

2.3.2 伊豆大島における地殻変動観測結果とマグマ供給系

2.3.2.1 はじめに

2.3.2.1.1 目的、方法及び期待される効果

火山における地殻変動は、噴火活動前後には顕著な変動が観測されるため、比較的少ない観測データからでも、妥当な圧力源のパラメータを推定することが可能である (Nishimura et al., 2001, 岡崎・他, 2002)。しかし、噴火準備過程にある火山では、噴火活動時と比べると地殻変動量は小さく、力学的な活動評価をすることは容易ではない。ところが、噴火準備過程における圧力源パラメータの推定こそが、中期的な噴火予測という目的からは非常に重要である。本稿では、火山性地殻変動をGPSにより稠密に観測することにより、噴火準備過程にある活火山のマグマ供給系を力学的に明らかにする。ここでは伊豆大島火山を例に取り上げる。

火山体における地殻変動量を観測することにより、マグマの位置や体積増加量を推定する手法は一般的に用いられている。過去のこれらの研究は、山体地形をほとんど無視した上で、圧力源を解析解で求めている。しかし、シミュレーションによる研究では、実際の地表面における変形は、山体地形による影響を受けている可能性が指摘されている (1.2.1~2参照)。本稿では、地表面地形を再現した固体モデルをもとに、有限要素法計算により地形の影響を考慮した変形を計算し、グリッドサーチ法によって、観測して得た詳細な実データを基に精確な力源の推定方法を試みた。

伊豆大島火山は、現在は噴火準備過程にあるにもかかわらず、非噴火時には地震活動は低調であるので、地震活動から噴火ポテンシャルを見積もることは困難である。よって伊豆大島火山の地殻変動の詳細を監視することは、マグマの蓄積過程を把握しておくのに非常に重要である。またこれにより、中長期的な噴火予測にも有効であり、火山防災に貢献することが期待される。

2.3.2.1.2 伊豆大島におけるマグマ供給系の研究の要約

伊豆大島火山は、伊豆・小笠原諸島の北端に位置し (Fig. 2.3.2.1.1)、日本で最も活動的な火山の1つである。大島火山は長径約13km、短径約9kmの島で、その三原山山頂の標高764mである (Fig. 2.3.2.1.2)。伊豆大島火山は玄武岩質で、過去に周期的に噴火活動を行った。最後の噴火は1986年で、初期の段階の中央火口からの噴火、およびその後の割れ目噴火によって特徴づけられる。この最後の噴火以降、島は火口下の浅いマグマだまりにマグマが供給されることによる膨張を示すことが知られている (村上, 2002等)。一方、フィリピン海プレートに乗ったこの地域は、北北西-南南東に圧力方向をもつ構造的な応力場に支配されている。実際、大島では過去の火口や火砕丘は、広域応力場と調和的に、北北西-南南東方向に配列している。この広域的な変動に加え、島内の中央火口や南東地域では地域的な変動も観測されている。このように、この火山及びその周辺の地殻変動は、複雑な応力の組み合わせと考えられる。

(伊豆大島のこれまでの研究背景)

マグマだまりの位置や大きさを決定することは、火山活動評価のために重要なことである。伊豆大島においても、いくつかの方法で、マグマだまりの位置の推定が行われている。井田・他 (1998) は、噴火活動期の重力や水準測量の観測結果から、島の北西部の深さ5kmにマグマ溜まりを推定した。これらのデータは1986年噴火前後の活動期に観測されたものである。一方、岩石学、鉱物学的知見から、荒牧・藤井 (1988) は100億立方メー

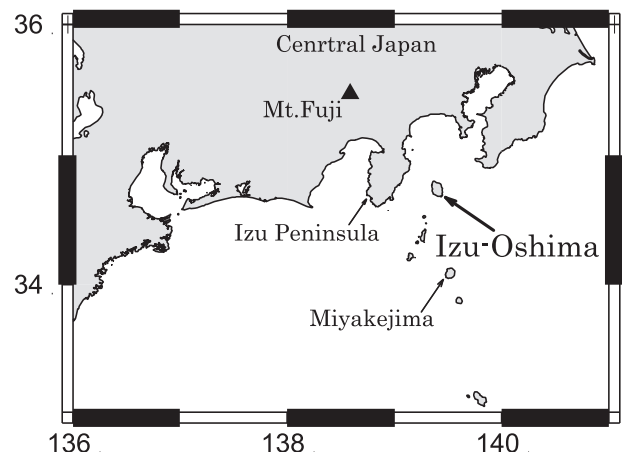


Fig. 2.3.2.1.1 Map indicating the location of Izu-Oshima and volcanoes of the neighborhood of this island.

トルのマグマだまりが火口直下にあるモデルを提唱したが、その深さには触れていない。三ヶ田（1997）は、地震波の散乱の研究から、マグマだまりはカルデラ直下10 kmにあると推定した。渡辺（1998）は、それまでに得られた地球物理学的観測結果全般から、深さ10kmの主マグマだまりと深さ0 kmの副マグマだまりが存在するモデルを結論づけた。しかし、これらの研究のほとんどが、活動期のデータによって得られたもので、噴火準備過程に蓄積された詳細な地殻変動データを用いて議論された研究は、これまでになかった。

2.3.2.1.3 本研究の目的

本研究は、実地形を考慮して詳細な解析を行うことにより、噴火準備過程のマグマ供給系を明らかにすることが目的であるが、そのためには、それに耐えうる稠密な地殻変動観測が必要であった。それ故に我々は、1998年から稠密な繰り返しGPS観測を島内で開始した。

2.3.2.2ではこの観測とそれによって得られたデータの取扱いについて説明する。2.3.2.3では、有限要素法解析

法による数値解と解析解の妥当性を評価し、次の2.3.2.4で有限要素解析法を用いたグリッドサーチ法により最適解を得る手順と解析手法の説明を行う。2.3.2.5では、この手法によって得られた、伊豆大島火山におけるマグマ供給系を提案し、マグマ蓄積量と噴火ポテンシャルを議論する。最後に本研究の結果とまとめを要約する。

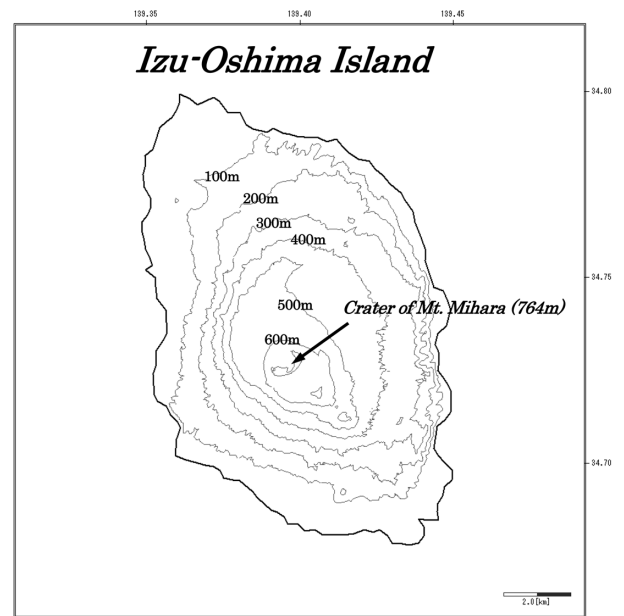


Fig. 2.3.2.1.2 Topographic map of Izu-Oshima volcano. This volcano is an island with a major axis (NNW-SSE) of 13 km and a minor axis (ENE-WSW) of 9 km. The altitude of its summit, named Mt. Mihara, is 764 m.

2.3.2.2 観測とデータ

2.3.2.2.1 はじめに

伊豆大島における地殻変動観測は、体積歪計（気象庁）、光波測距（国土地理院、気象庁）、水準観測（国土地理院、東京大学）、重力（国土地理院、東京大学）等が行われているが、本稿では3次元変位が把握可能なGPS観測データのみを取り扱った。

伊豆大島島内では、国土地理院（GSI）が1993年から2周波型GPS観測装置による観測を開始し、1996年以降は4点の観測網（GEONET）を整備し、連続観測を行っている。しかし、これら既存の地殻変動基盤観測網だけでは、空間的に詳細な火山の変動分布を把握するには不十分であった。そこで、地殻変動の空間分解能を上げるために、1998年11月に、繰り返しGPS観測に用いるための25点のベンチマークを島内に新たに設営し、観測を始めた（詳細は2.3.2.3.1）。繰り返し観測の頻度は1年に3～4回であり、1回の観測の期間は3～7日である。1998年11月から2003年9月までに、17回のキャンペーン観測を実施した。本解析に用いたのは、この期間のデータである。

2.3.2.2.2 観測

受信機は1周波型GPSを採用し観測に用いた。通常、観測領域が10kmを超える場合、電離層の厚さの不均質により観測値にも影響が出るが、10km以内の火山地域のような場合は電離層の影響はほとんどないとされている。また、1周波型GPSは2周波型と比べて小型で省電力のため、山中を機動的に設営する機器としてはよりふさわしく（Photo 2.3.2.2.1）、火山体における機器としては適切であると考えた。

GPS受信機は古野電気製のMG2110を用いた。これは、受信部とアンテナ部が一体化した直径20cm高さ10cmの円盤型の機器で、総重量は1.5kgである。マスク仰角は水平面から上方に15度とし、データ取得のサンプリング周期は30秒で行った。測位データは1時間毎1ファイルに作られる。1ファイルの容量は19kbyteであり、内部メモリーは5Mbyteであるので、5120kbyte/19kbyte=269時間=約11日の連続観測が可能である。スタティック測位を3～7日間行い、それらを平均した座標をそのキャンペーン観測の代表値とした。なお、基線解析は、MG2110用基線解析用ソフトウェアCAP-WIN2 ver2.00（古野電気社）を用い、解析のための参照点は、島のほぼ中央部のG10とした。

繰り返し観測点はG01～G25の25観測点で、G03、G11及びG22の3点は、途中から連続テレメータ化に切り替えた。また、1996年から気象庁岡田港の検潮所に設置されていた2周波型のGPS（トリンブル社製）が、広域の地殻変動観測のために連続観測されていたため、このデータも解析に用いた。また、GEONETの4点の観測データも使用した。これら2周波型のGPSデータは、RINEX形式のデータファイルから、CAP-WIN2で利用できるフォーマットに変換した後、計30点のデータを同時に基線解析処理した。Fig. 2.3.2.2.1は観測点配置図であり、Table 2.3.2.2.1は、これら30観測点の諸元である。



Photo 2.3.2.2.1 Scenery of repeated GPS observations at G25. The disk-shaped object on the pillar is the GPS receiver. The volcano in the background is Mt. Mihara.

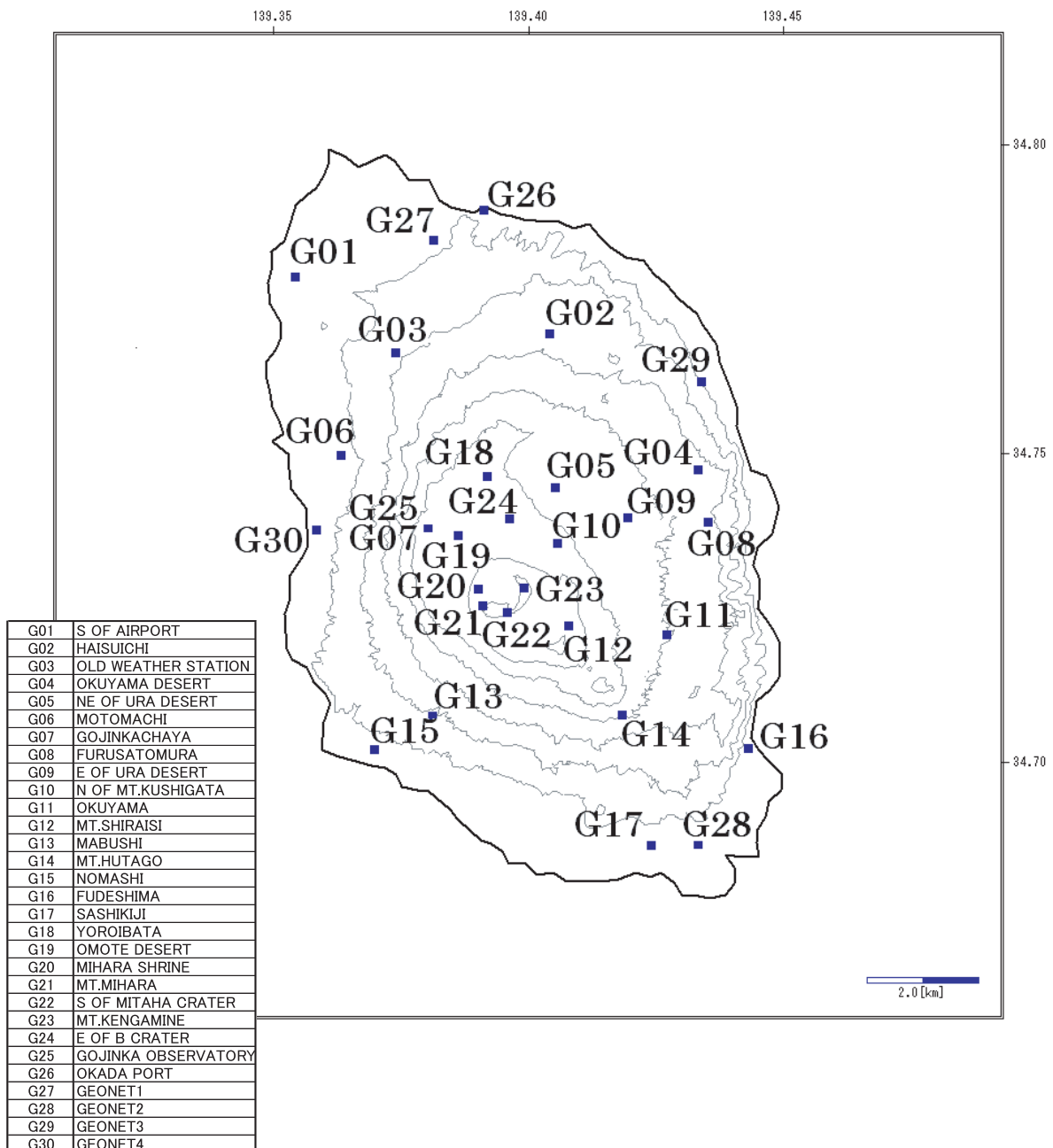


Fig. 2.3.2.2.1 Distribution of GPS receiver sites and topographic map. G27 to G30 are the GEONET receivers of GSI.

2.3.2.2.3 気象要因によるノイズ除去処理

2.3.2.2.3.1 日周期

人工衛星からの GPS 搬送波は、受信機に到達するまでの行路中のうち水蒸気量の多い部分を通過することで、位相のズレが生じ、解析後の基線長に影響が生じる。この対流圏における水蒸気量の影響は、飽和蒸気圧が高い夏や日中に生じやすく、基線長が伸びる。

日周期が顕著だったときの基線長変化の一例を示す。Fig. 2.3.2.2.2は、G07と G11の間の2002年1月16～26日の1時間毎の基線長を示す。最大で、1日の間に40mmの周期的変動が見られることがある。

日周期の誤差要因を軽減するために、各基線とも同一期間の24時間の倍数期間のデータを用いて平均した。

Table 2.3.2.2.1 Table of location, frequency type, observation style of GPS receiver sites.

CODE	PLACE NAME	LONGITUDE*	LATITUDE*	ELEVATION	FREQUENCY TYPE	REPEATED / CONTINUOUS	REMARKS
		ddmmss.sssE	ddmmss.sssN	m			
G01	S OF AIRPORT	1392115.660	344642.771	24	SINGLE	REPEATED	
G02	HAISUICHI	1392415.533	344609.818	270	SINGLE	REPEATED	
G03	OLD WEATHER STATION	1392226.952	344558.553	188	SINGLE	REP. > CONT.	changed April, 2001
G04	OKUYAMA DESERT	1392600.015	344450.526	326	SINGLE	REPEATED	
G05	NE OF URA DESERT	1392419.184	344439.732	481	SINGLE	REPEATED	
G06	MOTOMACHI	1392147.893	344458.550	76	SINGLE	REPEATED	
G07	GOJINKACHAYA	1392249.766	344416.652	558	SINGLE	REPEATED	
G08	FURUSATOMURA	1392606.613	344420.015	338	SINGLE	REPEATED	
G09	E OF URA DESERT	1392510.109	344422.455	437	SINGLE	REPEATED	
G10	N OF MT.KUSHIGATA	1392420.397	344407.510	535	SINGLE	REPEATED	
G11	OKUYAMA	1392538.116	344314.049	403	SINGLE	REP. > CONT.	
G12	MT.SHIRAI	1392428.325	344319.239	665	SINGLE	REPEATED	
G13	MABUSHI	1392252.559	344227.096	180	SINGLE	REPEATED	
G14	MT.HUTAGO	1392506.673	344227.811	413	SINGLE	REPEATED	
G15	NOMASHI	1392212.001	344207.778	32	SINGLE	REPEATED	changed April, 2001
G16	FUDESHEMA	1392635.226	344208.204	38	SINGLE	REPEATED	
G17	SASHIKIJI	1392526.715	344111.909	42	SINGLE	REPEATED	
G18	YOROIBATA	1392330.852	344446.392	554	SINGLE	REPEATED	
G19	OMOTE DESERT	1392310.892	344411.880	548	SINGLE	REPEATED	
G20	MIHARA SHRINE	1392324.844	344340.924	676	SINGLE	REPEATED	
G21	MT.MIHARA	1392327.925	344331.093	710	SINGLE	REPEATED	combine with EDM point
G22	S OF MITAHA CRATER	1392345.187	344327.523	740	SINGLE	REP. > CONT.	changed February, 2003
G23	MT.KENGAMINE	1392357.448	344341.576	749	SINGLE	REPEATED	combine with EDM point
G24	E OF B CRATER	1392346.526	344421.767	531	SINGLE	REPEATED	
G25	GOJINKA OBSERVATORY	1392252.107	344418.433	558	SINGLE	REPEATED	
G26	OKADA PORT	1392328.756	344721.865	0	DOUBLE	CONTINUOUS	on the tidal observatory
G27	GEONET1	1392253.062	344703.940	110	DOUBLE	CONTINUOUS	GSI
G28	GEONET2	1392559.624	344112.463	36	DOUBLE	CONTINUOUS	GSI
G29	GEONET3	1392602.502	344541.590	90	DOUBLE	CONTINUOUS	GSI
G30	GEONET4	1392130.955	344415.443	85	DOUBLE	CONTINUOUS	GSI

* WGS84 system

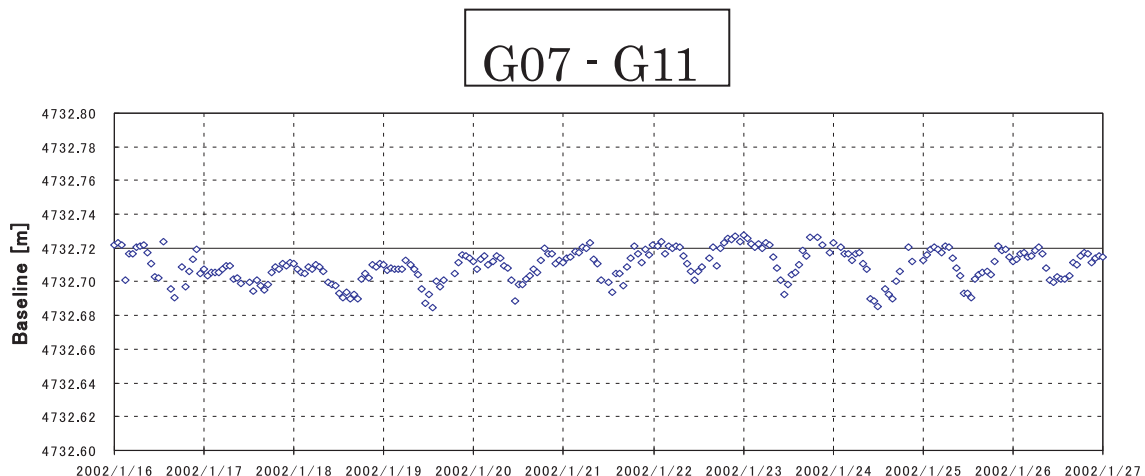


Fig. 2.3.2.2.2 Variation of hourly length between G07 and G11, from 16 to 26 January 2002. The maximum amplitude of daily perturbation reached 40 mm.

2.3.2.3.2 年周期

Fig. 2.3.2.2.3に、G08の繰り返し観測毎の座標を示す。エラーバーは各キャンペーン観測中の平均に対する標準偏差を表す。ここで、大気中の蒸気量に起因する基線長の年周変動が存在することに気付く。座標値の振動のピークは夏と冬に現れており、一定の勾配をもった正弦振動に見える。この振動を除去することにより、火山活動の真の地殻変動が見えてくるはずである。そこで、この地殻変動による勾配は一定の速度であると仮定し、式(2.3.2.2.1)を満たすような正弦波近似で未知数 a , b , c , Φ を最小自乗法により求めた。

$$Y_i = a + b \cdot t_i + c \cdot \sin(2\pi(t_i + \Phi)) \quad (2.3.2.2.1)$$

Y は3つの各成分の座標値 [cm], t は時間 [Year] である。ここで求められるトレンドの未知数 b [cm/Year] が、各成分の変位速度となる。これを全30観測点で行った ($i = 0 \sim 30$)。

Fig. 2.3.2.2.4. a~f が, 上記の処理で得られた最適曲線である。また, Table 2.3.2.2.2が, 各観測点における変位速度である。

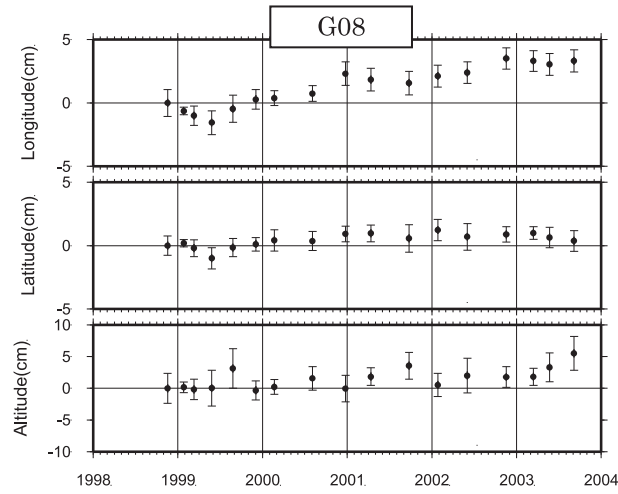


Fig. 2.3.2.2.3 Example of the temporal variation of displacement at the station of G08 from 1998 to 2003. An error bar indicates the standard deviation for the averaged value of each campaign observation.

Table 2.3.2.2.2 Table of displacement velocity, standard deviation, and correlation coefficient location, every point and every component. Letters a, b, c and ϕ in the table are based on equation (2.3.2.2.1), and b means the amount of displacement per year. The displacement of station G10 is fixed to zero.

