

48. 伊豆半島東部地域の異常地殻活動に伴う全磁力変化（第二報）—1978年伊豆大島近海地震—

地震研究所 { 笹井洋一
石川良宣

(昭和53年8月18日受理)

1. はじめに

'75年頃から始まった伊豆半島東部地域の異常地殻活動は、'76年前半に隆起域の西方への拡大、'76年8月の河津地震などの推移を経ながら、次第に鎮静化すると思われた。'77年に入り、4~5月頃に遠笠山附近を中心として微小地震活動が活発化し(津村他1977)、'77年1月と8月の間に中伊豆町附近を中心として1~2cm程度の隆起の進行が確認された(国土地理院1978)。この活動に伴ったものと思われる全磁力の急増が中伊豆町菅引で見出され、この異常増加は遠笠山以北の一帯に生じていることを第一報(笹井・石川1977)で報告した。

伊豆半島の微小地震活動は'77年6月以降は次第におさまり、同年11月中旬、伊豆大島西方海域の群発地震活動が注目された程度であった。'78年に入り1月14日12h 24mに伊豆大島近海地震(M7.0)が発生した。この本震と翌15日07h 31mに伊豆半島西部に起った最大余震(M5.7)によって、特に伊豆半島において大きな被害を生じた。余震域の一部は我々の測量域の南端部を占めている。

我々は中伊豆町菅引において全磁力連続観測を継続し、'77年10月に6回目の全磁力測量を行なっていた。伊豆大島近海地震の後、「78年1月と12月に再測量を実施し、地震後の余効的変化を調べる目的で、河津町において全磁力連続観測をはじめた。観測結果の一部は既に報告してある(行武・笹井・石川1978、地磁気移動班1978)。本稿においては、中伊豆町菅引における全磁力変化と、くり返し測量結果を示し、伊豆大島近海地震の断層モデルに基づいて地震地磁気効果の見積りを行なっている。なお中伊豆町菅引において自然電位の観測も行なっているので併せて報告する。

2. 伊豆半島における全磁力観測網

第1図に伊豆半島における全磁力観測点の分布を示す。図中の二重丸は連続観測点である。SHは'76年5月以来我々が続けている中伊豆町菅引観測点である。KWは河津観測点で、'76年10月から11月までの間、河津地震後の全磁力変化を調べる目的で、気象庁柿岡地磁気観測所によって設けられた。伊豆大島近海地震の余効的地磁気変化を調べるた

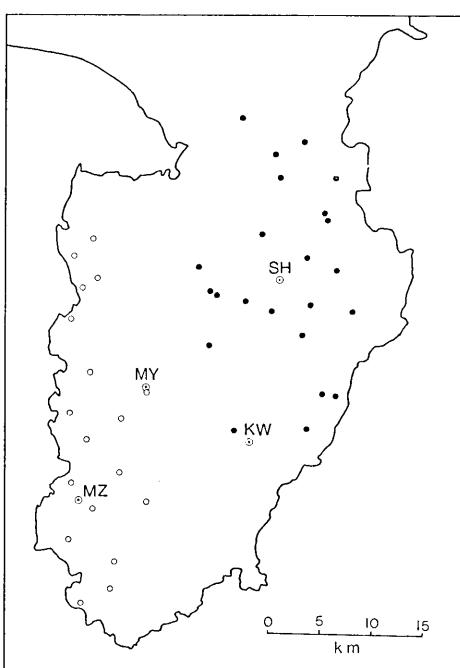


Fig. 1. The distribution of observation points of the geomagnetic total force intensity in the Izu peninsula. Double circles are the continuous observation stations. SH: Sugehiki station by ERI (May, 1976-). KW: Kawazu station by ERI (Jan., 1978-). MZ: Matsuzaki station by JMA (Nov., 1976- July, 1977, Oct., 1977-). MY: Miyagahara temporary station by JMA (Oct., 1977). Black dots in the eastern area are survey points by ERI, while hollow circles in the western area are those by TIT.

しているが、'77年12月から'78年4月までは0^h—5^h JSTの5時間分のデータを用いていた。これは伊豆大島近海地震の前後の期間について、変化量の検出に正確を期したこと、日毎のバラツキの原因を調べるためにある。このデータを用いての全磁力地点差検出の精度などについては、次回に報告したい。

前報で述べたように、菅引のプロトン磁力計検出部は、地上高1.04mの三脚上に設置されている。検出部周辺の磁場傾度が大きいため、計測値のバラツキの原因となっている可能性もある上に、三脚のねじれ等により見掛けの全磁力変化が出る恐れがあった。我々は地震研究所技術部に依頼して、地上高3mの頑丈な木製やぐらを作成し、本成寺の建物から約90m離れた地点にこれを設置した。新点の検出部周辺の磁場傾度は1~2γ/m以下であって、センサー設置位置の地震動などによるずれで見掛けの変化を生ずる恐れは無く

め、'78年1月末から我々が同じ場所（河津町上佐ヶ野、河津営林署上佐ヶ野種苗場）で全磁力連続観測を始め、現在に至っている。MZは気象庁柿岡地磁気観測所による松崎観測点で、'76年11月から'77年7月迄続けられ、約3ヶ月の中止を経て、'77年10月に再開された。MYは同じく気象庁による宮ヶ原観測点であるが、ここでは'77年10月に約10日間の臨時観測を行ない、'78年の地震後に短期間の再測が行なわれた。

その他の点はくり返し測量点である。半島東部の黒丸は、我々が'76年以来続けている測点である。西部に分布する白丸は東工大による測点で、'76年11月の第1回測量以来、最近まで4回の測量が実施された(田中・他 1978)。これ等の諸観測はCA研究グループの伊豆半島集中観測の一環として、伊豆半島の異常地殻活動や東海地震発生の可能性に関連して実施されている。

3. 中伊豆町菅引における全磁力変化—

1977年6月～1978年5月

第2図に鹿野山を基準とした中伊豆町菅引の全磁力変化を示す。菅引と鹿野山の夜間全磁力単純差について、5日平均を上段の大い黒丸に、5γずらして日毎の平均値を下段に示した。原則として0^h—2^h JSTの2時間分の毎分値を使用

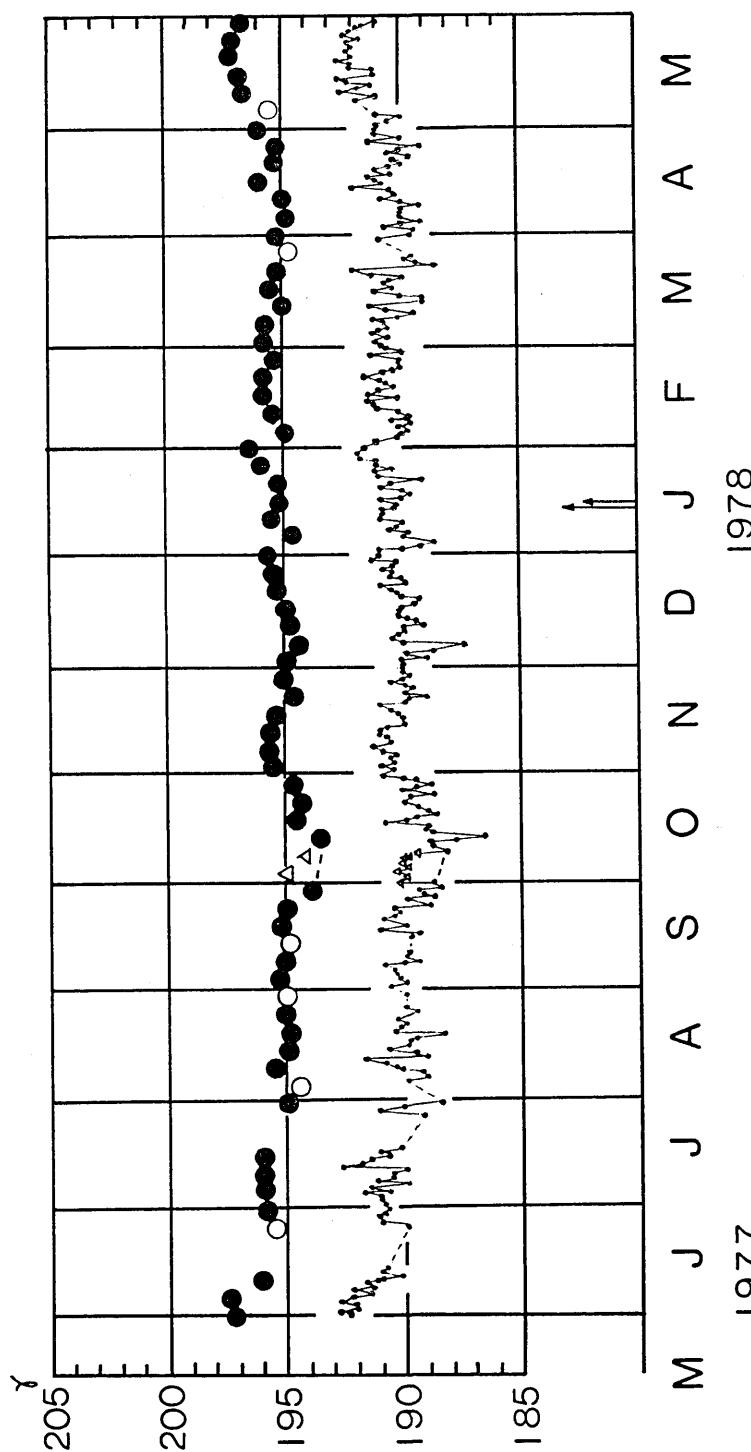


Fig. 2. Changes in the total force intensity at SH relative to KZ (Kanozan Geodetic Observatory, GSI, about 96km east of SH) during the period from June, 1977 to May, 1978. These are simple differences of night-time values between SH and KZ. The 5-day mean values are plotted with black circles at the top, while daily mean values are shown in the lower graph. Hollow triangles in Oct. are those influenced by a bulldozer near the proton magnetometer's sensor at SH. An abrupt increase in the F component in March, 1977, turned decreasing to recover its initial level in August, 1977 (SASAI and ISHIKAWA, 1977). See also Fig. 4). A decrease in Sep. and Oct. in 1977 should also be noticed. No appreciable change is seen at the time of the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake.

なった。

'78年4月の一ヶ月間に、新旧両センサーに 611G 磁力計各一台ずつの組合せで平行観測を行なった。新センサーは旧センサーに比べ、水の容量が大きく、センサー周辺の磁場傾度も小さいなど、S/N 比向上には有利な条件がそろっている。しかしケーブルの長さが、プリアンプをつけないで測定できる限界に近い 100m であるためか、結果的には計測値のバラツキの程度はあまり変わっていない。4月一杯の平行観測で新旧両地点の全磁力差を求め、5月から新センサーの観測値に地点差を補正している。

'77年6月まで鹿野山では全磁力値の 0.1γ の桁を切捨てた値を記録していた。同年7月以降は 0.1γ の桁まで記録するプリンターが使用されている。我々はこれを四捨五入した値をパンチしているので、従来の切捨て値とは若干の差を生ずる。10日間のデータについて、四捨五入値と切捨て値を用いて菅引との全磁力差の平均を比較すると、確率的に期待される通り、前者が後者に比べて系統的に 0.5γ 小さい。現状では 0.5γ の差を云々してもあまり意味が無いので、特にこの補正是行なっていない。

第2図で'77年6月下旬が欠測になっている。これは鹿野山測地観測所の構内に落雷がある、磁力計が故障する不運に見舞われたためである。後に示すように、鹿野山と柿岡の全磁力差には、落雷の前と再開後で有意な差は見られない。又、鹿野山のプロトン磁力計設置点と絶対観測室の間の地点差にも変化が無い(鹿野山測地観測所: 私信)。従って落雷による帶磁変化等で、鹿野山の標準全磁力値に変化は生じなかったと言える。

'77年2月末から3月にかけて半月の間に、菅引の全磁力は約 4γ も急増し、6月上旬まで約 2.5γ の増加の状態を保っていた(前報参照)。6月中旬から漸減を始め、8月上旬にはほぼ当初の水準に戻った。この変化はこれまでの観測中で最も顕著なものなので、松崎との比較を含め、次節で詳しく調べる。

9月下旬から10月中旬にかけて約 2γ 程度の全磁力減少が見られ、11月上旬に回復した。この変動は3月の変化と比べると変化量は半分程度であるが、やや顕著な異常変化と言える。図中の三角印は、旧センサーから約 43m 南に置かれた小型ブルドーザーの影響である。日平均値のグラフに10月1日から8日まで $1\sim1.5\gamma$ のとびがあり、これがブルドーザーの置かれた期間と完全に一致する。従ってこの期間中も点線で示したように全磁力が減少していたことはほぼ間違いない。

菅引の全磁力はその後 $1\sim2\gamma$ のゆるやかな増減をくり返しながら、'78年1月の伊豆大島近海地震を迎えた。中伊豆町附近に地鳴がする、という情報が、1月7日に津村助教授(地震研究所)から伝えられた。我々は本成寺の宇佐美氏と連絡をとり、1月10日から24時間連続観測に切替えて、5日後に本震の発生を見た。菅引においても、地震直後に短時間の停電があったが、停電対策を講じておいたので、地震前後の記録もとれている。

