

青森の地震記象からみた地震活動域と地下構造*

大 沢 光 雄**

550.340.1

I 序

この調査は、青森地方気象台の地震観測資料を用いて、青森県付近の地震活動域と地下構造を調査したもので、先年本庁地震課から提示された“地震予知の予備調査”として行ったものである。

したがって、調査方法は、測候時報第26巻第9号別刷(昭和34年9月)に準じている。この種の調査は、1地点のみの資料で結論をだすべきものではなく、全国的な規模で推考されるものなので、青森としても、考察にあたっては早急な結論はさけて、問題点あるいは特異事象を列挙するだけにとどめた。

青森地方気象台の地震観測は1904年(明治37年)に大森式地震計が設置されて開始された。その後、1912年(明治45年)に今村式に改められ、さらに1939年(昭和14年)にはウィーヘルト地震計に改められた。しかし、青森市周辺の地質は地下300mくらいまで火山灰や砂礫等の堆積物で、軟弱な地盤となっており、地震記象は雑微動によりしばしば阻害される結果となっている。加えて、ウィーヘルト地震計は設置以来、機能上の改善がなく、験測にあたっては不満足な点が多く、また、地震資料の数でも十分な収集ができなかったのは残念であった。

使用した地震記象は、各調査内容によって多少異なるが、1951年(昭和26年)―1962年(昭和37年)の12年間で、それ以前の記象は使用不可能であった。震源・発震時などは地震月報・同別冊(昭和33年6月)および気象要覧、震源放送等を適宜使用した。また、震源の深さが100km以上の地震については資料不足でその解析が困難なので、本調査では除外した。

調査期間中のウィーヘルト地震計の大体の常数値は第

1表のとおりである。

第1表 ウィーヘルト地震計常数表

成分	重錘の質量(kg)	倍率	周期(sec)	摩擦値(mm)	制振度
南北	200	80	5.0	0.2	8
東西	200	80	5.0	0.2	8
上下	80	70	5.0	0.2	8

II 地震記象型からみた地震活動域について

§ 1. ま え が き

この調査は、一般にA調査と呼ばれているもので、地震記象の型が地域ごとにある独特の型をもって現われるかどうか、またそのような特徴があるとすれば、どんな分類になるかを調査するものである。

資料は1951年―1962年の間で、本調査に用いられる程度に大きいもの(3成分とも最大振幅が10mm―50mm)で、震源の判然としているものを厳選して、217個の地震を使用した。

§ 2. 分類

地震の記象は、その地震の発現地域、発震機構、伝播経路、地震計の機能、その他が微妙に作用して複雑な型をとるものと思われるが、その多様性は驚くほどで、なかには一つの地震の3成分が、それぞれ異なっているといた場合も少なくなかったが、次に示すようにAからHまでの8種類にわけることができる。

その範例を第2表と第1図で示し、分類を一覧表にまとめてみると第3表のようになる。

§ 3. ま と め

地震記象を上述の分類法によって、第2図・第3図の分布図にまとめることができる。この記象型の分類と分布図から、次のような特異な地震活動域や地震記象の特徴を指摘することができる。

* M. Osawa: Investigations on the Crustal Structure and Seismic Activity from Seismograms Obtained at Aomori (Received Feb. 9, 1965)

** 青森地方気象台

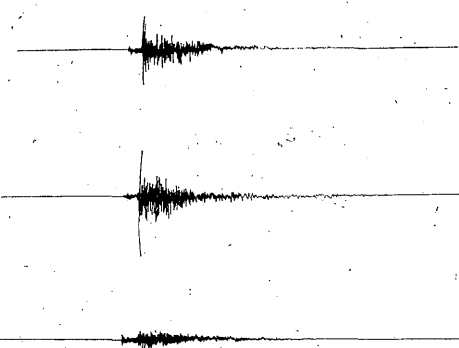
(1) 宮古付近から、ほぼ東北東にのびる境界線があり、これによって南北に大別される二つの系の記象型があり、記象型から区分できる2大活動域といえる。

北の地震群にはA・B・C・D・Hが含まれ、南のものにはE・F・Gが入っている。

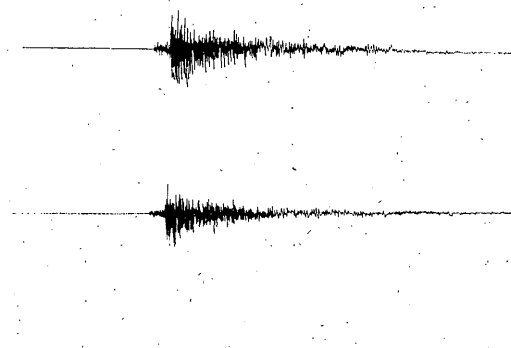
北の地震群の記象上の特徴は、P~S間の振幅が大体同じで、しかもやや小さいこと、S相出現以後の振幅に

