

# 生野鉱山内の山はねによる震動

田 中 豊 ・ 西 田 良 平

## GROUND TREMORS CAUSED BY ROCK BURSTS IN THE IKUNO MINE

By Yutaka TANAKA and Ryohei NISHIDA

### Synopsis

Rock burst occurred at the Ikuno mine in the central part of Hyogo prefecture on Jan. 26, 1970. Coincidentally, ground tremors were also observed by the network for micro-earthquake observation stations in the prefecture and it is evident that the origin of tremors coincided with the rock burst area.

Energy release in the origin estimated as  $3 \times 10^{12}$  ergs from the analysis of microseismogram and this value coincides almost with the strain energies estimated from the situation of the broken domain and the strength of rocks.

An exact source-mechanism for the tremors could not be obtained. However it seems that the direction of the principal stress (E-W) inferred from the seismic data was perpendicular to the vein-plane near the scene and a null vector of focal sphere was within the plane.

Moreover, the E-W direction was the same as that of the tectonic forces in the prefecture. It is interesting to note the frequency of the rock burst and the active epoch of the seismic belt near Ikuno coincided with each other.

### 1. 緒 言

1970年1月26日06時55分生野鉱山(兵庫県朝来郡生野町)の地表面下830~890mの深所で山はねが起り、生野町内全域で(現場より数km)「どん」という音を伴う震動を感じたという。幸い操業前の早朝であったため人的被害はなかったが、山はね発生現場では3段の坑道が数10mにわたって破壊されたとのことであった。兵庫県から鳥取県東部にかけては、防災研究所鳥取微小地震観測所の微小地震観測点が8カ所と同理学部阿武山地震観測所所属の2観測点があり、欠測中の1カ所を除く9カ所で、山はねによる波動らしいものをとらえることができた。この震動は地震記録と寸分違わないので、山はねの事実を知らなければ微小地震として処理されていたと考えられる。生野鉱山内には、1943年以来京都大学(現在防災研究所地かく変動部門)の地殻変動観測室が設けられ、現在も水平振子型傾斜計による観測が行なわれているが、傾斜計にはとくに異常は認められなかった。山はねは元来自然地震の震動や、坑内発破の震動に誘発され、あるいは発破直後に発生しやすいが、少なくとも約40kmはなれた豊岡測候所のWiechert地震計にはいかなる自然地震の震動もとらえられていなかった。その後の調査からもこの時刻には日本国内で地震動は観測されていない。また前日は休日で鉱山は操業しておらず、当日も山はね発生の前に発破がかけられた事実はなかった。この山はねの震動によるものと思われる波動源を微小地震観測点でとらえられた地震記録の検測から求めると、震源はほとんど山はね現場の位置に一致する。また波動energyを計算すると、現場の山はねの状況から計算される機械的energyと矛盾なく一致する。しかし発震機構は観測点が疎であるため一義的には定まらない。それ故これから山はね発生機構との何らかの関連を推定することは今のところ困難であ

る。しかし山はねに際してほぼ東西方向の水平主応力が働いたことは、押し引き分布から見て間違いない。その方向は鉱床面に垂直であり、したがって null vector は、この面内にあり、主張力は鉱床面内で鉛直あるいは水平に近い方向に働いて破壊した可能性がある。以下これらの事柄についてのべることにする。

## 2. 山はね発生地区の地質鉱床の概観<sup>1)</sup>

生野鉱山の周辺は、中生代白亜紀後期から新生代古第三紀にかけての火成活動による凝灰岩、頁岩などの 1000 m 以上に及ぶ厚いわゆる生野層群から成り、この生野層群を貫いて流紋岩、玄武岩、安山岩、石英安山岩の岩脈が入っている。このうち流紋岩、玄武岩の岩脈は鉱床生成前のもので、鉱脈は岩脈中の断層または割れ目を充填した熱水鉱脈である。この地域の断層は NW-SE 系、NE-SW 系および N-S 系、E-W 系の断層に分かれる。山はね現場に近い粘土断層、35°断層は NE 系、20 号断層、二井断層は NW 系である (Fig. 1 参照)。

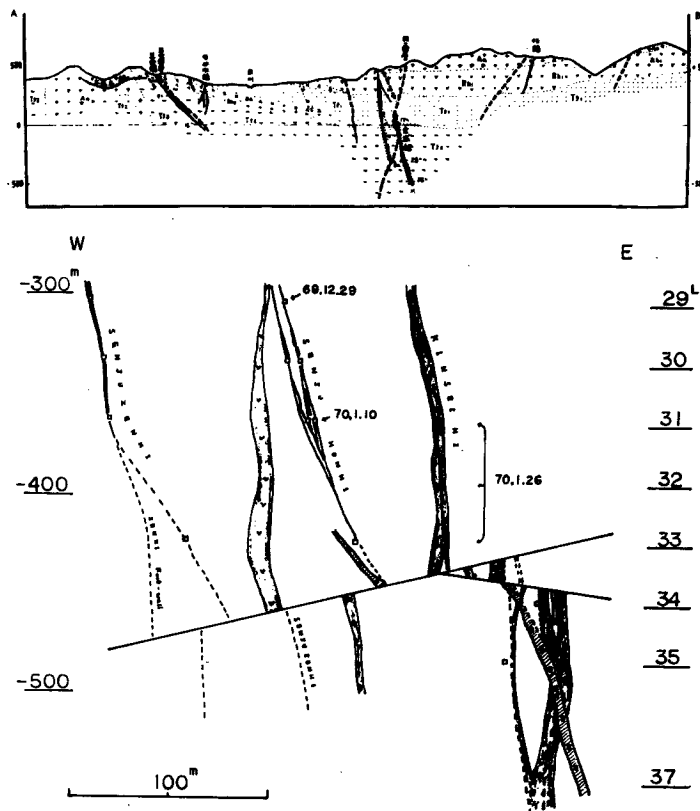


Fig. 1 E-W cross section of the Ikuno mine (Upper) and the levels below 29 L in Kanagase-ko (Lower). (Supplied by the Ikuno mine)  
Arrows and numerals indicate the positions and the dates of rock bursts respectively.

