

我が国の断裂型地熱貯留層形成  
およびその地球物理学的探査手法の研究

水谷 滋樹



我が国の断裂型地熱貯留層形成  
およびその地球物理学的探査手法の研究

(副題 : Formation of fractured-type geothermal reservoir in Japan  
and its geophysical exploration methods)

令和4年12月

水谷 滋樹



## 目次

第1章 緒言	1
引用文献	4
第2章 地熱調査の現状と問題点	6
2.1 はじめに	6
2.2 断裂型地熱貯留層の考察	6
2.2.1 高温地熱系の形成要件	6
2.2.2 圧縮応力場における地質構造形成と高傾斜開放型断裂系	7
(1) 圧縮応力場における地質構造形成モデル	7
(2) 横ずれ断層	8
(3) 熱水変質	10
(4) マグマ貫入と岩脈法	11
(5) フラクチャーの概念的評価	13
(6) 探鉱対象の地熱貯留層	14
2.2.3 高傾斜開放型断裂系と断裂型地熱貯留層	15
(1) TypeS 正断層	15
(2) TypeE 正断層、断裂系内充填物、熱源と熱水生産性	16
(3) 長期・安定的プレート運動	17
2.3 貯留層調査と探査法	17
2.3.1 貯留層調査	17
(1) 経緯	17
(2) 目的	18
2.3.2 探査法	18
(1) ポテンシャル系地球物理探査	18
(2) 弾性波探査	19
a. 反射法地震探査	19
b. 微小地震調査(AE 調査)	21
(3) 現状評価	21
2.4 まとめ	22
引用文献	23
第3章 反射法地震探査の再評価	27
3.1 はじめに	27

3.2	秋ノ宮における反射法地震探査とその解釈	27
3.2.1	検討地域と探査データ取得	27
3.2.2	秋ノ宮/山葵沢地熱地域における地質条件	27
3.2.3	解釈	28
3.2.4	考察	28
3.3	山川における反射法地震探査とその解釈	29
3.3.1	検討地域と探査データ取得	29
3.3.2	山川地熱地域における地質条件	29
	(1) 山川地熱地域における地質	29
	(2) 地熱系モデル	30
3.3.3	解釈	31
3.3.4	考察	33
3.4	鬼首における反射法地震探査とその解釈	34
3.4.1	検討地域と探査データ取得	34
3.4.2	鬼首地熱地域における地質条件	35
	(1) 東北日本および鬼首カルデラの地質	35
	(2) 地熱系モデル	37
3.4.3	解釈	38
	(1) 反射法地震探査測線断面の解釈	38
	(2) 鬼首カルデラ構造形成史	41
	(3) 重力偏差・磁気探査データ解釈	42
3.4.4	考察	44
3.5	議論	46
3.6	まとめ	49
	図面	50
	引用文献	64
第4章 重磁力総合解析		67
4.1	はじめに	67
4.2	低飛行高度・高取得密度空中物理探査と Moving Window Correlation (MWC)解析法	67
4.2.1	探査仕様	67
4.2.2	ポイント・ソース応答	68
4.2.3	飛行高度の影響	68
4.2.4	地表面の影響	71
4.3	重磁力総合解析法	72

4.3.1	火山活動のない地域の地質モデル	72
(1)	広域2層モデル	72
(2)	広域モデルからの乖離	73
4.3.2	火山活動のある地域の地質モデル	75
(1)	垂直貫入岩体モデル	75
(2)	2層モデル(水平貫入岩体・溶岩堆積モデル)	76
4.4	磁化/密度比( $\Delta J/\Delta\rho$ )	76
4.5	低飛行高度測定に係る留意点	78
4.5.1	質量・磁化異常体の干渉	78
4.5.2	可探深度	80
4.5.3	地表凹凸効果	82
4.6	事例解析	82
4.6.1	検討地域	82
4.6.2	重力と空中磁気探査(旧)データ	83
4.6.3	解析データ	84
(1)	新旧データの比較	84
(2)	新データ事前評価	85
4.6.4	データ解析	86
4.6.5	磁化対密度比( $\Delta J/\Delta\rho$ )の評価	86
4.6.6	地質モデル	88
4.6.7	地質学的解釈	89
4.6.8	事例解析についての議論	90
4.7	まとめ	91
	図表	94
	引用文献	104
第5章 断裂型地熱貯留層の構造解明に係る議論		106
5.1	はじめに	106
5.2	断裂型地熱貯留層の構造解明	106
5.2.1	反射法地震探査からの知見	106
5.2.2	マグマ貫入構造形成モデル	108
5.2.3	圧縮応力場下における断裂型地熱貯留層形成モデル	109
5.2.4	珪長質マグマの役割	111
5.3	仮説検証と意義	112
5.4	今後の課題	113

引用文献	114
第6章 低飛行高度・高取得密度空中物理探査の斬新性に係る議論	115
6.1 はじめに	115
6.2 低飛行高度・高取得密度空中物理探査データ解析の留意点	115
6.3 地形補正	116
6.4 重磁力総合解析	117
6.4.1 擬重力-重力相関性解析	117
6.4.2 極磁力-重力偏差相関性解析	118
6.5 HGGS-MWC法	119
(1) 手法と理論	119
(2) 適用事例	120
6.6 波数領域処理	122
6.7 将来の展望	123
引用文献	124
第7章 結言	126
7.1 各章の結論	126
7.1.1 第2章(地熱調査の現状と問題点)	126
7.1.2 第3章(反射法地震探査の再評価)	127
7.1.3 第4章(重磁力総合解析)の事例解析	127
7.1.4 第5章(断裂型地熱貯留層の構造解明に係る議論)	128
7.2 断裂型地熱貯留層に係る議論の結論	129
7.3 将来性と課題	130
APPENDIX	132
A.1 地熱系の形成	132
A.1.1 地熱系とその3要素	132
(1) 地熱系	132
(2) 地熱流体	132
(3) 熱源	132
(4) 貯留層	134
a. 一般的概念	134
b. 水平貯留層	135
c. 断裂型地熱貯留層	136



A.2 地質概念モデル	139
A.2.1 地熱系資源地質概念モデル	139
A.2.2 炭化水素系資源地質概念モデルとの比較	140
A.3 ポアソンの関係式と Moving Window Correlation (MWC)解析	141
A.3.1 ポアソンの関係式	141
A.3.2 Moving Window Correlation (MWC)解析	141
A.3.3 MDR-MI 法	142
引用文献	142
謝辞	145



## 第1章 緒言

日本は世界3位の地熱資源ポテンシャル(2,347万KW)を保有(村岡, 2009)するが, 既存の地熱発電所は主に九州や東北・北海道南部地域に限定され, 商業発電への利用は資源ポテンシャルの2.3%(當舎・内田, 2012, p53)にとどまっている。新エネルギー財団(2020, p10-12)は, 同2位のインドネシア(2779万KW)と比較すると, 2000年時点の両国の設備容量は概ね50万KW強でありほぼ同じであったが, インドネシアにおいては2019年には213.3万KWと大幅に増設が進んでいることを示している。日本における設備容量1,000KW以上の地熱発電所は, 2019年3月末時点で20を数え, 2017年度運転状況実績において, 国内総設備容量は50.4万KW, 発電端出力(認定出力)は49.3万KW, 最大出力は37.3万KW, 設備利用率は55.9%である(新エネルギー財団, 2020, p14)。地熱発電は, 設備利用率が他の再生可能エネルギーによる発電(新エネルギー・産業技術総合開発機構が示す指標, 風力:20%, 太陽光:13%)(再エネ用語辞典, 2020)に比べて大きく, 電力需要に応じた発電ができることから, 原子力発電や石炭火力発電同様の, 一日を通してある一定以上の需要を賄うベース電源(電力用語辞典, 2018; 資源エネルギー庁, 2019)として期待されている。

第6次エネルギー基本計画(経済産業省, 2021)では, 2030年度電源構成における再生可能エネルギーの占める割合を36~38%(発電電力量3,360~3,530億kWh)を目指し, うち地熱発電は150万KW(110億kWh)を担う計画となっている。この数字は, 2021年時点での導入量, 59.3万KWから, 現行政策努力継続ケースの2030年度計画導入量, 85.7万KW(39.6億kWh)に対し, 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構(JOGMEC)によるリスクマネー供給や掘削技術開発による導入加速化, 環境省の「地熱開発加速化プラン」による国立・国定公園を中心とした50万KWの導入を上乗せした政策対応強化ケースの計画である。地熱資源普及のため, 種々導入促進策も導入されている。国内の79%の資源ポテンシャルを賦存する国立公園内での開発規制や, 十分な事業経済性が得られない(新エネルギー財団, 2020)状況を改善するため, 2012年の国立公園法改正による一部保護地域の開発規制が緩和され, 開発対象の資源ポテンシャルは59%に拡大した。また, 経済性の確保のため, 2012年に再生エネルギーの固定価格買取制度(Feed In Tariff: FIT)が導入され, 新規地熱発電事業に対し設備容量1.5万KW未満の発電所からの買取価格は40円/KWh(税抜), それ以上の設備容量を擁する発電所からは26円/KWh(税抜)が設定された。2019年9月時点でのFIT認定地熱発電設備容量は86件, 発電量は約10.1万KW(新エネルギー財団, 2020)である。但し, この数字は平均1,177KWであり, 小規模温泉発電での利用に偏在していると思われる。

地熱資源開発に際しては, 生産井や還元井の掘削費の総開発費に占める割合は高い(當舎・内田, 2012, p98-99)。開発段階においては, 最適な発電設備容量の推定による投資額の最適化

に加え、生産層・還元層への掘削坑井数や配置の最適化、地熱資源に関連する地層に到達しない掘削坑井数の削減など、総開発費の軽減に努める必要がある。独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構（JOGMEC）は、地下資源に固有なリスク軽減のため初期探査段階における助成金や出資、開発段階における借入債務保証の経済的支援を行っている（當舎・内田，2012，p102-103，石油天然ガス・金属鉱物資源機構，2022）。2015年以降運転開始した設備容量1,000KW以上の地熱発電所は、2021年3月末現在大型発電所1カ所（4.62万KW）、小型発電所7カ所（計4.12万KW（平均6,000KW））であり、総ての計画でFIT認定を利用しただけでなく、大型発電所および小型発電所4カ所ではJOGMECの債務保証を受けた（火力原子力発電技術協会，2021；石油天然ガス・金属鉱物資源機構，2022）。本稿作成時に計画中の地熱発電所は1.5万KW未満の小規模発電所に偏っている傾向があると思われる。政策対応強化ケースの2030年度導入量達成のためには、小規模発電所だけでは少なくとも60の発電所建設が必要であると試算される。投資コストの高価な発電所数を抑えようとするれば、目標達成までの時間はより必要となるが、大型発電所建設の実現が望ましい。大型発電所案件の事業性向上には、経済性向上のみでは不十分であり、探査技術の向上による地熱系資源地質の掌握を深化し、地熱資源量評価の精度を上げることが、緊要な課題であると考えられる。

地熱資源開発は、地質情報に基づく地熱資源評価を基に、実際の坑井掘削の工程を経て実施される。地熱資源評価には、地熱貯留層のタイプ、特性や埋蔵量の推定、掘削計画作成に必要な層序・深度推定等の地質学的情報を有する地熱系資源地質概念モデルの構築が重要となる。地熱系は地熱流体、熱源、および貯留層の主要な3要素で構成され（Hochstein, 1990）、特に、天水の涵養域における地下浸透-熱獲得-貯留-通路-地表や水系における放出に係る天水・地熱流体の地下循環システムの地質学的掌握が肝要であると考えられる。地熱流体同様の流体資源である石油・天然ガスなどの資源の探査では、広域をカバーする反射法地震探査データから地質的構造形成、古堆積環境や断裂系分布を推定し、資源地質概念モデルを構築し、数々の技術開発の成功例として知られている。地熱資源探査でも同様に地熱貯留層の位置、資源量の推定や資源地質モデルの構築が望まれる。しかし、堆積岩環境を中心とする石油・天然ガスなどの資源と異なり、地熱資源の賦存地域は山岳地帯、火山帯や地熱地帯など、堆積岩環境とは大きく異なる地質環境に位置し、物理探査の実施に際しても堆積岩環境とは異なる事情を考慮する必要がある。探査技術の向上の一環として、独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構（JOGMEC）は2014年以降、地熱資源賦存地域において反射法地震探査（青木，2018；石油天然ガス・金属鉱物資源機構，2018）、および全国の地熱資源ポテンシャルのある地域において低飛行高度・高取得密度空中物理探査（JOGMEC，2014；石油天然ガス・金属鉱物資源機構，2017）を実施している。地下深部の地質構造解明には、地熱資源が賦存する山岳地帯においても石油・天然ガスなどの資源探査で実績のある反射法地震探査の適用可能性を検討した。その結果、堆積岩環境とは異なるマッシュな岩盤や碎屑性岩石などから構成される地震探査にはやや不適な地下構造であっ

でも、沈降域やカルデラなどの堆積岩環境との類似性が示される地熱資源賦存地域では石油・天然ガス探査データの評価手法や解釈事例を援用することで地下の地震波反射面などの可視化が行えることを見出した。さらに、山岳地帯でも調査の容易な低飛行高度・高取得密度空中物理探査データを組み合わせる解析・解釈法の向上を見込めることが判明した。

未だ確固たる地熱貯留層に係る地質的形態や構造形成プロセスが得られていない現状に鑑み、その地質学的理解を深め、地熱系資源地質概念モデル構築への糸口を見出すことは、地熱資源を賦存する地下構造に対する理解を深め、地熱貯留層や地熱流体の地下循環を適切に評価した上で最適な掘削計画を策定でき、開発に係る技術的リスクを軽減することにつながる。複数の地熱資源賦存地帯に共有した特徴的な地質学的諸現象が見出されれば、各地熱資源賦存地域に固有ではなく一般的な地熱貯留層に係る地質学的知見を得て、汎用的な我が国の地熱系資源地質概念モデル構築の足掛かりにでき、探査手法の最適化に資することも期待できる。探査技術の向上とそれに見合う解析法の構築は、地熱資源の最大活用と大型の地熱発電所の整備という課題の解決の道につながる重要なステップである。本研究では、まず地熱資源賦存地帯の地質学的特徴から我が国の地熱貯留層の成因、およびその解明について「断裂型地熱貯留層は、安定的な圧縮応力場下で形成される高傾斜開放型断裂系から発達し、その構造解明に物理探査手法の適用が有用である」との仮説を提唱した後、反射法地震探査、低飛行高度・高取得密度空中物理（重力偏差・磁力）探査、既存の物理探査などのデータやその統合的解釈の重要性を再検討し、提唱した仮説を検証する。次に仮説の検証の過程で得られた地質学的知見を基に地熱系資源地質概念モデルを構築する。また、アクティブテクトニクスに置かれた我が国の地質学的環境の及ぼす影響についても議論する。3番目に、地熱資源評価における低飛行高度・高取得密度空中物理探査データの斬新的な解析法、およびその有用性と課題について議論する。

本論文は以下に構成される。

第2章（地熱調査の現状と問題点）では、地熱系（地熱流体・熱源・貯留層）や高傾斜断裂系に係る先行研究を述べ、併せて高温地熱系形成には、地熱流体の対流と熱伝達を担う高傾斜な断裂型地熱貯留層が必要で、その発達・形成には長期間、安定的に維持されることと、熱水変質生成物による断裂内部の充填傾向に抗う開放性が保持されることの地質的2要件を満たすプレート運動による安定的圧縮応力場の存在が必要であることを論ずる。更に、圧縮応力場に特徴的な地質的構造形成（横ずれ断層、Pull Apart Basin, フラワー構造など）から、断裂型地熱貯留層は、圧縮応力場下で形成される高傾斜開放型断裂系から発達することが想起されることを論ずる。また、反射法地震探査データ取得上の制約はあるが、熱水変質による均質化した弾性波反射特性は、断層を挟む落差の小さい断裂/断層を解釈する上での優位点であることを論ずる。

第 3 章（反射法地震探査の再評価）では、石油天然ガス・金属鉱物資源機構により新たに取得された反射法地震探査データ（青木, 2018; 石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018）の解釈により、地熱資源賦存地域における断面的な地質的特徴を掌握した上で、周辺の地質図・概況、および物理探査データの解析・解釈を加味して、それらの平面的な広がりを掌握するために実施した複合的解釈を論ずる。地質解釈結果について、仮説のベースとなる安定的圧縮応力場下における特徴的な地質的構造形成との整合性の可否を推定する。

第 4 章（重磁力総合解析）では、起伏が大きい山岳地域に偏在する地熱資源賦存地域において、地表起伏の影響を軽減し、高解像度な浅部岩石特性を捉えることを目的とした、応答関数を共有する物理探査データ間での相関性解析を適用した低飛行高度・高取得密度空中物理探査データ（JOGMEC, 2014; 石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2017）の解析方法について論ずる。事例検討を通じて「岩脈法」を基に解釈された高傾斜開放型断裂系分布が、圧縮応力場下における分布に整合的か否かを論ずる。

第 5 章（断裂型地熱貯留層の構造解明に係る議論）では、第 3 章および第 4 章にて得られた地質学的知見を基に、圧縮応力場における横ずれ断層と Pull Apart Basin の発達、Basin 内の局所的な伸張応力場や圧縮応力場形成に伴う地質現象、および断裂型地熱貯留層の形成プロセス、圧縮応力により堆積層が捲り上げられ、Pull Apart Basin の基底面に一部マグマが貫入できる隙間が形成、マグマが水平貫入するメカニズムを議論し、これら知見を集合し地熱系資源地質概念モデルを構築する。

第 6 章（低飛行高度・高取得密度空中物理探査の斬新性に係る議論）では、地熱資源地質的評価分野における低飛行高度・高取得密度空中物理探査データについての旧来の解析法の問題点を指摘し、それに対処する新たな重力偏差・極磁力相関性解析法および「岩脈法」を加味した評価法など、斬新性・有用性・発展性について議論する。

第 7 章（結言）では、全体の議論を総括し、結論を述べる。

## 引用文献

- 青木 直史（2018）平成 29 年度 JOGMEC 地熱部事業成果報告会 地熱貯留層探査技術開発（弾性波探査）第 2 回実証試験の成果，地球科学総合研究所（JGI）。
- 電力用語辞典（2012）日経クロステック（xTECH），2012。  
<http://xtech.nikkei.com>article>word>, (アクセス日:2022.06.14).

- Hochstein, M. P. (1990): Classification and assessment of geothermal resources, in: Dickson, M.H. and Fanelli, M: eds., Small Geothermal Resources: A Guide to Development and Utilization, UNITAR, New York, 31-57.
- JOGMEC (2014) HeliFALCON™ Airborne Gravity Gradiometer Survey Kujyu and Kirishima, Kyushu Japan Logistics and Processing Report, Compañie Generale de Geophysique.
- 火力原子力発電技術協会 (2021) I. 発電所の概況, 地熱発電の現状と動向, 2021 年版, 火力原子力発電技術協会, 5p.  
<https://tenpes.or.jp/files/user/pdf/chinetu-data-2021>, (アクセス日:2022.06.14).
- 経済産業省 (2021) 第6次エネルギー基本計画, および付帯資料, 第6次エネルギー基本計画の概要, および 2030 年度におけるエネルギー需給の見通し (関連資料), 令和 3 年 10 月, 経済産業省資源エネルギー庁.  
[https://enecho.meti.go.jp/category>others/Basic\\_plan/](https://enecho.meti.go.jp/category>others/Basic_plan/), (アクセス日:2022.06.14).
- 村岡洋文 (2009) “パラダイム転換としての地熱開発推進”, 2009 Gate Day Japan, シンポジウム資料, 産業技術総合研究所.
- 再エネ用語辞典 (2022)  
<https://energy.jre.co.jp>再エネ用語辞典>, (アクセス日:2022.06.14).
- 資源エネルギー庁 (2019) ベースロード市場ガイドライン, 経済産業省資源エネルギー庁.
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2017) 平成 27 年度「地熱資源ポテンシャル調査のための広域空中物理探査」業務報告書, 株式会社フグロジャパン.
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2018) 地熱貯留層探査のための弾性波探査ガイドブック.
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2022) 地熱資源開発, 債務保証制度の概要.  
[https://www.jogmec.go.jp/geothermal/financial\\_003.html](https://www.jogmec.go.jp/geothermal/financial_003.html), (アクセス日:2022.06.14).
- 新エネルギー財団 (2020) 地熱エネルギーの開発・利用推進に関する提言, 一般社団法人新エネルギー財団 新エネルギー産業会議, 33p.  
[https://www.nef.or.jp/introduction/teigen/te\\_r02/chinetsu.pdf](https://www.nef.or.jp/introduction/teigen/te_r02/chinetsu.pdf), (アクセス日:2022.06.14).
- 當舎利行・内田洋平 (2012) 地熱発電の本, 日刊工業新聞社, 159p.

## 第2章 地熱調査の現状と問題点

### 2.1 はじめに

秋ノ宮・山葵沢地熱地帯において1998年と2000年に取得された反射法地震探査測線断面(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2000)では、深部まで伸びた一連の横ずれ断層帯が解釈され、圧縮応力場における地質的構造形成が示唆された。併せて、各断裂/断層帯が熱水変質の影響を受け、岩石構成の単純化が進み、反射波は均質化した弾性波反射特性を持つことが認められた(水谷, 2012)。日本においては一般的な地熱貯留層は、開放性のある断裂型地熱貯留層(Fractured-type geothermal reservoir)である(安達他, 2014)ことを考えると、当時開発途上(現在稼働中)にあった山葵沢地熱発電所が圧縮応力場にあることは、相矛盾する地質的事象と考えられた。当該探査測線断面は、一瞥で特有な構造形成と弾性波反射特性が見いだされるが、反射法地震探査に対する地熱探査業界の評価は低いことへの疑問があった。これらの矛盾点を解決すべく、高温地熱系の形成に必要な要件の考察(APPENDIX 参照)を基に、断裂型地熱貯留層の特徴や構造形成について検討した。また、圧縮応力場に特徴的な地質的構造形成を整理した結果を基に、高傾斜開放型断裂系のタイプを推察し、断裂型地熱貯留層の形成・発達との関連性を考察した。更に、一般的に採用される地熱資源の探査法についての現状、反射法地震探査の地熱資源探査への適用研究の経緯や現況の評価を整理、検討した。なお、本稿では、地学辞典(1971, p667)に従い、断裂は岩石の破壊をあらわす不連続面(割れ目)の総称であり、その両側での面に沿って相対的変位が明瞭な断層、それがないかあってもごくわずかな節理、明らかに開口し、場合によっては充填物でふさがれている割れ目に分かれ、ある地域に分布する断裂をまとめて断裂系と呼ぶこととする。但し、特定される断裂系については、断層、断裂、或いは断裂/断層帯と表現されることもある。本章では、断裂型地熱貯留層についての考察および地熱資源探査法と反射法地震探査に対する評価を行なった後、本研究における仮説を提唱する。

### 2.2 断裂型地熱貯留層の考察

#### 2.2.1 高温地熱系の形成要件

日本における地熱貯留構造の概念は、当初、水平的な広がりをもつ多孔質岩より構成される単純な孔隙型であり、探査も比較的容易と考えられていた。1980年より開始の地熱探査技術等検証調査に係る実証的研究や地熱開発のための各種調査の結果、断裂により構成される複雑な断裂型地熱貯留層へと変わり、探査も容易でないことが判明した。その課題に応えるため、断裂型貯留層探査法開発が1988年に開始された(地質調査所, 現産業技術総合研究所地質調査総合センター(AIST), 1995)。即ち、ニュージーランドに見られる地溝帯の中に流紋岩質火山活動が卓越した低起伏地形型地熱系(Low topographic relief type)に発達する孔隙型地熱貯留層よりは、日本においては、安山岩卓越地域において高起伏地形型地熱系(High topographic relief type)が発



達すると考えられ (Henley and Ellis, 1983; Henley, 1984; 日本地熱学会, 2010), 現状の主要探鉱対象は山岳地帯における探査が困難な断裂型地熱貯留層となっている。

商業化に足る高エンタルピー (Hochstein (1990) は 225°C以上を規定) な地熱系に発達する断裂型地熱貯留層形成の地質的形成要件を以下列挙する:

- 1) 現在に至る火山活動が熱源として機能し, 300°Cに達する高温地熱系形成に少なくとも 30 万年 (玉生, 1994), かつ最低 10,000 年間, 断裂型地熱貯留層内での対流による熱水循環 (Rybach and Muffler, 1981) が行われていること,
- 2) 熱源は深度 10 km以内に存在すること (Rybach and Muffler, 1981),
- 3) 断裂型地熱貯留層内で, 熱水変質による貯留層の閉塞化 (Henley and Ellis, 1983; 東, 2004; 水谷, 2012) に抗う長期・安定的開放応力が存在すること (水谷, 2012),
- 4) 地熱地帯が圧縮応力場にあること (水谷, 2012),
- 5) 沈降域に向かって落差があること (日本地熱調査会, 2000; Momita et al., 2000), および
- 6) 天水の断裂型地熱貯留層への供給は深度 3,000 m であること (矢野・須田・玉生, 1989)。

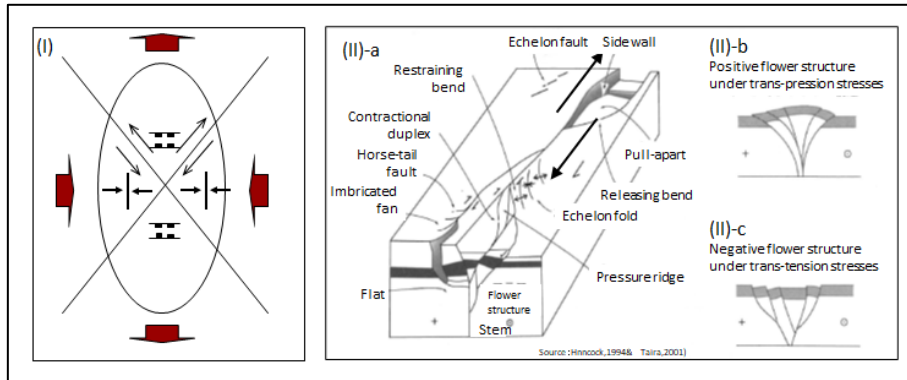
以上から, 圧縮応力場下で開放応力が長期・安定的に保持され, かつ熱水循環が有効的に維持される高傾斜開放型断裂系が発達する地質的要件の検討が必要と考えられる。以上の背景となる地熱系に関する諸理論については Appendix を参照されたい。

## 2.2.2 圧縮応力場における地質構造形成と高傾斜開放型断裂系

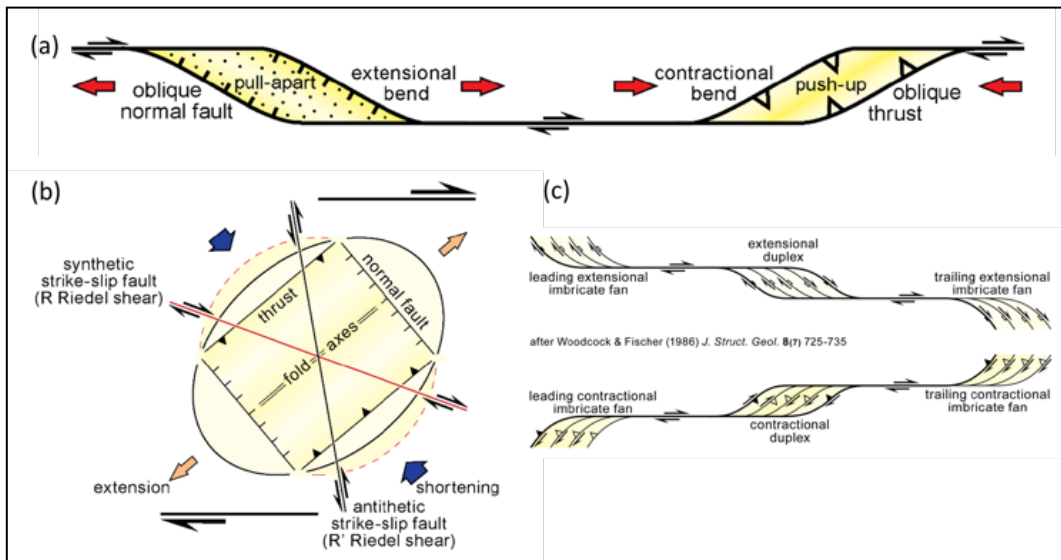
### (1) 圧縮応力場における地質構造形成モデル

Figure 2-1 (I) は, 圧縮応力場下での構造形成モデルを示す。Baars and Stevenson (1982)を基に作成した, 東西圧縮応力場を例とした応力-ひずみ楕円体, 及び形成される 3 タイプの断層 (逆断層, 正断層, 横ずれ断層) をスケッチで示している。すなわち, 東西の圧縮軸方向に発達する正断層, 東西圧縮軸に直交する南北方向に形成される正断層, そして, 圧縮軸とその直交方向の間に発生する横ずれ断層である。この中で, 地下深部に起源を持つマグマなどの上昇に関わると考えられる断層は正断層及び横ずれ断層である。

横ずれ断層は, 深部においては単純な横ずれ断層であるが, 浅部においてはその両サイドで複雑な構造形成をし, その立体模式図を Figure 2-1 (II)-a に示す (Hancock, 1994; 平, 2001 に一部加筆・修正)。浅部と深部の動きは必ずしも連動せず, 一部は圧縮屈曲部や伸張屈曲部を形成し, 伸張屈曲部の増大により Pull Apart Basin が形成される。圧縮屈曲部では Positive フラワー構造 (Figure 2-1 (II)-b), 伸張屈曲部では Negative フラワー構造 (Figure 2-1 (II)-c) が発達する。何れも, 根幹部は横ずれ断層面深部に於て一つの垂直茎断層 (Stem) に収束するが, 浅層では枝葉断層が多くなり上方への広がった形状が特徴である点である。



**Figure 2-1.** Model of structure formation under compressional stress fields (I: Stress-strain ellipsoid modified from Baars and Stevenson, 1982) and II (a): structures along right-lateral strike-slip fault, and (b) & (c): flower structures (modified from Hancock, 1994; Taira, 2001)



**Figure 2-2.** Model of right-lateral strike-slip fault system. (a) planer view of right-lateral strike-slip fault and associated contractional (restraining) and extensional (releasing) bends. (b) stresses and structural formation in the pull-apart basin. (c) development of en échelon fault (top) extensional and (bottom) contractional after Woodcock & Fischer, 1986. (Burg, 2018)

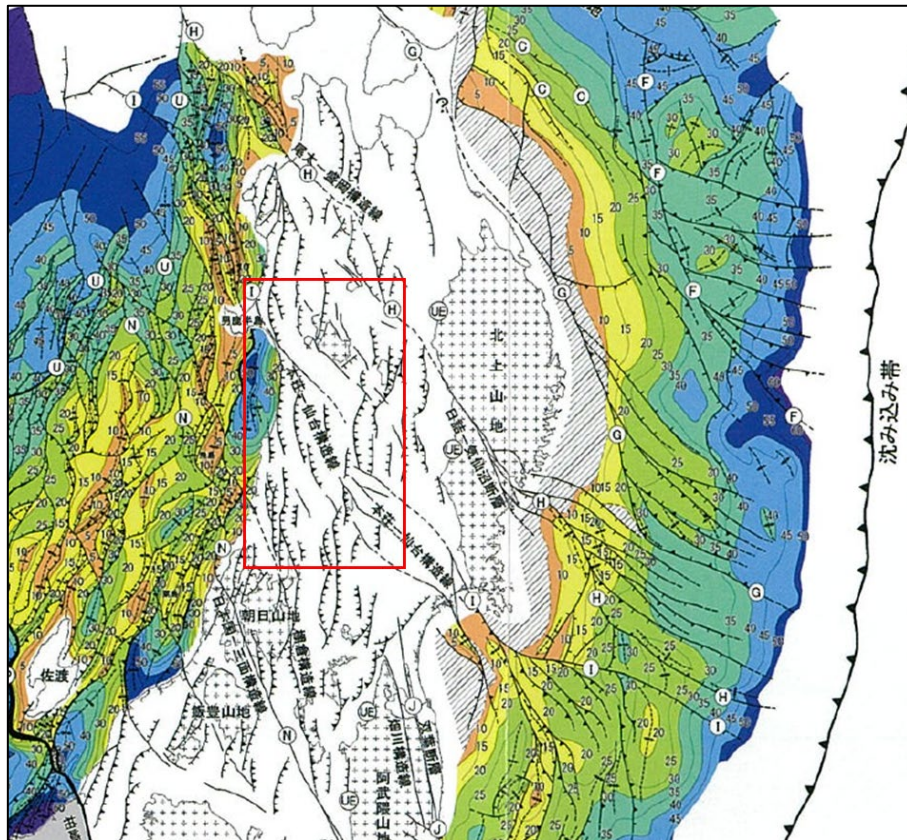
## (2) 横ずれ断層

平面的な横ずれ断層、伸張屈曲部、及び圧縮屈曲部の関係は Figure 2-2 (a) に示す平面図が参考になる (Burg, 2018)。Figure 2-2 (b)は、横ずれ断層に平行に発達する細長い振れたレンチ域に発達する構造形成を概略的に示している。右横ずれ断層の場合、その断層走向から 10~20 度時計廻りの方向にリーデル剪断力 (R Riedel shear) が、また、反時計廻りの方向に共役リーデル剪断力 (R' Riedel shear) が発達し、2 次的な圧縮応力場と伸張応力場ができ上がることが分

かる (Burg, 2018)。この結果、伸張応力場では正断層が発達するが、その走向は横ずれ断層走向から 20~40 度時計廻りの方向であると読み取れる。このようにレンチ域に発達する正断層を、本稿では便宜的に Type S 正断層と命名し、横ずれ断層の発達が小さく厚い本の両サイドを強く圧迫した時、ページとページの隙間に例えられる様な Type E 正断層と区別している。

Figure 2-2 (c)では、雁行断層 (En échelon fault) の発達を模式化して示してある。右横ずれ断層においては、やや時計廻り方向に雁行断層が発達する場合、両端部ではやや窪んだ重なり合う扇状地形 (Imbricated fan), また、途中でも同様に伸張して窪んだ重なりあう地形 (Extensional duplex) の形成が描かれている。一方、反対にやや反時計廻りで雁行断層が発達する場合、両端部ではやや盛り上がって重なり合う扇状地形 (Imbricated fan), 途中でも盛り上がって重なり合う地形 (Contracted duplex) が形成される。Figure 2-2 の各図は、Burg (2018) より Type S 正断層形成に係るものを抜粋したものである。

横ずれ断層は狭く細長く発達するため、その分布を先ず捉える必要がある。日本での事例として、吉田 (2017) に記載の東北日本における最も活発なシンリフト期間の始まる時期 (約 17 Ma) の構造図を Figure 2-3 に示す。海上で密な反射法地震探査測線データが取得され、構造線や断層の分布が詳しく表現されている。等高線は、中新世中期 N6 ユニットのベースまでの Two Way Time (TWT) である (カラー間隔:1 秒)。一方、陸上では、北西-南東トレンドの構造線数本と、現在は構造反転により逆断層となっている主に南北走向のリストリック断層の分布が斑に示されているのみである。構造線④は水目-気仙沼構造線、①は本庄-仙台構造線を示す (吉田, 2017)。従って、日本の陸上での横ずれ断層評価には、情報の制約がある。なお、赤の長方形は、第 4 章 重磁力総合解析 Figure 4-8 に示されている領域を表している。



**Figure 2-3.** Tectonic map of NE Japan at syn-lift period (17 Ma). Map shows distributions of precise tectonic lines and faults. (Yoshida, 2017)

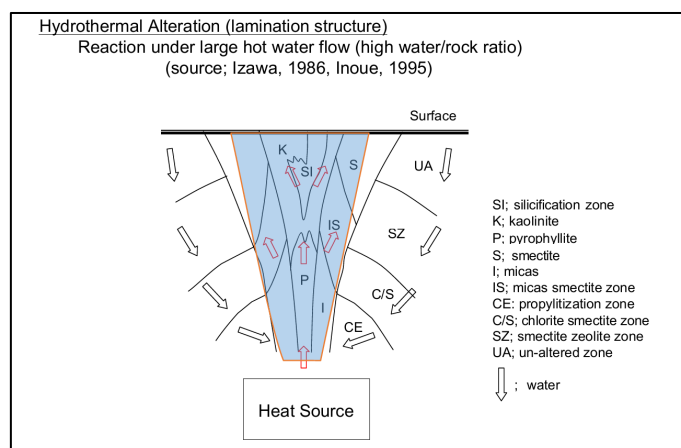
### (3) 熱水変質

高温熱水を求めれば熱水変質作用の影響は免れず、量の増大に伴い影響が大きくなる (Pirajno, 1992)。また、深部の高温・高圧下で形成された鉱物群は、流体に溶け込むが、流体が上昇し、浅部において低温・低圧下になると、交代作用により沈殿する (Henley and Ellis, 1983)。Figure 2-4 にて、熱水循環する高傾斜断裂帯を中心に熱水変質生成物の偏移に伴い形成される累帯構造模式図 (東, 2004) に一部加筆し例示した。

以上から、酸化条件下において、熱水循環が大きいと単純な鉱物組成の粘土鉱物が生成・均質化し、高傾斜断裂帯を中心とした累帯構造が形成される。生成された粘土鉱物が膨潤により体積が増大し、熱水変質生成・溶解鉱物の浅部低温・低圧下での沈殿と合わせて、断裂型地熱貯留層は閉塞傾向にある。このため、地熱資源の商業化に適した高温・多流量の地熱熱水を獲得することは、高効率な断裂型地熱貯留層の形成・維持とは相反する事象となる。

貯留層形成の初期要件には、貯留層上部の閉塞性、天水や熱水、及びそれらの流動に伴う熱量や周辺岩石から獲得の熱量の貯留層内への流入、或いは外部流出とその収支バランス、断裂系

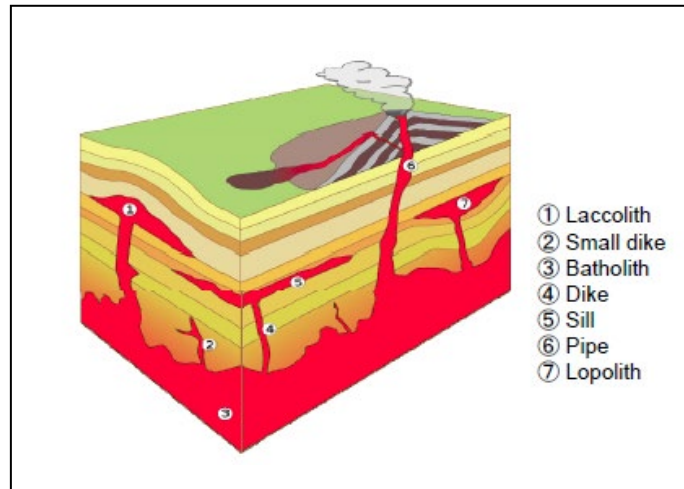
の物理的開放力など様々な要因が影響している。天水流入量の制約がある場合、蒸気卓越型となる (江原・野田, 2014)。更に閉塞性が強く、水蒸気、及びその熱量が貯留層外に放出出来ない場合、理論的には、貯留層内温度が上昇し、過熱蒸気で満たされた貯留層が形成される。しかし、余り事例が見られないことから、実際には周辺岩石が高温・高圧な過熱蒸気に耐えられず水蒸気爆発が起こり、貯留層が消滅しているのではないかと考えられる。天水・熱水や熱量の貯留層内外への流入・流出の収支バランスや貯留層閉塞性・開放力のバランスが良好な場合、熱水卓越型が形成されると考えられる。その場合でも、貯留層や帽岩を覆う低温帯水層による貯留層上部の冷却効果 (上昇する熱水や水蒸気を冷却し、水蒸気を凝縮、温度低下した熱水は下降する) のみでは熱収支バランスは不十分で、相対浸透率が大きい水蒸気は一部、貯留層から染み出て層外に流出し、地熱貯留層は開放型であると考えられる。



**Figure 2-4.** Laminated structure of hydrothermal alteration with abundant hot water circulations in fractures/faults (modified from Higashi, 2004) ; (1) 断裂帯形成初期段階では、高温マグマ貫入後プロピライト変質作用が先行し広範囲に広がる。(2) 断裂帯形成が進み、熱水循環量が大きくなると、w/r 比の大きな変質作用が起こる。原岩鉱物や組織が大きく変化し、珪化岩や比較的単純な変質鉱物組成の粘土変質岩が生成、均質化する。(3) マグマ水に SO<sub>2</sub> が含まれる場合、天水と混合し、硫酸酸性熱水による明礬石等硫酸塩鉱物が生成する。

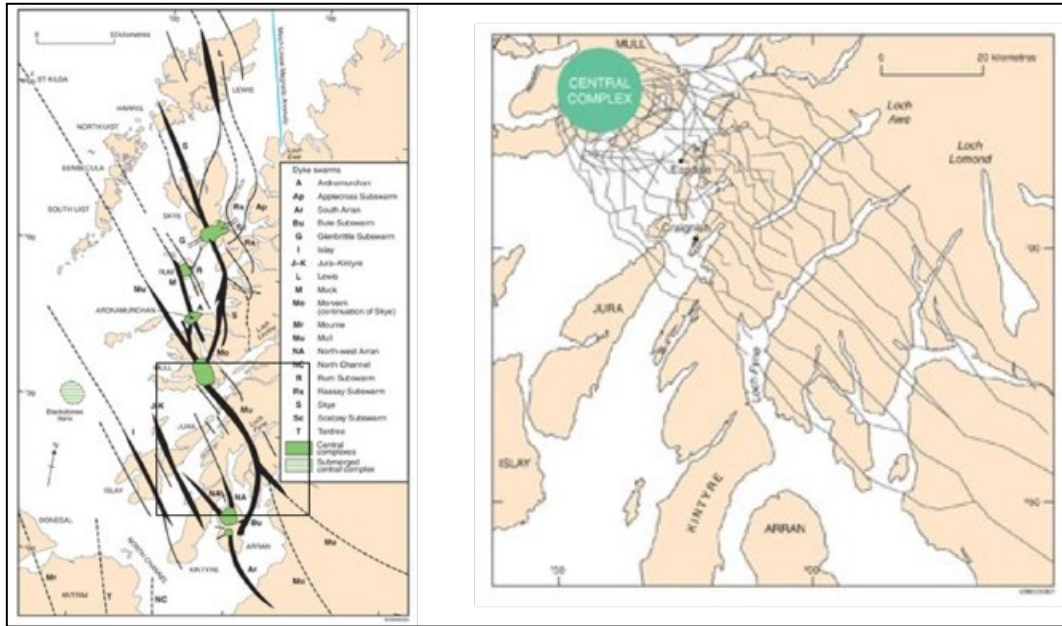
#### (4) マグマ貫入と岩脈法

Figure 2-5 に火山地域におけるマグマ貫入の概略図 (Motilla, 2009) を示す。地上での露出面積約 100 km<sup>2</sup> 以上の巨大貫入岩体が、その地下に広く潜在する深成岩岩体を含むマグマ溜りのバソリス (Batholith)から供給されていることがわかる。



**Figure 2-5.** Structure of magma intrusion (Motilla, 2009; Wikipedia, 2009) ;③マグマ溜りのバソリス (Batholith), 上層の地層を貫く垂直貫入岩について②小さな岩脈 (Small dike), ④岩脈 (Dike), ⑥パイプ (Pipe), 並びにマグマが地層に浸透・貫入する水平貫入岩について①ラコリス (Laccolith), ⑤シル (Sill)及び余り使われない用語であり, ラコリスの一種として取り扱われる⑦ロポリス (Lopolith)が示されている。

岩脈や鉞脈の方向は, 古応力方向を推定するための手がかりとなり, 古くから「岩脈法」と呼ばれる (山路, 2012)。岩脈は最大水平圧縮応力軸方向, すなわち最小圧縮応力軸に直交する傾向がある (Stevens, 1911)。言い換えれば, 岩脈群, 側火口, 或いはその他の応力指向性あるイベント分布は, 最大圧縮応力軸に平行に整列され, それは火山や地熱地帯における Type E 正断層の走向を推定する手立てを提供していると考えられる。Figure 2-6 に, 英国スコットランド西部とヘブリディーズ諸島における古第三紀の並行岩脈群の分布図を示す (Emeleus and Bell, 2005)。



**Figure 2-6.** Parallel dike swarm in Hebrides, Scotland (Emeleus and Bell, 2005). (Left) (1) Regional view and (Right) (2) Precise view of the area which corresponds to the rectangular in the left map.

側火山の分布は放射状のみならず、中心火道をそれて雁行状に分布することも多い (小林, 2008)。その事例は富士山において見られる。中村 (1989, p121); 国土交通省砂防局 (2006a) は、「富士山の周り 13 キロの半径内には、約 70 個の側火口が NE-SW 方向にて分布している。それは、フィリピン海プレートの北向きの動きにより押された大陸プレートが、現在北東に向かう動きに対応したものである。」と述べている。

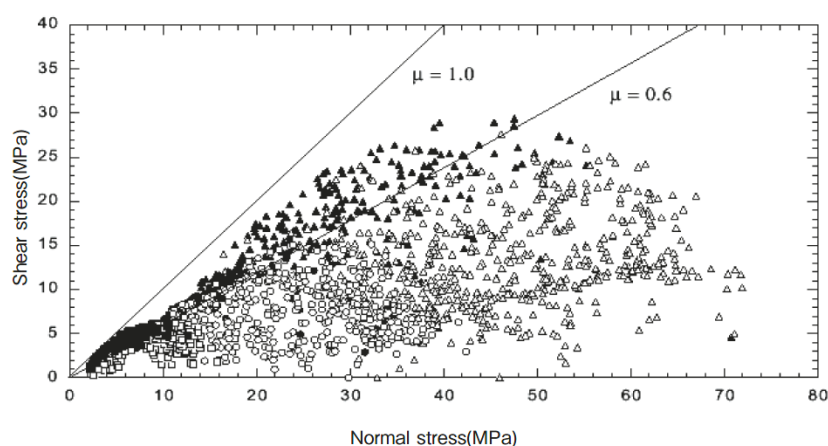
マグマ、マグマ水 (含水率 > 90 %), 天水などの流体は、割れ目/断層が形成すると開口部に浸透する傾向がある。これら流体には溶存ガスが含まれており、開口により圧力が低くなるとガス解離するためである。水平応力場では、これらの開口部は、主に Type E 正断層や Type S 正断層に形成され、線形分布する傾向がある。側火口や平行岩脈群は、マグマの噴出や貫入の残骸である。

Type E や Type S 正断層には、開口部形成時のマグマ貫入に加え、マグマ水や天水が浸透し、地熱貯留層を形成する。但し、地熱流体が常時継続して存在しているとは限らず、熱水変質の残骸で充填され鉱脈を形成することもある。しかし、側火口、伏在火道、及び平行岩脈群の詳細な評価により推定した正断層分布域の中には、地熱貯留層が含まれる確度が高い。従って、ターゲットを絞った詳細な反射法弾性波探査実施、断裂型地熱貯留層の解釈・評価により更なるリスク軽減できると期待される。

### (5) フラクチャーの概念的評価

断裂型地熱貯留層は地熱系、特に熱水系において重要な役割を果たしているが、そのタイプ、特性、或いは成因についての概念評価は余り進んでいない。現状、断裂型地熱貯留層は、地熱井掘削中の Lost circulation (逸水)、或いはコア、PT (圧力と温度) 検層により評価される。なお、比抵抗検層は測定されるが、密度検層と音波検層が測定されることは非常に稀である (水谷, 2012)。

石油・天然ガス探査・生産分野では、断裂系の概念評価が集中的に研究されている。それらは一般に、3次元(3-D)反射法地震探査、多種の坑井検層、或いはコア実験データから得られた断裂/断層系イメージングや断裂系分布図マッピングに基づいた解釈(島野, 2007)が行われており、断裂型地熱貯留層の評価にも役立つと考えられる。実際に Zoback and Townend (2001)は、臨界せん断強度  $\tau_c$  を超えたフラクチャーが高浸透性となり、地熱流体生産性が得られる傾向を示した (Fig. 2-7)。島野 (2007) に示されたとおり、塗りつぶされた三角形が  $\tan(\Phi) > 0.6$  の域に分布し、生産性に寄与する開いたオープン・フラクチャーを示していると考えられる。フラクチャーを通じた流体の生産性を決定するのは現在の応力場であると解釈できる。



**Figure 2-7.** Relations between stress and productivity of geothermal wells (Zoback and Townend, 2001). Triangles pasted in black are open fractures, while those in open are closed.

ベトナムのランドン油田の場合、反射法地震探査データ解釈から抽出された断層から離れるに従い、生産性のあるフラクチャーが次第に少なくなる(塩本・青山・関, 2006)。即ち、坑井生産性のあるマクロ的断層分布は、生産性を持つミクロ的フラクチャー・システムとの関係性を示唆している。

## (6) 探鉱対象の地熱貯留層

従来、地熱貯留層は、明らかな水平貯留層を除いて、地溝型帯状正断層 (仮称 Type E 正断層) やカルデラ等環状正断層を対象に探査、検討して来た (物理探査学会, 1989, p155)。横ずれ断層沿いに発達する仮称 Type S 正断層について、過去探鉱対象に含まれていたか否かについては定かでない。



これら断裂型地熱貯留層への発達が期待できるカルデラ等環状正断層、地溝型带状正断層 (Type E 正断層) や Type S 正断層の 3 候補のうち、カルデラ等環状正断層 (カルデラ境界断層) については、火山活動やカルデラ形成がスポット的事象であり、長期・安定的な垂直方向の応力を得ることは困難である。即ち、カルデラ形成やその他のダイアピル活動によって引き起こされる垂直方向の動きは、単発的イベントであり、少なくとも 30 万年に渡る長期間の火山活動中、安定した活動とはなり得ない。因みに断層形成前においても、一般的にカルデラ噴火においては噴火前に長い休止期があり、その間に大規模な珪長質マグマ溜りが形成されると想定され (小林, 2008), 噴火を含めた火山活動は断続的であり、安定的とは言えない。2.2.1 に記載の高温地熱系の形成要件のうち、合致する項目は項 5) のカルデラや沈降域の存在と、項 6) の天水供給の可能性のみで、有力な断裂型地熱貯留層の候補とはなり得ない。

鎌田 (2008, p204) は、地下に陥没地形がありその中が堆積物でうめられているものをカルデラとし、堆積物がカルデラ形成時に形成されたガサガサの火山噴出物であり、その下に冷却していないマグマがあるとして、その事例として北海道森地熱発電所のある濁川カルデラ (直径約 2 km の漏斗型カルデラ) や九州猪牟田カルデラ (縁辺部に大岳・八丁原地熱発電所がある) を挙げている。漏斗型カルデラは火口とカルデラの中間的形成を持ち、ガサガサの火山噴出物堆積層が孔隙性貯留層として熱対流を担い、熱水系を形成している事例である。他方、本稿における後述事例検討では、結果的に流紋岩質高粘性マグマの噴火に伴い空洞になったマグマ溜りに地面が陥没し、巨大な環状窪地に、火砕岩等堆積岩や湖沼堆積物が陥没域を埋めるように堆積し形成のバイアス (Valles) 型カルデラが、断裂型地熱貯留層の発達に関与しているのではないかについて検討している。

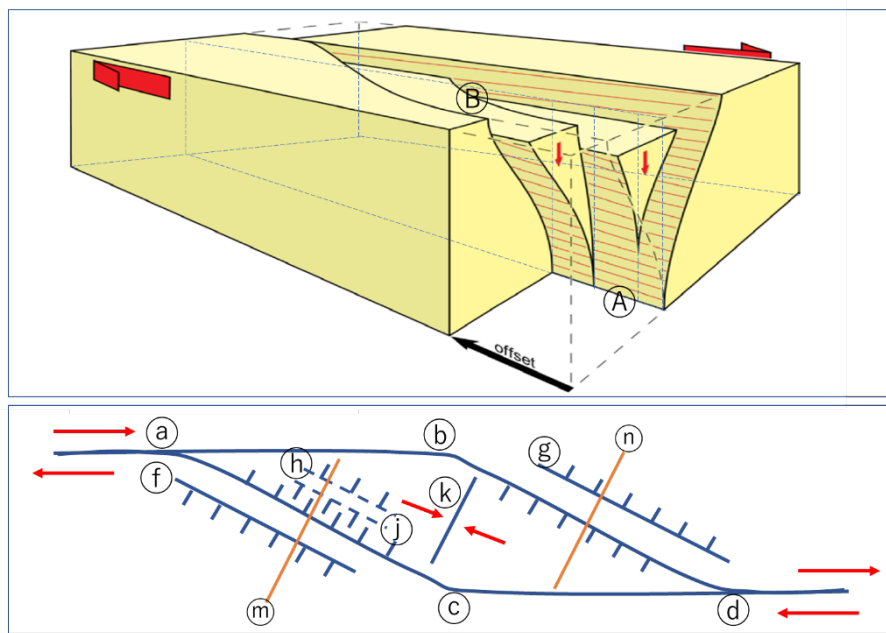
## 2.2.3 高傾斜開放型断裂系と断裂型地熱貯留層

### (1) Type S 正断層

Type E と Type S 正断層については、両者共に長期・安定的なプレートの動きに起因する水平圧縮応力場において発達する伸張応力により形成の Tensile Fracture であるが、Type S 正断層の方が断裂型地熱貯留層へと発達する可能性が高いと思われる。即ち、Figure 2-8 (1) のネガティブフラワー構造の鳥瞰図に示されるように、Type S 正断層はネガティブフラワー構造形成を伴い、根幹部では垂直基断層面が深部まで伸びて横ずれ断層面①に収斂、一方浅部では上方に広がり、多くの枝葉断層②に枝分かれし浸透性のある地層を形成しやすい。そのため、深部からは横ずれ断層面①内に形成の開口部からマグマを、表層からは浸透性層を通じて天水を侵入させやすい。

横ずれ断層の雁行 (En échelon) 化が進み Figure 2-8 (2) に示すような Pull Apart Basin が形成されると、マグマは、深部では横ずれ断層面内 (①～③、及び④～⑤) の開口部から侵入し、引き

続き上昇するか、或いは少しずれて Pull Apart Basin 縁部の正断層 (a~c, 及びb~d, 横ずれ断層から 20-40 度ずれた走向) 沿いに上昇する傾向がある。Pull Apart Basin 内では、縁部正断層に平行な listric fan が形成、段差状に正断層⑩が Pull Apart Basin 中心部に向かって沈降、また、ごく浅部にはこれらの正断層に対する共役正断層⑪が発達する。この Pull Apart Basin 内沈降は、Basin 形成に伴う伸張応力場に加え、その深部にあったマグマの移動による質量欠損にも起因し、火山地帯では顕著になる。マグマが縁部正断層沿いに上昇すると周辺部が持ち上げられ、沈降域の反対側にも正断層 (f, 及びg) が発達する。以上は、Figure A-3 に示す、「ハの字」状の断層形態を説明できる。即ち、Pull Apart Basin 内の沈降が大きいと八丁原型断面⑩に、沈降が小さいと大霧型断面⑪となる。これらの事象は蒸発岩堆積地域において岩塩ドーム周辺に Rim Syncline が形成されること (Taylor, 1971) に類似している。更に、Pull Apart Basin 内では Figure 2-2 (b) に示されるように、縁部正断層走向に垂直方向には褶曲軸 (k) が形成される。カルデラ形成後火砕岩等堆積岩が、陥没域を埋めるように堆積すると、水平圧縮を受けて基盤岩との岩石硬度差が大きい浅部堆積岩は持ち上げられ、下部基盤岩との隙間にマグマが水平貫入する可能性が出てくる。



**Figure 2-8.** (Top) (1) Schematic view of negative flower structure in right-lateral strike-slip fault system (Burg, 2018), and (Bottom) (2) Type S normal fault formation associated with the evolution of pull apart basin (modified from Burg, 2018).