第2図には、菅引の全磁力値に地震に伴う有意な変化は見られない。第3図に'78年1月13日から15日まで、菅引と鹿野山の全磁力値および単純差の10分平均を示した。13日夜頃から顕著な前震活動があり、主なものの発震時を下段の矢印で表わした。

本震前の数時間に、全磁力差の増加と減少があり、一見、前震活動と対応しているかのように見える。しかし似たような変化は13日や15日にもあって、この変化は菅引と鹿野山の日変化の位相差による見掛けのものであろう。日変化電流系は東から西へ移動する。全

磁力日変化の午前の減少と午後の回復過程が、鹿野山の方で少し早く始まるはずで、全磁力差の変動はこれと調和的である。従って少なくとも数 γ を越えるような地震に先行する異常変化は無かったと言える。

地震は地殻内応力を短時間に解放する現象であるから、ピエゾ磁気効果の考えに従えば、地震と共に段差状の変化が期待される。第3図にはそのような現象は見られない。地震前後の毎分値にも、段差状変化は認められなかった。

第2図に戻って、地震から4月迄の全磁力差にはゆるやかな変動はあるものの、特に本震の余効変動と思われるような顕著な変化は無い。ところが5月に入つて約 2γ 程度の増加が見られる。この変化は半島南東部の河津においても認められるので、第8節で検討したい。

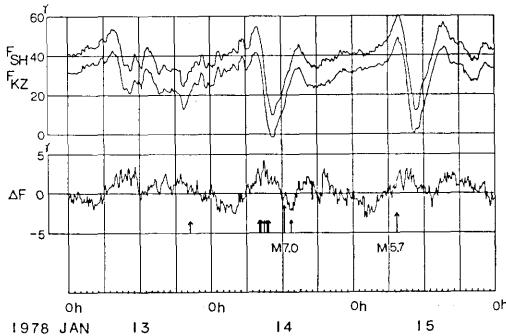


Fig. 3. The F component variation at SH and KZ just before and after the M7.0 earthquake. 10-min mean and their simple differences are plotted. Arrows indicate the occurrences of fore-shocks, the main shock and the largest aftershock. A change before the main shock in the ΔF curve should not be a precursor to the earthquake, because quite similar changes in the ΔF 's were repeated in the day-time period on these three days. These might be due to the phase delay of the Sq variation at SH relative to KZ.

4. 1977年前半の全磁力異常変化について 一松崎との比較一

'77年2月末から見られた菅引の全磁力増加は、この2年余の連続観測期間を通じて、最も顕著な変化であった。'77年5月の測量によって、この異常増加は伊豆半島北東部のほぼ全域で起っていることが判明した（前報参照）。伊豆半島南西部の松崎において、この時期に気象庁地磁気観測所によって全磁力連続観測が実施されている。我々は地磁気観測所と共同で、松崎（MZ）、菅引（SH）、鹿野山（KZ）および柿岡（KK）の全磁力の比較を行なった。

第4図にこれ等観測点のいくつかの組合せについて、全磁力単純差の変化を示した。菅引—鹿野山の比較と同じやり方で、 $0^h \sim 2^h$ の時間帯のデータを用いている。各組の上段の大きい丸は5日平均で、 5γ ずらして日毎の平均をプロットした。

最も顕著な変化は MZ—KZ のグラフに見られる、'77年1月初めから約1ヶ月間の $5 \sim 7\gamma$ に達する減少であろう。これは松崎のみに生じている。

ところがこの変化の真実性を疑わせる観測結果が提出された。それは東工大・理学部（田中・他 1978）による伊豆半島西部地域の全磁力くり返し測量成績である。田中・他（1978）は'76年11月と'77年6月とに全磁力測量を行ない、松崎附近の数測点ではいずれも全磁力の増加という結果を得た。2回の測量期で松崎、菅引、鹿野山等のデータを利用できなかつたため、田中等は柿岡を基準にとっている。柿岡は測量域から遠いので、測量で検出された変化量の信頼性は落ちると思われるが、 5γ 以上の減少となると思われる松崎附近の変

化が検出されないとは考えにくい。もし'77年1月の松崎における減少が真実でなく、'77年2月当初の全磁力値が'76年11月と同じレベルであったとすれば、'76年11月と'77年6月の間で松崎の全磁力増加は $2\sim3\gamma$ となる。これは田中・他(1978)の結果と調和的である。

MZ-KZの1月中の変化は、なだらかな減少である。プロトン磁力計がこのように大きなドリフトをするとは考え難い。何らかの人為的擾乱一例えば土木工事などが1ヶ月あまり続いた可能性もあるが、現地では確認されていない(森俊雄・私信)。松崎の全磁力減少が事実とすれば大変興味深い現象であるが、現在の所、真偽いずれとも決めかねている。

SH-KZおよびMZ-KZのグラフを見ると、'77年2月以降は両者が非常に良く似ていてるのに気付く。即ち、2月以降の菅引における異常変化は、松崎においても生じていたことになる。これを反映してSH-MZのグラフは2月以降ほぼ一定している。

詳しく見ると更に興味深い現象が見られる。日平均値のグラフに明瞭に現われているが、全磁力が急増する直前には、4~5日にわたって $3\sim4\gamma$ の減少が起り、かなり急激な変動をくり返しながら増加に転じている。この変化は菅引と松崎の双方に見られる。このように短期の変動は、外部磁場の地域差の影響からしえないので、今後の調査が必要である。

菅引と同程度の全磁力増加が遠笠山以北の伊豆半島北東部一帯で生じていることは、'77年2月と同年5月の測量から確かめられている。半島南西部の松崎においても菅引と全く同様な経過をたどって、全磁力の増加が起ったことが分った。更に、田中・他(1978)の西部地域一帯の測量結果でも、バラツキはあるもののほとんどの測点で全磁力は増加している。従って、'77年2月から7~8月頃にかけて、伊豆半島全域において、ほぼ一斉に菅引あるいは松崎に見られるような全磁力変動があったことは、大体確実であろう。

以上の議論においては、鹿野山に異常変化は無いものとして変化量を論じている。同期間についてKZ-KKのグラフを見ると、これは伊豆の観測点での変化とはまるで似つかないゆるやかな変動をしている。即ち伊豆半島の異常変化が、基準とした鹿野山の変動による見掛けのものではないことを意味する。同時に、この異常変化は、少なくとも房総半島や関東平野を含む地域には起っていなくて、伊豆半島およびその周辺地域にのみ生じたようと思われる。この点については、今後他の標準観測所と比較して確かめてみたい。

伊豆半島北東部の情報しか無かった前報の段階では、この変化の原因を半島北東部附近の割合局所的な地殻活動(隆起や微小地震活動)に対応するのではないか、と推定していた。変化の全貌がある程度明らかになったので、本稿の最後でこの異常変化の原因について若干考察してみたい。

5. 全磁力くり返し測量結果

1977年5月の第5回測量までの観測結果は前報に記載した。ここに報告するのは、以前との比較を含めて、次の測量期の相互比較である。

測量 III 1977年2月6—12日

測量 V 1977年5月6—8日

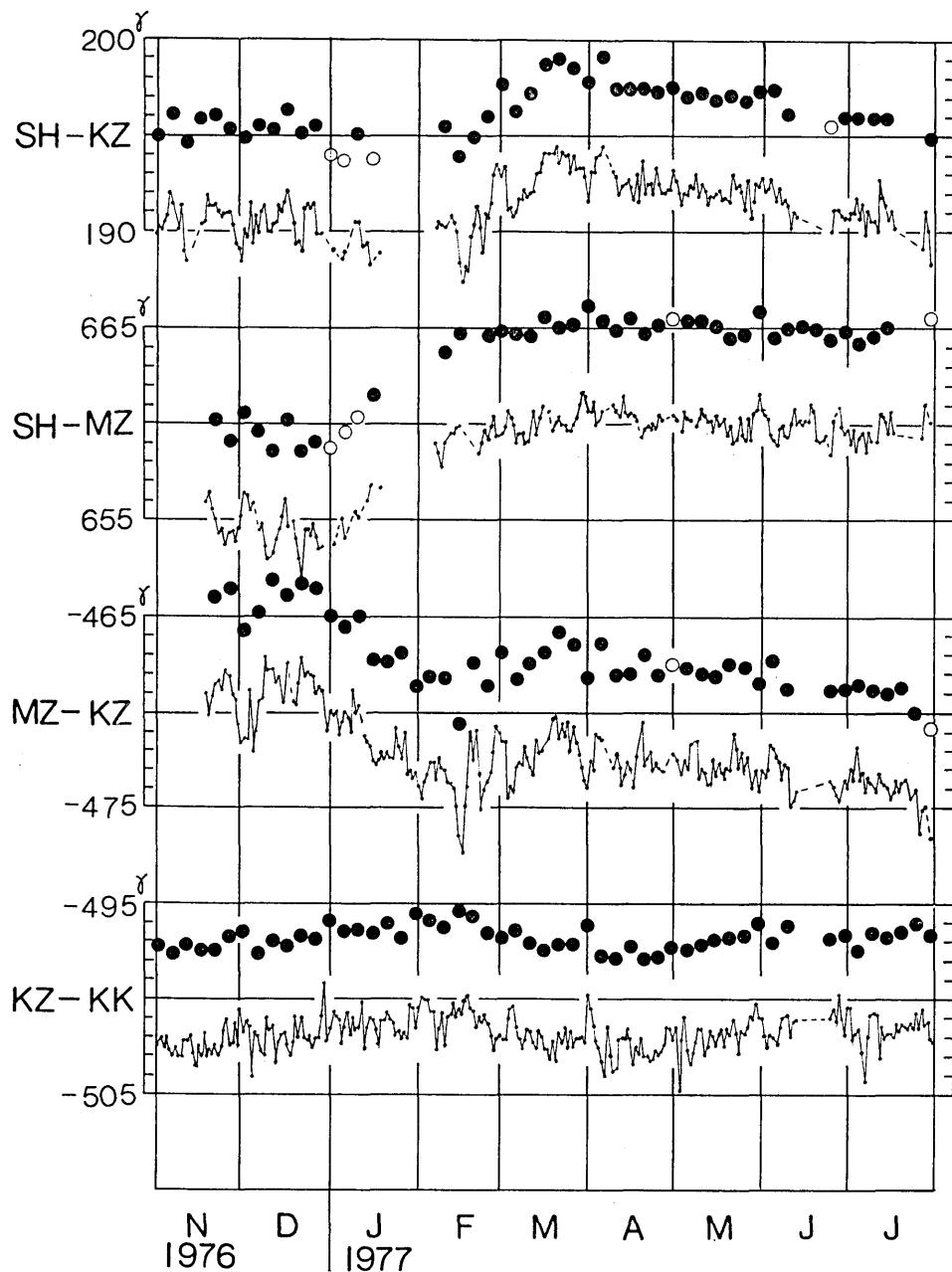


Fig. 4. Comparison of the F component recordings at SH, MZ, KZ and KK (Kakioka Magnetic Observatory, JMA, 100km north of KZ) during the period from November, 1976 to July, 1977. An enormous decrease at MZ in Jan., 1977, is somewhat doubtful, because the repeated survey by TIT (TANAKA et al., 1978) does not support such a drastic change. Notice that SH-KZ and MZ-KZ show quite similar changes after Feb., 1977.

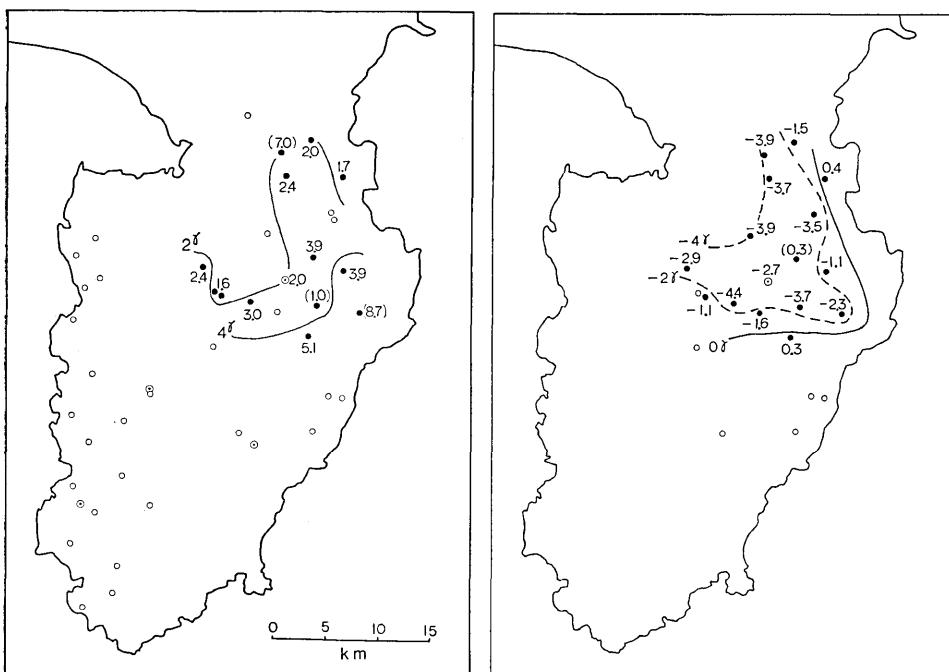


Fig. 5(a). Changes in the F component relative to KZ during the period from Feb. to May, 1977.