第2表 各記象別の調査地震表

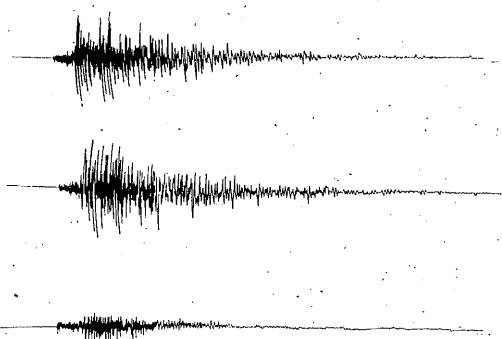
型	発 現 時				震 源			震 央 地 名	P~S (sec)	震 度
	年	月	日	時 分	北緯 (°N)	東経 (°E)	深さ (km)			
A	1955	10	28	18 29	41.6	141.8	75	下 北 沖	14.0	1
	1956	03	17	20 42	40.2	141.2	80	岩手県北部	13.9	1
B	1953	05	08	05 33	41.6	142.2	40	浦 河 沖	16.2	0
	1959	01	11	17 34	40.1	139.8	00	男鹿半島沖	15.0	1
C	1954	04	26	11 11	42.0	142.7	60	浦 河 沖	24.5	0
	1957	03	10	11 55	41.6	143.8	60	エリモ沖	33.3	0
D	1957	08	22	00 34	44.3	147.0	100	千島南部	63.5	0
	1961	02	15	19 46	43.3	147.9	60	エトロフ沖	76.0	0
E	1959	04	26	07 50	40.2	142.6	20~30	岩手県沖	17.3	2
	1962	07	16	00 13	39.9	142.8	40	岩手県沖	20.5	1
F	1955	06	05	01 51	40.2	143.0	40	三 陸 沖	26.0	1
	1955	06	05	02 23	40.1	143.0	40	三 陸 沖	26.8	0
G	1958	04	10	20 50	38¼	143¼	20	金華山沖	39.9	0
	1962	08	28	01 20	38.2	142.6	40	金華山沖	41.7	0
H	1958	11	07	16 42	43	149	100	エトロフ沖	68.0	0
	1961	04	20	01 14	43.3	148.4	80	エトロフ沖	70.6	0



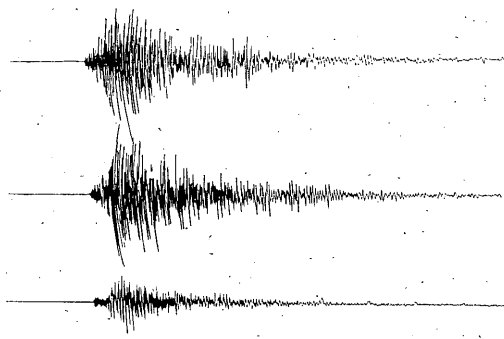
第1図 A型 1955年(昭.30)10月28日18時29分ころの青森県東方沖の地震 震度：I, 震源：41.0°N, 141.8°E, 深さ：70~80km



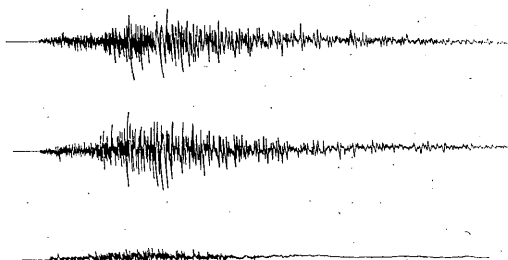
第1図 B型 1959年(昭.34)1月11日17時34分ころの男鹿半島付近の地震 震度：I, 震源：40.1°N, 139.8°E, 深さ：0km



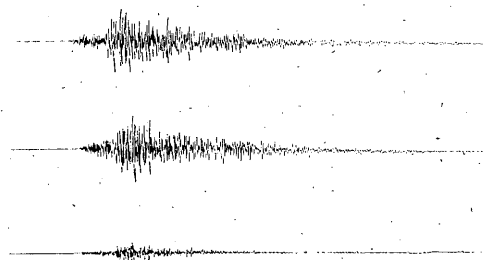
第1図 C型 1954年(昭. 29) 4月26日11時11分ころの浦河沖の地震 震度: 0, 震源: 42.0° N, 142.7° E, 深さ: 60km



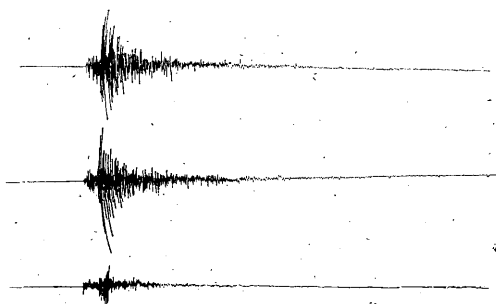
第1図 F型 1955年(昭. 30) 6月5日2時23分ころの三陸沖の地震 震度: 0, 震源: 40.1° N, 143.0° E, 深さ: 40km



