

## 近畿北部の地殻応力状態とその変化

田 中 豊

### CRUSTAL STRESS STATES AND STRESS CHANGES IN THE NORTHERN PART OF KINKI DISTRICT

By *Yutaka TANAKA*

#### Synopsis

At Hiraki Mine in Hyogo prefecture, a three dimensional stress measurement by the hydrofracturing method was recently made in a 108 m deep tunnel. This was the 5th stress measurement at the same site since 1978. The results of this latest measurement in 1992 agree well with the results of measurement in 1978 (by stress relief method) and also in Apr. 1989 which was carried out by the three dimensional hydrofracturing method. The other two measurements in Feb. 1985 and 1989 were made by hydrofracturing method for measurements of stress-depth gradient.

Those respective 5 data, except for one in April 1989, show that there is a gradual increase in the value of  $\mu_m = (\sigma_{h1} - \sigma_{h2}) / (\sigma_{h1} + \sigma_{h2})$  during the past 15 years. On the other hand, there is slight scattering by  $\pm 15^\circ$  in the direction of the horizontal principal stresses. However, this also seems to indicate the periodic variation of about 8 years with double amplitude of approximately  $25^\circ$ . The peak and the bottom of this periodic variation also seem to correspond with the alternation of the seismic activities around NE-SW and NW-SE fault systems in the Northern Kinki district.

These variations of the principal stress direction can be attributed to the changes of interaction between three plates, namely, the Pacific, the Philippine Sea and the Eurasian Plates.

#### 1. 結 言

大地震前後で前震、余震の P 軸方向が変化することは唐山地震など幾つかの例にみられる。これは大地震前の震源域における応力集中と地震後の応力解放による応力再配分のためと考えられる。このような大地震発生過程における局所的な応力場変化の他に、ある程度周期性をもった応力場の変動があると思われる。少なくとも Plate の沈み込み帯では、海洋 Plate の沈み込み方向に圧縮応力が働き、圧縮歪が増大する。非弾性的変形により応力が緩和しない限り水平応力は増大すると考えられる。しかし、沈み込み口においては、沈み込む Plate が大陸 Plate の摩擦抵抗のため、あるいは Asthenosphere の粘性抵抗のために、一定速度では沈み込まず、Slab 上面における剪断応力が摩擦強度あるいは粘性抵抗の限界にまで達した時、Plate の沈み込み速度が増大すると考えられる。これは紀伊半島の 40 km から 100 km までのやや深発地震の活動状況からも推定できる<sup>1),2)</sup>。このような深発地震活動期の周期性は Slab Pull の場合でも Ridge Push の場合でも起こり得る。このように Plate の沈み込み速度が増大すると大陸地殻の引きずり込みが行われ、内陸側への圧縮応力が増大するが、主応力方向は変化しない。

3つの Plate の相互作用を考えねばならない場合、例えば、Eurasia Plate に属する近畿北部は Pacific Plate あるいは North American Plate と Philippine Plate による方向の異なる2つの圧縮応力を受けることになる。Pacific Plate の年間平均移動速度は 10.5 cm/yr, Philippine Plate の紀伊半島付近では 3.5 cm/yr, Plate 境界までの距離は前者が後者の約2倍であり、したがって両者の圧縮応力は桁違いではないと考えられる。そこで2つの Plate の沈み込み速度の変化に応じて、この場合主応力方向の回転が十分考えられる<sup>3)</sup>。このように2つの Plate の圧縮応力がほぼ均衡しているところは近畿北部と関東北部だけかも知れない。

測地測量により主歪軸方向の回転を検出することは、精度上も、繰り返し測量の頻度からも、かなり困難である。しかし地殻変動連続観測では歪主軸方向の転換あるいは最大傾斜方向の変化にあらわれるであろうし、同一地域における地震 P 軸方向の時間的回転は検出の可能性もある。もっとも確実性の高いのは絶対応力の主軸の回転と応力値の変化であるが、今までのところ、この検出の試みは近畿北部地域だけである。

飯尾<sup>4)</sup>によれば、近畿北東部の地震発震機構解析の結果、1989年頃 P 軸は東西からもっとも NW-SE 方向に転じていたという。また西田も鳥取・島根県下の地震発震機構解析結果から P 軸が時期的に方向を転じている可能性について述べている<sup>4)</sup>。

## 2. 近畿北部の絶対応力測定

近畿北部における絶対応力測定は1979年明延鉦山<sup>5)</sup> (兵庫県北部), 1981年大谷鉦山<sup>5)</sup> (京都府西部), 1982年城見台トンネル<sup>5)</sup> (兵庫県姫路市), 宝殿採石場<sup>5)</sup> (兵庫県南部), 1983年六甲諏訪山実験坑<sup>5)</sup> (神戸市), 1984年高塚山断層付近<sup>5)</sup> (神戸市), 1985年六甲諏訪山実験坑<sup>6)</sup>, 1986年宝殿採石場<sup>7)</sup>, 1988年旧生野鉦山<sup>8)</sup> (兵庫県中部), 1988年宝殿採石場<sup>7)</sup>, 1989年土橋鉦山<sup>7)</sup> (兵庫・岡山県境)で行われている。今回報告する平木鉦山 (兵庫県南東部) では1978年, 1985年, 1989年<sup>7)</sup> (2回) および1992年に実施されたものである。測定点の位置と最大主応力方向は Fig. 1 に示す通りである。一般に主応力方向は後述する地震の P 軸の方向とよく一致しているが、断層付近では局地的特徴があらわれている。

応力値をそのまま比較するのは測定深度が異なるため意味がないので、水平面内最大, 最小主応力値 ( $\sigma_{h1}$ ,  $\sigma_{h2}$ ) の深さ分布を求める (Fig. 2)。明延と大谷の 200 m 以深の測定は Fig. 2 では省いた。また、平木, 宝殿, 土橋の深度分布測定結果<sup>7)</sup> についてはすでに報告した。Fig. 2 から  $\sigma_{h2}$  は、平木 (H -1, -5) を除いてほぼ  $\sigma_{h2}=0.6+0.024 H$  (H: Depth, 単位 m) の線上にのり、西日本標準応力勾配<sup>5)</sup>  $\sigma_{h2}=1.0+0.020 H$  よりも勾配はやや大きく、一定の深度勾配で深さと共に増加し、測定地点によっても余り乱れがないことを示している。それに対し、 $\sigma_{h1}$  は、標準応力勾配  $\sigma_{h1}=2.5+0.029 H$  に比べて浅部では小さく、また場所による乱れがかなり大きい。 $\sigma_{h1}$  は地域性と時間的変動が  $\sigma_{h2}$  よりも大きいものと考えられる。応力状態としては 200 m 以深では鉛直応力が中間主応力となり、地震の発生する深度では横ずれ断層型であって、この付近の主な地震発震機構と一致する。ただし3次元測定によると大谷, 高塚山は逆断層型で付近の断層の型と整合する。

