

温度検層データから推定した箱根火山の地温勾配

原田昌武*・板寺一洋*・萬年一剛*・道家涼介*

The geothermal gradient estimated from temperature logging data in Hakone Volcano

by

Masatake HARADA*, Kazuhiro ITADERA*, Kazutaka MANNEN* and Ryosuke DOKE*

1. はじめに

箱根の温泉の熱源はどこにあるのだろうか、そしてそれはどのぐらいの熱エネルギーがあるのであろうか。この基本的な疑問は箱根に限らず、温泉を持続的に利用するためには解決しなければいけない問題である。

一方、箱根は火山である。そこでは2001年以降、数年に1回のペースで火山活動が活発化している。原田ほか(2010、2015)はこれまでに観測された地震活動や地殻変動の時間変化から、箱根火山の活動モデルを提案している。そのシナリオ的な活動経過によれば、箱根の火山活動は、深さ5~10km程度の深部にあるマグマだまりが膨張し、山体膨張としてGNSSで観測されることから始まる。その後、深さ5~6km以浅で群発地震活動が観測されるが、これは、火山ガスや熱水などの流体や熱が上昇しているためだと考えられている。2001年や2015年の活動の際には、さらにそれらの現象の後に、大涌谷の噴気地帯において噴気量の増大や火山ガス濃度の上昇など、明瞭な噴気異常が確認された。

また、1967年には、箱根火山の中央火口丘北東麓にある強羅地域において、温泉温度が最大で約40℃上昇する異常昇温現象が観測され、温泉の成因論とともに議論されている(例えば、大木ほか、1968; 平野ほか、1968; 板寺ほか、2013)。当時、この異常昇温に関連するような顕著な地震活動は観測されていないが、火山体内の熱構造や火山活動時の熱水系が熱輸送に重要な役割を果たしていたと思われる。また、箱根火山では2001年6月12日ごろから地震活動が活発化した。石坂ほか(2002)によれば、その直前の5月24日から26日にかけて強羅および二の平で源泉の温度が約3~5℃上昇していたことが報告されている。

このように、火山体下の地中温度構造は、温泉資源を

理解するだけでなく、火山活動を読み解くためにも必要な情報である。そこで、本研究では温度検層データを使用し、箱根火山下の地温勾配を求めるとともに、それから推定される地中温度について報告する。

2. 温度検層データ

地温勾配を推定するために、温泉地学研究所で実施した温泉井の温度検層データを使用した(図1、表1)。このデータは1958年からのものが紙記録に残っているが、本研究では1978年までの56地点分の温度検層データを深さ0.2m間隔でデジタル化して利用した。温泉井は浅いものもあるが、それらは浅部で80℃以上の高温になっていることが多く、地温勾配に従った温度プロファイルではないため、孔底深度が90m以上のデータを解析に用いた。なお、本論で利用した最も深い温泉井の深度は800mである。

また、温泉井の分布には偏りがあり、中央火口丘西側については温泉地学研究所が実施した温度検層データが少ない。そのため、中央火口丘西側の5地点においては、温泉利用手続き(動力装置許可申請)の際に各事業者が提出する温度検層図から孔底深度と孔底温度を読み取り、地温勾配を推定した。

温度検層データ、つまり温泉井の深さと水温の関係は、一般的に地質構造や地下水流動の影響を受けており複雑である。たとえば、熱水の影響が強い上昇流卓越型(図2A)や、地下水の影響を受けていると考えられる下降流卓越型(図2B)がある。地温勾配を高精度で求めるためには、地温勾配がほぼ一定な伝導卓越型(図2C)のみを抽出したり、温泉井個別に取り扱う必要がある。しかしながら、それはデータ数を減少させ、箱根火山全体の地中温度構造を俯瞰するためには適切ではないと考

