



Title	フィジー諸島深発地震によって発生したP' P' 先駆波のアレイ解析
Author(s)	中西, 一郎
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 49, 1-10
Issue Date	1987-03-30
DOI	10.14943/gbhu.49.1
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14153
Type	bulletin (article)
File Information	49_p1-10.pdf



[Instructions for use](#)

フィーダー諸島深発地震によって発生した P'P' 先駆波のアレイ解析

中西 一郎

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和 61 年 11 月 25 日受理)

An Array Processing of Precursors to P'P' Phases from a Deep Earthquake in the Fiji Islands

By Ichiro NAKANISHI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received November 25, 1986)

A beam-forming technique for measuring slowness and azimuth is applied to P'P' phases and the precursors recorded by a seismic array in Hokkaido region, Japan from the deep Fiji islands earthquake of May 26, 1986. The precursors arrive about 150 sec before the onset of the P'P' phases and have been interpreted as an underside reflection from the upper mantle 650 km discontinuity beneath an area close to the Mid-Atlantic ridge. There exist large lateral velocity variations within the array and it is prerequisite to correct for these variations in the array processing. P-wave travel time residuals are measured for 35 events in the teleseismic distance range and an average P residue (station anomaly) is obtained for each array station. The amplitude of the residual variations with the array is about 1.2 sec. This value is comparable to a half of predominant period of the precursor. Thus it may be essential to correct for the station anomaly in the processing of the precursor recorded by the Hokkaido array. The station anomaly exhibits significant geographical variation. The western side of the Hidaka mountain range shows a positive anomaly, the Pacific side of the Kurile arc part of Hokkaido a negative anomaly, and the Japan Sea side a positive anomaly. The beam-forming of P'P' and the precursors results in a slowness value of 3.4 sec/deg and 2.8 sec/deg respectively. The obtained incidence azimuths of both phases are shown to be in agreement with the direction of the great-circle connecting the array center and the earthquake epicenter. The slowness and azimuth measurements are consistent with the underside reflection hypothesis of the precursors. A comparison between the slowness-azimuth diagrams obtained with and without the correction for the station anomaly suggests that the measurements without the correction must be seriously distorted by the velocity heterogeneity within the array.

I. 序 論

大規模アレイによって地震波の $dT/d\Delta$ (以下 slowness p と呼ぶ) を直接測定すれば地球内部の地震速度構造に関する重要な情報が得られる。NIAZI and ANDERSON (1965), 続いて JOHNSON (1967) は衆国アリゾナ州の TFSO (Tonto Forest Seismological Observatory) アレイを用いて P 波の slowness を直接測定し、上部マントルの深さ 400 km と 650 km に速度不連続が存在することを示した。

アレイ観測によって得られた波形データに beam-forming 処理をすることによって slowness ばかりでなく入射方向 ϕ も直接測定することができる。HUSEBYE et al. (1976) は NORSAR (Norwegian Seism

Array) で観測された PKIKP の先駆波にこの処理を行い、得られた (p, ϕ) ダイアグラムが外核と内核の間の遷移層からの反射 (BOLT, 1964) ではなくマントル-核境界での PKP caustic の散乱 (HADDON, 1972; CLEARY and HADDON, 1972) によって説明されることを示した。

この論文の目的は、P'P' (=PKPPKP) の先駆波 (先駆時間約 150 sec) の (p, ϕ) ダイアグラムを求め、この先駆波の解釈に役立つデータを得ることである。これまでこの波の解釈として上部マントル 650 km 不連続からの P'P' の反射 (ENGDahl and FLINN, 1969; WHITCOMB and ANDERSON, 1970; ADAMS, 1971; FUKAO, 1977) と P3KP のマントル-核境界での散乱 (CLEARY, 1981; MUIRHEAD, 1985) の 2 仮説が提案されている。それぞれの仮説について震央距離 70° で $p=2.9$ sec/deg と $p=1.6$ sec/deg が推定される。フィジー諸島の深発地震によって発生した P'P' の先駆波を北海道地方の地震観測網で観測し、これに beam-forming 処理をすることによって $p=2.8$ sec/deg が得られた。この値は反射仮説を支持する。

II. 1986 年 5 月 26 日フィジー深発地震による P'P' の先駆波

NAKANISHI (1986) はこの地震の約 35 分 40 秒後に北海道大学地震予知観測地域センターの地震観測網が P'P' の先駆波を北海道全域で記録し、この波の走時は P'P' (先駆波の約 150 sec 後) の赤道大西洋中央海嶺下の深さ 660 km での下面反射として説明できることを示した。彼は先駆波の slowness として 2.90 sec/deg を得た。このフィジー深発地震による P'P' の先駆波は北大観測網だけではなく、日本国内の世界標準地震計観測所 (MAT, SHK) (NAKANISHI, 1986) および東北地方、関東地方、中部地方 (NAKANISHI, 準備中) でも記録され、北海道、東北、中部地方ではデジタル波形記録が得られた。

PDE (Preliminary Determination of Epicenters) によるとこの地震の震源パラメータは：発震時 (GMT) 1986 年 5 月 26 日 19 時 6 分 17.5 秒、緯度 20.069° S、経度 178.723° E、深さ 553 km、mb 6.8。

