



Title	下北半島地域における重力異常と浅部地殻構造
Author(s)	山本, 明彦; YAMAMOTO, Akihiko
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 68, 91-107
Issue Date	2005-03-15
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.68.91">https://doi.org/10.14943/gbhu.68.91</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14363">https://hdl.handle.net/2115/14363</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	68_p91-107.pdf



## 下北半島地域における重力異常と浅部地殻構造

山本 明彦

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

(2004年12月16日受理)

### Gravity Anomaly and Shallow Crustal Structure of the Shimokita Peninsula, Northeastern Japan

Akihiko YAMAMOTO

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University

(Received December 16, 2004)

The western part of the Shimokita Peninsula, northeastern Japan, lies the Osorezan mountains, while the Shimokita hills dominate east part of the peninsula. The Tanabu lowland which is characterized by the large alluvial deposits spreads extensively in the central part of the peninsula. Gravity data around the peninsula are compiled and analyzed to interpret the subsurface structure beneath the peninsula. A new Bouguer anomaly map reveals an excellent correlation between geologic units and gravity anomaly distributions especially in the central and eastern parts of the peninsula. Also the map shows that the Tanabu lowland is marked by a large-scale gravity low with the amplitude of the order of 20~25 mgal whose lowest values form a valley trending nearly NNE-SSW direction in the central part of the plain. A resistivity model along a profile traversing major geologic units across the peninsula is compared with the observed gravity. Generally, the resistivity model agrees with the observed gravity. However, the observed gravity depression of 20~25 mgal around the lowland may not be attributed to the deeper depth (~5 km) of the basement obtained from the MT study. A tentative calculation shows that the light Quaternary sediments in the central part (around the Tanabu lowland) extend to the depth of about 2 km assuming a density contrast of  $0.5 \text{ g/cm}^3$ .

#### I. はじめに

本州の最北端に位置する下北半島は、東は太平洋、北は津軽海峡、南に陸奥湾と三方を海に囲まれ、津軽海峡に突き出した巨大なオノの形を示す北部地域とそれ以南の南部地域に分けられる。下北半島の北部地域は、オノの刃に相当する恐山山地とオノの柄に相当する下北丘陵からなっている。そして、下北半島は多数の断層が認められるだけでなく、温泉や火山の噴気帯も見られる

など、活発な地殻活動を示す地域でもある。本論文では、最近、あいついで公表された重力データベースのうち、現段階で利用可能なすべてのデータを使用して新たに重力異常分布を構築し、下北半島周辺部の活断層や起震断層と重力異常の関係を調べるとともに、浅部の地殻構造の解析を試みた。

## II. 下北半島周辺の地質構造とテクトニクス

ここでは、下北半島とその周辺における地質学的背景や地球物理データを元にしたテクトニクスを概観し、また、重力異常を解釈する上で基礎となる知見の概要を述べる。

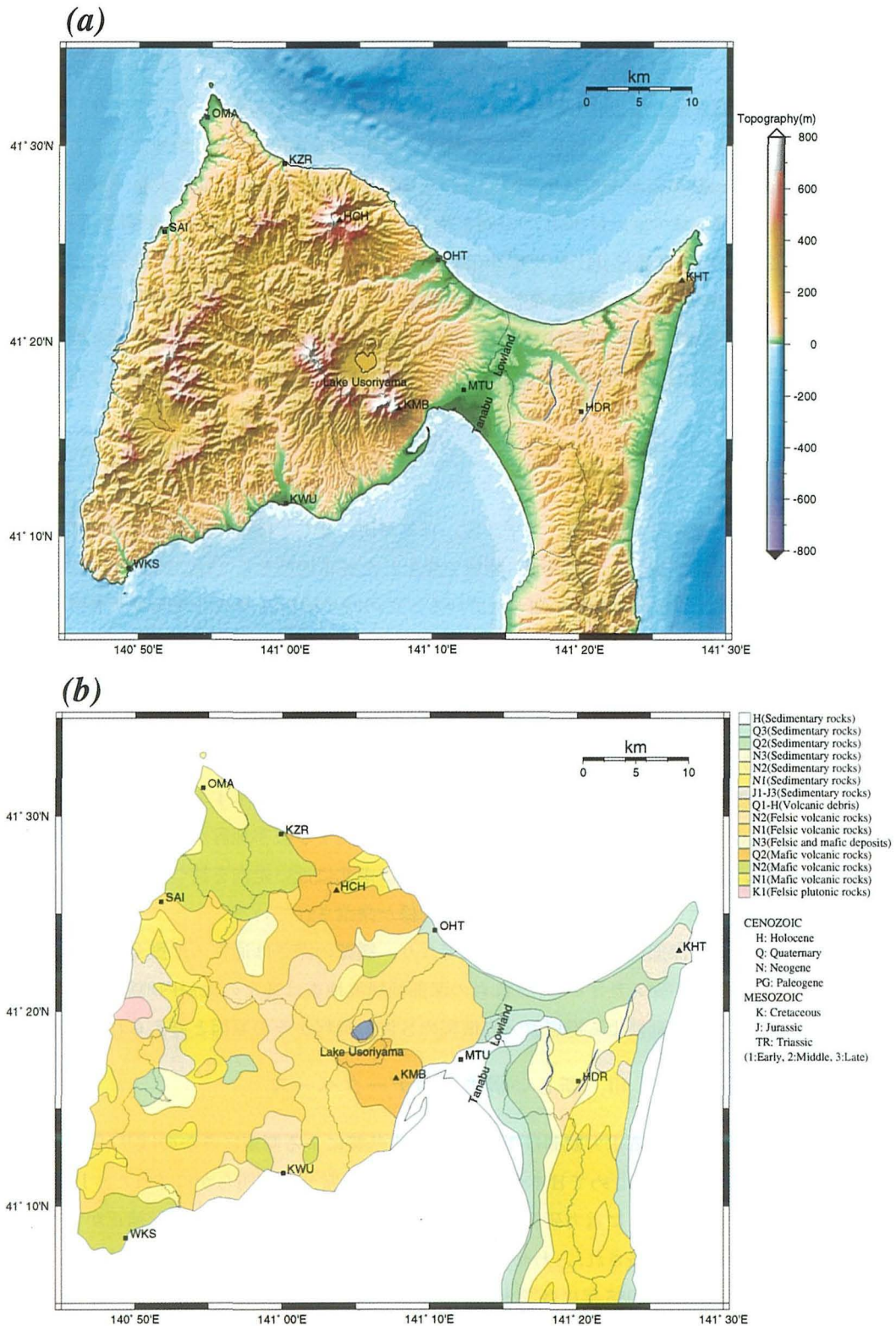
### 1. 地形と地質

Fig. 1 a は下北半島周辺の地形と活断層分布を示したものである。ここで示した地形は、陸上部については、国土地理院(2001)の50 m メッシュDEM(Digital Elevation Model)データを用いて作成した。海底地形については、岸本(1999)の250 m メッシュDEMデータを使用した。また、活断層(青実線)は中田・今泉(2002)による『活断層詳細デジタルマップ』の分布にしたがった。

