

JERS-1 の干渉 SAR により検出された霧島火山群・
硫黄山周辺の局所的な地殻変動

小澤 拓*・宗包浩志**・矢来博司**・村上 亮**

(2003年6月23日受付, 2003年10月22日受理)

Local Deformation around Iwo-yama, Kirishima Volcanic
Complex Derived from JERS-1/InSAR

Taku OZAWA*, Hiroshi MUNEKANE**, Hiroshi, YARAI** and Makoto MURAKAMI**

JERS-1 SAR interferometry is applied to Kirishima volcanic complex, and we detected the ground deformation associated with the subsidence at the summit of Iwo-yama. The mean deformation rate for the analyzed three pairs of data was apparently constant for about 3.4 years. By inverting the obtained line-of-sight displacement field for each pair of data, we estimate the parameters of pressure source by using the Mogi model. Estimated depth of the source is about 270m, which is consistent with the depth of aquifer suggested from MT survey. Hence, this subsidence could be caused by the volume change of the aquifer system beneath the Iwo-yama. The rate of volume change was about $-1.3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{yr}$.

Key words: Kirishima, deformation, SAR, interferometry, aquifer

1. はじめに

霧島火山群は加久藤カルデラ南東縁に位置しており、20以上の成層火山や碎屑丘から構成されている (Fig.1に霧島火山群の位置を示す)。霧島火山群南域に位置する新燃岳や御鉢は、有史において幾度も噴火を繰り返しており、最近では1959年に小規模な水蒸気爆発が新燃岳において発生している (井村・小林, 1991)。また、1768年には韓国岳北西のえびの高原において溶岩が流出する噴火が発生し、硫黄山が形成された。このように、霧島火山群は日本でも有数の活動度をもつ火山地域であり、火山活動を把握することは極めて重要である。これまでに霧島火山群周辺では、MT法による比抵抗構造の推定 (鍵山・他, 1994; 歌田・他, 1994) や重力測定 (小

林・他, 1995)、地震観測 (及川・他, 1994; 山本・井田, 1994)、地殻構造探査 (鍵山・他, 1995; 西, 1997; Tomatsu *et al.*, 2001) などのさまざまな観測が行われ、地下構造やテクトニクスの解釈が試みられている (鍵山・他, 1997)。

地殻変動の情報からは、周辺のテクトニクスや地下における圧力変化などを推定でき、火山活動を把握するうえで重要な情報の一つである。最近では、国土地理院の日本全国GPS観測網 (Sagiya *et al.*, 2000) の高密度化に伴い、空間的にも詳細な地殻変動場が明らかになりつつある。霧島火山群山麓においても、数10kmの間隔で電子基準点が設置されており、広域的な地殻変動場を明らかにしている。しかし、火山活動に伴う地殻変動の空間波長はより短い場合があり、その全容を把握するためには、必ずしも十分な観測密度を有していない。東京大学地震研究所の火山研究グループは、光波測量を用いた地殻変動監視を続けており、1991年に発生した新燃岳周辺の群発地震に伴った地殻変動を報告している (東京大学地震研究所・他, 1992)。また、地殻変動検出を目的として、えびの高原、高千穂河原、加久藤カルデラ東部において水準測量を実施している (小山・他, 1991)。また、気象庁によって6点のGPS観測点が設置され、連続的な地殻変動監視が行われている。このような地殻変動情

* 〒305-0811 つくば市北郷1
日本学術振興会/国土地理院
Japan Society for the Promotion of Science / Geographical Survey Institute, 1 Kitasato, Tsukuba 305-0811, Japan.

** 〒305-0811 つくば市北郷1
国土地理院
Geographical Survey Institute, 1 Kitasato, Tsukuba 305-0811, Japan.
Corresponding author: Taku Ozawa
e-mail: taku@gsi.go.jp

報が、より広域かつ高空間分解能で得られるならば、火山活動をより詳細に把握できるはずである。

干渉合成開口レーダ（干渉 SAR: Synthetic Aperture Radar）は、航空機や人工衛星によって取得された SAR 画像を位相について干渉させることにより、高空間分解能で地表面変位を検出する技術である。特に、人工衛星を用いた干渉 SAR は、世界のどのような地域においても、現地における観測なしに地表面変位を捉えられるので、火山活動や地震に対する地殻変動研究において期待されている。本論文では、霧島火山群周辺に干渉 SAR を適用し、得られた地殻変動について報告する。

