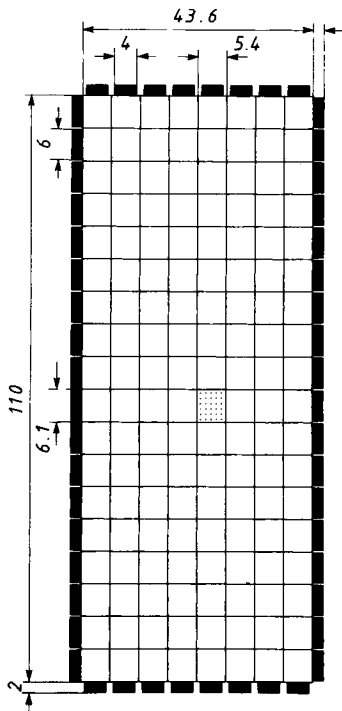


Fig. 3 The plane to be reconstructed is divided into 144 rectangular cells.

さらに、この画素を通過するすべてのパスに対するエラー・タイムの総和  $\sum e_{ijk}$  を計算する。

つぎに、すべての画素について、以下の Slowness correction  $C_{ij}$  を Slowness の初期値に加算して、初期値を修正し、あらたな Slowness の分布をえる。ここで、 $C_{ij} = \sum e_{ijk} / \sum l_{ijk} \dots\dots\dots (4)$

つづけて、一連の作業を、ある適切な収束条件（たとえば、エラー・タイム  $E_k$  の 2 乗平均があるしきい値よりも小さい）がみだされるまで反復（イテレーション；Iteration）して、再構成をおえる。

5. コンピュータ・シミュレーション

つぎに、SIRT 法の実用性・精度をしらべるためにコンピュータ・シミュレーションをおこなった。まず、適切な P 波速度分布モデルを作成して、計算によって投影データをつくり、これを加工してさまざまなタイプのデータ・セットをつくった。つぎに、これらのデータ・セットをもちいて再構成を計算し、えられた結果と P 波速度モデルを比較して、再構成の精度をもとめた。また、シミュレーションにあたっては、さまざまな条件をできるだけ実際の実験条件に近似させた。

Fig. 4 に、シミュレーションにもちいた P 波速度分布モデルをしめす。P 波速度のコントラストは、5.0 km/s から 3.0 km/s まで、0.5 km/s ごとに 5 段階にわけ、実際にダイレイタンスーが進展した大島花崗岩試料において予想される速度範囲にえらんだ。さらに、このモデルは、再構成をおこなう試料とおなじ寸法・形状、トランスデューサー配列、ならびに画素分割をもつ。こ

のモデルをもちいて、964 本のパスの P 波初動到着時間を計算した（以下、これを完全なデータ・セットとよぶ）。

次の 3 つの場合について、えられた再構成の精度や特徴、およびその評価について過去に詳細な研究がなされている<sup>10)~13)</sup>；(1) データ・セットのパスの数が完全に測定誤差がない場合、(2) トランスデューサーが有限な大きさをもつことに起因する測定誤差や、弾性波特有の性質に起因する誤差（伝播速度がことなる媒体の境界にしようじる屈折・回折・反射、さらに弾性波がさまざまなパスをとおって伝播することによる誤差）の影響を評価するため、近似的に、完全なデータ・セットにランダムに分布する誤差が付加された場合、(3) データ・セットが不完全な場合。過去におこなわれた研究の結果、いずれの場合においても SIRT は実用的であることがしめされている。したがって、ここでは過去の研究との重複をさけ、データ・セットが不完全で測定誤差が付加された場合について検討をおこなった。

Fig. 5 と Fig. 6 に典型的な結果をしめす。結果は、5.0 km/s から 3.0 km/s まで、0.2 km/s ごとの 10 段階にわけて濃淡表示した。イテレーションの回数は、過去の研究結果を検討して、20 回に設定した。実際に、この回数でじゅうぶんな収束がえられた。Fig. 5 は、すべてのパスの組合せ 964 本のうち 900 本をもちい、初動到着時間のデータ・セットに、ランダムな誤差（平均値が 0 で、ばらつきが  $\pm 5\%$  以内の一様分布）を付加した場合である。すべてのパスの組合せをつかわなかった理由

