第3章 重力及び電磁気的手法による地下構造調査

3.1 重力探查

3.1.1 はじめに

重力観測は,現在,地下資源探査における重要な観測項目となっているばかりではなく,細心の 注意を払って測定を繰り返すことで,地下での密度変化や水準変動を捕捉する事も可能であるとの 指摘がなされている。気象研究所では,直下型地震予知の実用化に関する総合的研究の一環として, 重力観測による特異地点検出手法の確立を目指し,①:稠密な観測点配置によるブーゲー異常図の 作成と,それによる特異点(断層)の検出能力の評価,②:特異点が検出された後に,その特異点 を監視するための精密重力観測手法の確立と信頼限界の評価,の2点についての研究を行った。以 下では,まず重力観測に使用するラコステ重力計の構造と精度についてのべる。これは,実際の観 測結果についての議論を評価するために,ぜひ知っておいていただきたい部分である。続いて,実 際の観測例として,秦野盆地における重力サーベイと,富士川断層を挟んで設定された静岡精密重 力基線での測定結果について示し,重力観測に基づく特異地点検出の可能性についての議論を行う。

3.1.2 ラコステ重力計の構造及び精度

ラコステ重力計は、精度・信頼性共に、現在最も優秀な可搬型重力計である。その外観写真を図 3-1-1に、構造の模式図を図3-1-2に示す。これからわかるように、ラコステ重力計は地震計そのも のであり、ゼロ長バネとラコステ吊りと呼ばれる振子の吊り方によって実現された、特性のよい高 感度な長周期上下動機械式地震計であって(グローバル地震観測ネットの一つであるIDAのセンサー 部にはラコステ重力計が使われている)、機械式地震計の出力特性が*T*≫*T*₀(振子の固有周期)にお いて加速度に比例することを利用している。

ラコステ重力計を用いての測定にあたって、まず第一に考えなくてはならないのがドリフトとテ ア(データのとび)である。ドリフトの原因は主ばねのクリーブであり、重力計の個体差はあるも のの、製造後数年を経ていれば静置状態でのドリフトの大きさはせいぜい10µgal/day程度である。 にもかかわらず、野外における実際の測定時には1日に数10µgalから、場合によっては100µgal程度 のドリフトが生じることもある。これは、運搬時あるいはケースの出し入れの際のショックによる 小さなテアの累積によると考えられる(重力計のテアは、原理的にばねの伸びる方向、すなわち重 力値増大のセンスで起きる)。テアについては、原因はまさしく重力計が受けるショックであり、重 力計を取り扱うに当たって、愛情をもって丁寧に扱うことで、そのおおかたの部分をなくすことが できる。従って、観測時はもちろん、移動の際の自動車の運転等にも細心の注意、たとえば、小さ な段差にもブレーキを忘れない心がけ等が必要である。

さらに、重力の時間変化を監視するための精密重力測定にあたっては、これに加えての誤差要因 として、(i)クランプの影響、(ii)バッテリー電圧の変化、(iii)外気温の変化、(iv)気圧の急変、(v) リセットの影響、(vi)内部の歯車のゆがみの影響、及び(vii)計器定数の誤差を考慮にいれなくては ならない。以下では、これらについて一つずつ見てゆくことにする。ブーゲー異常図の作成を目的 とした測定では、要求される精度が0.1mgal程度であり、地形補正等の精度が通常それに満たないた め、以下の議論は(v)、(vii)を除いて無視してよい。

もちろん、前提として重力計はマニュアルにしたがって正しく調整されていることが必要である。

(i) クランプの影響

ラコステ重力計は地震計であるから、測定点と測定点の間はクランプして運搬される(これより 古いタイプのウオルドン重力計にはクランプは無かった)。また、次の測定点に到着して、あるい は到着する以前に、あらかじめその地点の概算重力値にダイヤルをセットしてからクランプをはず す。この際、スプリングには一時的にプリテンションがかかり、クランプ解放後一定の時定数をも って安定値に落ち着く。この時定数及び変動量は、プリテンションの大きさ(即ち、2点間の重力 差の大きさ)や、クランプ時間に依存し、かつ、重力計によっても異なる(G型よりもD型のほうが 大きいようである)が、おおむね5分程度で落ち着く。図3-1-3はKaizu(1981)によるクランプ履 歴の例である。そこで、気象研究所では個人差を避け、初心者にも安定した読み取りの期待できる 方法として

1. ダイヤルを概算重力値にセット

2. クランプ解放

3. 5分放置

4. 10分以内に読み取り作業終了

という手順を採用している。

(ii) バッテリー電圧の変化の影響

ラコステ重力計は恒温槽による温度制御を行っており、その電源として、小型のバッテリー(4.5 A・h)を用いている。このバッテリーは通常の使用状況では1日の測定期間中、十分にもつ容量で あるが、万一電源電圧が低下した場合は、恒温槽の温度が低下し、測定データに影響を及ぼす。ま た、その日の最初の測定時に、定電圧電源(出力:約12V)から前夜フル充電しておいたバッテリー (使用開始時の電圧:約14V)に切り替えると、瞬間的に電源電圧が約2V上昇したことになる。こ の電源電圧の急上昇が恒温層の温度に悪影響を及ぼすという指摘(中川他、1973)があり、彼らに よれば、この「電圧ショック」の影響はサーミスタ制御になった最近のタイプ(気象研究所の所有

- 112 -



図3-1-1 LaCoste & Romberg重力計。写真はD型だが、G型も外見は ほとんど同じ。



Principle of Operation

図3-1-2 LaCoste重力計の内部構造(模式図)。重力型のマニュアルによる。



図3-1-3 LaCoste重力計のクランプ履歴。 Kaizu (1981) による。



Meter with Top and Insulation Removed

図3-1-4 LaCoste重力計の内部(D型)。重力計の
 マニュアルに加筆。恒温槽を取り囲むウレタンのなかに検流計(GALVONO-METER)があるのがわかる。

するものはすべてこれにあたる)で10から20µgalあって、継続時間は約30分であるという。従って、

- 1. 測定にかかる前と測定後に恒温槽の温度(温度計がついている)を野帳に記録し,温度が急変 していないか常に監視する。
- 2. フル充電されたバッテリーに切り替えてから、最初の測定まで、できれば30分程度おいてから 測定を開始する。

という手順を守るようにする。

(iii) 外気温の変化の影響

重力計の心臓部である振子部は恒温槽に入っているものの,前項で述べたリードアウト出力用の アンプ等の電気系統はその外を取り囲むウレタンフォーム内にあって(図3-1-4参照),気温変化の 影響を受け,温度ドリフトを伴うことがある。また,長期にわたる測定では,ゼロドリフトも生じ る。このため,目視観測以外の手法を用いる場合には

- 1. 毎日測定開始前に検流計等のゼロ点のチェックを欠かさず行い
- 2. 測定中も気温の変化が激しい場合にはまめにチェックする

ことが必要である。

なお、恒温槽内部の温度が外気温の大幅な変化の影響を受けるまでには、約10分の遅れがある(中 川他、1974)という実験結果があり、この点からも測定は10分以内に終わらせるようにしたい。 (iv) 気圧の急変の影響

ラコステ重力計の読み取り値は、また、気圧変化の影響も受ける。その原因として、直観的には、 ①大気の密度が変化することにより、振子にかかる浮力が変化するため、振子が釣合の位置からず れて、みかけ上重力値が変化したようにみえる。②大気の密度が変化し、大気によって重力計が受 ける上向きの引力が変化し、重力値が変化したようにみえる。の2点が考えられる。しかし、①に ついては、振子には気圧の変化を打ち消すための補償用の浮きが付いているため、完全とはいかな いまでもその影響は小さいといってよい。従ってその原因は②に求められ、実際に過去の実験でも、 気圧変化と重力変化の間に明瞭な相関があって、その大きさは実験に使われた重力計(G305)で一 0.42µgal/mbにも達することが示された(中井、1975)。従って、短時間に気圧が急変した時、あ るいは高度差の大きい測線での測定には注意を要する。

