

論文

地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定

狐崎 長琅* 後藤 典俊** 小林 芳正†
 井川 猛†† 堀家 正則‡ 斉藤 徳美‡‡
 黒田 徹†† 山根 一修※ 奥住 宏一※※

Estimation of P- and S- Wave Velocities in Deep Soil Deposits
 for Evaluating Ground Vibrations in Earthquake

Chōrō KITSUNEZAKI, Noritoshi GOTO, Yoshimasa KOBAYASHI,
 Takeshi IKAWA, Masanori HORIKE, Tokumi SAITO, Toru KUROTA,
 Kazunobu YAMANE, and Koichi OKUZUMI

Abstract

The following two kinds of empirical relations are derived: 1) relations between the P-wave velocities and geological factors (facies, time, and depth), based on oil well data in Akita prefecture; 2) relations between the S-wave velocities and the P-wave ones, based on published and new data from in situ velocities measurements in relatively deep boreholes in Japan. Combination of the above two relations provides means for estimating the S-wave velocities from geological factors. A VSP experiment was carried out in a well of 1.3 km depth in Akita prefecture to provide this study with S- and P-wave data of oil field area. To demonstrate the purpose of this study, calculations of ground vibrations due to the vertically incident SH-waves are conducted for a two-dimensional seismic structure model corresponding to a typical sedimentary basin in Akita prefecture.

キーワード：地震波速度，S波，深層地盤，地震動予測

Key words: seismic wave velocities, S wave, deep soil deposits, earthquake ground motion evaluation.

* 秋田大学鉱山学部資源・素材工学科
 Department of Geoscience, Mining Engineering
 and Material Processing, Mining College, Akita
 University.

** 室蘭工業大学情報工学科
 Department of Computer Science and Systems En-
 gineering, Muroran Institute of Technology.

† 京都大学理学部地球物理学教室
 Geophysical Institute, Faculty of Science, Kyoto
 University.

†† 地球科学総合研究所

JAPEX Geoscience Institute Inc.

本論文に対する討論は平成3年8月末まで受付ける。

‡ 大阪工業大学建築工学科
 Department of Architectural Engineering, Osaka In-
 stitute of Technology.

‡‡ 岩手大学工学部資源開発工学科
 Department of Mining Engineering, Faculty of En-
 gineering, Iwate University.

※ もと秋田大学大学院鉱山学研究科鉱山地質学専攻
 現地熱技術開発KK

※※ もと秋田大学大学院鉱山学研究科鉱山地質学専攻
 現三井金属資源開発KK
 Mitsui Mineral Development Engineering Co.

1. 序－地震動と深層地盤のS波速度分布

(1) 地震動災害は地盤条件に強く規定される。このことの基底にあるのは、地盤の地震動応答特性である。地震動応答特性を支配する主要な要素は、地盤のS波速度分布である。このような理解は、多くの場合当てを得たものと思われる。

しかし、通常「地盤」とみなされる領域は、第四紀層を主体とするせいぜい100m未満の、比較的浅部である。このような浅層地盤の状態は観察されやすく、地震動被害との関連も、目に留まりやすい。しかし、問題となるのは浅層だけではない。ここで、地盤を、S波速度(V_S)の観点において概観しよう。ごく大雑把には、浅層地盤の V_S は100m/s前後である。その基盤としては、 $V_S=400$ m/s程の、更新統かより古い地層が想定される事が多い。ここでの速度増加は4倍ほどである。一方、深部に潜在するはずの新鮮な火成岩(たとえば花崗岩)や古生層堆積岩では、 V_S は4km/sほどである。したがって「浅層の基盤」に比し、この間に10倍ほどの速度増加があることになる。この大幅な速度増加は、東北地方日本海側や関東地方の平野部に於ける如く、1,000m単位の厚い第三系堆積層によって受けもたれていることが多い。そこには、褶曲、断層、あるいは火成岩の貫入のような複雑な構造が潜在している。これをここでは深層地盤と呼ぶことにする。

その速度分布が複雑で顕著な地震動応答特性を生み出す。波長と構造スケールとの関連で、長周期の現象において、深層地盤は特に無視し難いものとなる。したがって、建築の高層化と共に、深層地盤にも注意が向けられるようになって来た。

深層地盤にかかわる現象は、層の厚さによる単純な共振だけとは限らない。表面波の生成や干渉も、褶曲などに伴う地震動エネルギーの局所的集中(焦点効果)もあり得る。決して単純ではない。しかし、どちらかといえば、深層地盤は、平面的には比較的大きな規模で、地震動分布を規制するものと思われる。

概念的把握の便宜上、地盤を下部からの入射地震動を地表に伝えるフィルタ(もしくは増幅器)とみなすなら、このフィルタは2段のフィルタか

らなるものとしては捉えられよう。第1段フィルタは深層地盤でその効果は比較的広域にわたる。これに載る浅層地盤がより局所性の強い第2段フィルタである。両伝達率の積が総合伝達率である。

(2) 結局、本研究の目標は、深層地盤におけるS波速度分布の推定にある。近年比較的深い孔井中でも、S波速度が測定されるようになってきたとはいえ¹⁾²⁾³⁾⁴⁾、このような直接測定の機会は極めて限定されており、これだけに頼ることはできない。深部対象のSH波探査は、なお十分実用段階になったとはいえない。長周期微動の解析による深層地盤S波速度の推定も、比較的単調な構造では近年成果をおさめつつあるが⁵⁾、なお有効性には限度があろう。

典型的な対象構造は例えば一つの堆積盆であり、その水平規模は数10kmほどに及ぶ。したがって、一般には、目標をあまりに精細なS波速度分布モデルの作成に置くわけにいかない。実際には、概略の数量化ができるだけでも、地震動特性の概要を評価する上で有効であろう。

そこで、本稿では比較的手に入りやすい一般的地質情報やP波速度から、S波速度を推定する方法を提案する。実際には、この事を次の手順で具体化する。

(a) まず、「地質要素とP波速度の経験的關係」を定式化する。

(b) 次に、「S波速度とP波速度の経験的關係」を定式化する。

(c) これら2種の間係をもとに、「S波速度と地質要素との経験的關係」を導く。

実際の適用に当たっては、他の手段による測定値があれば、当然それもとり込み、補い合って地域全体の立体的な速度モデルを得るように努めればよい。

ここでは当面S波速度だけを目標とする。しかし、もとより望ましいのは、この構造モデルに、S波とP波についての、速度と減衰定数を包含することである。

(3) 以下の本論は、次の如く構成されている。

まず2では、前項(a)のP波速度(V_P)と地質要素との関係を、石油孔井資料から調べる。石油探

査の孔井資料は、深部地質の豊富な情報源である。主たるデータ源域は、秋田県を主とする日本海岸の油田地帯である。

(b)のS波速度(V_S)とP波速度(V_P)の関係は深孔中の実測資料から追及される。このための、実測既存資料の収集と検討が4でなされる。しかし、(a)の資料が集められた地域では、これまで深孔中S波測定の実績はなかった。そこで、この地域にも他地域と共通な $V_P - V_S$ 関係が存在することを確認し、且つデータの不足を補うため、秋田県内の既存孔井を利用して、深さ約1,300mに及ぶ V_S , V_P 測定を実施した。これについては、3で述べる。

本研究の意義を徹底するための例示として、S波速度のモデル化と、それに基づく地震動の計算を秋田県内の典型的な地域で実施した。この事については5で述べる。

なお、本研究の主要部は、文部省科学研究費(重点領域:自然災害)を基礎とする共同研究として実施された。ここでは、全般的な要点の紹介を重視し、個々の技術的記載はかなり省略した。個別の問題については、既報及び予定の別途の報告にゆずる。

2. P波速度と地質要素の関係

2.1 孔井位置及び V_P 実験式算出方法

ここでは、秋田県の油田地帯に分布する孔井を研究対象とする。図1にその位置図を示す。これらの孔井掘削の多くは、国の事業としてか、県と民間会社の共同探鉱として実施されたものである。新潟県についても試みたが⁶⁾、十分検討を尽くしえない事情があったため、ここではとりあげない。