生野の鉱床群は位置によって、4つの地区に分けられているが今回山はねの発生した金香瀬鉱床群には N-S 系の千珠本鍾、千珠前鍾、金盛鍾 (山はね現場での平均走向は N15°W) と NW 系の光栄鍾があり、鉱脈は N-S 系の玄武岩岩脈中に多く存在して、他の鉱床群にくらべて稼行深度が深く、また断層により走

向、傾斜ともに変位されていることが多い。脈幅は1 m内外で膨縮があり N-S系の脈は東へ70°~80°の傾斜をもっている。採掘法は Sand Slime 充填法である。

### 3. 山はね発生現場の状況

生野鉱山で山はねによる大きな物的被害が生じたのは今回が最初である。それ以前にも小規模の山はねは、少なくとも1966年以降、5回起ったことが認められているが、注目をひく程度のもではなかった。しかしその頃から山はねが発生しはじめたのは、稼行深度が深くなったため、5回の山はねは、いずれも金香瀬地区千珠本鍾の稼行深度のもっとも深い地域の25番坑道（地表面下650 m以上、平均海面下220 m）以深で発生している。

今回の山はねは、金盛鍾19号~24号区間の31, 32, 33番坑（それぞれ海面下363 m, 393 m, 423 m, 地表面下835 m, 865 m, 895 m）の3 levelで発生した。とくに被害の大きかったのは南北約60 mの間で32番坑が著しい。この地域は現在35番坑（地表面下955 m, 海面下483 m）まで達しているが、31番坑の鍾押し坑道の展開開始は1963年12月、32番, 33番はそれぞれ1967年2月, 1965年8月であり、採掘開始は、

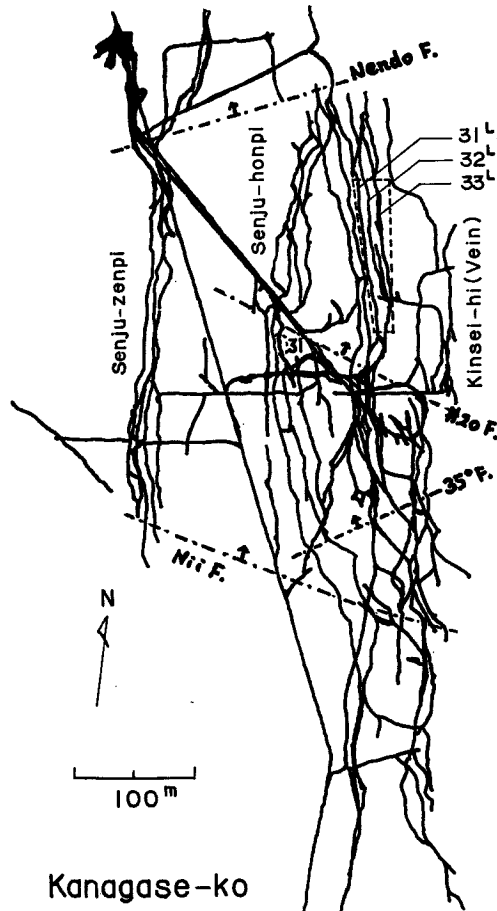


Fig. 2 Underground map of Kanagase-ko. (Supplied by the Ikuno mine) The domain of the rock burst is closed by dotted lines. Chain lines show the fault lines in level 31.

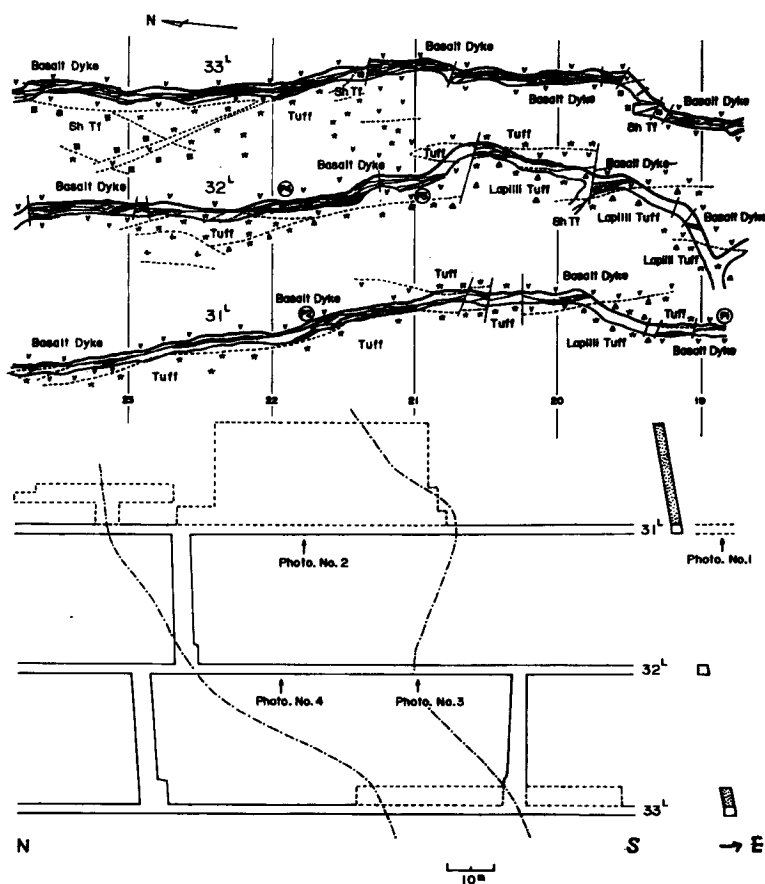


Fig. 3 Side view of the domain of the rock burst and the geological structure in horizontal sections of each level. (Supplied by the Ikuno mine)

31 番坑は 1967 年 3 月であるが、2 カ月で採掘を中断し、その後 31 番坑 22 号階段は 1969 年 3 月、33 番坑は 1969 年 4 月、31 番坑 23 号階段および 33 番坑 20 号階段は 1969 年 10 月から採掘を開始または再開された。32 番坑および下部の 34, 35 番は山はね発生当時、錘押および掘上坑道だけであった。

**Fig. 3** は、1970 年 1 月 26 日の山はね現場の断面図と各坑道の平面図を示す。平面図中坑道内で黒くぬられた部分は鉱脈で、凝灰岩中に貫入した玄武岩岩脈中に入り込んだものであり、小断層によって変位されている。山はねの被害のとくに激しかった部分は、鎖線で閉んである。**Photo. 1** から 4 までの撮影場所はこの図の中に示されている。

1 月 26 日の山はねについて各坑道の山はね状況を示せば次の通りである。

a) 31 番坑道

**Fig. 3** に示す鎖線の部分、22 号階段と 23 号階段の南側がとくにはげしく、全長 70 m におよぶ、このうち北側の約 40 m にわたって下盤側に 4 ~ 6 cm の盤ぶくれが認められた。中でも、**Photo No. 2** と記された付近の 6.5 m の間は、写真からもわかるように上盤土平囲脚の折損が大きく、折損の部分が床面から 50 cm ~ 100 cm 位の高さであるのが特徴的である。すなわちこの level では上盤(東側)土平下部の亀裂、



Photo. 2

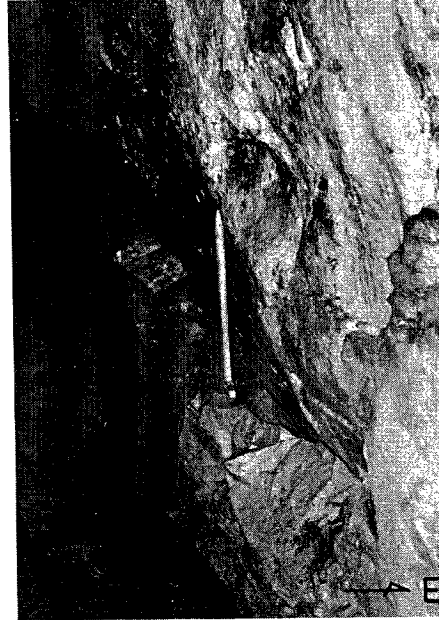


Photo. 1



Photo. 4



Photo. 3

Photos. 1~4 Scene of rock burst. Each position is shown in Fig. 3. (Nos. 2~4 were supplied by the Ikuno mine.)