(v) リセットの影響

ラコステ重力計のうちD型については、測定分解能を1桁上げるために、ダイナミックレンジを 1桁犠牲にしており、それを補うためにリセットという機能を与えられている。即ち、重力値が測 定範囲を越えた場合に、希望するダイヤル値において振子が中立になるように調整することができ るようになっている。しかし、このリセットを行うと、しばらくの間非常に大きなドリフトに見舞 われる。Kaizu (1981)によれば、D29重力計のリセット後のドリフトは約1週間かかってようやく 落ち着き、その量も200µgal以上に達するとされている。気象研究所の所有するD109重力計のドリフ トは約1日でおさまるが、やはり100µgal程度のドリフト量を示す。従って、D型はあまりサーベイ には向かず、専ら等重力測定(ほぼ重力値の揃った観測点を測定し、その重力変化を追跡する観測 方法)に用いるべきであろう。やむを得ずD型でサーベイを行う場合には、

1. 前日までに観測エリアでのリセットを済ませておく。

 2. 最低でも、リセット後のドリフトが線型とみなせるようになる時間(重力計によって異なるが、 3~4時間)をおいてから、測定にでかけるようにする。

を守るようにする。

(vi) 内部の歯車のゆがみの影響

重力計の内部には振子の変位を機械的に拡大するための歯車が存在する。この歯車は、高精度に 加工されてはいるものの、やはり偏心や歯の間隔が不等である場合がある。このため、ダイヤルの 回転に応じて周期的に誤差が生じる。これをペリオディックエラーといい、その基本周期が1.000、 3.667、7.333、36.667、73.333カウンター単位(1カウンター単位=ダイヤル1回転)であること がギア比から提唱されている。したがって、観測された一連のデータに対して、このペリオディッ クエラーの振幅と位相を未知数とした観測方程式をたてて解くことによって、誤差を小さくするこ

気象研究所技術報告 第32号 1994

周期(C.U.)	振幅(1/1000C.U.)	位相(3200での)
1.000 3.667 7.333 36.667 73.333	1. 28 ± 0.40 1. 12 ± 0.43 0. 62 ± 0.46 2. 53 ± 0.45 8. 90 ± 0.48	$159'8' \pm 18'5'68'2' \pm 21'4'13'9' \pm 38'9'100'3' \pm 10'9'116'6' \pm 3'1'$

表3-1-1 G719重力計のギアのバックラッシュ量の振幅と位相。里村(1985)による。

とができる。里村(1985)は、ダイヤルのバックフラッシュ(がた)に注目し、表3-1-1を得た。この表から、ダイヤルの右回りと左回りでの読み取り値に、最大で約20µgalの差が生じることがわかる。従って

1. 観測データにはペリオディックエラーの補正を行う。

それをしない場合にはダイヤル右回転と左回転との読み取り値の平均を用いるようにする。
 べきである。

(vii) 計器定数の誤差

ラコステ重力計の計器定数は、メーカーによってあらかじめ検定が行われた結果が与えられてい る。しかし、これまでの多くの先人たちの測定から、このメーカー値にはわずかながら誤差が存在 し、おおむね真の定数より小さいことが確かめられている。図3-1-5は中川ほか(1977)による、G-124重力計の測定値の標準重力値からのずれの例で、これから、彼らはG-124重力計の定数に対する 補正係数として1.000529±0.000026を得ている。さらに、より重力差の大きい地域をカバーする検 定が実施され(中川他、1983)、1979から1982までの4か年にわたる第1回環太平洋国際重力結合 の結果、重力計によってはこの補正係数が数次の多項式によって表される補正関数になることが確 かめられた。従って、

- 1. 測定に使用する重力計は重力値の定められている重力基線で定期的に定数の検定を行う。
- 毎回同じ重力計による測定値どうしを比較する。これによって、計器定数の誤差が時間ととも に変化していないと仮定すれば、その補正残差を除くことができる。
- D型重力計では、毎回基準点で同じダイヤル値にリセットを行う。これは、ほぼ同じダイヤル値 を使用することで、計器定数の補正残差を除き、また、ペリオディックエラーを除くためであ る。

以上のような注意を払った場合,得られる精度(信頼限界)の上限は,D型・G型共に±20µgalで

- 116 -

ある。D型については,静置状態での精度は確かにG型より1桁良いものの,野外観測において外乱 に対する応答は同じであるため,結局のところ得られる精度は同じである。ただし,重力計を複数 台用い,あるいは測定の往復回数を増やすなどの努力を加えれば,最終的な信頼限界(データのば らつきの標準偏差ではなく)を±10µgalにまで高めることは可能であり(たとえば中川他,1973), 我々も後述する富士川断層周辺での測定においてそれを確認することができた。しかし,現在のと ころそれが限界であり,野外における重力測定の精度(信頼限界)は±10µgal,これより悪いこと はあっても,これより良いことはない。データを使う場合にはこのことを常に心にとどめ、データ が一人歩きしないようにしなくてはならない。

3.1.3 重力サーベイによる特異地点検出:秦野逆断層調査

気象研究所では、1988年7月12、13日の2日間にわたって、秦野盆地(神奈川県秦野市)においてブーゲー異常図の作成を目的とした重力サーベイを行った。

秦野盆地は,東,北,西の三方を丹沢山地,南側を大磯丘陵によって囲まれた東西約8km,南北



図3-1-5 G-124重力計による東京大学重力点を基準とした重力差と標準重力値 (GDSN71, GDSN75) に よるものとの差。中川他 (1977) による。

5kmの盆地である。この秦野盆地の中央部には、最近活断層として注目を集めている秦野逆断層が ほぼ東西に横切っており、その変位量は長瀬他(1982)によって、ボーリング資料をもとに72m(南 落ち)とされている。しかしながら、この断層は、露頭が1点でしか確認されておらず、我々はこ の断層を、重力異常図から確定することを試みた。測定には、ラコステ重力計3台(G-918.G-919.D-109)を用い、松田町の1等水準点(BM-10078)を基準点として環閉合測定を行った。図 3-1-6に秦野盆地の位置を示す。測定点としては、秦野市による2,500分の1地形図中に記された独立 標高点から145点を選び、観測点間は徒歩で移動した。

地形補正後のブーゲー異常図および測定範囲を図3-1-7に,長瀬他(1982)による地形面図と地質 断面図を図3-1-8に示す。図3-1-7中……は花井(1934)による断層位置, エエエは内田他(1981) によって撓曲崖が指摘されているところである。長瀬らは,地形面ⅢとⅣを切る位置(内田らによ る撓曲の位置に対応)に秦野断層を引いている。今回の我々の結果を見ると,補正密度2.0,2.3, 2.67の各図ともに,34mgalのコンターの北西方向への屈曲がみられ,あえて対応をつければ,これ は花井による断層位置に対応する異常である。しかし,この重力異常からは断層は北落ちとなり, 地質学的な断層運動のセンスと逆である。また,盆地面が南東に傾斜する秦野盆地の形状からいっ てもこの位置に北落ちの断層構造は考えにくい。従って,この重力異常の原因はほかに求められる べきである。長瀬らの地形面図を見ると、ちょうどこの位置に地形面 I を構成する東京浮石堆積物 の層が存在する。従って,この密度の小さい地層によって,重力異常のLOWが生じたと考えるのが 妥当であろう。また、これとは別に、各図ともに、26mgal(密度2.0の図では28mgal)のコンター で囲まれる重力異常の極小が顕著である。これは、このブーゲー異常図の南側から大磯丘陵の高ま りが始まることから、秦野盆地の基盤深度がこのあたりで最深となっていることを表しているもの と思われる。

