

中部日本における地磁気変化異常

笹井 洋一

(東京大学地震研究所)

本州中央部—関東，中部，近畿地方の太平洋岸はCentral Japan Anomalyの卓越する地域である。柿岡シンポジウムに於てCentral Japan Anomalyについて整理した際に，中部地方の異常は，カリフォルニア海岸のように太平洋から内陸にかけて2次元状の σ 分布で説明し得るかも知れない，という予想をのべた。¹⁾ ここでは，そのような推測の手がかりになった観測事実をいくつか紹介する。

1. 中部地方における観測

中部地方を太平洋岸からほぼ北方に横切るプロファイルについて幾つかの観測がある。第1図に内浦，野辺山，柿岡における短周期変化を，第2図に御前崎と伊豆大島のbayの記録を，又第3図に山中湖のSSCの記録を示す。御前崎，野辺山は地震研究所，内浦の記録は東大理学部で観測による。又，山中湖の記録は測機舎による磁力計調整の際に得られたものである。一見して分る通り，太平洋岸から内陸に進むにつれてZ成分の振幅は減少し，内浦では位相のずれが甚だしい。

御前崎，山中湖，野辺山についてはDuration timeが数10分から1時間程度の変化に対し，Parkinson Vectorを決定できた。その構成要素の値は第1表の如くである。但し $\Delta Z = A \cdot \Delta H + B \cdot \Delta D$ のA，Bを最小自乗法で求めた。

第 1 表

Station	A	B	$\sqrt{A^2 + B^2}$	φ_m
御 前 崎	0.62 ± 0.02	0.18 ± 0.03	0.65	N164°E
山 中 湖	0.54 ± 0.04	0.11 ± 0.05	0.55	N168°E
野 辺 山	0.16 ± 0.01	0.03 ± 0.02	0.16	N169°E

2. Transfer function —Parkinson Vectorの改良

ある観測点における地磁気短周期変化のふるまいを記述するものとして，力武，横山²⁾等によって見出された拘束平面，これらを表現するものとしてParkinson³⁾によって

始められた、所謂Parkinson Vectorがよく使われる。力武、横山等の方法は、bay やS S C等の孤立したeventを沢山えらび、各成分の最大振幅 ΔZ 、 ΔH 、 ΔD を読み取り、 $\Delta Z = A \cdot \Delta H + B \cdot \Delta D$ なる関係式に最もよく合う係数A、Bを最小自乗法から求めるものである。これは対象とされるeventの外部磁場の性状がよく研究されていて、モデル計算の際に適当なsource fieldを仮定することを可能にするが、 ΔZ と水平成分の間に位相差があったり、幾つかの周期の波の合成と見なされる複雑な変化の場合に適用できない。

Parkinsonの方法は、適当に乱された地磁気変化から特定の間隔(通常20分)における値を読んで差分を作り、それを前述の式の ΔZ 、 ΔH 、 ΔD として用いるものである。久保木、大島⁴⁾によると、この方法は一般に第一の方法に比べて分散が非常に大きくなり適当でない。これはおそらく久保木等の研究で明らかにされたA、Bの周期特性、又長周期変化では外部磁場による ΔZ を無視できないことなどによるものであろう。尚この点については、行武⁶⁾によるMould Bay Anomalyの研究において、読取間隔の周期に応じたBand-pass filterをかける方法で改善が試みられている。

Schmuckerは合衆国南西部の異常⁷⁾、およびアンデスの異常の研究⁸⁾において、これ等の困難を解決する方法を考えた。彼はBay等をフーリエ解析して特定周期の波をとり出し、多くの($\Delta Z(\omega)$ 、 $\Delta H(\omega)$ 、 $\Delta D(\omega)$)の組から、 $A(\omega)$ 、 $B(\omega)$ を決定した。この場合位相差も考慮して、A、Bは複素数になる。実際には虚数部分は実数部分に比べかなり小さい場合が多い。(Schmuckerの方法については柿岡シンポジウムの森の報告参照)

EverettとHyndman⁹⁾はオーストラリア大陸南岸のCoast Effect研究に、この方法を用いた。彼等はフーリエ解析によるもの他に、スペクトル解析を利用する方法を考案した。

磁気嵐に重なっている短周期変動の各成分($Z(\omega)$ 、 $H(\omega)$ 、 $D(\omega)$)の間に

$$Z - z = A(\omega) \cdot (H - h) + B(\omega) \cdot (D - d)$$

というlinearな関係があるものとする。 z 、 h 、 d は、この関係に従わない部分およびノイズで、これ等と Z 、 H 、 D の間に相関は無いものとする、

$$A = (P_{ZH} P_{DD} - P_{zD} P_{HD}^*) / (P_{HH} P_{DD} - |P_{HD}|^2)$$

$$B = (P_{zD} P_{HH} - P_{ZH} P_{HD}) / (P_{HH} P_{DD} - |P_{HD}|^2)$$

を得る。ここで P_{ij} は i 成分のPower spectrum、 P_{ij} は複素数表示をした i と j 成分のCross spectrum、 $*$ は共役複素数の記号で $P_{ij}^* = P_{ji}$ である。分母に着目す

