

东 京 大 学

地震研究所汇报

第51号 第1-4册

昭和51年



BULLETIN
OF THE
EARTHQUAKE RESEARCH INSTITUTE
UNIVERSITY OF TOKYO

VOL. 51

1976

東京大学
地震研究所彙報

第 51 号

昭和 51 年

1. 東京の基盤構造

第1回第2回夢の島爆破実験による地下深部探査

地震研究所	嶋	悦	三
	柳	沢	馬 住
	工	藤	一 嘉
	吉	井	敏 尅
	一ノ瀬	洋	一郎
東京工業大学	瀬	尾	和 大
東京学芸大学	山	崎	謙 介
埼玉大学	大	保	直 人
早稲田大学	山	本	喜 俊
法政大学	小	口	雄 康
竹中技術研究所	長	能	正 武

(昭和 51 年 4 月 16 日受理)

1. はじめに

合理的かつ経済的な地震対策は、その場所では将来遭遇するであろう地震力の見通しの上にはじめて達成されるものである。これには地震予知の実用化もさることながら、強震地動の一般的性質を広い周期帯域にわたって詳しく知る必要がある。この目的のために、世界各国で強震計による地震観測がさかんにおこなわれるようになり、短周期領域では、強震地動の性質が次第に明らかにされつつある。ここで短周期とは、2秒程度より短いという程の意味である。強震計は多くの場合、地動加速度に比例した出力をうるよう設計されている。したがって、その周期特性から見ても明らかなように、さきにのべた2秒程度よりも長い周期帯域をしらべるには必ずしも適当でない。一方、地震学の分野では、今まで地殻やマントルの構造を調べることに研究の主力がそそがれてきたこともあり、研究されてきた地震波の周期は20秒程度以上となっている。そのため、2〜20秒の帯域での地震波の性質については、殆どわかっていないというのが現状である。気象庁の1倍強震計による常時観測が行われてはいるが、記録速度が毎分8cmときわめておそく、波形のこま

* 人工地震の観測は、首都圏基盤構造研究グループにより行われた。メンバーおよび所属は次の通りである。

嶋 悦三、柳沢馬住、工藤一嘉、浅田鉄太郎、座間新作、浅野周三、吉井敏尅、一ノ瀬洋一郎、田中貞二、坂上 実(東京大学地震研究所)、小林啓美、瀬尾和大(東京工業大学)、小牧昭三、大保直人(埼玉大学)、山崎謙介(東京学芸大学)、遠藤源助、山本喜俊、安原 清(早稲田大学)、小林直太(中央大学)、小口雄康(法政大学)、寺島 教、服部定育(建設省建築研究所)、吉田昭夫、家久雅敏(東京都建築材料検査所)、長能正武(竹中技術研究所)

かな性質の議論は困難であるといわざるを得ない。最近では、5秒、10秒といった工学的には長周期の固有周期をもつ構造物が急速にふえつつある。したがって、強震地動の一般的性質を知るためにも、現在にかけている長周期帯域での地震観測をすすめる必要がある。そして数多くの地震記録が得られるならば、これ等を解析することにより、統計的な手法を用いて長周期帯域での地動の性質を明らかにしていけるであろう。このような手段で得られる地震動の特性は平均的なものと考えられ、かならずしも特定の場所での地動を与えるものではない。

特定の場所での強震地動を知る一つの手段として、以下にのべるような考え方がある。震災地を詳しく調べて見ると、高高数十米しか離れていない2地点でも、震害の度合が著しく異なることがある。実際にこのような地点に地震計を設置して地震観測をして見ると、その波形はとうてい同じ地震とは思えない程異なっていることが多い。震源から2地点までの距離は同じと考えてよいから、このような地震波の変形は、地表ごく近くでおこされたと考えざるを得ない。このことがS波速度の地下分布と密接な関係があることが、実測面からも証明されている。そこで、我々は、地下適当な深さに、その地域に広く存在す

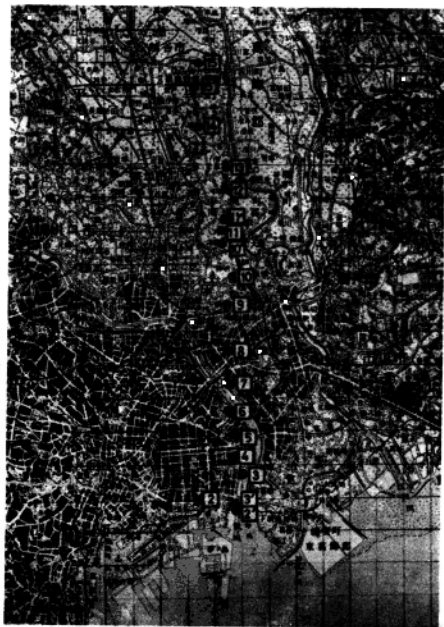


Fig. 1. The map showing shot points and observation points.