No. 1: Level 31-19

No. 2: Level 31-22

No. 3: Level 32-21

No. 4: Level 32-22

崩壊がほとんどであって、Photo. 1 にも見られるように亀裂面はほぼ  $75^{\circ}\text{E}$  の dip をもつ。31 番坑の崩壊量は約 24 ton に達する。

#### b) 32 番 坑 道

この坑道は採掘がまだ行なわれていないため、無支保の部分 24 m 間の土平天盤の崩落が著しい。31 番坑の場合と異なり土平の東西両側の崩壊がある。天盤の崩落は比較的少ない。被害の大きかった 45 m のうち北側 21 m の支保坑道では土平の一部が崩壊しただけである。しかし崩壊量はおよそ 50 ton に達する。

#### c) 33 番 坑 道

この坑道では天盤および土平に一部崩壊があり、区間は 20 号階段付近の 26 m 間だけで崩壊量は 4 ton である。

以上のように 1 月 26 日の山はねは、3 段の坑道上下 60 m、長さ約 70 m の範囲におよび、崩壊岩石量は総計 80 ton に達した。

なお参考のため、以前の 5 回の山はね発生場所の地表面下および海面下の深度と発生日を記す。

1966.	3.	7	千珠本鑛 27 番坑	9-10 号	地表面下	730 m	海面下	250 m
1969.	8.	27	同 25	12 号階段	同	660	同	200
	9.	3	同 30	9 号冠打	同	810	同	330
	12.	25	同 30	23 号北階段	同	700	同	300
1970.	1.	10	同 30.31	19 号階段 (北)	同	730	同	330

このうち 1 月 10 日の山はねでは、坑外でも震動を感じており、30 番坑の上盤土平が約 10 m にわたり亀裂が入り盤ぶくれも 8 m の区間におよび、また 31 番 19 号階段の天盤が約 40 m にわたって崩落した。その際、搬出された崩落岩石量は約 16 ton であった。

### 4. 山はね発生時の傾斜変化

1 月 26 日の山はね発生現場から南南西、直線距離にして約 1240 m、(高度差約 760 m 水平距離約 1000 m) の金香瀬本坑西方立入れに、防災研究所の水平振子型傾斜計を設置した地殻変動観測室があり、1951 年以來 (以前は 23 番坑) 同じ場所で観測が続けられている。観測方位とこの期間の感度は W-E 方向 (A)  $0.0059''/\text{mm}$  (記録紙上 1 mm に対する傾斜量)、N-S 方向 (B)  $0.0063''/\text{mm}$ ,  $\text{N}70^{\circ}\text{W}-\text{S}70^{\circ}\text{E}$  (C)  $0.026''/\text{mm}$ ,  $\text{N}20^{\circ}\text{E}-\text{S}20^{\circ}\text{W}$  (D)  $0.015''/\text{mm}$  である。山はねの時この傾斜計に異常傾動または、振動がとらえられていないかという疑問が生ずるのは当然と思われるので以下に書きしるすことにする。Photo. 5 は山はね前後の約 1 週間の傾斜計記録を示す (送り速度は AB, CD で異なる)。図中矢印は山はね発生時刻である。

A および C 成分には全く異常は認められない。B 成分はこの期間計器が不調で結果は信頼できない。ただ D 成分だけに山はね発生直後異常が認められ、その方向は、 $\text{N}20^{\circ}\text{E}$  で丁度山はね発生地点方向に 0.01~0.02 秒傾斜したことになる。ただこのような現象は時として現われることがあり、たとえば振動による器械的なトビ、気圧、気温の急変などの原因が考えられているので、今回これだけから山はね前後の応力変化による異常傾斜であると考えすることはできない。むしろ山はねの起り方と関連して考えれば、地震の場合と違って、きわめて局部的に大きな応力集中とその解放があったものと考えれば、1000 m 以上の距離に影響を及ぼすものではないと想像される。同じく 1 月 10 日の山はね時にも何らの異常傾動も認められない。なお、傾斜計は水平振子型で自由振動周期も 20~35 秒と長く、斜下方から入る短周期の波には応答が小さいため、山はねによる振動も記録されていない。

またこの機会に尾小屋鉞山で落盤があった際、ごく近く (10~20 m と推定され、落盤の規模も、古いことで判然としない) に設置された水平振子型傾斜計にかなり大きな異常傾動があらわれている事実を紹介しておきたい。この場合は半月前からやや異常な傾向を見せ落盤直後大きく変化しているから、設置場所が近ければ、山はねの際にも異常傾動が観測される可能性はあると思われる。ただし山はねの発生予想に傾斜計がもっとも適当かどうかということとは別問題である。

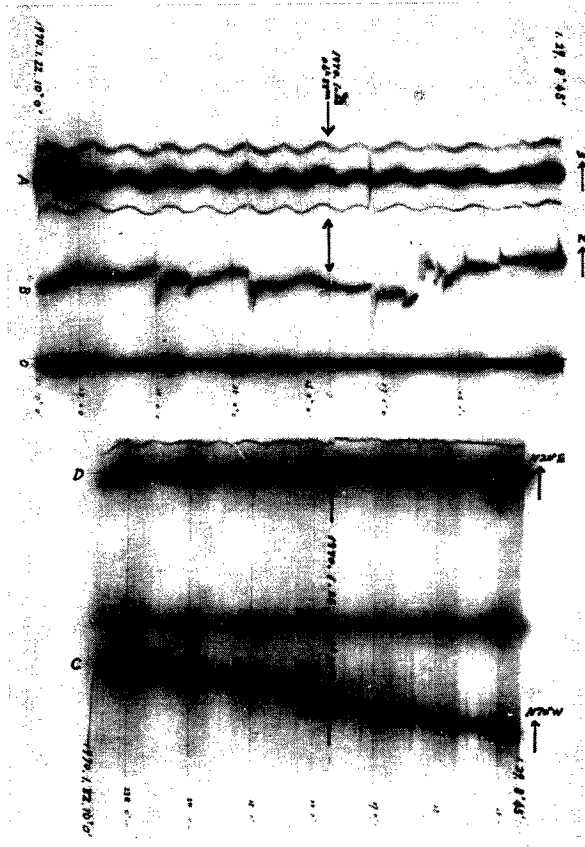


Photo. 5 Record of ground tilts observed at Ikuno. Arrows show the time of the rock burst.