## 3. 平木鉦山における応力測定

平木鉦山では1978年、科研費により第1回の応力測定を行った。測定場所は地表面下 108 m の坑道内で、2本のほぼ直交する水平ボーリングにより8素子ゲージを用いた応力解放法で行った。1985年には同和工営株式会社が、地表下 180 m の坑道からの鉛直ボーリング孔で水圧破砕法により、地表下 200 m から 240 m の間で応力鉛直勾配を求めている<sup>9)</sup>。その後1989年2月には地表より鉛直 70 m のボーリング孔で、水圧破砕法により応力の鉛直勾配を求めた。また同年4月には地表の同地点から斜下方2方向に30 m のボーリングを加え、計3方向のボーリング孔から水圧破砕法による3次元応力測定を行った<sup>7)</sup>。1992年12月には第1回の測定と同じ場所で水平2方向、斜下方1方向の3本のボーリング孔で、水圧破砕法による3次元応力測定を行った (Table 1 参照)。3回の3次元応力測定の結果を Table 2 と Fig. 3 に示す。Fig. 3 上は

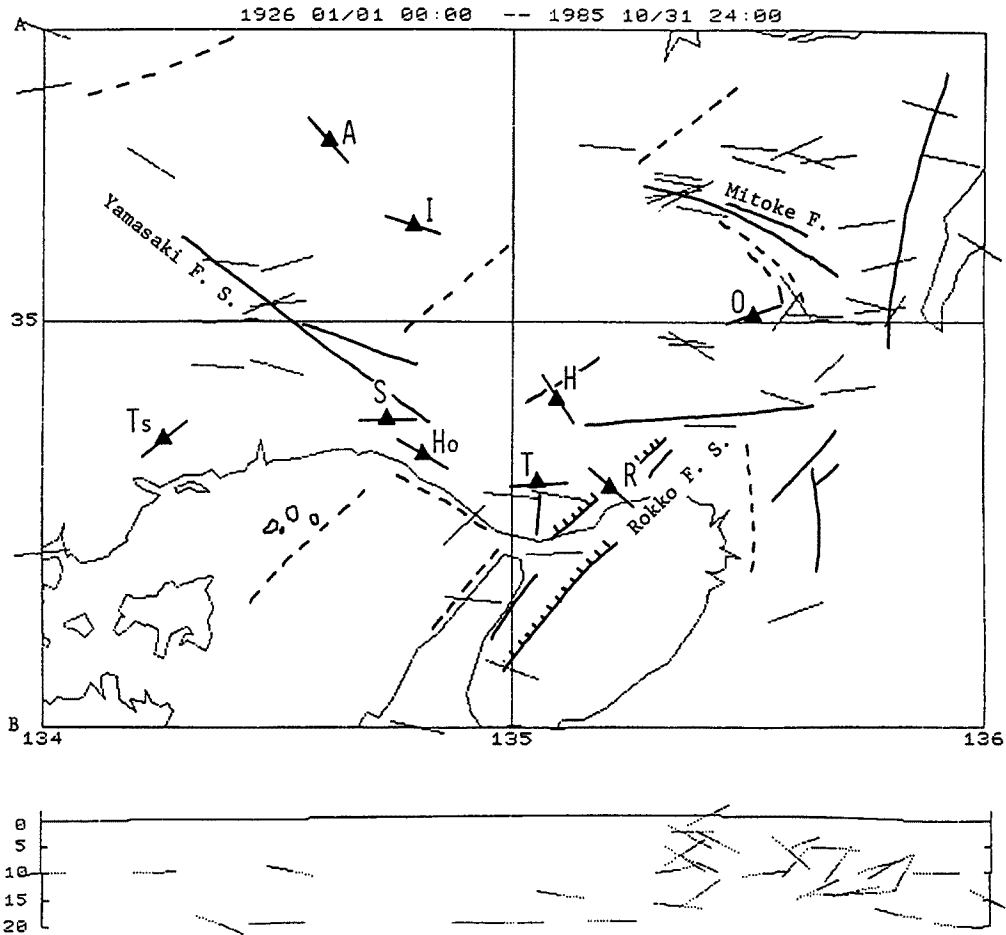


Fig. 1. Horizontal (upper) and vertical (lower) projections of P-axes of crustal earthquake ( $H \leq 20$  km) in Northern Kinki.  
 Thick bars and lines indicate maximum stress direction and main fault or fault system, respectively.  
 A: Akenobe, I: Ikuno, O: Ohtani, H: Hiraki, R: Rokko-Suwayama, T: Takatsukayama, Ho: Hoden, S: Shiromidai, Ts: Tsuchihashi

Table 2 に示した 3 次元応力の主軸方向である。1978年と1992年の測定結果は一見非常に異なるように見えるが、最大主応力  $\sigma_1$  と中間主応力  $\sigma_2$  が入れ替わり、主応力方向が少し回転しただけである。つまり表からもわかるように、1978年の測定では  $\sigma_{hl}$  と鉛直応力 ( $\sigma_v$ ) の差はほとんどないが、1992年の測定では  $\sigma_v$  はほとんど変化していないのに対し  $\sigma_{hl}$  が1.5倍に達している。このことは Fig. 3 下の水平面内主応力軸を見ても明らかである。1989年の測定は地表面下 25 m の浅い測点での測定であるため 3 次元的には  $\sigma_v$  が小さく最小主応力軸となっており、また浅いため剪断応力値も低くなっているが、1978年の測定と十分一致していると考えられる。これによっても測定の手法や多少の測定場所の位置の差は余り影響はなく、全般に多少地形影響が表れているものの、測定結果は良好であるといえる。なお、岩盤はいずれも白亜紀後期流紋岩である。

