

口永良部島火山における地盤変動

京都大学防災研究所 井口 正人・山本 圭吾
味喜 大介・高山 鐵朗
寺石 眞弘・園田 保美
北海道大学大学院理学研究科
鬼澤 真也
鹿児島大学理学部 八木原 寛・平野舟一郎

1. はじめに

口永良部島火山は、屋久島の西方 14km にある安山岩質の活火山である。記録に残されている最古の噴火は 1841 年である。1933 年から 1934 年にかけては死者 8 名、負傷者 26 名の被害を伴う比較的規模の大きい噴火が発生した。その後、1945 年には新岳東側の割れ目から、1966 年には新岳の火口内から、また 1980 年には、1945 年の噴火と同様に東側の割れ目から水蒸気爆発が発生した¹⁾。1991 年 12 月には、新岳からの噴煙異常が目視され、それを機に京都大学防災研究所附属火山活動研究センターは、新岳火口の西方 0.4km の地点において火山性地震の観測を行ってきた²⁾。1995 年以前は、火山性地震の発生頻度は 20 回/月であったが、1996 年 3～6 月には約 80 回/月と活発化した。1997 年以降、地震活動はしばらく静穏化した。1999 年 8 月ごろから再び活発化し、10 月には 320 回の火山性地震が発生した。その後も火山性地震活動の活発な状態が続いている³⁾。京都大学防災研究所では、1980 年の噴火後に測量用の基準点を数点設置したが、地盤変動観測を強化するために 1995 年に新岳を取り囲むように GPS のベンチマークを、また、1996 年には水準測量のベンチマークを島の西部に設置し、地盤変動の観測を繰り返してきた。2000 年の集中総合観測では GPS および水準測量の再測を行い、1996 年以降の地盤変動から口永良部島火山の活動を評価してみた。

2. 観測

GPS 観測のベンチマークは新岳の火口周辺に 6 点、新岳・古岳の山麓に 6 点設置してある(図 1)。KUC2 は 1 等三角点である。また、新岳の山麓には GPS 連続観測点 KUCG がある。GPS 観測は、これまでに 1995 年 8 月、1996 年 3 月、5 月、8 月、1999 年 9 月に実施されており、今回が 6 回目の測定になる。今回の観測は 2000 年 12 月 7 日および 8 日の 18:00 から翌朝 6:00

