

山崎断層破碎帯のS波に対する応答特性

谷口 慶祐・尾池 和夫

BEHAVIOR OF FRACTURED ZONES AT THE YAMASAKI FAULT FOR S WAVE

By Keisuke TANIGUCHI and Kazuo OIKE

Synopsis

Temporary recording system was settled on April, 1985 for the observation of short period signals of extensometers in the Yasutomi Observation Tunnel at the Yamasaki Fault. Strain seismograms, strain steps and pulse like variations have been observed.

Strain steps and pulse like variations had no correlation with near earthquakes and atmospheric phenomena. Strain steps show that the thickness of the fractured zones has changed.

The strain caused by S wave was amplified at fractured zones.

We confirmed with Finite Element Method that Rayleigh wave excited the shear motion along these fractured zones.

1. は じ め に

従来から活断層破碎帯の挙動に関する興味深い研究、報告がいくつかある。中国では、活断層破碎帯をまたいで短水準短基線網(約20~500 m)が数多く設置され、唐山地震の際、これらのいくつかの水準点や基線で前兆現象と思われる顕著な短期異常が現われた¹⁾²⁾³⁾。日本では、六甲大月断層での変位連続観測の結果、破碎帯をまたいで一直線に並べた伸縮計に現われた潮汐変化に、破碎帯の両側で位相が約180°ずれる現象が発見され、振幅についても、破碎帯の近傍では増幅されることがわかった⁴⁾⁵⁾。また山崎断層でも、破碎帯をまたいだ変位連続観測から興味深い研究がなされている。

山崎断層系は中国山地東端部の南麓に位置し、3~4本の長い断層とそれに付随する数本の短い断層からなる活断層系で(Fig. 1)、主な断層は北西から大原断層、土万断層、安富断層、護持断層(暮坂峠断層)である。この断層系は北東地塊の隆起成分を伴う左横ずれを示し^{6~9)}、確実度I(活断層であることが確実なもの)、活動度B(第四紀の平均変位速度が、1~0.1 m/1000年)である¹⁰⁾。この山崎断層系に地震予知の基礎研究を目的としたテストフィールドが設けられ、各種の観測が行なわれている¹¹⁾¹²⁾。その中に安富観測坑(YAS; Fig. 1)内の伸縮計による連続観測も含まれ、伸縮計は顕著な破碎帯を横切って設置されている¹³⁾(Fig. 2)。No. 1~12は差動トランス型の変位センサーの位置を、No. 0は固定端を現わす。センサー No. 7とNo. 8は同じ位置にあり、No. 8に対する固定端はNo. 0だがNo. 7に対する固定端はNo. 6の位置にある。破線は顕著な破碎帯の位置を表わす。

この伸縮計による臨時観測は以前(1981年6月~1983年5月)行なっていたが、表面波や実体波、ストレイステップなど様々な記録を得るため、観測システムを改良し1985年4月より観測を再開した。この論文では、今回の観測で得られた興味深い記録について考察するとともに、中堀¹⁴⁾や Taniguchi and Oike¹⁵⁾が

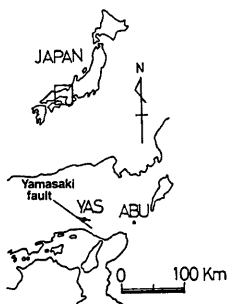


Fig. 1 The schematic map of the Yamasaki Fault system, Abuyama Seismological Observatory (ABU) and the Yasutomi Observation Tunnel (YAS).