3.1.4 精密重力観測による特異地点監視:静岡精密重力基線

特異地点監視のためには,重力測定の精度向上を図る必要がある。特に,気象庁における直下型 地震予知の実用化のためには,重力計に熟練した職員でなくとも、一定のマニュアルに従えば必要



図3-1-6 秦野盆地位置図



図3-1-7 測定範囲,及び地形補正後のブーゲー異常図。補正密度2.0。

- 119 -

気象研究所技術報告 第32号 1994



density:2.3

図3-1-7 (続き)地形補正後のブーゲー異常図。補正密度2.3,および2.67。

気象研究所技術報告 第32号 1994

ł 120 -

density:2.67



地形面図

I:地形面 I, Π:地形面 Π, Π:地形面 Π, Ν:地形面 N, V:地形面 V, 1,9,10,12: 楽野市水源井. 2,3,4,5,6,7,8: くずは合団地建設ボーリング、11,13,14: 県道工事ボーリング、15:日本専売公 社**楽**野たばと試験場水源井、Λ-Λ', B-B': 地質断面図位置、 @:国立療養所.





図3-1-8 長瀬らによる地形面図および地質断面図。図3-1-6中の地形図で葛葉川 (Kuzuha River) と金目 川 (Kaname River) との合流点付近の拡大図。 な重力測定精度が達成できることが必要である。そのための手順については3.1.2節で述べてきたが、 その検証観測として、静岡県において、静岡市から沼津市を経て裾野市に至る精密重力基線を設定 し、これまでに計5回の測定を行った。測定は静岡地方気象台内にある1等重力点を基準点とした 往復測定とし、常時3台の重力計を用いて測定を行った。なお、測定点は静岡1等重力点以外はす べて国土地理院の1等水準点の中から選んだ。



図3-1-9 静岡精密重力基線における観測点配置。図中の点線は富士川断層。

表3-1-2 静岡精密重力基線における各観測点の,静岡1等重力点を不動点とした重力差の時間変化。 単位はmgal

RESULT OF	GRAVITY SURVEY	(AT FUJIKAWA FAUL)	o unit : r	nilligal	
STATION/D	ATE				
	85.2	85.10	86.2	86.12	88.3
SHITIOKA	0 0	0.0			0.0
OKITSU	-13.255	-13,253	-13.269	-13.267	-13.250
YUI	-16.201	-16.201	-16.199	-16.210	-16.193
NAKANO	-16.895	-16.884	-16.890	-16.896	-16.887
MIZUZI	-13.087	-13.087	-13.090	-13.097	-13.086
YAMAZI	2.460	2.455	2.449	2.442	2.442
HARA	16.414	16.426	16.419	16.414	16.422
NUMAZU	44.963	44.971	44.964	44.951	44.958
SUSONO	9.912	9.937	9.920	9.890	9.930
FUJINO	-30.179	-30.170.	-30.185	-30.186	-30.169
OBUCHI	-64.937	-64.920	-64.917	-64.920	-64.899

図3-1-9に測定点配置を示す。図中の点線は富士川断層を表している。測定には、気象研究所のD -109、G-918、G-919、静岡大学のG-719、G-822、地質調査所のD-68の中から適宜3台が参 加し、3台の値の平均値を測定結果とした。表3-1-2に測定結果を、また、図3-1-10に1985年2月を 基準とした各観測点での重力変化を示す。図には示されていないが、各測定期間内の評価誤差は10 µgal(1gal=1cm/sec²)以内におさまっている。ここに示した1988年までの計5回の繰り返し測 定の変化量は、裾野(SUSONO)および大淵(OBUCHI)でやや大きい以外は、ほぼ±10µgalの範 囲内に入っており、この間、富士川断層の活動が静穏であった事と併せて考えると、この変化幅が 測定の再現性を表しているものと思われる。その意味で、我々の測定精度(信頼限界)は、当初の 目標である±10µgalを達成できたといえよう。



Changes in Gravity Differences referred to SHIZUOKA

図3-1-10 静岡精密重力基線の各観測点での重力(静岡1等重力点を不動点とした重力差)の時間変化。 1985年2月を0とする。

3.1.5 まとめ

直下型地震予知の実用化に関する総合的研究の一環として、重力観測による特異地点検出手法の 確立のため、稠密な観測点配置によるブーゲー異常図の作成、及び精密重力観測のそれぞれについ ての研究を行った。ブーゲー異常図については、秦野盆地における0.2mgalコンターの細密なマップ の作成を行い、秦野盆地の基盤構造に由来するとみられる長波長の重力異常の中から、ごく表層の 地質構造による短波長の重力異常を抽出することができた。また、精密重力測定については、3台 の重力計を使用し細心の注意を払えば、重力計に関して特にベテランでない職員でも±10µgalの測 定精度を達成できることが確認できた。直下型地震を起こす可能性のある活断層監視に、重力観測 が貢献することを期待したい。

なお、ブーゲー異常図の作成のための地形補正は静岡大学里村研究室のプログラムによった。また、静岡精密重力基線での観測は静岡大学との共同観測として実施された。里村幹夫助教授ほか関係された方々に感謝致します。また、同基線での観測にD-68重力計をお貸しくださった地質調査所の石原丈実氏に感謝します。

重力計の構造及び精度についての記述に当たっては、本文中に引用した文献以外に、志知龍一著 「重力計の原理と特性および調整法(名古屋大学理学部付属地震予知観測地域センター発行)」 に よるところが大きい。ここに記して感謝致します。 (小泉岳司)

参考文献

花井重次, 1934: 丹沢山地東南山麓地域の地形に就て(第一報). 大塚地理学会論文集, 4, 1-20.

- Kaizu, M., 1981 : Characteristics of LaCoste & Romberg D-29 gravity meter on the field measurement. J. Geodetic Soc. Japan, 27, 164-172.
- 長瀬和雄・木村政子・相原宗由・小林徳博・島田利子・山谷秀樹, 1982:秦野逆断層の変位量.地質学雑誌, 88, 401-403.
- 中川一郎・中井新二・志知龍一・田島広一・井筒屋貞勝・河野芳輝・東 敏博・藤本博巳・村上 亮・太島 和雄・船木 實,1983:環太平洋地域における国際重力結合(I)——ラコスト重力計(G型)定数の精 密検定と国際重力基準網1971の精度——. 測地学会誌,29,48-63.
- 中川一郎・里村幹夫・福田洋一・中井新二・瀬戸孝夫・太島和雄・井内 登・萩原幸男・田島広一・井筒屋 貞勝・柳沢道夫・花田英夫・友田好文・藤本博巳・吉田俊夫・大川史郎, 1977:ラコスト重力計(G型) の定数検定,測地学会誌, 23, 63-73.
- 中川一郎・里村幹夫・中井新二・佐藤範雄・田島広一・萩原幸男・井筒屋貞勝・瀬戸孝夫・塚原弘一・太島 和雄・大川史郎・小泉金一郎・藤本博巳・須田芳朗・三品正明, 1974:LaCoste & Romberg重力計(G型)の特性について(第2報). 測地学会誌, 20, 133-142.
- 中川一郎・里村幹夫・瀬戸孝夫・長谷川康正・塚原弘一・萩原幸男・田島広一・井筒屋貞勝・村田一郎・中 井新二・中込 理・小泉金一郎・藤本博巳・宇田川雄司・石原丈実,1973:LaCoste & Romberg重力計 (G型)の特性について(第1報). 測地学会誌,19,100-112.
- 中井新二, 1975: LaCoste重力計G305の特性について. 緯度観測所彙報, 15, 76-83

里村幹夫,1985:ラコスト重力計G719のバックラッシュのペリオディック・エラーについて.日本測地学会 第64回講演会要旨,51-52.

