

爆破地震を利用して 地震波の時間的変化をとらえる ～地震予知をめざして④～

飯塚 進

これまで3回にわたって 現在多数の研究者により取
組まれている日本の地震予知研究の概要と わが地質調
査所の果たしている役割り 「地震波速度」のテーマに
関する解説 これまでの実験により検出された速度変化
などについて述べてきた。

今回は 最終回として われわれが現在行なっている
実験の概要と 外国の例としてアメリカの実験などを紹
介してこのシリーズをとじることにしたい。

10 現在行なっている実験の概要

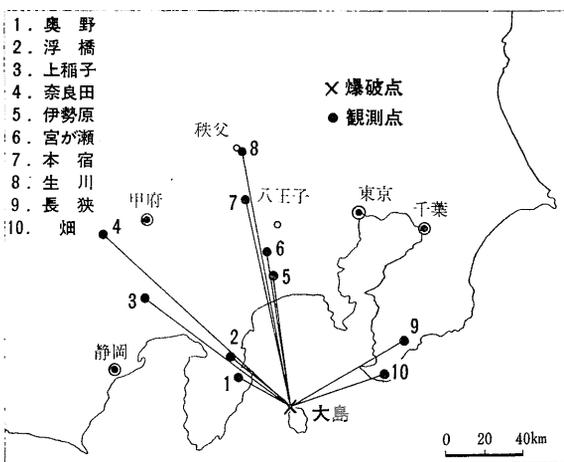
1968年3月に第1回目の爆破地震観測を行なってスタ

ートを切った地震波速度の時間的変化を検出するための
実験は その後毎年1回3月に定期的に繰り返されている。
爆破地震の震源は伊豆大島に 観測点は相模湾
をはさんで本土側に第1図のように配置されている。
位置・震央距離など第1表にまとめてある。 震源では
どのようにしてダイナマイトを爆発させるか 観測点で
はどんな器械を使ってどのような観測を行なってるのか
以下順をおって説明していこう。

10.1 ダイナマイトを爆発させて人工地震を起こす

TNT火薬1kg当りのエネルギーは 10^{10} エルグで 普通
陸上で起こす爆破地震の場合その効きは約10%と推定さ
れている。 すなわち 爆発によって生じるエネルギーの
うち地震波動のエネルギーに転化するのには 1割にす
ぎず 残りは震源近傍の岩石の破壊や熱 音などのエネ
ルギーとして費やされてしまうのである。 10%の効率
というのはそれでもまだ良い方で 1%台という状態が
しばしば起こっている。 そこで効率よく地震波を発生
させるために種々の工夫がなされるわけである。

次に爆発させる火薬の量であるが それはもっぱらど
の程度の距離まで記録をとるかによって決まってくる。
また爆破点でどれだけの火薬を爆発させるかという
爆破条件も多量のダイナマイトを使用する場合は無視で
きない。 地震波の到達距離の問題は いいかえれば地
下どの深さまで通ってきた波を観測するのかによって決
まってくる。 たとえば深さ30km前後のモホ面近傍の情
報が得たいというような場合は 爆破点から少なくとも



第1図：爆破点×と観測点の位置図 No. 1 No. 6 No. 9 No. 10
は地震研究所の観測点

第1表 爆 破 点 ・ 観 測 点 の 位 置

観 測 点	地 名	緯 度 (°N)	経 度 (°E)	高 さ(m)	震央距離 (km)
0. 大 島	(爆破点)東京都大島町乳ヶ崎	34°47'39.8"	139°21'56.3"	< 5	0
1. 奥 野	静岡県伊東市奥野	34°55'55"	139°04'14"	140	31.0
2. 浮 橋	静岡県田方郡大仁町浮橋安野	35°01'02.4"	138°59'58.6"	230	41.5
3. 上 稲 子	静岡県富士郡芝川町上稲子	35°15'48"	138°31'58"	210	92
4. 奈 良 田	山梨県南巨摩郡早川町奈良田	35°34'00"	138°18'10"	750	129
5. 伊 勢 原	神奈川県中郡伊勢原町日向	35°26'09.7"	139°16'06.0"	260	72
6. 宮 ヶ 瀬	神奈川県愛甲郡清川村宮ヶ瀬	35°31'02"	139°13'48.5"	300	81
7. 本 宿	東京都西多摩郡檜原村本宿	35°43'42"	139°08'34"	420	105
8. 生 川	埼玉県秩父郡横瀬村大字生川	35°57'18"	139°06'46"	520	130
9. 長 狭	千葉県安房郡長狭町上小原	35°06'31.3"	140°01'58.6"	140	70
10. 畑	千葉県館山市畑				

(注) No. 10 (畑) は1970年から新設された観測点で 位置はまだ出してない。

第2表 爆破時刻・爆破孔の深度・火薬量などの総括表

年月日	爆破時刻	爆破孔No.	深度(m)	薬量(kg)	薬長(m)	総薬量(kg)
1968. 3.18	時分秒 01 05 00.229	1	45	245.0	15	490.0
		2	45	245.0	17	
1969. 3. 8	時分秒 01 05 00.003	3	61.5	292.5	22.2	549.0
		4	60.5	256.5	24.3	
1969. 3.12	時分秒 01 05 00.038	3	40.5	337.5	2.9	499.5
		4	35.0	162.0	16.9	
1970. 3.11	時分秒 01 04 59.974	5	72.0	279.0	19.0	549.0
		6	72.0	270.0	18.5	
1970. 3.15	時分秒 01 05 00.103	5	54.7	231.375	1.1	499.5
		6	60.0	268.125	3.7	

150km 以上離れた場所で観測しなければならない。

このような問題を種々検討の上 われわれの実験では 1回に 500kg のダイナマイトを爆発させることにした。

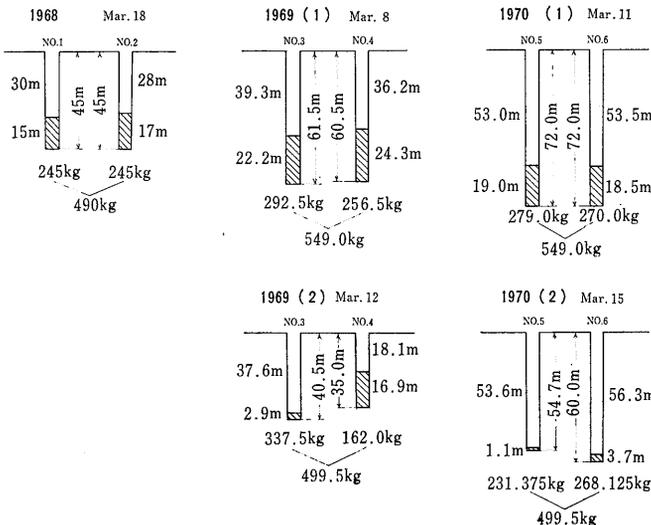
次の問題はこれだけの火薬をどういう方法で爆発させるかということである。500kg という量は実は爆破条件の方の制約が大きくきいている。前号でもふれたように 地震波が震源領域を通過する際には速度ばかりでなく周期や振幅なども変化するのであるが 確かに波の性質が伝播経路で変化したということがいえるためには震源から常に同じ性質の波を送り出してやらねばならないという 非常にやっかいな難問が残されている。震源で波の性質が変わってしまったのでは 途中の変化は検出できないからである。そのためは繰り返し爆破を行なった場合に再現性がよくなければならないというのが必要条件である。

これを解決するのに一番良い方法は 海のような水中

でダイナマイトを爆発させることである。均質媒質中での爆発という理想的な状態に加えて 波動エネルギーへの変換効率も陸上よりははずっとよいことがわかっている。海でなくても湖 沼など適当な深さの水中ならどこでもよい。ところがこれがまたたいいの場合 漁業補償などやっかいな問題がからんできて 事実上不可能な場合の方が多いのである。良好な漁場である上に 海のメイン・ストリートにもなっている伊豆大

島近海ではちょっと無理な話である。次善の策としては 人工的に巨大な池を造るか または直径1~2mの井戸(深さ40~50m)を掘ってもよい(初めに相当な費用がかかるが)しかし長期にわたって反復使用する場合は一回造ってしまえばあとは補修費だけですむので 長い目でみれば次に述べる方法よりは安上がりなのだ。この方法は予算の関係で実現できなかった。今後別のフィールドで新たに観測を開始する場合には 是非考慮してほしい点である。