V_P を規定する実際的な地質要素として、深度(D)、地質年代(T)、岩質(F)を採用し、次の実験式を仮定した。

$$V_P = AD^\alpha T^\beta F \quad (1)$$

但し、

$$V_P = \text{P波速度 [m/s]}$$

$$D = \text{現存在状態における地表からの深度 [m]}$$

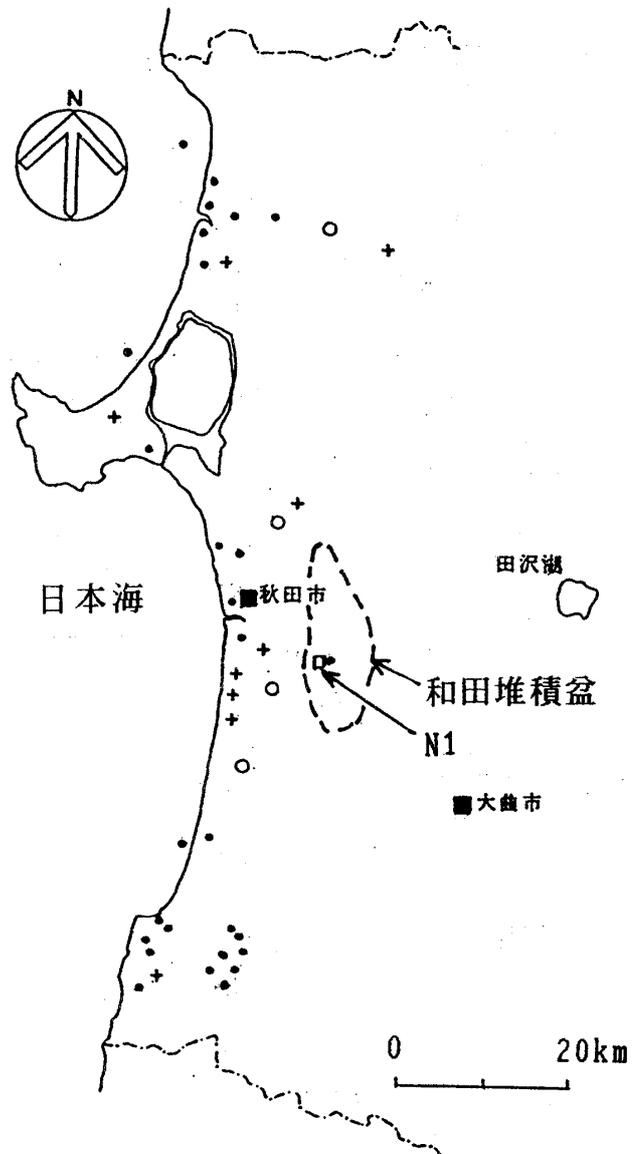


図1 データ源とされた秋田県内石油孔井の分布図
各孔井の第三系最浅層による分類:
● 笹岡層, + 天徳寺層, ○ 船川層

T = 年代値 [百万年(Ma)]

A, α, β = 係数

ここでの [] は採用される単位を表わす。

F としては、岩質に応じ、次の如き5種の係数のうちいずれかをとるものとする。

F_m 泥岩, F_l シルト岩, F_s 砂岩,

F_h 硬質泥岩, F_t 凝灰岩

これらの岩質区分は、採取データの実状に応じて

設定されたもので、他地域では、他の岩質を追加することも必要かもしれない。 V_p は音波検層記録から読みとった。その中の岩質、速度ともに安定したほぼ一様な区間(約10m)の平均速度を採用した。岩質判定は石油会社によるカッティング試料判定結果にもとづいている。各層の年代を精細に求めることは実際上不可能であり、図2に示す地質年代の各層年代の中央値をもってその層の年代としている。図2は、1988年の的場の報告⁷⁾に基づいて作成された。ただし、西黒沢相当層は、原文での鶴養層、砂子淵層、大倉又層等を総合したものである。

(1)式では、あるデータ群に対しては、 F の如何に関わらず α 、 β は一定値とされている。これは、各 F ごとに α 、 β を求めるだけの十分なデータがないことによる便宜上の処置である。

次の2.2に記す各データ群ごとに最小二乗法を適用し、 α 、 β 、 F_m 、 F_l 、 F_s 、 F_h 、 F_t 等を決定した。その方法は、基本的には浅層地盤のS波速度に関し太田・後藤が1976年に提案した方法⁸⁾

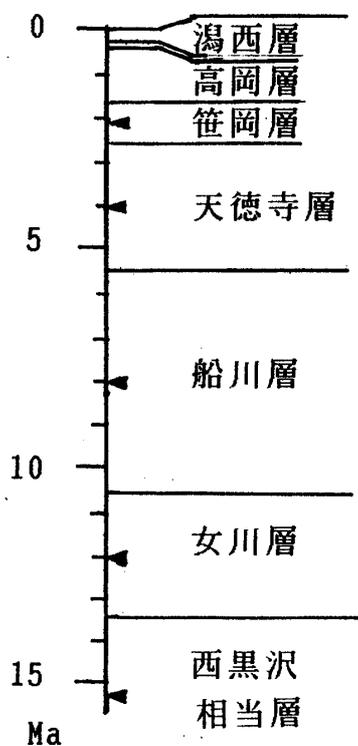


図2 秋田油田域の地質層序
◀各層の代表年代値(中央値)

になっている。実験式の誤差を表示するため、相関係数 R を用いるが、その定義も太田・後藤に準じている。

2.2 計算結果

以上の方法によって得られた(1)の実験式のパラメータを以下に示す。

秋田県全体(42孔, データ数2644):,

$$\begin{aligned} A &= 707, \quad \alpha = 0.163, \quad \beta = 0.053 \\ F_m &= 1.00, \quad F_l = 1.00, \quad F_s = 1.15 \\ F_h &= 1.22, \quad F_t = 1.26 \end{aligned} \quad (2)$$

相関係数 $R = 0.80$

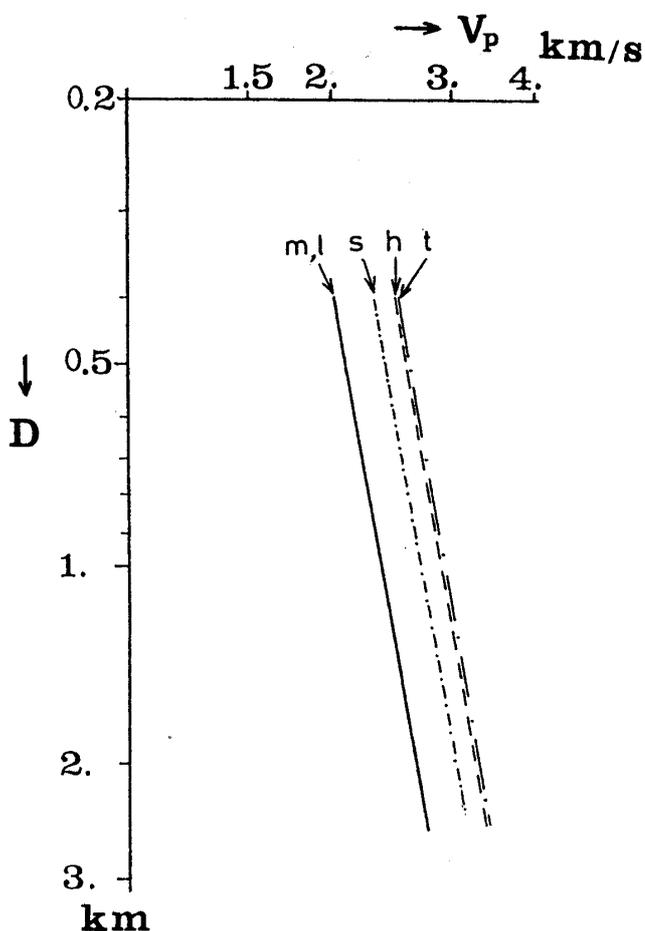


図3 P波速度実験式の図式表示
秋田県内全孔井[(1), (2)式]において $T=3$ Maを仮定した。
 V_p =P波速度, D =深度, m =泥岩,
 l =シルト, s =砂岩, h =硬質泥岩,
 t =凝灰岩

その傾向の大勢を見るため、 $T=3\text{ Ma}$ と仮定し、これらの係数による(1)式をプロットしたものが図3である。そこで線の引かれている深度(D)の範囲がほぼデータの存在深度範囲に相当する。

β の値は小さく、 T が増加しても、直線群はわずか V_p 増加方向に平行移動するだけである。たとえば秋田県の場合、 $T=12\text{ Ma}$ であっても、全体的に $T=3\text{ Ma}$ の場合の1.08倍、 V_p が増加するだけである。これは、本来地質年代が、 V_p に寄与しないことを意味するものではなく、深度 D にその効果が吸収されたことによる。つまり、多くの場合古い年代の地層ほど深く、 T と D は相伴い、分離が難しい。原理的には、同じ D で異なった F と T の地層資料が豊富にあると、この分離は可能である。

2.3 隆起量による分類

V_p に効くのは、現在の深度よりも、むしろ過去の最大埋没深度であろう。この影響を分離するため、各孔井における新第三系の最浅層をもって隆起度の指標とした。つまり、かつて深部にあった古い地層が浅部に存在することは、大まかにはそれが古いほどより大きく隆起したことを示している。この事が典型的にあてはまるのは、対象とする全地層が比較的単調な沈降過程で堆積した後に隆起し、現在に至ったとした場合である。本資料の範囲では、この前提はほぼ満たされている。