#### 4. 平木における応力変化

3 次元応力測定の結果、水平面内主応力方向や主応力値はかなり、精度よく決定されていると考え

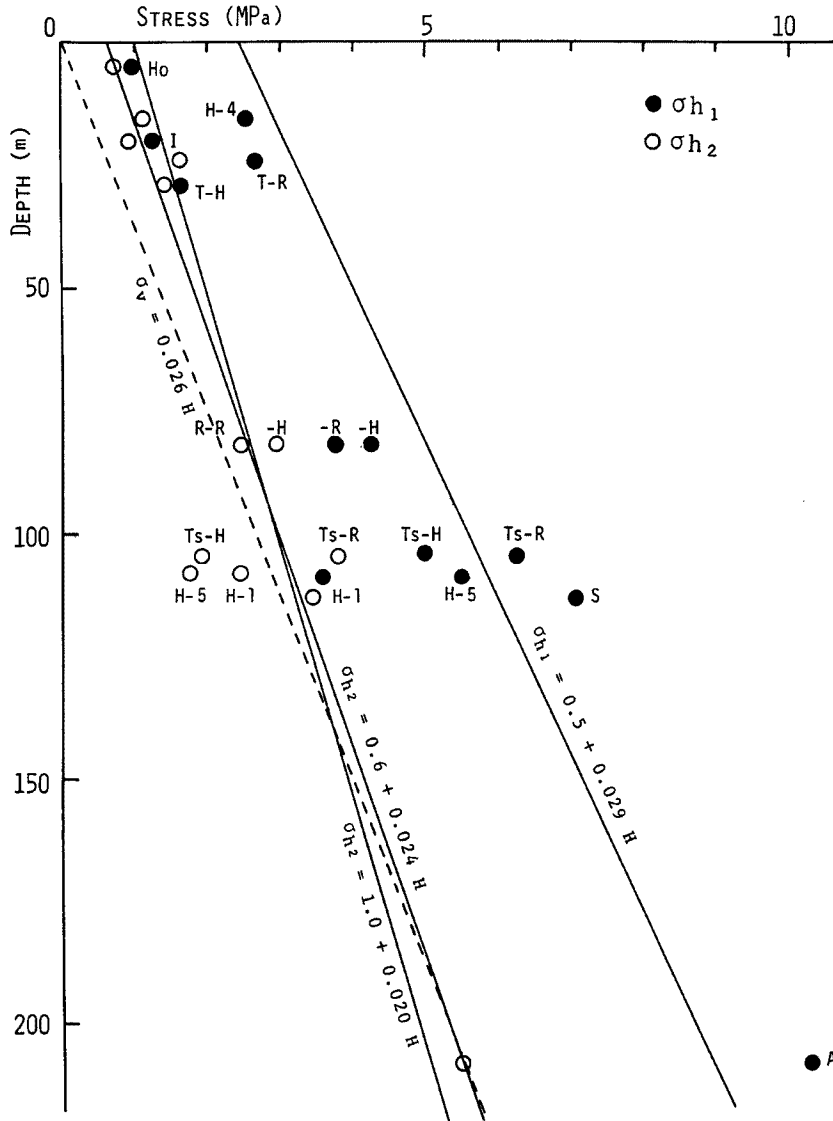


Fig. 2. Stress-depth gradient in Northern Kinki.  
 A, I, ..., Ts are the same as in Fig. 1. -1, -4 and -5 are the same Nos. as in Table 1.  
 -H: hydrofracturing method, -R: stress relief method

Table 1. Operation items for crustal stress measurements at Hiraki site  
 $\theta$ : azimuth of max. horizontal stress  
 $\mu_m$ : ratio of max. shear stress value to mean stress value

No.	Date	Method	Item	Depth (m)	$\theta$	$\mu_m$
1	1978 Dec.	Stress Relief	3 Dimensional	108	N29°W	0.16
2	1985 Sep.	Hydrofracture	Depth Gradient	200~240	N15°W	0.35
3	1989 Feb.	Hydrofracture	Depth Gradient	23~65	N37°W	0.40
4	1989 Apr.	Hydrofracture	3 Dimensional	25	N34°W	0.21
5	1992 Dec.	Hydrofracture	3 Dimensional	108	N10°W	0.53

Table 2. Results of absolute stress measurements at Hiraki site

	December, 1978			April, 1989			December, 1992		
	MPa	Stress Relief Method Azimuth	Dip	MPa	Hydrofracturing Method Azimuth	Dip	MPa	Hydrofracturing Method Azimuth	Dip
$\sigma_1$	4.9±0.5	N 53°W±15°	48°±10°	3.0±0.4	N45°W±12°	25°± 8°	5.9±1.4	S 16° E	16.9
$\sigma_2$	3.1±0.7	N169°W±18°	21°±20°	1.9±0.4	S 39°W±12°	13°±10°	3.2±0.8	N54°W	68.9
$\sigma_3$	1.9±0.5	N 86° E±25°	54°±10°	0.2±0.6	S 76° E±16°	61°± 9°	1.3±2.1	N70° E	12.3
$\sigma_{h1}$	3.6±0.8	N 29°W±27°	—	2.6±0.4	N34°W±18°	—	5.4±1.5	N10°W	—
$\sigma_{h2}$	2.6±0.7	N118°W±27°	—	1.7±0.3	N56° E±18°	—	1.6±1.0	N80° E	—
$\sigma_v$	3.7±0.4	—	—	0.8±0.6	—	—	3.3±0.7	—	—

