

中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」  
(第 1 1 回)

関 連 資 料

- 国土数値情報を用いた地盤の平均 S 波速度の推定
- 経験的手法による想定東海地震の震度分布の推定

平成 1 3 年 1 2 月 1 1 日  
中央防災会議事務局

## 国土数値情報を用いた地盤の平均S波速度の推定

### 1. はじめに

松岡・翠川(1994)は、地盤の表層30mの平均S波速度と国土数値情報(旧国土庁・国土地理院)に含まれる地盤情報の相関を検討し、国土数値情報の地形学的情報をもとに細分類した微地形区分と表層30mの地盤のS波速度との関係を示す経験式を導いた。

ここでは、松岡・翠川(1994)の方式に従い、今回対象地域とした東海、中部地域等のボーリングデータを加え、微地形区分と表層30mの平均S波速度との関係の経験式を新たに求めた。

また、微地形区分については、同地域の地質図(独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター)及び静岡県等の地質図を参考にし、微地形区分の見直しを行った。

### 2. 微地形区分の見直し

松岡・翠川(1994)の微地形区分のうち、「他の地形(沖積・洪積)」については、同地域の地質図と比較すると、新第三紀、中生代に分類される地形が含まれていることから、「他の地形(沖積・洪積)」を、「新第三紀」、「中生代」、「他の地形」に再分類した。結果、「他の地形」は、主として第四紀の火山地形となるが、一部、沖積・洪積層で他の微地形区分に分類が困難或いは不明なものを含んでいる。

微地形区分は、「古生代」、「中生代」、「古第三紀」、「新第三紀」、「他の地形」、「丘陵地」、「砂礫台地」、「ローム台地」、「扇状地」、「砂州・砂丘」、「谷底平野」、「自然堤防」、「デルタ・後背湿地(D≤0.5)」、「デルタ・後背湿地(D>0.5)」、「人工改変地」、「埋立地・開拓地」の16種類である。

また、「新第三紀」、「丘陵地」、「砂礫台地」、「扇状地」、「谷底平野」、「デルタ・後背湿地(D≤0.5)」、「デルタ・後背湿地(D>0.5)」については、地質図を参考に、その境界等の区域分けの見直し・修正を行った。

図1、2に、参考にした地質図を、図2、3に、元の微地形区分の分布図及び、今回の再分類及び見直し・修正した微地形区分の分布図を示す。

### 3. 微地形区分と表層30mの平均S波速度に関する松岡・翠川の経験式の修正

松岡・翠川(1994)による微地形区分とAVSとの関係の経験式は次のとおり。

$$\text{Log AVS} = a + b \cdot \text{Log H} + c \cdot \text{Log D} \pm \sigma \quad \dots \textcircled{1}$$

ここで、AVS ; 表層30mの平均S波速度の推定値

H ; 標高(m)

D ; 主要河川からの距離(km)

a, b, c ; 係数(各微地形区分ごと)

$\sigma$  ; 標準偏差 (各微地形区分ごと)

各微地形区分ごとの係数等については、東海、中部地域等におけるボーリングデータから、地表から深さ 30m 以上の掘進長のある P S 検層データを加え、最小二乗法で新たに求めた。この際、「古生代」、「中生代」、「古第三紀」は、実測平均 S 波速度データから判断し、「古生代・中生代・古代三紀」の一つの区分にし、その他の微地形区分はそれぞれ個別に解析した。図 4 に今回の解析に加えたボーリングデータの採集地点の分布図を、図 5 に解析結果を示す。

なお、P S 検層データからの実測平均 S 波速度の計算は、全層厚 (この場合は 30m) を、30m までの各層の伝達時間の和で序す、いわゆるタイムウェイト法で求めた。

### (1) 標高 (H) 及び主要河川からの距離 (D) に依存しない微地形区分

「古生代・中生代・古代三紀」、「新第三紀」、「丘陵地」、「砂礫台地」、「扇状地」、「砂州・砂丘」は、係数 b 及び c の値をゼロとして解析した。

これらの微地形区分のうち、松岡・翠川(1994)では、「砂礫台地」、「扇状地」は標高 (H) に依存した解析としているが、今回の新たな実測平均 S 波速度データも加え検討した結果、係数 b = 0 として解析した方が適切と判断した。

### (2) 標高 (H) のみに依存する微地形区分

松岡・翠川(1993、1994)と同じく、「他の地形」、「ローム台地」、「谷底平野」、「自然堤防」は、係数 c の値をゼロとして解析した。

松岡・翠川(1993、1994)は、同一の地形でも河川の下流にいくほど堆積物が細粒になることが指摘されていることから、これを標高 (H) で表現し解析した。今回の解析においても、「谷底平野」、「自然堤防」の実測平均 S 波速度データは、その傾向を示している。

「他の地形」については、その大半が第四紀の火山による地形で、単純には標高に依存するとは思われない。しかし、標高の高いところは侵食作用でやや硬い地盤が地表に現れ、標高の低いところはそれら侵食物が表層に堆積している可能性があり、実測平均 S 波速度データも標高が高い方が速くなる傾向を示していることから、標高 (H) に依存するとして解析した。

また、「ローム台地」についても、基本的には粘土層で速度が標高に依存するとは考えにくい。速度データは標高に依存するような傾向が見える。これは、標高の高いところの方が侵食等によりロームの層厚が薄く、洪積等の地盤が含まれている可能性があると考え、標高に依存するとして解析した。

### (3) 「デルタ・後背湿地」

松岡・翠川(1993)は、「デルタ・後背湿地」の速度は、現在の河川の流路勾配と対応するものではないが、低地の形成時代に複雑な流路の変遷を遂げたであろう河川の流路勾配の平均的な値に対応している可能性があり、傾斜が大きくなるにつれて平均 S 波速度は

220m/s 付近に漸近する傾向が見られることを指摘している。そして、松岡・翠川(1994)は、平均 S 波速度は氾濫堆積物の厚さとの関係の深さが予想されることに着目して、現在の河川ではあるが、主要河川からの距離 (D: 最短距離 km) との関係調べた。結果、バラツキはあるが、D が 1km 程度までは、平均 S 波速度は小さく、距離が大きくなるに従い平均 S 波速度が大きくなる傾向があることから、 $D \leq 0.5\text{km}$  と  $D > 0.5\text{km}$  に区分して解析した。即ち、「デルタ・後背湿地( $D \leq 0.5$ )」は、標高 (H) 及び主要河川からの距離 (D) に依存しない (係数 b 及び c の値がゼロ)、「デルタ・後背湿地( $D > 0.5$ )」は、主要河川からの距離 (D) のみに依存する (係数 c の値がゼロ) として解析した。

今回の新たな実測平均 S 波速度データを加えた結果も同様の傾向を示すことから、「デルタ・後背湿地」を、松岡・翠川(1994)と同じく、主要河川からの距離 (D) の 0.5 km 前後で分類し解析した。なお、 $D > 0.5$  の解析にあたっては、 $D \leq 0.5$  の実測平均 S 波速度データと  $D = 0.5$  で接続するよう係数を推定した。

#### (4) 平均 S 波速度の上限値・下限値

上記 (1) ~ (3) に従い求めた係数から求められる平均 S 波速度のうち、標高 (H) 及び主要河川からの距離 (D) に依存する微地形区分の速度については、次のとおり、上限値・下限値を設定した。

##### ○「他の地形」

- ・ 上限値：新第三紀よりも新しいことから、「新第三紀」の速度とする。
- ・ 下限値：標高の低いところの平均的な値から、200m/s とする。

##### ○「ローム台地」

- ・ 上限値：標高の高いところの平均的な値から、400m/s とする。
- ・ 下限値：標高の低いところの平均的な値から、200m/s とする。

##### ○「谷底平野」

- ・ 上限値：標高の高いところの平均的な値から、400m/s とする。
- ・ 下限値：「デルタ・後背湿地( $D \leq 0.5$ )」の速度とする。

##### ○「自然堤防」

- ・ 上限値：標高の高いところの平均的な値から、400m/s とする。
- ・ 下限値：「デルタ・後背湿地( $D \leq 0.5$ )」の速度とする。

##### ○「デルタ・後背湿地( $D > 0.5$ )」

- ・ 上限値：主要河川からの距離の遠いところの平均的な値から、250m/s とする。
- ・ 下限値：「デルタ・後背湿地( $D \leq 0.5$ )」の速度とする。

(最小二乗法での係数推定時に上記条件を設定。)

## 5. 最終的な表層 30m の平均 S 波速度推定の経験式

各微地形区分に応じた表層 30m の平均 S 波速度の推定値については、上記 4. で述べた方式により、新たな経験式を作成した。しかし、この経験式は、あくまでも平均的な表層 30m の平均 S 波速度を推定するもので、解析結果の図からもわかるとおり、実際の速度データとのバラツキは小さくない。

このため、このバラツキを考慮し、最小二乗法での標準偏差を引いた式も作成することとした。この場合の速度の下限值は、全ての微地形区分について、「デルタ・後背湿地(D ≤ 0.5)」の速度とする。

上記 4. による平均値的な式を [μ 式]、これから標準偏差を引いた式を [-σ 式] とすると、具体的には次のとおり。

### [μ 式]

$$\text{Log AVS} = a + b \cdot \text{Log } H + c \cdot \text{Log } D \quad \dots \text{ ②}$$

ここで、AVS ; 表層 30m の推定平均 S 波速度  
H ; 標高 (m)  
D ; 主要河川からの距離 (km)  
a, b, c ; 係数 (各微地形区分ごと)  
なお、σ ; 標準偏差 (各微地形区分ごと)

### ○ [μ 式] の速度の上限値・下限値

「他の地形」: ・上限値:「新第三紀」の速度。 ・下限値:200m/s。  
「ローム台地」: ・上限値:400m/s。 ・下限値:200m/s。  
「谷底平野」: ・上限値:400m/s。  
・下限値:「デルタ・後背湿地(D ≤ 0.5)」の速度。  
「自然堤防」: ・上限値:400m/s。  
・下限値:「デルタ・後背湿地(D ≤ 0.5)」の速度。  
「デルタ・後背湿地(D > 0.5)」: ・上限値:250m/s。  
・下限値:「デルタ・後背湿地(D ≤ 0.5)」の速度。  
(最小二乗法での係数推定時に上記条件を設定。)

### [-σ 式]

$$\text{Log AVS}_{-σ} = A + b \cdot \text{Log } H + c \cdot \text{Log } D \quad \dots \text{ ③}$$

ここで、AVS<sub>-σ</sub> ; [-σ] 式による表層 30m の推定平均 S 波速度  
H ; 標高 (m)  
D ; 主要河川からの距離 (km)  
A = a - σ ; 係数 (各微地形区分ごと)  
a, b, c ; [μ 式] の係数 (各微地形区分ごと)  
σ ; [μ 式] の標準偏差 (各微地形区分ごと)

○ [-σ式] の速度の上限値・下限値

[μ式] による各微地形区分ごとの速度の上限値、下限値に対し次式で求める。

$$\cdot \text{Log}(-\sigma \text{式の上限值}) = (\mu \text{式の上限值}) - \sigma \quad \dots \text{④}$$

$$\cdot \text{Log}(-\sigma \text{式の下限值}) = (\mu \text{式の下限值}) - \sigma \quad \dots \text{⑤}$$

但し、「デルタ・後背湿地(D≤0.5)」の「-σ式の下限值」を下回らない。

## 6. 推定平均S波速度と実測平均S波速度との比較

上記の[μ式]及び[-σ式]による推定平均S波速度と実測平均S波速度との関係性を評価するため、今回収集したボーリングデータのうち、経験式の推定に用いたPS検層データによる実測平均S波速度のデータに加え、地表から深さ30m以上のボーリングによるN値から推定した実測平均S波データも加え比較する。

N値からのS波速度の推定については、今回のボーリングデータのうち、PS検層データがあるものについて、N値と速度との関係の新たな経験式を求め使用した(図6参照)。なお、N値による実測平均S波速度の計算は、タイムウェイト法による。

図7に、実測平均S波速度と、[μ式]、[-σ式]による推定平均S波速度との関係の比較を示す。

## 7. ボーリングデータからの表層30mの平均S波速度の推定

松岡・翠川(1994)の方法に従い、国土数値情報を利用して表層30mの平均S波速度の推定方式を示した。しかし、信頼のおける複数のボーリングデータが存在する場合には、それらから推定した方がより信頼の高いものが得られると思われる。

国土数値情報と同一の1kmメッシュ内における複数のボーリングデータを見ると、必ずしも均質ではなくバラツキがある。そこで、地表から深さ30m超えの掘進長でかつ信頼性のおけるとと思われるボーリングデータが5本以上あるメッシュに対し、それらボーリングデータから、次の方法でそのメッシュを代表させるボーリングデータを選択する。

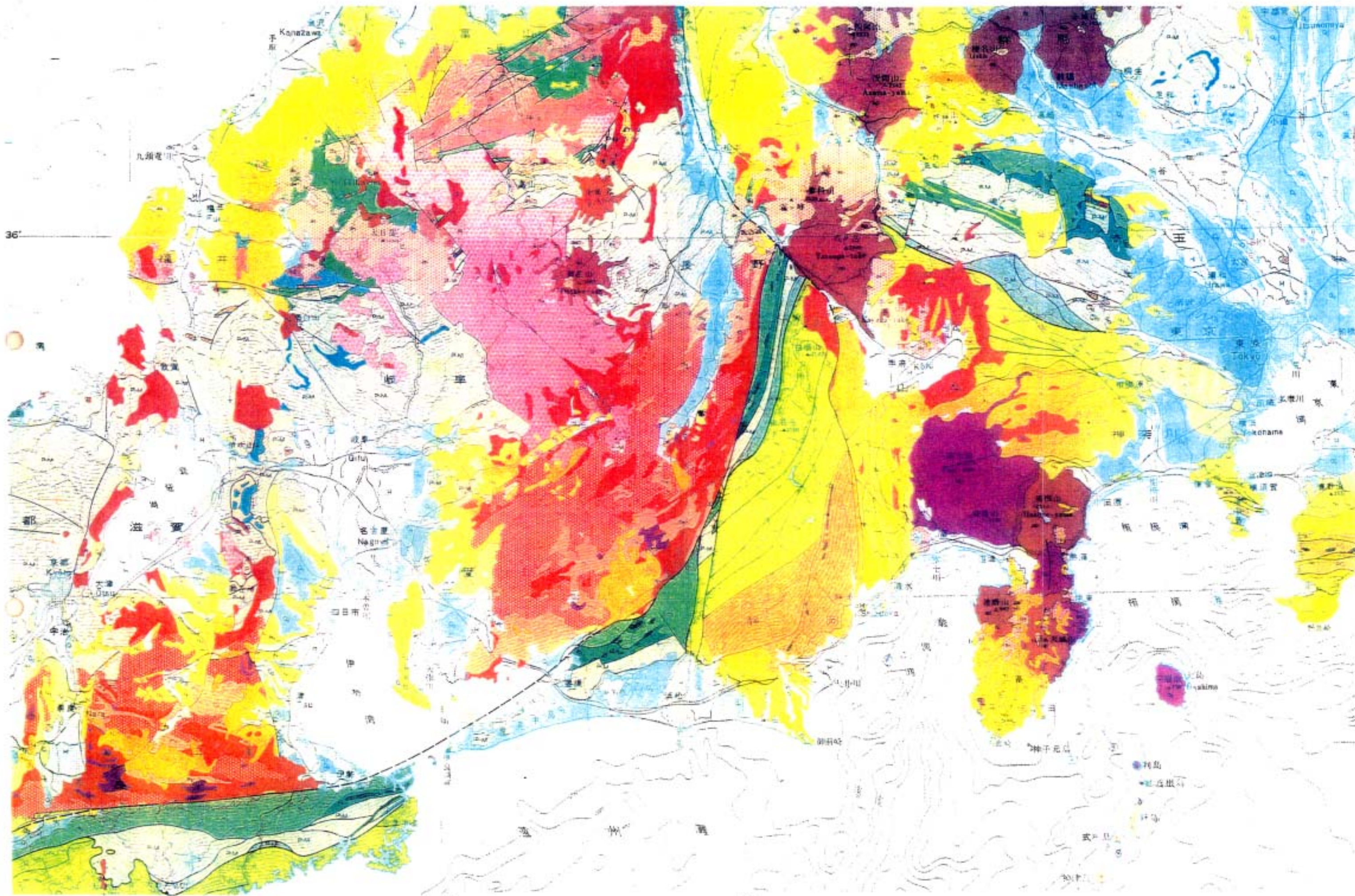
方式①: PS検層もしくはN値から、表層30mの平均S波速度をタイムウェイト法で求め、中央値(メディアン)のボーリングデータを選択。

方式②: 掘進長が長く軟弱層が厚いボーリングデータを選択。

これらの方式は、方式①が[μ式]に、方式②が[-σ式]に相当するものである。図8に、方式②で選択したボーリングデータによる表層30mの平均S波速度と、[-σ式]による推定平均S波速度との関係を示す。

## 8. 表層30mの平均S波速度の分布

東海、中部地域等の今回対象とした地域の表層30mの平均S波速度について、図9、図10に、[μ式]、[-σ式]から推定したそれぞれの速度分布を示す。図11に、[-σ式]から推定したもののうち、上記の方式②によりボーリングデータの推定値におきかえたものの速度分布を示す。

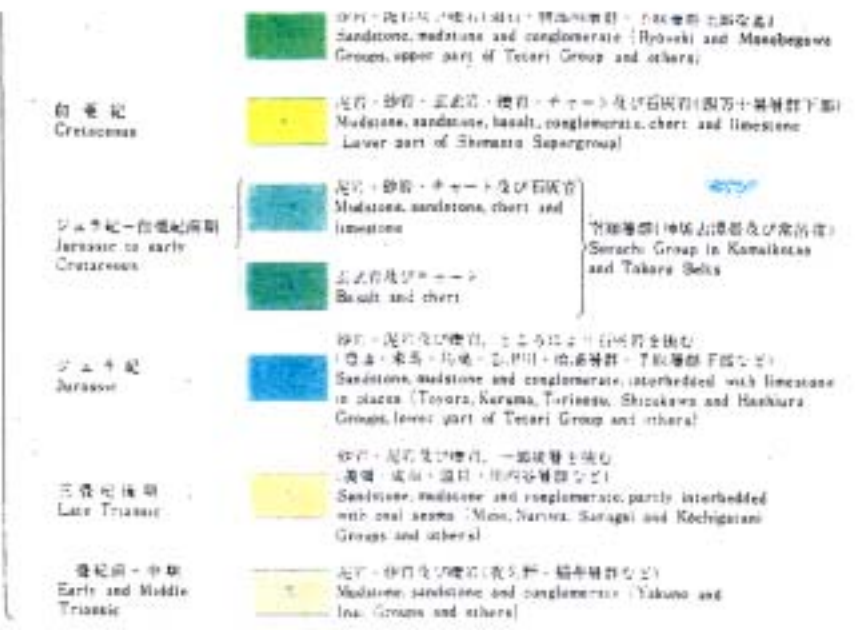


137 38  
 図1-1(1) 地質調査所による100万分の1日本地質図

山田高利・寺岡易司・妻 光男ほか編 (1982) 100万分の1日本地質図, 日本地質アトラス, p. 3-23. 地質調査所.