る地層、出来れば共通の S 波速度をもつ地層を地震基盤と考え、そこでの入力地震波形は共通と考えよう。2地点での波形の差は、地震基盤から上の表層の差異によると考えるのである。工学的には、この基盤に入射する地震波を、前記の手法によって得られる一般的な特性をもつものを採用し、個々の場所では、その土地固有の周期特性、すなわち、表層の影響を考慮した地震波を考えればよい。

このような考えに立った場合、東京においてはどの深さの地層を地震基盤として設定したらよいであろうか。固有周期が1秒以下であるような構造物を対象にする場合は、たとえば、鮮新世の土丹層 (S 波速度にして、約 0.7 km/sec) をとればよいであろう。この地層は東京の地下に広く存在しており、江東地区では地下約 200 m 位に見られるが、東京西部に行くに従い浅いところに見られるようになる。たとえば、大田区雪ヶ谷の呑川流域では、地下数米と大変浅いところに堆積している。ところで、土丹層より上の地表層内での S 波の速度構造を詳しく調べて見ると、周期数秒といった、工学的にはやや長周期の地震波の変形が、地表層内で構成されるとはどうい考えられない。当然、このような構造物を対象とする場合は、より深所に地震基盤を設定しなければならない。このように、対象とする構造物により、一々地震基盤の深度が変わるのは大変まぎらわしい。地震学の成果を工学に応用する立場としては、この際、一旦地殻の最上層 (P 波速度にして、 $5\sim 6 \text{ km/sec}$, S 波速度にして $3\sim 3.5 \text{ km/sec}$ 程度) にたちもどり、そこを地震基盤と考えた方が混乱が少ないと思われる。残念ながら東京では、このような基盤の深さについては、二三の推論はあるが、よくわかっていない。

我々は、以上のような観点から、東京における基盤の構造を解明し、地震対策のための基礎資料とすべく、東京都夢の島に爆破点をもうけ、そこから北方に、約 30 km におよぶ測線を設定し、2回にわたり人工地震の観測を行った。大都会における人工地震観測で、これ程大規模なものは、筆者の知る限りでは、世界でも初めてのところみである。本報告はその第一報である。

2. 人工地震の観測結果

人工地震の観測には、 $1\sim 5 \text{ Hz}$ の固有振動数をもつ電磁式地震計を用い、磁気録音方式により記録した。

爆破点と観測点の地図を Fig. 1 に示す。第1回の爆破は、東京都夢の島15号地南端で行われた。薬量は 495 kg で、深さ 92 m のボーリング孔底に装填した。この際の薬長は 13.6 m であった。第2回目の爆破は、同島北端で行われた。薬量、薬長は同じである。

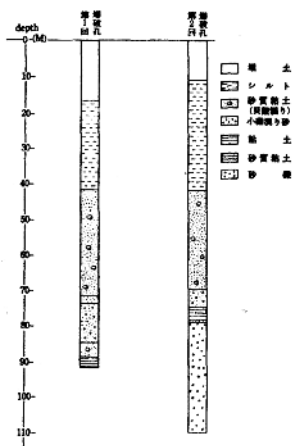


Fig. 2. The geological sections at the shot points.

Table 1. List of locations of shots and observation points and observers concerned.

第 1 回爆破時刻 2 月 23 日 3 時 4 分 59.66 秒
第 2 回爆破時刻 3 月 30 日 3 時 4 分 59.06 秒

観測点番号	観測点	位 置		△ (km)		観 測 者
		東 経	北 緯	第 1 回	第 2 回	
1	荒 破 点	139°50'18.4"	35°36'54.2"			大場・橋・岩(日本物探), 嶋(慶研)
2'	新 砂 町 3	139°50'00.4"	35°37'37.5"		4.04	鈴木・五十嵐(日サテ)
3'	南 砂 町 2	139°50'45.2"	35°39'43.4"		4.31	伯野・松井・井上(慶研)
2	南 砂 町 2	139°50'47.5"	35°39'51.8"	5.33	4.49	長能・大井・吉田(竹中工務店)
3	小名太川水門	139°49'24.3"	35°40'00.0"	7.23	6.01	工藤・服部・田中・加藤・新井(慶研, 建研, 東学大)
4	第 3 大島小	139°51'02.2"	35°40'46.0"	8.14	6.86	小林・安原・今井・野口・尾崎・吉野(中大, 早大)
5	小松川第 2 中	139°50'42.7"	35°41'17.4"	9.35	8.07	遠藤・山本・小林・宮崎(早大理工)
6	平 井 西 小	139°50'46.9"	35°41'56.6"	10.66	9.35	吉田・家久・首藤・米山・鈴木・島田(都研研)
7	木 根 川 小	139°50'33.9"	35°42'39.7"	12.31	11.01	吉田・家久・首藤・米山・秋山・山口・井上・塩治(法政大, 東学大)
8	宝 木 塚 小	139°50'31.3"	35°44'30.4"	14.07		小林・瀬尾(東工大)
9	北 三 谷 小	139°50'32.6"	35°45'51.1"	16.55	15.23	田中・坂上(慶研)
10	中 川 小	139°50'43.3"	35°46'37.8"	18.00	16.69	浅田・A. ALLAN・M. SARR
10'	南 蔵 院	139°50'21.3"	35°47'39.8"		18.57	小林・瀬尾(東工大)
11	八潮第 4 小	139°50'19.5"	35°48'02.0"	20.58	19.25	吉井(慶研)
11'	衛 星 点	139°50'24.9"	35°48'21.2"		19.85	吉井(慶研)
12	八 潮 中	139°50'28.0"	35°49'12.4"	22.75	21.43	浅野・一ノ瀬(慶研)
13	八潮第 1 小	139°50'30.7"	35°49'56.6"	24.11	22.29	寺島・小清水(建研)
14	川 柳 中	139°49'27.4"	35°51'06.4"	26.27	24.91	小牧・大保(埼玉大)
15	大 相 模 小	139°49'27.4"	35°53'00.0"	29.80	28.49	柳沢・行方・座間(慶研, 東海大)
15'	衛 星 点 1	139°49'18.5"	35°52'21.5"		27.26	柳沢・行方・座間(慶研, 東海大)
16	衛 星 点 2	139°49'02.9"	35°56'32.9"		35.02	柳沢・行方・座間(慶研, 東海大)