下北半島の主要部(北部)は、半島の中心部に位置するむつ市(MTU)を流れる田名部川の低地帯(Tanabu Lowland, Fig. 1 a)を境として、それ以西とそれ以東の地域に二分される。東部地域は、下北丘陵や台地を主とするなだらかな地形から成る一方で、西部地域は、北に燧岳(HCH)、南に釜臥山(KMB)という代表的な火山を擁し(Fig. 1 a)、奥羽山脈と那須火山帯の延長にある恐山火山地域をはじめ、標高500~600 mの下北山地が海岸線にまで迫る急峻な地形を形成している。以下、本論文では、単に、むつ市(MTU)~大畑町(OHT)以西の地域を西部地域、以東の地域を東部地域と呼称する。恐山山地は、西部地域の中央部の東西17 km、南北25 kmの範囲を占める火山群地域であり、Fig. 1 aに示すように、山体中央部には、『おそれざん』の語源となったとも言われている直径2 kmの宇曾利山(うそりやま)湖(Lake Usoriyama, Fig. 1 a)がある。そして宇曾利山湖は、それをとりまくように、直径5 kmのカルデラ壁で囲まれているのが地形分布からもはっきりと見ることが出来る。

下北半島の地質は、北村・藤井(1962)、北村・中川(1972)、日本の地質『東北地方』編集委員会編(1989)、通商産業省(1992)などに詳しいが、Fig. 1 bには下北半島周辺の簡略化した地質図を示した。ここで示した地質情報は100万分の1のデジタル地質データ(地質調査所, 1995)を元としているため、各地質ブロックの分布やその境界位置についてはある程度の誤差を含む点に留意されたい。下北半島地域は東北日本グリーンタフ地域の北端に位置しており、一般に、下北半島の主要部(北部)は、先第三系を覆うように新第三系が広く分布しており、さらに第四系の火山噴出物がそれらを覆っているのが特徴である(Fig. 1 b)。この付近の先第三系としては、下北半島の西部と東部の海岸地域に多くの露頭が見られ、先第三系(ジュラ紀)の岩石が広く分布している(北村・中川, 1972)。

東部地域は半島頸部の山地部分を軸として背斜構造を示す新第三系が広く分布している。一方、



**Fig. 1.** (a) Digital topography of the northern Shimokita Peninsula in which 50 m mesh DEM (Digital Elevation Model) data by Geographical Survey Institute (2001) are used. Thick blue lines indicate known faults by Nakata and Imaizumi (2002). Major named cities (towns) and summits are also shown. HCH: Mt. Hiuchidake, HDR: Higashidori, KHT: Mt. Kuwahatayama, KMB: Mt. Kamabuseyama, KWU: Kawauchi, KZR: Kazamaura, MTU: Mutsu, OHT: Ohata, OMA: Ohma, SAI: Sai, WKS: Wakinosawa, (b) Map showing simplified geology of the northern Shimokita Peninsula. Geology information is based on Geological Survey of Japan (1995).

西部地域では、奥羽脊梁山地の北方延長にあたる起伏に富んだ山岳地域が広がっており、基盤岩類がドーム状の分布を示すなど、特徴的な地質構造を示す。むつ市～大畑町地域には田名部低地帯(Tanabu Lowland)が広がっており、特にむつ市(MTU)とその南部には広大な沖積平野が形成されている。東部地域では、N 30 E の走向を持つ下北断層と呼ばれる断層帯が顕著である(北村・藤井, 1962)。また、東通村(HDR)の数 km 西側には、ほぼ南北に走向を持つ断層が認められる。これに対し、西部地域では長後～福浦付近に北北東～南南西の走向を持つ断層が数多く認められる(活断層研究会編, 1980, 1991)。一方、現在の地熱活動は第四紀更新世に活動を開始した恐山火山および燧岳(HCH)と関連性が高く、これらの周辺の地域では温泉などが多く分布している。

## 2. 地震活動

下北半島を含め、青森県全域では、太平洋側、日本海側、そして陸域で発生するすべての地震が被害地震となる可能性がある。このうち陸域で発生した被害地震としては、1766年の津軽地方の地震(M 7.3)が代表的なものとして知られている。この時の被害は津軽山地西縁断層帯の南部を中心として1300名以上の犠牲者が出ている。また下北半島や十和田湖、八甲田付近では群発地震がたびたび発生している(総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1999)。

下北半島地域では、南西部が定常的な地震活動域として以前より知られており、脇野沢(WKS)の沖合い(陸奥湾)では1976年に最大マグニチュード4.9の群発地震が発生した。下北半島付近で発生する群発地震は、他の地域が最大規模M 4程度以下の群発地震を示すのに対し、M 5程度の群発地震となる点に特徴がある。太平洋側、日本海側で発生する被害地震が主にプレート境界型であるのに対し、陸域の地震の多くは、南北、あるいは南北に近い走向を持つ断層系の近傍で発生しており、かねてより各断層帯とその活動度の関係が議論されている。

一方、恐山近傍では深部低周波地震が発生しており、震源の深さは通常の地震発生域の深さの下限を超えていることが知られている。これらの深部低周波地震は通常の地殻内地震とは異なり、地下深部でのマグマの移動による低周波・高振幅のS波の励起がその原因と考えられている。

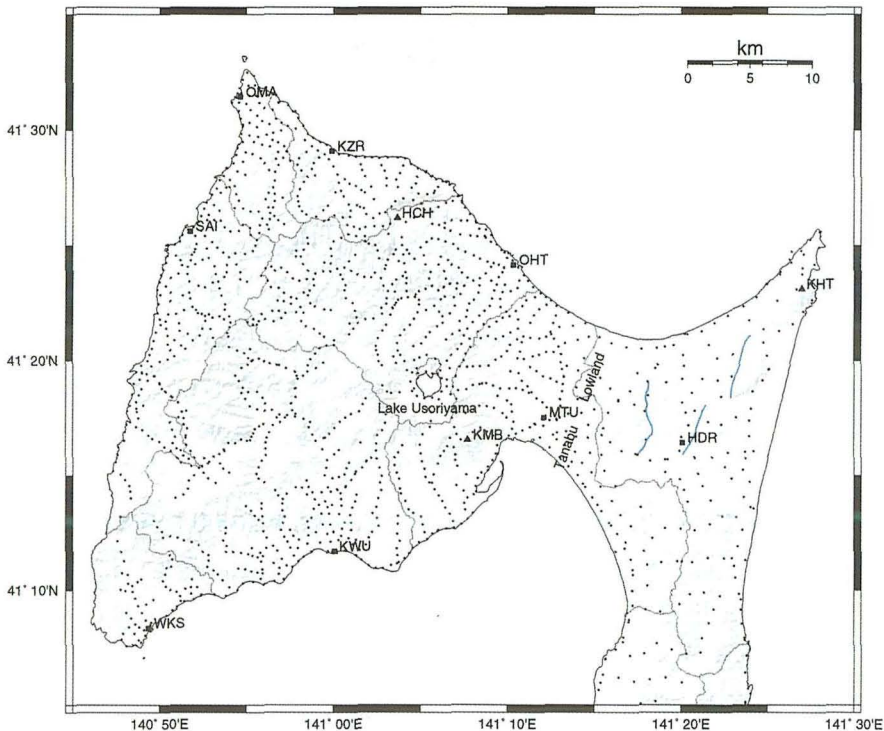
## III. 新しい稠密重力データベース

日本列島全体をカバーする重力観測は1934年の松山基範による測定にさかのぼり(河野・古瀬, 1988)、1950年代になってはじめて日本全土の詳しい重力異常分布が明らかにされた。1960年代になると計算機の発達とともに重力研究の様相も変化し、計算機を利用した地形補正が含まれた日本全土の重力異常図が公表され、あわせて全国に及ぶ詳細な解析も行なわれるようになった(たとえばHagiwara, 1967)。1985年には国土地理院によって、北海道を除く改訂新版の日本全土の重力異常図が公開された(Geographical Survey Institute, 1985)。一方で、新エネルギー総合開発機構も全国版の重力異常図を公表した(新エネルギー総合開発機構, 1987)が、山岳部等のデータ欠落部は空白のままとなっていた。また駒澤ほか(1999)は地質調査所所収の稠密重力データ

