



Title	北海道幌満地域とその周辺における重力異常
Author(s)	山本, 明彦; YAMAMOTO, Akihiko; 山田, 一夫 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 64, 51-80
Issue Date	2001-03-27
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.64.51
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14290
Type	departmental bulletin paper
File Information	64_p51-80.pdf



北海道幌満地域とその周辺における重力異常

山本 明彦・山田 一夫*・齋藤 松彦†・石川 春義

北海道大学大学院理学研究科地震火山研究観測センター

(2000年12月25日受理)

Gravity Anomaly around the Horoman Peridotite Region, Central Hokkaido, Japan

Akihiko YAMAMOTO, Kazuo YAMADA,

Matsuhiko SAITO and Haruyoshi ISHIKAWA

Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University

(Received December 25, 2000)

The Horoman Peridotite Region (HPR), located in the southern part of the Hidaka Collision Zone in Central Hokkaido, Japan, is characterized by such high-density rock bodies as the Horoman and Nikanbetsu Peridotite Complexes. Although Bouguer anomaly distributions of the Hidaka Mountains are well known to be positively correlated with topography, those around HPR are little known due to sparse density of gravity measurements. We carried out gravity surveys around the southern part of the Hidaka Mountains in the period between 1994 and 1996 together with vibroseismic observations and established more than 400 stations, including 75 new data around HPR, in 1994 surveys. A new Bouguer anomaly map reveals an excellent correlation between tectonic boundaries or known faults and Bouguer anomaly distributions, and also suggests that high gravity anomalies in the Horoman and Nikanbetsu Peridotite Complexes and their surroundings are intimately related to their surface geology. Surficial density distributions were theoretically inverted by ABIC method using newly obtained gravity data and the results suggest that the Horoman and Nikanbetsu Peridotite Complexes exhibit a striking density contrast of more than 1.0 g/cm^3 to their surroundings. We, then, forwarded crustal models iteratively in the profile across the Horoman and Nikanbetsu Peridotite Complexes, using geologic information, until their gravity attractions would make a best fit to the observed Bouguer anomalies. Finally, we obtained the crustal model which well explains the observed gravity along this profile. The obtained crustal model implies that the Horoman and Nikanbetsu Peridotite Complexes are directly linked together at depths of more than 1 km.

*現在, 株式会社 パスコ

†現在, 株式会社 LAC

I. は じ め に

日高変成帯は変成作用を受けたオフィオライトからなる海洋性地殻断面を示す西帯と、東へ傾斜する島弧的な地殻及び上部マントルの断面を示す主帯から構成され、両者は日高主衝上断層によって接合していると考えられている (Fig. 1; 小松他, 1986). この衝上運動は、中新世後期以降に始まった太平洋プレートの千島海溝での斜め沈み込みによる千島弧外帯の西進に伴って起こったと考えられている (Fig. 2; 木村, 1981) が、変成帯の形成から山脈化して現在の姿に至るまでの造構史については様々な解釈があり、本稿ではそれらの成果に基づいて、重力異常の解釈を交えながら議論を行なう。

本稿で対象とする地域は、Fig. 1, Fig. 3 に示すように日高変成帯南端部に位置し、北は広尾岳、南は襟裳岳、西は様似、東は庶野に渡る地域である。この地域は『幌満カンラン岩体』(以下、幌満岩体)、『ニカンベツカンラン岩体』(以下、ニカンベツ岩体)等をはじめとするいわゆるマントル物質が多く分布する地域であり、本稿ではこの地域を『幌満地域』と呼称する。幌満岩体は、アポイ岳周辺に南北 8 km、東西 6 km に渡って分布しており、主にダナイト、レルゾライト、斜長石レルゾライトからなり、顕著な層状構造をもつことが知られている (新井田・加藤, 1978)。また、ニカンベツ岩体は、ニカンベツ川中流域の東西およそ 2 km、南北およそ 1 km の範囲に渡って分布しており、断層および剪断帯で周囲の片状ホルンフェルス、黒雲母片麻石、片麻石及びはんれい岩類に接している。ニカンベツ岩体は主に斜長石レルゾライト及び少量のダナイトから構成され、その層状構造の特徴とも合わせて考えると、ニカンベツ岩体は幌満岩体最上部にきわめて類似していると考えられている (新井田・加藤, 1978)。この他にニカンベツ川とアベヤキ川流域にもレルゾライトとダナイトからなる小規模な岩体が見られ、これらは幌満岩体の長軸方向や大きな破碎帯の方向とほぼ平行な北西～南東方向に連なっており、構造上注目される (在田他, 1978) (Fig. 1 参照)。

幌満地域を含めた領域において、過去に行なわれた重力解析の研究では、その多くが日高山脈の形成過程や日高衝突帯の衝上構造に的をしばった議論が行なわれる場合が多く、幌満地域そのものを重力解析の研究対象としたものは少ない。そのひとつの原因は地形が比較的急峻なため、重力探査が困難であったことが考えられる。今回、我々は日高衝突帯南部を中心として、幌満地域周辺における重力探査を実施した。本稿では幌満地域およびその周辺において新たに行なわれた重力探査とその解析結果について報告する。

II. 幌満地域周辺における重力測定

幌満地域周辺における重力測定は、国土地理院 (Geographical Survey Institute, 1955) に始まり、以来、大亀 (1972)、大川・笠原 (1976)、山本・森谷 (1989)、Maruyama et al. (1991) などによってなされており、その測定点数は幌満地域周辺で約 600 点に及んでいる。最近、地質調査所 (2000) は CD-ROM により日本全国の重力測定データを公開したが、本研究地域において

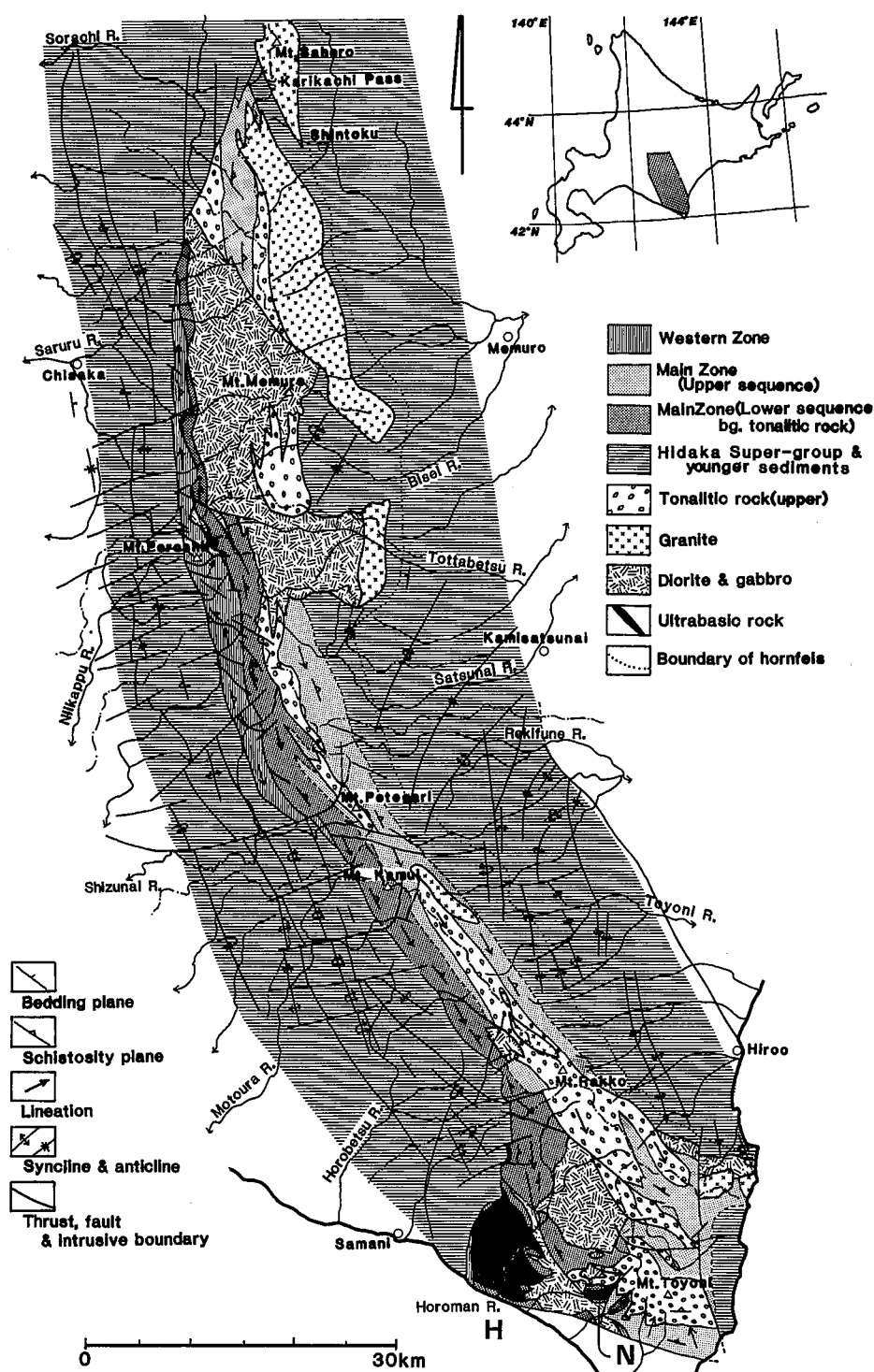


Fig. 1. Map showing simplified geology and tectonics of the Hidaka Metamorphic Belt and its surrounding area. (After Arita et al., 1986) H : Horoman Peridotite Complex, N : Nikanbetsu Peridotite Complex.

