

2018 年から 2019 年にかけての吾妻山の火山活動 Volcanic Activity in 2018-19 at Azumayama Volcano, Japan

関晋¹, 丹原裕², 山村卓也², 佐々木康気², 松浦茂郎³,
越谷英樹², 近江克也², 近澤心⁴, 若生勝², 岡田純⁵, 碓井勇二⁶

SEKI Susumu¹, NIHARA Yu², YAMAMURA Takuya², SASAKI Koki², MATSUURA Shigeo³,
KOSHIYA Hideki², OHMI Katsuya², CHIKASAWA Shin⁴, WAKOU Masaru², OKADA Jun⁵, USUI Yuji⁶

(Received July 30, 2020: Accepted July 7, 2021)

1 はじめに*

吾妻山は、山形・福島県境にある多数の成層火山や単成火山などからなる火山群 (図 1) で、東部の一切経山付近には、五色沼、大穴、桶沼、吾妻小富士など、多くの新しい火砕丘や火口が形成されている。有史以降の噴火は、大穴火口とその周辺で発生しており、現在その南～東斜面には噴気地域が広く分布している (気象庁, 2013)。有史以降の噴火の規模はいずれも小規模で、1331 年にマグマの噴出があった他は全て水蒸気噴火であった。

吾妻山では、1977 年の水蒸気噴火を最後に噴火は発生していないが、近年では火山活動の活発化が繰り返されている。図 2 に火山活動経過図を示す。現在の地震計数基準での観測を始めた 1998 年以降、2 年から 3 年おきに地震活動の活発化がみられ、GNSS 繰り

返し観測ではそれに対応した大穴火口付近浅部の膨張を示す変化が観測された。その後、2008 年 11 月には大穴火口で閉塞していた噴気孔からの噴出が再開

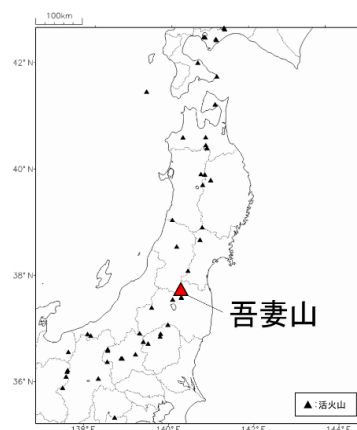


図 1 吾妻山の位置.

¹ 仙台管区気象台地震火山課, Seismology and Volcanology Division, Sendai Regional Headquarters

現所属: 地震火山部火山監視課, Volcanic Observation Division, Seismology and Volcanology Department.

² 仙台管区気象台地域火山監視・警報センター, Regional Volcanic Observation and Warning Center, Sendai Regional Headquarters

³ 福島地方気象台, Fukushima Local Meteorological Office

現所属: 仙台管区気象台地域火山監視・警報センター, Regional Volcanic Observation and Warning Center, Sendai Regional Headquarters

⁴ 仙台管区気象台地震火山課, Seismology and Volcanology Division, Sendai Regional Headquarters

現所属: 地震火山部地震火山技術・調査課, Earthquake and Volcanic Engineering Affairs Division, Seismology and Volcanology Department.

⁵ 気象研究所火山研究部 (仙台分室), Volcanology Research Department (Sendai Office), Meteorological Research Institute

⁶ 仙台管区気象台地域火山監視・警報センター, Regional Volcanic Observation and Warning Center, Sendai Regional Headquarters

現所属: 地震火山部火山監視課, Volcanic Observation Division, Seismology and Volcanology Department.

* 丹原裕

し、その後噴気活動が活発化した。また、低周波地震の増加や SO₂ 放出量の増加、硫黄の燃焼などが観測された。2014 年 7 月頃から 2015 年にかけては、山体膨張を示す地殻変動や地震活動の活発化が観測され、遅れて大穴火口周辺の地熱域の拡大もみられた。その後、火山活動は次第に静穏化した。2018 年 5 月頃から再び山体膨張を示す地殻変動と地震活動の活発化が観測された。気象庁では、2014 年 12 月～2016 年 10 月、

2018 年 9 月～2019 年 4 月、2019 年 5 月～6 月にかけて火口周辺警報（噴火警戒レベル 2、火口周辺規制）を発表している。

これまで観測された地殻変動について、吉田・他（2012）は 2002 年から 2009 年までの GNSS 繰り返し観測及び GNSS 連続観測データを用いた解析から大穴火口付近の地表面下 200～600m の深さに変動源を推定しており、それらを浅部熱水だまりの膨張・収縮と

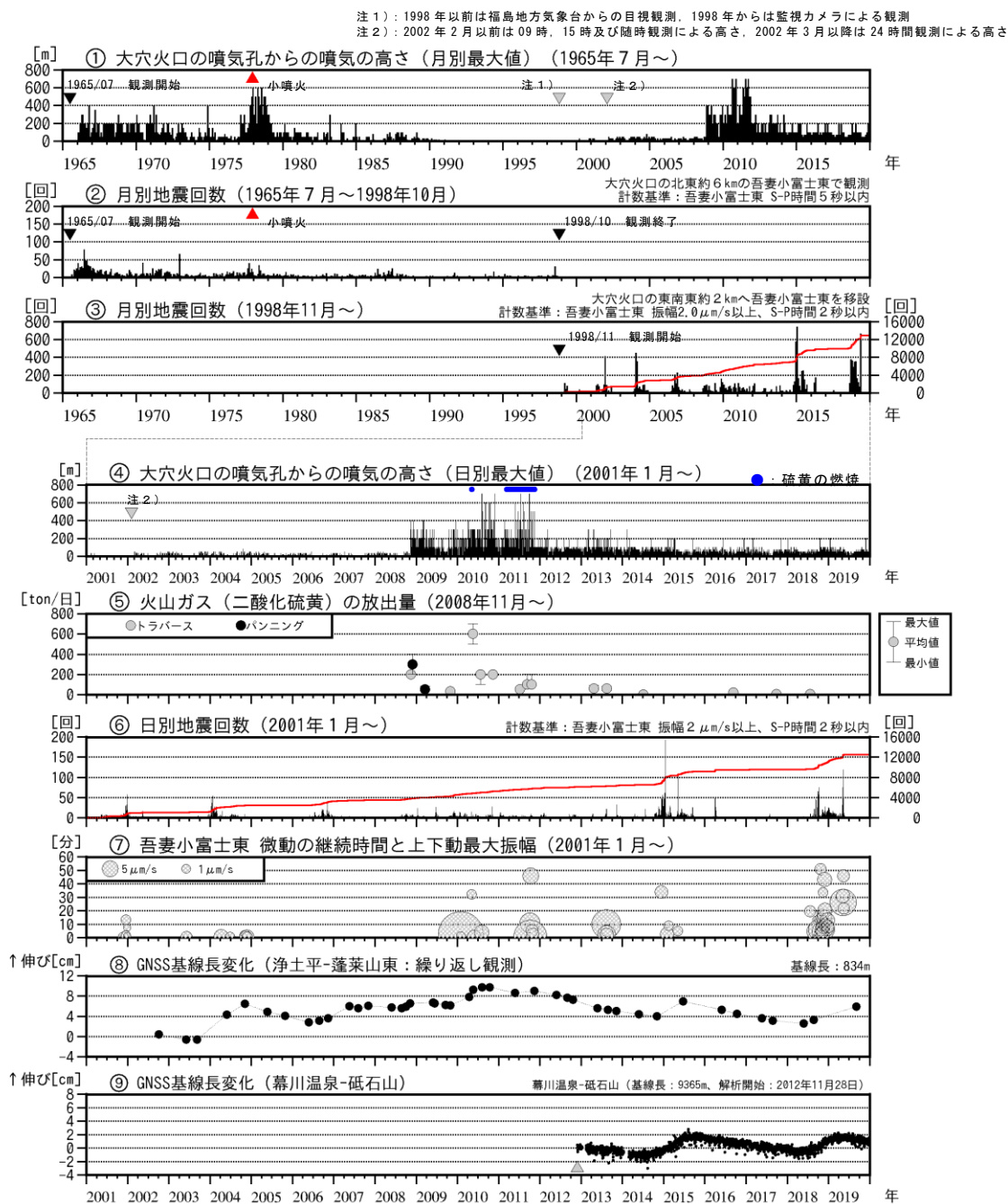


図 2 吾妻山の火山活動経過図。

解釈している。また、山崎・他（2010）は2003年から2009年の全磁力繰り返し観測データから、地殻変動と同期した全磁力の変化を検出し、その原因を大穴火口付近の地表面下300～400mの深さの熱消磁源によるものと推定し、浅部熱水だまり周辺での熱消磁として解釈している。また、東北大学（2012）では、2006年から2012年に観測されたN型地震の卓越周波数の時間変化から浅部熱水系の状態変化を示唆する特徴を明らかにした。一方、2014年から2015年の活動活発化の際には、広域のGNSSで山体膨張を示す変化が観測され、深さ数kmのやや深い膨張源が存在する可能性が指摘されている（東北大学，2015）。同期間には、この深部における膨張に加えて、大穴火口付近のごく浅部における膨張も生じていたことが衛星画像を用いたSAR干渉解析をもとに示されている（国土地理院，2015）。また、干渉SAR時系列解析によると、2014年から2015年の活動活発化の際には、大穴火口直下に加えて大穴火口北西部においても膨張性変動が生じており、2015年後半以降、大穴火口直下は収縮性の変動に転じたものの、大穴火口北西部の変動源は収縮に転じることなく2018年から2019年の活動活発化に至ったことが示唆されている（国土地理院，2018）。

吾妻山では現在、多項目の観測点が多数展開されている（図3）。特に、地震計及び傾斜計，GNSS連続観測点は、大穴火口の近傍に複数設置されており、これまでに存在が示唆されている浅部熱水だまりの異常が捉えられることが期待される。図3には示していないが、監視には東北大学，東北地方整備局及び国土地理院のデータも活用している。また、気象庁では、2015年11月以降、水蒸気噴火に先行する地下の熱活動変化を把握するための技術開発を目的として、全磁力連続観測及び多成分火山ガス連続観測を全国のいくつかの活火山に展開しており、吾妻山には全磁力連続観測点を6地点、多成分火山ガス観測点を1地点設置している（図3）。このように観測体制が強化された状況において、2018年から2019年にかけてみられた火山活動の活発化時に、多項目の観測データで変化を捉えることができた。そこで本稿では、これらの各観測データを詳細に解析し、統合して解釈することで、2018年から2019年の吾妻山における火山活動の活発化について考察する。

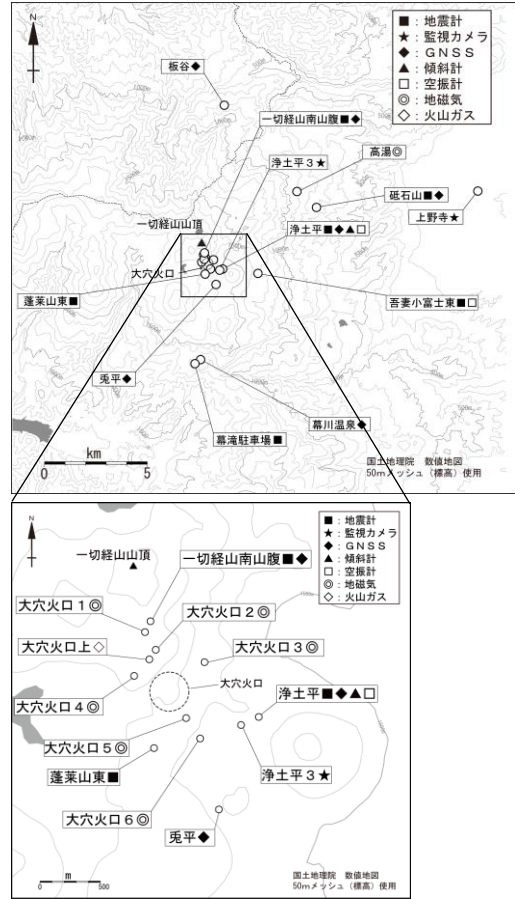


図3 吾妻山の観測点配置図。
(2020年7月現在)

2 多項目観測の結果

2.1 地震活動*

これまでの吾妻山の火山性地震の震源は主に大穴火口付近直下の浅いところと推定されていた（吉田・他，2012）。2015年以降の火山性地震の震源は大穴火口直下の標高-0.5～1kmに集中しており（東北大学，2016），B型（BH型，BL型）地震に加え，卓越周期約10秒の超長周期地震も大穴火口直下で発生していることが指摘されている（東北大学，2017）。火口付近の近傍観測点のみを用いてより確からしい震源を求めると，大穴火口の東500m程度，深さは標高0～1.5kmに分布した（図4）。このうち，以下に述べる地震波の特徴から，相対的に浅いところ（以下，「s領域」）で発生する地震と深いところ（以下，「d領域」）で発生する地震に分けることができる。「s領域」と「d領域」で発生している地震には卓越周波数などに違いがあ

*山村卓也，関晋

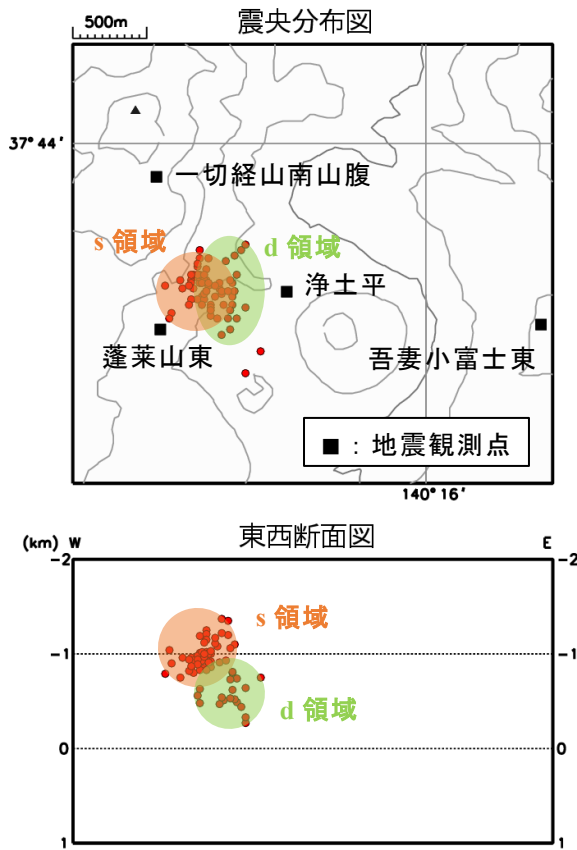


図 4 震源分布図 (2018 年 5 月 1 日～2019 年 6 月 30 日)。

浄土平、蓬萊山東、一切経山南山腹、吾妻小富士東の 4 観測点のみの検測値を使用し、4 観測点全てで P, S いずれかの相を検測し、かつ 5 相以上検測している地震の震源分布図。震源決定プログラムには、hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) を使用した。地震波速度構造は、0km 以浅は $V_p=3.5\text{km/s}$ で一定、0km 以深は深さ 1.5km で 5.5km/s になるような速度勾配を設定している。

り、「s 領域」では BH 型地震、BL 型地震、N 型地震 (本稿では調和型地震及び単色地震の両方を含む)、「d 領域」では BH 型地震が発生している (図 5)。さらに、同じ BH 型地震の中でも「s 領域」と「d 領域」を比較すると、「s 領域」の方がより低周波成分 (3-4Hz) が卓越し、「d 領域」の方がより高周波成分 (8-10Hz) が卓越している。また、「d 領域」の地震については、地震の連続的な発生が相対的に多くみられることも特徴に挙げられる (図 6)。「s 領域」と「d 領域」で発生した地震について、活動状況の違いから、2018 年 5 月～2018 年 10 月、2018 年 10 月～2019 年 4 月、2019 年 4 月～2019 年 6 月の 3 つの期間に分け、それぞれの

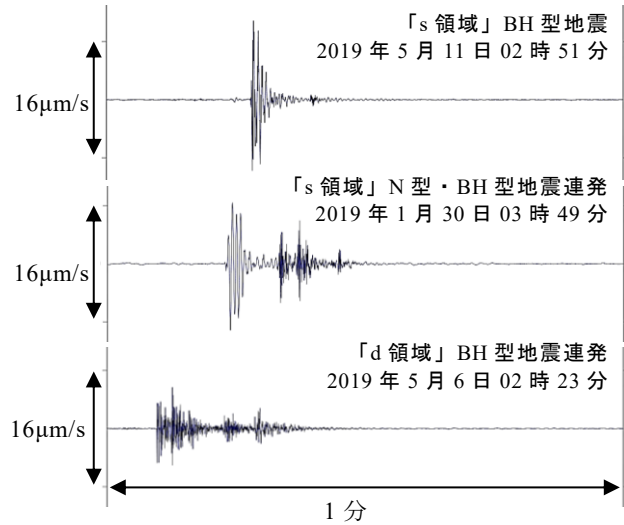


図 5 火山性地震の波形例。
浄土平観測点上下成分の波形。

期間の活動についてまとめた。2018 年 1 月から 2019 年 11 月までの地震活動の時系列図を図 7 に示す。発生領域の区別については、震源が求められない場合でも、観測点への初動到達時間差 (図 7-e) や観測点間の振幅比 (図 7-f) から区別した。

2.1.1 2018 年 5 月～2018 年 10 月の地震活動

2018 年 1 月～2018 年 4 月までの地震活動は低調 (月別回数 1 回程度) であった。2018 年 5 月頃から「d 領域」の BH 型地震が散発的に発生したものの、顕著な回数の増加はみられなかった。火山性地震が約 1 か月観測されていない状態で 2018 年 7 月 22 日に、2015 年 5 月 6 日以来となる火山性微動が発生した (図 8)。この火山性微動に伴い、浄土平傾斜計 (大穴火口東南東約 1km) で大穴火口方向の隆起を示す変動を観測したほか、大穴火口の南約 11km に位置する安達太良山沼尻山甲及び勢至平傾斜計でも 100 秒程度の遅れで北下がりの変動がみられた (図 8)。2018 年 7 月 22 日以降は、「s 領域」の地震が発生するようになり、流体が関与しているとされる N 型地震も 7 月下旬に観測された (図 7-c)。2018 年 8 月中旬頃からは増減を繰り返しながら、「s 領域」が主体の地震活動がやや多い状態で継続し、短期的な傾斜変動を伴う超長周期地震 (以下 VLP と言う、蓬萊山東観測点で周期概ね 5 秒以上) もみられるようになった。同様の VLP は、2019 年 5 月の再活発化の際にもみられた。この VLP の振動軌跡は大穴火口付近の標高約 1200m を向いており、「s 領域」

