



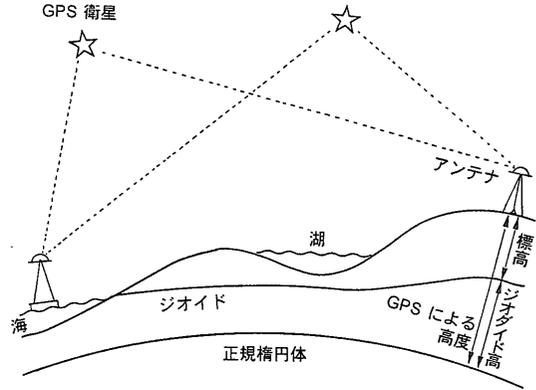
ではタウボ湖での結果を例にして、GPSによるジオイド起伏調査の手法の概要について紹介する。

## 2. GPSとジオイド

筆者らは以前、重力調査へのGPSの適用について紹介した(駒澤・杉原, 1990)。それからわずか数年でGPSをとりまく状況は大きく変化した。GPSはカーナビゲーションの普及によって今ではすっかり一般社会にもなじみ深いものになった。機器の価格が一桁以上も安くなったこともあって測量現場でも使用されるようになってきた。研究上の進歩も著しい(例えば、萩原, 1993)。GPS衛星の正確な位置データを利用できるようになったことにより当初考えられていた以上の高精度、cm以内の精度が議論されるようになってきたし、応用範囲も広がっている。地殻変動の検出はもとより地震時の地動も検出されている。最後の関門とされてきた大気圏でのGPS電波伝播時間の補正の研究も進み、今ではGPS観測から逆に大気の状態を推定しようとする試みまである。

GPS測量の普及に伴い、ジオイドについて知ることが実用上も必要になってきた。GPS測量が正規楕円体を基準にして高さを測るのに対し、水準測量ではジオイドを基準にして高さを測る(第2図)。双方の測量成果を併せて使用するにはジオイド高を知る必要がある。正規楕円体については理解しやすい。球形の天体を想定して自転させれば、重力は万有引力と遠心力の和になるので安定な形状は自転軸について対称な回転楕円体となる。実際、地球の形も回転楕円体で近似できる。これがGPS測量の基準になる正規楕円体である。一方ジオイドの形状は単純ではなく、正規楕円体に対して起伏がある。ジオイドの定義は測地学の教科書(例えば、萩原, 1982)に記されているが、直感的に言うならば、静止した海水面を想定すれば、それはほぼジオイドに一致する。ジオイドは水準測量で得られる高さの基準面が何かを追求して生まれた概念と思われる。なお、静止している水面はいずれも等重力ポテンシャル面であるが、そのうちの一つがジオイドである。以下の議論では近似的表現として、静止した状態の湖面をジオイドと称することもある。

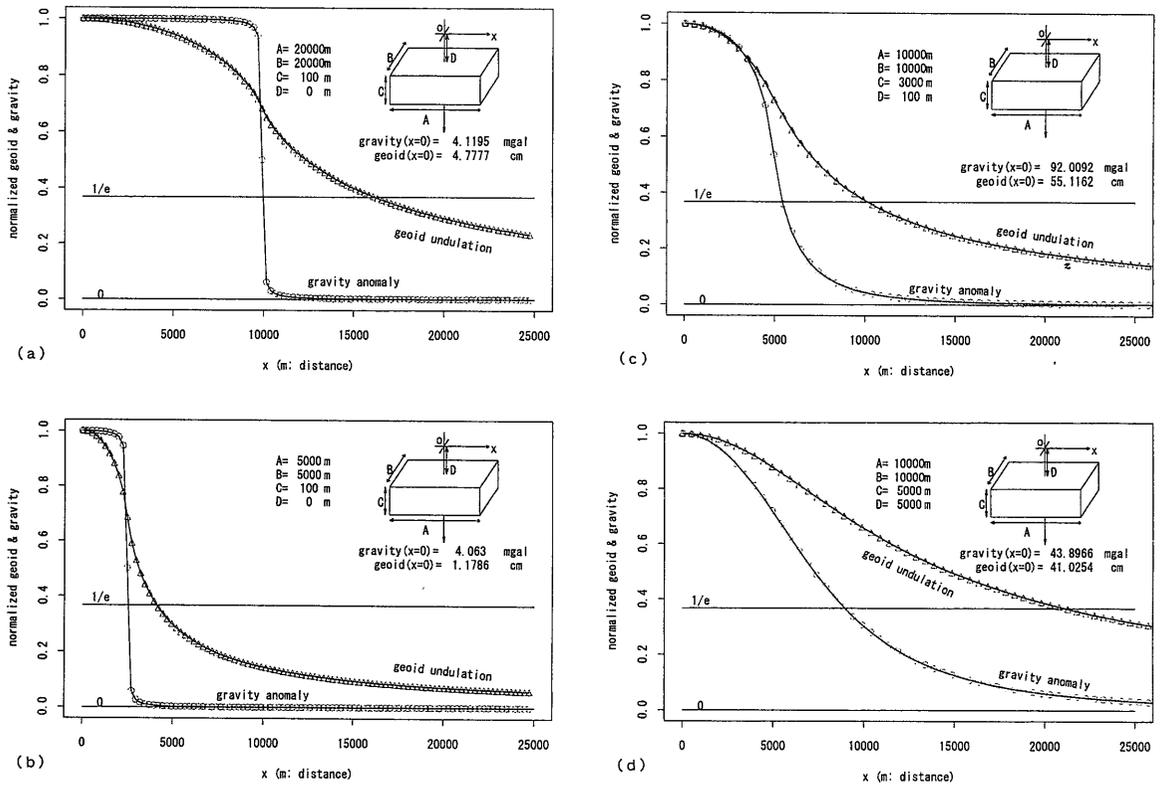
ジオイドは測地学での最も重要な概念の一つであった。測地学は地球物理学の母体ともなった歴史の



第2図 ジオイドとGPS測量の関係。GPS測量による高度は正規楕円体を基準に、標高はジオイドを基準に測定される。

古い学問であるが、宇宙技術などの先端技術の導入によって、今も活発な研究が行われている。その宇宙技術の一つがGPSであるが、ここ20年間のジオイドの研究に最も貢献した人工衛星アルチメトリ(高度測定)もその一つである。レーダー高度計を搭載した人工衛星は1973年のSKYLABに始まった。その後1995年のERS-2まで7回の計画があったが、レーダー高度計によって測定された海面の形状測定から海域でのジオイド起伏が評価された。それ以前は不足していた海域のジオイドデータはほぼ全域が均質にカバーされたのである。一方20年間で測定精度は1mから2.4cmまで向上した。この精度向上により海面のジオイドからのずれも研究課題にされるようになってきた。ジオイドは静止状態での釣り合い位置に相当するが、実際の海上では波浪、海洋潮汐があるし、海流があればコリオリ力と釣り合うための勾配が生じる。これは海面力学高度(SSDT)と呼ばれる。例えば黒潮のように高速で幅のある海流の両側の高低差は1mにもなる。このことは黒潮の流路が八丈島の東にある時と西にある時で潮位差があることによって以前から知られていた(吉田, 1978)が、レーダー高度計で黒潮のパターンが明瞭に把握できるようになった(倉賀野ほか, 1994)。