ベースに基づく全国の重力異常図を公開した。国土地理院は過去の重力資料を元にして、重力異常余剰立体図(陰影図)を公開 (Geographical Survey Institute, 1993, 2000) するなど、解析手法に重点をおいた研究もすすめられている。

一方、1980年代以降になると、データの稠密化や補正密度の高精度決定 (Fukao *et al.*, 1981; Murata, 1993; Yamamoto, 1999) といった、新しい研究が加速度的に進んだ。その後、日本列島全域および近海の重力データベースとして、金沢大学のグループによるもの(河野, 古瀬, 1989)、地質調査所によるもの(地質調査所, 1992)が作成され、後者については『日本重力データ CD-ROM』(地質調査所, 2000, 2004)として約14万点の陸域重力データが公開された。その後、西南日本地域においても、極力データの稠密化をはかり、かつ、高精度化をはかった新しい重力データベースが約9万点の生データとともに公表された (Shichi and Yamamoto, 2001)。山本・志知(2004)はこれらのデータをコンパイルして西南日本列島の重力異常アトラスを公表した。

下北半島における重力異常図は上記の全国版重力異常図の他、青森県重力異常図として広島ほか(1989)によっても公表されている。下北半島における重力異常の研究は、広島ほか(1989)、高倉(1994)があり、後者ではMT法の解析もあわせて実施されている。本論文では、主に地質調査所(2000, 2004)、および、北海道大学による重力データを元にして、新たに下北半島の重力異常



**Fig. 2.** Locations of gravity stations. Background shaded image and thick blue lines demonstrate topography and known faults, respectively. See the caption of Fig. 1 for the abbreviations and colored faults.

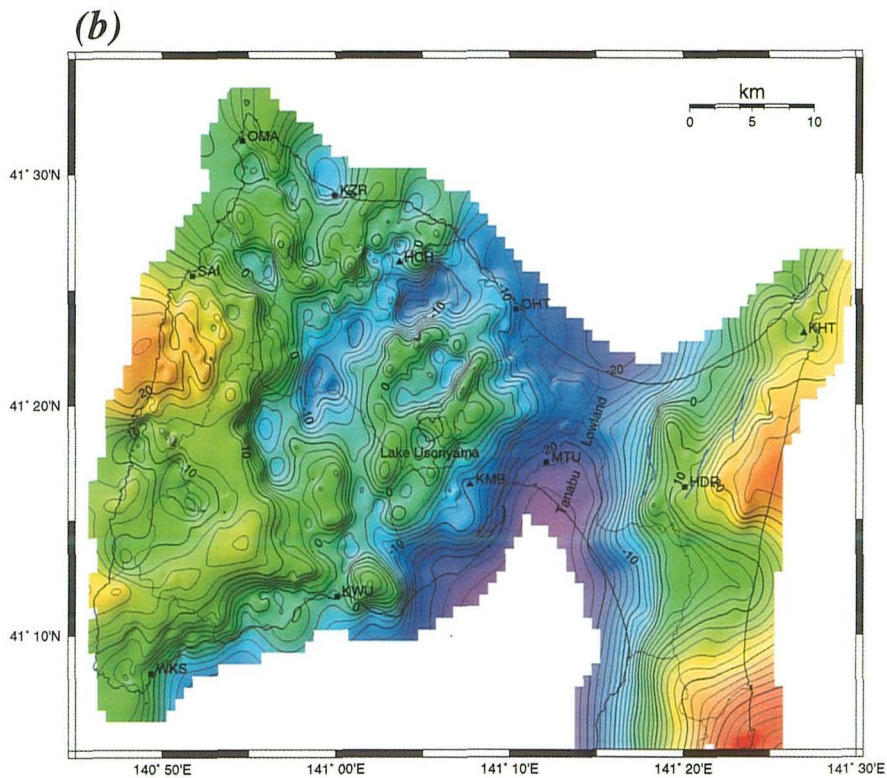
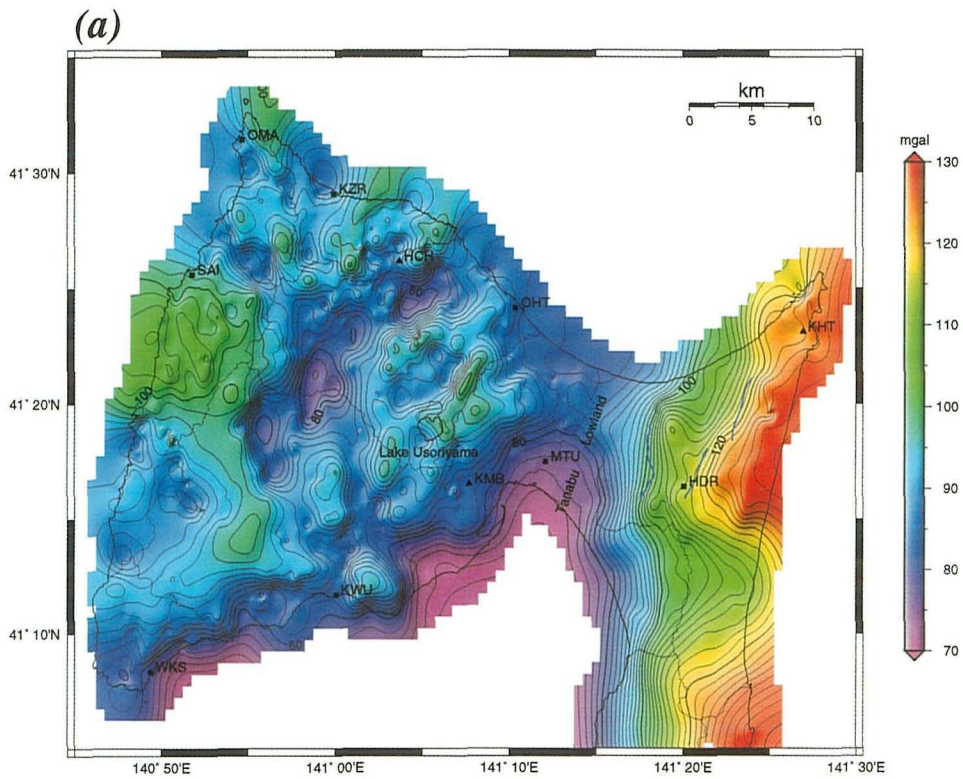
図を構築した。地質調査所(2000, 2004)のCD-ROMには、生の重力データだけでなく、複数種類の密度値で計算された1 kmのグリッド間隔のブーゲ異常値が含まれており、重力観測点分布が粗な領域、いわゆる観測空白域を補間することが可能である。しかし、観測空白域に対してこのような等間隔のブーゲ異常値を追加することは、計算方法や補正手法の違いなどにより、予期せぬ誤差や意図しない解釈を生ずる可能性がある。実際、地質調査所(2000)に含まれる日本列島全域の重力データの地形補正值をYamamoto(2002)にしたがって再計算したところ、両者の間に9 mgal程度の差が生じたケースがあった。このような事情を考慮し、今回は、下北半島周辺の観測空白域に対しては地質調査所(2000, 2004)の等間隔ブーゲ異常値を採用せず、空白のままとした。

