

インドネシア・パダンの地盤のせん断波速度構造と地震動のサイト増幅特性の推定

小野祐輔¹・野口竜也²・佐藤篤³・Rusnardi Rahmat Putra³・
上村修史²・池田達紀³・清野純史³

¹鳥取大学大学院工学研究科（〒680-8552 鳥取市湖山町南4-101）

E-mail:ysk@cv.tottori-u.ac.jp

²鳥取大学大学院工学研究科（〒680-8552 鳥取市湖山町南4-101）

³京都大学大学院工学研究科（〒160-0004 京都市西京区京都大学桂）

インドネシア・スマトラ島中西部の主要都市であるパダンを対象に、常時微動観測に基づき地盤構造のモデル化と地震動増幅特性の推定を行った。常時微動観測の結果として、単点三成分観測によるHVスペクトル比の分布と、4台のセンサーを利用したアレイ観測によるレイリー波位相速度の分散曲線を求め、これらの情報を組み合わせることにより地盤のせん断波速度構造のモデル化を行った。本研究による地盤構造モデルは、基盤より浅部の堆積層をせん断波速度200m/sと400から700m/sの二層に分割したものとなった。設定した地盤構造モデルに基づき、パダン市街地を南北と東西に走る二つの測線に沿って、一次元有限要素解析により地震動の水平成分の増幅率の推定を行った。その結果、堆積層の層厚が異なることにより、地震動の増幅率が大きくなる領域が見出された。

Key Words : Shear wave velocity profile, Microtremor survey, Site amplification, Padang, Indonesia

1. 研究の背景と目的

本研究の対象地域であるパダンは、図-1に示すようにスマトラ島中西部の沿岸部に位置し、交通の要所としてこの地域の中核的な都市となっている。スマトラ島の西方沖にはオーストラリアプレートがスundaプレートに沈み込むスマトラ沈み込み帯（Sumatran Subduction Zone）が存在しており、この沈み込み帯に沿って大規模な地震が頻繁に発生している。インド洋沿岸の広い範囲で甚大な被害をもたらした大津波を発生させた2004年スマトラ島沖地震は、この沈み込み帯で発生したものである。

2006年、Natawidjaja et al.¹⁾は、スマトラ沈み込み帯において、1935年にMw 7.7の地震が発生した地点から2000年にMw7.9の地震が発生した地点までの区間をMentawai Patch（図-1において赤色破線で囲んだ領域）と呼び、1797年と1833年を最後に大規模な地震が発生していないことに加えて、過去の活動がおおよそ200年周期であることから、この領域において近い将来大規模な地震が発生する可能性が高いことを指摘した。その後、図-1に示すように、2007年にMentawai Patchの南側領域においてMw 7.9とMw 8.5の地震が発生したものの、パダン沖においては未だ大規模な地震は発生しておらず地震の空白域（図-1において茶色破線で囲んだ領域）が存在していた。2008年にSieh et al.²⁾は、数十年以内にこの空白域においてMw 8.8を超える規模の地震が発生する可能性を指摘している。

