

箱根カルデラ —地質構造・成因・現在の火山活動における役割—

Hakone Caldera: Structure, Mode of Formation, and Role in Present-day Volcanism

萬年一剛¹⁾

Kazutaka MANNEN¹⁾

Abstract. Hakone volcano, located on the central part of Honshu Island, Japan, is an active volcano with a large caldera of about 11 x 8 km in size. For a long time, the caldera as a whole was thought to be a typical example of a Krakatau-type caldera, formed by the emptying of a magma chamber due to the explosive eruption of large amounts of pumice. However, recent investigations of borehole samples undertaken by the author revealed several caldera structures buried beneath the current morphological caldera floor. These buried structures are recognised as packages of sand and mud layers and massive lapilli tuff, with the sand and mud overlying the tuff. Based on analyses of fossil pollen flora in the sand and mud and the existence in the massive lapilli tuff of rocks derived from the Younger Edifice, the timing of caldera formation is constrained to the younger caldera-forming stage (80-60 ka). Hakone volcano consists of a complex of volcanic edifices; consequently, multiple, scattered eruption centres are recognised rather than a single dominant vent. The buried caldera structures appear to represent examples of such eruptive centres rather than the centre of the volcano itself. Judging from the dimensions, facies, and occurrences of the buried calderas, they are likely to be funnel-shaped or Nigorikawa-type calderas, apparently formed within a pull-apart structure that developed between the Tanna and Hirayama faults. It would have been possible to create a Late Quaternary caldera within this peculiar tectonic setting, even though calderas of this age are rare in most areas of Honshu Island. One of the buried caldera structures, the Gora buried caldera structure, constitutes the principal aquifer that supplies hot springs in Hakone caldera. The upwelling of NaCl-rich geothermal water is recognised within an east-west zone that traverses the centre of the structure. Analyses of crustal deformation reveal a crack (dyke) at the western extension of the zone that expanded during the 2001 earthquake swarm. Although it is unlikely that magma intruded into the dyke during the 2001 event, the available evidence suggests that the buried caldera structure continues to function as the hub of hydrothermal and tectonic activities within Hakone Volcano.

Key words: Hakone Volcano, caldera, maar-diatreme system, earthquake swarm, hot springs

1. はじめに

カルデラとは火山体に形成された火口より大きい凹地

1) 神奈川県温泉地学研究所
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 586
Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture
586 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan
萬年一剛 ; mannen@onken.odawara.kanagawa.jp

をいい、一般には直径 2km を境に、これより小さいものを火口、大きいものをカルデラと呼ぶ。箱根火山は南北 11km、東西 8km のカルデラを有し、カルデラ火山の典型とされてきたが、カルデラの成因を明らかにするための地質試料やその解析は十分とは言えなかった。

カルデラの成因には様々なものがあるが、成因のうち

有力なものの一つに大規模な噴火が挙げられる。大規模な噴火の際には、爆発や山体直下のマグマだまりに山体が崩落することにより、カルデラが形成されると考えられる。従って、カルデラ火山においては、噴火史の解明や今後の活動予測、マグマだまりの大きさや深さなどの評価など、火山の成り立ちや振る舞いを理解する上でカルデラの成因を明らかにすることが決定的に重要である。

しかし、カルデラの構造を調べるために必要な情報は当然ながらカルデラの地下にある。このため地表の地質調査だけでは十分な情報は得られない。またボーリングによる地下地質試料が充実していても、ボーリングの特性上、堆積物の解析や水平方向の対比が難しいため、カルデラの成因に地質学的に迫るのは至難のことである。筆者は温泉ボーリングの地質試料の解析を1998年から進めてきた。現在もその解析は必ずしも十分なものではないが、箱根カルデラの成因について新しい考えを持つに至った。

筆者は、箱根カルデラの中に、地形にはほとんど表れていない直径1～3 km程度の陥没構造が複数あると考える。本稿では、箱根カルデラ内部でもとくに地下地質構造が詳しく解明されつつある強羅付近で得られた地質構造に関する知見を中心に紹介するとともに、成因について若干の議論を加える。

本稿では、加えて、箱根カルデラがどのような意味を持っているのかを考えてみたい。箱根カルデラは以下のような視点から見て特異であるといえ、その理由について説明が必要だからである。日本列島で最近形成されたカルデラは、東北北部から北海道にかけての地域（十和田・洞爺・屈斜路など）と、九州（阿蘇・姶良・鬼界など）に集中しており、本州中部では箱根以外に見あたらない。何故本州中部では箱根だけにカルデラが認められるのだろうか。また、箱根ではしばしば群発地震が起きる。地震計でしか観測されないような小さいものは毎月のように起きているし、人々が不安に感じるような有感地震の頻発も十年に一度程度の割合で発生している。このように地震活動が活発な火山は他にあまりない。噴火が頻繁でない箱根で地震活動が活発なのはなぜだろうか。また箱根といえば温泉地として有名であるが、これも見ようによっては特異である。火山に温泉があるのは当たり前のように考える人は多いかも知れないが、温泉地と呼ばれるような規模の温泉がある火山は多いとは言えない。箱根近隣の富士火山、愛鷹火山、伊豆大島火山、代表的なカルデラ火山である十和田火山や阿蘇火山も大温泉地として成立していないことを考えると箱根に温泉がどうしてあるのかはそれなりに不思議な問題であることがわかる。

筆者は、箱根がカルデラ火山であること、活発な地震活動があること、温泉があることは、相互に密接に関係していると考え。このことは今後じっくり証拠を集めていく必要があるが、ここでは今後の箱根研究の作業仮説として提示しておきたい。

なお、最近になって箱根火山の地質研究が大幅に進展し、山体の新しい呼称も使用されてきているが、ここで

は特に断りのない限り、袴田他（2005）の定義を用いることとする。

2. 箱根カルデラの研究史

箱根火山の地質については明治以来、様々な議論が行われてきたが、詳細なレビューが平田（1999）に、また現在の知見を総動員したものが、日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会（2007）にあるので、ここでは割愛して、カルデラの研究史のみについて簡単に振り返ることとする。

箱根火山の地質について言及した最初の文献は、「横浜図幅地質説明書」（鈴木，1884）であるが、この中で箱根が外輪山と（中央）火口丘からなり、円を描く外輪山の内側は昔の火口であること、中央火口丘はその後地下の弱線にそって噴出した山々であるとの認識が示されている。明治維新から20年も経っていない時期に書かれたこの文献には、「カルデラ」の語こそないものの、箱根火山のごくおおまかな形成過程や外輪山の意義について、最近までの理解とほとんど変わらないものが示されている。

箱根カルデラの成因を初めて詳細に論じたのは久野久（1910-1969）である。久野は、箱根カルデラが単一のカルデラではなく、2つのカルデラが複合してできたものと考えた。この考えによれば、箱根火山は2回のカルデラ形成期をはさむ、3回の山体形成期をへて現在に至るとされている（Kuno, 1950; 図1）。また、カルデラは地下にある巨大なマグマだまりが噴火などにより一時的に空になる、あるいは圧力の急激な減少を招くなどして、マグマだまりの天井の支えが失われて陥没するためと考えた。このモデルは箱根火山の地形発達史をわかりやすく説明しているために、現在に至るまで広く知られることとなった。

しかしこの考えはおもに地形観察から得られたもので、カルデラの内部の地質を検討して導かれたものではなかった。カルデラ内部の地質を観察する手段がなかったためである。その後、高度成長期に盛んに行われた温泉ボーリング試料が神奈川県温泉研究所（現・神奈川県温泉地学研究所）によって収集され、このコアの解析をもとにカルデラ内の地質構造モデルが提案された（Kuno *et al.*, 1970）。久野が筆頭著者となっているこの論文は、共著者の一人で、当時温泉研究所の所長であった大木靖衛（1932-2003）が中心となってまとめ、久野の死後に発表されたが、現在東京大学総合研究博物館のサイトで公開されている久野のフィールドノートを見ると、地質の解釈自体は久野の解釈をほぼ採用しているようである。この論文では、1）カルデラ噴火時の火口の構造は見いだされなかった、2）基盤岩はしばしば中央火口丘に直接覆われているなど、上面標高がかなり高くカルデラ陥没は大きくないと示唆されること、などが報告された。これらは陥没説には必ずしも有利といえない結果であるが、かといって代案を示すにはあまりにも混沌とした結果である。このためか、この論文では、陥没説をなおも擁護する議論を展開しているが、論旨は苦しいものとなっている。

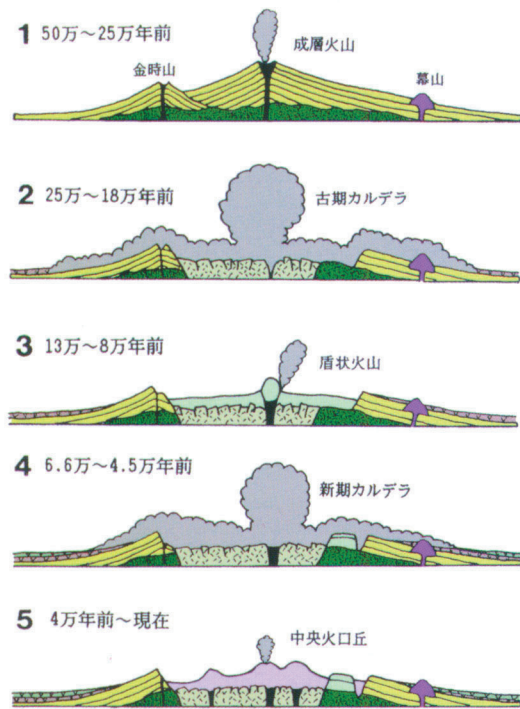


図1. 久野による箱根火山の形成モデル(袴田, 1988より改変; 原図はKuno, 1950). カルデラが2回に分けて陥没により形成されたこと, また陥没した部分は現在の地形的なカルデラに匹敵する大きさであったことが1950年代に提案されたこのモデルの要点である。

Fig. 1. Model of the morphological development of Hakone volcano proposed by Kuno (1950; the figure is based on the version of Kuno's model outlined in Hakamata, 1985). The key features of the model include two stages of caldera formation and massive subsidence.

陥没説に対する疑念はこのほかにも出されていた。Kaneko (1970) は詳細な地形観察を行い、陥没カルデラとされるカルデラでは良く見つかるはずの円形や弧状の断層系が箱根では認められないことを報告した。また火山灰層序の検討からは、カルデラ形成期に複数の大噴火があることがわかってきたため、カルデラは一回の噴火で一気にできたのではなく、幾度もの噴火を経て段階的にできた方と考える方がよいという主張がされた(たとえば、町田, 1977)。

また、国内の多数の活火山の地形発達史を比較検討した守屋(1983)は、阿蘇や十和田のような他のカルデラ火山が活動の初期にカルデラを形成するのに対し、箱根火山ではカルデラ形成前に先行する山体形成があったことから、箱根火山が典型的なカルデラ火山とは違うのではないかという見解を示した。

久野が当初考えたカルデラ形成モデルは一般には広く知られ、教育現場を含むさまざまな場面で現在にいたるまで用いられてきたが、ここ30年以上にわたって、ほとんどの専門家は久野が当初提唱したような考えには懐疑的であったといえる。このような状況がかくも長期にわたったのは、久野説がシンプルで説明をしやすいこと、反面、それを覆すような決定的な証拠が見つかってこなかったためである。

3. 箱根カルデラ内部の地質

筆者が箱根火山の地質を検討してきたのは、温泉資源の賦存状況を把握し、持続可能な温泉採取を行うための基礎的な地質データを収集するためであるが、その過程で、Kuno *et al.* (1970) の地質認定には疑問が多く、再検討する必要があることがわかった。筆者とKuno *et al.* (1970) の結論が大きく異なるに至った理由は、最近30年間の火山学の発展と技術的な違いに帰せられる。

Kuno *et al.* (1970) ではほぼ標本の目視による観察のみに依拠して、ボーリングの地質と地表の地質と直接の対応が行われていた。一方、今回の研究では試料の目視観察を改めて行うことに加えて多数の岩石薄片の検鏡を行った結果、地質の解釈が大きく異なることとなった。さらに本研究では火山岩については蛍光X線分析装置を用いた岩石化学組成の測定を実施した。Kuno *et al.* (1970) の時代には全岩化学組成は湿式分析により行われており、今回のように多量の分析を実施することはきわめて困難であった。