最浅層の区分ごとに実験式を算出した結果を、次に示す。

笹岡層 (28孔, データ数 1754):

$$\left. \begin{aligned} A &= 557, \alpha = 0.198, \beta = 0.033 \\ F_m &= 1.00, F_l = 1.02, F_s = 1.12 \\ F_h &= 1.21, F_t = 1.23 \\ \text{相関係数 } R &= 0.90 \end{aligned} \right\} (3)$$

天徳寺層 (10孔, データ数 474):

$$\left. \begin{aligned} A &= 664, \alpha = 0.190, \beta = 0.008 \\ F_m &= 1.00, F_l = 0.90, F_s = 1.25 \\ F_h &= 1.20, F_t = 1.23 \\ \text{相関係数 } R &= 0.89 \end{aligned} \right\} (4)$$

船川層及びそれより下位層 (4孔, データ数 115):

$$\left. \begin{aligned} A &= 716, \alpha = 0.176, \beta = 0.080 \\ F_m &= 1.00, \end{aligned} \right\} (5)$$

$$F_h = 1.14, F_t = 1.17$$

$$\text{相関係数 } R = 0.92$$

これらでは、秋田県全体式に比べ相関係数 R が高まり、実際との適合性が向上している。これらの関係式の実感を掴むため、 $T=3\text{ Ma}$ の泥岩とした場合の、 V_p-D 関係のプロットを図4に示す。

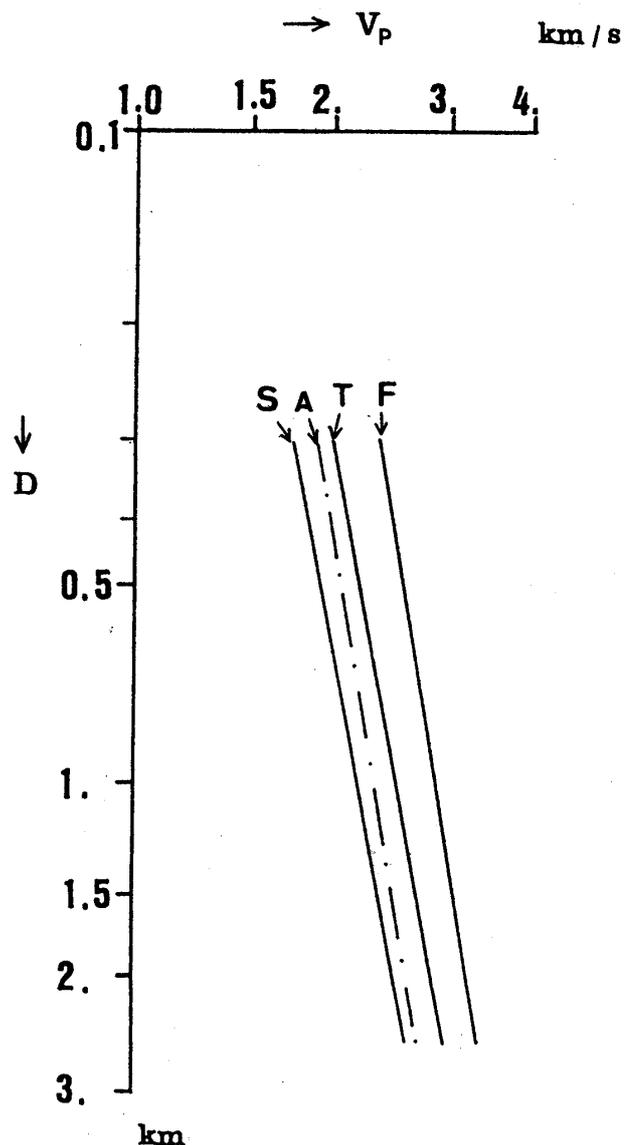


図4 第三系最浅層ごとの部類についての実験式。
 V_p = P波速度, D = 深度。
 $T = 3\text{ Ma}$, $F = F_m$ (泥岩)を仮定した。
各孔井の第三系最浅層:
S = 笹岡層 [(3)式], T = 天徳寺層 [(4)式],
F = 船川層 [(5)式]
A = 秋田県全体 [(2)式] (比較のため表示)

最浅層が笹岡層の場合(S)、天徳寺層の場合(T)、船川層及びそれより下位層の場合(F)と順次隆起量が増大するにつれ、同一のDのもとでは V_p が高まることがわかる。秋田県全体式(A)はそれらに対し中間的であるが、データ数の多いSに接近している。

厳密には $T=3\text{ Ma}$ の仮定には、論理的な矛盾がある。例えば最浅層が船川層の場合は、必然的に T は更に大きくなるはずである。しかし、より影響度の高い他の要素についての比較を容易にするため、便宜上図3と同じ T に設定した。

3. S波・P波速度の孔井内測定実験

3.1 実験地

実験地は秋田市近郊の和田堆積盆に位置する

(図1)。和田堆積盆の地質図を図5に示す。これは、直接的には文献9)からの引用であるが、実質は大沢・他の図の簡略版である¹⁰⁾。この中には、実験孔も書きこまれている。和田堆積盆は、全体としては南北軸性の大きな向斜構造で、その地表はおおむね丘陵地である。

実験地(秋田県河辺郡雄和町椿川字駒坂台1)は、秋田空港に近く、秋田県立中央公園スポーツゾーンの東側に隣接し、安養寺ダム畔の河岸段丘上に位置する。実験地の孔井や振源の配置状況を図6に示す。直接の実験地はほぼ $70\text{ m} \times 70\text{ m}$ 程の平坦な空地で、このN1孔とW孔が本実験に用いられた。N1孔は $1,300\text{ m}$ 深の鉛直孔井で、正式にはNEDO-1と呼ばれる。W孔は、廃水処理に用いられた深さ約 320 m の孔井である。両孔と

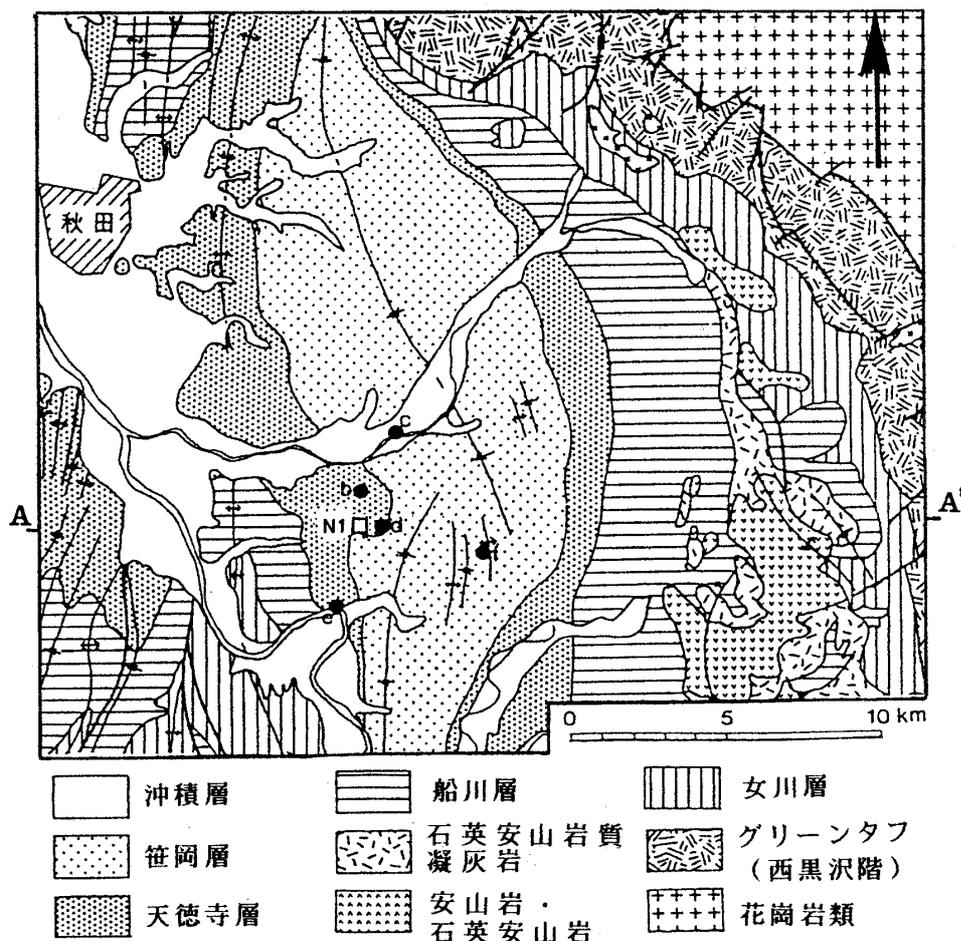


図5 秋田県和田堆積盆の地質。大沢・他¹⁰⁾の原図の一部を簡略化したものに加筆
N1=実験孔(NEDO-1)

