1984 年長野県西部地震の震央周辺における 全磁力調査

高知大学理学部地質学教室 村 上 英 記
名古屋大学理学部地球科学教室 山田 功夫・藤村 彰夫

(昭和 61 年 5 月 27 日受理)

Geomagnetic Total Force Investigation around the Epicenter of the 1984 Western Nagano Prefecture Earthquake

Hideki MURAKAMI

Department of Geology, Faculty of Science, Kochi University

Isao YAMADA and Akio FUJIMURA

Department of Earth Sciences, School of Science, Nagoya University

(Received May 27, 1986)

The geomagnetic total force survey using a proton magnetometer was carried out around the epicenter of the 1984 Western Nagano Prefecture Earthquake (1984.9.14, M 6.8) in December 1984 and December 1985. Geomagnetic anomalies ranging from -200 to -500 nanoteslas were observed along the southern boundary of the aftershock region. It is considered that these negative anomalies reflect the crustal structure around the earthquake fault extending to $N70^{\circ}E$ direction. Observed anomalies reveal that there is the vertical contact separating layers of different magnetic susceptibilities at the depth deeper than several ten meters. The magnetic susceptibility of the layer lying south of the contact is 0.002 to 0.005 larger than that of the layer lying north. The vertical contact is 100 to 200 meters thick.

Changes of a few nanoteslas were observed during the period from December 1984 to December 1985. However, further study is necessary to conclude whether these changes were associated with the earthquake because the accuracy of diurnal correction was still not satisfactory.

§1. はじめに

従来、活断層における全磁力の測定は、全磁力の時間的変化の異常を検出することを目的とした測定が多く、断層周辺部の全磁力分布を議論するほどの測定点密度でおこなわれたものはあまり多くなかったが、最近おこなわれた活断層周辺部の詳細な全磁力分布の調査から、幾つかの活断層では断層に沿って数十 nT から数百 nT にもおよぶ全磁力の異常が存在していることが明らかになってきている【例えば、三品・山下 (1981), 森・他 (1981), 本蔵・他 (1983),

昭和 60 年 4 月 5 日, 昭和 61 年 4 月 4 日発表

多田・他 (1983), 村上・他 (1984)]. また, 地震の前兆として, あるいは地震の際に, 地磁気成分 (伏角, 偏角, 水平分力, 全磁力) が変化したという観測例は, これまでにも数多く報告されており地震地磁気効果などによる解釈がおこなわれている [例えば, KATO and UTA-SHIRO (1949), RIKITAKE (1968), SMITH and JOHNSTON (1976), 田中・大志万 (1978)]. このような地震断層や地震に伴う地磁気異常の観測から, 力学的現象である地震の発生の場や地震発生の過程を解明しようとする試みが幾つかおこなわれている.

1984 年長野県西部地震 (1984 年 9 月 14 日, M 6.8) の震源地である長野県王滝村付近では, 1976 年から群発地震活動がみられ, 1978 年 10 月には M 5.3 の地震が王滝村で発生している. また, 1979 年 10 月には御岳山の噴火があるなど, この地域は近年活動の活発な地域である. 我々は, 1984 年長野県西部地震の震央付近の全磁力分布を調べ, 地震断層に関連するような全磁力異常が存在するのか, また地震の際に全磁力の時間的変化が起きたのかなどを調べるために, 震源地である長野県王滝村において全磁力の測定をおこなった. その結果について, 以下に報告する.

§ 2. 測定地域および測定方法

全磁力の測定は, 地震発生後の 1984 年 12 月 5~7 日とその一年後の 1985 年 12 月 5~6 日の期間に, Fig. 1 に示す大又川, 溝口川, 鈴ヶ沢, 王滝川, 瀬戸川沿いの 99 箇所でおこなった. 大又川沿いの No. 11, 32, 溝口川沿いの No. 42, 48, 56, 62, および王滝川沿いの No. 76, 77, 78 の各観測点には, 繰り返し測定が可能のように 1984 年 12 月の観測の際に杭を設置しておき, 全磁力の時間的変化を調べるために 1985 年 12 月の観測の際に再測定をおこなった.