CODE	Component	a [cm]	b [cm/Year]	c [cm]	ϕ [Year]	Standard deviation	Multiple correlation	CODE	Component	a [cm]	b [cm/Year]	c [cm]	ϕ [Year]	Standard deviation	Multiple correlation
G01	Longitudinal	1026.9	-0.51	0.17	0.02	0.53	0.84	G16	Longitudinal	-963.8	0.48	0.27	0.36	0.42	0.88
	Latitudinal	-106.2	0.05	0.35	0.40	0.49	0.45		Latitudinal	-531.8	0.27	0.39	0.71	0.54	0.72
	Vertical	-143.4	0.07	4.19	0.66	1.25	0.92		Vertical	346.6	-0.17	3.84	0.67	1.03	0.93
G02	Longitudinal	80.1	-0.04	0.32	0.25	0.27	0.66	G17	Longitudinal	-858.4	0.43	0.17	0.33	0.31	0.91
	Latitudinal	-980.6	0.49	0.81	0.27	0.32	0.94		Latitudinal	-704.3	0.35	0.64	0.81	0.47	0.86
	Vertical	-811.2	0.41	1.42	0.63	0.86	0.83		Vertical	795.1	-0.40	3.98	0.66	0.94	0.94
G03	Longitudinal	1205.8	-0.60	0.13	0.79	0.41	0.92	G18	Longitudinal	910.9	-0.46	0.18	0.73	0.27	0.93
	Latitudinal	-419.5	0.21	0.62	0.27	0.32	0.83		Latitudinal	-24.8	0.01	0.39	0.27	0.21	0.78
	Vertical	941.6	-0.47	2.86	0.64	1.16	0.86		Vertical	-173.8	0.09	0.35	0.33	0.45	0.49
G04	Longitudinal	-1746.9	0.87	0.47	0.35	0.35	0.97	G19	Longitudinal	175.7	-0.09	0.18	0.80	0.23	0.60
	Latitudinal	-1012.6	0.51	0.49	0.22	0.28	0.94		Latitudinal	-0.1	138.80	0.07	0.05	0.13	0.66
	Vertical	-1225.5	0.61	0.87	0.61	0.83	0.83		Vertical	66.1	-0.03	0.15	0.58	0.40	0.28
G05	Longitudinal	-78.3	0.04	0.08	0.43	0.27	0.28	G20	Longitudinal	-1050.7	0.53	0.03	0.26	0.21	0.97
	Latitudinal	-198.3	0.10	0.35	0.19	0.14	0.88		Latitudinal	401.0	-0.20	0.17	0.75	0.14	0.91
	Vertical	-381.3	0.19	0.46	0.64	0.44	0.74		Vertical	1554.8	-0.78	1.00	0.11	0.45	0.96
G06	Longitudinal	1377.0	-0.69	0.23	0.92	0.61	0.87	G21	Longitudinal	-874.4	0.44	0.10	0.79	0.19	0.97
	Latitudinal	272.4	-0.14	0.20	0.29	0.28	0.70		Latitudinal	-81.1	0.04	0.15	0.73	0.18	0.62
	Vertical	-704.3	0.35	3.97	0.66	1.03	0.94		Vertical	1359.1	-0.68	1.36	0.11	0.53	0.95
G07	Longitudinal	913.2	-0.46	0.15	0.79	0.34	0.90	G22	Longitudinal	370.9	-0.19	0.05	0.60	0.21	0.81
	Latitudinal	314.6	-0.16	0.11	0.11	0.17	0.85		Latitudinal	-362.1	0.18	0.09	0.90	0.11	0.94
	Vertical	-1212.0	0.61	0.22	0.11	0.39	0.92		Vertical	2694.7	-1.35	1.87	0.18	1.15	0.92
G08	Longitudinal	-2011.6	1.01	0.52	0.32	0.40	0.97	G23	Longitudinal	800.7	-0.40	0.13	0.61	0.31	0.90
	Latitudinal	-536.3	0.27	0.38	0.21	0.30	0.83		Latitudinal	856.3	-0.43	0.14	0.72	0.19	0.96
	Vertical	-1139.9	0.57	1.36	0.64	0.73	0.89		Vertical	2207.4	-1.11	1.66	0.11	0.65	0.96
G09	Longitudinal	-856.6	0.43	0.23	0.27	0.15	0.98	G24	Longitudinal	420.3	-0.21	0.04	0.58	0.26	0.78
	Latitudinal	-42.8	0.02	0.24	0.20	0.12	0.79		Latitudinal	530.9	-0.27	0.07	0.27	0.13	0.95
	Vertical	-672.5	0.34	0.38	0.61	0.52	0.77		Vertical	2776.0	-1.39	0.10	0.31	0.28	0.99
G10	Longitudinal	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	G25	Longitudinal	766.5	-0.38	0.14	0.90	0.35	0.86
	Latitudinal	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		Latitudinal	272.2	-0.14	0.08	0.27	0.20	0.77
	Vertical	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		Vertical	-1089.3	0.54	0.33	0.11	0.48	0.87
G11	Longitudinal	-1452.6	0.73	0.52	0.27	0.25	0.97	G26	Longitudinal	435.4	-0.22	0.14	0.10	0.38	0.70
	Latitudinal	286.8	-0.14	0.34	0.69	0.25	0.70		Latitudinal	-576.7	0.29	0.97	0.27	0.42	0.84
	Vertical	232.5	-0.12	1.87	0.68	0.46	0.93		Vertical	-486.9	0.24	4.01	0.64	1.01	0.95
G12	Longitudinal	-223.3	0.11	0.18	0.87	0.28	0.64	G27	Longitudinal	602.0	-0.30	0.09	0.02	0.40	0.77
	Latitudinal	484.8	-0.24	0.34	0.81	0.23	0.87		Latitudinal	-502.6	0.25	0.91	0.28	0.40	0.83
	Vertical	-228.5	0.11	0.86	0.11	0.60	0.71		Vertical	-1692.8	0.85	3.51	0.63	1.30	0.92
G13	Longitudinal	18.6	-0.01	0.05	0.96	0.27	0.15	G28	Longitudinal	-916.0	0.46	0.09	0.38	0.29	0.92
	Latitudinal	661.9	-0.33	0.40	0.82	0.27	0.90		Latitudinal	-909.1	0.45	0.47	0.71	0.48	0.88
	Vertical	-301.9	0.15	3.18	0.68	0.90	0.93		Vertical	-87.4	0.04	4.65	0.64	1.50	0.91
G14	Longitudinal	-770.4	0.39	0.26	0.44	0.24	0.94	G29	Longitudinal	-1476.2	0.74	0.38	0.27	0.33	0.96
	Latitudinal	943.3	-0.47	0.43	0.86	0.43	0.87		Latitudinal	-1458.6	0.73	0.63	0.27	0.24	0.98
	Vertical	-797.6	0.40	1.39	0.66	0.67	0.88		Vertical	-1316.8	0.66	3.13	0.62	1.04	0.93
G15	Longitudinal	561.2	-0.28	0.17	0.12	0.29	0.86	G30	Longitudinal	1366.5	-0.68	0.10	0.26	0.60	0.88
	Latitudinal	1213.7	-0.61	0.37	0.80	0.28	0.96		Latitudinal	556.9	-0.28	0.06	0.07	0.31	0.82
	Vertical	-379.8	0.19	3.74	0.67	1.05	0.93		Vertical	-1365.1	0.68	4.61	0.64	1.21	0.95

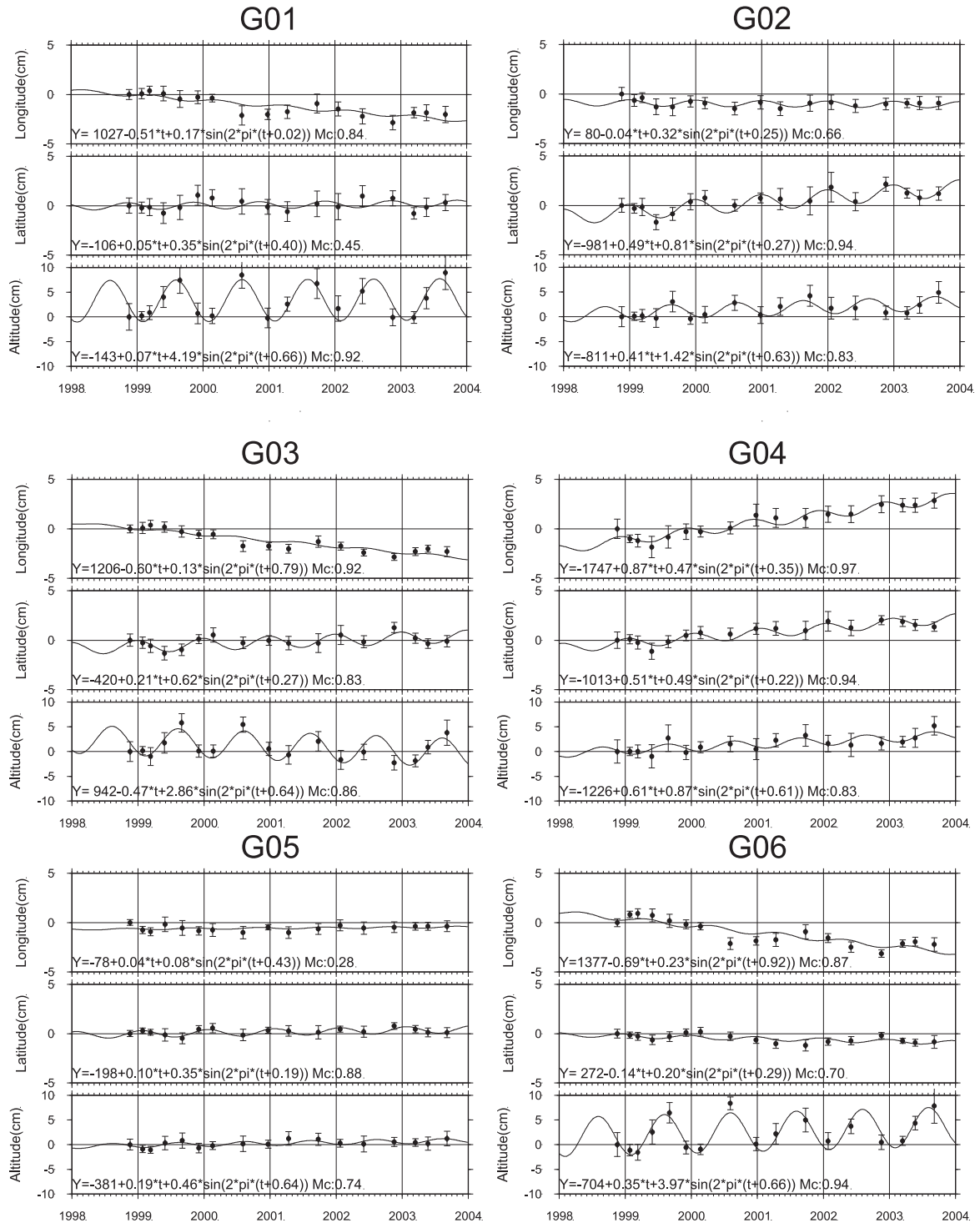


Fig. 2.3.2.2.4 Coordinate variation of observation points G01- G06. Every sinusoidal curve is estimated by the least-square method.

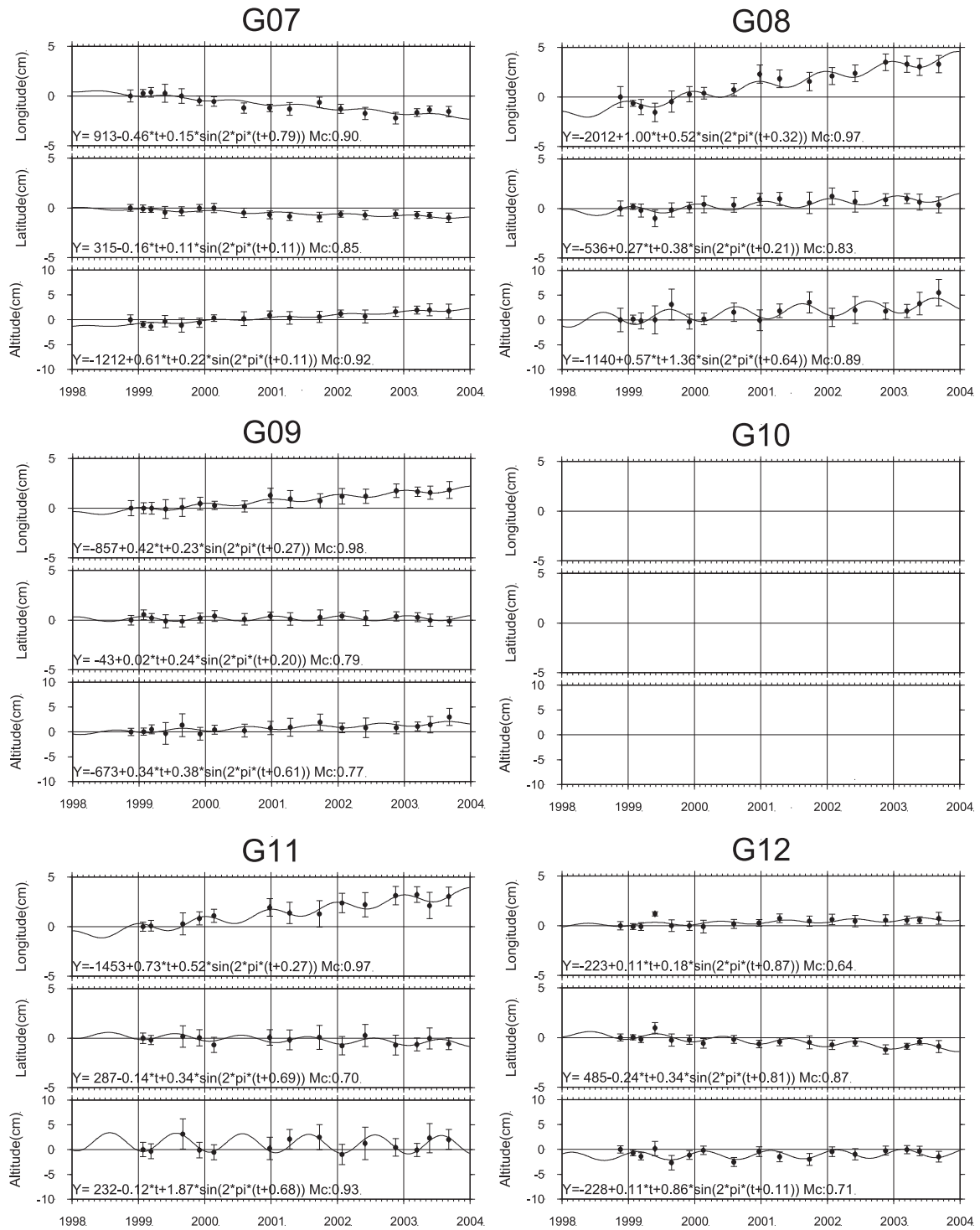


Fig. 2.3.2.2.4 (Continued) Coordinate variation of observation points G07-G12. The displacement of station G10 is fixed to zero.

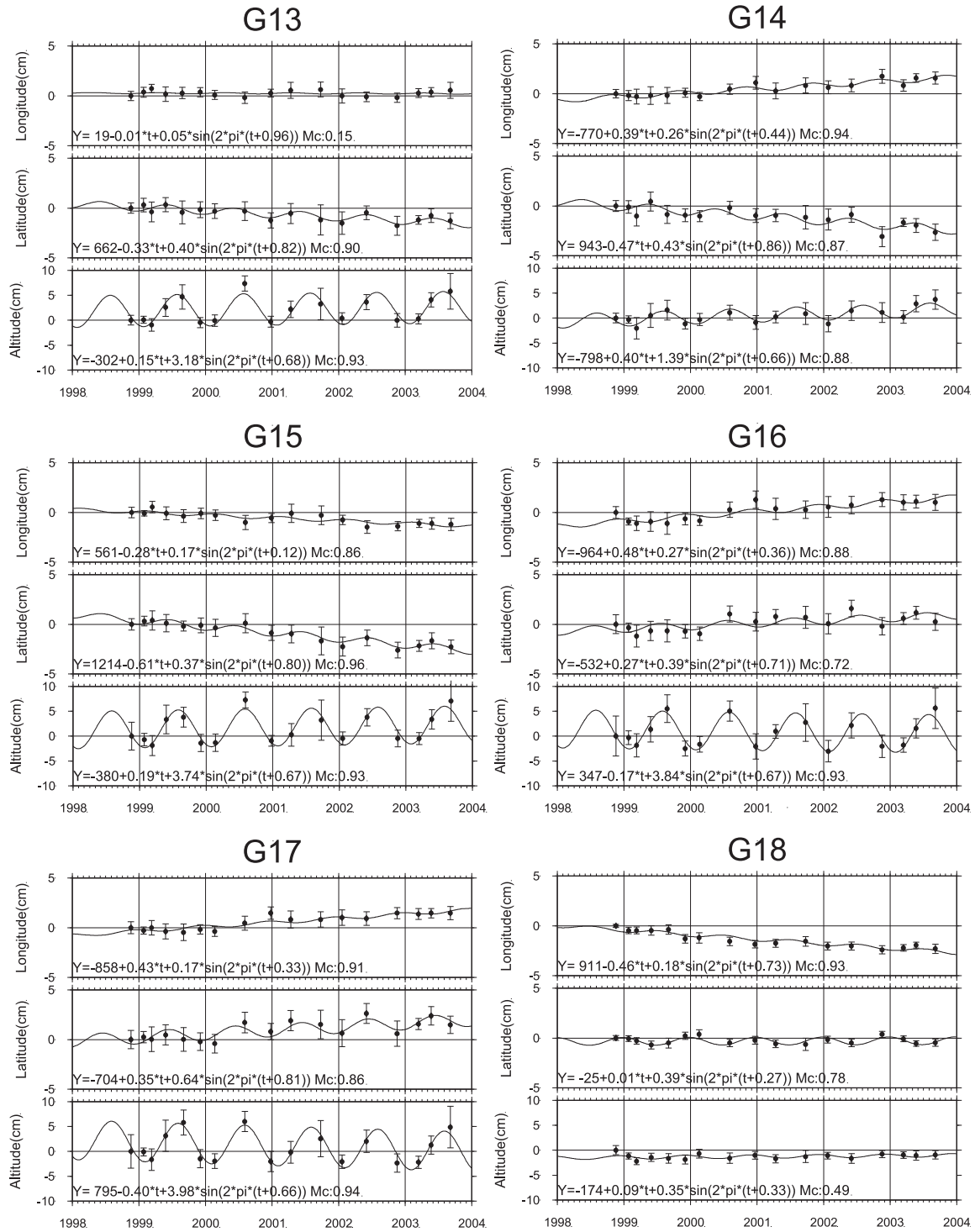


Fig. 2.3.2.2.4 (Continued) Coordinate variation of observation points G13-G18.

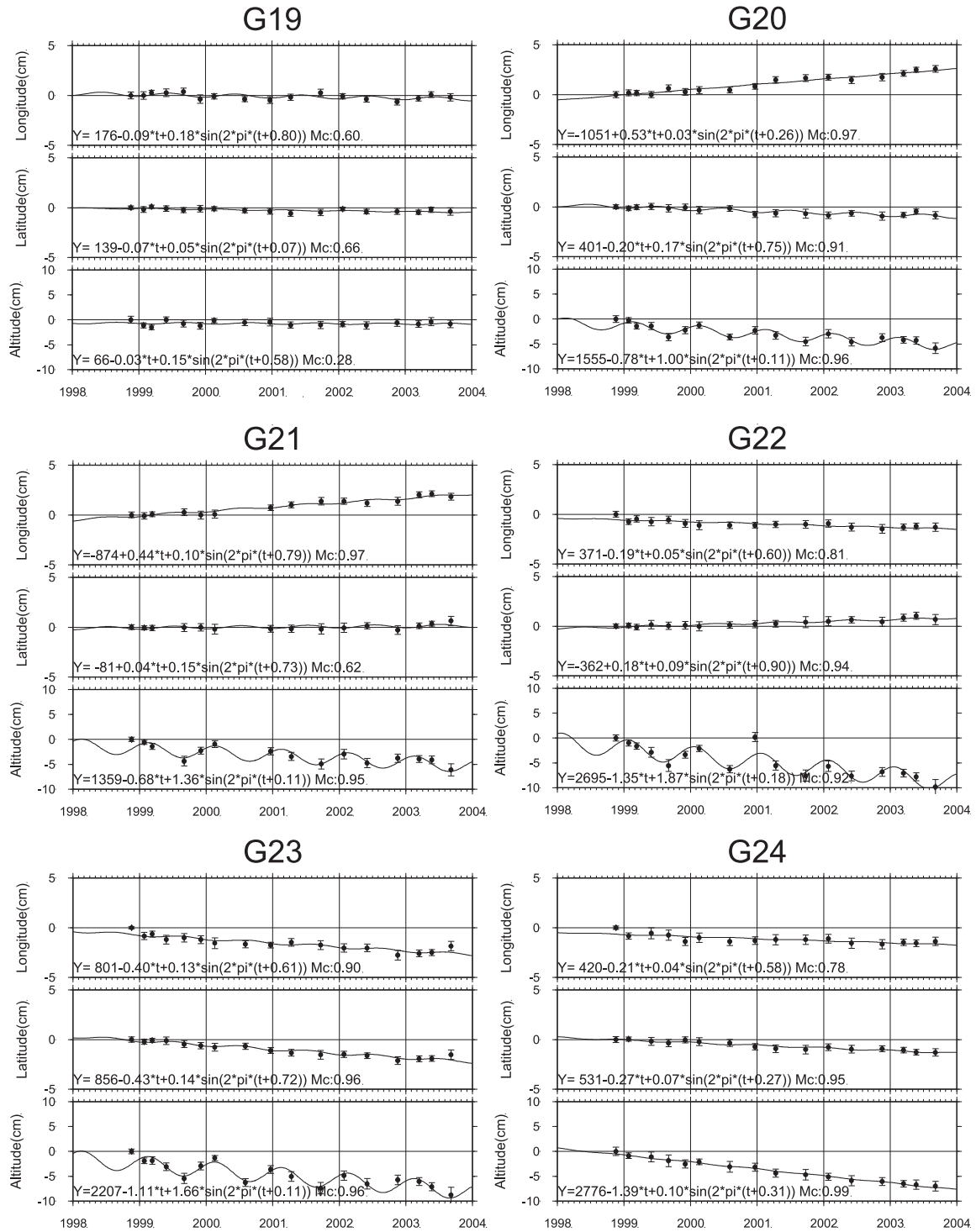


Fig. 2.3.2.2.4 (Continued) Coordinate variation of observation points G19-G24.

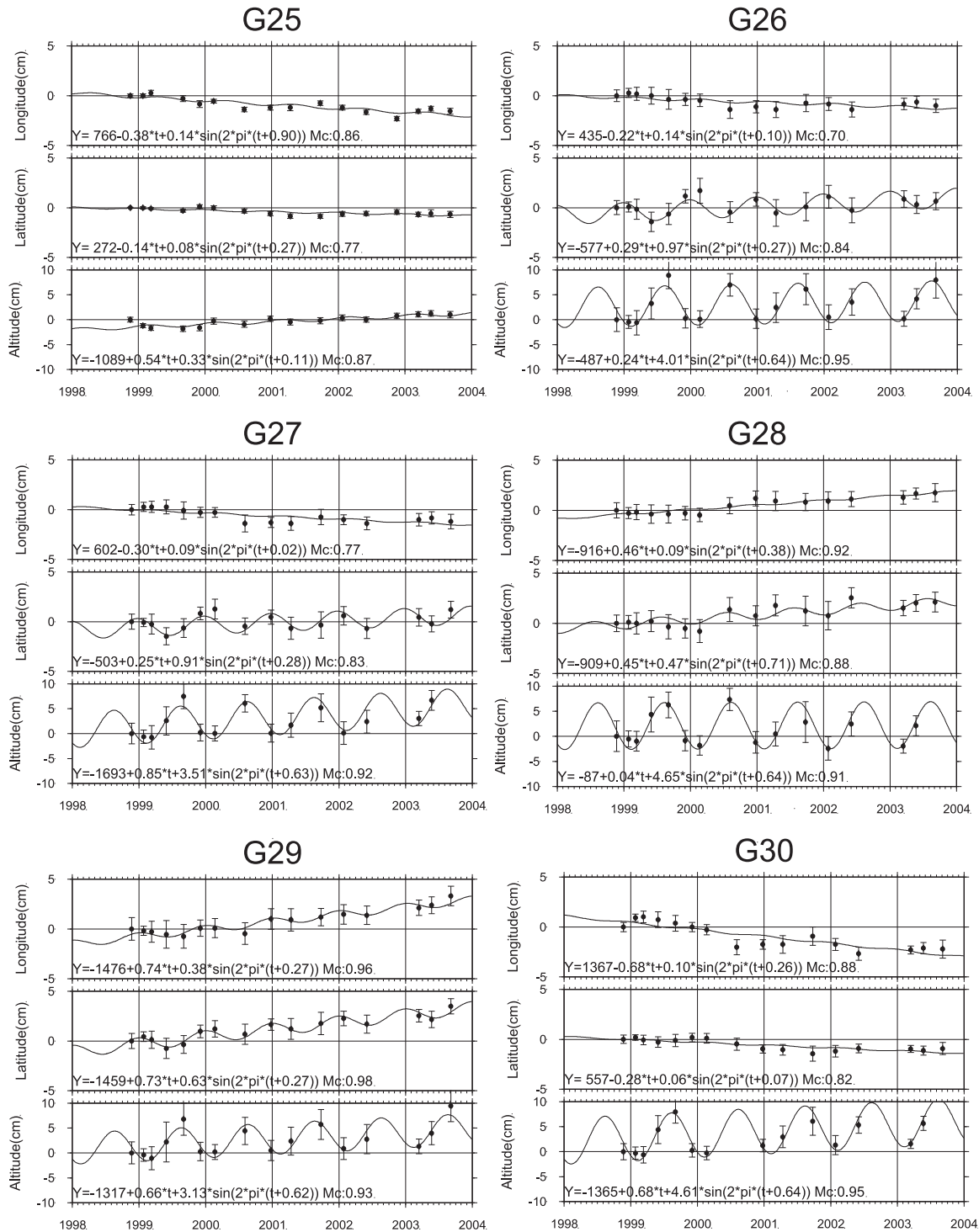


Fig. 2.3.2.2.4 (Continued) Coordinate variation of observation points G25-G30.