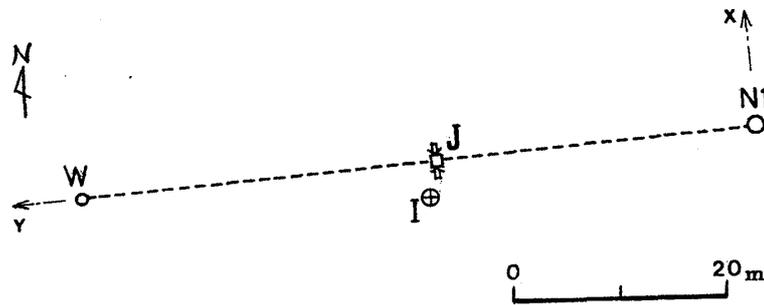


図6 実験の配置

N1, W=実験孔。 I=水平打撃振源位置
J=鉛直打撃振源位置

も鉄管でケーシングされ、ストレイナー区間以外の管の外側はセメントで塞がれている。これらの孔井は、かつて新エネルギー総合開発機構（通称NEDO）により、1981年深層熱水実験用に掘削されたもので、本実験時には、既に熱水実験は終了していた。なお、N1孔は図5中にも示されている。

実験地の地表は厚さ約7mの段丘礫層に覆われているが、実験孔中では、その下に天徳寺層から船川層に至る堆積層が分布する。本地域は、石油探査や、上記の深層熱水実験のため、地表地質調査、物理探査（主として反射法地震探査）、試錐、物理検層などがなされてきており、地質情報は豊富である^{10) 11) 12)}。また、いわゆるテクノポリス構想による工業や各種施設の設置も、この和田堆積盆内（主として西翼）に集中しつつある。

このような地学的便宜と、社会的背景を考慮し、5では、この堆積盆を対象に地質構造のモデル化と地震動評価を試みた。

3.2 実験の方法

実験方法は、基本的には次のようなものであった。

(1) 受振器は孔井中に固着設置され、振源は地表に配置された。基本的には、同一振源位置から繰り返し発振される波を、受振器1個でその孔井内設置深度を次々と変えながら観測するようにした。これにより、深さ方向を測線とする走時曲線を作り、その勾配から速度を読みとった。地表や孔井中にモニタ用の固定観測点を置いたが、本質

的な処理とは関係がないので、その記述は省略する。

(2) 受振器は、N1孔かW孔に配置された。N1孔については、孔径が著しく大きくなる310m以浅は避け、これより深部でのみ観測した。浅部の観測には、孔径の小さなW孔（管内径13cm）を用いた。N1孔の管内径は深度310-837m区間で24cm、837m以深で18cmである。

(3) 受振器としては、孔中固定型の3成分受振器（GEOSOURCE社T42、共振周波数10Hz）を用いた。その固着機構は、地表からの電気操作でアームを孔壁に押し出すことで、反対側の孔壁に器体を押し付ける方式のものである。これは圧着力が弱い上、受振器本体の器体長が長く（長さ約1.8m、直径5cm）、N1孔の如き大孔径の孔井には適する物ではなかった。このため重大な障害が生じたが、この事と採られた対策については(6)で述べる。

受振器ケーブルの釣り下げには、N1孔では大型クレーン（16t）を用いたが、W孔では、簡易槽を用いた。受振器ケーブルは7芯アーマードケーブルであった。

(4) 振源には、主として地球科学総合研究所考案の油圧インパクト（JM1-200Ⅱ）を用いた。これは、地表を鉛直下向きに打撃する型の振源（ハンマー運動量=200kg×8m/s）で、本来はP波発生用に配置された。これを鉛直振源と仮称する。

本来予定されたSH波発生用振源は、油圧イン

パクター機体を支持棒として応急増設された回転アーム型ハンマーであった。地表面に押し付けられた板をこのハンマーで水平に叩く。いわゆる「板叩き」型振源（ハンマー運動量=100kg×6.3m/s）である。板の押し付けには、油圧インパクターの打撃力発生機構がそのまま流用された。これを水平振源と仮称する。

1 受振位置につき、深部では最大30回ほど受振信号を重合し、S/N比を高めた。水平振源によってS波を観測できたのは比較的浅く、600m程の深度までであった。しかし、鉛直振源によっても、實際上優勢なSH波の発生が認められ、これが最終的には、深部のS波走時の作成に用いられた。因みに、鉛直振源によるSH波は、水平振源によるSH波よりも、平均的には1振源駆動につき4倍ほど振幅が大きかった。

(5) 記録装置は、DFS-Vデジタルレコーダを基本とする地震探鉱器であって、一式が地球科学総合研究所の観測車に装備されていた。観測記録はすべて、デジタル・テープレコーダに収められ、これを地球科学総合研究所の解析センターに持ち帰り、処理した。現場では、当座の判断用にモニター記録も採取した。

(6) 実験における障害と、取られた手段について補足しよう。S波観測は、まずチューブ波（孔内液中を伝わる波）によるノイズに悩まされた。これは受振器の設置不完全によって増幅されたが、下記の応急策によってなんとか切り抜けられた。即ち、

① 設置の安定性を増すため、受振器器体の側面に幅広の木製の基底を針金で堅く結わえて取り付け、孔壁との接触面を広げるようにした。

② チューブ波を弱めるため、受振器から少し上部のケーブルに応急のフィルタを取り付けた。その直接の目標は見掛け体積弾性率の低い領域を孔内水中に作ることで、その主要部は厚く巻き重ねた気泡入り軟質プラスチック製包装材（通称エアキャップ）であった。これにより、1/8ほどにチューブ波伝達は減衰した。更に詳しい仕様説明や力学的検討は、狐崎・南部によってなされている¹³⁾。その結論によると、その効果はむしろ意図しなかつ

た状況から生まれた可能性が強い。

このようにして、S波がようやく現われ出した記録に、最終的には、処理段階で周波数域フィルタを施し、使用に耐える記録に仕上げた。

3.3 記録の処理と波動の特徴

以後の説明の便宜上受振器の検出軸の向きをまず定義しておく。右手系直角座標系 x, y, z の3軸が検出軸で、これは受振器器体に固定されている。但し、 z 軸の正方向は鉛直上向きである。しかし、受振器の方位は制御されておらず、 z 軸以外は孔井内でどの方向を向いているかは、分からない。そこで、その振幅が最大となるような水平軸をもってS波の振動主軸とした。この処理の前提として、任意の水平軸方向の振動を求める必要があるが、これは x, y 2成分からの座標変換によってなされた。

最終的に解析に用いられた記録は、現場での採取後、デジタル領域で下記の処理を施したものである。

(1) 高域遮断（周波数域）フィルタを施し、S/N比を向上させた。遮断周波数は、P波については50Hz、S波については20Hzである。

(2) S波の主軸成分にすべての記録波形を変換して、深度順に配列した。主軸の正負は、配列された記録波形の位相が自然につながるようにすることで、調整された。この処理は、S波については、鉛直と水平の2種の振源についてなされた。

ここで注目すべき事は、鉛直振源によるS波はSV波ではなく、水平振源によるS波と同様SH波であるという事実である。まず、記述を明確にするため大地に固定された右手系直角座標系 $X, Y, Z (=z)$ を定義しよう。 Y 軸はN1孔からW孔に向かう水平方向で、 X 軸はそれに直交する水平方向である。P波の水平面内振動主軸方向は振源(I)と受振孔(WあるいはN1)を結ぶ方向（本実験配置のもとでは、ほぼ Y 軸とみなせる）に一致するものとして、 x, y 軸の X, Y 軸に対する方位を判定した。検討の結果、水平、鉛直両振源によるS波の振動主軸方向は、互いにほぼ一致し、かつ判定可能な範囲では、 X 軸と平行であった¹⁴⁾。

