

資 料

550.344 : 550.834.04 (571.66)

カムチャツカ半島震源帯の爆破地震“透視”*

V. I. MYACHKIN, N. A. DOLBILKINA, G. S. KUSHNIR, O. A. MAKSIMOV,
A. M. PALENOV, V. B. PREOBRAZHENSKII, R. P. SOLOV'YEVA*

岸本 文男**記

1966年からカムチャツカ半島の東海岸地域とその隣接太平洋水域において、震源域を通る弾性波の特性が研究されている。当該調査研究の目的は、近代機器で測定できる強震発生直前、もしくは強震発生後の地震波の運動学および力学的パラメータに時間的バリエーションがあるかどうかを確かめることにある。この研究は全ソ強震発生時刻予知事業の一環として行われたものである。

研究作業内容は、弾性波の速度と振幅が当該弾性波を伝える岩石中の微細割れ目の生成過程と圧力に規制されることを明らかにした、室内実験、立坑内での実験、地震観測の諸結果の解析を基礎としている (Yu. V. RIZNICHENKO *et al.*, 1956; S. D. VINOGRADOV *et al.*, 1966; A. N. SEMENOV, 1969)。

この地域を選択したのは主として地震活動度が高いためであり、そのほか、重要な事項となったのは、第1に長期地震予報資料があること (S. A. FEDOTOV, 1968)、第2にカムチャツカ地方で地球物理研究所太平洋地震調査班が拡張した地震観測網が存在していることである。

カムチャツカ地方の地震の大部分は、海底震源帯内で発生している。そのような震源帯範囲の調査研究には、1) 爆破を海中で行い、海岸で記録する、2) 爆破を海岸で行い、海底で記録する、という2種の観測システムが考えられる。

現在のところ、第2の観測システムは、海底用記録機器がないので採用することができない。したがって、筆者らは、第1の観測システムを用いたわけである。

当該観測システムに対する主な要求の一つは、爆破点と観測点の相互の位置が時間的に一定していることである。海岸で観測点の位置を固定することは難しくない。しかし、開いた海の広い間隔を保った諸地点で爆破を繰り返すには、特別な高性能電波航法システムの導入が必要である。

爆破は速度12—18ノットの船から深さ $h \approx 100$ m のところで行われる。爆破の瞬間の船の位置は、電波航法システム「コオルジナートル」を用いて測定する。船と海岸の観測点との間には無線連絡が保たれ、船から無線通信で準備指令、時報シグナル、爆破時点符号が送られる (O. A. MAKSIMOV *et al.*, 1969)。

爆破地震観測点には地震計 VEGIK 型 ($T_0 = 1$ s) と NS-3 型 ($T_0 = 0.2$ s)、ガルバノメータ M001-1 型 ($f_0 = 120$ ヘルツ) 付 H-700 型 オッシログラフ、低周波側にパルス特性を増幅するため改良を加えた SS-30/60 型増幅器がセットされた。地震計の振幅-周波数特性 (第1図) は 0.07—0.2 s 範囲の地震波速度で安定し、周波数10ヘルツでの最大倍率は300,000倍である。

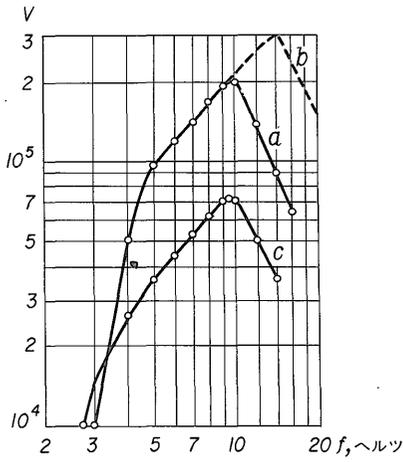
フィールドでの増幅器の調整には、定振幅マグネット=ジェネレータが用いられ、爆破時点が記録されてから、増幅器の入力は振子から定振幅マグネット=ジェネレータに伝わり、爆破地震記録にはジェネレータのシグナルが記録される。このような調整は、各爆破後に、すべての観測点で行われる。

爆破によって生ずる弾性波の記録のほか、観測点では船から無線で送られてくる爆破時点のシグナルと時間のシグナルを記録すると同時に、観測点備えつけのクロノメータの時間シグナルも記録する。海岸の爆破地震観測点における地震記録例は、第2図に掲げた通りである。