この論文では北海道地方で得られた記録を解析した結果を報告する。Fig. 1 は記録の得られた観測所の地理的位置を示している。Fig. 2(a) は得られた短周期上下動記録である。サンプリング間隔は 46.15 Hz、帯域が 0.5–4.0 sec のバンドパスフィルターをかけた。また各記録とも最大値に規格化してある。各記録の最後の部分に大振幅の P'P'、その前約 150 sec のところに微弱だが明瞭な先駆波がみえる。NAKANISHI (1986) が読み取った時刻を黒丸で示す。Fig. 2(b) は帯域が 2.0–3.0 sec のバンドパスフィルターをかけたものである。この帯域は先駆波の卓越周期に対応する。以下の beam-forming 処理ではこの波形を用いる。

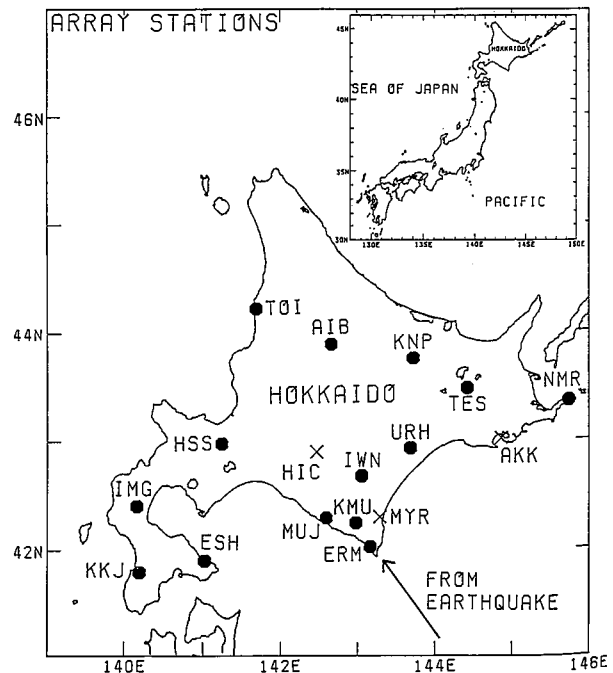
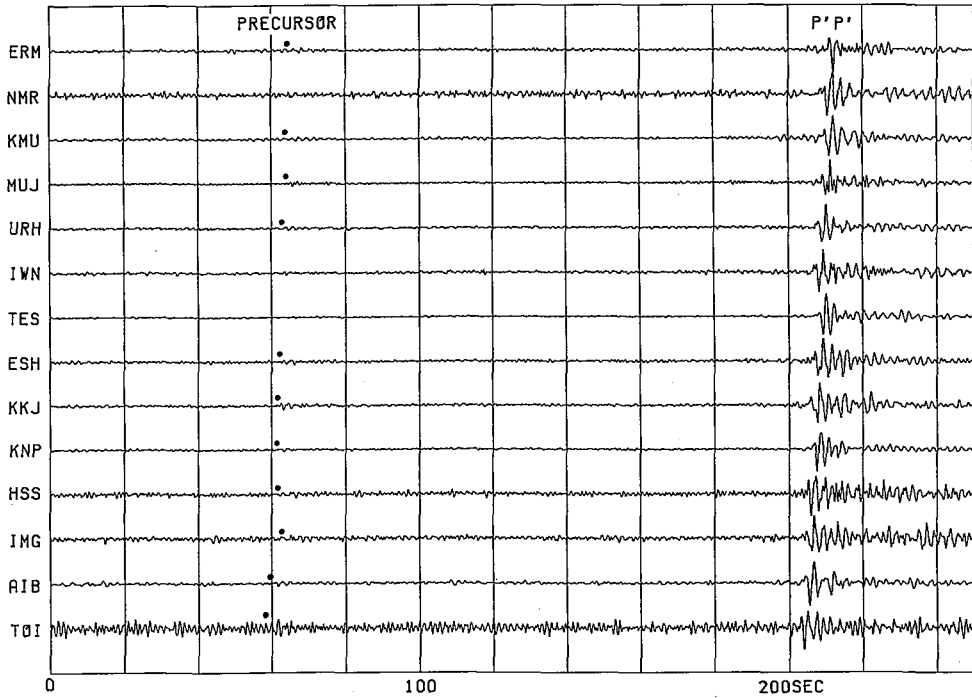
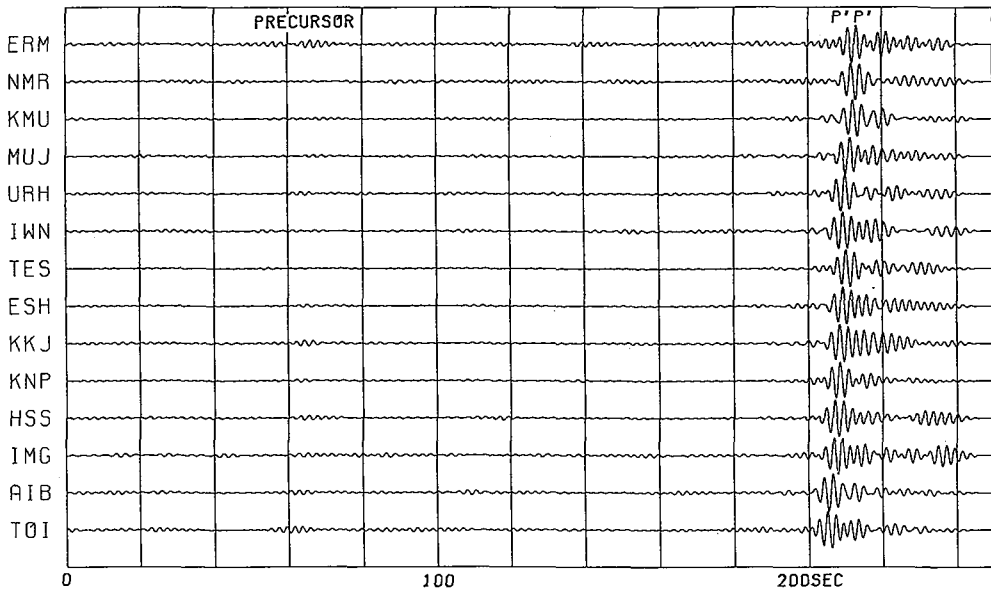


