

2018 年度博士論文

極小アレイ微動探査法（nc-CCA）を用いた表層地盤構造の評価による
サイスミックマイクロゾーニングへの適用に関する研究

Study on applicability to seismic microzonning
based on evaluation of 1D,2D surface soil structure
used microtremor array observation (nc-CCA) method

神奈川大学工学研究科建築学専攻

荏本・犬伏研究室

201670156 馬 赫

目次

第一章 序論	1
1.1 はじめに	2
1.2 研究背景	6
1.3 解析の流れ	12
第二章 研究目的	15
2.1 既往の微動探査研究	16
2.2 本研究における微動観測	18
2.3 研究目的	19
第三章 極小微動アレイ探査結果の精度の比較・検討	21
3.1 はじめに	22
3.2 検討の流れ	23
3.3 観測対象地点の概要	24
3.4 標準貫入試験ボーリングデータによる伝達関数の算定	28
3.5 極小アレイ微動観測結果	29
3.6 地盤 S 波構造による地盤モデルの作成及び伝達関数の計算	37
3.7 検討	41
第四章 相模平野を対象とした広域な地盤構造の推定	43
4.1 はじめに	44
4.2 神奈川県、相模平野の概要と地盤特性	46
4.3 相模平野における既往のマイクロゾーニング研究	48
4.4 極小アレイ微動観測	50
4.5 まとめ	58
第五章 熊本地震被災地の極小アレイ微動探査と地震動シミュレーション	61
5.1 はじめに	62
5.2 地震影響を受ける地域の地形と地質の概要	63
5.3 単点微動観測	64
5.4 アレイ常時微動観測	69
5.5 地震応答解析	72
5.6 まとめ	75
第六章 極小アレイ微動調査を建物周辺地盤の評価と動的解析への適用	78
6.1 はじめに	79
6.2 対象建物概要	80
6.3 解析モデル概要	88

6.4 地震応答解析	101
6.5 まとめ	106
第七章 まとめ	108
【謝辞】	111

第一章 序論

1.1 はじめに

地震はいつ発生してもおかしくないことである。20 世紀以降、アジアの国々ではマグニチュード 7.0 以上の巨大地震が多数発生した。この中では 2008 年中国・四川大震災（Mw8.7）、2011 東日本大震災（Mw9.0）、2016 年熊本地震（本震 Mw7.0）において特に両国に甚大な被害を与えた。近年、地殻の動きが活発になって、箱根火山が噴火する可能性も高まっており、小笠原沖地震（Mw8.1）も発生した。顕著な被害は発生しなかったが、断層が 40 キロに亘ってずれたことが分かった。そして、1923 年関東大震災から 90 年経過した現在、首都直下、南海トラフならびに相模トラフ沿いに巨大地震の発生可能性がより高くなると指摘されるようになった。このことは、近年日本だけではなく、近隣の中国東南沿岸地域においても地震の発生可能性が大きくなっている可能性も指摘されている。

四川地震は、中国四川盆地の北西端にあって北東から南西の方向に走る衝上断層（断層面が水平に近い逆断層）が動いた結果として起こったとみられている。この断層は龍門山



図 1.1 四川地震被害例

脈の下を走る龍門山断層と呼ばれる長さ約 300km の断層帯の一部だとみられている。地震が発生したこの付近は、標高 5,000m 級の山が連なるチベット高原から標高 500m 前後の四川盆地へと急激に標高が低くなる地帯であった。このような急な地形が形成された要因であり、この地震の要因でもあるのがこの付近で活発な地質活動である。

地震によって道路や電力・水道・通信などライフラインが寸断された。2008 年 7 月 22 日、中国民政部の報告によると、現地時間 21 日正午現在まで、この地震による死者は 6 万 9197 人、負傷者は 37 万 4176 人に上り、1 万 8222 人がなおも行方不明となっている。4 日時点での発表によれば、家屋の倒壊は 21 万 6 千棟、損壊家屋は 415 万棟である。中でも学校校舎の倒壊が四川省だけで 6898 棟に上り、校舎倒壊による教師と生徒の被害が犠牲者

全体の1割以上を数え、学校建築における耐震基準の甘さと手抜き工事の横行が指摘された。11月21日の四川省副知事による発表では生徒の死亡者数を1万9065人とし、これは9万人以上とされる死者、行方不明者全体の2割を超えている。国際連合の国際防災戦略（ISDR）の統計では死者が8万7476人となっている。



図 1.2 東日本大震災被害例

東日本大震災は、2011年3月11日、牡鹿半島の東南東約130kmの太平洋の海底、深さ約24kmを震源として発生した。太平洋プレートと北アメリカプレートの境界域（日本海溝付近）における海溝型地震で、震源域は岩手県沖から茨城県沖にかけての南北約500km、東西約200km、およそ10万平方キロの広範囲にわたった。地震の規模を示すマグニチュードはMw9.0（Mj8.4）で、大正関東地震のMj7.9, Mw8.2を上回る日本観測史上最大であるとともに、世界でもスマトラ島沖地震（2004年）以来の規模で、1900年以降でも4番目に大きな超巨大地震であった。

地震によって大規模な津波が発生した。最大で海岸から6km内陸まで浸水、岩手県三陸南部、宮城県、福島県浜通り北部では津波の高さが8-9mに達し、明治三陸地震（1896年）の津波を上回る最大遡上高40.1mを記録するなど、震源域に近い東北地方の太平洋岸では、その急峻な地形もあいまって高い津波が甚大な被害をもたらした。津波は関東地方の太平洋岸でも被害をもたらしたほか、環太平洋地域を中心に世界の海岸に達した。また、宮城県北部で最大震度7、岩手県から千葉県にかけて震度6弱以上を観測するなど広範囲で強い揺れとなり、関東地方の埋立地で大規模な液状化現象が発生した。一方東北太平洋岸では、地盤沈下により浸水被害が長期的に続いている。余震も過去例に無いペースで発生したうえ、通常の余震域外でも地震活動が活発化している。



図-3 熊本地震被害例

熊本地震は最初 2016 年 4 月 14 日 21 時 26 分、熊本県熊本地方を震央とする震源の深さ 11 km、気象庁マグニチュード Mj 6.5、(Mw6.2)の地震（前震）が発生し、同県の益城町で震度 7 を観測した。その 28 時間後の 4 月 16 日 1 時には、同じく熊本県熊本地方を震央とする震源の深さ 12 km、Mj7.3、(Mw7.0)の地震（本震）が発生し、西原村と益城町で震度 7 を観測した。Mj7.3 は 1995 年（平成 7 年）に発生した兵庫県南部地震（阪神・淡路大震災）と同規模の大地震である。

一連の地震で、倒壊した住宅や土砂崩れに巻き込まれるなどして熊本県で合計 50 人の死亡が確認されている。このうち、14 日の前震から本震前の 15 日までには益城町と熊本市で計 9 人の死亡が確認されていた。地震で重軽傷を負った 70 人以上が運ばれていた。死者 50 人のうち、37 人は家屋の倒壊、10 人は土砂災害、1 人は火災、1 人は塀の下敷きになったことによる死者だった。家屋倒壊死 37 人のうち、7 人は前震で、30 人は本震で死亡している。また、土砂災害による死者 10 人はいずれも南阿蘇村で被災している。なお負傷者は熊本県・大分県内だけでなく、佐賀県、福岡県、宮崎県でも出た。

近年、日本では地殻の動きが活発になっている、1923 年大正関東大震災から 90 年経過した現在、南海トラフ、相模トラフ沿いに巨大地震の発生可能性がより高くなったと指摘されるようになった。

南海トラフは、日本列島が位置する大陸のプレートの下に、海洋プレートのフィリピン海プレートが南側から年間数 cm 割合で沈み込んでいる場所である。この沈み込みに伴い、2つのプレートの境界にはひずみが蓄積されている。過去 1400 年間を見ると、南海トラフでは約 100～200 年の間隔で蓄積されたひずみを解放する大地震が発生しており、近年では、昭和東南海地震（1944 年）、昭和南海地震（1946 年）がこれに当たる。昭和東南海地震及び昭和南海地震が起きてから 70 年近くが経過しており、南海トラフにおける次の大地震発生の可能性が高まってきている。

過去に南海トラフで起きた大地震は多様性がある。そのため、次に発生する地震の震源域の広がりや正確に予測することは、現時点の科学的知見では困難である。地震本部の研究では、南海トラフをこれまでのような南海・東南海領域という区分をせず、南海トラフ全体を 1つの領域として考え、この領域では大局的に 100～200 年で繰り返し地震が起きると仮定して、地震発生の可能性を評価した。



図 1.4 関東地震震源図



図 1.5 南海トラフ巨大地震（M9.1）予想図

1.2 研究背景

以上述べたように、地震の被害が恐ろしいが、地震を防ぐため、もちろん正確に地震が発生する時間や地点を予測すれば、非常に助かる。

しかしながら、地震の発生予測は困難であり、地震による被害の予測も難しい。地震発生前に特定な地域の地盤の状況をよく把握して、地震に対する防災的な措置を準備した方が今現在の技術にとって、一番効率のいい方法だと考えられる。

これゆえ、地盤に着目して、地盤構造を良好に評価して、事前に地域の地震への防災対策を検討しておくことが重要なものを考える。

今までの地盤調査方法は、主に以下の3つの方法である。

- ① 標準貫入試験
- ② PS 検層
- ③ 微動探査

標準貫入試験と PS 検層どちらも地盤にボーリングを掘らなければならない、試験手法やコストや環境の影響上、いろいろに制限された。

ボーリング試験と比べて、常に存在している地盤の微小なよれを利用する微動探査はよりよく作業が簡単で、高感度な微動計を利用して、計算で地盤特性を一定程度に把握できる。もちろん、環境には特に影響は生じない方法である。

ということで、本研究には、微動探査をメインの手法を利用して、地盤に対する調査を行った。

1.2.1 微動調査方法

従来、微動調査は大きく単点微動調査とアレイ微動調査に分けている。

単点微動調査というのは、地表付近に常時存在している微振動を測定し、地盤固有の振動特性による周期スペクトルを求めることにより、工学的な地盤種別を求めます¹⁾²⁾。

$$HV(\omega) = \frac{\sqrt{NS(\omega) \times EW(\omega)}}{UN(\omega)} \quad \text{式 1.1}$$

$HV(\omega)$: H/V スペクトル比

$NS(\omega)$: 南北方向成分のスペクトル

$EW(\omega)$: 東西方向成分のスペクトル

ω : 円振動数

式 1.1 で示したように、三方向振動スペクトルを計算し、水平方向の相乗平均結果を上方向の比で、ある地点の H/V スペクトル比を計算できる。そこ、曲線のピークのところは、当地点の卓越周期を示している。

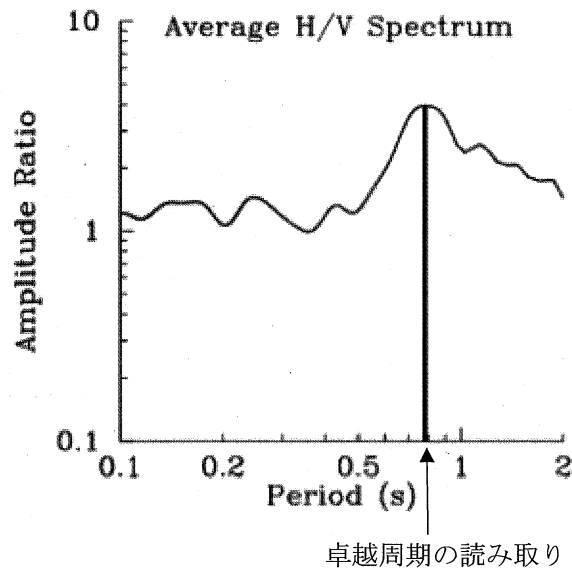


図 1.6 H/V スペクトル比の計算及び卓越周期の読み取り

アレイ微動探査は、多点での微動を同時観測し、得られた表面波の位相速度を逆解析して、地盤の S 波構造を推定します。

アレイ微動探査は今までいくつかの解析手法がある。SPAC 法、FK 法、CCA 法が従来から存在され、近年 CCA 法にノイズ補正 nc-CCA 法は開発され、大きく利用されている。

本研究で利用したアレイ微動観測手法は、3 成分微動地震計 JU-410（白山工業（株）製）を用いて観測を行い、4 台の地震計を用いて小型アレイ観測を nc-CCA 法とし、さらに 2 箇所の観測を追加し、CCA 法で同じ場所で観測することになる。

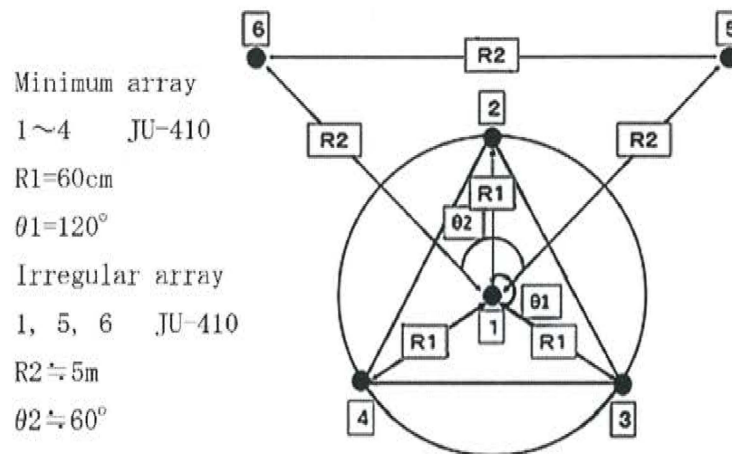


図 1.7 計配置図



図 1.8 微動計と観測風景

1.2.2 CCA 法によるアレイ解析概要

CCA 法で利用するアレイ配置は、半径 r の円周上に N 個のセンサーを等間隔に並べて常時微動を測定し、 j 番目のセンサーで時刻 t に得られる記録 $d_j(t)$ と表記する。各センサーの記録を単純方位平均して得られる波形

$$d_{ave}(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N d_j(t) \quad \text{式 1.2}$$

と, $\exp(i\theta)$ の重みをつけて方位平均した複素波形

$$d_{wave}(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N d_j \exp(i\theta_j) \quad \text{式 1.3}$$

