富士火山（2007）荒牧重雄，藤井敏嗣，中田節也，
宮地直道 編集，山梨県環境科学研究所，p. 183-202

噴火割れ目が語る富士火山の特徴と進化

高田　亮*・石塚吉浩*・中野　俊*・山元孝広*・小林　淳**・鈴木雄介***

Characteristic and evolution inferred from eruptive fissures of Fuji volcano, Japan

Akira TAKADA*, Yoshihiro ISHIZUKA*, Shun NAKANO*, Takahiro YAMAMOTO*,
Makoto KOBAYASHI** and Yusuke SUZUKI***

Fissure eruption sites and their ages during the last 2000 years were newly determined using 14 C datings and the stratigraphic relation with Kozushima AD 838 eruption tephra. Characteristics of eruptive fissures of Fuji volcano are analyzed, based on the new data and previous studies. The distribution of the eruptive fissures is restricted within 13.5 km from the summit. The eruptive fissures show asymmetric, radial pattern centering the summit. Some of them concentrate on axes toward NW, NE, and S from the summit, which look like rifting activity. The eruptive fissures on the northern flank develop echelon pattern weakly. Fissure eruptions may have occurred at interval of 10-20 years during the period of high activity. At one eruption, few eruptive fissures may have opened on different flanks. Their characteristics are controlled by the basement or older volcanoes beneath the volcano as well as by the regional stress field with the dominant eruptive fissure trend of NW-SE.

Next, the evolution of fissure eruption sites is discussed using the time series diagram: the position of an eruption site is represented by the distance from the summit, and the clockwise azimuth centering the summit. The fissure eruption sites of Fuji volcano expanded or reduced their distribution area at the interval of 1000-2000 years: the peak of expansion occurred at around Cal BC 1500 and AD 800-900. Some felsic volcanoes around Izu peninsula also erupted when the peak of expansion. The eruptive fissures shifted their dominant trend from NW-SE to N-S after the Jogan 864 eruption. Finally, two types of fissure eruptions at Fuji volcano are proposed: explosive one through the bypass system and effusive fissure one connecting to the summit vent system. The effusive eruptions were dominant during the last 2000 years except the Hoei 1707 eruption. This is consistent with the existence of high-level fissure eruptions sites more than 3400 m suggesting intermittent summit activity, at least, during the period of cal BC 300-AD 1100.

Key words: **Fuji volcano, radiometric carbon age, eruptive fissure, fissure eruption, flank eruption, dike, stress field**

1. はじめに

噴火割れ目の分布は，地下での岩脈の分布を表している．岩脈の方向やその分布は，広域的な応力場（e. g. Nakamura, 1977）やマグマ供給系からの局所的な応力場（e. g. Takada, 1997）を反映しており，噴火位置の将来予測には欠くことができない情報である．Takada（1999）が提案した，岩脈蓄積がマグマ供給に対して供給量制御という負のフィードバックを与える可能性を考えると，噴出量や噴出間隔への影響もでてくる．また，山腹での噴火割れ目の特徴的な分布パターンは火山体の安定・不安定の情報も暗示している．本論では，噴火間隔・噴出量のバリエーションがあり，爆発的噴火と非爆発的噴火を起こす特徴をもつと指摘されている富士火山（宮地，1988；高田，2003 a，b）を例にして，富士火山の割れ目噴火の特徴，時間変化などを記述し，割れ目噴火が語る富士火山の応力史を考察する．富士火山では，火山活動の盛衰や噴火様式の変化の波があり，最近では，西暦 700－1000 年前後に多くの割れ目噴火が起こったことも指摘されている（高田・他，2004；山元・他，2005）．

*〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央 7
産業技術総合研究所
Research Center for Deep Geological Environments
Geological Survey of Japan, AIST
Higashi 1-1-1 Central 7, Tsukuba 305-8567, Japan
**〒331-8638 埼玉県さいたま市北区吉野町 2-272-3
株式会社ダイヤコンサルタント
Dia Consultants Co., Ltd.
Yoshino-cho 2-272-3 Kita-ku, Saitama 331-8638, Japan
***〒215-0004 神奈川県川崎市麻生区万福寺 1-2-2
アジア航測株式会社
Asia Air Survey Co., Ltd.
Manpukuji 1-2-2 Aso-ku, Kawasaki 215-0004, Japan

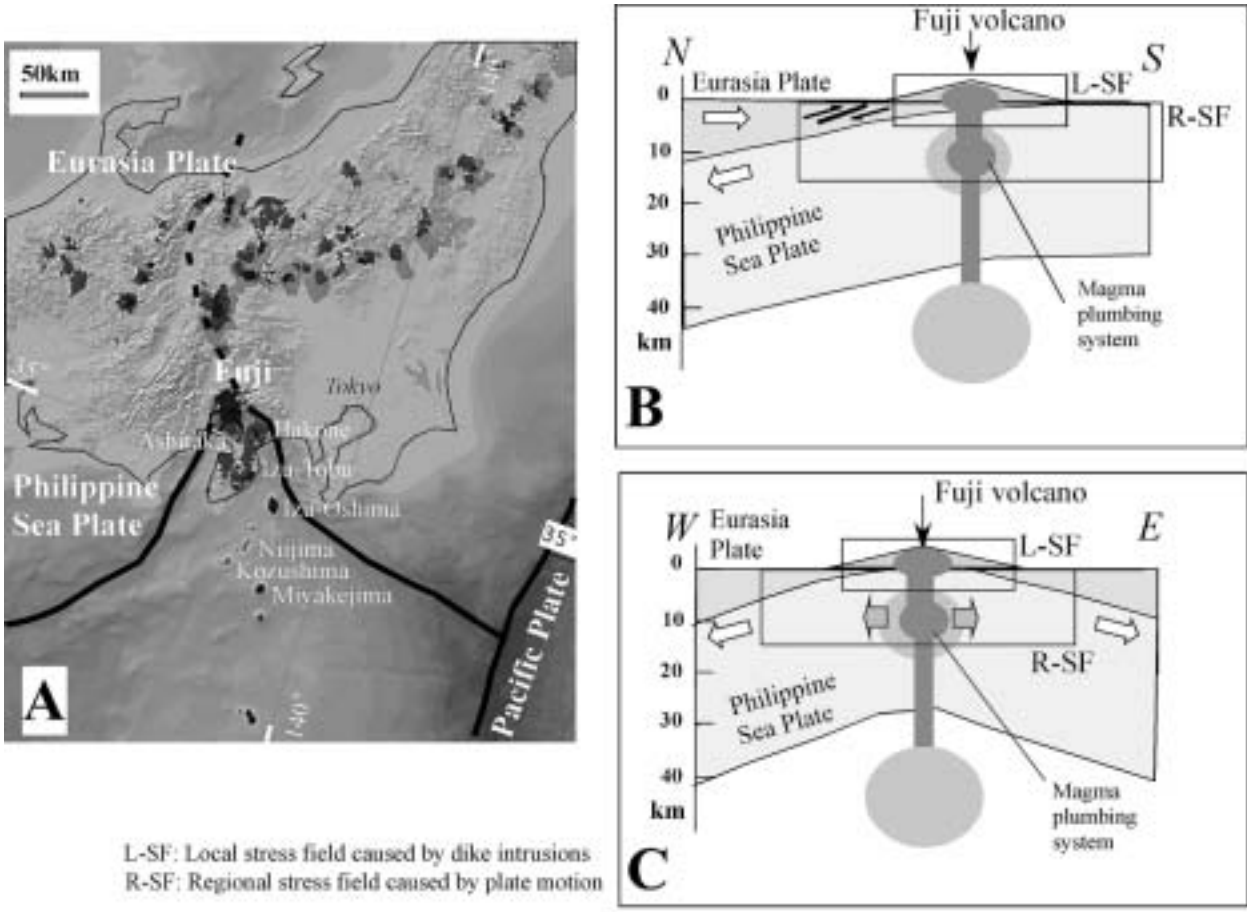

図１　富士火山の位置（A）とテクトニックティング（B，C）．B：南北方向の推定断面図．C：東西方向の推定断面図．
Fig. 1.　Location of Fuji volcano（A）and cross sections of N-S（B）and W-E（C）showing tectonic setting of Fuji volcano．A is modified after Quaternary volcanoes in Japan（Takada, 2000）.

富士火山は，フィリピン海プレートがユーラシアプレートに沈み込む境界付近に成長しており（Fig. 1 A），応力場の変化の影響を受けやすいと考えられるので（Figs. 1 B, 1 C），火山の応力に関する境界条件を評価するのに最適な事例といえよう（高田, 2000；高田・他, 2000）．

本研究のためには，富士火山で過去の割れ目噴火の情報の整備が必要である．爆発的噴火を起こす場合が多い山頂噴火に比べると，噴出物の分布範囲が限られている割れ目噴火の活層履歴を明らかにすることは，これまで十分ではなかった（津屋, 1968；町田, 1977）．宮地（1988）は，局所的なテフラによる層序を精力的に研究し，山腹噴火の相対的な時間区分を行ったが，定量的な年代値を与えるまでには至っていなかった．また，東山腹を中心とする詳細なテフラの研究でも噴出源を特定するにはいたってない（上杉, 1990；1993；1998）．従来の研究法では，露頭状況に制限を受ける地表調査の限界もあった．

噴火割れ目の特徴と進化を議論するためには，噴火年代，噴火位置の情報が必要となる．産総研では，重要な割れ目噴火の情報を引き出すためには，富士宮および富士山図幅調査のための地表踏査に加えて，年代未詳のスコリア丘の山頂部で，最大５ｍのトレンチを実施した（高田・他, 2004）．例えば，スコリア丘の上は，浸食がなく，流れ堆積物も到達しないので，スコリア丘形成のあとの噴出物の情報が残されているからである．トレンチ調査の詳細は別の稿で報告するが，青木ヶ原溶岩で代表される貞観噴火以外にも，歴史時代に相当する多くの噴火が明らかとなってきたことが予報として報告されている（小林・高田, 2003；高田・他, 2004；石塚・他, 2004；中野・他, 2004；鈴木・他, 2004）．

本報告では，現在調査中の東山腹の一部を含めて，新しく発見された溶岩流，存在は知られていたが年代が不明であった溶岩流について，14 C 年代測定結果を報告し，小林・他（2005）で明かにした神津島天上山テフラ（西暦 838 年噴火）との層位関係を加えた結果を，噴火割れ目の位置とともに報告する．神津島天上山テフラは，新島 868 年噴火テフラと岩石化学的手法で区別がつく（Sugiuchi and Fukuoka, 2005）．最後に，富士火山の割れ目噴火の特徴を説明し，その時間変化の議論を行う．噴火年代の情報

があるが，割れ目噴火の位置が特定できないものは，方位のみの情報を使って議論する．

本研究で行われた炭素同位体年代測定は，山元・他（2005）の報告と同様の手法を用いた．本論では，主として暦年代補正された値を使う．富士火山では，多くの炭素同位体年代測定結果が報告されている（例えば，津屋，1971）．小川（1986），宮地（1988）や上杉（2003）などに既存の年代値がまとめられている．本論では，暦年代補正までされた近年測定した値を採用し，これらの補正年代値がない場合のみについて，既存の年代を参考にする．

2. Cal BC 15000 より新しい噴火割れ目の情報

Cal BC 15000 より新しい時期は，津屋（1968）の新富士に相当する．また，本論文集で山元・他が提案している時代区分では，富士宮期（Cal BC 15000－Cal BC 6000），須走期 a（Cal BC 6000－Cal BC 3600），須走期 b（Cal BC 3600－Cal BC 1700），須走期 c（Cal BC 1500－Cal BC 300），須走期 d（Cal BC 300 以降）に相当するものである．Fig. 2 には，富士火山の噴火割れ目の名称と位置を，Cal BC 15000－K－Ah，K－Ah－Cal BC 3600，Cal BC 3600－Cal BC 1700，Cal BC 1500－Cal BC 300，Cal BC 300 以降と 4 時代区分して示した．K-Ah は，7300 yBP の広域テフラである（町田・新井，2003）．噴火割れ目全体の分布は，Fig. 3 にプロットした．

2-1 Cal BC 15000－BC 300 の割れ目噴火

2-1-1 南西－南－南東山腹

K-Ah に被われる時期は，大部分が津屋（1968）の新富士旧期に相当し，山元・他（2007）の富士宮期（Cal BC 15000－Cal BC 6000）と須走期 a（Cal BC 6000－Cal BC 3600）前半に相当する．この期間の山腹噴火口は，南山腹では，津屋（1968）に記載された茗荷岳のほかに，茗荷岳の東の尾根の東茗荷岳（新称），富士スカイライン馬返付近の馬返（新称），富士スカイライン沿い高鉢山駐車場付近の北高鉢火口（新称）を含む高鉢山から北東高鉢山へ続く高まりが，また，南東山腹では片蓋山，黒塚．北西黒塚（新称），アザミ塚，次郎右衛門塚がこの期間に形成された（高田・他，2004）．片蓋山からは，層序と岩質の類似性より，曾比奈溶岩流が流出したものと思われる．K-Ah より少し古い時代の噴火によるスコリア丘は，南山腹の西臼塚と南西山腹の檜塚である（小林・高田，2003）．

K-Ah を覆い，Cal BC 1700 まで期間は，大部分が津屋（1968）の新富士中期に相当し，山元・他（本論文集）の須走期 a 後半と須走期 b（Cal BC 3600－Cal BC 1700）に相当する．この期間の山腹噴火によるスコリア丘は，南東山腹の平塚と南山腹の東臼塚（小林・高田，2003），南西山腹の二子山（天母山溶岩流）（山元・他，2005），白塚（小林・高田，2003）である．腰切塚は，砂沢スコリア直下にスコリア丘本体があるが，腰切塚の岩質と周辺の地質状況から，西黒塚とともに，津屋（1968）の日本ランド溶岩（SW 5）（Cal BC 1700（山元・他，2005））の噴出火口の 1 つと対比しておくことにする．