#### IV. 下北半島周辺の重力異常

前節で述べたように、本論文では地質調査所(2000, 2004)、および、北海道大学等による重力データを元にして、新たに下北半島の重力異常図を作成した。Fig. 2は、今回、重力異常図の作成に使用した重力観測点の分布を示す。また、Fig. 3 aはブーゲ異常分布、Fig. 3 bはトレンド(傾向面)を差し引いた後のブーゲ異常分布を示す。ともに仮定密度は $2.67 \text{ g/cm}^3$ であり、等値線間隔は2 mgalである。青の実線は既知の断層分布(中田・今泉, 2002)を示す。ここでは、重力異常分布に対して、北西から南東方向にむけて人工的に光を照射した時の陰影を施して作図を行なった。またFig. 3 cはFig. 3 bにおいて西北西～東南東方向における重力異常のプロファイルを示したものである。一方、Fig. 4 a, および、Fig. 4 bは、それぞれ、地形分布、地質分布の上にブーゲ異常の等値線を重ねたものであり、等値線間隔は2 mgalである。

これらの図から下北半島地域における重力異常分布のさまざまな特徴が読みとれるが、以下に簡単にまとめてみた。

- (1)東部地域、西部地域において高い重力異常値が卓越するのに対し、中央部のむつ市(MTU)～大畑町(OHT)における田名部低地帯では規模の大きな低重力異常帯が広がっている。この特徴はFig. 3 bのトレンド除去後の重力異常図にはっきりとあらわれている。
- (2)西部地域の佐井村(SAI)南部に見られるドーム状の高重力異常帯は、先第三系(ジュラ紀)の堆積物の分布とよく一致しており、相対的に5～10 mgal程度、周囲より高い重力異常を示す(Fig. 4 b)。
- (3)東部地域の東通村(HDR)近傍とその北部に見られる高重力異常帯も、西部地域のそれと同様、先第三系(ジュラ紀)の分布とよく一致し、相対的に5～10 mgal程度、周囲より高い重力異常を示す(Fig. 4 b)。
- (4)全体として、ブーゲ異常分布には、北北東～南南西の走向が見られ、特に東部地域を中心として、その傾向が顕著である。
- (5)宇曾利山湖から北北東～南南西方向には正の重力異常の尾根が約6 kmの長さにわたって延びており、局所的な高密度岩体の存在が予想される。この尾根付近の表層地質は第四系の火山岩が卓越するものの、ボーリング調査の結果によれば、高密度の新第三系の貫入岩の存



**Fig. 3.** (a) Bouguer anomaly map of the northern Shimokita Peninsula with a contour interval of 2 mgal. Assumed density is  $2.67 \text{ g/cm}^3$ . The Bouguer anomaly is illuminated by the light from the NW direction. See the caption of Fig. 1 for the abbreviations and colored faults. (b) Same as (a) except that Bouguer anomaly distributions are detrended.

在が確認されている（新エネルギー総合開発機構，1986）。したがって，この地域に見られる局所的な正の重力異常はこれらの新第三系の地質を反映しているものと考えられる。

- (6)東部地域と中央平野部の境界付近では，重力異常分布は，N 30 E～NS の走向を持っており，それぞれ，下北断層などの断層分布と非常によく一致する (Fig. 4 a)。
- (7)西部地域では，佐井村 (SAI) 南部に見られるドーム状の高重力異常帯の東側に重力異常の急変帯が見られる。この急変帯は 10 km ほどの長さであり，全体的にはほぼ南北の走向を持つ。そして，その東側に負の重力異常帯を形成するとともに，川内町 (KWU) とその北部に分布する低地帯の側に大きな落差をもつ地下構造の存在を示唆する。

Fig. 3 c の重力異常プロファイルを見ると，(1)の特徴は顕著であり，むつ市 (MTU)～大畑町 (OHT) における田名部低地帯で 20～25 mgal 程度の凹部を構成する様子が明らかである。また，プロファイル B-B'～F-F' では，西部地域の中央部においても，10～15 mgal 程度の重力異常の凹部が共通して見られ，(7)の特徴がプロファイルによく反映されている。

一方，本論文では多くを触れないが，金属鉱床分布 (通商産業省，1992) と重力異常分布を比較した場合，特に，西部地域において，第三紀に形成されたと考えられる金属鉱脈の多くが重力異常の急変部に分布することが指摘されている (高倉，1994)。このことは当時の熱水活動が先第三系の分布と深く関わっており，その痕跡が重力異常に強く反映されていると考えることができる。しかしながら，第四紀の熱水活動の痕跡は恐山や燧岳などの火山近傍に集中して分布しているものの，重力異常分布との関連性はそれほど明瞭ではない。

## V. 重力異常分布の 2 次元解析

ここでは最新のデータベースより得られたブーゲ異常図 (Fig.3) にいくつかの 2 次元解析処理を施してその特徴を論ずるとともに，高倉 (1994) による断面解析の結果との比較検討を行なう。前節までは，直接，ブーゲ異常分布やそのリニアメントのパターンを，地質や地形の分布と関連づけて調べてきた。ここでは，重力異常分布のフィルタリング，勾配異常，勾配強度を通して下北半島の活構造場との関連を調べる。

### 1. フィルタリング

ここで重力異常分布に施したフィルタリングは一般的な boxcar タイプのものである。カットオフ周波数は活断層構造や各ブロックのサイズを考慮して 5 km とした。作成したのは長波長成分 (Low-Pass) と短波長成分 (High-Pass) を取り出した 2 種類の図である。結果を Fig. 5 a (長波長成分)，Fig. 5 b (短波長成分) に示す。

長波長成分にみられる顕著な特徴は先に述べたように，東部地域，西部地域において相対的に高い重力異常値を示すのに対し，中央部のむつ市～大畑町における田名部低地帯では規模の大きな低重力異常帯が広がっている点である (Fig. 5 a)。一方，短い波長のみを抽出した重力異常図で