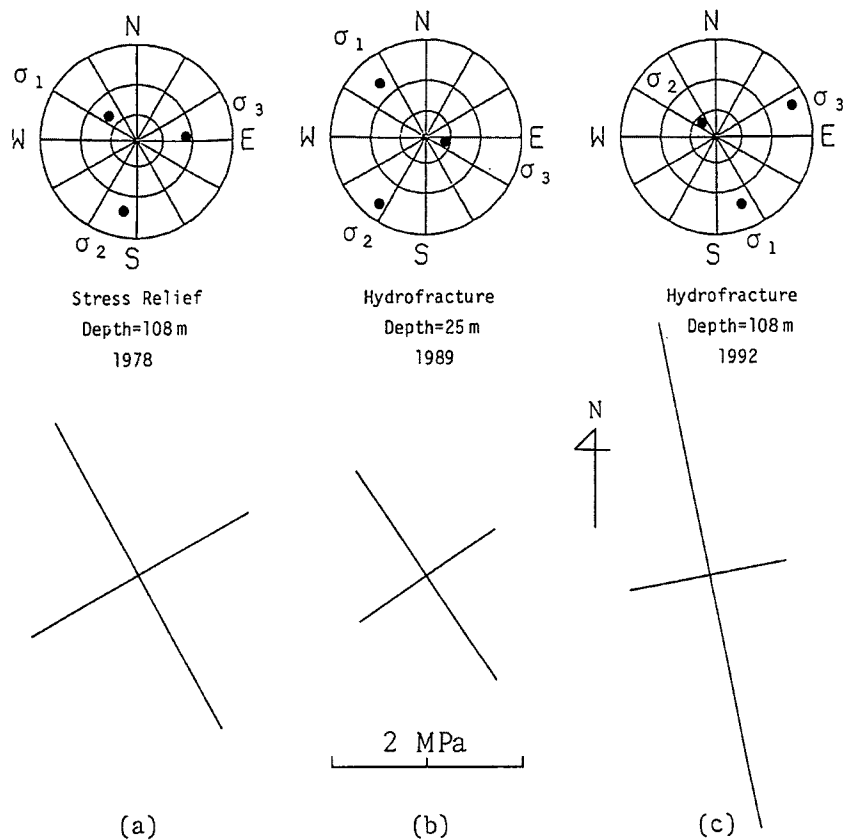


Fig. 3. Results of absolute stress measurements.  
 Upper: directions of principal stresses shown on stereographic net of lower hemisphere.  
 Lower: the principal axes of horizontal stress.

られる。実際に応力値、主応力方向が変化するとすれば、水平面内応力が主であると考えられるため、1985年、1989年の応力深度勾配測定による水平面内応力値、主応力方向<sup>7)</sup>を加えれば5回の測定から応力変化の有無を推定することができる。主応力方向については全深度の平均値をとった。主応力値は深さにより異なるため、そのままでは比較できないので、平均応力に対する剪断応力の比  $\mu_m$  をとった。得られた平木における応力の時間的変化を Fig. 4 に示す。1989年4月の測定は地表面下25 m の値であって、付近の破砕が進

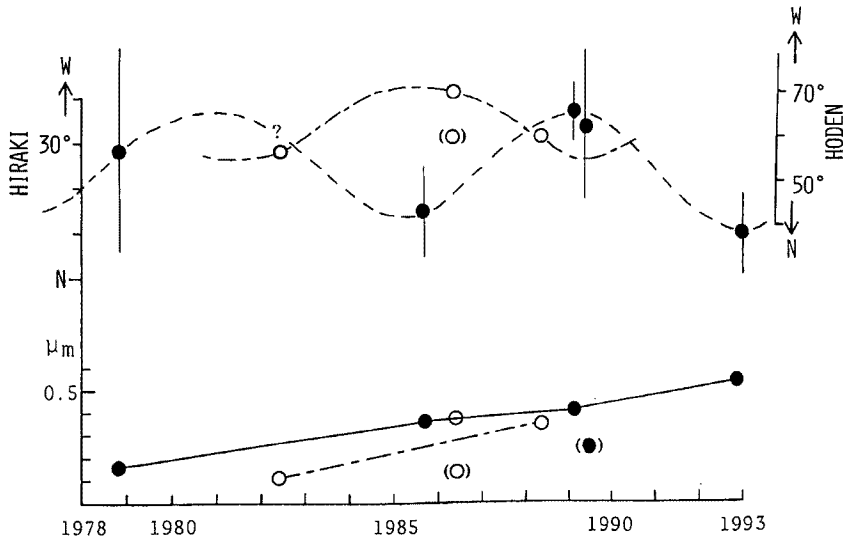


Fig. 4. Variation of max. horizontal stress direction and change of  $\mu_m = (\sigma_{h1} - \sigma_{h2}) / (\sigma_{h1} + \sigma_{h2})$  with time.  
●: Hiraki, ○: Hoden

んでいるとすると、 $\mu_m$  の値は小さくなるはずであるから参考に止めるとして、時間的変化をみると、 $\mu_m$  の値は1978年の0.16 (Table 1 参照) から1992年の0.53まで徐々に増加しているように見える。これは地震発生危険度が高まっていることを示す。なお、 $M=2.6, 2.8$ の地震が1992年10月平木の北を走る NE-SW 系の大川瀬断層、御所谷断層付近に発生している。また、主応力方向はかなりの誤差もあるが、 $N10^\circ W$  から  $N37^\circ W$  の間にあり、約  $25^\circ$  の振幅で変動し、Fig. 4 ではほぼ正弦曲線上に乗るように見える。少なくとも、このような周期的な方向変化の存在を否定するものではない。その場合、極値は1976, 77年頃, 1980, 81年頃, 1985年頃, 1989年頃, 1993年頃でほぼ8年の周期となる。

## 5. 宝殿採石場における応力変化

近畿北部で平木の他に繰り返して2, 3回の絶対応力測定が行われたのは、宝殿、生野、六甲諏訪山であるが、生野、六甲は測定間隔が短いので応力変化としての議論はできない。宝殿採石場では2~4年の間隔で3回の測定が行われている。しかし、第1回(8素子ゲージ法)、第2回(16素子ゲージ法、水圧破砕法)、第3回(応力深度勾配測定)共に、測定方法が異なるため厳密な議論はできない。ただ、試みに Fig. 4 に白丸で示すと、 $\mu_m$  は平木の場合と同様に増加の傾向となる。水平面内主応力方向は誤差の範囲内で平均  $N70^\circ W$  であると考えた方が良くもされない。しかし方位はより精度の高い鉛直ボーリングによる16素子ゲージ法のデータを採用し、8年周期の変動があると仮定して変動曲線を描くならば、平木と同じく1981年, 1985年, 1989年を極値とする約8年周期の変動の存在を、やはり否定するものではない。ただし、回転方向は平木とは逆であり、これに理由があるとすれば、測点付近の断層の走向に NE 系と NW 系の違いがあるためとしなければならない。

## 6. 近畿北部の地殻変動観測から推定される地殻応力変化

1951年から1971年までの生野鉦山地下160mの坑道内での傾斜観測の結果、最大傾斜方向が SE から E 方向へ、その後再び SE 方向に徐々に回転していることがわかった。最大傾斜方向が E 方向に近い時期である1956年から1964年頃、近畿北部では NE-SW 系の地震活動が低くなり、逆に NW-SE 系の山崎断層に1961年