Fig. 5(b). Changes in the F Component relative to KZ during the period from May to Oct., 1977.

測量 VI 1977年10月22—30日

測量 VII 1978年1月25—29日, 2月18—20日

前報においては、鹿野山の同時刻全磁力値と単純差をとった地点差の変化を示した。今回は各測点と菅引の同時刻の全磁力単純差に、測量期を含む5～10日間の菅引—鹿野山の夜間全磁力差平均を加えて、鹿野山との全磁力地点差とした。測量の精度はこれによってある程度向上すると考えられる。測量IIIとVIでは全測点の2/3ほどで、自動記録方式の磁力計で一昼夜の観測を行ない、0^h—5^h JST のデータを用いた。測量VとVIIでは時間的余裕が無く、30分間の手動観測による点が多い。

第5(a)図は'77年2月から5月にかけての全磁力変化である。2月測量はたまたま'77年前半の異常変化の始まる直前に実施されている。半島北東部で菅引と歩調を合わせて全磁力が増加していたことがよくわかる。測量域内では北西から南東方向へ変化量が大きいようにも見えるが、南部が欠測なので正確には分らない。

第5(b)図は'77年5月と10月測量を比較した結果である。この図は第5(a)図の正負を逆にしたようなパターンを示す。即ち、この期間に半島北東部に生じた全磁力異常増加は、ほとんど元に戻ってしまった。この地域の全磁力は、菅引に見られた変動と同じような推移をたどったものと思われる。

全域の測定がある'77年2月と10月を比較して、第5(c)図に示す。北部の変化量は小さく、一見何事も無かったように見える。ところが遠笠山附近から東海岸寄りには、4～5γ

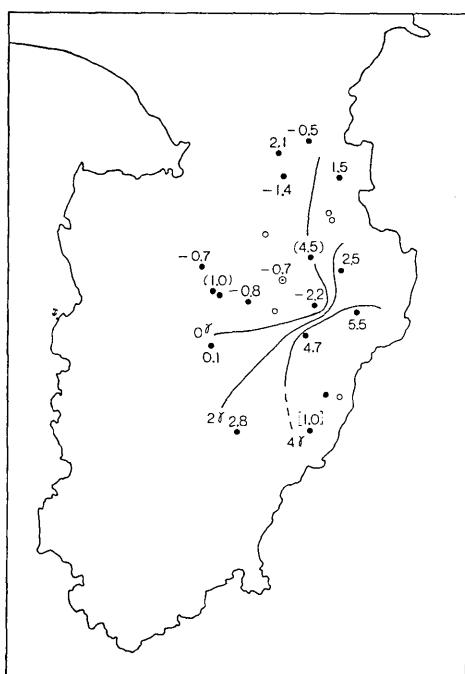


Fig. 5(c). Changes in the F component relative to KZ during the period from Feb. to Oct., 1977. The value in parentheses ([]) is influenced by a magnetic storm, and the real change is presumed to be 2-3 γ larger. Notice a positive anomaly in the south-eastern part of the peninsula. The 1978 Izu-Oshima-Kinkai Earthquake occurred in an immediately neighbouring area.

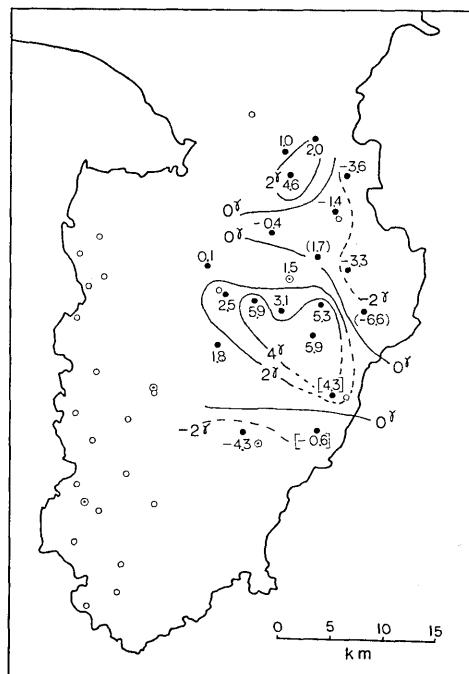


Fig. 5(d). Changes in the F component relative to KZ during the period from Oct., 1977 to Jan.-Feb., 1978. Actual changes at 2 points in parentheses ([]) are presumed to be 2-3 γ smaller than those presented here, due to magnetic storm disturbances. Southernmost 2 points with negative changes are very close to earthquake faults that appeared on the surface.

に達する正の異常が見られる。〔 〕でくくった稻取浅間山測点の附近まで +4 γ のセンターを点線で延長したのは次の理由による。10月測量の際この点を測定中は大きな磁気嵐主相の回復時であった。菅引と比較した場合、この附近は磁気嵐主相の振幅が大きく、数 γ 程度見掛け上減少した地点差を示す。眞の変化量は +3 ~ 4 γ の増加を示すと推定される。注目すべきことに、3ヶ月後に発生した伊豆大島近海地震の震源域は、この全磁力増加域の南東方向に隣接している。

第 5(d) 図は伊豆大島近海地震の後に行なった測量結果を前年10月と比較したものである。〔 〕をほどこした2測点は、前述した10月測量の磁気嵐の影響を受けており、眞の変化量は図中の値から 2~3 γ 差引いた値になると思われる。変化量は概して今迄の測量成果の中でも最も大きく、かつその様相も複雑である。

測量域南端部の2点において、全磁力の減少が見られる。稻取附近 (〔 〕を付した点) の測点は、浅間山斜面に現われた地割群の北西端から約 500m 程西方にある。この地割群

の性格については、浅間山“断層”の左ずれと西方の大峰山断層の右ずれの動きをあわせて、両者で境される地塊が巨大な地溝状の動きをした可能性を指摘する見解（村井・松田・中村1978）と、単なる表層地すべりの連続にすぎないとする見解（恒石・伊藤・狩野1978）がある。柴野・他(1978)の光波測量によれば浅間山と北方の奈良本を結ぶ測線が、地震の後に伸びを示したこと（前者の見解に従った正断層運動ならば縮むはずである）、および精度の良い余震観測でもこの附近に地震断層の存在を示唆する地震が無いこと（津村他・1978）から、後者の見解をとりたい。測点に最も近い地割れは開口が卓越して40cm程度であった。恒石等の見解に従い、この程度の開口の達する深さがせいぜい数mから10m止まりならば、浅間山斜面の地変による全磁力変化は、我々の稻取浅間山測点においては全く無視し得る。

稻取から西方の泉奥原測点でも全磁力が減少している。この附近の集落は1976年河津地震に引続いて、今回の地震でも大きな被害を受けた。しかし測点は人家から離れており、測点近くにかけ崩れ等の地変は認められなかった。この測点は、稻取から猫越峠に達する余震の線状分布に乗っている。この部分の断層運動は、河津地震と同じ右横ずれと考えられるにもかかわらず今回の地震後の変化は反対に減少を示す。（河津地震後には全磁力は増加した。前報参照）

以上のように地震断層近傍の2測点では、地震後の再測で全磁力が減少した。第5(d)図によれば、ほぼ天城山の山系を覆う領域で大きな正の異常が生じている。変化の小さいのは菅引を含むごく狭い地域で、丹那断層浮橋附近で全磁力の増加、東海岸寄りに減少が見られる。これ等の変化は地震断層附近のそれと比べても同程度、もしくはより大きい。

6. 伊豆大島近海地震前後の伊豆大島野増および松崎における全磁力変化

これまで我々の観測結果に限って、やや詳細に報告した。しかし我々の観測地域は伊豆半島の東半分にすぎないので、今回の地震前後の全磁力変化の全体像を把握には十分でない。ここでは地震研究所の伊豆大島地磁気観測所（伊豆大島、野増）のデータを我々の観測と比較した結果の一部を示し、気象庁地磁気観測所による松崎の連続観測結果をも参照して、伊豆大島近海地震前後の伊豆半島およびその周辺の全磁力変化を調べてみたい。

第6図に'77年12月と'78年1月の、伊豆大島野増(NO)と菅引(SH)、鹿野山(KZ)相互の全磁力単純差を示す。データは0^h—5^h JSTの5時間分を用いた。

野増を他の2点と比較すると、変動が非常に大きい。特に12月12日と1月5日の磁気嵐に際しては、野増の全磁力減少が著しい。日本附近では、南北に配置された観測所で磁気嵐の主相の振幅は南の方が大きくなる(Dstの緯度効果)。野増と大体同緯度にある松崎と、北方の菅引や鹿野山と比較した場合にもこの影響が認められ、日平均値のバラツキの主原因と考えられる。しかし第4図に見る通り、松崎と菅引の全磁力差などではこの種の変動は割合小さい。従って野増のDst変動の大きさは、単にDst磁場の緯度効果だけでは説明しきれないようである。この原因は今後調べる必要があるが、おそらく海洋誘導電流の離島効果によると思われる。

第6図によると、比較的静穏であった12月中、下旬にも大きな変動が見られる。この

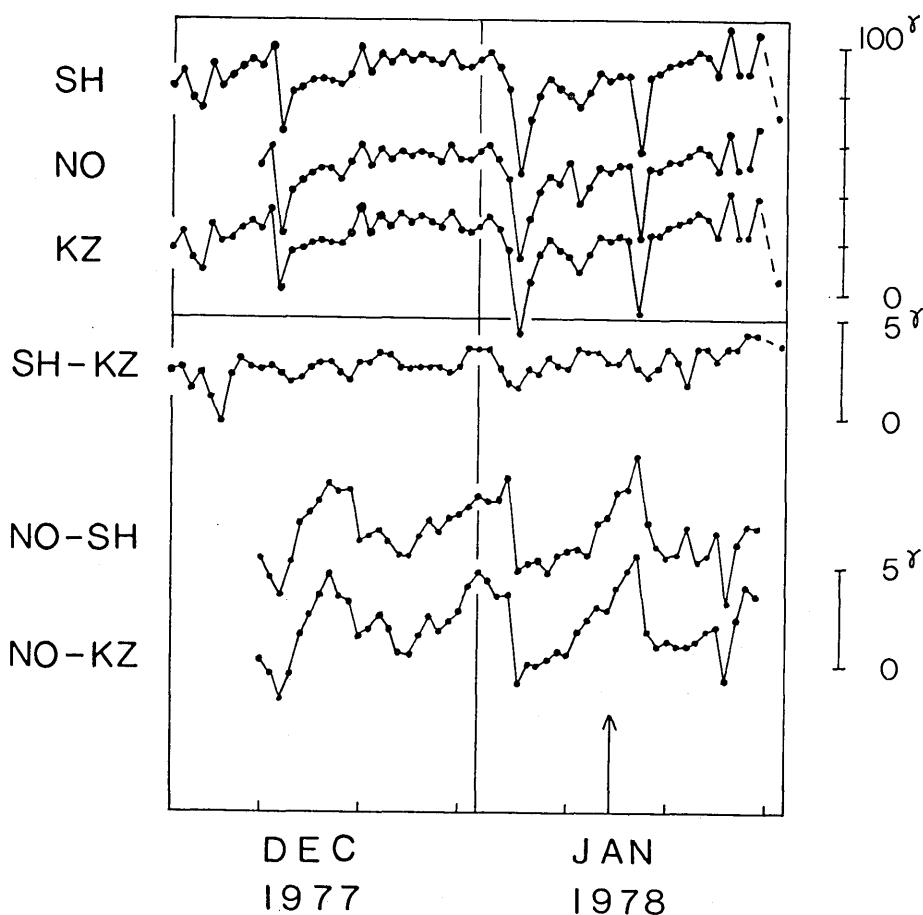


Fig. 6. Changes in the F component at NO (Nomashi, Izu-Oshima, Izu-Oshima Magnetic Observatory, ERI) as compared with those at SH and KZ before and after the M7.0 earthquake. The F component at NO is strongly affected by the local disturbance field due to oceanic induced currents. A co-seismic change exceeding a few gammas is not observed at NO.