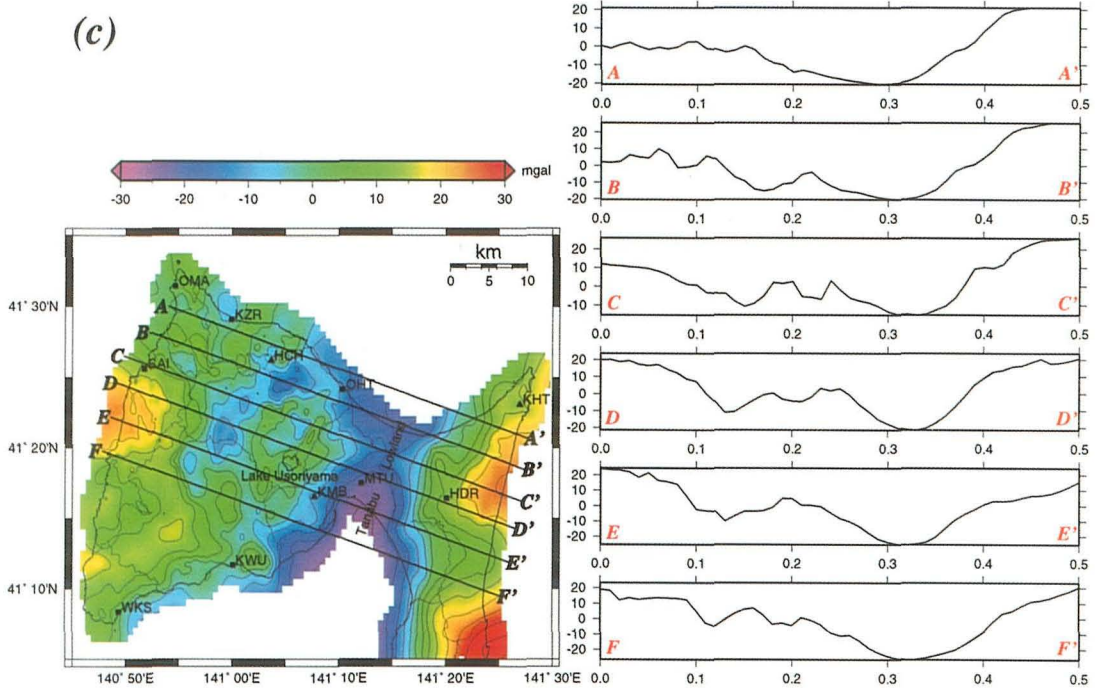


Fig. 3 (c). Trend-reduced Bouguer anomaly (left) and five gravity profiles (right) traversing major geologic units across the northern part of the Shimokita Peninsula. The profile D-D' approximately coincides with the 1-1' profile in Fig. 3 of Takakura (1994). See Fig.7 for the results of the MT study along this profile. See the caption of Fig.1 for the abbreviations and colored faults.

は、宇曾利山湖から北北東～南南西方向に延びる正の重力異常の尾根が明瞭に確認でき、その振幅は局所的に5～6 mgalに達することがわかる。また、一般に東部地域は短波長の重力異常の細かい擾乱が少ないのに対し、西部地域では、振幅が大きい短波長の重力異常の擾乱が多く見られることが特徴である。この傾向は、特に西部地域の中央から北部において顕著である。

## 2. 勾配強度

本節では重力異常の水平方向の微分、つまり、勾配の異常を調べることによって、下北半島の断層場および構造ブロックのテクトニクスとの関連を調べる。重力異常分布の勾配を解析することは先にのべた重力異常の急変帯を定量的に検証することに相当する (Blakely and Simpson, 1986; Blakely, 1996)。ここでは、Fig. 3に示した重力異常分布を元にし、特に重力異常の急変(すなわち、地下構造の急変)を示す領域を解析する目的で、重力異常の水平方向の微分(勾配)を調べた。本論文では、重力異常分布Bを直接、スプライン関数として与え、勾配強度の定義として、

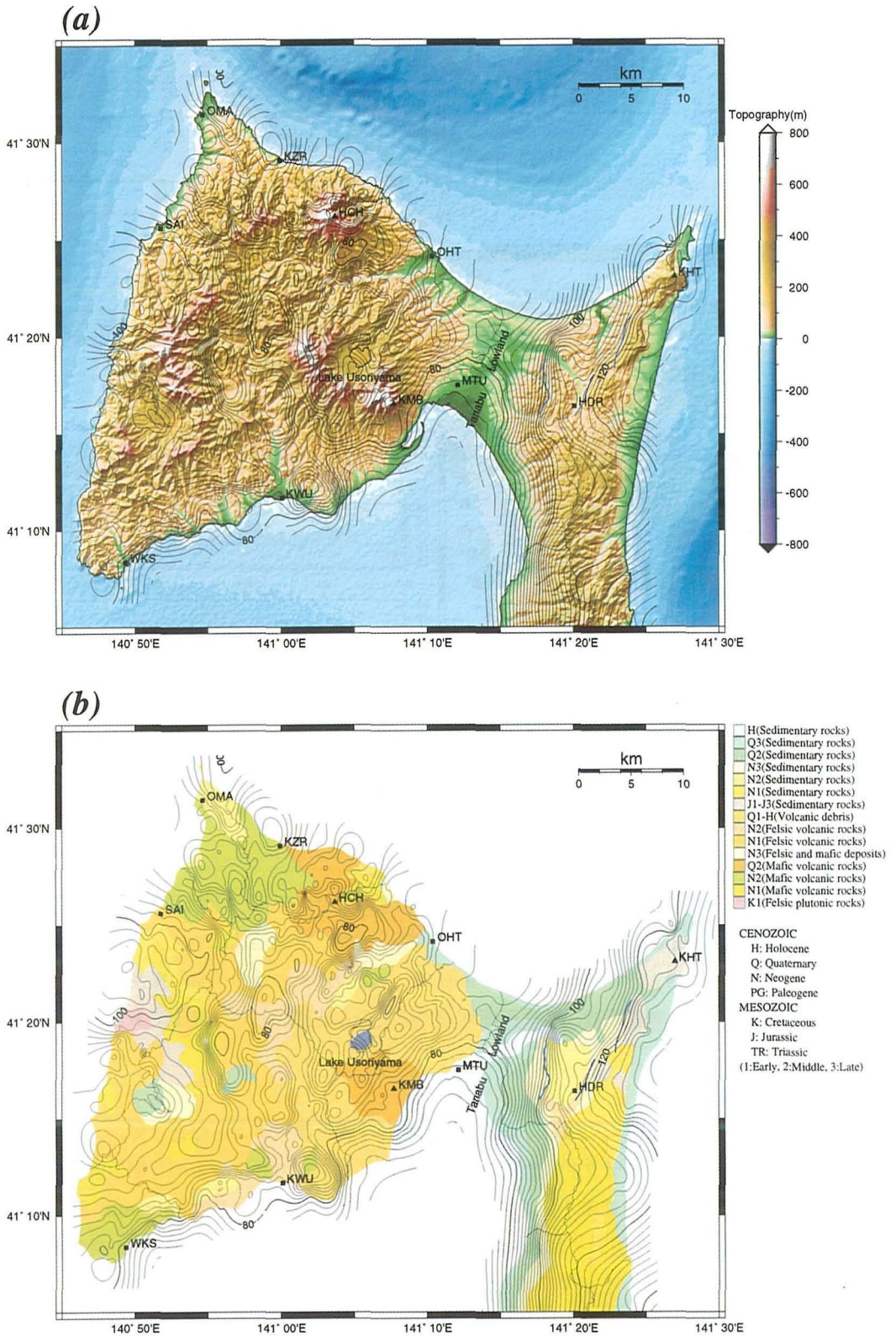


Fig. 4. Bouguer anomaly map of the northern Shimokita Peninsula with a contour interval of 2 mgal. Assumed density is  $2.67 \text{ g/cm}^3$ . Background colored image demonstrates (a) digital topography, (b) digital geology, respectively. See the caption of Fig.1 for the abbreviations and colored faults.