ると $P_{HH}P_{DD} - |P_{HD}|^2 = P_{HH}P_{DD} (1 - |R_{HD}|^2)$, 即ち2つの水平成分が完全に coherent な変動をしている時 (coherence ($|R_{HD}|$) が1に等しい時) A, Bは決定できない。これは水平成分が一方方向のみ変化する時, Parkinson Vectorが決定できないことに対応するが, Distに乗った短周期変化のHとDは互いに無関係に変動し, $|R_{HD}| \leq 0.3$ 程度である。Everett等はこのようなして得られた Transfer function (A, B)が, Schmuckerの方法で得られるものとほぼ一致することを確かめた。

1965年6月16日の磁気嵐について, 日本のいくつかの観測点における Transfer functionを求めた。第2表には周期2, 1, 0.5時間のA, Bの値を示す。(Suffix u: in-phase part, 従来のParkinson Vectorの値に相当; v: out-of-phase part)

第2表 Transfer functions at 11 Japanese observatories

No	Station	T=2 hours				T=1 hour				T=30 min			
		Au	Av	Bu	Bv	Au	Av	Bu	Bv	Au	Av	Bu	Bv
1	稚内	-0.13	0.03	-0.08	0.09	-0.16	-0.01	-0.11	0.10	-0.15	-0.03	-0.19	0.03
2	女満別	0.07	0.02	0.23	0.01	0.04	0.00	0.24	0.01	0.05	0.03	0.24	-0.02
3	浦河	0.55	-0.18	-0.19	0.21	0.63	-0.17	-0.30	0.21	0.76	-0.10	-0.45	0.02
4	女川	0.40	-0.06	0.25	-0.02	0.36	-0.11	0.31	0.01	0.37	-0.16	0.27	-0.26
5	柿岡	0.64	-0.03	0.13	0.07	0.60	-0.04	0.19	0.08	0.59	0.08	0.10	0.08
6	鹿野山	0.55	0.04	0.07	0.08	0.47	0.09	0.08	0.05	0.40	0.20	0.06	0.05
7	内浦	0.08	0.12	0.08	0.02	0.02	0.06	0.11	-0.03	-0.09	0.00	0.16	-0.02
8	野辺山	0.20	0.07	0.01	0.05	0.11	0.05	0.03	0.01	0.04	0.14	0.01	0.03
9	下里	0.92	-0.31	0.34	-0.11	1.02	-0.33	0.46	-0.05	1.13	-0.32	0.30	-0.18
10	阿蘇	0.24	0.02	-0.14	0.12	0.16	0.00	-0.12	0.07	0.16	0.02	-0.19	0.03
11	鹿屋	0.48	-0.05	-0.11	0.11	0.43	-0.03	-0.15	0.05	0.46	-0.01	-0.13	0.01

第3表に久保木³⁾による Bay(duration 20~40分)に対するA, Bの値を比較のためにかかげる(但しBは第3表の場合 ΔD を eastward positiveにとるため, 第2表の Bu とは符号が反対になる。ここでは -Bの値を示した。)これ等の値と第

2表の A_u , B_u を比較すると、ほぼ同じような値を示す。Transfer function の場合30分より短い周期では長周期からのノイズでバラついてまうので、読取間隔やフィルターをかえて正確を期さねばならない。

第3表 Bay に対する Parkinson Vector 係数 (久保木による)

Station	女満別	女川	柿岡	鹿野山	下里	鹿屋
A	0.03	0.41	0.65	0.61	0.94	0.49
B	0.25	0.22	0.08	0.10	0.10	-0.18

このようにして得られる Transfer function が、どの程度の信頼度を持つか、今後検討して行かねばならないが、紀伊半島の観測基準点とした猿谷 (ST: 次節参照) で4個の磁気嵐について調べた結果では、いずれもほぼ同じ値を得ている。一応この方法は移動観測の際に観測点の短周期変化の周期特性を求めるのに便利と思われる。

3. 紀伊半島の地磁気変化異常

1967年3月より翌年3月まで、紀伊半島の9カ所でフラックス磁力計による移動観測を行なった。第4図から第9図まで、半島南部各所の短周期変化を示す。先ず注目すべきはSSCの立上りにおいて下里 (SM) でZ成分が急激に増大し、数分のうちにあるレベルまで減衰することである。この現象は、久保木・大島⁶⁾によって始めて指摘された。図から明らかなように、この異常は半島南端の海岸附近に限られており、内陸部では消失する。

この現象の原因として海洋誘導電流の Peninsula Effect が考えられる。外部磁場が急激に変化した場合、地表には外部磁場のZ成分を打消す方向に電流が誘導され、この電流が free decay する。この電流は陸地では急速に減衰するが、 σ の良い海側では相対的に長生きして岸と平行に流れ、更にそれをさえぎる半島の存在によってねじ曲げられ、半島先端で強い電流の集中が起る。それがこのようなZ成分の急増および減衰をもたらすのではなからうか。Bay のように比較的ゆるやかな変化でもZの振幅は半島先端部で大きい、同様な効果で説明し得るであろう。

前節に述べた Transfer function を10個の観測点について求めた。海の影響が最も少ないと思われる猿谷の水平成分と各点のZ成分とを比較した (第10図A, 第11図B)。又AとBを実数部、虚数部に分けてベクトル表示したものが第12図 (T=