が、ボーリングは深さ 110 m まで行った。Fig. 2 に、これ等ボーリング地点の大よその柱状図を示す。爆破時刻は、それぞれ、1975 年 2 月 23 日 3 時 4 分 59.664 秒、同 3 月 30 日 3 時 4 分 59.061 秒であった。

Table 1 に、各観測点の位置、観測者等をかかげてある。観測点番号、2', 3' のデータは、我々のグループと関係なく独自に観測され、後に提供をうけたものである。各観測点、特に東京都内では、幹線道路に非常に近いところもあり、ノイズが大きく、人工地震波がそれにかくされてしまうのではないかと心配された。都内では昼間のノイズが 10 m kine のレベルを超えることがまれではない。しかし、深夜では一般にかなり小さくなる。それでも、もっとも静かな時、静かな場所でも 200μ kine を下ることはなかった。測線長に比べ、大量の火薬爆発を必要とするゆえんである。ちなみに、今回の観測で最遠点での最大振幅は 2~3 m kine であった。なお、しっかりした構造物の基礎に地震計を設置することが、ノイズをへらす意味で効果があった。

Fig. 3, Fig. 4 が得られた観測記録の一部である。第 1 回に比べ、第 2 回の波形は短

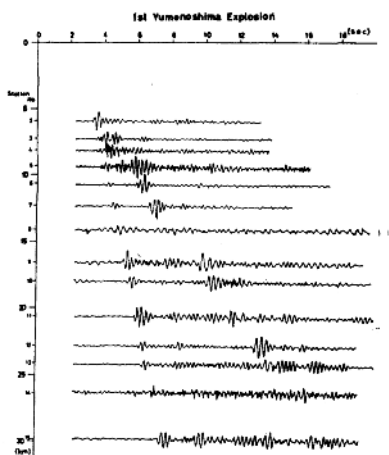


Fig. 3. Seismograms obtained by the 1st Yumenoshima Explosion.

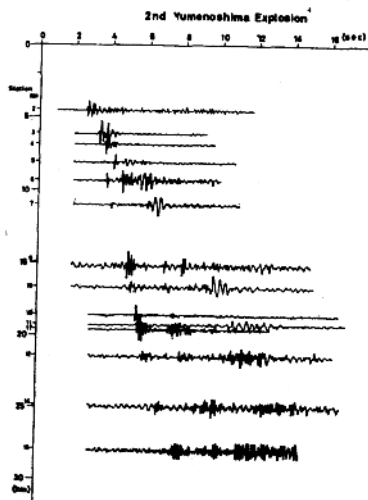


Fig. 4. Seismograms obtained by the 2nd Yumenoshima Explosion.

周期が卓越しているのは興味深い。同じ場所で観測しているのであるから、原因は、ソース・スペクトルの違いと考えざるを得ない。Fig. 2 に見られた、爆破地点での地質の差異によるのかも知れない。Table 2 に読みとった P 波初動および後続位相の走時がかかげてある。Table 3 は S 波の走時である。 S 波の走時が、第 1 回爆破で少ないのは、各班とも上下動地震計を主力とする観測体制をとったためである。第 2 回爆破の時には、多

Table 2. List of travel times for P-waves.