Cal BC 1500 から Cal BC 300 の期間は，津屋（1968）の新富士新期の前半に相当し，湯船第 2（S 22）噴火までをふくみ，また，山元・他（2007）の須走期 c（Cal BC 1500－Cal BC 300）に相当する．この期間の堆積物の最下部付近には，伊豆東部火山群のカワゴ平噴火による降下軽石 Kg が挟まれている．Kg に関しては，3060-3190 yBP（BC 1400 年頃）の噴火年代が推定されている（嶋田，2000）．この期間の前半は，Kg 直前の S 10，Kg 直後の大沢，S 11 といった山頂での爆発的噴火で始まるが，山頂だけでなく山腹噴火も盛んであったことが明らかとなった．南東から南山腹では，この時期に，砂沢噴火，御殿場岩屑なだれ，そして，噴出源が特定できていないが駒門降下スコリア（山元・他，2005）と続く．また，この頃，高山や浅黄塚の山腹噴火も起こった（宮地，1988；小林・高田，2003）．次にこの時期の後半は，主として山頂からの爆発的噴火で特徴づけられる（宮地，1988）．しかし，山頂では，非爆発的噴火や溶岩湖の形成も起こっていた（Ishizuka *et al.*，2004）．また，この時期の岩脈も，大沢源頭部，富士宮登山口頂上富士館下，北西の尾根などに，山頂から 1 km 以内の範囲で確認できた．津屋（1971）に記載されている山頂付近の岩脈群の一部に相当する．

2-1-2 北西－北－北東山腹

7300 yBP の広域テフラ K-Ah に被われる時期に形成された山腹火口は，北西山腹では，犬涼山，永山，二ッ山，サワラ山である（石塚・他，2004）．また，北東山腹では，大臼，小臼，臼久保橋火口（通称“材木屋”）である（中野・他，2004）．大臼のスコリアと臼久保橋火口のスパッターのそれぞれ直下の腐食土壌より，2σで Cal BC 7170－7050，Cal BC 8600－8310 の年代が得られた（Table 1）．

K-Ah を覆い，Cal BC 1700 までの期間に形成されたスコリア丘は，トレンチ調査から以下のように時代区分できた（石塚・他，2004）．塒塚，弓射塚，西剣，丸山は，この期間の前半の噴火によるスコリア丘であり．八軒山，西幸助丸，幸助丸，北西奥庭は，この期間の中頃のスコリア丘である．御庭奥庭の西側に分布する，スバルラインを横切る噴火割れ目であるトミネ，臼山，臼山の北西に続く北西臼山（新称），北西弓射塚，鹿の頭，東剣は，この期間の後半のスコリア丘である．北西弓射塚，鹿の頭は，Kg の直下の層準で，この時期の最後に形成されたものと思われる．

Cal BC 1500 から Cal BC 300 の期間，山頂噴火と山腹噴火活動が活発化することは，南東－南山腹と同じである．山頂噴火に伴ったと思われる火砕流も発生している（Yamamoto *et al.*，2005）．その後，山腹では，大室山と片蓋山からの大室スコリアの同時噴火，大平・桟敷山の噴火が続く（鈴木・他，2004）．これらの山腹噴火のあと，S 17 のスコリア群ないし S 18 から湯船第 2 スコリア（S 22）までの山頂噴火の活動が活発となる．

2-2 Cal BC 300 より新しい割れ目噴火

古文書の数・質や内容が時代により異なるため，古文書の記録から分かることには限界がある．そのなかで，信頼性のあるものは，延暦の噴火，貞観の噴火，そしてすでに

表１　富士火山の噴出年代を決めるための炭素同位体年代測定結果．サンプル採取の位置は，世界測地系の緯度経度で示した．
Table 1.　Results of radiocarbon dating for the products of the Fuji volcano. Latitude（N）and Longitude（E）are represented by the WGS 84 reference frame.

Unit	Sample No Beta Lab No	Loc.	Lat. (N) Lon.(E)	Method	Material	14C age (y BP)	δ°C (permil)	Conventional °C age (y BP)	Calender age		Intercept age
Kenmarubi-2 lava 剣丸尾第2溶岩流	040603C-1 197426	富士吉田市 山梨環境研東	35°27' 6" 138°45' 48"	AMS	a	900±40	-21.9	950±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD1010-1180 AD1020-1160	AD1040
Subashiri-gotenbaguchi lava 須走一 御殿場口溶岩流	051128c-1 211840	富士吉田市 北富士演習場内	35°23' 11" 138°48' 14"	AMS	a	1010±40	-25.4	1000±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD980-1060 AD1080-1150 AD1000-1030	AD 1020
	031102C2 185893	富士吉田市 北富士演習場内	35°23' 1" 138°47' 18"	AMS	a	1030±40	-25.1	1030±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD960-1040 AD990-1020	AD 1010
Sankakuyamajinja lava 三角山神社溶岩流	FJ-59-1 199182	御殿場市 東富士演習内	35°18' 53" 138°47' 56"	AMS	a	1020±40	-26.9	990±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD990-1160 AD1010-1040	AD1020
	FJ-59-2 199183	御殿場市 東富士演習内	35°18' 53" 138°47' 56"	AMS	a	1090±50	-26.9	1060±50	2σ(95%) 1σ(68%)	AD890-1030 AD960-1020	AD990
Obuchimarubi lava 大淵丸尾溶岩流	040604C-1 197427	富士宮市 大淵	35°16' 10" 138°44' 52"	AMS	a	1110±40	-23.6	1130±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD790-1000 AD880-980	AD900
Higashi-Usuzukaminami lava 東臼塚南溶岩流	031202C-4 187068	富士宮市 大淵	35°15' 46" 138°45' 29"	AMS	a	1160±40	-23.0	1190±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD720-740 AD760-960 AD780-890	AD870
Mizugatsuka-hinokimarubi lava 水が塚檜丸尾溶岩	FJ-60-2 199185	裾野市 東臼塚北東	35°18' 13" 138°45' 40"	AMS	a	1230±40	-25.1	1230±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD690-890 AD720-740 AD760-870	AD780
	FJ-60-1 199184	裾野市 東臼塚北東	35°18' 13" 138°45' 40"	AMS	a	1280±40	-27.7	1240±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD680-890 AD710-810 AD840-860	AD780
Takamarubi lava 鷹丸尾溶岩流	FJ-55-2 188854	忍野村忍草 オサキロッジ	35°26' 54" 138°50' 52"	AMS	c	1200±40	-21.6	1260±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD670-875 AD690-785	AD765
Tenjinyama lava 天神山溶岩流	031219C-1 187549	鳴沢村軽水林道 南分岐	35°27' 5" 138°41' 18"	Rad	a	1240±90	-22.3	1290±90	2σ(95%) 1σ(68%)	AD690-960 AD660-810 AD840-860	AD700
Onwa-Okunwa-2 lava 御庭奥庭 第2溶岩流	FJ-39-2 185890	鳴沢村 臼山	35°24' 47" 138°41' 14"	AMS	a	1340±40	-27.2	1300±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD660-790 AD670-770	AD690
	031130C-3 187067	鳴沢村鳴沢林道 氷池入口奥	35°25' 33" 138°40' 19"	Rad	a	1310±60	-24	1330±60	2σ(95%) 1σ(68%)	AD620-790 AD650-720 AD740-760	AD680
Koriike lava 氷池溶岩流	031203-2 187071	鳴沢村鳴沢林道 氷池北	35°25' 40" 138°40' 33"	AMS	a	1290±40	-21.9	1340±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD640-770 AD660-690	AD670
	031203-1 187070	鳴沢村鳴沢林道 氷池北	35°25' 40" 138°40' 33"	AMS	a	1530±40	-23.1	1560±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD410-600 AD430-550	AD530
Nakanochaya lava 中の茶屋溶岩流	25-02-01C 191025	富士吉田市 中の茶屋入口	35°26' 41" 138°46' 19"	AMS	a	1430±40	-24.8	1430±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD560-670 AD610-650	AD640
Hinokimarubi-1 lava 檜丸尾第1溶岩流	031014-3 184537	富士吉田市 上吉田	35°28' 57" 138°48' 45"	AMS	c	1560±40	-27.8	1510±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD440-640 AD530-610	AD560
Gatana lava 雁穴丸尾溶岩流	FJ-51-1 188844	富士吉田市 恩賜林組合内	35°27' 21" 138°47' 42"	AMS	a	1550±40	-26.9	1520±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD435-630 AD530-600	AD550
	FJ-51-2 188845	富士吉田市 恩賜林組合内	35°27' 21" 138°47' 42"	AMS	a	1620±60	-26.7	1590±60	2σ(95%) 1σ(68%)	AD350-610 AD410-545	AD440
Inno lava 印野丸尾溶岩流	041127C-1 199176	御殿場市 印野	35°17' 45" 138°51' 13"	AMS	a	1620±40	-26.5	1600±40	2σ(95%) 1σ(68%)	AD390-550 AD410-530	AD430
Tsuchimarubi 土丸尾溶岩流	FJ-56-1 199178	富士吉田市 道の駅入口	35°27' 30" 138°48' 13"	AMS	a	2280±40	-28.6	2220±40	2σ(95%) 1σ(68%)	BC390-180 BC370-200	BC360, 290, 230
Usukubobashi 臼久保橋スパッター	040326-21C 191026	忍野村 臼久保橋	35°27' 26" 138°49' 25"	AMS	c	8080±40	-23.1	8110±40	2σ(95%) 1σ(68%)	BC7170-7050 BC7090-7060	BC7070
Ousu 大臼	FJ-53-3 188848	忍野村 大臼南東	35°27' 8" 138°49' 17"	AMS	c	9210±40	-21.9	9260±40	2σ(95%) 1σ(68%)	BC8600-8310 BC8555-8440	BC8480

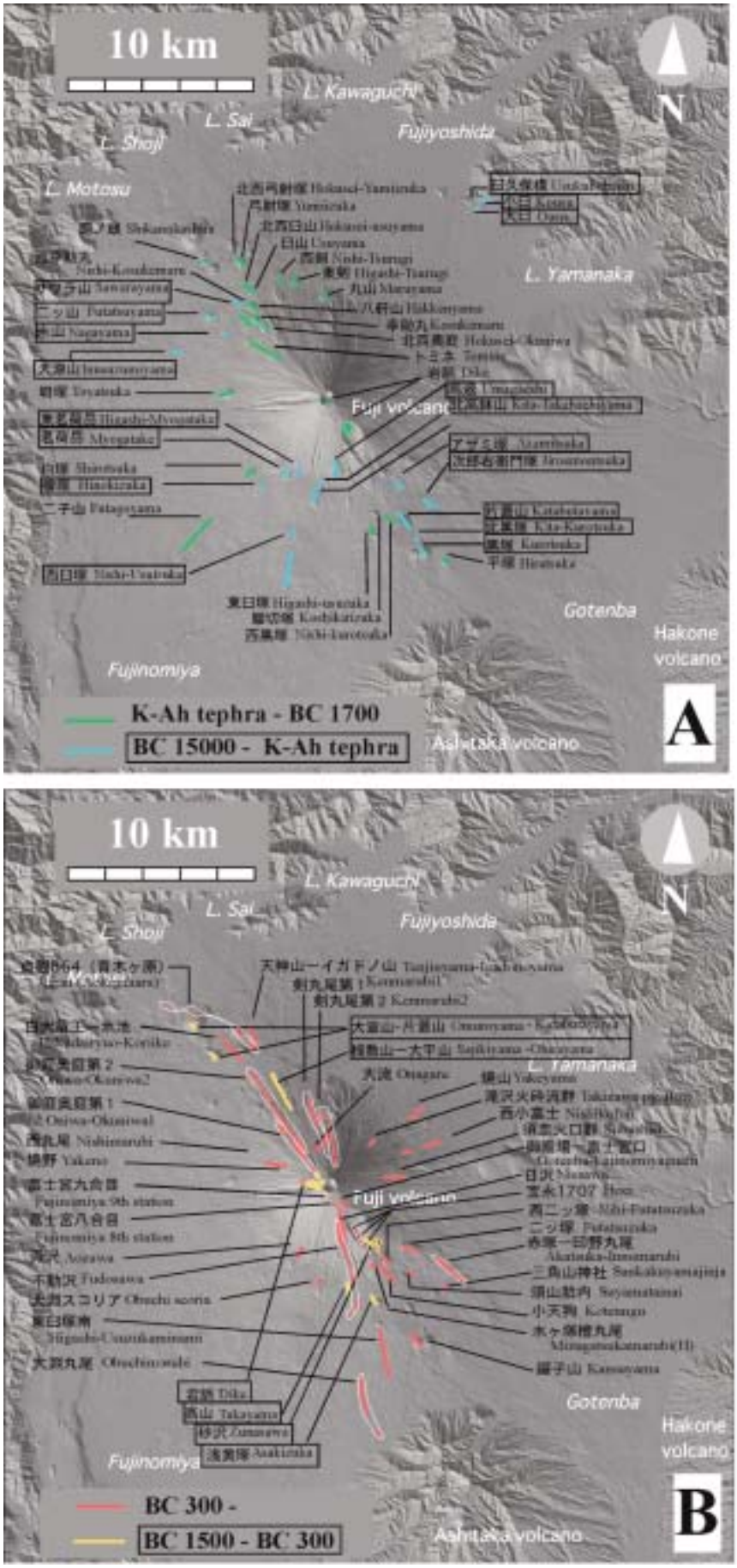

図２　富士火山の噴火割れ目の位置図．A: Cal BC 15000－1700 の期間の噴火割れ目．B:Cal BC 1500 より新しい期間の噴火割れ目．年代値は，本研究の成果である表１以外に，山元・他(2005)，内閣府(2004)，上杉（2003）に記載のものを使用した．噴火割れ目の位置は DEM イメージにプロットした．

Fig. 2.　Fissure eruption sites of Fuji volcano with their names during the period of Cal BC 15000－1700（A），and those during the period younger than Cal BC 1500(B). Age data are from Table 1，Yamamoto *et al*.（2005），Cabinet Office(2004)，and Uesugi(2003). The fissure eruption sites are plotted on the DEM image.