ような変動は地殻の帯磁変化によるものかも知れない。しかしあくまで2ヶ月間の比較なので、何とも言えないが、野増の全磁力は割合規則正しく周期的に変化しているように見える。外部磁場にはこのような周期性は見られないので、あるいは海洋潮汐で誘導された電流の影響かもしれないと想像している。

行武・他(1978)は伊豆大島の西岸にある野増と北東岸にある泉津の全磁力値を地震前後で比較した。伊豆大島では地震と同時に停電して約2時間後に復旧されたが、この間に野増と泉津の全磁力差に変化が見られた。しかしこれはわずか5km離れているにすぎない野増と泉津の間で、日変化に差があるためらしい。以上の事情を考慮すると、現段階で第

6図から言い得ることは、野増においては、地震に伴う全磁力変化として数 γ を越えるものは無かったという程度である。

行武・他 (1978) は1967年頃から約10年間における野増の全磁力値を、柿岡、鹿野山および八丈島と比較し、野増の全磁力経年変化がきわめて異常であることを見出した。本州中央部の広域的な全磁力経年変化に比べて、野増ではこの10年間に約 10γ 程度減少している。行武・他 (1978) はこの原因として、三原山から西北西方向にダイク状にのびるマグマの“通路”を想定し、この部分の熱消磁によって説明している。彼等は更に、このダイク状の部分が、笠原・他 (1978) による大島附近の余震分布や、'77年10月、11月の前震的群発活動域と一致することから、このマグマの活動が伊豆大島近海地震の引き金となつた可能性を示唆している。

これ等はいずれも興味深い指摘であって、第6図に示された野増の全磁力変動が、地震に先行する何等かの地殻活動に伴う変化である可能性も強い。我々としては伊豆半島で見出された全磁力異常変化の空間的時間的な拡がりに興味があるので、大島と伊豆半島の全磁力をもう少し長い期間について比較してみるつもりである。

次に伊豆大島近海地震前後の松崎における全磁力変化を示す。第7図は柿岡地磁気観測所 (第40回地震予知連絡会資料1978) によって調べられた、松崎 (MZ) と菅引 (SH) お

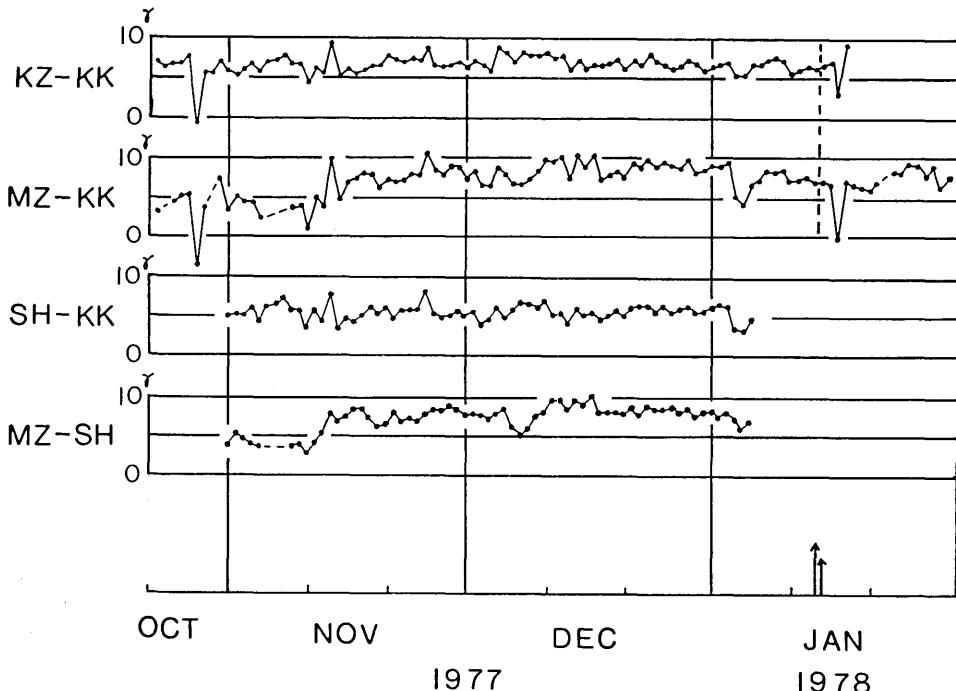


Fig. 7. Changes in the F component at MZ as compared with those SH, KZ and KK (after Kakioka Magnetic Observatory, JMA, 1978). Notice a 5γ increase at MZ (see MZ-SH and MZ-KK) in November, which remained unchanged even by the occurrence of the M7.0 Earthquake, until Jan.

よび鹿野山 (KZ), 柿岡 (KK) との全磁力の相互比較結果である。これは我々が菅引と鹿野山の単純差を求める際に得た、 $0^{\text{h}}-1^{\text{h}}$ の時間帯の菅引の全磁力平均値を柿岡に送り松崎等の一時間平均値との差を求めたものである。単純差としてやや厳密さに欠けるが、変化の大勢を知るには差しつかえは無い。

第7図で最も注目すべきは、松崎と菅引の全磁力差 (MZ-SH) に現われた、'77年11月中旬の約 5γ にも達する増加である。第2図の菅引と鹿野山の比較では、この時期に菅引に顕著な変化は無い。従ってこれは松崎において全磁力が増加したことを意味する。外部変動磁場の影響でバラツキは大きいが、MZ-KK のグラフにも、松崎の全磁力増加が明瞭に見てとれる。

菅引に全磁力減少が見られた'77年9月下旬から10月中旬の時期には、松崎の観測が中断されていて、この変化が松崎の方にまで及んでいたかどうか明らかでない。伊豆大島近海地震が発生した1月14日前後の MZ-KK のグラフを見ても顕著な変化は見られず、松崎においても本震に伴う全磁力変化はほとんど無かったようである。松崎は最大余震 M5.7 の震源域に最も近いが、この地震に伴う変化も特に見られない。

7. 伊豆大島近海地震の地震地磁気効果—Stacey モデルによる検討

全磁力測量の結果は、伊豆大島近海地震の前後で大きな変化があったことを示している。地震に伴う応力解放によって地殻の帶磁が変化して、地表で地磁気変化として観測されることが期待され、これを地震地磁気効果 (Seismo-magnetic Effect) と呼んでいる。STACEY (1964) は著名なその論文で、この問題を始めて定量的に取扱った。彼は地表面に垂直な横ずれ断層の場合に、地震によって解放される応力についてある分布を仮定し、ピエゾ磁気効果の実験式を適用して、期待される地磁気変化を計算した。NAGATA (1976) は新潟地震を起した逆断層について、STACEY と同様な応力分布を仮定し、新潟地震に伴う地磁気変化を説明している。

この節では STACEY (1964) の方法によって、伊豆大島近海地震の断層モデルによる全磁力変化を見積ってみる。計算の基礎になる断層パラメータについては、SHIMAZAKI and SOMERVILLE (1978) および岡田 (1978) の研究成果に全面的に負っている。地震地磁気効果を求める上での基本的な考え方は STACEY (1964) と同じであるが、数値計算の方法等に若干の違いがあるので、簡単に計算手続きを説明し、あわせていくつかの問題点について検討する。

(1) STACEY の剪断応力分布

一様な半無限弾性体の地表面 $z=0$ に垂直で地表からある深さ $z=D$ にまで達する横ずれ断層を考える。深さ D の所に剪断応力を支えない弱層があって、それ以深では応力の変化は無いとする。 x 軸に沿った断層の長さを L とする。解放される剪断応力 $\sigma=\sigma_{xy}$ は z 方向には一様で、断層の中央で最大、両端に向ってゼロに近づき、それを越えると応力の集中が起るとする。これは弾性体内に生じた応力変化の総和をゼロとするための要請で、軸に平行な方向では常に

$$\int_{-\infty}^{\infty} \sigma dx = 0 \quad (1)$$

が満たされるものとする。

このような応力分布として STACEY (1964) が与えたものは

$$\frac{\sigma}{\sigma_0} = \left(\frac{L}{2} \right)^2 \frac{\left(\frac{L}{2} \right)^2 + y^2 - x^2}{\left\{ \left(\frac{L}{2} \right)^2 + y^2 + x^2 \right\}^2} \quad (2)$$

である。これが(1)を満たすことは容易に分る。第8図に STACEYによる剪断応力分布を示す。

この応力分布が、地震学で現在広く用いられている転位理論に基づいた“断層”の応力分布をよく近似するものであるかを検討してみる。地表に達する垂直な矩形横ずれ断層による応力分布は CHINNERY (1963) によって調べられた。それによると、応力分布の大勢は第8図と大体似ている。しかし CHINNERY (1963)によれば、断層の両端附近の応力分布は非常に複雑で、特に断層の端で応力は無限大になってしまう。断層面に沿って一様な変位を生ずると仮定したモデルのため、変位の不連続がおこる断層の両端は特異点になる。同様な現象は断層の底辺でも生ずる。

この問題について、例えば CHINNERY and PETRAK (1968) は断層の変位が両端で指数関数的に急減少するモデルの応力分布を調べているが、断層の端および近傍で局所的に応力が増大する傾向は変わらない。SHAMSI and STACEY (1969) は断層底辺で応力無限大の困難を避けるため、くい違いが連続的にゼロに近づく断層モデルについて地震地磁気効果を求めた。しかし彼等のモデルは2次元の無限に長い断層なので、伊豆大島近海地震の断層にはそのまま適用はできない。

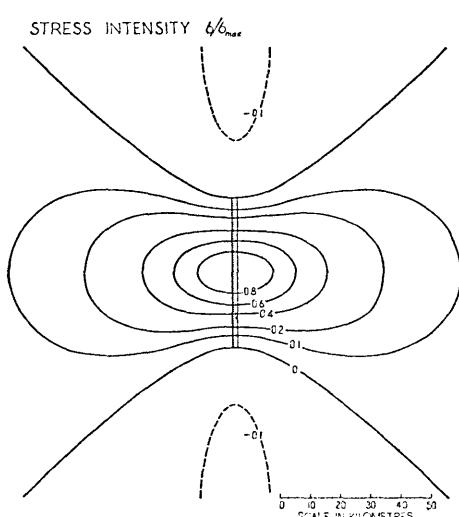


Fig. 8. Contours of intensity of stress release, as represented by eq. (2) (after STACEY, 1964).

このように STACEY の応力分布は、転位理論から得られる応力分布とは、断層の端附近で大きな違いがある。但しこの特異な応力分布を示す領域は比較的狭い。従って断層の中心部とか、断層からある程度離れた地点では、STACEY モデルで得られる地震地磁気効果は実際に生ずるものに近いと期待される。転位理論による応力分布を用いた地震地磁気効果の計算は、今後の課題として残されている。

なお以下の計算には、もう一つ本質的に無視できない欠陥がある。それは帶磁地殻の変位による磁場変化を考慮していないことである。断層運動に縦ずれ成分があれば、地表では当然大きな隆起あるいは沈降を生ずる。しかし

純粹な横ずれ断層の場合でも、断層運動で圧縮される領域に隆起が、引き延ばされる部分に沈降が生ずる (CHINNERY 1961)。従って地殻が一様帶磁しているとしても、地表面の変形によって磁気異常が生じ得る。

実際には我々は複雑な帶磁分布と起伏のある地形によって作られた局所的磁気異常の中で観測している。地震に伴う地変によって、この種の磁気異常分布にどのような変化が起るかを見積ることは不可能に近い。但し顕著な地変の見られる断層線からある程度離れば、この種の影響は無視し得ると思われる。

(2) 地震地磁気効果の計算

岩石の帶磁率と残留磁気に対する応力の影響は多くの研究者によって調べられてきた。それ等の成果の総括的な報告が NAGATA (1972) によってなされている。地球磁場による誘導磁化ならびに磁気的に硬い残留磁化 (TRM と CRM) は応力に対して可逆的に変化し、比較的小さい応力 ($|\sigma| < 100 \text{ bar}$) の範囲では、近似的に次の式で表現される (NAGATA 1972)

$$\left. \begin{aligned} J'' &= J_H^0 (1 - k\sigma) \\ J_\perp &= J_\perp^0 (1 + (1/2)k\sigma) \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

ここに J'' は圧縮力又は張力に平行な磁化、 J_\perp は垂直な磁化で、圧縮力を正とする。指標 0 は応力を受けない時の磁化を表わす。 k は磁気応力係数 (stress sensitivity) と呼ばれ、岩石に固有な定数である。以下の議論では、誘導磁化と残留磁化をあわせて、岩石の磁化が(3)式のように応力に対して可逆的に変化するとし、非可逆的な変化 (圧残留磁気 PRM, NAGATA (1972) 参照) は考えない。

(2)式で与えられる剪断応力は 2 つの主応力に分解できて

$$\left. \begin{aligned} \text{圧縮力 } \sigma_c &= \sigma / \sqrt{2} & \mp 45^\circ \text{ 方向} \\ \text{張力 } \sigma_t &= -\sigma / \sqrt{2} & \pm 45^\circ \text{ 方向} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

ここに複号は上段が右ずれ、下段が左ずれ応力に対応する。

地殻の水平方向の帶磁を $\vec{J}_H(J_x, J_y)$ とする。簡単のため地殻が地球磁場方向に一様帶磁しているとして、磁気子午線と断層の走向 (x 軸) とのなす角を ϕ とすれば

$$\left. \begin{aligned} J_x &= J_H \cos \phi \\ J_y &= J_H \sin \phi \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

\vec{J}_H を圧縮軸方向と張力軸方向に分解し、(4)式の応力を(3)に代入することによって、圧縮軸方向 (ΔJ_c) と張力軸方向の磁化の変化分 (ΔJ_T) は

$$\left. \begin{aligned} \Delta J_c &= -\frac{3}{4} k\sigma (J_x \mp J_y) \\ \Delta J_T &= \frac{3}{4} k\sigma (J_x \pm J_y) \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

