

地盤速度構造同定と設計用サイト波

(一財)日本建築総合試験所 試験研究センター長 川瀬 博



1. はじめに

超高層・免震／制振建築物の構造性能評価における耐震性能の評価においては設計用入力地震動とそれに対応した設計クライテリアが必要となる。前号の機関誌GBRCのテーマ解説¹⁾にその現状の設計用入力地震動の概要について解説しているが、そこに記載されている告示波・標準波・基整促波およびサイト波の4種類の設計用入力地震動のうち、標準波には地域係数による振幅調整以外には自由度が全くなく、基整促波についても対象区域が隣接する場合以外には自由度はなく、告示波では工学的基盤から上の表層増幅の評価にしか自由度はない。しかしサイト波においては「建設地周辺における活断層分布、断層破壊モデル、過去の地震活動、地盤構造等に基づいて、建設地における模擬地震動波形を作成している場合は、前項の告示波に替えて極めて稀に発生する地震動に相当する設計用入力地震動として用いることができる²⁾とされており、これらの要項を満足していればその設定条件や計算方法は自由に選択できる。

設計用模擬地震動の作成においては観測強震波形がほとんどなかった1960年代後半からすでに作成手法の提案が試みられており、初期の原子力発電所の耐震設計に幅広く用いられてきた通称「大崎スペクトル」³⁾もその一つである。しかし兵庫県南部地震以降多くの強震記録が観測されるようになって以来、多数の地震の統計的性質を利用した経験的距離減衰特性（海外ではEmpirical Ground Motion Prediction Equation, 経験的地震動予測式と呼ばれる）が提案されている^{例えば4-6)}。基整促波もその一つである。

しかしこのような古典的な回帰分析によって直接本震自体のスペクトル特性をモデル化する方法は、断層破壊伝播の効果を反映できないこと、断層面の破壊の不均質性を反映できないこと、断層近傍には適用できないこと、サイト個別の増幅特性を反映できないことなど、多くの

問題点があり、最新の強震動予測手法としてはお勧めし難い。これらの点に関しては、1995年以降の被害地震の震源インバージョン結果をもとに、震源断層のサイズや平均滑り量といった巨視的なスケリング則とその中の滑り量の大きな領域（アスペリティまたはSMGA）やその中の平均滑り量といった不均質性を表す微視的なスケリング則を確立し⁷⁾、それを用いて強震動予測を行う方法を取りまとめた「強震動予測レシピ」が政府の地震本部における地震動予測地図のシナリオ型地震動予測に標準的に用いられており⁸⁾、日本建築学会においてもそれを規範にした設計用入力地震動の策定方針が地盤震動小委員会からガイドラインとして提案されている⁹⁾。

こうした断層破壊プロセスの定量的モデル化による強震動の評価手法を「物理モデルによる予測手法」と呼ぶが、先の経験的な地震動予測式による予測と異なり、どのような地震のどの地点における予測も一律に可能というわけではなく、地震の複雑なプロセスと対象サイトを特定した予測（震源特定・サイト特定の予測）を行うという点に特徴がある。従って予測に先立って対象サイトの地盤速度構造またはサイト増幅特性を求めておく必要がある。ただ、地震本部では面的予測を目的としているので、工学的基盤（S波速度350 m/sの層）以深の深部地盤構造については、J-SHISあるいはJIVSMと呼ばれる全国をカバーした三次元速度構造モデル（公開済み）を用いて、長周期側は三次元波動伝播解析で、短周期側は一次元波動伝播解析でサイト増幅特性を評価している。また浅部地盤構造については30 mまでの平均S波速度Vs30を土地利用GIS情報から推定し、それから得られる経験的増幅倍率を上記の工学的基盤上の推定値に掛けて地表面での最大速度を推定する簡便法を使っている。

ここでは今回大阪・関西万博会場における仮設建物専用を用意した設計用サイト波の策定に際して実施した当

該サイトにおける浅層地盤の速度構造探査の概要を報告するとともに、最新のスペクトル解析で求めた統計的グリーン関数を用いて策定したサイト波の概要を紹介する。

2. 地盤の速度構造探査

2.1 アレイ微動探査の意義と概要

設計用入力地震動の策定のための地盤速度構造探査においては地震動に特に大きな影響を与えるS波速度分布を知る必要がある。通常のボーリング調査(P-S検層)では、孔を掘ってその孔内での局所的な速度構造情報を得ているが、地震動評価の観点からは地盤のS波速度をより広域にわたって知る必要がある。

今回用いた方法は微動アレイ探査という方法で、地表面の常時微動(地表面上に常時生じている微小な振動)を一定の範囲に分布させた4~10点のセンサーで同時に観測し、それを解析してS波速度を推定する方法である。その結果、広い範囲の平均的な速度構造を比較的安価にかつ非破壊的に知ることができる。

2.2 計測作業手順の概要

今回は計測許可の関係で再計測が難しい状況だったということと現場の振動環境が事前に把握できなかったので、敷地北部での予備計測と敷地中心での本計測の2回の計測を実施した。いずれも三重同心円上に正三角形に配置した同時アレイ観測を行った。1アレイの配置例を図-1に示す。最大半径を r とすると、中間円の半径は $r/2$ に、最小円では $r/4$ になる。なお中心地点にも1点配置する。探査深度はアレイ半径に比例するので、今回は最大半径を変えて予備計測では3回、本計測では4回の計測を実施した。アレイ半径としては最大半径で8m, 32m, 128m(それぞれSS、S、Lアレイと命名)の3アレイに加え、本計測では最大半径400mのLLアレイも展開した(Lアレイの4倍の512mでは敷地内に収まらなかったため)。50m以下のS・SSアレイでは昼間計測とし、L・LLアレイでは静穏な時間帯の計測が必要なので、夕方に機器を配置し計測状態のまま次の日の朝に回収することとした。この観測には応用地質(株)社製の上下動成分用ATOM1を6台と3成分計測用ATOM3を4台用いた。図-2にはそれら微動観測装置の設置状況例を示す。

今回の計測は以下のような手順で実施した。

- ①観測地点の中心を1点決定
- ②観測地点のSSアレイおよびSアレイの位置決め
- ③SSアレイの観測機器の配置
- ④SSアレイの計測開始(所要時間:30分)
- ⑤SSアレイの計測終了、Sアレイに盛替

- ⑥Sアレイの計測開始(所要時間:30分)
- ⑦Sアレイの計測終了、Lアレイの場所決め・盛替
- ⑧Lアレイの計測開始・継続(所要時間:16時間)
- ⑨翌日、Lアレイの観測機器の回収・LLアレイの場所決め
- ⑩本計測のみ翌日夕方、LLアレイの敷設・計測開始・継続(所要時間:16時間)
- ⑪翌々日、LLアレイの観測機器の回収

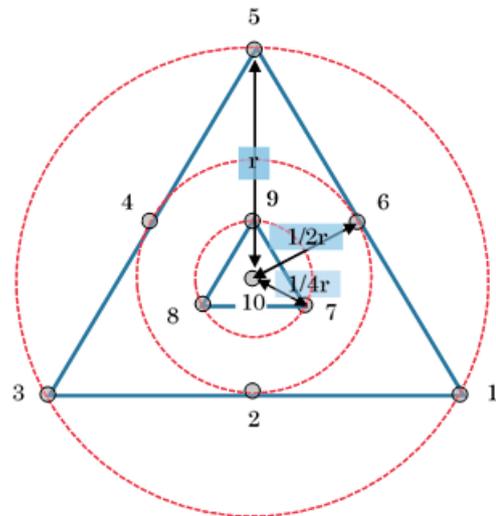


図-1 最大半径 r の3重アレイ配置 (番号は観測点の順番)