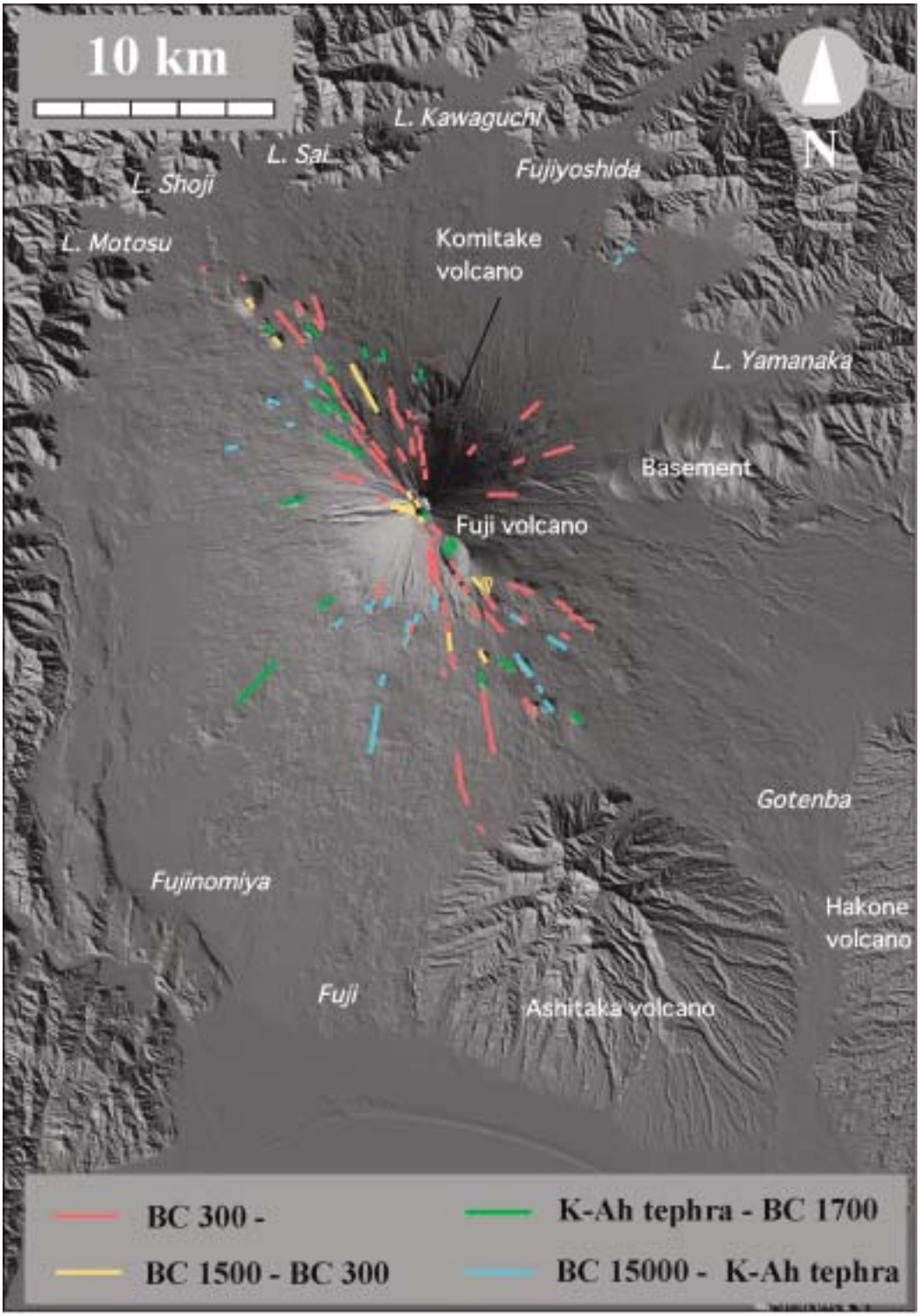

図３　富士火山における，Cal BC 15000 より新しい噴火割れ目の分布図．年代値は，本研究の成果である表１以外に，山元・他(2005)，内閣府（2004），上杉（2003）に記載のものを使用した．噴火割れ目の位置は DEM イメージにプロットした．

Fig. 3.　Fissure eruption sites of Fuji volcano during the period younger than BC 15000. The data are plotted on the DEM image.　The age data are from Table 1, Yamamoto *et al*.（2005），Cabinet Office（2004），and Uesugi（2003）.

述べた宝永の噴火である（小山,1998 a）．本研究から，古文書には記載されていない多くの噴火が明らかになってきている．奈良時代からの山頂での火映現象，噴煙現象などの古文書の記録は，都司（1992）に詳細に解析されている．以下，地質の研究からの，Cal BC 300 より新しい割れ目噴火の最近の先行研究の情報と，新知見を報告する．炭素同位体年代測定の結果は，採取地点の位置情報とともに，Table 1 に示した．Fig. 4 には，各噴出物の層位関係を，Fig. 5 には，各噴出物の炭素同位体年代値と山頂を中心とした方位との関係を示した．Fig. 6 には，富士宮口新五合目より上の南山腹における噴火割れ目の写真を示した．また，本研究では，各噴出物には降下スコリアなどを含むことから，津屋の定義した溶岩流の固有名詞のあとに，溶岩流ではなく噴火噴出物という名称を付けて呼ぶことにする．

2-2-1　南西－南－南東山腹

小天狗噴火噴出物は，小天狗溶岩流（津屋,1968）からなる．本噴出物は湯船第２スコリアを覆う．その直下の炭化物より，2σで Cal　BC 350－310 または BC 210－40 の炭素同位体年代がでている（山元・他,2005）．標高 1,520－1,650 m, 1,750－1,800 m の尾根が，噴火割れ目の一部と思われる（Figs. 2, 3）．

二ッ塚噴火噴出物は，二ッ塚スコリアとその溶岩からなる（宮地,1988）．本噴出物は湯船第２スコリアを覆う．本スコリアおよび溶岩流直下の炭化物より，2σで Cal BC 170－AD 40 の炭素同位体年代が報告されている（山元・他,2005）．噴出火口は，二つのスコリア丘である二ッ塚である（宮地,1988）．

赤塚噴火噴出物は，赤塚スコリア（宮地,1988）と，溶岩流よりなる．その末端部は，津屋（1968）の印野溶岩流に続くものと思われる．本スコリアは，二ッ塚スコリアを覆う．印野溶岩流直下の炭化物からは，2σで Cal AD 390－550 の年代が得られた（Table 1）．スコリア丘山頂でのトレンチ調査によれば，本噴出物は，赤塚北方の火口群（北赤塚火口群），赤塚，馬の頭からなる一連の割れ目噴火からもたらされたものと思われる（高田・他,2004）．

西二ッ塚噴火噴出物は，西二ッ塚スコリア（宮地,1988）と，溶岩流からなる（Figs. 2, 3）．西二ッ塚の方向から流れ下っている溶岩流は，アザミ塚の北の登山道付近と，幕岩に露出している．幕岩の露頭では，最上位の溶岩流であり，地形に従い，滝から谷底に流れ下っている．

青沢噴火噴出物は，青沢溶岩流（津屋,1968）からなる．その直下の炭化物より，2σでおおよそ Cal AD 400－600 の範囲の炭素同位体年代がでている（山元・他,2005）．本溶岩流は，青沢右岸の標高 1,750－2,000 m 付近に並ぶ火口列より，噴出した（Figs. 2, 3）．この付近には，発泡の悪い火山弾が多く見られる．

鑵子山噴火噴出物は，降下スコリアと溶岩流からなる（宮地,1988）．直下の炭化物より，2σで Cal AD 670－970 の炭素同位体年代がでている（山元・他,2005）．本スコリアは，神津島 838 年噴火の火山ガラスの直下に位置する（小林・高田,2003）（Fig. 5）．西暦 700－800 年前後の噴火と思われる．噴出火口は，スコリア丘である鑵子山と，その北に続く，スパッターからなる宮地（1988）で定義された北鑵子山である．

大淵スコリア噴火噴出物は，富士火山南麓に南に細長く広がり，湯船第２スコリアの上位に位置する大淵スコリアである（宮地,1988）．直下の腐食土壌より，Cal AD 1000 前後の炭素同位体年代が得られた（山元・他,2005）．しかし，本スコリアは，神津島 838 年噴火の火山ガラスの直下に位置する（小林・高田,2003）ので，上記の年代とは矛盾する．西暦 700－800 年前後の噴火と思われる．本スコリアの噴出源を，宮地（1988）は南山腹の標高 1,649 m の高鉢山に想定したが，高鉢山山頂部では，湯船第２より下位のスコリア群まで堆積していることがトレンチ調査により確認された（小林・高田,2003）．噴出火口は，むしろ，高鉢山の北方，高鉢山駐車場付近で富士スカイラインを挟むように南北に並ぶ，直径 100 m の２つの火口状凹地付近と考えられる（Figs. 2, 3）．この付近では，降下スコリアの厚さが最も厚く 1 m 以上に達し，スコリア径が最も大きく，20 cm 以上に達する火山弾なども多く見られる．本スコリアは溶岩流を伴わず，噴出源に高いスコリア丘を形成しないという特徴をもつ．

水ヶ塚檜丸尾噴火噴出物は，火口付近のスパッターと，水ガ塚檜丸尾溶岩（津屋,1968）からなる．本噴出物は，その直下の炭化物より Cal AD 690－890, 680－890 年の AMS 年代が得られ（Table 1），その直下に神津島 838 年噴火の火山ガラスが濃集していることから，西暦 800 年代中期に噴火したものと考えられる（Fig. 5）．本噴出物は，南ガラン塚の噴火割れ目から噴出したと考えられる（小林・高田,2003）（Figs. 2, 3）．その理由として，本溶岩は，南ガラン塚から流れていること，南ガラン塚上には，同岩質のスパッターに囲まれる火口列が存在することがあげられる．

東臼塚南噴火噴出物は，火口付近のスパッターと，溶岩流からなり，津屋（1968）では，東臼塚を噴出源とする新富士中期の溶岩流として記述されていた．本溶岩流は，小天狗溶岩流を被う．小川（1986）では，本溶岩流を新富士新期と改めたが，噴出口を津屋と同じく東臼塚と判断したため，東臼塚溶岩流と命名した．しかし，東臼塚山頂のトレンチ調査では，本スコリア丘は，新富士中期の活動により形成されたものであることが明らかとなった（小林・高田,2003）．また，本噴出物は，新富士中期のスコリア丘である東臼塚の山腹最下部付近から南に続く約 2 km 程度の割れ目から噴出したことも明らかとなった（Figs. 2, 3）．したがって，本噴出物を東臼塚南噴火噴出物および同溶岩流（新称）と再定義する．本溶岩流の直下の炭化物より，2σで Cal AD 720－960 の AMS 年代が得られ（Table 1），その直下に神津島 838 年噴火の火山ガラスが濃集していることから（小林・他,2005），西暦 800 年代後半に噴火したものと考えられる（Fig. 5）．

大淵丸尾噴火噴出物は，火口付近のスパッターと，溶岩流からなる．本溶岩流は，大淵丸尾溶岩流（津屋,1968）に相当する．本溶岩流は，大淵スコリアと東臼塚南溶岩流を

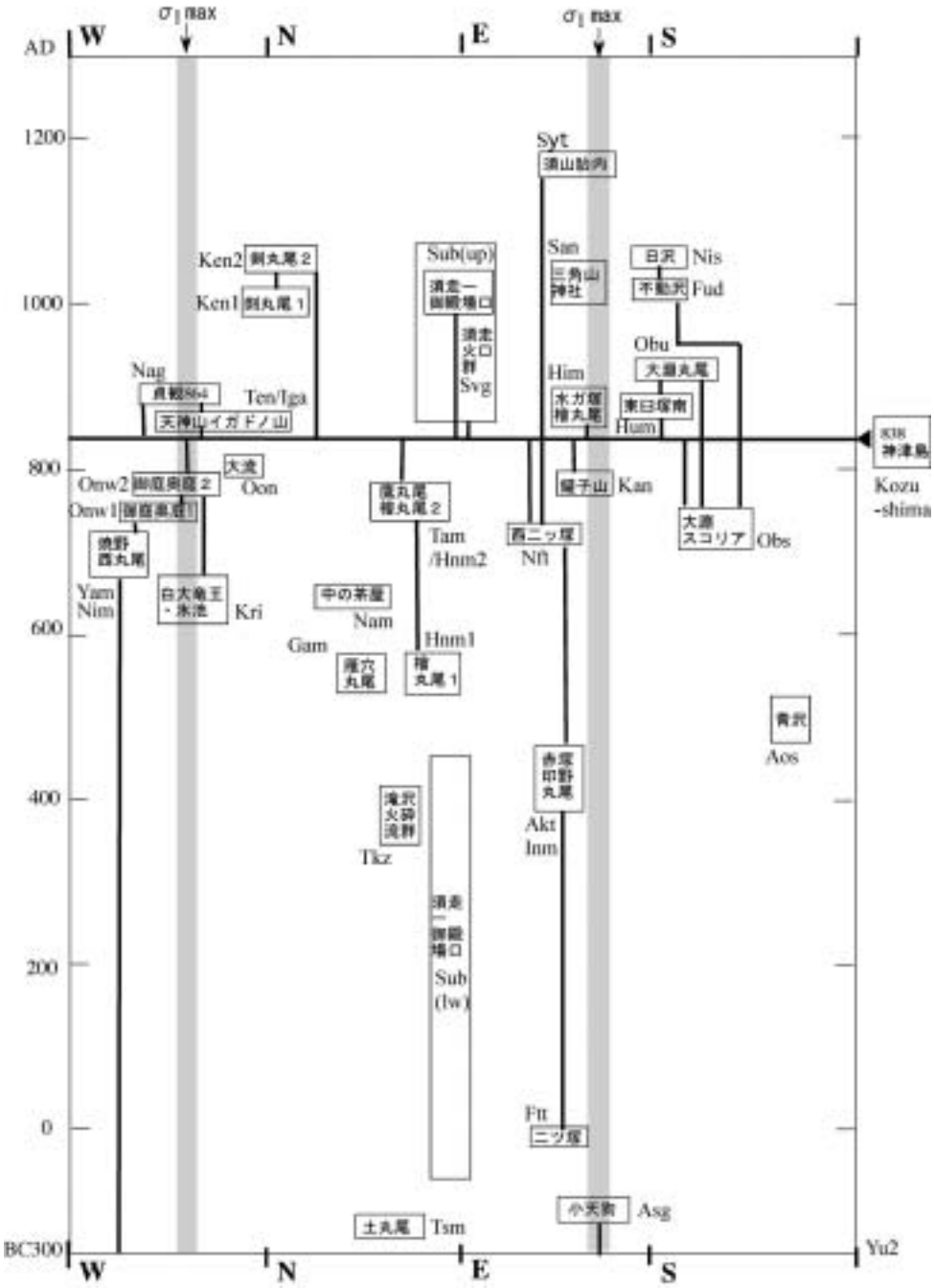

図４　富士火山の過去 2000 年間の山腹割れ目噴火の層序関係.

