

3. 3 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学原子炉実験所	教授	釜江 克宏
国立大学法人京都大学原子炉実験所	准教授	上林 宏敏
国立大学法人京都大学原子炉実験所	助教	川辺 秀憲
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	岩田 知孝
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	関口 春子
国立大学法人京都大学防災研究所	助教	浅野 公之
国立大学法人福井大学附属国際原子力工学研究所	准教授	大堀 道広

(c) 業務の目的

S 波速度構造情報が不十分である和歌山平野において微動観測を行うとともに、対象断層帯周辺域の地盤速度構造モデルを地震動記録や微動観測等によって検証し、より信頼度の高い予測強震動を得るための地下速度構造モデルの改良を行う。さらに、サブテーマ2によって得られる震源断層形状、および、サブテーマ1によって高度化される断層活動区間等の情報を活かした震源断層モデル構築と強震動予測を行う。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

1) 平成 25 年度：

和歌山県や奈良県を対象に地震観測記録や地盤データの収集・整理を行った。和歌山市内等で微動アレイ探査や単点微動調査を行い、地下構造モデル構築のための基礎データを入手した。

2) 平成 26 年度：

和歌山県や奈良県を対象に地震観測記録や地盤データの収集・分析を行い、和歌山平野の地震動の空間変動について調べた。また、強震計を和歌山市内の2箇所に設置した。和歌山平野の西部域を対象に地下構造モデルを構築し、昨年度得られた微動アレイ記録および単点微動記録の分析結果を用いて、同モデルの検証を行うとともに、中央構造線断層帯（和泉山脈南縁区間のみ）を対象とした震源断層モデルに基づく強震動予測の試算も行った。さらに、和歌山、岩出および紀の川の各市で微動アレイと単点微動による地下構造の探査を行い、上記モデルの改良と和歌山平野東部域へのモデルの拡張のための基礎データを入手した。

3) 平成 27 年度：

和歌山県や奈良県を対象に地震観測記録の収集を継続する。平成 25 年度の和歌山平野での種々の調査結果に基づき平成 26 年度に構築した三次元地下構造モデルの高

精度化を図るため、特に不均質性の大きい領域（和歌山城近傍）でのP波人工地震反射法探査を実施する。強震動予測の対象とする領域の三次元地下構造モデル構築のため、平成26年度に構築した和歌山平野の三次元地下構造モデルを、平成26年度に実施した和歌山平野東部域での微動アレイ探査、単点微動探査結果、及び、サブテーマ2によるP波人工地震反射法探査結果などに基づき拡張する。さらに、最終的に得られた三次元地下構造モデルを用いて和歌山市等における強震動予測を行う。この際、サブテーマ2による震源断層形状などの成果を活用するとともに、震源断層パラメータの設定に関する最近の研究成果も考慮し、断層パラメータが予測結果に与える影響を評価する。

(2) 平成26年度の成果

(a) 業務の要約

1) 地震観測記録の収集・分析

平成25年度に収集した諸機関による和歌山平野における地震観測記録の整理を継続して行うと共に、平成26年度は国土交通省港湾局による紀の川河口での強震観測記録を追加した。平成25年4月13日に生じた淡路島付近の地震について、和歌山平野に位置する観測記録を用いた分析を行った。その結果、水平動の約1秒以上の周期帯域の振幅は、基盤岩が露頭した地点に比べて堆積層上の地点の方が大きかった。これまで強震観測点が手薄だった厚い堆積層を有する和歌山平野北部域を対象に、新たに強震観測装置を2箇所を設置した。

2) 和歌山平野の3次元地下構造モデル構築

和歌山市を包含する和歌山平野西部域を対象に強震動予測のための3次元地下構造モデルを構築した。モデル化は大阪平野のグリッド系モデルと同様に、格子状に領域を分割した上で格子点ごとに物性値を割り当てる方式とした。モデル化は以下①～④の手順で行った。①重力探査から作成したブーゲー異常分布及び反射法探査等を解釈し、基盤面深度分布を数値化した。②堆積層のP波速度分布を既往及び本調査による反射法探査結果から導いたP波速度と深度の関係式を用いて推定した。③P波速度からS波速度及び密度を当該堆積層と同じ地質及び形成年代と見なすことができる大阪平野及び京都盆地内における大阪層群の既往の検層データから導いた関係式を用いて推定した。④沖積層のモデル化として、同平野の浅部ボーリングデータを空間補間することによって沖積層厚さ分布を推定した。構築した3次元地下構造モデルを用いて和歌山平野南部で起こった小地震による観測記録の再現を行った。

3) 単点微動観測

和歌山平野西部域において、平成25年度に実施した単点微動観測によるH/Vスペクトルを求め、多くの地点で複数の明瞭なピークが見られた。この内、第1の卓越周期（最も長周期側に見られるピークに対応）と構築した3次元地下構造モデルの基盤岩上面深度との相関が高い結果となった。さらに、第2の卓越周期（第1のピークの次に見られるピーク

に対応)と3次元地下構造モデルの沖積層厚さとの相関も比較的高い結果となった。

平成25年度の単点微動観測において、観測点が配置できなかった和歌山北断層と磯ノ浦断層に挟まれた和歌山平野北西部、和歌山城付近一紀三井寺公園付近に至る同平野南西部、及び岩出市・紀の川市を中心とする同平野東部域において、単点微動観測を実施した。これら地域においても、H/Vスペクトルの卓越周期は3次元地下構造モデルあるいは同平野東部で実施された反射法探査による基盤岩上面深度に対応した変化が見られた。しかしながら、基盤岩上面深度の急激な変化が見られる部分では、両者が対応しない地点も見られた。この原因として、地下構造の不規則性により1次元速度構造モデルでは説明が困難な複雑な波動伝播が影響していると考えられる。

4) 微動アレイ観測

和歌山平野の4つの領域(中松江、和歌山気象台(JMA 和歌山)、岩出、紀の川)において微動アレイ探査を実施した。観測記録をSPAC法により解析し、4地点とも連続性の良い位相速度の分散曲線を得た。次に、観測した分散曲線がRayleigh波基本モードのものと仮定し、観測値を満足するS波速度構造を求めた。三波川変成岩と未固結な堆積層の地層境界深度は、中松江が約760m、和歌山気象台が約530m、岩出が約630m、紀の川が370mとなった。Rayleigh波とLove波を対象としたF-K法による解析も実施し、4地点における同分散曲線を求めた。それらとSPAC法による推定S波速度構造から求めた理論分散曲線と比較した結果、中松江アレイ、岩出アレイ、紀の川については、両者が概ね対応するが、和歌山気象台については、F-K法によるLove波の位相速度が理論値よりも遅いことがわかった。

5) 3次元地下構造モデルを用いた強震動予測の予備計算

2)において構築した和歌山平野西部域の3次元地下構造モデルと中央構造線断層帯の和泉山脈南縁区間のみの震源断層モデルを用いた統計的グリーン関数法による強震動予測の予備計算を実施した。震源断層のモデル化については、最終年度(平成27年度)においてはサブテーマ1やサブテーマ2による成果等に基づき実施するが、ここでの試算では地震本部(2005)によるモデル化や地震本部(2009)によるレシピを参考に実施した。破壊開始点を変えたケースも実施し、予測結果の破壊伝播効果とともに、基盤岩深度や堆積層厚さの3次元的な分布を反映した予測結果が得られた。

(b) 業務の成果

1) 地震観測記録の収集・分析

a) 地震観測記録の収集

和歌山平野及び周辺部では、独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET)、基盤強震観測網(KiK-net)の強震観測点、気象庁の強震観測点、国土交通省港湾局の強震観測点に加えて、関西地震観測研究協議会による広帯域強震観測点がある。さらに、和歌山県の震度計による波形記録も存在する。これらの観測点の内、和歌山平野における観測点配置を図1に緑色の三角印(太枠の三角印で示す nzk と skg 地点は除く)で示す。なお、図中の観測点名称は本報告書において便宜上使用するものである。これら観測点の内、国土交通省港湾局の観測点(wkyG)を除く地点で記録されたイベントの一覧は、平成25年度の成果報告書に示されているが、平成26年度は新たに上記wkyGでの記録の収集を行った。表1にwkyGでの観測イベントを平成25年度の成果報告書に記載した他の観測点と同じ期間、同じ地震イベントに対して示す。

図1に示す上述の機関による観測点の配置から分かるように、厚い堆積層を有する和歌山平野の北部には観測点が存在しない。後述する和歌山平野の3次元地下構造モデルの検証や同平野の堆積層が厚い領域における地震動による地盤震動特性の把握には、当該領域の地震動記録が必要であることから、本業務の一環として平成26年度より2箇所(nzk, skg)の観測を開始した。なお、これについては後述する。

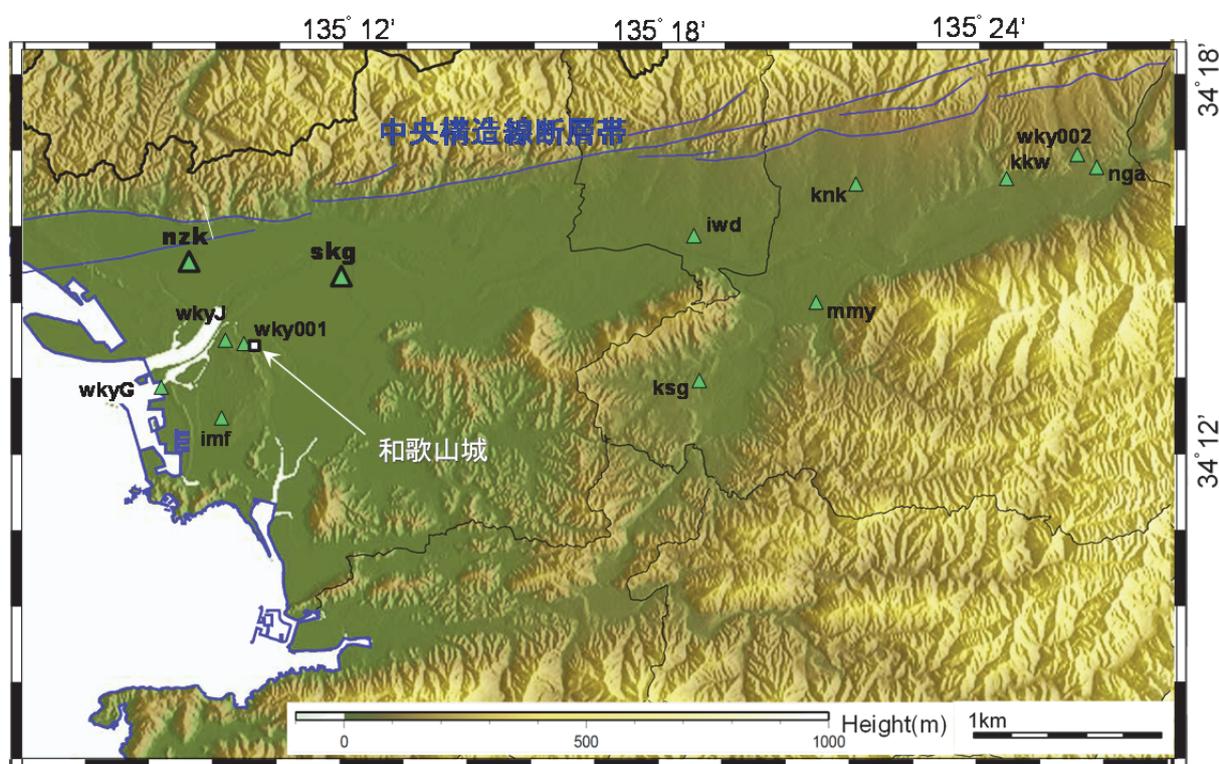


図1 和歌山平野における強震観測点 (三角印は地震観測点を示す)

表1 国土交通省港湾局による和歌山平野の強震観測点での観測イベントの有無

No.	震源情報					気象庁マグニチュード	震央地名	和歌山(wkyG)
	発震時刻		緯度	経度	深さ			
	yyyy/mm/dd	hh:mm:ss	度	度	km			
1	1997/06/26	20:49:44	34.2417	135.4217	9.3	和歌山県北部		
2	1998/06/10	16:17:23	33.9183	135.4150	56.4	和歌山県南部		
3	1998/12/05	01:38:30	33.5067	135.1467	41.0	和歌山県南方沖		
4	1999/02/03	09:04:33	33.7783	135.4183	46.3	和歌山県南部		
5	1999/03/25	00:07:41	33.7550	135.2533	45.3	紀伊水道		
6	1999/08/21	05:33:11	34.0300	135.4700	66.5	和歌山県北部	○	
7	1999/11/22	19:10:16	34.2533	135.4083	8.3	和歌山県北部		
8	2000/02/17	08:28:35	34.1700	135.4567	7.1	和歌山県北部		
9	2000/04/11	11:31:50	33.8450	134.9700	12.0	紀伊水道		
10	2000/04/15	02:41:11	33.6433	135.3850	42.9	和歌山県南方沖		
11	2000/04/28	11:42:16	33.8900	135.6367	52.4	奈良県		
12	2000/08/27	13:13:14	34.5350	135.6467	8.1	大阪府南部		
13	2000/10/22	10:41:44	34.0283	135.1983	10.4	和歌山県北部		
14	2000/10/31	01:42:53	34.2983	136.3200	39.7	三重県南部		
15	2001/02/05	03:34:16	34.1967	135.2117	5.6	和歌山県北部	○	
16	2001/03/24	15:27:55	34.1317	132.6933	46.6	安芸灘		
17	2001/08/10	15:42:31	34.1483	135.1183	8.2	紀伊水道	○	
18	2001/08/25	22:21:25	35.1517	135.6600	8.4	京都府南部		
19	2001/10/02	21:14:22	33.4167	135.3300	26.4	和歌山県南方沖		
20	2001/10/15	01:53:20	33.8300	135.4233	25.3	和歌山県南部	○	
21	2002/01/04	13:18:57	33.9450	135.6317	12.3	奈良県		
22	2002/08/11	23:00:16	34.0133	135.9467	47.3	奈良県		
23	2002/09/02	18:17:03	34.0433	135.2683	8.0	和歌山県北部	○	
24	2002/12/17	07:17:13	33.5333	135.5983	11.4	和歌山県南部		
25	2003/01/19	04:50:26	33.8750	137.2400	45.6	三重県南東沖		
26	2003/03/22	21:00:44	34.2467	135.4233	8.2	和歌山県北部		
27	2003/03/23	04:09:27	34.2483	135.4267	8.3	和歌山県北部		
28	2003/04/01	12:11:53	34.2683	135.4683	68.3	和歌山県北部		
29	2003/04/15	14:13:34	34.2133	135.4200	8.2	和歌山県北部		
30	2003/09/02	03:18:32	34.2233	135.4183	9.2	和歌山県北部		
31	2003/10/08	17:02:21	34.2683	135.4117	7.2	和歌山県北部		
32	2004/01/06	14:50:52	34.2150	136.7133	37.5	三重県南東沖		
33	2004/01/11	16:21:26	34.2367	135.4250	7.1	和歌山県北部		
34	2004/04/03	16:30:00	34.1967	135.3850	7.1	和歌山県北部		
35	2004/04/04	11:48:47	34.2283	135.4183	7.2	和歌山県北部		
36	2004/06/08	08:05:24	34.2133	135.0750	8.4	紀伊水道	○	
37	2004/06/08	09:04:51	34.2083	135.0700	8.3	紀伊水道		
38	2004/07/22	11:53:08	34.2617	135.2367	7.1	和歌山県北部		
39	2004/09/05	19:07:08	33.0317	136.7967	38.7	三重県南東沖	○	
40	2004/09/05	23:57:17	33.1367	137.1400	44.7	三重県南東沖		
41	2004/09/07	08:29:36	33.2083	137.2917	41.6	三重県南東沖	○	
42	2004/09/26	20:35:17	34.1517	135.2433	3.1	和歌山県北部		
43	2004/10/16	13:41:30	34.1700	135.1833	4.7	和歌山県北部	○	
44	2004/10/24	19:11:21	34.2550	135.2883	7.2	和歌山県北部		
45	2004/10/27	21:27:34	33.6400	135.2667	39.4	和歌山県南方沖		
46	2004/11/12	17:29:19	34.0833	135.1350	6.3	和歌山県北部		
47	2005/01/31	23:57:25	34.2150	135.4367	7.2	和歌山県北部		
48	2005/02/14	00:22:05	34.6833	135.1367	13.4	兵庫県南東部		
49	2005/06/03	10:48:47	34.1800	135.1333	6.3	紀伊水道	○	
50	2005/06/04	09:40:33	34.2050	135.1967	5.3	和歌山県北部	○	
51	2005/08/04	15:10:24	34.3417	135.4817	10.2	和歌山県北部		
52	2005/09/19	04:22:58	34.0850	135.2367	6.0	和歌山県北部		
53	2005/10/09	11:02:27	34.2100	135.2433	4.2	和歌山県北部		
54	2005/11/01	12:47:38	33.8233	135.0833	45.3	紀伊水道	○	
55	2005/11/23	03:22:35	34.2183	135.3050	6.2	和歌山県北部		
56	2005/11/23	22:24:21	33.8550	135.1267	28.0	紀伊水道		
57	2005/12/09	10:16:04	34.2100	135.2683	5.2	和歌山県北部		
58	2006/01/28	09:19:37	34.1967	135.3400	7.2	和歌山県北部		
59	2006/02/02	03:00:31	34.0850	135.2333	6.7	和歌山県北部		
60	2006/02/17	09:06:59	34.1767	135.1700	5.1	紀伊水道	○	
61	2006/03/02	23:28:44	34.2117	135.2083	4.1	和歌山県北部	○	
62	2006/03/21	07:33:18	34.2050	135.3183	7.2	和歌山県北部		
63	2006/04/18	04:46:18	34.2367	135.4017	8.2	和歌山県北部		
64	2006/04/23	15:59:14	34.1933	135.4000	7.2	和歌山県北部		
65	2006/04/29	03:16:18	34.2350	135.4033	8.2	和歌山県北部		
66	2006/05/04	07:22:56	34.2817	135.2417	8.1	和歌山県北部		
67	2006/05/15	01:42:13	34.2233	135.2200	3.4	和歌山県北部	○	
68	2006/05/20	07:21:22	34.1900	135.1250	6.3	紀伊水道		
69	2006/05/22	20:26:05	34.2133	135.3167	7.1	和歌山県北部		
70	2006/05/22	20:32:20	34.2133	135.3133	7.6	和歌山県北部		
71	2006/05/22	22:06:17	34.2150	135.3117	6.2	和歌山県北部		
72	2006/06/04	13:31:26	34.1433	135.2783	3.2	和歌山県北部		
73	2006/07/07	22:51:58	34.2450	135.3983	8.2	和歌山県北部		
74	2006/07/29	19:58:28	34.2917	135.2550	9.3	和歌山県北部		
75	2006/08/11	03:01:59	34.2933	135.2567	10.1	和歌山県北部		
76	2006/09/20	10:43:50	34.2317	135.4017	9.3	和歌山県北部		
77	2006/09/29	16:35:32	34.2533	135.4200	8.2	和歌山県北部		
78	2006/09/29	17:38:41	34.2533	135.4200	8.2	和歌山県北部		
79	2006/11/07	00:50:01	34.1483	135.4233	6.1	和歌山県北部		
80	2007/01/12	11:48:38	34.2267	135.4400	8.2	和歌山県北部		
81	2007/02/26	14:06:08	34.1717	135.1550	6.3	紀伊水道	○	
82	2007/03/25	05:34:05	34.2633	135.4350	7.2	和歌山県北部		
83	2007/04/15	12:19:30	34.7900	136.4067	16.5	三重県中部		
84	2007/04/26	09:02:57	33.8883	135.5833	39.5	愛媛県東予		
85	2007/04/26	11:55:15	34.1167	135.3200	7.4	和歌山県北部		
86	2007/07/16	17:24:19	34.2600	135.9467	49.7	奈良県		
87	2007/07/29	14:17:06	34.2500	135.3950	9.2	和歌山県北部		
88	2007/08/26	01:42:36	33.9717	135.3333	10.5	和歌山県北部		
89	2007/09/06	08:02:16	34.2500	135.4167	8.1	和歌山県北部		
90	2007/09/14	06:54:53	34.2133	135.3117	5.2	和歌山県北部		

No.	震源情報					気象庁マグニチュード	震央地名	和歌山(wkyG)
	発震時刻		緯度	経度	深さ			
	yyyy/mm/dd	hh:mm:ss	度	度	km			
91	2007/10/09	22:55:39	33.9600	135.1600	7.3	和歌山県北部		
92	2007/10/15	08:02:41	34.2033	135.2217	4.3	和歌山県北部	○	
93	2007/11/06	10:02:00	34.4750	135.6733	12.4	大阪府南部		
94	2007/11/18	10:21:21	34.1133	135.1617	6.3	和歌山県北部		
95	2007/12/03	01:34:48	34.1717	135.1233	7.3	紀伊水道	○	
96	2007/12/16	11:12:28	34.0267	135.2450	4.3	和歌山県北部		
97	2007/12/29	21:50:05	34.2300	135.4183	8.2	和歌山県北部		
98	2007/12/30	04:42:20	34.2317	135.4200	8.3	和歌山県北部		
99	2008/01/20	16:26:58	34.1933	135.4233	6.3	和歌山県北部		
100	2008/01/21	07:52:40	34.1633	135.4717	7.2	和歌山県北部		
101	2008/01/25	23:44:36	34.1250	135.3017	6.2	和歌山県北部		
102	2008/02/01	23:40:22	34.2067	135.0800	10.3	紀伊水道	○	
103	2008/04/17	00:58:30	34.6083	135.0650	10.4	大阪湾		
104	2008/04/20	21:01:55	34.0967	135.3683	5.2	和歌山県北部		
105	2008/05/29	15:43:44	34.2567	135.4250	8.2	和歌山県北部		
106	2008/07/18	14:34:24	34.2150	135.3183	6.2	和歌山県北部		
107	2008/07/18	16:07:18	34.2133	135.3183	6.2	和歌山県北部		
108	2008/08/24	05:44:54	33.6650	135.1617	45.4	紀伊水道		
109	2008/10/18	22:28:36	34.2600	135.4083	8.3	和歌山県北部		
110	2008/11/08	22:25:36	34.1550	135.3183	5.2	和歌山県北部		
111	2008/11/10	10:30:55	34.1800	135.6733	59.3	奈良県		
112	2009/02/06	05:57:05	34.2167	135.3117	6.3	和歌山県北部		
113	2009/08/09	19:55:52	33.1267	138.4033	33.6	東海道南方沖		
114	2009/08/27	17:47:31	33.6600	135.2050	40.4	紀伊水道		
115	2009/12/02	09:20:26	34.2117	135.2450	4.2	和歌山県北部		
116	2009/12/07	19:49:01	34.1983	135.4283	6.2	和歌山県北部		
117	2009/12/08	08:07:38	34.2117	135.2433	3.3	和歌山県北部		
118	2010/01/03	10:14:19	34.0533	135.2817	8.2	和歌山県北部		
119	2010/01/14	12:59:50	34.2300	135.4450	8.2	和歌山県北部		
120	2010/03/21	01:19:00	34.2017	135.2233	5.3	和歌山県北部		
121	2010/03/29	20:18:03	34.1983	135.1617	6.3	紀伊水道	○	
122	2010/04/18	22:48:17	34.1983	135.2400	6.2	和歌山県北部		
123	2010/04/18	23:14:55	34.2000	135.2417	5.3	和歌山県北部	○	
124	2010/05/31	21:33:10	34.1733	135.3200	4.2	和歌山県北部		
125	2010/05/31	21:33:10	34.1733	135.3200	4.2	和歌山県北部		
126	2010/07/21	06:19:19	34.2050	135.6933	58.5	奈良県		
127	2010/08/24	10:33:55	34.1967	135.3200	7.2	和歌山県北部		
128	2010/09/11	20:24:57	34.1667	135.1950	8.3	和歌山県北部	○	
129	2010/09/30	13:35:43	34.1850	135.3550	6.2	和歌山県北部		
130	2010/11/29	15:52:42	33.9050	135.4233	55.4	和歌山県南部		
131	2010/12/27	15:20:07	34.1683	135.1800	7.3	紀伊水道	○	
132	2011/02/06	14:10:11	34.1850	135.3517	6.2	和歌山県北部		
133	2011/02/21	15:46:10	33.8767	135.3633	53.8	和歌山県北部		
134	2011/05/07	21:47:38	33.8550	134.6850	39.4	紀伊水道	○	
135	2011/05/10	22:09:31	34.1967	135.1817	5.3	和歌山県北部		
136	2011/05/10	23:01:53	34.1983	135.1850	5.4	和歌山県北部	○	
137								

b) 地震観測記録の分析例

淡路島付近の地震(2013年4月13日5時33分18秒、 M_j 6.3、緯度 34.42° 、経度 134.83° 、深さ15km、最大震度6弱、和歌山城からの震源距離は約35km)による観測記録が図1に示す多機関による観測点の多くで得られた。この内、5地点(wkyJ(気象庁)、wky001(防災科学技術研究所強震観測網)、iwd(気象庁)、imf(関西地震観測研究協議会(CEORKA))、ksg(気象庁))の3成分速度波形を図2に示す。なお、imfは速度記録が得られているが、その他は加速度記録であるため、周波数領域で積分を行う方法により速度波形を求めた。このとき、周波数領域でローカットフィルター(カットオフ周波数0.05Hz)の処理を行った。なお、時間領域と周波数領域間の変換には高速フーリエ変換・同逆フーリエ変換を用いた。wky001とksgではほぼ基盤岩が露頭し、imfとiwdでは数百メートル程度の堆積層が存在すると思われる。それぞれ最寄りの地点どうしの波形を比較すると、堆積層上の観測点の方において最大振幅が大きく、継続時間が長くなっている。さらに、wky001とwkyJ間の距離が500m程度であるにもかかわらず、東西成分の波形と振幅に顕著な違いが見られ、この付近の地下構造の変化が影響していると考えられる。

5地点の観測記録から求めた減衰定数5%擬似速度応答スペクトルを図3に示す。前述の基盤岩露頭上と堆積層上の地点間を水平成分について比較すると、約1秒以上の周期帯域の振幅の大きさに違いが見られ、これが前述の波形の地点間の相違に対応していると考えられる。

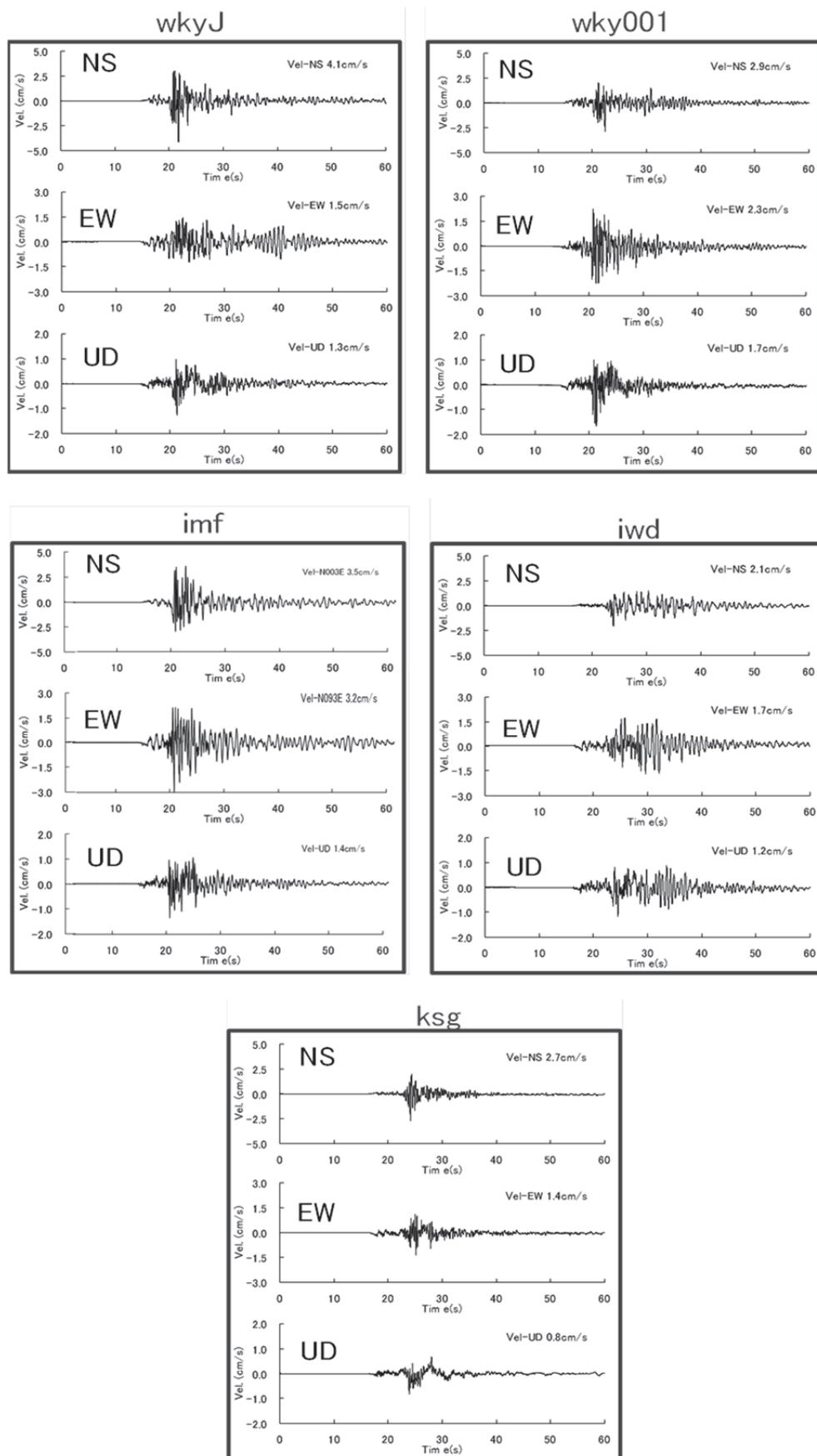


図2 2013年の淡路島付近の地震による和歌山平野の観測記録例（速度波形）

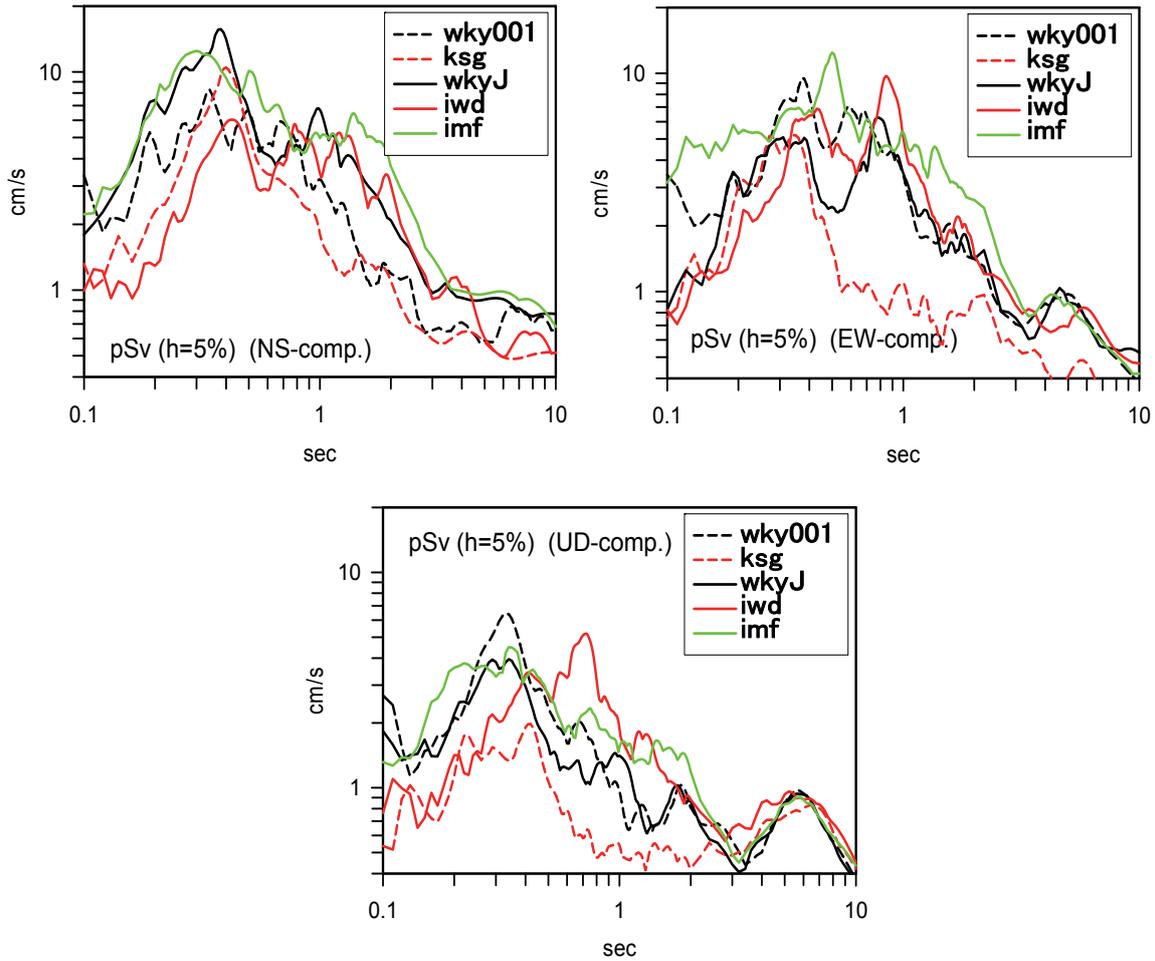


図3 図2に示す地震記録に対する減衰定数5%擬似速度応答スペクトル

c) 和歌山平野のやや北部における地震計の設置

和歌山平野は東西方向に長く、南北方向に短い帯状の形を有する。同平野における既存の地震観測点は図1に示すように平野のやや南側に偏って存在する。一方、堆積層が厚い領域は中央構造線の南側近傍である平野の北部に分布する。平成26年度に構築した3次元地下構造モデル(後述)の地震動記録を用いた検証には、平野の北部領域での地震観測記録の取得が必要である。従って、図1に示す2箇所(nzk(野崎西小学校), skg(四箇郷小学校))で地震計を新たに設置した(写真1)。この内、nzkは和歌山北測線(平成25年度に反射法探査を実施)の中間地点付近に位置し、基盤面深度が500m前後と思われる。両地点の単点微動によるH/Vスペクトルを図4に示す。両地点とも二つないし三つのピークが見られるが、最も低周波数側のピークが基盤岩上面深度に対応していると考えられる。

観測機器として、地震計はサーボ型速度計VSE-10, 11((株)東京測振)、データロガーはAK002((株)エーラボ)であり、GPS時計によって同期を保っている。データロガーは現在、連続記録を収集中であり、地震記録に加え連続微動記録も各種分析に今後利用できる。



写真1 新規地震観測点の機器設置状況（左は野崎西小学校(nzk)の階段下の倉庫内、右は四箇郷小学校(skg)の階段下の非常用ポンプ室内)

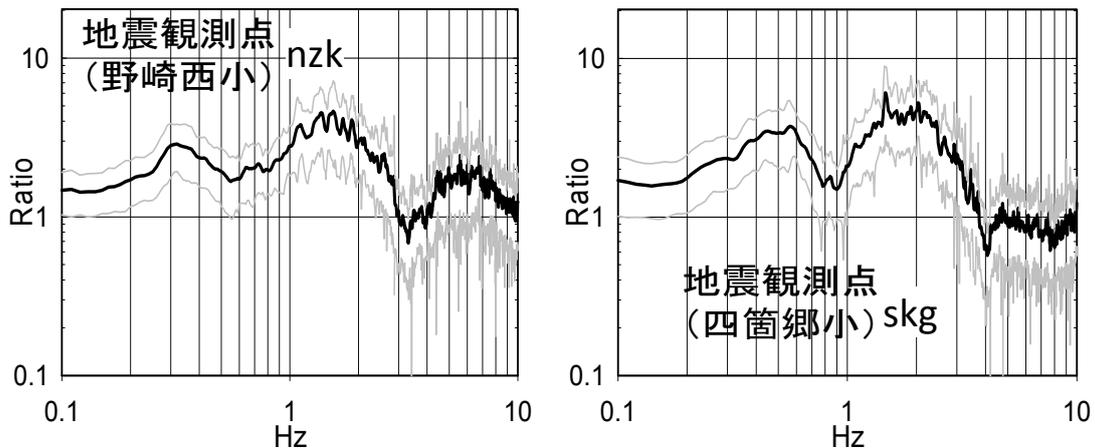


図4 新規地震観測点における微動H/Vスペクトル（平均(黒色線)±標準偏差(灰色線)）

2) 和歌山平野西部地域の3次元地下構造モデルプロトタイプの構築

a) はじめに

平成25年度に実施した和歌山北測線における反射法探査によって、和歌山平野北西部における中央構造線周辺の基盤岩上面形状の不規則な構造が明らかになった。さらに、同測線より東側の平野中部においても他機関による既往の同探査により、地下構造の不規則性が示されている。ここでは、これら反射法探査による複数の地下断面のデータと基盤岩上面深度の傾向を広域に把握することができる重力探査データを組み合わせることによって、和歌山市内をほぼ包含する平野西部域の3次元地下構造モデルのプロトタイプを構築する。

b) 既存資料の収集

i) モデル作成の範囲

国あるいは自治体を実施する各種統計調査は、緯度経度を基準とする地域メッシュコード単位で行われることが多い。地域メッシュコードは、緯度および経度を適当な間隔で分割することによりその位置が指定され、例えば第3次メッシュ単位では約1km四方、4分の1地域メッシュでは約250m間隔、8分の1地域メッシュコードで約125m間隔となる。ただし、地球そのものが完全な球体ではないのでその座標値に応じてメッシュ間隔が変化する。地震動の計算に用いる差分法等の数値計算は変化する格子間隔にも対応するものの、モデルデータの扱い方が煩雑になるため、格子間隔が不均質になる地域メッシュコードでの表現は避けて、本業務では平面直角座標系で格子状のモデル化を行った。格子間隔は水平方向に100m、鉛直方向に10mとした。