志知龍一,1985:重力計の原理と特性および調整法。名古屋大学理学部付属地震予知観測地域センター。 内田法英・上杉 陽・千葉達朗,1981:秦野盆地北東部の河成段丘とその変形。関東の四紀,8,33-34。

3.2 電磁気的手法による探査

3.2.1 はじめに

地球電磁気学的手法を用いた探査は地下の電気的・磁気的構造を調べるために有効である。活断 層地域における電磁気探査は,千屋断層(小野・内田, 1981),山崎断層(Electromagnetic Research Group for the Active Fault, 1982), 櫛挽断層(森他, 1983)などで実施され,成果をあげている。 そこでは種々の手法が用いられているが,そのうち比較的に小規模,短期間で行える方法は全磁力 測定,自然電位測定,Wenner法による比抵抗測定などである。また通常行われる電気探査として人 工的に制御された電流を地中に流し多地点での電位分布を測定する方法があり,数10Aの電流を流す ことによって数kmまでの地下構造が推定できる。しかしこの方法は装置が大がかりとなり,また多 くの地域で短期間に行うのには適していない。そこで制御された人工電流のかわりに電車や工場な どの電気施設からの漏洩電流をソースとして利用することが可能ではないかと考えられる。この方



図3-2-1 電磁気的観測を行った場所。下図は左上図のハッチ部分Aの右図はBの拡大図。1:富士川河口, 2:丹那盆地,3:入山断層,4:茨城県西部地域,5:大和村。

法が有効であることがわかれば,こうした電気的ノイズの多い日本においては容易に実施すること ができ,非常に利用価値の高いものと考えられる。

これらの手法を用いて検出される電磁気的特異点は前兆現象の発生しやすい特異地点と考えるこ ともできる。発生の可能性が高まっていると判定された直下型地震の震源域内で前兆現象の発生し やすい地点を選定する手法の開発のために,茨城・静岡両県下でいくつかの電磁気的観測を行った。 その場所を図3-2-1に,また期間,場所および観測方法を表3-2-1に示す。以下に観測場所ごとの結 果を示す。

観測期間	観測場所	観測方法	
1984. 10. 31-11. 1	富士川河口	全磁力	
1984. 11. 27-11. 29	烏山菅生沼構造線	全磁力	
1985. 3.28	(茨城県西部)		
1984. 12. 11-12. 13	大和村	比抵抗・全磁力	
1985. 3. 6			
1985. 6.12	入山断層	地電位ノイズ	
1986. 3.12- 3.13	丹那盆地	地電位ノイズ	
1987. 3. 3- 3. 4	富士川河口	比抵抗・地電位ノイズ	

表3-2-1 電磁気的観測の期間,場所および観測方法

3.2.2 富士川河口

富士川河口においては、1984年10月31日~11月1日にプロトン磁力計を用いた全磁力測定と、1987 年3月3日~3月4日に比抵抗と地電位ノイズの測定を行った。

恒石・塩坂(1978;1981)は安政東海地震が駿河湾断層とその陸上延長部(富士川断層)の断層 運動によって発生したと考え、その富士川断層が富士川河口を通っているとしている。また山崎(1979; 1984)はこの活断層を入山瀬断層の南方延長部と考え、垂直変位が約100mであり、断層の配列から 右横ずれ変位成分も存在すると推定している。

プロトン磁力計を用いた全磁力測定の結果を図3-2-2に示す。測定は(a)の実線で示した測線に沿って20mの間隔で行った。各測点では5回の測定を行い,全磁力の時間変化の影響を軽減するために その平均値から同時刻の柿岡地磁気観測所(北東約190km)での全磁力値を差し引いた。全磁力の 差を(b)に点で示した。中央部分に約100nTの異常がみられる。この磁気異常を説明するために(c)に 示すようなモデルを適用した。山崎(1979)が指摘しているような西上がりの100mの段差をもつ構 造で,ハッチをした部分が他の部分より,現在の磁場と同じ方向に10⁻³emu/ccだけ帯磁が強いと仮



図3-2-2 富士川河口での全磁力測定。(a)実線が測線の位置。(b)丸印は測定値(柿岡地磁気観測所での全磁 力との差)。実線はモデルに基づいて計算された全磁力異常。(c)適用したモデル。ハッチ部分の 磁化がその他の部分より強いと仮定した。

定した。この帯磁の強さのコントラストは付近の岩石を用いた帯磁の強さの測定から得られた値と 同じオーダーである。このモデルによって計算される全磁力の異常を(b)に実線で示した。このよう な非常に簡単なモデルによって約100nTの全磁力異常の大部分を説明することができる。

この地域では主に直流電車や工場の電気施設などからの漏洩電流と考えられる地電位のノイズが 常時存在する。これらの地電位ノイズをソースからの距離に比べて狭い範囲で同時に観測すると、 地下の電磁気的構造によって地電位ノイズの振幅や卓越方向が変化すると考えられる。そこで同地 域で地電位ノイズ測定を行った。電極には銅-硫酸銅電極を用い、16ビットのディジタルデータに 毎秒変換し、10chのデータロガーに収録した。1日目は2台、2日目は1台のデータロガーを用い、 それぞれ約1時間の測定を行った。河口という特殊な地形条件のため全磁力測定を行った地域の西 側の半分にあたる地域でのみ測定を行った。電極の配置を図3-2-3に丸印で示す。50mの間隔で南北 2列に配置し、1日目は1~10の電極を、2日目は9~14の電極を使って、両日ともN11(N列11番 目の電極)を共通の基準電極とし、それとの電位差を測定した。測定結果を図3-2-4に示す。(a)は N01~N10の、(b)はS01~S10の電位差の時間的変化で期間は3月3日の15時0分から16時0分まで、 (c)は9より西側の電極の電位差の時間的変化で期間は3月4日の10時27分から11時27分までの各々 1時間である。全ての記録は測定開始時の値を基準としてプロットしてある。N09とS09にみられる ステップ状およびパルス状の変化は電極に使用した硫酸銅溶液の補充のためである。観測時間内に おける平均的な電位のN11との差(自然電位)の分布を図3-2-5に示す。N02のようにドリフトのあ る電極の場合,はじめと終わりの電位差のまん中をとりその差を縦棒で表した。 9 と10は両日とも 測定したので2つのデータがある。Sの測線に沿っては自然電位がほぼ一定なのに対してNの測線に 沿っては2~5が高く11と12が低いという空間的な変化がみられる。これは、Sの測線が海側で全て の測点が砂浜であるのに対してNの測線は西側が堤防の延長の盛土であり東側が砂浜となっており、



図3-2-3 富士川河口での地電位ノイズ測定の電極の配置。

その表層を反映したものと考えられる。

N01, N02, S01, S02のように正方形をつくる4点の電位変化を使って電場の時間的変化をみる ことができ、各正方形での同一の電場変化の大きさを比較することによって、見掛け比抵抗の空間 的分布を推定できる。1日目と2日目の観測データからそれぞれ10個のスパイク状の電場変化をひ ろい出し、それぞれの正方形での電場変化の大きさを両日とも測定したN09, N10, S09, S10の正 方形の電場変化の大きさで正規化した。その結果を図3-2-6に示す。縦軸は正規化された電場変化の