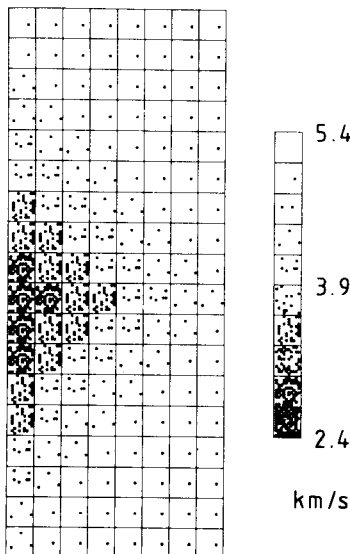


Fig. 4 The model of the P wave velocity field for localized dilatancy.

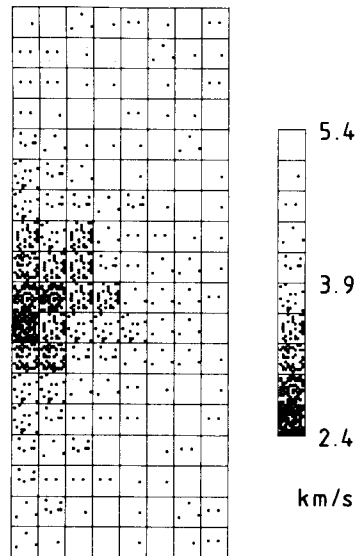


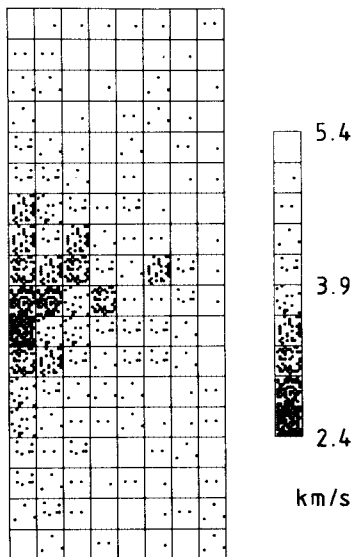
Fig. 5 A reconstruction of the plane shown in Fig. 4. The random errors (5%) are added to the data set of the projections.

**Table 1** Reconstruction errors when 5 % noise was added to the data set of the calculated first arrival times.

| Reconstruction error, % | Number of cells |
|-------------------------|-----------------|
| -25 ~ -20               | 0               |
| -20 ~ -15               | 2               |
| -15 ~ -10               | 6               |
| -10 ~ -5                | 17              |
| -5 ~ 0                  | 48              |
| 0 ~ +5                  | 38              |
| +5 ~ +10                | 25              |
| +10 ~ +15               | 7               |
| +15 ~ +20               | 1               |
| +20 ~ +25               | 0               |
| Total                   | 144             |

は、あとでのべる実際の弾性波 CT において、上下ふたつの端面に接着されたトランスデューサー間の 64 本のパスでの初動到着時間の読み取りが所定の精度にはならず、それらのデータを再構成に使用しなかったため、シミュレーションにおいてもおなじ条件を採用したからである。Table 1 に、この条件下での再構成エラーの分布をしめす。

Fig. 6 は、Fig. 5 のデータ・セットから 1 本のパスごとに初動到着時間のデータをぬきとった場合の再構成例である。この例は、実際の場合より、パスのかずにかんしては、さらにわるい条件とかがえられる。再構成エラーの分布を Table 2 にしめす。どちらの場合でも、ダイレイタンスを観測するうえで必要である精度内で再構成がえられたとかがえられる。以上のシミュレ



**Fig. 6** A reconstruction of the plane shown in Fig. 4. Half of the projections are not used in this reconstruction. The other conditions are the same as in Fig. 5.