本研究で用いたのは神奈川県立生命の星・地球博物館に設置している蛍光X線分析装置(島津XRF-1500)で、測定結果は温泉地質研究所、神奈川県立生命の星・地球博物館および高橋正樹日本大学教授らのグループによる地表の岩石の化学分析結果と照らし合わせた(高橋ほか, 2006; 長井・高橋, 2007)。このことにより、温泉井から得られた岩石が、地表のどの山体を起源とするのかをより客観的に検討することが可能になった。

3.1. 岩相区分

本研究では箱根カルデラ北東部、強羅付近に掘削された温泉井の地質について手標本および薄片の観察や全岩化学組成を通じて、岩相を以下のように区分した。

3.1.1. 岩相C(中央火口丘噴出物およびその二次堆積物)

この岩相は、 $\text{SiO}_2=55\text{--}60\%$ 前後、 $\text{MgO}/\text{FeO}^*=2$ 前後の化学組成を示す、斑晶質の新鮮な両輝石安山岩およびかんらん石含有両輝石安山岩を主体とする溶岩流、およびこれらを礫として含む火山礫凝灰岩である。多くの場合この岩相は中央火口丘の分布地域の地表近くから連続することが確認できるので、中央火口丘噴出物及びその二次堆積物と考えて良いと思われる。層厚は場所によって大きく異なるが500m以上に達することもある。

3.1.2. 岩相S(礫岩を含む砂岩およびシルト岩)

この岩相はクリーム色から灰色、白色を呈する軽石質の砂岩およびシルト岩を主体とし、ときどきやや円磨された礫岩を挟在する。岩相Sの全体の層厚は最大でも170m程度である。礫岩の礫も軽石質のことが多い。いくつかの試料では植物遺体や花粉化石、珪藻化石を大量に含む。岩相Sは岩相Cの下位、また後述する岩相Vの上位に位置する。

3.1.3. 岩相T(未固結～弱く固結した火山礫凝灰岩)

この岩相は火山岩質の基質中に火山岩の角礫が散在する、無層理の火山礫凝灰岩である。未固結または弱く固

結しており、雑多な火山岩片を含む。ところにより古土壌や植物遺体を含むことから、崖錐堆積物と考えて良いと思われる。層厚は場所によって大きく異なるが、最大で 400m 程度である。

3.1.4. 岩相 V (固結した火山礫凝灰岩)

この岩相は火山岩質の基質中に火山岩の角礫が散在する、無層理の火山礫凝灰岩である。岩相 T と類似するが、固結度がより高いことおよび層位的に本地域の最下位近くに位置することで岩相 T と区別される。下限が不明であることが多く層厚はよくわからないが、確認された範囲では 500m 以上に達するところもある。角礫である火山岩は灰色を呈することが多いが、基質は場所や深度により様々で、灰色、黄灰色、淡灰褐色から赤褐色を呈する。角礫の大きさは最大数十 cm 程度、多くは数 cm 程度である。基質はやや変質をうけている。含まれる角礫は SiO_2 が 50-60% 前後を示すことが多いが、場所により苦鉄質のものがほとんどの場合、珪長質のものがほとんどの場合、両者が混じっている場合など様々である。噴気地帯である早雲山周辺を除き、岩相 V の岩片中の単斜輝石斑晶、斜方輝石斑晶は残存するほか、かんらん石斑晶も一部残存する。岩相 V は岩相 S の下位、または岩相 S を挟み岩相 C の直接の下位に位置する。岩相 V は孔底まで続くことが多く、ほとんどは下限不明であるが、一部下位で後述する岩相 Z に接する。成因は後ほど議論する。

3.1.5. 岩相 Y (新期山体噴出物の崩落ブロック)

この岩相は、新期山体 [日本地質学会国立公園リーフレット編集委員会 (2007) の前期中央火口丘; 久野の新期外輪山に相当] とみられる新鮮な火山岩のブロックである。コアの全長が残っていないためブロックの規模はよくわからないが、久野のフィールドノートや試料ラベルの記載などから、数メートルから数十メートル程度の規模があるものと見られる。前期中央火口丘噴出物のうち、畑宿軽石や碓氷峠溶岩 (高橋ほか, 2006) は溶岩の組成や鏡下での記載岩石学的な特徴が際立っており、岩相 Y と認定したのはこれらを起源とする可能性が高いブロックである。岩相 Y は Kuno *et al.* (1970) でも新期外輪山の山体とされている。岩相 Y は層位的には岩相 V 中にブロック状にはさまれる。

3.1.6. 岩相 O (古期山体噴出物の崩落ブロック)

この岩相は、古期山体 (久野の言う古期外輪山) 噴出物と見られる火山岩のブロックで、数メートルから数十メートル程度の規模があると見られる。

3.1.6. 岩相 Z (基盤岩類)

基盤岩類と考えられる岩相は Z_Y と Z_H に分類できる。 Z_Y は暗灰色、暗褐色、暗灰緑色を呈する基質支持の火山礫凝灰岩である。層理がはっきりしないなどの点で、岩相 V と類似するが、輝石斑晶が残存しているなど変質度が高く、採取されたコアもより緻密で硬い。従来の研究で「湯ヶ島層群」とされてきたものに類似する。ボー

リングで到達する範囲内で、岩相 Z_Y は本地域の最下位にあり、上位は岩相 C または岩相 V に覆われる。岩相 Z_H は塊状の軽石質火山礫岩で層準によっては石英や角閃石を含む。地表との連続性から早川凝灰角礫岩に対比される。下限は不明である。これらはいずれも箱根の基盤をなす、新第三紀の海底火山噴出物であると考えられる。なお、本稿では Z_Y と Z_H を一括して岩相 Z として標記する。

3.2. 岩相 S の微化石分析

カルデラ内部に広く認められる砂岩～シルト岩を中心とする堆積岩類である岩相 S について堆積環境や年代を推定するために花粉及び珪藻の微化石分析を委託により実施した (萬年ほか, 2006; 萬年・杉山, 2000)。

岩相 S の花粉化石は、トウヒ属、マツ属、モミ属などを中心とする常緑針葉樹を主体とし、気候的には冷温帯～亜高山帯のものが推定された。得られた花粉化石群集及びそこから推定される古気候は現在の箱根地域のものと比べて低温であり、堆積時期は氷期であったと推定される。また、花粉化石群集は下位の層準で寒冷な古気候を示唆するが、上位にむかうにつれてコナラ亜属、ブナ属などの落葉広葉樹の花粉数が増加し、やや温暖になる傾向が窺われる。

珪藻化石は淡水生種を主体とし、pH 適応性で見ると酸性種を欠き、流水適応性については大半が止水性～流水不定性種で占められ、陸生珪藻はほとんど含まれず水生珪藻が圧倒的である。これらのことから、おおむねある程度の規模を持った湖沼の環境が示唆されるが、上位に行くほど止水生種が減少する傾向があり、年代を経るにつれて湖沼の規模が縮小していく傾向にあったことを示唆する。

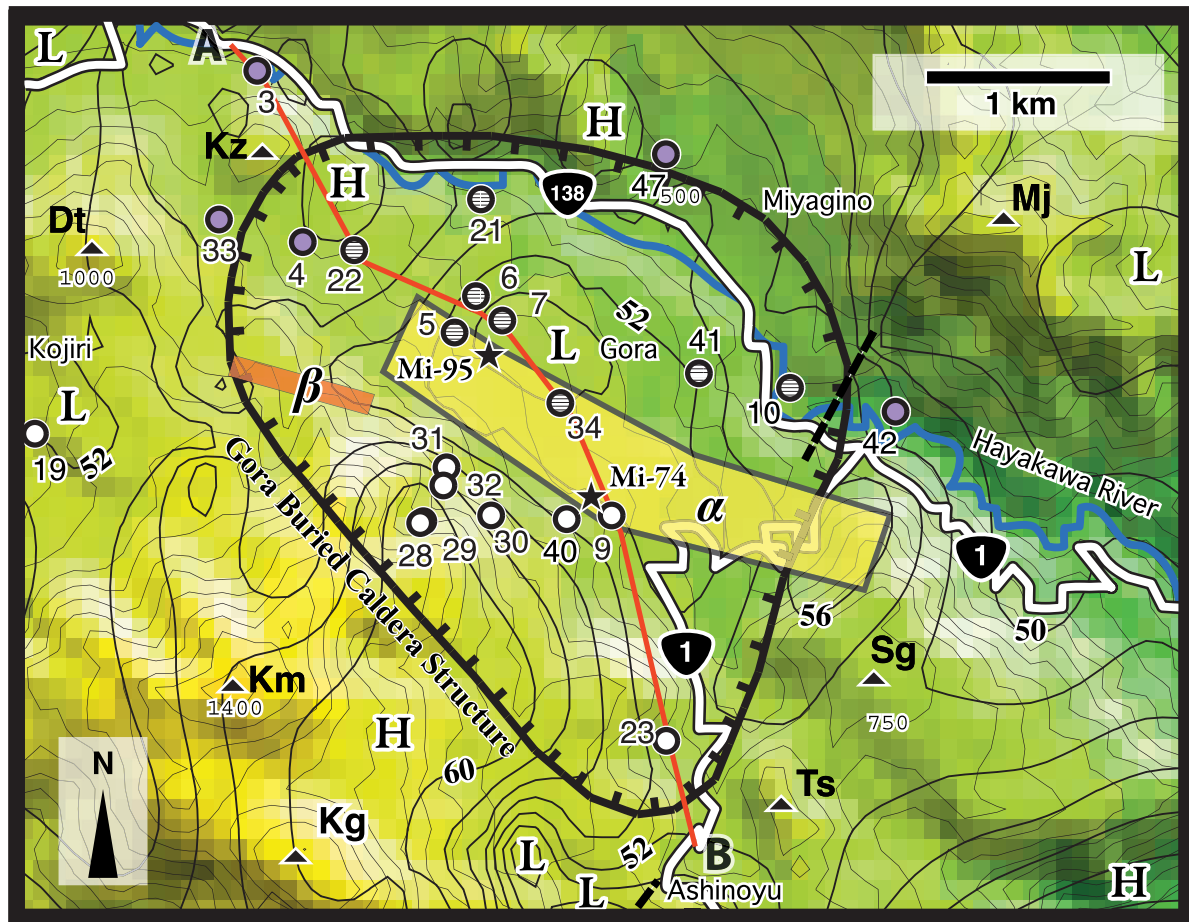
4. 地質の解釈

4.1. 過去の研究との比較

前節で挙げた各岩相は Kuno *et al.* (1970) が扱った井戸でも認められるが、Kuno *et al.* (1970) と本研究で解釈が大きく異なるのは岩相 S および岩相 V である (萬年ほか, 2006)。岩相 S はしばしば Kuno *et al.* (1970) により軽石流堆積物とされていたが、前述の通り化石を含むことから高温の堆積物ではないと判断できる。また、岩相 V は Kuno *et al.* (1970) により「湯ヶ島層群」とされていたが、両輝石のほか、一部でかんらん石が残存するなど変質度が低く、Kuno *et al.* (1970) の認定は不適切と考える。

4.2. 地質構造と成因

強羅周辺における各岩相の平面分布は図 2 のように、また断面図は図 3 のようにまとめられる。岩相の平面分布と重力異常には相関があり、比較的高重力異常を示すところでは岩相 Z が、低重力異常を示すところは岩相 V が認められ、とくに負の重力異常の中心部には岩相 S が認められる。これは、高密度の基盤岩である岩相 Z に比べて、岩相 V や S はより低密度であることに起因していると思われる。また、負の重力異常の中心で湖成堆積物



hot spring wells

- facies V only
- facies S & V
- facies Z
- ★ temperature jump during 2001 unrest

- ▲ mountain peaks
- 50— Bouguer anomaly
- 1400— altitude
- fault (Miyagino-Ashinoyu fault)
- national highway

図2. 強羅付近の重力異常と推定されるカルデラの範囲〔萬年ほか（2007）を改変〕. 正および負の重力異常の中心をそれぞれ H, L で表示する. 強羅潜在カルデラ構造は西, 北, 東に基盤岩が分布しており, カルデラの外形はこれにより規制できる. 南半分は推定. 低重力異常の中心は層相 S の分布範囲にと一致するように見える. α の範囲は高温の塩化物泉を湧出する温泉井の分布範囲 (町田・ほか, 2007). β は 2001 年箱根群発地震のさいに開口性のクラックが貫入したところ (代田・ほか, 2007; 代田・ほか, 準備中). 線 A—B の断面図を図4に示す.