2 h), 第13図 ($T=1\text{ h}$), 第13図 ($T=30\text{ min}$)である。実部の表示が従来の Parkinson Vectorに相当する。西端の御坊 (GB) で周期が短くなる程, ベクトルが海岸線に直交する方向に変化しているのは興味深い。

実部のみ着目して, 半島を南北に切るプロファイルについて Au を (第15図), 東西に切るプロファイルについて Bu を (第16図) それぞれプロットしてみた。第15図で半島の中心線附近に位置する ST, TK, SK, KS の Au を見ると同じ周期では南へ行く程, 又周期が短くなる程, ΔZ の増大が著しい。東西のプロファイルについては, 西端の GB を除くとあまり明瞭な傾向を示さないが, 海岸からの距離などが関係すると思われる。

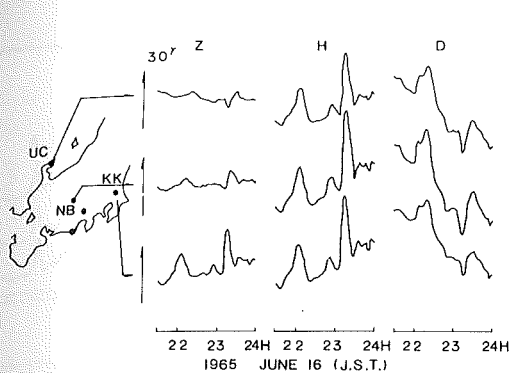
4. ま と め

Everett と Hyndman⁹) はオーストラリア大陸西南岸についての彼等の結果と, Schmucker によるカリフォルニア沿岸の観測結果をまとめた。約 2 Km の等深線に直交するプロファイルについて, 横軸にそこからの距離をとり, 縦軸に Transfer function の実部をプロットした第17図がそれである (但し $T=1\text{ hour}$)。カリフォルニア沿岸のように tectonically active region とオーストラリアのシールド地帯では, この "Coast Effect" が内陸部で減衰するまでの距離が著しく異なる。Schmucker 流に地下のある深さに良導層がある2次元モデルを考えると, この2つの地域では良導層の深さが非常に違い, 前者が浅く後者が深くならなくてはならない。

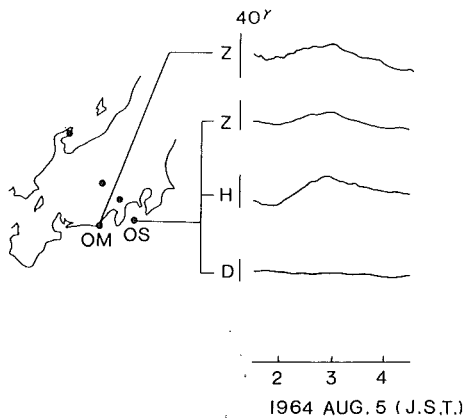
第17図に, 御前崎, 山中湖, 野辺山の Parkinson Vector から得た $\Delta Z/\Delta H$ の値, および紀伊半島での Au の値をプロットしてみると, 東海-中部地方では, カリフォルニア海岸とほとんど同じような減衰を示すことになる。一方, 紀伊半島では ΔZ の振幅が異常に大きすぎることになる。注意すべきは図中の Na, Es, far, dil 等は御前崎と同様に海岸のすぐ近くにあることであって, 紀伊半島の大きな Z の振幅は Schmucker のモデルからは説明しにくい。これについては現在の所, Peninsula Effect を考えるだけで, 十分説明できるのではなからうかと予想している。なお Schmucker によればカリフォルニア海岸で, 良導層までの深さは約 110 Km 程度である。

文 献

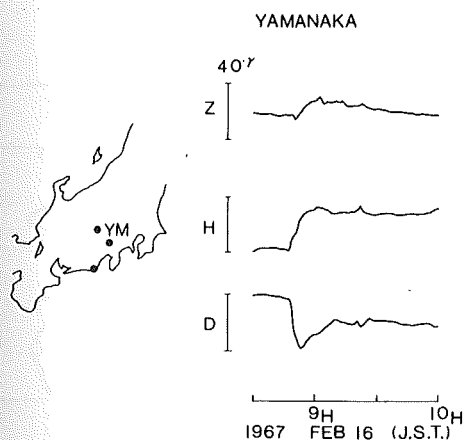
- 1) 笹井 洋一(1968). Central Japan Anomaly, CAシンポジウム講演集
- 2) Rikitake, T. and I. Yokoyama (1955), The Anomalous Behaviour of Geomagnetic Variations of Short Period in Japan and Its Relation to the Subterranean Structure, The 6th report, Bull. Earthq. Res. Inst., 33, pp297.
- 3) Parkinson, W.D. (1959), Directions of Rapid Geomagnetic Fluctuations, Geophys. J., 2, pp1.
- 4) 久保木忠夫, 大島汎海(1965), 日本における地磁気変化ベクトルの異常について (第1報) —日本の観測所の特性
気象庁研究時報 17巻2号, p1.
- 5) 久保木忠夫, 大島汎海(1966), 日本における地磁気変化ベクトルの異常について (第3報)
地磁気観測所要報 12巻2号 p127
- 6) 行武 毅(1968), カナダ北極圏の Conductivity Anomaly (Alert および Mould Bay Anomaly), CAシンポジウム講演集
- 7) Schmucker, U. (1964), Anomalies of Geomagnetic Variation in the Southwestern United States, J.G.G., 15, pp 193.
- 8) Schmucker, U., et. al. (1966), Electrical Conductivity Anomaly under the Andes, Carnegie Inst. Washington Year Book, 65, pp 11.
- 9) Everett, J. E. and R.D. Hyndman (1967), Geomagnetic Variations and Electrical Conductivity Structure in South-western Australia, Phys. Earth Planet. Interiors, 1, pp. 24.