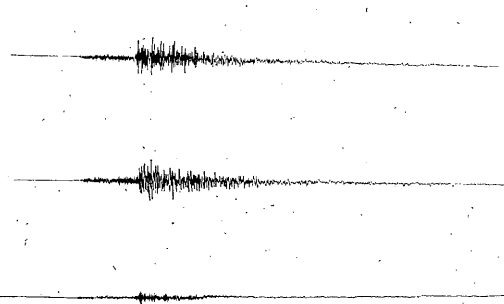
第1図 D型 1961年(昭. 36) 2月15日19時46分ころのエトロフ沖の地震 震度: 0, 震源: 43.3° N, 147.9° E, 深さ: 60km



第1図 G型 1962年(昭. 37) 8月28日1時20分ころの金華山沖の地震 震度: 0, 震源: 38.2° N, 142.8° E, 深さ: 40km



第1図 E型 1959年(昭. 34) 4月26日7時50分ころの岩手県沖の地震 震度: II, 震源: 39.9° N, 142.8° E, 深さ: 20~30km



第1図 H型 1961年(昭. 36) 4月20日1時14分ころのエトロフ沖の地震 震度: 0, 震源: 43.3° N, 148.4° E, 深さ: 80km

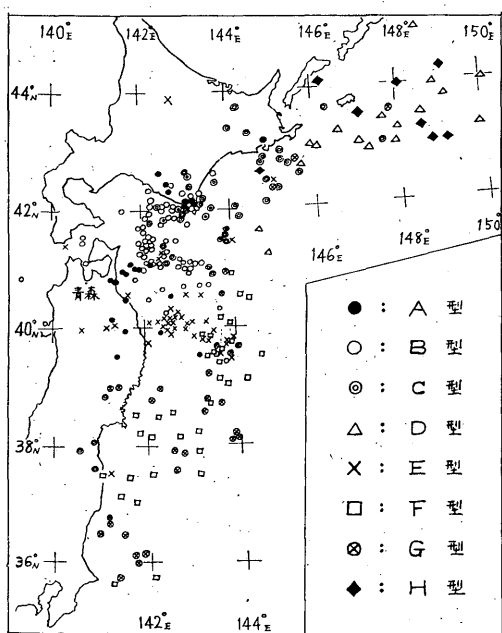
第3表 記象型分類表

分類型	震央地名	P~S (sec)	深さ (km)	記象型の特徴
A 型	下北半島附近 八戸附近. 青森県東方沖 浦河沖. 尻屋沖 津軽海峡	5~30	0~100	P, S 共明瞭で簡明な型. S相の振幅は, PからSに至る 振幅に比して, 極めて大. 振幅の減衰は早い.
B 型	青森県東方沖. 三陸沖 襟裳沖. 北海道南部 浦河沖. 広尾沖	10~35	0~80	P, S 共明瞭で簡明な型. S相の振幅は PからSに比し て比較的大. 振幅の減衰は早い
C 型	青森県東方沖 三陸沖. 襟裳沖 浦河沖. 広尾沖	20~55	0~60	P, S 共比較的明瞭. S相以後の振幅の減衰は やや遅い.
D 型	浦河南東沖 釧路沖. 根室沖 千島附近 オホーツク海南部	45~70	20~60	P はやや不明瞭. S は明瞭. S相発現後, 15~30秒をへて 段階的に振幅が増す特徴あり
E 型	三陸沖. 岩手県北部 宮古沖. 岩手県沖 八戸附近. 秋田県北部	15~40	5~60	P, S 共明瞭. PからSに至る 迄の振幅が比較的大きいのが 特徴で, 振幅の減衰は早い.
F 型	三陸沖. 岩手県沖 金華山沖	20~40	10~60	P, S 共やや不明瞭. P 発現 後徐々に振幅が増す. 振幅の減衰は遅い.
G 型	三陸沖. 宮城県沖 福島県沖	30~70	0~60	P, S 共不明瞭. 紡錘型. 振幅の減衰は遅い.
H 型	千島附近 北海道東方沖	65~100	80~120	P は不明瞭だが S は明瞭. PからSに至る間の振幅が小 さく長いのが特徴. 減衰は S 以後早い.