2. 干渉 SAR による解析

干渉 SAR はこれまで多くの文献において紹介されており（例えば、Massonnet *et al.*, 1993; 小澤・他, 1999, Hanssen, 2001）、詳細に処理手法、理論について述べられているので、本稿では地表面変位に伴う干渉縞についての要点のみ説明する。

SAR は人工衛星の進行方向 (along-track) に対して直交方向 (cross-track) かつ鉛直から斜め下方（視線方向: line-of-sight）にレーダ波を照射し (Fig. 1(a)), 地表面からの後方散乱波を観測する技術である。干渉 SAR は異なる 2 時期に取得された SAR 画像の位相差を検出（干渉処理）する技術であるが、これは人工衛星から照射されたレーダ波が地表面で散乱し、人工衛星に戻ってくるまでの行路長の差を検出することと等しい。画像内のあ

る地点がデータ取得間に変位した場合（一般に、変位量は人工衛星の飛行高度と比べて十分に小さい）を考えると、行路長は変位量を視線方向に投影した量 $\Delta\rho$ だけ変化する。このとき干渉 SAR で得られる位相変化 $\Delta\phi$ は、

$$\Delta\phi = 4\pi\Delta\rho/\lambda \quad (1)$$

で表される。ここで λ はマイクロ波の波長である。干渉 SAR により得られる地殻変動量はデータ取得間に生じた地表面変位の視線方向成分のみであり、それに直交する成分に関しては感度をもたない。干渉 SAR から得られる地殻変動の分解能は、条件が良ければ 3~8 度の位相差まで得られる場合もある（例えば、Tobita *et al.*, 1998）。JERS-1 衛星では、23.5 cm の波長 (L-band) のマイクロ波が用いられているので、数 mm の地殻変動検出分解能が期待される。一方、空間分解能に関しては、JERS-1 衛星の SAR 画像の空間分解能は cross-track 方向に約 18 m, along-track 方向に約 6 m であり、これを用いた干渉 SAR は原理的に同じ空間分解能で地殻変動を検出することが可能である。本研究では、ノイズ軽減のために空間的な平均化処理を行ったので、得られた地殻変動の空間分解能は約 50 m 程度である。しかし、データ取得間に生じる植生の変化や、データ取得時の衛星軌道の差などの適用条件により干渉性が劣化することが Zebker and Villasenor (1992) によって述べられており、これに伴って検出分解能・精度も劣化する。特に干渉性が著しく低下する適用条件下では、干渉 SAR による地殻変動検出は不可能である。

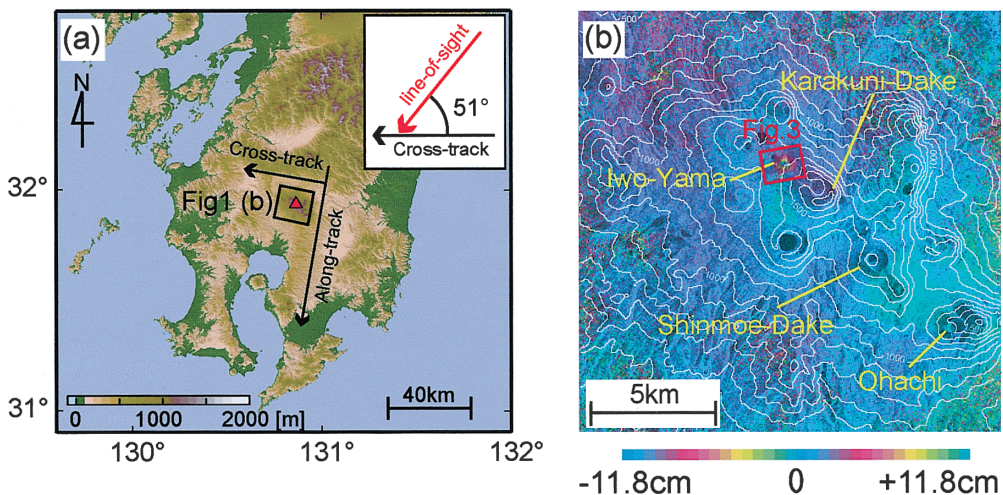


Fig. 1. (a) Map around south-Kyushu district. Red triangle indicates the location of Kirishima volcanic complex. Color bar indicates the topographic height from -100 to 2000 meter. Solid rectangle shows the area of Fig. 1(b). Solid arrows and inset show the geometry of SAR observation. (b) Interferogram of Pair1 superposed on intensity image. Color bar shows phase difference from -2π to $+2\pi$ radian (equivalent to the slant range extension from -11.8 to $+11.8$ cm). The topographic contours are at intervals of 100 m. Red rectangle shows the area of Fig. 3.

