

# ScS 波に就て (第二報)

(第一報：氣象集誌 第 12 卷第 3 號)

和 達 清 夫  
沖 住 雄

## § 1. 序 言

近地に於ける深發地震の觀測の際に ScS 波が明瞭に出現する事實は、地殻内の地球核心表面に於ける著しい彈性的不連續を指示し、尙進んで核心内に横波の傳播が不可能らしきこと（此の意味に於ける核心内が流體であると云ふこと）をも示めて居ると思はれる。併し一方にて、例へば今村博士の報告<sup>(1)</sup>にもある様に、核心内を通過し來たる S 波（S' 波）と思はれるものが觀測されたと云ふ事實もあるから、核心内に果して S 波が絶対に傳播し得ないものかどうかは充分に調べて見た結果でないと斷言出來ない。最遠地觀測に依つて直接 S' 波を検出しやうとする試みは、核心内の事柄が未だ充分に分つて居ない今日に於いては決定的な結果を得難い。其の吟味は觀測された ScS 波の振幅と、震源に於ける S 波の生成状態とから推論されねばならない。震源に於ける S 波の生成を知らんが爲には其の地震の所謂發震機構が明らかになつて居る必要がある。近時驚坂本多河角氏等の努力に依つて非常に詳しく其の方面の研究多く、特に深發地震の發震機構が多く論ぜられて來たのであるから、此等の結果を考慮することに依つて核心流體説が確證される事が可能であらう。

發震機構を論ずる際は、觀測された地震波の初動の方向と振幅とが常に重要な論據となるものである。然るに觀測された初動から實際の地面の地震動の始まり方を知る事は事實簡單でない。從來多くの場合地震計の記録は初動附近に於いて大體に於いて地震動の變位をそのまま比例して書いて居るものと假定して論じて來た。併し、此の簡単な假定が假令へ地震計の週期が、充分大なりと思はれる様な場合に就いても時に甚だ誤差の入り易い事があるのは既に屢々指摘されて居る。然らば地震計記象から地動を各項積分法 (Ggliedweise Integration) に依つて求めて論ずれば如何と云ふに、之なれば先づ上述の如き非難は免れるであらうが、此の方法は甚だしき手数<sup>(2)</sup>を要し且實際之を行ふ時は種々の困難に遭遇するものである。

翻つて惟ふに、從來地震發現機構を論ずる際は主として發震機構の空間的分布が論ぜられ時間的分布に就いては簡単な假説を設けるものであつて詳しく論じたものはない。然も其の假説が眞實に遠いものかも知れない。僅かに、驚坂氏に依つて深發地震の S 波の記象から、震源に於ける「發震は僅か數秒の間に行はれる簡單なものであると考へられる」と報ぜられて居る。兎に角發震の時間的經過が不明では初動の波型の問題も従つて發震機構の空間的分布も充分に論ぜられない事になる。

此の問題に ScS 波が利用される。ScS 波は記象上にて他の前驅波と隔離し、其等

の波動の影響が殆んど静止せる場所に突然單獨に出現する。然も其の波型を見るに僅か一二往復の波動に過ぎない。何故に  $ScS$  波は斯くも簡単な波型を示めずかと云ふに、其の理由として勿論震波経路 6000 軒以上に及ぶが爲に複雑な波型が消失して簡単な波型が残存したと考へられるが、其れよりも重要な事は近地震の  $ScS$  波は其の傳播が往復共に殆んど地球の radial の方向に行はれるからである。即ち地殻内には數多の不連続層が存在するらしく考へられ、特に核心表面のもの及び地表面に近い所に存在するものが著るしい。(後者の爲  $P$  波及び  $S$  波の複雑さが生じた。)然るに  $ScS$  波は傳播中其等の不連続面に終始垂直に入射して通過或は反射するが故に、其れに際して縦波を生ずる事はない爲である。此の  $ScS$  波の簡単な振動は或程度迄震源の發震の有様を示めして居るものと見ることが出来る。波型は速くに傳播し行くに従つて其の鋭さを減じ變型すると云ふ考へも必要であるが、地殻内深處に於いて震波は假令へ若干の吸収を受けるとしても想像よりもずつと小なる吸収であるから、重大なる波型の變化を生ぜしめる程ではないと信ずる。特に現在の調査に依つて得られたが如き、衝擊性波型は震源に於いてもつと鋭い、同型の衝擊が想像されるものである。