示した顕著な破砕帯での地球潮汐や表面波による増幅作用が、S波の場合にも成り立っていることを示し、また表面波の場合の増幅作用のメカニズムを、有限要素法によって数値実験した結果も合わせて示す。

2. 観測および解析システム

再開した臨時観測のブロックダイヤグラムをFig. 3に示す。伸縮計12成分の出力をバンドパスフィルター (25 min-1.6 Hz) を通し、200倍に増幅した後、12 bits/word, 2 Kwords のメモリーによって16秒間遅延する。ただし1985年5月10日～28日はローカットしていない。高ダイナミックレンジを実現するため高感度 (200倍) 12成分、低感度 (200/11倍) 12成分それぞれをデータレコーダに送る。データレコーダの制御方法として、センサー No. 2 と 10 のどちらか一方の振幅が、10.1 sec-4.9 Hz のバンドパスフィルターを通した後ある値を超えた場合、実体波やそれに伴うストレインステップが検知されたとみなし、データレコーダを16 Hz サンプリングで64秒間作動させる。16.3 min-14.7 sec のバンドパスフィルターを通したものがあある値を超えた場合、表面波が検知されたとみなし、2 Hz サンプリングで320秒間作動させる。Fig. 4に観測システムの特長 (上) とトリガーシステムの特長 (下) を示す。データ

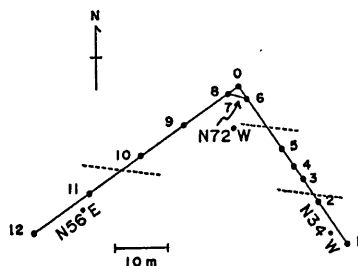


Fig. 2 The outline of extensometers set up in the Yasutomi Observation Tunnel. Dotted lines show the fractured zones. No. 1-12 and No. 0 show positions of transducers and the fixed end of pipes set in the N34°W and N56°E directions. The fixed end of pipe in the N72°W direction and the sensor No. 7 are situated in the same positions of sensor No. 6 and No. 8, respectively.

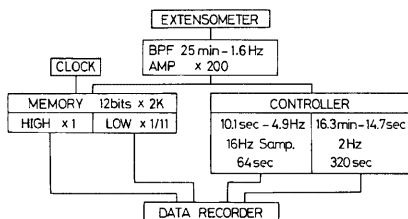


Fig. 3 The block diagram of the temporary observation system.

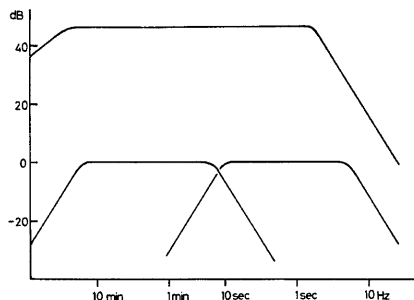


Fig. 4 The frequency characteristics of recording system (upper side) and trigger units (lower side).

レコーダが起動した時刻は、データレコーダに内蔵されている精度 5×10^{-6} の時計を用いて自動的に記録されるが、スローコードを出力する時計を別に設置し、そのデータも収録している。

3. 特徴ある波形

今回の観測システムによって2種類の特徴ある波形が得られたので、それらをAタイプ、Bタイプとする。Table 1 にそれらが発生した時刻とタイプを示す。1986年4月現在Aタイプが8例、Bタイプが24例観測されている。なお坑内作業中とそれに続く24時間の記録は無効とした。

Fig. 5 にAタイプの記録の例を示す。記録につけた番号はTable 1 に示したものと同じである。Aタイプは、5月13日から14日にかけての期間でしか捉えられていない。これはこの時期ローパスフィルターを設置していなかったために0レベルがずれ、相対的にトリガーレベルが下がったために、Aタイプのような小振幅の記録が捉えやすくなったためだと考えられ、この時期以外でもAタイプが発生している可能性がある。