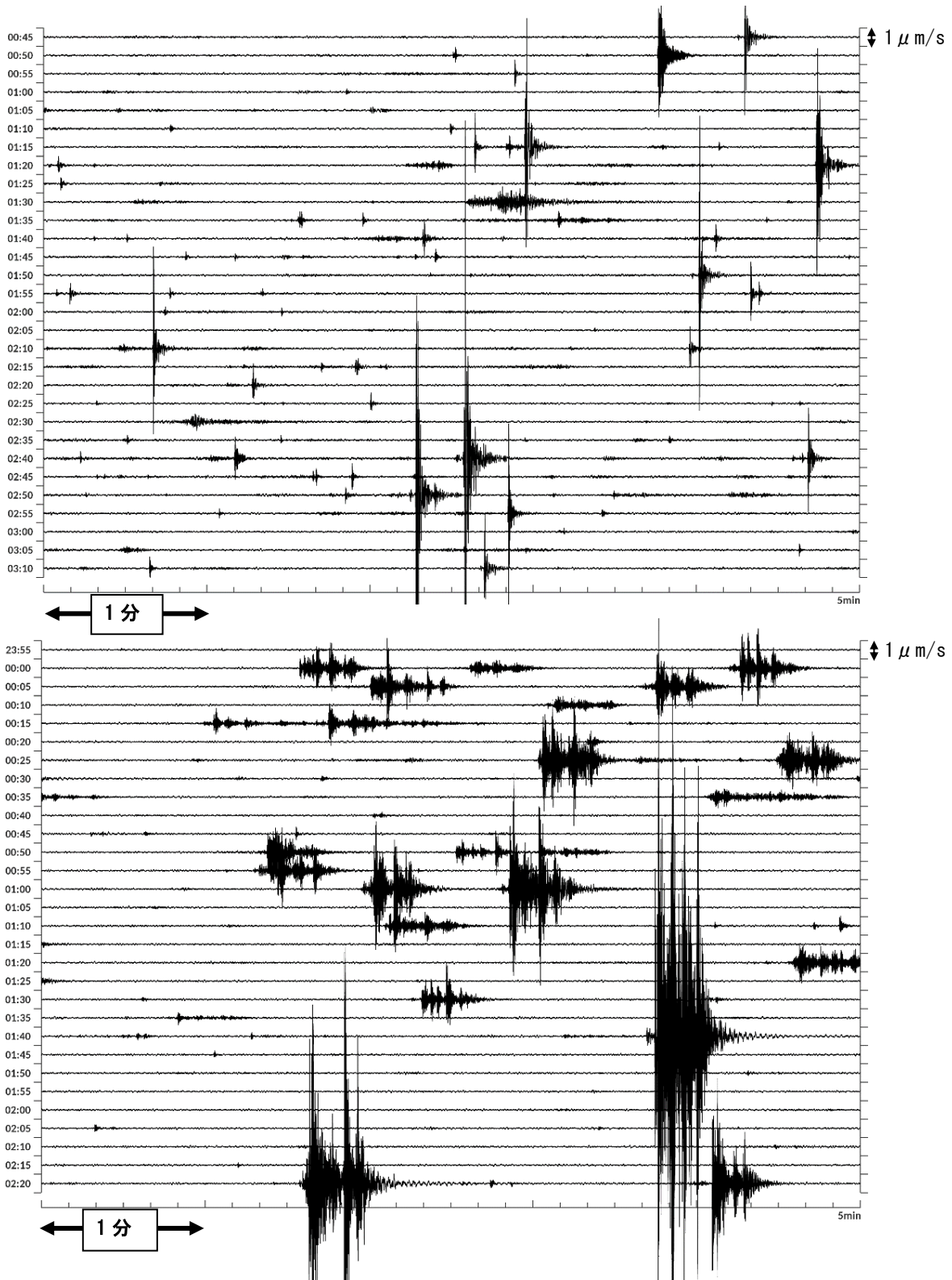


図6 「s領域」の地震及び「d領域」の地震の波形例。
(上段)「s領域」の地震(2019年5月11日00時45分~03時15分)
(下段)「d領域」の地震(2019年5月5日23時55分~6日02時25分)

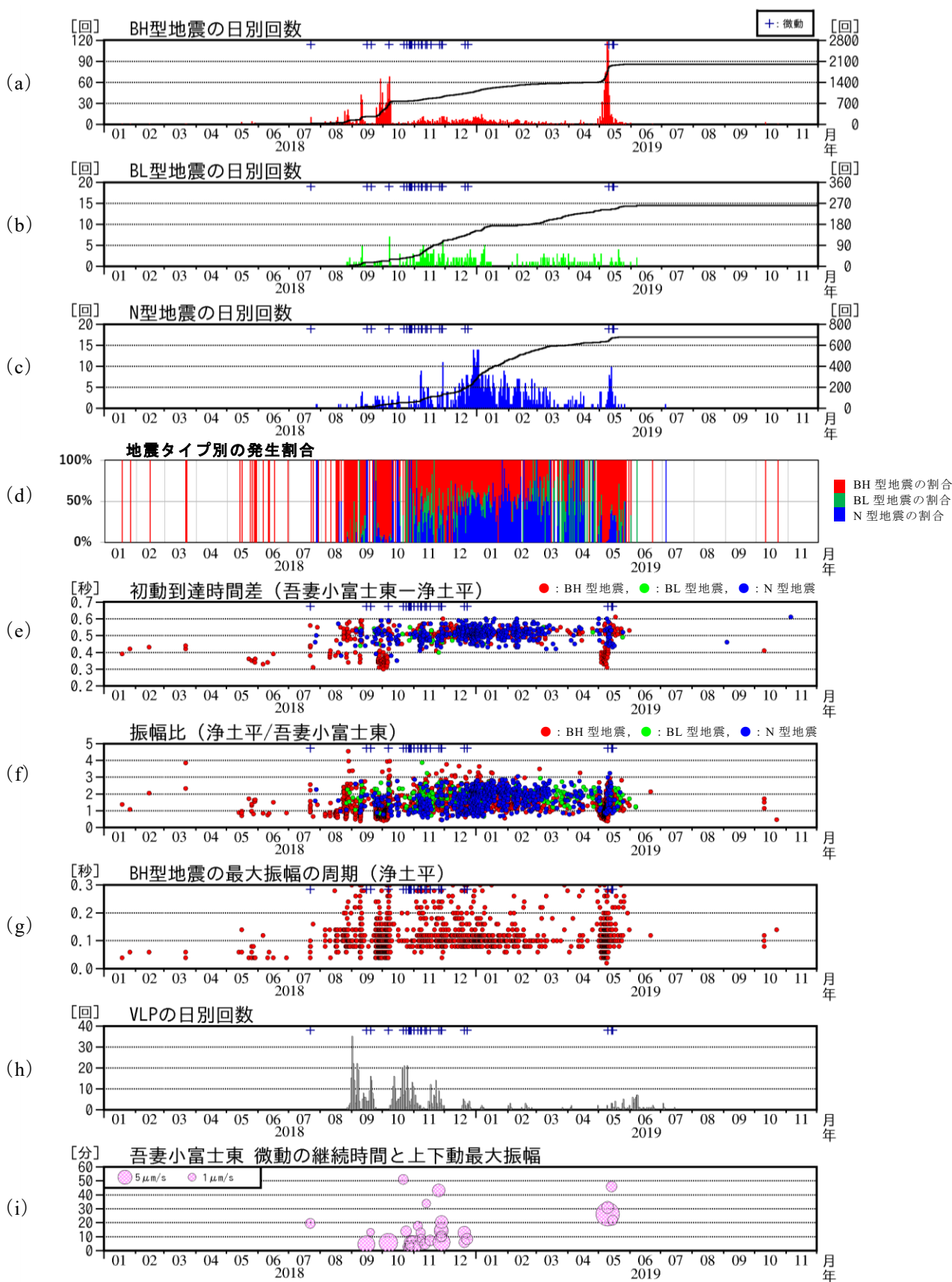


図 7 吾妻山の地震活動 (2018 年 1 月～2019 年 11 月) .
各グラフの+は微動の発生を示す.

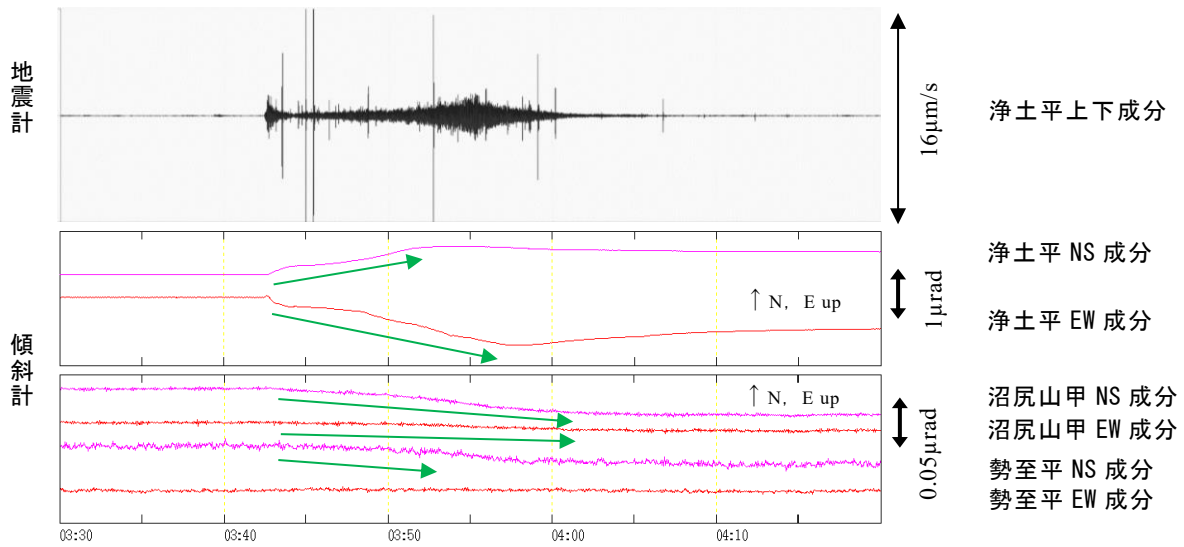


図8 火山性微動の波形と傾斜変動（2018年7月22日03時30分～04時20分）。

の上部付近が発生源と考えられる(図9, 10)。その後、2018年9月下旬から火山性微動の発生する10月7日までは、「s領域」の地震活動が継続している中で、再び「d領域」のBH型地震が増加した。この間、VLPは観測されず、BH型地震とVLPの発生に相補的な関係がみられた(図7-a及びh)。2018年10月7日の火山性微動の発生の際にも、浄土平傾斜計で大穴火口方向の隆起を示す変動を観測したほか、安達太良山の傾斜計で北下がりの変動がみられた。

2.1.2 2018年10月～2019年4月の地震活動

2018年10月7日の火山性微動発生以降、「d領域」の地震は発生しなくなり、「s領域」が主体の地震活動に移行した。地震回数としては少ない状態で経過したが、火山性微動は継続時間の長いイベントを含め同年12月まで断続的に発生した。VLPは、10月7日の微動発生後に再び増加したが、その後の発生回数は次第に低下した。この期間の地震活動の大きな特徴は、BH型の高周波地震の発生率が全体の概ね5割以下に下がり、より低周波成分に富むBL型やN型の地震の割合が明瞭に増加したことである(図7-d)。BL型やN型地震の回数は2018年11月上旬頃から増加し、2018年12月中旬以降は、N型地震の割合はさらに増加した。吉開・他(2019-a)では、今回の吾妻山の活動について、N型地震を5つのタイプに分類し、2018年12月中旬以降に増加したN型地震は、振幅が急激に減少するタイプや減衰振動のコーダ部に振幅の大きなイベントを伴うタイプであったとしている。2019年2月以

降は、BH型地震、BL型地震、N型地震の発生の割合に大きな変化はみられず、地震活動は低下傾向となった。

2.1.3 2019年4月～2019年6月の地震活動

2019年4月の地震回数は0～10回/日程度で推移していたが、2019年5月に入り、「d領域」のBH型地震が急増した(図7-a及びd)。その後、2019年5月9日に浄土平傾斜計で大穴火口方向の隆起を示す明瞭な変動、安達太良山の傾斜計で北下がりの変動を伴う火山性微動が発生すると、「d領域」のBH型地震は観測されなくなり、「s領域」のBH型地震が一時的に増加した。そして、「s領域」のBH型地震に減少傾向がみられると、N型地震の割合が増加した。2019年5月下旬以降は、地震活動は低調になったが、VLPは2019年6月末頃まで観測された。

2.1.4 火山性微動について

今回の活動で火山性微動の発生回数は、これまでの活発化時と比較すると多く、特に2018年10月下旬から2018年11月下旬にかけては顕著に増加した。また、2.1.1から2.1.3の地震活動の推移で述べているとおり、安達太良山の傾斜計で北下がりの変動を伴う火山性微動の発生が地震活動の分岐点になっている場合が多く、今回の地震活動をまとめる上で重要な現象であると考えられる。火山性微動の発生場所は地震観測点間の振幅比や吉開・他(2019-b)などから「s領域」周辺と推定されている。2018年から2019年に発生した火山性微動の最大振幅や継続時間、VLPの有無を表1

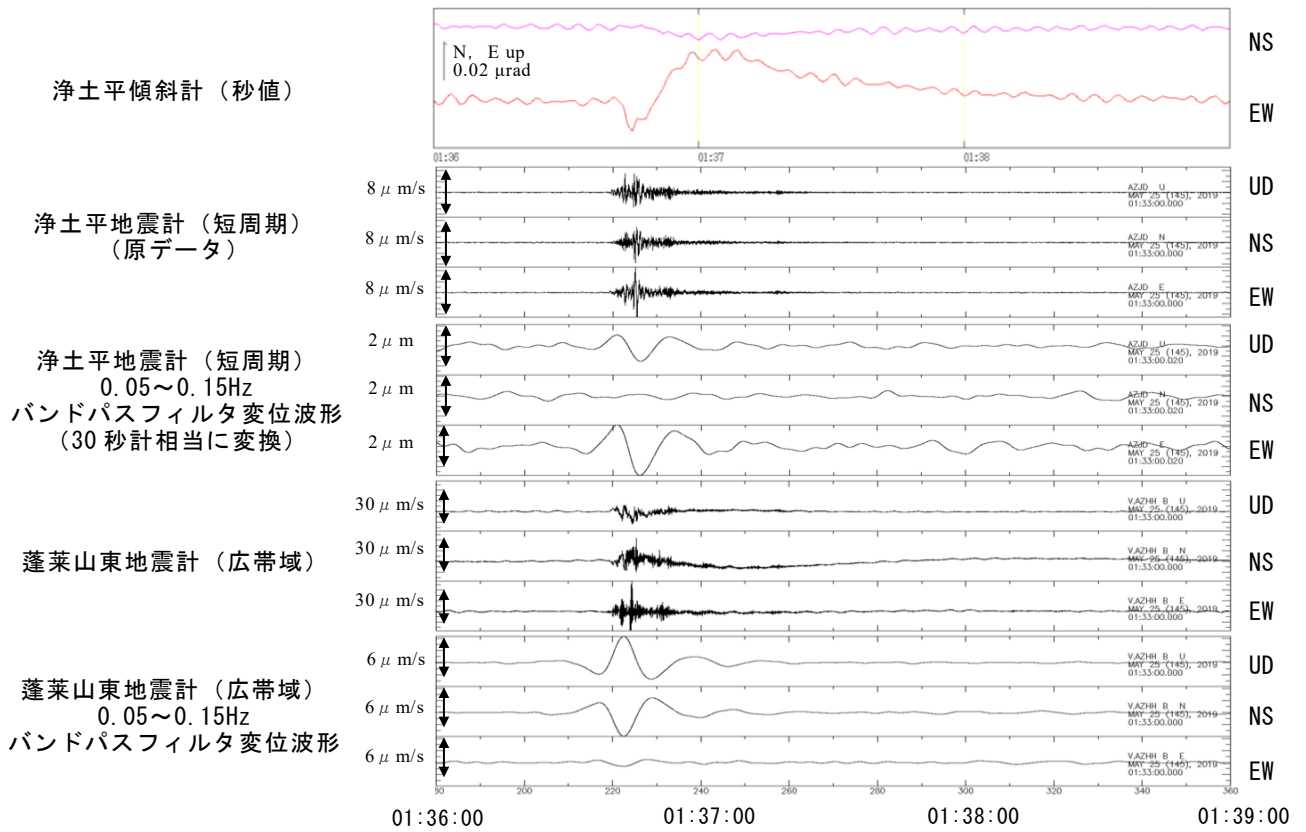


図 9 VLP の地震波形と傾斜変動 (2019 年 5 月 25 日 01 時 36 分～01 時 39 分)。

地震波形の解析には SAC (Goldstein and Snoko (2005), Goldstein et al. (2003))，固有周期 30 秒の長周期地震計相当への変換には Meada et al.(2011)を使用した。

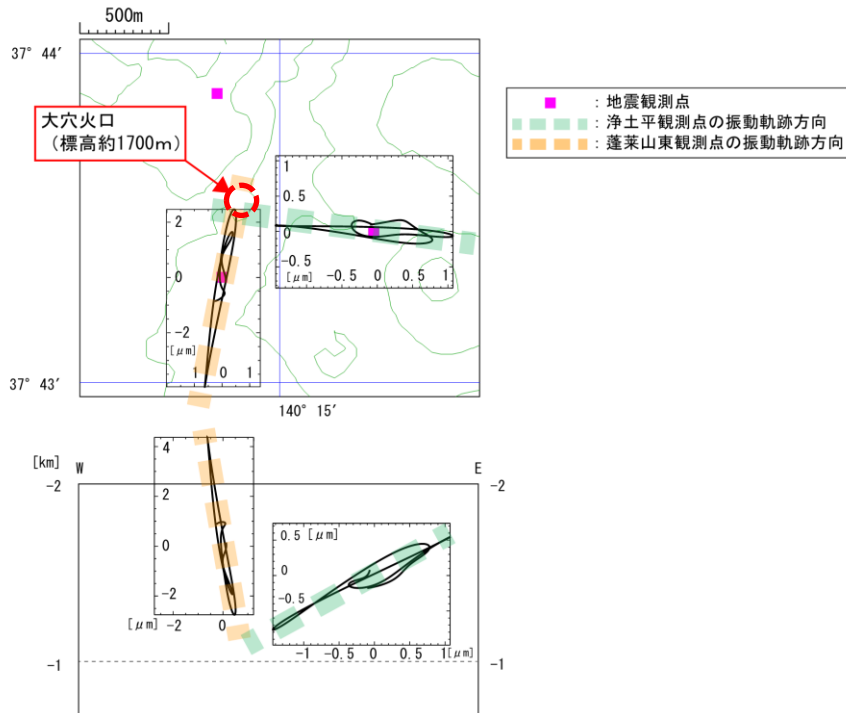


図 10 図 9 で示した VLP の振動軌跡方向. 大穴火口周辺図 (上図) 及び東西断面図 (下図).

図 9 で示した VLP を含めその他の VLP についても同様の振動軌跡方向を示す。

表1 2018年から2019年にかけて観測された火山性微動の一覧表。

項番が赤いイベントは、安達太良山の傾斜計で北下がりの変動が確認できた火山性微動を示す。VLPの振幅については、蓬莱山東上下成分でバンドパスフィルター(0.05~0.15Hz)をかけた値である。*の付した振幅値は蓬莱山東観測点が部分的に欠測となっていたことを示す。蓬莱山東の欠測等でVLPの有無が確認できないものには—を付している。

	発生日 (yyyy/mm/dd)	微動開始 時刻 (hh:mm)	継続時間	浄土平上下 成分振幅 ($\mu\text{m/s}$)	VLPの 有無	VLPの振幅 蓬莱山東上下成分 ($\mu\text{m/s}$)
①	2018/07/22	03:42	19分35秒	2.66	有	2.2
②	2018/09/15	09:13	04分42秒	7.33	—	—
③	2018/09/19	06:58	13分08秒	2.09	有	1.16*
④	2018/10/07	00:32	05分52秒	10.81	有	6.77*
⑤	2018/10/21	11:14	51分07秒	3.51	—	—
⑥	2018/10/24	08:30	13分52秒	5.60	—	—
⑦	2018/10/26	16:31	06分29秒	4.54	—	—
⑧	2018/10/27	06:37	02分32秒	5.29	—	—
⑨	2018/10/27	08:30	03分59秒	3.58	無	—
⑩	2018/10/27	23:49	06分17秒	4.86	—	—
⑪	2018/10/29	02:01	07分58秒	2.68	無	—
⑫	2018/11/01	01:30	02分50秒	5.25	無	—
⑬	2018/11/01	01:47	04分42秒	5.00	—	—
⑭	2018/11/04	14:57	17分45秒	2.91	有	0.60
⑮	2018/11/07	16:36	12分54秒	1.94	無	—
⑯	2018/11/07	19:36	06分52秒	2.46	無	—
⑰	2018/11/08	08:32	08分53秒	2.30	有	2.48*
⑱	2018/11/11	19:12	04分47秒	2.92	—	—
⑲	2018/11/13	06:04	33分46秒	2.82	—	—
⑳	2018/11/16	20:32	07分24秒	2.58	有	0.99
㉑	2018/11/25	03:12	43分13秒	8.42	有	3.4*
㉒	2018/11/27	08:43	09分45秒	4.44	有	2.82
㉓	2018/11/27	14:35	15分25秒	6.57	有	1.86*
㉔	2018/11/27	17:20	14分11秒	5.56	有	2.23
㉕	2018/11/27	23:11	20分41秒	5.47	有	1.98*
㉖	2018/11/28	01:47	06分13秒	10.02	有	2.99*
㉗	2018/11/28	04:17	10分23秒	4.14	有	0.59*
㉘	2018/12/20	06:01	06分05秒	4.03	—	—
㉙	2018/12/20	10:38	13分00秒	8.41	—	—
㉚	2018/12/23	06:52	08分22秒	4.66	有	2.04*
㉛	2019/05/09	22:48	26分12秒	12.97	有	11.29
㉜	2019/05/09	23:34	30分59秒	5.73	有	15.97
㉝	2019/05/13	19:45	45分52秒	2.77	有	2.55
㉞	2019/05/14	22:53	21分44秒	2.82	—	—