図3-2-4(a) 地電位ノイズの時間変化。N01~N10とN11との電位差。



図3-2-4(b) 地電位ノイズの時間変化。S01~S10とN11との電位差。



図3-2-4(c) 地電位ノイズの時間変化。N09~N13およびS09~S14とN11との電位差。



大きさで縦棒は10個のサンプリングについての標準偏差を表す。9より東側では東にいくほど小さ くなる傾向があり、また10を境にして西側がステップ状に小さくなっている。それぞれの電場変化 が測定地域付近での一様な電流によって生じていると仮定すると、縦軸の大きさの比はそのまま見 掛け比抵抗の比となる。従って西側が低比抵抗で東側が高比抵抗と考えられる。

Wenner法による比抵抗測定を3ヶ所で行った。測定の中心点はS4,S12およびその北30m(N'12) の地点である。図3-2-7にS4での測定結果を黒丸で示し、3層モデルによるフィッティングを行い その理論曲線を実線で示した。3ヶ所の測定についてモデルフィッティングを行い,得られたモデ 同じく2層構造で3.5mを境に上層が28Q・m,下層が3.3Q・mである。S4では3層構造であり, 第1層が3.3mまで4.8Q・m,第2層が8.7mまで1.4Q・mでその下に7.9Q・mの層が推定された。 図3-2-6にみられた地電位ノイズの大きさの空間的な変化はノイズのソースが不明であるため、どの



図3-2-7 S4におけるWenner法による見掛け
 比抵抗測定値(丸印)とモデル計算
 の結果(実線)。

図3-2-8 モデルフィッティングに よって推定された比抵 抗構造。

程度の深さの構造を反映したものか確かではないが、3ヶ所の10数mより下の比抵抗が東側の方が西 側よりも若干高いことが地電位ノイズの大きさの空間的変化の原因である可能性もある。

全磁力測定では活断層による100mの段差を想定することによって説明できる約100nTの異常がみ られた。一方,地電位ノイズ測定では表層付近の影響があり地下構造との関連はあまり明かではな いが,地電位ノイズのソースについての情報を得ることによってその関係を明かにすることができ ると考えられる。

3.2.3 丹那盆地

1986年3月12日と13日の両日に丹那盆地で丹那断層を対象として地電位ノイズ測定を行った。1930 年11月26日に発生したM7.3の北伊豆地震の際に動いた丹那断層は走向が南北の左横ずれ断層で地震 時の変位量は最大3.5mに達し,丹那盆地に露頭がみられる(松田,1972;Sato,1973)。破砕帯と 推定されている位置を図3-2-9にハッチで示してある。丹那断層については活断層電磁気研究グルー プ(1983)が電磁気的観測を実施している。Schlumberger法による比抵抗測定では,表層の下に15~ 45Ω・mの層が30mほどの深さまであり,その下に150Ω・mの層が1000m以下の深さまで続いてい る。人工電流を用いた傾度法によると断層の東側では比較的高比抵抗が現れ,高比抵抗と低比抵抗 とが入り混じって複雑な分布をしているのに対し,西側では平坦な低比抵抗帯が続く。VLF法によ れば、断層の東側では50~100 Ω ・mの比較的高い見掛け比抵抗であるのに対し、西側では約20 Ω ・mと低い値を示す。

地電位ノイズ測定の電極の配置を図3-2-9に黒丸で示した。電極には銅ー硫酸銅電極を用い、収録 にはデータロガーを用いて16ビットの1秒サンプリングで約1時間行った。3月12日はAとBで始ま る20地点のGABに対する電位差を,13日にはCとDで始まる20地点のGCDに対する電位差を測定した。 経常研究「地震活動と電磁気現象との関係に関する研究」で行っているNTT(日本電信電話株式会 社)の通信施設を用いた長基線地電位観測(森, 1985; Mori, 1987)では丹那盆地を囲むように沼 |津 (NMZ), 修善寺 (SUZ), 伊東 (ITO), 熱海 (ATM), 小田原 (ODW) の電話中継所間の 電位差を測定している(現在も経常研究「地殻変動に伴う諸現象の観測・実験的研究」で観測を継 続中)。 この観測は通常1分サンプリングで行っているが,地電位ノイズ測定中は1秒サンプリン グのデータを収録した。図3-2-10(a)の左側は1986年3月12日16時45分から16時55分までの長基線地 電位(上)と丹那盆地での地電位(下)の変化である。このうち16時49分0秒から20秒までの電場変化 の大きさと方向の軌跡を右側に示す。この変化は長基線地電位の観測ではNMZでの電位変化と考え られる。NMZでのこのような変化はJR東海道本線沼津駅での電車の発車時にみられるものであり、 東海道本線の線路からの漏洩電流によるものと考えられる(高山,1989)。 右図中の北側の破線は 東海道本線の丹那トンネル(下側)と東海道新幹線の新丹那トンネル(上側)の位置を示している。 両トンネルは地表より約160mの深さにあり、その間隔は約50mである(久野、1962)。 使用してい る電力は東海道本線が直流1500V,東海道新幹線が交流25000Vである(電気学会・電食防止研究委 員会,1977)。 左図にみられる電場変化の軌跡は東海道本線の丹那トンネルをはさんで変化の向き が逆になっていて、その形はトンネルに近いほど偏平になっており、離れるにしたがって短軸と長 軸の長さの比が1に近くなる。また電場変化の大きさもトンネルからの距離とともに小さくなって いる。これらのことから、この電場変化が盆地の地下に敷設された東海道本線からの漏洩電流によ ることは明かである。レールからの漏洩電流はレールと大地との漏れ抵抗の高低および電車や変電 所との相対的な位置によって大きく変わるために、レールに近いところで一様であるという仮定は 成り立たない場合が多い。また活断層電磁気研究グループ(1983)によれば、丹那断層の東側で低 比抵抗の部分と高比抵抗の部分が入り混じって複雑な分布をしている。電場変化の軌跡に断層の近 くで異常がみられないのはこれらのことが原因かもしれない。図3-2-10(b)の左側は3月13日の15時 15分から25分までの地電位変化を示している。このうち15時18分30秒から55秒までの電場変化の軌 跡を右側に示す。この変化は長基線地電位の観測からATMでの電位変化による電場の変化と考えら れる。この電場変化の原因については現在のところはっきりしていない。別々の時計によってサン プリングを行う2台のデータロガーを用いて収録したため,サンプリングのずれによって軌跡の形 が若干異なっているが変化のパターンは相互に似ている。しかし変化の大きさが異なっており、東 側の方が大きくなっている。これは東側が盆地の端部であり基盤が浅くなってきて見掛け比抵抗が

気象研究所技術報告 第32号 1994



図3-2-9 丹那盆地での地電位ノイズ測定の電極の配置。ハッチ部分は推定されている丹那断層の位置。 上方の破線は鉄道トンネルの位置。



図3-2-10(a) 1986年3月12日16時45分~55分の地電位変化(左側)と16時49分0秒~20秒の電場変化の 軌跡(右側)。

1986 3M 12D 16H 45M 05 - 12D 16H 55M 05 (JST)



図3-2-10(b) 1986年3月13日15時15分~25分の地電位変化(左側)と15時18分30秒~55秒の電場変化の 軌跡(右側)。

高いことを反映していると考えられる。

丹那盆地での地電位ノイズ測定の結果,盆地の構造に関係する変化はみられたが,断層と関連を もつ異常はみられなかった。これは測定を行った場所が盆地という特殊な地形であることに加えて, 対象とした丹那断層が左横ずれ断層で基盤の垂直方向のずれがあまりなく,さらに堆積層があるた めと考えられる。また地電位ノイズのソースが測定網の中あるいは近傍と考えられることも理由と してあげられる。

