川崎微小地震観測施設と深度別ノイズ分布

著者	山水 史生, 塚原 弘昭, 佐藤 春夫, 石田 瑞穂, 浜田 和郎
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	18
ページ	17-33
発行年	1977-11
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000752

550.34.034:550.83(521.28-11)

川崎微小地震観測施設と深度別ノイズ分布

山水史生*・塚原弘昭*・佐藤春夫*・石田瑞穂*・浜田和郎*

国立防災科学技術センター

Kawasaki Borehole Station for Microearthquake Observation and its Vertical Distribution of Background Noises

By

F. Yamamizu, H. Tsukahara, H. Sato, M. Ishida and K. Hamada

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

The Kawasaki Borehole Station for Microearthquake Observation was constructed in September 1975, in order to monitor the activities of microearthquakes in and around the Kawasaki area.

The depth of borehole is 561 meters, and the capsule of the seismometer is settled at the depth of 540.7 m. The main part of the borehole is in the Tertiary layer. A telemetering system was adopted for real-time monitoring of the earthquake activity. The overall magnification of observation is several tens of thousand and this is four or five times higher than the surface observation.

The vertical variation of background noises was studied in the borehole. The amplitude of noises exponentially reduces. The exponential decay factor is extremely large for the uppermost 50 m, medium for the 50—200 m depth, and small for the depth below that. The background noises are reduced to 1/10—1/20 at the borehole bottom. The depth of 50 m corresponds to the boundary between the Quaternary and Tertiary layers. The 200 m depth corresponds to one of the bondaries of Tertiary layers, and an unconformity is remarkably developed near that depth.

From a rough estimation of the detection capability, the Kawasaki Borehole Station can detect the earthquakes of the magnitude larger than $M=1.0$ within about 10 km, and those than $M=3.0$ within about 100 km.

1. はじめに

1974年12月，地震予知連絡会において，多摩川下流域で年間1cmに達する地盤の異常隆起が続いていることが報告された．これに基づき国立防災科学技術センターでは，地震発

* 第2研究部首都圏地震予知研究室

生との関係を明らかにする目的でただちに微小地震観測網を展開した．しかし，発達した交通網・工場群をもつ川崎地区の中心に，隆起域が位置しているため，人工的な擾乱が大きく高感度の観測は全く不可能であった（防災センター，1975；佐藤・浜田，1975）．このため当初，同地域に多数存在する深井戸の利用を考えたが，揚水用の井戸は浅く，1000 m 級のガス井戸はすべて廃坑となっていて使用不能であった．

そこで，1975年4月，高感度の観測を目ざして，異常隆起域の中心付近に 600 m 級観測井を新たに掘ることが計画され，用地を探した結果，隆起の北端にあたる川崎市平間浄水場の敷地の一部を借り受けて，5月に工事を開始した．9月末には深さ 561 m，地震計台座 540.7 m の観測井が完成した．さらに，川崎地区は広大な工場地帯をかかえ社会的にも非常な重要性をもつことから，専用電話回線を使用し東京の本センターにデーターを搬送し，リアルタイムで微小地震活動を監視できるテレメーターシステムを採用した．

地震計は1975年の10月初めに設置された．その際，地表にも別の地震計を置き，地中及び地表のノイズの同時観測を，地震計を降しながら各深さで実施した．深井戸による地震観測・常時微動の地中地表の比較観測等はすでに多くの例があり（たとえば，Kanai and Tanaka 1951，高野・萩原 1966，1968，Douze 1964，1966，広野他 1968，1969，高橋・鈴木 1971，Takahashi and Hamada 1975，山本他 1975），特に短周期領域での S/N が著しく改善されることが示されている．

本報告では，初めに，完成した観測井の地質・孔井構造及びテレメータを中心とした総合観測システムについて述べ，次に，ノイズの比較観測を基に，深さに対するノイズの減衰を調べ，孔底では地表と比較して，どの程度地震の探知能力が改善されているかを明らかにするのが目的である．

2. 観測井地質及び孔井構造

多摩川下流域は，厚さ 20～50 m の第四紀沖積層に被われ，その下は 3000～5000 m の深さまで第三紀の堆積層が厚く分布している．沖積層は下流で 30～80 m と厚く上流に向ってしだいに薄くなり，土丹層（新第三紀層）が露出している所もある．完成した観測井は，川崎駅の北西約 3 km にあり，異常隆起域の北端付近に位置し（第1図 HRM），その主要部は第三紀堆積層中にある．

コアサンプル及び電気検層（主として比抵

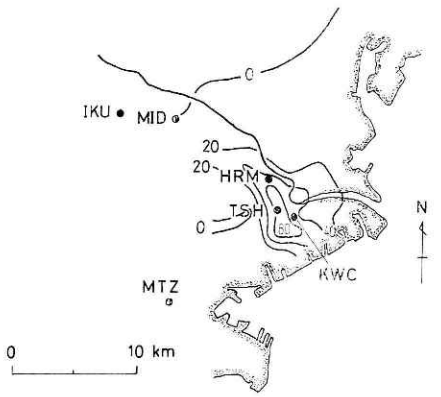


図 1　川崎地区の微小地震観測点と等隆起線

Fig. 1　Location of stations of National Research Center for Disaster prevention in and around Kawasaki district and contour lines of upheaval

抗検層）の結果に基づいて作成した地質柱状図を第2図左側に示す．最上層 **A** は，厚さ 1.5 m の表層及び深さ 36 m までの未固結砂礫層からなり，第四紀沖積層に属する．以下の層は大きく $\mathbf{K}_1$～$\mathbf{K}_6$ に区分され，主として固結のやや進んだ砂岩・砂質シルト又は泥岩よりなり礫岩や凝灰岩の薄層をまれに挟んでいる．$\mathbf{K}_3$ 層下部 300～330 m ではコアは岩片状に破砕され，特に 303.6～309.6 m ではコア採取が不可能であった．この付近を断層が通っている可能性が強い．本観測井の主要部をなす **K** 層群は，上総層群に層すると考えられる．$\mathbf{K}_5$ 層下部 502 m 以深からは，主として第三紀に産出する花粉が検出され，以深は確実に第三紀に属する．$\mathbf{K}_1$ 層 62 m 付近から亜寒帯性の花粉が検出され，この層は第四紀に属する可能性がある．

第2図右側に，P 波速度及び密度検層の結果を示す．但し S 波速度は，自然含水状態のコアでの測定値をプロットした．**A** 層内では 1.6～1.7 km/sec で深さとともにわずかに増加する傾向がみられる．**K** 層群内では，所々に速度の大きな薄層が認められるが大きな違いはなく，2.0 km/sec が平均的な値である．又採取されたコアについても，自然含水状態及び乾燥状態の P 波及び S 波速度が測定された．その結果，P 波速度は，自然含水状態では 1.8～2.2 km/sec，乾燥状態ではやや小さく 1.2～1.6 km/sec となっている．自然含水状態での値は検層結果とほとんど一致している．S 波については逆に自然含水状態では 0.6～0.7 km/sec，乾燥状態ではやや大きく 0.6～0.8 km/sec と得られている．