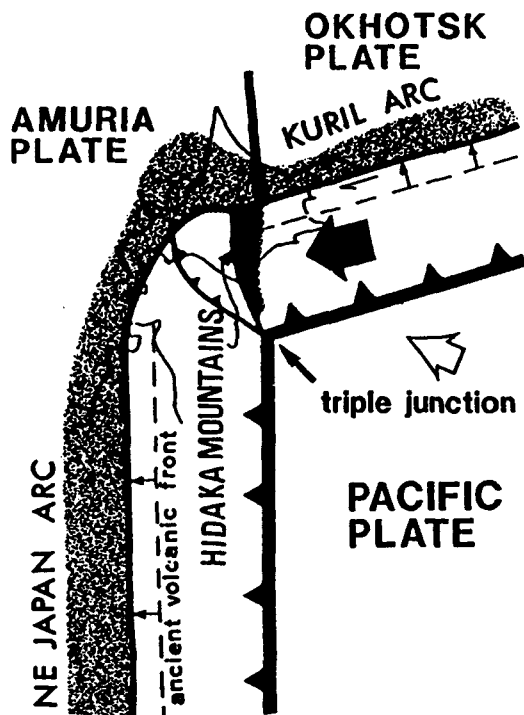


Fig. 2. Tectonic map around Hokkaido based on a triple junction model in late Pliocene. (After Kimura and Miyashita, 1986)

は地質調査所による観測点は含まれていない。今回、我々は日高山脈南部を横断するパイプロサイス反射法探査計画 (Arita et al., 1998 ; 伊藤他, 1998) の一環として、1994 年から 1996 年にかけて

(1) 日高山脈を横断する反射法探査測線とその周辺における重力探査,
 (2) 高密度岩体が集合している幌満地域 (幌満岩体・ニカンベツ岩体) 周辺での重力探査,
 を実施した。このうち、(1)については、Arita et al. (1998) および山本他 (2001) がパイプロサイス反射法探査および重力探査の結果を元にして、日高山脈南部を横断する測線における地殻構造解析を行なった。

一方、本稿では、(2)について、パイプロサイス探査測線の南部に位置する幌満地域において行なった重力探査での各重力計の特性、重力異常図の作成・解釈、地下構造解析、および、ABIC 法による表層密度解析、を中心として議論する。なお、(1)、(2)で新たに得られた 400 点を越える重力測定データの緯度、経度、標高、重力値等の数値については山本他 (2001) に収録されているので参照されたい。

今回、地質学的背景に基づいて幌満川流域を中心に行なった観測のうち、幌満地域に属する新

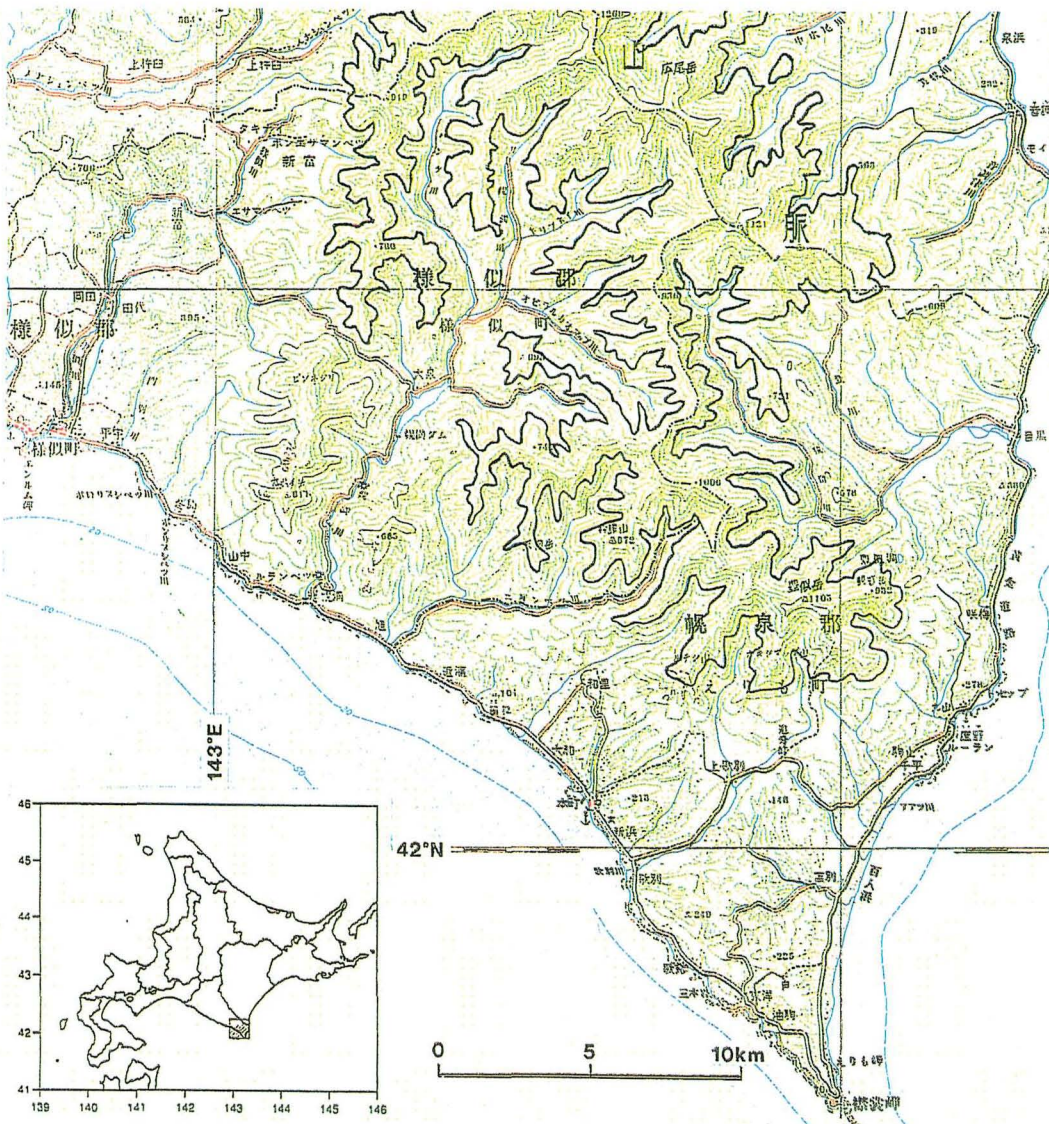


Fig. 3. Topography of the Horoman Peridotite Region based on 1/200,000 scale map issued by Geographical Survey Institute. Contour interval is 100m.

たな測定点は約 75 点に及ぶ。測定点は主として林道沿いに設け、最新の国土地理院発行の 1/25,000 地形図に示されている水準点、三角点、独立標高点等を利用して決定した。また、一部の観測点では、測定分布が一樣になるように、地形図の等高線を読みとって高度を決定した。観測に使用した重力計は、Scintrex # 227 重力計(以下、# 227 重力計と呼ぶ)と LaCoste & Romberg G 791 重力計(以下、G 791 重力計と呼ぶ)の 2 台の相対重力計であるが、解析においては、測定者による読み取り誤差をなくすために、全自動で測定可能な # 227 重力計の測定値を採用した。なお、G 791 重力計の測定値については、測定器による誤差あるいは各々の特性を知る上で十分活用した。

III. 絶対重力値の決定と誤差評価

重力測定から重力異常値を求めるには測定値から絶対重力値を決め、その後、各種重力補正を行なうという手続きが必要である。本稿のように、相対重力計を用いた観測においては、ある観測点での絶対重力値は一般に、その測定値を定数表により変換した後、重力計の器械高補正、ドリフト補正、及び地球潮汐補正を行ない、基準点の絶対重力値を加えることにより決定される。通常、この段階で誤差を生じやすい主要要素はドリフト補正であろう。本節では、主に 1994 年の観測期間中の各重力計のドリフトの様子やその時間変化を中心として絶対重力値の決定と誤差評価を議論する。

1. 重力計の機器特性と誤差評価

本稿では、各測定点の測定値を変換した後、器械高補正、ドリフト補正、及び地球潮汐補正を行ない、その相対値に対して、北海道大学理学部 3 号館 105 号室の一等重力点 (FGS. 3-105) の絶対重力値を基準値として使用した。その際、最新の成果である日本重力基準網 JGSN 96 (Nakai et al., 1997 ; Yamaguchi et al., 1997) を利用した。ドリフト補正については、重力計のパネの経年変化によるドリフトが線形に変化していると仮定して、FGS. 3-105 を閉環点とするループから求めたドリフト勾配を各測定点での測定時間を考慮して比例配分した。地球潮汐補正については中井 (1979) による計算機用プログラムを利用して補正値を求めた。同時に観測を行なった複数の重力計の間では、このようにして決定された絶対重力値はほぼ等しくなることが期待されるが、一般に、重力計ごとにその値に有意な差が出る場合がある。その大きな要因はドリフト補正である。ここで、各測定点において同一時刻に測定された # 227 重力計と G 791 重力計の測定値に、上述の補正を施した絶対重力値の差の頻度分布を Fig. 4 に示す。ほぼ $100 \mu\text{gal}$ を中心に G 791 重力計の値が大きくなる傾向が見られる。補正の仕方には相違がないため、この差は重力計のドリフト特性あるいは読み取りの誤差に原因があると考えられる。

読み取りの誤差が生じやすいのは、手動によるダイヤル回転読みとり方式を採用している G 791 重力計であるが、その測定の際にはダイヤルのバックラッシュを除くため、読み取り値の最終的な決定には常にダイヤル回転を値の大きな方向へ行なうように統一している。また読みとり

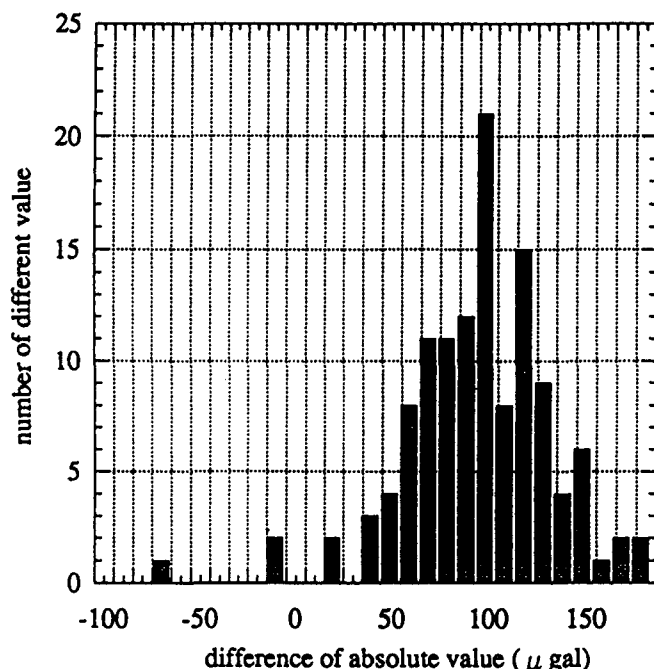


Fig. 4. Distribution of gravity differences between absolute gravity values by LaCoste & Romberg gravimeter (G791) and Scintrex gravimeter (#227). Measurements were simultaneously done during the period from August to November in 1994. Plotted values were obtained by subtracting absolute values of #227 gravimeter from those of G791 gravimeter.