著者の本報文中に於いて行つた事は先づ  $ScS$  波の地震記象を解析して其れに對應する其の地動を知らんとする試みである。其れに依つて震源に於ける發震は主として簡單なる一つの鋭い衝擊に依つて起されると思はれる様な結論に到達した。然らば  $P$  波、 $S$  波が何故にかくも複雑な振動にて觀測されるか、寧ろ其の問題が重大なるものとして残されることになつた。尙  $ScS$  波の動きから震源に於ける運動の大きさが大略推定された。進んで  $ScS$  波の振幅及び動搖方向を利用して地殻内の状態。特に核心内の流體説や又震源の發震機構などを考へることが出来る譯であるが今回は核心が流體らしき事を述べるのみでその他に就いては深く觸れて居ない。

$ScS$  波の、同じ地震に就いて異なる場所に於いて觀測したものを比較すれば、其の土地の地震に對する習性がある程度迄分る。三島、輪島、柿岡の三ヶ所に就いて之を少し論じて居る。 $ScS$  波に依つて惹起される土地の二次的振動に就いても興味ある事があるらしいが詳しい事は後報に譲ることとする。兎に角  $ScS$  波に對しては調査すべき事が尙甚だ多いと云はねばならない。

## § 2. 調査の方法

$ScS$  波は孤立波であるとは云ふものゝ、其の出現前後に於いては、 $S$  相より次第に弱くなり行く地震動の尙若干残存する所であるし、又脈動も之に加はつて居ることから、記象上  $ScS$  波と思はれる波動も純粹に  $ScS$  の波動を表はすものでなく、又  $ScS$  波だけを抽出することも不可能である。但し  $ScS$  波の振幅は其の部分附近の他の波動に比して遙かに大きい事が多いから、今記象に現はれて居る孤立波動は純粹に  $ScS$  波のみより成ると假定する。この觀測された記象から土地の動きを求めるに、各項積分法が用ゐられた。詳細は鈴木氏が以前に用ゐられたものと全く同じであるから此處に略す。即ち地震計の描針の變位を  $a$  とし地動の變位を  $x$  とすれば、地震時の描針の

運動の方程式が

$$\frac{d^2a}{dt^2} + 2\varepsilon \frac{da}{dt} + n^2a = -V \frac{d^2x}{dt^2} \quad (1)$$

で表はされると假定する。此處でVは描針倍率である。この假定は事實を大體表すものであるが、唯摩擦の項を無視した事は或ひは相當に信用度を遞減したかも知れない。但し摩擦の項を如何に入れるかと云ふことは甚だ複雑な問題であるから、現在は第一近似的にこの式を正しいと考へたが、この事の爲に本質的に異なる結果が求められると云ふ憂は無いと信ずる。

各項積分法に依つて地面の變位  $x$  は

$$x = x_0 + \frac{1}{V} \left\{ a_0 + (2\varepsilon a_0 + a_0' + Vx_0')t \right\} - \frac{1}{V} \left\{ a + 2\varepsilon \int_0^t a dt + n^2 \int_0^t dt \int_0^t a dt \right\} \quad (2)$$

にて求められる。此處にて  $x_0, x_0'$  は地面の  $t=0$  に於ける變位及び速度、 $a_0, a_0'$  は描針のそれ等である。 $\varepsilon$  及び  $n^2$  は地震計の恒數  $v$ (減衰比) 及び  $T_0$ (無制振時の自己週期) より求められるものであるから、觀測された記象の曲線を機械的積分する事によつて  $x$  が求められる。

但し  $a_0$  及び  $a_0'$  は記象上から求められる量であるとしても、本目的の如く地震動中に  $t=0$  を取る現在の如き場合には、容易に  $x_0$  及び  $x_0'$  は知り難い量である爲に、(2) 式右邊の第一項及び第二項は正確には求める事が出来ない。従つて記象中に現れた SeS 波附近の曲線を (2) 式第三項のみに従つて解析したとして、其の結果として

$$x = f(t)$$

なる曲線を得たとすると、之は地面の運動そのものを表はすものでなく、

$$x = f(t + c_1 t + c_2) \dots \dots \dots (3)$$

が實際の地面の變位を表はすものと考へられる。この  $c_1$  及び  $c_2$  なる2つの常數は如何にして定めたか次に述べる事とする。

純粹の理論的に言へば (3) の式で地動が表はされる譯であるが實際には尙他の困難がある。それは若し始め記象紙に於いて描針の靜止線の定め方(之は實際にはその位置らしい所を目測によつて定めるものである。) が上過ぎたり下過ぎたりする時には、(2) 式に相當するものは