和歌山県は公共座標系第VI系に含まれており、これに対応する四隅の座標を表2に示す。公共座標系第VI系で評価される範囲は南北方向に約19.97km、東西方向に約18.41kmとやや半端な距離になること、4隅に対応する平面座標はcmオーダーの単位となることから正味100m間隔のモデルとして設定するには不便なため、100m以下のオーダーを調整して表3に示す南北21km、東西20kmの範囲でモデル化を行った。なお、表3にはモデル作成の対象となる範囲の緯度経度も併せて示す。図5にモデルを作成する範囲を示す。

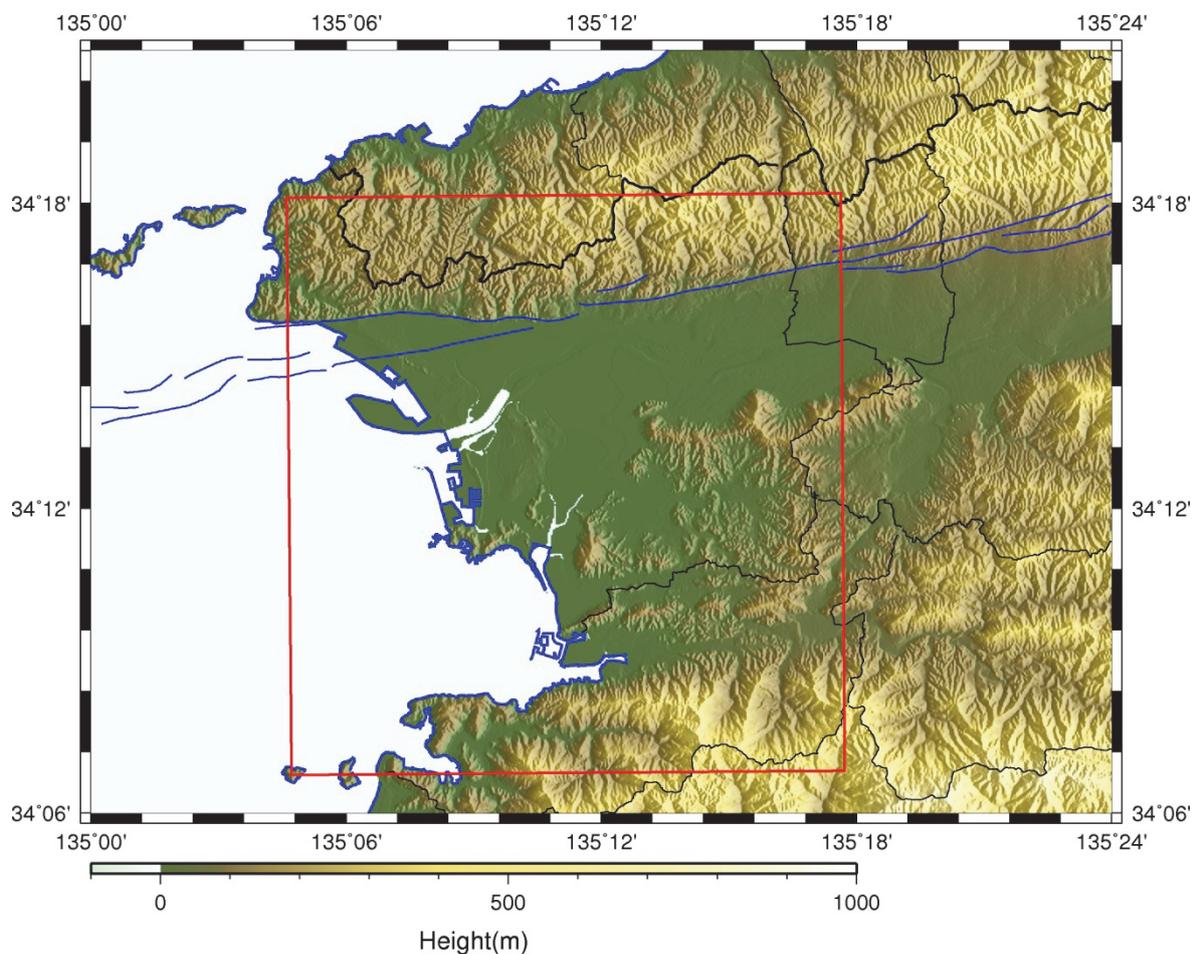


図5 モデルの作成範囲

表2 公共座標系第VI系に対応する四隅の座標値

	緯度 (度分秒)	経度 (度分秒)	X(m)	Y(m)
北西	34° 18' 00"	135° 04' 48"	-188201.671	-84686.916
北東	34° 18' 00"	135° 16' 48"	-188350.164	-66276.311
南東	34° 07' 12"	135° 16' 48"	-208315.465	-66417.377
南西	34° 07' 12"	135° 04' 48"	-208167.343	-84867.176

表3 地下構造モデルの4隅の座標値

	X(m)	Y(m)	緯度 (度分秒)	経度 (度分秒)
北西	-188000	-85000	34° 18' 06.5"	135° 04' 35.7"
北東	-188000	-65000	34° 18' 11.7"	135° 17' 37.8"
南東	-209000	-65000	34° 06' 50.1"	135° 17' 43.5"
南西	-209000	-85000	34° 06' 44.9"	135° 04' 43.1"

ii) 物理探査およびボーリングデータの収集

モデルの作成範囲における既存の調査はごく限られていること、また調査あるいは探査が実施されていても基盤岩まで到達していないものが多い。このため、図5の範囲外を含めてデータを収集した。

① P波反射法地震探査

平成25年度に実施した本調査観測より以前に実施された反射法地震探査は幾つか存在する。ただし堆積層と付近の基盤岩である三波川変成岩の境界がやや広域に判別できるような反射法地震探査は更に数が絞られる。これらの一覧を表4に、全体の測線位置図を図6に示す。この内、赤線で示した測線の反射法探査結果を地下構造のモデル化のための情報として利用し、青線で示した測線の反射法探査結果は基盤岩と堆積層の境界が判別しにくかったため同情報から外した。

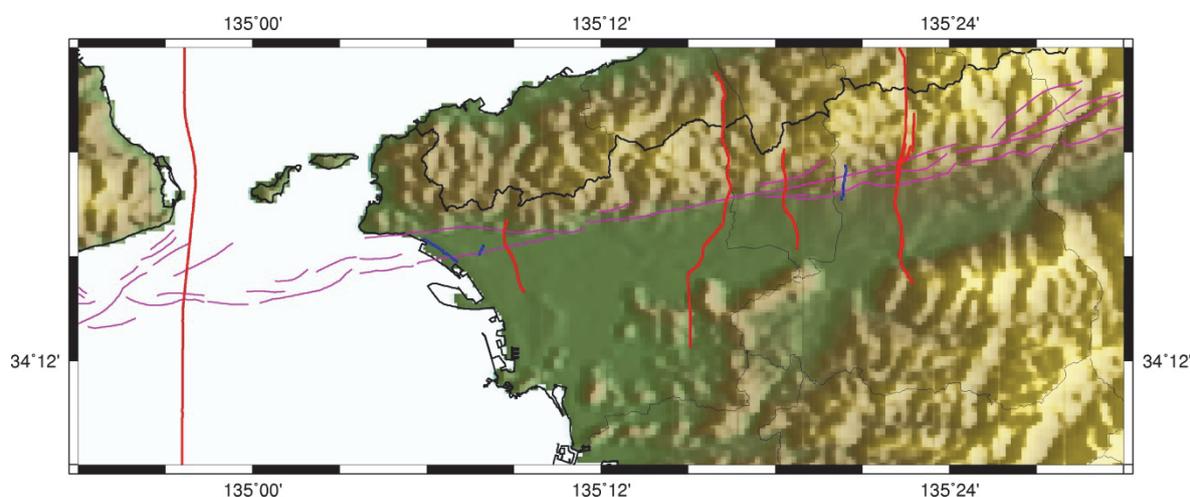


図6 和歌山平野付近で実施された既存の反射法地震探査測線位置

表 4 和歌山平野およびその周辺における中央構造線断層帯に関する反射法地震探査

出典	実施地域	測線長	基盤情報
吉川ほか(1992)	和歌山県紀ノ川市	約 6km	有
地質調査所(1995)	和歌山県和歌山市	500m	無
佃 栄吉(1997)	和歌山県和歌山市	2245m	無
横倉ほか(1998)	紀淡海峡および大阪湾	大阪湾－紀伊 水道に至る	有
笠原ほか(1998)	大阪府阪南市～和歌山県和歌山市	約 16m	有
河村ほか(2001)	和歌山県紀ノ川市	約 2.2km	無
佐藤ほか(2007)	和歌山県紀ノ川市～大阪府泉佐野市	約 22km	有
平成 25 年度 和歌山北測線	和歌山県和歌山市	約 4.1km	有
平成 25 年度 岩出測線	和歌山県岩出市	約 5.6km	有

② 重力データ

重力測定データは、絶対的な基盤岩上面深度を決定することが困難であるが、広域的な基盤岩上面深度の傾向を把握する上では有用である。和歌山平野およびその周辺において、重力測定は複数の機関で実施されているが、それらをコンパイル・整理したものが Yamamoto et al. (2011) および地質調査総合センター(2013)により公表されている。また、国土地理院も重力測定結果を web 上で公表している。国土地理院によるブーゲー異常の算出には仮定密度の記載はないが、対象地点の和歌山・粉河周辺のデータから逆算すると 2.669g/cm^3 程度の値が用いられている。この値は Yamamoto et al. (2011) および地質調査総合センター(2013)による仮定密度 (2.67g/cm^3) と殆ど違いがないことから、国土地理院によるブーゲー異常もデータとして加えた。これら 3 者による重力データの分布状況を図 7 に示す。仮定密度 2.67g/cm^3 の和歌山平野付近におけるブーゲー異常値を図 8 に示す。このデータの座標値を公共座標第 VI 系に変換して空間補間したブーゲー異常値の状況を図 9 に示す。さらに図 9 に対して 3 次曲面を仮定して傾向面除去を行った結果を図 10 に示す。

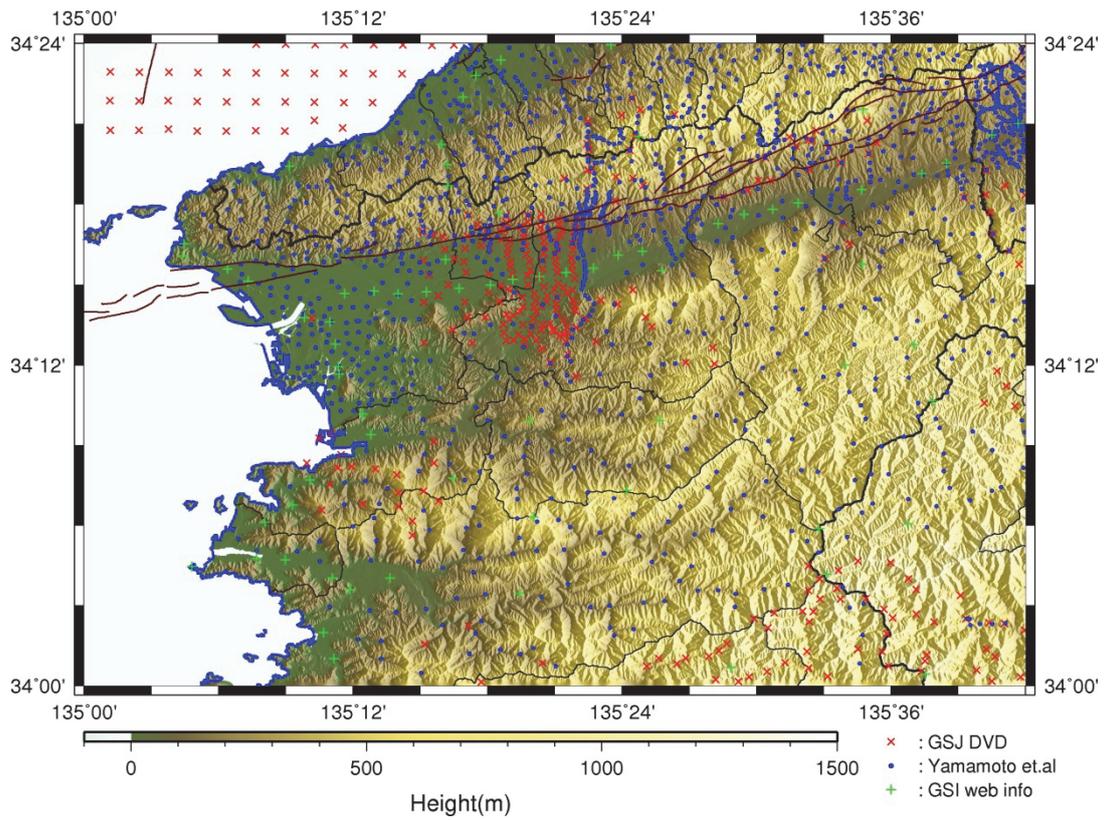


図7 重力測定データの存在位置

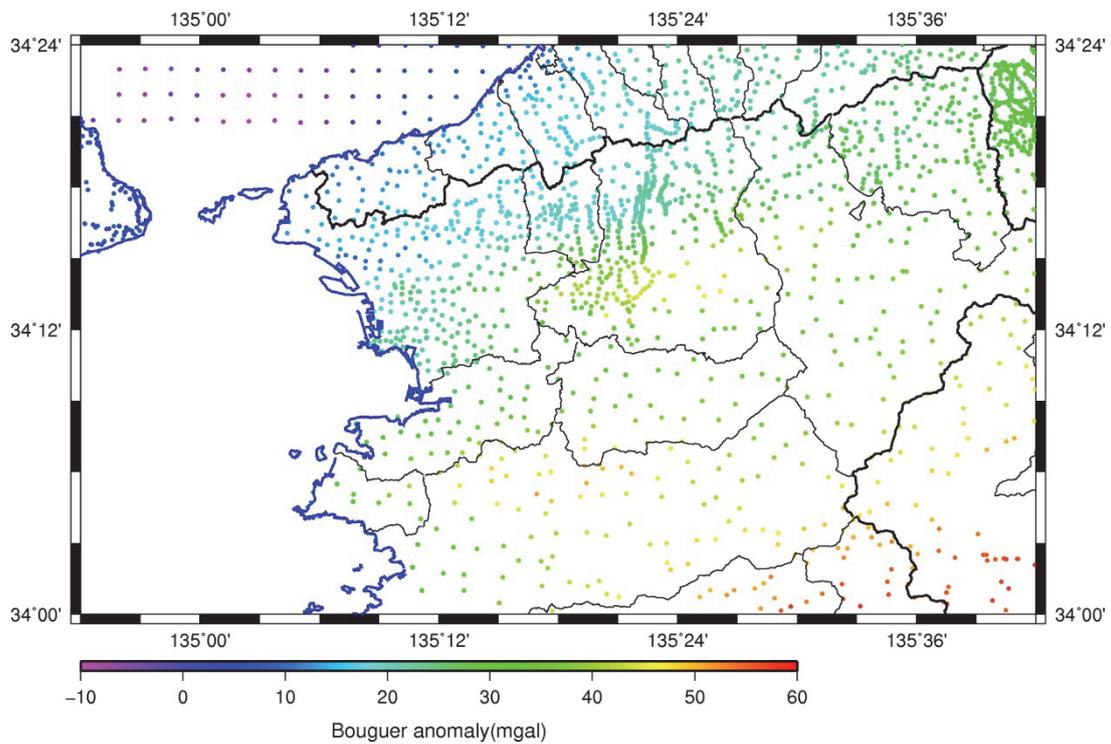


図8 仮定密度 2.67g/cm^3 のブーゲー異常値の分布状況

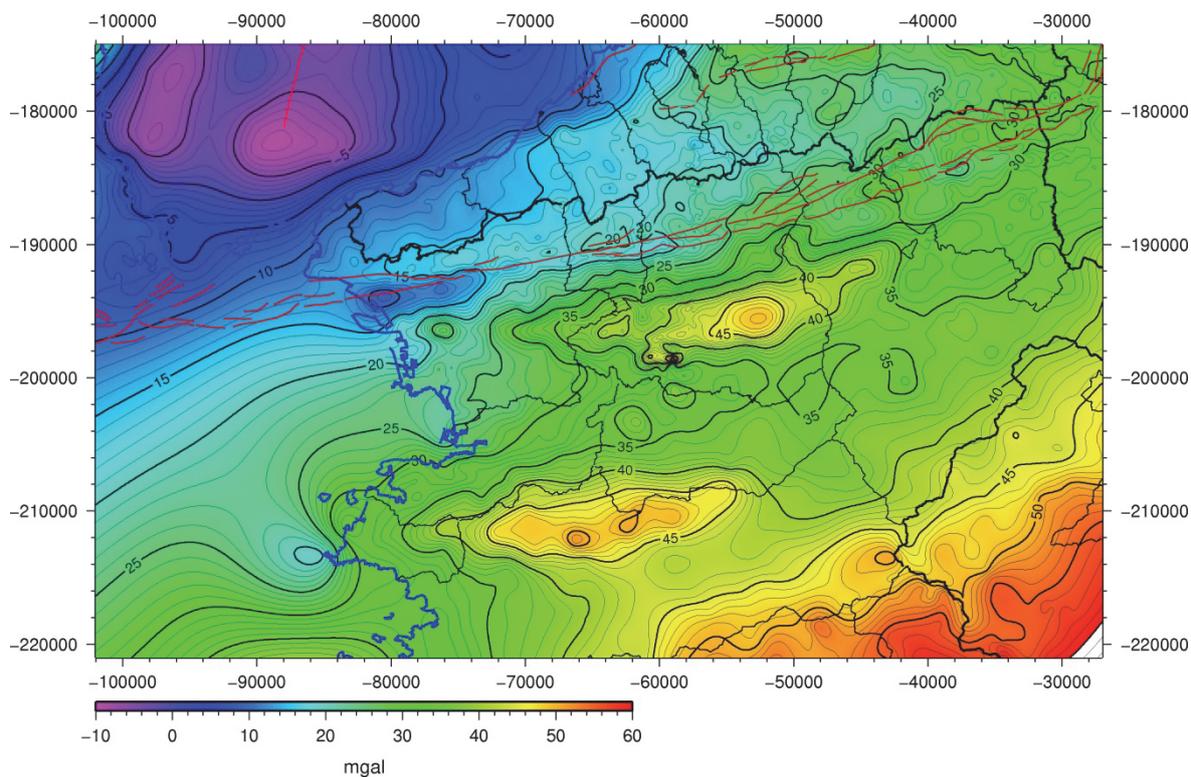


図9 仮定密度 2.67g/cm^3 のブーゲー異常値を補間したブーゲー異常分布（座標値は平面直交座標系第VI系に変換）

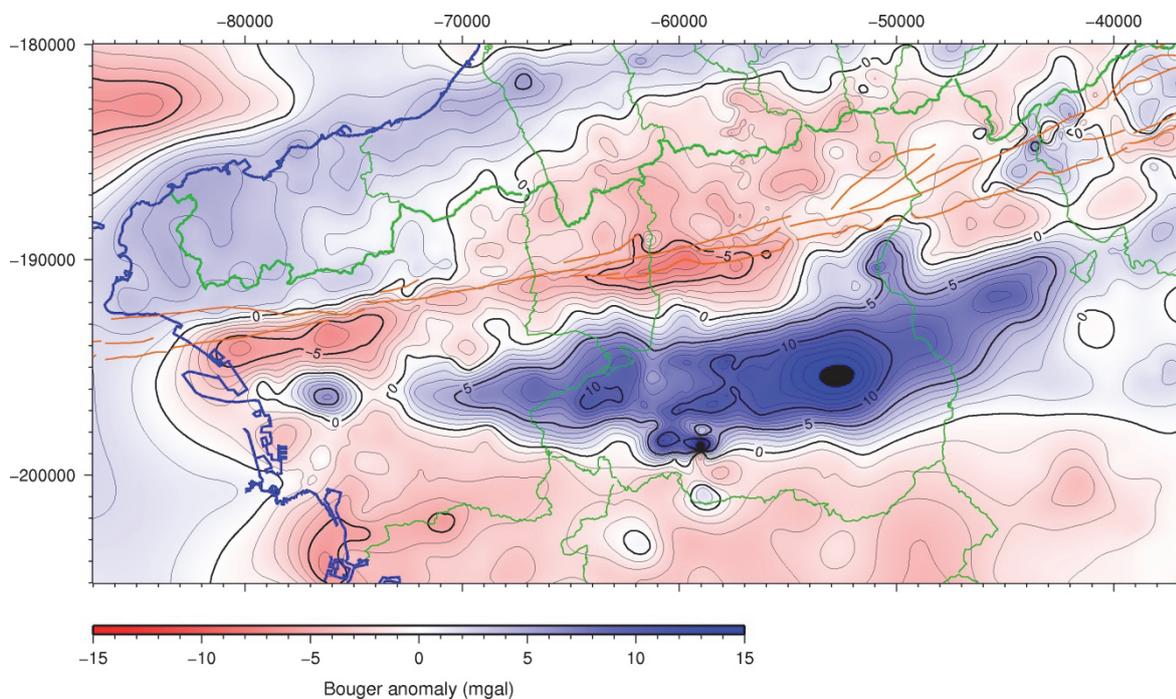


図10 補間したブーゲー異常分布に対して傾向面補正を行ったブーゲー異常分布（緑色の線：行政境界、橙色の線：産業技術総合研究所による断層位置）

③ 深層（岩着）ボーリング

和歌山平野における深層ボーリングの探査情報は少なく、特に 100m 以上の堆積層厚さを有する地点での岩着ボーリングの情報は入手できなかった。このような条件の下、地下構造のモデル化において、できる限り有用なボーリング情報の収集を行った。

水野ほか(1999)によるボーリングが表 4 の岩出測線(和歌山県岩出市)から東に約 1.5km の地点で実施されている。ただし、このボーリングでは岩着には至っておらず、基盤岩上面深度に関する情報は得られない。KG-NET・関西圏地盤情報協議会(2011)に和歌山平野で収集したボーリングデータの断面図が記載されており、これには数本の岩着ボーリングの記載がある。これらの岩着したボーリングの位置は、平野縁辺部のごく浅い部分や基盤岩が露出している和歌山城付近など、周辺の地質状況から容易に基盤岩上面深度がごく浅いと推察されるボーリングデータであるので、これは情報として取り込んでいない。

古い資料であるが、国土交通省国土政策局国土情報課(1974, 1976)からは 5 万分の 1 土地分類基本調査に表層地質に関するボーリング情報が、国土交通省国土政策局国土情報課/水基本調査・全国地下水資料台帳には地下水調査に関するボーリング情報が、公表されている。前者では岩着したボーリングが 12 箇所存在するが、いずれも平野縁辺部のごく浅い情報であり、モデルの作成に有益な情報ではなかった。後者に関しては、和歌山市と橋本市のやや街中で岩着したボーリングが存在していたので、それを情報として取り込んだ。なお、和歌山市内には温泉が複数存在するが、これらに関する情報は別途収集中(サブテーマ 1)であり、本報告書を取り纏める時点では岩着深度の情報は得られていない。地下構造のモデル化に利用したボーリングの位置と岩着深度に関する情報を表 5 に示す。

表 5 岩着ボーリングに関する情報

座標(緯度、経度)	座標(X、Y)	標高(m)	岩着深度(m)
34° 12' 39"、135° 10' 41"	-198169、-75740	—	95
34° 17' 40"、135° 34' 28"	-189119、-39174	80	94.5

④ 表層地盤データ

和歌山平野では紀の川や和歌川の河口付近を中心に、広範に沖積層が存在し、海側に向かって沖積層が厚くなる。特に海岸域の沖積厚さは 40m に達する(KG-NET・関西圏地盤情報協議会(2011))。また和歌川河口のボーリング孔で実施された PS 検層では、沖積層の S 波速度が 160~210m/s 程度と極めて遅く、強震動評価という観点では地盤の非線形挙動も考慮する必要があるため、沖積層のモデル化が不可欠である。従って、沖積層とそれ以深に存在する洪積層を区別した速度構造モデルを作成するため、平成 25 年度の本調査観測において作成された沖積層の層厚モデル(図 11、表層ボーリングデータを整理して 4 分の 1 地域メッシュ単位で層厚を推定)をそのまま用いた。

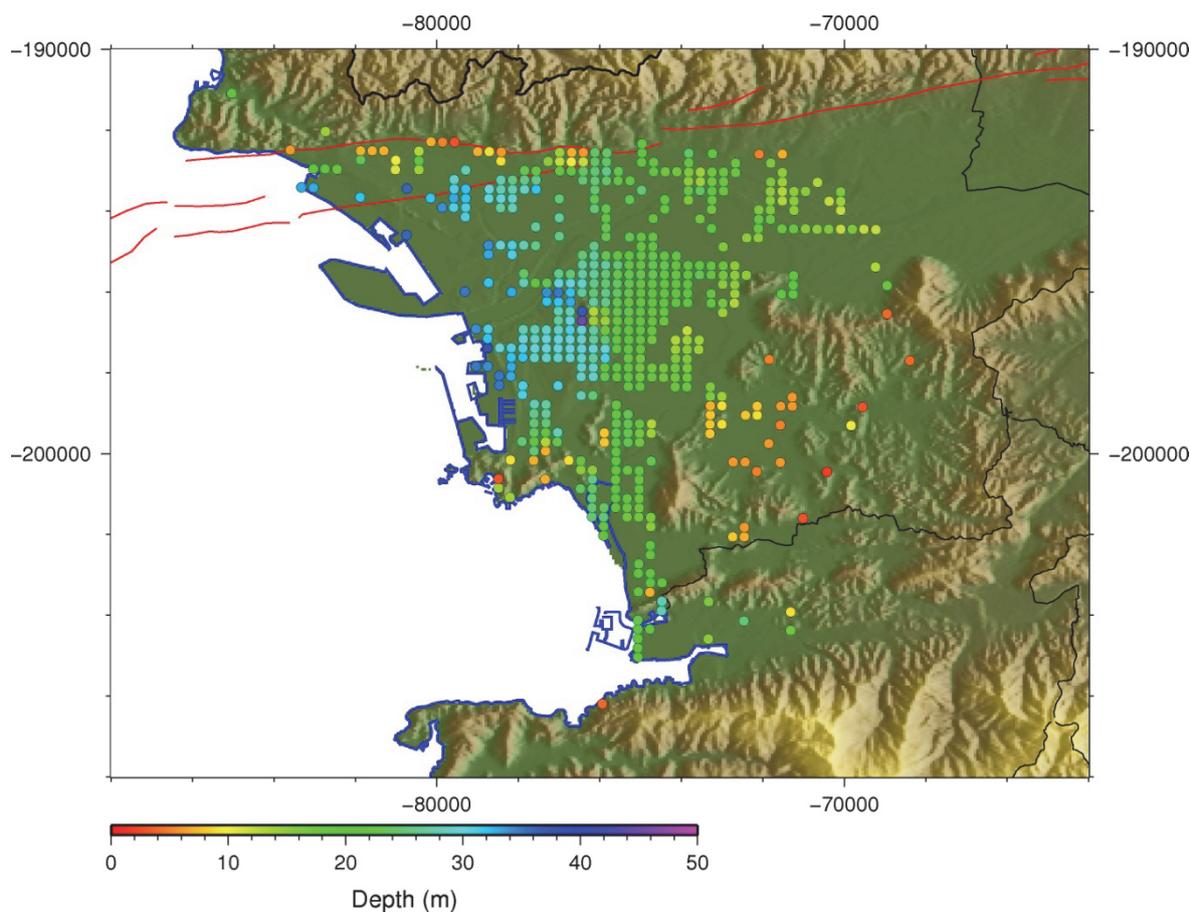


図 11 平成 25 年度の本調査観測によってモデル化された沖積層厚の分布

c) 3次元地下構造モデルの作成

i) 作成方針

和歌山平野における堆積層は中央構造線により和泉層の下部にくさび状に沈み込んでいることが、吉川ほか(1992)や笠原ほか(1997)などの複数の反射法地震探査により明らかにされている。この様な堆積層の形状を1価関数で表現することは困難であることから、堀川ほか(2003)と同様に、断層や基盤岩などを明示的な境界として与え、それぞれの領域で想定される地質構造に見合うように基盤形状を与えて堆積層部分を明示し、明示された堆積層部分に適当な物性値を与えた。ただし、和歌山平野の地質情報は、既存の反射法地震探査結果に幾つかの不整合面が見られているものの、これらに対応する地質年代あるいは鍵層の位置といった情報は皆無であり、堀川ほか(2003)で用いられた堆積年代および堆積深度を物性値と関連付けさせるような手法は困難である。このため深さに応じた物性値を直接与えた。

ii) 中央構造線による境界の設定

中央構造線を跨いだ既存の反射法地震探査結果による断層傾斜角(和泉層群と菖蒲谷層の境界)は表6に示す通りである。これらの結果から、地表における断層位置を読み取った。図12に読み取った断層位置を赤丸印で、読み取りに用いた反射法探査測線を青線で示

した。図 12 には併せて産業技術総合研究所による活断層データベースの位置をピンク色の破線で示した。反射法から読み取った断層位置と活断層データベースによる同位置に基づいて、地表における断層位置を図 12 に示す赤色の実線のように設定した。この実線の位置が岡田・東郷(2000)による断層位置とも整合していることを確認した。なお、断層傾斜角は、表 6 に示すように、和歌山県紀の川市付近で 30° 北傾斜、和歌山県岩出市付近でほぼ 45° 北傾斜、和歌山県和歌山市の国道 26 号線から淡路島にかけて 70° 北傾斜とする曲面を中央構造線による地質境界として設定した

表 6 中央構造線の断層傾斜角

出 典	中央構造線（和泉層と菖蒲谷層の境界）の傾斜角	設定傾斜角
吉川ほか(1992)	約 20° 北傾斜	30° 北傾斜
佐藤ほか(2006)	約 30° 北傾斜	
平成 25 年度 岩出測線	深さ 500m 程度まで 50~60° 、 以深は 20~30° の北傾斜	約 45° 北傾斜
笠原ほか(1998)	約 45° 北傾斜	
平成 25 年度 和歌山北測線	ほぼ鉛直	70° 北傾斜
横倉ほか(1998)	高角であるか低角であるか不明	

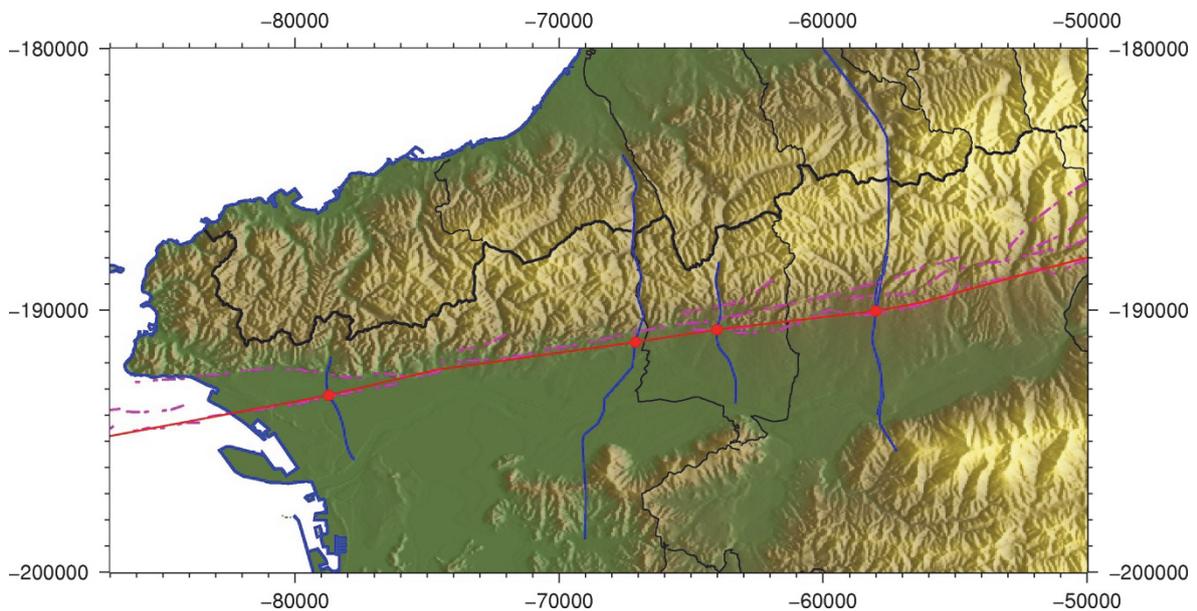


図 12 地表面における断層設定位置（赤色の実線）。青色の線は反射法探査測線であり、断層設定位置との交点を赤色の丸印で示す。ピンク色の破線は産総研・活断層データベースによる断層の位置。

iii) 基盤岩上面深度分布の作成

堀川ほか(2003)は、重力データから作成したブーゲー異常分布に反射法地震探査およびボーリング情報の基盤岩上面深度を関連させて、大阪湾を含む大阪堆積盆地の大局的な基盤岩上面深度を推定し、これを基礎情報として断層近傍の構造を修正して、最終的な基盤岩上面深度分布を与えている。和歌山平野の地下構造のモデル化においても、基本的な考え方はこれに倣う。

図 13 は、ブーゲー異常値に既知の基盤岩上面深度と基盤岩露出点の情報を関係させて作成した和歌山平野およびその周辺の同深度分布図である。この分布による基盤岩上面深度は、海側に向かって浅くなるとともに、南側の海域では零に近くなるといった不自然な傾向が見られる。これは、図 7 に示した重力測定点の配置から分かるように、紀淡海峡を境に南側の海域では重力測定点がないためであり、海側に関しては全く信頼性のない結果となった。また、この分布では中央構造線の断層構造による基盤岩上面の段差構造は表現できず、滑らかな曲面として評価されている。

一方、反射法地震探査結果によれば、和歌山平野の堆積層は、南側において、緩やかに傾斜した三波川帯上面の上に成層構造として分布するものの、北側において、中央構造線の影響を受けて、くさび状に沈み込んでいく構造が見られる。この構造は大局的に、中央構造線と平行な東西方向には同様な傾向となっていることから、南北方向に測線長を持つ反射法地震探査による速度構造断面を適当な曲面によって面外（東西）方向に補間・補外することにより、和歌山平野の地下構造における上述の特徴的な傾向を表現することが可能と考えられる。図 14 は反射法探査情報と平野南部の基盤岩露出位置情報をもとに作成した基盤岩上面深度分布図を示す。この方法では、外挿手法の問題により、基盤岩上面が実際に存在しない和泉山脈の北側付近まで深く潜り込むといった不自然さは見られるが、基盤岩上面が平野内では中央構造線付近まで全体的に北側ほど深くなる傾向が表現できている。こうして作成した 2 種類の図を適宜組み合わせながら、上述の不自然さを修正した上で、3次元地下構造モデルにおける基盤岩上面深度分布を推定した。

なお、和歌山市内の紀ノ川流域や海南市における基盤岩に達するボーリングデータは山際に位置する数本のみであり、広域的な基盤岩上面深度の推定を行う情報となっていない。また海域に関しても情報は全く得られていない。今後、作成した 3次元地下構造モデルの高度化にあたっては、これらの地域を対象とした基盤岩に達する探査の実施が強く望まれる。