観測点 番号	観測点	位置		Δ (km)		初動走時 (sec)		後継位相走時 (sec)	
		東経	北緯	第1回	第2回	第1回	第2回	第1回	第2回
1	発破点	139°50'18.4"	35°36'54.2"						
2'	新砂町3	139°50'00.4"	35°37'37.5"				2.30		2.75
3'	南砂町	139°50'45.2"	35°39'43.4"		4.04		2.49		4.50
2	南砂町2	139°50'47.5"	35°39'51.8"		4.31			3.32	2.82
3	小名木川水門	139°49'24.3"	35°40'00.0"	5.93	4.49	3.24	2.54		
4	第3大島小	139°51'02.2"	35°40'46.0"	7.23	6.01	3.41	3.08		
5	小松川第2中	139°50'42.7"	35°41'17.4"	8.14	6.86	3.57	3.20	4.14	
6	平井西小	139°50'46.9"	35°41'56.6"	9.35	8.07	3.72	3.44	4.66	3.58
7	木根川小	139°50'39.9"	35°42'39.7"	10.66	9.35	4.00	3.61	5.88	4.08
8	宝木塚小	139°50'36.6"	35°43'27.6"	12.31	11.01	4.21	3.97	4.26	4.51
9	北三谷小	139°50'31.3"	35°44'30.4"	14.07		4.68		5.91	5.03
10	中川小	139°50'32.6"	35°45'51.1"	16.55	15.23	5.06	4.80	7.45	6.81
10'	南蔵院	139°50'43.3"	35°46'37.8"	18.00	16.09	5.34	5.04	5.36	7.82
11	八潮第4小	139°50'21.3"	35°47'39.8"		18.57		5.38		6.89
11'	衛星点	139°50'19.5"	35°48'02.0"	20.58	19.25	5.77	5.46	11.20	7.31
12	八潮第1小	139°50'24.9"	35°48'21.2"		19.85		5.53		9.94
13	八潮第2中	139°50'28.0"	35°49'12.4"	22.75	21.43	5.96	5.68	7.84	7.46
14	川柳中	139°50'30.7"	35°49'56.6"	24.11	22.29	6.23	5.85	7.84	7.12
15	大相模小	139°49'27.4"	35°51'05.4"	26.27	24.91	6.73	6.40	6.28	10.26
15'	衛星点1	139°49'27.4"	35°53'00.0"	29.80	28.49	7.29	6.96	8.84	7.77
16	衛星点2	139°49'18.5"	35°52'21.5"	27.25	27.25		6.72		12.04
16	衛星点2	139°49'02.9"	35°56'32.9"	35.02	35.02		7.99		6.58
								8.84	8.22
								9.45	14.34
								16.04	8.93
									7.01
									8.73
									9.44

くの班で、補助点に水平地震計を用いて、 S 波も観測出来る体制をととのえたのである。

Fig. 5, Fig. 6 はそれぞれ P 波 S 波の走時図である。いずれも、爆破点を原点にあ

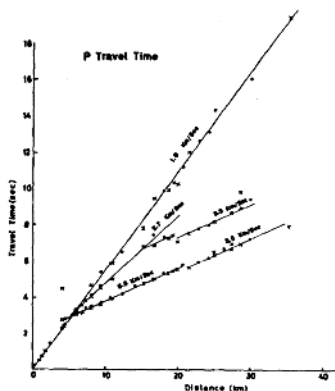


Fig. 5. P-wave travel times for 1st and 2nd Yumenoshima Explosions.

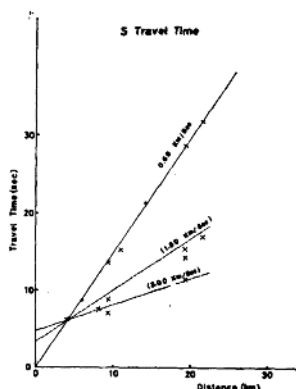
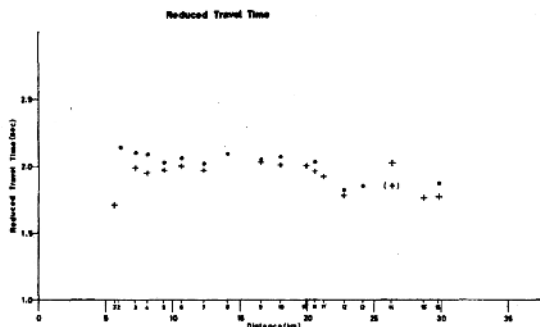


Fig. 6. S-wave travel times for 1st and 2nd Yumenoshima Explosions.

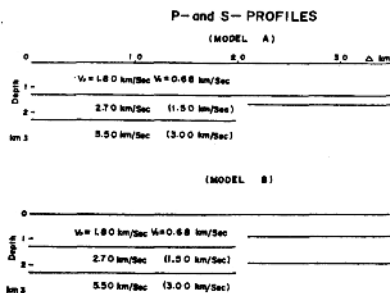
わせ、2回の観測結果を重ねて示してある。 P 波の走時に関しては、Fig. 3, Fig. 4 からもはっきりわかるように、初動に続いて、初動の位相速度と同じ位相速度をもつ後続位相がはっきり見られる。また、直接波が全測線を通じてみとめられる。第2層からの屈折波は、初動としてでなく、後続位相として見られた。距離 20 km の付近で基盤からの屈折波に走時のギャップが見られるが、直接波には見られない。これに関しては次節でふれる。 S 波の走時については、直接波ははっきりしているが、屈折波に関してはデータも少なく、位相速度を決定するまでに至らなかったが、参考のために、 P 波の位相速度より予想される S 波のそれを点線で示しておいた。