## (2) Type E 正断層, 断裂系内充填物, 熱源と熱水生産性

一方、Type E 正断層では、天水や地熱流体が開口部形成の初期段階で侵入することで機能すると思われる。但し、岩脈法 (山路, 2012) を適用した検討事例 (Figure 2-6) では、平行岩脈が

整然と配列しているため、ある地域は平行岩脈、ある地域は地熱貯留層とクラスター化して分布するのではないかと考えられる。

また、地熱貯留層と成りうる正断層系分布、特に Type E や Type S 正断層分布を掌握できても、断層系内充填物については現状特定できない。このような横ずれ断層形成に伴う断層系では、形成過程で天水のみならず、マグマの貫入も誘発しやすい。地熱系形成には少なくとも 30 万年にも及ぶ時間を要することから、地熱流体が対流する断層系においても、開放性低減により熱水変質生成物が溶出、充填することも頻繁に起こり、断層型地熱貯留層は時間的にも空間的にも変化するのではないかと考えられる。

断層型熱水貯留層の層厚は薄い (水谷, 2012)。熱源としてのマグマは、深部に鎮座している (Figure A-2) ことに加え、断層帯深部 (Figure A-1)、或いはその延長部へ貫入 (山田・松永・栗山, 1985) し、熱源として役割を大いに担っていると考えられる。

現在においても地熱流体が地熱貯留層内を循環している場合、臨界応力を超えた圧縮力が及ぶ貯留層が、熱水生産性を保有するとの研究結果 (Zoback and Townend, 2001) があり、断層型地熱貯留層の分布が捉えられれば、その貯留層生産性の可否の目安と成りうる。

### (3) 長期・安定的プレート運動

Burg (2018) によると、「地球の大規模な特徴は、最大 20 cm/年に達する可能性がある水平方向の動きと、最大 1 cm/年の垂直方向の動きの両方に起因する。構造的/地球力学的観点では、プレート間の水平方向の相対的な動きが地質構造を支配し、ある段階では垂直方向の動きも考慮に入れる必要がある。」と述べている。断層型地熱貯留層の形成も同様であると考えられる。長期・安定的なプレートの動きに起因する水平圧縮応力場において発達する、水平方向の伸張応力により形成の Tensile Fracture が「ハの字」状断層形態を担い、貫入マグマの供給源であるマグマ溜りの空白化に起因する周辺地層の沈降や Pull Apart Basin 内においてはマグマの水平貫入による上部地層の隆起により、断層を挟んでの落差がある断層形態を付加していると考えられる。

## 2.3 貯留層調査と探査法

### 2.3.1 貯留層調査

#### (1) 経緯

石油代替エネルギー開発促進のため 1980 年、新エネルギー総合開発機構 (現国立研究開発法人新エネルギー・産業技術総合開発機構: NEDO) が設立され、地熱開発促進調査を開始した。この調査は、(旧)工業技術院地質調査所 (現産業技術総合研究所地質調査総合センター) が 1973 年に開始した全国地熱基礎調査や、資源エネルギー庁が 1974 年に開始した地熱開発精

密調査他を引き継ぐものである。設立当時、既に操業中の発電所は操業開始順に松川、大岳、鬼首、大沼、八丁原、葛根田の6発電所(1980年時点での設備容量合計27.6万KW)であった。1993年までに、地熱資源賦存の兆候のある38地域を対象に調査が実施され、13か所で200°C以上の地熱流体噴出に成功した。その中で、5発電所(上の岱、柳津西山、大霧、山川、八丈島)が1994年~1999年に商業化された(設備容量合計15.6万KW)。1992年からは、調査地域を絞り、合計17地域が選定され2004年まで調査が継続された。しかし、1997年制定の「新エネルギー利用等の促進に関する特別措置法(新エネ法)」により、通常的地熱発電が新エネルギーのカテゴリーから除外された。以降2010年までは新エネ法適用対象の1万KW未満のバイナリー発電を視野に入れた調査が、12地域(北海道:標津妹羅山、奥尻、奥尻西部;東北:安比、八幡平、桑ノ沢、皆瀬;長野県小谷村;兵庫県温泉町;九州:白鳥、白水越、霧島烏帽子岳(石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2022a))限定で継続実施された(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2008; 當舎・内田, 2012, p80-81; 火力原子力発電技術協会, 2021)。上述した地域において掘削された掘削井総数444坑井のうち、生産井に転用可能な熱水量(発電量2.5MWhに必要な25t/h)を産出した坑井は53坑井(掘削井比11.9%)の中で6地域(山葵沢、秋ノ宮、白水越、安比、霧島烏帽子岳、及び皆瀬)の12坑井(同2.7%)のみであった(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2008)。

## (2) 目的

地熱資源開発に際し、生産井や還元井の掘削費の総開発費に占める割合は高い(當舎・内田, 2012, p98-99)。日本における貯留層は主に高傾斜な断裂型地熱貯留層であるが、地熱流体の貯留・通路の役割に加え、対流による深部高温岩石からの熱伝達・獲得の役割がある(安達他, 2014; 江原・野田, 2014, p71-72)。従って、高傾斜な断裂型地熱貯留層の地下分布や構造形成プロセスを適切に把握することは、断裂型地熱貯留層そのものを開発する場合のみならず、水平貯留層を開発する場合においても熱獲得・熱伝達する断裂系の特定に繋がり、地熱系の長期安定的維持の観点から地熱系資源地質評価の根幹であると考えられる。

### 2.3.2 探査法

#### (1) ポテンシャル系地球物理探査

重力探査や空中磁気探査は、前者が広域の基盤構造や落差の大きな断層、後者が貫入岩体把握に適している。マグネタイトのキュリー温度580°Cを前提としたキュリー等温面深度分布推定のために、1980年代に空中磁気探査が広く行われ、地熱資源ポテンシャルが推定された(大久保, 1984)。ポテンシャル論に基づくこれら地球物理学的データ解析では異常体深度が特定できず、また、一般的にはこれまで実施の探査では、データの空間的取得密度が疎らで、断裂型地熱貯留層の候補と成りうる断裂系の詳細なイメージ推定には不十分であると考えられる。

比抵抗探査は、VES 法、TDEM 法、MT 法、CSAMT 法等多種であるが、可探深度が深い MT 法が地熱探査では採用されるケースが多い。低比抵抗値を示す高塩分濃度熱水貯留層や熱水変質帯についての水平分布把握には、地域的な地温変化が小さければ有効と考えられる。200°C を超える高エンタルピーな断裂型地熱貯留層は、高比抵抗な電気基盤層内にあり、その上部には熱水変質帯が帽岩 (Cap Rock) を形成する前提で、その分布を MT 法にて得られる低比抵抗帯から推定されている。長波長成分の可探深度が深い特性を利用して高傾斜断裂系の推定を試みているが、断裂系深度が深くなれば空間的分解能も低くなり、また、熱源分布による地温勾配の地域的变化の比抵抗データへの影響も無視し難く、かつ測点間隔も 1 km と粗く、はたして断裂幅が狭いとされる高傾斜断裂系が捉えられているかには疑問もある。

ポテンシャル系物理探査では、異常体深度推定が不確実であり、地熱貯留層との関連性も曖昧である。また、想定される地質的事象との対比では、例えば、カルデラエッジの陥没側では岩石粒の Sorting が悪く礫岩層扇状地を形成する傾向があるが、期待される貯留層タイプの推定基準、低比抵抗異常分布から推定される帽岩、浅部温泉帯水層、水平貯留層、或いは高温地熱流体が対流する断裂型地熱貯留層などの地質形態・構造の判別方法、温度依存性の高い比抵抗値分布域における地下のマグマや高温岩体の判別方法など曖昧な感もあり、検討課題も依然多く残されていると考えられる。

## (2) 弾性波探査

### a. 反射法地震探査

過去、地熱資源賦存地域への反射法地震探査の適用についての取り組みがなされてきた。しかし、断裂型地熱貯留層を対象に適用した反射法地震探査の結果は芳しくない。堆積岩環境とは異なり、インピーダンスコントラストの高い構成物質からなる複雑な地下構造、複雑に変化する地形、そして地震波速度異方性などが原因と考えられている (地質調査所, 1995)。その後、1997 年～2002 年に NEDO が実施した貯留層変動探査法において、再度取り上げられた (石戸・當舎, 2010)。その結果、急峻な山岳地帯での良質なデータ取得や、層状構造をベースとした解析手法が問題視され、以後地熱資源調査の主探査法としての実績例はない。しかし、2015 年に地熱貯留層探査技術 (弾性波探査) に係る推進研究として再び取り上げられた (石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018; 青木, 2018)。本稿において、この反射法地震探査データを事例検討の対象とした。なお、石油・天然ガス開発業界では海上探査ではあるが、例えば、Grey et al. (2009) は、ベトナム、ランドン油田における反射法地震探査データからの確に高傾斜断裂系を捉え、断裂型貯留層を評価している事例がある。

反射法地震探査の実施に先立ち、2014 年に地熱資源開発業界への聴取から得られた弾性波探査 (反射法地震探査、及び AE 調査) に対する現状評価の概略を以下述べる。

反射法地震探査は、山岳地帯においても石油・天然ガス資源探査では広く採用されているが、地熱資源探査では一般的な探査手法ではなく、試験的な実施事例があるのみである。反射法地震探査は、高コスト手法であり、探査データを解釈しても、坑井データ等他データとの相関性を見出すことが困難である。他方、探査実施がより安価となり費用対効果が改善すれば、探査結果により掘削場所の選定や浸透性ゾーンの評価に寄与できることが期待できる。技術的な制約については、地質、地表条件、解析処理、及び解釈上での問題点をそれぞれ以下指摘できる：

- 1) 熱水変質による複雑な地下地質構造と岩石特性の変化、
- 2) 急峻な山岳地帯へのアクセスと測量仕様の制約： 1 測線しか取得されない。発震点（爆薬、或いはバイブレーター）と受信点（ジオフォン・アレイ）との間に、質的、量的に満足できるカップリングを得ることが難しい。表面ノイズ低減のためのスペース・フィルターが満足に設置できず、高 S / N 比なデータが取得できない、
- 3) 解析処理面での制約： 粗い測線、急峻な地形、変化の大きい表層に対処するための静補正適用の難しさ。ノイズ減衰による S / N 比の改善、及び広開口と広方位角にて伝搬する反射波処理の難しさ。重合、或いはマイグレーション実施のための地下速度推定の難しさ、及び
- 4) 解釈上の制約： 火山や地熱地域で成功裏に取得された反射法地震探査測線のアーカイブが不足し、また、解釈・評価できる経験豊富な地質学者の数が限られている。

以上の地熱資源開発業界における現状評価ではあるが、秋ノ宮・山葵沢地熱地帯や大霧地熱地帯における反射法地震探査データでは、十分解釈可能な処理断面図が取得され Figure 3-1 に示される秋ノ宮における事例（水谷, 2012）に加え、Figure A-3 (1)に示される大霧地熱地帯における「ハの字」状断層形態が示された良い例がある（水谷, 2018a, p70; 石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018, p2-10）。従って、上記技術的な制約のうち、地質、地表条件、或いは解析処理の制約は依然残るものの、取得されたデータを石油・天然ガス探査データの評価手法を参考に解釈を試み、地熱系資源地質概念モデル構築に資する成果が得られるか否かを基に、反射法地震探査に対する評価を再判断するのが得策ではないかと考えられる。

因みに石油・天然ガス開発業界における反射法地震探査データは、坑井データと共に地下資源開発の要のデータであり、事業者がこれらデータを総合的に評価・解釈し資源評価に役立てている。従って、事業者は探査業者へその結果をフィードバックし、探査業者は測定仕様や処理の最適化を図り、その結果、事業者は反射法地震探査データを解釈する上で更なる向上に必要な結果が得られる。一方、地熱開発業界では、探査手法に採用されていない反射法地震探査データを事業者が解釈することは非常に稀で、現在まで取得の反射法地震探査データは、石油・天然

ガス開発業界にて培われた解釈手法に則った十分な評価・解釈がなされたとは言い難い。仮に評価・解釈を探查業者が行っても、坑井データ等他のデータへのアクセスが限定的になるのは否めず、本来反射法地震探查データが持っている情報を十分引き出し難かったのではないかと考えられる。

#### b. 微小地震調査(AE 調査)

地熱資源開発業界における現状評価では、AE 調査は探查目的よりは流体挙動観測など貯留層モニターリング目的に使用されている。適用の可否は、十分な数の自然、或いは誘発微小地震が観測されるか否かに依り、ある場合においても、高精度な震源決定のための速度構造が既に取得されているかとの制約はある。例えば、松川地熱地帯やニュージーランド・オーハキ地熱地帯では微小地震活動が小さく不適である。他方、探查目的では、電磁探查や重力探查では検知できない開口性断裂の直接検知と定量的把握が期待される。震源決定精度の向上が不可欠で、水平成層型速度構造モデルではなく火山地質構造モデルに沿った手法に係わる技術開発や流体通路には微小地震が発生しないなどの物理現象の解明が必要である。

### (3) 現状評価

現状適用のポテンシャル系探查により、水平貯留層や帽岩等の水平分布する地層の評価については可能と考えられるが、坑井との対比は曖昧となる。従って、貯留層の岩石特性(孔隙率や浸透率)を空間的に掌握するには、多数の坑井を掘削する必要がある。一方、高傾斜断裂系の分布掌握や岩石特性の評価については、断裂系内充填物が周囲の岩石に比べ顕著な特性差がない限り、特に深部ではできないと考えられる。

断裂型地熱貯留層に対しては、地表における地熱兆候や比抵抗探查結果を基に、地下における位置を推定し掘削している事例が多い。江原・野田(2014, p99)は、「比抵抗分布から貯留層領域の概略的構造を理解し、重力から推定される断層構造を援用し、断裂型貯留層構造が明らかにされている。しかし、直接的な検出ではなく、必ずしも高精度とは言えない。然るに、新規開発地点での掘削成功率は 50 %程度である。但し、開発井では概ね蒸気は得られるが、量的に不十分な坑井もある。」と現状を具体的に述べている。従って、ある坑井掘削にて有望な兆候が得られた場合、高傾斜断裂系の広がりをつめるために、空井戸となることを避けるように傾斜井掘削が採用されている。しかしそれでも、空間的掌握には空井戸を含め、多数の坑井を掘削する以外術がないのが現状と考えられる。

断裂型地熱貯留層のイメージングは、反射法地震探查でも陸上でのハードルは高い。地熱資源評価を対象とした過去の反射法地震探查事例では、坑井検層については、温度、圧力、或いは比抵抗検層の実施が通例であり、反射法地震探查との坑井対比をする上で必要な音波検層が実

施されていない点がある。コアは、小口径の坑井では十分取得されているが、取得時の冷却の影響で破砕が進み、有意なコア解析が可能となる貯留層からのコア取得が難しい。

以上から、地熱系に関わる地質概念モデルや地熱貯留層、特に断裂型地熱貯留層のイメージングの構築には、地質学的な説明に必要な情報が従来の探査法では十分得られていないと考えられる。その結果、地熱系資源地質の掌握の熟度が低く、地熱貯留層のタイプや地下分布が未確定なまま、掘削に頼らざるを得ず、上述調査井掘削数(444坑井)に比して、十分な熱水生産量を得るに至る成功事例率(2.7%)が小さい結果として表れていると思われる。仮に探鉱井にて地熱流体の産出を確認できても、柳津西山地熱発電所が操業中の柳津西山地熱地域では、貯留層の広がり の推定には3本の隣接する生産井の主要流体流入点3点で面形成する必要があると述べている(安達, 2009)。開発段階への移行時にはまだ確度の高い貯留層分布が未確定で、生産井数を十分確保し、噴出試験にて地熱流体の生産確認を経るまで貯留層分布の確定が難しい現状がある。

現状、その空間的掌握が可能な情報を提供できるのは、反射法地震探査データと坑井データと考えられる。但し坑井データのみでは、その空間密度は非常に乏しく、高傾斜断裂系の場合、坑井間の地質的变化を的確に掌握するのは困難であり、適切な検層とコアが取得され、反射法地震探査データと対比・相関することで地質的評価が有効に機能する。一方、断裂系内充填物である貫入岩体、熱水変質生成物、或いは地熱流体の推定は、反射法地震探査データからは非常に難しい現状がある。反射法地震探査の普及やアーカイブの充実化、或いは山岳地帯における非常に良質なデータ取得が待たれる。

## 2.4 まとめ

地熱系における資源評価は、主要 3 要素 (地熱流体, 熱源, 貯留層) を中心に検討される。貯留層評価は、商業的開発実施時において、経済性に影響を与えることから、最重要課題である。貯留層は、地熱流体の熱獲得・対流と貯留・通路の2つの役割を担っている。日本では断裂型地熱貯留層が主な開発対象であり、商業的開発に最適な高エンタルピーな地熱系形成には活発な熱獲得と熱対流が必要であるため、開発対象となる貯留層が断裂型地熱貯留層に発達する高傾斜開放型断裂系の存在とその掌握が必須であると考えられる。

しかし、日本で採用されて来た地熱探査手法である地熱兆候調査、ならびに比抵抗や重力のポテンシャル系物理探査は、断裂型地熱貯留層を捉えることはできず、坑井掘削に頼っていた。断裂型地熱貯留層とその周囲の地層においては、岩石特性の水平方向変化が非常に大きく、明確なモデル構築には、現状至っていない。また、反射法地震探査研究は継続されているが、断裂型地熱貯留層分布の掌握についての成果は報告書には余り記載されておらず、地熱資源開発業界では、反射法地震探査を探査手法として積極的に取り上げていないのが実情である。そのため、



石油・天然ガス資源探査において普及している反射法地震探査データの解釈と高精度坑井検層データとの対比による解釈・評価から導き出される炭化水素系資源地質概念モデル(堆積物沈下-有機物熟成-炭化水素の貯留岩への移動)に比べて、地熱系資源地質概念モデル構築の熟度は極めて低いと考えられる。

地熱資源賦存地域において過去の研究において取得された反射法地震探査データの解釈から、断裂型地熱貯留層のある地熱系は圧縮応力場にあり、その地熱熱水が循環した断裂系では均質化した弾性波反射特性があることが示唆された。更に、高温地熱系形成には少なくとも 30 万年に及ぶ、100 万年以降の新しい火山活動が必要で、その期間内において、熱獲得と地熱熱水の対流とを担う断裂型地熱貯留層が最低 10,000 年に及ぶ長期間、安定的に維持されることと、その貯留層が熱水変質に伴う生成物による断裂内部充填傾向に抗う開放性が保持されることの地質学的 2 要件が、断裂型地熱貯留層の形成・維持に必要なものであるとの判断に至った。

これら 2 要件を満たすには、断裂型地熱貯留層は、安定的な圧縮応力場下で形成される高傾斜開放型断裂系から発達するとの地質学的知見が想起された。これらの断裂系の断面的掌握には、石油・天然ガス開発業界にて成功事例 (Grey et al., 2009) のある反射法地震探査の実施が最善であると考えられる。その解釈から得られる地質学的・地熱学的現象の平面的な展開については、地熱資源が賦存する山岳地帯ではアクセスの制約から測線数が限られるが、周辺の地質図・概況や物理探査データから推察可能であると考えられる。但し、これらの情報が平面的に疎らな場合は、地質学的・地熱学的現象の平面的な分布掌握には限界がある。一方、反射法地震探査が実施されていない場合でも、他の地熱資源賦存地域における反射法地震探査データ解釈から得られる一般的な地質学的・地熱学的知見を参考に、取得密度が十分密な物理探査データがあれば、そのデータ特性により特定の地質学的・地熱学的現象については、平面的な分布が詳細に掌握できると期待される。以上から、断裂型地熱貯留層は、安定的な圧縮応力場下で形成される高傾斜開放型断裂系から発達し、その構造解明に、物理探査手法を適用が有用であるとの仮説を立て、検証することとした。物理探査手法については反射法地震探査に加え、低飛行高度にて高取得密度測定の中物理探査が有効と考えられ、次章以降に事例検討を基にその有効性を論ずる。

反射法地震探査普及の課題は、依然大きいと考えられるが、取得されたデータを石油・天然ガス探査データの評価手法を参考に解釈を試み、地熱系資源地質概念モデル構築に資する成果が得られるか否かを基に判断するのが得策ではないかと考える。

## 引用文献

- 安達正敏 (2009) 資源確保～掘削ターゲット選定から坑井仕上げまで, オーガナイズドセッション OS1, 事例 3 「柳津西山地区」, 平成 21 年京都大会予稿集, 日本地熱学会学術講演会.
- 安達正敏・有木和春・後藤弘樹・佐伯和宏・森田誠也 (2014) 地熱生産管理のための地熱レザヴァーの概念, 温泉科学, 63, 364-381.
- 青木 直史 (2018) 平成29年度JOGMEC地熱部事業成果報告会 地熱貯留層探査技術開発(弾性波探査) 第2回実証試験の成果, 地球科学総合研究所 (JGI).
- Baars, D.L. and Stevenson, G.M. [1982] Subtle stratigraphic traps in Paleozoic Rocks of Paradox Basin, The Deliberate Search for Subtle Trap, AAPG Memoir 32, *The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma*, 131-168.
- Burg, J. P. (2018) Strike-slip and oblique-slip tectonics, Script to Tectonics, ETH Library, *ETH Zurich Research Collection*, No. 5, 173-193.
- 物理探査学会 (1989) 図解 物理探査, 物理探査学会.
- 地質調査所 (1995) 断裂型地熱貯留層探査法に関する研究, 編集 宮崎光旗・伊藤久雄, 地質調査所報告, 282, 438p.
- 地学辞典 (1971) 編集 地団研地学辞典編集委員会, 平凡社, 1540.
- 江原幸雄・野田徹郎 (2014) 地熱工学入門, 東京大学出版会, 218p.
- Emeleus, C. H. and Bell, B. R. (2005) Dykes, dyke swarms and volcanic plugs, Palaeogene volcanic districts of Scotland, British regional geology, Fourth edition, *British Geological Survey*.
- Grey, Samuel H., Yi Xie, Notfors, Carl, Tianfe Zhu, Daolin Wang, and Chu-Ong Ting (2009) Taking apart beam migration, the leading edge, *SEG*, vol. 28, issue 9.
- Hancock, P. L. (1994) Continental Deformation, *Pergamon Press*, 421p.
- Henley, R. W. and Ellis, A. J. (1983) Geothermal systems ancient and modern, *Earth Science Reviews*, Vol. 19, 1-50.
- Henley, R. W. (1984) Chemical structure of geothermal systems. In: Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems, R.W. Henley, A.H. Truesdell, and P.B. Barton, Jr. (Eds.), Vol. 1, Reviews in Economic Geology., *The Economic Geology Publishing Company*. El Paso TX, 9-28.
- 東正治 (2004) 熱水鉱床と粘土鉱物, 粘土科学, 43(4), 219-227.
- Hochstein, M. P. (1990): Classification and assessment of geothermal resources, in: Dickson, M. H. and Fanelli, M: eds., Small Geothermal Resources: A Guide to Development and Utilization, *UNITAR, New York*, 31-57.
- 石戸経士・當舎利行 (2010) 貯留層変動探査法の目指したこと, 地質ニュース 665 号, 7-11.
- 火力原子力発電技術協会 (2021) I. 発電所の概況, 地熱発電の現状と動向, 2019 年版, 火力原子力発電技術協会, 5p. <https://tenpes.or.jp/files/user/pdf/chinetu-data-2021>, (アクセス日: 2022.06.14).

- 鎌田浩毅 (2008) マグマの地球科学 火山の下で何が起きているか, 中公新書 1978, 262p.
- 小林哲夫 (2008) カルデラの研究からイメージされる新しい火山像- マグマ発生から噴火現象を制御するマントル-地殻の応力場, カルデラ生成噴火-準備過程の理解に向けて-, 月刊地球/号外, No. 60, 65-76.
- 国土交通省砂防局 (2006a) 富士山の側火山, 国土交通省中部地方整備局富士砂防事務所.
- 水谷滋樹 (2012) 秋ノ宮・山葵沢地熱地帯に於ける弾性波探査と物理検層の対比と地質学的解釈, 日本地熱学会誌, 34(1), 21-35.
- 水谷滋樹 (2018a) 重力偏差探査解析・解釈の地熱資源評価への期待 重力偏差データのHGGS法表層密度推定・地形補正解析方法及び弾性波探査解析との対比, 日本地熱学会誌, 40(1), 45-75.
- Momita, M., Tokita, H., Matsuda, K., Takagi, H., Soeda, Y., Tosha, T. and Koide, K. (2010) Deep geothermal structure and the hydrothermal system in the Otake-Hatchobaru geothermal field, Japan, *Proc. of 22<sup>nd</sup> New Zealand Geothermal Workshop*, 257-262.
- Motilla (2009) Laccolith, Available at: <https://en.wikipedia.org/wiki/laccolith>.
- 中村一明 (1989) 火山とプレートテクトニクス, 東京大学出版会, 323p.
- 日本地熱学会 (2010) 地熱発電と温泉利用との共生を目指して, 地熱発電と温泉との共生を検討する委員会, 日本地熱学会, 62p.
- 日本地熱調査会 (2000) 新版わが国の地熱発電所設備要覧, 日本地熱調査会 (JGEA), 254p.
- 大久保泰邦 (1984) 全国のキューリー点解釈結果, 地質ニュース, No.362, 12-17.
- Pirajno, F. (1992) Hydrothermal Mineral Deposits, Principles and Fundamental Concepts for the exploration geologists, *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 709p.
- Rybach, L. and Muffler, M. J. P. (1981) Geothermal systems, *John Willey & Sons*, 359p.
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2018) 地熱貯留層探査のための弾性波探査ガイドブック.
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2022a) NEDO 調査報告書.
- 島野裕文 (2007) フラクチャーレザーバーの評価技術, 石油・天然ガスレビュー, JOGMEC, 41(2), 47-63.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2000) 平成 11 年度地熱探査技術等検証調査 貯留層変動法開発地震波探査法開発に関わる秋ノ宮反射法弾性波探査 報告書, 15p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2008) 地熱開発の現状, 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 22p.
- 塩本洋平, 青山威夫, 関裕之 (2006) ベトナム・ランドン油田フラクチャー型貯留層モデル構築, 石油技術協会, 71(1), 94-106.
- Stevens, B. (1911) The law of intrusion, *Bull. Amer. Inst. Min. Engin.*, 49, 23p.
- 平朝彦 (2001) 地層の解読, 地質学2, 岩波書店, 441p.

- 玉生志郎 (1994) 地熱系モデリングから見たマグマ溜り 豊肥・仙石・栗駒地熱地域を例にして, 地質学論集, **43**, 141-155.
- Taylor, J. C. M., Kinsman, D. J. J, Smith, D. B., Jenyon, M. K., Clark, D. N, and Bifani, R. (1971) The role of Evaporites in Hydrocarbon Exploration, Course Notes No. 39, edited by J. C. M. Taylor, *Joint Association for Petroleum Exploration Course (UK)*.
- 當舎利行・内田洋平 (2012) 地熱発電の本, 日刊工業新聞社, 159p.
- Wikipedia (2009) [https://en.wikipedia.org/wiki/Igneous\\_intrusion#/media/File:Intrusion\\_types.svg](https://en.wikipedia.org/wiki/Igneous_intrusion#/media/File:Intrusion_types.svg). (Referred on February 14, 2023)
- 山田當三・松永栄勇・栗山隆 (1985) 栗駒地域の地熱モデル, 日本地熱学会誌, 7(3), 261-281.
- 山路敦 (2012) 岩脈法発展史, A history review of the methods for inferring paleostresses from dyke orientation, 地質学雑誌, 118, 335-350.
- 矢野雄策・須田芳郎・玉生志郎 (1989) 日本の地熱調査における坑井データ その1 コア測定データ 物性, 地層層序, 年代, 化学組成, 地調報告, 271, 1-832.
- 吉田武義 (2017) 2. 東北地方の基本構造, in 吉田武義 (ed), 日本地方地質史 2. 東北地方, 日本地質学会, 朝倉書店, 639p.
- Zoback, M.D. and Townend, J. (2001) Implications of hydrostatic pore pressures and high crustal strength for the deformation of intraplate lithosphere, *Tectonophysics*, 336, 19-30.

### 3. 反射法地震探査の再評価

#### 3.1 はじめに

本章では、物理探査手法の一つである反射法地震探査データと、周辺の地質データや物理探査データとの複合的解釈により、安定的な圧縮応力場下において特徴的な地質学的構造形成や断裂型地熱貯留層に特徴的な開放性が見いだされるかについて議論する。

断裂型地熱貯留層に係る地質学的知見の確認には、坑内高温高压条件を維持したコアや高度坑井検層データの解析が望ましいが、現状入手すらできない。そこで、地熱資源賦存が確認される地域において、反射法地震探査データと周辺の地質データや物理探査データとの複合的解釈を行い、断裂型地熱貯留層の構造解明を試みた。まず、石油・天然ガス・金属鉱物資源機構が、鹿児島県山川と宮城県鬼首の両地熱地域において、2015年及び2017年に新たに取得した2次元(2-D)反射法地震探査データ(石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018; 青木, 2018)を、石油・天然ガス探査データの評価事例を参考に解釈した。次に、周辺の地質図・概況、或いはその他の物理探査データの解析・解釈を通じて、地熱系の地質学的解釈を行った。最後に、複合的解釈結果がモデルと整合的か否かを推定した。なお、山川の3次元(3-D)反射法地震探査データについても検討を行った。

本章におけるアジェンダは:

- ・ 秋ノ宮/山葵沢地域における反射法地震探査測線解釈
- ・ 反射法地震探査測線断面解釈と地質学的評価、仮説の検証(山川及び鬼首地熱地域)及び検討結果

である。本章では、すべての Figure を章末に表示した。

#### 3.2 秋ノ宮における反射法地震探査とその解釈

##### 3.2.1 検討地域と探査データ取得

秋田県湯沢市秋ノ宮/山葵沢地熱地域西側に位置する秋ノ宮地域において、高温岩体発電実用化技術確立を目指す実験(鈴木他, 1998)、及び貯留層変動探査法調査の一環として(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2000)反射法地震探査が実施された。データ取得は、いずれも受信点間隔 10 m, 発振点間隔 20 m, 合計測線長約 4 km で行われた。

##### 3.2.2 秋ノ宮/山葵沢地熱地域における地質条件

秋ノ宮地域は、東北地方の脊梁部に位置し、本吉火山列に属する。松島-本庄帯に規制された北西-南東方向の断裂帯が発達した地域にあり、東側では山葵沢地熱資源賦存地帯に隣接する。坑井 AY-8 (Figure 3-1 参照) 周辺を中心に隆起部 (Basement High) が南北方向に発達し、東側

には中新世の陥没帯 (木地山低重力異常域), 西側には鮮新世の陥没帯 (秋ノ宮低重力異常域) が発達し, その陥没帯を新第三紀以降の凝灰岩・火山岩が埋めている。地質層序は下位より先第三紀基盤岩類, 新第三紀中新世瀬見層, 新第三紀中新世役内川層, 鮮新世虎毛山層, 第四紀更新世兜山層 (デイサイト質溶結凝灰岩) と高松岳火山岩類 (安山岩～デイサイト溶岩), 新第三紀以降の貫入岩類となっている (佐々木, 2002; 水谷, 2012):

### 3.2.3 解釈

秋ノ宮/山葵沢地熱地域における地熱発電プロジェクトの検討に際し, 反射法地震探査測線処理断面を採用した。測線位置 (Figure 4.12 (1))に基づき, 層序と構造の解釈を行なった結果を Figure 3-1 に示す (水谷, 2012)。解釈は, 石油・天然ガス開発業界で一般的に採用されている Seismic Stratigraphy (AAPG, 1977), 伸張応力場における構造形成に特徴的な Rift Basin, 例えば北海における地質形成 (Glennie, 1986) を参考に試みた。

概略は以下に示す (Figure 3-1 右図(地質的解釈断面図)):

- 1) 隆起した先第三紀基盤岩が, 鮮新世において西部地域が陥没し凝灰岩などが堆積し, 第四紀の凝灰岩と溶岩が地域全体を覆っている。
- 2) 先第三紀基盤岩内には, 2つの反射波が乱れた「chaotic event」があり, それらの境界は坑井 AO-8 の比抵抗検層や周辺坑井の FMI (Fullbore formation microimager) から水平方向の滑り面と解釈される。また, 3~4,000 masl に深部貫入岩体の存在が解釈される。
- 3) 反射法地震探査測線解釈上, 構造地質学や弾性波反射特性に係る特記事項が2点ある。1つは, 6つの断裂帯 (F-a~F-f) が解釈できるが, 各断裂帯は表層に近い程断裂数が多く, 各断裂/断層面を挟んだ落差が小さく, また, 一部はフラワー構造と解釈できる点である。もう1つは各断裂/断層は均質化した反射を伴っている点である (坑井 YO-4 と AY-8 との間に顕著に表れている)。前者からは, 地域が圧縮応力場にあることから断裂帯は横ずれ断層が示唆され, 後者からは, 断裂/断層面の近傍における岩石の均質化現象と地域が地熱地帯であることから熱水変質の結果が示唆されていると考えられる。
- 4) 均質化現象により, 断裂/断層面両サイドの落差が小さいにも拘わらず, 断裂/断層の解釈が容易にできる。断裂/断層幅は 25 m 程度と薄く, 横ずれ断層面傾斜は 80 度弱と試算される (水谷, 2012, p29)。

### 3.2.4 考察

秋ノ宮/山葵沢地熱地域は, 太平洋プレートにより東西圧縮応力場(大槻・永広・布原, 2020, p14) にあり, 地域的圧縮応力場とは容易に関係付けられるが, 一方, 地熱貯留層の開放性要件とはにわかには相容れない。一般的に山岳部において良質の反射法地震探査測線データを得ることは

難しいが、高品質のデータが得られればその解釈は比較的容易であることが示唆される。従って、測線数は少なくとも、良質のデータを得る事が肝要であると考えられる。

### 3.3 山川における反射法地震探査とその解釈

#### 3.3.1 検討地域と探査データ取得

2015年に鹿児島県山川地熱地域において実施した3次元(3-D)、及び2次元(2-D)反射法地震探査(石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018; 青木, 2018)データを基に検討する。山川地熱地域には1995年より山川地熱発電所(略称, YPP)が稼働しており、認可設備容量は25.96 MWである。

Figure 3-2の黒メッシュ(東西約8 km x 南北約4.5 km = 36 km<sup>2</sup>)は3次元(3-D)地震探査調査地域、及び青線(東西約8 km)は2次元(2-D)地震探査測線を示す。山川地熱発電所は概ね平坦な探査地域の中心(Figure 3-2 赤丸)に位置している。3次元(3-D)探査地域における密な測定は地域中心の3 km x 4 km (= 12 km<sup>2</sup>)の範囲、その外側では疎な測定がなされた。大型4台と中型4台、計8台のバイブレーターが導入され、振動点(Vibration point, VP)間隔については、2次元(2-D)地震探査測線では10 m、また、3次元(3-D)地震探査では、密な測定域において20 m、疎な測定域において40 mである。各VPあたりのスイープ回数は3~4回、各振動の継続時間は16秒で、各記録時間は16+6秒である。VP総数は3,262、そのうち大型バイブレーターでは988、中型バイブレーターでは2,274である。スイープは、それぞれ3~60Hzと4~60Hzの非線形アップ・スイープで、測定は主に道路に沿って行われた。受信点(Receiver point, RP)間隔は20 m、9 Geophoneが一纏めにされた配置である。

#### 3.3.2 山川地熱地域における地質条件

##### (1) 山川地熱地域の地質

南西日本外帯にある阿多カルデラ内にあり、約200 km東方の海域では、南海トラフから琉球海溝にかけてフィリピンプレートが北西方向に沈み込み、収斂境界に沿って火山フロントが発達、1,200 kmに及ぶ琉球弧を形成している。火山活動は、新第三紀以前では火山フロントの西部で活発であったが、第四紀以降では、活動が霧島火山脈列(霧島-桜島-開聞岳-口永良部島-諏訪島)に移り、現在も活発である(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2001; 2008b)。

Figure 3-3に、地質図を示す(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2008b)。著者加筆の赤い長方形で囲まれた領域は、Figure 3-2に示す地域に対応する。北部に阿多火山噴出物である権現山破屑岩(紫; Atg)と鷲尾岳・池底溶岩(灰色; Alw)を有し、南部は開聞岳火山噴出物(青; Kp)で広く覆われている。その中に、阿多火山噴出物(久世岳溶岩と辻之岳溶岩(紫: AdkとAdt)、マ

ール(黄:Imc) が示されている。南薩層群堆積後、山川層堆積前に辻之岳 (Adtの中心に位置)の南部地域は沈降した。西北西-東南東方向の2構造線、即ち山川-松ガ窪構造線(本稿における略称、以下同じ:YMTL)と辻之岳-竹山構造線(TTTL)が示されている。前者はカルデラと爆裂火口配列・分布(池田湖-松ガ窪-池底-鰻池-山川湾)により、後者は阿多中央円頂丘火山岩類である溶岩ドーム配列・分布(久世岳-辻之岳-竹山溶岩円頂丘)により推定された。なお、2つの構造線は著者が加筆した。

## (2) 地熱系モデル

1995年に運転開始した山川発電所の定格出力は30MWであった。2018年に、定格出力4.9MWのバイナリー発電を開始した(藤井他, 2021)。山川発電所の調査結果(吉村・伊藤, 1994)を以下記載する:

- 1) 山川地熱発電所周辺は更新世後期以降に形成された火山地形が分布し、指宿温泉など温泉や噴気等多くの地熱兆候が見られる。地熱貯留層は、350°C以上に及ぶ深部高温ゾーンで特徴づけられ、地熱流体は高塩分濃度、高シリカ濃度である。
- 2) 調査は、総計23坑の坑井掘削、放熱量調査、変質帯調査、空中熱赤外線調査などの初期調査、電気探査、地温調査坑による地温分布調査、重力精査、反射法地震探査、電磁探査などが実施された。
- 3) 地熱系は、東部、北部および西部を断層により区切られた3.9 km<sup>2</sup>の方形陥没帯内にあり、その中央部に石英安山岩の(垂直)貫入岩体がある。
- 4) 深度約1,000 mに坑井温度逆転区間に相当する透水性の良い低温ゾーンがある。貯留層はそれ以深の深部高温ゾーンに分布する山川層と上部南薩層群境界周縁部、貫入岩体周縁部および断層周辺部と考えられ、貫入岩体周縁部に発達するフラクチャーは電氣的探査により検出の低比抵抗異常域と整合する。
- 5) TTTL上では高比抵抗異常が認められ、安山岩の岩脈分布と調和的である。傾斜坑井2井(SKG-7と-15D)が構造を通過しているが安山岩岩脈と断層が認められ、大規模逸泥があった。

山川地熱発電所(YPP)周辺にあるTTTL構造線上に位置する辻之岳深部において、構造線弱線部に沿った高温貫入岩体は確認されなかった(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2001)。しかし、YPP周辺には南薩層群形成後から山川層主部層形成前にかけて発達している陥没構造中央部にはTTTLに沿って石英安山岩が貫入し、周囲に発達した断裂が主な地熱貯留層を形成していると考えられる。また、TTTL上には溶岩円頂丘が発達しており、構造線に沿って火山活動が生じたと考えられる(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2001)。山川地区の温度分布図では、際立った高重力異常である竹山を囲む方向で300°C以上の高温域が存在し、2.6万年前の岩



体が深部にまで延長していることから、熱源の可能性が示唆された (吉村, 1992)。なお、本稿では、石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2018) に従い、貫入岩体は「安山岩」ではなく「デイサイト」を採用した。

### 3.3.3 解釈

Figure 3-2 において青線で示される 2 次元 (2-D) 反射法地震探査測線断面 (石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018; 青木, 2018) について独自解釈を行った。Figure 3-4 は、(a) 2 次元 (2-D) 反射法地震探査測線断面解釈図、及び (b) その概略的な地質断面図を示す。これらの図には、6 解釈層序(horizon)、断裂/断層、弾性波反射特性、及び TTTL、解釈した各 horizon、併せて反射パターンや特性を記載する。

東西に1つずつカルデラの可能性もある沈降域が解釈できる。東部は、形成時期が古い時代の、大きな沈降域 (カルデラ) である。一方、西部沈降域は小さく、その形成時期は新しい時代である。H1-H2 シーケンスが安定的に堆積した後、地域の沈降が活発になり、その沈降を埋めるように H1 horizon 以新の若い堆積物が堆積している (CDP 1-400)。

H1-H2 シーケンス層厚は、西部から中心部まで概ね一定で、以降東部に向けて薄くなる。また、中心部 (CDP 350-900) では反射パターンが *Transparent* であるのに対し、中心部から離れた部分では反射が明確になるという違いがある。H2 horizon は不整合面であり、CDP1,000 付近で顕著である。その下部に見られる斜めの H3 horizon は、最上部が削剥・侵食されている。これは、H3-H2 シーケンスが示す沈降域内堆積物の堆積後、不整合面である H2 horizon で削剥・侵食前にマグマが貫入したことを意味する。

H3 horizon は沈降域内層位であり、H4-top horizon と *Parallel* ないし *Sub-parallel*, H3-H4-top シーケンス層厚は、沈降域内では概ね一定である。一方、西部沈降域では、西端部において H3 horizon は、H4-top (及び H4-base) horizon に重ることが示されている。

H4-top-H4-base シーケンスは、三角形状であること、H3-H4-top シーケンスなどの上位シーケンスは、”*Parallel*”, ないし ”*Sub-parallel*” な反射パターンを示すこと、三角形状の直上、CDP 1,000 付近では傾斜し、H2 horizon (不整合面) にて削剥される現象によりマグマの水平貫入と判断される。マグマ水平貫入が、反射法地震探査測線断面において H4-top-H4-base シーケンスとして明確に認められ、断層面に対峙することから、デイサイトは、TTTL に沿って整列する横ずれ断層沿いに上昇・垂直貫入し、辻の岳や竹山を形成すると共に、沈降域基底面に水平貫入したと解釈できる。断面における見掛け上の傾斜は約 63 度であるが、断層走向を考慮して実傾斜は 68 度程度と試算できる。

以上の層序解釈は、坑井情報にアクセスできていないが、H2 horizon より以深のシーケンスが南薩グループに、H1-H2 シーケンスが山川層に相当する場合、3.2.2 項に記載の層序 (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2001; 2008b)と整合的である。

H1-H2 シーケンスは、西部 CDP 350-900 間において反射のない均一で“Transparent(透明)”な反射パターンを示すが、東部 CDP1,000-1,350 間において、“Subparallel(準平行)”の強い反射パターンになっている。この CDP 範囲では、Figure 3-4 (b)に「Uniform」と示されるように、H2-H3 シーケンスが示される深度 TWT(Two-way time) 0.5~1.0 秒(速度 3,000 m/s の前提で、深度 750~1,500 masl)において、均一で弱い反射パターンが認められ、熱水変質の影響が示唆される(水谷, 2012)。その結果、地熱流体の地下循環と熱伝達システムは、反射法地震探査測線断面上で追跡できると考えられる。即ち、天水は CDP 750-900 辺りの横ずれ断層や、それに伴う断層により形成の涵養域から地下に浸透し、「Dacite」と示す貫入岩上部にて熱獲得しつつ、「Uniform」と示す断裂型地熱貯留層の可能性のあるゾーンへと東方へ下降移動し、次に CDP 1,000~1,350 の周りにて、熱水経路を変更しながら上昇移動し、地表に到達すると解釈できる。なお、H5 horizon は、白亜紀基盤岩と解釈したより深い Event であり、横ずれ断層沿いの構造的に高い領域にて認められる。

3次元(3-D)地震探査パッケージ(石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018; 青木, 2018)の探査地域は辻之岳や竹山をカバーしており、水平貫入岩体が溶岩ドームの地下部分か、或いはそれぞれ独立形成か、また、形成時期に違いはあるかとの確認ができ、地熱系形成と貫入岩体との関係がより明確になると期待され、更に、断裂型地熱貯留層を構成する断裂/断層帯を直接掌握できる可能性も大いに期待できる。Figure 3-5 は、3次元(3-D)地震探査パッケージから抽出されたプロファイル 230 を示す。このプロファイルは、Figure 3-4(a)に示した2次元(2-D)地震探査測線とほぼ同位置にある。両探査測線断面は品質的に大きく異なり、3次元(3-D)反射法地震探査は余り成功裡な結果であるとは言い難い。高解像度の反射法地震探査は、調査地域が平坦な領域であっても、必ずしも満足できる結果を容易く得られるとは限らないと考えられる。良好な2次元(2-D)地震探査測線が得られていることから、データ取得の問題よりは現状の処理結果が不十分であり、再処理が必要ではないかと考えられる。固定展開のため発振点-受信点間 Offset が不均質分布となり、また、短い Offset のデータも多い。Offset 分布が均質化するようなデータ選択手法を採用していないため、各 CMP における重合数も変化する。これらのことから、反射法速度解析上における精度が悪く、屈折法解析にて速度を求めていることや、比較的平坦であるため Automatic Residual Statics 処理の際、Maximum Allowable Shift 量が小さいことも影響しているのではないかと考えられる。

### 3.3.4 考察

従来の研究においては、地熱系形成に係わる断裂帯と火山活動の関連性が概略的に解釈されるに留まっていた。山川地熱地域においても、沈降域の存在や辻之岳-竹山構造線上には竹山溶岩円頂丘(珪長質マグマ溶岩ドーム)があることは推測されていたが、構造線と地熱系形成についての関連性は曖昧なままであった。また、地熱貯留層やそれを形成する断裂帯についての分布や形成については、余り言及されていなかった。その主な要因は、断面的な地下の詳細な地質学的・火山学的イメージを構築するには、限られた坑井数掘削による地質学的情報や、地表地質調査や比抵抗、重力、空中磁気などポテンシャル系探査では自ずと限界があることが指摘できる。地下地質の断面的掌握には反射法地震探査データと坑井データの対比検討が必須である。本研究においては、坑井データへのアクセスが限定的で、有意な対比検討は出来なかったが、2次元(2-D)反射法地震探査測線断面の解釈により、層序、断裂帯、貫入岩体や溶岩円頂丘などの火山活動の年代、沈降域(カルデラ)形成などの地下地質概況が明確になった。これら解釈により得られた成果について、従来の研究成果に係る確認ができた点、新たに見出された地質学的・火山学的知見、および更なる研究課題について以下に記載する:

- 1) 東西2つの沈降域が示された。より古い時代に沈降の、より大きな東部沈降域では、大きな断裂系が沈降域西端を形成している。更に、断裂系から沈降域基底面へのマグマの水平貫入(現在は冷却し貫入岩体)が示され、当初想定していなかった成果と考えられる。断裂系は、新エネルギー・産業技術総合開発機構(2001)が溶岩ドーム配列に基づき推定のWNW-ESE 走向の TTTL に沿って分布し、フィリピンプレートの沈み込み方向が南東-北西であることを考慮すると、断裂系は右横ずれ断層と解釈できる。走向が北西部に向かい西側へ傾いていることから雁行(En échelon)断層と考えられる(Figure 2-2(c)の下図参照)。
- 2) マグマ溜りと断裂系(横ずれ断層)面へのマグマの垂直貫入については、反射法地震探査断面上では直接捉えられていない。しかし、TTTL 上には竹山溶岩円頂丘(珪長質マグマ溶岩ドーム)があり、垂直貫入したマグマは円頂丘を形成する(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2001)と共に、一部のマグマは反射法地震探査断面にて見られるように沈降域基底面に水平貫入し、辻之岳や竹山溶岩円頂丘の地下部分の裾の広がりを形成したと解釈できる。従って、断裂系(横ずれ断層)は、火山や円頂丘と水平貫入岩体に供給したマグマの、深く着座したマグマ溜りからの通路を担ったと考えられる。
- 3) 従来は垂直貫入岩体との解釈であった。しかし、反射法地震探査断面では明確な水平貫入岩体が認められ、更に藤井他(2021)は、「Y-1号井の坑壁イメージ検層に基づき、貫入岩内部において南北方向ないし北東-南西方向等の比較的高傾斜な断裂が卓越している」と述べ、その方向への水平応力場が働いていること(APPENDIX: A.3.2, A.3.5)が示唆され、貫入は水平方向に起きたと考えることが妥当である。因みに、この現象は後述

圧縮応力場下における断裂型地熱貯留層形成モデル (Figure 5-3) にも整合的であり、WNW-ESE 走向の TTTL が横ずれ断層であることの証にもなっている。

- 4) マグマの水平貫入は、沈降域側にのみ貫入していると考えられる。因みに、辻之岳南麓 (基盤岩側) において掘削の坑井 (N10-TD-1) においては、貫入岩体は確認されていない (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2001)。
- 5) 山川地熱地域における地下地質の概略やマグマの貫入プロセスを掌握できた。更に、マグマの貫入時期の推察の糸口が見いだされた。坑井の原データへのアクセスができないため、解釈した各 horizon と坑井データとの対比・年代検証が必要であるが、解釈結果は、新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2001) による層序の地質学的評価と概ね一致している。
- 6) これらの結果は、横ずれ断層の存在、沈降や陥没域形成、及び溶岩円頂丘とマグマ水平貫入の地質学的形成史を示す典型的なモデル構築の礎となると考えられる。円頂丘は珪長質マグマ溶岩から成り、地熱系や貯留層形成に対する珪長質マグマの役割が示唆される。
- 7) 熱水変質による反射パターンの違いから、天水の地下浸透-熱獲得-地熱流体経路の大凡の推察ができた。地熱流体の地下循環、及び熱伝達システムのモデル構築に寄与すると考えられる。
- 8) 3次元(3-D)反射法地震探査パッケージは、検討地域全体の地質学的解釈・評価に資すると期待される。探査地域は辻之岳や竹山溶岩円頂丘をカバーしており、水平貫入岩体の広がりを確認し、地熱系形成と貫入岩体との関係や、断裂型地熱貯留層を構成する断裂系分布を詳細に掌握できる可能性もある。しかし、現状の処理結果は不十分で、再処理が望まれる。

### 3.4 鬼首における反射法地震探査とその解釈

#### 3.4.1 検討地域と探査データ取得

2017年に地熱資源賦存確認地域である宮城県鬼首地熱地域において、2次元(2-D)反射法地震探査が実施された(石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018; 青木, 2018)。鬼首カルデラは宮城県、秋田県、及び山形県に跨がり、北西-南東方向にやや伸びた楕円形であり、その径は約13キロ、カルデラ壁の標高は1,000~1,200 mであり、複数の活発な地熱活動が報告されている。噴気帯や山林などの位置や、側線などを Figure 3-6 (1) に示す。Figure 3-6 (2) は、2017年に取得された反射法地震探査、7測線の位置図を示している。データ取得は、大型バイブレーター(18.9トン)と中型バイブレーター(7.9トン)各4台、及び爆発物(2.5kg, 1ショットのみ 300g)を採用した。道路沿いに1,032振動点(VP)と156発振点(Shot point, SP)が配置され、それらの間隔は20 mである。受信点(RP)間隔は20 m, RP総数は1,995、そのうち、ケーブル接続タイプ1,132と独立テレメトリタイプ863で構成されている(青木, 2018; 石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018)。

### 3.4.2 鬼首地熱地域における地質条件

#### (1) 東北日本および鬼首カルデラの地質

Taira (2001); Taira et al. (2016)は、「新第三紀に形成された日本の島弧システムは、太平洋プレートとフィリピンプレートの沈み込みの結果として、(I)クリル西部-北海道弧東部、(II)北海道本州西部弧、(III)琉球弧、及び(IV)伊豆・小笠原弧から成る4領域に分けられる。北海道本州西部弧の一部である本州弧は、さらに伊豆衝突帯(ICZ)で隔てられ、東北本州弧と南西本州弧に分かれる。東北日本は、東北本州弧の一部に位置し、その地質構造学的、及び古地理学的研究では、(a)古生代-白亜紀前期、(b)白亜紀前期-古第三紀、及び(c)新第三紀-第四紀の3つの地質学的期間に分割される。」と述べている。

Taira et al. (2016)は、「新第三紀以前の岩石は、主に古生代初期から白亜紀の付加体と、白亜紀の花崗岩貫入岩で構成されている。これらの岩石の面積露出は、限られた数の狭い地勢(Terrane)に限られ、東北日本では南部北上帯(SKB)などの帯に対応している。帯では、古生代基盤岩は、特徴的に古生代～中生代の大陸棚相の地層で覆われている。」と述べている。検討地域周辺の広域地質構造区分図(Ehiro et al., 2016)を参考にすると、「西側より足尾帯、阿武隈帯(ABB)、及び南部北上帯(SKB)が分布し、棚倉構造線(TTL)と左横ずれ断層である畑川構造線(HTL)が、それぞれ各帯を区別している。阿武隈帯(ABB)は、変成したジュラ紀付加体と白亜紀初期花崗岩で構成されている。南部北上帯(SKB)は、北上山塊南半分と阿武隈山塊東縁部を占め、オルドビス紀-白亜紀前期の浅海堆積層で覆われた古い基盤岩で構成されている。」ことが示される。東北日本においては、構造線は新第三紀以前のテクトニクスに由来し、第2章に記載のFigure 2-3に示されるように、その方向は北西-南東、ないし北北西-南南東であると考えられる。

新第三紀-第四紀の火山活動については、初期～中期中新世に始まった日本海拡大(Japan Sea Opening, JSO)による島弧システムの進化と密接に関連し、火山分布と火山岩の地球化学的变化に反映している(吉田他, 1999; 吉田, 2017)。Nakada, Yamamoto and Maeno (2016)は、「日本海溝側(60～40 Ma)に位置していた火山フロントは、大陸縁辺火山期(40～25 Ma)に背弧側にシフトした。その後 JSO 開始時(25-21 Ma)、日本海溝側に向かって移動し、日本海拡大(JSO)期間中、背弧地域には多くの地溝が出現し、低カリウムソレアイト質玄武岩と珪長質マグマの2タイプの噴火特徴を持つリフト火山活動により、大量の火山岩と海洋性火山破碎岩層で埋め尽くされた。日本海拡大(JSO)停止(15 Ma)後、東北日本弧の主要部分は熱収縮・沈下し、その後カルデラを形成する珪質質火山活動とともに隆起し、弧内の高地と盆地が形成された。」と述べている。吉田他(1999); 吉田(2017)は、「中新世後期から第四紀にかけての火山分布は、東側の日本海溝と平行な第四紀火山フロント(QVF)から西側の背弧後縁部にかけて火山岩の化学的組成に基づき、4つの火山列(チェーン)、即ち、青麻-恐火山列(A)、脊梁火山列(S)、森吉火山列(M)と鳥海火山