からそれぞれのパワースペクトルを計算する。これら 2 つのパワースペクトルの相互比 $p_{cca}(f)$ はレーリー波の位相速度と関連つけられる。

$$p_{cca}(f) = \frac{J_{02}(rk(f))}{J_{12}(rk(f))} \quad \text{式 1.4}$$

より、位相速度曲線を計算する。

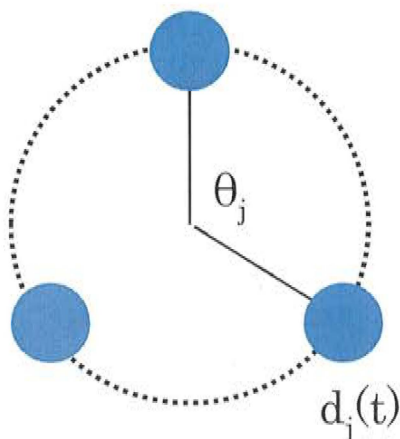


図 1.9 CCA 法アレイ

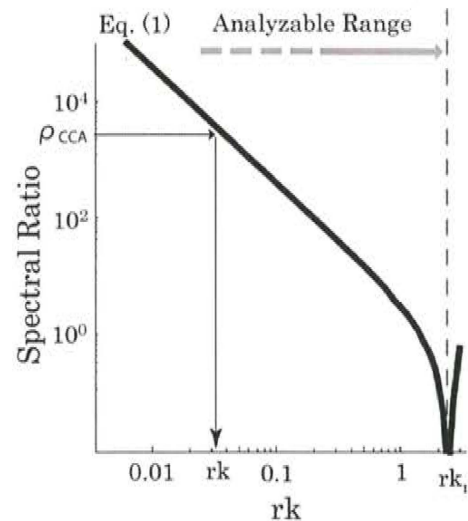


図 1.10 CCA 法による位相速度の計算

1.2.3 nc-CCA 法による進歩

位相速度同定法 CCA 法や SPAC 法は、地震センサーによって波面の指向特性を完全に取り出すことができないため、波形特性の推定値を入力する方向性エイリアシングまたは系統的バイアスの影響は考慮されていませんでした。アレイの地震波形にインコヒーレントなノイズが存在する可能性も考慮していない。

nc-CCA は CCA 法における長波長側の解析限界の形成要因であるインコヒーレントノイズの影響を補正して位相速度を同定する方法である。

具体的には NS 比 ε を推定した上で、式(4.2.3)で $M=0$ を仮定し、アレイ半径 r よりも十分長い波長を考えているという前提をもとに位相速度 $c(Vr)$ を得る。また f は周波数である。

$$c = \pi f r \sqrt{\frac{2 + \rho_{CCA}}{1 + \varepsilon/N - \varepsilon \rho_{CCA}/N}} \quad \text{式 1.5}$$

インコヒーレントノイズの補正によって CCA 法の長波長側の解析限界は大幅に改善される可能性がある。しかし、ノイズ補正 CCA 法の解析可能限界は必ずしも長波長側へ向かって明瞭に伸びないことも多いようである。要点だけを引用すれば NS 比を推定にまつわる精度が NS 比そのものの大きさを下回る場合に限り、ノイズ補正付き CCA 法は無補正 CCA 法よりも高い解析性能を発揮すると考えられる。

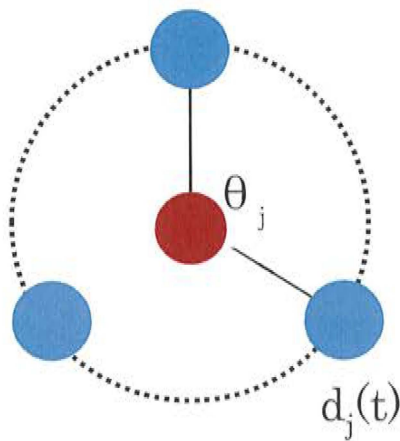


図 1.11 nc-CCA 法アレイ

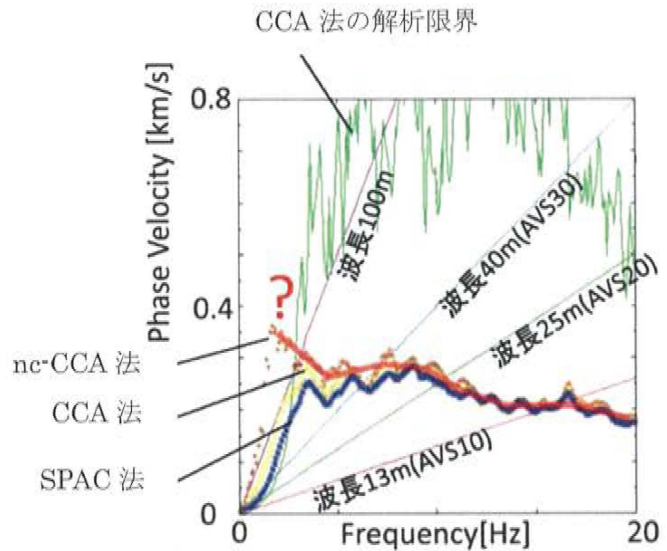
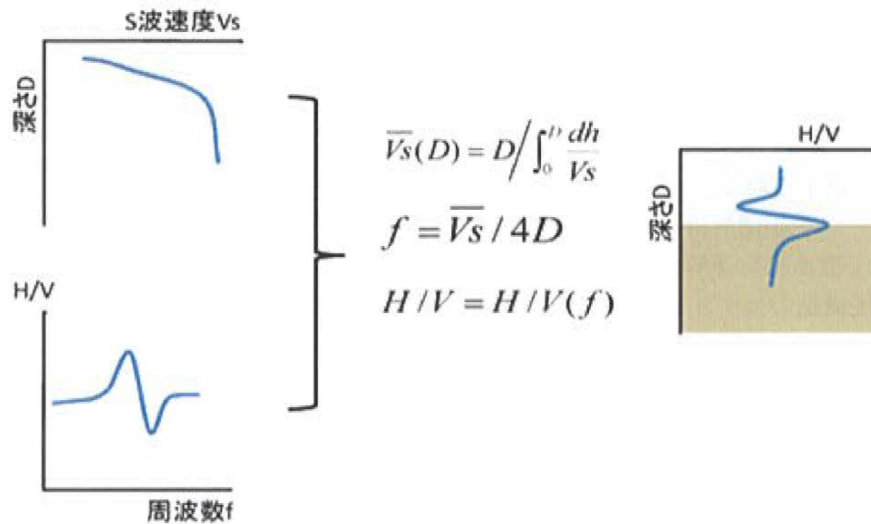


図 1.12 各手法の比較

1.2.4 H/V スペクトル比の深度変換—山谷法

H/V構造(ピーク法)



H/V構造(谷法)

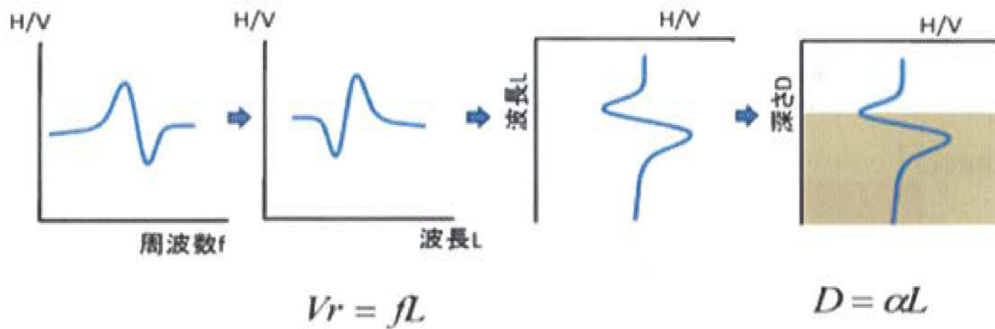


図 1.13 山谷法

処理手順

- ① 対数軸で等幅二なるようなウィンドウでスムージングする
- ② 微分係数のゼロ点から極大、極小を判断する。
- ③ 低周波数側からサーチして山谷の順に読み取りながらペアにする。
- ④ その際、谷を読み取る際、左側の山との差が小さいもの、周波数が近すぎるものは読み取らないようにする。

1.3 解析の流れ

本研究による深部微動探査はアレイ解析、すなわち 1.0m 以上のアレイによる 15 分程度の観測を前提とする。そのために最低限必要な観測機材は上下動地震計 3 台である。3 点アレイで上下動微動を観測すれば、SPAC 法あるいは CCA 法の適用できる。4 点アレイを用いれば、解析結果の品質管理とノイズ補正 CCA 法(nc-CCA 法)の適用が可能となる。本研究では極小アレイの 4 点に 2 点地震計を追加した 6 点アレイなのでノイズ補正 CCA 法を用いる。

解析手順は以下になる。

1. アレイデータを相関解析し、位相速度の分散曲線を得る。
2. 得られた分散曲線を逆解析し、一次元 S 波速度構造の深度分布を得る。
逆解析は速度構造のモデルについて分散曲線を計算し、測定した分散曲線と計算した分散曲線が一致するように速度構造のモデルを繰り返し修正することで速度構造を求める解析である。
3. 側線に沿って連続的の探査を実施し、一次元の速度分布を連ねて S 波速度断面図を作成する。S 波速度断面図の解釈は二次元 S 波高密度弾性波探査の場合と同様の要領で行う³⁾⁴⁾。

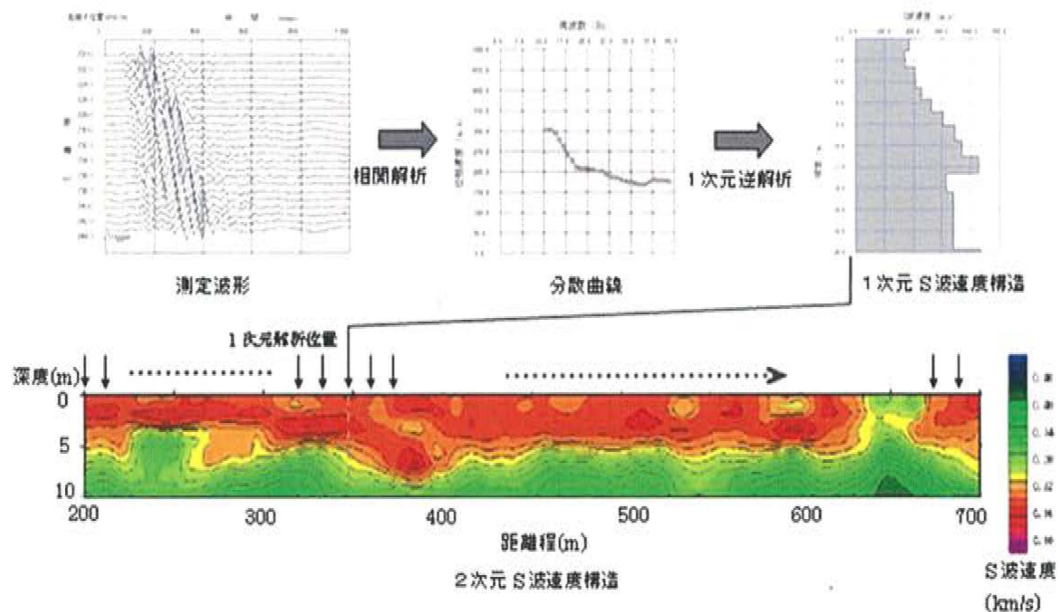


図 1.14 解析の流れ図

解析には微動アレイ解析ソフト BIDOPACK を利用した。このソフトではパワースペクトルの推定にセグメント平均とスペクトル平滑化が併用される。このときスペクトルウィンドウはバイアスの原因になるのであるべく幅を狭くするように注意する必要がある。具体的には高速フーリエ変換に用いるセグメント長を 5.12 秒、スペクトルウィンドウ幅を 0.3Hz とした。

高速フーリエ変換のためのデータセグメント抽出は BIDOPACK の自動処理モードで行った。そこでは各セグメントはセグメント長の半分ずつ時間を重ね合わせられ、各セグメントにはテーパ率 0.5 のハニング(コサイン)ウィンドウがかけられる。定常性が成り立つデータ部のみ解析に用いるために、テーパ前のセグメントの振幅 2 乗平均値の頻度分布が調べられ、異常値を持つと考えられるセグメントは解析から外される。

こうして自動選択されたセグメントを用いてスペクトルが推定されレイリー波の等価位相速度が同定される⁹⁾。

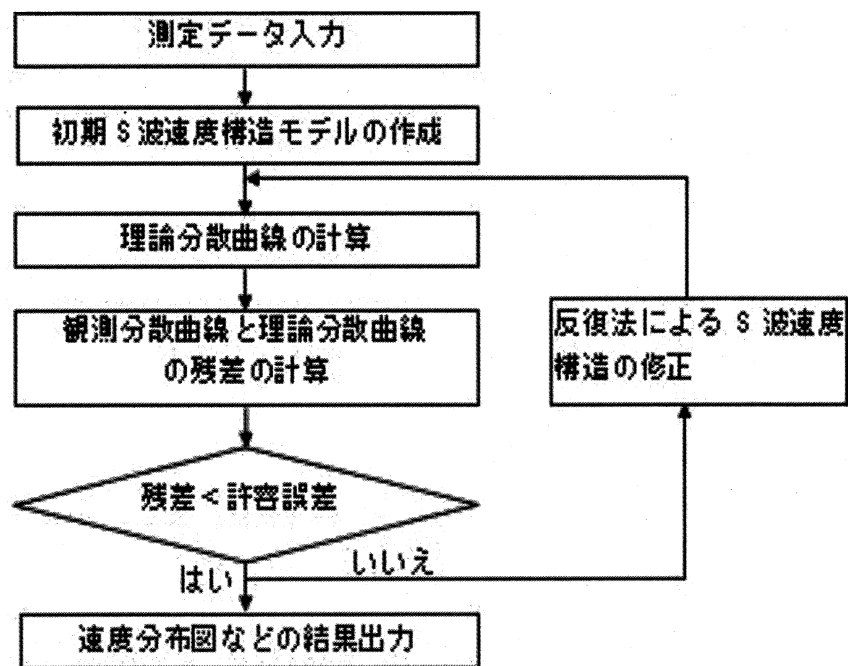


図 1.15 BIDOPACK の解析手順

第一章参考文献：

- (1) Yorihiro Osaki (1994): A New Introduction to the Spectral Analysis of Earthquake Ground Motions
- (2) Tsutomu Ochiai, Master thesis (Feb. 2001). Study on Estimation and ground vibration propagation characteristics of the three-dimensional ground structure of Sagami plains using a high-density microtremor observation, Kanagawa University Graduation research · Master thesis collection 2001
- (3) Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki, (2004). A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms, *Geophysics*, 69, 1535-1551.
- (4) Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki, (2006). A generic formulation for microtremor exploration methods using three-component records from a circular array: *Geophysical Journal International*, 165, 236-258.
- (5) Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki, (2006). Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records. *Journal of Geophysical Research*, 111, B09315, doi: 10.1029/2005JB004235.
- (6) Cho, I., T. Tada and Y. Shinozaki, (2006). New methods of microtremor exploration: The Centerless Circular Array method and the Two-Radius method: *Proceedings, Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion (ESG2006)*, 1, 335-344.
- (7) Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki, (2006). A new method of microtremor exploration using miniature seismic arrays : Quick estimation of average shear velocities of the shallow soil (in Japanese with English abstract): *Butsuri-Tansa*, 61, 457-468.
- (8) Senna, et al. (2013). Simplified microtremor explorations to obtain a shallow velocity section: Application to lowlands and plateaus in the Kanto district, *The Society of Exploration Geophysicists of Japan*, 129th Conference.
- (9) Shigeki Senna, (May 2012). Minimum Microtremor array analysis, Private Presentation Document
- (10) Shigeki Senna (2013). Estimation of spectral amplification of ground motion using geomorphological land classification and H/V spectral ratio of microtremors, *Technical Note of NIED*, No.353, 2011
- (11) Ikuo Cho, Shigeki Senna, Hiroyuki Fujiwara, (2013). A novel method to survey S-wave discontinuities using microtremor H/V spectrum, *Proc. of Annual Meeting of SEG*, No.129, 264-267
- (12) Ikuo Cho, Taku Tada, Yuzo Shinozaki, (May 2014). New microtremor survey method using a minimum array, simple estimate method of average S-wave velocity for the shallow ground, *Exploration Geophysics*