* 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

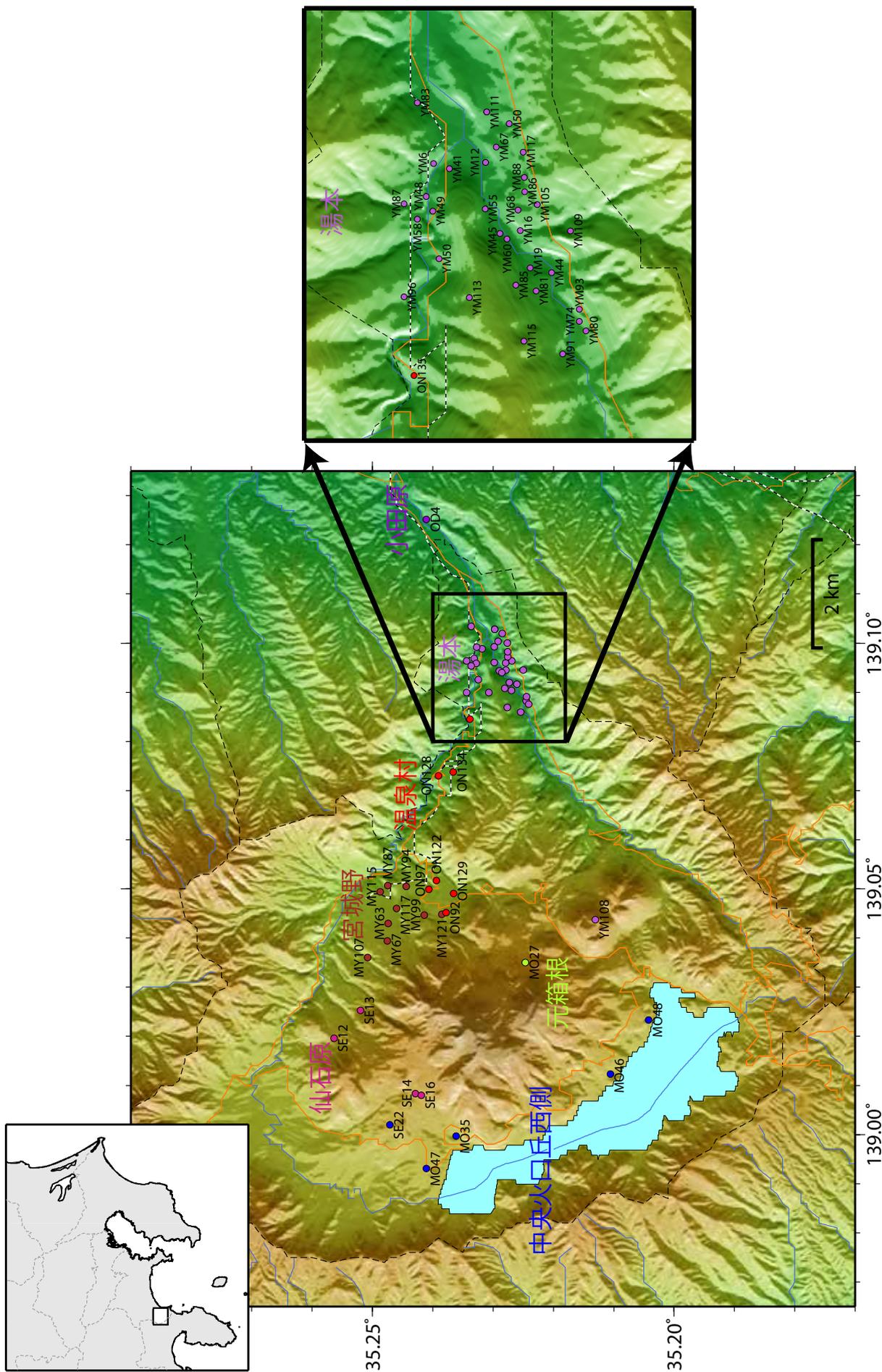


図1 解析に使用した温度検層データ（源泉）の分布図。色および2文字のアルファベットは、温泉台帳に基づく地域区分、数字は源泉番号を示す。青丸の5箇所（中央火口丘西側）は、動力装置許可申請の温度検層図から孔底深度と孔底温度のみを読み取った場所。

表1 使用した温度検層データと推定された地温勾配

源泉番号	標高 (m)	孔底深度 (m)	孔底温度 (°C)	地温勾配 (°C/100m)
MO27	964	-176	34.14	10.88
MY63	617	-260	90.24	28.94
MY67	675	-394	143.18	32.53
MY87	510	-469	86.52	15.25
MY94	548	-450	94.29	17.62
MY99	658	-340	27.52	3.68
MY107	680	-495	140.86	25.43
MY115	520	-318	65.67	15.93
MY117	569	-400	103.03	22.01
MY121	636	-412	120.13	25.52
OD4	50	-450	34.04	4.23
ON92	648	-400	134.82	29.95
ON97	569	-285	34.86	6.97
ON122	555	-318	88.83	23.22
ON128	344	-796	72.75	7.26
ON129	593	-495	80.54	13.24
ON134	352	-799	77.45	7.82
ON135	192	-799	71.71	7.10
SE12	769	-600	61.48	7.75
SE13	756	-750	86.34	9.51
SE14	885	-610	95.23	13.15
SE16	891	-426	98.33	19.56
YM12	108	-90	23.21	9.12
YM16	135	-408	65.44	12.36
YM19	142	-242	76.83	25.55
YM41	125	-542	68.00	9.78
YM44	162	-362	73.02	16.03
YM45	132	-219	45.67	14.00
YM48	117	-372	59.34	11.92
YM49	117	-364	63.22	13.25