Fig. 2. Bouguer anomaly in the north-western part of the morphological caldera of Hakone volcano and inferred outline of the Gora buried caldera structure. Basement is detected on the western, northern, and eastern margins of the buried caldera, while facies S (sand and mud; lacustrine and lahar deposits) and V (massive lapilli tuff) are found within the buried caldera. The yellow polygon marked with α indicates an upwelling area with NaCl-rich high-temperature hot springs (after Machida *et al.*, 2007). The orange rectangle marked with β is the inferred crack that opened during the 2001 earthquake swarm within the volcano (Daita *et al.*, 2007). The centres of high and low Bouguer anomalies are shown as H and L respectively. Mountain peaks are: Kozukayama (Kz); Kamiyama (Km); Komagatake (Kg); Myojin-ga-gake (Mj); Sengenyama (Sg); Takanosuyama (Ts). Figures by the well points are identification numbers of the wells.

と見られる岩相 S が認められるのは, かつてこの部分が凹地であったことを示唆する. すなわち, 岩相 V および岩相 S は周囲を基盤岩類で囲まれた凹地を充填した堆積物であると考えられる.

この凹地は陥没によってできたと考えられる. その根拠は岩相 Y の存在である. 岩相 Y は新期山体の化学組成と岩石組織学的な特徴を有するもので, 新期山体溶岩を起源とするブロックであると考えられる. 地表における

新期山体溶岩分布域の標高と, ボーリングで得られた岩相 Y の標高の差は 300m 前後であるが, 前述のように岩相 Y が新期山体起源とすると, 岩相 Y はこの標高差の分だけ崩落したということになる (萬年ほか, 2002; 2006).

強羅付近の陥没構造の分布範囲は図2から, 北縁が宮城野付近, 西縁は小塚山付近, 東縁が蛇骨川付近に推定される. 陥没構造の南西縁は中央火口丘溶岩に覆われて

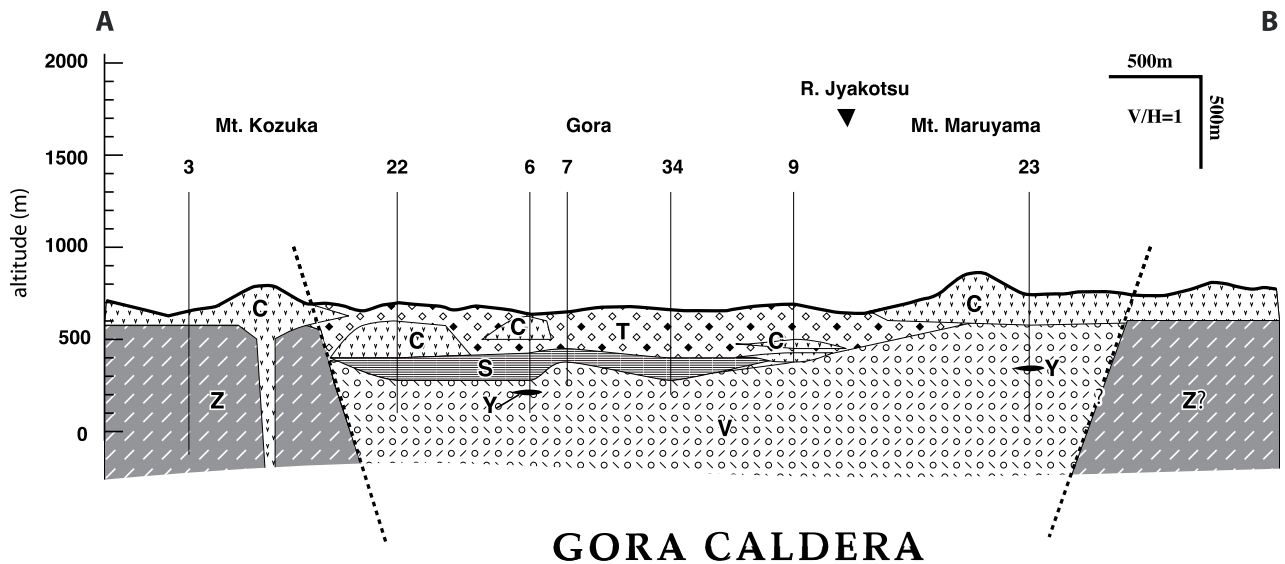


図3. 強羅潜在カルデラ構造の模式断面図. 図3の線A-Bの断面を示す. カルデラ壁の位置は証拠が乏しく, 正確な位置はわからない. とくに, 南側については基盤岩の存在も不明. 重力以上の結果を見るかぎり, このまま南側の芦之湯付近にあるカルデラ構造に接続している可能性もある. 地質図の記号は, 本文中の岩相と同じ.

Fig. 3. Schematic cross-section through the Gora buried caldera structure along the line A-B shown in Fig. 3. The location of the caldera wall is approximate because of a lack of data. The occurrence of basement to the south of the caldera is unconfirmed, and the buried caldera structure may be continuous with the inferred Ashinoyu buried caldera structure. Geologies are: Central Cones Lava (C), Talus (T), lacustrine (S), caldera-fill lapilli tuff (V), collapsed block from Younger Edifice (Y), and basements (Z).

いるため定かではない。このため、中央火口丘地域の下にも陥没構造がある可能性を完全に否定することはできない。しかし、中央火口丘地域は高重力異常を示していることから、基盤の上面標高は比較的高い可能性がある。中央火口丘地域の高重力異常が、中央火口丘形成時に貫入した岩脈などを反映している可能性もあるが、早雲山付近の孔井からは湖成堆積物が見いだされないの、すくなくとも現在の中央火口丘付近は陥没構造の形成後、凹地の中心地域で無かったと考えるのが妥当であろう。以上のようなことから、本研究では、陥没構造の南西縁が図2で示されたものより大きく南西側にふくらむことは無いと考えた。

強羅地域のこの陥没構造は長径 3km、短径 2km 程度で、地表に明瞭な陥没地形が表れればカルデラに分類できる。そこで、本研究ではこの陥没構造のことを強羅潜在カルデラ構造と呼ぶことにする。

4.3. 強羅潜在カルデラの形成時期

強羅潜在カルデラが陥没によって形成された時期は、以下の考察から新期カルデラ形成期と考えられる（萬年ほか, 2006）。まず形成時期の下限であるが、強羅潜在カルデラの中に新期山体のブロックが含まれることから、新期山体形成期（13-8 万年前; 袴田ほか, 2005）よりも若いことになる。上限は陥没構造ができてから堆積したと見られる岩相 S の堆積年代になる。岩相 S のうち珪藻化石を含み湖成堆積物と考えられるものの堆積年代は前述の通り、花粉化石が常緑針葉樹を主体とすることから、氷期であったと推定される。新期山体形成期以降の氷期としては新期カルデラ形成期直後の酸素同位体ステージ 4 および最終氷期である酸素同位体ステージ 2 が挙げられる。このうちどちらにあたるかについては 2

つの根拠から、酸素同位体ステージ 4 への対比できる可能性が高い。一つは、層位的な関係である。孔井では存在を確認できなかったが、本地域の地表近くは早川泥流堆積物（37-38ka; 小林, 1999）に覆われているので、それより標高の低い岩相 S の堆積物は、早川泥流の前の氷期であることになる。もう一つは、産出する花粉化石である。岩相 S からは現在の日本では分布していないハリゲヤキ属が産出しているが、これは現在の日本には自生せず最終氷期最寒冷期（21-18ka）直前まで分布していたとされている（Minaki *et al.*, 1988）。このことから、岩相 S の堆積物は最終氷期よりも前の堆積物である可能性が高い。

関東地方で酸素同位体ステージ 4 に対応すると見られる明瞭な寒冷期は東京軽石の直下に認められるので、岩相 V の堆積時期は新期山体形成期以降、東京軽石噴出ごろまでの時期ということになり、新期カルデラ形成期、テフラでは小原台軽石や東京軽石が噴出した新期軽石流期（8 万年前から 6 万年前頃）が有力と言うことになる。つまり、強羅潜在カルデラ構造は新期軽石流期の噴火に対応して形成された可能性が高い。

5. カルデラ構造の比較

強羅潜在カルデラは火山礫凝灰岩でカルデラ内部が充填されているが、こういうタイプのカルデラは、世界的に見るとかならずしも一般的なものではない（Lipman, 2000）。ここでは、カルデラの成因と構造についてまとめておく。

冒頭で述べたとおり、カルデラはあくまで地形的な定義であり、成因は様々である。成因の観点からカルデラを分類すると大きく 2 つに分類できる。噴火などマグマの移動に関係するものと、そうでないものの 2 つであ

る。後者、すなわちマグマの移動に関係しないものとは、浸食や山体の大規模な崩壊でできた凹地のことをカルデラという場合である。強羅潜在カルデラ構造は地表に明瞭な地形が無く、周りを箱根火山とは関係ない箱根火山の土台となっている基盤岩で囲まれているので、浸食や火山体の崩壊によって形成されたカルデラではない。本論は箱根について検討しているので、このタイプのカルデラについての検討はせずに、もう一方の、マグマの移動に関係するカルデラについて重点的に検討をする。

マグマの移動に関係するカルデラとして、一般的に考えられているのは陥没によるものである。陥没によるカルデラ、すなわち陥没カルデラとはマグマだまりが空になったとき、マグマだまりの天井を構成する岩盤が崩落して、地表に大きな穴、すなわちカルデラができるというものである。マグマだまりを空にするのは、噴火であっても良いし、マグマだまりからなんらかの理由でマグマが流出するためであってもよい。噴火を伴わないカルデラ形成とは少し考えにくい印象を与えるかも知れないが実例はある。たとえば2000年に三宅島の山頂で直径1.6kmの陥没火口の形成時、噴火は起きたもののそのときに出たマグマの量は、陥没量より遙かに少なかった。陥没火口の地下にあったマグマは、岩脈を通じて側方に流れ出してしまったのである（たとえば、Geshi *et al.*, 2002）。また、1912年、アラスカのノバラプタ（Novarupta）の噴火では、噴火はノバラプタでおきたもののカルデラはノバラプタから8km離れたカトマイ山（Mt. Katamai）で形成された（たとえば、Fierstein and Wilson, 2005）。これはカトマイ山の直下で蓄積されたマグマが横に移動したのちノバラプタで噴出したためである。

陥没のパターンにはいくつかあるが、基本的には円ないし円弧状の断層で囲まれたブロックが陥没するというもので、陥没するブロックが一体となってストンと落ちるタイプ（ピストン型）、陥没するブロックがばらばらになって落ちるもの（ピースミール型）など、さまざまな形態が報告されている（図4）。陥没ブロックの大きさは直径数kmから数十kmと大きい。古いカルデラ構造は、浸食が進み、地表付近から元はマグマだまりであった花崗岩などの深成岩体までが露出している場合があり、こうしたカルデラについて構造が詳しく研究されている。また、まだ浸食が進んでいない若いカルデラでも円形ないし円弧状の断層や側火山の配置から陥没ブロックの存在が推定されている。日本でも紀伊半島の熊野地域や、九州の大崩山地域で大規模な陥没カルデラが見つかる。

一方、日本では地熱開発を目的として実施されたカルデラの掘削から、この種の陥没カルデラとは全く異なるタイプのカルデラが提案されている。このタイプは、周囲を基盤岩に囲まれる塊状の火山角礫岩とそれを覆う湖成堆積物のセット、およびそのセットの分布域に負の重力異常が認められるというパターンとして認識されている。実例としては、濁川カルデラ（安藤, 1986; 黒墨・土井, 2003）や砂子原カルデラ（水垣, 1993; Mizugaki, 2003）、猪牟田カルデラ（Kamata, 1989）、