Aタイプは2方向の棒に設置された総てのセンサーに表われたステップ状の記録で、N34°W方向のセンサーNo. 2と固定端の間の成分(以下2-0)では縮み、3-0ないし5-0では伸びを示し、N56°E方向では8-0ないし10-0で伸び、11-0、12-0で縮みを示している。2本の棒に取り付けられた総てのセンサーに表われ、センサーによってセンサが違うことから、単なる機械のガタや電気的ノイズではないと思われる。1985年5月28日、システムの検定のため固定端に強制変位を加えその記録を採った(Fig. 6)。N34°W方向の棒の固定端に変位を加えたため、N56°Eの方向に設置されたセンサーNo. 9~12では、出力信号が小さいので図ではスケールを変えた。なお記録では0線が戻っていないように見えるが、これは種々の変位を与え続けているためのものである。この図から明らかなように、各センサーの出力は同じセンサを示しており、Aタイプのように各センサーで伸び縮みが違うのは、決してシステムの問題によって生じた見掛け上のものでないことがわかる。Aタイプの性質とFig. 2を参考にして考えるならば、2-3および11-10を通る顕著な破砕帯の両側で、固定端側では伸び、自由端側では縮みを示している。これは言い換えるならば、顕著な破

Table 1 The list of Abnormal variations appeared in the records of extensometers in the Yasutomi Observation Tunnel.

No.	DATE	TIME	TYPE	No.	DATE	TIME	TYPE
1	1985 5/13	8 h 7m20 s	A	17	1986 1/11	14 18 3	B
2	5/13	8 21 32	A	18	1/20	14 0 55	B
3	5/13	12 47 38	A	19	1/21	11 6 23	B
4	5/13	13 14 29	A	20	2/13	15 53 11	B
5	5/14	8 8 53	A	21	2/22	19 32 49	B
6	5/14	8 37 17	A	22	2/25	17 35 35	B
7	5/14	12 58 57	A	23	2/25	22 6 24	B
8	6/13	8 43 37	B	24	3/16	7 51 22	B
9	10/15	9 5 40	B	25	3/17	19 5 38	B
10	11/22	15 13 44	B	26	3/19	14 43 12	B
11	12/14	17 18 53	B	27	3/19	21 28 41	B
12	12/21	12 55 25	B	28	3/20	11 11 20	B
13	12/21	19 52 38	B	29	3/24	13 2 31	A
14	12/25	14 57 40	B	30	4/ 1	15 51 55	B
15	12/26	20 5 0	B	31	4/ 2	13 5 9	B
16	1986 1/ 6	19 55 36	B	32	4/ 3	9 52 36	B

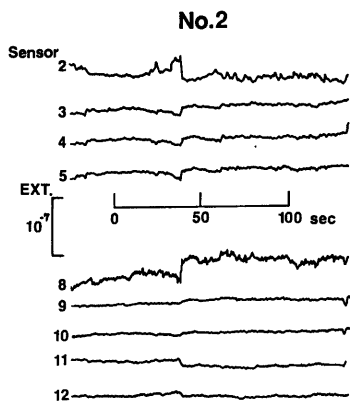


Fig. 5 Abnormal variations (A type) appeared in the records of extensometers.

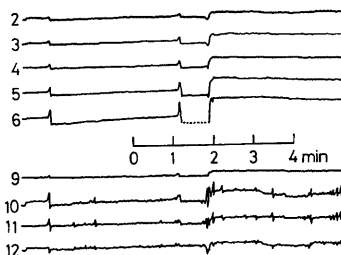


Fig. 6 Step type variations produced by forced displacements on the fixed end of pipe in the direction of N 34° W.

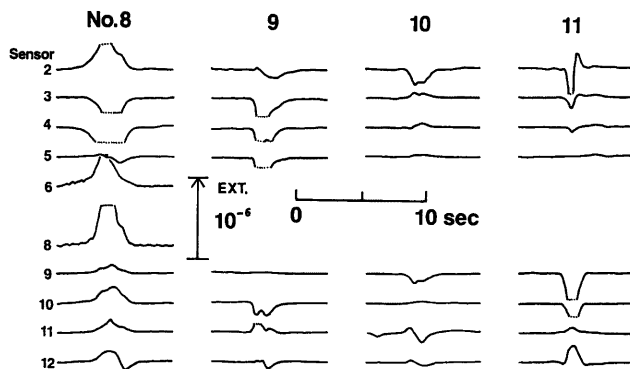


Fig. 7 Abnormal variations (B type) appeared in the records of extensometers.