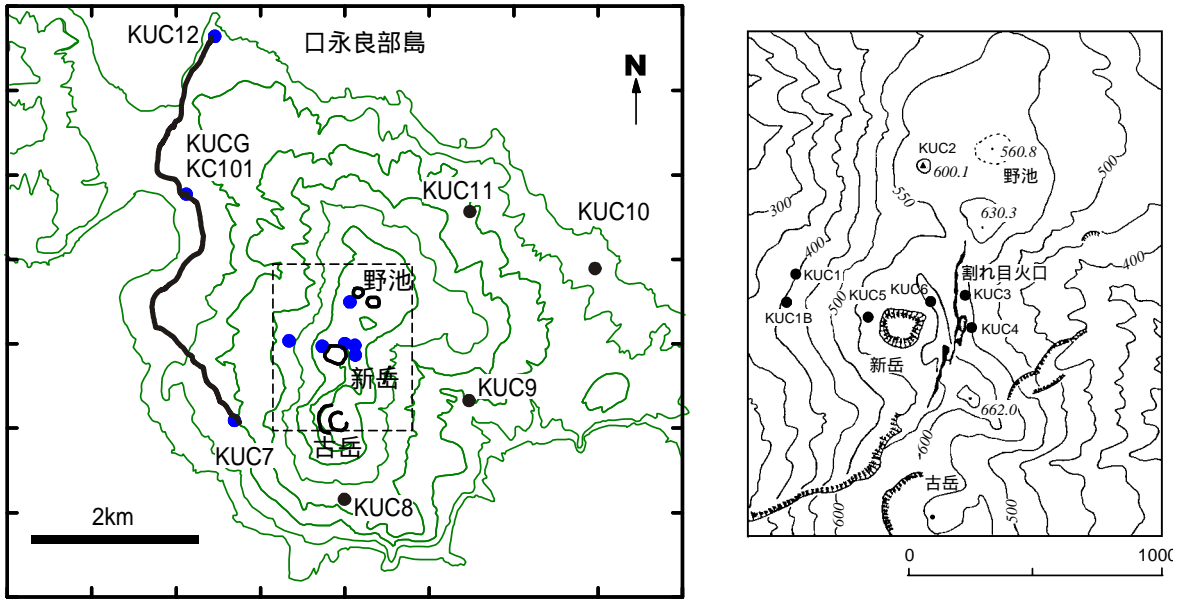


図 1. 口永良部島における GPS および水準測量のベンチマーク配置図。黒丸は GPS のベンチマーク，KUC7 から KUC12 までの曲線は水準測量路線を表す。KUCG は GPS 連続観測点である。右図に破線で囲んだ範囲の拡大図を示す。山頂火口周辺には KUC1～6 が設置されている。KUC2 は一等三角点である。

まで、サンプリング間隔 15 秒で行った。使用した GPS 受信機は、Leica SR399 および 530 である。基線解析には SKI-Pro1.1J を使用した。基線解析の基準とした観測点は KUCG であり、以下の座標を用いた。

緯度 $30^{\circ} 27' 46.18787''$ N, 経度 $130^{\circ} 11' 48.27582''$ E, 標高 69.3755m

水準測量の基準点は、北部の GPS 基準点 KUC12 から、連続観測点 KUCG を経て南西部の KUC7 に至る長さ 8km の路線に配置されている。これまでに、1996 年 5 月、8 月および 1999 年 9 月に測量を行っている。今回の測量は GPS 観測とほぼ同じ時期の 2000 年 11 月 29 日から 12 月 2 日に実施した。使用した測量器材は自動読み取りデジタルレベル (Wild NA3003) およびインバールバーコード標尺 (Wild GPCL3) であり、測量における 1km あたりの平均自乗誤差は $\pm 0.48\text{mm/km}$ であった。

3. 結果

3.1. 水平変動

図 2 に 1995 年から 2000 年までの連続観測点 KUCG からの斜距離の変化を示した。西側の基準点では、斜距離の変化は小さく検出誤差以下であるが、新岳火口を挟んで反対側に位置する KUC9 では、約 3cm の斜距離の伸びが、KUC11 では約 2cm の伸びが観測された。

図 3 に 1995/96 年から 2000 年までの各ベンチマークの水平変位ベクトルを、連続観測点

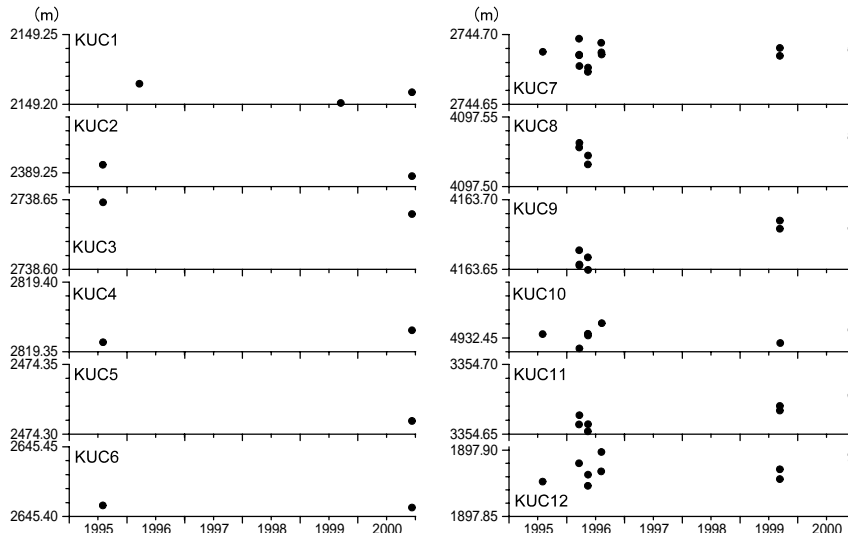


図 2. GPS ベンチマークにおける KUCG からの斜距離の変化

KUCG を基準にして示した。山麓部の観測点は 1996 年 3 月，山頂火口周辺の観測点は 1995 年 8 月の測定値からの変位である。山頂部の観測点では，2-4cm の変位が，山麓部では，1-3cm の変位が検出された。新岳火口付近を中心とするほぼ放射状の水平変位パターンが認められる。

