

## 日本南西部におけるみかけポアソン比について

著者	角田 寿喜
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要
巻	1
ページ	79-88
別言語のタイトル	On the Apparent Poisson's Ratios in the Southwestern Part of Japan
URL	<a href="http://hdl.handle.net/10232/00006969">http://hdl.handle.net/10232/00006969</a>

# 日本南西部におけるみかけポアソン比について

角 田 寿 喜

On the Apparnt Poisson's Ratios in the Southwestern  
Part of Japan

By

Toshiki KAKUTA

(Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University)

## Abstract

Apparent Poisson's ratios are investigated, by the use of Ts-p-Tp relations of the earthquakes occurred in the southwestern part of Japan.

When Poisson's ratios of the layers differ with one another, apparent Poisson's ratio varies corresponding with the inclines of the layers. Differences in apparent Poisson's ratios between the districts of Kinki and the eastern part of Shikoku, the region ranging from the Bungo Channel to the southern part of Kyusyu, and Hyuga-nada cannot be explained only from the incline of the Mohorovicic discontinuity. They are interesting that the region ranging from the Bungo Channel to the southern part of Kyusyu is the so-called volcanic region and shows relatively high apparent Poisson's ratios, and that Poisson's ratio is high in the region of Hyuga-nada where relatively large earthquakes have frequently occurred.

## §1. はじめに

九州付近でおこった地震と北海道付近でおこった地震を比較すると、震源と観測点との位置関係は、観測点が分布する地域の端、あるいは、それを遠く離れて震源があるという点では互いに類似しているにもかかわらず、走時のばらつきは一般に九州付近の地震のほうが大きい。S-P 継続時間と P 発振時との関係をみると、北海道付近の地震については、みかけのポアソン比  $\bar{\sigma} = 0.265$  に相当する明瞭な線型関係がみられる (角田(1968))。九州付近の地震では  $\bar{\sigma}$  の値も異なるがばらつきは大きく、精度よく線型の関係を決めることは難しいのが普通である。

これは地殻およびマントル上部の構造の特異性に起因するものと思われるが、それだけに九州付近の地震のデータを用いる場合には、原因となる特異性についてできるだけ詳しく調べておくことが必要である。

九州付近の地震から観測された S 波と P 波の発振時の関係を使って、九州地方のポアソン比の異常について調べたものに KAMITSUKI (1959) がある。KAMITSUKI は観測点を九州とそれ以外 (近畿, 中国, 四国) の二つに分け、九州を含む一定の範囲内でおこった浅発地震については、S 波と P 波の発振時の間にある線型関係の勾配が、二つの地域で明瞭な相異となつてあらわれることを示した。

地震の観測から最も精度よく決められるのは P 波の発振時であり、次いで精度はかなり落ち

るが、S-P 継続時間である。震源の決定はこれらをもとにしておこなわれる。

S-P 継続時間と P 発振時との関係から直接構造について言及できるとすれば、そこには震源決定の誤差が含まれないから、精度のよい議論が出来るはずである。しかし、S 波の発振時を決めるのは近地地震であってもなかなか難しく、従って S-P 継続時間の値にはかなりの誤差が含まれてくることが予想される。そのために、データをふやし、統計的扱い（単なる平均化の意味を含めて）が必要になってくる。

ここでは、S-P 継続時間と P 発振時との関係から求めたみかけのポアソン比の分布の地域性と、観測点での平均からの偏りについて考察を試みる。

## § 2. S-P 継続時間と P 発振時の関係の特徴

この解析に使用した地震のパラメーターを Table 1 に示す。これは気象庁発行の地震月報に報告されたものである。

S-P 継続時間を  $T_{S-P}$ 、P 波の発振時を  $T_P$  で表わし、震源における発震時を  $T_0$  とすれば、一般には近似的に

$$T_{S-P} = a(T_P - T_0) \quad (1)$$

なる関係のあることはよく知られている。ここで  $a$  は常数である。

九州・四国・中国、近畿地方でおきた地震についても、ある震央距離の範囲内にある観測点では、ばらつきは少々大きいきらいはあるが、(1) 式で表わされる関係で近似されうるものがほとんどである。

Fig. 1 には、KAMITSUKI の述べた特徴を確かめるために、屋久島・福江（1962年までは富江）・厳原を除く九州の観測点と、その他の観測点とに分け、前者を黒丸、後者を白丸で示したが、No. 17 を除いて、二つが分離するという傾向は顕著ではない。