2.3.2.2.4 2000年三宅島地殻変動イベントによる影響の見積もり

今観測期間中の、2000年6～9月に、伊豆大島南方約70kmの三宅島（Fig. 2.3.2.1.1）で噴火活動があり、これを引き金に三宅島から北西方向にある新島・神津島方向に大規模な岩脈が20kmにわたり貫入して、大規模な地震・地殻変動活動があった。この地殻活動の影響は伊豆大島にも及ぼされた。この影響を見積もっておくことは、この本稿で詳細に論じる上で、不可欠なことである。Fig. 2.3.2.2.5に、この活動時期を含む2000年から2001年の伊豆諸島北部の水平地殻変動を GEONET のデータで示す。参照点は北に約160km離れたつくば1としている。三宅島北西沖の地殻変動の影響が伊豆大島にも及んでいることは明らかである。

ここでは、繰り返し観測データでは、この3ヶ月間のイベントの影響を評価するための時間分解能がないため、GEONET の4点のGPS連続データを用いて評価を行った。Fig. 2.3.2.2.6は、これらのうちG30の座標変化の一例である。水平成分には、2000年に階段状の変化が見える。

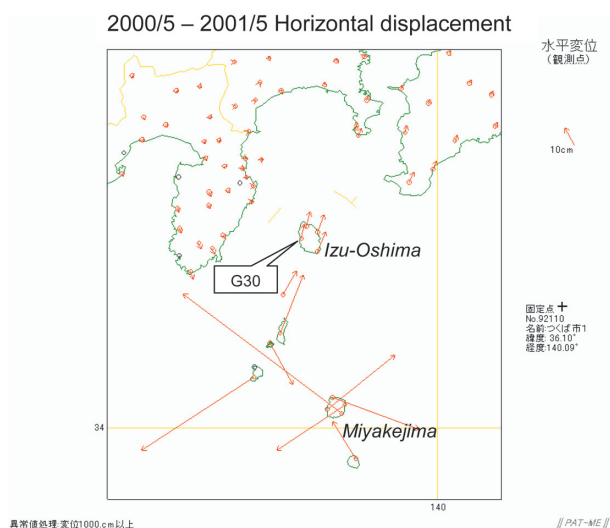


Fig. 2.3.2.2.5 Horizontal displacement in the northern region of Izu-Bonin Islands, 2000 - 2001. The reference point is Tsukuba. The influence of the 2000 tectonic event also clearly reached Izu-Oshima.

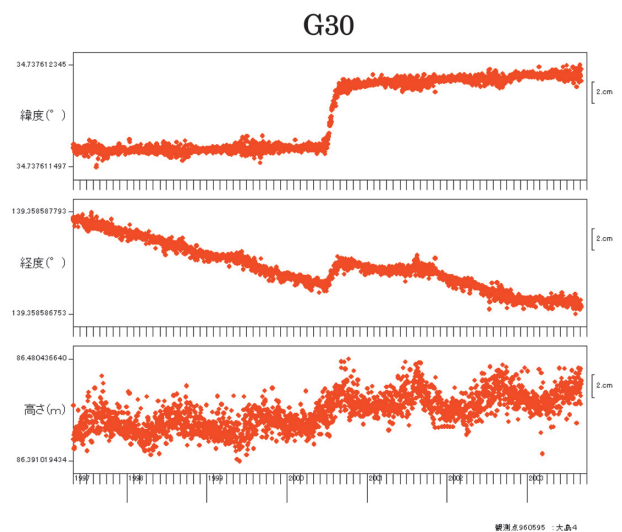


Fig. 2.3.2.2.6 Example of the coordinate variation at a GPS station of G30 (GEONET). There is a clear step change in the horizontal components in 2000. The location of G30 is indicated in Fig. 2.3.2.2.5.

評価方法は面歪み速度を用いた。2000年イベントの起きた3ヶ月間について、GEONET 観測点のG27-G30の4点の水平成分の最大主歪みと最小主歪みを最小自乗法で求めた。その結果は、最大主歪みが0.65 Micro Strain, 最小主歪みが、-0.182 Micro Strain であり、最小主歪みの方位角は北から反時計回りに12.5度であった（Fig. 2.3.2.2.7）。一方、繰り返し観測点と連続観測点の計30観測点で形成された46の小三角形網について、全期間の水平歪み分布を同様に計算した（Fig. 2.3.2.2.8）。その結果は、最大主歪みが12.42 Micro Strain, 最小主歪みが、4.97 Micro Strainであり、最小主歪みの方位角は北から反時計回りに7.8度であった。なお、Fig. 2.3.2.2.8 aに示すように、三原火口近傍の4点、G20, G21, G22及びG23は地域的な強い収縮場にあるので、全体の歪み場を見るにはふさわしくないと考え、除外してから最小自乗法で全域の歪みを計算した。

Table 2.3.2.2.3は、全期間と2000年イベント期で求められた、伊豆大島の歪み場のパラメータを示す。2000年では強い外力を受けていたにもかかわらず、主歪みの方位は12.5度で、全期間における方位の7.8度とほぼ同じ方位であった。この角度は、この地域のフィリピン海プレートの進行方向に一致する。また、2000年イベント時の主歪みの量は、総期間での絶対量と比べて、最大主歪み方向で5%, 最小主歪み方向で約36%であった。今後、各観測点の変位速度はこの期間のこの効果を除外した値を用いることにする。除外した場合としなかった場合の、水平主歪み分布を Fig. 2.3.2.2.9に示す。(a)が除外前、(b)が除外後の分布図であるが、ほとんど差は見られない。

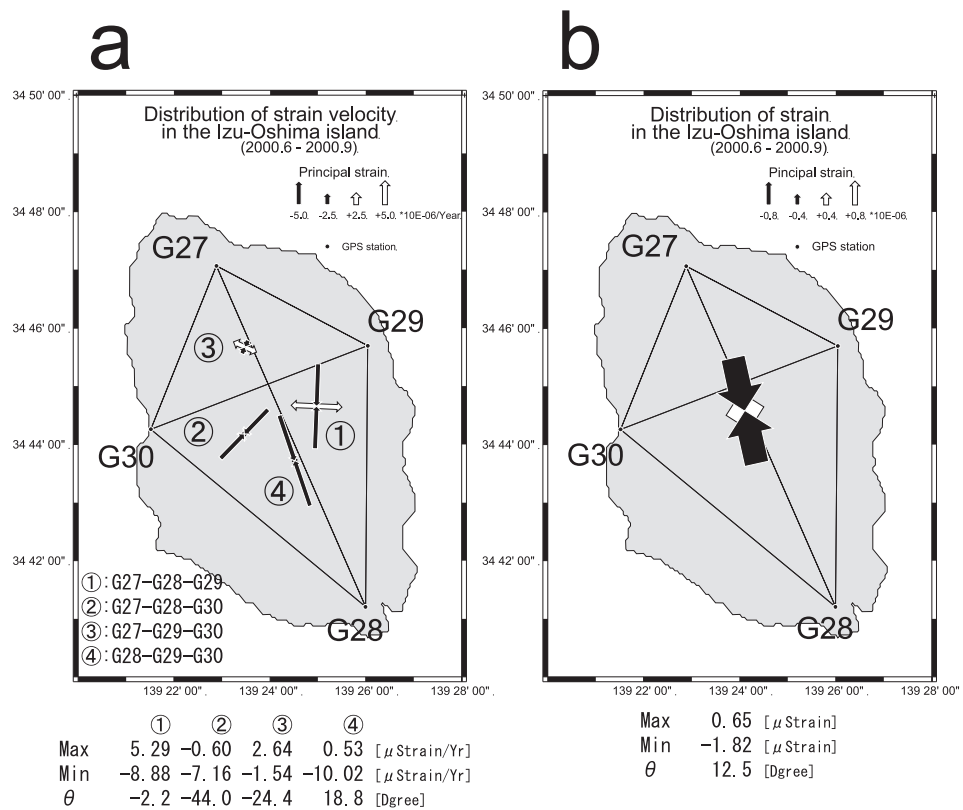


Fig. 2.3.2.2.7 Maximum and minimum principal strains of four GEONET points, G27 to G30, for three months from July to September 2000. a: Distribution of four couples of maximum and minimum principal strains for four triangles. b: Averaged maximum principal strain was 0.65 μ strains; the minimum was -1.82 μ strains; and the azimuth angle of the minimum principal strain was 12.5 degrees from the north direction anticlockwise. The open arrow denotes tension, and the solid arrow denotes compression.

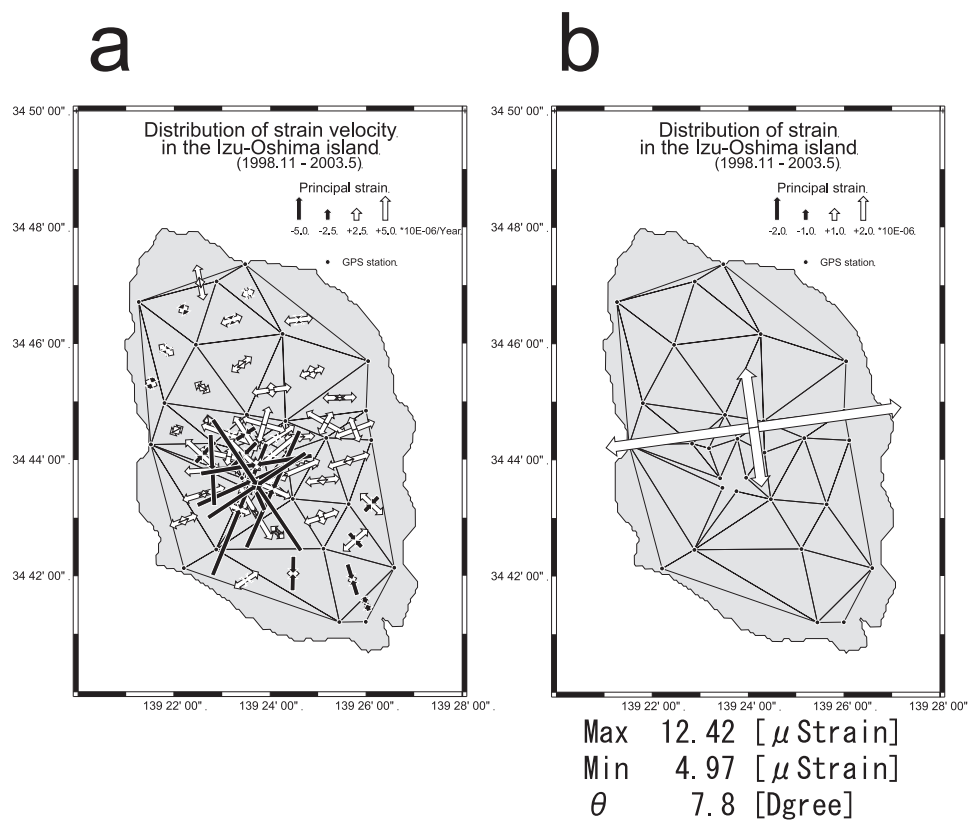


Fig. 2.3.2.2.8 Distribution of maximum and minimum principal strains from all stations for five years. a: Calculating every 46 triangles. b: Calculating averaged from all line strains except lines close to the summit because they received strong regional stress.

Table 2.3.2.2.3 Comparison of calculated parameters of the strain field in Izu-Oshima between the total period and the staging of the 2000 tectonic event. The azimuth indicates the direction angle of the minimum principal strain from north anticlockwise.

Period	Time	Principal Strain		Azimuth [degree]	Number of station
		Max[10^{-6}]	Min[10^{-6}]		
1999.11 – 2003.9	58 months	12.42	4.97	7.8	30
2000. 6– 2000. 9	3 months	0.65	−1.82	12.5	4

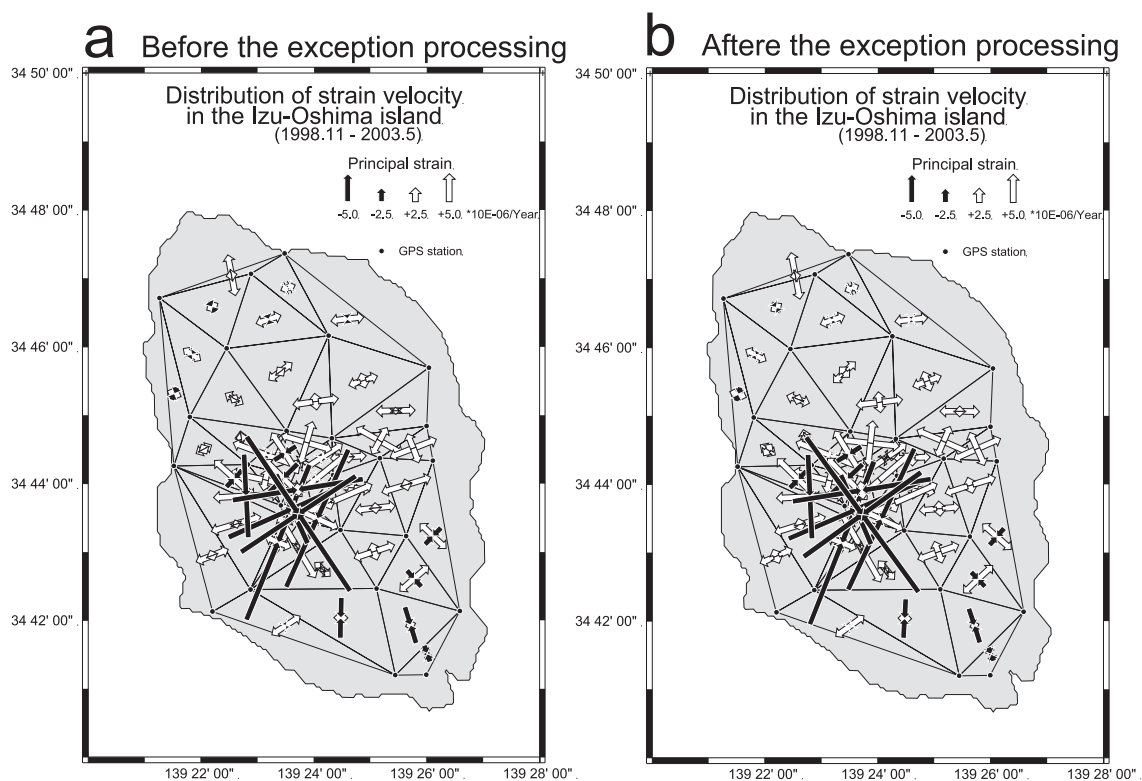


Fig. 2.3.2.2.9 Distribution of the principal strain before and after processing of the exception of the 2000 tectonic event effect. a: The distribution before the exception. b: After the exception. The difference may be negligible.

2.3.2.2.5 変位量分布

最終的な変位量の分布図を Fig. 2.3.2.2.10 に示す。変位量は 1 年あたりに平均した。(a) が水平変位, (b) が鉛直変位である。参照点は島の中央部の G10 (黒い四角) とした。

(a) からは、概ね島が放射状に膨張する傾向を示し、その変位速度は、5～10mm/year である。しかし、北北西-南南東方向の変位量は、それと直交する東北東-西北西方向と比べて小さい。また、局地的には三原火口周辺では顕著な収縮場になっていることがわかる。さらに、島の南南東の領域は、北東方向成分が顕著である。

一方、(b) からは、島の北北西-南南東の軸に沿った長い楕円領域では全体的に沈降している。また、水平成分と同様、島の中央火口と南南東の領域では、顕著な動きで沈降している。特に中央部の沈降は 8～14mm/year と著しい。

水平成分の分布からは、膨張圧力源を島の直下に仮定すれば、概ねこれらを説明することが可能であるが、それを仮定した場合、鉛直成分の分布をうまく説明することができない。また、水平成分の分布が、この地域の最大主応力方向である北北西方向に小さいことなどを考え合わせると、大島の地殻変動を説明する力学モデルは、

複雑な応力の組み合わせになるものと考えられる。

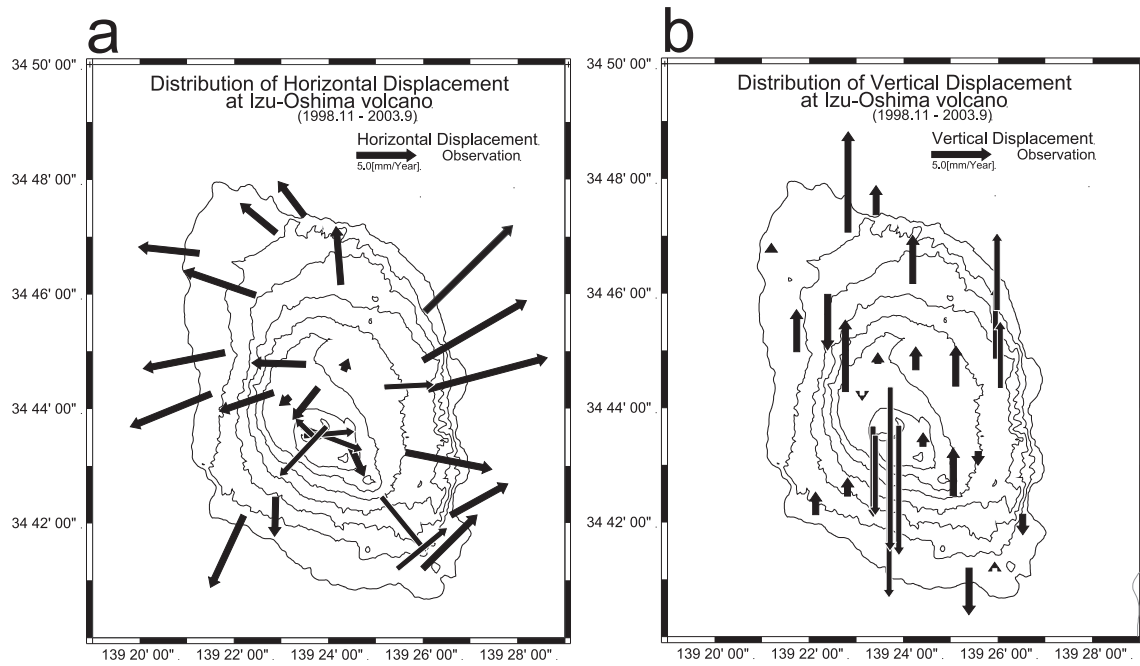


Fig. 2.3.2.2.10 Distribution of the displacement vector by GPS measurement on Izu-Oshima Island. a: Horizontal component. b: Vertical component. The stress field on Izu-Oshima Island may be complicated.

2.3.2.3. 有限要素法による地殻変動解析方法

2.3.2.3.1 はじめに

火山体における地殻変動量を観測することにより、マグマの位置や体積増加量を推定する手法は一般的に用いられている。過去のこれらの研究では、山体地形をほとんど無視した上で、圧力源を解析解で求めている。しかし、シミュレーションによる研究では、実際の地表面における変形は、山体地形による影響を受けている可能性が指摘されている。有限要素法による数値解と Mogi (1955) の式による解析解を比較し、地殻変動観測点の標高を考慮しなければ、解析解は誤ったものとなることは当然であり、さらに力源に近い領域ではカルデラ等の地形の効果をより受けていることが明らかになった (1.2節参照)。ところが、これまでに地殻変動の実データをもとに数値解を求めた例は知られていない。

本節では、まず、大島火山を再現した固体モデルをもとに、単純な圧力源を与えて有限要素法計算により地形の影響を考慮した変形を計算し、解析解と比較する。

さらに、いくつかのタイプの圧力源に対して、有限要素法解析法による数値解の妥当性を解析解と比べ評価する。これにより、いくつかの圧力源による変動パターンを線形に重ね合わせることが可能であることを確認し、2.3.2.4でグリッドサーチ法により複数の圧力源を推定するための準備をする。なお、有限要素法の計算は、Ansys 社の Ansys ver5.7 を用いた。

2.3.2.3.2 圧力源モデル

2.3.2.2に示したように、伊豆大島の地殻変動を説明するための圧力源は点力源の他に、例えば東西方向に水平変位量を卓越させるための開口形状の力源等が必要であると推定できる。そこで、点力源と開口断層のふたつの形状の圧力源の組み合わせにより、観測された変位量を説明することとする。その前に、点力源に置き換えた球状圧力源の有限要素計算による変位パターンが、どの程度解析解に一致するか、また、どのような開口形状が良いかを検討する。

2.3.2.3.2.1 球状圧力源

有限要素法による計算は、10万程度までの節点数をもつ固体モデルであれば、本研究の計算機環境では60分以内で計算が完了する。しかし、与えたボリューム形状やメッシングの仕方により、計算時間は様々に異なる。圧力源パラメータの最適値を推定するためにグリッドサーチ法を用いる。ここで点力源の計算を行うことになるが、実際には微小の球状力源を計算することになる。圧力球が小さくなるほど節点数は大きくなり、計算量は膨大になる。このため、半径の大きさを変えた球状力源を与えて数値解を計算し、深さに対してどのくらいの半径までなら、解析解と同程度かを確認した。

2.3.2.3.2.1.1 解析解

地中に圧力源がある場合の地表面における変形は、Sezawa (1926) 以来、いろいろと求められている。山川 (1955) が求めた弾性体内部の球核に静水圧が加わった時の変形は Mogi (1955) によって多くの火山における地殻変動データに適用され、マグマ溜まりの深さの推定などに利用された。これ以降、このモデルは「茂木-山川モデル」と呼ばれ、様々な地殻変動データや電磁気データの解釈に利用されている。

Fig. 2.3.2.3.1の様に、剛性率 μ の半無限の地中の深さ D のところにある球形に ΔP の圧力を与える。球の半径 a が D より十分小さいとき、圧力源の中心のから水平方向 r の距離離れた地表における水平変位 U_r と、鉛直変位 U_z は、

$$Ur = K \frac{r}{(D^2 + r^2)^{3/2}} \quad (2.3.2.3.1)$$

$$Uz = K \frac{D}{(D^2 + r^2)^{3/2}} \quad (2.3.2.3.2)$$

と表される。ここで、Kは、

$$K = \frac{3a^3 \Delta P}{4\mu} \quad (2.3.2.3.3)$$

となる。Fig. 2.3.2.3.1には、その概念図と変位分布を示す。距離は深さに対して規格化してある。

通常、観測された地殻変動データの解析では、実際にaとΔPを求めるという手順は踏まず、萩原（1977）の変形等により表現される式、

$$K = \frac{3\Delta V}{4\pi} \quad (2.3.2.3.4)$$

を用いて、球殻の体積増加量ΔVを求めることが一般的である。剛性率μの仮定も回避できる。

本稿では、圧力条件等を与えて有限要素計算を行って変位等の数値解を求め、それと解析解との比較検証を行う（2.3.2.3.2.1.2等）。その際には、（2.3.2.3.3）式を用いる。

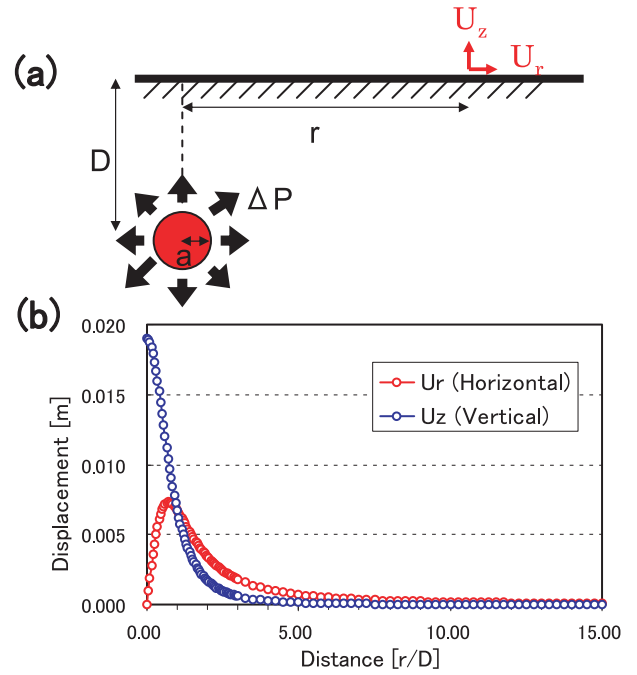


Fig. 2.3.2.3.1 a: Schema of the point source model beneath the surface for the optimal solution. b: The variation of displacement, Ur and Uz according to horizontal distance, normalized by the depth of the sphere. Ur is the horizontal displacement, and Uz is the vertical displacement at a point on a surface.