鉛直振源によっても、SH波が発生する。この

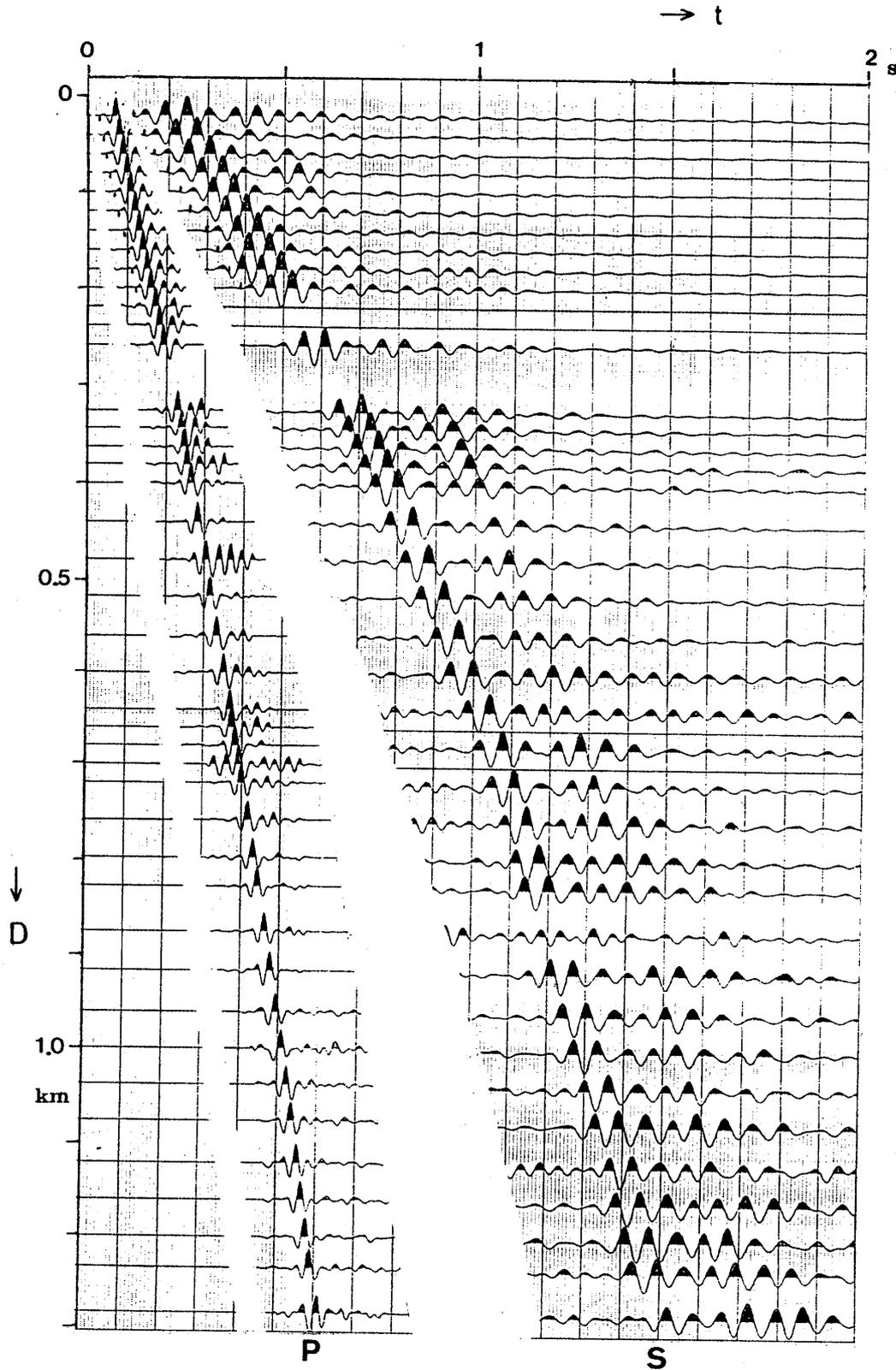


図7 鉛直打撃によるP波とS波の編集記録
 260m以浅はW孔, 315m以深はN孔で受振。
 D=深度, t=時間, 振源=I(図-6)。
 P波はZ成分, S波はX成分の記録。これらをまとめて表示した。
 ▼初動(S波については水平打撃より, P波については本記録より)

異常な事実は、翌年（1989年）同じ場所でなされた補充実験によっても確認された。この際は30m未満の浅部においてではあるが、方位を制御した孔中観測を実施した。その結果、鉛直振源によるSH波発生は特定の振源位置域に集中しており、地表付近の局所的不均質性によるものと推定された¹⁵⁾。

3.4 実験の結果

図7に、すべての処理の後、最終的に得られたP波とS波の記録を示す。図8には、これから得られた速度分布を、地質柱状図と対比させて示した。この際、走時の誤差を考慮し、観測点ごとに速度を求めることはせず、走時曲線の大局的折れ曲がりから、速度帯に区分した。鉛直振源によるS波では、初動が不明瞭であり、山・谷の走時を用いた。浅部観測点については、特に水平振源によるSH波初動走時を用いた。そこでは、振源位置が受振孔口から離れていることによる走時の補正も施した。浅部でP波とS波の速度境界の異なる所があるが、実際には速度はむしろミラージュ的で、境界は走時精度も含む便宜的なものである。

参考のため、高速（凝灰岩）、低速（泥岩）の両極端について、(4)式による推定 V_P 分布と、更にこれを以後の(6)式によって変換した推定 V_S 分布とを、図8に重ねて破線で示した。

4. S波速度とP波速度の関係

4.1 堆石岩の場合

ここでは、深層の固結岩層についてのS波、P波の速度データを収集し、その間の経験的關係を導く。S波速度の測定は、今日では広く普及しているが、その殆どは浅層の軟弱地盤に限られ、深層地盤における測定例はなお乏しい。しかし、太田とその共同研究者による一連の深孔観測（下記の①参照）以後、ようやく深層での測定例も増しつつある。公表された資料の中から日本国内における測定データを集め、ここでの検討に用いる。すなわち、

- ① 太田・他¹⁾²⁾、山水・他³⁾による防災センター地震観測井中の一連の測定。

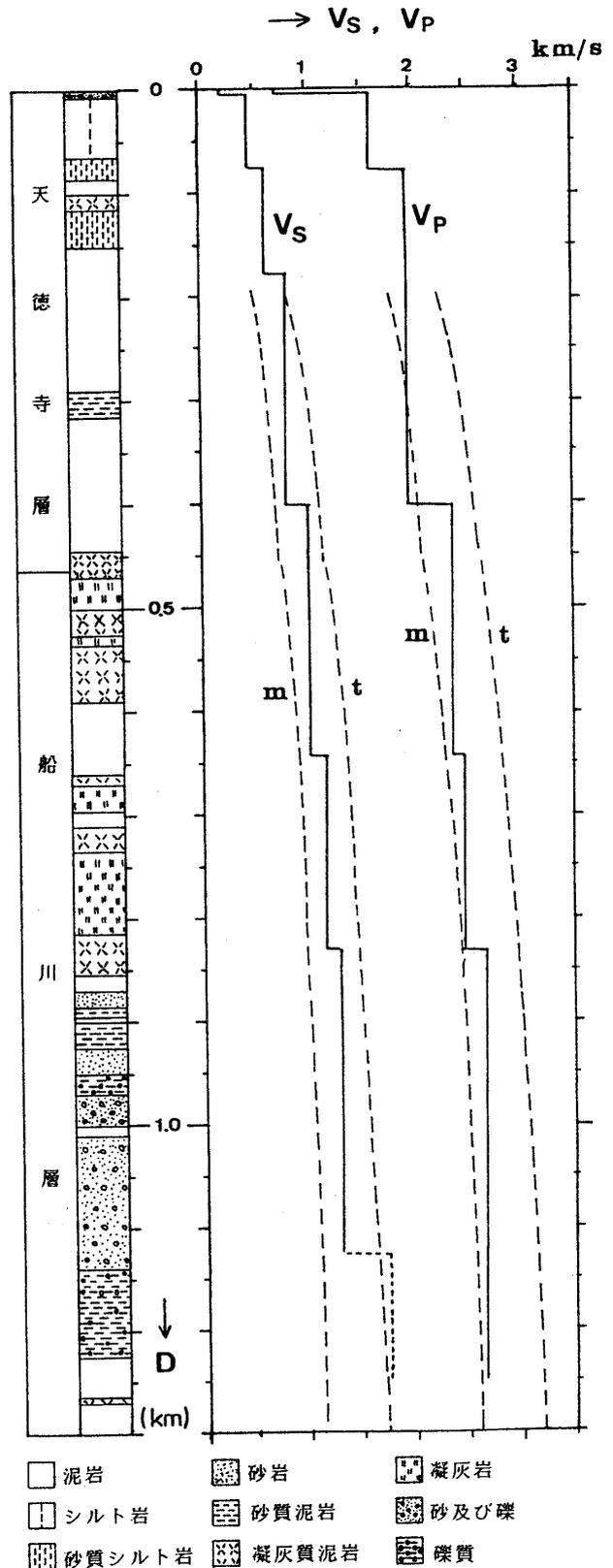


図8 地質柱状図および速度柱状図
破線=(4)式による推定P波速度と、これから(6)式によって換算されたS波速度
(t =凝灰岩, m =泥岩)

- ② 飯塚・他による富岡町での測定⁴⁾。
- ③ 小倉・他による浦和市に於ける測定¹⁶⁾
- ④ 本稿2の雄和町での測定。
- ⑤ その他各地での測定(狐崎¹⁷⁾や内山¹⁸⁾による)。

①②の測定は、④と同様、地表振源による波を孔井中で観測したものである。③は、漂遊型検層方式¹⁹⁾によるものである。⑤は各種方式の混合である。これらの資料から、次の基準で良好と思われるデータを集めた。

- a. 風化していない新鮮な地層である事。
- b. 水で飽和した地層である事。
- c. 測定の信頼性が高い事。

特にb項については、明確な証拠を得る事は難しい[6.1(3)で補足]。結局a, bの条件は共に、比較的深部の地層である事をもって満たされているものとみなした。このようにして得られた64点のデータを、S波速度(V_S)対P波速度(V_P)の関係としてプロットしたものが図9である。ここでは、念のため泥岩、砂岩、その他堆積岩に分類した。一般に速度柱状図上の速度層区分は必ずし