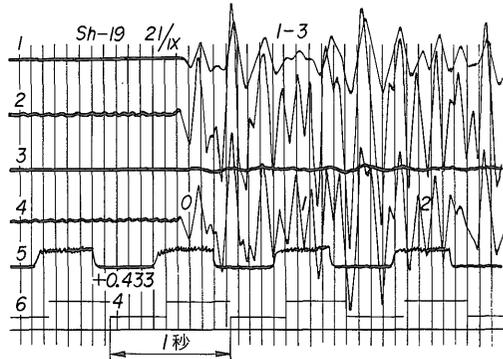
1966—1969年の野外作業では、合計368回の爆破地震観測が行われた。その大部分は、次のような方法

* В. И. Мячкин, Н. А. Долбилкина, Г. С. Кушнир, О. А. Максимов, А. М. Паленов, В. Б. Преображенский, Р. П. Соловьева (1974) : Сейсмическое “Просвечивание” Очаговых Зон Землетрясений На Камчатке : В КН. [Сейсмичность и сейсмический прогноз свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке], стр. 151-160.

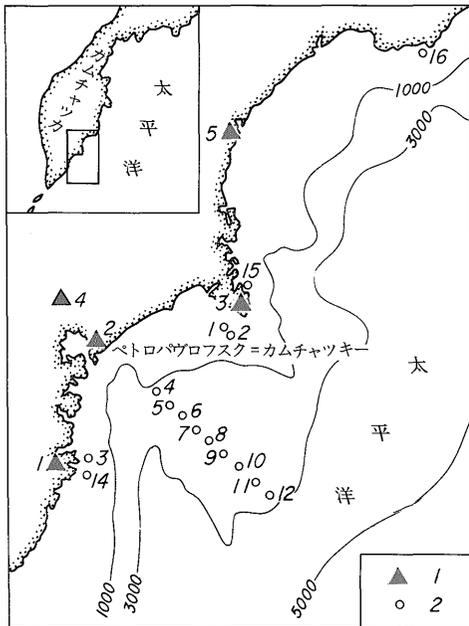
** 鉱床部



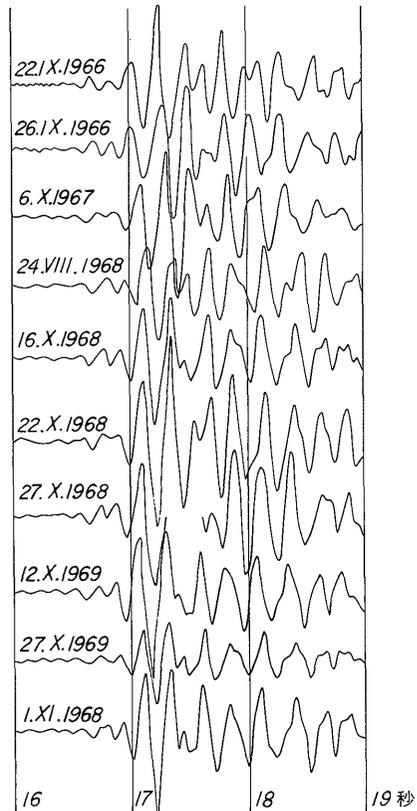
第 1 図 地震計の振幅一周波数特性
 a, b : VEGIK 型地震計 (各種周波数フィルター付)
 c : NS-3 型地震計



第 2 図 海岸観測点での爆破地震記録例
 1, 2, 3, 4 : 各種振幅タイプの爆破地震波記録チャンネル
 5 : 爆破時点からの時間記号記録チャンネル
 6 : 観測点備えつけクロノメータの時間記号記録チャンネル



第 3 図 観測地域の概況
 1 : 観測点
 2 : 爆破点



第 4 図 1966-1969年に観測点2で得られた爆破地震記録の写し (爆破点は第6点)