図-2 McSeis-ATOM1とATOM3の設置状況例

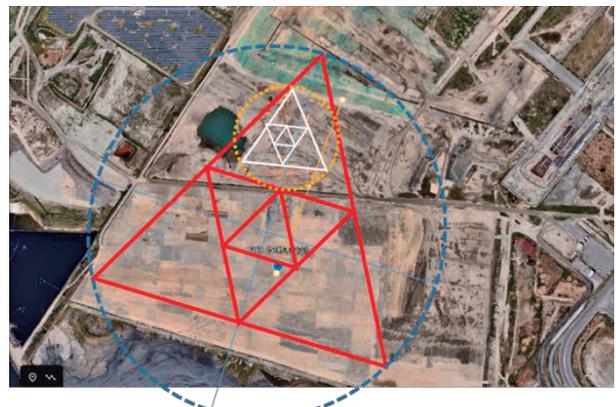


図-3 予備観測Lアレイ(白)と本観測LLアレイ(赤)の配置

2.3 計測アレイの地図上配置

計測アレイの中心地点およびその最大半径の配置は現

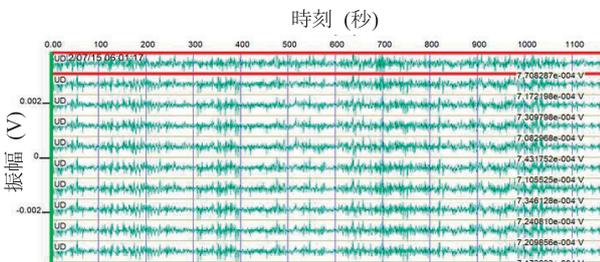
地の微動環境や地表面の状況、振動環境を確認し現場にて決定した。今回の計画で計測した予備計測のLアレイと本計測のLLアレイの最大半径の位置を図-3に示す。なおこのLLアレイの三角形の底辺から頂点までの高さは600m、一辺の長さは約692mである。

3. 計測微動データと解析結果

3.1 予備計測

はじめに予備計測のSSアレイの観測データを図-4に示す。これはアレイ解析に用いた上下動を10地点分まとめて示したものである。順序は全て図-1に示したように、右下の外周部から中心に向かって時計回りに付けた順序となっている。すなわち波形の最上段が外周部の1-1で、最下段が中心の3-4である。この観測波形の順番は以下の全てのデータで共通である。サンプリング周波数は250Hz（時間軸上では0.004秒刻み）であり、トレンド除去と高振動数ノイズ除去のため0.05Hzから50Hzのバンドパスフィルターを使用している。

全地点でよく似た波形が得られており、振幅の大きなパルス状の波群はほとんどアレイの外部から到来していることがわかる。これはアレイ微動による位相速度解析では重要な点である。



8 図-4 予備計測SSアレイで観測した上下動の微動波形

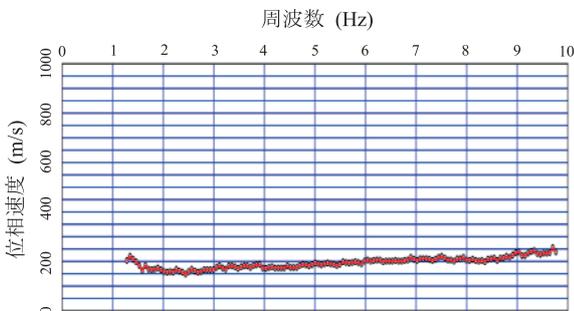


図-5 予備計測SSアレイのSPAC係数から求めた周波数（横軸 Hz）毎のRayleigh波の位相速度（縦軸 m/s）

この波形に対してSPAC法によるアレイ解析を施した。SPAC法では同じ距離にある二点間のコヒーレンスの低下度合いを周波数の関数として求め、それに対して位相速度（見かけの伝播速度）を仮定して理論解を当てはめ

ることによって位相速度を同定する。こうして得られた位相速度を図-5に示す。横軸が振動数 (Hz) で0Hzから10Hzを表しており、縦軸がRayleigh波の位相速度 (m/s) で0 m/sから1000 m/sまでを表している。結果としてSSアレイの場合1.4Hzから9.6Hzの範囲で有効と思われる位相速度が得られている。ここで、2.5Hz以上において振動数が高くなるほど位相速度が漸増する逆分散現象が観測されている。これは表層ほど速度が増大する傾向にあることを示唆している。

Sアレイ・Lアレイの観測データも同様に解析して位相速度を得た。それらを繋いで3アレイの解析によって得た位相速度曲線を図-6に示す。最後にこれを説明するS波速度構造を逆算した。図-7には逆算したS波速度構造を示す。この図に示されている赤丸は図-6の位相速度を1/3波長則で深さに変換したもので、近似的にその深さのS波速度が得られるとされている。同定されたS波速度構造と概ね対応していることがわかる。なお一連の解析には応用地質（株）社製SeisImagerを用いた。

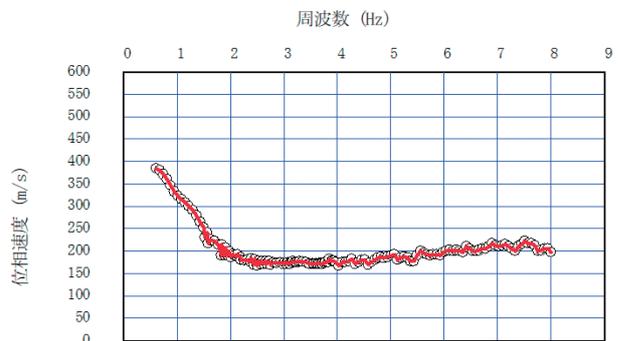


図-6 予備計測の各アレイの有効周波数範囲のデータを平均して得たRayleigh波の位相速度 (m/s) と周波数の関係

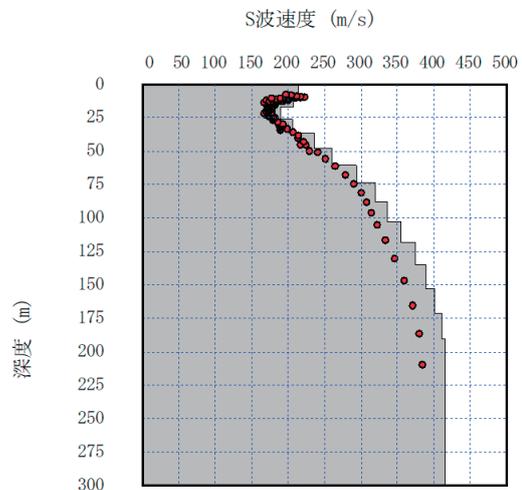


図-7 Rayleigh波の位相速度の分散性から求めた予備計測地点直下のS波速度構造（赤丸は1/3波長則で図-6の位相速度から近似的に推定したS波速度）

図-7から、表層20mほどは速度がその下の層よりも早く、逆転層となっていることがわかる。20mから40mまで一旦速度が200m/s程度まで低下したあと、約50mで270m/sまで増大している。ここかあるいはその下の60mがいわゆる洪積層の始まりの面だと考えられる。その後深度が深くなるに従ってS波速度は漸増する特性を示し、深さ190mで400m/sに達する。

3.2 本計測

本計測についても予備計測の場合と同じ手順で解析した。SSアレイの観測データを図-8に示す。解析対象時間区間は2100秒弱である。全地点でよく似た波形が得られており、予備計測時と同様に、振幅の大きなパルス状の波群はほとんどアレイの外部から到来していることがわかる。