そこでわれわれがとった方法は 普通地震探査で用いられるボーリング孔による方法である。具体的には直径10cm 深さ50m 前後の孔を2本掘って その中に500kg のダイナマイトを2等分して詰め込み同時に爆発させるやり方である。その際あらかじめ少量の火薬を孔底で爆発させ くずれた石くずをポンプでさらってフラスコ型に孔を拡張しておく(この方法を拡底発破とよん



第2図：爆破深度と使用薬量 斜線部はダイナマイトの位置を示す。



写真①：爆破孔にダイナマイトを装てんしているところ。 込め棒で突いて押し込む。 手前の箱の中に入っているのがダイナマイト。

でいる)。そうしなければとうてい全部の火薬を詰めることはできないからである。しかしこの方法では1回使用すると周壁が崩壊してかなり浅くなってしまふので50~60mの孔では2回使用が限度である。だから次の年にはまた別に新しく孔を掘り直さなければならない。このことは「震源から同じ性質を持った地震波を送り出してやる」という前述の目的にははなはだ不都合を生じるのであるが今のところ他に良い方法がないので仕方がない。第2表はこれまで行なわれた3回の観測の爆破点に関するデータをまとめたものでわかりやすくするために図示すると第2図の通りである。

第2回目の観測から間を4日おいて2回爆破地震を発生させているがこれは観測データをふやすために行なっているのである。たとえば1970年3月11日の爆破地震を「浮橋」で観測し4日後には「奈良田」へ移動して観測するといった工合に一観測班で2点を受け持つわけである。同じ年に行なう2回の爆破はその年に新しく掘さくした2本の孔を同時に使うので図からわかるように2回目のダイナマイトの詰まり工合は初回とかなりちがっているようである。たとえば1970年の2回目をみるとわずかに1.1m、3.7mといった範囲に200kg以上の火薬が入ってしまっているわけで多分孔を中心に円板状に拡がっているであろう。また2本の孔に等分するといったが拡底発破がうまくいかなかったりあるいは2回目になると孔の崩れ工合がちがっていたりして実際にはうまくいかない。いずれにしても同一条件で再現性のよい爆破地震を起こすことは至難のわざであることがおわかりいただけることと思う。

このように見かけ上爆破条件が少しずつ変わってはいるがはたして地震波の性質に影響を与えているのだろうか。すなわち再現性はどうかという問題である。このことを調べておくことが非常に重要なことはすでに

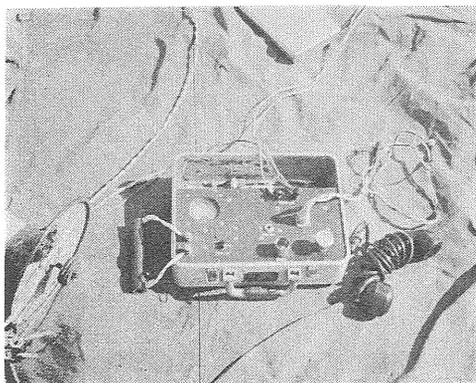
述べた通りである。したがって爆破点での地震破動の観測も欠かせない。爆破点での観測ではダイナマイトを爆発させた瞬間の時刻を正確に記録することが第一に重要である。しかも精度は $1/1,000$ 秒で失敗は絶対許されない。もし時刻の記録に失敗すると本土側の観測が全く無意味になってしまうのだから厳しい。

このように重要な意味を持っている爆破点近傍の観測についてその方法を次に述べよう。

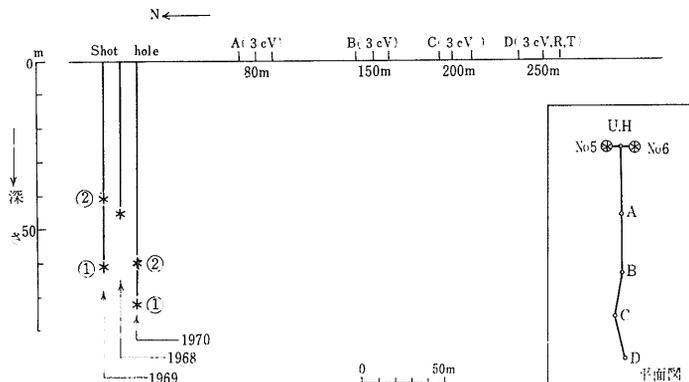
ダイナマイトを爆発させるには瞬発性の電気雷管を用いる。発火器から電流を流してやりダイナマイトの中にうめ込んでおいた雷管を破裂させそれによってダイナマイトを誘爆させる方法である。発火器のスイッチを入れてダイナマイトが誘爆するまでの時間は $1/1,000$ 秒以内なので爆発の瞬間は発火器のスイッチを入れた時に出る信号を記録し同時に記録させる日本標準時間(JJY信号)を物差しにして時刻を読みとればよい。JJY信号は専用の受信機を用いその他に予備として水晶時計も用意している。

次に波動観測のための地震計の配置は第3図の通りである。まず爆破孔の真上に近い所に1個設置する(地震探鉱の用語でup holeと称している)。これによってダイナマイトがうめである深さの所から地表面まで波が真直ぐに上ってくるのに要する時間を知ることができる。図のA、B、C3点には固有周波数3Hz(ヘルツ)の上下動成分の地震計を1台ずつD点には同種の地震計3台を用いて3成分観測を行なうことにした。この場合3成分とは上下方向、測線方向、測線と直角方向の水平成分を表わす。記録器は電磁オシログラフとデータレコーダー(磁気録音方式)である。これらの観測装置の系統図を第4図に示す。

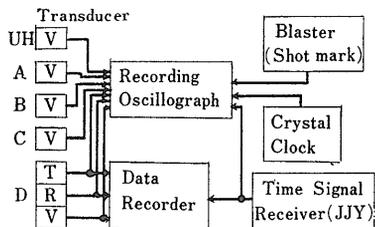
いまの場合最遠点のDでさえ爆破孔から250mしか離れていない。再現性を確かめるには得られた記録から周期、振幅、波形など波の諸性質を調べなければなら



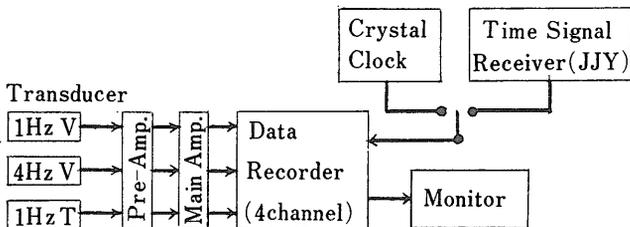
写真②：発火器 発火スイッチは誤まって押してしまうことのないように「引張り方式」になっている。写真右下の丸い



第3図：爆破点近傍の地震計の配置図



第4図：爆破点における観測装置の系統図
(Vは上下動成分 Rは波の進行方向に平行な水平成分 Tは波の進行方向に直角な水平成分を表わす。)



第5図：観測点における観測装置の系統図 V Tは第4図の場合と同じ。

らないのであるが そのためには波形を完全な形で記録する必要がある。大量の火薬爆発による地震動をこのような近距離で完全に記録することは大変むずかしい。記録方法は 本土側の観測と基本的には同じなのでくわしいことは 次節で述べることにしよう。

10.2 本土側の観測

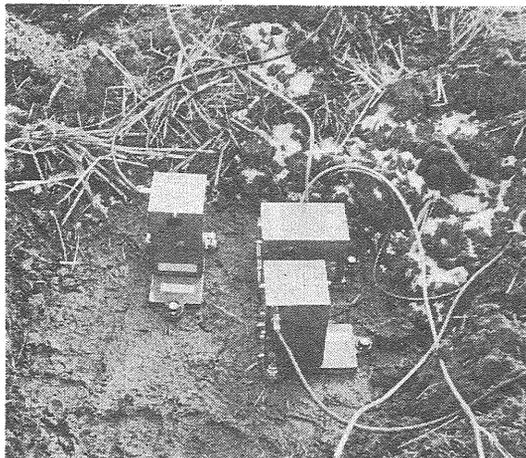
第1図に観測点の配置が示されているが そのうち「上稻子」「奈良田」「本宿」「生川」の4点は2年目から観測を開始した。また房総半島側の「畑」は70年から地震研究所で観測を始めた点であり 今後とれるデータが楽しみである。各観測点で使用している観測装置は性能その他若干の差はあるが 基本的には同じものでその系統図を示すと第5図の通りである。われわれの装置は「爆破地震動研究グループ」が 爆破地震動観測用に開発したもので この種の観測には最も適したものである。地震計は動コイル型で 振子の先端につけたコイルが永久磁石の中で動くことにより電気的信号が発生する いわゆる電磁式地震計である。これは地震動という機械的な信号を電気的な信号に変換してしまう装置で 原理はマイクロホンなどと全く同じものであるから換振器とかピックアップなどともよばれている。このタイプの地震計の特徴は その出力を増幅器を用いて何