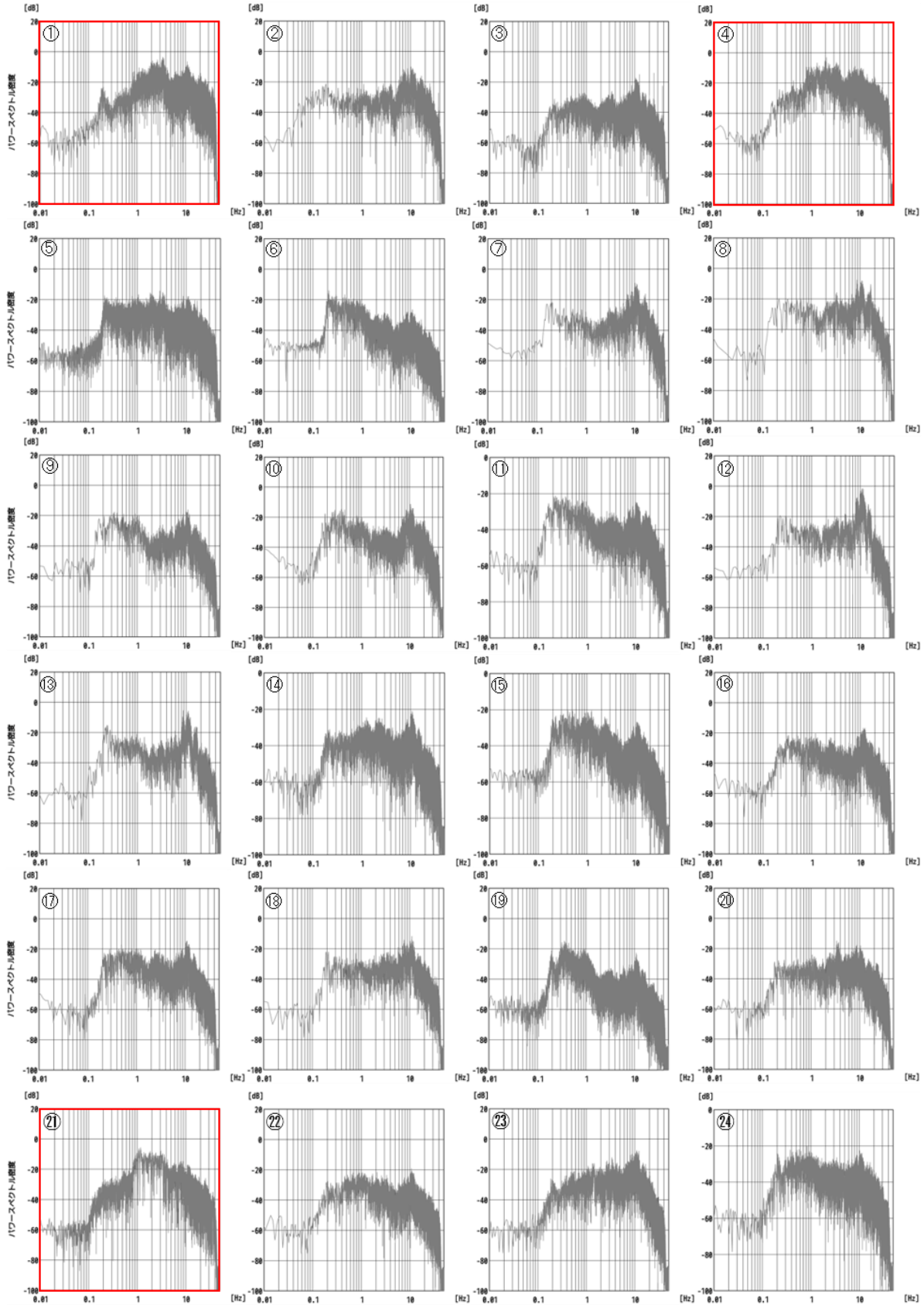


図 11-1 短周期地震計で捉えられた火山性微動のパワースペクトル（浄土平観測点の上下成分）。
 項番は表 1 の項番と対応し、赤枠のイベントは、安達太良山の傾斜計でも北下がりの変動が確認できた火山性微動を示す。

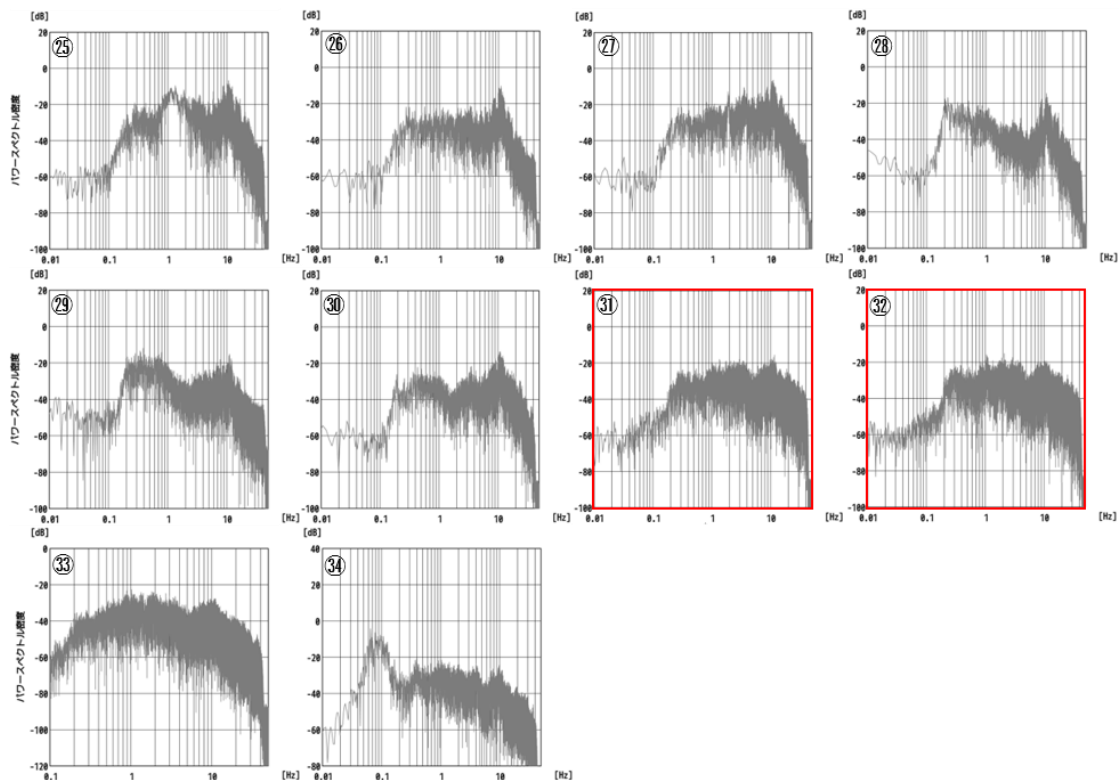


図 11-2 短周期地震計で捉えられた火山性微動のパワースペクトル（浄土平観測点の上下成分）。
 項番は表 1 の項番と対応し、赤枠のイベントは、安達太良山の傾斜計でも北下がりの変動が確認できた火山性微動を示す。

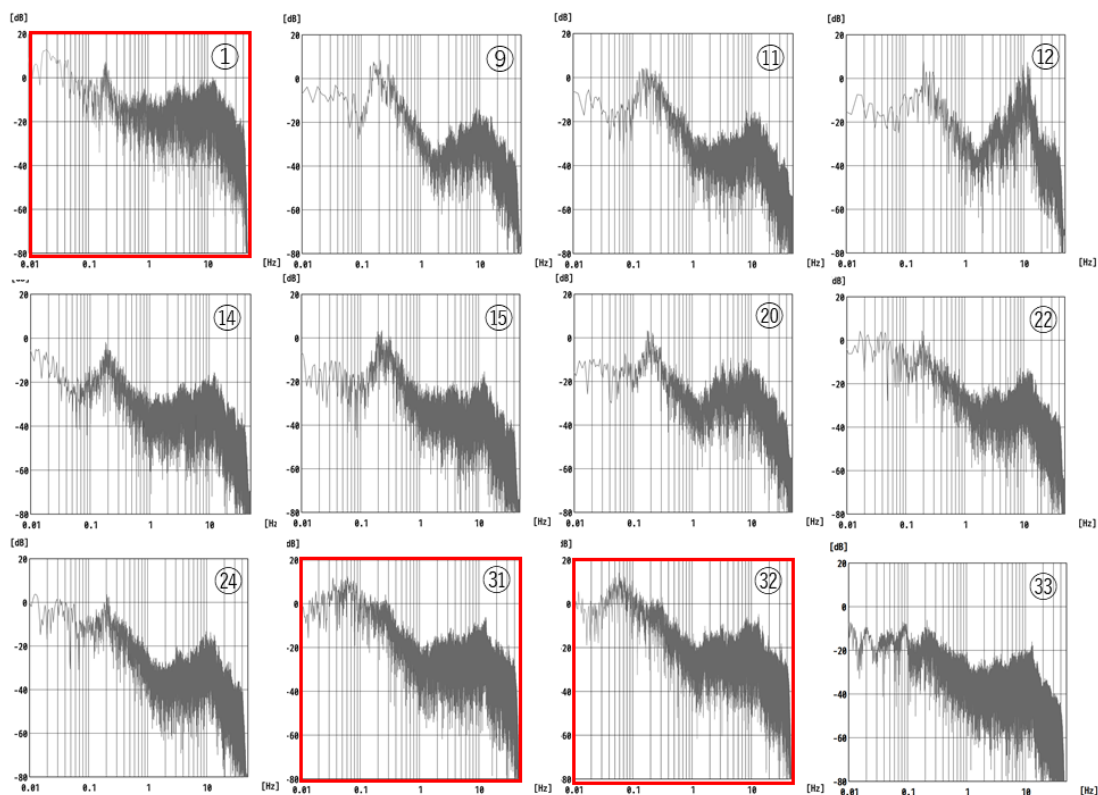


図 11-3 広帯域地震計で捉えられた火山性微動のパワースペクトル（蓬莱山東観測点の上下成分）。
 項番は表 1 の項番と対応し、赤枠のイベントは、安達太良山の傾斜計でも北下がりの変動が確認できた火山性微動を示す。

に示す。今回の活動では、34 回の火山性微動が観測されているが、安達太良山の傾斜計で北下がりの変動が確認できた火山性微動はそのうち 5 回である。今回の活動で観測した火山性微動のパワースペクトルを図 11 に示す。これを見ると、安達太良山の傾斜計で北下がりの変動が確認できた火山性微動は、広帯域地震計で 0.1Hz 以下の低周波成分、短周期地震計では 2 Hz 前後の低周波成分が卓越していることが分かる。このような火山性微動に伴う継続時間の長い長周期震動（低周波成分が卓越した震動）の存在は東北大学(2019-a)でも指摘されており、この 5 つの火山性微動には、発生メカニズムや関与する流体の経路（位置・形状）や物性などに共通性があることを示唆している可能性があり、注目すべき部分である。また、5 つの火山性微動の他にもいくつか低周波成分が卓越している火山性微動が確認できるが、これらの火山性微動で、安達太良山の傾斜計の変動が確認できなかったのは、規模（振幅や継続時間）が小さいことや発生メカニズムの違いが考えられる。

2.2 地殻変動*

2.2.1 使用した地殻変動観測データ

吾妻山周辺における気象庁の地殻変動観測点は、傾斜計 1 点、GNSS 連続観測点 6 点を設置している（図 12）。GNSS 連続観測点は、2 周波型の GNSS 受信機であり、データサンプリングは 30 秒である。浄土平観測点に設置しているボアホール型の傾斜計（設置深度 98m）は、水平 2 成分の加速度計をセンサーとする振り子式傾斜計である。本稿では、これらの観測点に加え、安達太良山及び磐梯山の観測点、国土地理院の GNSS 連続観測点のデータも使用した。GNSS のデータは、気象庁の定常解析（VOIS3 システム、Bernese ソフトウェア Version 5.2（Dach et al., 2015）を使用）によって求められた日々の座標値を使用しており、データ期間は 2013 年 1 月から 2019 年 11 月までである。

2.2.2 観測結果

(1) 非火山性変化の補正

火山活動に起因する地殻変動を理解するためには、GNSS 観測データに含まれているノイズや広域応力場に支配された非火山性の変動を除去する必要がある。本稿では、GNSS 観測データにおいて、火山活動が静

穏な期間である 2013 年、2016 年、2017 年の 3 年分のデータから日毎の平均値を算出し、それを非火山性の変化としてその他の期間のデータも含めて補正を行った。図 13 に補正前後の時系列データの例及び変位ベクトルの空間分布を示す。補正により概ね年周変化を取り除くことができ、特に上下変位は 2018 年から 2019 年にかけての火山活動の活発化によると考えられる変化を抽出できていると考えられる。また、傾斜計データについても非火山性と思われる定常トレンドが含まれているため、2016 年から 2017 年の一次トレンドを算出し補正を行った（図 14）。

(2) 傾斜変動と解析期間の設定

浄土平観測点における傾斜変動について着目すると、2018 年 5 月ごろから西上がり、つまり火口方向上りの変化がみられる。同観測点では、毎年 4 月頃には融雪の影響と考えられる北西上りの変動がみられる特徴があるが、その影響期間は例年 1 か月程度であるため、遅くとも 5 月頃から火山活動に伴う変動がみられていると考えられる。その後、7 月 22 日の火山性微動の発生以降、西上りの傾きが大きくなり経過したが、12 月頃から次第に緩やかになった。2019 年 5 月には再び急な（9 日間の平均の変化速度は約 $0.4 \mu \text{ rad/day}$ ）火口方向上りの変化となったが、その変化はすぐに反転し、2 週間程で元の傾向に戻り、その後、2019 年 6 月から 11 月にかけては、長期的に緩やかな火口方向下りへの傾向となった。以上のような傾斜変動がみられたことから、解析期間を便宜的に、以下の 3 期間に分けて議論する。

期間 i: 2018 年 5 月 1 日～2019 年 4 月 20 日（火口方向上りへの期間）

期間 ii: 2019 年 4 月 21 日～2019 年 5 月 31 日（急な火口方向上り及び火口方向下りを含む期間）

期間 iii: 2019 年 6 月 1 日～2019 年 11 月 30 日（緩やかな火口方向下りへの期間）

(3) GNSS 観測データの変化

GNSS 観測データについて、各期間の特徴を述べる。図 15 及び図 16 に年周変化を補正したデータから算出した GNSS の基線長変化を示す。期間 i における各基線長の変化は、大穴火口を挟む短い基線でも長い基線でも伸びの傾向であり、大穴火口周辺の膨張を示唆する。また、両者の伸びの変化の開始時期に明瞭な差は

*丹原裕

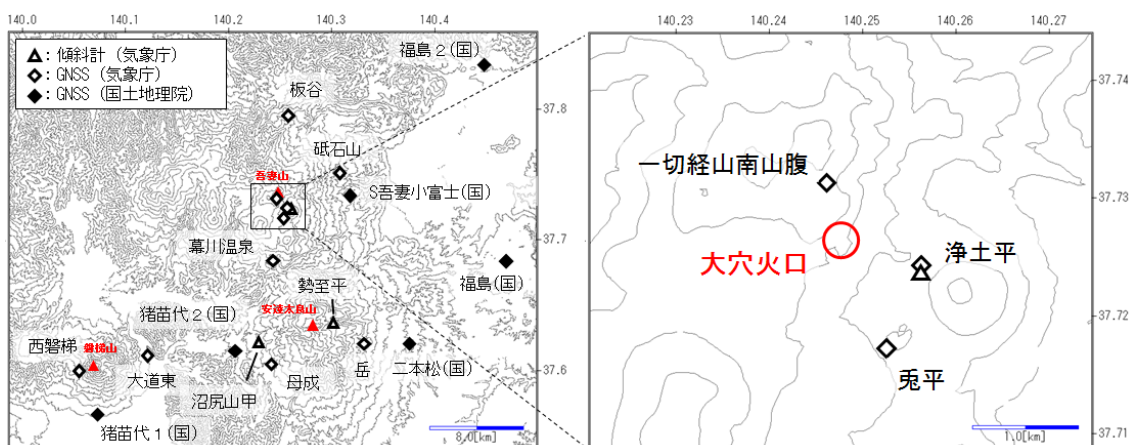


図 12 傾斜計と GNSS 観測点の配置図.

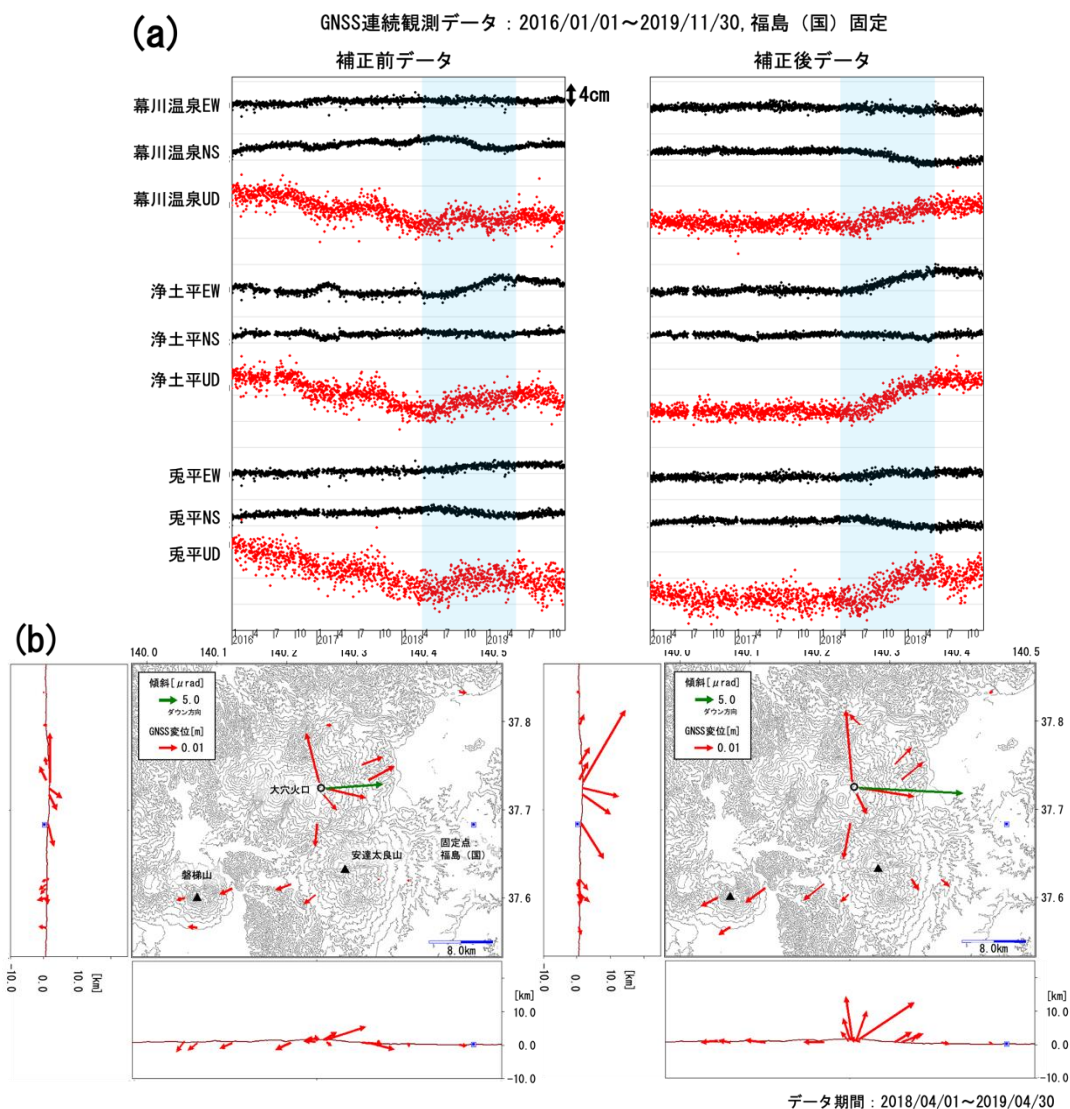


図 13 年周変化補正前後の GNSS 時系列 (a) と変位ベクトル (b).
 福島(国) 観測点との相対変位を示している. 変位ベクトルは, a の水色の期間について, 前 7 日間平均値の差から算出した.