源泉番号	標高 (m)	孔底深度 (m)	孔底温度 (°C)	地温勾配 (°C/100m)
YM50	133	-304	60.99	15.13
YM50b	143	-550	68.71	9.77
YM55	134	-454	60.58	10.04
YM58	157	-380	60.27	11.91
YM60	136	-454	65.39	11.10
YM67	131	-441	63.88	11.08
YM68	170	-406	55.39	9.95
YM6	113	-310	55.51	13.07
YM74	170	-430	71.29	13.09
YM80	186	-430	68.84	12.52
YM81	195	-592	92.45	13.08
YM83	107	-572	62.05	8.22
YM85	239	-290	74.36	20.47
YM86	179	-495	63.87	9.87
YM87	166	-667	70.20	8.28
YM88	175	-475	62.35	9.97
YM91	203	-520	84.93	13.45
YM93	185	-670	81.86	9.98
YM96	191	-793	73.98	7.44
YM105	189	-540	64.22	9.11
YM108	1082	-765	86.80	9.39
YM109	216	-732	73.13	7.94
YM111	122	-539	71.25	10.44
YM113	316	-800	86.88	8.98
YM115	356	-670	62.37	7.07
YM117	177	-601	63.07	8.00
MO35	736	-780	75.50	7.76
MO46	744	-1200	75.20	5.02
MO47	760	-1000	71.00	5.60
MO48	745	-1000	42.00	2.70
SE22	830	-600	52.70	6.28

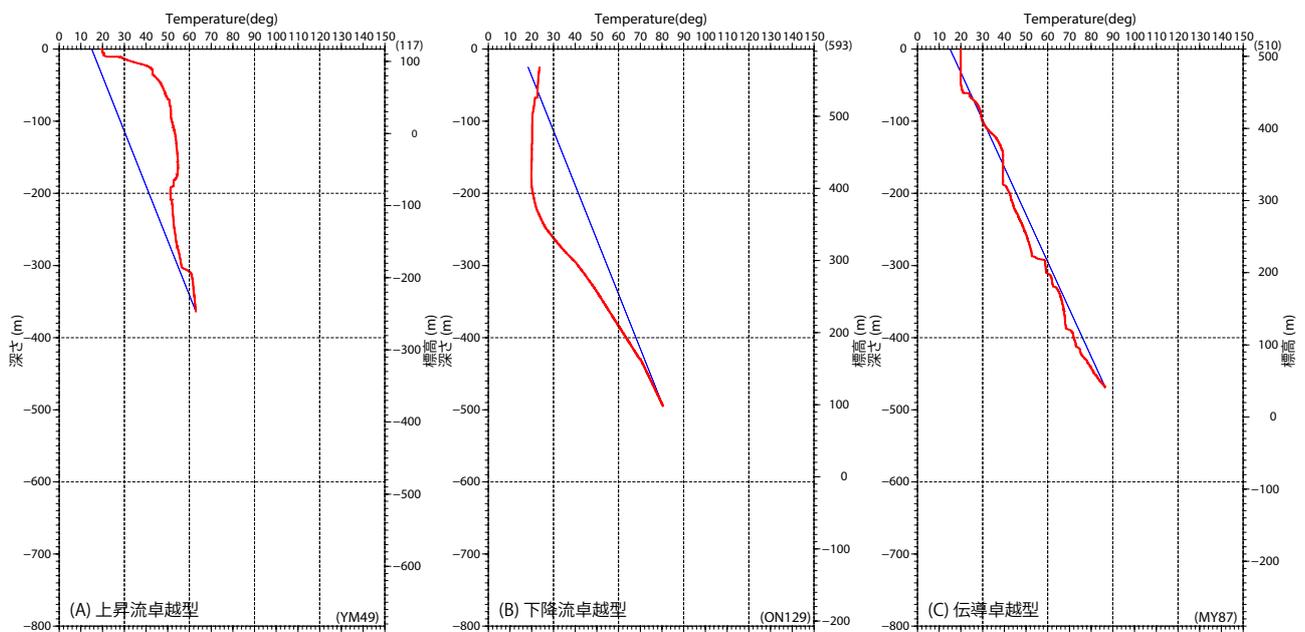


図2 温度検層プロファイル（赤線）の例。青線（直線）は推定された地温勾配を示す。(A) 上昇流卓越型、(B) 下降流卓越型、(C) 伝導卓越型。縦軸の左側は地表からの深さを、右側は標高を示す。

えられる。そこでここでは、先行研究と同様に、温度検層プロファイルの分類にかかわらず地表から孔底までは直線的に地温が上昇すると仮定して地温勾配を推定した（例えば、若浜ほか、1995；菊川ほか、2007）。その場合、温度勾配 G ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) は、

$$G = (T_b - T_s) / D \times 100$$

となる。ただし、 T_b は孔底温度 ($^{\circ}\text{C}$)、 T_s は地表の年間平均気温 ($^{\circ}\text{C}$)、 D は孔底深度 (m) である。気象庁のアメダス（小田原観測点）の1981年から2010年の平均気温が約 15°C であることから、 T_s は 15 と仮定した。

