

1938 年屈斜路地震断層周辺の比抵抗および密度構造

市原寛・茂木透・長谷英彰・渡辺朋典・山谷祐介
(北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター)

Electrical resistivity and density structure around the fault zone of 1938 Kutcharo earthquake (M 6.0), Northern Japan

Hiroshi Ichihara, Toru Mogi, Hideyuki Hase, Tomonori Watanabe and Yusuke Yamaya
(Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University)

Abstract

Crustal structure around the focal zone of 1938 Kutcharo earthquake (M 6.0) is discussed on the basis of MT and two-dimensional DC electric survey and gravity anomaly. DC electric survey shows discontinuity of conductive body underneath ruptured zone indicating displacement by earthquake fault. Density structure obtained from gravity anomaly indicates that the estimated fault is corresponding with the margin of a large caldera, which forms vertical geologic discontinuity. Resistivity structure obtained from MT data supports this discontinuity. These facts indicate that fault of intra-plate earthquake may use pre-exist boundary responding as the weak zone. Resistivity structure along the MT survey line shows that the focal zones of Kutcharo earthquakes is on the high resistivity contrast zone. The resistive zone refer to tertiary volcanic rocks is distributed at south of fault zone, and conductive zone extended to the lower crust is distributed at its north. The conductive body implies existence of weak zone caused by volcanic activities. Thus the 1938 earthquake fault was probably related by the volcanic structure.

1. はじめに

近年、地殻強度の不均質が局地的な応力集中を引き起こし、内陸地殻内の浅部地震（内陸地震）の発生の要因となることが明らかとなってきた（例えば Iio *et al.*, 2002）。火山フロント沿いで発生する内陸地震についてもこの立場から説明されており、例えば東北地方の脊梁山地における短縮変形（Miura *et al.*, 2004）およびこのメカニズムによって発生すると推測される内陸地震は、下部地殻に存在するメルトから脱水した水が上昇し、地殻の強度が局地的に弱められていることが原因と考えられている（長谷川ほか、2004）。

千島弧南西部に位置する北海道東部の弟子屈地域もこのような火山フロント近傍の内陸地震発生帯と考えることもできるであろう。この地域では 1938 年に屈斜路地震（M6.0）が、1959～1972 年には M 5 以上の内陸地震が 10 回発生した。この地域においても東北地方と同様に深部から上昇してきた水が地殻強度を弱めたことが原因となった可能性がある。しかしながら、東北地方においてはプレートの沈み込む方向が島弧にほぼ直交であるのに対し、千島弧西部においては斜交している等、テクトニックな環境は異なる。さらに、千島弧南西部においては弟子屈地域以外に内陸地震活動が活発な地域が知られていないことも、東北地方とは大きく異なる点である。したがって、北海道東部地域では東北地方と異なるメカニズムによって歪集中が出現していると考えられ、そのメカニズムの解明のために地殻構造を明らかにする必要である。また、この 1938 年屈斜路地震（M 6.0）の発生域に分布する屈斜路カルデラは直径 20 km に及ぶ日本最大のカルデラであり、構造的な不均質性の高い領域である。したがって、この火山性の構造が地震発生に影響を及ぼす可能性も高く、この点からも地下構造の精査が望まれる。