碎帯の幅がその瞬間縮んだように変位したと考えることができる。

次にBタイプの例を Fig. 7 に示す。記録につけた番号は Table 1 に示したものと同じである。これらの振幅は通常考えられる人工ノイズよりはるかに大きい。坑内作業中とそれに続く24時間のデータを無効としているため、坑内作業による可能性はない。また波形がステップ状またはインパルス状ではなく、数秒間継続した後もとのレベルに回復していることから、機械のガタや電氣的ノイズのような現象でもないと考えられる。

A, B タイプのような現象が起こった原因として、地震や気象現象が考えられる。地震の発生との相関を調べるため、鳥取微小地震観測所の観測点の中で最も安富観測坑に近い三日月(約16 km 西)の速度型地震計($T=1$ sec)の上下動成分のモニター記録と、この現象が発生した時刻を照合したが、その前後では地震

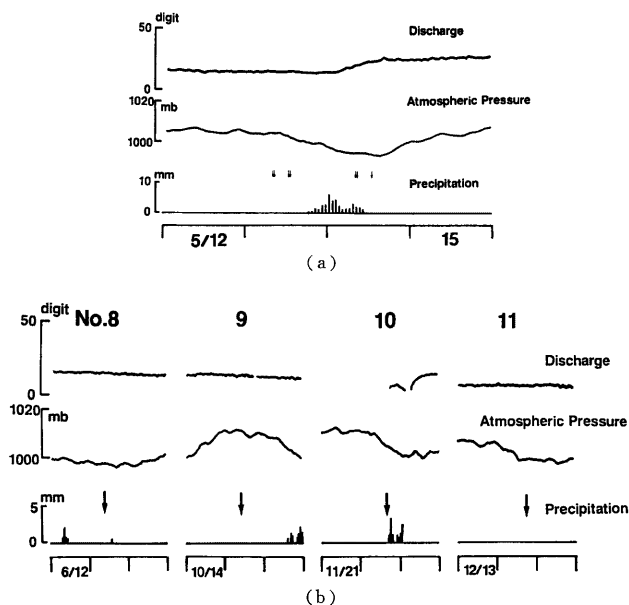


Fig. 8 Time series of A type (a) and B type (b) with discharge, atmospheric pressure and precipitation.

は発生していなかった。

次にこの現象と気圧、雨量、湧水量との相関を調べる。気圧計はトンネル内に設置されており、雨量は観測坑付近で観測されている。湧水量は、トンネル内の湧水を総て集めた後排水する排水坑の流量である¹²⁾。Fig. 8 に、気圧、雨量、湧水量とA、B 両タイプの発生した時刻を比べた例を示す。(a) はA タイプと、(b) はB タイプとそれぞれ比較した例で、矢印はA、B 両タイプが発生した時刻を表わし、記録に付けた番号は Table 1 と同じものである。5月13日の夜から14日の午前中にかけて雨が降っており、A タイプもその時発生している。しかし雨が降り始める前にも発生しているため、雨が原因とは考えられない。またB タイプの総てに関しても、これらとの相関は見つけることができなかった。

A、B 両タイプの発生の原因を探るため、今後さらにいろいろな記録との相関について検討しなければならない。

4. S 波の場合の増幅作用

中堀¹⁴⁾は1976年11月4日16時から1977年1月7日15時までの山崎断層富安観測坑内の伸縮計の毎時正時の1時間間隔の連続記録1536時間分を解析し、破砕帯をまたいだ区間2-3では、地球潮汐(M_2 分潮)は、そうでない区間5-0の1.77倍、11-10では10-0の1.42倍であることを明らかにした。Taniguchi and Oike¹⁵⁾は、1981年6月15日から1982年8月26日までの遠地巨大地震の表面波の臨時観測から同じように歪が破砕帯で増幅され、表面波の方が増幅度が大きいことを明らかにした(Fig. 9)。しかも表面波の場合には破砕帯の両側がずれ運動をおこなっている可能性を示唆している。そこで今回は実体波について調べた。