Fig. 4.　Block diagram showing stratigraphic relation of fissure eruptions during the last 2000 years. Abbreviations in ascending order are as follows. Tsm: Tsuchimarubi, Asg: Kotengu, Ftt: Futatsuzuka, Sub (lw)：Subashiri-Gotenbaguchi (lower), Tkz: Takizawa pyroclastic flows. Akt: Akatsuka-Innomarubi, Aos: Aozawa, Gam: Gananamaubi, Hnm 1：Hinokimarubi-1, Nam: Nakanochaya, Kri: Hakudairyuo-Kooriike, Yam: Yakenomarubi, Nim: Nishinomarubi, Obs: Obuchi-scoria, Nfl; Nishi-Futatsuzuka, Onw1：Oniwa-Okuniwa-2, Onw1：Oniwa-Okuniwa-2, Oon: Onagare, Tam: Takamarubi, Hnm 2：Hinokimarubi-2, Kan: Kansuyama, Ten: Tenjinyama, Iga: Igadonoyama, Nag: Jogan 864 (Aokigahara), Him: Mizugatsuka-Hinokimarubi, Hum: Higashi-Usuzukaminami, Obu: Obuchimarubi, Fud: Fudosawa, Nis: Nissawa, San: Sankakuyamajinja, Svg: Subashiri vent group, Sub (up)：Subashiri-Gotenbaguchi (upper), Ken1：Kenmarubi-1, Ken 2：Kenmarubi-2, Syt: Suyamatainai.

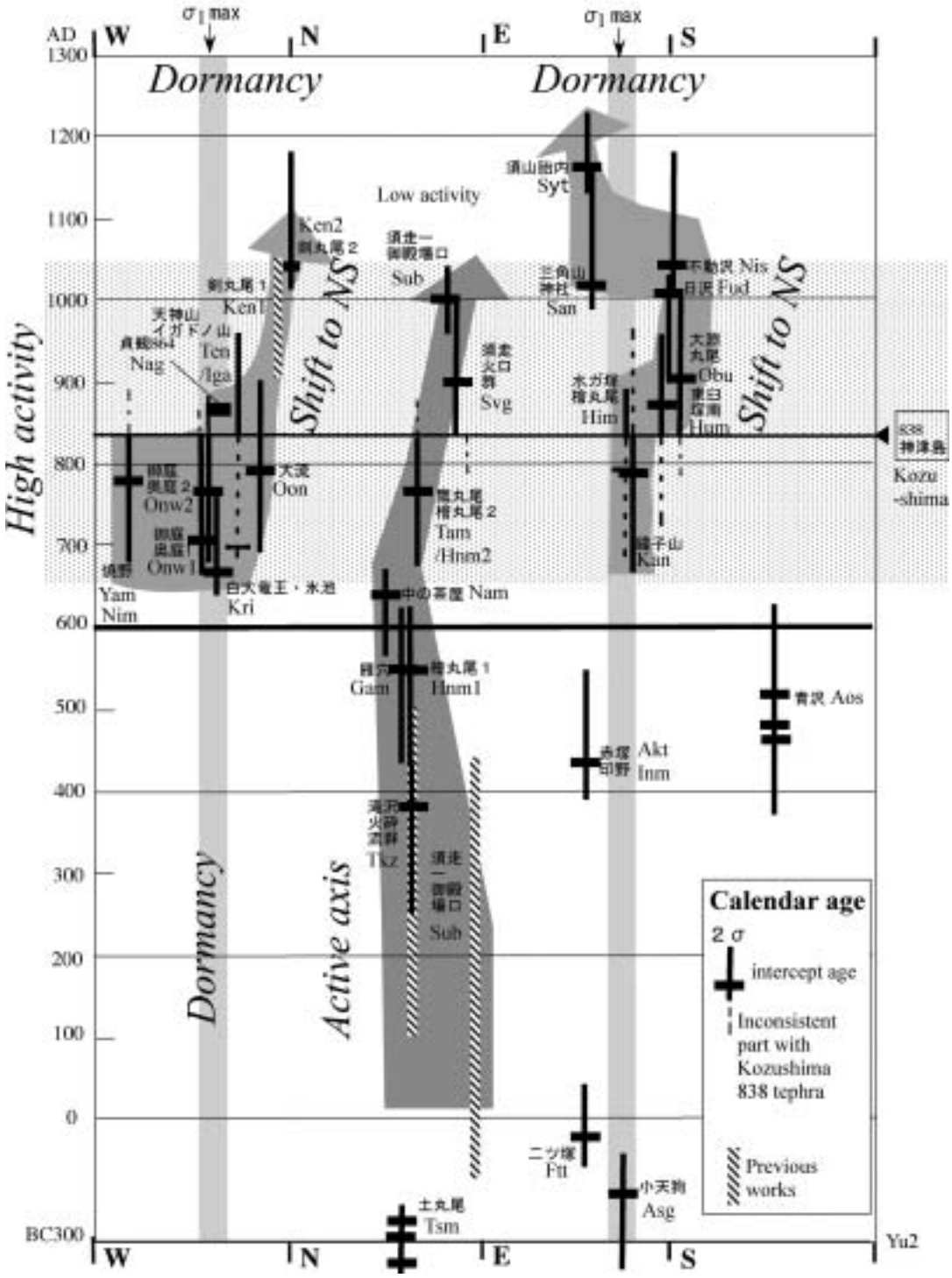

図５　富士火山の過去2000年間の山腹割れ目噴火の方位に関する時系列図．年代値が明らかにされたもののみプロットした．年代値は，本研究の成果である表 1 以外に，山元・他（2005），内閣府（2004），上杉（2003）に記載のものを使用した．

Fig. 5.　Azimuth-age diagram of fissure eruption sites for Fuji volcano during the last 2000 years. Only the fissure eruptions whose age were determined are plotted. The age data are from Table 1, Yamamoto *et al*.（2005），Cabinet Office（2004），and Uesugi（2003）. Abbreviations are in Fig. 4.

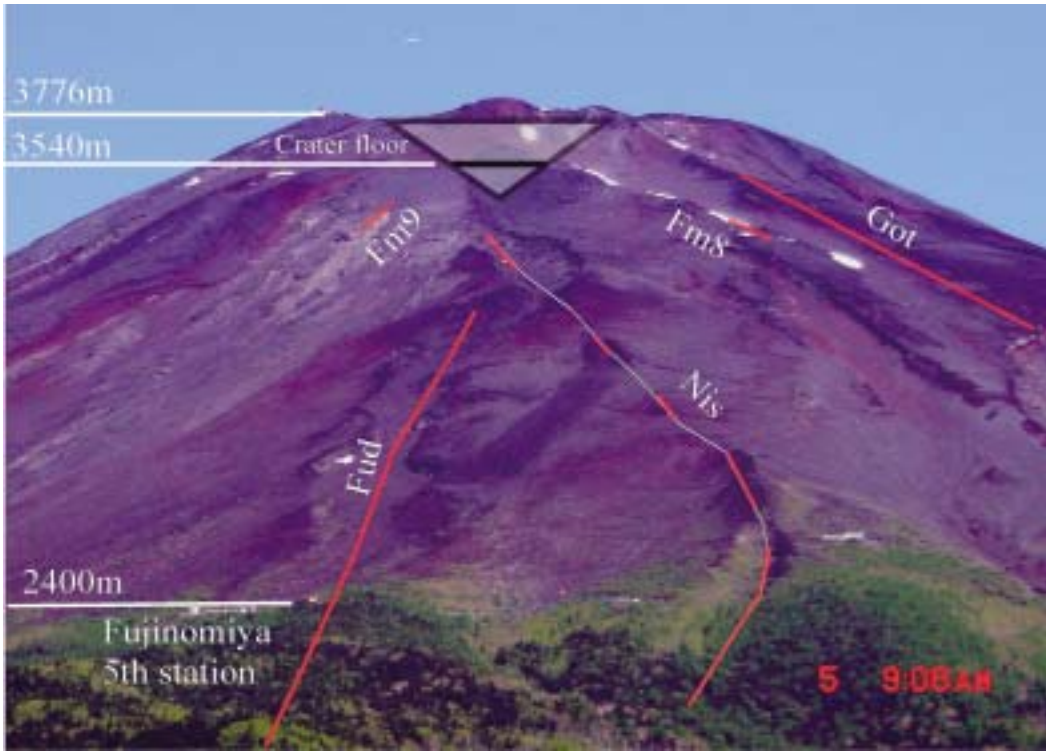

図６　富士火山，五合目から山頂にたる南山腹の噴火割れ目．不動沢（Fud），日沢（Nis），御殿場－富士宮口（Got），富士宮八合目（Fm８），富士宮九合目（Fm９）の噴火割れ目が赤線で書き込んである．現在の山頂火口底の位置と，高標高の噴火割れ目の位置から推定された，湯船 2 噴火後の，埋没していない火口底の位置を示した．

Fig. 6.　Photograph of the southern flank along Fujinomiyaguchi route, Fuji volcano, showing eruptive fissures of Fudosawa (Fud), Nissawa (Nis), Gotenba-Fujinomiyaguchi (Got), Fujinomiyaguchi 8 th station (Fm 8), and Fujinomiyaguchi 9 st station (Fm 9). The floor level of the summit crater after Yubune 2 eruption is estimated from the level of the highest vent of eruptive fissure.

被う（Fig. 4）．本噴出物直下の２試料の炭化物から，それぞれ, 2σで Cal AD 770－980（山元・他, 2005), 790－1000 年（Table１）の AMS 年代が得られた．神津島 838 年噴火の火山ガラスがこの直下に濃集していることから，西暦 900 年前後の噴火と思われる（Fig. 5）．この溶岩流は，標高 1, 030 m から 790 m までの 3 km にわたる割れ目火口列から噴火した（Figs. 2, 3）．その末端の位置は，山頂から 13 km 強の距離である．

不動沢噴火噴出物は，火口付近のスパッター，降下スコリアと，溶岩流からなる．本溶岩流は，津屋（1968）の不動沢溶岩流に相当する．溶岩流に焼かれた多くの炭化物から，Cal AD 1000 程度の炭素同位体年代がでている（山元・他, 2005）．本溶岩流の下には，神津島天上山 838 年噴火の火山ガラスが濃集している（小林・他, 2005）．本溶岩流の噴出源は，富士宮口登山道の西側の沢，標高 2, 850 m 付近から, 富士宮口新五合目をとおり, 表富士周遊道路の 1, 370 m 付近までの長さ 4 km に及ぶ南北方向の噴火割れ目である（Figs. 2, 3, 6）．宮地（1988）の西浅黄塚は，不動沢の最南端の火口である．岩質は，斜長石に富むかんらん石玄武岩である．斜長石は，集小型の短冊状結晶が集合した集斑状であることが多いのが特徴で，他の玄武岩と容易に区別できる．岩質は，剣丸尾第１溶岩に類似する．

日沢噴火噴出物は，火口付近のスパッター，降下スコリアと，溶岩流からなる．本溶岩流は，津屋（1968）の日沢溶岩流に相当する. 富士宮口新五合目の駐車場の東端では, 本溶岩流が，不動沢溶岩流ないしその火口近傍のスパッターを被う (Fig. 4)．御中道の五－七合目では，本溶岩流が, 不動沢溶岩流の噴火割れ目火口列内に流れ込んでいる (Fig. 6)．溶岩流に焼かれた炭化物から，Cal AD 1000 前後の炭素同位体年代がでている（山元・他, 2005）．本溶岩流の噴火割れ目は，標高 3, 200 m 付近から，富士宮登山道 6 合目, 雲海荘の西側をとおり, 2, 250 m 付近まで, 長さ 2 km にわたり南北走向に並ぶ（Figs. 2, 3）．岩質は，比較的斑晶の少ないかんらん石玄武岩で剣丸尾第２溶岩と類似する．

三角山神社噴火噴出物（新称）は，東富士演習場内で新たに発見された溶岩流からなる．本溶岩流直下の炭化物より Cal AD 990－1160, Cal AD 890－1030 の AMS 年代が得られ（Table１），西暦 1000 年前後の噴火と思われる．噴出源は，分布より，三角山神社の南東，次郎右衛門塚と砂沢の間と推定される（Figs. 2, 3）．東富士演習場の平塚道付近の溶岩流には，溶岩樹型が多く見られる．

須山胎内噴火噴出物（新称）は，火口付近のスパッターと，溶岩流からなる．本溶岩流は，周遊道路の須山胎内入

口の駐車場の東側に見られる.2002年度にトレンチ調査（小林・高田,2003）で，溶岩の底より採取された炭化物より,2σでCal AD 1030−1230年の年代がでている（山元・他,2005）．噴火割れ目は，須山胎内の上部，登山道沿い1,500 m付近のスパッター群である（Figs.2,3）．溶岩流末端は，周遊道路から三角山神社入口の林道を入った林道分岐点付近である．

御殿場−富士宮口噴火噴出物は，火口近傍の火口付近のスパッターと，溶岩流からなる．津屋（1968）の御殿場富士宮口溶岩流に相当する．湯船第2スコリアを覆う.3,500 m付近から宝永火口の上端までの3,150 mまで，火口列が続く（Figs.2,3,6）．