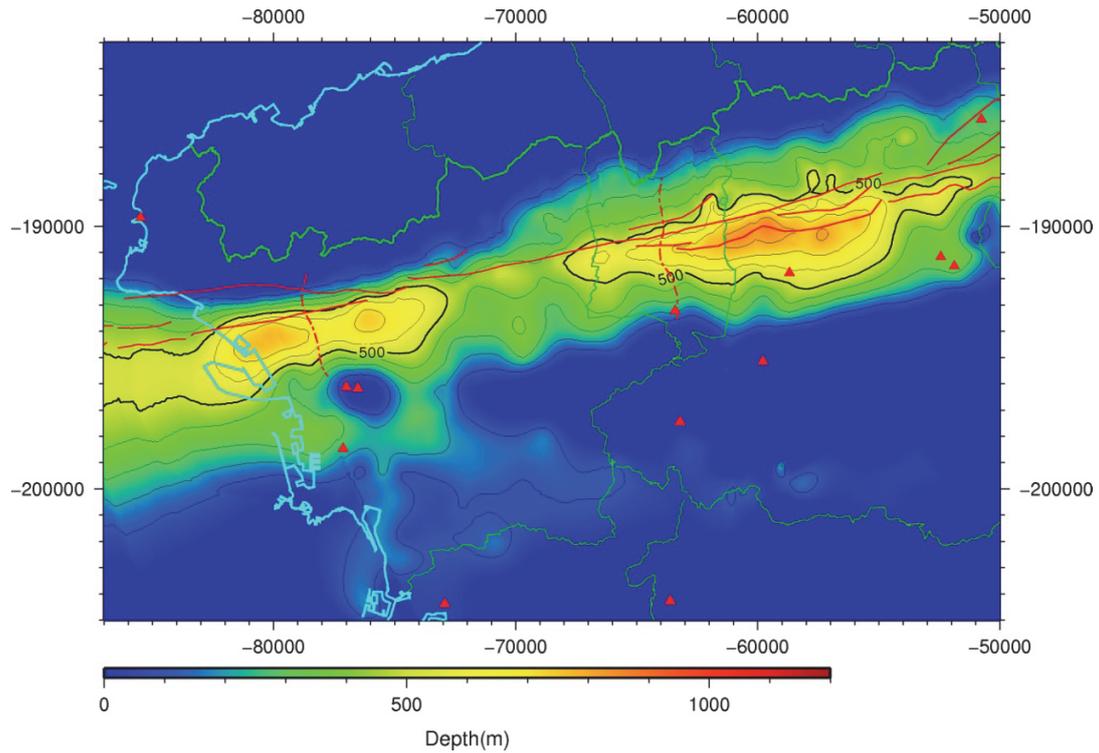


図 13 重力データを元に推定した基盤岩上面深度分布（赤色の線は産総研・活断層データベースによる断層の位置、赤三角印は地震観測点）

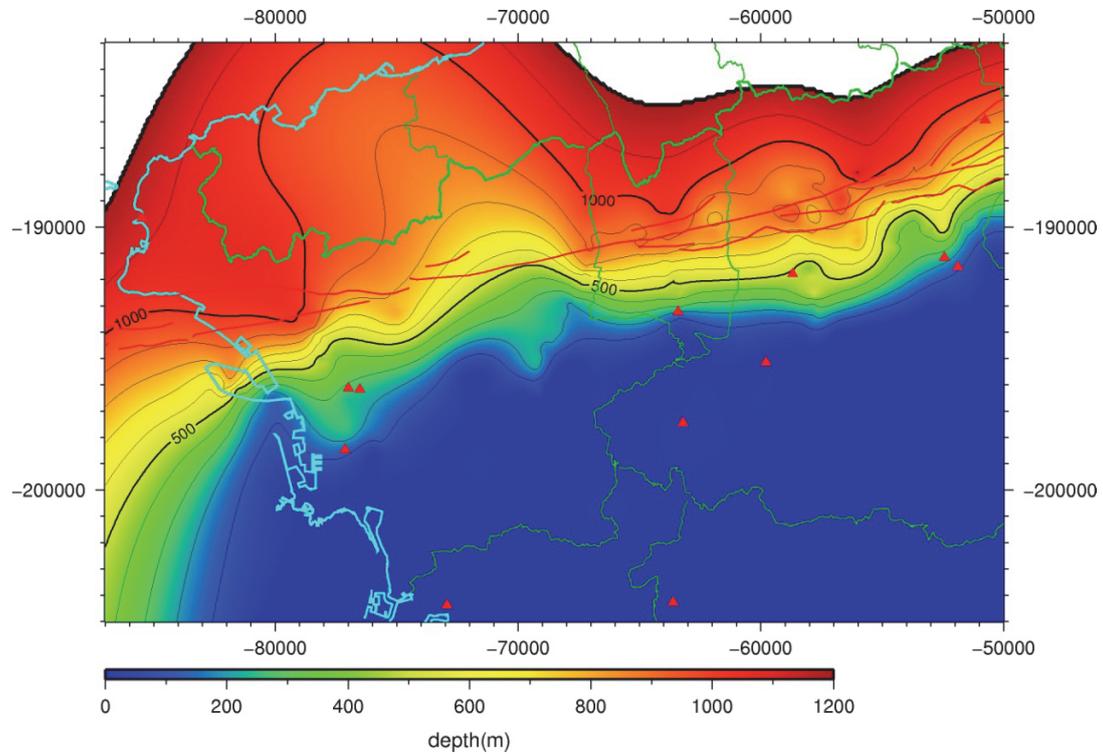


図 14 反射法探査データ等を元に推定した基盤岩上面深度分布（北側の和泉山脈まで基盤岩上面深度が深く達しているが、単純に外挿した結果であり、実際には存在しない）

iv) 沖積層厚さ分布の作成

KG-NET・関西圏地盤情報協議会（2011）には表層ボーリングデータによる東西および南北方向の断面図が示されており、山側－海側に向かって沖積層厚が徐々に厚くなる傾向が見られ、途中で途切れることなく連続していることが示されている。このように、和歌山平野内の沖積層は中央構造線付近を除き、時空間的に概ね穏やかな堆積環境であったと予想される。従って、既存資料として収集した沖積層厚データ（図 11）を空間補間しても実地盤の沖積層厚との差異は少ないと思われる。図 15 に補間した沖積層厚分布を示す。なお、図中の白抜きの丸印は次項で述べる単点微動の測定位置である。ところで、図 11 に見られるように、今回地下構造をモデル化する領域の内、北東部はボーリングデータが整備されておらず、沖積層厚さの空間補間を行うことができなかった。この領域の沖積層厚さ分布の推定は、別途次項において述べる。一方、西側の海岸から海域についてはモデル化されたデータは無いものの、KG-NET・関西圏地盤情報協議会（2011）では海岸部の埋立地のボーリング柱状図から標高が-36m 付近まで沖積層が存在することが示されている。和歌山平野は河口に形成された沖積平野であることから、沖積層は海岸から離れた沖合にはほとんど堆積していないと考えられる。これらを既知の深度あるいは層厚として与え直し、海岸から海域の沖積層分布を補間および補外することによって、この領域の沖積層厚さ分布を与えた。

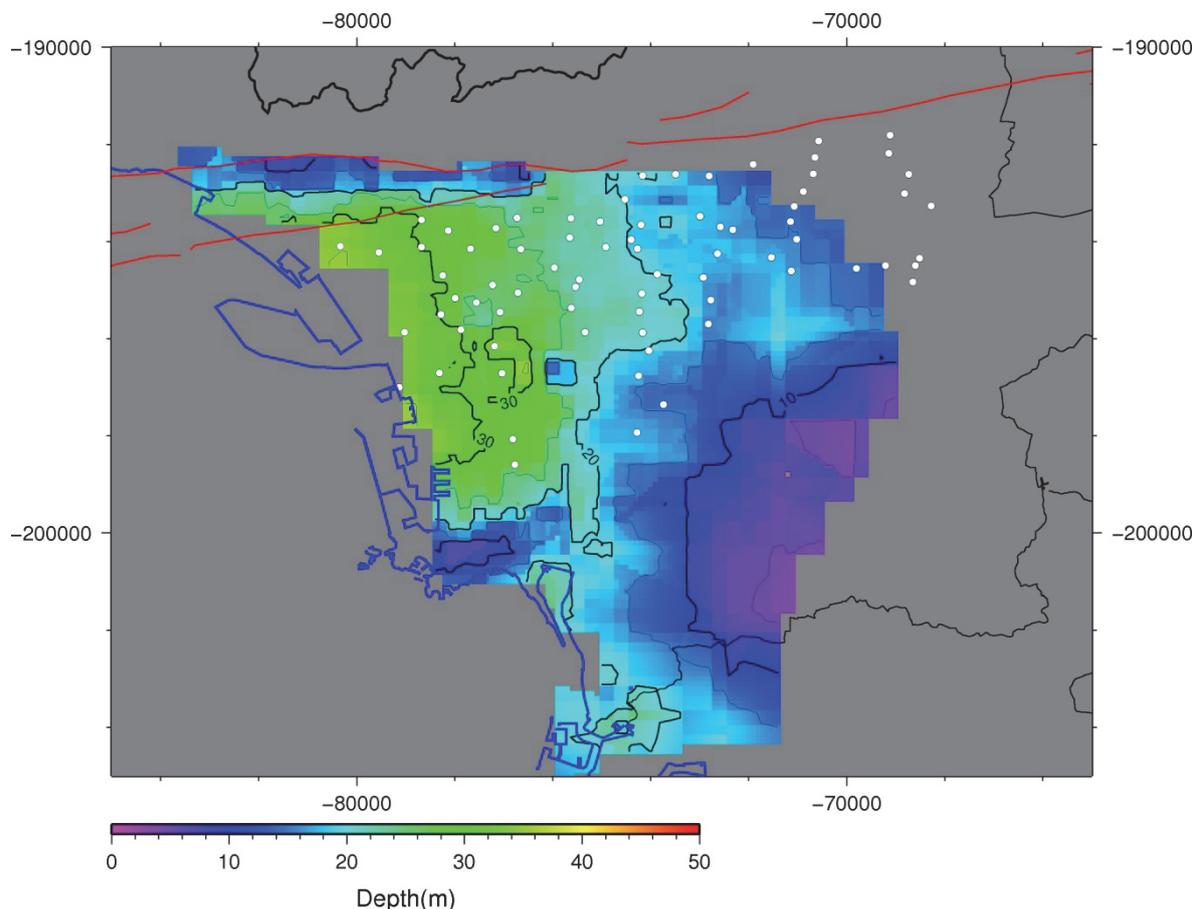


図 15 図 11 の沖積層厚データの補間から求めた沖積層厚分布（○印は後述される単点微動の観測点）

v) P波反射法地震探査による速度解析結果の整理

速度解析結果が判別できる資料としては、平成 25 年度に実施した和歌山北測線と岩出測線のみである。それぞれの測線での堆積層部分における各 CMP 区間の深度変換速度の重ね合わせを図 16 に示す。和歌山北測線では GL-160m 付近までがほぼ水平成層構造であり、その下にやや傾斜した大阪層群からなる不整合面が存在することが平成 25 年度成果報告書に示されており、この不整合面でやや速度が速くなるものの全体的には深さとともに P 波速度が速くなっていく傾向が確認できる。その一方、岩出測線では表層近くの水平成層構造が見られず、ごく表層の下にやや傾斜した反射面が確認されており、P 波速度は GL-200m 付近までは深さとともに速くなって行くが、堆積物の傾向に応じて GL-300~500m 付近ではやや遅くなる傾向が見られている。このように、和歌山平野内でも東側と西側では P 波速度の状況が大きく異なるので、本業務における P 波速度の検討には、モデル作成の範囲内にある和歌山北測線のみでの速度情報を用いるものとした。

和歌山北測線における P 波速度の傾向は表層から GL-160m までは場所による違いが見られないが、それ以深では中央構造線からの距離に応じて大きく 2 つの傾向に分かれる。図 17 にその傾向を示す。GL-160m までに関しては、測線内において水平方向に大きな速度変化が見られていないので、この部分に関しては共通の回帰式を適用することとした。なお、和歌山北測線では前述のとおり沖積層が存在し、その厚さは中央構造線の南側で約 30m である。このことから GL-160m 部分の回帰式には沖積層部分の寄与が含まれていると見られるので沖積層の薄い地域にこの式をそのまま適用するには問題がある。このため、沖積層厚が 30m 未満の場合には、回帰式の 30m 深度の値 1540m/s で P 波速度を固定した。また、図 17 の赤丸は中央構造線の推定位置から距離が 500m 以内における CMP 区間の P 波速度、黒丸は推定位置から 500m 以上離れた CMP 区間での堆積層部分における P 波速度である。これらの区間に対して適当な回帰式を作成した。P 波速度 (V_p) の単位を m/s、深さ (Dep) の単位を m として、回帰させた式を表 7 に示す。

以上の手順で作成した P 波速度の深さ分布を中央構造線 (図 12) からの距離に応じて堆積層部分にマッピングさせれば P 波速度分布モデルを作成することが可能である。GL-160m 以深に関して、深さに応じた P 波速度の勾配は想定される断層からの距離に依らず一定としたので、実際には距離に応じた定数を与えて、水平方向に対して速度変化を滑らかにしている。

速度構造モデル作成の際には、精度のある速度情報の収集は重要な課題であるが、速度情報を入手できた反射法探査測線数は少ない。和歌山北測線と岩出測線は東西方向に約 15km 離れていることや、紀ノ川左岸に広がる平野域では探査そのものが希薄なため、堆積層の変化に関する情報や速度に関する情報が殆どないため、ここで設定したモデルは、和歌山北測線付近ではほぼ問題はないものの、平野広域としては精度にやや難があると思われる。速度の情報を蓄積するために今後の探査が期待される。

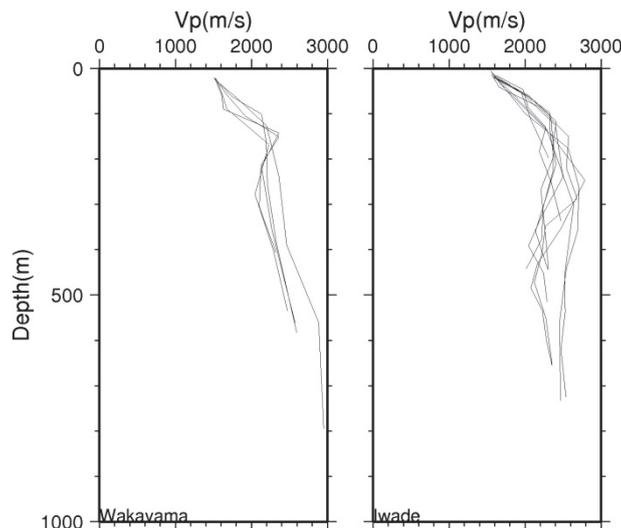


図 16 平成 25 年度に実施した反射法地震探査測線毎の堆積層部分における深度変換 P 波速度の重ね合わせ（左：和歌山北測線、右：岩出測線）

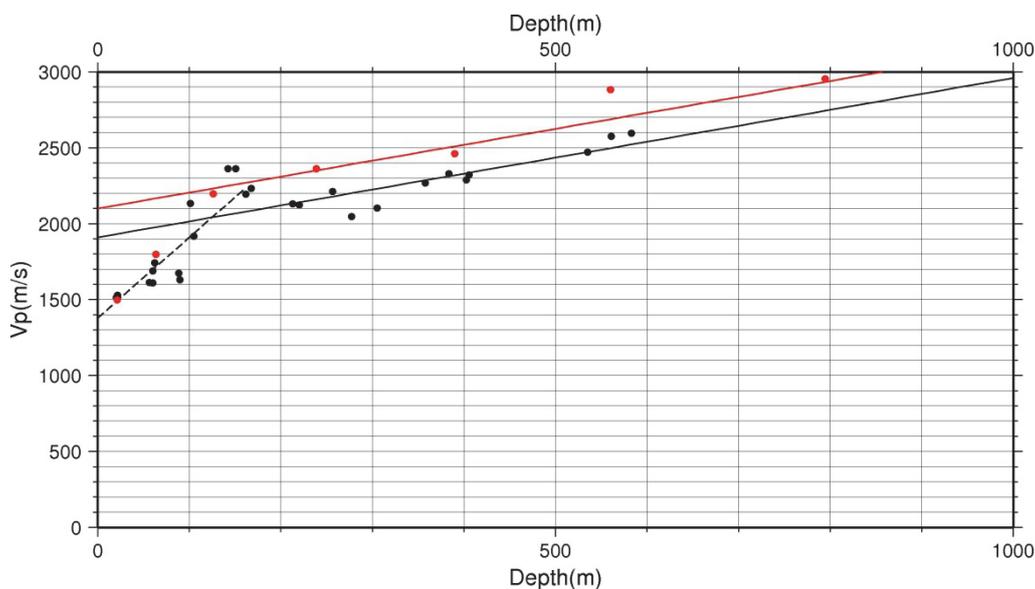


図 17 和歌山北測線における P 波速度と深度との対応状況（赤：中央構造線から距離 500m までの区間、黒：同距離が 500m 以上、黒破線：表層部（中央構造線からの距離に係わらず一定））

表 7 P 波速度の深さ分布の回帰式

回帰位置	回帰式 (Vp : m/s、Dep : m)
中央構造線から 500m 区間	$Vp=1.05 \times Dep+2100$
中央構造線から 500m 以上離れた区間	$Vp=1.05 \times Dep+1910$
GL-150m 付近の表層部分	$Vp=5.3 \times Dep+1380$ ※深さ 30m 以上、沖積層がない場合は深さ 30m まで $Vp=1540m/s$ で固定

vi) 物性値間の対応整理

強震動予測を行うためのモデルにはP波速度、S波速度、密度、Q値の4つのパラメータが必要となる。このうちQ値は、波の減衰の大きさを示すパラメータであり、小さいほど減衰が大きいことを意味するが、観測に基づいて設定することが望ましい。しかしながら、和歌山平野において堆積層が厚い地点での地震観測記録が得られていないこともあり、この値を同定する十分な情報が得られなかった。従って、地下構造のモデル化の対象パラメータとしてQ値は含めない。

地下構造モデルにおける物性値は、地域によって土質・地質状況が異なるので、モデルを作成する対象地域において深層ボーリングや物理検層を行い、各物性の分布状況や物性間の関係が評価できるような測定データを得て、検討されるべきものである。しかし、和歌山平野には、水野ほか(1999)によって深さ625mの深層ボーリングが実施されているものの、物理検層が行われておらず、物性について検討する材料は無い。ただし、水野ほか(1999)によれば堆積層は大阪層群相当層とされており、和歌山平野における堆積層の大部分が大阪層群相当層であると考えられる。大阪層群については大阪平野や京都盆地を対象に詳細な物理検層が実施されており、堆積状況が若干異なるものの、堆積物の生成年代が同じ時期であることから、これらのデータを参考にするには大きな問題がないと考えられる。ここでは、大阪平野および京都盆地で実施された検層データを整理して物性間の対応を検討する。

近畿圏において既に強震動予測用のモデル作成が試みられている京都盆地あるいは大阪平野では、松本ほか(1998)に従い物性の関係をGassman(1953)式で対応させている。Gassman式は各物性間を統一的に関連づけできるものの、土粒子密度や間隙率など仮定する条件によってはやや異なる傾向を示す場合が見られる。和歌山平野付近では既存の土質資料の情報が少ないことから他地域での仮定をそのままGassman式に適用するにはやや問題があると思われる。ここでは観測事実に基づき大阪層群相当層およびその周辺地域における経験的な式として各物性値間の対応式を作成した。

収集したデータは以下の表8に示す7箇所のボーリング孔に関する検層データである。京都大学原子炉実験所(2007)で実施された検層のみサスペンション型PS検層で、他のボーリングはいずれもDSI(Dipole Share sonic Imager)による。

表8 収集した検層データおよび概略

ボーリング名(地名)	深度(m)	地域	測定データ
KD-0*1 (久世郡久御山町)	35~795	京都盆地	P(波)・S(波)・密度、岩着 694.5m
KD-1*2 (京都市南区)	26~337	京都盆地	P・S・密度、岩着 223.2m
KD-2*3 (京都市中京区)	15~342	京都盆地	P・S・密度、岩着 198.0m
尼崎*4 (尼崎市)	102~494	大阪平野	P・S、堆積層のみ
天王寺*4 (大阪市天王寺区)	64~519	大阪平野	P・S、堆積層のみ
東灘*4 (神戸市東灘区)	50~1696	大阪平野	P・S・密度、ただし密度は779mまで、岩着 1545.7m
熊取*5 (泉南郡熊取町)	0~200	大阪平野	P・S・密度、岩着 174.8m

*1 京都市(2003)、*2 京都市(2000)、*3 京都市(2001)、*4 松本ほか(1998)、*5 京都大学原子炉実験所(2007)

これらの収集した検層結果から各物性値が対比できるように示した図を図 18 に示す。図中の色分けは測定地域による違いを示し、赤色のプロットは京都盆地、緑色のプロットは大阪平野のうち、尼崎、天王寺、東灘、黄色のプロットは大阪平野のうち、熊取をそれぞれ表す。図 18 からは地域あるいは測定手法にかかわらず、各物性値間で強い相関があると見られ、適当な近似により関係式を作成することが可能である。ただし、P 波速度と S 波速度、あるいは S 波速度と密度の間では一定の傾向を持ちつつもややバラツキの大きい傾向が見られる。P 波速度と S 波速度の対比から、P 波速度が 3000m/s 以上の速度でのバラツキが目立つが、このデータの多くは基盤岩が丹波帯であった京都盆地に多く見られる。京都市（2003）によれば丹波帯では基盤岩中でも強風化や亀裂などが見られており、こうした要因が S 波速度のバラツキを大きくしたものと予想される。このため各物性間の対比の基準は P 波速度とした。データのスクリーニングとして S 波速度および密度に対して P 波速度を 20m/s 刻みで区間平均および分散を求めた後、 $\pm 3\sigma$ を超えるデータを異常値として棄却して各物性値間の対応式を検討した。P 波速度 (m/s) と S 波速度 (m/s) および密度 (g/cm^3) との対応状況を図 19 に、対応式とその係数を表 9 に示す。対応式の P 波の適用範囲としてはデータの存在範囲から S 波速度への変換は 1500~6000m/s、密度への変換は 1500~5500m/s である。物性の基準は P 波速度としているが、対象区間内における関数は単調増加していることから、他の物性値から P 波速度に換算するためには 2 分法など適当な数値解法で算出すれば可能である。

以上の手順で作成した物性間の関係式を適用することによって P 波速度分布を他の物性値の分布に置き換える。なお、ここで示した対応式はあくまでも広域的なデータを用いた回帰式に過ぎず、和泉層群の段丘堆積物などを含むと見られる和歌山平野特有の地質条件に対する適応度合いは不明である。このため平野内における深井戸での物理検層の実施は今回作成したモデルの物性値を検証あるいは改良する上で重要な調査項目と考えられる。

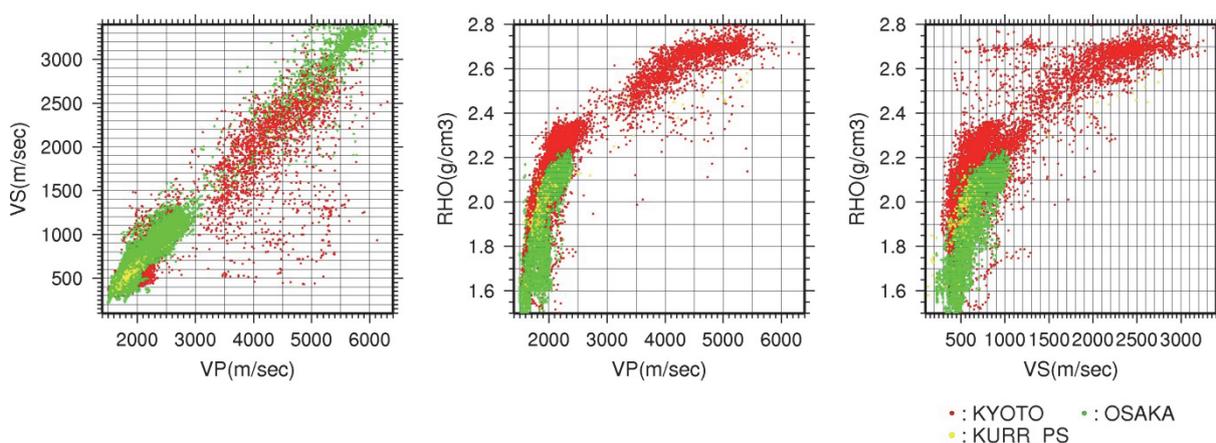


図 18 収集した検層データによる各物性（P 波速度 [m/s], S 波速度 [m/s], 密度 [g/cm^3]）の対比

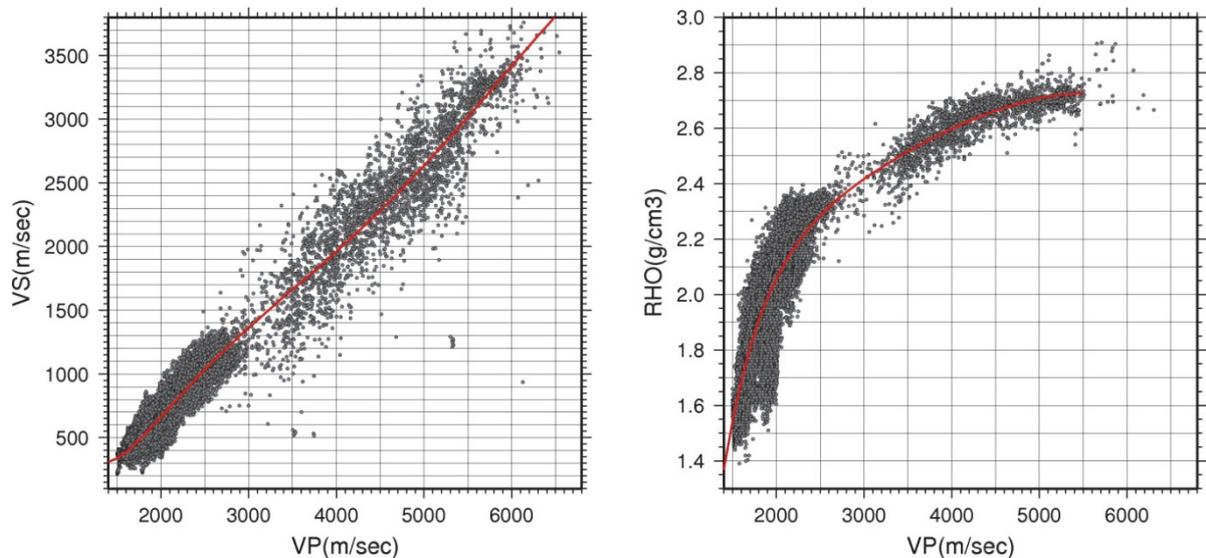


図 19 異常データ棄却後の P 波速度と S 波速度および密度との対応状況と回帰させた曲線（赤色の線）

表 9 P 波速度 (m/s) と S 波速度 (m/s) および密度 (g/cm³) との回帰式
 S波速度あるいは密度 = $c1 + c2 * Vp^{1/3} + c3 * Vp^{1/2} + c4 * Vp + c5 * Vp^2 + c6 * Vp^3$

回帰係数	S 波速度(m/s)への変換	密度(g/cm ³)への変換
C1	0.206086E+6	-0.147652E+3
C2	-0.859864E+5	0.554757E+2
C3	0.236156E+5	-0.14441E+2
C4	-0.95953E+2	0.512388E-1
C5	0.366892E-2	-0.151647E-5
C6	-0.119505E-6	0.384629E-10

vii) モデルの作成

以上の情報から断層位置・基盤岩上面深度分布・沖積層厚さ分布を作成し、各層に P 波速度を与え、次いで S 波速度および密度を与えて物性値モデルを作成した。図 20 にモデル作成範囲において与えた基盤岩上面深度および沖積層の標高に関する断面図を直交座標 Y=-80000m を例に示す。図 21 に基盤岩上面深度に関する標高分布図を示す。図 22 に Y=-80000 を対象とした P 波速度、S 波速度、密度の各断面図を示す。なお、図 22 に関しては、地表面および海水面を上端として与えており、その深度で表現した。海水部分に関しては P 波速度を 1500m/s、S 波速度を 0m/s、密度を 1.02g/cm³として与えた。なお、海底地形は海上保安庁海洋情報部海洋情報課・日本海洋データセンター500m メッシュ水深データを用いた。

紀ノ川左岸から海南市および海域に関しては反射法やボーリングなど、本モデル化に至る有効な情報がほとんど無いため、ブーゲー異常分布を参考に基盤岩上面深度を与えたものであり、今後行われる探査情報等を取り込むことによって大きく改善する可能性がある。

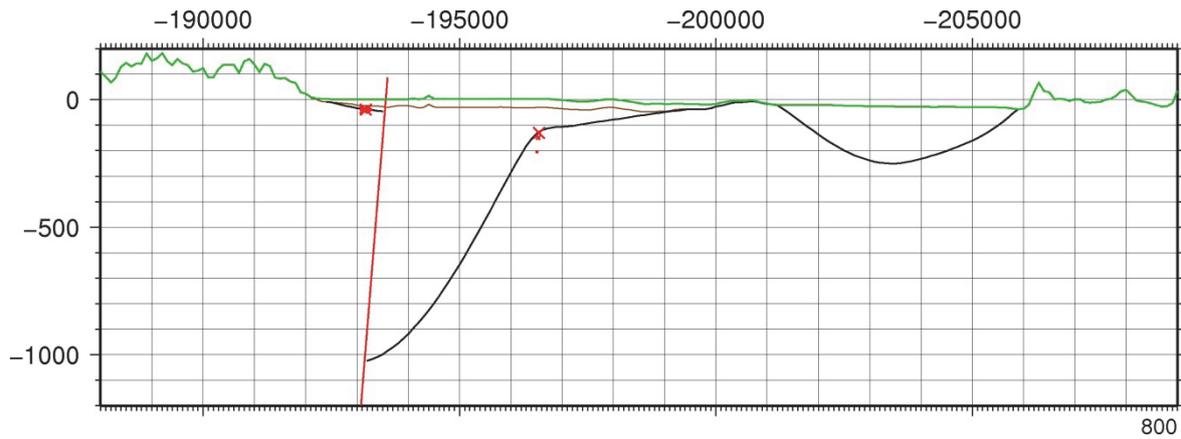


図 20 基盤岩上面深度および沖積層断面図(モデル作成範囲における公共座標系 Y=-80000 を対象とした断面図。緑線：地表及び海底標高、茶線：沖積層下面深度、黒線：基盤岩上面標高、赤線：想定した中央構造線、赤星印は参照した基盤岩上面深度の情報)

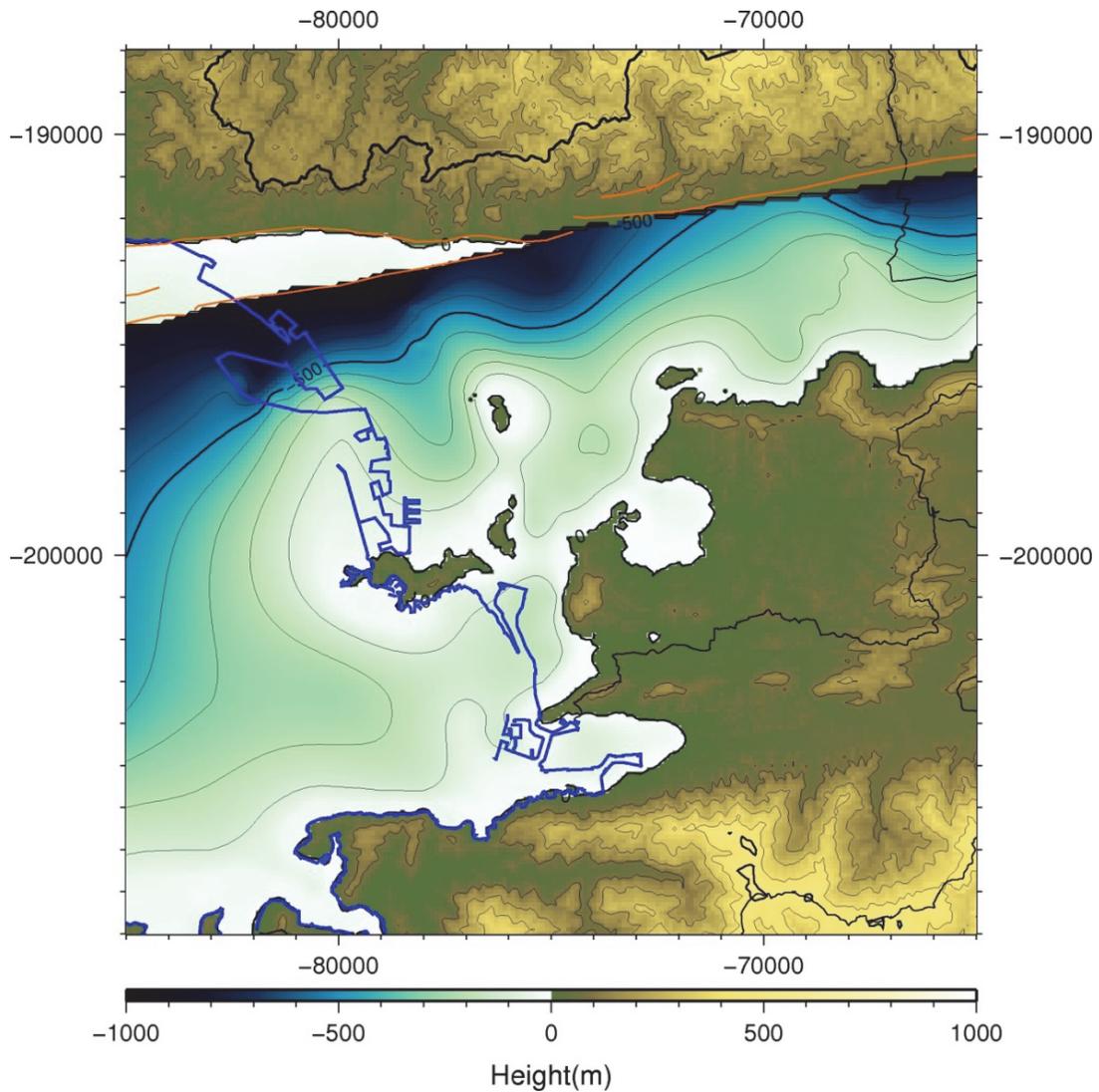


図 21 モデルに与えた基盤岩上面深度の標高分布図(標高は国土地理院、数値地図 50m メッシュに基づく)

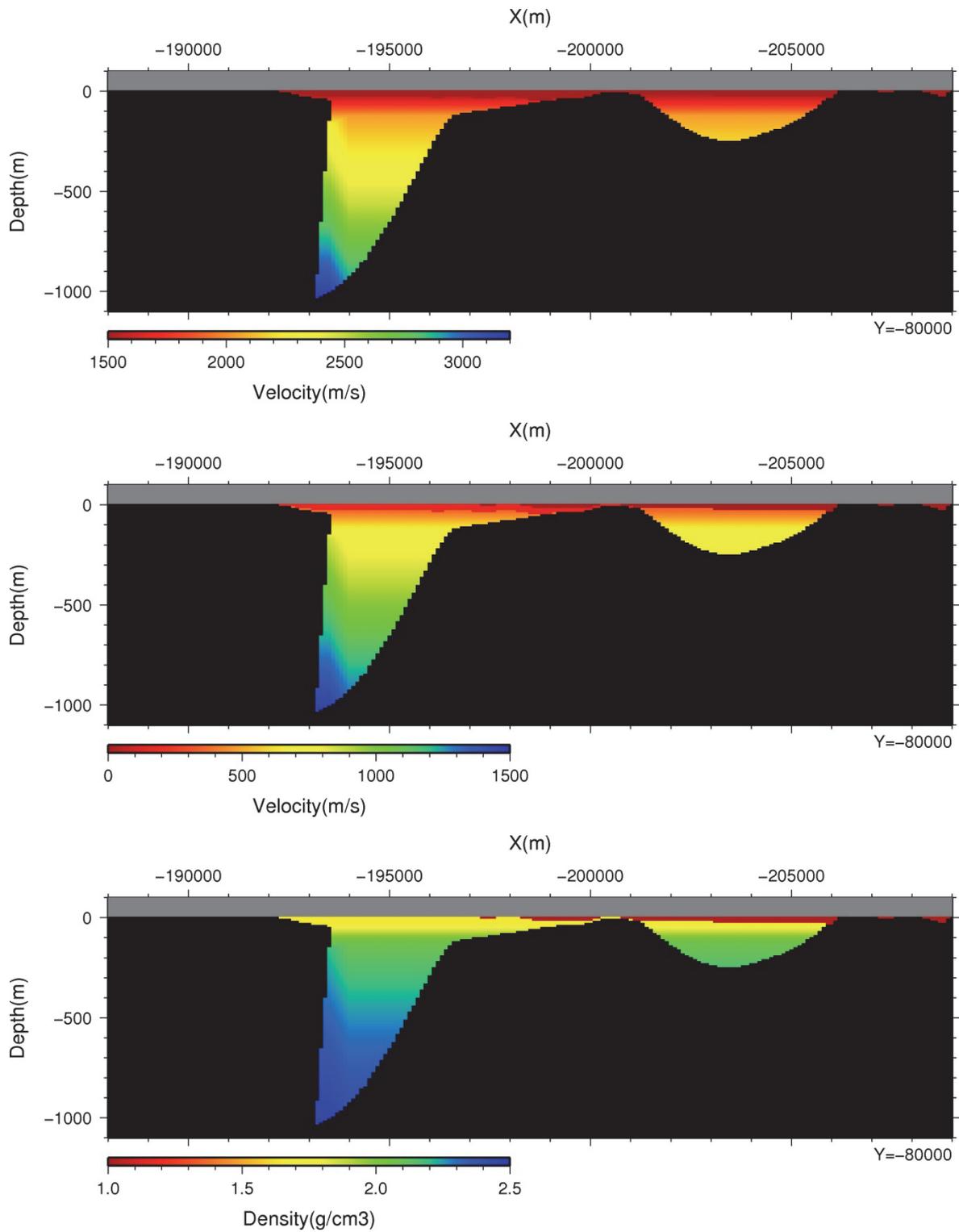


図 22 物性値断面図の例（公共座標 Y=-80000 の断面）。上から順に P 波速度、S 波速度、密度を示す。

d) 3次元地下構造モデルを用いた地震観測記録の再現

作成した3次元地下構造モデルを用い、差分法により、2005年6月4日に和歌山平野のやや南側で起こった地震(M_J3.3)による観測記録の再現を行った。地震の諸元と観測点配置及び数値計算上のパラメータを図23に示す。計算波形と観測波形の比較を3成分速度波形によって図24に、計算波形の水平成分の最大速度分布を図25に示す。なお、両波形共に1.0~10秒のバンドパスフィルターを施してある。

観測と計算波形間の比較から、時間軸の2~6秒に見られるS波部やwky001の水平成分の6秒以降の後続波部に見られるように振幅の再現が不十分な部分も見られるが、この3地点の中で最も堆積層が厚いimfでは堆積層により生じたと思われる比較的長い継続時間を有する後続波群がある程度再現できている。