結晶片岩  
Crystalline schist

### 地質年代表 (単位: 百万年)



### 変成岩類 Metamorphic rocks

変成岩の名称 Name of metamorphic rocks	岩 型 Rock type	変成型式 Type of metamorphism	原岩の時代 Age of original rocks	変成作用の時期 Age of metamorphism
北高貴変成岩 Hidaka Metamorphic Rocks	片麻岩、シユルムス 片麻岩、シユルムス Gneiss, schistose gneiss and migmatite (mg)	低圧型 Low-pressure type	古生代末-中生代中期 Latest Paleozoic to middle Mesozoic	(白堊紀-)古第三紀 (Cretaceous to) Paleogene
神奈川変成岩 Kanagawa Metamorphic Rocks	結晶片岩及び千枚岩 Crystalline schist and phyllite	高圧型 High-pressure type	中生代前-中期 Early to middle Mesozoic	中生代中-後期 Middle to late Mesozoic
高貴、肥後変成岩 Ryūkyū and Higo Metamorphic Rocks	片麻岩及び結晶片岩 Gneiss and mica schist	低圧型 Low-pressure type	中生代後期-中生代中期 Late Paleozoic to middle Mesozoic	白堊紀 Cretaceous
三河川、美濃、濃尾、西向変成岩 Sambagawa, Maetsugu, Nishinomiya and Tōkai Metamorphic Rocks	結晶片岩及び千枚岩 Crystalline schist and phyllite	高圧型 High-pressure type	古生代後期-中生代中期 Late Paleozoic to middle Mesozoic	ジュラ紀-白堊紀前期 Jurassic to Early Cretaceous
三河、飛騨、岐阜、上越変成岩 Sangan, Hida, Gifu and Niigata Metamorphic Rocks	結晶片岩及び千枚岩 Crystalline schist and phyllite	高圧型 High-pressure type	中生代中-後期 Middle to late Paleozoic	二叠紀-三疊紀前期 Permian to Early Triassic
阿武隈(群馬-栃木)変成岩 Abukuma (Gunma-Tokachi) Metamorphic Rocks	片麻岩及び結晶片岩 Gneiss and crystalline schist	低圧型(一部中圧型) Low-pressure type (partly medium-pressure type)	古生代又はそれ以前 Paleozoic or earlier	中生代後期及びそれ以前 Late Mesozoic and earlier
神奈川、山梨、松本、八ヶ岳、青森、 岩手、秋田、本州変成岩 Kanagawa, Yamanashi, Matsumoto, Yaguchi, Omi, Renge, Maetsugu and Kiyama Metamorphic Rocks	結晶片岩及び千枚岩 (*片麻岩) Crystalline schist and phyllite (*gneiss)	高圧型(*低圧型) High-pressure type (*low-pressure type)	古生代中期又はそれ以前 Middle Paleozoic or earlier	古生代中期又はそれ以前 Middle Paleozoic or earlier
後継変成岩 (山梨、長野、岐阜) Hida Metamorphic Rocks (山梨、長野、岐阜) Hida Metamorphic Rocks	片麻岩及び結晶片岩 (*結晶片岩) Gneiss and crystalline schist (*crystalline schist)	低圧型(一部中圧型) (*中圧型) Low-pressure type (partly medium-pressure type) (*medium-pressure type)	ペルム紀 (*石炭紀) Pre-Silurian (*Carboniferous)	三疊紀及びそれ以前 (*二疊紀-三疊紀) Triassic and earlier (*Permian to Triassic)
北高貴、三河川、美濃、濃尾、西向変成岩 Metamorphic rocks of Hidaka, Sambagawa and Tōkai Structural Belt	片麻岩及び結晶片岩 Gneiss and crystalline schist	中圧型 medium-pressure type	ペルム紀 Pre-Silurian	ペルム紀 Pre-Silurian

図 1-1 (3) 地質調査所による 100 万分の 1 日本地質図 凡例 2

	ACQ(直立地)
	AC(礫・砂礫質地盤、河川跡)
	AN(泥質地盤、砂泥質地盤、泥砂礫質地盤)
	AS(砂質地盤)
	CH(低位段丘・堆積物層)
	CA(中位段丘・堆積物層)、中位段丘・泥質・堆積物
	CC(高位段丘・泥質・堆積物、高位段丘・堆積物層)
	CM(基下部洪積層)
	Q(填入岩)
	MC(第三系・白亜系、古生層、石灰岩、変成岩)
	MS(シルト岩、砂岩及び礫岩、火山岩類、火山性堆積岩類)
	VI(岩盤類)
	VZ(ローム、パミス・スコリア、火山碎屑物及び灰泥)

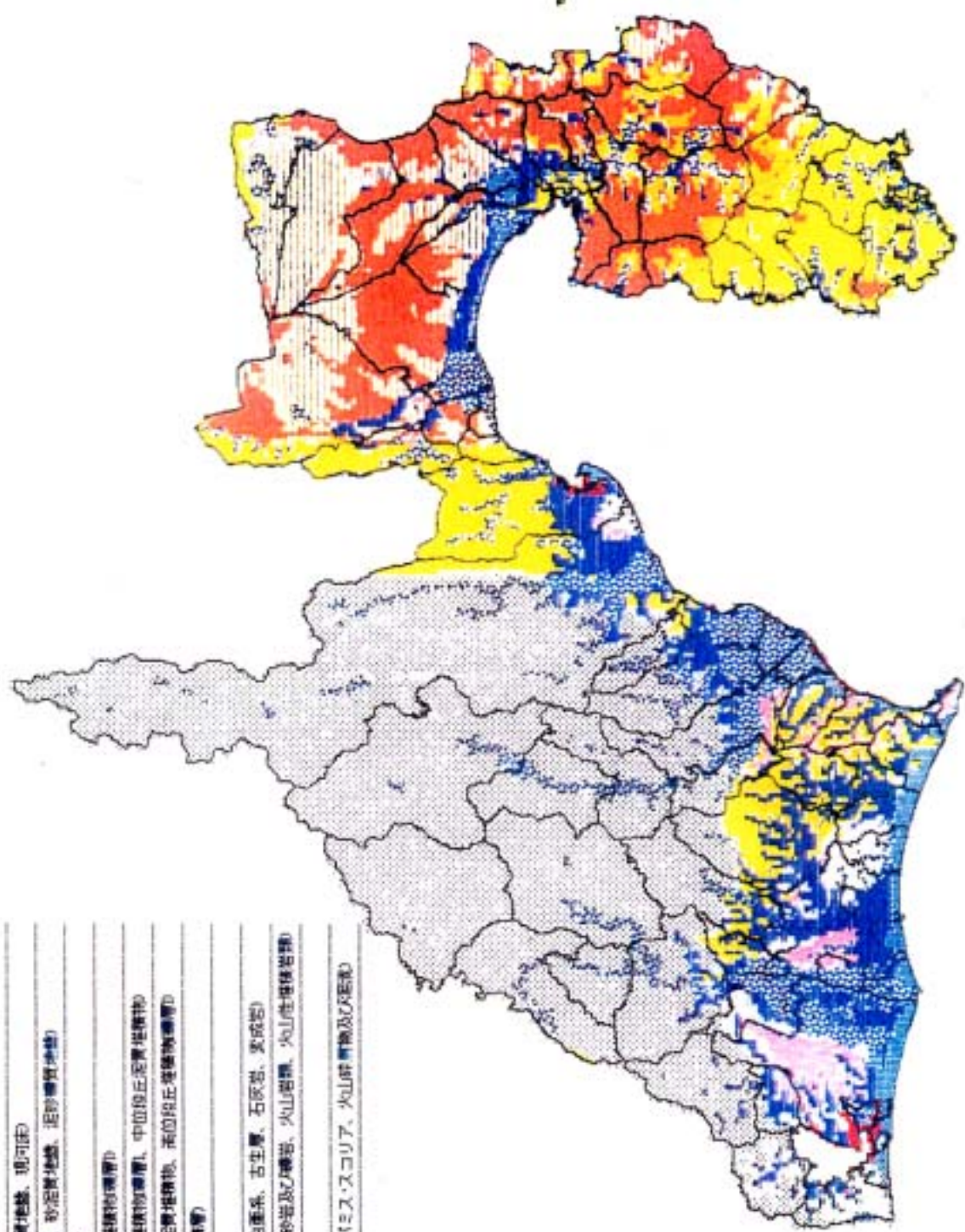


図 1-2 静岡県(2001)第3次地震被害想定結果による表層地盤分類図

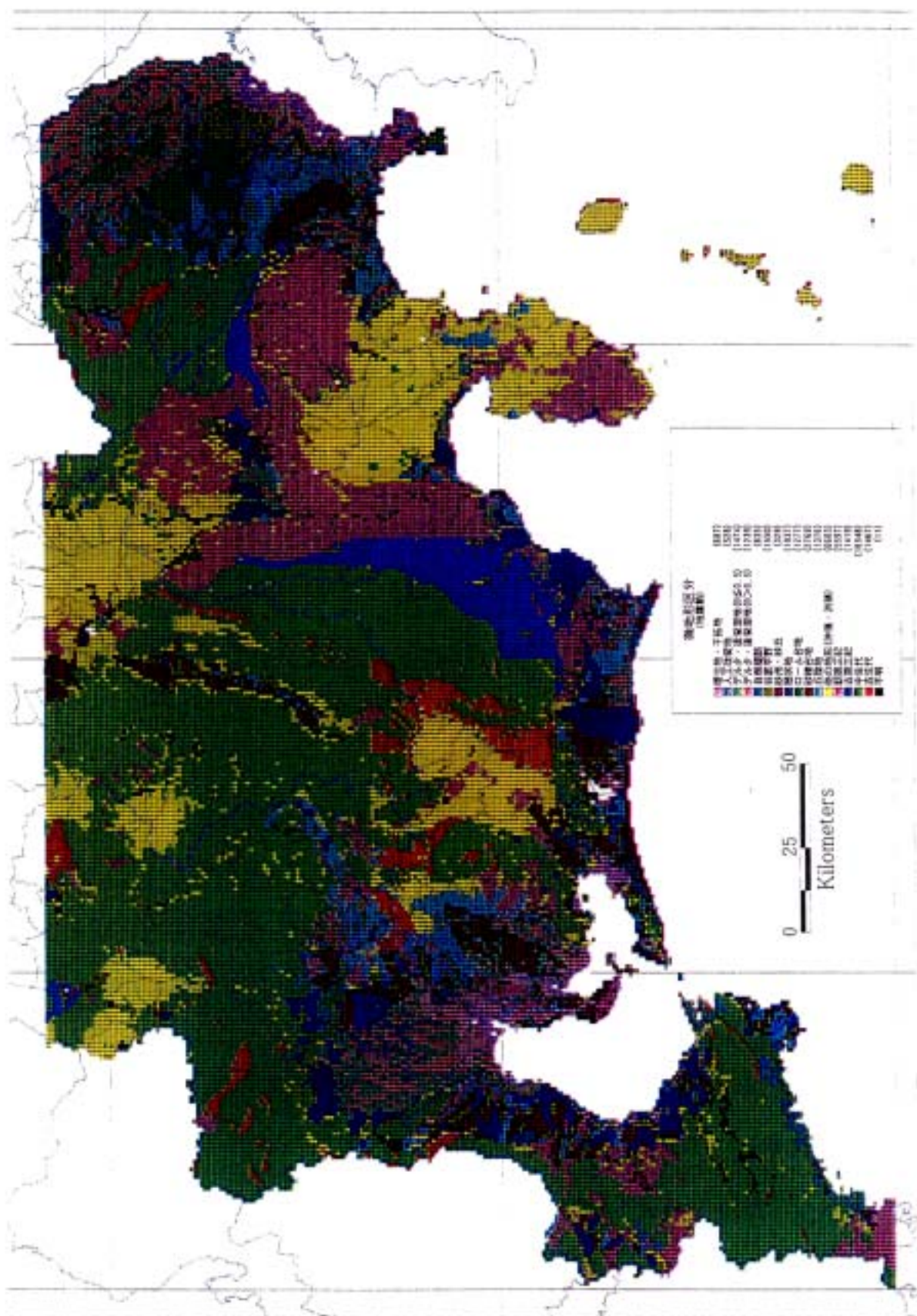


図2 元の国土数値情報を用いた地形地態区分の分布

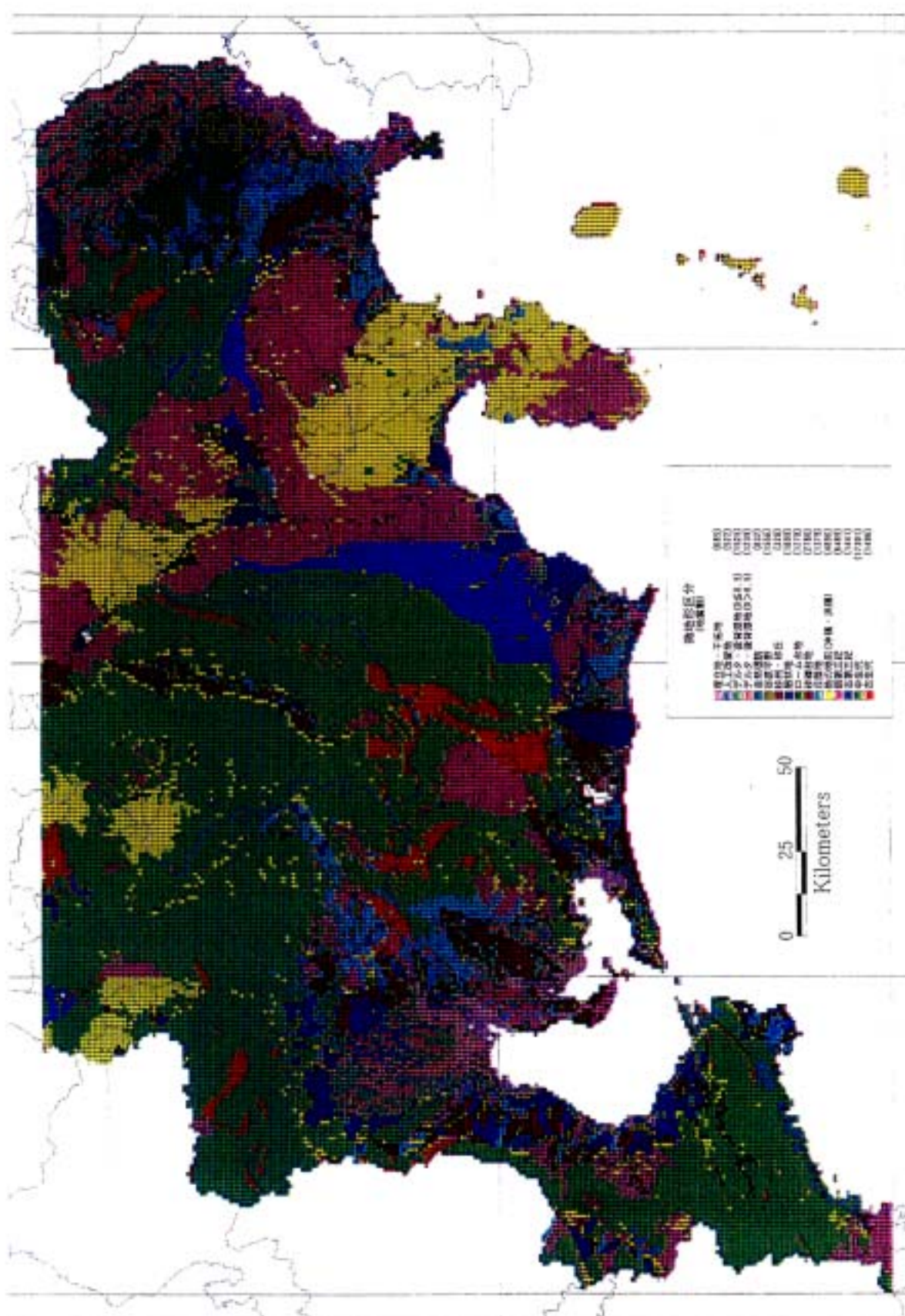
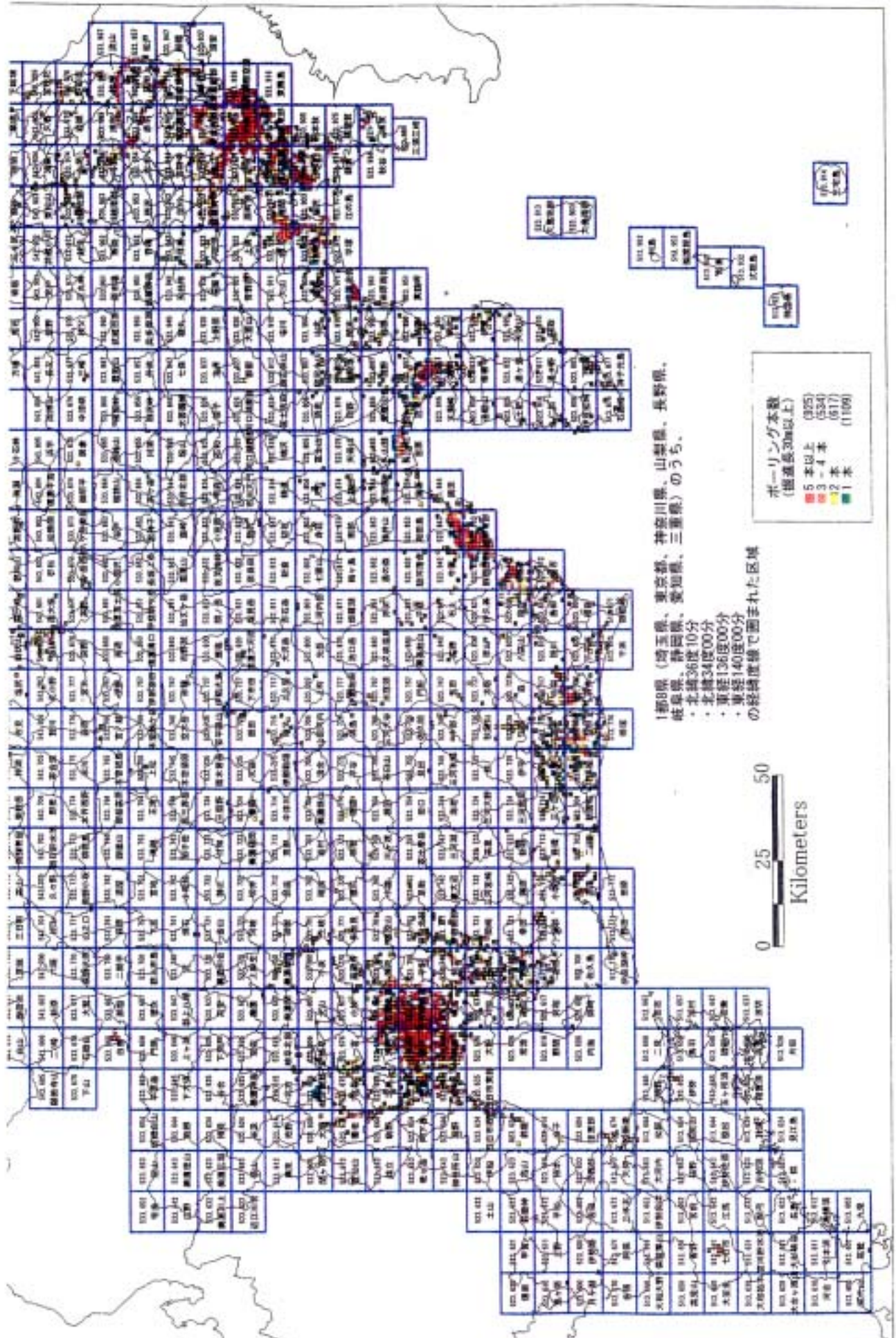