2.3.2.3.2.1.2 ソースサイズによる等価性

深さに対して相対的にどのくらいの半径までなら、解析解と同程度かを確認する。

Fig. 2.3.2.3.2のように、深さ半径とも150kmの1/4円柱の中心深さ10kmに圧力球をおき、圧力球半径a

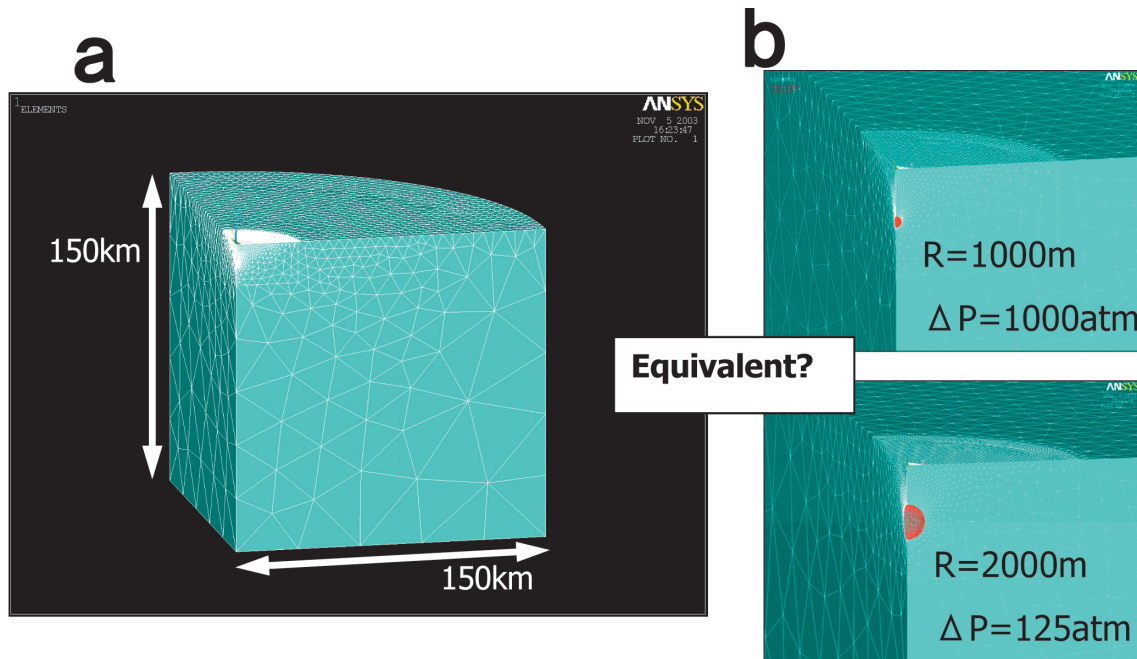


Fig. 2.3.2.3.2 Solid model for evaluation of the equivalency according to the source size. a: Whole solid model. b: The two types of source model with the same value of K.

が, 1, 10, 100, 1000~6000m の13パターンについて, KとDを固定し, 圧力値と半径を変えて, 地表面の変位を計算した。剛性率は $4.0E10$ とした。上下変位量は $r = 0$, 水平変位量は $r = D$ の位置で確認した。その結果, 半径が深さの30%を超えると, 有限要素法で計算された変位は解析解に比べて, 水平成分で3%以上, 鉛直成分で0.5%以上大きくなる。この結果から, 今後球状圧力源を有限要素法で計算する際, 半径は深さの約30%までとすることとした (Fig. 2.3.2.3.3)。

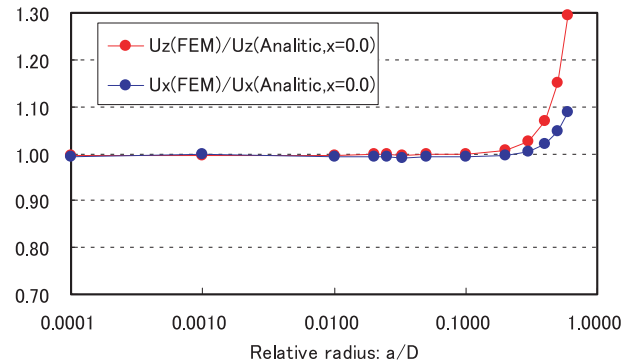


Fig. 2.3.2.3.3 Relative radius a is more than 30 % of D ; horizontal and vertical displacements calculated by the FEM exceed 3 % and 0.5 % of the displacement calculated by equations (2.3.2.3.1) and (2.3.2.3.2).

2.3.2.3.2.2 開口圧力源

火山体で観測された地殻変動を, 岩脈へのマグマの充填と見なしたモデル化により計算された例は多い(藤田・他, 2002, 西村, 2002等)。これらの研究は, 矩形断層に変位を与えた Dislocation モデル (Okada, 1992) により, 解析的に解が与えられる。このソースモデルは, 矩形平面断層がすべてにおいて等間隔に開口したとしている (Fig. 2.3.2.3.4a)。しかし, 実際にはこのように開口することは難しく, 天然の岩脈クラックの先端では, 開口幅はゼロとなっているはずである。

有限要素法計算による数値解を解くことは, モデルをそれほど極端に簡潔化しなくても可能であるという利点を生かし, 本稿では, クラックの両側面に等しい圧力を与えることにより, 結果的に矩形状の紡錘形クラックで

Tensile-crack pressure source

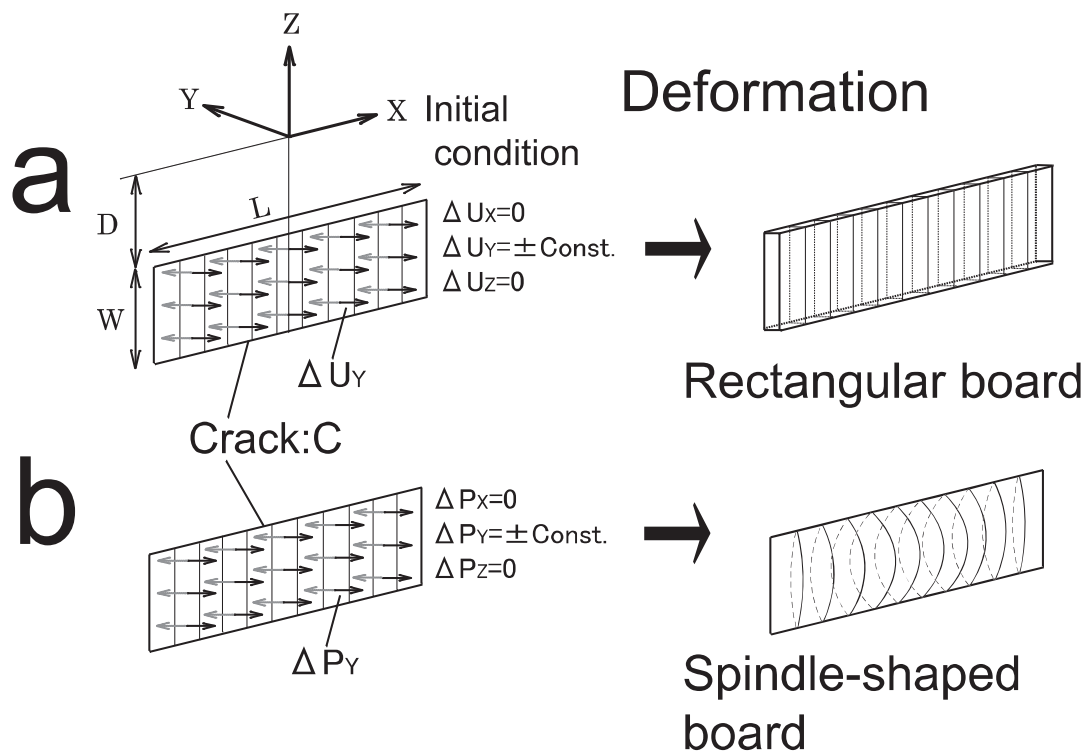


Fig. 2.3.2.3.4 Definition of the two-type crack model. A rectangular crack of L in length, of W in vertical width, and of zero in thickness is allocated in the half-infinite medium. a: The dislocation model (Okada, 1992). Giving the uniform displacement on the bilateral faces of a tensile crack, the crack is transformed into the rectangular board. b: The model adopted in this study, named the spindle-shaped crack model. Giving the uniform pressure on the bilateral faces, the crack is transformed into the spindle-shaped board.

の圧力源を用いた。

Fig. 2. 3. 2. 3. 4は、2つのタイプのクラック圧力源モデルの定義を示す。Fig. 2. 3. 2. 3. 4a は dislocation model であり、Fig. 2. 3. 2. 3. 4b は、本稿で用いたモデルである。長さL、深さ方向の幅がWで厚さのない矩形のクラックが深さ-Dに、図のように半無限媒質の中に配置されているとする。

Dislocation モデル (Fig. 2. 3. 2. 3. 4a) の初期条件としては以下を与える。

$$\begin{aligned}\Delta U_X &= 0, \\ \Delta U_Y &= \pm Const., \\ \Delta U_Z &= 0,\end{aligned}\tag{2. 3. 2. 3. 5}$$

ここで、 ΔU_i は、i 方向への変位量を示す。このモデルでは、開口断層は変形後、矩形板状となる。

一方、本稿で採用するモデル Fig. 2. 3. 2. 3. 4b は、拘束条件、

$$\begin{aligned}\Delta U_{X(Z=-D)onC} &= \Delta U_{X(Z=-D-W)onC} = 0, \\ \Delta U_{Y(Z=-D)onC} &= \Delta U_{Y(Z=-D-W)onC} = 0, \\ \Delta U_{Z(Z=-D)onC} &= \Delta U_{Z(Z=-D-W)onC} = 0, \\ \Delta U_{X(X=-L/2)onC} &= \Delta U_{Y(X=L/2)onC} = 0, \\ \Delta U_{Y(X=-L/2)onC} &= \Delta U_{Y(X=L/2)onC} = 0 \text{ and} \\ \Delta U_{Z(X=-L/2)onC} &= \Delta U_{Z(X=L/2)onC} = 0,\end{aligned}\tag{2. 3. 2. 3. 6}$$

のもと、初期条件

$$\begin{aligned}\Delta P_X &= 0, \\ \Delta P_Y &= \pm Const., \\ \Delta P_Z &= 0,\end{aligned}\tag{2. 3. 2. 3. 7}$$

を与えると、開口断層は紡錘板に変形する。ここで、 ΔP_i は、i 方向への圧力を示す。今後、これを紡錘型クラックモデルと呼ぶことにする。

2. 3. 2. 3. 2. 2. 1 体積増加量のクラック深さに対する依存性

紡錘型クラックモデルを Fig. 2. 3. 2. 3. 5のように半無限媒質の中に置き一定圧力を与えたとき、深さDによってクラックの体積増加量がどのように変化するかを、有限要素計算を行うことで確認した。剛性率は40 G Paとした。圧力源の配置及び拘束条件は、Fig. 2. 3. 2. 3. 4および式 (2. 3. 2. 3. 6) と同様である。固体モデルは、30 km 立方のブロックの中に10km 四方の内側ブロックをネスティングし、その一面に長さL/2、鉛直方向の幅Wのクラックを置いた (Fig. 2. 3. 2. 3. 5)。X=0及びY=0の面に対して対称境界条件を与えて計算するため、計算結果は、60km×60km×30kmのブロックの中央にL×Wのクラックを置いたことと等価である。外側ブロックの固体モデルの拘束条件は、以下のとおり上面以外は不動とし、上面は自由表面である。

$$\begin{aligned}\Delta U_{X(X=30km)} &= \Delta U_{X(Y=30km)} = \Delta U_{X(Z=30km)} = 0, \\ \Delta U_{Y(X=30km)} &= \Delta U_{Y(Y=30km)} = \Delta U_{Y(Z=30km)} = 0, \\ \Delta U_{Z(X=30km)} &= \Delta U_{Z(Y=30km)} = \Delta U_{Z(Z=30km)} = 0.\end{aligned}\tag{2. 3. 2. 3. 8}$$

要素のメッシングサイズはクラック表面を100m、内側ブロックの地表面を500mとし、それ以外は外側最大で6000mまで外挿する。開口クラックの圧力は 1.0×10^8 [Pa] を与えた。Lを10km、Wを1kmとして、地表面から見たクラック上端までの深さDを0.25～4.0まで変えてやったときの、クラックの体積変化量を計算した。

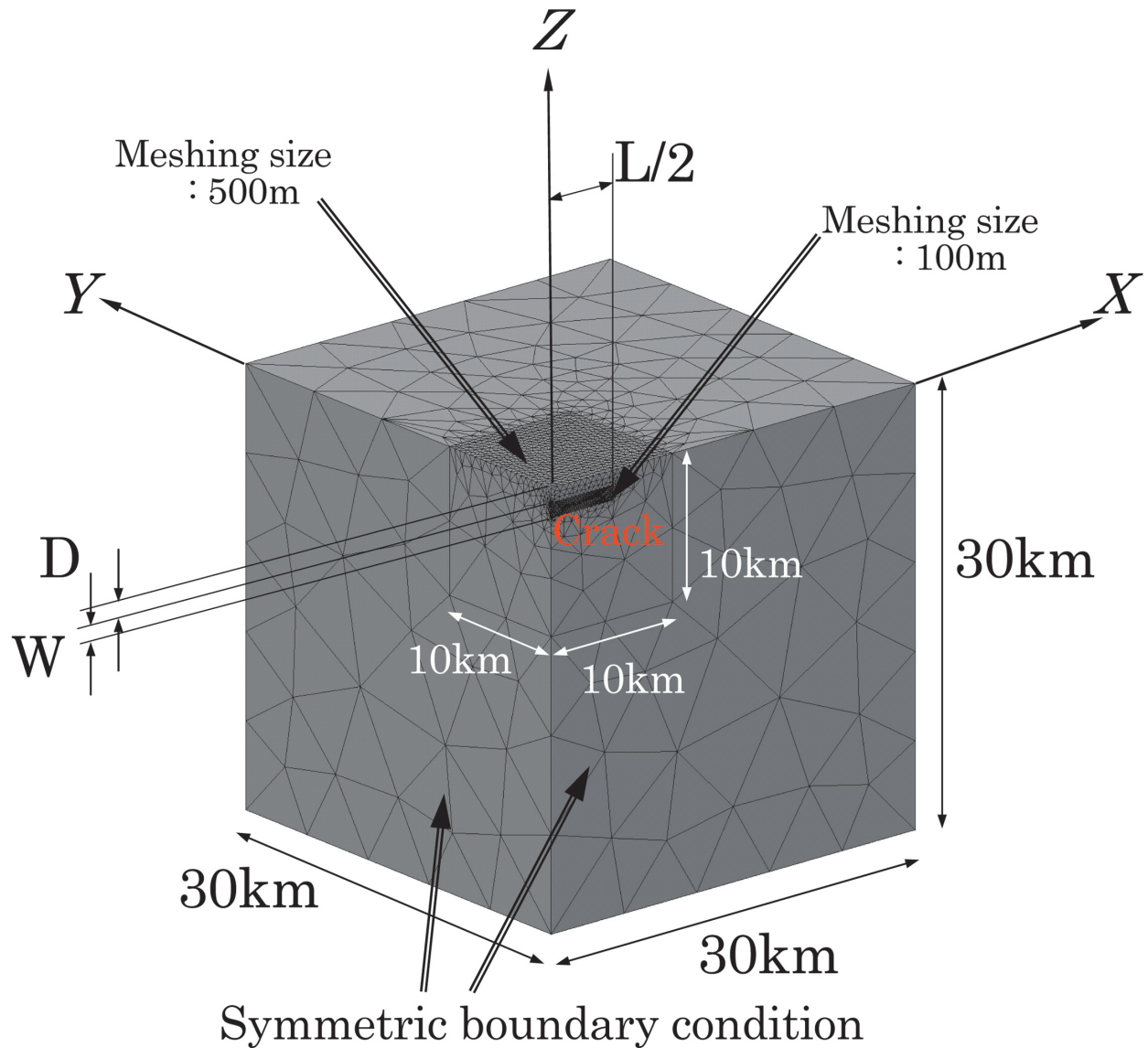


Fig. 2.3.2.3.5 Definition of the solid model to check the dependency of increasing the crack volume on depth D. This is an example of the solid model when the crack is 10 km in length (L) and 1 km in depth (D).

Fig. 2.3.2.3.6は、 $L=10\text{km}$ 、 $W=1\text{km}$ 、 $D=1\text{km}$ の時に、 $1.0 \times 10^8 [\text{Pa}]$ の圧力が加わったときのクラック形状の断面を示す。Fig. 2.3.2.3.6aは、クラックの中央面である $X=0\text{m}$ の時の鉛直方向の1/2クラック断面を示し、Fig. 2.3.2.3.6bは、もう一つのクラックの中央面である $Z=-1500\text{m}$ での水平方向の1/4クラック断面を示す。両断面とも、紡錘形に近い形状を示す。この場合の体積増加量は、 $13.07 \times 10^6 [\text{m}^3]$ となる。

クラックの厚さを $W=1000\text{m}$ に固定して、深さを $D=0.25$ 、 0.5 、 1.0 、 2.0 及び 4.0km と変えたときの体積増加量の変化をFig. 2.3.2.3.7に示す。深さに対して体積増加量は単調に減少する。浅くなるほどその変化率は大きい。この分布は、

$$\Delta V = 350 / D + 1.272 \quad (2.3.2.3.9)$$

で、近似される。

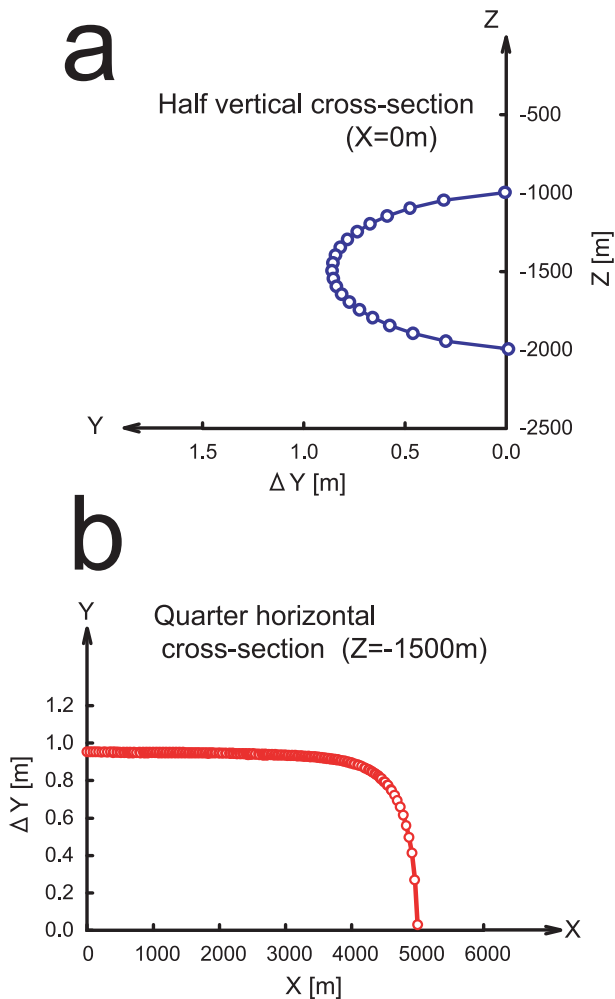


Fig. 2.3.2.3.6 Transformed shape of the crack source with a pressure of 1.0×10^8 Pa, when the crack is 10000 m in length (L), 10000 m in width (W), and 1000 m in depth (D). a: A half of a vertical cross section of $X = 0$ m, which is one central plane of the crack. b: A quarter of a horizontal cross section of $Z = -1500$ m, which is the other central plane. Both cross sections are approximately spindle-shaped.

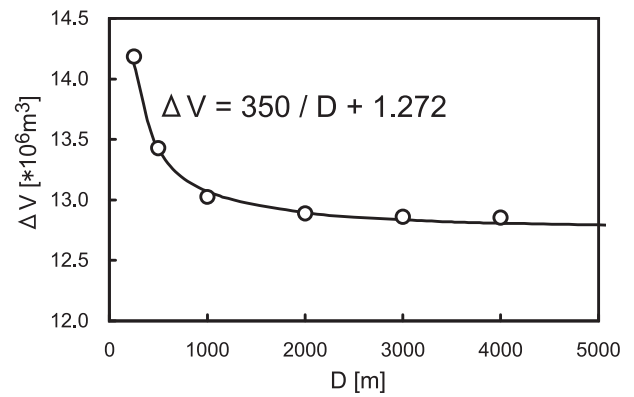


Fig. 2.3.2.3.7 Variation of the increasing volume of tensile crack that is 250, 500, 1000, 2000, and 4000 m in depth (D), fixing the vertical width (W) to 1000 m. It is monotone decreasing according to depth, and the rate of change is larger when the depth is shallower. This variation is fitted for the approximate equation $\Delta V = 350 / D + 1.272$.

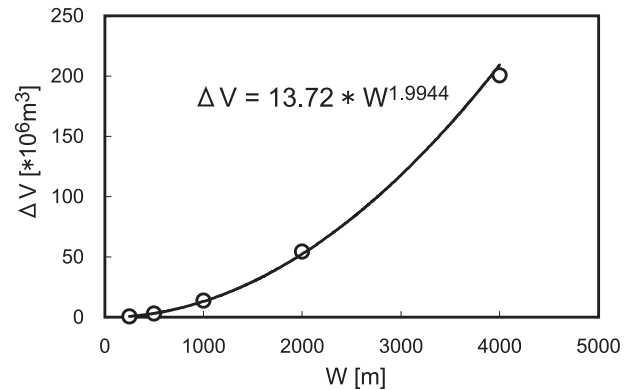


Fig. 2.3.2.3.8 Variation of the increasing volume of tensile crack that is 250, 500, 1000, 2000, and 4000 m in vertical width (W), fixing the depth (D) to 1000 m. It is approximately in proportion to the second power of W .