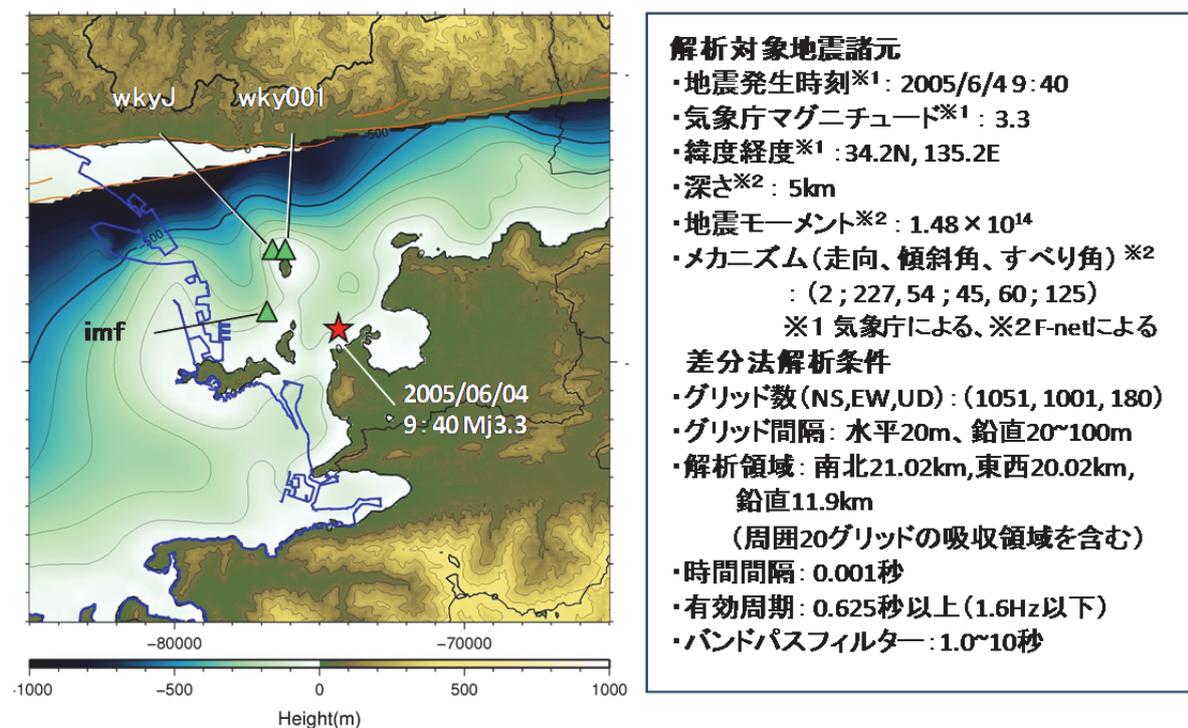


図 23 3次元地下構造モデルの基盤岩上面深度分布上にプロットした地震観測点と地震諸元及び数値計算上の各パラメータ

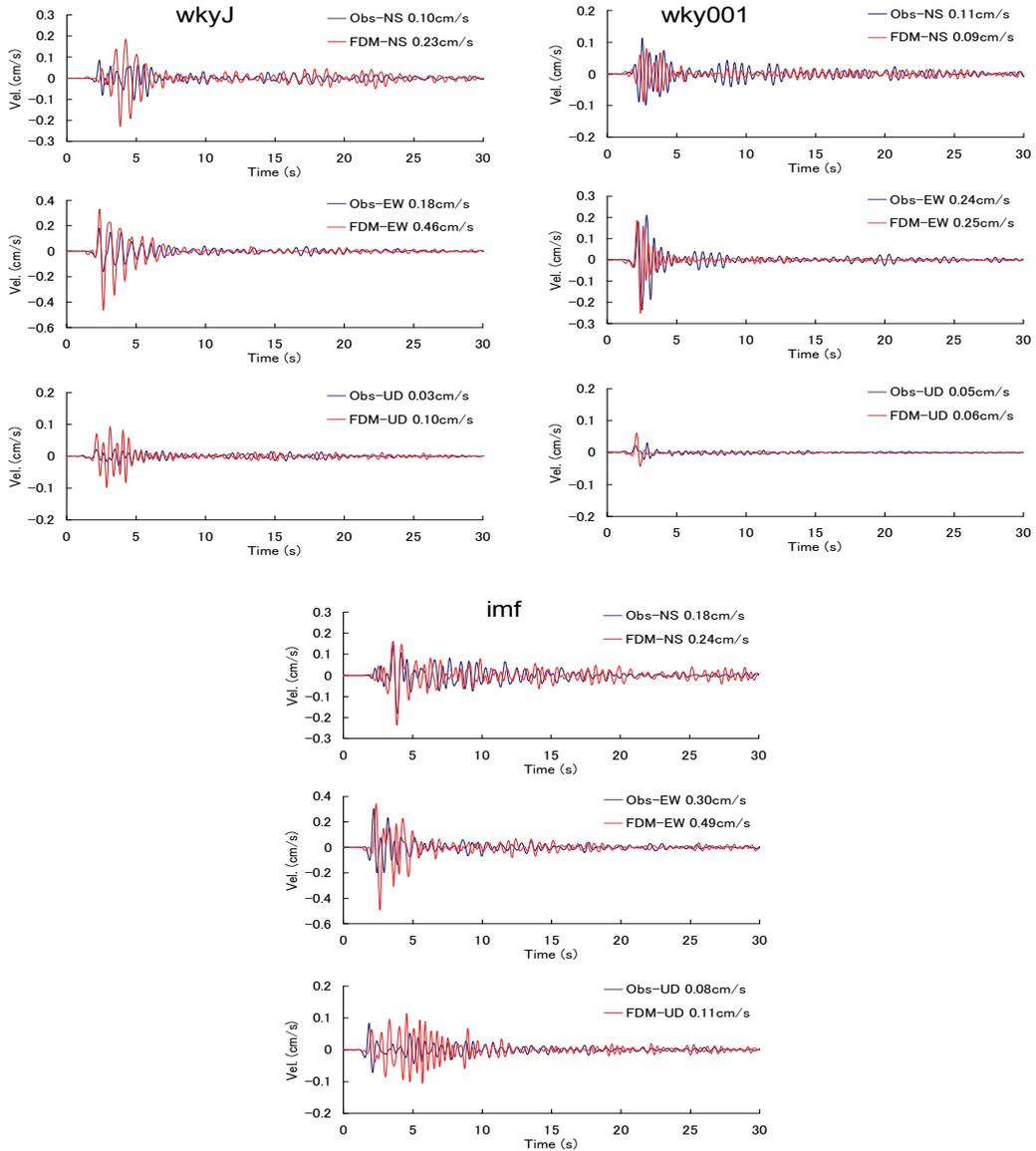


図 24 3 地点での計算波形と観測波形の比較（速度波形、地点ごと上段より南北、東西、上下の各成分、黒色の線が観測、赤色の線が計算）

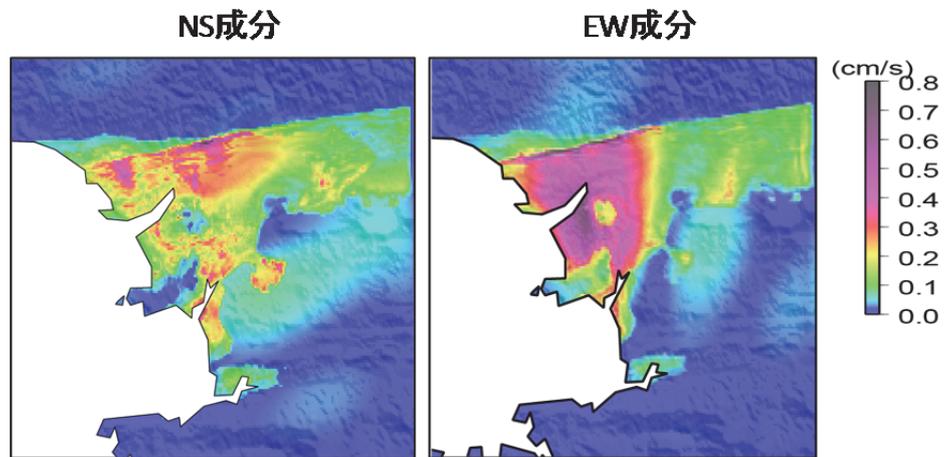


図 25 計算波形による最大速度分布（左が南北成分、右が東西成分）

3) 単点微動観測

a) はじめに

3成分の単点微動観測記録から、上下動に対する水平動のスペクトル比（H/V スペクトル）の卓越周期の空間変動を調べることによって、基盤岩上面深度分布の傾向を推定することができる。ここでは、前節において示した和歌山平野西部域の3次元地下構造モデルの基盤岩上面深度の分布と微動 H/V スペクトルの卓越周期の相関性を評価することによって、同モデルの検証を行う。さらに、上記の地下構造モデルにおいて探査情報が少なく改善の必要性が高い同平野南西部、及び、モデルの拡張が計画されている同平野東部において、平成 26 年度に実施した単点微動観測による H/V スペクトルの卓越周期についても分析を行った。なお、これら地域における分析結果は平成 27 年度に予定している和歌山平野全域の3次元地下構造モデルの再構築時に改めて利用される。

b) 観測点配置

和歌山平野において実施した単点微動観測地点を図 26 に示す。これらの内、赤色のみの丸印（●）は平成 25 年度（2014 年 2 月 25 日～27 日）に実施した地点（計 105 点）である。各地点の座標（緯度、経度）を表 10 に示す。黒色で縁取られた赤色の丸印（●）は平成 26 年度に実施した地点である。平成 26 年度実施した地点（図 26 に黄色い破線で囲んだ領域に含まれる）は、平野北西部と平野南西部及び岩出市と紀の川市からなる平野東部である。この内、平野北西部と同南西部の観測点は和歌山市を対象に行った平成 25 年度の単点微動観測ではカバーできなかった領域から選んだ。

平野北西部の 14 地点の観測は 2014 年 12 月 18 日に実施した。各地点の座標（緯度、経度）を表 11 に示す。観測には固有周期 5 秒の 3 成分速度計（LE-3D/5s, Lennartz electronic GmbH）とデータ収録器の LS-8800（A/D 変換：24bit, (株) 白山工業）（写真 2）を用い、サンプリング周波数を 100Hz とした。一方、平野南西部と同東部の 82 地点の観測は 2015 年 2 月 9 日～11 日に実施した。各地点の座標（緯度、経度）を表 12 に示す。観測機器は平成 25 年度に実施した単点微動観測と同じ GPL-6A3P（(株)アカシ(現(株)ミットヨ））を用い、サンプリング周波数を 100Hz とした。観測時の現場写真の例を写真 3 に示す。

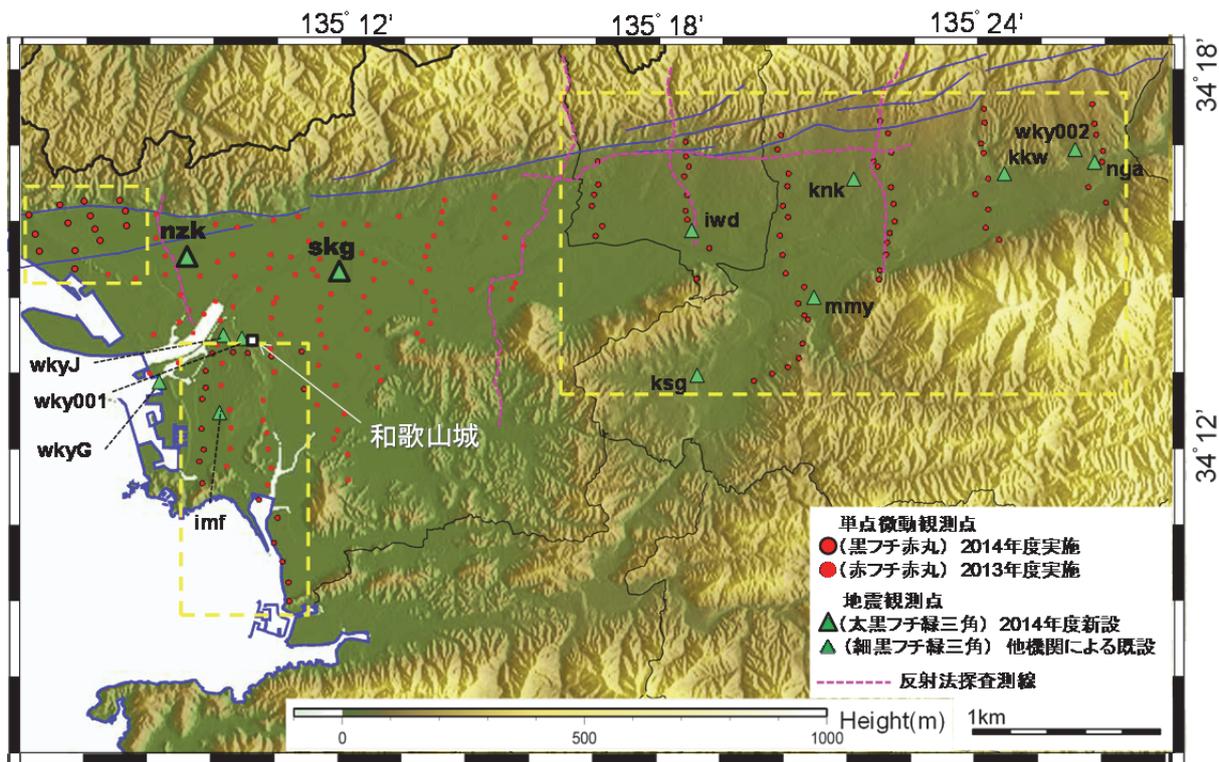


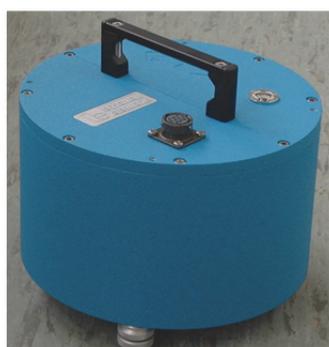
図 26 単点微動観測点配置 (●印は平成 25 年度実施、●印は平成 26 年度実施、三角印は地震観測点、ピンク色の破線は反射法探査測線、青色の線は中央構造線の位置をそれぞれ示す)

表 10 和歌山平野西部における単点微動観測点の座標 (平成 25 年度実施地点、観測点記号の先頭の二桁は実施年度(年号)、残りの数字は通し番号を表す)

	緯度(度)	経度(度)		緯度(度)	経度(度)									
251	34.2319	135.1547	2522	34.2278	135.1792	2543	34.2231	135.2128	2564	34.2444	135.2553	2585	34.2528	135.1789
252	34.2378	135.1533	2523	34.2317	135.1822	2544	34.2261	135.2069	2565	34.2458	135.2561	2586	34.2314	135.1422
253	34.2419	135.1506	2524	34.2361	135.1792	2545	34.2333	135.2094	2566	34.2556	135.2586	2587	34.2347	135.1503
254	34.2472	135.1458	2525	34.2400	135.1800	2546	34.2378	135.2100	2567	34.2578	135.2528	2588	34.2369	135.1581
255	34.2522	135.1458	2526	34.2414	135.1808	2547	34.2419	135.2083	2568	34.2614	135.2536	2589	34.2403	135.1617
256	34.2569	135.1428	2527	34.1933	135.2039	2548	34.2464	135.2114	2569	34.2653	135.2492	2590	34.2469	135.1678
257	34.2631	135.1428	2528	34.2000	135.2036	2549	34.2514	135.2119	2570	34.2686	135.2494	2591	34.2492	135.1786
258	34.1967	135.1656	2529	34.2042	135.1992	2550	34.2303	135.2269	2571	34.2472	135.1278	2592	34.2522	135.1853
259	34.2014	135.1667	2530	34.2064	135.2003	2551	34.2322	135.2253	2572	34.2461	135.1364	2593	34.2564	135.1908
2510	34.2069	135.1669	2531	34.2108	135.2025	2552	34.2350	135.2294	2573	34.2503	135.1517	2594	34.2211	135.1411
2511	34.2117	135.1664	2532	34.2131	135.1939	2553	34.2383	135.2308	2574	34.2606	135.1614	2595	34.2239	135.1500
2512	34.2181	135.1636	2533	34.2183	135.1997	2554	34.2408	135.2303	2575	34.2600	135.1683	2596	34.2353	135.1633
2513	34.2239	135.1639	2534	34.2236	135.1942	2555	34.2433	135.2278	2576	34.2619	135.1797	2597	34.2389	135.1672
2514	34.2289	135.1622	2535	34.2283	135.1964	2556	34.2492	135.2289	2577	34.2628	135.1875	2598	34.2436	135.1753
2515	34.1919	135.1786	2536	34.2317	135.1950	2557	34.2525	135.2275	2578	34.2608	135.1947	2599	34.2475	135.1867
2516	34.1964	135.1797	2537	34.2356	135.1942	2558	34.2553	135.2283	2579	34.2611	135.2019	25100	34.2489	135.1922
2517	34.2014	135.1786	2538	34.2389	135.1947	2559	34.2581	135.2303	2580	34.2608	135.2094	25101	34.2533	135.2075
2518	34.2056	135.1781	2539	34.2425	135.1981	2560	34.2614	135.2325	2581	34.2631	135.2192	25102	34.2508	135.2147
2519	34.2089	135.1769	2540	34.2472	135.1936	2561	34.2644	135.2328	2582	34.2469	135.1567	25103	34.2458	135.2233
2520	34.2142	135.1769	2541	34.2517	135.1944	2562	34.2675	135.2336	2583	34.2508	135.1622	25104	34.2439	135.2422
2521	34.2217	135.1803	2542	34.2197	135.2139	2563	34.2414	135.2547	2584	34.2528	135.1669	25105	34.2444	135.2486

表 11 和歌山平野北西部における単点微動観測点の座標（平成 26 年度実施点の内、
 図 26 左上の黄色の破線枠内の地点、観測点記号の先頭の二桁は実施年度(年号)、残り
 は位置記号を表す。)

観測点	緯度[°]	経度[°]
26A1	34.261667	135.104167
26A2	34.256667	135.106111
26A3	34.252222	135.107222
26B1	34.264251	135.113536
26B2	34.259496	135.116145
26B3	34.252444	135.118435
26B4	34.247616	135.118228
26C1	34.265278	135.121111
26C2	34.261389	135.123056
26C3	34.258056	135.124444
26C4	34.255000	135.126111
26D1	34.265485	135.132086
26D2	34.262739	135.133963
26D3	34.258784	135.134376



http://www.lennartz-electronic.de/index.php?option=com_content&view=article&id=51&Itemid=56



(<http://www.hakusan.co.jp/products/kelsoku/main/ls8800.shtml>)

写真 2 表 11 の観測で使用した観測機器（左が速度計、右が収録器）

表 12 和歌山平野南西部及び同東部における単点微動観測点の座標（平成 26 年度実施分の内、表 11 の地点を除く全ての地点、観測点記号の先頭の二桁は実施年度(年号)、残りの数字は通し番号を表す）

	緯度(度)	経度(度)									
261	34.2780	135.2817	2622	34.2637	135.3419	2643	34.2741	135.4048	2664	34.2265	135.1608
262	34.2719	135.2820	2623	34.2588	135.3393	2644	34.2700	135.4007	2665	34.2269	135.1673
263	34.2693	135.2807	2624	34.2537	135.3402	2645	34.2660	135.4049	2666	34.2267	135.1720
264	34.2662	135.2800	2625	34.2488	135.3412	2646	34.2612	135.4041	2667	34.2259	135.1794
265	34.2610	135.2833	2626	34.2892	135.3706	2647	34.2580	135.4083	2668	34.2272	135.1889
266	34.2583	135.2812	2627	34.2859	135.3732	2648	34.2940	135.4374	2669	34.2173	135.1898
267	34.2834	135.3094	2628	34.2809	135.3742	2649	34.2888	135.4382	2670	34.2219	135.1587
268	34.2795	135.3095	2629	34.2786	135.3687	2650	34.2859	135.4387	2671	34.2174	135.1588
269	34.2769	135.3105	2630	34.2772	135.3699	2651	34.2816	135.4409	2672	34.2144	135.1578
2610	34.2743	135.3090	2631	34.2717	135.3741	2652	34.2787	135.4406	2673	34.2065	135.1575
2611	34.2692	135.3100	2632	34.2673	135.3751	2653	34.2720	135.4364	2674	34.2011	135.1583
2612	34.2651	135.3096	2633	34.2626	135.3754	2654	34.2680	135.4420	2675	34.1979	135.1570
2613	34.2628	135.3101	2634	34.2596	135.3739	2655	34.2452	135.3471	2676	34.1922	135.1579
2614	34.2593	135.3119	2635	34.2571	135.3731	2656	34.2409	135.3452	2677	34.1879	135.1758
2615	34.2553	135.3171	2636	34.2539	135.3728	2657	34.2378	135.3472	2678	34.1832	135.1817
2616	34.2472	135.3130	2637	34.2497	135.3708	2658	34.2367	135.3483	2679	34.1766	135.1806
2617	34.2853	135.3394	2638	34.2473	135.3705	2659	34.2303	135.3467	2680	34.1716	135.1834
2618	34.2815	135.3384	2639	34.2926	135.4034	2660	34.2264	135.3456	2681	34.1662	135.1854
2619	34.2752	135.3419	2640	34.2889	135.4035	2661	34.2240	135.3421	2682	34.1613	135.1857
2620	34.2718	135.3415	2641	34.2834	135.4025	2662	34.2222	135.3371			
2621	34.2666	135.3402	2642	34.2809	135.4033	2663	34.2203	135.3314			



写真3 単点微動観測の風景（和歌山平野南西部の地点）

c) 微動 H/V スペクトルと地下構造

i) 和歌山平野西部（基盤岩上面深度との関係）

平成 25 年度に実施した 105 地点の単点微動観測による H/V スペクトルを求めた。各地点の観測時間は最低 15 分間とし、記録された全データ長に対して、観測点近傍における交通振動などによる大きな振幅を有するデータ区間を解析対象から除外し、残りのデータ長から 60 秒の解析区間を単位とし、できるだけ多く抽出した。抽出した解析区間の数は観測点により異なり、10～15 となった。なお、解析はサンプリング周波数（100Hz）で行った。解析区間毎に自己相関関数を求め、それを有限フーリエ変換（DFT）してパワースペクトルを求めた。このとき、自己相関関数に幅 15 秒の三角形ラグウインドウを乗じることにより、パワースペクトルの平滑化を行った。解析区間毎に求めた 3 成分のパワースペクトルの水平動 2 成分（南北と東西方向）についてベクトル合成を行った。これを上下動成分のパワースペクトルで除し、さらに平方根をとることによって H/V スペクトルを求めた。さらに、解析区間毎の H/V スペクトルについて全区間数に対するアンサンブル平均を求め、それを H/V スペクトルの評価値とした。このとき、H/V スペクトルの標準偏差も求めた。

H/V スペクトルの卓越周波数と地下構造の速度コントラストが明瞭な地層境界面深度との関係が深いことから、上記の 105 地点に対して卓越周波数を評価し、前節で示した和歌山平野の 3 次元地下構造モデルとの比較検討を行う。図 27 は 3 次元地下構造モデルにおける基盤岩上面深度分布に H/V スペクトルの卓越周期（読み取った卓越周波数の逆数より算出）をプロットしている。ただし、H/V スペクトルのピークが極めて不明瞭な地点については、プロットを行っていない。プロットされた丸印の色合いは図中の凡例に示すように、基盤岩上面深度のカラーコンター図の色合いに合わせている。さらに、図 27 のプロットの内、卓越周期が 0.4 秒～3 秒の範囲に分布する 12 地点の H/V スペクトルを図 28 に示す（各図左上の数字は表 10 の観測点記号を表す）。観測機器固有の周波数特性による影響が見られる 0.2Hz 前後より低周波数側（周期 5 秒以上）の H/V スペクトルを無視した上で、卓越周期（ピーク）を判断した。図 28 から、ピークが複数見られる地点があるため、低周波数側（長周期側）から順に、第 1 の卓越周期（緑色の矢印）、次のピークを第 2 の卓越周期（ピンク色の矢印）と名付ける。なお、図 27 は第 1 の卓越周期をプロットしている。図 27 より、基盤岩上面深度と第 1 の卓越周期が地点毎に良く対応していることが分かる。

図 29 は第 1 の卓越周期と基盤岩上面深度の散布図を示す。図中の直線はデータ点より求めた回帰式をグラフ化したものである。決定係数は高い値を示した（0.79）。なお、図中に示した卓越周期と深度の関係式より、地下構造を 2 層の水平成層媒質と仮定した際の 1/4 波長則から求まる表層 S 波速度と共振周期の関係式から推定した堆積層の平均 S 波速度は、約 800 m/s となる。

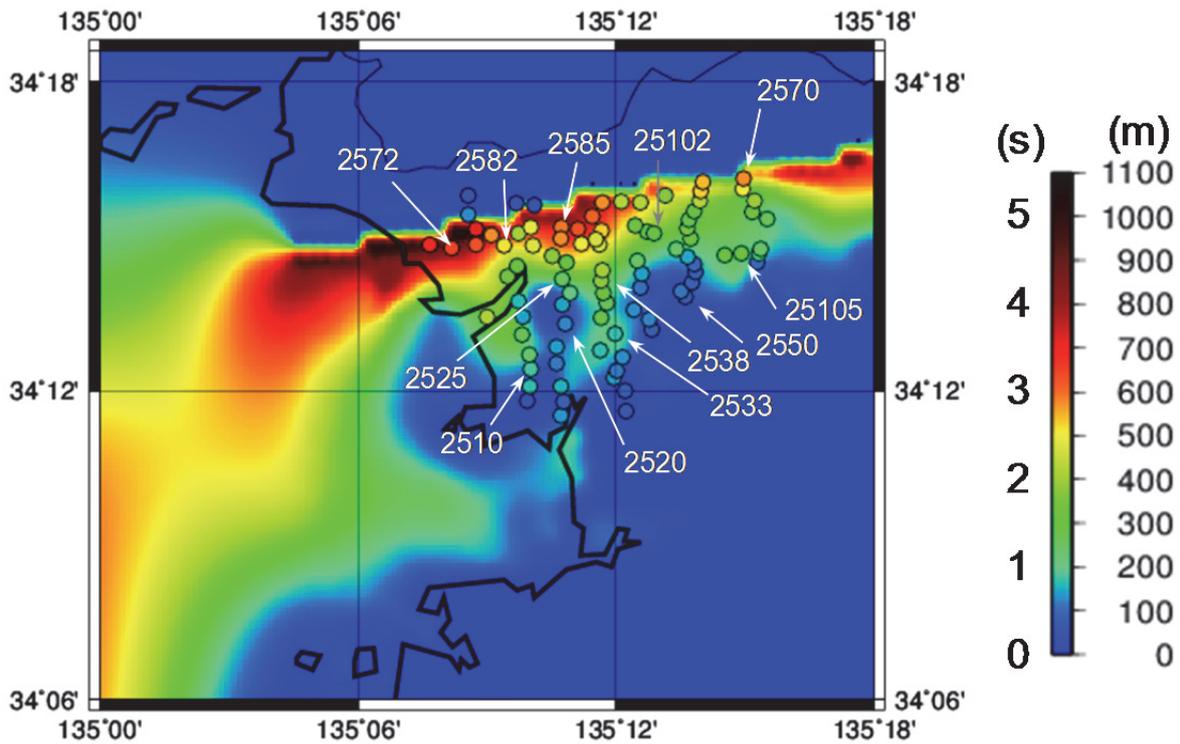


図 27 3次元地下構造モデルの基盤岩上面深度分布と微動H/Vスペクトルの第1の卓越周期(丸印)の関係(番号は表10の観測点番号に対応)

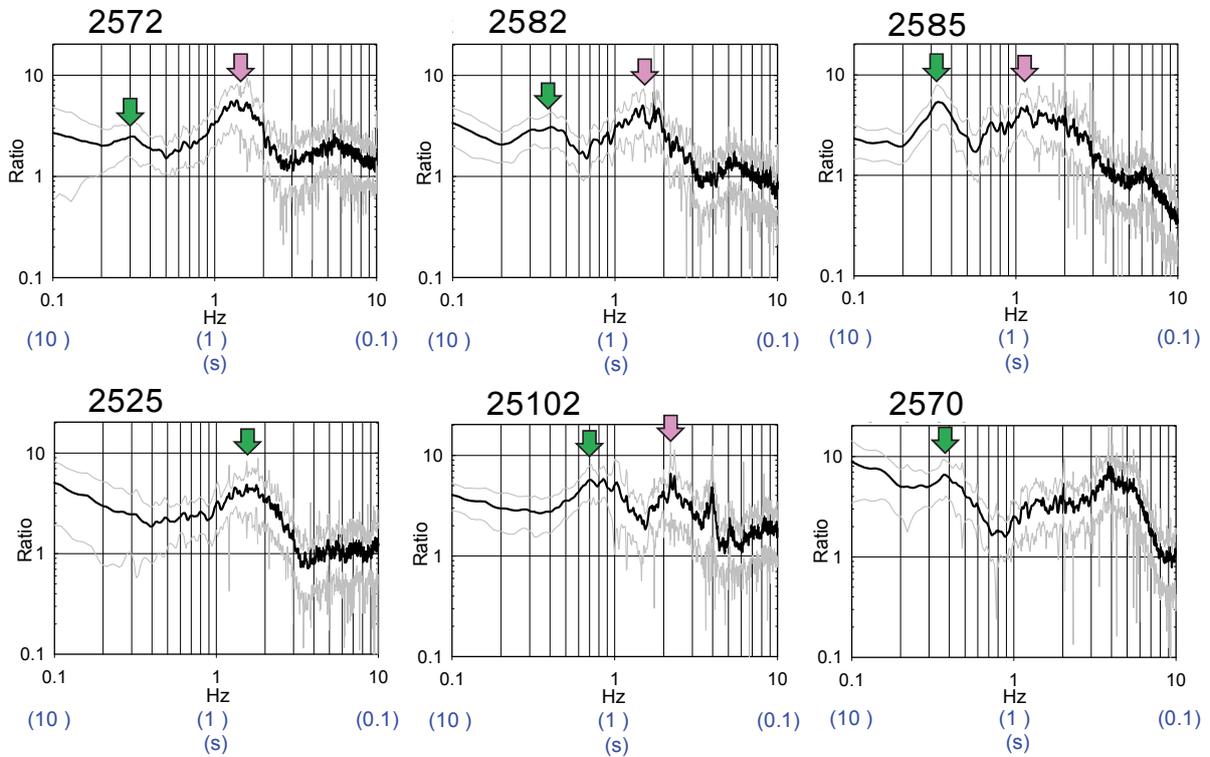


図 28 図 27 に示す 12 地点の微動 H/V スペクトル(黒色の線は平均値、灰色の線は平均値±標準偏差を表す。各図左上の数字は表 10 の観測点記号に対応する。緑色の矢印は第 1 のピーク、ピンク色矢印は第 2 のピークを示す。)

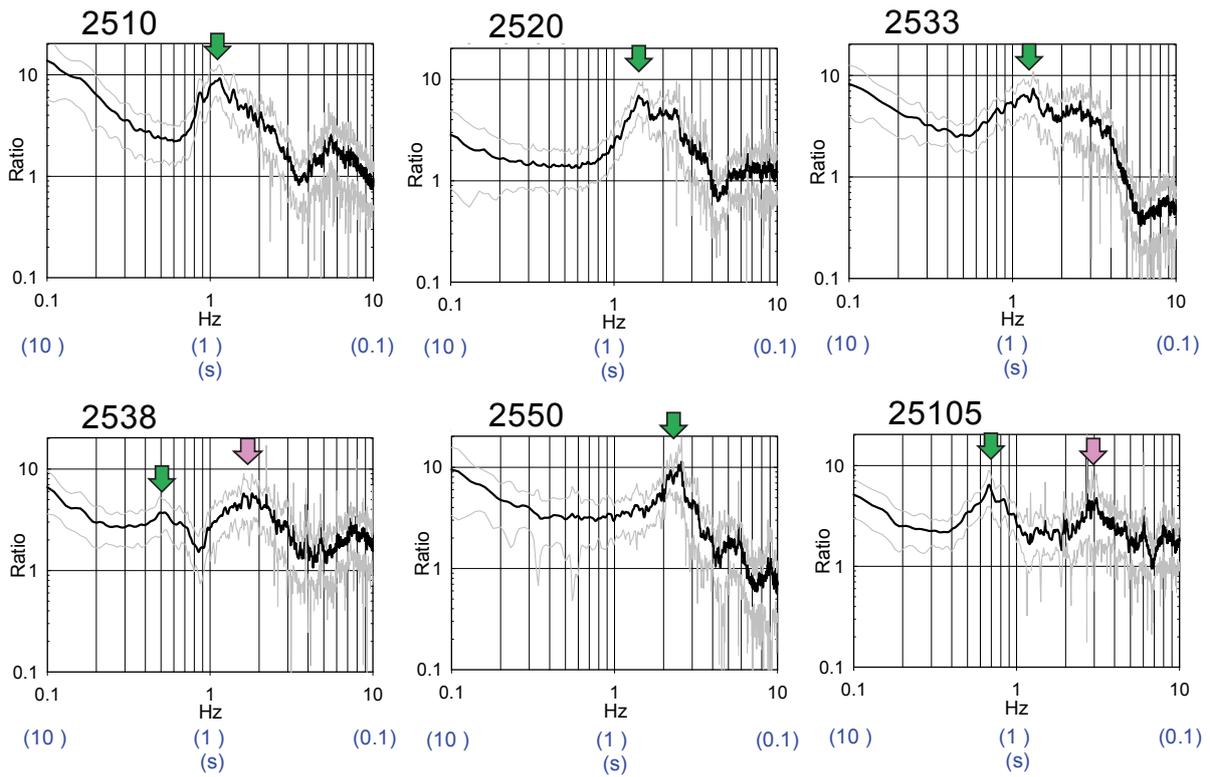


図 28 の続き

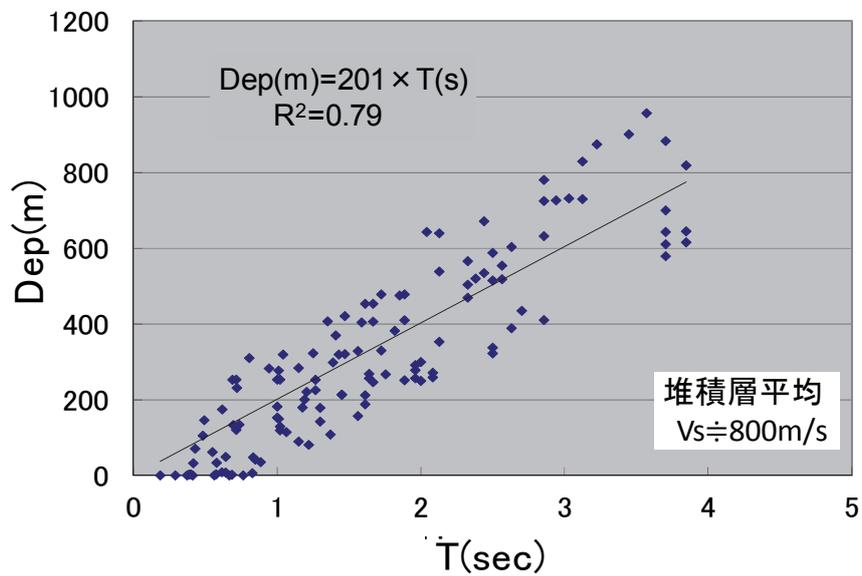


図 29 第 1 のピークに対応する卓越周期と 3 次元地下構造モデルによる基盤岩上面深度の関係及びそれらの回帰式から求めた堆積層の平均 S 波速度

ii) 和歌山平野西部（沖積層厚さとの関係）

和歌山平野における沖積層は、図 11 でも示したように、紀ノ川河口や和歌川河口付近を中心に広く分布する。特に平野南西部（図 26 左下の黄色の破線で囲まれた領域）では、比較的基盤岩上面深度が浅いところに、30m 前後の沖積層が分布する（図 15）。これらの中には、堆積層のほとんどを沖積層で占められている観測点も存在する。例えば図 27 の地点 2520 では、沖積層厚さが 30m 程度であり、沖積層の S 波速度を前節で述べた和歌川河口のボーリング孔で実施された PS 検層による値(160~210m/s)とすると、沖積層とその下面の速度コントラストによって生じる H/V スペクトルの卓越周期は 0.77~0.59s (1.3~1.7Hz) 程度となる。これらの周期は図 28 の地点 2520 の第 1 の卓越周期とほぼ一致する。このことから、第 1 の卓越周期が沖積層厚さに対応する地点も存在することが分かる。しかしながら、基盤岩深度が浅い領域において、上述のように沖積層厚さと第 1 の卓越周期との関係が明確に説明できない地点も存在した。従って、ここでは第 2 のピークが沖積層厚さに対応するという仮定の下で、その卓越周期と図 15 に示した沖積層厚さの関係について調べる。

図 30 は前出の図 15 による沖積層厚さ分布と第 2 の卓越周期の分布の対比を示す。両図より、各図の右上に破線で囲まれた沖積層厚さが(ボーリングデータが存在しないために)推定できていない地点を除き、沖積層厚さと卓越周期の空間分布が良く対応していることが分かる。図 31 は第 2 の卓越周期と沖積層厚さの関係を示す。図中の直線はこれらの点より求めた回帰式をグラフ化したものである。決定係数は約 0.62 となった。なお、図中に示した卓越周期と層厚の関係式より、地下構造を 2 層の水平成層媒質と仮定した際の 1/4 波長則から求まる表層 S 波速度と共振周期の関係式から推定した沖積層の平均 S 波速度は、約 160 m/s となり、上述の値(160~210m/s)とほぼ対応する。この結果を利用し、前述の図 30 の右上の破線で囲まれた領域内の各観測点での沖積層厚さを第 2 の卓越周期と上記の回帰式から求めた。さらに、求めた沖積層厚さを空間補間することによって沖積層厚さ分布を求め、それを前節の 3 次元地下構造モデルに取り込んだ。

和歌山市と岩出市の市境付近の表層ボーリングによる推定地質断面図では沖積層に対応する地層の解釈がされていないことから、この付近では沖積層が存在したとしても厚さはごく薄いものと考え、3 次元地下構造モデルでは存在しないとしている。

