

重力変動観測による地下流体モニタリングに関する研究

西島, 潤
九州大学工学地球資源システム

<https://doi.org/10.11501/3150835>

出版情報：九州大学, 1998, 博士（工学）, 課程博士
バージョン：
権利関係：

重力変動観測による地下流体モニタリング
に関する研究

西 島 潤

①

重力変動観測による地下流体モニタリングに関する研究

西島 潤

1999年

目次

第1章 序論	1
第2章 重力変動観測	3
2.1 重力変動観測とは	3
2.2 基準点	5
2.3 観測頻度	5
2.4 使用重力計	6
2.4.1 CG-3型自動重力計の概要	6
2.4.2 測定機構	7
2.4.3 重力計入力値の設定	9
2.4.4 CG-3型自動重力計のドリフト	9
2.5 観測方法	14
2.6 重力計の運搬方法	16
2.7 データ処理	16
2.7.1 概要	16
2.7.2 器械高補正	16
2.7.3 潮汐補正	16
2.7.4 ドリフト補正	17
2.7.5 重力値の算出	18
第3章 地熱開発地域における観測例	19
3.1 概要	19
3.2 大分県滝上地域での観測結果	21
3.2.1 地質構造	21
3.2.2 観測	24
3.2.3 観測結果	24
3.2.4 地熱発電所運転開始前の背景的な重力変動についての考察	33
3.2.5 多変量回帰モデルによる背景的な重力変動の予測	37
3.2.5.1 多変量回帰モデルとは	37
3.2.5.2 多変量回帰モデルの適用	39
3.2.6 地熱発電所運転開始に伴う重力変動抽出の試み	43
3.2.7 重力残差と生産・還元量の比較	51
3.2.8 まとめ	54
3.3 熊本県小国地域での観測結果	55
3.3.1 地質構造	55
3.3.2 観測	57
3.3.3 NEDOによる本地域での重力変動観測	58

3.3.4	観測結果	61
3.3.5	考察	68
3.3.5.1	標高変化	68
3.3.5.2	浅層地下水位の変化	68
3.3.6	まとめ	75
3.4	大分県八丁原地域での観測結果	76
3.4.1	地質構造	76
3.4.2	観測	78
3.4.3	観測結果	79
3.4.4	考察	89
3.4.4.1	標高変化	89
3.4.4.2	浅層地下水位の変化	89
3.4.4.3	貯留層の圧力変化	90
3.4.4.4	還元量と重力変動の比較	91
3.4.4.5	観測された重力変動の定量的な考察	92
3.4.4.6	ガウスの定理による質量バランスの試算	94
3.4.5	まとめ	97
3.5	鹿児島県山川地域での観測結果	98
3.5.1	地質構造	98
3.5.2	観測	102
3.5.3	観測結果	103
3.5.4	考察	110
3.5.4.1	標高変化	110
3.5.4.2	海水面変化	110
3.5.4.3	浅層地下水位の変化	111
3.5.4.4	地熱流体の生産・還元の影響	114
3.5.5	まとめ	116
第4章	火山地域における重力変動観測及び解析例	117
	—大分県九重硫黄山での観測結果—	
4.1	概要	117
4.2	地質構造	117
4.3	観測	118
4.4	観測結果	119
4.5	考察	126
4.5.1	標高変化	126
4.5.2	マグマの移動	126

4.5.3 重力変動から推定される質量変化	127
4.6 まとめ	131
第5章 地下水利用地域における重力変動観測および解析例	132
—福岡市西区九州大学新キャンパス予定地（元岡地域）での観測結果—	
5.1 概要	132
5.2 地質構造	132
5.3 観測	135
5.4 観測結果	135
5.5 考察	143
5.5.1 地下水位観測井の水位と観測された重力の比較	143
5.5.2 地下水位面変化から推定される本地域の重力変動	146
5.5.3 観測された重力変動のその他の要因	152
5.6 まとめ	152
第6章 議論	153
6.1 概要	153
6.2 有意な重力変動の存在	154
6.3 標高変化による重力変動	155
6.4 浅層地下水位変化による重力変動	155
6.5 地熱流体の生産・還元に伴う重力変動の抽出	156
6.6 各地域の重力経時変化の共通性	157
6.7 各地域の重力変動量の空間分布の共通性	160
6.8 重力変動から推定される地下流体質量変動	163
6.9 まとめ	164
第7章 新規に重力変動観測を行う際の観測手法の提案	165
7.1 概要	165
7.2 背景的な重力の把握	165
7.2.1 基準点の選定	166
7.2.2 観測点の設置	166
7.2.3 観測法の決定	166
7.3 多変量回帰モデルによる背景的な重力変動の推定	166
7.4 地熱流体の生産・還元に伴う重力変動の抽出	167
7.5 観測された重力変動からの質量変動の量的な見積もり	168
第8章 結論	170
謝辞	173
参考文献	174

第1章 序論

地熱開発による地熱流体の生産・還元や地下水の揚水あるいは火山活動などにより、地下では流体（主に水）の質量移動が生じる。従来この流体移動のモニタリング手法として、観測井の水位または貯留層圧力の観測やトレーサー試験などが行われてきた。しかし、このような従来の方法では、観測井周辺の局所的な地質条件や水理条件を反映したデータも多く、流体挙動の全体像を捉えることは難しい。

地熱開発地域においては、地熱流体の生産・還元に伴い質量移動が生じる。この地下における質量移動は地表においては重力変動として現れると考えられる。このような観点に立って従来より地熱開発地域などで重力変動観測が行われてきた。中でもニュージーランド・ワイラケイ地域においては30年間で約1000 μ galに達する重力減少が観測された。この主な原因として貯留層圧力の低下に基づく貯留層の気液2相化によるものとして説明され、重力変動観測が地熱貯留層のモニタリングに有効な手法であることが示された (Allis and Hunt, 1986)。

一方わが国における観測例では、岩手県葛根田地域 (馬場ほか, 1980) や大分県八丁原地域 (齋藤ほか, 1998) などの観測例がある。特に大分県八丁原地域での重力変動観測例では、貯留層の圧力変化と重力の経時変化との間及び還元量の変化と重力の経時変化との間により対応が見られている (齋藤ほか, 1998)。しかし量的な議論になると必ずしも明確な結果が得られていない。この原因として、ニュージーランド・ワイラケイ地域の場合に比べて、地下流体の採取規模が小さいこと及びわが国の地熱開発地域は山間部にあることが多く、地形の起伏が激しいため、地下流体の挙動が複雑であることなどが挙げられる。また、地表において観測される重力変動には、地熱流体の生産・還元に伴う質量移動による重力変動のほかに、浅層地下水位の変化や、地殻変動による標高変化などの背景的な重力変動が含まれている。特に、降水量が多いわが国においては浅層地下水位の季節変化は大きく、地熱流体の生産・還元による質量移動を捕らえる上で大きな障害になっていると考えられる。

近年、重力計の進歩により、分解能1 μ galの重力計がフィールド観測に使用できるようになり、地表において数10 μ gal程度の微小な重力変動を捉えることが可能になってきている。最近このことを利用して、地下の流体挙動の変化を把握することを目的とした重力変動観測が行われており、浅層地下水位の季節変化に伴う最大約100 μ gal程度の重力変動が観測されており、浅層地下水位の季節変化と重力変動の対応関係が明らかにされつつある (江原ほか, 1994, 福田ほか, 1996)。そして、江原ほか (1994) では、観測された浅層地下水位変化に基づく重力変動を補正することにより、短期間の一斉噴気還元試験時において地熱貯留層内に原因を持つ重力変動を検出し得ることを示した。

これらのことから、地熱開発前より重力変動観測を開始し、背景的な重力変動を的確に把握することによって、浅層地下水位の季節変化を明らかにするこ

とができれば、地熱開発後の観測データにそれに対する補正を加えることによって、地熱流体の生産・還元が行われる、比較的小規模の地熱発電所地域においても重力変動観測を地熱貯留層のモニタリングに用いることが可能になると考えられる。

また、地熱開発地域において重力変動観測を地熱貯留層のモニタリングに用いる上ではノイズになる浅層地下水位変化によって引き起こされる重力変動も地下水を生活用水として利用している地域において新たな地下水採取用井戸が掘削されたり、地形など周辺環境が改変されるような場合、それに伴う新たな地下水位変化を適切にモニタリングすることに利用することが可能になると考えられる。このほか、地下水汚染の範囲の把握や火山活動におけるマグマの移動や水蒸気噴出活動のメカニズムの解明などへの適用も可能になるのではないかと考えられる。

本研究では、地下流体の移動に伴う重力変動を観測し、地下流体の挙動を把握することを目的として、九州内6ヶ所（地熱開発地域4ヶ所、地下水利用地域1ヶ所、火山地域1ヶ所）で重力変動観測を行い、地下流体のモニタリング手法の確立を試みた。

第2章 重力変動観測

2.1 重力変動観測とは

地熱開発による地下流体の生産・還元や地下水の揚水あるいは火山活動など地下流体の移動に伴って、地下では質量移動が生じる。従来この流体移動のモニタリング手法として、観測井の水位または貯留層圧力の観測やトレーサー試験などが行われてきた。

しかし、このような従来の方法では、観測井周辺の局所的な地質条件や水理条件を反映したデータが多く、流体挙動の全体像を捉えることは難しい。

一方、地下において生じる質量移動は、地表において重力変動として観測される。近年重力計の精度の向上に伴い、LaCoste-Romberg重力計やScintrex CG-3およびCG-3M自動重力計といった $1\sim 10\mu\text{gal}$ の分解能をもつ重力計の出現により、微小な重力変動についての議論が可能となってきた。この微小な重力変動を観測することによって、地下流体の移動を面的に捉えることが可能になると考えられる。以下では、地熱開発地域を例にして、重力変動観測による地下流体モニタリングの原理について述べる。

図2-1は、地熱開発地域での生産・還元と重力変動の関係を表している。地熱開発の初期では、地下流体の生産により生産地域を中心として、重力減少が見られ、還元地域を中心とした地域では、重力の増加が現れると考えられる。その後、地下流体の生産量が適正であれば周囲からの地下流体の涵養により重力変動は次第に小さくなっていき、生産・還元と周囲からの涵養が平衡に達すると重力変動は見られなくなっていくと考えられる。この過程を監視していくことによって生産・還元量が適正であるかどうかを監視していくことが可能になる。

このような地熱開発による地熱流体の生産・還元に伴ってどの程度の重力変動が生じるかということについての数値的な見積もりがNEDO(1998)において行われている。この見積もりは、架空の地熱貯留層モデルで、出力50MWの地熱発電所運転開始後10000日間の重力変動をSTARのポストプロセッサ(Pritchett, 1995)を用いて計算している。図2-2に計算結果を示す。図2-2より、生産地域直下において約 $-1000\mu\text{gal}$ 、還元地域において約 $+130\mu\text{gal}$ の重力変動が計算された。また、生産地域の重力減少は、還元地域の重力増加に比べてかなり大きく広範囲にわたる結果になった。この推定重力変動量は、現在検出可能な重力変動量($10\mu\text{gal}$)に比べて非常に大きいことから、重力変動観測を地熱貯留層モニタリングへ適用することが数値的にも有効であると考えられる。

本研究では、重力変動観測による地下流体のモニタリングを目的として九州内6ヶ所(大分県滝上地域、熊本県小国地域、大分県八丁原地域、鹿児島県山川地域、大分県九重硫黄山地域、福岡県福岡市元岡地域)で観測を行った。以下に観測方法について述べる。

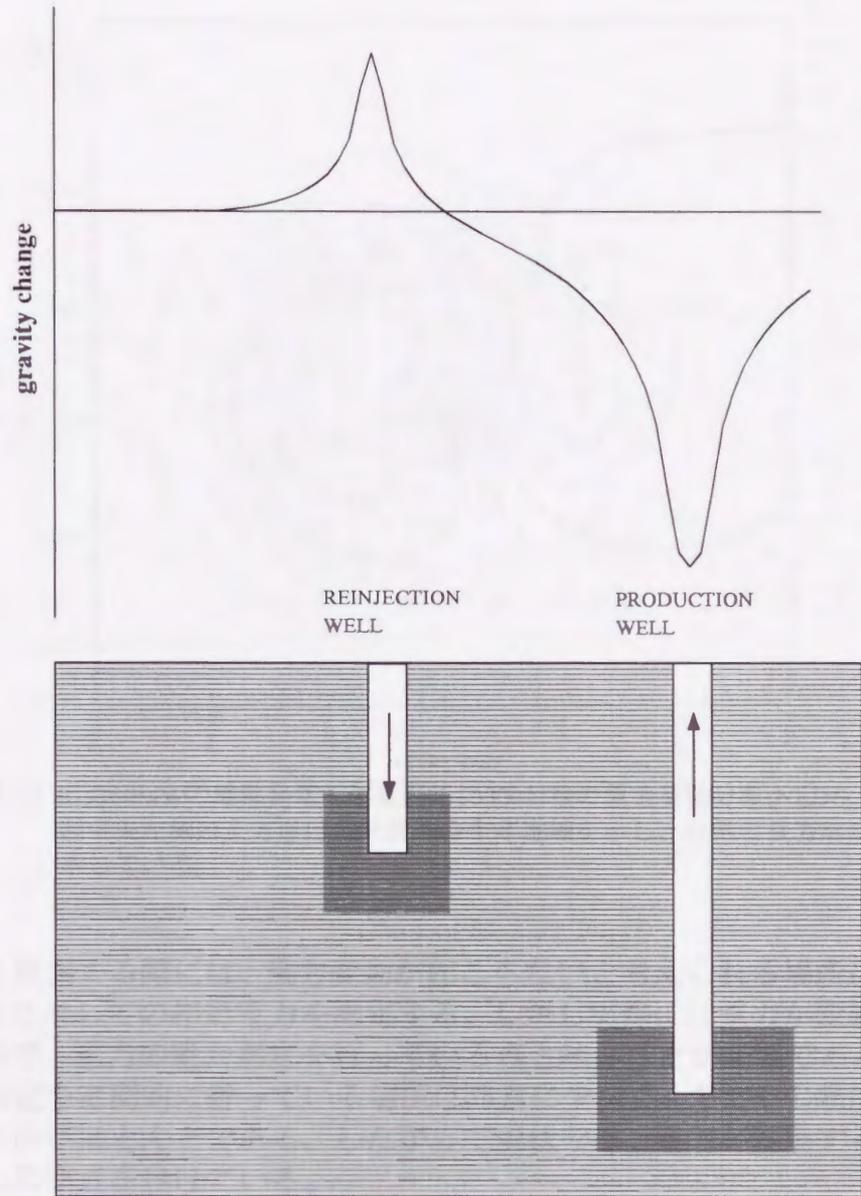


図2-1 重力変動観測概念図

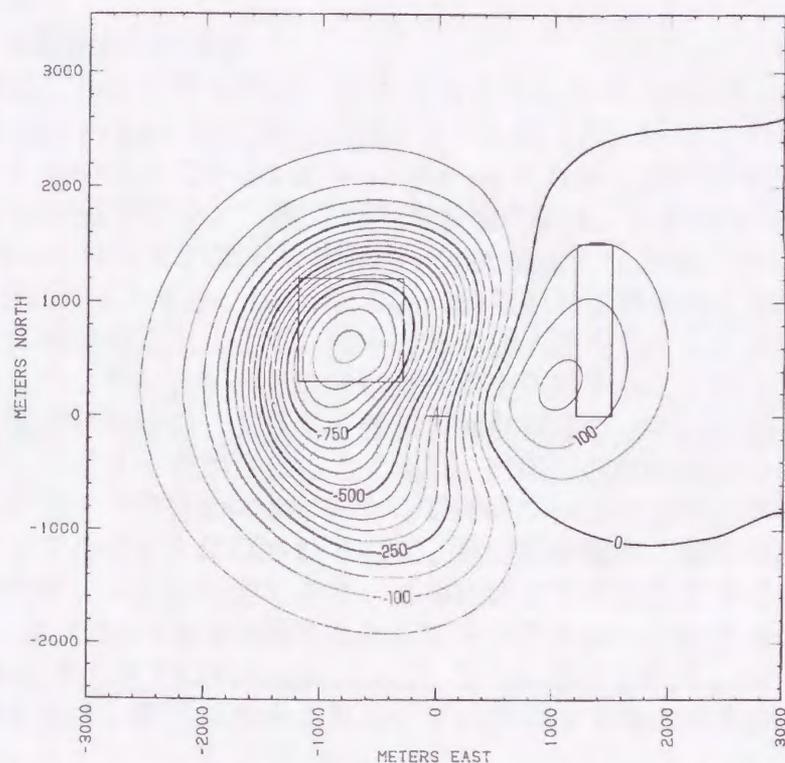


図2-2 出力50MWの地熱発電所運転開始10000日後の重力変動分布(NEDO, 1998)
 図中央左側の正方形は地熱流体の生産地域を示し、右側の長方形は還元地域を示している。

2.2 基準点

重力変動を観測する際には、重力変動が起これないと考えられる場所に基準点を設置し、それに対する相対重力を測定する。しかし実際には重力が変動しないところはないので、重力の絶対測定を行っている点と結ぶことが必要である。しかし、重力の絶対測定を定期的に行っている場所は非常に少なく、またその頻度も数年に一回という場所がほとんどである。したがって現状では、重力が変動する可能性が低いところに基準点を設けている。

現在考えられる重力変動量が小さいと考えられる場所としては、観測地域内では比較的標高の低い川岸が挙げられる。この理由として河川では、周囲と比較して標高が低くなっており、一般に標高が低くなると地下水位変化が小さくなると考えられることや、河川では地下水の流出点であり地下水位変化が比較的小さいと考えられるからである。このような理由から川岸のしっかりしたコンクリートあるいは岩盤の上に基準点を設置することが現状での最良の方法であると考えられる。このような場所で、基準点を複数設置してその変動を監視することによって基準点の変動についてもある程度把握できるのではないかと考えられる。

2.3 観測頻度

観測頻度は、バックグラウンドノイズの原因になる可能性がある浅層地下水位の年変化を捉えることを考えると、1月に1回程度の観測が望ましいが、最低でも年に3,4回の観測が必要である。

2.4 使用重力計

2.4.1 CG-3型自動重力計の概要

本研究で観測に用いた重力計は、カナダシントレックス社のCG-3およびCG-3M型自動重力計（以下CG-3, CG-3Mと表記）を用いた（図2-3）。これらの重力計は、現在日本で広く用いられているLaCoste-Romberg重力計（G型:分解能 $10\mu\text{gal}$, D型:分解能 $1\mu\text{gal}$ ）と比較すると、重力計の基本動作原理、公称の精度（ $10\mu\text{gal}$ および $1\mu\text{gal}$ ）、リセットなしでの測定可能範囲（ 7000mgal ）などは、LaCoste-Romberg重力計（D型）と同じであるが、LaCoste-Romberg重力計の機械的、光学的な機構をエレクトロニクス化することにより、読みとりの個人差をなくし、データ処理もきわめて容易になった。また、マイクロプロセッサを搭載することによりリアルタイムで各種補正（地球潮汐補正、ドリフト補正、傾斜補正など）が可能で、出力は液晶ディスプレイにデジタル表示されるとともに、内部に約1000点分のデータの記録が可能であり、そのデータはRS-232Cを介して外部に転送できる。ドリフト補正や地球潮汐補正がリアルタイムになされるので、重力変動観測で通常実施される往復測定時にデータのチェックが可能であり、必要に応じて再測定がすぐに実施でき、作業能率がよい。ただし、CG-3の問題点としてドリフトレートが大きい（約 1mgal/day 、LaCoste-Romberg重力計では約 1mgal/month ）ことが挙げられる。従って、長時間にわたる往復測定では、測定点を小さなループに分割する等の配慮が必要である。



図2-3CG-3型自動重力計（左）とCG-3M型自動重力計（右）

2.4.2 測定機構

CG-3の測定フローチャートを図2-4に示す。測定機構は、A. L. Hugill (1988)によると、「CG-3は、弾性系として石英ガラスシステムを採用している。おもりに働く重力は、スプリングと静電力でバランスしている。そして、このおもりの位置がコンデンサ変位トランスデューサで感知され重力値に変換される。フィードバック回路によりコンデンサにフィードバック電圧をかけるのでおもりの位置は変化しない。測定時には、このフィードバック電圧が測定されA/Dコンバータによりデジタル信号に変換され以降の処理に回される。

石英ガラスの強度と弾性特性とおもりの変位に制限を設けることによりクランプ操作を不要にした。さらに振動に強くするために、センサの取り付け部に二重の耐震マウントを設けている。

CG-3は、1秒の分解能を持つ電氣的傾斜センサを持ち、重力計上面のパネルにはアナログの傾斜計が取り付けられているので、重力計の傾斜をいつでも監視することができ、±200秒の範囲の傾斜をリアルタイムで補正することができるとともにメモリにX,Y軸方向の傾斜値を記憶させることができる。

これらの石英ガラス弾性体、傾斜センサ、A/Dコンバータ、温度依存性の高い電気回路は安定性の高い二重の恒温環境中にあり、外部の温度変化を 10^{-5} まで減少させ、それでも残るごく小さな温度変化はメインスプリングに取り付けてある温度センサの出力よりソフトウェア的に補正をしている。」

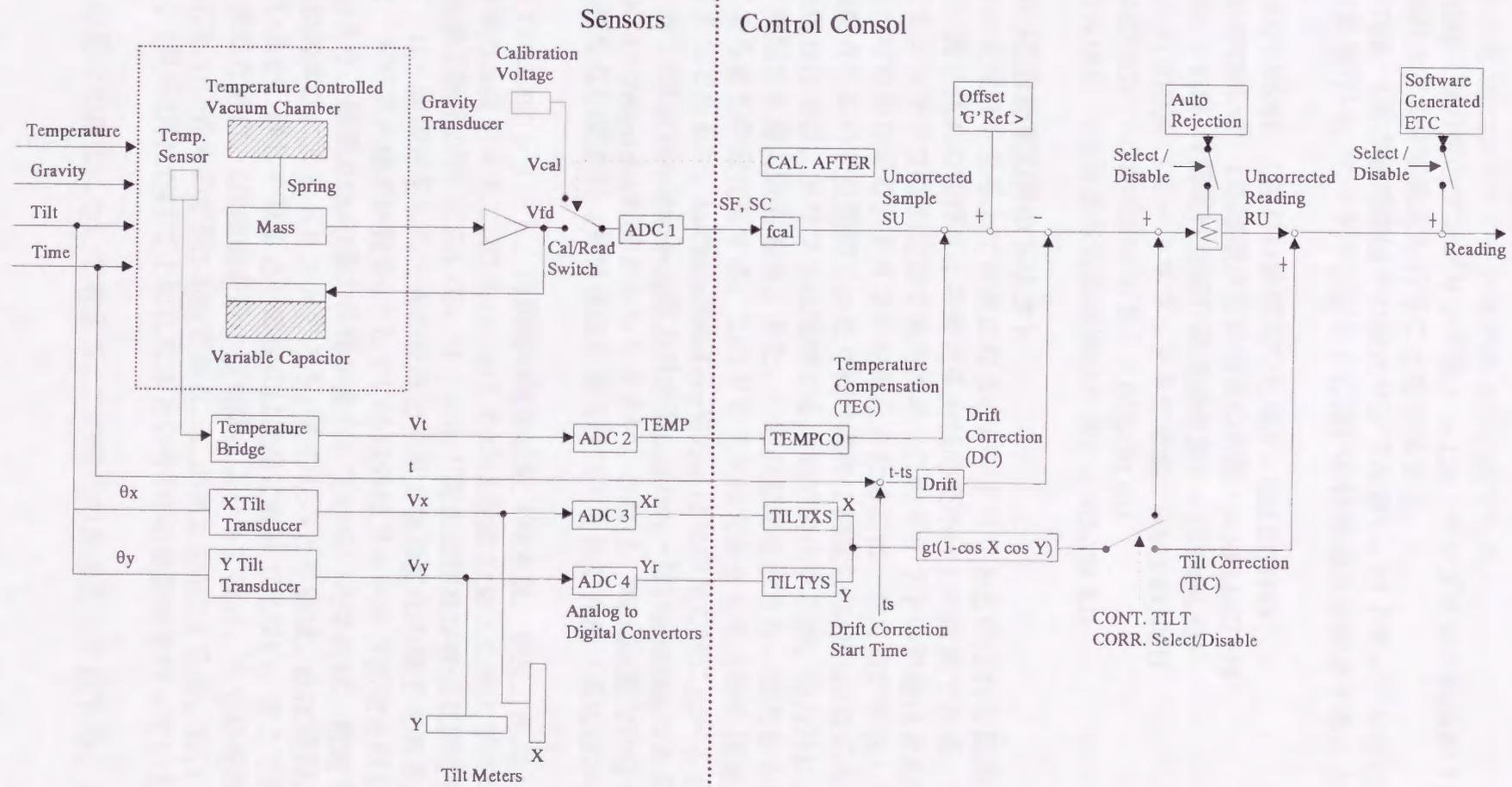


図2-4 CG-3型自動重力計のデータ流れ図

2.4.3 重力計入力値の設定

観測時の重力計のパラメータは次のように設定した。

READ TIME (重力値のサンプリング数) = 120 (サンプリング間隔が1秒であるので、各観測点で2分間測定を行うことを意味する。)

CAL. AFTER (重力値標準偏差の校正サンプル数) = 12 (サンプル数12ごとに標準偏差の計算を行い、オートリジェクトに用いる標準偏差を校正することを意味する。)

TILT COMPENSAT (傾斜自動補正の有無) = SELECTED

TIDE COMPENSAT (地球潮汐自動補正の有無) = SELECTED

STOP ERR. < LIM (測定打ち切り誤差の有無) = DISABLED

AUTO REJECTION (オートリジェクトの有無) = SELECTED

AUTO RECORD (自動記録の有無) = DISABLED

AUTO STN INC (記録番号自動増加の有無) = DISABLED

2.4.4 CG-3型自動重力計のドリフト

重力計の安定性を見る上で重要になるのが、ドリフトと呼ばれる長期間にわたる主にバネ(弾性体)の伸びによる測定重力値の見かけ上の変動である。重力計は、きわめてセンシティブな測定器であるため、このドリフトの影響はどんな重力計にも大なり小なり存在する。ドリフトを捉えるためには、重力値が変化しないと予想される観測点において長期間にわたり同じ条件で測定しなければならない。

多くの重力計では、ドリフトは増加する方向で変化するが、重力計によっては減少方向に変化する重力計もある。また、一定の変化を示さない重力計もあり、個々によってまちまちの変化をする。このドリフトの大きさも重力計の種類、個体によってまちまちであるが、LaCoste-Romberg重力計は他の重力計に比べるときわめて小さい。多くのLaCoste-Romberg重力計が数 $\mu\text{gal/day}$ ～数10 $\mu\text{gal/day}$ であるのに対して、CG-3は1～2 mgal/day 程度とかなり大きい。これは、Worden重力計などのクランプ機構を持たない重力計(弾性体は石英ガラス)と同じ程度(友田ほか, 1985)である。

図2-5にCG-3Mのドリフト、同期間の気象状況(降水量, 気圧, 気温)および重力計恒温槽内温度を示す。図2-5(a)に示したのは観測点Q0(九州大学工学部資源工学科1階地熱実験室2内)において、フィールド調査期間及び修理期間を除いて、原則として一日一回測定をしたときの読みとり重力値の変化の様子である。入力パラメータは、ドリフト補正計数を0としている以外はフィールド測定と同じである。

図2-5(a)より、観測点Q0の重力自体が変化していないとすれば、観測された重力変動はばねの伸びによるドリフトである。その読みとり値は、ほぼ時間に比例して変化しているが、詳しく見るとその変化は完全に線形ではない。そこで変化の様子を詳しく見るために、2次曲線を最小自乗法によりあてはめ、その分を観測された重力から差し引いたものが図2-5(b)である。この図2-5(b)によると、7月に変化の下限を迎え、1月～2月にかけて上限になるという1年の周期性を持っていることが分かる。

次にこの変化の原因について考える。この変化の原因として以下のことが考えられる。

- ・ 標高変化
- ・ 潮汐変化
- ・ 地下水位変化
- ・ 気圧変化
- ・ 気温変化

以下に各要因について考える。

標高変化

重力鉛直勾配を0.3086mgal/mとすると観測された重力変動量の最大値60mgalは約194mの標高変化に相当する。このことから観測点Q0の標高変化では観測された重力変動を説明することは難しい。

潮汐変化

潮汐変化は、月・太陽などの天体が地球の重力に及ぼす影響である。天体による地表の重力変動は、天体の直接の引力（起潮力）による変化と、起潮力によって生ずる地殻の変形（地球潮汐）による二次的な変化とが合成されたもので、補正値は観測点の緯度のもとより、天体の運行のために時間によっても変化する。天体による起潮力は、月及び太陽によるものが他に比較して著しく大きいため、月と太陽による起潮力のみを考慮すればよい。この潮汐は、Longmann(1959)によって計算すると、±0.3mgal程度である。このことから観測点Q0の潮汐変化では観測された重力変動を説明することは不可能である。

地下水位変化

図2-5(b)と図2-5(c)を比較すると、降水量の多い6,7月に変化の下限を迎え、降水量が少ない1月～2月で上限になる。このことから図2-5(b)で観測された重力変動は地下水位変化によって引き起こされる可能性が考えられる。ここで、地下水帯水層を無限平板と仮定すると、一般に重力変動と地下水位変化には以下の関係が成り立つ。

$$g \leq 2\pi G\phi\Delta h$$

$$\approx 0.419\phi\Delta h$$

- g : 重力変動量(μgal)
 G : 万有引力定数
 φ : 帯水層の孔隙率(%)
 Δh : 地下水位変化(m)

ただし、水の密度を1g/cm³とする。上式から観測された重力変動量の最大値60mgalは孔隙率10%で約14319mの地下水位変化となり現実的ではない。

気圧変化

気圧変化による重力変動は一般に $-0.4\mu\text{gal/hPa}$ である。図2-5(d)より、気圧変化は最大約 40hPa であり、この変化から推定される重力変動量は約 $16\mu\text{gal}$ である。このことから観測点Q0の気圧変化では観測された重力変動を説明することは不可能である。

気温変化

図2-5(b)と図2-5(e)を見ると、一年のうちで気温が一番低くなる1~2月に変化の上限がきて気温が高くなる7~8月に変化の下限がくる。また、重力計センサの石英ガラスは、 130mgal/K と温度変化の影響を大きく受ける。CG-3のセンサ部は、真空恒温槽中にあり温度はほぼ一定に保たれているが、図2-5(f)に示すように外気温の変化から数ヶ月遅れて外気温と同様な変化している。また、重力計内の温度と一日当たりのドリフトレート(図2-5(b)の微分値)の比較について図2-6に示す。図2-6を見ると、重力計内温度が低くなったときにドリフトレートは大きく(ばねが伸びやすくなる)なり、重力計内温度が高くなったときにドリフトレートは小さく(ばねが伸びにくくなる)傾向にある。これは、石英ガラスの特徴である温度が高くなると伸びにくくなり温度が低くなると伸びやすくなるという性質と一致している。このことから、重力計内の温度変化は自動補正されているが、何らかの原因で補正できなかった気温の年変化の影響を受けていることが考えられる。ただし、重力計内の温度変化とドリフトレートとの間には多少位相差があり、重力計内の温度変化がこの長期ドリフトの原因と断定することはできない。

以上のことから、CG-3特有のドリフトの主な原因として重力計内の温度変化が考えられるが、まだ不明な点が多い。おそらくいくつかの原因が複合してドリフトの変化が起きていると考えられる。なお、フィールドでの観測は、数時間程度のループで閉じるので、このドリフトの経年変化の影響はほとんどないと思われる。

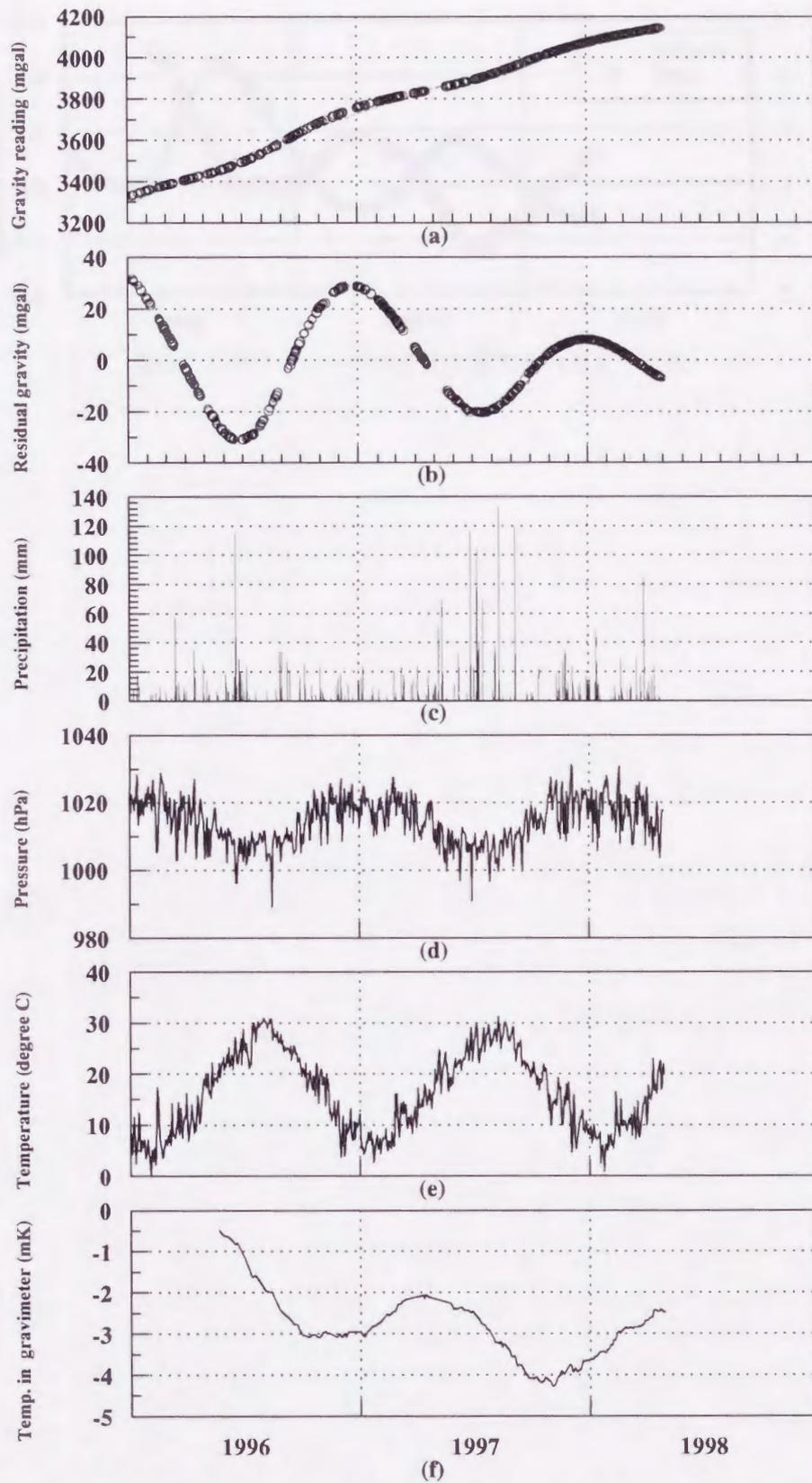


図2-5 読み取り重力値と気象状況（福岡管区気象台）の比較
 (a)読み取り重力値の変化（赤線は右上がりの傾向を2次
 曲線で近似した）(b)右上がりの傾向を除いた後の重力
 値 (c)降水量 (d)気圧 (e)気温 (f)重力計内温度

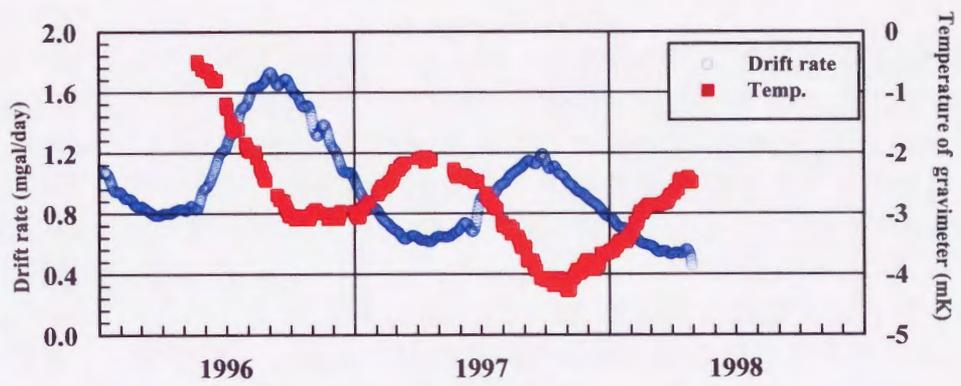


図2-6 ドリフトレートの変化と重力計内温度の比較

2.5 観測方法

観測は、基準点から測定を開始し、一つの観測点について往路、復路の計2回の測定を行う往復測定法を用いた。重力計から出力される読み取り重力値は1秒間隔での120回サンプリングの平均値であり、単観測の標準誤差が $10\mu\text{gal}$ を越えるものについては再測定を行った。測定終了後は、まず器械高を計り、ディスプレイ上に表示される各種データを重力計内のメモリに保存するとともに、次に示すような測定用紙に記録した(図2-7)。

また、測定は原則として毎回同じ条件で行うため、重力計の三脚を置く位置には3つの丸印をマーキングし、重力計は毎回同じ向きに設置するようにした。

CG-3は、ドリフトレートが大きいいため、測定のループには十分な配慮が必要である。たとえば、昼食をとるために1時間ほど休憩をとると、その間に車などで揺られているときのドリフトレートから静置時のドリフトレートに戻ろうとするため、昼食後すぐに測定を行った観測点では往復差が極端に大きくなるということが起きる。このことを避けるために、一日を午前と午後の2つのループに分けて測定することになっている。

重力測定表 (往復測定用)

(行き) (帰り)

(1) 測定点名	MG2	
(2) 記録番号	56	73
(3) 標高	. m	. m
(4) 器高	46.2 cm	46.9 cm
(5) 重力値 (E. T. C-有/無)	-789.28 mgal	-789.30 mgal
(6) 測定時間	120 sec	120 sec
(7) 測定時刻	1993年 9月 17日	
	9時 23分 31秒	12時 47分 42秒
(8) 地球潮汐補正	-0.022 mgal	0.091 mgal
(9) Data Rejection回数	0 回	0 回
(10) 測定誤差	0.003 mgal	0.003 mgal
(11) 重力計内温度	0.93 mK	0.78 mK
(12) 重力計の傾斜	Y方向 -2 arcsec X方向 -3 arcsec	Y方向 5 arcsec X方向 -3 arcsec
(13) 測定・記録者	西島	西島
(14) 同行者	江原, 木山	江原, 木山
(15) 測定環境	天候 晴れ 風 中	天候 <0> 風 強
	気温 °C	気温 °C
	気圧 mbar	気圧 mbar

(16) 備考

取付には、水準測量用、BHあり →

(17) 測定点周辺の見取り図等

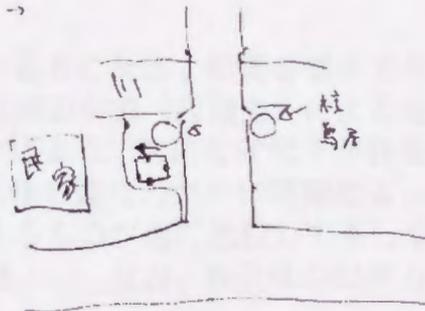


図2-7 重力測定用紙

2.6 重力計の運搬方法

車で運搬するときには、重力計の梱包に使われていたウレタンフォームをシートの上に置いて、その上に重力計を置いた。安定が悪いので横に座っている人が重力計を支えるようにした。それでも観測点によっては道路の路面状況が悪いところがあるので、運転者は重力計を思いやる丁寧な運転を心がけた。

徒歩で運搬する場合は専用のキャリングケースに入れて、背負い子に括りつけて運搬を行った。場所によっては、杉林の中の細く滑りやすい道などがあり、そのような場所では木にぶついたり、滑ったりしないように細心の注意を払って運搬した。

2.7 データ処理

2.7.1 概要

観測したデータは、以下に述べる器械高補正、潮汐補正、ドリフト補正といった各種補正を行う。このほかに大気圧の影響も補正する必要があるが、この影響は非常に小さいので現段階では行っていない。しかし、今後観測の精度向上につれてこの影響も補正する必要があると考えられる。

2.7.2 器械高補正

器械高補正は、重力計のセンサー部と水準測量測定点との間の高さの差異に関する補正で、測定値を水準点上の数値に換算するために行なうものである。補正は、次式を用いて行なう。

$$V_{hi} = 0.3086 \times h_i$$

V_{hi} : 器械高補正值 (mgal)

h_i : 水準点から重力計上面の高さ (m)