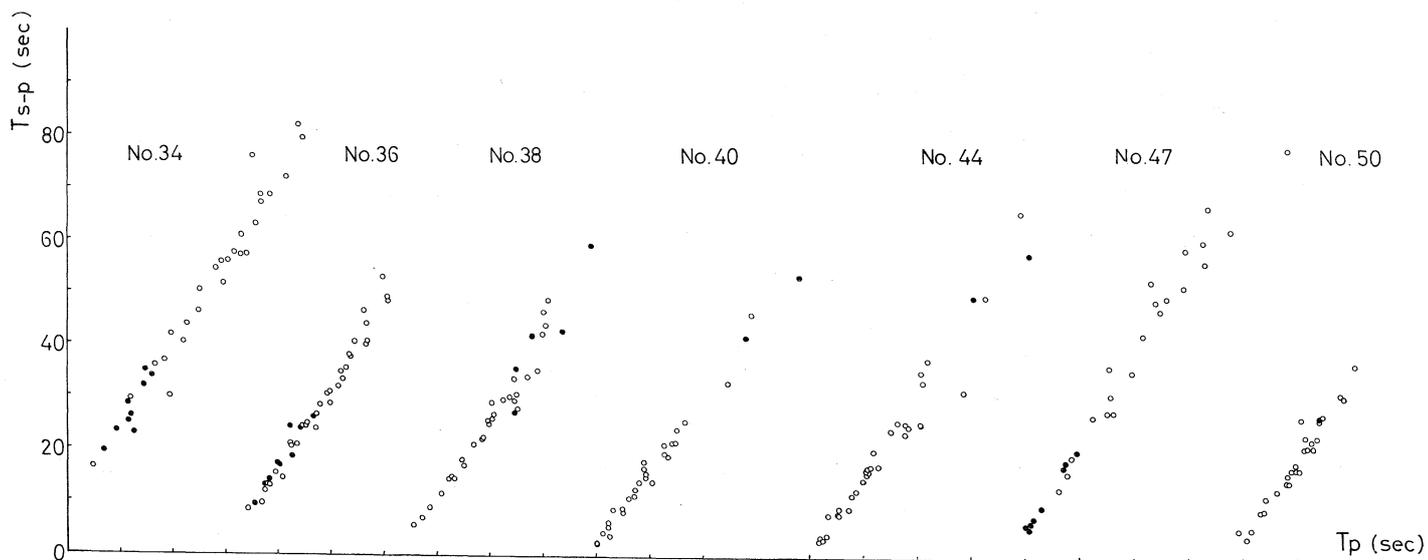
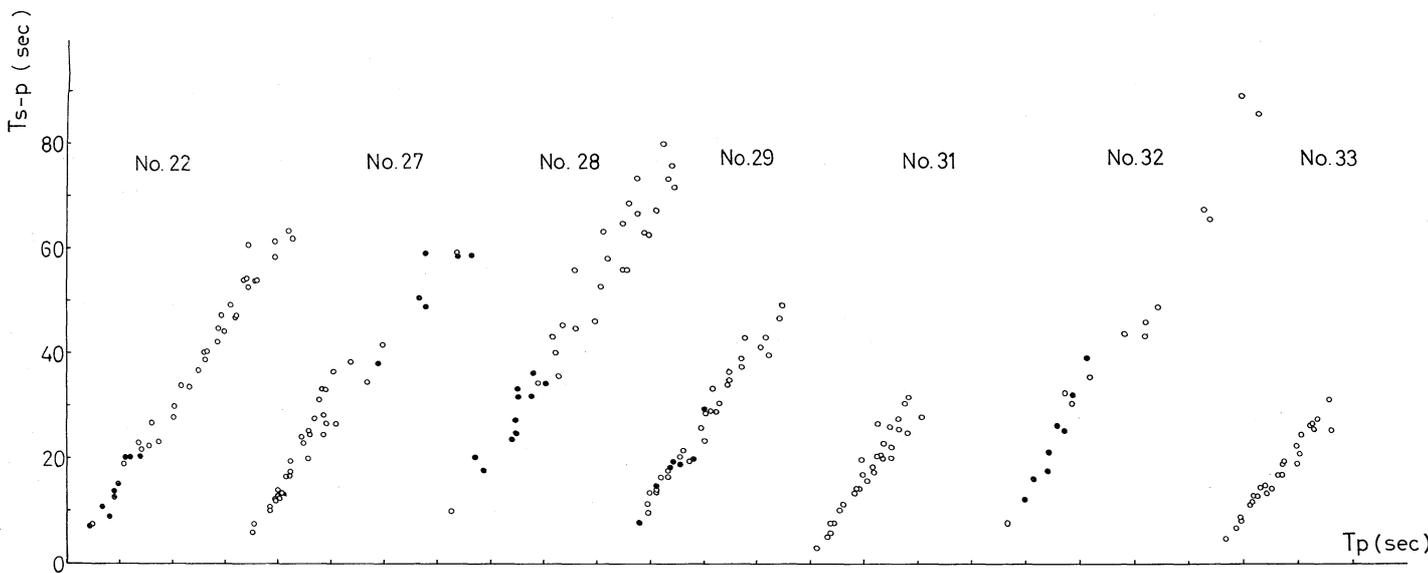
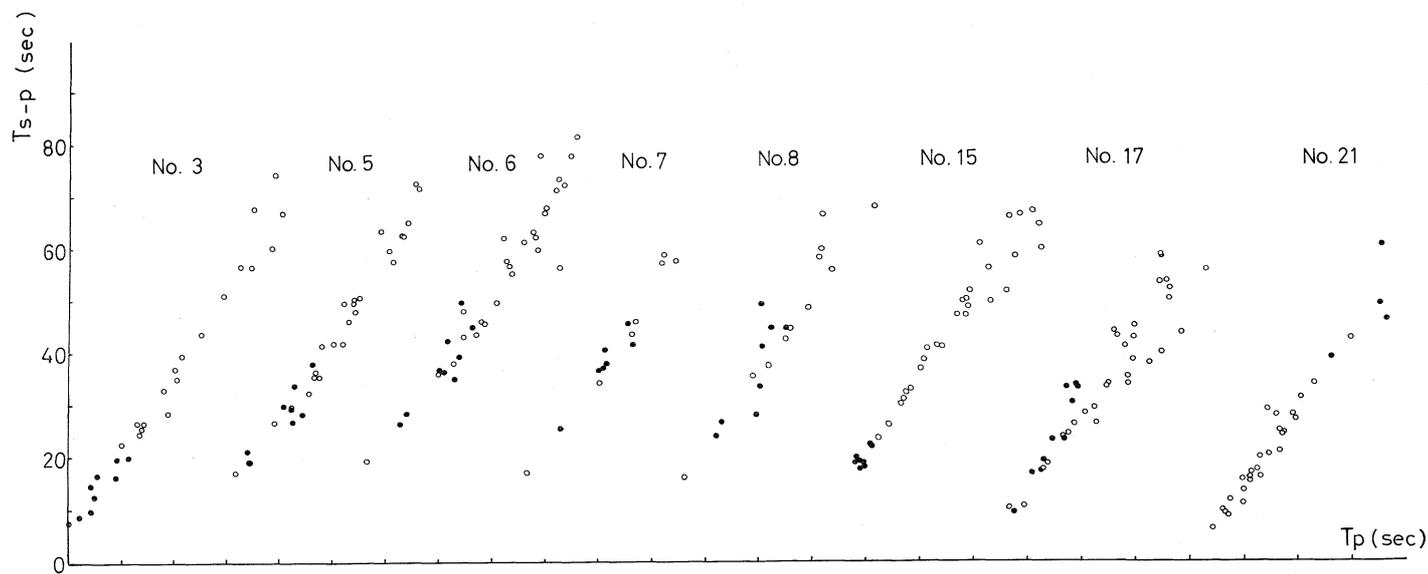
No. 4, 5, 28 の地震は線型関係で近似するよりも、二次曲線あるいは他の曲線関係で近似したほうがよさそうに思われる。これらの地震の震央位置は近接しており、震源の深さもそれぞれ 60, 60, 80km と報告されている。これらの  $T_{S-P} \sim T_P$  関係では震源に近いところの  $T_{S-P}$  が相対的に大きいことが特徴で、マグニチュードを考慮に入れると、振切ってしまったためのよみ誤りという可能性が考えられる。事実、No. 28 の地震で、震央距離 171km にある宮崎の記録では初動から約 18 秒で針がとんでおり、地震月報の報告はその針がとんでいる時間を示している。