万倍にも増幅できることである。

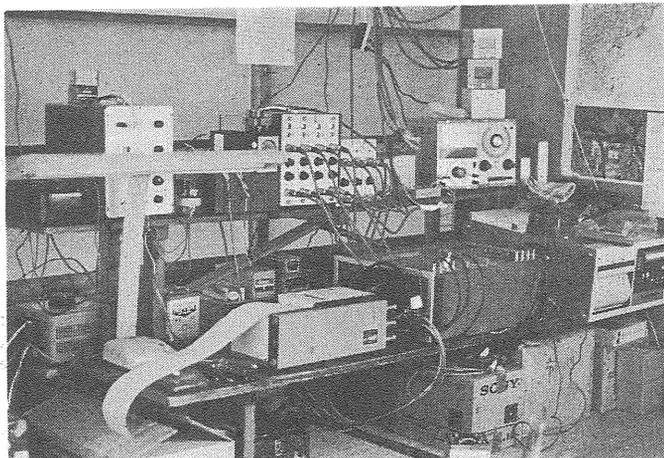
地震計を置く場所の選定には まず人工的なノイズを避けるためにできるだけ人里離れた山奥の静かな所であること 次にしっかりした岩盤やダムので堰堤など基盤に直接構築した物体 あるいは巨大な転石などのあることを条件にした。ただしデータレコーダーなど大部分の器械は100ボルトの電源を必要とするので 人家の全くない場所はだめである。

データレコーダーのデータチャンネル数は3チャンネルしかないので 地震計は3台しか使えない。「浮橋」のような爆破点に近い観測点では 2台の上下動と1台の水平動(波の進行方向に直角な成分をとらえるように設置)を用い また場所によっては 3成分観測を行なっている。水平2成分は波の進行方向と平行な成分と直交する成分の2つである。このうち後者はS波をとらえるのが目的である。普通単純な火薬爆発ではS波は発生しにくいといわれているが(仮りに発生していても相対的に振幅が小さいので識別できない場合が多い)もしこの波をとらえることができれば 弾性率の変化が速度変化に与える影響は P波とS波とは異なると考えられるから 非常に興味を持たれるわけである。

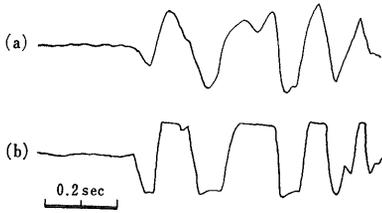
普通使われている記録器は 過大入力が入ってくると



写真③：爆破点近傍の波動観測に使用している固有周波数3Hzの地震計 3成分観測を行なっているところ。



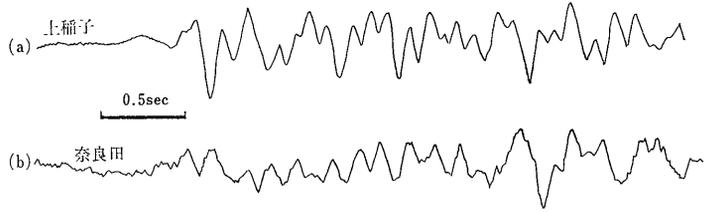
写真④：観測装置——伊勢原の例 上段向って左から JJY 受信機 水晶時計 増幅器 電圧計と低周波発信器 下段左からビジグラフ(モニター用) データレコーダー ビジグラフ(予備)



第6図：過大入力の場合と正常な場合の記録波形の比較 (a)正常な場合初動の切れはよくない (b)過大入力の場合初動の切れはよいが波形は歪んで振幅周期など解析できない。

信号波形が歪んでしまいもとの波形が再現できなくなる場合がある。データレコーダーも例外ではなく 増幅された信号があるレベルを越えると 波形は第6図(b)のように歪んでしまい入力波形がどんな形をしていたかわからなくなってしまう。だから最大振幅のところを上限を越えないように増幅率を適当にしぼっておかなければならない。ところが一方 最大振幅のところの波を確実に記録しようとする と 初動のたち上りがうまくとれないという矛盾が生じる(第6図(a))。これを解決するために 爆破点に近い“浮橋”では2台の上下動地震計を用い 1台は初動を確実にとらえることを考えて可能な限り増幅率を上げ もう1台は最大振幅の波を完全に記録するために増幅率を適当にしぼって記録することを試みた。振幅 周期 波形などの波の性質を調べるにはどうしても入力波形と同じ波が出力としてとり出せるように記録しておかなければならないからである。

爆破点からの距離が100kmを越える観測点では 最大振幅を振り切らせないようにという心配は不要である。というのは 波が減衰するのでその点で可能な限り増幅度を上げてちょうどよい記録がとれるような状態になってしまっているからである。第7図(a)の“上稲子”の記録と(b)の“奈良田”の記録をくらべてみると このことは



第7図：“上稲子”と“奈良田”の記録の比較

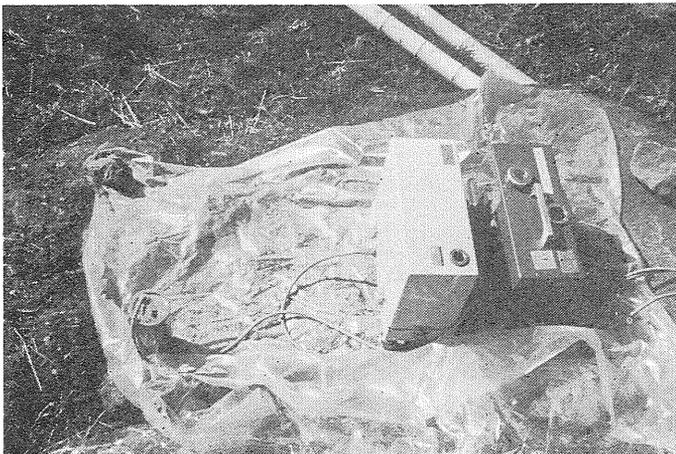
よくわかるであろう。“奈良田”の場合 これ以上増幅してもノイズも同時に大きくなるので信号だけ大きくするというわけにはいかない。

以上述べてきたようにこの観測では振幅の大きさをあらかじめ見積っておくことが必要である。この方法を簡単に紹介しておこう。

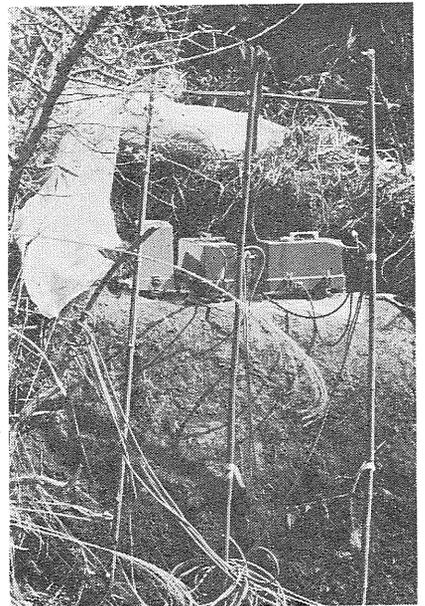
岐阜大の村松郁栄教授は これまでに得られた種々の人工地震のデータを整理して 最大振幅とマグニチュードと震央距離の間の関係を示すダイヤグラムをつくった(第8図)。このダイヤグラムを用いて最大振幅を推定するにはまずマグニチュードを計算しなければならない。500kgの火薬爆発により発生するエネルギーは TNT火薬1kgのエネルギーを 10^{13} エルグとして

$$10^{13} \times 500 = 5 \times 10^{15} \text{エルグ}$$

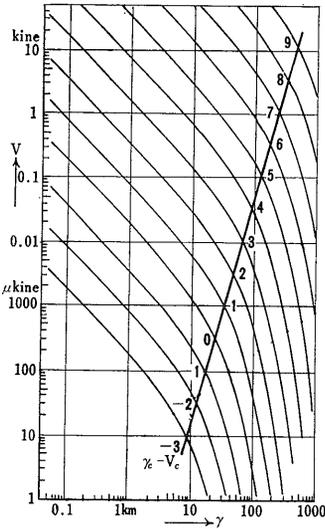
このうち効率を10%とすれば 波動エネルギーに変換されるのは 5×10^{14} エルグである。