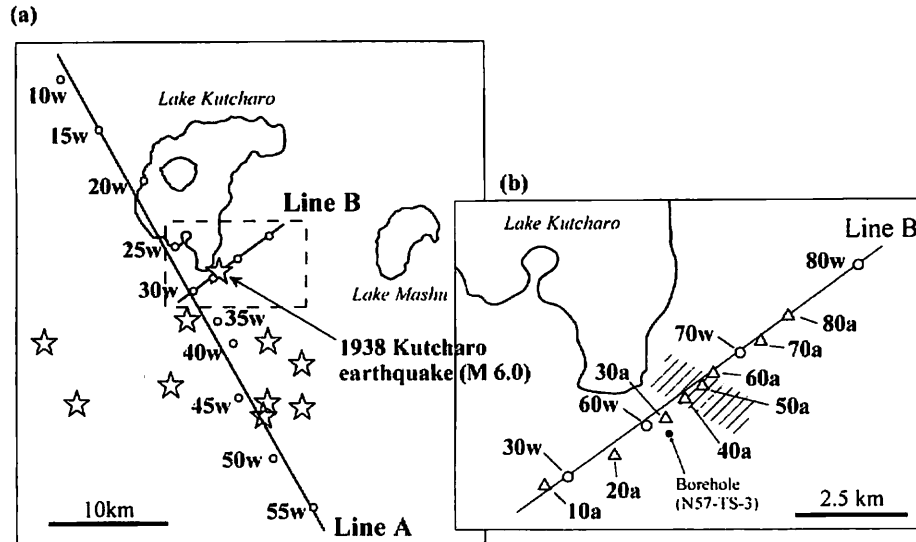


Fig. 1. Location of MT station and epicenter distribution. (a) Open circles indicate wide-band MT stations. Stars denote epicenter of intra-plate earthquakes occurred between 1938 and 1967 (Suzuki and Hirota, 1973). (b) Open circles and triangles indicate wide band MT and AMT stations, respectively. Note that AMT survey was also conducted at site 30w, 60w and 80w. Shaded area indicates ruptured zone of the 1938 Kutcharo earthquake (M 6.0) after Tanakadate (1938).

以上の点を踏まえて、本研究では弟子屈地域の内陸地震発生帯、特に 1938 年屈斜路地震の震源域に主眼を置いて比抵抗構造および密度構造の解明を行った。具体的には、断層域における AMT および広帯域 MT 探査より比抵抗構造の解明を行い、歪集中の要因となる地殻の不均質構造や流体の存在についての議論を行った。また、比抵抗構造を密度構造モデルと比較し、地質構造（断層帯および屈斜路カルデラの構造）の議論を補完した。さらに、断層が推定される領域上で二次元直流電気探査を行い、断層近傍における詳細な比抵抗構造の解明を行った。

2. テクトニクスおよび 1938 年屈斜路地震の概要

1938 年屈斜路地震の震源域は阿寒—知床火山列内部に位置している（第 1 図）。阿寒—知床火山列は西進する千島弧前弧スリパーの北縁部にほぼ相当し、テクトニクスの重要な研究対象地域である。重力異常 (Yokoyama, 1959; 市原ほか, 2006a) および地形によると、震源域は屈斜路カルデラの縁南部に位置する。また、周囲にはアトサヌプリの火山活動も見られる。1938 年屈斜路地震は、地表に多くの断層運動と考えられる「断裂」を形成した（第 1 図）（津屋, 1938; 田中館, 1938; Kato, 1940）。これらの「断裂」は $N20\sim 60^{\circ}W$ の走向を持ち、左横ずれ（水平変位量 $2.4\sim 2.5$ m）で北東側が隆起する（垂直変位量 $0.80\sim 0.85$ m）運動センスが報告されている（津屋, 1938; 田中館, 1938）。一方、屈斜路湖の水位の変化から、屈斜路地震による鉛直方向の地殻変動も報告されている。これによると、釧路川起点を境に北東側で最大 25 cm の隆起、南西側で最大 300 cm の沈降が報告されている（Kato, 1940）。この変位量は、釧路川起点に向かって大きくなる傾向がある。以上のことから、屈斜路地震の地震断層は、走向がおおよそ北西方向の左横ずれ断層であったと考えられ、正断層成分も持つと考えられる。