Fig. 1. Locations of stations. The closed circles indicate the stations where the data were available for both the beam-forming and P-wave travel time measurements.



(a)



(b)

Fig. 2. Short-period vertical component seismograms. The seismograms are ordered so that the epicentral distances increase down the figure. (a) The seismograms are band-pass filtered with a pass-band of 0.5–4.0sec. The dots indicate the onset times read by NAKANISHI (1986). (b) The seismograms are band-pass filtered with a pass-band of 2.0–3.0sec. This set of seismograms is used in the beam-forming analysis of Fig. 5 to 8.

III. アレイ内での遠地地震 P 波走時残差分布

アレイ内に地震波速度の地域性がある場合、各観測点の走時残差を補正する必要がある。本研究で調べている P'P' 先駆波の卓越周期は 2-3 sec なので、アレイ内の走時残差の幅が 1 sec 程度になると、beam-forming の結果に大きく影響を与えると思われる。走時の観測点補正を得るために同一アレイを用いて遠地地震の P 波走時残差を調べた。

Fig. 3 は用いた遠地地震の震央を示したアレイの重心 (北緯 42.85°, 東経 142.58°) を中心にした等距方位図である。P 波初動の立ち上がりの明瞭な地震のみを選んだ。地震数は 35。震源パラメータとして PDE (Preliminary Determination of Epicenters) に載っているものを用いた (Table. 1)。

観測走時に高度補正と楕円補正 (DZIEWONSKI and GILBERT, 1976) を行った。基準走時として JEFFREYS-BULLEN (1940) のものを用いた。補正を行った観測走時 t_{ij} と JB 走時 t_c の差 δt_{ij} (i は地震, j は観測点を示す) は震源パラメータの誤差と震源からアレイ直下のマントルまでのパスの速度構造不均質の影響を含んでいるのでアレイ内観測点間の相対走時残差 τ_{ij} を計算した:

$$\tau_{ij} = \delta t_{ij} - \sum_{j=1}^{N_i} \delta t_{ij} / N_i \quad (1)$$

ここで N_i は地震 i に対する観測点数を示す。 τ_{ij} を観測点毎に平均して、観測点異常 c_j を求めた:

$$c_j = \sum_{i=1}^{M_j} \tau_{ij} / M_j \quad (2)$$

ここで M_j は観測点 j で観測した地震数。

Table. 2 と Fig. 4 に (2) 式で計算した c_j を示す。観測点異常は最も早い -0.64 sec (NMR) から最も遅い 0.54 sec (TOI) の間に分布する。観測点異常の幅 1.2 sec は P'P' 先駆波の半周期に相当する。Fig. 4 から明らかなように P 波走時観測点異常は明瞭な地理的分布を示す。日高地方西部を除く太平洋側 (NMR, AKK, TES, URH, IWN) は負、日高地方西部 (ERM, KMU, MUJ, HIC) は正、日本海側 (KNP, AIB, TOI, IMG) は正の走時残差を示す。この走時残差とアレイ直下の地殻・上部マントル P 波速度構