写真⑤：“浮橋”で使っている地震計 左は4Hz筒型上下動 真中1Hz上下動 右は1Hz水平動成分の地震計 ビニールで大地と絶縁する。場所は大きな転石の上である。



写真⑥：“伊勢原”で使っている地震計 左端1Hz上下動 次が1Hz水平動 右端1Hz水平動 その間にはさまれて4Hz筒型上下動がみえる。上にビニールのおお



第8図：
マグニチュードと震央距離(γ)と速度振幅との関係 図中の数字は マグニチュードを示す。縦軸の単位 kine は cm/sec のこと。(村松郁榮氏の論文より)

マグニチュード(M)とエネルギー(E)の間には

$$\log E = 1.5M + 11.8$$

なる関係があるから

$$M = \frac{\log E - 11.8}{1.5} = \frac{\log 5 \times 10^{14} - 11.8}{1.5} = 1.9$$

となり M=2 弱のいわゆる微小地震相当ということになる。Mの値が決まれば第8図から一本の曲線が決まるから 各観測点の震央距離に対応する振幅が求まることになる。たとえば「伊勢原」は約 70km 離れているから最大振幅は 1000μkine と求まる。kine という単位は cm/sec すなわち速度を表わしている。速度の振幅というと奇妙に聞えるかも知れないが 地震計の出力電圧が地動速度に比例するという関係にあるので 記録される地震動の振幅は地動速度を表わしており「速度振幅」とよんでいる。したがってわたしたちになじみの「変位振幅」に直すには一度積分してやればよいことになる。電気的には積分回路を通してから記録すれば変位に比例した電気的信号が得られる。速度振幅の場合 わかりにくければ電圧そのものと考えればよい。

このようにして各観測点の振幅の期待値を求めることができる。われわれの実験では 以上の方法で振幅を推定して成功をおさめた。

ここで地震観測の際注意しなければならない重要な要素としてノイズの問題にふれておこう。もしノイズに妨害されなければ 信号(地震波)は観測器械で検出可能なぎりぎりの地点まで記録できるはずである。だが

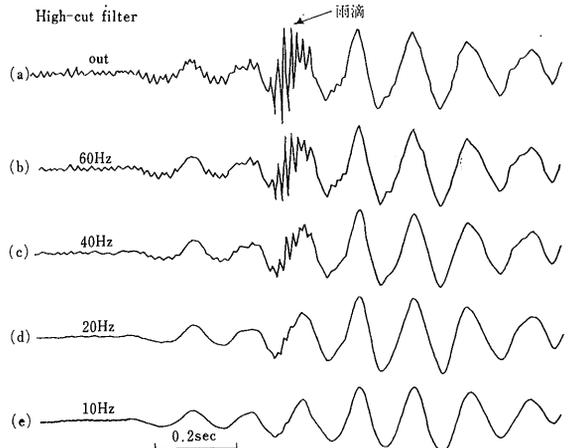
通常はその地点に固有のバックグラウンドノイズがありノイズレベルよりも信号の方が大でなければそのまま信号を検出することはできない。信号対雑音の比のことをS/N比(Sは signal Nは noise を示す)というが このS/N比がその観測点の観測条件を規定するわけである。したがって観測点の選定にあたってはバックグラウンドノイズのレベルとともにS/N比のことを常に念頭においておかねばならない。しかしある種のノイズは 適当な処理によって除去できる場合もある。たとえば信号とノイズの周波数が著しく異なる場合はフィルターを通すことにより信号にほとんど影響を与えずに両者を分離することが可能である。第9図をみていただきたい。これは「本宿」における1969年の第1回目の記録であるが (a)が原記録で(b)以下はハイカットフィルターを通した記録である。この観測の夜は「本宿」ではあいにく雨が降って 初動の重要な部分に雨滴による高周波の波が重なってしまったのであるがこのようにフィルターを通すことにより除去することができる。ただしこの場合ちょっと注意しなければならないことは フィルターを通すことにより位相のずれが生ずることである。したがってずれの時間をあらかじめおさえておくか あるいは同じフィルターを通した記録同志を比較しなければならない。

11 実験結果

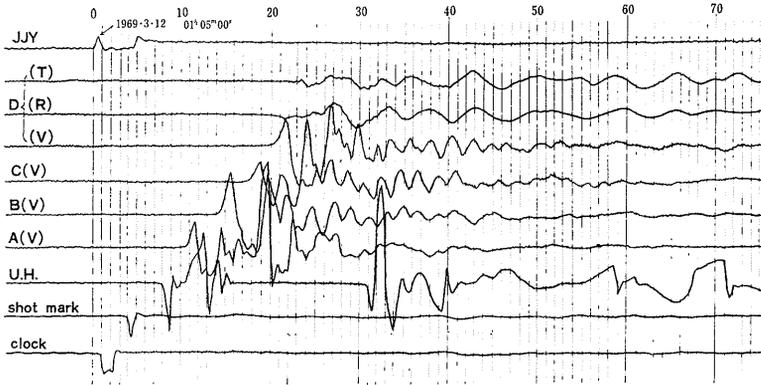
このシリーズの第1回目ですべてに得られた成果のうち走時の変化(速度の変化)については紹介したのでここではそれ以外の結果について述べることにしよう。まず爆破点近傍での観測結果からはじめることにする。

11.1 爆破点近傍で得られた波動の記録と走時曲線

爆破点における観測で重要なことは 第一に爆破時刻



第9図：ハイカット・フィルターによる高周波ノイズの除去——1969年「本宿」の記録から雨滴によるノイズを除去した例 (a)が原記録 (b)～(e)はハイカット・フィルターを通した記録。数字は



第10図：爆破点における記録例 1969年2回目の記録 V R Tは第4図の説明と同じ。細い縦線は1目盛り $1/100$ 秒である。

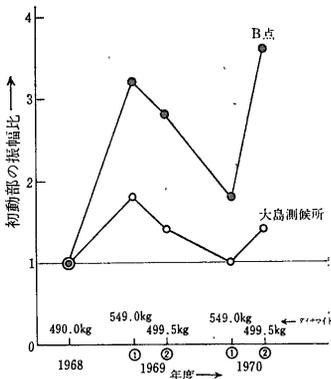
を正確に記録すること 第二には爆破の再現性を監視することである。

第10図は 1969年の2回目の記録である。細い縦線の1目盛りは $1/100$ 秒を表わす。爆破時刻はJYJ信号とこの目盛りを使って $1/1,000$ 秒の桁まで読み取る。

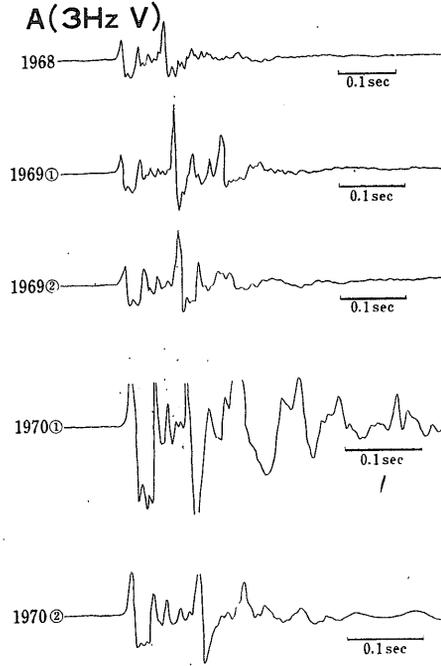
再現性を調べるには 得られた記録の波形 振幅 周期などの波動特性を解析すればよい。波形を比較した一例としてA点での記録を第11図に示す。時間目盛り 振幅のスケールがそれぞれ少しずつ異なっているのでここでは 波の顔つきだけをみると 大変よく似ていることがわかる。他の点での記録も同様によく似ている。振幅については 薬量と効き方のちがいが重なってあまり単純ではない。これも一例としてB点での記録から振幅の比を計算してみると第12図のようになる。