$$x = f(t) + c_1' t^2 + c_2' t + c_3' \dots \dots \dots (4)$$

の様な形となり、又更に靜止線の傾きをも取り損ずるとすれば

$$a = f(t) + c_1'' t^3 + c_2'' t^2 + c_3'' t + c_4'' \dots \dots \dots (5)$$

の如きものとなる。

實際に記象に就いて各項積分法を試みたものは誰でも經驗する通り、 $f(t)$  なる曲線は時間と共に非常に靜止線から遠ざかつて行く様に求められて處置に困窮するもので

ある。現在我々の採つた方法は (4) 式を正しいものとした。そして各項積分法で得た  $f(t)$  なる曲線が出来るだけ静止位置から遠ざからずに其の周圍に振動する様に  $c_1$ ,  $c_2$  を定めたのである。(  $c_2$  は常に無視した。) 即ちこの事は地面の動揺がある静止位置を中心として振動し時間と共に變位が増大する様なことなく、又其の前後に於いて甚だしき位置の變化も生じると考へたのである。實際の調査の結果  $c_1$ ,  $c_2$  共に 0 と考へても充分な事もあつたが多くの場合  $c_2 t$  を、そして時折  $c_1 t^2$  を適當に附加した。

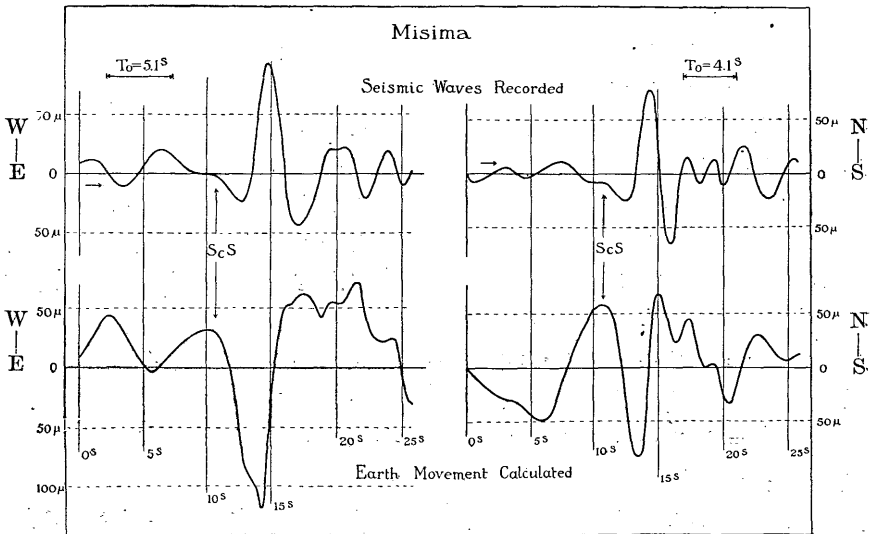
記象は其の copy を寫眞にて約 10 倍に擴大し、之に硝子製の方眼型讀取器を當てて讀み取つたのである。

### §3. 觀測材料

ScS 波の解析は第一の試みとして同じ地震を異なる場所にて觀測したものに基づいて行はれる事が望ましい。何となれば近地地震の ScS 波は我が國內地全體位の面積に於ては殆んど同じ波動が來ると考へられる爲に、各項積分法に依つて得た地動が之等相互に於いて如何なる Similarity を示すかを檢し得るからである。之に依つて一方この方法によつて解析された地面の運動が如何なる信用度を有するものかと云ふことと、他方同じ波動が來つた際それぞれの土地に依つて如何に異なる地動が誘發されるかを知る事が出来るからである。本調査に於いては (27 頁に續く)