2.3.2.3.2.2.2 体積増加量のクラック厚さに対する依存性

次に、2.3.2.3.2.2.1の手順で、クラック上端の深さを $D=1000$ m に固定して、クラックの深さ方向の厚さを、 $W=0.25, 0.5, 1.0, 2.0$ 及び 4.0 km と変えたときの体積増加量の変化を Fig. 2.3.2.3.8 に示す。この分布は、

$$\Delta V = 13.72 W^{1.9944}, \quad (2.3.2.3.10)$$

で、近似され、クラックの厚さ W の約 2 乗に比例する。

もしも $X=0$ でのクラックの断面形状に相似則が成り立っていれば、厚さに対する体積増加量の分布は、完全に 2.0 乗に比例するはずである。Fig. 2.3.2.3.9 は、各厚さで計算されたクラック面上に深さ方向に等間隔に配列した 9 点の変位ベクトルを、クラックの厚さ W で規格化して示したものである。見やすい様に、深さ方向の成分のみ 500 倍に強調してある。ベクトルの矢印の太さが太いほど W が大きい時の変位である。 W が大きいほど、クラックの形状は横上方に引っ張られるように変形する。このように、厚さが変わるに従い形状がわずかに異なっている。これはクラック全体の深さ分布に依存するものと推測される。よって、クラック形状は厳密には

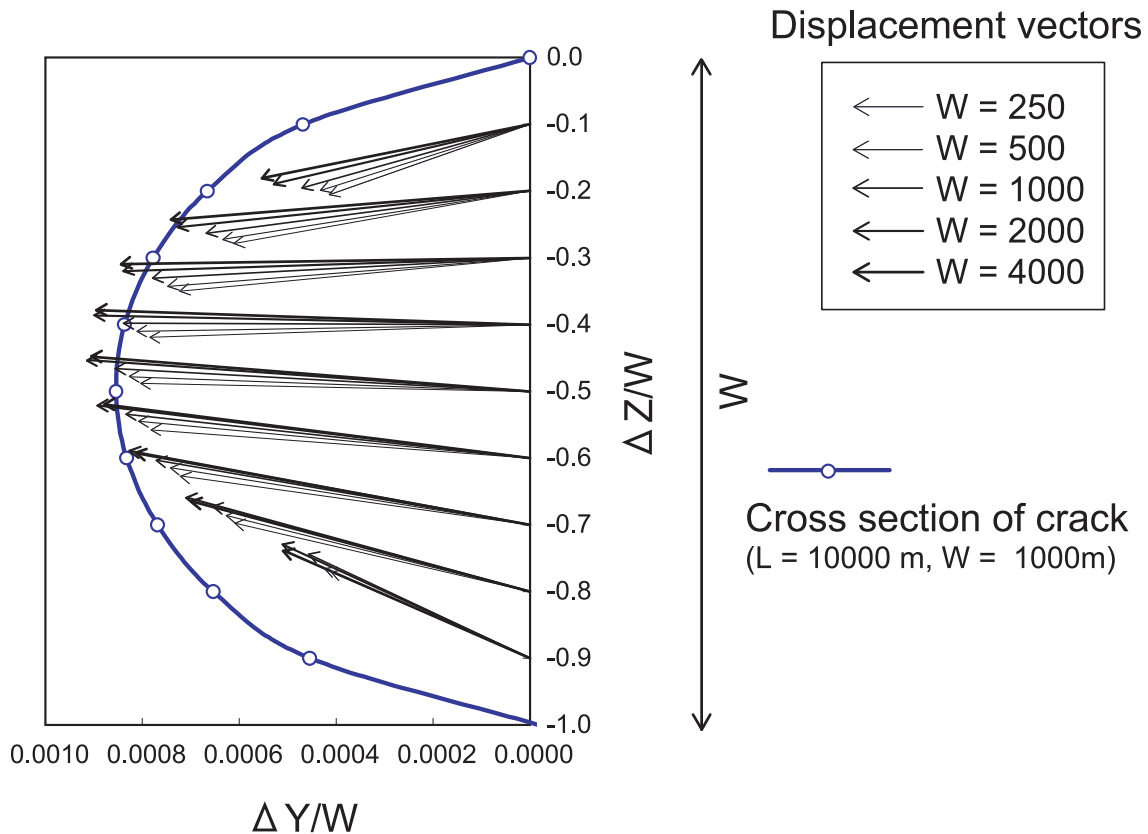


Fig. 2.3.2.3.9 Variation of displacement vectors of nine points that are aligned vertically with equal space on the crack is calculated at every width, and the amplitude of vectors is normalized by W . For the sake of conspicuousness, the amplitude of only the vertical component is emphasized 500 times. The thicker arrows indicate the displacement vector calculated at larger W . The bold line with open circles indicates an example of a half cross section of the crack calculated at $L = 10000$ m and at $W = 1000$ m.

相似測は成り立たないため、完全には2.0乗にはならない。

2.3.2.3.2.2.3 体積増加量のクラック形状に対する依存性

一方、クラックの上端の深さを $D=1000$ m, クラックの深さ方向の厚さを $W=1000$ m に固定して、クラックの長さを、 $L=250, 500, 1000, 2000$ 及び 4000 m と変えたときの体積増加量を確認する。この実験は、クラック形状のアスペクト比 (L/W) に対する依存性を確認するものであるが、深さの依存性を排除した点で、前者とは等価ではない。Fig. 2.3.2.3.10は、各アスペクト比に対する $Z=1500$ m 平面での $1/4$ クラック断面である。横軸の X は $L/2$ で、縦軸の Y は各最大変位で規格化してある。

これから、アスペクト比に対する体積増加量の変化は Fig. 2.3.2.3.11のとおりとなり、

$$\Delta V = -4.30E06 (W/L) + 1.32E07 \quad (2.3.2.3.11)$$

で、近似される。 W/L はクラックの形状のアスペクト比である。

2.3.2.3.2.2.4 Dislocation モデルとの比較

矩形断層に変位を与えた Dislocation モデル (Okada, 1992) によって、解析的に計算された地表面での変動パターンと、紡錘形クラックモデルで計算された変動パターンとの比較を行う。Fig. 2.3.2.3.12a は、 $L=10000$ m, $W=1000$ m, $D=1000$ m で 1 m の変位が与えられた Dislocation モデルでの地表面の変動パターンで、3 成分別々に示した。一方、本稿で採用した紡錘型クラックモデルを同じ場所に置き、地表面での変位ベクトルが、

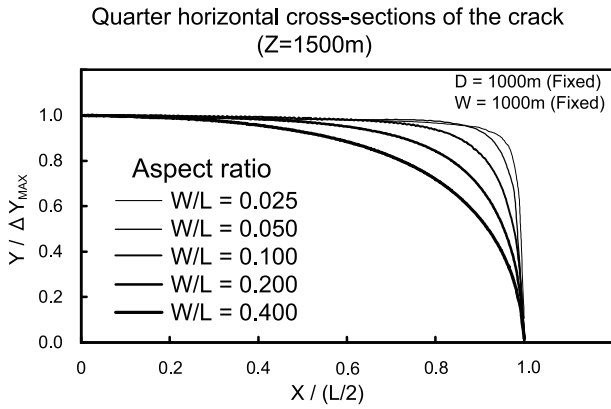


Fig. 2.3.2.3.10 Quarter horizontal cross-sections of the crack for every calculation of the aspect ratio t (W/L) at $X = 1500$ m. D and W are fixed to 1000 m. X on the horizontal axis is normalized by $L/2$, and Y on the vertical axis is normalized by the maximum displacement.

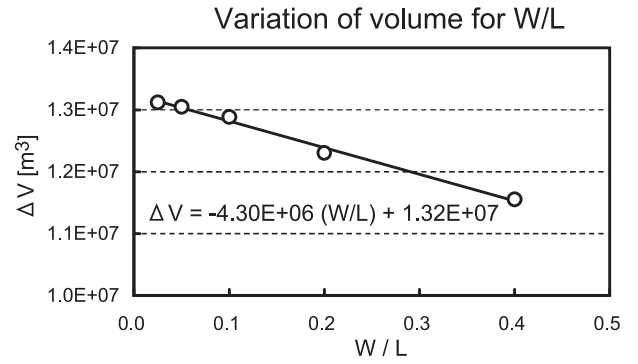


Fig. 2.3.2.3.11 Variation of the increasing amount for aspect ratio W/L is depicted, and is approximately fitted for a linear line.

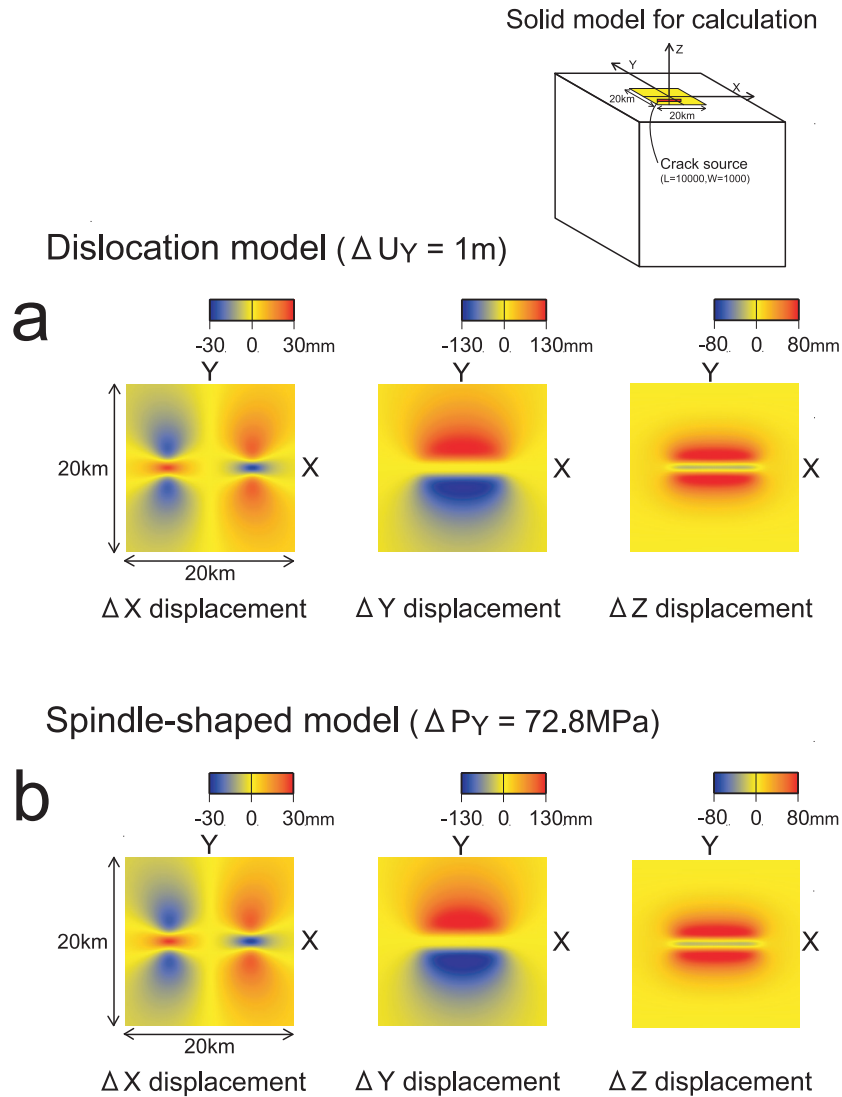


Fig. 2.3.2.3.12 Comparison of displacement patterns on the surface according to the two-type crack source model. A crack of 10000 m in length and 1000 m in vertical width is placed 1000 m under the surface. a: Three-component displacement patterns calculated analytically with the dislocation model with an aperture of 1m. b: The patterns with the spindle-shaped crack model, adopted in this study, calculated by the FEM at a pressure of 72.8 MPa.

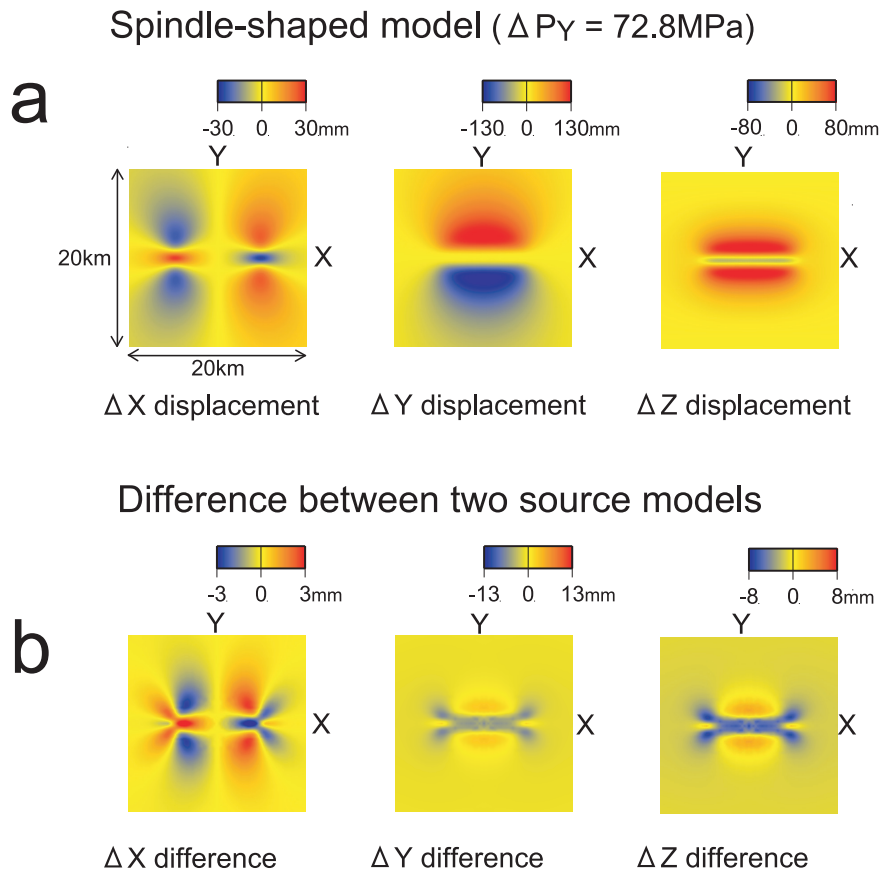


Fig. 2.3.2.3.13 a: Distribution pattern of displacement with the spindle-shaped model (the same as Fig. 3.12b). b: The distribution pattern that subtracts the displacement vector of the spindle-shaped model (Fig. 2.3.2.3.12b) from that of the dislocation model (Fig. 2.3.2.3.12a).

Dislocation モデルの変位ベクトルとの差の自乗和が最小となる圧力72.8MPa をクラックに与えた結果の地表面変位パターンが Fig. 2.3.2.3.12b である。両者にほとんど違いはなく、両者の相関係数は99.96%，標準偏差は2.80mm であった。なお、計算は上側表面上250m 間隔のグリッドの計6561で行った。

両者の違いを見やすくするために、変位の差の分布を Fig. 2.3.2.3.13b に示す。これは Fig. 2.3.2.3.12b から Fig. 2.3.2.3.12a を差し引いたものである。Fig. 2.3.2.3.13a は紡錘型クラックモデルの変位パターンで、Fig. 2.3.2.3.12b と同じである。b の変位スケールは、a の1/10としてある。3つの成分とも、力源の近傍で差が大きい傾向があるが、全変位量の概ね10%以下である。

このような計算を、同じ形状のクラックで、深さ $D = 250, 500, 1000, 2000$ 及び 4000m で行い、それぞれの深さで最も両者のパターンが一致するような、紡錘型クラックモデルの圧力と体積増加量を求めた (Fig. 2.3.2.3.14)。

紡錘型クラックモデルの圧力変化は、

$$\Delta P = 46240000 D^{0.0636}, \quad (2.3.2.3.12)$$

で表さる。単調増加で、深くなるにつれその増加率は小さくなる。

クラックの体積変化は、

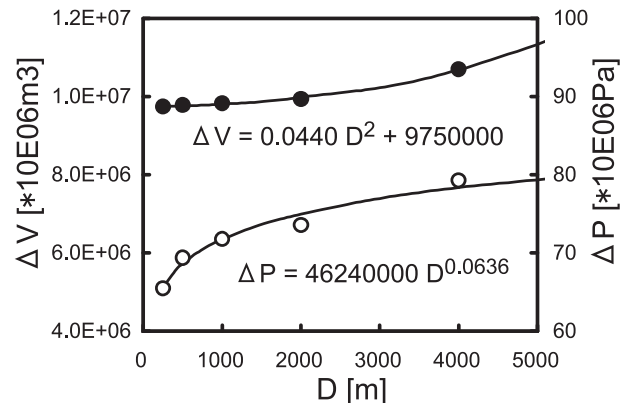


Fig. 2.3.2.3.14 Variations of crack-source pressure and the increasing amount of crack volume, best fitting between the distribution patterns of displacement with the dislocation model and that of the spindle-shaped crack model.

$$\Delta V = 0.0440 D^2 + 9750000$$

(2.3.2.3.13)

で表され、単調増加ではあるが、深くなるにつれその増加率は大きくなる。

2.3.2.3.3 複数圧力源の重ね合わせ

伊豆大島の地殻変動を複数の圧力源モデルの重ね合わせで説明する。それにはふたつの圧力源の間の距離による相互作用の有無を確認する必要がある。圧力源のボリュームが交わっていない限り、ほぼ問題はない。例えば、2つの近接した球状圧力源の場合、圧力源表面間の距離が球状圧力源の距離の半分以上であるならば、重ね合わせによる地表面の変位と、有限要素法の計算による地表面の変位の違いは、1パーセントにも満たない(1.3.4)。

それゆえに本稿でのシミュレーションでは、2つの圧力源の間の距離が圧力源半径の半分以下の場合、単独の圧力源による地表面変位を重ね合わせることはせず、複数の圧力源を含むモデルを直接計算した。

2.3.2.3.4 実際の地形が与える効果

この節では、有限要素法によるシミュレーション計算に用いるための、伊豆大島火山及びその周辺の実地形を与えた固体モデルを作成し、簡単な応力場の2例を示し、地形の影響による変形が現れることを示す。

2.3.2.3.4.1 固体モデルの決定

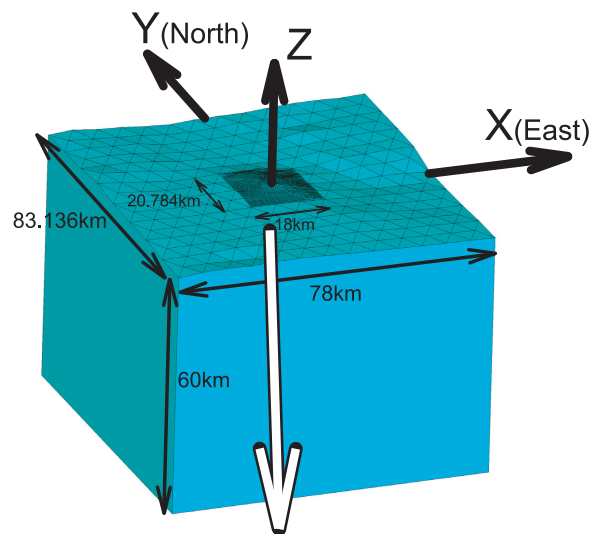
有限要素計算を用いた変形シミュレーションを行う際、固体モデルの境界近くでは、拘束条件を与えることによる不適切な変動が存在することになる。この影響を少なくするために、島を中心した約80km四方の領域の深さ60kmの立方体を計算領域とした。伊豆大島は長径約13km、短径約9kmの楕円形をなすので、この体積でシミュレーション計算すれば、拘束条件を与えた境界付近の不適切な変動の影響を取り扱わなくて済む。Fig. 2.3.2.3.15に、有限要素法による変形計算に対して用いた固体モデルの形状の定義を示す。

方位は東を+X、北を+Y、上方を+Zとする直交座標系を用いる。

固体モデルの地形は、XY平面上で正三角形を形成する平面の集まりで定義した。この理由は、有限要素計算の際、固体を四面体要素にメッシングする際合理的であることと、地表面における面積歪み等を計算する際に、正三角形は計算結果が安定するからである。ここでは直交座標系を用い、X正方向を東、Y正方向を南、Z正方向を上向きとした。

地表面節点は、島を含む約20km四方の矩形領域の外では6000m間隔、その内側では500m、さらに、地形が複雑な山頂火口周辺の直径2kmの領域では、250mとした。ただし、観測点で観測されたデータとの比較を行う必要があるため、33ある観測点は、そこそ最も近い正三角形節点の代わりとした。よって、観測点に接する分割要素の地表面部分は、正確には正三角形とはならない。

Solid model



Surface meshing

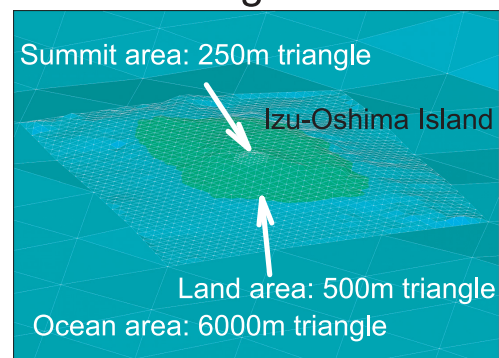


Fig. 2.3.2.3.15 Definition of a shape of the solid model used for deformation simulation by the FEM, and meshing scale on the surface.

陸上の地形データは、国土地理院の25000分の1数値地図を用い、海底の地形データは、海上保安庁水路部の50000分の1海底地形図から読み取った。

2.3.2.3.4.2 地形を考慮しない場合との比較

まず、単純な圧力場の例として、球状圧力源による地表変位を有限要素法で計算させた。Fig. 2.3.2.3.16は、島の中央部の深さ3000mに半径1000mの圧力球を起し、100MPaの圧力を与えたとき、実際の地表面上のグリッド上での変動パターン（白矢印）と、地形を考慮しない場合の変動パターン（黒矢印）である。(a)が水平成分、(b)が鉛直成分変位である。両パターンとも、地形の標高の高い中央部に特に差が顕著である。

Fig. 2.3.2.3.17は、地形無しの変位ベクトルから地形有りの変位ベクトルを差し引いた結果で、ベクトルの差で表したものである。(a)が水平成分、(b)が鉛直成分変位である。ベクトル差の大きさは、地形無しでのベクトルの大きさに規格化してある。これらの最大は、水平成分で約60%、鉛直成分でも約25%に達し、いずれも力源の中心の周辺である。

ここでは圧力源の深さを固定した1例を示したが、圧力源の深さが浅くなるほどまたは、あるいは、地形が複雑であるほど差は大きくなりパターンは複雑になる。このように、より地形に変化がある場合での計算では、とりわけ地形を考慮した有限要素法による変形シミュレーションが必要である。

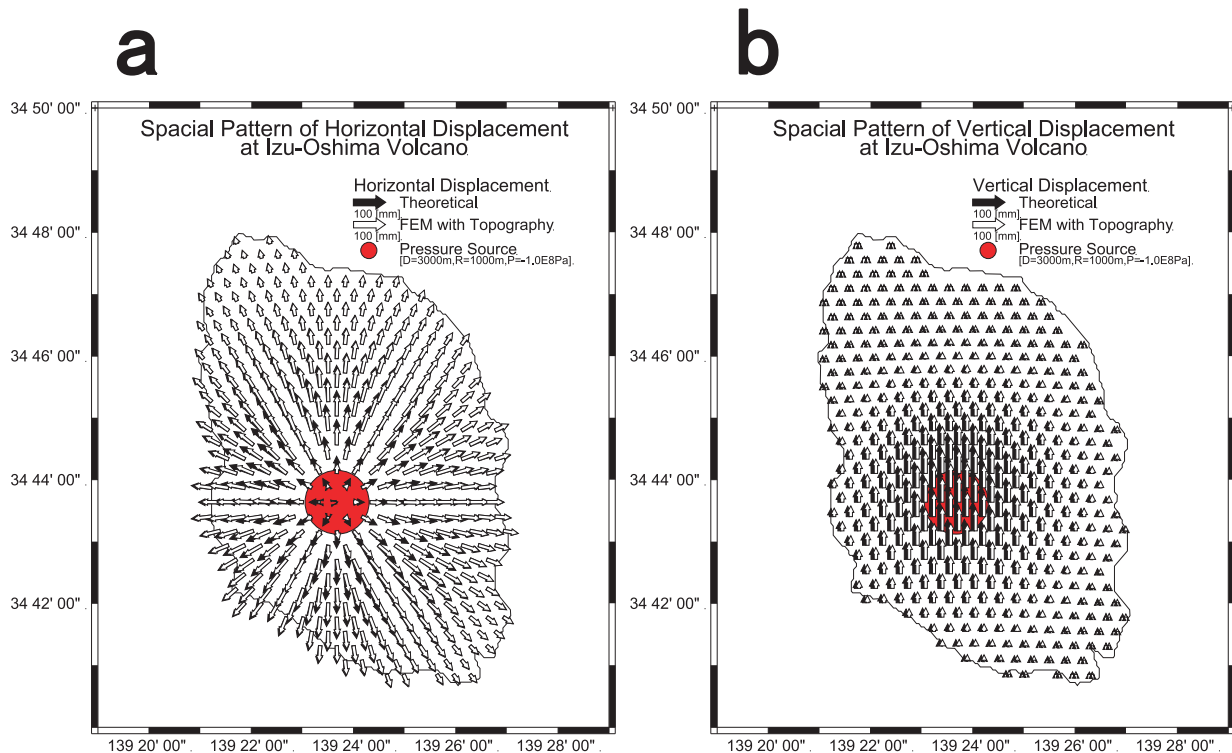


Fig. 2.3.2.3.16 Spatial patterns of displacement calculated with the actual topography of Izu-Oshima (open arrow) and without topography (solid arrow). a: Horizontal component. b: Vertical component. Spherical pressure source with a radius of 1000 m is given 100 MPa on the surface.

