

草津白根山の火山熱水系

大場 武

東京工業大学火山流体研究センター

要旨

草津白根山に関する既存の研究に基づき、同火山の熱水系の構造を推定した。白根山の地下では深部から上昇した熱流体がほぼ垂直に上昇し、地表に到達するが、一部は浅部において東山麓へ流下し、温泉に混入する。一方、本白根山の地下では深部から上昇した熱流体は海拔高度 0m 付近で二つに分裂し、一つは東山麓を流下し、噴気と温泉の形成に寄与する。他方は西山麓を流下し、万座地区の噴気と温泉を形成すると思われる。白根山と本白根山の熱流体が単一のマグマに由来するのか、あるいはそれぞれ別のマグマに由来するのか、疑問点として残されている。

1 序

草津白根山について、これまで数多く火山学上の研究がなされて来た。近年の草津白根山における噴火活動は水蒸気爆発型であり、同火山に発達している浅部熱水系が噴火の原因であると考えられている。噴火メカニズムの解明には火山熱水系の構造を知る必要がある。本論文では草津白根山に関する過去の研究に基づき、同火山の火山熱水系の構造に対し、現時点で最も合理的なモデルを提案する。

2 地表および浅部地質構造

太田・松野 (1970) による草津白根山の地質調査で、万座地区と殺生、草津町地区に断層が複数存在していることが明らかになった (図 1)。噴気や温泉水の分布はその断層の近傍に見られることから断層が火山性流体の移動のルートを形成していると推測された。本白根山の南東山麓には陥没地形が見られる (早川・由井, 1989)。

本白根山南山麓で地熱開発のための調査を目的として、地表下 500m までの構造試錐が行われた (日本地熱資源開発促進センター, 1976)。その結果、海拔高度 (以下では海拔高度を単に高度と記す) +1300m 以深でモンモリロナイトに富む粘土化した地層が見つかった。

3 噴火史

草津白根山の噴火活動史については、宇都 (1983)、早川・由井 (1989)、金子・他 (1991) の研究がある。これらの研究によると草津白根山の活動期は以下のように区分される。

3.1 旧噴火期

60～25 万年前に、総量で 32km^3 と見積もられる噴出物が主に草津白根山の南東山麓に堆積した。この噴出物の体積は直径約 4km の球の体積に相当する。噴出物が主に南東山麓に堆積したのは草津白根山の基盤が西から東にかけて傾斜していたためである。

旧噴火期の初期に、現在の本白根山の位置に松尾沢火山が形成された。松尾沢火山の大部分は新しい時代の噴出物に覆われている。松尾沢火山を構成する松尾沢溶岩類は草津白根山の噴出物の中で、唯一ソレライト質で、他は全てカルクアルカリ岩に属する(早川・由井, 1989)。以下、溶岩および噴出物の名称は、宇都・他(1983)に基く。松尾沢火山の形成後、松尾沢火山の東山腹から洞口溶岩が流出した。次に太子火砕流が松尾沢火山の東山腹から噴出し南東山麓に厚く堆積した。平均の層厚は 100m に達する。太子火砕流発生の後、米無溶岩、青葉溶岩が流出した。早川・由井(1989)は、本白根山の南東山麓の陥没地形は上記の噴火によってマグマ溜まりが収縮し形成されたと考えた。

3.2 新噴火期

旧噴火期の後、30～25 万年にわたる火山活動の休止期があった。その後、約 14000 年前に白根山(草津白根山とは白根山と本白根山を総称した呼び名で、白根山は火口湖湯釜を含む山体を指す)から平兵衛池溶岩が流出した。約 7000 年前には同じく白根山から香草溶岩が流出した。これ以降の噴出物を新期溶岩類と総称する。約 3000 年前には本白根山から殺生溶岩、振子沢溶岩、石津溶岩が流出した。ほぼ同時期に本白根山の火砕丘が形成された。新噴火期の噴出物の総体積は 1km^3 と見積もられている。新期溶岩類の分布を図 1 に示す。