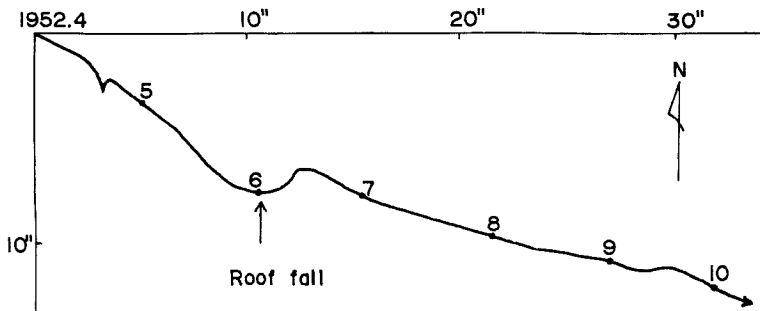


Fig. 4 Vector diagram of ground tilt observed at Ogoya before and after the roof fall occurred on June 1, 1952.

### 5. 微小地震観測網で観測された山はねの震動

#### i) 波動源の位置決定

生野鉦山から 50 km 以内には、防災研究所鳥取微小地震観測所の 6 観測点と、理学部の阿武山地震観測所の 2 観測点がある。1 月 26 日の山はね発生時には、もっとも近い神崎観測点が運悪く欠測中であったが、上記 7 点と鳥取本所と船岡観測点の 2 観測点を合せて生野鉦山をとり囲む 9 点で震動を記録することが出来

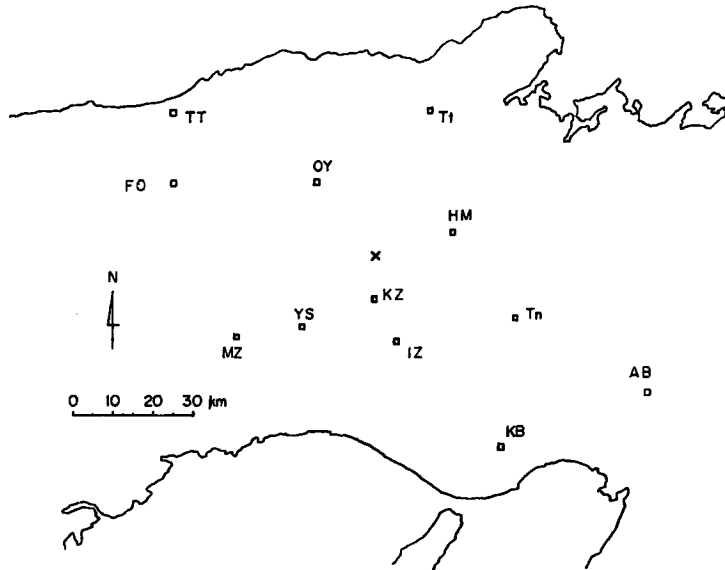


Fig. 5 Distribution of observation stations of micro-earthquake. Cross shows the position of the Ikuno mine.

Table 1 List of observation station for micro-earthquake.

Station	Abbr.	Latitude			Longitude			Altitude m
		°	'	"	°	'	"	
KANZAKI	K Z	35	04	35	134	47	50	200
HIKAMI	HM	35	13	35.5	135	02	36.6	250
IZUMI	I Z	34	58	20.0	134	53	08.6	230
OYA	O Y	35	20	02.0	134	39	52.2	260
YUMESAKI	Y S	35	00	10	134	37	55	260
MIKAZUKI	M Z	34	59	01.3	134	26	04.6	200
FUNAOKA	F O	35	19	59.3	135	16	18.4	160
TOTTORI	T T	35	30	48.8	134	14	13.2	45
TANTO	T t	35	30	23.5	134	58	38.1	190
TANNAN	T n	35	10	55.8	135	12	50.0	340

Table 2 Seismological data of rock bursts.

Date 1970	Obs. station	P-time			S-P time sec	P-F time sec	Max. amp. $\mu$ kine	Initial motion
		h	m	sec				
Jan. 10 th	K Z	14	21	21.2	1.6	10	260	pull
	HM	14	21	22.7	2.6	10	50	pull
	Y S	14	21	23.9	3.3	10	50	pull
Jan. 26 th	HM	06	55	14.5	2.6	30	290	pull
	I Z	06	55	14.8	2.7	40	250	push
	O Y	06	55	14.9	2.9	25	220	pull
	Y S	06	55	15.5	3.3	30	340	pull
	M Z	06	55	18.0	5.1	40	430	pull
	F O	06	55	20.1	—	—	—	pull
	T T	—	—	—	—	—	—	pull
	T t	—	—	—	—	—	—	push
T n	—	—	—	—	—	—	pull	



JAN. 26, 1970

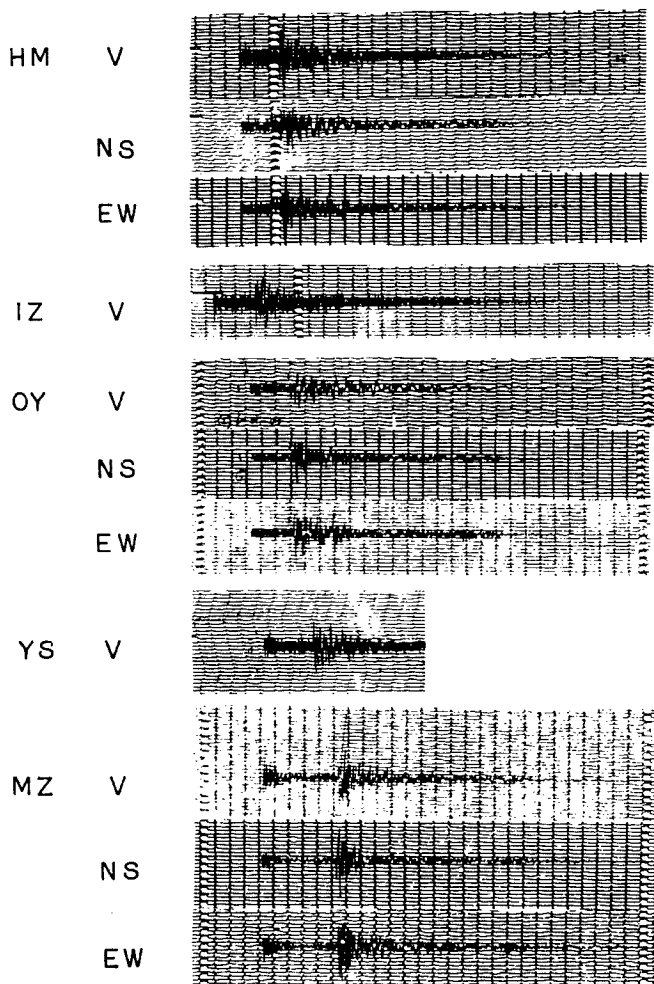


Photo. 6 The seismograms of tremors by the rock burst in the Ikuno mine.