これまでは基準面としてのジオイドの側面について言及してきた。次にジオイド起伏の原因となる地球内部の不均質構造に目を向ける。実際にどの程度の不均質構造からどの程度のジオイド起伏が生じるのであろうか。地表下数十km以内の深度Dに過剰質量Mがあったとすれば、その直上点から水平距



第3図 地下に想定した直方体に起因するジオイド起伏と重力異常。4通りのモデルについて示す。

離H離れた地表面での等重力ポテンシャル面の盛り上がりは

$$\frac{GM}{g\sqrt{H^2+D^2}} \quad (1)$$

で表される(萩原, 1982)。ここでGは万有引力常数であり、gは地表の平均重力である。4通りの直方体状不均質がある場合について、(1)式を積分して見積もってみた(第3図)：(a)地表直下から100mの厚さで20km平方の過剰質量がある場合、(b)地表直下から100mの厚さで5km平方の過剰質量がある場合、(c)地表下100m深から厚さ3kmで10km平方の過剰質量がある場合、(d)地表下5km深から厚さ5kmで10km平方の過剰質量がある場合。いずれも過剰質量としては周囲より密度が均質に1,000kg/m<sup>3</sup>大きい場合について図示した。不均質構造の影響は重力異常としても観測される。参考のために重力異常と対照させた。図の縦軸は最大値に対する比率で表示してある。(a)と(b)を比較すると、ジオイド起伏の変化は重力異常の変化に比べて極めてなだらかである。仮に最大振幅の(1/e=0.36788...)とな

る距離までを波長とするならば、重力異常の波長が不均質構造の大きさとはほぼ同じであるのに対して、ジオイド起伏の波長はその約1.6倍である。別の観点から見れば、重力異常値の最大値が過剰質量領域の面積にあまり依存しないのに対し、ジオイド起伏は面積にも依存することがわかる。(c)と(d)を比較すると、過剰質量の深度に対してジオイド起伏は重力異常よりも鈍感である。このような特徴は数式からも読みとれる。ジオイド起伏が(1)式で表されるのに対し、重力異常は

$$\frac{GM}{(H^2+D^2)} \frac{D}{\sqrt{H^2+D^2}} \quad (2)$$

で表される。ジオイド起伏の方が、重力異常よりも遠方の過剰質量の影響が残るのである。重力異常の方がジオイド起伏よりも地下の不均質構造に敏感であるのは明らかだから、重力異常データがあればそれを使って地下構造解析を行う。しかし、重力異常データがなくてもジオイド起伏が知られていれば、ある程度は地下構造を推定することはできるのである。重力異常データに比べてジオイド起伏データが整備

されている海上では、この点でジオイド起伏データが重要である。第3図でもう一つ注目すべきは、各場合の重力異常とジオイド起伏の最大値である。仮定した構造により異なるが、1cmのジオイド起伏が現れる場合、重力異常は1-2mgalである。船上重力測定の精度は約1mgalなので、衛星アルチメトリの精度が数cmに達したことにより精度の点でも見劣りしなくなったと言える。

それでは湖ではどうだろうか？ 船上重力計を搭載した船を湖に乗り入れる機会は少ないので多くの場合、湖は重力データの空白域となっている。ジオイド起伏は細かい地下構造を探るには適さないが、それでも数km以上の大きさの湖になればその空白を埋める価値はある。とは言っても高精度のデータが得られる衛星アルチメトリの測線間隔はかなり大きいのでアメリカの五大湖に適用した例はあるものの(Morris and Gill, 1994)、大きさが数十km以下の湖には適さない。従ってこの程度の大きさの水域は重力異常データとジオイド起伏データの隙間になっていることが多い。ここで湖上GPS調査が登場する。GPSならば小型ボートにも受信器を簡単にセットできるので容易にデータ取得ができる。連続的に位置を決定できるキネマティック法GPSの手法は日本の陸上のように建造物や植生の多いところでは実行が難しいが湖上ならば問題ない。GPSの測定精度は数cmであるから精度の点でも十分である。波や流れによるボートの動揺の影響は調べてみなければわからない、ということで国内の湖で測定してみたら意味のあるデータがとれたのだった。

### 3. タウポ火山帯とタウポ湖

湖でのGPS調査を思い立った時は、特にカルデラ湖のことを想い描いていた。カルデラ構造を探る上で重力調査は有効であるが(横山, 1993; Komazawa, 1995)、カルデラが湖や湾になっている場合も多いのである。ニュージーランドのタウポ火山帯にはGPS調査に適した大きさのカルデラ湖がいくつもある(第1図)。湖の分布は2カ所に分かれている。北東側にはロトルアカルデラの一部に相当するロトルア湖と、オカタイナカルデラの一部に相当するタラウエラ湖・ロイチ湖などがある。一方南西にあるタウポ湖はタウポカルデラに相当する。タウポ火山帯は

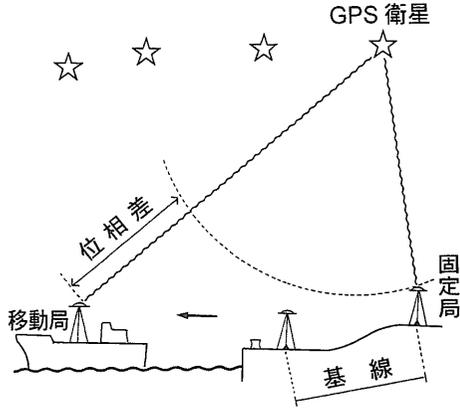
最近200万年に活動した火山分布域の輪郭として定義されているが(Houghton et al., 1995)、火山活動様式はタウポ湖とロトルア湖付近を境にして異なる。その間には上記の3つのカルデラの他にも5つのカルデラがあって流紋岩質火山が卓越するのに対し、ロトルア湖の北東側とタウポ湖の南西側ではそれぞれホワイト島火山とルアペフ火山に代表される安山岩質火山が卓越している。