3.2. 上下変動

1996 年 5 月を基準とする 1996 年 8 月，1999 年 9 月および 2000 年 12 月における上下変動

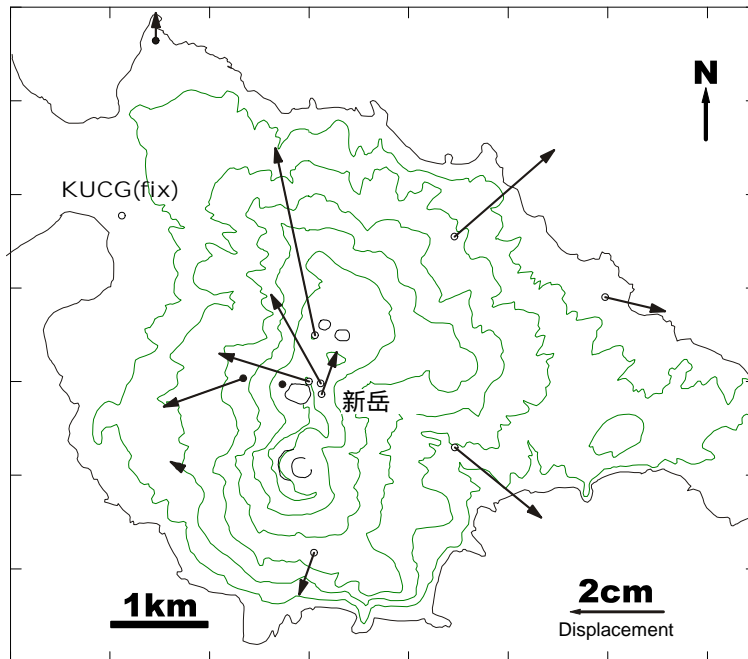


図 3. 1995 年/1996 年から 2000 年までの水平変位ベクトル。KUCG を基準とした。山麓のベンチマークは 1996 年 3 月，山頂のベンチマークは 1995 年 8 月からの水平変位を示した。