の兵庫県西部群発地震が発生し、同様に7年後の1968年にはNW系の三峠断層で和知群発地震が発生している。この結果に基づいてNE-SW系の断層とNW-SE系の断層付近の地震活動の交代性と最大傾斜方向の関連性を論じた<sup>10,11)</sup>。この最大傾斜方向の変化は主応力方向の回転によるものと考えられる。ただし抗道変形による一定方向の等速度の傾斜変化に対し、それと交叉する方向に傾斜速度変化が加わると傾斜Vector図では、最大傾斜方向が変化したようにみえることに注意しなければならない。中部地方の尾小屋<sup>12)</sup>、神岡<sup>13)</sup>の傾斜変化の場合は、生野と異なり傾斜速度の変化はNW-SE方向で、この方向のみ傾斜速度の変化がある。つまり、最大圧縮応力の変化はあるが、最大傾斜方向(主応力方向)の変化はみられないことも報告した。上賀茂地学観測所(京都市)の1941年から1984年まで40余年間の傾斜観測の結果では、NW-SE方向の傾斜変化が卓越し、1941年、51年、62年、73年、82年にもっともNW方向に傾斜し、約10年の周期性がみられる。この場合もやはり周期的な応力変化のあったことが期待できる。その後生野の観測<sup>14)</sup>では最大傾斜方向と最大圧縮歪方向の変化は同時に起こることが実証され、特に1981年の傾斜方向の転換と歪主軸方向の回転は顕著であるが、1981年は平木で予想される主応力軸方向がもっともNWに偏った時期に相当する。また、山崎断層の地震活動の4年あるいは8年の周期性も明らかになって来ている。これに関連して、精密測地測量による山崎断層近傍の地殻変動にも8年周期と思われる高度変化と歪速度変化が見られる<sup>15)</sup>。

## 7. 近畿北部の地震活動

**Fig. 5** は1951年から1990年までの40年間の近畿北部の20 kmより浅い地震の活動図である。これを山崎断層、三峠断層に沿うNW-SE系(A, D地域)と花折断層、六甲淡路と大阪湾底断層系および生野付近をNE-SWに延びる活動域のNE-SW系(C, B, E地域)に分けて活動状況を調べた。

ここで顕著なのはA地域の60年前後、68~73年、79、80年、84年の山崎断層付近の活動、D地域の1968年の三峠断層上の和知地震群、C地域の83、84年の京都府亀岡付近の群発地震活動である。なお、近畿中北部が83、84年頃から新しい活動期に入ったことは、幾つかの研究ですでに指摘されている。

**Fig. 5** の地震活動の時間的経過を調べると、NW-SE断層系の活動期は51~54年、58~61年、68~73年、79~84年、88年で、NE-SW断層系の活動期は51~53年、56~58年、61~68年、73~79年、84~87年であり、53年以前を除くと両断層系で明らかに地震活動の交代が見られる。**Fig. 6** はA, B地域の地震活動の消長を例として示したものである。ここで、54年、58年、61年、68年、73年、79年、84年、88年が地震活動の交代期となり平均4.3年、周期は8.6年となる。これは平木における主応力変化の極値の年を50年頃まで外挿した52、56、60、64、68、72、76、81、85、89、93年とは1、2年位のずれでかなり一致する。

しかし近畿北東部の地殻構造の複雑さ、主応力方向の変化と関係が少ないと考えられる微小地震の常時活動、大断層の走向と共役な小断層、あるいは、直交する逆断層などに発生する地震などのため、地震活動期の交代は稀積されて一見明瞭ではない。

## 8. 地震発震機構解析によるP軸の方向分布

近畿地方北部のP軸方向はWNW-ESEからWSW-ENE方向が主である。日本海側はNW-SE方向が多いが山崎断層、三峠断層付近はENE-WSWのものが多い。P軸を東西鉛直断面上に投影すると東経135.3°~136°間の近畿北部すなわち琵琶湖から京都府兵庫県境にかけての地域はP軸が大きく傾いているものが多い(**Fig. 1**下参照)。飯尾<sup>16)</sup>によればこの地域は横ずれ型の他、逆断層型も多く見られ、また正断層型の発震機構をもつものも発生するという。構造的にも、Tectonics的にも極めて複雑で、多数の微小地震の発生もよく知られる所である。とくに、1989年にP軸方向は東からもっともNW-SE方向に偏っていた<sup>4)</sup>という示唆は、平木の主応力軸方向の偏れと比較して興味深い。ただし平木では1989年もっともE-Wの方向

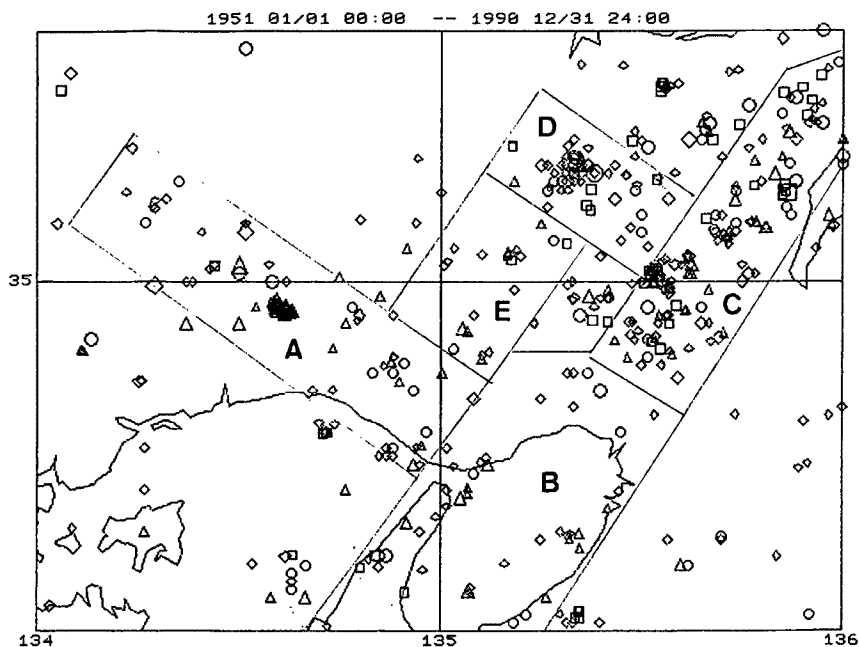


Fig. 5. Distribution of epicenters from 1951 to 1990 in Northern Kinki ( $M \geq 3$ ,  $H \leq 20$  km).