タウポ湖は、面積は琵琶湖よりやや小さいがニュージーランドでは最大の湖である。この湖はわずかに約1,800年前(紀元後186年)に大規模な噴火をしたカルデラ火山である。この噴火は地球の反対側のローマ帝国や後漢(中国)で空の変色が記録されていることから発生年が正確に特定された。これは最近5,000年間で世界最大の噴火であったと考えられている。この時発生した火砕流は北東側にはロトルア湖付近まで、南西側にはルアペフ火山まで達し、北島中央部の20,000km<sup>2</sup>の領域を埋め尽くした。実はこの噴火以前の約26,500年前には、もっと規模の大きい噴火があった。また、この二つの巨大噴火の間には少なくとも26回の噴火が識別されている(Wilson, 1993)。

### 4. 調査方法

調査には連続キネマティックGPS法を適用する。これは予め座標のわかっている2点にGPS受信器を受信状態にして一定時間置いたあと、受信状態を保ったまま1台を移動することで、その受信器の時々刻々の位置を決定する方法である(第4図)。湖では受信器の移動をボートで行うことによって湖面上の任意の位置を容易に測定できる。ボートに設置したアンテナが湖面に対して一定の位置関係を保っていれば湖面の高さ分布を測定できることになる。

GPSで高精度測量をする場合はGPS信号の搬送波を比較する。GPS衛星から各測定点までの行路に含まれる搬送波の波数の差で各観測点毎の行路差を評価する(第4図)。最低4個の衛星の信号を受信して各々の行路差がわかれば測定点間の3次元位置関係を評価できる。搬送波の波長は約20cmなので、その位相比較によって1cm程度の精度が達成できるのである。但し、搬送波の各波は同じ面付きをしているので、どのように対応させるかが問題にな



第4図 湖上GPS調査の観測形態

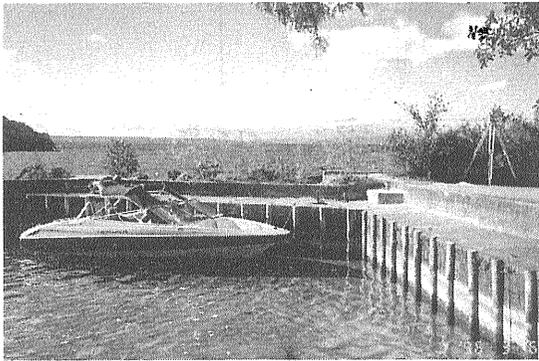


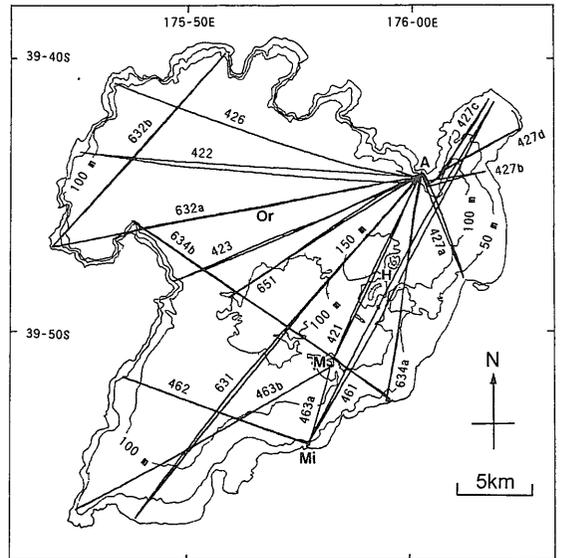
写真1 測定に使用したボート「テフラ」

る。GPS受信器を長時間、固定して測定するのが静止測量であるが、この場合は時間の経過とともにGPS衛星が移動して、受信器との位置関係が変わることを利用して、位相を対応付ける。これに対し、キネマティック法では測定開始時に予め位置関係のわかっている点に受信器を置くことで、その時点での位相の対応付けを行い、以後はその対応を追跡する。従って測定中は4個以上のGPS衛星からの信号を捕捉し続けなければならない。現在はGPS衛星が整備されたので上空の見晴らしの良い湖上では4個以上のGPSをほぼ常時捕捉できる。

タウポ湖の調査はIGNSのオトウエイさんと一緒に行った。使用したボートは彼が所有する全長6mの「テフラ(火山灰)」号である(写真1)。オトウエイさんは測量の専門家でもタウポ湖でも地殻変動測定を繰り返し行っている。勿論ボート操縦の腕前も確かだ、今回の調査には最もふさわしい共同研究者だった。最後の測定終了後、彼の家に招かれてコーヒーをど

第1表 測定データ一覧

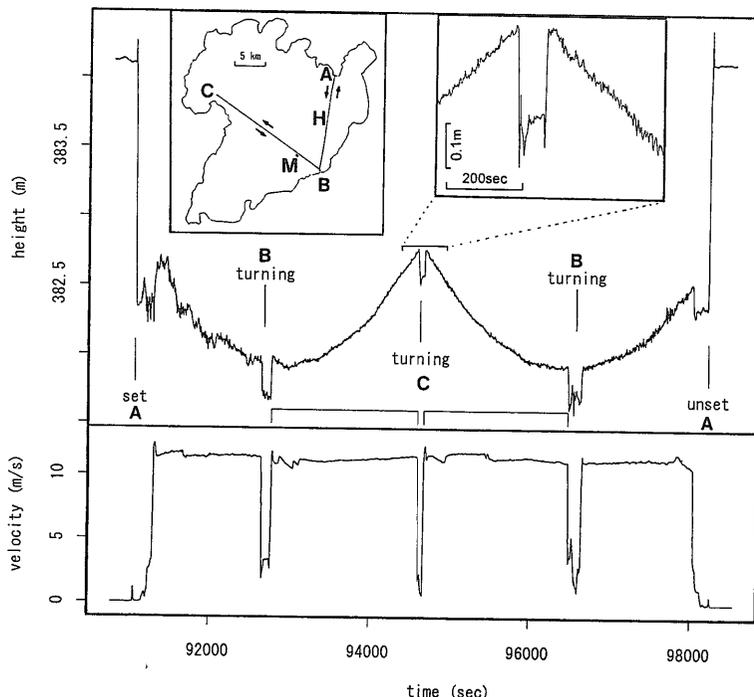
測線	測定開始日時(UT)	測定時間(分)	特記事項
421	960211, 20:14	058	
422	960211, 21:14	049	
423	960211, 22:45	070	
426	960212, 01:03	073	復路は解析不可
427	960212, 02:20	090	
461	960215, 20:44	090	1回中断
462	960215, 22:14	052	
463	960215, 23:08	092	復路は解析不可
631	960303, 20:18	103	
632	960303, 22:06	143	復路後半5kmは解析不可
634	960304, 01:13	129	
651	960305, 20:33	074	復路後半5kmは解析不可