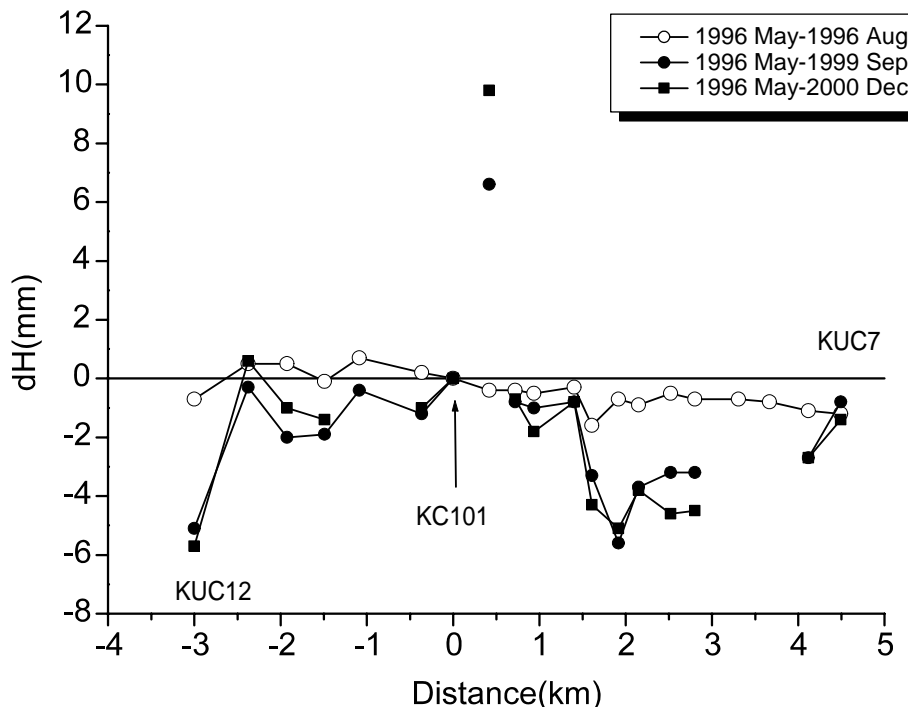


図 4. KUC12 を不動とした口永良部島の西山麓における上下変動

量を図 4 に示した。GPS 連続観測点と同じ場所にある KC101 を不動とする相対変位で示した。初回の 1996 年 5 月の測定値と比較すると、上下変動量は、5mm 以下であり、GPS 観測により検出された水平変動量に比較して小さい。このことは、圧力減の深さが非常に浅いことを反映しているのかもしれない。変動量は小さいものの、図 4 において距離 4 ~ 5km のベンチマークにおいては新岳に向かって隆起している傾向がみられる。

3.3. 地盤変動の時間変化

1997 年および 1998 年には測量を行っていないので、判断が難しいが、水平変動および上下変動とも、変動は主として 1996 年から 1999 年 9 月の間に見られ、1999 年 9 月から 2000 年 12 月には顕著な変化は見られない。1999 年 8 月ごろ 12 月にかけて火山性地震の発生頻度が増加したが³⁾、地盤変動は、1999 年の地震活動に連動したものかもしれない。

4. 地盤変動の圧力源の検討

茂木モデルを適用して、圧力源の位置と体積変化を求めた。Mogi⁴⁾によれば、地殻を半無限弾性体と仮定すると、地下にある半径 a の球状圧力源内部の静水圧変化 P による地表面のラディアル方向の水平変動量 Δd および上下変動量 Δh は次のように表される。

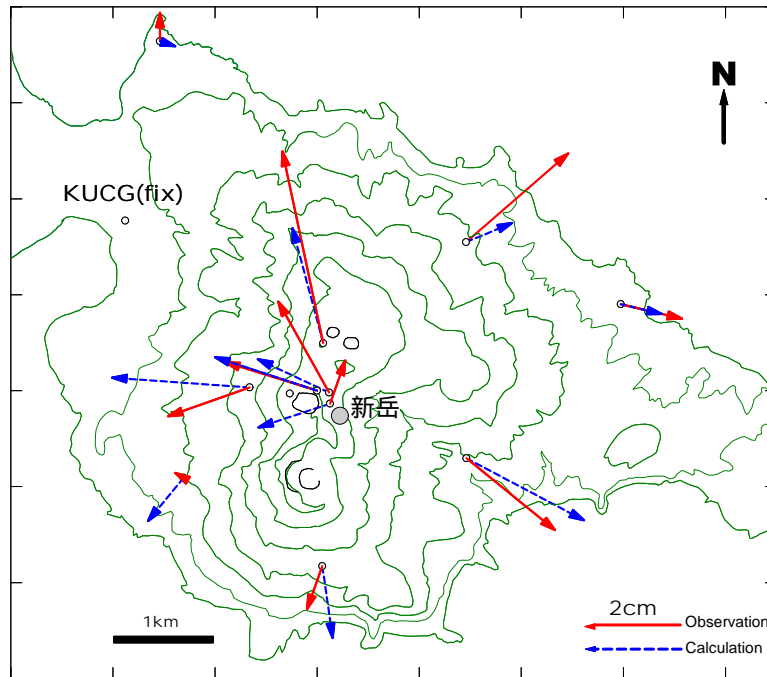


図5. 茂木モデルを仮定して求めた圧力源の位置。灰色の丸で示した。水平変位ベクトルの実線は1995年/1996年から2000年までの観測値、破線は観測値を最もよく説明する理論値を表し、KUCGを基準として示した。

$$\Delta d = K \frac{d}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (1)$$

$$\Delta h = K \frac{f}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (2)$$