3. 地下構造の決定

基盤をつたわる P 波速度を決定し、また前述の走時のギャップを調べる目的で、Fig. 7 を作った。 P 波初動の各走時より、距離 4 km を 5.5 km/sec で割った時間を差し引いて示したものである。この図では、ギャップの位置を明確にする目的があるので観測点を固定し第1回の走時図に第2回の走時を重ねてかいてある。したがって、当然のことながら、第1回の爆破の走時が、第2回のそれに較べよけいにかかっている。図から、20 km 位までは、ほぼ横軸に平行であり、その先は徐々に下り、観測点 12 あたりからまた横軸に平行になっていると見てよからう。ただし、観測点 14 では、はっきりした位相の出現時間がかかなりおけている点に注意を要する。おそらく、これは初動ではないであろう。括弧のついた走時は、ノイズが重なっているため、読みとり精度のよくないものである。この点を無視すれば、走時のギャップは、Fig. 7 より 0.22 sec となる。このようなギャ

Fig. 7. Reduced travel times for *P*-waves.

ップが走時に生ずることの説明には、この場合北側の基盤が上っている断層を考えるのがもっとも常識的である。今回の一連の観測は、いわゆる逆測線の観測をしていないので、基盤層の真の速度をきめることは困難である。原理的には片測線であっても、適当な距離間隔をおいて複数枚の爆破点があれば、逆測線の代用になるはずであるが、今回の実験では、2爆破点間の距離が余儀なく近づく結果になったため、基盤層の傾きをきめ真の速度を決定するまでにはいたらなかった。そこで、暫定的に、平行層を仮定して地下構造を決めることとした。Fig. 8 に二つの解を示してある。モデル A では、地表層の厚さは変ら

Fig. 8. *P*- and *S*-profiles.

ないとして、基盤層にのみ、走時のギャップの責任を負わしたものであり、この場合基盤層での落差は 780 m となる。一方、モデル B は、第二層の厚さは変わらないとしてもめたものである。この場合の落差は 400 m となる。将来逆測線の観測もおこないデータを増して確かめていきたいと考えているが、現在のところ、モデル B が現実に近いものとして提案するにとどめたい。この地下に盛り上がりが見られる地点は、東京都と埼玉県境付近

である。都立大学の松田磐余氏の私信によれば、県境付近でのごく表層のボーリングのデータから、僅かではあるが、北上りの断層とも思われる構造が見られるとのことである。ただし、これが我々の見出したものと直接関係があるかどうかは不明である。

東京の地下では、 $V_p=1.8$ km/sec, $V_s=0.68$ km/sec の地表層が 1.3 km の厚さで存在し、第二層は、 $V_p=2.7$ km/sec, $V_s=1.5$ km/sec であり、厚さは 1.0 km ある。そして基盤層は、 $V_p=5.5$ km/sec, $V_s=3.0$ km/sec であり、地表下 2.3 km にあることになる。地表層の V_p , V_s からポアソン比を計算すると 0.42 が得られ、この層がいかに軟弱であるかがわかる。このような地層が 1.3 km もあるのは驚くべきことであり、東京がいかに地震に弱いかを物語っていると思われる。逆に基盤層の深さは、今までの推定よりかなり浅いことがわかった。基盤層からの屈折波のあとに、これと同じ位相速度をもつ後続位相が見られるが、これは、爆破点から一旦基盤層にいたり、そこで臨界角に近い角度で反射して地表にもどり、再び地下にもぐった波の走時を考えると、今回決定された地下構造で都合よく説明される。

4. おわりに

今回の調査の結果判明したことで重要なことは次の通りである。

- i) 東京直下では、 $V_p=1.8$ km/sec, $V_s=0.68$ km/sec という軟弱層が 1.3 km も堆積している。
- ii) 中間層は、 $V_p=2.7$ km/sec, $V_s=1.5$ km/sec であり、その厚さは 1.0 km である。
- iii) 基盤層は、 $V_p=5.5$ km/sec, $V_s=3.0$ km/sec であり、その深さは 2.3 km であり、いままでの推論よりかなり浅い。
- iv) 東京都と埼玉県境に落差 400 m 程度の北上りの基盤の盛り上がりがあることが発見された。

以上夢の島での人工地震実験により、今までほとんどわかっていなかった東京直下の構造が一部明らかにされた。今後ともこの種の調査が続行され、得られたデータが震災対策の基礎資料として十分活用されることが望まれる。