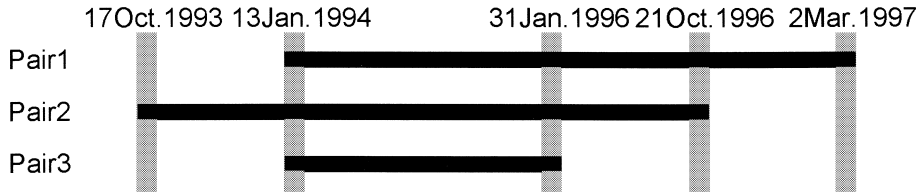


Fig. 2. Acquisition date of SAR data and interferometric pairs.

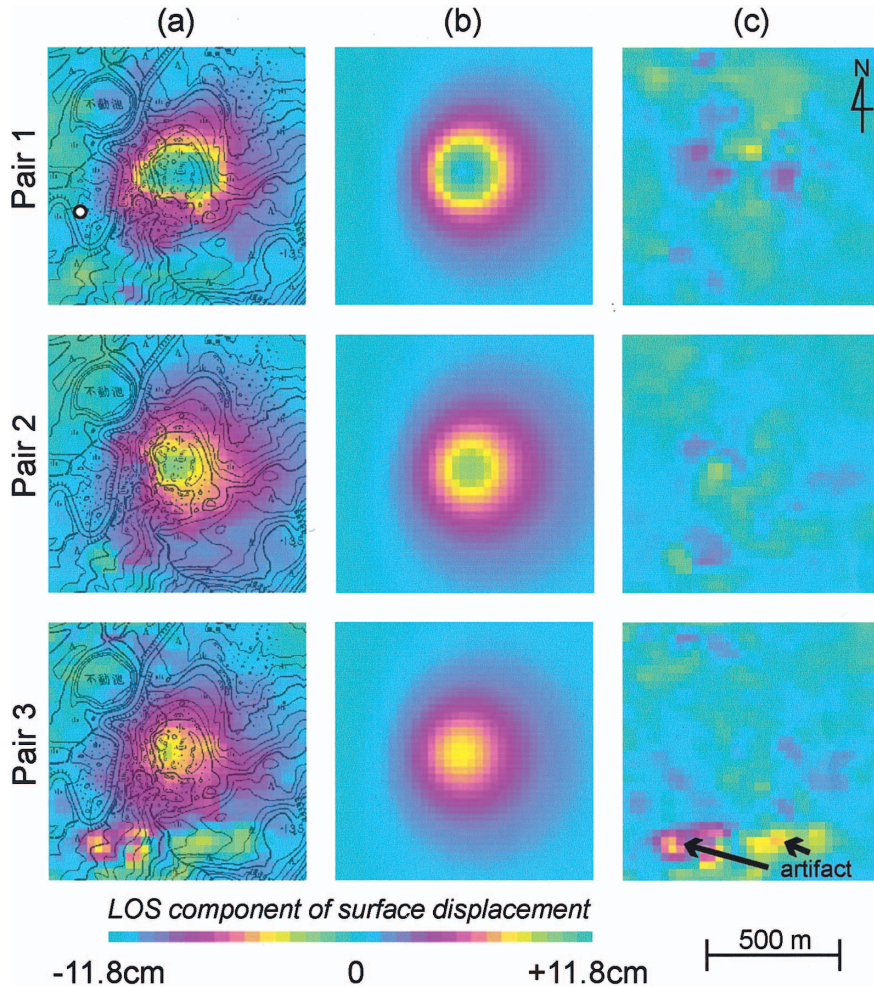


Fig. 3. Interferograms around Iwo-yama. This area corresponds with red rectangle area of Fig. 1(b). Color bar shows phase difference from -2π to $+2\pi$ radian (equivalent to the slant range extension from -11.8 to $+11.8$ cm). (a) Observed interferogram of Pair1 (upper), Pair2 (mid) and Pair3 (bottom). Superposed map is 1 : 25,000 scaled map of “Karakunidake” by Geographical Survey Institute. White circle shows the location of benchmark where the subsidence of 206 mm was detected by the leveling survey (Koyama *et al.*, 1991). (b) Simulated interferograms. (c) Difference between observed and simulated interferograms.