第二章 研究目的

2.1 既往の微動探査研究

地震はいつ起こってもおかしくないことで、地震が起こると、その直接被害、間接被害、たとえば地震動で建物にダメージ、連帯した津波、火事なども建物、人間に想像できない被害ができる。

そういうことで、地震被害を予防するのはとても重要なことである。もちろん、地震を予測できれば、事前に避難ができるが、地震を予測するのは非常に難しいことであり、地震災害を予防するのは今現在それぞれの組織が頑張っていることである。

地震災害を予防するには、建物の面や地盤の面などいろんな分野がある、地盤に対して、多くの組織は基本的に地域の地盤ハザードマップを作製していた。

地盤データの収集は、今までは地域のボーリングデータを利用するのは多い。地元の建設工事するとき記録した地盤のボーリングデータをまとめ、全地域の地盤モデルを推測する。しかし、ボーリングでデータを利用するのはいくつかの問題がある。

- ① 地元もボーリングデータは基本建設工事や土木工事で記録して、広い地域に対して、ボーリングの本数もばらつきが大きい。たとえば、何キロメートルの間データがない場合、推定した地盤構造の精密度が大きく下がる。
- ② ボーリング検査の深さが低い。表層地盤を対象と言っても、ボーリング調査は基本的に十何メートル、深くても、二十何メートルである。三十メートル以上のボーリング調査の数はわずかに少ないである。そういうことで、とても浅い表層のほうしかわからなく、時々必要な情報が見れない。
- ③ ボーリング調査は簡単にできない。たとえ欲しい情報がある時、簡単に地盤調査ができない。ボーリング調査は資金や人力が必要であり、そして、一本のボーリング調査は時間が必要である。

既往の微動探査¹⁾²⁾³⁾は単点微動観測やアレイ微動観測の調査法がある。単点微動観測は、地表付近に常時存在している微振動（主に表面波）を測定し、地盤固有の震動特性を示す周期スペクトル（H/V スペクトル比）を求めることにより、工学的な地盤特性を評価する方法である。一方、アレイ微動探査は、多点での微動を同時観測し、得られた観測記録の伝播特性から表面波の位相速度を分散性の逆解析により、地盤のS波構造を推定する方法である。従って、この方法から地盤の深さ方向の構造を推定することが可能となる。

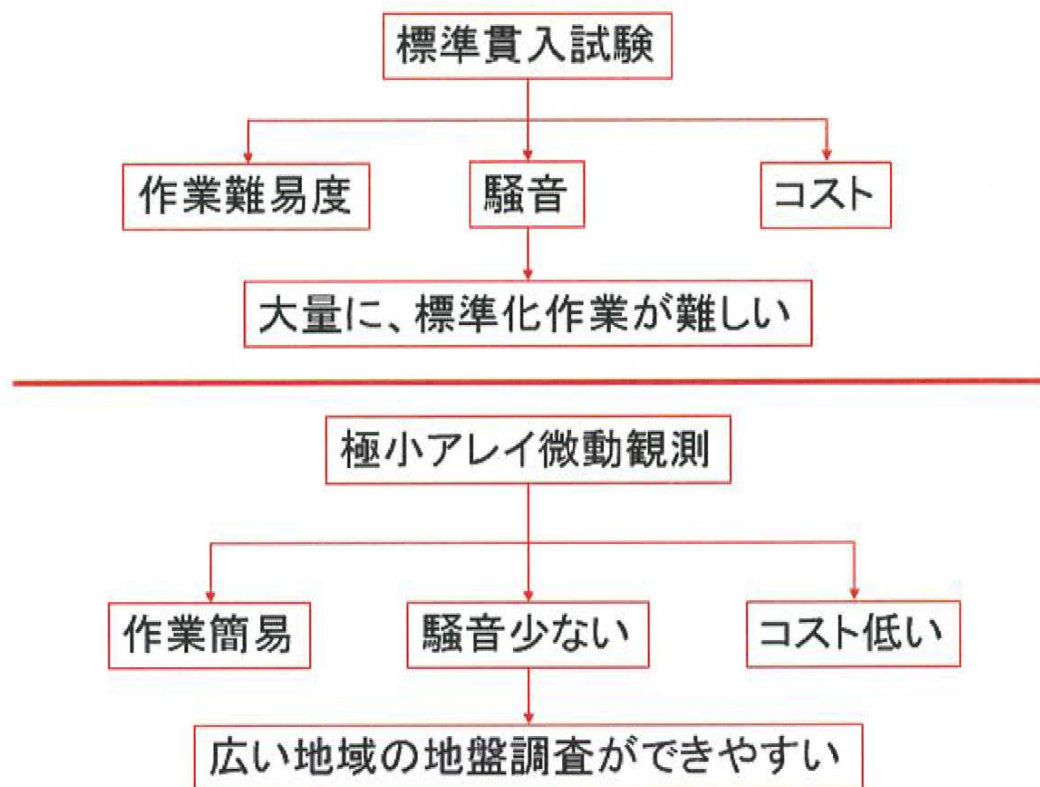


図 2.1 極小アレイ微動観測のメリット

2.2 本研究における微動観測

本研究には、単点微動調査とアレイ微動調査二つの手法を利用して、地盤調査を行う、地盤特性を検討する。

研究のフロチャートは以下図 2.2 で示した。

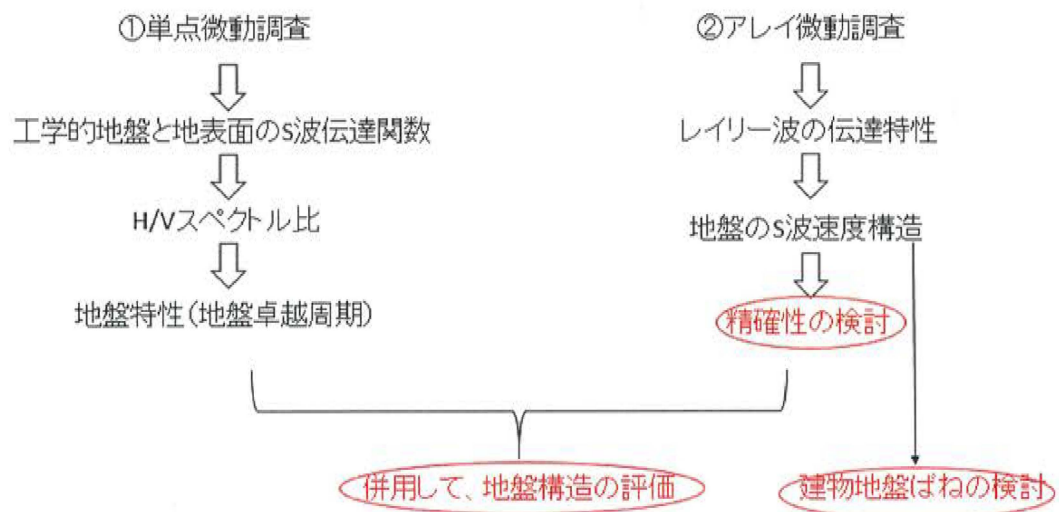


図 2.2 本研究のフロチャート

メインの観測手法：

調査間隔：1km、500m など

観測時間：基本 15 分

利用アレイ：60cm アレイ（極小）、不規則 5m アレイ

2.3 研究目的

作業しやすい極小アレイ微動観測を利用し、標準化操作で、広い地域の地盤調査を行い、地域の地盤S波構造マップや部分地域の地盤特性調査、及びその結果の精確性の検討を確認し、アレイ微動観測の利用領域を広がることを目的とする。

参考文献

- (1) Navarro M., Enomoto T., Yamamoto T., García Jerez A. and Vidal F. (2008). Analysis of site effects and their correlation with damage distribution observed during the Colima (Mexico) earthquake of January 21, 2003: 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, CD-ROM.
- (2) Rahimian M, Ochiai T., Ishii T., Navarro M., Yamamoto T. and Enomoto T. (2009). Development of a Geotechnical Database, Using Boring Data and Dense Microtremors, for Kanagawa Prefecture, Japan: Geo-Informatics and Zoning for Hazard Mapping GIZ2009, 3–4 Dec., Kyoto, Japan CD-ROM
- (3) Ochiai T., Yamamoto T., Hattori H. and Enomoto T. (2003). Study on Zoning for Ground Shaking Characteristics of Surface Soil Structure in Sagami Plain Using Spatially Dense Microtremor Measurements: Journal of Social Safety Science, No.5, pp.21-26

第三章 極小微動アレイ探査結果の精度の比較・検討

3.1 はじめに

微動アレイ観測とは、微動の位相速度を利用した地盤構造推定法で、微動計を地表面に適切に空間配置し微動を観測し、SPAC 法などを利用して周波数ごとの微動の位相速度を推定する手法である。

地盤構造を探索する手法としては微動探索法以外に、ボーリング調査、PS 検層などがあるが、どれも経済的な問題や騒音、安全性の問題が指摘される。それに比べ微動アレイ観測は、低コストで実施しやすく、騒音もない。また、広範囲な場所を必要としないので市街地でも観測出来るという利点がある。

S 波速度構造は、地震時の地盤の振動特性に支配的な影響をもつ要因の一つであり、これを知ることにより地震時の建物被害の想定を適切に評価することができる。

本研究では、神奈川大学¹⁾、仙台保健科学研究所²⁾、鴻巣市³⁾の3カ所で行われたアレイ観測から求められた H/V 深度速度と、PS 検層、ボーリングデータから求められた伝達関数を比較し、アレイ観測の有用性を検討する。

3.2 検討の流れ

今度、極小アレイ微動観測の結果を確認するため、日本全国中3ヵ所を試験対象とし、以下の図3.1の流れで示したように、試験を行った。

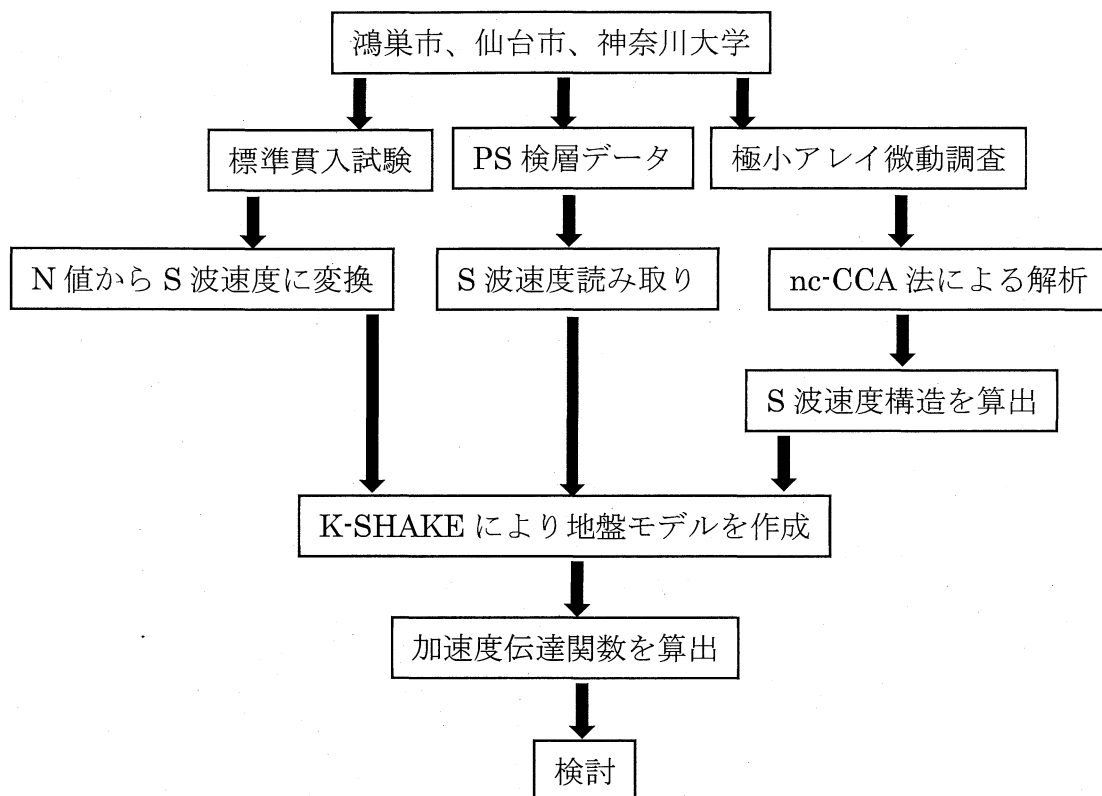


図 3.1 検討の流れ

3.3 観測対象地点の概要

3.3.1 埼玉県、鴻巣市における対象建物

「大宮台地」と呼ばれる台地に区分される大宮台地は関東平野のほぼ中央に位置し、加須低地、中川低地、荒川低地によって囲まれ、独立した台地である。

当台地は中央部を北西－南東に流れる星川から綾瀬川の谷を境に、南西側の連続した台地と北東側の散在する台地群に分けられる。このうち、本調査対象地は南西側の連続した台地の北部に位置する。標高については、本調査地がある南西側の台地の北部で 30m 以上、南部で約 20m 程度であるのに対し、東側の散在する台地群は沖積低地との比高が非常に小さく、沖積低地に半ば埋没している。

南西側の台地はさらに高位面と低位面に細分され、調査対象地周辺は高位面に分類される。高位面は鴻巣付近に見られる標高 30m 以上の部分で、樹枝状の平面をもつ谷により開析されている。

大宮台地は全体的に勾配が小さく、北西－南東側に流下する元荒川、綾瀬川、星川、芝川などの谷によって開析される。(図 3.2、3.3)