No. 7, 8 は No. 5 の余震であるがこれは線型関係で近似できそうである。また No. 15, 22, 34 は深さ 160km と報告されているが、ほぼ線型関係で近似でき、震源が深くなったために線型関係からずれるとは思われない。従ってこの曲線関係は、よみ誤りによる見かけ上のものと思われる。

## § 3. 震央位置とポアソン比の関係

線型関係 (1) 式で比較的良好に近似できる地震について、最小二乗法によって勾配を決定し、その値を使って

$$\bar{\sigma} = \frac{(1+a)^2 - 2}{2\{(1+a)^2 - 1\}} \quad (2)$$



20 sec

Fig. 1. S-P 継続時間と P 波発振時  
 黒丸は、屋久島、福江（ある場合は富江）、厳原を除く九州の観測点について、白丸はそれ  
 以外の観測点についてのデータを示す。番号は地震番号を表わす。

Table 1. 解析に使用した地震と最小二乗法によって決めたみかけのポアソン比

No.	Origin Time (J. M. T.)					Longitude (E)	Latitude (N)		Depth	M	Poisson's ratio
	m.	d.	h.	m.	s.						
1	1961	2	27	3	10	48.1	131°51' ± 2'	31°36' ± 2'	40	7.0	0.279
2		3	16	7	16	32.2	130 42 1	32 00 1	0	5.5	0.259
3		3	18	15	22	39.8	130 44 1	31 59 1	0		0.259
4		5	7	21	19	58.5	134 30 1	35 02 1	20	5.2	0.240
5		5	17	6	45	26.7	132 02 2	30 27 2	60	5.8	undetermined
6		7	18	23	3	37.9	131 46 2	29 37 4	60	6.6	undetermined
7		7	19	15	33	20.2	131 50 3	29 44 4	60		0.240
8		7	20	18	2	42.1	131 49 3	29 50 3	60		0.239
9		8	11	13	27	15.0	132 07 2	31 40 3	0	5.2	0.269
10		8	11	15	8	13.6	132 11 2	31 41 3	40	5.4	0.273
11		8	15	7	4	55.5	131 50 3	31 27 3	0	5.2	0.265
12		9	1	17	20	53.5	135 01 1	33 51 1	0	4.5	0.242
13		10	15	0	8	8.8	134 29 2	35 02 1	40	4.6	0.245
14		11	27	14	57	10.5	131 33 3	31 18 2	40	6.0	0.288
15	1962	4	23	4	15	32.0	130 54 2	32 10 2	160		0.271
16		6	28	13	13	53.7	131 05 3	31 15 1	0	5.0	0.251
17		7	31	14	9	14.9	132 25 1	32 31 2	0	5.4	0.252
18		9	25	11	37	13.8	131 44 1	33 54 1	0	4.9	0.259
19		10	15	0	8	57.2	131 46 3	31 41 2	0	5.4	0.281
20		12	7	9	5	12.1	135 21 1	33 39 1	20	4.7	0.245
21	1963	1	9	0	14	17.6	134 43 1	33 34 2	20	4.4	0.250
22		1	9	0	46	44.2	130 32 2	31 11 2	160		0.255
23		3	27	15	49	21.6	135 47 1	35 47 1	20	5.3	0.310
24		3	28	1	13	14.0	135 47 1	35 44 1	0	5.2	0.263
25		3	31	21	26	5.3	132 24 1	35 08 1	20	5.1	0.244
26		4	1	0	2	17.9	132 26 1	35 06 1	0	5.0	0.275
27		7	30	17	27	50.7	134 59 1	33 50 1	20	5.2	0.356
28		8	17	20	12	40.9	131 03 4	30 24 2	80		undetermined
29	1964	4	12	21	14	51.1	132 06 1	33 30 1	80		0.249
30		4	19	4	48	16.2	134 40 1	34 22 1	20	4.4	0.230
31		4	29	11	11	34.3	129 01 2	32 07 2	20		0.221
32		6	24	21	56	19.1	129 03 2	32 10 2	0	5.2	0.345
33		8	2	20	20	44.5	135 13 1	33 54 1	0	4.4	0.220
34		8	6	11	33	35.7	130 16 4	30 53 2	160		0.262
35		11	9	2	56	25.9	133 22 2	34 07 2	20	5.0	0.288
36		11	14	12	56	6.4	132 07 1	33 26 1	60	5.8	0.254
37		12	24	4	47	59.2	131 14 3	30 14 1	40	5.1	0.242
38	1965	2	26	15	42	53.4	132 44 1	35 16 1	20	5.1	0.230
39		3	6	1	21	47.7	135 57 1	35 30 1	0	4.7	0.257
40		7	20	13	4	4.7	135 07 1	34 38 1	20	4.5	0.222
41		9	22	21	49	41.7	131 58 1	31 52 1	0	5.2	0.266
42		12	8	14	25	12.2	130 36 1	32 33 1	20	4.8	0.301
43	1966	3	10	12	48	40.8	135 44 0	35 10 0	20	4.6	0.250
44		6	29	21	21	56.8	135 24 1	34 47 1	0	4.7	0.249
45		8	9	8	10	16.4	132 42 1	35 07 1	20	4.9	0.241
46		10	4	0	35	51.4	134 03 1	33 56 1	0	4.6	0.225
47		11	12	21	1	41.6	130 16 1	33 04 1	20	5.5	0.278
48		12	5	16	23	4.0	131 49 2	32 20 2	0	5.0	0.254
49	1967	1	3	3	3	10.4	133 19 1	33 30 1	10	4.7	0.309
50		1	11	2	49	32.1	133 48 1	33 52 1	10	4.4	0.264

なる関係から、みかけのポアソン比  $\bar{\sigma}$  を求め、それを Table 1 に併せて示した。

Fig. 1 によれば、KAMITSUKI の述べたような  $T_{S-P} \sim T_P$  関係の特徴、すなわち九州と他の観測点では  $T_{S-P} \sim T_P$  関係の勾配が異なるということは、顕著な現象とは思われない。一個の地震の  $T_{S-P} \sim T_P$  関係において、相異なる地域で、異なる勾配をもつということは、それぞれの地域において、特有の相異なる一様な構造をもつということを意味するが、いろいろな観測事実（地質現象、地震活動、重力異常など）からは考えにくい。