も岩質層区分とは対応していない。このため、速度層内での多数派の岩質で代表させた。データの中には、岩質を十分詳しく明記していないものがある。このような事情のため、岩質区分にはやや任意性がある。今回の雄和町での測定(図8)によるデータは、特に黒く塗りつぶして区別した。

図9から次の知見が得られる。

1) 雄和町の測定データは他のデータの持つ一般的な傾向から、特にはずれてはいない。

2) 岩質によって、特に区別すべきほどの傾向の差は認められない。

そこで全データをまとめて、直線関係を仮定して最小二乗法を適用し、次式を得た。

$$\left. \begin{aligned} V_P &= 1.29 + 1.11 V_S \\ \text{相関係数 } R &= 0.95 \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

ただし、 V_P [km/s], V_S [km/s] ([]はとるべき単位を示す)。

雄和町のデータ6組だけについて同様な関係を求めると、次式が得られる。

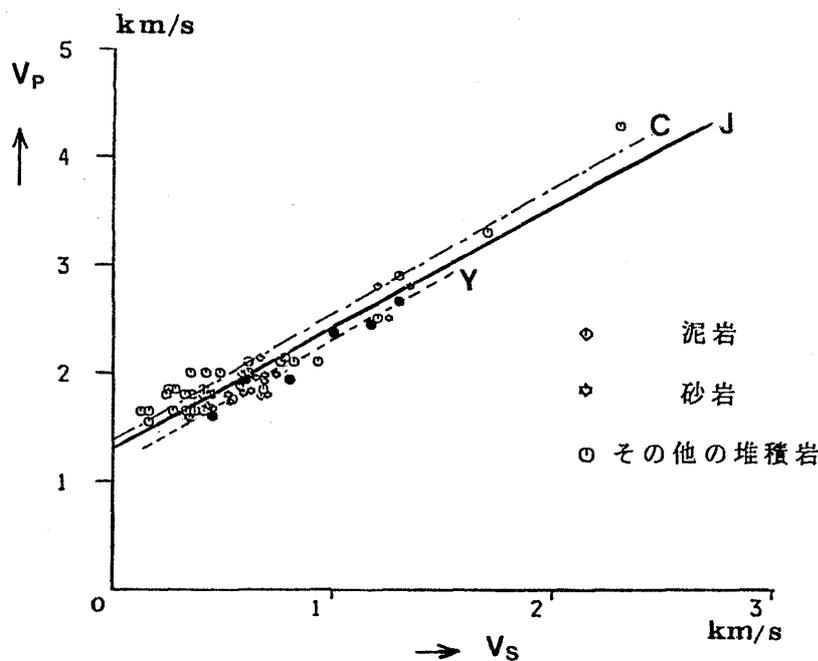


図9 国内堆積岩におけるS波速度とP波速度との関係
Y(塗りつぶした記号)=図-8によるデータ[雄和町, (7)式]。J=全日本[(6)式]。
C=Castagna・他による関係[(8)式]。

$$V_P = 1.12 + 1.17 V_S \quad (7)$$

相関係数 $R = 0.98$

既に Castagna・他²⁰⁾は、試料測定、音波検層にもとづく多数の研究者の研究結果を総合し、砂岩や泥岩については

$$V_P = 1.36 + 1.16 V_S \quad (8)$$

なる関係が、きわめて良く適合することを示した。(8)式は、深さとも無関係に成立し、きわめて広い適用性を持つように見える。そこで比較のため、(8)式の関係も図-9に一点鎖線(C)で示した。(6)式の関係は実線(J)で示されている。三者はほぼ合致しているが、(8)式の線は、(6)式の線よりわずか上方、つまり V_P が高くなる方向にずれる。逆に破線で示された(7)式(Y)はわずか低めである。今の所この差の有為性を十分論じることにはできない。当面重要なことは、地層状態に関する補助資料も含めて、信頼性の高い測定データを蓄積することである。特に、高 V_S 領域でのデータを増す必要がある。これに伴い、気体包有による V_P 低下や、測定波長の影響について、今後注意深く検討する必要がある。

火成岩についても、同様な解析が試みられたが、本研究の目的においては比較的重要度が低いことと、記述の繁雑さを避けるため、ここでは省略する。

5. 地震動シミュレーションの例

5.1 地盤構造のモデル化

図5の和田堆積盆は南北方向に長く、東西断面の2次元構造に近似できる。3.1でも触れたように、この地域の地質はよく調べられている。下記の③で補足するごとく、地質情報の総合により作成した地質断面図を、やや単純化したのが図10(c)の速度構造モデルである。その各層について仮定されたパラメータを、表1に示す。

地震動シミュレーションには、堀家の方法²¹⁾を用いた。これは、2層構造についての Aki and Larner の方法²²⁾を多層構造に拡張したものである。

このモデル化に当たっては、計算法の限界と計算量の節約のため、次のような配慮をした。

① この計算法では、原理的に余りに急な境界面傾斜を設定できないため、 30° をこえる傾斜角は避けるようにした。そこで、西側の地層境界については、断層による段差も無視したほか、傾斜角も人為的に若干緩めた。

② 地質区分にほぼ相当する比較的単純なS, T, F, O, Nの5層構造とした。これらは笹岡層から西黒沢相当層に至る図4の各層に相当する。表1のT, F, Oの V_S は、泥岩・砂岩中間状態(岩質係数 $F = 1.05$)での(3)式の V_P 値を Castagna・他の式[(8)式]で V_S 値に変換し、更に数値を簡略化したものである。この際各層代表年代としては図4の年代を採用し、深さについてはT, F, Oそれぞれ0.6km, 1.2km, 2.0kmと仮定した。(3)式では、 $D = 0$ で $V_P = 0$ となり、この式を浅すぎる所に適用することはできない。そこでS層(砂岩)については、これまでの実測による経験値を直接用いた。

N1孔の実測値 V_S (図8)や、その近くの和田R-1井(2.0km深)の音波検層記録 V_P 値(記載を省略)からの推定 V_S 値と比較すると、モデルの仮定 V_S 値はT, F, Oについては平均的には20-30%ほど低めである。これは、実際は、砂岩、凝灰岩、硬質頁岩なども多く含むためである。図8の解析に手間取り、速度分布や(6)式の確定を待たずに、並行してシミュレーションに入ったため、やや未調整のところが残った。(因みに、 $V_P = 2 \sim 3 \text{ km/s}$ では、(6)式では(8)式よりも、16~9%高い V_S 値を与える。)しかし当面、このことは特に問題ではない。ここでの目標は応用法の試行的例示と、本地域地震応答特性の概略の推定である。

③ 実際の地表は、平均海拔100m程度の比較的平坦な丘陵地であるが、モデルでは一様に海拔0mとした。N層は、火山岩を主体とする西黒沢相当層より下部の層に相当する。その V_S 値は、経験的に仮定された。この層については、実際よりも若干盛り上げて西側の地表に露出させ、典型的な盆状構造に仕上げた。これは、表層内横方向反射において問題となる横端の境界条件を単純化