同じ爆破地震を気象庁の大島測候所で観測した結果から計算した振幅比は図の白丸のようになり 傾向としては一致する。(気象庁の田中康裕氏が1970年春の火山学会にて講演)

このように振幅については再現性があまりよくない結果になっているが 現在の爆破方法では避けがたいバラツキである。周期の比較にはス



第12図：振幅の再現性はよくない。B点の例 1968年の振幅を基準にした場合の振幅比。薬量に比例せず大きくバラツキ



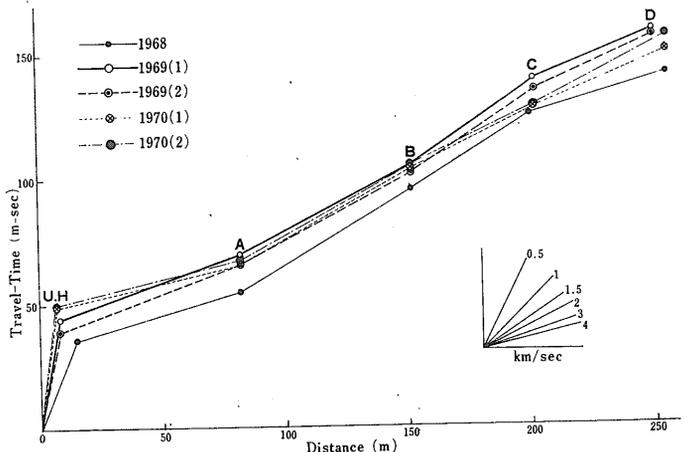
第11図：再現性を調べるための記録 A点の場合波形の相似性はきわめてよい。

ベクトル解析を行なう。解析はいま進行中であつた結果が出ていない。ただ記録をみた限りでは周期もよく一致しているようである。

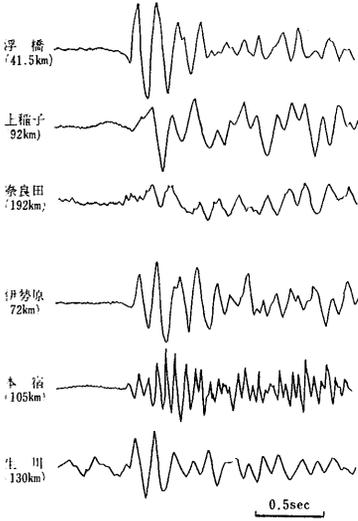
以上のように再現性を調べてみると 波形と周期に関してはかなりよいようであるが 振幅はよくないという結果になっている。

次に上下動成分の記録から初動を読みとって走時曲線をかいてみたのが第13図である。この図からわかることは

① 爆破点近傍の見かけ速度は約 $1,800\text{m/sec}$ である

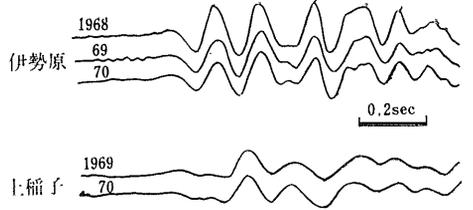


第13図：上下動成分による爆破点近傍の走時曲線。



第14図：
1969年の各観測点における上下
動成分の記録（地震計の固有周
期1秒）

第15図：
“伊勢原”“上稲子”の年度ご
との記録の比較・再現性は
非常によい。



震央距離が増すにつれて初動のたち上り 波形などがど
のように変化していくか そのようすがよくわかる。

第15図は同じ観測点で毎年どのような記録がとれるか
を示したもので 再現性のよさがみごとに示されている
と思う。

速度の時間的変化を検出するためには 走時を比較し
なければならないが 第14図からもわかるように初動の
たち上りだけからはとうてい精度よく走時を決めること
は不可能である。 どうしても初動部分の山 谷の走時
を比較する以外にないが そのためには波形の再現性が
よいことが前提条件になる。 波形の再現性がよいとい
うことは 周期も同様だと考えてよい。

一方 爆破点近傍でもそうであったが 振幅の再現性
はよくない。 “浮橋”と“伊勢原”の記録から初動部分の
振幅を比較してみたのが第16図(a)(b)である。 葉量に必
ずしも比例せず複雑に変化していることがよくわかるで
あろう。

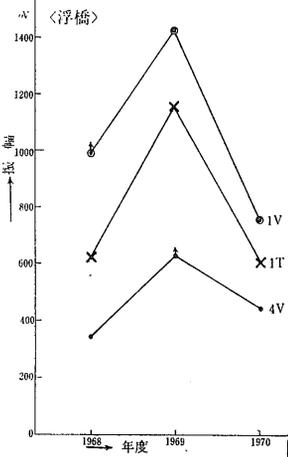
周期については スペクトル解析を電子計算機で行な
わなければならないので整理がおくれている。 第17図
は“浮橋”の1968年と69年の初動部分のパワースペクトル
を比較したものである。 ピークの周波数が卓越周波数
を示している。 1年間では全く変化していない。

- ② C D 付近から速度がはやくなっている すなわち下層の
速度が現われている。
- ③ up hole の走時が必ずしも系統的でない 第2回目の爆破
の方がより浅い位置なのに逆に走時は大きい値を示す場合
がある。 これは一回目の爆破により周囲がぐさぐさにな
って速度が著しくおそくなっているためと考えられる。

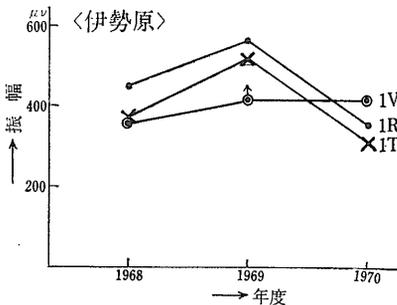
爆破点での観測結果は以上であるが 海岸に近いことな
ど地形的制約があって不十分な観測しかできないのが残念
である。

11.2 本土側の観測結果

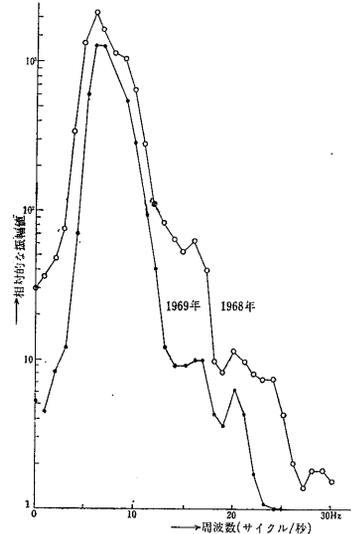
各観測点でどのような記録が得られたかをみていただ
くために 1969年の記録の中から固有周期1秒の上下動
地震計による記録だけを抜きがきしたのが第14図である。

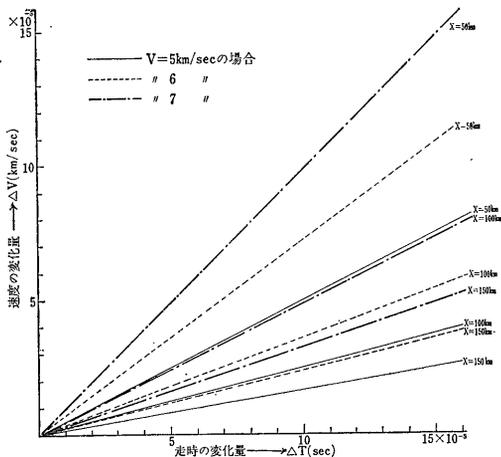


第16図：
“浮橋”“伊勢原”における年度ご
との初動振幅の比較 1969年
と1970年は葉量が同じだったに
もかわらず1970年は効きが非
常にわるく前年の5～6割にな
っている。



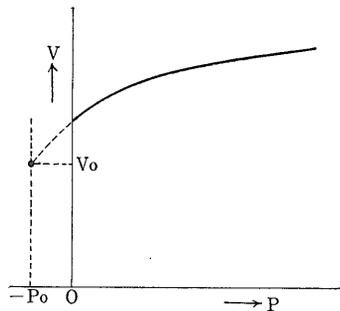
第17図：
“浮橋”におけるパワ
ースペクトルの比較
固有周波数 4Hz の
上下動地震計による
記録の初動部分 2.5
秒間を解析したもの。





第18図：
走時の変化量から速度の変化量
を見積るグラフ パラメータは
速度(V)と震央距離(x)

第19図：
定数 V_0 、 P_0 の意
味.