ここで、

$$K = \frac{3a^3 P}{4\mu} \quad (3)$$

であり、 $\mu(=\lambda)$ はラメの定数、 f は球状圧力源の深さ、 d は圧力源直上からの水平距離である。

圧力源の位置は新岳火口縁のベンチマーク KUC6 から東西 ± 5 km、南北 ± 5 km、深さ -0.5 km ~ -5 km の範囲をグリッドサーチし、測定値と理論値の最小二乗誤差が最小になる場所を求めた。KUCG を不動としたときの 1995/96 年から 2000 年までの水平変位ベクトルの測定値とそれを最もよく説明する理論値を比較して図 5 に示した。圧力源は新岳火口の東約 500 m、深さ海面下 100 m ときわめて浅い場所に求められた。また、体積変化は 17 万 m^3 と計算された。計算された水平変位ベクトルは、おおむね測定値と一致しているが、圧力源近傍の点 KUC4 でベクトルの方向が異なっていること、また、西南西山麓の KUC7 では、測定値に比べて理論値が大きく、また、逆に北北東山麓の KUC11 では測定値にくらべ理論値が小さいなど、いくつかの食い違いが見

られる。

新岳の東には南北に走行する長さ 700 ~ 800m の割れ目が存在し, 1945 年および 1980 年にはこの割れ目から噴火が発生している。そこで, 開口割れ目モデルを用いて, 圧力源の位置および体積変化量を再検討してみた。長さ $2L$, 幅 W の割れ目が x 方向に $-L$ から $+L$ に存在するとき, 割れ目の開口に伴う変位量は以下のように表される⁵⁾。記号 $f(\xi, \eta)$ を次のように定義すると,

$$f(\xi, \eta) \equiv f(x+L, p) - f(x+L, p-W) - f(x-L, p) + f(x-L, p-W)$$

地表における変位は以下のように表される。

$$u_z = \frac{C_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{S(S+\xi)} - I_5 \sin^2 \delta + \cos \delta \left\{ \frac{\xi q}{S(S+\xi)} - \text{Arc tan} \frac{\xi \eta}{qS} \right\} \right]$$

$$u_x = \frac{C_1}{2\pi} \left[\frac{q^2}{S(S+\eta)} - I_3 \sin^2 \delta \right]$$

$$u_y = \frac{C_1}{2\pi} \left[\frac{-\tilde{d}q}{S(S+\xi)} - I_1 \sin^2 \delta - \sin \delta \left\{ \frac{\xi q}{S(S+\eta)} - \text{Arc tan} \frac{\xi \eta}{qS} \right\} \right]$$

ここで,

$$I_1 \equiv \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[\frac{-1}{\cos \delta} \frac{\xi}{S + \tilde{d}} \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_5$$

$$I_3 \equiv \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[\frac{1}{\cos \delta} \frac{\tilde{y}}{S + \tilde{d}} - \ln(S + \eta) + \frac{\sin \delta}{\cos^2 \delta} \left\{ \ln(S + \tilde{d}) - \sin \delta \ln(S + \eta) \right\} \right]$$

$$I_5 \equiv \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{2}{\cos \delta} \times \text{Arc tan} \left\{ \frac{\eta(X + q \cos \delta) + X(S + X) \sin \delta}{\xi(S + X) \cos \delta} \right\},$$

また, δ は割れ目の水平からの dip 角, d は深さ, C_1 は開口量である。

ただし, dip 角 δ が $\pm 90^\circ$ の時は,

$$I_1 \equiv -\frac{\mu \xi q}{2(\lambda + \mu)(S + \tilde{d})^2}$$

$$I_3 \equiv \frac{\mu}{2(\lambda + \mu)} \left[\frac{\eta}{S + \tilde{d}} + \frac{\tilde{y}q}{(S + \tilde{d})^2} - \ln(S + \eta) \right]$$