全磁力の測定は, 携帯用のプロトン磁力計 (機器精度 1 nT) を使用して 250~500 m 間隔でおこなった. プロトン磁力計のセンサーは, 長さ約 1.8 m のポール上にあり地表からの高さは一定に保たれている. 実際の測定は, 15 秒ないしは 30 秒間隔で数回測定をおこないその平均値を測定値とした. 測定の際には, 2~3 m の範囲で磁場の水平勾配も測定し, 人工物等による局所的な磁気異常の予想される場所での測定は避けるようにした. しかし, 調査地域が火山地帯であるために磁場の水平勾配は一般に大きく, 本調査では水平勾配が 50 nT/m 以下の場所で測定をおこなうようにした. また, 地磁気短周期変動の補正には, 名古屋大学理学部附属高山地震観測所に設置されているプロトン磁力計 (機器精度 0.1 nT) の連続記録を使用した.

§ 3. 測定結果および考察

3.1. 全磁力分布

調査地域の全磁力分布を Fig. 2 に示す. この図は, Fig. 1 に示す 99 箇所の測定点における測定値を基に作成した図で, 王滝村の各測定点における全磁力値から同時刻の高山における全磁力値を引いた値 [$\Delta F = F(\text{王滝}) - F(\text{高山})$], すなわち高山を基準とした時の相対値の分布を示した図である. Fig. 1 および 2 に示す推定断層 (影をつけた部分) の位置は, 震源域にある水力発電用の地下導水路トンネルの被害調査から小林・他 (1985) により推定されている位置である. 1984 年長野県西部地震では, 地表に地震断層は発見されていない. また, 黒

Fig. 1. Location map of geomagnetic observation points (solid circle) and profiles (thick line, PR1-PR5). Shaded bar indicates the location of the earthquake fault estimated by KOBAYASHI *et al.* (1985).

丸は名古屋大学理学部地震予知観測地域センターにより決められた 1984 年 9 月 14 日から 10 月 29 日までに発生した $M 2$ 以上の地震の震央である。全磁力の分布は、全体としては $N30^{\circ}W$ 方向の構造を持つており、地形との相関が高い。Fig. 2 中央の全磁力の相対値が正の地域は、測定点が御岳火山溶岩の上にある地域であり、調査地域の北側で正の値の地域はすべて測定点が御岳火山溶岩上にある。測定点の分布が地形に制約されているために、測定結果は全体として Fig. 3 に示す地質図 [片田・磯見 (1958)], 特に御岳火山溶岩の分布を反映したものになっているように見える。

全磁力の分布と推定断層や余震域との関係は Fig. 2 ではかならずしも明瞭ではないが、推定断層の位置 (余震域の南端) やその北側で全磁力値が小さくなっているように見える。この点について詳しく検討するために、推定断層に直交する方向に測線 PR 1~4 のデータをプロ

Fig. 2. Geomagnetic total force anomaly map.

This map shows in values relative to the geomagnetic total force at the Takayama seismological observatory of Nagoya University, 50 km NW of the survey area. Solid line indicates the positive value and broken line indicates the negative value. Contour interval is 100 nT. Solid circles indicate epicenters of the earthquakes ($M > 2.0$) occurred during the period from Sep. 14 to Oct. 29, 1984. These epicenters were determined by the Regional Center for Earthquake Prediction Observation, Nagoya University. Shaded bar indicates the location of the estimated fault (after KOBAYASHI *et al.*, 1985).

に示す。瀬戸川沿いの古生層上にある測線 PR 5 では、全磁力の変化がたいへん小さく、ほぼ一定であることがわかる。同じような地質条件の測線 PR 1, 測線 PR 3 と比較すると、全磁力の変化に違いがあることがわかる。以上のことから、観測されている負の全磁力異常は、地下の磁氣的構造に関連していると考えられる。

断層がある場合、断層周辺での磁気異常発生の原因として、一般には次のような2つの場合が考えられる。1つは、断層の周囲と磁氣的性質の異なる物質が断層に沿って分布している場合 [ダイク・モデル] で、もう1つは断層を境にして磁氣的性質の異なる地層が接している場合 [ステップ・モデル] である。ここでは、推定断層のところに位置する負の全磁力異常につい