この波形に対して予備計測の場合と同様に、SPAC法によるアレイ解析を施した。図-9には得られたSPAC係数に理論を当てはめて求めたRayleigh波の位相速度を示す。横軸が振動数(Hz、0Hz~9Hz)、縦軸が位相速度(m/s、0m/s~1000m/s)で1.1Hzから7Hzの範囲で有効と思われる200m/s前後の位相速度が得られている。3Hz以上で予備計測と同様の逆分散傾向が見える。

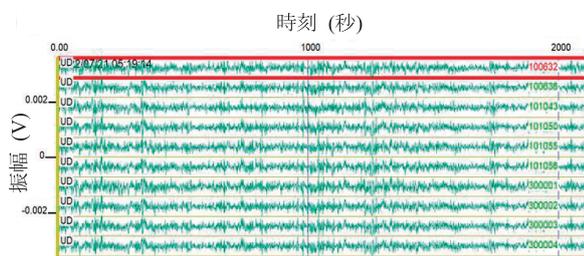


図-8 本計測SSアレイで観測した上下動の微動波形

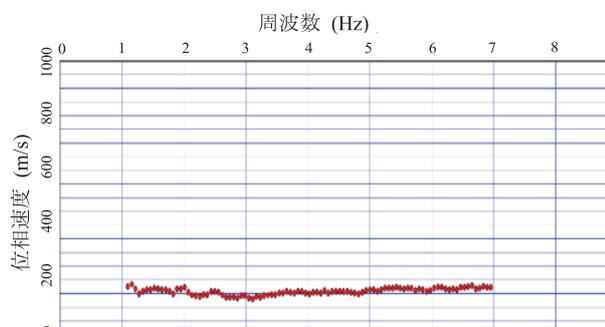


図-9 本計測SSアレイのSPAC係数から求めた周波数(横軸 Hz)毎のRayleigh波の位相速度(縦軸 m/s)

以下、Sアレイ・Lアレイ・LLアレイの観測データも同様に解析して位相速度を得た。そして各アレイの有効周波数範囲のデータを平均し、得られた広周波数帯域

の分散特性を求め、それを説明するようなS波速度構造を求めた。図-10には速度構造同定に用いた平均操作を施したターゲットの位相速度分布を示す。なおSSアレイの解析結果は2Hz以上の有効周波数範囲ではSアレイのそれとほぼ同じだったので、平均操作には含めていない。図-11にはこの位相速度をターゲットに同定したS波速度構造を示す。図-11に示されている赤丸は、予備解析と同様に位相速度を1/3波長則で深さに変換したものである。この構造を予備計測の構造と比較すると、浅部で逆転層があるという点では似ているが、予備計測地点の表層のS波速度の方が万博予定サイトの本計測地点のそれよりも大きいこと、その下の軟弱層のS波速度も予備計測地点の方が万博予定サイトの本計測地点のそれよりも大きいことがわかる。このことから埋立工事がより最近であった万博予定サイト中心部のS波速度はその北側地点のそれよりも低いと考えられる。

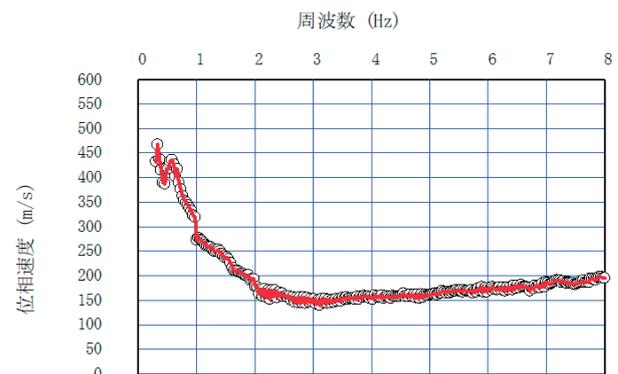


図-10 本計測の各アレイの有効周波数範囲のデータを平均して得たRayleigh波の位相速度(m/s)と周波数の関係

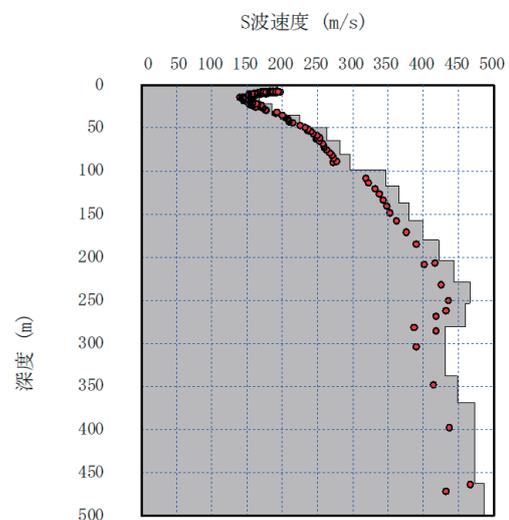


図-11 Rayleigh波の位相速度の分散性から求めた本計測地点直下のS波速度構造(赤丸は1/3波長則で図-10の位相速度から近似的に推定したS波速度)

しかし、それ以深の構造に着目すると、40~50mで250m/sレベルの層に遭遇し、漸次速度が増大して200m前後で400m/sに達するという点ではほぼ同じ構造となっていることがわかる。距離の近さを考えれば深い構造が良く似ているのは当然期待される通りであり、速度構造同定が適切に実行できていることを示唆している。表-1には予備計測地点での、表-2には本計測地点での同定したS波速度構造を示す。

表-1 微動観測で得られた予備計測地点のS波速度構造

Layer No.	Depth(m)	S-wave velocity (m/s)	P-wave velocity (m/s)	Density (g/cm ³)
1	0.0	214	1527	1.80
2	7.9	207	1520	1.79
3	16.7	189	1500	1.79
4	26.3	206	1518	1.79
5	36.8	236	1552	1.80
6	48.2	260	1579	1.81
7	60.5	294	1616	1.82
8	73.7	320	1645	1.83
9	87.7	337	1664	1.84
10	102.6	355	1684	1.85
11	118.4	375	1706	1.85
12	135.1	389	1722	1.86
13	152.6	402	1736	1.86
14	171.1	411	1746	1.87
15	190.4	416	1751	1.87
16	347.4	416	1751	1.87

表-2 微動観測で得られた本計測地点のS波速度構造

Layer No.	Depth(m)	S-wave velocity (m/s)	P-wave velocity (m/s)	Density (g/cm ³)
1	0.0	199	1511	1.79
2	9.2	173	1482	1.78
3	19.4	177	1486	1.78
4	30.7	219	1533	1.80
5	43.0	250	1568	1.81
6	56.3	271	1591	1.82
7	70.6	287	1609	1.82
8	86.0	297	1620	1.83
9	102.3	347	1675	1.84
10	119.7	365	1696	1.85
11	138.2	380	1712	1.85
12	157.6	399	1733	1.86
13	178.1	422	1758	1.87
14	199.6	443	1782	1.88
15	222.1	460	1801	1.88
16	245.6	464	1805	1.88
17	270.2	436	1774	1.87
18	295.8	422	1758	1.87
19	322.4	461	1801	1.88
20	405.3	468	1809	1.88