論上の課題を解決するために実施されたものである。

1) アヴァチャ湾内の爆破実施地点の選択とカムチャツカ半島海岸での観測点の選択。両者の相対的な位置関係が当該活地震帯“透視”の可能性を左右する。

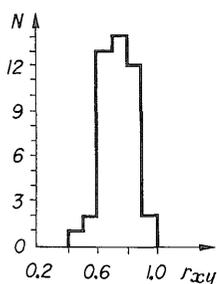
2) 当該フィールドにおける爆破地震波の記録可能最大距離の把握。

3) 同一地点での爆破の繰り返しによる地震波波形再現性の評価。

1968年に組み立てられた爆破地震観測網と爆破地点網は、第3図に示した通りである。基本爆破点としては、地点4, 6, 8, 10, 12が選ばれた。爆破点からの地震波到達範囲は水平・垂直とも大きく、シプン岬付近とペトロパヴロフスク=カムチャツキー市近郊の震源帯を比較的均等に“透視”することができた。爆破が最大220 km離れたところで行われた場合でも、かなり良効な地震記象を与えてくれた。しかし、さらに遠距離になると、観測できる可能性は限られてくる。たとえば、コズロフ岬近く(クロノツキー湾)の爆破点16での爆破では、280 km隔てた観測点でどうにか地震記象が得られたにすぎない。

地震記象の波形は、全体として、爆破からある期間を経た次の爆破でもあまり変わらない(第4図)。1966年の資料を基礎に、筆者らは、爆破点4, 6, 8での爆破による観測点2での爆破地震記象の波形再現性を検討した。その検討のために、どの爆破点の場合についても、出発記象と当該記象との比較係数が計算され、比較間隔は5秒とされた。比較係数 γ_{xy} (第5図)は、一般に比較間隔が短かいほど大きくなる。

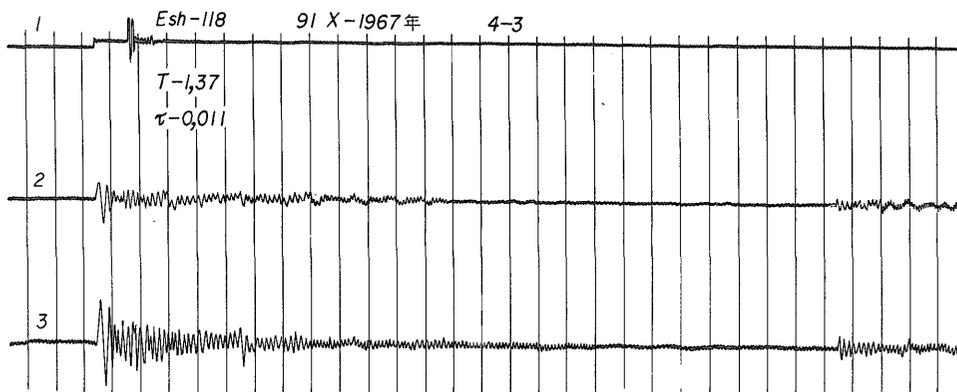
爆破地震記象をざっと検討してみると、きわめて複雑な波形であることが目につく。爆破地震記象の持続時間は、いわゆるT相の音波が多くの観測点で記録されるため、一般に2分をはるかに越えている。そして、爆破地震記象は、各波の時間別伝播についてのよい情報となる。



第5図 比較係数 γ_{xy} のヒストグラム

爆破条件のチェックは船上地震観測ステーションでの記象(第6図)によって行われ、同ステーションで爆破の直接波が記録され、爆破で生じたガス団の脈動による衝撃波と海底からの反射波も記録される。

筆者らは、地震の発震前の状態が地震波の着時・振幅・周波数構成・全波形に変化を与えるものと考え、それぞれ爆破条件に応じて、爆破地震記象に初動相と次動相の着時間(t)、両相の振幅(A)、周期(T)を記録させた。その中で主に注目されたのは、初動波群、とくに干渉によって歪むことが少ない初動波群初動相である。次動波群についての解析は、初動波群の弱いシグナルがノイズのために消えてしまう場合や、ある種の方法論



第6図 爆破点近くで記録した爆破地震記象例

1: 爆破時点
2, 3: 各種フィルトレーション記象

上の問題を解決しなければならない場合に行われた。

海上作業での振幅測定誤差は、すでに解明済み (GALKIN *et al.*, 1969) なので、本論文では運動パラメータの決定誤差についてだけにとどめたい。

地震波伝播時間の決定誤差には、偶発誤差も系統誤差もあり得る。

系統誤差は、1) 長期観測過程での地震計ないし増幅器の交換、2) 各野外シーズンでの作業時における座標平板の変更、によって生ずるものである。

偶発誤差は

- 1) 爆破地震記象上の計測誤差、
- 2) 爆破点から船までの波動伝播距離間の δt 補正計算誤差 (船の座標値と船速 δt 補正計算に用いる値の誤差、爆薬落下の時間と速度の誤差、水中の音速の誤差のため)、
- 3) 水深による爆発の不均一を招いている信管の不完全さ、
- 4) 計算爆破点からの船の航行距離値の精度、