ットしたものを Fig. 4 に示す。なお Fig. 4 には、測線に近い観測点の測定値もいっしょにプロットしてある。

また Fig. 4 の測線 PR 1 の破線は、測線に近い観測点の測定値のばらつきが特に大きいので、測線上の観測値だけを結んでいる。これらの推定断層を横切る4つの測線に共通して見られる特徴は、推定断層の位置で全磁力値が小さくなっていることである。その大きさと幅は各測線で異なっているが、200~500 nT 程度全磁力値が周囲より小さくなっている。振幅のもつとも大きい測線 PR 2 では、測定点が御岳火山溶岩の上であり、他の川沿いの測線 PR 1, 測線 PR 3, 測線 PR 4 では、礫・砂・粘土等からなる段丘堆積層・崖錐堆積層や古生層 (粘板岩, 砂岩) などの上にある。推定断層に関連すると思われる全磁力の負の異常は、測定点の位置する場所の地質に関係なく測定されている。また、測線 PR 1 で特に顕著であり、測線 PR 3 にもその傾向が認められるが、推定断層近傍にある負の異常からさらに 1~1.5 km 北側にも全磁力値が小さくなる場所が見られる。しかし、この全磁力の負がどのような地学的な現象を反映しているのかは今のところ不明である。次に、余震域から離れた王滝川の南、瀬戸川沿いの測線 PR 5 のデータを Fig. 5

てモデルを考えてみる。観測された全磁力異常が断層に沿つてどの程度連続しているのかはさらに調査範囲を広げ確認をする必要があるが、ここでは幅にたいして十分な長さをもっているものとし、簡単な2次元モデルを考える。上記の2つのモデルによる磁気異常(ΔF)は、次式で与えられる。

[1] ダイク・モデル [REFORD (1964)]

$$\Delta F = 2kFw \cdot (1 - \cos^2 i \cdot \cos^2 A) \cdot (x \cdot \sin 2\beta - h \cdot \cos 2\beta) / (x^2 + h^2) \quad (1)$$

[2] ステップ・モデル [GRANT and WEST (1965)]

$$\Delta F = -2kF \cdot (1 - \cos^2 i \cdot \cos^2 A) \cdot [1/2 \cdot \sin 2\beta \cdot \{\ln(x^2 + (h+w)^2) - \ln(x^2 + h^2)\} + \cos 2\beta \cdot \{\arctan(x/h) - \arctan(x/(w+h))\}] \quad (2)$$

ここで、 k は磁化率、 F は地球磁場の全磁力、 i は地球磁場の伏角、 A は構造の走向 (磁北となす角度)、 h はダイクまたはステップの上端から観測面までの高さ、 w はダイクまたはステップの幅で、 x 軸は構造に垂直な方向で南側を正にしてある。また、 β は伏角 i の構造の走向に垂直な面への射影角度で、次式で与えられる。

$$\beta = \arctan(\tan i / \sin A) \quad (3)$$

それぞれの場合について、モデルから計算される誘導磁化による全磁力異常の分布を Fig. 6 に示す。なお、全磁力異常の値は、ダイク・モデルでは $(h/2kFw)$ を、ステップ・モデルでは $(1/2kF)$ を乗じて規格化してある。Fig. 6 からわかるように、観測されている全磁力異常は、ダイク・モデルでは説明できない。ダイク・モデルの場合には、断層に直交する測線の上では断層の南側に正の異常、北側に負の異常という分布になるが、観測値には断層の南側に正の異常は見られない。観測値は、ステップ・モデルにより説明できそうである。それで、ステップ・モデルのパラメータを見積つてみると次のようになる。実際に全磁力異常の観測される幅は 500~1000 m なので、計算値の横軸と比較して w は 100~200 m 程度と推定できる。深さ h 、磁化率 k を推定するには、どちらかが既知である必要がある。これらのパラメータの拘束条件となるような情報は特に得られていないが、観測されている全磁力異常が 200~500 nT なので、磁化率 k を 0.001 とするとモデル計算 (Fig. 6B) の縦軸 ($\Delta F/2kF$) は 2~5 となり深さ h の値は 30 m よりも小さくなるが、これは測定点間の高度差などを考えると小さすぎるので、磁化率 k は 0.001 以上でなければならない。また、磁化率 k が 0.01 の場合——火山岩や深成岩などの磁化率の大きなものを考えた場合——には ($\Delta F/2kF$) は 0.2~0.5 となり、

Fig. 3. Geological map [after KATADA and ISOMI (1958)]. 1: Clayslate and sandstone. 2: Chert. 3: Quartz porphyry. 4: Agematsu granite. 5: Basalts. 6: Lava of Ontake volcano [(Hornblend-)pyroxene andesits]. 7: Lower terrace deposit (gravel, sand and clay). 8: Talus deposit (gravel, sand and clay). 9: Alluvium (gravel, sand and clay).