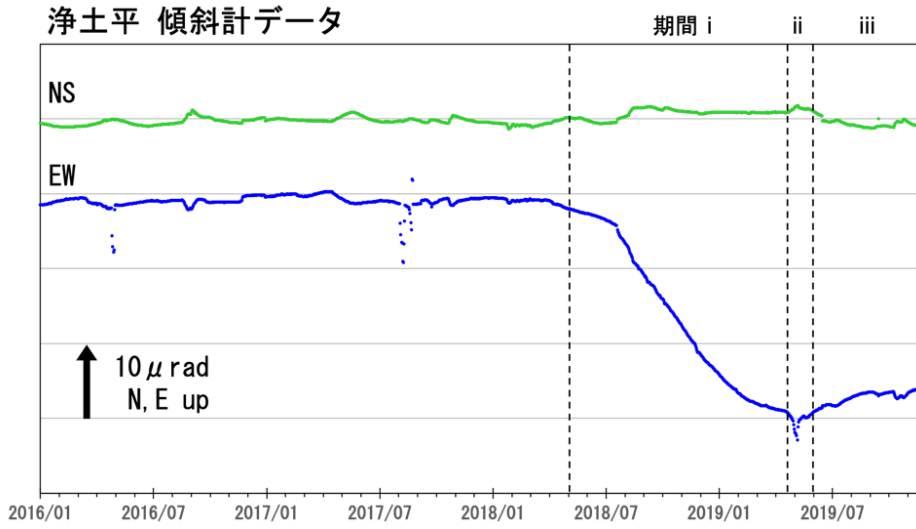


図 14 浄土平観測点の傾斜計の時系列データ。
1 時間値のデータから 24 時間平均値を算出し示している。潮汐補正及び一次トレンド補正を行っている。

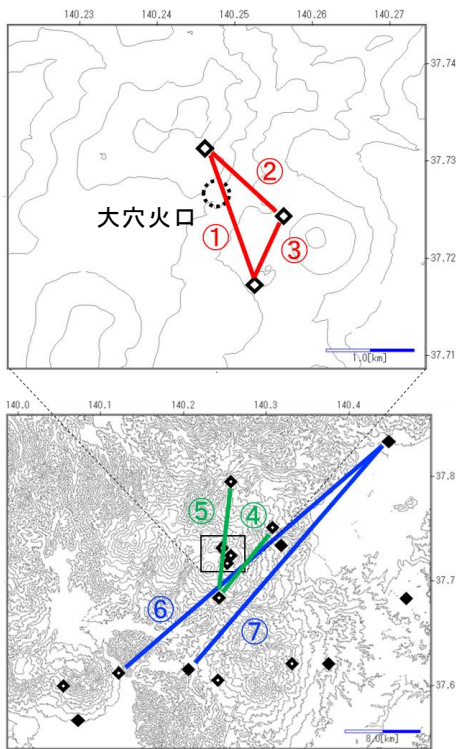


図 15 GNSS 基線図。
基線長の長さによって色分けしている。

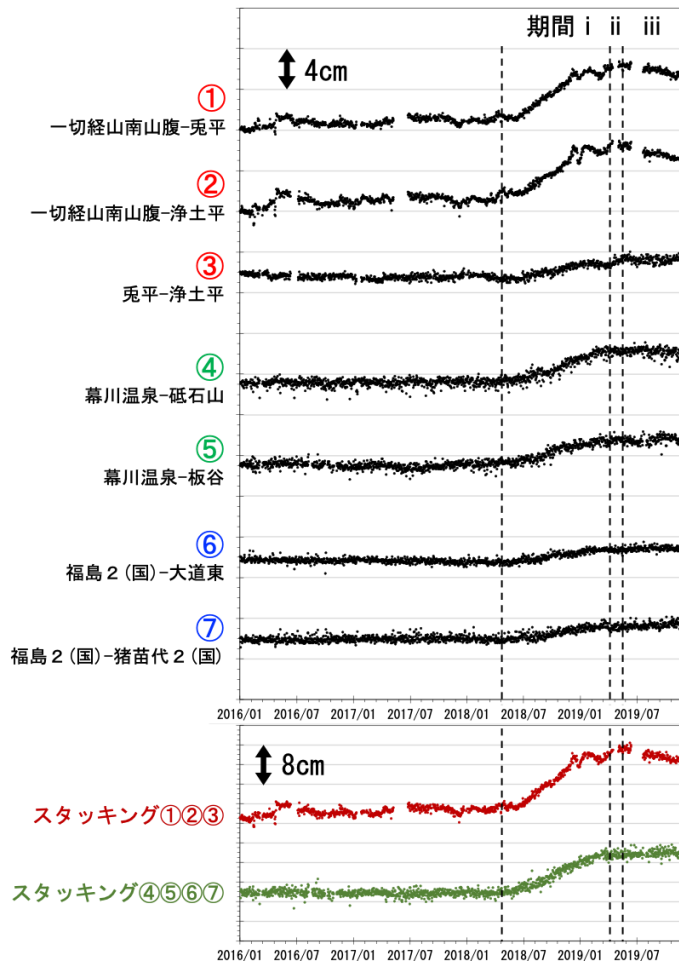


図 16 GNSS 基線長時系列。
基線番号は図 15 のそれぞれの基線に対応している。下段は上段の基線①～③及び④～⑦のスタッキングデータを示す。

見られなかった。それらの変化は傾斜変動と同様に2018年5月ごろに始まり、2018年12月頃から次第に緩やかになり、2019年3月頃にはほぼ停滞した。大穴火口から10km以上離れた観測点同士の基線でも数cmオーダーの変化が観測され、広域で変化がみられているのが特徴的である。一方、期間iiにおいては、浄土平観測点で見られた急な火口方向上がりの傾斜変動に対応する明瞭な変化はどの基線でもみられなかった。期間iiiにおいては、大穴火口に近い観測点でのみわずかな縮みの変化がみられた。これは、大穴火口近傍の観測点に限って変化がみられることから、大穴火口付近浅部の収縮を示唆するものである。

2.2.3 地殻変動源の推定

吾妻山では、過去の活動活発化の際に大穴火口周辺の膨張や収縮を示す地殻変動が観測されている。吉田・他(2012)では、2002年から2009年のGNSS繰り返し観測データから、大穴火口付近の地表面下200~600mに膨張源及び収縮源を推定しており、それらを熱水だまりの圧力変化として議論している。また、2014年から2015年の活発化の際には、大穴火口直下浅部の膨張だけでなく、深さ数kmのやや深い膨張源が存在する可能性が指摘されている(東北大学, 2015, 国土地理院, 2015)。本稿の対象としている2018年以降の活発化については、SAR干渉解析の結果から大穴火口直下浅部の膨張が示唆されている(国土地理院, 2019-a)。本稿では、傾斜変動及びGNSS変位量から圧力源の推定を試みた。圧力源推定の解析には火山用地殻活動解析支援ソフトウェアMaGCAP-V(気象研究所地震火山研究部, 2008)を用いた。MaGCAP-Vでは、茂木モデルにおける圧力源の深さを、圧力源の深さに観測点の標高を加えた値で置き換えた「標高補正茂木モデル」が用いられている。圧力源の推定は、複数のGNSS観測点で変化がみられた期間i及びiiiについて行った。

期間iの各観測点のGNSSデータの変位及び傾斜変動ベクトルをみると、火口近傍の観測点では、大きな水平変位及び上方向への変位がみられ、大穴火口付近ごく浅部の膨張源の存在が期待される(図13-b)。一方、猪苗代2(国)観測点など大穴火口から10km以上離れた観測点でも1cm前後の水平変位が観測されていることから、ごく浅部のソースだけで説明することは難しく、より深いソースの存在が示唆される。また、全体的な傾向として水平変位の方向は概ね大穴火口

を中心に放射状を呈するため、概ね球状圧力源で近似できると考えられる。以上のことから、2つの茂木ソースを仮定し、変動源の推定を行った。このうち1つのソースは、ごく浅部の膨張を想定し、国土地理院(2019-a)による干渉SAR2.5次元解析の結果を参考に、大穴火口付近の標高1300mに位置を仮定した。このため未知のパラメータは、ごく浅部の膨張源の体積変化量と、もう一つの茂木ソースの位置及び体積変化量であり、それらについて観測値と理論値の差の二乗和が最小になるようなパラメータをグリッドサーチ手法によって推定した。グリッドサーチは、水平格子間隔100m、標高間隔100mで行い、体積変化量の間隔は浅いソースについて $1 \times 10^3 \text{m}^3$ 、深いソースについて $1 \times 10^5 \text{m}^3$ で行った。図17-aに推定された変動源を示す。大穴火口付近の浅いソースの体積変化量は $9.8 \times 10^4 \text{m}^3$ (ソースA)、深いソースの位置は大穴火口の南約2km付近の海拔下3.7kmに求まり、体積変化量は $5.4 \times 10^6 \text{m}^3$ (ソースB)と推定された。

2.2.4 推定された地殻変動源の考察

(1) 2ソースモデル

推定されたソースA、Bの特徴について考察する。日本の火山における多様な活発化事例について、その地殻変動源を時空間的な特徴から分類した山里(2013)では、吉田・他(2012)による吾妻山の大穴火口付近標高約1300mの膨張源を、「ゆっくりとした熱水性膨張」に分類している。今回推定されたソースAの平均的な膨張レートも $3.2 \times 10^2 \text{m}^3/\text{day}$ 程度であるため、同じ熱水性膨張に分類できる。一方でソースBについては、深さ3.7km(大穴火口近傍を基準とすると、地表面下約5.3km)、膨張レートが $1.9 \times 10^4 \text{m}^3/\text{day}$ 程度であり、山里(2013)の分類では、深部でのマグマの蓄積・移動によるものと推定される「深部のゆっくりとした膨張」に含まれると考えられる。つまり、他火山の事例を参考に考えると、ソースAの膨張は浅部熱水系の膨張、ソースBの膨張は深部のマグマ蓄積・移動による膨張と解釈できる。

橋本・他(2019)では、国内の火山における非マグマ性の火山活動の地殻変動についてレビューされている。噴火に至ったものを含むそれらの事例と比較すると、ソースAの膨張量は、深さに対してやや大きいという特徴がある。しかしながら、吾妻山の過去の膨張イベントについても同様な特徴があり、結果的に噴火に至っていない事を考えると、単純に浅部の膨張量

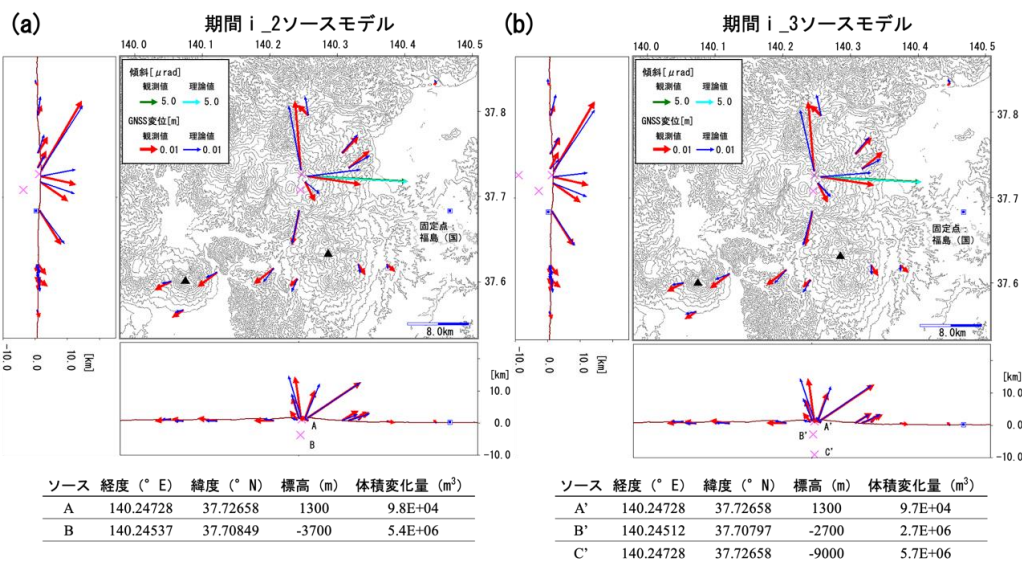


図 17 期間 i の観測データから推定された膨張源。
 茂木モデルを 2 つ仮定した場合 (a) と 3 つ仮定した場合 (b) の推定結果を示す。×印及び下表は推定された膨張源の位置と体積変化量を示す。矢印は各観測点における観測値及び理論値を示す。

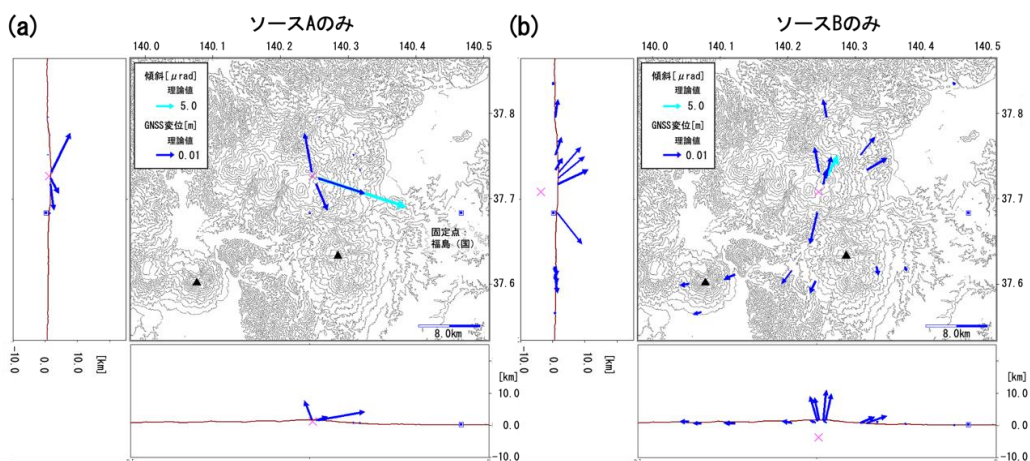


図 18 浅部あるいは深部のみの膨張源を仮定した場合の各観測点の挙動。
 図 17-a で示すソース A, B それぞれを仮定した場合に各観測点で期待される変化量を示す。

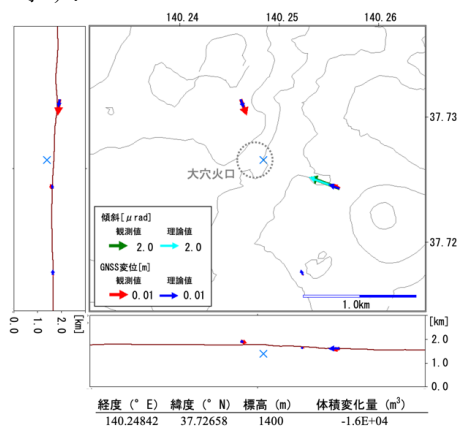


図 19 期間iiiの観測データから推定された収縮源。
 ×印及び下表は推定された収縮源の位置と体積変化量を示す。矢印は各観測点における観測値及び理論値を示す。

だけで噴火の切迫度を判断することはできない事に留意する必要がある。

図 18 にソース A, B それぞれを仮定した場合に期待される各観測点の変化量を示す。これを見ると、浅いソース A の膨張を捉えられるのは、火口近傍の観測点のみであることが良く分かる。一方、やや深いソース B の変化を見たい場合は、それよりも広域の GNSS の変化に着目する必要がある。また、ソース A, B どちらが膨張しているのか、あるいは両方膨張しているのかを判断するためには、精密で時間分解能の高い浄土平観測点の傾斜計の変動方向が有効なデータであると考えられる。

なお、ソース A の寄与による浄土平の傾斜変動量は西北西上がり $26.4\mu\text{rad}$ 、ソース B の寄与は南南西上がり $7.5\mu\text{rad}$ であり、その変動量の比は約 4:1 であった。これらを踏まえて、膨張源の時間変化について考察する。ソース A 及び B の変化をよく反映する基線は、図 15, 16 のうち、それぞれ①～③及び④～⑦である。各基線長及びそれらをスタッキングしたデータでは、2018 年 5 月頃から伸びの変化が始まっており、深部のマグマ蓄積とごく浅部の熱水性膨張はほとんど時間差が無く起こり始めたと考えられる。その後、浄土平観測点の傾斜計では、7 月 22 日の火山性微動の発生直後から明らかに長期的な変動レートが変化し急になっており、地殻変動源の膨張レートが上昇したことを示唆している。また、その前後で傾斜変動の方向が変化していないことから、膨張レートが増したのは、ごく浅部とやや深部の両方であると推測される。以上を踏まえると、7 月 22 日の火山性微動を起こした短期的な現象が、ごく浅部及びやや深部の長期的な膨張レートの加速に関連していると考えられる。なお、GNSS では時間分解能が低く、ばらつきも大きいため、火山性微動前の 2 か月間の変化レートとその後の変化レートの違いについては議論できなかった。

(2) 3 ソースモデル

以上のように、期間 i における地殻変動を 2 ソースで説明可能なモデルを得ることができた。一方、東北大学 (2018)、東北大学 (2019-b) では、傾斜計及び広帯域地震計の解析から、2018 年 7 月 22 日や 2019 年 5 月 9 日の火山性微動発生に伴う短期的な地殻変動が、大穴火口付近浅部の膨張とともに深さ約 8km の深部の収縮が連動していた可能性を指摘している。この浅部膨張と深部収縮を示す傾斜変動については、吉開・

他 (2019-b) でも指摘されており、その後の調査では、大穴火口付近浅部の岡田断層モデルの開口と深さ約 10km 付近の茂木モデルの収縮で説明可能という結果が得られている (吉開 私信, 2019)。この火山性微動と地殻変動は数十分程度のごく短い時間スケールの現象ではあるものの、前述のように火山性微動が長期的な地殻変動の膨張レートの加速に関連していることを考えると、この深部の地殻変動源が、長期的なマグマ蓄積のリザーバーである可能性も考えられる。そこで、深部の膨張源を含めた 3 つのソースを仮定した圧力源の推定も行った。ごく浅部のソースと深部のソースの位置を既知とし、大穴火口付近で深さをそれぞれ標高 1300m と -9000m に仮定した。それらの体積変化量及びそれらの間の深さにあるソースの位置、体積変化量を未知のパラメータとして、グリッドサーチによって推定した。その結果、やや深部の膨張源を大穴火口の南約 2km 付近の標高 -2700m にすることで観測データを説明できることが分かった (図 17-b)。以上のように、期間 i における圧力源のモデルを 2 通り推定したが、地殻変動を理解するモデルとしてまず採用すべきなのは未知数の少ない 2 ソースモデル (ソース A, B) である。しかしながら、今後の火山活動において深さ 10km 程度の深い場所での膨張が観測された場合には、3 ソースモデル (ソース A', B', C') も火山活動の推移を監視する上で想定すべきモデルになると考えられる。

(3) 期間 iii の収縮源

次に、期間 iii の収縮源の推定について述べる。期間 iii における火口近傍観測点の傾斜変動と GNSS の変位量は小さいものの、大穴火口浅部の収縮を示唆している。傾斜変動方向及び水平変位方向はいずれも大穴火口を向くため、その交点に茂木モデルの水平位置を仮定し、グリッドサーチによって収縮源の標高と収縮量を推定した。グリッドサーチは、標高間隔 20m、体積変化量の間隔は $1 \times 10^3 \text{m}^3$ で行った。推定された収縮源を図 19 に示す。収縮源は標高 1400m、収縮量は $1.6 \times 10^4 \text{m}^3$ と推定された。国土地理院 (2019-b) では、2019 年 5 月 14 日と 2019 年 10 月 29 日のペアの衛星画像を用いた SAR 干渉解析の結果から、大穴火口周辺の収縮とみられる衛星から遠ざかる変動が報告されている。本稿で推定した収縮源をもとに大穴火口付近での上記ペアの衛星視線方向の変位量を見積もると 5cm 程度となり、国土地理院 (2019-b) の結果と調