図3 再分類及び見直し・修正した地形区分の分布



ポールリング本数  
(出漁長30m以上)

5本以上	(325)
3-4本	(534)
2本	(617)
1本	(1109)

180度線 (埼玉県、東京都、神奈川県、山梨県、長野県、岐阜県、静岡県、愛知県、三重県) のうち、  
 ・北緯36度10分  
 ・東経136度00分  
 ・東経140度00分  
 の経緯度線で囲まれた区域



図 収集したポールリングの本数 (30m以上)

<表層 30m の平均 S 波速度の推定>

微地形区分と平均 S 波速度 (AVS) の関係式の係数一覧表 (新たに求めた関係式)

[ $\mu$ 式]

コード	微地形区分	a	b	c	s	
3~5	中生代・古第三紀	2.90	0	0	0.15	
6	新第三紀	2.53	0	0	0.07	
7	他の地形	2.20	0.13	0	0.15	200<avs<350
8	丘陵地	2.51	0.0	0	0.16	
9	砂礫台地	2.48	0.0	0	0.14	
10	ローム台地	2.09	0.23	0	0.10	200<avs<400
11	扇状地	2.49	0.0	0	0.10	
12	砂州・砂丘	2.31	0	0	0.12	
13	谷底平野	2.08	0.19	0	0.15	162<avs<300
14	自然堤防	2.06	0.26	0	0.14	162<avs<400
15	後背湿地 (D>0.5)	2.27	0.19	0	0.13	avs<250
16	後背湿地 (D≤0.5)	2.21	0.0	0	0.11	
17	人口改変地	2.39	0	0	0.14	
18	埋立地・干拓地	2.23	0.0	0	0.19	

[ $\sigma$ 式]

コード	微地形区分	a	b	c	
3~5	中生代・古第三紀	2.75	0	0	
6	新第三紀	2.46	0	0	
7	他の地形	2.05	0.13	0	145<avs<250
8	丘陵地	2.35	0.0	0	
9	砂礫台地	2.34	0.0	0	
10	ローム台地	1.99	0.23	0	160<avs<320
11	扇状地	2.39	0.0	0	
12	砂州・砂丘	2.19	0	0	
13	谷底平野	1.93	0.19	0	125<avs<210
14	自然堤防	1.92	0.26	0	125<avs<290
15	後背湿地 (D>0.5)	2.14	0.19	0	avs<200
16	後背湿地 (D≤0.5)	2.10	0.0	0	
17	人口改変地	2.25	0	0	
18	埋立地・干拓地	2.04	0.0	0	

$$\log AVS = a + b \log H + c \log D \pm \sigma$$

AVS : 地表から深さ 30m までの平均 S 波速度

H : 標高(m)

D : 主要河川からの距離(Km)

$\sigma$  : 標準偏差 (上記表中では s)

a, b, c : 微地形区分ごとに与えられる回帰係数

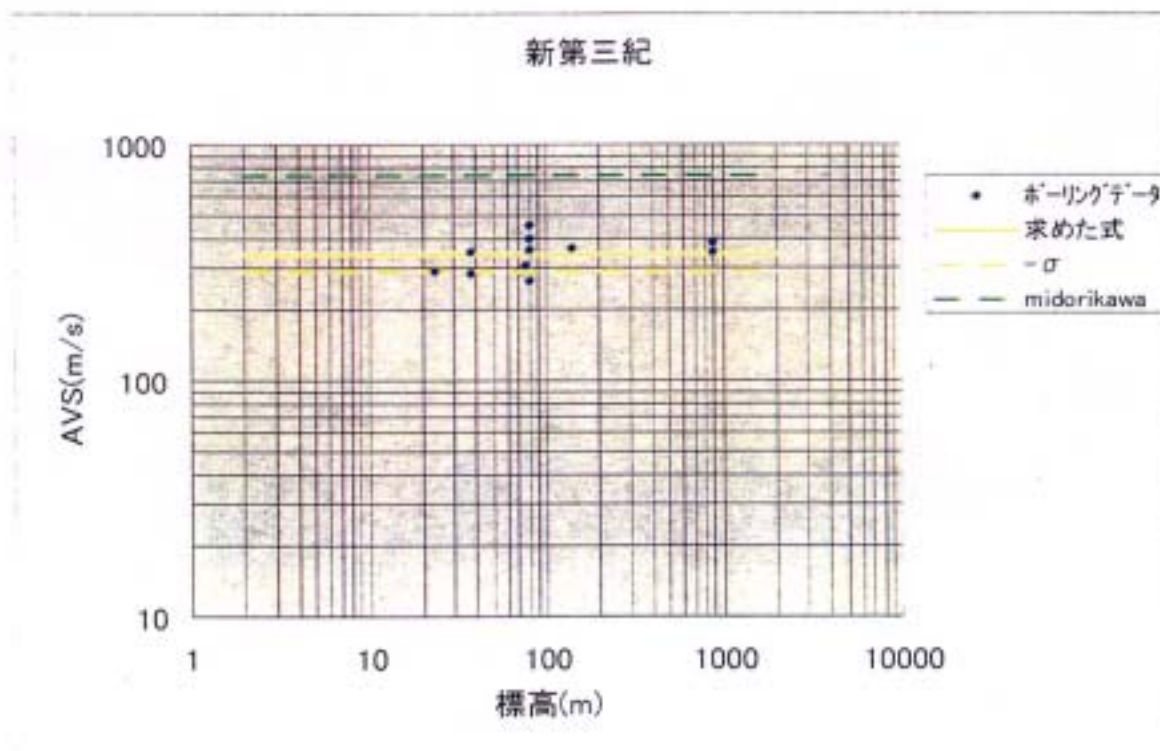
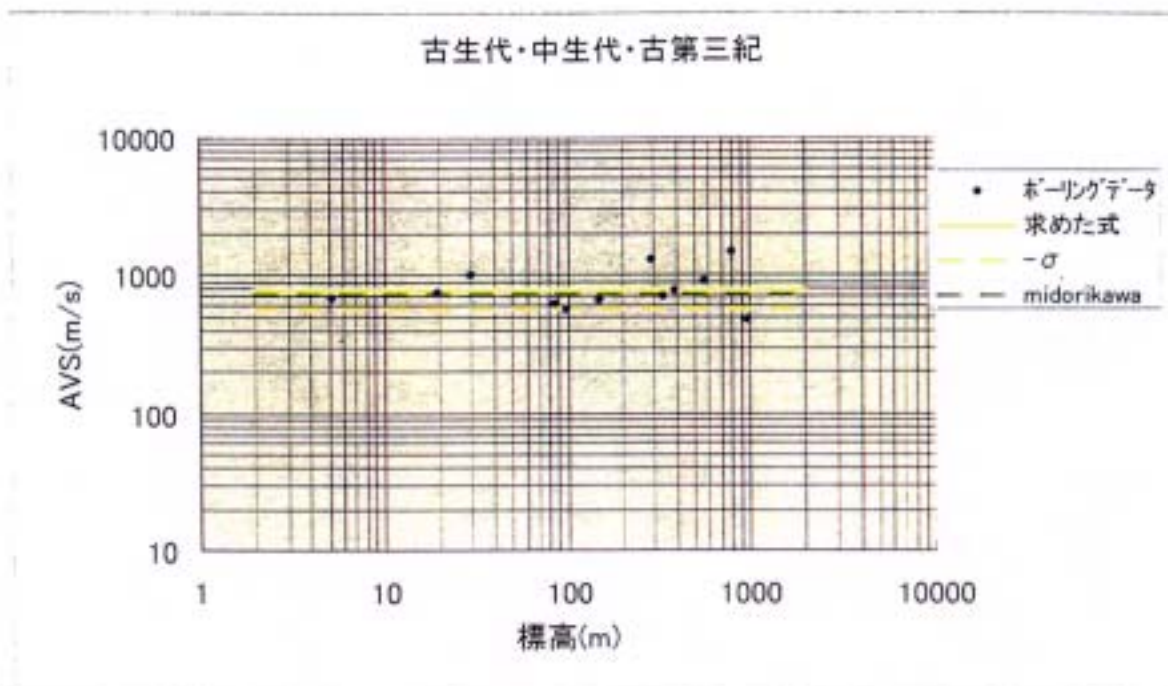


図5-1 各微地形区分ごとの標高と実測平均S波速度のグラフ(その1)  
古生代・中生代・古第三紀、新第三紀

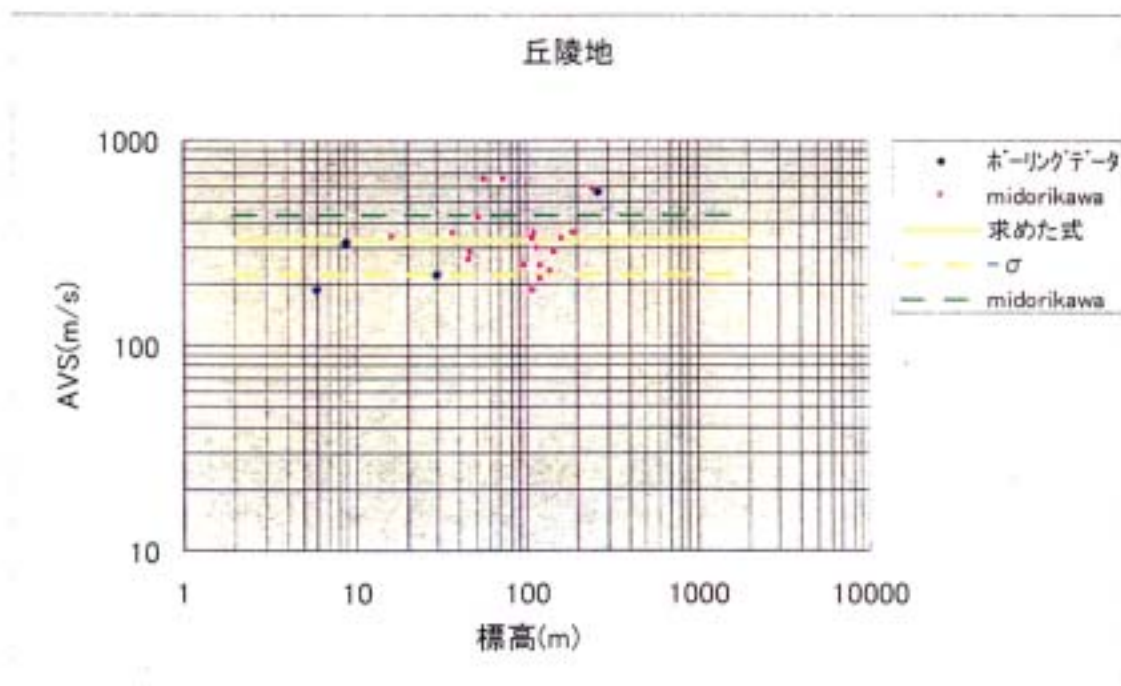
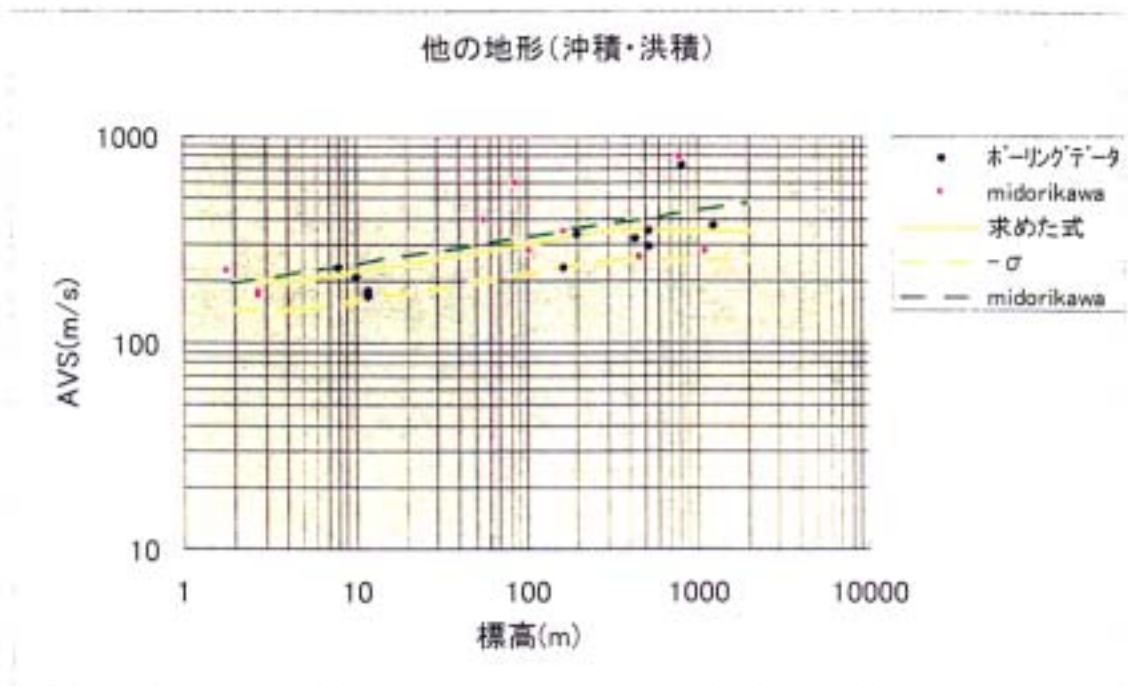