複号の上段が右横ずれ、下段が左横ずれ断層に対応する。このようにして半無限物質の各点における帶磁変化が得られた。

点 (x', y', z') に置かれた $\vec{A}J dx' dy' dz'$ なる磁気双極子が点 (x, y, z) に作る磁場のポテンシャルは

$$\left. \begin{aligned} dW = 4J \frac{\lambda(x-x') + \mu(y-y') + \nu(z-z')}{r^3} dx' dy' dz' \\ r^2 = (x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2 \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

ここで (λ, μ, ν) は $\vec{A}J$ の方向余弦である。

従って点 (x, y, z) における磁場の各成分は

$$\left. \begin{aligned} H_x &= \iiint A J (\lambda U_1 + \mu U_4 + \nu U_5) dx' dy' dz' \\ H_y &= \iiint A J (\lambda U_4 + \mu U_2 + \nu U_6) dx' dy' dz' \\ H_z &= \iiint A J (\lambda U_5 + \mu U_6 + \nu U_3) dx' dy' dz' \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

ここで

$$\left. \begin{aligned} U_1 &= \frac{2(x-x')^2 - (y-y')^2 - (z-z')^2}{r^5} \\ U_2 &= \frac{2(y-y')^2 - (x-x')^2 - (z-z')^2}{r^5} \\ U_3 &= \frac{2(z-z')^2 - (x-x')^2 - (y-y')^2}{r^5} \\ U_4 &= \frac{3(x-x')(y-y')}{r^5} \\ U_5 &= \frac{3(x-x')(z-z')}{r^5} \\ U_6 &= \frac{3(y-y')(z-z')}{r^5} \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

磁気子午線に対して任意の走向を持つ横ずれ断層による地磁気変化を求めるには、断層に平行および直交する水平帯磁成分による磁場変化を計算し、両者をベクトル的に加算すればよい。断層に平行な帯磁成分 J_x による磁場は(6)式と(8)式より

$$\left. \begin{aligned} H_{xx} &= \pm \frac{3}{2\sqrt{2}} k J_x \iiint \sigma(x', y') U_4 dx' dy' dz' \\ H_{xy} &= \pm \frac{3}{2\sqrt{2}} k J_x \iiint \sigma(x', y') U_2 dx' dy' dz' \\ H_{xz} &= \pm \frac{3}{2\sqrt{2}} k J_x \iiint \sigma(x', y') U_6 dx' dy' dz' \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

同様にして、断層に直交する帯磁成分 J_y による磁場は、

$$\left. \begin{aligned} H_{yx} &= \pm \frac{3}{2\sqrt{2}} k J_y \iiint \sigma(x', y') U_1 dx' dy' dz' \\ H_{yy} &= \pm \frac{3}{2\sqrt{2}} k J_y \iiint \sigma(x', y') U_4 dx' dy' dz' \\ H_{yz} &= \pm \frac{3}{2\sqrt{2}} k J_y \iiint \sigma(x', y') U_5 dx' dy' dz' \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

(10), (11)式の積分を解析的に実行するのは困難である。そこで半無限弾性体を小区画の直方体に分け、その内部では帯磁変化を一様とみなし、 $\frac{3}{2\sqrt{2}} k J_y \sigma(x', y')$ 等で与える。 U のみを含む積分は解析的に与えることが出来る。この表現式は複雑なので補録にかかげておく。STACEY モデルの場合に限らず、任意の帯磁分布を与えて(8)式の値を求めたい時、この式是有用である。尚 STACEY (1964) は U を含む積分については、 z' についてのみ部分積分を行なっている。STACEY モデルの場合に限って言うと、補録の式による場合とほとんど同じ結果が得られる。

数値積分は、断層の長さを L として、 $5L \times 5L$ の領域を $(1/5)L$ 間隔のメッシュに区切って行ない、地表での格子点の磁場を求めた。(10)および(11)式で表わされる磁場の各成分には、各象限相互で対称又は反対称の関係があるので、第一象限内の点についてのみ求めればよい。又補録の式の種々の対称性を利用して、計算時間を短縮できるが、詳細は省く。

第9図に、断層走向が磁気的南北方向で、断層底面までの深さ $D = (1/2)L$ の場合、断層中央部で直交する線上での磁場の鉛直成分 (H_{xz} に相当) を示す。STACEY (1964) は $(1/2)L$ 間隔の粗いメッシュで計算した。但しこの成分についてのみ、 $(1/5)L$ 間隔メッシュでも計算して比較しており、その結果は第9図の我々の値とほとんど同じである。積分領域の端に近い所では、積分域の外部の帯磁変化を無視したために、 H_{xz} が若干の増加を示す。この附近では、無限遠に向って単調減少していかなければならない。しかしこの影響は無視し得る程小さい。

(3) 伊豆大島近海地震への適用

津村・他(1978)は伊豆半島に展開された微小地震観測網によって、非常に精度良く余震分布を求めた。余震群は大別して、3本の線状分布をなす。それ等は伊豆大島附近から西方に稻取岬に達する一群と、稻取岬から西北西に向きを転じて、伊豆半島中西部の猫越岬附近に至るもの、更にそこから南東に伸びるグループである。これ等はそれぞれ地下に生じた断層の位置を示すと思われる。第一の断層は本震に対応し、第三のものは最大余震を生じた断

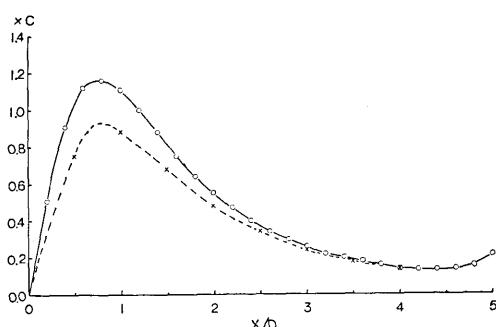


Fig. 9. A comparison of H_{xz} component along the x axis, obtained by numerical integration over $L/5$ squares (circles, present result) and $L/2$ squares (crosses, STACEY, 1964) with the fault depth $D=L/2$.

層で、発震機構から左横ずれとされている。第二の断層は本震の直後に破壊が生じたようであるが、地震記象からは本震の振動にかくされてはっきり識別できない(津村・他1978)。

SHIMAZAKI and SOMERVILLE (1968) は世界各地の長周期表面波および近地地震記象の SH 波等を用いて、主震の断層パラメータを求めた。更に主として伊豆半島東岸の水準、光波測量、半島と大島の光波測量結果等を矛盾なく説明するように、断層の位置を定めた。これは稻取岬の沖合から東へ伸びる右横ずれ断層である。

一方岡田 (1978) は地震学的情報を参考にしながら、伊豆半島および大島での測地的データを最も良く説明するような断層を求めた。岡田のモデルは稻取岬から猫越峠附近へ伸びる断層と、稻取岬から東北東に雁行する 2 本の断層より成っている。後者は三原山カルデラ壁での光波測量結果(下鶴・他1978)を考慮した結果である。

ここでは主震断層については、大勢を良く説明すると思われる SHIMAZAKI and SOMERVILLE モデルに依拠し、稻取一猫越峠の断層(仮に第二断層と名付ける)については岡田モデルに依って、地震地磁気効果を求めてみた。両者の断層モデルとも、若干の上下変動成分があり、又前者の断層の傾きは北側 85° 傾斜とされている。簡単のために、このような要素を無視し、2 本の断層はいずれも地表面に垂直で、純粋な右横ずれ断層とした。稻取岬の南沖合約 500m の地点(139°00'E, 34°50'N の点から東へ4km, 南へ8.5km の地点: 岡田モデルによる)から N90°E の方向に長さ $L=17\text{ km}$, 断層の幅 $D=0\sim10\text{ km}$, 応力降下量 $\Delta\sigma=41.2\text{ bar}$ というモデル(主震断層)と、同じく稻取岬沖合の地点から N60°W の方向に長さ $L=16\text{ km}$, 断層の幅 $D=0\sim7.5\text{ km}$, 応力降下量 $\Delta\sigma=14.9\text{ bar}$ というモデル(第二断層)について計算している。応力降下量は SHIMAZAKI and SOMERVILLE (1978) に従って、剛性率 μ を $3.5\times10^{11}\text{ cgs}$ とし、KNOPOFF (1958) の式

$$\Delta\sigma = \frac{2}{\pi} \mu \frac{\bar{U}}{D} \quad (12)$$

を用いて求めた。 \bar{U} は断層面の変位量である。

ちなみに岡田モデルの第二断層について、地震モーメント (AKI 1966) $M_0=\mu\bar{U}S$ を求め、更に大中 (1976) が与えた M と M_0 の関係式 $\log\left(\frac{M_0}{L}\right)=1.2M+11.7$ によって、この地震のマグニチュードを求めてみると、6.2になる。この部分の断層は主震に誘発されて動いた、とする見解(例えば榎原1978)があるが、単独の地震と見ても、かなり大きな直下型地震と言える。

断層中央の最大剪断応力を与えるために、(2)式を断層面上で積分した平均値が、応力降下量 $\Delta\sigma$ に等しいと考える。 σ_0 と $\Delta\sigma$ の関係は

$$\Delta\sigma = \frac{1}{L} \int_{-L/2}^{L/2} \sigma(x, 0) dx = \frac{1}{2} \sigma_0 \quad (13)$$

で与えられる。

伊豆半島附近の平均的伏角を $I_0=47.5^\circ$ 、偏角を $D_0=-6^\circ(N6^\circ W)$ とし、全磁力変化量 ΔF は、水平および鉛直分力の変化量を $\Delta H, \Delta Z$ として、

$$\Delta F \cong \Delta H \cos I_0 + \Delta Z \sin I_0 \quad (14)$$

から求めた。厳密には、 ΔF は ΔH , ΔZ だけでなく、 ΔD および平均全磁力 F_0 の関数であるが、2次以上の微小量を無視している。

磁気応力係数 $k=1 \times 10^{-4} \text{ bar}^{-1}$ 、地殻の平均的磁化を $J_0=1 \times 10^{-3} \text{ emu/cc}$ として、全磁力変化のみを示す。 ΔF を(4)式で与える時、それは kJ_0 に比例する。従って k 又は J_0 がここで与えた値と異なる場合には、その比を掛ければよい。

第 10(a) 図は SHIMAZAKI and SOMERVILLE モデルに依拠した主震断層による全磁力変化である。変化の大勢は、断層の中央部に西向き、断層の延長部分に東向きの磁気双極子を置いた場合によく似ている。伊豆半島の南東部に全磁力の減少があらわれるが、最大でも 1γ 程度にすぎない。しかし地殻の帯磁を $5 \times 10^{-3} \text{ emu/cc}$ 程度にとれば、稻取浅間山測点の変化は -3γ になり、観測値と大体一致する。しかし主震断層だけでは、浅間山の西方、泉奥原の全磁力減少は説明できない。

第 10(b) 図は岡田モデルによる第二断層に伴う全磁力変化を示す。STACEY モデルの地震地磁気効果では、断層の走向が地球磁場方向に 45° 斜交する場合に、最大の全磁力変化を生ずる。第二断層はこの場合に近いが、変化量が主震断層のそれと同程度なのは、応力降下量が主震断層の半分以下であったためである。このモデルにおいても、 $J_0=5 \times 10^{-3} \text{ emu/cc}$ とすれば、泉奥原の全磁力減少と大体一致するが、反対に稻取の変化は説明できなくなる。

そこで主震および第二断層による全磁力変化を重ね合わせて、第 10(c) 図に示す。断層パラメータは変えずに、 kJ_0 のファクターを変えて観測値に合わせてみる。 $kJ_0=5 \times 10^{-7} \text{ emu/cc/bar}$ とすれば、浅間山と泉奥原で見られた全磁力減少量と大体一致する。

しかしこの図によっても、第 5(d) 図に示された伊豆大島近海地震前後の全磁力変化のパターンは説明できない。尚この合成モデルで、 kJ_0 として前述の値を用いても、菅引、野増、松崎の全磁力変化は 1γ 以下であって、これ等の連続観測点において地震に伴う変化が検出されなかった、という事実とは矛盾しない。

このように STACEY モデルによる地震地磁気効果で、伊豆大島近海地震前後の全磁力変化を説明しようとする試みは、断層近傍のわずか 2 点以外ではうまく行かない。その理由は幾つか考えられる。本節の(1)で検討したように、STACEY の応力分布が実際に生じた応力変化をうまく表現していないことにもよるであろうし、火山地帯である伊豆半島から大島にかけての地殻帶磁を一様と仮定するのも、実際とかなりかけ離れている。しかし第 5(d) 図の全磁力変化は、第 10(c) 図と量的に合わないならとも角、変化のセンスが逆であったり、断層から離れた地域でも変化量が大きい。従って第 5(d) 図の変化には、地震に伴った変化の他に、'77年10月から地震発生まで徐々に変化した分が含まれ、大部分の測点において、後者の方が大きいと考えざるを得ない。即ち、松崎の全磁力変化（第 6 節）に見られるように、地震の 1~2 ヶ月前に生じた変化が、本震の後にもそのまま残っているのではないか、と思われる。

8. 河津における地震後の全磁力変化

伊豆大島近海地震後の全磁力測量が終了した時点で、河津町上佐ヶ野にある河津営林署

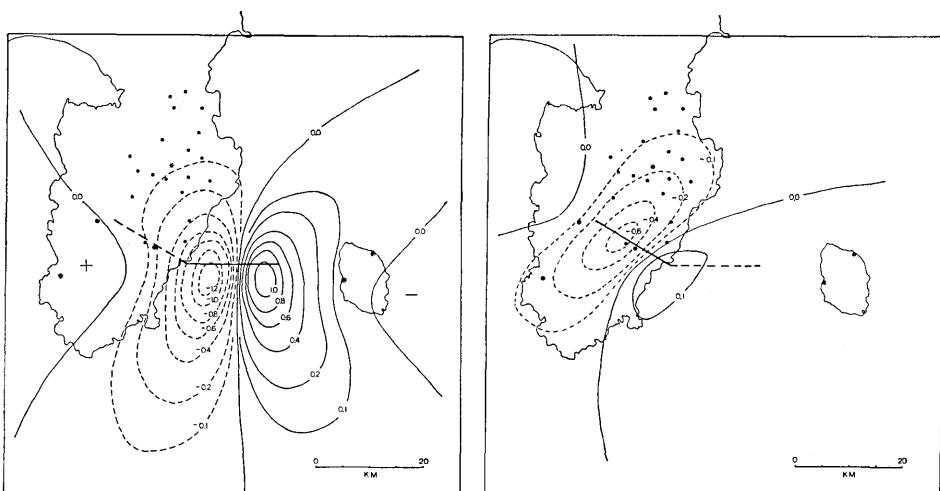


Fig. 10(a). The F component of the seismo-magnetic anomaly field associated with the main-rupture fault (after SHIMAZAKI and SOMERVILLE 1978). Unit in gammas for $kJ_0=1\times 10^{-7}$ emu/cc/bar.