富士宮八合目噴火噴出物（新称）は，新たに発見されたもので，火口近傍の火口付近のスパッターと，小規模の溶岩流からなる．富士宮登山道八合目池田館の上部3,270 m付近から，見かけ上，沢を挟んで二股に分かれて分布する溶岩流である（Figs.,2,3,6）．東のローブの末端は3,150 m付近，西のローブの末端は2,920 m付近である．湯船第2スコリアを覆う．噴火割れ目は,3,270 mから3,230 m付近と思われる．

富士宮九合目噴火噴出物（新称）は，新たに発見されたもので，火口近傍の火口付近のスパッターと，小規模の溶岩流からなる．富士宮登山道九合目の西の沢を越えた尾根上3,380 m付近から，2,900 m付近まで分布する細長い小規模な溶岩流である（Figs.,2,3,4）．本溶岩流を供給した岩脈も見られる．

2-2-2　北西−北−北東山腹

北西−北山腹で，Cal BC 300より新しい時期に噴出した溶岩流のうち，従来から定義されている溶岩流（津屋,1968）より，新たな年代，層序データが得られたので報告する．

白大竜王・氷池噴火噴出物（津屋,1968）は，北氷池火口群（宮地,1988）からの噴出物を含む．本溶岩流は，その直下の炭化物より,2σでCal AD 640年−770年の炭素同位体年代が得られ（Table 1），御庭・奥庭第1，2 噴火噴出物（津屋,1968）に被われている（Fig.4）．焼野噴火噴出物・西丸尾噴火噴出物（津屋,1968）は，御庭・奥庭第1，2 噴火噴出物に被われている（Fig.4）．焼野噴火噴出物と御庭・奥庭第1，2 噴出物は，その直下から多くの炭化物が採取されているが,AMS年代の大部分の結果が,2σでCal　AD 600−900年の範囲にはいっている（山元・他,2005；Table 1）．しかし，その直上に神津島838年噴火の火山ガラスが濃集していることが確認できたため,Cal AD 700年後半−800年頃の噴火と考えられる（小林・他,2005）（Fig.5）．御庭・奥庭第1，2 噴火噴出物は，それぞれ，標高3,400 mから2,100 mまでの3.5 kmと，標高3,000 mから1,570 mまでの5.5 kmにわたる噴火割れ目から噴火した（Figs.2,3）．

天神山・イガトノ山噴火噴出物（津屋,1968）は，その直下の炭化物より,2σでCal AD 610−960年のAMS年代が得られているが（Table 1），下位に神津島838年噴火の火山ガラスの濃集を確認したので，天神・イガトノ噴火は838年以降，下記の貞観864年噴火までの時期に噴火した（小林・他,2005）．青木ヶ原溶岩流（津屋,1968）を流出した噴火は，古文書による噴火経緯と溶岩流の分布の一致より，西暦864年の貞観噴火であると指摘された（小山,1998 a）．神津島838年噴火の火山ガラスは，青木ヶ原溶岩流直下に濃集が確認され，貞観噴火のスコリア丘である長尾山山頂では検出されなかったことは，古文書の解析結果と矛盾しない（小林・他,2005）（Fig.5）．大流溶岩流（津屋,1968）からは,2σでCal AD 690−900年の年代が得られている（山元・他,2005）．

西暦1000年頃には，剣丸尾第1,2溶岩（津屋,1968）が噴出している．今回新たに，剣丸尾2溶岩直下の炭化物からは,2σでCal AD 990−1180年のAMS年代が得られた（Table 1）．剣丸尾第2の噴火割れ目の最も高標高の位置は，吉田大沢内の3,480 m付近である（Figs.2,3）．

北東山腹での堆積物の層位は，中野・他（2004）に報告されている．土丸尾溶岩流はその基底の炭化物より，Cal BC 360−230の年代が得られた（Table 1）．内閣府（2004）で詳細に調査された滝沢火砕流群の炭化物からは，およそCal AD 200−500の範囲の年代値がでている（内閣府,2004；山元・他,2005）．雁穴丸尾溶岩流はその基底の炭化物より2σでCal AD 350−630の年代が，檜丸尾第1溶岩流はその基底から2 σでCal AD 440−640の年代が，中ノ茶屋溶岩流はその基底の炭化物より,2σでCal AD 560−670の年代が得られた．また，鷹丸尾溶岩流は，その基底の腐食土壌から2σでCal　AD 670−875（Cal　AD 765）（Intercept age AD 765）の年代が得られた（Table 1）．本溶岩と対比される檜丸尾第2溶岩流の直上に，神津島838年噴火の火山ガラスが濃集していることを確認した（小林・他,2005）．よって，鷹丸尾溶岩流と檜丸尾第2溶岩流は，西暦800年頃の噴火と考えてもよい（Fig.5）．須走−須走口溶岩流は，複数枚の溶岩流からなり，そのうちの上位のものから，Cal AD 1000頃のAMS年代が得られている（中野・他,2004）（Table 1）．本溶岩直下には，神津島838年噴火の火山ガラスが濃集していることを確認した（小林・他,2006）．しかし，この地域で割れ目噴火位置が報告されているのは，滝沢火砕流群（内閣府,2004），焼山（津屋,1968），西小富士（小山,1998 b）だけである（Figs.2,3）．ただし，西小富士噴火割れ目の噴出物は，神津島838年噴火の火山ガラス濃集層に被われることが確認された（小林・他,2006）．須走登山道から須走五合目付近には，S-24-6（上杉,2003）とその上にのる複数枚の降下スコリアが局在しており，火口群の存在が推定される（須走火口群（Fig.2））．S-24-6からは,2σでCal AD 790−1000の年代が報告され（山元・他,2005），神津島838年噴火の火山ガラスが濃集していることも報告されている（小林・他,2006）．

3.　議論：富士火山の噴火割れ目の特徴と進化

3-1　噴火割れ目の特徴

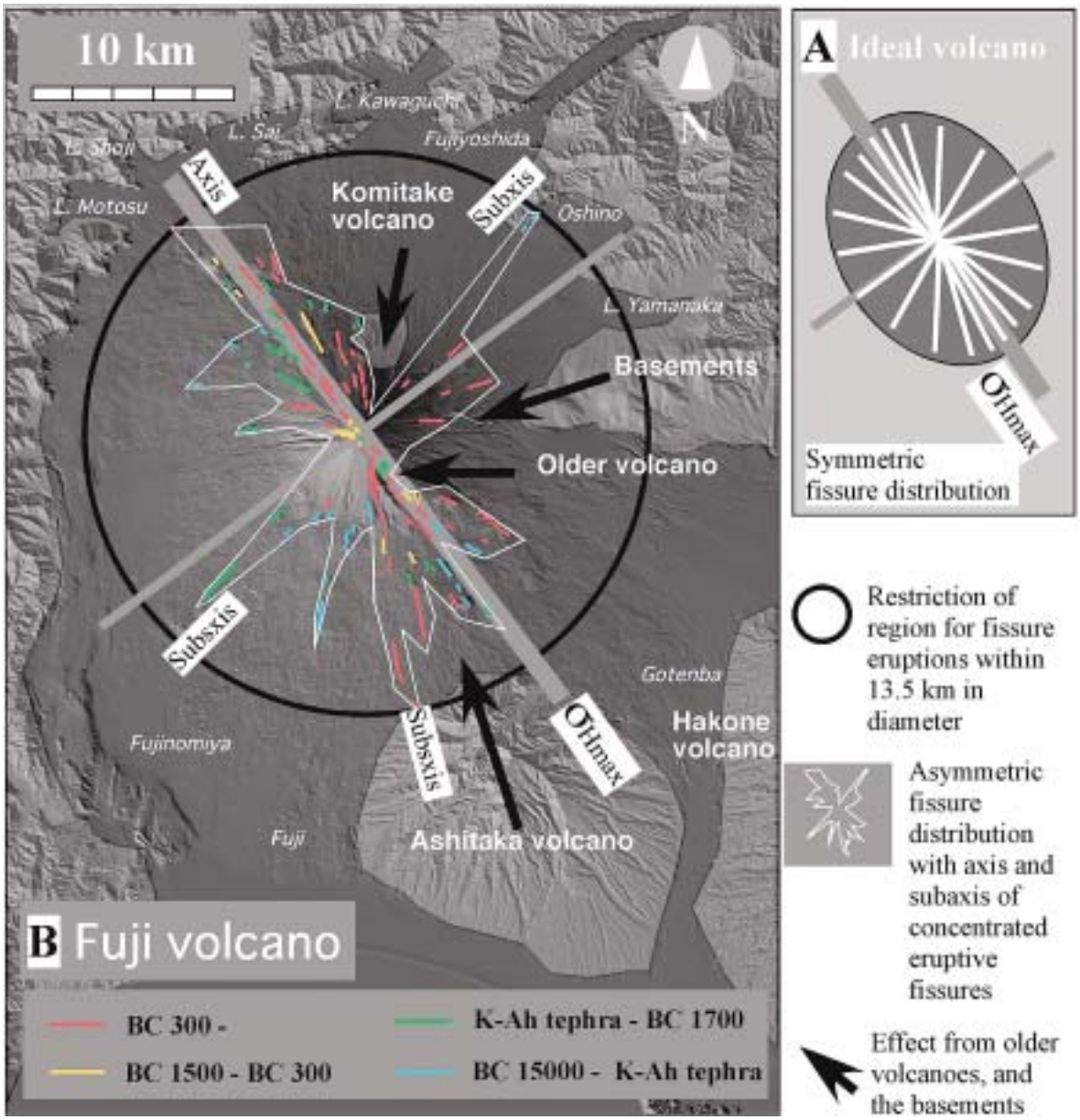

図７　対称性の高い，理想的な噴火割れ目のパターン（A）と富士火山の噴火割れ目のパターン（B）．Bは，図３をもとにしている．
Fig. 7.　Ideal eruptive fissure pattern（A）and eruptive fissure pattern of Fuji volcano on the DEM image（B）. The pattern of B is plotted on Fig. 3.

3-1-1　応力を感じる岩脈からの情報

岩脈は最も引っ張る方向（最小圧縮主応力軸）に垂直に，最も圧縮される方向（最大圧縮主応力軸）に平行に，形成される（Anderson, 1951）ので，この方向より応力場を復元できる．岩脈に影響を及ぼす応力場は，広域応力場と局所応力場に分解できる．広域応力場は，火山より十分遠方の広い範囲の応力場に使用され，プレートの押し引きにより発生する応力などを示すことが多い（Figs. 1 B, 1 C の R-SF）．一方，局所応力場は，マグマ供給系周辺や火山体内の応力場に使われることが多い（Figs. 1 B, 1 C の L-SF）．岩脈の分布から，広域応力場以外に，様々局所的な応力源の情報を引き出すことができる．噴火割れ目の分布限界は，火山体周辺の応力場の情報を，その分布の非対称性や特徴的なパターンは，山体内の応力不均一性の情報をもっている．

3-1-2　分布限界

火山周辺は，一般には火山体と比べてより圧縮的で拡大しにくいので，岩脈の水平規模は，火山体周辺の応力場の境界条件の規制をうける．これが噴火割れ目の分布限界である．世界の複成火山での山腹での噴火割れ目の分布規模を，横軸に各火山の年齢を，縦軸に対数で山腹割れ目噴火の分布規模でプロットすると，火山の年齢が古くなるにつれ，すなわち火山の規模が大きくなるにつれ，山腹割れ目噴火の分布規模も拡大する傾向がある（高田, 2000；

Takada, in press). ただし，地殻の引張の度合いが強い地域の火山は，噴火割れ目の長さが長い．この場合，火山体の規模を越えて，岩脈が進展することがある．記憶に新しい三宅島2000年の噴火では，より引張である神津島の方向へ岩脈が貫入したと考えられている．

富士火山では，Cal BC 15000年より新しい時期に，山頂から13.5 km程度の距離までの範囲内で割れ噴火が発生している（Fig. 7 B）．北西麓では貞観噴火の最北端の火口（内閣府, 2004），北東麓では，大臼や小臼，臼久保橋火口（中野・他, 2004），南麓では大淵丸尾噴火の最南端の火口が，山頂から13.5 kmの距離に位置する低標高火口である．富士火山の山体はより引張的であり岩脈は貫入しやすいが，富士火山の外側の御坂山地はより圧縮的であると考えられる．

富士火山の噴火で1回の噴出量が1 km^3をこえるものがある（富樫・他, 1991）．もし, 1 km^3程度のマグマが，噴火しないで岩脈として貫入したら，岩脈の厚さが1 m，高さが10 kmとすると，水平貫入距離は, 100 kmに達する．ただし，岩脈の厚さが1 mと仮定したのは，宝永火口で露出する岩脈が1 m前後の厚さをもつものが多いからである．ハワイやアイスランドの火山ではマグマが50－100 km横に移動した観測事実がある．富士火山で山頂から100 km岩脈が貫入すると，甲府市や小田原市，静岡市まで到達してしまう．実際の富士火山の経験則である水平貫入距離13.5 kmは，噴火のハザードには重要な値である．また，この貫入距離では，厚さが1 m，高さが10 kmとすると，0.13 km^3の体積のマグマしか蓄えることができない．0.13 km^3の体積をこえるマグマが供給されれば，噴出するはずである．

3-1-2　分布非対称性

等方的な局所的応力場と広域応力場が重なった場合の噴火割れ目の理想的な岩脈の配置（Nakamura, 1977）は，水平最大圧縮主応力軸に平行な山頂を通る面に面対称であり，また，この面に垂直で山頂を通る面に対しても面対称であることが期待される（Fig. 7 A）．しかし，実際の火山の噴火割れ目の配置は，火山体内の局所的な応力場の影響を受け，非対称であることが多い．この噴火割れ目の非対称性は, かなり普遍的に世界の火山で見られる現象である．ハワイではマウナロアとキラウエアのリフトゾーンが互いに雁行して非対称である．カムチャッカのクリュチェフスコイ火山の山腹噴火割れ目の分布は，周辺火山が分布していない北東から東側に集中している（Takada, 1997）．