3. MT 法探査による比抵抗構造

過去の弟子屈地域周辺における MT 法を用いた研究としては、歌田ほか (1984)、岩越ほか (1985)、

Satoh et al., (2001)、市原ほか (2006a) などが挙げられる。このうち岩越ほか (1985) によると、ELF 帯の見かけ比抵抗は 1938 年屈斜路地震の推定断層付近において $10\sim 100\ \Omega\text{m}$ 程度であるが、南方の山地で数 $100\text{ohm}\cdot\text{m}$ であり、狭い範囲に比抵抗値の地域差が存在することが示されている。このような構造をより詳細にイメージすることおよびその背景となる広域な構造をイメージするために、本研究では AMT および広帯域 MT 法による観測を行った。

観測は 2006 年の 5 月および 11 月に行い、計 17 点 (うち広帯域 MT+AMT3 点、AMT のみ 8 点、広帯域 MT のみ 6 点) の観測点を設置した。測定には GPS で同期された Phoenix Geophysics 社製の MTU-5 および MTU-5A、Pb-PbCl₂ 電極およびインダクションコイルを用い、電場 2 成分および磁場 3 成分の変動値について観測を行った。1 観測点あたりの観測期間は広帯域 MT 観測において 2 日から 4 日間、AMT において 1 日である。次に、観測した磁場・電場変動の時系列データを、フーリエ変換によって $10400\sim 0.00034\ \text{Hz}$ (広帯域 MT: $317\sim 0.00034\ \text{Hz}$, AMT: $10400\sim 0.35\text{Hz}$) のスペクトルに変換し、周波数ごとのインピーダンステンソルの計算を行った。その際、観測点固有の磁場ノイズを軽減するために、広帯域 MT データについて国土地理院水沢測地観測所・江刺観測場の磁場データを用いてリモートリファレンス処理 (Gamble et al., 1978) を行った。

これらの処理によって得られたインピーダンスを使用して、第 1 図の line A, line B 下において 2 次元インバージョンによる比抵抗構造解析を行った。Line A については、2005 年 5 月に観測したデータ (市原ほか 2006) を含めた、10 測点の広帯域 MT データを使用した。Groom-Bailey decomposition 解析 (Groom and Bailey, 1989) によると、これらの測点における $317\sim 0.00034\ \text{Hz}$ の走向の平均値は $N30^{\circ}W$ もしくはその直交の $N60^{\circ}E$ と推定された。ここで、北海道東部における地質学的な走向は、おおよそ $N60^{\circ}E\text{—}S30^{\circ}W$ であり、低比抵抗を示す Fore-arc basin および背弧の低比抵抗体の長軸方向もこの方向と整合的である (Satoh et al., 2001)。したがって、line A では上記のうち $N60^{\circ}E\text{—}S60^{\circ}W$ を走向とみなして主軸を回転させた。この際、屈斜路カルデラ周辺の測線 (20w, 25w, 30w) における TE モードの位相差において、長周期側に 90° を上回る異常な数値が得られた。したがって、本研究ではこれらの測点の周期 1 秒以上の TE モードの位相を除いた TM+TE モードのデータを用いて、Ogawa and Uchida (1996) のインバージョンコードを使用して 2 次元比抵抗構造の解析を行った。その結果、震源域より北西側には垂直方向に伸びる $1\ \text{ohm}\cdot\text{m}$ 程度の低比抵抗体が分布し、南東側には $300\ \text{ohm}\cdot\text{m}$ 程度の高比抵抗域が分布することが明らかとなった (第 2 図)。したがって、震源域は比抵抗のコントラストの強い領域に存在することになる。