近年の草津白根山の噴火は白根山の山頂部に限られ、溶岩の流出はなく噴火は水蒸気爆発による噴火に限られている。1976 年 3 月に白根山湯釜火口に隣接する水釜火口で噴火が発生した。その噴火のおよそ数ヶ月前、本白根山東山麓殺生河原の噴気と白根山北側斜面の噴気に $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ 比の増加が見出されている(Ossaka *et al.*, 1980)。

3.3 溶岩の化学組成

旧噴火期のカルクアルカリ岩の化学組成と新噴火期のカルクアルカリ岩の化学組成は非常に似ている。もし新噴火期のマグマが旧噴火期のマグマ溜まりに残留したマグマに由来するなら、30～25 万年間の休止期間中に結晶分化作用が起き、組成変化が見られるはずである。従って、旧噴火期のマグマ溜まりと新噴火期のマグマ溜まりは別のものであると考えられている(早川・由井, 1989)。

3.4 噴出物の鉱物学

白根山湯釜火口 1982-83 年噴火における噴出物にパイロフィライト(pyrophyllite; $\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$)が見出されている(黒崎・他, 1990)。これは変質した基盤岩に由来する鉱物で、水蒸気爆発の発生深度に制限を

たえる。後で述べる磁気探査の結果では変質した基盤岩の上面の深度は+1000 ~ +1500m であると推定されるので、水蒸気爆発の発生場深度も同様と考えられる。

4 地球電磁気学的構造

4.1 空中磁気探査

群馬県企業局 (1975) による地熱開発調査を目的とした空中磁気探査の結果、本白根山東山麓の南北約 4km、東西 3.5km の領域の高度+1300m 以深の部分の磁化率が低下することが明かとなった。また、万座温泉地区の南北 3.2km、東西 2km の領域の高度+1000m 以深の部分の磁化率が低下することが明かとなった。これらの領域を図 1 に示す。白根山の山頂付近では+1300m 以深で磁化率が低下している。

4.2 電気探査

空中磁気探査で見発見された低磁化領域の構造を明らかにするために、本白根山東山麓と万座地域でシュランベルジャー法による電気探査が行われ、浅部比抵抗構造が求められた (群馬県企業局, 1975)。高度+1000m での比抵抗分布を図 2(c) に示す。この結果は、次に示す、桂・他 (1996) の結果と調和的である。

4.3 CSMT および TDEM 観測

桂・他 (1996) は CSMT (Controlled Source Magnetotelluric) 法、および TDEM (Time-domain electromagnetic) 法を、白根山と本白根山の山頂域を含む領域に適用し比抵抗三次元構造を求めた (図 2)。その結果、白根山の北東近傍に高度 -1500m から地表に至る低比抵抗帯が存在し、本白根山から逢の峰に至る領域では高度 -1500m から 0m の間に低比抵抗領域が発見された。

4.4 磁力観測

山崎・他 (1992) によると、1988 年から 90 年にかけて、白根山山頂域で地磁気全磁力の顕著な変化が観測された。この変化を説明するため、湯釜火口の北東 300m から 600m の地点の地下、+1000m ~ +1400m の付近に直径 200m の領域を考え、この領域の磁化率が低下するモデルが示された。この領域は火山性地震の震源域とほぼ一致する。

5 地震活動

5.1 震源分布

井田・他 (1989) によると、火山性地震、微動の震源は主に白根山火口湯釜の北東近傍の水釜火口下、高度 0m ~ +1500m に集中する。頻度は低いが、逢の峰の付近から湯釜に至るライン上に高度 0m の深度で震源が分布する。

5.2 火山性微動

Fujita *et al.*(1995) は白根山で発生する火山性低周波微動を解析し、微動は発生場の収縮で開始することを示した。白根山の微動は地殻中の低密度な空洞の固有振動でモデル化された。モデル計算によると空洞の密度はガスと液体の混合流体である可能性が高いことが示された。