3. 地温勾配

推定された温度勾配を、図3および表1に示す。中央火口丘を中心に全体的な特徴をみると、その東側にある宮城野地域の地温勾配は、 $15 \sim 30^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ と大きいことが分かる。それに対して、芦ノ湖に近い中央火口丘の西側は、地温勾配が $5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 程度と、非火山性の地域 ($2 \sim 3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ；菊川ほか、2007) に比べればいくぶん大きいものの、宮城野地域よりは明らかに小さい地温勾配である。一方、湯本地域のそれは $7 \sim 15^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 程度で、宮城野地域に比較して、地温勾配はやや小さい。これらの地域ごとの特徴は、推定された地温勾配を温泉台帳区分ごとにまとめてグラフ化した図4を見ても明らかである。

それぞれの地域を詳細に見れば、宮城野地域や温泉村地域には地温勾配が大きい領域の中に、有意に勾配が小さい部分がある (MY99、ON97)。一方、湯本地域には

スポット的に地温勾配が大きい部分が存在する (YM19、YM85)。これらは、深部からの熱水上昇や浅部地下水の流入による影響が考えられる。そこで、次節で若干の解析を試みる。

4. 温度差

伝導卓越型の温度検層データであれば、地温勾配から推定される温度と、実際に観測された温度との差は、ほとんどないはずである。しかしながら前節で述べた通り、局所的には周辺の地温勾配と異なって、明瞭に高い、または低い温度が観測されている。そこで、特定の標高における地温勾配から推定される温度と、その標高で実測された温度の差を計算した (図5)。以後、これを温度差と呼ぶ。その結果を図6に示す。

実測されている温度データが多い標高 0m と 100m での温度差には (図6 A、B)、湯本地域に1つ、ないしは2つの高温域が見られる。これは温度差、つまり、地温勾配から推定される温度よりも実測された温度が 10°C 以上高いことから、それらの標高においては熱水が流入していることが示唆される。

また、標高 300m での温度差を見ると (図6 C)、宮城野・温泉村地域のうち、西側の2箇所では温度差が $+20^{\circ}\text{C}$ 程度あり、湯本地域と同様に熱水の流入の影響があるものと考えられる。これに隣接する東側では、温度差が $-10 \sim -20^{\circ}\text{C}$ 程度あり、そこでは冷たい地下水が入り込んできている影響を受けているものと思われる。このように、 1km 未満のスケールで見ても、熱水