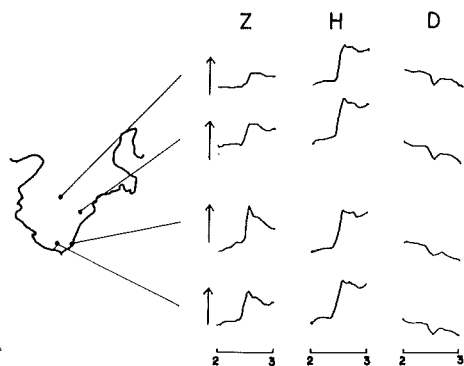
第1図 内浦, 野辺山, 柿岡における
地磁気短周期変化



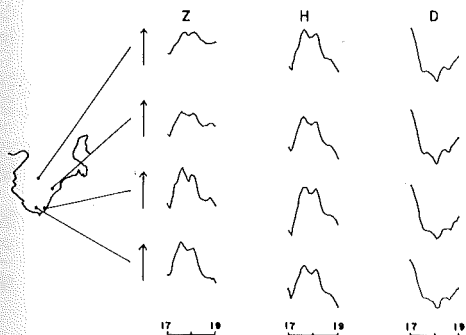
第2図 野辺山, 大島における地磁
気湾型変化 (Bay)



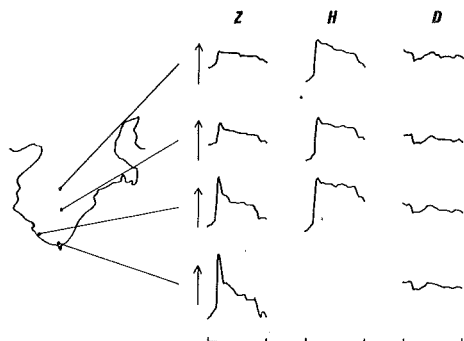
第3図 山中湖で観測された磁気嵐
急始 (SSC)



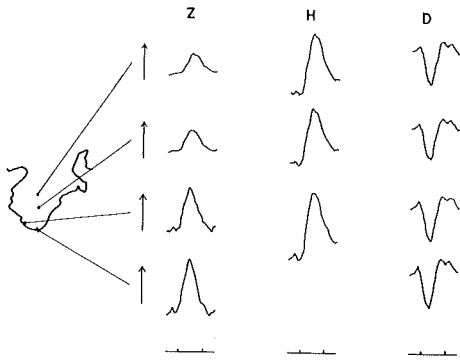
第4図 紀伊半島に於ける SSC
(矢印 20γ)



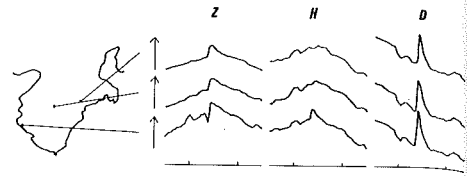
第5図 紀伊半島に於ける Bay
(矢印 30γ)



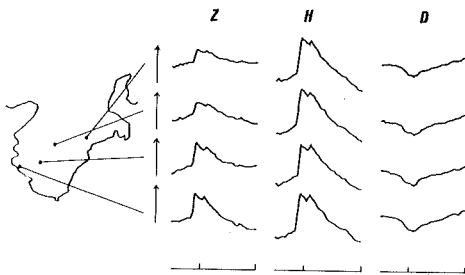
第6図 紀伊半島に於ける SSC
(矢印 20γ)



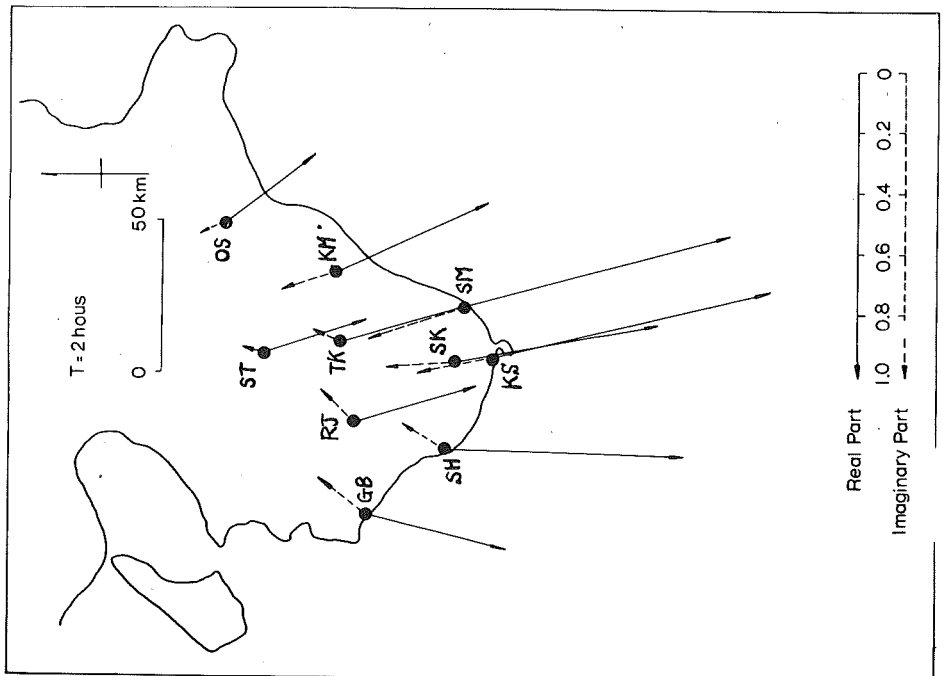
第7図 紀伊半島に於ける Bay
(矢印30r)