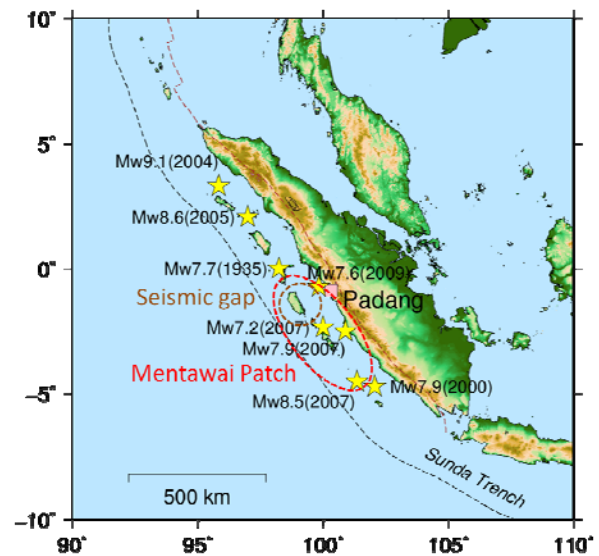


図-1 パダンの位置とスマトラ沈み込み帯の地震活動（各地震のマグニチュードは USGS によるものをを用いた）

2009年9月30日にはパダン沖でMw 7.6(USGS)の地震が発生した。

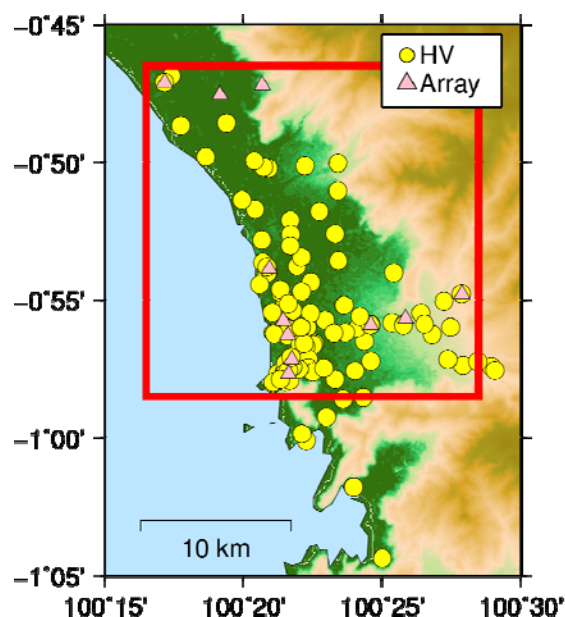


図-2 パダンの地形と常時微動の観測点

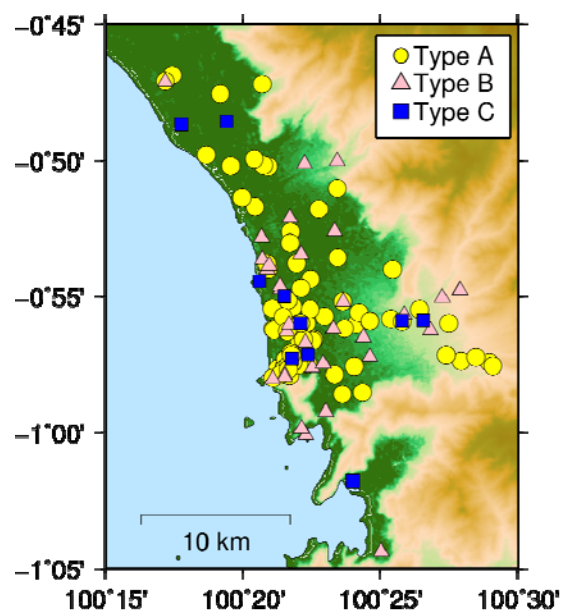


図-4 HV スペクトル比の形状タイプの分布

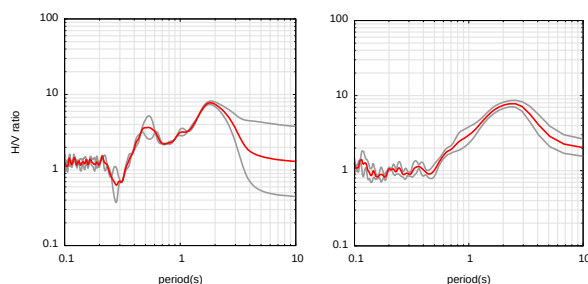


図-3 常時微動の HV スペクトル比の例
右：二つのピークを持つ例 (Type A)
左：一つのピークを持つ例 (Type B)

2. 対象地域の特徴

図-2に示したようにパダン東部はスマトラ山脈、西部はインド洋に挟まれた平野部に市街地が発達している。表層地質図³⁾によると、平野部は沖積層に覆われている。山地は主に第三期の堆積岩から構成されており、一部で変成岩の露頭が見られる。平野部では、複数の河川が蛇行しながらインド洋に注いでおり、湿地や三角州も見られる。これらの情報から、パダンの市街地が広がる平野部では、厚い堆積層の存在するものと考えられる。

3. 常時微動観測の実施状況

常時微動観測にはセンサーとデータロガーが一体となったGPL-6A3Pを使用した。HVスペクトル比を求めるための単点三成分観測を129サイト、レイリー波の位相速度を求めるためGPL-6A3Pを4台用いたアレイ観測を11サイトで実施した。図-2において、単点三成分観測を行ったサイトを○印で、アレイ観測を行ったサイトを△印で示した。アレイ観測を行ったサイトでも水平鉛直三成分を記録しており、HVスペクトル比を求めている。また、この図において見られるように、観測サイトは平野部に均等に分布しておらず、図中、中央やや下の領域に集中している。これは、この領域において市街地が発達しており、その他は田園の広がる地域となっているためである。

4. HVスペクトル比のピーク周期の分布

(1) HVスペクトル比の算定と形状による分類

震が起こり、1,000人を超える死者が発生した。しかしながら、この地震の震源は85kmと深く、沈み込んだオーストラリアプレート内で発生したものと考えられる。そのため、パダン沖の地震空白域は未だ解消されていないと考えられ、来るべき大地震に対する十分な備えが必要である。

地震による被害は震源の規模だけではなく、サイト特性による地震動の増幅特性に強く影響されることは良く知られている。サイト特性を把握するためには、その地域の地盤構造が明らかでなければならない。

本研究の対象としたパダンについてみると、サイト特性を評価するために必要な地盤構造はほとんど知られていない。そこで本研究では、常時微動観測を行うことで地盤構造を推定し、パダンにおける地震動のサイト増幅特性の評価を行った。なお、本研究に関連する研究として、野口ら⁴⁾があるが、本稿は野口らの成果に対し、さらなるデータと検討を追加したものである。

単点三成分観測を行った129サイトにアレイ観測を行った11サイトを加え、計140サイトにおいてHVスペクトル比を得た。HVスペクトル比は次式により計算した。

$$HVSr(\omega) = \sqrt{\frac{FR_{NS}(\omega)^2 + FR_{EW}(\omega)^2}{FR_{UD}(\omega)^2}} \quad (1)$$

ここで、 $HVSr(\omega)$ は求めるHVスペクトル比、 ω は円振動数、 $FR_{NS}(\omega)$ 、 $FR_{EW}(\omega)$ 、 $FR_{UD}(\omega)$ はそれぞれ記録した常時微動のNS成分、EW成分及び鉛直成分のフーリエ変換である。得られたHVスペクトル比を次のような三種類に分類した。

- ① Type A：明瞭なピークを2つ持つもの
- ② Type B：明瞭なピークを1つ持つもの
- ③ Type C：明瞭なピークを持たないもの

これらのうち、Type AとType Bの代表的なものを図-3に示す。また、図-4にこれらの分布を示す。

HVスペクトル比において、Type Cとしたもののよう明瞭なピークが見られない場合、地盤が十分に堅固であるか、あるいはSN比が小さい場合が考えられる。ここでは、Type Cに分類された9つのHVスペクトル比について、どちらの理由によりピークが現れていないのかを判断する情報が得られておらず、観測に問題があった可能性が捨てられないため、以後の検討からはこれらのサイトを除外することとした。また、人口密度の高い市街地を中心とした領域（図-2に赤い矩形で示した領域）を以後の検討の対象とする。