は継続時間10~20秒の単位で山があるが、その最大振幅を含む単位が、伝達距離が遠くなるにつれて、後方に移って行くことなどである。

すなわち、S相発現直後の単位に、最大動のあるA型とB型、それからすこし遠くなるとS相発現直後の単位とその次の単位の振幅が大体同じになってC型となり、さらに伝達距離が遠くなると、第2の単位の振幅が大きくなるD型となるわけである。

南の地震群の特徴は、P~S間の振幅がやや大きく、かつ、その最大部分が、伝達距離が長くなるにつれて後方になり、S波発現時刻に接近することなどである。また、S相発現以後の振幅については、北の地震群のような特徴はあまり明らかでないため、P波の最大振幅部分がS波の出現時刻に近づき、紡錘型を形成して行くことになる。したがって、この観点からすれば、FとGの間に区分すべき必然性は少なくなってくる。



第 2 図 地震記象型分布図

れて特徴的な記象になってくる。記象型から区分できる地震活動域としてH型は判然とした1群をつくっているといえよう。

(3) 活動域とは関係がないが、S波の発現時にその特徴ある最大動をもつA型は、その分布地域も、ごく近傍の地震が多い反面、200 km~300 km のところの深い地震も含まれていて、その他の型との関連は、はっきりわからない。

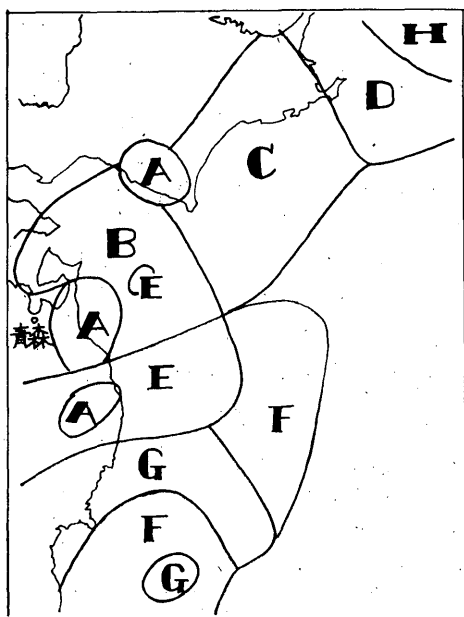
B型の深い地震や浅くてもごく小さい地震に、A型の記象に類似したものが多いことから、浅くても震央距離の近いものとか、遠くても深い地震は、容易にA型の記象になり得る。また、深さ100 kmより浅い地震で、A型の記象になり得るものにはあまり規模の大きいものはないようだ、といえるようであるが、特徴的な最大動の説明は判然としない。今後の調査課題であろう。

III 初動からみた地震活動域

§ 1. まえがき

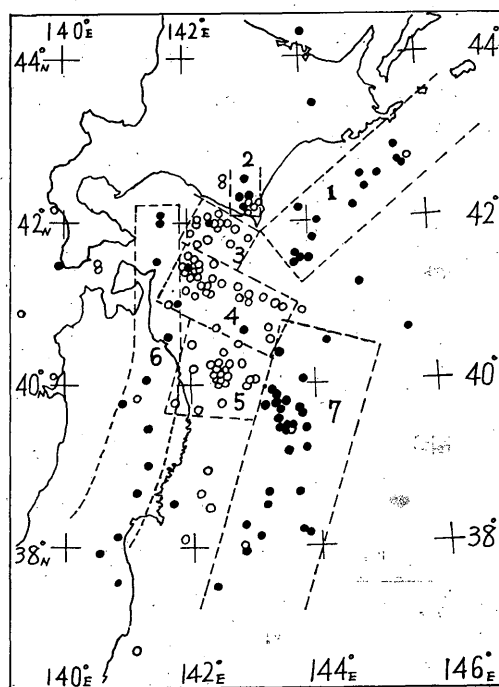
この調査は、一般にB調査といわれるもので、青森の初動方向から地震活動域の単位を調査するもので、資料は1947年から1962年の間の185例を用いた。

この数は決して十分なものではないが、1947年以前の



第 3 図 地震記象区分図

(2) H型はD型の深発したものである。平面的な分布では、D型とH型は混在しているが、H型は深さ100km前後の比較的深い層のもので、千島方面に遠ざかるにつ



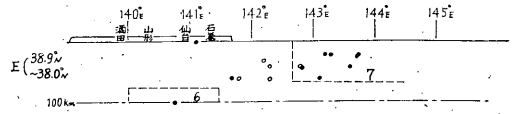
第 4 図 押し(●), 引き(○) 分布図

ものは資料として不備な点が多く、使用できなかった。また、このなかにも、水平動あるいは上下動のどちらか一方が験測不能のものがあつたり、震源が明確になっていなかったりで、標本数は各図ごとに、さらに少なくなり、満足すべきものではなかった。

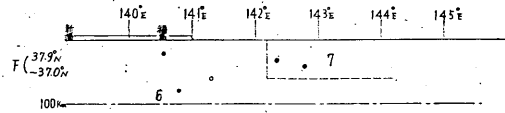
§ 2. 分布

青森の地震観測から得た震央の押し・引き分布を第 4 図に示す。一見して、顕著な特徴に気づく。すなわち、浦河付近から三陸沖へかけての圧倒的な引きの分布と、その東側の押しの分布である。