列(C)に整列される。 $K_2O$ の含有量は西に向かって増加する。」と述べている。

鬼首カルデラは、奥羽脊梁山脈火山帯に位置している。大槻・永広・布原(2020, p14-15)は、「東北日本の応力場は、2.6 Ma 頃北西-南東方向の弱い引張から東西圧縮に変化し、その変化に呼応するように鮮新世末～更新世初にかけて、バイアス型カルデラ形成を伴う珪長質火山活動から、成層型の安山岩質火山活動に変化した。鬼首カルデラの南東部には膨大な珪長質溶結凝灰岩を放出したが、その放射年代測定では、2つの異なったカルデラ形成時期を示している。1つは1.7～2.4 Ma, もう1つは0.2～0.3 Ma であり、層序学的には前者が妥当で、カルデラ内には湖成層が形成された。」と述べている。山田・松永・栗山(1985)は、地下10 km, 直径10 kmのマグマ溜りを想定、2.3 Ma にカルデラ陥没、デイサイト質火砕流が発生、石英安山岩(デイサイト)質軽石流と安山岩質溶岩の繰り返し噴火、0.35 Ma に流紋デイサイト溶岩円頂丘に至る火山活動を述べている。一方、伊藤(1996)は、フィッション・トラック年代測定から $0.25 \pm 0.08$  Ma とし、テフラ層との対比から20数万年前であると述べ、石油天然ガス・金属鉱物資源機構(2018, p2-17)も、約30万～20万年前に活動したデイサイト、及び安山岩の火山活動により形成されたと述べ、新しい時期のカルデラ形成を支持している。高島他(2006)は、北川石英安山岩と呼ばれる火砕流堆積物分布域の南東部や高日向山溶岩を熱ルミネッセンス年代測定法にて、それぞれ $0.296 \pm 0.038$  Ma,  $0.187 \pm 0.068$  Ma を得た。

Figure 3-7(1)は、地質図(地質調査総合センター, 2020)上に全磁力異常図(中塚他(2005)を基に作成)を重ねた図、及びFigure 3-7(2)は、ブーゲー重力異常図(駒澤(2004)を基に作成、補正密度は $2,300\text{kg/m}^3$ )を示す。黒色実線と赤太実線はそれぞれ、地質図に記載のカルデラ境界などの断層と後述断層①である。ブーゲー重力異常図では、陥没域が低異常値、縁辺部が高異常値を示す地域に相当し、明瞭な環状カルデラ陥没域が判別できる。地質図によると、縁辺部は、白亜紀の花崗閃緑岩、トナール石や中新世溶岩・火砕岩で構成される。一方、陥没域内では更新世の安山岩・玄武岩質安山岩溶岩・火砕流、及び非海成層、また、第四紀デイサイト・流紋岩大規模火砕流、及び段丘堆積物で全般的に覆われるが、高日向山(THY)では更新世のデイサイト・流紋岩溶岩、また、荒尾岳(ARD)では白亜紀花崗閃緑岩、トナール石や中新世デイサイト・流紋岩溶岩・火砕岩、或いは中新世～鮮新世安山岩・玄武岩質安山岩溶岩・火砕岩・火砕流が分布する。

Figure 3-8 は、反射法地震探査測線断面解釈 Horizon と岩相との関係を示している。この図では、報告書(青木, 2018; 石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018), 阿部(1985), 及び中村(1959)をベースにカルデラ形成時期を更新世として、独自解釈を加えて加筆・修正した地質年代、地層名、岩相、及び堆積環境、或いは探査測線断面解釈 Horizon が示されている。岩相は、基盤岩、湖沼堆積物、段丘堆積物、及び火山岩から成り、基盤岩や火山岩はカルデラ形成前の秋ノ宮/山葵沢地熱地域(第4章参照)と類似しているが、更新世に形成したカルデラを埋めた湖沼堆積

物は、カルデラ内に特有な岩相である。これら湖沼堆積物は、いわゆる”Finning upward sequence”の湖沼沈降型の堆積特徴を持っている。下位から上位へ、基底礫岩(basal conglomerate)、礫岩、泥岩/礫岩の互層、凝灰岩、泥岩/礫岩の互層が湖沼環境下、溶岩や火砕流堆積物を挟みながら堆積している。山王沢層は、更新世湖沼堆積物の基底礫岩であり、基盤岩(先カルデラ層)に不整合的に堆積する。上位に向かって、大深沢集塊岩層、赤沢泥岩礫岩層、宮沢凝灰岩層、岩魚沢泥岩礫岩層、片山湖沼堆積物と続く(青木, 2018; 石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018)。一方、先カルデラ層は下位より先第三紀基盤岩、蟹沢層、虎毛山層、北川凝灰岩層であり、蟹沢層は、中新世緑色凝灰岩(グリーンタフ)などの火砕岩である(阿部, 1985; 青木, 2018; 石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018)。なお、阿部(1985)は、岩魚沢層～鬼首層を更新世、不整合を挟んでその下部の宮沢層～山王沢層を鮮新世としている。これらの層は山王沢基底礫岩層をベースとする一連の、カルデラ形成後に堆積した湖沼堆積物であり、カルデラ形成時期の推定が肝要であると考えられる。例えば、山田・松永・栗山(1985)、或いは Figure 3-8 に記載の宮沢層～山王沢層は更新世としているが、カルデラ形成を 2.3 Ma とすれば妥当であるが、約 30 万～20 万年前の新しい時期のカルデラ形成とすれば問題になると思われる。

貫入岩は、大深沢安山岩層と高日向デイサイト層である。貫入岩には、泥岩に貫入した普通輝石(Augite)-安山岩の岩脈と、カルデラの南東部と北西部にそれぞれ位置する高日向山(THY)と山王森(SNM)の溶岩ドームを形成するデイサイトの 2 種類がある。伊藤 (1996); 石油天然ガス・金属鉱物資源機構(2018, p2-17)は、「荒尾岳(ARD)は、カルデラ陥没域が基盤上昇により隆起した結果、形成された再生コールドロンである」と述べている。

## (2) 地熱系モデル

安部(1985)が述べる鬼首発電所操業に至る調査結果と地熱系モデルの推移の要約を以下に記載する:

- 1) 1962 年の調査開始当初の地熱系モデルは、更新世岩名沢層堆積時まで隆起の背斜軸北西-南東方位のホルスト構造両サイドにある断層内を地熱流体が上昇し、奥の院(OFM)と片山(KFM)両噴気帯を形成するとともに、電気探査において低比抵抗値(3～4 Ωm)を示す構造トップ(地表面下 200～250 m)に地熱貯留層が水平に広がると想定された。
- 2) 坑井掘削結果では小さな蒸気卓越型貯留層を確認できたのみで、低比抵抗値域は、じょうご型形状の極強熱水変質帯(注, Figure 2-4 に示す累帯構造参照)に相当する。高地温勾配ではあるが、必ずしも蒸気を生産できるわけではなく、生産できても間欠性であった。
- 3) 調査坑井(GO-1～-11)掘削過程で、貯留層は電氣的基盤(100 Ωm 以上)内に線状分布することが判明し、断裂系の地熱系モデルに考え直された。

- 4) 地熱流体は、地下 1,000 m 以深から断裂系により供給され、断裂系の他方は涵養域と連なる。1967～9 年に測線長 12.5 km, 重合数 4 にて取得の反射法地震探査(山田・松永・栗山, 1985))により解釈の深度 1,200 m(L3 層), 800 m(L2 層)および 230～350 m(L1 層)付近の、破碎され易い地層の断裂系近傍において、断裂帯内を上昇する地熱流体の一部を捉え地熱貯留層を形成していると考えられた。
- 5) L1 層は初期の浅部生産域, L2 層は、大深沢部層の最下部と蟹沢層(グリーンタフ)との境界に相当し, pH 3.3～2.6 の強酸性の地熱流体を産出, L3 層は、蟹沢層と基盤岩(花崗岩類)との境界にあり, 酸性地熱流体回避のため高偏距坑井掘削にて発見の深部生産域(pH 8.0～8.2)である。

水谷(2009)は、操業開始後 34 年後の 2009 年当時の坑井配置について、「生産域は発電所から西方に離れた深度 1,000～1,500 m の地域であり、生産井数は 8 井(内酸性流体(pH 3～4):4 井, 中性流体(pH 6～8):4 井)、一方還元域は同東部と南部の深度 350～800 m の地域であり、還元井数は 6 井である。」と述べている。

### 3.4.3 解釈

#### (1) 反射法地震探査測線断面の解釈

Figure 3-9 は、青木(2018); 石油天然ガス・金属鉱物資源機構(2018)に記載の反射法地震探査測線解釈断面(L3)を示している。青、緑、バラ色の線は、Figure 3-8 に示されるように、それぞれ山王沢層、蟹沢層、先第三紀基盤岩の上面に対応する。しかし、以下に述べる探査測線断面上に示されている反射特徴・特性が十分考慮されず、またカルデラ内の層序・堆積環境や貫入岩体の可能性、断裂帯分布などについて反射法地震探査測線断面の解釈が十分なされているとは言い難いと考えられる;

- 1) -700 m 付近に見られる低周波の“Parallel”, “Sub-parallel”の強い反射,
- 2) -100 m までの深さに見られる高周波の非連続的反射, 及び
- 3) 1)と2)の間に見られる, いくつかの斜めの反射。

上記 1)～3)の特性は、それぞれ以下の層序や岩相に対応すると考えられる;

- 1) 先カルデラ層上部や内部からの反射,
- 2) カルデラ内に堆積の湖沼堆積物からの反射。片山や荒湯噴気帯近くでは地熱流体の水平方向の流れによって熱水変質を受けている, 及び
- 3) ラコリス形状の水平貫入岩体上面からの反射。



3.2.3 項で述べた山川地熱地域の水平貫入岩に係る弾性波反射特性の3つの特徴(三角形状, “Parallel”, ないし“Sub-parallel”な上部堆積シーケンス, 及び不整合)が顕著に示されることに加えて, フラットなカルデラ基底層シーケンスの特徴や三角形状内部における無反射パターンな反射特徴が, 鬼首カルデラ内荒湯噴気帯(AFM)下の CDP 200 において典型的に示されている(Figure 3-10, 及び Figure 3-11 も併せて参照)。これらの特徴は, 石油・天然ガス探査における蒸発岩盆地内で取得の反射法地震探査測線断面にて一般的に示される岩塩ドームの反射特徴・特性(Jenyon, 1985)に類似していると考えられる。

Figure 3-10, 及び Figure 3-11 は, それぞれ, 独自解釈した反射法地震探査測線断面(L3), 及びその地質スケッチを示す。探査測線断面では西側より東へ, FM1(雌釜雄釜休止噴気帯)-KFM(片山噴気帯)-OPP(鬼首地熱発電所)-THY(高日向山)北方-AFM(荒湯噴気帯)が通っている。

断層帯については, 探査測線断面の東端にあるカルデラ・エッジ断層©とカルデラ内にある主要な断層2つが解釈できる:断層Ⓐは片山噴気帯(KFM)と荒湯噴気帯(AFM)の中間を切り, もう1つの断層Ⓑはその東方, 荒湯噴気帯(AFM)の深部を切っている。断層Ⓐは, 探査測線断面中央部において, カルデラを東部と西部に分割し, 西部は約 200 m 深い。これは, ブーゲー重力異常図(Figure 3-7(2)を参照)において, 赤線で示す断層Ⓐ西部の低重力異常域(48~38 mgal)に整合的である。カルデラ基底面は, 東部においては約-500 masl でほぼ平坦であり, 先第三紀花崗岩, 或いはそれを覆う蟹沢グリーンタフ層や虎毛山層の上部に相当し(Figure 3-8 を参照), 他方西部においては, カルデラ内の基盤岩と堆積層との密度差  $0.37 \text{ g/cm}^3$ (基盤岩  $2.67 \text{ g/cm}^3$ , 凝灰岩  $2.3 \text{ g/cm}^3$ )との仮定にて, 最深部は約-1,125 masl と試算される。断層Ⓐの走向は, 探査測線断面からはずれるが, 測線南側に位置する高日向山(THY)にまで至っていると考えられる。

断層Ⓑは, 荒湯噴気帯(AFM)の直ぐ東部や北部にある高磁力異常域(Figure 3-13(2) 参照)の形成に関係があると考えられる。これらの2つの断層はいずれも横ずれ断層であり, その走向は, 後述する重磁力総合解析により, 貫入岩体や溶岩ドームの配列の解釈に基づいて北西-南東であると考えられる。因みに石油天然ガス・金属鉱物資源機構(2018, p2-17)は, 「昭和 38 年(1963)に実施の電気探査の結果, 鬼首地域の地質構造は北西-南東方向に伸びる断層によって切られたホルスト・グラベン構造で特徴づけられ, ホルストに接する断層が熱水の通路となっていると推定された。」と述べており, 新旧物理探鉱データにおいて整合的な結果が導き出されている。探査測線断面の見掛け上の傾斜は約 55 度であるが, 断層走向を考慮して実傾斜は 70~80 度と試算される。

3 つの水平貫入岩体が解釈でき, 断層から両サイドに伸びたラコリス形状の特徴を示している。地質図によると, 高日向山(THY)においては溶岩ドームが露頭にて認められる一方, その直ぐ北

部を通る反射法地震探査測線断面上では、ラコリス形状の水平貫入岩体が解釈できることから、マグマは深部にあるマグマ溜りから主要な断層を通過して垂直に侵入し、一部はカルデラ基底面に沿って水平に侵入してラコリス形状の水平貫入岩体を形成するとともに、残りのマグマは地表まで垂直に貫入し続け高日向山 (THY) 溶岩ドームを形成したと解釈できる。

探査測線断面上にて示される西側2つのラコリス形状の水平貫入岩体は、片山と荒湯噴気帯 (KFM と AFM) の中間を横切る横ずれ断層④、及びその共役断層⑤を通じて、他方東側のラコリス形状の水平貫入岩体は、荒湯噴気帯 (AFM) の深部を切る横ずれ断層⑥を通じてマグマ供給がなされていると考えられる。なお、横ずれ断層沿いの熱水循環による岩石の熱水変質に起因する、均質化した弾性波反射特性を捉えることで断層系の解釈が容易になるが、それが断層型地熱貯留層か、熱水変質物に充填されている鉱脈か、マグマの垂直貫入か、或いは冷却後の垂直貫入岩体かなど、断層系内充填物を反射法地震探査測線断面上で直接捉えることは困難である。

カルデラ基底面の上位には、連続した“Parallel”，ないし“Sub-parallel”のシーケンス(薄緑色にて示す層や、その下部の「???」で示した暫定層(両層は顕著な層内反射の有無により分けている)、及び上部の黄色にて示すやや反射が乏しい層)が認められ、静かな条件下での厚い湖沼堆積物の堆積が示唆される。その後 0.2~0.3 Ma に(Figure 3-10 や Figure 3-11 に示す不整合以前)、カルデラ基底面に沿って水平方向にマグマ(赤色にて塗られた層、現在は固結)が貫入し、その上にある湖沼堆積物を押し上げ、湖沼堆積物上部が削剥・侵食されている。この現象は、荒湯噴気帯 (AFM) 近くの断面において認められる。この事象から、上述湖沼堆積物の堆積時期は高日向山形成の火山活動(0.2~0.3 Ma) 以前と解釈できる。なお、熱水変質による反射が乏しい均質化した弾性波反射特性については、断層④浅部から荒湯噴気帯にかけての浅部において認められる(Figure 3-10 と Figure 3-11 において薄黄色で表示)。一方、片山噴気帯の東部では反射が短波長でやや顕著であり、均質化した弾性波反射特性とは余り認められない(薄赤で表示)。

Figure 3-10 と Figure 3-11 において示される薄緑色で示す層の層序は、Figure 3-9 に示される「蟹沢層(安山岩溶岩)」ではなく、更新世の溶岩堆積を含む湖沼堆積物と考えられる。即ち、Figure 3-11 においては「蟹沢層」の層名を削除し、単に更新世の溶岩堆積を含む湖沼堆積物を便宜的に示す「Lava?」と記載した(Figure 3-10 においては、削除できないのでそのまま「蟹沢層(安山岩溶岩)」の記載となっている)。青木(2018);石油天然ガス・金属鉱物資源機構(2018)は、薄緑色で示す層を蟹沢層と解釈しているが、蟹沢層は中新世の先カルデラ層である。しかし、反射法地震探査測線断面(Figure 3-10)においては、カルデラ形成後の堆積層であることから「Lava?」と記載されることが妥当である。

カルデラ形成時期に係る 2 つの異なる放射年代測定結果から、現カルデラ形成は 1.7~2.4 Ma, 高日向山や水平貫入の形成は 0.2~0.3 Ma であると見做し, 「???」で示した暫定層は, 現カルデラ形成以前の鮮新世に, 南西部に形成した初期カルデラ(Pull Apart Basin 形成による沈降域)に堆積した厚い基底礫岩(湖底堆積物)であると想定し, 現状の解釈とした(Figure 3-12 参照)。但し, 「Lava?」層と共に「???」層も, 更なる検討が必要であると考えられる。即ち, 「???」層は「Lava?」層の一部で下部層を形成している考えも捨てがたい。その場合, 環状正断層により先ず現在の形のカルデラが 1.7~2.4 Ma に形成され, その後横ずれ④の活動によりカルデラ内の南西部に Pull Apart Basin(沈降域)が形成されたこととなる。

## (2) 鬼首カルデラ構造形成史

Figure 3-12 は, 以上の反射法地震探査測線断面についての現解釈を基に作成した鬼首カルデラにおける構造形成史である:

- 1) 初期カルデラ形成(西部)(鮮新世); 横ずれ断層④がカルデラ・エッジ断層を担っていることから, 初期カルデラ陥没域は Pull Apart Basin 形成過程で形成したと考えられる。阿部(1985)は, 岩魚沢層~鬼首層を更新世, 不整合を挟んでその下部の宮沢層~山王沢層を鮮新世としていることから, 形成時期は鮮新世の可能性が大であり, 堆積層(Caldera deposits, 白)は宮沢層~山王沢層に相当すると考えられる。Pull Apart Basin 形成には横ずれ断層④がずれ, 対となる横ずれ断層が必要である(第 2 章, Figure 2-1 参照)。電気探査結果において見出された宮沢温泉(MYS)と吹上温泉(FKS)の直ぐ北部を通るホルスト・グラーベン構造の北西-南東走向境界断層(石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018, p2-17)が相当するのではないかと考えられるが, 現状確証に至るデータはない。
- 2) 現カルデラ形成(1.7~2.4 Ma); 現在のカルデラを構成する。カルデラ・エッジ断層⑤は環状正断層。先カルデラ層の反射が余り乱れていないことから穏やかな, マグマの水平移動によりマグマ溜りが空白化し陥没したバイアス型カルデラ形成と考えられる。カルデラ形成後は穏やかな湖沼堆積環境であり, 堆積層(Caldera deposits, 橙色)は岩魚沢層~鬼首層に相当すると考えられる。
- 3) 火山形成とマグマ水平貫入(0.2~0.3 Ma); 横ずれ断層④の再活動, 新たな横ずれ断層⑥, 及びこれらの共役断層⑦が活動し, 断層沿いにデイサイト質マグマ供給路(赤色二重線)ができ, 高日向山(TKY)など火山ドーム(Volcano)が形成し, 同時にカルデラ基底面(青線)においては, 東西圧縮によりカルデラ基盤岩とは岩石物性の異なる湖沼堆積層がせり上がり, マグマが南北方向に水平貫入したと考えられる。因みに Figure 3-7(1)に地形図と併せて示す全磁力異常図では, 片山噴気帯(KFM)周辺において南北方向に高磁力異常が認められる。その後, マグマ水平貫入により隆起した湖沼堆積層上部は削剥・浸食(橙色点線)され, 不整合面を形成する。

4) 現在:カルデラ全体は湖沼堆積物で覆われ、現在に至る。

### (3) 重力偏差・磁気探査データ解釈

Figure 3-13(1)は、垂直重力偏差異常図を、Figure 3-13(2)は、RTPM 異常図を示す(石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2017)のデータを基に作成)。ブーゲー重力異常図(Figure 3-7(2))ではカルデラが顕著に示されるが、垂直重力偏差異常図では、その境界が環状負値異常、カルデラ内部の荒尾岳(ARD)や高日向山(THY)などの高標高地が正值異常として示されている。地表起伏の影響が大きく、山や丘の高標高地は測定時、低飛行高度となる傾向があるためであり、適切な地形補正が必要であるが現状の処理では課題もあり注意を要する(詳細第 5 章参照)。

RTPM 異常図において、高磁力異常トレンドは、荒尾岳(ARD)北部から北西-南東方向に整列し、荒湯噴気帯 (AFM)の西北西において東方に折れて、AFM 北部において再度、北西-南東方向に整列し、カルデラ外に伸びている(細い実線⑧参照)。このトレンド上には、DEM 図(Figure 3-6(1))においてカルデラ外にある黒森(KRM)以外、際立った高標高地点、或いは火山はなく、従って、地表にまで達しなかった伏在する火道や貫入岩体の地下分布を反映し、反射法地震探査測線断面上において示される断層⑧沿いに分布すると推察される。

この高磁力異常トレンドに並行してカルデラ外においては、南西側に周辺よりはやや高磁気異常を示すトレンド(細い点線⑨参照)が存在する。更に、トレンドは北西方向に向けて、高日向山(THY)デイサイト溶岩ドームに伸び、更にデータが欠如しているが、一連の噴気帯(KFMやFM1)のやや北部を通り、高磁気異常が観測されている荒尾岳(ARD)南部まで伸びている可能性があり、反射法地震探査測線断面上において示される断層⑨に相当するのではないかと考えられる。これを仮定すれば、2つの高磁気異常トレンドの間に観察される低磁気(負)異常は、反射法地震探査測線断面上において示される2つのラコリス形状の水平貫入岩体の間に挟まれた窪地、或いは非マグマ貫入ゾーンに相当していると考えられる(Figure 3-10、及び Figure 3-11を参照)。荒尾岳(ARD)では、先カルデラ層が露出しているが、この様な窪地が隆起し、浅部の磁化した溶岩層を挟む湖沼堆積層が侵食された再生コールドロンと考えられる。

Figure 3-14(1)は、全磁力異常を Inversion し算出した、地表から 200 m 以深までの磁化分布を示す。磁化値は、地下を 200 m 毎に 5 層想定し、観測値と最適となる各層における磁化分布を算出したものである(久保田・植田・小野寺, 2001; 植田他, 2001)。表示は表層より 200 m までの最浅部のみを示し、以深 4 層の結果は、分布する磁化値が小さいため表示していない。観測した全磁力異常は、概ね浅部磁化体の影響と考えられる。

Figure 3-14(2)は、磁化/密度比(mdr, Magnetization-to-density ratio)分布を示し、重力偏差と極磁力との比較的に浅い可探深度における相関性を示している。その分布は、測定データの短波長成分を保持し、細かい地質評価に役立つ。岩石の密度変化は磁化変化に比べ穏やかであることから、磁化/密度比は、一義的には磁化体の磁化を示すと考えられる。

カルデラ内においては、磁化/密度比(mdr)分布図で示されるトレンドは浅部磁性体分布図(Figure 3-14(1))や RTPM 図(Figure 3-13(2))と概ね整合する。約 78 万年前の松山-ブリュンヌ逆転(Brunhes-Matsuyama reversal)より新しい時代においては、ピーク状の磁化/密度比(mdr)正值は、細かい地下の火道や垂直貫入岩体の分布を、それより低い安定的な正值の平面的分布は溶岩の流動・堆積を示し、一方負値は古い時代の磁化体があること、貫入岩体の冷却節理や側面形状が凸凹していることの影響を、或いは周辺岩石の溶結などによる密度や磁化の変化を示していると考えられる。なお、窪地(ラコリス形状の水平貫入岩体の間に挟まれた非マグマ貫入ゾーンで、同時にマグマを供給する高傾斜断裂系に挟まれている)は、負値を示す傾向があり、荒尾岳(ARD)周辺において顕著である。

他方、カルデラ外においては、例えば黒森(KRM)南部に見られる北西-南東方向の高極磁力異常トレンド(Figure 3-14(2)参照)との整合性が非常に良好である。但し、基盤岩はデイサイトより高密度である影響により、磁化/密度比分布図においては負値のトレンドが示されている。これらは断層沿いの地表に達していない伏在する貫入岩体、平行岩脈、或いは火道に充填した冷却マグマの存在を示唆していると考えられる。

更に、カルデラ境界(太い円弧上点線)においては、円弧状の磁化/密度比(mdr)トレンドが示されている。特に、荒湯噴気帯(ARF)や高日向山(THY)と黒森(KRM)との中間部に、南北分布する正值の磁化/密度比(mdr)トレンドが顕著で、重力偏差が負値であることから松山地磁気反転期等古い時代の逆帯磁した貫入岩体の影響や浅部高温マグマの存在(高日向山(THY)や黒森(KRM)にマグマを供給した)とも考えられる。因みに、山田・松永・栗山(1985)は、カルデラ南東部の一部では地下 7 kmまで数  $\Omega\text{m}$  以下の低比抵抗帯部が続いて、熱源の検討材料を提供していると述べている。しかし他方、重力偏差と極磁力が共に負値異常域(Figure 3-13 を参照)であること、カルデラ・エッジ断層©と断層⑧との交差点であることを考慮すると、ガサガサとなったカルデラ・エッジ破碎部の岩石破壊が進み低密度化し、より顕著な極磁力異常値の凹みがあることから、一旦貫入したマグマも冷却後に同様に大きく岩石破壊した可能性もある。但し、上述南北分布する正值の磁化/密度比(mdr)トレンドを示す地域の南部においては、カルデラ境界においては負値が顕著となり、その内側に安定的な正值の平面的磁化/密度比(mdr)分布が示されていることから、高日向山(THY)などからの溶岩の流動・堆積を示している可能性が強く示唆される。古い時代の逆帯磁し

た貫入岩体、カルデラ・エッジ破碎部の岩石破壊、或いは溶岩堆積の可能性については、涵養・還元域、帽岩などの分布掌握に係り、今後、検討を進める課題であると考えられる。

なお、カルデラ中央部に位置する鬼首発電所(OPP)や片山噴気帯(KFM)が、HELITEM 時間領域電磁気探査データがカバーする範囲に含まれていない。全磁力異常探査データの取得により、2017 年まで生産した地熱貯留層分布を掌握し、そのカルデラの地質形成史との関係が、より詳細に理解できると期待できる。

#### 3.4.4 考察

鬼首地熱地域においては、カルデラ内の噴気帯周辺の地温勾配は高い。鬼首地熱発電所は 1975 年に操業開始している。開発当時、貯留層は孔隙型との概念が主流であり(2.2.1 項や APPENDIX 参照)、断裂系の近傍に発達する破碎し易い L2 層や L3 層を対象とした経緯があり、断裂型地熱貯留層との認識は小さかったと考えられる。

産出する地熱流体には酸性度の異なる2つのタイプがあり、その一つは高酸性(pH 3~4)を示し、断裂系が深部熱源と接している可能性があるものの、地熱系形成に係わる断裂帯と火山活動の関連性など確固たる概念構築には至らなかった。この理由は、断裂帯分布を的確に掌握できる探査法の制約と考えられる。浅部地層をターゲットとした Mini-sosie 震源の反射法地震探査も 1980 年に実施された(山田・松永・栗山, 1985)が、深部のイメージ構築には、限られた坑井掘削による地質学的情報や、地表地質調査や電気、重力、MT、空中磁気などポテンシャル系探査をベースに推察せざるを得なかった。深度 1,000~1,500 m にある地熱貯留層は坑井掘削により確認されたものの、それを形成する断裂帯の分布や地質形成過程は、余り言及されていなかった。このため、操業開始から 35 年弱経過した 2009 年当時の生産域と還元域はそれぞれ 2 地域であるが、各地域においては複数の坑井を半径数百 m の狭い範囲に掘削している。これは断裂帯分布が精度良く掌握されておらず、空井戸掘削のリスク回避のため生産や還元についての成功坑井の近傍を掘削した結果であると考えられる。

カルデラ内の地質学的掌握は地熱資源開発に際して最重要事項である。操業開始後は、その重要性は小さくなるが、長期的地熱流体生産・還元維持の観点からは引き続き地質学的検討の継続が望まれる。例えば、主要生産地域である片山噴気帯(KFM)周辺地域を Figure 3-9 の下部に示されるカルデラ断面図のようにホルスト構造と描画し、最近に至るまで地質解釈のベースとしている。反射法地震探査データの解釈が有意になされれば、隆起の要因がカルデラ基底面への珪長質マグマの水平貫入であり、更にマグマを供給する大規模断裂帯の存在が想起される。坑井掘削時に水平貫入岩体に遭遇する可能性は大きく、岩質記載も異なった記載内容となった可能性もある。同様に、水平貫入岩体の上部層である山王沢層が濃緑色変質作用を受けている(阿部, 1985)

ことから、中新世の蟹沢層グリーンタフとの識別など、カルデラ内層序の推定も異なっていたと考えられる。反射法地震探査が 1965 年取得の初期の低重合探査であることから層序解釈の精度は不明ではあるが、L2 層は、濃緑色変質を受けている更新世湖沼堆積物の基底礫岩である山王沢層上面、L3 層は、先第三紀花崗岩類ではなく水平貫入岩体の上面と考えられる。更に、カルデラ形成時期に関わる論争には至らならず、酸性地熱流体と中性地熱流体は、層の違いではなく、下部の相互浸透性のない異なる断裂帯において形成される地熱貯留層の違いによると考えられる。本事例はカルデラ地質や火山活動の解釈・評価を根底から変えるものであり、近年取得の反射法地震探査データの有効性を端的に示すものである。

地下地質の断面的掌握には反射法地震探査データの有意な解釈と、坑井データとの対比検討が必要である。2017 年取得の 2 次元 (2-D) 反射法地震探査では、貯留層を直接掌握することに主眼が置かれていた(青木, 2018; 石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2018)ことから、カルデラ内地質や断裂帯の解釈には十分解釈が行き届いていないと考えられるため、本研究で独自解釈を行った。坑跡が不確かな古い坑井も多くあり、カルデラ基底面についての坑井対比を限定的に行った。良質な反射法地震探査データによる測線断面解釈から、層序、断裂帯、水平貫入岩体や高日向山デイサイト質溶岩ドームなどの火山活動の年代、沈降域(カルデラ)形成やカルデラ湖堆積環境などの地下地質・火山活動概況が十分明確になった。これら解釈により新たに見出された知見について以下に記載する:

- 1) 反射法地震探査測線断面では、3つの断裂系、平坦なカルデラ基底面と、それを覆う静かな堆積環境にて平行に堆積した湖沼堆積物、及び、断裂系からマグマが、カルデラ基底面に沿って水平貫入し、3つのラコリス形状の(冷却後の)水平貫入岩体を形成し、それに伴い上部を覆う湖沼堆積物は持ち上げられ上部の層が侵食され、不整合面を形成していることが示されている。
- 2) マグマ溜りや、断裂系へ垂直貫入したマグマについては、反射法地震探査測線断面上では直接捉えられていない。しかし、カルデラ中央部に位置する断層①からカルデラ基底面に沿って水平貫入するマグマと、北西-南東と推定された断層走向線上に、(THY)が存在することから、一部のデイサイト質マグマは水平貫入し、残りのマグマは地表に向かって上昇し、高日向山を形成したことが想起される。
- 3) 全磁力異常データは、検討地域の東半分や北部において取得され、反射法地震探査測線断面では東端部分のみをカバーする。その範囲内にあるラコリス形状の3つの水平貫入岩体やその間にある窪みについては、極磁力異常図、磁化/密度比分布図、或いはインバージョン解析による磁化分布図との整合性が良好である。これらの空中磁気探査関連図は、概ね、北西-南東方向に線形分布し、極磁力異常図における高極磁力異常分布は地表に現れた溶岩ドーム、火道に充填した冷却マグマや貫入岩体を反映し、断層②の

走向を示していると考えられる。他方、低極磁力異常域は、窪みに対応しマグマが水平貫入していない地域を示していると考えられる。北西-南東方向の延長線上にある (ARD)は、再生コールドロン(Regenerated Caudron) (伊藤, 1996)と見なされているが、低極磁力異常域に位置し、マグマが水平貫入していない特定域(窪み)が上昇し、カルデラ基盤が露出したと考えられる。

- 4) 3 断裂系のうち、断層④は、反射法地震探査測線断面上にて落差のある断層が示されることから、古い初期カルデラ形成(鮮新世)に関わっていると考えられる。断層④の走向は、全磁力異常データ範囲外であり直接推定出来ないが、範囲内にて示される空中磁気探査関連図では、断層⑤にて推定の北西-南東方向に線形分布する傾向があり、断層④の走向も同様であると示唆される。従って、断層④と⑤は共に、北西-南東走向の横ずれ断層であり、それらは東西圧縮応力場により形成されたと考えられる。因みに、鬼首カルデラは北西-南東方向にやや伸びた楕円形状を示す。残りの断層⑥はカルデラ境界断層である。
- 5) 鮮新世から更新世初におけるカルデラ形成から、(THY)形成に至る火山活動は、阿部(1985)、大槻・永広・布原(2020)や山田・松永・栗山(1985)に整合的である。新たな知見として、カルデラ形成には Pull Apart Basin 形成による初期形成と、現形状を示す環状断層形成の2段階があり、形成時期は前者が鮮新世、後者が1.7~2.4 Maであること、更に0.2~0.3 Maにおける高日向山溶岩ドーム形成にはデイサイト質マグマの平坦なカルデラ基底面への水平貫入を伴い、これらの事象には北西-南東走向の横ずれ断層が関与したと解釈できることが挙げられる。

### 3.5 議論

秋ノ宮/山葵沢地熱資源賦存地域において1998年と2000年に取得された反射法地震探査測線断面では再解釈の結果、6つの断裂帯が解釈され、各断裂帯は表層に近い程断裂数が多く、一部はフラワー構造を形成し、各断裂/断層面を挟んでの落差が小さいことが示された。これらの地質学的現象は、圧縮応力場における地質的構造形成を反映し、横ずれ断層の発達が高傾斜断裂系や断裂型地熱貯留層の形成に強く関連していることが示唆される。また、各断裂/断層面においては均質化した弾性波反射特性を伴い、その近傍において熱水変質による岩石の均質化が進んでいることが示唆される。このため一般的に山岳部において良質の反射法地震探査測線データを得ることは難しいが、高品質のデータが得られればその断裂帯解釈は比較的容易であることが期待される。そこで、地熱発電所操業実績のある、地熱資源賦存が確認される山川および鬼首地熱地域においてそれぞれ2015年と2017年に取得された2次元(2-D)反射法地震探査測線断面を解釈した。



従来の研究においては、山川地熱地域においては地熱系形成に係わる断裂帯と火山活動の関連性、鬼首地熱地域においては、議論の余地あるホルスト構造形成に伴う断裂系が地熱流体の供給を担い、その近傍に地熱貯留層が発達するなど曖昧な解釈がなされるに留まり、地熱貯留層や断裂帯の分布掌握や地質的形成の理解には限界があった。日本においては安山岩卓越地域の高起伏地形型地熱系を主要な開発対象とし、地熱資源は断裂型地熱貯留層に賦存するとの概念は共有されるが、その地質概念モデルは未だ石油・天然ガス資源のモデルに匹敵するほど明確に、かつ具体的には得られておらず、断裂型貯留層のタイプ、特性や構造形成プロセスは明確には示されていない。その技術的な主要因は、複雑な地下地質を間接的に推察する探査法や地質調査は実施されるが、直接イメージできる探査法が坑井掘削に限られ、反射法地震探査が実施されても課題が多く、参考となる成功事例を示すアーカイブもなく試行錯誤的な取り組みであったためと考えられる。また、坑井掘削により貯留層や還元域が見つければ、その近傍に坑井を掘削し、開発にこぎ着けられたことや、探査コストは開発事業者の負担が少なかったなどの経済的要因もあると考えられる。但し、貯留層や還元域の曖昧な地質学的評価は、開発後の地熱流体の挙動や地下地質の変化に悪影響を与え、最近の稼働率低下に至っていると考えられる。

地熱系の地質学的評価は永続的な地熱資源の活用に必須であり、断裂型地熱貯留層の構造形成や分布に関わる地質概念モデル構築への糸口を見出す目的で、地下地質を直接イメージできる 2 次元(2-D)反射法地震探査測線断面の解釈は必須である。その際、石油・天然ガス開発業界にて培われた評価・解釈手法に則り、地熱系に特有なマグマの貫入との類似性のある岩塩ドームや泥火山地帯や圧縮応力場などの地質的事例を参考にしての解釈が必要であり、その結果を基に他のデータを加味して総合的解釈を行った。両探査測線断面共に良質データであり、一連の高傾斜断裂系が認められた。それらの中で主要な断裂系は、他の物理探査データや地質データ、及び地域の圧縮応力場の方向を加味し、横ずれ断層と判断できた。高傾斜断裂系における充填物については、反射法地震探査測線断面からは直接特定できないが、横ずれ断層と解釈された主要な高傾斜断裂系には、マグマが貫入した事実確認ができた。即ち、反射法地震探査測線断面上では、他の探査法では到底見いだせない三角・ラコリス形状の水平貫入岩体の形成が解釈でき、深部から高傾斜断裂系内を上昇したマグマが、一部、カルデラや沈降域底面に沿って水平貫入したと共に、その高傾斜断裂系の走向線上には溶岩ドームが地表に露出していることから、残りがそのまま高傾斜断裂系内を上昇したと解釈される。従って、各地熱資源賦存確認地域にある地熱貯留層は、高傾斜断裂系との関連性が示唆され、マグマの貫入した事実により開放性が認められる高傾斜断裂系から発達した断裂型地熱貯留層であると考えられた。

具体的には、山川地熱地域においては、形成時期の異なる 2 つの沈降域が解釈でき、高傾斜断裂系がそのうち 1 つの沈降域境界断層を担っており、深部のマグマ溜りからマグマは、断裂系を通じて上昇し、その一部は沈降域下面に沿って沈降域側にのみ水平貫入し、水平方向に広がっ

た三角形の水平貫入岩体を形成、また、残りのマグマは探査測線断面上には直接反射特徴として認められないが更に上昇し、地質図(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2008b)から、辻之岳(溶岩ドーム)や竹山(溶岩円頂丘)を形成したと解釈できる。これらのマグマは、高粘性、低密度のデイサイト質と考えられる。また、熱水変質兆候を示唆する均質化した弾性波反射特性は、反射法地震探査測線断面において認識でき、地熱流体の地下循環、及び熱伝達システム構築や地熱系の発達を推察するのに役立つ。即ち、TTTL周辺に形成の涵養域から天水は地下に浸み込み、水平貫入岩体に沿って下降し沈降域中心部で上昇すると考えられる。

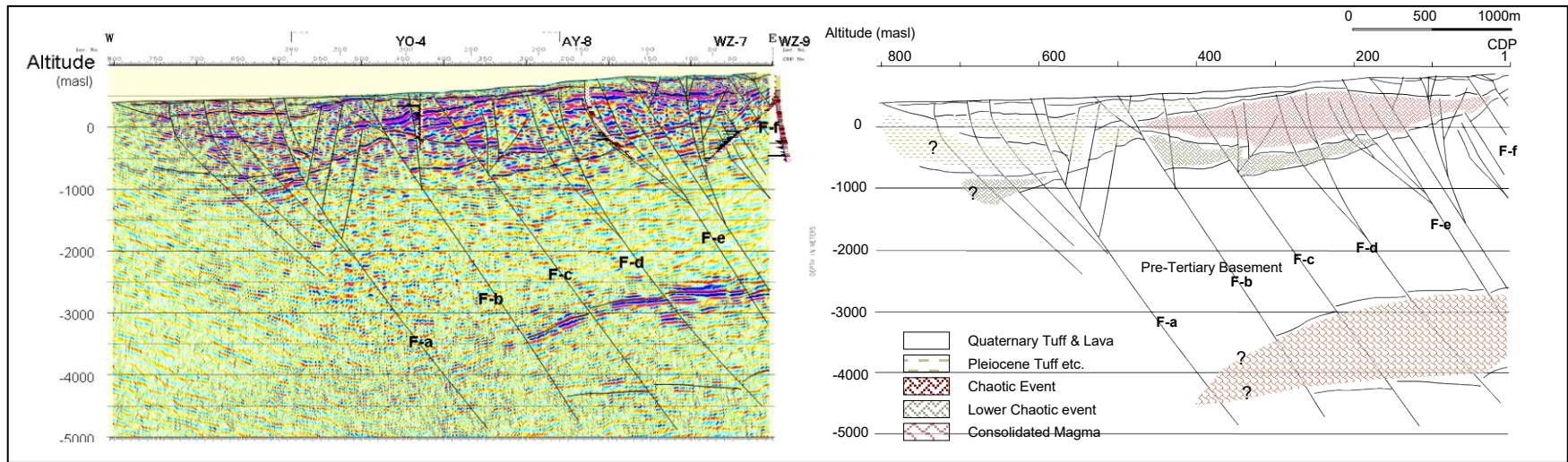
一方、鬼首カルデラでは、水平貫入岩体と高傾斜断裂系が反射法地震探査測線断面上に明確に表れている。主要な高傾斜断裂系は3系列あり、そのうち1系列は、カルデラ・エッジ断層、残りの高傾斜断裂系2系列は、3つのラコリス形状の水平貫入岩体へのマグマ供給を担ったと考えられる。これら2つの高傾斜断裂系は、重力探査や空中磁気探査から北西-南東走向であり、東北地方が東西圧縮応力場下であることを考慮し、左横ずれ断層と解釈できる。そのうち、より西方に位置する高傾斜断裂系である断層は、横ずれ断層として初期カルデラ形成(鮮新世)に関わり、その後1.7~2.4 Maにカルデラ・エッジ断層の活動による環状カルデラの形成を経て、0.2~0.3 Maにかけて横ずれ断層として再活動し、デイサイト質マグマの供給を受け、一部はカルデラ基底面において水平貫入岩体形成に、残りは地表にまで上昇し高日向山デイサイト質溶岩ドーム形成や周辺の溶岩・火砕岩堆積に関わっていると解釈できる。また、東側に位置する横ずれ断層は、空中磁気探査から得られた全磁力異常図との対比から、北西-南東走向に地表には到達していない伏在する火道、垂直貫入岩体や岩脈の発達が示唆され、それらにマグマを供給したと考えられる。

反射法地震探査を主に、周辺の地質図・概況や他の物理探査などとの複合的な解釈は、検討した各地熱地域の地質学的評価や地質構造形成史の推察の一助となった。更に、各検討地域においては横ずれ断層の形成・活動、Pull Apart Basinの発達、沈降域やカルデラの形成、沈降域・カルデラの平坦な基底と穏やかな堆積環境下における湖沼堆積物の堆積、沈降域・カルデラ基底面への珪長質マグマの水平貫入や溶岩ドーム形成などの一連の火山活動や地質学的諸現象が認められた。従って、各検討地域で地熱資源賦存が確認されていることから、これらの地質学的諸現象は地熱資源賦存地域共通の現象であり、断裂型地熱貯留層の形成と深く関わっているのではないかと示唆される。また、熱源としてのマグマは深部に鎮座しているマグマ溜りに加え、高傾斜断裂系の深部に貫入するマグマ(山田・松永・栗山, 1985)や、水平貫入したマグマの役割も大きいのではないかと考えられる (Figure A-1)。以上の地質学的・地熱学的知見は、日本においては安山岩卓越地域の地熱系が主な開発対象である(日本地熱学会, 2010)が、更なる研究により地熱系資源地質概念モデルの高度化に資することが期待される。但し、安定的な圧縮応力場下での高傾斜断裂系の存在や、それらの断裂型地熱貯留層への発達の関連性についての理解は深められたが、検討した地域においては平面的展開に十分な解像度の高い物理探査が欠如、或いは

実施されていても反射法地震探査測線とは十分重なっていないことから、横ずれ断層形成に伴う Type S 正断層や Type E (地溝型帯状)正断層の評価など断裂型地熱貯留層分布掌握に資するには至っていない。従って、平面的に高取得密度にて測定 of 物理探査データの解析が望まれる。

### 3.6 まとめ

本章では、近年反射法地震探査の実施された日本の3地熱地域を例に、反射法地震探査によりどのような解釈が可能であるかを議論した。我が国のような主として4つのプレート間の相互作用により、多くの地域が置かれている圧縮応力場において、横ずれ断層の発達や貫入岩体による局所的な張力場形成に伴うネガティブフラワー構造や高傾斜断裂系の発達により、断裂型地熱貯留層形成が進行したことが示唆された。各断裂/断層面においては均質化した弾性波反射特性が伴い、地震波の反射面において熱水変質による岩石の均質化が進んでいることが示唆された。一般的に険しい地表条件や複雑な地下地質構造などにより良質なデータの取得が難しいとされる山岳部における反射法地震探査は、地熱資源開発業界では費用対効果に加え、探査データを適切に解釈できる経験豊富な人材がいないことからその採用を躊躇する傾向がある。しかし、高品質のデータが得られればその断裂帯解釈は比較的容易であると考えられる。本章の議論から、反射法地震探査を基に、周辺の地質図・概況や他の物理探査手法による結果などとの統合的な解釈は、検討した各地熱地域の地質学的評価や地質構造形成史の推察に至る重要なステップであることも明らかとなった。反射法地震探査普及の課題については、地熱資源の賦存する山岳地帯に起因するアクセスの困難性や地形条件、或いは、特に3次元(3-D)探査での処理に関わる問題は残るが、むしろ解釈にあると考えられる。解釈により明確にすべき貯留層や層序を特定し、探査データの処理や、場合によっては調査設計にフィードバックし、更なる改善を期待できると考えられる。



**Figure 3-1.** Interpreted reflection seismic section (left) and its schematic geological section (right), (Mizutani, 2012). 6 series of fault (F-a~F-f) are identified as strike-slip fault in Akinomiya geothermal prospective area.



**Figure 3-2.** Location map of the Ibusuki geothermal area in Kagoshima Prefecture (modified from AOKI, 2018; JOGMEC, 2018). The area of 3-D seismic survey shows in coarse mesh. Two tectonic lines, TTTL and YMTL, Yamakawa PP, and the common line (in blue) of respective seismic sections of 2-D and 3-D (profile 230) are shown.

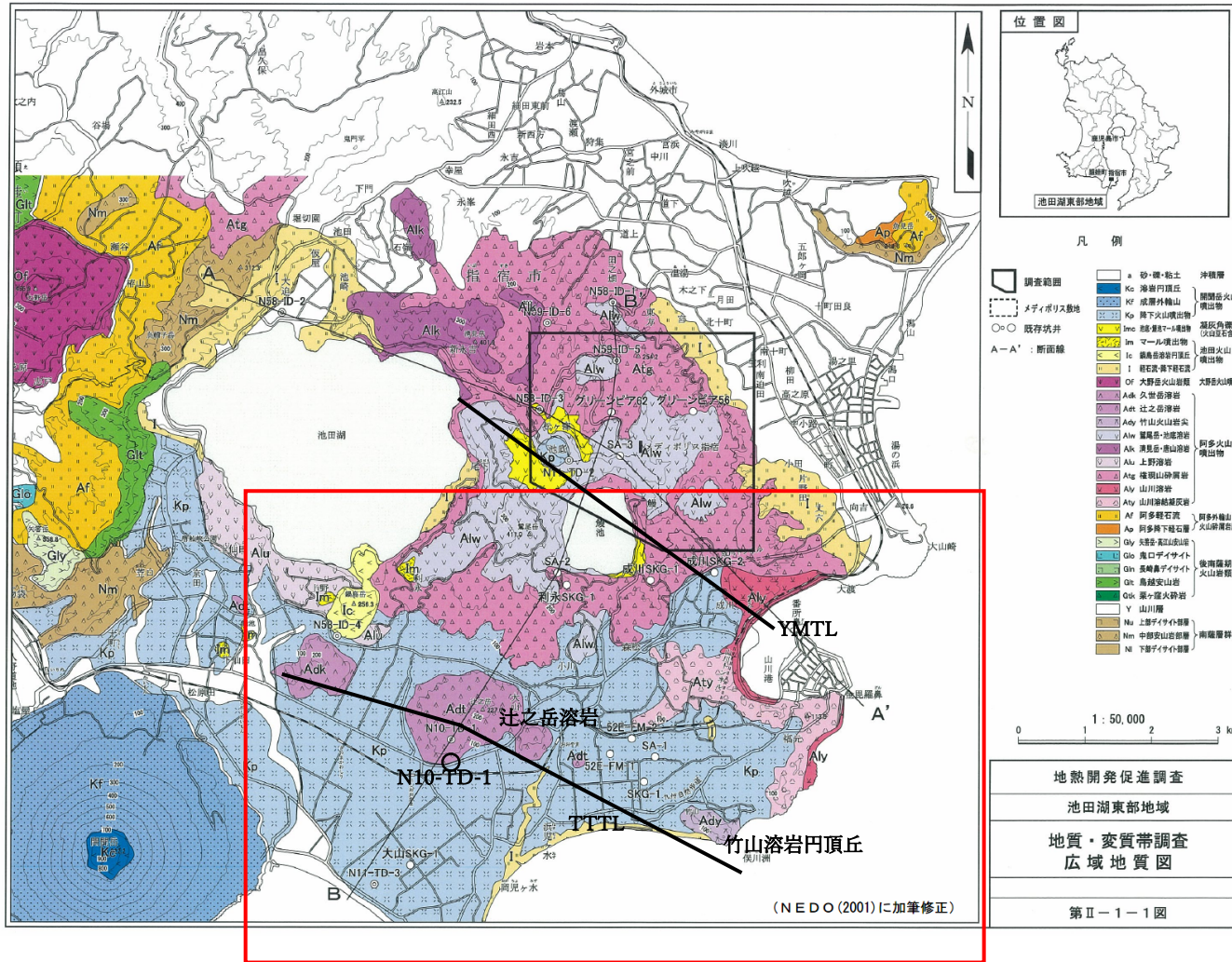
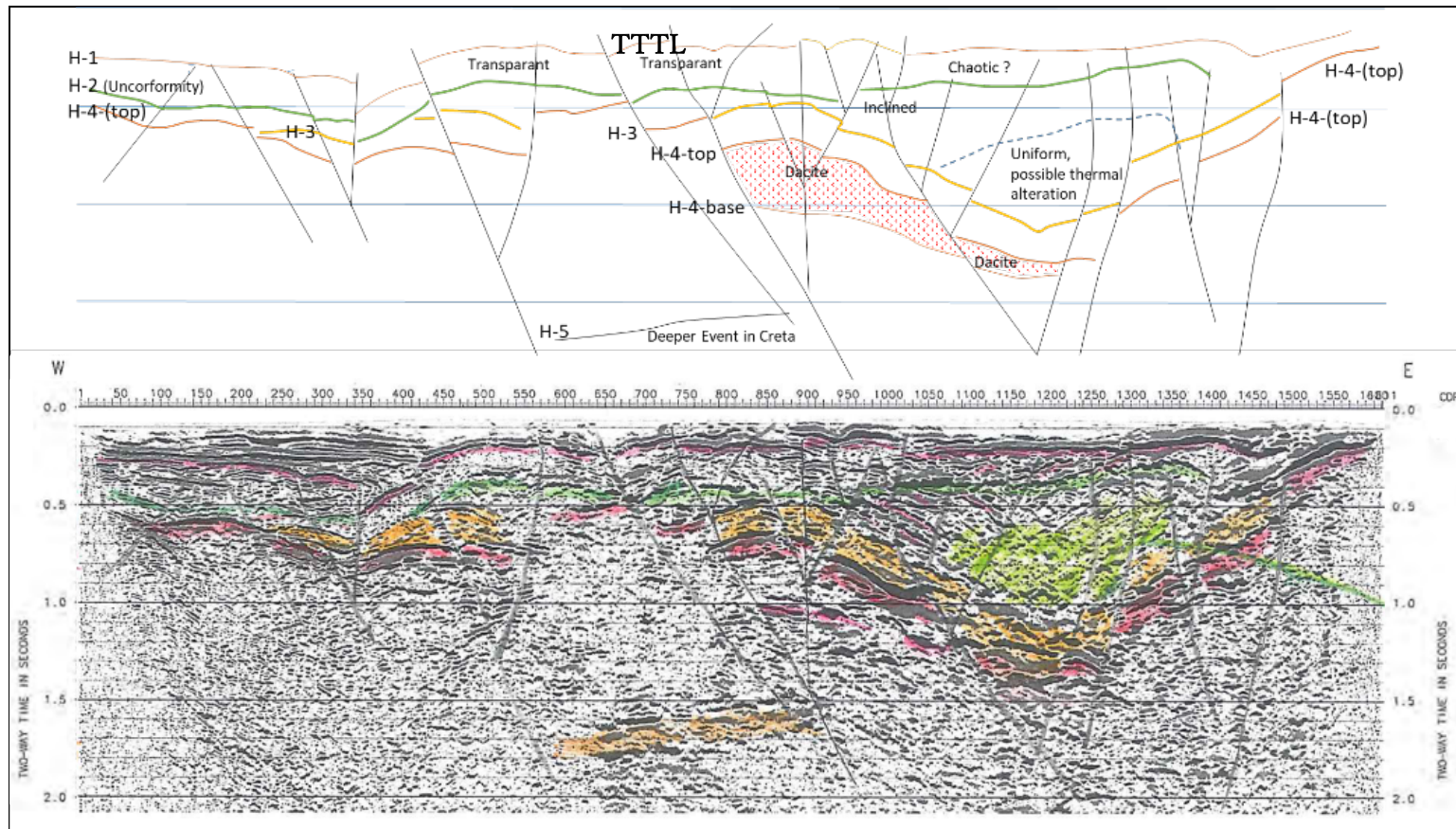
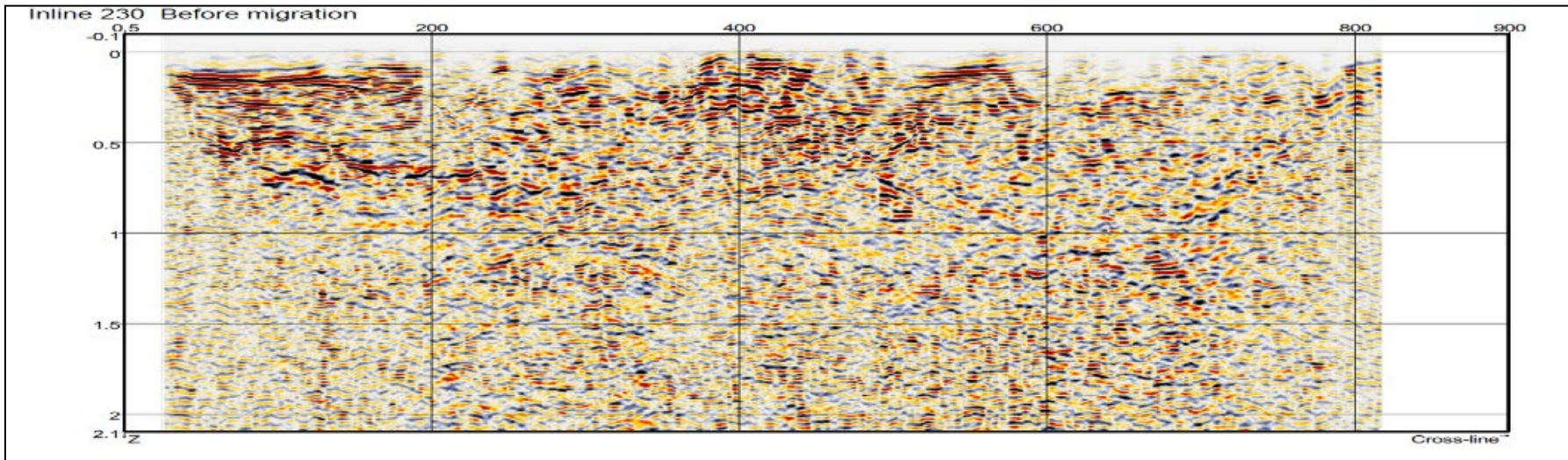


Figure 3-3. Geological map (modified from NEDO, 2008). Rectangular in red corresponds to the area shown in Figure 3-2.