そのものも、コンデンサのドリフトを伴う重力計外部への readout 出力ではなく、重力計内部のいわゆる cross-hair と呼ばれるイメージを利用している。この cross-hair による読みとりでは、一般に、観測者によって読みとりイメージの位置が異なるため、複数の観測者が混在する場合には測定誤差が生じやすいが、今回の観測では、各閉環測定の間はひとりの観測者のみによる測定を継続した。したがって、上記の考察より、異なる測定者による不確定性を考慮しても、測定誤差は大きくとも $10 \mu\text{gal}$ 程度であり、Fig. 4 に示された重力値の差の主因はドリフト補正であると思われる。なお、注意すべき点として重力計の読み取り値に対する補正係数（バネ定数）の問題があるが、G 791 重力計、# 227 重力計ともに、導入以来、内部のバネ定数の改訂に直接結び付く修理は行なわれておらず、また、ともに独自に検定済みの定数を使用している、という理由により、ここでは補正係数の問題は除外される。

次に両重力計のドリフトの時間変化の問題を検討する。まず、両重力計のドリフト特性を知るために、同一測定点における相対重力値の時間変化を Fig. 5 に示した。# 227 重力計については、北海道大学理学部 4 号館 205 号室において 1994 年 5 月下旬～8 月中旬にわたって行われた定常観測の値を利用している。ただし 8 月下旬以降の測定値は FGS. 3-105 において測定されており、

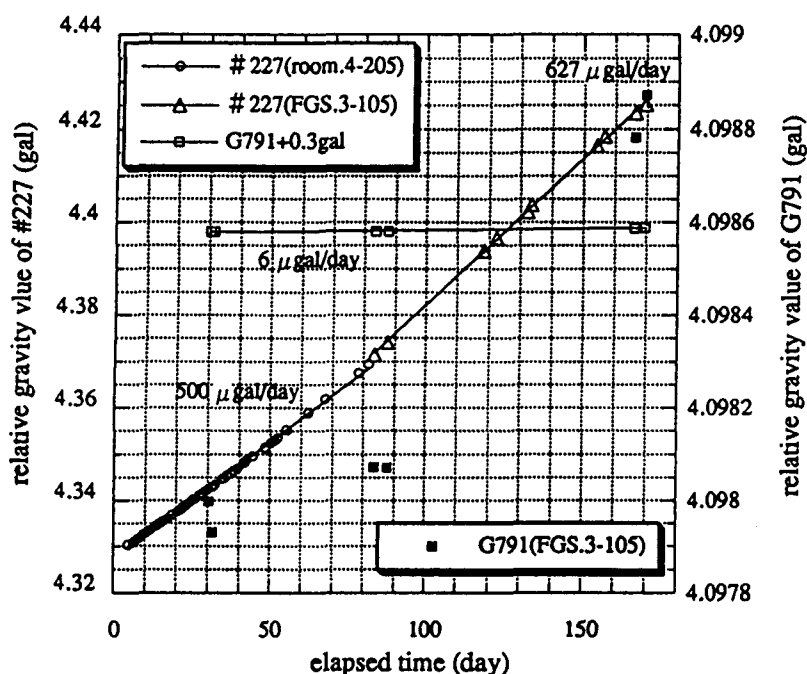


Fig. 5. Time variation of measured gravity values at an identical station after correcting instrumental heights and tides. Reference time is set to June 1, 1994. The measurement station for Scintrex #227 gravimeter is changed on the 83rd day from the reference time. Although the drift rate for Scintrex #227 gravimeter is significantly large ($627 \mu\text{gal/day}$), its linearity is surprisingly good. Note that the measured gravity values for LaCoste & Romberg G791 gravimeter do not show a good linearity (see closed square), although they indicate a very small drift rate of $6 \mu\text{gal/day}$ after converting their scale to fit to the one for Scintrex #227 gravimeter (see open square).

若干大きな値で推移している。これを見ても明らかなように、#227 重力計のドリフトは線形性に変えており、前述したドリフト勾配の求め方に問題はないと思われる。これに対して、G 791 重力計のドリフト変化は Fig. 5 の白抜き四角 (G 791+0.3 の線) で示されているように、#227 重力計と同一のスケールで見ると、非常に小さく安定しているように見えるが、拡大して見ると、黒四角で示されるように、#227 重力計に比べてそのドリフトは微妙に不規則に変化しているように見える。器械固有の特性にもよるが、一般にひとつの閉環測定のみから決定したドリフト勾配とその期間中の実際のドリフト勾配との間には差が生ずる場合が多く、今回使用した2種類の重力計では特に G 791 重力計にその傾向が強く見られる。したがって、Fig. 4 に見られる傾向は、G 791 重力計に対して、補正計算に用いた閉環測定によるドリフト勾配よりも、野外観測中のドリフト勾配の方が大きく推移したと解釈すべきかもしれない。

2. Scintrex # 227 重力計のドリフト特性

227 重力計は導入以来、比較的ふるまいのよいドリフトを持つ計測器であることが知られているが、その特性については十分な検証がなされているとは言えない。そこで # 227 重力計のドリフト特性についてもう少し検討を加える。

Fukao et al. (1999) および Saito (2001) はペルーアンデス山脈における重力探査において、# 227 重力計および G 791 重力計の特性と両者の定数検定について議論している。その結果によれば、# 227 重力計のドリフトは線形性が高く、精密重力観測を除けば、通常の閉環観測期間(1~2週間程度)中であれば線形ドリフトを仮定してもさしつかえないことがわかっている。またそれ以上の長期間においてもドリフトの変化に不安定性がなく、ドリフト補正は十分可能であると結論づけている。一方、G 791 重力計はペルーアンデス山脈における観測中でもドリフトの時間変化がやや大きくかつ不安定で、両重力計による同時観測がなされた場合にはやはり# 227 重力計による値が採用されている。

このように# 227 重力計のドリフト特性は大変に線形性に優れているが、Fig. 5からは、83日目以降に若干ドリフト勾配が大きくなる傾向もつかめる。この期間は野外観測をはさんでおり、行動中のドリフト勾配の変動が予想される。# 227 重力計の場合、ドリフト勾配が大きいためにその変動がドリフト補正量へ及ぼす影響は無視できない。そこで、1994年8月下旬~11月中旬に渡って、重複する期間も含めて安静時及び観測時期に取れる全てのループにおけるドリフト値と、各々のループの期間に定常測定から求めた安静時の平均ドリフト勾配を配分して割り出したドリフト値との差を求めて、その特性を調べた。その結果を Fig. 6 に示す。本来ならば、一回の野外観測を大ループにとり、その中に含まれる小ループとのドリフト勾配を比較検討するべきであるが、これまでに行なわれた観測においては、その期間が短く、比較できるだけのループを得られなかったことがあり、前述した手法を取った。Fig. 6 から、野外観測中のドリフトが安静時に比べて、約 $115 \mu\text{gal/day}$ 大きくなっていることがわかる。このことは前述した G 791 重力計との絶対重力値の差の問題において、傾向としては、ますます差を大きくする現象であり、問題を複雑化させている。しかし、4、5日という短期間の観測では、最大でも $600 \mu\text{gal}$ 程度の差であり、また実際の野外観測中の大ループと小ループとのドリフト勾配の差がもたらす閉環差はこれよりも小さいであろうと仮定し、ドリフトの補正に用いたドリフト勾配は、一律大ループから求めた値を採用した。このように、重力計のドリフト特性を考えた場合、得られた絶対重力値の信頼性を高めるためには、少なくとも野外観測中にいくつか仮基準点を設けてそのグループ内でドリフト勾配を求めることが望ましい。

本節で述べてきた問題点は μgal のオーダの変化を検出対象とする精密重力測定ではいずれも大変重要であるが、本稿のように地下構造を解釈するための重力解析においては、その誤差は微小であるものとして、本稿では# 227 重力計による化成値を絶対重力値として採用した。

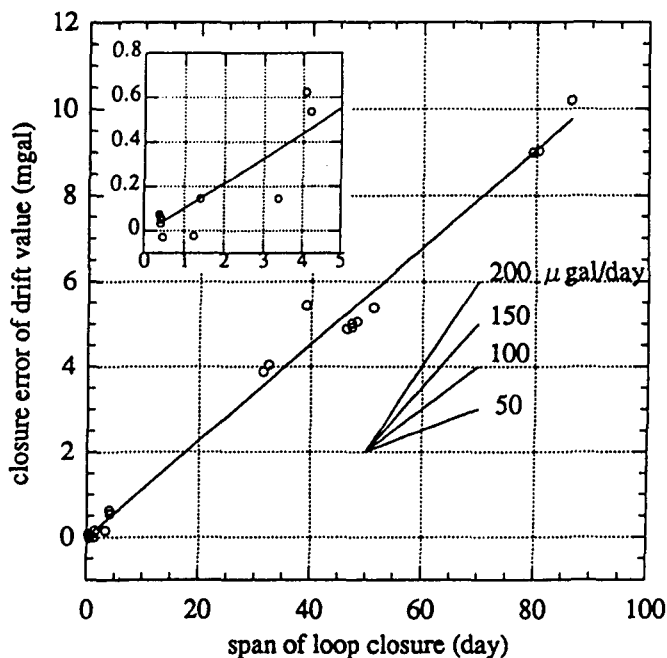


Fig. 6. Residual drift curves for Scintrex # 227 gravimeter, the values of which are determined by subtracting drifts in stationary measurements from those calculated from several closing stations during field surveys. Drift curves up to loop closure of five days are enlarged (inset). Note that the residual drift rate is significantly large (more than 100 $\mu\text{gal/day}$).

IV. 重 力 補 正

前節までに求められた各測定点の絶対重力値からブーゲ異常値を求めるために、次式を使用した。

$$BA = g - \gamma + \beta h - BC(\rho) + TC(\rho) + AC$$

ここで、 g ：絶対重力値、 γ ：正規重力値、 β ：フリーエア勾配、 h ：標高、 BC ：ブーゲ補正值、 TC ：地形補正值、 AC ：大気補正值、 ρ ：補正密度、であり、一般に、ブーゲ補正、地形補正は補正密度の関数である。絶対重力値の決定には、日本重力基準網 JGSN 96 (Nakai et al., 1997 ; Yamaguchi et al., 1997) に準拠した値を使用した。

1. 正規重力

正規重力は地球回転楕円体による引力と自転の遠心力によるポテンシャルから求められ、緯度によって変化する。ここでは 1980 年測地基準網正規重力式 (International Association of Geodesy, 1980) を使用した。なおこの理論式を決定する際には、大気質量による引力も微少なが

ら含まれている（日本測地学会，1974）ため，下記の補正式により大気補正を行なった。

$$AC = 0.87 - 0.0965 h$$

ここで， h （標高）の単位は km であり， AC は mgal で与えられる。

2. フリーエア補正

ρh は正規重力値に対するフリーエア・リダクションであり，今回のように山岳地域におけるデータを扱う場合，重力の鉛直勾配は地形の影響を顕著に反映するものと考えられ，各々の観測点において，それによる効果を考慮することが望ましい（萩原，1981）。本研究地域を含む日高地域では，大亀（1972）によってその効果が計算されており，それによると，大部分の地域で ± 1 mgal 以内の小さな値をとる。したがって，ここでは通常使われている一定値 0.3086 mgal/m を用いて計算を行なった。