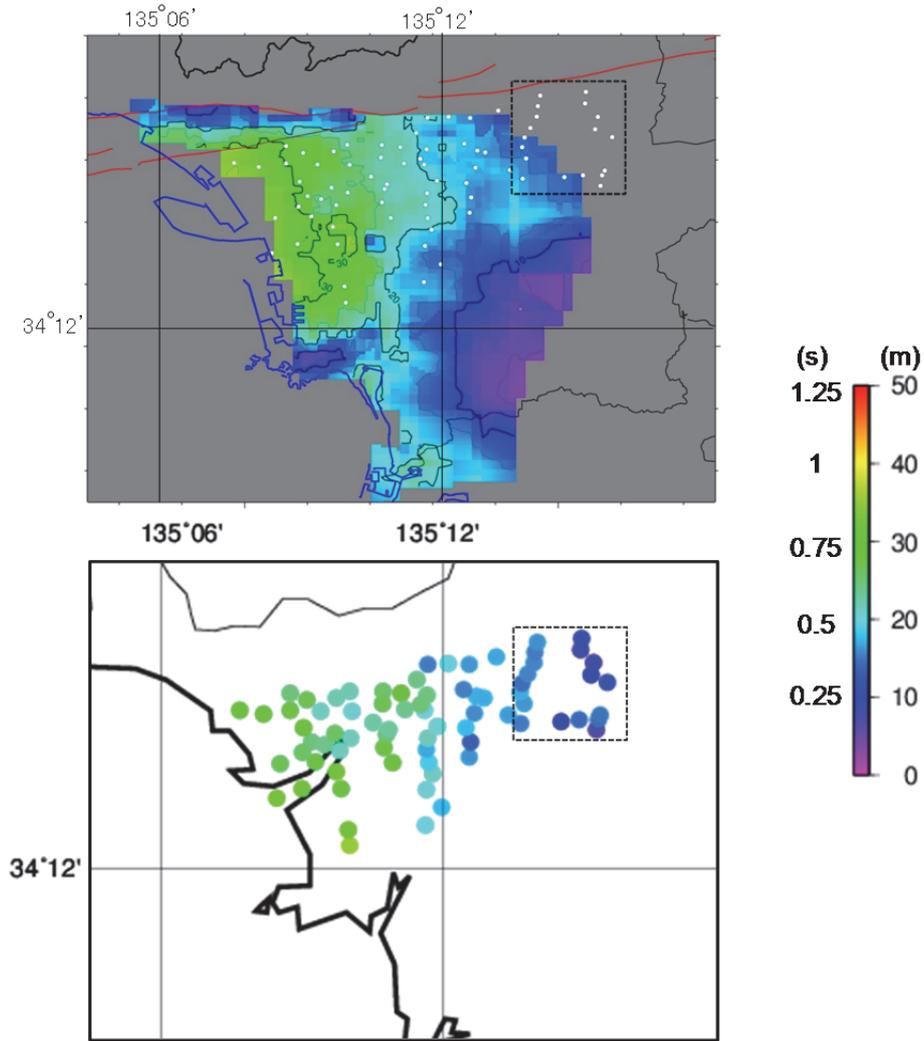


図 30 沖積層厚さ分布（上：図 15 の再掲）と微動 H/V スペクトルの第 2 の卓越周期（下）の対比

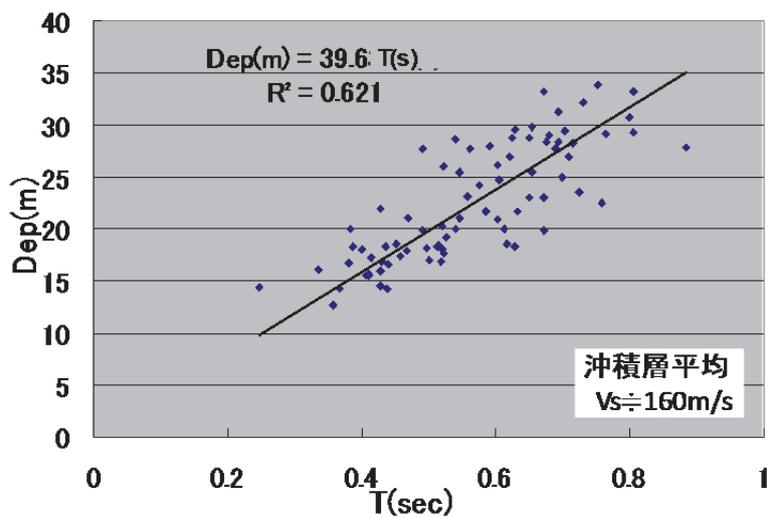


図 31 第 2 のピークに対応する卓越周期と沖積層厚さ（図 15）の関係及びそれらの回帰式から求めた沖積層の平均 S 波速度

iii) 和歌山平野北西部

和歌山平野北西部には、平野内に存在する和歌山北断層と、その北側に位置し同平野と和泉山脈の境界付近に存在する磯ノ浦断層とが、ほぼ平行して存在する（図 26 の左上に黄色の破線で囲んだ領域）。平成 25 年度に実施された和歌山北測線の反射法探査によれば、和歌山北断層直下に、基盤岩上面深度において 1km 前後の高低差を持つ地質境界の存在が解釈されている。そこで、この領域について、微動 H/V スペクトルの空間変動と反射法に基づいて作成された 3 次元地下構造モデルの基盤岩上面深度分布（図 32 の図上部の断面図）との対応について確認する。図 32 の地図にプロットした観測点毎の微動 H/V スペクトルをその下に示す。観測点記号（表 11）の内、先頭より 3 桁目は南北方向に延びる 4 つの測線（A～D）を表し、最後の桁は測線ごとに北側から昇順に割り当てた番号を表す。なお、この領域の H/V スペクトルは以下の手順で求めた。まず、収録された約 20 分間の全データ長に対し、目視で交通ノイズ等を避け、比較的定常な 81.92 秒間の解析区間を 10 区間抽出した。抽出された区間データから FFT によって、各成分のフーリエスペクトルを計算した。次に全区間に対する平均フーリエスペクトルをアンサンブル平均することによって算定した。得られた各成分の平均フーリエスペクトルに対して、水平 2 成分（南北成分と東西成分）の積の平方根を上下成分で除すことによって H/V スペクトルを求めた。

H/V スペクトルにおいて、周波数が異なる 2 つのピークが比較的明瞭に見られる。その内、0.3Hz 付近の低周波数側のピーク（第 1 のピーク）は 100m 未満の堆積層厚さとなる和歌山北断層と磯ノ浦断層に挟まれた領域でも全地点に共通して見られる（図中に示す青色の逆三角印）。ただし、第 1 のピークの値は北側の観測点ほど小さくなる傾向がある。和歌山北断層の南側のくさび状断面を持つ堆積層の平均厚さを 600m、前述より堆積層の平均 S 波速度を 800m/s とすると、2 層の水平成層構造モデルの仮定に基づいて得られる H/V スペクトルの卓越周波数は 0.33Hz となり、第 1 の卓越周波数にほぼ一致する。従って、H/V スペクトルの第 1 のピークは和歌山北断層より南側の厚い堆積層によって生じたと考えられ、その影響が磯ノ浦断層付近の地点まで残っているものと思われる。この事象を詳しく評価するには、2 次元あるいは 3 次元速度構造を用いた全波動場による微動の数値実験等 (Uebayashi, et al., 2012) を行う必要があり、今後の課題としたい。

一方、第 2 のピーク（赤色の逆三角印）の卓越周波数の空間変動は大きく、南側の沖積層が厚い地点（図 30）ほど低周波数側にピークがシフトしている（図 32 及び図 33）。従ってこれらの卓越周波数と前述の関係式（回帰式）を用いて、3 次元地下構造モデルの平野北西部における沖積層厚さを今後、再評価できると考えられる。

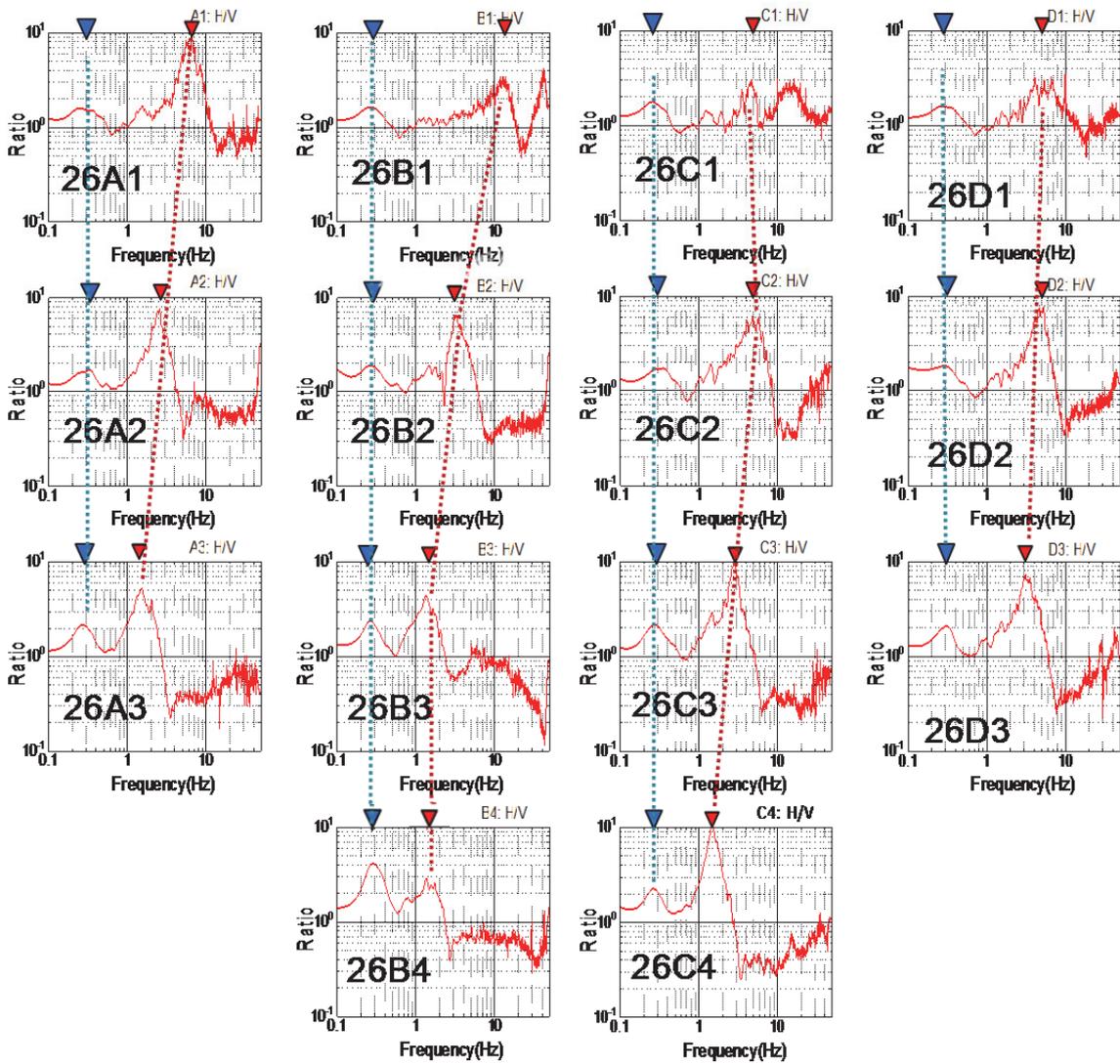
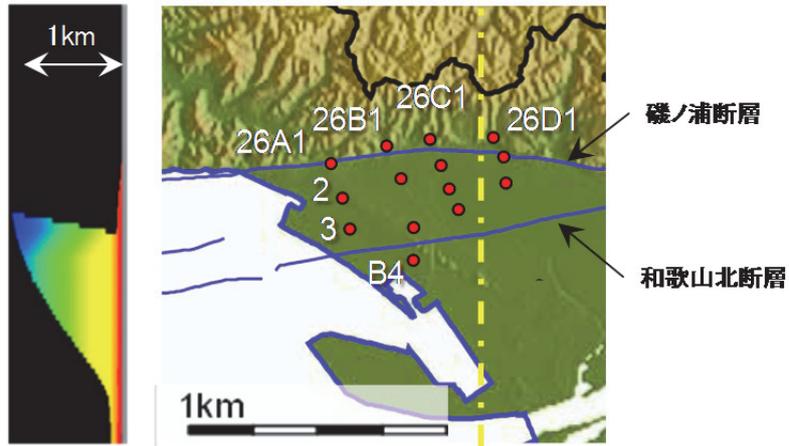


図 32 和歌山平野北西部の単点微動観測点と黄色い鎖線直下の S 波速度断面図（上側）及び各点の微動 H/V スペクトル（各図中記号は表 11 の観測点記号に対応する。）

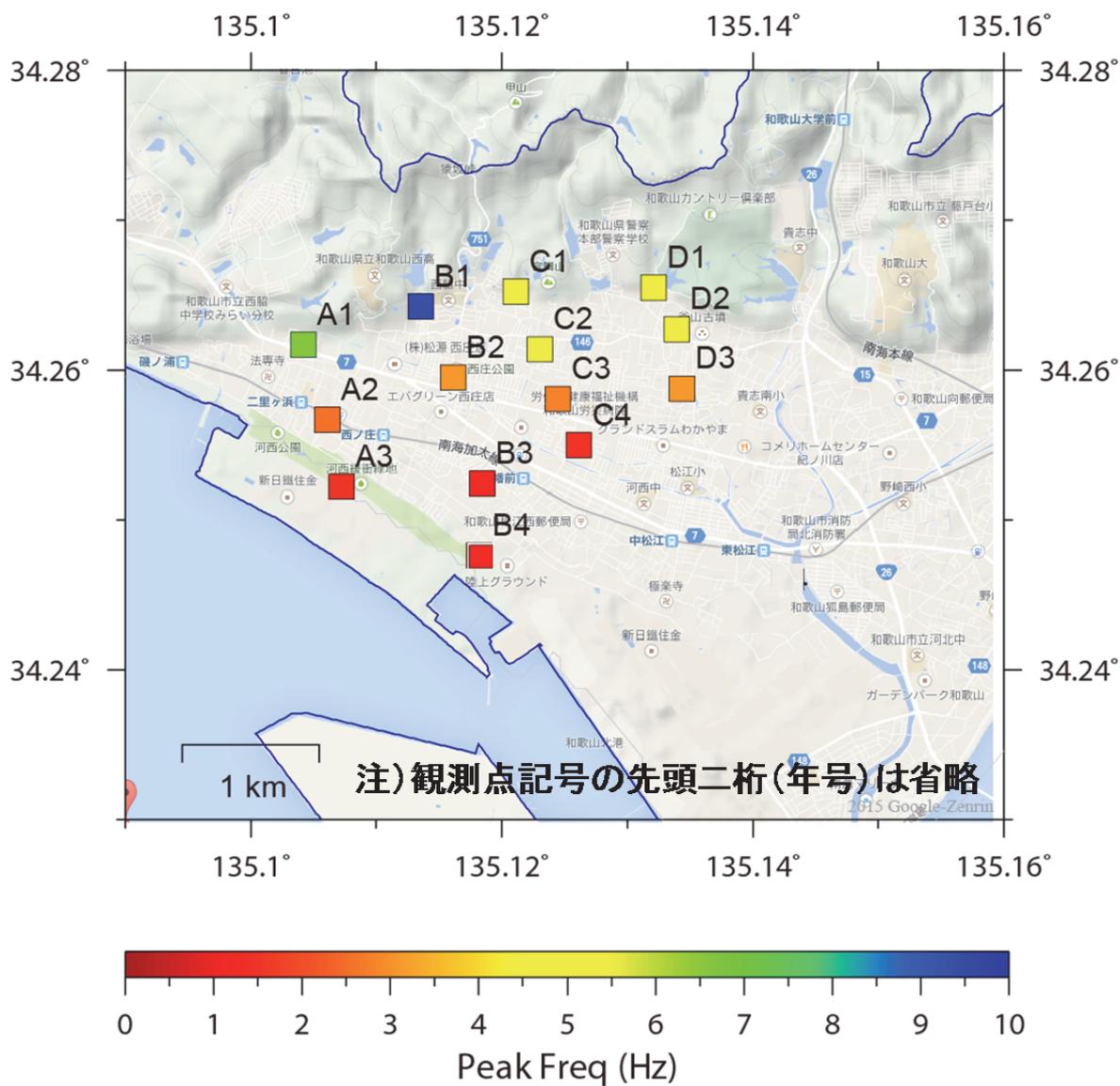


図 33 図 32 の微動 H/V スペクトルの第 2 の卓越周波数 (赤色の逆三角印) の分布 (観測点記号の最初の二桁は省略)

iv) 和歌山平野南西部

和歌山平野南西部の単点微動観測は JR 和歌山駅付近－和歌山城を經由し気象台に至る東西測線と、気象台付近－和歌公園を經由し紀三井寺公園付近に至る南北測線上の、計 19 地点で実施した。この内、東西測線の観測は、基盤岩の露頭が確認されている和歌山城を中心として、東西方向への基盤岩上面深度と H/V スペクトルの卓越周波数の変化を確認するために行った。一方、南北測線の観測は、小高い山が存在する和歌公園を中心として南北方向への同変化を確認するために行った。観測の要領及び処理は前述の平成 25 年度に実施した和歌山平野西部の場合と同様である。ただし、観測時間を最低 20 分間としたことにより、解析区間の数は以前より増えている。

図 34 に全観測点配置と主な地点の微動 H/V スペクトルを示す。上述のように和歌山城内では基盤岩がほぼ露頭していることもあり、3 Hz 程度以下の周波数帯域においてピークは見当たらない (0.2 Hz 前後以下は観測機器に起因すると思われるノイズによる影響が大きいため無視する)。なお、計測地点が城郭を形成する石垣の外側 (駐車場) であることもあり、人工的な平坦地として造成されている可能性がある。6 Hz 付近に見られるピークは、この造成による埋土によって生じた可能性がある。東西測線上の観測点について、数 Hz 以下の第 1 の卓越周波数に着目すると、和歌山城を中心に離れた地点ほど、低周波数側にシフトしており図 27 の 3 次元地下構造モデルによる基盤岩上面深度の分布とも対応している。

一方、南北測線においても和歌公園付近では和歌城と同様のスペクトル形状を示すが、その地点より北側の観測点ほど、卓越周波数が低周波数側にシフトしている。和歌公園より南側では 1 Hz 付近に卓越周波数が見られた後、小高い山が存在する紀三井寺公園付近では明瞭なピークは存在しなくなる。このように、南北測線においても基盤岩上面深度との対応が示唆される。しかしながら、これらの地域の基盤岩上面深度の変化が大きいことから、前述の和歌山平野北西部の説明でも述べたように、H/V スペクトルの卓越周波数と観測点直下の基盤岩上面深度が対応しないことも考えられるため、反射法探査に依るより詳細な探査が望まれる。

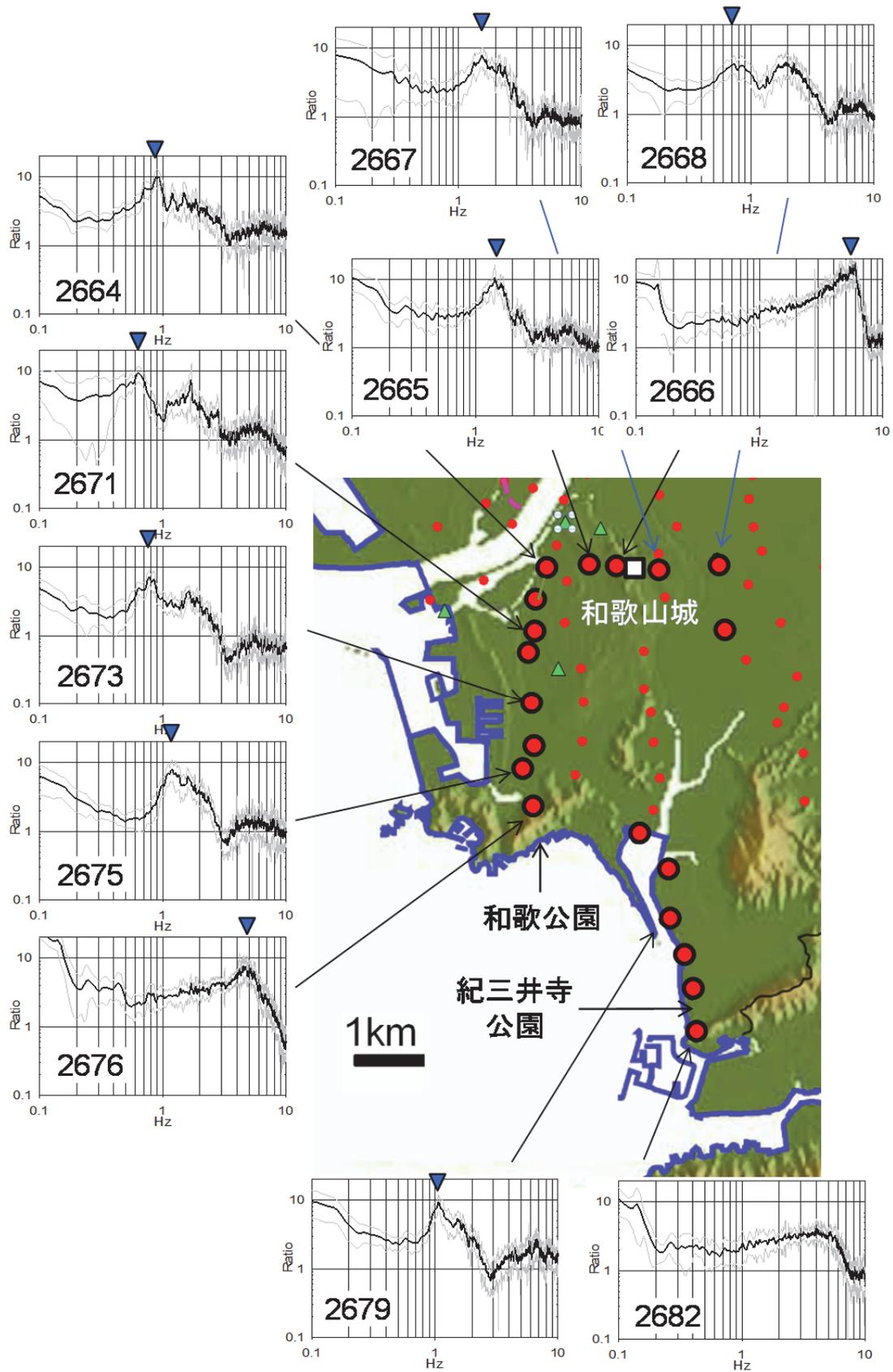
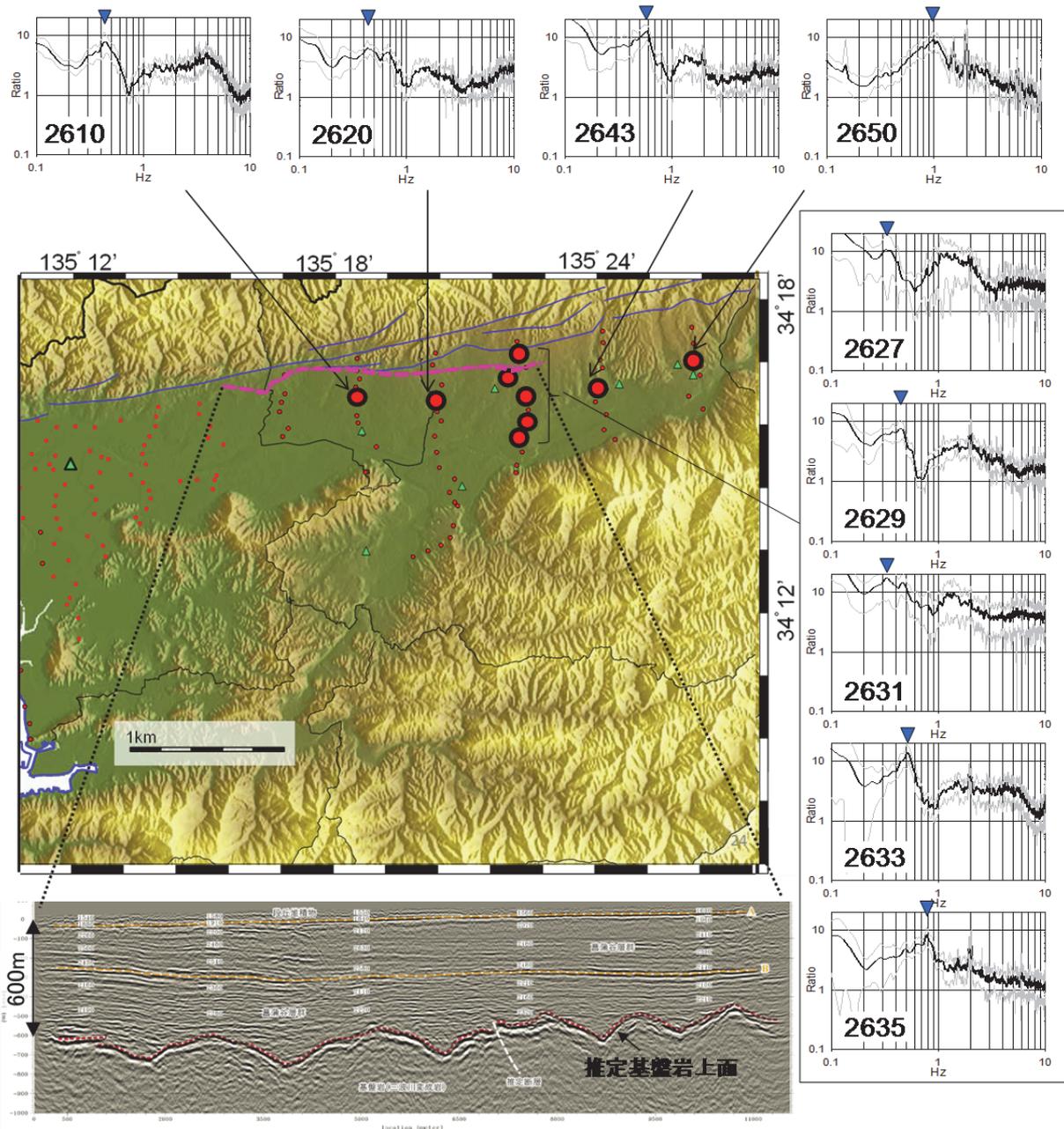


図 34 和歌山平野北西部の単点微動観測点と主な地点の微動 H/V スペクトル（各図中の数字は表 12 の観測点記号に対応する。H/V スペクトル図の黒色の線は平均値、灰色の線は平均値±標準偏差を表す。青色の矢印は着目したピークを示す。）

v) 和歌山平野東部

和歌山平野東部では図 26 に示すように南北方向の測線を持つ複数の反射法探査が実施されている。この内、平成 25 年度に実施した岩出測線での反射法探査の解釈図から、中央構造線の直ぐ南側では最も堆積層が厚く、基盤岩上面の最深部が 800m 程度となっている。それより南側に向かって基盤岩上面は比較的急な上り勾配となって浅くなる。一方、平成 26 年度に中央構造線の直ぐ南側で実施された東西方向に測線を持つ反射法探査の解釈図（図 35 の下）から、東西方向への基盤岩上面の変化は波状の起伏が多少見られるものの、総じて緩やかである。

和歌山平野東部の東西方向と南北方向の基盤岩上面深度の変化の傾向を単点微動観測によって確認するため、図 35 に代表点として選んだ 9 地点の微動 H/V スペクトルを示す。南北方向に並んだ観測点（カギ括弧で示した 5 地点）の H/V スペクトルの卓越周波数（図 35 の図に青色の逆三角の矢印で示す）は、最も北側の中央構造線のほぼ直上に位置する地点を除き、総じて南側ほど高い周波数側へシフトする傾向が見られる。一方、東西方向に並んだ観測点の H/V スペクトルの卓越周波数の変化は和歌山平野の東端部の地点を除き、少ない。以上から、和歌山平野東部における微動 H/V スペクトルの卓越周波数と基盤岩上面深度の変化が対応することが確認できた。ここで述べた微動 H/V スペクトルの卓越周波数の情報は、和歌山平野の 3 次元地下構造モデルの東部方面への拡張に対して利用できるものと思われる。



H.26年度 東西測線反射法探査解釈図

図 35 和歌山平野東部の単点微動観測点と主な地点の微動 H/V スペクトルと東西方向の反射法探査の解釈図（各図中の数字は表 12 の観測点記号に対応する。H/V スペクトル図の黒色の線は平均値、灰色の線は平均値±標準偏差を表す。青色の矢印は着目したピークを示す。）

4) 微動アレイ探査

a) はじめに

先の節で示した和歌山平野の3次元地下構造モデルの堆積層のS波速度は、和歌山平野内の反射法探査によるP波速度から和歌山平野以外のボーリング孔を用いた速度検層によるP波とS波の統計的な関係式を用いて評価されたもので、同平野堆積層におけるS波速度構造の直接的な調査結果に基づくものではなかった。また、単点微動によるH/Vスペクトルの卓越周期と基盤岩上面深度分布の相関性についても前節で示したが、堆積層内のS波速度の変化については評価できなかった。一方、微動アレイ探査から得られる表面波の分散特性を評価することにより、基盤岩上面深度と共に堆積層のS波速度も同定することができる。ここでは、平成25年度に引き続き平成26年度に和歌山平野で行った微動アレイ探査による推定S波速度構造を示す。ただし、反射法探査測線近傍において平成25年度に行った微動アレイ探査による基盤岩上面深度が反射法探査による同深度と大きく異なることが、平成25年度の成果として示されている。従って、ここでは微動アレイ探査による推定S波速度構造を用いた3次元地下構造モデルの修正は行わない。微動アレイ探査による推定S波速度構造の3次元地下構造モデルへの利用の仕方については、観測から求まる表面波位相速度の評価手法による違いや不規則地下構造による影響等を吟味する必要がある。これらについては、平成27年度に可能な限り行う予定である。

b) 実施方法

i) 微動アレイ記録の収集

和歌山平野においては、紀の川を中心に北側および南側で地下構造が複雑に変化していることが当初から予想されていた。こうした現状を踏まえ、平成25年度は、水平成層構造の仮定が成立すると予想される領域及びサブテーマ2で実施された和歌山市内における反射法探査位置を考慮し、図36に示すように紀の川沿いの4地点（島、有本、梶取、JMA和歌山）と関西地震観測研究協議会による強震観測点（今福）付近の1領域の計5領域で微動アレイ観測を実施した。平成26年度は、これらの地域を含む領域を対象に、強震動予測のための3次元地下構造モデルが構築されている。さらに次年度にモデルの高度化と広域化を図るための地盤情報を取得しておくために、平成26年度は図36に示す4地点（中松江、JMA和歌山（再観測）、岩出、紀の川）において、微動アレイ観測を実施する。中松江は平成25年度観測を行った梶取よりも約2km西方で、和歌山北断層のやや南側に位置し、平成25年度のサブテーマ2の和歌山北測線に対しては梶取と反対側になる。JMA和歌山では平成25年度も微動アレイ観測を行っているが、アレイ中心から東方約1kmには基盤岩が露頭する和歌山城があり、基盤上面の不規則性による影響が懸念されたことから、平成26年度は平成25年度よりも小さなアレイで再観測を実施する。以上の2地点は3次元地下構造モデルの範囲内となる。残る岩出と紀の川の2地点は、モデル化領域よりも東側に位置し、モデル東端付近に位置する島からそれぞれ約5km、約10km離れており、根来断層に対して南側に位置する。岩出は平成25年度のサブテーマ2の岩出測線を、紀の川は既往の反射法探査測線を考慮している。

微動アレイ探査では、観測記録から求めた位相速度に対して、通常は水平成層構造モデルに基づいて計算される表面波の分散曲線ができるだけ一致する速度構造の推定を行う。

位相速度を正確に求めるためには、周波数毎に変化する波長に対応した観測点の間隔を選択しなければならない。観測点配置は正三角形の3頂点と重心1点から構成される4点アレイを基本に、様々な波長にも対応できるようにサイズが異なる正三角形を組み合わせた二重アレイ（7台の地震計による同時観測）を基本とする。ただし、表層浅部の地盤構造を推定するために半径100m未満の小アレイを実施する場合には、T字路のような場所を利用することもあり、二つの三角形の重心をずらした観測を行う。以降、アレイ半径とは二重アレイの外側の正三角形に外接円の半径のことをいう。アレイ半径の決定にあたっては、J-SHIS地震ハザードステーションによる地盤構造モデルなども参照し、地震基盤の上面深度が比較的深いと予想される中松江については、半径600m(Lアレイ)と半径220m(Mアレイ)の計2アレイを実施するとともに、表層浅部の地盤構造も推定するために半径50m(Sアレイ)の観測も実施する。JMA和歌山に関しては、平成25年度、半径400m(Lアレイ)で観測しているが、先述のように基盤上面の不規則性を考慮し、平成26年度は半径200m(Mアレイ)を実施する。3次元地下構造モデルの領域よりも東側に位置する2地点のうち、岩出については岩出測線付近の地盤構造を把握するために中松江と同様に半径600m(Lアレイ)、半径200m(Mアレイ)、半径60m(Sアレイ)の観測を実施し、紀の川については半径400m(Lアレイ)のみを実施する。各アレイ観測の場所・日時等の諸元を表13に示す。各アレイの詳細な観測点配置を図37～図44に、アレイの重心位置を原点とする観測点の相対座標を表14に示す。観測点の様子として、中松江(Sアレイ)の例を写真4、写真5に示す。観測システムとして、地震計は固有周期5秒の3成分速度計(LE-3D/5s, Lennartz-electronic社製)を、データ収録器はLS-8800(A/D変換:24bit, 白山工業社製)を用いた。なお、各機材の時刻校正はGPSによって独立に行った。

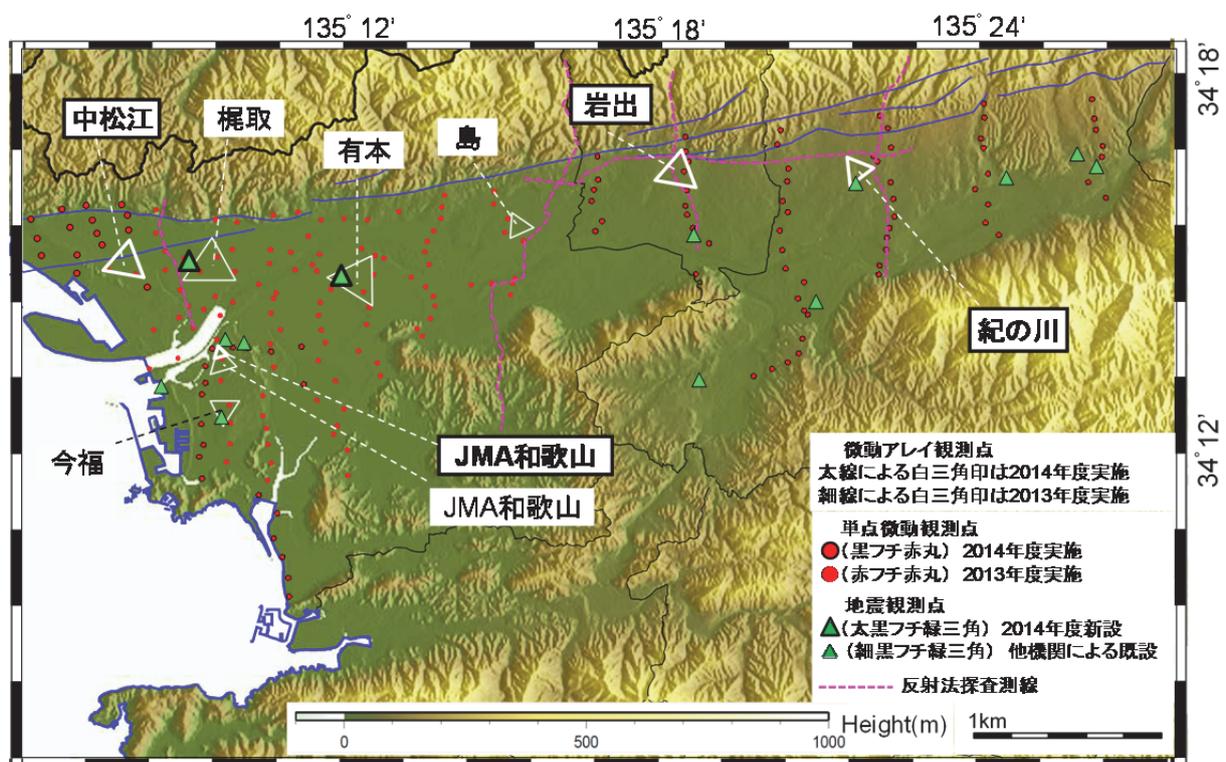


図36 和歌山平野における微動アレイ観測点（白色の三角印はアレイ中心から最も外側の観測点を結んだもの、太い白線は平成26年度実施、細い白線は平成25年度実施）

表 13 アレイ観測の場所・日時等の諸元

アレイ名称 (略称)	アレイ重心点 所在地	アレイ半径	観測日	観測開始-終了時刻	サンプリング 周波数
中松江 (NKM)	和歌山市松江北 5-8-10	(L) 600m	2014/12/15	10:02-11:32	100Hz
		(L) 600m	2014/12/17	09:32-10:32	100Hz
		(M) 220m	2014/12/15	12:50-13:50	100Hz
		(S) 50m	2014/12/17	11:22-11:52	100Hz
JMA 和歌山 (JMA)	和歌山市南牛町 4	(M) 200m	2014/12/15	15:07-16:07	100Hz
		(M) 200m	2014/12/17	13:02-13:47	100Hz
岩出 (IWD)	岩出市堀口 140	(L) 600m	2014/12/16	10:10-11:40	100Hz
		(M) 200m	2014/12/16	13:10-14:10	100Hz
		(S) 60m	2014/12/17	15:00-15:40	100Hz
紀の川 (KNK)	紀の川市池田新 160	(L) 400m	2014/12/16	15:15-16:30	100Hz