3.2.4 入山断層

活断層研究会(1980)によれば入山断層は西側隆起の逆断層で確実度は I で活動度はBである。1985 年6月12日に静岡県由比町において入山断層近傍での地電位ノイズの測定を行った。観測点の位置 を図3-2-11に四角で示す。各測点では銅-硫酸銅電極を20mの間隔でL字形に 3 極配置し,中間の1 極を基準にして南北と東西方向の電位差を2 チャネルのペンレコーダに記録した。測定例を図3-2-12(a)と(b)に示す。図3-2-12(c)はNTTの電話中継所のアースとその間のケーブルを利用した長基 線地電位の変化を示したものである。この観測は経常研究「地震活動と電磁気現象の関係に関する 研究」で行ったものである。測定に利用している電話中継所は図3-2-11に示した富士宮(FJM), 富士(FJI),身延(MNB)および甲府(KOF)である。16h00m前後に,NTTの記録でみられる 継続時間が30秒程度の矩形波が,入山断層近傍の舟場1と舟場2でも記録されている。2つの測点



図3-2-11 入山断層付近での地電位 ノイズの測定場所(四角) と長基線地電位測定に利 用しているNTT電話中継 所(丸印)の位置。左側 の図中で太線は断層の位 置を示し,数字はFJI-FJM の電位差に対する各測定 場所での電場変化の振幅 比を示す。

気象研究所技術報告 第32号 1994

ともNS方向の変化は矩形状であるのに対して, EW方向の変化はその立ち上がりと立ち下がりに対応した時刻にパルス状の変化をしている。これはこの地域の異方性を示していると考えられる。また,各測点での地電位ノイズの振幅とFJI-FJMの電位差の振幅との比をとることによって,測点付近での比抵抗の相対的な比較を行った。その結果を図3-2-11に数字で示した。舟場1と舟場2は他の測点と比較してその値が小さく,従って低比抵抗ということになる。これらの測点が太線で示した入山断層の位置と一致することから断層と関連のある異常である可能性がある。



図3-2-12 入山断層近傍の舟場1(a)と舟場2(b)での地電位ノイズ変化とNTT電話中継所間の地電位変化(c)。

気象研究所技術報告 第32号 1994



図3-2-13 茨城県西部地域の全磁力分布(柿岡地磁気観測所での全磁力との差)。

3.2.5 茨城県西部

1984年11月27日~29日と1985年3月28日に茨城県西部地域を中心としてプロトン磁力計による全磁力測定を行った。測点の位置を図3-2-13に測定日ごとに記号を変えて示す。測点総数は96点である。各測点では5回の測定を行い、その平均値から同時刻の柿岡地磁気観測所(最も南東の測点) での全磁力を差し引いた。柿岡から最も離れた測点までの距離は約30kmである。柿岡との距離が約20kmの気象研究所でのプロトン磁力計による測定結果によれば、柿岡との全磁力差の変動は±5nT 程度である。従って、今回の測定においても測定時刻が異なることによる誤差は±10nT以下と考え られる。図3-2-13の等値線は柿岡との全磁力差を示し、50nT間隔で描いてある。全体として北西側 が高くなる傾向がみられる。また測定範囲の北部で東経140度に沿う地域で全磁力差の変化が急であ る。これは重力のブーゲー異常からも推定されている(駒澤・長谷川、1988)西落ちの構造をもつ 烏山-菅生沼構造線(石井、1962)に関連する変化の可能性がある。

3.2.6 大和村

活断層研究会(1980)によれば茨城県真壁郡大和村には活断層の疑いのあるリニアメント(確実度III)が存在する(図3-2-14の斜線部分)。これを電磁気的手法によって確認できるか調査するために,1984年12月11日~13日に比抵抗測定を,1985年3月6日にプロトン磁力計による全磁力測定を行った。

比抵抗測定はWenner法を用い、図3-2-15(c)の数字のついた線分で示す測線で行った。測定結果 からそれぞれ3~4層を仮定して比抵抗構造を推定した。その結果を図3-2-15(b)に南北方向の直線 に投影し,各測線の中心の位置に柱状図として示した。全体の傾向として数mの表層の下に100Q・ m前後の層が測線1と3では50m以深まで、その他の測線では30~40mの深さまであり、その下に620~ 2200Q・mの高比抵抗の層が存在する。測線2では12月11日と12日の2回の測定を行い、その結果を それぞれ図3-2-16の(a)と(b)に示す。ともに第1層は100Q・m程度で第3層は高比抵抗層である。 第2層は30~40Q・mと低比抵抗である。その深さが11日には25~40mであったが、12日には16~30 mと浅くなっている。これは11日の午後から夜半にかけての降雨(西方約6kmにあるアメダスの協 和観測点では11日の13時より24時までに36mmの降水を記録している)によって小規模な盆地地形で 地下水層の位置が変化したためと考えられる。また電極間隔を固定して、図3-2-15(c)のA~Bの間 を移動しながら見掛け比抵抗を測定した。電極配置はWenner法で電極間隔a=20mとa=60mの2種 類であり、その結果を図3-2-15(a)に示す。a=20mの場合に中心付近で不連続とみられる部分があ るが、a=60mの場合では大きな変化はみられない。電極間隔aが短いほど探査深度は浅いので比較 的浅いところに比抵抗が変化するところがあると考えられる。

プロトン磁力計を用いた全磁力測定を南北方向に移動しながら行った(測線は図3-2-14の実線)。 測定間隔は20mで,その結果を図3-2-17に示す。図中のハッチの部分はリニアメントの存在が予想 される位置である。その北端付近で約100nT大きい値が得られているが、1点のみであるためにリニ アメントと関連した変化であるか疑問であり、地中に埋設された人工的な磁性体のためとも考えら れる。

3.2.7 おわりに

発生が想定された直下型地震の震源域内で前兆現象の発生しやすい地点を選定する手法の開発の



図3-2-14 大和村の地形図。破線で囲まれた部分は図3-2-15(c)の地域を示す。実線は図3-2-17に示す全磁 力測定の測線。斜線部分は活断層の疑いのあるリニアメントの位置(活断層研究会, 1980)。



図3-2-15 大和村での比抵抗測定の結果。(a)電極間隔を一定にして測定した見かけ比抵抗の空間的変化。 (b)Wenner法による測定から推定された比抵抗構造。(c)比抵抗測定を行った測線の位置。



図3-2-16 3-2-15(c)の2で示した測線のWenner法による比抵抗測定の測定値(下図の丸印)と推定され た地下構造(上図)から計算される理論曲線(下図の実線)。(a)1984年12月11日の測定。(b)1984 年12月12日の測定。



図3-2-17 大和村での全磁力測定結果。ハッチ部分はリニアメントの存在が予想される位置。

ために、静岡県と茨城県で電磁気的手法を用いた調査を行った。

全磁力測定によって次のような異常な変化を検出することができた。富士川河口では富士川断層 によると考えられる約100nTの異常が得られた。この付近は工場等による人工的な磁気ノイズの大き いことが予想され、全磁力測定によっては有効な結果が得られないと思われていた地域である。富 士川断層の位置は河口から2~4km上流の鉄橋付近ではボーリングの資料によって明確にされてい た(恒石・塩坂, 1979)が、今回の全磁力測定によって河口においてもはっきりした。また全磁力

気象研究所技術報告 第32号 1994

異常の大きさから考えると,数100m沖合いにおける海上での全磁力測定によっても断層位置が推定 できると考えられる。茨城県西部地域では烏山-菅生沼構造線との関連の可能性のある急変部分が 見いだされが,その関連を確認するためにはさらに広範囲の測定が必要と考えられる。大和村では リニアメントの存在が予想される範囲の1測点のみで異常がみられたが信頼性は高くないと考えら れる。

比抵抗測定はWenner法を用いて行ったが、富士川河口、大和村ともはっきりとした異常はみとめ られなかった。使用した機器の制約で探査深度があまり深くないことも原因のひとつと考えられる。