3. ブーゲ補正

本稿の対象地域は約 35×35 km² 四方の広さであり，後に述べる地形補正計算を有限の領域について行なうことから，補正の過不足をなくするために，ここでは有限の球帽によるブーゲ補正を行なった（萩原，1978；山本，1984）。補正範囲は地形補正が行なわれる範囲と同じ半径 100 km とした。なお地形補正およびブーゲ補正における補正密度は，実際の岩石採取による密度測定によって決定されることもあるが，今回の観測では岩石のサンプリングを行なっておらず，また，幌満地域及びその周辺域における密度資料が十分には存在しないので，後述する ABIC 最小化法（Murata，1993）によって補正密度を決定した。それによれば，今回解析を行なった幌満地域の最適表層密度は 2.78 g/cm³ である。

4. 地形補正

今回行なった地形補正は一般に球面地形補正と呼ばれ，Yamamoto et al. (1982) による方法を用いた。この方法は，補正範囲を各測定点からの距離によっていくつかの領域に分け，その領域内の標高データを用いて，それぞれ遠方から線質量，角柱，及び，部分円錐で近似した地形の引力効果を計算するというものである。補正範囲は観測点から半径 100 km の範囲で行なった。計算に使用した標高データは，国土地理院提供による“KS-110-1”（250 m メッシュ数値標高データ）であり，陸水部等の修正を施した後に使用した。

V. 幌満地域におけるブーゲ異常とその特徴

前節までの補正を行なって求められた各測定点でのブーゲ異常値を基に等重力線（コンター）で結んだものが Fig. 7a のブーゲ異常図である。補正密度は 2.78 g/cm³ を使用した。図中に示した観測点は幌満地域に分布するもののみであり，今回の観測と並行して行なった日高山脈南部の

反射法探査測線周辺における重力探査を含めた全観測点分布を Fig. 8 に示した。また、測線 A-A' における地下構造解析については Fig. 10 に結果を示した。

Fig. 7a のブーゲ異常分布の特徴が一目で分かるように色分けしたものが Fig. 7b であり、地質構造と比較するために、簡略化した地質図とコンターを重ね合わせたものが Fig. 7c である。さらに地理情報、あるいは地形との相関を捉えるために、地形図と重ね合わせたものを Fig. 7d に示した。以上の図を照合すると、大きくわけて3つの特徴をつかむことができる。

(i) 幌満岩体付近での高重力異常

様似町北部あるいは北方の正重力異常域の尾根から続くコンターが、幌満岩体周辺で若干海側に張り出していることが分かる (Fig. 7a, 7b の H)。この正の重力異常域はリムの部分が比較的明瞭であり、周囲に比べて相対的に 10~20 mgal 程度大きなブーゲ異常値を示している。この異常域は Fig. 7c に示すように幌満岩体の地表分布とも非常によく一致しており、西側の中の川層群との境界はすどくたちきられていることがわかる。また、幌満岩体南縁の幌泉剪断帯 (活断層研究会, 1991) との境界も明瞭である。この幌満岩体付近での正の異常域は、幌満岩体が地下数千メートルにまで達する巨大な岩体である (新井田・加藤, 1978) という研究結果を支持するものである。

(ii) ニカンベツ岩体付近での高重力異常

短波長の正の重力異常の中心がニカンベツ岩体の中心と非常によく一致しており (Fig. 7c)、最大値は 45 mgal を越える。またニカンベツ岩体周辺では周囲に比べて相対的に 20 mgal 以上大きなブーゲ異常値を示している (Fig. 7a, 7b の N)。一方、Fig. 7b, 7c に見られるように、北方から続く高重力異常域とニカンベツ岩体付近での高重力異常域は、ハンレイ岩~片麻岩が分布する領域で鞍部状に分断されており、ニカンベツ岩体は北方から続く高重力異常の起源とは異なった物質構造を示すものと推定される。ニカンベツ岩体それ自体は地表でわずかに観測されるにとどまるが、この正のブーゲ異常域の規模は幌満岩体のそれと同程度かそれをうわまわるものであり、周囲のミグマタイトや片麻岩帯にまで広がっているように見える。表層地質だけから判断する限り、ニカンベツ岩体付近で見られる正の重力異常は地表に見られる地質境界とは一致せず、むしろ、ニカンベツ岩体が地下深部にまで達していると考えらるべきである。

(iii) 幌泉剪断帯に沿う急勾配

幌満岩体から庶野にかけて、幌泉剪断帯に沿った重力の急勾配地帯が顕著に見られる。この重力の急変地帯は、場所によっては 10 mgal/km を越える勾配を示し、日本でも有数の急勾配地域である。また、その走行は日高変成帯と中の川層群の堆積岩との間に存在する幌泉剪断帯ときわめてよく一致しており、幌泉剪断帯に沿う領域でブーゲ異常値が急激に減少し、

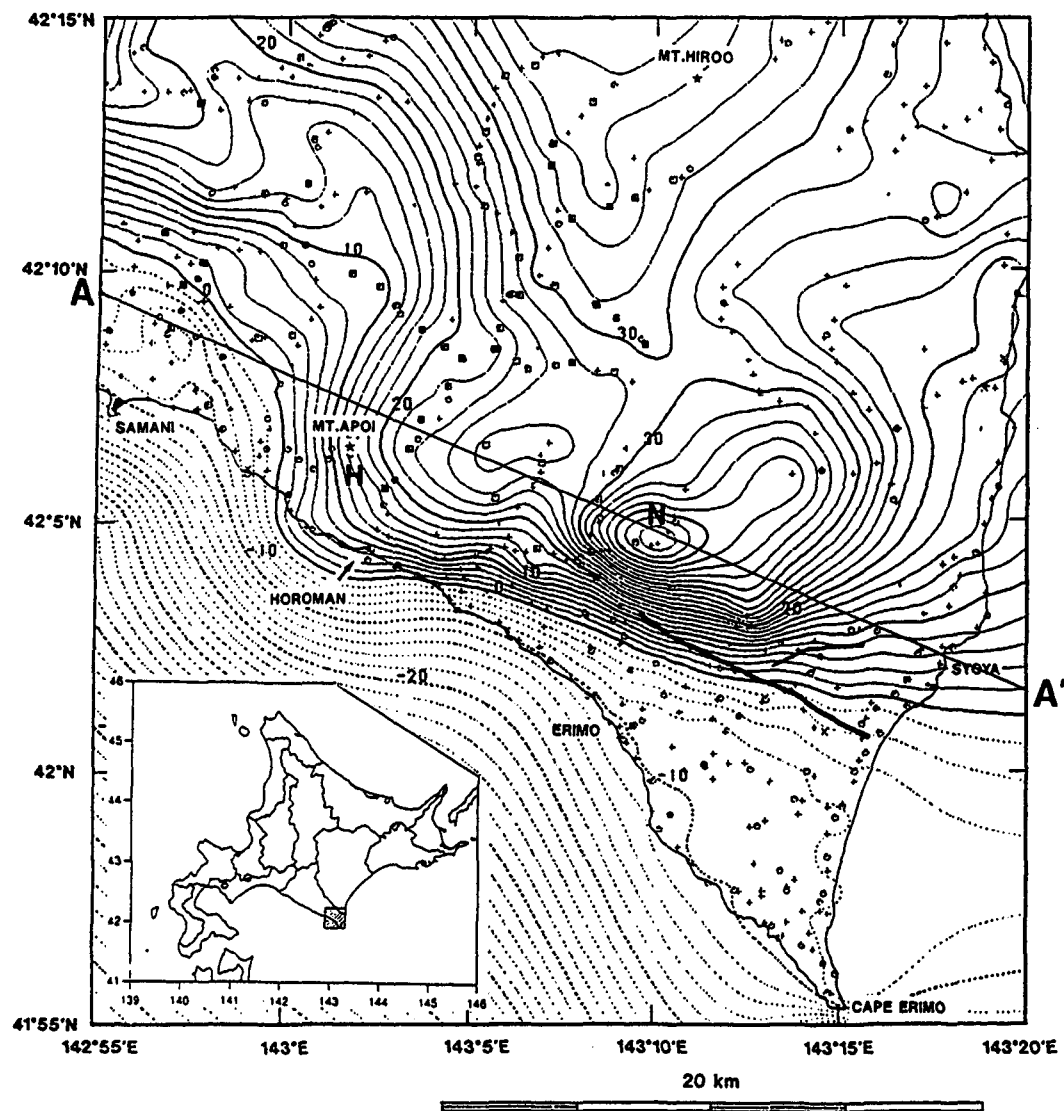


Fig. 7a. Bouguer anomaly map in the Horoman Peridotite Region with a contour interval of 2 mgal. Assumed density is 2.78 g/cm^3 . Locations of gravity stations are also shown. Open square: present study, plus sign: Maruyama et al. (1991), open circle: other institutes including Hokkaido University. Thick characters "H" and "N" represent the location of the Horoman and Nikanbetsu Peridotite Complexes, respectively. Line A-A' indicates the location of the profile for crustal modeling. See Fig. 10 for the results of crustal modeling.

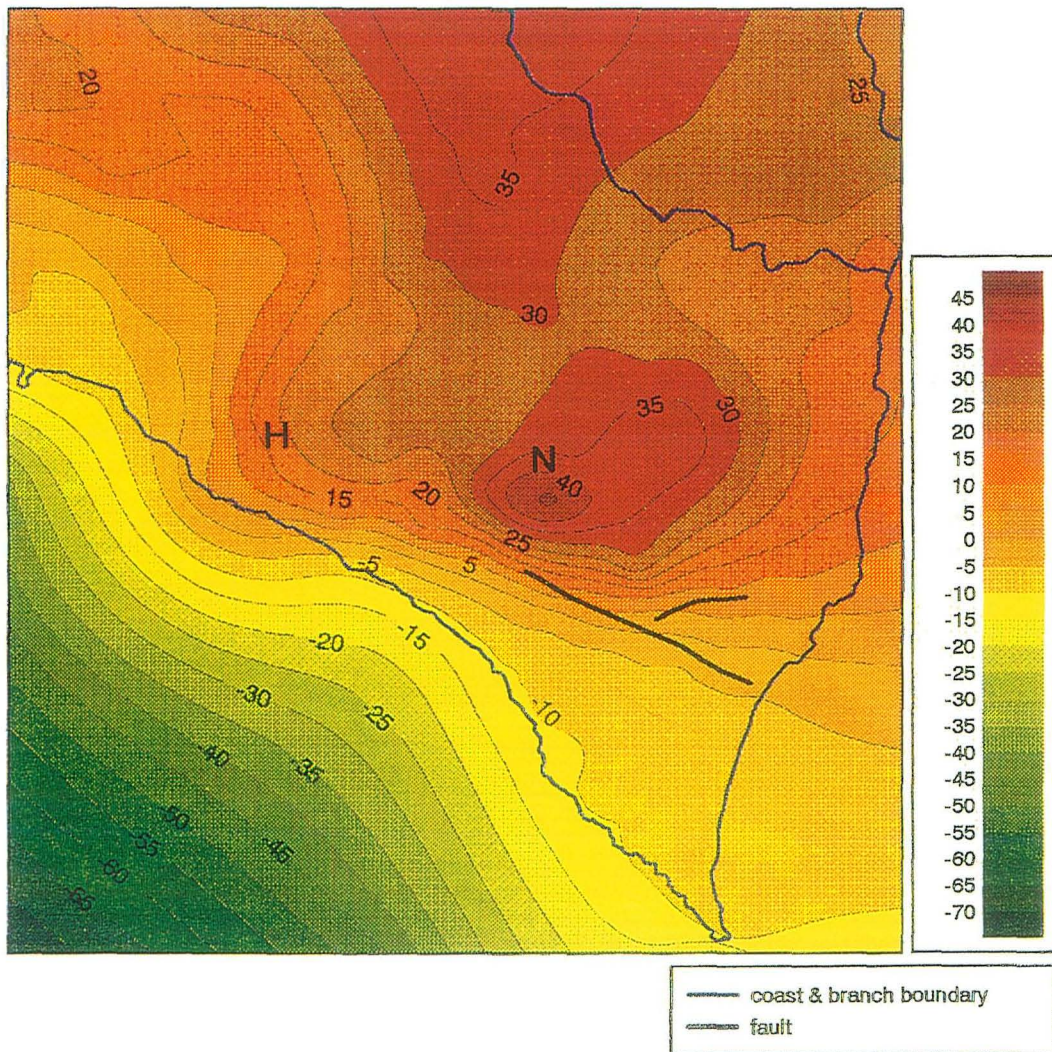


Fig. 7b. Colored version of Bouguer anomaly shown in Fig. 7a. Thick characters "H" and "N" represent the location of the Horoman and Nikanbetsu Peridotite Complexes, respectively.