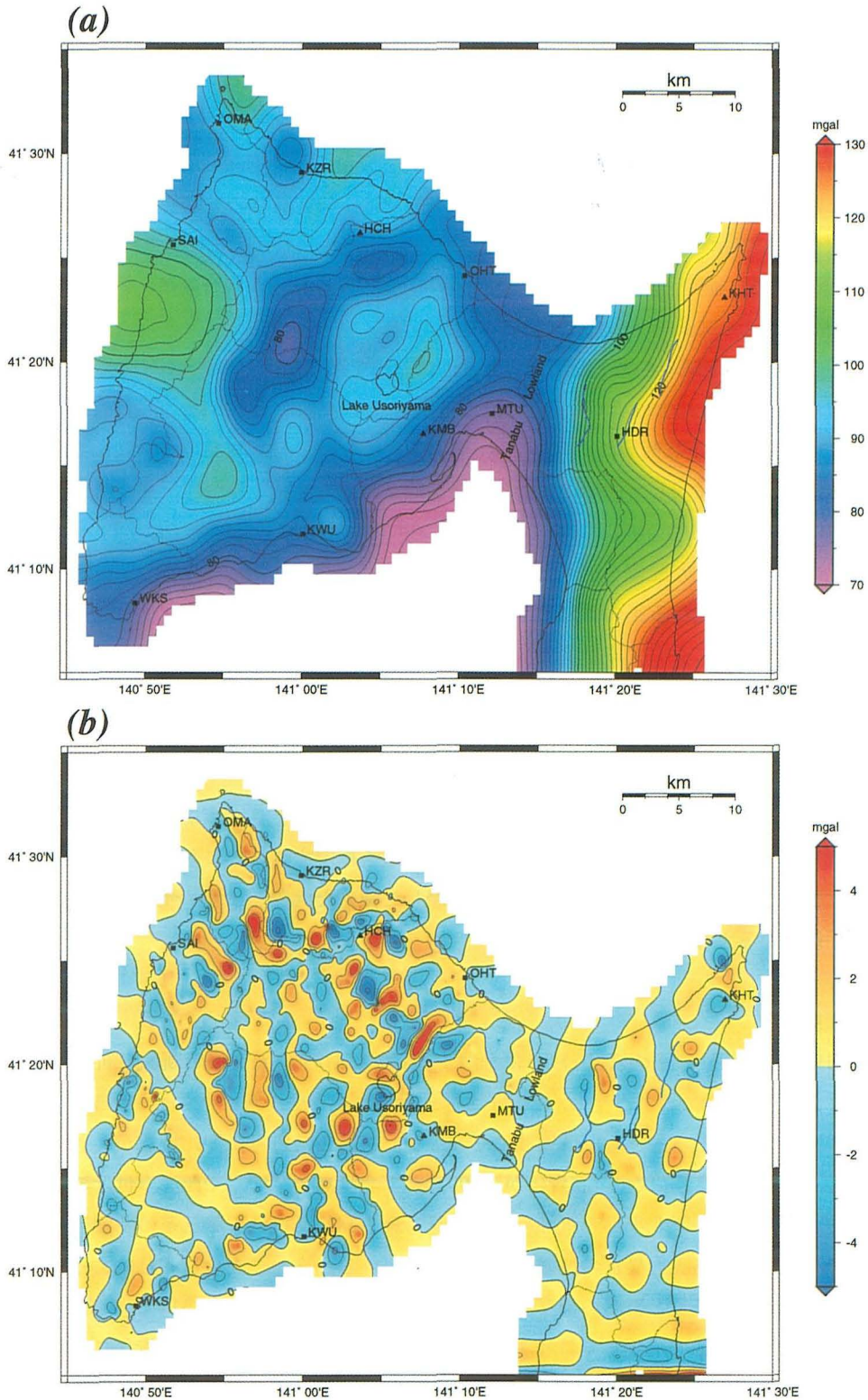


Fig. 5. (a) Low-pass filtered, and (b) high-pass filtered Bouguer anomaly distributions of the northern Shimokita Peninsula, respectively. Cut-off wavelength is 5 km. See the caption of Fig.1 for the abbreviations and colored faults.

$$\sqrt{\left(\frac{\partial B}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial B}{\partial y}\right)^2}$$

を採用した。Fig. 6 a に勾配強度の計算結果を示す。Fig. 6 b は Fig. 6 a の背景に地形分布の陰影を重ねたものである。ここで示される強度分布図では、勾配異常の方向性がなく、その強度のみが絶対値として示されていることに注意されたい。Fig. 6 に示した勾配強度の範囲は 0 ~ 10 mgal/km である。通常、勾配強度が 4 ~ 5 mgal/km 程度を越える場合には、ブーゲ異常図にも明瞭な線状構造としてあらわれることが多い。

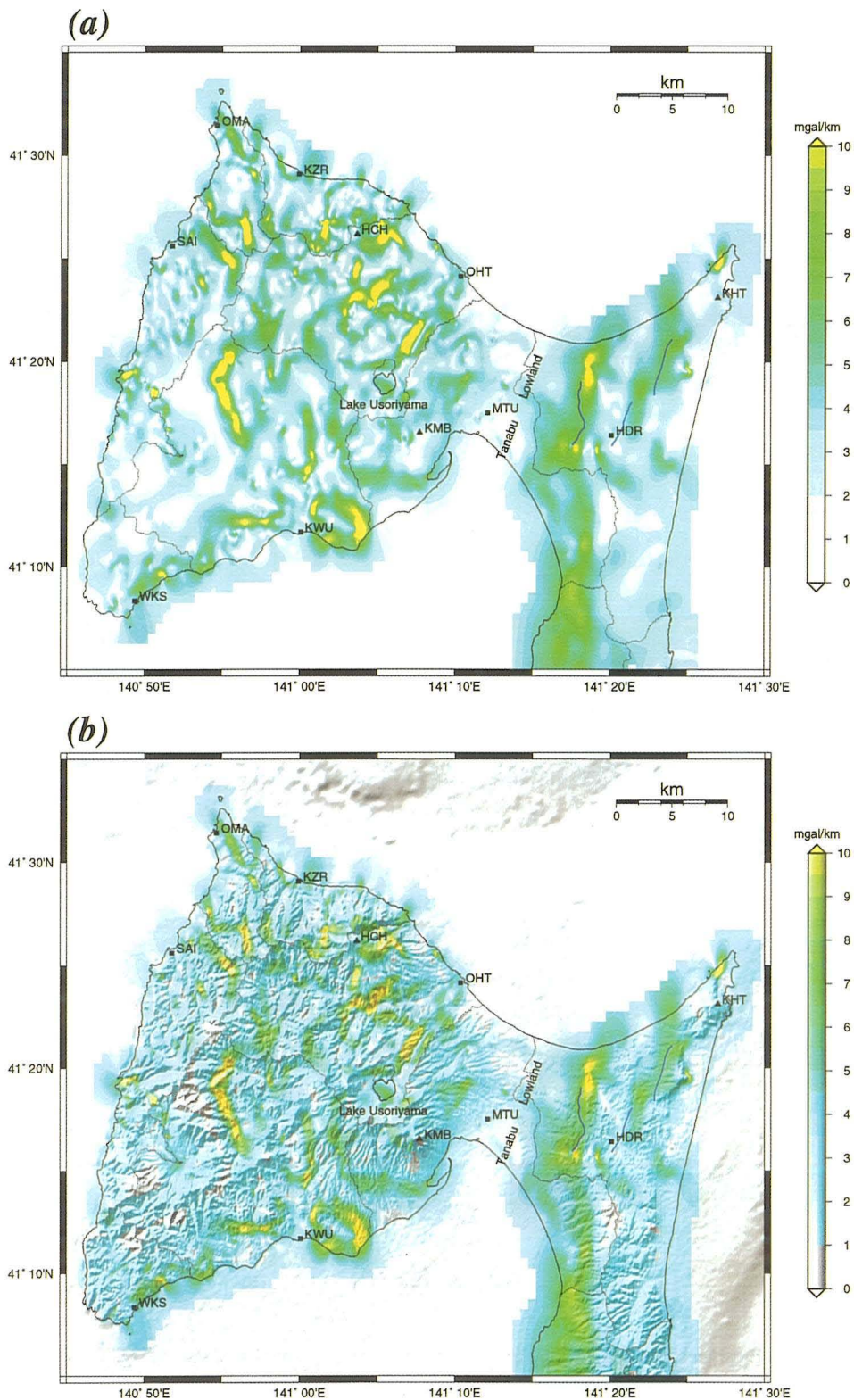
Fig. 6 では、東部地域と中央平野部の境界付近において顕著な、N 30 E ~ NS の走向を持つ重力異常分布が 8 ~ 10 mgal/km という高い勾配値を持つことがわかる。また、東通村(HDR)付近で N 30 E の走向を持つ下北断層群の近傍では、高い勾配値を持つ勾配強度帯と一致しているのは非常に興味深い。これに対し、西部地域では、局部的に高い勾配値を持つ勾配強度帯が随所に見られる。特に、佐井村(SAI)南東部に見られる南北走向の重力異常の急変帯では、10 mgal/km か、それ以上の非常に高い勾配値を示すという興味深い結果が得られた。さらに、宇曾利山湖から北北東 ~ 南南西方向に延びる正の重力異常の尾根近傍でも、10 mgal/km 近い勾配値を示すことから、この付近の地下に存在する新第三系の貫入岩はかなり浅いところに存在することが示唆される。この伏在構造はほぼ南北に線状に分布しており、南北の境界が顕著であることから、断層である可能性があるとともに、東部地域の群発地震発生域に近いことから、今後、その地下構造の精査を行なう必要がある。