（2） ピーク周期の読み取り

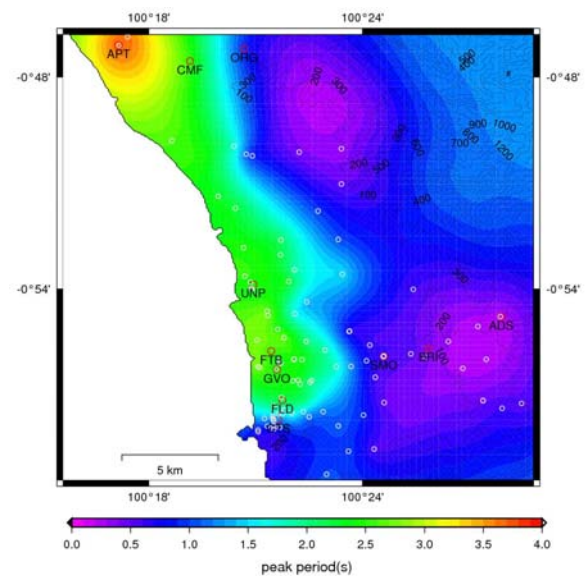
一般にHVスペクトル比にみられるピークは、S波速度が大きく異なる層境界を反映しているものと考えられている。また、小嶋・山中⁵⁾は、福井平野で観測した常時微動のHVスペクトル比に見られる二つのピークが、それぞれ沖積層最下面と第四紀層最下面に由来することを示している。

この事例を参考に、Type Aでは長周期側のピーク周期が深い層境界面に対応し、短周期側のピーク周期が浅い層境界面に対応していると仮定する。以下、長周期側と短周期側のピーク周期をそれぞれ T_d 、 T_s と表す。

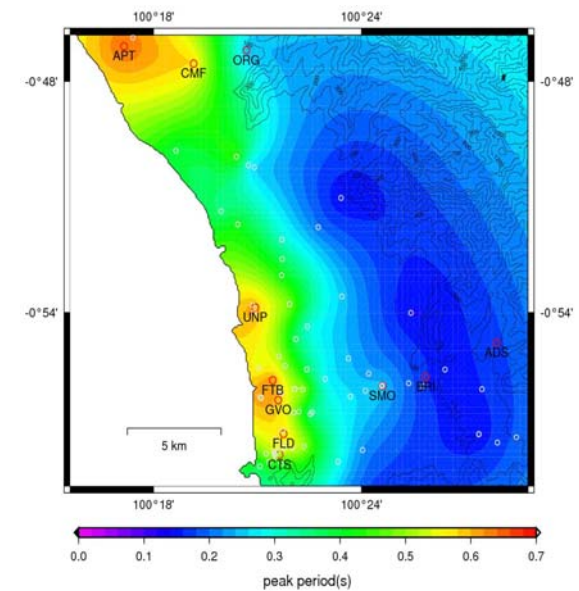
一方、Type Bについては、実地盤構造として2つの層境界が存在するものの、いずれかに対応するピーク周期が観測可能周波数外にあるため検出できなかった場合と、層境界が一つしか存在しない場合が考えられる。ここでは、それぞれのサイトについて、どちらの理由によるものかを判断する情報が得られていないため、周辺のType Aとされたサイトと比較し、 T_d （深い層境界面に対応）と T_s （浅い層境界面に対応）のいずれかと判定することにした。

（3） HVスペクトル比のピーク周期の分布

前項で述べた手順により、常時微動観測を行った各サイトについて、HVスペクトル比のピーク周期が得られた。次に、図-2の赤線で囲った領域を対



(a) 長周期側のピーク周期 (T_d) の空間分布



(b) 短周期側のピーク周期 (T_s) の空間分布

図-5 HV スペクトル比のピーク周期の空間分布

象に、通常クリギングを用いて補間を行い、HVスペクトル比のピーク周期の空間分布を推定した。得られた結果を図-5に示す。

長周期側のピーク周期 T_d の分布を見ると、平野部においてピーク周期2～3秒に相当する深い堆積層が存在し、東側の標高が高い地域に行くにしたがって層厚が減少していると推定できる。また、平野部南端にはピーク周期の急変する領域が見られることから、ここでは堆積層厚の急激な変化があることが考えられる。

一方、浅い側の層境界面を反映する短周期側のピーク周期 T_s の空間分布は、平野部において0.6秒前後であるものが標高が上がるにつれ短周期化する傾向

表 - 1 アレイ観測サイトとアレイ半径, HV スペクトル比のピーク周期

測線	サイト	アレイ半径 (m)	HVSR のピーク周期
A-A'	APT	3.0, 10.0, 30.0, 125.0, 250.0	4.00, 0.72
	CMF	3.0, 10.0, 30.0	2.28, 0.71
	ORG	3.0, 10.0	0.49, 0.11
B-B'	CTS	1.0, 3.0, 14.0	1.15, 0.61
	FLD	3.0, 10.0, 30.0	2.00, 0.60
	GVO	3.0, 10.0, 30.0	2.52, 0.61
	FTB	3.0, 10.0, 23.0, 135.0	2.12, 0.81
	UNP	3.0, 10.0, 30.0	2.35, -
C-C'	GVO	3.0, 10.0, 30.0	2.52, 0.61
	SMO	1.0, 2.0, 3.0, 10.0	0.68, 0.25
	BRI	3.0, 10.0, 15.0, 40.0	0.52, -
	ADS	1.0, 3.0, 10.0, 20.0	0.13, -