図5-2 各微地形区分ごとの標高と実測平均S波速度のグラフ(その2)  
他の地形、丘陵地



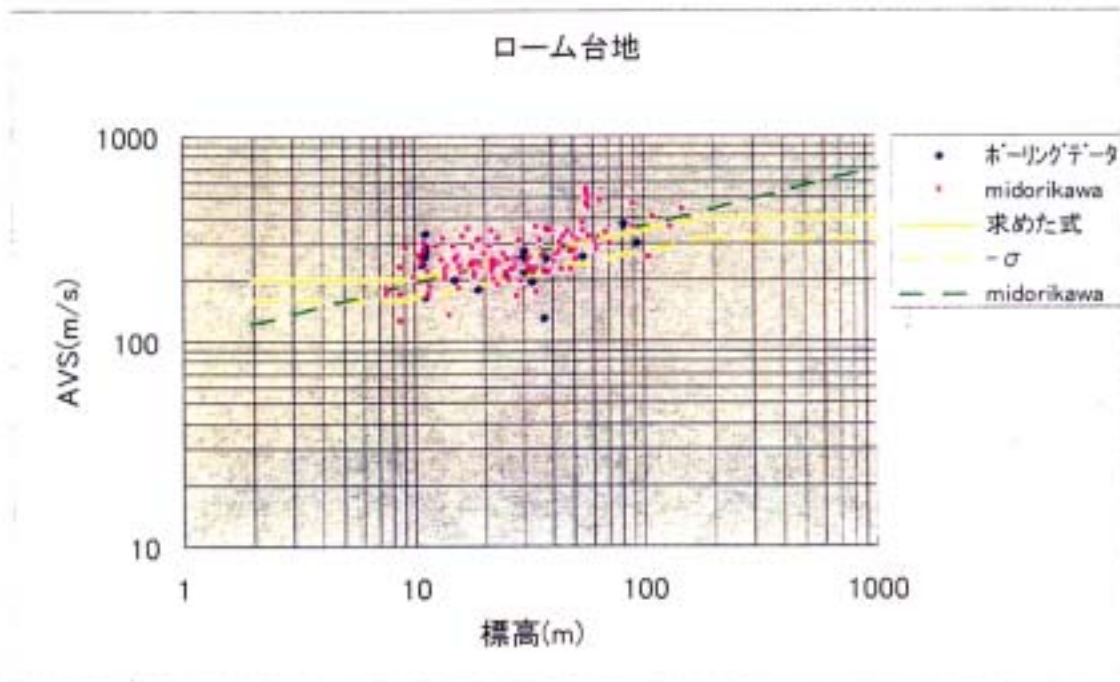
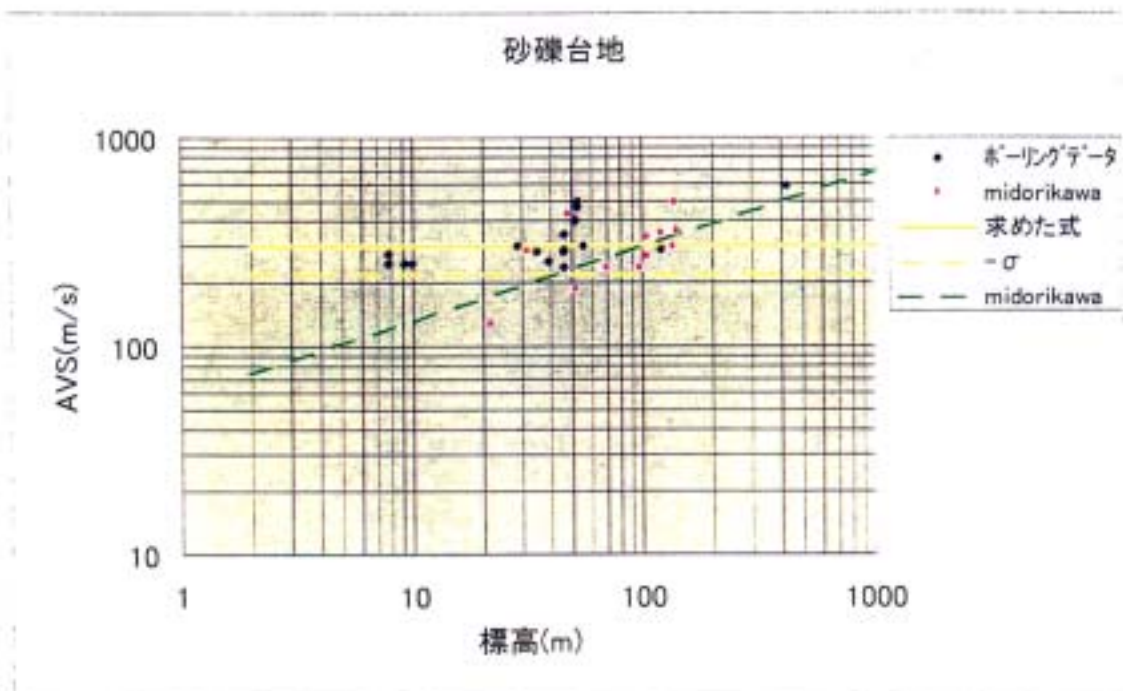


図 5 - 3 各微地形区分ごとの標高と実測平均 S 波速度のグラフ (その 3)  
砂礫台地、ローム台地

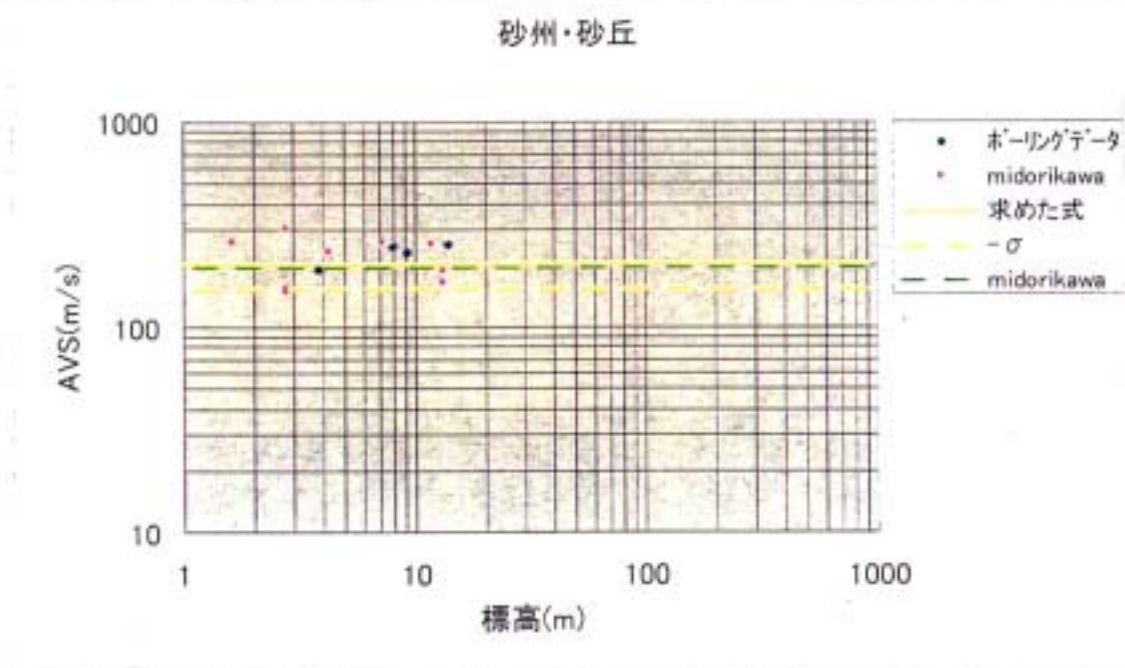
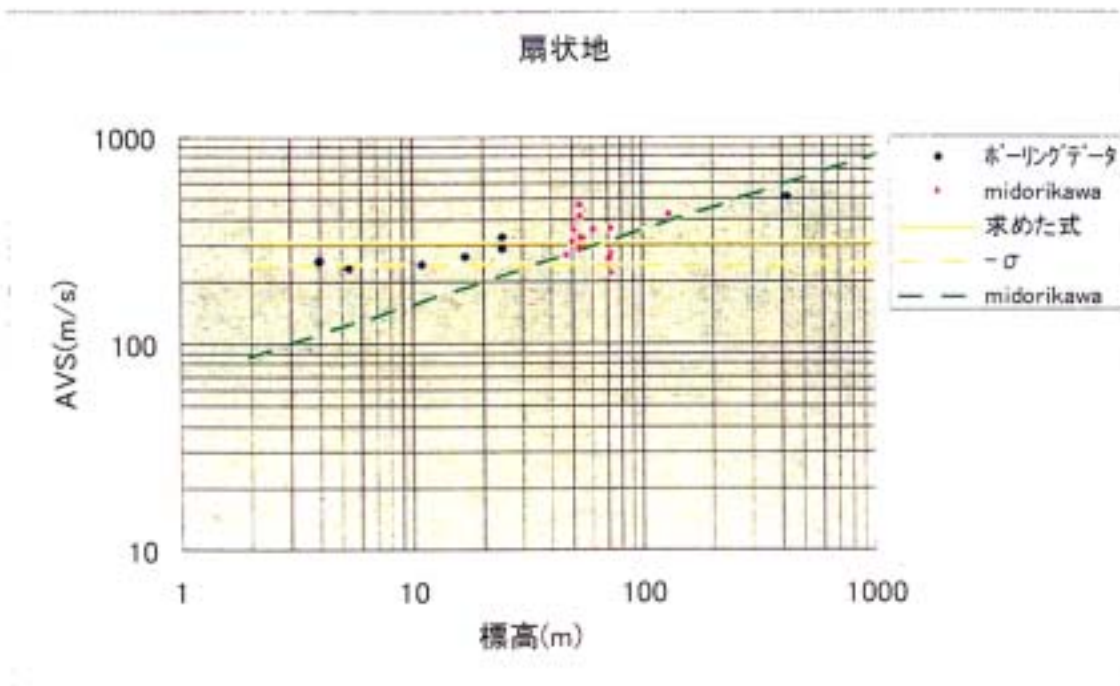


図 5 - 4 各微地形区分ごとの標高と実測平均 S 波速度のグラフ (その 4)  
扇状地、砂州・砂丘

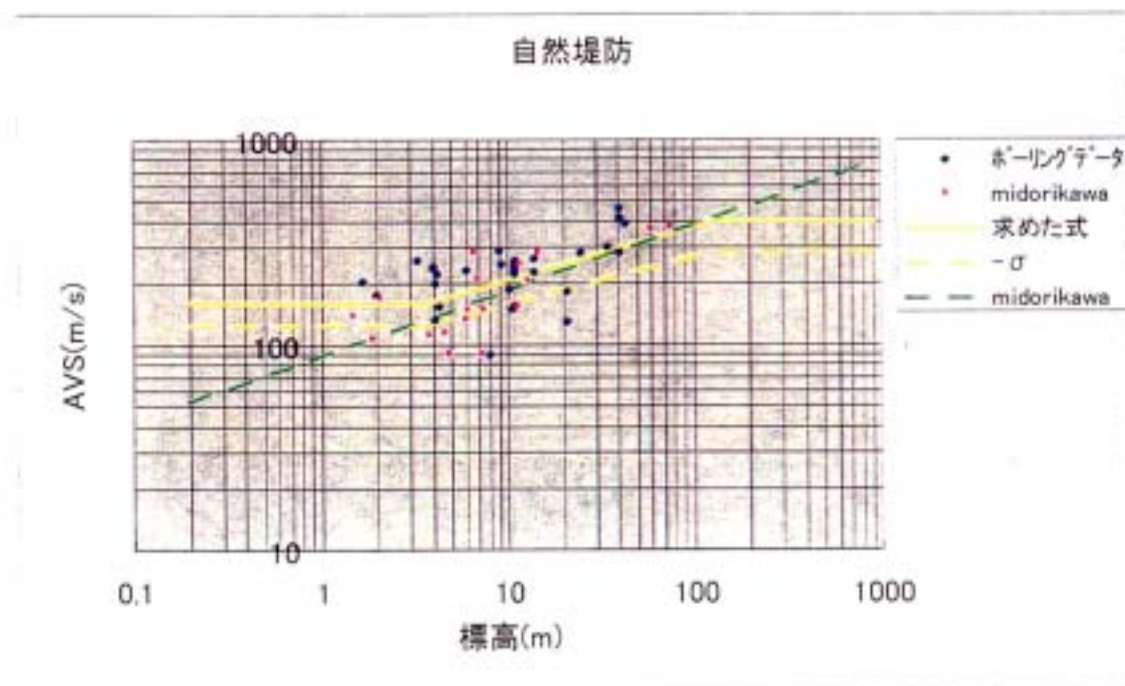
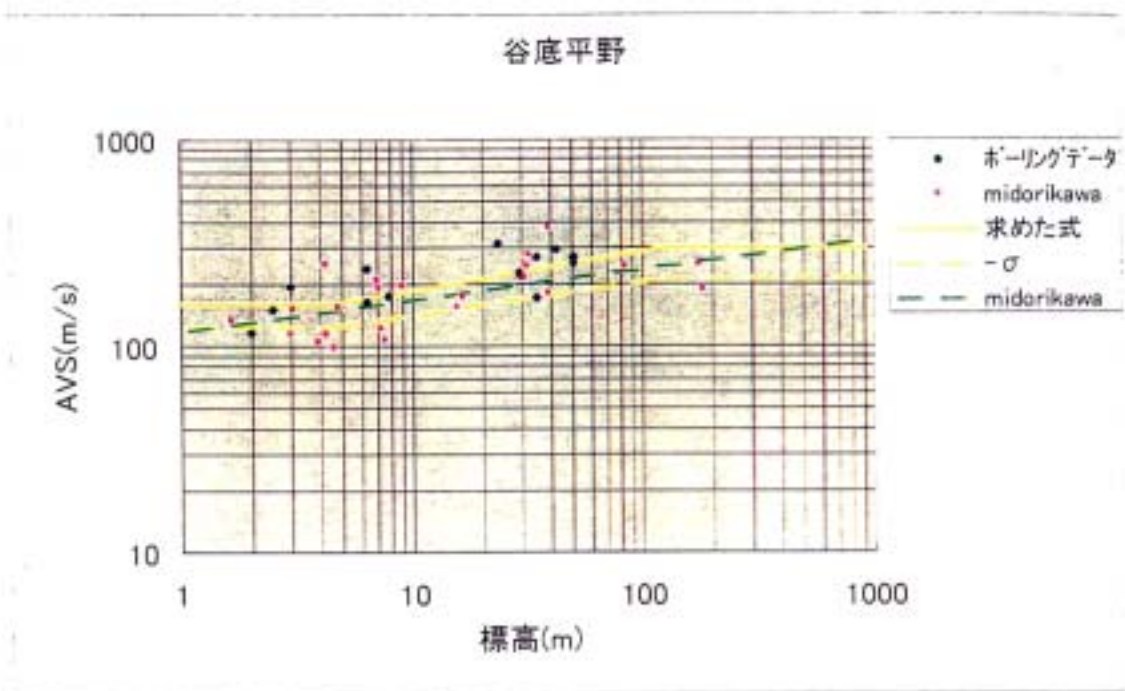
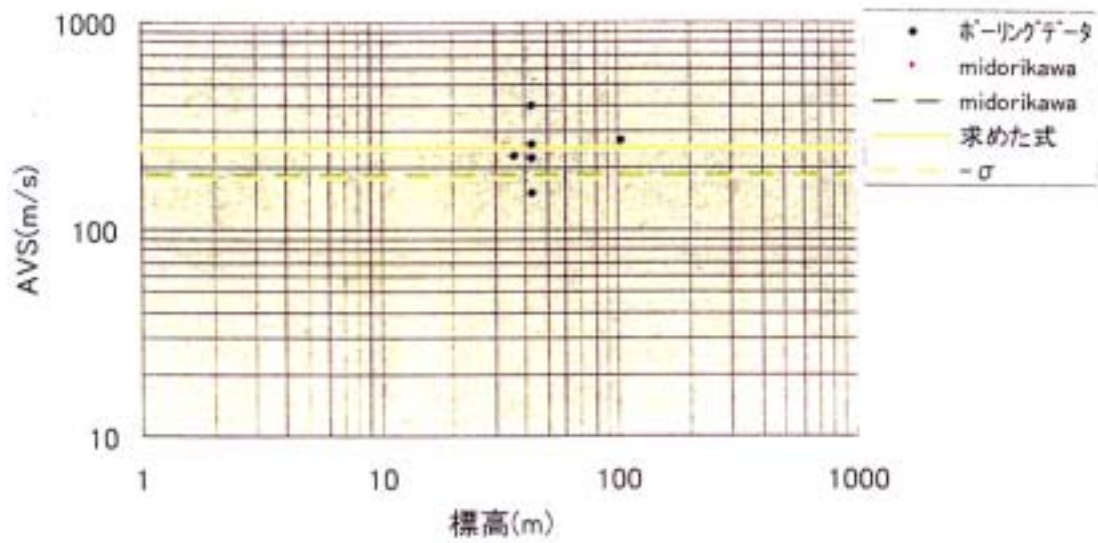