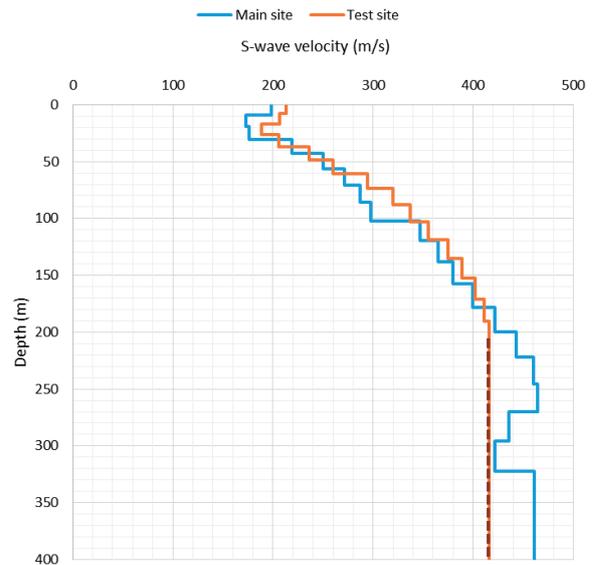


図-12 予備計測サイトと本計測サイトで得られたS波速度構造の比較

図-12では予備計測サイトと本計測サイトで得られたS波速度構造を比較した。なお予備計測サイトの最大同定深度は200m程度なので（これは最小振動数の位相速度が400m/sでありS波速度440m/s以下の層までしか同定できないため）それ以深の構造は拘束されておらず点線を引いている。

3.3 同定速度構造の検証

本計測について得られた速度構造を既往の調査結果と比較する。ここでは少し離れているが敷地に隣接する別の埋め立て地に位置する咲洲庁舎地点でのボーリングによるPS検層結果と、夢洲内の近隣敷地のボーリング調査で得て公開されている標準貫入試験のN値から土質と拘束圧（上載圧）を考慮した経験的S波速度推定式を用いてS波速度に換算したS波の深さ方向分布を2地点に対して比較した。PS検層結果との比較を図-13に、N値換算速度との比較を図-14に示す。

これらの比較でPS検層によるS波速度では、表層20mは逆転層になっていること、その後は深さ50mまで沖積層が堆積しており、その後洪積粘土層が出現するがその層のS波速度は210m/s~250m/sで今回の調査結果より大きめであること、工学的基盤層といえる洪積砂礫層が出現するのは70~75m以深で今回の調査結果より深めであることがわかる。それ以降300m/sを超える層が出現するが深度90mまで行って漸く400m/sに達している。各層の速度コントラストが明瞭に生じているがある区間距離で平均的な速度を取れば今回の調査結果とよく対応していると言える。なおPS検層結果では

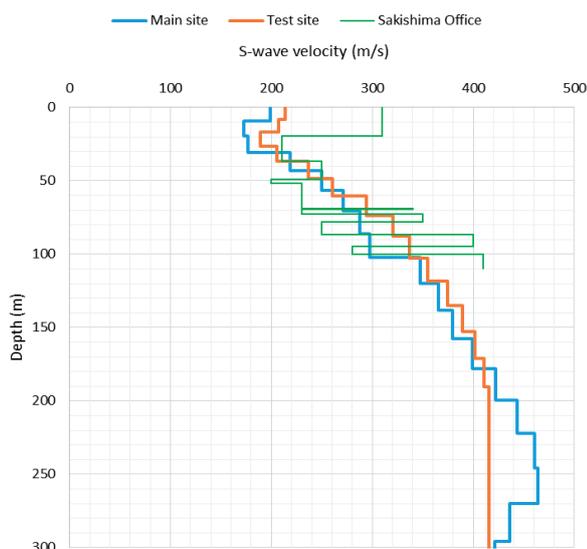


図-13 咲洲庁舎でのボーリング検層によるS波速度分布と今回の調査で得た予備計測サイトおよび本計測サイトでのS波速度分布の比較

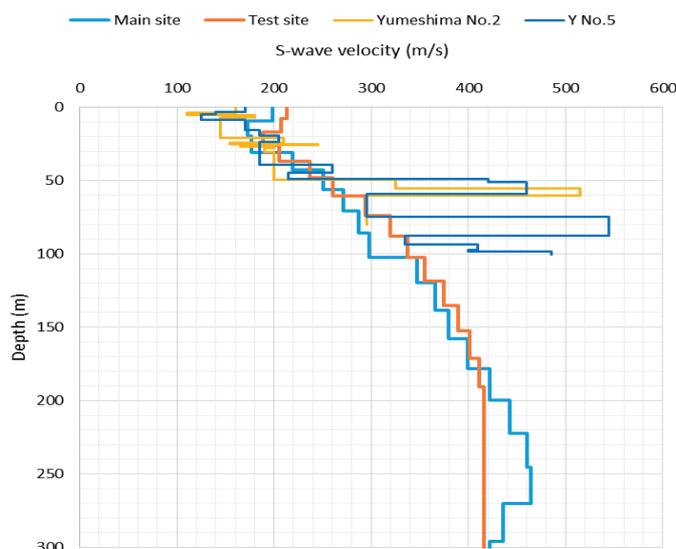


図-14 夢洲内のボーリング調査のN値から経験式でS波速度に換算したS波速度分布と今回の調査で得た予備計測サイトおよび本計測サイトでのS波速度分布の比較

最表層逆転層のS波速度が310 m/sとなっており、我々の同定結果の200～215 m/sとは隔たりがあるが、地盤改良の程度によるものと考えられ、浅部逆転層の存在自体は疑いようのないものと考えられる。

一方、N値換算によるS波速度は沖積層では、最表層の逆転層が無く150 m/s程度の軟弱なS波速度となっている点を除き、ボーリングの速度分布とよく似た速度分布を呈している。ただし50 m以深・75 m以深・95 m以深で出現する砂礫層の換算S波速度はいずれも450 m/s以上と推定されており、大きな違いを見せている。これらの層ではいずれもN値50以上の換算N値(50回までに30 cmまで貫入できなかったので30÷貫入できた量で50回から換算したもの)となっており、礫に当たって大きなN値となっていた可能性が推察できる。よってN値が100以上となっている洪積砂礫層を除けば全体的な値やその分布は今回の同定値とよく対応していると言える。

以上のことから、今回の同定値の基本的特徴である、表層に逆転層が存在すること、50 m～60 mで洪積層が出現すること、200 m以浅ではS波速度は400 m/s以下に過ぎないことなどは総合的に見て妥当な値であるものと考えられる。

4. 設計用サイト波の策定方針

以上の準備のもとでまずGBRCにおける設計用サイト波の策定方針を決定する。「1. はじめに」に記したように、定量的なサイト波の評価においては、最新の強震

動予測レシビ^{7)~9)}に従って、震源・伝播経路・サイト特性の各特性をできるだけ高精度にモデル化する必要がある。その際に考慮すべきポイントは、最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法⁹⁾の使い方を解説している第36回地盤震動シンポジウムの論文¹⁰⁾にまとめられているように、以下の三原則である。

1. 震源特定・サイト特定の予測を行うこと(特定性原則)
2. 客観的事実に則して情報を収集し、収集した情報に忠実に地震動を予測すること(現実性原則)
3. 得られた予測に対して設計者の判断として設計クライテリアを設定すること(分離性原則)

ここで特定性原則は地震動が地震固有の震源特性とサイト固有のサイト増幅特性の大きな影響を受けるものであることを考えると当然の要請である。現実性原則は地震動を予測する際に事実に基づかない評価式や入力データ、検証していない係数等を使うと得られる結果の妥当性が保証できないのでそれらを担保する必要があるからである。分離性原則は、予測地震動の発生確率は地震動予測者がセットで提示すべきであり、その発生確率に見合う建物個別の設計クライテリアは設計者が設定するのが性能設計の考え方だからである。

今回のサイト波で言えば、震源については一般的には大阪湾岸地域においては、内陸地殻内地震なら上町断層地震が、海溝型地震なら南海トラフ地震が第一義的に考慮すべき起震断層として挙げられるであろう。ただし想定耐用年数が最大でも2年間以下しかない大阪・関西万博用に建設される構造物に対するサイト波としては、発