第5図 測線分布。図中のAとMiは調査の出発点の位置。Orはオルアヌイ噴火口の位置、Hはホロマタンギ暗礁の位置、Mはモツタイコ島の位置を示す。

ちそうになったが、岬の高台に建つその家からの眺めはとても素晴らしいものだった。カメラがセットされた展望室は3面が窓になっていて湖のほぼ全体が270度見渡せる。ちなみにニュージーランドでボートを所有することは日本ほど難しくない。ふだんは自宅に置いておいて、使いたいときに自動車で牽引していく。一般に道路を走っている自動車の大半に牽引するための取っ手がついている。湖は基本的にどこでも航行は自由で、ほとんどの湖に公共のボート発着場がある。

4日間で12回の測定を行った(第1表)。解析できたデータを取得した測線を第5図に示す。時間的に変動する湖面高成分や測定誤差を評価するために、

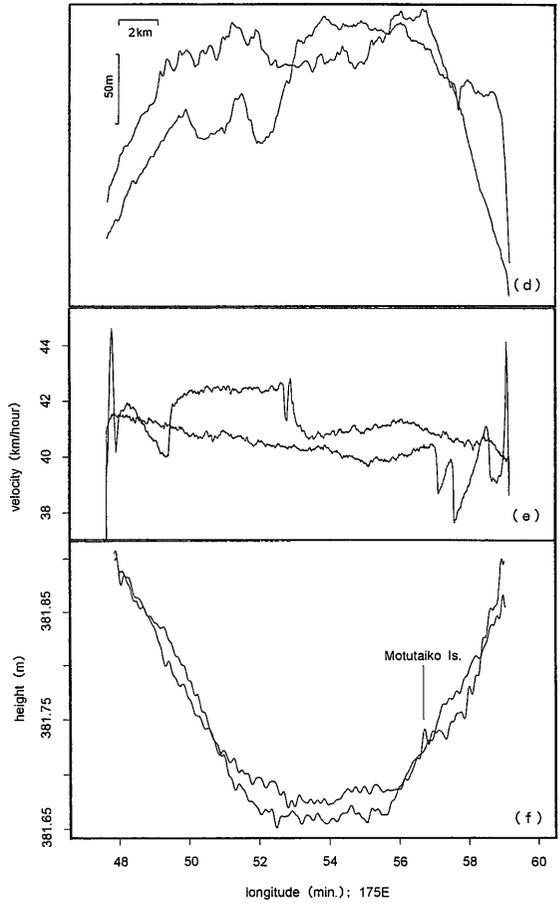
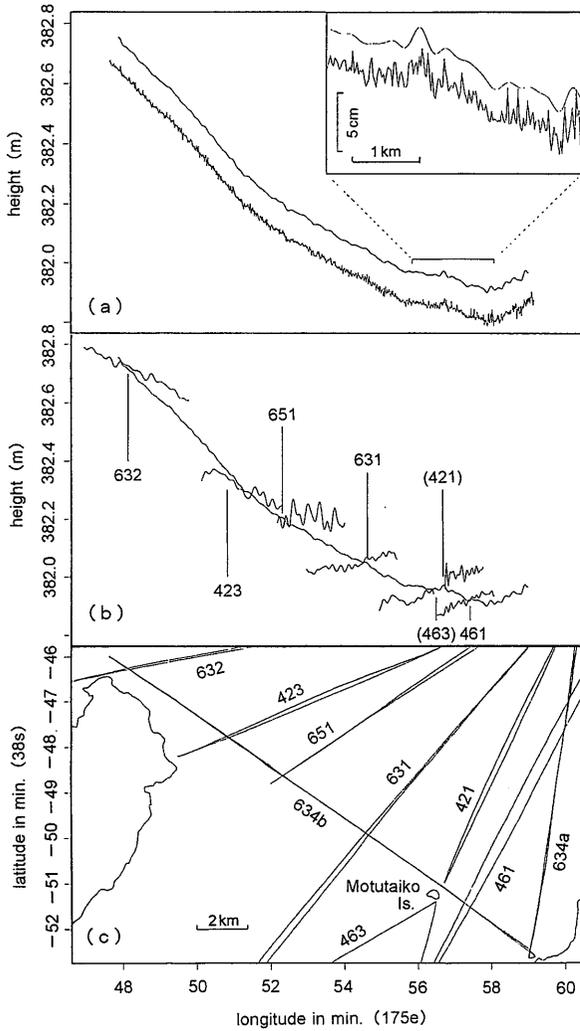


第6図 測線634の測定状況。横軸を時間軸にとり、アンテナ高の変化と船速変化を示した。

1回の測定では往復で同一測線をとることを基本とした。ボートに設置したアンテナが湖面に対して一定の位置関係にあるようにするために、船速は一定に保つようとした。ボートが安定して走れるスピードはボートの長さ卓越する波の波長に依存する。タウポ湖の調査ではオトウエイさんの経験に基づいて43km/hourとした。これは、国内での調査の速度の2倍に相当するが、広いタウポ湖を調査する上でも都合良かった。使用したGPS受信器は日本から持ち込んだトリプル社製の4000SSE 2台である。データサンプリング周期は2秒とした。初めの2日間はあいにく午後の時間帯に真上に来るはずの衛星が故障中であったのでその時間帯は測定を休んだ。一方、波による船の動揺が大きくなるとアンテナが傾いて視野が狭くなり、衛星からの信号がとぎれて(サイクルスリップ) 捕捉衛星数が4個未満になってしまうことが起こる。測定開始時と終了時に基線で位相合わせを行っているので、サイクルスリップが1回ならば順方向の解析と逆方向の解析で全測線をカバーできる。しかし、それが頻発するとせっかくデータをとっても解析できなくなる。そのような事態を避けるために湖面に白波が立ち始めると測定を中止した。

また1回の測定時間は極力1時間半以内に納めるようにした。ボートの発着場として使用したのは2ヵ所である(第5図のA地点とMi地点)。当初は湖全域をカバーするために多くの発着場を設定することを考えていたのであるが、船速を速くできたので2ヵ所で足りた。今回は測定を4日にわたって行ったが、アンテナ設置用三脚は毎日にボートにセットした。このためアンテナの湖面に対する高さは日によって系統的な差がある。この差は測線の交差点での測定値の差から推定することになるので、測線が適当に交差するように心がけた。