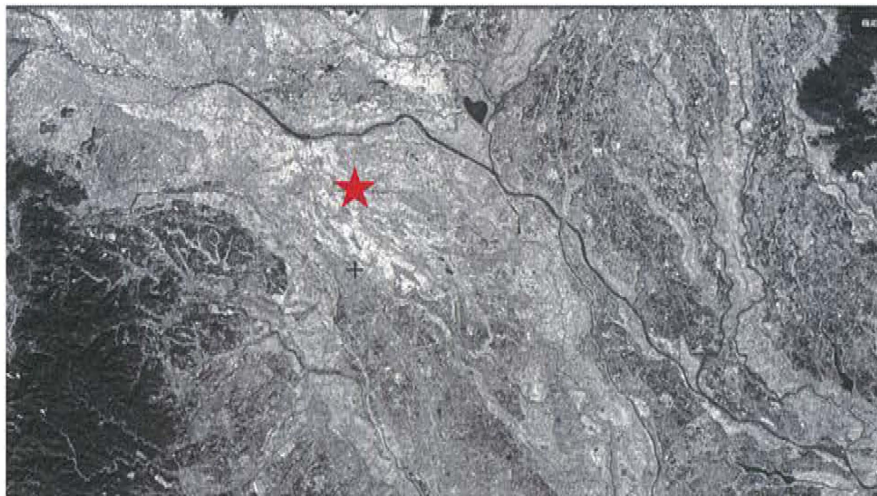


図 3.2 地点 A 鴻巣市観測点図①

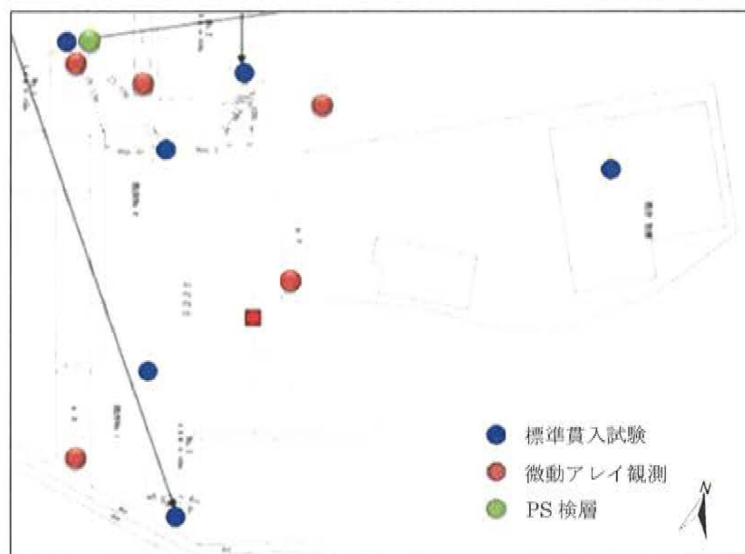


図 3.3 地点 A 鴻巣市観測点図②

3.3.2 宮城県仙台市における対象建物

調査地は、阿武隈川、名取川、七北田川下流部の沖積低地である仙台平野のうち、七北田川が流下する仙台平野北部地区に位置している。

仙台平野北部は、大部分が標高 10M 以下の低地であり、更に氾濫平野、自然堤防、旧河道、三角州、浜堤、後背湿地に分類される。仙台平野を流れる河川沿いには、砂や泥を主体とする氾濫源堆積物からなる氾濫平野が分布し、その中にシルトや粘土の卓越する旧河道や、砂や礫の卓越する比高 1M 程度の自然堤防が認められる。なお、旧河道は調査地より南側の阿武隈川や名取川流域には多数存在するが、七北田川流域では少ない傾向となる。

三角州・海岸平野と分類された地点は、氾濫平野とした部分より、やや細粒の物質からなり、低平で排水条件が悪く、かつ高有機質土が認められる。

調査地は、七北田川に沿って分布する氾濫平野と三角州の境界付近に位置すると考えられる。また、現在の土地利用は、人口平坦地として造成され土地となる。(図 3.4、3.5)



図 3.4 仙台市観測地点図①

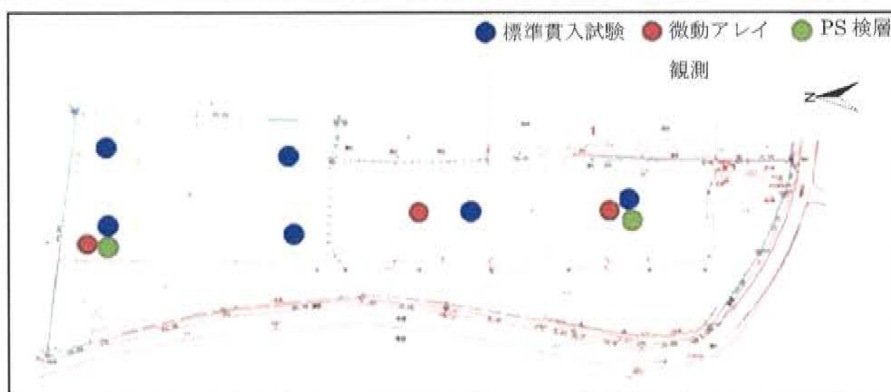


図 3.5 仙台市観測地点図②

3.3.3 神奈川県横浜市における神奈川大学横浜キャンパス 23 号館

神奈川大学横浜キャンパスは帷子川右岸の六角橋にある。この辺りの地形区分上は大地と谷の境面であり、小規模な河岸段丘や大地を刻む谷の谷壁が見られる。

この敷地の北部を西から東に谷底低地が認められる。調査地にあたる地質は、洪積台地を刻む谷部にあたり、河川の営力により運搬された新期堆積物が谷を埋めている。また、宅地造成のために、盛土が施工されている。西・中部の台地、段丘は上総層群を基盤として、相模層群、関東ローム層等の洪積層で構成されており、東部の低地は、段丘礫層や関東ローム層等を欠き、新期の堆積物である沖積層が谷を埋めて分布している。(図 3.6、3.7)



図 3.6 横浜市観測地点図①

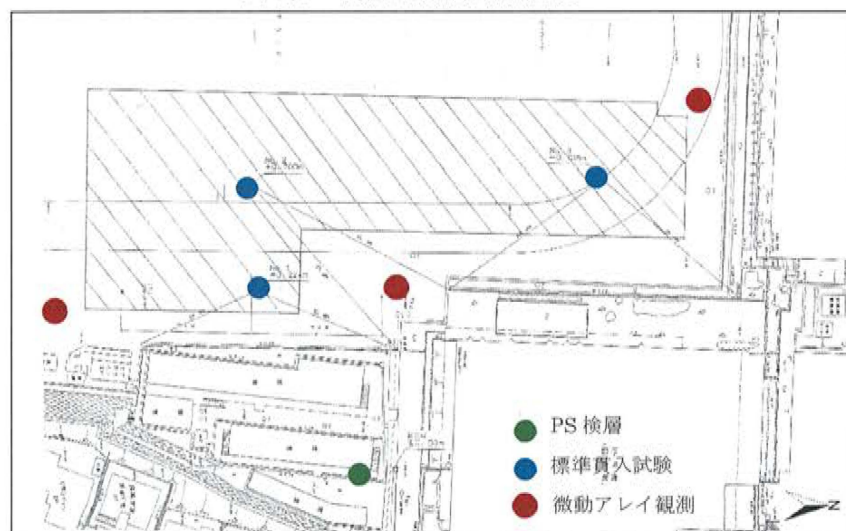


図 3.7 横浜市神奈川大学観測地点図②

3.4 標準貫入試験ボーリングデータによる伝達関数の算定

選定したボーリングデータの N 値より、太田・後藤式¹⁾を用いて、工学的基盤上の表層地盤中の各層厚での S 波速度を式(3.1)で算定した。

$$V_s = 69N^{0.17} \cdot H^{0.2} \cdot E \cdot F_1 F_2 \quad \text{式 3.1}$$

V_s : S 波速度

N : N 値

H : 深度

E : 年代による係数

F_1 : 堆積年代(沖積 : 1.000、洪積 : 1.303)

F_2 : 土質 (粘土 : 1.000、細砂 : 1.086、中砂 : 1.066、粗砂 : 1.135、砂礫 : 1.153、礫 : 1.448)