6 地球化学的研究

Ohba *et al.*(1994) は白根山の活動的の火口湖湯釜の水温と化学組成の変化を解析し、湖面から放散される熱流量が、1988 年は 14MW であったのに対し、1990 年になり 30MW へ増大したことを示した。この変化は山崎・他 (1992) の磁力観測の結果と調和的であった。Ohba *et al.*(2000) は湯釜湖水および草津白根山一帯に分布する温泉水の水質を調べ、湯釜湖水に供給される熱水は白根山の東山麓に位置する香草温泉、常布温泉にも同時に供給されることを示した。これ以外の温泉水を形成する熱流体はマグマから直接脱ガスした流体である可能性も示された。

7 考察

7.1 熱水系のモデル

火山性地震および火山性低周波微動の震源域が白根山火口湖湯釜の北東近傍の高度 0m から +1500m に分布する。火山性低周波微動の発生メカニズムは、震源域に H₂O を主体とする気相と液相が共存することを要求する。このことは震源域には少なくともマグマは存在しないことを意味する。火山性地震の震源域では 1990 年頃に高温領域の拡大が発生した。またこれに対応して火口湖湯釜からの熱の放出量が増大した。一方、CSMT 法および TDEM 法によると、白根山の比抵抗構造は湯釜の北西近傍の地下、高度 -1500m 以深から低比抵抗領域が存在し、-1500m から 0m まではほぼ垂直に分布するが、+1000m 付近で一部が北東方向へ移動する。しかし高度 +1800m の深度では低比抵抗領域は再び湯釜の北西近傍に戻る。低比抵抗領域の 3 次元分布は基本的には地震の震源域と一致し、低比抵抗領域は少なくとも高度 0m 以上では H₂O を主体とする熱流体の動きを表すと考えられる。湯釜と白根山東山麓の温泉に共通の熱流体が含まれることを考慮すると、湯釜に供給さ

れる熱流体は分岐して一部が東山麓に流れ下ると考えられる。+1000m 付近で低比抵抗領域が北東方向へずれているのはこの熱流体の流れ下りを表すのかも知れない。白根山の地下における熱流体の動きを図 3 に模式的に表す。

低比抵抗領域は熱流体が存在せずとも、変質して粘土化した地層があれば形成されうる。草津白根山で見られる低比抵抗領域が真に熱流体を示しているか、あるいは、変質し粘土化した地層を示すのか、本白根山の東西に分布する深部低磁化領域を例にして判断したい。この低磁化領域では空中磁気探査により、高度+1000m から+1300m 以深の領域で岩石の変質が起きているとされている。実際に構造試錐により+1300m 以深で粘土化した地層が見出されている。一方、電気探査によりこの深部低磁化領域を横切る 2 次元比抵抗構造が求められており、+1000m 付近で、比抵抗は 3 ~ 30 Ω m 程度であることが知られている (図 2(c))。よって草津白根山において変質した地層は、おおよそ 3 ~ 30 Ω m 程度の比抵抗を示すと考えられ、白根山と本白根山の深部に見られる 0.3 Ω m という低比抵抗領域は変質した地層ではなく、熱流体に対応する可能性が高い。

本白根山直下には -1500m に低比抵抗領域がみられるが、0m では抵抗領域が分裂し、その一つは北方に移動し、他方は北東方向に移動する。後者の部分の比抵抗値は 0.1 Ω m 以下と極めて低い。HCl や SO₂ などの酸性ガスを豊富に含む高温のガスと地下水が混合し、液相が発生すると電気伝導度は上昇するので、このような低比抵抗値は液相の生成を暗示する。白根山の構造とは対照的に、高度+1000m および+1800m において、本白根山北部で低比抵抗領域は見られなくなる。また本白根山の東山麓と山頂近傍の西山麓には H₂S に富んだ火山ガスの放出が観察されるので、地下には熱流体の流れが存在すると考えられる。よって、本白根山において、深部起源の熱流体は高度 0m 付近まで 2 つに分裂して上昇するものの、その後は水平方向に移動し、東山麓において噴気および温泉湧出の原因となると考えられる。本白根山の東西の山麓に存在する深部の低磁化領域は熱流体の作用により岩石が変質し形成されたのかもしれない。本白根山の地下における熱流体の動きを図 3 に模式的に表す。