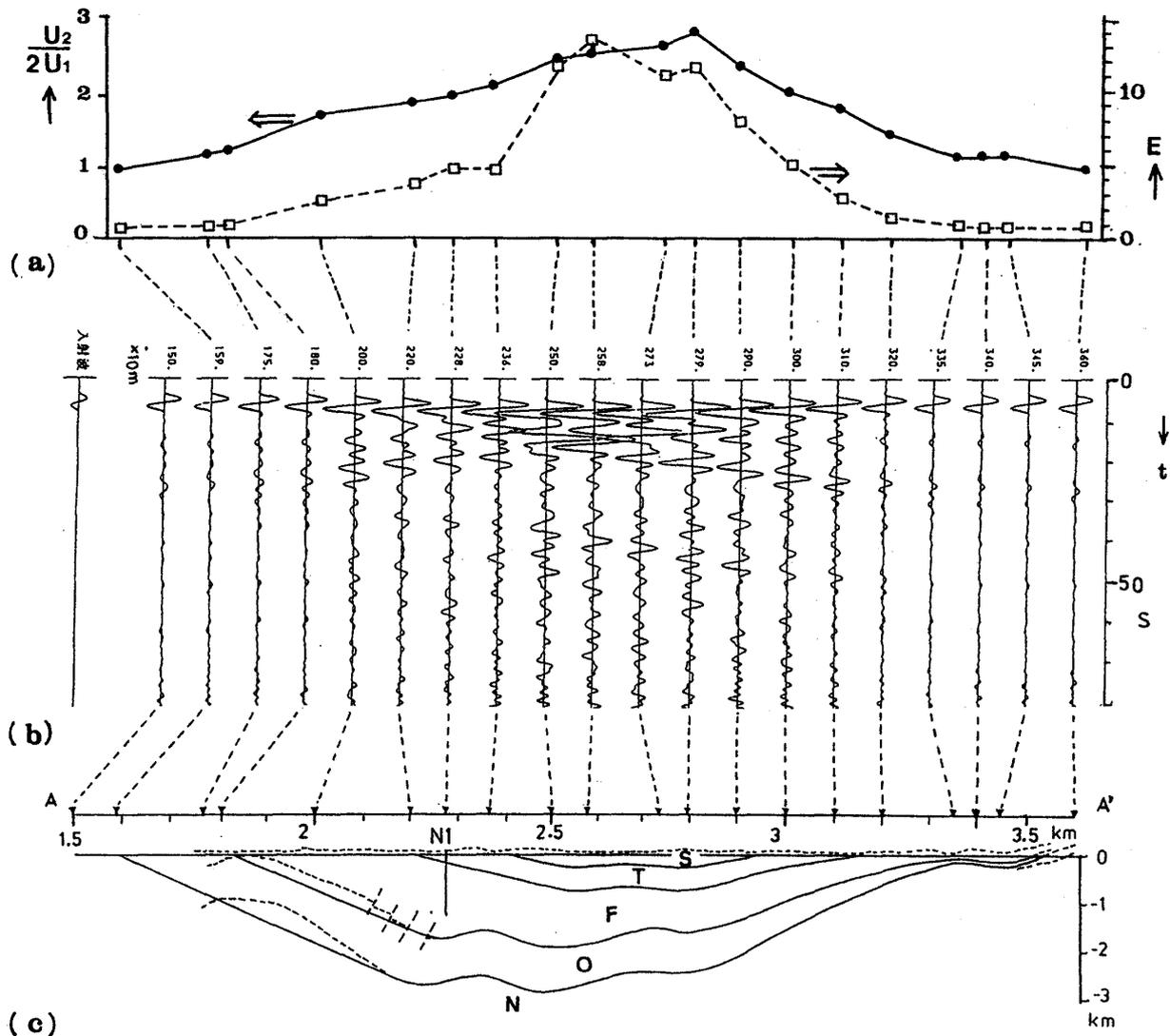


図10 秋田県和田堆積盆に於ける2次元地震動シミュレーション。最下層よりのSH波鉛直入射を仮定。

- (a) 最大振幅増幅率 (U_2/U_1 , 実線) 及び振幅の2乗積分値 (E , 粗破線)。
 (b) 地表 (海拔 0 m) の地震動波形。最左端の波形は入射波 (0.25Hz正弦波 1 周期)
 (c) 地質構造からモデル化された速度構造 (実線)。地質構造についてはモデルと特に食い違う所のみ破線で示した。
 S=笹岡層, T=天徳寺層, F=船川層, O=女川層, N=西黒沢相当層

表1 図-10(c)のモデルにおけるS波速度 (V_S) と密度 (ρ) の仮定

地層	S波速度 V_S (km/s)	密度 ρ (g/cm^3)
S	0.5	1.8
T	0.7	1.9
F	1.0	2.1
O	1.5	2.2
N	2.5	2.5

するためである。比較のため、図10(c)ではもとの地形や地質境界の形態も、差の大きいところだけについては破線で示した。なお、この地質断面図は次の資料中の地質断面図を総合して作成された。即ち、東側については白田・他の地質図¹¹⁾を、西側については地震探査結果も取り入れてあるNEDO関係報告書⁹⁾を基礎とした。

④ 図10に見られる範囲の東西両外側には、基盤が地表に露出した区間を更に長く付加した。

これは、計算上は水平方向に構造が周期的に繰り返されるものとみなされるため、相隣る盆状構造の干渉を避けるためであった。

⑤ 境界面の海拔高度は、水平10m間隔の格子データとして与えた。波長が短くなるほど、この間隔を短くする必要がある。最も低速のS層での波長が特に問題となる。

⑥ 各層のQは一様に、1,000と仮定した。

ここでは、この構造に、正弦波一周期分の孤立的なSH波 u_1 をN層の鉛直下方から入射させ、地表での振動波形 u_2 を調べた。ここでは、その1例として入射波の周波数が、0.25 Hzの場合の例だけを図10(b)に掲げる。堆積盆の中心部では、N層の露出する周縁に比し、最大振幅の増幅率は約3倍である。しかし、むしろ著しいのは振動の継続性である。これは、堆積盆の縁辺部で誘起され、他端で反射されつつ繰り返して伝わるラブ波である。図10(a)には、単純な最大振幅の増幅率 U_2/U_1 の1/2値のほかに、2乗振幅値(u_2^2)の80s間積分値 E が示されている。 E は振動継続性の効果も含めるため、便宜上定義された全エネルギー相当の量である。

この丘陵地では、軟弱層は発達せず、表層は第三系を被覆する段丘層か薄い風化土である。シミュレーションではこれを無視した。しかし、一般の場合は、モデルで地表とされた所に、これを浅層基盤とする低速の軟弱地盤が更に載り、複雑で顕著な増幅作用を重ねる。ここでの計算例は、いわば深層地盤だけの効果を示すものである。これだけでも無視しがたいものであることは、この例からも伺える。

この地域については、これを裏付ける十分な地震観測はまだなされていない。日本海中部地震の際は、震源からやや遠かった事と家屋の少ない所であったため、被害調査からは、地震動特性の差を検出できなかった。この地域の地震特性を十分論じるには、モデル自体も含め、今後更に綿密な検討が必要である。

6. 補足的議論

6.1 速度データについて

2, 3, 4の各章において、堆積岩を主体に速度データを収集し、

(a) V_P と地質要素、(b) V_P と V_S 等の関係を導いた。実際には下記の如く今後の検討と研究に待つべきところが多い。

(1) 収集データの地層年代の殆どが、新第三系中新世以新である。(a)では、更に古いものは全くなく、(b)でごくわずかあるに過ぎない。これは、(a)のデータ源が、東北地方日本海側の油田地帯に限られたためである。より古い地層へとデータ収集を拡大する上で次に特に着目すべきものは、古第三系の地層である。炭田、油田、ガス田等に関連した北海道や九州の探査試錐はこのための良いデータ源となろう。

(2) 測定法の改善も重要である。P波測定にも注意深く対処する必要があるが、とりわけ問題なのはS波測定である。深部S波測定は十分普及しておらず、測定例は乏しい。必要なのは今後の測定である。これまでの測定データの殆どは「地表振源、孔中受振」のいわゆるdownhole法によるもので、速度帯区分は粗く、岩質と詳しく対応させえない。

もっともふさわしい測定法は、振源と受振器とを一連に組み込んだゾンデでS波を測定できる漂遊型S波検層法¹⁹⁾(=dipole法²³⁾)である。その拡張として、 V_P 、 V_S の双方を同一ゾンデで測定する方法も狐崎により提案され²⁴⁾、実用機の開発も進んでいる²⁵⁾。これまで国内では、この方式は深孔(例えば石油井)に進出するには至らなかったが、国際的にはモービルオイル社²⁶⁾やシュルンベルジェ社²⁷⁾などにより既にその実績も出ている。今では技術上本質的困難はなく、しかるべき経済的対応によって、深孔測定を現実化できる。

しかし、鉄ケーシング内での測定は現状では困難である。この事と大孔径という条件のため、3の測定ではdownhole法を採用した。漂遊型及び類似法による測定は、鉄ケーシングや大孔径においても、長波長化することで達成される可能性がある。その実現は既存孔井利用の可能性を大幅に

増大し、本研究のめざす方向にとって大きな助けとなろう。

(3) 弾性波速度の経験式の設定に当たっては、地層は水で完全飽和しているものとみなした。地層内にわずかに遊離ガスが存在すると、(S波はほとんど変化しないが) P波については、速度は低下し、減衰は増大する^{28) 29)}。音波検層はこれに敏感であり、その徴候のある所は、速度の読み取りの際除外した。堆積盆においては、ガス・油田域に限らず、ガスの存在自体は必ずしも珍しいことではない。N1孔でも、熱水と共にそれに溶解していたとみられるガスが汲み上げられている。

多くの場合ガスは地層水に溶解しているものと考えられている。しかし、遊離ガスの直接的実態把握は困難である以上、図9のYやJがCよりやや低めである事とも関連し、 V_p データに対する遊離ガスの影響については、ガスの示徴、 V_s 値、地質・地域性を考慮しつつ、今後慎重に検討する必要がある。例えば、(2)式に相当する新潟県の関係式は系統的(浅部ほど著しい) V_p 低下を示し、遊離ガスの影響を暗示した。

6.2 モデル化について

たとえ地質情報がいくら豊富であっても、それには自ずから限度がある。モデルは一見いくら精密でも、なお空想の産物であるという性格をまぬがれない。その有効性は、実際の地震観測によって検証するしかない。地震観測結果をモデルの修正にフィードバックすることで、実質的なモデルの構築と地震動評価が可能となる。