Fig. 10(b). The F component of the seismo-magnetic anomaly field associated with the secondary fault (after OKADA, 1978). Unit in gammas for $kJ_0=1\times 10^{-7}$ emu/cc/bar.

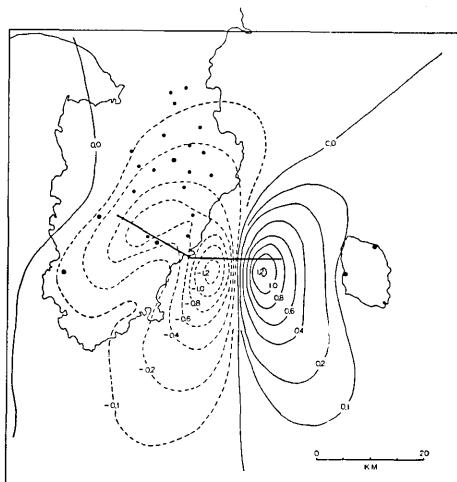


Fig. 10(c). The F component of the seismo-magnetic anomaly field associated with the compound fault model. Unit in gammas for $kJ_0=1\times 10^{-7}$ emu/cc/bar. If we can take $kJ_0=5\times 10^{-7}$ emu/cc/bar, the observed decrease of 3γ or so at southernmost two points near the faults can be interpreted. Pronounced positive changes in Fig. 5(d) cannot be explained by the present calculation.

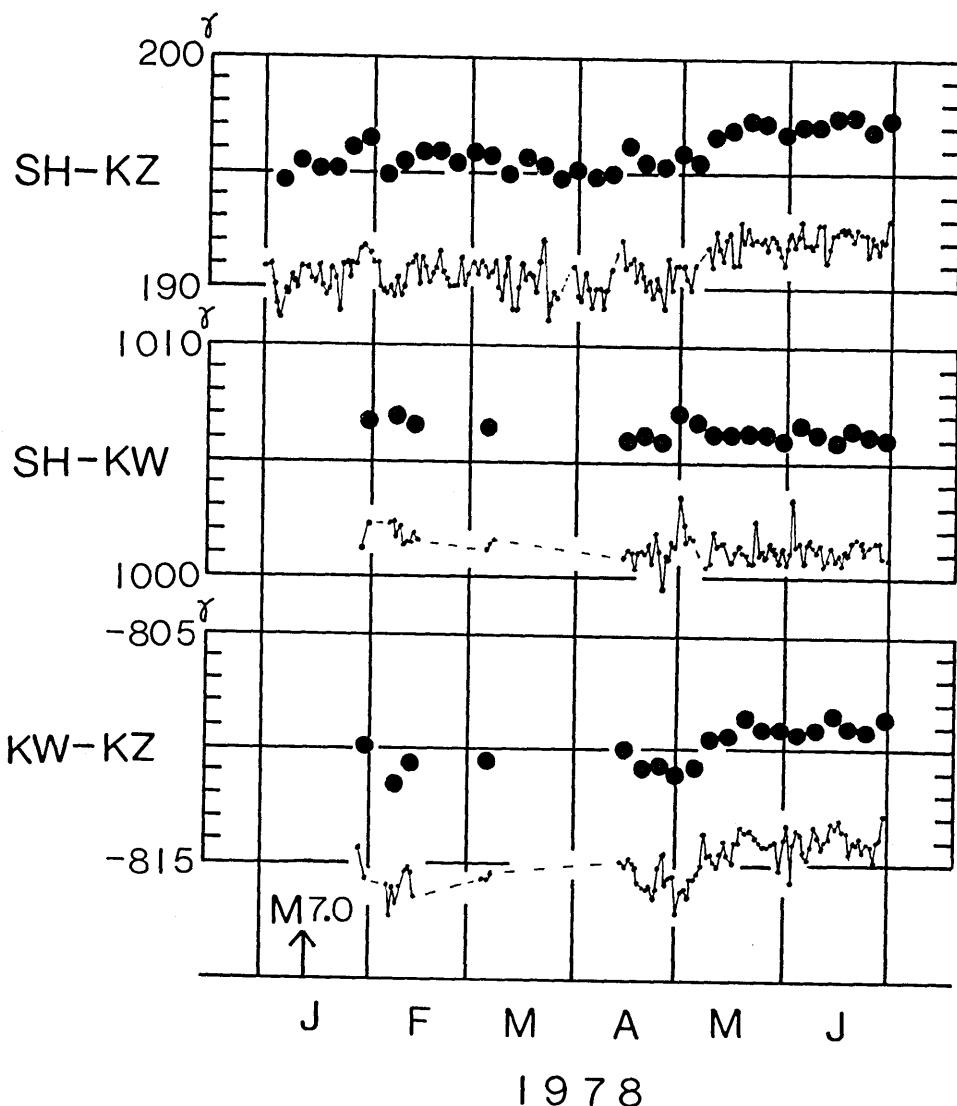


Fig. 11. Changes in the F component at SH and KW as referred to KZ, during the period from Jan. to June, 1978.

上佐ヶ野種苗場において、全磁力の連続観測を開始した。この場所では'76年10月上旬から11月中旬まで、地磁気観測所によって全磁力連続観測が行なわれていた。磁力計センサーの設置場所が以前のそれと異なるので、残念ながら、以前のデータとの比較はできない。

この附近は天城火山の噴火堆積物に覆われ、少し掘ると熔岩にぶつかる場所もあって、局所的な磁気異常が大きい。磁場傾度をなるべく小さくするため、センサーの地上高を約2.3mとして、3本の支持棒で固定した。使用した磁力計はPMP-201型(国際電子社製)

でカセットテープに毎分自動記録する方式のもので、センサーはトロイダル型である。

第11図に1978年1月から6月までの菅引(SH), 河津(KW)および鹿野山(KZ)の相互の全磁力単純差の平均を示す。河津の磁力計は、4月中旬まで磁気テープ読込装置が不調で欠測が多い。河津観測点は稻取一猫越峠断層のほぼ真上にあるが、この図から見ると、伊豆大島近海地震後の余効的な変化はほとんど無い。

第3節で指摘したように、'78年5月に入って約 2γ 程度の全磁力増加が見られる。この変化は菅引と河津で大体同時に生じており、河津の方がやや変化量が大きいようにも見える。この異常変化がどの程度の拡がりを持つものであるか、大いに興味がある。現在地磁気観測所と協力して、松崎との相互比較をすすめている。暫定結果では、松崎においては4月中旬以降やや減少の傾向が見られる(白木正規:私信)。'77年前半程、広域にわたる変化では無いようである。

'77年前半の異常変化から約1ヶ月後に遠笠山の微小地震活動が、'77年9~10月の異常変化の後11月に伊豆大島西方の群発活動が、それぞれ活潑化した。今回については、今の所目立った地震活動の異常は無い。6月上旬に伊東の沖合附近で微小地震が群発したが、すぐにおさまった。但しこの附近は、1930年伊東群発地震の巣でありながら、最近数年間の精密観測でもあまり地震が無かった地域であることが、注意を引いている(津村・唐鑑:私信)。

9. 考 察

これまで伊豆大島近海地震の約1年前からの、伊豆半島における全磁力変動の経過を見て来た。簡単にふりかえってみると、先ず'77年2月末頃から、おそらく伊豆半島全体で一斉に全磁力が増加するという異変があった。この異常変化は'77年7月から8月頃には元に戻っている。'77年9月下旬から10月上旬に、菅引において $2\sim3\gamma$ 全磁力が減少し、11月には回復している。この変化の地域的拡がりは今の所明らかでない。10月下旬には、遠笠山から河津町にかけて、伊豆大島近海地震の震源域に隣接、あるいは一部含まれる地域で、 $4\sim5\gamma$ の全磁力増加が認められている。この異常変化は、'77年前半の広域的全磁力増加がそのまま残ったとも考えられるし、あるいは菅引における10月の異常減少期に増加した可能性もある。これより少し遅れて11月上旬に、南西部の松崎で 5γ 程の全磁力増加が現われている。

伊豆大島近海地震に伴う地震地磁気効果については、震源域を3ヶ所の連続観測点がとり囲んでいるにもかかわらず、有意な変化は検出されなかった。STACEY モデルによって検討した所では、地震地磁気効果は地震断層の近傍では比較的大きいものの、断層の長さ程度はなれた所では観測誤差程度に減衰してしまう。地震後の測量で検出された天城山附近の全磁力増加は、昨年10月に見出されていた増加傾向がその後も進行し、本震後も松崎に見られるようにそのまま残っているものと推定される。

今迄の測量では、比較的狭い地域に生じた地殻変動とよい対応を持つ全磁力変化が知られている。隆起域が西方に拡大した地域に生じた正負の異常(第一報参照)はこの好例である。'77年後半になって伊豆半島の南半部に次々と生じた全磁力変化も、異常地域の広が

りは大きいが、このタイプの変化のように思われる。即ち、地震の数ヶ月前からこの附近で何らかの地殻変動が進行していた可能性が強い。

これに対して、'77年前半に現われた広域的な全磁力変動の原因は何であろうか。第4節で調べたように、この変化は伊豆半島全域にわたって、同時に起っている。ピエゾ磁気の考え方でこれを理解しようとすれば、伊豆全体に加えられた広域的な応力の変化にその原因を求めるを得ない。

ここで想起されるのは貝塚（1972）による“伊豆バーの北進”という考え方である。貝塚によれば、太平洋プレートが伊豆・マリアナ海溝で、伊豆・小笠原弧に対して斜めにもぐりこんでいるため、伊豆、小笠原弧は北方へ向う力を受ける。フィリピン海プレート全体が引きずられるのでなく、伊豆諸島の西方に南北に伸びる西七島断層帯と伊豆・マリアナ海溝で境された南北に細長い部分（安藤・他（1973）はこれを伊豆バーと名づけた）が北進し、伊豆半島の北部で本州と衝突（杉村 1972）しているとされる。伊豆バーの北進に伴って、伊豆半島附近は南北方向の強い圧縮力場に置かれる。'77年前半の全磁力増加は、このような圧縮力の増加によるものではなかろうか。

このような考えに基づいて、観測された全磁力変化を生ずるのに、どの位の応力が必要かを簡単に見積ってみる。伊豆半島を含む $100\text{km} \times 100\text{km}$ 位の地殻が南北方向の水平圧縮を受けたとする。伊豆附近の地殻のキュリー点等温面を 15km とする。地球磁場方向（伏角 I_0 ）に帶磁したこの直方体に生ずる磁化の変化は、水平南向きに $\Delta J_H = -kJ_0 \Delta \sigma \cos I_0$ 、鉛直下方に $\Delta J_z = (1/2) kJ_0 \Delta \sigma \sin I_0$ で与えられる ($\Delta \sigma$ は圧縮力の大きさ)。この帶磁変化によって直方体上面の中心（ここを原点とする）に生ずる磁場は、(8)式と補録の公式を用いれば、水平北向きに $\Delta H = -\Delta J_H \cdot \Delta U_1$ 、 $\Delta Z = 2\Delta J_z \cdot \Delta U_1$ である。直方体の辺長として前述の値を用いて、原点における ΔU_1 の値は 0.818 、全磁力変化 ΔF を(4)式で与え、 $kJ_0 = 5 \times 10^{-7} \text{emu/cc/bar}$ とすれば、 $\Delta F = 5 \times 0.818 \cdot \Delta \sigma \times 10^{-2} \gamma$ である。従って観測された 4γ の全磁力増加を生ずるに要する圧縮力の増分 $\Delta \sigma$ は約 98bars となる。