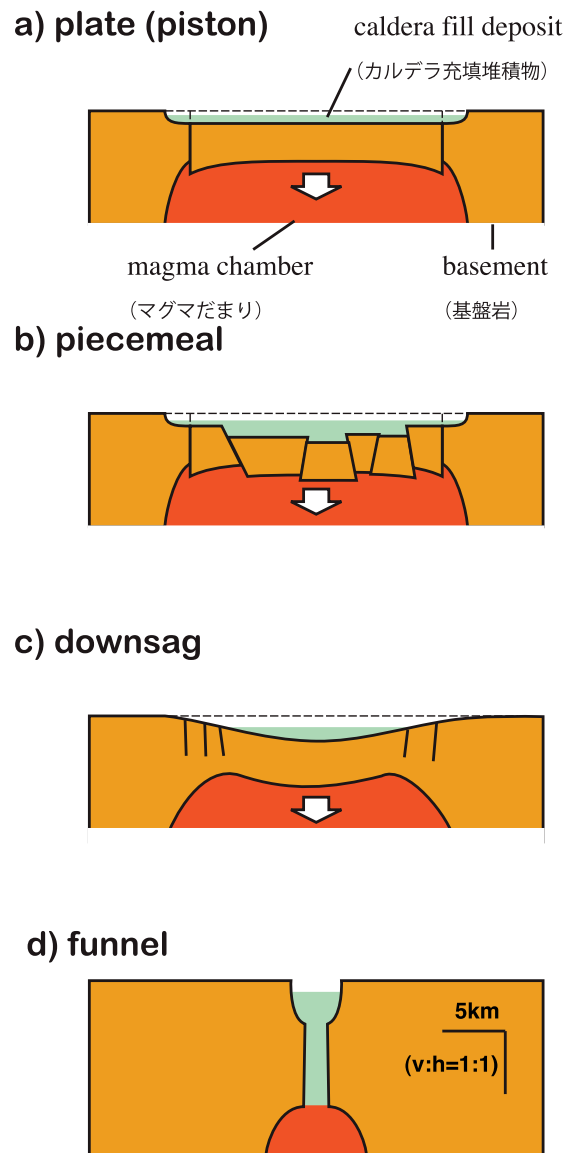


図4. 陥没カルデラ構造 (Lipman, 2000 を改変). a) プレート (ピストン) 型. カルデラ内部の岩盤はそのままの形でマグマだまりに陥没する. b) ピースミール型. カルデラ内部の岩盤が破壊されてマグマだまりに陥没する. c) ダウンスアグ型. カルデラの内部は顕著な破壊が無く、へこみが生じるだけである. d) じょうご型. マグマだまりに陥没するのではなく、爆発により地表に大きな穴が開く.

Fig. 4. Schematics of conceptual caldera structures (after Lipman, 2000). Piston, piecemeal, and downsag calderas are of subsidence origin, while funnel calderas are of explosion origin.

幌内川カルデラ（鹿野ほか, 2006）などがある。これらのカルデラはじょうご型カルデラ、または濁川型カルデラと呼ばれている。

箱根の強羅潜在カルデラ構造は、現在までに解析された試料が温泉湧出を目的とした掘削により得られたものであるため、最も深いところの試料でも海面程度で、岩相Vと岩相Zの接触の把握も十分でない。このため、カルデラ構造の形状を正確に知ることはできない。しかし、カルデラ構造の大きさや、カルデラ構造の内部が火山角礫岩により充填されるという岩相の特徴から、強羅潜在カルデラ構造はじょうご型カルデラと同様であると考えても良いように思われる。

5.1. じょうご型カルデラの成因

じょうご型カルデラの概念は、もともとはカルデラの重力測定の結果を解釈するために考えられた。あらゆるカルデラの重力測定の結果を精力的に実施した横山泉は、苦鉄質マグマを供給する火山を除く多くのカルデラが負の重力異常を示すことを明らかにし、その原因として爆発によってできたじょうご型の凹地を軽い物質が埋積しているためだと解釈した。さらに、この埋積物質は噴火で一旦吹き上がってばらばらになった山体や噴出物が凹地内に落下堆積したものと考えた。一旦吹き上がったものが落ちて戻ってきたと言うことから、凹地内のこの堆積物のことを横山はフォールバック (fall back) と呼んだ (横山, 1982)。こうした構造をもつカルデラが確認されたのは、1980年代、濁川カルデラで地熱調査のための掘削が行われ、その地質が精力的に検討されたのが始まりである。その後、前述の通り、日本国内各地で同様の構造を持つカルデラが見つかった。

しかし、じょうご型カルデラを埋積する物質がほんとうに一旦吹き上がったものが落ちてきたフォールバックかどうかという点については十分に実証されていない。筆者はじょうご型カルデラを埋積する物質はフォールバックではないと考える。そのように考える最も大きな理由は、埋積物質の中に本質物質、すなわち噴火の際に地下からもたらされたマグマ起源の物質が含まれていることが実証された例があまりないという点である。噴火の際に吹き上がった物質が落ちて戻ってきたとすると、その中には噴出物がかなり含まれていなくてはならない。噴出物は軽石であるから、基盤岩など噴出物以外の物質とは異なりかなり目立つことが予想されるが、実際には埋積物質の中には軽石がほとんど含まれない。

このようなことから、じょうご型カルデラの充填物質はフォールバックというより、崩落堆積物ではないかと考えられる (萬年, 2006)。崩落堆積物とはもともとあった火山体や基盤が、上下関係はほぼそのままに下方へ崩落して堆積するものである。

じょうご型カルデラの形状やここで示したような地質構造はダイアトリームというものに似ている。ダイアトリームとは火山礫凝灰岩で充填されたパイプ状の細長い構造のことをいう。地表近くでは直径を増し、ちょうど逆円錐形になる。ダイアトリームの地表部はマールと呼ばれる円形の底が浅くて平らな火口となる。マールの直径は最大 3km ほどである (Cas & Wright, 1987)。このようにダイアトリームの内部や形状、火口の大きさや形はじょうご型カルデラそのものでほとんど違いが無いように見える。そこで、次節ではダイアトリームの形成に関する現在の考え方を見ることにする。

5.2. ダイアトリームとじょうご型カルデラ

マールとダイアトリームの構造は一般には、マグマ水蒸気噴火で形成されると考えられている。マグマ水蒸気噴火とは、上昇してくるマグマが地下水と接触することで、地下水を気化させ、その時の急激な体積膨張で爆発

が起きるという噴火である。マール・ダイアトリームは、「上から下へ」と形成される (Lorenz, 1986)。噴火の最初、爆発は地表付近で起きて地表に穴を開ける。穴があくと今度は地下水とマグマの接触が穴の底の地下で行われ、また爆発をする。穴はさらに深くなり、次の地下水とマグマの接触はさらに深い場所で行われるようになる (図5)。この繰り返しで、穴はさらに深くなり、爆発が起こる場所も深くなっていく。穴が深くなると火口の壁が不安定になるので、地滑りを起こして穴の底へと滑り落ちる。しかし爆発によって周りの岩石を吹き飛ばして穴の外に放出することによって、爆発が起きた場所には一時的に新しい空間ができる。この新しい空間を穴の壁を構成していた岩石が地すべりをおこしてなだれ込んで行くのである。マグマと地下水が接触して爆発を起こす場所はルートゾーンとよばれるが、ルートゾーンの重要な機能は、地滑りを起こすための空間を爆発によって作ることと、地すべりブロックや周りの岩石を爆発によって破碎していくことの2つである。

ダイアトリームは全体としてじょうご型になるが、じょうごの中身が爆発によって一度に破碎して出来たわけではないというのが、この考え方の重要な点である。じょうごの中身の火山礫と火山灰が混じったものは基本的に周囲の岩石が崩落したもので、噴火の際に供給されたマグマはあまり含まれない。

箱根の潜在カルデラをはじめとするじょうご型カルデラは、じつはダイアトリームであり、新たに見つかった構造ではないという考え方ができるかも知れない。しかし、問題点もある。先ほども言及した、ダイアトリームは水蒸気爆発でできた構造とされているからである。マグマ水蒸気噴火にくらべて、マグマだけが噴火する場合、爆発の威力は大きくないため、周囲の岩石の崩落をおこしたり、破碎をすることができず、ダイアトリームを形成できないと考えられるのである。箱根カルデラ形成期の噴出物中にも、火山豆石が含まれるなど、噴火に水蒸気関与した可能性を示すものもあるが (相原ほか, 1995; 相原・笠間, 1993)、こうしたものは必ずしも多くない。

こう考えるとやはりじょうご型カルデラはダイアトリームとは全く別のでき方をしているのかも知れない (萬年, 2006)。しかし、最近、ダイアトリームの形成には水蒸気爆発が必要ないとする考え方も出てきている (Sparks *et al.*, 2006)。この考えでは、噴火の際に深いところで火道の圧力が下がると、火道の岩石は上にかかる重みに耐えられなくなって破壊する。破壊した岩石が放出されれば、そこに空間ができるので地すべりブロックが落下することも可能となる。

以上、ダイアトリームとじょうご型カルデラが同じなのかどうか、検討してみたが、ダイアトリームのでき方自体水蒸気爆発が必須なのか否かと言った基本的な点でまだ議論が継続中であり、じょうご型カルデラも成因を明らかにするには地質的にさらに検討すべきことが多いことがわかる。しかし、箱根の場合、岩相 V 中に新期山体のブロックである岩相 Y が挟まることから、強羅潜在カルデラ構造は基本的には、崩落によってできた構

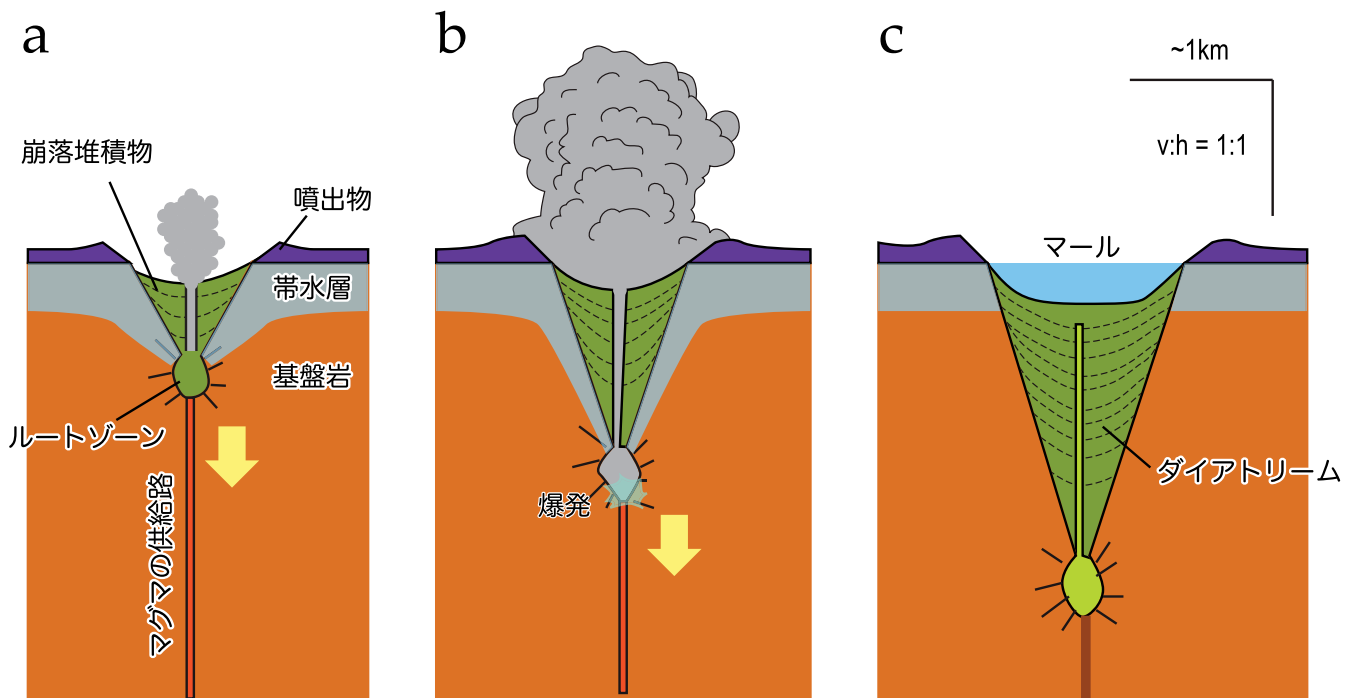


図 5. マール・ダイアトリーム系のできたかた (Lorenz, 1986 を改変). ダイアトリームは基本的に水に富む環境下でできる. ルートゾーンと呼ばれるマグマと地下水の接触する領域は崩落堆積物で埋まっているが (a), マグマが上昇してきて, 地下水と接触すると爆発を起こし, ルートゾーンを拡大するとともに, ルートゾーンの中の物質を放出する (b). ルートゾーンが空になるとその中を崩落堆積物が埋め, (a) の状態に戻る. 崩落 (a) と爆発 (b) を繰り返しつつ, ルートゾーンは下方へと移動していき, 崩落する範囲が広がるために, 火口 (マール) の径も大きくなっていく. 噴火が終了すると, 崩落堆積物よりなる火口充填物質—ダイアトリームと, 大きく底の浅い火口であるマールが形成される (c).