$$I_5 \equiv -\frac{\mu \xi \sin \delta}{(\lambda + \mu)(S + \tilde{d})}$$

となる。また,

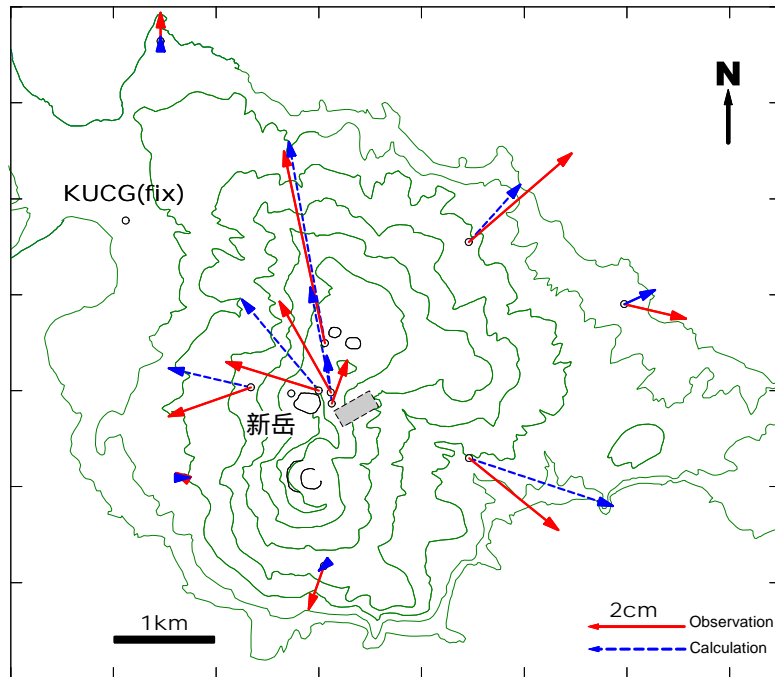


図 6. 開口割れ目モデルを仮定して求めた圧力源の位置。灰色の四角で示した。水平変位ベクトルの実線は 1995 年/1996 年から 2000 年までの観測値、破線は観測値を最もよく説明する理論値を表し、KUCG を基準として示した。

$$p \equiv y \cos \delta + d \sin \delta$$

$$q \equiv y \sin \delta - d \cos \delta$$

$$\tilde{y} \equiv \eta \cos \delta + q \sin \delta$$

$$\tilde{d} \equiv \eta \sin \delta - q \cos \delta$$

$$S \equiv \sqrt{\xi^2 + \eta^2 + q^2}$$

$$X \equiv \sqrt{\xi^2 + q^2}$$

である。

茂木モデルの場合と同じ範囲についてグリッドサーチを行った。また、開口割れ目の方位角、dip 角についてもグリッドサーチを行った。新岳東方の割れ目は地表では長さ 700~800m、幅 1~2m であるが、水平変位ベクトルがおおむね新岳火口から放射状のパターンを持っているので、開口割れ目の長さを 700m とすると水平変位ベクトルを説明できない。そこで、長さ、幅とも 100m とした。図 6 に開口割れ目モデルに基づく理論水平変位ベクトルを測定値と比較して示した。開口割れ目の位置は茂木モデルの等方圧力源と同様に新岳火口の東約 500m に求まった。また、深さは、海面下 500m となった。開口割れ目の Strike の方向は N330° が得られ、走行はほぼ南北方向である。Dip 角は 25° と低角で西から東に傾斜する。この場合の開口割れ目における体積増加は 41 万 m³ となった。