密度検層は，ガンマー線のコンプトン散乱を利用した γ-γ 検層法で行われた．第2図右端に 10 m 毎の値をプロットしてある．ばらつきが多少大きいが平均的には浅部から深部へ次第に大きくなる傾向が見られる．浅部（280 m 以浅）での平均は約 1.9 gr/cm^3 で，深部は約 2.1 gr/cm^3 である．平均として約 2.0 gr/cm^3 である．密度のやや大きい部分としては 70～90 m，146～156 m，200 m 付近，276～285 m，340～348 m，400 m 付近，460 m 付近及び 510～600 m が挙げられ，小さい部分としては 95～140 m，300 m 付近を指摘することができる．

観測井の構造と地震計の設置状況を第3図に示す．当初 600 m 前後に地震計を設置する予定であったが，588 m 付近で回復不能の崩落事故に遭遇したため，561 m 以下は全長セメンチングをして，地層の物性の良好な 540 m 付近を地震計台座とし，540～561 m は貯泥管として使用することにした．孔井内面を構成するケーシングは，上から，内径 20.3，15.2，10.2 cm の3段階になっている．20.3 cm 管は，最も軟弱な第四紀層から孔井を保護するためのもので，比較的しまった泥岩層中深さ 51.8 m まで入っている．15.2 cm 管は上側の主要部をなし 301 m まで達している．10.2 cm 管は下側の主要部をなし，観測井として必要な構造が集中している重要な部分である．その最上部（227 m）は，帽子状の吸振ケージ設置のための，ベルカラーをもっている．最下部の地震計台座付近には，4 m に亘って，非磁性管が使用されていて，地震計はこの部分に函状の固定器をせり出し，壁面に押しつけて固

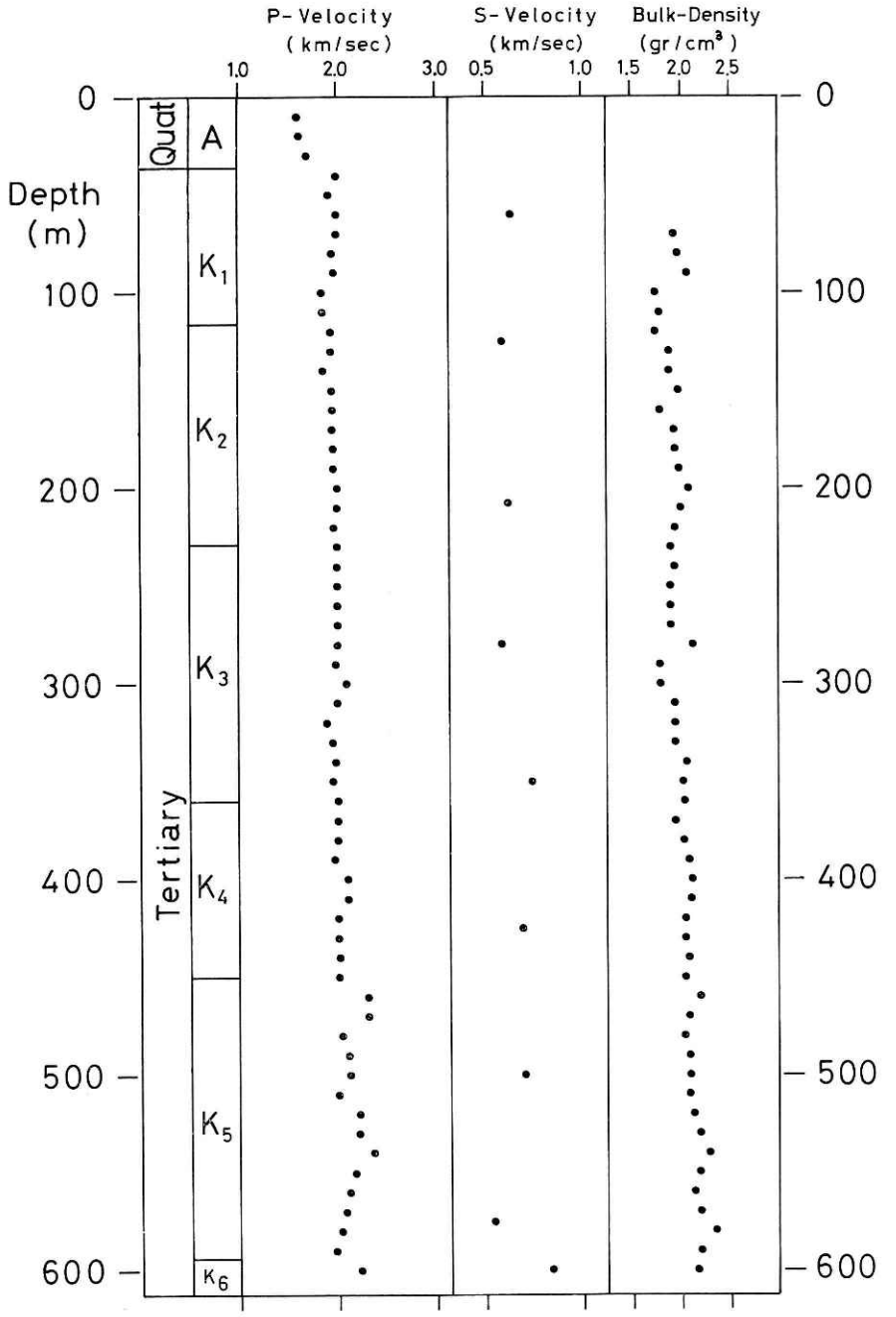


図 2　観測井地質柱状図及び速度・密度検層図
Fig. 2　Geologic columnar section with velocity and density loggings. S velocity is measured in core-samples at those depths

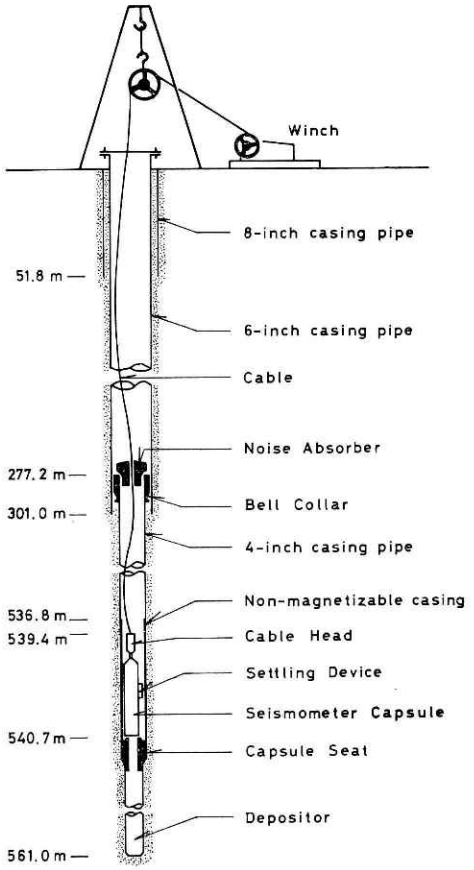


図 3 観測井構造及び地震計設置状況
Fig. 3 Borehole structure and seismometer capsule

定する．固定器は，直流モーターにより作動する．孔井内は水を満たしてあり，岩槻観測井での経験（山本他，1975）では，地表面から水を伝わって孔底に達するノイズが大きいことが示されている．吸振ケージはこのノイズを除くために付けたものである．又，ケーブルを伝わるノイズを除くため，第3図のように吸振ケージの上下でケーブルにたるみをもたせてある．