によって生ずる。

さて、まず系統誤差の影響を考えてみる。

1. 機器による系統誤差。筆者らの実験の必要条件は、機器、とくに地震計と増幅器が全実験を通じて一定していることである。故障のため、機器のとりかえがどうしても必要なときには、その機器をプロトコールし、その後には位相変化が生じてもそれを簡単に発見でき、検討対象から除きやすくする。観測点の機器コンプレックスの特性を一定に保つことは、野外条件下でも常数を乗ずれば可能である。

2. 座標平板の変化は、年々最大 50m もの爆破点の移動を招く原因になることがある。最悪の場合、爆破点から観測点までの距離が 50m も伸び (あるいは縮み)、かつ、その断面全体で地震波の平均速度が 5 km/秒を越えるときには、時間上の系統誤差は最大 0.01 秒である。しかし、1969 年から固い同一平板が用いられるようになって、この種の系統誤差はとり除かれた。

ここで、 t の測定の最大偶発誤差可能値について考えてみよう。

1. 当該測定誤差 dt_1 は、 ± 0.01 秒 (周波数 f が 5 ヘルツのときに測定される走査速度は 40 mm/秒) を越えない。この結果は同一位相の繰り返し測定によって得られたもので、測定値の散布は常に ± 0.01 秒内に収まっている。

2. 補正值 δt の計算誤差 dt_2 は、 ± 0.015 秒である。 δt の計算は、次の式にしたがって行う (第 7 図)。

$$\delta t = t_{vzr} \frac{\sqrt{V_k^2 + V_h^2}}{V_p}$$

t_{vzr} : 爆薬沈下の瞬間から船への爆発波衝撃到達の瞬間までの時間

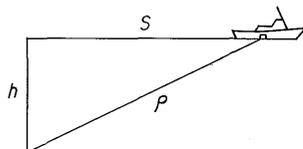
V_h : 爆薬の水中落下速度

V_k : 船の速度

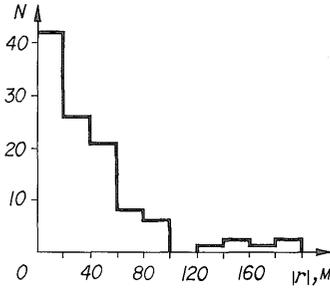
V_p : 水中の音速

3. 伝播時間 t の測定値に対する爆発深度散布の影響を明らかにするため、全実験作業期間における h の分布が調べられた。平均深度 $\bar{h} = 99.5$ m、標準偏差 $\sigma_h = 4.8$ m、測定数 $n = 365$ 、測定例の 3% が平均深度からの跳ねかえり $\pm 10-15$ m を示している。かくして、最悪の場合の dt_3 は ± 0.01 秒となる。

4. 爆破点からの船の航行距離誤差の測定については、多くのことが語られている。海岸からの方位測定によって座標ネットに船の位置をプロットする場合の最大誤差は ± 50 m で、それが、それぞれの航行距離値の系統誤差となる。大きな失敗を招くような座標読みとり作業でのミスがなくても、そのプロット誤差に爆薬沈下関係の誤差が加わることもある。そのような誤差は、各爆破点系中の爆破点の散布状況 (第 8 図) から解析できる。総爆破数の 5% は明らかに爆発水深が 100m を越えるような誤差をもって散布し、そのような爆破は大きなミスとして放棄される。沈下水深の最大許容誤差は、 ± 100 m を越えてはならず、プロット誤差を合せて合計 ± 150 m 以下におさえることも可能である。その際、観測点までの地震波の道程が 150m 変わり、縦波



第 7 図 補正值 δt の計算図式



第8図 ミス係数 $|\gamma|$ の散布

観測の平均自乗誤差 S_j が一般に ± 0.03 秒を越えないことを示している。たとえば、爆破点 No. 4 での爆破の場合、観測点 1・2・3 での全観測年間の S_j 値 ($n_j = 3 - 5$) は、次のように散布している。