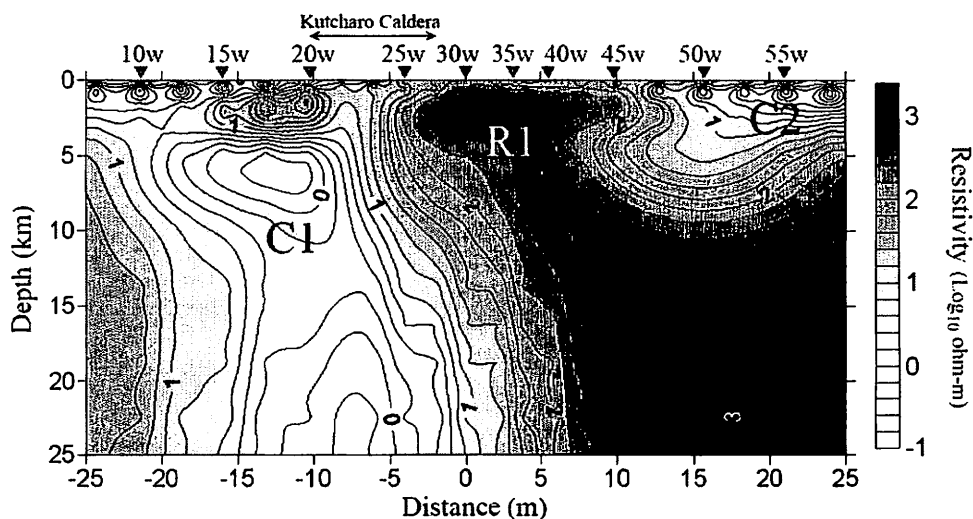


Fig. 2. Resistivity image underneath the line A in Fig. 1.

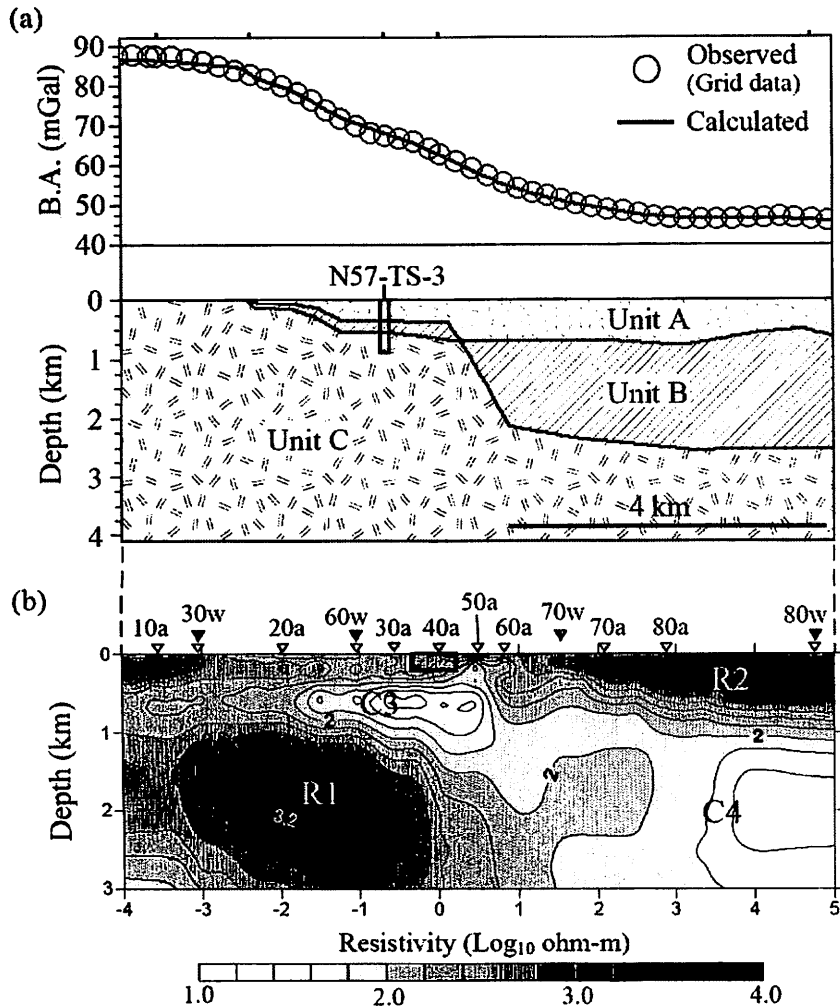


Fig. 3. (a) 2-D density model along line B in Fig. 1 crossing the fault zone of 1938 Kutcharo earthquake (M 6.0). (b) 2-D resistivity image of same profile obtained from MT surveys. Grey and black triangles above the image denote AMT and MT stations, respectively. Open rectangle indicates location of DC electrical survey in Fig. 4.