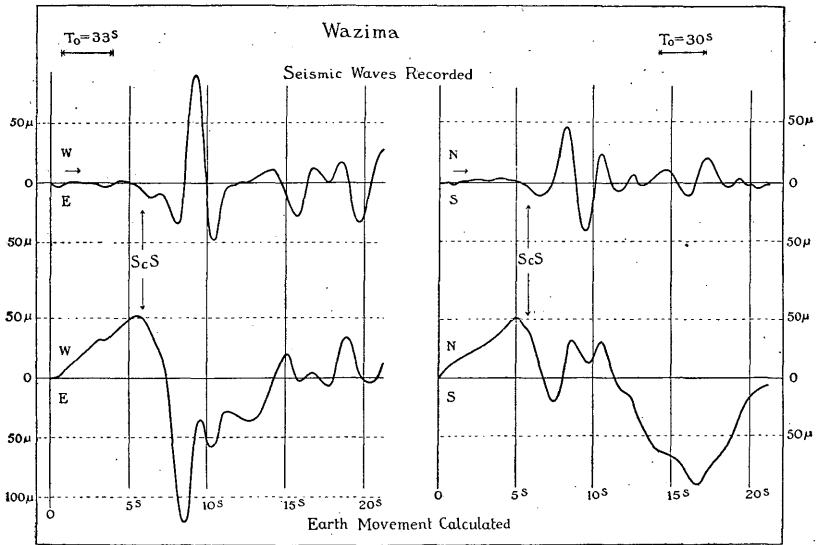
第1圖 ScS 波近傍の地震記象(上)と其れより  
得た地面の動き(下)  
(1932, XI 13 日本海北方の深發地震)

第一圖 A



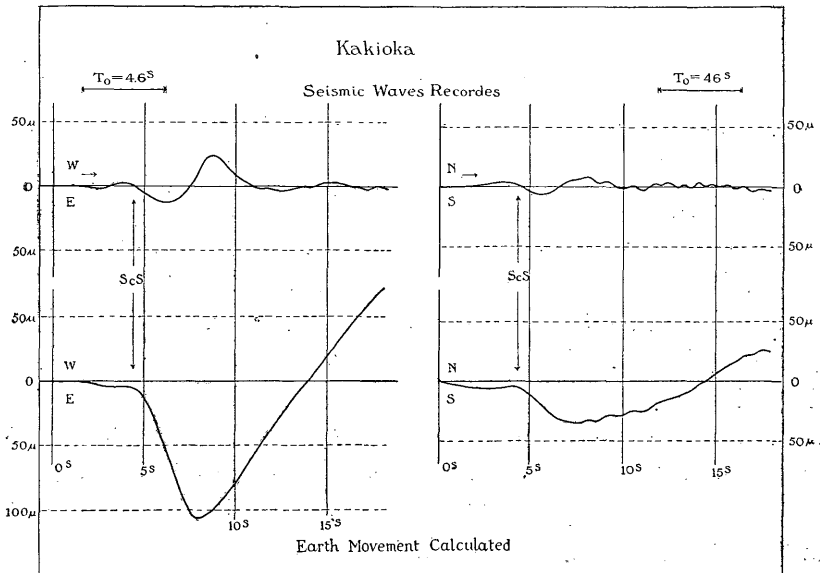
A 三島の觀測と地動

第一圖 B



B 輪島の観測と地動

第一圖 C



C 柿岡の観測と地動

1932年11月13日13時、日本海北方に起つた深發地震（震源の深さ約300軒）の觀測が用ゐられた、本文に示すものは三島、輪島、柿岡の三ヶ所に於ける觀測を解析して得た結果である。SeS波が深發地震の際如何なる有様にP、S波に遙か遅れて發現するものであるかと云ふことについては他の論文に既に度々掲げられたことであるから、此處に略す。

#### §4. 地震記象と實際の地動（特に初動に就て）

第1圖A、B、及びCは三島、輪島、柿岡の三ヶ所に於けるSeS波（出現の前後約20秒間）の觀測した記象と、この記象を上述の如き各項積分法に依つて解析して得た地面の動きとである。それぞれに於いて双方共同比率で擴大してある。

之等の觀測は悉く同一型のWiechert式地震計に依つて得られた水平動記象である。SeS波は上下動記象には殆んど現はれない。其等地震計の恒数は次の如くである。

場 所	成 分	$T_0$	$v$	$r/T_0^2$	$V$
三 島	N-S	4.1秒	5	0.002 <small>程/秒<sup>2</sup></small>	77
	E-W	5.1	5	0.001	80
輪 島	N-S	3.0	2	0.025	80
	E-W	3.3	3	0.023	86
柿 岡	N-S	4.6	5	0.02	95
	E-W	4.6	5	0.02	105