富士火山では, 噴火割れ目の卓越した方向は, 過去15000年間では統計的に北西－南東である（Fig. 7 B）．この方向は，フィリピン海プレートの押す方向で，水平方向の最大圧縮主応力軸に平行である．しかし，全体としては，山頂を中心に放射状を示す．さらに，富士火山の噴火割れ目の分布を，山頂を通る北西－南東方向の面で左右を折り返しても，山頂を通るそれと垂直な面で折り返しても，重ならない非対称性を示すことが分かる（Fig. 7 B）．それぞれの方位で地域的な特徴がみられる．Fig. 7 Bで矢印を記した方位に注目すると，北－東北東側の古い小御岳火山や山中湖側の御坂山地の基盤が露出している斜面には，噴火割れ目は認められない．北西－南東方向の面に関して鏡像関係に当たる西北西－西方向の斜面には噴火割れ目が存在する．宝永火口壁には，多くの岩脈が観察されるが，その延長である宝永山を含めたその南東斜面には，岩脈が露出していない．

約3200年前以降に形成された火口位置図を元にして作られた内閣府（2004）の実績火口の分布範囲図では，実績火口の分布範囲は，北西－南東方向を向いた逆Y字型をしている．さらに，この逆Y字の南方向の枝は，南東方向の枝より長い．また，北東方向にも枝をだしている．内閣府（2004）の分布範囲は，本研究では，Fig. 7の西暦1500年以降である黄色と赤の噴火割れ目の分布範囲に相当している．一方，西暦1500年以前の噴火割れ目の分布範囲（Fig. 7の水色と緑の噴火割れ目）では，それ以後のものと比べると，南西側と北東側の山麓や北西山腹にも噴火割れ目が発生している違いがある．

岩脈は，より密な基盤やすでに多くの貫入岩などで満たされた古い火山体をさけて新しい山体に貫入する傾向がある．これらの非対称性の原因の1つとして，古い山体の上にのる新しい山体は滑りやすくなり，山体が割れやすいことがあげられる．このモデルは，リフトゾーンが発達したハワイなどの火山に適応されている．また，新しい火山体は，隙間が多く縮みやすく，応力が蓄積しにくい可能性もある．

3-1-3　雁行噴火割れ目

火山の斜面で表れる雁行の噴火割れ目は，山体の斜面不安定性のよい指標となる．山体斜面に，氷河のクレバスのように雁行状の噴火割れ目が生ずることがある．氷河では，斜面を流れる氷河と壁との間には強いずれの成分をもつ応力が発生し，流れる方向に向かって右側には杉型の雁行配列をした開口割れ目が，左側にはミ型の雁行した開口割れ目というように，左右対称の雁行配列した割れ目群のペアーが現れる．

インド洋のピトン・デ・ラ・フルネーズ火山では，山体が崩壊してできた馬蹄形の開いたカルデラ内に，しばしば割れ目噴火が起こっている．その噴火割れ目群は，この馬蹄形のカルデラの滑べる方向に，左右対称の雁行配列のペアーとして現れる．地殻変動の観測によると馬蹄形の部分は今も少しずつ海側へ滑っていることが観測されている（Fig. 8）．ハワイ島ではマウナロア火山の山体の上に成長しているキラウエア火山は，南東部の斜面が海側へ滑っていると考えられている．時々規模の大きい地震も起こる．1975年（M＝7.5）の地震発生の4年前から，南東山腹では雁行状に割れ目噴火が発生していた（Fig. 8）．イタリアのストロンボリ火山でもしばしば雁行状の噴火割れ目が，馬蹄形カルデラ内部に生じていることが報告されている（Tibaldi, 2001）．

富士火山でも，その程度は強くないが，Fig. 8のように，北西から北斜面には，有史噴火の雁行状の噴火割れ目群が

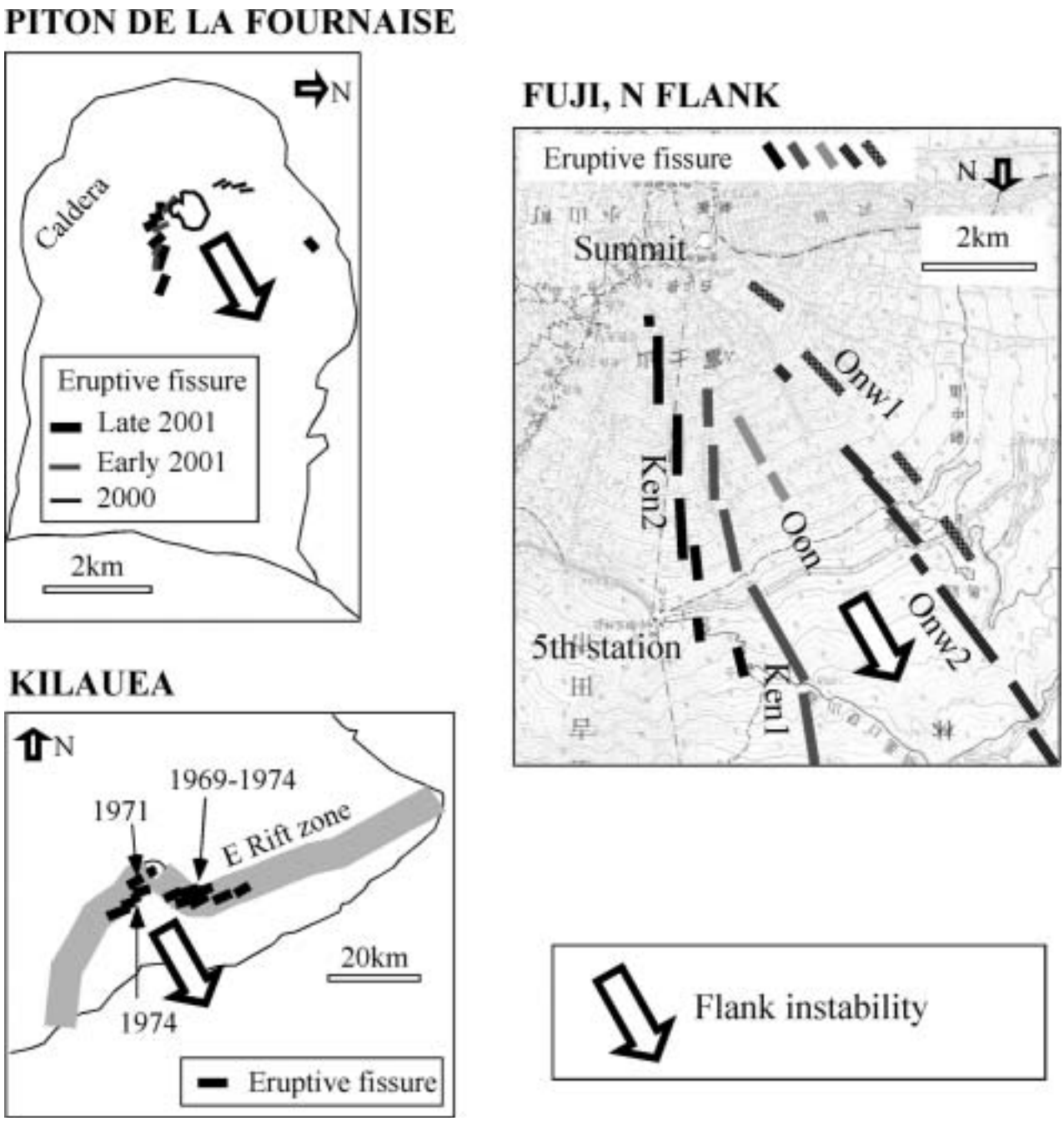

図８　火山の山腹に現れる雁行割れ目の例．顕著な雁行噴火割れ目が現れるレユニオンのピトン・デ・フルネーズ火山（OVPF, 2005）とハワイのキラウエア火山（Holcomb, 1987；Peterson and Moore, 1987）．弱い雁行割れ目が現れる富士火山北山腹．地図は国土地理院５万分の１地形図を使用．

Fig. 8.　Examples on echelon eruptive fissures on volcano flank. Data from OVPF(2005), Holcomb(1987), and Peterson and Moore(1987). Piton de la Fournaise and Kilauea volcanoes show strong echelon fissure pattern. Weak echelon fissure pattern appears on the northern flank of Fuji volcano. Eruptive fissures of the northern flank of Fuji volcano is plotted on the 1：50,000 scale topographic map of GSI.

認められる．西暦700－1000年に活動した，御庭奥庭１，２，と剣丸尾１，２の噴火割れ目群である．このことは，北西から北斜面は，必ずしも安定ではないことを示唆している．富士火山では，山体崩壊の発生頻度が高いことが知られているので（山元・他，2002），詳細な噴火割れ目の分布調査は，山体崩壊の進行過程を知る重要な情報と思われる．

3-1-4　活動頻度と多方向同時噴火割れ目

富士火山では，西暦700－1000年頃に多くの割れ目噴火が起こり，高活動度であったことが推定される（高田・他，2004，山元・他，2005）．その噴火の頻度（間隔）を考えてみよう．炭素同位体の年代値では，統計上の95%の信頼性をもつ2σの誤差，すなわち±50年程度の誤差があるので，各噴火イベントを年代値から分離できない．例えば，新富士の有史噴火の場合，後述するように300年間に，20回程度の噴火割れ目が活動した．伊豆大島や三宅島，有珠火山の平均噴火間隔が20年強である．平均噴出率が日本の火山に比べて高いアイスランドのヘクラ火山では、最近の噴火間隔は10年程度である．西暦700年から1000年頃は、富士火山では、噴火間隔が20－10年程度であっても問題はない．

高活動度の時期は，異なる方向の山腹での，複数の噴火割れ目からの同時噴火の可能性も疑わなくてならない．高い噴出率の火山では，一回の噴火で，火山体の異なる方向で複数の割れ目噴火が発生している．ヘクラ火山では頻繁にこのような噴火が記録されている（Takada，1994 a）．最近では，ヘクラ火山2000年噴火，ピトン・デ・ラ・フルネーズ火山2000年噴火，エトナ火山2001年噴火，ニイラゴンゴ火山2003年噴火でこのような噴火割れ目群からの同時割れ目噴火が起こっている（Smithsonian Institution，2005）．富士火山で，異なる方位の山腹からの同時噴火の可能性がある例は，年代値が近接し，岩石学的特徴が類似し，しかも，南北に噴火割れ目が配列している，不動沢と剣丸尾１，日沢と剣丸尾２の２ペアである．すでに，山元・他（2005）により南北同時噴火の可能性を指摘している．

3-2　応力史復元へ向けて

3-2-1　応力史復元の手法

岩脈が地表に達すると割れ目噴火が起こる．岩脈の規模よりも割れ目噴火の規模は小さいが，噴火割れ目の向きは少なくとも浅所での岩脈の向きを表すので，噴火割れ目の向きや火山体での位置をもとに，過去の広域応力場や局所応力場などの情報を得ることができる．割れ目噴火の年代がわかればそのときの応力場を復元できるので，過去の応力状態を復元できる．噴火割れ目の時間変化が分かれば，山体での応力の時間変化を読みとることが可能である．局所的な応力の時間変化の原因には，岩脈同士の相互作用によるものや応力の緩和過程によるものなどがある．岩脈の相互作用を利用すると，n回目の岩脈の貫入位置は，その周辺に貫入したn回目以前の岩脈による局所応力場の影響をうけるので推定可能である（Takada，1994 a；1997）．富士火山は，活動的な時期が，奈良時代や平安時代にさかのぼり，エトナ火山やキラウエア火山のような有史の記録が少ないため，詳細な順番に基づく割れ目噴火の時系列が得られない．しかし，年代誤差が付いた上での全体の噴火割れ目の時間変化は，応力蓄積と緩和というスキームで十分議論可能と思われる．

3-2-2　分布限界の時間変化

噴火割れ目の方向とその位置の時間変化の特徴をまとめる．ほとんどの複成火山の場合，山頂や山頂火口の中心などが，火山の中心として形式的に定義できるので，そこを中心に極座標で割れ目噴火の位置を記述できる．噴火年代がわかれば，これらの位置情報を時系列図に表すことができる（Takada，1997）（Fig. 9）．100－1000年スケールの時間変化を，噴火割れ目の山頂からの距離の時系列図で，世界の複成火山でみると，岩脈による山体の応力の蓄積と，山体周辺の地震断層による応力解放というパターンが見られることが多い．

この仕組みは，Fig. 10 Aの一次元マクスウェルモデルで表現できる（Takada，1999）．弾性体としての火山体はバネであらわす．応力緩和機構については，塑性変形による効果を“粘性体をかき混ぜるダッシュポット”で，断層を“降伏値を越えると滑り出すスライダー”で，広域応力による地殻拡大を車で表現した．岩脈蓄積により火山およびマグマ供給系は拡大するが，バネののびに限界があるために岩脈蓄積が進行しなくなる．地殻拡大が進行する場合や，断層により火山がすべり，隙間が開く場合に，岩脈蓄積は進む．火山体が塑性的に変形する速度は遅いので．一度貫入した岩脈による余剰応力は，塑性的にゼロにもどりにくい．応力緩和時間は，地殻の粘性を計算すると数10万年以上かかり，火山の年齢を超える（Takada，1999；高田，2001）．

Fig. 9は，イタリアのエトナ火山の例を示した．図の上側に北側山腹の噴火割れ目を，下側に南山腹の噴火割れ目をプロットした．ある時間の噴火割れ目の範囲は，ハッチをかけた領域内で発生する．全体として，その領域は拡大したり縮小したりすることがある．特に，南山腹では，約1000年スケールの割れ目噴火の分布限界の拡大と縮小が見られる，1169年にはエトナ火山南部で，火山体の応力が解放されるセンスの地震が起きた．この地震以後，山腹割れ目噴火の範囲が拡大した．その後，噴火割れ目の位置が全体として振動しながら，山頂へ収斂してきている．最近は，山頂か山頂から数kmの範囲での割れ目噴火か山頂噴火が起こっている．縦の破線は，エトナ火山周辺の地震を表している．