た。また、1月10日の山はねでは神崎観測点は明瞭に記録されたが、氷上、夢前の2観測点でやっと確認出来る程度で他の観測点では観測されなかった。観測点の位置と、2回の山はねによる観測結果をTable 1とTable 2に示す。1月10日の山はねについては3点の記録しかなく、しかも波動の振幅も小さいので、以下は、主に1月26日の山はねについて解析を行なう。

Photo. 6の記録例からもわかる様に、この震動は通常自然地震の震動と全く変るところはない。この震動の発生場所を、各点のP-timeとS-P timeを用いて震源決定を行なう方法で決定した。これは、現在、鳥取微小地震観測所で微小地震の震源を決定するのに用いている方法で、P-timeとS-P timeの関係図からPoisson比を0.244と仮定して、震動の発震時を求め、地殻構造にFig. 8のmodelを仮定して、P波の伝播時間を用いて震源を求める。ここで、仮定した地殻構造は今までの花房一倉吉爆破の資料等から、橋爪・岸本が決定したmodelである<sup>2)</sup>。この方法によって、震動の発生場所は、北緯35°10′05.5″、東経134°

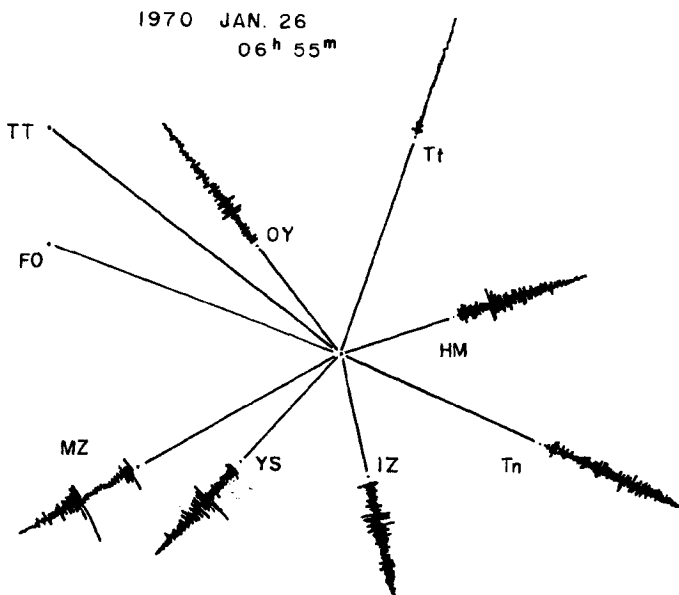


Fig. 6 Differences of seismograms in azimuth.

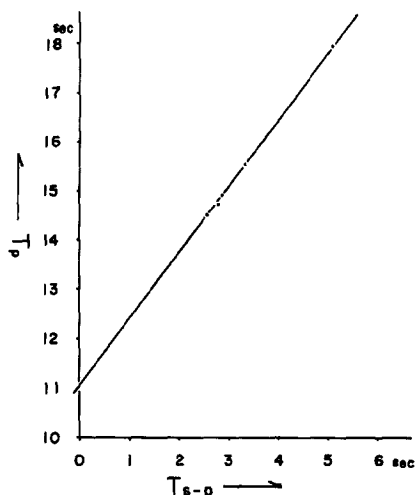


Fig. 7  $T_p - T_{s-p}$  diagram for the tremors of the rock burst.

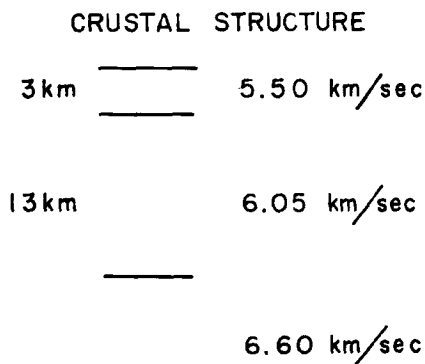


Fig. 8 Crustal structures in the area concerned.

50' 12.4'' と求められる。また、山はねの現場は生野鉦山提供の 5000 分の 1 地形図および 1000 分の 1 坑内図 から北緯 35° 10' 05'', 東経 134° 50' 03'' と別個に求められた。これらの位置は、緯度が全く同じで、経度は約 10 秒のずれがある。すなわち、地震記象から求めた位置は発生現場から東へ約 250 m ずれただけである。次に、山はねの発生した現場は地表面下 860 m、海面下 400 m であるのに対して、震源決定から求められた震動源の深さは誤差が 0 km から 7 km の範囲で最適値として 6 km となっている。これは、この山はねの現場から一番近い水上観測点までの距離が約 20 km で、遠い船岡観測点が約 55 km 離れていることから、震央が山はねの現場と 250 m しか離れていない位置に求まり、深さがその誤差の範囲内

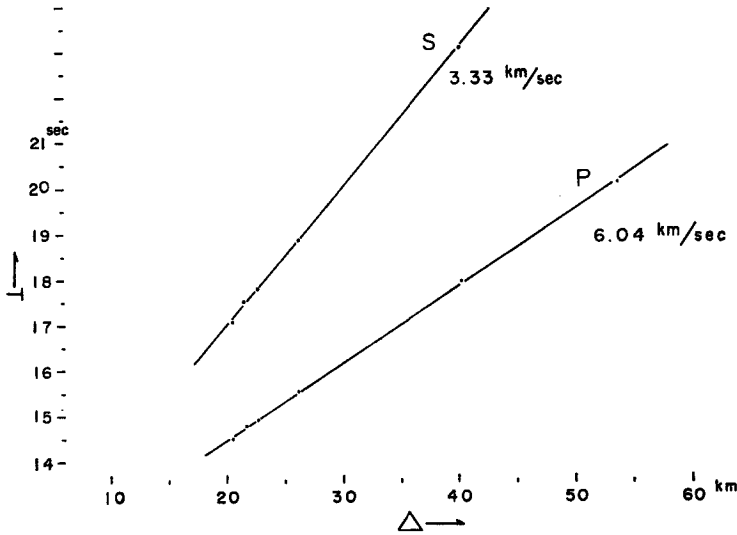


Fig. 9 Travel time curves for P- and S-waves by the rock burst.

にあることは、この震動が山はねの現場から発生された弾性波動であると考えて間違いのないであろう。特に書き加えれば、深さについては、山はねが地震にくらべて地表に近い位置にあり、用いている地殻構造は平均化された水平構造であることなどを考えれば、深さにこれ以上の精度を求めることは今の段階では不可能である。

この震動を山はねによるものとすれば、発生位置がわかっているのです、この P 波、S 波の発震時から逆に、仮定した地殻構造の model を検定する意味で、P 波、S 波の走時曲線を描き、伝播速度を求めてみた。Fig. 9 から、P 波、S 波の速度はそれぞれ 6.04 km/sec、3.33 km/sec となり、この model の第 2 層の速度にほぼ等しい。それに、各観測点までの距離から、第 2 層を通ってくる波動が、最初に到達すると思われるので、仮定した model はきわめて妥当なものであると考えてよかろう。

ii) 山はねによる震動から求められた energy

山はねの震動から、その magnitude を決定することは、宇津が北海道の美唄炭鉱での山はねで行なっている<sup>3)</sup>。今回も、観測点の震動の最大振幅などから magnitude と波動の energy を求め、それと山はねの現場から推定される歪 energy を比較してみる。