**Table 2** Reconstruction errors after the half of the projections were excluded from the data set of Table 1.

| Reconstruction error, % | Number of cells |
|-------------------------|-----------------|
| -25 ~ -20               | 2               |
| -20 ~ -15               | 2               |
| -15 ~ -10               | 13              |
| -10 ~ -5                | 21              |
| -5 ~ 0                  | 31              |
| 0 ~ +5                  | 35              |
| +5 ~ +10                | 20              |
| +10 ~ +15               | 17              |
| +15 ~ +20               | 3               |
| +20 ~ +25               | 0               |
| Total                   | 144             |

ションの結果から、SIRT は、パスの一部の P 波初動到着時間のデータが欠落しても実用にたえる再構成が可能であり、岩石を対象とする弾性波 CT のアルゴリズムとして適切であると結論できる。

## 6. 弾性波 CT の測定システム

Fig. 7 に、弾性波 CT のための P 波速度測定システムのダイアグラムをしめす。このシステムでは、スイッチング・アレーをのぞいて、汎用的な測定機器がつかわれた。スイッチング・アレーは自作した。測定機器のコントロールとデータのやりとりは、GP-IB をもちいて標準・自動化された。すでにのべたように、弾性波 CT では、多数の PZT-7 トランスデューサーを、直接、試料に接着し、送波・受波兼用としている。

つぎに、測定手順をのべる。まず、スイッチング・アレーをコントロールして測定したいパス（同一辺上のトランスデューサー間の組合せをのぞく、任意のふたつのトランスデューサーの組合せ）を選択する。つぎに、パルス・ジェネレーターによって、送波にえられたトランスデューサーに電圧パルスがあたえられ、P 波を放射させる（パルスの波高は 5 V）。試料内を伝播した P 波は、受波にえられたトランスデューサーによって電圧信号に変換され、プリアンプ（周波数特性；10 kHz ~ 1 MHz, ゲイン；40 dB）で増幅される。さらに、増幅された信号はトランジェント・レコーダー（周波数特性；DC ~ 15 MHz, サンプリグ周波数；60 MHz, 分解能；10 bit, 記録 word 数；2 Kwords）におくられ、A/D 変換される。トランジェント・レコーダーはパルス・ジェネレーターのトリガー出力によって掃引される。A/D 変換されてデジタル化された波形は、MT に転送されて記録される。このプロセスは、すべてのパスの測定が終了するまでくりかえされる。スキャンに必要な時間は約 200 s であり、パス 1 本あたりスイッチングの時間をふくめて約 1 s かかる。

すべての測定が終了したのち、P 波初動到着時間の読み取りをおこなった。まず、MT から逐次データをよみだし、D/A 変換して波形をプロッターに出力した。この出力から、パスごとの P 波初動到着時間をよみ、再構成のためのデータ・セットを作成した。測定機器のコントロールや再構成の計算には、16 bit のマイクロコンピュータをもちいた。

7. 実験結果と考察

以上にのべたような予備検討のあと、载荷軸をふくむ断面で実際の再構成をおこなった。P 波速度分布をしらべることにより、ダイレイタンスーが断層形成にさきだつて、どこで、どのようにして局所化してゆくかを観察することがその目的である。この実験では、すべてのパスをスキャンして波形記録をおこなった。ただし、再構成に際して、P 波初動到着時間の読み取りが困難であるパスや、元来押しであるべき P 波初動が引きに反転して観測されたパス（このような現象がおこった理由については、あとで考察する）でのデータは再構成に使用できなかった。一般的に、トランスデューサーの接着面に対して P 波があさく入射する場合に、記録された波形から P 波の初動の立ち上がりをよみとることは困難であった。また、両端面に接着したトランスデューサー間のすべてのパスでのデータは使用できなかった。その結果、パス 733 本分のデータをつかって再構成をおこなった。また、除去したパスの情報も試料内部の P 波速度分布やえられた再構成の精度を考察するうえで重要であるとかんがえられるので、再構成にあたって除去し