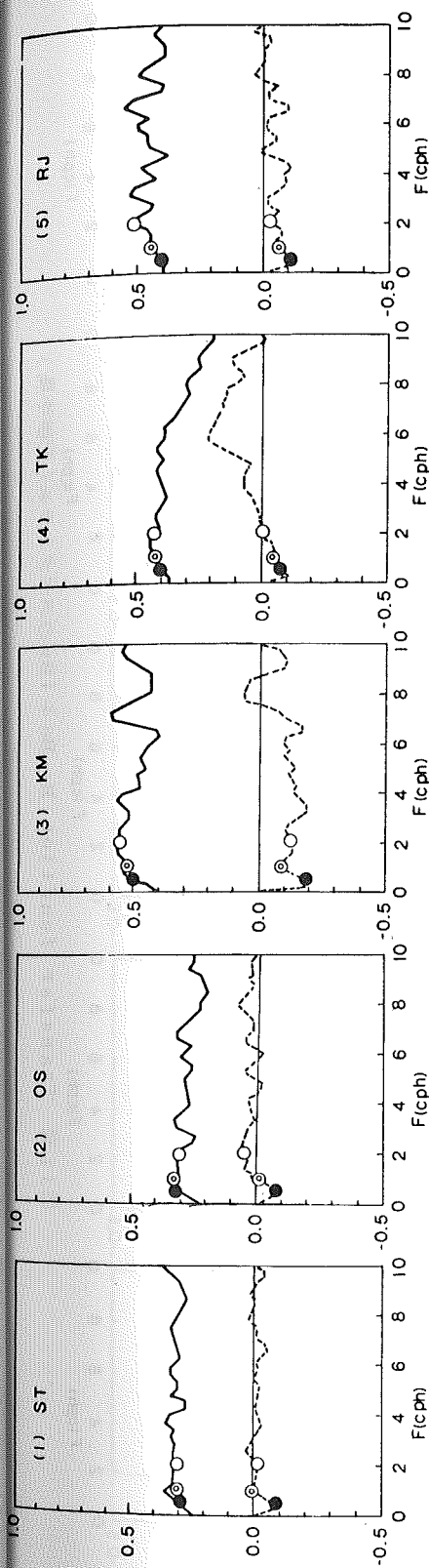
第8図 紀伊半島に於ける sfe(?)
(矢印20r)



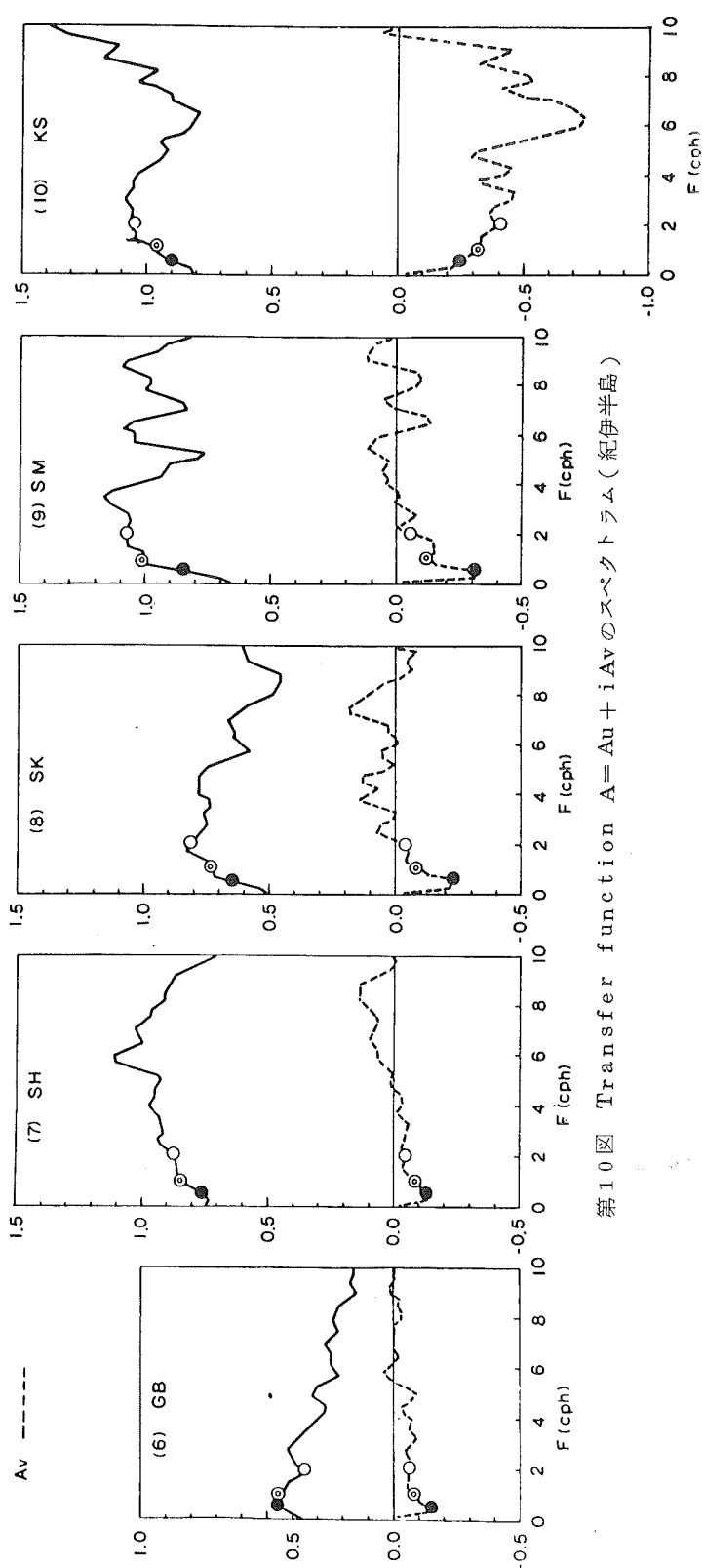
第9図 紀伊半島に於ける SSC
(矢印20r)