最後に、今回の調査研究にあたって、東京都防災会議の関係職員諸氏の寄せられた御助力に謝意を表したい。この忍耐強い御助力なくしては、実験の実施はもとより成功はおぼつかなかったであろう。厚く御礼申し上げる。東京都港湾局の関係職員諸氏には、爆破点設定に関連して御世話になった。また、観測点として使用させて頂いた東京都ならびに埼玉県下の小・中学校、諸施設で御世話になった多くの方々にも御礼申し上げる。

人工地震の観測に参加され、貴重なデータを提供された首都圏基盤構造研究グループの方々にも厚く御礼申し上げます。

1. *On the Base Rock of Tokyo.*

*Observations of Seismic Waves Generated from the
1st and 2nd Yumenoshima Explosions.*

By Etsuzo SHIMA, Masumi YANAGISAWA, Kazuyoshi KUDO, Toshikatsu YOSHII,

Yôichiro ICHINOSE,

Earthquake Research Institute;

Kazuoh SEO,

Tokyo Institute of Technology;

Kensuke YAMAZAKI,

Tokyo Gakugei University;

Naoto OHBO,

Saitama University;

Yoshitoshi YAMAMOTO,

Waseda University;

Yûkô OGUCHI,

Hosei University

and

Masatake NAGANO,

Takenaka Technical Research Laboratory.

These days, we have many structures, such as high rise buildings and huge oil tanks etc., having long natural periods from the engineering point of view, say, around 5 sec or more. We are expecting that the construction of such structures will be expanded in the future because of the economic demands. In view of antiseismic designing of such structures it is necessary to clarify the deeper underground structure down to the uppermost layer of the earth's crust at the construction sites. Because, the deeper underground structure down to this depth plays an important role associated with the modifications of seismic waves which will be dangerous to the structures. No definite data associated with the deeper underground structure of Tokyo has been available until now.

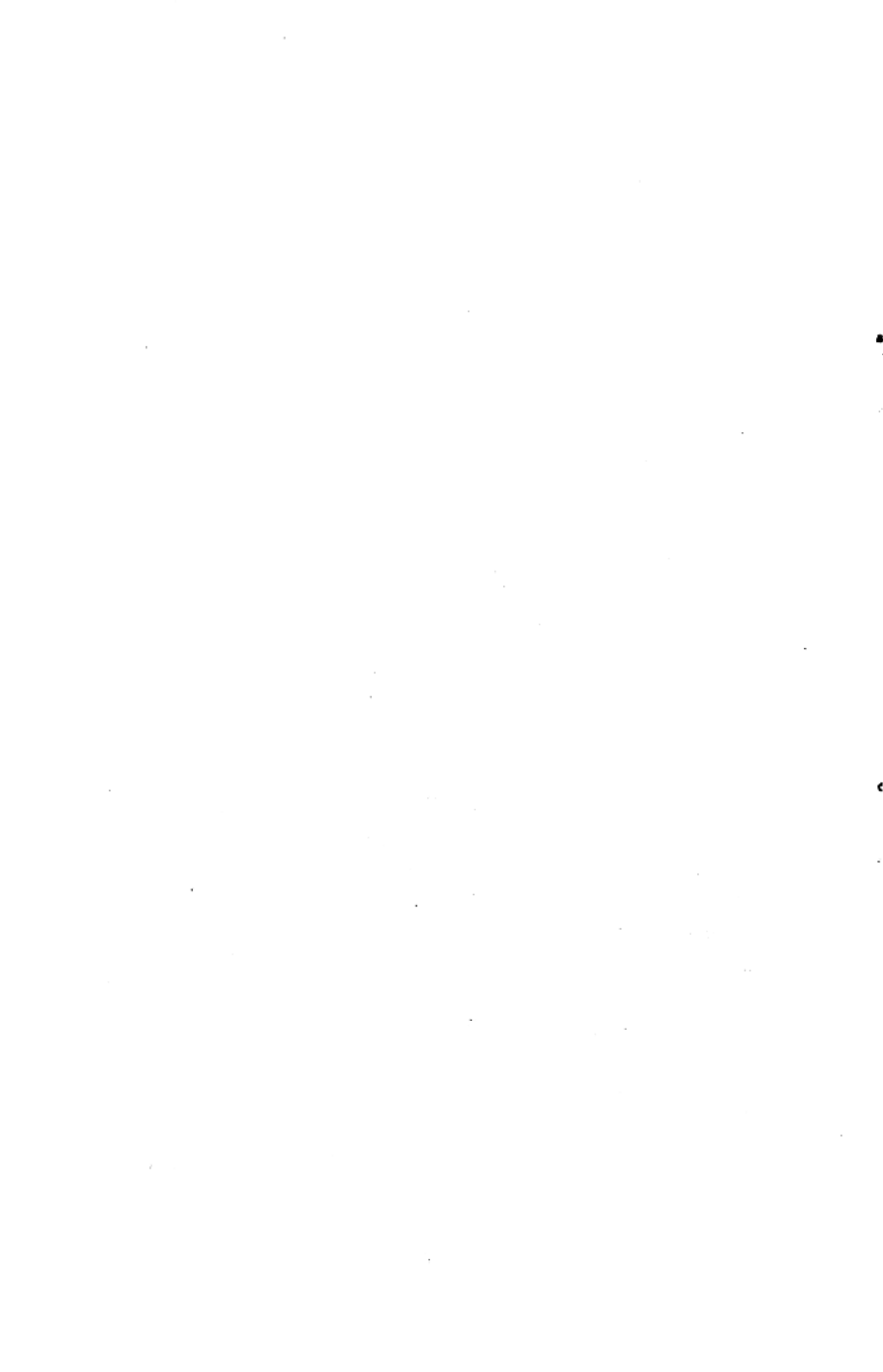
For this reason, large explosions were set off twice in Yumenoshima, the southernmost of the reclaimed land of Tokyo, and the resulting seismic waves were observed at 16 temporary observation points along the spread, 30 km in length, extending north from the shot points. The spread was not reversed. So, the underground structure was determined assuming parallel layering. The results are summarized as follows.