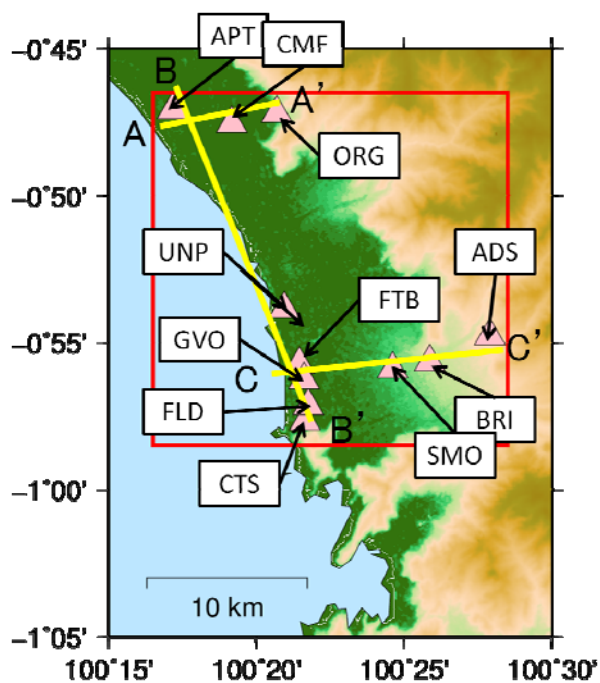


図-6 アレイ観測を行ったサイトの位置と名称

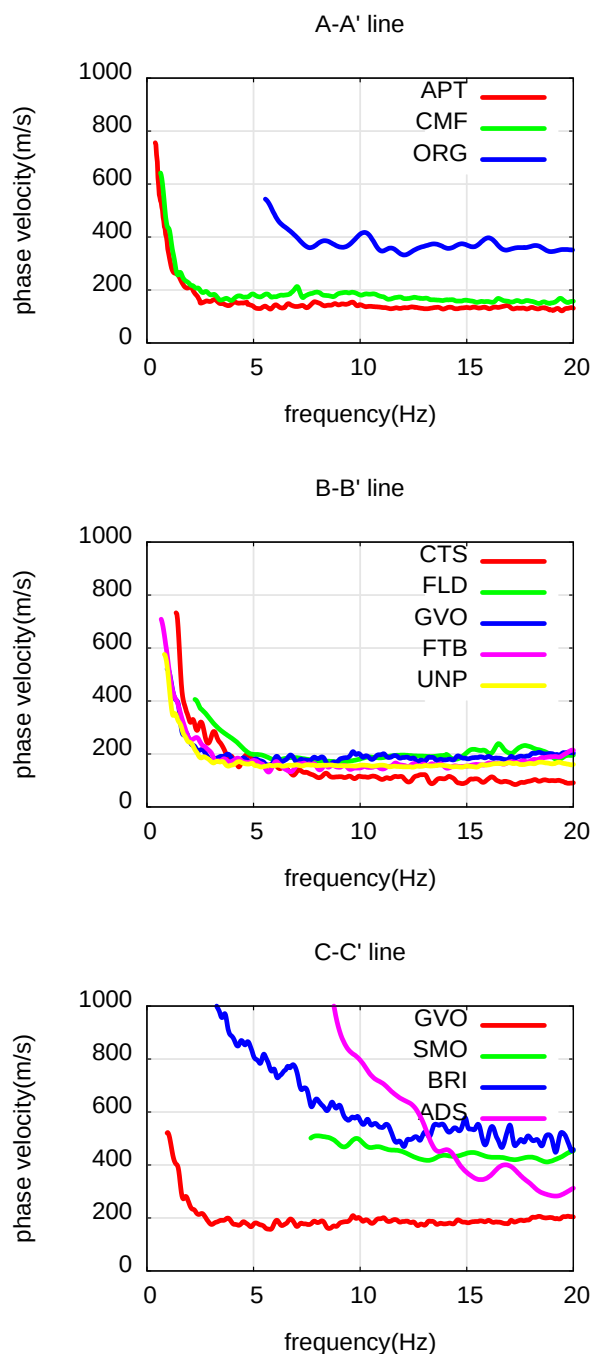


図-7 推定したレイリー波位相速度の分散曲線

があり、やはり標高の高い側では堆積層が薄くなっていると考えられる。

5. アレイ観測とレイリー波分散曲線の推定

(1) アレイ観測の実施状況

地盤のせん断波速度構造を推定することを目的とし、図-6に示すように3本の側線 (A-A', B-B', C-C') を設定し、各測線に沿った11地点においてGPL-6A3Pを4台用いたアレイ観測を実施した。各サイトにおいて観測を実施したアレイ半径は表-1に示すとおりである。各観測において、サンプリング周波数は100Hz以上とし、20分以上の記録を保存した。アレイ形状は円形とし、中心点に1台、所定の半径

の円周に沿って正三角形の頂点に3台を設置した。

(2) レイリー波の位相速度分散曲線の推定

常時微動のアレイ観測結果の上下動成分に対して、CCA法^{6,7)}を適用することで、レイリー波の位相速度の分散曲線の推定を行った。得られた分散曲線を測線ごとに図-7に示す。

測線A-A'はパダン北部を海岸線から山側に繋ぐように設定した。APTとCMFは非常に似た形状を示し、ほぼ同じ地盤構造を持つものと考えられる。対して、ORGは最小位相速度が他の2地点よりも大きく、分散性を示す周波数帯も高周波数側に広がっていることから、比較的硬質な地盤特性となっているとみな