たパスを Fig. 8 にしめす。

Fig. 9 に、载荷軸に直交するパス (18 本) の P 波初動の波形をしめす。波形の頂点部が平坦なのは、A/D 変換時に信号がクリップしたためである。载荷軸と直交方向の P 波速度は、両端付近で約 4.8 km/s、中心付近

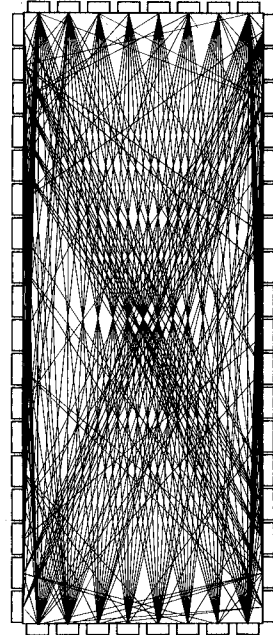


Fig. 8 Raypaths whose projections were not used in the reconstruction.

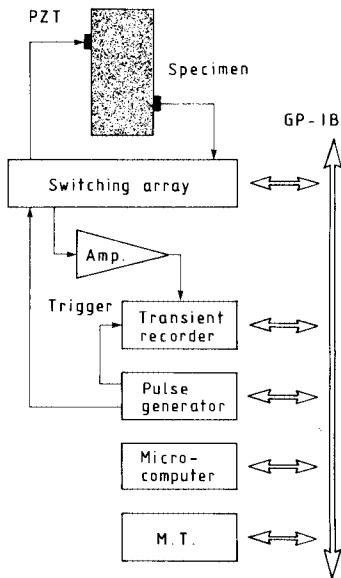


Fig. 7 Block diagram of  $V_p$  monitoring system for seismic CT.

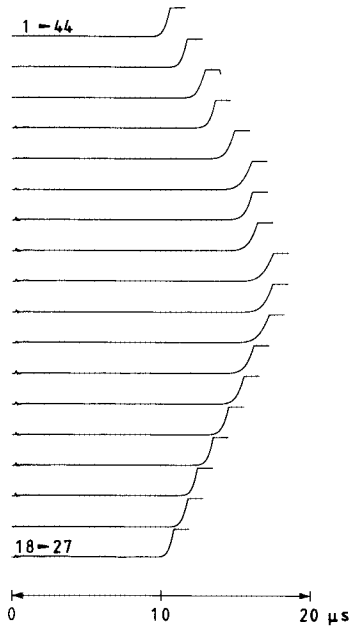


Fig. 9 P wave arrivals measured at 18 paths perpendicular to loading axis.



で約 3.0 km/s で、試料の中心付近で P 波速度がおおきく減少していることがわかる。P 波速度の一次元的な分布から、ダイレイタンスーは試料の中心付近でいちじるしく発達していることがよくわかる。いっぽう、载荷軸方向の P 波速度は精度よく測定できなかったが、あまりばらつかず、平均して約 3.3 km/s であった。

さて、岩石は破壊強度の 1/3~1/2 をこえて圧縮されると、P 波速度にいちじるしい異方性があらわれることが知られている<sup>14)</sup>。すなわち、载荷した状態での P 波速度を測定すると、载荷軸に平行方向の速度はほとんど変化しないが、载荷軸に直交方向の速度はおおきく低下する。この事実は、载荷軸と平行方向にマイクロクラックが伸展したりあらたに発生したりすることによって容易に説明できる。しかし、今回、除荷後に载荷軸と平行方向にもいちじるしい速度低下が観測された結果は、この考えではよく説明できないので、さらに研究が必要である。この観測結果をもとに、除荷後の試料には再構成におおきく影響するような P 波速度の異方性は存在しないとかんがえて、再構成にあたっては、P 波速度の異方性を考慮していない。いっぽう、P 波速度におおきな異方性があり、それが原因となって、再構成に偽像 (Artifact) がみられる場合には、P 波速度の異方性の効果を除去するようなデータの補正・操作を再構成のアルゴリズムにふくめる必要がある。このような場合については、