なお，孔井地質については田中他が，又作井に関しては鈴木他が別に詳細に報告する予定である．

3. 観測システム

川崎地域の社会的重要性から考えて，微小地震活動の常時監視体制が必要である．そのため，観測システムは，当センターでは初めての，電々公社回線を使用した，テレメータシステムを中心に構成されている．

テレメータ部の構成の概略を第4図に示す．搬送方式は FM 変調方式で，公社専用回線の D-1 規格に適合する．送信部に

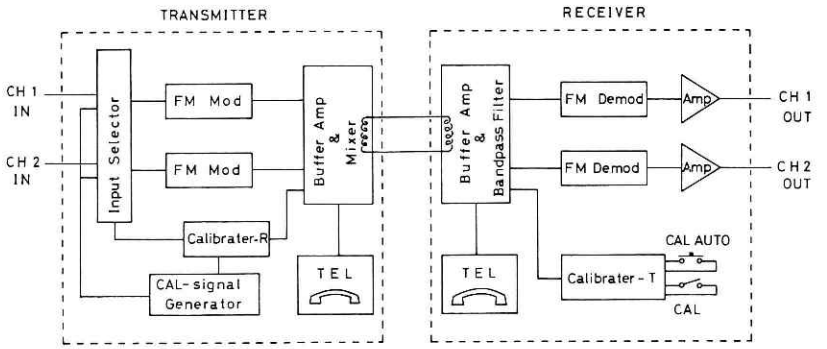


図 4 テレメータシステムの構成ブロック図
Fig. 4 Block diagram of the telemeter system

おいては，2チャンネルのアナログ信号を，中心周波数 1.25 kHz 及び 2.5 kHz で変調し混合して公社回線に送出する．受信部では，FM 混合信号をバンドパスフィルターで分離したのち復調し，2チャンネルのアナログ信号を得る．両チャンネルとも入力対出力比は1であり，無歪の範囲は ±1 V である．周波数特性は，−0.5 db では 1～25 Hz，−3 db まで許せば 0.4～50 Hz の範囲で平端である．

受信部にはシステム更正用のユニットがあり，受信部で操作することにより，送信部の入力を自動的に切り換え，更正信号を入力させることができる．その他，システムは電話ユニットを持ち，システム調整時の相互連絡用に使用される．但し電話使用時は地震計からの信号は送れない．

このテレメータシステムを含めた総合観測システムのブロック図を第5図に示す．地震計は 1 Hz 上下動及び 3.7 Hz 水平動の2成分で，孔井及び耐圧容器の構造から水平動の方位は不明である．2成分の地震計の主な定数は表1に示す．但し感度 V・減衰係数 h は観測

表 1 地 震 計 の 定 数

Table 1

成　分	型　名	固有周波数	感　度* (volt/kine)	減衰定数*	コイル抵抗 (Ω)	適正外部抵抗 (Ω)	感　度 (volt/kine)
上　下	L4C	1.0 Hz	1.76	0.7	5500	10.0	2.73
水　平	V241H	3.7 Hz	0.9	0.8	700	—	0.9

* 観測状態（適正外部抵抗をつけた時）での値を示す．

状態での値である．

地震計の出力は5芯のキャプタイヤケーブルで地上に送り，一旦増幅して水平動に刻時更

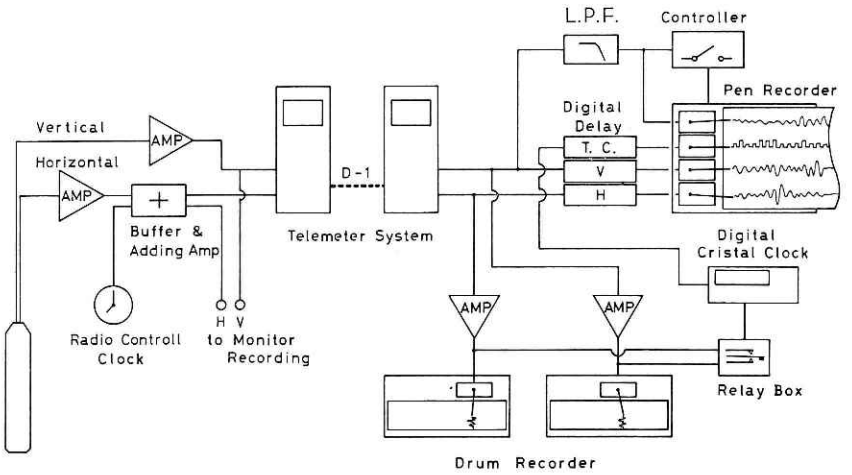


図 5　総合観測システム
Fig. 5　Block diagram of the overall observation system

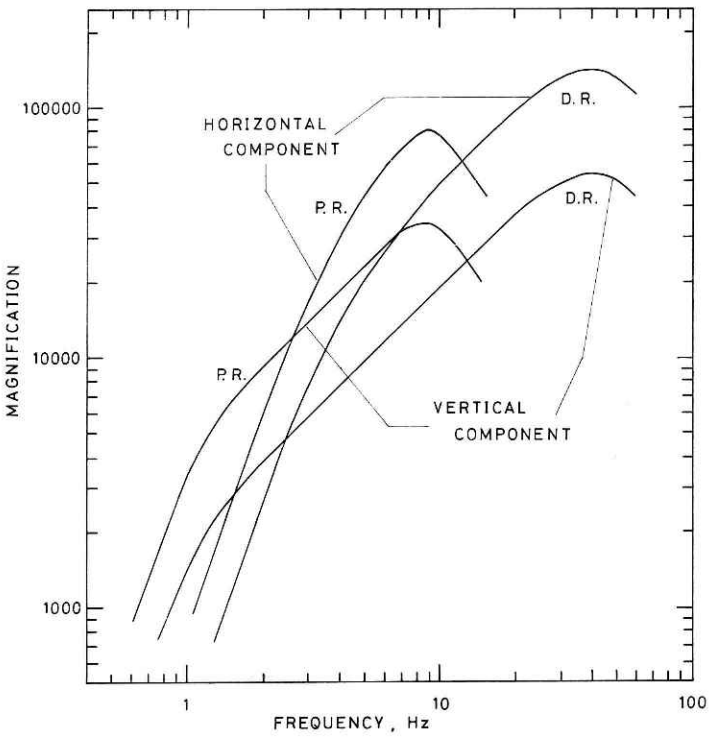


図 6 観測システムの総合倍率曲線，D.R. はドラム式記録器，P.R. はペンレコーダ記録を示す

Fig. 6 Overall magnification curves. D.R. means drum recorder, and P.R. means pen recorder