LAT = 42.85
LON = 142.58
DIST = 100.0
DDIST = 30.0

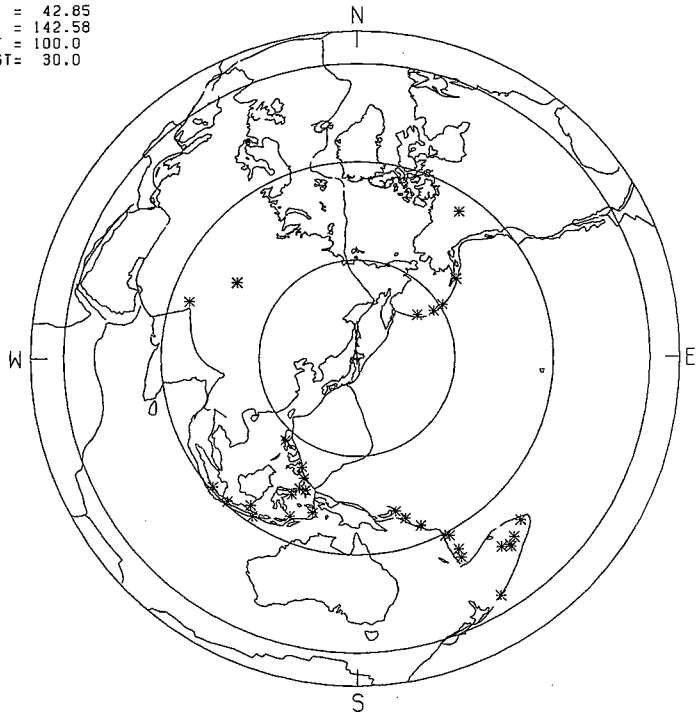


Fig. 3. Map showing epicenters of teleseismic events. Equi-distance azimuthal projection is used. The map center is the array center (42.85°, 142.58°). The concentric circles correspond to the epicentral distances of 30°, 60°, 90°, and 100° from the center to the outside.

Table 1. List of earthquakes used for P-wave travel time measurements.

No.	Date			Time			Latitude (deg)	Longitude (deg)	Depth (km)	m_b	Region
	(y)	(m)	(d)	(h)	(m)	(s)					
1	1985	4	13	1	6	0.1	9.245S	114.185E	99	6.2	Bali Is.
2	1985	4	13	3	0	6.7	1.622N	126.411E	51	6.4	Molucca Pas.
3	1985	4	21	13	53	0.7	5.181S	130.443E	79	5.9	Banda Sea
4	1985	4	23	16	15	12.0	15.344N	120.610E	188	6.3	Luzon
5	1985	4	27	10	11	42.6	21.032S	176.820W	260	5.8	Fiji Is.
6	1985	5	24	22	4	43.4	51.422N	178.430W	34	5.8	Andreanof Is.
7	1985	6	3	12	6	21.1	15.289S	173.516W	33	6.2	Tonga Is.
8	1985	6	4	3	56	27.0	4.873N	127.481E	94	6.0	Talaud Is.
9	1985	6	5	23	4	55.5	4.646S	153.173E	68	5.6	New Ireland
10	1985	6	12	8	49	10.9	4.103S	102.581E	81	5.3	S. Sumatera
11	1985	6	15	0	57	0.7	49.889N	78.881E	0	6.0	E. Kazakh
12	1985	6	30	2	39	2.7	49.861N	78.696E	0	6.0	E. Kazakh
13	1985	7	1	7	49	29.4	8.272N	126.516E	78	5.5	Mindanao
14	1985	7	29	7	54	44.0	36.190N	70.896E	99	6.6	Hindu Kush
15	1985	7	31	7	37	54.6	52.404N	173.487E	46	5.7	Aleutian Is.
16	1985	8	8	16	18	2.6	6.102S	113.491E	592	5.7	Java
17	1985	8	8	16	29	57.9	6.097S	113.441E	596	5.6	Java
18	1985	8	28	20	50	48.3	21.011S	178.981W	625	6.1	Fiji Is.
19	1985	9	3	23	32	47.5	1.409N	128.153E	114	5.7	Halmahera
20	1985	9	15	11	25	4.3	19.216S	175.576W	247	5.7	Tonga Is.
21	1985	9	26	7	27	51.1	34.693S	178.656W	52	6.3	S. of Kermadec Is.
22	1985	9	27	3	39	8.5	9.829S	159.854E	32	6.2	Solomon Is.
23	1985	10	5	15	24	2.2	62.237N	124.266W	10	6.5	N. W. Canada
24	1985	10	9	1	15	4.6	6.791S	107.082E	154	5.9	Java
25	1985	10	9	9	33	32.4	54.765N	159.613W	30	6.2	S. of Alaska
26	1985	10	12	2	12	57.9	21.656S	176.382W	155	5.9	Fiji Is.
27	1985	10	25	18	12	19.5	7.077S	124.284E	596	5.9	Banda Sea
28	1985	10	26	15	59	36.0	54.838N	159.534W	33	5.6	S. of Alaska
29	1985	11	28	2	25	42.3	14.043S	166.240E	33	6.0	Vanuatu Is.
30	1986	1	15	20	17	31.4	21.369S	170.327E	146	6.0	Loyalty Is.
31	1986	1	18	1	59	1.6	51.553N	173.109W	33	5.8	Andreanof Is.
32	1986	1	22	14	57	13.0	0.467S	124.366E	59	5.7	Molucca Sea
33	1986	2	13	19	8	20.5	14.227S	167.315E	206	5.7	Vanuatu Is.
34	1986	3	5	15	47	6.8	18.813S	169.605E	287	5.6	Vanuatu Is.
35	1986	3	6	12	31	24.0	7.000S	155.781E	72	5.9	Solomon Is.

Table 2. Average P-wave travel time residuals for the seventeen Hokkaido array stations.