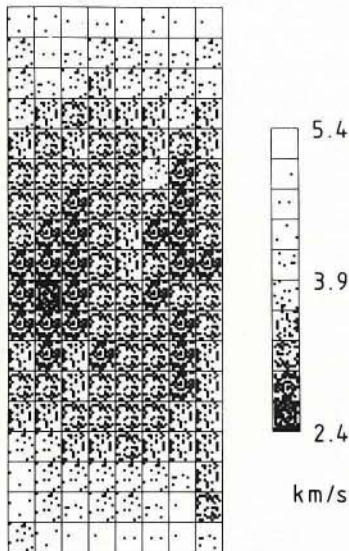


Fig. 10 The reconstruction of velocity field within the specimen that was recovered after the maximum load carrying capability was attained in the AE rate constant controlled test (Fig. 1).

“弾性波 CT による岩石内を浸潤する水の観察”<sup>15)</sup>で報告・検討したので参照されたい。

Fig. 10 に、この研究の最終的な結果をしめす。再構成におけるイテレーション回数は、コンピュータ・シミュレーションの場合と同様に、20 回に設定した。この結果から、試料の内部には P 波速度のはやい領域が“砂時計”のような形をして分布していることがわかる。さらに、再構成された結果をもちいて、P 波速度のことなる画素の境界での屈折を考慮した P 波の伝播パスと、直進を仮定したパスの P 波の初動到着時間との差を計算することにより、P 波の屈折が再構成にあたる影響をしらべた。再構成に使用したパスでの時間差は、直進を仮定したパスでの P 波の初動到着時間の 5% 以下であり、P 波の屈折を考慮しなくても満足できる再構成がえられたと結論できる。

えられた P 波速度の二次元分布をもとに、正確な P 波初動到着時間が測定できなかったパスや初動の押しが

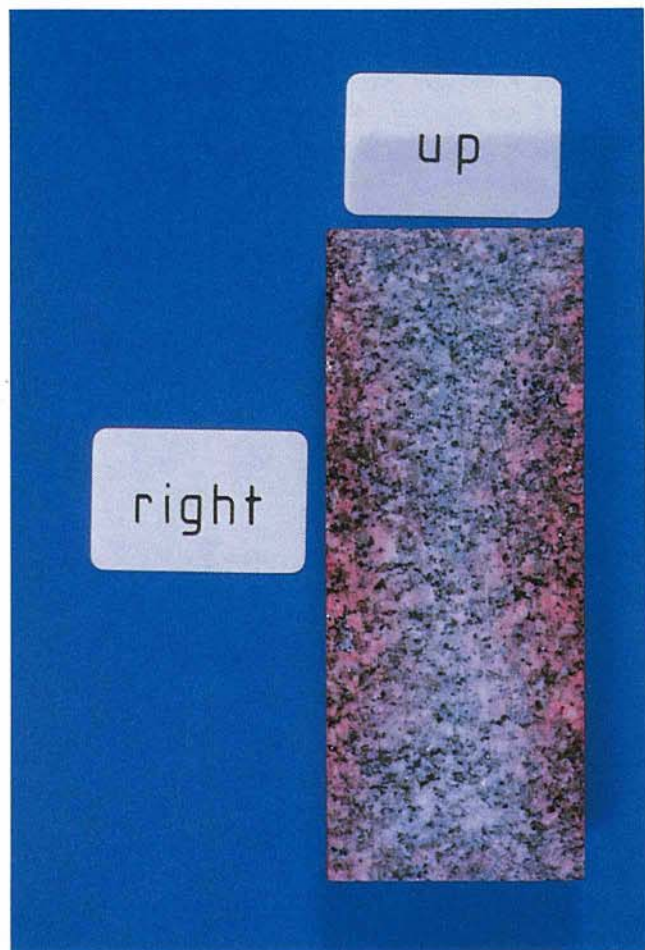


Fig. 11 The cross-sectional view of the dye-penetrated specimen.