なお、この低比抵抗体は屈斜路カルデラの分布域と一致し、深部へは少なくとも下部地殻まで存在することが示されている。

次に、1938年の地震断層と直交する line B について 2次元比抵抗解析を行った。前述の議論によると広域な走向方向は line B と平行である。しかしながら、測線の範囲内での重力異常の走向および 1938年断層の走向は NW-SE と推定されていることから、局地的には NW-SE 方向である可能性が高い。したがって、line B では測線配置と直交する N65°W を走向とみなして主軸を回転させた。インバージョンでは一般的に三次元構造の影響を受けにくいとされる TM モードのデータのみを用い、広域な構造の影響を避けるために短周期 (>0.1 Hz) のデータのみを使用して Ogawa and Uchida (1996) のコードを用いてインバージョンを行った。解析結果 (第3図) によると、比抵抗構造には以下の特徴が認められる。

- ・ 1938年屈斜路地震の推定断層の南西側 (site 30w-40a 間)、深度 1-3 km には 1000 ohm-m 程度の高比抵抗構造が分布する。このため約 100 ohm-m 程度の領域の下限は、推定断層の北東側で 3 km 以上であるのに対し、南西側で 1km である。
- ・ site 30a-50a 間の 20 ohm-m 程度の低比抵抗体の分布深度は、推定断層を境に北東側に向かって深くなると推定されている。
- ・ site 70w - 80w 間の浅部には 1000 ohm-m 以上の高比抵抗体が分布する。この領域は溶岩ドームの分布域に相当することから、高比抵抗体は溶岩の分布域を示している可能性が高い。

なお、site 30a 付近で行われたボーリング (掘削深度 1004 m; 新エネルギー開発機構, 1985) の比抵抗検

層値は、インバージョン結果から得られた層の比抵抗値とほぼ整合するため、解析結果の信頼性は高いとみられる。この詳細については後述する。

4. 密度構造モデリング

屈斜路カルデラは、中央部におけるブーゲー異常値が周辺部に比べて 40m Gal 以上も低く、典型的な低重力カルデラである(Yokoyama, 1959)。推定断層はその低異常域の南部に位置しており、周囲に構造の不連続が存在することが推定される。この顕著な重力異常を説明するために、MT 断面 (line B) と同位置において密度構造解析を行った。解析に使用した重力データは市原ほか (2006a) によるブーゲー異常値 (仮定密度 2430 kg/m^3) であり、主に日本地熱資源開発促進センター (1980) による重力測定値を基に算出されたものである。このブーゲー重力値より広域の構造による影響を除去するために、移動平均 (半径 100 km) によるフィルター処理を施して長周期成分を除去した。次に、モデリングを行うための制約条件について述べる。調査地域においては新エネルギー開発機構 (1985) によって掘削深度 1km 程度のボーリングが計 5 本掘削されており、詳細な岩相記載、密度測定および比抵抗検層等が行われている。このボーリング資料と松波・八幡 (1989) による地質区分を参考にすると、弟子屈地域の地質ユニットは以下のように明確に区分される。

- ・ Unit A : 火山性碎屑物などの第四系 : 1830 kg/m^3
- ・ Unit B : 新第三紀の火成岩を含む火山性堆積岩類 : 2250 kg/m^3
- ・ Unit C : 中新世の火山性堆積物を含む変質安山岩類 (イクルシベ層) : 2600 kg/m^3

このうち、測線上には掘削深度 1004 m のボーリング資料 (N57-TS-3) が存在し、上記の基準では Unit A-B 間、Unit B-C 間の境界はそれぞれ 545 m、742 m である。以上の情報を基に、二次元 Talwani 法 (Talwani, 1959) によるフォワードモデリングを行い、断層帯周辺部における密度構造モデリングを行った。