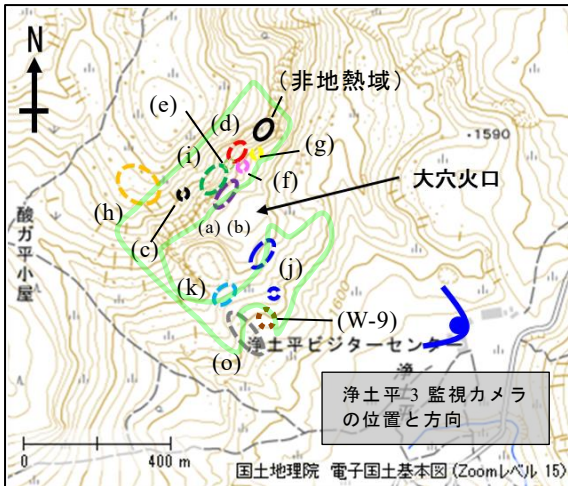


図 20 浄土平周辺における地熱域(黒丸以外)の
大まかな分布。
破線の色は図 21 に同じ。
監視カメラで確認できる大まかな範囲を
黄緑線で示した。

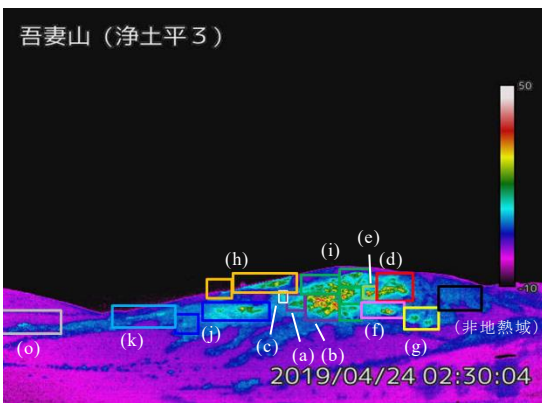


図 21 浄土平 3 監視カメラから見た地熱域を
区分した領域の分布。
非地熱域は黒枠の領域に設定した。



図 22 上野寺監視カメラから見た大穴火口の
噴気。

和的である。期間iにおいて推定された大穴火口浅部の膨張量に比べると、期間iiiにおける収縮量は 1/6 程度であり、2018 年 5 月以前の状態には戻っていないと考えられる。

(4) 期間iiの傾斜変化

今回大穴火口浅部に推定された期間 i における膨張源と期間iiiにおける収縮源は、吉田・他 (2012) による数年おきに膨張・収縮を繰り返している変動源(大穴火口付近の地表面下約 200~600m に推定)とも対応し、全て同じ構造の膨張・収縮をみている可能性が高い。ごく浅いソースによると考えられる、期間iiの傾斜変動もその構造の膨張・収縮として解釈するのが妥当であると考えられる。期間iiiにおける収縮源と同じ位置に茂木ソースを仮定した場合、傾斜変動量から見積もられる期間iiにおける膨張量及び収縮量は $5 \times 10^3 \text{m}^3$ 程度と推定される。

2.3 地熱活動*

2.3.1 観測データ

2014 年 9 月 27 日の御嶽山の噴火を契機に、水蒸気噴火の前兆を捉えるには火口付近の熱活動の監視が重要との提言を受け(火山噴火予知連絡会火山観測体制等に関する検討会, 2014), 気象庁では全国の常時観測火山の火口付近に赤外監視カメラを整備した。赤外監視カメラによる定常観測は、日射の影響を受けない夜間のデータを連続的に得ることができ、かつ一定の画角の映像を撮影できるという点で優れている。

吾妻山では、熱活動が継続しており、大穴火口周辺、大穴火口の北側から北西、南側にかけて地熱域が分布している(図 20, 21)。浄土平に設置した赤外監視カメラでは、W-9 や W-10, 大穴火口北西、大穴火口内の一部を除き、ほとんどの領域が捉えられている。赤外監視カメラは FLIR 社製 A65 改であり、解像度は 640×512 ピクセル、測定温度は -40°C から 550°C 、測定波長は $8 \sim 14 \mu\text{m}$ である。5 秒毎に熱画像、1 時間毎に熱データを自動作成しており、熱データについては、ピクセル毎の温度データで構成されるバイナリーファイルであり、解析する際はこのファイルを CSV ファイルに変換し、データ処理を行った。

2.3.2 解析手法

解析にあたっては、まず地熱域の領域と温度の基準

* 関晋

表2 吾妻山に分布する地熱域の名称.

図 20, 21 中の符号	地熱域の名称	図 23 のシンボル	図 20, 21 中の符号	地熱域の名称	図 23 のシンボル
(a)	W-6	●	(g)	大穴火口外北側下部のさらに北側	●
(b)	W-6c	△	(h)	大穴火口北西 (W-18)	●
(c)	W-6 上	○	(i)	大穴火口北側	●
(d)	大穴火口外北側 (W-20)	●	(j)	W-15	●
(e)	W-20 南	●	(k)	W-8	●
(f)	大穴火口外北側下部	●	(o)	W-10	●
				非地熱域	●

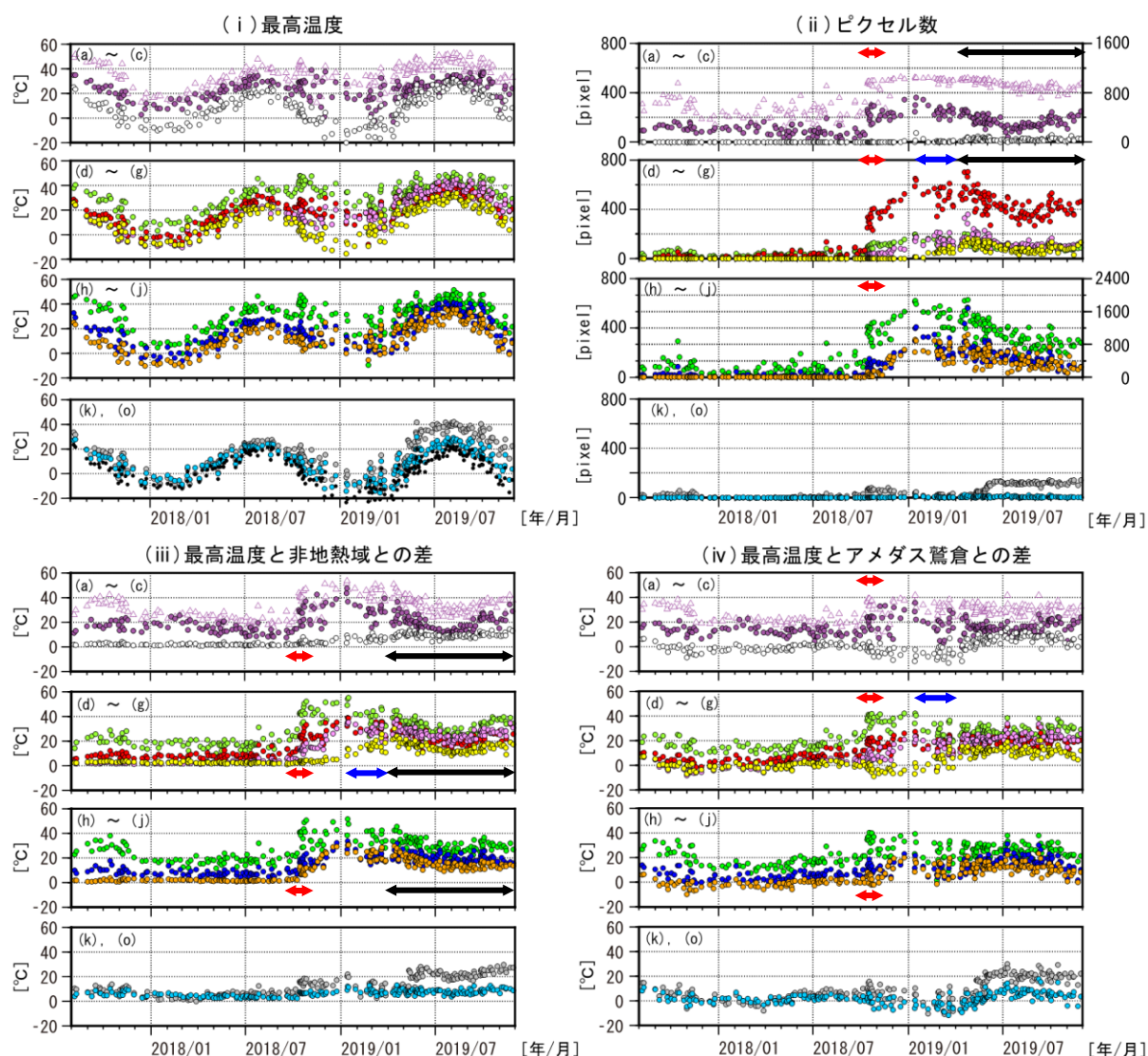


図 23 各地熱域の最高温度等の経過図.

(i) 各地熱域の最高温度と非地熱域の平均温度を示す. (ii) 各地熱域における非地熱域より 5°C以上温度の高いピクセル数を示す. (iii) 各地熱域の最高温度と非地熱域の平均温度との差. (iv) 各地熱域の最高温度とアメダス鷺倉の気温 (02 時) との差. シンボルの色は表 2 に対応する. (ii) の W-6 と大穴火口北側のピクセル数は右軸の数値に対応する. 矢印はデータに変化の現れた期間を示し, 詳細な説明は本文中に記した.

とする非地熱域の領域を設定した。非地熱域の領域は、熱画像をもとに、地熱異常が観測されておらず赤外監視カメラからの距離が地熱域と同程度で、地表傾斜及び地表面環境が地熱域と類似した領域を選び、比較的積雪による影響の少ない場所となるよう考慮した。年周変化を除去するため、各地熱域の最高温度と非地熱域の平均温度の差を算出した。また、地熱域の面的な変化を捉えるために、非地熱域の平均温度に 5°C 加えた温度を熱異常判定の閾値として、それより温度の高い領域のピクセル数を算出した。なお、精度よく解析を行うため、日射の影響を受けない夜間 (02 時台) のデータを使用することとし、雲がなく明瞭に地熱域が確認できるデータのみを抽出した。既存の地熱域のほか、2018 年から 2019 年の火山活動中に新たに出現した地熱域も含め合計 12 領域を設定した (図 21, 表 2)。

各領域で得られた温度とピクセル数から、放熱量の算出も行った。放熱量 Q (W) の計算には、Sekioka and Yuhara (1974) の方法に倣い (1) 式を用いた。比例係数は Sekioka (1983) で示されている平均的な値 37 ($W/m^2/^\circ C$) を用いた。

$$Q = 37 \sum_{T_i \geq T_0 + 5} (T_i - T_0) N_i A \quad (1)$$

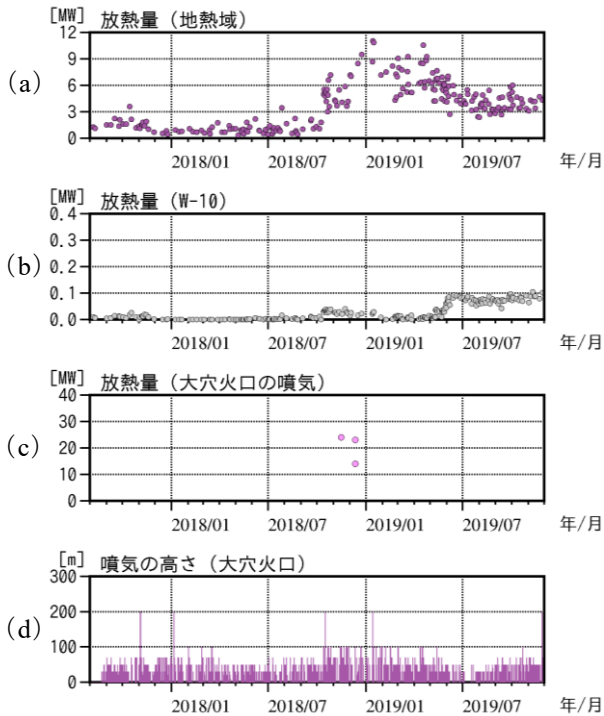


図 24 吾妻山の地熱域及び噴気から算出した放熱量。

ここで、 T_0 は非地熱域の平均温度、 A (m^2) は 1 ピクセルあたりの面積、 N_i は温度が T_i となる場所のピクセル数とする。Sekioka and Yuhara (1974) では熱異常域の定義を $T_0 + 3\sigma T$ 以上の温度を持つ領域としている。吾妻山では冬季は積雪があり、正確に 3σ を求められないため、ここでは非地熱域平均温度より 5°C 以上高い領域を熱異常域とした。各地熱域は傾斜地にあり、それぞれ赤外監視カメラから見た地熱域の傾斜を 30° から 45° として放熱量の計算を行った。

噴気から得られる放熱量については鍵山 (1978) の方法で多くの火山で算出されている。吾妻山では 2008 年から活発な噴気活動も継続しており、上野寺監視カメラ (図 22) を用いて、噴気画像から得られた放熱量を算出した。正確に放熱量を算出するために、噴気の高さが 100m 以上観測された時間帯のデータを使用した。

2.3.3 解析結果

(1) 地熱域の温度変化と面的変化

各地熱域の最高温度と非地熱域の温度差の解析から、大穴火口、大穴火口外北側 (W-20)、大穴火口北西などで 2018 年 10 月頃に急激な上昇がみられ (図 23-iii の a, b, d, e, h~j, 赤矢印)、少し遅れてこれまで地熱域が確認されていなかった大穴火口外北側のさらに北側で地熱域が出現し、そこでも温度上昇が認められたことがわかった (図 23-ii 及び iii の g, 青矢印)。これらの上昇はおおよそ数か月間継続していたが、

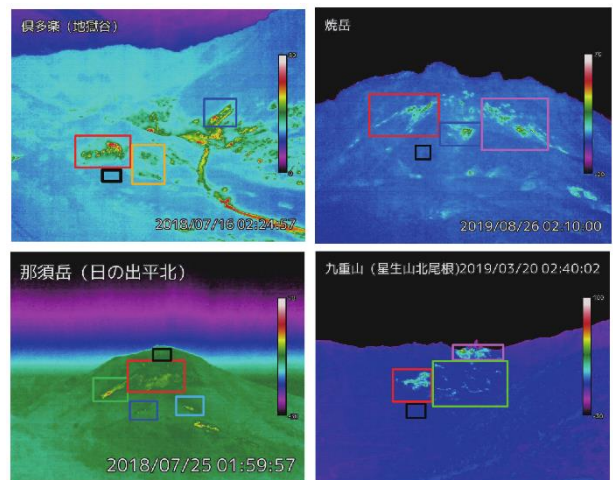


図 25 倶多楽、那須岳、焼岳及び九重山の非地熱域と地熱域の区分。

黒枠は非地熱域、その他の色 (赤枠等) は地熱域を示す。

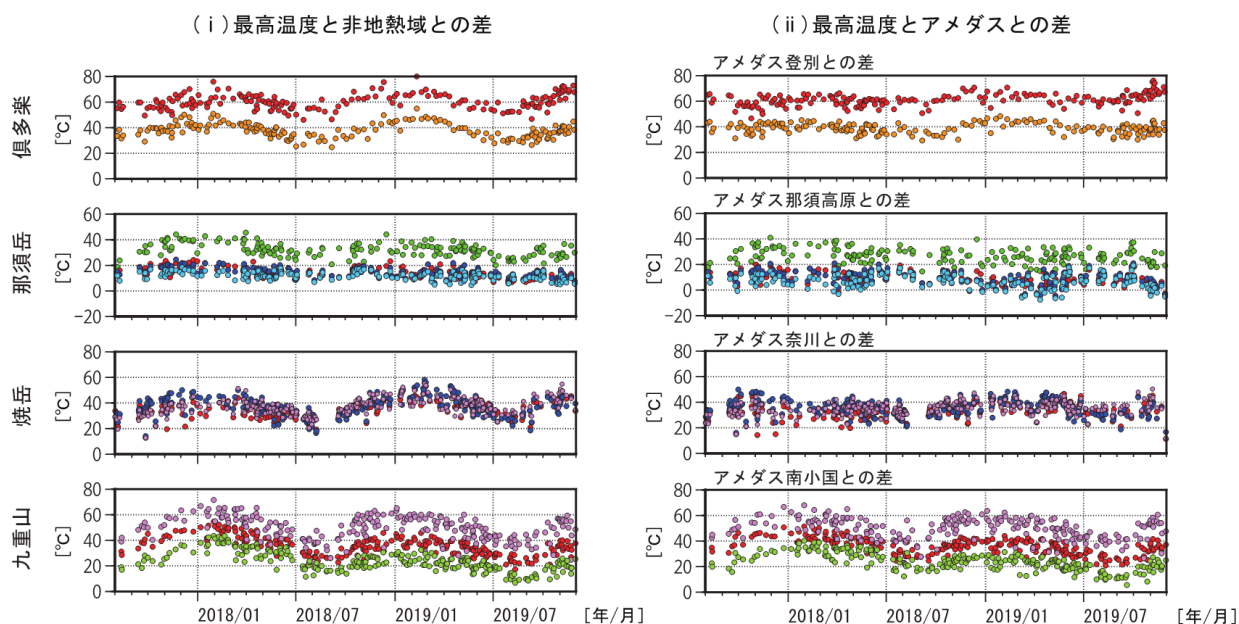


図 26 倶多楽，那須岳，焼岳及び九重山の経過図。
各山のプロットの色は図 25 の各領域に対応する。

2019 年 2 月をピークに低下に転じ、2019 年 8 月頃に再上昇がみられた。大穴火口の南西側に位置する W-10 では、他の地熱域とは異なり、2019 年 5 月頃から非地熱域との温度差に上昇が認められ、高い状態が継続した（図 23-iii の o）。ピクセル数の解析では、2018 年 10 月頃に広い範囲の地熱域でピクセル数の増加が認められた（図 23-ii の a, b, d, e, h~j, 赤矢印）。非地熱域の温度差と同様に 2 月にかけてピークがみられ、数か月間維持したのち減少し、2019 年 8 月以降に再び増加する変化が認められた（図 23-ii の a, d, 黒矢印）。

(2) 放熱量

吾妻山の地熱域から得られる放熱量は、活動前は 2MW 程度で推移しており、地熱域の拡大後には最大 10MW まで増加する結果となった（図 24-a）。一方で、噴気の高さには変化はみられず、噴気の高さが 100m を超える日数は少なかった（図 24-d）。その中で風向や条件がよく放熱量の計算が可能であったものは、2018 年 11 月 15 日と 12 月 11 日の噴気であった（図 22）。その 2 日間の噴気から得られる放熱量は、約 20MW 程度となり、地熱から得られた値の数倍程度となった。2019 年 5 月に W-10 で確認された地熱域の高温化の際には、0.1MW に満たない放熱量の増加に留まった。吾妻山の定常的な活動の指標として、鍵山・他（1981）では 1977 年噴火後の 1979 年 10 月に地熱の放熱量を 1.4MW、噴気の放熱量を 5.8MW と算出して

いる。地熱域の傾斜やピクセルの大きさの誤差、距離減衰による効果など、今回算出された結果にはある程度の誤差を含むことに注意する必要があるが、2018 年から 2019 年の活動時の放熱量は 1977 年噴火後の静穏期より一桁高い状態にあったと言える。

(3) 季節変化について

吾妻山の複数の地熱域で最高温度と非地熱域の温度差において 2019 年 8 月にかけて温度低下とピクセル数の減少、2019 年 11 月にかけて温度上昇、ピクセル数の増加がみられており、解析結果には季節変化が含まれている可能性がある。気温データとの比較を行うことでデータの検証を行った。赤外監視カメラのシステムでは、気温データの取得はしておらず、浄土平近傍の気温は観測されていないため、吾妻山の最も近傍にあるアメダス鷺倉観測点（吾妻山から南方約 6km）の気温データを利用した。各地熱域の最高温度と鷺倉の気温差の解析では、非地熱域の温度差と同様に 2018 年 10 月頃に急激な上昇が認められた。一方で 2019 年 2 月にかけての上昇や 2019 年 8 月以降の上昇は認められない結果となった（図 23-iv）。非地熱域との温度差やピクセル数の解析（図 23-iii や図 23-ii）で見られるような 2 月から 8 月にかけて温度差やピクセル数が増加し、逆に 8 月から翌年 2 月にかけて減少する傾向は、鷺倉を利用した解析（図 23-iv）ではみられない。これが季節的な要因によるものなのかどうか検証するた

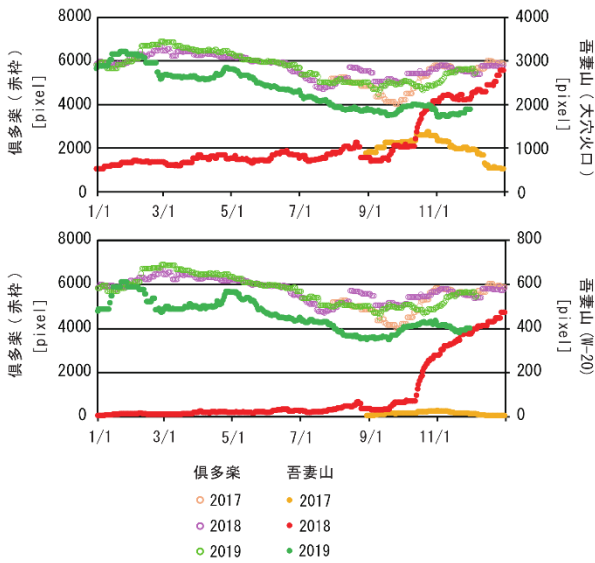


図 27 ピクセル数の年周変化.