測線634の測定結果を例として測定作業の経過を示す(第6図)。なお、データ処理にはGPS受信器に付属するソフトウェア「TRINVEC」を使用した。横軸に時間軸をとり、アンテナ高の変化と船速の変化を対比した。船速もGPSによる測位結果から計算した。発着場Aの近くに設定した基線の端点にそれぞれ受信器を設置して測定を開始した。約3分間の計測後、1台の受信器をボートに移動した。ボートは発着場Aを出発して南へ向かい、約25分後、湖岸付近のB地点で方向転換し、北西に向かった。約30分後にC地点で方向転換して、逆のコースを進み、B地点



第7図 測線634の一部について、フィルタの効果(a)、他の測線との交点での計測値の比較(b)、測線の位置(c)、往復での水平位置のずれ(d)、船速(e)、直線成分を除いたアンテナ高(f)。

で方向転換し発着場Aに戻った。再び受信器をポートから基線上の端点に設置し、約3分間の記録をとって終了した。航行中はほぼ一定の速度(約43km/hour, 12m/s)で移動した。方向転換のためにポートが速度を落とすとアンテナ高が約30cm低くなっているのは、湖面に対するポートの姿勢が変わるためである。アンテナ高の変化には測定区間全体に相当する周期の長い変化が最も目立つが、拡大して見ると周期10秒以下の変化も重畳している。この短周期変化は明らかに波によるポートの動揺が原因と思われる。その他の周期の変化も認められるが詳細は次に検討する。

### 5. 測定精度の評価、セイシュについて

まず測線634の南東-北西の部分(634b, 第6図のB-Cに相当)について示す(第7図)。すでに指摘したように、短波長の有意なジオイド変化は考えにくいこと、周期10秒以下の振動は波によるポートの動揺が原因と考えられることからまず周期20秒以下の成分をフィルタで除去した(第7図(a))。

測線634bは5本の測線と交差し、2本の測線と近接している(第7図(c))ので、測定値の再現性を評価するのに適している。それを比較したのが第7図(b)である。測線631と632については634と同じ日のデータであるため、交差点での比較をそのまま再現性の評価に使用できる。測定日が異なるデータに

ついても発着地点を含むすべての交差点での測定結果に基づいてアンテナ設置高差を補正した結果を図示した。従って測定日が異なる測線のデータも比較できる。第7図(b)によれば交差点での差は3cm以内で一致している。

一方、再現性を見るために同じ測線部分について往復の結果を比較してみる。第7図(d)には水平方向の位置の差を、第7図(e)には船速を、第7図(f)には往復のアンテナ高の差を示した。但し第7図(f)では見やすくするために線形成分を差し引いてある。アンテナ高は往復で最大3cmの差がある。その顕著な特徴は、経度が175度48分と51分と56分付近を節とする長波長のパターンを呈することである。船速のゆらぎや水平位置の差は高度差の要因となりうるがどちらについてもアンテナ高差との明瞭な相関は無い。そこでアンテナ高度が時間的に変動している可能性について考える。

湖の水位が周期的に振動する現象はセイシュ(静振)と呼ばれる。その周期は湖の形と深度分布によって決まる。身近な例では噴水でもセイシュを目にすることができる。輪郭が円形の噴水で、噴水の勢いが規則的に変化している場合がある。これは噴水によって励起された同心円状の波によって中心にある噴出口が水面上に出たり水面下になったりすることによる(三好, 1982)。タウポ湖でもセイシュは観測されている。Gilmour (1991)によればタウポ湖のセイシュには様々な周期のものがあるが、最も明瞭なのは南北方向の基本振動と東西方向の基本振動で、周期はそれぞれ35分と30分である。振幅は場所によっても時によっても異なり、通常は3cm程度であるが、最大で20cmにも達することがある(ECNZ, 1995)。第7図(f)と第6図を対照すれば、同一点を往路で通過してから復路で通過するまでの時間がわかる。経度175度56分では約60分、経度175度51分では約30分、そして転回点の経度175度48分付近では0分である。これは周期30分の東西方向の基本振動に相当するセイシュと関係があることを示す。このことから第7図(f)で認められる往復のアンテナ高差の主要部分はセイシュに起因する可能性が強いと言える。

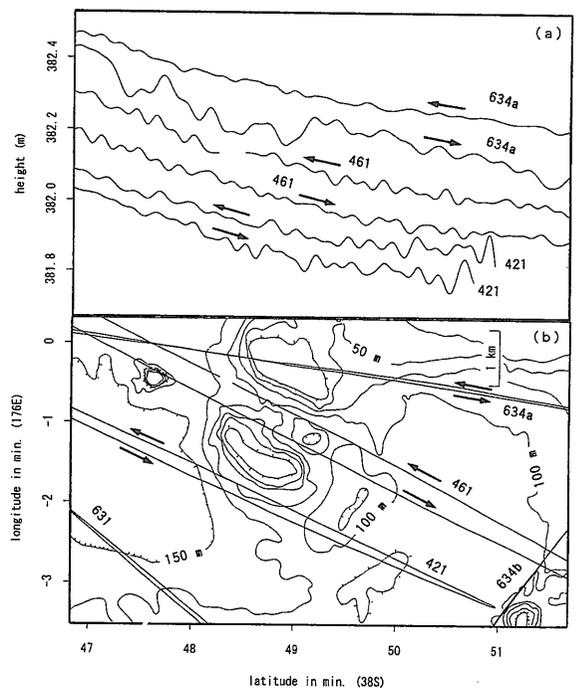
なお、この測線は単生火山のモツタイコ島のすぐ横を通過する。この程度の地形だけでは有意なジオイド起伏が現れるとは考えられないが、往路では奇

妙な高まりが現れている。帰路には特別の高度変化はなく、水平位置のずれ・船速のゆらぎも特に無いことから、原因は水面高の局所的な時間変動にあると考えられる。

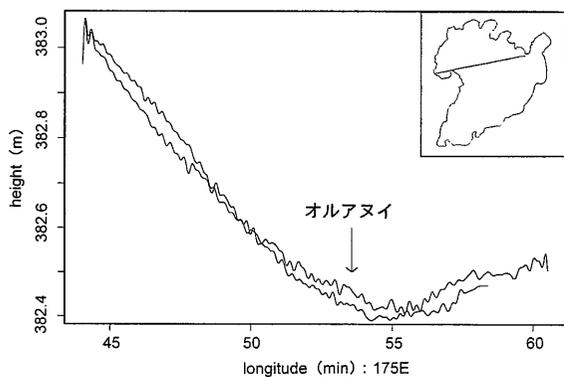
以上をまとめると、往復測線と測線同士の交差点での測定値の比較から再現性という意味での精度は3cm以内と考えられる。また、この誤差のうち相当部分はセイシュによるものと考えられる。