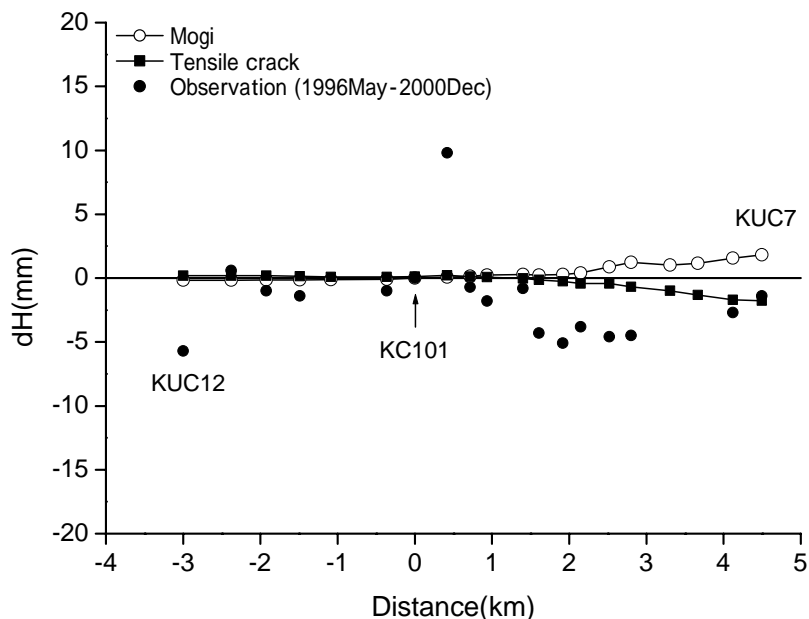


図 7. 水準測量路線における上下変動の理論値。GPS により観測された水 1995/1996 年から 2000 年の間の水平変位から計算されたパラメータにより上下変動を求めた。白丸は茂木モデル、黒四角は開口割れ目モデルに基づいて計算した。黒丸は測定値を示す。KUCG を不動として示した。

図 7 に、茂木モデルおよび開口割れ目モデルから計算される水準測量路線上での上下変動を水準測量による測定値とあわせて示した。ベンチマーク KC101 付近から KUC7 にかけて、茂木モデルでは隆起量が大きくなるのに対し、開口割れ目モデルでは、沈降していく。水準測量から検出された上下変動量は小さく、どちらのモデルがより適当であるか判断が難しい。いずれのモデルでも期待される上下変動量は 2mm 以下であり、上下変動量が小さいことと矛盾しない。

5. 議論

1995/96 年から 2000 年までの地盤変動を説明するために、茂木モデルおよび開口割れ目モデルを適用してみたが、いずれの場合でも圧力源の位置は新岳火口東側の海面下数百メートルの浅い場所に求められた。今回の集中総合観測において同時に行われた火口周辺での近接地震観測では、高周波地震の震源は、新岳火口の東側にはなく、西側の海水面より浅い標高 100 ~ 400m の火山体内に集中していることがわかっている³⁾。地盤変動を引き起こす圧力源は、高周波地震の震源域とは一致しないので、地震活動が引き金となって地盤変動を引き起こしたとは考えにくい。一方、空中からの磁気測定によって、新岳の東側の深さ 500m 付近に磁気強度の弱い部分があることが示されている⁶⁾。今回明らかになった地盤変動のソースは磁気異常のある場所とほぼ一致している。この磁気異常が、浅部の熱水溜りの存在を示唆するものであれ