め、国内の他火山の事例を調査した。吾妻山のように 1 年を通して地熱域が確認でき、熱活動に大きな変化がみられていない火山として、倶多楽、那須岳、焼岳、九重山の解析を行った。上記の 4 火山でも地熱域と非地熱域で領域を設定した (図 25)。基準とするアメダスの観測点は、倶多楽では登別 (地獄谷から南方約 200m)、那須岳では那須高原 (地熱域から東方約 7km)、焼岳では奈川 (山頂から南方約 18km)、九重山では南小国 (地熱域から西方約 16km) とし、それぞれ 02 時台のデータを使用した。

地熱域と非地熱域平均温度の差では、4 火山では 2 月にかけて温度差が上昇し、8 月にかけて低下する周

期的な変化がみられていた。一方で、アメダスとの差では、九重山を除き温度差の周期的な変化は小さくなるのが明らかになった (図 26)。ピクセル数の解析でも 2 月にかけて増加、8 月にかけて減少する周期的な変化が確認された。

季節変化がみられるデータを扱う際には、同時期の値と比較することも重要である。ピクセル数の変化を 1 年毎に並べ、データのばらつきを抑えるため前 30 日移動平均をとり比較を行った (図 27)。吾妻山と倶多楽の変化を重ねてみた場合、2 月から 8 月にかけてのピクセル数の減少と変化傾向が一致する地熱域がありその間、倶多楽では火山活動による熱的な変化はなかった。吾妻山の 2019 年 2 月以降の変化については、火山活動による変化とともに季節変化も含まれていることが分かった。

(4) 2018 年からの熱活動

本解析をもとに吾妻山の 2018 年からの熱活動は以下の通り整理することができる。2018 年 10 月に大穴火口などの広い範囲で温度上昇、面積拡大が認められた。2018 年 12 月になり大穴火口から少し離れた領域で新たに地熱域が確認されるようになり、地熱活動が大穴火口から徐々に外側に向かって広がる経過が確認された。2019 年 5 月頃には W-10 で温度上昇と拡大がみられていたが、その後は停滞ないしは一部で温度低下が確認され、一連の地熱活動は落ち着いた状態となった。

2.4 火山ガス*

2.4.1 解析手法

気象庁では、水蒸気噴火の兆候を把握するための技術開発を目的として、2015 年に多成分火山ガス連続観測装置 (以下、マルチガス装置) を設置し、SO₂、H₂S、H₂O、CO₂、H₂ の 5 成分の濃度を観測している (高木・他、2018)。観測時間は毎日 13 時台の約 1 時間で、SO₂ 濃度のトリガーがかかった場合には 1 日に最大 3 回まで臨時観測を行う。マルチガス装置を用いた観測は、噴気孔から火山ガスを直接採取する従来法に比べ、測定精度が低く観測されるガスの種類も限定的ではあるが、主要な火山ガスの濃度については、連続データによって遠隔監視可能である点、現地観測の手間及びリスクの回避という点で優れている。吾妻山では大穴

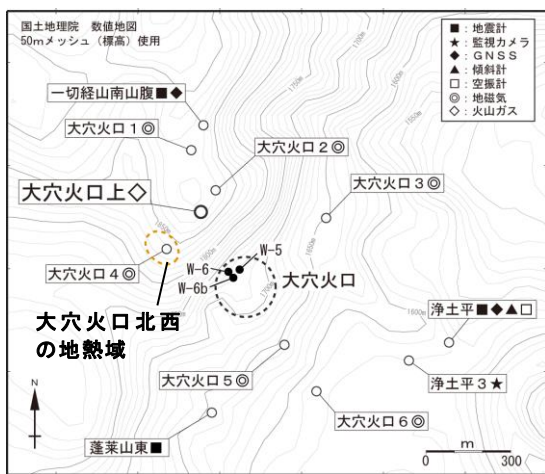


図 28 火山ガス連続観測装置及び主な噴気孔・地熱域の位置.

* 関晋

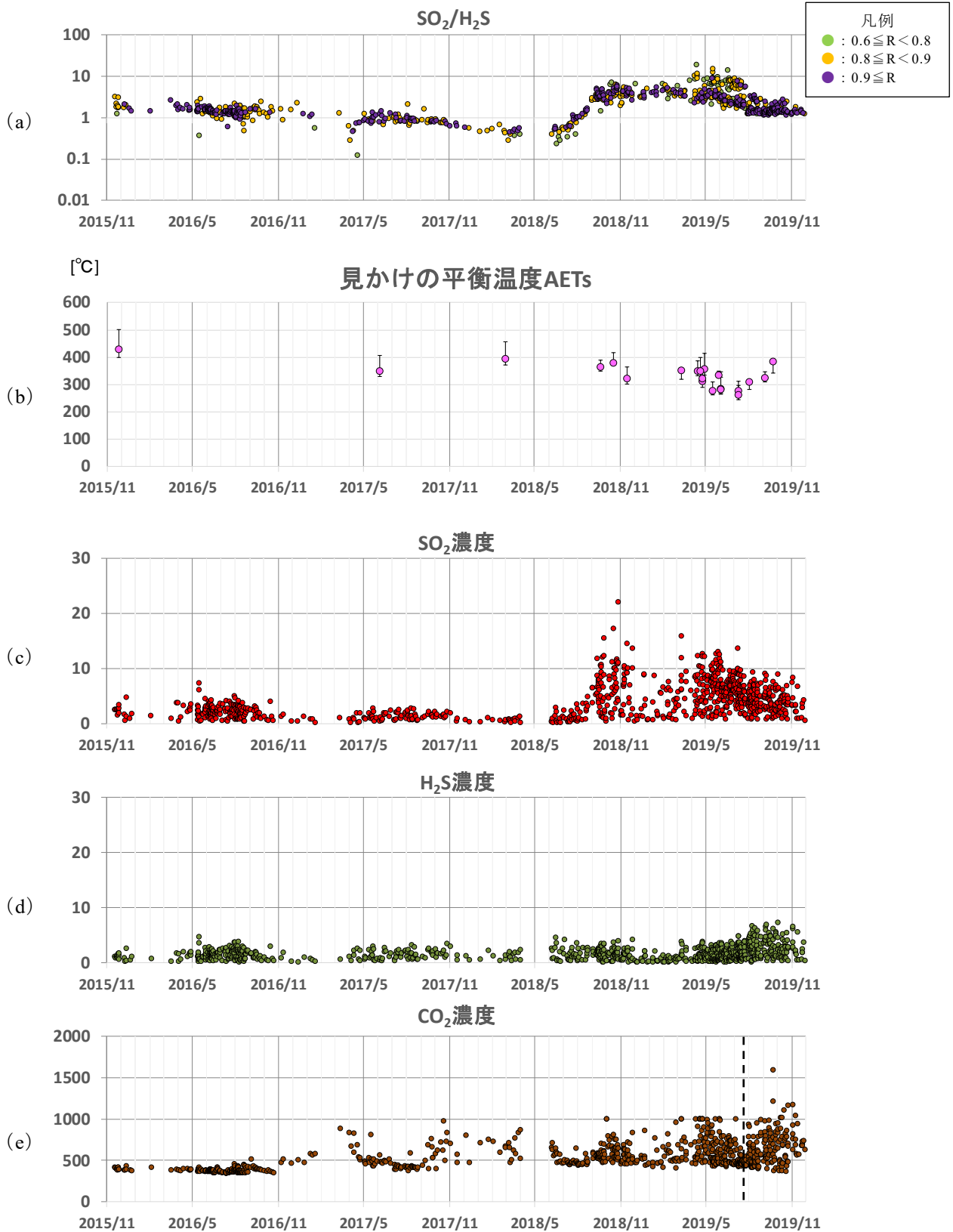


図 29 SO₂/H₂S, 見かけの平衡温度及び SO₂, H₂S, CO₂ 濃度.

(a) 相関係数別にプロットを分類している. 2018年6月から2019年7月までのデータでは, H₂S センサーの感度低下が確認されている. (c) - (e) SO₂ 濃度及び H₂S 濃度は観測毎にドリフトを補正して濃度を算出しているが CO₂ 濃度はドリフト補正を行っていない. センサー交換を行った2019年7月(黒破線)まではCO₂濃度の観測上限は1000ppmである.

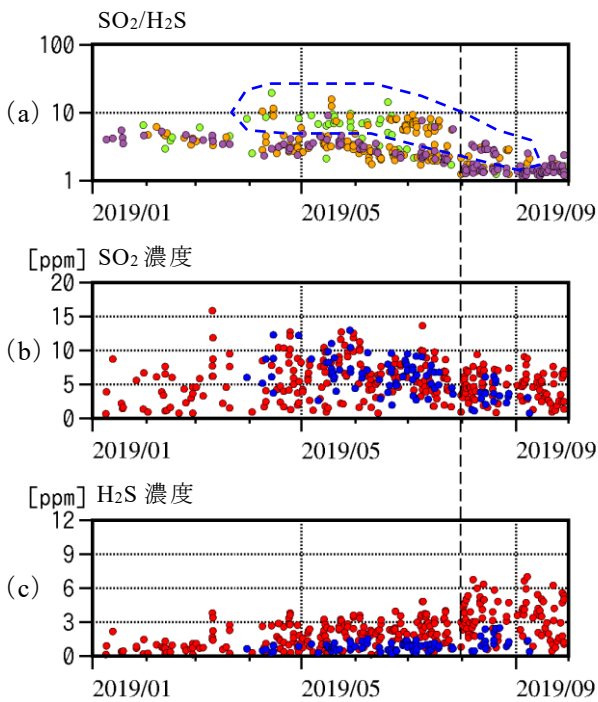


図 30 SO₂/H₂S, SO₂, H₂S 濃度。
 (b) (c) ●は青破線内の濃度, ●は青破線以外の濃度を示す。2019 年 4 月以降, 青破線内で示すように高い成分比が出現した。黒破線はセンサー交換を示し, 前後で SO₂/H₂S 比にシフトがみられる。

火口を中心から北西約 300m に, マルチガス装置が設置されており (図 28), 本稿ではその観測データを用いた。

火山ガス解析は Shinohara et al. (2011-a) の方法に倣い, SO₂ と H₂S の火山ガスの濃度変化について, 観測時間毎に回帰分析を行い, その傾きから両者の成分比 SO₂/H₂S を算出した。回帰分析にはマルチガスデータ処理ソフト Ratiocalc (Tamburello, 2015) を使用した。

地下の熱水系の温度を見積もる指標として見かけの平衡温度 (AETs) があり, マルチガス観測で得られる 5 成分の濃度から算出可能である。SO₂/H₂S を含め, CO₂/H₂S, H₂O/H₂S, H₂/H₂S の各成分比を回帰分析により算出し, 5 成分で 100% となるようにそれぞれ濃度を換算し, Ohba et al. (1994) に倣い AETs の計算を行った。

2.4.2 解析結果と SO₂/H₂S 変化の要因

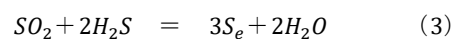
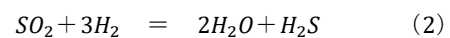
SO₂/H₂S は観測開始以降緩やかな減少傾向がみえていたが, 2018 年 7 月下旬ごろから増加に転じている (図 29)。9 月以降は SO₂/H₂S が 2 から 4 程度と高い状態で安定していることが分かる。2019 年 4 月頃から

は従来の 2 から 4 程度の成分比を示すガスに加えて 10 前後の高い成分比を特徴とするガスを検知するようになった (図 29, 図 30)。2019 年 7 月下旬に SO₂/H₂S のステップがみられるが, これは Kitagawa et al. (2019) で指摘されているようにセンサー交換によるセンサー感度の変化が表れたものと考えられる。2019 年 9 月頃からは高成分比の出現頻度は減少し, 全体として成分比は 1.5 前後で停滞した。成分比と同様に SO₂ も 2018 年 9 月に増加がみられ (図 29-c), 加えて高濃度の CO₂ の観測回数に増加がみられた。

AETs は観測開始以降, 概ね 300°C から 400°C 程度で推移している (図 29-b)。AETs は H₂ 濃度に大きく依存し, 検知される H₂ 濃度は極めて低濃度であり算出には大きな誤差を含むが (図 29-b では H₂ 濃度の誤差に基づいた AETs の誤差をエラーバーで表示), その点を考慮しても期間中大きな変化はみられていない。

また, CO₂ 濃度の増加は, 福井・他 (2019) で指摘されているように, 土壌ガスの放出率増加によると考えられ, 深部からのマグマ性流体の供給が示唆される。

2018 年 7 月下旬に SO₂/H₂S の増加, 2019 年 4 月から高 SO₂/H₂S の出現がみられたが, SO₂/H₂S の変化の前後で AETs に変化がみられていないことから, SO₂/H₂S の変化は深部からの高温のマグマ性流体の供給量の変化だけでなく, 浅部熱水系での化学反応による成分比の変化も考慮する必要がある。SO₂ は低温では水に溶解しやすいことが知られており (例えば, Symonds et al., 2001), 2018 年 7 月以降の SO₂/H₂S 比増加の要因は浅部熱水系の状態に変化が生じたことが示唆され, 熱水が減少し干上がるような SO₂ が溶け込みにくい環境になった可能性も考えられる。2019 年 4 月頃からの成分比の 2 分化については, いくつかの可能性が考えられる。ひとつは, SO₂/H₂S が噴気孔毎に異なっており, 異なる噴気孔からのガスを観測した可能性である。気象研究所等が行った現地調査においても大穴火口北西の噴気孔で高 SO₂/H₂S, 大穴火口で低 SO₂/H₂S が示されている (堀口・他, 2019)。一部の噴気孔で成分比が変化した原因としては, 次の反応が考えられる。



火山ガス中では一般に反応 (2) が進行していると考えられているが、 $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ を変動させる反応として、反応 (3) も考慮する必要がある。反応 (3) では、Shinohara et al. (2011-b) で指摘されているように元々の $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ が 0.5 を超える条件下においては、(3) の固体の硫黄 (S_e) が生成される反応により H_2S が除去される。 SO_2 と H_2S の反応により H_2S が除去されたことで、高 $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ の出現につながった可能性がある。 $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ の成分比が高い期間には H_2S 濃度は低い状態であり、 $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ 比と H_2S 濃度には逆相関の傾向が見られる (図 30)。この反応は温度が 200°C 以下で支配的であり (Giggenbach, 1987)、噴気孔周辺で硫黄が生成される際の反応である。大穴火口北西の噴気は概ね 100°C 以下であり、この反応が生じていた可能性がある。 H_2 に顕著な変化が出ていないことから、2019 年 4 月頃からの成分比の 2 分化は、地下深部から供給される火山ガスの急激な高温化を示すものではないと考えられる。

2.5 全磁力観測*

2.5.1 解析に用いた全磁力観測データ

岩石磁化は温度上昇に伴い減少する (熱消磁) ため、地表での磁場の強さ (全磁力) の変化を観測すれば、地下の温度変化を推定することができる。仙台管区気象台では、吾妻山の地下の熱活動を把握するため 2003 年以降、東北大学と共同で全磁力繰り返し観測を実施している。また、火山ガスと同様 (2.4.1)、2015 年 11 月以降、水蒸気噴火に先行する地下の熱活動変化を把握するための技術開発を目的として、全磁力連続観測も実施している。

図 31 に吾妻山における全磁力観測の観測点配置を示す。全磁力繰り返し観測点は 12 点、連続観測点は 6 点あり、大穴火口を取り囲むように設けている。また、参照点はそれぞれ大穴火口の北東約 4km と約 6km の位置に設置している。繰り返し観測は、2012 年まではプロトン磁力計、それ以降はオーバーハウザー磁力計を用いており、観測点毎に 2012 年までは約 5 分、それ以降は約 2 分間、毎 10 秒の測定を実施している。連続観測はオーバーハウザー磁力計を用い、毎分測定している。観測された全磁力値は参照点との差をとることで、電離層電流による磁場変動の影響を除去でき

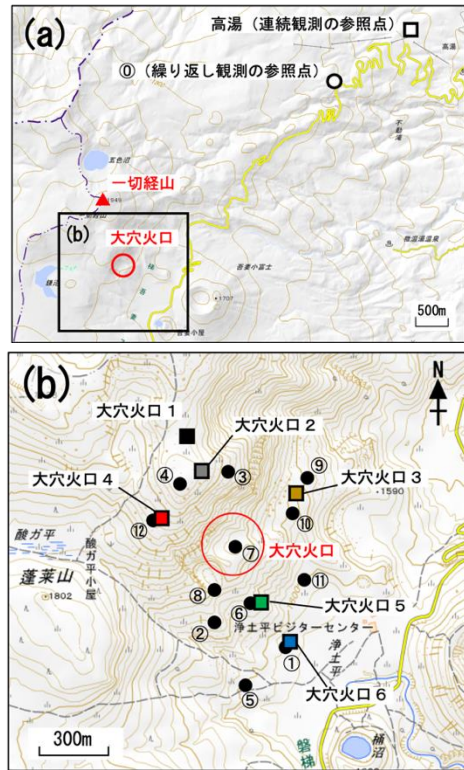


図 31 全磁力観測点配置図。

○は繰り返し観測点、□は連続観測点を示す。a:図の左上隅は $\text{N}37.7616^\circ/\text{E}140.2297^\circ$ 、右下隅は $\text{N}37.7171^\circ/\text{E}140.3060^\circ$ 、矩形領域は下図 b の範囲を示す。

る。本稿では、2003 年 9 月から 2019 年 11 月までの概ね 1 年間隔の繰り返し観測データ及び 2015 年 11 月から 2019 年 11 月までの連続観測データを用いた。

2.5.2 観測結果

図 32 に参照点の全磁力値を基準とした各連続観測点の全磁力値の変化を示す。2015 年 11 月の観測開始以降、大穴火口 1 及び 3 観測点では緩やかな全磁力値の増加、2 及び 4 観測点では緩やかな減少がみられていた。しかしながら、2018 年 9 月頃からはその傾向に変化がみられ、大穴火口 1 及び 3 では全磁力値増加の加速、それまで停滞傾向だった 5 及び 6 では全磁力値の減少が認められる。また、やや遅れて 2018 年 10 月頃から大穴火口 4 で急激な全磁力値の減少がみられる。これらの傾向の変化は、定性的には大穴火口周辺の消磁の加速と推測され、2018 年からの火山活動の活発化における熱活動の変化を示唆している。しかし、大穴火口 4 観測点付近には地熱域が広がっており (図 28)、

* 丹原裕

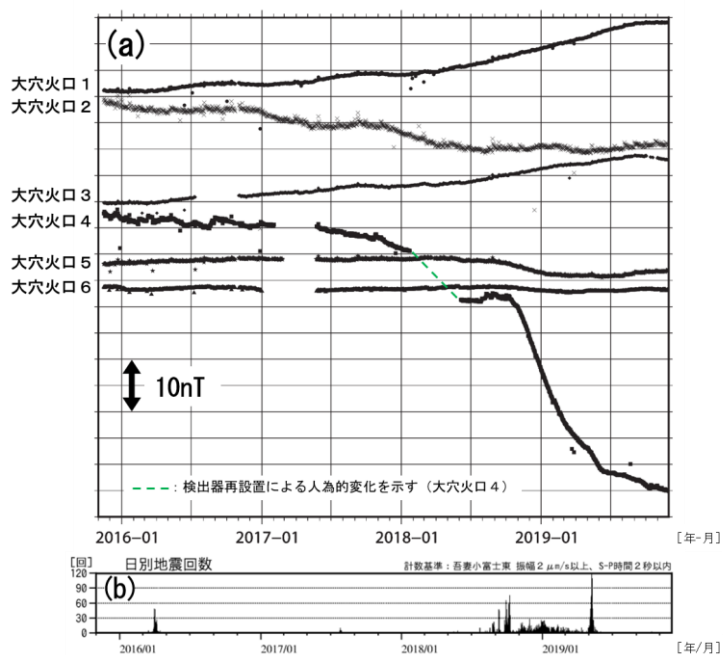


図 32 連続観測点で観測された全磁力値の変化.
 a:高湯参照点 (図 31-a) の全磁力値を基準とした場合の全磁力連続観測点における全磁力変化. b:日別地震回数

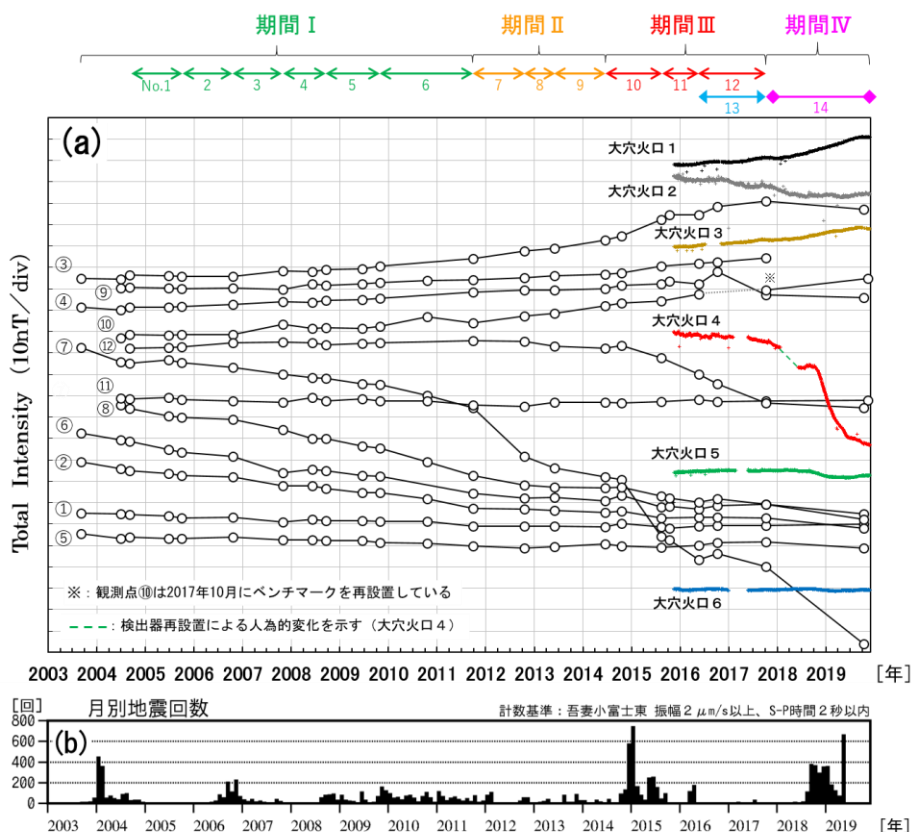


図 33 各観測点で観測された全磁力値の変化と地震回数.
 a: 繰り返し観測の参照点 (図 31-a) の全磁力値を基準とした場合の全磁力繰り返し観測点 (①から⑫) における全磁力変化及び高湯参照点の全磁力値を基準とした場合の全磁力連続観測点における全磁力変化. No.1 から No.14 の両矢印は熱消磁源を推定したデータ期間を示す. b:月別地震回数

表 3 推定した消磁源の位置及び磁気双極子モーメントの大きさとその変化率. No.は図 33 及び図 35 と対応している.