## 6. 巨大噴火の噴火口直上のデータについて

1,800年前のタウポ噴火の火口は現在ではホロマタンギ暗礁となっている。この暗礁は非常に浅いので、オトウエイさんは地殻変動測量の際にはここにも測量点を設けている。この付近には暗礁と局所的な深みが近接していて、タウポ湖で最も複雑な湖底地形を呈する(第8図(b))。この地域は火山学的にも興味深い地域なので、この付近を3回航行した。測定結果を第8図(a)に示す。測線461の往路では途



第8図 ホロマタンギ暗礁(図の中央部, 25m等深線の内側部分)付近を通る3測線の往復のアンテナ高差(a)と測線の位置(b)。見やすくするために、アンテナ高差は各測線について一定値を加えて重ならないようにした。



第9図 測線632の一部についてのアンテナ高の変化

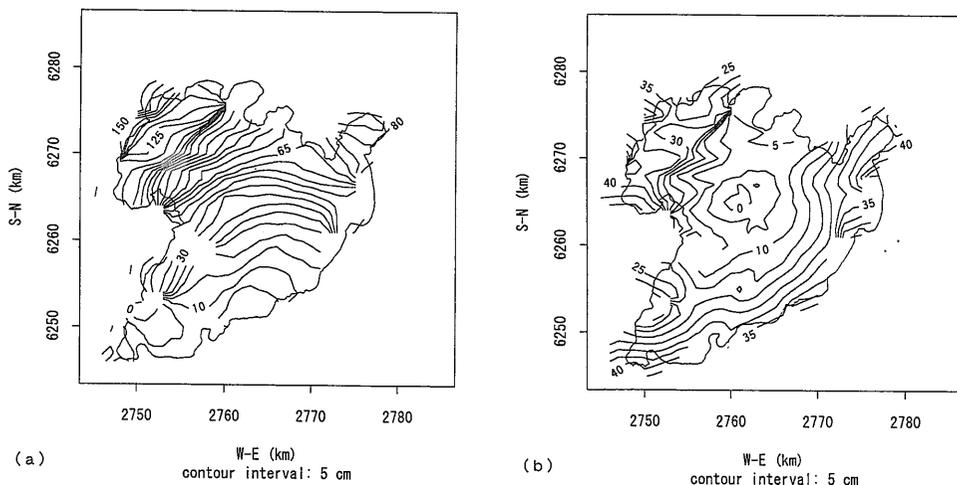
中サイクルスリップのために解析できなかった区間があるが、ほぼ全区間解析できている。おおむね3km以内の幅に往復6測線のデータがある。この測定結果を比較してみると、やや下に凸の線形に近い傾向が共通な特徴として認められ、それに不規則な短波長成分が重畳している。特に測線634については往復測線100m以内で近接しているのにアンテナ高は20cmもの差が現れている部分がある。ホロマタンギ暗礁程度の規模では湖底地形の影響がジオイド起伏に現れないことは第3図(b)に示したモデル計算からも推定できる。従って短波長成分の不一致については、時間的な変動を示している可能性が強い。特に大きい違いが現れているのがホロマタンギ暗礁のすぐ北側であることから、モツタイコ島近傍と同様に、地形的な影響で励起された振動が原因の可能性もある。一方、共通に見られる線形の傾向は

広域構造の影響を、やや下に凸になっているのはタウポ火山に関する地域的な構造の影響によると考えられる。これについては後で検討する。

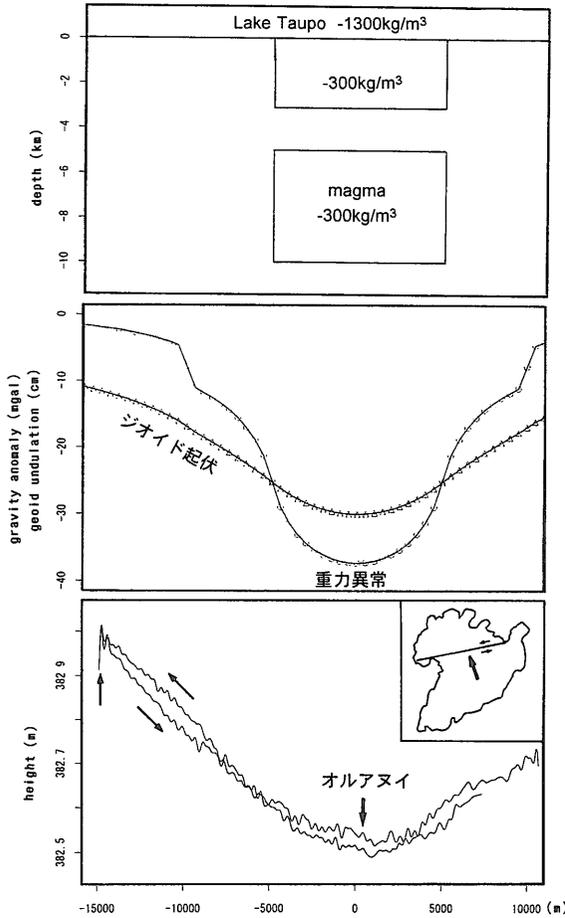
タウポカルデラに係わる最大の噴火は26,500年前のオルアヌイ噴火である。その火口上を通過した測線632について検討する(第9図)。この測線では復路で発着場の手前5km付近からサイクルスリップが頻発した。しかしそれ以外の大部分で良好な結果が得られている。ここで目につくのはオルアヌイのやや東側を底とする下に凸のパターンであるが、これについては後で検討する。東経175度44分付近、50分付近、56分付近を節とする往復測線間でのアンテナ高の差も特徴的である。これについては測線634(第7図(f))で指摘したように東西の基本振動のセイシュに起因する可能性が強い。

## 7. タウポ火山の地下構造の検討

今までに見てきた測線ではいずれも測線全体に及ぶ長波長の起伏が認められる。このうち、線形成分は広域的な地下の不均質構造に起因すると考えられる。すでに指摘したようにジオイド起伏は重力異常よりも遠方の影響を受けやすい。従ってタウポ火山の地下構造という地域的な問題を考えるには広域の影響を除去しなければならない。全測線データを使って湖面高の等高線を描いてみると(第10図(a))、この湖面高のパターンには南東から北西方向に高くなる平面的な成分が卓越していることがわか



第10図 すべてのGPSデータで計算したタウポ湖面の等高線(a)、線形成分を除いた残差成分(b)。



第 11 図 不均質構造モデルから推定されるジオイド起伏と測定結果の比較。(a) 仮定したモデル, (b) ジオイド起伏と重力異常, (c) 測線632の測定値。