Station	No. Obs.	Residual (sec)	Error (sec)
AKK	15	-0.41	0.42
IWN	35	-0.33	0.40
MYR	35	0.06	0.40
ERM	34	0.46	0.63
KMU	35	0.15	0.37
HIC	22	0.25	0.28
HSS	34	-0.13	0.39
ESH	35	-0.37	0.22
KNP	33	0.10	0.36
AIB	32	0.31	0.31
TOI	20	0.54	0.38
URH	35	-0.19	0.32
NMR	11	-0.64	0.40
MUJ	35	0.26	0.39
TES	34	-0.28	0.34
IMG	35	0.04	0.29
KKJ	34	-0.13	0.30

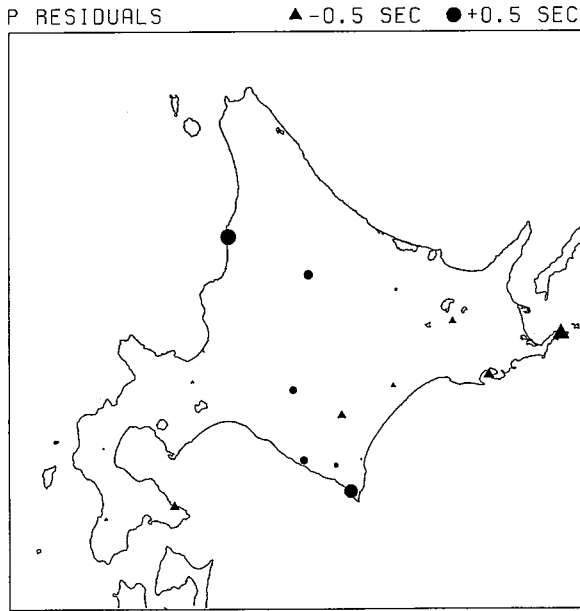


Fig. 4. P-wave station anomalies. The size of the symbols is proportional to the anomalies according to the scale indicated.

どの観測点でも同じPを仮定する。このとき観測点jでの波の到達時刻 t_j は次のように表せる：

$$t_j = t_0 - p\delta\Delta_j + c_j + h_j \quad (3)$$

ここで t_0 はある基準点での到着時刻、 $\delta\Delta_j$ は基準点と観測点jとの震央距離の差、 c_j は観測点異常、 h_j は観測点の高度による到着時刻の遅れである。もし仮定したP、 ϕ が正しく c_j 、 h_j が正しく補正されれば、相対的に $t_j - t_0$ だけ時間をずらせばすべての観測点で同時に波が到着する。従ってこのずらした全観測点の地震波形を重合すれば振幅が大きくなるはずである。一方観測点間で相関のないノイズは互いに打ち消す可能性が大きい。しかし、もし仮定したP、 ϕ が間違っていれば重合すると互いに打ち消すことも起こり、正しい場合に比較して振幅が小さくなる。結局ある範囲内で p 、 ϕ を変化させ重合後の振幅を(p 、 ϕ)平面に表示し、その振幅が最も大きくなる(p 、 ϕ)を探すことによってアレイに入ってくる波の(p 、 ϕ)を測定することができる。この二次元表示を以後(p 、 ϕ)ダイアグラムと呼ぶ。重合した波形に一定幅の窓を掛けこの間で振幅のrmsを計算、これを(p 、 ϕ)平面に表示した。

Fig. 5はこのようにして求めたP'P'先駆波のビーム振幅のrmsである。この測定には次のようなパラメータを用いた。Pは0 sec/degから6 sec/degまで0.1 sec/deg間隔、 ϕ は地震とアレイの重心を結ぶ大円の方位を中心として -24° から 24° まで 2° 間隔。先駆波を中心とする長さ30 secの時系列にbeam-formingを行い、それに3 secの窓を掛け3 secごとのrmsを計算しrmsが最大になるビームを持つ窓の(p 、 ϕ)ダイアグラムをFig. 5に示してある。この図から先駆波の入射方向は地震とアレイの重心を結ぶ大円に沿っていることがわかる。また $P = 2.8$ sec/degが得られた。

Fig. 6は同様にして求めたP'P'のビーム振幅のrmsである。この場合にも入射方向が大円の方向に沿っている。slownessとして $P = 3.4$ sec/degを得た。

造との関係については別のところで議論する予定である。

IV. ビームフォーミングによるスローネスと方位の決定

この方法はこれまでLASA (Large Aperture Seismic Array) やNORSARなどの大規模アレイを用いた地球内部構造の研究に用いられてきた。KING et al. (1976)はPP, PKIKP, P'P'の先駆波に関する研究を総括している。AKI and RICHARDS (1980)はbeam-formingを含めアレイデータの解析方法について詳しく説明している。

本研究ではbeam-formingと呼ばれる簡単な方法を用いた。波はどちらの方位からどんなslownessでくるかは未知である。ここで方位 ϕ の方向からslowness p でアレイに入ってくるとする。 ϕ はアレイの重心を中心として測る。またアレイ内の

V. 議 論

V-1. アレイ内速度構造異常のビームフォーミングへの影響

前章では遠地震 P 波走時残差から求めた観測点補正 ($-c_j$) と高度補正 ($-h_j$) を用いて beam-forming を行った。このような補正、特に前者なしに beam-forming を行ったらどのような結果が得られるかは興