ここで、0.3086 (mgal/m) は、地表付近の平均的な重力鉛直勾配である。

2.7.3 潮汐補正

潮汐補正は、月・太陽などの天体が重力に及ぼす影響を補正するものである。天体による地表の重力変動は、天体の直接の引力（起潮力）による変化と、起潮力によって生ずる地殻の変形（地球潮汐）による二次的な変化とが合成されたもので、補正值は観測点の緯度はもとより、天体の運行のために時間によっても変化する。天体による起潮力は、月及び太陽によるものが他に比較して著しく大きいため、月と太陽による起潮力のみを考慮すればよい。なお、各天体の起潮力は次式から算出される。

$$u = \frac{3}{2} GM \frac{a}{r^3} \left\{ \begin{array}{l} 3(\sin^2 \delta - \frac{1}{3}) \cdot (\sin^2 \phi - \frac{1}{3}) + \sin 2\delta \cdot \sin 2\phi \cos \theta \\ + \cos^2 \delta \cdot \cos^2 \phi \cdot \cos 2\theta \end{array} \right\}$$

u : 天体の起潮力

G : 万有引力定数

M : 天体（月、太陽など）の質量

A : 地球の中心からの距離

r : 天体と地球との距離

δ : 天体の赤緯

ϕ : 観測点の緯度

θ : 天体の時角

CG - 3およびCG - 3Mでは、あらかじめ観測地域中心の緯度と経度を入力し、重力計内部の時計を用いて潮汐補正がリアルタイムでなされる。本調査では、緯度(Lat.)、経度(Long.)に以下の値を用いた。但し北緯及び西経をプラスとする。

滝上地域

Lat. (DEG)=33.25

Long. (DEG)=-131.3

小国地域

Lat. (DEG)=33.17

Long. (DEG)=-131.1

八丁原地域

Lat. (DEG)=33.12

Long. (DEG)=-131.2

山川地域

Lat. (DEG)=31.19

Long. (DEG)=-130.6

九重硫黄山

Lat. (DEG)=33.12

Long. (DEG)=-131.2

元岡地域

Lat. (DEG)=33.59

Long. (DEG)=-130.2

2.7.4 ドリフト補正

ドリフトは、重力計のばねの伸びに起因する重力値の変化で、ほぼ時間に比例する。このばねの伸びの影響を補正するのがドリフト補正である。実際のドリフトには時間経過によるばねの伸びのほかに、運搬時における機械的ショックによるものや気温の変化によるものなど不規則な要因のものが含まれており、通常のドリフト補正では、これらの影響を含めて補正を行なう。

CG - 3およびCG - 3Mでは、あらかじめ調査前にサイクリングモード（10分に1回自動的に重力測定を行ない、重力計内のメモリに自動記録する）で一日程度の測定を行ない、静置時のドリフトレート（mgal/day）を決定する。このドリフトレ-

トを重力計にインプットして測定を行なう。このドリフトレートを基にして、測定値に対して自動的にドリフト補正が行なわれる。

しかし、このドリフトレートは静置時のものであり、実際の測定では運搬時の振動等の影響によりドリフトレートが多少変化する。本研究では、読み取り重力値に器械高補正を行なった後の各観測点における重力の往復差と往復に要した時間から、最小二乗法によりドリフトレートを決定し、基点からの経過時間に応じて各測定値に配分した。

2.7.5 相対重力値の算出

相対重力値 g は、次式で求められる。

$$g = g_{ob} + V_{hi} - V_d$$

- g : 補正済重力測定値
- g_{ob} : 読み取り相対重力値
- V_{hi} : 器械高補正值
- V_d : ドリフト補正值

地域によっては、重力値があらかじめ分かっているところ（地方気象台や一等水準点など）と結ぶことによって絶対重力値に変換しているところもある。

以上の補正を行ったデータを1回の観測のデータとし、長年にわたる重力の推移を観測し、地下流体の挙動を把握することを試みた。

第3章 地熱開発地域における重力変動観測および解析例

3.1 概要

本研究では、九州内4ヶ所（大分県滝上地域、八丁原地域、熊本県小国地域、鹿児島県山川地域）の地熱地域において重力変動観測を行っている。これら4つの地域はそれぞれ開発の段階が異なっており、それぞれの地域に対し以下に示すような観測及び解析を行っている。

大分県滝上地域

大分県滝上地域では、1979年から出光地熱開発（株）によって地熱資源の調査、開発が行われ、1996年11月には地熱発電所の運転（25MW）が開始されている。本地域では、地熱開発前の1991年から重力変動観測を開始し、背景的な重力変動の把握を行ってきた。この背景的な重力変動に対して多変量回帰モデルを用いた統計的手法を導入することにより、背景的な重力変動を定量的に推定した。背景的な重力変動の推定値を用いて地熱開発後の重力値に補正を行うことにより、地熱流体の生産・還元に伴う重力変動の抽出を試みた。また、抽出された重力変動から、地熱流体の生産・還元に伴う地下の質量移動について考察を行った。

熊本県小国地域

小国地域では、西暦2000年の地熱発電所運転開始に向けて現在準備が行われている。本地域では、浅層地下水位の変化による重力変動を含めた地熱開発前の背景的な重力変動の把握を通して地熱開発開始後の理想的な重力変動観測態勢を構築することを目的として1993年9月から重力変動観測を行っている。また、NEDOによって1979年から1986年まで大規模深部地熱発電所環境保全実証調査の一環として1年に1回の頻度で重力変動観測が行われており、この調査結果と本研究の調査結果の比較を行い、本地域の背景的な重力変動を引き起こす要因について考察を行った。

大分県八丁原地域

大分県八丁原地域では、1990年5月に2号機を運転開始した。本地域では地熱発電所操業による重力変動の観測及び質量収支の把握を目的として、2号機運転開始時から重力変動観測を行った。本地域で観測された重力変動と、地下構造や地熱貯留層内の圧力などと比較を行い、貯留層の変化と重力変動の関係について定性的な考察を行った。つぎに、貯留層の圧力変化や温度変化などの変化によって重力変動がどのくらい生じるかについて定量的な考察を行い、最後にガウスの定理を用いて観測された重力変動から質量変化量を見積もり、本地域の質量バランスについての考察を行った。

鹿児島県山川地域

鹿児島県山川地熱地域では、1995年3月に発電所の運転を開始した。本地域では地熱発電所操業による重力変動の観測及び質量収支の把握を目的として、1996年6月に重力変動観測を開始した。

本地域は、地熱発電所運転開始後に重力変動観測を開始しているため、この地域での背景的な重力変動は把握されていない。しかし、本地域の地形は海岸に面した標高40m程度の台地状であるため、地下水位変化は山岳地域と比べて単純な変化をすることが期待される。

以下では、各地域の観測結果について詳述する。

3.2 大分県滝上地域での観測結果

3.2.1 地質構造

滝上地域は、大分県南西部に位置しており、九重町と湯布院町にまたがる地域である(図3-1)。本地域は標高700m前後の丘陵地で、野上川やその支流沿いの急斜面部を除くと比較的平坦な地形をしている。

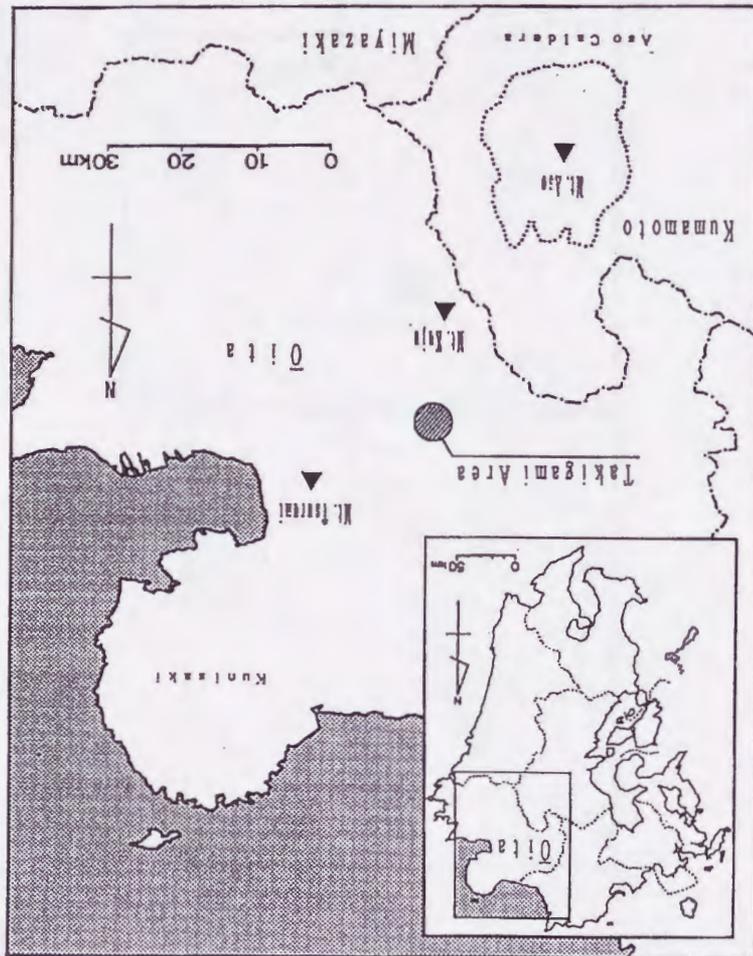
本地域では、NW-SEの方向性を持つ野稻断層(図3-2)によって基盤岩である宇佐層群が西に向かって階段状に沈降し、盆状構造を形成している。また、E-Wの方向性を持つ寺床断層(図3-2)の路頭も確認されており、これらの断層が本地域における主な貯留層を形成していると考えられている(林ほか, 1988)。

地熱流体の生産は本地域南部で行われ、生産井は深度約2000m程度で野稻断層とそれに沿う断層群及び寺床断層に向けて掘削された。また、還元井は深度約1000~1500m程度で、北部の野稻集落周辺に位置する野稻断層及びその近傍の断層群に掘削された。

本地域の地熱構造モデルは、林ほか(1988)によると以下のように考えられている(図3-3)。

- ①本地域の熱源は、西部の鹿状岳および南西の崩平山の第四紀火山のマグマ残余熱である。
- ②本地域の地熱流体は、南方高地に降った雨が起源となっている。
- ③地熱流体の流れは、貯留層内に発達する高透水性箇所(東西系寺床断層、南北系野稻断層)に支配されており、宇佐層群を主体とする開口性フラクチャーで形成される地熱貯留層に高温熱水として貯えられて、野稻断層を介して上昇し、浅部に発達する東部貯留層内に流入している。また、西部より流入した熱水は、東部貯留層内でその方向を南北に変え北方へ流出している。
- ④貯留層の上部には不透水層が存在し、地下水とは遮断されている。この不透水層は、粘土鉱物や酸性変質鉱物などから形成されている。

図3-1 大分県滝上地域位置図



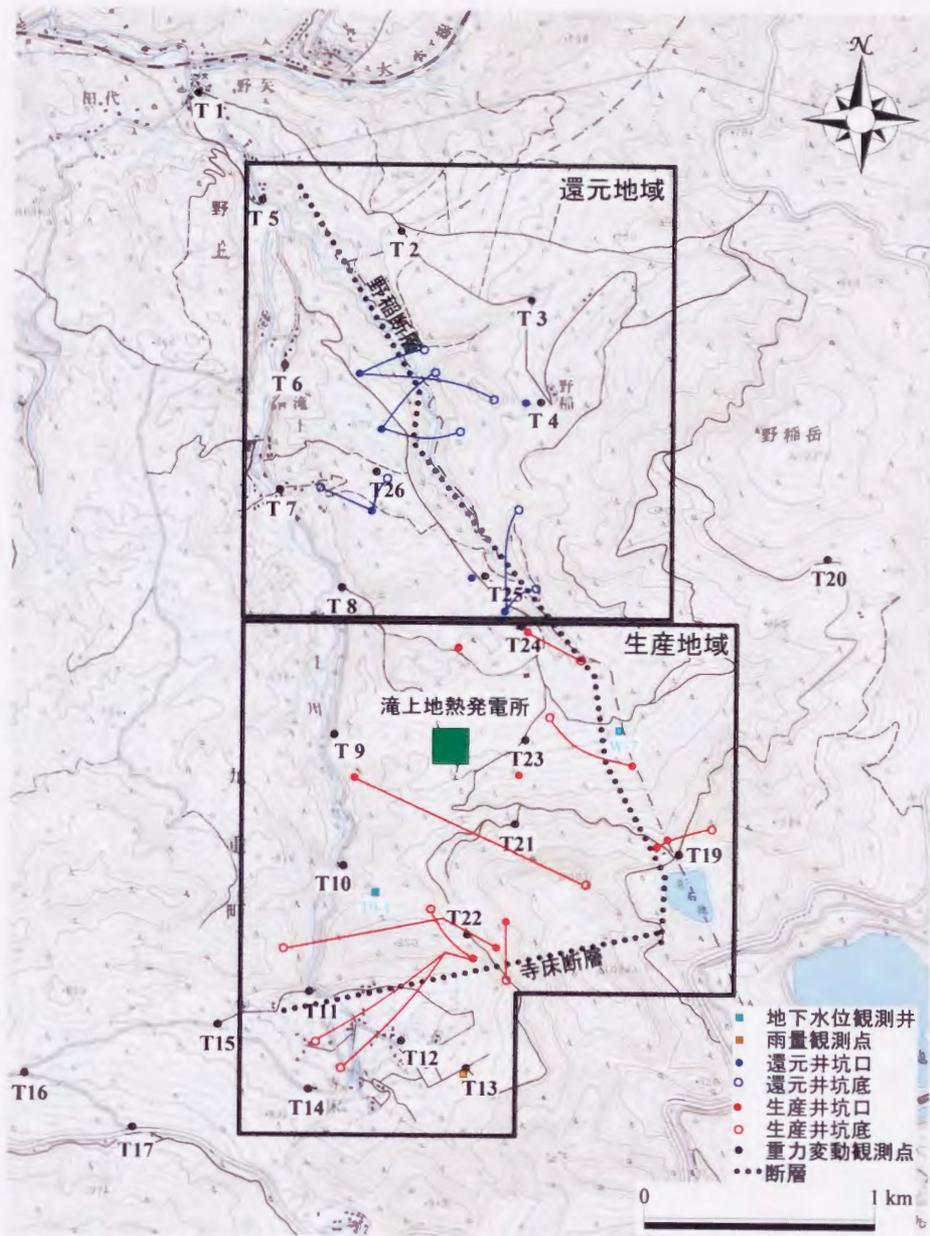


図 3-2 重力変動観測点配置図

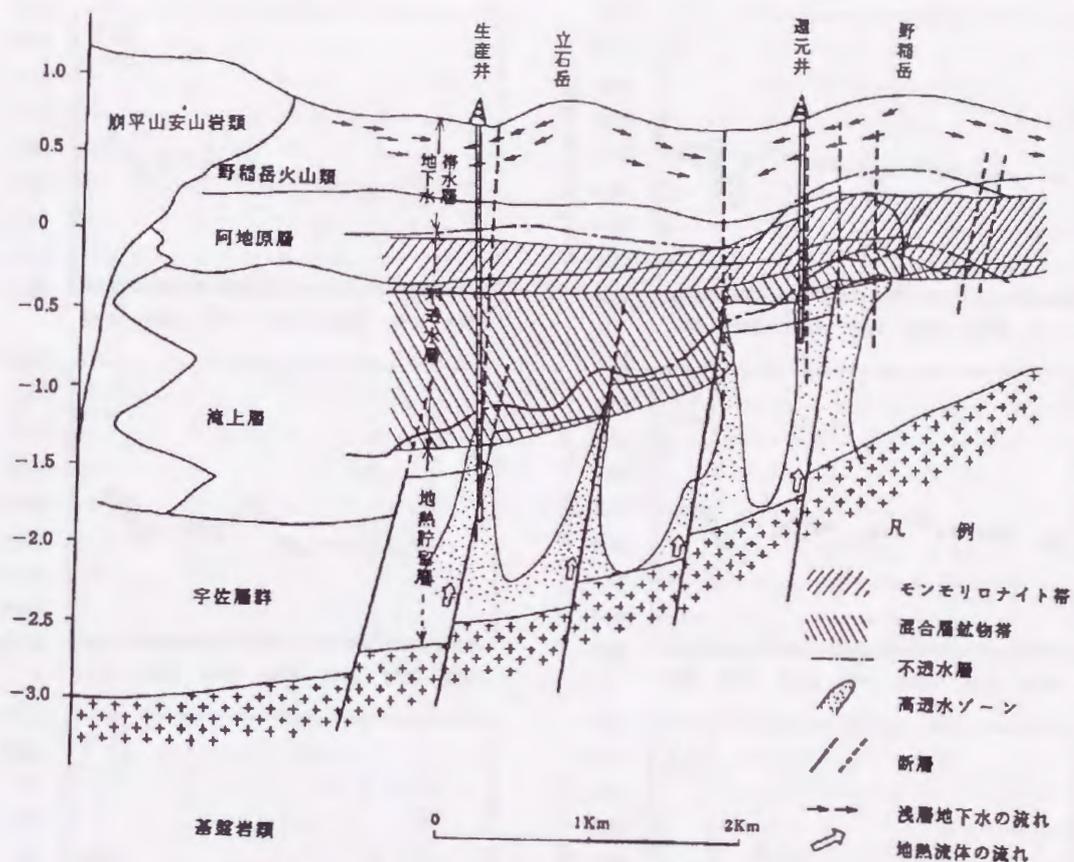


図 3-3 滝上地域地熱構造モデル (林ほか, 1988)

3.2.2 観測

本地域における重力変動観測の測定点を示す (図 3-2)。観測点は、図 3-2 に示す生産地域 (生産井 TT-2, TT-7, TT-8, TT-12, TT-13, TT-16) および還元地域 (還元井 TT-2, TT-3, TT-4, TT-18, TT-19, TT-22, TT-23) を取り囲むように 26 点を設け、本地域北部にある観測点 T1 を基準として往復測定を行った。

3.2.3 観測結果

図 3-4~3-6 に本地域の重力経時変化を示す。まず、地熱流体の生産・還元開始前の重力変動についてみると、1991 年から 1996 年にかけて重力が次第に減少する傾向が見られる。この減少率は、比較的標高が低い野上川沿いの観測点において小さく、比較的標高が高い観測点では大きくなっている。また、このような経年変化のほかに、短い周期の変動も見られる。観測された重力変動は最大約 $200\mu\text{gal}$ である。次に、地熱流体の生産・還元が開始された 1996 年 6 月以降についてみると、還元地域を中心とした発電所北部では、あまり変動は見られないが、生産地域特に寺床断層上に位置する観測点では、生産・還元開始前の最後の観測(1995 年 10 月)と比較して約 $50\mu\text{gal}$ の減少が見られる。

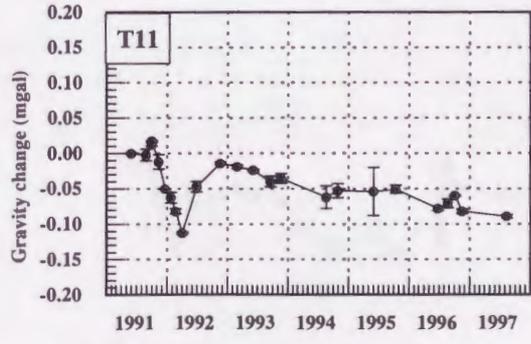
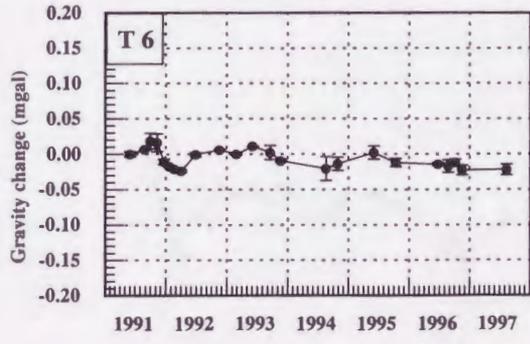
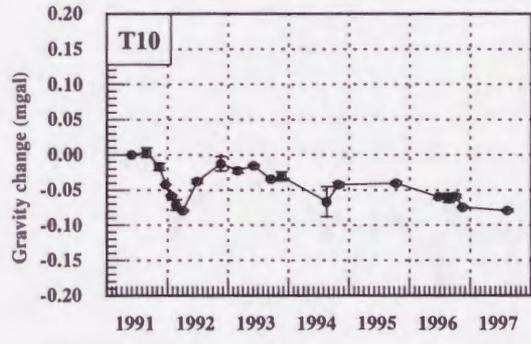
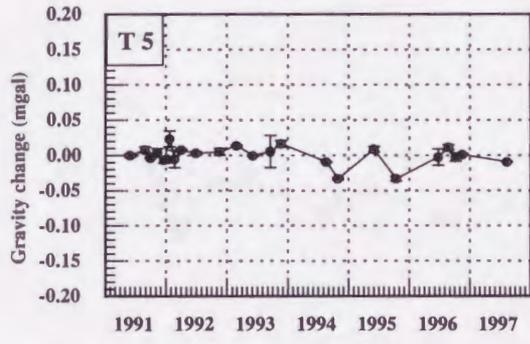
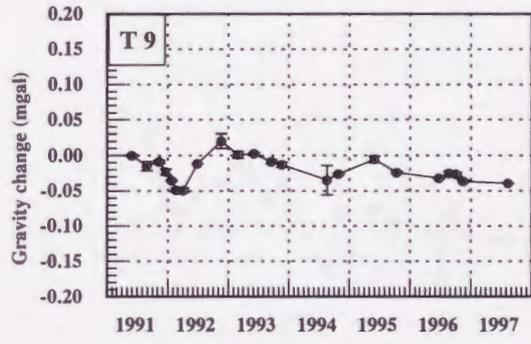
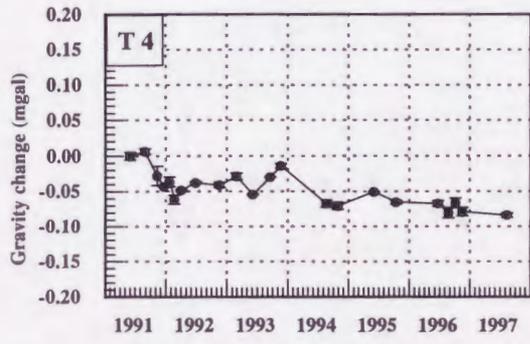
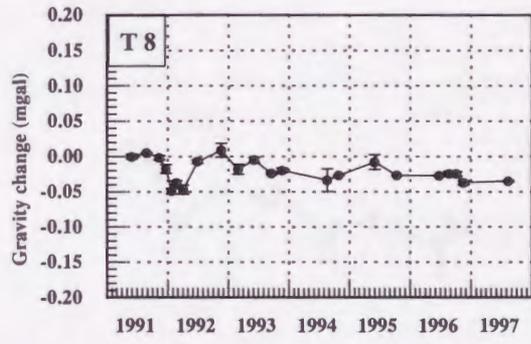
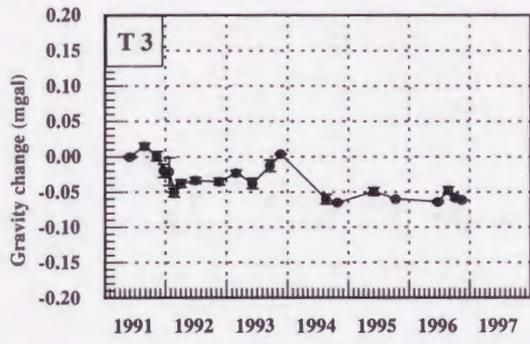
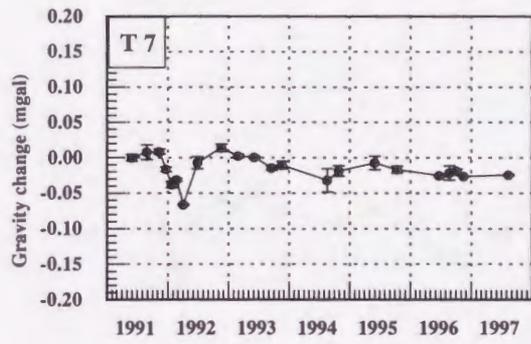
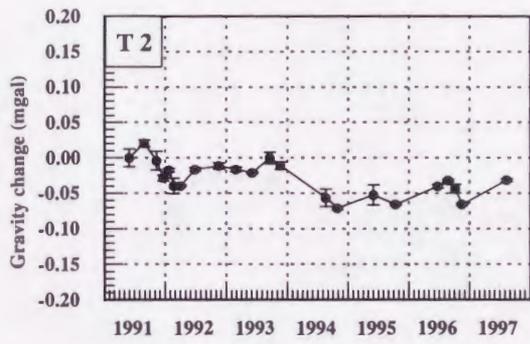


図 3-4 重力経時変化図 (T2-T11)

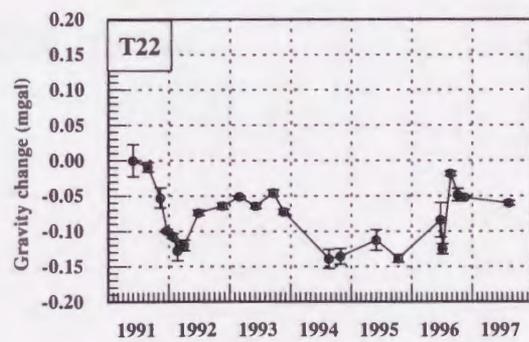
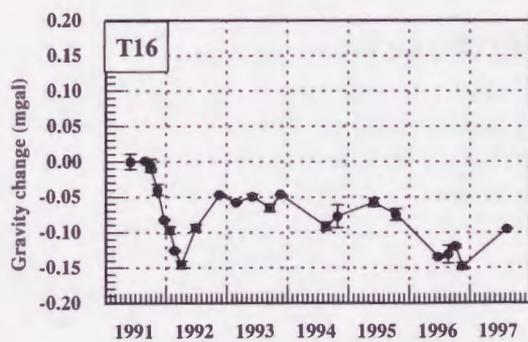
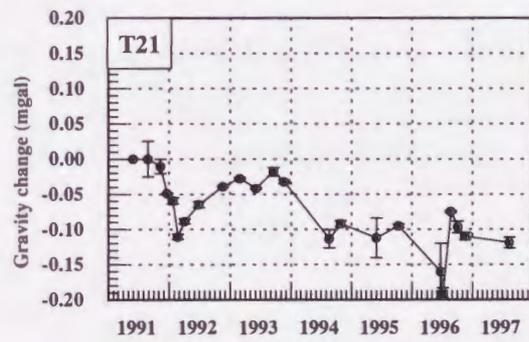
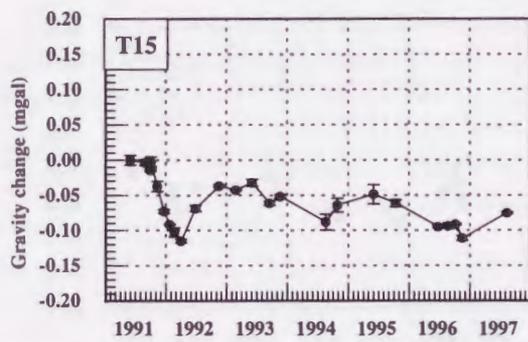
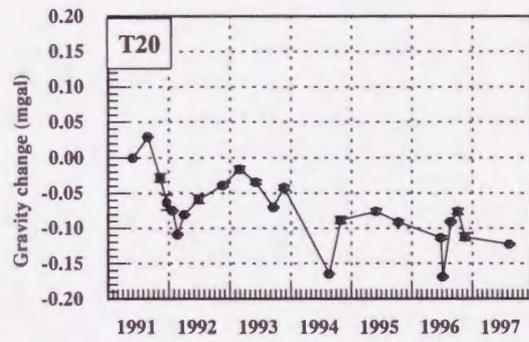
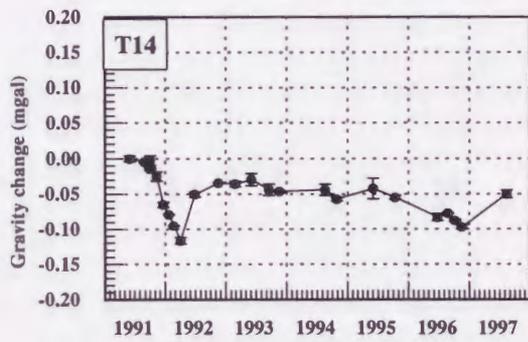
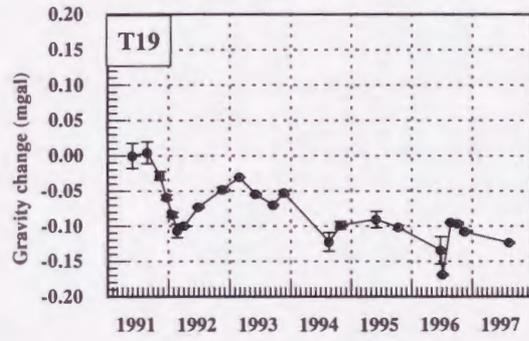
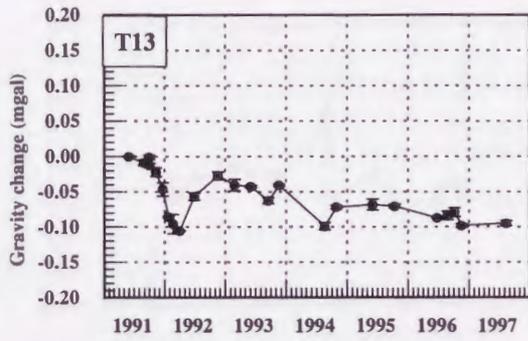
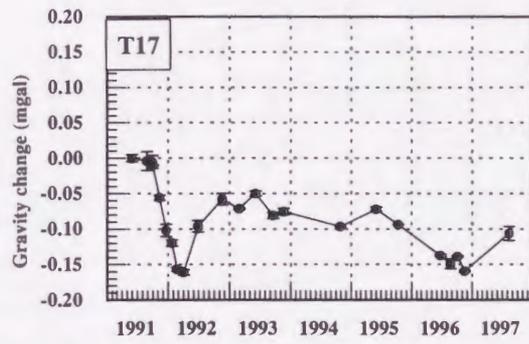
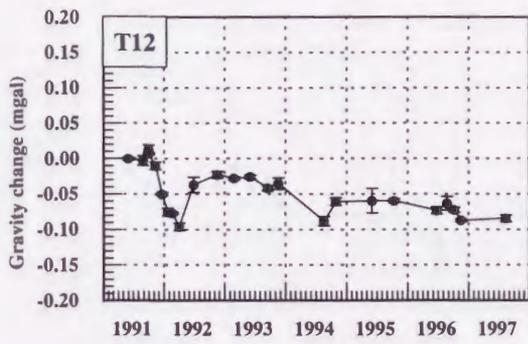


図 3-5 重力経時変化図 (T12-T22)

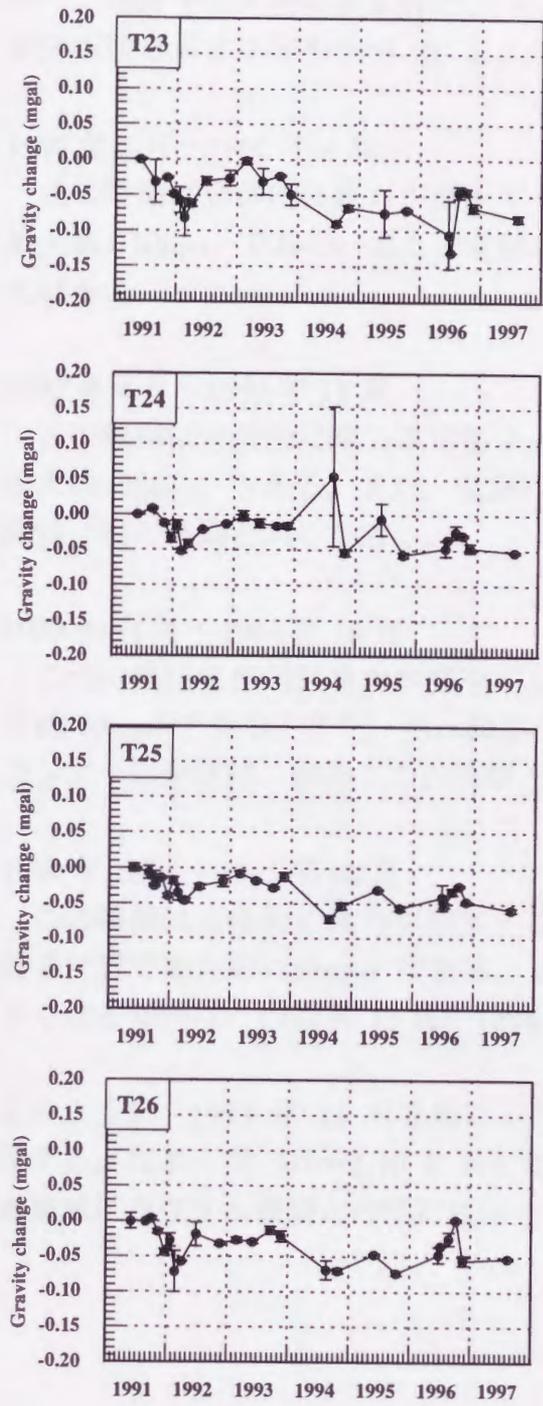


図 3-6 重力経時変化図 (T23-T26)

次に、地熱発電所運転開始前について次の 4 つの時期に分けて重力変動量の空間分布図を示す（図 3-7～3-10）。

1991 年 5 月～1992 年 4 月

この時期は全体的に重力が減少する時期であり、重力変動量は地域南西部で最大約 $-150\mu\text{gal}$ である。また、北部に向かうにつれて重力変動量は小さくなっている。

1992 年 4 月～1993 年 11 月

この時期は全体的に重力が増加する時期であり、重力変動量は地域南西部で最大約 $+90\mu\text{gal}$ である。また、北部に向かうにつれ重力変動量は小さくなる傾向は、前の時期と同じである。

1993 年 11 月～1994 年 10 月

この時期は全体的に重力が減少する時期であり、重力変動量は地域東部で最大約 $-70\mu\text{gal}$ である。また、西へ向かうにつれて重力変化量は小さくなる。このコンターの形状は、前の 2 つの時期とは異なる。

1994 年 10 月～1995 年 10 月

この時期は全体的に重力が増加する時期であり、重力変動量は地域東部の野稲岳付近で最大約 $+160\mu\text{gal}$ である。また、西へ向かうにつれて重力変化量は小さくなる傾向は、1993 年 11 月～1994 年 10 月の時期と同じである。

このように、1993 年 11 月を境にして重力変動量の空間分布が異なった様相を呈する。なお、図 3-7～3-10 に示した重力変動量の空間分布のコンター形状と本地域に存在する断層との間にははっきりとした対応関係は見られなかった。

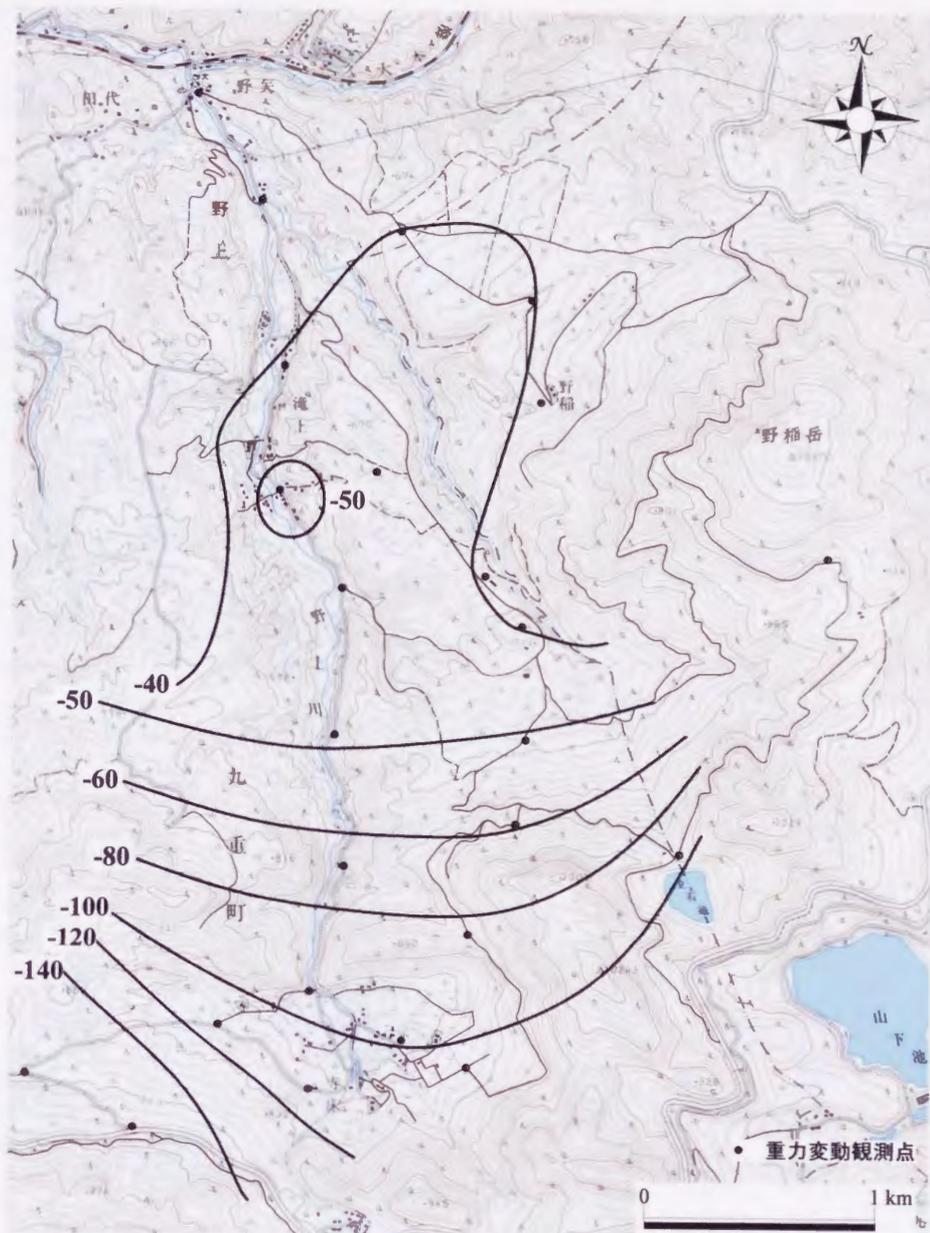


図 3-7 1991 年 5 月から 1992 年 4 月までの重力変動量の空間分布図 (単位は μgal)

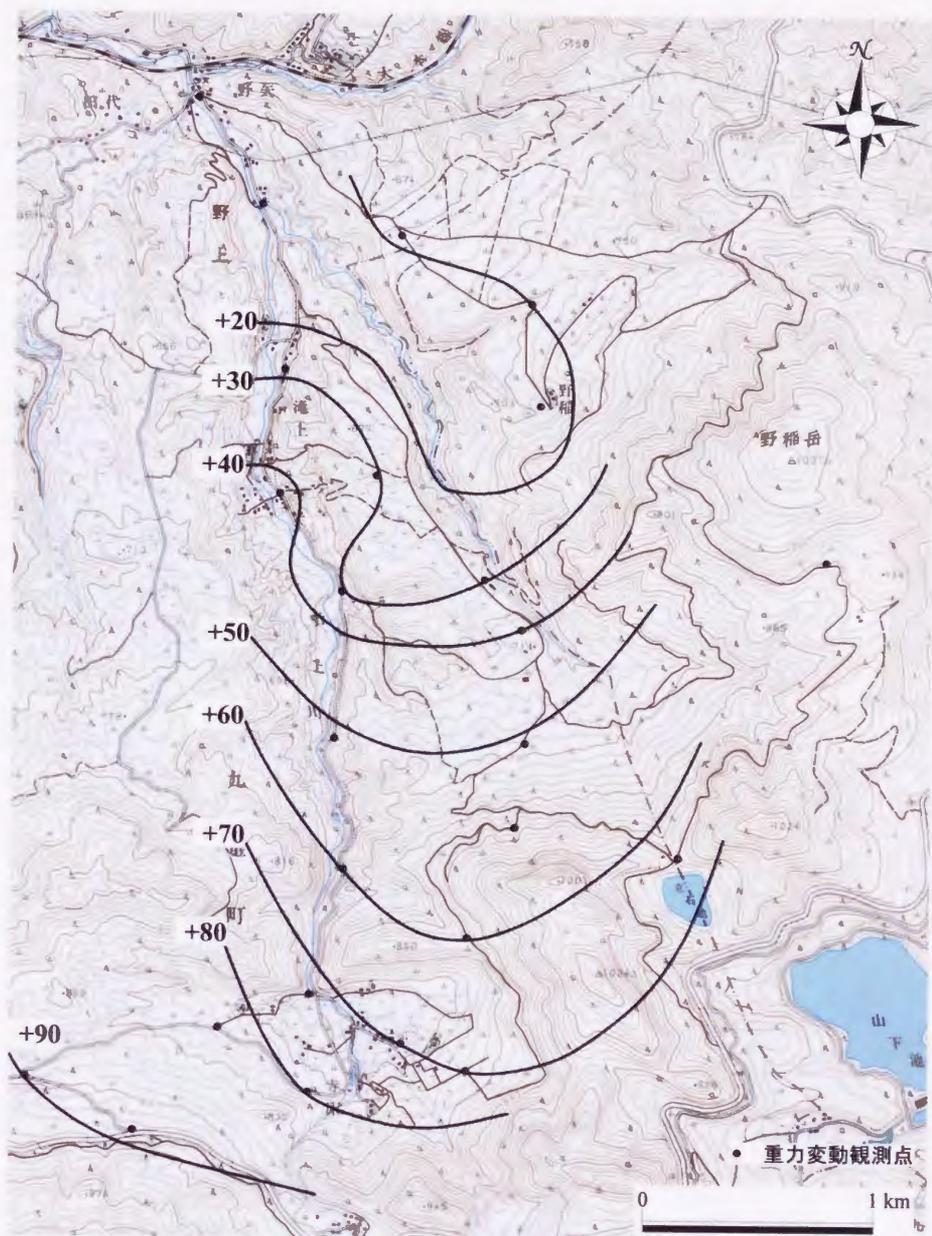


図 3-8 1992 年 4 月から 1993 年 11 月までの重力変動量の空間分布図 (単位は μgal)