本節で示したように、重力異常のみならず、重力異常の勾配をさまざまな角度から検証することは、既知の活断層だけでなく、伏在断層や伏在構造を推定することにもつながる。特に今回のように、稠密な重力データとの組合せは解析に際して強力な武器となり、今後の断層研究には不可欠の手段となると考えられる。

### 3. 断面解析

高倉(1994)は Fig. 3 c 中のほぼ D-D' に一致する測線において MT 法の断面解析を行なった。それによれば、Fig. 7 に示すように、見掛け比抵抗は下北半島中央部で小さく、半島の東部や西部で大きくなる傾向がある。さらに低周波になるほど、東西方向の見掛け比抵抗が大きくなる比抵抗異方性が見られるようになり(高倉ほか, 1993)、下北半島の東海岸や西海岸付近の観測点でその傾向が顕著になる。下北半島の東部や西部で見られる高比抵抗は先第三系の基盤岩を反映しているものと思われ、高重力異常の地域とよく一致している。また、高倉(1994)による 3 次元重力基盤標高解析では、基盤と表層の密度差を  $0.4 \text{ g/cm}^3$  とした時、むつ市(MTU) ~ 大畑町(OHT)における田名部低地帯の基盤までの最深部の深度は 5 km に達することが報告されている。

一方、今回作成した Fig. 3 c に見られるように、田名部低地帯では規模の大きな低重力異常帯が広がっており、その規模はトレンドを差し引いた重力異常分布によれば、20 ~ 25 mgal 程度の振幅を持つことがわかる。この振幅は基盤と表層の密度差を高倉(1994)と同様に  $0.5 \text{ g/cm}^3$  と仮定し



**Fig. 6.** (a) Bouguer anomaly gradient map of the northern Shimokita Peninsula for gradient values ranging from 0 to 10 mgal/km, (b) Same as (a) except that digital topography (background shaded image) and known faults are superimposed. See the caption of Fig. 1 for the abbreviations and colored faults.

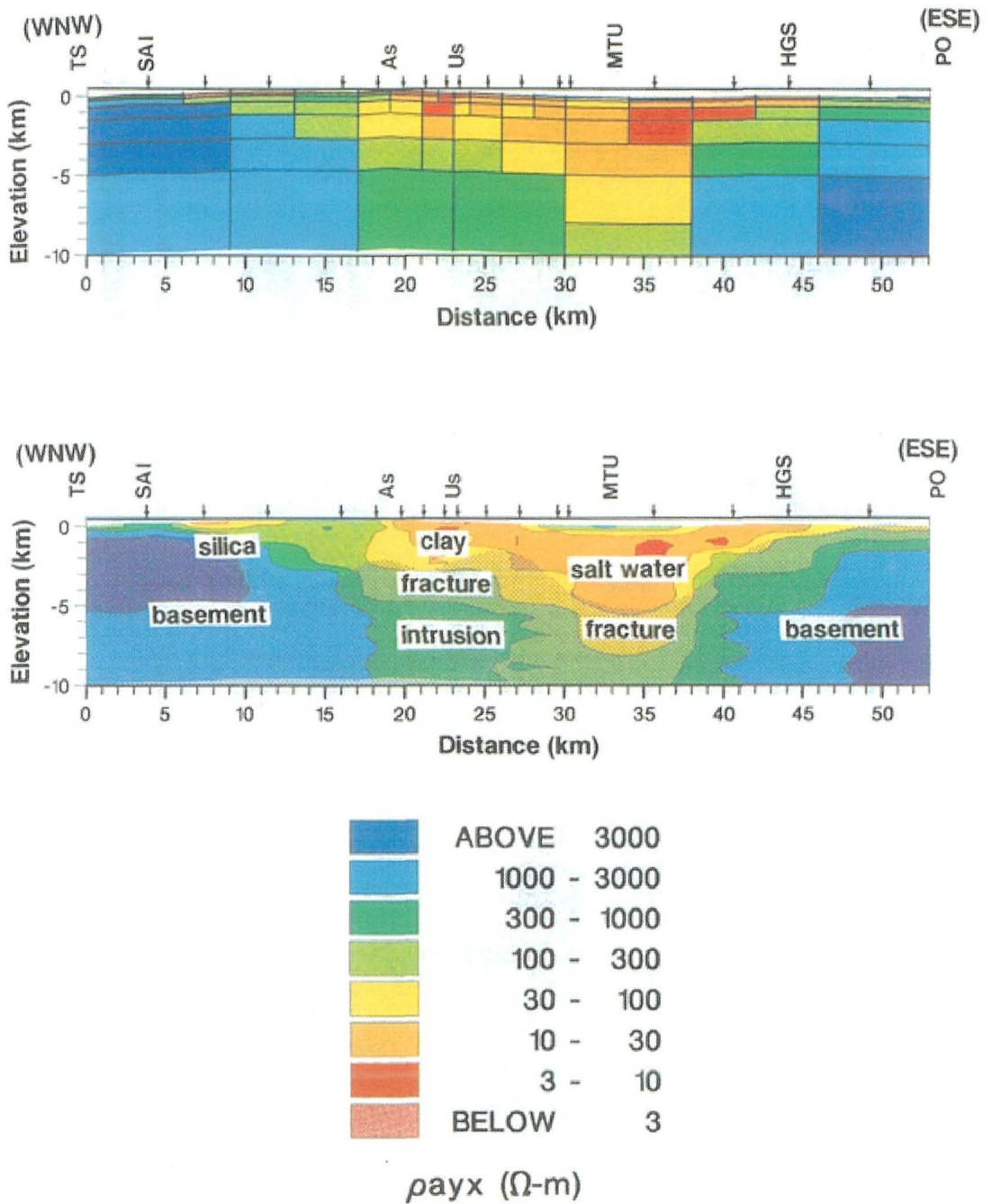


Fig. 7. A two-dimensional resistivity model (upper) along the profile D-D' in Fig.3c(Takakura, 1994). A simple realistic model (lower) that explains the resistivity structure shown in the upper figure (Takakura, 1994).