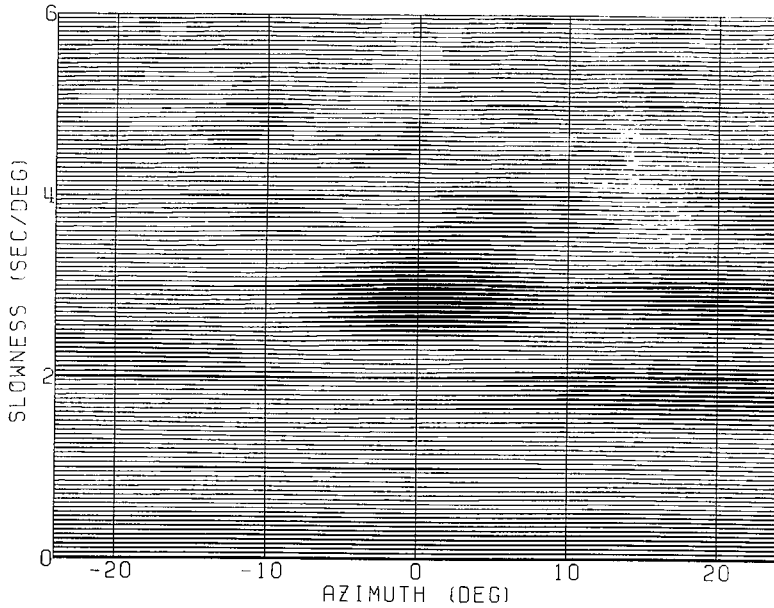


Fig. 5. RMS beam amplitudes for the precursors to P'P' in slowness-azimuth space. The station anomalies are corrected. The zero deg azimuth indicates the diametral azimuth of the epicenter. The amplitude of each horizontal line represents the rms beam amplitude for a slowness value at an interval of 0.05sec/deg. Areas with higher than average amplitude are shaded.

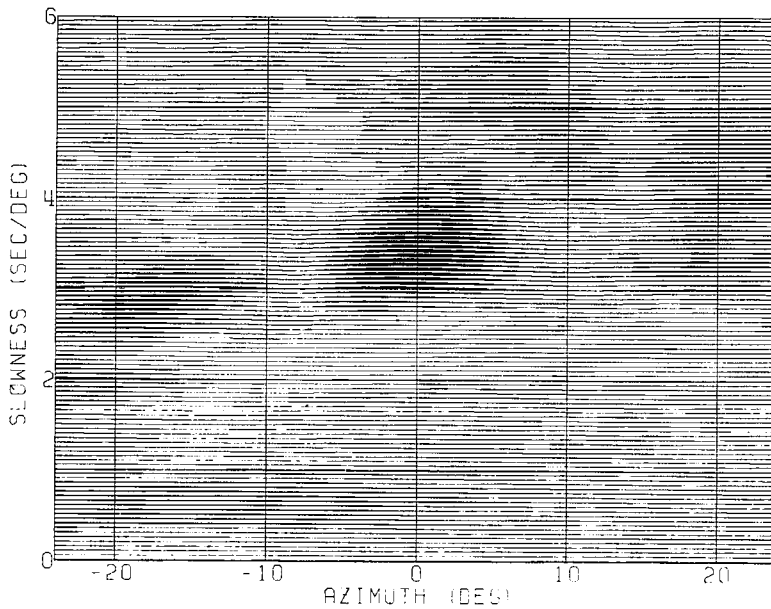


Fig. 6. RMS beam amplitudes for P'P' in slowness-azimuth space. The station anomalies are corrected. Conventions the same as in Fig. 5.

味ある問題である。解析する波の半周期 (1-1.5 sec) と観測点異常の幅 (約 1.2 sec) は同程度なので、速度異常の影響はかなり大きいと予想できる。

Fig. 7・8 は観測点補正なしにそれぞれ P'P'先駆波・P'P'に beam-forming を施して得た (p , ϕ) ダイアグラムである。どちらの場合にもピークが不明瞭になる。P'P'先駆波の場合 (Fig. 7), 方位は大円の方角に求まるが slowness は $p=2.0$ sec/deg と補正をした場合とかなり異なる。P'P'の場合 (Fig. 8), 方位は約 5° ずれ slowness は約 1.0 sec/deg ずれる。従って北海道アレイの場合のようにアレイ内に大きな速度不均質がある場合、その補正をすることは本質的に重要である。今回用いた補正値は P 波の走時異常を全方位について平均したものであり、厳密にはここで解析した P'P'およびその先駆波の走時異常とは異なる。その差はたぶん小さいと思われるがより精度良く beam-forming を行うには PKP の走時異常を調べる必要がある。しかし、現在の世界の地震活動の分布を見ると、本研究で調べた P'P'と同じ方向からアレイに入射する PKP の観測を得ることはかなり困難と思われる。