Fig. 5. Model of the formation of a maar-diatreme system (after Lorenz, 1986). Diatreme is assumed to form in a water-rich environment. The 'root zone', where water comes into contact with rising magma, is initially filled with collapsed material (a). When the explosion occurs, material within the root zone is expelled, and the root zone itself is enlarged due to the shock of the explosion (b). After the explosion, wall rocks of the vent collapse into the root zone, filling it (a). Repeated cycles of collapse and explosion lead to the downward migration of the root zone and widening of the vent. The final product is a broad crater maar and diatreme crater-fill deposit.

造であると考えられる。問題は、崩落を起こすために必要な地下深部の空間をどのように作ったかということで、これは今後の課題であろう。現在のところ崩落の原因を、マグマだまりの減圧とするか、水蒸気爆発の結果とするか、加重に耐えられなくなって火道の岩石が破壊の結果とするか、決め手はない。

6. 箱根火山のその他の潜在カルデラとその意義

6.1. 強羅以外の潜在カルデラ構造

強羅潜在カルデラ以外にも、箱根火山には潜在カルデラ構造があると見られる。そのうち、地質的によくわかっているのが湖尻付近の潜在カルデラ（湖尻潜在カルデラ構造）である。湖尻潜在カルデラ構造は強羅カルデラと同様、岩相 V と岩相 S が構造を埋積するが、岩相 S は上下 2 枚あり、間に岩相 T をはさむ。

また、仙石原地域では岩相 Z がかなり浅いところから認められる井戸がある一方、孔底まで岩相 Z が認められず、岩相 S、岩相 O、岩相 V からなる孔井がある。一本だけしかないので、水平的な広がりが不明であるが、基盤の欠如と、岩相のセットから見て、潜在カルデラ構造がある可能性がある。

芦之湯付近は顕著な負の重力異常が認められる。この地域の温泉井は比較的浅く、中央火口丘溶岩を掘り抜いてその下の地層に到達していないので、地質的には確認

できないが、重力異常から見て潜在カルデラ構造の可能性があると考えられる。

これら潜在カルデラ構造の配置を表すと図 6 のようになる。箱根火山には北西南東方向の噴出中心の配列が認められるが、潜在カルデラ構造の位置はこうした配列上にあるように認められる。最近の考えでは、箱根火山は噴出中心が分散しており、単成火山群的な性格を持っているとされる（高橋ほか、1999; 日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会、2007）。潜在カルデラ構造のこのような配置は、潜在カルデラ構造といえども分散する噴出中心の一つに過ぎず、他と比べて特別な噴出中心ではないことを示唆するように見える。

6.2. 潜在カルデラ構造とカルデラ地形

箱根カルデラ北部のカルデラ縁、すなわち外輪山の山稜には、明神ヶ岳付近と金時山付近に不自然にえぐられたような構造が認められる。このような構造を湾入構造とよぶ。湾入構造は外輪山のカルデラ壁が浸食によって後退するためにできると考えられるが、潜在カルデラ構造の位置と湾入構造の位置を比べると両者には関係があるように見える（図 6）。すなわち、明神ヶ岳の湾入構造の南には強羅潜在カルデラ構造があり、金時山付近の湾入構造の南には仙石原付近の潜在カルデラ構造が推定される。この湾入構造自体が潜在カルデラのカルデラ縁

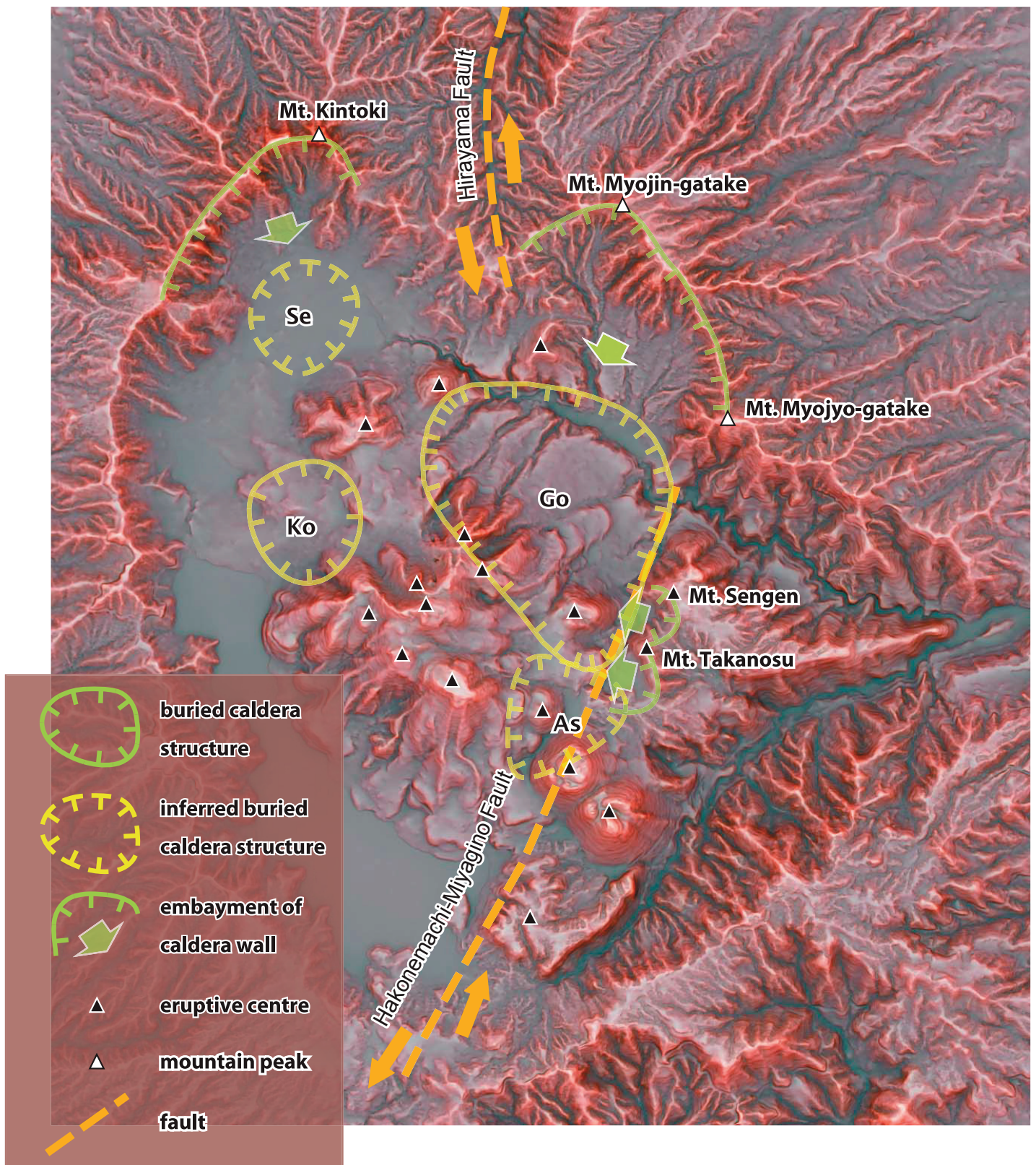


図 6. 潜在カルデラ構造の推定位置とカルデラ内の噴出中心。Go, 強羅潜在カルデラ構造；Ko, 湖尻潜在カルデラ構造；Se, 仙石原潜在カルデラ構造（推定）；As, 芦之湯潜在カルデラ構造（推定）。カルデラ内の噴出中心は北西南東方向に配列しているが、潜在カルデラ構造は、こうした噴出中心の一つにすぎないように見える。金時山付近および明神ヶ岳から明星ヶ岳にかけて認められる外輪山の顕著な湾入構造はそれぞれ、仙石原カルデラ（推定）と強羅カルデラに関連するよう見える。その他、浅間山から鷹巣山にかけての西斜面に見られる湾入構造も強羅潜在カルデラ及び芦之湯潜在カルデラ（推定）に隣接しており、関連が疑われる。

Fig. 6. Locations of buried calderas and eruptive centres within the current morphological caldera. Buried calderas are: Gora buried caldera (Go); Kojiri buried caldera (Ko); Sengokubara inferred buried caldera (Se); Ashinoyu inferred buried caldera (As). The eruptive centres show a NW-SE alignment, along which the buried calderas also appear to lie. The embayment in the morphological caldera wall near Mt. Kintoki and the ridge between Mt. Myojin and Mt. Myojyo are located close to buried caldera structures. Embayments in the western scarps of Mt. Sengen and Mt. Takanosu are also located close to buried calderas.

の地表表現である可能性もあるが、どちらかといえば近傍に陥没構造ができることで浸食基準面が下がり、カルデラ壁の浸食が進行したためと思われる。また、箱根のこれまで見つからないしは推定される陥没構造が現在地表に表れずに、潜在カルデラ構造となっているのは、優勢な浸食により陥没構造に土砂が供給され、最終的に埋積したためと考えられる。

新期山体のカルデラ縁とされてきた浅間山および鷹巣山の西側斜面は北東－南西方向の直線性が高い断崖となっている（図6）。筆者はこの「カルデラ壁」は断層を反映しているものと考え、1930年北伊豆地震では、丹那断層の北側延長が箱根峠付近を通過し、箱根離宮（現在の恩賜箱根公園）のある堂ヶ島半島の付け根を横切ったのち、不明瞭となりながらも芦之湯付近まで亀裂が点々と続いたとされる（たとえば、松田，1971）。この線はちょうど屏風山と浅間山の西縁に一致する。芦之湯から北方では活断層としての証拠がないが、筆者は宮城野の早川沿岸で古期山体溶岩と早川凝灰角礫岩が垂直の断層で接している露頭を発見した。この露頭はちょうど箱根峠と芦之湯を結んだ線の北側延長上にある。つまり宮城野の断層露頭から箱根峠までは現在も全長が活断層かどうかは不明なものの、一連の断層であると考えられる。ここではこの断層を箱根町－宮城野断層と呼ぶことにする。箱根町－宮城野断層をはさんだ中央火口丘側の井戸からは、新期山体起源の溶岩が見つかるが、現在の新期山体における標高と、井戸で見つかる標高の差は数百メートルである（萬年ほか，2002）。この標高差は火山活動に伴う崩落の他、断層運動の分も含まれていることになる。

6.3. プルアパート構造としての箱根カルデラ

箱根火山は従来から丹那断層から北に延びる一連の断層群、北伊豆断層帯（丹那－平山構造線）によって南北に切られているという考え方がある（小山，1993）。南側の丹那断層の延長は前述の通り、箱根町－宮城野断層に続いていると見られる。北側の平山断層は変位地形がはっきりしないが、小断層やリニアメントの存在から、金時山と明神ヶ岳の間にある外輪山の鞍部付近に達しているとみられる（図6）。すなわち、北伊豆断層系は箱根をまっすぐ切っているのではなく、南側の断層の北側延長と、北側の断層の南側延長の間に距離があることになる。北側の断層から南側の断層を見たとき断層線は左側にずれているが、こういう場合左オフセットという。北伊豆断層系は基本的に左横ずれ断層と見られるが、左横ずれ断層の左オフセットは、断層間の地塊が引き延ばされる力を受ける。このように横ずれ断層のオフセットにより断層間の地塊が引き延ばされることをプルアパートという（図7）。