7.2 マグマ溜まり

噴気や温泉水の分布は草津白根山地域において概ね 3 つの地域に区分さる。第 1 は白根山およびその東山麓近傍の地域、第 2 は本白根山東山麓の地域、第 3 は白根山、本白根山から西方の万座温泉一帯である。前述のモデルに基くと、第 1 の地域の噴気や温泉水は白根山深部の熱流体に起源し、第 2 の地域の噴気や温泉水は本白根山深部の熱流体に起源する。第 3 の地域については本白根山深部の熱流体が寄与する可能性が高いと思われる。白根山と本白根山の熱流体の起源となるマグマについて、現時点では深度や位置に関する情報は存在しない。現在、草津白根山は新噴火期にあり、噴出物は未だ 1km³ しか放出されていない。旧噴火期と同量のマグマが蓄積されているなら、地下には半径 2km の球に相当するマグマ溜まりが存在することになる。白根山と本白根山の距離は 3km 足らずなので、この場合、白根山と本白根山の地下に独立した 2 つのマグマ溜まりよりも単一のマグマ溜まりを仮定するほうが合理的である。1976 年の水釜火口における噴火では白根山の噴気と本白根山東山麓の噴気に SO₂/H₂S 比の変化が同期して観測されている。この現象は単一のマグマにおいて揮

発性成分の脱ガス速度が増加した結果、白根山と本白根山に熱流体の供給が同時に増加したと仮定するならば合理的に説明されよう。

草津白根山に存在するマグマ溜まりが単一か、あるいは複数か判断するには、今後、地球化学的な研究が有効かもしれない。He、Ne、Kr、Xe など希ガスの組成および同位体比は希ガス以外の化学成分に比較して物理化学的な過程で生じる変化が少なく、ガスのソースの相違を反映すると考えられる。草津白根山で希ガスの網羅的な分析が行われるなら、マグマが単一であるか複数であるか判別する手掛かりになるかも知れない。

参考文献

群馬県企業局, 草津白根山周辺地熱基礎調査報告書, 1975.

Fujita, E., Ida, Y., and Oikawa, J., Eigen oscillation of a fluid sphere and source mechanism of harmonic volcanic tremor, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **69**, 365–378, 1995.

早川由紀夫・由井将雄, 草津白根火山の噴火史, 第四紀研究, **28**, 1–17, 1989.

井田喜明・長田昇・沢田宗久・小山悦郎・鍵山恒臣, 地震研究所彙報, **64**, 325–345, 1989.

金子隆之・清水智・板谷徹丸, 信越高原地域に分布する第四紀火山の K-Ar 年代と形成史, 地震研究所彙報, **66**, 299–332, 1991.

桂郁雄・川東慶子・Djedi S. Widarto・西村進・茂木透・下泉政志・西田潤一・楠建一郎・鈴木浩一・藤光康宏・城森明・山本哲也・山崎明・田口陽介, 草津白根山での CSMT および TDEM 探査, 第 3 回草津白根山の集中総合観測報告書, 61–72, 1996.

黒崎誠・小坂丈予・松田敏彦・鉱物学雑誌, **19**, 87–91, 1990.

日本地熱資源開発促進センター, 昭和 50 年度地熱開発精密調査報告書 No.7 白根南部, 1976.

Ohba, T., Hirabayashi, J., and Nogami, K., Water, heat and chloride budgets of the crater lake, Yugama at Kusatsu-Shirane volcano, Japan, *Geochemical J.*, **28**, 217–231, 1994.

Ohba, T., Hirabayashi, J., and Nogami, K., D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of water in the crater lake at Kusatsu-Shirane volcano, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **97**, 329–346, 2000.

太田良平・松野久也, 草津白根火山の再調査, 地質調査所月報, **21**, 609–618, 1970.