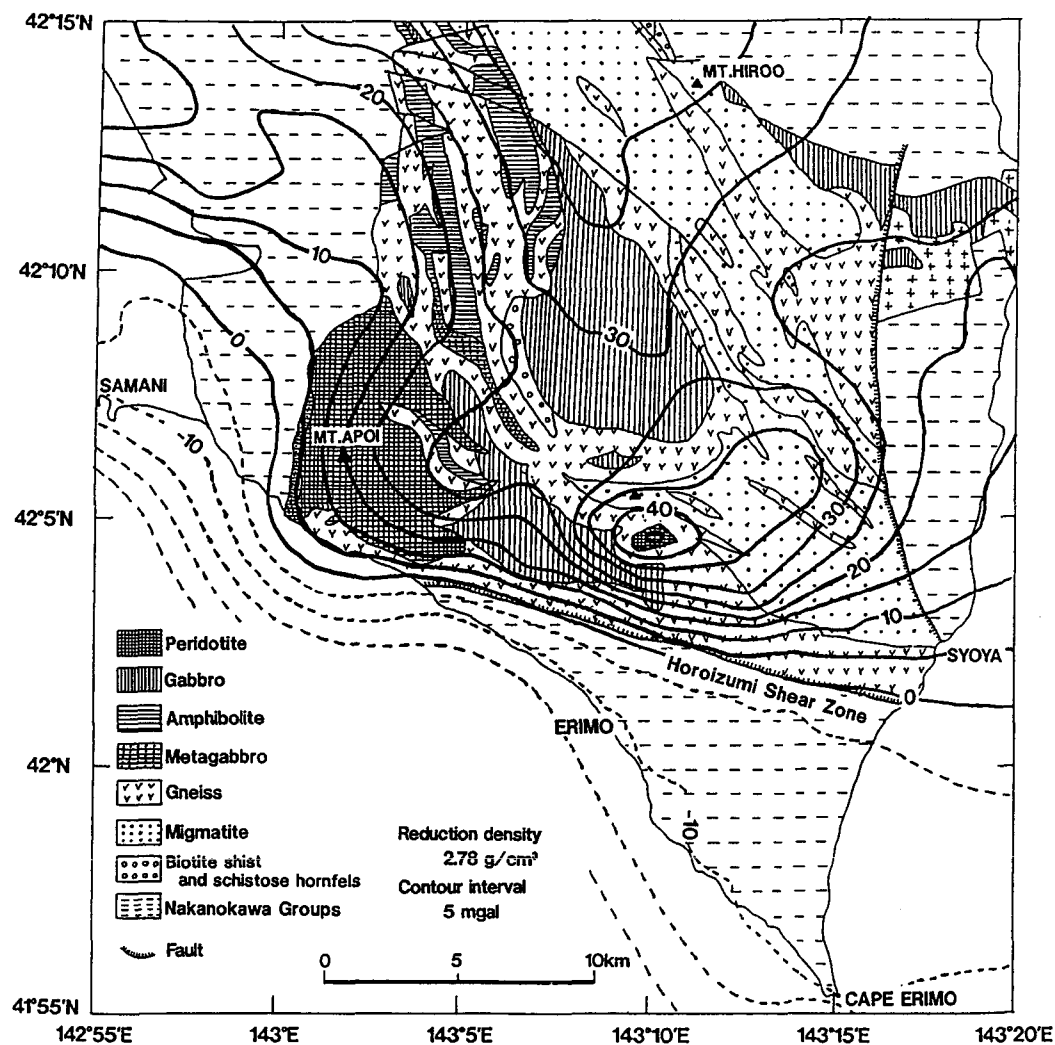


Fig. 7c. Simplified geology, modified from Yamaguchi et al.(1975), in the Horoman Peridotite Region. Bouguer anomaly contours in Fig.7a are overlapped.

その南側ではコンターが大変穏やかに広がっている (Fig. 7c)。これは幌泉剪断帯をはさんで地下構造がほぼ南北方向に急激に変化していることを意味しており、幌泉剪断帯が非常にシャープな物質境界であることを示している。幌泉剪断帯はまた、Fig. 7d, Fig. 8に見られるように、地上に見られる地形の境界でもあることは興味深い。

ブーゲ異常分布に見られるこれらの特徴は幌満岩体およびニカンベツ岩体とその周辺において概ね我々が期待したものであるが、Fig. 7cに顕著に見られるように、ニカンベツ岩体周辺での高重力異常は我々の想像を大きくこえるものであった。この事実はニカンベツ岩体周辺での地下構造モデリングを大きく左右する要素であり、ニカンベツ岩体は従来考えられてきたよりも地下深部にまで達している可能性が示唆される。

VI. ABIC 最小化法による表層密度の推定

前述した重力異常は主に周辺地域との岩石の密度差を反映すると考えられ、ブーゲ異常図から地質構造を推定するためには、その地域の密度分布と実際の地質構造を対比させることが有効である。

重力データから表層岩石密度を推定する方法はいくつかあり (Yamamoto, 1999)、もともとは重力補正のための推定法として発展してきた。対象領域に対する最適な補正密度を求めるためには、データの数や分布、標高値のばらつきなど、結果を左右するさまざまな要素が存在する。最近では ABIC 最小化法 (Murata, 1993) をはじめとして、情報理論をとりいれた推定法が開発され、対象領域が比較的せまい場合にも適用可能になってきた。このため、対象領域を小さなメッシュに分割して、各メッシュ内における最適な補正密度を独立に求めることが可能になった。この補正密度はいわば、各メッシュを代表する表層密度と考えられ、重力データのみから求めた理論的な表層地質構造をあらわしていると言うことができる。最近になって Nawa et al. (1997) は ABIC 法を拡張し、各メッシュ内の重力データを独立として扱うのではなく、それらが相互に及ぼしあう影響を考慮しながら、各メッシュを代表する表層密度を求める手法を開発した。

本稿では ABIC 法を応用して日高地域の二次元の表層密度構造の推定を試みた。幌満地域のみを計算の対象とする場合、観測点の数が少なく、その分布が偏っているため若干問題を生ずる。また、ここでは、日高山脈南部の表層密度分布を調べる目的もあるために、本稿では ABIC 法を適用する範囲を日高山脈南部全体に拡大した。Fig. 8に今回 ABIC 法を適用した範囲とその範囲におけるブーゲ異常分布を示す。補正密度は山本他 (2001) による 2.6615 g/cm^3 を使用した。この範囲は緯度 $41^{\circ}55' \sim 42^{\circ}40' \text{N}$ 、経度 $142^{\circ}30' \sim 143^{\circ}30' \text{E}$ に渡る地域であり、緯度方向に約 82.8 km、経度方向に約 81.6 km の広さである。Fig. 8に示すように、この領域では観測点の分布の粗密が比較的明瞭であり、かつ、ブーゲ異常の急変域が含まれることから、ABIC 法適用の合理性をさぐるための対象として適していると判断した。Fig. 9に計算結果を示す。Fig. 9a, 9bは後述するパラメータの取り方を変えて計算した密度分布図であり、メッシュのサイズはそれぞれ $4'$ 、 $6'$