正用として電波時計からNHKの時報を取り出し，重畳したのち二つに分割し一方はテレメータの入力，他方は観測井に隣接する川崎市幸消防署に於る現地モニター用としている．記録は1mm送りのインク書きドラムで，受信部でのドラム記録と同様な構成である．

受信部の出力は2分割し，一方は2mm/sec送りのドラムで連続モニター記録としている．もう一方は，ディジタル遅延を使用した待機式の4チャンネルペンレコーダーへ接続されている．ペンレコーダーは上下動信号のレベルによってトリガーされ5mm/sec送りのぬきとり記録を得ている．孔底でのノイズレベルは100～200 μkinであることからトリガーレベルはやや大きめに約500 μkineに設定してある．このトリガー用の信号もペンレコーダーに記録し，地震波のどの部分でトリガーされたかを見ることができるようになっている．

第6図に，地震計・増幅器・テレメータ・ディジタル遅延及びガルバーを含めた総合変位倍率を示す．D.R. がドラム記録，P.R. がペンレコーダ記録に対する倍率曲線である．これより10Hzでは上下動P.R.で約32,000倍，D.R.で約20,000倍，水平動P.R.で約75,000倍，D.R.で約50,000倍の観測が行われていることがわかる．本観測井が完成するまで観測が続けられていた，東芝柳町工場の浅井戸（−80m，第1図TSH）では10Hzでの変位倍率は上下動は約5,500倍，水平動4,500倍であり，少なくとも5倍以上の高感度になっていると考えられる．

4. 深度別ノイズのスペクトル解析

市街地での 600 m 級の観測井が，ノイズに対してどの程度の効果があるか，又いかなる環境下で地震観測が行われているかを明らかにするために，地震計を降しながら孔井の途中数箇所に停止固定し，地表との同時比較観測を実施した．ノイズの観測は，地表，25 m, 50 m, 75 m, 100 m, 150 m, 250 m, 350 m, 450 m, 及び孔底（540 m）の計 10 ヶ所で行われ，観測中はすべての作業を中止し，なるべく自然の状態で各点約 5 分間程度観測した．使用した地震計は，地中は MK-L4C, 地表は VP9212V でともに 1 Hz の上下動で，地中の L4C は通常の観測に使用しているものである．テレメータは使用せず，現地で，増幅器を通したのちデータレコーダー（TEAC R70A）に記録した．

第 7 図 a, b に各深さでのノイズ波形の一部を示す．これらは 5 msec で A-D 変換し X-Y プロッターに出力したもので，各深さとも上側が地中，下側が地表 (S) の記録である．地中記録の最後尾には，再生倍率の補正値を示した．自然状態でのノイズの特性を知るのが

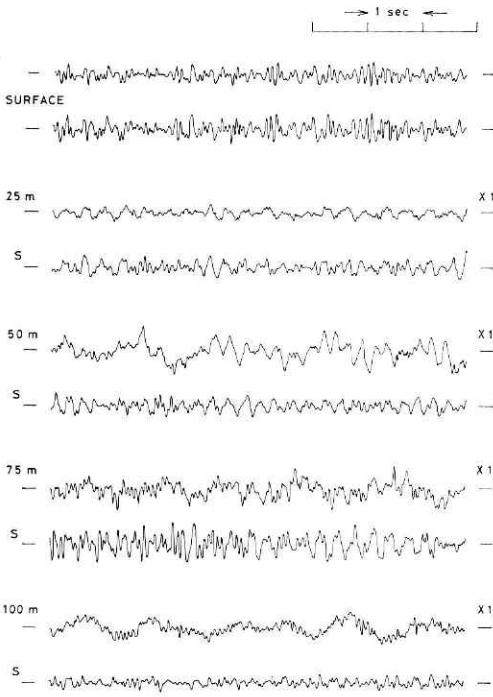


図 7a 各深度でのノイズ波形（地表から深度 100 m）．S 印は地表での同時録を示す

Fig. 7a Wave forms of ground noises at various depths, surface to 100-m depth. S represents ground-surface noises simultaneously recorded

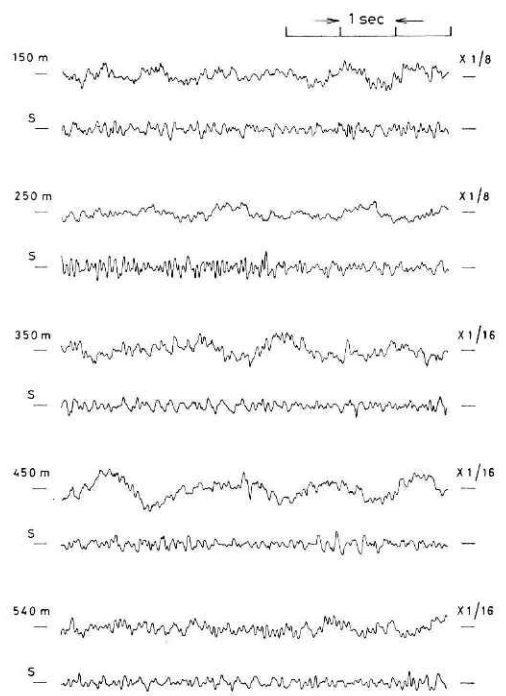


図 7b 深度 150 m から 540 m

Fig. 7b Wave forms, 150-m to 540-m depth

目的であるため，自動車等が側を通過中でレベルの大きい所はさけ，比較的静かな部分を抜き取り，以下の解析に使用した．

地表では，両地震計を並べて観測し，計器の特性チエックのため波形を比較した．第7図 a に見られるように全く同じ波形が得られているが，地表地震計による方がわずかに振幅が大きい．これは，地震計増幅器等の記録系及び A-D 変換器等の再生系を含めた総合システムのわずかな違いによるものと思われる．この振幅の違いは約 10% 程度である．

25 m では地表での同時観測波形との対応が明瞭で，振幅は 1/2～1/4 に減少している．50 m では，どうにか対応がつくが 75 m を過れば波形の対応をつけることはほとんど不可能である．振幅もここまでの深さで急激に減少し約 1/7 になってしまう．50 m 付近から，脈動と思われる 1～2 秒程度の波が著しく目だってくる．これは，短周期領域の波の減衰がより大きいことを示している．振幅の絶対値は地表では 1～3 mkine で，自動車等が通過するときには 10 mkine をゆうに越える．一方孔底では，常時 50～120 μkine で地表の 1/10～1/20 である．自動車等の通過による影響はほとんど見られない．但し，ドラムの連続記録を見ると昼夜の違いは明瞭で，夜間はさらに 1/2～1/5 程度減少する．