図5-5 各微地形区分ごとの標高と実測平均S波速度のグラフ（その5）  
谷底平野、自然堤防

人工改変地



埋立地

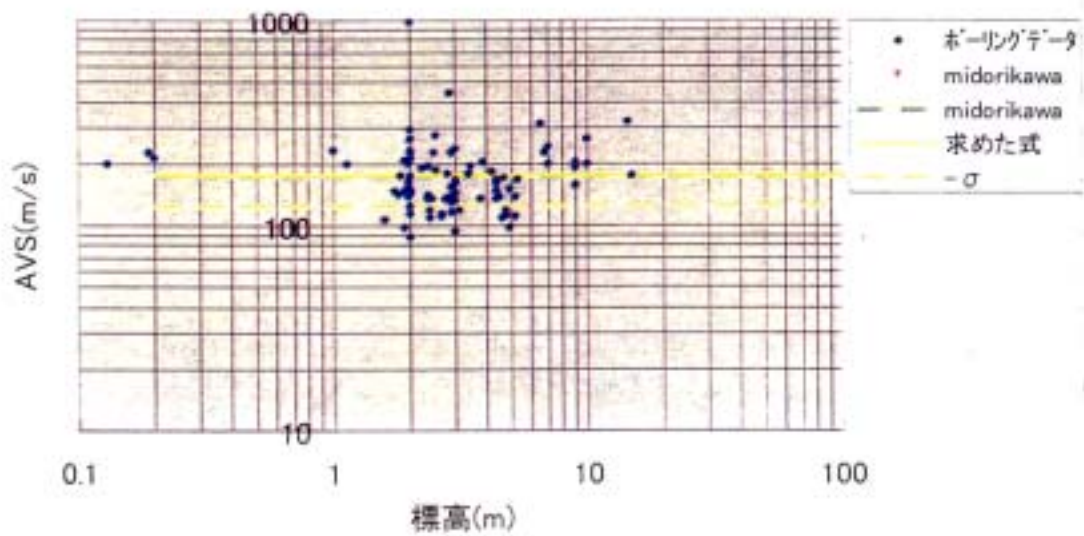


図5-6 各微地形区分ごとの標高と実測平均S波速度のグラフ (その6)  
人工改変地、埋立地

デルタ・後背湿地

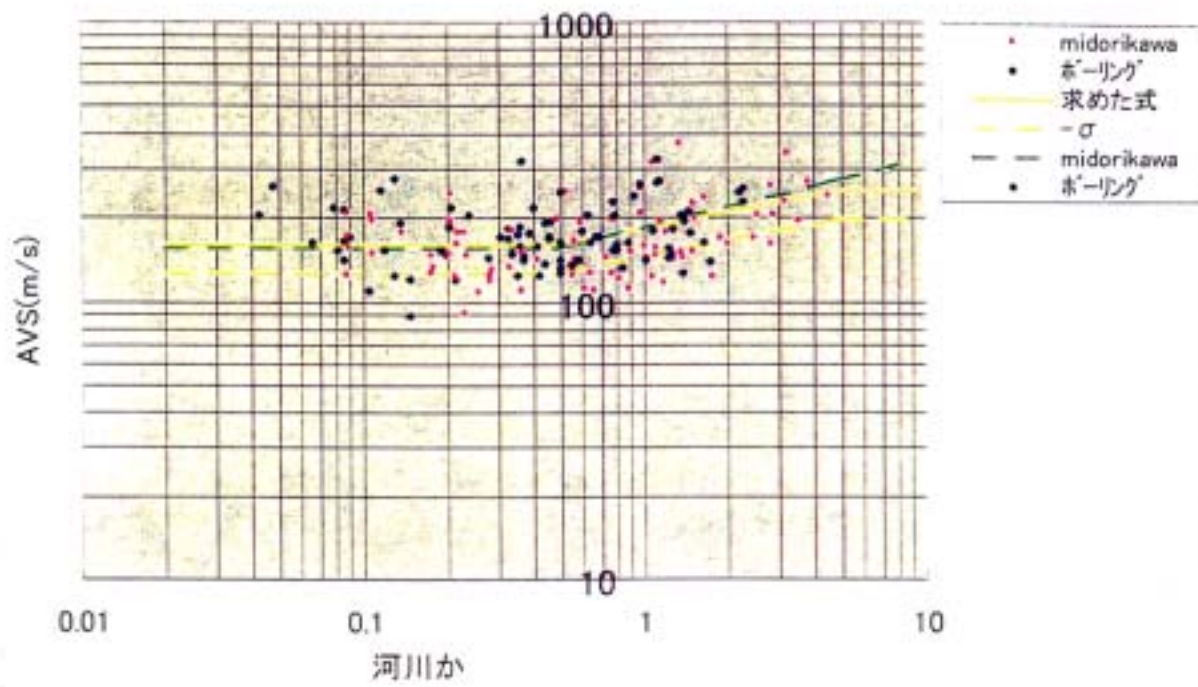
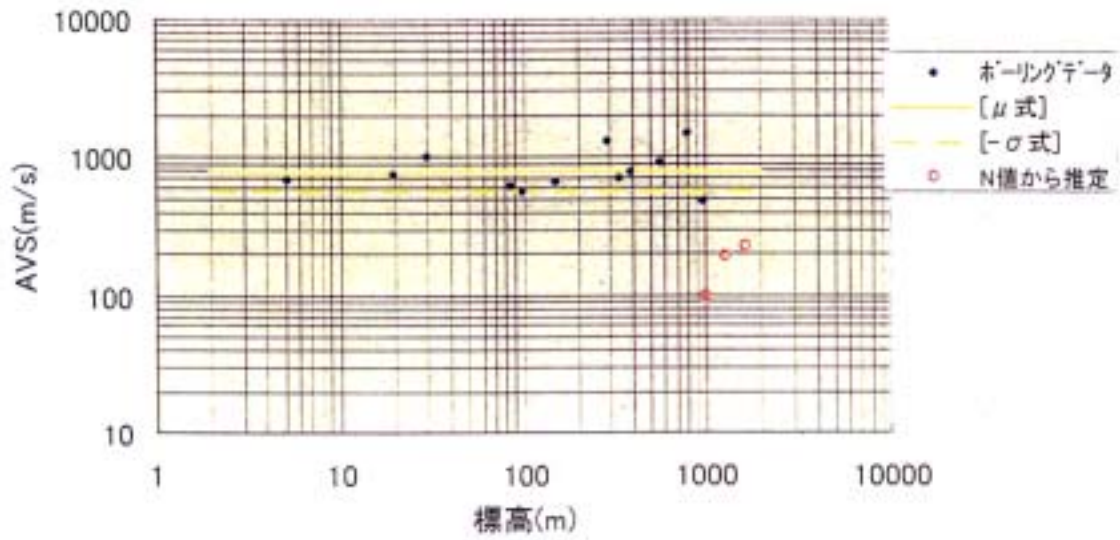


図 5 - 7 各微地形区分ごとの主要河川からの距離と実測平均 S 波速度のグラフ (その 7) デルタ・後背湿地

古生代・中生代・古第三紀



新第三紀

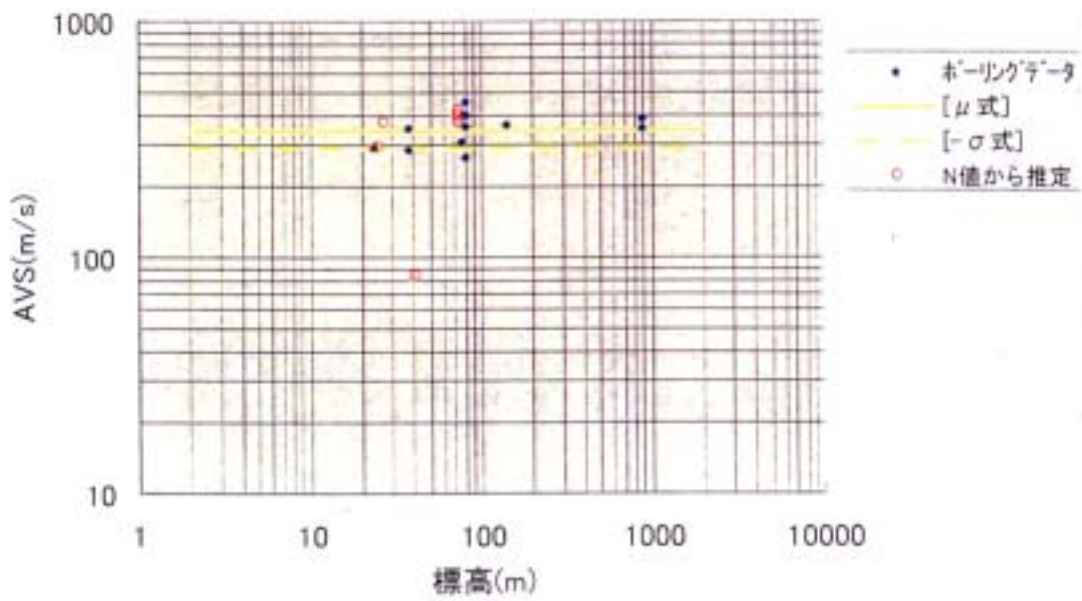
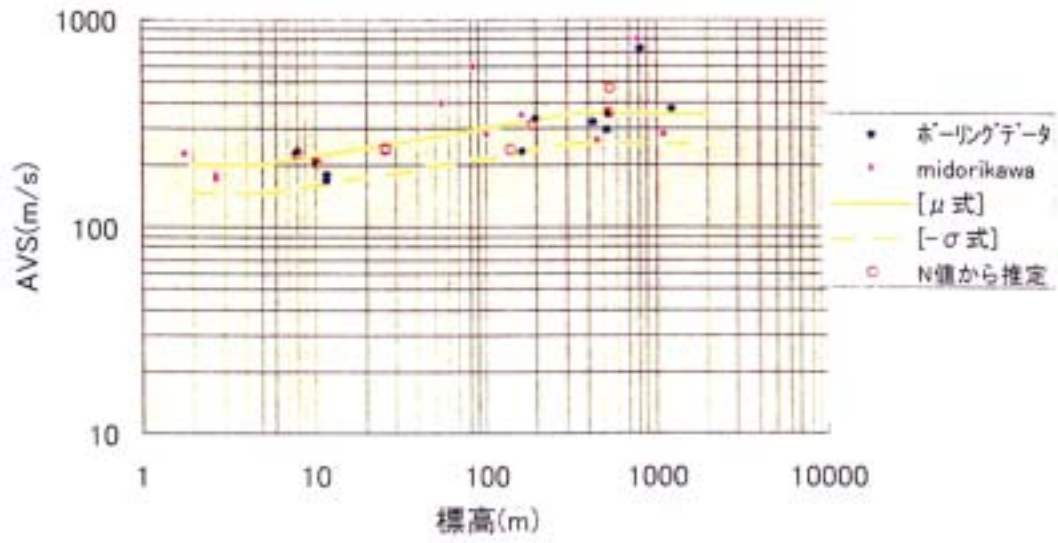


図 6-1 (1) 平均 S 波速度と標高の関係 (その 1) 古生代・中生代・古第三紀、新第三紀  
(S 波速度を N 値より推定したデータを含む)

他の地形(沖積・洪積)



丘陵地

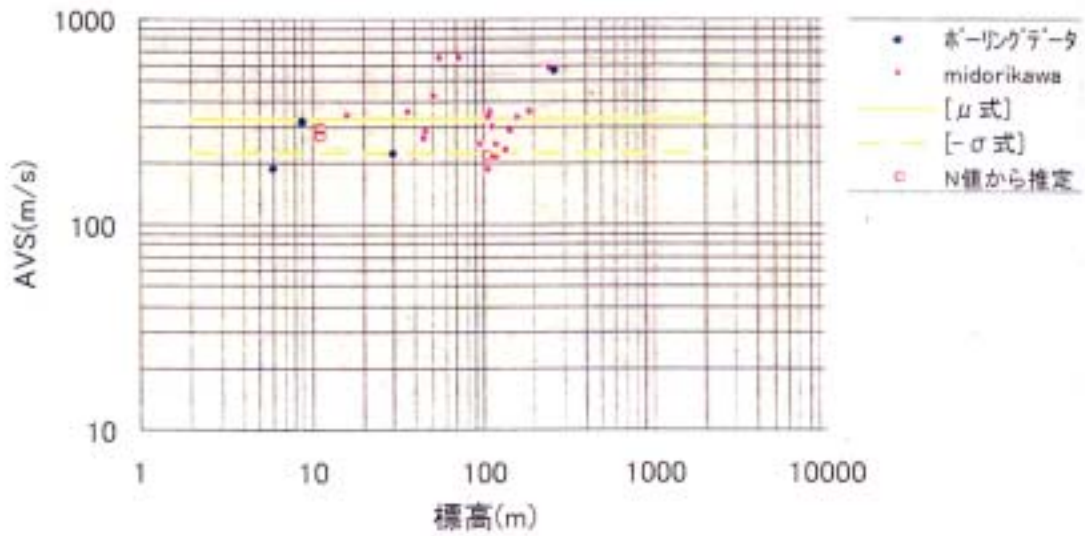


図 6-1 (2) 平均 S 波速度と標高の関係(その 2) 他の地形、丘陵地  
(S 波速度を N 値より推定したデータを含む)

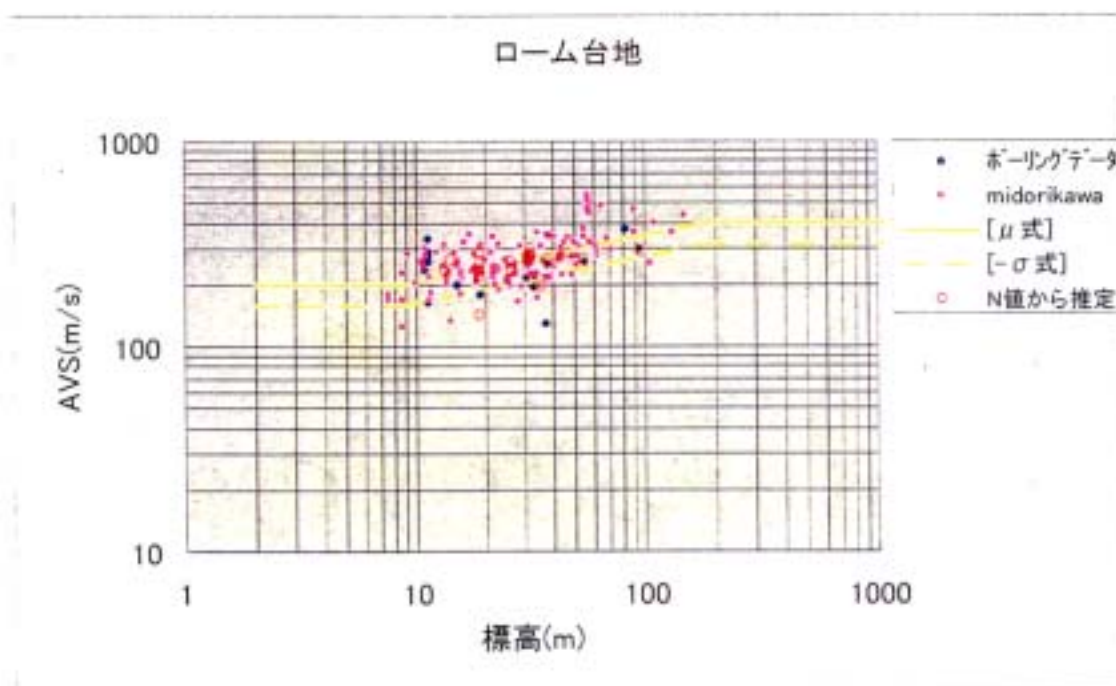
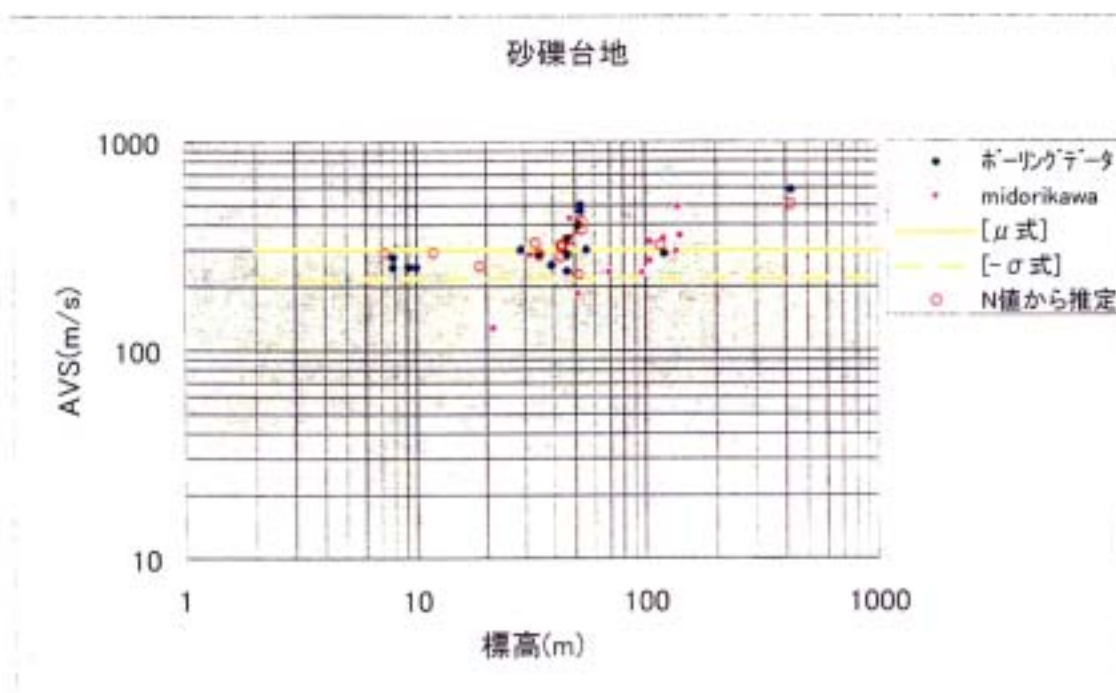


図 6-1 (3) 平均 S 波速度と標高の関係 (その 3) 砂礫台地、ローム台地  
(S 波速度を N 値より推定したデータを含む)



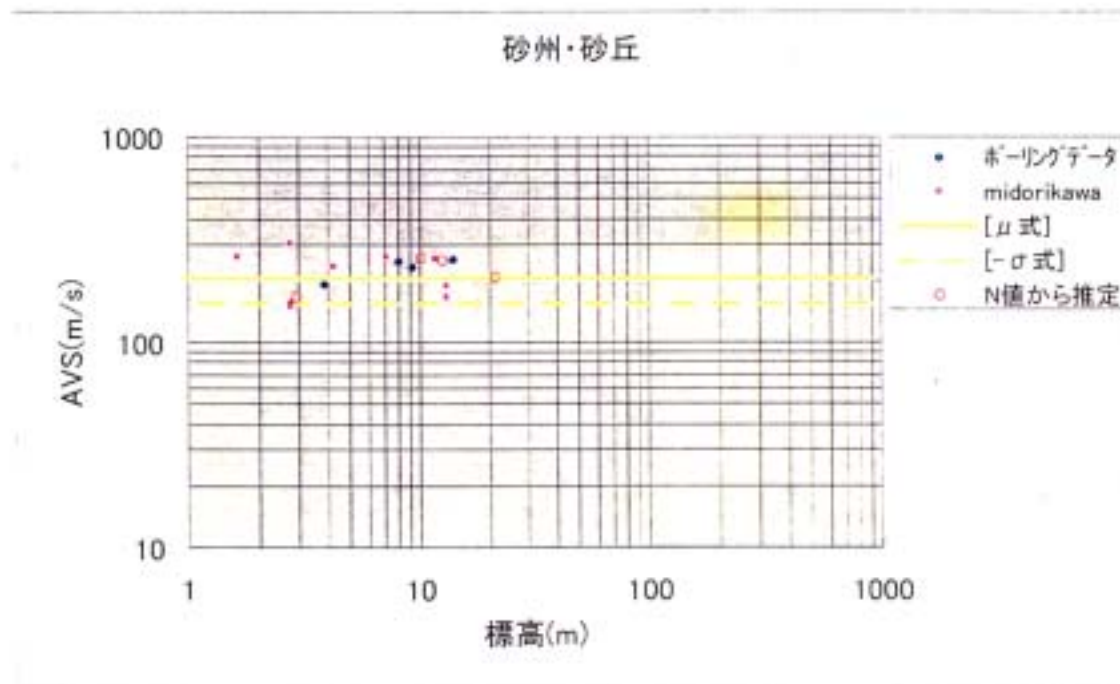
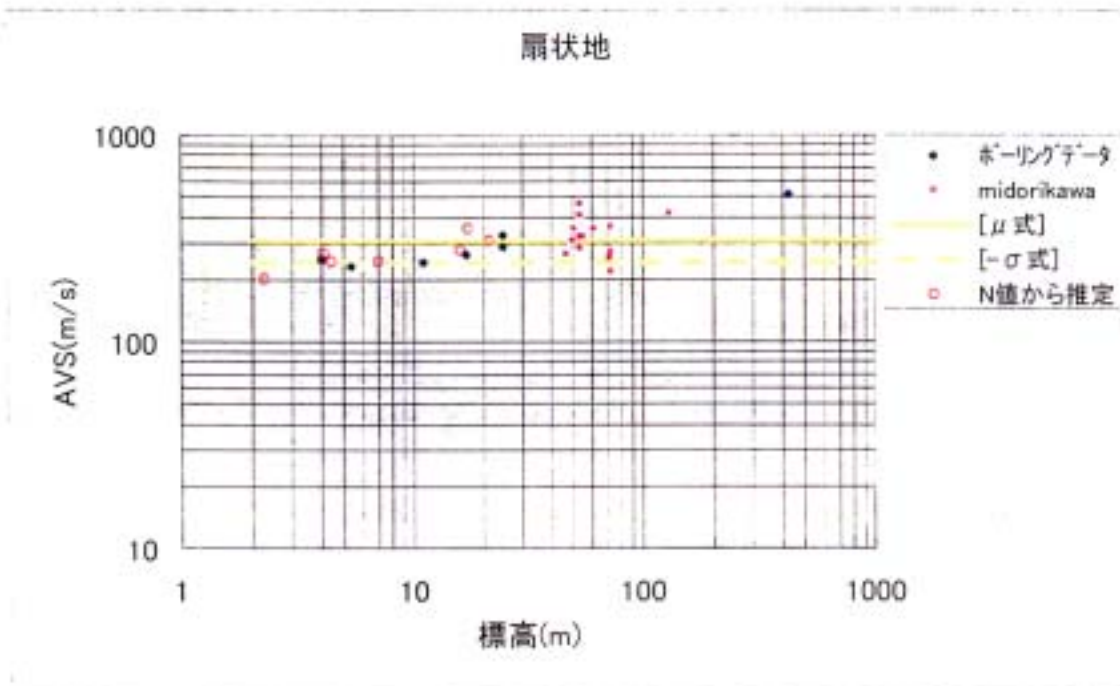