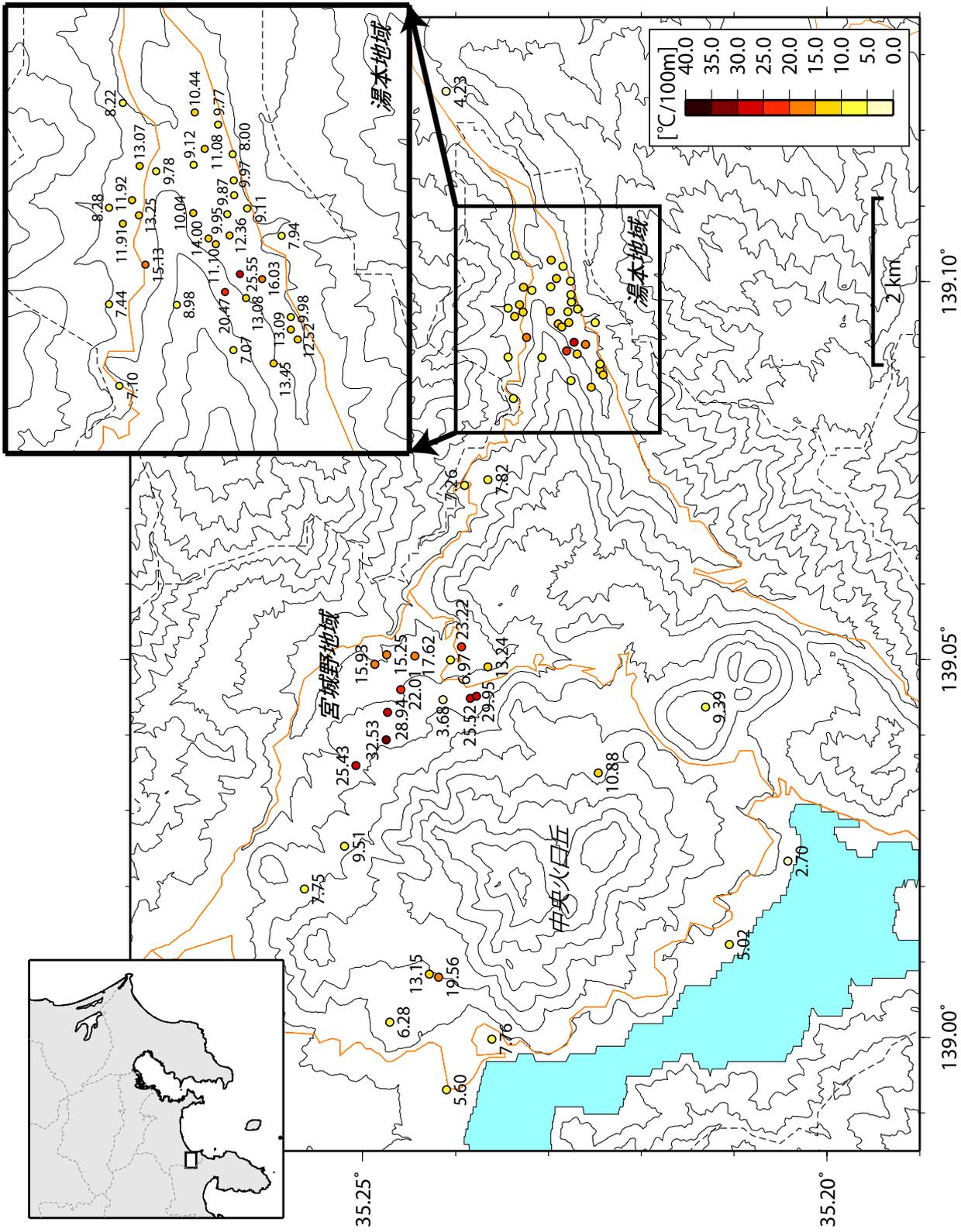


図3 推定された各地点の地温勾配 ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)。

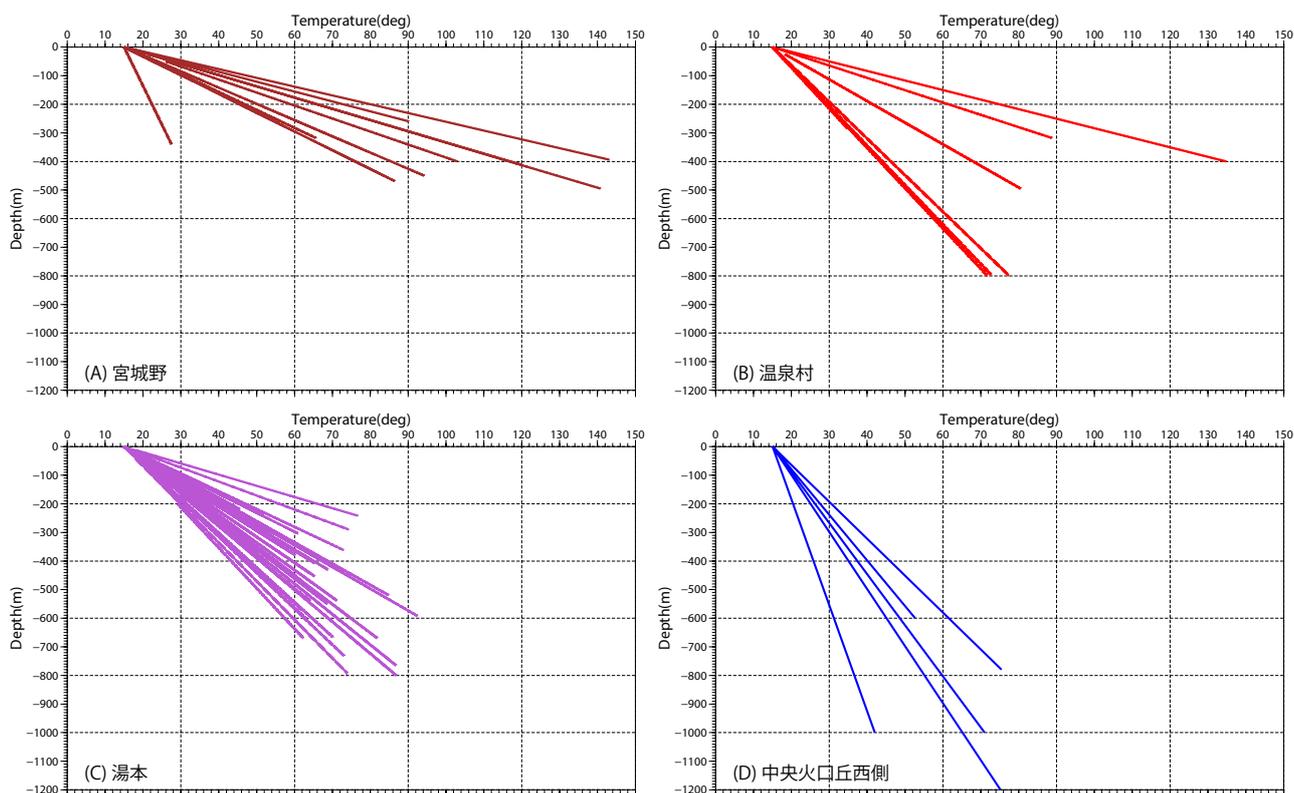


図4 各地域で推定された地温勾配。(A) 宮城野地域、(B) 温泉村地域、(C) 湯本地域、(D) 中央火口丘西側。

や地下水の流入、それらの混合などは非常に複雑であることがわかる。菊川ほか（2007）は孔底深度800m以上の温泉井を解析し箱根町や湯河原町の地温勾配は局所的に火山活動による熱の影響を受けていると指摘しており、本論の結果もそれと概ね調和的である。