3. 干渉 SAR により得られた霧島火山群周辺の地殻変動

本研究で用いた SAR データおよび干渉ペアを Fig. 2 に示す。Pair1, 2, 3 のデータ取得間隔はそれぞれ 1144,

1100, 748 日である。Pair1, 2, 3 において得られた霧島火山群周辺の干渉 SAR 画像 (Fig. 1(b) に Pair1 の干渉 SAR 画像を示す) において、新燃岳や御鉢を含む霧島火山群南域に注目すると、明瞭な地殻変動はないように見

える。新燃岳周辺における1993年5月までの光波測量結果(東京大学地震研究所, 1993)によると, 1991年11月に発生した新燃岳周辺の群発地震に伴った地殻変動は1991年12月中頃には沈静化し, それ以降に明瞭な地殻変動は見られない。本研究において得られた結果は, 1993年10月から1997年3月の期間においても同様に地殻変動がなかったことを示している。一方, 霧島火山群北部に注目すると, 韓国岳北西部に位置する硫黄山頂付近を中心として, 直径500 m程度の範囲で同心円状の干渉縞が見られた(Fig. 1(b), Fig. 3(a))。このような局所的な干渉縞が大気中の水蒸気による擾乱に起因する場合には, 画像内の他の地域においても同様の干渉縞パターンが多く見られることが経験的に知られているが, 本研究で得られた干渉 SAR 画像において, このような干渉縞パターンが見られるのは硫黄山においてのみである。また, 水蒸気分布はデータ取得ごとに異なるので, 異なる日時に取得されたデータから作成した干渉 SAR 画像に水蒸気に起因する同じパターンの干渉縞が現れる可能性は極めて低い。しかし, 異なる日時に取得されたデータから作成された Pair1 と Pair2 において同様の干渉縞パターンが得られていることから, これは気象による水蒸気電波伝搬遅延に起因するものでなく, データ取得期間に生じた地表面変位に起因するものと断定できる。この干渉縞は, 同心円の中心に向けて位相差が増加(色が青→赤→黄→青に変化)しており, これは同心円の中心がデータ取得期間に衛星から遠ざかる地殻変動が生じたことを示している。Pair1 で得られた同心円の中心における変位量は視線方向成分で11.9 cmに相当する。

1968年以降1991年までに実施された水準測量によると, 硫黄山西山腹(Fig. 3(a)の白丸)において, 23年間に206 mmの沈降が検出されている(小山・他, 1991)。これを Pair1 のデータ取得間隔である1144日間の変位量に換算すると, 視線方向成分で約2 cmであるが, 本研究で得られた同地点における変位量は数 mmである。さらに, 小山・他(1991)は水準測量により検出された沈降量と稠密 MT 測定による比抵抗との間に直線関係があることを示しており, この関係から推測される沈降の中心は本研究で得られた地殻変動域の中心よりも約500 m西側に位置している。以上のような相違は, これらの地殻変動の観測時期が異なるためと推測される。硫黄山周辺にはいくつか地殻変動力源があり, それぞれが異なる時期に活動しているのかもしれない。