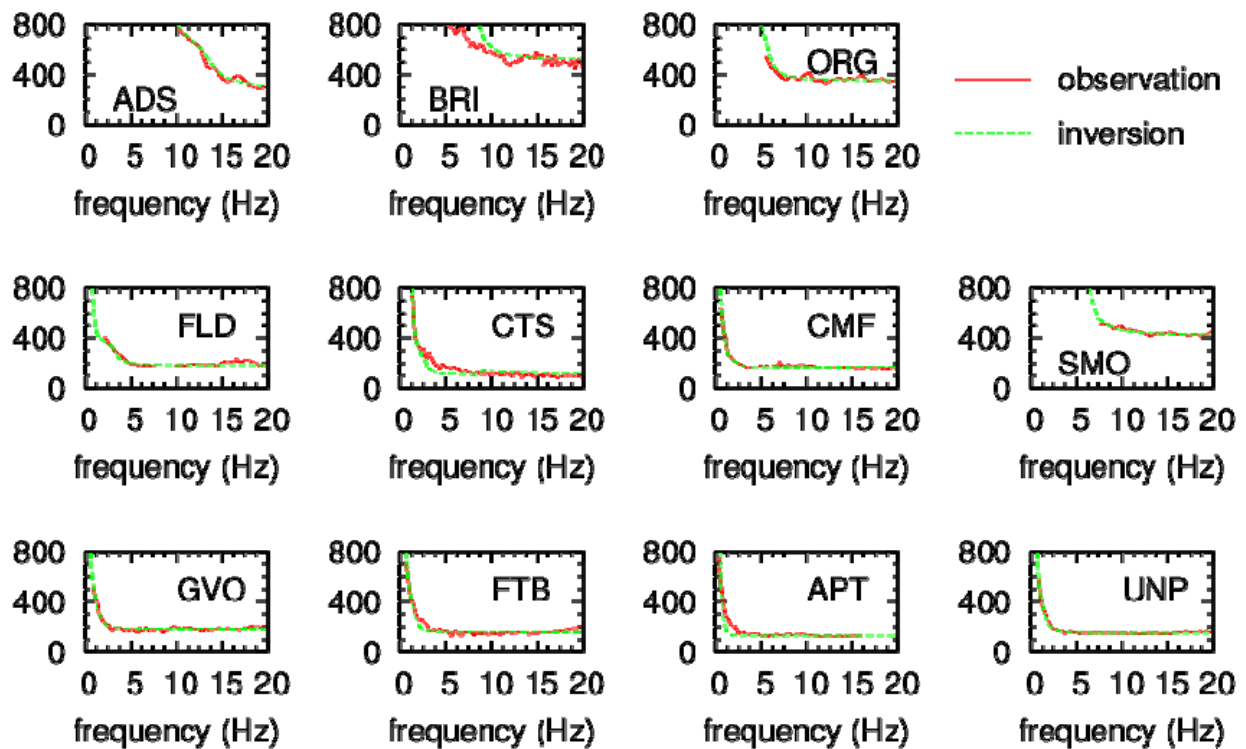


図 - 8 インバージョンによって決定した地盤構造による理論分散曲線と観測分散曲線の比較

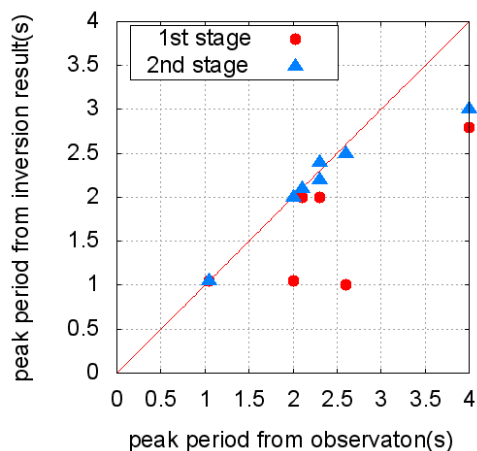


図 - 9 二段階インバージョンによる HV スペクトル比のピーク周期の改善

すことができる。

海岸線に沿って設定した測線B-B'では、すべてのサイトで良く似た形状を示していることから、いずれも良く似た地盤構造を有しているものと判断できる。

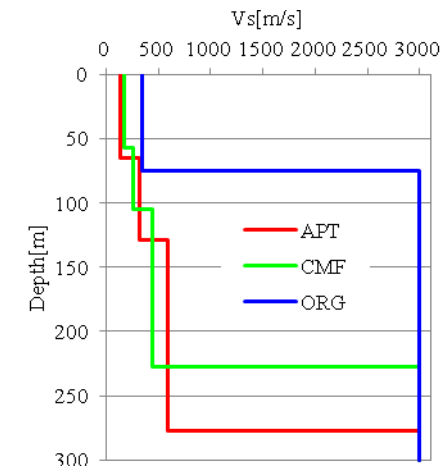
パダン南部を東西に繋ぐ測線C-C'では、最も海側の観測点であるGVOにおいて、他のサイトよりも低い周波数から分散性を示し、最小位相速度も小さいことから、厚い堆積構造の存在が推定できる。SMOにおいては、スペースの制約からアレイ半径として十分な大きさを確保できず、位相速度の分散

性を捉えられていない。BRIでは分散曲線の最小位相速度が500m/sとなっており、比較的堅固な地盤が表層付近に存在するものとみられる。ADSは標高の高い山地に位置しており、地震工学的な見地からは良好な地盤環境にあると考えられるサイトである。位相速度の分散曲線からも、高い周波数から分散性が見られることから、表層に存在する堆積層は薄いものと考えられる。

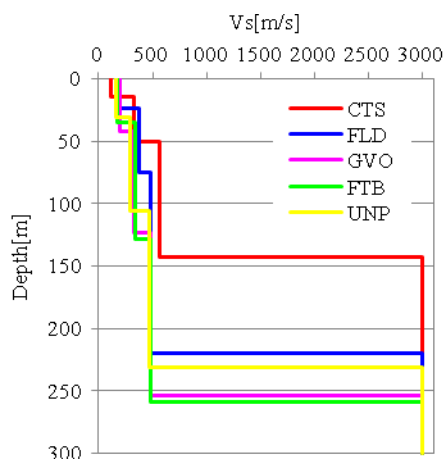
(3) インバージョンによる速度構造の推定

アレイ観測を実施した各サイトにおけるレイリー波の位相速度の分散曲線が図 - 7のように得られたので、粒子群最適化によるインバージョンによるせん断波速度構造の推定を行った。粒子群最適化によるレイリー波の位相速度の分散曲線のインバージョンの基本的な手順は文献⁸⁾に従った。