図 6-1 (4) 平均 S 波速度と標高の関係 (その 4) 扇状地、砂州・砂丘  
(S 波速度を N 値より推定したデータを含む)

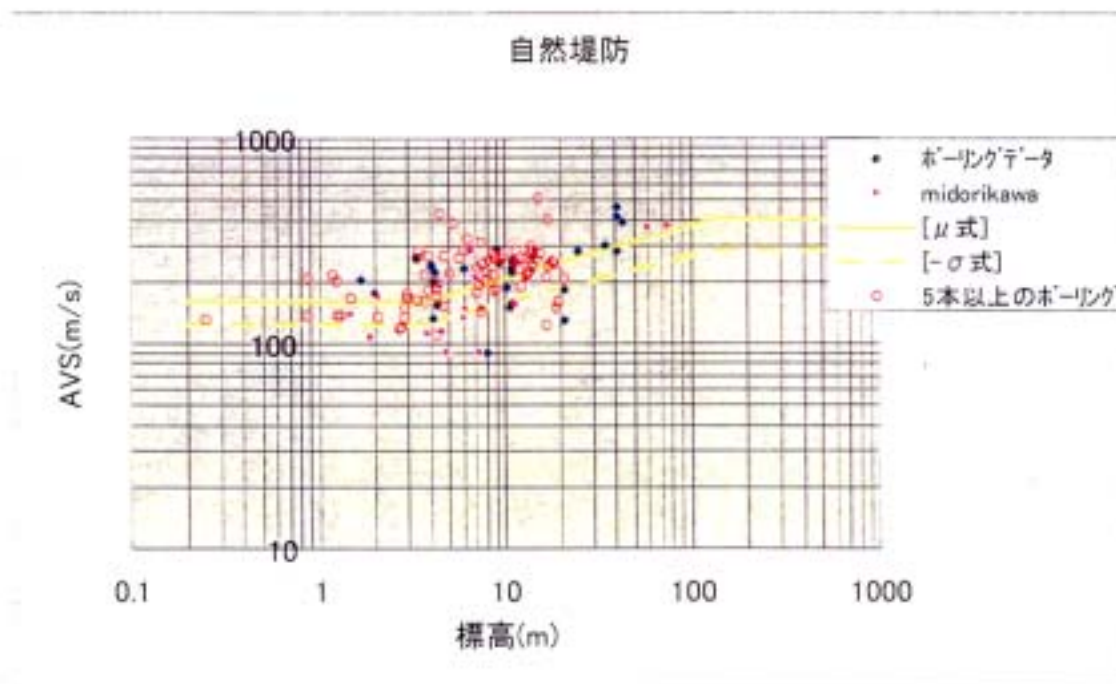
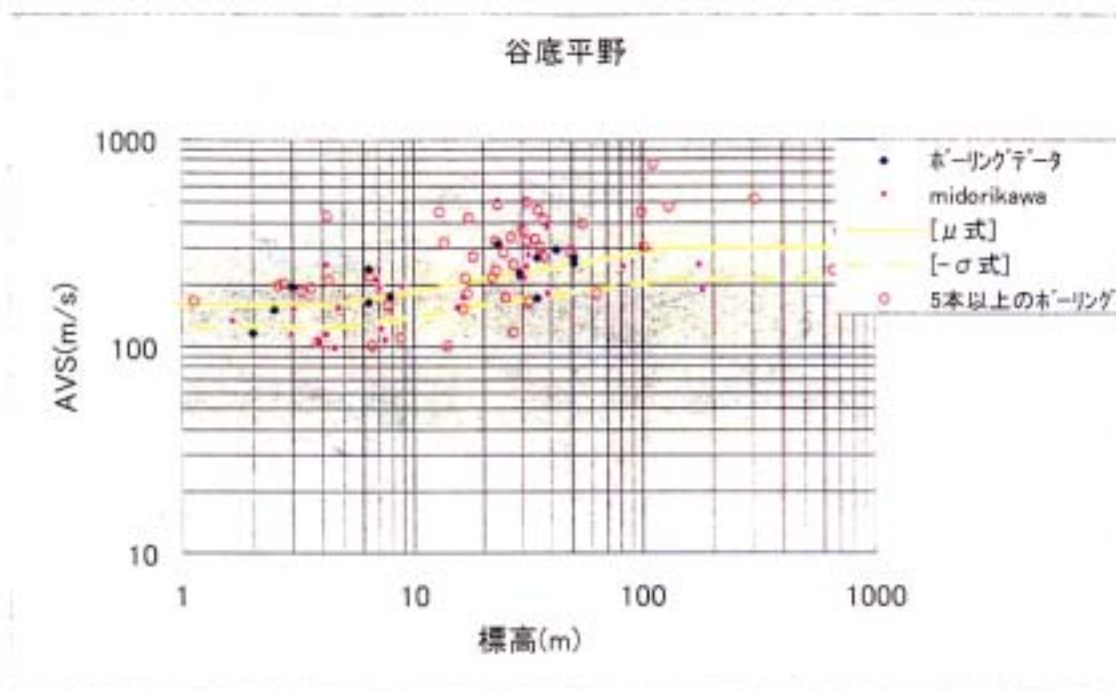


図 6-1 (5) 平均S波速度と標高の関係 (その5) 谷底平野、自然堤防  
(S波速度をN値より推定したデータを含む)

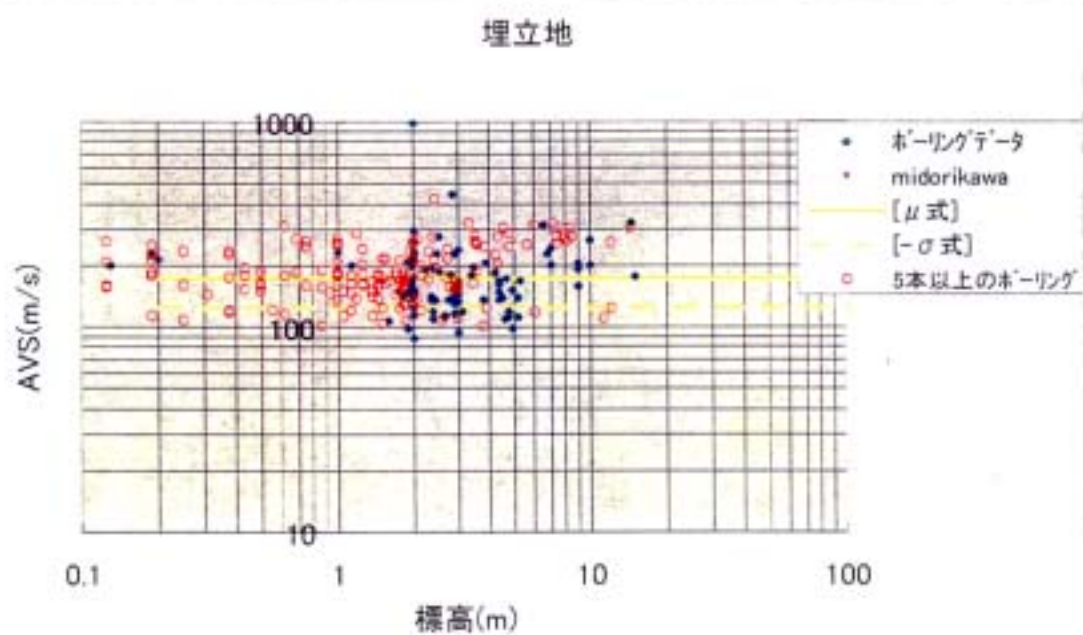
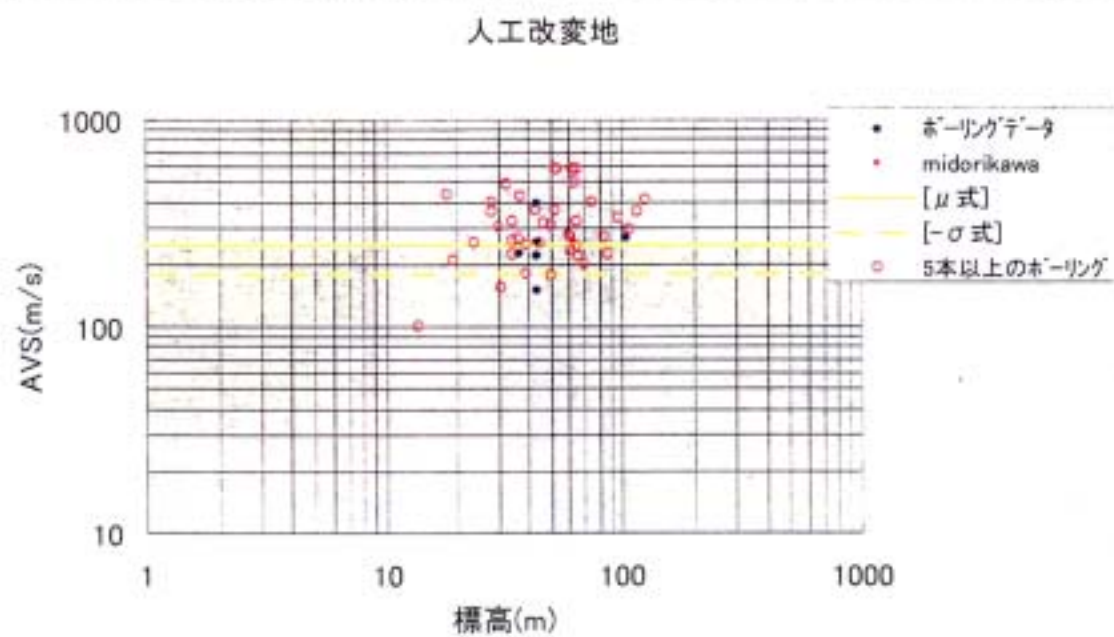


図 6 -1 (6) 平均 S 波速度と標高の関係 (その 6) 人工改変地、埋立地  
(S 波速度を N 値より推定したデータを含む)

デルタ・後背湿地

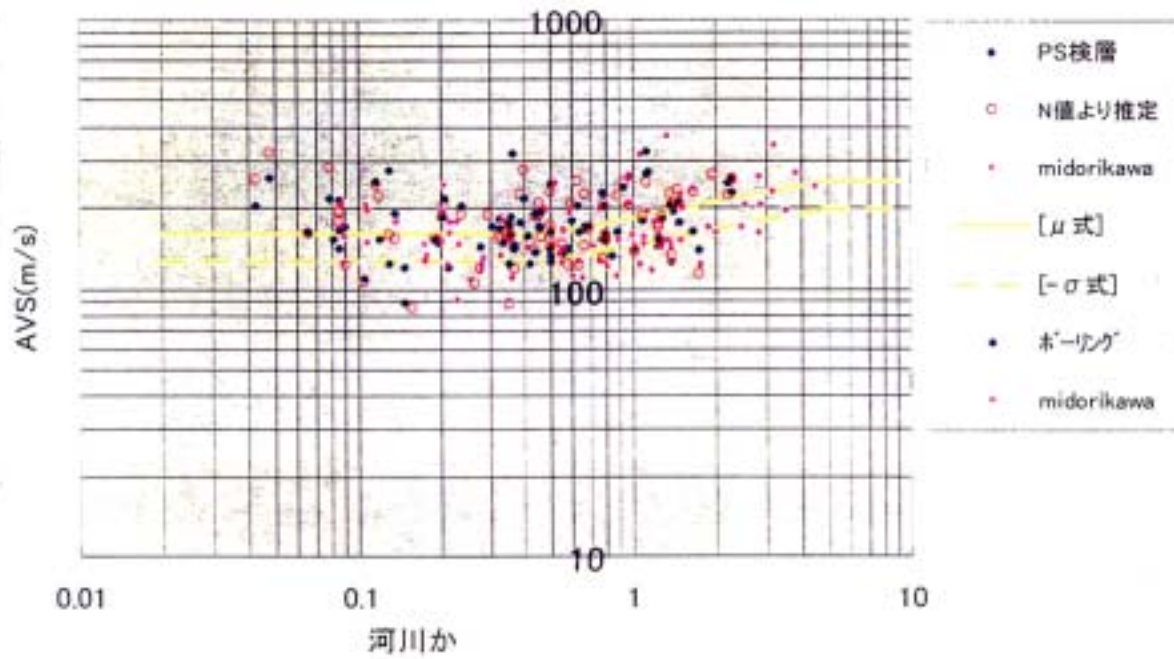


図 6-1 (7) 平均S波速度と主要河川からの距離の関係 (その7) デルタ・後背湿地 (S波速度をN値より推定したデータを含む)