その結果、カルデラより南方では密度の高い Unit C (イクルシベ層) が浅部に分布するが、カルデラの中心近くでは堆積層 (unit A および B) の層厚が 3000 m となることが明らかとなった (第 3 図)。この厚さは Yokoyama (1959) による二次元モデリングおよび市原ほか (2006b) による三次元密度構造インバージョン結果とも整合的である。また、震源域近傍において、境界深度が急激に変化する領域が存在することが明らかにされた。ボーリング N57-TS-3 の制約により、この震源付近の不連続なしではブーゲー異常値の説明は困難であり、断層近傍の構造の不連続は信頼性が高い。松波・八幡 (1989) によると、屈斜路湖南方の高重力域では一部にイクルシベ層が露出しており、解析結果とも整合的である。

5. 電気探査による“断裂”帯近傍の比抵抗構造

1938 年屈斜路地震による地変域近傍の比抵抗構造を明らかにするために、直流法による電気探査を行った。探査は 2006 年 11 月に行い、上述の「断裂」を跨ぐように全長 500m の測線を設置した。計 50 本の電極を 10m 間隔で設置し、Wenner および Eltran 方式によって測定を行った。得られた見掛け比抵抗値より Uchida (1991) によるインバージョンコードを使用して比抵抗構造の解析を行った。なお、インバージョンでは地形の影響も考慮している。

解析結果を第 4 図に示す。1938 年屈斜路地震における破碎域は第 4 図の 200 m 地点に位置するが、この地点を境界とする特徴が確認される。その一つは、深度約 50m に分布する 100 ohm-m 程度の比抵抗域の分布深度が、南部に比べて北部で深くなっていることである。北部で深くなる傾向は 1938 年地震による運動センスと一致するため、この構造は断層による変位を表している可能性がある。また、100 m 以深に分布する 1000 ohm-m 以上の高比抵抗域は、破碎域よりも南部でのみイメージされており、上記の断層運動と整合的な分布を示す。一方、南西部の表層には 1000 ohm-m 以上の高比抵抗域が分布

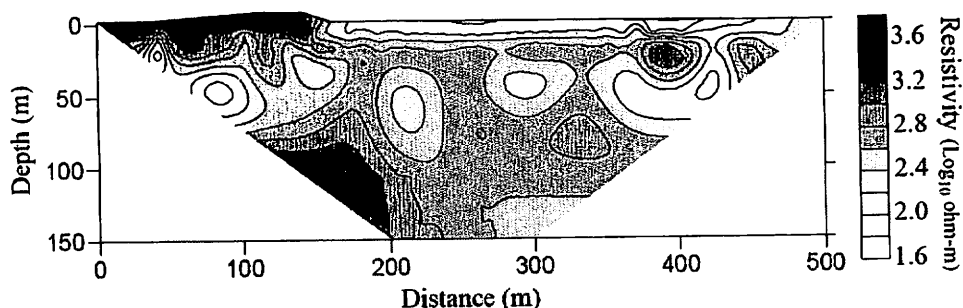


Fig. 4. DC resistivity image around the fault zone of 1938 Kutcharo earthquake (6.0). A discontinuity of the structure was observed near the 200 m point (Tsuya, 1938).