5. まとめ

1958年から1978年までに箱根火山の温泉井で観測された、57地点分の温度検層データを用いて地温勾配を推定した。その結果は、中央火口丘の西側で地温勾配が小さく、東側の宮城野地域や温泉村の一部では高いことが明らかとなった。また、湯本地域はその中間程度の地温勾配であることがわかった。これらの特徴は、大木・平野（1972）によって示された箱根火山の地中温度とも概ね調和的である。さらに、地温勾配から推定される温度と、観測された温度検層データとの温度差は、温泉井近傍の熱水・地下水流入を反映していると考えられ、湯本地域や宮城野・温泉村地域の西側では熱水が、宮城野・温泉村地域の熱水流入域の東隣りでは地下水の流入が認められた。

今後は順次新しい温度検層データを追加して、できるだけ火山全体をカバーするようにしたいと考えているが、温泉井は宮城野地域や湯本地域などに多く偏在する

ことから、それらの地域にターゲットを絞ったローカルな解析をすることが有効であると考えられる。また、地温勾配のみならず、地中温度構造やそれらが火山活動モデルで果たす役割について解明していきたい。

参考文献

- 原田昌武・細野耕司・伊東博・明田川保・小林昭夫・本多亮・行竹洋平・吉田明夫（2010）箱根火山の群発地震と地殻変動，日本火山学会秋季大会，P29.
- 原田昌武（2015）箱根における火山活動の観測と最近の状況，温泉，第83巻4号，24-25.
- 平野富雄・大木靖衛・田嶋綾子（1968）箱根強羅温泉の温度異常上昇と温泉成分の変化について，神奈川県温泉研究所報告，1（6），51-62.
- 石坂信之・板寺一洋・菊川城司（2002）箱根群発地震と温泉温度等の変化，第55回日本温泉科学大会講演集，19.
- 板寺一洋・菊川城司・吉田明夫（2013）1960年代に箱根強羅の温泉で観測された異常昇温現象，温泉科学，62，294-305.
- 菊川城司・小田原啓・板寺一洋（2007）孔底温度からみた神奈川県内の地温勾配，湿地研報告，39，79-84.
- 大木靖衛・荻野喜作・平野富雄・広田茂・大口健志・守