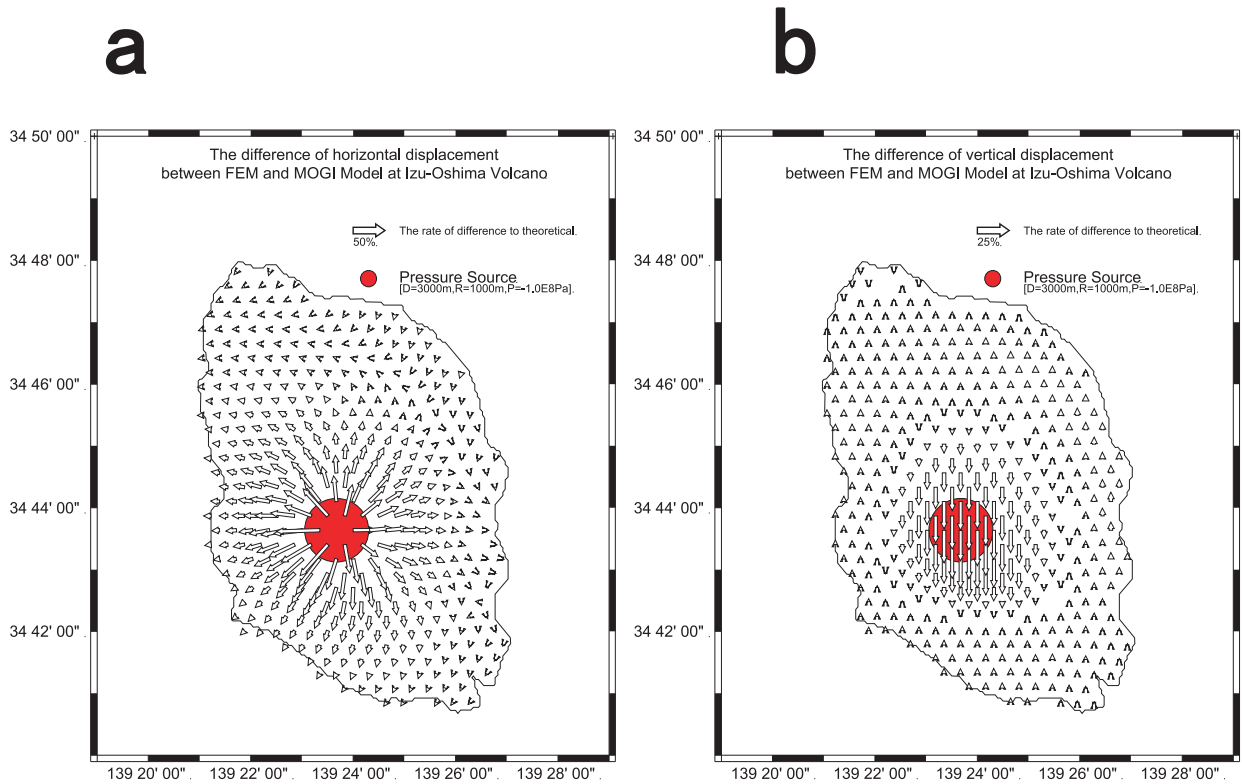


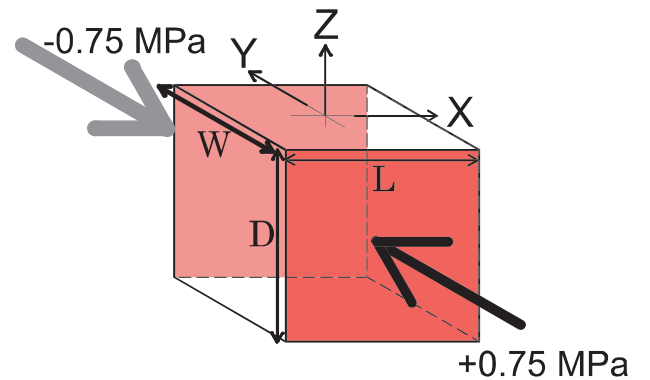
Fig. 2.3.2.3.17 Patterns of the difference vector between the displacement vector calculated without topography and the displacement vector calculated with topography (Fig. 2.3.2.3.16). a: Horizontal component. b: Vertical component. Vector length is normalized by the displacement value calculated without topography. At a maximum, the difference of horizontal component reaches 60 % and vertical reaches 25 %.

2. 3. 2. 3. 4. 3 広域応力場による地形の影響

2. 3. 2. 2では、伊豆大島で観測された平均的な水平変動から、概ね島の中央部地下にある点力源でほぼ説明できるとしたが、東西方向の成分が卓越している事を示した。また、平面歪み場は、最大主歪みが12.42 Micro strain/Yr, 最小主歪みが4.97 Micro strain/Yrで、最大主歪みの方位は、N7.8°Wであることを示した。ここでは、この東西成分の卓越を含む変動を、複雑な地形に加わる広域応力場で説明が可能かどうかを、有限要素法を使ったシミュレーションで確かめる。

最大主歪みと最小主歪みの差である7.5 Micro strainの歪みが、南北方向に生じるように広域応力場のシミュレーションモデルを設定した (Fig. 2. 3. 2. 3. 18)。固体計算モデルの南北に面した側面領域に、外側から0.75 MPaの圧力を与えた。他の拘束条件は以下のとおりである。

Solid model for calculation



$$\begin{aligned}\Delta U_x(Y=-W/2) &= \Delta U_z(Y=-W/2) = 0 \\ \Delta U_x(Y=W/2) &= \Delta U_z(Y=W/2) = 0 \\ \Delta U_x(X=L/2) &= 0 \\ \Delta U_x(X=-L/2) &= 0 \\ \Delta U_x(Z=D) &= \Delta U_y(Z=D) = \Delta U_z(Z=D) = 0\end{aligned}$$

Fig. 2.3.2.3.18 Definition of a shape of the solid model used for deformation simulation by the FEM, and meshing scale on the surface.

$$\begin{aligned}\Delta U_{X(Y=-W/2)} &= \Delta U_{Z(Y=-W/2)} = 0, \\ \Delta U_{X(Y=W/2)} &= \Delta U_{Z(Y=W/2)} = 0, \\ \Delta U_{X(X=L/2)} &= 0, \\ \Delta U_{X(X=-L/2)} &= 0, \\ \Delta U_{X(Z=D)} &= \Delta U_{Y(Z=D)} = \Delta U_{Z(Z=D)} = 0.\end{aligned}\tag{2. 3. 2. 3. 14}$$

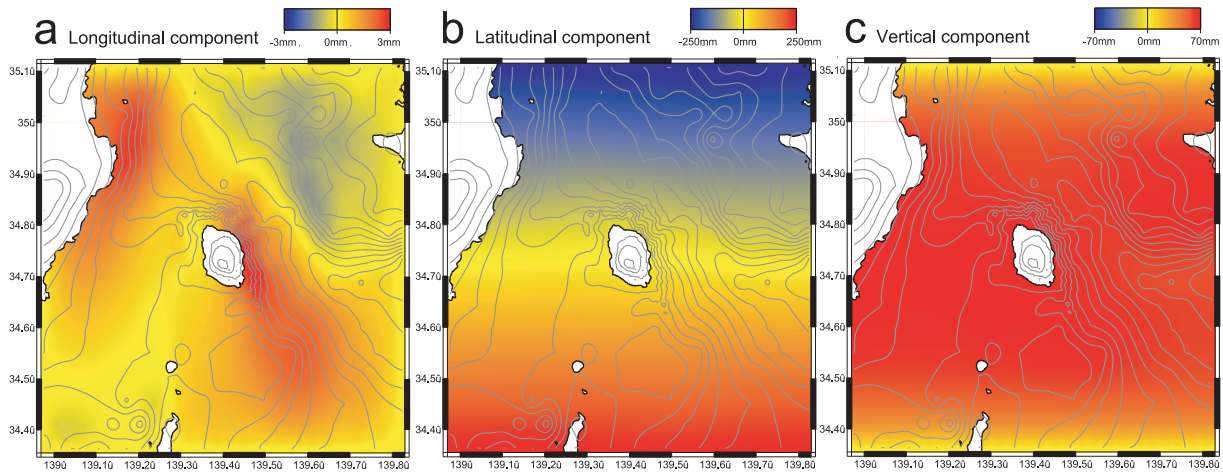


Fig. 2.3.2.3.19 Distributions of the displacement in the whole surface for every three components by the simulation under the condition indicated in Fig. 2.3.2.3.18. a: Longitudinal component. b: Latitudinal component. c: Vertical component. These are described by interpolating calculated displacements of 8,000 nodes on the surface. The red regions indicate increases, and the blue regions indicate decreases.

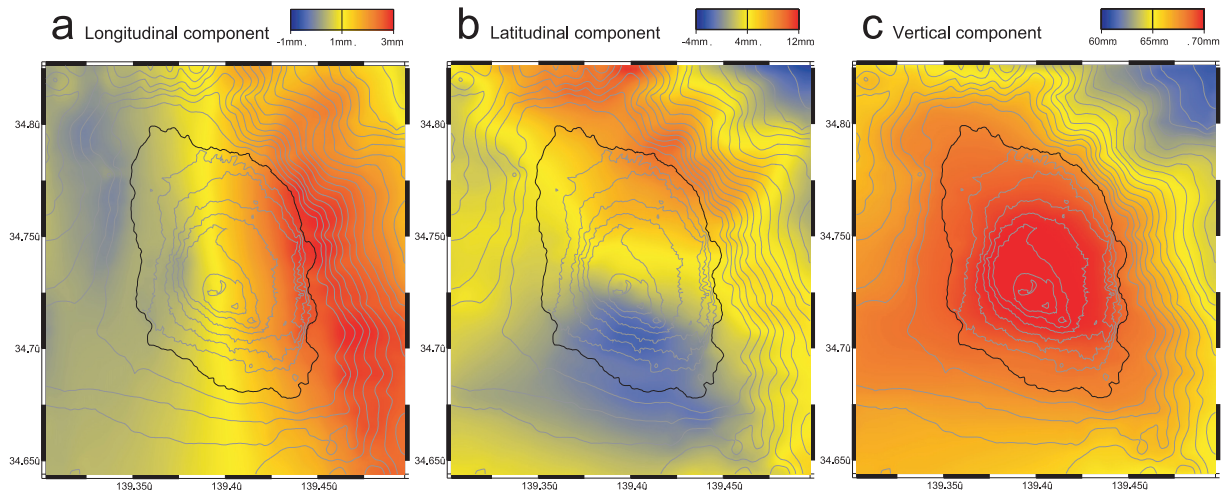


Fig. 2.3.2.3.20 Distributions of the displacement focused on Izu-Oshima determined by the simulation under the condition indicated in Fig. 2.3.2.3.18. a: Longitudinal component. b: Latitudinal component. c: Vertical component.

Fig. 2. 3. 2. 3. 19に全域の変動量分布を成分別に示す。この分布は、地表面における約8000の節点での計算値から補間されたものである。ともに赤が増加、青が減少を意味する。縁辺部は、拘束条件の悪影響を含んでいるので、無視してもらいたい。

Fig. 2. 3. 2. 3. 19aは東西成分である。伊豆大島の北東側には、相模トラフが存在するため急峻な谷地形となっている。伊豆大島のこの谷に面した側では東方向への変動が卓越している。トラフの対岸の房総半島南西側斜面では、逆に西方向への変動が卓越している。さらに急斜面を呈している伊豆半島東斜面等でも東方向への変動が顕著である。つまり、急峻な地形では外側に膨張する傾向が見られる。Fig. 2. 3. 2. 3. 19bは南北成分である。加圧の初期条件により南北方向に収縮しているが、その割合は必ずしも一定ではない。Fig. 2. 3. 2. 3. 19cは上下成分である。水平方向の境界近傍以外では隆起を示す。

次に、伊豆大島周辺の地域の約20km四方を詳細に見る (Fig. 2. 3. 2. 3. 20)。見やすくするために、カラースケールの中央値はいずれもゼロとなっていない。Fig. 2. 3. 2. 3. 20aは東西成分である。全体的に東方向の変位が卓越しているが、より西側ほど小さい。島の東西で約3mm程度の伸張となり、歪みで約0.3 micro strainとなる。与えた歪み場の大きさは南北方向に-7.5 micro strainであるので、その約4%にあたる伸張歪みが直交方

向に発生したことになる。また、南北に圧力をかけているにも関わらず、変位の等値線が南北方向からそれていることがわかる。これは周辺の地形に依存しているようである。

Fig. 2. 3. 2. 3. 20b は南北成分で、期待される南北変位からの差で示してある。島の南北で約10mm 程度の伸張となり、歪みで約0.8 micro strain となる。南北収縮の歪み場の中においても、地形の影響により伸張が生じている。与えた歪み場の大きさは-7.5 micro strain であるので、その約10%にあたる伸張歪みが発生したことになる。

Fig. 2. 3. 2. 3. 20c は上下成分で、標高の高い所ほど隆起量が大きく、地形の等高線とほぼ一致している。これらから、以下のことが言える。

- ・南北圧縮の広域応力場では、地形効果の効果によって、凸地形では体積が膨張する傾向で変形する。
- ・この条件下で、伊豆大島における水平方向の歪み量は、平均的南北収縮歪み量に対して東西方向で4%の伸張、南北方向で10%の伸張となった
- ・上下方向の変形は、標高に対応する隆起を示す。

以上から、伊豆大島で観測された変形パターンを説明するのに、広域応力場を用いた計算によると、水平成分を説明できても沈降の上下動成分を説明することはできない。

2.3.2.4 圧力源モデルの決定

2.3.2.4.1 グリッドサーチ法

2.3.2.4.1.1 グリッドサーチ法

2.3.2.2.5で指摘したように、観測データをひとつの膨張圧力源だけで伊豆大島の地殻変動を説明することは難しい。変位量分布図 (Fig. 2.3.2.2.10) を一見するだけで、ひとつの膨張圧力源の他に、水平成分の東西卓越と鉛直沈降の変動を説明するための、概ね南北方向にクラック状圧力源を与えることがふさわしいことがわかる。さらに山頂部の局地的な収縮を説明するために、山頂直下の浅部に収縮圧力源をおくことが望ましい。そこで、これら3つの圧力源のパラメータを様々に変えながら、地表に表れる変動を有限要素法で計算し、これと観測値との残差が最小となるパラメータを求めた。

2.3.2.4.1.2 パラメータ

圧力源は、2つの球と1つの開口断層を採用した。球状圧力源のパラメータは、経度 (X)、緯度 (Y)、中心の深さ (Z) 及び圧力 (P) からなる。一方開口断層のパラメータは、経度 (X)、緯度 (Y)、上端の深さ (Z) 及び圧力 (P) の他、水平方向の長さ (L)、上下方向の幅 (W) 北から反時計回りの方位 (Azi)、及び水平面からの伏角 (Dip) からなる。断層の傾斜角は 90° で固定した、 90° とは、地表面に直交するということである。

2つの圧力球のうち、一方は膨張源、他方を収縮源とする。膨張源のグリッドの平面上の範囲は、経度 $139.3891^\circ \text{E} \sim 139.4163^\circ \text{E}$, $34.7234^\circ \text{N} \sim 34.7582^\circ \text{N}$ の $3000\text{m} \times 3897\text{m}$ で、55点のグリッドは1辺が 500m の正三角形をなす。深さの配置は $3000 \sim 10000\text{m}$ の範囲の 1000m 間隔である (Fig. 2.3.2.4.1)。

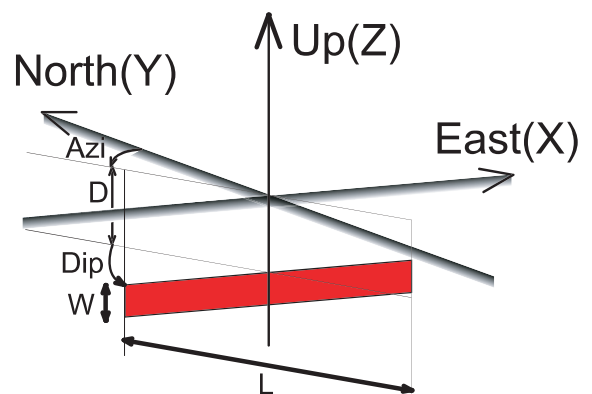
収縮源のグリッドの平面上の範囲は、経度 $139.3905^\circ \text{E} \sim 139.3973^\circ \text{E}$, $34.7215^\circ \text{N} \sim 34.7273^\circ \text{N}$ の $625\text{m} \times 750\text{m}$ で、12点のグリッドは1辺が 250m の正三角形をなす。深さの配置は海面上 $375\text{m} \sim$ 海面下 1000m の範囲で、海面上は 125m 間隔、海面下は 250m 間隔である (Fig. 2.3.2.4.1)。

開口断層の中央に置かれたグリッドの平面上の範囲は、経度 $139.3945^\circ \text{E} \sim 139.4081^\circ \text{E}$, $34.7195^\circ \text{N} \sim 34.7350^\circ \text{N}$ の $1250\text{m} \times 1732\text{m}$ で、15点のグリッドは1辺が 500m の正三角形をなす。深さの配置は $1000 \sim 5000\text{m}$ の範囲の 1000m 間隔である。深さの配置は $1000 \sim 5000\text{m}$ の範囲の 1000m 間隔である (Fig. 2.3.2.4.1)。水平方向の長さ (L) は $8000 \sim 120000\text{m}$ の範囲の 2000m 間隔、上下方向の厚さ (W) は $250, 500, 1000, 2000, 3000$ 及び 4000m 、方位角 (Azi) は、反時計回りに $0 \sim 40^\circ \text{W}$ の範囲の 5° 間隔、及び伏角 (Dip) は、 $\pm 10^\circ$ の範囲の 2° 間隔である (Fig. 2.3.2.4.2)。

圧力については、3つの圧力源ともに、代表値 (100MPa) で地表面の変動を計算しておき、イタレーション処理で、その値に線形に倍率をかけた。膨張球では、 $0.1 \sim 100.0\text{MPa}$ まで 0.1MPa 毎に、収縮球では、 $-0.01 \sim -0.00001\text{MPa}$ まで 0.00001MPa 毎に、開口断層については、 $0.1 \sim 100.0\text{MPa}$ まで 0.1MPa 毎に、イタレーションを行った。それ以外のパラメータについては、すべてひとつひとつ有限要素計算を行った。

なお、座標の取扱いは、東経 139.400° 、北緯 34.735° を原点とした直交座標系を用いた。X軸を東方、Y軸を

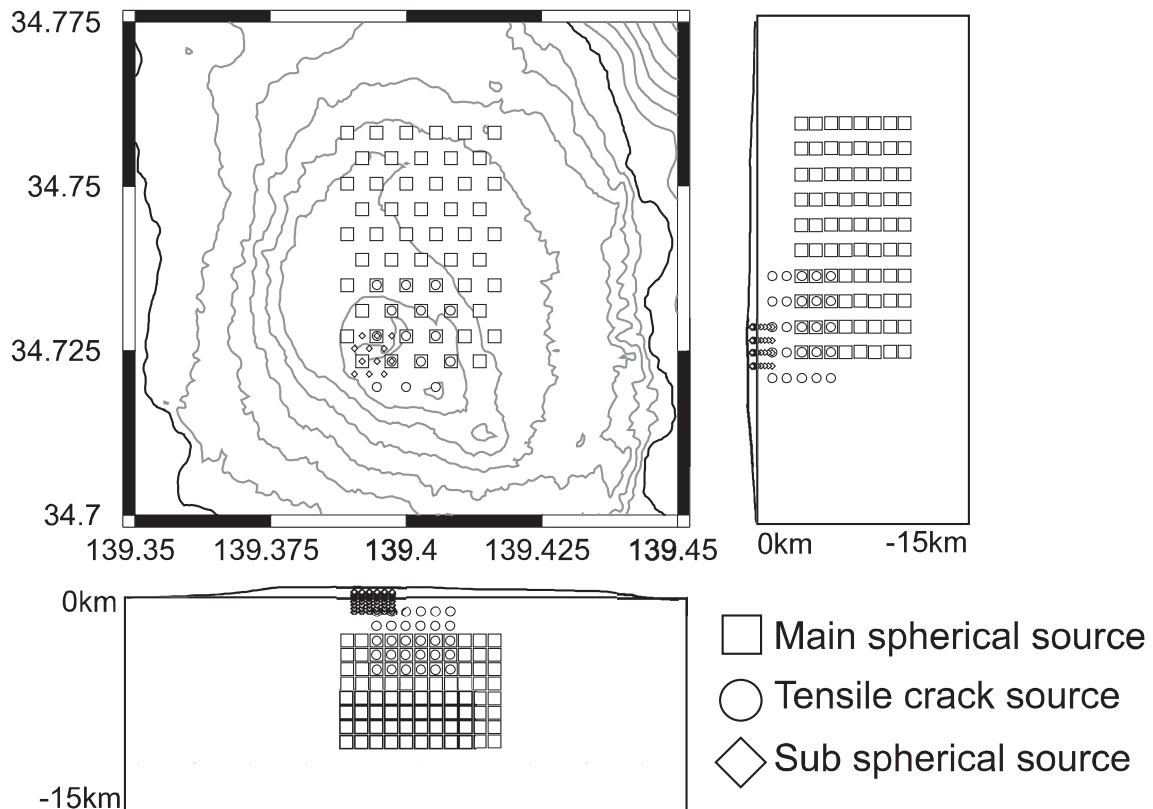
Definition of parameters for tensile crack



L : 7500, 10000, 12500 and 15000m
 W : 250, 500, 1000, 2000, 3000 and 4000m
 Azi : 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35 and 40°
 Anticlockwise
 Dip : -10, -8, -6, -4, -2, 0, 2, 4, 6, 8 and 10°

Fig. 2.3.2.4.2 Definition of parameters for the tensile crack source model. Parameters consist of horizontal length (L), vertical width (W), azimuth angle (Azi) from the north, and dip angle (Dip) from the horizontal plane in addition to longitude (X), latitude (Y), depth (Z) of the center point on the top edge of the crack, and increasing pressure (P).

Distribution of grids for search



Main spherical source

Longitude : 139.3891° E $\sim$ 139.4163° E (3000 m)
Latitude : 34.7234° N $\sim$ 34.7582° N (3897 m)
Depth : -3000 m $\sim$ -10000 m

Tensile crack source

Longitude : 139.3945° E $\sim$ 139.4081° E (1250m)
Latitude : 34.7195° N $\sim$ 34.7350° N (1732m)
Depth : -1000 m $\sim$ -5000 m

Sub spherical source

Longitude : 139.3905° E $\sim$ 139.3973° E (625m)
Latitude : 34.7215° N $\sim$ 34.7273° N (750m)
Depth : 375, 250, 125, 0, -250, -500, -750 and -1000 m

Fig. 2.3.2.4.1 Arrangement of grids for the search. The squares designate the grid positions of the main sphere; the circles designate the grid positions of the tensile crack; and the diamonds designate the grid positions of the subsphere.

北方，Z 軸を上方とした。

2.3.2.4.1.3 最適解

グリッドサーチ法によって得られた圧力源のパラメータの最適解は以下のとおりとなった。

膨張圧力源

圧力：16.2MPa
緯度：34.7427° N (Y = 866m)
経度：139.4054° E (X = 500m)
深さ：-7000m

収縮膨張圧力源

圧力：-0.188MPa
緯度：34.7253° N (Y = -1082.5m)
経度：139.3932° E (X = -625m)
深さ：0 m

クラック圧力源

圧力：6.7MPa
緯度：34.7273° N (Y = -866m)
経度：139.4000° E (X = 0 m)
深さ：-2000m (海面下，クラックの上端中央まで)
長さ：10000m
上下方向幅：1000m
方位角：N15° W
伏角：8° (水平面から，北向き方向の軸が下がる方が正)

Fig. 2.3.2.4.3は，得られた圧力源の位置関係と，それによって計算される水平変位分布，及び観測された変位分布である。Fig. 2.3.2.4.4は鉛直成分である。これらの圧力源モデルから計算された変動パターンは，観測値とよく一致している，しかし，島の南東部などの一部で不一致も見られる。

参照点の G10を除く32観測点における観測値と，計算値による残差の標準偏差は，5.27mm であった。

2.3.2.4.1.4 誤差評価

ここでは，得られた解の誤差をパラメータ毎に評価しよう。3つの圧力源の水平位置については，平面誤差分布について，それ以外については，各パラメータの誤差曲線を示す。評価をするパラメータ以外は，すべて最適解に固定する。

2.3.2.4.1.4.1 水平位置の誤差分布

Fig. 2.3.2.4.5は，膨張球状圧力源の中心の平面上での誤差分布である。色分布は各グリッドで計算された変位の標準偏差を用いて内挿して表される。青は残差が小さく赤が大きい。標準偏差の等値線は北東-南西に延びる楕円形をなしている。この方向には分解能がやや低いことを意味する。

グリッドサーチによる最適解の位置は，X=500m，Y=866m であるが，今解析でのグリッドサーチの分解能は高くはない。補間された分布図からは，そこのやや南東の X=600m，Y=700m のあたりがよりふさわしい解になるだろうということが推測される。

Fig. 2.3.2.4.6は，開口断層の中央部の平面上での誤差分布である。標準偏差の等値線は北北西-南南東方向

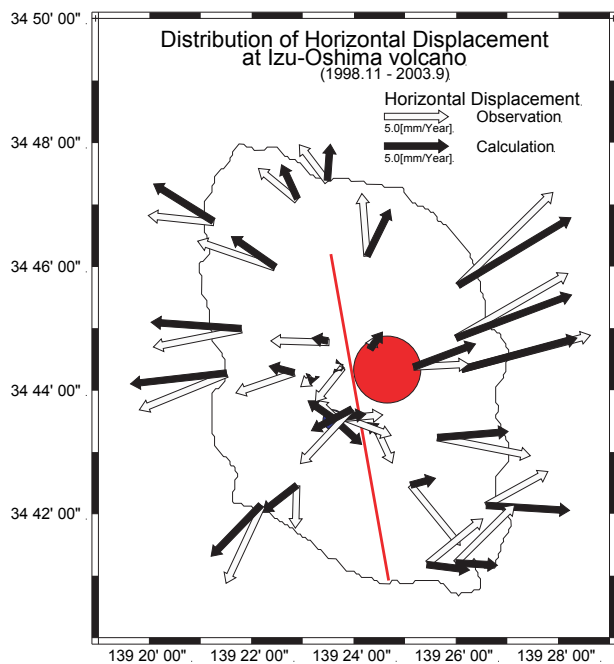


Fig. 2.3.2.4.3 Horizontal location of three pressure sources determined by the grid search method, and the distribution of the horizontal displacement calculated by these pressure sources in addition to the distribution of observed displacement. The red circle indicates an inflation sphere source, and the blue circle indicates a deflation sphere source.