ここで求めた値を用いて一次元解析プログラム"K-SHAKE" (構造計画研究所) によりモデルを作成し、伝達関数の計算を行った。

3.5 極小アレイ微動観測結果

各地点による極小アレイ微動観測の結果は以下の図のようになる。

① 鴻巣市の観測結果

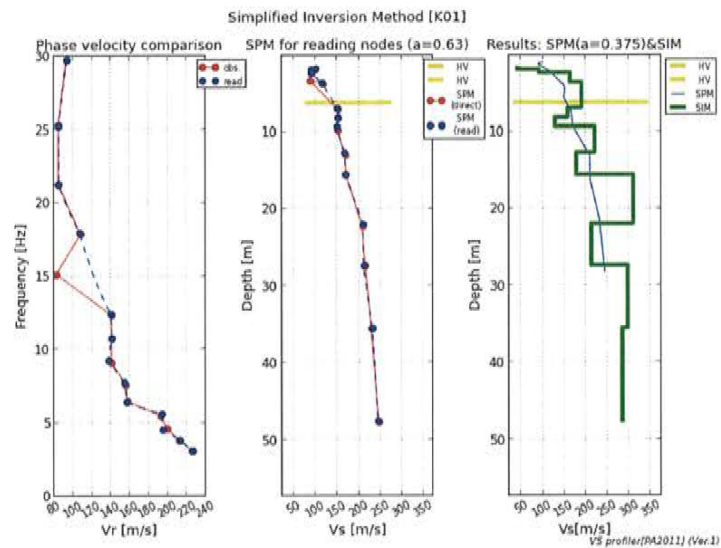


図 3.8 K01 アレイ解析結果

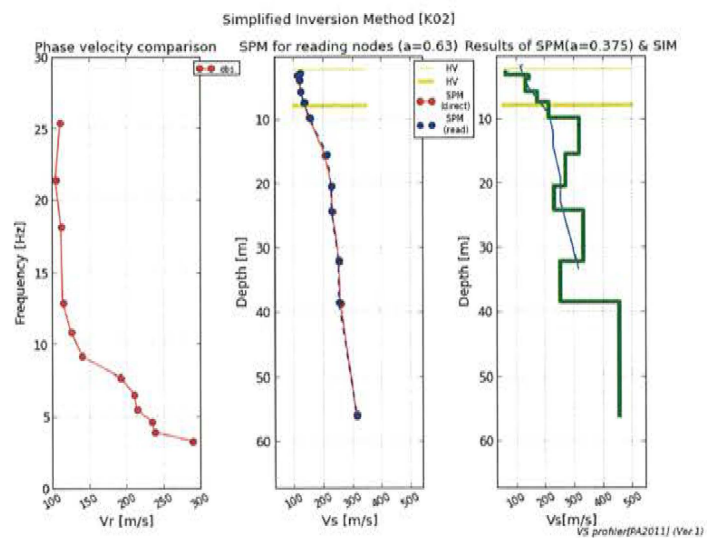


図 3.9 K02 アレイ解析結果

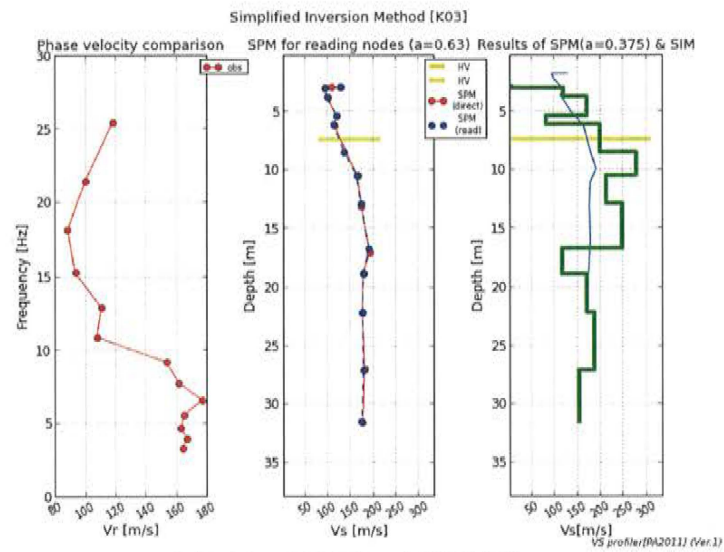


図 3.10 K03 アレイ解析結果

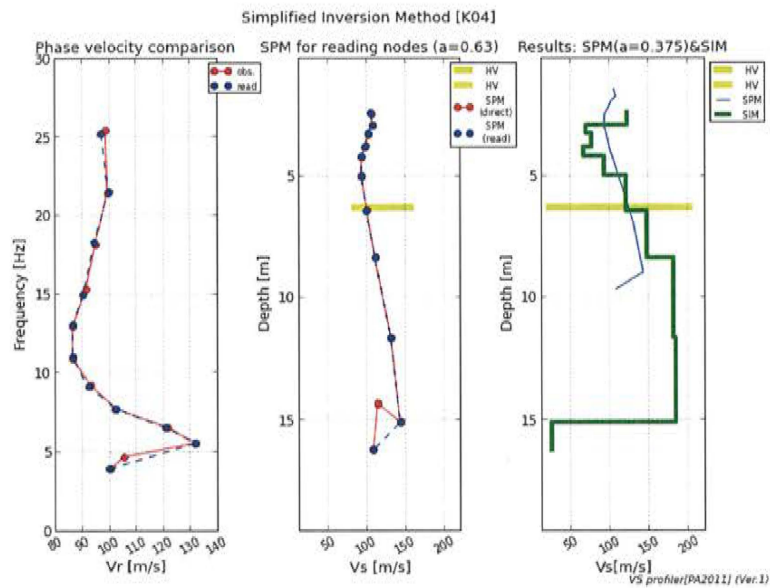


図 3.11 K04 アレイ解析結果

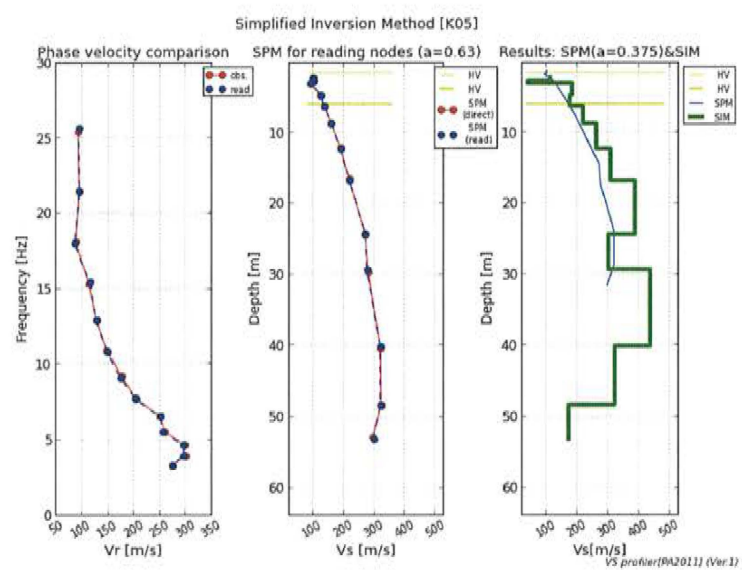


図 3.12 K05 アレイ解析結果

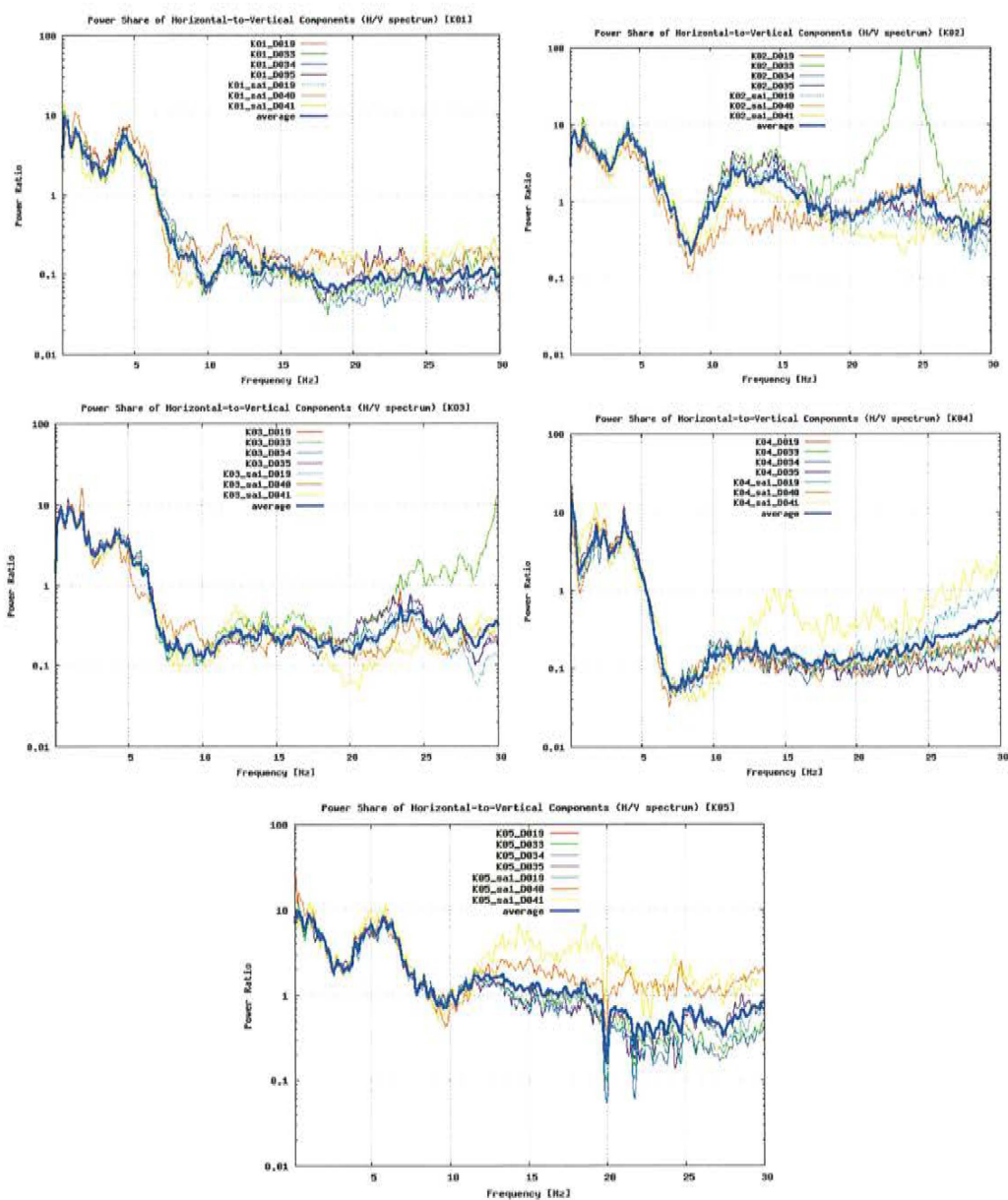


図 3.13 鴻巣市観測による H/V スペクトル比

② 仙台市の微動観測結果

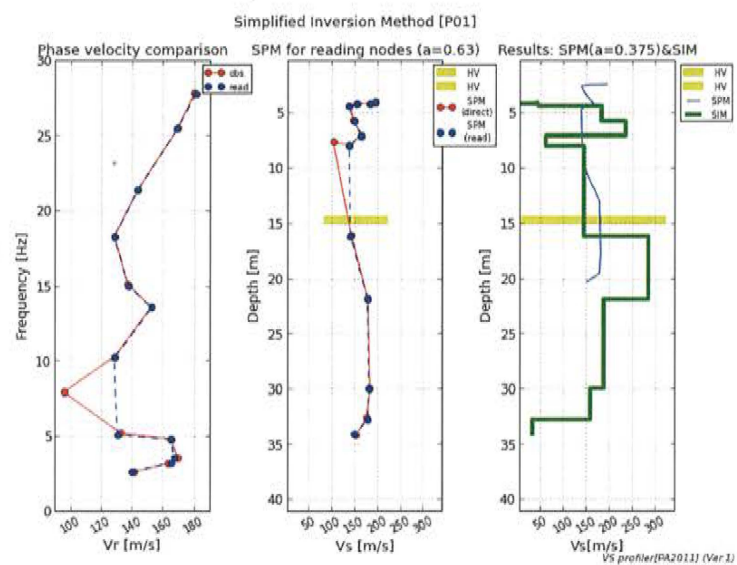


図 3.14 P01 アレイ解析結果

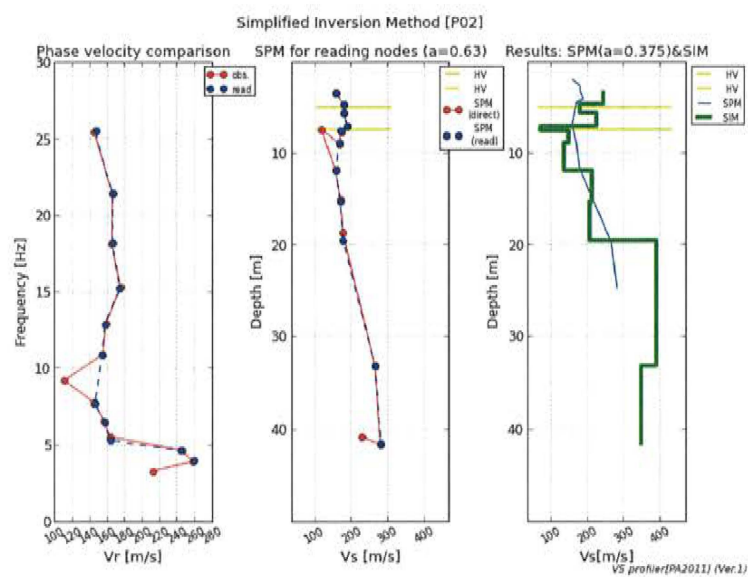


図 3.15 P02 アレイ解析結果

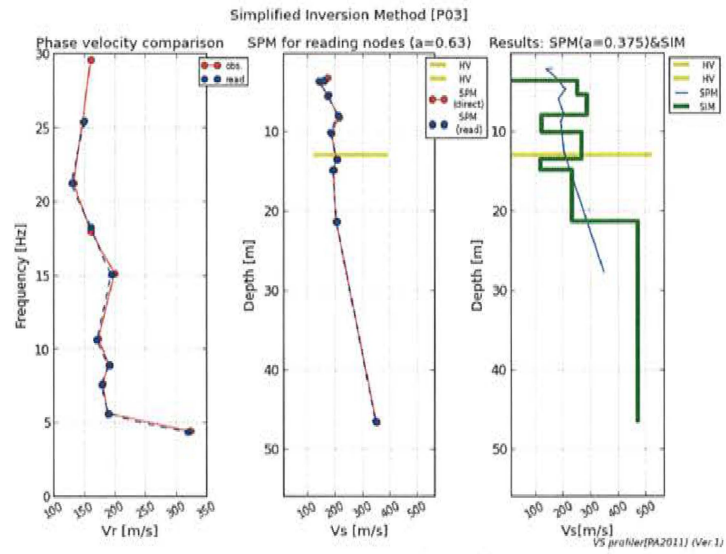
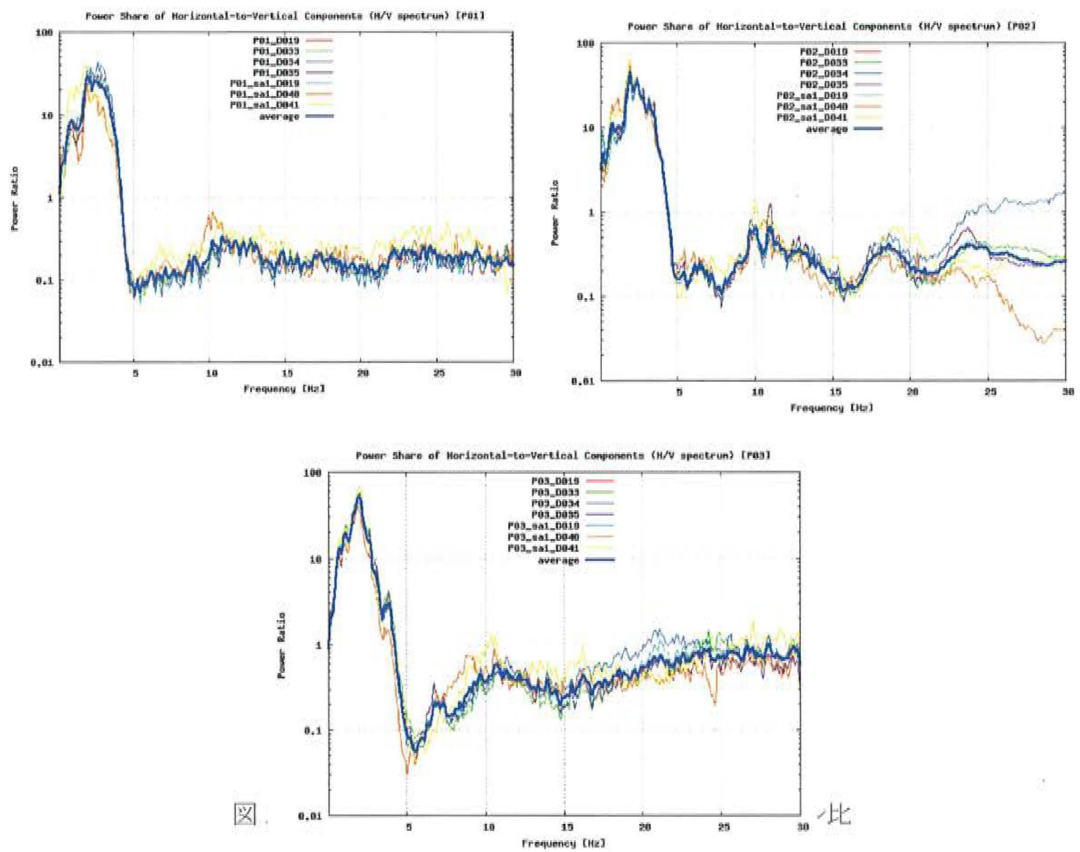