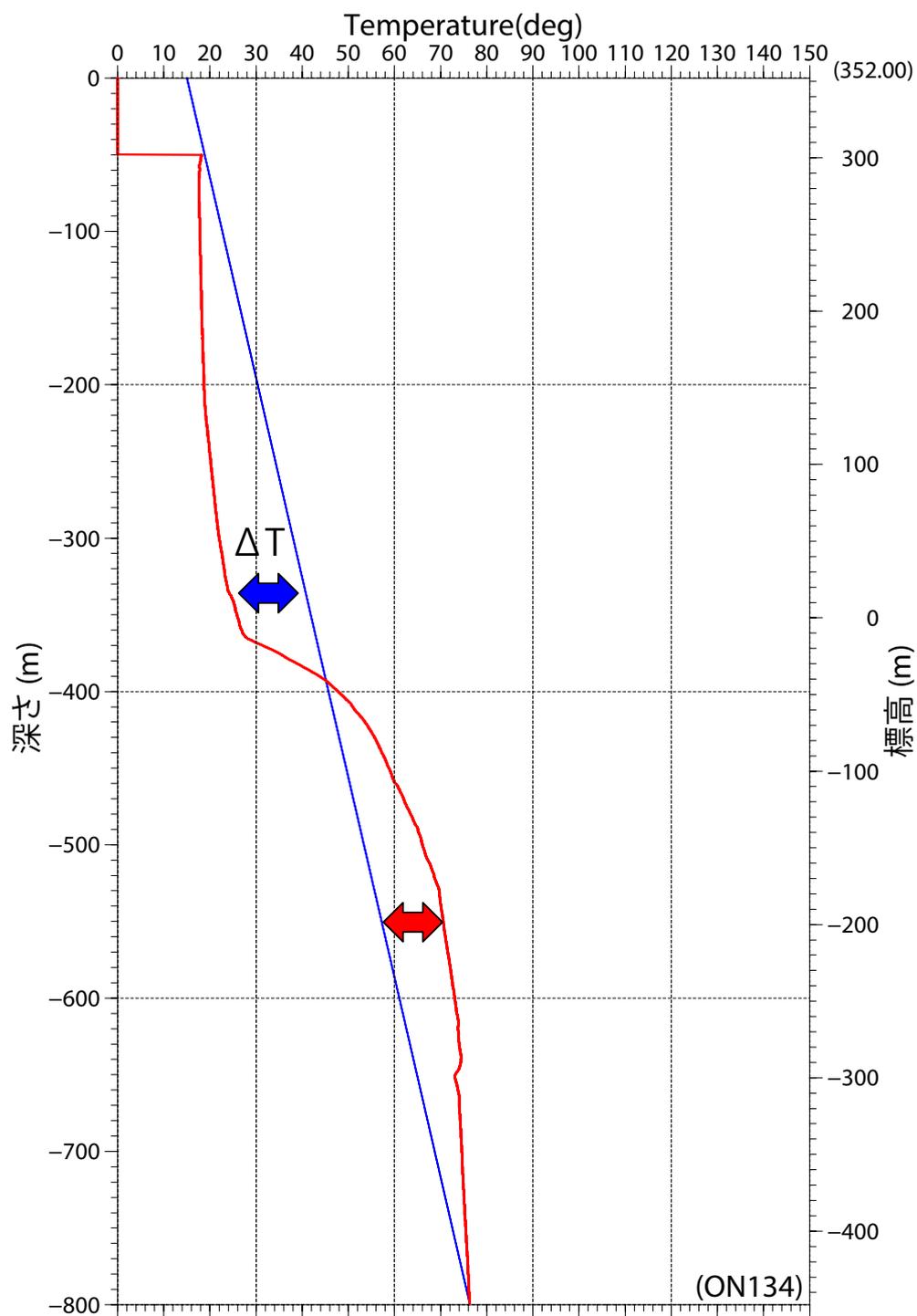


図5 温度検層プロファイル（赤線）の例。青矢印は地下水の流入による温度低下を、また、赤矢印は熱水の流入による温度上昇を示す。

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(6)，1-20.
大木靖衛・平野富雄（1972）箱根温泉の湧出機構と成因，

地熱，32，15-29.
若浜洋・秋田藤夫・松波武雄（1995）北海道地温勾配図説明書，北海道立地下資源調査所，44p.