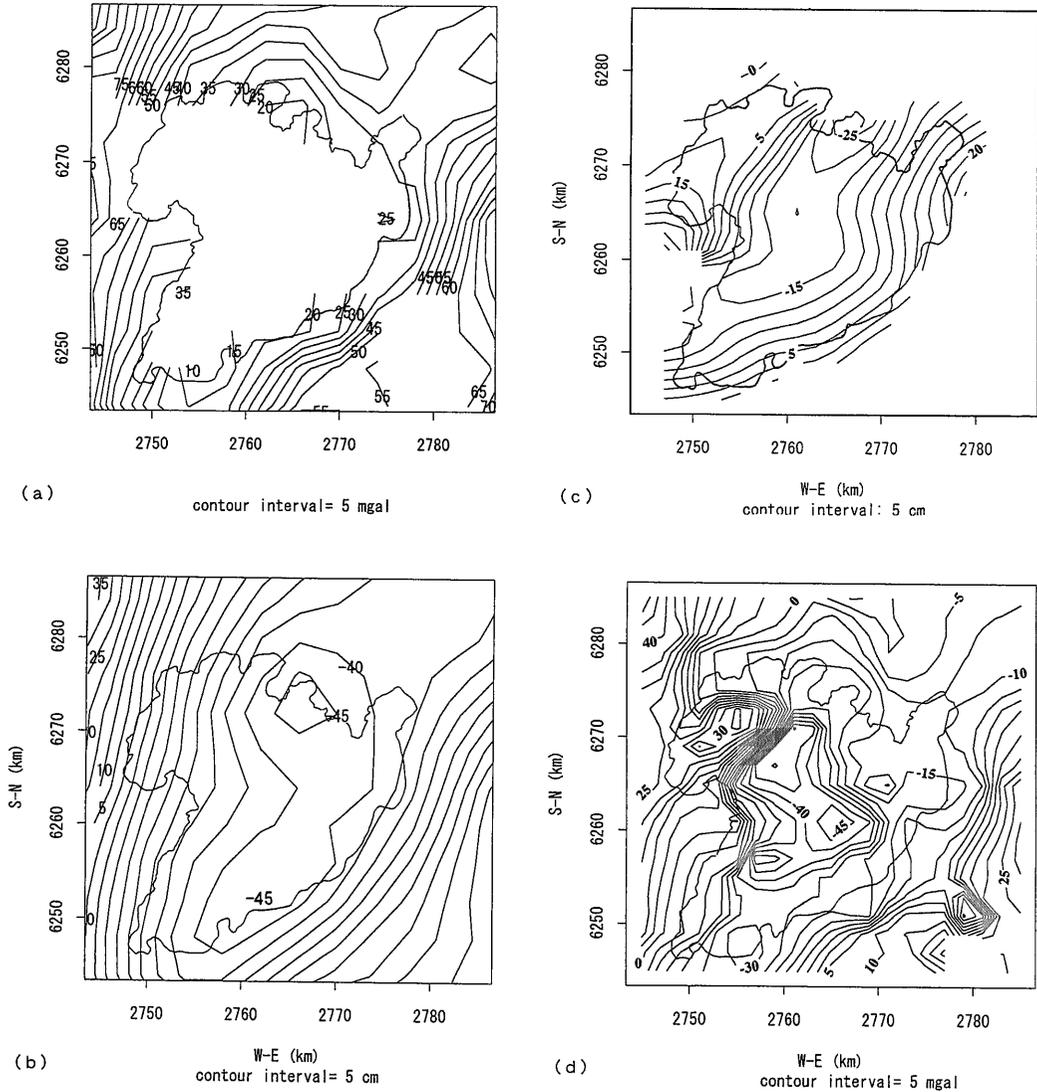
る。これを除去した残差が第10図(b)である。平面的な成分は広域的なジオイド起伏を表していると考えられるが、実際に衛星アルチメトリから決められた地球規模のジオイド起伏(Rapp,1994)とよく合う。一方、第10図(b)はタウポ湖直下の地域的な不均質構造に強く影響されていると見ることができる。

実際に地下構造モデルでこのジオイド起伏の解釈を試みる。ジオイド起伏の分解能があまり高くないことを考慮して単純なモデルを仮定する。カルデラ地形、カルデラ内の低密度層、マグマ溜まりをそれぞれ直方体で近似する。第3図に示したモデル計算結果を援用して試算してみる。カルデラ地形としては20km×20kmの範囲に深さ100mの湖水があるとして第3図(a)を、カルデラ内の低密度層としては

10km×10kmの範囲に深さ100mから厚さ3kmを仮定して第3図(b)を、マグマ溜まりとしては10km×10kmの範囲に深さ5kmから厚さ5kmを仮定して第3図(d)に基づいて評価する(第11図(a))。それぞれ平均的構造との密度差を-1,300kg/m<sup>3</sup>、-300kg/m<sup>3</sup>、-300kg/m<sup>3</sup>とすれば、ジオイド起伏と重力異常は第11図(b)となる。これをオルアヌイを通る測線632の結果と比較する(第11図(c))。なお、第11図(c)は第9図から広域成分(第10図(a)の様な傾斜成分)を除いたものである。西側湾奥の部分を除いてほぼ一致する。不一致の原因については、仮定した単純なモデルとの違いが大きいか(例えば西側湾奥の付近一帯が湖水面に対して100m高い台地状になっていること)が考えられる。

上記の試算では10km×10kmの広がり浅部の低密度層がジオイド起伏パターンの決定に大きく寄与しているのでこの存在はほぼ確実である。しかしマグマ溜まりについては、ここに示したモデルは一意的ではない。5km以深に想定した10km×10kmのマグマ溜まりが寄与するジオイド起伏パターンは、湖の範囲内では湖と同程度の広がりを持つ低密度層を想定しても再現できそうである。これを区別するにはタウポ湖をとりまく広い範囲のデータが必要になる。陸上でジオイド起伏を求めようとすれば同一点で水準測量とGPS測量を行って比較する必要があるので新たな測定が必要になる。一方、重力異常とジオイド起伏にはストークス積分で表される解析的關係があるので、これを陸上の重力異常データに対して適用できる。実用的には統計的關係を利用したLSC法という解析方法があり、衛星アルチメトリのデータと重力異常データを組み合わせた解析に使用されている(瀬川, 1984; 福田, 1995)。タウポ火山帯の範囲では5km格子で重力異常データがある(Bibby et al., 1995)のでこれを利用して今回の湖上GPSデータと組み合わせて解析することができる。その概要を簡単に示す。