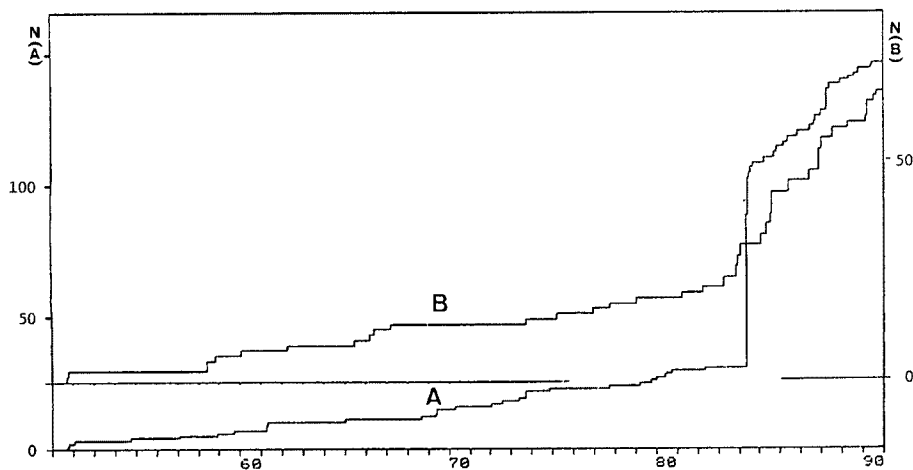


Fig. 6. Cumulative numbers (N) of earthquake in A- and B-regions. (Ref. Fig. 5)

に偏れたという差異があり、むしろ W からもっとも NW に偏れた宝殿の主応力方向変化と一致する。この主軸回転の左旋と右旋は今後解明すべき問題であるが、極点の時期が一致するとすれば何らかの構造上の理由によるものであろう。Fig. 7 は Fig. 1 と同じ地域の P 軸方向の時間分布を示したものである。この中で P 軸の方向が東西よりも EN-SW 方向に偏れている地震が発生しているのは 1952, 57, 60, 61, 65, 68 (4 個), 73, 74, 76, 77, 84 (3 個) 年であり、57年, 65年, 76, 77年を除けば NW-SE 系の断層が活発化の時期で、主として山崎断層、三峠断層付近の地震であることがわかる。またこれらの地震はすべて、平木の主応力方向が、推定される 8 年周期変化の山谷付近で発生している (Fig. 10 参照)。ただし、P 軸解析時期に偏りがあるかも知れない。



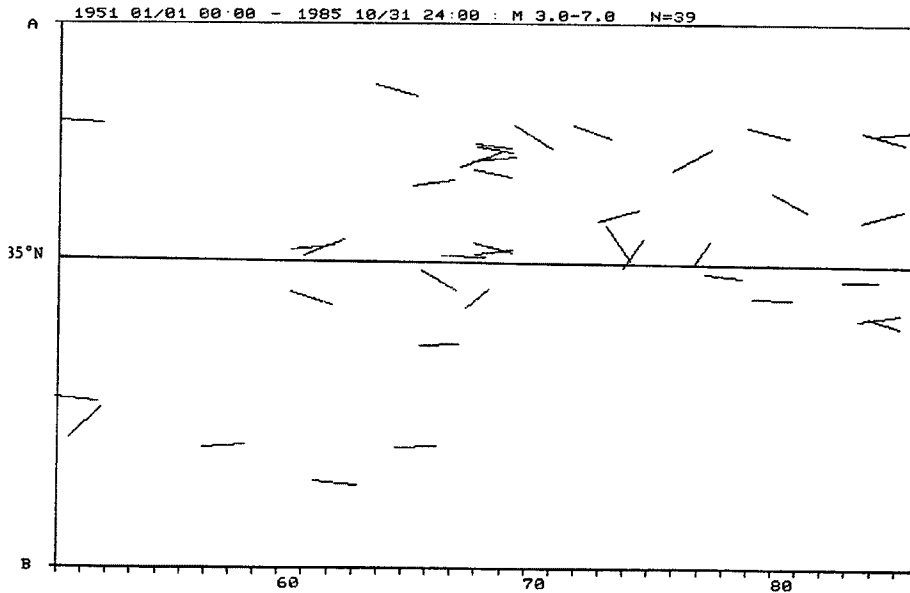


Fig. 7. Time variation of directions of P-axis in Northern Kinki.

### 9. 地震 P 軸の回転と地震活動域の交代

NE-SW の断層系と NW-SE の断層系との間に地震活動域の交代性があり、両断層系における地震 P 軸方向に  $50\sim 60^\circ$ 、摩擦角を考慮しても  $20\sim 30^\circ$  の方向差が存在することが Fig. 1 からわかる。これは地殻応力の主軸方向の回転に起因すると考えられる。NE-SW の断層の走向は実際には  $N50\sim 60^\circ E-S50\sim 60^\circ W$ 、これと共役な NW-SE 系の断層の走向は  $N50^\circ W-S50^\circ E$  で走向差は  $70^\circ$  に近い (Fig. 1 参照)。NE-SW 系では  $N75^\circ W$  方向の圧縮応力、NW-SE 系の断層では  $N95^\circ W$  方向への圧縮応力が働いた時にすべりやすいと考えれば、その方向には最大  $20^\circ$  の方向差がある。 $N80^\circ W\sim W$  方向に主応力軸があればいずれの断層系でも地震が発生する可能性があるが、それ以上両側に偏れると、一方の断層系に働く剪断応力は低下し、地震が発生しにくくなる。ただし大きな断層には小さな共役断層や直交する逆断層が派生することが多いので現実には複雑であるが、主応力方向が E-W から時計まわりに回転した時は NE 系が、反時計まわりに回転した時は NW 系の断層ですべり破壊、すなわち地震が起こりやすくなる傾向があるはずである。ただし差応力が十分大きくなければならないし、間隙水圧などの条件も整わなければならないであろう。