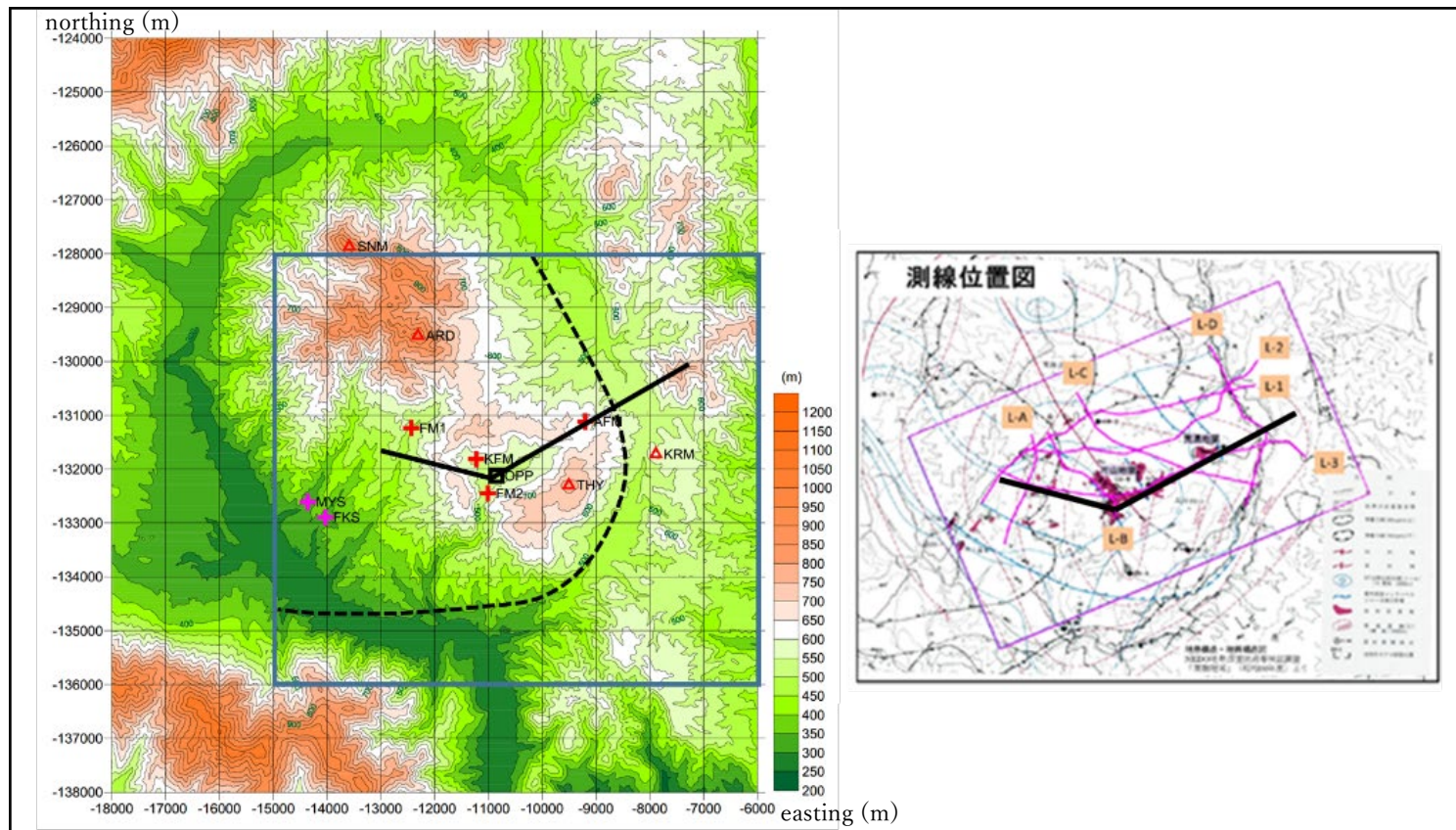


**Figure 3-4.** (Bottom) (a) Interpreted 2-D reflection seismic time section and (Top) (b) Its schematic geological section (modified from AOKI, 2018; JOGMEC, 2018). H1 horizon (薄橙): 概ね地域に広く分布する浅部層序, 東端にて H2 horizon に重なる, H2 horizon (緑): 不整合上面, H3 horizon (橙): H4-top horizon にほぼ平行な沈降域内層序, H4-top horizon (赤): 貫入岩(デイサイト)上面, H4-base horizon (オレンジ): 貫入岩(デイサイト)下面, 貫入岩貫入域外では基盤岩上面, H5 horizon (灰色): 先白亜紀 Event.

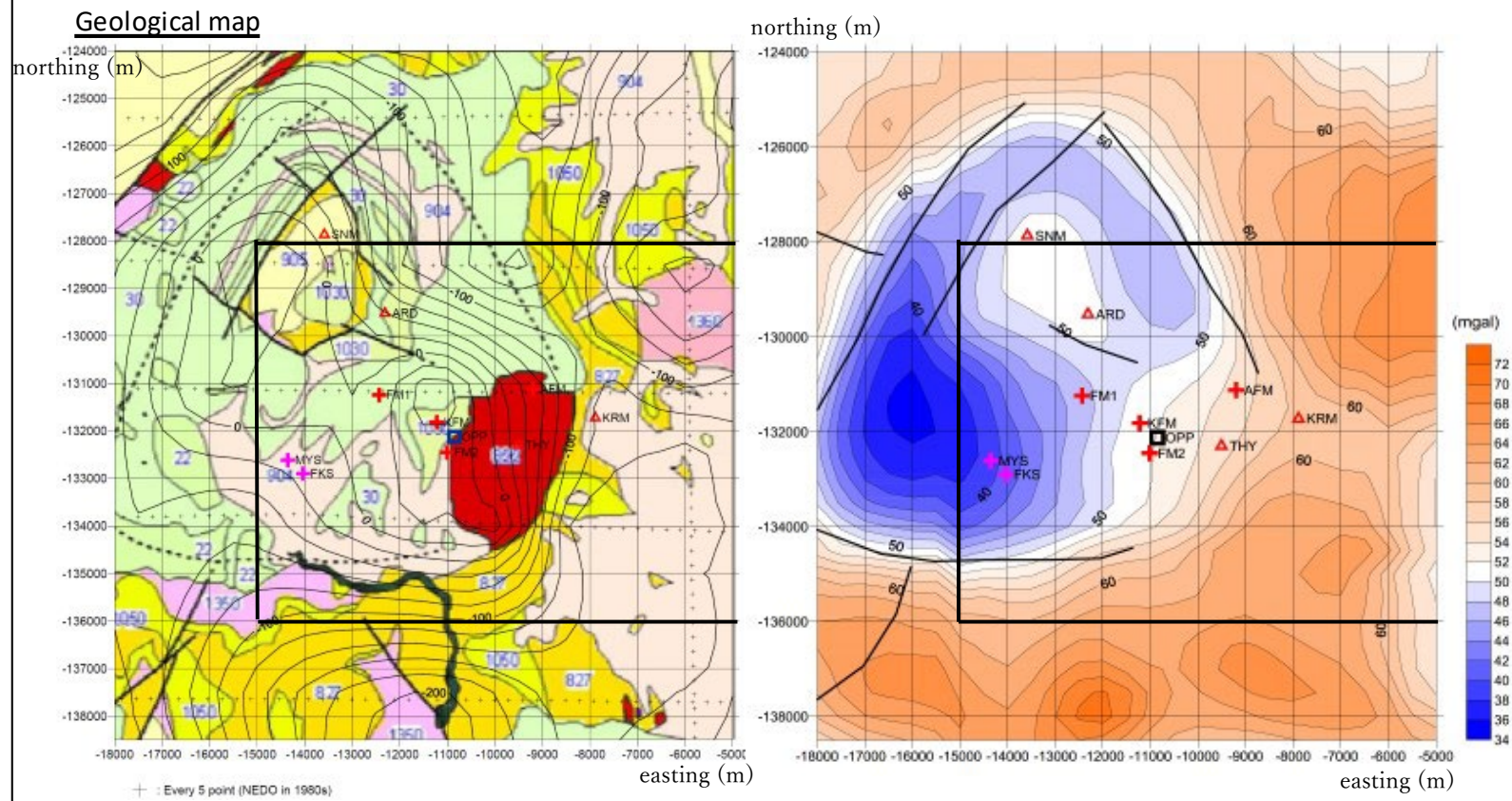


*Figure 3-5. 3-D reflection seismic time section (profile 230) edited along 2-D seismic line (courtesy of JOGMEC, 2018).*





**Figure 3-6.** (Left) (1) DEM map (source GSI, 2015) and (Right) (2) Location map of 7 seismic lines of the Onikobe geothermal area (modified from Aoki, 2018; JOGMEC, 2018). Symbols: square; Onikobe power plant (closed in 2017), triangle; volcanoes (ARD: Araodake and THY: Takahinata-yama), cross; fumaroles (KFM: Katayama and AFM: Arayu) and hot springs (FKS: Fukiage and MYS: Miyazawa). Lines: straight in black: the interpreted 2-D seismic line (L3), in blue: studied area; dotted in black: approximate boundary of caldera in the studied area.



**Figure 3-7.** (Left) (1) Geological map (GSJ, 2020) and (Right) (2) Bouguer gravity map of the Onikobe geothermal area (modified from Komazawa, 2004). Symbols are the same as Figure 3-6. Contours in the geological map are those of total magnetic intensity (Nakatsuka et al., 2005). Red straight line corresponds to possible extension of seismic-interpreted strike-slip fault  $\text{\textcircled{A}}$ , which formed the caldera in 1.7~2.4 Ma, and black lines (including  $\text{\textcircled{C}}$ ) are possible-faults extracted from geological map in the left including dotted line of approximate boundary of caldera.

Geological time	Formation name	Lithology & environment	Seismic stratigraphy	Others
Holocene	Alluvial deposit			
	Terrace and slope deposit			
Pleistocene	11,700 a Katayama lake deposit	<Lake deposits in Quaternary> Fining upward sequence from bottom to top, basal conglomerate, agglomerate, intercalation of mud stone and conglomerate, tuffs, intercalation of mud stone and conglomerate, etc  basal conglomerate <Unconformity>	high-frequency non-continuous reflections     oblique reflections	<Caldera> Formation: 1.7~2.4 Ma or 0.2~0.3 Ma  <Intrusive rocks> - Augite-Andesite dyke intruded in mud stone - dacite forming lava dome of THY and Sanoumori (NW of ARD) - ARD formed as a result of basement uplift by regenerated cauldron
	Iwanasawa Fm   Onikobe Fm			
	Takahinata Dacite			
	Miyasawa Formation			
	Akasawa Formation			
	Ohfukasawa Andesite			
Sanousawa Formation				
2.58 Ma Pliocene	Kitagawa Tuff	<Pre-caldera formation>	strong sub-parallel and flat reflections of low-frequency	
5.33 Ma Miocene	Torageyama Formation	pyroclastic rocks such as green tuffs		
	Kanisawa Formation			
Pre-tertiary	Basement rocks			

Figure 3-8. Lithology-seismic correlation (modified from JOGMEC, 2018; Aoki, 2018). Precise explanations are described in the text.

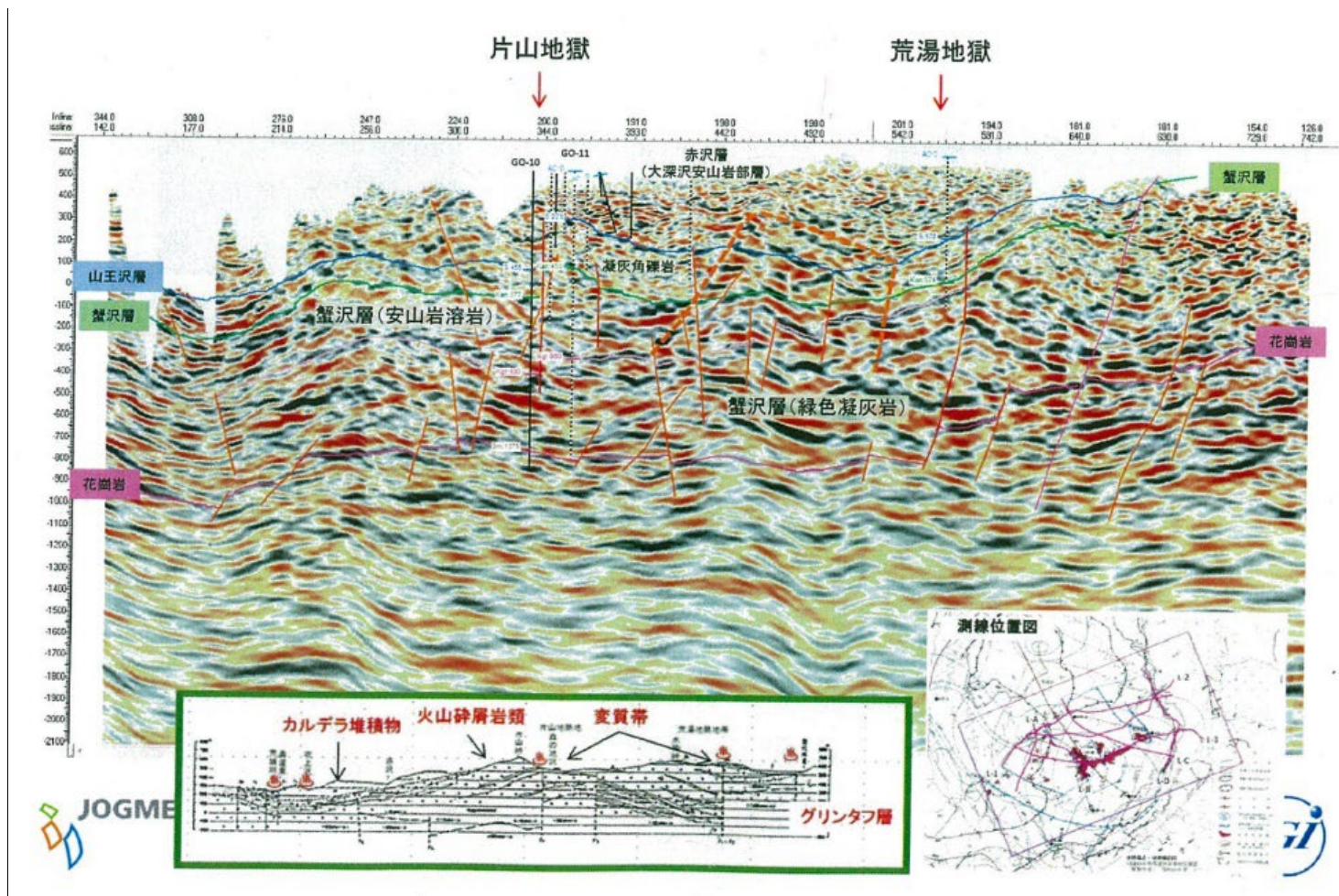
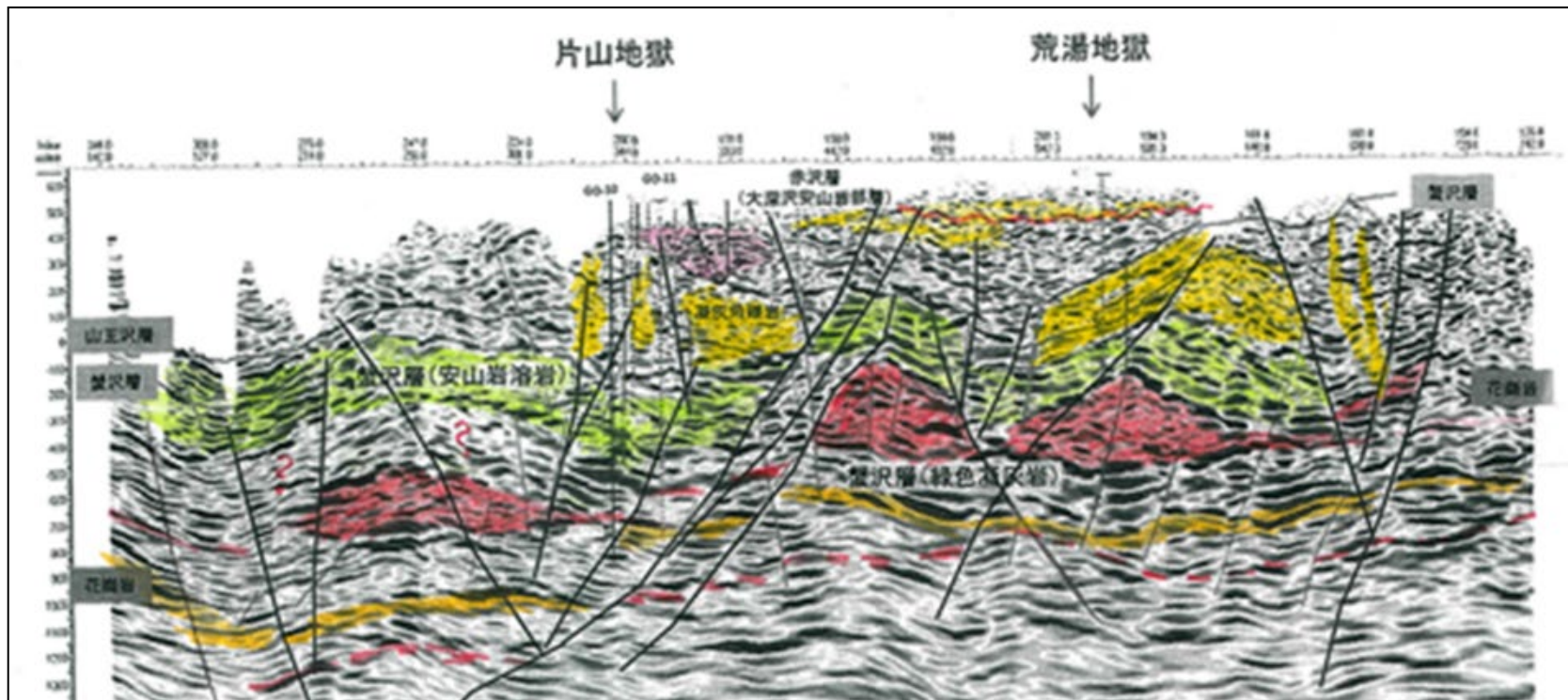


Figure 3-9. Interpreted seismic Line L3 by JGI (courtesy of JOGMEC, 2018; Aoki, 2018).



**Figure 3-10.** Interpreted seismic Line L3 by the author (modified from JOGMEC, 2018; Aoki, 2018). 2 strike-slip faults (A&B), conjugate fault (D), and caldera edge fault (C) with its conjugate (E) are shown. 3 horizontal magma-intrusions (painted in red) are shown at the base of caldera, which are interpreted to have intruded vertically as well along faults (A, B&D). Precise explanations are described in the text.

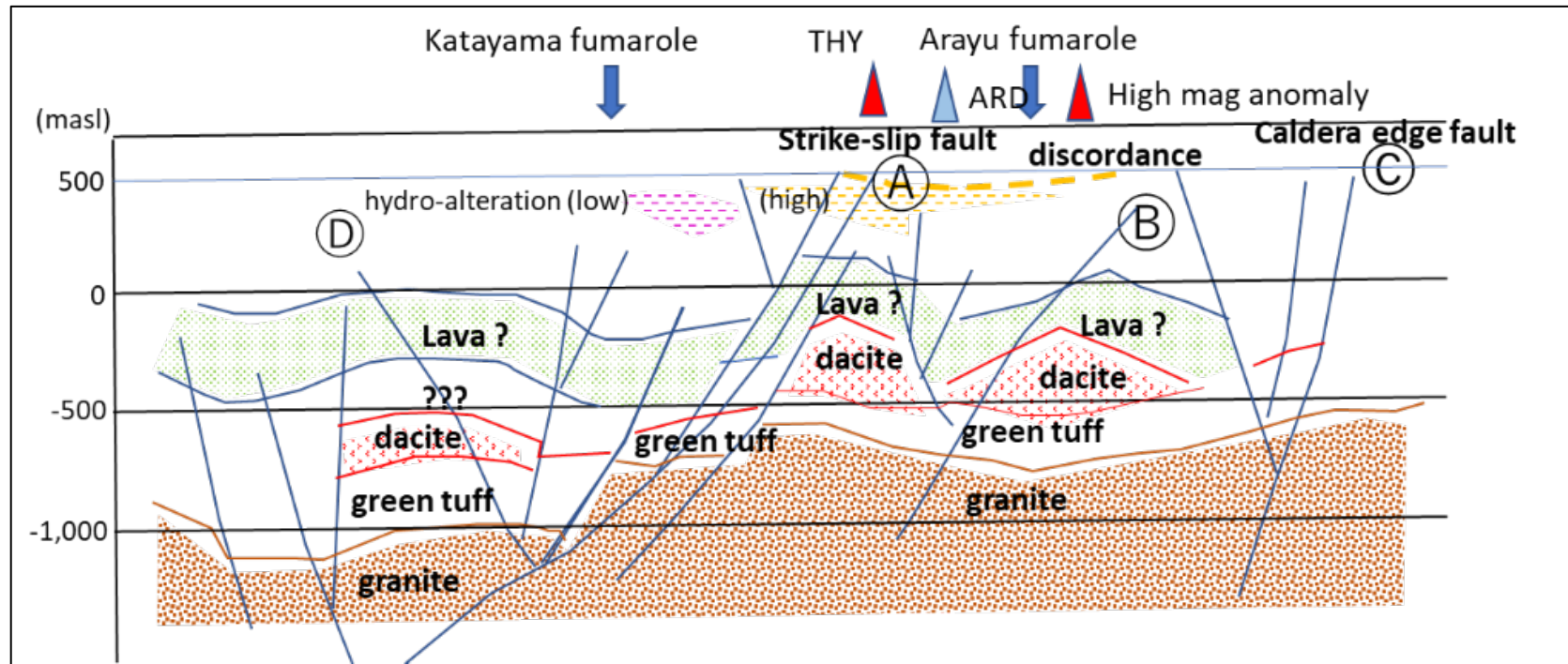
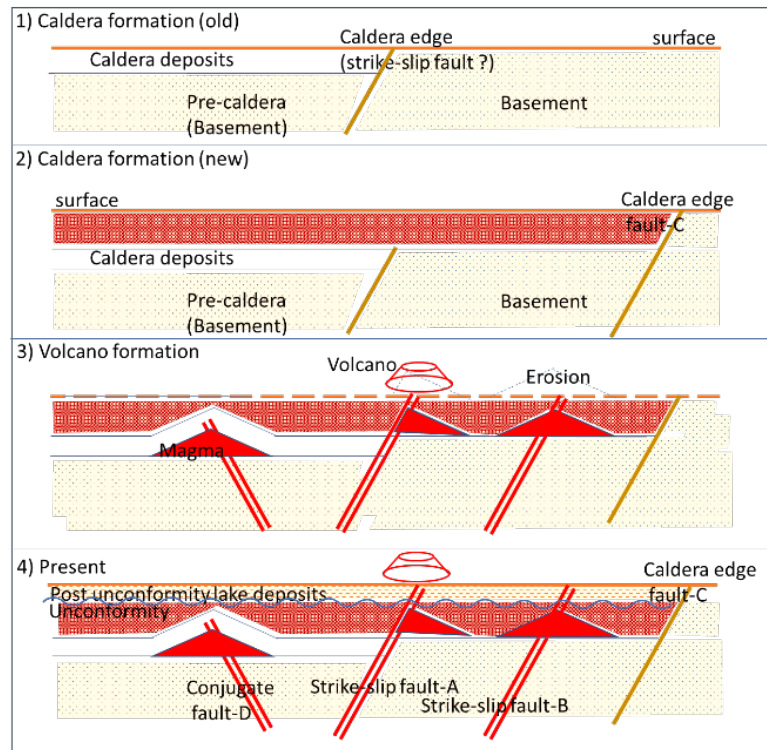
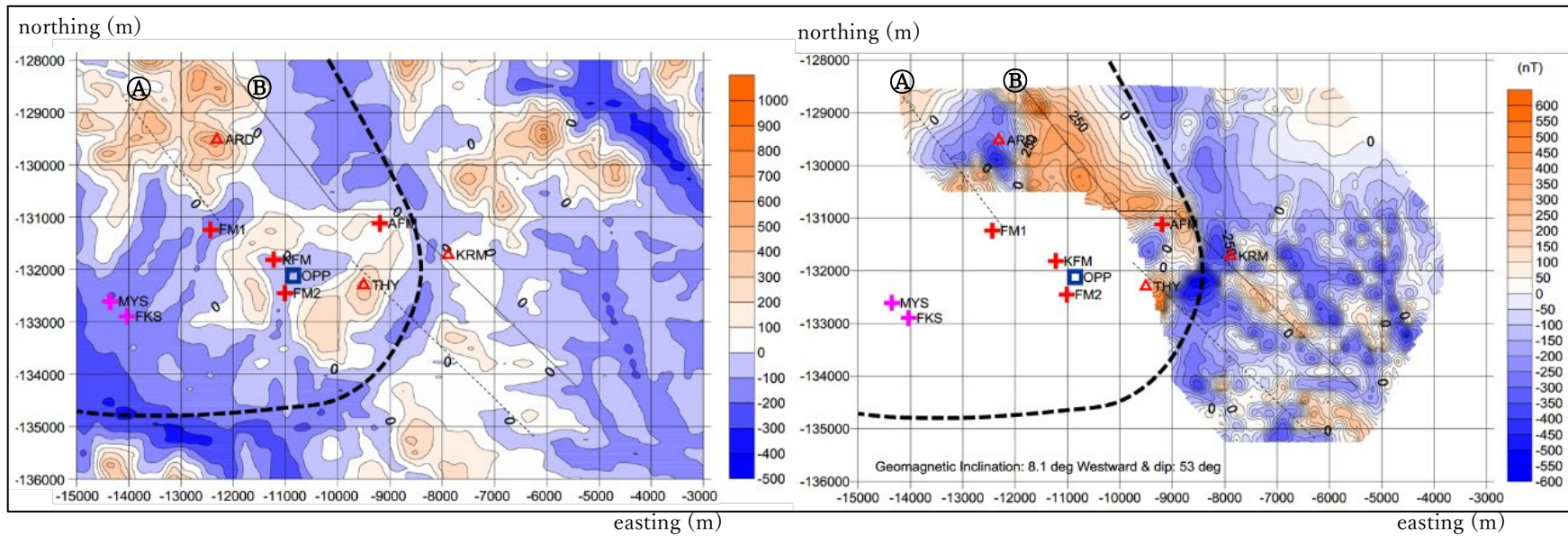


Figure 3-11. Sketch of interpreted seismic Line L3 based on Figure 3-10.

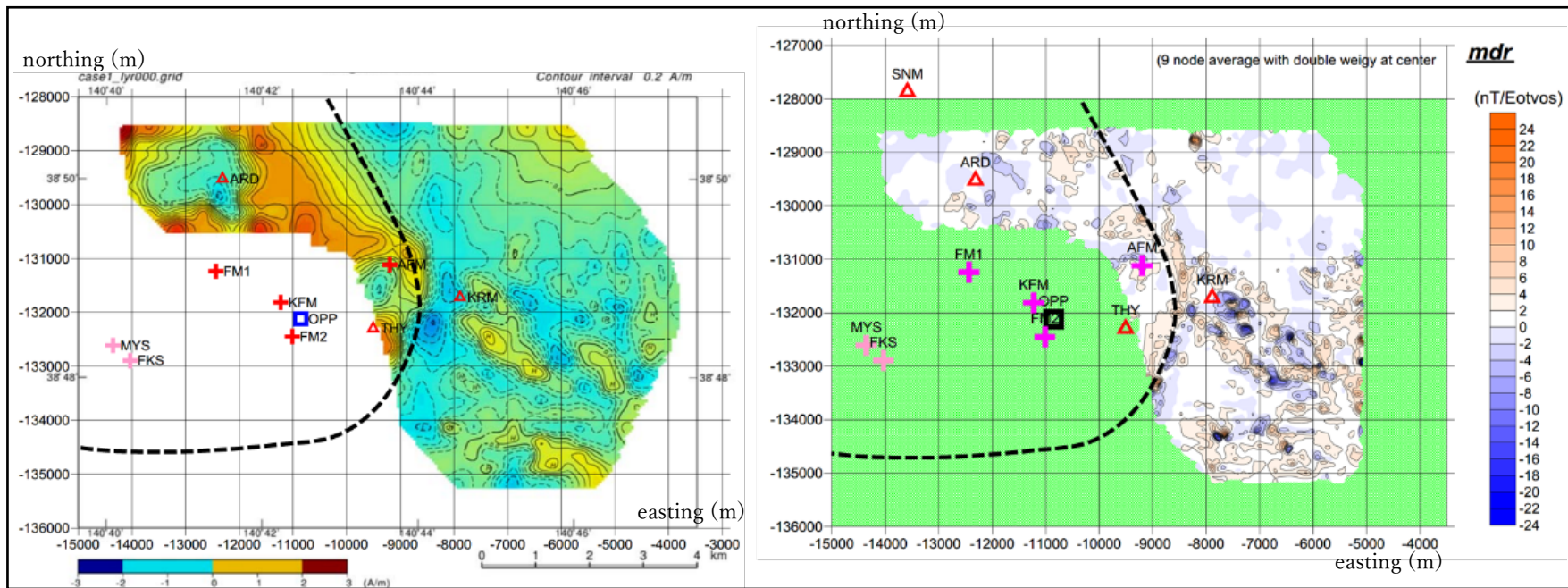


**Figure 3-12.** Geological history of Onikobe 2-step caldera formation. 1) Old western caldera formed in Pliocene as pull apart basin with strike-slip fault-A acting as caldera edge, and followed by caldera deposits (shown in white). 2) New wider caldera formed in 1.7~2.4 Ma with ring-shaped fault-C as caldera edge, and followed by caldera deposits (shown in brown). 3) volcanos (Takahinata-yama) and horizontal intrusions (in red) formed in 0.2~0.3 Ma, of which magmas were provided vertically (double red line) along re-activated fault-A, its conjugate fault-D and strike-slip fault-B. Some shallower formations are eroded at structurally high areas caused by horizontal intrusion. 4) present, with some recent post-unconformity lake deposits.



**Figure 3-13.** (Left) (1) Vertical gravity-gradient anomaly map and (Right) (2) Reduction-to-pole magnetic anomaly (RTPM) map (courtesy of JOGMEC, 2017). Symbols are the same as Figure 3-6. Fine dotted and straight lines are interpreted strike-slip fault trends (A&B) by estimation of subsurface intrusions. Dotted line is approximate boundary of caldera (C)(Figure 3.6).





**Figure 3-14.** (Left) (1) Inversion to magnetization (surface to -200 m), and (Right) (2) Magnetization-to-density ratio (*mdr*) (right). Symbols are the same as Figure 3-13. Data are provided with courtesy of JOGMEC, 2017.

## 引用文献

- AAPG (1977) *Seismic Stratigraphy – application to hydrocarbon exploration* edited by Charles E. Payton, Memoir 26, *The American Association of Petroleum Geologists*.
- 阿部信 (1985) 鬼首地域の地熱モデル, 日本地熱学会誌, 7(3), 283-309.
- 青木 直史 (2018) 平成29年度JOGMEC地熱部事業成果報告会 地熱貯留層探査技術開発(弾性波探査) 第2回実証試験の成果, 地球科学総合研究所(JGI).
- 地質調査総合センター (2020) 20万分の1日本シームレス地質図 V2 産総研 地質調査総合センター.
- Ehiro, M., Tsujimori, T., Tsukada, K. and Nuramkhaan, M. (2016) 2a. Palaeozoic basement and associated cover, Moreno, T, Wallis, S., Kojima, T. & Gibbons, W. (eds) 2016, *The geology of Japan, The Geological Society of London*, 25-60.
- 藤井勇樹・伊藤陽平・トリウラニンシ・山崎乾也 (2021) 山川発電所蒸気井(Y-1 号井)の掘削結果に基づく山川地域の地熱構造モデル, 令和 3 年仙台大会予稿集, 日本地熱学会学術講演会.
- Glennie, K.W. (1986) *Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea*, 2nd edition, Blackwell Scientific Publications, 263p.
- 伊藤 順一 (1996) 宮城県北西部地域の火山活動-栗駒火山・鬼首カルデラ・鳴子火山-, 地質調査所.
- Jenyon, M.K. (1985) G. Salt movement, 1-47, edited by Taylor, J. C. M. et al, *The Role of Evaporites in Hydrocarbon Exploration*, Course Notes No. 39, JAPEC (UK).
- 国土地理院 (2015) 基盤地図情報ダウンロードサービス 数値標高モデル 10 m メッシュ 国土地理院 (GSI).
- 駒澤正夫 (2004) 日本重力異常グリッドデータベース, 日本重力CD-ROM 第2版, 数値地質図P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 久保田隆二・植田義夫・小野寺健英 (2001) 三次元地磁気インバージョンの方法, 物理探査学会第 104 回学術講演会論文集, 物理探査学会.
- 水谷滋樹 (2009) 宮城県鬼首地熱地域における電気検層解析について, 平成 21 年京都大会予稿集, 日本地熱学会学術講演会.
- 水谷滋樹 (2012) 秋ノ宮・山葵沢地熱地帯に於ける弾性波探査と物理検層の対比と地質学的解釈, 日本地熱学会誌, 34(1), 21-35.
- Nakada, S., Yamamoto, T. and Maeno, F. (2016) 5. Miocene-Holocene volcanism, in Moreno, T, Wallis, S., Kojima, T. & Gibbons, W. (eds), *The geology of Japan, The Geological Society of London*, 273-308.

- 中村久由他 (1955) 宮城県鬼首環状地内における地質構造と地熱の関係, 地調月報, V.10, 地質調査所, 575-600.
- 中塚正・大熊茂雄・牧野雅彦・森尻理恵 (2005) 日本空中磁力データベース, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 日本地熱学会 (2010) 地熱発電と温泉利用との共生を目指して, 地熱発電と温泉との共生を検討する委員会, 日本地熱学会, 62p.
- 大槻憲四郎・永広昌之・布原啓史 (2020) 宮城県の地質, 東北地質調査業協会, 16p.
- 佐々木茂 (2002) 地熱開発促進調査の地域レポート, [C-3] 秋ノ宮地域, 地熱エネルギー, 27(4), Ser. 100, 73-86.
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2017) 平成27年度「地熱資源ポテンシャル調査のための広域空中物理探査」業務報告書, 株式会社フグロジャパン.
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2018) 地熱貯留層探査のための弾性波探査ガイドブック.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2000) 平成 11 年度地熱探査技術等検証調査 貯留層変動法開発地震波探査法開発に関わる秋ノ宮反射法弾性波探査 報告書, 15p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2001) 地熱開発促進調査報告書, No. B-6 辻之岳地域, 878p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2008b) 平成 19 年度～平成 20 年度のうち 平成 19 年度地熱開発促進調査中間調査報告書 No. C-2-10, 平成 20 年 3 月, 池田湖東部地域, 株式会社新日本技術, 株式会社九電工, 西日本技術開発株式会社, 1154p.
- 鈴木浩一・海江田秀志・太田陽一・川中卓・斉藤秀雄 (1998) 雄勝高温岩体地域における反射法地震探査とCSAMT法探査, 物理探査学会, 第99回講演会論文集, 275-279.
- Taira, A., Ohara, Y., Wallis, S. R., Ishiwatari, A. and Iryu, Y. (2016) 1. Geological evolution of Japan, overview, in Moreno, T, Wallis, S., Kojima, T. & Gibbons, W. (eds), *The geology of Japan, The Geological Society of London*, 1-24.
- Taira, A. (2001) Tectonic evolution of Japanese Island arc system, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 29, 109-134.
- 高島勲・村上英樹・ディクグエンホン・エディスチプタ・毛利陽司・柴田能辰 (2006) 鬼首・鳴子カルデラ周辺の後期更新世火砕流堆積物及び火山岩の熱ルミネッセンス年代, 岩石鉱物化学, 35, 70-77.
- 植田義夫・中川久穂・小野寺健英・鈴木晃・熊川浩一・久保田隆二 (2001) 2000 年噴火以前の三宅島磁気構造—地磁気トモグラフィの試み—, 水路部研究報告第 37 号.
- 山田宮三・松永栄勇・栗山隆 (1985) 栗駒地域の地熱モデル, 日本地熱学会誌, 7(3), 261-281.
- 吉田武義・津村紀子・長谷川昭・岡村聡・趙大鵬・木村純一 (1999) 東北本州弧におけるマンタルの構成と進化, 月刊地球, 21, 179-193.
- 吉田武義 (2017) 2. 東北地方の基本構造, in 吉田武義 (ed), 日本地方地質史 2. 東北地方, 日本地質学会, 朝倉書店, 639p.

吉村雄三郎・伊藤寿恒 (1994) 鹿児島県山川町伏目地区の地熱探査とその開発, 資源地質, 44(5), 315-330.

吉村雄三郎 (1992) 鹿児島県山川地区の地熱資源とその開発, 石油資源開発株式会社 地熱開発部, 温泉科学, 42, 188-192.

## 第4章 重磁力総合解析

### 4.1 はじめに

本章では、密に取得されたデータ解析を通じて圧縮応力場に特徴的な、かつ断裂型地熱貯留層に発達する可能性が高い高傾斜断裂系、Type S や Type E 正断層について議論する。空中物理探査は、短時間に、測定範囲の制約がなく、経済的に広域データ取得が可能であり、更に低飛行高度・高取得密度にて測定されたデータは、浅部地層の岩石特性を詳細に捉え、かつ平面的に高解像度解析が可能である。しかしその反面、これらのデータでは長波長成分が欠如し、低飛行高度測定により、表層以深の異常体密度や磁化の短波長成分が大きく減衰し、可探深度が浅くなる。更に起伏が大きい山岳地域に偏在する地熱資源賦存地域では、地表起伏凹凸の影響も顕著となる。地表起伏の影響を軽減し、深部の岩石特性を測定データと同様な高解像度にて推定する目的のために、応答関数を共有する物理探査データ間での相関性解析を検討した。

測定データへの適用事例は、秋ノ宮・山葵沢地熱地帯の東部に位置する高松岳を中心とする地域を選択した。解析地域は、カルデラや沈降域形成以前の、地表浅くに基盤岩が分布する地域における横ずれ断層と火山活動との地質学的関係を示し、Pull Apart Basin 形成以前、或いは初期段階と見做される地域である。反射法地震探査は実施されていないが、複数の解析法を適用した結果は、浅部の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta \rho$ ) 分布を詳細に示すことを明らかにする。また、残留磁化を保有する岩脈・貫入岩体や火口・火山の線形分布を示す活発な火山活動地域、遠く離れた火山活動の影響が少ない地域、或いはその中間の溶岩堆積などの火山活動の影響がある地域に区分けし議論する。

本章におけるアジェンダは：

- ・ 低飛行高度・高取得密度空中物理探査の探査仕様とポイント・ソース応答
- ・ 重磁力総合解析地質モデル
- ・ 異常体間の干渉、可探深度や地表凹凸効果の推察
- ・ 磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta \rho$ )
- ・ 事例解析

である。事例解析を述べる 4.6 項においては、すべての Figure を項末に表示した。

### 4.2 低飛行高度・高取得密度空中物理探査と Moving Window Correlation (MWC)解析法

#### 4.2.1 探査仕様

HeliFALCON™ 空中重力偏差探査と HELITEM 時間領域電磁気探査とによる測定仕様は、両探査共に、測定間隔は約 3 m、測線間隔は 125 m、又は 250 m、クロスチェックライン間隔は 2.5 km、ヘリコプター飛行高度は 125~150 m である。HELITEM 時間領域電磁気探査では、磁力計

はヘリコプター下約 80 m に吊るされる (JOGMEC (2014); 石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2017)。

これらのデータ測定により, 従来の探査手法とは比較にならない大きな空間的取得密度が得られた。また, 重力偏差データは直接測定され, 両探査データには, 相互干渉する異常体に対処するのに有益な, より短い波長の成分が含まれている。細かいグリッド間隔(本稿では, 25 m を適用)での数値解析が可能となり, MWC 解析法適用時に狭い Window 幅に入る十分なデータ数が得られ, 信頼できる相関性解析が可能となり, 孤立した異常体の前提から, 異常体の連続的な磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) が得られるグリッド間隔 (Chandler et al., 1981) での解析の道が開けた (APPENDIX)。貫入岩体や断層分布を含めた詳細な地下構造解析ができることから, 従来の探査手法に比べ, 画期的な地球物理探査解析法と言える。一方, 高解像度解析には低飛行高度でのデータ取得が不可欠で, 新たに地表凹凸や可探深度の問題点が浮上する。このため, ポアソンの関係式を適用した MWC 解析法の適用時には, これらの問題点を考慮する必要がある。

#### 4.2.2 ポイント・ソース応答

重力偏差  $G_{zz}$ , 重力  $g_z$ , 極磁力  $RTPM$ , 及び擬重力  $PsG$  の単位密度・磁化異常体のポイント・ソース応答(以下,  $RF(G_{zz})$ ,  $RF(g_z)$ ,  $RF(RTPM)$ , 及び  $RF(PsG)$ と呼ぶ)は, 2 つの距離関数(以下,  $RF_z$ と  $RF_{zz}$ と呼ぶ)と 2 つの定数 ( $G$  と  $\mu_0/4\pi$ )を基に, 次に示す式 (1)~(3) によって計算できる:

$$RF_{zz} = 3z^2/r^5 - 1/r^3, \quad (1)$$

$$RF_z = -z/r^3, \quad (2)$$

$$RF(G_{zz}) = G \times RF_{zz}, \text{ 及び } RF(RTPM) = (\mu_0/4\pi) \times RF_{zz}, \text{ 及び}$$

$$RF(g_z) = G \times RF_z, \text{ 及び } RF(PsG) = (\mu_0/4\pi) \times RF_z, \quad (3)$$

ここで,  $\mu_0$ =真空透磁率( $4\pi \times 10^{-7} \text{ NA}^{-2}$ ), 及び  $G$  =万有引力定数( $6.67384 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$ )であり, 北向きを  $x$ -軸, 東向きを  $y$ -軸, 及び下方を  $z$ -軸とした直角座標系を採用し, 測定面は  $z = 0$  の平面, 測定点  $(x, y, 0)$ とポイント・ソース  $(0, 0, z)$ との距離は  $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ である。重力偏差や極磁力は, 測定点とポイント・ソースとの距離の逆数の 3 乗, 一方重力や擬重力は, 同距離の逆数の 2 乗に比例する。従って, 質量・磁化異常体からの干渉は, 重力偏差や極磁力の方が狭い範囲に限定される。しかし, データが低飛行高度で取得された場合, 測定値は地表面の粗さや表層における密度や磁化の変化に非常に敏感となる。このため, 地表面の凹凸が大きい場合や, 地表近くに溶岩等が堆積する場合, 深部からの応答に影響し, 信頼できる測定可能な可探深度は浅くなる。

#### 4.2.3 飛行高度の影響

測定面からある一定の距離 $(|z_0|)$ にある質量凝縮面にある面質量変化が、測定値の波数成分に与える影響を、藤本・友田(2000)を参考にして、検討する。面質量,  $mass(x, y)$ , 凝縮面 ( $z=0$  平面) 直上における重力,  $g_z(x, y, 0)$ , 及び測定面 ( $z = z_0 (<0)$ ) での重力,  $g_z(x, y, z_0)$  と重力偏差,  $G_{zz}(x, y, z_0)$  は (4)式となる:

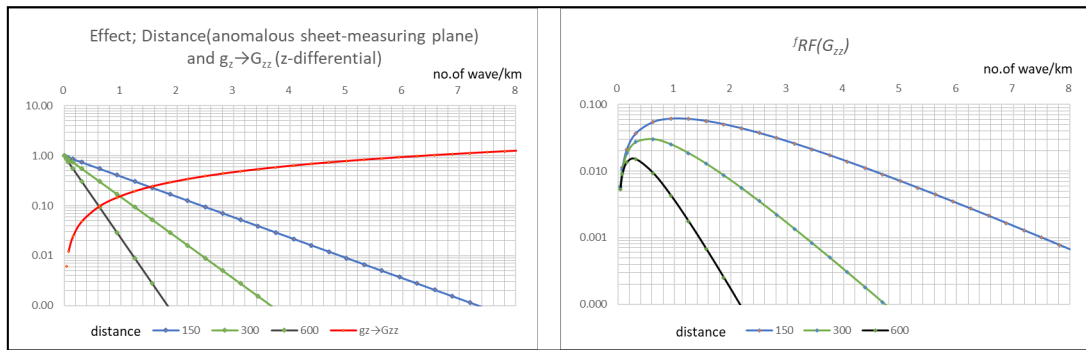
$$\begin{aligned} mass(x, y) &= \sum_m \sum_n mass^{mn} \exp(imx + iny), \\ g_z(x, y, 0) &= 2\pi G mass(x, y), \\ g_z(x, y, z_0) &= 2\pi G \sum_m \sum_n mass^{mn} \exp(imx + iny + \sqrt{m^2 + n^2} z_0), \text{ 及び} \\ G_{zz}(x, y, z_0) &= 2\pi G \sum_m \sum_n mass^{mn} \sqrt{m^2 + n^2} \times \exp(imx + iny + \sqrt{m^2 + n^2} z_0), \end{aligned} \quad (4)$$

ここで,  $mass^{mn}$  は, 各波数  $(m, n)$  における振幅値 ( $f_{mass}(m, n)$ ;  $mass(x, y)$  の 2 次元(2-D)フーリエ変換)である。極磁力と擬重力についての諸式は, 面質量( $mass^{mn}$ )を面磁気モーメント( $magn^{mn}$ ), 定数  $2\pi G$  を  $\mu_0/2$  に置き換えれば良い。

また, 空間的な  $x$ - $y$  座標系では重力値, 及び重力偏差値は (5)式で表される:

$$\begin{aligned} g_z(x, y, z_0) &= G \sum_{\xi} \sum_{\eta} (RF_z(\xi, \eta) \times mass(x-\xi, y-\eta)), \text{ 及び} \\ G_{zz}(x, y, z_0) &= G \sum_{\xi} \sum_{\eta} (RF_{zz}(\xi, \eta) \times mass(x-\xi, y-\eta)), \end{aligned} \quad (5)$$

ここで,  $\xi$ - $\eta$  座標系は畳み込み計算のためのものである。極磁力値と擬重力値については, 面質量  $mass(x, y)$  を面磁気モーメント  $magn(x, y)$ , 定数  $G$  を  $\mu_0/4\pi$  に置き換えれば良い。



**Figure 4-1.** Gravity and Gravity-gradient responses in wavenumber domain. Left: (1) Effects of “distance  $(|z_0|)$ ”,  $\exp(\sqrt{m^2 + n^2} z_0)$  ( $z_0 < 0$ ) (distance  $(|z_0|)$  = measuring plane-subsurface sheet of mass) (150, 300 and 600 m), and the effect of conversion from gravity to gravity-gradient ( $g_z \rightarrow G_{zz}$ ) (“z-differential” effect). Right: (2) Combined effects ( $RF(G_{zz})(m, n)$ ) of 3 cases of “distance” (150, 300 and 600 m).

Figure 4-1(1) は、(a) 測定面と凝縮面との距離、及び(b)  $z$ 微分が測定値の各波数成分に与える振幅減衰効果(Y 軸)を、波数(X 軸)の関数として示している。(a) 距離 ( $|z_0|$ )については、150 m, 300 m, 及び 600 m の 3 ケースを示し、減衰効果は  $\exp(\sqrt{m^2 + n^2} z_0)$  ( $z_0 < 0$ )である。グリッド間隔 25 m, 及びサイズ 128×128 を基に計算した。

距離の減衰効果は、波長の観点から単純なローパス・フィルター特性である。距離が 2 倍になると、各波数( $m, n$ )での振幅は  $1/\exp(2\sqrt{m^2 + n^2})$  に減少する。例えば、距離が各 150, 300, 及び 600 m の場合、それぞれ 2.4, 1.2, 及び 0.6 /km を超える波数(各 420, 830, 及び 1,660 m を下回る波長( $\lambda$ )に相当)では、振幅が 1/10 (パワースペクトルでは 1/100) 以下に減衰する。従って、測定データには、測定時のノイズが含まれるため、飛行高度 150 m にて測定したデータには、十分信頼できる 420 m より短い波長( $\lambda$ )成分が、実質的に欠如することになる。

$z$  微分は、重力偏差や全磁力異常測定に係る効果である。 $z$  微分の波数への影響は、波数= 6.37 /km (波長( $\lambda$ )= 157 m) を境に、それ以上の波数で増幅、以下で減衰する。その振幅は、0.6 /km 未満の波数 (1,660 m より長い波長( $\lambda$ )に相当)では 1/10 以下に減衰する。

Figure 4-1 (2) は、距離と  $z$  微分の複合効果を示す距離関数 ( $RF_{zz}(x, y)$ ) の波数領域表示 ( $RF_{zz}(m, n)$ ) である。距離については Figure 4-1 (1) と同様、150 m, 300 m, 及び 600 m の 3 ケースを示す。例えば 150 m の場合、 $fRF_{zz}^{150 m}(m, n)$  と記載する。測定面と凝縮面が一致する場合、 $fRF_{zz}^{0 m}(m, n)=1$  である。 $fRF_{zz}^{150 m}(m, n)$  は、波数 0.94 /km ( $\lambda \approx 1060$  m) 付近において最大振幅( $\approx 0.14$ )を示す。その最大値に対して 70 %以上の振幅 (パワースペクトル 50 %以上)を示す波数範囲は、0.4~2.2 /km (波長( $\lambda$ ) $\approx 2,500 \sim 450$  m 相当)であり、その波数範囲にある測定面下 150 m の質量変化については信頼性のある解析ができる。(以下、本稿では「信頼できる波数範囲」と呼称)。因みに、重力探査での波数範囲は 0~2.4 /km (波長( $\lambda$ ) $> 417$  m 相当)であり、長波長に偏る。

最大振幅の 10 % (パワースペクトル 1 %) をカットオフと想定した波数範囲は、0.04~5.3 /km (波長( $\lambda$ ) $\approx 25,000 \sim 200$  m に相当)となり、その範囲外での測定データの波数成分は、測定時のノイズにより信頼性が低く、データ解析では実質的に無視できる (以下、本稿では飛行高度 150 m にて測定した空中重力偏差探査データの「許容波数範囲」と呼ぶ)。飛行高度が 300 m に達すると、「許容波数範囲」は 0.63 /km (波長( $\lambda$ ) $\approx 1600$  m に相当)を中心に、約 0.04~2.65 /km (波長( $\lambda$ ) $\approx 25,000 \sim 400$  m に相当)になり、更に飛行高度が 600 m に高くなると、0.3 /km ( $\lambda \approx 3,300$  m)を中心に、約 0.04~0.6 /km (波長( $\lambda$ ) $\approx 25,000 \sim 1,670$  m)になり、長波長に偏る。



以上から、異常体が地表に露出していれば、飛行高度 150 m にて測定の重力偏差や全磁力異常データには、「許容波数範囲」内の 200 m より長い波長が含まれるが、その中で信頼性の高い質量異常体分布解析が可能な「信頼できる波数範囲」の波長は 450 m～2,500 m である。即ち、信頼性ある解像度は 450 m 程度以上である。異常体が深部に伏在する場合、例えば地表下 150 m (測定面下 300 m) では「許容波数範囲」の下限波長 400 m, 地表下 450 m (同 600 m) では同 1,670 m と長波長となり、解析により得られる質量異常体分布の解像度は低下する。

#### 4.2.4 地表面の影響

地表面と測定面との関係が、測定値に与える影響を検討する。表層下面は、測定面から一定の距離下に描画される。Figure 4-2 (a) は、平坦な地域で行われる通常の中空物理探査を示しており、一定の飛行高度が概ね維持できるため、測定面は地表面と平行になる。従来の地表で測定する重力探査や重力偏差探査も、この範疇に含まれる。

Figure 4-2 (b) は、地形変化が大きい山岳地帯での、中空物理探査を示す。重力偏差データは、質量異常体と測定点との距離に敏感であるため、低空でのデータ取得では、飛行高度変化が大きくなり、地表起伏の影響を大きく受ける。飛行高度が高いほど、地表起伏による重力的影響は小さくなるが、高度を上げることにより空間分解能の低下を招くデメリットもある。これは探査仕様上の飛行高度、即ち、測定仕様設定から生じる問題である。重力偏差測定データは、地表面凹凸、及び地表下の密度変化に影響を受ける。一方、全磁力異常測定データは、地表面が溶岩などの磁化された岩石で覆われている場合、地表起伏の影響は顕著であるが、火山地帯以外では地表起伏の磁化変化は非常に小さく、無視できる。

地表面凹凸が大きい場合の重磁力測定データへの影響については、Figure 4-1(1)、距離の減衰効果から推定できる。飛行高度 150 m の測定において、測定面から見て一番近い地表に異常体が露出する場合 (距離=150 m) の「信頼できる波数範囲」は 0.4～2.2 /km (波長( $\lambda$ ) $\approx$ 2,500～450 m に相当) である。異常体が地表から 150 m, 及び 450 m と深くなるに従って、その応答は異常体が地表に露出する場合に比べ、例えば、その下限波数 0.4 /km (同上限波長( $\lambda$ )=2,500 m に相当) 成分において、それぞれ 70 %, 及び 30 % に振幅が減少する (波数 0.4 /km における距離=300 m, 及び 600 m に対する距離=150 m の比)。従って、地表下 150 m の磁化異常体の評価には、その深度における磁化異常体の波長 2,500 m 成分は少なくとも 1.4 倍以上の磁化、或いは異常体層厚が必要である。2,500 m より短い波長成分 (0.4/km より大きな波数成分に相当) では減衰率が更に大きいため、それに応じた大きな磁化、或いは層厚を要する。このため、地表面凹凸に溶岩堆積が関わっている場合、低飛行高度測定にて深部磁化変化を捉えることは極めて困難となる。重力偏差も同様であるが、密度変化は磁化変化に比べ穏やかで、影響の度合いは小さいが、地表

面凹凸があれば幅広く見られ、山岳地帯では顕著となる。一方、極磁力分布への影響は火山活動が活発な溶岩地帯に限定される。

空中物理探査の地形補正は、Figure 4-2 (b) に示す地表凹凸 (赤実線) と Geoid 面 (0 m) 間の層を対象とする。重力測定と同様、一定な補正密度値を適用する (西島, 2016; 石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2015) が、重力偏差や全磁力異常測定などポテンシャルの空間 2 次微分測定データでは、一定層厚となる層 (黒点線と赤点線との間の層) に対しては、一定補正値を適用する場合、随意値となることは留意すべき点である。

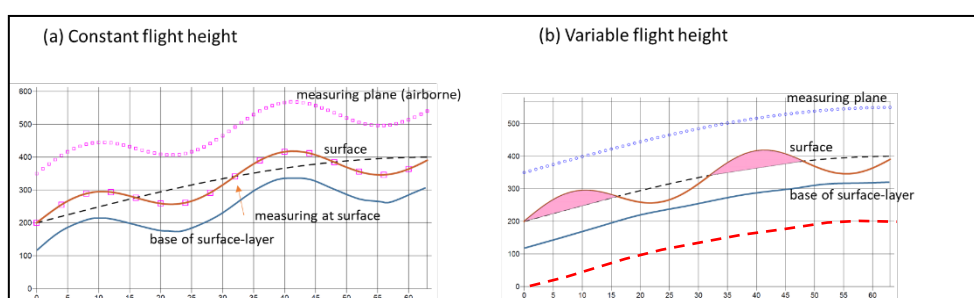


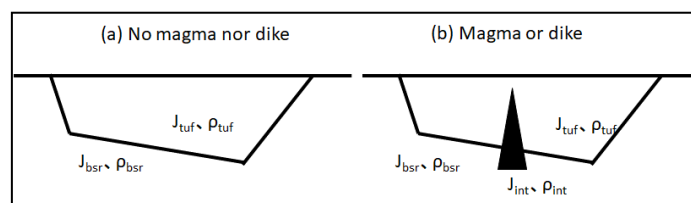
Figure 4-2. Schematic drawings of airborne survey: (a) constant flight-height (in flat area and survey on surface) and (b) variable flight-height (in mountainous area) (source: Mizutani, 2018a).