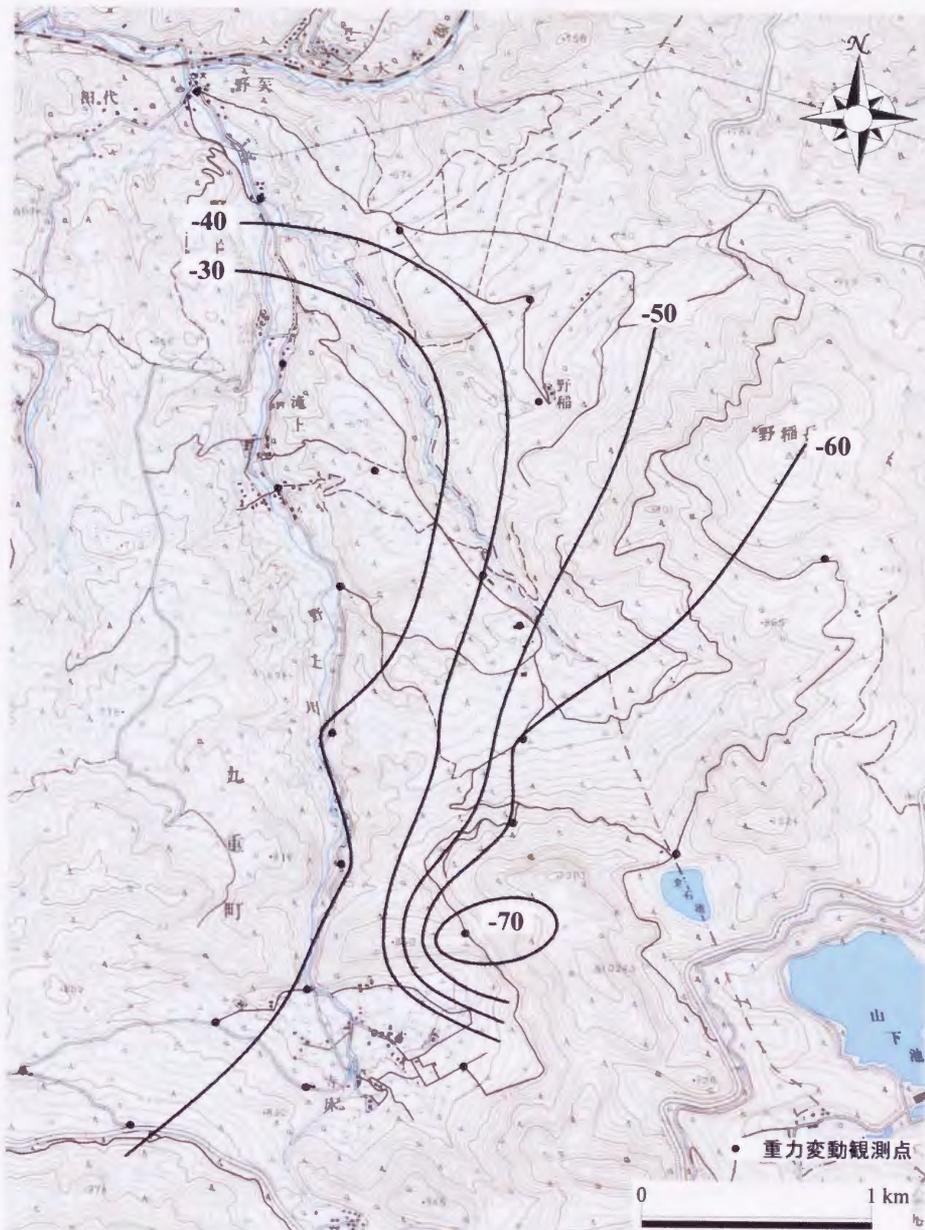


図 3-9 1993 年 11 月から 1994 年 10 月までの重力変動量の空間分布図 (単位は μgal)

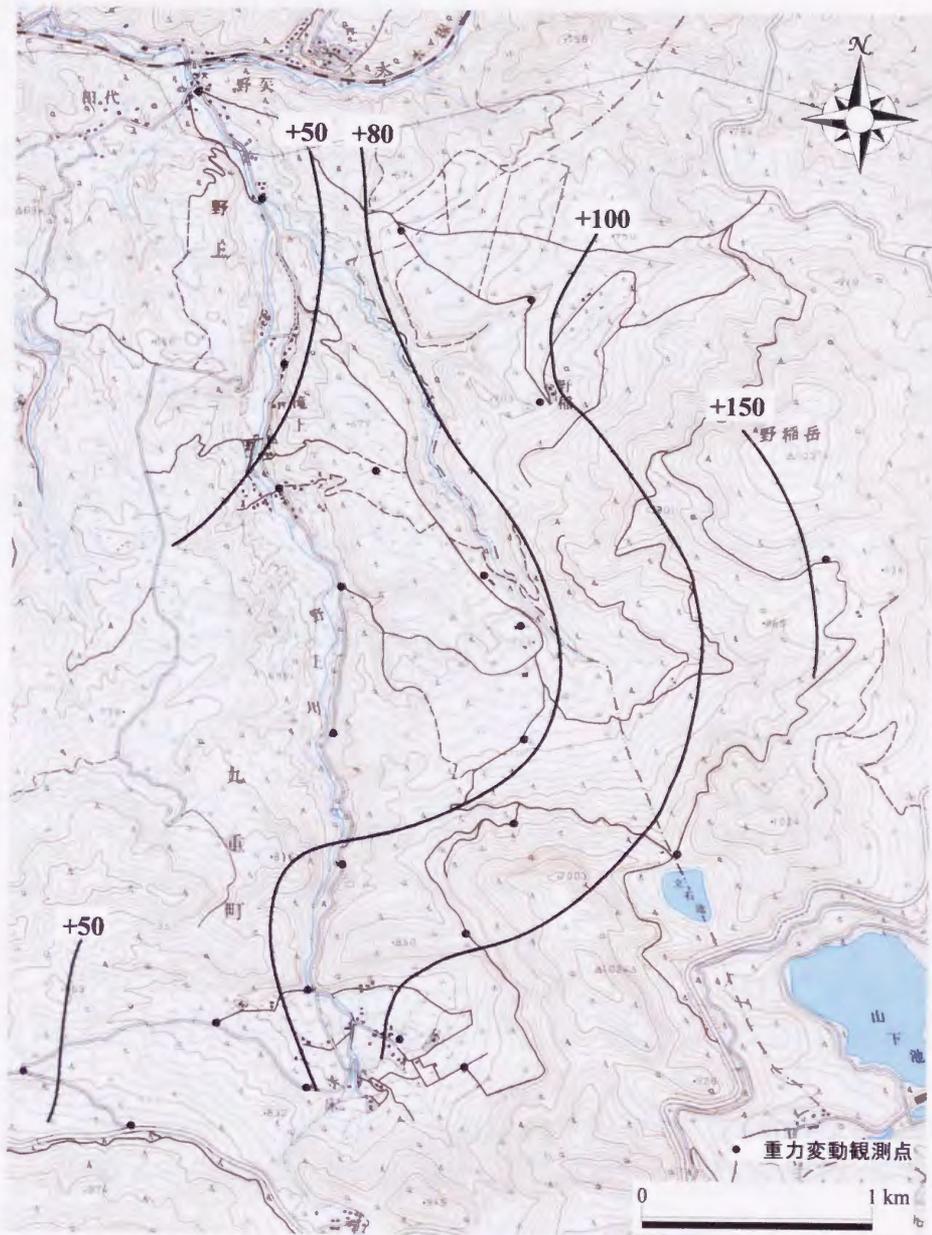


図 3-10 1994 年 10 月から 1995 年 10 月までの重力変動量の空間分布図 (単位は μgal)

3.2.4 地熱発電所運転開始前の背景的な重力変動についての考察

本地域では、地熱発電所運転開始前後において重力変動観測を行っている。そこで、地熱発電所運転開始前後2つの時期に大きく分けて考察を行う。まず、地熱発電所運転開始前のデータについては、本地域の背景的な重力変動についてその原因を考察し、その変動の予測式を統計的な手法により作成する。次に、この背景的な重力変動予測式を地熱発電所運転開始後のデータに適用し、地熱流体の生産・還元に伴う重力変動の抽出を試みる。

本地域で観測された重力変動の原因としては、観測点の標高変化、浅層地下水位の変化などが考えられる。以下では、それぞれの原因について考察を行う。

観測点の標高変化

観測点の標高変化については、本地域で一年に一回行われている水準測量の結果より、最大-3mm/year程度である。この変化によって引き起こされる重力変動は、1 μ gal/year程度であることから、標高変化によって観測された重力変動(200 μ gal)を説明することは難しい。

浅層地下水位の変化

まず、本地域の地下水位観測井の地下水位と観測井近傍の重力変動観測点の重力値の比較を行った(図3-11)。図3-11を見ると、重力値と地下水位の変化は、大局的な傾向は一致しているが細かい変化は食い違っている。特に地下水位の変化はかなり長周期の変化をしているのに対して、重力のほうは短周期の変化がかなり含まれている。また、比較的近接(約1.2km)した観測井の水位変化にも、位相・振幅共に大きく違っている(図3-12)。これらの原因としては、観測井の地下水位変化が、観測井を含む広範な地域の一般的特性を反映するだけでなく、観測井近傍のきわめて局所的な水理構造にも支配されている可能性が考えられる。

次に、本地域南部に位置する九州地方建設局寺床雨量観測点の降水量とその近傍の重力変動観測点 T13 の重力値を比較した(図3-13)。重力値と降水量の相関を見ると、約3ヶ月程度の位相差が存在するが、その位相差分をずらして相関係数を求めると0.7を超えるよい相関があることが分かった。

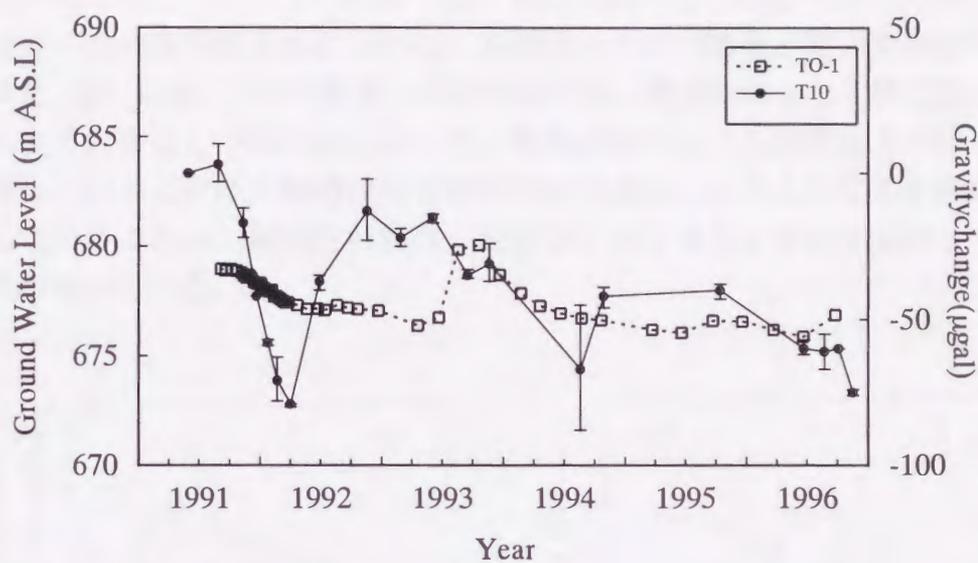


図 3-11 T0-1 号井の地下水位とその近傍の観測点 T10 の重力地の比較

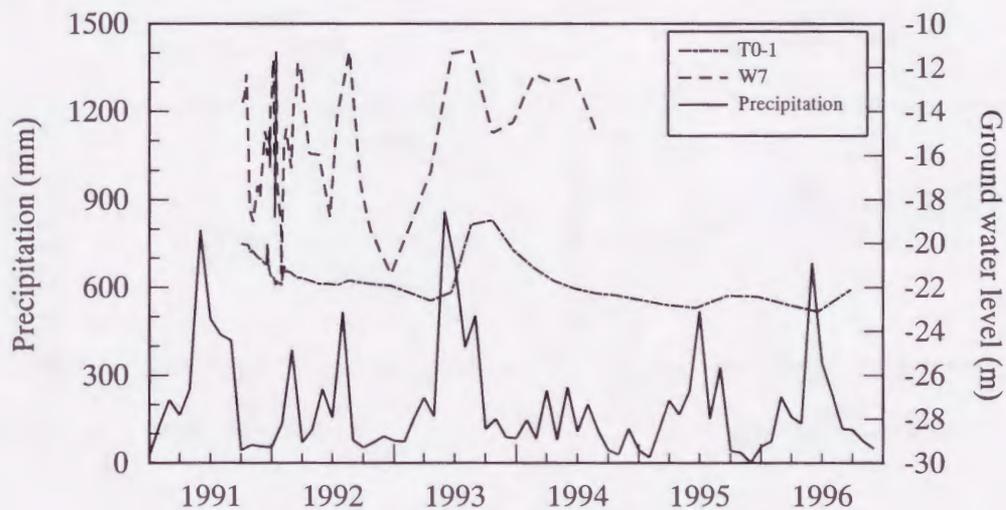


図 3-12 地下水位 (T0-1, W7) と滝上地域の降水量の比較

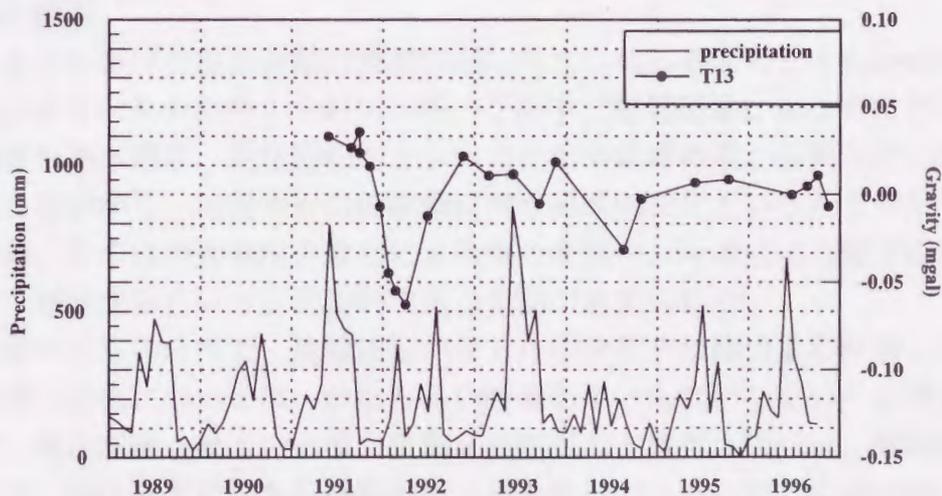


図 3-13 T13 の重力値と降水量の比較

次に、先に示した図 3-7~3-10 では、標高が高くなるにしたがって重力変動量も大きくなる傾向が見られたため、各時期について標高と重力変動量の比較を行った(図 3-14)。その結果、両者の間には、標高が高くなるほど重力変動量が大きくなることが明らかになった。標高が高いところほど地下水位の変化が大きいということは一般的に知られた事実であり、このような正の相関が見られるということは、観測された重力変動が、地下水位の変化を反映している可能性が考えられる。

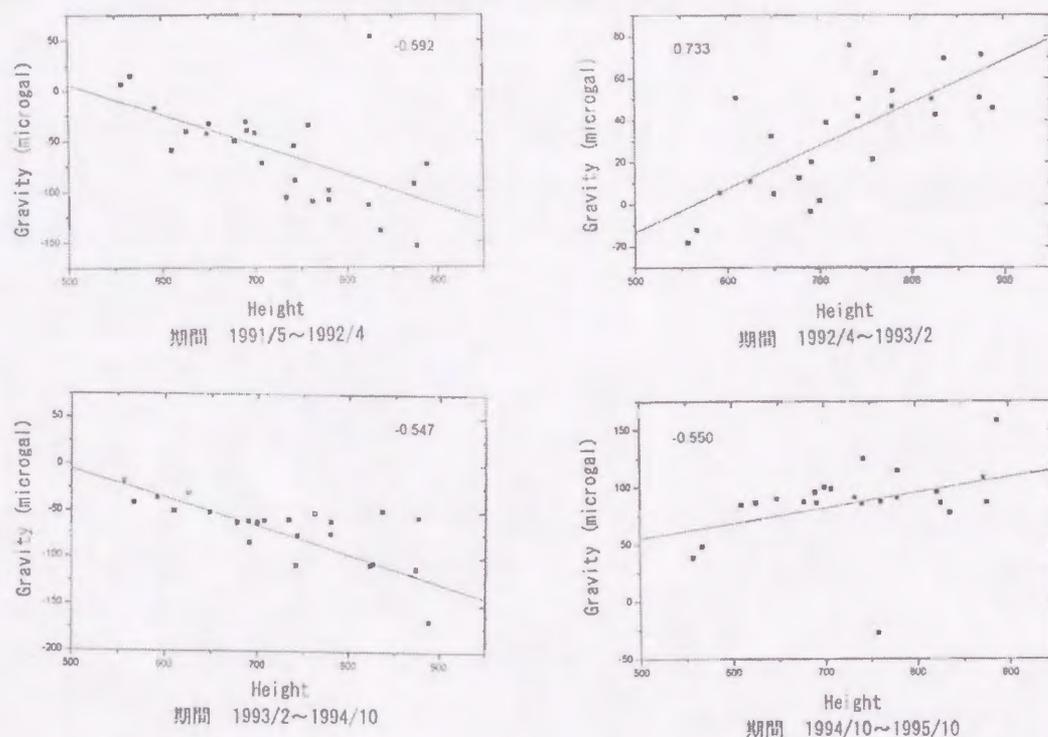


図 3-14 標高と重力変動量の比較

その他の原因

これまでに挙げた重力変動の要因の他に考えられる要因としてTorge(1989)では、次のようなものが考えられている。この中で自然現象によるものとしては、地球潮汐や海洋潮汐、地球回転ベクトルの変化や地球の重心移動などの地球規模の重力変動から、地震や火山の活動に伴う局所的変化といったものが考えられている。このほか大気圧の変化による重力変動や、降水による地下の質量移動に伴う地盤変形といった間接的な重力変動が考えられる。

以上挙げたものの中で、地球回転ベクトルの変化や地球の重心移動といった地球規模の変化については、かなり長い時間をかけて変化していくと考えられるので、現在観測されている重力変動を説明するとは考えにくい。地球潮汐に関しては、現在重力計内部の自動補正のみを使っているのでこの点に関しては精度、条件に関して詳しく見直す必要があると考えられる。地震や火山活動と重力変動の間には現在のところ詳しい関係は分かってはいない。但し、このよ

うな活動による重力変動は、その活動が起きたときに大きな変動が見られその後はごく小さい変動になると考えられる。観測された重力変動はなめらかに変動しているので地震や火山活動によるものとは言い難い。

このように地熱発電所運転開始前に観測された重力変動は、降水量と相関がよいことと、標高と重力変動の間に見られる高い相関関係から浅層地下水位の変化が大きな要因となっているのではないかと考えられる。そこで次に、この背景的な重力変動に対して多変量回帰モデルを用いた統計的手法を導入することにより、背景的な重力変動を定量的に推定した。

3.2.5 多変量回帰モデルによる背景的重力変動の予測

3.2.5.1 多変量回帰モデルとは

時間とともに変動する現象の観測値であり、相互に順序に応じた関連があるデータは時系列データ $x=(x_1, \dots, x_{t-1}, x_t, \dots, x_n)$ と呼ばれる。この解析において、最も基本的なモデルが自己回帰モデルである。自己回帰モデルでは、時系列データの現在の値 x_t を過去の値 x_{t-i} に線形に依存する部分と、それでは表現できない部分の和として、

$$x_t = \sum_{i=1}^m \alpha_i x_{t-i} + \varepsilon_t \quad (1)$$

と表す(坂元ほか, 1983)。ここで、 m はモデル次数を表し、 ε_t は平均 0、分散 σ^2 の正規分布に従う独立な確率変数とする。この自己回帰モデルを拡張し、2変量の時系列データ (x_t, y_t) ($t=1, \dots, n$) が因果関係をもつ場合、次のような多変量回帰モデルを定義する。

$$y_t = \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} + \varepsilon_t \quad (2)$$

ただし、 (x_t, y_t) はそれぞれの平均値を差し引いた値であり、 β_i は回帰係数である。2変量データは時間遅れ(タイムラグ)なしの直接的な関係をもつ場合が考えられるので、回帰モデルにはラグが 0 の項を付け加えている。

いま、 x_{t-m}, \dots, x_t が既知の下における y_t の条件付き確率分布を $f(y_t | x_{t-m}, \dots, x_t)$ と表す。これが平均 $\beta_0 x_t + \dots + \beta_m x_{t-m}$ 、分散 σ^2 の正規分布をなす密度関数であるとする、

$$f(y_t | x_{t-m}, \dots, x_t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp \left\{ -\frac{1}{2\sigma^2} \left(y_t - \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} \right)^2 \right\} \quad (3)$$

となる。したがって、多変量回帰モデルの尤度 L は

$$\begin{aligned} L(\beta_0, \dots, \beta_m, \sigma^2) &= \prod_{t=1}^n f(y_t | x_{t-m}, \dots, x_t) \\ &= \left(\frac{1}{2\pi\sigma^2} \right)^{n/2} \exp \left\{ -\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{t=1}^n \left(y_t - \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} \right)^2 \right\} \end{aligned} \quad (4)$$

と表され、 L の対数をとった対数尤度 l はつぎのようになる。

$$l(\beta_0, \dots, \beta_m, \sigma^2) = -\frac{n}{2} \log 2\pi\sigma^2 - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{t=1}^n \left(y_t - \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} \right)^2 \quad (5)$$

未知数 β_0, \dots, β_m と σ^2 の最尤推定量を求めるには、対数尤度を未知数で微分し、それを 0 とおいた式、すなわち、

$$\frac{\partial l}{\partial \beta_0} = \frac{1}{\sigma^2} \sum_{t=1}^n x_t \left(y_t - \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} \right) = 0$$

:

$$\frac{\partial l}{\partial \beta_m} = \frac{1}{\sigma^2} \sum_{t=1}^n x_{t-m} \left(y_t - \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} \right) = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial l}{\partial \sigma^2} = -\frac{n}{2\sigma^2} + \frac{1}{2\sigma^4} \sum_{t=1}^n \left(y_t - \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} \right)^2 = 0$$

を連立させればよい。したがって、正規方程式

$$\begin{bmatrix} C(0,0) & \cdots & C(0,m) \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ C(m,0) & \cdots & C(m,m) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \beta_0 \\ \vdots \\ \beta_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} R(0,0) \\ \vdots \\ R(m,0) \end{bmatrix} \quad (7)$$

の解として、最尤推定量 $\hat{\beta}_0, \dots, \hat{\beta}_m$ が得られる。

ただし、

$$\begin{aligned} C(i, j) &= \sum_{t=1}^n x_{t-i} x_{t-j} \\ R(i, 0) &= \sum_{t=1}^n x_{t-i} y_t \end{aligned} \quad (8)$$

である。

また、分散の最尤推定量 $\hat{\sigma}^2$ は

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n \left(y_t - \sum_{i=0}^m \hat{\beta}_i x_{t-i} \right)^2 \quad (9)$$

となり、これを式(5)に代入することによって最大対数尤度は、

$$l(\hat{\beta}_0, \dots, \hat{\beta}_m, \hat{\sigma}^2) = -\frac{n}{2} \log 2\pi\hat{\sigma}^2 - \frac{n}{2} \quad (10)$$

と表される。

次に、モデルの最適次数を情報量基準である AIC(Akaike's Information Criterion; Akaike, 1973)の値によって決定する。m 次の多変量回帰モデルは m+2 個の自由パラメータをもっているため、その AIC は次式で定義される。

$$\begin{aligned} \text{AIC}(m) &= -2l(\hat{\beta}_0, \dots, \hat{\beta}_m, \hat{\sigma}^2) + 2(m+2) \quad (11) \\ &= n(\log 2\pi + 1) + n \log \hat{\sigma}^2 + 2(m+2) \end{aligned}$$

この AIC(m) を最小とする次数 m* が多変量回帰モデルの最適次数である。

3.2.5.2 多変量回帰モデルの適用

ここでは、本地域において観測された重力変動への多変量回帰モデルの適用について考える。浅層地下水位の季節変化の影響を取り除くことを考えると、地下水位観測井の水位変化と観測された重力変動から回帰モデルを作成することがまず考えられる。

しかし、先に述べたように観測井の地下水位変化が、観測井近傍のきわめて局所的な水理構造にも支配されている可能性が考えられることから、1本の地下水位観測井から、本地域全体の地下水位変化を反映させることは難しく、観測井の地下水位変化から回帰モデルを作成することは非常に難しい。そこで、本地域の地下水位変化を支配し、約3ヶ月程度の位相差が存在するが、その位相差分をずらすとよい相関がある降水量に着目した。

そこで、地熱流体の生産・還元開始前の最後の観測(1995年10月)までの重力観測値を目的変数、降水量を説明変数として多変量回帰モデルを作成し、地熱流体の生産・還元が開始される1996年以降の浅層地下水位の季節変化による重力変動の推定を行った(図3-15~3-17)。

この結果、本地域の場合、上述した回帰式の最適次数 m は 3~8 と推定された。このことは、たとえば m=8 の場合、重力測定の前8ヶ月までの降水が、重力値に影響を与えていることを示している。この多変量回帰モデルから推定される背景的な重力値の推定精度は ±10 μgal 程度(全観測点の推定値 ±11.8 μgal)であるが、標高が高い一部の観測点で推定精度が悪くなる傾向(±20 μgal)が見られた。これは、モデルの作成に用いた降水量の観測点がやや標高の低いところに位置しており(標高 780m)、重力変動観測点の標高差(約 300m)に関係なく一定としたためと考えられる。

図3-15~3-17を見ると、1995年10月までは重力の推定値と観測値はほぼ一致しているが、地熱流体の生産・還元が開始された1996年以降については、野上川沿いの観測点(T6, T7, T8, T9, T10)を除いて推定値と観測値の間に大きな

開きが見られる。この推定値と観測値の差が、地熱流体の生産・還元に伴う重力変動である可能性が高いと考えられる。



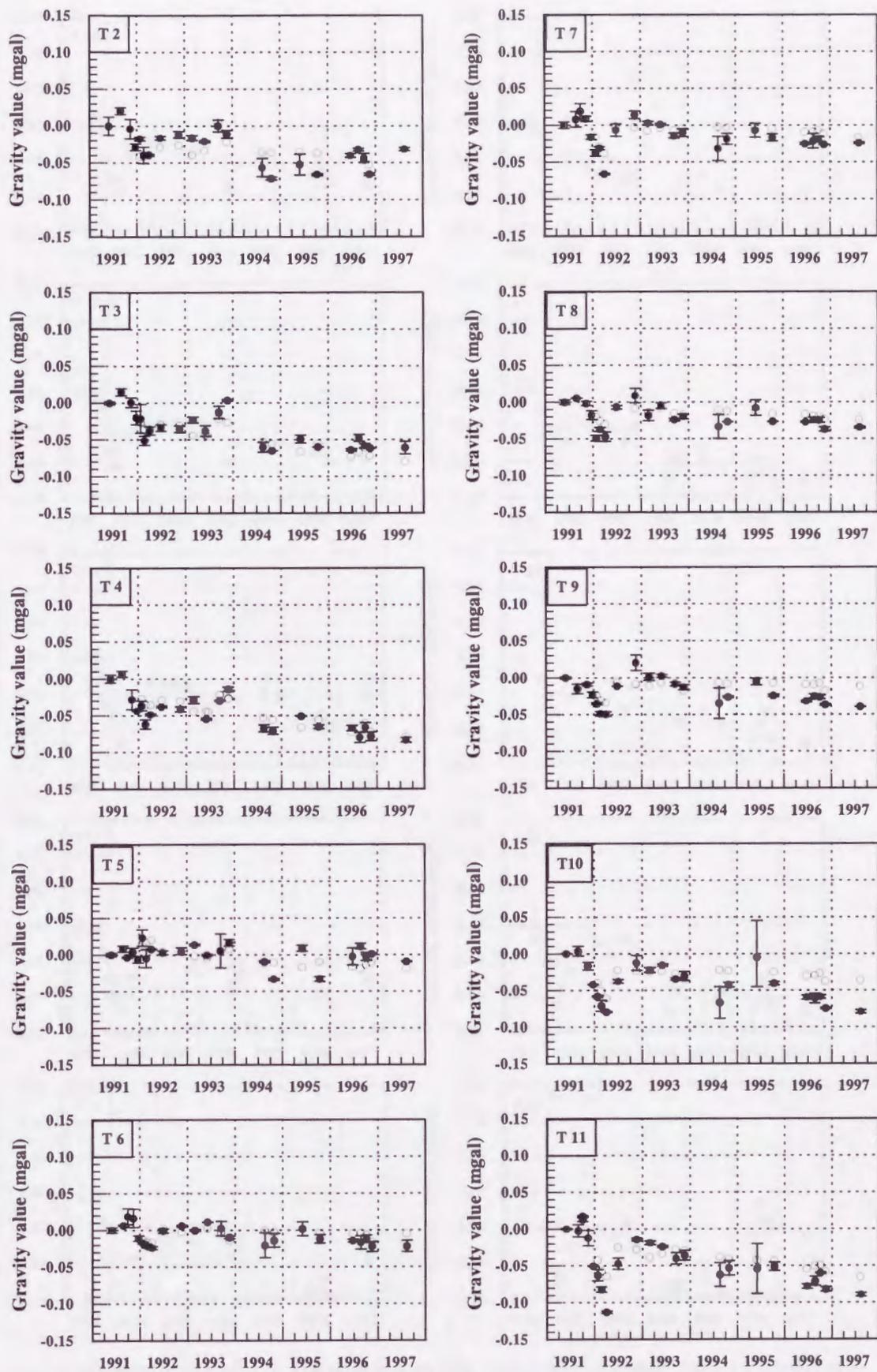


図 3-15 多変量回帰モデルによる本地域の推定重力値 (白抜き) と実測値 (黒丸) の比較 (T2-T11)

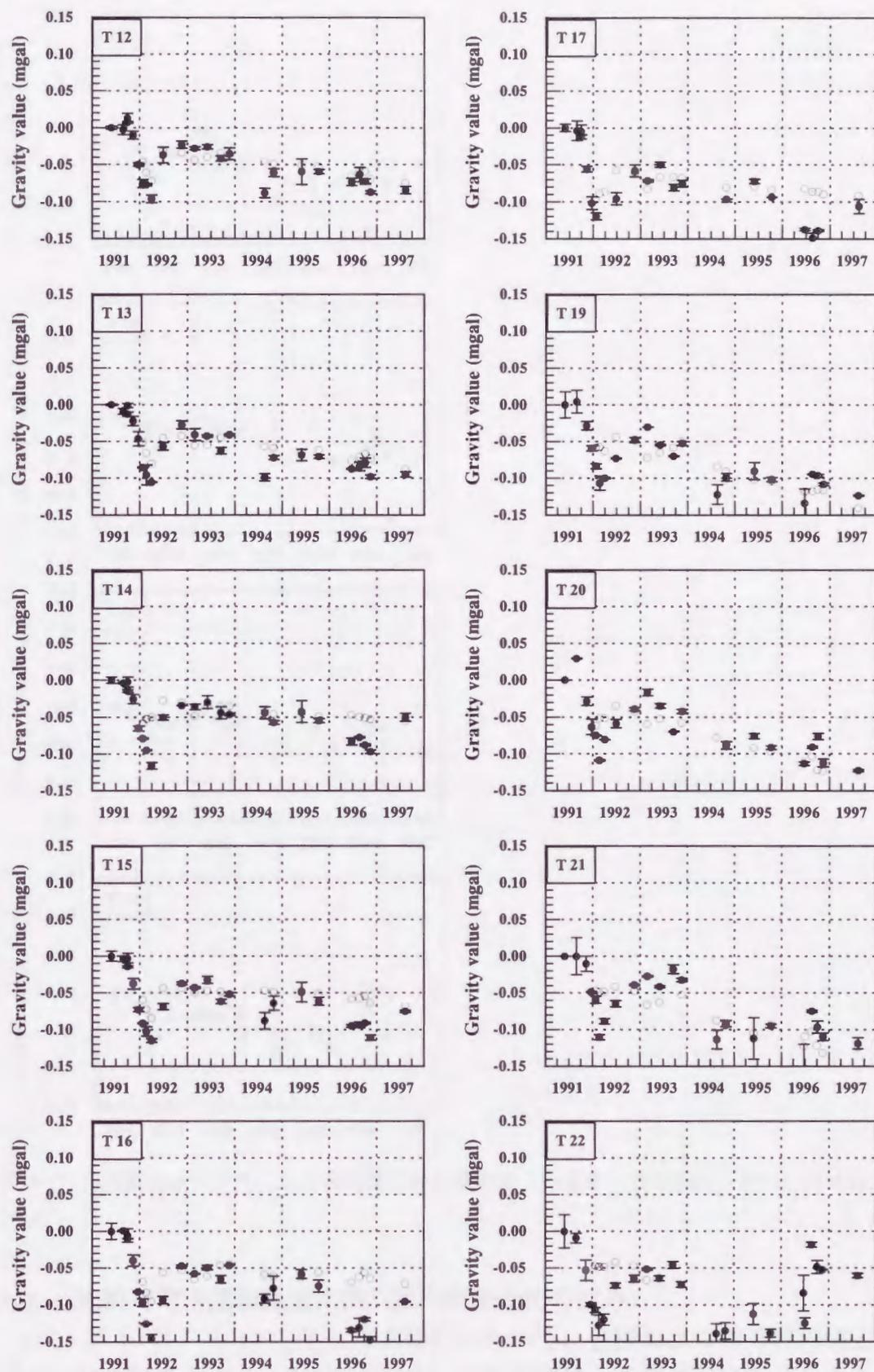


図 3-16 多変量回帰モデルによる本地域の推定重力値（白抜き）と実測値（黒丸）の比較 (T12-T22)

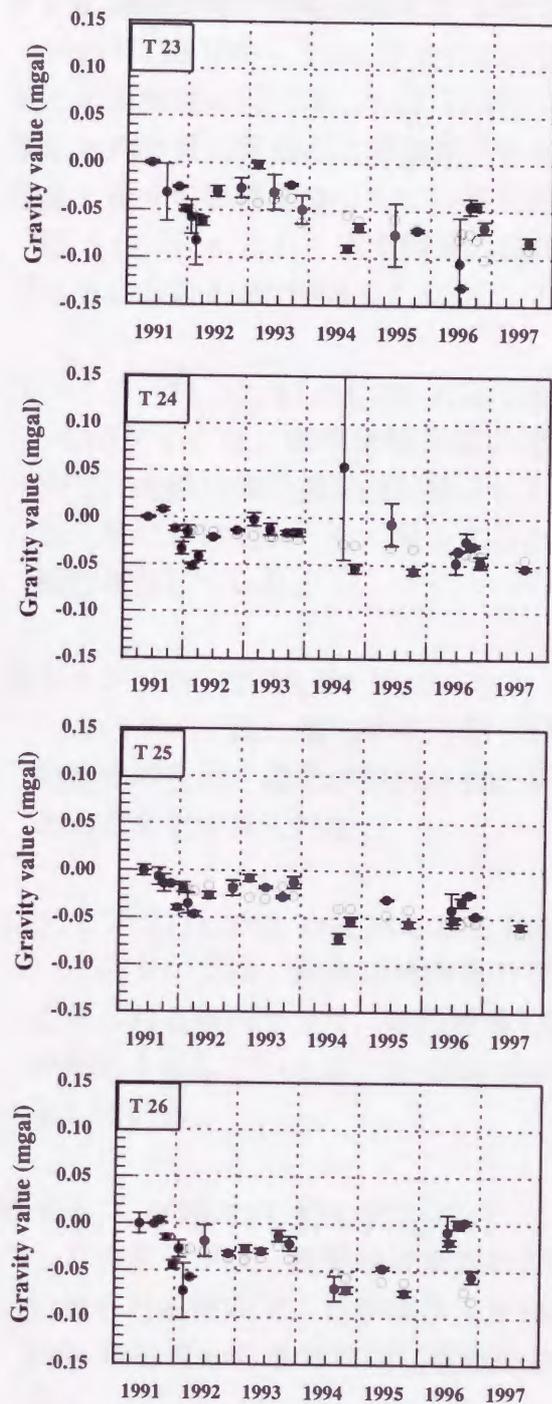


図 3-17 多変量回帰モデルによる本地域の推定重力値（白抜き）と実測値（黒丸）の比較 (T23-T26)

3.2.6 地熱発電所運転開始に伴う重力変動抽出の試み

1995年10月から1997年8月の期間において、各観測点の重力観測値と推定値との残差図を図3-18, 3-19に示す。この残差は、多変量回帰モデルによって推定される重力変動が、浅層地下水位の変化によるものとするれば、地熱流体の生産・還元の影響を捕らえている可能性が高いと考えられる。

図3-18, 3-19より、重力残差の経時変化の傾向から以下に述べる4つのタイプに分けることができる(図3-20)。

3.2.6 地熱発電所運転開始に伴う重力変動抽出の試み

1995年10月から1997年8月の期間において、各観測点の重力観測値と推定値との残差図を図3-18, 3-19に示す。この残差は、多変量回帰モデルによって推定される重力変動が、浅層地下水位の変化によるものとするれば、地熱流体の生産・還元の影響を捕らえている可能性が高いと考えられる。

図3-18, 3-19より、重力残差の経時変化の傾向から以下に述べる4つのタイプに分けることができる(図3-20)。

Aタイプ (T1, T2, T3, T4, T5, T19, T25, T26)

このタイプは、観測地域北部の還元地域を中心とした観測点に見られる傾向で、地熱流体の還元が開始された後、重力は増加傾向を示し、1996年の夏から秋にかけていったん減少するものの、1996年秋から1997年夏にかけて再び増加している。

Bタイプ (T6, T7, T8, T9, T10)

このタイプは、観測地域西部の野上川沿いの観測点に見られる傾向で、地熱流体の生産・還元が開始された後もわずかに減少傾向が見られるもののほとんど変化が見られない。

Cタイプ (T11, T12, T13, T14, T15, T16, T17)

このタイプは、観測地域南部の寺床断層周辺の生産地域に位置する観測点に見られる傾向であり、地熱流体の生産開始から1996年11月まで重力は減少傾向を示していたが、その後1997年8月にかけては、重力は増加傾向を示している。

Dタイプ (T20, T21, T22, T23, T24)

このタイプは、観測地域東部の野稻断層周辺の生産地域に位置する観測点に見られる傾向で、地熱流体生産開始直後に重力の減少傾向が見られたが、1996年6月から8月の間に重力は急激に増加し、その後緩やかに減少している。