するが、これは同領域に分布する溶岩ドームを表すと考えられ、断層運動との関連性は低いと思われる。

6. 議論

最初に、地震発生の原因となった背景について、主に line A の比抵抗構造 (第2図) より議論する。N57-TS-3 によると、Line A および Line B の南部において深度 1-5 km に見られる高比抵抗体 (第2図, R1) は第三紀の変質石英安山岩 (イクルシベ層) と記載されている。また、ボーリング検層によると、この層における比抵抗値が 100-500 ohm-m であり、インバージョン結果と矛盾しない。R1 に対応する高比抵抗層は、弟子屈地域全域に分布していることから、火山活動を議論するうえでの基盤岩と考えることができる (市原ほか, 2006a)。一方、Line A の北部においては 1 ohm-m に達する低比抵抗体 (第2図, C1) が、少なくとも下部地殻まで存在すると考えられる。この低比抵抗域は屈斜路カルデラの分布域と対応しており、部分溶融によるメルトや熱水系の分布を示す可能性が高い。Wang and Zhao (2005)によると、北海道東部には、沈む込む太平洋プレートの上から地殻内部まで低速度帯 (Low V_p , V_s) がイメージされていることから、火山の活動の原因となる上昇する流体の存在が示唆されている。この低速度域と C1 が対応する可能性は高く、C1 が火山活動に関連する領域であることが支持される。以上の議論より、震源域は「硬い」基盤岩 (R1) と火山活動に関連した「弱い」領域 (C1) との境界部に位置していることになり、物性的な不均質性の強い領域に存在していることが明らかである。弾性的性質の不均質が強い領域は歪集中がおきやすく、このことが 1938 年屈斜路地震の原因となったと考えられる。

次に、line B の比抵抗構造と密度構造を用いて、断層近傍の詳細な構造について検討し、カルデラの構造と断層との関係について考察する。密度構造 (第3図) によると、推定断層のほぼ下において、Unit B-C の深度が北に向かって約 1 km から約 3 km へと急に深くなる。市原ほか (2006b) の三次元密度インバージョンによると、この北部域における屈斜路カルデラの基盤深度は 3-4 km と本解析の Unit B-C 境界面とほぼ一致することから、この境界は屈斜路カルデラの陥没構造を表していると考えられる。したがって、構造境界の急斜面はカルデラ壁を示していると考えられる。密度構造を比抵抗構造と比較すると、Unit B は C3 および C4 に対応し、Unit C は R1 に対応する (第3図)。ここで、ボーリング N57-TS-3 によると、各地質 unit の比抵抗検層値は深度 0-545m に分布する Unit A において 40-300 ohm-m、深度 545-742 m に分布する Unit B において 10-50 ohm-m、および深度 742m 以深の第三紀安山岩類において 100-500 ohm-m であり、上記の対応は正しいと考えられる。したがって、密度構造によって推定断層下に存在するとされたカルデラ壁の位置が、比抵抗構造からも支持されることになる。以上の議論より、屈斜路カルデラのカルデラ壁は、1938 年の屈斜路地震の地震断層の位置と一致すると結論される。このことは、1938 年地震の断層面には構造的な弱面となりうる大規模な不連続面が元々存在していたことを

示唆する。

7. 結論

本研究では 1938 年屈斜路地震の震源域周辺の比抵抗構造と密度構造のモデリングを行い、地震発生の背景となる地殻構造について議論を行った。推定断層近傍における電気探査の比抵抗構造によると、断層が推定される領域の下に高比抵抗体の段差がイメージされ、断層運動が繰り返し起きていることが示唆された。次に、火山列を跨ぐ広域な比抵抗イメージングにより、震源域より北東方に 10 km 以上に渡り垂直に伸びる 1 ohm-m 程度の低比抵抗体が存在することが明らかとなった。また、震源域はこの低比抵抗体の縁変部、すなわち比抵抗のコントラストが強い領域に存在することが明らかとなった。この低比抵抗体は火山活動に関係していると考えられるため、火山性の構造不均質が地震発生に影響を及ぼした可能性があり、更なる検討が期待される。さらに、断層帯周辺の比抵抗構造および密度構造解析より、屈斜路地震の推定断層面と屈斜路カルデラのカルデラ壁が一致することが明らかとなった。このことは、カルデラ壁が断層運動を起こす際の弱面となりうることを示している。

謝辞

本観測にあたり、東京工業大学の小川康雄教授および東北大学の三品正明准教授に MT 観測機器をお借りした。また、観測点の設置に関して地権者の方々、根釧西部森林管理署および網走南部森林管理署にご協力頂いた。国土地理院東北地方測量部には MT 連続データの提供を受けた。議論の際には北海道大学の西田泰典名誉教授、橋本武志准教授および本多亮博士に有益な助言を受けた。記して感謝いたします。