北伊豆断層系によるプルアパート構造の形成こそが、箱根火山がカルデラを作った要因であるとの考えがあるが（高橋，1995；高橋ほか，1999）、筆者もこの考えに同意する。

先に挙げた断層の位置から見ると、強羅潜在カルデラ構造と芦之湯カルデラ構造（推定）は断層オフセットに

よる引張場に形成されたカルデラである可能性が高い。湖尻潜在カルデラ構造や仙石原潜在カルデラ構造（推定）は上にあげた断層線の認定からすると、プルアパート構造から外れることになるが、平山断層南端部は不明瞭であるため、プルアパート構造はもう少し西側に広がっている可能性も考えられるし、プルアパート構造の周辺も引張場になる。従って、湖尻潜在カルデラ構造や仙石原潜在カルデラ構造も、プルアパート構造の形成に関連していると考えておかしくない。

引張場ではマグマが貫入しても貫入した分のスペースを確保しやすいので、マグマを地下にためて起きやすい（高橋，1995）。強羅潜在カルデラ構造の成因については先に議論したが、プルアパート構造の形成により地下浅部にマグマだまりを形成しやすかったのかも知れない。

7. 潜在カルデラと現在の火山活動

7.1. 温泉帯水層とカルデラ構造

火山と温泉はあたかもセットのように考えられがちであるが、隣の富士山が温泉地となっていないことを考えてもわかるとおり、温泉地として成り立つほどの湯量を賦存している火山は必ずしも多くはない。箱根に限ってみても温泉は偏在していることが昔から指摘されている。箱根火山の温泉はカルデラ構造の存在と密接に関係していると筆者は考えている。

箱根カルデラ内およびその周辺では、観光開発の圧力が非常に大きいため、広範囲で掘削が試みられてきたが、その結果、温度湯量ともに営業用に十分確保できる地域は中央火口丘の東側地域、とくに強羅を中心とする地域

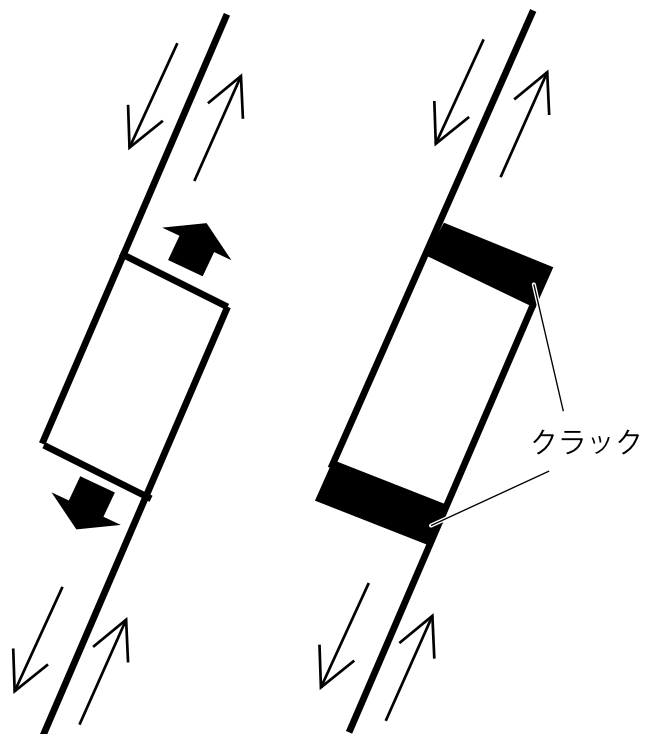


図7. プルアパート構造.
Fig. 7. Schematics of pull-apart structures.

(宮ノ下、木賀、強羅、宮城野)と、箱根湯本を中心とする地域に限られていることが、これまでにほぼわかっている(たとえば大木, 1975; 神奈川県温泉地学研究所, 1983)。箱根湯本温泉は基盤岩から湧出する温泉で、カルデラの外にあるので、今回は議論を割愛し、強羅付近の温泉について述べる。

強羅付近の温泉は強羅潜在カルデラの充填堆積物の分布範囲と一致するように見える。強羅カルデラと離れた地点でも温泉井はあるが、温度が高くない、成分量が少ないなど強羅カルデラ内とは違いがある(菊川ほか, 準備中)。

強羅は地表が中央火口丘の崖錐堆積物でできている。崖錐とは土砂崩れや土石流などの堆積物で、大きな岩塊を主体とする。実際、現在のように公園や別荘地として整備される以前は、強羅は大きな石が散在する雑木林で、強羅の地名も石がゴロゴロしているためについたとされる。この崖錐堆積物は空隙に富んでおり、地元の掘削業者によれば、井戸の掘削の最中、空洞に遭遇しロッドが急降下することもあるという。崖錐堆積物はかなり厚く、この空隙中を優勢な地下水が流れているため、温泉の開発は難航した(大木, 1975)。現在の温泉はこの崖錐堆積物(岩相 T)の下湖成堆積物(岩相 S)を掘り抜き、その下の火山礫凝灰岩(岩相 V)に到達している。岩相 S は不透水層(キャップロック)として機能しており、崖錐堆積物中に大量に含まれる冷たい地下水が下に行くのを遮断し岩相 V 中の温泉の温度低下を防がれている。岩相 V は、基盤岩よりも空隙率が高いため、地下水、すなわち温泉をより多く蓄えることができると見られる。

箱根の中で強羅を中心とする地域が温泉地として豊富な湯量に恵まれている原因は、岩相 V が帯水層として温泉を保持し、その温泉に地下水が進入することを岩相 S が防いでいるためとみられる。

なお、強羅ほど大きい温泉地ではないが、湖尻から姥子にかけての地域も数百メートル以上の掘削で温泉の湧出に成功している。この地域も地下に岩相 S と岩相 V のセットが認められ、温泉は岩相 S の下位から湧出している。岩相 S と岩相 V はいわば温泉の入れ物として機能していると見ることができる。

7.2. マグマ貫入と泉温上昇

温泉地として成り立つだけの温泉量を確保するために必要な条件としては、地下から温泉の元となる熱と成分を持った熱水が上昇してくることも必要である。強羅カルデラの場合、地下からの熱水が実際に上昇してきていると考えられる。

一般に火山地域の温泉は地下から高温の NaCl 型熱水が上昇し、岩石と反応して様々なタイプの温泉に分化していくと考えられているが、強羅ではこの NaCl 型熱水に近いと考えられる高温の NaCl 型温泉が分布している(Oki and Hirano, 1970; 大木ほか, 1968)。強羅地域の NaCl 型温泉は、温度が急上昇することがあり、直近の地震活動との関連性が疑われていた(大木ほか, 1968; Oki and Hirano, 1970)。2001 年の箱根群発地震の際には地殻変動や地震の推移とともにこの現象が詳しく観測

できた(代田ほか, 2003; 2007; 準備中)。

2001 年箱根群発地震の日別地震回数、NaCl 型温泉の泉温、傾斜計データの推移を図 8 にしめす。2001 年箱根群発地震は、一日の地震発生数で見ると 2001 年の 6 月初めに始まり、7 月はじめに最盛期を迎えた後、徐々に減衰するという経緯をたどったが、強羅地域における NaCl 型温泉の温度上昇が始まったのは 2001 年 5 月 28 日頃で、群発地震の最盛期より 1 ヶ月以上前である。NaCl 型温泉の温度上昇は 6 月に入る頃には終わっていて、その後は温度が高い状態のまま維持された。NaCl 型温泉の温度上昇が始まる少し前の 5 月 23 日頃、駒ヶ岳付近の地下浅部におけるクラックの拡大と見られる膨張が始まり、駒ヶ岳観測点の傾斜計の記録に変化が現れはじめた(代田ほか, 2003; 代田ほか, 2007)。震源の決定精度に問題がなければ、この膨張はマグマのものではないだろう。もしマグマのものであるとすれば、より深いところから地震や地殻変動の異常が現れるはずだからである。駒ヶ岳付近浅部のクラック拡大は、おそらく地下浅部の熱水の圧力(間隙水圧)が増加したためであろう。同時に NaCl 型温泉の温度上昇が認められるのは、地下浅部の熱水の圧力が増加したために、より深いところにあるより高温の温泉が井戸の中に侵入してきたためであろう。

駒ヶ岳の直下で膨張が始まり、温泉の温度が上がってから、群発地震が活発化したが、その初期の 6 月 12 日頃からは強羅付近のごく浅いところに、板状のクラックが生じて開口していったことが傾斜計や GPS のデータから示唆されている(代田ほか, 2003; 代田ほか, 2007)。この浅部のクラックも、マグマが貫入したためではないと考えられる。温泉の温度が 5 月末に上がったままほとんど変化をしていないことや、群発地震の震源域が浅いところから深いところに広がっているように見える(棚田, 2008; 本報告書)ことがその理由である。もしマグマが貫入したのだとすれば、温泉の温度はもっと上がるであろうし、群発地震の震源はマグマの上昇にあわせて、深いところから浅いところへと移動して行くであろう。そもそも、実際にマグマが海面標高近くまで上昇してきたとすれば、この付近の温泉にはその程度まで掘削している温泉もあるのだから、もっと顕著な異常がでる井戸がないとおかしい。

7.3. プルアパート構造とクラック

強羅地域の NaCl 型温泉の分布は従来、早雲山付近を起点として 3 方向に流下しているとする考え方があったが(たとえば大木ほか, 1968)、地下水の動きは地形に支配されているので、地下水でも分水嶺を超えて流れていくことはできない。大木による流下のモデルでは分水嶺を超える部分があり無理がある。そこで、町田ほか(2007)は西北西-東南東方向に NaCl 型温泉の「わき出し口」があり、そこから地形に沿って流下すると考えた。この NaCl 型温泉のわき出し口は強羅潜在カルデラのほぼ中央部を横断するようにして存在する(図 2)。