このモデルでは、伊豆半島の北側の本州と伊豆バーの南部はあたかも剛体の如く振舞い、かつその部分に帶磁変化も生じないとしている。力学的にも磁気的にも不自然であるが、応力変化の大体の目安は得られると思う。ブロックの水平的広がりを小さくとるか、キュリー点等温面がより深いならば、もっと小さな応力変化で観測された全磁力変化を説明できる。

いずれにしても数 10 ないし 100bars 近くなると思われるこの圧縮力の増加は、全磁力変化の様相から見ると、 $4 \sim 5$ ヶ月かかるて解消された。かなりの部分は伊豆ブロックの外側を変形させることによって散逸して行ったものと思われるが、残余の応力の解消は伊豆ブロック内部の非弾性的な変形を通じて行なわれた可能性もある。ブロック内部での応力解消の機構としては、石橋（1976）が考えたような伊豆北東部の非地震性逆断層とか、何等かの火山性隆起現象（萩原 1977）、あるいは一部地殻がある種のダイラタンシー状態（発生した割れ目が永久変形として残る）になるなど、いくつかの可能性が考えられる。その種の変形とそれに付随する現象として、'77年1月—8月の間に中伊豆町附近から天城峠にかけての隆起（国土地理院 1978）、微小地震活動の活発化（津村他 1977）、遠笠山附近の水平歪の変化（柴野・他 1978）、あるいは地下水の水質変化（高橋・恒石 1977）などの異常

が観測されたものであろう。

更に非弾性的変形だけでは応力を解放しきれなかった地域がある、そこでは1978年伊豆大島近海地震によって最終的に歪エネルギーの解放が行なわれた。'77年後半になって、伊豆半島南部に時間的に少しづつずれながら現われた全磁力異常変化は、伊豆ブロック内での局地的な応力再配分（伊豆大島近海地震を準備する過程）に伴うものであろう。

茂木（1977）は最近の伊豆半島から東海地方にかけての異常地殻活動を理解する鍵として、1973年伊豆半島沖地震（M6.9）の発生を挙げ、石廊崎断層を北西に延長した構造線を考えた。実際にこれに対応する活断層（駿豆断層）が存在することは、恒石・杉山（1978）によって確認された。茂木（1977）は更に、伊豆半島沖地震の弾性反発の結果、伊豆半島東部を含む地域が圧縮され、この地域（火山地帯）が変形を起し易いことに、最近の異常隆起の原因を求めた。伊豆大島近海地震はこのような背景の下に準備されたものかも知れない。しかしM6.9の地震の余効変動だけで、しかも余効的圧縮が半島北東部の非地震性隆起でかなり解消された後に、更に大きなM7.0の地震を生じたとは考えにくい。我々は'77年前半の全磁力変化に着目して、いわば“最後の一押し”があったのではないか、と推測した訳である。

ここに述べた考えは、ほとんど臆測の域を出ない。特に大雑把に見積られた圧縮力の増加量は大きすぎるようと思われる。このように大きな圧縮力の増加があったとすれば、水位等にも何等かの変化が期待される。山口・小高（1977, 1978）による船原の水位には、'77年3月から8月にかけて異常な水位増加が見られるが、全磁力変化との対応は必ずしも良いとは言えない。但し水位変動は比較的地表附近の応力変化に起因するのに対し、地磁気変化は地殻深部までの帶磁変化の積分として与えられるから、両者は必ずしも一対一の対応を示さないのかもしれない。

'77年後半から主として半島南半部で次々と生起した全磁力変化は、今回の地震に直接先行する異常とも思われ、注目に値する。この場合、地震に先行する変化はやや広域に生じ、地震に伴う変化（地震地磁気効果）よりも大きく、地震断層の近傍を除いては、先行変化が地震後もそのまま残った、という結果になる。これは従来の応力に比例した帶磁変化あるいは圧残留磁気の概念からは理解し難い現象である。岩石の破壊に先行する非弾性的変形の過程で、残留磁化が異常な変化をするという実験例（MARTIN and WYSS 1975）が最近報告されている。伊豆大島近海地震前後の全磁力変化は、もし本物とすれば、主として応力に比例した帶磁変化のみを考慮してきた Tectonomagnetism (NAGATA 1969) の基礎について、岩石磁気学の面からも再検討を要請するものかもしれない。

附：中伊豆町菅引における自然電位の変化

我々は中伊豆町菅引の本成寺敷地内で、自然電位の観測を行なっている。我々が月ヶ瀬小学校あるいは菅引で当初使用していた地電流電極は、工業用炭素棒に端子を埋めこんだもので、端子の金具が接地してドリフトの原因になるらしい。接着剤で被覆しても水が浸透し易く、あまり改善されなかった。幸い地磁気観測所の森俊雄氏の御教示を得て、松下電器社製のアース棒がこの種の観測に適していることを知った。

'77年10月末に、この電極を菅引に埋設した。電極は鉄棒に炭素粉を焼着した長さ50cmのもので、先端部と尾部に露出した鉄棒部分は粘着テープで覆った。地表から約1.5mの

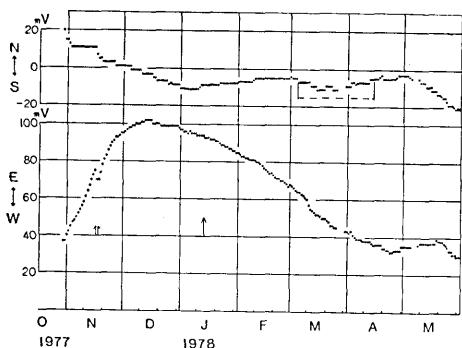


Fig. 12(a). Changes in the geoelectric potential at SH during the period from October, 1977 to May, 1978. The spans of electrodes are 64.5m for the N-S component and 63.0m for the E-W component respectively.

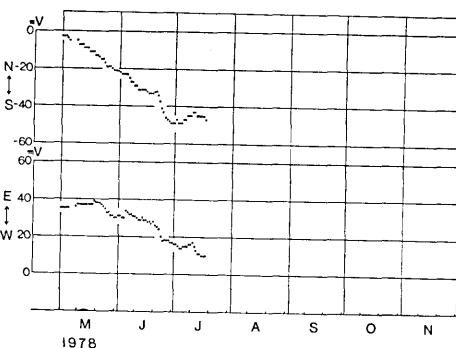


Fig. 12(b). Changes in the geoelectric potential at SH during the period from May to July, 1978.

穴を掘り、更にパイプで深さ 50cm 以上の穴をあけ、電極を入れて炭素粉で周囲を満たす。このような埋設方式をとると、この電極では数時間でドリフトがおさまることが多いと言う。

電極間隔は N-S 間が 64.5m, E-W 間が 63m である。本成寺の裏手は傾斜地で、なるべく水平に近い電極配置にするため、S 極と W 極が 1m しか離れていない L 字型の配置にした。地電位差の計測は、0.1mV まで測れ、計測範囲が ±200mV のデジタル電圧計を用い、全磁力値と共に毎分値をカセットテープに記録している。

第12 (a), (b) 図に'77年10月末から最近までの自然電位の値をプロットした。これ等は電車ノイズの少ない 0^h—4^h JST の平均である。電極埋設後 1~2 日間は安定していた地電位差が非常に大きな変動を始め、NS 成分については1978年1月上旬、EW 成分は'77年12月中旬に極値に達し、回復しかけた時、伊豆大島近海地震が発生している。NS 成分は'77年11月17日に大きな変動が始まり、EW 成分にも若干の異常変化があって、この前後に大島西方の群発地震が活潑化している。一見もっともらしい変化にも思えるが、実は 11月17日には 100mm を越える大雨が降っており、少なくともその後数日間の変動は雨の影響らしい。

菅引からわずか 1km 東南東の地点に小山・本蔵 (1978) による中伊豆観測点があり、地磁気 3 成分と共に地電流の観測も行なわれている。ここでは地電流の EW 成分に、11 月頃異常と思われる変動が観測されている (小山・本蔵1978)。中伊豆観測点の変化は、菅引のそれと全く似ていない。菅引の変動は電極埋設の直後から始まっており、接触電位の変化等によるドリフトの可能性もある。

一方、山口・小高 (1978) によって菅引の西方約 9km の船原において、地下水位の連続観測が行なわれている。船原における水位は '76年後半から上昇を続けていたが、'77年12月中旬に低下に転じて、伊豆大島近海地震をむかえた。この変化は長期の連続観測をふまえて明瞭に指摘される異常で、今回の地震の前兆現象であるように思える。偶然かも知れ

ないが、菅引における自然電位の変動は、船原の水位変化の経過と非常によく似ている。特に EW 成分は、極値に達した時期も一致する。

地震の前兆としての地電流変化は、中国において重視され、地震予知の有力な情報源となっている（例えば乗富（1977）参照）。地電流変化の原因として、MIZUTANI et al. (1976) は地震に先行するダイラタンシーと地下水の移動に伴って流動電位が生ずる、という機構を提案している。菅引における変化は、この機構で説明できるかも知れない。船原等の水位は地震と同時に急激に低下した（山口・小高1978）が、菅引の自然電位にこのような変化は見られない。自然電位の変化は地下水位の変動と一対一に対応している訳でも無いようである。

'78年5月に入って、NS, EW 成分とも一斉に減少を始めた。この変動が最近の全磁力変化と軌を一にしているのは興味深い。自然電位と地震の関係は基礎調査の段階で、今回は観測事実のみを提示しておく。

謝 辞

この観測は現地の方々の御協力によって遂行されている。特に中伊豆町菅引の本成寺、宇佐美日淨住職および御家族の方々には、2年余にわたる連続観測で大変お世話になっている。今回新たに、河津における全磁力観測で、河津営林署齊藤政義氏、相馬充氏の御協力を得ている。又河津町上佐ヶ野、相馬恵八氏には所有地での磁力計設置を快く御承諾頂いた。建設省国土地理院鹿野山測所からは、同所の全磁力記録を送って頂き、磁力計検定に便宜をはかって頂いている。気象庁柿岡地磁気観測所からは、松崎、柿岡等の全磁力値を利用させて頂いた。特に松崎と菅引の比較観測成果を本稿で報告することを御許可頂いた河村謹所長に感謝したい。更に河村所長を始め、同所の森俊雄、大地洸、白木正規の各氏と、東京工業大学理学部田中秀文氏には、我々の観測結果との比較を含め、有意義な討論をして頂いた。地震研究所荻原幸男助教授は地磁気移動班の観測に終始有益な助言を与えた。測量に際しては、鈴木正氏に自動車運転および観測の上で全面的な協力を得ている。本所技術部、堀田宗次郎、中野徳治両氏には、磁力計検出部支持台を、大工原保氏に検出部容器を設計、製作して頂いた。島崎邦彦氏、Paul SOMERVILLE 氏および岡田義光氏には、同氏等の研究成果を快く御教示頂いた。更に地震研究所の伊豆半島地域の観測に従事されておられる多くの方々から、有益な情報や助言、あるいは議論をして頂いた。以上の各機関および関係者各位に心から感謝の意を表します。本研究の費用の一部は、文部省科学研究費「1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究」（代表者、大沢胖）および昭和52年度地震研究所プロジェクト研究費によって行なわれた。

文 献

- AKI, K., 1966, Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, 73-88.
 安藤雅孝・松田時彦・阿部勝征, 1973, 日本列島上部地殻の応力場, 地震学会春季大会講演予稿集,

p. 166.