出した圧力Pと速度Vとの間の関係式は次の通りである。

$$V = \sqrt{V_0^2 + A(P + P_0)^\mu} \dots \dots \dots (3)$$

以上簡単に結果を述べたが このシリーズ①で紹介した走時の変化(速度の変化)とともに読めば 観測結果の概略はおわかりいただけたものと思う。

11.3 走時の変化量からストレスの変化を推定する

これまで述べてきたような実験により速度変化が検出された場合 地下のストレスの状態を推定することはできないであろうか。 厳密な定量的議論とまではいなくても 何らかの手がかりが得られれば震地予知への貢献は大きい。

初めに走時の微小変化 ΔT と速度の変化 ΔV との間の関係を求めてみよう。

震源から観測点までの距離を x その間の平均速度を V とすれば走時 T は

$$T = \frac{x}{V} \dots \dots \dots (1)$$

であるから 微分すれば

$$\frac{\Delta T}{T} = -\frac{\Delta V}{V} \dots \dots \dots (2)$$

この式を用いて ΔV を見積もるダイヤグラムをかいたのが第18図である。ここでパラメータは x V ΔT でそれぞれ 次のように仮定した。

$$\begin{cases} x=50 & 100 & 150\text{km} \\ V=5 & 6 & 7\text{km/sec} \\ \Delta T=5 \times 10^{-3} & 10 \times 10^{-3} & 15 \times 10^{-3}\text{sec} \end{cases}$$

この図を用いて ある観測点で走時の変化が検出されたとき 速度の変化量を見積ることができる。次にこの ΔV をつかって ストレスの変化量 ΔP を推定してみよう。実験室内で岩石に圧力をかけて弾性波の速度を測定する実験は盛んに行なわれている。早川正巳氏(東海大教授)や本荘静光氏(電力中央研究所)らが提

ここで V_0 は $P = -P_0$ のときの速度値 P は外圧 P_0 $A \mu$ (弾性球の詰合わせモデルでは $\mu = 1/3$) は定数である。 P_0 V_0 の意味は第19図をみられたい。この実験に用いられた試料は花こう岩 砂岩 泥岩などで 一軸圧縮応力下の速度変化を表わす式である。

(3)式を微分すると

$$\frac{2V \cdot \Delta V}{V^2 - V_0^2} = \mu \frac{\Delta P}{P + P_0} \dots \dots \dots (4)$$

この式を使って先に求めた ΔV を用いて ΔP を計算したいわけであるが それには V_0 P_0 があらかじめ与えられていなければならない。測定値に合うように定数をきめると 試料ごとにかなりバラツキがあるが いま早川氏の花こう岩の試料による値の中から一例として $P_0 = 250\text{bars}$ (パール) $V_0 = 3\text{km/sec}$ を採用してみよう。ここで

$$\begin{cases} x=50\text{km} \\ V=5 & 6\text{km/sec} \\ \Delta T=5 \times 10^{-3} & 10 \times 10^{-3} & 15 \times 10^{-3}\text{sec} \end{cases}$$

とおいて先に求めてある ΔV を使って(4)から ΔP を計算し図示したのが第20図である。横軸が圧力で目盛ってあることに注意されたい。 V が 5km/sec でも 6km/sec でもほとんど変わらない。たとえば $\Delta T = 10\text{msec}$ とすれば $P = 5\text{kb}$ (キロパール)で $\Delta P = 50\text{bars}$ という値が得られる。オーダーとしては特におかしな値ではないが 次のいくつかの理由により参考値の域を出ない。

第1には普通大地震の際 生じた断層の定量的調査から地震に伴う ストレスドロップ (stress drop) が見積られており そのいくつかを第3表にあげておいたがこ

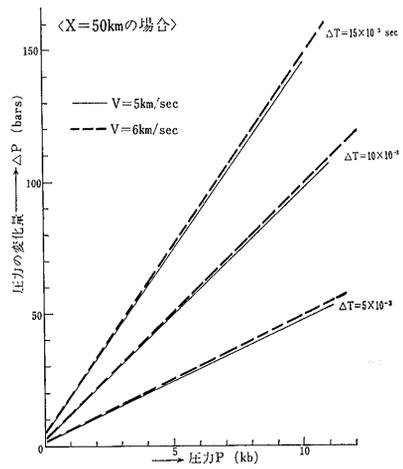
れをみるといずれも 10~100bars 前後の量になっている。これにくらべるとわれわれの計算した ΔP は少々大きすぎるのではないだろうか。第2には 地下構造が不明な上に真の速度分布もわからず仮定の上に仮定を重ねているきらいがあることである。第3には(3)の実験式についてである。この式自体は 室内実験の結果をよく説明できて問題ないのであるが はたしてその結果がそのまま実際の地殻内部に適用してよいかどうかは 今後検証しなければならない課題であろう。データの少ない段階で誤解をおそれずにいえば ここではむしろ(4)式から計算した ΔP の値がオーダーとして考えられないほどおかしな数字でないということの方が重要で このことは逆にいえば(3)式は決してすたものではないことを証明していえるのではないだろうか。今後さらに室内実験も行ないつつ考察を深めたいと思っている。

12 速度変化検出のための実験——松代の例・アメリカの例

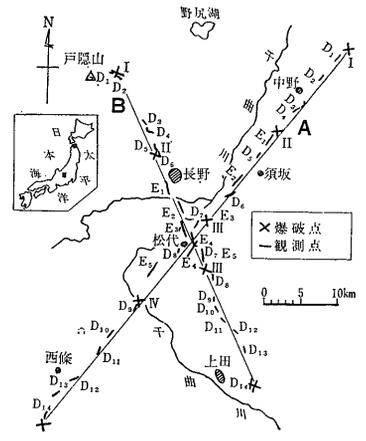
人工地震を利用して地震波の時間的変化を検出し地震予知に役立てようという実験はまだほとんど行われていないのであるが ここでは2つの例を紹介しておくたい。

12.1 松代地域の地震波速度変化を調べる実験

松代群発地震が予知研究に与えた影響についてはこのシリーズの②でくわしくふれたので繰り返さない。群発地震が終末期に近づいた1967年11~12月に 震源域を中心とする広大な地域の地下構造探査が実施され くわしい構造が明らかにされた。第21図は測線図でEは24成分の地震探鉱器 Dはデータレコーダーを配置した観測点である。測線長はAが約65.5km Bが約47km 爆破点はAがI~Vの5点 BがI~IVの4点である。



第20図：走時変化からストレスの変化量を見積るグラフ 横軸の圧力は深さに換算することができる。



第21図：松代地震探査における測線の配置 I II III...は爆破点 Eは24成分地震探鉱器 Dはデータレコーダーによる観測点を示す。

この松代群発地震域の速度変化を調べる目的で 地震探査が行なわれて 2年後の1969年11月に A測線でデータレコーダーによる再観測が行なわれた。実験に参加したのは東大地震研究所 北大 秋田大 防災センター 信州大で 爆破はIII IV Vの爆破点で行なわれ 観測はD₁ D₅ D₇ D₈ D₉ D₁₂ D₁₄などで前回と同じ観測者が同じ器械を用いて行なうよう努力された。観測結果は1970年春の地震学会で発表されたが 一部の観測点で1,000分の数秒の走時変化が得られたほかは特に目立つ変化は検出されなかったようである。この実験の強みは 何といても地下構造がくわしくわかっていることで 速度がどこで変化したかを具体的におさえることができる点である。この実験では2年前に使用した爆破孔を修復して使用したといわれているが 前回の爆破で周囲が変化しているのでその点走時に影響しているはずである。この補正はむずかしいことはすでに述べた通りである。

この種の実験がさらに継続され また地震多発地帯で新たに開始されることを期待したい。その際あらかじめ地下構造を調べておくことは 必要不可欠の条件であることを松代の経験は教えている。