図3-19を見ると、地熱流体の生産・還元開始後に生産地域で減少傾向、還元地域で増加傾向が見られる。

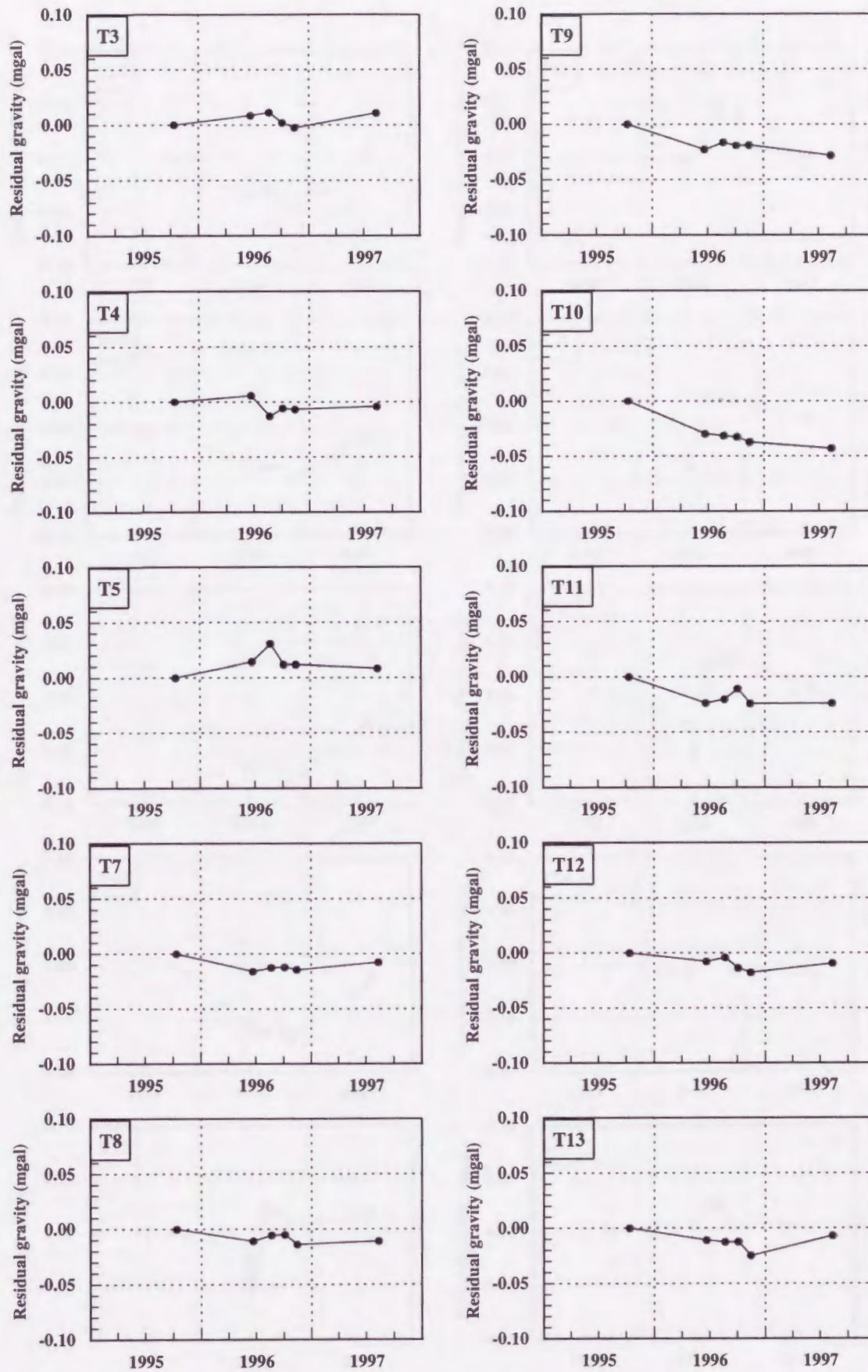


図 3-18 多変量回帰モデルから推定される本地域の背景的な重力変動の補正を行った地熱発電所運転開始後の残差重力値(T3-T13)

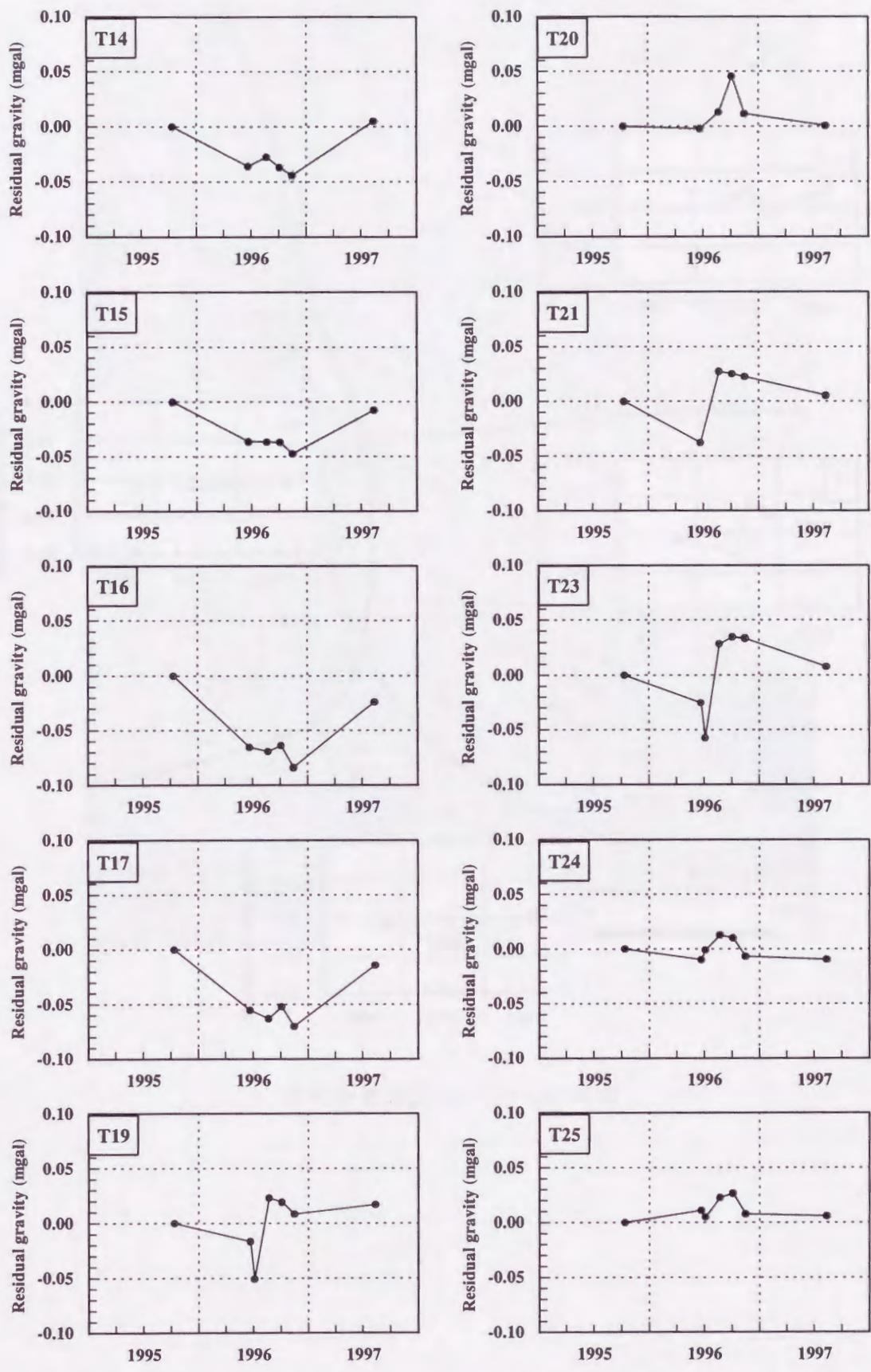


図 3-19 多変量回帰モデルから推定される本地域の背景的な重力変動の補正を行った地熱発電所運転開始後の残差重力値(T14-T25)

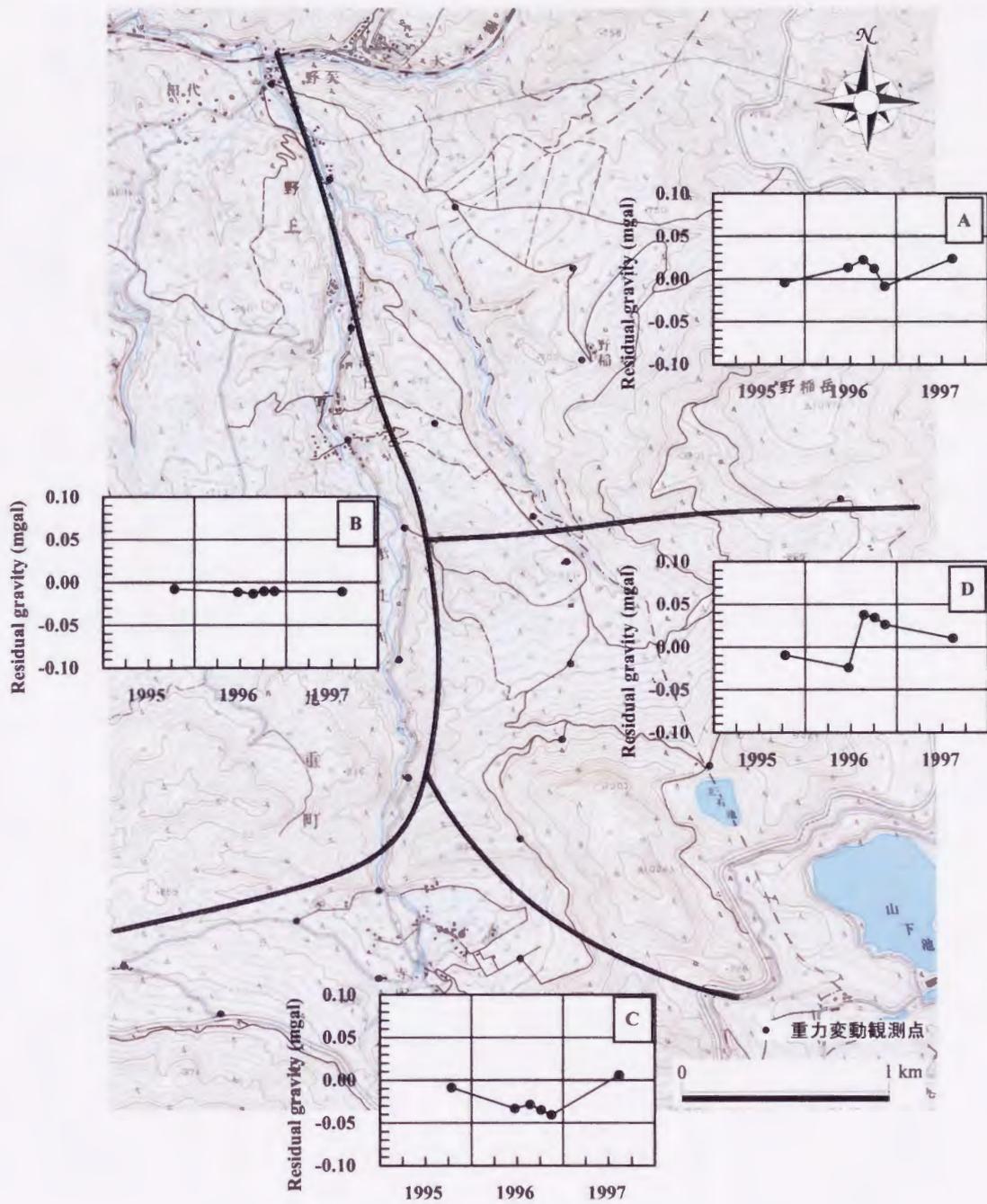


図 3-20 残差重力のパターン分布図

次に、1995年10月から1997年8月の間で、地熱流体の生産・還元が開始される1996年6月を境に2つの時期（1995年10月から1996年6月、1996年6月から1997年8月）に分けて、各時期の重力変動量の空間分布について検討する（図3-21, 3-22）。

1995年10月から1996年6月までの時期は、還元地域で増加傾向、生産地域で減少傾向が見られる。これは、地熱流体の生産・還元に伴う質量減少および質量増加を反映したものと考えられる。また、1996年6月から1997年8月までの時期は、還元地域を含む観測地域北部ではほとんど変化が見られないのに対し、生産地域においては、大きな重力変動が見られる。また、2つの時期に共通して、地熱発電所の東側に変動の中心が位置している。この変動の中心は、発電所東方にある盆状構造内（図3-20, 3-21 中斜線で囲まれた部分）に位置し（林ほか, 1988）、この盆状構造内で、地熱流体の生産に伴う地下の質量移動が生じていることが考えられる。また、観測地域南部の寺床断層地域でも、生産開始直後重力減少、その後の重力増加傾向が捉えられている。ただし、この場合は観測点数が十分でなく、重力変動域の全体像は捉えられていない。

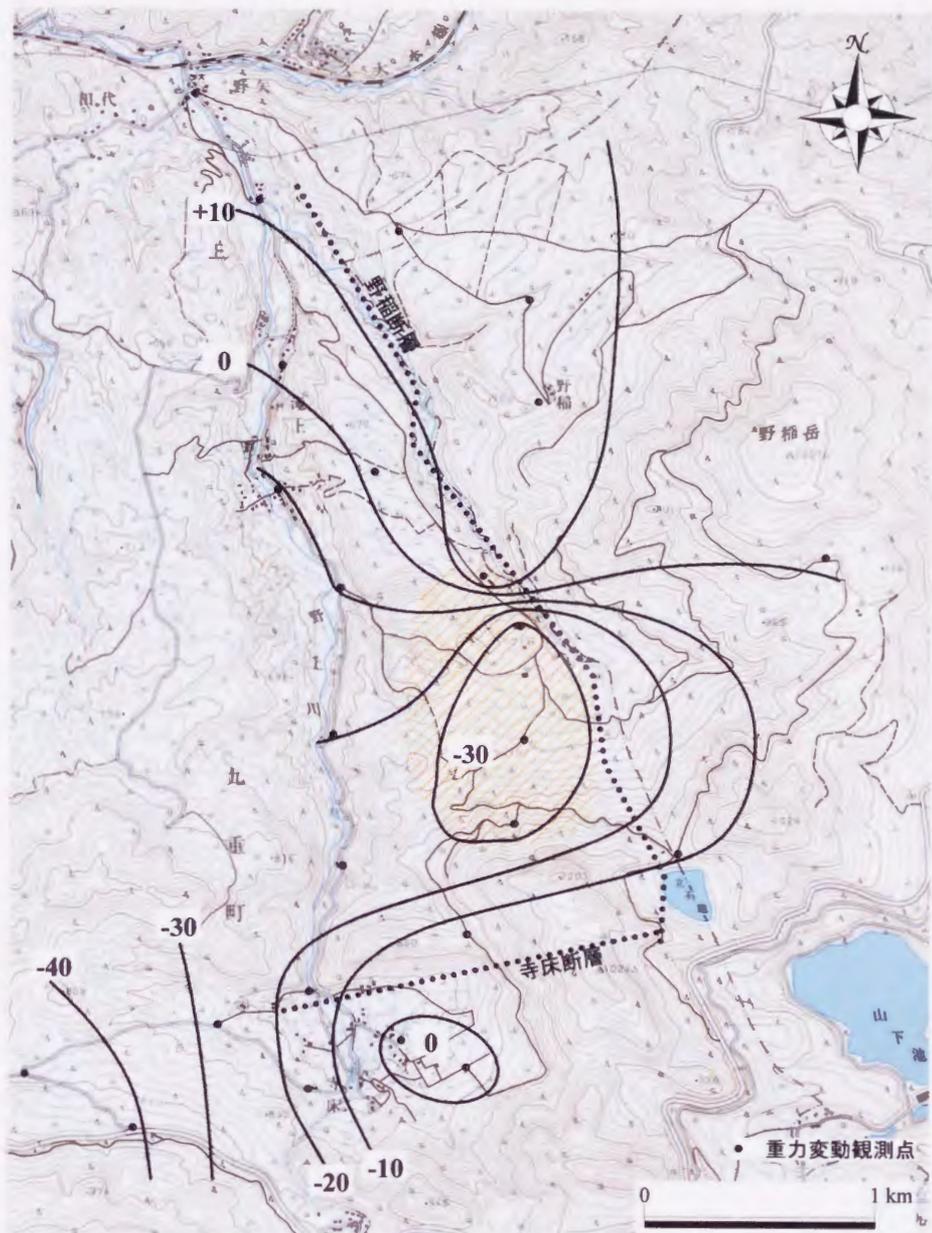


図 3-21 1995 年 10 月から 1996 年 6 月までの残差重力変動量の空間分布図 (単位は μgal)

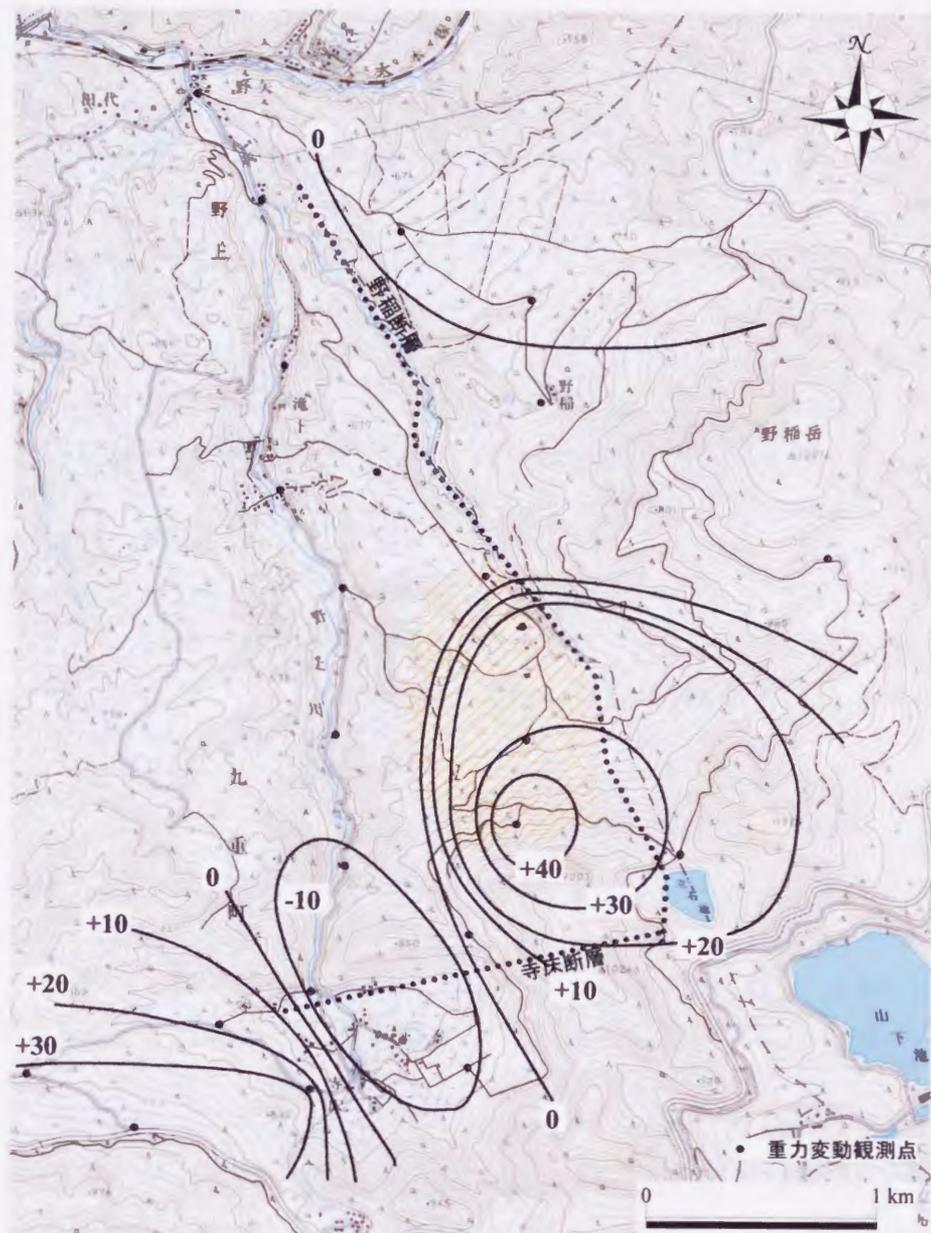


図 3-22 1996 年 6 月から 1997 年 8 月までの残差重力変動量の空間分布図 (単位は μgal)

3.2.7 重力残差と生産・還元量の比較

本地域における地熱流体の生産・還元量の経時変化と重力残差の経時変化の比較を図 3-23, 3-24 に示す。

まず、還元地域の重力残差と還元量の比較についてであるが、1996 年 6 月以降の重力残差は、開発前の 1995 年と比較すると増加しており、その後、観測点によって時間差はあるが減少傾向を示している。この減少傾向は、本地域で最も還元量が多い TT-22 号井の還元量の変化とよい対応を示している。また、各観測点の重力変化は、TT-22 号井に一番近い観測点 T4 が一番早く、TT-22 号井から離れるにしたがって重力変化の生じる時期が遅くなる傾向が見られる。なお、TT-22 号井以外の坑井については、還元量と重力残差値の変化の時間差は見られなかった。これは、TT-22 号井以外の還元井の還元量が少ないためと考えられる。

次に生産地域においては、重力残差は大局的には同様のパターン（生産開始後の重力減少とその後の回復）を示しているが、詳細に見ると地域性があることがわかる。そこで、寺床断層周辺と、滝上地熱発電所周辺の 2 つの地域に分けて生産量と重力残差についてより詳しく比較する。

①寺床断層付近

寺床断層付近の生産井(TT-13,14)は、1996 年 6 月から地熱流体の生産が開始された。その後生産量は、1996 年の終わりから 1997 年の初めにかけてわずかに増加するが、全体的にあまり変化がなくほぼ一定である。一方周辺観測点の重力残差は、生産開始前と比較すると、寺床断層の北側にある観測点では一方的に減少傾向を示しており、寺床断層の南西側の観測点では 1996 年 11 月までは減少傾向にあるが、その後 1997 年 7 月にかけて回復している。このことは、TT-13,14 号井の生産に対し地熱流体の涵養が寺床断層の南西部から行われている可能性を示唆していると考えられる。

②滝上地熱発電所周辺

滝上地熱発電所周辺での重力残差は、生産開始直後やや特異な変化を示している。すなわち、1996 年 6 月から 7 月にかけていったん増加した後 1997 年 7 月にかけて減少する傾向にあり、生産量との直接的な対応は見られない。特に 1996 年 6 月から 7 月にかけての重力残差の急激な増加については、周囲からの過剰な熱水の涵養あるいは還元熱水の流入などが考えられる。なお、このような発電所運転開始直後における重力増加は、本地域以外に八丁原地熱発電所での 2 号機運転開始直後（田箆ほか、1996）や九重硫黄山水蒸気爆発直後（中野ほか、1997）でも観測されており、その原因としては流体生産開始に伴う地下流体収支の急激な変化によって引き起こされている可能性が考えられるが、そのメカニズムについては現段階では不明である。

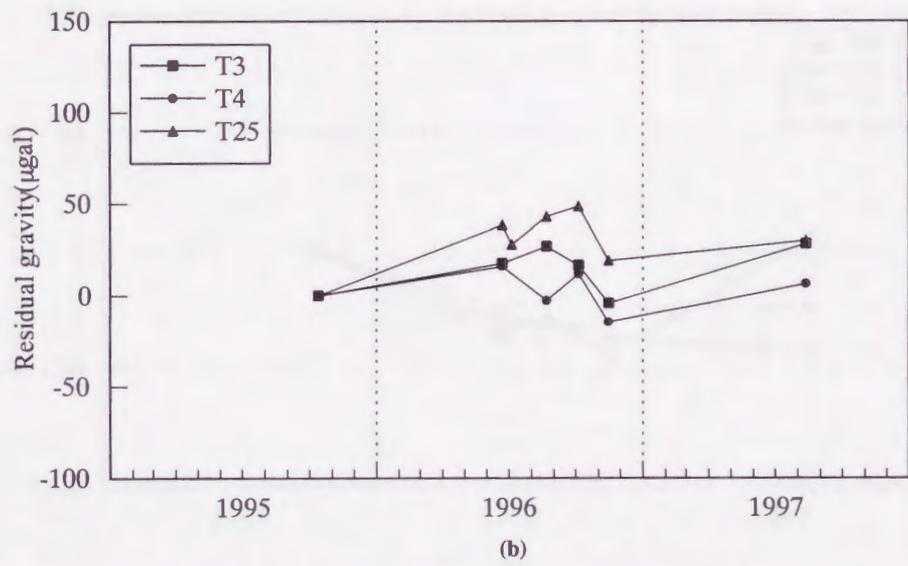
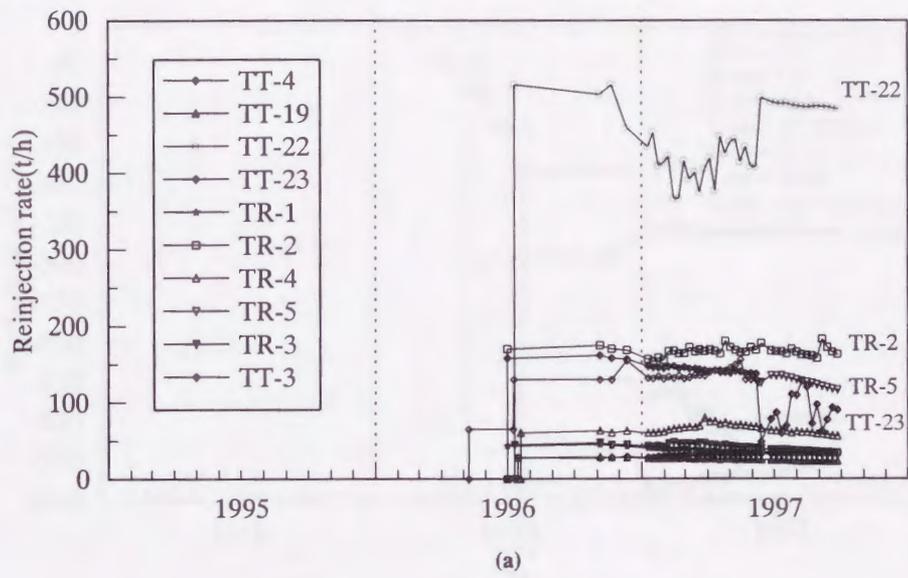


図 3-23 還元速度の経時変化(a)と還元地域に位置する
重力変動観測点の残差重力値の経時変化(b)

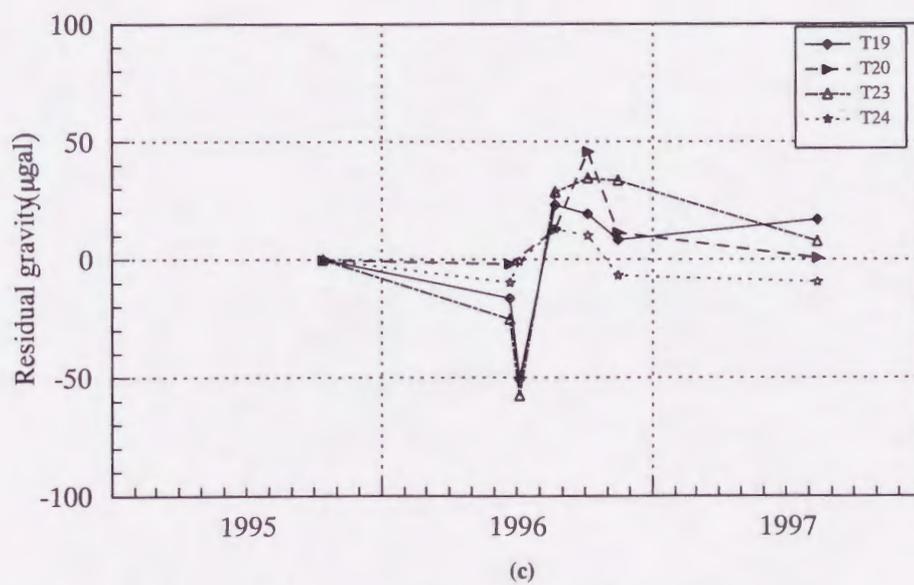
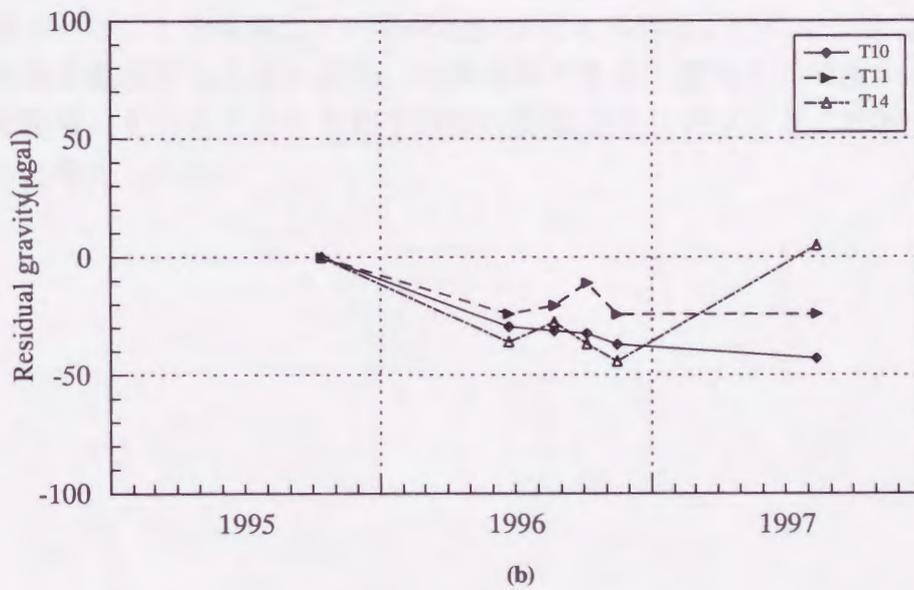
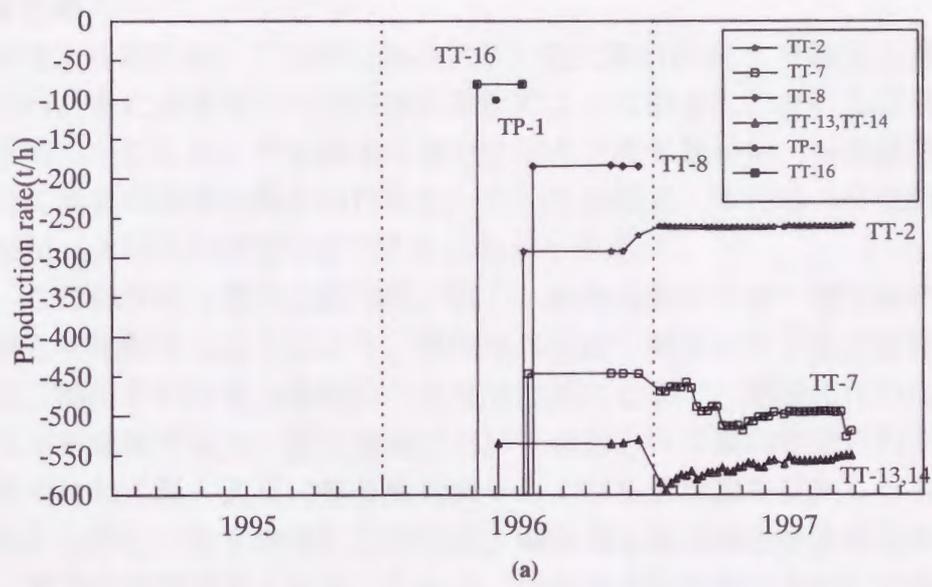


図 3-24 還元速度の経時変化(a)と還元地域に位置する
重力変動観測点の残差重力値の経時変化(b)(c)

3.2.8 まとめ

大分県滝上地域において地熱流体の生産・還元開始の約5年前から重力変動観測を行い、主に浅層地下水位の季節変化によって引き起こされる背景的な重力変動を明らかにした。その結果に基づき重力と降水量から、多変量回帰モデルを用いて両者の相関を統計的に推定した。その結果、本地域の背景的な重力変動を $\pm 10\mu\text{gal}$ 程度の精度で推定することができた。

また、この背景的な重力変動の推定値と、地熱流体の生産・還元開始後の重力観測値とを比較することにより、地熱流体生産・還元に伴う重力変動の抽出を試みた。抽出された重力変動は、大局的な傾向として、地熱流体の生産開始直後では生産地域で減少、還元地域において増加という傾向が見られた。これは、地熱流体の生産・還元に伴う質量減少および質量増加を反映したものと考えられる。しかし、生産地域においては、地熱流体生産開始後ある程度時間が経つと、重力の増加が見られた。これは、地熱流体の生産に対応して周囲からの涵養があったことを反映している可能性が考えられる。このようなことから、今後も観測を継続することにより、地熱流体の生産・還元と、周囲からの涵養の過程を監視していくことすなわち地熱貯留層のモニタリングに貢献することができると考えられる。

3.3 熊本県小国地域での観測結果

3.3.1 地質構造

小国地域は、熊本県の北東端で湧蓋山の西麓に位置し（図3-25）、岳湯やはげの湯などの活発な地熱徴候を呈している地域がある。周辺には、いくつかの温泉が見られ、南西には山川温泉、北には川底、串野、宝泉寺、生竜、壁湯といった温泉群がある。

小国地域の地質図を図3-26に示す。小国地域の地質は、大別すると上部から九重火山岩類、豊肥火山岩類、玖珠層群、宇佐層群よりなっている。岳湯、はげの湯地域の北方では、豊肥火山岩類及び玖珠層群が複雑な指交関係にある。玖珠層群の上にある野上泥岩は難透水性のキャップロックを形成しており、本地域の北部及び南西部に分布している。野上泥岩が分布していない南東部では、九重火山岩類がキャップロックになっている。岳湯地域の中心付近は、西北西-東南東方向の走行で南落ちの岳湯断層があり、温泉や噴気などの地熱徴候はこの断層に沿って現れていると考えられている（湯原ほか, 1983）。

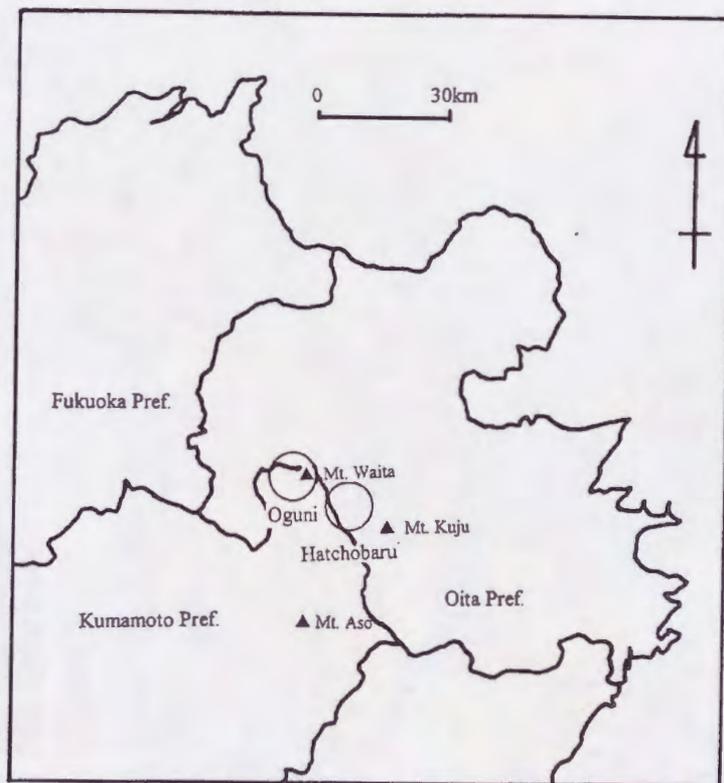
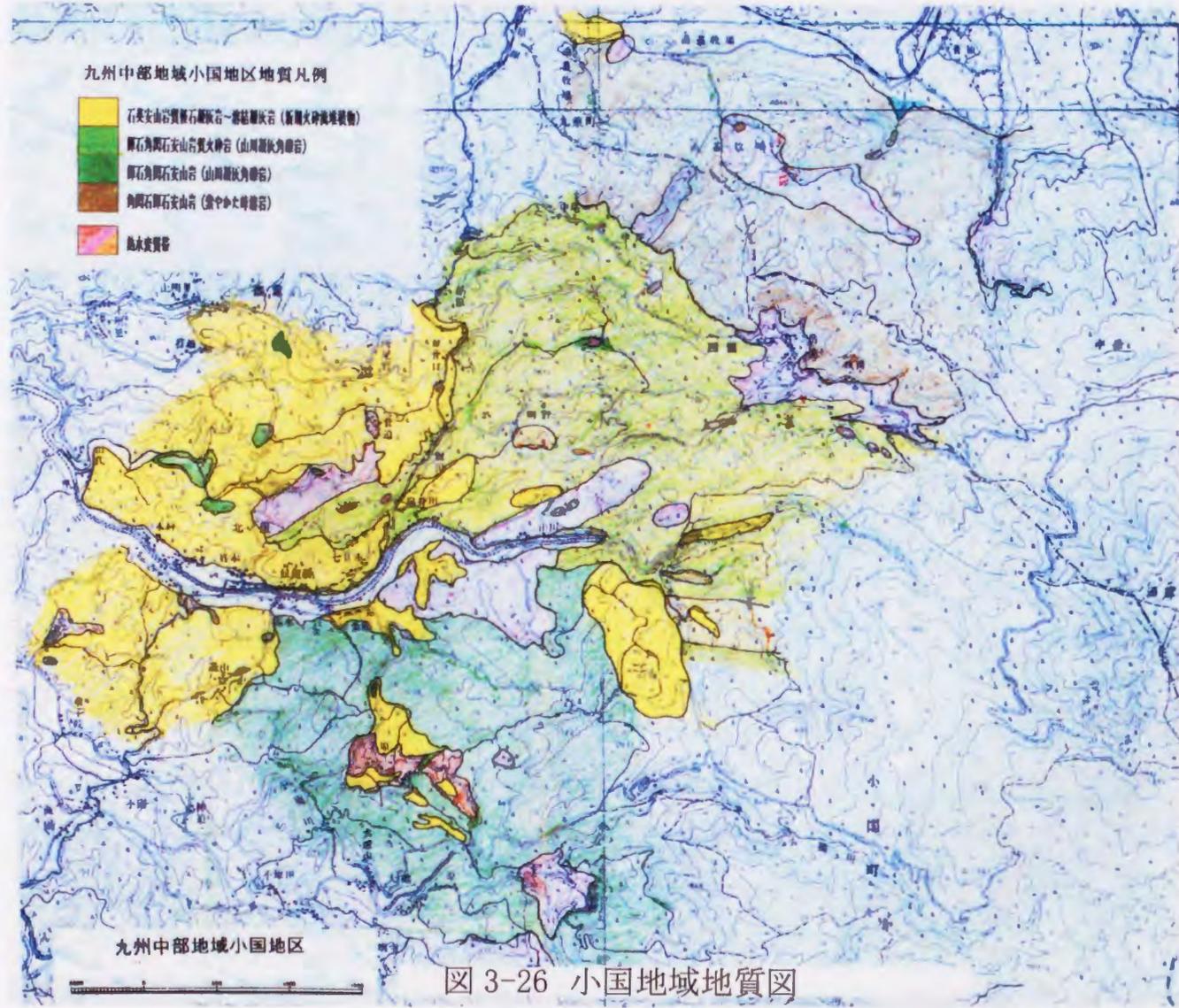


図 3-25 熊本県小国地域位置図



3.3.2 観測

小国地域は、1993年10月に観測を開始した。基準点は、対象地域から十分離れた豊後中村にある一等水準点 2558 及び 2556 を用いた。これらの点は、川のそばにあることから浅層地下水位の変化は非常に小さい ($\pm 10 \mu\text{gal}$ 程度) ことが考えられる。このことは、これらの点の重力変動が小さいことが期待される。実際に、2558 を基準にして 2556 の重力変動を見ると (図 3-27)、2556 の重力変動はかなり小さいことがわかる。よって、重力変動観測の基準点として用いるには問題はないと考えられるが、定期的に絶対重力測定を行っているところと結ぶことは必要であると考えられる。観測点は、新エネルギー技術産業総合開発機構によって行われた大規模深部地熱発電所環境保全実証調査の一環として行われた重力変動観測で用いられた観測点のうち湧蓋山北西山麓にある 18 点と 1995 年 6 月に新たに 10 点を新設し、合計 28 点を用いている (図 3-28)。

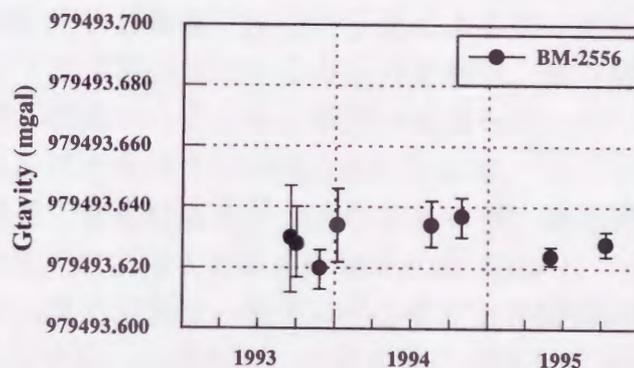


図 3-27 基準点 (BM2556) の重力値変化

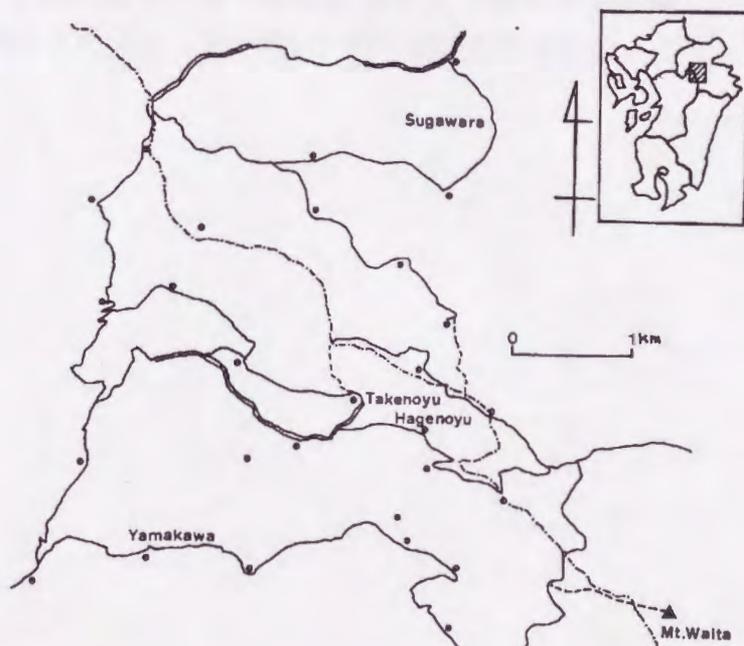


図 3-28 小国地域重力変動観測点配置図

3.3.3 NEDOによる本地域での重力変動観測

この調査は、1978年に開始された豊肥地域における「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」の一環として行われたもので、1979年から1986年まで継続的に重力変動観測と水準測量とを実施し、深部地熱流体の採取・還元が地下流体の収支に与える影響を監視することを目的としている（NEDO, 1986）。この調査で用いられた重力測定の水準点の配置図を図3-29に示す。調査方法は、LaCoste-Romberg G型重力計を用いて、水準点のうち基準点に選定した水準点から測定を開始し、各水準点で順次測定を行い、最後に再び基準点に戻る閉塞方式で行われた。この調査から得られた6年間の重力変動量分布図を図3-30に示す。