### 4.3 重磁力総合解析法

#### 4.3.1 火山活動のない地域の地質モデル

##### (1) 広域 2 層モデル

Figure 4-3 は、重磁力総合解析のための地質モデルを示す。(a) は火山地域を含まない広域 (以下、2 層モデルと呼ぶ)、(b) は局所的火山地域を含む広域 (以下、垂直貫入岩体モデルと呼ぶ) を示す。モデルの組成は 3 種類の岩石から構成されると仮定し、堆積岩や凝灰岩、基盤岩、及び貫入岩、溶岩やマグマの火山岩などを以下総称し「凝灰岩」、「基盤岩」、「貫入岩」と表記する。凝灰岩と基盤岩は比較的広域に分布する一方、貫入岩は局所的に貫入、或いは堆積し、垂直方向だけでなく水平方向にも貫入する。モデル上の各岩石の密度値と磁化値は一定とし、それぞれ  $\rho_{tuf}$ ,  $\rho_{bsr}$ ,  $\rho_{int}$ ,  $J_{tuf}$ ,  $J_{bsr}$ ,  $J_{int}$  と表記する。



**Figure 4-3.** Geological model for analysis. (a) 2-layer model and (b) model with volcanic rocks. Symbols “tuf”, “bsr” and “int” are “tuff”, “basement rock” and “intrusive rock”, respectively. “tuff” includes sedimentary rocks, whereas “intrusive rock” includes lavas and magma as well. 本文中ではTuf を凝灰岩, bsr を基盤岩, int を貫入岩と表記する

質量異常体の密度 ( $\Delta\rho_c$ ; 一定値), グリッド点における質量 ( $m(x, y)$ ), 高さ ( $h(x, y)$ ), グリッド面積 ( $\Delta x\Delta y$ )とすれば,  $m(x, y) = \Delta\rho_c h(x, y)\Delta x\Delta y$ , (単位面積当たりの) 面質量,  $\text{mass}(x, y) = \Delta\rho_c h(x, y)$ となり, 式 (4) は:

$$G_{zz}(x, y, z_0) = 2\pi G\Delta\rho_c \sum_m \sum_n h^{mn} \sqrt{m^2 + n^2} \times \exp(imx + iny + \sqrt{m^2 + n^2}z_0), \quad (6)$$

と記載でき, 面質量から高さを変動式とした表現になる。Figure 4-3(a)における凝灰岩-基盤岩の 2 層モデルでは, 均一分布する基盤岩内に, 質量異常体である凝灰岩が分布すると見做せる。従って, 式 (6) は  $\Delta\rho_c = \rho_{tuf} - \rho_{bsr}$ , 及び  $h(x, y) = h_{tuf}(x, y)$ , 即ち凝灰岩層厚と読み替えられる。同様に  $\Delta J_c = J_{tuf} - J_{bsr}$ , 及び定数を  $\mu_0/2$  に読み替えると磁化異常体にもあてはまり, 面磁気モーメントから高さを変動式とした表現になる。式 (7) の通り, 共通項である高さの変動式を取り除き:

$$RTPM(x, y, z_0) = (\mu_0/4\pi) (1/G) (\Delta J_c/\Delta\rho_c) (G_{zz}(x, y, z_0)), \quad (7)$$

が得られる。これは, ポアソンの関係式が孤立した質量・磁化異常体に起因する重磁力パラメータ間の関係を示すのみならず, 広域的に均一の密度差や磁化差を持つ 2 層モデルでも適用できることを示している。

## (2) 広域モデルからの乖離

次に, 密度値や磁化値が上記広域 2 層モデルから小さな乖離がある場合を考える。測定面においてポイント・ソース応答が実質的に影響を及ぼす範囲内での密度/磁化比值の変化が小さい場合, その範囲内の密度や磁化平均値をそれぞれ  $\Delta\rho(x, y)_{ave}$  と  $\Delta J(x, y)_{ave}$  と記載すれば, 式 (5) 第 2 式は式 (8) のように:

$$G_{zz}(x, y, z_0) = G \times \Delta\rho(x, y)_{ave} \sum_{\zeta} \sum_{\eta} (RF_{zz}(\zeta, \eta) \times h(x-\zeta, y-\eta)), \quad (8)$$

と記載でき, 高さの変動式と, ポイント・ソース応答との畳み込み表現になる。同様に磁化にも当てはめれば, 共通する畳み込み項を取り除き:

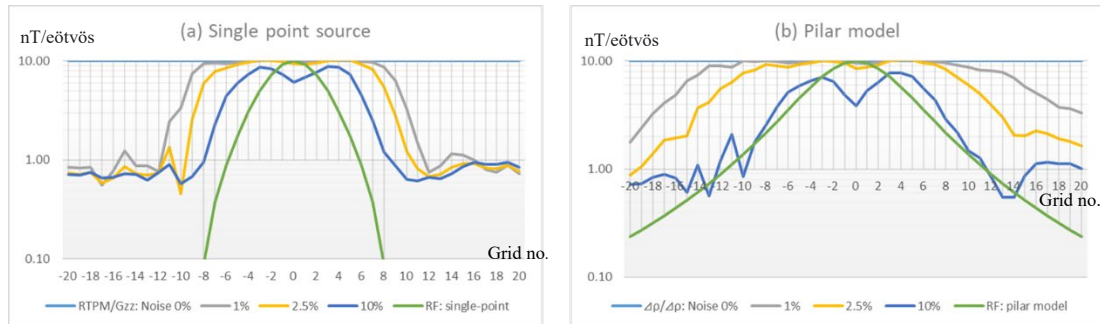
$$RTPM(x, y, z_0) = (\mu_0/4\pi) (1/G) (\Delta J(x, y)_{ave}/\Delta\rho(x, y)_{ave}) (G_{zz}(x, y, z_0)) \quad (9)$$

上式 (9) が、得られる。MWC 解析から各グリッド点における小さな範囲内の磁化/密度比平均値  $\Delta J(x, y)_{ave}/\Delta \rho(x, y)_{ave}$  を求め、その平均値を密度/磁化比値の変化が小さい前提で、測定点直下の磁化/密度比と看做し、地域全体について拡張し、以下の式 (10) が得られる:

$$RTPM(x, y, z_0) = (\mu_0/4\pi) (1/G) (\Delta J(x, y)/\Delta \rho(x, y)) (G_{zz}(x, y, z_0)). \quad (10)$$

以上、広域 2 層モデルにおける局所的な磁化/密度比の小さな乖離は、極磁力と重力偏差データから推定できる。

Figure 4-4 (a) は、ポイント・ソース応答が実質的に影響を及ぼす範囲を推定するためのシミュレーション結果を示す。グリッド中央点 (横軸  $x=0$ ) 以深 6 グリッド (グリッド間隔 25 m の場合 150 m) 下に設置したポイント・ソースの磁化/密度比が 15 (A/m)/(g/cm<sup>3</sup>)、その結果の応答比が 10 (nT/eötvös) を前提に、重力偏差応答の最大値に対して 0%, 1%, 2.5%, 及び 10% のランダム・ノイズをそれぞれ、重力偏差応答と極磁力応答に付加し、MWC 解析法を適用した結果得られる磁化/密度比を縦軸 (対数表示) に、グリッド中央点からの乖離を横軸に示している。併せて、最大値を 10 と想定したポイント・ソース応答値 (RF) を描画した ( (a) 緑色線参照)。ノイズがない場合、磁化/密度比 10 がグリッド中央点から大きく乖離しても示される ( (b) 一定値 10 とする薄灰色線参照)。一方、ノイズが加わるにつれ磁化/密度比 10 程度が示される範囲はグリッド中央点に集まる ( (b) 1%: 灰色; 2.5%: 黄色; 10%: 青色線参照)。ポイント・ソース応答値との比較では最大値の 1% (応答値 0.1) を示す乖離幅は 8 グリッドであり、その乖離幅ではノイズが 1% 付加すれば磁化/密度比は 9, 同 2.5% では 6 が示され、いずれのケースにおいてもノイズの存在により磁化/密度比 10 程度が得られる範囲は、その乖離幅 8 グリッドより狭く、その範囲外では磁化/密度比は非常に小さい値となる。因みに、ポイント・ソース応答最大値の 10% (応答値 1) を示す乖離幅は 6 グリッドとなり、ノイズ 1% の付加にて磁化/密度比は 10, 同 2.5% では 8 である。以上からポイント・ソース応答が実質的に磁化/密度比に影響を及ぼす範囲 (特定の異常体が支配的な空間的小領域 (Chandler 他, 1981) に相当すると考えられる) は、測定のシステムノイズ 2.21-2.22 eötvös (石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2017) を考慮すると、測定値がその 10 倍~100 倍 (20~200 eötvös) の場合、広くてもポイント・ソースを中心に 8 グリッド程度の半径以内であると考えられる。従って、MWC 解析法の Window はその倍の 16 グリッド以内に設定する必要がある。



**Figure 4-4.** (a) Single point source and (b) Pilar model. RTPM/Gzz values are simulated through MWC with random noise of 0%, 1%, 2.5% and 10% adding on both data of RTPM and Gzz, respectively. RTPM is assumed to be 10 times of Gzz. RF is (a) point source referred to RFzz and (b) pilar model referred to RFz. Grid interval is 25 m.

### 4.3.2 火山活動のある地域の地質モデル

#### (1) 垂直貫入岩体モデル

Figure 4-3 (b) に示す垂直貫入岩体モデルは、上述 4.4.1 (1) a 項に示す凝灰岩と基盤岩から成る広域 2 層モデル内に、質量・磁化異常体である貫入岩体が垂直分布すると見做され、ポアソンの関係式における孤立した質量・磁化異常体に起因する重力偏差値と極磁力値の関係を、隣接する異常体からの干渉を考慮して適用できる。垂直貫入岩体は柱状モデル(Pilar model)でシミュレーションでき、Figure 4-4(b)に示される様に、柱状モデル応答値(RF) ((a)緑色線参照)との対比では最大応答値の 10%(即ち、応答値は 1)を示す乖離幅は 11 グリッドであり、その乖離幅ではノイズが 1%付加すれば磁化/密度比は 9, 同 2.5%では 6 であり((b)1%:灰色;2.5%:黄色線参照), ノイズの存在により磁化/密度比 10 程度が得られる範囲は 11 グリッドより狭く、これを超える範囲外ではポイント・ソースに比べ影響は小さいが、磁化/密度比は小さい値となる。以上から柱状モデル応答が実質的に磁化/密度比に影響を及ぼす範囲は、測定のシステムノイズと測定値を考慮すると柱状モデルを中心に広くても 11 グリッド程度の半径以内と考えられる。

一般的に、堆積岩(砂岩と頁岩)の密度は  $2.0 \sim 2.8 \text{ g/cm}^3$  の範囲、火山岩は  $2.4 \sim 3.3 \text{ g/cm}^3$  の範囲で、流紋岩とデイサイトは小さい側、安山岩と玄武岩は大きい側にある(物理探査学会, 1998)。本稿では、凝灰岩、基盤岩、火山岩の密度を、それぞれ 2.3, 2.67, 2.5(流紋岩とデイサイト), 或いは 2.8(安山岩と玄武岩)  $\text{g/cm}^3$  と仮定し、凝灰岩と基盤岩との密度差  $\Delta\rho_{b-f} = \rho_{bsr} - \rho_{tuf} = 0.37 \text{ g/cm}^3$  と想定している。堆積岩の磁化率( $\chi/2\pi$ )は  $10^{-5} \sim 10^{-4}$  の範囲にある。一方、一般的に基盤岩を構成する変成岩や花崗岩の範囲は  $10^{-5} \sim 10^{-3}$  である。安山岩と玄武岩の範囲は  $10^{-4} \sim 10^{-2}$  であり、堆積岩や基盤岩よりも少なくとも 1 桁大きい(物理探査学会, 1998)。従って、火山岩の存在により岩石磁化は強く影響を受けるが、密度変化からの影響は比較的小さく、火山活動のある局所的な地域においては、広域 2 層モデルに起因する磁化/密度比は考慮しないとの前提で検討できる。

広域 2 層モデル内に貫入する平行岩脈の岩石特性が同一の場合、層厚や貫入頻度に拘わらず磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) はほぼ一定値になり、岩脈の有無を示す指標となると想定できる。このような事例は、火山地帯における重力異常-擬重力異常クロスプロットにおいて、火山群が異なる地域に分布するにも拘わらず、ほぼ同一の傾きにて線形分布することが挙げられ、この傾きは深部火山岩の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) に相当する(水谷, 2016, p77)。

一方、重力偏差-極磁カクロスプロットでは、後述の検討事例(Figure 4-13 におけるカテゴリ-3 関連図)で示されるように、顕著な極磁カ/重力偏差比(2.7 nT/Eötvös)は見られるが計算される磁化値が低めである一方、より大きな、適切と考えられる磁化値(例えば、安山岩では 5.87 A/m)を計算できる極磁カ/重力偏差比(17.6 nT/Eötvös)も存在する。これは、重力偏差や全磁カ異常探査の可探深度は浅く、浅部における岩石物性変化の影響も大きいためと考えられる。以上から、深部においてフレッシュなマグマが冷却過程で一様に残留磁化を獲得するのとは異なり、浅部においては、貫入岩体が総て一様に、残留磁化を獲得している訳ではないと考えられる。これらの要因は、火道側壁の凹凸の影響や冷却節理や破碎により貫入岩体中心部のみが一様な残留磁化を獲得していることなどが考えられる。貫入岩体内の残留磁化獲得の割合  $V(x, y)$ 、及び周辺の密度を  $\rho_m$ 、磁化  $J_m (=0)$  とすると、式(2)の  $\Delta J$  は  $J_{int} \cdot V(x, y)$  と読み替えら、 $\Delta J/\Delta\rho$  は  $J_{int} \cdot V(x, y)/(\rho_{int} - \rho_m)$  と推定される。

## (2) 2 層モデル(水平貫入岩体・溶岩堆積モデル)

水平貫入岩体や溶岩堆積分布については、解析上、Figure 4-3(a)の変形と看做される。即ち、密度や磁化について広域的に均一の密度差や磁化差を持つ凝灰岩・基盤岩からなる層内に、質量・磁化異常体である火山岩が水平分布する 2 層モデルが適用できる。なお、溶岩にも残留磁化獲得の割合効果はあると考えられ、4.4.1(1)b 項にて述べた手法が適用でき、 $\Delta J/\Delta\rho$  は  $J_{int} \cdot V(x, y)/(\rho_{int} - \rho_m)$  と推定される。

## 4.4 磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ )

重力偏差と極磁カデータについて MWC 解析法から得られる磁化/密度比( $\Delta J/\Delta\rho$ )は、火山活動がない地域や影響の小さい地域では、 $\Delta J(x, y)/\Delta\rho(x, y)$ 、火山活動が活発な地域や影響の大きい地域では、 $J_{int} \cdot V(x, y)/(\rho_{int} - \rho_m)$  と推定できる。前者は、MWC 解析法における狭い Window における基盤岩と凝灰岩との平均磁化差/密度差に相当するが、平均値からの乖離が小さく、測定下の磁化差/密度差比であると近似でき、値やその変化は小さい(水谷, 2016; 2018a)。後者の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 値は、異常体と周辺岩石との密度差変化が磁化差変化に比べ穏やかで、一義的には残留磁化獲得の割合効果を加味した磁化変化を表し、値やその変化は大きい。

垂直貫入岩体に起因する極磁力値や重力偏差値分布は、可探深度から貫入上限深度までの、磁気モーメントや質量に起因する擬重力値や重力分布と同様な分布(Figure 4-4(b)は可探深度が $\infty$ の場合を示す)を示し、特定の異常体が支配的な空間的小領域(Chandler 他, 1981)は、貫入上限深度にある異常体に起因する極磁力値や重力偏差値分布(Figure 4-4(a))に比べ広がる。この小領域の大きさの多寡については、全磁力異常測定では測定値の変化が大きく、影響は限定的であるが、測定値の変化が小さい重力偏差測定においては Noise の多寡の影響や S/N 比が影響すると考えられる。そのため、MWC 解析法から得られる値は、適用するグリッド間隔、Window の大きさや解析の精度にも影響を受ける。その値は、狭い Window における  $J_{int} \cdot V(x, y) / (\rho_{int} - \rho_m)$  の平均値であると考えられるが、そのまま測定下の磁化差/密度差とすると異常体が想定より広い領域に分布することになるため、測定下の磁化差/密度差の推定についての定量的評価については今後の課題と考えられる。従って、後述事例解析においては、貫入岩体について主に定性面での議論に留めている。

ポアソンの関係式は、ソースの形状と位置に依存しない(Chandler et al., 1981)。波数領域での磁化/密度比は、地表から可探深度までの加重平均磁化/密度比となる。重み係数は、式(4)第4式から  $1/\exp(\sqrt{m^2 + n^2}z)$  ( $z > 0$ ) が得られる。従って、地表近くの細かい変化、即ち短波長成分の影響を強く受ける一方、深部からの影響は殆んど受けない。大きな磁化/密度比( $\Delta J/\Delta \rho$ )変化、即ち長波長成分の影響は、浅部、深部共にあるが、一般的には深部における変化の影響と考えられる。本稿事例の飛行高度 150 m 測定の可探深度では、後述 4.5.2 項に記載のように波長 450 m 成分は地表下 150 m までの、波長 1,670 m 成分は地表下 450 m までの深度における磁化や質量変化に応答していると考えられる。

極磁力異常図と磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta \rho$ ) 分布図について、後述の事例検討(Figure 4-12(1)と(2))や、前章における鬼首地熱地帯の事例(Figure 3-13(2)と Figure 3-14(2))の比較検討から、定性的な磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta \rho$ ) 分布の特徴は次のとおりと考えられる：

- 1) 垂直貫入岩がある火山地域では、磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta \rho$ ) 絶対値が大きい。重力偏差-極磁カクロスプロットでは顕著な磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta \rho$ ) を示す線形性分布が見られる。
- 2) 火山地域から遠く離れた地域では、磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta \rho$ ) 絶対値が小さい。重力偏差-極磁カクロスプロットでは、原点に集塊、ランダムな傾向となる。基盤岩が浅い場合、磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta \rho$ ) を示す線形性分布が見られる。
- 3) 水平貫入岩体や溶岩堆積物が支配的な地域、或いは薄い溶岩堆積物が表面を覆うが表凹凸効果の小さい地域においては、上記 1)と2)との中間の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta \rho$ ) 絶対値となる。重力偏差-極磁カクロスプロットでは、顕著な磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta \rho$ ) を示す線形性分布が見られる。

- 4) 0.7 Ma 以降, 安山岩質火山活動では, 安山岩の密度が周辺岩石より大きく正の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) が見込まれる。デイサイト質火山活動では, デイサイトの密度が基盤岩より小さく, 基盤岩への貫入は負の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) となることもある。
- 5) 負の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) は, 松山地磁気反転期よりも古い時期の安山岩質火山活動を示す。デイサイト質火山活動では正磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) となることもある。
- 6) 磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) がゼロであることは, 未冷却マグマの存在を示している可能性がある。

磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 分布は, 空間的に高取得密度にて測定 of 重力偏差と極磁力データを MWC 解析法を適用することで得られる。磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) のピーク値は, 垂直貫入した異常体の周囲の岩石との磁化差/密度差比を反映し, 地表に現れるものだけでなく, 地下に伏在しているものも含めた垂直貫入岩体や火道の存在を示唆し, 比較的広範囲に高磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 分布する水平貫入岩体や大規模溶岩分布域との区分けができる。

この結果, 磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) ピーク値が, 線形性分布するか, 否かを解釈でき, 火山地帯においてマグマ貫入を誘引した「タイプ E」や「タイプ S」の高傾斜開放型断裂系列の有無が評価できる。両タイプの正断層系列は, 地域の圧縮応力場下で形成する局所的な伸長応力により形成される。「タイプ S」の開放型正断層形成には, 深部に伏在する横ずれ断層が関与し, ピーク値は狭い幅にて線形分布し, 雁行 (En échelon) 状分布形態を示す横ずれ断層に沿って分布すると考えられる (第 2 章, Figure 2-1 参照)。ピーク値分布を基に, 浅部に分布する「タイプ E」や「タイプ S」の高傾斜開放型断裂系を解釈することで, 深部伏在する断裂型地熱貯留層が適切に評価できると考えられる。

## 4.5 低飛行高度測定に係る留意点

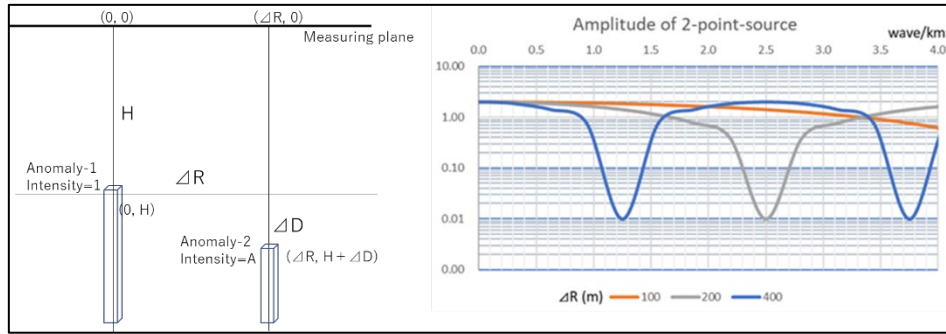
### 4.5.1 質量・磁化異常体の干渉

低飛行高度にて測定した場合, 可探深度を推定し, 地表から可探深度までの質量や磁気モーメントが, 測定面において重力偏差値や全磁力異常値にどの程度の範囲に影響を及ぼすか, 或いは地表面凹凸の影響はどの程度かを捉える必要がある。また, 火山活動が活発な地域に適用される垂直貫入岩体モデルでは, 貫入岩体の相互干渉, 即ちどの程度離れていれば個別の貫入岩体を捉えられるかを掌握する必要がある。

秋ノ宮, 山川および鬼首地熱地域にて取得の反射法地震探査測線断面解釈から得られる垂直貫入岩体の貫入傾斜角は, 70 度を超える想定される。従って, 垂直柱状磁気異常体を想定し, 隣接する異常体による磁氣的相互干渉について検討する。質量異常体についても同様である。Figure 4-5(1)は, 解析モデルを示している。x-z (N-S)断面上に, 2つの垂直柱状磁気異常体が, 下方無限から垂直に, それぞれ第 1 異常体は座標 (0, H)まで, 第 2 異常体は ( $\Delta R$ , H +  $\Delta D$ )まで伸



びているものとする。ここで、 $H>0$ ,  $\Delta D>=0$  である。単位体積辺りの磁気モーメントはそれぞれ 1 と  $A(>0)$ , 松山地磁気反転期以前の火山岩は考慮しない)である。H は、測定面から第 1 異常体までの距離で、 $\Delta R$  と  $\Delta D$  は、それぞれ 2 異常体間の水平距離と垂直距離である。



**Figure 4-5.** Left: (1) Schematic model in  $x$ - $z$  cross section for analysis of separation of responses of 2 column-sources, and Right: (2) Amplitude of 2 column-sources responses with lateral separation of  $\Delta R$  and  $\Delta D=0$ .

空間座標系において、第 1 磁化異常体 (添え字, 1) では磁気モーメント  $magn_1(0, 0, z)_1 = 1$ , ( $z>H$ ), 第 2 磁化異常体 (添え字, 2) では同  $magn_2(\Delta R, 0, z)_2 = A$ , ( $z>H+\Delta D$ ), その他の座標では何れも磁気モーメントはなく 0 である。各異常体と両者を合わせた測定面における極磁力分布は、式(4)を参考にして  $G_{zz}$  を  $RTPM$  と書き換え、深度方向に積分すれば:

$$\begin{aligned}
 RTPM(x, y, 0)_1 &= \mu_0/2 \sum_m \sum_n magn_1^{mn} \exp(imx + iny - \sqrt{m^2 + n^2} H), \\
 RTPM(x, y, 0)_2 &= \mu_0/2 \sum_m \sum_n magn_2^{mn} \exp(im(x - \Delta R) + iny - \sqrt{m^2 + n^2} (H + \Delta D)), \quad (11) \\
 RTPM(x, y, 0) &= RTPM(x, y, 0)_1 + RTPM(x, y, 0)_2 \\
 &= RTPM(x, y, 0)_1 \times (1 + A \times \exp(-im\Delta R) \times \exp(-\sqrt{m^2 + n^2} \Delta D)), \quad (12)
 \end{aligned}$$

ここで、磁気モーメントは、波数領域では  $magn_1^{mn}=1$ , 及び  $magn_2^{mn}=A$  である。式,  $1 + A \times \exp(-im\Delta R) \times \exp(-\sqrt{m^2 + n^2} \Delta D)$  は、両磁気異常体に起因する極磁力分布について、第1のみの場合と比較した“波数的な歪み”を示し、両異常体の相互干渉の目安となる。それは、 $A$ ,  $\Delta D$ , 及び  $\Delta R$  に依存し、 $\Delta D$  は空間的解像度に、 $\Delta R$  は可探深度に影響を及ぼす。極磁力値や重力偏差値の個別解析では、 $A$  の数値について考慮する必要がある。しかし、両異常体の磁化獲得時期は、同時であるとの前提では、磁化/密度比 ( $\Delta J / \Delta \rho$  比) は一定値に保たれ、 $A$  値の多寡の影響はなく第1磁気異常体と同じ  $A=1$  にて検討できる。因みに、後述検討事例に示すように、両者のクロスプロットは各火山周辺において、一定の磁化/密度比 ( $\Delta J / \Delta \rho$  比) を示す線形性が認められる (Figure 4-13 参照)。

Figure 4-5(2)は、地表面にある $\Delta R$ 離れた2つの異常体が及ぼす“波数的な歪み”について $A=1$ ,  $\Delta D=0$  を前提とした式,  $|1 + \exp(-im\Delta R)|$ を示し,  $\Delta R=100\text{ m}$ ,  $200\text{ m}$ , 及び $400\text{ m}$ の3ケースを表示している。 $\Delta D=0$  を前提としているが, 2異常体から生じる応答が分離する上で最も厳しい条件でもある。飛行高度 $150\text{ m}$ での測定では, 「信頼できる波数範囲」は $0.4\sim 2.2\text{ /km}$  ( $\lambda=2,500\sim 450\text{ m}$ )である(4.3.3項参照)。2異常体から生じる応答が測定にて分離するには, 少なくとも $\Delta R$ に相当する波数成分の減衰が小さく, その「信頼できる波数範囲」内にあること, “波数的な歪み”の影響を受けつつも1つの異常体応答の原波形( $RTPM(m, n)_1$ )が残っている必要がある。

要件を満たすには, 「信頼できる波数範囲」内の“波数的な歪み”と異常体の水平距離 $\Delta R$ の妥協点を見出す必要がある。2つの異常体の分離を考慮し, 最大の振幅減衰を50%と想定した。波数0を含む1番目の振幅減衰0~50%となる波数範囲では, 例えば, 水平距離 $\Delta R=100\text{ m}$ (オレンジ色線)の場合, その「信頼できる波数範囲」内では“波数的な歪み”が小さく, 2異常体が及ぼす極磁力分布は1つの場合と余り変わりがない, 即ち分離不能であることを示している。従って, 2番目の振幅減衰0~50%となる波数範囲内に水平距離 $\Delta R$ が含まれる必要がある。例えば, 水平距離 $\Delta R=400\text{ m}$ (青線)では, 減衰のない波数 $2.5\text{ /km}$  ( $\lambda=400\text{ m}$ )を中心とした $2.5\pm 0.85$  ( $1.65\sim 3.35$ ) /km ( $\lambda=299\sim 606\text{ m}$ )の範囲が相当する。中心の波数を $x$ とすると,  $0.66x\sim 1.34x$ と書ける。分離可能な最大分離波数は, その範囲の波数下限,  $0.66x$ が, 「信頼できる波数範囲」の上限, 即ち $2.2\text{ /km}$ となる, 波数 $x$ は $3.33\text{ /km}$  ( $=2.2\text{ /km}/0.66$ )と試算され, その逆数 $300\text{ m}$ が最短水平距離, 即ち限界となる最小分離距離と考えられる。

以上から, 飛行高度 $150\text{ m}$ 測定データでは, 「信頼できる波数範囲」の最短波長( $\lambda=450\text{ m}$ )の約 $2/3$ が, 限界分離距離となり, その値は水平距離 $\Delta R=300\text{ m}$ と推定できる。

#### 4.5.2 可探深度

Figure 4-6(1)は, 2つのポイント・ソース磁気異常体による, 垂直方向の磁氣的相互干渉解析モデルを示す。第1異常体は座標 $(0, H)$ , 第2異常体は座標 $(\Delta R, H+\Delta D)$ にあり,  $H$ ,  $\Delta D$ ,  $\Delta R$ 等の定義はFigure 4-5(1)と同じである。第1磁化異常体からの応答は, 重力偏差に係る式(4)第4式を参考に極磁力に書き換え:

$$RTPM(x, y, 0)_1 = \mu_0/2 \sum_m \sum_n magm_1^{mn} \sqrt{m^2 + n^2} \times \exp(imx + iny - \sqrt{m^2 + n^2}H) \quad (13)$$

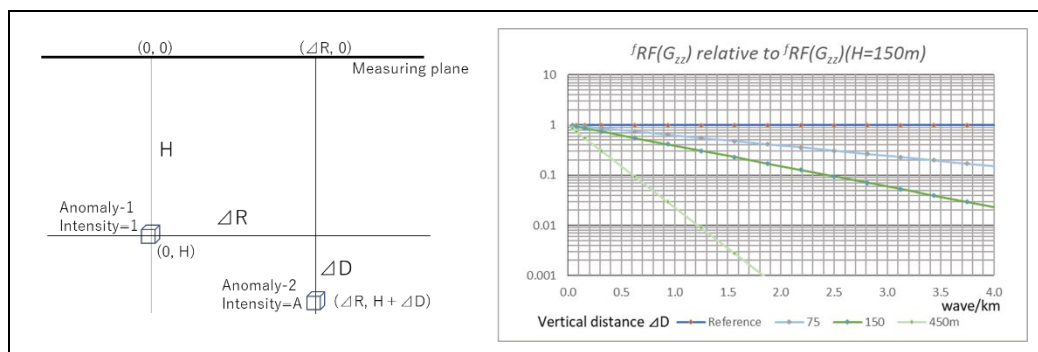
と表現できる。

両磁気異常体に起因する極磁力分布について, 第1のみの場合と比較した“波数的歪み”を記述した式(12)については変更がない。 $\Delta R=0$ , 及び $A=1$ を適用し, 飛行高度 $150\text{ m}$ 測定面にお

ける垂直方向に  $\Delta D$  離れた 2 つのポイント・ソース磁化異常体の影響 ( $\Delta D$  効果),  $\exp(-\sqrt{m^2 + n^2}\Delta D)$  を Figure 4-6(2)に示す。地表面にある第 1 磁化異常体に起因する極磁力応答振幅を Reference とし, 第 2 磁化異常体に起因する測定面上の相対的応答振幅を,  $\Delta D=75, 150,$  及び  $450 \text{ m}$  毎に描画した。例えば, 第 2 磁化異常体が地表下  $150 \text{ m}$  にある場合, 波数  $>2.2 \text{ /km}$  (波長  $(\lambda) < 450 \text{ m}$  に相当) では, 相対的に  $1/10$  以下に減衰する(緑線を参照)。更に地表下  $450 \text{ m}$  と深くなると, 波数  $>0.6 \text{ /km}$  (波長  $(\lambda) < 1,670 \text{ m}$  に相当) では, 相対的に  $1/10$  以下に減衰する(薄緑色線を参照)。即ち, 地表面に磁化異常体がある場合,  $\Delta D$  効果の影響は第 2 磁化異常体深度が深くなる程, また, 高波数になる程, 指数関数的に増大する。従って, 溶岩が厚く地表を覆う場合, 深部に貫入岩体があっても検知することが難しい。

質量分布は, 波数的には均一傾向にあると考えられ, 飛行高度  $150 \text{ m}$  で測定した重力偏差データは, 主に地表近くの浅層質量変化に応答し, そのデータは, 「信頼できる範囲」 $0.4 \sim 2.2 \text{ /km}$  (波長  $(\lambda) \approx 2,500 \sim 450 \text{ m}$  に相当) に波数分布している(4.3.3 項参照)と考えられる。但し, 地表面下  $450 \text{ m}$  までの  $\Delta D$  効果を加味すると, 「深部異常体を検知できる波数範囲」は,  $0.6 \sim 2.2 \text{ /km}$  (波長  $(\lambda) \approx 1,670 \sim 450 \text{ m}$  に相当) とやや狭まる。全磁力異常データも同様と考えられるが, 凝灰岩や基盤岩の磁気モーメントは非常に小さく, 磁気モーメントの変化は主に, 局所的に分布する貫入岩や溶岩堆積物の火山岩に依存する。従って, 火山地域の全磁力異常データは, 重力偏差データよりも高波数域に分布する傾向がある。火山地域外での全磁力異常データは, 凝灰岩や基盤岩で覆われていても, 深く着座した火成岩の磁気モーメントの変化に応答する傾向があり, 低波数域に分布する。

極磁力や重力偏差データは, 例外を除いて一般的に深部層よりは浅層の磁気モーメント(磁化)や質量(密度)の変化に大きな影響を受ける。測定データにおける見かけ波長が「深部異常体を検知できる波数範囲」において短波長側である  $450 \text{ m}$  の場合, 探査可能な深さは, 地表面辺りに留まり, 見かけ波長が長波長側である  $1,670 \text{ m}$  の場合, 探査可能な深さは, 地表下約  $450 \text{ m}$  まで深くなると推定できる。以上から, 飛行高度  $150 \text{ m}$  の場合, 可探深度が, 地表面から平均飛行高度の約 3 倍であると推定されるが, 言うまでもなく, 測定時の騒音レベルに依存する。



**Figure 4-6.** Left: (1) Schematic model in  $x$ - $z$  cross section for analysis of responses from subsurface mass (anomaly-2) relative to that at surface (anomaly-1), and Right: (2) Amplitude of relative responses from subsurface unit mass at  $\Delta D$  without lateral separation of  $\Delta R (=0)$ .

### 4.5.3 地表凹凸効果

重力偏差と全磁力異常の両データは、ヘリコプターにより約 150 m の低飛行高度で取得されている。地熱資源賦存地域は、一般的に山岳地帯にあり、飛行高度を一定に維持することは難しい。重力偏差測定では、地表面凹凸や飛行高度の変化が測定値に与える影響は単純ではなく、また、無視することはできない。Mizutani (2018; 2022) は、「高密度層が凸状の尾根に位置し、低密度層が凹状の谷に堆積する場合 (Normal type と呼ぶ)、表層密度がマトリックス密度 (地域平均密度) よりも大きい値となる重力偏差応答が得られる。逆に、低密度層が凸状の尾根に載り、高密度層が凹状の谷に露出する場合 (以下、Reverse type と呼ぶ)、表層密度がマトリックス密度 (地域平均密度) よりも小さい値となる重力偏差応答が得られる。」ことを示した。従って、重力偏差応答は、必ずしも凸状の尾根からは正の応答、凹状の谷からは負の応答が得られるのではなく、マトリックス密度 (地域平均密度) に対する凸状の尾根を覆う、或いは凹状の谷に堆積する表層密度値に依存する。以上の内容は、第 5 章にて概略議論する。

全磁力異常測定については、上記と同じシミュレーションが適用されるが、火山岩に比べ、基盤岩や凝灰岩の磁化は小さい。従って、火山岩が存在しない地域では、地表凹凸の影響は考慮する必要は小さく、重力偏差-極磁カクロスプロットでは原点に集塊、ランダムな傾向となる。薄い溶岩堆積物が表面を覆う、火山活動中心地域から離れた火山地域では、溶岩の磁化が最近の火山活動で堆積し正值の場合、Normal type として、反対に負値の場合、松山地磁気反転期等古い時代の溶岩堆積地帯では Reverse type として取り扱い、地表凹凸効果を考慮する必要がある。また、火山岩が垂直貫入する地域や、大規模な水平貫入岩体や厚い溶岩堆積が支配的な地域では、これらの火山岩から生じる全磁力異常測定への影響が顕著であり、溶岩堆積物による地表凹凸効果は限定的であり無視できる。

## 4.6 事例解析

### 4.6.1 検討地域

検討対象地域として、秋田県南東部と宮城県北西部の県境に跨る湯沢栗駒地域内、東西約 20 km, 南北 16 km をカバーする地域を選んだ。反射法地震探査データが取得された地域が望ましいが、前章にて探査測線断面を解釈・検討した山川や鬼首地熱地域においては、空中物理探査データが十分取得されていない。このため、火道が多く、また、伏在する貫入岩体も多いと考えられ、それらの線形分布が仮説検証に典型的な分布であると期待できる地域を選んだ。地域内には一連の火山群が中央に分布し、上の岱地熱発電所 (UPP, 設備容量 28.8 MW, 1994 年に運転開始) と、山葵沢地熱発電所 (WPP, 同 42 MW, 2019 年運転開始) の 2 つの地熱発電所が稼働して

いる(位置については, Figure 4-11(1)参照)。

検討地域においては, 2015 年に HeliFALCON™ 空中重力偏差探査, 及び HELITEM 時間領域電磁気探査によりデータが得られた。Figure 4-7 (1) は, 重力偏差探査測線, Figure 4-7 (2) は, EM 探査測線を示す。測定仕様は, 両探査共に測定間隔 3 m, 計画飛行高度は 125 m である。重力偏差探査の計画測線間隔は, 東西測線にて約 125 m (青で表示), 又は 250 m (黒で表示), 南北測線にて 2.5 km である。EM 探査では, それぞれ 250 m と 2.5 km である(赤で表示)。重力偏差探査では, 重力偏差計がヘリコプター内に設置されているのに対し, EM 測量では, 測量機材はヘリコプター外に吊るす関係上, 飛行上の制約があり十分なカバレッジが得られていない。磁力計はヘリコプター下約 80 m に吊るされている (JOGMEC, 2014; 石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2017)。

#### 4.6.2 重力と空中磁気探査(旧)データ

東北地方においては, 1960 年から 95 年にかけて, 約 45,000 点の測定地点において重力データが取得された(駒沢, 2004)。他方, 1981-82 年にマグネタイトのキュリー温度 580°Cを前提としたキュリー等温面深度分布推定を目的に, 飛行高度は 1.5 km, 測定サンプリング間隔は約 60 m, 測線間隔は 3.5 km (E-W 測線)と 25 km (N-S 測線)の測定仕様にて測定点数約 50 万点の空中全磁力異常データが取得された(中塚他, 2005)。

これらの測定データから, クリギング地球統計学的グリッド法 (Golden Software, 2002) によって, グリッド間隔 500 m のグリッド・データを作成した (“旧データ”と言う)。適用する座標系は, 平成 14 年国土交通省公告第 9 号に基づく, 北度 40°, 及び東経 140°50'を原点とする平面直交座標系番号 X を採用した。全磁力異常 (TMI) から極磁力 (RTPM) への変換には, 検討地域の平均値, 伏角下向き 53 度, 及び傾角西向き 8.1 度を適用した。

Figure 4-8 は, 旧データを基に作成した, 左から (1) ブーゲー重力異常 (BG) 図, (2) RTPM 図, 及び (3) PsG/BG 図を示している。単位はそれぞれ, mgal, nT, 及び  $10^4$  nTm/mgal である。図は, 検討地域を含む秋田県のほぼ全域をカバーし, 4 火山列 (赤直線) と 2 構造線 (緑点線) を, 吉田 (2017) を基に描画した。プレート 1 に示す火山やその他火山活動の関連事象についての位置を, 赤い三角形で示した。東側は, 青麻・恐火山列 (A) と脊梁火山列 (S) 内にあり, 西側の大部分は, 中新世後期～第四紀の本吉火山列 (M) と鳥海火山列 (C) 内にある。プレート 1 にリストされる火山については, (C) にある鳥海山 (CKS) を除いて, (S) と (M) の 2 火山列内にある。一方, 基盤岩については, 北東部では古生代初期の南北上帯 (SKB) に属し, 南西部ではジュラ紀の阿武隈帯 (ABB) に属している。畑川構造線 (HTL) は, 図の領域を縦断し, 領域を東西 2 つの地勢 (帯) に分離しているが, 余り明確な露頭はない。棚倉構造線 (TTL) は南

西端を通っている。

ブーゲー重力異常図では、火山においては一般的に高重力異常傾向が見られ、構造的に高い地域にある、或いはマグマ溜り形成により地盤が上昇したと解釈できる。一部の火山周辺においては、局所的な斑点状の丸い低異常域が認められ、カルデラの形成に対応すると解釈される。

極磁力異常図では、主に NE-SE 方向に並んだ正と負の異常が交互に整列し、(A)、(S)、及び (M) の火山列を横断することが認められ、また、負の異常のみが観察される鳴子 (NRK) を除いて、火山周辺には、スポット状の正異常が一般的に認められ、その周辺には負異常を伴うこともある。正異常は、過去 0.7 Ma の間に残留磁化を獲得した火道/火山円錐丘に起因し、その周辺の負異常は火山形成に伴う深部マグマの水平移動による局地的カルデラや沈降域形成、或いはクレーター/コーンにおける密度の減少に起因すると解釈できる。対照的に、負異常が火山とその周辺で見られる (NRK) では、0.7 Ma 以前に残留磁化を獲得したか、或いは火山がまだ十分冷却されず無磁化であるとも解釈できるが、活火山である現状を反映していると考えられ、後者が支持される。

PsG/BG 図では、正と負の両方のスポット状の異常が、北西-南東から北北西-南南東の方向に線形分布する。地域西部の (M) と (C) 内で、(CKS)、肘折 (HJO) の著名な火山に加え、伏在火山や貫入岩体が存在する可能性があることを示唆している。田村他 (2005) は、「東北日本の第四紀火山は、北海道南部から新潟県にかけて 80 km の周期にて幅 ~ 50 km の 10 個のグループ (熱い指) に分けることができ、その集中域分布は地形や重力と良い相関を持ち、その分布は地形的高まりをなし基盤も周辺より高い。検討地域においては、5 番目の (CKS) を含むグループとその北の男鹿半島を通る 6 番目のグループが東西方向に分布する。」ことを示しているが、空中磁気探査解析をベースとする解析結果 (Figure 4-8 (2), (3)) の方向とは異なる。本稿では、火山活動分布は地形や重力よりはむしろ空中全磁力異常に表れると考え、極磁力異常図や PsG/BG 図に示される北西-南東から北北西-南南東の方向に火山は線形分布する前提に議論を進める。

### 4.6.3 解析データ

#### (1) 新旧データの比較

石油天然ガス・金属鉱物資源機構が、2015 年にヘリコプター搭載空中地球物理学的探査として測定した、重力偏差テンソルの曲率差 ( $G_{in}$ , 及び  $G_{xy}$ ) データと全磁力異常 (TMI) データについて、クリギング地球統計学的グリッド法 (Golden Software, 2002) を使用し、グリッド間隔 25 m のグリッド・データを作成した (“新データ”と言う)。併せて、公開されている国土地理院 (2015) の DEM (10 m メッシュ) データについても、グリッド間隔 25 m のグリッド・データを作成した。

Figure 4-9 は、重力異常図の新旧比較を示している。Figure 4-9(1)は、1960-95 年のブーゲー重

力異常図(旧データ)で、測定点は赤点で示されている。Figure 4-9(2)は、2015年に石油天然ガス・金属鉱物資源機構が実施の重力偏差テンソルの曲率差( $G_{uv}$ , 及び  $G_{xy}$ )測定データ(新データ)を2次元(2-D)フーリエ変換にて作成の重力異常図である(測線はFigure 4-7(1)参照)。

旧データのFigure 4-9(1)では、3つの低重力異常域(LGZ)と2つの高重力異常域(HGZ)が示され、秋ノ宮 LGZ は鮮新世の沈降域、木地山 LGZ は中新世の沈降域に対応する(水谷, 2012)。この旧データ図では、南西端に顕著な高ブーゲー重力異常帯が示されている。新データのFigure 4-9(2)は、概ね旧データの傾向を共有するが、重力偏差測定は長波長成分が欠如するため、細部においては若干異なって見える。旧データで認識できるような、より深い構造の凹凸を捉えていないが、地表近くの密度変化を詳細に反映している。また、秋ノ宮 LGZ, 木地山 LGZ, その間ある奥前森 HGZ, 及び子安岳 HGZ は、北西-南東方向に整列した正、或いは負重力異常を示し、正重力異常域においては火山やその関連事象が2系列、即ち黒森(KMY)-貉森(MJM)-山伏岳(YBD)-高松岳(TMD)-猿子倉山(SKY), 及び奥前森(OMM)-川原毛噴気(KWK)-子安岳(KYD)-石神山(IKY)-吹突岳(FTD)が並んでいることが示されている。

Figure 4-10 は、全磁力異常(TMI)図の新旧比較を示している。Figure 4-10(1)は、1980-81年の旧データで、測線は赤点線で示されている。Figure 4-10(2)は、2015年の新データ(測線はFigure 4-7(2)参照)であり、両者の違いは歴然ととしている。その要因は、主に測定仕様:測線のカバレッジ、測定サンプリング間隔、及び飛行高度にあると考えられる。旧データのFigure 4-10(1)では、地下の磁化分布に対してほとんどブラインドであるのに対し、新データのFigure 4-10(2)では、詳細な磁気異常が示され、火道、火山円錐丘、平行岩脈、垂直貫入岩体や溶岩堆積物を反映していると考えられる。

## (2) 新データ事前評価

地下の磁化や密度分布はランダムであるとの前提で、極磁力と重力偏差データの特・特徴について、測定の平均飛行高度 150 m と解析のグリッド間隔 25 m を前提に、単位異常体ポイント・ソース応答スペクトル特性から以下推察した:

- 1) ピーク・スペクトルは平均飛行高度の約7倍である波長( $\lambda$ ) $\approx$ 1060 m(波数 0.94 /km),
- 2) 「信頼できる測定波長範囲」は、最大値に対する振幅が 71 % (パワースペクトルが 50 %) のカットオフを想定し、地表に異常体がある場合、その波長範囲は 450 m $\sim$ 2,500 m である。解析できる「許容波数範囲」は、最大値に対する振幅が 10 % (パワースペクトルが 1 %) のカットオフを想定し、地表に異常体がある場合、その波長範囲は 200 m $\sim$ 25,000 m, 地表下 150 m の深部異常体では 450 m $\sim$ 25,000 m, 同 450 m では 1,670 m $\sim$ 25,000 m と狭まり、長波長成分に偏る(以上 4.3.3 項参照),

- 3) 地表に分布する 2 つの異常体が分離測定可能な距離は 300 m 以上であり, 異常体深度が深くなると更に広がる(4.5.1 項参照),
- 4) 可探深度は, 見掛け波長により地表面下, 平均飛行高度の約 3 倍までの範囲である(見掛け波長が 450 m では地表面に留まるが, 見掛け波長が長く 1,670 m となると地表面下 450 m までと深くなる)(4.5.2 項参照),
- 5) 長波長成分が欠如し, 即ち密度, 或いは磁化が一定である層からの応答はない(応答スペクトルには波数(0, 0)の成分がない),
- 6) 地表凹凸(山岳地帯)による影響が大きい場合や地表を覆う溶岩がある場合, より深い層に起因する応答はマスクされ, 信頼性のあるデータが測定できない(4.3.4 項参照)。

#### 4.6.4 データ解析

Figure 4-11(1)は, 地形図 (DEM) (国土地理院, 2015), Figure 4-11(2)は, 垂直重力偏差異常図( $G_{zz}$ )を示す。垂直重力偏差異常データ( $G_{zz}^{obs}(x, y)$ )は, 重力偏差テンソルの曲率差測定データ( $G_{uv}^{obs}(x, y)$ と  $G_{xy}^{obs}(x, y)$ )から計算される。測定データの可探深度が浅く, 地表効果が大きく影響するため, 両図は非常に似通っていることがわかる。

磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) は, 極磁力データと垂直重力偏差異常データに MWC 解析法を適用し, 算出した。MWC 解析法にて適用のウィンドウ・サイズは, 150 メートルの飛行高度測定データにおいて, 地表に分布する 2 つの異常体が分離測定可能な距離が 300 m 以内の範囲にウィンドウ・サイズを選定する必要があること, 即ち適切なウィンドウ・サイズは異常体波長半値幅の 0.5~1.0 倍であることから, 75 m から 150 m (25 m グリッド間隔にて 4 から 7 グリッド)の範囲内となることを考慮し 5 x 5 グリッド (100 m x 100 m) を選択した。

得られた結果のうち, 相関係数が 70%を超える各グリッド(x, y)での磁化/密度比( $\Delta J/\Delta\rho$ )のみを選択し, 磁化/密度比( $\Delta J/\Delta\rho$ )分布データを作成した。

Figure 4-12 (1) は極磁力異常図, Figure 4-12 (2) は磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 分布図を示す。両図は似通っているが, 磁化/密度比( $\Delta J/\Delta\rho$ )分布図の方が火山近傍における正値を示すピークの平行整列分布や, 火山地域外において, より均一した分布が見受けられる (Figure 4-13 ではより明確)。因みに, 前者が磁気モーメント変化を反映するのに対し, 後者は密度変化が小さいことを考慮すれば, 磁化変化を反映している。赤実線は Figure 3-1 に示す秋ノ宮における反射法地震探査測線の位置を示す。

#### 4.6.5 磁化対密度比( $\Delta J/\Delta\rho$ )の評価

磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) は, 表面効果を考慮し, 地表面下の浅部加重平均磁化を表す指標的なパラメータである。表面効果は, 一般に重力偏差( $G_{zz}$ )データに影響を与えるが, 溶岩が地表を覆い,



侵食され地表面を形成している地域においては TMI データにも影響を与える。磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) の詳細な評価を、Figure 4-12(2)の赤い長方形にて囲った東西 7 km, 南北 5 km をカバーする火山地域において行ない Figure 4-13 に示した。一連の火山は、地域の中心に東西分布し、西から東に山伏岳 (YBD), 高松岳 (TMD), 石神山 (IKY), 冬木岳 (FTD) が示されている。

各グリッド(x, y)は、磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 絶対値 ( $|\Delta J/\Delta\rho|$ ) に応じて 3 つのカテゴリーに分類した:

- 1) カテゴリー1;  $|\Delta J/\Delta\rho| < 0.5 \text{ nT/Eötvös}$ 。
- 2) カテゴリー2;  $0.5 \text{ nT/Eötvös} < |\Delta J/\Delta\rho| < 2 \text{ nT/Eötvös}$ 。
- 3) カテゴリー3;  $2 \text{ nT/Eötvös} < |\Delta J/\Delta\rho|$ 。

Figure 4-13 は、カテゴリー別毎にクロスプロット図 (y 軸に  $G_{zz}$  (Eötvös), x 軸に RTPM (nT)) を左側に、クロスプロット図に採用したグリッド点位置図を右側に示している。上から下に、カテゴリー1, 2, 及び 3 の結果を示す。各カテゴリーに含まれる極磁力と重力偏差の組み合わせ (ペア) のみが、クロスプロットとグリッド位置図作成に採用され、磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) が正值の場合はピンク点、負値の場合は青点でプロットしている。なお、カテゴリー外のグリッド点は、グリッド位置図では空白となり、また、薄緑色で貼り付けられたグリッド点は、全磁力異常 (TMI) データが測定されていないことを示している (Figure 4-7 (2), 及び Figure 4-10 (2) 参照)。各カテゴリーの評価は:

- 1) カテゴリー1; 低磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 域は、一般的に磁化された岩石が欠如した火山活動地域から離れた地域を示す。クロスプロット上における集塊分布は、 $G_{zz}$  が地表凹凸効果に敏感な特性を反映しているためと考えられる。顕著な傾斜 ( $0.42 \text{ nT/Eötvös}$ ) が認められるが、基盤岩が浅い地域における、凝灰岩と基盤岩から成る 2 層モデルを反映し、両岩の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) を反映していると考えられ、密度差  $0.37 \text{ g/cm}^3$  を想定すると、式(1)から磁化差は  $0.104 \text{ A/m}$  と試算できる。分布域は、主に一連の火山列の南部や東部に広がっている。
- 2) カテゴリー2; 中程度の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 域は、その地域が薄い溶岩で覆われているか、水平貫入岩体や、深い伏在垂直貫入岩体で覆われていることを示す。或いは、非常に柔らかい堆積物などの低密度層堆積に対応する。顕著な傾斜は  $0.78 \text{ nT/Eötvös}$  が認められるが、凝灰岩とデイサイト、或いは安山岩から成る 2 層モデルが適用でき、デイサイトと凝灰岩との密度差  $0.2 \text{ g/cm}^3$ 、或いは安山岩と凝灰岩との密度差  $0.5 \text{ g/cm}^3$  を想定すると、式(1)から凝灰岩の磁化がない前提で、デイサイト質溶岩の磁化は  $0.104 \text{ A/m}$ 、安山岩質溶岩の磁化は  $0.26 \text{ A/m}$  と試算できる。以下の 3)にて記載の磁化体試算から、磁化体比率は約 4.4 %であり、25 m のグリッド層厚辺り実質層厚 1.1 m の薄いフレッシュな磁化した溶岩

が、当初獲得の磁化が軽減した冷却破碎された溶岩や溶結凝灰岩など火砕岩中に混在して分布することが推定できる。溶岩分布は地域西側が顕著で、秋ノ宮 LGZ 方向へ溶岩が流れたことを示唆する。

- 3) カテゴリー3; 高磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 域は、火山地帯を示している。火山クレーターや地表、或いは地表近くにまで上昇した岩脈や平行岩脈などの垂直貫入岩体分布域に相当する。顕著な傾斜は 2.7 nT/Eötvös が認められ、これらの一般的な磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) を反映し、2)と同様に密度差 0.2~0.5 g/cm<sup>3</sup> を想定すると、デイサイト質岩体の磁化は 0.36 A/m、安山岩質岩体の磁化は 0.90 A/m と試算できる。クロスプロット上での連続性ある線形分布勾配の最大値は 17.6 nT/Eötvös であり(Figure 4-13 における第 3 番目のクロスプロット図に描線の緑点線参照)、深部において一般的なフレッシュなマグマがそのまま磁化し、垂直貫入岩体となったとの前提で、磁化がデイサイト質では 2.35 A/m、或いは安山岩質では 5.87 A/m と試算できる。最大値より小さな値は、地表近くの浅部において貫入岩体が総て残留磁化を獲得しているとは限らないこと、火道側壁の凹凸、マグマ貫入時のガスの含有、冷却時の破碎、或いは周囲の岩質特性(主に密度)などの違いによる効果であると考えられる。例えば、顕著な傾斜 2.7 nT/Eötvös の場合、貫入岩体中のフレッシュなマグマがそのまま磁化した比率が約 15 %、即ちグリッド層厚辺り 3.5~4 m と試算できる。一連の火山、YBD-TMD-IKY-FTD に沿って、2 系列の平行なピンク色分布とその間に青色点が点在していることが見受けられる。小さな Pull Apart Basin が形成し、沈降域が凝灰岩や柔らかい堆積物で埋められた可能性を示す特徴と考えられる。なお、主要な磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) のピーク間隔は飛行高度 150 m 測定での限界分離距離、300 m を超えている(併せて Figure 4-15(1)参照)。