引用文献

- Gamble, T. D., J. Clarke, and W. M. Goubau, Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophysics*, **44**, 53–68, 1979.
- Groom, R. W., and R. C. Bailey, Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1913–1925, 1989.
- 市原 寛・茂木 透・山谷祐介・神山裕幸・小川康雄, 広帯域 MT 観測および重力測定による北海道東部弟子屈地域の地殻構造, *北海道大学地球物理学研究報告*, **69**, 233-255, 2006a.
- 市原 寛, 茂木 透, 神山 裕幸, 重力異常による北海道東部弟子屈地域の三次元地殻構造解析, *日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集*, S118-006, 2006b
- Iio, Y., T. Sagiya, Y. Kobayashi, and I. Shiozaki, Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**, 245–253, 2002.
- 岩越 朗・塩崎一郎・山口覚・大塚成昭・住友則彦, ELF-MT 法による屈斜路湖周辺の比抵抗分布, 伝導度異常 (CA) の研究, 19–27, 1985.
- Kato, Y., Investigation of the Changes in the Earth's magnetic field accompanying earthquakes or volcanic eruptions 2nd report: on the strong earthquake of May 29th 1938, which occurred near Kuttyaro lake, Hokaido, *Science reports of the Tohoku Imperial University*, **1**, 19, 315–328, 1940.
- 松波武雄・八幡正弘, 弟子屈地域の地熱資源 その 1—主として熱水系モデルについて—, 北海道立地下資源調査所地下資源調査報告, **60**, 35–76, 1989.
- Miura, S., T. Sato, A. Hasegawa, Y. Suwa, K. Tachibana and S. Yui, Strain concentration zone along the volcanic

- front derived by GPS observations in NE Japan arc, *Earth Planets and Space*, **56**, 1347-1355, 2004.
- 日本地熱資源開発促進センター, 地熱開発基礎調査報告書 No.18, アトサヌプリそのII (昭和54年度), pp.103, 1980.
- Ogawa, Y., and T. Uchida, A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophys. J. Int.*, **126**, 69-76, 1996.
- Satoh, H., Y. Nishida, Y. Ogawa, M. Takada, and M. Uyeshima, Crust and upper mantle resistivity structure in the southwestern end of the Kuril Arc as revealed by the joint analysis of conventional MT and network MT data, *Earth, Planets and Space*, **53**, 829-842, 2001.
- 新エネルギー総合開発機構, 1985. 弟子屈西部地域, 地熱開発促進長調査報告書, **6**, pp.554.
- Talwani, M., J. L. Worzel and M. Landisman, Rapid gravity computation for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, **64**, 49-59, 1959.
- 田中館秀三, 昭和13年屈斜路地震1, *地震*, **1**, 10, 529-542, 1938.
- 津屋弘達, 昭和13年5月29日屈斜路地震調査報告, *地震*, **I**, **10**, 285-313, 1938.
- Uchida, T., Two-dimensional resistivity inversion for Schlumberger sounding, *Geophys. Explor. (Butsuri-Tansa)*, **44**, 1-17, 1991.
- 上田満治, 2005. 2003年十勝沖地震による北海道の地殻変動と内陸部地震活動の関係, 北海道大学理学部卒業論文, pp.26.
- 歌田久司・笹井洋一・森俊雄・西田泰典, ELF・VLF-MT法による北海道東部地域の比抵抗分布, CA研究会1984年論文集, 57-61, 1984.
- Yokoyama, I., Gravity survey on Kuttyaro Lake, *Jour. Phys. Earth*, **6**, 75-79, 1958.
- Wang, Z. and D. P. Zhao, Seismic imaging of the entire arc of Tohoku and Hokkaido in Japan using P-wave, S-wave and sP depth-phase data, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **152**, 144-162, 2005.