この6年間の重力変動観測から以下に述べるような結果が得られている。岳湯付近から涌蓋山西部、さらに調査地域南東部にかけて数 $10\mu\text{gal}$ 以下であるが顕著な重力減少域があるらしいことが判明した。重力変動の原因としては、地盤変動による高度変化、浅層地下水位の変化による重力変動、といったものが考えられた。そこでまず高度変化による重力変動は、重力変動観測と並行して行われた水準測量の結果から重力の変動量が見積られたが、観測された重力変動量に比べてはるかに小さいことが明らかになった。

次に浅層地下水位の変化による重力変化であるが、重力変動（MG-31）と、この重力観測点の近くに位置する坑井の地下水位（DW-1）との対比図を図3-31に示す。この図から重力変動は、地下水位の変化と相関があるらしいことが指摘された。しかしながら、上述のように本地域における重力変動の原因として、浅層地下水位の変化が推定されるが、このNEDOによる重力変動観測の測定間隔は1年に1回であり、1年の間でも地下水位の変化がかなりあり、厳密に地下水位の変化に対応して重力が変化していくかどうかについては詳細に検討できない。そこで本研究では重力変動観測をより短い測定間隔で行うことを試み、1993年9月から2ヶ月に1回の割合での測定を開始した。

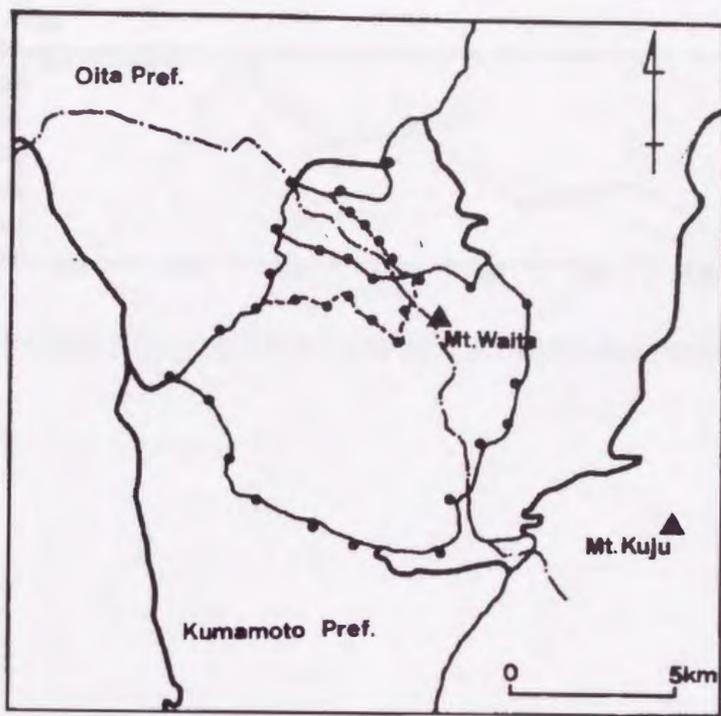


図 3-29 NEDO によって行われた重力変動観測測点配置図

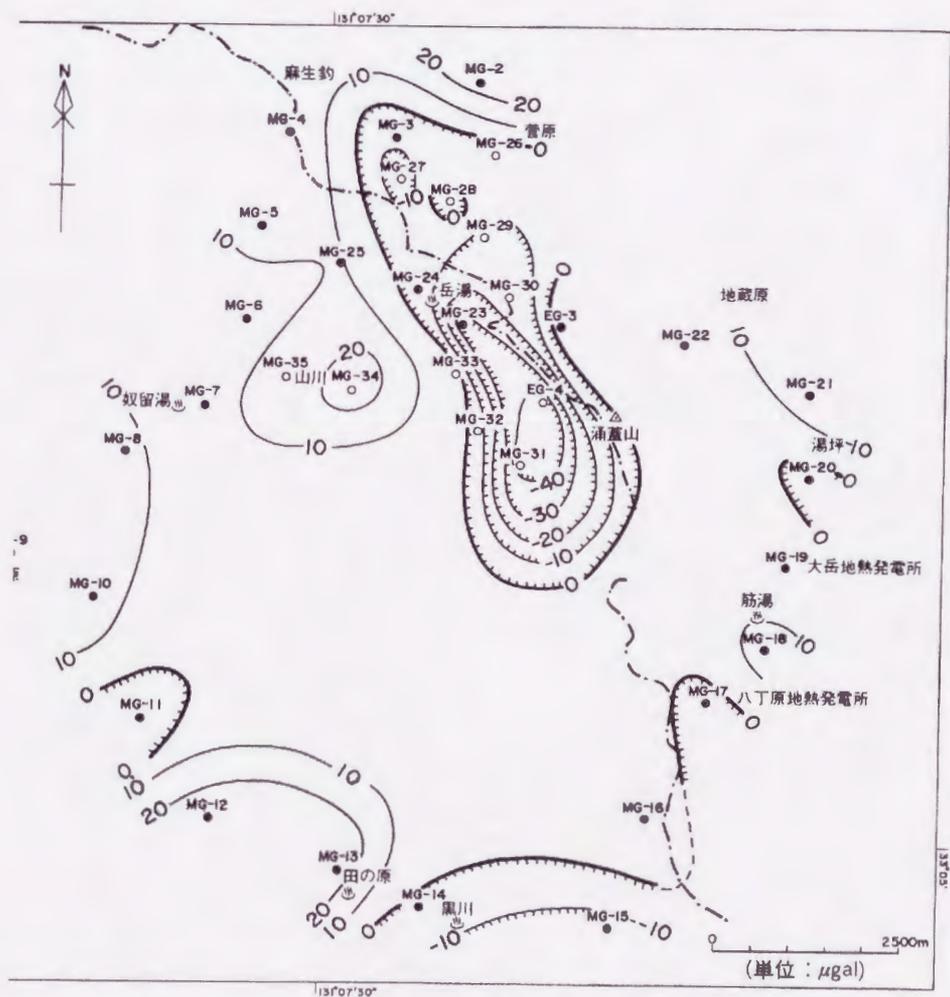


図 3-30 1979 年から 1985 年までの 6 年間の重力変動量の空間分布(NEDO, 1986)

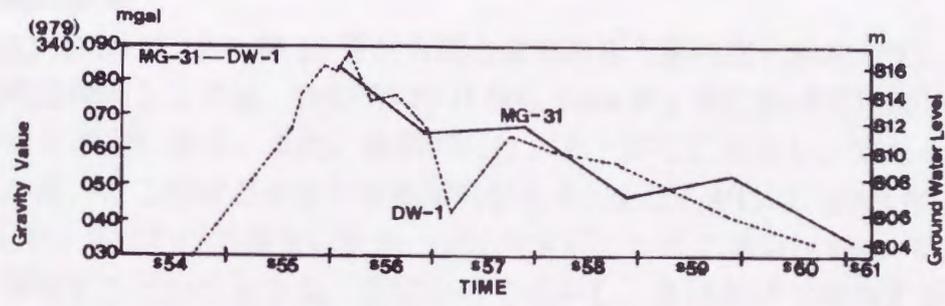


図 3-31 DW-1 号井の地下水位と MG-31 の重力値の比較(NEDO, 1986)

3.3.4 観測結果

図 3-32～3-34 に 1993 年 10 月から現在までの重力経時変化図を示す。本地域の大局的な傾向としては、1993 年 10 月から 1994 年 1 月にかけて増加し、その後減少する傾向にある。また、長期的には、右下がりに減少し、またその傾きは標高が高いところほど大きくなる傾向がある。また、中には、1993 年 10 月から 1994 年 1 月にかけて増加した後、1994 年 8 月にかけて減少し 1994 年 10 月にかけて増加するというような「夏にかけて減少し、冬にかけて増加する」というような傾向が見られる。特にこの「夏にかけて減少し、冬にかけて増加する」という傾向は、民家があるところで顕著であり、民家から離れるに従ってこの傾向が薄れていく傾向にある (図 3-35)。

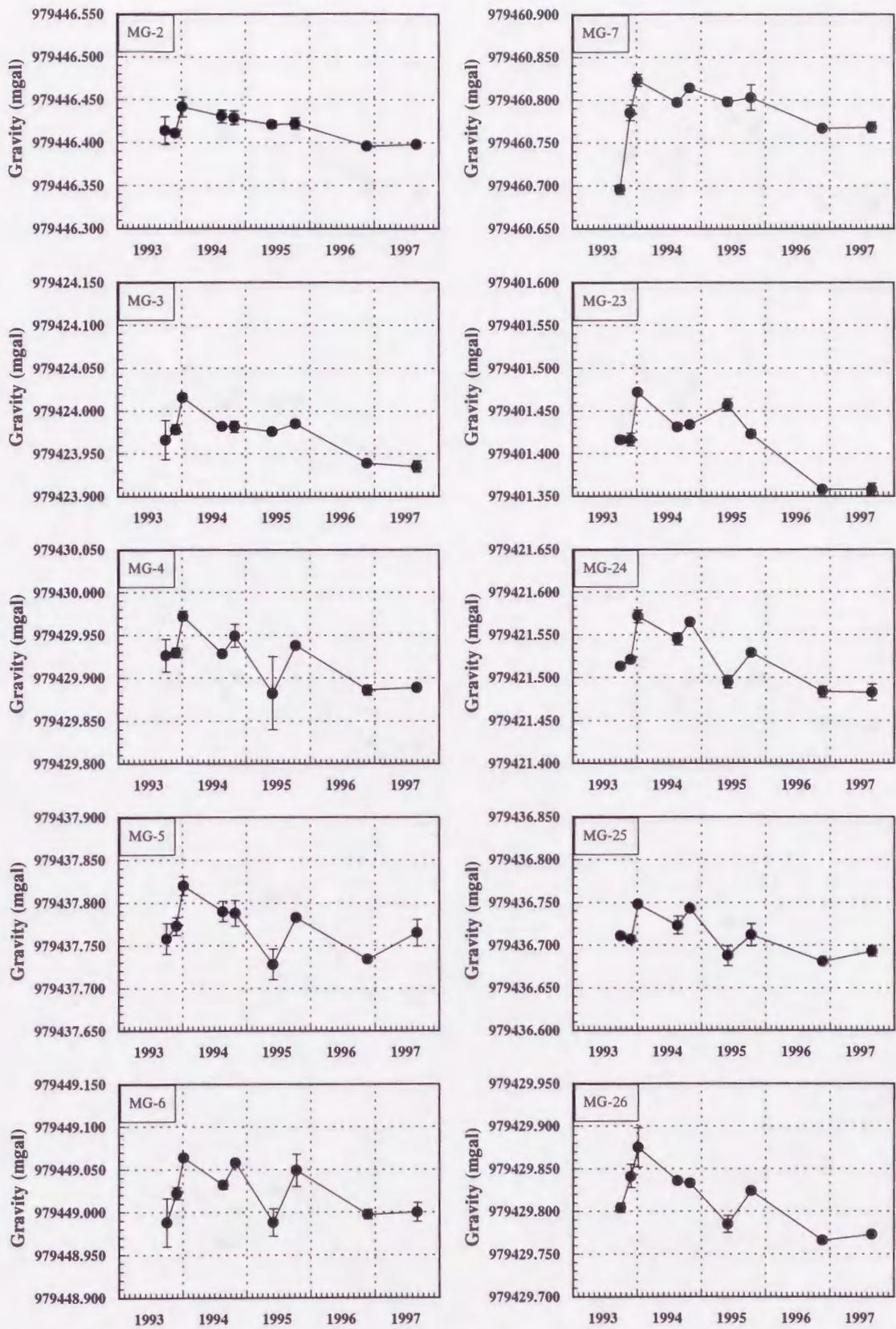


図 3-32 重力経時変化図 (MG-2 - MG-26)

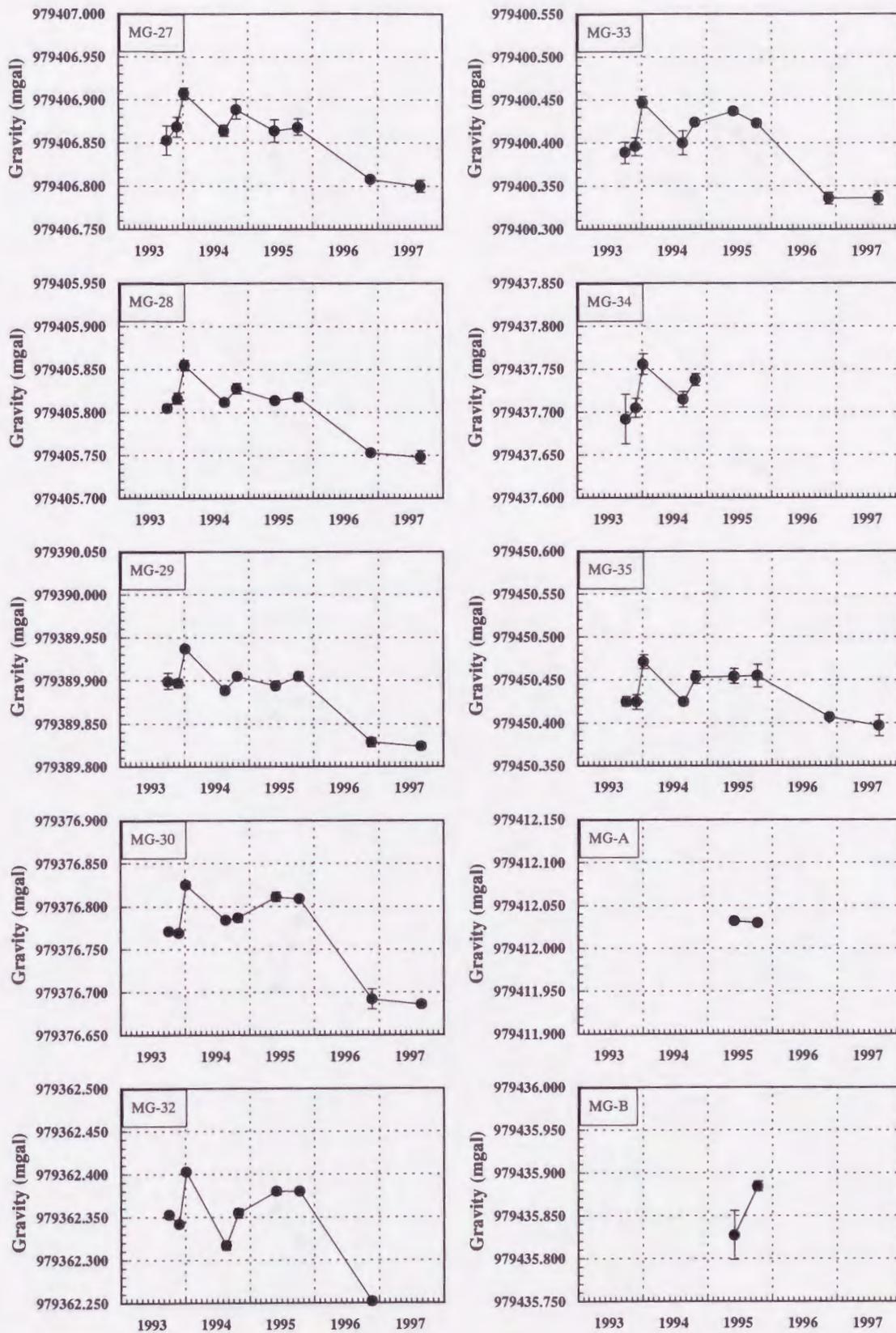


図 3-33 重力経時変化図 (MG-2 - MG-B)

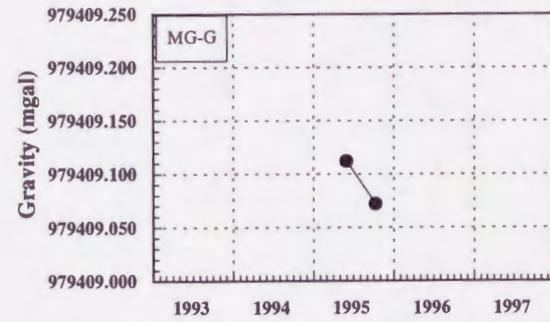
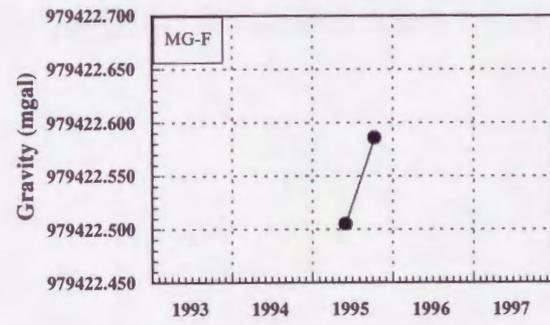
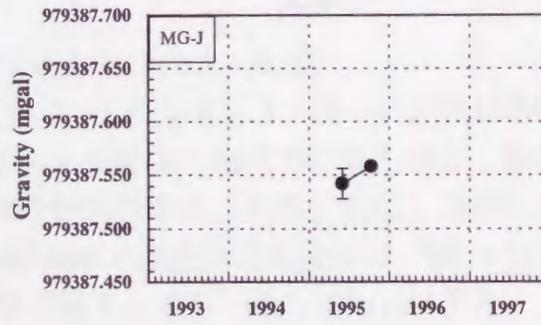
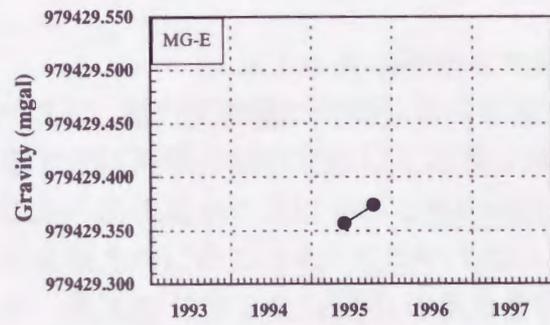
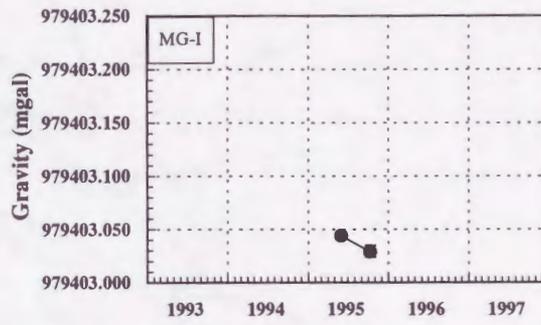
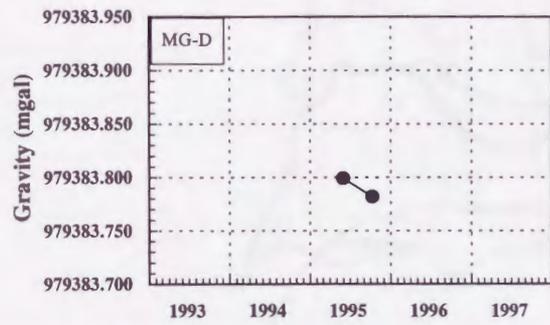
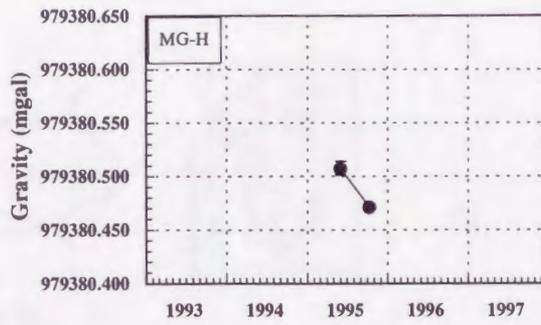
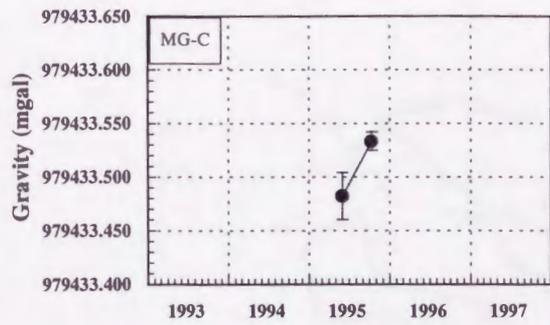


図 3-34 重力経時変化図 (MG-C - MG-J)

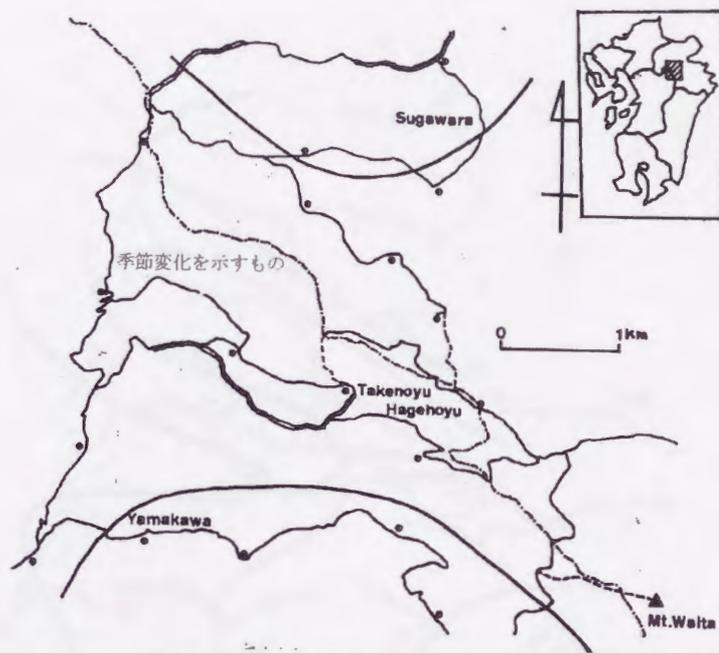


図 3-35 重力経時変化で季節変化を示す観測点の分布図

次に、重力変動量の空間分布図を図 3-36, 3-37 に示す。コンターの形状は各時期でほぼ同様の傾向を示しており、湧蓋山から北西方向にのびるものと、湧蓋山から山川温泉の方にのびるものの二つの方向性が見られる。特に、湧蓋山から北西方向にのびるものについては、小国地域の基盤の盛り上がり（図 3-38）や、図 3-29 に示した NEDO の重力変動観測結果とほぼ一致している。また、この方向性は、岳湯断層の方向性ともほぼ一致している。

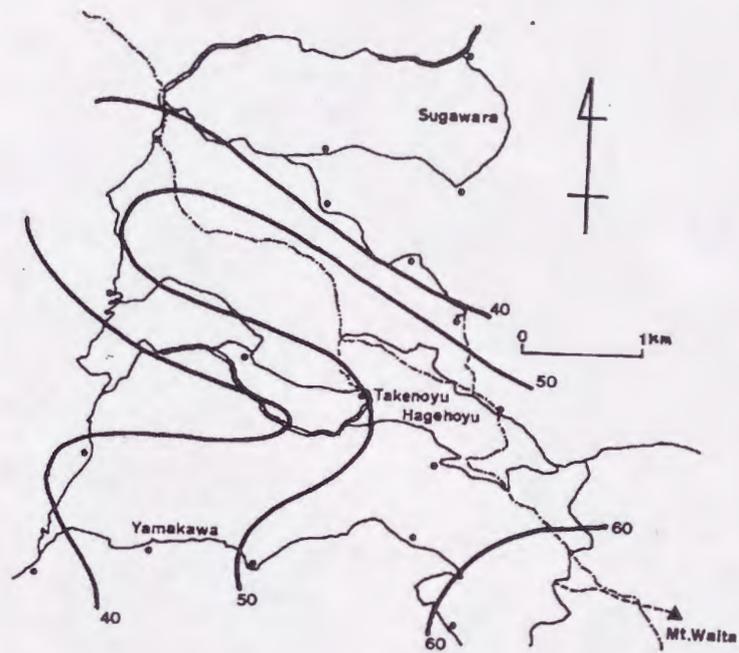


図 3-36 1993 年 11 月から 1994 年 1 月までの重力変動量空間分布図

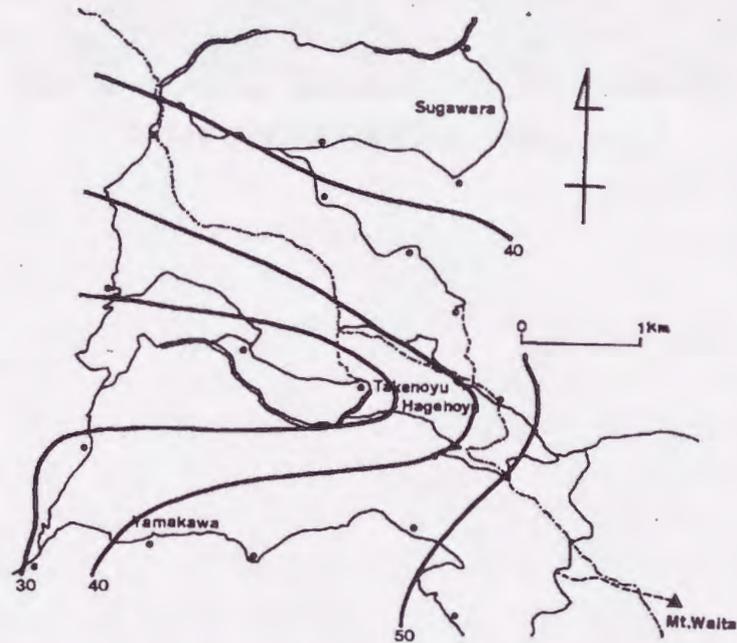


図 3-37 1994 年 1 月から 1994 年 8 月までの重力変動量空間分布図

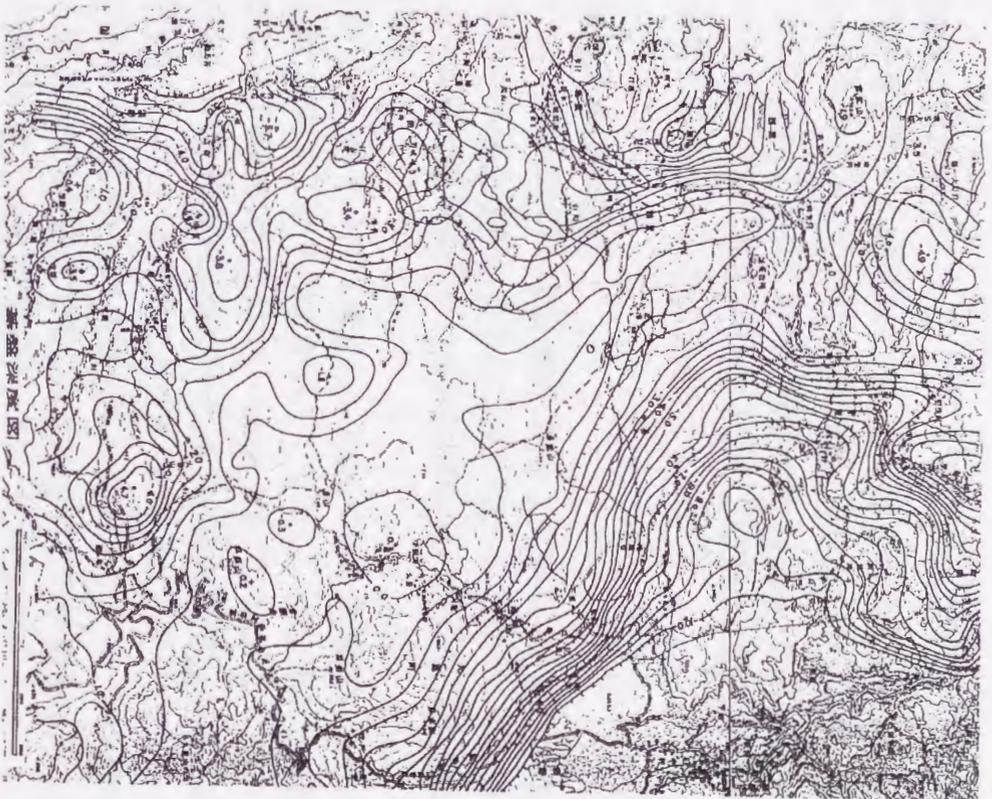


図 3-38 小国地域基盤深度図 (NEDO, 1987)

3.3.5 考察

3.3.5.1 観測点の標高変化

小国地域の地盤変動は小国地域で行われている水準測量の結果より、最大でも1年間で1cm程度である。ここで重力の鉛直勾配を0.3086mgal/mとすると、この変化によって引き起こされる重力変動量は約 $3\mu\text{gal}$ である。この値は、観測された重力変動と比較すると非常に小さいため、観測点の標高変化だけでは観測された重力変動を説明することはできない。

3.3.5.2 浅層地下水位の変化

小国地域では、2本の地下水位観測井（BW-2, MW-4）があり（図3-39）、この地下水位変化と降水量を比較したものが図3-40, 3-41であり、地下水位と地下水位観測井の近傍の重力変動観測点（MG-26, MG-28）の重力値を比較したものが図3-42, 3-43である。

BW-2については、地下水位は地表から100mぐらいの深さにあり、降水量とは1ヶ月ぐらい遅れて非常によい相関がある。しかし、MG-28の重力値と比較を行うと、重力値は地下水位の変化より2~3ヶ月遅れている。この原因としては、MG-28とBW-2は、500m程度の距離があり地下水位を観測している地点の直上で観測しているわけではないということはあるが、BW-2号井は地下水位がかなり深い割には降水量との位相のずれは1ヶ月しかないということは非常に透水性のよい地層の地下水の水位変化であり、観測された重力変動はもう少し透水性の悪い地層の地下水位の変化を捉えているのではないかと考えられる。

MW-4については、地下水位の変化はほとんど見られない。しかし、観測された重力変動は最大 $90\mu\text{gal}$ も変動しており、この地下水位変化では説明が付かない。MW-4の地下水位は地表から約25mのところであり、川のそばに位置することもあって地下水位の変化はあまりないと考えられる。ただし、MW-4のそばには断層破碎帯の存在がボーリング調査によって確認されており、この断層破碎帯への地下水の動きを捉えている可能性も考えられる。

このように地下水位観測井の地下水位と観測された重力変動の間にはあまりよい相関が見られない。これは、地下水位観測井の地下水位が観測井周辺の非常に局地的な水理構造を反映するためであると考えられる。そこで、降水量と重力変動の比較を行ったものが図3-44である。この図3-44を見ると観測頻度に問題はあがるが、約6ヶ月ほど位相が遅れているように見えるので、重力値を6ヶ月ずらしたものが図3-45である。この図3-45を見ると、降水量と重力変動の間にはよい相関が見られる。

ところで、一般に無限に広がる帯水層の地下水位変化(Δh_w)と重力変動量(Δg)との間には次の関係が成り立つ。ただし水の密度を 1.0g/cm^3 とする。

$$\Delta g \leq 2\pi G\rho\Delta h_w = 0.419\phi\Delta h_w$$

- Δg : 重力変動量 (μgal)
 G : 万有引力定数
 ϕ : 地下水が含まれる地層の孔隙率 (%)
 Δh_w : 地下水位の変化量 (m)

上式を用いて MG-28 の 1993 年 10 月の重力値を基準としてそれぞれの観測日までの地下水位変化量を求めたものが図 3-46 である。孔隙率は、豊肥火山岩類のコアの測定値の上限 (15%) と下限 (12%) 及び玖珠層群 (20%) を用いた。この結果、最大約 10m の地下水位の変化が推定される。この値は、実際に観測されている地下水位の変化量が最大約 10m なので十分あり得る値ではないかと考えられる。

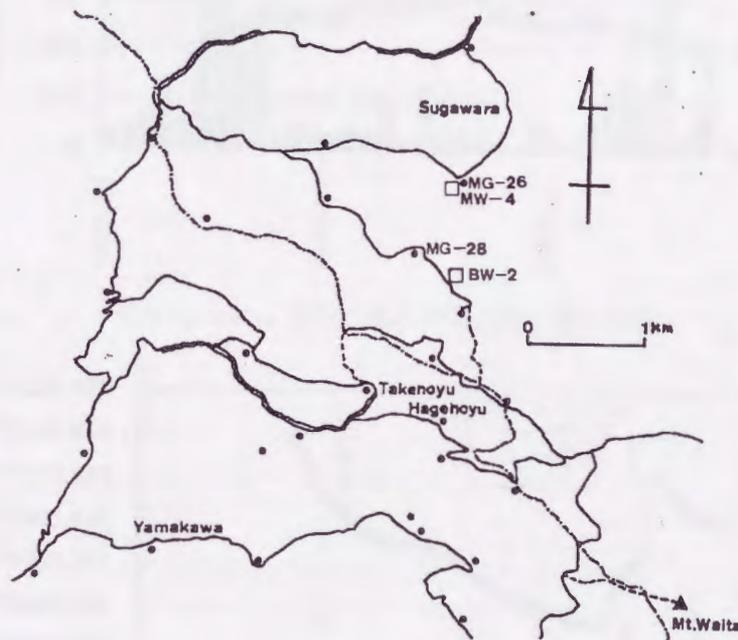


図 3-39 地下水位観測井 (BW-2, MW-4) 位置図

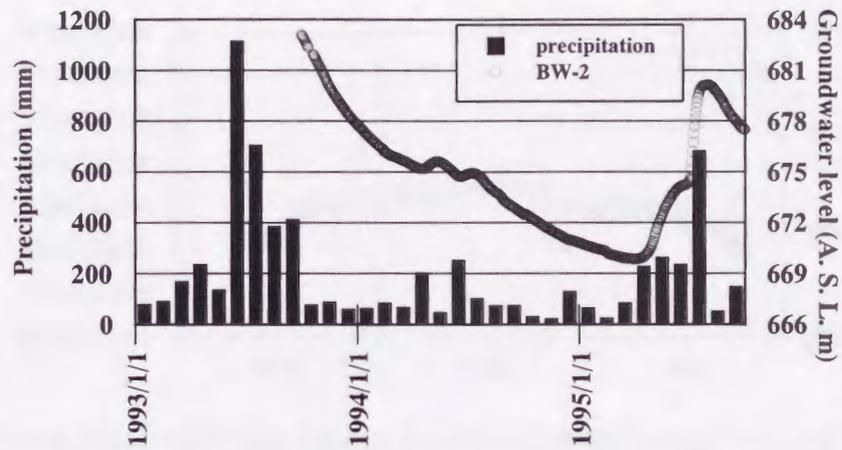


図 3-40 BW-2 号井の地下水位と降水量の比較

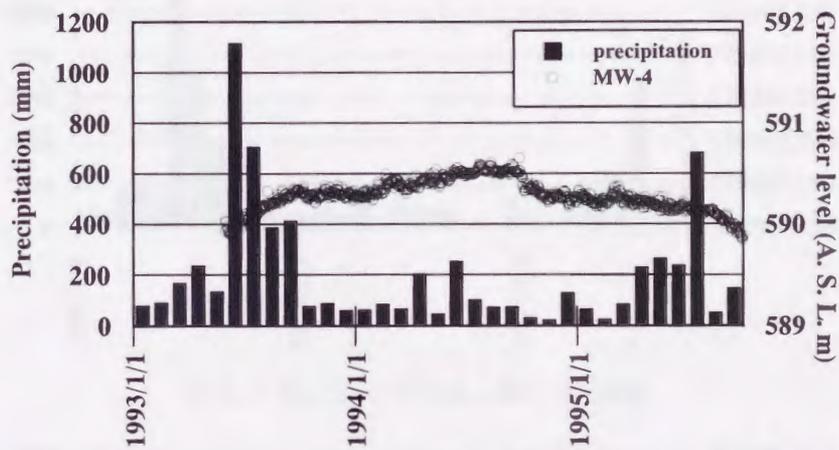


図 3-41 MW-4 号井の地下水位と降水量の比較

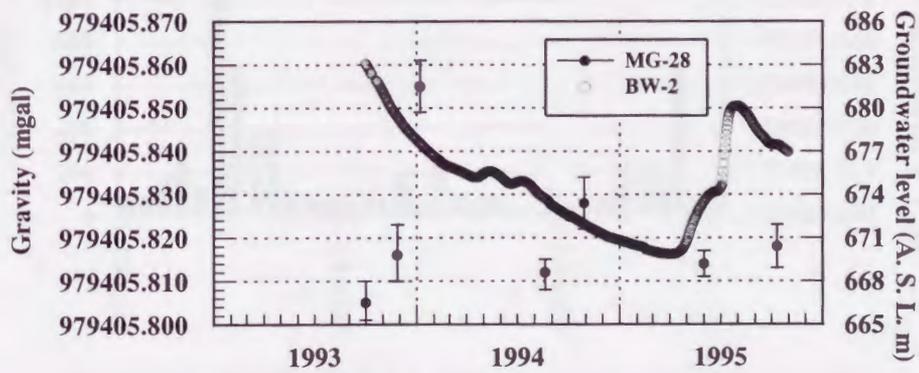


図 3-42 BW-2 号井の地下水位とその近傍の重力変動観測点 MG-28 の重力値の比較

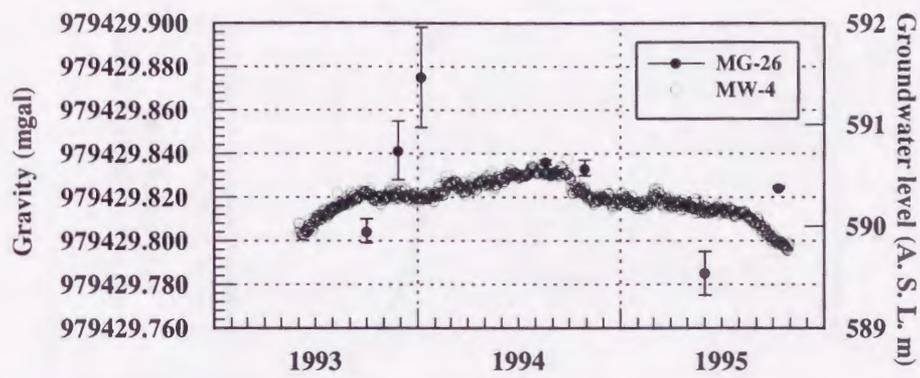


図 3-43 MW-4 号井の地下水位とその近傍の重力変動観測点 MG-26 の重力値の比較

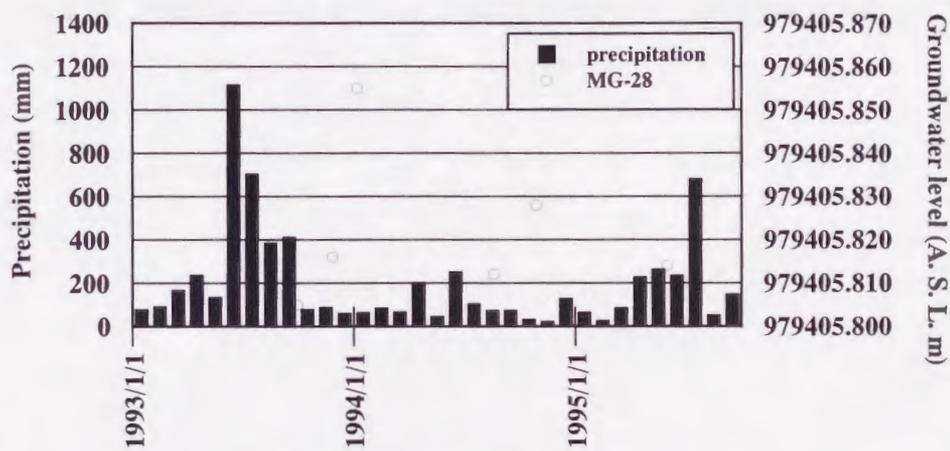


図 3-44 MG-28 の重力値と降水量の比較

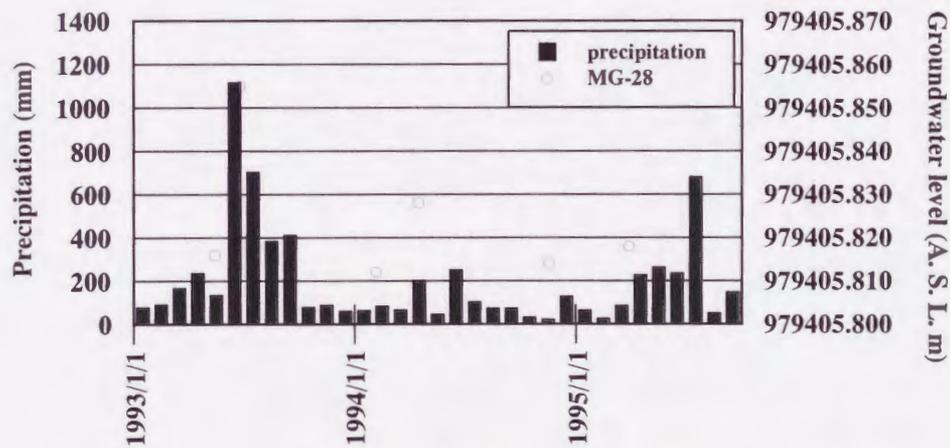


図 3-45 MG-28 の重力値を 6 ヶ月左にずらしたものと降水量の比較

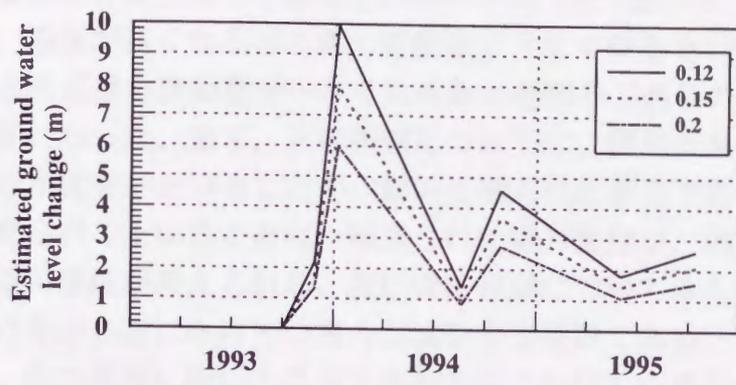


図 3-46 地下水位帯水層を無限平板と仮定したとき、観測された重力変動から推定される地下水位変化（孔隙率は、0.12, 0.15, 0.2 と仮定してそれぞれ水位変化を求めた。）