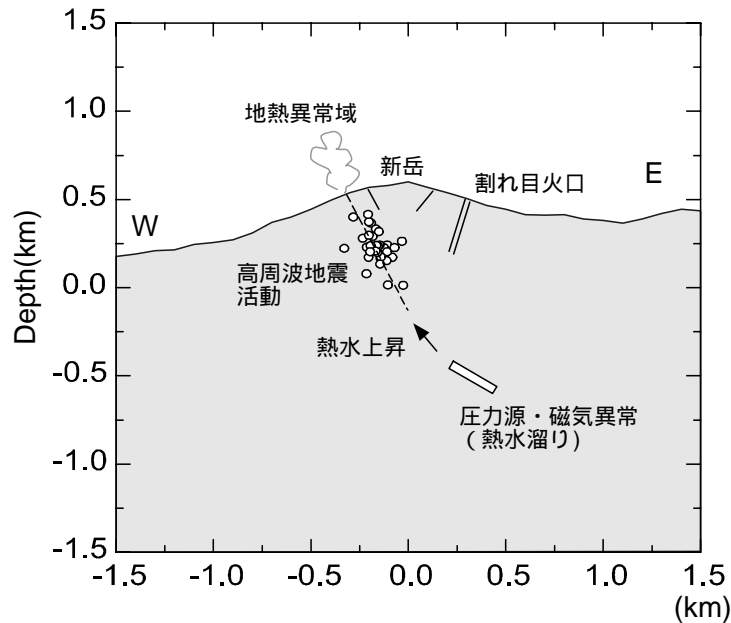


図 8. 地盤変動, 地震観測, 磁気測量, 地表面温度測定から推定された新岳周辺の浅部熱水構造

ば, 今回検出された地盤変動は, 新岳東側の浅部に存在する熱水溜りの膨張によって引き起こされた可能性がある。

これらの地震, 地磁気, 地熱などの観測結果を合わせて考えると, 新岳火口周辺での熱水の動態は次のように解釈される(図 8)。高周波地震は, 新岳火口の西方で発生し, そのメカニズム解は東西伸長の正断層型が得られている。また, 震源域は火口の西方において西から東に向かって深くなる傾向がある³⁾。したがって, 火口の西側において西から東に傾斜した正断層面に相当する破碎域が推定される。今回の観測から見積もられた開口割れ目の位置は, その延長線上に位置する。空中磁気測量により検出された火口の東側の磁気異常は開口割れ目の位置にほぼ一致し, 磁気異常が熱水活動に起因するものとするれば, 熱水は, 開口割れ目, 高周波地震の震源域に相当する破碎域を通過して, 火口の西側に上昇する。地表面での熱異常が火口の西側から南側に分布すること⁷⁾は, このことと符合する。1999 年の地震活動の活発化とその時期に地盤変動が検出されたことは, 熱水活動の活発化に伴い, 開口割れ目が開き, その結果, 熱水は破碎面に沿って西上方へ移動し, 高周波地震の活動を活発化させたものと解釈される。

6. まとめ

- 1) GPS 測量によって, 1995/96 年から 2000 年までに, 新岳山頂の火口付近で 2-4cm, 山麓において 1-3cm の水平変位が検出された。一方, 上下変動は小さく, 北西山麓の水準路線で 5mm 以下であった。

- 2) 茂木モデルと開口割れ目モデルを用いて水平変動量の分布から圧力源の位置を求めたところ、新岳の東約 500m の海面下 500m 以下の浅い場所に求まった。この深さの圧力源から推定される上下変動量は、測定された上下変動量と矛盾しない。
- 3) この圧力源の位置は、空中磁気測量によって検出された磁気異常のソースの位置と一致し、今回検出された地盤変動は、新岳東側の浅部に存在する熱水溜りの膨張によって引き起こされた可能性がある。

謝 辞

京都大学防災研究所石原和弘教授には、本研究においてご助言いただきました。口永良部島火山の集中総合観測を実施するにあたり、鹿児島県総務部消防防災課、上屋久町役場および同口永良部島出張所にご協力をいただきました。記してお礼申し上げます。また、1999 年以前の測量は、江頭庸夫、西 潔、Muhamad Hendrasto、Subandryo、Agus Solihin の各氏の協力によって行われてきた。

参 考 文 献

- 1) 京都大学防災研究所・東京工業大学工学部・鹿児島大学理学部(1981):1980 年(9 月 28 日)の口永良部島新岳の噴火(概報)、火山噴火予知連絡会会報、第 20 号、pp.1-9.
- 2) Iguchi, M. (1991): Geophysical Data Collection Using an Interactive Personal Computer System (part 1) -Experimental Monitoring at Suwanosejima Volcano-, Bull. Volcanol. Soc. Jpn., Vol.36, pp.335-343.
- 3) 井口正人・山本圭吾・高山鉄朗・前川徳光・西村太志・橋野弘憲・八木原寛・平野舟一郎(2002):口永良部島火山における火山性地震観測 2000 年集中総合観測 , 京都大学防災研究所年報, 第 18 号 B, pp.53-58.
- 4) Mogi, K.(1958) : Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo, 36, 99-134.
- 5) Okada, Y. (1985): Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bull. Seis. Soc. Am., 75, 1135-1154.
- 6) 宇津木充・田中良和・神田径(2002):口永良部島火山における空中磁気測量,薩摩硫黄島火山・口永良部島火山の集中総合観測, pp.117 - 123.
- 7) 井口正人・鍵山恒臣(2002):口永良部島火山における空中赤外熱測定,薩摩硫黄島火山・口永良部島火山の集中総合観測, pp.137 - 142.

(Received on December 1, 2001)