#### 4.6.6 地質モデル

Figure 4-14 は、空中磁気探査解釈にて参考となる、圧縮応力場下(太平洋プレート運動による東西圧縮)における貫入岩体形成や溶岩堆積を考慮した 4 種類の磁化体モデル:垂直貫入モデル(VI)、2つの水平貫入モデル(HI-1、及び HI-2)、及び溶岩堆積モデル(LD)を示している:

- 1) VI モデルは、南北伸長場にて形成の Type E 正断層や、横ずれ断層沿いに発達した Pull Apart Basin 端に形成の Type S 正断層へのマグマ垂直貫入で、前者の走向は圧縮応力場と同じ東西である一方、後者は横ずれ断層から 20~40 度ずれた走向である。これらの断層は、その開放性から地熱貯留層として機能することが期待される。
- 2) HI-1、及び HI-2 モデルでは、東西圧縮応力場下において垂直貫入するマグマが、カルデラ基底面のように凝灰岩や基盤岩など、特性が異なる上層岩と下層岩を隔てる境界において、上層岩が捲り上がり、水平貫入が起こる現象を示している。Type E 正断層よりはむしろ、Type S 正断層で形成され、水平貫入方向は、主に断層走向に垂直な方向であると考

えられる。水平貫入により持ち上がった凝灰岩上部には凸面が形成、破碎帯ができ(スケッチでは小さな三角形のギャップとして表示)、涵養域、或いは小さな地熱貯留層を形成する可能性がある。HI-1 と HI-2 の違いは、横ずれ断層両側の岩石の違いにあり、前者は同じ種類の岩石、後者は異なっている(凝灰岩と基盤岩が、基盤岩のみに対峙)。これらのモデルは、反射法地震探査測線断面解釈から想起された(右に記載の Seismic Section, 詳細は第 3 章 反射法地震探査の再評価参照)。

- 3) LD モデルでは、溶岩が凝灰岩や基盤岩上へ堆積した後に、東西圧縮応力場では南北方向に小さな細長い背斜が形成する。向斜の凹面部分にある溶岩は渓流水による侵食を受け更に窪み、残った凸面部分の溶岩分布における残留磁化の影響が、空中磁気探査で浮かび上がっている。

#### 4.6.7 地質学的解釈

Figure 4-15(1)は、磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 分布図上に描画した線形性解釈図を示す。線形性解釈では、磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) のピーク値や大きな値を追跡し、3 つのタイプを解釈した。Figure 4-15(2)は、DEM 図上に重ねた地質図上に描画した線形性解釈図を示す。地質調査総合センター(2015)により提供された地質図から、溶岩堆積域と主要な断層、山葵沢断層、泥湯断層、及びその中間にある断層を描画した。

第 1 タイプは、北西-南東方向であり、赤線で示した。2 系列が解釈でき、太平洋プレート運動による地域的東西圧縮応力場を考慮すると、左横ずれ断層と解釈される。1 系列は西部にあり、南端にて山伏岳(YBD)を通過するもの、もう 1 系列は中央部にあり、石上山(IKY)-子安岳(KYD)を通過し、おそらく川原毛噴気孔(KWK)や近隣の上の岱地熱発電所まで伸びていると思われる。Figure 4-15(2)を参考にすると、前者の系列は、山葵沢断層の近くにあるが、方向がやや異なる。後者の系列は、Figure 4-15(2)に記載の断層にほぼ沿い、線形性解釈では、南北方向の線形性◎が小さな褶曲の形成を示唆し、雁行(En échelon)断層と看做せる。

第 2 タイプは、東西方向であり、茶色線で示した。平行な 2 系列から成る線形性が見出され、間に陥没域を挟むペアーの正断層と解釈される。2 つの系列が解釈でき、その内 1 つは大きく高松岳(TMD)を中心に、西側へは YBD へ、東側へは IKY へ伸び、その幅は約 3 km である。もう 1 つは小さく、吹突岳(FTD)を中心に東部にある。これらは平行な 2 系列があるとの特徴から、小さな Pull Apart Basin の形成過程で、間の沈降域は凝灰岩や柔らかい堆積物で埋められた可能性が解釈できる。Type E 地溝型帯状正断層とも解釈できるが、2 つの左横ずれ断層間に位置することから、少なくとも西側のものは、初期の Pull Apart Basin 両端に形成過程の Type S 正断層と解釈できる。

第3タイプは、南北、ないし北北東-南南西方向であり、ピンク線で示した。ピーク値分布よりは、寧ろ大きな磁化/密度比( $\Delta J/\Delta\rho$ )値の分布傾向を解釈し、9つの線形性を見出した。うち、西部の山葵沢地域では5つの系列が示されるが、Figure 4-15(2)に示されるように、溶岩堆積域に位置している。線形性が断層に達しない(1例として②を参照)限り、深部マグマの供給がなく、従って水平貫入岩体も形成されないため、2つの系列はHI-1モデル、或いはHI-2モデルには該当しない。残りの3つの系列(1例として⑤を参照)は更に検討する必要があるが、それらは溶岩堆積分布域にあり、LDモデルに相当するとの可能性が高い。一方、東部では、溶岩堆積分布域外に4つの系列が解釈できる。うち1つの系列は図上にて③で示され、雁行(En échelon)状横ずれ断層に発達したContractional bend(第2章に記載のFigure 2-2(a)参照)と解釈できる。残り3つ系列のうち1つは、第2タイプに跨っており、HI-1モデル、或いはHI-2モデルである可能性もあるが、Pull Apart Basin形成以前の地域であることから否定的ではあるが、他の2つの系列を含め更なる検討を要す。

#### 4.6.8 事例解析についての議論

事例解析対象地域は、秋田県南東部と宮城県北西部の県境に跨る湯沢栗駒地域内、東西約20 km、南北16 kmをカバーする地域が選ばれた。上の岱(UPP)と山葵沢(WPP)の2つの地熱発電所が稼働する有望な地熱資源賦存地域である。地域は、東北日本における森吉火山列(M)内にあり、テクトニクス的には畑川構造線(HTL)の西側にある。1960年から1995年の間に取得された旧データに基づく全磁力異常図とブーゲー重力異常図では、北西-南東から北北西-南南東方向の異常傾向が示されている。HeliFALCON™ 空中重力偏差探査とHELITEM 時間領域電磁気探査データは、旧データでは殆ど認められない地下の岩石磁化変化に起因する磁力異常を明らかにする上で劇的な改善を示している。両者の探査仕様の違いは非常に大きく、測定サンプリング間隔は3 m対60 m、測線間隔は250 m対3.5 km、飛行高度は150 m対1.5 kmであり、解析に際しグリッド間隔は25 m対500 mとなり、解像度が大幅に改善している。飛行高度150 mに基づくポイント・ソース応答解析により、ポイント・ソース応答が実質的に影響を及ぼす範囲(特定の異常体が支配的な空間的小領域(Chandler 他, 1981))は、測定ノイズの多寡によるが広くても200 m~275 m、隣接する異常体による干渉は300 m、可探深度は地下の岩石磁化変化の波長に応じて、地表面下450 mまでと試算される。地表凹凸の影響は、一般的には重力偏差データに対し顕著であるが、地熱資源が偏在する山岳地帯では、残留磁化を獲得・保持する溶岩堆積の影響により全磁力異常データに対しても顕著に表れる。また、重力偏差データは長波長成分が欠如するため、これから導き出された重力図には、従来の地表測定の重力データに比べ、浅部構造は高取得密度測定により改善が見られるが、深部構造は僅かに捉えられているのみである。

HeliFALCON™ 空中重力偏差探査とHELITEM 時間領域電磁気探査から求められた重力偏差データと極磁力データとの相関性は良好であり、ポアソンの関係式に基づくMoving Window

Correlation (MWC)解析法により各グリッド点において詳細な磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 分布が得られた。磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) は、火山活動がない地域や影響の小さい地域では磁化/密度比  $\Delta J(x, y)/\Delta\rho(x, y)$  を、火山活動が活発な地域では  $J_{int} \cdot V(x, y)/(\Delta\rho_{int}-\Delta\rho_m)$  を反映したものであり、ここで貫入岩体の磁化  $J_{int}$ 、密度  $\rho_{int}$ 、残留磁化獲得の割合  $V(x, y)$ 、及び周辺岩石の密度  $\rho_m$ 、磁化  $J_m(=0)$  とする。更に、地下状態での測定が極めて困難な岩石磁化値が推定でき、凝灰岩と基盤岩の密度がそれぞれ  $2.3 \text{ g/cm}^3$  と  $2.67 \text{ g/cm}^3$ 、及びデイサイト  $2.5 \text{ g/cm}^3$ 、安山岩  $2.8 \text{ g/cm}^3$  であるとの前提で、磁化値はデイサイト  $2.35 \text{ A/m}$ 、或いは安山岩  $5.87 \text{ A/m}$  と見積もれた。

磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 値に基づいて、火山活動の多寡による地域分けがなされた。火山活動地域から離れた低磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 域、中間の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 値を示す溶岩堆積域、及び高磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 値のピークが散在する火山活動地域に適切に割り振られた。火山活動地域において散在する高磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) のピークを示す分布は、顕著な線形性を示し、これは「タイプ E」と「タイプ S」の正断層におけるマグマの垂直貫入に関連する現象に相当すると考えられる。また、低磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 域や中間の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 域においても、線形分布の兆候が見受けられ、前者は凝灰岩と基盤岩、後者は溶岩堆積を反映していると考えられる。事例検討地域では 3 方向の線形性分布が認められた。北西-南東方向は、横ずれ断層沿いに発達した「タイプ S」正断層、東西方向は、「タイプ E」地溝型帯状正断層、或いは初期 Pull Apart Basin 両端部にて形成した「タイプ S」正断層、及び南北から北北東-南南西方向は、溶岩堆積・小褶曲・浸食に関連する現象に起因すると解釈される。

「タイプ S」正断層走向は、地質図に記載の横ずれ断層走行との整合性が必ずしもある訳ではないが、火山活動地域では連続的に有意な露頭を見出すことが難しく、地質調査での露頭の数も限られているため、深部の雁行(En échelon)状横ずれ断層を、地質図では適切に描画されていないと考えられる。「タイプ E」正断層へのマグマ貫入モデルは、古くから「岩脈法」として評価されている。また、溶岩堆積・小褶曲・浸食に関連する現象については、溶岩堆積物が、圧縮応力場にて小さな褶曲部を形成し、凹部は溪流による浸食により削剥される一方、凸部は残留磁化を保有したまま残るメカニズムにより説明でき、地質図との整合性が良好である。その凸部においては、破碎帯が発達し涵養域、或いは地熱貯留層が形成されると期待される。

#### 4.7 まとめ

地熱資源が賦存する山岳地帯においては、断裂幅が狭い高傾斜開放型断裂系を捉えるのに十分な、反射法地震探査測線数や測定域(カバーレッジ)を得ることは困難である。測線数の限られた探査測線断面上にて認められる高傾斜開放型断裂系の平面的分布を、周辺の地質図・概況や他の物理探査データなどを加味して掌握することには、疎い取得密度の物理探査データでは自ずと限界がある。

本章では、断裂型地熱貯留層へと発達する可能性がある高傾斜開放型断裂系とその走向を、低飛行高度・高取得密度にて取得の HeliFALCON™ 空中重力偏差探査と HELITEM 時間領域電磁気探査データから推定する手法を検討した。具体的には、ポアソンの関係式に基づく Moving Window Correlation (MWC)解析法をベースとした両データ間の相関性解析により地表凹凸の影響を軽減し、「岩脈法」に基づき、地表に露出するのみならず、伏在する貫入岩体や火道の平面的分布を詳細に掌握する手法である。従来、取得データが疎らであり、相関性解析の信頼性が低いとの制約により、MWC 解析法は限定的にしか適用されなかった。しかし、これらの制約は、低飛行高度・高取得密度空中物理探査の導入により解決されたと考えられる。事例検討地域は、反射法地震探査測線とは殆ど重ならない地域であり、第 3 章にて得られた地熱資源賦存地域における高傾斜開放型断裂系に関わる知見を基に検討を進めた。この検討結果を基に、安定的圧縮応力場下の地質学的構造形成との整合性の可否を推定した。

事例検討地域における、低飛行高度・高取得密度にて取得の HeliFALCON™ 空中重力偏差探査と HELITEM 時間領域電磁気探査データについての重磁力総合解析法(MWC 解析法)を通じて、断裂系へのマグマ貫入に関わる線形性分布を確認できた。その現象の主要因は、横ずれ断層、それに伴う「タイプ S」正断層、或いは「タイプ E」地溝型帯状正断層へのマグマ垂直貫入、及び冷却時の残留磁化獲得が担っている。それには、地質学的長期間、安定した圧縮応力場下において引き起こされ、維持されること、即ち太平洋プレート運動に起因する地質学的証拠と考えられ、「断裂型地熱貯留層は、安定的な圧縮応力場下で形成される高傾斜開放型断裂系から発達する。」との地質学的知見に合致すると考えられる。タイプ S 正断層やタイプ E(地溝型帯状)正断層の走向を評価できることから、断裂型地熱貯留層の分布掌握の足掛かりとなる。この評価は旧来の重力偏差データや全磁力異常データの単独解析では到底得られるものではなく、両データの重磁力総合解析法(MWC 解析法)の適用と圧縮応力場とマグマの貫入の関連性を示す「岩脈法」に基づいた解釈により初めて可能となった。従って、断裂型地熱貯留層の構造解明に低飛行高度・高取得密度空中物理探査手法の適用が有用であることが示され、仮説は検証できたと考えられる。

以上の有用性は、HeliFALCON™ 空中重力偏差探査データと HELITEM 時間領域電磁気探査データは、それぞれ地表近くの密度や磁化の変化を的確に、かつ詳細に捉えており、MWC 解析法の適用によりこれらの変化を適切に推定することができることに負うところが大きい。即ち、短波長成分を保持し、かつ地表条件の影響を軽減し、地表面下浅部において特異的な岩石についての周辺岩石からの岩石物性の歪み、磁化差/密度差比についての、地表から可探深度までの加重平均値を導き出している。水平層構造では、例えば凝灰岩と基盤岩との磁化差/密度差比を表し、また、垂直貫入構造では、残留磁化獲得の割合を考慮した貫入岩体の、周囲の凝灰岩や基盤岩

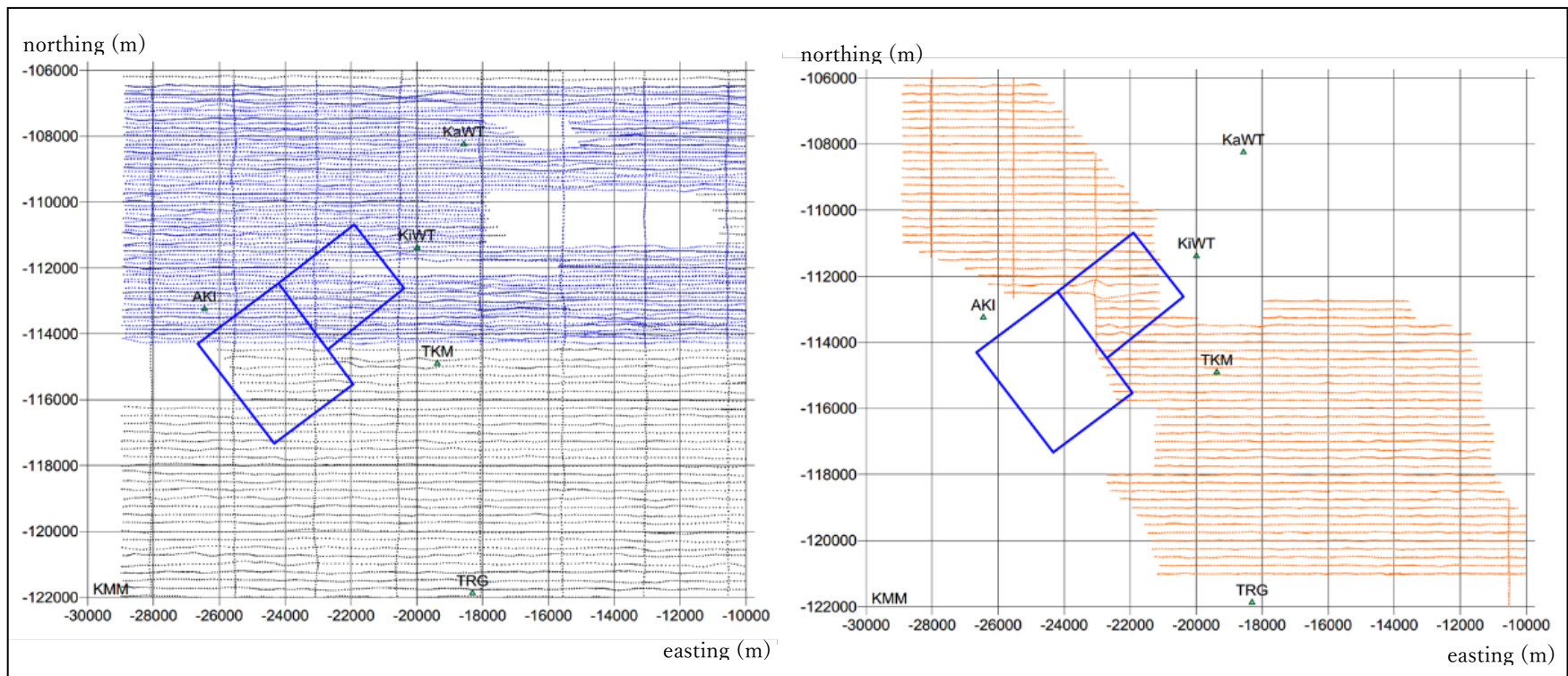
との磁化差/密度差比を表している。単独の全磁力異常解析では、異常体全体の磁気モーメントや地表凹凸に起因する影響があるが、応答関数を共有する重力偏差データとの相関性を加味することで、これらの影響を軽減した、地表面下浅部の磁化差/密度差比を高解像度で掌握するのに役立つ。検討地域では、総合解析において Pull apart basin の形成の可能性が示唆されるが、全体的には単独解析との違いは小さいが、HELITEM 時間領域電磁気探査の測定範囲が不十分ではあるが、密度変化が大きい鬼首カルデラを含む解析においては、高解像度解析の一端が、第 3 章, Figure 3-14(2)に示すように顕著に見られる。

事例検討地域においては、反射法地震探査測線とは殆ど重ならず、第 3 章において得られた地質学的知見を加味して検討したが、仮に少ない測線数といえども反射法地震探査が取得されれば、その探査断面と低飛行高度・高取得密度空中物理探査データとの複合的な解釈により、断裂型地熱貯留層に係る評価、地熱資源賦存地域全体に係る地質情報掌握、及び地熱資源量評価の精度は大幅に向上することが期待できる。

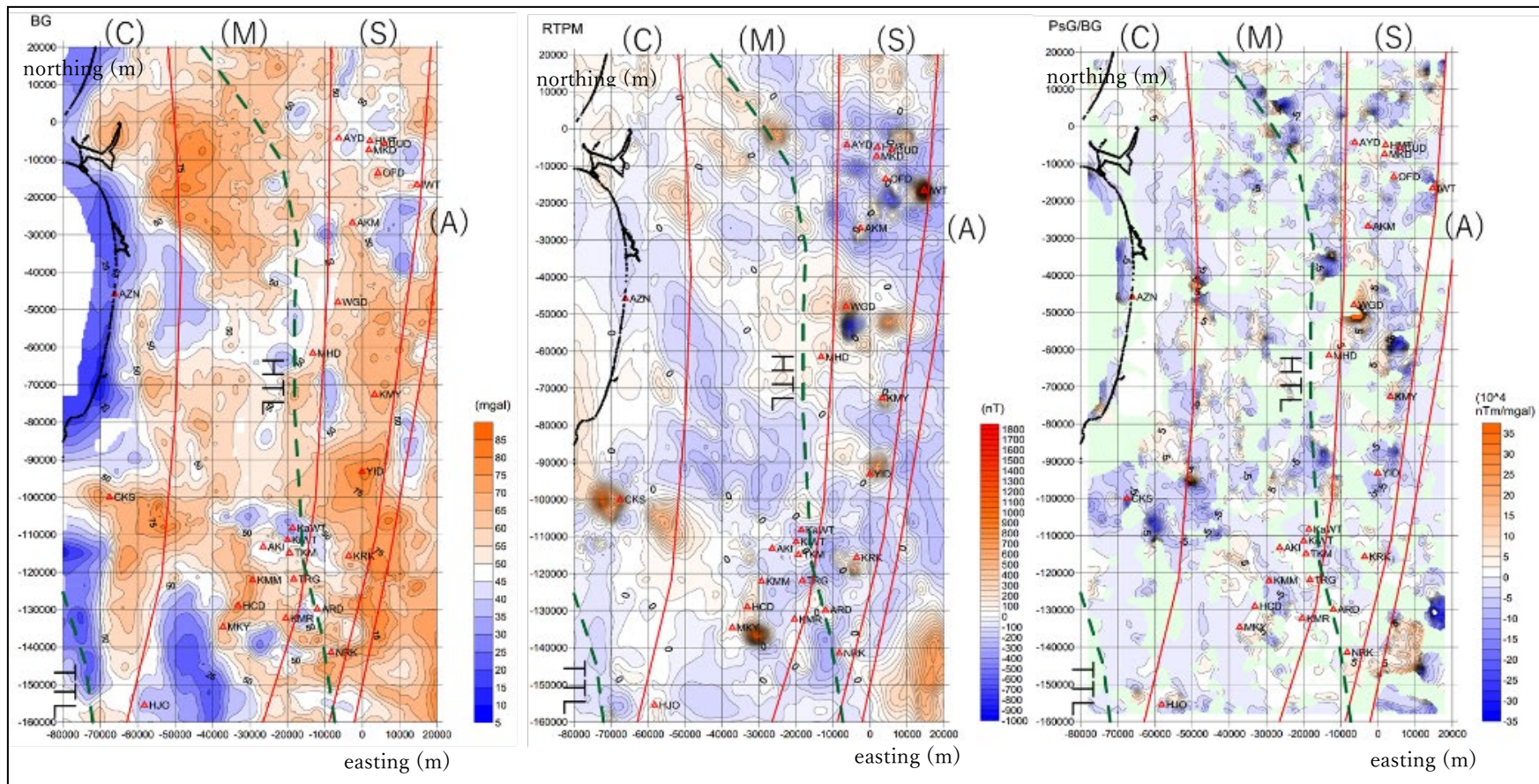
Arbitration	name of volcano	Arbitration	name of volcano etc.
AKM	AkitaKomagatake	AKI	Akinomiya Intrusion
ARD	Araodake	FTD	Futtotu-dake
AYD	Akitayakedake	IKY	Ishigami-yama
AZN	Azumaneyama	KaWT	Kabutoyama Welded Tuff
CKS	Choukaizan	KiWT	Kijiyama Welded Tuff
HCD	Hiuchidake	KMM	Kamurosan
HJO	Hijiori	KYD	Koyasu-dake
IWT	Iwatesan	KYK	Kawarake fumarole
KMR	Kamurodake	MJM	Mujina-mori
KMY	Kuromori	OMM	Okumae-mori
KRK	Kuikomayama	SKY	Sarukokura-yama
MHD	Mahirudake	TMD	Takamatsudake
MKD	Mokkodake	TRG	Toragesan
MKY	Mokuzouyama	YBD	Yamabushi-dake
NRK	Naruko		
OFD	Ofukadake		
WGD	Wagadake		
YID	Yakeishidake		

*Table 4-1. List of volcanoes and other volcanic activities: Regional (Left) and in Wasabizawa (Right).*

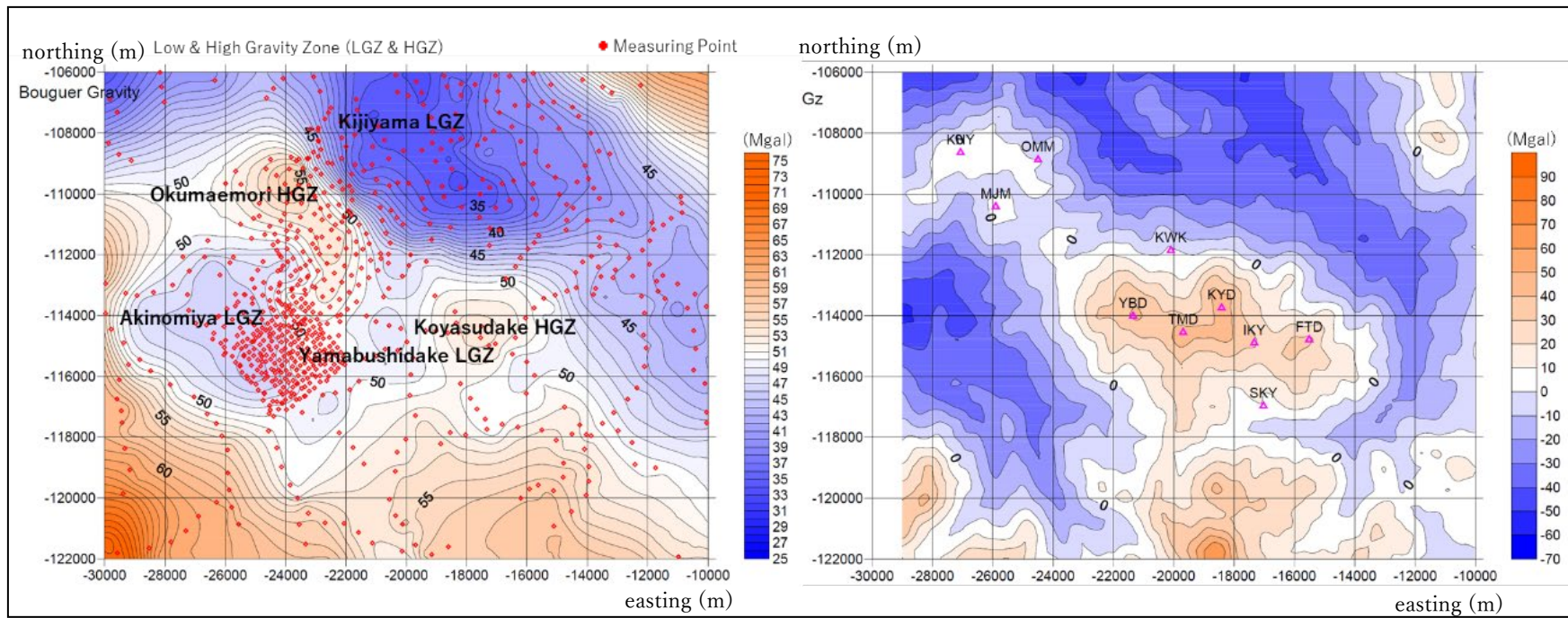




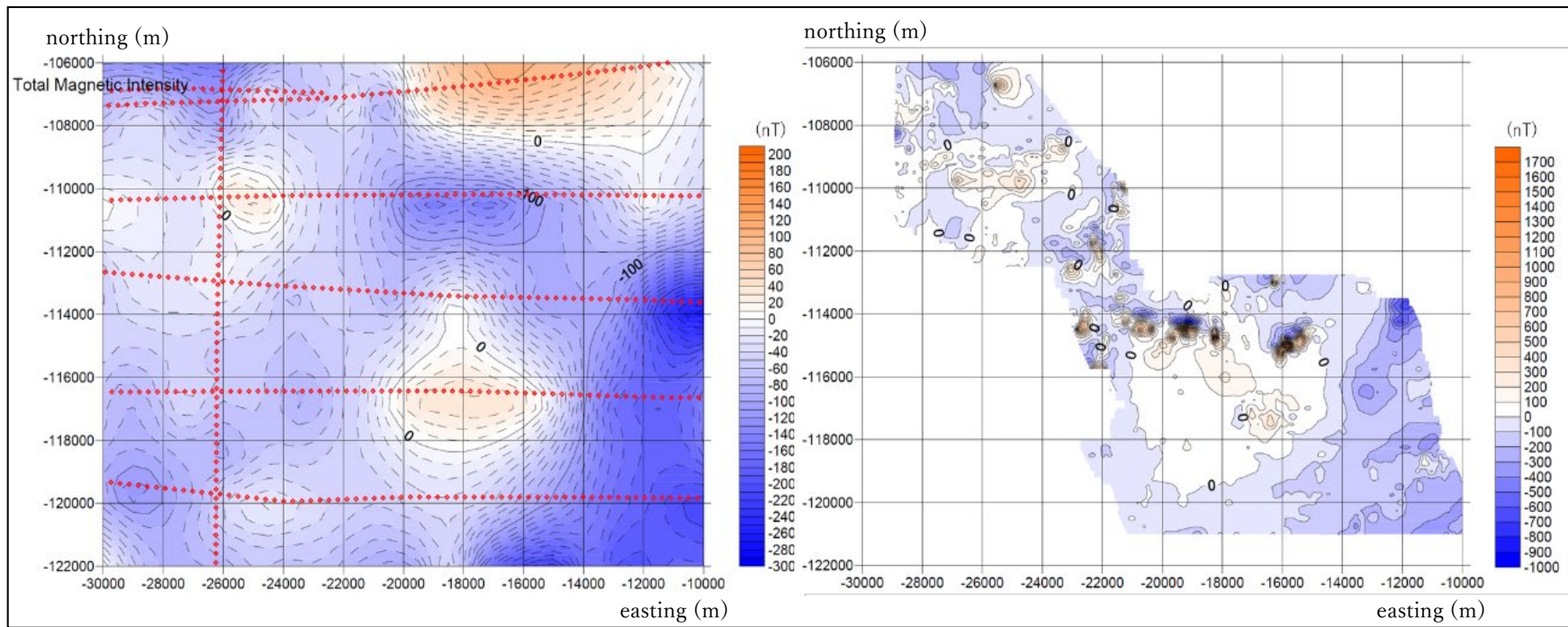
**Figure 4-7.** Survey lines of (1) gravity gradiometer survey (Left) and (2) electromagnetic (EM) survey (Right) (courtesy of JOGMEC, 2017).



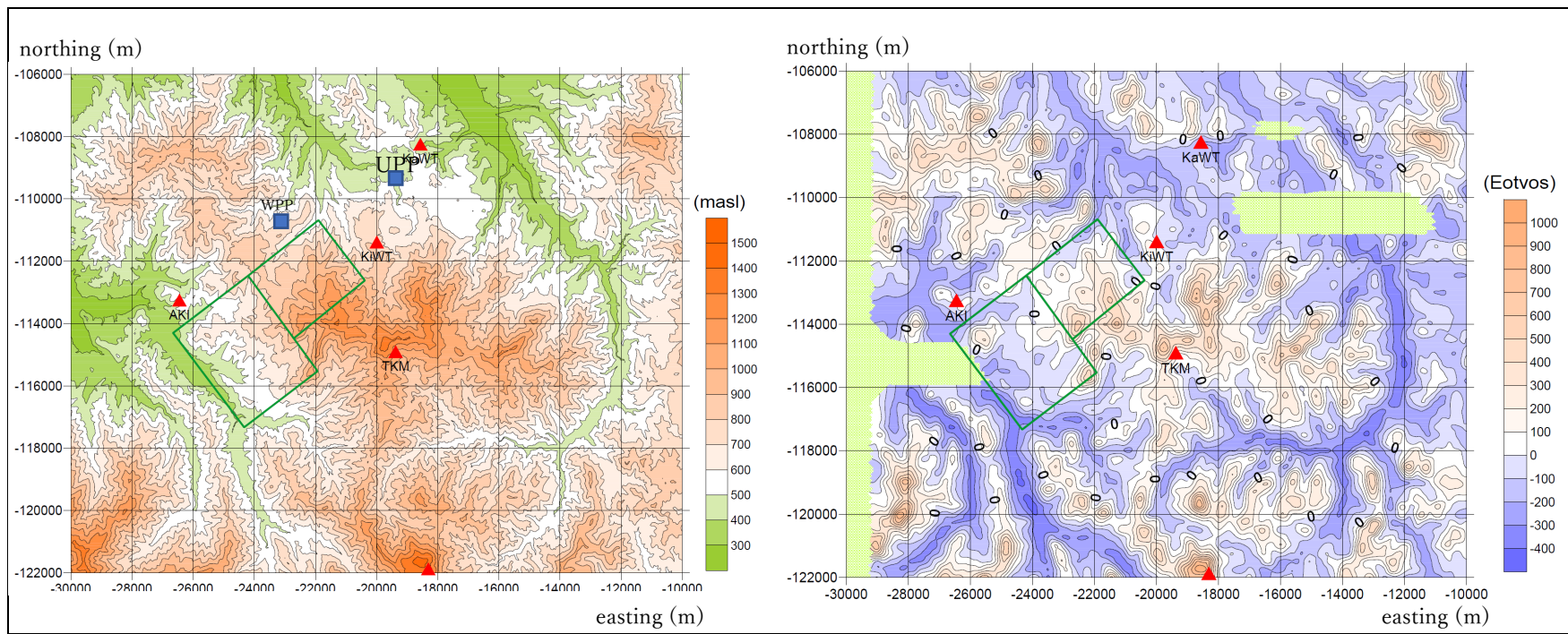
**Figure 4-8.** Maps of (1) Bouguer gravity anomaly (BG) (Left: data from Komazawa, 2004), (2) Reduction-to-pole magnetic anomaly (RTPM) (Center: data from Nakatuka et al., 2005), and (3) RTPM/BG (Right). All maps are by the author's calculation. Tectonic Lines (HTL & TTL) and volcanic chains (A, S, M & C) are shown.



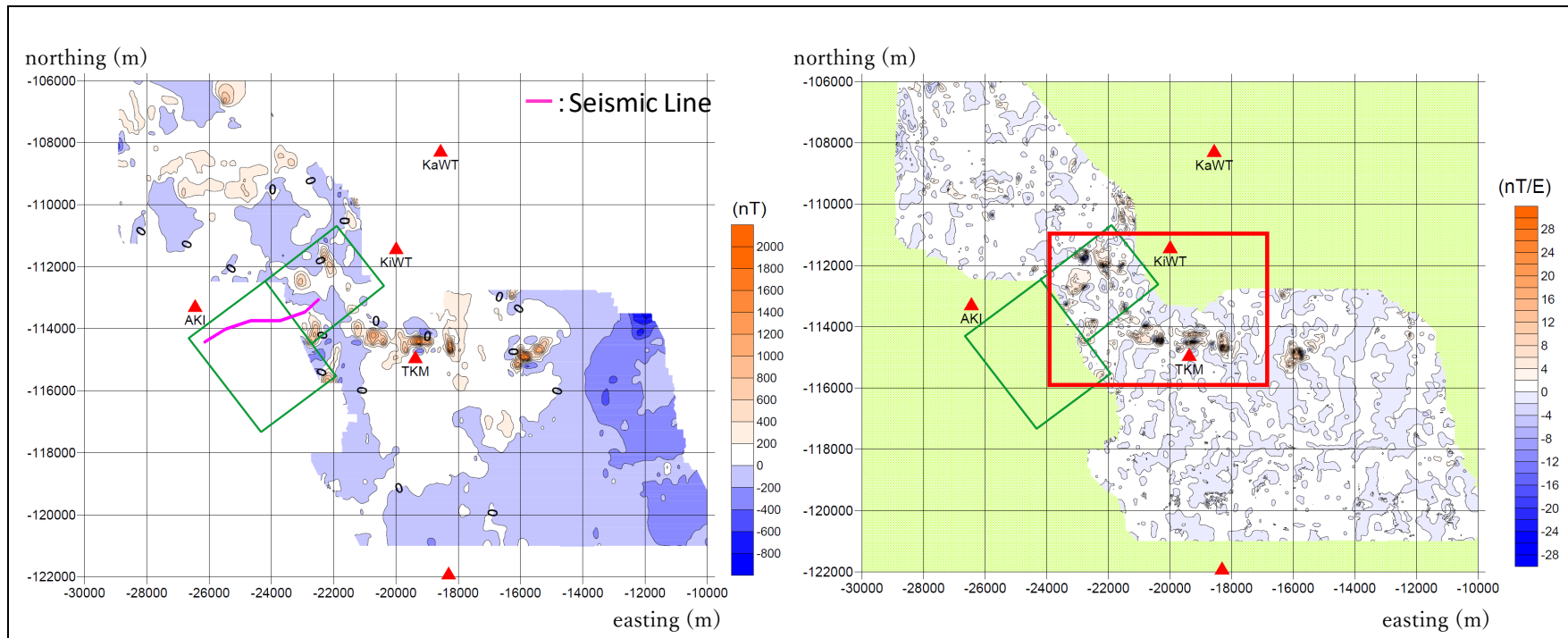
**Figure 4-9.** (1) Maps of Bouguer gravity anomaly (Left; old data: Komazawa, 2004) and (2) Calculated vertical gravity ( $G_z$ ) (Right; new data: courtesy of JOGMEC, 2017). Both maps are made by the author's calculation.



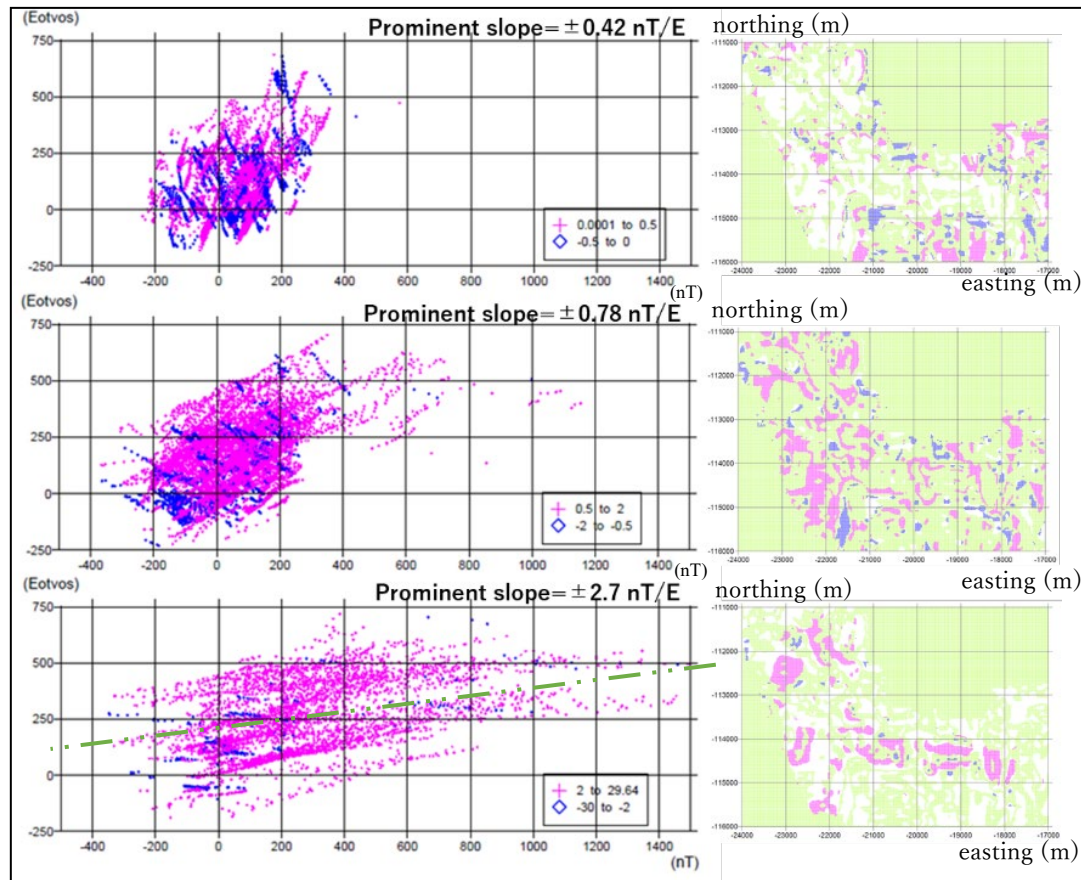
**Figure 4-10.** Maps of Total magnetic intensity (TMI). (1) Old data (Left: Nakatuka et al., 2005) and (2) New data (Right: courtesy of JOGMEC, 2017). Both maps are made by the author's calculation.



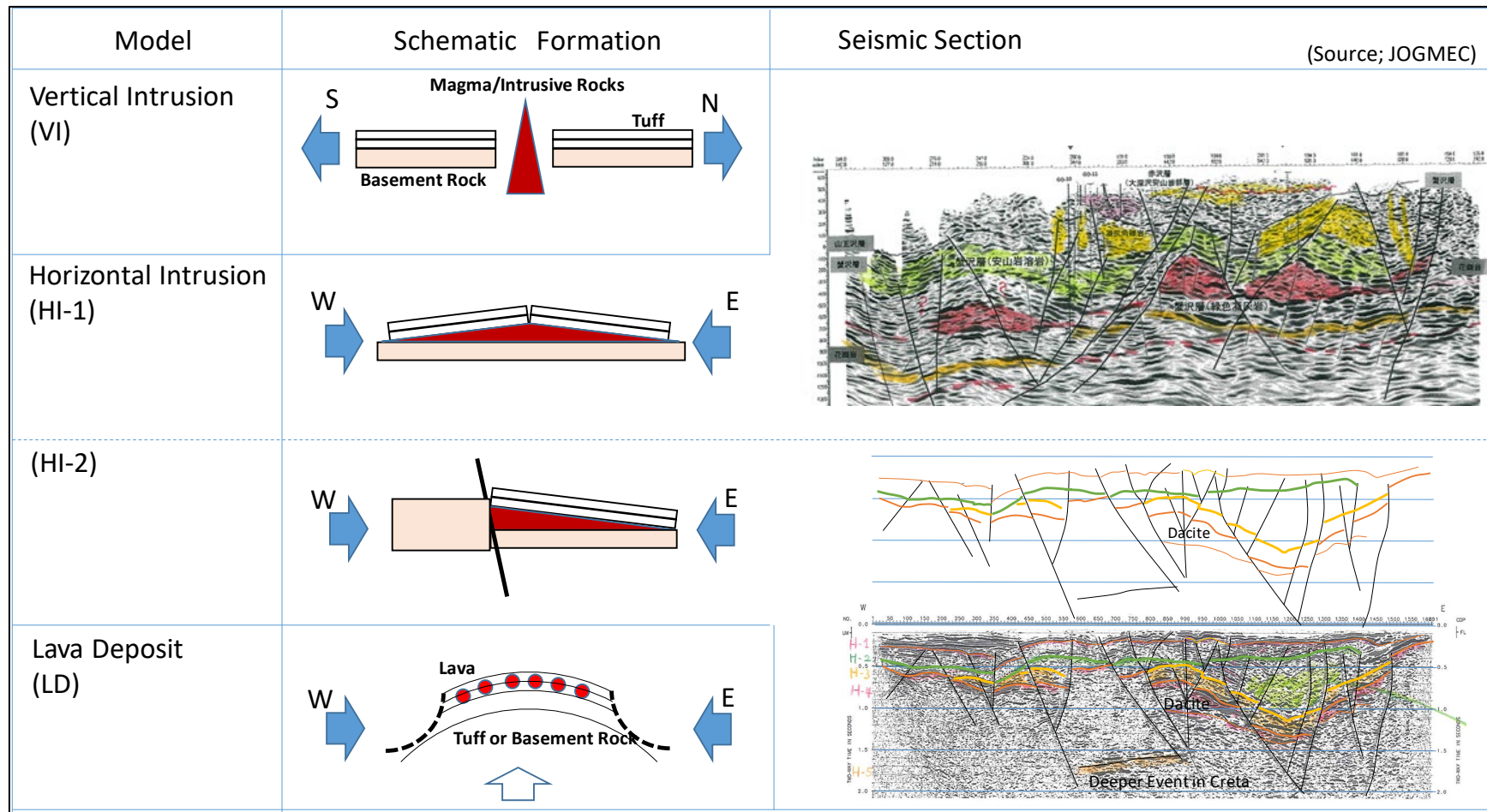
**Figure 4-11.** (1) Maps of DEM (Left: GSI, 2015) and (2) observed vertical gravity-gradient ( $G_{zz}$ ) (Right: courtesy of JOGMEC, 2017). Both maps are made by the author's calculation.



**Figure 4-12.** (1) Maps of RTPM (left) and (2)  $\Delta J/\Delta \rho$  ratio (right), both by the author's calculation using data provided with courtesy of JOGMEC, 2017).

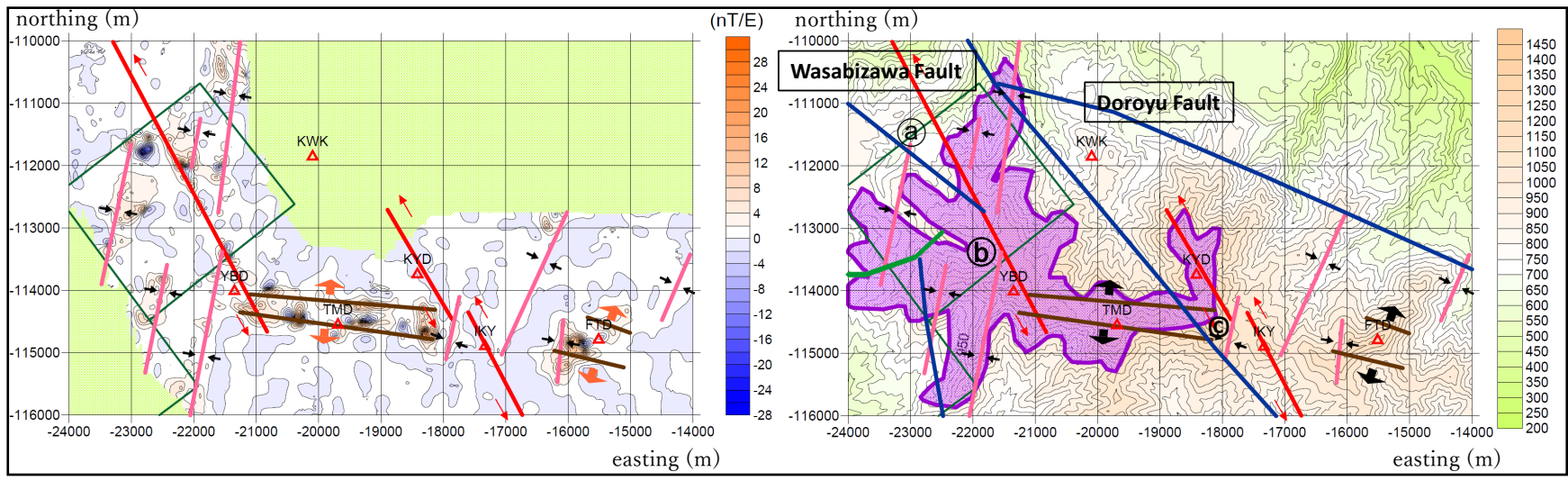


**Figure 4-13.** Cross-plots ( $G_{zz}$ -RTPM) by category (left) and its distribution maps (right), made by the author's calculation using data provided with courtesy of JOGMEC). From up to down, Category 1 ( $|\Delta J/\Delta\rho \text{ ratio}| < 0.5$ ), 2 ( $0.5 < |\Delta J/\Delta\rho \text{ ratio}| < 2$ ) and 3 ( $2 < |\Delta J/\Delta\rho \text{ ratio}|$ ).  $\Delta J/\Delta\rho \text{ ratio} > 0$ : pasted in pink;  $\Delta J/\Delta\rho \text{ ratio} < 0$ : pasted in blue.



**Figure 4-14.** Geological Model of structure formation under E-W compressional stress fields; 1) vertical intrusion (VI), 2) horizontal intrusion (HI-1 and HI-2) evidenced by seismic sections (courtesy of JOGMEC, 2018), and 3) lava deposits (LD). Precise explanations are described in the text.





**Figure 4-15.** Interpreted linearities drawn on (1)  $\Delta J/\Delta\rho$  ratio map (left) and (2) on geological map (right, GSJ, 2015). Linearities are NW-SE (red): strike-slip fault; E-W (brown): type-S fault; N-S~NNE-SSW (pink): lava deposits.  $\Delta J/\Delta\rho$  ratio map is made by the author's calculation using data provided with courtesy of JOGMEC, 2017. Precise explanations are in the text.

## 引用文献

- 物理探査学会 (1998) 物理探査ハンドブック, 物理探査学会.
- Chandler, V. W., Koski, J. S., Hinze, W. J. and Braile, L. W. (1981) Analysis of multi-source gravity and magnetic anomaly data sets by moving-window application of Poisson's theorem, *Geophysics*, 46, 30-39.
- 地質調査総合センター (2020): 日本シームレス地質図 V2 20 万分の 1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 藤本博巳・友田好文 (2000) 重力からみる地球, 東京大学出版会, 172p.
- Golden Software (2002): Surfer 8 User's Guide, Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers, Golden Software, Inc.
- 国土地理院 (2015): 基盤地図ダウンロードサービス 数値標高モデル, 10 m メッシュ, 国土地理院.
- JOGMEC (2014) HeliFALCON™ Airborne Gravity Gradiometer Survey Kujyu and Kirishima, Kyushu Japan Logistics and Processing Report, CGG Aviation (Australia) Pty Ltd.
- 駒澤正夫 (2004) 日本重力異常グリッドデータベース, 日本重力CD-ROM 第2版, 数値地質図P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 水谷滋樹 (2012) 秋ノ宮・山葵沢地熱地帯に於ける弾性波探査と物理検層と対比と地質学的解釈, 日本地熱学会誌, 34(1), 21-35.
- 水谷滋樹 (2016) 地熱資源評価に有用な重力及び磁力データ総合的解析の試み, 日本地熱学会誌, 38(3), 71-84.
- 水谷滋樹 (2018a) 重力偏差探査解析・解釈の地熱資源評価への期待 重力偏差データのHGGS法表層密度推定・地形補正解析方法及び弾性波探査解析との対比, 日本地熱学会誌, 40(1), 45-75.
- Mizutani, S. (2018) A new approach of estimating density variations of surface-layers using horizontal gravity gradient data, proceedings, The 13<sup>th</sup> International Symposium, Tokyo 2018, *SEGJ*.
- Mizutani, S. (2022) Application of horizontal gravity-gradient stack for estimation of surface layer density in mountainous areas, *Exploration Geophysics*.
- 中塚正・大熊茂雄・牧野雅彦・森尻理恵 (2005) 日本空中磁力データベース, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 西島潤 (2016) 空中重力偏差法探査データから推定される霧島火山西部の密度構造, 特集: 地熱探査のための空中物理探査の最前線, *物理探査*, 69, 29-39.
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2015) 平成 26 年度空中重力探査を地熱資源調査等に用いるための手法検討作業 委託業務報告書, 公益財団法人物理探査学会, 241p.

- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2017) 平成27年度「地熱資源ポテンシャル調査のための広域空中物理探査」業務報告書, 株式会社フグロジャパン.
- 田村芳彦・谷健一郎・川端博・木戸ゆかり (2005) 島弧の3次元的発達糧-東北日本と伊豆弧の比較-, 東北日本と伊豆小笠原弧の地殻・マントル構造とマグマ-subduction factoryの物質循環-, 月刊地球/号外, No. 52, 10-15.
- 吉田武義 (2017) 2. 東北地方の基本構造, in 吉田武義 (ed), 日本地方地質史 2. 東北地方, 日本地質学会, 朝倉書店, 639p.

## 第5章 断裂型地熱貯留層の構造解明に係る議論

### 5.1 はじめに

日本における大型地熱発電所の主な開発対象は、安山岩卓越地域の高起伏地形型地熱系に賦存する断裂型地熱貯留層である(安達他, 2014)。現状の重力, 比抵抗, 電磁などのポテンシャル系探査手法では, 断裂型貯留層の位置や分布の掌握には限界があり, 貯留層を特定して掘削した試掘井の事例は少なく, 多数の坑井掘削を経て貯留層の位置や分布が掌握でき, 開発できた事例が多い。そのため, 地熱資源調査・探鉱の早い段階で地熱系や断裂型貯留層についての的確な熟度の高い評価が可能な探査・評価手法が強く望まれている。

本章において, これまでに述べた事例検討を踏まえ「断裂型地熱貯留層は, 安定的な圧縮応力場下で形成される高傾斜開放型断裂系から発達し, その構造解明に物理探査手法の適用が有用である」との仮説についての後段, 「その構造解明に物理探査手法の適用が有用である」ことの検証を議論すると共に, 各地熱資源賦存確認地域に認められた, 安定的な圧縮応力場下に形成する一連の火山活動や地質学的諸現象が, 日本における地熱資源賦存地域に共通した一般的現象であり, 高傾斜断裂系の形成や断裂型地熱貯留層の発達と深く関わっているのではないかと示唆され, 安山岩卓越地域の地熱系資源地質概念モデルについて議論する。

### 5.2 断裂型地熱貯留層の構造解明

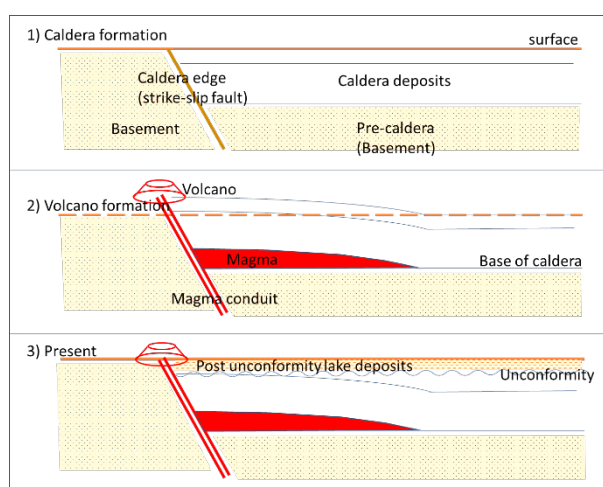
#### 5.2.1 反射法地震探査からの知見

山川, 及び鬼首地熱発電所が各々含まれる各地熱資源賦存確認地域において, 反射法地震探査測線断面の解釈をベースに, 周辺の地質図・概況や他の物理探査データなどとの複合的な解釈にて認められた, 安定的な圧縮応力場下において発達の横ずれ断層の形成, Pull Apart Basin の発達, 沈降域やカルデラの形成, 沈降域・カルデラの平坦な基底と穏やかな堆積環境下における湖沼堆積物の堆積, 沈降域・カルデラ基底面への珪長質マグマの水平貫入や溶岩ドーム形成などの一連の火山活動や地質学的諸現象については, 両地域に共通していると考えられる。従って, これらの現象が, 個別の地熱資源賦存地域に固有な現象というよりは, 地熱系に共通した一般的現象であり, 高傾斜断裂の形成と断裂型地熱貯留層への発達, 及びその結果として高温地熱系の形成と深く関わっているのではないかと示唆される。延いては, その構造形成の解明を通じて, 日本における安山岩卓越地域の地熱系資源地質概念モデルについて議論できるのではないかと期待できる。

2つの地域において共通する地質的特徴は, 横ずれ断層, カルデラや沈降域, 及び水平貫入岩体や火山(溶岩ドーム)の存在が指摘できる。その地質的特徴に基づく代表的な地質断面モデルが得られ, Figure 5-1 に示した:

- 1) 沈降域・カルデラ形成とその内部を充填する堆積層,
- 2) 火山(溶岩ドーム)形成(マグマの垂直貫入)と沈降域・カルデラ基底面へのマグマの水平貫入(日本における地熱系においては安山岩卓越地域が主であるが, 当該マグマは珪長質である), 及び
- 3) 水平貫入により隆起したカルデラ内堆積物の削剝・浸食(不整合面(橙色水平線にて表示)形成)とその上部における湖沼堆積物(橙色点にて表示)が示されている。

モデルは, 山川地熱地域における反射法地震探査測線断面の解釈結果を基に, カルデラや沈降域の形成には横ずれ断層が関与し, 横ずれ断層は基盤岩に対峙する前提で作成している。



**Figure 5-1** Geo-history model of formations of depression, volcano and horizontal magma-intrusion associated with strike-slip fault. 1) Caldera formation and caldera deposits (shown in white). 2) Volcanos and horizontal intrusions (in red), triggered by vertical intrusions of magma (double red line) along strike-slip fault. Some shallower formations are eroded at associated structural high. 4) Present, with some recent post-unconformity lake deposits.