No.	データ期間	経度 (° E)	緯度 (° N)	標高 (m)	磁気双極子モーメントの大きさ (Am ²)	変化率 (Am ² /yr)
1	2004/09-2005/09	140.2479	37.7254	1450	5.5E+05	5.1E+05
2	2005/09-2006/10	140.2484	37.7267	1420	4.0E+05	3.7E+05
3	2006/10-2007/10	140.2484	37.7260	1430	1.3E+06	1.2E+06
4	2007/10-2008/09	140.2453	37.7270	1500	1.3E+06	1.4E+06
5	2008/09-2009/10	140.2470	37.7264	1420	9.0E+05	8.0E+05
6	2009/10-2011/09	140.2471	37.7266	1370	3.9E+06	2.0E+06
7	2011/09-2012/10	140.2471	37.7277	1570	1.7E+06	1.5E+06
8	2012/10-2013/06	140.2462	37.7279	1580	1.3E+06	2.0E+06
9	2013/06-2014/06	140.2483	37.7279	1670	4.5E+05	4.3E+05
10	2014/06-2015/08	140.2465	37.7278	1600	3.8E+06	3.3E+06
11	2015/08-2016/05	140.2459	37.7279	1580	3.0E+06	3.8E+06
12	2016/05-2017/10	140.2458	37.7282	1650	2.9E+06	2.0E+06
13	2016/05-2017/10	140.2467	37.7288	1580	1.8E+06	1.3E+06
14	2017/10-2019/10	140.2471	37.7284	1530	6.5E+06	3.2E+06

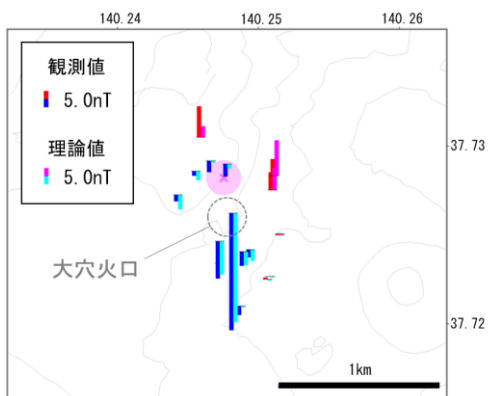


図 34 熱消磁源の解析結果の例(表 3 の No.14 の期間). 棒は各観測点の観測値及び理論値を示す.

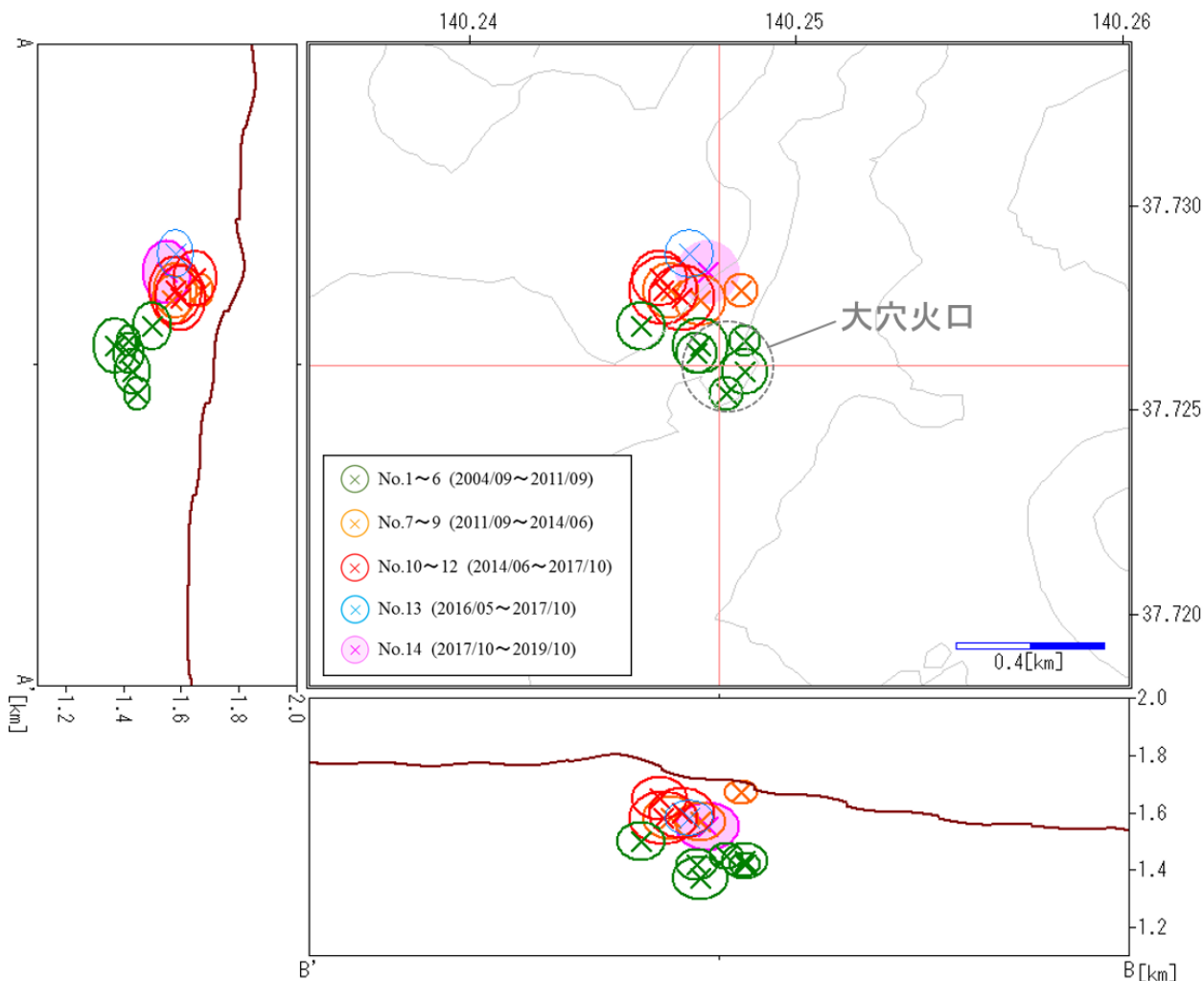


図 35 推定した熱消磁源の分布. 磁化係数 1A/m を仮定し, 各期間における 1 年間あたりの磁気双極子モーメントの大きさから体積を算出しプロットしている.

大穴火口 4 の全磁力値の急減少が局所的な熱活動による変化である可能性も考えられるため、連続観測データのみで詳細な消磁源を推定することは難しい。そのため、全磁力繰り返し観測データも合わせて議論する。

図 33 に全磁力繰り返し観測も含めた全磁力値の変化を示す。まず、繰り返し観測データに着目すると、2003 年 9 月から 2011 年 9 月（期間 I）にかけての全磁力変化は、大穴火口の北側の観測点では全磁力値の増加、南側の点では減少がみられ、概ね一定のレートで変化している。これは典型的な消磁の変化傾向を示している。その後、2011 年 9 月から 2014 年 6 月（期間 II）にかけては、北側の観測点③の増加がやや急になり、火口内の⑦の急減少、南側の②、⑥、⑧の減少の鈍化が見られ、消磁傾向が変化したことが示唆される。2014 年 6 月から 2017 年 10 月（期間 III）には、大穴火口北西の観測点⑫が減少傾向に変化している。次に連続観測データについて述べる。観測開始から 2017 年 10 月までの変化を、繰り返し観測データと比較すると、大穴火口 4 を除き、設置位置に近い観測点では概ね変化傾向が一致しており、同じ消磁傾向を反映していると考えられる。また、その変化傾向は 2018 年 8 月頃まで概ね一定のレートで推移している。一方、大穴火口 4 と繰り返し観測点⑫は設置位置に近いにもかかわらず両者の全磁力値の変化に大きな差がある。このことは、大穴火口 4 が大穴火口北西の地熱域の局所的な熱活動を反映しているためと考えられる。大穴火口 4 の全磁力値の急減少は 2018 年 10 月頃から始まっており、前述の熱映像の解析で大穴火口北西の地熱域の拡大・高温化が確認されている時期と調和的である。

2.5.3 熱消磁源の推定

大穴火口周辺では噴気活動が活発なため、以上のような全磁力値変化が地下の温度変化によるものと考え、等価磁気双極子モデルを仮定し、グリッドサーチによって熱消磁源を推定した（図 34）。熱消磁源の推定には MaGCAP-V（気象研究所地震火山研究部，2008）を用いた。グリッドサーチは、水平格子間隔 20m、標高間隔 20m、磁気双極子モーメントの大きさの間隔 $5 \times 10^4 \text{Am}^2$ で行った。図 35 及び表 3 に各期間の全磁力値変化から推定した熱消磁源を示す。まず、長期的な熱消磁源の推移について述べる。期間 I の熱消磁源は概ね大穴火口付近直下標高 1400m 付近に推定される。こ

れは同じ繰り返し観測データを磁気双極子モデルで解析した山崎・他（2010）による結果と整合的である。一方、期間 II では大穴火口の北北西側でやや浅く標高 1600m 付近に推定される。このことは、それまで大穴火口直下で進行していた熱消磁の中心が、2011 年以降大穴火口の北北西側のより浅い所へ推移したことを示唆している。観測点⑫の全磁力値減少がみられた期間 III における熱消磁源は、期間 II と比較して、ばらつきの範囲を超える違いはみられなかった。期間 III においては 2014 年から 2015 年に火山性地震の増加や山体膨張を示す地殻変動が観測されるなど火山活動の活発化がみられており、⑫の減少傾向はそれに伴う変化である可能性があるものの、観測網全体に影響を及ぼすほどの熱消磁源の明瞭な変化ではなかったと解釈できる。2016 年 5 月から 2017 年 10 月の連続観測データのみから推定した熱消磁源（No.13）と同時期の繰り返し観測データのみから推定した熱消磁源（No.12）とを比較すると両者は概ね同じ位置に推定される。以上のことから、2011 年以降みられる大穴火口の北北西側浅部を中心とした熱消磁は、少なくとも 2018 年 8 月頃までは継続していたと考えられる。

次に、2018 年以降の火山活動の活発化時期を含む期間 IV における熱消磁源について述べる。期間 IV の解析では、連続観測データのみで熱消磁源の推定を試みたが、大穴火口 4 を除く 5 観測点のみでは変化量も小さく推定結果が一意的に求まらなかったため、繰り返し観測データも使用して熱消磁源を推定した（No.14）。その結果、概ねそれまでの消磁源と同様に大穴火口の北北西側浅部に推定された。このことから、2018 年 9 月頃からの熱消磁の加速は、それまで緩やかに熱消磁が進行していた大穴火口の北北西側浅部で起こったと考えられる。この領域は、熱映像カメラの解析で 2018 年 10 月頃から高温化や高温域の拡大が認められた地熱域の直下に位置しており、それに先行して地震活動の活発化や山体膨張を示す地殻変動がみられていることも考慮すると、一連の活動の中で既存の経路を使って大穴火口の北北西側浅部へ熱が供給されたことが示唆される。