1985年11月27日9時ごろ、若狭湾で M5.4 の地震が発生し、歪波形を 16 Hz サンプリングで64秒間記録できた。この地震の震源時その他を **Table 2** に示す。16 秒間遅延しているが S 波の最大振幅でトリガーされたため P 波は記録されていない。なおセンサー No. 1, 6, 7, 8, 9 が欠測していた。

センサー No. 2 によって得られた波形を **Fig. 10** に、発震機構を **Fig. 11** に示す。発震機構は防災研究所

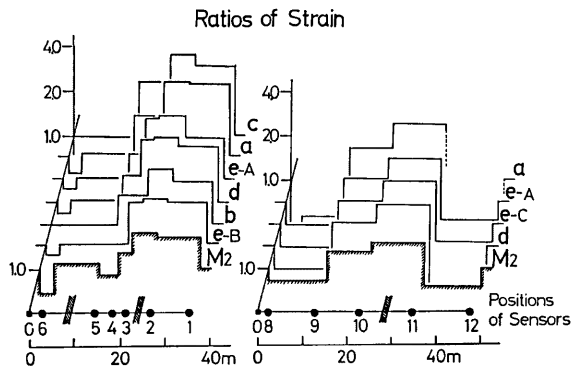


Fig. 9 Ratios of strain amplitude at each section 1-2, 2-3, etc. to 5-0, and those at 12-11, 11-10, etc. to 10-0 in the case of earth tide (M_2 component)¹⁴⁾ and surface waves¹⁵⁾ (after Taniguchi and Oike)¹⁵⁾.

Table 2 The data of earthquake analyzed in this paper.

Origin Time	1985 11/27 9 h 1 m 58.05 s
Longitude	135.7° E
Latitude	35.6° N
Depth	7.3 km
Magnitude	5.4

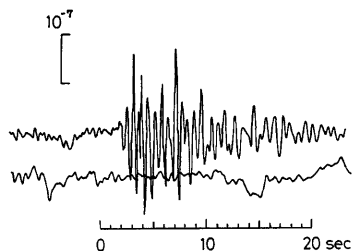


Fig. 10 Strain seismogram, for example, obtained by extensometer No. 2.

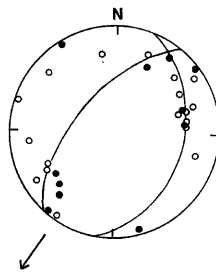


Fig. 11 Fault-plane solution of event analyzed in this paper. Arrow shows the direction of Yasutomi Observation Tunnel.

の地震波自動観測システム「SWARMS」で得られた近畿地方を中心とする30観測点のデータを用いて求めた。この地震は北西-南東方向の主圧力軸を持つ逆断層タイプであると思われる。S波の部分について解析を行ない、そのスペクトルを求めた。例として、センサー No. 2 についてその解析区間とスペクトルを Fig. 12 に示す。解析区間は各センサーとも同じである。図中の破線はハイカットフィルタの特性を示し、卓越周期としてAの他に破線を超えるピーク B, C もA同様卓越していると考えた。総てのセンサーについてのスペクトルを求めた結果、総てに A, B, C のピークが認められた。各センサーでの A, B, C のピークの周期

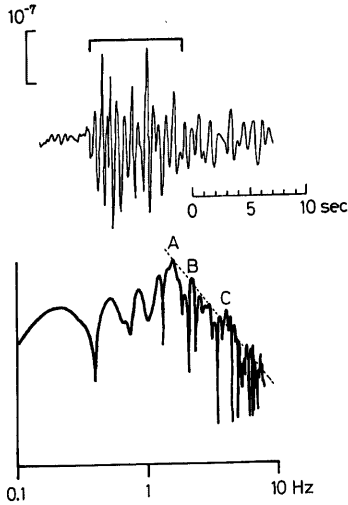


Fig. 12 Analyzed data of sensor No. 2 and its spectrum. A, B and C mean the predominant peaks and dotted line shows the characteristics of recording system.