<0.01秒	— 4
0.01—0.02秒	— 9
0.02—0.03秒	— 9
0.03—0.04秒	— 1
>0.04秒	— 0

1 観測最大可能誤差は、観測数の増大に伴って $1/\sqrt{n_j}$ に減少し、当該誤差を偶発性とする仮定を証明している。

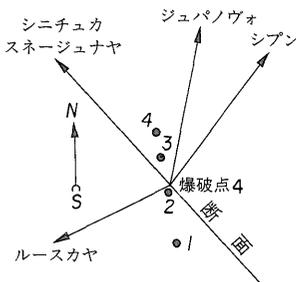
観測点 5 の開設 (1968年 8 月) と観測点 4 の開設 (1968年 10 月) 以後、基点爆破点に対してうまく配置された観測点 2—4 と 3—5 のセットで、地震波の到達時間の差を決め得る可能性が生まれてきた。

2 つの観測点での地震波到達時間の差 Δt は、一般的にいうと、我々にとって未知の座標関数であり、速度関数であり、筆者らの観測作業で生じているような計算定点の避けることのできない“彷徨”に際して定数化してはならない。しかし、われわれは、差 Δt の変化がその差の各成分の変化よりも小さいと期待して差支えない。われわれは、前もって計算定点から設定した爆破点の跳ねかえりの際の Δt 値の不変性をチェックしてみた。たとえば、1968年の爆破点 6 と 8 での爆破シリーズの場合、一部の爆破は

計算定点付近で行われ、残る爆破は当該定点から 100m 前後 (爆破点 6) と 450m 前後 (爆破点 8 の場合) 隔てて行われた。観測点 2—4 と 3—5 のセットでの Δt 測定結果は、第 1 表に掲げた通りである。

この第 1 表には、定点からの絶対偏差値 $|\Delta r|$ 、初動波群の位相差 Δt_{2-4} と Δt_{3-5} 、そして比較のために観測点 2 におけるそれぞれの爆破地震波到達時間 t_2 が示してある。

1968年 10 月 27 日に爆破点 4 の地区で、観測作業の基本断面方向に交差する方向に均等に配置した爆破を 4 回実施した (第 9 図)。その測定結果 (第 2 表) は、定点からのきわめて大きな偏差 (< 2,000m) が Δt に明白な変化を与えたけれども、しかし当該偏差が観測点 2 での爆破地震波到達時間の変化をオーダーとしては小さ



第9図 1968年10月27日、爆破点4近くでの爆破位置の概要
1-4: 爆破位置の変位

第 1 表

爆 破 点	$ \Delta r $ (m)	Δt_{2-4} (秒)	Δt_{3-5} (秒)	t_2 (秒)
6	$\Delta r \leq 50$	5.10	16.16	16.64
	$50 \leq \Delta r \leq 100$	5.09	16.16	16.69
8	$\Delta r \leq 100$	5.125	15.66	20.74
	$\Delta r \geq 400$	5.11	15.68	20.65

第 2 表

爆 破	$ Δr $ (m)	$Δt_{2-4}$ (秒)	$Δt_{3-5}$ (秒)	t_2 (秒)
1	1880	5.53	—	13.67
2	56	5.57	14.76	13.25
3	1300	5.54	14.74	13.00
4	2350	5.55	14.74	12.83

なものとしていることを示している。おそらく、 $Δt$ は十分に安定した値で、少なくとも爆破点 4, 6, 8 の近くではそういえるし、爆破点の座標誤差 <100m は、筆者らの有する爆破地震記象から時間を解析できる精度では、 $Δt$ 値について語り得ないものである。

このような場合、 $Δt$ 決定誤差は測定誤差で、そのときの $d(Δt)$ は最悪値でも $±0.02$ である。観測したシリーズの場合の標準偏差 $SΔt$ は $≤ ±0.01$ で、筆者らは、 $Δt$ 値の変化 $≥ 0.03$ が可能誤差の範囲を出ると解している。