先に 2001 年の群発地震の際に海面付近の高さにクラック割れ目が入ったことが地殻変動のデータから推定

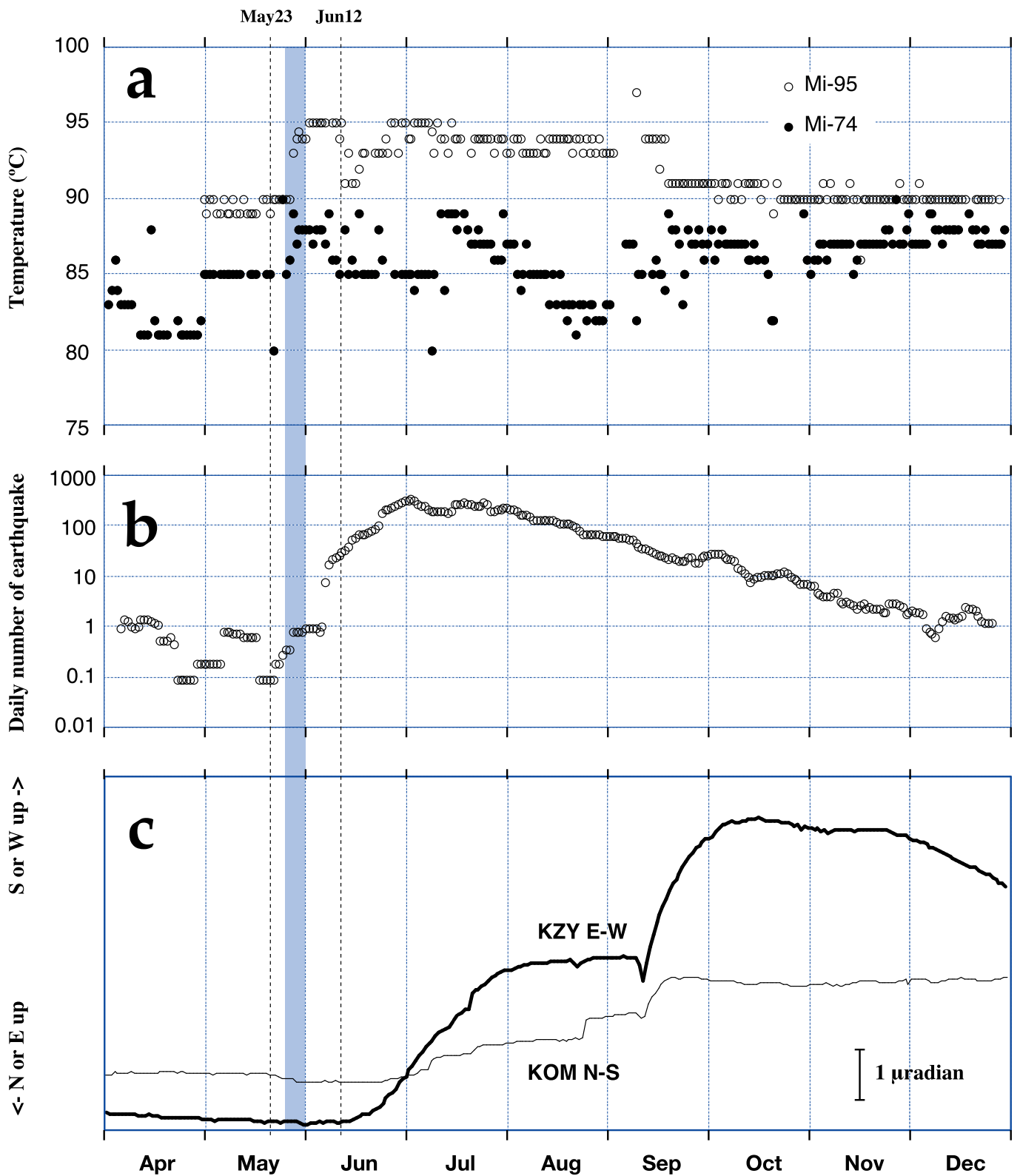


図 8. 2001 年箱根群発地震前後における, a) 温泉の温度変化 (宮城野 [Mi]95 号および 74 号井), b) 一日あたり地震回数 (前後 5 日間の移動平均値), c) 傾斜計の変化. 最も早く変化が現れたのは傾斜計で駒ヶ岳観測点が 5 月 23 日頃, 安定していた状態から北下がりに転じる. その後温泉の温度が 5 月末の 1 週間で突然上昇したのち, 地震発生回数が急増する. 群発地震の活発化に伴い, 傾斜計の変化も大きくなるが, 温泉の温度には影響が無く, Mi-95 は 10 月中に異常発生前の値に戻っているように見える. 宮城野 74 号および 95 号の位置は図 3 に示してある.

Fig. 8. Changes in hot-spring temperatures (a), 10-day moving averages of the daily number of earthquakes (b), and ground tilting (c) over 9 months of 2001. The period of activity was first observed as a subtle change in tilt trend at Komagatake station (KOM) on May 23, followed by an increase in water temperature at the hot springs for 1 week. The seismic activity intensified after the increase in water temperature. As seismicity increased, the rate of ground tilt also accelerated, although the hot-spring temperatures remained constant or decreased.

されることを述べたが、このクラック割れ目は町田ほか(2007)による NaCl 型温泉わき出し口の西側延長の強羅潜在カルデラ内にある(図2)。NaCl 型温泉のわき出し口と今回の地殻変動のクラック割れ目にはなんらかの関係があるかも知れない。

また注目されるのが西北西―東南東方向というクラックやわき出し口の方向である。この方向は箱根町―宮城野断層や平山断層の走向と直交し、ブルアパートによって生じた亀裂であるとする考えに調和的である。

7.4. 箱根の群発地震と温泉

前節では泉温変化と関係して群発地震が起きる事例をみたが、箱根ではたくさんの群発地震が起きているにもかかわらず、それに伴う地温や泉温の上昇や地殻変動が見られるのは実際のところ稀である。このことは箱根火山の群発地震がいつもマグマの動きを反映しているわけではないということを示している。箱根火山の群発地震はほとんどが構造的なものでマグマの動きとは関係がないのであろう。箱根で群発地震が多いのは、箱根が先に指摘したように北伊豆断層系で切られているためであろう。実際、箱根で多数発生している微小な地震は丹那断層と平山断層を結ぶように南北に分布をしている。箱根の構造的な群発地震は広い意味で 1930 年北伊豆地震と関連した活動である可能性がある(萬年, 2003)。もし、箱根群発地震が 1930 年北伊豆地震の余震のようなものであるとすれば、長期的に見て減衰していく可能性もある。

一方で 2001 年群発地震のように、火山活動としての地震が発生することもある。これはマグマが群発地震の震源である海面前後の浅いところまで上昇したために起きている可能性も否定できないが、筆者は、地下 7-8km 以深の深部にマグマが貫入するときに熱水の圧力が増加するためである可能性が高いと考える。熱水の圧力が増加すると断層が滑りやすくなるためである。

熱水の圧力が増加すると、温泉の水位も上がるから同じ深さで温泉を採っている場合、孔口における温泉の温度も上昇する。強羅付近だけで温泉温度が急に上昇する現象が見られるのは強羅に地下深部からの熱水の通路があるからであろう。これはその昔、強羅カルデラを形成した噴火の際のマグマの通り道が熱水の通路として使われているからかも知れない。

熱水温度の急上昇や噴気地帯の拡大など、熱水の異常を示すイベントは、少なくとも 30-40 年に一回の割合であるようで、文献からは 2001 年のほか、1967 年、1933-35 年に発生したことが知られている(大木ほか, 1968; 萬年, 2003)。こうしたイベントは地下 7-8km 以深でのマグマ貫入にともなうものかも知れない。

強羅温泉が温泉地として機能しているのは、熱水の通り道があり常に NaCl 型温泉が供給されていること、そしてこの熱水を冷えないようにためておける地質構造をそなえているためであると考えられる。熱水の供給が常にあるのは、上述のような地下 7-8km 以深でのマグマ貫入が 30 年に一度程度発生しているためかも知れない(図9)。

8. 今後の課題

本稿で示したとおり、強羅潜在カルデラ構造は過去の噴火が残した地質構造というだけの意義にとどまらず、現在も熱水活動や地殻変動の舞台となっている点で重要性が高い。今後は今回得られた地質構造を、強羅付近の温泉を持続的に利用し続けるための揚湯量算定などに使えるよう検討を重ねていきたい。この作業は単に温泉保護の問題にとどまらず、地下深部から上昇してくる成分や熱の量を定量的に明らかにすることで、マグマがどのくらいの頻度で供給されているのかという火山学的に、ひいては防災的にも重要な課題について示唆を与える可能性がある。

箱根の場合、噴火史から見て噴火は稀であると考えられる反面、群発地震が多く発生する。火山学的にも防災的にも重要な問題は、群発地震や地殻変動がどの程度になったら、あるいはどういう性質を持ったら噴火に結びつくかと考えるべきなのかという点である。2001 年の群発地震について研究者によっては、ごく浅部までマグマ貫入があった「噴火未遂」事件であると考え人もいる。先に述べたように、筆者はこうした考えに賛成できないが、かといって現状の箱根火山の理解が十全なものとは言えないのは明らかである。日本有数の観光地となっている箱根火山では、噴火予知の空振りによる経済被害のリスクが大きく、火山活動の評価は、他の火山にもまして確実な根拠に基づく高精度のものでなくてはならない。これには、地球物理学的な観測をより強化する必要があるが、観測網の整備は一朝一夕になるものではない。しかし、強羅潜在カルデラ構造は群発地震の震源であることに加えて、熱水が上昇しクラックが開く場そのものであり、これまで観測されてきた現象を定量的に解釈するためのデータは充実しているといえる。今後、当面は、本稿で述べたアイディアをより定量的な形でモデル化することにより、噴火低頻度火山における高精度な火山活動評価という目標に結びつけていきたい。

9. まとめ

箱根火山は南北 11km、東西 8km のカルデラを有するが、これに対応する大きさの陥没構造はなく、かわりにカルデラ内に直径 3km 以下の潜在カルデラ構造が複数見つかった。潜在カルデラ構造は、周囲を基盤岩で囲まれた火山礫凝灰岩層及び砂岩泥岩層のセットとして認識され、負の重力異常を示す。強羅付近のものと湖尻付近のものは地質学的な証拠から、存在するのは確実であるほか、重力異常や断片的な地質学的証拠から、このような潜在カルデラ構造が仙石原付近と芦之湯付近にもあると推定される。強羅付近にある強羅潜在カルデラ構造は火山礫凝灰岩層中に新期山体のブロックを含むことと、砂岩泥岩層の花粉群集が寒冷期のものであることから、新期カルデラ形成期(8-6 万年前)に陥没により形成されたものと考えられる。

カルデラ構造の大きさや充填堆積物の岩相が類似していることから、箱根の潜在カルデラ構造はじょうご型カルデラまたは濁川型カルデラと呼ばれるタイプのカルデラであると考えられる。ただし、じょうご型カルデラま

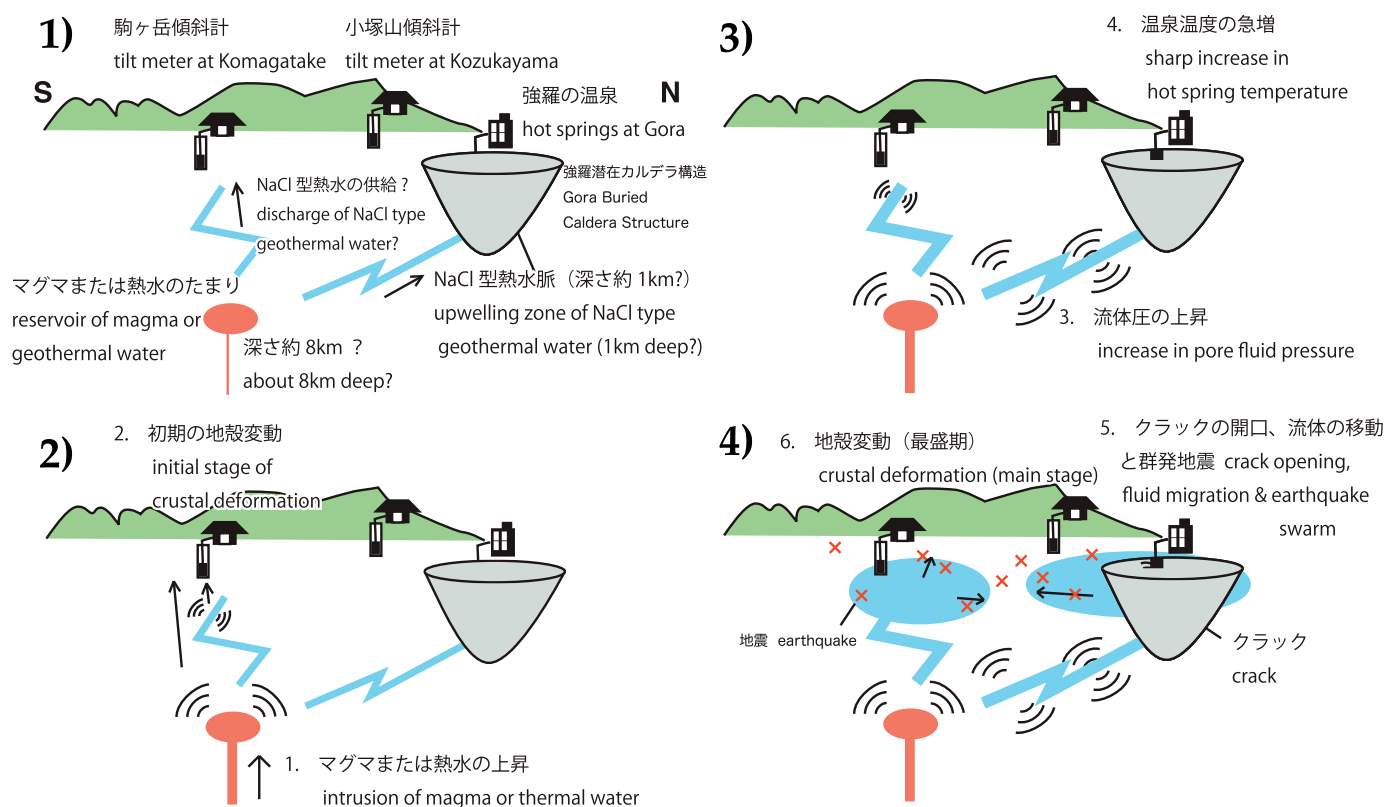


図 9. 箱根火山の熱水系と地震地殻変動モデル。1) 駒ヶ岳の直下 8km 付近には熱水かマグマのたまりがあり、これは強羅潜在カルデラ構造内の NaCl 型高温泉の上昇域とつながっている。2) ときおり深部から熱水かマグマの供給があることによって、地殻変動があらわれる。3) 熱水かマグマのたまりに圧力がかかると、熱水系の流体圧が上昇する。熱水系の上昇口は強羅潜在カルデラ構造中にあり、この付近の温泉では流体圧の上昇が温度上昇として捉えられる。4) 流体圧の上昇により、クラックが開く。また流体圧の上昇により断層面が弱くなるため群発地震となる。群発地震の発生及び地殻変動は流体圧が緩和されるまで継続する。