[備考] 中松江 (L) アレイと JMA 和歌山 (M) アレイでは、1 回目の観測時に微動の長周期成分のパワーが不足していると思われたため、2 回目の観測を実施している。

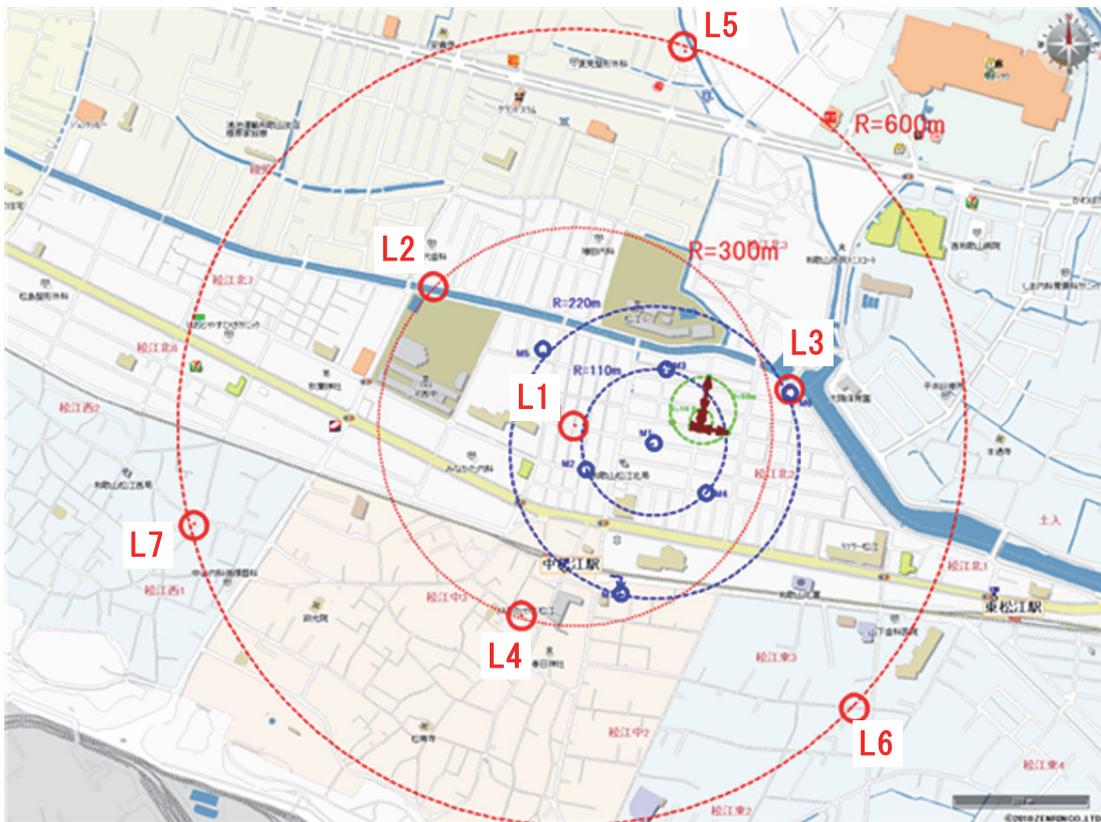


図 37 微動アレイ観測地点 (中松江 L アレイ)

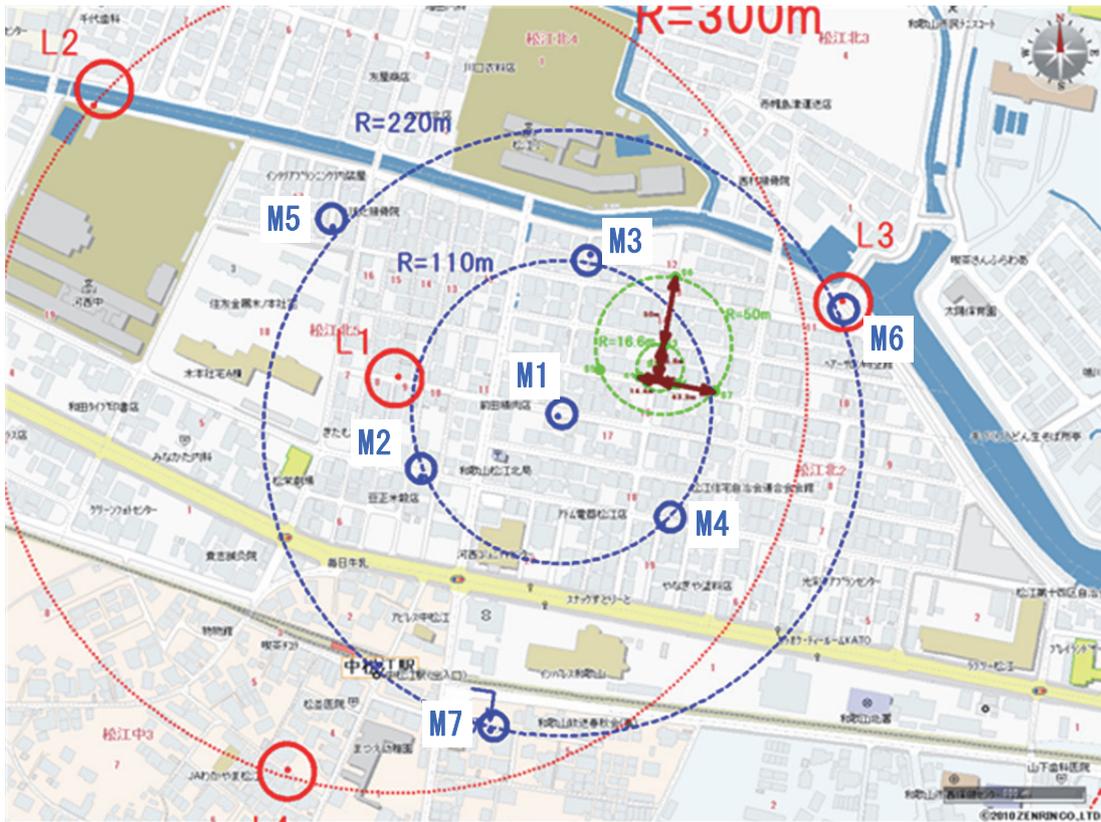


図 38 微動アレイ観測地点（中松江 M アレイ）

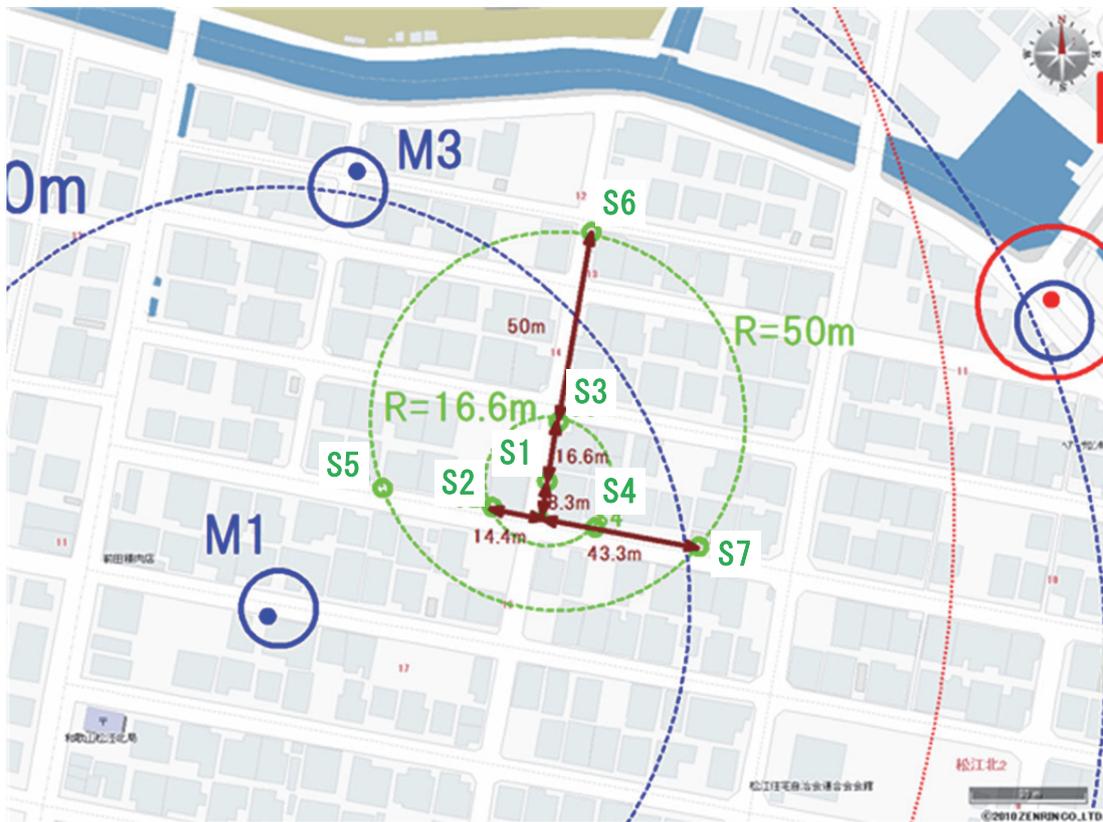


図 39 微動アレイ観測地点（中松江 S アレイ）



図 40 微動アレイ観測地点 (JMA 和歌山)

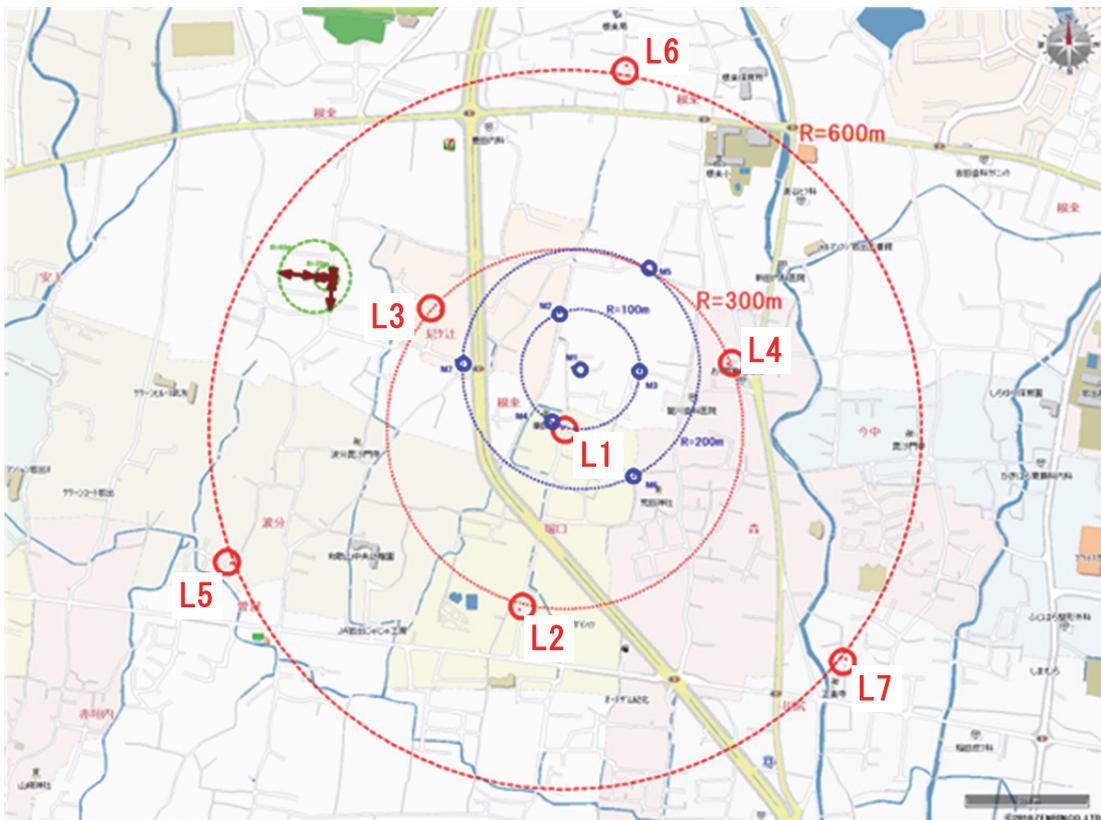


図 41 微動アレイ観測地点 (岩出 L アレイ)

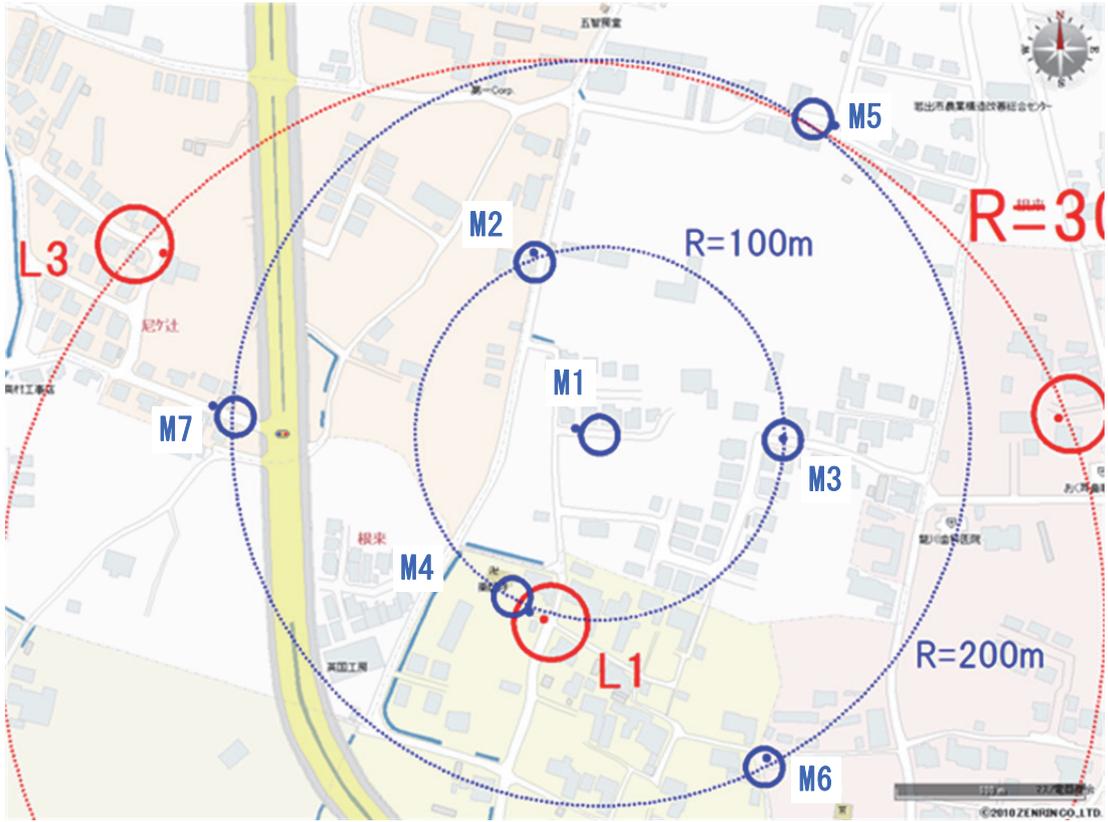


図 42 微動アレイ観測地点（岩出 M アレイ）

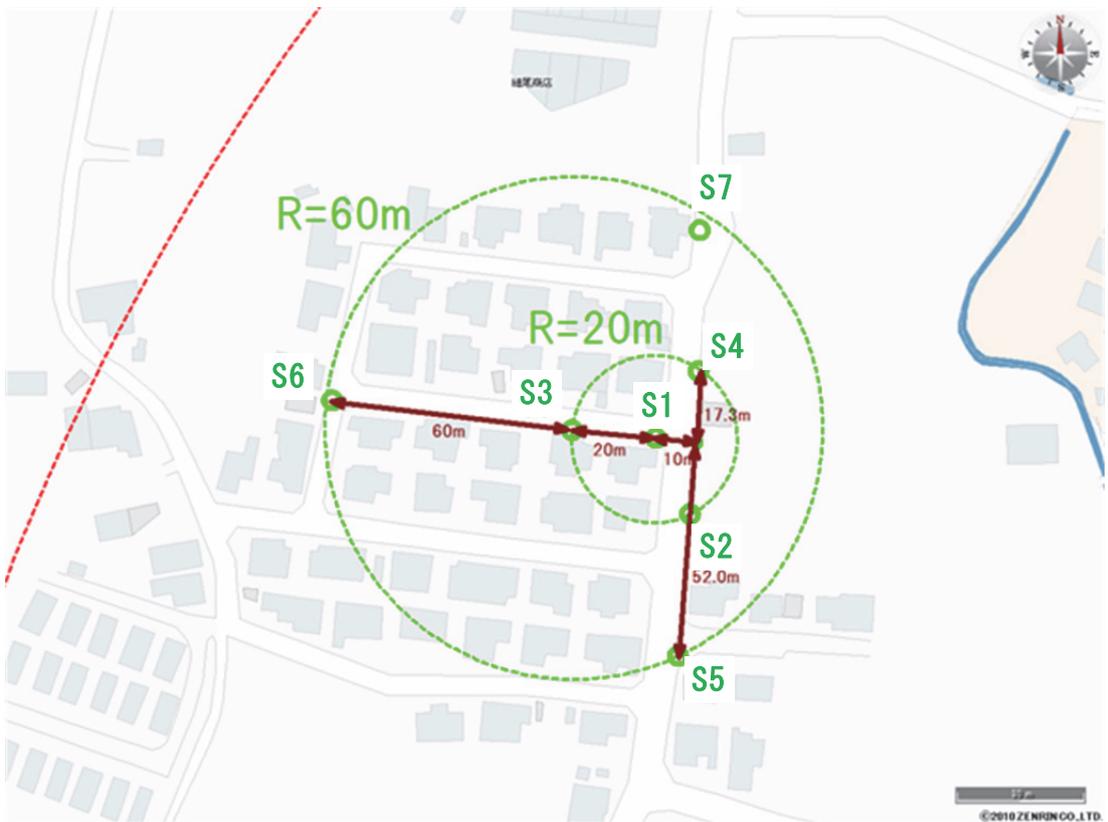


図 43 微動アレイ観測地点（岩出 S アレイ）

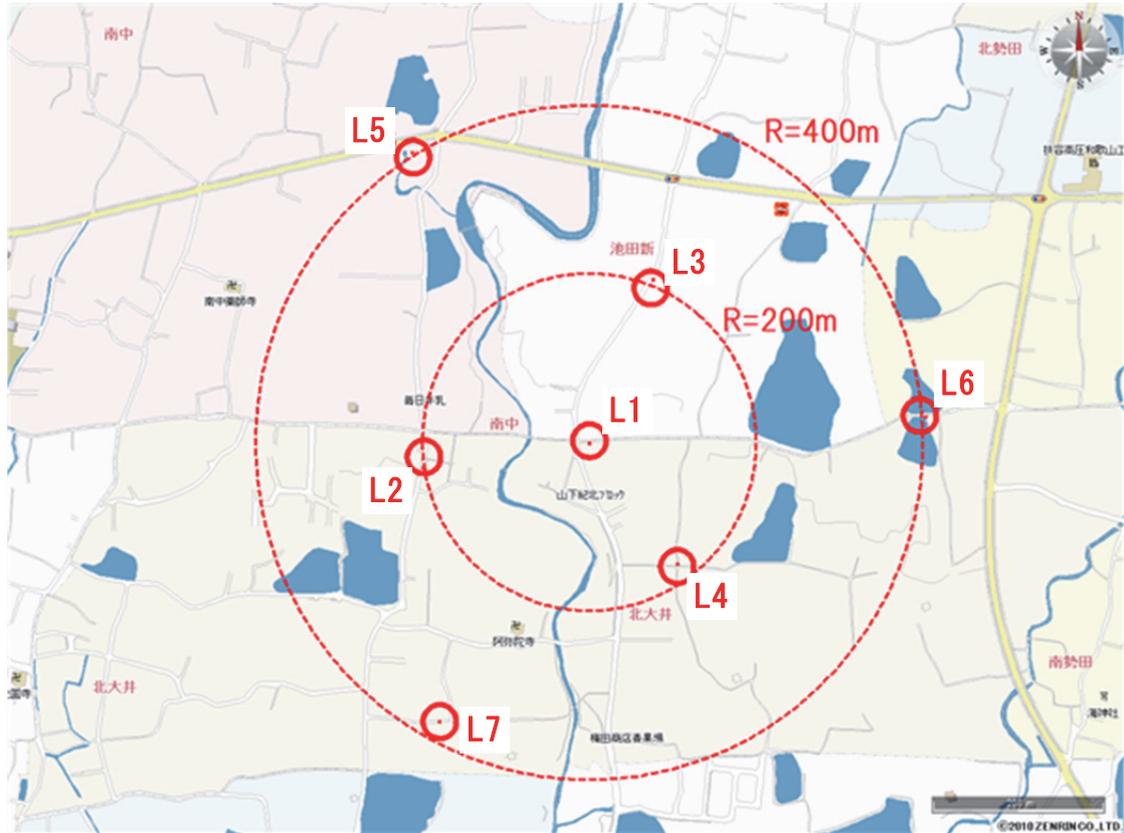


図 44 微動アレイ観測地点（紀の川）

表 14 観測点座標（原点をアレイ中心の観測点とする）（単位 m）

中松江(L)	X(EW)	Y(NS)	中松江(M)	X(EW)	Y(NS)
NKM-L1	0.0	0.0	NKM-M1	0.0	0.0
NKM-L2	-218.3	198.5	NKM-M2	-113.3	-58.8
NKM-L3	319.6	61.0	NKM-M3	18.4	117.6
NKM-L4	-79.2	-287.3	NKM-M4	70.0	-79.9
NKM-L5	167.6	573.4	NKM-M5	-170.4	140.9
NKM-L6	419.1	-428.1	NKM-M6	208.2	88.7
NKM-L7	-580.3	-144.2	NKM-M7	-55.3	-225.2
中松江(S)	X(EW)	Y(NS)	JMA 和歌山(M)	X(EW)	Y(NS)
NKM-S1	0.0	0.0	JMA-M1	0.0	0.0
NKM-S2	-15.66	-5.70	JMA-M2	-91.2	24.4
NKM-S3	2.89	16.41	JMA-M3	80.2	73.2
NKM-S4	12.77	-10.71	JMA-M4	21.2	-99.8
NKM-S5	-44.09	-0.69	JMA-M5	-44.2	187.4
NKM-S6	11.58	65.65	JMA-M6	188.9	-52.1
NKM-S7	41.20	-15.73	JMA-M7	-141.0	-138.6
岩出(L)	X(EW)	Y(NS)	岩出(M)	X(EW)	Y(NS)
IWD-L1	0.0	0.0	IWD-M1	0.0	0.0
IWD-L2	-76.4	-292.8	IWD-M2	-15.7	89.8
IWD-L3	-205.3	197.4	IWD-M3	111.4	-6.7
IWD-L4	281.8	113.1	IWD-M4	-14.7	-94.2
IWD-L5	-561.7	-229.6	IWD-M5	151.0	158.6
IWD-L6	105.0	604.5	IWD-M6	99.4	-181.9
IWD-L7	482.5	-392.6	IWD-M7	-196.1	5.5
岩出(S)	X(EW)	Y(NS)	紀の川(L)	X(EW)	Y(NS)
IWD-S1	0.00	0.00	KNK-L1	0.0	0.0
IWD-S2	8.13	-18.27	KNK-L2	-203.5	-32.2
IWD-S3	-19.89	2.09	KNK-L3	70.0	196.3
IWD-S4	11.76	16.18	KNK-L4	101.3	-145.3
IWD-S5	4.51	-52.72	KNK-L5	-225.6	323.9
IWD-S6	-79.56	8.36	KNK-L6	397.8	31.1
IWD-S7	15.38	50.63	KNK-L7	-156.5	-328.3

[備考] 中松江 (S) アレイと岩出 (S) アレイでは、S1 が小さい方の三角形の重心で、その頂点の一つとなる S3 が大きい三角形の重心を兼ねている。なお、それぞれの三角形の外接円の半径は 1 : 3 である。



写真4 微動アレイ観測点の現場状況（中松江、S2 地点）。地震計はシルバーの風除けカバーの中、隣のオレンジ色の筐体がデータ記録器。



写真5 微動アレイ観測点の現場状況（中松江、S5 地点）。青色の筒状の筐体が地震計、その外側の半透明のケースは風除けのカバー、手前のオレンジ色の筐体がデータ記録器、地震計はシルバーの風除けカバー内にもあり、ここでは2台の地震計で観測。

ii) 空間自己相関 (SPAC) 法による観測記録の解析

微動アレイ記録の解析及び地下構造の推定手法について、岡田ほか(1990)を参考に図45に示すフローに基づいて説明する。アレイ直下の地下構造の情報を含む表面波の分散性(位相速度-周期の関係)を検出する。この時、空間自己相関法(以下、SPAC法; Aki, 1957)を用いる。SPAC法では基本的には円形アレイ(図46)を展開し、中心点と半径 r の円周上に等間隔に設置した各観測点の相関係数を方位平均した空間自己相関係数を求める。この時、微動が定常確率過程であるということから、空間自己相関係数は

$$\rho(f, r) = J_0\left(\frac{2\pi f}{c} r\right)$$

と表現される。左辺は観測量 (ρ : 空間自己相関係数) であり、得られた空間自己相関係数 $\rho(f, r)$ は0次のベッセル関数 (J_0) で変化することを意味している。左辺の観測量を満たすベッセル関数の変数を見つければ、半径 r における周波数 f での位相速度 c が求まる。図47にある周波数(f)における空間自己相関係数の変化の例を示す。横軸は観測点間隔(r)、縦軸は空間自己相関係数(ρ)を示している。

S波速度の推定は表面波位相速度の分散性を利用して、図48に示すように観測位相速度の分散性と一致する地下構造モデルを推定する。この時、P波速度および密度はLudwig et al. (1970)による既存の統計資料からS波速度の関数として与え、未知数の数を減らしている。地下構造の推定には、遺伝的アルゴリズム (Genetic Algorithm、略称 GA) に基づく手法(長ほか, 1999) を利用し、初期モデルとして、層数、各層の層厚の最大値・最小値、S波速度の最大値・最小値を与え、これらの探索範囲内で残差最小解を求める。

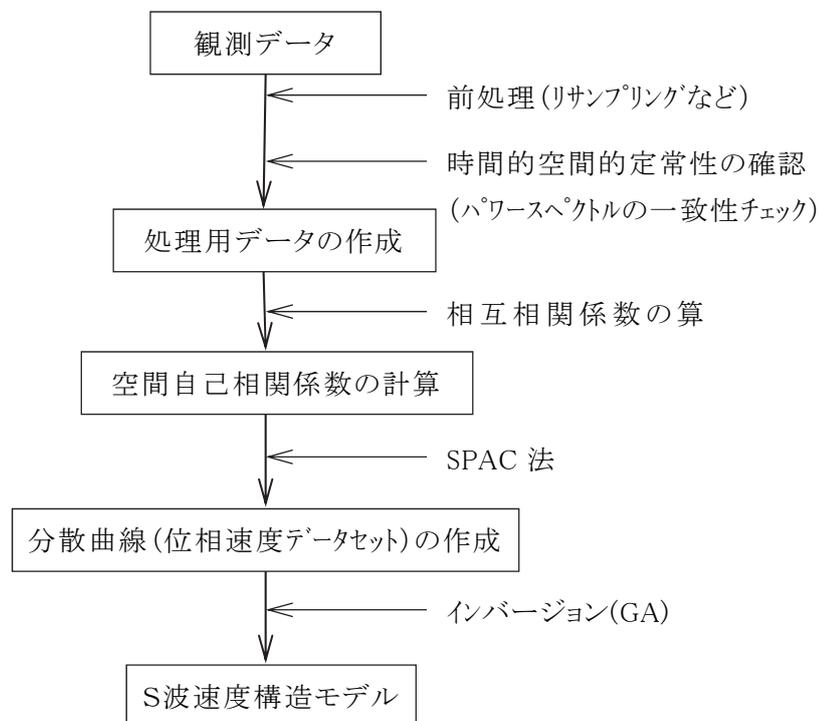


図 45 微動アレイ観測のデータ処理・解析手順

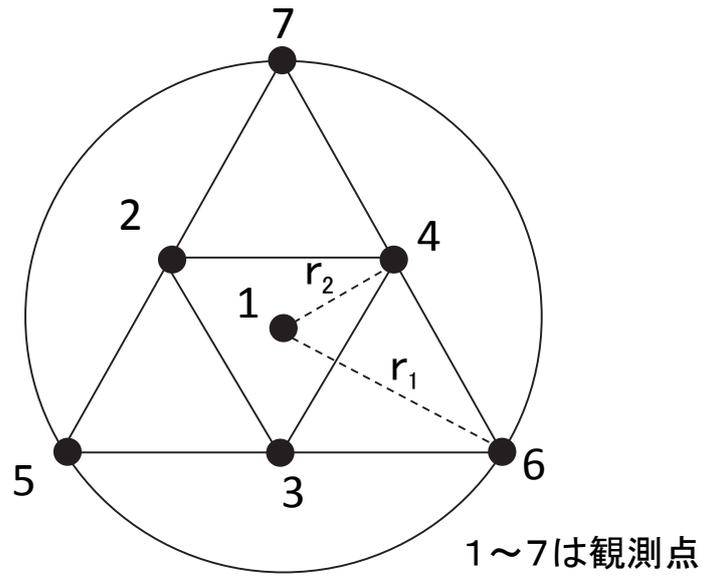


図 46 二重正三角形アレイの概念図。 r_1 , r_2 : アレイ半径 ($r_1=2r_2$)、● : 地震計設置点を表す (7点の場合)。

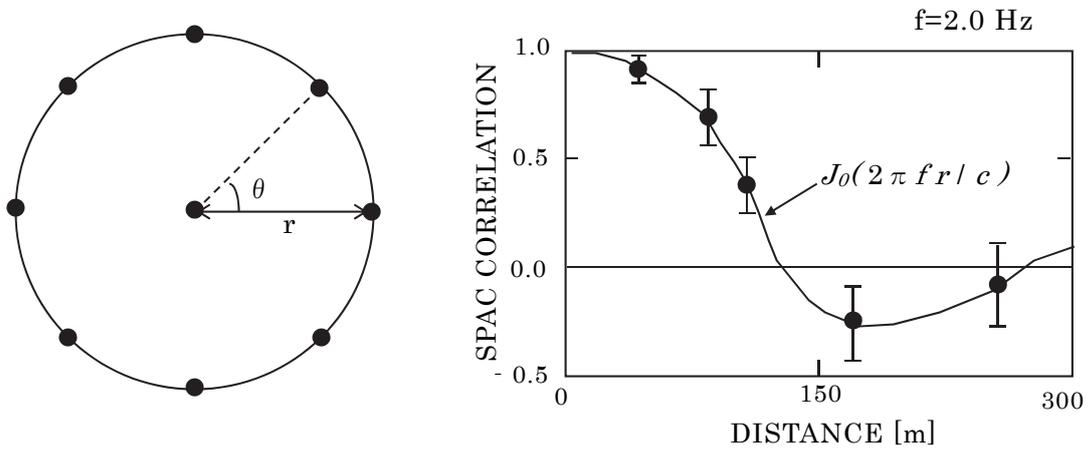


図 47 空間自己相関(SPAC)法による位相速度推定の概念図。(左) 半径 r における円形アレイ。(右) $f=2.0\text{Hz}$ における空間自己相関係数 (ρ) の例。● : 観測空間自己相関係数。実線 : 0次ベッセル関数。 $\rho=J_0(2\pi fr/c)$ から位相速度(c)が求まる。

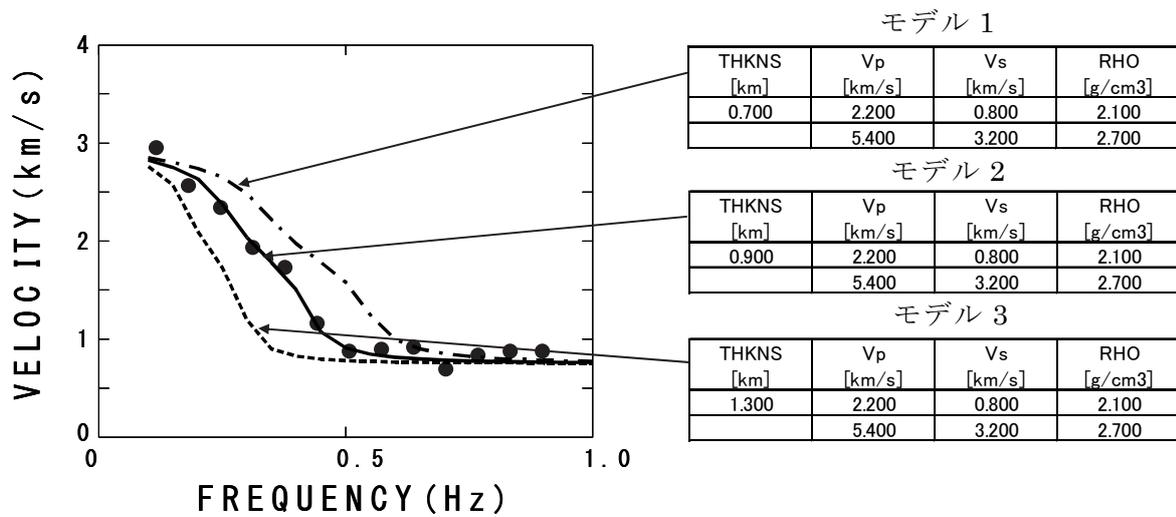


図 48 微動アレイ観測による地下構造モデルの推定の概念。左図は第1層の層厚を 0.7km (一点鎖線：モデル1)、0.9km (実線：モデル2)、1.3km (破線：モデル3) とした場合の Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線の例。●：観測位相速度。観測位相速度 (●) と最も一致がよい分散曲線となるモデル2が最適地下構造モデルとなる。

図 49 に得られた観測微動波形例（岩出(L)アレイの UD 成分）を示す。記録された全データ長に対して、観測点近傍における交通振動などによる一時的に大きな振幅を有するデータ区間は解析対象から除外した。微動中に含まれる表面波（本項では上下成分を対象とするため Rayleigh 波）の位相速度の推定には前述の SPAC 法を用いた。空間自己相関係数の推定に用いた解析パラメータを表 15 に示す。なお、スペクトルを求める際の平滑化のウィンドウ幅は 0.1465Hz である。図 50 に各データブロックのパワースペクトルを全データブロックに対してアンサンブル平均をとった平均パワースペクトルを示す。図 51 に得られた空間自己相関係数（図中の○）の例を示す。図中の実線は空間自己相関係数に対してフィッティングさせた 0 次のベッセル関数(J_0)を示しており、そのフィッティングから位相速度が得られる。図 52 に以上の解析から得られた位相速度の推定値を示す。

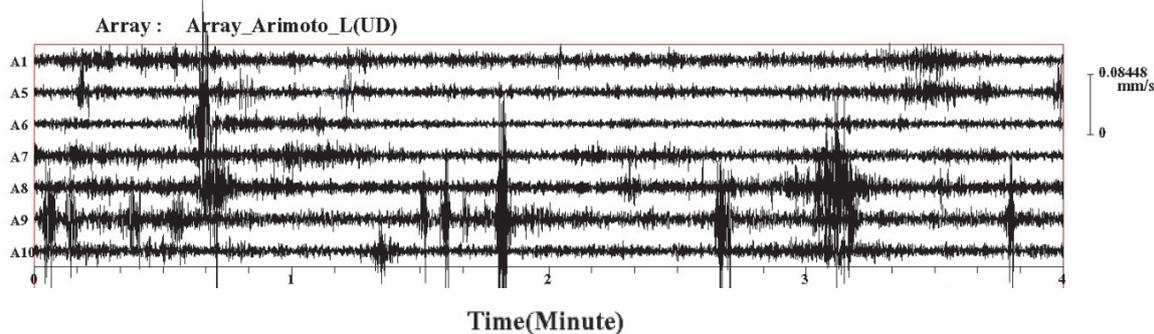


図 49 岩出（Lアレイ）における観測微動波形の例(UD成分)

表 15 空間自己相関係数の計算に用いた解析パラメータ

	データブ ロック長 (s)	ブロック 移動時間 (s)	ブロッ クの数	解析周波数 範囲(Hz)	インバー ジョンで 用いた周 波数範囲 (Hz)	解析周 波数間 隔(Hz)
中松江(L)	40.96	40.0	43	0.0～2.0	0.36～0.90	0.02
中松江(M)	40.96	40.0	43	0.0～4.0	0.56～2.28	0.04
中松江(S)	40.96	40.0	43	0.0～4.0	0.56～2.28	0.04
JMA 和歌山(M)	40.96	40.0	40	0.0～4.0	0.60～2.60	0.04
中松江(L)	40.96	40.0	43	0.0～2.0	0.24～1.16	0.02
中松江(M)	40.96	40.0	40	0.0～4.0	0.64～3.24	0.04
中松江(S)	40.96	40.0	40	0.0～4.0	2.04～3.96	0.04
紀の川(M)	40.96	40.0	43	0.0～4.0	0.32～2.12	0.04