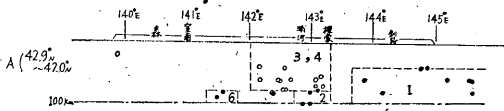
また、宮城県と岩手県の中央部を通過して、八戸から渡島半島東方沖にのびている深さ 80km 以下の層で押しの線状分布があるのも目につく。さらに、これらを適当な緯度(経度)間隔をとって、立体的な分布を検討してみると第 5 図のようになる。



第 5 図 E 青森における押し(●), 引き(○)の鉛直分布 (1947—1962)



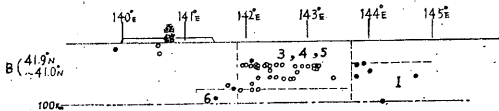
第 5 図 F 青森における押し(●), 引き(○)の鉛直分布 (1947—1962)



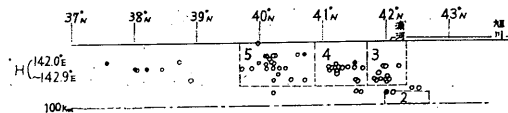
第 5 図 A 青森における押し(●), 引き(○)の鉛直分布 (1947—1962)



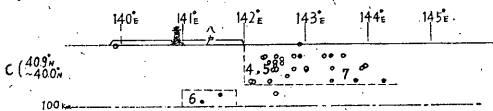
第 5 図 G 青森における押し(●), 引き(○)の鉛直分布 (1947—1962)



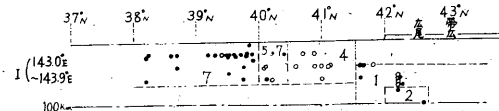
第 5 図 B 青森における押し(●), 引き(○)の鉛直分布 (1947—1962)



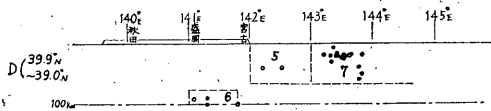
第 5 図 H 青森における押し(●), 引き(○)の鉛直分布 (1947—1962)



第 5 図 C 青森における押し(●), 引き(○)の鉛直分布 (1947—1962)



第 5 図 I 青森における押し(●), 引き(○)の鉛直分布 (1947—1962)



第 5 図 D 青森における押し(●), 引き(○)の鉛直分布 (1947—1962)

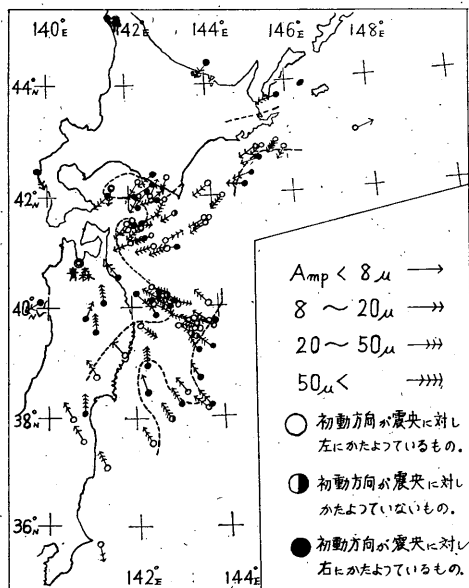
§ 3. 地震活動の単位

第4表 地震活動の単位

番号	震央地名	範 囲			初動の押引百分率				備 考
		北緯 (°N)	東経 (°E)	深さ (km)	●	○	計	%	
1	釧路沖	41.3—43.0	143.7—146.0	40—100	13	1	14	● 93	千島方面から伸びているD、H型に属するもの。
2	襟裳岬付近	42.0—42.7	142.9—143.3	80—100	4	0	4	● 100	日高山脈の南端で深発性。数は少ない。
3	浦河沖	41.5—42.3	142.0—143.0	40—60	1	14	15	○ 93	3, 4, 5 の形状は殆んど同じだといえるが震源の深さは北に向って深まっている傾向が見られる。
4	青森県東方沖	40.5—41.5	141.9—143.6	20—60	3	30	33	○ 91	
5	八戸古沖	39.7—40.8	141.8—143.0	0—60	0	23	23	○ 100	
6	宮城・岩手県 青森県東部 渡島半島東方沖	38以南—42.2	140.0—142.0	80—100	11	2	13	● 85	深発性で特異な一群と見られるが資料不足で断定し難い。
7	三陸沖	38以南—40.5	142.2—144.3	5—60	28	2	30	● 93	三陸沖地震と云われる一群である。

§ 4. 初動方向のかたより

上下動と水平動の3成分を合成して、震央に平行移動させたのが第6図である。資料の絶対数が不足であり、かつ、本調査の性質上、あまり厳密な解析は不可能である。



第6図 初動方向のかたより

この問題について宇津氏は初動の大きさの読取りが、片成分だけ1μ違ったり、震央位置が0.1°ずれたりすると、かたよりの角は最大10°に近い誤差を生ずることがある。初動の大きさは地震計の摩擦、検定後の常数の変動、その他のための誤差があり……と述べており、結論はどうしても定性的、傾向的なものにならざるを得ない不満がある。