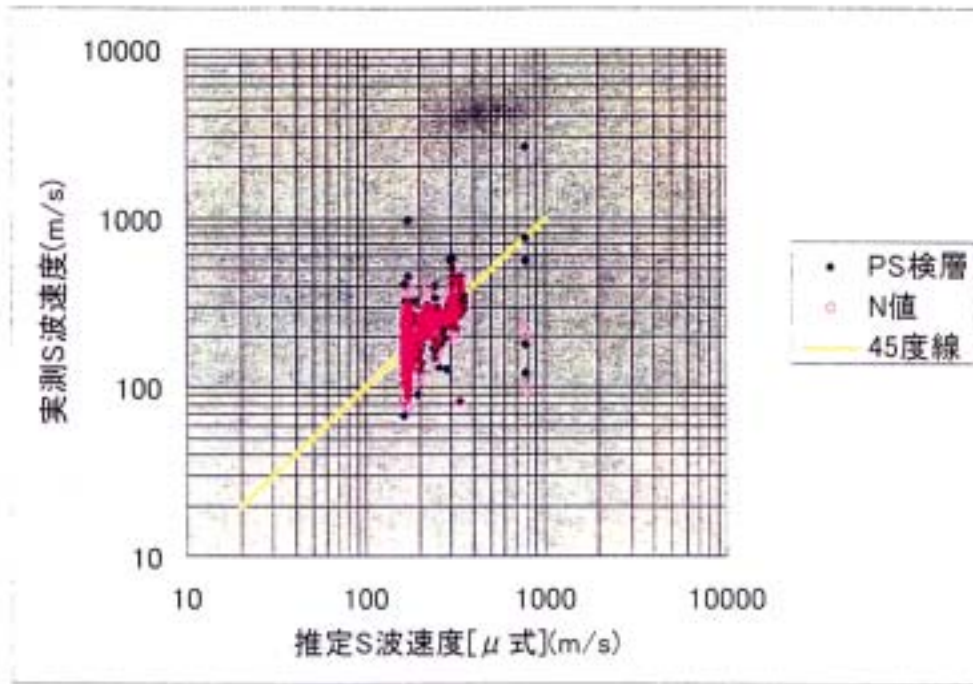


図 6-2 ホーリングデータの実測 S 波速度と  $\mu$  式で推定した平均 S 波速度の関係

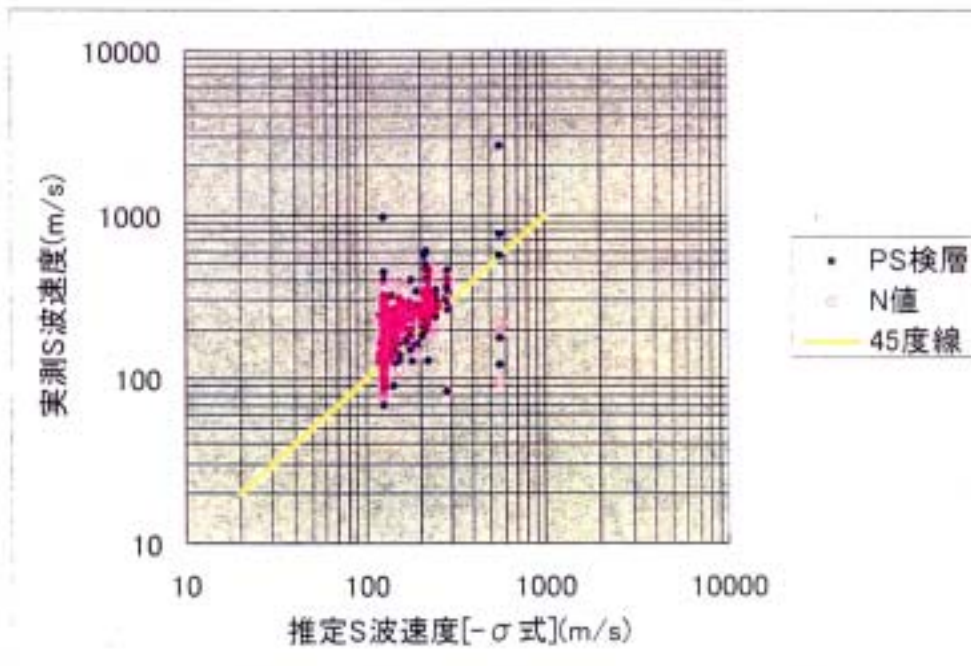
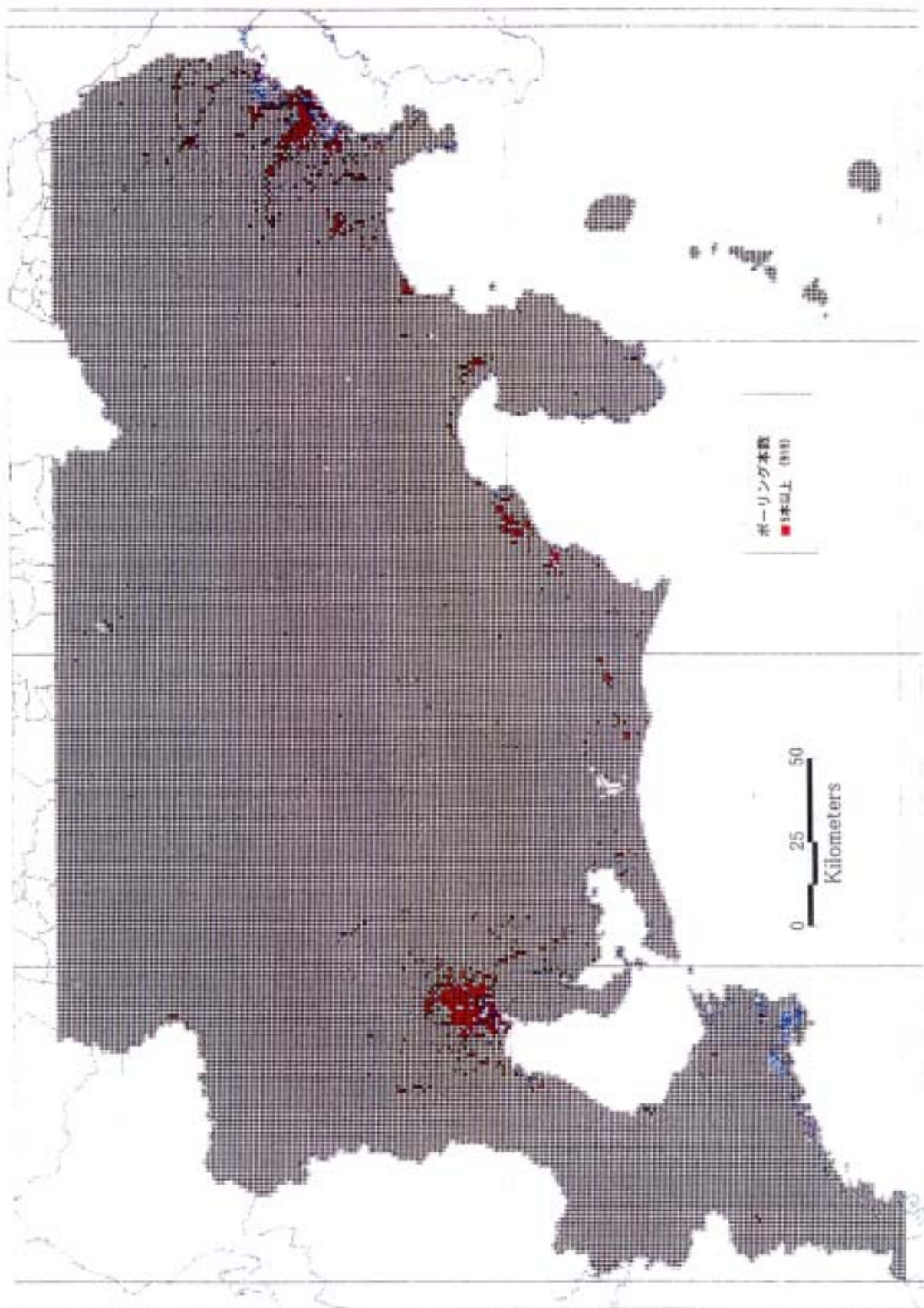


図 6-3 ホーリングデータの実測 S 波速度と  $-\sigma$  式で推定した平均 S 波速度の関係



図ク-1 30m超のポージングが5本以上あるメッシュの分布

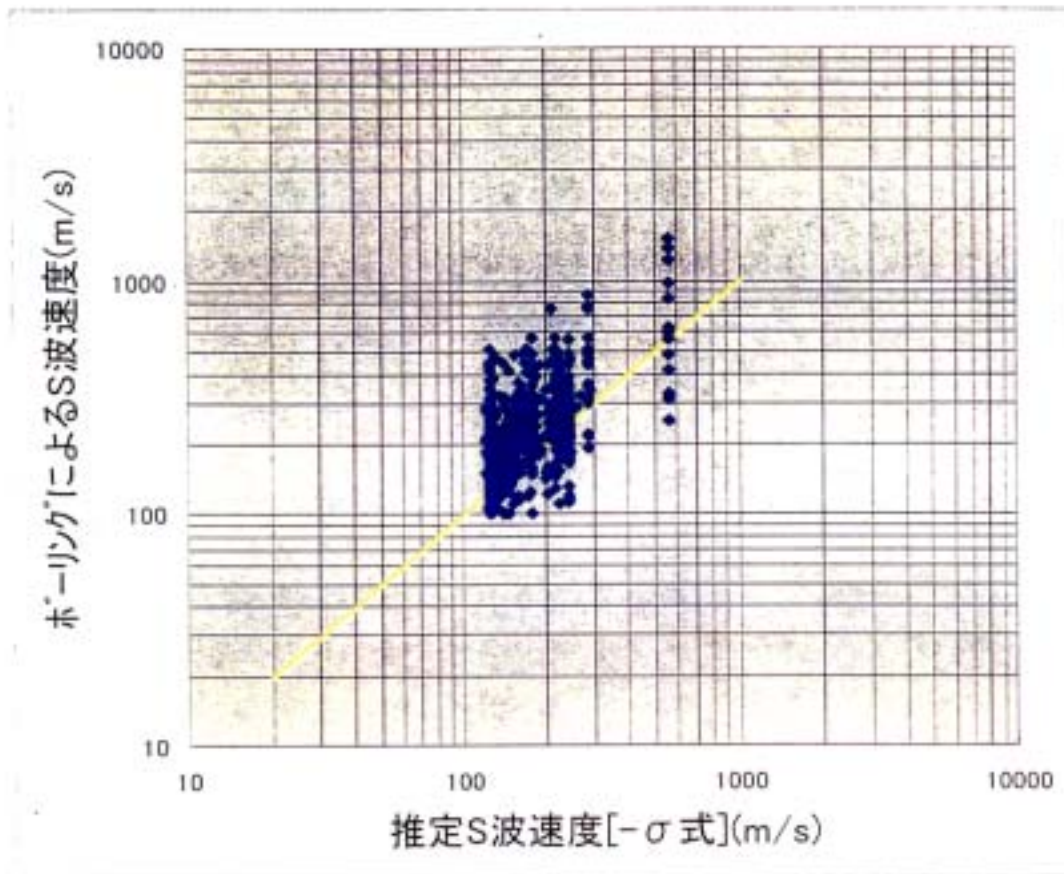


図7-2 掘進長30mを超えるボーリングがあるメッシュでボーリングデータを採用したS波速度と対応する-σ式によるS波速度

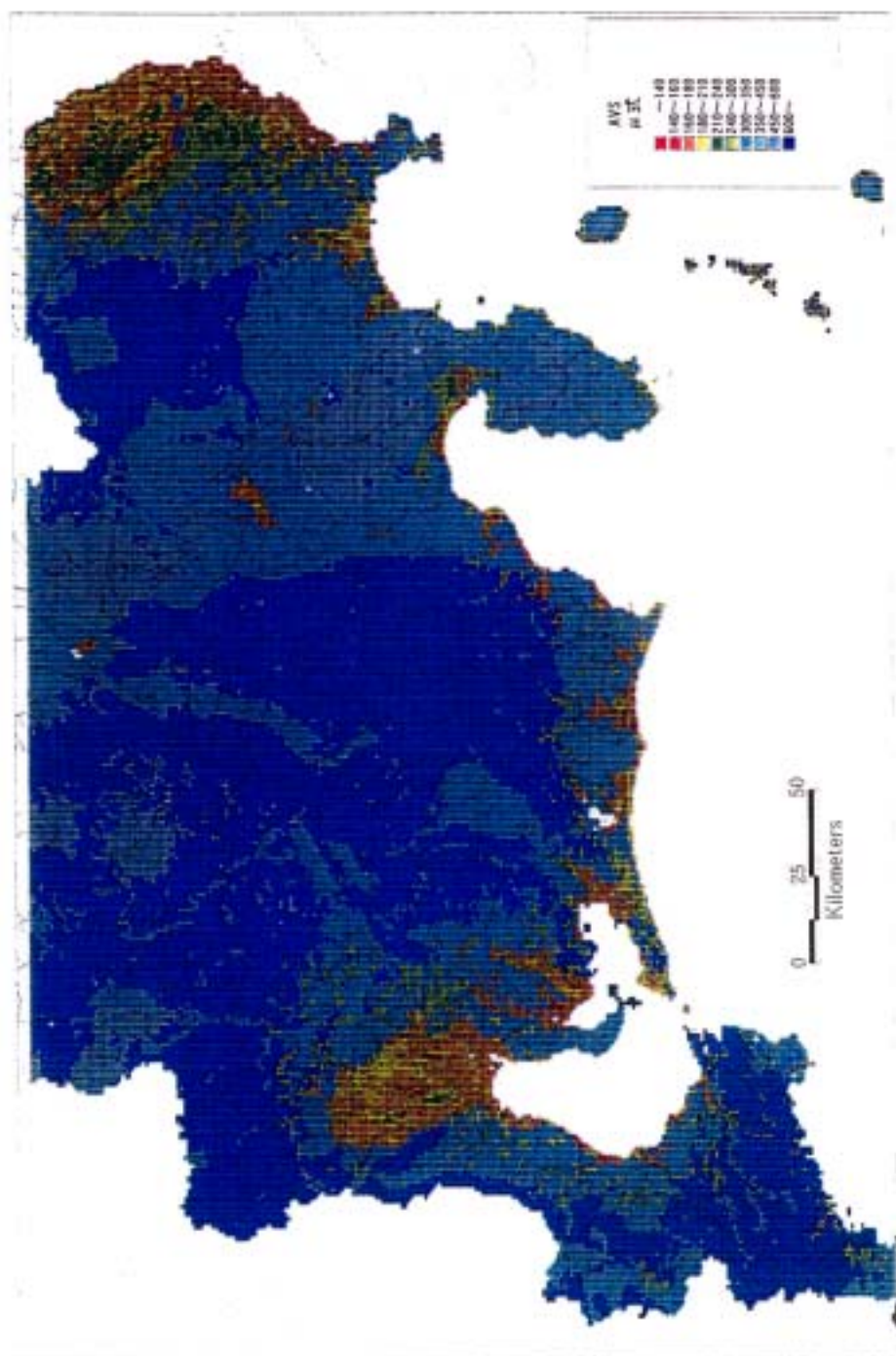


図 8 μ式のみで推定される速度分布図



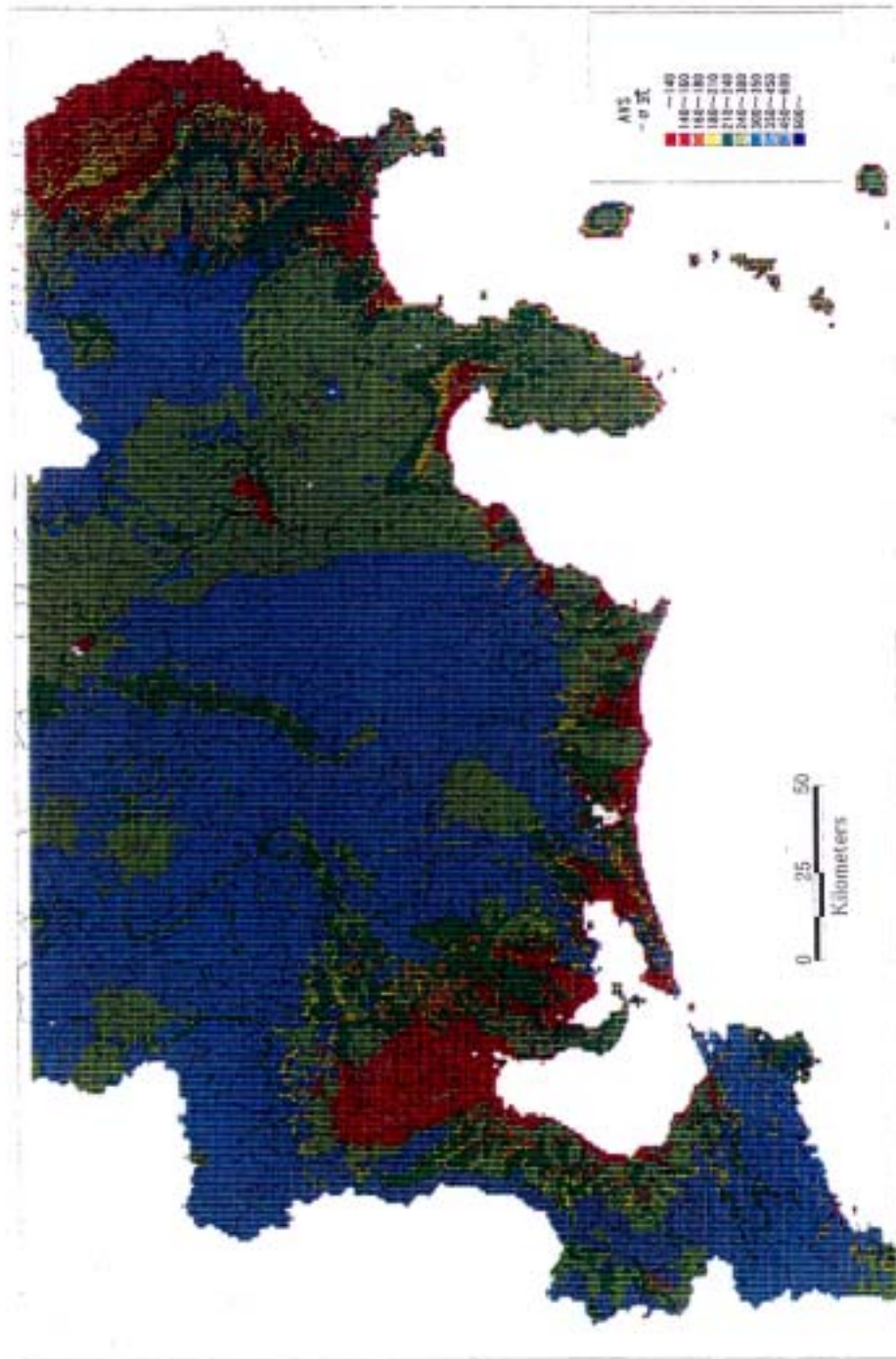


図 9 一〇式のみから推定される速度分布図

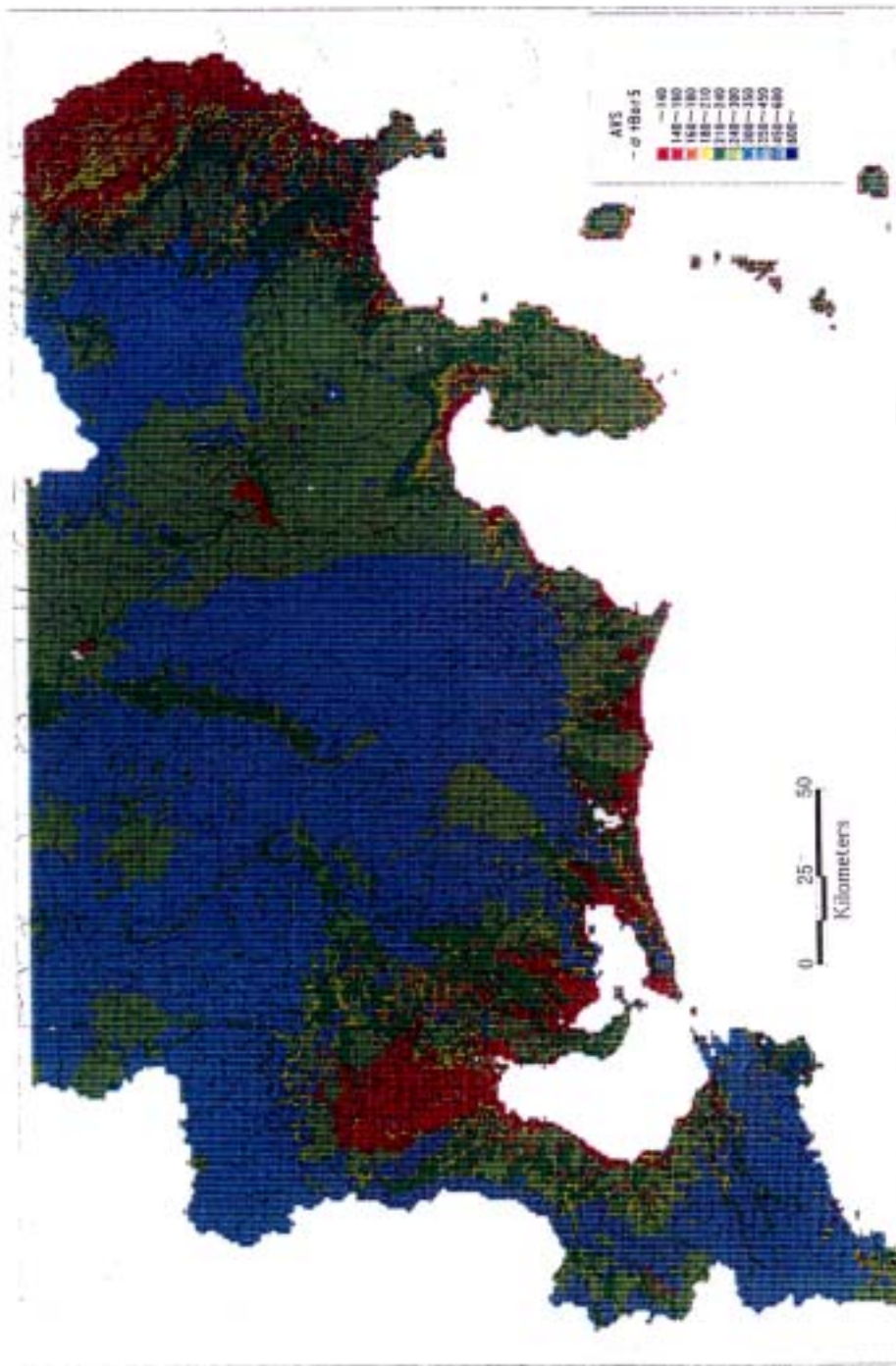


図 10 図 9 でボーリングデータを活用した地点をその速度に置き換えた速度分布図

## 経験的手法による想定東海地震の震度分布の推定

### 1. はじめに

想定地震による地震動の強さを経験的に予測する方式として、地震動の強さの距離減衰に関する経験式が数多く提案されている。これら経験式は、数値計算により地震波形を直接的に求める方式に比べ、断層破壊過程や地震波形の伝播特性等を、地震規模や震源からの距離等の単純なパラメータで表現しているため、個々の地震による違いを表現することが困難である反面、容易に、どのような地震動の強さになるかを大局的に把握できる利点がある。経験的手法においても、近年、断層タイプ、震源の深さ、断層破壊が進行する方向からの方位等による地震動の影響、震源域及びその近傍での強震動等を表現する研究が行われているところである。