Fig. 4. Geomagnetic total force profiles (PR1-PR4) across the estimated fault. Plotted value is the difference between observed values at Outaki and the reference point, where is located in the Takayama seismological observatory of Nagoya University. Observed values at the points near each profile are also plotted. Broken line connects only observed values on the profile PR1. According to the experimental formula of geomagnetic field 1980.0 (after Geographical Survey Institute, 1982), total intensity at Outaki is 300 nanoteslas lower than that at Takayama. Shaded bar indicates the location of the estimated fault.

Fig. 5. Geomagnetic total force profiles (PR1, PR3 and PR5).

深さ h は 100 m よりも深くなければならない。今、断層で接している層の磁化率の差が 0.002~0.005 程度とすると、深さ数十 m 以下の場所で磁気的性質の異なる層が厚さ 100~200 m にわたり断層面で接しているというモデルが考えられる。しかし、各パラメータを推定するのに役立つ情報がなく、パラメータを独立に決めることが

できないのでモデルのパラメータに対する任意性はかなり残る。

また、このような断層の南側に分布する磁化率の大きい層が、北側の磁化率の小さな層と接している原因として次のようなことが考えられる：

1) 垂直変位を持つ断層運動

断層運動により磁化率の異なる上位と下位の層が、断層で接している場合が考えられる。南落ちの場合、磁化率の大きい上位の層が、断層で下位の磁化率の小さい層と接しているという状況が考えられる。この場合、上位の層に相当すると思われる古生層が、火成岩なみの磁化率を持つ必要がある。また、北落ちの断層運動の場合には、磁化率の小さな上位の層が、断層で下位の磁化率の大きな層と接しているという状況が考えられる。この場合には、下位の層として火成岩などの磁化率の大きい岩体などを考える必要がある。

2) 水平な貫入岩

断層の南側に、磁化率の大きい岩体が水平に貫入している場合が考えられる。しかし、全磁力の観測データだけでは、断層運動によるものか貫入岩によるものかは区別できない。さらに、断層運動による場合でも、古生層が火成岩なみの磁化率を持っているというのは考えにくい。磁化率や地下の構造に関する詳しい情報がないので、全磁力のデータだけから南落ちか北落ちかを一意的に決めることはできない。

以上のように、今回の調査結果から、調査地域の磁気的な地下構造を一意的に決めることはできないが、これまでに幾つかの活断層にたいして提案されているダイク・モデルではなく、ステップ・モデルに相当する構造を考える必要がある。

3.2. 全磁力の時間的变化

1984 年長野県西部地震の際に全磁力の変化があつたのかどうかを調べるために、王滝村に設置した 9 箇所の観測点において 1984 年 12 月と 1985

Fig. 6. Theoretical geomagnetic total force profiles across the fault which are calculated assuming the inclination of the earth's magnetic field $i=49^\circ$, the declination of the earth's magnetic field $d=6^\circ W$, and the angle between the geographic north and the strike of the model $A'=70^\circ$. Shaded areas have large magnetic susceptibility. (A) Theoretical profile for a dyke model. The amplitude is normalized by multiplying $(h/2kFw)$. (B) Theoretical profiles for various step models. The amplitude is normalized by multiplying $(1/2kF)$.

Fig. 7. Change of the geomagnetic total force during the period from December 1984 to December 1985. Open circle indicates the observation point along the Omata River and solid circle indicates the observation point along the Mizoguchi River. Solid square indicates the observation point along the Outaki River.

年 12 月に繰り返し測定をおこなった。高山を基準とした時の王滝の各測定点での時間変化を Fig. 7 に示す。溝口川に沿った測線 PR 3 の測定点 No. 56, 62, 46, 42 は、総て高山に対して全磁力値が増加しており最大 6 nT の変化が見られる。逆に、大又川に沿った測線 PR 1 の測定点 No. 1, 32 では、7~8 nT 減少している。余震域から約 2 km 離れた王滝川沿いの測定点 No. 76, 77, 78 では、全磁力値の変化は小さく、最大でも 2 nT であった。