3 観測結果から推定される火山活動*

2 章で述べた各観測データの解析結果を統合して、

* 関晋

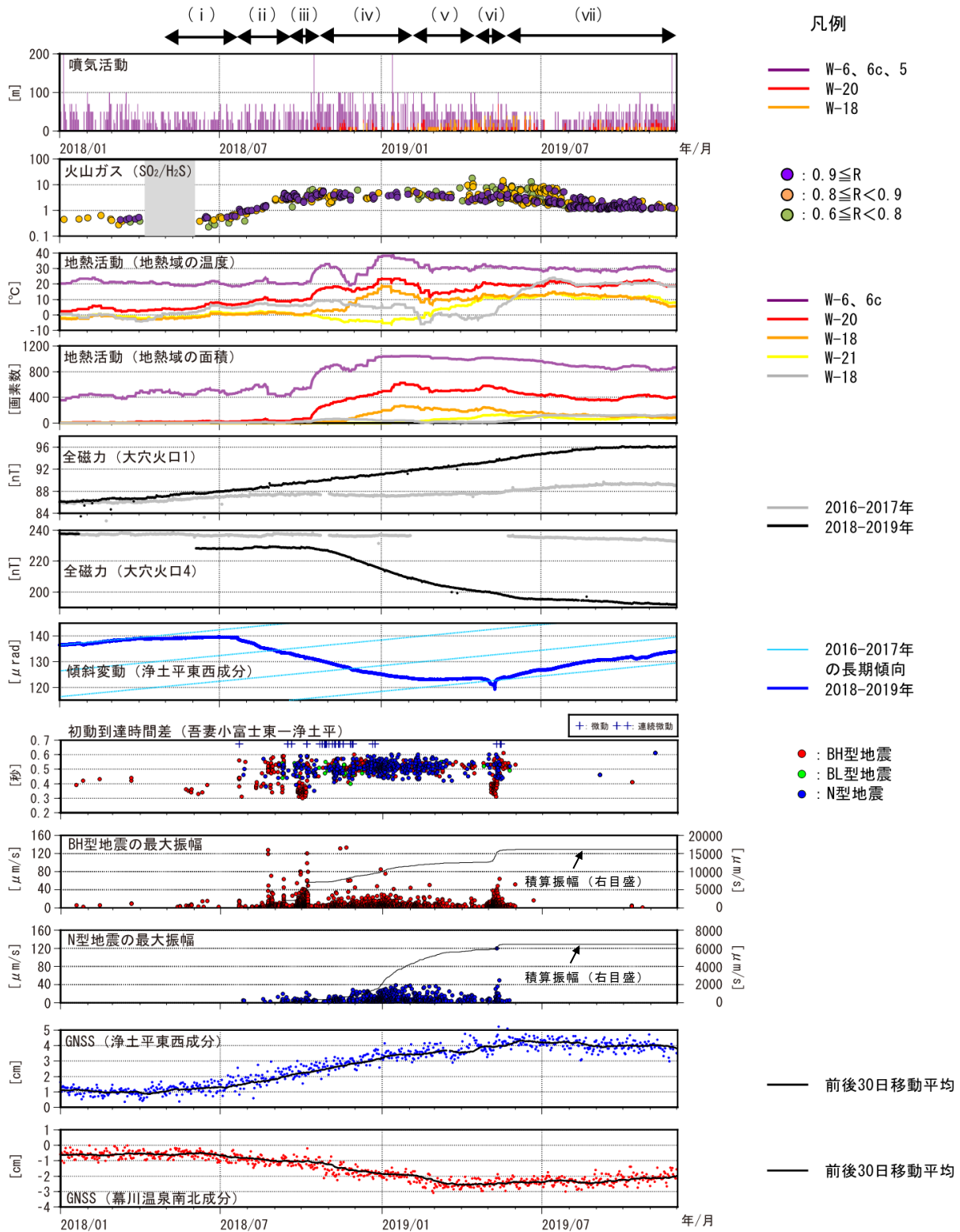


図 36 2018年1月から2019年11月にかけての吾妻山の活動経過。3段目、4段目の地熱域の温度及び面積変化は30日移動平均値で示している。

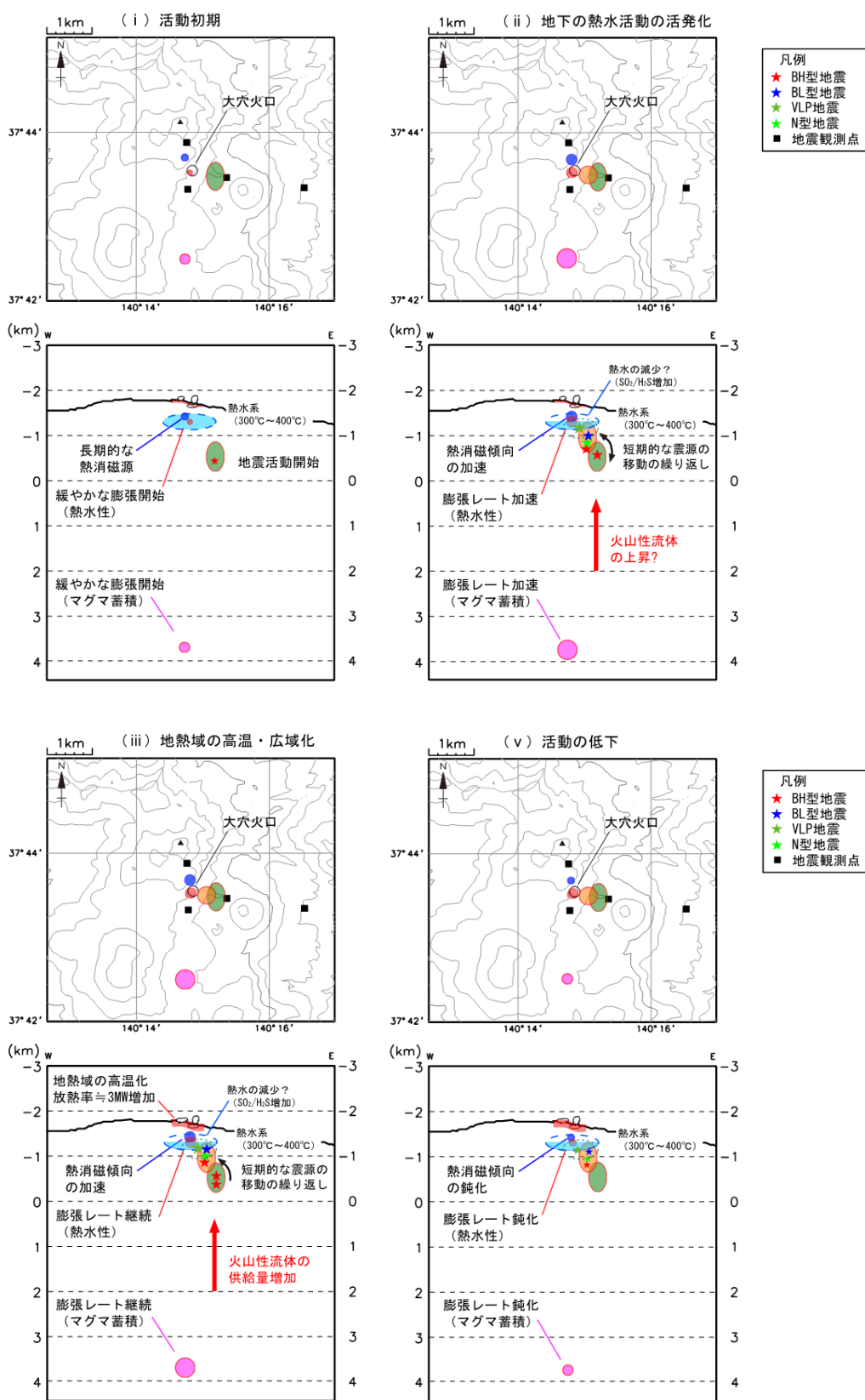


図 37-1 2018 年 5 月から 2019 年 4 月にかけての活動イメージ。

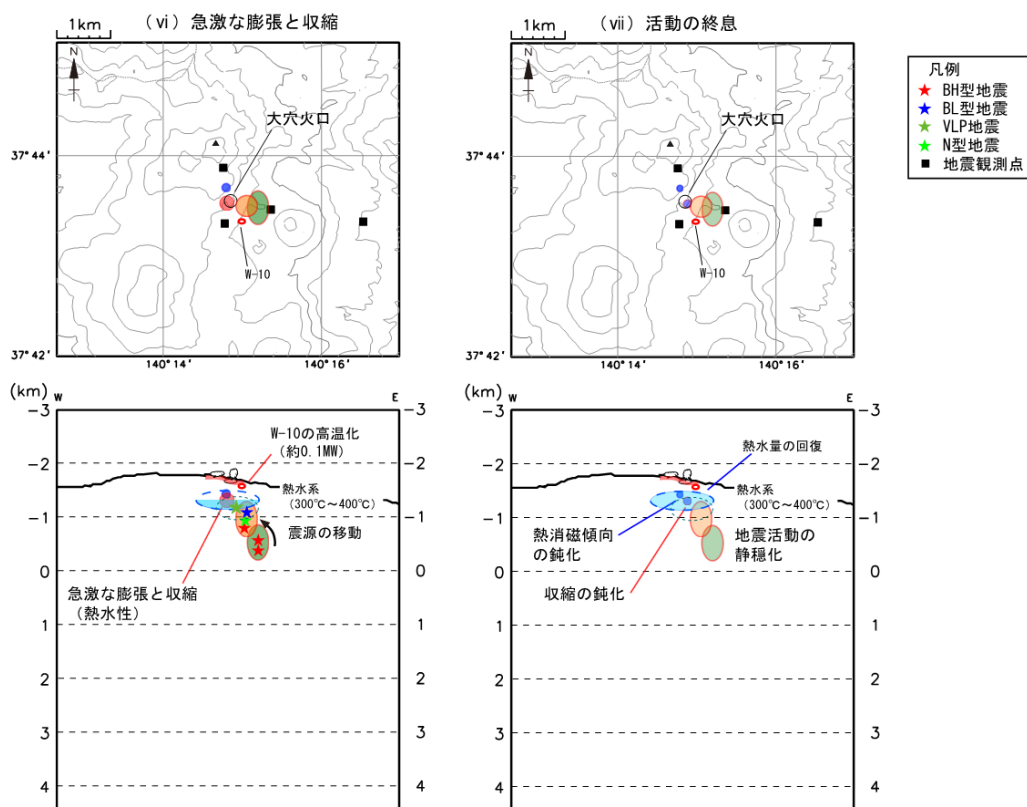


図 37-2 2019年4月以降の活動イメージ。

2018年から2019年の吾妻山の活動を整理する(図36)。本稿ではこの活動を大きく3期間(進行期, 最盛期及び終息期)に分類, 更に活動フェーズ毎に7つに細分し活動期毎の特徴と解釈を次のようにまとめ, 活動フェーズ毎のイメージを図37にまとめた。

3.1 進行期(2018年5月から10月の活動)

この期間は, 活動の開始から最盛期に至るプロセスが各種の観測データに現れた期間で, 大穴火口直下の膨張により始まった活動が, 地表面への熱の供給に至った期間と解釈できる。

(i) 活動初期(2018年5月から2018年7月21日)
2018年5月頃に浄土平傾斜計でわずかな大穴火口方向上がりの変化が始まり, GNSS連続観測でも大穴火口直下の膨張を示すわずかな変化がみられたことが, 観測によってとらえた一連の活動の始まりである。また, 同時に大穴火口直下浅部の「d領域」(図4)でBH型地震が発生し始めた。浅部の熱水系膨張と深部のマグマ膨張が時間差なく起こり始め, その影響で大穴火口直下浅部に不安定が生じたことが, 地震活動につな

がったものと考えられる。

(ii) 地下の熱水活動の活発化(2018年7月22日から2018年9月中旬)

2018年7月22日の火山性微動発生以降, 浄土平の傾斜変動は変動方向を維持したまま変化量が急になった。このことは浅部と深部の両方のソースで膨張レートが増加したと考えられる。CO₂の濃度にも増加の傾向が確認され, 深部由来の火山ガスの供給量が増加したことを支持している。

また, 大穴火口直下浅部のより浅い「s領域」(図4)の火山性地震が発生するようになり, 地震の発生領域がより浅部に拡大した。8月に入り標高約1200mを震源(「s領域」周辺)とするVLPも発生するようになり, 「s領域」と「d領域」の震源の移動を繰り返す地震活動も確認された。VLPは傾斜変動を伴っており, その力源は大穴火口直下の標高1200~1500mにおける東北東-西南西走向をもつ開口亀裂が推定されていることから(東北大学, 2018), 本稿で推定した地殻変動ソースAにおける圧力増加の部分的な解消プロセスを反映していると考えられる。大穴火口の噴気に含

まれる火山ガス成分比では、 $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ 比の増加が始まり、浅部の熱水系の状況に変化が起き始めた。9 月頃からは、全磁力連続観測で大穴火口の北北西側、標高 1400m 付近を熱消磁源とする変化も観測され、地下の高温化あるいは高温域の拡大が認められた。また、干渉 SAR 時系列解析において大穴火口中心の膨張性変動に加え、大穴火口北西を中心に膨張性の変動がみられていた(国土地理院, 2018)。これらの浅部での様々な現象は、地下からの高温流体の流入レートが増加することで、大穴火口周辺の浅部で熱水活動が活発化したことを示していると考えられる。

(iii) 地熱域の高温・広域化(2018 年 9 月から 2018 年 10 月)

2018 年 9 月後半に、「d 領域」の BH 型の火山性地震が急増し、その活動は約 2 週間継続した。10 月 7 日に 7 月 22 日と同様の特徴を持つ火山性微動が発生した後、地震活動は「s 領域」に移行した。その後、10 月中旬には、赤外監視カメラで広範囲での地熱域の温度上昇、面積拡大が認められた。これらのことは、地下の熱水系の活動が、地熱域の拡大というかたちで、地表面にまで届いたと考えられる。

3.2 最盛期(2018 年 10 月から 2019 年 4 月の活動)

この期間は、進行期にて進んだ浅部の熱的活動の高まりが地表面に異常として発現された、一連の活動のピークの期間と解釈する。

(iv) 熱水活動の最盛期(2018 年 10 月から 2019 年 1 月)

浅部の地震活動が活発であった期間であり、「s 領域」で発生する N 型・BH 型の連発型地震が多く発生し、火山性微動も頻発した。火山ガスの連続観測では $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ の高い状態が継続し、大穴火口北西の噴気地熱活動活発化に伴って SO_2 濃度の上昇が確認された。12 月頃からは大穴火口から少し離れた領域で新たな地熱域の出現が確認されるようになり、地熱域の活動が大穴火口から徐々に外側に広がる経過が確認された。また、2019 年 1 月の機上観測及びその後の現地調査の結果、2019 年 1 月から 2 月の間に大穴火口内から泥状硫黄の流出が認められた。これらの現象は、浅部の熱水活動に伴うものと考えられ、この時期が熱水活動の最盛期だったと考えられる。ただし、熱消磁傾向の加速や地熱域の高温化が見られたものの、熱水系の温度を表すと考えられる AETs に大きな変化はみられ

ていないことから、熱水系の温度は概ね 300°C から 400°C で推移していると考えられる。

(v) 活動の低下(2019 年 2 月から 4 月)

これまで継続していた浅部と深部の地殻変動源の膨張レートは鈍化し、地震活動も低下傾向がみられた。全磁力の変化にも熱消磁の鈍化傾向が認められ、一部の地熱域では温度低下が認められた。一方で、火山ガスの成分比には 2 分化する傾向がみられ、一部の噴気孔で硫黄の析出する反応が生じ高い成分比を検知したと考えられる。これは、噴気孔の温度低下を示している可能性がある。これらの現象は、火山活動に低下傾向が表れたと考えることができる。

3.3 終息期(2019 年 4 月以降の活動)

この期間は、活動の最盛期を越え静穏化に向かう過程で、完全に低下していない浅部の熱的環境が一時的な不安定をみせながらも、徐々に終息に向かう期間と解釈する。

(vi) 急激な膨張と収縮(2019 年 4 月から 5 月)

2019 年 4 月下旬から膨張を示す傾斜計の変化が観測され、「d 領域」の BH 型地震が急増した。5 月 9 日には、急激な火口方向上がりと急激な火口方向下がりとの傾斜変動が観測され、振幅は小さいものの火山性微動も発生した。翌日には「d 領域」の地震活動は終了し、「s 領域」に切り替わり、「s 領域」の地震活動も短時間で終息した。この地殻変動は、大穴火口周辺の観測点でのみ記録されており、地震活動、地殻変動ともに、浅部だけの現象であった。5 月 10 日に現地調査を行ったが、表面には特段の変化は見られなかった。ほとんどの地熱域に変化は見られず、W-10 で温度上昇と拡大が認められたが、放熱量の変化は 0.1MW に満たない程度に収まり、急激な浅部の膨張と収縮とは対照的に表面現象としては小さな変化しか見られなかった。

(vii) 活動の終息(2019 年 6 月以降)

大穴火口の浅部では、緩やかな収縮が継続し、地震活動も低調となった。大穴火口周辺の地熱域に温度低下が認められ、全磁力連続観測でも熱消磁傾向は緩やかになった。火山ガス連続観測でも $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ は低下を示し、浅部の熱水系は活発化前の状態に戻りつつあることを示唆している。2018 年 5 月から始まった一連の活動は終息に向かったと考えられる。

4 まとめ

吾妻山では多種目の観測点が展開されており、それらのデータを用いて2018年から2019年の活動を整理した。各観測種目において、以下の特徴が認められた。

・地震活動

火山性地震の震源は、大穴火口直下の標高0~1.5kmに求まり、相対的に浅いところ「s領域」と深いところ「d領域」の2グループがある。活動期のいくつかの場面で深部から浅部への震源の移動が認められる。

・地殻変動

傾斜計とGNSS観測の観測結果からノイズなどを除くことで、活動に応じた隆起膨張と沈降収縮をより明瞭にとらえることができ、深さの異なる複数の膨張源が求まった。他の観測データを合わせて考えると、浅部は熱水性、深部はマグマ性のソースであると考えられる。

・地熱活動

浄土平3監視カメラの夜間の熱データを用いることで、大穴火口周辺の地熱活動の活発化が定量的に捉えられた。

・火山ガス

マルチガス装置によって捉えられた、SO₂/H₂Sなどの連続的な変化により、吾妻山の地下浅部の熱水活動の変化が示唆された。

・全磁力

連続観測結果と繰り返し観測結果を合わせて解析を行い、大穴火口の北西側に熱消磁源が求められた。

各観測データを統合することで大きく3つの活動期に分類した。最盛期に至る経過の中で、地震活動や地殻変動の膨張等の観測種目毎に現れた変化を時系列に並べることで、活動イメージをまとめ、吾妻山でみられた浅部熱水系の活動について解釈を試みた。2015年以降整備された広帯域地震計、マルチガス装置、全磁力及び赤外監視カメラにより定量的な浅部の熱活動のイメージ化につながられた。今回の活動では噴火に至らなかったものの、吾妻山は長期的に活動の活発化を繰り返しており、長期的な活動イメージを整理する必要がある。

謝辞

吾妻山全般の活動の解析や解釈について前氣象庁参与の植木貞人氏、東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センターの三浦哲氏、山本希氏、市

來雅啓氏に有益なご助言をいただきました。査読者の地震火山部火山監視課の山里平氏には本稿の改善に有益なご助言をいただきました。火山ガスの解析や解釈を行うにあたり、産業技術総合研究所の風早竜之介氏、気象研究所の谷口無我氏、気象庁地震火山部の北川隆洋氏に有益なご助言をいただきました。地熱活動の解析や解釈を行うにあたり、気象庁地震火山部の福井敬一氏に有益なご助言をいただきました。全磁力の解析や解釈を行うにあたり、気象庁地震火山部の高橋幸祐氏に有益なご助言をいただきました。記して感謝の意を表します。

火山ガスの解析には Ratiocalc (Tamburello, 2015) を使用しました。データ取得の一部において災害軽減に貢献するための地震火山観測研究事業費を使用しました。作図には GMT ソフトウェア (Wessel and Smith, 1998) を使用しました。地熱域の分布図や全磁力観測点配置図には国土地理院の地理院タイル (標準地図) (国土地理院) を利用しました。

文献

- 鍵山恒臣 (1978): 火山からの噴気による熱エネルギーと H₂Oの放出量—plume riseからの推定—, 火山, **23**, 183-197.
- 鍵山恒臣・渡部暉彦・萩原道徳 (1981): 吾妻火山大穴火口周辺の熱的調査, 吾妻火山集中総合観測報告, 55-67.
- 火山噴火予知連絡会火山観測体制等に関する検討会 (2014): 御嶽山の噴火災害を踏まえた活火山の観測体制の強化に関する緊急提言, p4.
- 気象研究所地震火山研究部 (2008): 火山活動評価手法の開発研究, 気象研究所技術報告, **53**, 123-140.
- 気象庁 (2013): 日本活火山総覧 (第4版), 479-504.
- 国土地理院 (2015): 「だいち2号」による地殻変動量を基にした球状圧力源モデル (暫定), 第133回火山噴火予知連絡会資料 (その5の2) 蔵王山, 吾妻山, 58.
- 国土地理院 (2018): 吾妻山のSAR干渉解析結果について, 第142回火山噴火予知連絡会資料 (その5) 東北地方, 53-54.
- 国土地理院 (2019-a): 吾妻山の地殻変動, 火山噴火予知連絡会会報, **132**, 54-66.
- 国土地理院 (2019-b): 吾妻山のSAR干渉解析結果について, 第145回火山噴火予知連絡会資料 (その6-2) 東北地方, 142.
- 高木朗充・谷口無我・北川隆洋 (2018): 御嶽山の2014年噴

- 火口と1979年噴火口のガス成分比, 日本地球惑星科学連合大会予稿集, SVC42-P02.
- 東北大学 (2012): 吾妻山の地震活動, 第124回火山噴火予知連絡会資料 (その4) 東北地方, 54.
- 東北大学 (2015): 吾妻山周辺の地殻変動, 第131回火山噴火予知連絡会資料 (その8) 東北地方, 104-106.
- 東北大学 (2016): 吾妻山の地震活動, 第135回火山噴火予知連絡会資料 (その4の1) 西之島, 新潟焼山, 吾妻山, 草津白根山, 76.
- 東北大学 (2017): 吾妻山の地震活動, 第139回火山噴火予知連絡会資料 (その3の2) 東北地方, 103-104.
- 東北大学 (2018): 吾妻山の地震活動, 第142回火山噴火予知連絡会資料 (その5) 東北地方, 42-44.
- 東北大学 (2019-a): 吾妻山の地震活動, 第144回火山噴火予知連絡会資料 (その5) 追加資料, 9-10.
- 東北大学 (2019-b): 吾妻山で2019年5月9日に発生した傾斜変動, 第144回火山噴火予知連絡会資料 (その5) 追加資料, 11-12.
- 橋本武志・宇津木充・大倉敬宏・神田径・寺田暁彦・三浦哲・井口正人 (2019): 非マグマ性の火山活動に伴う消磁及び地盤変動のソースの特徴, 火山, **64**, 103-119.
- 福井敬一・高木朗充・菅野智之・堀口桂香 (2019): 吾妻山における土壌ガス放出率連続観測, 日本火山学会秋季大会講演予稿集, 201.
- 堀口桂香・菅野智之・谷口無我・北川隆洋・風早竜之介・岡田純・関晋 (2019): 吾妻山におけるガスセンサーおよび化学分析による火山ガス観測結果の比較, 日本火山学会秋季大会講演予稿集, 212.
- 山崎明・中島新三郎・田口陽介・海東恵美・芥川真由美・増子徳道・清水淳平・大和田毅・山崎伸行・長町信吾・大川隆志・仙台管区気象台火山監視・情報センター (2010): 吾妻山における地球電磁気観測, Conductivity Anomaly 研究会 2010年論文集, 5-11.
- 山里平 (2013): マグマ上昇シナリオに基づく火山活動評価手法の研究, 気象研究所研究報告, **69**, 123-145.
- 吉開裕亮・森田裕一・小林宰・近江克也・丹原裕 (2019-a): 吾妻山におけるBP型・BT型地震について, 日本地球惑星科学連合2019年大会, SVC38-P03.
- 吉開裕亮・近江克也・丹原裕・小林宰・山本希・森田裕一 (2019-b): 吾妻山における傾斜変動を伴う火山性微動について, 日本火山学会秋季大会講演予稿集, 182.
- 吉田友香・舟越実・西田誠・近江克也・高木朗充・安藤忍 (2012): GPS 観測で捉えられた吾妻山の地殻変動, 験震時報, **76**, 1-8.
- Dach, R., S. Lutz, P. Walser, and P. FridezBernese (2015): User manual of the Bernese GNSS Software, Version 5.2, Astronomical Institute, University of Bern.
- Giggenbach, W. F. (1987): Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from WhiteIsland, New Zealand, Appl., Geochem., **2**, 143-161.
- Goldstein, P. and A. Snoke(2005): SAC availability for the IRIS community, DMS Newsletter, 7.
- Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, and L. Minner (2003): SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, in "International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology", ed. by W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London, 1613-1614.
- Hirata, N. and M. Matsu`ura (1987): Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear in-version technique, Eastern Planet. Inter., **47**, 20-61.
- Kitagawa, T., R. Kazahaya, M. Yaguchi, Y. Horiguchi, T. Kanno, and H. Shinohara (2019): Continuous Multi-GAS observations in Japan : Data Quality control and examination for correction of sensor sensitivity changes, AGU, 100(19), Fall Meet. Suppl., Abstract V31H-0096.
- Meada, T., K. Obara, T. Furumura, and T. Saito(2011): Interference of long-period seismic wavefield observed by the dense Hi-net array in Japan, J. Geophys. Res., **116**, B10303.
- Ohba, T., J. Hirabayashi, and M. Yoshida (1994): Equilibrium temperature and redox state of volcanic gas at Unzen volcano, Japan, J. Volcanol. Geotherm. Res., **60**, 263-272.
- Sekioka, M. and K. Yuhara (1974): Heat flux estimation in geothermal areas based on the heat balance of the ground surface, J. Geophys. Res., **79**, 2053-2058.
- Sekioka, M. (1983): Proposal of a convenient version of the heat balance technique estimating heat flux on geothermal and volcanic fields by means of infrared remote sensing, Mem. National Defense Academy Japan, Vol. **23**, 95-103.
- Shinohara, H., N. Matsushima, K. Kazahaya, and M. Ohwada (2011-a): Magma-hydrothermal system interaction inferred from volcanic gas measurements obtained during 2003-2008 at Meakandake volcano, Hokkaido, Japan, Bull. Volcanol., **73**, 409-421.
- Shinohara, H., J. Hirabayashi, K. Nogami, and M. Iguchi (2011-

b): Evolution of volcanic gas composition during repeated culmination of volcanic activity at Kuchinoerabujima volcano, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **202**, 107-116.

Symonds, R. B., T. M. Gerlach, and M. H. Reed (2001): Magmatic gas scrubbing: implications for volcano monitoring, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **108**, 303-341.

Tamburello, G. (2015): Ratiocalc : Software for processing data from multicomponent volcanic gas analyzers, *Computers and Geosciences*, CAGEO-D-14-00579.

Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1998): New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, **79**, 579.

(編集担当 大塚仁大)