引きに反転して観測されたパスがみられた原因について考察しよう。まずかんがえられる理由として、P 波がダイレイタンスーのつよく発達した領域をとるため、おおきく減衰することがあげられる。しかし、うえでのべたような現象がみられたために、再構成に際して使用できなかったパスは、ほとんどすべて、載荷軸方向に対して平行かまたはあさい角度をなしていることが Fig. 8 からわかる。載荷軸方向にそって砂時計のような P 波速度のはやい構造が存在することを考慮すれば、このような初動到着時間データの劣化の原因として、受波・送波のトランスデューサー間をむすぶ P 波のパスが多重に存在することがあげられる<sup>16)</sup>。すなわち、ふたつのトランスデューサー間を直線でむすんだパスが P 波のもっともはやく伝播するパスではなく、さらにはやく伝播するパスが存在するために、2つ以上のパスを伝播する P 波が受波時にかさねあわせられ、うちけしあって、明確な P 波初動到着が識別できなにかんがえられる。

さて、弾性波 CT によってえられた結果を、さらに別の角度から検討するために、再構成がおわったあと、試料から PZT-7 トランスデューサーをとりぞき、染色浸透探傷剤（特殊塗料（株）製スーパー・チェック）を試料表面に5分間ふきつけたあと、即座に、測定断面にそって平行に切断し、再構成断面の写真撮影をおこなった。Fig. 11 に切断面の写真をしめす。ダイレイタンスーが局所化して発達している領域、すなわち、マイクロクラックの密度がたかく相互に連結しているため、染色液がはやく浸透したと推定される領域は、こく染色されている。染色されなかった領域は砂時計のような形をしていることがわかる。弾性波 CT による P 波速度分布と染色後切断して撮影した写真を比較・対照すると、マイクロクラックの発達が顕著な領域では、弾性波 CT によって P 波速度がおそくマップされていることがあきらかになり、両者の一致は良好であることがわかった。しかし、詳細に検討すると CT 像はいくぶんぼやけていることがわかる。このことは両端面間のパスを使用できなかったことに起因するとかんがえられる。以上の結果から、弾性波 CT はダイレイタンスーの空間的な局所化のプロセスを観測するための強力な手段 (Tool) になることが実証された。

また、すでにのべたように、一軸圧縮試験では、なんらかの方法で、不安定な破壊や断層形成を除去し、破壊の進展を安定に制御しなければ、岩石試料は、しばしば最大耐荷重点に到達した直後に爆発的に破壊する。このような不安定破壊のあとには、試料の中心部はこなごなに粉碎され回収できないことがおおい。いっぽう、両端部には、ほぼ面対称のピラミッド形の試料片が破壊されずにこの。この事実は、一軸圧縮におけるマクロ的な

破壊パターンは共役な断層 (Conjugate faults) の形成をかんがえれば合理的に説明できる。すなわち、弾性波 CT があきらかにしたように、まず、断層形成にさきだつてダイレイタンスーが局所化し (その砂時計のような形状は、共役な断層形成の証拠の1つである)、つぎに局所化した領域のどこかが不安定となってマクロ的な断層形成にいたること<sup>17)</sup>、その際、封圧がかけられていないので、ダイレイタンスーが局所化した領域はこなごなに粉碎されてしまうとかんがえられる。さらにつけくわえるならば、破壊後の試料をよく観察すれば、特につよくせん断破壊された面が識別できる場合がある。われわれは、この面を共役断層の主断層面とかんがえている。以上の結果から、ダイレイタンスーの空間的な局所化のパターンが、マクロ的な断層形成を支配していることがあきらかになった。

謝 辞：この研究にあたって京都大学大学院学生吉沢 実 (現・石油公団)・小早川直樹 (現・日本オイルエンジニアリング (株)) の両君の助力をえたことを付記し、心から謝意を表する。