\*上記の恒数に於いて $T_0$ 及び $v$ の値が所に依りて相當に  
 差違ありし事は本調査の結果に對して注意を要する。

第1圖、A三島の觀測に依る場合を検して見やう。SeS波は、上方に畫かれた原記象中に於いては時間の零點より10秒餘の所に於て微弱なるE方向及びS方向の變位を以つて始まつて居る。若し“初動の大きさを知る爲に簡單に記象に表はれて居る變位の量を描針倍率Vでもつて割つただけで得られる”と假定するならば、SeS波は始めE方向へ20餘 $\mu$ 、S方向へも之と同程度の變位を以つて入射し來つたと解せられる。然るに下方に描かれたこの記象に對應する地動は如何！SeS波の入射は非常に大なる波（寧ろ衝擊）を以つてE方向に約150 $\mu$ 、S方向にも100 $\mu$ 以上動いて居るではないか。之を以つてしても、震波の初動は記象を嚴密に解析せずして單に倍率を以つて除したのを用ゐれば事實の6分の1程の値しか得られない。初動の振幅を論ずる時はこの注意は極めて肝要である。特に現在の場合の如く地震計の自己週期に對して衝擊の作用時間(7)がより大である場合に殊にさうである。

斯くの如くにして、解析されて得たSeS波に對する地動の主體は、單なる一方向に加はつた1つの衝擊の如きもので振動する波でない事が云へる。たゞ留意すべきはこの大なる衝擊に依つて二次的に生じたと考へられるが如き小振動が之に續くことである。この事は柿岡の觀測の場合殊に著しい。兎も角もSeS波の始めに於いて此の方向に1つの大きな動きが存在し他に別に波動らしいものが附隨しないことは、この地震の場合は三島、輪島、柿岡を通じて明瞭に看取される。

輪島及び柿岡の場合も三島の場合と皆同一傾向である。たゞ輪島は自己週期の相當

に短いものを用ゐて居ることが興味深く、又柿岡に於いては衝撃に依つて誘發された小振動が微弱であつて、衝撃が甚だ緩かなものになつて居るのが特筆される。併し兎も角もこの三ヶ所に於いて觀測された ScS 波が外貌に於いて異なるあるも、解析されて出た地動は本質的に同一傾向のものであることは、現在の各項積方法に依る結果が相當に信用され得ることを示めす。特に原記象に於いては ScS 波の第 2 動が W 又は N 方向に著るしい變位を示めして居るに拘はらず、事實地動は W N 方向にこれに相當した變位は殆んどなく、之は單に自己週期の相對的に小さい地震計に見られる習癖にて見掛け上生じた波に過ぎないことは觀測者の常に忘るべからざる事と思ふ。

### § 5. 結果の檢討

第一圖に示めされる地動の各項積分法に依つて得られた結果を、更に進んで考察することとする。先づ東西、南北兩成分を結合したものは如何なる地動となるか平面圖上に示めして見る。ScS 相に對する地動は、理論上當然豫期される様に上下動の成分は實際に殆んど觀測されないのであるから、水平の運動を以て ScS の全貌が覗はれるとしてよい。各項積分の結果得られた地動は東西、南北双方共に靜止點線の位置を正確に決める事が出来ない。止むを得ず大體靜止線らしきものを假定しそれに就いて求めたのである。第二圖 A, B, C はこの水平地動の有様を示す、圖中 -1, 0, 1, 2, 等の數字は秒數を表はし、0 秒は ScS 相入射の時刻に相當する様に擇ばれて居る。

上述の如く靜止線撰擇の都合から第 2 圖の曲線は實際の地動とは稍異なるものが求められたかも知れぬ。併し A, B, C の三圖を互に見較べる事に依つて ScS の地動を大體

察することが出来る。A, B, C 三者に於いて恰好が相互にかなり相違してゐる理由は、一方に於いて觀測所附近の地盤の強弱に關する爲とは云へ、他方に於いて地震計の恒數(各觀測所より報告された値)が果してこの地震を記録する時正確に其の値であつたか否かと云ふことに重大な考慮を要する。第 2 圖から我々は ScS の衝撃は、NW (或は WNW) 方向から SE (或は ESE 方向) に向ふ一往復の地動と解される。其の振幅(A)及び作用時間( $\tau$ )は凡そ

三島:  $A=200\mu$ ,  $\tau=4\sim 5$  sec.