各深度でのノイズの速度スペクトルを第8図 a-j に示す．これは約5分間の記録から適当に5個所を抜きとり，スペクトルを計算し，その平均値をとったものである．1部分は 5 m sec のサンプリングで 512 点，約 2.5 秒間のスペクトルであり，両端の影響を少くするために，$W(k)=0.5\cdot(1-\cos 2\pi k/N)$ ($k=0, 1, 2, \cdots N$, N: サンプリング総数) なる Ham-

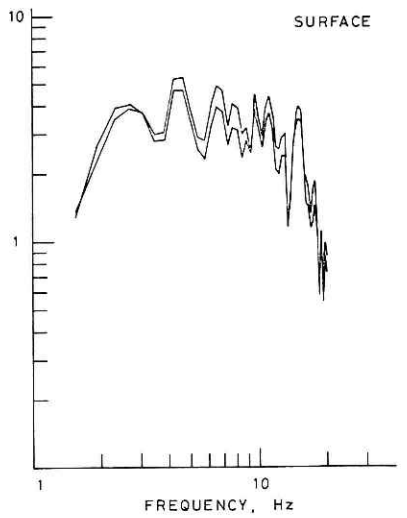


図 8a ノイズの速度スペクトル，地表面
Fig. 8a Velocity spectra of ground noises at the surface. Through Fig. 8a-gj, scales of the vertical axis are relative