次に、重力変動量と観測地点の標高との関係を調べた(図3-47)。その結果、両者の間には、標高が高くなるほど重力変動量が大きくなるという正の相関と、標高が高くなるほど重力変動量が小さくなる負の相関の二通りの関係が存在することが明らかになった。まず、正の相関については、標高が高いところほど地下水位の変化が大きいということが一般的に知られた事実であり、このような正の相関が見られるということは、観測された重力変動が、地下水位の変化を反映している可能性が考えられる。次に負の相関についてみると、この関係が見られるのは冬から夏にかけての重力が減少する時期である。また、標高が低いところで、かつ集落に近いところで冬から夏にかけての重力の減少量が大きいということが見られることと、西里付近は飲料水以外の生活用水として井戸水を使っているところがかかなり多いということから、地下水の非定常的な汲み上げに伴う地下水位の変化を捉えている可能性が考えられる。

このように観測された重力変動は、降水量と相関があることと、標高と重力変動の間に見られる相関関係から浅層地下水位の変化が大きな要因となっているのではないかと考えられる。

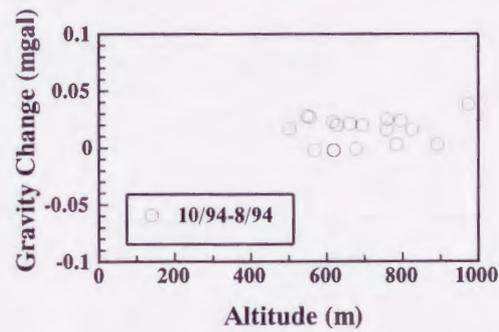
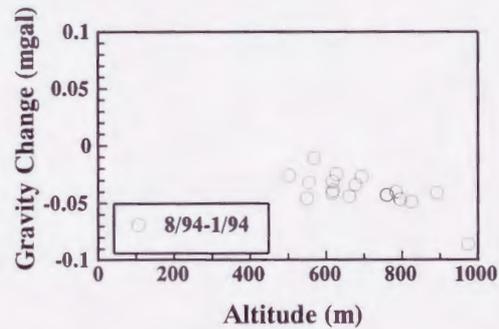
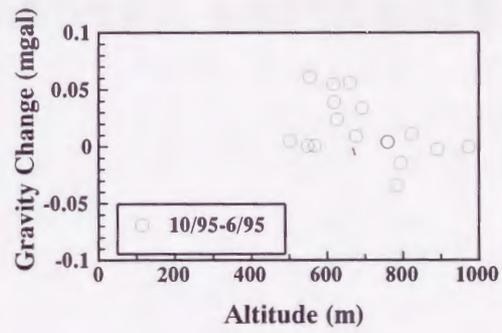
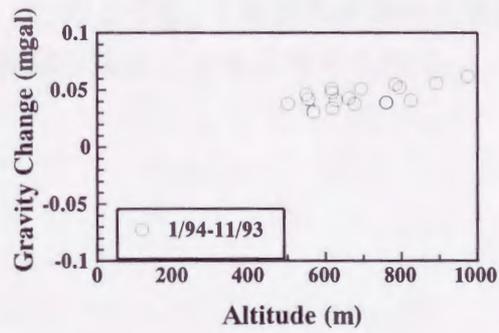
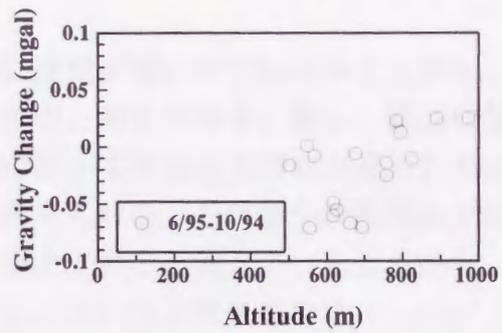
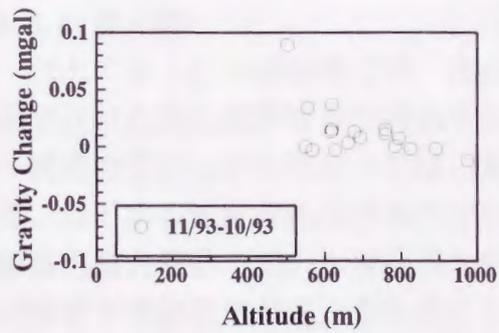


図 3-47 標高と重力変動量の比較

3.3.6 まとめ

以上のように小国地域では、まだ本格的に開発が行われていないことから、観測された重力変動は自然現象を反映したものと考えられる。但し、標高の低く民家のそばにある観測点では、夏に重力が減少するという傾向が見られるので、地下水の非定常的な汲み上げの影響も考えられる。そのほかの観測点では、標高と重力変動の間の相関関係や降水量と重力変動の相関といったことから、浅層地下水の変化が重力変動の主な原因になっていると考えられる。

このように、5年間の観測から観測された重力変動は、本地域の背景的な重力変動を捉えていると考えられる。

3.4 大分県八丁原地域での観測結果

3.4.1 地質構造

八丁原地熱地域は、広域的陥没地帯の南縁で、先第三紀基盤の隆起した部分に当たる。本地域の基盤深度は、海拔700m前後であることが2本の調査井で確認されており、この基盤岩を覆って第四紀の火山岩類が約2000m厚さで分布している。主な断層は小松池断層、小松池副断層及び八丁原断層などのNW系断層と、これらにほぼ直交するNE系の断層である。また、これらの断層群とほぼ同方向あるいは派生した小規模な断層破碎帯も推定される（真鍋・江島, 1986）。貯留層形成の場として重要な役割を果たしているのは、八丁原断層及び小松池副断層の2つと考えられる（図3-48）。八丁原地域の地熱構造については、真鍋・江島（1984）によって以下のようにまとめられている。

「貯留層中の熱水はほとんどすべてが地表水起源であり、この一部は先第三紀基盤中にまで浸透し、290～300℃まで加熱され、同時に周囲の岩石と反応してCI型熱水を作ると推定される。CI型熱水は小松池副断層や八丁原断層の破碎帯に添って上昇し、豊肥火山岩類や宇佐層群の亀裂の発達した部分に貯留されている（図3-49）。」。地表水の流入域は、八丁原地域の南東部（合頭山方面）と推定されている。

八丁原地熱発電所では、（株）九州電力八丁原地熱発電所 1,2号機（設備容量110MW）が稼働中である。地熱流体の生産井は発電所南側に多く配置されており、生産ゾーンとしては主に小松池副断層及び八丁原断層沿いの貯留層である。還元井については小松池断層、小松池副断層に直交するNE-SW系の断層北側に掘削されている。還元井掘削地域は水理的に下流にあたる。

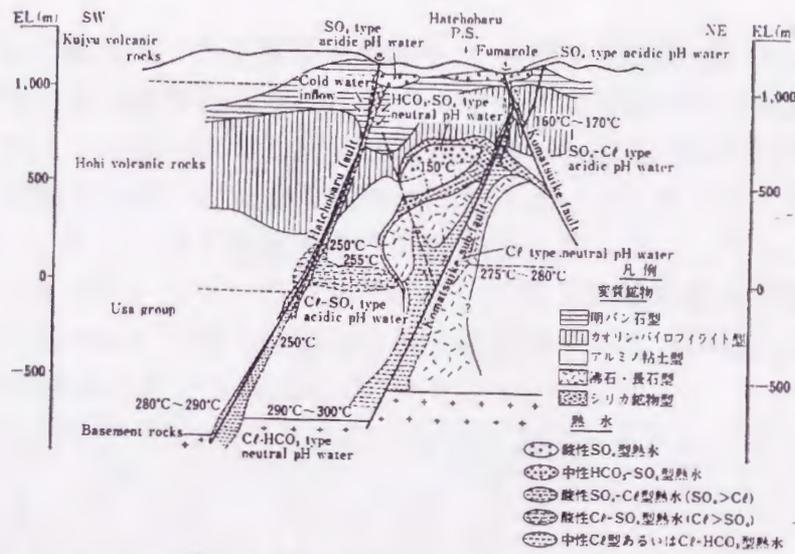


図 3-48 八丁原地域地熱貯留層モデル (真鍋・江島, 1986)

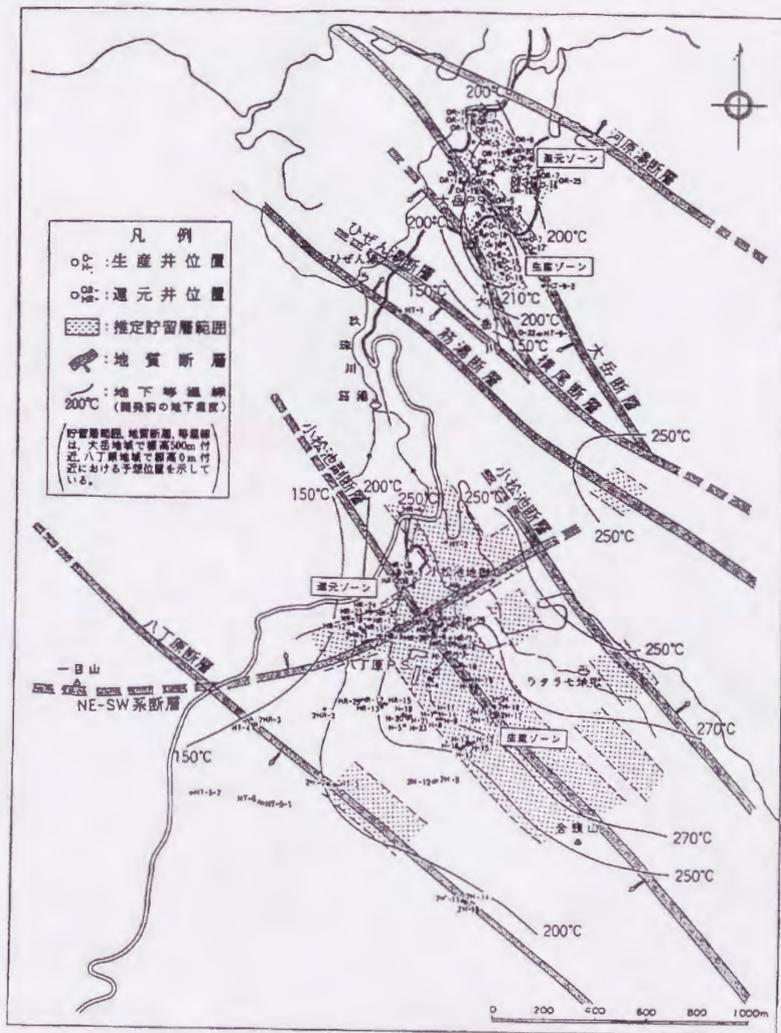


図 3-49 八丁原地域坑井および生産・還元地域位置図 (馬場ほか, 1984)

3.4.2 観測

八丁原地域の観測は、八丁原地熱発電所 2 号機の運転開始にあわせて開始した。基準点は、大岳地熱発電所内にある九州大学九重実験所玄関前のコンクリート上とした。この点 (H0) は、大岳発電所内でも還元地域に当たり、これまでの研究から還元地域での重力変動量は小さいということから、基準点として用いている。しかし、より厳密な重力変動観測を行っていくためには、重力変動が小さいことがわかっている点あるいは、定期的に絶対重力の測定が行われているような点と結んで重力変動を監視する必要があると思われる。観測は、現在 44 点の観測点を用いて観測を行っている (図 3-50)。

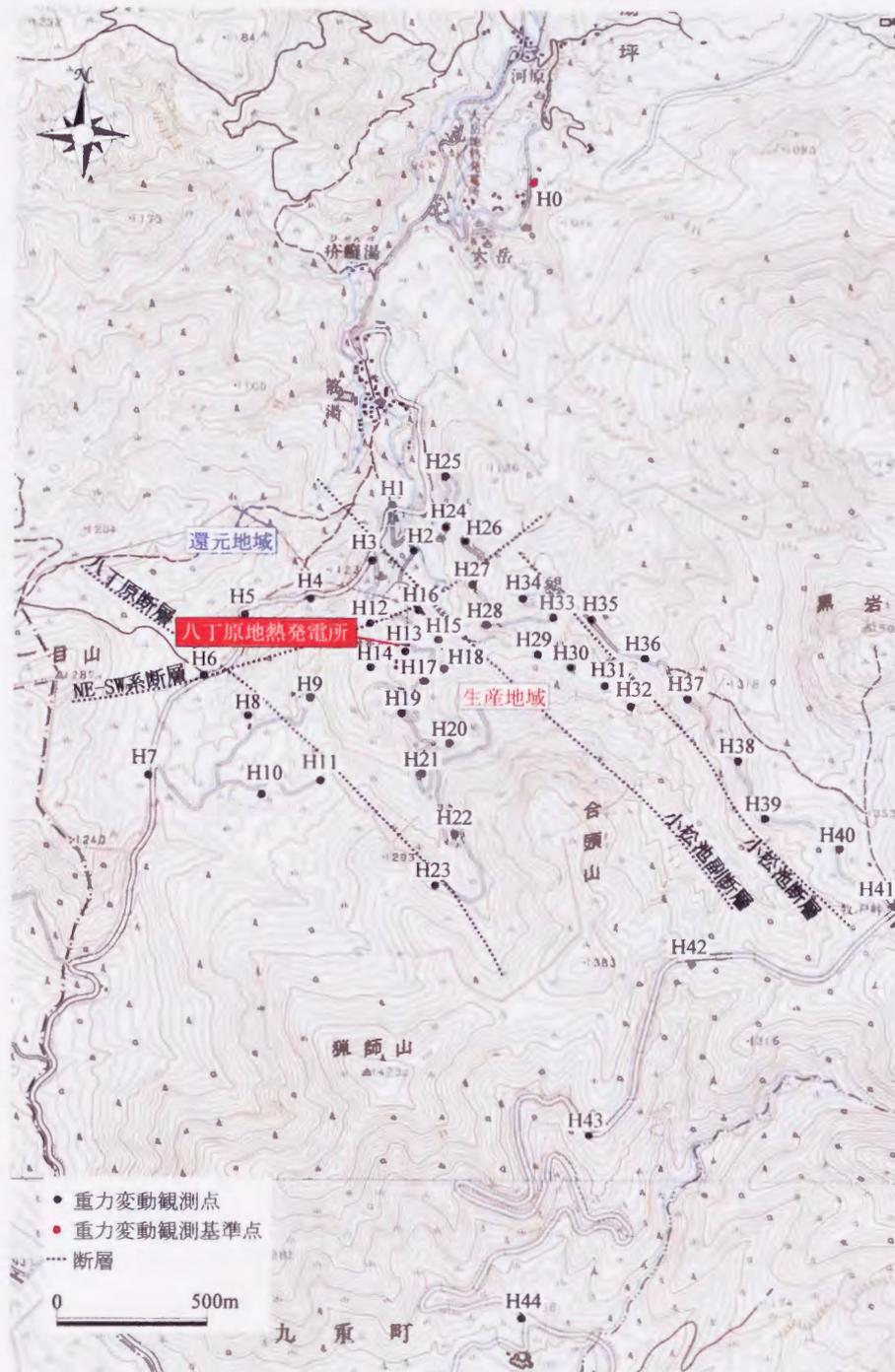


図 3-50 八丁原地域重力変動観測点配置図

3.4.3 観測結果

図 3-51～3-55 に 1990 年 5 月から現在までの重力の経時変化図を示す。本地域の大局的な重力変動の傾向は、生産地域においては観測開始直後に一時的に増加するが、すぐに減少に転じ、1992 年 11 月にかけて急激に減少する。1992 年 11 月から 1993 年 11 月にかけて一時増加する時期があるが、1993 年 11 月から現在にかけて再び減少する。また、1993 年 11 月から現在にかけての 1 日あたりの減少率は、1990 年 7 月から 1992 年 11 月にかけての減少率よりも小さくなっている。つぎに還元地域では、1990 年 5 月から 1990 年 11 月にかけて重力は増加している。その後多少の増減 ($\pm 50\mu\text{gal}$ 程度) はあるが、ほぼ一定になる。この観測開始直後の一時的な重力の増加は、八丁原 2 号機の運転開始後の急激な還元量増加とよい相関が認められる (田籠ほか, 1996)。また、生産地域、還元地域に共通して右下がりに減少する長期的な傾向があり、標高が高い観測点ほどその傾きも大きくなる傾向がある。

重力経時変化見ると、そのパターンは、観測開始時～1992 年中頃にかけて重力が減少する時期と、1992 年中頃～1993 年 11 月にかけて重力が増加する時期及び 1993 年 11 月～現在にかけて重力が減少する時期の 3 つの時期に分けられる。また、発電所に近い観測点での変動がほとんど見られなくなったこととは対照的に、H-40～H-44 にかけては 1993 年 11 月から 1994 年 11 月にかけて減少するが、1995 年 7 月にかけては増加している。特に H-42 での変動量が大きく、1993 年 11 月から 1994 年 11 月にかけては約 $100\mu\text{gal}$ の減少があり、1994 年 11 月から 1995 年 7 月にかけては $60\mu\text{gal}$ の増加が見られる。

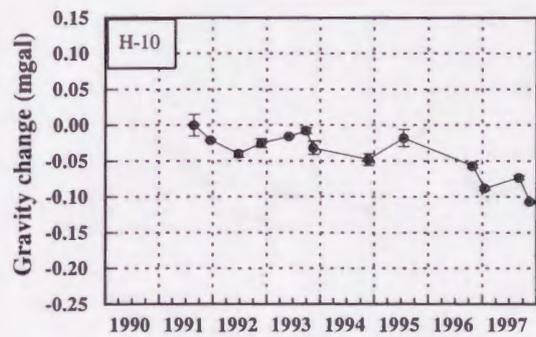
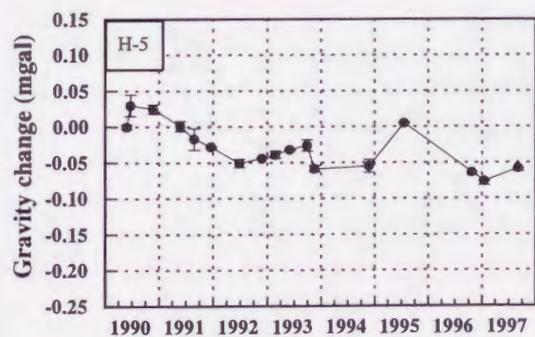
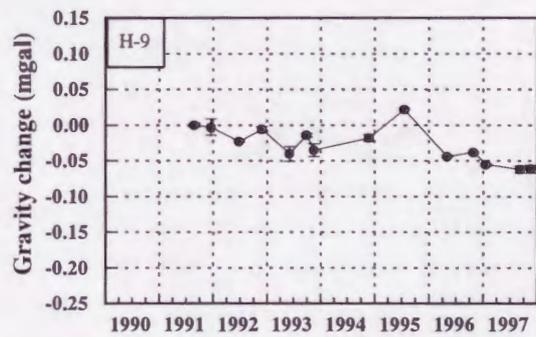
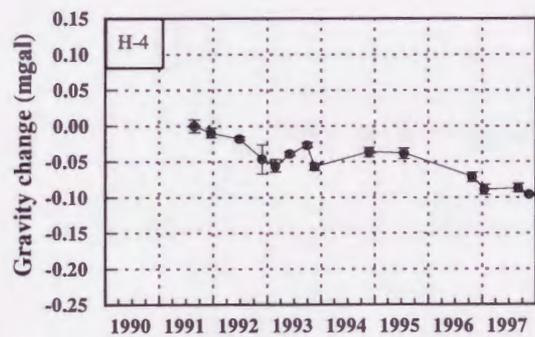
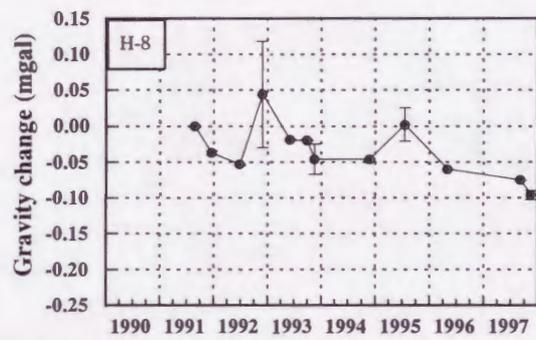
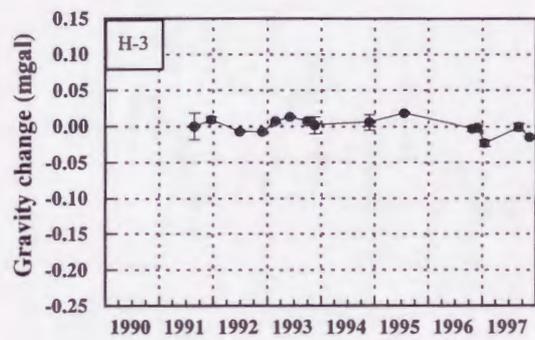
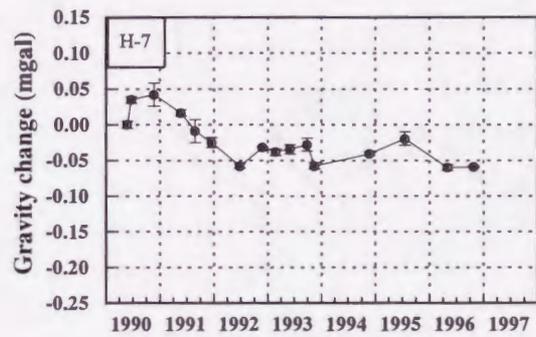
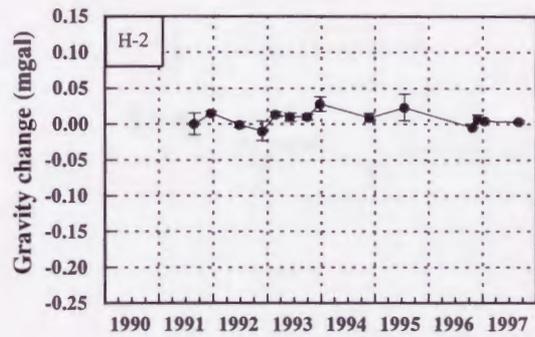
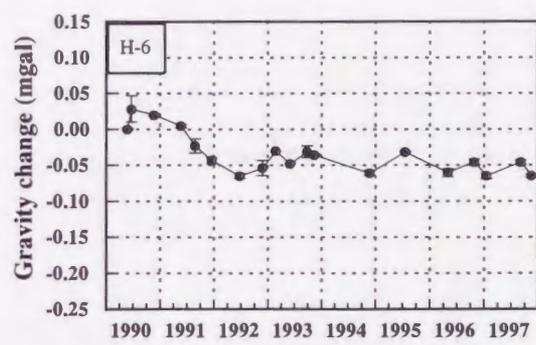
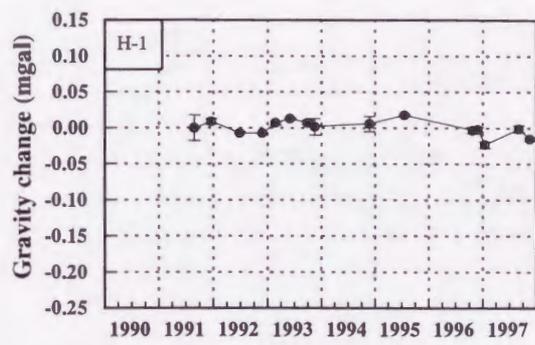


図 3-51 重力経時変化図 (H-1 - H-10)

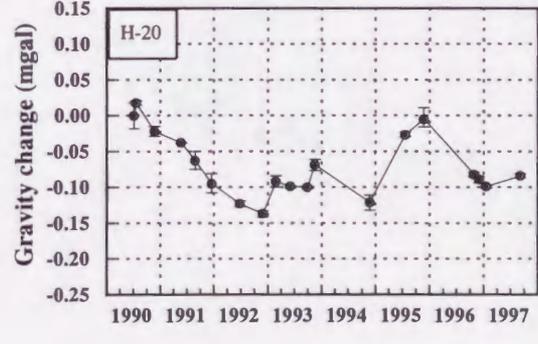
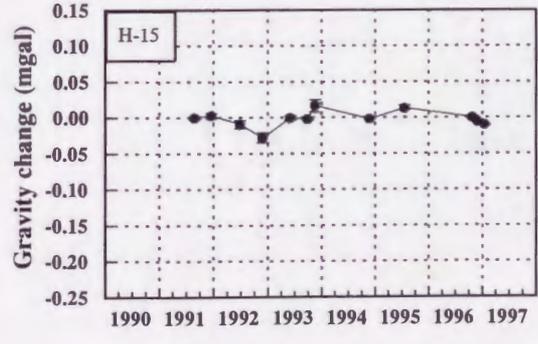
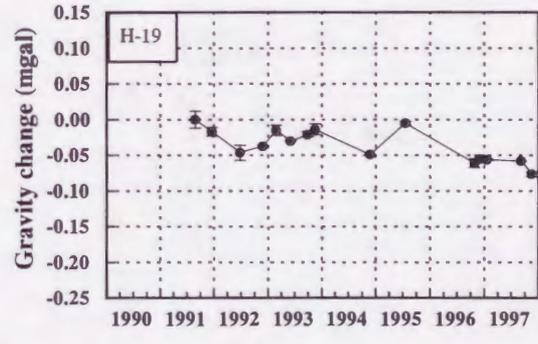
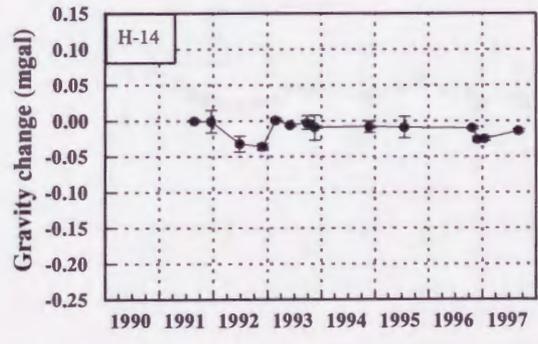
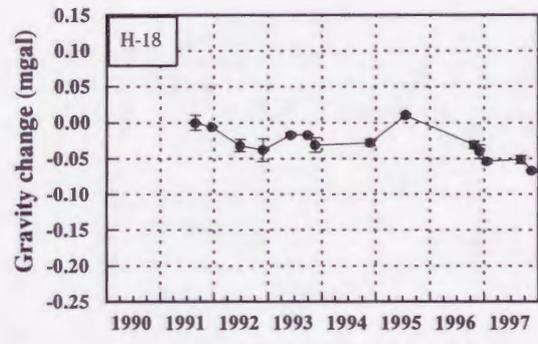
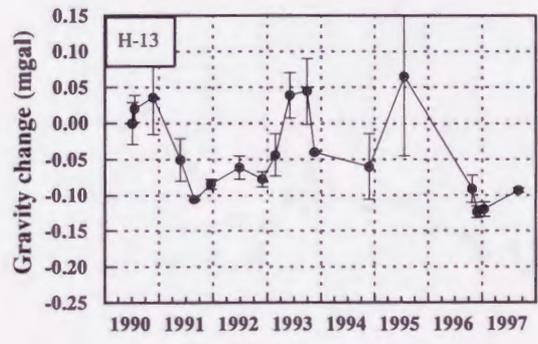
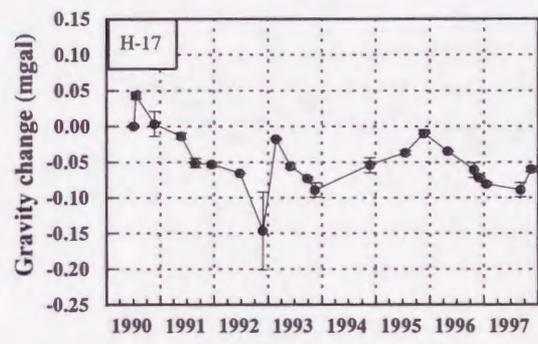
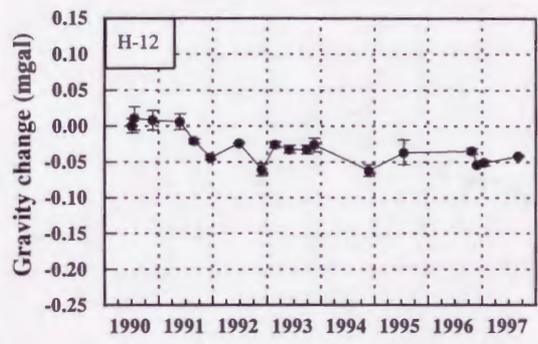
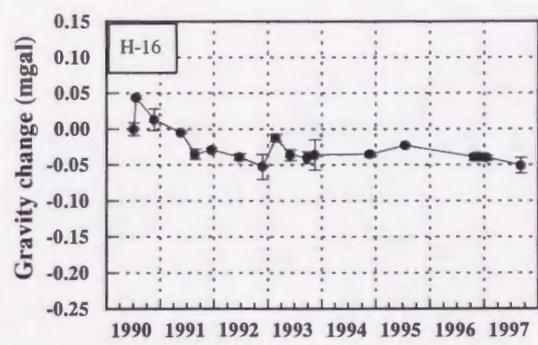
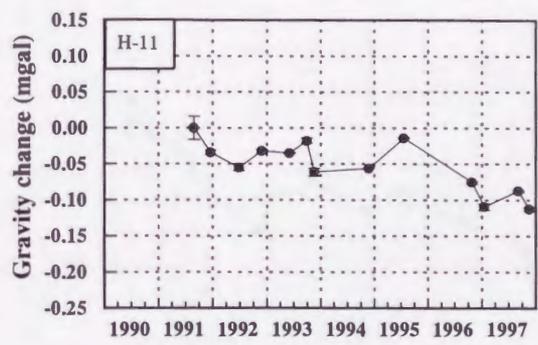


図 3-52 重力経時変化図 (H-11 - H-20)

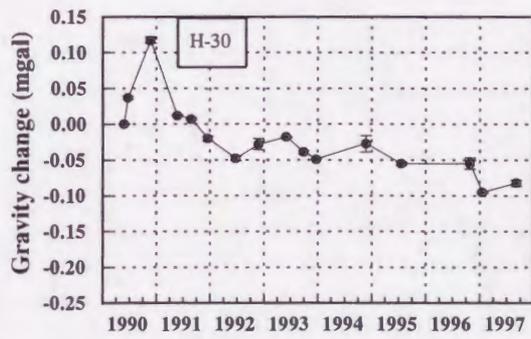
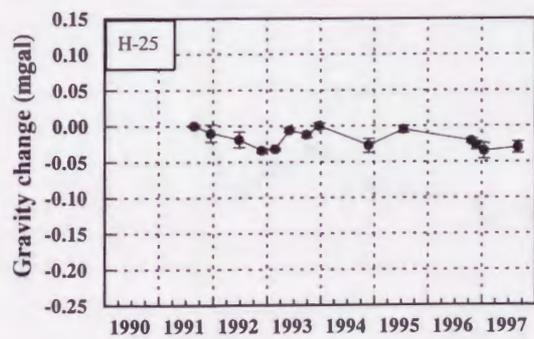
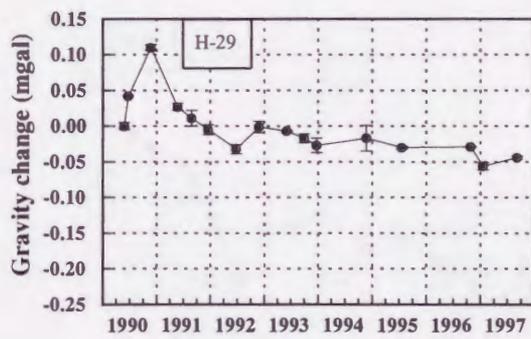
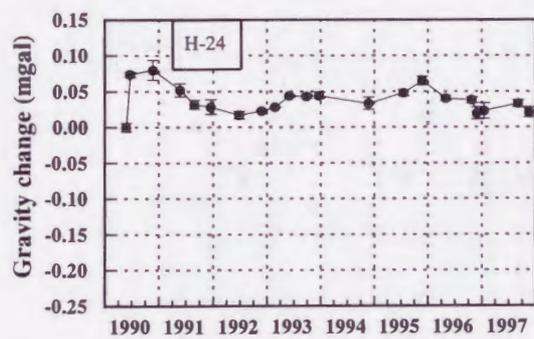
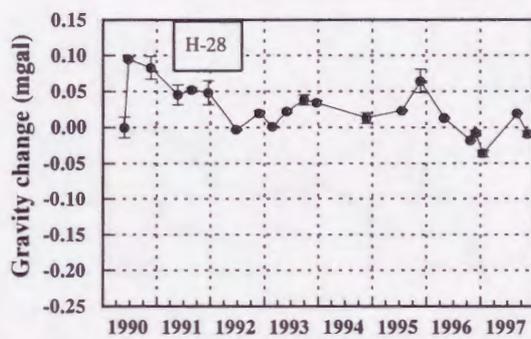
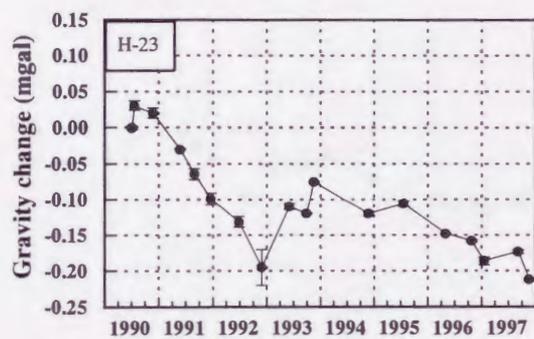
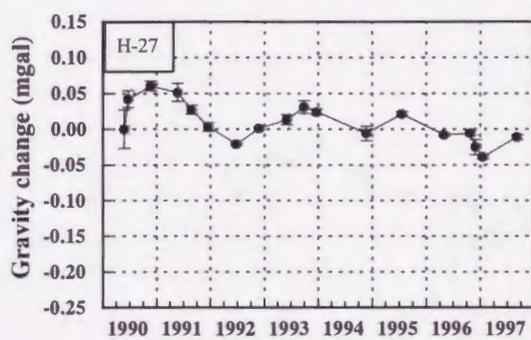
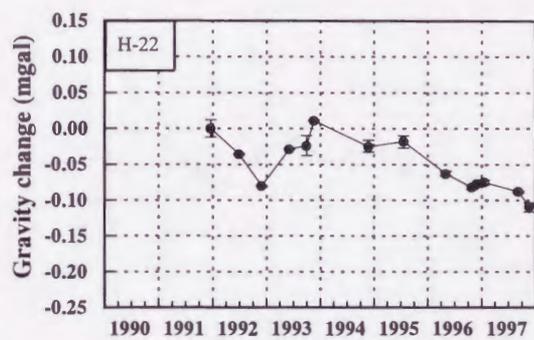
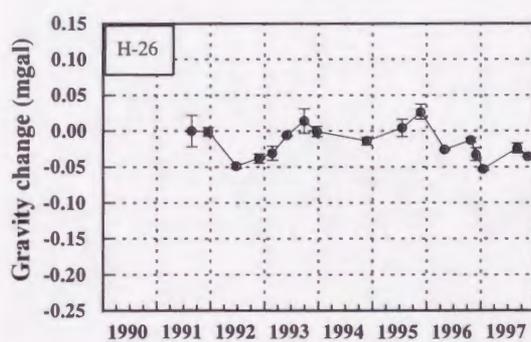
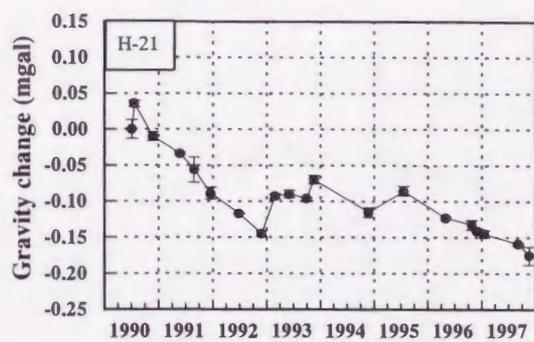


図 3-53 重力経時変化図 (H-21 - H-30)