Fig. 9. Schematic model of geothermal water and ground deformation at Hakone volcano. 1) A reservoir of magma or geothermal water exists at about 8 km depth near Mt. Komagatake. Fluid conduits connect the reservoir and the upwelling zone in the Gora buried caldera. 2) The periodic supply of magma or geothermal water to the reservoir causes gentle ground tilting. 3) The supply of magma or geothermal water leads to an increase in pore fluid pressure and water temperature at the hot spring. 4) The increase in pore fluid pressure leads to the opening of shallow cracks and a weakening of fault strength, thereby generating an earthquake swarm. The swarm and crustal movement continue until the pore fluid pressure decreases.

たは濁川型カルデラと呼ばれるカルデラの研究例を検討すると、マール・ダイアトリームと区別する根拠が乏しく、今後の比較検討や成因に関する一段の研究が必要である。

箱根火山は丹那断層と平山断層という左横ずれ断層により南北に切断されているが、箱根附近では両者に左オフセットがあり、引き裂かれる力が働くためにプルアパート構造が形成されていると考えられる。潜在カルデラ構造はこのプルアパート構造の内部に発達している可能性が高く、高橋 (1995) が指摘したように、横ずれ断層に切断されるという箱根火山の特殊なテクトニクス的条件が、本州地域ではまれなカルデラの形成につながっていると考えられる。

強羅潜在カルデラ構造には NaCl 型熱水の上昇場があり、2001 年の群発地震時には開口性のクラックが形成されるなど、現在も火山活動の場として機能している。このためこの構造の形状や物性、またカルデラ構造内の熱水の動態を定量的に把握することは、箱根火山の活動度の評価を行う上で重要である。

謝辞

本研究を実施するにあたって、掘削時に得られた多数の試料を用いた。温泉掘削業者及び施主のみなさまには、

試料の採取及び温泉地学研究所へ快くご提供を頂いている。厚く御礼申し上げます。

日本大学の高橋正樹教授、明治大学の長井雅史氏には、データの提供を含む様々な示唆と激励を頂いた。株式会社パリオソーヴェイには花粉化石、珪藻化石の分析をお願いし専門的見地から様々な示唆を頂いた。群発地震及び地殻変動に関しては、温泉地学研究所の伊東博、棚田俊收、代田寧の各氏に様々な教えを頂いた。独立行政法人産業技術総合研究所の町田功氏には強羅地域の温泉について、水垣桂子氏には濁川型カルデラの地質構造やテクトニックセッティングについて、水野清秀、伊藤順一両氏には箱根火山の地質全般について様々な示唆を与えていただいたほか、微化石分析の結果について提供を頂いた。神奈川県立生命の星・地球博物館の山下浩之氏には日頃蛍光 X 線分析装置による全岩化学組成の測定をしていただいている上、本稿執筆の機会を頂いた。また、本研究で検鏡に使用した岩石薄片試料は温泉地学研究所の松沢親悟氏が作成した。本研究で解析した試料で最も古いものは採取年代が 1960 年代までさかのぼるが、古い試料を利用して調査研究ができるのは、継続的に試料の収集保管にあたってこられた、小田原保健所温泉課および温泉地学研究所の先輩職員各位のご努力による。以

上の方々に、心より感謝申し上げます。

文献

- 相原延光・猪俣道也・平田大二, 1995. 大磯丘陵で発見された淡水性珪藻化石を含む箱根火山起源の火山豆石. 地球科学, 49, 183-187.
- 相原延光・笠間友博, 1993. 箱根火山新期火砕流中の火山豆石の発見. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨, p547.
- 安藤重幸, 1983. ボーリング結果からみた濁川カルデラの構造. 月刊地球, 5: 116-121.
- Cas, R. A. F. & J. V. Wright, 1987. Volcanic successions, modern and ancient. 487, Allen & Unwin Ltd, London.
- 代田寧・丹保俊哉・棚田俊收・伊東博, 2003. 2001年箱根火山で生じた地殻傾斜変動(その2). 日本火山学会講演予稿集 2003, 132-132.
- 代田寧・棚田俊收・丹保俊哉・伊東博・原田昌武, 2007. 2001年箱根火山で生じた地殻変動の圧力源解析(ポスターセッション). 日本火山学会講演予稿集 2007, 51-51.
- Fierstein, J. & C. J. N. Wilson, 2005. Assembling an ignimbrite: Compositionally defined eruptive packages in the 1912 Valley of Ten Thousand Smokes ignimbrite. Alaska. Geol. Soc. Am. Bull., 117: 1094-1107.
- Geshi, N., T. Shimano, T. Chiba & S. Nakada, 2002. Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. Bulletin of Volcanology, 64: 55-68.
- 袴田和夫, 1988. ガイドブック1 箱根火山. 大涌谷自然科学館, p47. 箱根.
- 袴田和夫・杉山茂夫・今永勇・萬年一剛・大木靖衛, 2005. 箱根火山のK-Ar年代. 火山, 50: 285-299.
- 平田由紀子, 1999. 箱根火山の発達史. 神奈川県立博物館調査研究報告(自然), (9): 153-178.
- Kamata, H., 1989. Shishimuta caldera, the buried source of the Yabakei pyroclastic flow in Hohi volcanic zone, Japan. Bull. Volcanol., 51, 41-50.
- 神奈川県温泉地質研究所, 1983. 神奈川県温泉誌. 神奈川県温泉地質研究所報告, 14: 99-216.
- 鹿野和彦・吉村洋平・石山大三・G. J. Orton・大口健志, 2006. 北海道奥尻島, 勝淵山火山の噴出物と構造. 火山, 51: 211-229.
- Kaneko, S., 1970. Deformation of Hakone Volcano, South-west of Tokyo, Japan. J. Geol. Soc. Jpn., 76: 247-257.
- 小林 淳, 1999. 箱根火山の最近5万年間のテフラ層序と噴火史. 第四紀研究, 38: 327-347.
- 小山真人, 1993. 伊豆半島の火山とテクトニクス. 科学, 63, 312-321.
- Kuno, H., 1950. Geology of Hakone Volcano and adjacent areas, Part I. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo Sec. II, 7: 257-279.
- Kuno, H., Y. Oki, K. Ogino & S. Hirota, 1970. Structure of Hakone Caldera as revealed by drilling. Bull. Volcanol., 34: 713-725.
- 黒墨秀行・土井宣夫, 2003. 濁川カルデラの内部構造. 火山, 48: 259-274.
- Lipman, P., 2000. Calderas, in Sigurdsson, H. et al., (eds) Encyclopedia of Volcanoes, 643-662, Academic Press, San Diego.
- Lorenz, V., 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. Bull. Volcanol., 48, 265-274.
- 町田 洋, 1977. 火山灰は語る—火山と平野の自然史. 324p, 蒼樹書房, 東京.
- 町田 功・板寺一洋・萬年一剛, 2007. 箱根強羅地区における高温NaCl泉の供給源地. 地下水学会誌, 49, 327-339.
- 松田時彦, 1971. 1930年北伊豆地震の地震断層. 星野通平・青木斌編, 伊豆半島, 73-83. 東海大学出版会, 東京.
- 萬年一剛, 2003. 文献による箱根群発地震の再検討(1917-1960) - 箱根群発地震活動の地学的意義 -. 火山, 48: 425-443.
- 萬年一剛, 2006. 濁川型カルデラの地質構造. 月刊地球, 28: 257-264.
- 萬年一剛・水野清秀・伊藤順一・山下浩之, 2006. 箱根・強羅付近地下の地質構造—とくに湖成堆積物の分布とその堆積環境—. 神奈川県温泉地質研究所報告, 38: 11-26.
- 萬年一剛・内藤昌平・高橋正樹, 2002. 箱根町笛塚・温泉村131号温泉井の地質について. 神奈川県温泉地質研究所報告, 34, 1-8.
- 萬年一剛・杉山茂夫, 2000. 元箱根36号温泉井のボーリング地質と温泉. 神奈川県温泉地質研究所報告, 31 2: 77-90.
- Minaki, M., S. Noshiro and M. Suzuki, 1988. Hemiptelea mikii sp. Nov. (Ulmaceae), fossil fruits and woods from the Pleistocene of central Japan. The Botanical Magazine, Tokyo. 101: 337-351.
- 水垣桂子, 1993. 砂子原カルデラの構造と火山活動史. 地質学雑誌, 99, 721-737.
- Mizugaki, K., 2003. Geologic structure and volcanic history of the Yanaizu-Nishiyama (Okuaizu) geothermal field, Northeast Japan. Geothermics, 29: 233-256.
- 守屋以智雄, 1983. 日本の火山地形. pp135. 東京大学出版会, 東京.
- 長井雅史・高橋正樹, 2007. 箱根火山外輪山噴出物の全岩主化学組成. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要 第2部 地球システム科学, (42): 71-95.
- 日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会, 2007. 国立公園地質リーフレット1「箱根火山」. 日本地質学会編, 東京.
- 大木靖衛, 1975. 箱根火山の温泉. 日本火山学会編, 箱根火山, pp139-176. 箱根町, 箱根.
- Oki, Y. and T. Hirano, 1970. The geothermal system of the Hakone Volcano. Geothermics Sp. Iss. 2: 1157-1166.
- Oki, Y. and T. Hirano, 1974. Hydrothermal System and seismic activity of Hakone Volcano. The Utilization of Volcanic Energy, Proceedings of a United States - Japan cooperative Science Seminar at Hilo, Hawaii, 153-166.
- 大木靖衛・荻野喜作・平野富雄・広田茂・大口健志・守矢正則, 1968. 箱根強羅温泉の温度異常上昇とその水理地質学的考察. 神奈川県温泉研究所報告, 1, 1-20.
- 鈴木 敏, 1884. 横浜図幅地質説明書. 7: 257-279.
- Sparks, R. S. J., L. Baker, R. J. Brown, M. Field, J. Schumacher, G. Stripp & A. Walters, 2006. Dynamical constraints on kimberlite volcanism. J. Volcanol. Geotherm. Res., 155: 18-48.
- 高橋正樹, 1995. 大規模珪長質火山活動と地殻歪速度. 火山, 40: 33-42.
- 高橋正樹・長井雅史・内藤昌平・中村直子, 1999. 箱根火山の形成史と広域テクトニクス場. 月刊地球, 21: 437-445.
- 高橋正樹・内藤昌平・中村直子・長井雅史, 2006. 箱根火山前期・後期中央火口丘噴出物の全岩化学組成. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, (41): 151-186.
- 棚田俊收, 2008. 箱根火山の地震活動(1990年～2007年)とその発生テクトニクス. 神奈川県立博物館調査報告書(自然科学), (13): 187-194.
- 横山 泉, 1982. カルデラの構造と起源. 月刊地球, 5, 93-100.