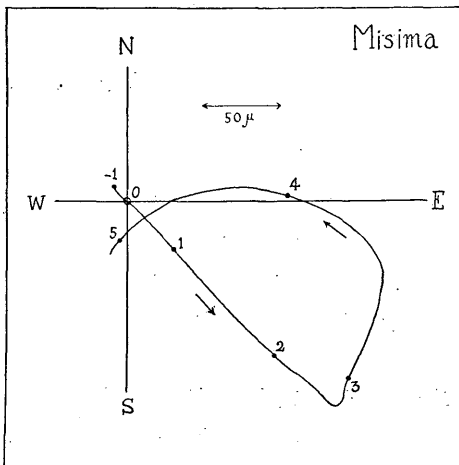
輪島:  $A=150\mu$ ,  $\tau=4$  sec.

柿岡:  $A=110\mu$ ,  $\tau=(9\text{sec.}?)$

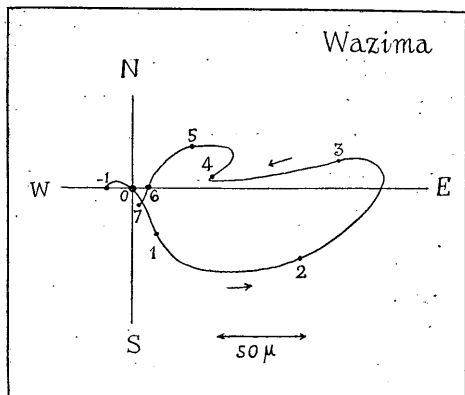
となる。各地に於ける振幅の大小は勿論此の地震の發震機構にも、多少關係

第 2 圖

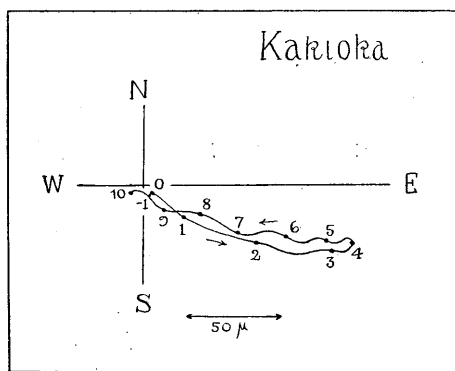
ScS 波に依つて生ずる水平地動  
(A) 三島の場合



第 2 圖  
(B) 輪島の場合



第 2 圖  
(C) 柿岡の場合



ありとするも主として所謂地盤の強弱（この程度の衝撃に対する）に依るものと考へられる。尙衝撃の作用時間は割合に長く4~5秒（柿岡のものはこの関係がよく分らないが之は摩擦の項を省略した爲に生じた結果と思ふ）と推定される。三島及び輪島の地動は往復の道筋を異にし一つの閉曲線を描いて居るに拘はらず、柿岡の地動は殆んど同一直線上の往復である。惟ふに前二者の方に於いて、観測に用ゐた東西南北兩地震計の恒数の誤差（特に自己週期）から、地動を求める際生じて来た誤りの所爲も其の原因の一部をなすであらう。従つてSeSの地動は柿岡風のものが正しいと思はれる。尙柿岡のSeSは衝撃の直後から細かい振動を混じて居る之は柿岡SeSの記象によく現はれるものである。恐らく之は單なる地震計内に生じた振動でなく、實際に細かい地動がSeSの衝撃の爲に二次的に柿岡附近の地殻内に誘發されたのであらう。此の事實は柿岡筑波地方の地盤の特異性と関係があると思はれる。

柿岡の例は特異ではあるがSeS相の後には、あらゆる場所の記象に於いて常に小振動が數十秒或は數分の程度で常に続くのである。この二次的振動の詳細は他の機會に譲ることとする。

## § 6. 震源に於ける發震衝擊

震源に於ける發震機構に就いては、從來、如何なる方向に如何なる波動が送り出されるかと云ふことが多く論ぜられて來、其の波動を生成する時間的経過に就いては論ぜられることが少なかつた。其の中の一つとして、鷲坂氏は震源に於ける發震は僅か數秒の中に行はれると述べられて居る。この論據は昭和四年六月志摩半島附近の深發地震の際の観測に於いて松山、高知、濱田等に於ける地震記象（同氏論文附圖参照）が、S波に就いて實に簡単な波動を示めて居る事實に基く。上記地方のS波は數秒の間に相當大なる振幅を以つて、一往復餘の振動を示して居るに止まるのである。之等は丁度今日SeS波として観測される波と其の恰好が實によく似て居る。之等の簡單



の S 波の記象を現在我々が ScS 波について取扱つたが如くにして地動を求める時は、恐らく同じ様に S 相の地動に對しても 1 つの衝撃型のものを得るのであらうと察せられるのである。