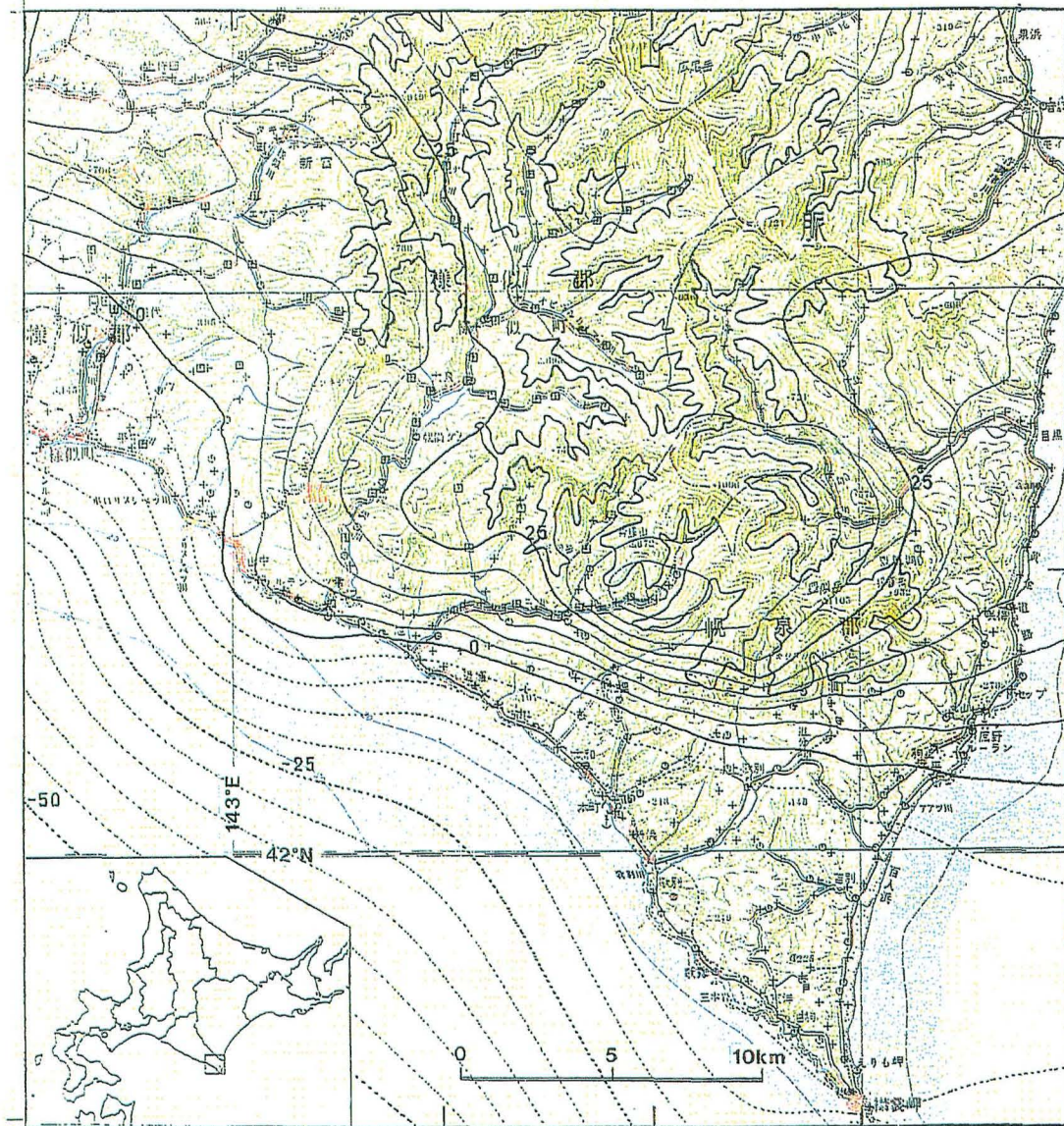


Fig. 7d. Topography (see Fig. 3) with which Bouguer anomaly contours and gravity stations in Fig. 7a are overlapped. Contour interval of topography is 100m. Note that gravity stations distribute over the area whose altitude is less than 500m.

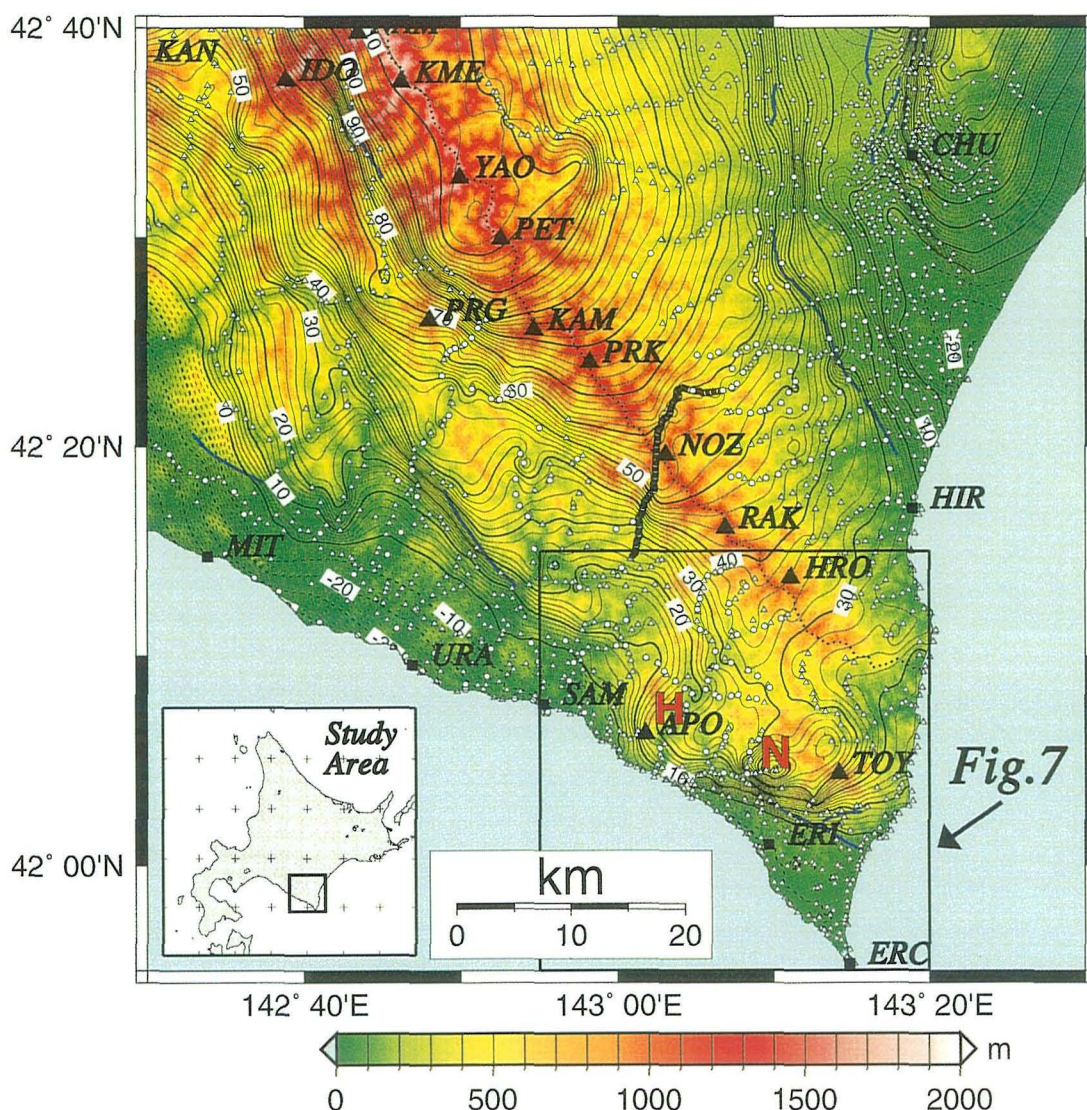


Fig. 8. Total region (southern part of the Hidaka mountains) to which ABIC method was applied for gravity inversion. Bouguer anomaly distributions with a contour interval of 2 mgal are illustrated, assuming a reduction density is 2.6615 g/cm^3 (Yamamoto et al., 2001). Locations of gravity stations are also shown. Open circles and open triangles indicate newly obtained gravity data in this study and pre-existed data, respectively. The coordinates, altitude, and gravity values of these newly obtained gravity data (open circles) are listed in Yamamoto et al. (2001). Thick blue lines depict known faults. Background colored image demonstrates digital topography. Thick red characters "H" and "N" represent the location of the Horoman and Nikanbetsu Peridotite Complexes, respectively. Large closed triangles and squares, followed by three capital letters, show locations of major named summits and cities (towns), respectively. MIT: Mitsuishi, URA: Urakawa, SAM: Samani, ERI: Erimo Observatory of Hokkaido University, ERC: Erimo Cape, HIR: Hiroo, CHU: Churui, TOY: Mt. Toyoni, HRO: Mt. Hiroo, RAK: Mt. Rakko, NOZ: Mt. Notsuka, PRK: Mt. Pirikanupri, KAM: Mt. Kamui, PRG: Mt. Pirigai, PET: Mt. Petegari, YAO: Mt. Yaoromappu, KME: Mt. Kamuiekuuchikaushi, IDO: Mt. Idonnappu. Box indicates the study area shown in Fig. 7.

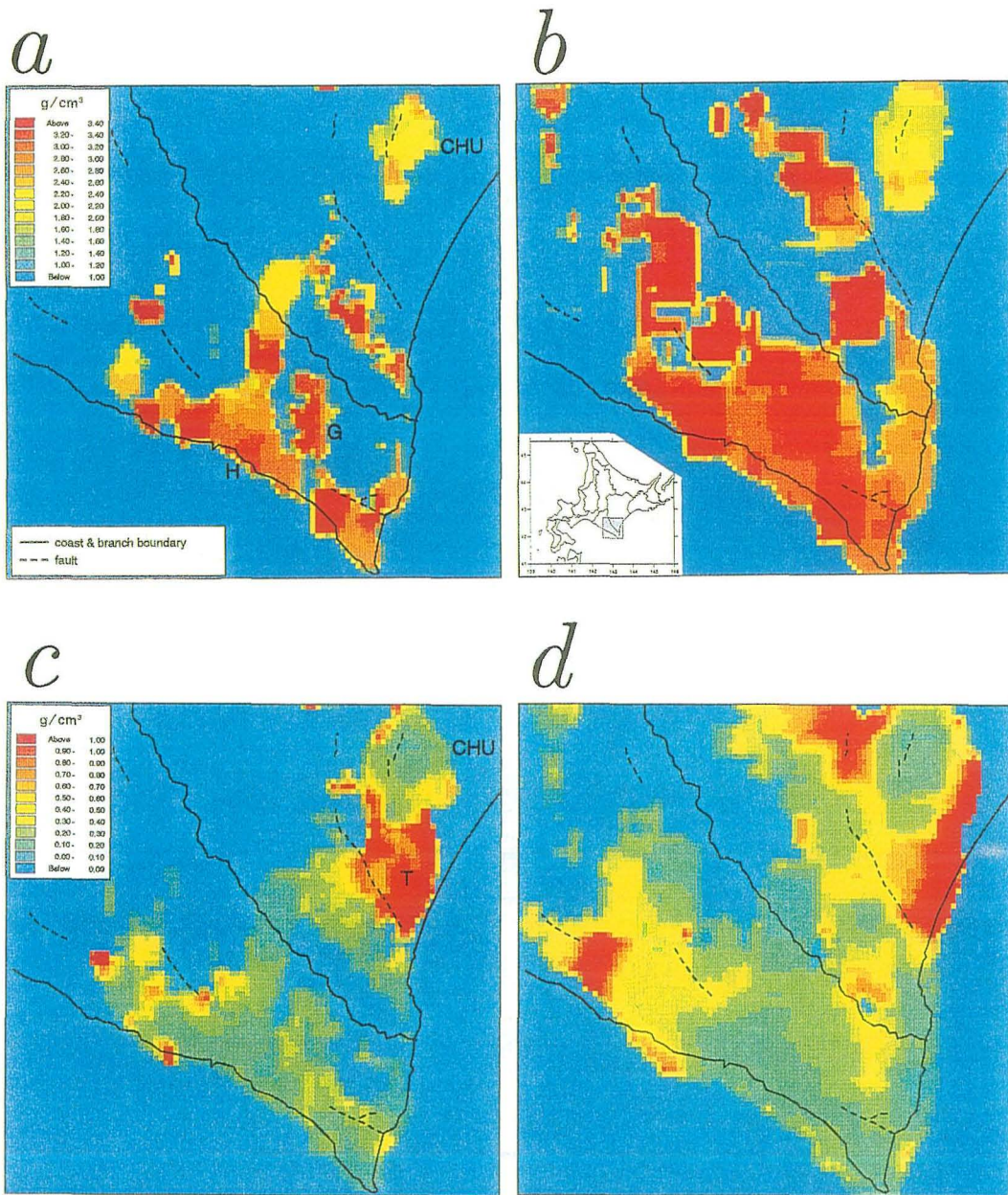


Fig. 9. Surficial density distribution determined by gravity inversion using ABIC method. Mesh size: (a) 4' (~7km), (b) 6' (~10km). Error distributions of (a) and (b) are shown in (c) and (d), respectively. Note that density distributions in (a) and (b) are plotted only in the region where error estimate is less than 0.3 g/cm³. "H" and "G" in (a) demonstrate the Horoman Peridotite Complex and Gneiss/Migmatite regions, respectively. "T" in (c) indicates Taiki~Hiroo area where large error occurs.