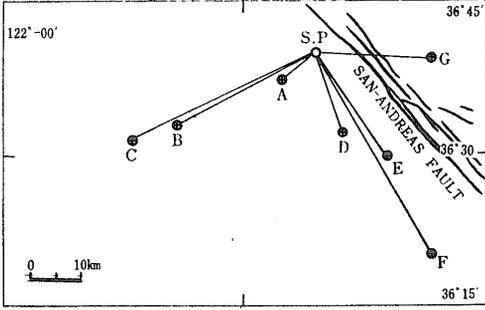
12.2 アメリカの例

1967年10月のアメリカ地震学会誌に発表されたスタンフォード大学のEISLER氏の論文によれば 実験は有名なカリフォルニアのサンアンドレアス断層の近くで 断層に平行な方向と直角な方向に地震計を配置して観測している(第22図)。爆破孔は第23図のような配列で掘りダイナマイトは等分割して詰めた。第1回目の実験として計7回の爆破を行なったが 最大火薬量は95.4kgで ノイズの少ない深夜を選らんでの観測の仕方でもわれわれの場合と同じである。

第 3 表 ストレス・ドロップを計算した実例（笠原慶一・地震20巻記念特集号より引用）

地		震			断			層			文 献
地 名	年	深 さ	マグニチュード	地震エネルギー (エルグ)	長 (km)	深 さ (km)	ずれ(半振幅) (m)	歪力変化 (パーセント)	歪エネルギー (エルグ)		
San Francisco	1906	浅	8 ¹ / ₄	2×10 ²⁴ *	440	6	2.5	280	3×10 ²⁴	Kasahara (1957)	
					450	10	4.9	74*		Byerly and DeNoyer (1958)	
						3.2				Knopoff (1958)	
丹 後(郷村)	1927	10km	7.5	10 ²³	440	~5	5.0	96	4×10 ²²	Chinnery (1964)	
					30	15	1.5	50		Kasahara (1957)	
北伊豆(丹那)	1930	0 ~ 5	7.0	2×10 ²²	30~40	10~15	3.4	37~39	3×10 ²²	Chinnery (1964)	
						5				鷺 坂(1940)	
						<10				本 間(1952)	
Imperial Valley	1940	浅	6.7	10 ²²	15	8	2.0	120	1.5×10 ²³	Kasahara (1957)	
					18~24	12~(>50)	3.8	52		Chinnery (1964)	
					70	8	2.1	130		Kasahara (1958b)	
					7.1	60	10	1.7		25	Buwalda*
Kern County	1952		7.8		70	6	4.2	48~68	7×10 ²²	Chinnery (1964)	
					50	20	0.6	12		Whitten (1955); Cisternas (1963)	
Turkey	1953		7.2		50	15	4.3	43		Ketin and Roesli (1953)	
Fairview Peak	1954	15	7.4	6×10 ²²		23			7×10 ²²	Byerly and DeNoyer (1958)	
					60	15	1.5	50		Kasahara (1958b)	
					7.1	36	6	2.7		180*	Savage and Hastie (1966)
San Miguel	1956		6.8		45~60	10~16	3.0	24~32	5.0×10 ²³	Chinnery (1964)	
					19	5	.85	25*		Shor and Roberts*	
Mongolia	1957	18	8.3		280	20	4.7	35*		Florensov and Solonenko*	
Montana	1959	0.4	7.1		30	15	10.	355*		Savage and Hastie (1966)	
Alaska	1964	20	8.4	3×10 ²⁴	600	200	10.		10 ²⁵	Press (1965b)	
					600	200	10.	27*		Savage and Hastie (1966)	
新 潟	1964	10 ~ 20	7.5	1.1×10 ²³	100	20	5.3	126	5.0×10 ²³	Aki (1966)	
Parkfield	1966		5.5		38	12	.05	0.6*	10 ²⁵	Allen and Smith*	
					30~37	5	.5	~1.		Aki (未刊)	
Imperial	1966	極 浅	3.6		10	1.4	.015	1.1		Brune and Allen (1967a)	

* Brune and Allen (1967a) 参照.



第22図：サン・アンドレアス断層付近に配置された爆破点（S.P.）と観測点（A～F）

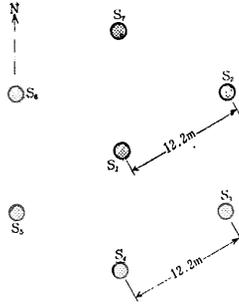
得られた記録の一例としてB点(28.58km 離れている)とF点(41.98km)の記録を第24図に示す。結論としてEISLER氏は

- ① 100kgの爆破により距離42kmの地点まで観測可能である。
- ② 繰り返し爆破の再現性はきわめてよい。
- ③ 観測精度は±1msec (1/1000秒) 以内である。

と述べている。

第1回目の実験後7か月経過した1967年5月に第2回目の実験が行なわれた。その結果を整理した論文は1969年2月のアメリカ地震学会誌に第2報として同じくEISLER氏により発表された。観測網は前回の経験を取り入れて一部変更しまた崩壊した爆破孔を新しく掘り直すなど手直しされている。ただし火薬量は前回と全く同量の95.4kgであった。2回分の記録を比較したのが第25図(a)(b)で(a)がB点の(b)がF点の記録である。点のうってある山谷は走時の読みとりをした波を示している。結論は7か月の間にB D Eなどの観測点で約6msec 走時が増したすなわち速度がおそくなったという。これは約3パーセントのストレス解放があったと考えれば説明がつくとEISLER氏は述べている。

以上おおざっぱな紹介になったが興味のある方は原論文を読んでいただきたい。最後に一言つけ加えておくと観測精度 ±1msec 以内という点については若干疑問に思っている。



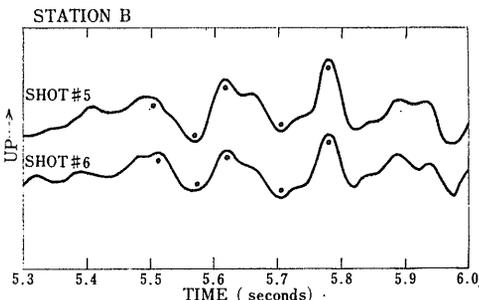
第23図：爆破孔の配列 正六角形の中心と各頂点に掘られている。

13 地下構造探査の重要性

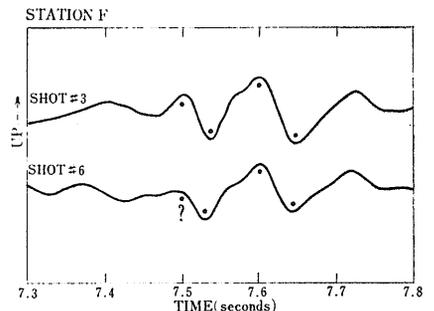
これまで地下構造探査の重要性について機会あるごとに強調してきたが 最後にもう一度ふれておきたい。地震は地殻またはマントル上部に起こる種々の地球物理的現象の一つであるが これらの現象を解明するためにはそれが生起する場の構造 状態を知ることが基礎になる。したがってわれわれの実験においても 実験地域の地下構造を知ることが前提条件として必要であるという観点から 実験計画の当初から予算要求をしてきたが残念なことにその意義がみとめられずいまだに実現していない。大島と秩父を結ぶ地下断面を模式的に描いた第26図を参照しながら問題点をまとめると

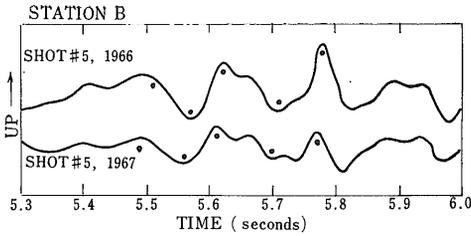
- ① 各観測点に初動として到着する波がどの層を通ってきたのかわからない。模式図では“伊勢原”は第2層を “本宿”は第3層を通ってきた波が また“生川”はモホ面をかすめてきた波が到着するように描いてあるが こういった地震波の経路がわからないわけである。
- ② 速度変化が現われたときその位置がわからない。すなわちどの層の速度が変化したのか決めることができない。
- ③ 速度異常域の空間的ひろがりを見積ることができない。したがって現在では波が伝わる経路全体にわたって一様に速度が変化したというような不十分な仮定しかできないわけである。