観測の結果

この報告では、運動学的な測定の結果を述べるだけにとどめる。1シリーズの観測で、初動波のシリーズ平均伝播時間 t_j と信頼水準 0.1 の伝播距離を測定した。1回の観測で生ずる最大可能誤差は、 $±0.065$ 秒とした。信頼できる伝播距離値が 1シーズン間のシリーズ平均伝播時間に見合うものとして、1シーズン間での伝播時間平均値 t_w と信頼水準 0.1 の伝播距離が測定された。そのような測定の例は、第 3 表に示した通りである。第 3 表には、本観測調査全期間にわたる爆破基点 4, 6, 8, 10, 12 での爆破の際にペトロバヴロフスク＝カムチャツキー近くに位置していた観測点 2 (“シニチュカ観測所”) のデータが掲げられている。ここで、一つ注意しておかねばならないことがある。それは、爆破点 12 での爆破地震観測が 1967 年から始められたのではあるが、その爆破観測で信用できるデータが得られるようになったのは 1969 年になってのことで、その遅延の原因は“コオルジナートル”システムの精度が観測断面の遠い点になると低下することにあつた。第 3 表からすると、爆破点 4, 6, 8 から確率 0.9 でもって観測点 2 に地震波が到達する時間は、それぞれのシーズン内でも年が変わっても不変である。1966-1968 年から 1969 年に向かって、爆破点 8 からの到達時間が幾らか長くなっているのは、統計的には信頼し難い。

1967-1968 年から 1969 年に爆破点 10 からの到達時間に現われている変化は、爆破数が少なく、さらにそれに関連して信頼し得る距離値が大きいため、なお今後の検討が必要である。

1966 年から活動している観測点 1 と 3 の場合の到達時間総括表によっても、同じような結論が得られた。

ここで、観測点 2 と 4 のセットにおける初動波到達時間の差 $Δt_1$ (爆破地震波が震源帯に対して直角に伝播) と観測点 3 と 5 のセットでの $Δt_1$ (爆破地震波が震源帯にほぼ平行に伝播) を検討してみる (第 4 表, 1968-1969 年の分)。

第 4 表の記号「*」は観測点 4 (スネージュナヤ観測所) の地震記象で爆破地震波がひどく乱れたことを意味している。1968 年の 10 月 22 日と 27 日に得られた観測点 4 の爆破地震記象を通常の爆破地震波・位相と同一視することは、この場合の爆破地震記象の波形が一般の例といちじるしく異なるので、非常に難しい。したがってこの場合には、 $Δt_1$ を決めることが不可能で、ずっと以前の記象か、ずっと後の記象 (1 年後の記象) で比較検討せざるを得なかった。その激しい乱れの原因は、まだ完全に明らかでなく、本論文では言及し得ない。

第 4 表の $Δt_1$ 値と $Δt_2$ 値を比較した結果は、爆破点 4 と 6 での爆破の場合には $Δt_1$ 値が 1968 年のシーズンから 1969 年のシーズンに向かって大きくなり、爆破点 8 と 10 での爆破の場合には $Δt_1$ 値が小さくなることを示している。このような変化は非常に小さく、1 例が 0.035 秒という値に達しているにすぎず、しかも測定数がとくに 1968 年の場合に少ないので、統計的に $Δt$ の測定値を処理し、根拠づけるこ

第 3 表

年 月 日	爆 破 点				
	4	6	8	10	12
1966					
9. 10	13. 24±0. 027	—	—	—	—
9. 21	13. 25±0. 044	—	20. 70±0. 065	—	—
9. 22	—	16. 67±0. 030	—	—	—
9. 24	—	—	20. 69±0. 065	—	—
9. 27	13. 23±0. 037	16. 64±0. 065	20. 68±0. 065	—	—
	13. 24±0. 027	16. 66±0. 040	20. 69±0. 030	—	—
1967					
10. 6	—	16. 63±0. 065	—	—	—
10. 7	—	—	—	23. 47±0. 065	—
10. 8	—	—	20. 66±0. 027	23. 50±0. 040	—
10. 9	13. 245±0. 007	—	20. 66±0. 021	—	—
			20. 66±0. 030	23. 49±0. 065	—
1968					
8. 24	13. 25±0. 030	16. 64±0. 065	—	—	—
8. 25	13. 235±0. 029	—	—	—	—
8. 26	—	—	20. 69±0. 065	23. 50±0. 065	—
10. 3	—	—	—	—	—
10. 16	13. 26±0. 042	16. 65±0. 065	—	—	—
10. 22	13. 26±0. 010	16. 67±0. 065	20. 74±0. 017	—	—
10. 27	13. 24±0. 017	16. 65±0. 065	20. 70±0. 045	—	—
	13. 245±0. 017	16. 65±0. 040	20. 71±0. 047	23. 50±0. 065	—
1969					
10. 12	13. 24±0. 027	16. 64±0. 065	20. 73±0. 030	23. 40±0. 045	—
10. 27	—	16. 67±0. 012	20. 75±0. 025	23. 41±0. 012	26. 50±0. 050
11. 1	13. 265±0. 018	16. 66±0. 020	20. 72±0. 065	23. 44±0. 065	26. 46±0. 050
	13. 26±0. 023	16. 66±0. 022	20. 73±0. 032	23. 41±0. 027	26. 48±0. 065