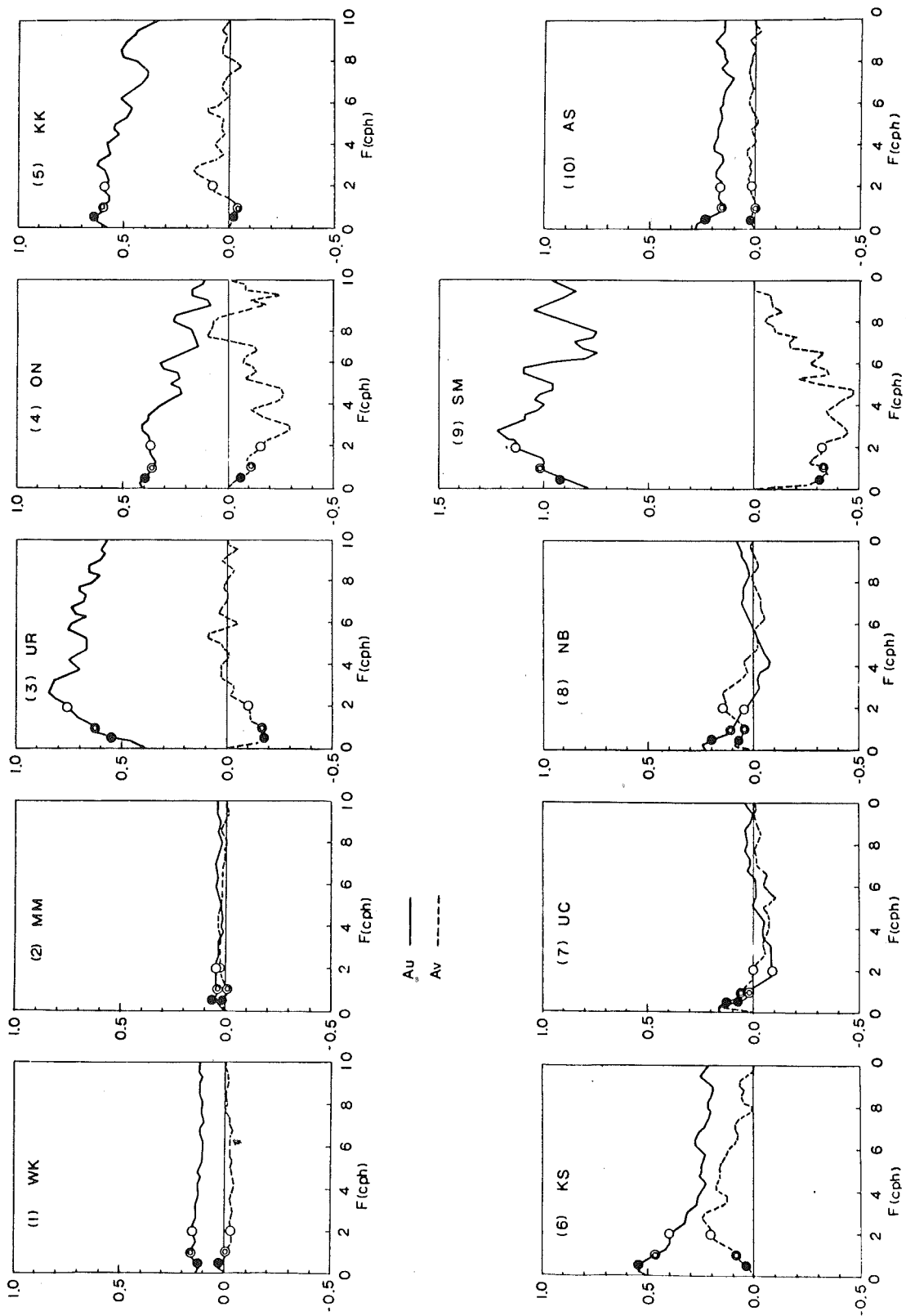
第12図 周期2時間の变化に対する
Transfer Vector



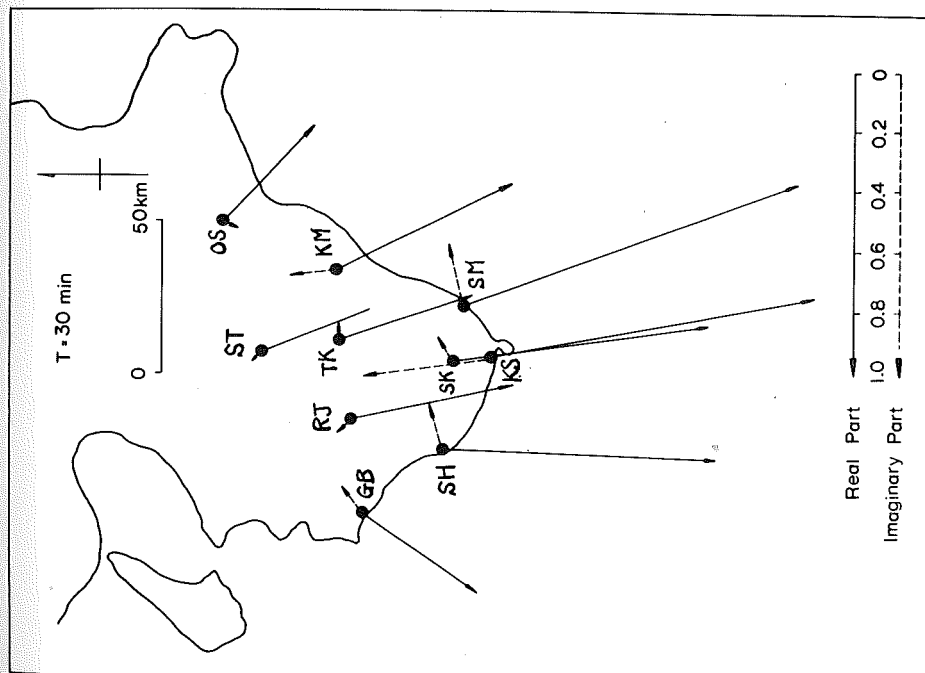