Ossaka, J., Ozawa, T., Nomura, T., Ossaka, T., Hirabayashi, J., Takaesu, A., and Hayashi, T., Variation of chemical compositions in volcanic gases and waters at Kusatsu-Shirane volcano and its activity in 1976, *Bull. Volcanol.*, **43**, 207–216, 1980.

宇都浩三, 草津白根火山の K-Ar 年代, 火山, **28**, 416–417, 1983.

宇都浩三・早川由紀夫・荒牧重雄・小坂丈予, 草津白根火山地質図, 地質調査所, 1983.

山崎明・中禮正明・角村悟・中島新三郎, 草津白根山における全磁力変化の解析: 1990 年の顕著な全磁力変化と熱消磁モデル, *Memoirs of Kakioka Magnetic Observatory*, **24**, 53–66, 1992.

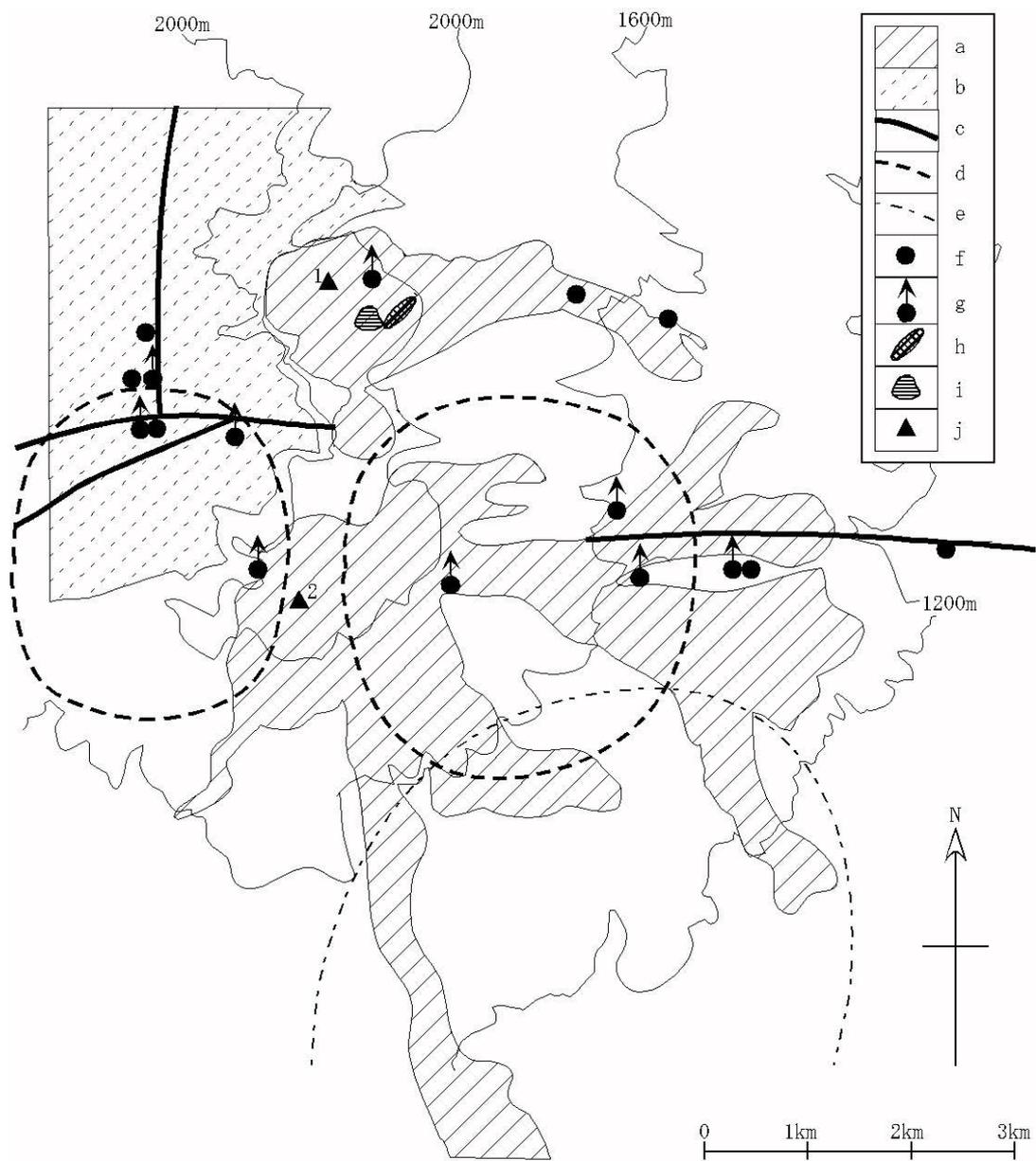


图1: 分布 of lava and the structure of Kusatsu-Shirane volcano. a: Lava later than 7000 BP, b: Tertiary andesite, c: Fault, d: Outline of the region with low magnetic susceptibility indeep layer, e: Outline of the collapsed