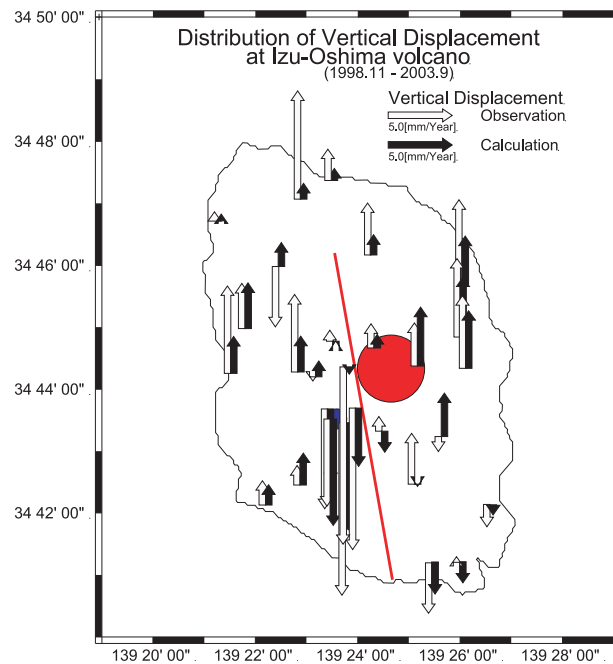


Fig. 2.3.2.4.4 Horizontal location of three pressure sources by the grid search method, and the distribution of the vertical displacement calculated by these pressure sources in addition to the distribution of observed displacement.

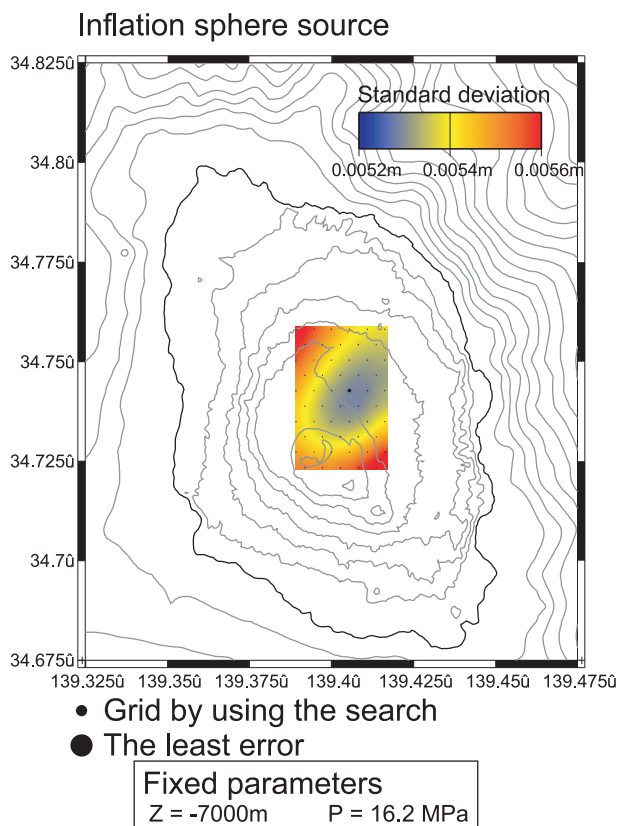


Fig. 2.3.2.4.5 Error distribution according to the location of the center of the inflation source on a horizontal plane. The color distribution is indicated by interpolating the standard deviation of displacement calculated for every grid.

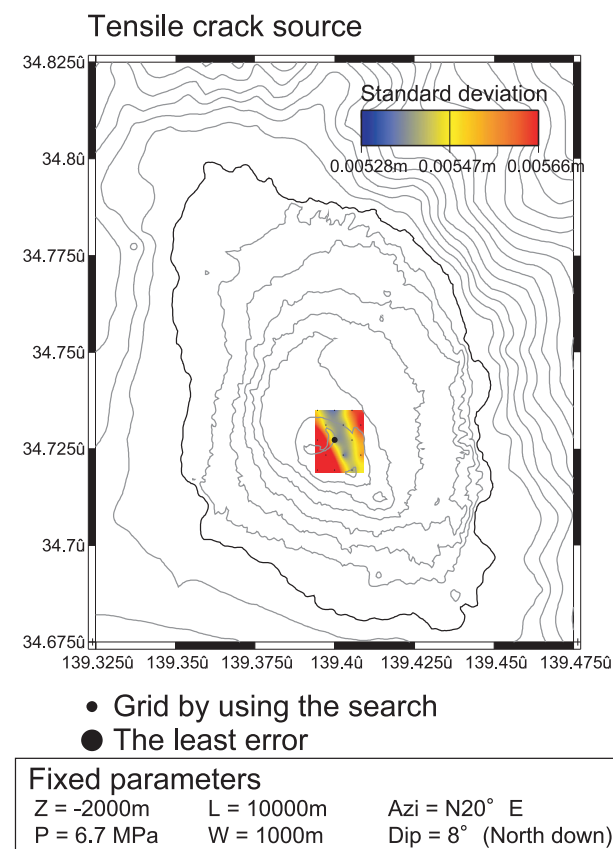


Fig. 2.3.2.4.6 Error distribution according to the location of the center of the crack source on a horizontal plane. The isolines appear parallel along the direction of NNWSSE.

に平行に延びる分布をしている。つまり東北東-西北西方向には分解能が非常に高いが、この直交方向には極めて低いことを示す。この方向は、 $N20^{\circ}W$ であり、得られたクラックソースの方位の最適値に一致する。よって、得られたクラックソースの方位のパラメータに関しても分解能が高いと予測される。一方、クラックソースの長さのパラメータに関しては、分解能が低いことが予測される。

Fig. 2.3.2.4.7は、膨張球状圧力源の中心の平面上での誤差分布である。標準偏差の等値線はほぼ同心円上である。グリッドサーチの分解能を更に高くすれば、補間された分布図からは、最適解のグリッド ($X = -625m$, $Y = -1082.5m$) のやや南東の $X = -450m$, $Y = -1150m$ のあたりに決められるであろう。ここは、1986年伊豆大島噴火で、最初の山頂噴火で形成された三原新山に一致する。

2.3.2.4.1.4.2 深さの誤差分布

Fig. 2.3.2.4.8は、3つの圧力源の深さに対する標準偏差の分布である。Fig. 2.3.2.4.8aが膨張球、bが開口断層、cが収縮球である。これらのうち、膨張球は-7000mで極値となるものの、それよりも深い方向での分解能が低い (Fig. 2.3.2.4.8c)。この理由は、ソースが深くなるほど一致処理を行う領域が相対的に狭くなるため、おさが効きにくくなっているものと思われる。収縮球と開口断層は比較的浅いため、高い分解能で決定されていることがわかる。

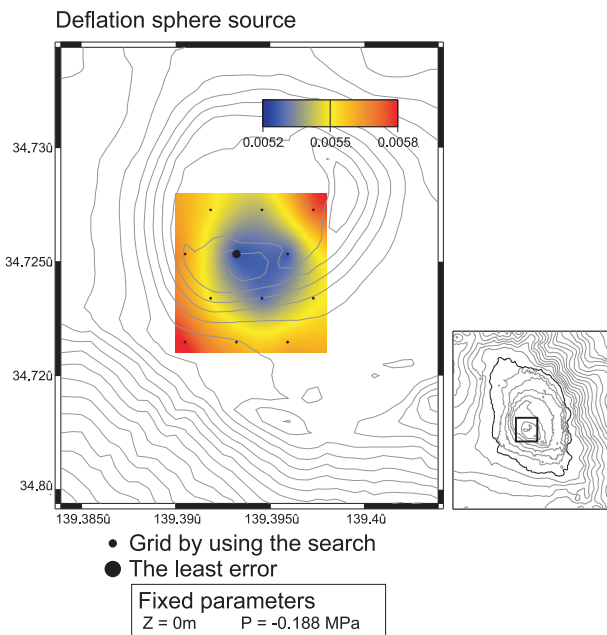


Fig. 2.3.2.4.7 Error distribution according to the center of the deflation source on a horizontal plane. The isolines appear concentric.

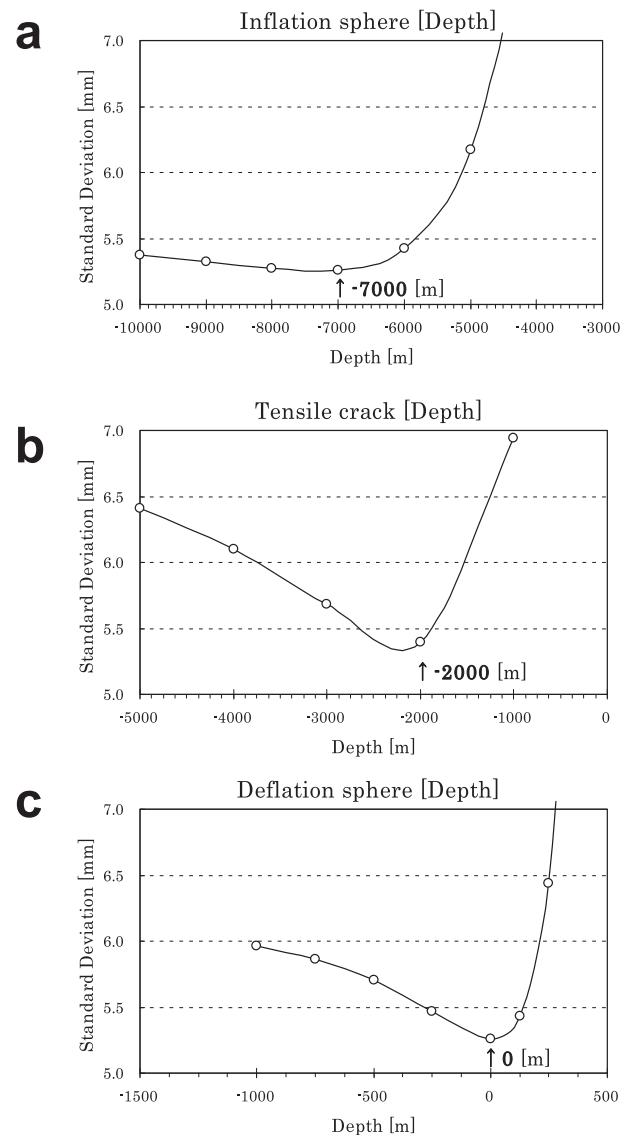


Fig. 2.3.2.4.8 Distribution of the standard deviation for the source depth. a: Inflation sphere. b: Tensile crack. c: Deflation sphere.

2.3.2.4.1.4.3 クラックソースのパラメータの誤差分布

クラックソースのパラメータの数は球状圧力源と比べると多く、更に長さ、厚さ、方位角、伏角が加わる。これらのパラメータの誤差分布を評価する。Fig. 2.3.2.4.9は形状のパラメータの誤差分布で、Fig. 2.3.2.4.9aはクラックの長さに対する、またFig. 2.3.2.4.9bはクラックの厚さに対する誤差曲線を示す。クラックの長さの最適値は10kmであるが、分解能は低い。クラックの厚さの分解能は高く、1 kmと決まった。

Fig. 2.3.2.4.10は角度のパラメータで、Fig. 2.3.2.4.10aはクラックの北方向からの方位角で、反時計回りである。Fig. 2.3.2.4.10bはクラックの伏角で、北側下がり为正である。これらは比較的良好な分解能で決められた。方位角の15°とは、概ねこの期間の歪み場の最小主歪み方向に一致している(2.3.2.2.4)。伏角の8度とは、クラックの南南東の上端は海面下1.3kmの浅い位置に存在することになり、これにより島南部の地域的にイレギュラーな変動を説明することができる。

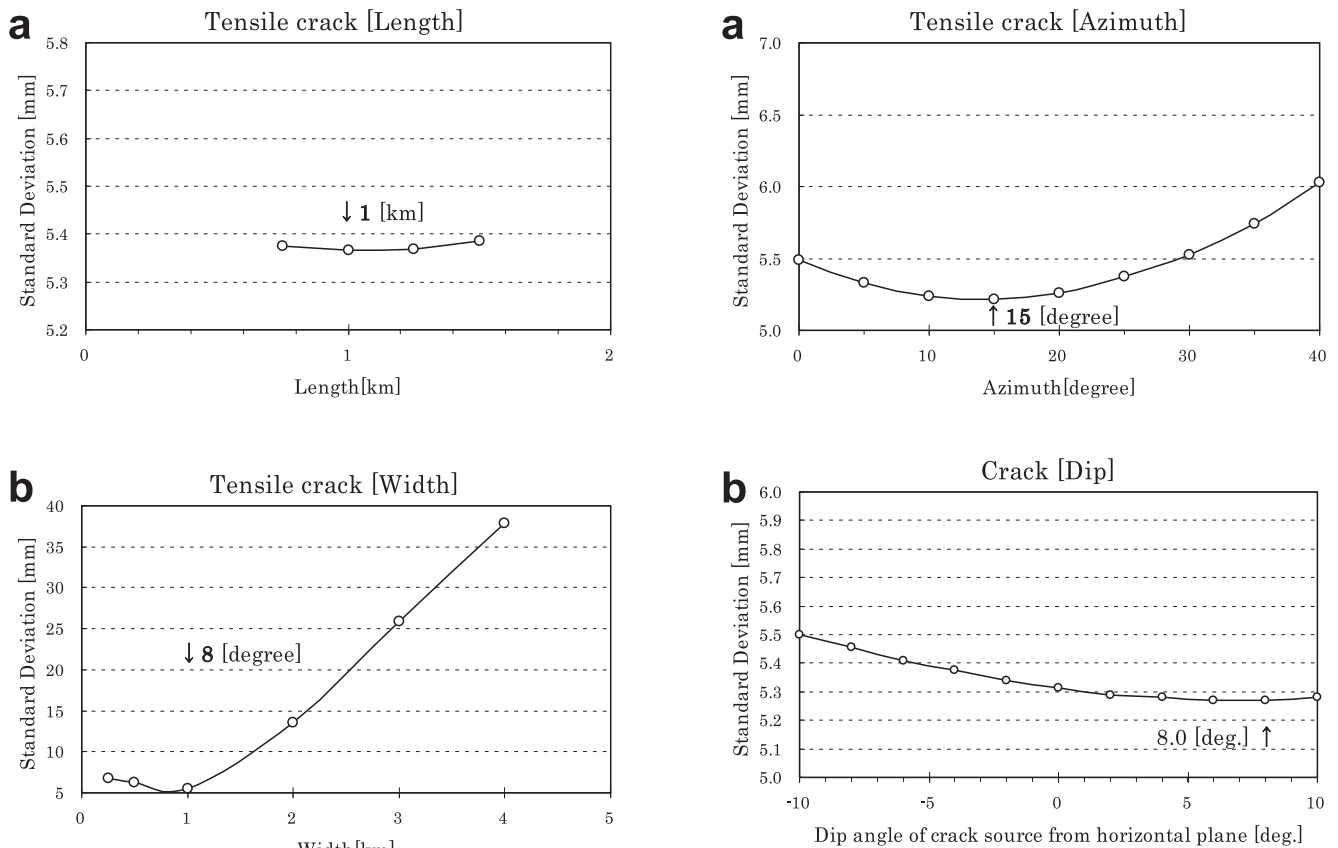


Fig. 2.3.2.4.9 Distribution of the standard deviation for shape parameters of the crack source. a: For horizontal length. b: For vertical width.

Fig. 2.3.2.4.10 Distribution of the angular parameters of the crack source. a: For the azimuth angle from the north, anticlockwise. b: For the dip angle of the northern direction of the crack from the horizontal plane down.

2.3.2.4.2 地形を考慮しない場合との比較

地形を考慮しないで計算された地表の変位量は、地形を考慮した場合と比べ、圧力源が深さ3 kmの時のモデル計算例によれば、最大で、水平成分で50%以上、鉛直成分でも25%以上あった(2.3.2.3.5)。本稿での結果は、深さが7000mであったので、極端に違うとは考えられない。それでは、この差によって求められる圧力源の位置の差は、どの程度であろうか。

Fig. 2.3.2.4.11は、解析的に求められた圧力源の位置とそれによる地表面での水平変位を、重ねて示したものである。Fig. 2.3.2.4.12は上下変位である。地表を考慮した場合としない場合の圧力源の位置は、以下のようになり、標準偏差は20%程度改善されている。

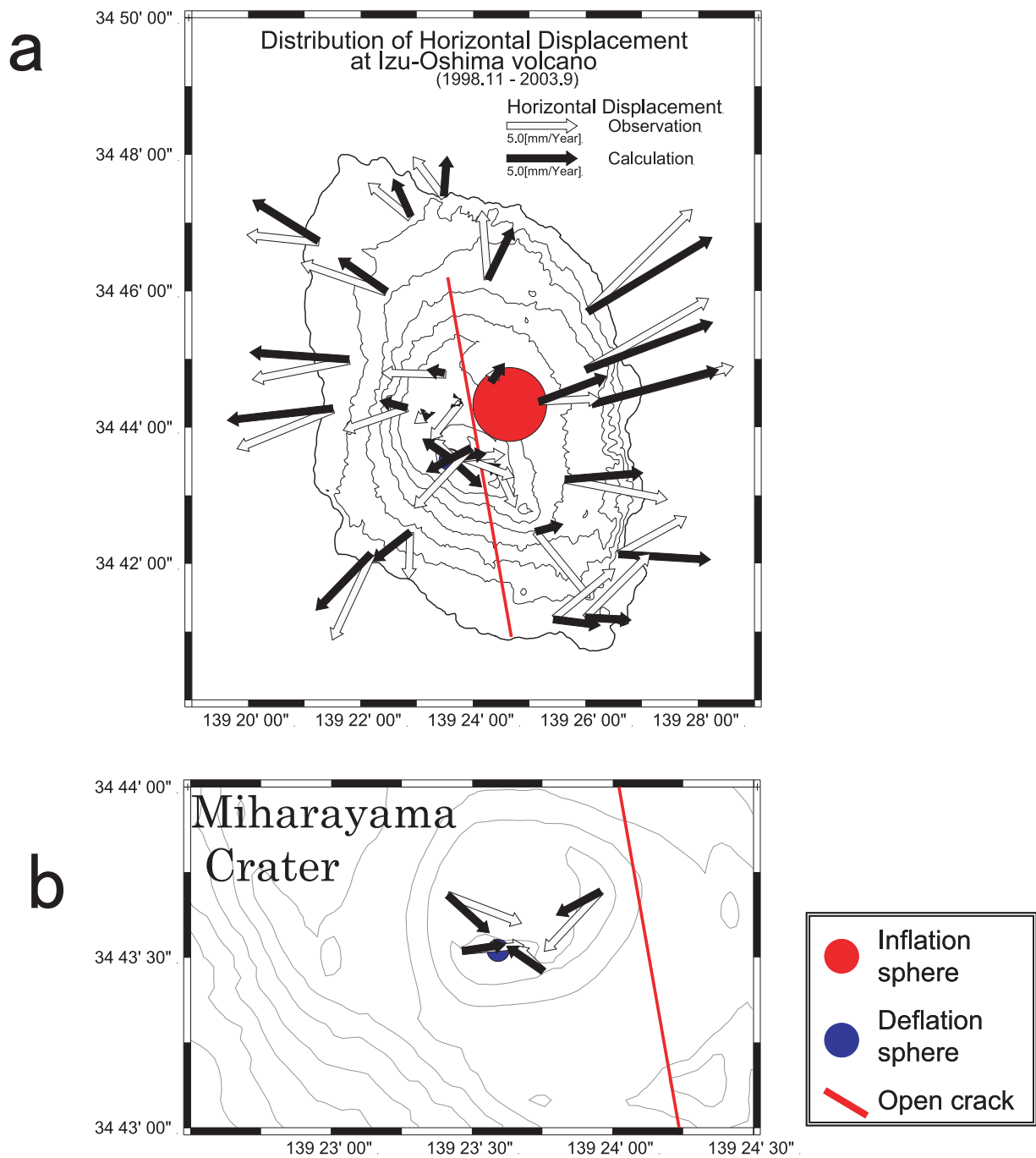


Fig. 2.3.2.4.11 Comparison of observed (open arrow) and calculated (solid arrow) horizontal displacements. a: Entire region. b: Closeup of the Mihara crater. The sphere size is proportional to the amount of increases/decreases of volume.

	地形なし (解析解)	地形あり (数値解)
膨張圧力源	緯度: 1732m (34.7505° N) 経度: 1250m (139.4136° E) 深さ: -8000m	緯度: 866m (34.7427° N) 経度: 500m (139.4054° E) 深さ: -7000m
収縮圧力源	緯度: -1082.5m (34.7253° N) 経度: -625m (139.3932° E) 深さ: -250m	緯度: -1082.5m (34.7253° N) 経度: -625m (139.3932° E) 深さ: 0 m
開口クラック	緯度: 0 m (34.7350° N) 経度: 0 m (139.4000° E)	緯度: -866m (34.7273° N) 経度: 0 m (139.4000° E)

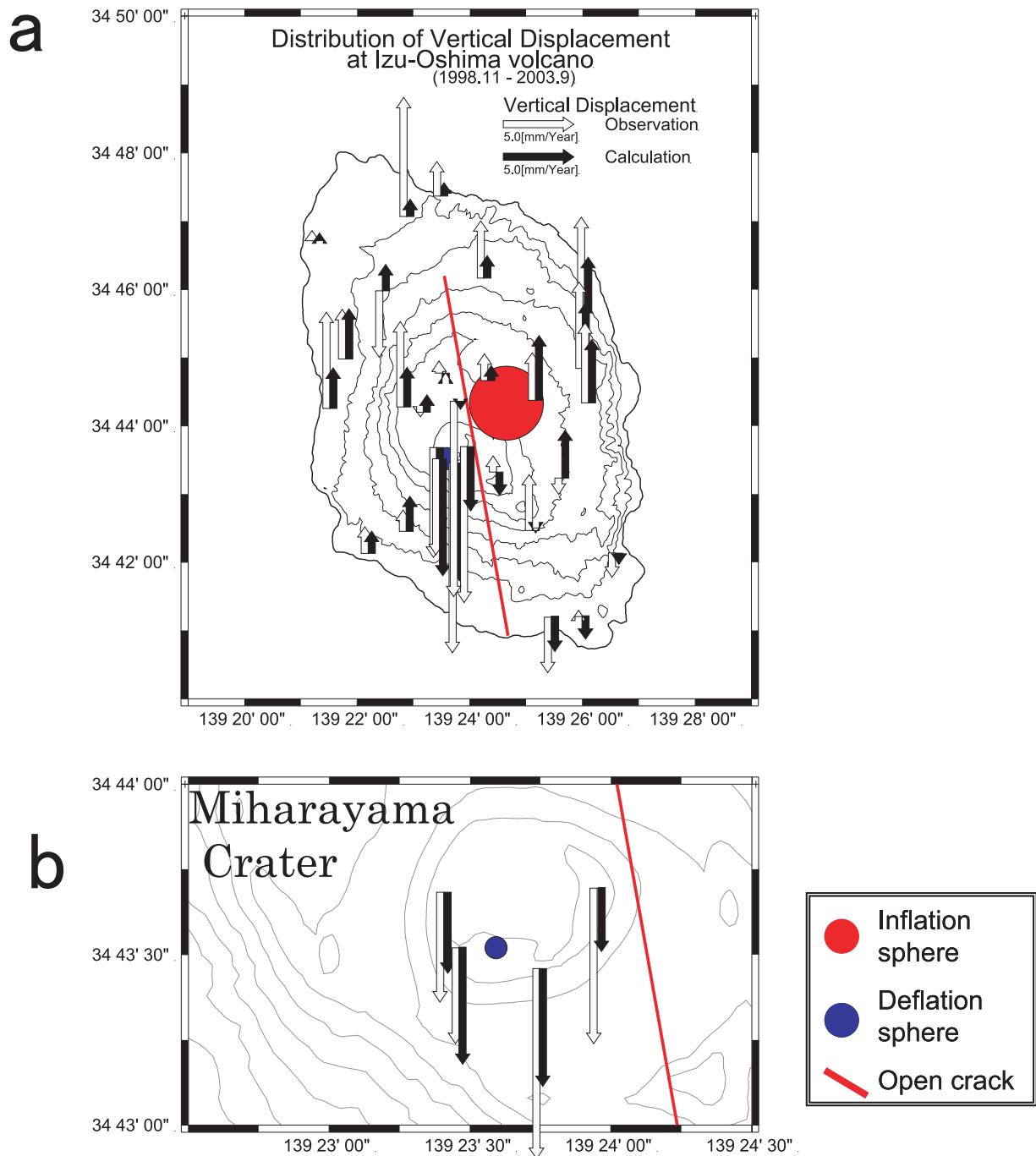


Fig. 2.3.2.4.12 Comparison of observed (open arrow) and calculated (solid arrow) vertical displacements. a: Entire region. b: Closeup of the Mihara crater. The sphere size is proportional to the amount of increases/decreases of volume.