Au —
Av - - -



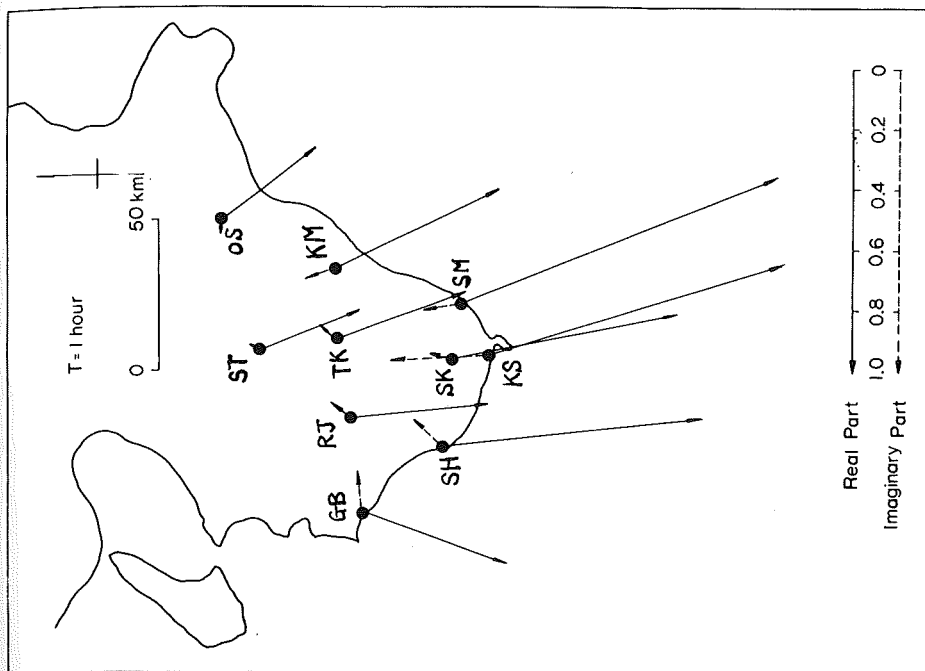
第10図 Transfer function $A = Au + iAv$ のスペクトラム (紀伊半島)