生頻度が海溝型地震の1/10~1/100である内陸地殻内地震は想定する必要はない。

基本方針を上記のように設定しても、それだけでは実際のサイト波計算はできない。それらを守った複数の計算方法が存在するからである。ここでは以下の点に考慮して計算方法が満たすべき条件を策定した。

- A. 震源特性としては滑り量が大きく短周期生成能の大きなアスペリティあるいはSMGAをスケーリング則に従って配置することができる手法とする。
 - B. 震源特性・伝播経路特性は観測事実の平均値に即して設定し、観測値の再現ができることを確認した手法とする。
 - C. 0.2Hz~20Hzの広周波数範囲に適用可能な方法とする。
 - D. サイト特性は地震基盤から上の増幅特性が観測事実をもとに把握されている経験的方法を用いる。
- これらをすべて満足している方法の一つが仲野・川瀬(2021)¹¹⁾の統計的グリーン関数法である。

仲野・川瀬(2021)¹¹⁾の大きな特徴は、一般化スペクトル・インバージョン(Generalized spectral Inversion Technique, GIT)手法に立脚していることで、予め多数の観測記録を収集し、そのフーリエ・スペクトルの振幅と位相に対して、震源項・伝播経路項(距離減衰項)・サイト項(地盤増幅項)の3重要成分に分解し、その平均的特性を再合成した小地震の波形を要素地震波として統計的グリーン関数法を適用している点である。これによって震源特性の地域性やサイト固有の増幅特性を正確に予測波形に反映できる(よって特定性原則・現実性原則の条件を満足する)。もう一つの大きな特徴は、最初にS波部分(S波部と呼ぶ)だけを切り出し、それにGIT手法を適用してS波部の震源特性・伝播経路特性・サイト特性を抽出し、その後で全継続時間の波形(全波と呼ぶ)のスペクトルから全波サイト特性を抽出し、それをターゲットに予測を行っていることである。これによってS波部のサイト特性は物理的にサイト直下の一次元速度構造からのS波の増幅特性で説明できる一方で、直接サイトにS波として到来してくるS波以外の様々な種類の波動、特に低振動数(長周期)域における堆積盆地端部で生成された盆地生成表面波の寄与を経験的に評価することができる。この際にGIT手法では必ず1地点は必要となる基準サイトとして、YMGH01という観測点の観測記録から表層風化岩層の増幅をはぎ取って地震基盤相当にしたスペクトルを用いているので、震源スペクトル*伝播経路特性はそのまま各サイトでの地震基盤波となる。

詳細は文献¹¹⁾を参照していただきたいが、以下にはそのポイントを少しだけ紹介しておく。

先ずGIT手法によるスペクトル分離であるが、これについては仲野・他(2015)¹²⁾に詳しく記述されている。原理式は式(1)のフーリエ振幅の震源・伝播・サイトの各三成分の積への分離であり、そのうちの伝播特性については地域依存と地震タイプ依存を仮定し、それを対数空間で式(2)および式(3)のようにモデル化する。

$$F(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot G(f) \dots\dots\dots(1)$$

$$\log_{10} F_{ij} = \log_{10} S_i - n_{l(i)} \log_{10} X_{ij} + \sum_{k=1}^m b_{l(i)k} X_{ijk} + \log_{10} G_j \dots\dots\dots(2)$$

$$X_{ij} = \sum_{k=1}^m X_{ijk} \dots\dots\dots(3)$$

ここで S_i は*i*番目の地震の震源特性、 G_j は*j*地点のサイト特性である。 n は幾何減衰の係数を表しており、理論的には実体波で1.0、表面波では0.5となる。彼らはそれを固定せず、震源距離100km未満では n を1と仮定し、100km以上では20km毎にグループ分けした上で n をそれぞれ評価している。 b は内部減衰および散乱減衰に関する係数であるが、彼らは地域性を考慮し第四紀の火山の分布や糸魚川-静岡構造線等で六つの地域に分割した。地震タイプについてはType B(プレート境界地震)、Type I(プレート内地震)、Type C(地殻内地震)の三つに分けた。式(2)で $l(i)$ は*i*番目の地震のいずれかのタイプを表す。 X_{ij} は震源距離、 X_{ijk} はそのうち領域*k*を通るみかけの距離である。

すでに説明したように、彼らは継続時間の長い、大きな堆積盆地で常に観測される長周期域に特徴的な全波サイト特性 $G_{Wj}(f)$ の表現には次式を用いている。

$$G_{Wj}(f) = \langle F_{Wij}(f) / (S_i(f) \cdot P_{ij}(f)) \rangle \dots\dots\dots(4)$$

ここで $F_{Wij}(f)$ は*i*番目の地震による地点*j*における観測波形全体のフーリエ・スペクトル、 S_i と $P_{ij}(f)$ は式(2)の震源特性と伝播経路特性で、S波部の地震基盤スペクトルに相当する。

仲野・川瀬(2021)¹¹⁾では気象庁のJMA95型¹³⁾および防災科学技術研究所のK-NET・KiK-net¹⁴⁾を収集した仲野・他¹²⁾のデータセットにJMA87型¹⁵⁾・CEORKA¹⁶⁾の強震記録を追加し、1988年8月から2019年6月までのデータセットを構築している。なお当該期間・機関の記録に対して気象庁マグニチュード $M_{JMA} \geq 4.5$ 、震源深さ ≤ 60 km、震源距離 ≤ 200 km、 $0.2 \text{ cm/s}^2 \leq$ 最大加速

度 $\leq 200 \text{ cm/s}^2$ 、同一地震トリガー地点数 ≥ 3 の条件を満足するデータを選定している。彼らはS波部抽出に際しては、S波初動以降をマグニチュードに応じたS波主要動継続時間区間 ($M_{JMA} \leq 6$ で5s、 $6 \leq M_{JMA} < 7$ で10s、 $7 \leq M_{JMA}$ で15s)に加え前後に2秒のコサインテーパをつけて切り出している。

図-15にはGIT解析の結果の一例として1995年兵庫県南部地震の震源スペクトルとTgr (各周波数毎のピークアウト時刻に相当)¹¹⁾を示す。震源スペクトルにおける実線は震源スペクトルの普遍的性状である ω^{-2} スペクトルでフィッティングを図ったもので、観測値である点線をよく説明できていることがわかる。得られた震源スペクトルから求めたこの地震の応力降下量(高振動数域のスペクトル強度を表す指標)は地殻内地震の平均的値であった。また図-16には今回の解析で用いるKiK-netの観測点OSKH02(舞洲)における全波サイト特性・全波群遅延時間Tgr¹¹⁾を示す。この図から、このサイトでは大阪盆地の深くて柔らかい構造を反映して2Hz以下の低振動数域で大きな増幅があること、それによってピークアウト時刻も高振動数域の10秒前後から50秒前後まで増大していることがわかる。これは、この観測事実を反映できない強震動予測手法では高精度な予測は望めないことを意味している。