である。またこれらの計算段階に生じる誤差の分布を示したものがそれぞれ Fig. 9c, 9d である。Fig. 9a, 9b で 0.0 以下の青色部分は後述するメッシュ内の観測値が少ないために計算を行わなかった部分である。そして Fig. 9a, 9b に示す密度分布図はその誤差が 0.3 g/cm^3 以下の密度値のみを採用している。

今回実施した計算は、表層密度を計算すべき領域を細かいメッシュに分割し、メッシュ内の重力データからそれぞれのメッシュにおける最適密度を計算し、その分布を求めるものである。ここではその計算段階におけるいくつかのパラメータの及ぼす効果と本領域におけるこの手法の有効性を考察する。今、観測点分布や特殊な地質構造体の大きさ等を考慮に入れて計算するメッシュのサイズを決め、そのメッシュを一定間隔ごとにずらした範囲に適用し計算を実行させていく。そして、得られた値を各範囲の中心点の値として適用し、グリッド化されたデータとして取り扱う。Fig. 9a は幌満岩体の大きさ (Fig. 7c 参照) を考慮してメッシュのサイズを $4'$ (緯度方向約 7.36 km , 経度方向約 5.44 km)、Fig. 9b はそれより若干大きく見積もって $6'$ (緯度方向約 11.04 km , 経度方向約 8.16 km) とし、スライドさせる範囲の間隔を両者とも、緯度方向へは約 0.836 km , 経度方向へは約 0.824 km として求めた結果である。Fig. 9a では幌満岩体とその周辺 (図中 H で示される部分) の密度勾配が明瞭に識別され、注目したい地質構造体の特徴を知る上でたいへん都合がよい。Fig. 9b ではこのような局所的な密度勾配が判別されにくくなっているが、計算が省かれるメッシュの数が少なくなり、広範な地域の大局的な密度分布を知る上で大変有効である。このようにパラメータの取り方によってその結果に一長一短が見い出され、そこには解析者の主観も含まれていることに注意しなければならない。ここでは幌満岩体とその周辺の地質に注目して比較検討した結果、 $4'$ のメッシュサイズが妥当であると結論した。

次に、得られた表層密度分布 (Fig. 9a, 9c) の有効性について考えてみる。ここで計算に最も影響を及ぼす要因として、メッシュ内のデータ数とその分布の均一性、及びそれらのデータの信頼度が挙げられる。例えば、CHU (Fig. 9a, 9c) で示される地域 (忠類周辺) は、観測データが稠密に分布しておりその誤差も極めて小さく、求められた密度の値及びその分布も周辺の地質とよく対応している。また、図中 H で示される幌満岩体のように、その地質構造体上に少数の観測点しか分布していない場合 (Fig. 8 参照) でも、比較的明瞭な推定密度を示すことが分かる。しかし、Fig. 9c の T で示される地域 (大樹～広尾) はメッシュ内のデータの数が多いにもかかわらず大きな誤差を示している。その一因として、ここで適用しているデータが諸々の機関によって得られたものであるため、データの処理の段階で様々な誤差が生じていることが考えられる。さらに、各データの標高値の間にそれほど大きな差が存在しないため、計算に不安定さが生じている可能性も高い。また、推定密度値の持つ意味はともかくとしても、誤差の値が小さい範囲においても地質学的見地からは解釈が難しい密度分布地域が見受けられ、その原因が上述したことによるならば、データの信頼度について再考が迫られる。

以上の議論をふまえて、比較的周辺の地質構造を反映していると思われる地域として幌満岩体周辺 (Fig. 9a の H) とその北東に分布する地域 (Fig. 9a の G) が挙げられる。G は日高変成帯

南部のハンレイ岩類及び片麻岩類が存在する地域で周辺地域に比べて密度が高いという点で本分布図の特徴と合致している。ただし、その推定値についてはもう少し検討されるべき問題であり、このことは、ABIC 最小化法を適用していく上で重要な課題となるであろう。

VII. Talwani 法による地下構造の推定

前節ではブーゲ異常図を解釈するために、重力データから表層密度の推定を試みた。しかし現段階では定量的に検討できるだけのデータの数と分布に問題があり、その有効性については十分に検証できなかった。ここでは前述の特徴をふまえて、幌満とニカンベツ両岩体を横切る測線 (Fig. 7a の A-A') に沿って、二次元タルワニ法 (Talwani et al., 1959) による地下構造の推定を試みた。モデルの作成には今回作成したブーゲ異常図や表層地質の情報、および、可能な限りの岩石密度情報を使用し、表層の地質構造が地下まで反映されているものと想定して、モデル作成の手がかりとした。今回の解析では、(1)比較的、波長の短いブーゲ異常が対象である、(2)幌満岩体が地質学的に見て少なくとも深さ 3,000 m 程度までは存在する (新井田・加藤, 1978)、(3)表層地質を考慮して、モデリングのブロック数は 5 ~ 6 個程度が妥当である、という点を考慮して、モデリング対象の深さを 3 km 程度までとし、6 個のブロックでモデルを構成した。実際の計算では、密度構造を与えて、理論重力計算を行なうことを繰り返し、各ブロックの密度値がとりうる値の範囲内で密度値を更新し、最終的に観測値に最もよく合うモデルを採用した。Fig. 10 に解析結果を示す。図中に示されている観測値は、実際の観測値そのものではなく、観測値から描かれたブーゲ異常図において、測線を横切るコンターから読み取った値である。

得られたモデルについて、まず注目すべきことは図中 P_e で示すように幌満とニカンベツの両岩体を見立てた地質構造体が少なくとも表層付近では明瞭に分離されていなければならないことである。しかしながら、これらふたつの岩体が地下深部の基底部まで分離された状態を保つモデルの場合、観測値をうまく説明することが困難であった。一方、これらふたつの岩体が、その基底で連続しているモデルの場合、Fig. 10 に示されるように、観測値をうまく説明することができた。このことは、幌満とニカンベツの両岩体は表層で見える限りにおいては完全に独立した岩体であるように見えるが、基底部においては連続した岩体となって、両者の生成が同一の起源をもつ可能性があることを示唆する。実際、小松他 (1986) は両者が同一の海洋性マントル起源であると結論している。ここで述べた推論が正しいとすると、少なくとも幌満岩体は地表下で大きく南東方向へ張り出していることが推定される。そして、その構造体の南東縁では垂直に切り立った境界面で接しており、その近縁でも高密度の物質が存在していると考えられる。

ここで行なった推論は重力データおよび地質情報のみから試みた地下構造モデリングによるひとつの解釈であり、また、重力データという性格上、得られた解に一意性はない。今後は他のあらゆる地球科学データを推論の場に持ち込む必要がある。

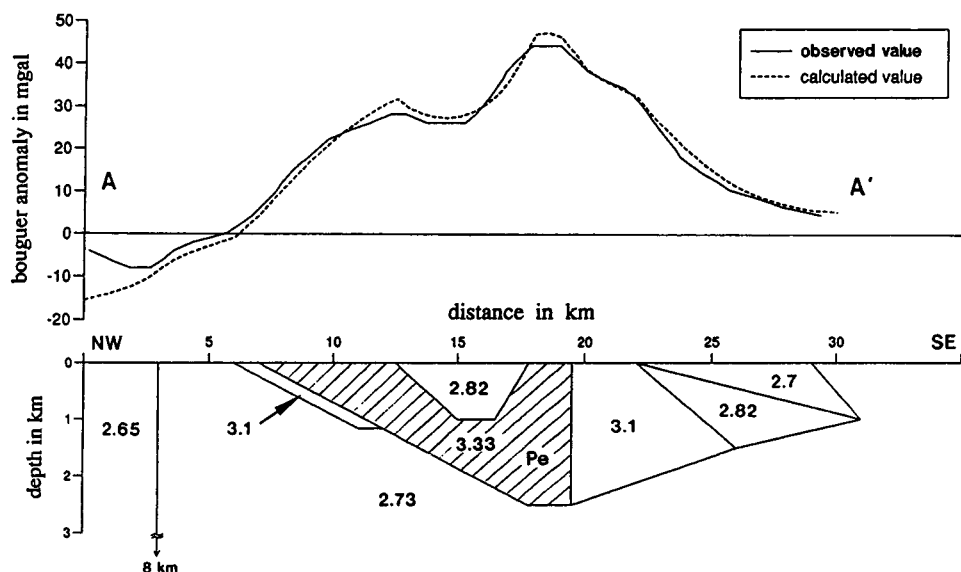


Fig. 10. A crustal model for the profile A-A' across the Horoman and Nikanbetsu Peridotite Complexes determined by assuming different sets of density contrast (bottom), and observed and computed Bouguer gravity using these density sets (top). Numerical values in a crustal model (bottom) show the density value in g/cm^3 . Note that the hatched area ("Pe") indicates the Horoman and Nikanbetsu Peridotite Complexes which are directly linked together at depths of more than 1 km. See Fig. 7a for the location of the profile A-A'.