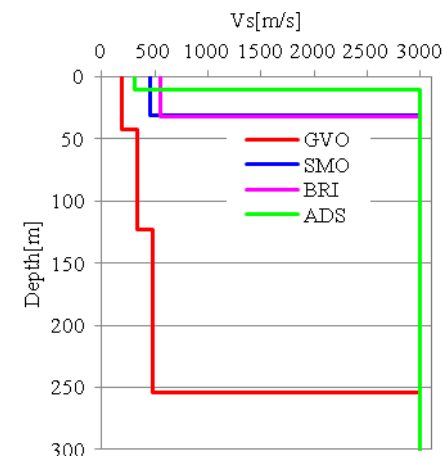
インバージョンを実行するにあたり、水平4層のモデルを仮定し、基盤のせん断波速度を3000m/sに固定した。基盤以浅の3層について、層厚とせん断波速度をインバージョン変数として、インバージョンを行った（第一段階）。インバージョン結果より得られた理論HVスペクトル比のピーク周期が、観測HVスペクトル比のピーク周期と対応していないサイトに対しては、分散曲線の形状にあまり影響しないと考えられる第3層の層厚とせん断波速度の2つのみを変数とし、最下層は基盤に相当する層とし、試行錯誤的に観測HVスペクトル比のピーク周期がほぼ説明できるとされる値を求めることで解の探索



(a) 測線 A-A'



(b) 測線 B-B'

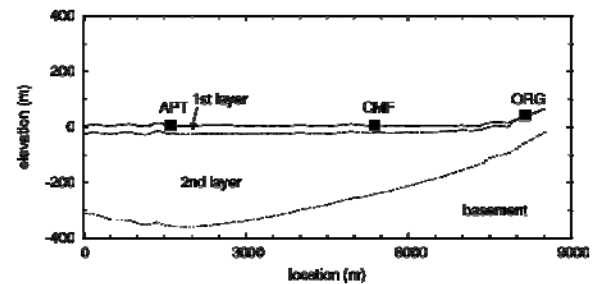


(c) 測線 C-C'

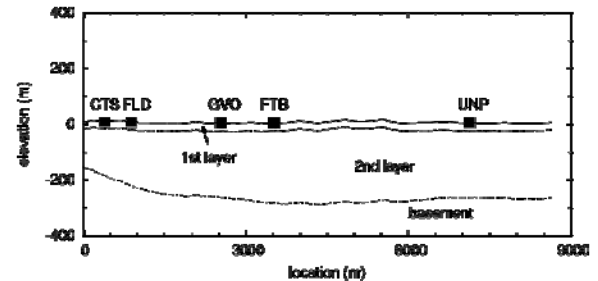
図-10 推定したせん断波速度構造

範囲を絞り込み、再度インバージョンを行なった（第二段階）。

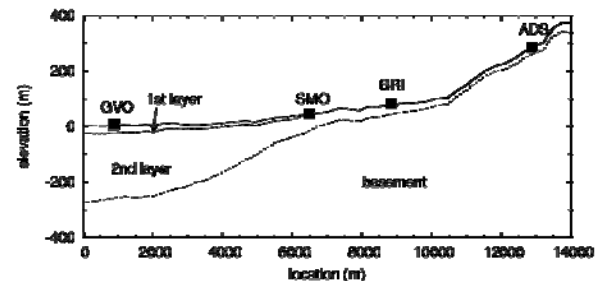
図-8は、各サイトレイリー波の位相速度の分散曲線について、インバージョンにより決定した地盤構造から理論的に計算されたものと、観測から求めたものを比較したものである。いずれのサイトにお



(a) 測線 A-A'



(b) 測線 B-B'



(c) 測線 C-C'

図-11 作成した二次元地盤モデル

いても、両者は良い一致が見られる。また、図-9にインバージョンから得られた地盤構造から求めた理論HVスペクトル比のピーク周期と観測HVスペクトル比のピーク周期との対応を示す。第一段階のインバージョン結果に対して、第二段階のインバージョンを行うことにより、HVスペクトル比のピーク周期が良い対応を示すようになっている。しかしながら、ピーク周期が一致していても、HVスペクトル比の形状の類似性はあまり高くはならなかった。これは、適切な層分割の設定がなされていないことが主な原因であると考えられるが、より詳細な設定を行うための情報が得られていないため、これ以上の検討は実施しないことにした。

これらの作業により推定された各サイトの地盤のせん断波速度構造を図-10に示す。これらの地盤構造は、表層付近はアレイ観測の結果に基づき決定されたものであるが、より深い部分はアレイ観測で求められた最深層が基盤まで続くという根拠の薄い仮定によるものである。そのため、実際の地盤構造との整合性には疑問が残る。しかしながら、一般にHVスペクトル比のピーク周期がサイトの卓越周期と一致する傾向があることから、本研究で得た地盤構造モデルに基づき地震動の増幅特性を議論することにした。

表 - 2 解析ケースの一覧

測線	第II層のせん断波速度 (m/s)	入力を中心周波数 (Hz)
B-B'	400	0.2, 0.5, 1.0, 2.0
	700	
C-C'	400	
	700	

6. 地盤構造のモデル化

HVスペクトル比にみられるピーク周期と、アレイ観測を実施したサイトで推定されたせん断波速度構造を用い、地盤構造モデルを構築した。地盤構造を基盤も含めて三つの層からなるものと仮定する。最表層を第一層とし、せん断波速度をおよそ200m/sとする。次の層を第二層とし、せん断波速度が400 m/sから700 m/s程度であるものとする。基盤を第三層とし、せん断波速度を3000m/sとする。微動観測点が密に存在する図-6の赤線枠内の南半分の区域を対象とし、3次元地盤構造の推定を行った。モデルの作成手順は次の通りである。

- ①対象区域を100mメッシュに分割し、通常クリギングによりピーク周期分布を求める。
- ②メッシュ点直下の第I層および第二層のS波速度を求める際、アレイ観測点（GVO, SMO, BRI, CTS, FLD, FTB, UNP）までの距離の二乗の逆数を重みとする重み付き平均として補間する。このようにして得られた各層のせん断波速度は地点により異なるが、第一層、第二層の平均はそれぞれ、およそ200m/s、400m/sとなった。
- ③メッシュごとに第一層ー第二層境界面を反映するピーク周期 T_s と補間された第一層のせん断波速度、第二層ー第三層境界面を反映するピーク周期 T_d と補間された第二層のせん断波速度をそれぞれ4分の1波長則に代入することで第一層および第二-三層境界までの堆積層厚を推定する。