とその変位振幅を Table 3 に示す。それらの変位振幅の値と絶対感度から各センサーと固定端の間の相対変位を求め、N34° W 方向については5-0をN56° E 方向については10-0をそれぞれ基準とした各センサー間での歪振幅比を求めた (Fig. 13)。縦軸は対数スケールである。歪振幅比の値を Table 4 に示す。この計算に用いた感度は1985年6月8日から9月12日の間に測定されたものである。Fig. 13 に示すようにS波の場合、2-3および11-10の区間で歪振幅が他の区間に比べて増幅されて

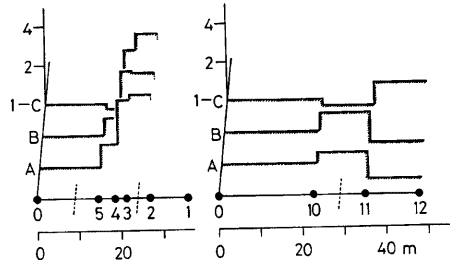


Fig. 13 Ratios of strain amplitude at each section 1-2, 2-3, etc. to 5-0, and those at 12-11, 11-10, etc. to 10-0 in the case of S wave.

Table 3 Predominant periods and amplitudes of peaks A, B, C, shown in Fig. 11, at each sensor of extensometers.

Section	A		B		C	
	Freq.	Amp.	Freq.	Amp.	Freq.	Amp.
2-0	1.60	28482.8	2.23	13936.1	4.07	4559.87
3-0	1.60	28076.3	2.23	14458.3	4.05	4294.36
4-0	1.61	20594.6	2.23	10589.9	4.05	3248.97
5-0	1.62	26808.0	2.23	14298.9	4.06	4828.46
10-0	1.56	17187.7	2.20	12873.7	4.03	1897.01
11-0	1.57	21436.5	2.20	16661.1	4.03	2084.24
12-0	1.56	15951.7	2.20	12517.3	4.03	1872.39

Table 4 Ratios of strain amplitudes at each section 2-3, 3-4, etc. to the 5-0 and those at 12-11, 11-10, etc. to the 10-0.

Section	A	B	C
2- 3	3.63	3.06	3.45
3- 4	3.30	3.20	2.61
4- 5	1.56	1.36	0.912
5- 0	1.00	1.00	1.00
12-11	0.746	0.811	1.32
11-10	1.26	1.38	0.887
10- 0	1.00	1.00	1.00

いることがわかる。

今回の結果から地球潮汐や表面波の場合と同様、S波においても破砕帯での増幅作用が見られる。

5. 増幅作用の原因

Taniguch and Oike¹⁵⁾ は表面波の場合の増幅作用の原因として、断層破砕帯に沿うずれ運動の励起を示唆したが、今回はこのことを有限要素法を用いて調べた。Taniguch and Oike¹⁵⁾ が報告した5つの表面波は阿武山地震観測所 (ABU; Fig. 1) に設置された長周期変位地震計 ($T=15s$) の上下動成分が非常に卓越していることから、Rayleigh 波であると考えられる。またそれらの卓越周期に対する群速度は Rayleigh 波のものと矛盾していない。そこで水平面内での運動だけを考え、これらの表面波を近似的に縦波として取り扱う。

数値実験として2次元の有限要素法による簡単な波動伝播の解析を行ない、縦波が入射した際の破砕帯及びその近傍での動きを調べた。質量マトリックスはLM法を用いて各要素の質量をその要素に属する節点に等分に振り分ける。精度はCM法には及ばないが今回の解析では問題ないと思われる。簡単のため減衰はしないと考え、減衰マトリックスは0とし、運動方程式はルンゲ=クッタ法を用いて数値積分した。要素の分割の様子を Fig.