地電位ノイズ測定によって次のような点が明らかになった。入山断層の破砕帯と関連すると考え られる低比抵抗の異常がみられた。地表付近に比抵抗の不連続が存在する場合には、このような簡 単な電気的ノイズを利用する方法がかなり有効であることが確認された。富士川河口では地下構造 を反映した空間的変化はみられたが、河口という地形的条件のために必要十分な電極を配置できな かったこともあって、断層と関連すると思われる異常はみいだされなかった。丹那盆地の測定では 丹那断層が堆積層に覆われた横ずれ断層で電気的不連続が生じにくいために、断層に関連する異常 を検出できなかったと考えられる。このような手法は今までほとんど行われていないために実験的 開発であったが、密な電極配置を行えば微弱な異常を検出できる可能性のあることがわかった。

種々の電磁気的手法を用いた調査の結果,特異地点の検出を目的とした電磁気的手法では用いる 方法や対象とする地下構造の条件などによって有効性に差があり,特に上下変位が小さく横ずれ成 分の大きい断層ではさらに手法の改良の必要なことがわかった。また地電位ノイズ測定による方法 は地域的条件を考慮して電極を配置し,ソースの性質を明らかにすることによって,特異地点の検 出に応用できる可能性がある。これらの電磁気的手法を用いる際には,予想される地下構造や地形 さらに投入しうる労力および機材などの条件を考慮して,種々の方法から適当なものを取捨選択し て実施しなければならないと考えられる。 (高山寛美)

参考文献

地質調査所, 1985:関東地域重力図(ブーゲー異常図)。 特殊地質図24. 電気学会・電食防止研究委員会, 1977:新版電食・土壌腐食ハンドブック. 電気学会・コロナ社, p.58. Electromagnetic Research Group for the Active Fault, 1982: Low Electrical Resistivity along an Active

Fault, the Yamasaki Fault. J. Geomag. Geoelectr., 34, 103-127.
石井基裕, 1962:関東平野の基盤. 石油技術協会誌, 27, 615-640.
活断層電磁気研究グループ, 1983:丹那・浮橋断層の電気抵抗構造. 地震研究所彙報, 58, 265-286.
活断層研究会, 1980:日本の活断層――分布図と資料――. 東京大学出版会, 363p.
駒澤正夫・長谷川功, 1988:関東地方の重力基盤に見える断裂構造. 地質学論集, 31, 57-74.
ヘ野 久, 1962:旧丹那トンネルと新丹那トンネル. 科学, 32, 397-401.
松田時彦, 1972:1930年北伊豆地震の地震断層.伊豆半島(星野通平・青木 斌編), 東海大学出版会, 73-

93.

森 俊雄, 1985: 長基線地電位試験観測. 気象研究所研究報告, 36, 149-155.

森 俊雄・河村 譡・大地 洸・水野喜明, 1983: 櫛挽断層の電磁気構造, 気象研究所研究報告, 34, 95-104. Mori, T., 1987: Variations in the Geoelectric Field with Relation to Crustal Conditions of the Earth. *Geophys. Mag.*, 42, 41-104.

小野吉彦・内田利弘, 1981:千屋断層およびその周辺の比抵抗構造.地球電磁気学的手法による断層活動度の研究, 58-63.

Sato, H., 1973: A study of horizontal movement of the earth crust associated with destructive earthquakes in Japan. Bull. Geogr. Survey Inst., **19**., 89-130.

高山寛美, 1989: 沼津付近で観測される長基線地電位の特徴. 気象研究所研究報告, 40, 63-81.

恒石幸正・塩坂邦雄, 1978:安政東海地震(1854)を起こした断層.地震予知連絡会会報, 20, 158-161.

恒石幸正・塩坂邦雄, 1979:富士川断層に関する追加データ(1). 地震予知連絡会会報, 22, 149-154.

恒石幸正・塩坂邦雄、1981:富士川断層と東海地震.応用地質、22、52-66.

山崎晴雄, 1979: プレート境界部の活断層——駿河湾北岸内陸地域を例にして——. 月刊地球, 1, 570-576. 山崎晴雄, 1984: 活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス. 第四紀研究, 23, 129-136.

本研究に携わった研究者

古屋 逸夫(昭和62年度~平成5年度) 後藤 和彦(昭和62年度~平成3年度) 信生(昭和59年度~昭和61年度,平成3年度~平成5年度) 浜田 干場 充之(昭和62年度~平成5年度) 市川 政治(昭和59年度~昭和61年度) 有三(昭和59年度~昭和61年度,平成3年度~平成5年度) 石川 伊藤 秀美(昭和59年度~平成5年度) 勝間田明男(平成元年度) 勝又 護(昭和59年度~昭和63年度) 小泉 岳司(昭和59年度~平成5年度) 前田 憲三(昭和62年度~平成5年度) 牧 正(昭和63年度~平成2年度) 松本 英照(昭和59年度~昭和62年度) 三上 直也(昭和59年度~昭和60年度) 望月 英志(昭和60年度~昭和61年度) 森 滋男(昭和62年度~平成5年度) 森 俊雄(昭和59年度~昭和61年度) 小高 俊一(昭和62年度~平成5年度) 岡田 正実(昭和59年度~平成5年度) 清野 政明(昭和59年度~昭和60年度,平成元年度~平成5年度) 関田 康雄(昭和62年度~昭和63年度) 高山 寛美(昭和59年度~平成5年度) 高山 博之(平成3年度~平成5年度) 武尾 実(昭和59年度~昭和62年度) 若山 晶彦(平成2年度~平成5年度) 渡部 暉彦(昭和60年度~昭和61年度) 横田 崇(昭和59年度~平成2年度) 吉田 明夫(昭和59年度~平成5年度) 吉川 澄夫(昭和59年度~平成5年度)

気象研究所技術報告一覧表

第1号 バックグラウンド大気汚染の測定法の開発(地球規模大気汚染特別研究班, 1978) Development of Monitoring Techniques for Global Background Air Pollution (MRI Special Research Group on Global Atmospheric Pollution, 1978)

- 第2号 主要活火山の地殻変動並びに地熱状態の調査研究(地震火山研究部, 1979) Investigation of Ground Movement and Geothermal State of Main Active Volcanoes in Japan (Seismology and Volcanology Research Division, 1979)
- 第3号 筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設(花房龍男・藤谷徳之助・伴野 登・ 魚津 博,1979)

On the Meteorological Tower and Its Observational System at Tsukuba Science City (T. Hanafusa, T. Fujitani, N. Banno and H. Uozu, 1979)

- 第4号 海底地震常時観測システムの開発(地震火山研究部, 1980) Permanent Ocean-Bottom Seismograph Observation System (Seimology and Volcanology Research Division, 1980)
- 第5号 本州南方海域水温図——400m(又は500m)深と1000m深——(1934-1943年及び1954-1980 年)(海洋研究部, 1981)

Horizontal Distribution of Temperature in 400m (or 500m) and 1000m Depth in Sea South of Honshu, Japan and Western-North Pacific Ocean from 1934 to 1943 and from 1954 to 1980 (Oceanographical Research Division, 1981)

- 第6号 成層圏オゾンの破壊につながる大気成分および紫外日射の観測(高層物理研究部, 1982) Observations of the Atmospheric Constituents Related to the Stratospheric Czone Depletion and the Ultraviolet Radiation (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1982)
- 第7号 83型強震計の開発(地震火山研究部, 1983)。

Strong-Motion Seismograph Model 83 for the Japan Meterological Agency Network (Seismology and Volcanology Research Division, 1983)

- 第8号 大気中における雪片の融解現象に関する研究(物理気象研究部, 1984) The Study of Melting of Snowflakes in the Atmosphere (Physical Meteorology Research Division, 1984)
- 第9号 御前崎南方沖における海底水圧観測(地震火山研究部・海洋研究部, 1984) Bottom Pressure Observation South off Omaezaki, Central Honshu (Seismology and