この衝撃型の ScS 相の観測から、直ちに全く同じ型の緩かな衝撃を地震源に於いて想像するのは危険である。一般に地殻内は震波の吸収が甚だ僅かではあると云ふものの、衝撃の型 (時間的の) を論ずる様な場合には地殻内の吸収作用による時間的變形を考へざるを得ない。例へば震源に於いて非常に不規則な急激な衝撃があつたとしても、ScS の如く 6000 軒程度の経路を経た波に於いては單なる緩かな、簡単な形をした衝撃となる事は察するに難くない。

固體粘性の存在する様な媒體内の弾性波傳播の波型變化に就いては、既に論ぜられて居る所であるが、例へば  $Ae^{-a^2x^2}$  の如き波型を有するものが傳播し行く時には、この形は傳播して行つても、前と似ては居るが、振幅が小さくなり同時に鈍いものになつて行く。即ち衝撃の鋭さが減じ又大きさが減じて行くのである。この事から我々はこの地震の (従つて一般深発地震の) 震源に於ける衝撃はかなり鋭いものであつた事が察せられる。多分數秒以内と云ふよりもずつと短かいものであらう。

理論に於いては、確率曲線の如き型の衝撃が震源に於いて働けば、固體粘性ある媒體中を傳播して行つた波も矢張り同型のたゞ緩やかな小さいものになると考へられるとしても、其の逆の考へ即ち ScS 波の観測から震源に於ける衝撃の型を詳しく論ずる事は不可能である。震源に於いては恐らくもつと複雑な形の鋭い衝撃であらう。之は近地に於ける P 波や S 波から論ぜられるべきものであつて ScS 波からは不適當である。併し其の大體の傾向に就いては、ScS 波観測より得た地動の形を鋭くしたものを以つて震源に於ける衝撃と見なす事は許されるべきことと思ふ。

## §7. 核心内は流體か?

ScS の地動の振幅は三島 ( $\Delta=980$  軒), 輪島 ( $\Delta=720$  軒), 柿岡 ( $\Delta=900$  軒) の三ヶ所の値を平均すれば  $150\mu$  程となる。假に此の地動の振幅が  $\Delta=900$  軒の地點の ScS の地動に對するものとして正しいものと假定しやう。深さ 300 軒の震源を發して殆んど radial に地心に向つて進み深さ 2900 軒の不連続面に垂直入射し、反射して地表面の  $\Delta=900$  軒の地點に到達した ScS 波の振幅は、該地點に於いて  $75\mu$  であつて、之が自由表面に垂直入射した横波であるが爲 2 倍たる  $150\mu$  の地動として観測されたるものと考へられる。 $\Delta=900$  軒の ScS 波の振幅が  $75\mu$  であるならば、震源近傍に於いて幾何の振幅を有して居たかを推定する事が出来る。但しそれには次の假定を設ける。

- (i) ScS 波が  $\Delta=900$  軒の地點に到達する迄の往復経路は總て radial の方向であつたと近似的に見なす。この事は途中不連続面を反射或は通過する時に縦波の生成はない事を意味する。
- (ii) 核心内は流體であるとする。即ちこの表面へ垂直入射の横波の全エネルギー

は反射横波となる。

(iii) 傳播経路中に核心表面以外の不連続層は無いとする。

(iv) 地殻内にて震波の吸収は行はれないとする。

(v) 彈性波の振幅は彈性係数の異なる場所に傳播しても其のために變化しないと考へる。(之は併し相當に議論の餘地がある。)

以上の條件を認容すれば ScS 波の振幅の減衰は單に波動の diverge する事に依るものばかりである。而して ScS 波は震源を出て如何に diverge するかを調べるに ScS 波の走時曲線より之を知る事が出来る。<sup>(10)</sup> 大體の値を示めせば  $\Delta = 600$  籽附近に到着する ScS 波の振幅は震源から四圍に球面波として擴がつた波が約 17000 籽の距離まで傳播した時に有するであらう振幅に匹敵する。故に震源の大きさを 1 籽の球であるとする、この球面に於ける 1 米の振幅を有する横波は距離 17000 籽に傳播して 1:17000 米即ち約  $60\mu$  の振幅に減ずる。従つて若し  $75\mu$  の振幅を ScS 波が  $\Delta = 900$  籽の地表附近に於いて持つて居たとすれば震源 (1 籽の球面) に於ける S 波の振幅は 1.3 米弱となる。