ここでは、線型関係からのずれの大きくない観測点をすべて同等に扱い、最小二乗法によって勾配を決めている。

Fig. 2 には Table 1 に示したみかけのポアソン比を七つのランクにわけて、その震央位置に示した。

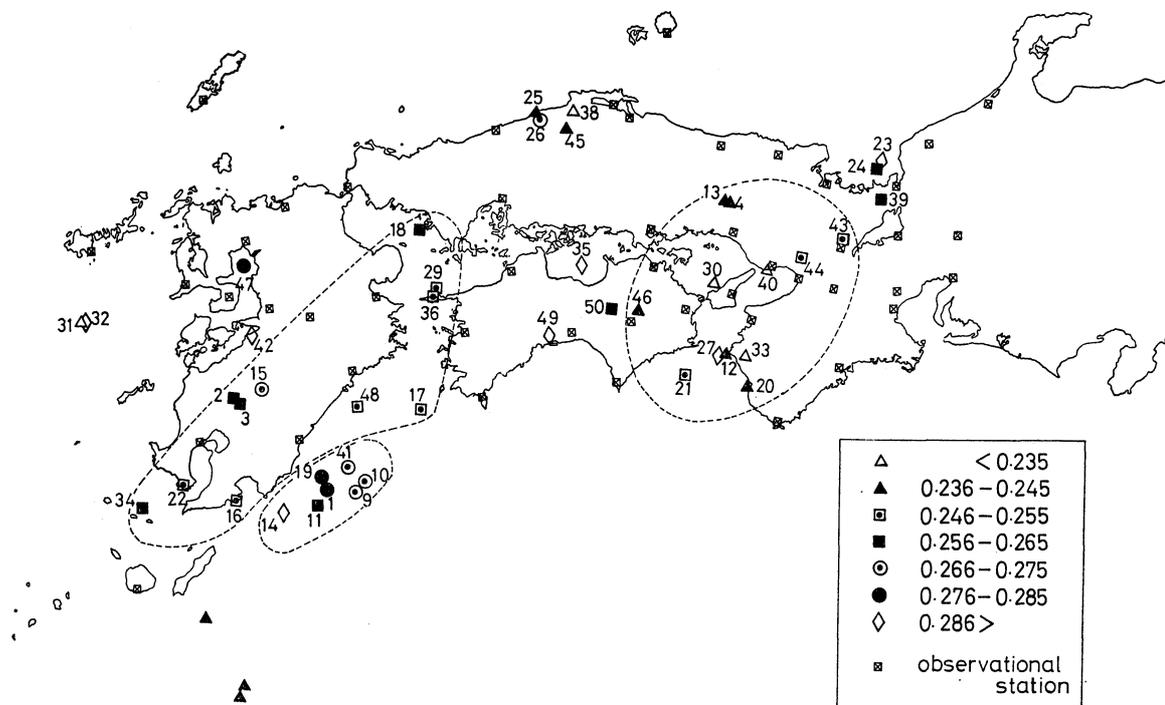


Fig. 2. みかけのポアソン比の地理的分布  $\square$  は解析に用いた観測点を示す。

地震の個数が少ない関係もあって、みかけのポアソン比と深さとの間に何らかの傾向を見出すことは難しい。ここでは一応深さとは独立なものと考えて取扱うことにする。

データの少ないきらいはあるが、 $\bar{\sigma}$  は地理的位置に大きく関係している。

四国東部・近畿地方の地震については、平均して  $\bar{\sigma}=0.224$  と  $0.246$  の二つのグループがあり、豊後水道から九州の中部を通り南部にかかる部分では  $\bar{\sigma}=0.257$ 、日向灘では  $\bar{\sigma}=0.274$  といったところである。

それぞれの地域について特徴的な観測事実は、まず四国東部・近畿地方では重力の正の異常が、日向灘では負の異常があるということである。KANAMORI (1963) によれば、他の地域に比べて前者はモホ面が相対的に浅く、後者は相対的に深くなっている (Fig. 3(a))。

また豊後水道から九州南部にかけての地域は、いわゆる火山帯が通過している部分である。

地殻とマントルでポアソン比が異なる場合には、モホ面が傾斜していると、震源がモホの浅い

ほうにあるか深いほうにあるかによって、 $T_{S-P} \sim T_P$  関係から得られるみかけのポアソン比に違いがあらわれる。

Fig. 3(b) のような構造を考え、震源を地表に仮定する。モホ面の傾斜角を  $\theta$ 、震源直下の地殻の厚さを  $H$ 、第一層（地殻）の地震波速度を  $V_1$ 、第二層（マントル）のを  $V_2$  とする。ただし、 $\theta$  は水平面から下向きにはかるものとする。