また、この調査では、当然深さ別に分布を求めなくてはならないわけだが、資料不足のせいもあり、別に行なった立体的な分布には指摘し得るような明瞭な特徴は見つけ出せなかった。したがって、第6図には、地表から深さ100kmの間の地震が含まれており、この点からも本調査の解析を不明確なものにしているのは非常に残念である。

§ 5. まとめ

初動方向からみた地震活動の単位は、第4表にまとめられたように、細分すると8個の単位が考えられる。一見して初動の押し・引き分布は浦河沖から東北地方の太平洋沿岸に沿って南下する引きの地域とその両側に分布する押しの地域、と非常に明確に色分けされており、地震活動域は3地域に大別される。

(1) 中央の引きの部分、記象型などからみると、ほとんど同一の活動単位に考えてよいほどで、特記すべき差異は認められない。その群発する地域が3個の群にわかれたかたちとなっているため、その個々に地域番号を

つけただけであるが、やはり活動域として考えるときはわけた方がよいのではないだろうか。

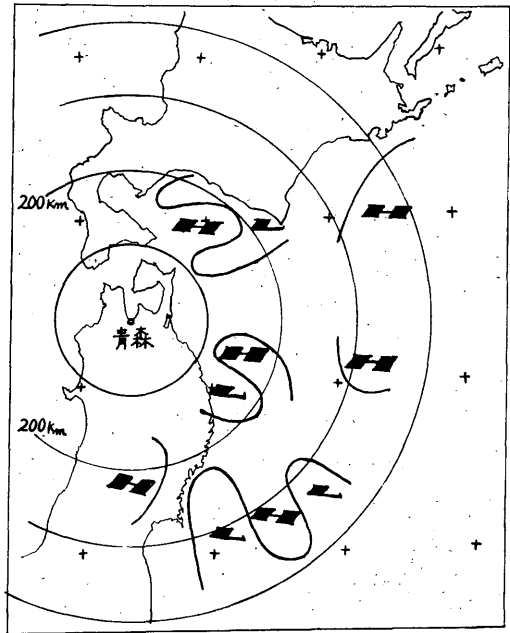
(2) 押しの地域には、その平面的な分布に加えて、深さ 80km で境される立体的な区分も考慮されなければならない。特に地域番号 6 の深発地震の群は、資料不足のため断定できないが、宮城県北部から岩手県を縦断し、青森県の太平洋岸を通して、渡島半島東方沖に達しているものである。この南端と北端は、資料がないため決めかねるが、北端の方は、渡島半島東方沖からさらに東北東に指向し、地域番号 2 で示めされた日高山系の南端にむすびつけてもよいのではなかろうか。

また、飛躍しすぎるようだが、これをさらに東北東にのばし、地域番号 1 の押しの分布にのばしてもよいのではないかと考えることもできる。この地域番号 1 の地震活動単位はこの初動の押し引き分布では深さによる相違はでてこないが、記象型の分類からは明瞭な差異があり、やはり深さ 80km くらいを境にして、より深いものは千島方面にのびて、特異な記象型の H 型となって区別されるのである。また、80 km より浅い地震は、前の記象型分類の項で述べたように一連の変化を示す C 型および D 型である。

(3) 同じ押し初動をもつ地域番号 7 については、その深さが浅いことなどから、B・C 型と似ていると思われるが、初動方向が反対であり、D・H 型とは初動方向が同じだがその形状はあまり似ていないので、これらのむすびつきについてはこの調査段階ではわからなかった。

(4) 初動方向のかたよりについては、前にも述べたように、本調査の性質上、傾向を述べるだけになり、しかもこの場合は 1 地点の観測資料のみを対象としているため、特に早急な結論は許されないが、第 6 図を見て指摘されることは北海道および東北地方の太平洋沿岸に沿って分布する初動方向の左寄りの地域と、その両側に分布する初動方向の右寄りの地域の明らかな区分であろう。これはさきの初動方向の押し引き分布図にもこのような傾向が見られた。この両者の間にある海図のような分布は暗示的なものを感じさせる。

また、この初動方向のかたよりから推定した第 7 図の速度分布は、地殻構造をある程度説明している。しかし、ここでもこの調査の性質上、対象とする範囲が 300 km くらいで、少々広すぎるための不確かな点の問題となってくる。浦河沖での地殻の厚い部分と考えられるところは、重力の負の異常地域として知られており、同時にこのようなところは地震多発地帯と密接な関係があると古くから指摘されているところである。このような傾



第 7 図 P 波の速度分布

H : 速度の早い地域 (地殻の薄い部分)

L : 速度の遅い地域 (地殻の厚い部分)

向は三陸沖などの地震多発地域においてもいえるのではないだろうか。

IV 走時曲線からみた地下構造

§ 1. まえがき

この調査は P 波の発現時刻を走時曲線と対応させ、地下構造の地方性を明らかにするもので、青森では、半経 500km 以内で、P 波の立ち上りがはっきりした 1953 年から 1962 年の間の 197 個の地震を対象にして調査した。