### 10. 主応力方向の回転の原因

平木における主応力方向の振動的回転の振幅は約  $25^\circ$  である。 $25^\circ$  の主応力方向の変化は十分可能性がある。緒言に述べた仮説に基づけば、Pacific Plate の移動速度は鹿島灘沖付近ではほぼ WNW 方向へ約  $10.5\text{ cm/yr}$ 、紀伊半島沖の Philippine Sea Plate の移動速度は NW 方向へ  $3.5\text{ cm/yr}$  であり、一方近畿北部から Plate 境界までの距離は、Pacific Plate の場合 Philippine Sea Plate の約 2 倍である。Plate による圧縮応力は移動速度に比例し、沈み込み速度の変化による応力の強さ変化の振幅は距離または距離の二乗に逆比例して減少するとすれば、近畿北部では Pacific Plate による東西圧縮応力の周期的変化はほとんどなく、圧縮応力はほぼ一定であり、最大圧縮応力と最小圧縮応力はそれぞれ深度  $200\text{ m}$  ほどで  $10\text{ MPa}$ 、 $4\text{ MPa}$  (最大剪断応力  $3\text{ MPa}$ ) であると仮定する。これに北西方向への Philippine Sea Plate の 8 年周期の圧縮応力が加わるとする。周期的変化の分の応力は  $5\text{ MPa}$  とし、直交方向の引張応力 (Poisson 比相当分) は  $-2\text{ MPa}$  とし、

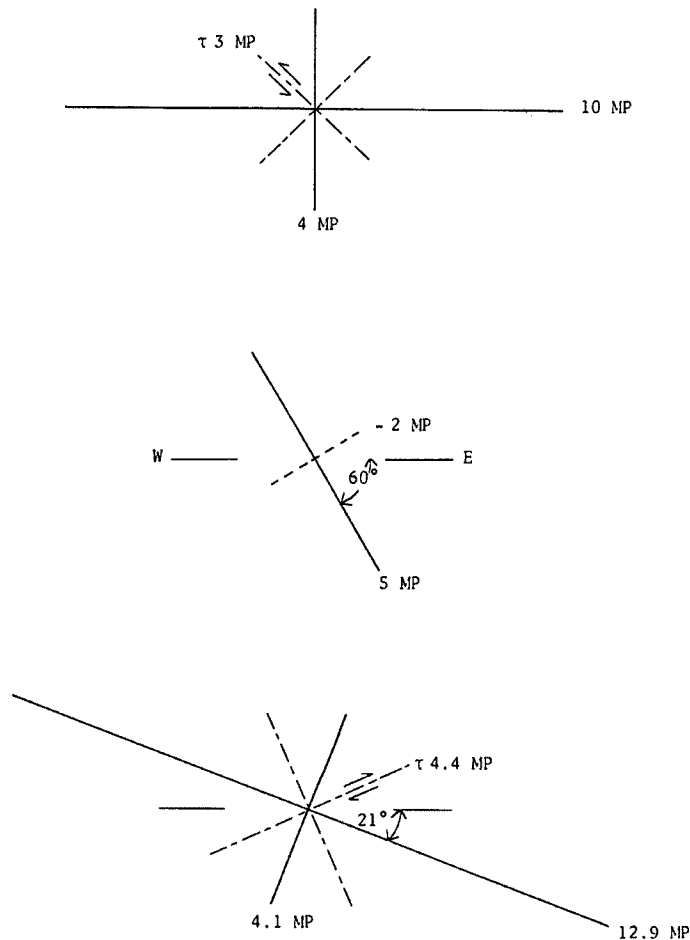


Fig. 8. Composition (lower) of constant crustal stress caused by the Pacific Plate (upper) and variable crustal stress by the Philippine Sea Plate (middle).

両応力を合成すれば主応力軸の回転は最大  $21^\circ$  となり剪断応力は  $3 \text{ MPa}$  から  $4.4 \text{ MPa}$  に増大する (Fig. 8 参照)。この値は平木における主応力方向変化の振幅に近い。なお Philippine Sea Plate の沈み込み速度の加速期間は紀伊半島下の Slab 先端および上面に発生する地震活動から見て、1949~53, 1960~66, 1973~75, 1979~85, 1990~であると推定される<sup>1)</sup>。上賀茂の  $N45^\circ W$  方向への傾斜が最大になるのは、ほぼこれに1~1.5年遅れの1941, 50, 61, 73, 81年で、北西方向への応力が増大すると、上賀茂では逆転して SE への傾斜を開始し4~6年継続することになる。

## 11. 結 語

大阪府北部、京都府下の微小地震頻発地帯には多くの活断層があり、構造上複雑で主応力軸の傾きも大きい。しかもこの地域の地表面近くは、均質な岩盤地帯が少なく、とくに古生層岩盤は、岩は硬質であるが脆く、絶対応力測定は不可能に近い。ただ、京都府下の大谷鉱山は花崗岩であり測定ができたが、すでに閉山となって現在再測定は不可能である。兵庫県下では多数点で応力測定を行ったが、平均的に見ると最小主応力の深度勾配は西日本標準応力勾配とほぼ等しい。最大主応力値は場所によってかなり差があるが、西日本標準応力勾配を越える所は余りない。つまり、最近まではこの地域の応力値は全般に低かった。しかし、平

木と宝殿の測定の結果によると  $\mu_m$  が徐々に増大している。つまり、最大圧縮応力値が増大し、最小主応力値は余り変わらないため、剪断応力が増加している傾向がある。

一方、測定された主応力方向は近畿北西部で NNW-SSE から WSW-ENE であるが、地震の発震機構の P 軸の方向とよく一致している。NW-SE 系断層付近では WSW-ENE 方向の P 軸をもつ地震が多く、NE-SW 系断層では NW-SE~E-W 方向に P 軸をもつものが卓越している。

平木と宝殿の絶対応力測定の結果から、主応力方向は 8 年ほどの周期で WNW から NNW 方向の間で振動的に回転しているように思える。ただし左旋と右旋という違いがあり、その理由はわからないが山谷の年は一貫している可能性がある。8 年周期を過去にまでさかのぼって外挿すると、主応力方向は 1952, 56, 60, 64, 68, 72, 76, 80, 85, 89, 93 年に逆転していることになる。P 軸が E-W 方向から NE-SW 方向にある地震は、これらの主応力方向逆転の頃に発生している。また NE-SW 系断層沿いの地震活動と NW-SE 系断層沿いの地震活動の交代は、この逆転期の頃とかなり関係がある。地殻変動観測や精密測地測量で最大傾斜方向や最大圧縮歪軸方向の転換、あるいは面積歪の増減もこれと同時に起こるものと考えられる。以上の地震活動期の交代、P 軸方向の左旋や主応力方向の変化の時期をまとめると Fig. 9 のようになる。また紀伊半島の深い地震の活動期と上賀茂、生野の傾斜 Vector 方向の転換期も併示してある。これから主応力方向は周期的に変動していると推測される。