この計算を試みる爲に設けた前記條件に於いて、核心内が流體でなく固體であると條件を變更すれば、若し核心内外の密度變化を考へなければ垂直入射の横波の反射透過に就いては光の理論<sup>(11)</sup>に於けるフレネルの式で扱はれるから、反射横波の振幅は入射波の  $1/6$  程度となる。但し恐らく此處では密度の變化もあらうから、事實に於いては遙かに小なる値となり、従つて震源に於いては 8 米或はこの數倍程度にも及ぶ振幅を有して居た事となる。

前の(i)より(v)迄の條件を置いたが爲に、實際の場合に比して如何なる誤差を生じたかを考へるに、(i),(iii),(iv)は悉く震源に於ける振幅がより大なるべき事を指示して居る。而して(v)の條件が獨り震源に於ける振幅がもつと小さくてもよいと云ふ事を指示する。故に實際に於いては果して現在の近似的勘定が何れの Sense に誤つて居るか見當をつけることは出来ないが、筆者等は(i),(iii),(iv)の條件の爲に寧ろ過小の値が震源に於ける振幅として出たと考へ度い。

この 1932 年 11 月 13 日の地震の發震機構は既に本多氏<sup>(12)</sup>に依つて詳しく論ぜられて居る。尙本多氏等の最近の調査に依ればこの地震の震源 (半径 1 籽の球面上の意味) に於ける S 波の振幅は最大の所に於いて 1.5 米程度であると云はれる。此の値は主として P 波初動の振幅分布の研究から得られたものである。我々の觀測した ScS 波は、震源に於いて S 波の可なり大なる波を出だす方向のものであることが本多氏の發震機構から察せられるが故に、本多氏の得られた 1.6 米の振幅は我々の現在得た 1.3 米の振幅と對應するものである。勿論本多氏の得られた値にも多くの假定が含まれて居ることではあらうが、兎に角兩者の値の甚だ近い事から、考へても核心内が流體的性質を有すること、及び地殻深處に於いては震波の吸収が甚だ小さいことを察することが出来やう。但し地球の核心内が果して流體であるか或は如何なる性質を有するか

と云ふ事を斷言するには今後更に SeS 波の多くの観測材料と震波の吸収，彈性係數分布其他の考慮を入れた精密なる計算を必要とするものである。又一方今迄屢観測されたと報ぜられる  $S'_1, S'_2$  波等核心通過横波に對する考慮もなされねばならない。従つて現在の推定は單に大體の傾向を見たに過ぎないものである。

終りに，本文を作製するに當り益田クモ氏の少なからざる助力を得た事，又本多技師始め地震掛の方々にも種々御配慮に預つた事を感謝する。尙柿岡観測所其他の地震観測所に對して観測材料を與へられたことに就き此處に併せて厚く感謝する次第である。(終)

昭和九年二月 於中央氣象臺

### 註 及 び 文 獻

- (1) A. Imamura: "Atlantic Earthquake of June 27, 1929, as registered at Tokyo etc." Proc. of the Imp. Acad. of Japan, Vol. VIII, 1932, p. 354.
- (2) 近くは例へば本年二月地震研究所談話會に於ける鈴木，坪井兩氏の講演にても明らかである。
- (3) Integrator の如き適當なる器械があればさして困難ではなからう。
- (4) 鷺坂清信：驗震時報第 6 卷 15—42 頁。
- (5) 鈴木武夫：「地震計記象より地震動の加速度算出に就て」地震 第 3 卷第 12 號，この調査では地震計の摩擦の項も計算の中に算用されて居る。
- (6) 例へば氣象集誌 第 12 卷第 3 號 113 頁 (宮本)，同誌 第 11 卷第 10 號 (角谷日高)，科學 第 4 卷第 4 號 (和達)。
- (7) 作用時間と云ふものに，此處では嚴密な定義はない。
- (8) 鷺坂清信：前掲
- (9) 例へば妹澤克惟：振動學 703 頁，此の場合に對しての詳しい計算は略す。
- (10) 和達清夫：氣象集誌第 12 卷第 3 號
- (11)  $1/6$  なる數字は核心の内外に於ける震波速度として現在認容されて居る値より得られる。
- (12) 本多弘吉：中央氣象臺歐文彙報第七卷 257—267 頁。
- (13) 本多弘吉，鷺坂清信，竹花峰夫：驗震時報第七卷第三號