走時曲線は和達・益田の表を用い、調査方法は測候時報に掲載された地震課の調査要領にしたがった。第 8 図から第 15 図の走時曲線図は縦軸には当台の P 波発現時と地震月報による震源の発震時との差をとり、横軸には震央距離をとっており、地表から深さ 10km ごとの標示の 8 段階に区分して作成したものである。図中の曲線は和達・益田の標準走時曲線である。

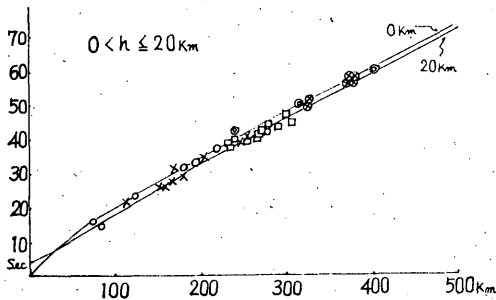
P 波はその発現が明瞭でないものも多く、また一見明瞭と思われるものでも地震波の特性や地震計の機能、特に当台では刻時関係の等速装置が不備であること、また読取りの個人差などで問題点が多く、この種の厳密な調査を扱ううえに大きなあい路となっている。したがって、本調査には *iP* のみを用い、その他の地震は不明確

なものとして割愛した。また、地域区分については第3図の記象型による分類をそのまま使用した。その地域名と地域符号を第5表に示した。

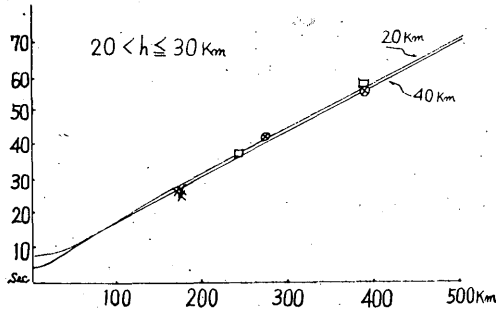
第5表 地域符号

符号	地域	地域名
●	A	下北沖, 青森県東方沖
○	B	青森県東方沖, 浦河沖
◎	C	襟裳沖, 釧路沖
△	D	根室沖, 釧路沖
×	E	岩手・秋田県北部, 岩手県沖
□	F	三陸沖, 金華山沖
⊗	G	三陸沖, 金華山沖