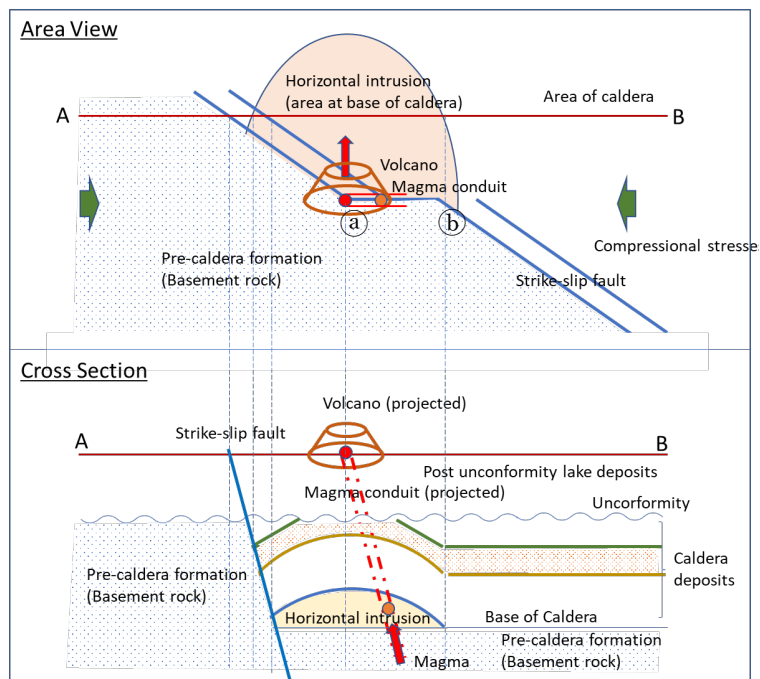
鬼首においても, 上述モデルの延長線で解釈できる。即ち, 第3章 Figure 3-10~3-12を参照にすると, 初期カルデラ形成時(鮮新世)については, 横ずれ断層④が, Pull Apart Basin を発達せしめ沈降域形成を担い, 現カルデラ形成時(1.7~2.4 Ma)には, 環状正断層(カルデラ・エッジ断層③)がカルデラ形成を担っている。その後(0.2~0.3 Ma), 横ずれ断層④は再活動し, Figure 3-12 2), 及び上図 3)に示す火山形成やマグマの水平貫入を誘引するマグマ貫入に関与していると解釈できる。この様なケースでは, 横ずれ断層④には, カルデラ内堆積物どうしが対峙し, 断層両サイドに三角・ラコリス形状のマグマ水平貫入が起きるが, カルデラ基底面への貫入であることは変わらない。

なお, 熱水変質により断裂/断層帯に沿う岩石が均質化し, 従って弾性波反射特性も均質化することで, 断裂/断層帯掌握を目的とした反射法地震探査測線断面の解釈は比較的容易であり,

反射法地震探査の有用性を再認識するものであり、期待は大きい。但し、この特性は、過去に高温地熱流体が循環した証であって、現在も引き続き循環し、地熱貯留層を形成しているかについて、直接的証とはならないことも指摘でき、留意する必要がある。

### 5.2.2 マグマ貫入構造形成モデル

Figure 5-2 は、上記地質的特徴や Figure 5-1 を勘案して作成の、高傾斜な左横ずれ断層に沿って発達するマグマ貫入に係る構造形成モデルである。上図は平面的に見た図、下図は上図に示す A-B 断面を示す。横ずれ断層を境に、北部においては沈降域やカルデラが発達し、厚いカルデラ堆積物層(Caldera deposits)が堆積し、南部においては基盤岩(青点表示)が露出する前提で作成している。横ずれ断層伸張屈曲部(Ⓐ-Ⓑ)において、マグマ火道(2重赤線)が発達し、火山(Volcano, 位置を赤丸表示)が形成される。マグマはその上昇途中で、カルデラ基底面にて捲り上がったカルデラ堆積物層下に水平貫入する(貫入域を肌色、貫入地点をオレンジ色丸で表示)。マグマの水平貫入時期は、カルデラ堆積物層堆積後である。水平貫入により隆起したカルデラ堆積物層上部は削剥・浸食され、その後カルデラ全体は沈降し、浸食面上部に湖沼堆積物(Post unconformity lake deposits)が堆積する。なお、カルデラ堆積物堆積期間中においてもマグマの水平貫入もあり得る。A-B 断面は、山川と鬼首地熱地域の反射法地震探査測線断面(それぞれ第3章, Figure 3-4, 及び Figure 3-10 参照)に相当し、火山は、それぞれ竹山溶岩円頂丘, 高日向山に相当すると考えられ、いずれも珪長質溶岩ドームである。なお、TTTL は右横ずれ断層であるが、雁行(En échelon)横ずれ断層は、北西部に向かい西側へ傾く形状から想起できる(Figure 3-3 参照)。



**Figure 5-2 Geological model of horizontal intrusion of magma. Magma intrudes horizontally at the base of caldera into the covering caldera deposits, folded over by compressional stresses, and therefore not into pre-caldera formation such as basement rock. Formations of volcanos, horizontal intrusion of magma and magma conduit (vertical intrusion) are closely related with the activation of strike-slip faults under compressional stress fields.**

水平貫入の取っ掛かりとなるカルデラ堆積物層の捲り上がり現象には、3 要素、即ち圧縮応力場、平坦な沈降域・カルデラ基底面、及び岩石特性が顕著に異なる地層境界(カルデラ基底層(鬼首)や沈降域基底層(山川)と上部凝灰岩等堆積層)が必要と考えられる。因みに、山川地熱地域では沈降域側にのみ水平貫入が見られ、基底層が浅部まで高まっている側には貫入していない(第 3 章, Figure 3-4 参照)。火山形成と水平貫入の時期については、同時か否かについて何れの地域においても 1 測線での解釈であり、直接判読はできていないが同時と考えるのが妥当であると考えられる。なお、秋ノ宮における反射法地震探査測線断面においては、深度 3, 000 m における基盤岩内への貫入岩体を解釈(Figure 3-1 参照; 水谷, 2012)しているが、深部水平貫入であり、顕著な岩石特性の異なる境界の存在が不明である故、上述とは異なるメカニズムにての貫入と考えられる。

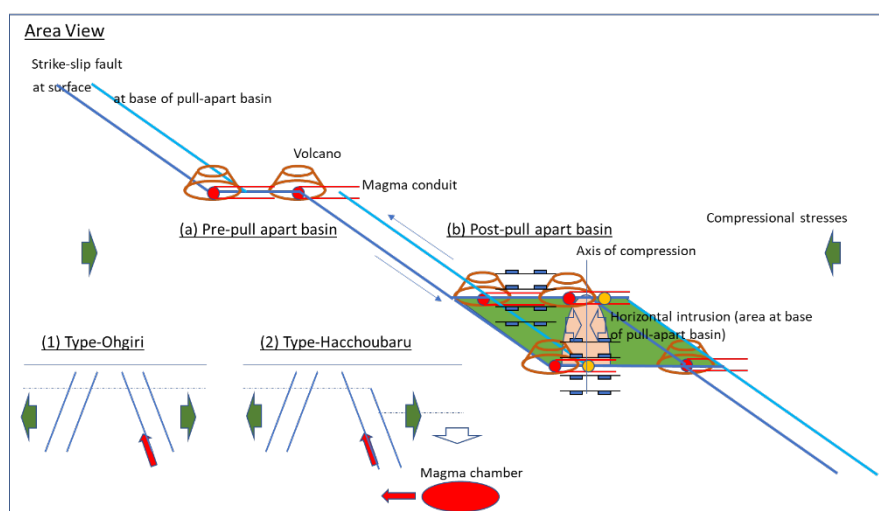
以上から、安定的な圧縮応力場の存在は、地熱貯留層形成・維持には地質的長期間必要なことや、貯留層内の熱水変質生成物の析出・沈殿に起因する閉塞化抑止効果のみならず、カルデラや沈降域において、水平貫入岩体の形成にも寄与すると考えられる。水平貫入岩体は広域、かつ比較的浅部にも貫入することから、深部マグマ溜りやマグマ供給路を担う断裂系へマグマ貫入の証である垂直貫入岩体に加え、地熱系の熱源としての役割を果たす上でも有効であると考えられる。圧縮応力場において発達する横ずれ断層は、十分深部に達し、マグマを誘引する一方、浅部においては、断層沿いに発達の Pull Apart Basin 内に局地的な伸張応力場や圧縮応力場を発達させ、フラワー構造形成により多くの断裂/断層帯が形成されることに加え、水平貫入により Pull Apart Basin (カルデラ)内堆積物層上部が隆起し、その凸部が破碎され、天水の涵養域や地熱流体の流出路となりやすい。因みに、秋ノ宮における反射法地震探査測線断面解釈図(Figure 3-1 参照; 水谷, 2012)において示されるように、山川と鬼首地熱地域の 2 測線において均質化した弾性波反射特性が顕著に認められ、浅部熱水循環の兆候と考えられる。

### 5.2.3 圧縮応力場下における断裂型地熱貯留層形成モデル

圧縮応力場下においてカルデラや沈降域の形成以前の、地表浅くまで基盤岩が分布する隆起部(Basement High)における横ずれ断層と火山活動との関係について、湯沢栗駒地域における低飛行高度・高取得密度空中物理探査データの総合的解析にて得られる高  $m_{dr}$  (ピーク) 値分布を基に推察した。その後、横ずれ断層のずれが大きくなり Figure 5-2 に示す横ずれ断層沿いに形成するカルデラや沈降域(Pull Apart Basin)に伴い発達する高傾斜開放型断裂系との関連性を示した構造形成モデルを、Figure 5-3 に示す。なお、低飛行高度・高取得密度空中物理探査データの

総合的解析地域は子安岳高重力異常域(第 4 章, Figure 4-9 参照)に位置し, カルデラや沈降域は未だ形成されていない:

- (a) 東西圧縮応力場において, Pull Apart Basin 形成前の火山や貫入岩体の分布特徴を示す。北西-南東走向雁行(En échelon fault)左横ずれ断層がずれて乖離した伸張屈曲部において, 東西方向の割れ目(Type S 正断層)にマグマが垂直貫入, 火山が形成し, その割れ目が Pull Apart Basin に発展する過程にあるモデルである。
- (b) Pull Apart Basin(緑色で表示)形成後の横ずれ断層, 火山, 水平貫入, 或いは「ハの字」状断層について, Type S 正断層形成に係る模式図(第 2 章, Figure 2-1 参照)を加味し, 作成したモデルである。Pull Apart Basin 縁部正断層(東西走向)にマグマが貫入すると, 縁部が上昇し, 縁部正断層走向に垂直な方向に褶曲軸(南北方向, Axis of compression)が形成し, Pull Apart Basin 基底部へのマグマの水平貫入(図では南側縁部から北方に水平貫入する仮定で描画)が誘発される。また, 縁部正断層走向から垂直(南北)方向に伸びる伸張応力により Tensile fracture が発達, 南北方向に一連の高傾斜開放型断裂系(東西走向)が形成し, 東西走向の「ハの字」状断層形成に資する。この断裂系に天水や地熱流体が侵入し, 現在に至るまで維持できれば, 断裂型地熱貯留層に発達する。貫入するマグマが Pull Apart Basin 内深部のマグマ溜りに起因すると, マグマの貫入による欠損により Pull Apart Basin は沈降する。従って, 深部マグマ溜りととの位置関係により大霧型「ハの字」状断層 ((1)Type-Ohgiri: マグマ溜りが Pull Apart Basin 外深部にある場合(図では, 北側の縁部正断層走向の延長線下深部にあり, 北側の縁部正断層に貫入)と八丁原型「ハの字」状断層 ((2)Type-Hacchoubaru: マグマ溜りが Pull Apart Basin 内深部にある場合(図では, 南側の縁部正断層に貫入))に分けられる。





**Figure 5-3** Geological model along strike-slip fault before and after pull-apart basin. (a) Magma conduit appears at the extensional bend and forms volcanos. And pull-apart basin proceeds. (b) Magma continues to intrude vertically forming volcanos at the edge of the basin and intrudes horizontally as well toward the north at the base of basin into the covering basin-deposits, folded over by E-W compressional stresses. Stepwise normal faults are formed depending on the location of deeply seated magma chamber, Type-Ohgiri if outside of basin and Type-Hacchoubaru if deep below the basin.

モデルでは隆起部 (Basement High) を対象地域としての構造形成モデルを示しているが、同様な現象は既にカルデラや沈降域地域に発展した地域においても適用できる。因みに、鬼首における横ずれ断層④ (Figure 3-10 参照) は、Pull Apart Basin 形成を端緒とする初期のカルデラ形成を担うと共に、後期においては高日向山の火山活動に伴いカルデラ内におけるマグマ水平貫入を担っていると考えられる。

この様に、日本において断裂型地熱貯留層が形成されるには長期間、安定的なプレート運動が関与し、横ずれ断層と Pull Apart Basin の形成が必要であることが示唆される。Pull Apart Basin 縁辺部には Type S 正断層が発達、深部に達する垂直茎断層面がマグマの貫入を誘発し、この縁辺部へのマグマ貫入による隆起により「ハの字」状断層が発達、主に横ずれ断層浅部においてフラワー構造の形成に伴う多くの断裂/断層帯が天水供給を促し、断裂型地熱貯留層の形成へと至るメカニズムが良く説明できる。Type E (地溝型帯状) 正断層の貯留層形成へのメカニズムについては、Pull Apart Basin 形成初期 (Figure 5-3(a)) と同様と考えられる。但し、断層の深部到達性や浅部断層の形成性については、Type S 正断層に比べ限定的と考えられる。

#### 5.2.4 珪長質マグマの役割

横ずれ断層、水平貫入岩体、及び珪長質マグマ溶岩ドームと、Type E や Type-S 正断層などの高傾斜開放型断裂系や、それから発達の断裂型地熱貯留層形成との地質学的関連性が示唆され、地熱系形成要件への評価に寄与すると期待できる。水平貫入岩体と溶岩ドームの同時形成については、上昇を抑制しつつ水平貫入を推進せしめる粘性や発泡性他特定のマグマ物性が必要とされ、安山岩質マグマよりは、低密度、高粘性であり、マグマ噴出がゆっくりした珪長質マグマの方が適すると考えられる。また、日本火山学会(1984)は「バイアス型カルデラは、大規模火砕流の噴出と関連し、噴出物が珪長質であることや環状割れ目に沿ってコルク栓状の地塊がほとんど変形していないことで特徴付けられ、伸張応力場や応力のかかかっていない地域に形成される。阿蘇、十和田、支笏カルデラなど日本の代表的なカルデラはクラカトア型カルデラに属し、陥没した地塊は細かく分断される。」と述べ、平坦なカルデラ基底面形成には、バイアス型カルデラが関与していることが示唆される。以上の点が安山岩卓越地域、即ち高起伏地形型地熱系 (Henley and Ellis, 1983; Henley, 1984; 日本地熱学会, 2010) が主流である日本における断裂型地熱貯留層の形成に制約を与えているのではないかと考えられる。そのため、安山岩卓越地域であっても、圧縮応力

場下において副次的な局所的伸張応力場が発達する Pull Apart Basin 内において、珪長質マグマ活動がある地域を優先的に調査することが得策と考えられる。

因みに、大槻・永広・布原(2020, p14-15)は、「東北日本の応力場は、2.6 Ma 頃北西-南東方向の弱い引張から東西圧縮に変化し、その変化に呼応するように鮮新世末～更新世初にかけて、バياس型カルデラ形成を伴う珪長質火山活動から、成層型の安山岩質火山活動に変化し、奥羽山脈には、宮城県内の船方山、泉ヶ岳、面白山、大東岳など 1.5 Ma 以降 0.5 Ma までのやや古い安山岩質成層火山が分布し、それより新しい安山岩質成層火山、栗駒山、神室山、雁戸山、蔵王山などが一部現在まで活動している」と述べている。然るに、鬼首カルデラは、珪長岩質マグマ噴火により形成し、以降カルデラ内、及び周辺の安山岩質マグマによる火山活動による火砕流堆積物や湖沼堆積物などで埋まり形成したが、その間カルデラ基底面下深部には珪長質マグマ溜りが発達、0.2-0.3 Ma にマグマが上昇し、水平貫入や溶岩ドームが形成されたと示唆される。

従って、第四紀では安山岩質マグマの火山活動が趨勢であるが、プレート運動による安定的な圧縮場下において、横ずれ断層の形成、Pull Apart Basin の発達と沈降域・カルデラの形成に伴い、その周辺下において珪長質マグマ溜りの発達、その結果、沈降域・カルデラの基底面への珪長質マグマの水平貫入と溶岩ドーム形成などの火山学的・地質学的諸現象が、Type E や Type-S 正断層などの高傾斜開放型断裂系が良質な断裂型地熱貯留層へと発展することに寄与していると考えられる。

### 5.3 仮説検証と意義

本研究では「断裂型地熱貯留層は、安定的な圧縮応力場下で形成される高傾斜開放型断裂系から発達し、その構造解明に、物理探査手法の適用が有用である」との仮説を立て、検証するものである。商業的開発に最適な高エンタルピーな地熱系形成には、熱獲得と熱対流が活発な断裂型地熱貯留層に発達する高傾斜開放型断裂系の存在が必要である。地熱資源賦存確認地域において取得の反射法地震探査測線断面上には、一連の断裂系を含む地質学的・地熱学的諸現象が示され、それらの平面的な展開については、周辺の地質図・概況や物理探査データから推察可能である。これらのデータ情報が平面的に疎らな場合は、平面的な諸現象の分布掌握には限界があるが仮に、反射法地震探査が実施されていない場合でも、低飛行高度・高取得密度空中物理探査により断裂系の平面的な分布は詳細に掌握できることが示された。地質学的・地熱学的諸現象として、安定的な圧縮応力場下に形成する横ずれ断層、Pull Apart Basin の発達、沈降域やカルデラの形成、沈降域・カルデラの平坦な基底と穏やかな堆積環境下における湖沼堆積物の堆積、沈降域・カルデラ基底面への珪長質マグマの水平貫入や溶岩ドーム形成などの一連の現象が見いだされた。これらは地域固有の現象と言うよりは、地熱資源賦存地域に共通する現象と考えられた。検討地域は安定的な圧縮応力場下にあり、解釈された断裂系は Type E 地溝型帯状正断層や

横ずれ断層に伴う Type S 正断層などの高傾斜断裂系に相当する。これら断裂系へのマグマの垂直貫入が確認でき、即ち開放型断裂系であることが示され、更に地熱資源賦存確認地帯にあることから高傾斜開放型断裂系が天水や地熱流体の浸透を受け断裂型地熱貯留層へと発達したことの事実確認が得られ、仮説の検証ができたと考えられる。

上述、地熱資源賦存確認地域における反射法地震探査の再評価、低飛行高度・高取得密度空中物理探査データの新たな解析法や「岩脈法」の概念導入による評価手法などにより得られた断裂型地熱貯留層や高傾斜開放型断裂系の構造形成に係る地質学的知見は、当初想定に比べ大幅に広く、深いものであり日本における安山岩卓越地域の地熱系資源地質概念モデルの議論もできるに至った。ポテンシャル系物理探査の取得密度の制約や反射法地震探査の普及がなされなかったことなどにより熟度の高い地熱系資源地質概念モデルは構築されておらず、断裂型地熱貯留層の位置や分布を掌握できないまま掘削に頼っている現状を考えると、反射法地震探査や低飛行高度・高取得密度空中物理探査、および本稿に述べた新たな解釈・評価手法の有用性は非常に大きく、かつ地熱系資源地質概念モデルを議論できたことは地熱資源開発推進に際して大きな進展であると考えられる。

#### 5.4 今後の課題

高傾斜開放型断裂系は、圧縮応力場にて形成される地溝型帯状正断層(Type E 正断層)と横ずれ断層沿いに発達する Type S 正断層が相当する。しかしながら、従来の主な探鉱対象は Type E 正断層とカルデラ等環状正断層であり、Type S 正断層を対象として探鉱当初から調査した事例はない。Type S 正断層は、プレート移動による圧縮応力場下において、横ずれ断層とそれに伴う Pull Apart Basin 形成に際し、副次的に形成の局地的伸張応力場において発達し、その垂直茎断層面は地層深部まで伸び横ずれ断層面に収斂し、マグマ貫入を誘発し易く、一方浅部ではフラワー構造を構成する多くの枝葉断層が破碎帯を形成し、天水の地下浸透を促し、断裂型地熱貯留層形成の最有力候補と考えられる。一方、圧縮応力場下での高傾斜開放型断裂系の構造形成に係る知見の向上、断裂型地熱貯留層への地質学的な発達要件、或いは珪長質マグマの特性など更なる掌握すべき点が多々あり、地熱系資源地質概念モデルの高度化への検討課題は多いと考えられる。

また、地熱系や断裂型地熱貯留層について概念的には理解できても、非常に複雑で具体的掌握が難しい点がある。更なる詳細な地質学的検討には、反射法地震探査が最適であり、他の物理探査では限界がある。その第一歩として、山川地区 3 次元(3-D)反射法地震探査の再処理実施による品質改善が強く望まれる。探査地域は、横ずれ断層沿いの水平貫入地域や竹山、辻野岳他溶岩ドームをカバーしている。横ずれ断層、カルデラや沈降域、水平貫入岩体、及び溶岩ドームな

どの構造形成と地熱系形成との地質学的地史・関連性に係る理解が更に明確になり、地熱資源評価向上に大いに寄与すると期待できる。

次に、探査測線断面解釈には坑井検層との対比が不可欠であり、長期的には高温下で測定可能な検層ツール開発が待たれる。現状、地熱探査では測定事例は少ないが、速度(Sonic)検層は、断裂型地熱貯留層内の充填物の評価や、地熱流体が弾性波反射特性に与える影響を掌握する上で必須であると考えられる。

3 番目に、地熱資源開発促進には、できるだけ多くの開発事例を検討、断裂型地熱貯留層を地質学的にタイプ分類し、それぞれの代表的な特徴を示す反射法地震探査、坑井検層データやその他の地質や物理探査データのアーカイブ化が必要であると考えられる。

## 引用文献

安達正敏・有木和春・後藤弘樹・佐伯和宏・森田誠也 (2014) 地熱生産管理のための地熱レザヴァーの概念, 温泉科学, 63, 364-381.

Henley, R. W. and Ellis, A. J. (1983) Geothermal systems ancient and modern, *Earth Science Reviews*, Vol. 19, 1-50.

Henley, R. W. (1984) Chemical structure of geothermal systems. In: Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems, R. W. Henley, A. H. Truesdell, and P. B. Barton, Jr. (Eds.), Vol. 1, *Reviews in Economic Geology*, *The Economic Geology Publishing Company*. El Paso TX, 9-28.

水谷滋樹 (2012) 秋ノ宮・山葵沢地熱地帯に於ける弾性波探査と物理検層と対比と地質学的解釈, 日本地熱学会誌, 34(1), 21-35.

日本地熱学会 (2010) 地熱発電と温泉利用との共生を目指して, 地熱発電と温泉との共生を検討する委員会, 日本地熱学会.

日本火山学会 (1984) 火口・カルデラ 空中写真による日本の火山地形, 東大出版会, 116-119.

大槻憲四郎・永広昌之・布原啓史 (2020) 宮城県の地質, 東北地質調査業協会, 16p.

## 第6章 低飛行高度・高取得密度空中物理探査の斬新性に係る議論

### 6.1 はじめに

空中物理探査は、短時間に、測定範囲の制約がなく、効率的に広域データの取得が可能である。更に、低飛行高度・高取得密度にて取得されたデータでは、地表から浅い深度における種々岩石特性を詳細に捉えており、画期的な探査手法である。浅部地層の岩石特性を詳細に捉え、かつ平面的に高解像度解析が可能である。従って、アクセスの困難な山岳地域に偏在する地熱資源賦存地域における資源評価に非常に有益である。反面、重力偏差データや全磁力異常データにおいては、測定するパラメーターの特性から長波長成分が欠如し、また、低飛行高度測定においては、飛行高度が低くなればそれだけ表層に比べそれ以深の異常体密度や磁化の短波長成分が大きく減衰し、可探深度が浅くなる。更に、起伏が大きい山岳地域に偏在する地熱資源賦存地域では、表層岩石と空気との物性の違いによる地表起伏凹凸の影響も顕著となり、飛行高度を一定に保った測定でない場合、重力偏差データのみならず、表層を覆う溶岩磁化が全磁力異常データに与える影響についても適切に解析する必要がある。現状の解析法では、各データを個別に取り扱っている。また、重力偏差データにおいては地形補正に、例えば一定密度補正值  $2.3\text{g/cm}^3$  を適用し補正を行っている。地熱賦存する山岳地域では熱水変質帯、貫入岩や溶岩など表層密度の変化も大きく適切な処理とは言い難い。その対処として、地表起伏凹凸の影響を軽減し、深部の岩石特性を測定データと同様な高解像度にて推定するために、旧来とは異なった応答関数を共有する物理探査データ間での相関性解析法を試み、第4章に述べた。本項では、その有用性や今後の発展性を議論すると共に、その要因となる長波長成分の欠如、低飛行高度測定に起因する短波長成分、可探深度や地表起伏凹凸の影響についての留意点を議論する。

### 6.2 低飛行高度・高取得密度空中物理探査データ解析の留意点

低飛行高度・高取得密度空中物理探査データの解析に際しては、測定するパラメーター特性に起因する長波長成分の欠如、低飛行高度測定による短波長成分の減衰効果や顕著な浅部応答により可探深度が浅くなること、或いは飛行高度を一定に保てないことによる地表起伏凹凸の影響があることを留意する必要がある。これら測定パラメーター特性や低飛行高度が測定できる波数(波長)範囲への影響などについて示した第4章、Figure 4-1とFigure 4-2をベースに、これら重力偏差や全磁力異常データの解析に係る留意点を以下に整理する：

- 1) 質量凝縮面に凝縮した面質量変化の応答について、一定の飛行高度( $|z_0|$ )にて測定の重力値は、 $g_z(x, y, z_0) = 2\pi G \sum_m \sum_n \text{mass}^{mn} \exp(imx + iny + \sqrt{m^2 + n^2}z_0)$  ( $z_0 < 0$ )と表記できる。空中磁気探査データから算出の擬重力値  $PsG(x, y, z_0)$  については、面質量( $\text{mass}^{mn}$ )を面磁気モーメント( $\text{magm}^{mn}$ )、定数  $2\pi G$  を  $\mu_0/2$  に置き換えて表記すれば良い。Figure 4-1(1)(左図)に示す直線は、飛行高度( $|z_0|$ )が 150m, 300m と 600m と増加した場合の測定

波数毎の減衰率( $1/\exp(\sqrt{m^2 + n^2} |z_0|)$ )を示している。従って、質量凝縮面直上にて測定  
 の重力値は、総ての波数に対して面質量振幅と同様に、減衰することなく測定できるが、  
 飛行高度が大きくなるに応じて波数 0 成分は減衰しないが、高波数なるに応じて短波長  
 (高波数)成分は減衰することが示されている。

- 2) 測定パラメーターが垂直重力偏差の場合、 $G_{zz}(x, y, z_0) = 2\pi G \Sigma_m \Sigma_n \text{mass}^{mn} \sqrt{m^2 + n^2} \times \exp(imx + iny + \sqrt{m^2 + n^2} z_0)$ と表記でき、Figure 4-1(1)(左図)における曲線(赤線)は、各波数における測定重力値からの変換効果 $\sqrt{m^2 + n^2}$ を示している。短波長(高波数)成分は増幅、長波長(低波数)成分は減衰する効果があり、無限大波長(波数 0)成分は欠如し、従って可探深度(h)までの密度差( $\Delta \rho$ )に対する応答( $2\pi G \Delta \rho h$ )がない。この点、重力値との大きな違いである。増幅、或いは減衰効果は飛行高度( $|z_0|$ )による。例えば、飛行高度を 150m に設定した場合、波数= 6.37 /km(波長( $\lambda$ )= 157 m)を境にして、それ以上の波数では増幅、以下では減衰する。
- 3) Figure 4-1(2)(右図)は、質量凝縮面を 0m に設定し、飛行高度( $|z_0|$ )、150m、300m と 600m にて重力偏差値を測定した場合についての各波数に対する減衰効果を示している。1)に述べた測定する波数の減衰率( $1/\exp(\sqrt{m^2 + n^2} |z_0|)$ )と2)に述べた重力値からの変換効果 $\sqrt{m^2 + n^2}$ を掛け合わせた効果である。この効果は、一定の飛行高度、例えば 150m にて測定した場合の地表凝縮面、地表下 150m の凝縮面、或いは同 450m の凝縮面にある面質量を、各波数毎に単位振幅に仮定した場合の重力偏差応答を示しているとも言える。その応答は逆 U 字状であり、凝縮面深度が深くなるに従い、有意な応答波数範囲が低波数(長波長)側にシフトし、波数範囲が狭くなると共に応答振幅が小さくなることが分かる。このことは、地表から近い浅層の質量変化の影響が大きいことを示し、深部応答が適切に得られる波数範囲には制約があると示唆される。適切に測定可能な可探深度は浅く、飛行高度の 2~4 倍と推定される。
- 4) 地熱資源が賦存する山岳地帯では飛行高度を一定に保った空中物理探査の実施は難しい。Figure 4-2(b)に示す様に、測定面に対する地形の起伏(飛行高度)、及び表層密度変化の両方の影響を大きく受ける。測定面から実質一番近くに設定の表層グリッド内には、地表凹凸に応じた岩石部分と質量や磁気モーメントのない空気から成る部分が共存し、地表凹凸と表層質量、或いは磁気モーメントとの位相関係により、測定の重力偏差や空中全磁力値に影響を与える(Mizutani, 2022)。重力偏差分布への影響は地表面凹凸があれば幅広く見られ、特に山岳地帯では顕著となる。また、火山地帯では地表面凹凸に溶岩堆積が関わっている場合も多く、低飛行高度測定にて深部の密度や磁化変化を適切に捉えることは極めて困難となる。

### 6.3 地形補正

探査実施者による解析では、例えば、長波長成分が欠如する重力偏差探査データに対して、重力補正に適用される一定密度値による地形補正、或いは長波長成分補完のため既存重力データを加算する処理を、両データ間の可探深度の違いを考慮しないでやっている (Mizutani, 2022)。前者については第4章、Figure 4-2 (2) を参考にすると、補正は地表凹凸 (赤実線参照) と Geoid 面(0 m)との間の層を対象とするが、一定層厚となる層(黒点線と赤点線との間の層)からの重力偏差応答はなく、密度値は随意で、如何なる密度値を想定しても補正值への影響はない。そのため、実質的には地表凹凸値、及び Geoid 面に対する測定面の乖離値(赤点線参照)が影響を与えるのみであり、これらを対象に、例えば密度 2,300 kg/m<sup>3</sup> を適用して重力補正量を計算することとなる。また、最適となる補正密度値を、測定値と計算値間との最小二乗法で求める場合、補正密度値は深部における密度値に応じた値となると考えられ、山岳地帯では Geoid 面に対する測定面の乖離が大きく、Geoid 面は可探深度より深くなりがちである。更に、地熱資源賦存地域においては、熱水変質帯や貫入岩体により表層密度は大きく変化し、一定密度値による補正は、高解像度解析が期待できる重力偏差探査測定データには不適切な解析であると指摘できる。以上、これらの解析は、従来の空間領域での解析手法に拘泥しており、ポテンシャルの空間 2 次微分測定データ特性に十分配慮した解析とは言えないと考えられる。

## 6.4 重磁力総合解析

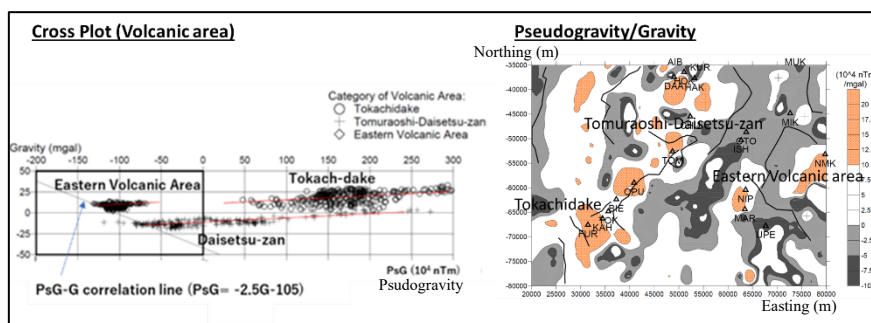
### 6.4.1 擬重力-重力相関性解析

Figure 6-1(a)は、北海道中央部においてグリッド間隔 500 m の擬重力-重力の組み合わせ(ペアー)をクロスプロットした、擬重力-重力クロスプロット図(水谷, 2016)を示す。重力探査においては重力勾配値が測定されるが、擬重力値は波数 0 成分が欠如する全磁力異常データより算出される。このため、広域の基盤岩と凝灰岩などの堆積岩との磁化差/密度差に起因する地域的重磁力相関傾向線がクロスプロット図に示される。また火山地域毎に周辺の堆積岩層厚を反映した擬重力-重力線形分布が得られ、その傾き(擬重力/重力比)から明瞭な岩石磁化値が推定できる。然るに、水谷 (2016)は、「大雪山、十勝岳、及び東部火山地域の3地域において概ね同一値である、傾き  $20 \times 10^4 \text{ nTm/mgal}$  (左上図赤線参照) が得られている。火山岩(安山岩を想定)と凝灰岩との密度差 0.5 g/cm<sup>3</sup> との前提で、火山岩の磁化は 6.81 A/m と試算できる。また、地域的重磁力相関傾向線、 $\text{PsG} = -2.5\text{G} \cdot 10^5$  は地域全体の擬重力-重力の組み合わせ(ペアー)の頻度分布図から得られ、凝灰岩と基盤岩との密度差 0.3 g/cm<sup>3</sup>、凝灰岩の磁化はないとの前提で、基盤岩は -0.51 A/m と試算でき、現在の地磁気とは反対方向に磁化していると解釈できる。」と述べている。

一方、極磁力-重力偏差クロスプロットでは、第4章、Figure 4-13 の左図に示されるように火山地域毎に分離した線形分布は示されない。両データ共に、波数 0 の成分が欠如し、火山地域毎の堆積岩層厚が反映されないためである。更に両データの可探深度が浅いことから、貫入岩体や火道を取り巻く岩石の磁化や密度が、貫入や噴出過程で変化し、深部に比べて均一的な磁化/密度比

が保たれていないと考えられる。そのため、第 4 章、4.4.6 項にて説明のように岩石磁化値推定には、連続性ある線形分布勾配の最大値から求める等工夫が必要である。

Figure 6-1(b)は、擬重力/重力比分布図(水谷, 2016)である。火山地域は、肌色表示した  $10^4 \times nTm/mgal$  以上の正值が示され、散在している。一方火山地域外の広域は、灰色表示した負値が示され火山地域との区分けが明瞭であり、火山活動の影響が小さく深部岩石の均質的な磁化/密度比を反映していることが分かる。第 4 章、Figure 4-12(2)や Figure 4-13 の右図においても同様に、火山地域と火山活動が小さい地域との区分けができるが、上述説明のように火山や火道周辺は浅部の影響を大きく受けていると考えられる。なお現状、両探査は個別に実施されているが、両センサー間距離を保持した同時測定が望まれる。



**Figure 6-1** (a) Cross-plots of PsG and G in volcanic regions of central Hokkaido (left) and (b) Distribution map of PsG/BG ratio. Distribution (left) reflects PsG-G relation in respective small volcanic regions (in area of pale orange in right amp) of Tokachidake (western), Daisetsu-zan (northern) and the Eastern (in red lines with common slope of 20 (in  $10^4 nTm/mgal$ )). Regional PsG-G relation (in black line), BIN size=1 mgal and  $3 \times 10^4 nTm$ . Grid interval=500 m (modified from Mizutani (2016)).

#### 6.4.2 極磁力-重力偏差相関性解析

重力偏差や全磁力異常データは、応答関数が定数を除き測定センサーと異常体との距離の 3 乗に反比例する関数を共有する。従って、低飛行高度測定の中物理探査測定データは、地表凹凸や浅層異常体の影響が大きく、極めて可採深度が浅くなる結果、浅層の岩石特性掌握には適しているが、深部の岩石特性掌握には不適である。地熱資源賦存地域における地質学的評価には、残留磁化を獲得した貫入岩体や火道を反映する地下磁化分布の掌握が重要であり、全磁力異常探査データの適切な解析の役割は大きい。然るに、地熱資源が賦存する山岳地帯においては、単独の全磁力異常解析にて、溶岩堆積の影響を伴う地表凹凸の影響に対処すると共に、表層、或いは深部の磁化分布を推定することは難しい。重磁力総合解析では、同一解析面における重力偏差データと極磁力データから、応答関数が定数を除き共有する性質を利用し、地表凹凸の影響を軽減した、浅層における岩石特性、即ち磁化/密度比を、Poisson の式を基に求めている。得られる磁化/密度比分布は、測定の重力偏差や全磁力異常データと同様な波数分布範囲を保有し、

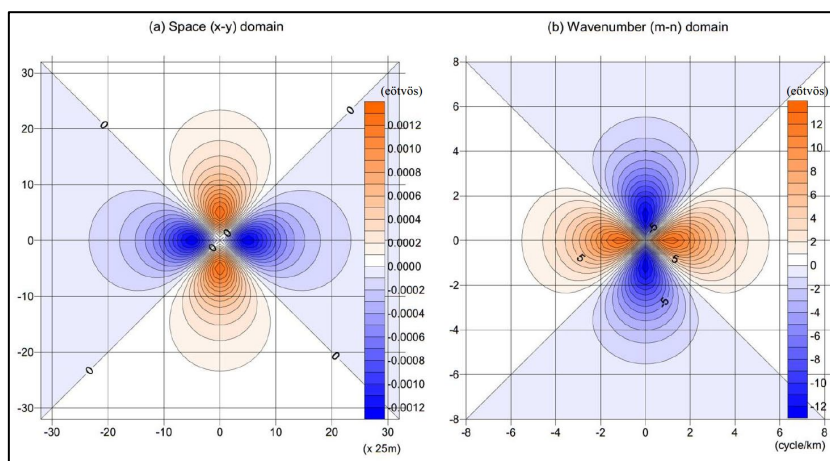


極めて高解像度である。磁化変化が密度変化に比べ極めて大きいことから、一義的には、地表凹凸の影響を軽減した高解像度な浅層磁化変化と看做することができる。この結果、地表を覆う溶岩分布と、地表に露出するのみならず、伏在する垂直貫入岩体や火道との分離が容易になる。また、鬼首の事例のようにカルデラ壁面近くの大きく密度が変化する地域を掌握できる(第3章, Figure 3-13 及び 3-13 参照)。更に、一般的には高圧、地熱地帯では高温も加わる地下状態下での測定が難しい岩石磁化値を、推察できる利点がある。

## 6.5 HGGS-MWC 法

### (1) 手法と理論

応答関数を共有する物理探査データ間において、相関性解析を行うことで、起因する異常体の岩石特性を、測定データの解像度を余り損なうことなく掌握する手法については、同一の測定パラメーターについての測定データと合成データ間にも適用できる。第4章に述べたものと同様なアルゴリズムを重力偏差テンソル成分に適用し、水谷 (2018); Mizutani (2018; 2022)は、「測定データと数値標高モデル (DEM) に基づいて計算した合成データから、表層密度を算出する手法(本稿では HGGS-MWC 法と記す)である。合成データには、重力偏差テンソル成分は測定面から見た地表凹凸にのみ応答し、それ以深の密度は通例、一定値を前提とせざるを得ないため無応答となる特徴がある。その結果、前提密度値の如何に拘わらず表層下面の設定は随意となる制約があり、有意な相関性解析結果を得るためには、測定データからある特定深度までの応答を抽出し、それ以深からの応答は限りなく小さくするフィルター(本稿では、HGGS フィルターと記す)を設計する必要がある。その特定深度を表層下面に設定し、HGGS フィルター適用後の測定と合成データ間との相関性解析、HGGS-MWC 法を考案し、特許化した(水谷, 2019)。」と述べている。



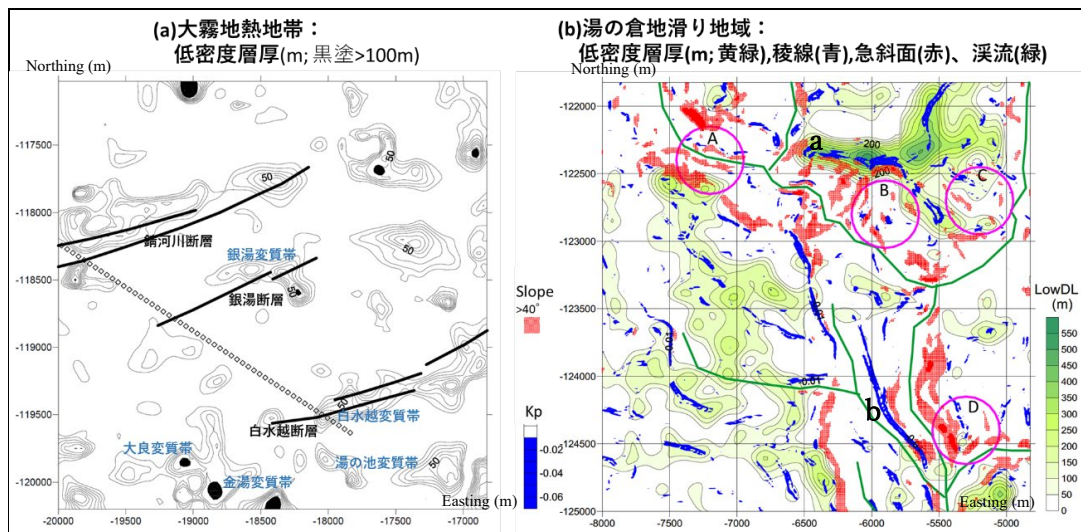
**Figure 6-2.** Point source differential curvature response of  $G_{IV}$  (in eötvös), (a)  $RF(G_{IV})(x, y)$  (in space domain) and (b)  ${}^fRF(G_{IV})(m, n)$  (in wavenumber domain). (a) shows a peculiar, 4 quadrant shape and (b) shows a strong directivity and selectivity of wavenumber. A point source is located at the center and 6 grids (150 m) below the measuring plane. Grid interval is 25 m.

測定データは2成分の指向性が異なる重力偏差テンソルの曲率差 (以下曲率差と記す),  $G_{uv}^{obs}(x, y)$  と  $G_{xy}^{obs}(x, y)$  である。Figure 6-2 (a) は, その一つのポイント・ソース応答特性  $RF(G_{uv})(x, y)$  を, 飛行高度 150m, グリッド間隔 25m を前提に描画したものである。波数領域における応答特性  $fRF(G_{uv})(m, n)$  を Figure 6-2(b)に示す。いずれも顕著な指向性がある。ポイント・ソース曲率差応答は, 4 象限型の独特で対称な形状分布を示し, ポイント・ソースから垂直方向に伸びた一軸が, 測定面上にて交差する点を中心に応答値は, 正值と負値が 4 象限型分布をする。 $RF(G_{xy})(x, y)$  は反時計回りに 45 度回転した分布である。

Mizutani (2022)が述べる HGGS-MWC 法を要約すると以下の通りである:

- 1) ポイント・ソース応答関数の正值と負値のピーク値を示すグリッド点は, ポイント・ソース深度が大きくなるに応じて, 応答振幅絶対値がより小さく, 且つ, 中心点からより離れたオフセットに移る特徴があり, ある特定深度からの応答を制御するフィルターが設計できる。
- 2) そのフィルターは, 特定深度に設定のポイント・ソース応答自己相関関数をベースに, その正負を保持しつつ, 最大応答絶対値を示すグリッド点を選択的に選び重合する処理であり, Horizontal Gravity-Gradient Stack (HGGS)フィルターと名付けた。例えば, 飛行高度 150 m, グリッド間隔 25m に基づいて設計された曲率差  $G_{uv}$  に対する HGGS フィルターは, グリッド・サイズが 11x11, NS 軸上の (5, 0)と(-5, 0)に 1, EW 軸上の (0, 5)と(0, -5)に-1 が割り当てられ, 残りのグリッドは 0 である。
- 3) 曲率差  $G_{uv}$  と  $G_{xy}$ , それぞれに設計した HGGS フィルターは, MWC 処理前にそれぞれのデータに適用され, 処理後の両データが MWC 解析される。
- 4) 2 つの曲率差データそれぞれに表層密度が求まるが, データが強い指向性を持つため, 空間領域上では 2 つの解析結果は同一にはならない。そのため, それぞれを 2 次元(2-D) Fourier 変換し, 波数領域上にて指向性を考慮して 2 つの結果を合成し波数領域における  $fmsr(m, n)$ (各波数における mass surface-roughness ratio)を求め, 更にその結果を逆変換し, 空間領域における  $msr(m, n)$ (地表面の粗さに対する表層質量の比率)値を算出する。
- 5) 表層密度モデル, 例えば Matrix, 低密度層と高密度層からなる 3 層モデルを想定すれば,  $msr$  値から各層厚が算出できる。

## (2) 適用事例



**Figure 6-3.** Thickness map of low-density layer (LowLD) using data provided with courtesy of JOGMEC, 2017, (contour (in m) >50 m, pasted in green), with areas of steep slope (pasted in red >40°) and profile curvature Kp (pasted in blue <-0.01). Violet circle shows locations of natural dam caused by 2008 earthquake (A: Yubama; B: Yunokura; C: Kawarakoyasawa; D: Nuruyu) (source: WDB-MLIT, 2008; Mizutani, 2018).

Figure 6-3(a)は、大霧地熱地帯において空中重力偏差探査データを HGGs-MWC 法を適用し求めた表層の低密度層厚分布図 (水谷, 2018) である。地域は溶岩堆積で覆われているが、表層の低密度層分布は、銀湯、白水越、大良、金湯や湯の池などの熱水変質帯分布に相当し、これらは地質図から得られる鏑河川、銀湯と白水越断層走向(北東-南西)と整合的である。Matrix、低密度層、及び高密度層の密度はそれぞれ 2,300, 1,800, 及び 2,800 kg/m<sup>3</sup> と想定している。

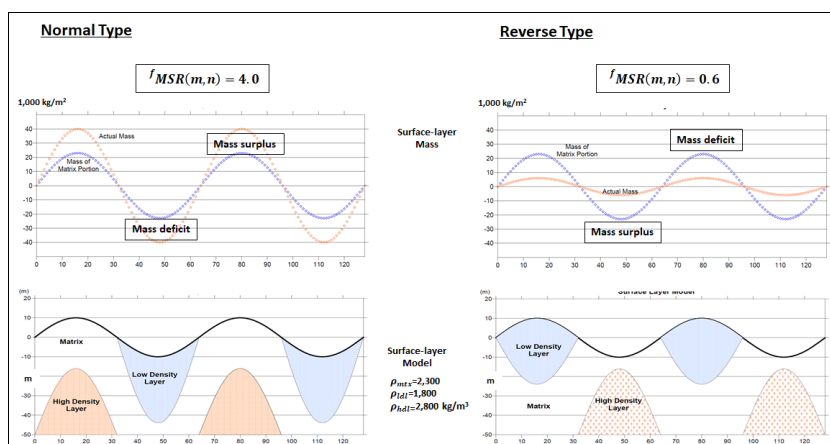
Figure 6-3(b)は、2008 年の岩手・宮城内陸地震によって深刻な地滑りが引き起こされた地域の適用事例であり、低密度層分布と地滑り危険地域の関連性を示した図 (Mizutani, 2018; 2022) である。Mizutani (2022)が述べる解析結果を要約すると以下の通りである：

- 1) 調査地域は、震源地の南西 19 km, 震源地付近の河道閉塞 (天然ダム) 15 箇所のうち 4 箇所は調査地域内 (国交省, 2008) にあり、紫色の丸で位置を示した： A:湯浜地区(地すべり量:2,160×10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>)； B:湯ノ倉温泉地区(同:810)； C:川原小屋沢地区(同:210)； D:温湯地区(同:740)。地すべりは地区 A が最大、何れの地区においても左岸で発生し、地区 C では右岸でも発生した。
- 2) 高含水率未固結火山灰や軽石などの堆積物が、地形的高所を成しているマトリクス層や高密度層に載り、傍に急斜面がある場合、地震発生により地滑りを引き起こす可能性が高い。

- 3) 図には、この 3 つの危険指標(低密度層厚(LowDL, 緑色), 地形的高所(青色), 及び急勾配斜面(赤色))の位置が示されている。低密度層厚域は、上述 HGGs-MWC 法から 3 層モデルを適用、算出し、地域的高所は局所的な凸部をプロファイルカバー ( $K_p$ ) < -0.01 となる分布域を青色で示し、急勾配斜面は DEM より算出の赤色で示す地形勾配 > 40° となる分布域を重ねて表示した。勾配方向への表面曲率  $K_p$  値の負値は上方に凸状で、表面の水の流れが加速していることを示している (Golden Software, 2002, p430)。併せて、溪流を緑点線で示し、高密度層が溪流底に露出している高密度層分布域を流れていることを示している。
- 4) 地震後に地すべりが発生した地区 A の左岸、及び地区 B と C においては、地震発生後の 2015 年に取得したデータの解析結果では 3 指標のうち、低密度層が欠如している。そのため、現在では未固結堆積物の大部分はすでに崩落している可能性が大きい。一方、地区 D の左岸、及び地区 A の右岸は依然として 3 指標が認められる地域であり、引き続き地滑りの危険性に注意を払う必要がある。更に、3 指標が顕著な地域も残っている。例えば、地区 B の北西に位置する地区 a には、東西方向の山岳・丘陵を覆う顕著な低密度層分布や、地区 D の西に位置する地区 b は、2 つの溪流の間にある狭い NNW-SSE 方向に伸びた高地には低密度層分布が認められる。

## 6.6 波数領域処理

低飛行高度・高取得密度空中物理探査は、地表近くの浅部表層の岩石特性変化を的確に、かつ高解像度に捉えている。飛行高度が変化すると、グリッド数値解析において地表凹凸の影響を受ける。この効果は、表層質量対単位質量換算した表層層厚比に現れる。重力偏差データでは、平均表層層厚からは無応答故、表層質量対単位質量換算した地表凹凸比、 $f_{msr}(m, n) = f_{m_o}(m, n) / (\rho_u \times f_{h_o}(m, n))$  に相当する。地表凹凸、及び表層設定は、測定面を起点に導き出される故、 $f_{msr}(m, n)$  値は、探査測定仕様により決定される固有値である。



**Figure 6-4.**  $f_{MSR}(m, n)$  vs  $f_{h_0}(m, n)$ . Case 1) normal type (common phase) and case 2) reverse type (the opposite phase between surface-layer's mass and surface roughness). Precise explanations are described in the text.

Figure 6-4 は、特定の波数領域における地下地質と $f_{msr}(m, n)$ との関係を示した図 (Mizutani, 2018; 2022) である。左図に示すように、ある波数  $(m, n)$  で $f_{msr}(m, n)$  が正值の場合、 $f_{m_0}(m, n)$  と $f_{h_0}(m, n)$  とが同位相であり、従って想定した地域平均密度、或いは matrix の密度 ( $2,300 \text{ kg/m}^3$ ,  $\rho_m$ ) に基づき算出される地表凹凸に係る質量 (Mass of matrix portion,  $\rho_m \times f_{h_0}(m, n)$ ) に対して、凸部では表層質量が余剰、凹部では不足が示され、反対に右図に示すように負値の場合、逆位相であり凸部では不足、凹部では過剰が示されている。このことから、 $msr$  正值は、柔らかい軟岩・未固結合水堆積物など低密度岩石が低地に堆積し、硬い貫入岩や基盤岩など高密度岩石が山岳や丘陵地の地表凸部に分布・貫入している地域、その反対の負値は、浸食などにより高密度岩石が溪流底面や川底、低地や湿地に露出し、火山灰や軽石など低密度岩石が山岳や丘陵地の地表凸部に載っている地域を示している。

重力偏差データは長波長成分に乏しく、HGGs フィルターは更に減衰させる効果があり、密度の長波長地域傾向についての精度は乏しく、想定する必要がある。表層地質モデルを想定すれば、その地域密度傾向からの乖離、即ち地域傾向のある岩石をマトリクスとして、その中に含まれる高密度層と低密度層の層厚分布を高解像度にて求められる。測定データの Inversion 処理にて求められる磁化や密度分布に比べ、測定データの保有する高解像度を維持した結果が得られ、高取得密度探査の利点を最大活用した処理と言える。

## 6.7 将来の展望

現状、物理探査の実施に際しては、地表における精緻な測定を疎らな間隔で実施する傾向があるが、低飛行高度・高取得密度にて測定の空中物理探査は短時間で、アクセスの制約が少なく安価で取得可能である。飛行時の揺れや位置の測定精度などの影響により測定精度は地表にての測定精度に比べ劣るが、多量のデータ処理を通じてその改善を図り、浅層の地質や岩石物性変化を効率的、かつ高解像度にて掌握でき、問題となる測定結果を示し、更なる検討が必要な地域を的確に限定し、抽出可能である。その結果、その地域において精緻な測定が可能な、主に地表にて測定の物理探査や坑井掘削を集中的に実施し、問題の解決に資することができる。

地熱資源調査に際しては、空中物理探査は航空機やヘリコプターに搭載の機器にて測定される事例が多い。第4章 4.6.3 項にて述べたように火山地域における低飛行高度・高取得密度による全磁力異常測定の効果は非常に大きい。Li and Weiss (2022) は、「空中全磁力異常探査については、データ取得、広域や磁気異常体を絞った解釈はほぼ成熟していたが、低コストでアクセスの制約がないドローン調査、新しいセンサーの導入、機械学習、多量なデータ処理などにより新たな

進展が見られた。」と述べ、磁気探査について、軽量の光ポンピング磁力計搭載のドローン調査により、更なる技術改善が図れる可能性が示唆されている。グリッド間隔が小さい全磁力異常データ処理は一成分のみの情報ではあるが、磁気テンソルの各成分データも波数領域処理（水谷，2018）にて簡便に導き出せる。磁気テンソルの曲率差成分（便宜的に  $RTPM_{iy}$ 、及び  $RTPM_{xy}$  と呼ぶ）から、重力偏差の曲率差成分（ $G_{iy}$ 、及び  $G_{xy}$ ）と同様、HGGs-MWC 解析の適用により、地表に露出する溶岩などの火山岩の磁化変化を捉え、溶岩層厚を算出可能である。

一成分測定データから算出した磁気テンソル・データと、精緻な Fluxgate や SQUID (Rudd et al., 2022) などの 3 成分磁力計にて測定されたデータとの比較検討は必要と考えられるが、第 4 章にて述べた重磁力総合解析は、5.3.6 項において述べた重力偏差の曲率差成分（ $G_{iy}$ 、及び  $G_{xy}$ ）の HGGs-MWC 解析とともに、地滑り地域や地熱資源賦存地域のみならず、その他の浅部探査領域においても予備的解析として適用され、疎らな測定点における精緻な測定から簡易な空中物理探査による多量データ測定（及び、選択的な精緻探査データ測定）へのパラダイム・シフトを誘引するのではないかと大いに期待できる。重磁力調査関連分野のみならず他の調査分野において、簡易な軽量測定機器の改良は今後引き続き期待されるが、処理技術の向上も更に望まれる。ポテンシャルの空間 2 次微分測定データ処理には、これらのデータが地下の岩石物性の変化にตอบสนองしているため、空間領域処理では限界があり、Smith, Roots and Rainsford (2022) が述べるように波数領域処理が必要である。更なる高解像度測定に見合った解析法の向上が望まれ、波数領域での Inversion、重力と磁力の Joint Inversion 他、今後、解析面での改善が大いに期待される。

## 引用文献

- Golden Software (2002) Surfer 8 User's Guide, Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers, Golden Software, Inc.
- 国交省-WDB-MLIT (2008) 平成 20 年の土砂災害, 国土交通省砂防部.
- Li, Y. and Weiss, C. J. (2022) Introduction to this special section: Potential fields, The Leading Edge, 41(7), 452.
- 水谷滋樹 (2016) 地熱資源評価に有用な重力及び磁力データ総合的解析の試み, 日本地熱学会誌, 38(3), 71-84.
- 水谷滋樹 (2018) 重力偏差探査解析・解釈の地熱資源評価への期待 重力偏差データの HGGs 法表層密度推定・地形補正解析方法及び弾性波探査解釈との対比, 日本地熱学会誌, 40(1), 45-75.
- 水谷滋樹 (2019) 重力偏差データの表層密度値推定方法, 特許第 6468606 号, 2013-02-13.
- Mizutani, S. (2018) A new approach of estimating density variations of surface-layers using horizontal gravity gradient data, proceedings, The 13<sup>th</sup> International Symposium, Tokyo 2018, SEGJ.