4. 茂木モデルの適用

茂木モデル(Mogi, 1958)は, 地下の圧力源における膨張・収縮に伴った地殻変動を単純な弾性論的変形のみで

説明するモデルであり, 火山噴火前後の地殻変動をよく説明できることから, 多くの研究において用いられている。本研究のような, 長期的な地殻変動に対してどの程度適用できるかどうかは議論の余地があるが, 本研究では近似的に茂木モデルで説明できると仮定して, 茂木モデルのインバージョン解析から圧力源の水平位置と深さ, 圧力源直上における地表面変位量の推定を試みた。得られた最適解からシミュレートした干渉 SAR 画像は, それぞれの観測値をよく説明しており, この地殻変動が茂木モデルでよく近似できることを示している(Fig. 3)。Pair3の赤矢印で示す領域に, 茂木モデルで説明できない干渉縞パターンが見られるが, Pair3のデータ取得期間を含む Pair1, 2 において, 同様の干渉縞パターンが見られないことから, 実際の地殻変動を示す干渉縞ではなく, 干渉性の劣化に起因するノイズと推測される。得られた圧力源直上における上下変位量は, Pair 1, 2, 3 において, それぞれ-14.5, -11.1, -9.3 cmであり(Table 1), これらから計算される平均の上下変位速度は-4.3 cm/yrである。Pair1, 2, 3における平均速度から予測される変位とのずれは, それぞれ+0.5 cm, -0.6 cm, +0.2 cmであり, 比較的適用条件の良い場合における地殻変動検出精度である2 cm(例えば, Tobita *et al.*, 1998)よりはるかに小さい。よって, この地殻変動は干渉 SAR で得られる精度内で一定の速度といえる。

一方, 推定された力源の深さは, Pair1, 2, 3 においてそれぞれ240, 285, 280 mの位置に最適値が得られた(Table 1)。稠密 MT 測定から推定されている電気抵抗構造(鍵山・他, 1994)によると, 硫黄山地下には帯水層と推測される低比抵抗層が広がっており, 本研究で得られた圧力源はこの帯水層に位置していると推測される。このことから, この地殻変動を引き起こす要因として, 硫黄山地下における水収支が負であるため, 地下水の体積が減少したことに起因することが推測される。このような圧力源の場合, 茂木モデルのような球状圧力源よりも, 薄い円盤状の圧力源を仮定する方が適当な場合があるが, 本研究で得られた地殻変動は直径が500 mほどの

Table 1. Modeling parameters.

	Obs. Period [days]	Depth ¹ [m]	U _{z0} ² [cm]
Pair1	1144	240	-14.5
Pair2	1100	285	-11.1
Pair3	748	280	-9.3

¹Estimated source depth

²Uplift at the surface over the source

小さいものであり、ポイントソースとして茂木モデルを用いることにより、十分に説明できると考えられる。茂木モデルから計算される圧力源の体積変化量 dV は、

$$dV = (\pi U_z d^2) / (1 - \nu) \quad (2)$$

で表される (Delaney and McTigue, 1994)。ここで、 U_z は圧力源直上における地殻変動量、 d は圧力源の深さ、 ν はポアソン比である。Pair1, 2, 3 で得られた圧力源の深さ、圧力源直上における地殻変動量の平均値 (それぞれ、270 m, -4.3 cm/yr) を用い、ポアソン比を 0.25 とすると、圧力源における体積変化量は -1.3×10^4 m³/yr と求まった。この体積変化がどのようなメカニズムによって生じているかは、測地情報からだけではわからないが、この程度の体積変化量であれば、これが湧水や温泉水の汲み上げなどによる水の流出に起因する可能性が考えられる。

5. まとめと今後の展望

本研究では、霧島火山群周辺に JERS-1 衛星の干渉 SAR を適用し、硫黄山を中心とした直径 500 m 程度の範囲で沈降するセンスの地殻変動が検出された。茂木モデルを仮定してインバージョン解析を行ったところ、力源は稠密 MT 測定によって推定されている帯水層の深さに求まった。このことから、この地殻変動は地下の水の体積減少によるものと推測される。このような局所的な地殻変動が干渉 SAR により検出できたことは、干渉 SAR による地殻変動検出感度が極めて高いことを示しており、火山周辺の地殻変動監視に対する有用性を示すものである。植生の多い本研究地域において、良好な干渉結果が得られたのは、植生に対して透過性の高い L-band の SAR を用いたことによるところが大きい。しかし、現在は L-band の SAR センサが搭載されている衛星はなく、運用中の ERS-2, ENVISAT, RADARSAT-1 衛星は、すべて C-band の SAR を使用している。2004 年に打ち上げ予定である ALOS 衛星は本研究で用いた JERS-1 衛星と同じ L-band の SAR センサが搭載される予定であり、さらに、設計段階から干渉 SAR 観測を行うことを考慮に入れて設計されているため、高精度な干渉 SAR 観測が高頻度に行うことができると期待される。新しい L-band の SAR 衛星が火山活動メカニズムを解明する有用な情報をもたらすことが強く期待される。