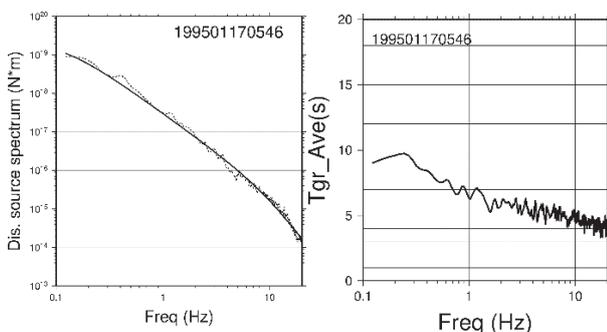


図-15 兵庫県南部地震の震源スペクトルと群遅延時間Tgr¹¹⁾

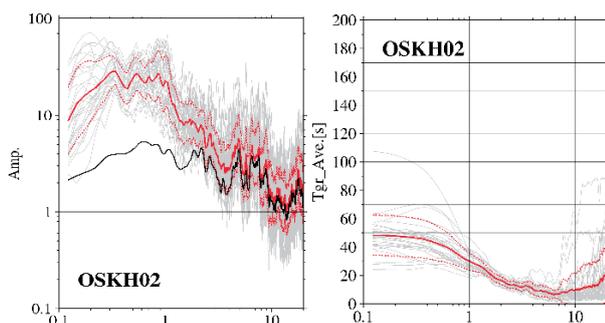


図-16 OSKH02地点でのS波サイト特性(黒)および全波サイト特性(赤)と群遅延時間Tgrのサイト特性(点線は変動幅)¹¹⁾

最後に計算に際して必要な今回のサイト波用の震源のモデル化の考え方とその仮定した諸元について解説する。

想定断層の考え方としては、2024年から2026年にかけて大阪・関西万博会場サイトにとって最も発生確率の高い南海トラフ沿いの海溝型地震を想定するというものである。具体的に言えば1946年南海地震相当のM8クラスの地震断層となる。これは今回のサイトにおいて設計する構造物の供用年数を考慮した設定条件であって、通常の恒久的構造物用の想定地震とは同一に論じることができないことに注意していただきたい。ただし、将来を考えても、現在想定されているM8.7やM9クラスの最大規模の地震が今後南海トラフ沿いに起こりうる巨大海溝型地震の想定シナリオのすべてではなく、それよりも一回りも二回りも小さいM8クラスの地震が相次いで発生する確率も同程度に存在していることから、今回のサイト波が現実味のない想定であることを意味しているわけではない。例えば事業継続性計画(BCP)などの検討用としては十分に意味のある想定シナリオ地震であると言える。

図-17には今回想定した1946年南海地震(昭和南海地震)相当の断層モデルを示す。また、その設定パラメータを表-3に示す。この想定した地震のモーメント・マグニチュードMwは8.04であり、これは宇津(1982)¹⁷⁾の1946年南海地震の推定値8.0に一致している。またこのモーメント・マグニチュードMw8.04に対応する地震モーメント想定値 $1.45 \times 10^{21} \text{ N} \cdot \text{m}$ はKanamori(1972)¹⁸⁾の推定値 $1.5 \times 10^{21} \text{ N} \cdot \text{m}$ とほぼ一致している。但し、今回の想定断層面積は既往推定値より大きめで、L=約270km、W=80km、S=20,000km²と設定している。これはその後の研究で断層面はより西側に広がっていたとする報告を反映したものである。断層面の位置や走向・滑り角等、巨視的断層パラメータについては内閣府(2015)¹⁹⁾で公開されている宝永型の南海トラフ地震の断層モデルを参照して設定した。

地盤震動小委員会の作成法⁹⁾に則り、断層面積と平均滑り量、断層面積とアスペリティ(強震動生成領域, SMGA)面積、およびアスペリティ(SMGA)内の滑り量の関係をスケーリング則に基づいて決定した。なお応力降下量については、既往シナリオ想定値を参考に、断層面全体の平均応力降下量を3MPa、アスペリティ(SMGA)のそれを15MPaと設定した。これは内閣府(2015)¹⁹⁾の資料にある既往研究のSMGA推定応力降下量範囲(15MPa~30MPa)の下限值に相当する。

以上のような想定断層モデルにより仲野・川瀬(2021)¹¹⁾の方法で昭和南海地震相当の地震動を計算した。その際、

図-16に示したOSKH02地点で観測された中小地震記録から求めた地震基盤から上の線形サイト増幅特性を利用して最初に地表面上での線形仮定時の加速度波形を計算した。なおこのOSKH02地点は大阪・関西万博会場サイトから北北東に約1.7km離れている。

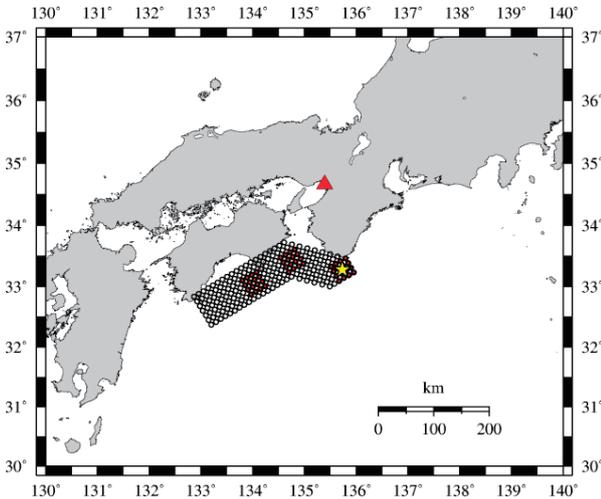


図-17 想定した1946年南海地震相当の断層モデル

(▲は対象サイト、○は通常の要素断層、●はSMGAの要素断層、★は破壊開始点)

表-3 1946年南海地震相当サイト波の計算条件

計算手法	仲野・川瀬(2021)の統計的グリーン関数法
断層モデル	内閣府(2015)の宝永型南海トラフ地震
破壊開始点	緯度：33.2745 経度：135.7335 深さ：16.05 km
要素断層	10km×10km×200 個
全断層面積 S(km ²)	20,000
SMGA 面積 Sa(km ²) =S×0.24	4,800 (40×40×3)
平均すべり量 m	1.5
SMGA すべり量 m	3.0
平均応力降下量 MPa	3.0
SMGA 応力降下量 MPa	15.0
密度 kg/m ³	2700
震源域の平均 S 波速度 (Vs) m/s	3,800
破壊伝播速度 Vr (=0.72*Vs) m/s	2,736
Vr の揺らぎ	Vr=Vr±(Vr×0.15)
破壊伝播の形式	破壊開始点から同心円状
地震モーメント M ₀ N.m	1.45×10 ²¹
モーメント・マグニチュード Mw	8.04
Q(Nakano et al., 2015; プレート境界_領域 4)	70.2×f ^{0.72}
位相モデル	群遅延時間に基づく位相スペクトル

5. 得られたサイト波

以上の統計的グリーン関数法と想定シナリオ諸元により求めた地表面サイト波(加速度波形と積分して求めた速度波形のNS・EW両成分)を図-18に示す。地表面での最大加速度はNS方向で66cm/s²で震度5弱レベルである。最大速度も同じくNS方向で20cm/sである。加速度の割に速度の大きい波形となっているが、それは図-19の5%減衰の速度応答スペクトルが示しているように、このサイトでは1.5秒~2.5秒が卓越する増幅特性を有しており、それが影響しているものと推察される。NS方向の方がEW方向よりも大きくなっているが、これは震源からの放射された地震動の性質(波動が震源の破壊メカニズムによって特定の方向に多く地震動を放射する放射特性と破壊伝播の影響でそれがさらに強調される破壊指向性)を反映したものと考えられる。

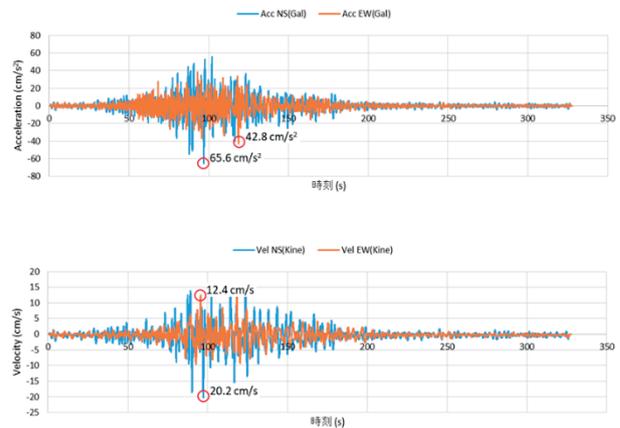


図-18 地表面上のサイト波(上：加速度、下：速度)