以上述べたことから明らかな通り せっかくの貴重なデータが十分生かせるように地下構造探査の実現を切望してやまない。

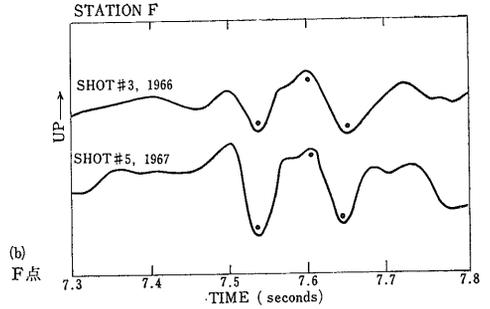


第24図：B点とF点の記録





第25図：
2回の爆破による
記録の比較



おわりに

4回にわたって連載してきたこのシリーズは 今回で一応終わることにしたい。 われわれの実験はまだ当分の間は続く予定だし 続けなければいけないと考えている。 興味深い結果が得られたときは またこの紙面をお借りして紹介していきたいと思っている。

これまで述べて来た中で われわれの実験に関連する部分は「地震予知研究グループ」のメンバーによるこれまでの討論に負う所が大きい。 さらに東大地震研究所の南雲昭三郎教授 浅野周三教授をはじめ実験に参加された研究者の方々からは種々ご教示いただいた。

研究グループ長の中条純輔氏（物理探査部応用地球物理課長）には原稿を読んでいただき またいろいろと教えていただいた。 以上の方々から心から感謝する。

（筆者は物理探査部）

目次

地震予知をめざして①（本誌 No. 194 1970—10）

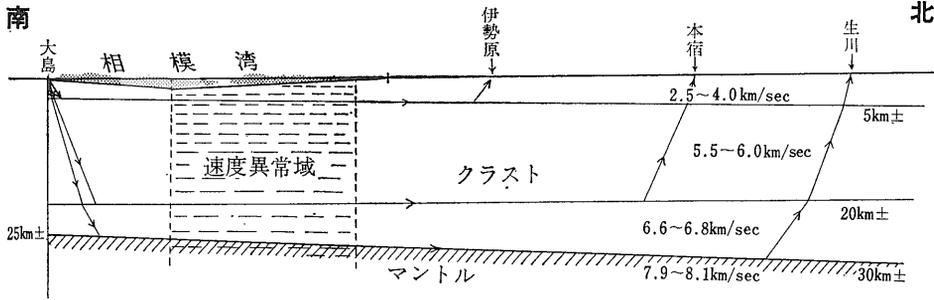
1. はじめに
2. どんな方法で地震波速度の変化を観測するか
3. 地震波速度にどのような変化が現われたか

地震予知をめざして②（No. 195 1970—11）

4. 地震予知研究の経過
5. 第2次5か年計画の概要
6. 地震波の速度や周期が地震に伴って変化した例

地震予知をめざして③（No. 196 1970—12）

7. 関東地方南部を中心とする地域に起こる地震の時間的・空間的分布
8. 最近における関東地方南部の地殻変動と「関東地震」の周期説について
9. 予想される地震波速度の変化量



第26図：
大島～生川間地下構造
模式図 速度値 境界面の深さはいずれも
推定値

新刊紹介

地 学 事 典

「待ちに待った地学事典がついに出了」というのが この本を手にして最初の感想である。 戦前 昭和10年に古今書院の「地学辞典」が出てからすでに35年。 この間 とくに戦後の地球科学の発展はめざましいものがあった。 そして 関連分野もきわめて多方面にわたるようになった。 この情勢に即応した本格的な地学辞典の刊行は 多くの技術者 研究者の久しく待望するところであったが それがこういう形で 5年の年月をかけた 1,500ページ 15,000項目の本格的な事典として かなえられた

ことは実にすばらしい。

地団研とその周りのきわめて多くの人々が 項目の選定から執筆・原稿整理まで 全面的に努力を積み重ねてこられたようだが 日頃 団体研究を旗印にし 集団作業に慣れた地団研でなくてはやはりこれだけの大事業は完成しなかったであろうと思う。 この刊行が 日本の地球科学の発展に大きく貢献するものと期待する 事典という性質上 内容にまでふれることはできないが 小項目に徹していること 索引の豊富なこと とくに全一巻にまとまっていることは つかいやすい事典といえるだろう。

地 学 事 典 地学団体研究会地学事典編集委員会編 平凡社刊
1,540ページ 巻末付録100ページ 索引235ページ 定価6,000。

地学と切手



タール火山噴火

難民救済切手

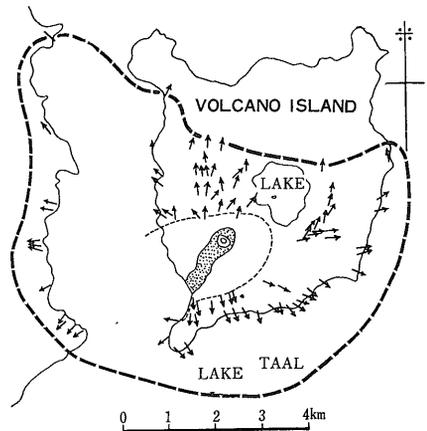
P. Q.

1965年9月フィリピンのタール火山で激しい噴火が起こり 190人にも達する死者を出したことは記憶に新しい。タール火山はマニラ南方約60km タール湖の中にある火山島で 一辺約5km のほぼ4角形を示し ほとんどが火山砕屑物から構成されている。最高点は海拔約300mで山頂には直径約2kmの火口を有している。

タール湖は 面積約250km²の淡水湖で その湖水面高度は海拔2~3mにすぎない。文書による噴火の記録は16世紀後半から残されているが この前の噴火は1911年だった。その時は山頂火口の噴火で火山島の南と南東部を除くタール湖岸の1,335人におよぶ死者を出した。

今回の噴火を起こしたマグマは橄欖石玄武岩で おだやかな噴火が通常期待されるが 実際には水蒸気・火山灰・10cm 程度までの岩塊からなる強力な横なぐりの噴煙が発生し これが高速で四方に広がり 一部は湖面上を2km以上も走り 対岸の部落に大きな被害を与えた。

噴火は南西山腹の割れ目噴火で 9月28日午前2時頃から始まり おだやかな噴火期(1~1.5時間) 最盛期(約8時間) 衰亡期(約50時間)の経過をたどった。最初のは割れ目のもっとも山頂に近いあたりで起こった おだやかなストロンボリ式に近い噴火で 次の8時間が非常に爆発的だった。この時の噴煙の最高は15~20kmに達し この噴煙柱の下部から放射状 水平方向に広がる高速(20~30m/秒) 低温(100°C以下)の横なぐり噴煙が発生して被害を与えた。この噴煙は最大5kmの遠方に達している。この最盛期の爆発的噴火によって細長い爆裂火口が出来 そこに湖水が入り込んで



- 横なぐり噴煙の方向
- 横なぐり噴煙の限界
- 樹株が完全に破壊された限界
- 生成した爆裂火口と砕屑丘 (Moore et al., 1966 原図)

タール火山噴火位置図

入江となった。その後 28日11時から30日午後3時50分の間に噴火は除々におとろえて行った。

このように 低粘性の玄武岩マグマが激しい爆発を起こしたのは 地下のかなり浅所まで上昇して来たマグマが地下水と接触し 急激に体積を増加させた岩漿性水蒸気爆発による。タール火山はほとんど火山砕屑物のみからなり 湖水が火山島の地下にまで滲透し また海面と湖面との高度差から 海水と湖水が地下で通じているとも説明されている。日本における似た噴火としてはこのような横なぐり噴煙の発生は知られていないが 伊豆大島の波浮港・イマサキ 三宅島の三池・古濡などがあげられ 噴出物や火口の地形などもよく似ている。

フィリピン政府は難民救済のため1967年9月記念切手を発行した。火山島を南東から望んでおり 避難民がボートで脱出して上陸する様子が描かれており 小児を抱く婦人の姿もみえる。この切手は特別法によって付加金付きではないが 外国への航空便にはこれを用いなければならないとされ 全売上は救済にあてられた。

本文は中村一明 地学雑誌 vol. 75, no. 2, p. 93~104, 1966 および J. M. MOORE, K. NAKAMURA and A. ALCARAZ, *Sciense*, vol. 151, no. 3713, p. 955~960, 1966 によった。