ても、基盤までの深さがせいぜい 2 km 程度であることを示している。高倉(1994)による結果は、田名部低地帯の基盤までの深度が平均的に 3~5 km であることを示すが、高倉(1994)の解析では、コントロールポイントを解析範囲の端近くのデータ、つまり、下北半島の西部と東部の海岸付近の観測データに依存しているため、そこから最も離れた低地帯の基盤深度の推定には多少の誤差が含まれる可能性がある点に注意しなければならない。いずれにせよ、低地帯の基盤までの深度は、基盤と表層の密度差を  $0.5 \text{ g/cm}^3$  とすると、少なくとも 2~3 km 程度になるものと思われる。

## VI. ま と め

下北半島周辺部に存在する多数の地質構造ブロックや断層系に対して、重力異常を通した解析により、重力異常に見られる特徴を述べ、起震断層や活断層との関連を調べた。重力異常図の解析からは、(a)東部地域、西部地域において高い重力異常値を示すのに対し、中央部のむつ市(MTU)~大畑町(OHT)地域の低地帯では大規模な低重力異常帯が見られる、(b)宇曾利山湖から北北東方向にのびる顕著な正の重力異常の尾根は、局所的な高密度岩体の存在を示唆する、(c)東部地域と中央平野部の境界付近では、重力異常分布は、下北断層など、N 30 E~NS の走向を持つ断層群の分布とよく一致する、などの結果が得られた。また、勾配強度の解析からは、(d)東部地域と中央平野部の境界付近において、N 30 E~NS の走向を持つ顕著な重力異常分布が、8~10 mgal/km という高勾配値を持つ、(e)東通村(HDR)付近で N 30 E の走向を持つ下北断層群の近傍では、高い勾配値を持つ勾配強度帯が存在する、(f)西部地域では、局部的に高い勾配値を持つ勾配強度帯が随所に見られ、特に、佐井村(SAI)南東部に見られる南北走向の重力異常の急変帯では、10 mgal/km かそれ以上の非常に高い勾配値を示す、などのことがわかった。高勾配地域は一般に物質の密度変化が急激に起きている場所であるため、断層のような構造境界が存在することを意味する。下北半島付近では、南西部に定常的な地震活動が見られるが、このような高勾配地域は、今後、起震断層としてふるまう可能性は十分に考えられる。また、下北半島中央部をほぼ東西に横断するプロファイルにおける MT 観測の結果は重力異常分布の結果と調和的であるが、田名部低地帯付近の基盤までの深さの解釈には若干の違いが見られた。本論文で示したように、稠密な重力データは、活構造の解析や未知の物質境界などの解析に対しても非常に有力である。今後は既存の断層系だけでなく、伏在断層系、あるいは、伏在ブロック境界に注目しつつ、あらゆる角度からの活構造の検証が必要となろう。

謝辞 粗稿を査読していただいた神山裕幸博士(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)には多くの改善すべき点を御指摘いただいた。ここに記して感謝いたします。なお、本論文の図の多くは GMT (Generic Mapping Tools) ソフトウェア (Wessel and Smith, 1995) を用いて作成した。

## 文 献

- Blakely, R.J., 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge University Press, pp. 441.
- Blakely, R.J. and R. W. Simpson, 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, *Geophysics*, **51**, 1494–1498.
- 地質調査所(編), 1992. 日本地質アトラス(第2版), 朝倉書店, 17 Sheets.
- 地質調査所(編), 1995. 100万分の1日本地質図, 第3版 CD-ROM 版, 数値地質図 G-1, 地質調査所.
- 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.
- 地質調査所(編), 2004. 日本重力 CD-ROM (第2版), 数値地質図 P-2, 地質調査所.
- Fukao, Y., A. Yamamoto and K. Nozaki, 1981. A method of density determination for gravity correction, *J. Phys. Earth*, **29**, 163–166.
- Geographical Survey Institute, 1985. A new Bouguer anomaly map of Japan(except Hokkaido District), *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **29**, 102–103.
- Geographical Survey Institute, 1993. Gravity anomaly relief map of the south-western Japan, 1 sheet.
- Geographical Survey Institute, 2000. Gravity anomaly relief map of Japan, 3 sheets, (国土地理院技術資料, B・1-No.28).
- Hagiwara, Y., 1967. Analyses of gravity values in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 1091–1228.
- 広島俊男・駒澤正夫・中塚正, 1989. 青森地域重力図, 重力図, no.1, 地質調査所.
- 活断層研究会編, 1980. 日本の活断層, 分布と資料, 東京大学出版会, pp. 363.
- 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, pp. 437.
- 岸本清行, 1999. 海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成: Japan 250 m.grd, 地質調査所研究資料集, GSJ Open-file Report, # 353, CD-ROM.
- 北村信・藤井敬三, 1962. 下北半島東部の地質構造について—とくに下北断層の意義について—, 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, **56**, 43–56.
- 北村信・中川久夫, 1972. 20万分の1青森県地質図, 青森県の地質, 青森県, pp. 120.
- 国土地理院, 2001. 数値地図 50 m メッシュ(標高), CD-ROM 全3枚(日本-I, 日本-II, 日本-III).
- 駒澤正夫・広島俊男・石原丈実・村田泰章・山崎俊嗣・上嶋正人・牧野雅彦・森尻理恵・志知龍一, 1999. 100万分の1日本重力図(ブーグ異常), 地質調査所.
- 河野芳輝・古瀬慶博, 1988. 日本列島の重力異常, 一日本での重力測定100年—, 科学, **58**, 414–422.
- 河野芳輝・古瀬慶博, 1989. 100万分の1日本列島重力異常図, 東京大学出版会.
- Murata, Y., 1993. Estimation of optimum average surficial density from gravity data: An objective Bayesian approach, *J. Geophys. Res.*, **98**, 12097–12109.
- 中田 高・今泉俊文, 2002. 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, pp. 60.
- 日本の地質『東北地方』編集委員会編, 1989. 日本の地質2, 東北地方, 共立出版株式会社, pp. 340.
- Shichi, R. and A. Yamamoto, 2001. (Representatives of the Gravity Research Group in Southwest Japan), Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM), *Bull. Nagoya University Museum, Special Rept.*, No.9.
- 新エネルギー総合開発機構, 1986. 地熱開発促進調査報告書, no.9, 下北地域, pp. 688.
- 新エネルギー総合開発機構, 1987. 1/1,000,000 全国重力異常図(ブーグ異常図).
- 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1999. 日本の地震活動, pp. 395.
- 高倉伸一, 1994. 下北半島における MT 法データと重力データの総合解析, 地質調査所月報, **45**, 689–702.
- 高倉伸一・光畑裕司・横田俊之・小川康雄, 1993. MT 法による下北半島の比抵抗構造(序報), 地磁気観測所技術報告, no. 23, 特別号(CA シンポジウム講演論文集), 145–152.
- 通商産業省, 1992. 平成3年度広域地質構造調査報告書, 渡島・下北地域, pp. 434.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995. New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS, Trans. Am. Geophys. Un., Suppl.*, **76**, 329.

- Yamamoto, A., 1999. Estimating the optimum reduction density for gravity anomaly: A theoretical overview, J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., **11**, 577–599.
- Yamamoto, A., 2002. Spherical terrain corrections for gravity anomaly using a digital elevation model gridded with nodes at every 50 m, J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., **11**, 845–880.
- 山本明彦・志知龍一, 2004. 日本列島重力アトラス, 西南日本および中央日本, 東京大学出版会, pp. 144, CD-ROM 1 枚.