14に示す。境界条件として斜線で示した部分だけを固定し、他は自由表面とした。解析領域をモデル化するために人為的な境界を設定した場合、その境界での反射波が問題となるため、反射波を消去する方法はいくつか考案されている¹⁶⁾が、今回は反射波の処理は行わず、反射波が発生するまでの記録を用いることによって反射波の影響を除いた。強制変位として図の矢印で示す部分に、Y方向に振動する周波数200 Hz、振幅 10^{-9} m のSIN波を加えた。計算は0.0001 secごとに200ステップ計算した。Fig. 14の中央部に示した斜めの部分は破砕帯の位置と形状を表わし、破砕帯を仮定しない場合、総ての要素は同じ物性であるが、仮定した場合には、その部分のヤング物性を100分の1、密度を30分の1とした。

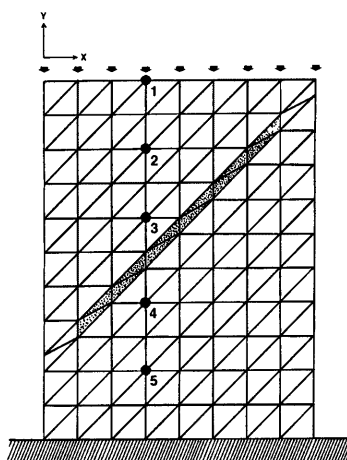


Fig. 14 The finite element grids used to compute crustal vibration near the fault (fractured zone). Arrows show the applied positions of forced displacement. We show the displacements of No. 1~5 afterwards.

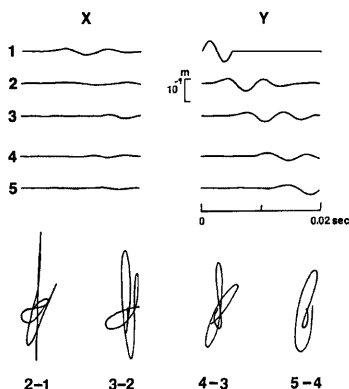


Fig. 15 Absolute and relative displacements of No. 1~5, 2-1 describes the relative displacement of No. 2 to No. 1. The model used to compute is without the fractured zone.

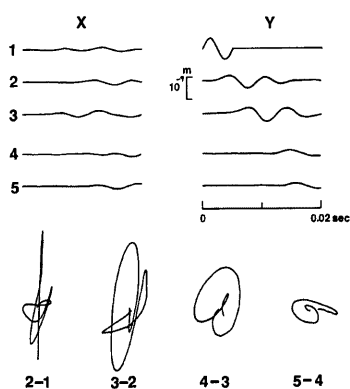


Fig. 16 Absolute and relative displacements of No. 1~5, 2-1 describes the relative displacement of No. 2 to No. 1. The model used to compute is with the fractured zone.

まず破砕帯を仮定しない場合、総ての要素が同じ物性を持つため、Yの負の方向に伝播する縦波による各部分の振動は、Y方向にかぎられるであろうことは容易に想像される。Fig. 14に示した1~5の点での変位と各点相互の相対変位をFig. 15に示す。例えばNo. 1に対するNo. 2の動きを(2-1)で表わす。この図から、各点ではX方向にはほとんど振動せず、相対変位もほぼY方向に限られていることがわかる。なお反射波が最も早く到着すると思われるNo. 5においても、波の伝播速度を考慮するならば今回の解析時間内には反射波は到着していないことがわかる。次に破砕帯の存在を仮定した場合の各点での振動の様子と各点相互の相対変位をFig. 16に示す。No. 3のX方向の振動が破砕帯を仮定していない場合に比べて大きくなり、相対変位も(4-3)ではY方向に限られておらず、破砕帯の走向に沿う動きが見られる。この結果は、縦波によって断層破砕帯に沿う横ずれ運動が励起されることを示すものである。実際の断層近傍では、幅数kmの破砕帯での横ずれの動きと顕著な破砕帯でのより大きい動きの両方が見られる¹⁵⁾が、今回は簡単なモデルによる計算のため、均質な媒質の中に破砕帯が存在する場合、その走向に沿わずれ運動が励起されることを定性的に示すに留める。