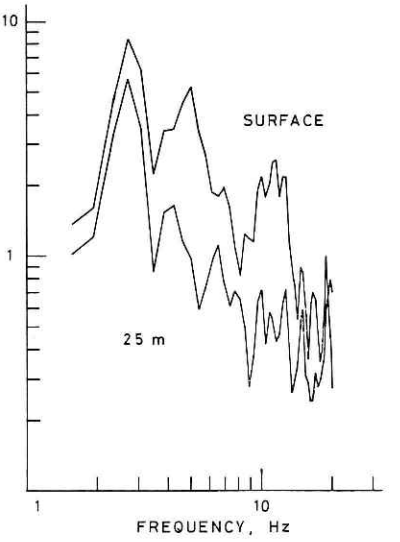


図 8b 深度25 m
Fig. 8b Same as Fig. 8a except 25-m depth

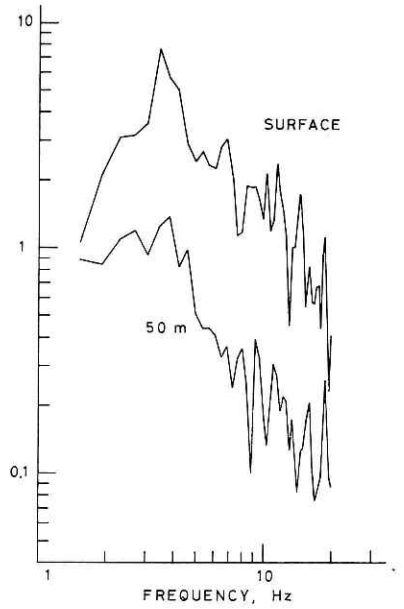


図 8c　深度 50 m
Fig. 8c　Same as Fig. 8a except 50-m depth

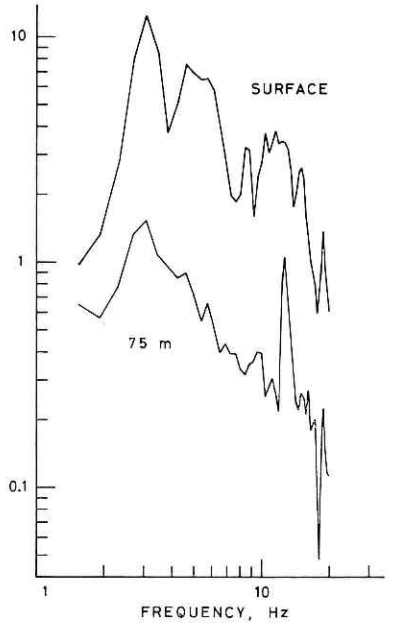


図 8d　深度 75 m
Fig. 8d　Same as Fig. 8a except 75-m depth

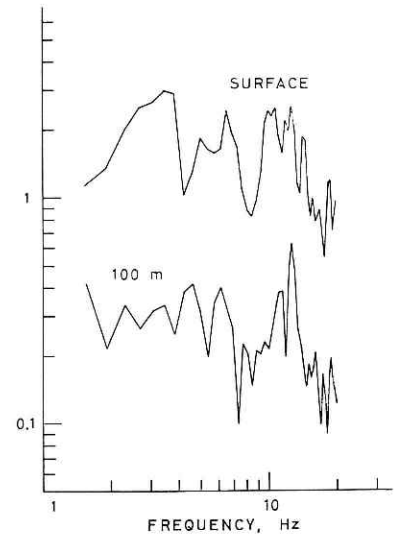


図 8e　深度 100 m
Fig. 8e　Same as Fig. 8a except 100-m depth

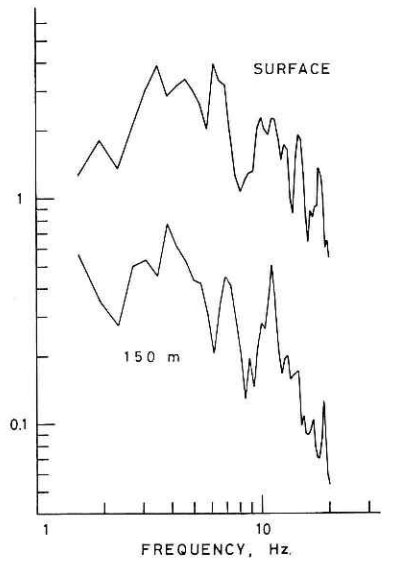


図 8f　深度 150 m
Fig. 8f　Same as Fig. 8a except 150-m depth

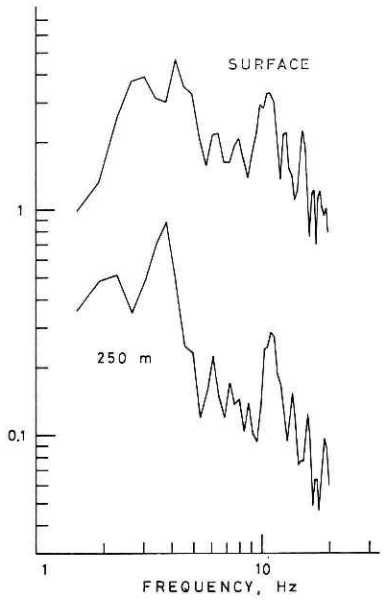


図 8g 深度 250 m
Fig. 8g Same as Fig. 8a except 250-m depth

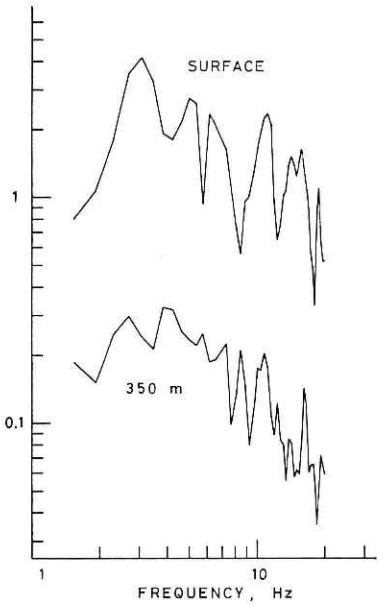


図 8h 深度 350 m
Fig. 8h Same as Fig. 8a except 350-m depth

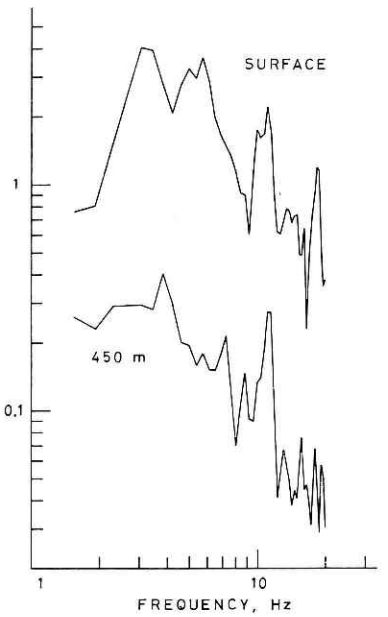


図 8i 深度 450 m
Fig. 8i Same as Fig. 8a except 450-m depth

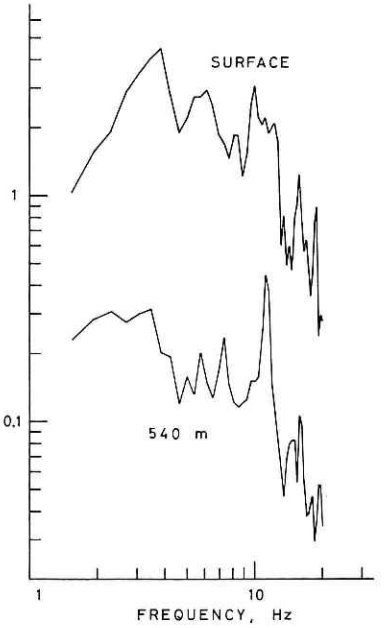


図 8j 深度 540 m
Fig. 8j Same as Fig. 8a except 540-m depth

ming Window を用いて計算した．

地表でのスペクトルには，共通して，2.5～3.0 Hz, 4.5～5 Hz, 10～12 Hz 付近にピークがみられる．2.5～3.0 Hz のピークが最大で順に小さくなっている．これに対して，地下でのスペクトルは，浅いうちは三つのピークが，おおよそ地表でのピークと対応しているが，それに加えて 25 m, 100 m 及び 150 m のスペクトルには 7 Hz 付近にもピークがあらわれている．深い方では，250 m 以深で特に明瞭であるが，ピークは二つとなり一つは 4 Hz 付近，もう一つは 11 Hz 付近に顕れている．4 Hz のピークは，地表での 2.5～3 Hz, 4.5～5 のピークのほぼ中間に位置し，大抵の場合最大ピークとなる．11 Hz 付近のピークは地中・地表に共通して見られるが，75 m 以深では鋭く特に明瞭である．100 m と孔底ではこの 11 Hz ピークが最大となっている．図に示したスペクトルは 5 個所の平均であるから，この 11 Hz ピークはかなり卓越していると思われる．

第 9 図に，地表・地中のノイズの違いを明瞭にするために，移動平均をとって平滑化したスペクトル比（地表/地中）を示す．左側は 100 m 以浅，右側はそれ以深について示した．ノイズは 75 m までに急激に減少する．しかしそれ以深では減少の割合が次第に小さくなり，250 m を過ぎればほとんど変化が見わけられなくなる．3 Hz 以下の低周波域では減少の度合が小さく，孔底でも約 1/4 に減少するにすぎない．一方，3 Hz 以上の高周波域では

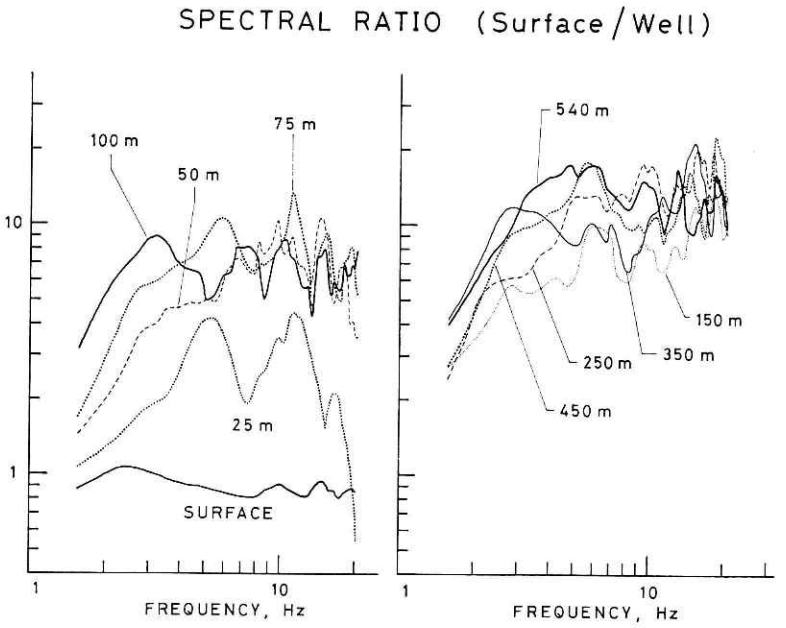


図 9　ノイズスペクトル比（地表/地中）
Fig. 9　Ratio of velocity spectra of ground noises smoothed by moving mean (surface/well). Left: surface to 100-m depth; right: 150 m—540 m

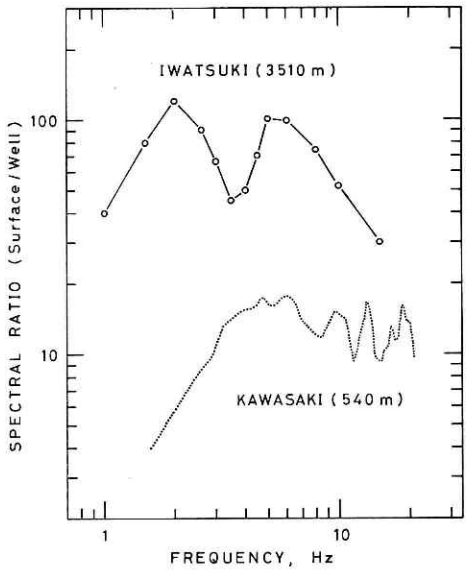


図 10 川崎 (深さ 540 m) と岩槻 (3510 m) のスペクトル比の比較

Fig. 10 Comparison of spectral ratio between the Kawasaki station and the Iwatsuki observatory