region after the effusion of early Pleistocene lava series, f: Hot springs, g: Fumaroles or Mofettes, h: Hypocentral region of volcanic earthquakes, i: Crater lake (Yugama), j: Volcanic summits (1: Mt. Shirane, 2: Mt. Motoshirane). The distribution of lava is based on Uto et al., (1983).

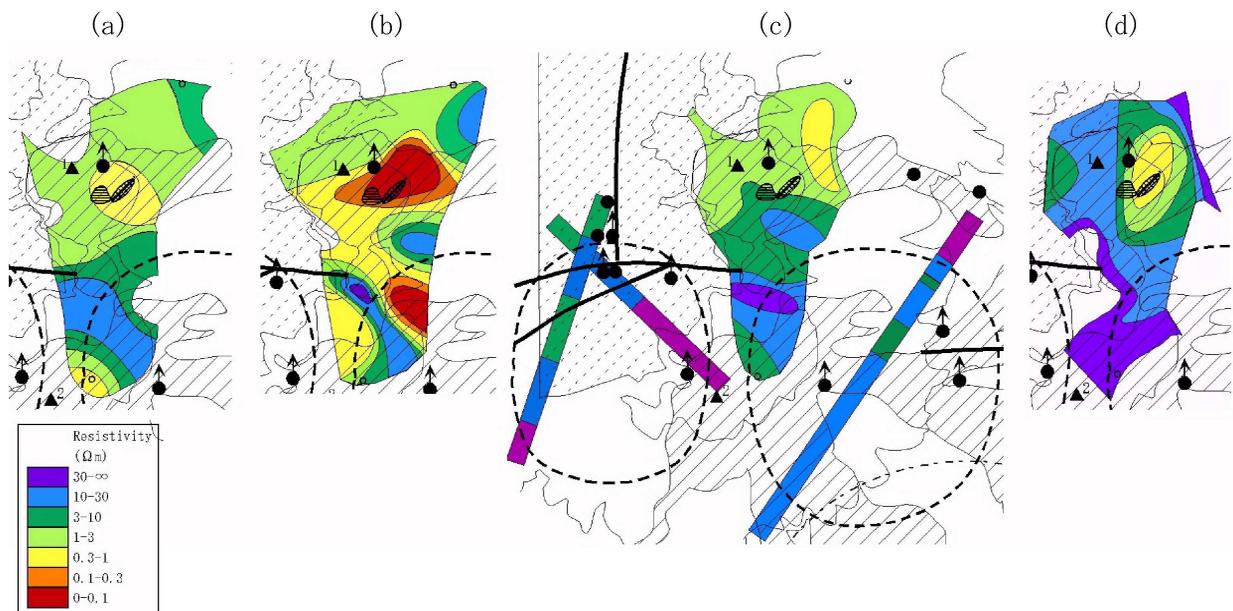


Figure 2: Three dimensional resistivity structure of Kusatsu-Shirane volcano. The resistivity distribution was obtained by Katsura et al. (1996). The distributions at 1500m, 0m, +1000m and +1800m to sea level are shown in (a), (b), (c) and (d), respectively. In the Figure (c), one dimensional resistivity distributions at +1000m to sea level obtained by Gunma Local Government Kigyokuyoku (1975) are included.