主応力軸の方向変化があるとすると、その原因は緒言で述べたような 3 つの Plate の相互作用と Plate の周期的な沈み速度の変化に起因すると考えられる。以上のデータは必ずしも精度の高いものではない。したがって、この仮説を支持し、証明できたものとは現在なお考えていない<sup>17)</sup>。このデータから 8 年周期の主応力方向の回転は考えられないと反論することも可能であろうが、これは一つの作業仮説である。ただ測定観測されたものすべてを、誤差の範囲内とみて、それ以上の推論を進展させないとすれば、技術開発・精度向上だけにとらわれて、目的とする地球科学上の進展はない。今後は地震活動状況に応じて絶対応力の繰り返し測定を行うことが必要であり、平木、宝殿、生野、六甲諏訪山で継続することが可能である。

この論文の地震活動や P 軸に関する図はいずれも SEIS-PC によるものである。平木の応力測定についてはハットリ株式会社平木事業所御一同のお世話になった。とくに谷波正三社長、舟見一郎平木事業所長、藤田雅由同鉱山部長には多大の便宜を計らって頂いた。厚く感謝の意を表する次第である。

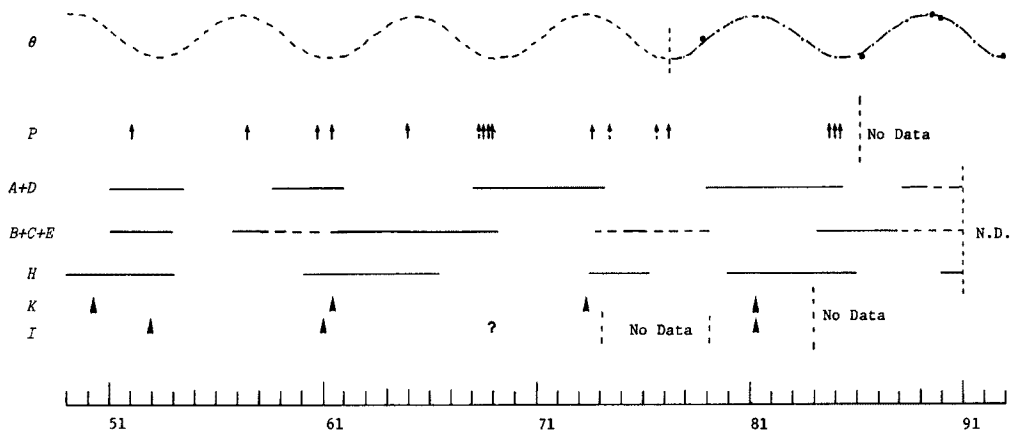


Fig. 9. Time variations of principal stress direction ( $\theta$ ), occurrence of earthquake having P-axis in W~NW directions (P), seismically active period in A-, D-regions (A+D), in B-, C-, E-regions (B+C+E), and of inter plate earthquake ( $40 \text{ km} \leq H \leq 100 \text{ km}$ ) below the Kii Peninsula (H) and reverse time of tilt vector at Kamigamo (K) and Ikuno (I).

## 参 考 文 献

- 1) Tanaka, Y.: Modes of Crustal Movements in Subduction Zones—Observed Results in the Kii Peninsula along the Nankai Trough—, J. Geod. Soc. Japan, Vol. 35, 1989, pp. 133-147.
- 2) Tanaka, Y. and I. Naito: Gradual Crustal Movements with Some Periodicity and the Related Phenomena, J. Geod. Soc. Japan, Vol. 22, 1976, pp. 311-313.
- 3) 田中 豊：地殻応力測定による地殻浅部の破壊現象の予測, 物理深査, 第45巻, 1992, pp. 484-502.
- 4) 飯尾能久, 西田良平：各私信.
- 5) Tanaka, Y.: STATE OF CRUSTAL STRESS INFERRED FROM IN SITU STRESS MEASUREMENTS, J. Phys. Earth, Vol. 34, Suppl., 1986, pp. S57-S70.
- 6) 黒石裕樹・小笠原宏・竹内智一・田中 豊・水田義明：小口径水圧破碎法による地殻応力の繰り返し測定—六甲諏訪山実験坑, 地震, 第41巻, 1988, pp. 203-213.
- 7) 田中 豊・藤森邦夫・竹内智一：平木鉦山, 宝殿採石場および土橋鉦山における地殻応力測定, 京大防災研年報, 第33号 B-1, 1990, pp. 23-37.
- 8) 田中 豊・藤森邦夫・竹内智一：測定された地殻応力変化と観測された地殻ひずみ変化の比較, 京大防災研年報, 第32号 B-1, 1989, pp. 61-73.
- 9) 同和工営 K.K. 技術開発部：大深度バツカー実用化試験報告, 1985.
- 10) 田中 豊・小泉 誠・加藤正明：地震活動に関係した地殻変動 (5A)—近畿地方北西部の地震活動と生野で観測された地殻変動—, 京大防災研年報, 第13号 A, 1970, pp. 91-108.
- 11) 田中 豊・小泉 誠・加藤正明：同 (5B), 京大防災研年報, 第14号 A, 1971, pp. 71-84.
- 12) 田中 豊・加藤正明・小泉 誠：同 (4)—中部地方北西部の地震活動と尾小屋で観測された地殻変動—, 京大防災研年報, 第12号 A, 1969, pp. 155-170.
- 13) 田中 豊・加藤正明・小泉 誠：同 (6)—中部地方北西部の地震活動と神岡で観測された地殻変動—, 京大防災研年報, 第14号 A, 1971, pp. 85-95.
- 14) 田部井隆雄・藤森邦夫・田中 豊：生野における地殻変動の連続観測 (1977-1983), 測地学会誌, 第31巻, 1985, pp. 189-201.
- 15) Fujimori, K.: A Study on the Movements of the Yamasaki Fault, Southwestern Japan, Revealed by Geodetic Methods, J. Geod. Soc. Japan, Vol. 37, 1991, pp. 333-358.
- 16) 飯尾能久：微小地震のメカニズム解の大量決定による応力場の推定(2), 地球惑星科学関連学会1993年合同大会予稿集, 1993, p. 234.
- 17) Nishida, R., M. Hirano and K. Shiono: Seismological Reevaluation of Regional Stress Orientation and Fracture Angle in the Kinki District, Southwest Japan with Reference to Developmental Process of Conjugate Faults, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 24, 1974, pp. 25-47.