第 4 表

年 月 日	4		6		8		10	
	Δt_{\perp}	Δt_{\parallel}						
1968								
8. 24-26	—	14. 795	—	16. 420	—	15. 865	—	16. 810
10. 16	5. 575	14. 800	5. 095	—	—	—	—	—
10. 22	*	14. 780	*	16. 380	*	15. 863	—	—
10. 27	*	14. 770	*	—	*	15. 861	—	—
シーズン平均	5. 575	14. 79	5. 095	16. 40	—	15. 863	—	16. 81
1969								
10. 12	5. 590	14. 790	5. 125	16. 41	5. 670	15. 840	5. 02	16. 795
10. 27	—	14. 795	5. 130	16. 39	5. 665	15. 845	5. 03	16. 795
11. 1	5. 590	—	5. 135	—	5. 665	—	5. 02	—
シーズン平均	5. 590	14. 792	5. 130	16. 40	5. 667	15. 842	5. 02	16. 795

注：4, 6, 8, 10は爆破点

とはきわめて難しい。しかしながら、爆破点6の dt_{\perp} と爆破点8の dt_{\parallel} の場合の Student の平均値 (確率0.85) の差異を評価することは、全体の中での両者の特質を確かめることになる。

1968年10月から1969年10月にいたる期間、観測調査地域 (シブン岬付近) では、 $K=12-13$ の幾つかの地震が起こった。おそらく、すべての地震を通じて、相互に直交する2方向の値を異にした地震波伝播時間の差に変化が生じたに違いない。筆者らが確認した現象も、地震も1つの構造運動過程の別の現われ方であり、相互に直接結びつくものではない、と思われる。この、きわめて強い変動地域での今後の観測調査が、われわれに当該問題への答を出してくれるであろう。

結 び

1. テスト条件に応じて、繰り返し爆破の実施法・制御法・処理法が開発された。そして、誤差の起源を調べ、観測結果に対するその影響度を評価した。
2. 1968年10月8日から1969年10月にいたる期間で、2つの方向を異にする爆破地震波の伝播時間に変化があることを確認した。すなわち、震源帯に沿っては時間が短くなり、それに交差する方向には長くなる。この変化は、確率が0.85で、偶発的なものではない。
3. 筆者らが開発した方法を用いれば、地震波の運動学的パラメータのバリエーションをうまく把握することができる。この変化は、おそらく、カムチャツカ半島の陸棚帯に起源を有する構造運動過程と関連を有するもので、地震発生直前の過程の物理状態を研究するために将来役立つと思われる。

文 献

- I. N. GALKIN, *et al.* (1969) On the measuring accuracy of amplitude when seismic research in a sea. Izvestiya of USSR Academy of Science Physics of the Earth, No. 11 (in Russian).
- S. D. VINOGRADOV, *et al.* (1966) Seismo-acoustic research methods of stress states and crushing of rocks: in book 「Geoacoustics」, Moskwa, "Nauka" Press (in Russian).
- O. A. MAKSIMOV, *et al.* (1969) Marking of explosion moment by seismic research work on the sea.: in book 「Apparatus for registration of seismic processes」, Moskwa (in Russian).
- Yu. V. RIZNICHENKO, *et al.* (1956) Seismo-acoustic research methods of the stress state of rocks on the samples and massif: Trudy of Geophysical Institute, USSR Academy of Science, No. 34 (161) (in Russian).
- A. N. SEMENOV (1969) Alteration of passage time relation of transverse wave and longitudinal wave before strong earthquakes. Izvestiya of USSR Academy of Science, Physics of the earth, No. 4 (in Russian).
- S. A. FEDOTOV (1968) On the seismic cycle, possibility of volumetric seismic zoning and long-range seismic prognosis: in book 「Seismic zoning of USSR」, Moskwa, Nauka Press (in Russian).