図 3.16 P03 アレイ解析結果



③ 横浜市神奈川大学アレイ観測結果

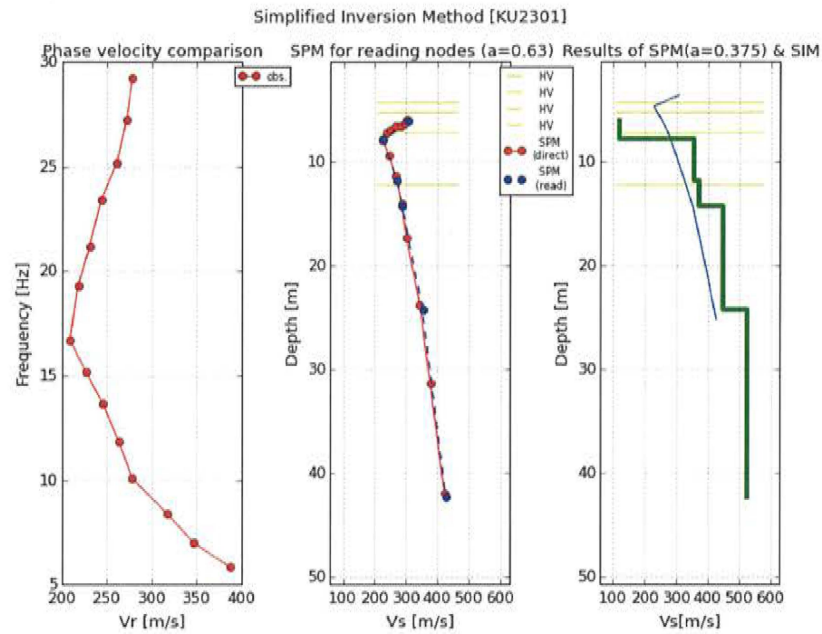


図 3.18 KU2301 アレイ解析結果

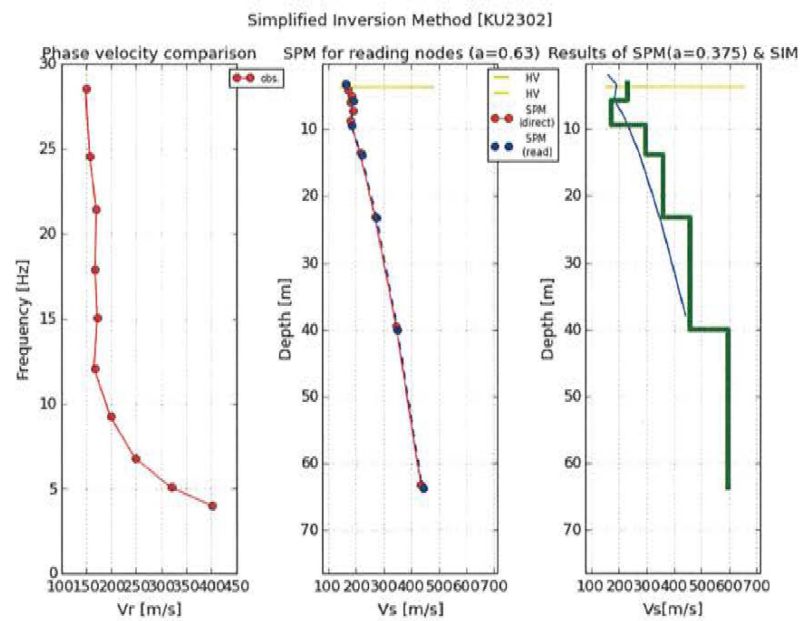


図 3.19 KU2302 アレイ解析結果

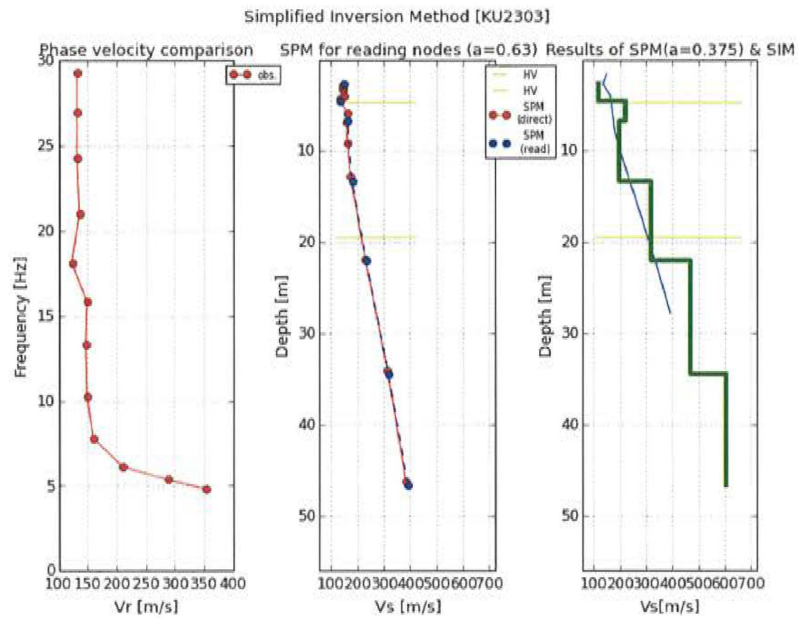


図 3.20 KU2303 アレイ解析結果

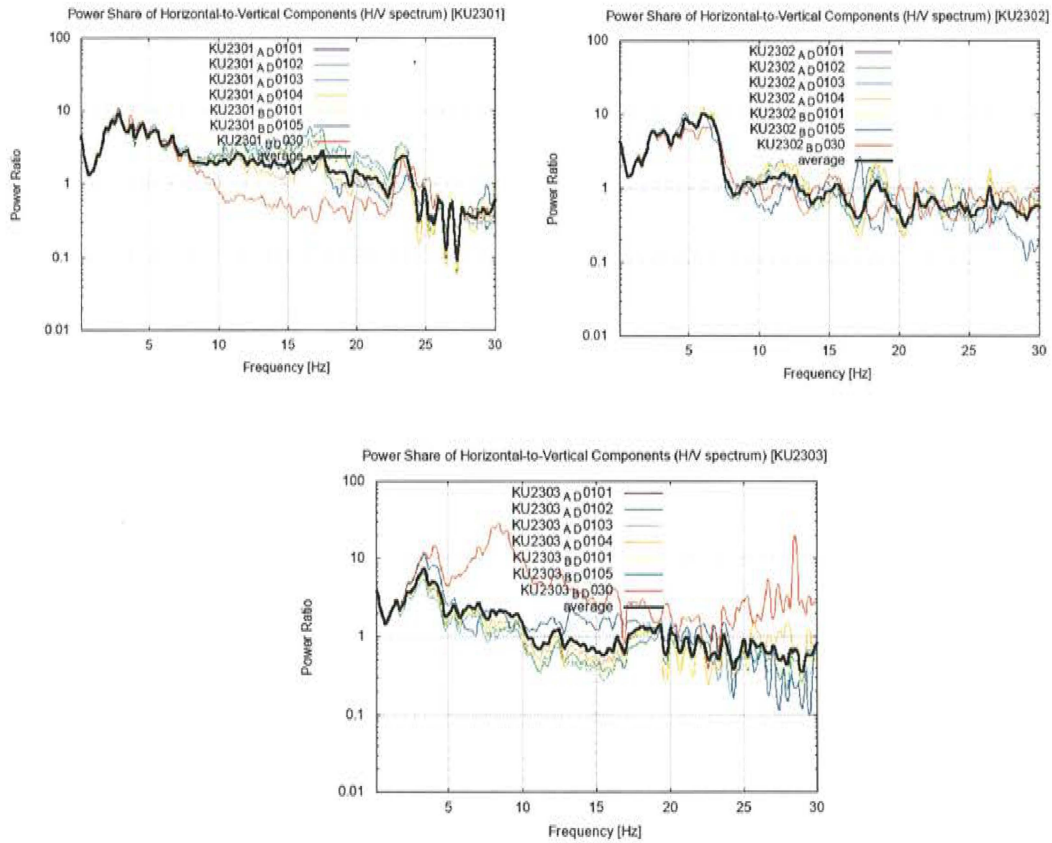


図 3.21 横浜市神奈川大学観測点観測による H/V スペクトル比

3.6 地盤 S 波構造による地盤モデルの作成及び伝達関数の計算

検討対象とした 3 地点の S 波速度構造を図 3.22 に示す。S 波速度の構造はボーリングデータによるものが最も多くの層構造を表現でき、次いで PS 検層データによる層構造を示し、微動アレイ観測による速度構造は、これらの層構造を平均化した速度構造でモデル化されていることが分かる。

地盤モデルの物性値は表 3.1~3.3 による示している。

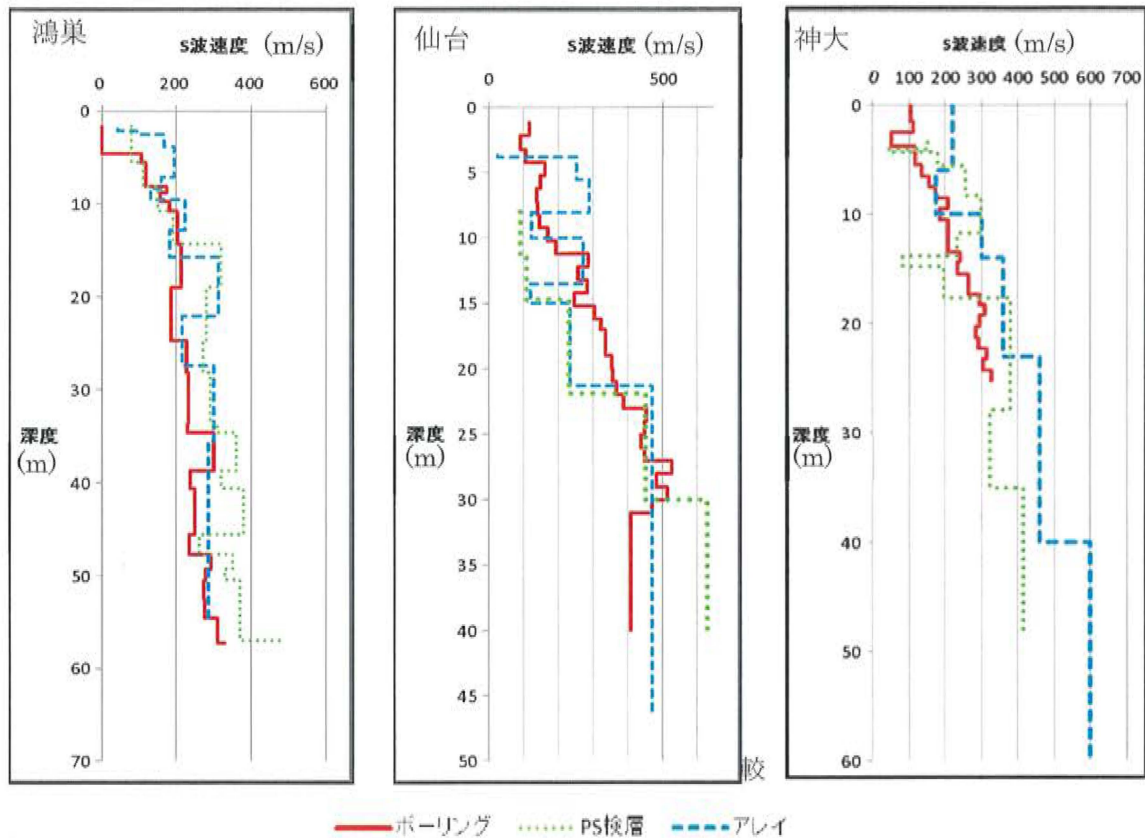


表 3.1 鴻巣市地盤モデル物性値

標準貫入試験

PS 検層

極小アレイ微動観測

深度	N値	Vs	密度
3.7	0.0	0.0	1.5
4.6	2.0	105.0	1.5
5.5	3.0	117.0	1.5
8.2	20.0	174.7	2.0
8.8	10.0	157.7	1.7
9.7	21.0	182.4	2.0
10.8	35.0	203.2	1.7
14.3	32.0	211.7	2.0
19.0	11.0	186.9	1.7
24.7	26.0	228.0	1.8
28.2	25.0	232.6	1.8
33.7	19.0	230.0	1.7
34.6	86.0	298.9	1.8
38.7	20.0	238.5	1.7
40.6	25.0	250.2	1.7
45.6	15.0	234.7	1.7
47.7	53.0	293.5	1.7
49.4	36.0	276.7	1.7
50.5	33.0	273.9	1.8
52.5	32.0	274.6	1.7
54.6	62.0	309.7	1.7
57.3	83.0	328.7	1.7

深度	Vs	密度
1.7	80.0	1.5
5.5	110.0	1.6
8.2	150.0	2.0
10.8	190.0	1.9
14.3	320.0	2.0
19.0	280.0	1.8
24.7	270.0	1.8
28.2	290.0	2.0
33.7	310.0	1.8
34.6	360.0	2.1
38.7	320.0	1.9
40.6	380.0	1.9
45.6	260.0	1.9
47.7	350.0	2.1
49.4	330.0	1.9
50.5	370.0	2.1
52.5	370.0	1.8
57.0	480.0	1.9

深度	Vs	密度
2.4	75.7	1.5
3.2	95.4	1.5
6.1	216.7	1.5
10.3	201.8	1.8
20.0	241.6	1.8
36.2	274.7	1.8

表 3.2 仙台市地盤モデル物性値

標準貫入試験

PS 検層

極小アレイ微動観測

深度	N値	Vs	密度
1.2	19.0	117.1	1.7
2.2	2.0	90.5	1.7
3.2	2.0	107.4	1.9
4.2	4.0	162.5	1.7
5.2	2.0	150.8	1.7
6.0	1.0	138.2	1.7
7.0	1.0	142.6	1.7
8.2	1.0	147.0	1.7
9.2	2.0	169.2	1.7
10.2	4.0	194.4	1.9
11.2	35.0	286.4	2.1
12.2	17.0	257.7	2.1
13.2	28.0	285.0	2.1
14.2	11.0	246.7	1.7
15.2	36.0	305.9	2.1
16.2	45.0	322.1	2.1
17.2	53.0	335.1	2.1
18.2	51.0	336.7	2.1
19.2	64.0	353.7	2.1
20.2	64.0	357.4	2.1
21.2	72.0	368.1	2.1
22.2	95.0	389.5	2.1
23.2	225.0	454.9	2.1
24.2	200.0	449.7	2.1
25.2	164.0	438.3	2.1
26.2	180.0	448.8	2.1
27.2	450.0	528.4	2.1
28.2	257.0	483.9	2.1
29.2	360.0	516.0	2.1
30.2	200.0	470.1	2.1
31.2	86.0	409.9	2.1

深度	Vs	密度
8.0	90.0	1.7
11.3	110.0	1.9
14.7	230.0	2.1
21.9	450.0	2.1
30.0	630.0	2.1

深度	Vs	密度
3.4	173.9	1.7
3.5	60.4	1.7
3.7	156.5	1.7
4.3	180.1	1.7
6.8	226.5	1.7
10.8	216.7	1.7
13.8	198.9	1.8
20.4	302.9	2.1
32.7	473.1	2.1

表 3.3 横浜市神奈川大学地盤モデル物性値

標準貫入試験

深度	Vs	密度
7	103.31165	1.7
6	111.69487	1.7
0	50	1.5
4	117.45967	1.5
3	116.32042	1.5
6	135.42273	1.8
11	154.58329	1.8
18	172.4334	1.95
48	208.51077	1.95
21	184.68386	1.95
32	208.69964	1.8
71	242.30603	1.8
52	233.07876	1.8
100	263.48181	1.8
94	263.84647	1.95
167	294.13978	1.95
214	310.09373	2
150	294.85975	1.95
115	284.55813	2.1
125	291.26832	2.1
188	314.95615	2.1
150	305.62899	2.1
214	327.3206	2.1

PS 検層

深度	Vs	密度
2.5	100.0	1.5
6.3	140.0	1.4
8.1	140.0	1.9
10.0	220.0	1.9
12.2	280.0	1.9
13.1	360.0	1.5
13.8	380.0	1.9
14.5	380.0	1.5
15.5	380.0	1.5
16.8	510.0	1.9
17.0	510.0	2.1
17.5	510.0	1.9
18.5	390.0	2.0
22.5	530.0	2.0

極小アレイ微動観測

深度	Vs	密度
6	220	1.7
10	175	1.5
14	300	1.9
23	360	2
40	460	2.1
60	600	2.5

以上表に記入した物性値を利用して、作成したモデルを、1 地次元解析プログラム K-Shake による、等価線形解析で、地盤の伝達関数をそれぞれ計算する⁵⁾。
その結果は以下図 3.23 になる。