富士火山でも，噴火割れ目の分布限界の拡大と縮小がみられるが，全体として，エトナに比べて拡大するときは，急激ではない．これは，緩和過程の違いによるものと思われる．また，活動期の急激な変化が大きい．高田・他(2004)は，トレンチ調査の予報のなかで，富士火山で過去5000年間における噴火割れ目の山頂からの距離の時系列図を提案した（Fig. 9 B）．噴火割れ目の分布限界は，BC 2000年

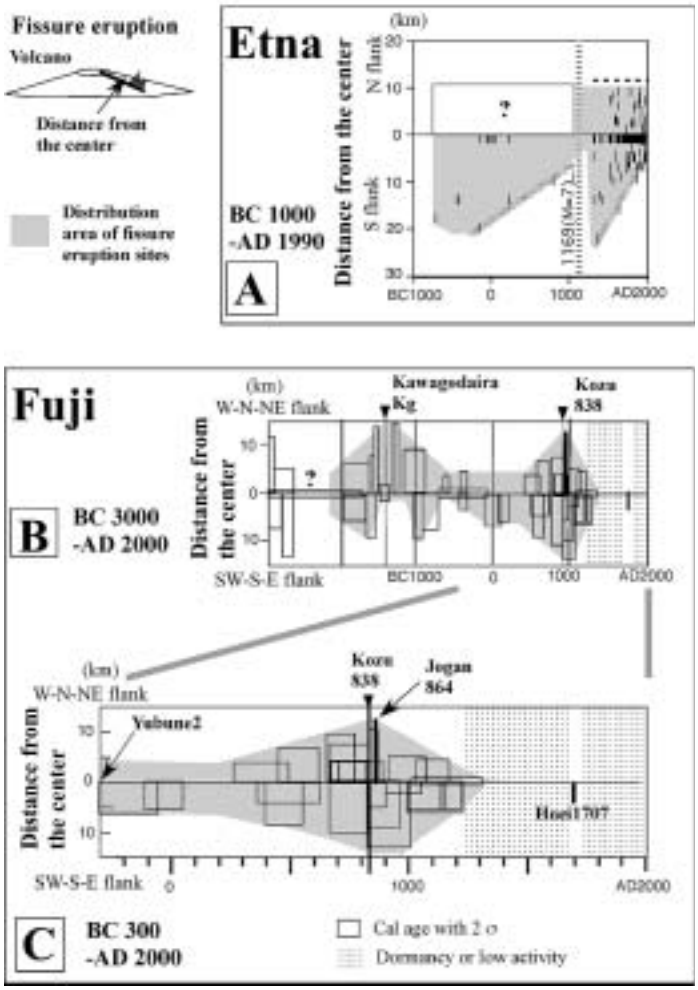

図９　割れ目噴火位置に関する山頂からの距離の時系列図．A：エトナ火山の例（Takada, 1997）．B, C：富士火山の例．年代値は図５を使用．

Fig. 9.　Time series diagrams of eruptive fissure（distance of eruption site from the center-time）. Example of Etna（after Takada, 1997）, and that of Fuji volcano during the last 2000 years. The age data of Fuji volcano are from Fig. 5.

頃より拡大を始め，BC 1500 年前後に山頂から約 13.5 km の距離まで拡大した．南東山腹で日本ランド溶岩の噴火，北西山腹での北西弓射塚や鹿の頭の噴火が起こった．そのあと，噴火位置は，急に山頂にもどり，S 10, S 11, 大沢スコリアの噴火が起こる．そのあと，南東山腹での砂沢を始めとした山腹噴火，北西山腹での大室山－片蓋山の噴火に始まる山腹噴火に，再びシフトする．その後，徐々に，噴火割れ目は，BC 1000 年頃までに山頂周辺に収斂する．その後，湯船第２噴火まで，噴火割れ目は火口中心から１km 程度の範囲に限られる．

過去 2000 年間の噴火位置の時系列図を Fig. 9 C に示した．既存の文献をもとに作成した高田（2000）の時系列図とは異なる結果を得られた．この期間，割れ目噴火の分布限界は，徐々に拡大し，AD 800－900 年頃が最も遠方の 13.5 km まで広がった．その後，急激に，西暦 1000 年頃までに分布限界は６km 程度の範囲まで縮小した．

3-2-3　方位の時間変化

富士火山では，噴火位置の方位に関して，割れ目噴火が，時間的に集中する軸がみられる特徴があり，平均的に放射状の噴火割れ目が発達する火山とリフトゾーンが発達する火山との中間的性質を示す．広域応力場に対応して北西－南東方向の噴火割れ目が卓越しているが，噴火の発生頻度と方位にはかなりの時間変化の波がある（Figs. 5, 7）．北西山腹では，BC 1500－BC 1000 年頃には，山頂から北西方向の噴火割れ目が卓越する軸部で，平行に割れ目噴火が発生した（Fig. 7 B の Axis）．その後，この軸部には，AD 700 年頃まで噴火の形跡がない．AD 700－900 年頃には，氷池・白大竜王，御庭・奥庭第１, 第２, 天神山・イガドノ山，貞観と，平行に５回噴火割れ目が集中して発生した．一方，南東山腹では，長い静穏期間はなく，湯船第２スコリアのあと, 小天狗溶岩の山腹噴火が続いて起こっている．山頂から南東への広域応力場に対応した軸が明確でなく，噴火割れ目の分布が弱く放射状に広がる傾向がある．

広域応力場の卓越方向でない方向に割れ目噴火が集中して起こることがある（Fig. 7 B の Subaxis）．AD 500 年前後には，北東から南西に，AD 1000 年前後には，南北で平行な割れ噴火群が活動した．山頂から北東方向の忍野村へのラインにも，多くの噴火割れ目が発見されつつあり（内閣府, 2004；中野・他, 2004), 活動的な方位の１つである. Cal BC 8600－7000 には，忍野村内で，大臼，小臼や臼久保橋の噴火も起こっている．

北西山腹でみられる平行な割れ目噴火が頻発する時期

と，長期間の静穏な時期を繰り返すような特徴は，リフトの火山に類似する(Takada, 1999)．北西ほど顕著でないが，山頂から北方向や北東方向への噴火割れ目が時間的に集中するのも，同様の特徴と思える．その原因として，小御岳や籠坂峠から西に延びる御坂山地，愛鷹山などの，古い山体にのる富士火山がブロック化している可能性もある．特に，北半分は，潜り込むフィリピン海プレートの上にのるユーラシアプレートが北西－南東を軸とした凸状に変形する可能性があり，よりブロック化が進行しやすいのかもしれない（Fig. 1 C)．

富士山では，活動的な軸での活動的の盛衰だけでなく，割れ目噴火の卓越する方位が，シフトすることがある．例えば，貞観の噴火のあと，活動的な軸が北西－南東から南北へシフトした（Fig. 5)．この原因として，広域的な応力場が一次的に転換した場合もあるが，山体が,3 つ以上のブロック化に分割されていた可能性もある．転換の時期と富士山周辺の地震活動とを十分検討する必要がある．

3-2-4　噴火割れ目の噴火様式

割れ目噴火は，スコリアを噴出する爆発的噴火から溶岩流出主体の非爆発的噴火に移行するのが一般的パターンである．しかし，全体の噴出物量に対する爆発的噴火の噴出物量の比（爆破的噴火の程度）で見ると，割れ目噴火の爆発性の程度は噴火によりかなり異なる．爆発性の程度に関しては，過去 5000 年間でみると，BC 1700 年までは爆発性は急激に下がり溶岩主体の噴火であったが，BC 1500 年前後を境に，山頂噴火の S 10, S 11, 大沢，山腹噴火の大室と砂沢というように爆発性が急激に上がった（高田・他, 2004)．その後，山頂噴火卓越の時期となり，爆発的噴火と非爆発的噴火を繰り返す（Ishizuka *et al.*, 2004)．BC 300 年の湯船第 2 噴火以後，爆発的噴火は少なくなり，大淵スコリアを除くと，AD 900－1000 年頃までに溶岩流主体の噴火となった（高田・他, 2004)．しかし，静穏期をおいての宝永 1707 噴火は爆発的噴火であった．

高標高の噴火割れ目の標高と火口底高度を比べると，過去 2000 年間の活動で，山頂火口には，マグマが現れていた可能性が十分ある．山頂火口付近で，湯船第 2 噴火以後の明確な噴出物は確認できていない．古文書からは，山頂火口では弱い火山活動があったことが推定されている（都司, 1992)．現在の火口底は標高約 3, 540 m であるが，埋没の部分を考えると，湯船第 2 噴火以後の火口底が，標高 3, 400－3, 500 m 程度まで下がっていてもおかしくない. 南－南東山腹では，富士宮九合目と御殿場－富士宮口，北西山腹では御庭奥庭第 1 と剣丸尾第 2 の噴火割れ目の上端は，それぞれ標高 3, 400－3, 500 m に達しており，当時の火口底の標高とほぼ等しい(Fig. 4)．山頂火口底の活動は，マグマ供給系の脱ガスを示唆している．もし，この時期に，この中央火道系と連結しているマグマ供給系から割れ目噴火が起こった場合は，爆発性が低いと考えられる．AD 900－1000 年頃の溶岩流主体の山腹噴火はこの可能性がある (Figs. 10 B-2)．一方，中央火道系に連結していないマグマ供給系からバイパスを通り山腹噴火をすれば，爆発的噴火が予想される．砂沢，大淵や大室山－片蓋山，大淵スコリア，宝永などの噴火がこれらの例かもしれない（Figs. 10 B-1, 10 B-3)．

3-2-5　噴火様式の進化モデル構築のための問題

富士火山の場合は，火山自体のもつ活動リズム，すなわち，一種の自己制御機構のようなもの（Takada, 1999)（Figs. 1 B, 1 C の L-SF)と, 周辺の境界条件のリズム(Figs. 1 B, 1 C の R-SF）の重ね合わせが表れ，マグマ供給に関して，Fig. 10 A のシステムが非定常的に作動していると考えられる．富士火山の場合は，平均的なマグマ供給率が高いので（宮地, 1988)，平均的な差応力とマグマ供給量の図では，複成火山の領域にプロットされる（Takada, 1994 b；高田, 2000)．噴火割れ目の向きも，大局的に山頂火口を向き，全体として放射状を示す．これは山体の局所的応力場の影響を受けていることを示す．しかし，本論で指摘したように，複成火山にしては時間変動が大きい．しかも，宝永噴火前後の静穏期などの意味を考えると，非定常も目立つ．高橋・他（1991）や富樫・他（1991）が指摘する，マントルでのダイナミックなマグマの部分融解現象と，本論が指摘する地殻内で広域および局所的な応力による時間変動が起きているのかもしれない．高橋（2000）が提案している地殻内の拡大なども，この要因の 1 つであろう．

境界条件の短期変動として，マグマ供給系を構成する岩脈に対する周辺からの応力変化の応答が，その噴火割れ目に表れることがある．ハワイの火山，エトナ火山，ヘクラ火山で，周辺の断層活動とのリンクの事例が報告されている(Takada, 1997；高田・他, 2000)．富士火山西麓には，プレート境界である第 1 級の活断層である富士川断層系が走っている（Yamazaki, 1992)．その南延長は，東海地震や東南海地震を起こすプレート境界につながる．宝永噴火と宝永地震とがどの程度, 力学的関係をもつのか重要である．両者の比較は，今後に期待したい．宝永噴火を除くと，噴火のデータの質と量に比べて，短期変動を議論するには地震活動のデータの質は十分とはいえない．

宝永噴火前後の静穏期と宝永噴火の噴火様式の意味が注目される（Fig. 10 B-4)．マグマ供給を制御する仕組みには，深部でのマグマ供給率の変化や上部地殻での応力による制御などがあげられる．例えば，BC 15000－6000 年の期間に玄武岩が多量に噴出したことは，明らかに深部に原因があるかもしれない．しかし，それとは別に，上部地殻にも制御機能があり，これにより．噴火割れ目分布の拡大と縮小を説明できる（Fig. 9)．岩脈の蓄積による応力増加と，広域ないし局所的な応力緩和機構に起因するモデルである（Takada, 1999)（Fig. 10 A)．静穏期の原因は，地球物理観測による実証的解明に期待したい．

境界条件の長期変動として，噴火時系列データを整理すると，噴出量，噴火位置，噴火様式に関して, 1000－2000 年程度の活動の波つまりパターンをもつリズムがあることが指摘された（高田・他, 2004)．最新のデータを使った本研究でも，割れ目噴火位置に関して同様の傾向が認められる．活動期／静穏期，噴火割れ目の拡大と縮小や爆発的噴