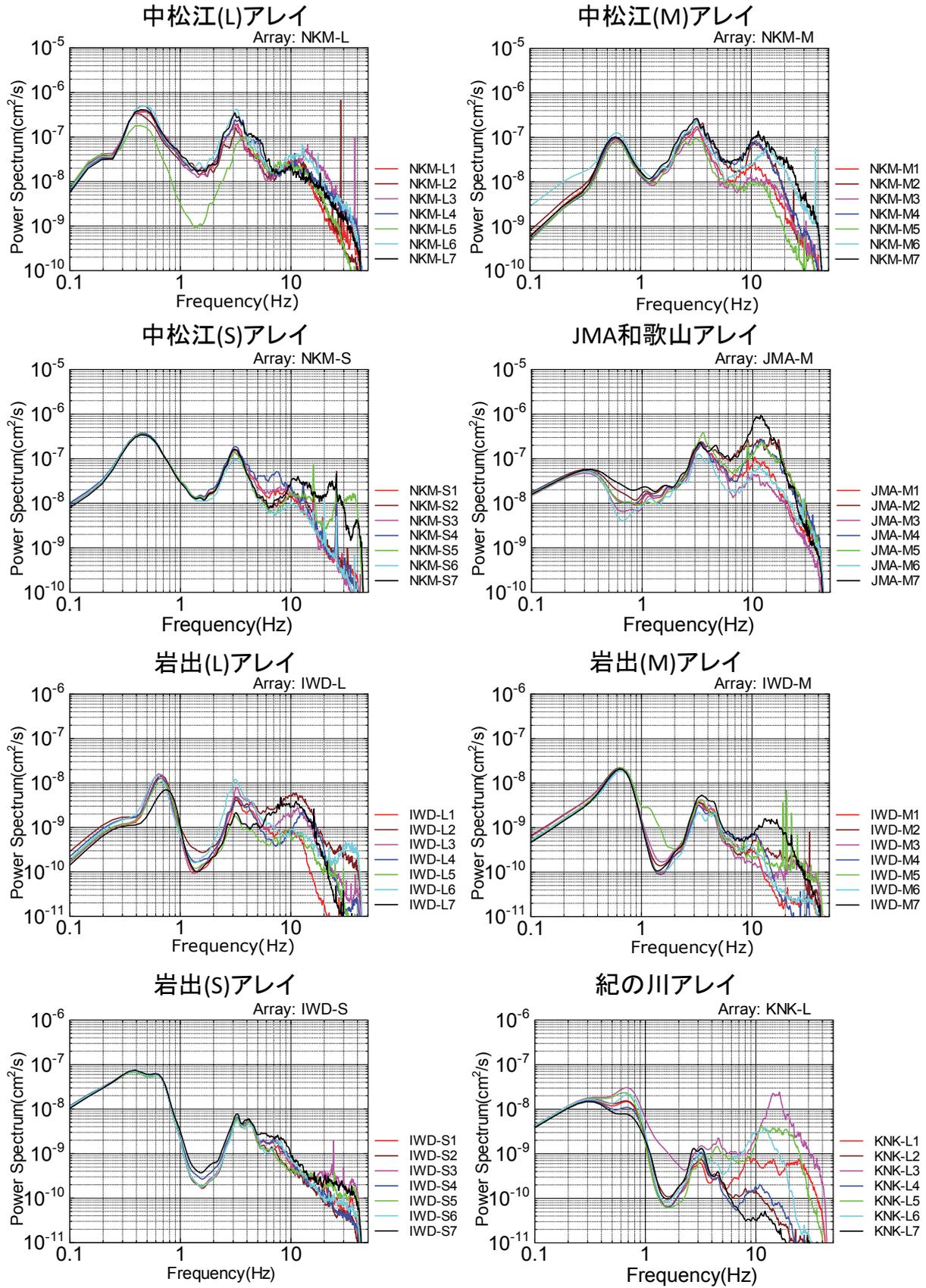


図 50 各アレイ内観測点における平均パワースペクトル

中松江(M)アレイ

JMA和歌山アレイ

岩出(M)アレイ

紀の川アレイ

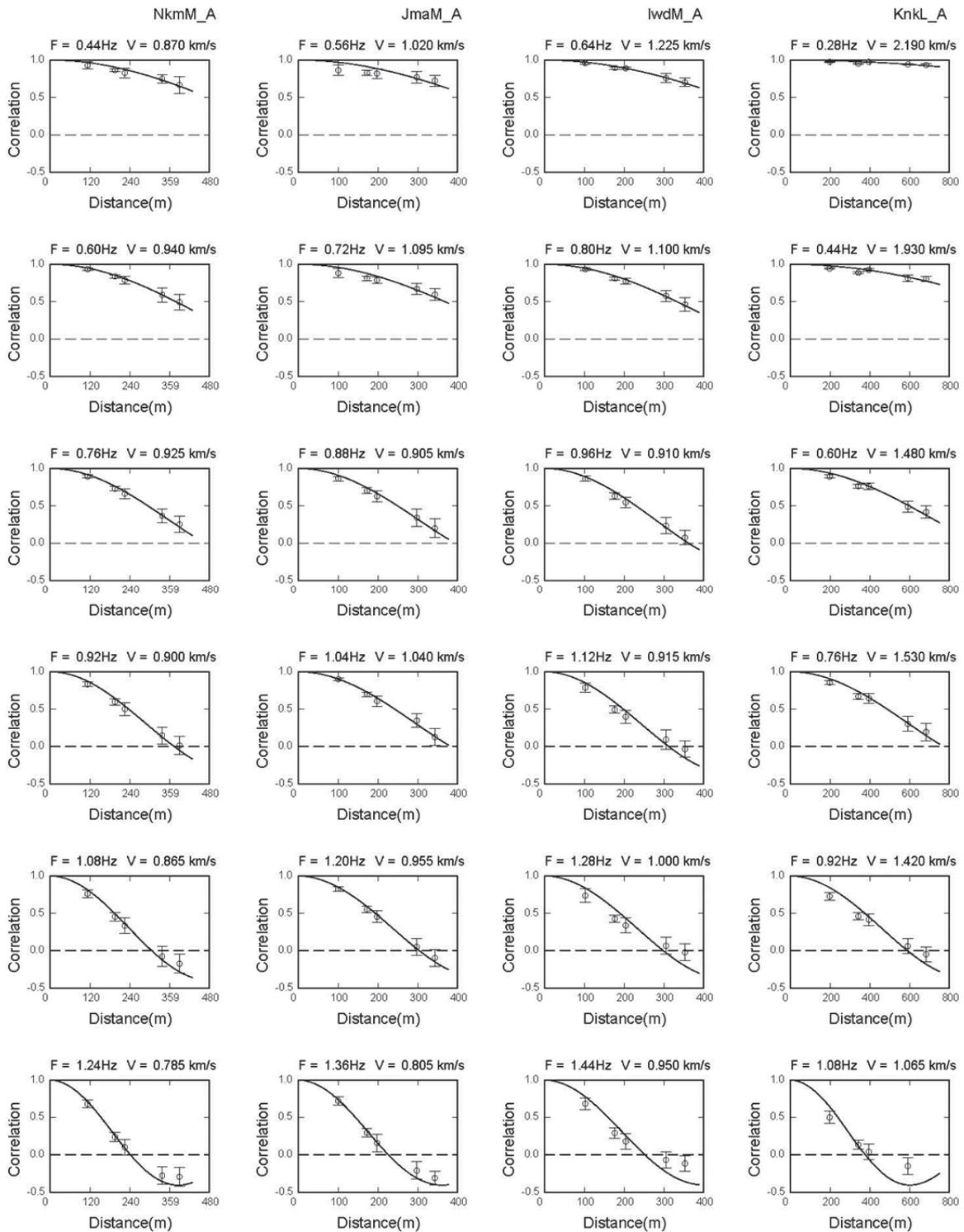


図 51 各アレイにおける空間自己相関係数 (図中の○) および得られた空間自己相関係数に対してフィッティングさせた 0 次のベッセル関数 (J_0) (図中の実線) の例

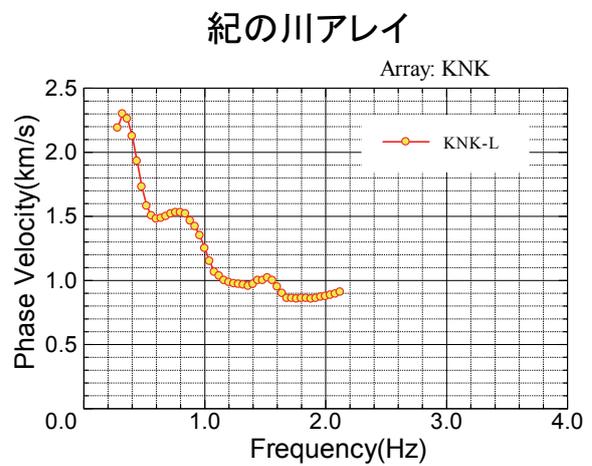
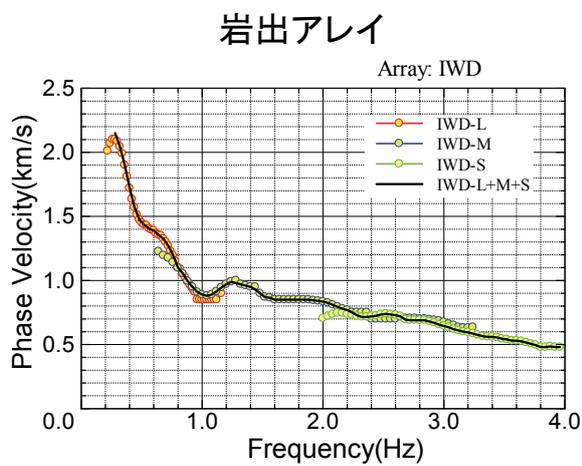
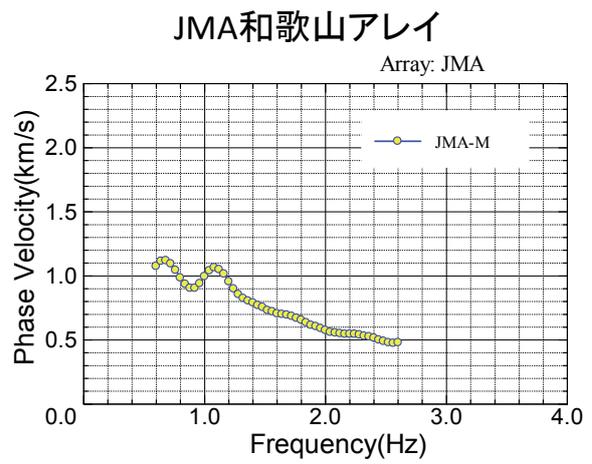
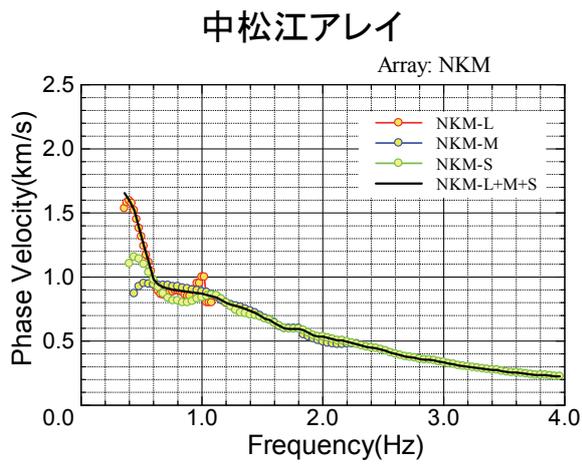


図 52 各アレイに対して得られた観測位相速度

iii) 周波数－波数スペクトル(F-K)法による観測記録の解析

微動アレイ記録の解析法の代表的な手法として、前節の SPAC 法 (Aki, 1957) と周波数－波数スペクトル法 (以下、F-K 法 : Capon, 1969) がある。一般的に SPAC 法の方が F-K 法よりも位相速度の推定精度が高いという報告 (例えば、小淵ほか, 2002 ; Ohori et al., 2002) が多いものの、F-K 法の方が良い結果を与える報告 (例えば、大堀ほか, 2013) もある。F-K 法は位相速度ばかりでなく波動の到来方向も推定できる特長があり、和歌山平野の微動の伝播環境をより良く理解するためにも、補足的に F-K 法による解析を行う意義がある。また、和歌山平野では 3 成分の微動アレイ観測が行われていることから、データの有効利用を図り、Rayleigh 波ばかりでなく Love 波の位相速度の推定も行う。

F-K 法では、波形データをスペクトル解析して、時間領域から周波数領域に変換するばかりでなく、空間領域のデータをスペクトル解析し、波数領域のスペクトルを算出する。これを、F-K スペクトルと呼ぶ。F-K 法による 3 成分微動アレイ観測記録の解析の概要を図 53 に示す。F-K スペクトルは、クロススペクトル行列と位相遅延ベクトルを用いて算出されるが、その計算式そのものは上下成分を取り扱う Capon (1969) の方法と水平 2 成分を取り扱う斎藤 (2007) の方法とでは同じものである。図 53 の下部のイメージ図に示すように、F-K スペクトルのピークは微動アレイに到来する波動のうちエネルギーが卓越するものに相当し、ピークを与える波数ベクトル \mathbf{k} より位相速度 c と到来方向 θ が検出される。クロススペクトル行列と位相遅延ベクトルを見ると、斎藤 (2007) の方法では、Capon (1969) の方法よりも行列およびベクトルのサイズが 2 倍に拡大されていることがわかる。また、斎藤 (2007) の方法では、位相遅延ベクトルが Radial 成分と Transverse 成分のそれぞれに対して定義されているものの、クロススペクトル行列そのものは Radial 成分と Transverse 成分で共通しているのが特徴と言える。なお、斎藤 (2007) の方法以前の F-K 法による Radial 成分と Transverse 成分の計算法では、松島・岡田 (1990)、時松ほか (1995) にみられるように、到来方向に応じて水平 2 成分の波形より Radial 成分と Transverse 成分を算出し、Capon (1969) の F-K 法を繰り返し適用する方法が採られており、上下成分に比べて計算時間が多大になっていた。この問題が斎藤 (2007) の方法では解決されている。

和歌山平野の微動アレイ観測記録に対する F-K 法解析では、各アレイの波形記録に対して、40 秒間を 1 ブロックとする波形の切り出しを、20 秒間ずつ移動しながら行い、全ブロックのクロススペクトルの平均値を算出して用いた。サンプリング周波数は 100Hz とし、フーリエ変換の際には波形の最後に 0 を付加し、81.92 秒のデータとして解析した。スペクトルの平滑化は Parzen ウィンドウのバンド幅を数通り試した上で、最終的には平滑化を行わない方が良いと判断した。F-K スペクトルの例として、中松江の M アレイの周波数 1.0Hz の結果を図 54 に例示する。ここでは、Capon (1969) の方法を上下成分、EW 成分、NS 成分に、斎藤 (2007) の方法を Transverse 成分と Radial 成分に、それぞれ適用した結果を示す。F-K スペクトルの右上には、ピークに対応する位相速度と到来方向を記載している。図 54 の例では、全て F-K スペクトルにおいて最も卓越する波動は西から南にかけての方向から伝播していることがわかる。また、上下成分から推定した Rayleigh 波の位相速度と Transverse 成分から推定した Love 波の位相速度が大きく異なること、EW 成分と NS 成分から推定した位相速度が Transverse 成分の結果に比較的近いこと、Radial 成分から推定された位相速度は他の水平成分よりも上下成分の結果に近いことがわかる。

続いて、F-K 法により各アレイの位相速度と到来方向を算出した結果を、図 55 に示す。各アレイによる位相速度の推定結果には、上下成分と Transverse 成分に対する結果を一括に表示している。また、F-K 法による最小波長の一般的な検知限界とされる $\lambda_{min} = 2ir_{min}$ (r_{min} は地震計間の最小間隔) を直線で表示している。この直線より上側にある位相速度結果が、検知限界を満足することになる。ただし、宮腰ほか (1995) は数値シミュレーションにより検知限界を $\lambda_{min} = \sqrt{\sqrt{nr_{min}}}$ と提案しており、検知限界を超えても Array Response によるダミーピークの影響が現れなければ、位相速度に良好な分散性が見られる。従って、検知限界が安全側の指標であり、検知限界を超えても位相速度の分散性が良好な場合の結果はそのまま表示することにした。

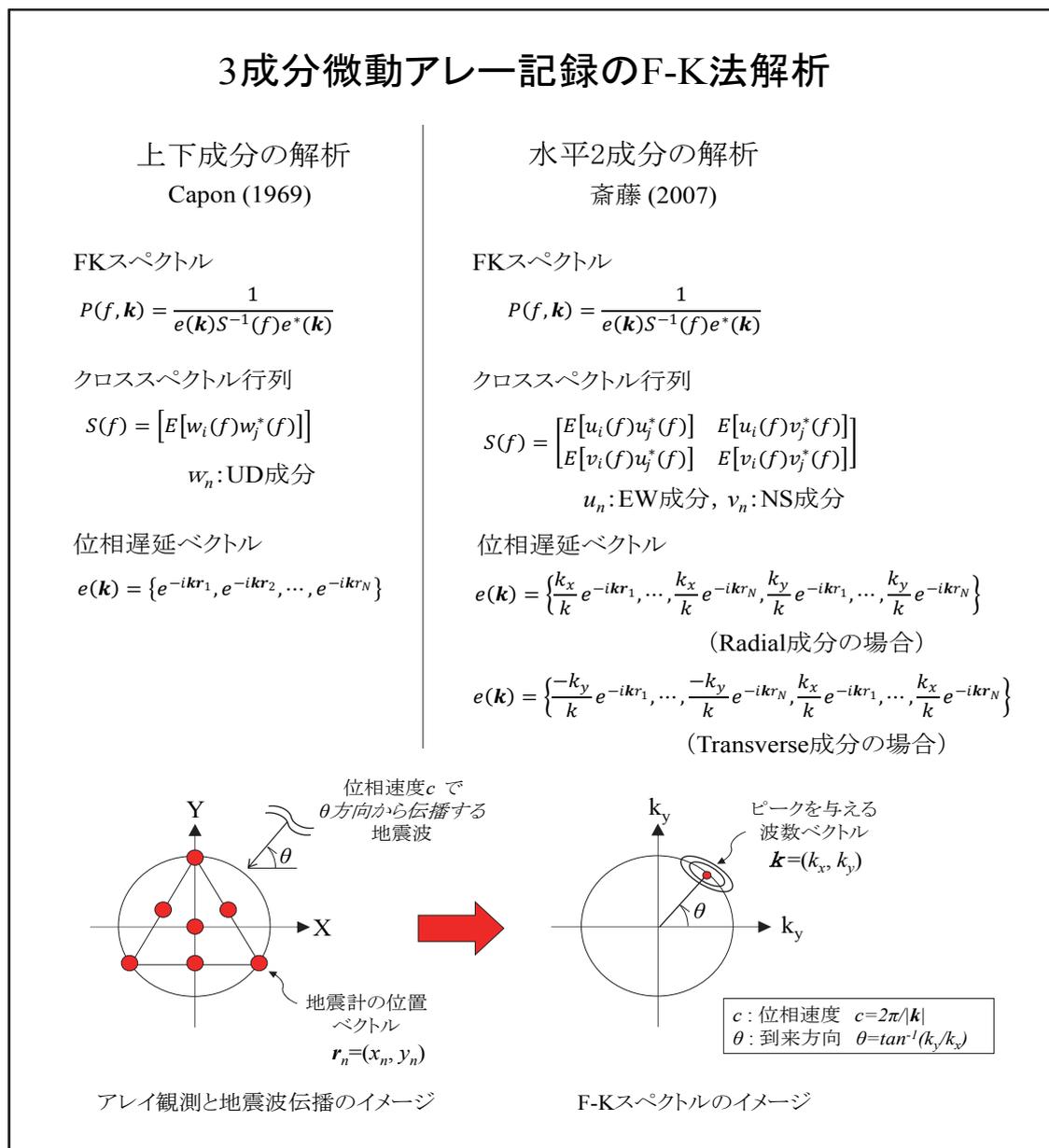


図 53 F-K 法解析の概要

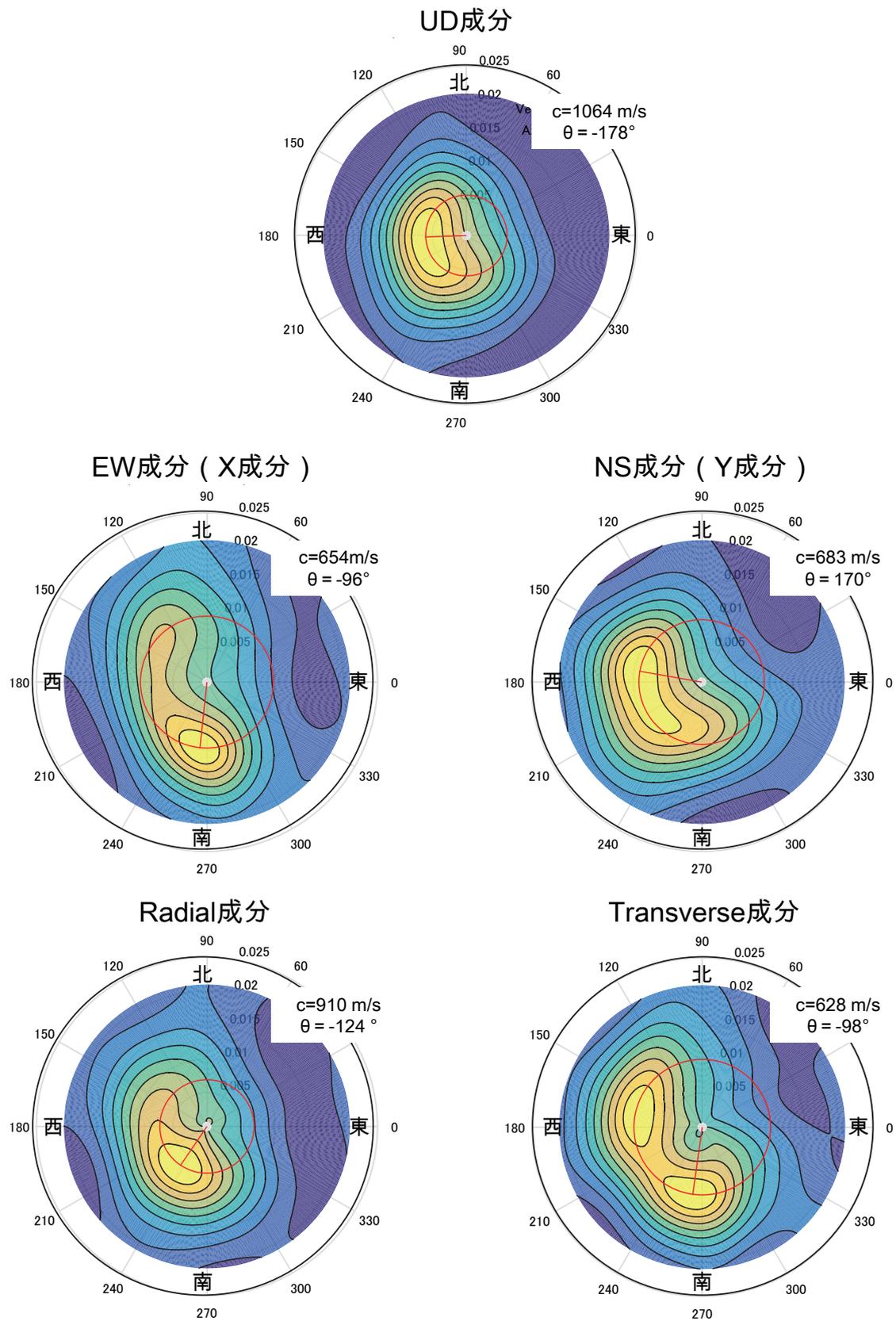
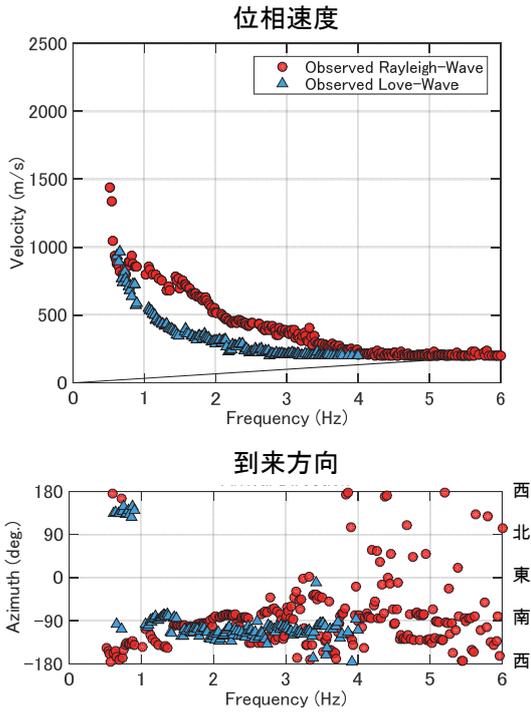
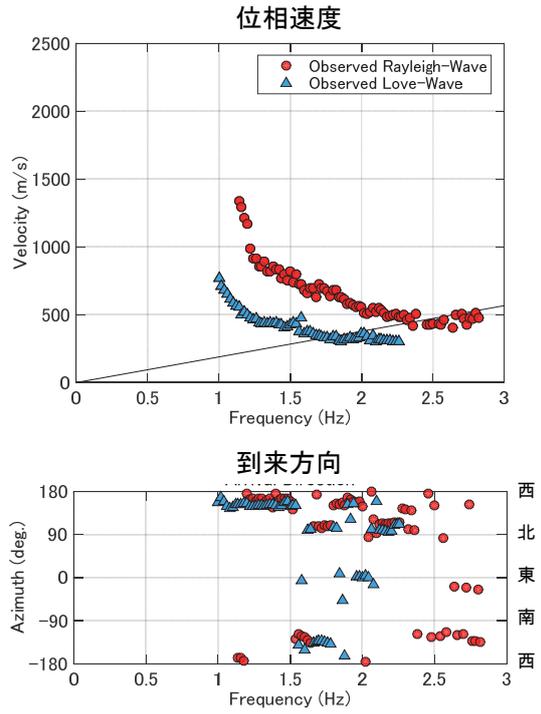


図 54 F-K スペクトルの例 (中松江 (M) アレイの 1.0Hz における結果, c : 波動の位相速度, θ : 東から時計回りの角度として測った波動の到来方向)

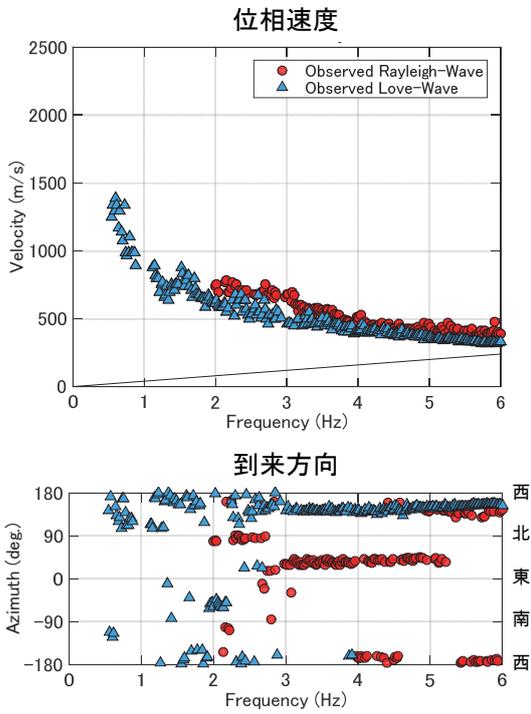
(a) 中松江アレイ



(b) JMA和歌山アレイ



(c) 岩出アレイ



(d) 紀の川アレイ

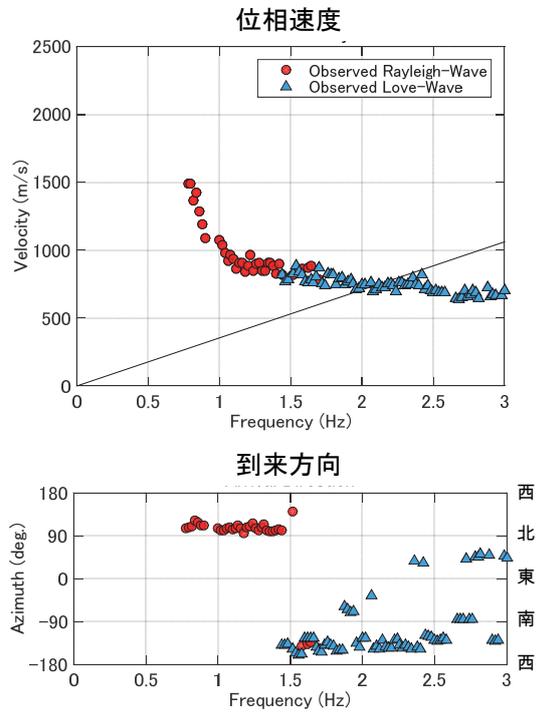


図 55 F-K 法による各アレイにおける位相速度と到来方向の推定結果（直線は最小波長の検知限界を示す）

c) 成果

i) SPAC 法による推定地下構造

観測位相速度に対して、前述の GA を用いて S 波速度構造モデルを求めた。GA の計算では、層数が最も少ないモデルで観測位相速度が説明できるように試行錯誤の結果、4 層＋半無限速度構造モデルを採用した。なお、平成 25 年度と同様に、P 波速度および密度は既存の統計資料から S 波速度の関数としている (Ludwig, 1970)。中松江、JMA 和歌山、岩出、紀の川の各アレイで仮定した速度構造モデルに対し、表 16～表 19 で示す S 波速度およびその層厚の探索範囲を設定した上で、試行回数 5000 回の計算を 5 回行って最適な速度構造モデル（残差最小解）を求めた。推定された地下構造モデルの物性値を表 20～表 23 に示す。図 56 に中松江、JMA 和歌山、岩出、紀の川の各アレイでの観測位相速度とともに最適な地下構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線を併せて示す。また、中松江、JMA 和歌山、岩出、紀の川の各アレイの S 波速度構造モデルを図 57 に示す。各観測点とも推定地下構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線は観測位相速度を良く再現できている。

推定された S 波速度構造モデルに関して、平成 25 年度と同様に三波川変成岩（片岩）の S 波速度を 1.5km/s 程度とし、未固結な堆積層との速度コントラストが明瞭な地層境界の深度を観察し、その結果を図 57 中に矢印で示す。この深さを微動アレイ観測より推定される基盤上面相当の深さとみなせば、中松江では約 760m、JMA 和歌山では約 530m、岩出では 630m、紀の川では 370m という結果が得られている。

表 16 GA の探索範囲（中松江）

No.	層厚 (m)		Vs (km/s)	
	下 限	上 限	下 限	上 限
1	20	100	0.200	0.350
2	50	200	0.400	0.650
3	400	700	0.700	1.050
4	200	400	1.200	1.600
5	350	750	1.600	2.100
6	---	---	2.100	2.500

表 17 GA の探索範囲 (JMA 和歌山アレイ)

No.	層厚 (m)		Vs (km/s)	
	下 限	上 限	下 限	上 限
1	30	120	0.350	0.660
2	150	280	0.650	0.900
3	80	350	0.850	1.250
4	450	900	1.300	1.800
5	---	---	1.700	2.400

表 18 GA の探索範囲 (岩出)

No.	層厚 (m)		Vs (km/s)	
	下 限	上 限	下 限	上 限
1	20	100	0.250	0.450
2	50	200	0.650	0.950
3	400	700	0.800	1.250
4	200	400	1.200	1.700
5	550	750	1.600	2.200
6	---	---	2.300	2.900

表 19 GA の探索範囲 (紀の川)

No.	層厚 (m)		Vs (km/s)	
	下 限	上 限	下 限	上 限
1	30	100	0.550	0.750
2	250	500	0.750	1.000
3	150	350	1.200	1.650
4	350	500	1.550	1.900
5	350	750	1.650	2.000
6	---	---	2.300	3.100

表 20 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (中松江)

No.	Thickness (m)	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	35	0 - 35	0.224	1.63	1.74
2	120	35 - 155	0.526	1.91	1.89
3	602	155 - 757	0.972	2.36	2.07
4	335	757 - 1092	1.455	2.94	2.21
5	645	1092 - 1737	1.895	3.55	2.32
6	---	1737 - ∞	2.320	4.15	2.42

表 21 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (JMA 和歌山)

No.	Thickness (m)	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	92	0 - 92	0.440	1.83	1.85
2	143	92 - 235	0.732	2.12	1.98
3	290	235 - 525	1.135	2.50	2.11
4	490	525 - 1015	1.675	3.25	2.27
5	---	1015 - ∞	1.850	3.49	2.31

表 22 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (岩出)

No.	Thickness (m)	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	58	0 - 58	0.425	1.82	1.85
2	122	58 - 180	0.825	2.21	2.01
3	448	180 - 628	1.047	2.42	2.09
4	595	628 - 1223	1.675	3.25	2.27
5	770	1223 - 1993	1.805	3.42	2.30
6	---	1993 - ∞	2.850	4.97	2.53

表 23 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (紀の川)

No.	Thickness (m)	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	39	0 - 39	0.745	2.13	1.98
2	326	39 - 365	0.907	2.29	2.04
3	152	365 - 517	1.550	3.08	2.23
4	435	517 - 952	1.750	3.35	2.28
5	740	952 - 1692	1.780	3.39	2.29
6	---	1692 - ∞	2.980	5.19	2.56

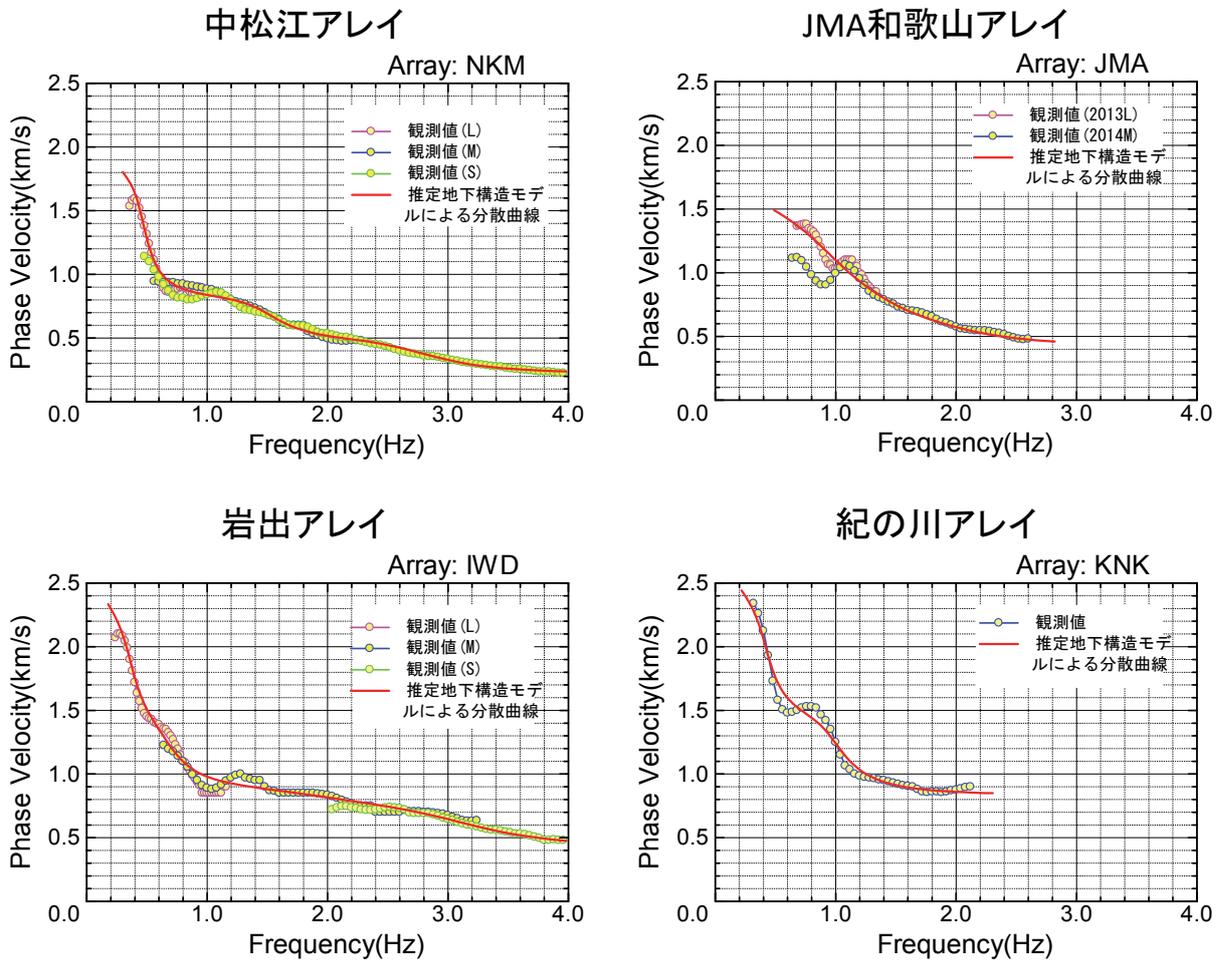


図 56 各アレイ領域における観測位相速度 (図中の○) と推定地下構造モデルから計算される Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線 (図中の赤実線) との比較