謝 辞

本研究で用いた JERS-1 衛星の SAR データの所有権は経済産業省および宇宙開発事業団 (現宇宙航空研究開発機構) にあり、財団法人リモート・センシング技術センターによって配布されたものである。また、本論文に

おける図の一部は、Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) を用いて作成した。査読者である藤井直之教授、鍵山恒臣助教授、編集委員である大倉敬宏助教授からいただいた多くのご指摘やご助言は、本稿を改善するうえでたいへんに有益であった。関係各位に感謝の意を表する。

引用文献

- Delaney, P. T. and McTigue, D. F. (1994) Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea Volcano. *Bull. Volcanol.*, **56**, 417-424.
- Hansen, R. F. (2001) Radar interferometry; Data interpretation and error analysis. *Kluwer Academic Publishers*, 308p.
- 井村隆介・小林哲夫 (1991) 霧島火山群新燃岳の最近 300 年間の噴火活動. *火山*, **36**, 135-148.
- 鍵山恒臣・山口 勝・増谷文雄・歌田久司 (1994) 霧島火山群・硫黄山周辺の VLF, ELF-MT 測定. *震研彙報*, **69**, 211-239.
- 鍵山恒臣・他 68 名 (1995) 霧島火山群における人工地震探査一観測および初動の読みとり一. *震研彙報*, **70**, 33-60.
- 鍵山恒臣・歌田久司・三ヶ田 均・筒井智樹・増谷文雄 (1997) 霧島火山群の構造とマグマ供給系. *火山*, **42**, 特別号マグマ学, S157-S165.
- 小林茂樹・志知龍一・西仲秀人・渡辺秀文・鬼澤真也 (1995) 霧島火山および周辺カルデラにおける稠密重力測定. *震研彙報*, **70**, 103-136.
- 小山悦郎・山口 勝・増谷文雄・辻 浩・鍵山恒臣 (1991) 霧島火山地域における水準測量. *火山学会 1991 年度秋季大会予稿集*, 76.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Pletzer, G., Feigl, K. and Rabaute, T. (1993) The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, **364**, 138-142.
- Mogi, K. (1958) Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36**, 99-134.
- 西 潔 (1997) 構造探査データを用いた霧島火山体浅部の 3D 速度構造. *火山*, **42**, 165-170.
- 及川 純・山本圭吾・井田喜明 (1994) 霧島火山における地震波減衰領域. *震研彙報*, **69**, 291-307.
- 小澤 拓・土井浩一郎・渋谷和雄 (1999) 干渉合成開口レーダから得られた東南極 Zubchatyy 棚氷の海洋潮汐による変形. *測地学会誌*, **45**, 165-179.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2000) Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *PAGEOPH*, **157**, 2303-2322.
- Tobita, M., Fujiwara, S., Ozawa, S., Rosen, P. A., Fielding, E. J., Werner, C. L., Murakami, M., Nakagawa, H., Nitta, K. and Murakami, M. (1998) Deformation of the 1995 North Sakhalin earthquake detected by JERS-1/SAR interferometry. *Earth Planets Space*, **50**, 313-325.

- Tomatsu, T., Kumagai, H. and Dawson, P. B. (2001) Tomographic inversion of P -wave velocity and Q structures beneath the Kirishima volcanic complex, southern Japan, based on finite difference calculations of complex traveltimes. *Geophys. J. Int.*, **146**, 781–794.
- 東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・京都大学理学部・鹿児島大学理学部 (1992) 霧島火山群・新燃岳の1991年群発地震と微噴火. 火山噴火予告連絡会会報, **52**, 79–94.
- 東京大学地震研究所 (1993) 霧島火山群・新燃岳の活動(その5). 火山噴火予告連絡会会報, **56**, 83–93.
- 歌田久司・鍵山恒臣・霧島火山電磁気研究グループ (1994) 霧島火山の深部比抵抗構造 (I). 震研彙報, **69**, 241–255.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. AGU*, **79**, 579.
- 山本圭吾・井田喜明 (1994) やや遠地震を用いた霧島火山群の3次元P波速度構造解析. 震研彙報, **69**, 267–289.
- Zebker, H. A. and Villasenor, J. (1992) Decorrelation in interferometric radar echoes. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **30**, 950–959.

(編集担当 大倉敬宏)