し，川崎との深さ及び地盤構造の違いに起因すると思われる．

第 11 図にノイズの平均振幅比の深さ分布を示す．これは，第 9 図のスペクトル比から計算した平均値と振幅比の変動幅を示す．図で明らかなように，地表付近での減衰が特に大きく，一つの指数関数で近似することは不可能である．図に示したように，三本の直線で表わした方が妥当と思われる．一本の直線で表わせる部分を一つの層とみなせば，3 層構造をなすと考えられる．第一層と第二層の境界は A-K_1 の境界に，第二層と第三層の境界は K_2-K_3 の境界にほぼ一致する．

深さに対する減衰係数を γ，深さ減衰が著しく，孔底では 1/10～1/20 にもなっている．25 m で顕著な 7 Hz 付近の谷は，地中で 7 Hz のピークがあることに対応している．深い方では，5～6 Hz, 9～10 Hz, 13 Hz, 18 Hz 付近に，わずかではあるがピークが共通して見られる．

さらに深い (3510 m) 当センターの岩槻観測井での結果との比較を第 10 図に示す．岩槻ではさらに減少が大きく 1/50～1/100 で，3 Hz 以下の低周波域でも比較的大きな減少を示す．3～4 Hz 付近の顕著な谷は，孔底ではこの 3～4 Hz の周波数成分が卓越している (山本他 1975) ことに対応

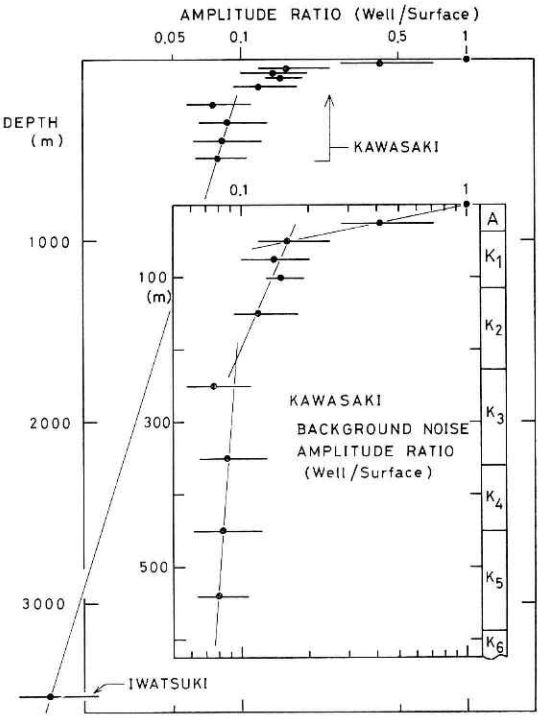


図 11 ノイズの平均的な振幅分布

Fig. 11 Distribution of the mean amplitude of ground noises versus depth. The inner figure is the enlargement of the upper part of the outer figure

を d とし，ノイズの振幅比を R として $R \propto \exp(-\gamma d)$ と表わせば，各層の減衰係数は上から順に $\gamma_1=3.5\times10^{-2}$, $\gamma_2=3.2\times10^{-3}$, $\gamma_3=5.8\times10^{-4}$ となり，順に約10倍ずつ異った値が得られる．最大の減衰係数をもつ最上層は，A 層すなわち第四紀の軟弱な層に相当し，特に減衰が大きく，振幅比はこの部分だけで1/5～1/10になってしまう．孔井での地震観測では，この層を越えただけでも，ノイズに対しては相当の効果が期待できる．又，田中 (1977) によれば，K_2-K_3 層の境界付近 (180～230 m) には比較的大きな不整合の存在が示されている．地質柱状図には，この2境界の他，物性上の顕著な境界は見られない．このことから，ノイズの振幅分布は，地盤構造とある程度の対応関係にあると思われる．Douze (1964) は，地盤構造との関係とともに，ある深さからはノイズの性質が，表面波的なものから実体波的なものに移り変わることを報告している．第11図には岩槻観測井の孔底での値もプロットしてあるが，注目すべきことにこの値も第3の直線の延長上にのっている．この一例しかなく，偶然の一致とも考えられる．しかし，一般に，実体波の減衰は速度及び減衰係数と関係し，深くなるほどこれらの値の地域差が少なくなることから，第3の直線は実体波的ノイズの減衰を示しているのかもしれない．したがって，第二層と第三層の境界は，ノイズの性質の転移によって形成されている可能性がある．

岩槻観測井では，孔井水を伝わるノイズに悩まされ，途中に吸振ケージを取り付けることでようやく解決した（山本他，1975）．この経験に基づき，川崎でも 277 m に帽子状のアブソーバ（第3図）をとりつけた．その効果のテストとして，野球のボールを約 1 m の高さから，水を満たした孔口に落下させ，孔底でその衝撃の記録をとった．第 12 図に 35 Hz のローパスフィルターを通した記録を示す．アブソーバーなしの記録では，尾部に約 18 Hz の規則的な振動が 5～8 秒間延々と続いているのが特徴的である．その中に初動を含め，五つの顕著な相が見られる．初動，3，4，5 番目の相は 0.45 秒の等間隔であることから，孔井水柱の多重反射の可能性が強いが，音速を 1500 m/sec とすれば，孔井深度は 561 m であるから往復に 0.75 秒を要し，多重反射では説明できない．第二の相は初動後 0.16 秒に現わ

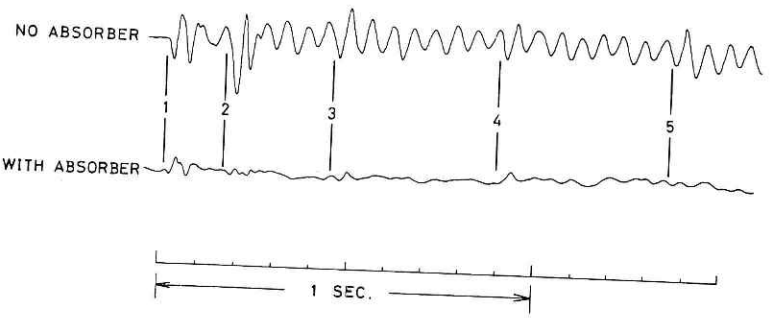


図 12　ボール落下試験時の孔底での記録波形
Fig. 12　Comparison of records at the borehole bottom by the balldrop test with and without noise absorber

れ最大振幅をもつ．

一方，アブソーバーを取り付けた後の記録でまず目につくことは，尾部の 18 Hz の振動が全くなくなっていることである．前述の五つの相はかろうじてみられるが振幅が大分小さくなっている．最大振幅を示した第二の相は初動よりも小さくなっている．最大振幅で比較してみると 1/4～1/5 に減少している．このことから，簡単なアブソーバーでも，充分に満足すべき効果が得られることがわかった．