地震の波動から magnitude を求める式はいろいろ議論され、種々の観測式があるが、ここでは、村松の波動の最大振幅を使って magnitude を決める式<sup>4)</sup>

$$M = \frac{5}{4} \log V + \frac{5}{2} \log r + 1 \dots \dots \dots (1)$$

V: velocity amplitude (kine)

r: distance (km)

を用いて山はねの大きさを決めた。Table 2 からわかるように、各観測点の値には相当差異がある。特に、三日月観測点、夢前観測点の振幅が大きいがこれは発震機構に関係したものかも知れない。そこで、各観測点について (1) 式からきめた magnitude を算術平均し、それを第一次近似としてみると Magnitude=0.2 となる。

次に、別の方法として一つの経験則を用いる。大きい地震ほど振動継続時間 (F-P time) が長いということから、magnitude と F-P time の関係式が津村<sup>5)</sup>によって議論され、近距離であれば近似が成り立つことが示されている。西田<sup>6)</sup>は鳥取微小地震観測所での微小地震の magnitude と F-P time の次の関係式を得ている。

$$M=2.70 \log (F-P)-3.65 \dots\dots\dots(2)$$

この式から、山はねの  $F-P$  time を各観測点の平均値 33 秒として、Magnitude=0.3 を得た。これらより、この山はねの規模を地震の magnitude で表わせば、 $M=0.2\sim 0.3$  と推算される。

この magnitude を用い、Gutenberg-Richter の関係式

$$\log E=11.8+1.5M \dots\dots\dots(3)$$

から、波動の energy を求めてみると、 $E=1.2\sim 1.8\times 10^{12}$  erg となる。

次に波源から発する波動 energy  $E$  を次式から求めてみる。

$$E=\frac{1}{2}\rho c\tau V^2\pi r^2e^{2r/r_c} \dots\dots\dots(4)$$

$V$ : 地表面の振巾

$r_c$ : 径路の energy 吸収率

$\tau$ : 最大振巾をもつ波群の継続時間

$\rho$ : 岩石密度

$c$ : 縦波速度

ここに  $r=2\times 10^6$  cm,  $V=3\times 10^{-4}$  kine,  $\rho=2.7$  gr/cm<sup>3</sup>,  $c=5.5\times 10^5$  cm/sec,  $\tau=1$  sec として、 $E=6.23\times 10^{12}$  erg を得る。

いずれの場合も  $10^{12}$  erg の order であると考えてよいであろう。

一方 1 月 10 日の山はねの magnitude と energy を、上記 (1) (2) (3) 式に Table 2 の値を入れて計算してみると、

最大振巾から決める (1) 式から得た magnitude は、 -0.93

$F-P$  time から求める (2) 式を用いて計算した値は、 -0.95

この値を Gutenberg-Richter の式 (3) に入れて energy を求めれば、  $1.0\times 10^{11}$  erg

最大振巾とその波群の継続時間から (4) 式により energy を求めると、  $1.7\times 10^{11}$  erg

となり、1 月 26 日の山はねの energy の  $1/12\sim 1/36$  位となる。

以上の結果を、岩石の圧縮強度と破壊体積から、岩石の破壊時にもっていたと推定される strain energy と比較してみる。

山はね現場の岩石の強度試験は三菱金属鉱業株式会社の中央研究所において、山はね後 32 番坑から採取した Tuff と Basalt につき圧縮強度、引張強度、Young 率が実測されている。その結果の平均を示せば次の通りである。

	圧縮強度 kg/cm <sup>2</sup>	引張強度 kg/cm <sup>2</sup>	Young 率 $10^4$ kg/cm <sup>2</sup>
Tuff	927	167	4.8
Basalt	997	115	8.5

試験結果の注として「両岩種について試験結果の平均値は圧縮強度と Young 率については有意の差があるとはいえないが、引張強度については有意の差がある。(信頼限界 95%)」とある。なお、同じ現場から採取した Tuff と Basalt の密度は、 $2.66$  gr/cm<sup>3</sup> と  $2.72$  gr/cm<sup>3</sup> と測定された。

以上の値を用いて、一軸圧縮の時の破壊時に有する energy を、

$$W=\frac{Sc^2}{2E} \dots\dots\dots(5)$$

から計算すると、Tuff については  $8600$  erg/cm<sup>3</sup>, Basalt については  $5900$  erg/cm<sup>3</sup>, Basalt と Tuff の圧縮強度と Young 率の平均値からは、 $6900$  erg/cm<sup>3</sup> となる。現実の三軸圧縮の場合、破壊時に有する energy はこれを上まわるものと考えられる。

ところでこの energy の蓄えられた体積の算定はきわめて困難であるが、困脚が折損した高さや亀裂の入

った高さが床面から 1 m 以下であることなどから、土平下端を中心として半径 1 m 以内に歪 energy が蓄えられ、解放されたとする。1 月 26 日の山はねでは 31 番坑は崩壊領域を延長 70 m と見積って  $16.5 \times 10^7 \text{ cm}^3$ 、32 番坑は延長 50 m であるが土平両側が崩壊したとして  $23.5 \times 10^7 \text{ cm}^3$ 、33 番坑は片側 25 m として  $5.9 \times 10^7 \text{ cm}^3$  で、総体積は約  $46 \times 10^7 \text{ cm}^3$  となる。 $W=7000 \text{ erg/cm}^3$  とすれば、破壊時に放出された総 energy は小さく見積って  $3 \times 10^{12} \text{ erg}$  となる。

一方、1 月 10 日の山はねでは崩壊領域は約 10 m であるから体積は約  $2.4 \times 10^7 \text{ cm}^3$ 、energy は  $1.7 \times 10^{11} \text{ erg}$  と計算される。

1 月 26 日の山はねに対し 1 月 10 日の山はねの energy は約 1/10~1/20 位となる。天盤崩落については見積っていない。実際の energy はこれをかかなり上まわるものと考えられるが、また波動の energy として消費される分は岩石の保持していた energy よりも小さいであろうから、上の値はいずれもきわめてよく一致すると見てよい。崩壊した岩石の量は約 78 ton と 16 ton 位であるから、ざっと見積って energy は崩壊量の自乗に比例するのかも知れない。

### iii) 山はねによる震動の発生機構

地震の初動方向の分布から発震機構を調べることは理論的にも進められている。すなわち、くいちがいの理論で断層が走る時に生ずる弾性波動は type-II の初動分布を示すことが証明され震源から出る波動が理論的に計算されている。

一方、微小地震においても大きい地震の場合と同様観測された押引分布により主応力・主張力の方向が決められていて、これに関する多くの研究がある。兵庫県下の地震においても押引分布の方向性が余り変わらないことから観測された多数の微小地震について押引分布を重ね合わせることにより、nordal plane は NE-SW, NW-SE の方向で、ほぼ東西方向の主応力により近畿地方中北部の微小地震が発生していると言われている<sup>7), 8)</sup>。