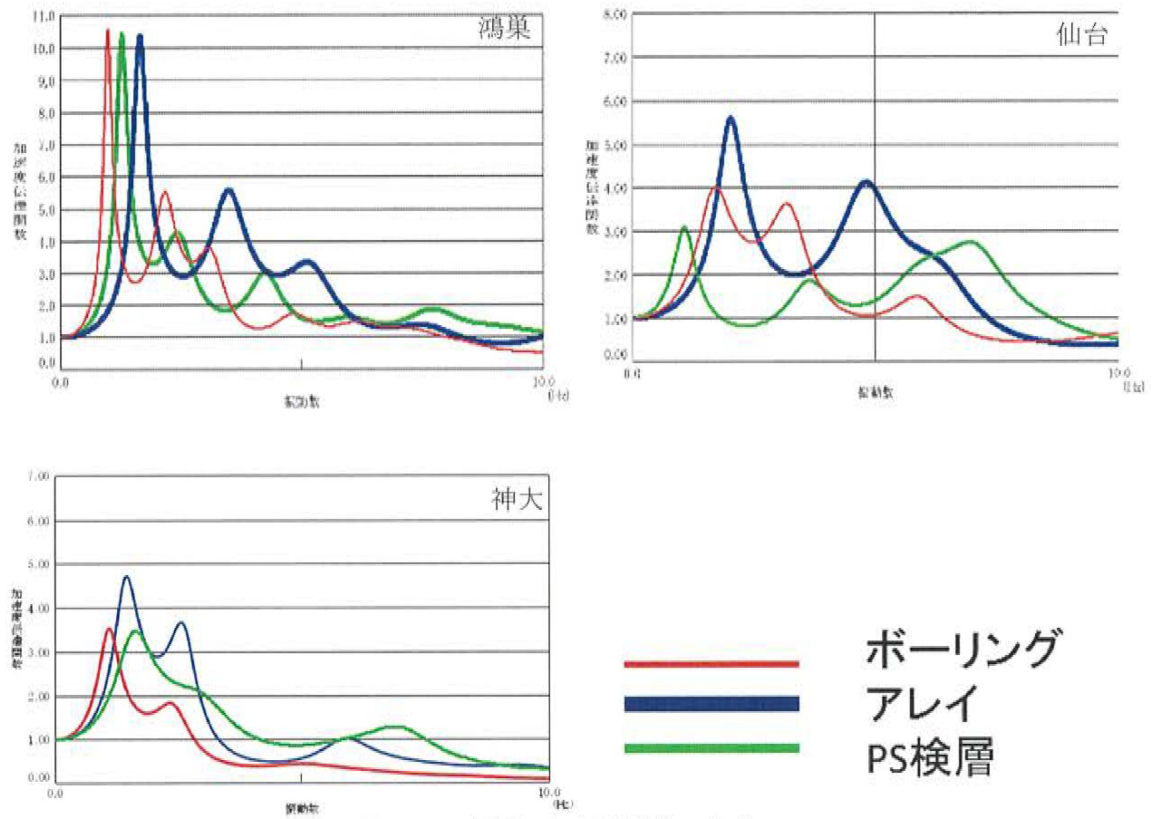


図 3.23 解析した伝達関数の比較

3.7 検討

本節における検討結果から、極小アレイ微動観測の結果は、通常的地盤調査に用いられている調査法（標準貫入試験、PS 検層調査）による結果と比較して、やや差異も存在するが S 波速度構造および地盤の一次固有周期について、一定程度の整合性が確認できたものと考えられる。特に、観測で得られた地盤の卓越周期と比べると、場所により、平坦な台地（鴻巣市）、低地（仙台市）で推定した地盤モデルによる計算結果と観測結果では、整合性が高い傾向を示した。一方、丘陵地（横浜市）における地盤構造ではやや差異が大きくなり、近接する複数の観測結果を利用するなどして、より注意深く詳細な検討が必要であると考えられた。

以上、標準貫入試験、PS 検層調査などを簡単に行うことが難しい場合には簡便で安価な極小アレイ微動探査を実施することにより、地盤構造の調査として有用であると考えられる。

参考文献

- (1) 大田裕，後藤典俊：S波速度を他の土質諸指標から推定する試み，物理探鉱，第29巻，第4号，pp.31～41，1976
- (2) 矢野建築事務所：(株)保健科学研究所仙台支社新築工事に伴う地盤と建物の振動特性に関する調査研究
- (3) 株式会社保健科学東日本、株式会社 環境防災技術研究所：(株) 保健科学東日本本社 検査棟耐震補強工事 のための地質調査
- (4) 株式会社豊栄：神奈川大学横浜キャンパス整備工事新棟新築工事地質調査
- (5) 吉田望：地盤の地震応答解析

第四章 相模平野を対象とした広域な地盤構造の推定

4.1 はじめに

第三章で紹介したように、近年開発された nc-CCA 法によるアレイ微動探査の解析結果を伝統的な標準貫入試験結果と PS 検層試験結果と比較して、一次周期上に一定程度の整合性を確認した。

標準貫入試験と PS 検層試験と比べると、アレイ微動観測の方は簡易、低コストなどのメリットがあり、アレイ微動観測をうまく運用すると、大規模地域の防災計画に活用ができると考えられる。

地震動や地震被害は、対象地点の地盤特性や地震動の伝播特性によって異なることはよく知られている。また、近年の地震動推定手法の高度化や計算速度の高速化に伴い、詳細な地盤構造を把握する必要性はこれまで以上に高くなっている。地盤特性を推定する方法の 1 つとして、複数の地震計で同時に行うアレイ観測では、直接地盤の S 波構造を探查することが可能である。

本章では、特に表層の軟弱地盤に着目し、地震動や地震被害推定に利用するための面的な地盤構造推定の精度向上を目的としていくつかの検討を行った。相模平野において極小アレイに任意の 2 点を付加した観測を行い、解析結果から得られる S 波速度構造から広範囲の地盤構造の推定を目的とした。

神奈川県は、フィリピン海プレートと北米プレート境界に位置している。この構造プレート境界は相模トラフと呼ばれ、相模湾に位置する。相模トラフには 1923 年の関東大震災 (Mj7.9) が発生した、東京湾最大震度 6 を越える地域が観測された²⁾。この地震により、神奈川県の中央部に、特に相模川沿いところは甚大な被害が被った。特に木造建物の倒壊は 50% 以上、一部地域はほぼ 100% に達した (図 4.1)。これは、相模川沿いの柔らかい土壌堆積物が原因と考える¹⁾。

本章では、極小アレイ微動観測のメリットを活用して、地盤構造を調べ、相模平野の全体的な地盤構造を推定することを目的とした。相模平の地盤構造は複雑であるが、平野の北部は比較的単純で柔らかい土壌層が浅く安定している。しかし、南部の平野、特に相模川の一部に相当する西部はかなり柔らかい地面であることが判明した。以上のことから、南北方向の表面土壌構造は、海岸からの距離に応じて非常に明確に変化する。地下のこのような変化するギャップは、海岸から約 10km 離れたところで急速に現れています。

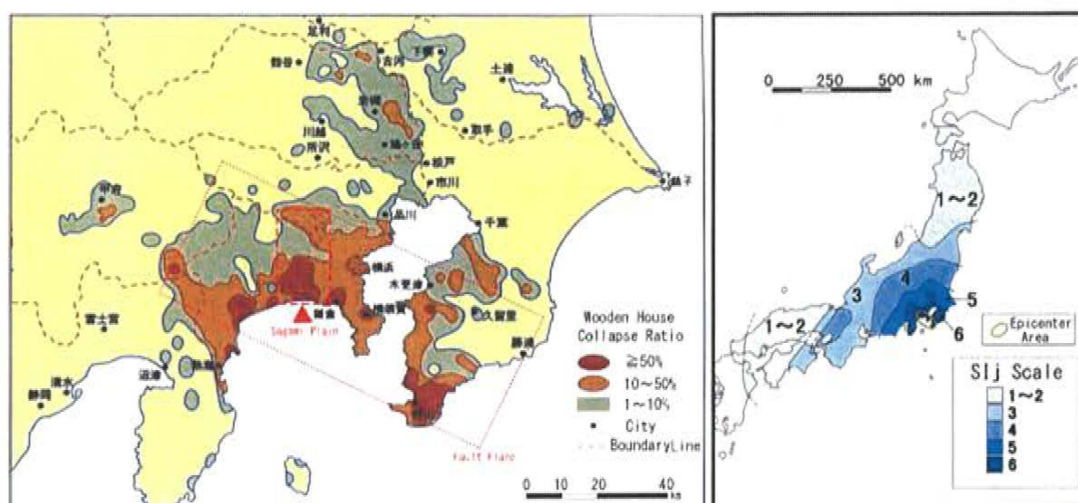


図 4.1 関東大震災木造建物倒壊率と振動分部

4.2 神奈川県、相模平野の概要と地盤特性

相模平野は、神奈川県中部を流れる相模川流域に形成されました。面積は約 250 平方キロメートルで、神奈川県の面積の約 10%です。相模平野の歴史の中で、関東南部地域で大きな被害を受けた 1923 年の関東大震災は、非常に大きな被害をもたらし、日本の地震防災対策の非常に重要な分野です。マイクロゾーニングに関するこれまでの研究では、地表面の微小地形分類図と推定増幅図の作成を行った。図 4.2 は神奈川県の標高マップであり、それは地形的な集落を明確に示しており、図 4.3 は微小地形分類の地図を示しています。相模平野は相模川沿いに位置し発達しており、北部地域と南部地域では明らかに異なる。北部では微小地形はローム高原、扇状地、デルタで構成され、南部では低地の海岸沿いにデルタ、砂州、砂丘によって構成され発達している。図 4.3 に示す微小地形分類図によれば、地表による増幅率は図 4.4 のように推定される。また、北部と南部、南部との違いも明確に識別されている²⁾。

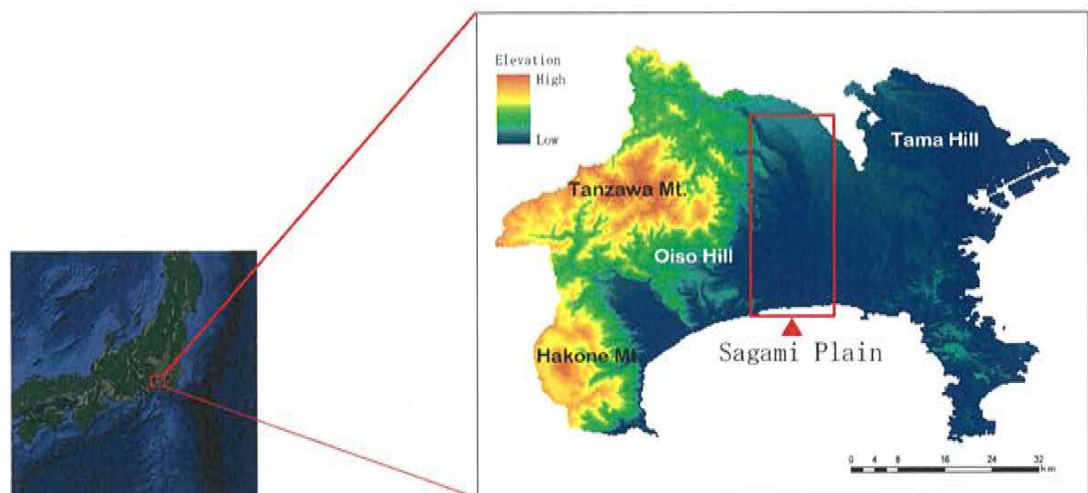


図 4.2 神奈川県標高マップ

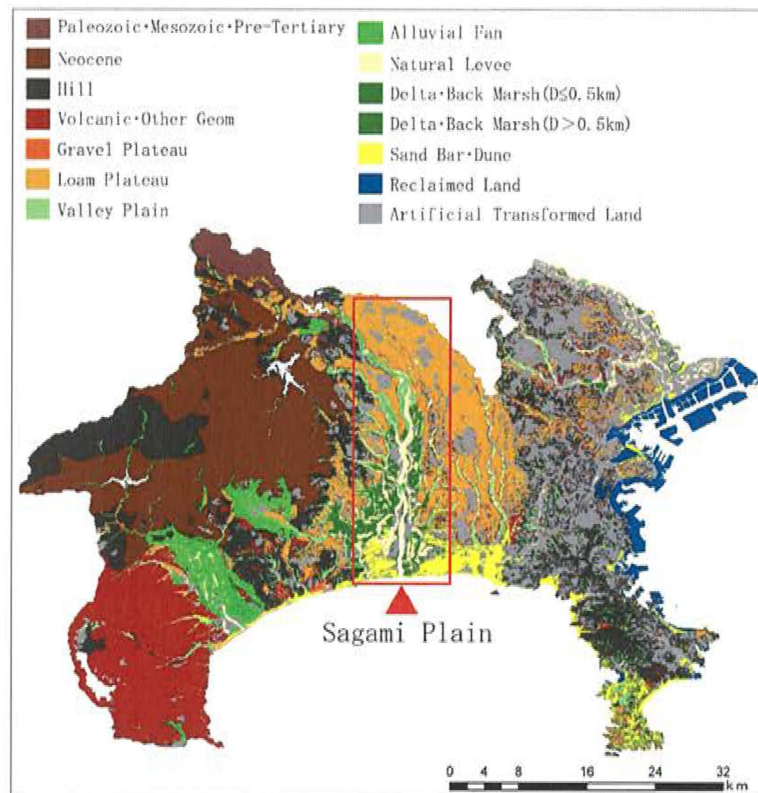


図 4.3 神奈川県微地形図

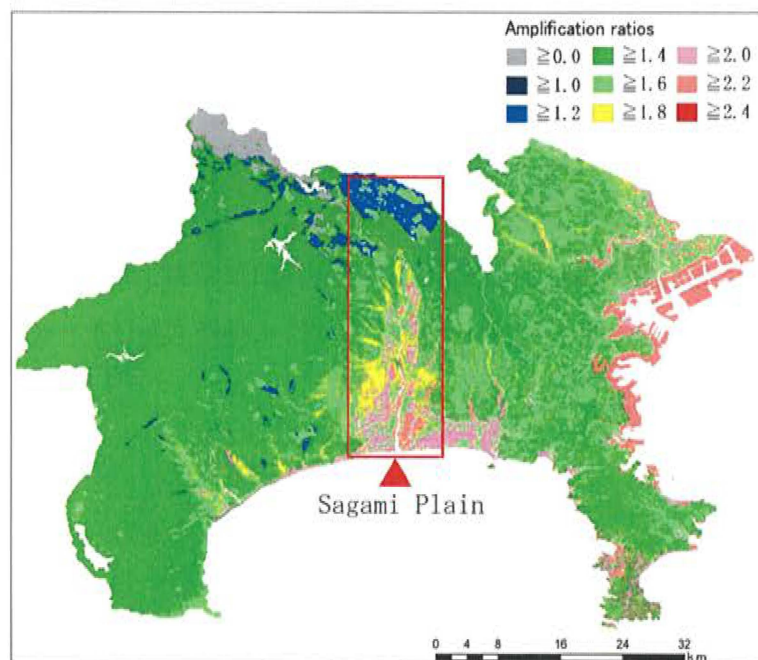


図 4.4 神奈川県増幅率図

4.3 相模平野における既往のマイクロゾーニング研究

4.3.1 常時微動観測

既往の研究¹³⁾では、図 4.5 に示すように約 980 点でより密に微動観測を行った。これらの観測データを用いて H/V スペクトルを計算し、卓越周期分布の結果図である。そして相模平野では複雑に変化している。相模平野の東側と西側、そして相模川上流域の北部に位置する丘陵地での卓越周期の評価値は、短期間に変化しており、これらの地域では観測地点がいくつかあった。基本的に、表層土層の厚さは相模川の丘陵側と上部側に向かって浅くなる傾向があるが、図 4.5 に示すように卓越周期の分布は表層土層のこの基本的な傾向と一致しない。表層土構造の卓越周期のために比較的長い周期が出た場所がいくつかの地域が存在した。私たちは川の古い河川痕跡である主な堆積層を異なる軟質土壌が影響されると想像できる。