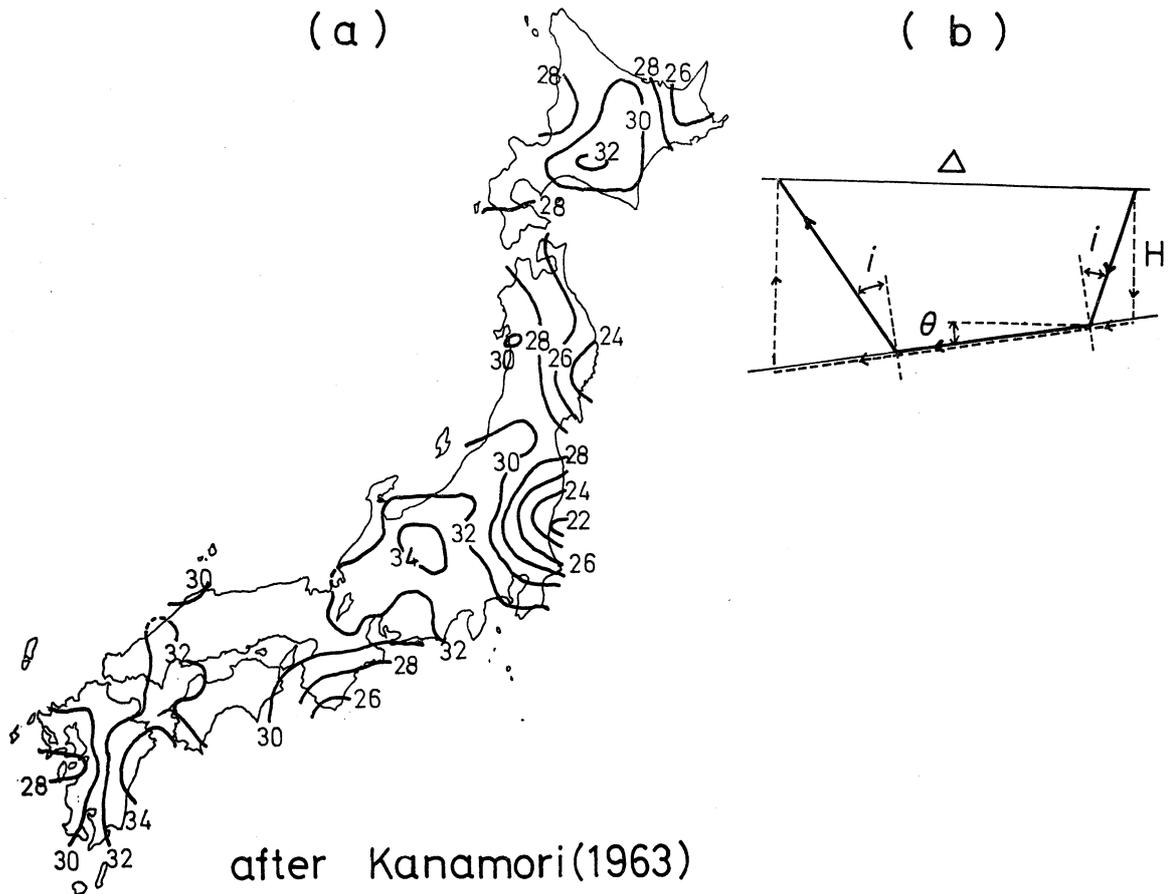


Fig. 3. (a) 地殻の厚さ, (b) 傾斜層

震央距離を  $\Delta$ 、走時を  $T$  とすると、Fig. 3 から

$$T = \frac{\Delta}{V_2 \cos \theta} + \frac{2H + \Delta \tan \theta}{V_1} + \frac{1}{V_1} \left( \frac{\cos \theta}{\cos i} - 1 \right) (2H + \Delta \tan \theta) - \frac{1}{V_2 \cos i} \left\{ H \sin(i - \theta) + (H + \Delta \tan \theta) \sin(i + \theta) \right\} \quad (3)$$

ただし

$$\sin i = V_1 / V_2 \quad (4)$$

(3) を  $\Delta$  と  $H$  について整理すると

$$T = \Delta \left\{ \frac{1}{V_2 \cos \theta} + \frac{\sin \theta}{V_1 \cos i} - \frac{\tan \theta}{V_2 \cos i} \sin(i + \theta) \right\} + 2H \left\{ \frac{\cos \theta}{V_1 \cos i} - \frac{\sin i \cos \theta}{V_2 \cos i} \right\}$$

(4) を用いると

$$T = \frac{\Delta}{V_1} \sin(i + \theta) + \frac{2H}{V_1} \cos \theta \cos i \quad (5)$$

P 波に関する量に suffix-P, S 波に関する量に suffix-S をつけて表わし, (5) 式を P および S について連立させ, それらから  $\Delta$  を消去すると

$$T_S = \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \frac{\sin(i_S + \theta)}{\sin(i_P + \theta)} T_P + \frac{2H}{V_{S1}} \frac{\sin(i_P - i_S)}{\sin(i_P + \theta)} \cos^2 \theta \quad (6)$$

対象とする地域全体を, 水平方向には均質な物質でできているとし, ただモホ面が傾いているために  $\bar{\sigma}$  がみかけ上異なると考えてみる。

(6) からただちにわかるように,  $\theta = 0^\circ$  の場合,  $T_S \sim T_P$  の勾配はマンツルのポアソン比そのものを表わす。豊後水道から九州南部にかけの部分がこの地域の平均的なモホを表わしているとして,  $\theta = 0^\circ$  と考え, この  $\bar{\sigma} = 0.257$  でマンツルのポアソン比を表わす。また四国東部・近畿地方の  $\bar{\sigma} = 0.224$  は, 地殻のみを通過してきた波についてのものと仮定して, この値で地殻のポアソン比を表わす。少なくとも震央距離 150km 以上では, それぞれの波の初動として現われる部分はモホに沿って伝播した波であるが, 地殻中でおこった地震では地殻中を伝わる波の方がエネルギーを多く運ぶ場合と考えられるので, この仮定はそう大きく間違っているものでもない。またこの値は YOSHIYAMA (1957) の報告と一致している。

おおよその大きさをみつもう。角田 (1968) により  $V_{S1} = 3.60 \text{ km/sec}$ ,  $V_{S2} = 4.483 \text{ km/sec}$  と仮定すると  $\sigma_1 = 0.224$ ,  $\sigma_2 = 0.257$  であるから  $V_{P1} = 6.037 \text{ km/sec}$ ,  $V_{P2} = 7.841 \text{ km/sec}$ ,  $i_P = 50^\circ 21'$ ,  $i_S = 53^\circ 25'$  となる。このとき,

$\theta = 10^\circ$ , $\bar{\sigma} = 0.247$ ;	$\theta = -2^\circ$ , $\bar{\sigma} = 0.260$
8° 0.249	-4° 0.262
6° 0.251	-6° 0.264
4° 0.253	-8° 0.267
2° 0.255	-10° 0.270
0° 0.257	

震源をモホ面においても  $\bar{\sigma}$  は同じである。

KANAMORI (1063) によれば, 四国東部・近畿地方では大きくみてもせいぜい  $\theta \approx +6^\circ$ , 日向灘では  $\theta \approx -6^\circ$  である。速度の値は, そう大きくは変わらず, またポアソン比のコントラストをそう大きく変えることも出来ないから, Fig. 2 の三カ所に現われたみかけポアソン比分布の特徴をモホ面の傾きのみで説明するためには,  $10^\circ$  以上の傾斜が必要であり, これは観測事実には合わないと思われる。従ってみかけポアソン比の分布は, それぞれの地域でポアソン比に違いのあることを示しているものと考えられる。

みかけポアソン比は, 震源域を含めて観測点までの経路における状態を反映する量であるが, 震源域を含む一定領域内で一定値をとるということは, その領域の状態を特に抽出しているものとみることができる。

ポアソン比が大きいということは, P 波の速度に比べて, S 波の速度が小さいということの意味するが,  $\bar{\sigma} = 0.257$  という値の領域がいわゆる火山帯に沿う分布を示していること, また比較的規模の大きな地震がしばしば起り, 水上 (1968) によって霧島火山帯との関係が指摘されてい