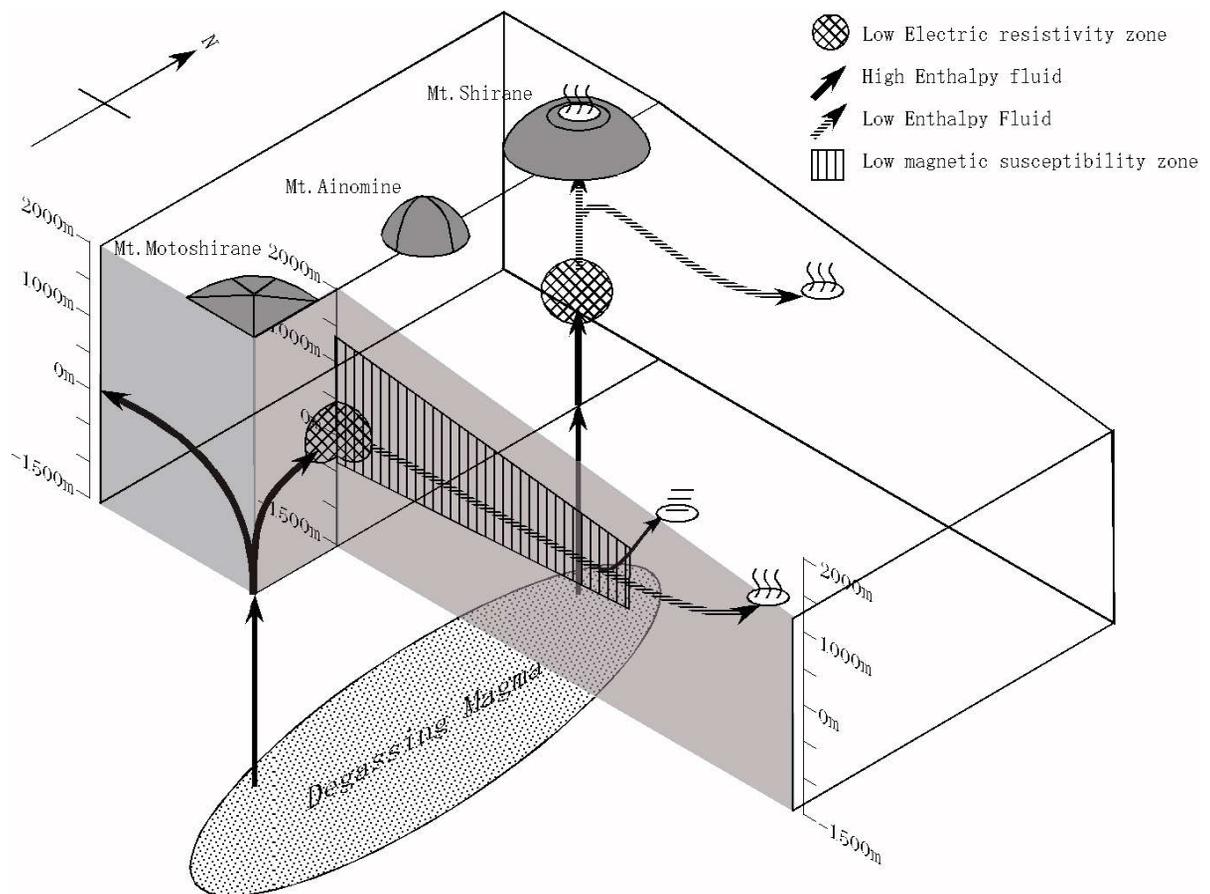


Figure 3: Conceptual structure of the hydrothermal system under Shirane and Motoshirane volcanic peaks. A single magma reservoir is assumed.