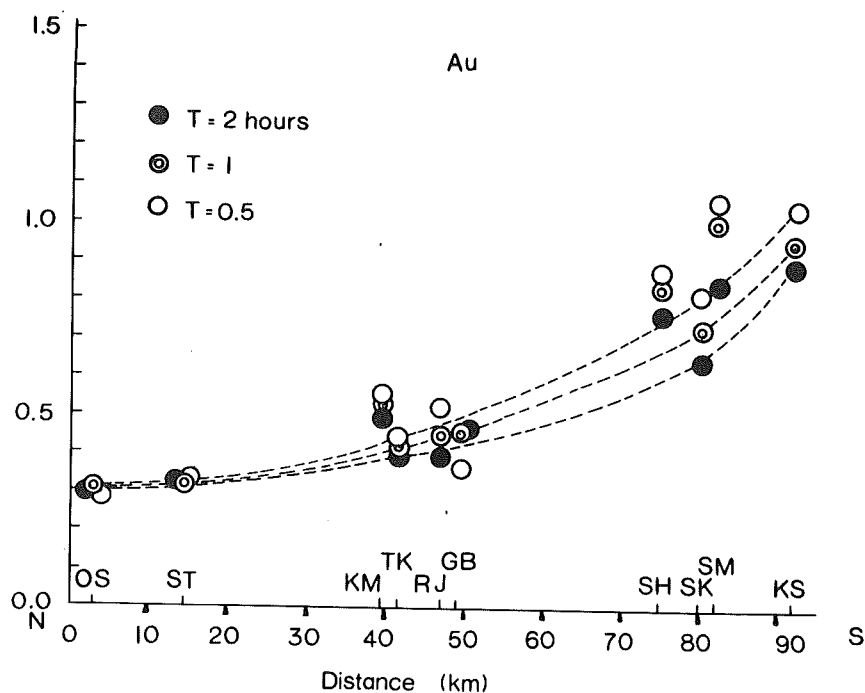
第 11 図 Transfer function $B = B_u + iB_v$ のスペクトラム (新井半蔵)



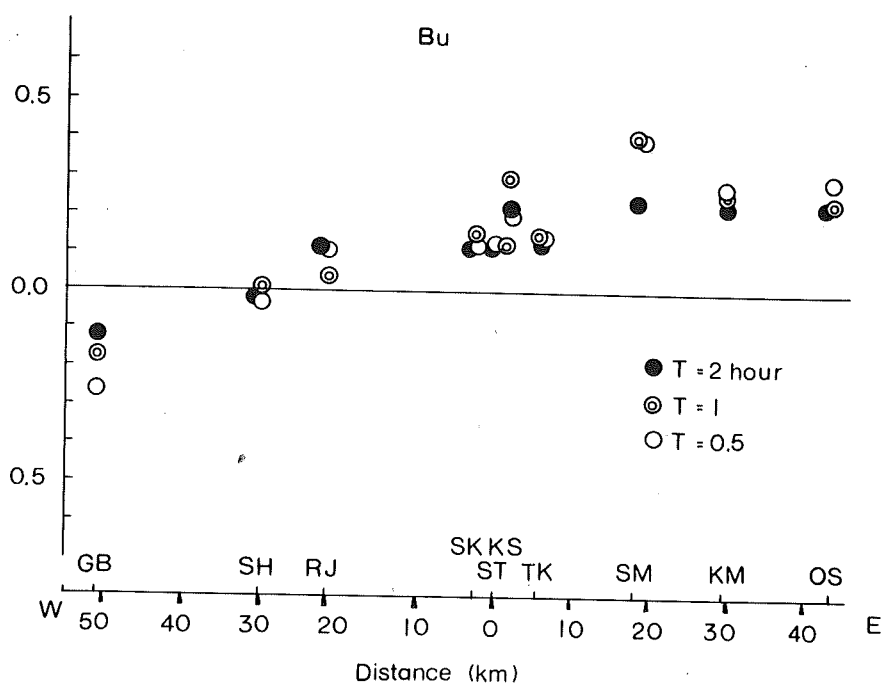
第14図 周期30分の変化に対する
Transfer Vector



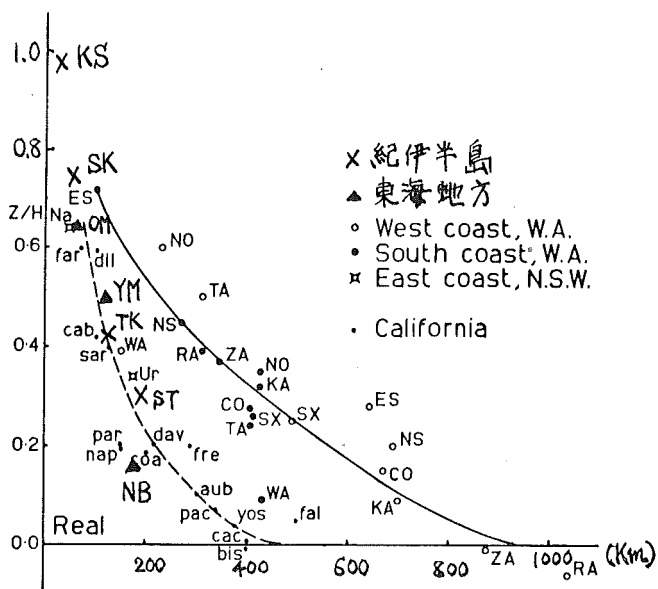
第13図 周期1時間の変化に対する
Transfer Vector



第15図 南北のプロファイルについてのAuの変化



第16図 東西のプロファイルについてのBuの変化



第17図 海岸からの距離に対してプロットした
Transfer functionの実数部,
カナダ南西部, 東部, カリフォルニア
及び中部日本。