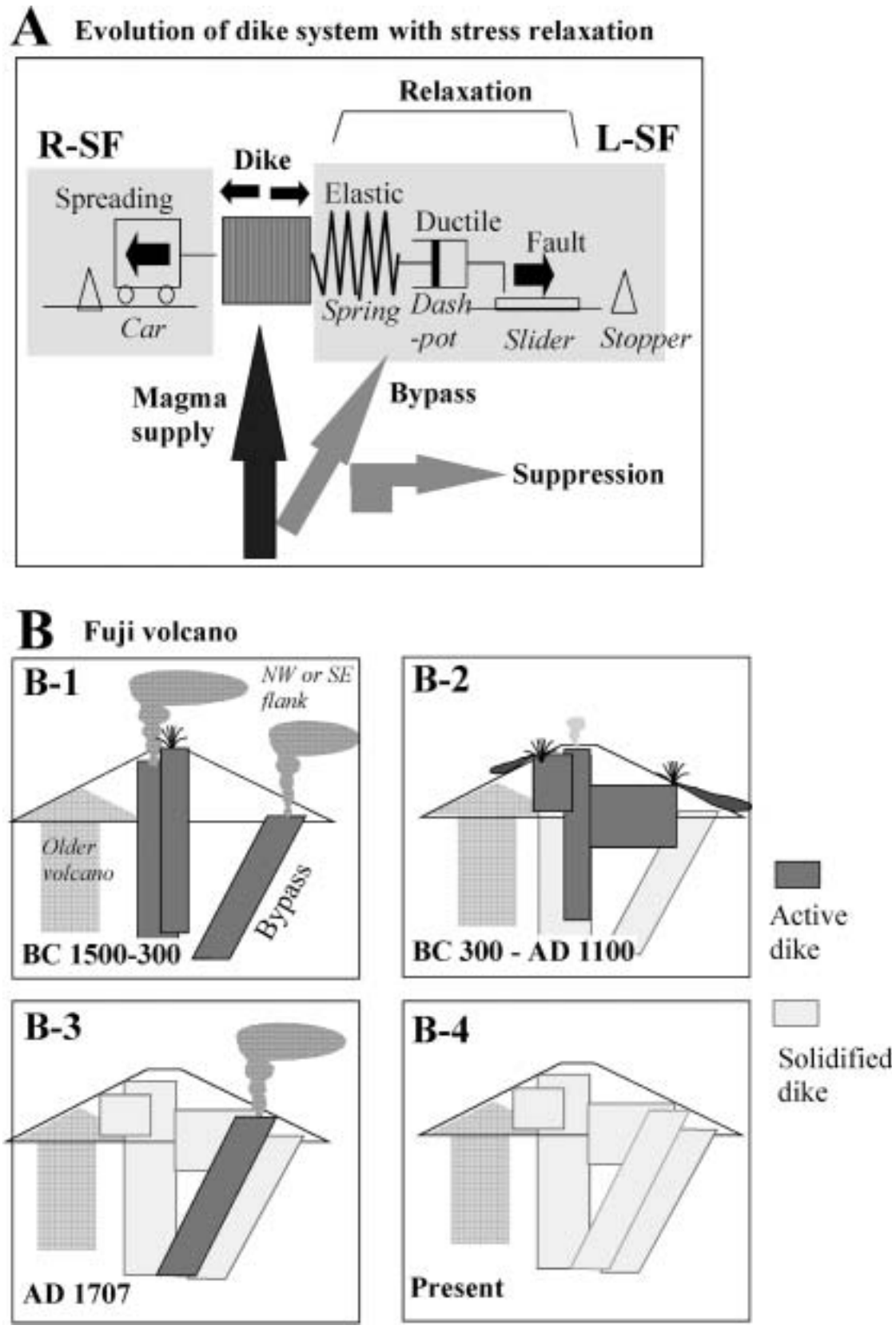

図 10　応力蓄積と緩和を示すマックスウェルのモデルと，過去 3500 年間の富士火山の応力変化を伴う，岩脈貫入モデル.

Fig. 10.　Maxwell model of stress accumulation caused by dike intrusion with stress relaxation, and evolution of dike system beneath Fuji volcano during the last 3500 years.

火／非爆発的噴火などを繰り返す火山を定量的に評価するための重要な鍵となる．これらのリズムと，境界条件としての火山体周辺の応力変動のリズムとのカップリングを考える必要があるかもしれない．

富士火山のマグマ供給系の境界条件を理解するのに，フィリピン海プレートの収束域での火山活動の連動性が注目される．BC 1500 年前後には，富士火山では，S 10, S 11, 大沢スコリア，などの爆発的山頂噴火と，山麓での山腹噴火が頻発した．一方，伊豆周辺では，BC 1500 年前後，箱根火山の冠ガ岳の噴火（大木・袴田, 1975），伊豆東部火山群のカワゴ平噴火（Kg）（嶋田, 2000）など，噴火頻度の低い火山で安山岩から珪長質のマグマ噴火が発生した．また，噴火頻度の次のピークである，西暦 700－1000 年頃の期間には，富士火山では，貞観噴火を始め多数の山腹噴火が集中している．一方，伊豆周辺では，噴火頻度の低い珪長質火山では，神津島で 838 年噴火，新島で 868 年噴火と続いた．フィリピン海プレートの収束域での火山活動の相互関連性は，今後力学的に検証する課題の１つである．

4. まとめ

（1）富士火山の割れ目噴火の年代と位置情報について，新知見をまとめた．南山腹では，三角山神社，須山胎内，富士宮八合目，富士宮九合目溶岩流が，新たに発見された．また，東臼塚南溶岩流は再定義した溶岩流である．忍野付近の低標高火口の噴火年代や，噴火年代が不明であった既存の溶岩流（津屋, 1968）の噴火年代を公表した（印野丸尾，鷹丸尾，須走のうちの上位，水ヶ塚檜丸尾，土丸尾，雁穴丸尾，檜丸尾第１, 中ノ茶屋，白大竜王・氷池，天神山・イガドノ山）．

（2）富士火山の山腹割れ目噴火の分布限界は，山頂から約 13.5 km である．山腹割れ噴火は，北西－南東方向に卓越するが，全体として，山頂を中心に放射状を示す．しかし，基盤や古い火山体の影響を受け，非対称性も表れている．また，割れ目噴火が集中する弱いリフト的な軸も北西，北東，南東，南に表れている．斜面の不安定性を示す雁行状の噴火割れ目も，程度が弱いものは富士火山でも認められる．富士火山の活動的な時期では, 10－20 年程度の噴火間隔で，異なる山腹での同時割れ目噴火も発生した可能性がある．

（3）富士火山の過去 2000 年間で，割れ目噴火位置に関して，時間変化の波が存在することが明らかとなった．噴火位置の分布限界ついては，山頂からの距離に関する拡大と縮小や卓越方位の時間変化が認められた．分布限界が最も拡大するのは，活動度が高かった AD 800－900 年頃である．割れ目噴火が集中する北西の軸は，活動の集中化とその後の長い静穏期で特徴づけられる．割れ目噴火の卓越軸が, 貞観の噴火のあと, 北西－南東から南北へシフトした．

（4）湯船第２噴火のあと，高標高の噴火割れ目位置は，山頂火口底でのマグマ活動／脱ガス活動の継続を示唆し，時間ともに割れ目噴火の爆発性が低下する傾向を支持する．その一方で，中央の火道系と連結しないバイパス的な爆発的側噴火も見られる．

（5）富士火山の噴火位置の時間変化に関して，伊豆半島周辺や伊豆諸島の珪長質火山の活動度との関連も注目される．

謝辞

本研究に関して，日本大学の宮地直道さん，静岡大学の小山真人さんは露頭で議論して頂いた．アジア航測の千葉達郎さん，荒井健一さん，日本工営の田島靖久さんは，トレンチ調査で，お世話になり，有益な助言をいただいた．山本義人さんには, 現場でトレンチ掘削をしていただいた．国土地理院の西村卓也さんには，粗稿を査読して頂いた．荒牧重雄先生には, 本論文集の編集で大変お世話になった．本研究の一部には，科学技術振興調整費を使用した．これらの方々には心から感謝します．

引用文献

Anderson, E. M. (1951) The Dynamics of Faulting and Dyke Formation (2 d ed.). London Oliver and Boyd, 206 p.

Holcomb RT (1987) Eruptive history and long-term behavior of Kilauea Volcano. In *Volcanism in Hawaii* (Decker, R. W., Wright, T. L., Stauffer, P. eds.). *U.S. Geol.Surv. Prof. Pap.*, 1350, 261-350.

石塚吉浩・高田　亮・鈴木雄介・小林　淳・千葉達郎（2004）富士火山北西北山腹に分布する火砕丘と溶岩流の噴出時期．火山学会 2004 年度秋季大会．

Ishizuka, Y., Yamamoto, T., Takada, A., Nakano, S. (2004) Characteristics of basaltic ejecta about the summit area of Fuji Volcano, Japan. IAVCEI meeting.

小林　淳・高田　亮（2003）富士火山南斜面に分布するスコリア丘及び溶岩流の噴出時期．地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会．

小林　淳・高田　亮・鈴木雄介・中野　俊・石塚吉浩（2005）神津島天上山テフラの同定と富士火山起源噴出物との層位．地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会．

小林　淳・高田　亮・中野　俊（2006）富士火山東～北東斜面に分布する噴出物層序の再検討―神津島天上山テフラ（西暦 838 年）の降灰層準に基づく対比試案―．地球惑星科学関連学会 2006 年合同大会．

小山真人（1998 a）歴史時代の富士山噴火史の再検討．火山, 43, 323-347.

小山真人（1998 b）噴火堆積物と古記録からみた延暦十九～二十一日富士山噴火－古代東海道富士山の北麓を通っていたか－．火山, 43, 349-371.

町田　洋（1977）火山灰は語る－火山と平野の自然史－．蒼樹書房, 324 p.

町田　洋・新井房夫（2003）新編火山灰アトラス［日本列島とその周辺］．東京大学出版会, 336 p.

宮地直道(1988)新富士火山活動史．地質学雑誌, 94, 433-452.

内閣府（2004）富士山火山防災マップ富士山検討委員会報告書．240 p.

Nakamura, K. (1977) Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2, 1-16.

中野　俊・高田　亮・石塚吉浩・鈴木雄介・千葉達郎・荒井健一・小林　淳・田島靖久（2004）富士山北東麓のトレンチ調査．火山学会 2004 年秋季大会．

Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise（OVPF）（2005）Home page of La Reunion; http://volcano. ipgp. jussieu. fr/reunion/stationreu2. html.

小川賢之輔（1986）富士火山，富士市の自然．富士市，146-308.

大木靖衛・袴田和夫（1975）箱根芦ノ湖の誕生をさぐる．国土と教育．30，2-9.

Peterson DW，Moore RB（1987）Geologic history and evolution of geologic concepts，Island of Hawaii．In *Volcanism in Hawaii*（Decker，R. W.，Wright，T. L.，Stauffer，P. eds.）．*U.S.Geol. Surv.Prof.Pap*.，1350，149-189.

嶋田　繁（2000）伊豆半島，天城カワゴ平火山の噴火と縄文次代後～晩期の古環境．第四期研究，39，151-164.

Smithsonian Institution（2005）Home page of Global Volcanism Program．http://www. volcano. si. edu/reports/usgs/index. cfm？content＝archive.

Sugiuchi，Y．and Fukuoka，T.（2005）Tephrochronology of recent（～1200 YBP）Mt. Fuji eruption history using rhyolitic tephra derived from outside Mt．Fuji Volcano．*International Field Conference and Workshop on Tephrochronology and Volcanism:"Tephra Rush 2005"*，INQUA Sub-Commission for Tephrochronology and Volcanism（SCOTAV）.

鈴木雄介・高田　亮・石塚吉浩・小山真人（2004）トレンチ調査による新期富士火山北西山腹の噴火史．月刊地球，号外 48，118-123.

Takada，A.（1994 a）Development of a subvolcanic structure by the interaction of liquid-filled cracks．*J．Volcanol．Geotherm.Res*.，61．207-224.

Takada，A.，（1994 b）The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism．*J．Geophys．Res*.，99，13563-13573.

Takada，A.（1997）Cyclic flank-vent and central-vent eruption patterns．*Bull.Volcanol*.，58，539-556.

Takada，A.（1999）　Variations in magma supply and magma partioning: the role of tectonic settings．*J．Volcanol．Geotherm. Res*.，93，93-110.

高田　亮（2000）玄武岩質火山の比較研究からみた富士火山の進化段階．月刊地球，254，529-539.

高田　亮・山元孝広・宮地直道（2000）富士宮地質図幅による富士火山調査計画．地質調査所月報，51，451-457.

高田　亮（2001）玄武岩質火山成長に伴うカルデラ形成－重力崩壊モデル－．地学雑誌，110，245-256.

高田　亮（2003 a）第 4 章　進化する富士火山，こんな富士山に挑戦．産総研シリーズ「火山－噴火に挑む」，丸善，205-222.

高田　亮（2003 b）富士山とは．富士山特集　地質ニュース，590，14-16.

高田　亮・石塚吉浩・中野　俊・小林　淳・鈴木雄介・荒井健一・千葉達朗（2004）富士火山の噴火様式の進化（予報）．月刊地球，号外 48，108-117.

Takada，A.（in press）Evolution of dyke systems associated with volcano growth．Proc．Od dyke，Proceedings of the Fourth International Dyke Conference（IDC 4）Balkema Pub.

高橋正樹・長谷川有希絵・津久井雅志・根本靖彦（1991）富士火山におけるマグマ供給系の進化：全岩化学組成の視点から．火山，36，281-296.

高橋正樹（2000）富士火山のマグマ供給システムとテクトニクス場　－ミニ海嶺モデル－．月刊地球，254，516-523.

Tibaldi，A.（2001）Multiple sector collapses at Stromboli volcano，Italy: how they work．Bull．Volcanol.，63，112-125.

富樫茂子・宮地直道・山崎晴雄（1991）新富士火山初期の大きなソレアイト質マグマだまりにおける結晶分化．火山，36，269-280.

都司嘉宣（1992）富士火山の噴火，万葉から現代まで．築地書館，261 p.

津屋弘逵（1968）富士火山地質図（5 万分の 1），富士火山の地質（英文説明書）．地質調査所，23 p.

津屋弘逵（1971）富士火山の地形・地質，富士山－富士山総合学術調査報告書．富士急行，127 p.

上杉　陽（1990）富士火山東方地域のテフラ標準柱状図－その 1：S-25～Y-114－．関東の四紀，16，3-28.

上杉　陽（1993）富士火山のテフラ層序学的噴火予測．第四紀研究．32，271－282.

上杉　陽（1998）富士吉田市史－第 1 巻史料編，自然．考古－．富士吉田市，139-399.

上杉　陽（2003）地学見学案内書　富士山．日本地質学会関東支部，117 p.

山元孝広・高田　亮・下川浩一（2002）富士火山の岩屑なだれ．月刊地球，279，640-644

山元孝広・高田　亮・石塚吉浩・中野　俊（2005）放射性炭素年代測定による富士火山噴出物の再編年．火山，50，53-70.

Yamamoto，T.，Takada，A.，Ishizuka，Y.，Miyaji，N.，Tajima，Y.（2005）Basaltic pyroclastic flows of Fuji volcano，Japan: characteristics of the deposits and their origin，*Bull．Volcanol*. 67，622-633.

山元孝広・石塚吉浩・高田　亮（2007）富士火山南西麓の地表及び地下地質：噴出物の新層序と化学組成変化，「富士火山」（荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編），山梨県環境科学研究所，97-118.

Yamazaki，H.（1992）Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula，central Japan．*Bull．Geol．Soc．Jpn*，43，603-657.