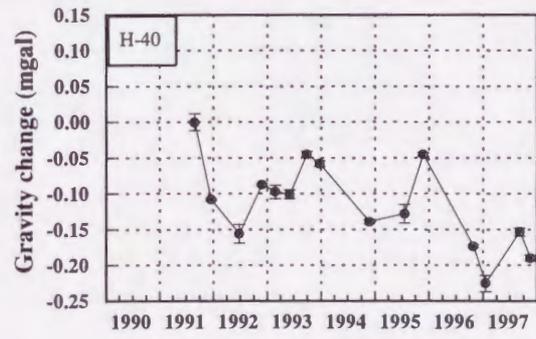
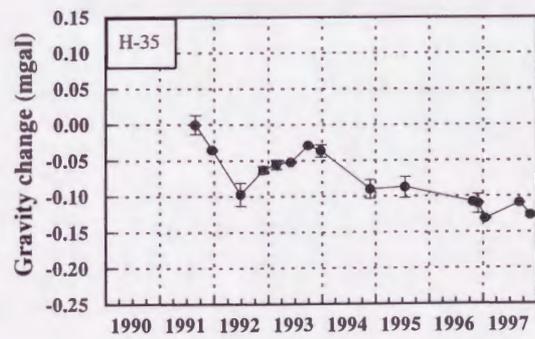
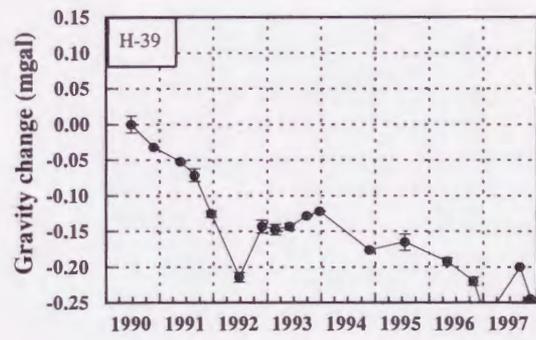
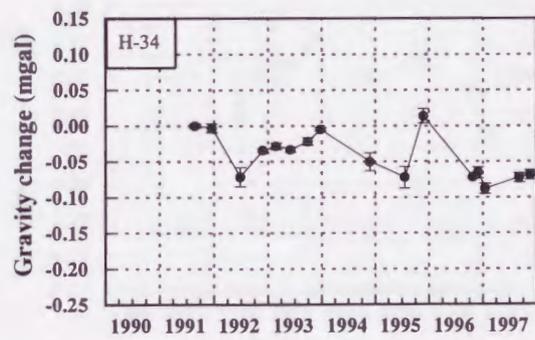
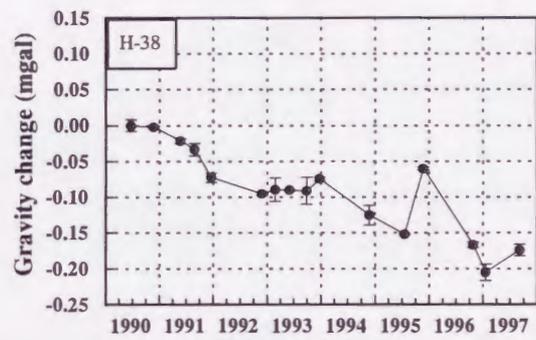
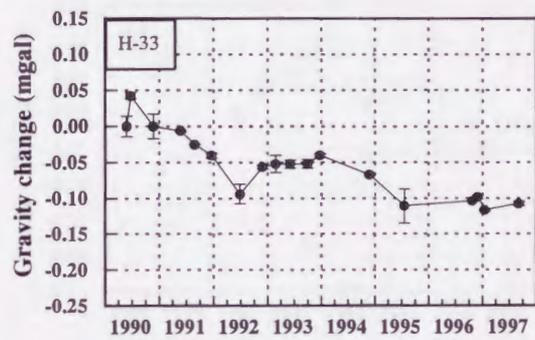
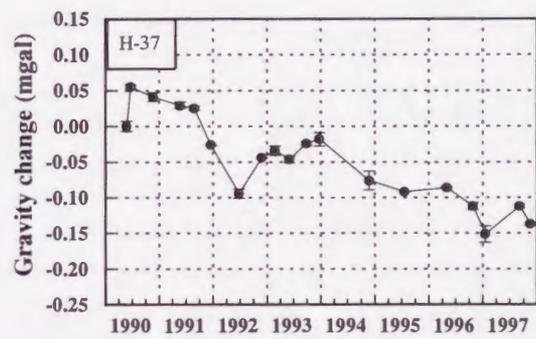
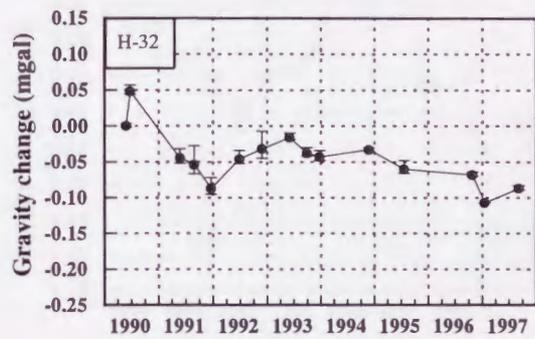
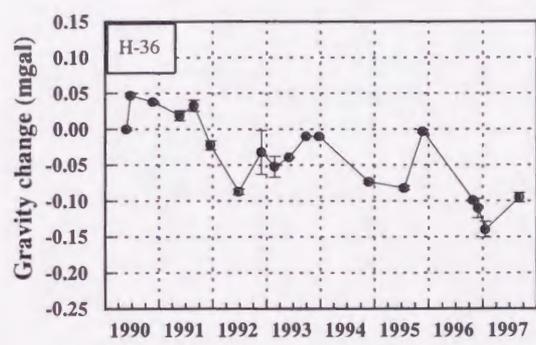
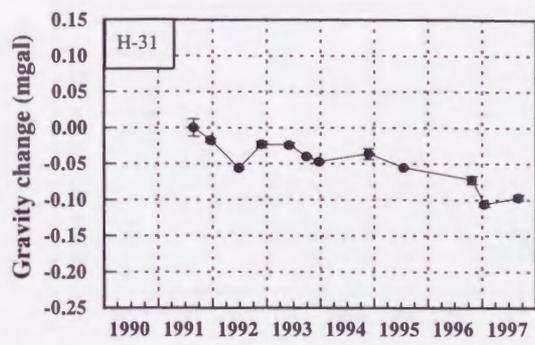


図 3-54 重力経時変化図 (H-31 - H-40)

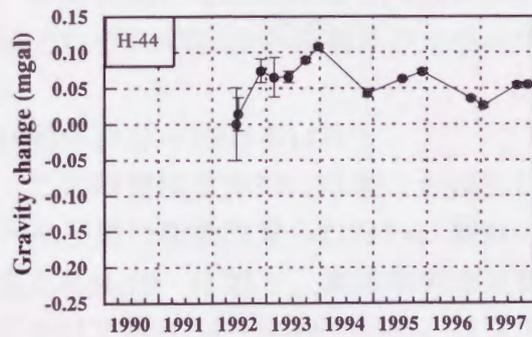
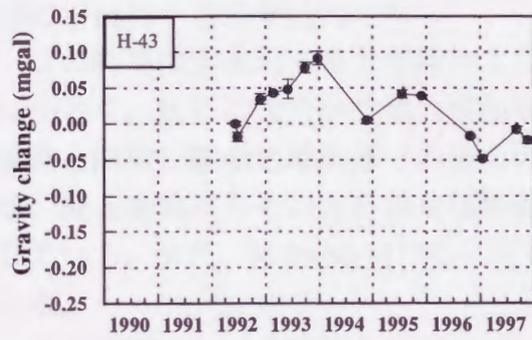
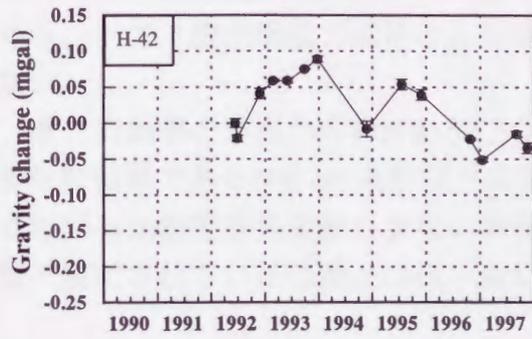
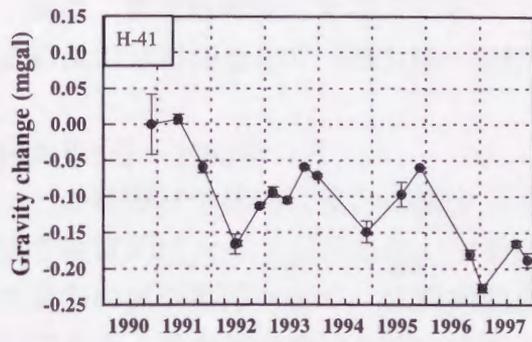


図 3-55 重力経時変化図 (H-41 - H-44)

次に、重力経時変化を以下に示すような3つの期間に分けて各期間ごとの重力変動量の分布図を示す（図3-56～3-58）。

1990年5月～1992年11月

この時期は全体的に重力が減少しており、重力減少の割合は0～-0.5 μ gal/dayの間で地域的に大きな差がある。生産地域では、標高が比較的高い調査地域南部で重力の減少率は大きく、比較的低い北部では重力の減少率は小さい傾向にある。重力減少域は合頭山周辺を中心とし、南～南東部にかけて広がっている。一方、還元地域ではほとんど重力変動が生じないかあるいは減少率が少ない。

重力変動率の分布からのNW-SE方向性が見られるが、これは八丁原地域の主要な貯留層であるNW-SE系断層と調和的である。また、H-26,27,28,29,30にかけてのびる比較的重力変動の少ない観測点の分布は、小松池断層及び小松池副断層と推定されている位置とほぼ一致している。

1992年11月～1993年11月

この時期は全体的に重力が増加する時期であり、前の時期に比べその変化率は小さく、比較的緩やかな重力増加を示す時期である。観測地域南部では、減少期と同様に観測地域南部での重力の増加率が大きいが、変動率が小さい地域が、還元地域からその北西部及び発電所南東部の生産域にかけても細長く分布している。また、H-29,30,31については1993年以降の変動はむしろ減少を示している。

この時期にも前の時期と同様にNW-SE及びNE-SWの方向性が見られ、これらはそれぞれNW-SE系断層及び小松池断層、小松池副断層と調和的である。

1993年11月～1997年11月

この時期は全体的には重力が減少しているが、発電所周辺の狭い範囲ではほとんど重力変動は見られない。重力の減少率が大きいのは、合頭山北西斜面に当たるH-19～H-23と、瀬渡間欠泉北側から牧ノ戸峠を經由して合頭山南東斜面にかけてのH-34～H-44である。コンターの形状はこれまでの時期と同様にNW-SE及びNE-SWの方向性が見られる。



図 3-56 1990 年 7 月から 1992 年 6 月までの重力変動量の空間分布図 (単位は $\mu\text{gal}/\text{day}$)

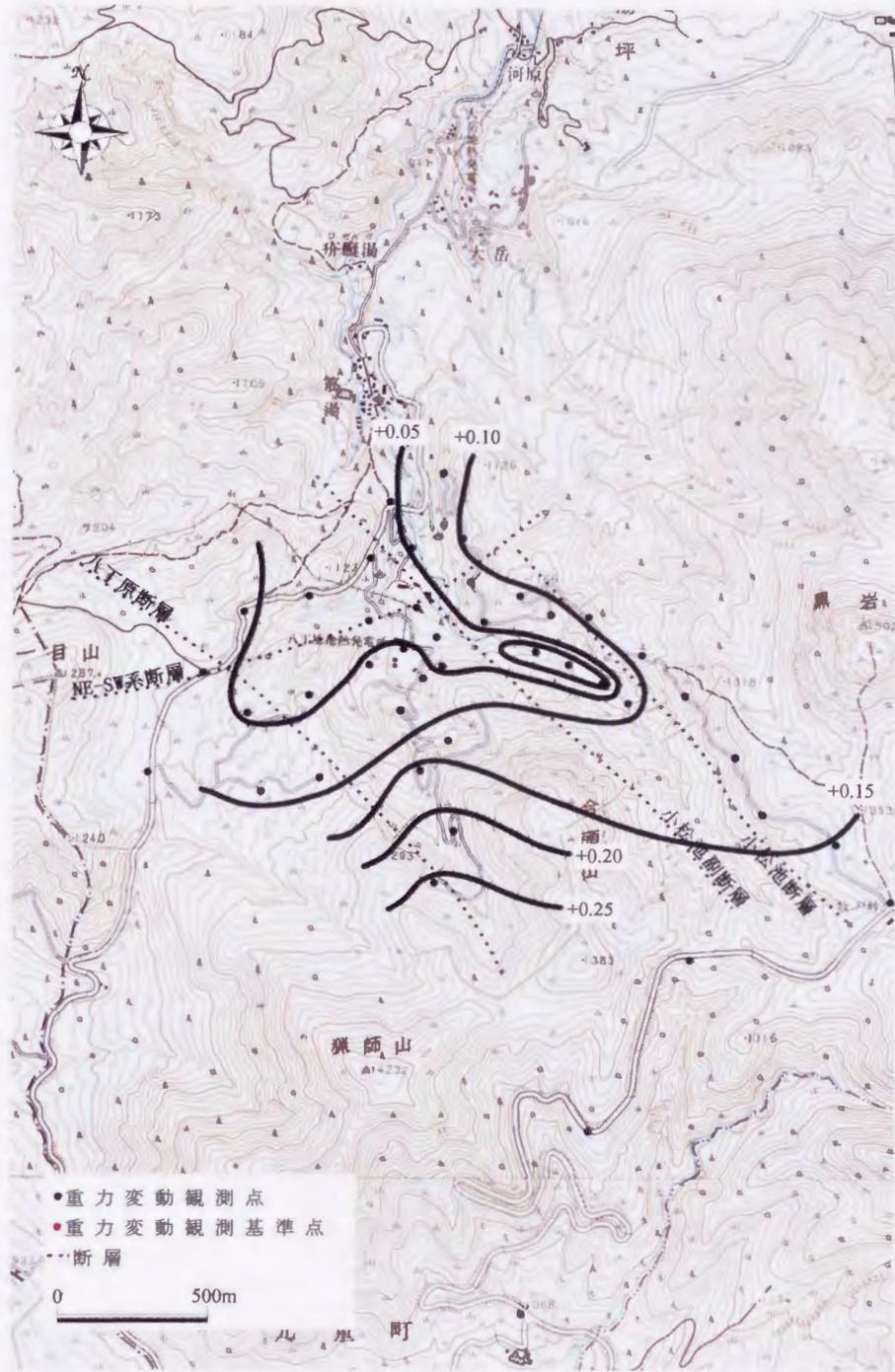


図 3-57 1992 年 6 月から 1993 年 11 月までの重力変動量の空間分布図 (単位は $\mu\text{gal}/\text{day}$)

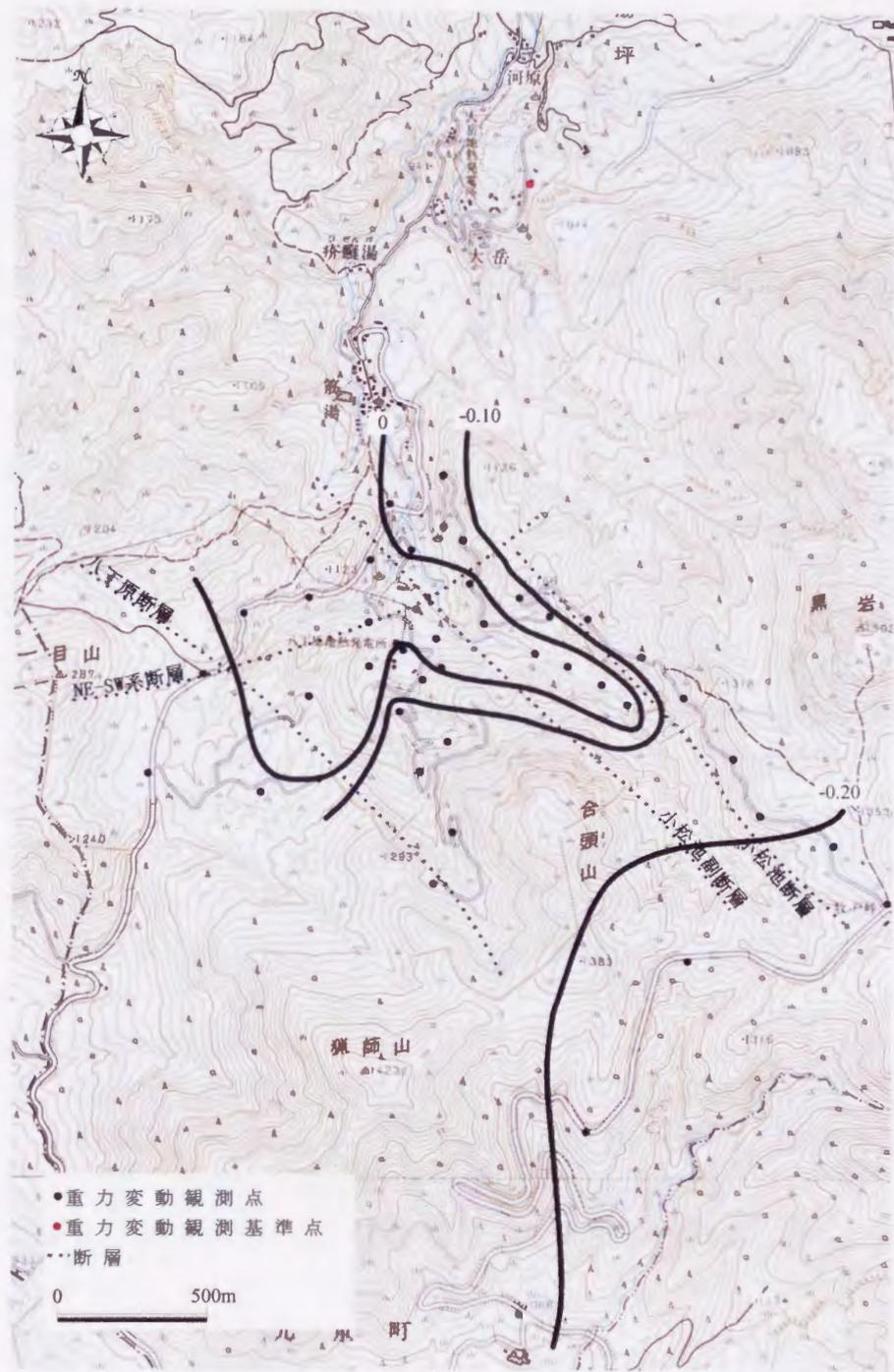


図 3-58 1993 年 11 月から 1997 年 11 月までの重力変動量の空間分布図 (単位は $\mu\text{gal}/\text{day}$)

以上をまとめると、八丁原地域で観測された重力変動は、すべての時期で生産地域を含む観測地域南部で顕著に観測され、北部の還元地域での重力変動はかなり小さい。1993年11月以降は発電所周辺の観測点ではほとんど重力は変動しておらず、質量平衡状態に向かいつつあるように思われる。また、重力変動の方向性は、八丁原地域での貯留層形成に重要な役割を果たす断層群（小松池断層、小松池副断層、八丁原断層、及びこれらの断層に直交するNE系断層）の走行と調和的であることから、観測された重力変動は地熱貯留層の変化を捉えた可能性が大きいと考えられる。

3.4.4 考察

3.4.4.1 観測点の標高変化

八丁原地熱発電所では、1979年から年に2~3回の頻度で地盤変動観測が行われており、地盤変動観測点の一部は重力変動観測点と重複している（発電所構内の観測点：H-3,12,13,16,17,20,21,23）。

1990年8月~1993年3月の期間において、これらの観測点での地盤変動幅は最大でも22mmであった。また、その変動についても、降水や地震などの自然現象及び車両の通行や工事などの影響による地表付近の局所的な変化と考えられ、八丁原の地表標高はほとんど変化していないと考えられる（平成四年度八丁原地区重力モニタリング報告書）。仮に標高変化による重力変動を考えても、その変化量は最大7 μ galであり、観測された重力変動量と比較してもかなり小さい。このことから、他に重力変動を引き起こす原因があることが考えられる。

3.4.4.2 浅層地下水位の変化

八丁原地域では、浅層地下水位の観測井がないため、観測された重力変動との比較は不可能である。そこで、標高と重力変動量の比較を行った（図3-59）。図3-59より、標高と重力変動量の間には強い相関が見られる。このことは、観測された重力変動の一因として浅層地下水位の変化が関わっている可能性がある。

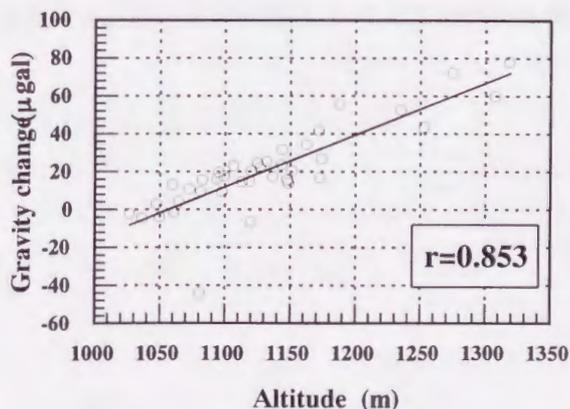


図3-59 標高と重力変動量の比較

3.4.4.3 貯留層の圧力変化

八丁原地域では、H-4号井及びH-7号井でプルエット坑内圧力計で地下の貯留層圧（坑内水位）の連続観測が行われている。そこで、H-4号井とその近傍にある重力変動観測点H-13、及びH-7号井とH-17のデータの比較を示した（図3-60, 3-61）（齋藤ほか, 1998）。

まずH-4号井についてであるが、貯留層圧力は1990年8月頃から1992年2月頃にかけて約 9kg/cm^2 低下し、その後1993年5月頃にかけて約 3kg/cm^2 上昇している。一方重力値も、観測開始時から1992年はじめにかけて減少した後、緩やかに増加しており、圧力の変化とよい整合性が見られる。

次にH-7号井についてであるが、貯留層圧力は、1990年8月頃から1992年2月頃にかけて約 8kg/cm^2 低下し、その後1993年5月頃にかけて約 4kg/cm^2 上昇している。一方重力値も、観測開始時から1992年はじめにかけて減少した後、緩やかに増加しており、圧力の変化とよい整合性が見られる。

以上のように、貯留層の圧力変化との重力変動の間にはよい整合性が見られる。

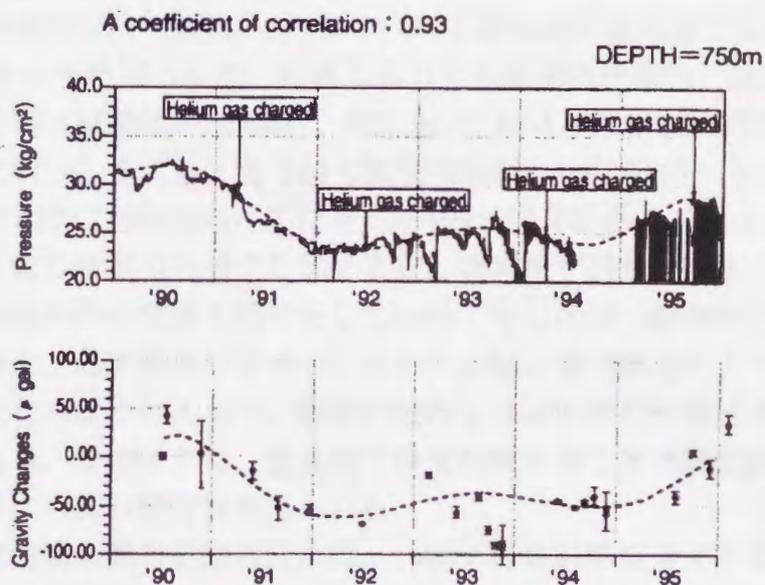


図 3-60 H-4 号井の圧力経時変化と重力変動観測点 H-17 の重力経時変化の比較（齋藤ほか, 1998）

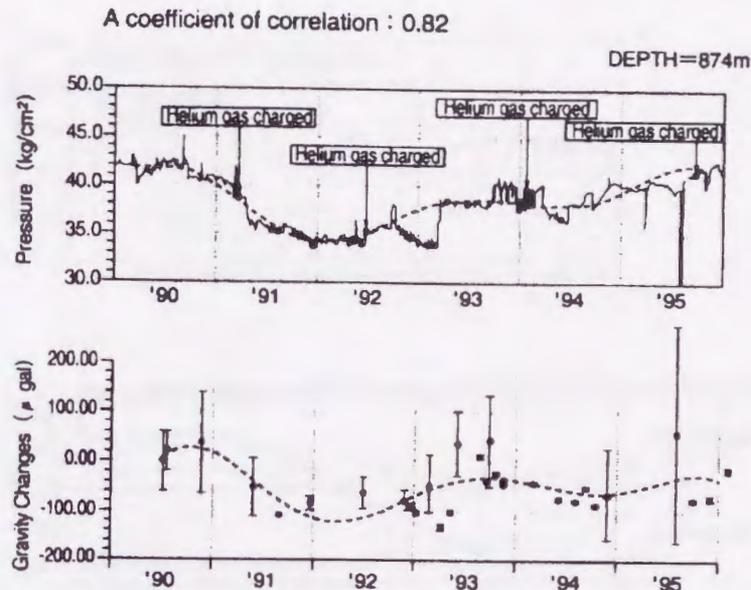


図 3-61 H-7 号井の圧力経時変化と重力変動観測点 H-13 の重力経時変化の比較 (齋藤ほか, 1998)

3.4.4.4 還元量と重力変動の比較

図3-62は、1990年2月～1993年5月までの八丁原地域の還元量の変化と還元地域 (H-28,24) と生産地域 (H-32) にある重力変動観測点の重力の経時変化を比較したものである (田箆ほか, 1996)。還元量は1990年5月から2号機の運転開始と同時に急激に増加しており、重力値も観測開始時 (1990年5月) から増加している。また、還元量は1990年11月あたりから1992年1月にかけて減少するが、重力値の方もほぼ同じ時期から減少し始めるが、還元量が最低となるところからは少し遅れた1992年の中頃まで減少をしている。その後は、観測開始時よりも重力値が大きいところで安定している。このことは、還元熱水によって地層中に流体が還元されることによって、観測開始時より高い水位が維持されているためと考えられる。このように、還元量と還元地域にある重力変動観測点の重力値の推移の間にもよい整合性が見られる。

一方、生産地域の重力変動観測点は、1990年11月以降減少する傾向にあり、1991年8月以降は観測開始時よりも重力値が小さくなり、1992年の中頃から緩やかに増加している。このことについては次のように解釈される (Kawazoe and Tokita, 1993)。

生産による水位の低下が負の重力異常をもたらした後に、1992年4月以降1,2号機の総出力が90MW前後となって比較的安定し、また還元ゾーンを北部に移動させたことにより還元熱水の干渉による生産ゾーンの温度低下に伴う圧力減少がほぼ解消されつつある。このことが重力のデータからも裏付けられている。

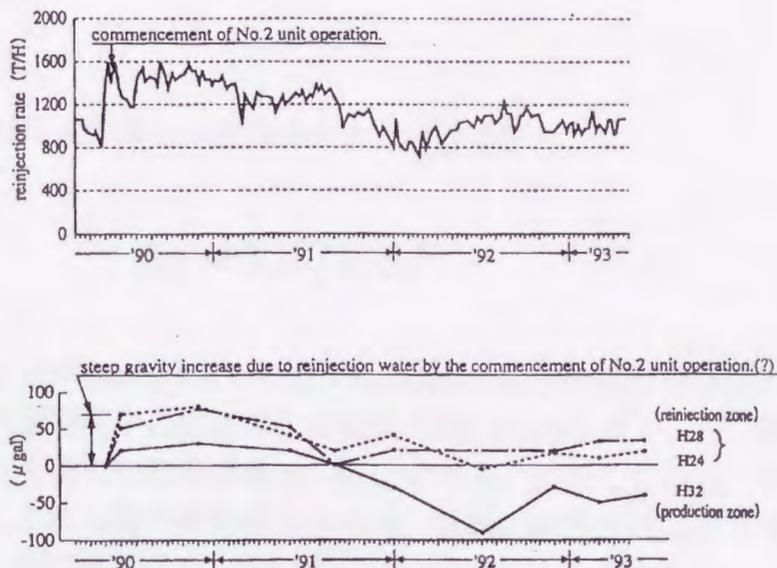


図 3-62 還元速度の変化と H28, H24 (還元地域), H32 (生産地域) の重力経時変化の比較 (田竈ほか, 1996)

3.4.4.5 観測された重力変動の定量的な考察

これまで述べてきたように、観測された重力変動は貯留層の圧力や、地下への還元量とよい対応が見られた。このことは、観測された重力変動が定性的には地熱貯留層の変化を捉えていることが高いと考えられるが、定量的にはどうか。ここでは、地熱貯留層の圧力変化及び還元井の水位変化から、引き起こされる重力変動量の推定を行った。

i) 地熱貯留層の圧力変化によって引き起こされる重力変動量

Allis and Hunt(1986)によると貯留層の圧力変化によって引き起こされる重力変動量は次式で表される。

$$\Delta g = 2\pi G \phi C_w \rho_w h \Delta P$$

C_w : 水の平均圧縮率

h : 帯水層の厚さ(m)

ΔP : 圧力減少(MPa)

水の圧縮率の範囲は、冷水で $5 \times 10^{-6}/\text{MPa}$ 、200℃の水で $5 \times 10^{-5}/\text{MPa}$ である。八丁原地域では以下の値を用いる。

$C_w: 1 \times 10^{-5} (/MPa)$

$\rho_w: 850 (\text{kg}/\text{m}^3)$

h:500 (m)

ϕ :0.1

これらの値を代入すると、式は次のようになる。

$$\Delta g = 1.67 \times \Delta P$$

上式より、圧力が1MPa変化すると、1.67 μ galの重力変動が引き起こされることが分かる。観測期間中の圧力変化は最大で約0.9MPaなので、圧力変化によって引き起こされる重力変動量は最大1.5 μ galである。このことから、圧力変化によって引き起こされる重力変動のみからは、量的に観測された重力変動を説明することは不可能である。

ii) 還元井の水位変化から推定される重力変動量

地熱貯留層が無限平板であると仮定すると、還元井の水位変化によって引き起こされる重力変動量は次式によって推定できる。

$$\Delta g \leq 2\pi G\phi h_w = 0.419\phi h_w$$

Δg : 重力変動量 (μ gal)

G : 万有引力定数

ϕ : 地熱貯留層の孔隙率 (%)

Δh_w : 地下水位の変化量 (m)

ただし、上式において水の密度は1.0g/cm³としている。現在、還元井の中で水位変化データがあるものが3本あるが、そのうち2本は、1990年6月～12月の間ほとんど変化していない。水位が変化している還元井は、1990年6月～12月にかけて約40m上昇しており、貯留層の孔隙率を10%と仮定すると、水位の上昇によって引き起こされる重力変動量は、約168 μ galである。一方同期間に還元地域で観測された重力変動量は、20～100 μ galであることから、観測された重力変動は還元によって引き起こされた可能性が高い。

3.4.4.6 ガウスの定理による質量バランスの試算

観測された重力変動量から、次式に示すガウスの定理を用いて質量バランスの推定を行った。

$$\Delta M = \frac{1}{2\pi G} \sum \Delta g \Delta a$$

ΔM : 質量変化量 (Mt)

Δg : 重力変動量 (μgal)

Δa : 重力変動が起きた面積(km^2)

図3-56～3-58より、重力変動が見られる範囲が観測地域を越えて広範囲に広がっているため、厳密な意味においてはガウスの定理から質量を求めることは困難であるが、生産・還元の影響をもっとも強く反映すると考えられる生産ゾーン及び還元ゾーンに限って重力変動量から見た質量変化の試算を行った(図3-63)。この結果、1991年8月～1993年5月までの期間で、八丁原生産・還元ゾーンから約0.44Mtの質量低下が計算された。この期間中における八丁原地熱発電所の総生産量は約32.4Mt、還元量は15.7Mtであった。仮に貯留層を閉じた系とした場合、約16.7Mtの質量減少(大気へ放出)となるが、現実には0.44Mtの質量減少にすぎない(図3-64)。つまり、貯留層系外から不足分の質量が補われていることになる。

以上のように、八丁原地域の地熱貯留層は、2号機の運転開始に伴う地熱流体の生産の増加によって、1990年5月～1992年中頃にかけて質量の低下が起こるが、その後周囲からの地熱流体の涵養により次第に回復していく。一方、最近では八丁原地熱発電所の周辺では重力の変動はあまり見られず、八丁原地域の東部から牧の戸峠にかけて重力の減少が見られる。このことは、八丁原地域の貯留層に涵養している地域が次第に東の方へ移動していることを示している可能性が考えられる。

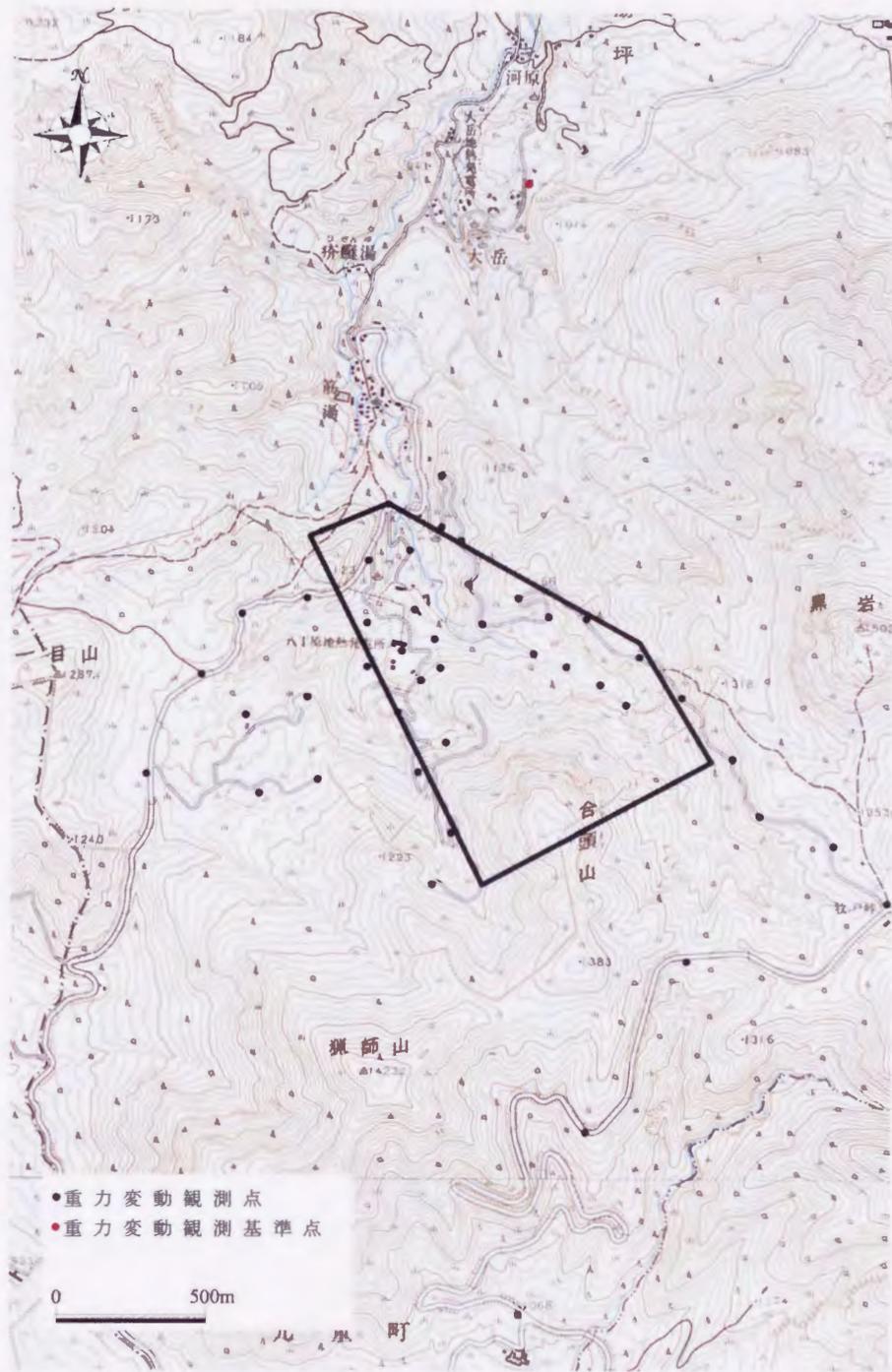


図3-63 ガウスの定理適用範囲

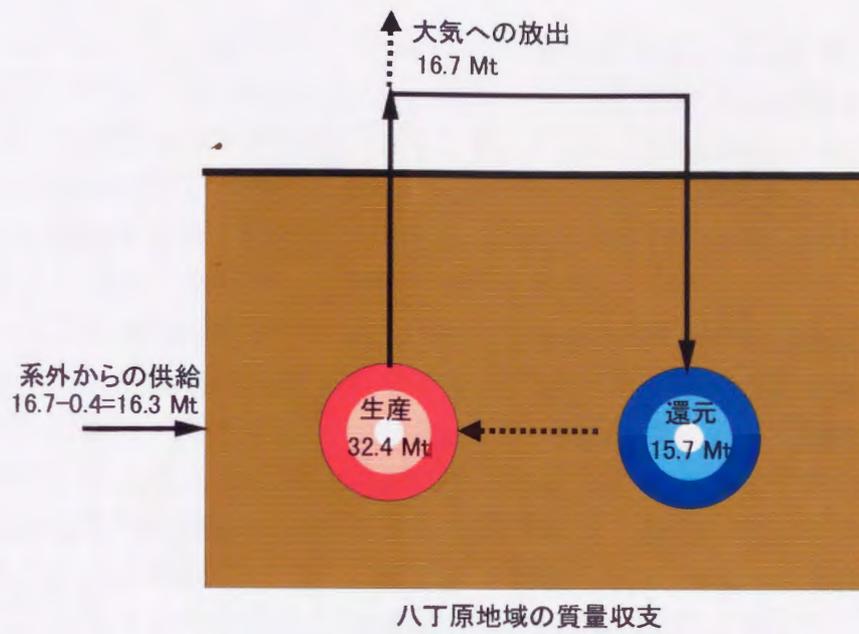


図3-64 八丁原地域の質量収支

3.4.5 まとめ

以上のように、八丁原地域では観測された重力変動と貯留層の圧力変化や還元量の変化とかなりよくあっている。また、重力変化率のコンターマップの形状は、八丁原地域の主な貯留層と考えられている小松池断層や小松池副断層などの位置と調和的である。このように、八丁原地域での観測結果では、地熱貯留層の状態変化や位置と調和的であることから、定性的には貯留層のモニタリングが有効であることを示していると考えられる。

また、八丁原地域においても他の地域と同様に標高と重力変動量の間に関係が見られ、観測された重力変動が単に貯留層の変化だけを反映しているわけではないことを示唆している。つまり、八丁原地域において観測された重力変動は、貯留層の圧力変化や還元量の変化とよくあっているものの、圧力変化や還元量のみからは量的に説明することが難しい。一方、標高と重力変動量を比較すると、高い相関が見られ、浅層地下水位の季節変化も含まれていると考えられる。これらのことから、本地域では、地熱貯留層と浅層地下水位の間で水理的に連結している可能性が考えられる。

3.5 鹿児島県山川地域での観測結果

3.5.1 地質構造

山川地熱地域は、鹿児島県薩摩半島の東南端部に位置しており（図 3-65）、第四紀更新世後期以降に形成されたさまざまな火山地形が分布し、多くの地熱徴候が見られる。本地域周辺には指宿温泉のほか、鰻池湖畔、権現山、伏目海岸など多数の噴気・温泉が存在する。

図 3-66, 3-67 に地質平面図と断面図を次に示す。本地域の地質は吉村ほか（1985）によると、上位より開聞岳スコリア、池田火砕流堆積物、竹山安山岩、伏目シルト層、山川層（伏目溶結凝灰岩を含む）、南薩層群上部層、中部層、下部層に分けられ、その他に貫入岩類がある。貫入岩類は主に石英安山岩である。主な断層は、C, D, E の 3 本の断層であり、これらの断層によって囲まれた地域は周辺部よりも陥没している。この陥没構造の中に F, G の断層が推定されており、東西に伸びる小規模な地溝を形成している（図 3-68）。

本地域の地熱モデルによると、高温分布域は C, D, E によって形成された陥没構造内に限られている（吉村ほか, 1985）。この陥没構造の坑井温度プロファイルは 1,000m より上の浅層部で急激な温度上昇を示し、1,000~1,500m の範囲に温度が 100℃位に降下する逆転層が顕著に見られる。その深部では再び急激な温度上昇が見られ、2,000m では約 300℃に達する。地熱流体の上昇は、F, G 両断層によって形成された、ほぼ東西方向に延びる地溝に規制され、その地溝中に存在するであろう破碎部が地下深部からの通路となっていることが推定される。地溝内の破碎部を上昇した高温流体は、上部南薩層群中に達し、その空隙及びフラクチャー内を上昇するが、浸透性の悪い石英安山岩貫入岩体の存在により、上昇口は地溝北縁部に集中する。一方、南部の高温域については、深部での F 断層に沿った熱水の上昇が推定できる。これらの熱水の分布に伏流水が影響して図 3-69 に見られるような地下温度分布となっていると考えられている。



図 3-65 鹿児島県山川地域位置図



図 3-66 山川地域地質平面図

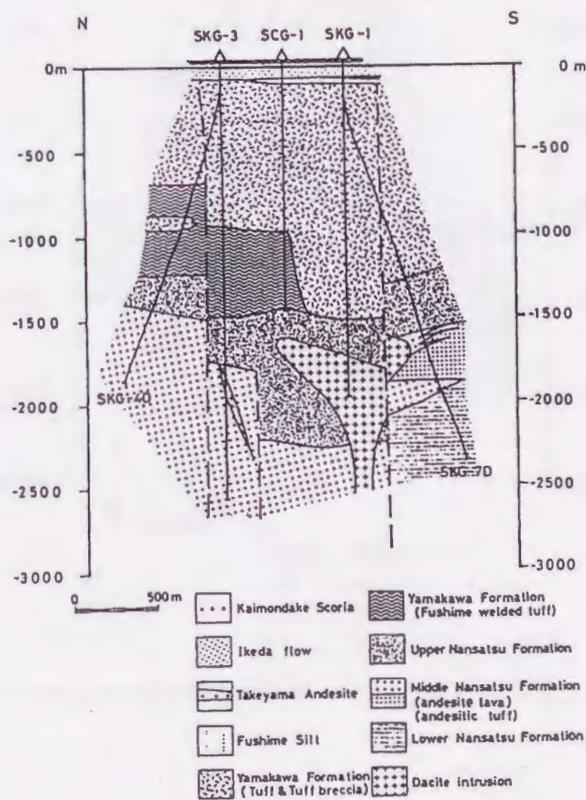


図 3-67 山川地域地質断面図 (吉村ほか 1985)