モデルにどの程度の精密さが要請されるか、これも重要な問題である。構造形態や不均質さの規模の精度は、そこでの波長をスケールとして判断すべきである。一般に速度が高い深部ほど、距離のスケールの上では近似を粗くしてよい。この事は、不明解な深部のモデル化に踏み込む勇気を与える。また、低周波数ほどモデル化は容易となる。

波動シミュレーションの方法も、更に改善されなければならない。今回の方法は、2次元構造に限られるし、急峻な境界面勾配には不向きである。このような制約のために、自ずから、その効力の及ぶところには限度がある。

7. 総括と結論

(1) 地震動評価においては、深層地盤のS波速度分布とそれに基づく応答特性も考慮すべきである。

(2) 秋田県の新第三系の堆積岩についてP波速度と地質要素との関係を、実験式の形で表現した。更に、地層埋没後の隆起を考慮し、各井の第三系最浅層ごとに分類し、実験式を立てた。これにより式の予測精度(相関係数)は向上した。

(3) 秋田県内の孔井で堆積岩のP波速度とS波速度の測定をした。鉛直打撃振源によってもSH波が発生し、これがS波測定を可能とした。

(4) 前項(2)のデータも含めて堆積岩の既存資料を集め、S波速度とP波速度の関係を実験式(1次式)で表現した。これはCastagna・他の式によるよりも、同一の V_p については、わずかに高い V_s を与える。地域的な差異や、岩質による差異も当面の精度のもとでは認められない。

(5) 以上の総合は、地質情報によるS波速度推定への道を開く。

(6) 意図する方向を具体的に例示するため、秋田県の和田堆積盆地を対象に2次元のモデル化と地震動シミュレーションを実施した。これにより、周辺部に比し、中心部では振幅も増幅され、震動継続時間も著しく長くなることが確かめられた。

(7) 本稿の目標は、実例による方法論の提示にある。以後の研究により補強されるべき所を、なお多く残している。その方向は6の議論で示唆されている。

(8) 本稿では、地震波速度と地質要素との関係を、地震動評価に関連して強調した。当然、この種の基礎関係の整備は、地震探査の地質評価能力の向上にも、寄与するはずである。

謝 辞

資料の収集に当たっては、秋田県庁資源エネルギー課、石油公団、新エネルギー総合開発機構、帝国石油KK、石油資源開発KK、富士ボーリングKKなどに便宜を計っていただいた。実験地の使用や設営に当たっては、秋田県庁資源エネルギー課や土木部、雄和町役場等にいろいろ御世話にな

った。孔中測定実験の遂行は、地球科学総合研究所と物理計測コンサルタントKKの好意ある配慮と、下記の諸氏の現地作業における尽力に多くを負っている。すなわち、[地球科学総合研究所]渡辺義孝、山田正則、足立幾久；[物理計測コンサルタントKK]佐藤猛、中沢良介；[室蘭工業大学]河内邦夫(技官)、梅村順(M)；[秋田大学鉱山学部]長崎康彦(M)、佐藤龍也(M)、南部広樹(G)、佐々木聡(G)、志村知洋(G)(所属は、1988年夏の実験時：Mは大学院生、Gは学部学生)。これ等の方々に対すると共に、実験遂行の要となった昭和63年度文部省科学研究費(特定研究・自然災害；代表者・狐崎)の支給に感謝します。

参 考 文 献

- 1) 太田 裕・後藤典俊・塩野計司・高橋 博・山水史生・栗原重利：やや深い構造のS波速度—岩槻3,500m地震観測井での測定とその意義，地震，第30巻，第4号，pp. 415—433, 1977.
- 2) 太田 裕・後藤典俊・塩野計司・高橋 博・山水史生・栗原重利：やや深い構造のS波速度Ⅱ—下総2,300m地震観測井における測定，地震，第31巻，3号，pp. 299—308, 1978.
- 3) 山水史生・高橋 博・後藤典俊・太田 裕：やや深い構造のS波速度Ⅲ—府中2,750m観測井における測定とまとめ，地震，第34巻，第4号，pp. 465—479, 1981.
- 4) 飯塚節夫・太田外気晴・足立憲彦・高橋克也・広野進・石田 寛・戸井田克：富岡1,000m地震観測孔に於ける検層結果，物理探鉱，第39巻，第2号，pp. 79—94, 1986.
- 5) 松島 健・大島弘光：長周期微動を用いた地下構造の推定—黒松内低地帯における探査例，物理探査，第42巻，第2号，pp. 97—105, 1989.
- 6) 狐崎長琅・山根一修：地質要素とP・S波速度との関係，第80回物理探査学会講演論文集，pp. 63—67, 1989.
- 7) 的場保望：男鹿半島と秋田市地域の第三系の対比と地質時代；古日本海(小林巖雄・立岩雅昭編)，日本海沿岸総研報告，No. 1，pp. 9—12, 1988.
- 8) 太田 裕・後藤典俊：S波速度を他の土質的諸指標から推定する試み，物理探鉱，第29巻，第4号，pp. 251—261, 1976.
- 9) 石油資源開発KK：昭和60年度深層熱水供給システム開発総合解析調査報告書，1986.
- 10) 大沢 儼・加納 博・丸山孝彦・土屋信之・伊藤雅之・平山次郎・品田正一：「太平山」地域の地質，地質調査所，1981.
- 11) 臼田雅郎・村山 進・白石建郎・高安泰助・乗富一雄：秋田県総合地質図幅「刈和野」，秋田県，1979.
- 12) 藤岡一男・大沢 儼・池辺 穰：「羽後和田」地域の地質，地質調査所，1976.
- 13) 狐崎長琅・南部広樹：気体層の介在によるチューブ波の除去，物理探査，第43巻，3号，pp. 170—184, 1990.
- 14) 狐崎長琅・後藤典俊・井川 猛・黒田 徹・奥住宏一：秋田県深層熱水実験井におけるP波・S波速度の測定，第82回物理探査学会講演論文集，pp. 97—102, 1990.
- 15) 狐崎長琅・奥住宏一：鉛直打撃型振源によるSH波の発生，第82回物理探査学会講演論文集，pp. 91—96, 1990.
- 16) 小倉公雄・中西寿美雄：サスペンション型S波検層システムの開発(第2報)，応用地質調査事務所年報，No. 2，pp. 37—50, 1980.
- 17) 狐崎長琅：高周波地震探鉱の研究(2)，物理探鉱，第13巻，第4号，pp. 185—193, 1960.
- 18) 内山成和：孔井内弾性波速度測定，物理探鉱，第36巻，第5号，pp. 276—293, 1983.
- 19) 狐崎長琅：振源部と受振部とを一連のゾンデとするS波検層方式，物理探鉱，第32巻，第1号，pp. 1—13, 1979.
- 20) Castagna, J.P., Batzli, M.L., and Eastwood, R.L.: Relationships Between Compressional-Wave and Shear-Wave Velocities in Clastic Silicate Rocks, Geophysics, Vol. 50, No. 4, pp. 571—581, 1985.
- 21) 堀家正則：複数の曲がった境界を有する減衰のある媒質の地震動応答計算法へのAL法の拡張とそれを用いた堆積盆の地震動応答特性，地震，第2輯，第40巻，第2号，pp. 247—259, 1987.
- 22) Aki, K., and Larner, K.L.: Surface Motion of a Layered Medium Having an Irregular Interface Due to Incident Plane SH Waves, J. Geophys. Res., Vol. 75, No. 5, pp. 933—954, 1970.
- 23) White, J.E.: The Hula Log, a Proposed Acoustic Tool, Transcript, Society of Professional Well Log Analyst, 8th Annual Logging Symposium, 1967.
- 24) Kitsunozaki, C.: Receivers and Sources in the Suspension Type Shear Wave Logging, Butsuritanko, Vol. 36, No. 6, pp. 366—381, 1983.
- 25) 林 久夫・相沢隆生・森本耕司：PS音波検層装置の開発(その1)，第80回物理探査学会講演論文集，pp. 82—86, 1989.
- 26) Zemanek, J., Angona, F.A., Williams, D.M., and Caldwell, R.L.: Continuous Acoustic Shear Wave Logging, Transcript, Society of Professional Well Log Analyst, 25th Annual Logging Symposium, 1984.
- 27) Hoyle, D.C., Wignal, A.H., and Walulik, J.J.: Sonic Well Logging Tool Transmitter, U.S. Patent No. 4862991, 1989.
- 28) White, J.E.: Computed Seismic Speeds and Attenuation in Rocks with Partial Gas Saturation, Geophysics,

Vol. 40, No. 2, pp. 224-232, 1975.

- 29) 狐崎長浪：気泡を含む不完全な水飽和砂層の弾性波の速度・減衰とその応用上の意義，物理探査，第39巻，第5号，pp. 306-321, 1986.

(原稿受理 平成2年4月27日
訂正受理 平成2年7月30日)