Volcanology Research Division and Oceanographical Research Division, 1984)

- 第10号 日本付近の低気圧の統計(予報研究部, 1984) Statistics on Cyclones around Japan (Forecast Research Division, 1984)
- 第11号 局地風と大気汚染物質の輸送に関する研究(応用気象研究部, 1984)
 Observations and Numerical Experiments on Local Circulation and Medium-Range Transport of Air Pollutions (Applied Meteorology REsearch Division, 1984)
- 第12号 火山活動監視法に関する研究(地震火山研究部, 1984) Investigation on the Techniques for Volcanic Activity Surveillance (Seismology and Volcanology Research Division, 1984)
- 第13号 気象研究所大気大循環モデル-I (MRI・GCM-I)(予報研究部, 1984) A Description of the MRI Atmospheric General Circulation Model (The MRI・GCM-I) (Forecast Research Division, 1984)
- 第14号 台風の構造の変化と移動に関する研究——台風7916の一生——(台風研究部, 1985)
 A Study on the Change of the Three-Dimensional Structure and the Movement Speed of the Thphoon through Its Life Time (Typhoon Research Division, 1985)
- 第15号 波浪推算モデルMRIとMRI-IIの相互比較研究——計算結果図集——(海洋研究部, 1985) An Intercomparison Study between the Wave Models MRI and MRI-II——A Compilation of Reults——(Oceanographical Research Division, 1985)第16号 地震予知に 関する実験的及び理論的研究(地震火山研究部, 1985) Study on Earthquake Prediction by Geophysical Method (Seismology and Volcanology

Research Division, 1985)

- 第17号 北半球地上月平均気温偏差図(予報研究部, 1986)
 Maps of Monthly Mean Surface Temperature Anomalies over the Northern Hemisphere for 1891-1981 (Forecast Research Division, 1986)
- 第18号 中層大気の研究(高層物理研究部・気象衛星研究部・予報研究部・地磁気観測所, 1986)
 Studies of the Middle Atmosphere (Upper Atmosphere Physics Research Division, Meteorological Statellite Research Division, Forcast Research Division, MRI and the Magnetic Observatory, 1986)
- 第19号 ドップラーレーダによる気象・海象の研究(気象衛星研究部・台風研究部・予報研究部・ 応用気象研究部・海洋研究部,1986)

Studies on Meteorological and Sea Surface Phenomena by Doppler Radar (Meteorological Satellite Research Division, Typhoon Research Division, Forecast Research Division, Applied Meteorology Research Division and Oceanographical Research Division, 1986)

第20号 気象研究所対流圏大気大循環モデル(MRI・GCM-I)による12年間の積分(予報研究部, 1986)

Mean Statistics of the Topospheric MRI · GCM-II based on 12-year Integration (Foecast Research Division, 1986)

 第21号 宇宙線中間子強度1983-1986(高層物理研究部, 1987)
 Multi-Directional Cosmic Ray Meson Intensity 1983-1986 (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1987)

第22号 静止気象衛星「ひまわり」画像の噴火噴煙データにもとづく噴火活動の解析に関する研究 (地震火山研究部, 1987)

Study on Analyses of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data obtained by the Geostationary Meteorological tatellite (GMS) (Seimology and Volcanology Research Division, 1987)

第23号 オホーツク海海洋気候図(篠原吉雄・四竈信行, 1988)

Marine Climatological Atlas of the Sea of Okhotsk (Y. Shinohara and N. Shikama, 1988)

- 第24号 海洋大循環モデルを用いた風の応力異常に対する太平洋の応答実験(海洋研究部, 1989) Response Experiment of Pacific Ocean to Anomalous Wind Stress with Ocean General Circulation Model (Oceanographical Research Diision, 1989)
- 第25号 太平洋における海洋諸要素の季節平均分布(海洋研究部, 1989) Seasonal Mean Distribution of Sea Properties in the Pacific (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第26号 地震前兆現象のデータベース(地震火山研究部, 1990) Databese of Earthquake Precursors (Seismology and Volcanology Research Division, 1990)
- 第27号 沖縄地方における梅雨期の降水システムの特性(台風研究部, 1991) Characteristics of Precipitation Systems during the Baiu Season in the Okinawa Area (Typhoon Research Division, 1991)
- 第28号 気象研究所・予報研究部で開発された非静水圧モデル(猪川元興・斉藤和雄, 1991) Description of a Nonhydrostatic Model Developed at the Forecast Research Department of the MRI (M. Ikawa and K. Saito, 1991)
- 第29号 雲の放射過程に関する総合的研究(気候研究部・物理気象研究部・応用気象研究部・気象 衛星・観測システム研究部・台風研究部, 1992)

A Synthetic Study on Cloud-Radistion Processes (Climate Research Department,

Physical Meteorology Research Department, Applied Meteorology Research Department, Meteorological Satellite and Observation System Research Department and Typhoon Research Department, 1992)

- 第30号 大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程に関する研究(三上正男・遠藤昌宏・新野 宏・山崎孝治, 1992)
 Studies of Energy Exchange Processes between the Ocean-Ground Surface and Atmosphere (M. Mikami, M. Endoh, H. Niino and K. Yanazaki, 1992)
- 第31号 降水日の出現頻度からみた日本の季節推移——30年間の日降水量資料に基づく統計——(秋山孝子, 1993)

Seasonal Transition in Japan, as Revealed by Appearance Frequency of Precipitating-Days----Statistics of Daily Precipitation Data During 30 Years ---- (T. Akiyama, 1993)

気象研究所

1946 (昭和21)年 設立

所 長:門 脇 俊一郎

予	報	研	究	部	部	長:		古	賀	晴	成
気	候	研	究	部	部	長:		村	木	彦	麿
台	風	研	究	部	部	長:		大	塚		伸
物	俚気	象	研 究	部	部	長:		能	美	武	功
応	用负	象	研究	部	部	長:理	博	花	房	龍	男
気	象衛.	星・	観浿	IJ							
1	レス	テム	研究	E部	部	長:		田	中	豊	顈
地)	喪 火	山	研究	部	部	長:理	博	清	野	政	明
海	洋	研	究	部	部	長:		周	東	健	Ξ
地	法化	送	研究	部	部	長:理	尵	重	頂	好	次

気象研究所技術報告

編集委員長:重 原 好 次 編集委員:高 野 功 中 川 慎 治 小 西 達 男 佐々木 徹 馬 渕 和 雄 高 山 陽 三 小 高 俊 一 四 竈 信 行 松 枝 秀 和 事務局:岡 田 憲 治 太 田 貴 郎

気象研究所技術報告は、1978(昭和53)年の初刊以来、気象研究所が必要の都度発行す る刊行物であり、気象学、海洋学、地震学その他関連の地球科学の分野において気象研究 所職員が得た研究成果に関し、技術報告、資料報告および総合報告を掲載する。

気象研究所技術報告の編集は,編集委員会が行う。編集委員会は原稿の掲載の可否を判 定する。

本誌に掲載された論文の著作権は気象研究所に帰属する。本誌に掲載された論文を引用 する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本誌に掲載された論文 の全部又は一部を複製、転載、翻訳、あるいはその他に利用する場合は、個人が研究、学 習、教育に使用する場合を除き、気象研究所の許諾を得なければならない。

気象研	究所技術報告	ISSN	0386-4049				
	第32号						
	平成6年3月	25日	発行				
編 集 兼 発 行 者	気象和	开 究	所				
	〒305 茨城	県つくは	ば市長峰1-1				
		TEL	.(0298)53-8535				
印刷所	谷田部印刷	株式会社	t				
	〒305 つく	ば市大学	字谷田部1979-1				