図 3-68 山川地域断層位置図

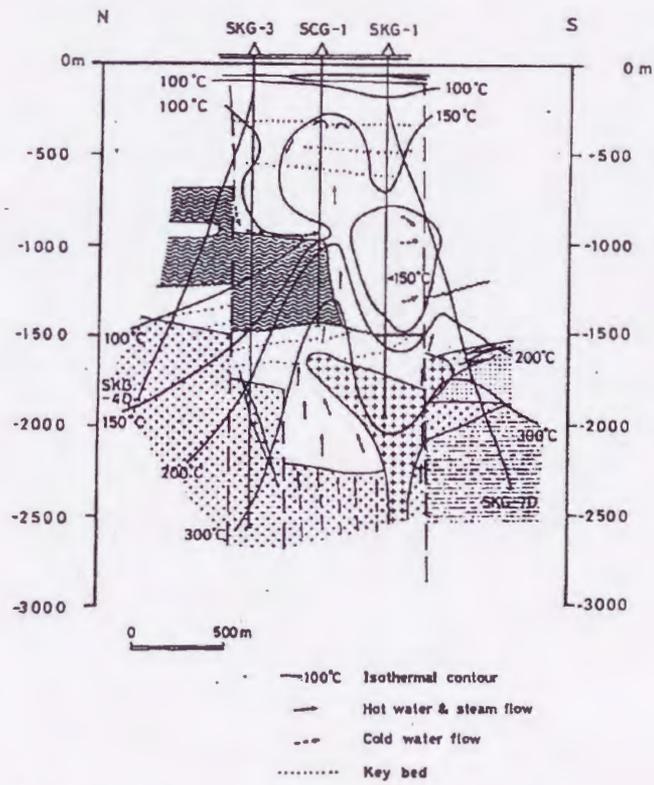


図 3-69 山川地域地熱構造モデル (吉村ほか 1985)

3.5.2 観測

山川地域では、発電所を中心として生産、還元ゾーンを含むように、南北約2km、東西約5kmの範囲に全部で22点の観測点を設けている(図3-70)。基準点は、地熱発電に伴う生産・還元の影響を受けていないと考えられるBS1を用いた。

観測は、約4ヶ月おきに基準点BS1から全点を3つのループに分けて往復測定で行っている。3つのループは、

BS1⇔BM2⇔BM9⇔WO2⇔BM8⇔BM7⇔BM6⇔SP4⇔BM5

BS1⇔WO1⇔BM3⇔SP5⇔SP1⇔SP6⇔SP7⇔BM4⇔SP8⇔SP2⇔SP3

BS1⇔BS2⇔BS3⇔WO3

である。



図3-70 山川地域重力変動観測点配置図

3.5.3 観測結果

図 3-71~3-73 に本地域の重力経時変化を示す。1995 年 6 月から 1997 年 12 月までの間に本地域で観測された重力変動は最大約 $40\mu\text{gal}$ である。この観測された重力変動は他の地域に比べ大きくはない。また、重力経時変化のパターンに注目すると、大きく次の 2 つタイプに分類される。

- A 季節的变化を示す観測点 (観測地域南部)
- B 季節的变化を示さない観測点 (観測地域北東部)

まず、A のタイプに属する観測点は BM3, BM4, SP1, SP2, WO1 が挙げられる。この観測点の位置はほぼ観測地域南部で、本地域の C, D, E 断層による陥没構造内の F 断層に沿う形で分布している。また、この地域は還元地域とほぼ一致する。この地域の経時変化を見てみると、増減に多少の幅はあるものの 1996 年 6 月から 1996 年 10 月まで増加 (約 $5\mu\text{gal}/\text{月}$)、1996 年 10 月から 1997 年 4 月まで減少 (約 $5\mu\text{gal}/\text{月}$)、1997 年 4 月から 1997 年 8 月まで増加 (約 $5\mu\text{gal}/\text{月}$)、1997 年 8 月から 1997 年 12 月まで減少 (約 $4\mu\text{gal}/\text{月}$) という増加減少を繰り返している。これは、夏季に増加し、冬季に減少するという季節的な変化を示している。

また、B のタイプに属する観測点は BM2, BM5, BM6, BM7, BM8, BM9, SP3, SP4, BS2, BS3, WO2 が挙げられる。この観測点は A タイプに属する観測点を囲む形で分布している。この B タイプはさらに詳しく見ると以下の 3 つのタイプに分類される。

BM2, BM5, BM6, BM7, BM8, BM9, SP3, SP4 は観測開始から 1997 年 8 月までほぼ増加傾向 (約 $1.4\mu\text{gal}/\text{月}$) にあり、1997 年 12 月の観測において大きく減少している (約 $3\sim 5\mu\text{gal}/\text{月}$)。

BS2, BS3 は、ほとんど変化が見られない。

WO2 は、この地域の中でも異なった経時変化をしており、1996 年 6 月から 1996 年 10 月にかけて減少 (約 $2\mu\text{gal}/\text{月}$)、1996 年 10 月から 1997 年 4 月にかけて増加 (約 $6\mu\text{gal}/\text{月}$)、1997 年 4 月から 1997 年 8 月まで減少 (約 $5\mu\text{gal}/\text{月}$)、1997 年 8 月から 1997 年 12 月まで変化なしというこの地域の季節的な変動とは逆センスの経時変化を示している。

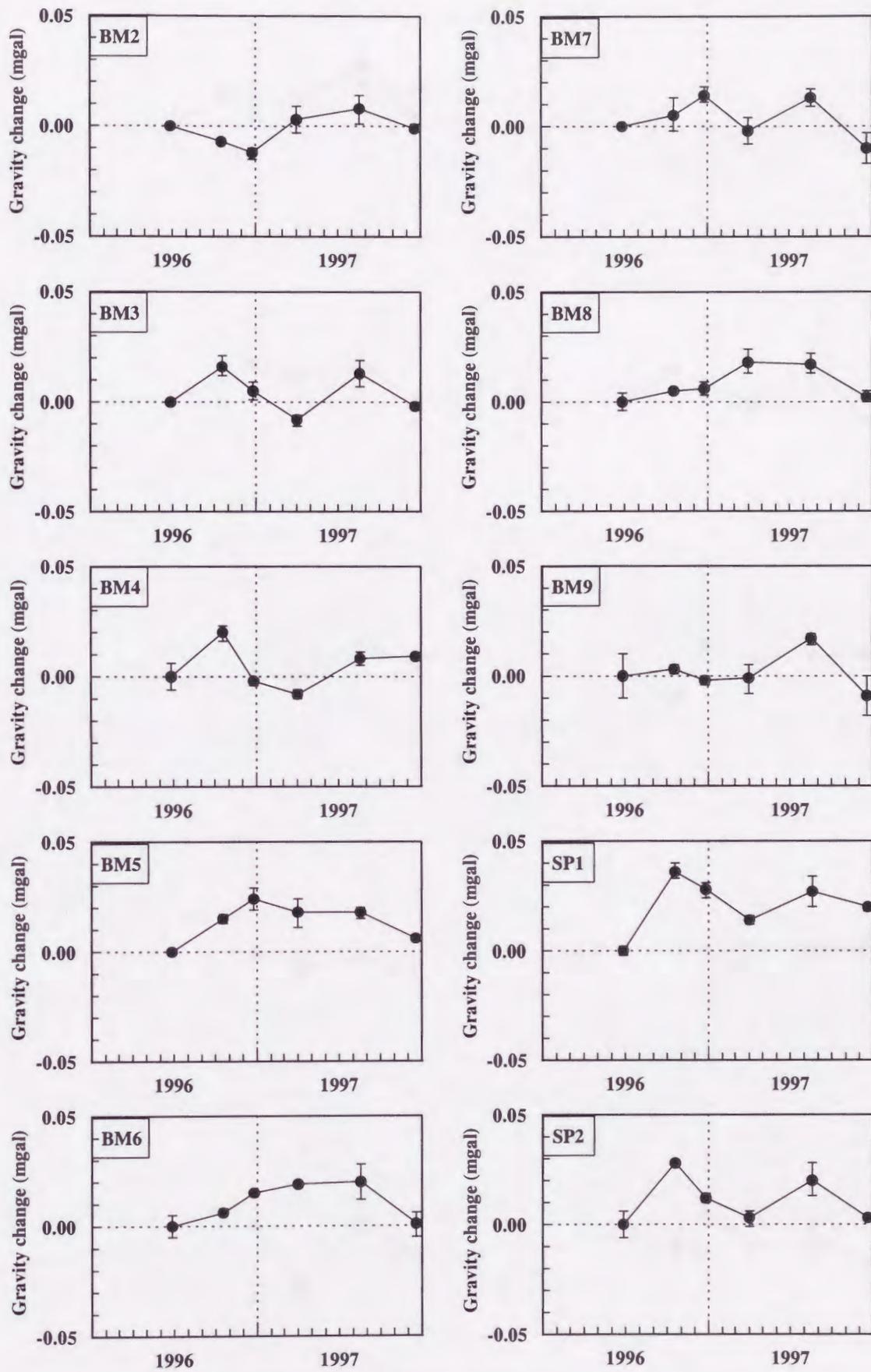


図 3-71 重力経時変化図 (BM2-BM9, SP1-SP2)

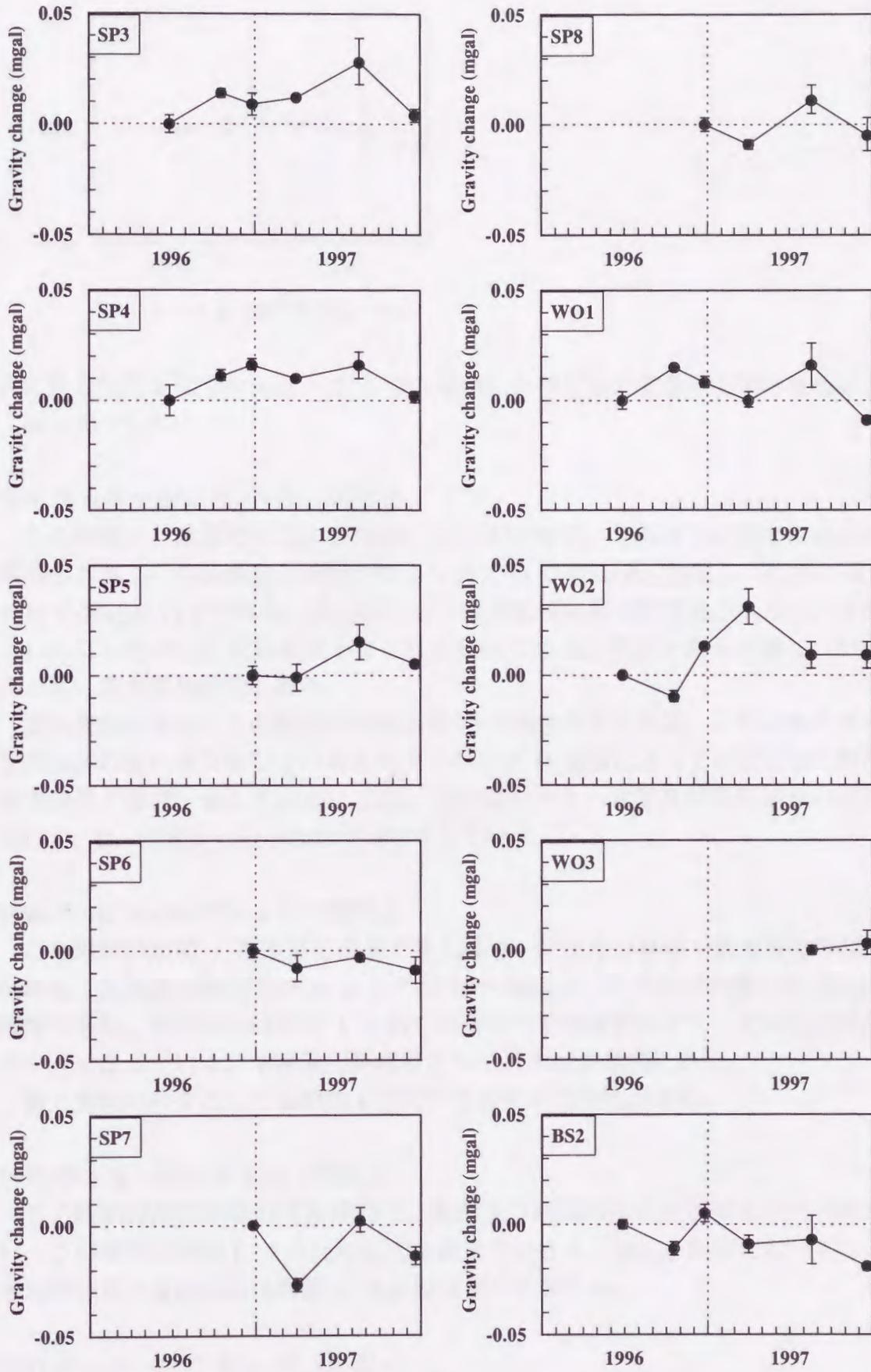


図 3-72 重力経時変化図 (SP3-SP8, WO1-WO3, BS2)

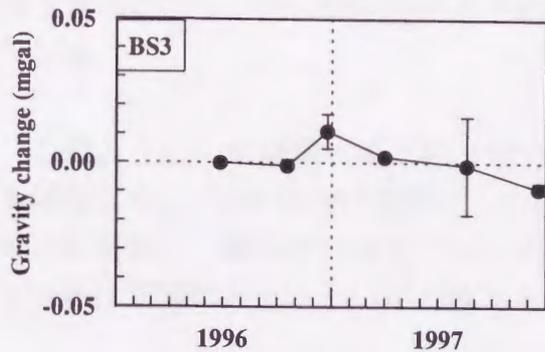


図 3-73 重力経時変化図 (BS3)

次に重力経時変化図から以下の 4 つの期間に分けて重力変動の空間分布を示す (図 3-74~3-77)。

1996 年 6 月~1996 年 10 月 (期間 1)

この期間は、南部では重力が増加している時期で、北部及び西部では減少の傾向がある。その変動量は南部では 4 ヶ月で最大+40 μ gal、北部及び西部では 4 ヶ月で-10 μ gal 以下である。大局的には、観測地域南部で変動量が大きく、北部にいくにしたがって変動量は小さくなる傾向にある。生産・還元地域についてはともに重力増加傾向にある。

重力変動分布からこの期間はほぼ EW の方向性が見られる。これは本地域の地熱流体の流れを支配していると考えられる F, G 断層によって形成された地溝の方向性とほぼ一致している。また、変動量の小さい北部及び西部地域の観測点は C, D, E 断層に沿った形で分布をしている。

1996 年 10 月~1997 年 4 月 (期間 2)

この期間は期間 1 とは逆に南部で重力減少、北部及び西部で重力増加の傾向がある。変動量は南部では 6 ヶ月で約-20~-30 μ gal、北部及び西部では 10 μ gal 程度である。大局的には期間 1 と同じく南部で変動量が大きく、北部及び西部で小さくなっている。生産還元地域はともに重力減少傾向にある。

重力変動の分布としては期間 1 と同じく EW の方向性がある。

1997 年 4 月~1997 年 8 月 (期間 3)

この時期は南部が重力増加傾向で、北部及び西部はほとんど変化が見られない。この期間は期間 1, 2 と比較して変動量が小さく、10 μ gal 程度となっている。大局的な重力変動分布は期間 1, 2 とほぼ同じと言える。

1997 年 8 月~1997 年 12 月 (期間 4)

この期間は他の 3 つの期間と異なる分布を示している。1 から 3 の期間は、南部地域で増加傾向の時には北部及び西部地域では減少傾向にあり、南部地域が減少傾向の時には北部及び西部地域は増加傾向にあるが、この期間は全体的に

減少傾向にあり、その減少量は小さい。しかし、所々に大きな重力減少域が見られる。

このように、本地域に見られる重力変動は、北部より南部のほうで大きくなる傾向にあり、EW の方向性が見られることが多い。この EW の方向性は、本地域の断層位置と調和的であることから、断層内での地下流体の移動を捉えている可能性が高いのではないかと考えられる。

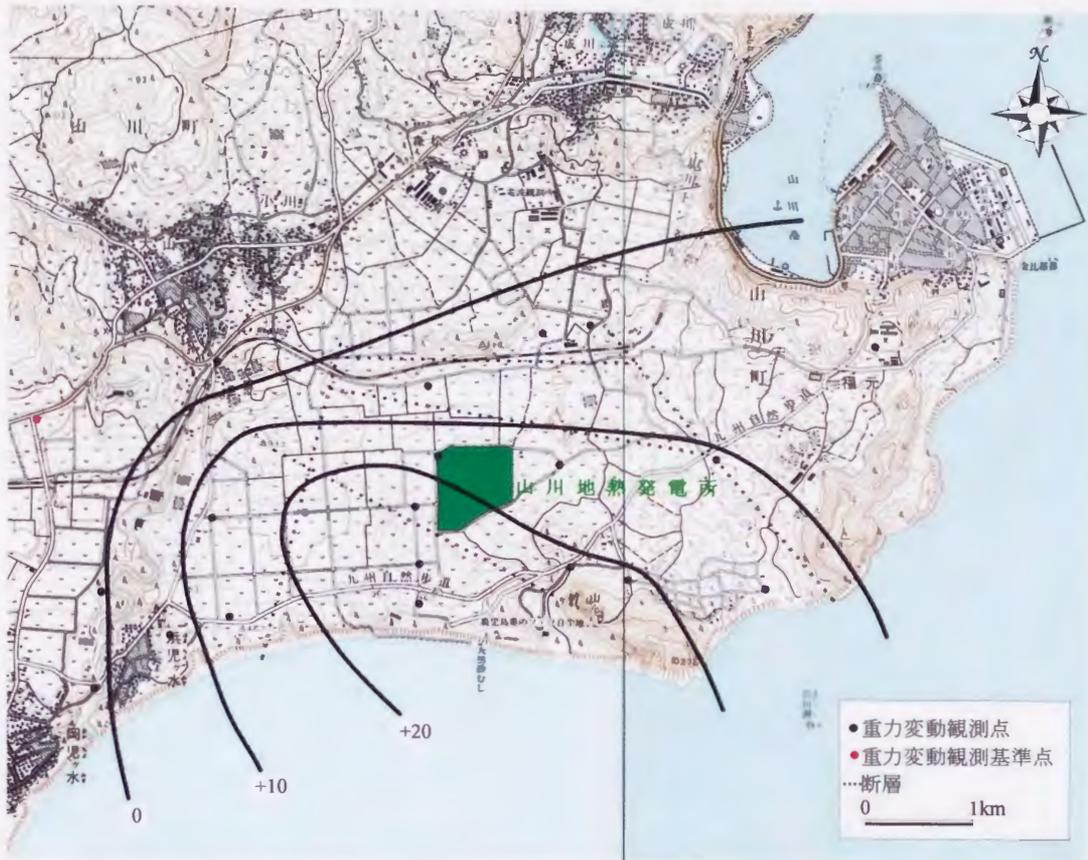


図 3-74 1996年6月から1996年10月までの重力変動量の空間分布図

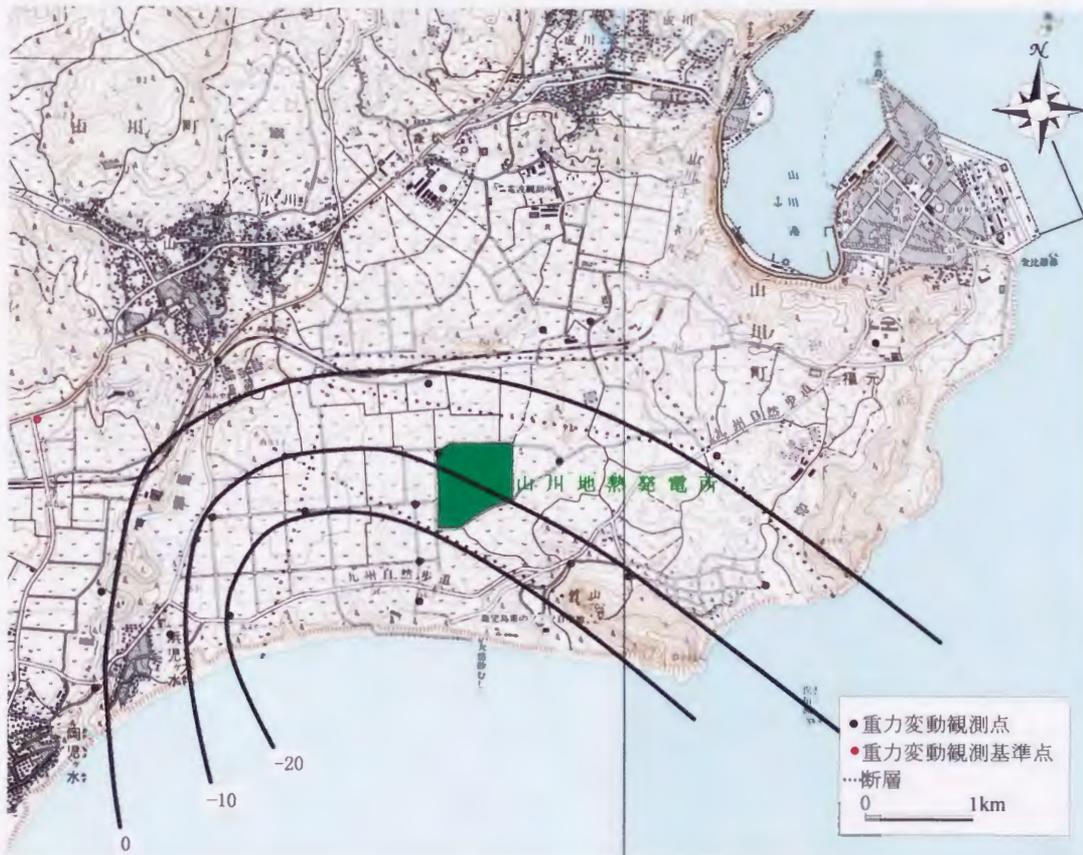


図 3-75 1996年10月から1997年4月までの重力変動量の空間分布図



図 3-76 1997年4月から1997年8月までの重力変動量の空間分布図

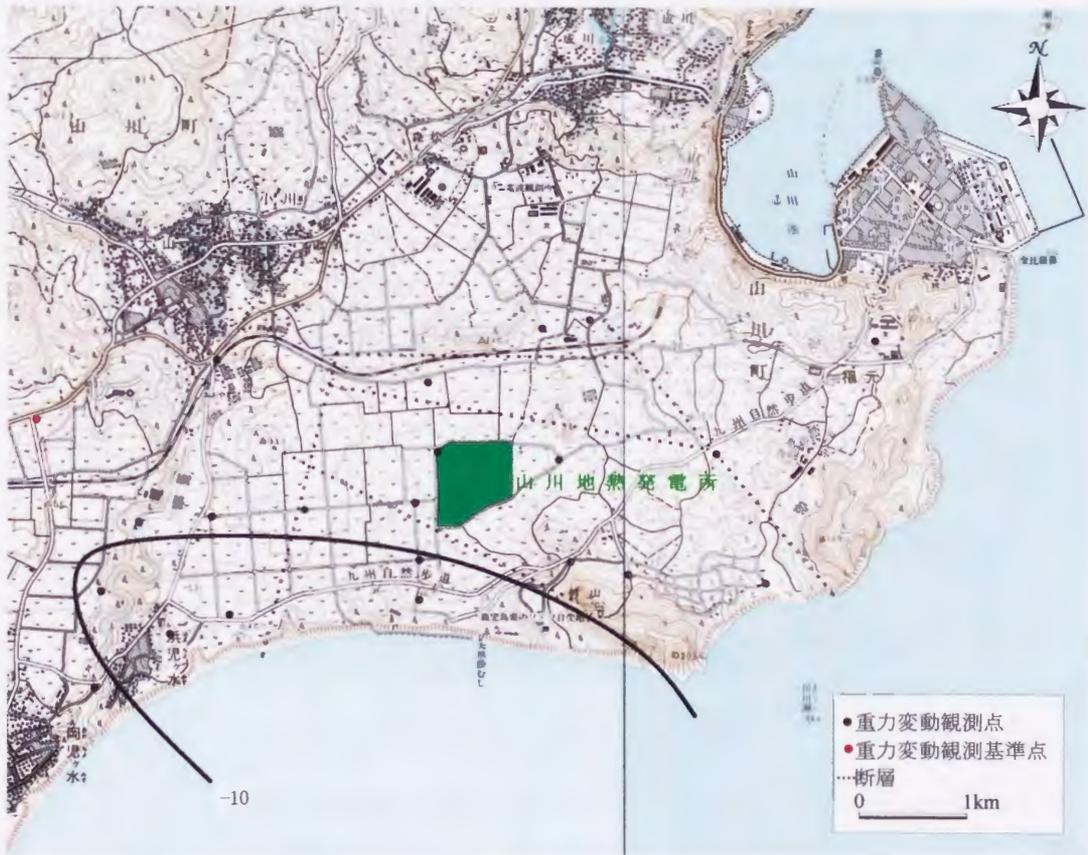


図 3-77 1997年8月から1997年12月までの重力変動量の空間分布図

3.5.4 考察

3.5.4.1 観測点の標高変化

山川地熱発電所周辺では、1984年より1年に1回地盤変動観測（水準測量）が行われており、地盤変動観測点は、重力変動観測点の一部（BM2～9）と重複している。

本地域における地盤変動量は、10～20mm/year程度である。この変動量は、重力の鉛直勾配を0.3086mgal/mとすると、重力変動は約3～6 μ gal/yearとなり、本地域で観測された重力変動量は最大40 μ galに比べてかなり小さい。この地盤変動量を重力経時変化および重力変動量の空間分布に補正を行っても先に述べた傾向に変わりはない。

3.5.4.2 海水面変化

本地域は、海岸に近いことから海水面の変化による重力変動が生じることが考えられる。そこで、海水面の変化を半無限平板と仮定して海水面変化による重力変動量の見積もりを行った（図3-78）。

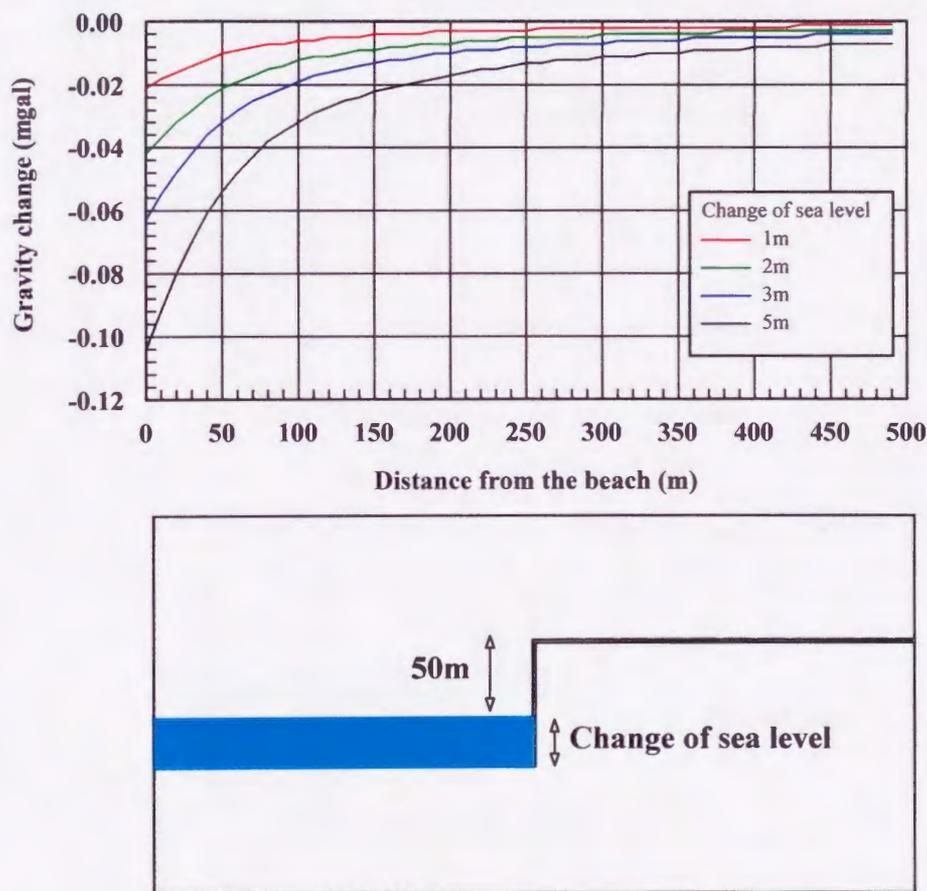


図3-78 海水面の変化によって引き起こされる重力変動の見積もり

図 3-78 を見ると、海岸付近で最大約 $100\mu\text{gal}$ の重力変動が生じ、海岸から離れるにしたがって影響が小さくなる傾向にある。本地域の重力変動観測点で一番海岸に近い観測点は、海岸から約 250m 離れたところにあり、変動量は最大約 $15\mu\text{gal}$ である。このことから観測された重力変動を海水面の変化のみによって説明することは難しい。

3.5.4.3 浅層地下水位の変化

本観測地域には、3 本の地下水位観測井 (WO1, WO2, WO3) がある。これらの観測井で得られた地下水位変化を図 3-79 に示す。

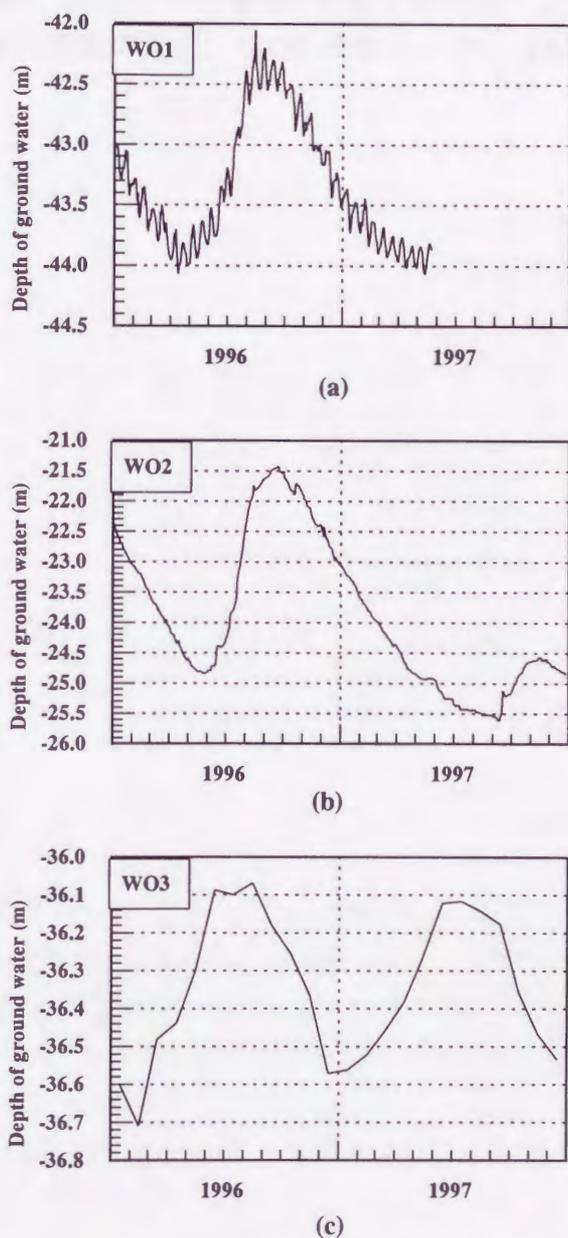
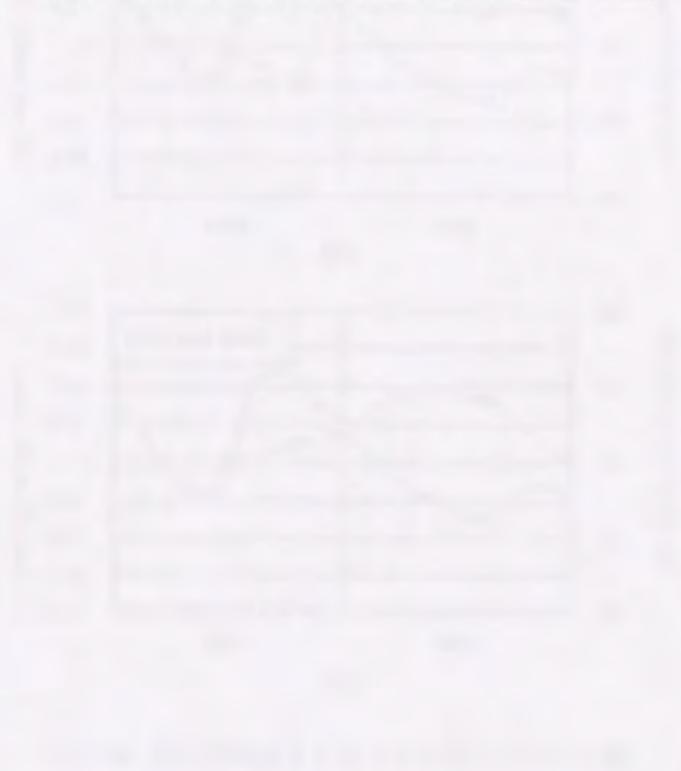


図 3-79 地下水位観測井 WO1 (a), WO2 (b), WO3 (c)の地下水位

このうち WO1 はすでに地下水位観測を行っておらず、1997 年 5 月までのデータである。

まず、地下水位観測井 WO1, WO2, WO3 の比較を行う。1996 年について比較してみると、3 つの観測井はすべて季節的变化をしている。一番早く水位のピークが訪れるのが WO3 (6~7 月) で、WO3 に約 1 ヶ月遅れて WO1 (8 月)、更に 1 ヶ月~2 ヶ月遅れて WO2 (9~10 月) のピークが訪れる。また、1997 年については WO2 と WO3 との比較しか行えないが、これを見ると WO3 が季節的な変化をしているのに対し、WO2 は季節的な変化をしていない。これらのことから、この地域は狭い地域であるにもかかわらず浅層において地下水位の変化に地域性があることが分かる。次に、浅層地下水位と重力変動の経時変化の比較を行った (図 3-80)。図は上から WO1 の地下水位変化と重力値の比較、WO2 の地下水位変化と重力変動の比較、WO2 の地下水位と BM8 の重力値の比較である。



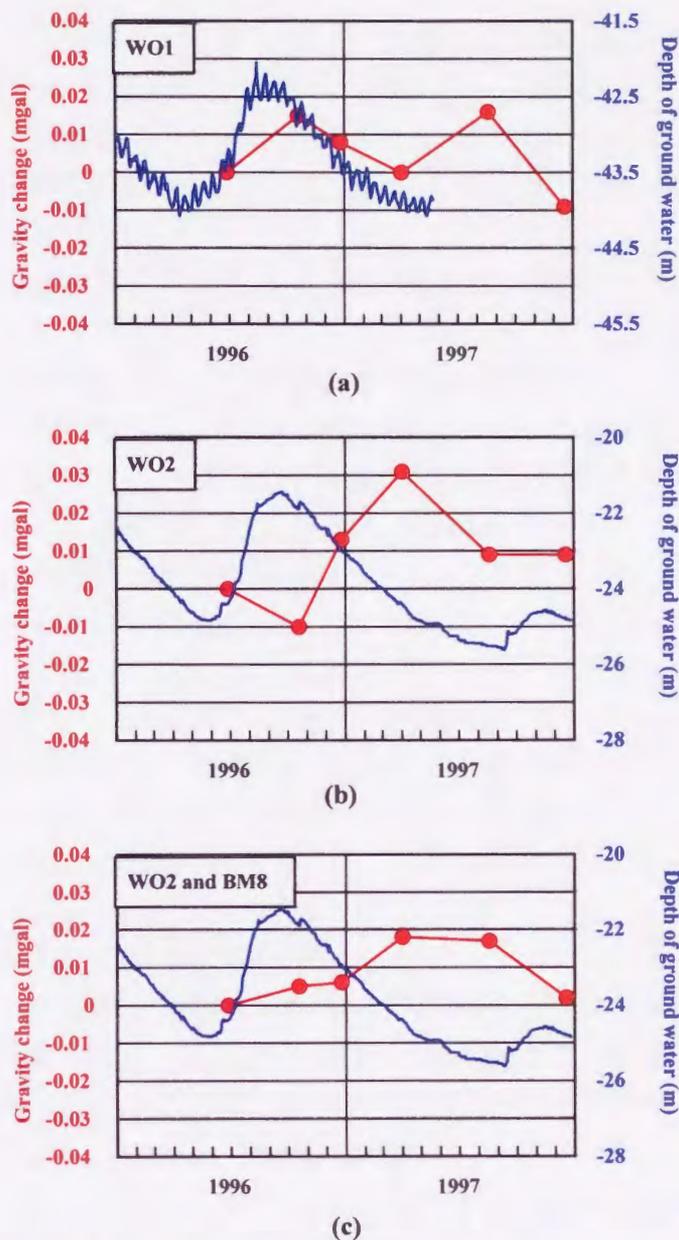


図 3-80 重力経時変化と地下水位経時変化の比較

WO1 の地下水位データとその直上の重力変動観測点 WO1 の重力値とを比較してみると、位相のずれは無く良い相関が見られる。このことから WO1 の重力値は浅層地下水位の影響を反映しているのではないかと考えられる。

WO2 については重力値と地下水位との比較を行うと重力増加期には地下水位は減少し、重力減少期には地下水位は増加するという逆の動きをしている。この原因として、この観測点の北側が観測点よりも高い崖状の地形になっており、観測点よりも高い位置で地下水位の変化が起きることにより、地下水位と重力変動との間で逆の変化をすることが考えられる。また、この観測点は畑の中にあり地下水位観測井の水位よりも浅いもしくは深い部分より農業用水のくみ上げを行っているとする、農業用水は比較的夏に使用量が増え、冬に減るといった季節的な変化と逆の変化をしているために、重力の経時変化に季節変動と逆

の動きが見られることが考えられる。

また、観測地域北部によく見られる重力変動の経時変化（ここでは BM8 を用いる）と WO2 の地下水位変化との間で比較を行ってみると、浅層地下水位の変化と重力変動の経時変化が対応した動きをしていない。このことより南部地域と異なり、北部地域の重力変動の経時変化は浅層地下水位の影響だけでは説明することが出来ない。

WO3 については、重力変動観測期間が短いので比較は行っていない。

以上のことを考慮に入れて、観測地域南部の観測点については重力変動が季節的な変化をしているということ、WO1 の地下水位と重力値との比較の結果より、観測地域南部では重力値の変動に浅層地下水位の影響を反映していると考えられる。しかし、観測地域北部については浅層地下水位の影響だけでは説明がつかない。この地域は断層が複雑に入り組んでおり、地下構造も南部と北部で多少異なる。その影響を受けて、この地域において複雑な水の流れをしていることが考えられる。そのため、浅部では地下水位が季節的な変化をしているが、深部においてもっと長周期の変化をしていることが考えられる。また、1997 年 12 月の観測ではそれまでの傾向とは異なり、減少傾向が見られている。このことから北部地域では 1 年の周期ではなく、2 年以上の長周期で変化していることも考えられる。

3.5.4.4 地熱流体の生産・還元の影響

本地域においては重力変動観測が開始されたのは生産開始後であり、背景的な重力変動は明確ではない。しかしながら、本地域では生産・還元地域で重力変動が顕著に見られる。そこで、生産・還元に伴う地下流体の流入・流出による重力変動について、Talwani (1960) に基づいて推定した。

生産・還元により岩盤の空隙に出入りする水と、周辺岩盤との密度差によってどの程度の重力変動が現れるかを調べた。この際、地下の空隙率は生産井、還元井の坑底付近の空隙率を利用した。空隙率は山川層が 18.3%、南薩層群上部層が 19.4%、中部層が 7.0%、下部層が 11.4%とした。水の密度は 1.0g/cm^3 とした。また、解析を行った期間は、重力変動が大きく現れている 1996 年 10 月から 1997 年 4 月までの期間とし、その期間の合計の生産・還元量を一つの質量源とした。

図 3-81 に解析結果を示す。ここでは 7 ヶ月分の生産量、還元量を一つの質量源として地下に配置するということで、生産・還元に伴う最大変動量を推定している。東部地域で重力減少、西部地域で重力増加が見られる。しかし、予想される重力変動量は $1\mu\text{gal}$ 以下である。この結果を見ると、短期間の生産・還元による重力変動量は小さいと考えられる。



図 3-81 Talwani(1960)の方法による地熱流体の生産・還元に伴う推定重力変動量の空間分布図

3.5.5 まとめ

観測された重力変動の形状から、山川地域は2つの地域に分類できる。一つの地域は観測地域の南部であり、もう一つの地域は観測地域南部以外の地域である。

観測地域南部の重力経時変化については、季節的な変化をしており、この地域の浅層地下水位の変化と相関が高い。また、浅層地下水位の変化から推定した重力値と比較してみても、良い相関がみられるので、南部地域の重力変動は浅層地下水位の変化を反映したものであると考えられる。南部地域は生産・還元地域にかかっているが、重力変動観測を開始したのが生産・還元が始まって2年程度経過していることや、浅層地下水と貯留層の間に水理的な連結が薄いことから短期間における深部での生産・還元の直接的な影響は大きくないと考えられる。

南部以外の観測点については、地下水位の変化に関係なく97年8月の観測までは、あまり変化がないかやや増加傾向にある。その後の97年12月の観測では減少傾向に転じている。この原因としては、この地域の断層構造によって作られた複雑な地下構造の影響によって、深部で複雑な水の流れがあり、その周期が1年よりももっと長い周期になっていることが考えられる。

今後は浅層地下水位の影響を取り除くことによって、生産・還元に伴う重力変動を抽出することにより重力変動観測が地熱貯留層のモニタリングに有効になると考えられる。