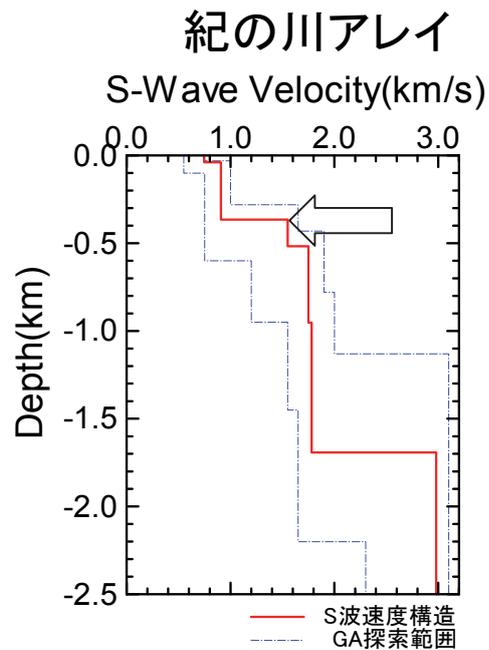
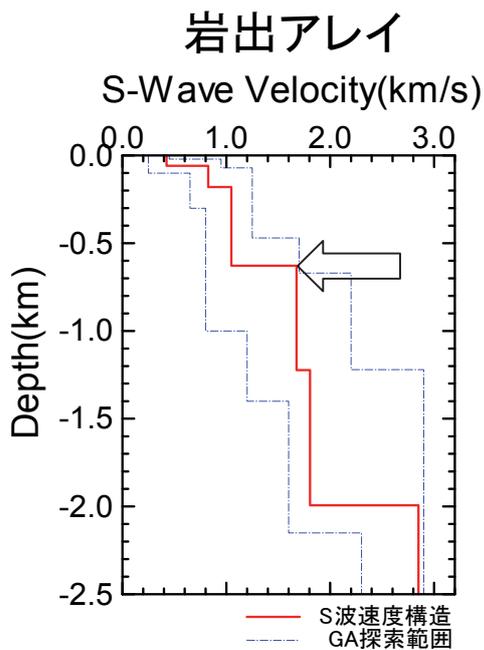
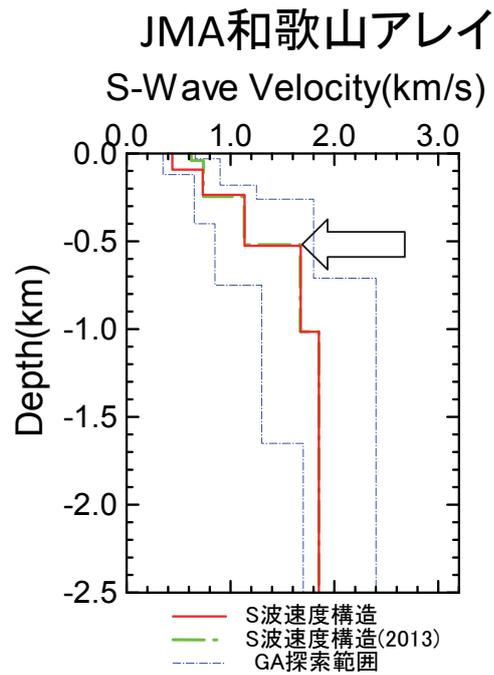
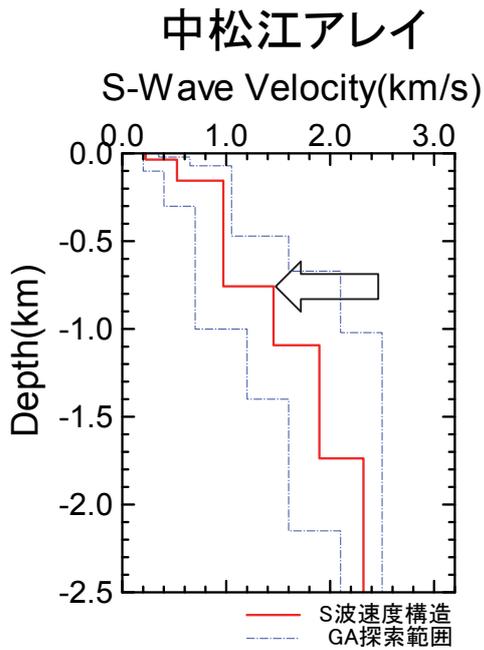


図 57 各アレイ領域における推定地下構造モデルによる S 波速度構造モデル（白抜きの矢印は三波川変成岩の地層上面と考えられる位置）

ii) F-K 法による観測位相速度からみた SPAC 法による推定地下構造についての考察

図 55 より各アレイの位相速度を観察すると、紀の川の下流側に位置する中松江アレイと JMA 和歌山アレイでは、Love 波の位相速度が Rayleigh 波のそれに比べて顕著に遅くなる傾向が見られる。一方、紀の川の上流側に位置する岩出アレイでは、Love 波の位相速度が Rayleigh 波のそれに比べて遅くなる傾向は認められるものの、中松江アレイや JMA 和歌山アレイほど顕著ではない。これは中松江アレイと JMA 和歌山アレイでは、岩出アレイに比較して沖積層が厚く堆積していることも要因であると推察される。KG-NET 関西圏地盤情報協議会(2011)によれば、両地点では沖積層の層厚が 30m 程度あることがわかる。また、紀の川アレイについては、Rayleigh 波と Love 波の両方の位相速度が得られた周波数範囲が狭くなっている。

F-K 法より得られた位相速度をさらに検討するために、SPAC 法の位相速度に基づいて推定された地下構造モデル(表 20~表 23)を用いて算出される Rayleigh 波と Love 波の位相速度の理論値との比較を行う。図 55 に示した F-K 法の位相速度の推定結果と、前項の SPAC 法による推定地下構造モデルに基づく理論分散曲線を、図 58 に重ね描きして示す。これより、各アレイの位相速度を観察すると、まず中松江アレイと岩出アレイについては、F-K 法による Rayleigh 波および Love 波の位相速度が概ね理論値と対応していることがわかる。JMA 和歌山アレイについては、Rayleigh 波に関しては、1.2Hz 以下の低周波数帯域を除けば、F-K 法による位相速度は周波数範囲によっては理論値との対応が見られるが、Love 波に関しては、F-K 法の結果は理論値よりもずっと遅いことがわかる。これは、先ほど述べたように、沖積層の存在も影響していると思われる。沖積層の影響は、S アレイを行った中松江アレイでは、表 20 のように推定地下構造モデルの表層に層厚 35m の沖積層が追加されており、これによって理論分散曲線は Rayleigh 波と Love 波のいずれについても F-K 法により得られた位相速度と良く一致していることから裏付けられる。紀の川アレイについては、F-K 法より得られた Rayleigh 波と Love 波の位相速度はいずれも理論値よりもやや遅いことがわかる。ただし、2Hz 付近の Love 波位相速度は約 750m/s で、これは他のアレイよりも速い結果となっていることから、沖積層の層厚は非常に薄いと予見される。

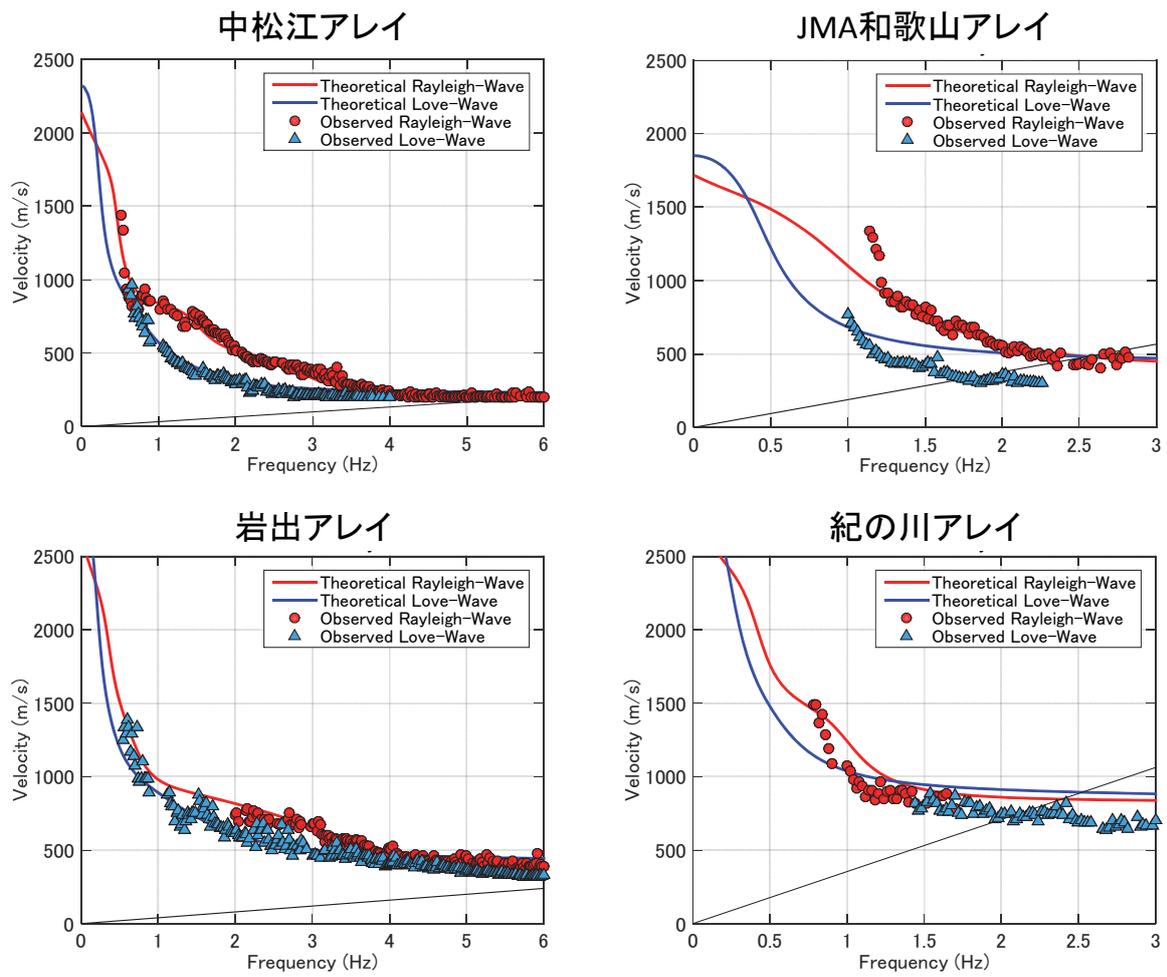


図58 F-K法による各アレイにおける位相速度の推定結果とSPAC法の位相速度より得られた推定地盤モデルより計算された位相速度との比較

5) 3次元地下構造モデルを用いた強震動予測の予備計算

a) 震源断層モデルと計算地点

中央構造線断層帯の内、和泉山脈南縁区間（約 60km）のみを対象とし、地震本部（2005）による震源断層の傾斜角（北西に 43 度）から震源断層を設定した。和泉山脈南縁断層帯は主として根来断層と五条谷断層からなるが、それらの活動履歴なども考慮したモデル化もあり得るが、ここでは 1 つの震源断層として取り扱った。強震動予測に必要な各種震源パラメータ（巨視的パラメータ、微視的パラメータ、その他のパラメータ）については、地震本部（2009）による「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（レシピ）」を参考に設定した。今回対象とした断層の長さ（60km）と断層幅（16.1km）（地震発生層の厚さ（上端 4 km、下端 15km）、傾斜角 43 度から計算）から長大な断層と考えると、レシピでも言及されているように、円形クラックを仮定した平均応力降下量の評価には問題があり、そのような場合には Fujii and Matsu'ura (2000) による平均応力降下量 (3.1MPa) を用いることが推奨されている。また、微視的震源パラメータであるアスペリティ（レシピに従ってアスペリティと呼ぶが、最近では強震動生成域（SMGA）と呼ばれる場合もある。）の面積は短周期レベルから評価するケースや、アスペリティと震源断層面積の比を Somerville et al. (1999) に従って 22% として評価するケースなどがある。また、最近、長大断層の震源のモデル化については 壇・他 (2011) による動力学的な検討による手法も考案されている。最終年度である来年度はこのような震源のモデル化手法やその違いによる予測結果のバラツキも含め、詳細な検討を行う予定であるが、ここでは、入倉・三宅 (2001) による断層面積 (S) と地震モーメント (M_0) との関係、壇・他 (2001) による短周期レベル (A) と M_0 との関係を用いた。なお、地震本部 (2005) による「山崎断層帯の地震を想定した強震動評価」も参考とし、平均応力降下量については、1 つのケースとして円形クラックを仮定した評価結果を用いた。表 24 に震源パラメータをまとめて示した。アスペリティの面積比（約 30%）は Somerville et al. (1999) による 22% に比べて若干大きくなっている。

強震動評価地点は、前述の 3 次元地下構造モデルの構築領域で、南北 21km、東西 20km を 500m メッシュで区切り、評価点とした。

図 59 に震源断層モデルと計算地点を示す。ここでは地震本部（2005）を参考に 2 つのアスペリティ（アスペリティ 1 とアスペリティ 2）を設定した。それぞれのアスペリティは根来断層と五条谷断層の位置に、面積を 2 対 1 として設定した。破壊開始点は 2 ケース（アスペリティ 1 の北西下端、アスペリティ 2 の北東下端）設定した。なお、小断層の破壊が規則的な時間差をもって起こることによる、合成波形に生じる人工的な卓越周波数の発生をできるだけ小さくするため、各小断層の破壊開始時刻にゆらぎを与えた。

b) 地下構造モデル

強震動評価は水平方向に 500m 間隔の格子点ごとに行った。このとき、格子点ごとの 1 次元速度構造モデルは構築した 3 次元地下構造モデルから各評価地点直下の構造を採用することとした。1 次元速度構造モデルは基盤岩以浅の堆積層を 10m の層厚（3 次元地下構造モデルの鉛直方向のグリッド間隔と同じ）を持つ多層媒質とし最下層の基盤岩の層を半無限媒質とした。ただし、本年度は強震動の予備計算として洪積層における強震動レベルを把握するため、3 次元地下構造モデルの沖積層部分をその直下の洪積層の最上層の媒質 (S

波速度 350m/s) に置換した。各媒質の Q 値は m/s の単位を持つ S 波速度の値に対して 1/10 を乗じた値とした。なお、堆積層内の波動伝播は線形計算により行った。

c) 強震動評価手法と予備計算結果

ここでは釜江ほか(1991)による統計的グリーン関数法を用いた。まず、各評価地点での基盤岩における地震動を評価し、前述した当該地点での 1 次元速度構造モデルを用いて洪積層（工学的基盤面）での地震動を評価した。なお、表層の沖積層での非線形性の影響評価は今後（平成 27 年度）の課題である。

計算は水平 2 成分（NS 及び EW 成分）とし、図 60 と図 61 に最大速度分布を破壊開始点を変えた 2 ケースについて示す。まず、震源放射特性の影響で EW 成分の最大値が NS 成分よりも優位に大きくなっている。また最大速度の分布は、アスペリティの位置、破壊開始点による指向性効果によって、2 ケースで大きく異なっている。もちろん紀ノ川沿いの基盤岩深度が深い領域で振幅が大きくなる傾向は両ケースで同じである。前述したように、今回の予備計算は工学的基盤面で行ったため、最大振幅そのものには特に重要な意味はないが、3 次元的な基盤岩深さの分布や断層破壊過程による予測強震動の特徴を示すことができた。繰り返しになるが、次年度は震源断層のモデル化、震源パラメータの評価手法の検討、3 次元差分法とのハイブリッドによる高精度な広帯域強震動予測、沖積地盤での非線形の影響などを定量的な評価とともに、震源パラメータが予測結果に与える影響評価を行う予定である。

表 24 強震動評価に用いた震源パラメータ

		計算に使用するパラメータ	備考	
		254	断層モデル原点を東端におく	
	走行θ(度)	43	右横ずれ断層	
	傾斜角δ(度)	6.00E+01	長期評価を参照	
	断層長さL(km)	4	長期評価を参照	
	断層モデル上端深さHs(km)	7.796918751	$M0=(\log L+2.9)/0.6$	
	気象庁マグニチュードMj	1.61E+01	地震発生層の厚さ、傾斜角などを考慮し、設定	
	断層幅W(km)	9.66E+02	$S=L*W$	
	断層面積S(km ²)	5.19E+19	$M0=(S/4.24*10^{11})^2*10^{(-7)}$	
	地震モーメントMo(N*m)	7.076815026	$Mw=(\log(Mo*10^7)-16.1)/1.5$	
	モーメントマグニチュードMw	1.72E+00	$Mo=\mu SD$ より $D=Mo/(\mu(S*10^6))$	
	平均すべり量D(m)	4.21	$\Delta\sigma=(7/16)(Mo/R^3)*10^{-15}, R=\sqrt{(S/\pi)}$	
	平均応力降下量Δσ(MPa)	1.98E+19	$A=2.46*10^{10}*(Mo*10^7)^{1/3}$ (壇・他(2001))	
	加速度震源スペクトル短周期レベルA(N*m/s ²)	284.4727265	$Sa=\pi r^2, r=(7\pi/4)*(Mo/(A*R))*Vs^2, R=\sqrt{(S/\pi)}$	
微視的震源特性	アスペリティ	面積Sa(km ²)	9.52E+00	$r=(7\pi/4)*(Mo/(A*R))*Vs^2$
		等価半径r(km ²)	3.44E+00	$Da=2D$ (Somerville et al.(1999),石井・他(2000))
		平均すべり量Da(m)	3.06E+19	$Moa=\mu Da(Sa*10^6)$
		地震モーメントMoa(N*m)	14.30	$\Delta\sigma a=(S/Sa)*\Delta\sigma$
		応力降下量Δσa(MPa)	681.53	$Sb=S-Sa$
	背景領域	面積Sb(km ²)	2.13E+19	$Mob=Mo-Moa$
		地震モーメントMob(N*m)	1.00E+00	$Db=Mob/(\mu(Sb*10^6))$
		平均すべり量Db(m)	4.36	$\Delta\sigma b=(Db/Wb)/(Da/Wa)*\Delta\sigma a, Wb=\sqrt{(S/(L/W))}, Wa=\sqrt{(Sa/(La/Wa))}, La/Wa=1$ と仮定した
		応力降下量Δσb(MPa)	189.6484843	$Sa1=Sa*(2/3)$
		面積Sa1(km ²)	7.77	$r1=\sqrt{(Sa1/\pi)}$
アスペリティ1	等価半径r1(km)	3.82E+00	$Dai=((ri/r)/\sum(ri/r^3))*Da$	
	平均すべり量Da1(m)	2.26E+19	$Moa1=\mu Da1(Sa1*10^6)$	
	地震モーメントMoa1(N*m)	14.30		
	応力降下量Δσa1(MPa)	94.82424216	$Sa2=Sa*(1/3)$	
	面積Sa2(km ²)	5.49	$r2=\sqrt{(Sa2/\pi)}$	
アスペリティ2	等価半径r2(km)	2.70E+00	$Dai=((ri/r)/\sum(ri/r^3))*Da$	
	平均すべり量Da2(m)	7.99E+18	$Moa2=\mu Da2(Sa2*10^6)$	
	地震モーメントMoa2(N*m)	14.30		
	応力降下量Δσa2(MPa)	180		
	すべり角λ(度)	3.4		
S波速度Vs(km/s)	2.7			
密度ρ(g/cm ³ =t/m ³)	3.12E+10			
剛性率μ(N/m ²)	2.448			
破壊伝播速度Vr(km/s)	1.63			
ライズタイムtr(s)	6			
高周波限界遮断周波数fmax(Hz)				

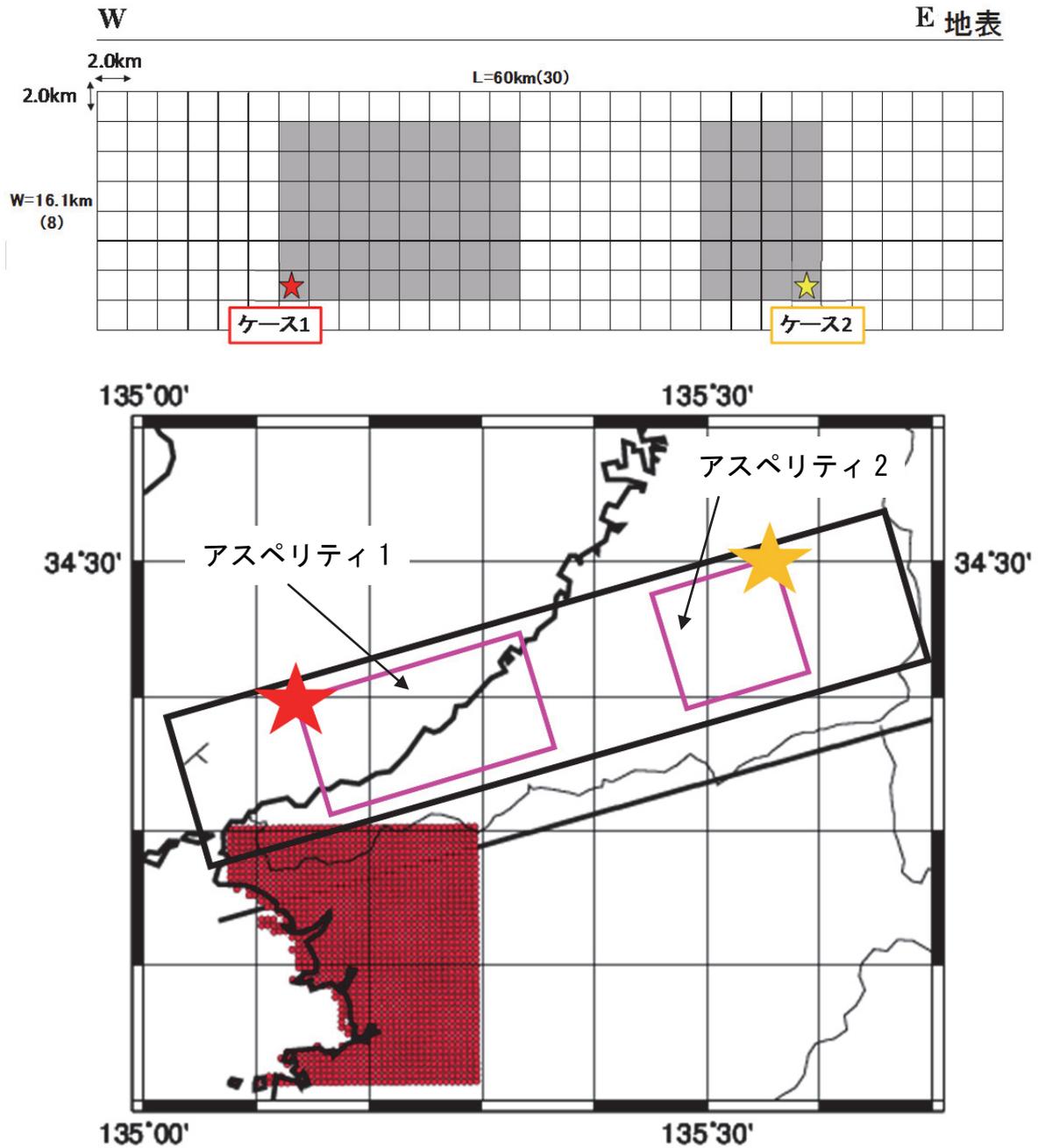


図 59 震源断層モデルと強震動の計算地点（★、★はケース 1 とケース 2 のそれぞれの破壊開始点を示す。計算地点は 500m 間隔の各●の中心点。）

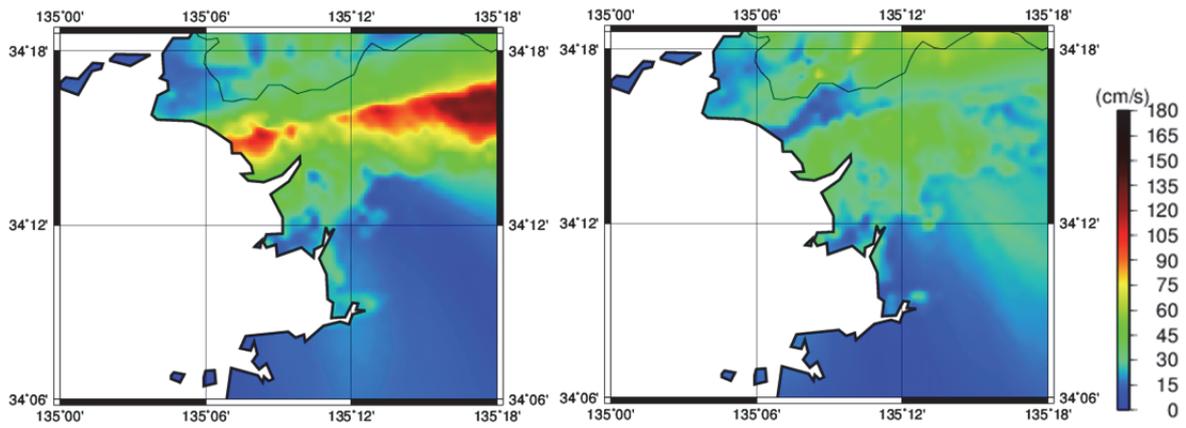


図 60 ケース 1 による工学的基盤面での最大速度分布 (左側：東西成分、右側：南北成分)

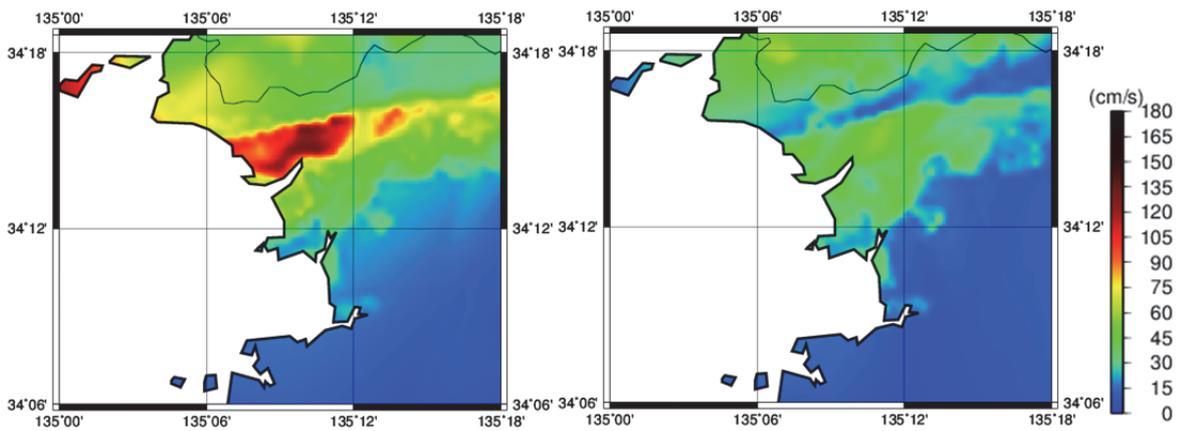


図 61 ケース 2 による工学的基盤面での最大速度分布 (左側：東西成分、右側：南北成分)

(c) 結論ならびに今後の課題

1) 地震観測記録の収集・分析

平成 25 年度に収集した諸機関による和歌山平野における地震観測記録に、平成 26 年度は国土交通省港湾局による紀の川河口での強震観測記録を追加した。和歌山平野の地震観測記録の分析から、水平動の約 1 秒以上の周期帯域の振幅は、基盤岩が露頭した地点に比べて堆積層上の地点の方が大きいことが分かった。これまで、地震観測記録が入手できなかった厚い堆積層を有する和歌山平野北部域を対象に、新たに強震観測機器を 2 箇所を設置した。これらの地震観測記録は平成 26 年度に構築した 3 次元地下構造モデルの検証や同東部域へのモデルの拡張に利用する予定である。

2) 和歌山平野の 3 次元地下構造モデル構築

これまで、必ずしも十分ではない地下構造探査データから作られた和歌山平野の地下構造モデルを高度化するため、和歌山平野西部域を対象に強震動予測のためのモデルを新たに構築した。モデル化にあたっては、重力探査および反射法探査結果に基づいて基盤岩上面深度を与え、反射法探査結果から導いた P 波速度から S 波速度及び密度を既往の検層データから導いた関係式を用いて堆積層の物性値を推定した。沖積層厚さ分布は浅部ボーリングデータを空間補間することによって推定した。構築した 3 次元地下構造モデルを用いて、差分法による地震動の計算を行い、比較的堆積層が厚い地点の観測記録に見られる後続波群の再現を行った。今後は、新たに実施する予定の反射法探査や平成 26 年度に収集した微動記録や地震観測記録を用いたモデルの検証・改善及び平野東部域へのモデルの拡張を行う予定である。

3) 単点微動観測

和歌山平野西部域において、平成 25 年度に実施した単点微動観測による H/V スペクトルの卓越周期の分布は構築した 3 次元地下構造モデルの基盤岩上面深度分布と高い相関を示した。さらに、H/V スペクトルに複数の卓越周期が見られる地点において上記の一つ目の卓越周期の次に見られる 2 つ目の卓越周期と 3 次元地下構造モデルによる沖積層厚さとの相関も比較的高い結果を示した。

和歌山市内の北西部と南西部及び岩出市・紀の川市を中心とする和歌山平野東部域において、単点微動観測を平成 26 年度に実施した。これらの地点においても、H/V スペクトルの卓越周期は 3 次元地下構造モデルあるいは反射法探査による基盤岩上面深度に対応した空間変化が見られた。これらの解析結果は、3 次元地下構造モデルの改善や和歌山平野東部域へのモデルの拡張に利用する予定である。

4) 微動アレイ観測

和歌山平野の 4 つの領域（中松江、和歌山气象台、岩出、紀の川）において微動アレイ探査を実施した。観測記録を SPAC 法により解析し、得られた位相速度の分散曲線より S 波速度構造を求めた結果、三波川変成岩と未固結な堆積層の地層境界深度は、中松江が約 760m、和歌山气象台が約 530m、岩出が約 630m、紀の川が 370m となった。さらに、Rayleigh 波と Love 波を対象とした F-K 法による解析も実施し、中松江アレイ、岩出アレイ、紀の川

については、SPAC 法による分散曲線と概ね一致した。ただし、平成 25 年度同様に、和歌山気象台においては両者に違いが見られた。微動アレイ観測による推定 S 波速度構造と 3 次元地下構造モデルや反射法探査による同構造に違いが見られる点については引き続き検討を行う。

5) 3 次元地下構造モデルを用いた強震動予測の予備計算

2)において構築した和歌山平野西部域の 3 次元地下構造モデルと中央構造線断層帯の和泉山脈南縁区間のみの震源断層モデルと統計的グリーン関数法を用いた工学的基盤（表層の沖積層は無視）での強震動予測の予備計算を試みた。震源断層のモデル化は、地震本部(2005)などによるモデル化や地震本部(2009)によるレシピを参考に行った。破壊開始点を変えたケースも実施し、破壊伝播効果による予測結果の違いとともに、基盤岩深度や堆積層厚さの 3 次元的な分布を反映した地震動強さの分布を定性的に示すことができた。予測対象領域（和歌山平野）は中央構造線断層帯（和泉山脈南縁区間）に非常に近く、予測結果は震源断層のモデル化に大きく影響を受けることが予想される。最終年度である平成 27 年度は、サブテーマ 1 や 2 によって得られた成果を最大限活用し、長大断層のモデル化手法（レシピ）の検討も併せて実施することによって、より精度の高い震源断層モデルを構築する。また、3 次元地下構造モデルを和歌山平野東部域に拡張し、3 次元差分法と統計的グリーン関数法を用いたハイブリッド法によって高精度・広帯域強震動を予測するとともに、表層の沖積層での非線形性も考慮する。

(d) 引用文献

- Aki, K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 415-456, 1957.
- Capon, J., High-resolution frequency wavenumber spectrum analysis, Proc. IEEE, 57, 1408-1418, 1969.
- 地質調査所, 和歌山市西部地域における中央構造線の調査結果, 地震予知連絡会会報, 53, 663-668, 1995.
- 地質調査総合センター(編), 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013.
- 長郁夫・中西一郎・凌甦群・岡田広, 微動探査法への個体群探索分岐型遺伝的アルゴリズム fGA の適用, 物理探査, 52, 227-246, 1999.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井 透, 断層の非一様すべり破壊モデルから算出される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62, 2001.
- 壇一男・具典淑・入江紀嘉・アルズペイマサマン・石井やよい, 長大横ずれ断層による内陸地震の平均動的応力降下量の推定と強震動予測のためのアスペリティモデルの設定方法への応用, 日本建築学会構造系論文集, 670, 2041-2050, 2011.
- Fujii, Y. and M. Matsu'ura, Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, Pure and Applied Geophysics, 157, 91-96, 2000.
- Gassman, F., Elastic waves through a packing of spheres, Geophysics, 16, 673-685,

- 1951.
- 堀川晴央・水野清秀・石山達也・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田裕・末廣匡基・横倉隆伸・岩淵洋・北田奈緒子・Arben Pitarka, 断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の3次元地盤構造モデル, 活断層・古地震研究報告, No. 3, 25-259, 2003.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵, シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-875, 2001.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 中央構造線断層帯(和泉山脈南縁-金剛山地東縁)の地震を想定した強震動評価について, 2005.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 2009.
- 海上保安庁海洋情報部海洋情報課・日本海洋データセンター, 500m メッシュ水深データ(J-EGG500), http://jdoss1.jodc.go.jp/vpage/depth500_file_j.html (2014年9月20日参照).
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長, 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測-統計的波形合成法による予測-, 日本建築学会構造系論文報告集, 430, 1-9, 1991.
- 笠原敬司・青井真・木村尚紀・井川猛・川中卓・溝畑茂治・岡本茂, 和歌山北西部中央構造線周辺の反射法地震探査による地下構造, 1998年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, SL-p019, 1998.
- 河村知徳・蔵下英司・篠原雅尚・津村紀子・伊藤谷生・宮内崇祐・佐藤比呂志・井川猛, 活断層周辺における地震波散乱体の検出とその地質学的実体の推定-紀伊半島北西部中央構造線を例として-, 地震第2輯, 54, 233-249, 2001.
- KG-NET・関西圏地盤情報協議会, 新関西地盤-和歌山平野-, 208p., 2011.
- 国土交通省国土政策局国土情報課, 水基本調査(地下水調査), 全国地下水資料台帳, <http://nrb-www.mlit.go.jp/kokjo/inspect/landclassification/water/basis/underground/F9/exp.html> (2014年11月20日参照).
- 国土交通省国土政策局国土情報課, 5万分の1都道府県土地分類基本調査(表層地質図)「和歌山」和歌山県, 1976.
- 国土交通省国土政策局国土情報課, 5万分の1都道府県土地分類基本調査(表層地質図)「粉河」和歌山県, 1974.
- 国土地理院, 数値地図50mメッシュ(標高)CD-ROM, (財)日本地図センター, 2000.
- 国土地理院, 重力, <http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/gravity/> (2014年2月14日参照).
- 京都市, 平成11年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書, 46p., 2000.
- 京都市, 平成12年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書, 64p., 2001.
- 京都市, 平成14年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書, 46p., 2003.
- 京都大学原子炉実験所, 炉室及び原子炉棟東側地盤調査報告書, 中央開発株式会社, 71p., 2007.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake, Seismic refraction, The Sea, 4-I, 53-84,

1970.

- 松島健・岡田広, 微動探査法(5)一周波数一波数法を用いた長周期微動中のラブ波を識別する試み一, 物理探査学会第 83 回学術講演会講演論文集, 177-179, 1990.
- 松本正毅・小池章久・山田雅行・伊藤佳洋・岩崎好規・横田裕・伊藤信一, 地下深部における大阪層群の動的特性, 物理探査学会第 98 回学術講演会論文集, 54-58, 1998.
- 水野清秀・佃栄吉・高橋誠・百原新・内山高, 和歌山平野根来地区深層ボーリング調査から明らかになった平野地下の地質, 地質学雑誌, 105, 235-238, 1999.
- 宮腰研・岡田広・凌甦群, 地震計アレイによる表面波位相速度の推定可能な周波数領域の上限-F-K スペクトル法の場合一, 物理探査学会第 93 回学術講演会講演論文集, 95-99, 1995.
- Ohori, M., A. Nobata, and K. Wakamatsu, A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 2323-2332, 2002.
- 大堀道広・チタクセチキン・中村武史・坂上 実・武村俊介・古村孝志・竹本帝人・岩井一央・久保篤規・川谷和夫・田嶋佐和・高橋成実・金田義行, 高知市街地の浅層地盤モデルの構築, 日本地震工学会論文集, 13, 52-70, 2013.
- 岡田篤正・東郷正美編, 近畿の活断層, 東京大学出版会, 395p., 2000.
- 岡田広・松島健・森谷武男・笹谷努, 広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法, 物理探査, 43, 402-417, 1990.
- 小淵卓也・山本英和・斎藤徳美, 微動アレイ探査における周波数一波数スペクトル法と空間自己相関法から推定した Rayleigh 波の有効波長範囲の上限の検討, 物理探査, 55, 33-373, 2002.
- 産業技術総合研究所, 活断層データベース, https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html (2014年2月14日参照).
- 斎藤正徳, 水平2成分アレイを用いた縦波・横波成分の分離, 物理探査, 60, 297-304, 2007.
- 佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・額額一起・伊藤潔・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子・新井隆太, 和泉山脈地殻構造探査(和泉測線 2006), 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 18 年度)成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所, 21-86, 2007.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80, 1999.
- 佃栄吉, 中央構造線活断層系(紀伊半島地域)の活動性調査, 地質調査所研究資料, 303, 73-94, 1997.
- 時松孝次・新井洋・酒井潤也, 短周期微動に含まれる表面波の性質と地盤構造の関係, 日本建築学会構造系論文集, 472, 47-55, 1995.
- Uebayashi, H., H. Kawabe, and K. Kamae, Reproduction of microseism H/V spectral features using a three-dimensional complex topographical model of the

sediment-bedrock interface in the Osaka sedimentary basin, *Geophys. J. Int.*, 189, 1060-1074, 2012.

Yamamoto, A., R. Shichi, and T. Kudo, Gravity Database of Japan (CD-ROM), Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu University, Special Publication, No.1, 2011.

横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光籐・井川猛・太田陽一・川中卓・阿部進, 大阪湾における反射法深部構造探査, *地質調査所月報*, 49, 571-590, 1998.

吉川宗治・岩崎好規・井川猛・横田裕, 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造, *地質学論集*, 40, 177-186, 1992.