る日向灘で $\bar{\sigma}$ が大きいということは、その構造を考えるうえで注目すべきことである。

#### §4. S-P 継続時間の偏り

みかけポアソン比の地理的分布があきらかになると、それを用いて平均的關係からのずれを問題にする可能性がうまれてくる。

S-P 継続時間は、S 波到達時のよみとり大きな誤差を伴いやすいからその取扱いには注意を要する。実体波解析の場合には、個々の観測点に現われた偶然誤差を出来るだけ小さくするために、走時の重ね合わせという方法がしばしば用いられる。S-P 継続時間についても、一定の地域において同じ  $T_{S-P} \sim T_P$  関係が成り立つならば、やはり重ね合わせの方法は有効であるはずである。

このような観点にたつて、平均的關係からのずれがあまり大きくない観測点を選び、

$$\delta T_{S-P} = [T_{S-P}]_{\text{obs}} - [T_{S-P}]_{\text{cal}}$$

を求める。誤差をできるだけ小さくするために、その最大値と最小値を除いてその算術平均をとる。ここで選んだ 0.5 sec という値は別に根拠のある数値ではなく、数多くの平均をとれば、このくらいの範囲に落ち着くのではないかと期待して選んだものであるが、もちろん、個々の読みとり誤差はこれよりも大きく 1 sec 以上もあることは承知の上である。

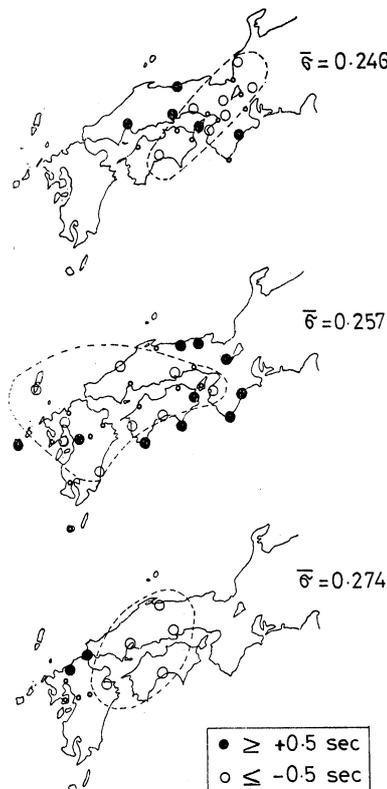


Fig. 4. S-P 継続時間の偏りの地理的分布 (a) 四国東部、近畿地方の地震について、(b) 豊後水道から九州南部にかけての地震について、(c) 日向灘の地震について。小さな白丸は  $|\delta T_{S-P}| < 0.5 \text{ sec}$  の観測点。

$|\overline{\delta T_{S-P}}| > 0.5$  の観測点は、三つの場合についてそれぞれ系統的分布をしているように思われる。三つの場合について重なり合う観測点が少ないということはあるが、三つの場合について共通なのは高知のみであり、また二つの場合に共通な和歌山・鳥取・尾鷲を除いては、どこで地震が起こるかによって、 $\overline{\delta T_{S-P}}$  の値は変わるようである。従って、これを観測点近傍の情報を表わすものとして使うことは難かしいであろう。誤差の検討もないために、Fig. 4 に現われた分布様式から、その意味づけをするまでにはいたらないが、実体波解析の場合に  $\overline{\delta T_{S-P}}$  を検討することは今後必要になるであろう。

## §5. お わ り に

KAMITSUKI (1959) と観点を変えて、S-P を取扱ったが、その結果は、KAMITSUKI の場合の異常域を幾分、詳細にみたということになった。データ数が少なく、また P および S 波の到達時刻は地震月報の報告を使っているために、みかけポアソン比の値そのものはかなりの誤差を含んでいることが予想されるが、その分布様式には大きな違いはないと思われる。

ここに現われたみかけポアソン比を有意義なものと考えて若干の検討を加えてみよう。

まずポアソン比について考えてみる。ポアソン比は温度には敏感であるが圧力には鈍感である。岩石についてポアソン比の求められたものは多くはないが、CLARK (1966) によれば、地殻構成物質の一つとして考えられる granite は 0.228~0.253, マントル構成物質に関連あると考えられる dunite は 0.255~0.265, eclogite は 0.257 (いずれも圧力 10 kb での値) である。従って §3 で考えたモデルは物質的にも考えうるものである。

みかけポアソン比の違いをモホ面の傾きで説明できるのは  $0.001 \text{ deg}^{-1}$  である。四国東部・近畿地方の傾きが  $6^\circ$ , 日向灘の傾きが  $-6^\circ$  と考えても、豊後水道から九州南部にかけての地域を標準にとるとまだ 0.01 程度の量が説明出来ない。そこで物質は同じであるが、マントルの温度が違ふと考えてみる。下鶴 (1962) によればポアソン比の温度による変化は

$$\partial\sigma/\partial\xi = 5 \times 10^{-3} \quad \text{但し} \quad 10^{-1}\xi = T/T_m,$$

$T_m$  は融解点である。これが適用できると考えて、 $T_m \approx 1600^\circ\text{C}$  とし、モホ面の傾きを考慮すると、四国東部・近畿地方について、残りは 0.005, 日向灘については 0.011 であるから、残りすべてを温度効果によるものとすれば、四国東部・近畿地方は、標準とした豊後水道から九州南部にかけての地域より約  $150^\circ\text{C}$  低く、日向灘は約  $300^\circ\text{C}$  高くなる。上田 (1967) によれば、これら三カ所の地域はともに地殻熱流量 2.0 HFU の同一 contour の中に含まれている。もちろん熱伝導のみを考える限りでは、現在のマントル上部の温度を地表で観測することは出来ないから、これはこの結果の当否の判断の材料にはならない。標準地域での Moho 面での温度を約  $600^\circ\text{C}$  としても、いずれの地域も十分融解点よりは低い温度の中におさまる。標準を四国東部・近畿地方にとっても結論は同じである。