V-2. P'P'先駆波の成因

方位と slowness の測定結果はしばしば先駆波の成因を明らかにするのに用いられてきた (KING et al., 1975; HUSEBYE et al., 1976; HADDON et al., 1977)。ここでも前章の測定結果を参考にして P'P'先駆波の成因について考えてみよう。

CLEARY (1981) と MUIRHEAD (1985) は先駆時間約 150 sec の P'P'先駆波の走時は P3KP のマントル-核境界での散乱によって説明できるとした。CLEARY (1981) の Fig. 1 によるとこの仮説から計算される slowness は $p=1.6$ sec/deg になる。しかし Fig. 5 から明らかなように本研究で調べた P'P'先駆波の slowness が 2.4 sec/deg 以下になることは考えられない。また散乱によって説明されている PP (KING et al., 1975) や PKIKP (HUSEBYE et al., 1976) の先駆波の場合のような方位の大円からのずれは見られない。Fig. 5 から得られた $p=2.8$ sec/deg は P'P'が上部マントルの 660 km で反射したと仮定して HERRIN (1968) のマントル P 波速度構造と QAMAR (1971) のコア P 波構造 (KOR2) を用いて計算した $p=2.9$ sec/deg と良く一致する。また Fig. 6 から得られた P'P'の $p=3.4$ sec/deg も理論値 $p=3.1$ sec/deg と比

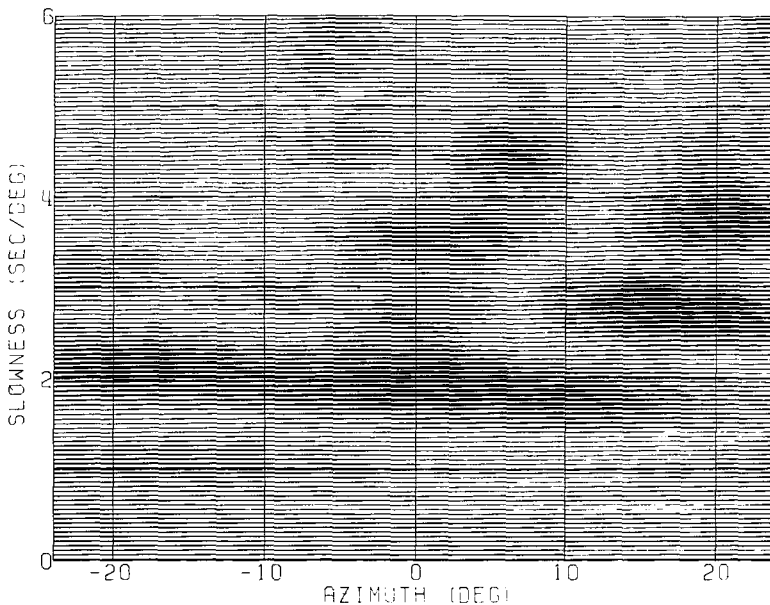


Fig. 7. Beam-forming without the station correction for the precursors to P'P'. Conventions the same as in Fig. 5.

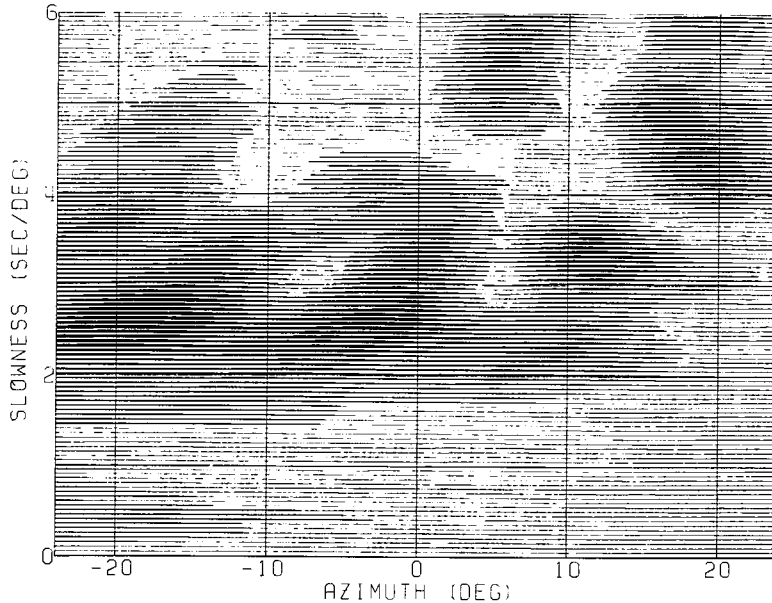


Fig. 8. Beam-forming without the station correction for P'P'. Conventions the same as in Fig. 5.