6. ま と め

安富観測坑に設置されている伸縮計による臨時観測を再開し、特異な記録と地震波が観測された。

特異な記録はAとBのタイプに分けられ、それらはいずれも気象現象や近地地震と相関がなかったが、Aタイプの記録は破砕帯の瞬間的な収縮を示唆している。

観測された地震波のS波の部分についての解析から、破砕帯では地球潮汐¹⁴⁾や表面波¹⁵⁾の場合と同様増幅作用がみられた。

また表面波の場合¹⁵⁾に増幅作用の原因として示唆された、破砕帯の走向に沿う横ずれ運動の励起を有限要素法を用いた数値実験によって確かめた。

本研究を進めるにあたって安富観測坑での観測について防災研究所微小地震部門の渡辺邦彦氏、松尾成光氏、安富町小学校教諭宇野琢哉氏に御協力いただきました。渡辺邦彦氏には山崎断層での気圧、雨量、湧水

量のデータを、鳥取微小地震観測所の渋谷拓郎氏、中尾節郎氏には微小地震のモニター記録を使わせていただき、阿武山地震観測所の梅田康弘博士には長周期地震計の記録を使わせていただきました。また岸本兆方教授をはじめ微小地震部門、地震予知計測部門、防災科学資料センターの皆様方には、種々御討論いただきました。以上の方々に對し、深く感謝いたします。計算には防災科学資料センターの FACOM M-340R を使用した。

参 考 文 献

- 1) 王宗賢他：北京地区断層の活動，地球物理学報，Vol. 21, No. 4, 1978, pp. 269-277.
- 2) 田中豊：中国における地殻応力，地殻変動および重力変化の観測と地震前後の異常変化，1977年地震学会訪中代表団報告集，1978, pp. 89-111.
- 3) 尾池和夫：中国の地震学と地震予報，京大防災研年報，第23号A, 1980, pp. 1-16.
- 4) 田中豊・林守考・加藤正明・藤田和夫：六甲断層における地殻変動の連続観測（第1報），京大防災研年報，第15号B, 1972, pp. 29-41.
- 5) 田中豊・藤田和夫：断層の診断—六甲大月断層の変位連続観測—，科学，Vol. 43, No. 5, pp. 288-292, 1973.
- 6) Huzita, K.: Tectonic Development of Southwest Japan in the Quaternary Period, Jour. Geosci. Osaka City Univ., Vol. 12, 1969, pp. 53-70.
- 7) 長谷憲治：山崎断層の左横ずれ変位について，大阪市立大学修士学位論文，1980.
- 8) 藤田和夫：山崎断層系，地震予知シンポジウム（1980），pp. 143-147, 1980.
- 9) 福井謙三：山崎断層系の変位地形，地質学評論，Vol. 54, No. 4, 1981, pp. 196-213.
- 10) 活断層研究会：日本の活断層，東京大学出版会，1980, pp. 238-239.
- 11) 岸本兆方：山崎断層テストフィールドにおける地震予知実験，地震予知シンポジウム（1980），pp. 133-142, 1980.
- 12) 尾池和夫・渡辺邦彦・中村佳重郎・谷口慶祐・岸本兆方：山崎断層地震予知テストフィールド連続観測システムについて，京大防災研年報，第24号B-1, 1981, pp. 29-40.
- 13) 尾池和夫・中村佳重郎：山崎断層における伸縮変化の連続観測結果，京大防災研年報，第21号B-1, 1978, pp. 11-18.
- 14) 中堀義郎：山崎断層安富観測坑において観測された地球潮汐歪について，京都大学修士学位論文，1977.
- 15) Taniguchi, K. and K. Oike; Behavior of Fractured Zones at the Yamasaki Fault for Teleseismic Surface Waves; J. Phys. Earth, Vol. 32, 1984, pp. 449-461.
- 16) 鈴木崇伸・伯野元彦：消波境界を持った有限要素法による波動伝播解析，東大地震研彙報，Vol. 59, 1984, pp. 327-360.