ところで、四国東部・近畿地方には、現在、表面には火山現象はみられず、マントル内で起こる地震もほとんどない地域であるが、豊後水道から九州南部にかけての地域は、火山現象の顕著な地域である。そこで標準を四国東部・近畿地方にとり、その他の地域では、マントル内に地震波の波長よりは小さな "magma pocket" が点在するためにポアソン比が大きくなっていると仮定して、その割合を推定してみよう。

南雲 (1968) により

$$\bar{V}_P = \sqrt{f(\bar{\sigma}) \frac{\bar{K}}{\bar{\rho}}}, \quad \widehat{V}_P = \sqrt{f(\hat{\sigma}) \frac{\widehat{K}}{\hat{\rho}}}, \quad \widetilde{V} = \sqrt{f(\tilde{\sigma}) \frac{K}{\tilde{\rho}}}. \quad (7)$$

但し

$$f(\sigma) = \frac{3(1-\sigma)}{1+\sigma}.$$

$$\bar{\rho} = (1-n)\hat{\rho} + n\tilde{\rho}, \quad \frac{1}{\bar{K}} = (1-n)\frac{1}{\widehat{K}} + n\frac{1}{\widetilde{K}}. \quad (8)$$

ここで $\bar{\quad}$ は媒質全体について、 $\sim$ はマントル物質の溶融体について、 $\widehat{\quad}$ は固態のマントル物質についての量を表わし、 $V_P, \rho, K, \sigma$ はそれぞれP波速度、密度、体積弾性率、ポアソン比を表わし、 $n$ は porosity を表わすものとする。

マントル物質について、P波速度を7.8~8.0km/sec、密度を3.3gr/cm<sup>3</sup>、ポアソン比を0.252とし、これが融けたときにP波速度は2.0~4.0km/sec(村瀬(1965))、密度の減少は0.1gr/cm<sup>3</sup>(下鶴(1968)中のDANEの実験結果より推定)になるものとする。九州付近で起こった地震について水平構造を仮定してP波速度を求めると7.6~7.7km/sec(角田(1965))であるから、(7)、(8)を整理して

$$\begin{aligned} n^2 \left\{ \left(1 - \frac{\tilde{\rho}}{\hat{\rho}}\right) \frac{f(\hat{\sigma})}{\widehat{V}_P^2} + \left(1 - \frac{\hat{\rho}}{\tilde{\rho}}\right) \frac{f(\tilde{\sigma})}{\widetilde{V}^2} \right\} \\ - n \left\{ \left(2 - \frac{\tilde{\rho}}{\hat{\rho}}\right) \frac{f(\hat{\sigma})}{\widehat{V}_P^2} - \frac{\hat{\rho}}{\tilde{\rho}} \frac{f(\tilde{\sigma})}{\widetilde{V}^2} \right\} + \left\{ \frac{f(\hat{\sigma})}{\widehat{V}_P^2} - \frac{f(\tilde{\sigma})}{\widetilde{V}^2} \right\} = 0 \end{aligned} \quad (9)$$

の形にし、これらの値を代入して $n$ を求めると、約8%以下ということになる。

ポアソン比は物質が同じものであっても、場所によってかなり異なるから、ここに現われた地域差の原因を規定することは難かしいが、とにかく四国東部・近畿地方、豊後水道から九州南部にかけての地域、日向灘では、物質そのものに違いがあるか、マントルの温度に違いがあるか、それとも、“magma pocket”の存在量に違いがあるか、あるいはその組合わせなどによって違いがあるか、そのいずれかの状態にあると考えられる。

謝辞 計算は電子計算機室のOKITAC 5090Cによった。関係者各位に感謝する。

#### 文 献

- CLARK, Jr., S. P., 1966, Handbook of Physical Constants-Revised Edition, Geol. Soc. Amer. Mem. 97, 1966.  
 角田 寿喜 1965, マントル低速度層, 昭和40年度北大地球物理教室修士論文発表会.  
 角田 寿喜 1968, マントル上部の構造—低速度層を中心に—, 昭和43年度春季地震学会講演.  
 KAMITSUKI, A., 1959, On Local Character of Poisson's Ratio in the Earth's Crust, Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. A, 29, 163-185.  
 KANAMORI, H., 1963, Study on the Crust-Mantle Structure in Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., 41, 743-818.  
 水 上 武 1968, えびの地震に関する調査概要, 宮崎県.  
 村 瀬 勉 1965, マグマと火山物性, 火山, 第2集, 10, 153-158.  
 南雲昭三郎 1968, 岩石の物性, 地震・火山・岩石物性, 共立出版, 273-349.  
 下鶴 大輔 1968, 高温下における岩石の弾性, 火山, 第2集, 7, 45-60.

下鶴 大輔 1968, 火山の物理, 地震・火山・岩石物性, 共立出版, 213-272.

上田 誠也 1967, 地殻熱流量について, 火山, 第2集, 12, 41-59.

YOSHIYAMA, R., 1957, The Ratio of the Velocity of P and S Waves, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 627-640.