第12図(a)は陸上での重力測定データに基づくフリーエア重力異常図である。この重力異常図からLSC法を用いて推定したジオイド起伏は第12図(b)である。タウポ湖周辺の陸上重力データから推定される陸上のジオイド起伏の波長成分と比較するために、湖上GPS調査によって推定されたジオイド起伏(第10図(b))の7km以上の長波長成分を第12図(c)に示す。



第12図 (a) LSCの陸上重力データに基づくフリーエア異常, (b) 陸上重力データから推定したジオイド起伏, (c) 湖上GPS調査で求められたジオイド起伏の長波長成分, (d) 湖上IGNS調査と陸上重力データから推定したタウポ湖付近の重力異常。

第12図(b)と第12図(c)では基準値が異なるので相対的なパターンについて比較する。各々のデータ領域は陸上と湖上で全く重なっていないにも係わらず大きいトレンドは合っている。そこで、陸上の重力異常(第12図(a))と湖上ジオイド起伏(第12図(c))にLSC法を適用して、重力異常図を推定してみた(第12図(d))。精度の吟味が不十分なため、この図の解釈には注意を要するが、低重力異常の中心が二つの巨大噴火の火口(オルヌイとホロマタンギ)に分かれているように見えることは興味深い。

1996年11月号

## 8. おわりに

1996年3月18日、帰国を3日後に控えて杉原はスコットさんと並んでロルア湖畔の芝生に座っていた。スコットさんとはロルア湖とロイチ湖でGPS調査を行ったが、その時はロルア湖での最後の調査を終えたところだった。彼は、船上GPS調査を火山モニタリングに使う可能性について質問した。「ロルア湖のように大きさが10km位で中央に島がある湖ならば島で重力測定を行う方が敏感だろう。タウ

ポ湖ならば湖岸での重力測定に比べて船上GPS調査が意味を持つ場合があるかも知れない」と答えた。再び第3図(a)の結果を援用すれば、10km×10kmの広がりをもつ厚さ3kmの領域が深度100m以深にあったとして、密度が50kg/m<sup>3</sup>変化したとする。中心から10km離れた湖岸地点では0.02mgalの重力変化が起こる。これに対して中心部の湖面高は2.8cm変化することになる。これならば検出可能である。但し、ここで仮定した密度変化は150億トンもの質量変化に相当する。普通はこのような規模の変化はないだろう。もっとも、タウポ巨大噴火の前兆ならばありうるのかも知れない。

GPSによる湖上調査の意義はやはりジオイド計測にあるが、セイシュの計測手段としても有望と考えられる。本報ではセイシュの可能性を指摘するにとどめたが、測線時刻を考慮して相関を見ればセイシュの基本振動成分を分離することは可能だろう。ブイにGPSと傾斜計を取り付けて水位変化をモニタリングすることは行われているが、ボートによるGPS測定でも複数のGPS受信器を搭載すればボートの傾きの影響を除去できるだろうし、複数のボートで同時に測定すれば時間変動成分を抽出する上で有効であろう。

なお、タウポ湖では数年前に船上重力調査がIGNSによって行われている(Davy, 私信)。このデータはまだ公表されていないが、今回のGPS調査結果と比較することでタウポカルデラの地下構造について理解がすすむものと期待される。

謝辞：本調査は平成7年度科学技術振興調整費個別重要国際共同研究によって行われた。また調査法自体は平成5年度から3年間にわたってシーズ研究として検討してきたものである。本研究にあたってはニュージーランドIGNSの共同研究者のオトウエイさん、スコットさん、ハントさんのご協力をいただいた。また同時期にニュージーランドで別の調査を行っていた地質調査所の方々からの助力もあった。記して謝意を表します。

## 参 考 文 献

- Bibby, H. M., Caldwell, T. G., Davey, F. J. and Webb, T. H. (1995) : Geophysical evidence on the structure of the Taupo Volcanic Zone and its hydrothermal circulation. *J. volcanol. Geophys. Res.*, 68, 29-58.
- ECNZ (1995) : Lake Taupo lake levels, 7pp, ECNZ, Wellington.
- 福田洋一 (1995) : 日本およびその周辺のジオイドの精密決定. *測地学会誌*, 41, 1-16.
- Gilmour, A.E. (1991) : Seiche characteristics in Lake Taupo, New Zealand. *N. Z. J. Marine and Freshwater Res.*, 25, 163-166.
- 萩原幸男 (1982) : 測地学入門, 東京大学出版会, 205pp, 東京.
- 萩原幸男 (1993) : GPS- 測地科学技術の革命, *地学雑誌*, 102, 1-12.
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., McWilliams, M.O., Lanphere, M.A., Weaver, S.D., Briggs, R.M. and Pringle, M.S. (1995) : Chronology and dynamics of a large silicic magmatic system: Central Taupo Volcanic Zone, New Zealand, *Geology*, 23, 13-16.
- Komazawa, M. (1995) : Gravimetric analysis of Aso volcano and its interpretation, *J. Geod. Soc. Japan*, 41, 17-45.
- 駒澤正夫・杉原光彦 (1990) : 重力探査におけるGPSの利用可能性, *地質ニュース*, no.428, 32-37.
- 倉賀野 連・柴田 彰・網野正明・坂井伸一 (1994) : TOPEX / POSEIDON 高度計データの力学高度場の解析, *月刊地球*, 184, 632-636.
- 三好 寿 (1982) : セイシュに関する小実験, *月刊海洋科学*, 14, 428-434.
- Morris, C.S. and Gill, S.K. (1994) : Evaluation of the TOPEX / POSEIDON altimeter system over the Great Lakes, *JGR*, 99-C12, 24527-24539.
- 西 祐司・杉原光彦 (1982) : ニュージーランドホワイト島火山微小地震観測記, *地質ニュース*, no.457, 34-49.
- Rapp, R.H. (1994) : Global geoid determination. *Geoid and its geophysical interpretations*, Vanicek, P. and Christou, N.T. ed., CRC Press, 57-76.
- 瀬川爾朗 (1984) : 重力異常とジオイド高, *月刊地球*, 6, 401-411.
- Wilson, C.J.N. (1993) : Stratigraphy, chronology, styles and dynamics of late Quaternary eruptions from Taupo volcano, New Zealand. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, A 343 : 205-306.
- 横山 泉 (1993) : じょうご型カルデラの証拠, *月刊地球*, 15, 672-681.
- 吉田耕造 (1978) : 海流を追う, *月刊海洋科学*, 105, 613-617.

SUGIHARA Mituhiko, MIYAZAKI Jun'ichi and KOMAZAWA Masao (1996) : A Kinematic GPS Survey at Lake Taupo, New Zealand.

<受付：1996年8月29日>