5. 地震の検知能力

川崎微小地震観測井では，1975 年 10 月から観測を開始した．テレメータシステムを含めて，大きなトラブルもなく現在まで順調に観測を継続している．本章では，どの程度の観測がなされているか，すなわちどの程度の検知能力を持つのかを簡単に見積った．

第 18 図に，当センターの川崎関係の観測網（第 1 図 HRM, TSH, MID, MTZ）で観測された地震回数の 12 月までの日別頻度分布を示す．

HRM では 12 月までの 3 カ月間に総数 152，月平均約 50 の地震が観測されている．一方東芝浅井戸（TSH）・緑ケ丘霊園（MID）では総数夫々 100, 88 であり月平均では夫々約 20 及び 22 である．月平均回数で比較してみると，HRM では TSH・MID より約 2.5 倍多くの地震が観測されている．しかしこの差は，異った観測時期での比較であり地震活動の

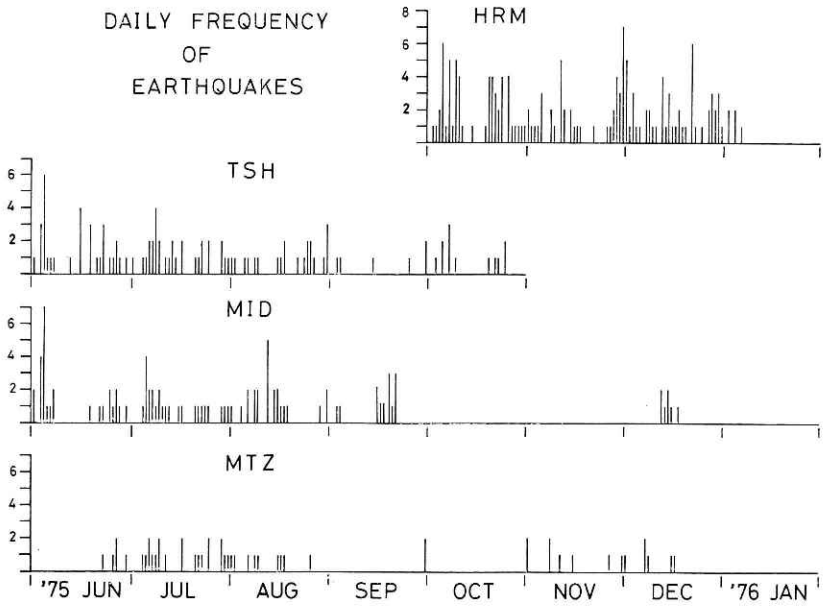


図 13　川崎微小地震観測網の日別地震回数
Fig. 13　Daily frequency of earthquakes observed in the Kawasaki area shown in Fig. 1

違いも考えられ，正確とは思われない．幸い10月にはHRM及びTHSで同時に観測が行なわれているので，この月だけで比較してみると，HRMで総数55，これに対してTSHでは12で約4.5倍の地震が観測されている．

HRMでの地表及び地中での同時地震記録が得られていないので不正確ではあるが，地中では地震波の振幅が2～3分の1小さいとすれば，前章での解析によりノイズは10～20分の1であるから，S/Nとしては4～10倍改善されていると考えられる．

次に，孔底でのノイズ振幅から検知能力を簡単に見積ってみる．孔底では常時50～200 μkineであるから，これを100μkineとすれば，小さくとも300～500 μkine以上の信号があれば地震と検知できる．従って渡辺(1971)の震準距離r，速度振幅A，マグニチュードMの関係式 $0.85M-2.5=\log A+1.73\log r$ ($r\leq 200$ km) を使えば，10 km以内なら約M1.0以上，100 km以内ではM3.0以上の地震が検知できることになる．一方TSHではノイズは200～800 μkineであるから，同様に1.5～2.5 mkineの信号で検知可能とすれば10 km以内で約M1.8以上，100 km以内ではM3.8以上の地震が検知されるに過ぎない．

この検知可能なマグニチュードの差は，Gutenberg-Richterの式に従えば，HRMではTSHより約4.3倍多くの地震が観測されることを示している．この値は前記の4.5倍にほぼ等しく，前記の見積りが妥当なことを示している．

6. 謝　辞

川崎微小地震観測施設の建設，及び観測網の展開に際しては，川崎市役所の協力をいただいた．記して感謝する．施設に隣接する幸消防署の方々には，現地モニターの記録紙交換・測器保守等をお願いしており，貴重な業務時間をさいていただいていることに厚く御礼申し上げる．

第2章及び第3章は，それぞれ施設を建設した住鉱コンサルタントKK，及び東芝電機KKの報告書に負うところが大きい．

第4章のノイズ解析に関しては，第4研究部の勝山ヨシ子室長の手をわずらわした．A/D変換は同氏のプログラムによる．記して感謝する．

参考文献

1) 防災センター(1975)：川崎における微小地震観測，地震予知連絡会報，**14**，20-25.
2) Douze, E. J. (1964) : Signal and Noise in Deep Wells. *Geophys.*, **29**, 721-732.
3) Douze, E. J. (1966) : Noise Attenuation in Shallow Holes. *Bull. Seis. Soc. Am.*, **56**, 619-632.
4) 広野卓蔵，末広重二，古田美佐夫，小出　馨(1968)：地中地震計によるバックグラウンドノイズの研究（第1報）．気象研究所報告，**19**，323-339.
5) 広野卓蔵，末広重二，古田美佐夫，佐藤　馨(1969)：地中地震計によるバックグラウンドノイズ

の研究（第2報）．気象研究所報告，**20**，189-206.

6) Kanai, K. and T. Tanaka (1951) : On Microtremors, VIII. *Bull. Earthq. Res. Inst.* **39**, 97-114.

7) 佐藤春夫，浜田和郎（1975）：多摩川下流域の地盤隆起と微小地震観測．防災科学技術センター研究速報，**第20号**，1-32.

8) Takahashi, H. and K. Hamada (1975) : Deep Borehole Observation of the Earth's Crust Activities around Tokyo—Introduction of the Iwatsuki Observatory. *Pure & Appl. Geophys.*, **113**, 311-320.

9) 高橋末雄，鈴木宏芳（1971）：浅井戸における地震波の深さによる変化．防災科学技術センター研究報告，**5**，6-24.

10) 高野　敬，萩原尊礼（1966）：深井戸地震計による観測（第1報）．地震研究所彙報，**44**，1135-1148.

11) 高野　敬，萩原尊礼（1968）：深井戸地震計による観測（第2報）．地震研究所彙報，**46**，1293-1300.

12) 田中耕平（1977）：私信.

13) 山本英二，浜田和郎，笠原敬司（1975）：岩槻深井戸観測所でのバックグランドノイズおよび水を媒体とするノイズの除去．地震 II，**28**，171-180.

（1977年7月15日　原稿受理）