- 地磁気移動班, 1978, 伊豆半島東部地域における全磁力観測(3), 地震予知連絡会報, 20, 81-85.
- 地殻変動移動観測班・富士川地殻変動観測所(柴野睦郎・他), 1977, 伊豆半島北東部における光波測量(1), 震研彙報, 52, 151-162.
- CHINNERY, M. A., 1961, The Deformation of the Ground around Surface Faults, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 51, 355-372.
- CHINNERY, M. A., 1963, The Stress Changes that Accompany Strike-slip Faulting, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 53, 921-932.
- CHINNERY, M. A. and J. A. PETRAK, 1968, The Dislocation Fault Model with Variable Discontinuity, *Tectonophys.*, 5, 513-529.
- 檀原 豪, 1978, 稲取付近の地震断層の一つの解釈, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究報告, p. 48-49.
- 萩原幸男, 1977, 伊豆半島の異常隆起を説明する茂木モデルとそれに伴う重力変化, 震研彙報, 52, 301-309.
- 石橋克彦, 1976, 「伊豆東方線西相模湾断層」と伊豆異常隆起の解釈—フィリピン海プレート最北境界の二重構造, 地震学会講演予稿集1976 No. 2, p. 29.
- 貝塚爽平, 1972, 島弧系の大地形とプレートテクトニクス, 科学, 42, 573-581.
- 笠原順三・是沢定之・南雲昭三郎・下鶴大輔, 1978, 伊豆大島における1978年伊豆大島近海地震(M=7.0)の余震観測, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究報告, 8-9.
- KNOPOFF, L., 1958, Energy Release in Earthquakes, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1, 44-52.
- 国土地理院, 1978, 伊豆半島中部の地殻変動(4), 地震予知連絡会報, 19, 71-75.
- 小山 茂・本藏義守, 1978, 中伊豆における自然電位の観測(1), 震研彙報, 53, 00-00.
- MARTIN, R. J. III and M. WYSS, 1975, Rock Magnetism and Volumetric Strain in Uniaxial Failure Tests, *Pure Appl. Geophys.*, 113, 51-
- MIZUTANI, H., T. ISHIDO, T. YOKOKURA and S. OHNISHI, 1976, Electrokinetic Phenomena Associated with Earthquakes, *Geophys. Res. Letters*, 3, 365-368.
- 茂木清夫, 1977, 伊豆・東海地域の最近の地殻活動の一解釈, 震研彙報, 52, 315-331.
- 村井 勇・松田時彦・中村一明, 1978, 1978年伊豆大島近海地震に伴う稻取付近の地震断層, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究報告, 53-54.
- NAGATA, T., 1969, Tectonomagnetism, *I.A.G.A. Bull.*, 27, 12-43.
- NAGATA, T., 1970, Basic Magnetic Properties of Rocks under the Effects of Mechanical Stresses, *Tectonophys.*, 9, 167-195.
- NAGATA, T., 1976, Tectonomagnetism in Relation to Seismic Activities of the Earth's Crust: Seismo-magnetic Effect in a Possible Association with the Niigata Earthquake in 1964, *J. Geomag. Geoelectr.*, 28, 99-111.
- 乗富一雄, 1978, 中国における電磁気測定と地震に伴う電磁現象, 1977年地震学会訪中代表団報告集, p. 57-87.
- 岡田義光, 1978, 地殻歪から見た1978年伊豆大島近海地震, 震研彙報, 53, 823-840.
- 大中康吾, 1975, 弾性反撥モデルに基づく地震の物理的基礎, 震研彙報, 50, 187-208.
- 笹井洋一・石川良宣, 1977, 伊豆半島東部地域の異常地殻活動に伴う全磁力変化(第一報), 震研彙報, 52, 173-190.
- SHAMSI, S. and F. D. STACEY, 1969, Dislocation models and Seismomagnetic Calculations for California 1906 and Alaska 1964 Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 59, 1435-1448.
- 柴野睦郎・松本滋夫・平田安広・渡辺 茂・加藤照之・萩原幸男, 1978, 伊豆半島遠笠山・東伊豆基線網における光波測量, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究報告, p. 14-15.
- SHIMAZAKI, K. and P. SOMERVILLE, 1978, Summary of the Static and Dynamic Parameters of the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake of January 14, 1978, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 53, 613-628.
- 下鶴大輔・竹田豊太郎・沢田宗久・長田 昇・小山悦郎, 1978, 1978年伊豆大島近海地震に際しての三原山の拳動, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究報告, p. 26-27.
- STACEY, F. D., 1964, The Seismomagnetic Effect, *Pure Appl. Geophys.*, 58, 5-22.

- 杉村 新, 1972, 日本付近におけるプレートの境界, 科学, 42, 192-193.
- 高橋春男・恒石幸正, 1977, 伊豆半島異常隆起域における地下水の水質変化一徳永南, 姫ノ湯, 月ヶ瀬, 震研彙報, 52, 209-221.
- 田中秀文・若林哲也・力武常次, 1978, 伊豆半島西部地域における全磁力の変化について, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究報告, p. 18-19.
- 津村建四朗・唐鍊郁夫・荻野 泉・酒井 要・高橋正義, 1977, 伊豆半島における群発地震の観測(1975~1977), 震研彙報, 52, 113-140.
- 津村建四朗・唐鍊郁夫・荻野 泉・高橋正義・神定健二・中村 功・溝上 恵, 1978, 関東および伊豆半島の微小地震観測網による1978年伊豆大島近海地震の前震余震の観測, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究報告, p. 1-2.
- 恒石幸正・伊藤谷生・狩野謙一, 1978, 伊豆大島近海地震による地盤災害と地震断層, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究報告, p. 55.
- 恒石幸正・杉山雄一, 1978, 駿河トラフを横断する駿豆断層, 地震予知連絡会報, 20, 138-141.
- 山口林造・小高俊一, 1977, 伊豆船原, 柿木における水位変化および熱海などの温泉の変動について, 震研彙報, 52, 191-207.
- 山口林造・小高俊一, 1978, 1978年伊豆大島近海地震の前兆—伊豆船原, 柿木における地下水位の変化一, 震研彙報, 53, 841-854.
- 行武 豪・笹井洋一・石川良宣, 1978, 伊豆半島東部地域における全磁力観測, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究報告, p. 20-21.
- 行武 豪・吉野登志男・大谷和美・木本栄次・下村高史・石川雄一, 1978, 伊豆大島における全磁力永年変化の異常, 震研彙報, 53, 881-892.

補 錄

一様帶磁した直方体の作る磁場

点 (x', y', z') を中心として, 直角座標軸に平行に長さ $2\Delta x, 2\Delta y, 2\Delta z$ なる辺を持つ直方体について, これが一様帶磁している場合に点 (x, y, z) に作る磁場は, (8)式で $\Delta J = \text{const}$ とした積分で与えられる. この積分を

$$\Delta U(X, Y, Z) = \int_{z'+\Delta z}^{z'+\Delta z} \int_{y'+\Delta y}^{y'+\Delta y} \int_{x'+\Delta x}^{x'+\Delta x} U(x, y, z, x', y', z') dx' dy' dz' \quad (\text{A-1})$$

と書きあらわし, 被積分項に(9)式の $U_1 \sim U_6$ を代入したものを, $\Delta U_1, \Delta U_2 \dots$ 等で表わす.

ここで

$$\left. \begin{array}{l} X = x' - x \\ Y = y' - y \\ Z = z' - z \end{array} \right\} \quad (\text{A-2})$$

である.

(A-1) の積分を実行すると

$$\left. \begin{aligned} \Delta U_1 &= L(1, 1, 1) - L(1, 1, 2) - L(1, 2, 1) + L(1, 2, 2) \\ &\quad - L(2, 1, 1) + L(2, 1, 2) + L(2, 2, 1) - L(2, 2, 2) \\ \Delta U_2 &= L'(1, 1, 1) - L'(1, 1, 2) - L'(1, 2, 1) + L'(1, 2, 2) \\ &\quad - L'(2, 1, 1) + L'(2, 1, 2) + L'(2, 2, 1) - L'(2, 2, 2) \\ \Delta U_3 &= -(\Delta U_1 + \Delta U_2) \end{aligned} \right\} \quad (\text{A-3})$$

$$\left. \begin{aligned} \Delta U_4 &= \ln \left[\frac{M(1, 1, 1)}{M(1, 1, 2)} \cdot \frac{M(1, 2, 2)}{M(1, 2, 1)} \cdot \frac{M(2, 1, 2)}{M(2, 1, 1)} \cdot \frac{M(2, 2, 1)}{M(2, 2, 2)} \right] \\ \Delta U_5 &= \frac{1}{2} \ln \left[\frac{N(1, 1, 1)}{N(1, 1, 2)} \cdot \frac{N(1, 2, 2)}{N(1, 2, 1)} \cdot \frac{N(2, 1, 2)}{N(2, 1, 1)} \cdot \frac{N(2, 2, 1)}{(N2, 2, 2)} \right] \\ \Delta U_6 &= \frac{1}{2} \ln \left[\frac{N'(1, 1, 1)}{N'(1, 1, 2)} \cdot \frac{N'(1, 2, 2)}{N'(1, 2, 1)} \cdot \frac{N'(2, 1, 2)}{N'(2, 1, 1)} \cdot \frac{N'(2, 2, 1)}{N'(2, 2, 2)} \right] \end{aligned} \right\}$$

ここで

$$\left. \begin{aligned} L(i, j, k) &= \tan^{-1} \frac{\Delta y_j \cdot \Delta z_k}{\Delta x_i \cdot \Delta r(i, j, k)} \\ L'(i, j, k) &= \tan^{-1} \frac{\Delta x_i \cdot \Delta z_k}{\Delta y_j \cdot \Delta r(i, j, k)} \\ M(i, j, k) &= \Delta z_k + \Delta r(i, j, k) \\ N(i, j, k) &= \frac{\Delta r(i, j, k) + \Delta y_j}{\Delta r(i, j, k) - \Delta y_j} \\ N'(i, j, k) &= \frac{\Delta r(i, j, k) + \Delta x_i}{\Delta r(i, j, k) - \Delta x_i} \end{aligned} \right\} \quad (A-4)$$

であり

$$\left. \begin{aligned} \frac{\Delta x_1}{\Delta x_2} \} &= X \pm \Delta x, & \frac{\Delta y_1}{\Delta y_2} \} &= Y \pm \Delta y, & \frac{\Delta z_1}{\Delta z_2} \} &= Z \pm \Delta z \end{aligned} \right\} \quad (A-5)$$

(複号同順)

$$\Delta r(i, j, k) = [(\Delta x_i)^2 + (\Delta y_j)^2 + (\Delta z_k)^2]^{1/2} \quad (A-5)$$

$$i, j, k = 1, 2$$

である。

特に $\Delta x = \Delta y$ の場合には

$$\left. \begin{aligned} \Delta U_2(X, Y, Z) &= \Delta U_1(Y, X, Z) \\ \Delta U_6(X, Y, Z) &= \Delta U_5(Y, X, Z) \end{aligned} \right\} \quad (A-6)$$

なる関係がある。

48. *Changes in the Geomagnetic Total Force Intensity Associated with the Anomalous Crustal Activity in the Eastern Part of the Izu Peninsula (2).—The Izu-Oshima-kinkai Earthquake of 1978—*

By Yoichi SASAI and Yoshinobu ISHIKAWA,
Earthquake Research Institute.

Continuous observations and repeated surveys brought to light substantial changes in the geomagnetic total force intensity (the F component) preceding the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake of M7.0 in 1978. Observation points in the Izu peninsula are shown in Fig. 1. At the end of February, 1977, the F component at SH began to increase, and reached its peak value amounting to 4γ in the middle of March. It then turned decreasing until it recovered its initial level in August, 1977. A quite similar change was observed at MZ during the same period (Fig. 4). Magnetic surveys in the north-eastern area revealed an increase in the F component in May (Fig. 5(a)), and its return in October (Fig. 5(b)). Repeated magnetic surveys in the western area by TIT (Tokyo Institute of Technology) also confirmed an overall increase of the F component during the period from Nov., 1976 to July 1977. All these suggest that an anomalous change in total force occurred simultaneously over the whole area of the Izu peninsula, the general features of which are nearly the same as those observed at SH.

A 2 gamma decrease appeared for about a month from Sept. to Oct., 1977 (Fig. 2). The magnetic survey in October detected an increase of $4-5\gamma$ in the south-eastern part of the peninsula, which neighbors or belongs to the epicentral area of the subsequent M7.0 earthquake (Fig. 5(c)). Later on, at the beginning of November, the F component at MZ suddenly increased by 5γ . That increase remained unchanged even by the occurrence of the earthquake (Fig. 7), until January, 1978.

At the time of the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake on Jan. 14, 1978, no appreciable co-seismic changes in the total force were observed at surrounding stations SH, NO and MZ, in spite of their closeness to the focus (Fig. 3, 6, 7). The magnetic survey after the earthquake brought out very large and complicated changes as compared with the previous observation in Oct., 1977 (Fig. 5(d)). Following the method of STACEY(1964) the seismo-magnetic effect was estimated on the basis of the fault origin models determined by SHIMAZAKI and SOMERVILLE (1978) and OKADA (1978). The present model calculation failed, however, to interpret the general feature of the anomaly in Fig. 5(d), except for the pronounced decrease at only two points very close to the earthquake faults. The dominant positive changes in the central part of the surveyed area are therefore presumed to have occurred prior to the earthquake, as is the case at MZ.

The simultaneous and regional increase in the F component in the earlier stage of 1977 might have been caused by an impulsive compression in the N-S direction within the northernmost part of the Izu-Bonin arc. Assuming the horizontal dimension of the compressed "Izu-Block" to be $100 \times 100\text{km}$, together with its Currie point isotherm at a depth of 15km, a stress increment of up to 98 bars would be required to produce 4γ increase in the F component upon the center of the block. The gradual recovery of the total force in the Izu peninsula indicates that such a stress pulse was released during the following 4-5 months' period. A portion of the stress might be released by some inelastic deformation within the Izu Block itself, although the remainder might have diffused away into the adjacent area. The said inelastic stress release should

have caused the crustal uplift, enhancement of the micro-earthquake activity and other anomalous events observed in the eastern part of the peninsula in early 1977.

There still remained a stressed area within the block, where the final stress release was accomplished by the 1978 Izu-Oshima-Kinkai Earthquake. Anomalous changes in the F component which appeared in late 1977 in the southern part of the peninsula might be those accompanying some local readjustment of the stress increment within this portion of the block.

No appreciable post-seismic changes in the F component were seen at SH and KW until April, but a 2γ increase occurred in May at both stations (Fig. 11). A preliminary result of the geoelectric potential observation at SH is reported in Fig. 12(a) and (b).