深さ：-2500m	深さ：-2000m
長さ：10000m	長さ：10000m
厚さ：1000m	厚さ：1000m
方位角：N20°W	方位角：N15°W
伏角：-	伏角：8°
標準偏差	
6.46mm	5.27mm

Fig. 2.3.2.4.13は、地形を考慮しない場合とする場合で計算された、圧力源の位置関係と変位分布を表したものである。

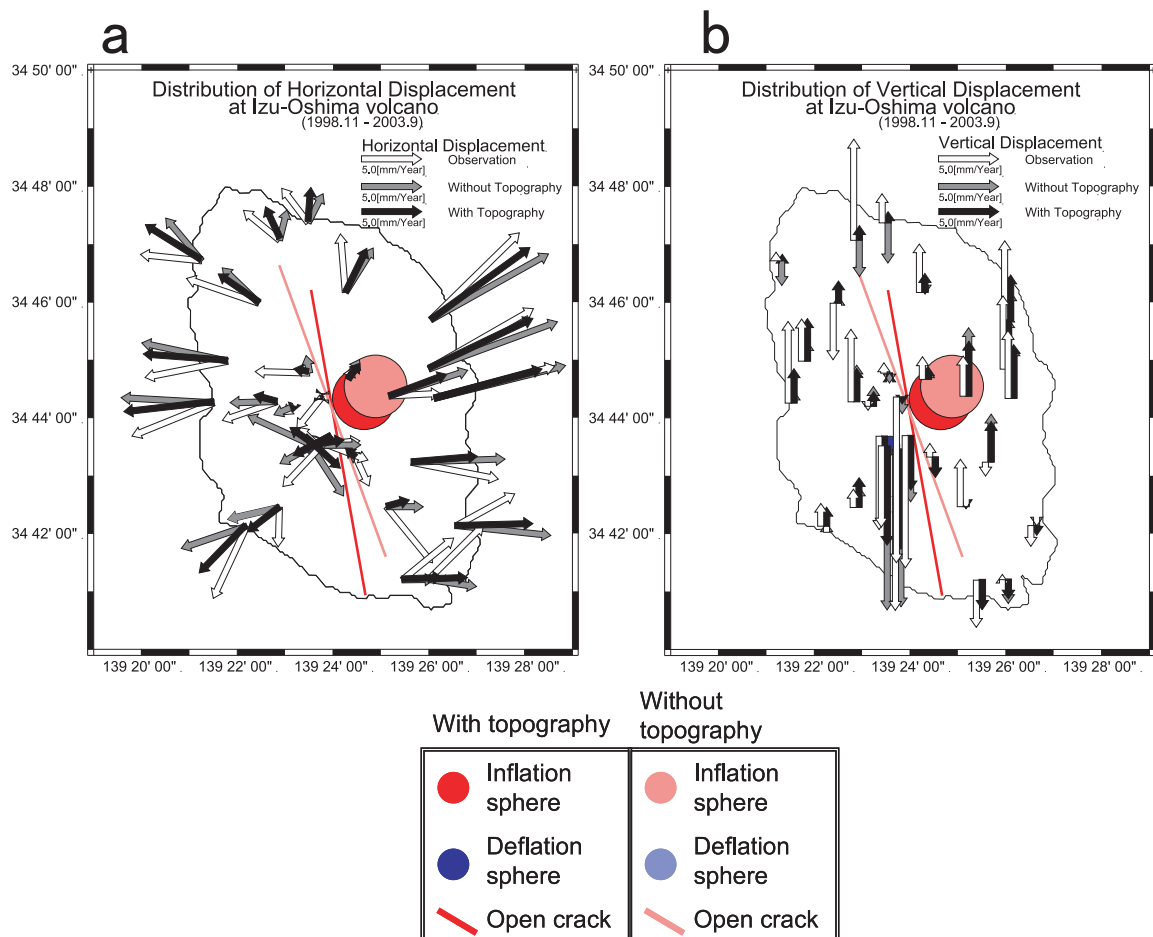


Fig. 2.3.2.4.13 Comparison of observed displacements (open arrow), displacements calculated with topography (solid arrow), and displacements calculated without topography (grey arrow). Source location patterns with topography and without topography. a: Vertical component. b: Horizontal component.

2.3.2.4.3 マグマ供給系モデル

2.3.2.4.3.1 球状圧力源の体積増加量

これまで我々は、球状圧力源が与える変位量計算を行うために、半径1000mの形状を仮定して用いてきた。これまでに計算で得た球のソースパラメータの最適解のうちの圧力値は、半径1000mの球面状に与えられた圧力値である。

2.3.2.3.2で、我々は有限要素計算で取り扱う圧力球の半径がその深さに対して30%以内であれば、地表面に生じる変位量は解析解と同等に扱うことが可能であることを示した。よって、関係式を用いて、数値的に求められた圧力値から体積増加量を導き出すことが可能である。

球状圧力源の解析式 (2.3.2.3.1) を変形して、

$$\Delta V = \frac{\pi a^3}{\mu} \Delta P \quad (2.3.2.4.1)$$

ここで、 ΔV は体積増加量、 ΔP は圧力、 π は円周率、 μ は剛性率、 a は球の半径である。よって、 $\mu = 4.0 \times 10^{10}$ Pa、 $a = 1000$ mを用いると、最適解として求められた (2.3.2.4.1.3) 膨張圧力源の圧力、 $\Delta P_1 = 16.2$ MPa、収縮圧力源の圧力、 $\Delta P_2 = -0.188$ MPaは、それぞれ、

$$\Delta V_1 = 1.27 \text{Mm}^3, \Delta V_2 = -0.0148 \text{Mm}^3$$

となる。

2.3.2.4.3.2 クラック圧力源の体積増加量

我々は、2.3.2.3で、クラック圧力源の圧力と体積増加量の、深さ、形状アスペクト比に対する経験式を得た(2.3.2.3.9-13)。よって、クラック長10000m、厚さ1000m、深さ2 km 及び圧力6.7MPa から、体積増加量8.7 M m³を得た。しかし、長さに関する分解能は高くないので、計算された増加量は若干不確定性を持つ。この時のクラックの最大開口幅は60mm/Yr となった。

2.3.2.4.3.3 マグマ供給系モデル

これまで取り扱ってきた変位量や体積増加量は、1998年から2003年までの5年間の変位量を1年間に平均したものである。よって、導き出された体積変化も1年あたりである。

求められた3つの圧力ソースの形状、位置、及び体積変化量から、我々は、次のような伊豆大島火山の噴火準備過程におけるマグマ供給システムのモデルを提案することができる。この期間には三原火口の北東約3.3kmの深さ(海面下)7000mに球形の主マグマ溜まりが存在し、年間2.14Mm³のマグマを蓄積している。そのうちの0.87Mm³を、中央上端の深さ2000mで深さ幅が1000mの、北側下向きに8°傾いたクラック形状をした岩脈マグマ溜まりに供給される。よって、残りの1.27Mm³が主マグマ溜まりに毎年蓄積され、島全体を放射状に膨張させている。一方、岩脈に蓄積されるマグマによって、水平変位はENE-WSW方向よりも卓越し、鉛直変位は南北軸周辺が相対的に沈降を示す。

三原山火口直下の浅い収縮ソースは、1986年噴火の二次的なマグマ溜まりに一致すると考えられるが、主火口からの火道が断たれた後、現在の噴火準備過程では、顕著な収縮が余効的に行われているものと考えられる。ただし、体積変動量は、-0.0188Mm³と、主マグマや岩脈マグマ量と比べ2桁小さい。

2.3.2.5 議論とまとめ

2.3.2.5.1 マグマ供給系と、伊豆大島火山の噴火ポテンシャル

噴火準備過程におけるマグマ供給システムは、2.3.2.4.3で述べたように、深さ7 kmの球状マグマ溜まりと深さ2 kmのクラック状の岩脈が同時に成長していると結論づける (Fig. 2.3.2.5.1)。

大島の主マグマ溜まりの深さについては、過去いくつかの研究がなされている。渡辺 (1998) は、1986年噴火前の辺長測量から8 kmと結論づけた。藤井・他 (1988) は、岩石学的手法から約8 kmとした。また、三ヶ田 (1997) の自然地震の散乱波トモグラフィから、8~10 kmとした。これらは我々の結果の7 kmと比べると若干浅いが、ほぼ調和的である。村上 (2002) は、GPSと水準測量の地殻変動データから、深さ4.3 kmのマグマ溜まりが140万 m³の体積増加をしていると結論づけている。この深さは我々の結果より浅いが、我々の観測結果からも岩脈チャンバーの存在を無視して変動の原因をひとつの膨張源だけに限定すると、ほぼ同様な結果となる。

一方、噴火準備過程におけるデータで、岩脈の形成を提案した研究成果はこれまでにない。山岡・他 (1988) は、このような岩脈貫入の可能性を、1986年噴火時の地震活動から指摘している。また、橋本・多田 (1988) は、地殻変動データから、北西—南東方向の長さ15 kmの幅10 kmのほぼ地表に垂直な断層を2 m開口させるモデルを提案しているが、これは1986年噴火前後のデータに基づいている。橋本・多田の断層モデルの上端深さは2 kmであり、我々の結果と一致する点は興味深い。そのため1986年噴火で形成した同じ岩脈が、非噴火時にも成長を継続している可能性が高い。山岡 (2001) は、伊豆大島の北東—南西方向の拡大は100年に1 mのマグマ岩脈貫入に伴うものとして拡大速度を算出しているが、非噴火時においても開口は継続していることが明らかになった。

伊豆大島火山における詳細な地殻変動観測は、我々の観測も含めて噴火準備過程に入ってから行われたので、噴火時の空間変動パターンは詳細には知られていない。よって、1986年噴火現象と、我々が提案するマグマ供給モデルとの整合性を、詳細に確認することは困難である。割れ目噴火を起こしたB、C火口列は、我々が決定した岩脈チャンバーに近い位置にある。最初の噴火活動があったのは山頂の三原火口であったが、その後6日後に割れ目噴火に移行した。深い主溜まりからの火道が何らかの影響で詰まり、岩脈チャンバーへ主溜まりからの供給量が増大したと考えれば、これは説明がつく。

また、岩脈チャンバーとして決定されたクラックの走行は、大島火山の過去活動した主火口列 (Isshiki, 1984) や1986年噴火の噴火割れ目の走行に一致し、また同時に広域応力場の主応力方向にも一致する (Takagi et al, 2003)。よって、このマグマ供給システムのモデルの仮定には、大きな矛盾はない。

藤井・他 (1988) は、A火口からの噴出物の化学成分は、B、C火口のそれとは明らかに異なることを示し、両者は噴火前には異なるマグマ溜まりに属していたと結論づけている。これは、我々の提案するマグマ供給モデルと非常に調和的である。Fig. 2.3.2.5.2は噴火時における供給システムの想像図である。

最初の噴火をもたらしたマグマが、深い主マグマ溜まりから直接山頂にやってきた理由はわからない。既存の火道が存在していたから通りやすかったのかもしれない。一方、岩脈チャンバーの容量は、火口直下の副溜まりと比べ大きかった。そこで、主溜まりからのマグマの推進力が、両者へ同様であった場合、岩脈溜まりの方は噴火に至るまでのバッファーがあったための猶予期間が長かったのかもしれない。

噴火終了後の1987年から、現在までの供給率が一定であるかは不明であるが、かりに一定であるとした場合、2004年までの17年間で、主マグマ溜まりには21.6 Mm³の、岩脈溜まりには14.8 [Mm³] の合計66.4 Mm³のマグマが蓄えられたことになる。ところで、遠藤・他 (1998) によると、1986年噴火の総噴出量は53 Mm³である。ただし、これは地表に出てからの量であって、地中のマグマの状態であればこれより小さいかもしれないが、いま36.4 Mm³のマグマが蓄えられているとすれば、1986年噴火の噴出量の約7割に達していることになる。

Nakamura (1964) は、伊豆大島の火山噴出物の階段ダイアグラムをまとめている、これから大島が、規模予測型の噴火活動をする火山なのか、時期予測型なのかは判断しにくい、もし後者であるとすれば、敢えて言う

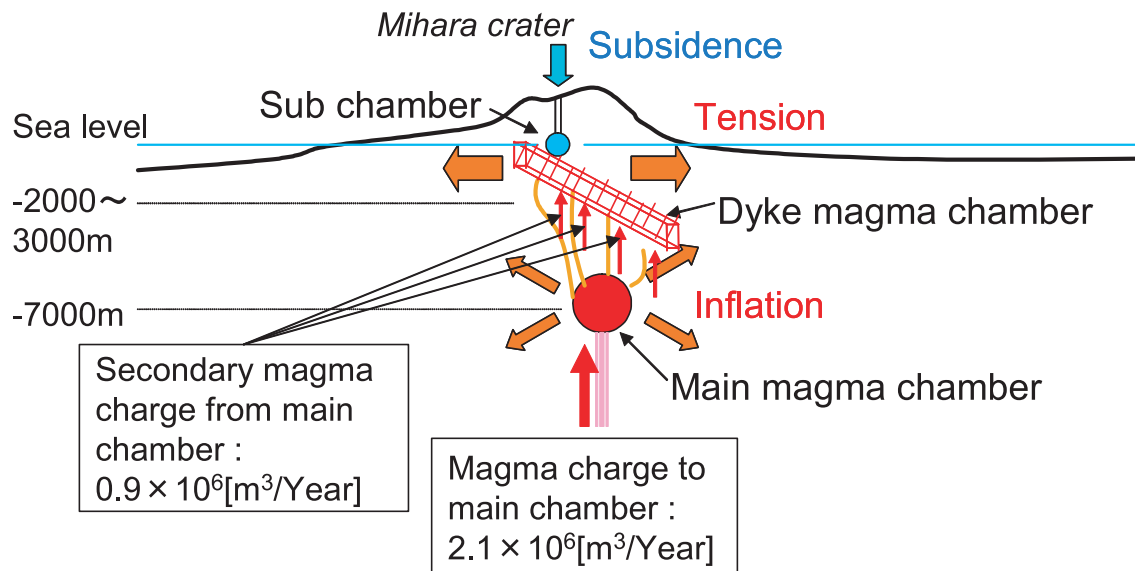


Fig. 2.3.2.5.1 Schematic magma supply system of IzuOshima volcano in the process of eruption preparation.

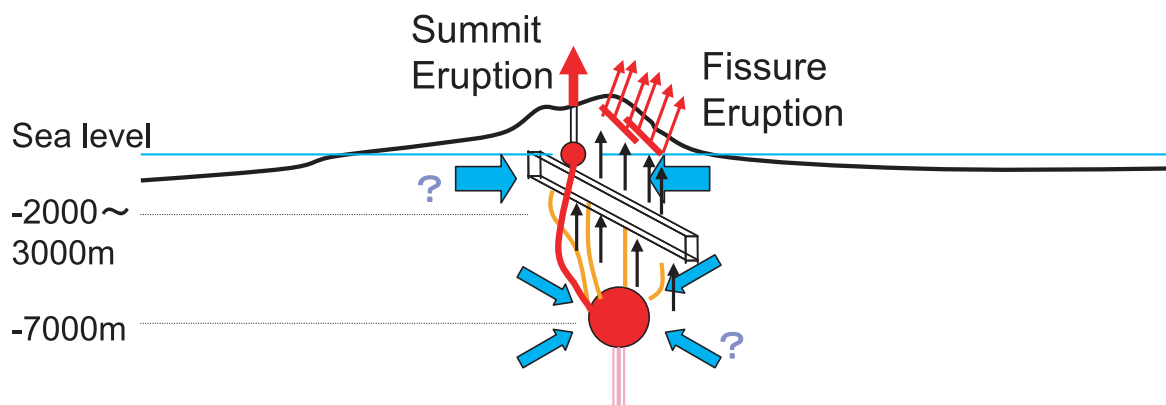


Fig. 2.3.2.5.2 Supposed schematic magma supply system of IzuOshima volcano in the stage of the 1986 eruption.

ならば、2004年の3年後には満期を迎えることになる。

このように、本研究で得られた成果は、伊豆大島の中長期的活動予測を把握するための材料となりうる。

2.3.2.5.2 結論のまとめ

噴火準備過程にある伊豆大島火山において、1998年11月から2003年9月の間に、空間的に稠密な繰り返し GPS 観測を行い、詳細な変動パターンを捉えた。

観測した3次元地殻変動パターンを説明するのに、地形を考慮した有限要素法計算のグリッドサーチを行って、圧力源を見積もった。その結果、深さ7kmの膨張球、深さ2kmの開口クラック及び深さ0km収縮球の3つの圧力源が見積もられた。

これらの圧力源は、地形を考慮しないで求めた場所から変化した。膨張球は1000m浅く、収縮球は250m浅くなった。また、膨張球の水平位置は約1100m南西にずれた。

これらの圧力源の圧力値から推定される体積変化は、膨張球が $1.2\text{Mm}^3/\text{Y}$ 、開口クラックが $0.9\text{Mm}^3/\text{Y}$ 、収縮球が $-0.015\text{Mm}^3/\text{Y}$ であった。

伊豆大島火山の噴火準備過程のマグマ供給系モデルは、深さ7kmの主マグマ溜まりが $2.14\text{Mm}^3/\text{Y}$ の割合でマグマが定常的に供給され、そのうち $0.87\text{Mm}^3/\text{Y}$ が深さ2kmの岩脈チャンバーに供給されていると提案する。

1986年山頂噴火時には、火道が主マグマ溜まりから浅い副だまりを経由して、三原山火口に至ったと考えられる。山頂直下の浅い収縮源は、山頂噴火のバッファーとしてのこの浅い副溜まりが1986年以降継続的に収縮してきた可能性を意味する。

この様に、伊豆大島のように噴火準備過程の火山においても、非噴火時の地殻変動パターンを詳細に観測することにより、中長期的噴火予知が可能である。そのためには、全連続観測のような時間精度の向上が必要である。
(高木朗充)

謝辞

福井主任研究官には、研究および観測に対する適切な助言や指導を頂き、まとめあげることができ、深く感謝いたします。本研究のための観測は、大島測候所とその職員の全面的な協力によるものであり、深く感謝いたします。また、この観測の重要性を早い時期から指摘して、観測網の構築に尽力された中禮正明氏に感謝いたします。また、地震火山研究部第3研究室の山本哲也氏、藤原健治氏、坂井孝行氏に感謝の意を表します。

なお、本稿は九州大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻の2003年度博士課程修了論文の一部を掲載しました。九州大学の清水洋教授、鈴木貞臣教授、松島健助教授、竹中博士助教授には、研究が行き詰まったときなどに、適切なヒントや助言を頂き、大変助けられました。深く感謝致します。

国土地理院にはGPSデータを使用させて頂きました。また、図表の作成にはGMT (P. Wessel and W. H. F. Smith, 1995) を使用させて頂きました。PAT-ME (中村, 1999) とMICAP-G (内藤・吉川, 1999) を利用させて頂きました。

参考文献

- 荒牧重雄・藤井敏嗣, 1988: 伊豆大島火山1986~1987年噴火の岩石学的・地質学的モデル, *火山*, **33**, S297-S306.
- 遠藤邦彦・千葉達朗・谷口英嗣・隅田まり・太刀川茂樹・宮原智哉・宇野リベカ・宮地直道, 1988: テフロクロロジーの手法に基づく1986~1987年伊豆大島噴火の経緯と噴出物の特徴, *火山*, **33**, S297-S41.
- 藤井敏嗣・荒牧重雄・金予隆之・小沢一仁・川辺禎久・福岡孝昭, 1988: 伊豆大島火山1986年噴火噴出物の岩石学的特徴, *火山*, **33**, S234-S254.
- 藤田英輔・鶴川元雄・山本英二・岡田義光, 2002: 三宅島火山活動の発端となった岩脈貫入のシナリオ, *地震研彙報*, **77**, 67-75.
- 藤原健治・田中圭介・北川貞之・潟山弘之・松島功・内田直邦・中禮正明・徳永規一・増成友宏, 2002: 有珠山周辺に展開した準リアルタイムGPS観測システムについて, *火山*, **47**, 695-698.
- 萩原幸男, 1977: 伊豆半島の異常隆起を説明する茂木モデルとそれに伴う重力変化, *地震研彙報*, **52**, 301-309.
- 井田喜明・山岡耕春・渡辺秀文, 1988: 伊豆大島1986年噴火と地下のマグマ活動, *火山*, **33**, S307-S318.
- 橋本学・多田堯, 1988: 1986年伊豆大島噴火前後の地殻変動, *火山*, **33**, S136-S144.
- Mikada, H., Watanabe, H. and Sakashita, S. (1997) Evidence for subsurface magma bodies beneath Izu-Oshima volcano inferred from a seismic scattering analysis and possible interpretation of the magma plumbing system of the 1986 eruptive activity, *Phys. Earth Planet. Int.*, **104**, 257-269.
- 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.
- 村上亮, 2002: 1986年噴火以降の伊豆大島の地殻変動, *月刊地球*, **S39**, 96-101.
- 内藤宏人・吉川澄夫, 1999: 地殻変動解析支援プログラム MICAP-G の開発, *地震*, **2**, **52**, 101-104.
- Nakamura, K., 1964: Volcanic-stratigraphic study of Oshima Volcano, Izu. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **42**, 649-728.

- 中村浩二, 1999: GPS データ簡易表示プログラム (SEIS-GPS) の開発, *情報地質*, **10**, **4**, 257-266.
- Nishimura, T., Ozawa, S., Murakami, M., Sagiya, T., Tada, T., Kaidzu, M. and Ukawa, M., 2001: Crustal deformation caused by magma migration in the northern Izu Islands, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3745-3748.
- 西村卓也, 2002: 伊東沖と岩手山における火山性力源による地震のトリガリング, *地学雑誌*, **111**, **2**, 166-174.
- Okada, Y., 1992: Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
- 岡崎紀俊・高橋浩晃・笠原稔・石丸聡・森済・北川貞之・藤原健治・中禮正明, 2002: 高密度 GPS 観測による 2000 年有珠山噴火の地殻変動, *火山*, **47**, 547-557.
- 阪口圭一・高田亮・宇都浩三・曾屋龍典, 1988: 伊豆大島火山1986年噴火と噴出物, *火山*, **33**, S20-S31.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995: New version of the generic mapping tools, *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, **76**, 329.
- 渡辺秀文, 1998: 伊豆大島火山1986年噴火の前兆過程とマグマ供給システム, *火山*, **43**, 271-282.
- 山岡耕春・渡辺秀文・坂下至功, 1988: 1986年伊豆大島噴火前後の地震活動, *火山*, **33**, S91-S101.
- 山岡耕春, 2001: 三宅島の噴火と伊豆諸島のテクトニクス, *月刊地球*, **269**, 776-783.