VIII. 考 察

幌満岩体は、新井田・加藤 (1978) によれば、岩石層や鉱物に示される面構造などから、3,000 m 以上の厚い岩床上の形態であると推定されている。しかも、地質学的には南東に傾斜する層序を示しており、地下深部でニカンベツ岩体と合体していると考えるのは不自然なことではないように思われる。

一方、ニカンベツ岩体付近での高重力異常は、幌満岩体付近のものよりも約 20 mgal も大きく、両者は著しい相違を示している。両岩体の密度に有意な差は認められない (丸山他, 1991) ため、このパターンの違いは地下構造に大きく反映されていると考えられる。また、岩石学的に見ても、この両岩体は Sr 同位体比より、共に海洋性マントル起源であると考えられ、ブロックとして日高変成帯主帯の下部層塩基性岩及び堆積岩複合体に含まれていたものと推定される (小松他, 1986)。これらの研究結果は Fig. 10 に示す地下構造でも説明が可能であり、したがって、上記の事実から判断すると、この接近した幌満、ニカンベツの両岩体はその生成起源に大きな相違はなく、むしろ、同一起源と考えてもよいと推定される。

幌泉剪断帯に沿う重力の急勾配については、丸山他 (1991) は、断層と接する中の川層群 (Fig. 7c 参照) の堆積岩が変成作用を受けていないこと、日高変成帯の重力異常がこの急変化点で断ち

切られていることから、幌泉剪断帯はその落差が非常に大きな断層であろうと解釈している。しかし、在田他（1978）によるとこの地域は二重のナップ構造からできており、ハンレイ岩類やカンラン岩類はその基盤として存在している。したがって、露出している地域以外にも地下の浅部に高密度の物質が存在している可能性はかなり高い。このことは Fig. 10 のモデルからも推定でき、この地域の重力異常は、断層の落差だけでなく、地下の密度構造の違いによっても大きく支配されていると考えられる。

以上のような地下構造のイメージから考えられることは、幌満とニカンベツの両カンラン岩体が基底を同じくする可能性があり、それが幌泉剪断帯という極めて明瞭な地質境界線に沿って分布しているということである。このことは、これらの岩体が上昇してきた過程が日高変成帯の衝上運動によるものか、右横ずれ運動の端点としての上昇過程によるものか、あるいはもっと他の相互作用が関わってくるものなのかという点で大変興味深い問題である。岩石学的には、新井田・加藤（1978）によると、幌満岩体は、その鉱物線構造や巨視的構造から、岩体北方に伏在する日高変成帯西縁の衝上断層帯（NW 方向）に沿って上昇したと考えられており、右横ずれ運動に伴う上昇過程が想像される。しかし、この伏在断層は、在田他（1978）によれば、様似川上流で西縁衝上断層から分かれ、ニカンベツ岩体南西部を通して南東方向へぬけるもので、著しい破碎帯や鉱化帯を伴っている（Fig. 1）。つまり、幌満とニカンベツの両岩体はこの伏在断層を挟んで位置することになり、既に衝上運動によって上昇してきていたものがこの破碎帯によって地表付近が断続されたとも考えられる。

いずれにせよ、これらの造構場に詳細な解釈を加えるためには今回の地下構造の解析だけでは視点が乏しく、今後の課題である。

IX. ま と め

本稿では、新たな重力データをもとにして、幌泉剪断帯に沿って分布する幌満カンラン岩体とニカンベツカンラン岩体周辺の重力異常を明らかにし、その地下構造を推定する事に主眼をおき、その対照的なブーゲ異常のパターンを解釈しようと試みた。そしてその解釈と地質学的背景を対比させながら両岩体の生成過程について検討し、同一起源説を検証してきた。新たに作成したブーゲ異常図では、幌満カンラン岩体付近、および、ニカンベツカンラン岩体付近において、ともに周囲に比べて 10~20 mgal 程度大きなブーゲ異常値を示すことが明瞭となった。特に、ニカンベツカンラン岩体周辺の高重力異常域は表層のカンラン岩分布ときわめてよい一致を示し、またその規模は幌満カンラン岩体のそれと同程度かそれ以上のもので、周囲のミグマタイトや片麻岩帯にまで広がっていることも明らかとなった。ABIC 法による密度構造解析から求めた日高山脈南部の密度構造では、局所的な不一致はあるものの、幌満岩体周辺とその北東に分布するハンレイ岩・片麻岩分布域で、表層の地質分布と理論的地質構造がよい一致を示す結果が得られた。タルワニ法による地下構造解析からは、幌満とニカンベツの両岩体は表層で見限りにおいては完全に独立した岩体であるが、基底部においては連続した岩体となっているように見えることがわ

かった。またそれらの生成が同一の起源をもつ可能性があることもわかった。しかしながら、タルワニ法による地下の断面構造解析では、単一の測線においてのみ、解析・検討を行っており、両岩体と日高変成帯の造構史の関連を明らかにすることはできなかった。今後の課題としては、本地域における三次元の構造解析や、地震波探査および磁気探査などの詳細な地下構造解析が挙げられるだろう。また、日高主衝上断層沿いに数多く分布する上部マントル起源のカンラン岩体と、幌満・ニカンベツの両カンラン岩体との間の類似性あるいは対照性を調べることは重要な課題であり、今後、ブーゲ異常や他の観測データからこの課題を議論し、日高変成帯の造構場を解明する必要があるだろう。

謝辞 新井田清信助教授（北海道大学）には原稿を読んでいただき、幌満地域周辺における地質とテクトニクスについてさまざまな議論をしていただいた。本研究を行なうにあたって、在田一則助教授（北海道大学）には重力観測における便宜をはじめとして多大なご協力をいただいた。村田泰章博士（地質調査所）は ABIC 法の計算のもとになるプログラムを提供して下さい。北海道大学大学院理学研究科地震火山研究観測センターのスタッフには終始励ましの言葉をいただいた。以上の方々に対し、ここに深く謝意を表する。なお、本稿の図の一部は GMT ソフトウェア（Wessel and Smith, 1995）を使用して作成した。本研究の一部は平成 6 年度文部省科学研究費補助金（一般研究 A、研究代表者：在田一則）によるものである。

文 献

- Arita, K., T. Ikawa, T. Ito, A. Yamamoto, M. Saito, Y. Nishida, H. Satoh, G. Kimura, T. Watanabe, T. Ikawa and T. Kuroda, 1998. Crustal structure and tectonics of the Hidaka collision zone, Hokkaido (Japan), revealed by vibroseis seismic reflection, magnetotelluric and gravity surveys, *Tectonophysics*, **290**, 197–210.
- 在田一則, 森祐, 岡崎正次, 小倉清春, 1978. 日高変成帯南部の変成岩類とミグマタイト類について, 地団研専報, **21**, 27–41.
- 在田一則, 豊島剛志, 大和田正明, 宮下純夫, Laurent Jolivet, 1986. 日高変成帯の構造運動, 地団研専報, **31**, 247–263.
- 地質調査所（編）, 2000. 日本重力 CD-ROM, 数値地質図 P-2, 地質調査所.
- Fukao, Y., M. Kono, A. Yamamoto, M. Saito, K. Nawa, A. Giesecke and C. Perales, 1999. Gravity measurements and data reduction for Bouguer anomaly map of Peru, *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **74**, 161–266.
- Geographical Survey Institute, 1955. Gravity survey in Japan (1), I. Gravity survey in Hokkaido district, *Bull. Geog. Surv. Inst.*, **IV**, part 2, 23–99.
- 萩原幸男, 1978. 地球重力論, 共立出版.
- 萩原幸男, 1981. ブーゲー・リダクションにおける重力鉛直勾配異常の重要性, 測地学会誌, **27**, 61–69.
- International Association of Geodesy, 1980. Resolutions adopted by the International Association of Geodesy, XVII General Assembly, Canberra, *Bull. Geod.*, **54**, 377–393.
- 活断層研究会編, 1991. 新編日本の活断層分布と資料, 東京大学出版会, 66–67.
- 木村学, 1981. 千島島弧西端付近のテクトニクスと造構応用場, 地質学雑誌, **87**, 757–768.

- 木村学, 宮下純夫, 1986. 海溝-海溝-斜め衝突帯の三重会合点と日高変成帯, 地団研専報, **31**, 451-458.
- 小松正幸, 宮下純夫, 在田一則, 1986. 日高変成帯の構成, 地団研専報, **31**, 189-203.
- 丸山孝彦, 長崎康彦, 狐崎長琅, 1991. 日高山脈及びその周辺の重力異常と地質構造, 秋田大学鉱山学部資源地学研究所施設報告別冊, **56**, 95-113.
- Maruyama, T., Y. Nagasaki, and C. Kitsunozaki, 1991. Gravity survey in and around the Hidaka Mountains, Hokkaido, Northern Japan, *J. Min. Coll. Akita Univ.*, Ser. A, vol. VII, No.4, 219-281.
- Murata, Y., 1993. Estimation of optimum average surficial density from gravity data: An objective Bayesian approach, *J. Geophys. Res.*, **98**, 12097-12109.
- 中井新二, 1979. 実用的な起潮汐計算プログラム, 緯度観測所彙報, **18**, 124-135.
- Nakai, S., K. Yamaguchi, K. Nitta, H. Yamamoto, K. Matsuo, M. Machida, M. Murakami, M. Ishihara, R. Shichi and A. Yamamoto, 1997. Data processing for the Japan Gravity Standardization Net 1996, in [Gravity, Geoid and Marine Geodesy] (GraGeoMar 96), Proceedings of the International Symposium, No.117, Tokyo, Japan, September 30-October 5, 1996, convened and edited by J. Segawa, H. Fujimoto and S. Okubo, 228-233, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, (pp.746), ISBN:3-540-63352-9.
- Nawa, K., Y. Fukao, R. Shichi and Y. Murata, 1997. Inversion of gravity data to determine the terrain density distribution in southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, **102**, 27703-27719.
- 日本測地学会, 1974. 測地学の概観, 日本測地学会, pp.511.
- 新井田清信, 加藤孝幸, 1978. 北海道中軸帯の超苦鉄質岩類, 地団研専報, **21**, 61-81.
- 大亀学, 1972. 日高・大雪地域の重力異常, 北海道大学修士論文.
- 大川史郎, 笠原稔, 1976. 北海道日高南部幌泉剪断帯付近の重力異常, 測地学会第45回講演会.
- Saito, M., 2001. Bouguer anomaly and 3-D crustal modeling of the whole Peruvian Andes using the completely revised gravity data, Ph.D. Thesis, Hokkaido University, Sapporo, Japan.
- Talwani, M., J. L. Worzel and M. Landisman, 1959. Rapid gravity computation for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, **64**, 49-59.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995. New version of the generic mapping tools released, *EOS, Trans. Am. Geophys. Un., Suppl.*, **Aug. 15**.
- Yamaguchi, K., K. Nitta, H. Yamamoto, K. Matsuo, M. Machida, M. Murakami, M. Ishihara, S. Nakai, R. Shichi and A. Yamamoto, 1997. The establishment of the Japan Gravity Standardization Net 1996, in [Gravity, Geoid and Marine Geodesy] (GraGeoMar 96), Proceedings of the International Symposium, No.117, Tokyo, Japan, September 30-October 5, 1996, convened and edited by J. Segawa, H. Fujimoto and S. Okubo, 241-248, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, (pp.746), ISBN:3-540-63352-9.
- 山口昇一, 村馬坤六, 佐藤博之, 1975. 50万分の1地質図幅「釧路」. 地質調査所.
- 山本明彦, 1984. 山岳地域の重力データ処理, 月刊地球, **60**, 373-380.
- Yamamoto, A., 1999. Estimating the optimum reduction density for gravity anomaly: A theoretical overview, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, **11**, No.3, 577-599.
- 山本明彦, 森谷武男, 1989. 北海道の重力異常と地下構造, 月刊地球, **120**, 377-385.
- Yamamoto, A., K. Nozaki, Y. Fukao, M. Furumoto, R. Shichi and T. Ezaka, 1982. Gravity survey in the Central Ranges, Honshu, Japan, *J. Phys. Earth*, **30**, 201-243.
- 山本明彦, 齋藤松彦, 山田一夫, 石川春義, 2001. 北海道日高衝突帯南部の重力異常と地殻構造, 北海道大学地球物理学研究報告, **64**, 21-49.