#### 参 考 文 献

- 1) Lockner, D.A., Walsh, J.B. and Byerlee, J.D. : Changes in seismic velocity and attenuation during deformation of granite, *J. Geophys. Res.*, Vol. 82, pp. 5374~5378, 1977.
- 2) Soga, N., Mizutani, H., Spetzler, H. and Martin, R.J. III : The effect of dilatancy on velocity anisotropy in Westerly granite, *J. Geophys. Res.*, Vol. 83, pp. 4451~4458, 1978.
- 3) Granryd, L., Getting, I.C. and Spetzler, H. : Path dependence of acoustic velocity and attenuation in experimentally deformed Westerly granite, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 10, pp. 71~74, 1983.
- 4) Brooks, R.A. and Di Chiro, G. : Principles of computer assisted tomography (CAT) in radiographic and radioisotopic imaging, *Phys. Med. Biol.*, Vol. 21, pp. 689~732, 1976.
- 5) Terada, M., Yanagidani, T. and Ehara, S. : A.E. rate controlled compression test of rocks, in *Proceedings of the Third Conference on Acoustic Emission/Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials*, edited by H.R. Hardy, Jr., and F.W. Leighton, pp. 159~171, Trans Tech Publications, 1984.
- 6) Gordon, R., Bender, R. and Herman, G.T. : Algebraic reconstruction techniques (ART) for three-dimensional electron microscopy and x-ray photography, *J. Theor. Biol.*, Vol. 29, pp. 471~481, 1970.
- 7) Herman, G.T. and Rowland, S. : Resolution in ART—An experimental investigation of the resolving power of an algebraic picture reconstruction technique, *J.*

- Theor. Biol., Vol. 33, pp. 213~223, 1971.
- 8) Gilbert, P. : Iterative methods for the three-dimensional reconstruction of an object from projections, J. Theor. Biol., Vol. 36, pp. 105 ~ 117, 1972.
  - 9) Mason, I.M. : Algebraic reconstruction of a two-dimensional velocity inhomogeneity in the High Hazles seam of Thoresby colliery, Geophysics, Vol. 46, pp. 298~308, 1981.
  - 10) Herman, G.T., Lent, A. and Rowland, S.W. : ART : mathematics and applications — A report on the mathematical foundations and on the applicability to real data of the algebraic reconstruction techniques, J. Theor. Biol., Vol. 42, pp. 1~32, 1973.
  - 11) Herman, G.T. and Rowland, S.W. : Three methods for reconstructing objects from x rays : A comparative study, Computer Graphics and Image Processing, Vol. 2, pp. 151~178, 1973.
  - 12) Lager, D.L. and Lytle, R.J. : Determining a subsurface electromagnetic profile from high-frequency measurements by applying reconstruction technique algorithms, Radio Science, Vol. 12, pp. 249 ~ 260, 1977.
  - 13) Dines, K.A. and Lytle, R.J. : Computerized geophysical tomography, Proceedings of the IEEE, Vol. 67, pp. 1065~1073, 1979.
  - 14) Thill, R.E. : Acoustic methods for monitoring failure in rock, in Proceedings of the Fourteenth U.S. Symposium on Rock Mechanics, "New Horizon in Rock Mechanics" edited by H.R. Hardy, Jr., and R. Stefanko, pp. 649~687, ASCE, 1973.
  - 15) 柳谷 俊・山田浩陽・寺田 孚：弾性波 CT による岩石内を浸潤する水の観察, 土木学会論文集, 第 370 号/Ⅲ-5, pp. 169~178, 1986.
  - 16) Mueller, R.K., Kaveh, M. and Wade, G. : Reconstructive tomography and applications to ultrasonics, Proceedings of the IEEE, Vol. 67, pp. 567~587, 1979.
  - 17) Yanagidani, T., Ehara, S., Nishizawa, O., Kusunose, K. and Terada, M. : Localization of dilatancy in Ohshima granite under constant uni-axial stress, J. Geophys. Res., Vol. 90, pp. 6840~6858, 1985.

(1985. 10. 14・受付)