較的良く合う。同様の結果を HADDON et al. (1977) と HUSEBYE et al. (1977) は南極大陸に反射点をもつ P'P'とその先駆波について NORSAR を用いて得ている。P'P'の slowness の方が理論と観測が食い違うのは反射点付近の地殻・最上部マントルの不均質のためかもしれない。

VI. 結 論

1986年5月のフィジー諸島深発地震による P'P'先駆波を北海道大学地震予知観測地域センターの地震観測網をアレイと見立てて beam-forming 処理を行い次の結果を得た。

- (1) P'P'先駆波はアレイの重心と地震を結ぶ大円に沿って入射し、slowness は $P = 2.8 \text{ sec/deg}$ 、P'P'も大円に沿って入射し、 $P = 3.4 \text{ sec/deg}$ 。
- (2) この $P = 2.8 \text{ sec/deg}$ は P'P'先駆波が P'P'の上部マントル 650 km 不連続での反射という仮説と矛盾しない。

beam-forming の観測点補正を得るために遠地地震 P 波走時異常を調べた。その結果次のことがわかった。

- (3) アレイ内での走時異常の幅は約 1.2 sec。異常は日高地方西部を除く太平洋側で負、日高地方西部で正、日本海側で正。

観測点補正をした beam-forming をそれをしない場合と比較し次のことがわかった。

- (4) 少なくとも北大アレイのような内部に大きな速度異常が存在する場合、観測点補正は beam-forming に不可欠である。

謝辞 横山泉教授が地球内部構造研究に対して関心と理解を示されたことに感謝します。本研究で解析した地震波形データは北海道大学地震予知観測地域センターの好意によって得ることができた。また本谷義信博士の開発した HDDR (ハネウェル高密度磁気テープ記録装置) 用計算機プログラムは有用だった。計算および解析には同センターの NEC MS190 ミニコンピュータと北海道大学大型計算機センターの HITAC M-680H を使用した。

文 献

- ADAMS, R. D., 1971. Reflections from discontinuities beneath Antarctica, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1441–1451.
- AKI, K. and P. G. RICHARDS, 1980. *Quantitative Seismology : Theory and Methods*, Volume II, pp. 559–932, W. H. Freeman, San Francisco, Calif.
- BOLT, B. A., 1964. The velocity of seismic waves near the Earth's center, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54**, 191–208.
- CLEARY, J. R., 1981. Seismic wave scattering on underside reflection at the core-mantle boundary, *Phys. Earth Planet Inter.*, **26**, 266–267.
- CLEARY, J. R. and R. A. W. HADDON, 1972. Seismic wave scattering near the core-mantle boundary : a new interpretation of precursors to PKP, *Nature*, **240**, 549–551.
- DZIEWONSKI, A. M. and F. GILBERT, 1976. The effect of small, aspherical perturbations on travel times and a re-examination of the corrections for ellipticity, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **44**, 7–17.
- ENGD AHL, E. R. and E. A. FLINN, 1969. Seismic waves reflected from discontinuities within Earth's upper mantle, *Science*, **163**, 177–179.
- FUKAO, Y., 1977. Upper mantle P-structure and the 650-km discontinuity, *High Pressure Research*, edited by M. H. Manghni and S. Akimoto, 151–161, Academic Press, New York.
- HADDON, R. A. W., 1972. Corrugations on the mantle-core boundary or transition layers between inner and outer cores? (abstract), *Trans. Am. Geophys. Union*, **53**, 600.
- HADDON, R. A. W., E. S. HUSEBYE, and D. W. KING, 1977. Origins of precursors to P'P', *Phys. Earth Planet. Inter.*, **14**, 41–70.
- HERRIN, E. (chairman), 1968. 1968 seismological tables for P phases, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1193–1241.
- HUSEBYE, E. S., R. A. W. HADDON, and D. W. KING, 1977. Precursors to P'P' and upper mantle discontinuities, *J. Geophys.*, **43**, 535–543.
- HUSEBYE, E. S., D. W. KING, and R. A. W. HADDON, 1976. Precursors to PKIKP and scattering near the mantle-core boundary, *J. Geophys. Res.*, **81**, 1870–1882.
- JEFFREYS, H. and K. E. BULLEN, 1940. *Seismological Tables*, pp.1-50, British Assoc. Adv. Sci. Gray Milne Trust, London.
- JOHNSON L. R., 1967. Array measurements of P velocities in the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **72**, 6309–6325.
- KING, D. W., R. A. W. HADDON, and E. S. HUSEBYE, 1975. Precursors to PP, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **10**, 103–127.
- KING, D. W., E. S. HUSEBYE, and R. A. W. HADDON, 1976. Processing of seismic precursor data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **12**, 128–134.
- MUIRHEAD, K., 1985. Comments on "Reflection properties of phase transition and compositional change models of the 670-km discontinuity" by Alison C. Lees, M. S. T. Bukowinski, and Raymond Jeanloz, *J. Geophys. Res.*, **90**, 2057–2059.
- NAKANISHI, I., 1986. Seismic reflections from the upper mantle discontinuities beneath the Mid-Atlantic ridge observed by a seismic array in Hokkaido region, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1458–1461.
- NIAZI, M., and D. L. ANDERSON, 1965. Upper mantle structure of western North America from apparent velocities of P waves, *J. Geophys. Res.*, **70**, 4633–4640.
- QAMAR, A., 1971. *Seismic wave velocity in the Earth's core : A study of PKP and PKKP*, Ph. D. thesis, Univ. Calif., Berkeley, pp.1–204.
- WHITCOMB, J. H., and D. L. ANDERSON, 1970. Reflection of P'P' seismic waves from discontinuities in the mantle, *J. Geophys. Res.*, **75**, 5713–5728.