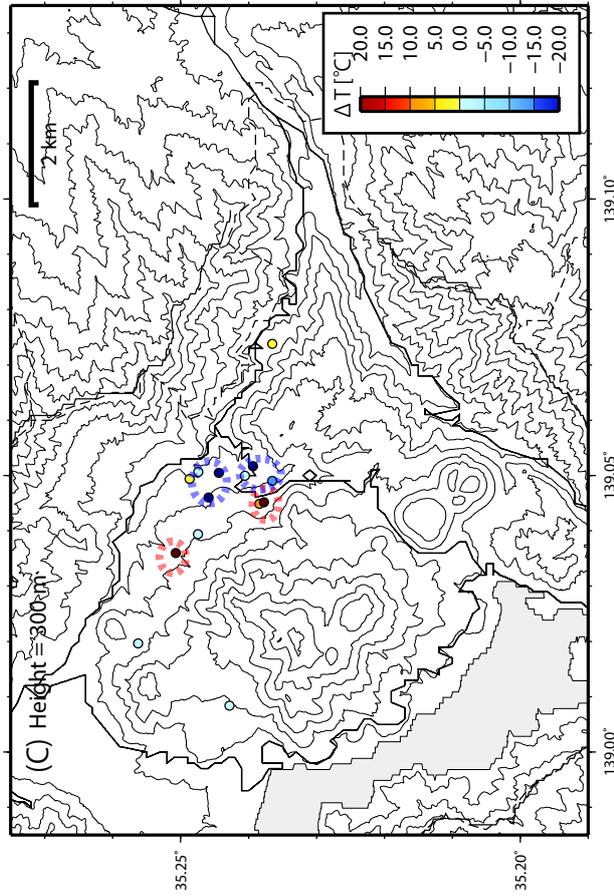
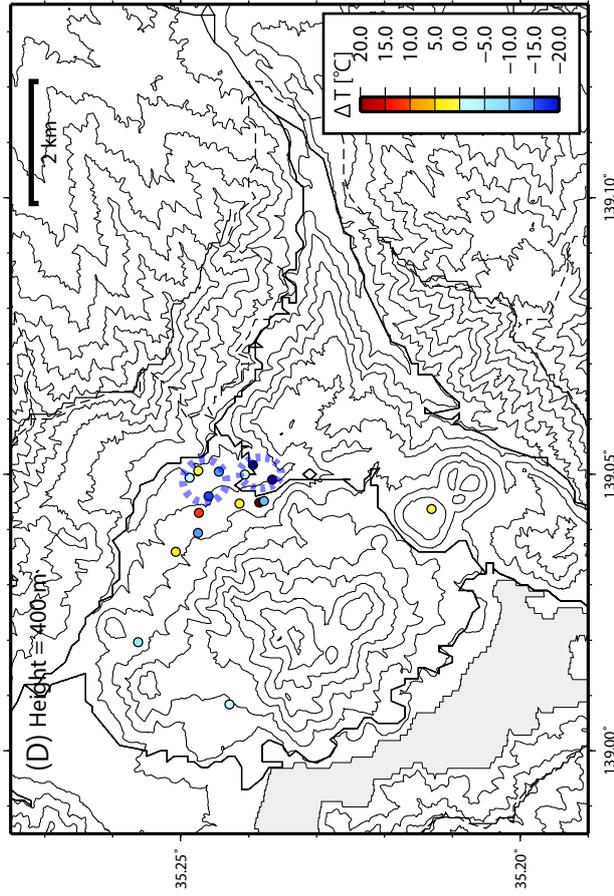
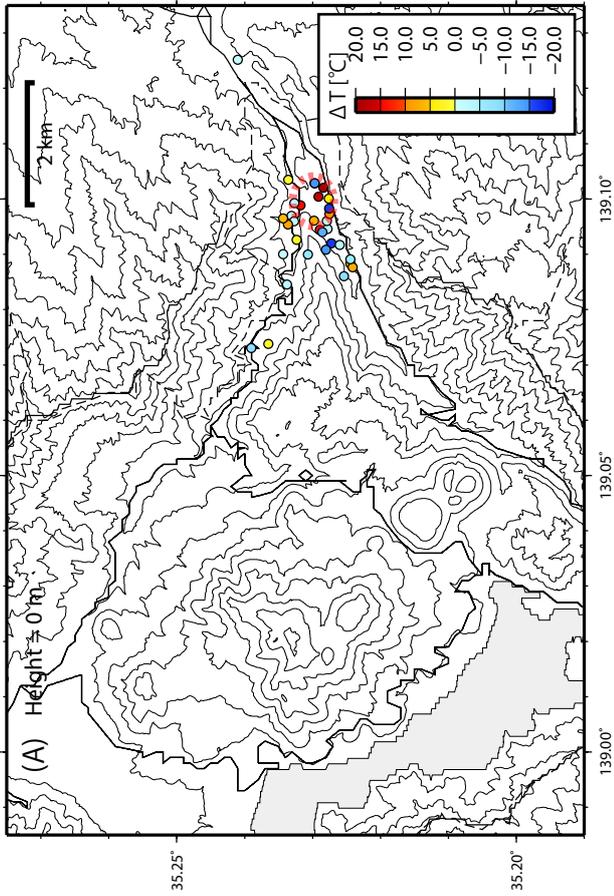
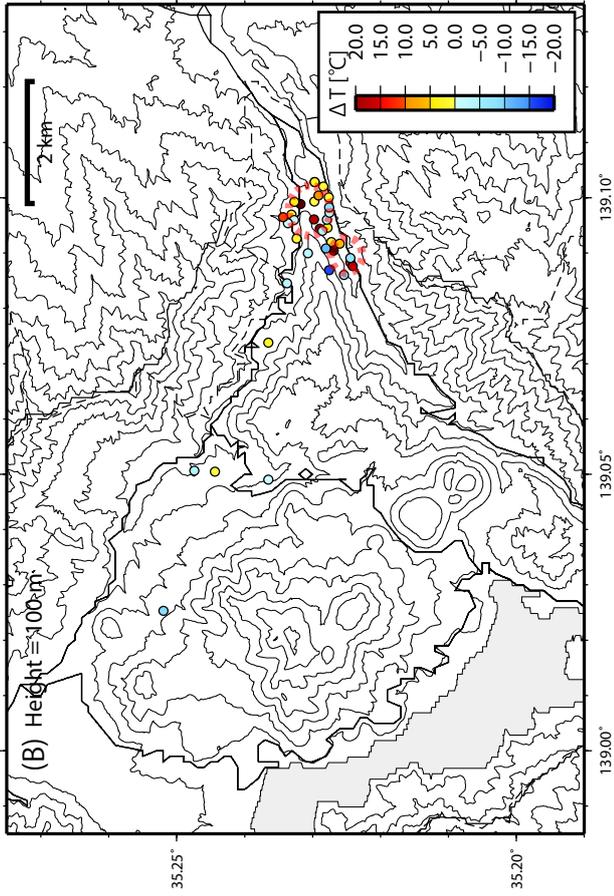


図6 地温勾配から推定される温度と温度検層プロファイルとの温度差。(A) 標高 0m、(B) 標高 100m、(C) 標高 300m、(D) 標高 400m。赤および青の破線は、それぞれ熱水および地下水の影響と考えられるエリアを示す。