測定方法の所で述べたように各観測点での測定時間が短く、Fig. 7 に示す値は高山と王滝における観測値の単純差なので、これらの変化量を考える際には、どれだけ地磁気短周期変化などのノイズが補正できているかが問題になる。1984 年 12 月 5~7 日にかけての測定の際におこなった繰り返し測定では、単純差のばらつきは 3~4 nT であった。単純差による方法に伴う誤差はこの程度と考えられる。観測された全磁力の変化量は、単純差の方法に伴う誤差よりも大きく、測線によりその変化が系統的である。王滝村において数 nT の全磁力の変化があつたと考えられるが、地震前の測定値がないことや繰り返し測定の間隔が長いなどの問題点があるので、観測された変化が 1984 年長野県西部地震に伴うものかどうかは検討の余地がある。

§4. ま と め

1984 年長野県西部地震の震央周辺の全磁力分布や全磁力の時間変化を調べるために震源地である王滝村において全磁力の測定をおこなった結果、余震域の南端——地震断層の位置と考えられる場所——に 200~500 nT の振幅を持つ負の全磁力異常が存在することがわかつた。この全磁力異常を説明するためのモデルとして、地下数十 m 以下の深さで厚さ 100~200 m にわたり磁氣的性質の異なる層が断層面で接しているという構造が考えられる。また、王滝村の 9 箇所の観測点では、地震後の 1 年間で数 nT 程度の変化が観測されているが、この変化が地磁気の永年変化によるものなのか直接地震に関連するものかどうかについてはさらに測定方法をも含めた詳しい検討が必要である。

1984 年長野県西部地震のように、地震断層が地表で発見されない場合には、全磁力調査は断層の位置を推定するための簡便で有効な方法の一つと考えられる。また、今回の調査やこれまでに報告されている断層周辺部での全磁力調査などから、断層周辺部には地下の磁氣的な構造を反映するような磁気異常が存在する場合があります。地震に伴う地磁気の時間的变化を考える際にも、このような異常の存在は重要な情報になると考えられる。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、多くの助言や協力をしてくださつた名古屋大学理学部地球科学教室、名古屋大学理学部地震予知観測地域センター、名古屋大学理学部附属高山地震観測所の方々に感謝いたします。また、計算には名古屋大学大型計算機センターを利用した。

文 献

- GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE, 1982, Line of Equal Total Intensity for 1980.0, Geographical Survey Institute.
GRANT, F.S. and G.F. WEST, 1965, Interpretation Theory in Applied Geophysics, McGraw-Hill Book Co., 319-324.

- 本蔵義守・大志万直人・松田時彦・A.M. ISIKARA, 1983, 北アナトリア断層帯西部域における電気抵抗・全磁力異常, 地震学会講演予稿集, No. 2, 101.
- 片田正人・磯見 博, 1958, 5万分の1地質図「上松」および同説明書, 地質調査所.
- KATO, Y. and S. UTASHIRO, 1949, On the Changes of the Terrestrial Magnetic Field Accompanying the Great Nankaido Earthquake of 1946, Sci. Rep. Tohoku, Univ., 5th Ser., 1, 40-41.
- 小林啓美・大町達夫・翠川三郎, 1985, 長野県西部地震 1984 の断層について, 地震学会予稿集, No. 1, 15.
- 三品正明・山下 济, 1981, 断層による磁気異常, 地球電磁気学的手法による断層活動度の研究, 自然災害特別研究成果 No. A-56-2 (研究代表者 乗富一雄), 84-89.
- 森 俊雄・河村 謙・水野喜昭・大地 洗, 1981, 櫛挽断層の電磁気学的調査, 地震学会講演予稿集, No. 2, 50.
- 村上英記・山田功夫・小林 潮, 1984, 活断層に伴う全磁力異常一跡津川断層・阿寺断層における全磁力調査一, 地震 2, 37, 379-405.
- REFORD, M.S., 1964, Magnetic Anomaly over Thin Sheets, Geophysics, 29, 532-536.
- RIKITAKE, T., 1968, Geomagnetism and Earthquake Prediction, Tectonophysics, 6, 59-68.
- SMITH, B.E. and M.J.S. JOHNSTON, 1976, A Tectonamagnetic Effect Observed before a Magnitude 5.2 Earthquake near Hollister, California, J. Geophys. Res., 81, 3556-3560.
- 多田 堯・海津 優・津沢正晴・宮崎大和・佐藤 昇・青木和男・広石一男, 1983, 中央構造線と地磁気異常 (序報)一四国における全磁力測定一, 地震 2, 36, 423-429.
- 田中秀文・大志万直人, 1978, 伊豆半島西部における伊豆大島近海地震前後の全磁力変化, 地震予知連絡会会報, 20, 77-80.