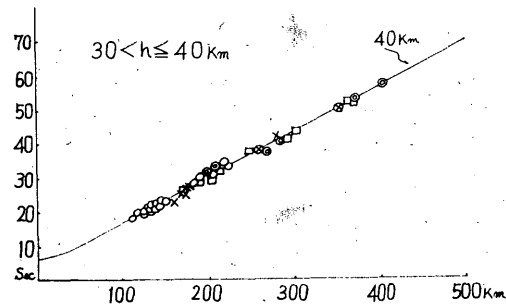
§ 2. 標準走時曲線との対応



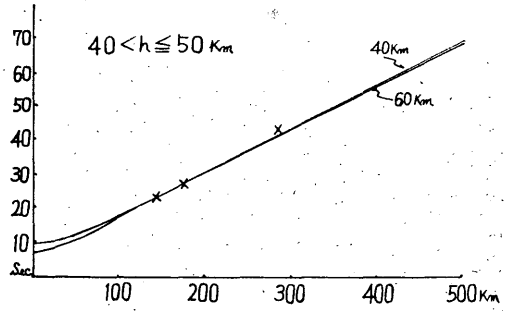
第8図



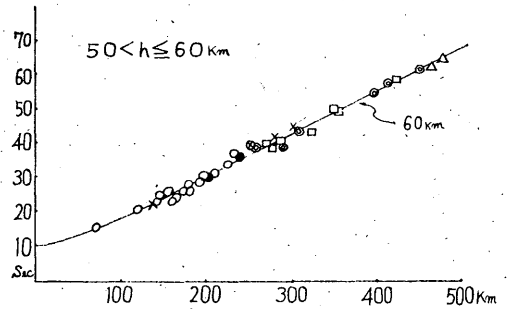
第9図



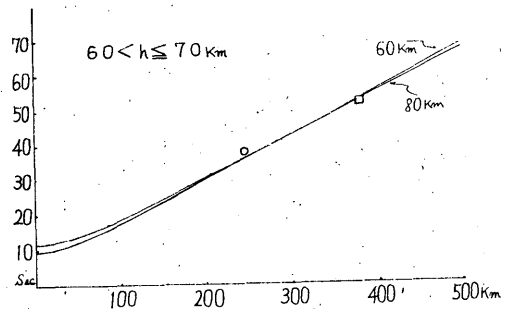
第10図



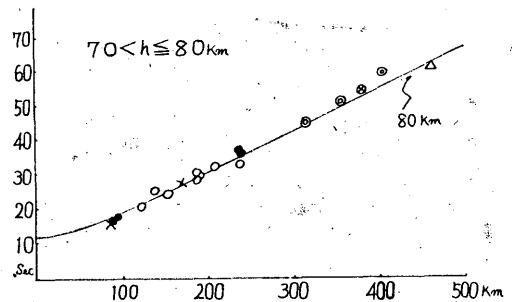
第11図



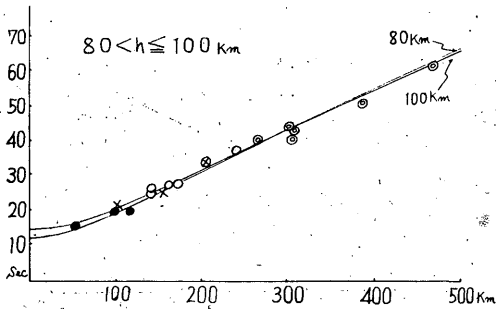
第12図



第13図



第14図



第15図

(1) $0 < h \leq 20$ km (第8図)

この層ではおおむね標準走時にのっているといえるようであるが、そのうちでも震央距離300km前後のF地域のものが多少早目にでている。また、E地域のものも若干早いようだが、資料が少ないので断言しがたい。

(2) $20 < h \leq 30$ km (第9図)

ここは資料が少ないはっきりしたことはわからないが、第8図ででていた180km付近のE地域は、ここでも早目になっているようだ。

(3) $30 < h \leq 30$ km (第10図)

B地域は標準走時によくのっているが、200~250kmの地域でやや遅目になってくる。この付近で記象型はBからCに変わるのであるが、それをすぎてC地域に入ってくると、また標準走時にのっている。

E地域についてはこの深さでもまだ180km付近のものは早目にでる傾向を持っている。

F地域のものは資料が少ないが、だいたい標準走時にのっているようである。

(4) $40 < h \leq 50$ km (第11図)

資料が少ないが、E地域のものがこの深さで走時曲線にのってきているように思われる。

(5) $50 < h \leq 60$ km (第12図)

この深さの走時では全般に遅れ気味の傾向がでている。B地域についてもバラツキが大きい、やや遅目である。300km近傍のF地域のものも、またC地域のものも、だいたい標準走時にのっているが、傾向的には遅目であるといえる。E地域は資料不足である。

(6) $60 < h \leq 70$ km (第13図)

この層では資料がほとんどない。

(7) $70 < h \leq 80$ km (第14図)

この層でも第12図と同様のことがいえる。全般に標準走時にのっているようだが、傾向としては遅目である。

(8) $80 < h \leq 100$ km (第15図)

震央距離300km付近ではほとんど標準走時曲線にの

っているが、それ以上ではやや早目にでてくる。しかし、これも資料不足から断言できるようなものではない。

§ 3. ま と め

各地域ごとにその地下構造をまとめてみると次のようになる。

(1) B地域で示される青森県東方沖や浦河沖では40kmより浅い部分は標準の走時曲線によく合っているが、60kmから80kmにかけては標準よりもやや速度の違いが存在するようである。これは第7図の襟裳岬付近から尻屋崎沖にでている地殻の厚い部分に相当するものと考えられるがはっきりしない。

(2) C地域となっている十勝沖から根室沖にかけての北海道南東沖は、あまり資料は豊富ではないが、60kmから80kmにかけて遅目の傾向があるようだ。このことは、北海道内部の状態がよくわからないこともあって問題は多いが、沿岸に近い地域はその沖合の部分とくらべて地殻が厚くなっており、C地域はこの部分に位置しているわけである。

(3) 宮古沖に集中するE型の一群は20kmから40kmにかけて標準より速度の早いところがあり、その他の深さでは標準走時によく一致する。宮古沖には第7図にみられるように、地殻の薄いと思われる部分がある。この付近の地震はその記象にも特徴があることは、前にも指摘したが、このような地下構造の複雑さが発震機構にも微妙に作用しているものと考えられる。

(4) F地域については金華山沖から三陸はるか沖合にかけての震央距離300km付近のものが深さ20kmから40kmにかけて、標準より速度の早いところがあること示していることがわかる。

(5) その他、A地域については資料不足で、検討が困難であった。D、G両地域についても震央距離が遠いためか、この調査の対象によるような明瞭なP波がなく、資料が揃わなかった。

参 考 文 献

- 1) 気象庁地震課 (1959) : 地震予知のための予備調査 (1~3), 測候時報, 26, 261~265, 368~374, 419~424
- 2) 宇津徳治: (1956) 初動方向のかたよりについて, 験震時報, 21, 13~20
- 3) 大野謙, 須賀盛典, 南喜一郎: 北海道周辺における地震活動域と地下構造 験震時報 (1961), 26, 1~21