ここでは、山はねの震動の初動分布を震源球上に引き戻した mechanism 図を作製し、震源での発震機構から求める破壊面(断層面)の議論を行なうことにより、山はね発生の機構と結びつくのではないかと考えた。すなわち震源球上に引き戻された各観測点での初動方向を Wulff net 上に投影した (Fig. 10 参照)。この図は震源球の下半球の投影である。

しかし、初動分布からは観測点が少ないため一義的に発震機構を求めることが出来ず、2つの場合が考えられ、それぞれにも任意性がある。Fig. 10 右図は strike-slip 型で nordal plane は走向が  $N38^\circ \sim 52^\circ W$  で dip が  $80^\circ \sim 90^\circ SW$  と、 $N38^\circ \sim 52^\circ E$  で dip が  $+70^\circ \sim -70^\circ SE$  である。他の 1 つは dip-slip 型で (Fig. 10 左図) nordal plane は走向が  $N0^\circ \sim 20^\circ W$ , dip が  $40^\circ \sim 50^\circ E$  と、走向が  $N0^\circ \sim 20^\circ E$ , dip が  $30^\circ \sim 50^\circ W$  で null vector は水平面に対して  $0^\circ \sim 10^\circ$  の角をなす。すなわち strike-slip 型では E 領域と W 領域が引きで N 領域と S 領域が押しの領域であり、NW-SE 方向の nordal plane を断層面とすれば左ずれである。又、NE-SW 方向の nordal plane を断層面と考えれば右ずれの断層による発震機構が考えられる。dip-slip 型では E と W の領域は引の領域で、上・下領域は押の領域であり、どちらの nordal plane を断層面にとっても thrust fault が考えられる。

以上のように波源の機構として 2 つの型が考えられ、null vector と nodal plane の傾きにはそれぞれ多少の自由度がある。

ここで実際の山はね現場の状況に合うようにその自由度の範囲内で動かすとすれば、いずれの型でも、 $N15^\circ W \sim S15^\circ E$  の走向を持ち、 $80^\circ E$  の傾斜を持つ山はね現場での金盛面に対し、垂直であるような主応力の方向を考えることが可能である。当然 null vector と主張力軸はこの面の中にあることになるが、主張力軸が鉛直方向からやや南へ傾いた場合と、水平からやや南下がりの 2 つの場合に限られる。そのいずれの方が、現場の山はねの機構に合致するか今のところ判定するには至っていない。例えば発震機構から考えられるずれ面が亀裂の方向に合うとか、その他の現場の状況に特に関係があるというような方向の一致は今のと

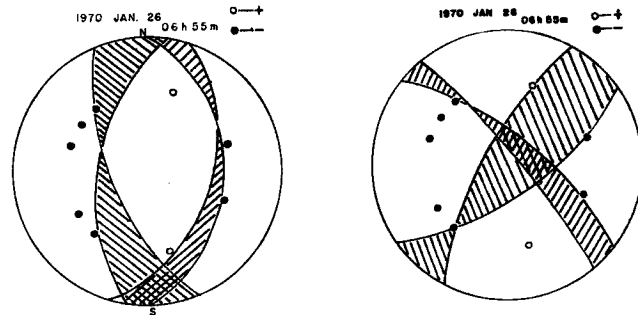


Fig. 10 Push-pull distribution of initial motions of two possible types. (lower semisphere) Shadow zones show the moval extent of nodal lines.

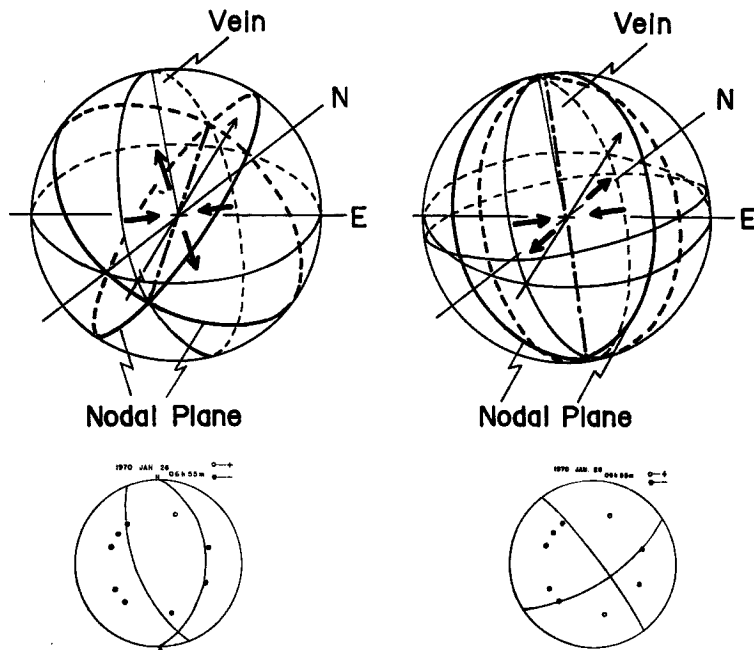


Fig. 11 Mechanism diagrams of two possible cases for the rock burst.

ころ可能性が少なく、現場の岩石の亀裂が **Photo. 1** のように  $80^{\circ}E$  の dip を持っている例が観察されるが、そこにはずれ、滑りの痕跡などは見られない。P波の押し引き分布が自然地震とよく似ているとしても、破壊の機構としては自然地震と別の機構を考えねばならないという考えに傾きつつある。(この点については著者らの間で意見の一致をみていない。)

### 6. 山はねの発生と地震活動

主応力方向は、発震機構がいずれの型であっても、鍾面に垂直であるということは、山はねの発震機構に、あるいは今回の現場に特徴的な発生機構に何らかの示唆を与えるかも知れない。興味深いのは、その方向が鍾面に直角であると同時に、すでに藤田の近畿地方における Neotectonics の研究<sup>10)</sup>、また浅発地震<sup>11)</sup>、微小地震の発震機構<sup>9)</sup> など種々の面から想像されている現在の地殻歪の主応力方向と一致している点である。

一つは鍾面に垂直という単に破壊機構だけの問題、一つは山はねが、地殻の東西性主応力と直接的に関係しているという考え方、そしてさらに、前者と後者が、鍾面の走向がほぼ南北であるために競合して山はねが発生したという考え方があると思われる。

これに対し現在まだ想像の段階であるが次のような関連性を考えることはできないであろうか。近畿地方北西部には、山崎断層、三峠断層に沿い北西—南東系の地震の帯と、いわゆる淀川地震帯の北東—南西系の地震帯があると考えられる。近畿地方の中小規模地震も、微小地震もほぼこれらの共役な帯の上に発生して