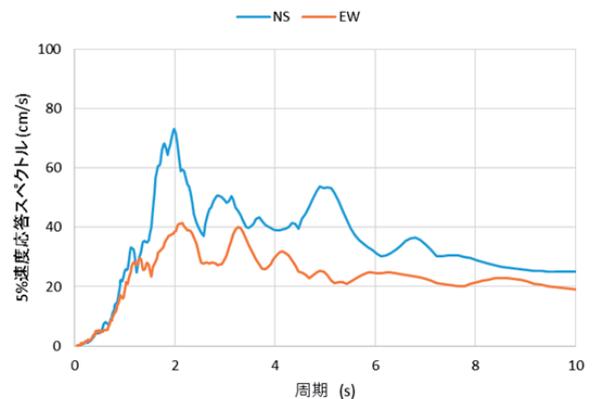


図-19 地表面上の線形サイト波の速度応答スペクトル

次に、工学的地盤から上の地盤の非線形増幅効果を考慮するために、まず工学的基盤波を求める。そのために線形仮定の浅部構造の理論S波増幅特性を計算し、それ

をはぎ取る。図-20にはその結果得られた工学的基盤面での加速度波形とそれを積分して得た速度波形を示す。工学的基盤面での最大加速度はNS方向で 55 cm/s^2 で、地表面最大加速度の84%となっている。最大速度も同じくNS方向で 16 cm/s であり、上述の地表面最大速度の79%となっている。ここには示していないが理論増幅率が1Hzで最大1.4倍になっているのでこの程度の最大値の減少率は妥当と考えられる。図-21にはその速度応答スペクトルを示す。基本的な形状は地表面波のそれと大きくは変化していない。

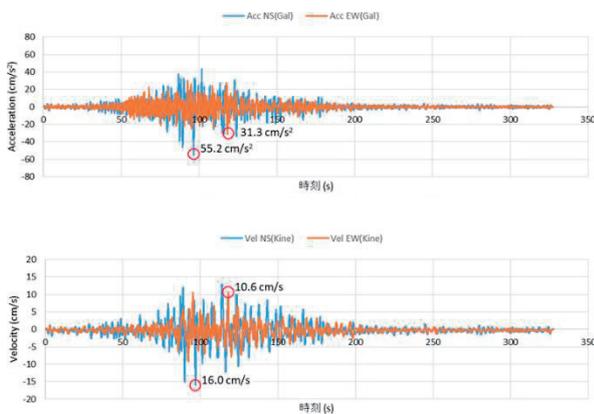


図-20 工学的基盤面で計算されたサイト波
(上：加速度、下：速度)

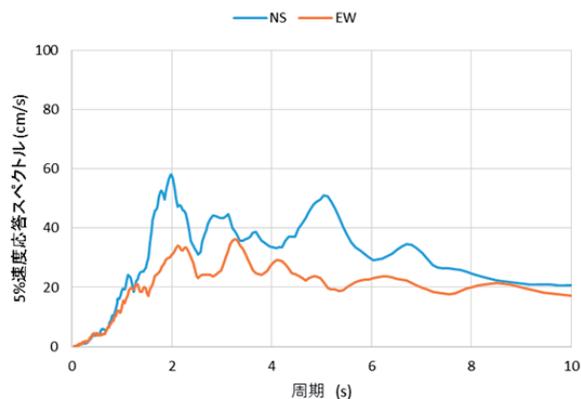


図-21 工学的基盤面で計算されたサイト波の速度応答スペクトル

以上の準備のもとで、得られた工学的基盤波に対して、我々が独自に実施したアレイ微動から求めた大阪・関西万博会場サイトでの地盤構造(2・3章)を用いて一次元非線形地盤応答解析(等価線形解析²⁰⁾を行った。表-4に設定した万博会場サイトにおける地盤の諸元を示す。S波速度は微動のアレイ観測結果から同定した結果をそのまま用い、単位体積重量は近傍のボーリング調査結果

表-4 等価線形解析に用いた地盤の諸元

土質	記号	下端レベル (GL+m)	層厚 (m)	P波速度 V_p (m/s)	S波速度 V_s (m/s)	単位重量 ρ (t/m^3)	非線形 特性
埋土	B	-9.211	9.211	659	199	1,800	砂質土
		-19.444	10.233	574	173	1,800	砂質土
シルト質粘土	Ac1	-30.702	11.258	586	177	1,650	Ac1
		-42.982	12.280	725	219	1,650	Ac1
砂レキ	Dg1	-56.287	13.305	829	250	2,100	Dg1
シルト質粘土	Dc1	-70.614	14.327	900	271	1,550	Dc1
砂レキ	Dg2	-85.965	15.351	953	287	2,100	Dg2
シルト質粘土	Dc2	-102.339	16.374	986	297	1,700	Dc2
砂	Ds2	-	-	1,151	347	2,000	-

を参照して定めた。地盤の非線形特性は洲川庁舎の室内試験結果を参照して双曲線モデルにフィッティングして作成した。

図-22には表層地盤の等価線形解析の結果得られた地表面での加速度波形とそれを積分して得た速度波形を示す。工学的基盤面での最大加速度はNS方向で 69 cm/s^2 で、線形時のそれとほぼ同じとなっている。最大速度も同じくNS方向で 23.7 cm/s であり、上述の地表面最大速度の117%となっている。図-23には地表面上の線形と非線形の加速度応答スペクトルを比較して示す。等価線形解析で得られた最大のせん断歪はサイト波(NS)の場合で0.1%となっており、等価線形解析の適用範囲内である。またこの程度のせん断歪で液状化に至る可能性は低いと考えられる。

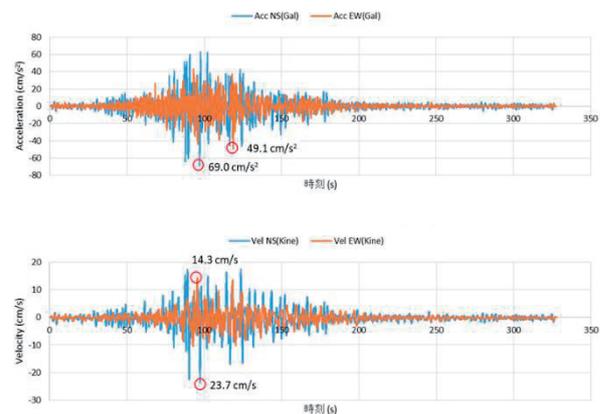


図-22 等価線形解析で計算された地表面サイト波
(上：加速度、下：速度)

最後に上下動成分のサイト波について触れる。通常上下動の入力地震動については、振幅は水平動の50%とすればよいとされているが、物理的モデルを用いたサイト波のシミュレーションでは三成分同時に予測することが可能である。仲野・川瀬(2021)¹¹⁾の方法では上下動の増幅特性もサイト項を上下動のものに変えるだけで全く同様に求めることができる。ただし地震基盤での上下