i) The thickness of the surface soft layer having $V_p=1.8$ km/sec and $V_s=0.68$ km/sec is 1.3 km.

ii) The thickness of the intermediate layer having $V_p=2.7$ km/sec and $V_s=1.5$ km/sec is 1.0 km.

iii) The depth of the base rock was found to be 2.3 km. V_p and V_s in the base rock are 5.5 km/sec and 3.0 km/sec respectively. These values correspond to the uppermost layer of the earth's crust.

iv) A suspected fault was found at a depth near the boundary of Tokyo Metropolis and Saitama Prefecture. The upheaval of the base rock in the northern part of the suspected fault was found to be around 400 m.



2. 安政地震 (1854 年 12 月 23 日) における 東海地方の津波・地殻変動の記録

——明治 25 年静岡県下 26 カ町村役場の地震報告から——

地震研究所 羽 鳥 徳 太 郎

(昭和 51 年 4 月 6 日受理)

1. はじめに

最近、東大理学部地球物理学教室から地震研究所へ古い地震記象・図書類が移管されたなかに、「静岡県地震報告 其二」と題した 1 冊の報告集が見出された。これは、明治 26 年 12 月 25 日に静岡県知事から東大総長あてに回答された安政地震の通信調査の報告書である (Fig. 1)。県下 26 カ町村役場から寄せられた報告書は、2~3 の付図を加え全体で 63 枚からなり、和紙に毛筆で書かれている (この報告書には、このほか 330 枚からなる静岡県下の濃尾地震報告も綴られてある)。

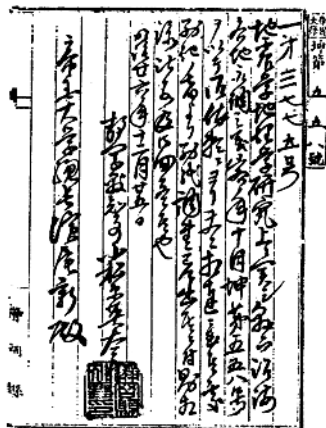


Fig. 1. Preface of the documents from the Shizuoka Prefecture Office.

調査は主に津波と地変について行われ、このうち 2~3 の地域の報告はすでに日本地震史料 (武者, 1951) に集録されているが、大部分の地域の報告は目新しい。しかも、この調査は安政地震からわずか 38 年後に行われたもので、地震津波の体験者からの聞きこ

みの記事が各所で生々しく読みとれる。

さて、東海南海道沖は明応・慶長・宝永・安政および昭和と、巨大地震が 100~120 年の比較的規則正しい間隔で繰返してきてきた。最近、これら歴史地震の震度分布が再調査され（萩原，1970，1974），筆者（羽鳥，1974，1975）は津波の波高分布，波源域を検討してきた。また，ANDO（1975）から地震の断層モデルが提出された。このように安政地震から 120 年も経過した現在，東海沖の地震に関心が高まり，1974 年 10 月に名古屋大学において東海地震のシンポジウムが開かれた（安藤・深尾編，1975），このとき，1944 年東南海地震は安政地震の再現ではなかったかという議論が注目をひいた。その根拠として，1944 年地震は東海地域に大きな被害を与え，余震域も東海道に伸び，地殻変動も伴ったということである。この見解に対し，静岡県下の地震報告は明確に答えている。本稿では，まずこれらの地震報告の概要を紹介し，この記録をもとに東海沿岸各地の津波および地殻変動を考察し，波源域もあわせて検討してみたい。

2. 各地の調査報告

調査記録は当時の 26 町村役場から報告されたもので，その地域は Fig. 2 に示すような駿河湾から遠州灘沿岸に分布する。調査内容は，安政元年 11 月 4 日（1854 年 12 月

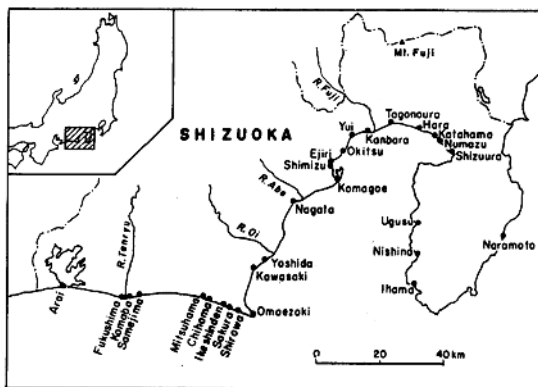


Fig. 2. Map showing the investigated fields.