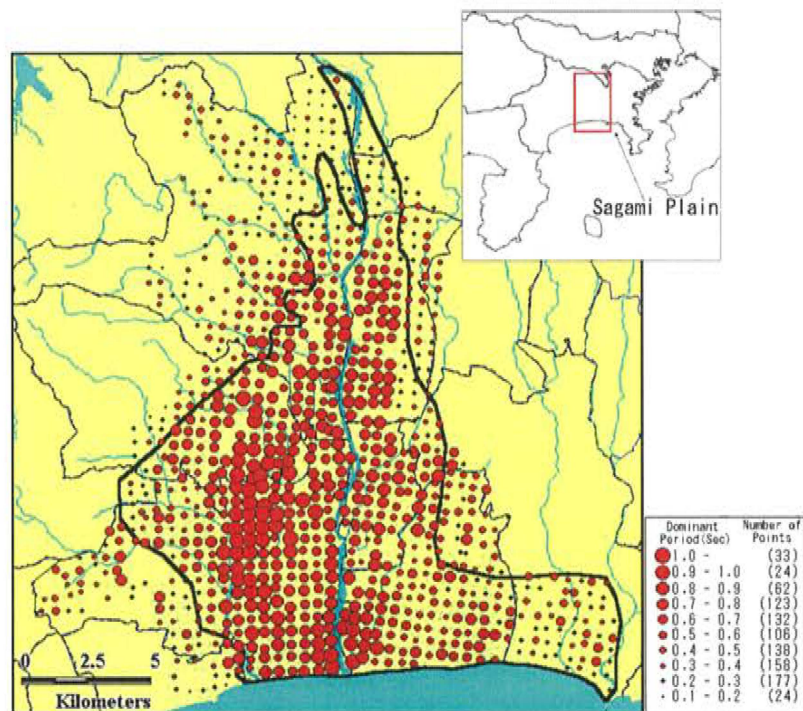


図 4.5 既往の研究で作成した卓越周期分布マップ

4.3.2 地震マイクロゾーニング

図 4.5 に示した結果を用いて、メッシュマップを用いた卓越周期分布を示すマップに基づいて、既に地震マイクロゾーニングを調べた。図 4.6 は、卓越周期に基づく地震マイクロゾーニングの推定結果を示している。相模川河口の近くで、新幹線スーパーエクスプレス線の西側に近い地域は、最大の卓越周期は約 1.2 秒である。相模川下流域の西側と新幹線に沿った相模川の両側は、約 0.8 秒である。相模川の中央部と下部の東側と相模平野の北西部の地域では、ここで卓越周期は約 0.5 秒である。そして相模平野の東、北、西の端の他の地域の卓越周期は約 0.3 秒である。

地震マイクロゾーニングの結果から、沖積堆積物の最も深い厚さを有する沖積砂地域の卓越周期は、沖積層より比較的薄い沖積粘土地域の卓越周期に類似している。これが、堆積土の特性が表層土壌状態の柔らかさによって影響される、つまり卓越周期に関係する理由である。そして、表層土層の深さだけでなく、構成された土質の特性によっても卓越周期が変化する。また、1923 年の関東大震災による木造住宅の深刻な被害は、0.7 秒以上の卓越周期を持つ地域と一致している。

図 4.6 に示すように、相模平野南部に分布する卓越周期の多くはより長く、より深く表層が軟弱な土壌で覆われている。以下の研究では、アレイ微動観測を行い、2 次元地盤構造を計算することで、表層地盤構造を卓越周期の分布と比較することができ、また 1923 年関東大震災による被害分布と比較することができます。

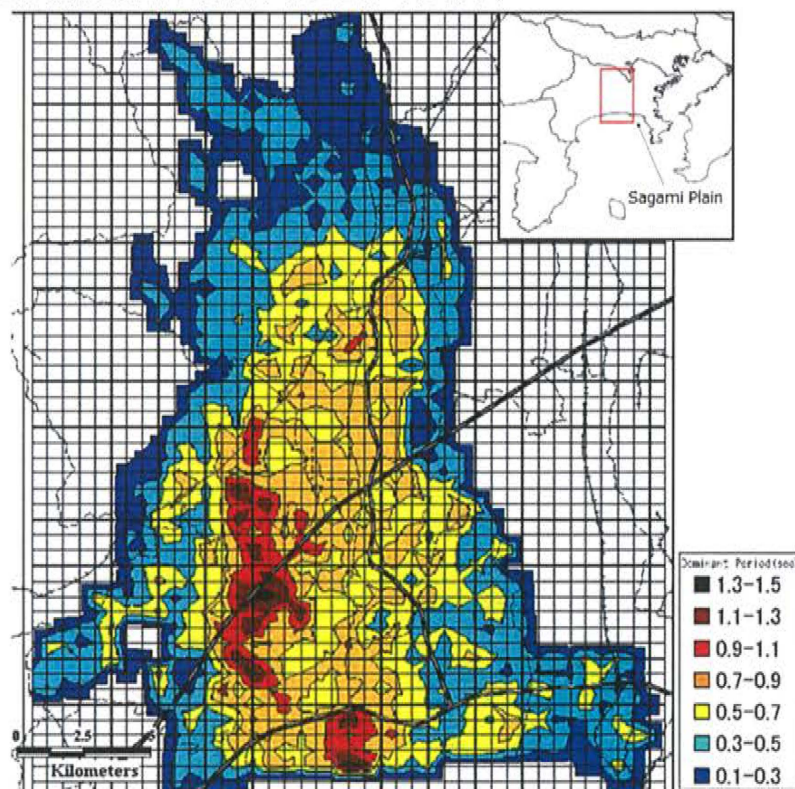


図 4.6 既往の研究で作成した地震動分布図

4.4 極小アレイ微動観測

ここまでのマイクロゾーニングの研究で得られた結果から、相模平野の地質状況や卓越周期の分布と比較して地盤状況を理解することができた。今回は、極小アレイ微動観測法を用いて、表層土壌の構造を直接的で、詳細に把握したいと考えている³⁾⁻⁸⁾。

4.4.1 観測点

観測点を図 4.7 に示す。本研究では相模川から東西方向に約 5 km、海辺から南に約 35 km の範囲で観測を行った。約 1 km 間隔である。また、図 4.7 はこの地域の地質学的環境を示し、相模平野は相模川沿いに発達していることがはっきりとわかる。

観測方法は 1 章に述べたように、nc-CCA 法と CCA 法を併用して観測、解析を行う。

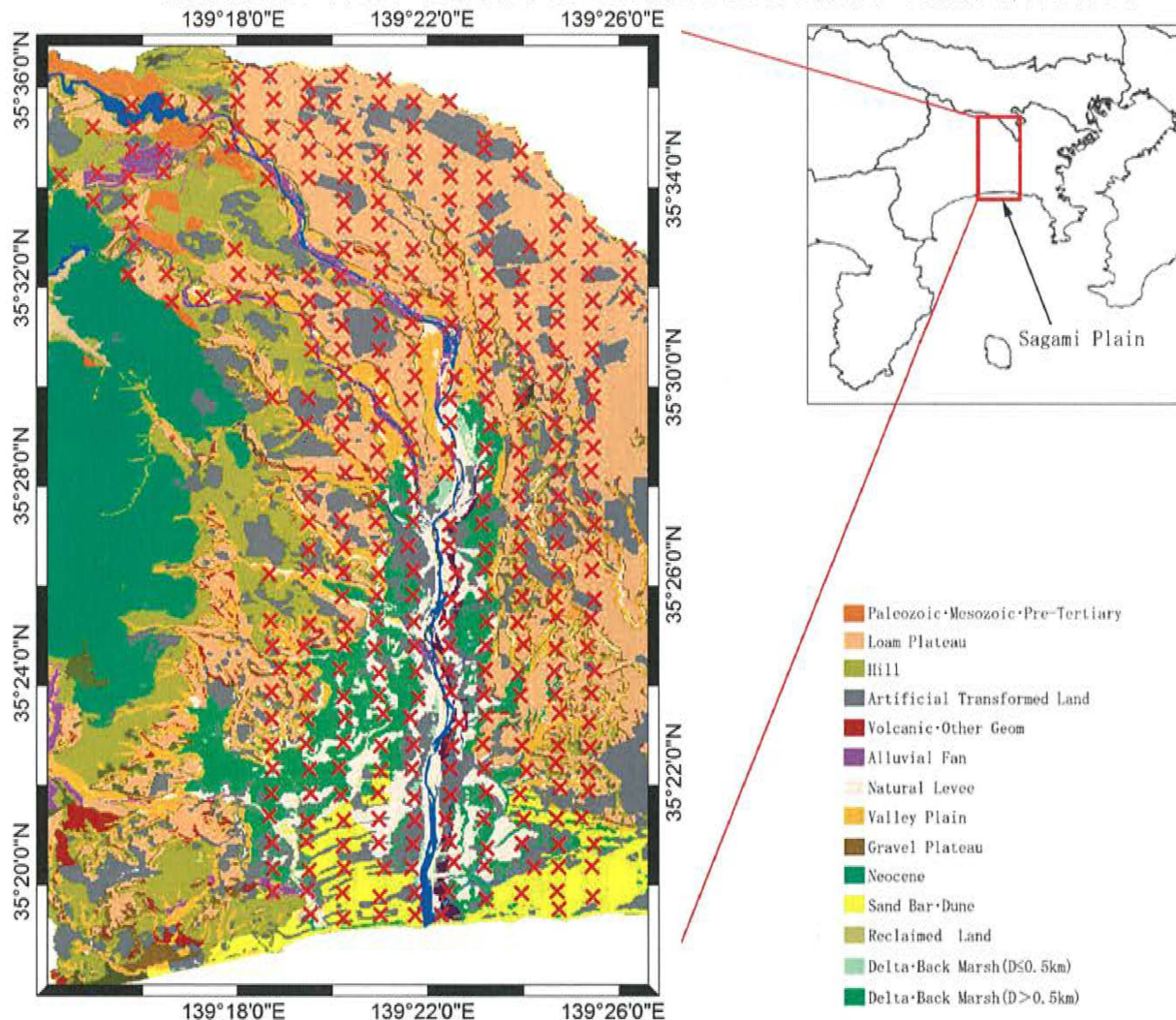


図 4.7 相模平野の微動観測点

4.4.2 微動観測による解析結果

地面の揺れや地震による被害は、対象場所の地盤特性や地面の揺れの伝播特性に依存することはよく知られている。また、最近の地盤振動推定法の進歩と計算速度の高速化に伴い、表層地盤構造を詳細に把握する必要性がかつてないほど高まっています。地盤特性を推定する方法の1つは、常時微動観測、以前は一点観測、最近は複数の地震計によるアレイ観測で、直接地盤のS波構造を調べることができる。

①観測点における卓越周期

図4.8に観測点位置マップとともに観測結果から得られたH/Vスペクトル比による卓越周期分布図を示す。

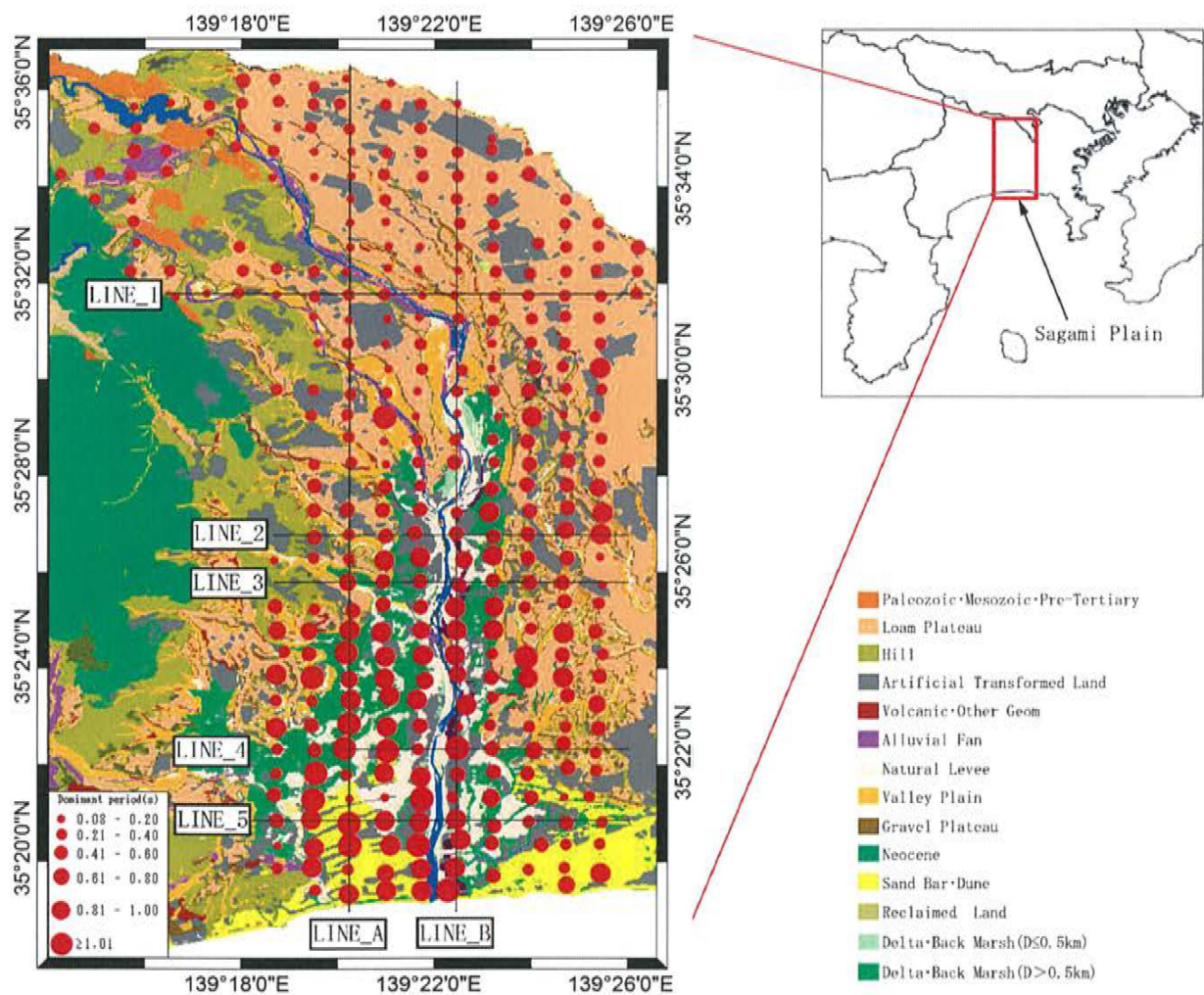


図4.8 本研究で解析した卓越周期の分布図

観測点の H/V スペクトルの結果を用いて、卓越周期を求めた。卓越周期の分布図を図 9 に示す。図で平野の北側卓越周期が比較的短いこと、南側に支配期が長いことが多いことがわかる。特に南西部では、多くのポイントの卓越周期は 1.0 秒以上です¹²⁾。