このようにして得られた地盤構造モデルを、測線A-A'、B-B'およびC-C'について、図-11に示す。図-11では、ASTER GDEMによる標高データを用いて地表面を設定し、地表面からの各層の深さを示している。

測線A-A'について、図の左側が海となっており、海側で第二層の層厚が減少しているのは、海側に観測点がなく情報が欠落している影響であり、このモデルの明らかな誤りと考えられるが、訂正するために必要な情報は得られていない。

海側を南北に縦断する測線B-B'では、図の左が南となっており、南部のCTS、FLDにおいて第二層が薄くなっている。これらの地点では、密に観測を行いHVスペクトル比を求めており、また、図中座標の原点とした地点は丘陵部の裾に位置し、現地調査

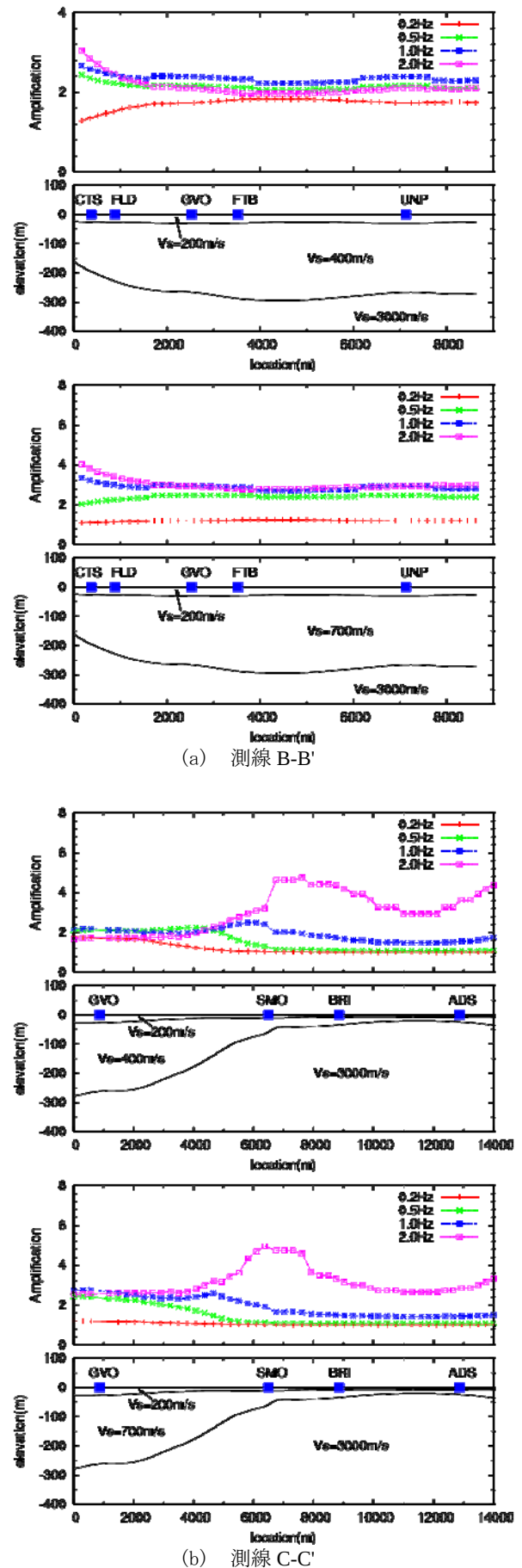


図 - 12 地震動の増幅特性

において岩の露頭を確認している。したがって、ここで求めた堆積層の形状は実地盤構造と良い対応を示しているものとした。

測線C-C'はパダン南部を東西に横断する断面に対応し、測線A-A'と同様に図の左が海側、右が山側となっている。GVOからSMOにかけては数地点において観測によるHVスペクトル比が得られており、徐々に第二層が薄くなり、基盤深さが浅くなる構造には裏付けがあるものである。しかしながら、図-10において、アレイ観測のインバージョン解析からは、GVOで見られたせん断波速度が200m/s程度の層が見られず、第一層の層厚が変化する状況についての信頼性は低い。

7. 地震動の増幅特性

(1) 解析条件の設定

パダンの市街地を横切る二つの測線B-B', C-C'について、地震動の水平成分の増幅率を一次元弾性有限要素解析により求めた。まず、測線に沿って増幅特性を評価する点を多数設け、各点について先に求めた地盤構造モデルから一次元有限要素モデルを作成する。減衰はレイリー減衰を与え、観測点GVOでの地盤構造に対して、1次モードと2次モードの減衰定数が5%となるように設定した。要素分割は鉛直方向に3m間隔とし、G.L.-300mから地表面までを解析対象とした。底面の境界は粘性境界とした。解析を行ったケースの一覧を表-2に示す。第一層のせん断波速度は200m/s、第三層については3000m/sとした。第二層については、インバージョン解析の結果、400m/sから700m/sの範囲でのばらつきが見られたため、それぞれに対して解析ケースを設定した。ここで行った解析は各測線に沿った多数の一次元解析であり、得られた結果には、地盤構造の不整形性による影響は含まれていない。

入力地震動として、G.L.-300mから単位大きさの振幅のRicker-Wavelet波を加速度として入力し、地表面での最大加速度応答を求める。入力の振幅を単位大きさとしているため、地表面での最大加速度が地盤の増幅率となる。通常、地震動の増幅率は基盤あるいは工学的基盤での地震動に対する地表面の増幅率として定義されるが、データ処理の簡略化のため、一様に解析領域底面（G.L.-300m地点）での入力に対する地表面の増幅率として求める。基盤とした第三層での増幅はほとんどないと考えられるため、このような簡略化が結果に与える影響は小さい。入力として与えるRicker-Wavelet波の中心周波数を0.2, 0.5, 1.0, 2.0Hzと変化させることで、周波数特性の評価を行う。