23 日）の午前 9 時ごろの大地震に伴った津波と地殻変動に関する 2 事項である。そのほか過去に被災した津波・高潮の記事もみられるが，地震の被害状況の報告は含まれていない。以下に各地からの報告について，津波・地変の主な記事は括弧内に原文で記述する。なお，報告中に安政地震以前の地形と現在との比較で，“現在”とはとくに断わらないかぎり明治 25 年頃をさしている。また，長さの単位は尺，間，町で記されているので脚注*にメートル単位の換算を示す。

* 1 町=60 間=100 m, 1 間=6 尺=1.8 m, 1 丈=10 尺=3 m, 1 尋=6 尺=1.8 m.

奈良本 (賀茂郡東伊豆町)

「海岸の古老に水の浅深を問えば、去る安政元年甲寅 11 月 4 日豆相敷地大いに震い、下田津波、明治 10 年暴風怒濤のため海岸大破し、それより何となく風浪のとき船揚場に波打上がり、ときどき漁船の破損することあるという。しかし津波のため地形変化ありしや更にその証とすべきところなし」とあり、当地の津波記録は記されていない。

仁 科 (賀茂郡西伊豆町)

佐波神社に残る明応・慶長・元祿津波の記録は、すでに地震史料に集録されているので省略する。「安政津波は 10 時頃地震に次いで津波来り、波頭は正円 (海岸から 500 m の地域) に達す」とある。また地殻変動に関しては「50 年以來海底及び海岸に高低を生したるを聞かず。仮令多少の変動ありしも、漁民の性質として迂闊に観過し、意に介して之を測知する者に非ず。故を以て之を弁する能はず」とあり、地殻変動は認められていない。

伊 浜 (南伊豆町) の高灯籠山で地震にあった人の話によれば、「地震のとき西方に百雷の如き爆声を聞き、海面は水柱の如く隆起し、忽ち巨大な水輪と変じ下田・伊豆諸島及び駿河湾に進行す。初の水柱のところに忽ち凹みて楕円の底の如く、しばらくして水また凸をなし、1 凸 1 凹数回の後、海上ようやく治まる。翌朝、峯見岳から宇久須に至る 5 里の海岸に幾千万の大口魚の漂着するのを見る。魚体尾を落し、首を脱し、腹裂け肉破れて砂を含み、食するに堪えず、大口魚の死に至らしたるは、水雷火に撃たれた如し」とある。

静 浦 (沼津市)

「安政元年 11 月 4 日 天気晴朗、寒気はなほだしく結氷強し、午前 9 時頃西南の方にあたり地鳴を聞くや否や強大な地震となり、次で津波起こる。津波は水平面より 15 尺余に達せり。その引き波の勢は実に甚しく、平時の干潟より 15 尺余なり。故に平素見る能きりし暗礁頭はれ嶋嶼の如くなれり、爾後 2 回津波来り、漸次平水に復したり」。

「此地震若くは津波に起因するや詳ならざるも、同時に村内大字江浦字仲浜の寄洲 (長 2 丁、巾 1 丁)、大字獅子浜小浜の海岸 (長 3 丁、巾 20 間) の 2 箇所は欠崩陥落し、深さ各 10 尋乃至 15 尋の海面となれり」。

楊 原 (沼津市下香貫)

地震報告書にかえて絵図が提供されている。(Fig. 3)。これには主として地名の由来、地形変遷の口碑が記されているが、地震・津波の記事をひろい出すと次のようである。

「狩野川河口右岸の地盤は、安政の地震よりおしなべて 1~2 寸低くなり、その証拠は田浦灌漑の水量をもって著し」。また、島郷の沼 (沼津御用邸裏の塚田川流域) では、地震で 10 町歩ほど沈降したとある。

片 浜 (沼津市)

「安政元年 11 月 4 日午前 10 時頃、大地震の節当片浜村東間門海岸およそ 60 間欠崩し、屏風を立つる如き形状をなし、同所に在りし網船及松樹は根付きしまゝ漂流し、ために海岸海底共頗る高低を生じ、宇松林続き官林内各所に洞穴を生じ、同所妙伝寺所有地宇寺田町田面より砂石及濁水を噴出し、反別 5 反歩余満水し殆ど近傍の人家を浸水せんとす。該地は減水の後変して砂石の河原となり、又海岸波打際よりおよそ 12 間をへたて東西門川の境なる宇浜地に長 50 間、幅 8 間ばかり陥陥し、小池をなしたりという。その後漸次