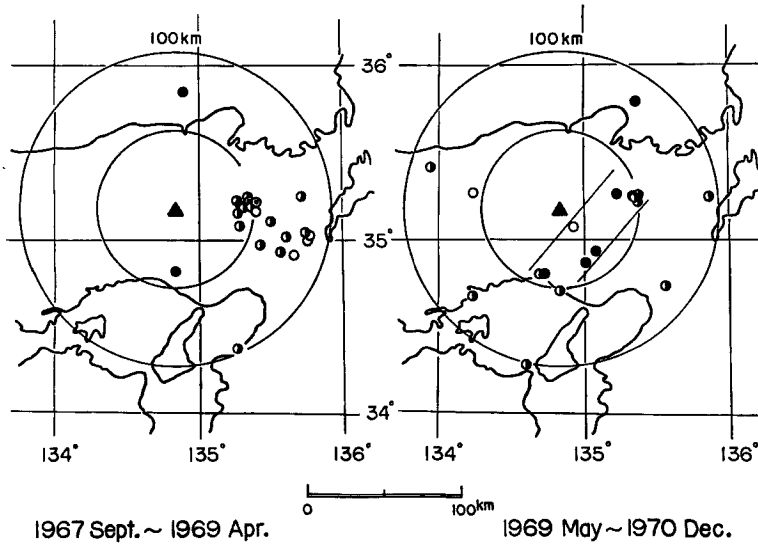


Fig. 12 Distributions of epicenters occurred within 100 km of Ikuno in two different epochs.

いるという見方が可能である<sup>11)</sup>。ところで、淀川地震帯にほぼ平行で、生野のすぐ東側を北東—南西に走る地震帯があって、微小地震はこの帯上にかなり密集して発生している。しかし中小規模の地震は比較的少なく、活発化しても、規模の大きなものが発生することはほとんどない。ただ時期的に集中して起る傾向がある(1900~1908)。最近では1964年2月に局発性地震が発生して以来、中小規模の地震の発生はほとんどなかったにもかかわらず、1969年6月以後1970年末頃(以後地震月報未刊のため不明)までこの地域の地震活動が活発化した。めずらしい現象であるが1969年6月に姫路付近に4つ、1970年4月には生野の南東15 kmに Magnitude 3.9 の地震が発生し、約20日後に  $M=3.6$  さらに1月後に  $M=4.0$  の地震が発生している。その20カ月間の活動状況をそれ以前の20カ月の状況と比較して Fig. 12 に示す。この地域はこの活動帯と一致して向斜軸があり、この走向の顕著な活断層が認められないことなどから山崎断層系の地震がずれ歪の解放であり、この系の地震が圧縮歪の解放であると推定しているが、この帯の活発化は東西性の Tectonic Force に何らかの変化の生じたことが予想される。事実生野の傾斜計は1969年4月から1970年6月にかけて異常変動を観測しているが、このことは地殻歪に異常変化のあったことを意味している<sup>12)</sup>。山はねの発生には当然その現場の応力集中の条件が整わなければならない。稼行深度が深くなったこと、採鉦が進んだことなどは当然の要素であるが、一方鍾の走向が南北であることなどの条件と、地震活動の活発化にあらわれているような東西性の主応力の増加とが時期を一致して条件が整い、1969年8月以降5回の山はね発生となったのではないかという推論ができるのではないか。特に、活発化後の地震発生によってある程度応力の解放があり次の地震発生までに歪の蓄積が行なわれるとすれば、1969年8、9月、1970年12月、1月はこの地域の地震発生後1カ月余り経過して、ある程度次の地震発生の準備がなされた頃とも考えられ

る。これは現段階では単なる推論に過ぎないが、今後注目すべき事柄であると考えられる。

## 7. 結 語

以上述べたように、1970年1月26日午前6時55分および1月10日14時21分頃、微小地震観測所で観測された震動は山はねによるものと断定できるであろう。山はねの発生機構について、これと波動の解析から考えられる波源の機構と結びつけるには至らなかったが、さらに研究を進める積りである。現在必然的な結びつきは分らないが、地震活動の活発化するなかち地殻応力の変化が山はね発生の一つの外的条件として結びつく可能性が考えられる。実際に一種の地震と考えられる震動源の現場を調査することができるのはきわため興味あることで、地震発生に対する一つの可能性が実証されるかも知れない。

終りに当って、山はね現象にわれわれの興味を導いて下さった工学部資源工学教室平松良雄教授、岡行俊助教授に謝意を表したい。また、三菱金属鉱業株式会社生野鉱業所岡本克己所長ならびに採鉱課田中威、石岡修氏には種々の御便宜と御教示を賜り、また資料を提供して頂いたことに厚く御礼申し上げる。

また、この研究に御支持を賜った防災研究所岸本兆方教授ならびに尾池和夫氏、また資料を提供して頂いた阿武山地震観測所の方々に謝意を表す。尚、防災研究所加藤正明氏、小泉誠氏および理学部横山宏太郎氏には論文作成に当り協力を頂いた。

## 参 考 文 献

- 1) 生野鉱業所採鉱課：生野鉱山の地質鉱床，昭45.1.
- 2) 橋爪道郎・岸本兆方：微小地震の震源の求め方について，京都大学防災研究所年報，第10号A，昭42.3, pp. 35-41.
- 3) 磯部俊郎：山はねの機構と防止対策，第3回岩石力学国内シンポジウム講演集，昭45.11, pp. 207-212.  
宇津徳治：北海道美唄炭礦の山はねによる地震について，地震，第22巻第1号，昭44, pp. 76-78.
- 4) 村松郁栄：Magnitudeの定義式について，地震，第17巻，第4号，昭39.12, pp. 210-221.  
村松郁栄：Magnitudeの式の訂正および注釈，地震，第19巻，第4号，昭41.12, pp. 282-285.
- 5) 津村健四朗：振動継続時間による地震のマグニチュードの決定，地震，第20巻，第1号，昭42.3, pp. 30-40.
- 6) 西田良平：船岡観測点付近に発生した地震の前震・余震について，京都大学防災研究所年報，第14号A，昭46.4, pp. 165-175.
- 7) 村松郁栄：爆破地震動の波動 ENERGY および効きについて，爆破地震研究グループ会報，No. 22, 昭39, pp. 11-16,
- 8) Hashizume, M., K. Oike and Y. Kishimoto: Investigation of Microearthquakes in Kinki District -Seismicity and Mechanism of Their Occurrence-, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 15, Part 3, 1966, pp. 35-47.
- 9) 岡野健之助・平野 勇：京都周辺に発生する微小地震(2)，京都大学防災研究所年報，第9号，昭41.3, pp. 21-26.
- 10) Huzita, K.: Tectonic Development of Southwest Japan in the Quaternary Period, Jour. Geosciences, Osaka City Univ., Vol. 12, Art. 5, 1969, pp. 53-70.
- 11) 市川政治：日本付近の地震のメカニズムに関する統計的研究と二、三の問題，研究時報，第18巻，第2号，昭41, pp. 83-154.
- 12) 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一，京都大学防災研究所年報，第13号A，昭45.3, pp. 91-108.
- 13) 田中豊・小泉 誠・加藤正明：地震活動に関係した地殻変動(5B)―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一，京都大学防災研究所年報，第14号A，昭46.4, pp. 71-84.