ここでは、想定東海地震による大局的な地震動の強さの分布を把握するため、経験的手法として広く利用されている司・翠川(1999a)による手法をもとに経験的に震度を予測する方式について検討する。

### 2. 想定東海地震に適用する距離減衰式

経験的手法による震度の予測には、最大加速度と最大速度のいずれかを要素として計算する方式があるが、最大速度は、最大速度に比べ地盤構造による非線形性の影響が少ないことから、最大速度による方式が利用されていることが多い。司・翠川(1999a)も両方の方式を示しているが、ここでは、速度による方式を用いる。

想定東海地震は海溝型の地震で、司・翠川(1999a)によると、この場合の最大速度の距離減衰式は、次式で示される。

$$\text{Log PGV}_{600} = 0.58 \cdot \text{Mw} + 0.0038 \cdot \text{Dep} - 1.31 \\ - \text{Log} (X + 0.0028 \cdot 10^{0.50\text{Mw}}) - 0.002 \cdot X \quad \dots \textcircled{1}$$

ここで、 $\text{PGV}_{600}$  : S波速度 600m/s の基準地盤上の最大速度  
 $\text{Mw}$  : モーメントマグニチュード  
 $\text{Dep}$  : 震源の深さ (km)  
 $X$  : 断層最短距離 (km)

この式の右辺の最終項は、粘性減衰(Q)を表すもので、係数 0.002 はQ150 程度に相当するものである。想定東海地震の検討領域においてはQ100 程度であることが推定されている。最終項の係数は、Q100 程度の場合は、0.0027~0.0028 程度であり、この係数を 0.0027 としたものを②式とする。

$$\begin{aligned} \text{Log PGV}_{600} = & 0.58 \cdot \text{Mw} + 0.0038 \cdot \text{Dep} - 1.31 \\ & - \text{Log}(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50\text{Mw}}) - 0.0027 \cdot X \quad \dots \text{②} \end{aligned}$$

### 3. 破壊伝播の方向による方位依存性を考慮した距離減衰式

最大速度の分布は、破壊伝播の方向に大きく、その逆方向には小さいことが知られており、数値シミュレーションからもこのことが確認されている。

翠川(1991)は、1985年チリ地震では、破壊伝播方向はその逆方向に比べ、最大速度の対数でみて、0.17大きいことを示した。また、司・翠川(1999b)は、傾斜角90°の横ずれ断層の数値シミュレーションによる最大速度と経験式による最大速度の比の対数を比べ、破壊の進行方向に震源距離と方位により異なるが、0.1~0.4程度大きくなることを示した。

破壊伝播の方向の影響を検討するにあたっては、最大速度の対数に対する影響をdとすると、その影響を反映する方法として次の3つ方式が考えられる。

#### (1) 距離減衰式に対し破壊伝播の順方向のみの影響を考慮

翠川(1991)と同様、距離減衰式に対して、破壊伝播の順方向にdを加算する。

$$\text{伝播順方向： } \text{Log PGV}_{600} \leftarrow \text{Log PGV}_{600} + d$$

$$\text{伝播逆方向： } \text{Log PGV}_{600} \leftarrow \text{Log PGV}_{600}$$

#### (2) 距離減衰式に対し破壊伝播の順方向及び逆方向のそれぞれへの影響を考慮

距離減衰式に対する破壊伝播の影響を、順方向にd/2加算、逆方向にd/2減じる。

$$\text{伝播順方向： } \text{Log PGV}_{600} \leftarrow \text{Log PGV}_{600} + d/2$$

$$\text{伝播逆方向： } \text{Log PGV}_{600} \leftarrow \text{Log PGV}_{600} - d/2$$

#### (3) 距離減衰式に対し破壊伝播の逆方向のみへの影響を考慮

距離減衰に対する破壊伝播の影響として、逆方向にdを減じる。

$$\text{伝播順方向： } \text{Log PGV}_{600} \leftarrow \text{Log PGV}_{600}$$

$$\text{伝播逆方向： } \text{Log PGV}_{600} \leftarrow \text{Log PGV}_{600} - d$$

司・翠川(1999)の式は、dを意識せずに作成されたもので、順方向及び逆方向の比較的中間的なところに適合している式である。したがって、(1)の方式では順方向の、(3)の方式では逆方向の最大速度が過大評価となり、②式に対する破壊方向の影響の考慮には、(2)の方式が適切と考える。

破壊伝播の影響の程度(dの値)については、チリ地震が想定東海地震と類似の低角逆断層の地震であることから、チリ地震の値が参考になるものの、チリ地震は破壊伝播の影響が強く見られた典型的な地震である。破壊伝播の方向の影響については、チリ地震の影響よりやや小さな値、d=0.15とした(2)の方式による式を次に示す。

$$\begin{aligned} \text{Log PGV}_{600} = & 0.58 \cdot \text{Mw} + 0.0038 \cdot \text{Dep} + 0.075 \cdot \delta i - 1.31 \\ & - \text{Log}(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50\text{Mw}}) - 0.0027 \cdot X \quad \dots \text{③} \end{aligned}$$

ここで、PGV<sub>600</sub> : S波速度600m/sの基準地盤上の最大速度

Mw	: モーメントマグニチュード
Dep	: 震源の深さ (km)
X	: 断層最短距離 (km)
$\delta i$	: 破壊伝播方向の影響を示すパラメータ
	順方向 $\delta i = 1$
	逆方向 $\delta i = -1$

#### 4. 表層地盤の増幅率と計測震度の推定方式

想定東海地震のS波速度 600m/s の基準地盤上の最大速度の距離減衰は、③式で求まる。この基準地盤上の最大速度に地表地盤の増幅率を乗じて、表層地盤の最大速度を推定し、最大速度と震度の関係の経験式から計測震度を推定する。

##### (1) 表層地盤の増幅率

松岡・翠川(1994)の方法により、S波 600m/s の基準基盤から地表までの増幅率を、次式により、表層 30m の平均S波速度から推定する。

$$\text{Log } G = 1.83 - 0.66 \cdot \text{Log } \text{AVS} \pm 0.16 \quad \dots \text{④}$$

ここで、AVS : 表層 30m の平均S波速度 (m/s)

但し、 $100 < \text{AVS} < 1500$

G : S波速度 600m/s 地盤の最大速度に対する  
表層地盤の速度の増幅率

図1に、④式による、東海、中部地域等の表層 30m 地盤の増幅率を示す。

##### (2) 最大速度からの計測震度の推定方式

地表地盤の最大速度からの計測震度の推定は、童・山崎(1996)の式を用いる。

$$I = 2.30 + 2.01 \cdot \text{Log } V \quad \dots \text{⑤}$$

ここで、I : 表層地盤における計測震度

V : 表層地盤の最大速度

但し、 $V = G \cdot \text{PGV}_{600}$

#### 5. 想定東海地震による震度分布の推定結果

上記で述べた経験的手法により、想定東海地震の震度分布を推定する。推定は、破壊伝播の影響が考慮できる③式を用い、破壊開始は想定震源域の深い所の西側（強震動計算の破壊開始点①及び②とほぼ同じ場所）を想定し、想定震源域の西端よりも東側の領域を破壊伝播の順方向に、想定震源域の西端よりも西側の領域を破壊伝播の逆方向とした。図2に、これにより推定した、震度分布の結果を示す。

図3に、破壊伝播の方向に影響を  $d=0.12$  とやや小さくした場合の震度分布の推定結果

を示す。これら図と強震波形計算の結果と比較すると、経験的手法による推定した震度分布図は、神奈川県等の東側の領域ではやや大きく、愛知県の西側の領域では、強震動波形計算結果よりもやや小さい傾向にあるが、概ね一致している。

一方、震源域の北側領域の伊那谷、諏訪等においては、強震波形計算の結果に比べ、震度6弱の領域が比較的広い領域で推定されている。これら地域は、地盤条件等により大きな震度となる可能性がある地域で、強震波形計算で考慮されていない特有の地形・地質構造により地震波が集中するなどして、大きな揺れになる可能性は否定できない。

これらのことから、ここで示した想定東海地震についての経験的な震度分布の推定方式は、強震波形計算とは完全には一致しないが、大局的に揺れの大きな地域を把握するにはほぼ妥当な方式と考える。

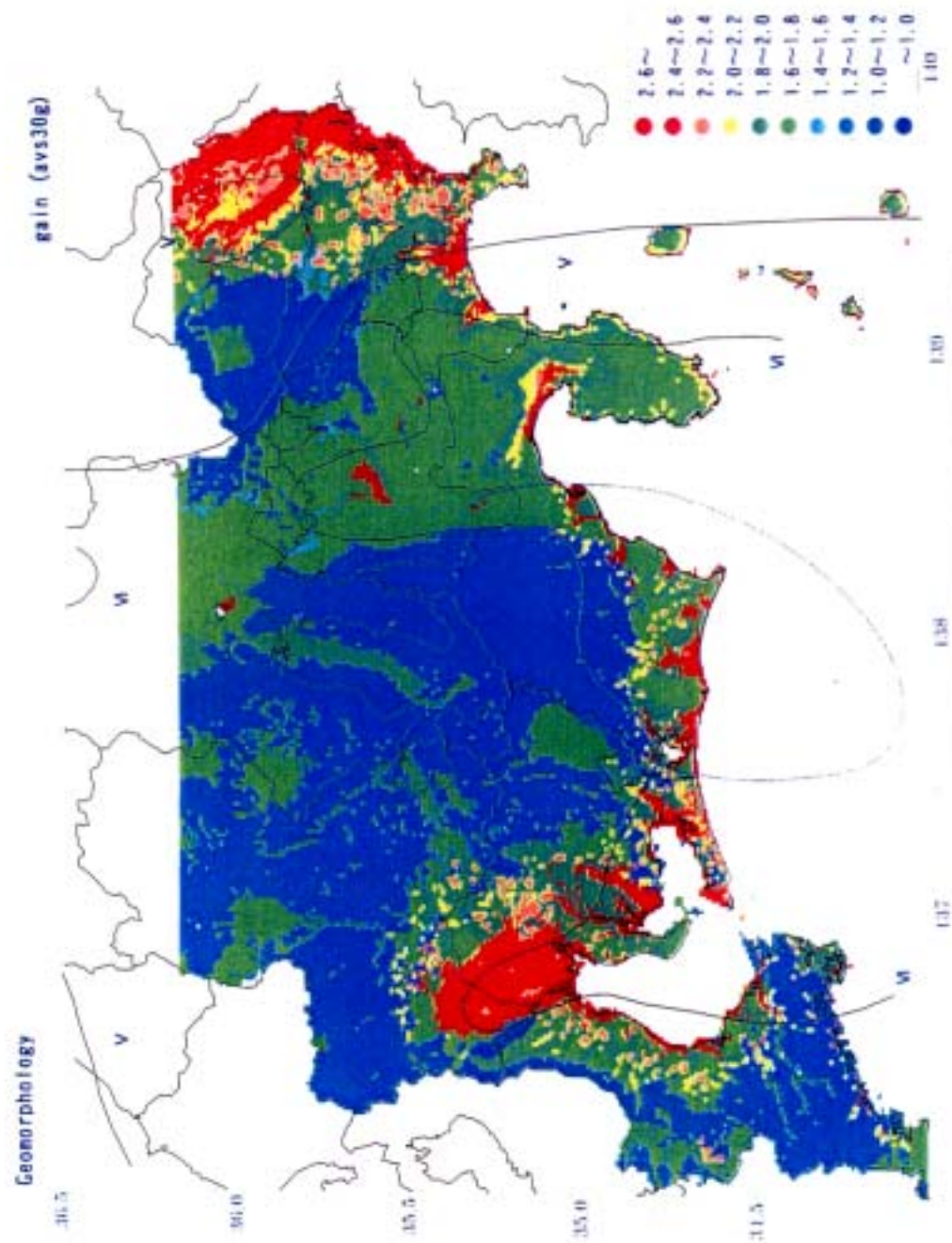


図1. 「 $\sigma + 5B$ 」モデルの地盤増幅率

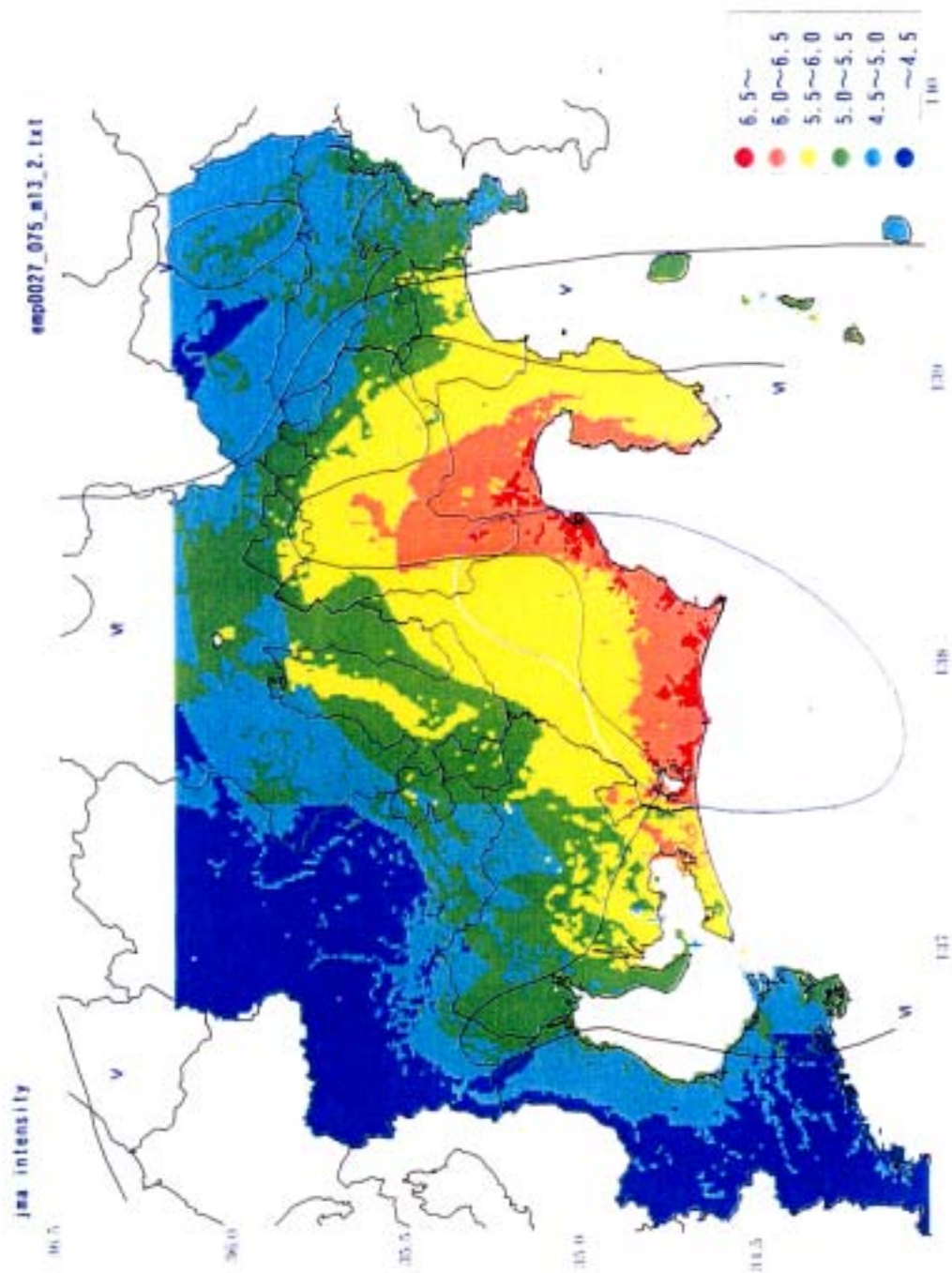


图 2