(2) 解析結果と考察

測線B-B', C-C'に対して求めた水平加速度の増幅率を図-12に示す。

まず測線B-B'についてみると、第二層のせん断波

速度が400m/sのケースにおいては、入力の中心周波数が2.0Hzの場合を除き、南側（CTS側）で他の領域よりも地表面の加速度応答が大きくなっている。第二層のせん断波速度が700m/sのケースでは、0.5Hzの入力に対して南側の増幅が小さくなっている。さらに0.2Hzの入力に対しては、地盤に対して入力が十分に長周期となったために増幅がみられなくなっている。

次に測線C-C'について見ると、入力が2.0Hzのケースについて、第二層のせん断波速度の設定値に関わらずSMOからBRI付近の基盤深さが遷移する領域において、大きな地震動の増幅が見られる。また、SMOより東部（図の左側）では、第二層のせん断波速度が700m/sで入力が0.2Hzのケースを除き、大きな地震動の増幅が見られる。

以上のように、パダンにおいては、地盤構造の変化に起因して地震動の増幅特性のサイトによる違いが顕著に現れることが示唆された。しかし、ここで行った解析による検討は、一次元解析によるものであり、地盤構造の二次元構造あるいは三次元構造による影響を含んでいない。1995年兵庫県南部地震時に震災の帯が発生した主因とみなされているように、地盤の不整形性は地震動増幅特性の分布に支配的な要因となることがある。したがって、パダンに対しても地盤の不整形性の影響の検討が必要である。

8. 結論

本研究は、通常は常時微動観測に基づき地盤構造モデルを構築する際には深層ボーリング調査や反射法調査の結果を参照するのに対して、これら情報が存在しない地域において常時微動観測のみに基づき地盤構造のモデル化と地震動の増幅特性の評価を行ったものである。主要な成果として、パダンの地盤構造モデルを提示したこと、提示した地盤構造モデルに基づき地震動の増幅特性を求め入力地震動の周波数特性との関係を示したことがあげられる。

今後、本研究の各段階で用いた手法の妥当性を、広域的な地震動増幅特性の把握に供するという視点から精査することで、高い地震発生確率を有しながらも未だ対策の十分でない地域の地震被害の低減に貢献することができるものと考えている。

謝辞：本研究の一部は「JST-JICA地球規模課題対応国際科学技術協力事業『インドネシアにおける地震火山の総合防災策』（代表者：東京大学地震研究所・佐竹健治教授）」および「京都大学グローバルCOEプログラム『アジア・メガシティの人間安全保障工学拠点』（代表者：京都大学工学研究科・松岡譲教授）」による研究費で執り行われた。常時微動のHVスペクトル比の算定及びレイリー波の位相速度分散曲線の推定には、「微動アレイ解析ツール

BIDO version 2.0」⁹⁾ (<http://staff.aist.go.jp/ikuo-chou>)を用いた。図-1、図-2および図XXの描画には、経済産業省及びNASAによるASTER GDEMのデータを用いた。常時微動の観測には、インドネシア国立アンダラス大学のFebrin Anas Ismail教授、Abdul Hakam博士、京都大学防災研究所の後藤浩之助教、京都大学大学院元学生の久保正彰君、鳥取大学工学部元学生の堀尾卓司君の協力を得た。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) Natawidjaja, D.H. et al.: Source parameters of the great Sumatran megathrust earthquake of 1797 and 1833 inferred from coral microatolls, *Journal of Geophysical Research*, Vol.111, B06403, 2006.
- 2) Sieh, K. et al.: Earthquake supercycles inferred from sea-level changes recorded in the corals of West Sumatra, *Science*, Vol.32, pp.1674-1678, 2008.
- 3) Kastowa, D. and Leo, G.W.: Geological map of the Padang quadrangle, Sumatra, Geological survey of Indonesia, 1973.
- 4) 野口竜也他：微動探査によるインドネシア・パダン市の地盤構造推定，土木学会論文集A1（構造・地震工学），Vol.66，No.1（地震工学論文集第31巻），pp. 30-39, 2010.
- 5) 小嶋啓介・山中浩明：常時微動に基づく福井平野の第四紀層構造の推定，土木学会論文集，No.752/I-66，pp.217-225, 2004.
- 6) Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki: A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms, *Geophysics*, Vol.69, pp.1535-1551, 2004.
- 7) Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki: Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, *J. Geophys. Res.*, Vol.111, B09315, 2006.
- 8) 小野祐輔他：粒子群最適化による常時微動観測から求めたレイリー波位相速度の逆解析，第13回日本地震工学シンポジウム論文集，pp.3806-3810, 2010.
- 9) Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki, 2010, New horizons in the utility of horizontal-motion microtremors, *Proc. 7th International Conference on Urban Earthquake Engineering*, Center for Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of Technology. (http://www.cuee.titech.ac.jp/Japanese/Publications/Doc/conference_7th.pdf)

ESTIMATING SUBSURFACE SHEAR WAVE VELOCITY STRUCTURE AND SITE AMPLIFICATION CHARACTERISTICS OF PADANG, INDONESIA

Yusuke ONO, Tatsuya NOGUCHI, Rusnardi Rahmat Putra, Shuji UEMURA,
Tatsunori IKEDA and Junji KIYONO

A shear wave velocity structure model of Padang, Indonesia was developed and the site amplification characteristics of earthquake ground motion were examined. The presented shear wave velocity structure model was obtained based on the microtremor survey. The inversion analysis of the dispersion curves of Rayleigh wave were performed for 11 sites where the array microtremor observations with 4 sensors were done and the shear wave velocity profiles were estimated for these sites. Furthermore the peak periods of HVSr for 130 sites were obtained and the distribution of the site dominant period was shown. The 3D shear wave velocity structure model was developed by considering the relation between the shear wave velocity profiles of 11 array sites and the site dominant period distribution. Finally the site amplification effect was investigated by conducting the finite element analysis.