水平比を考慮する必要がある。計算した上下動加速度波形を図-24に、その速度応答スペクトルを図-25に示した。ピーク値はNS成分の半分以下であることがわかる。

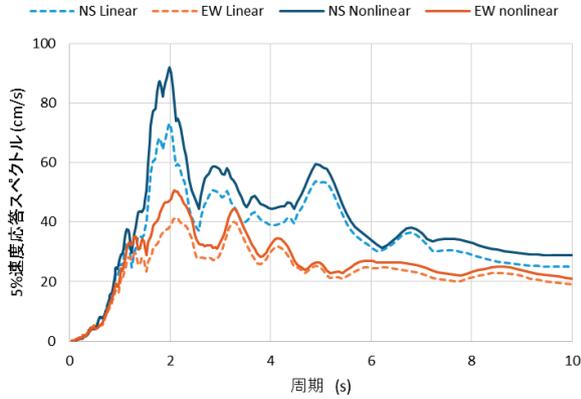


図-23 線形改定解析および等価線形解析で計算された地表面サイト波の速度応答スペクトル

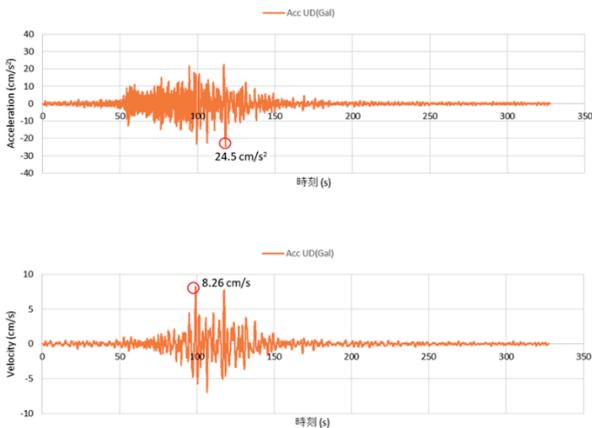


図-24 地表面で計算された上下動サイト波
(上：加速度、下：速度)

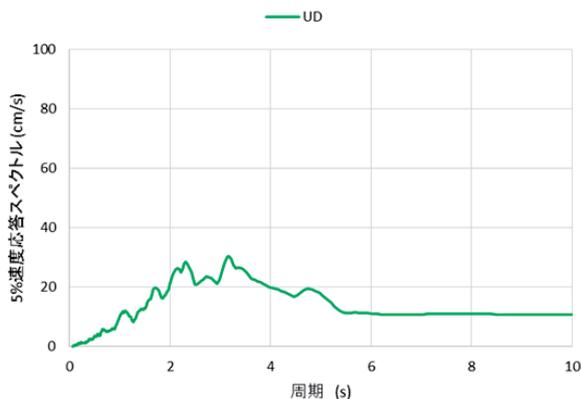


図-25 地表面（線形）サイト波の上下動の速度応答スペクトル

6. おわりに

以上のように、今回GBRCでは大阪・関西万博会場サイトにおける設計用入力地震動として、現地でのアレイ微動観測から得た地盤構造と最新の知見に基づいて設定した震源像をもとに、多数の観測地震動から求められた統計的グリーン関数法を用いた強震波形予測手法により、その短い供用期間に対応した構造物設計用サイト波を作成した。このサイト波は今回の検討専用で、コストを度外視して最大限に定量的な手法の組み合わせで作成したものであるが、その考え方や調査手法・作成手法は普遍的なものであり、より簡便な方法に差し替えられる部分もあるので、GBRCとしては同様なニーズがあれば今後とも積極的に対応していきたいと考えている。

【謝辞】

今回の現地微動調査に際しては公益社団法人2025年日本国際博覧会協会の高田英明氏、京都大学防災研究所の長嶋史明准教授・伊藤恵理特定助教・孫ジカイ特任助教・王ジケン特定研究員、およびGBRCの試験研究センター関係者のご協力を頂きました。またサイト波の検討に当たっては、安藤・ハザマ技研の仲野健一博士の全面的なご支援とGBRCの中野富夫氏のご協力を頂きました。記して感謝の意を表します。

【参考文献】

- 1) 中野富夫：[テーマ解説] 設計用入力地震動の現状と課題、GBRC, Vol.48, No.1, pp.53-60, 2023, https://www.gbrc.or.jp/assets/documents/gbrc/GBRC191_10.pdf.
- 2) 日本建築総合試験所：時刻歴応答解析建築物構造安全性能評価業務方法書、2021, <https://www.gbrc.or.jp/assets/documents/center/8K-103.pdf>.
- 3) 大崎順彦：スペクトル解析入門、鹿島出版会、1985（旧版；1994年発行の改訂版あり）。
- 4) N. Morikawa and H. Fujiwara: A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to M9 mega-earthquake, J. Disaster Res., Vol.8, No.5, pp. 878-888, 2013.
- 5) Zhao, J. X., X. Liang, F. Jiang, H. Xing, Y. Zhang, C. Zhao, X. Lan, D. A. Rhoades, P. G. Somerville, K. Irikura, et al. (2016). Ground-motion prediction equations for subduction interface earthquakes in Japan using site class and simple geometric attenuation functions, Bull. Seismol. Soc. Am. Vol.106, no. 4, doi: 10.1785/0120150034.Zh
- 6) Zhao, J. X., S. Zhou, J. Zhou, C. Zhao, H. Zhang, Y. Zhang, P. Gao, X. Lan, D. Rhoades, Y. Fukushima, et al.: 2016, Ground-motion prediction equations for shallow crustal and upper-mantle earthquakes in Japan using site class and simple geometric

- attenuation functions, *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol.106, no. 4, doi: 10.1785/0120150063.
- 7) 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲・Luis Angel Dalguer, 将来の大地震による強震動を予測するためのレシピ, 京都大学防災研究所年報, 46B, 105-120, 2003.
 - 8) 地震本部: 強震動予測手法, 地震調査研究推進本部, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/20_yosokuchizu/recipe.pdf (参照 2023-02-19).
 - 9) 地盤震動小委員会, 最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法, 日本建築学会, 2009.3.9.
 - 10) 川瀬博, 地盤震動研究を活かした設計用入力地震動作成法, 第36回地盤震動シンポジウム, 地盤震動小委員会, 2008.12.
 - 11) 仲野健一・川瀬博, 経験的に得られたフーリエ振幅・経時特性モデルに基づく統計的グリーン関数を用いた強震動予測手法の提案と適用性の検証, 日本地震工学会論文集, 第21巻, 第2号, 130-153, 2021.5, doi:10.5610/jaee.21.2_130.
 - 12) 仲野健一, 川瀬博, 松島信一: スペクトルインバージョン手法に基づく強震動特性の統計的性質に関する研究 その2 分離した特性に対する詳細分析, 日本地震工学会論文集, Vol.15, No.1, pp.38-59, 2015, doi:10.5610/jaee.15.1_38.
 - 13) 気象庁: 震度を知る 基礎知識とその応用 (気象庁・監修), ぎょうせい, 238p, 1996.
 - 14) National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience: NIED K-NET, KiK-net, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019, doi:10.17598/NIED.0004.
 - 15) 若山晶彦, 藤沢格, 遠山忠明, 神定健二: 気象庁における電磁式強震計観測の現状, 地震学会講演予稿集, 1, 115, 1989.
 - 16) 関西地震観測研究協議会 (CEORKA): <http://www.ceorka.org/> (参照 2021-03-09).
 - 17) 宇津徳治: 日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表, 1885年~1980年 東京大学地震研究所彙報 第57冊 第3号, 401-463, 1982.
 - 18) Kanamori, H.: Tectonic implications of the 1944 Tonanki and the 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors* 5, 129-139, 1972.
 - 19) 内閣府: 「南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動に関する報告」について, https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_report.html, https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/pdf/jishinnankai20151217_04.pdf, 2015 (参照 2023-02-19).
 - 20) Schnabel, P.B., Lysmer, J. and Seed, H.B.: SHAKE - A computer program for earthquake analysis of horizontally layered sites, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, Report No. EERC 72-12, 1972.