- Mizutani, S. (2022) Application of horizontal gravity-gradient stack for estimation of surface layer density in mountainous areas, *Exploration Geophysics*.
- Rudd, J., Chubak, G., Larnier, H., Stolz, R., Schiffler, M., Zakosarenko, V., Schneider, M, Schulz, M. and Meyer, M (2022) Commercial operation of a SQUID-based airborne magnetic gradiometer, *The Leading Edge*, 41(7), 486-492.
- Smith, S. S., Roots, E. A. and Rainsford, D (2022) Open-source software for two-dimensional Fourier processing of gridded magnetic data, *The Leading Edge*, 41(7), 454-461.

## 第7章 結言

### 7.1 各章の結論

#### 7.1.1 第2章(地熱調査の現状と問題点)

地熱資源評価には、地熱系において地熱流体の地下循環と熱伝達システムを、地質学的に評価することが重要である。経済的な開発には、地熱貯留層の的確な掌握が必須である。日本においては、安山岩卓越地域の高起伏地形型地熱系が主要な開発対象であり、貯留層は熱対流による熱獲得と、地熱流体の貯留・通路の2つの役割を担う、断裂型地熱貯留層である。しかし、坑井掘削に際しての貯留層位置決定精度や推定地熱資源埋蔵量はおろか、断裂型地熱貯留層の構造的特徴や地質学的構造形成についての知見・情報は未だ限定的であることは否めない。

断裂型地熱貯留層を捉える探査手法は、現状、地質調査、比抵抗や重力探査等ポテンシャル系探査、或いは微小地震観測が主である。ニュージーランドなどに見られる珪長質火山岩卓越地域の低起伏地形型地熱系を主要な開発対象とし、水平貯留層掌握を目的に確立した探査手法を継承したものである。上部に発達する低比抵抗キャップロック分布が捉えられる可能性はあるものの、直接断裂型地熱貯留層を捉えることはできない。また、必ずしも高傾斜開放型断裂系が断裂/断層を挟んでの落差を伴っているとは限らず、重力データ解析にも限界がある。石油・天然ガス資源探査では、同様な貯留層評価目的には反射法地震探査の適用が必須であるが、地熱資源探査では普及すらしていない。過去、研究目的にデータは取得されているが、地熱資源開発業界での認知度は小さい。山岳地帯での困難な取得や処理条件が指摘されるが、石油・天然ガス資源評価にて採用される反射法地震探査測線断面の解釈方法が、十分に実施されていないことが普及阻害要因であったと考えられる。

秋ノ宮地熱資源賦存地域での反射法地震探査測線断面は、本稿における地熱系資源地質概念評価の足掛かりとなった。圧縮応力場における地質学的構造形成、即ち一連の横ずれ断層帯が解釈できた。併せて、断裂/断層帯が熱水変質の影響を受け、岩石構成の単純化が進み、反射波は均質特性を持つことが判明した。この事実は、良質データを取得できれば、石油・天然ガス資源探査に比べ高傾斜開放型断裂系が容易に解釈できることを意味し、地熱資源探査における反射法地震探査の適用の最大利点であると考えられる。

火山や地熱資源地質学、圧縮応力場における構造地質学、或いは熱水に関わる地化学の検討を重ねた結果、高温地熱系形成には2つの要件、即ち断裂型地熱貯留層が地質学的に長期間、安定的に維持されること、及びその貯留層が熱水変質生成物の充填傾向に抗う開放性が保持されることが満たされる必要があると判断され、「断裂型地熱貯留層は、安定的な圧縮応力場下で形成される高傾斜開放型断裂系から発達する」との地質学的知見が得られた。該当する正断



層系には便宜的に命名の Type S と Type E の 2 つのタイプがあり、前者は横ずれ断層形成に伴い、後者は圧縮応力場に直交する伸張応力場に形成される。横ずれ断層は、垂直茎断層 (Stem) が深部に達しマグマを誘引し易く、浅部においては複雑な枝葉断層を発達させ、天水の涵養域を形成し易いと考えられる。このため、断裂型地熱貯留層の第一候補は Type S 正断層と考えられるが、過去の地熱資源調査では Type E に相当する地溝型帯状正断層、或いは環状正断層(カルデラ境界断層)を対象に探査、検討されて来た経緯があり、現状、地熱資源調査の対象として、Type S 正断層は十分探査・評価されていないと考えられる。

地質学的知見の確認には、高温高压条件下でのコアや坑井検層データの取得・解析が望ましいが、技術的課題が大きく、現状入手すらできない。そのため、「断裂型地熱貯留層は、安定的な圧縮応力場下で形成される高傾斜開放型断裂系から発達し、その構造解明に物理探査手法の適用が有用である」との仮説を立てた。その検証には、反射法地震探査測線の解釈から、地熱賦存地帯特有の地質構造や断裂系が示される地質的断面を得、周辺の地質図・概況や物理探査データとの複合的解釈から、断裂系へのマグマ貫入(冷却後の貫入岩体)の存在を確認し、加えて低飛行高度・高取得密度空中物理探査データの解析・解釈を通じて貫入岩体の平面的分布を掌握し、仮説のベースとなる断裂型地熱貯留層が形成・維持できる地質的構造形成条件、即ち安定的圧縮応力場下での高傾斜開放型断裂系の平面的分布に整合することの可否について事例検討を通じて確認することとした。

### 7.1.2 第3章(反射法地震探査の再評価)

山川、及び鬼首地熱地域において石油天然ガス・金属鉱物資源機構が取得の反射法地震探査測線断面上では、カルデラや沈降域における基盤岩や、それを覆う凝灰岩等堆積岩が堆積する地質構造や断裂/断層が示され、カルデラや沈降域基底面に水平貫入岩体が存在し、その中、或いはその端に断層が縦断することが示された。断層は、地質図・概況や他の物理探査データを加味し、横ずれ断層と解釈でき、断層を通じてマグマが垂直貫入・上昇し、火山(溶岩ドーム)を形成すると共に、一部マグマがカルデラや沈降域基底面に水平貫入したと解釈できる。地質図から溶岩ドームは、山川では竹山溶岩円頂丘、鬼首では高日向山溶岩ドームを特定でき、また、横ずれ断層は、山川では辻之岳-竹山構造線に相当する。鬼首ではカルデラ形成には2段階あり、初期カルデラは、鮮新世に横ずれ断層が境界断層として活動し形成され、カルデラ南西部における顕著な沈降域を示す低ブーゲー重力異常域に相当すると解釈できる。現カルデラは、1.7~2.4 Ma に環状正断層により形成され、その後、カルデラ内では安山岩質マグマの火砕流堆積物や湖沼堆積物が堆積し、0.2~0.3 Ma にマグマの水平貫入と溶岩ドームを形成する珪長質マグマの火山活動に変化したと解釈できる。

### 7.1.3 第4章(重磁力総合解析)の事例解析

湯沢栗駒地域における低飛行高度・高取得密度空中物理探査データは、カルデラや沈降域形成以前の、地表浅く基盤岩が分布する隆起部(Basement High)における横ずれ断層と火山活動との関係についての地質形態を明瞭に示している。低飛行高度測定による全磁力異常や重力偏差データは、主な地熱資源賦存地域である山岳地帯においては、飛行高度変化による影響が無視できない。この対処法として極磁力と重力偏差データについて、Poisson の式に基づく Moving Window Correlation (MWC)解析法を適用し、磁化密度比( $\Delta J/\Delta\rho$ )分布を求めた。

磁化/密度比( $\Delta J/\Delta\rho$ )は、地表から可探深度までの深部減衰・波数依存の重み係数とする、加重平均磁化差/密度差比であり、主に浅部における異常体の周辺岩石からの磁化差/密度差比分布を反映する。ポイント・ソース応答の解析から推定される可探深度は、平均飛行高度の2~4倍であり、事例解析での平均飛行高度は150 m であることから、可探深度は異常体の波長により地表面下450 m までと見込まれる。磁化/密度比( $\Delta J/\Delta\rho$ )は、密度差変化が穏やかであることから、一義的には浅部における異常体と周辺岩石との磁化差分布を示す。単独の磁力解析では、磁気モーメント分布が求められ、この分布は磁化した貫入岩体や溶岩の規模に依存する点、違いがある。重力解析では、岩石特性である密度変化を捉えるか、或いは質量変化を捉えるかの違いである。以上から、磁化/密度比( $\Delta J/\Delta\rho$ )分布は浅部に磁化異常体、即ち貫入岩体や溶岩が存在するか否かの指標となる。

ピーク磁化/密度( $\Delta J/\Delta\rho$ )分布は、残留磁化を保有する貫入岩体や火道の分布を示し、事例解析地域では散在するが、一定の線形性を示す東西方向、及び北西-南東方向の2方向の線形分布が解釈できる。この線形分布は、「岩脈法」の基となる古応力方向とマグマ貫入(冷却後の貫入岩体)との関係性を表し、東西方向分布はタイプ Type E 地溝型帯状正断層、或いは初期 Pull Apart Basin 両端部にて形成のタイプ S 正断層に相当、一方、北西-南東方向分布は横ずれ断層沿いに散在する貫入岩体や火道に相当し、構造地質学にて得られる東西圧縮応力場における断層/断層帯形成形態に整合する。更に、南北~北北東-南南西方向を示す線形分布も解釈でき、溶岩堆積後、圧縮応力場により隆起した溶岩堆積物の残留磁化に依ると解釈できる。即ち、凹部分は溪流により侵食され、一方凸部分は残り、南北~北北東-南南西方向の線形分布が示され、地質図に記載の溶岩堆積分布と整合的である。

#### 7.1.4 第5章(断裂型地熱貯留層の構造解明に係る議論)

火山形成の模式図では、一般的にはマグマ溜りから直上する火道が示される例が多い。山川、及び鬼首においては、地表に溶岩ドームや円頂丘が露出すると共に、近隣に位置する反射法地震探査測線断面では、高傾斜断層帯や深部において水平貫入が認められる。従って、マグマがマグマ溜りから横ずれ断層沿いに貫入・上昇し、地上において噴出・流出し火山(溶岩ドームや円頂丘)を形成することに加え、地下にも大きな水平貫入岩体を形成したと解釈できる。火山地帯に

において、必ずしも地熱系が形成されるとは限らないことを考慮すると、火山の存在に加え、横ずれ断層、マグマの水平貫入、及びカルデラや沈降域の存在が地熱系形成に大きな役割を担っている、との新たな知見が示唆され、以下に示す地質学的現象が列記できる。:

- 1) 圧縮応力場における横ずれ断層は、Pull Apart Basin 形成を促すと共に、深部からのマグマ供給に寄与し、浅部にフラワー構造が発達し、多くの断裂/断層帯が形成する。更に、マグマが水平貫入すると、隆起した堆積層上部での破砕が進み、浅部における涵養域形成を促進させる。
- 2) Pull Apart Basin 形成は、凝灰岩等堆積岩が穏やか湖沼堆積環境下で堆積するカルデラや沈降域の形成を促し、また、基盤岩とは岩石特性の異なる平坦な基底面境界において、圧縮応力場下、捲り上がった堆積岩層下にマグマが水平貫入する場を提供する。
- 3) マグマの水平貫入を可能にする、粘性や発泡性他特定のマグマ物性条件が必要あり、安山岩質マグマでは不適で珪長質マグマの関与が必要であると考えられる。珪長質マグマはバイアス型カルデラ形成にも関与し、平坦なカルデラ基底面の形成に資する。
- 4) マグマ溜りが Pull Apart Basin 下にある場合、八丁原型「ハの字」状断層が発達、Pull Apart Basin 側には落差のある、その反対側には落差の小さい断裂/断層帯が連続して形成される。一方、マグマ溜りが Pull Apart Basin 外にある場合、大霧型「ハの字」状断層が発達、Pull Apart Basin 側にもその反対側にも落差の小さい断裂/断層帯が形成される。
- 5) マグマの水平貫入は、マグマ溜りが、地表面下数 km から最深 10 km の深度に滞留する熱源形成要件を緩和する。即ち、マグマ溜りが仮に深部に着座していても、マグマの水平貫入は、浅部広範囲にわたり熱源の役割を担い、地熱系形成に寄与する。
- 6) 安山岩卓越地域の高起伏地形型地熱系が主要な開発対象である日本においても、地熱系や断裂型地熱貯留層の形成には、安山岩質マグマよりは珪長質マグマの火山活動がより寄与する。

## 7.2 断裂型地熱貯留層に係る議論の結論

「断裂型地熱貯留層は、安定的な圧縮応力場下で形成される高傾斜開放型断裂系から発達し、その構造解明に物理探査手法の適用が有用である」との仮説を立てた。検討した結果、地熱資源賦存地域においては安定的な圧縮応力場下にあり、Type E 地溝型帯状正断層や横ずれ断層に伴う Type S 正断層などの高傾斜開放型断裂系の地質的構造形態が示され、これら断裂系へのマグマ垂直貫入、即ち開放型断裂系であること、並びに地熱資源賦存確認地帯にあることから断裂系が天水や地熱流体の浸透により断裂型地熱貯留層へと発達したとの確認が得られ、仮説の検証ができたと考えられる。

更に事例解析を通じて得られた新たな知見により、圧縮応力場における Figure 5.3 に示す断裂型地熱貯留層形成モデルが提起できた。従って、地質学的な地熱系形成要件が更に狭まり、地熱資源評価対象案件の限定化や評価作業の集約化に期待できる。地熱系形成には少なくとも 30 万年に及ぶ、100 万年以降の新しい火山活動が必要で、熱水貯留層形成には少なくとも 10,000 年安定的に維持されることを要するとされ、断裂型地熱貯留層形成のみならず横ずれ断層、水平貫入岩体、或いはカルデラや沈降域の存在についての新たな知見に係る地質学的現象も、島弧システムが位置するプレート縁辺部において、地質学的長期間、安定的なプレート運動による圧縮応力場の形成が大いに寄与していると考えられる。

### 7.3 将来性と課題

仮説の検証、及び新たな知見の入手については、低飛行高度・高取得密度空中物理探査に負うところが絶大である。短時間に、広域をカバーでき、経済的にも有益である。山岳地帯にある地熱資源評価に際し、適切な反射法地震探査測線断面の解釈は、地域全般の地質学的掌握に役立つが、測定範囲に制約がある。得られた地質学的解釈を基に、測定範囲の制約がなく高取得密度での測定が可能な空中物理探査データとの総合的解釈は非常に有益である。

現状、重力偏差、全磁力異常、或いは比抵抗データが、石油天然ガス・金属鉱物資源機構にて取得されている。重力偏差、及び全磁力異常データは浅部の密度、或いは磁化変化を詳細に捉えており、画期的な探査手法であり、その解析は岩石特性の掌握に直結する。データは高取得密度にて取得されており、狭いグリッド間隔での 2 次元解析が可能で、事例解析では 25 m を採用した。一方、比抵抗データは地温依存性があり、詳細な温度勾配データが必要であり、本稿では検討していない。

高解像度解析が可能である反面、高飛行高度では短波長成分の減衰が大きい。そのため、低飛行高度測定が望ましいが、可探深度が浅くなり、また、起伏が大きい山岳地域に偏在する地熱資源賦存地域では、地表起伏の影響が顕著となる。この地表起伏の影響を軽減し、深部の岩石特性を推定するために、応答関数を共有する物理探査データ間での相関性解析法を考案した。一例は、HELITEM 時間領域電磁気探査から得られる極磁力データと HeliFALCON™ 空中重力偏差探査データについて、Chandler 他(1981)が特定の異常体が支配的な空間的小領域内ではポアソンの関係式が成立するとして提案の Moving Window Correlation (MWC) 解析法を適用するものである。1980 年頃においては、疎らな測定間隔のため Window 内に入っているデータ数が限られ MWC 解析法適用の制約となっていたが、低飛行高度・高取得密度空中物理探査データでは、測定間隔が狭く、グリッド間隔(適用事例では 25 m)が小さい解析が可能で、従来の問題は大幅に改善された。詳細な浅部岩石の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta \rho$ ) 分布を捉え、残留磁化を獲得した貫入岩体や岩脈の分布から、高傾斜断裂系分布を推定するものである。高傾斜断裂系には、マグマが貫入し、

冷却すれば貫入岩体や岩脈を形成する一方、天水や地熱流体の侵入により断裂型地熱貯留層が発達することから、断裂型地熱貯留層分布は高傾斜断裂系分布に重なると考えられる。併せて、古応力方向を推定する「岩脈法」を基に、圧縮応力場方向を推定できる。以上の評価法は地域の地質構造形態やその形成史の掌握に寄与することは第 4 章にて議論の通りである。もう一例は、重力偏差テンソル水平曲率成分について、重力偏差探査測定データと数値標高モデル (DEM) に基づいて計算した表層に起因する合成データに対して MWC 解析を適用し、表層密度を算出する HGGs-MWC 解析法である。表層密度変化の長波長成分については推定できないが、一般的な表層密度値、例えば  $2,300 \text{ kg/m}^3$  を想定値とし、その値からの表層密度乖離値を高精度にて算出できる。以上、いずれの解析も、可探深度の浅い、高解像度の特性を生かし、浅部における磁化分布や表層密度分布を適切に捉えている。

最後に、低飛行高度・高取得密度空中物理探査は、浅層高解像度探査領域におけるパラダイム・シフトを誘引すると大いに期待できる。ポテンシャルの空間 2 次微分測定データ処理には波数領域解析が不可欠であり、従来の空間領域解析手法にとらわれずに、測定に見合った解析面での改善が必要であると考えられる。

## APPENDIX

### A.1 地熱系の形成

#### A.1.1 地熱系とその3要素

##### (1) 地熱系

Hochstein(1990)は、「地熱系(Geothermal system)では、地球の上部地殻内において対流水が、限られたスペース内にて熱源から、通常は地表面であるヒートシンクに熱を伝達する。」と概念的に説明している。具体的には、天水は高透水性の堆積物や岩石からなる涵養域を通して地下深部に浸透し、高温の岩石により加熱され、また、一部、高温のマグマ由来の水(マグマ水)や熱水変質した岩石から溶出された鉱物と混合し、地熱流体となる。その一部は、高浸透性の地熱貯留層内にて循環し、残りは温泉、噴気孔、その他の内陸、或いは海洋の水系にて地表に放出される。地熱系は、地熱流体、熱源、及び貯留層の3つの主要な要素で構成される。

##### (2) 地熱流体

地熱流体は、天水、或いはマグマ水を起源とし、両者が混合し、高温岩石から溶融する鉱物を含有する流体であり(江原・野田, 2014)、温度と圧力条件に応じて、液相又は気相状態で存在する。地熱流体には、二酸化炭素、硫化水素などの化学物質やガス、或いはマグマ起源の多くのガスが含まれる(Dickson and Fanelli, 2008)。水素と酸素の同位体分析を通じて、流体特性、マグマ水含有量、浅い深度での気化の影響、或いは他の多くの地球化学的遷移履歴を適切に推定することができる(Craig, 1963; 大木, 1979; 酒井・松下, 1996)。

##### (3) 熱源

熱源は、一般的には非常に高温(> 600°C)のマグマや貫入岩体であり、比較的浅い深度(5-10 km)に達している(Dickson and Fanelli, 2008)。高温の岩石からの熱伝達には3タイプ、即ち熱伝導、対流、マグマ水との混合がある。熱伝導は、地温勾配による熱伝達であり、火山地帯ではより高い数字であるが、炭化水素資源評価では一般的に地温勾配値 3°C/100 m が採用される。従い、火山地帯外においては熱伝導だけでは、例えば地表温度を平均 20°Cとして、深度 3,000 m ではせいぜい 110°Cであり、有望な地熱系を形成できない。因みに、3,000 m 以深では岩石の孔隙率が無視できるほど小さく、流体の移動がはなはだ困難である(矢野・須田・玉生, 1989)。九州九重地熱地帯岳の湯やニュージーランドにおける地熱地域の事例研究(湯原他, 1983; Mongillo and Clelland, 1984)から、対流による熱伝達は熱伝導による熱伝達の 3.5~5.3 倍であると試算できる。一方、マグマ水の含有量が多いと高酸性度地熱流体となり、発電設備や配管設備が腐食され、商業的利用に悪影響を及ぼす(江原・野田, 2014)。

熱伝導、即ちマグマ滞留からの熱伝達効果は、マグマの滞留時間とマグマ注入停止後のマグマ溜り冷却プロセスを数値解析から試算できる。高橋(2008, p136-137)は、マグマの最低滞留期間

(residence time)は、ロングバレー、イエローストーン(以上米国)、タウポ、トバ(同インドネシア)の大規模カルデラにおけるジルコンの晶出年代判定事例から 6~17 万年、また、大規模カルデラ火山のマグマ・システム維持期間は数十万年、ないし 100 万年と述べている。また、江原・野田(2014, P44)は、地下 5 kmにある直径 2 km、温度 1,000°Cの球状マグマ溜りの冷却効果の数値解析から、マグマ溜りが 300°C以上の熱源として存在する期間は、マグマ注入停止後約 30 万年と試算している。従って、現在に至る火山活動が、効果的な熱源として機能し、300°Cに達する商業性のある地熱系を維持するためには、火山活動が 100 万年以降の若いものに限られる(江原・野田, 2014, p44)。

主要な商業化対象となる地熱系形成には、マグマの滞留効果を反映した熱伝導による熱伝達に加え、地熱流体移動による熱伝達を伴う熱水系貯留層、即ちその層内を地熱流体が対流する貯留層の存在が不可欠であり、有効的に高温地熱系の形成・維持に貢献していると考えられる。玉生(1994)は、「豊肥、仙石、及び栗駒地熱地帯の活発な熱水系とマグマ溜りとの関係から、第四紀火山活動では若い火山活動よりはむしろ古い火山活動に伴うマグマ溜りが、今なお重要な熱源の役割を担っており、マグマ貫入後の熱付与、即ち熱供給が 30-100 万年に及ぶ長期間継続している。」と述べている。Rybach and Muffler (1981)は、「地熱系形成にはマグマ溜りは、地表面下数 kmから最大 10 kmまでの浅い深度にとどまり続ける必要がある。」と述べている。若い火山と深く着座したマグマ溜りは、効率的な熱水貯留層(本稿では断裂型地熱貯留層も含まれる広義の熱水対流層)の形成には寄与しない事例として、桜島では活発な火山噴火が現在進行中であるが、火山活動が 2.5 万年と短く、熱水系は一部にしか形成されていない(小林, 2014)。一方、深いマグマ溜りの着座事例は、20 km程度の富士山で、火山活動は 40 万年程度と長い、未だ地熱系は形成されていない(江原・野田, 2014, p43)。

地下を循環する天水の一部が、高傾斜断裂系の形成に伴い流入し、熱獲得した地熱流体がその系内を対流する熱水系貯留層を形成するプロセスについては、複雑であり余り明らかではない。貯留層内への天水・地熱流体や熱量に係る流入・流出の収支、熱水変質による貯留層閉塞性、及び断裂型地熱貯留層の物理的開放力には、少なくとも影響を受けており、短期間の火山活動では一部の地熱系しか形成されないことから、ある程度の期間が必要であると考えられる。形成に至る期間は地域により大きく変わると考えられるが、Rybach and Muffler (1981)は、「ニュージーランドや米国の事例検討から熱源の上部に熱水系が発達するには、少なくとも 10, 000 年が必要とされる。」と述べ、若い火山においては熱水系が形成されにくい事実に整合する。

以上から、商業化対象の高エンタルピーな地熱系形成には、100 万年以降の火山活動により、地表面下数 km、深くても 10 km にまでマグマが貫入、或いはマグマ溜りが着座し、以後少なくとも

30 万年に及ぶ期間, 上部に熱供給し, 少なくとも現在に至る 10, 000 年間, 熱対流が活発な熱水系貯留層が存在・維持される必要があると考えられる。

地熱系は構成する地熱流体, 熱伝達, 或いは貯留層により様々なタイプがあるが, 一般的には熱伝達の方法による区分けがなされている。いわゆる, 熱伝導型, 熱水型, 及びマグマ水混合型である。熱水型は, 更に地下における流体の状態により蒸気卓越型 (Vapor dominated hydrothermal system), 及び熱水卓越型 (Hot water dominated hydrothermal system) に分けらる。蒸気卓越型は, 地熱系に流入する天水量の制約がある場合に形成し, 貯留層では気相・液相の2相状態であるが, 地表では気相のみの産出となる (江原・野田, 2014)。従って, 開発が容易で, 初期の地熱発電はこの型であった。日本では 1966 年運転開始の松川発電所が相当する。海外では米国ガイザーズ, イタリアのラルデレロ, インドネシアのカモジャン各発電所の事例がある。熱水卓越型は更に, 火山活動様式の違いによる火山地形の違いにより珪長質火山岩卓越地域の地熱系, 或いは低起伏地形型地熱系 (Low topographic relief type) と, 安山岩卓越地域の地熱系, 或いは高起伏地形型地熱系 (High topographic relief type) とに分けられ, 前者はニュージーランドにおける地溝帯の中に流紋岩質の火山活動が卓越し, そのため低起伏地形型地熱系が発達し, 後者は日本において代表的な地熱系を形成している (Henley and Ellis, 1983; Henley, 1984; 日本地熱学会, 2010)。

#### (4) 貯留層

##### a. 一般的概念

貯留層は, 循環流体が熱を抽出する熱透過性の岩石ボリュームで, 一般的に不浸透性岩石 (帽岩, Cap Rock) に覆われると共に, 地表面にある涵養域に繋がり, 地熱流体はそのエリアを通して, 例えば湧水となり自然に逃げるか, 或いは坑井から産出する。その放出流体は, 全量天水と置き換わるか, 部分的に置き換わる (Dickson and Fanelli, 2008)。

安達他(2014)は, 「地熱流体は岩石・地層が本来持つ孔隙でなく, 断裂系を流動するという考え方が支配的であるが, その流動方向と空間的形狀については単純でない。さらに, 日本では多くの場合, 急傾斜の断裂系が主要な上昇流の通路と考えられており, 上昇流が同一の断裂系内を下降し対流を形成する場合もあるが, 側方流動して別な断裂系を下降する場合もあると考えられ, 後者では平面的に広がった地熱貯留層が形成され, 側方流動が浅所の高い孔隙率を持つ地層に支配される場合と, 何らかの原因で断裂系が平面的に発達した場合 (伊東・窪田・黒沢, 1977) のいずれも存在するものと考えられる。」と記述している。日本地熱学会 (2010) は, Henley (1984) や Hedenquist et al. (1996) を基に, 高起伏地形型地熱系において深部熱水が断層沿いに上昇, 山麓部噴気帯下の浅部にて側方流動する模式図を作成し Figure A-1 に示している。



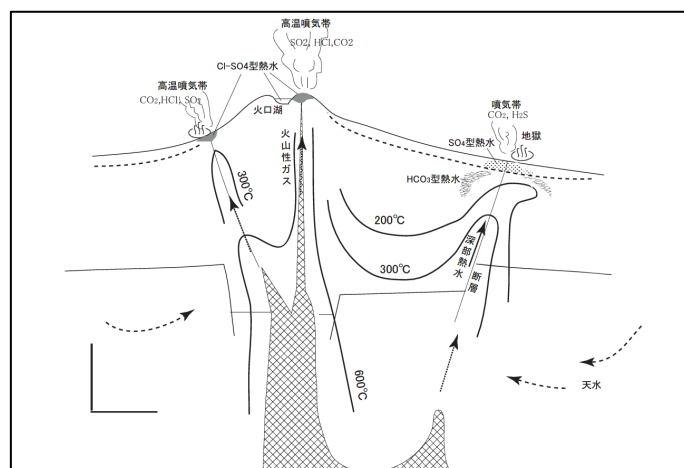


Figure A-1. Geothermal model developed in a volcano (Henley, 1984; Hedenquist et al., 1996)

Liotta et al. (2010) はイタリアのラルデレロ地熱系について、天水が Tuscan Nappe 高孔隙・高浸透性破碎岩を通して Monzo 花崗岩層内に浸透・加熱し、更に深部から上昇した熱水変質溶出鉱物に富んだ地熱流体と混合後、上昇流となり浅所において、一部局所的に天水と混合し高孔隙率な Cataclasite 層に浸透するモデルを示した。

対流は、重力場における流体加熱と熱膨張による浮力により駆動される。深部において供給される熱は、地熱系を維持するエネルギーとなる。高温低密度地熱流体は上昇し、地熱系のマージンから下降、或いは流入する低温天水と置き換えられる。その天水は周囲の岩石から熱を獲得し高温低密度流体となる。本稿では、貯留層内における対流の度合いによるタイプ分けにより議論を進める。即ち、貯留層が熱対流による熱獲得と地熱流体の貯留・通路の 2 つの役割を担う主に高傾斜な断裂型地熱貯留層と、地熱流体は貯留層外から供給され、貯留層内での対流や熱獲得の役割が小さく、2 次的意味合いが強い、貯留・通路のみの役割を担う平面的な水平貯留層である。

## b. 水平貯留層

水平貯留層は、更に岩石のタイプにより孔隙型と断裂型に分けられる。孔隙型は、ニュージーランドの Wairakei 地熱地帯が代表的で、火山性地溝やカルデラ内に堆積した軽石層が貯留層を形成している。深部から断裂を通じて上昇の地熱流体は、浅部で泥岩等不透水性層に遭遇し、水平に広がり、貯留層を形成する。その貯留層はマッシュルーム型温度構造を示す(日本地熱学会, 2010)。日本では菅原バイナリー発電所(設備容量 5 千 KW)のある菅原地熱地帯(長谷・小川・金原, 1985; 水谷, 2018b)があげられる。その他の事例は少なく、また、断裂型に比べ熱水変質の影響が大きいのではないかと考えられる。温泉のように比較的低温であれば熱水変質の影響も小さく限定的ではあるが、低温地熱流体は商業的な大規模地熱発電には不適である。

ラルデロ地熱地帯では、衝上断層面における破碎帯が、天水の地下深部への供給路を担っているが、日本における断裂型水平供給路形成の主要因は、流出溶岩の急冷却による冷却節理の発達による溶岩破碎ではないかと考えられる。例えば、富士山の事例では、流出溶岩の最上部と最下部では急冷却の影響でガサガサに破碎されて地下水脈を形成しているが、中心部ではゆっくりと温度低下したため堅固で不浸透性溶岩となっている(国土交通省砂防局, 2006b)。また、石油・天然ガス開発分野においては南長岡天然ガス田における貯留層の事例があり、海底火山からの流出溶岩の冷却節理により天然ガス貯留層が形成された(佐藤, 1984)。

水谷 (2018b) は、九州の九重地熱地帯において、地表測定重力と空中磁気探査データとの総合的解析から、溶岩流出経路を推定した。この経路上には、菅原バイナリー発電所がある菅原地区が載り、そこでの坑井は垂直方向に温度逆転現象が観測され、断面的に見ればマッシュルーム型温度構造が認められる。八丁原地熱発電所のある地域から西方に流れた溶岩が湖沼に流入し、冷却節理が発達したため、水平貯留層が形成したと推察される。同様な、溶岩流出経路は北方向にも延び、滝上～水分峠南部地域における貯留層を形成していると考えられる(水谷, 2018b)。

水平貯留層分布の評価については、従来実施のポテンシャル系物理探査にて掌握可能である。可探深度の制約はあるが、特に MT 探査等の比抵抗探査により有意な低比抵抗異常分布から推定可能であると考えられる。データの空間的取得密度が密になれば精度は向上する。反射法地震探査にて分布掌握は有意義であるが、高コストである。

### c. 断裂型地熱貯留層

日本における経済的な開発に資する高エンタルピーな地熱貯留層の多くは高傾斜な断裂型地熱貯留層であり(安達他, 2014), 断層のような薄く伸び広がった 2 次元的形状をしている(江原・野田, 2014, p68-69)。例外は、上述菅原地熱地帯の水平型貯留層(長谷・小川・金原, 1985; 水谷, 2018b), 森発電所のある濁川(じょうご型)カルデラ内に充填する火砕岩から成る貯留層である(石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2022b)。開発の行われている地熱系においては、高温熱水が活発に熱対流する断裂型地熱貯留層の存在が必須であり、本稿での検討対象である。断裂型地熱貯留層内には地熱流体が流動するが、同様な断裂系内には、マグマが貫入し貫入岩体(岩脈)を形成することや、熱水変質生成物が充填する鉱脈が坑井掘削により見いだされることも多い。

上述のとおり、活発な地熱系形成・維持には 100 万年以降の火山活動により、地表面下数 km までマグマ貫入し、以後少なくとも 30 万年に及ぶ長期間必要であると考えられる。一般的に掘削したコアでは、熱水変質物のみが残る破碎帯が観測されることから、高傾斜断裂系では地熱流体が充填しても 10,000 年未満の短い期間で早期閉塞する場合や、一旦活発に熱対流し熱水貯留層を

形成してもそのまま維持できず時間の経過と共に閉塞する場合がある。即ち、同一の断裂系が長期にわたり断裂型地熱貯留層を形成しているのではなく、熱水循環をになう断裂系は時間的、空間的に一定ではなく漸移し、地熱系全般の高温化に寄与していると考えられる。そのため高エンタルピーな地熱系を形成・維持するには少なくとも 30 万年に及ぶ時間が必要となることを、地熱開発の経験則(玉生, 1994)が示していると考えられる。

Figure A-2 は、White (1973)が模式的に示した、中庸な温度にて発達した地熱系における地熱流体の循環、及び熱伝達システムの模式図(右図)、及びその温度-深度プロファイル図(左図)である。天水は涵養域 A 点から浸透し、やや傾斜のある水平透水層 B 点～C 点にて熱獲得、高傾斜断裂系 C 点～E 点にて熱水が上昇、D 点にて沸騰し、間欠泉や温泉にて流出する E 点まで 2 相状態にて上昇するモデルと温度-深度プロファイルが示されている。

モデルでは、水平透水層を移動する過程で熱獲得した高温低密度流体が高傾斜断裂系を示す C 点～D 点にて等温を保ちながら単に上昇するか、或いは高傾斜断裂系で下降する低温高密度流体があっても少量で、水平透水層からの高温低密度流体との混合も限定的との前提であり、高傾斜断裂系内においては顕著な温度勾配がなく活発な熱対流を想定していない。このモデルでは厚い水平透水層を前提に、その中で活発な対流を想定していると思われるが、水平透水層が約 3,000 m と深く、透水性がある層が十分発達・維持できるのか、仮にできたとして天水が熱獲得し高温低密度流体となって側方、或いはやや下方に流れうるのか、また、水平透水層は熱水変質の影響を受けないのかとの疑問もある。現状実施されている貯留層シミュレーションについても、この前提のように浸透した天水が深部から高傾斜な断裂型地熱貯留層に流入するモデルに基づいている例が多い。因みに、江原・野田(2014, p106-7)は数値モデルの作成プロセスを述べているが、対象領域が直方体であれば 6 境界面において熱的、或いは水理的境界条件を与える必要があり、下面境界からある温度の流体供給を与えるとしている。然るに、高傾斜断裂系内の対流による熱獲得・熱伝達が重要な役割を演ずる場合、水平透水層は仮に存在してもより浅部にあり、高傾斜断裂系を示す C 点～F 点、より浅部から十分深部深くに伸び、低温度・高密度の天水や地熱流体が深部に浸透し、周辺岩石から熱獲得し、熱膨張による浮力を得、重力場における熱対流が活発化し断裂型地熱貯留層を形成しているのではないかと考えられる。

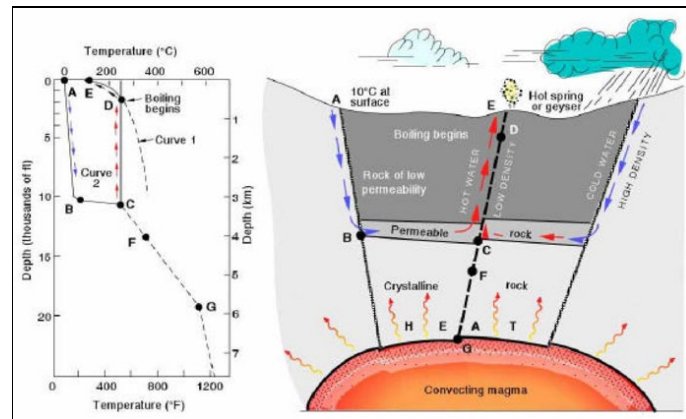


Figure A-2. Model of a geothermal system (White, 1973)

地熱流体は孔隙でなく、断裂系を流動するという考え方が支配的(安達他, 2014)と述べているように、商業的大規模地熱発電開発の主な対象は断裂型地熱貯留層と考えられる。しかし、例えば火力原子力発電技術協会(2019)の統計において地熱貯留層の形態についての記載はなく、また、過去の研究においても、地熱貯留層の構造形成プロセスが詳細に説明される事例は少ない。その少ない事例として、Figure A-3(1)は、代表的な断裂型地熱貯留層である大霧地熱発電所(日本地熱調査会, 2000), 及び Figure A-3(2)は、八丁原と大岳地熱発電所(momita et al., 2010)周辺の断面図を示す。

大霧地熱地帯では、ほぼ等層厚にて分布の深部霧島溶結凝灰岩やえびの層群飯野溶岩、牧園溶岩等一連の溶岩層を切った銀湯断層(西側)と銀湯副断層(東側)沿いに地熱貯留層が形成している。両断層は「ハの字」状の形態を示し、それぞれの断層を挟んで際立った落差は見られない。両断層は、下部から突き上げにより形成の断層形態が示され、その周辺の断層(点線で表示されている)は、水平方向に伸張して形成の **Tensile Fault** が示唆される。

一方、八丁原地熱地帯においても「ハの字」状の断層形態は、大霧地熱地帯と概ね同じである。しかし、断層を挟んでの落差に関して、南西側の小松池副断層においては小さいが、北東側の小松池断層では大きく、大岳断層や横尾断層等の共役断層の発達が浅部に示され、小松池断層沿いのみならず浅部凝灰岩層内にも破碎帯をもたらし、地熱貯留層を形成している。一方、小松池副断層では、概ね断層に沿ってのみ地熱貯留層が示されている。江原・野田(2014)は、「浅部では酸性変質帯が発達し、その難透水性により貯留層からの流出、天水の地上からの浸透を抑制し、キャブロックの役割を担っている。但し、完全にシールするものではなく、小松池副断層は地表に達し小松地獄噴気地帯となってる。」と述べている。構造形成に関しては、下部からの突き上げと、水平方向に伸張して形成の **Tensile Fault** の発達は基本的には大霧地熱地帯と同じであるが、北東側では先第三紀基盤岩が沈降した影響が加わっている。落差の少ない **Tensile Fault** として発達

した小松池断層等は、基盤岩沈降に引きずられ落差を伴う正断層化(後述 Shear Fracture)し、浅部において幾つかの共役断層(大岳断層や横尾断層)の発達を伴った、Growth Fault 的な構造形成していると考えられる。また、反射法地震探査測線断面解釈図(水谷, 2018a)との類似性から、北東側からマグマが小松池断層内に貫入したため、その北東部分ではマグマ移動による質量欠損が生じたため沈降が起きたと思われる。以上、断裂型地熱貯留層の形成には少なくとも Tensile Fault の形成とマグマ貫入による「ハの字」状断層形態が示唆される。

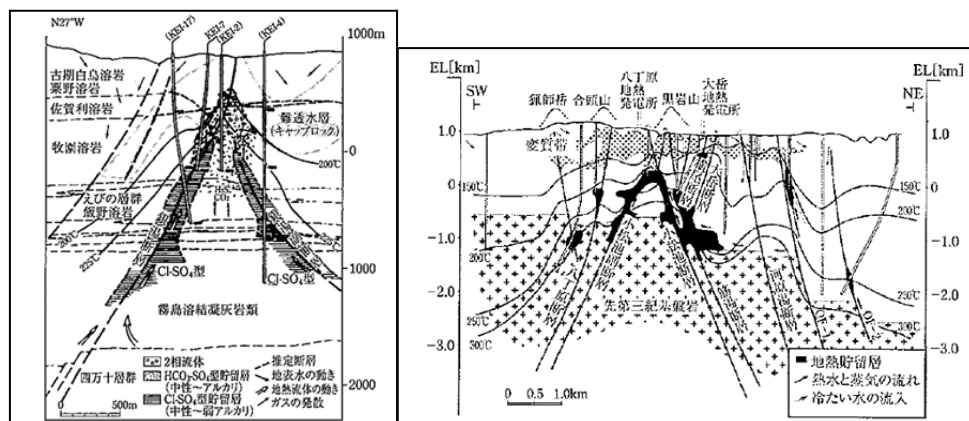


Figure A-3. Cross-section of the vertical fracture reservoirs; (1) Ohgiri (left) and (2) Hacchoubaru (right) geothermal field (JGEA, 2000; Momita et al., 2010; Ehara and Noda, 2014, p68 & p133)

以上、概要を調査した範囲においても、断裂型地熱貯留層の分布掌握は非常にハードルが高い課題であり、従来実施の地表兆候の調査やポテンシャル系物理探査では十分な精度で捉えることは難しいと考えられる。

## A.2 地質概念モデル

### A.2.1 地熱系資源地質概念モデル

断裂型地熱貯留層の形成には Tensile Fault の形成とマグマ貫入による「ハの字」状断層形態が示唆され、一般的概観であると考えられるが、その地質的形成は商業化するプロジェクトごとに異なる。個々のプロジェクトを商業化する際には、地域の広域地質情報と各地熱プロジェクトで特徴づけられる特定の地質情報を総合的に評価して、天水や地熱流体の地下における循環、熱伝達及び貯留システムに係る地熱系資源地質概念モデルを構築することが重要である。これらの評価には、流体の特性、涵養域の分布、浸透性の高い岩石や地熱(熱水)貯留層の分布、熱源の位置、及び流体の動きを支配する諸パラメーターに係る情報が必要で、これらの情報を基に、地熱流体の長期貯留層挙動解析が可能となる。

地熱系3要素(地熱流体, 熱源, 及び貯留層)の中で, 貯留層に係わる地質的特性や分布, 深度の座標情報は直接掘削の成否, 従ってプロジェクトの経済性に反映する最低限必要な情報となる。例えば, 開発井の掘削成功率は現在約 70 %である(環境省;2014)が, その改善に役立つ。また, 長期貯留層挙動解析は, 生産前自然状態を推定し生産後挙動とのヒストリーマッチングにて実施される。貯留層に関する詳細な情報が多ければ, 生産量と貯留層内温度・圧力の最適化, 持続可能な生産量・還元量予測の精度向上や設備容量の最適化に資し, 主に想定外の生産量低下や還元性低下・喪失による生産抑制に起因する設備利用率低減化傾向への歯止めがかかる。

### A.2.2 炭化水素系資源地質概念モデルとの比較

炭化水素資源評価においては, 堆積物沈下, 有機物熟成, 及び炭化水素の貯留層への移動に係る地質概念モデル構築を目的とし, 根源岩, 貯留層, 及びキャップロックの3要素が言及される。これは, 地熱系3要素と比較され, 概念的には似ているように見えるが, プロジェクトの商業化過程における地質学的理解度はかなり異なっている。3次元(3-D)地震探査や詳細な2次元(2-D)地震探査データの解釈, 及び坑井検層との対比を通じて, 詳細な地質概念モデルが具体的に構築される。生産井や還元(圧入)井の掘削に際して, 詳細な掘削計画図が作成され, 柱状図に記載の層序を確認しつつ掘削し, ある程度高い確度で推定の深度・位置にある貯留層に到達可能である。柱状図には, 予想される逸水層や異常高圧層の情報も含まれ, 効率的なケーシング設置が可能で高掘削速度にて掘削事故を最低限に抑え, 掘削費削減に貢献している。一方, 地熱井掘削では貯留層を高い確度で深度・位置を推定することは難しく, 層序の記載も極めて稀なのが現状である。

「貯留層」という表現は, 両評価で一般的に共有されているが, それぞれの特性とタイプはかなり異なっている。地熱貯留層は, 地熱流体が中を通過して岩石から熱を獲得する空間で構成される。熱伝達は, 高傾斜な断裂型地熱貯留層内のアクティブな地熱流体の対流によって最も効率的に実行される。その反面, 高温な熱水であるほど岩石の熱水変質が進み, 溶融された鉱物の膨潤と沈殿により, 貯留層の孔隙性と浸透性に悪影響を及ぼす。従って, 地熱貯留層は「開いた」状態に保たれる必要がある。一方, 炭化水素貯留層では一般的には孔隙性タイプであるが破碎タイプもある限られた空間であり, 上方には「閉じる」状態に保たれる必要がある。さもなければ, 天然ガスなどのより軽い炭化水素が上方に漏れ出す。

新エネルギー財団(2020)は, 「日本の地熱発電所の設備利用率は2017年には55.9%であり, 1997年の80.9%から約7割強減少している。」と述べている。生産量の減少の要因は, 生産過剰, 生産還元の配置や運用, 還元熱水などの低温温水の混入, ならびにスケールの発生が挙げられる(當舎・内田, 2012, p94)。地熱流体を生産すると, 生産井周辺の貯留層圧力が低下し, 貯留層内の高温熱水や周辺の低温流体, 或いは還元水が混入する。従って, 高度な地熱系の天水循環

システム掌握や長期貯留層挙動解析が必要で、そのためには地熱系や貯留層に関わる地質学的・流体学的特性の掌握が必要である。さもないと、生産開始後において想定外の貯留層の温度・圧力変化、地熱流体の相変化やそれに伴う貯留層内フラッシュ、或いはスケールが発生し、生産井の生産性低減や還元井の圧入効率が低減する。日本における重要な地熱資源は断裂型地熱貯留層に賦存する。しかし、その地質概念モデルは、未だ石油・天然ガス資源のモデルに匹敵するほど明確に、かつ具体的には得られておらず、そのため、タイプ、特性や構造形成プロセスを明確にし、その上で最適な探査方法を確立する必要がある。

### A.3 ポアソンの関係式と Moving Window Correlation (MWC)解析

#### A.3.1 ポアソンの関係式

Poisson (1826) は、孤立したソースから生じる同一観測点における重力ポテンシャル値と磁気ポテンシャル値との関係式を、次のように示した：

$$V = (\mu_0/4\pi) (1/G) (\Delta J/\Delta\rho) (\delta U/\delta_i), \quad (A1)$$

ここで、 $V$  = 磁気異常ポテンシャル、 $U$  = 重力異常ポテンシャル、 $\Delta J$  = 磁化異常体の磁化 (A/m)、 $\Delta\rho$  = 質量異常体の密度 ( $\text{kg}/\text{m}^3$ )、 $i$  = 磁化方向、 $\mu_0$  = 真空透磁率 ( $4\pi \times 10^{-7} \text{ NA}^{-2}$ )、及び  $G$  = 万有引力定数 ( $6.67384 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$ ) である。Chandler et al. (1981) は、「この単純な線形関係が成立つためには、孤立したソースが均一な密度と磁化コントラストを保有する必要があるが、ソースの形状や位置とは無関係である。但し、解析は隣接する、より広域な異常体からの干渉から十分回避できる、孤立したソースに起因する異常と看做されるものに限定され、その適用には大きな制約が課されていた。」と述べている。

#### A.3.2 Moving Window Correlation (MWC)解析

Chandler et al. (1981) は、「岩石磁化方向(誘導、及び残留磁化)を考慮し、式(1)を書き直し、更に孤立した単一異常点の波長よりも長い地域規模の異常を加味して、同一観測点における極磁気異常値 (total magnetic intensity anomaly reduced to the pole, *RTPM*) と重力偏差異常値 ( $G_{zz}$ ) との関係式を導き出した：

$$RTPM = (\mu_0/4\pi) (1/G) (\Delta J/\Delta\rho) (G_{zz}) + A, \quad (A2)$$

ここで、“ $A$ ” は長波長の異常成分によって引き起こされる、ほぼ一定値のベースレベルの変化である。更に、相互に干渉する異常体を含む重力偏差異常データと極磁力異常データ内には、特定の異常体が支配的な空間的小領域が存在する場合があります、そのような小領域内では式(2)が成立する。小さな Window を設定し、その中に入るデータについて、相関性解析にて磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ )

値を求め、この Window を検討地域内で動かし、全域の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) 分布を算出する Moving Window Correlation (MWC)解析法を提案する。最適な Window サイズは、相互に干渉する異常体間の距離が小さい場合を考慮し、なるべく小さく、また、数多くのデータがその中に入り、また、データ変動幅が大きく、信頼できる相関性解析を達成できることが望まれる。このため、一辺の大きさは、両データの見掛け波長の 1/4, ないし 1/2, その中に最低 5 データが入ることを推奨する。」と述べている。

### A.3.3 MDR-MI 法

Mendonça (2004); De Matos and Mendonça (2020)は、「測定データからは一般的には岩石磁化方向は得られず不明である。その結果、簡易なアルゴリズムが策定できず自動化した計算方法がないため、Poisson の関係式を適用した解析法の普及が進んでいないと考えられる。強い岩石残留磁化の影響がある地域において、岩石磁化方向を誘導磁化方向(著者注:現在の地場方向)とする前提にての計算結果は、前提が異なると問題である。鉄鉱石資源が賦存する地域では、重力場と磁力場が共通の異常体により作られ、その異常体の磁化/密度比 ( $\Delta J/\Delta\rho$ ) (MDR)と磁化方向が均一であるとの Poisson 関係式が成り立つ最適な地域であり、2次元(2D)の Homogeneous な異常体を前提とした、重力場と磁力場のベクトル上にて策定した計算アルゴリズムの適用により MDR と伏角(Magnetic Inclination)を簡易に求められる。」とし MDR-MI 法を提唱した。

### 引用文献

- 安達正敏・有木和春・後藤弘樹・佐伯和宏・森田誠也 (2014) 地熱生産管理のための地熱レザヴァーの概念, 温泉科学, 63, 364-381.
- Chandler, V. W., Koski, J. S., Hinze, W. J. and Braile, L. W. (1981) Analysis of multi-source gravity and magnetic anomaly data sets by moving-window application of Poisson's theorem, *Geophysics*, 46, 30-39.
- Craig, H. (1963) The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas, Proc. Conference on Nuclear Geology on Geothermal Areas, Spoleto, Pisa, 17-53.
- De Matos, C. A. and Mendonça, C. A. (2020) Poisson magnetization-to-density-ratio and magnetization inclination properties of banded iron formation of the Carajás mineral province from processing airborne gravity and magnetic data, *Geophysics*, 85, (5).
- Dickson, M. H. and Fanelli, M. (2008) What is geothermal energy?, 33p.
- 江原幸雄・野田徹郎 (2014) 地熱工学入門, 東京大学出版会, 218p.
- 長谷紘和・小川克郎・金原啓司 (1985) 豊肥地域における研究と成果の概要, 地質調査所報告, 264, 豊肥地熱地域における研究, 13-25.



- Hedenquist, J. W., Izawa, E, Arribas, A. Jr and White, N. J. (1996) Epithermal gold deposits: style, characteristics, and exploration, *Soc Resource Geol, Spec Pub*, Tokyo. 1p.
- Henley, R. W. and Ellis, A. J. (1983) Geothermal systems ancient and modern, *Earth Science Reviews*, Vol. **19**, 1-50.
- Henley, R. W. (1984) Chemical structure of geothermal systems. In: Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems, R.W. Henley, A.H. Truesdell, and P.B. Barton, Jr. (Eds.), Vol. **1**, Reviews in Economic Geology., *The Economic Geology Publishing Company*. El Paso TX, 9-28.
- Hochstein, M. P. (1990): Classification and assessment of geothermal resources, in: Dickson, M. H. and Fanelli, M: eds., Small Geothermal Resources: A Guide to Development and Utilization, *UNITAR, New York*, 31-57.
- 伊東潤二・窪田康宏・黒沢昌史 (1977) 大沼地熱貯留層における地熱熱水の流れ, *地熱*, 14(3), 15-27.
- 環境省 (2014) 地熱開発技術の最新情報の収集・整備委託業務成果報告書, 本文72p, 資料226p.
- 小林哲夫 (2014) 九州を南北につらなるカルデラたち, *科学*, 84(1), 84-93.
- 国土交通省砂防局 (2006b) 富士山の湧水のメカニズムを探る, 国土交通省中部地方整備局富士砂防事務所.
- Liotta, D., Ruggieri, G., Brogi, A., Fulignati, P., Dini, A. and Nardini, I. (2010) Migration of geothermal fluids in extensional terrains: the ore deposits of Boccheggiano-Montieri area (southern Tuscany, Italy), *International Journal of Earth Sciences*, 99, 623-644.
- 水谷滋樹 (2018a) 重力偏差探査解析・解釈の地熱資源評価への期待 重力偏差データのHGGS法表層密度推定・地形補正解析方法及び弾性波探査解釈との対比, *日本地熱学会誌*, 40(1), 45-75.
- 水谷滋樹 (2018b) 溶岩堆積地帯における重磁力探査データの総合的解析の適用, *日本地熱学会誌*, 40(2), 109-127.
- Momita, M., Tokita, H., Matsuda, K., Takagi, H., Soeda, Y., Tosha, T. and Koide, K. (2010) Deep geothermal structure and the hydrothermal system in the Otake-Hatchobaru geothermal field, *Japan, Proc. of 22<sup>nd</sup> New Zealand Geothermal Workshop*, 257-262.
- Mongillo, M. A. and Clelland, L. (1984) Concise listing of information on the thermal areas and thermal springs of New Zealand, *DSIR Geothermal Report*, No. 9, 128p.
- 日本地熱学会 (2010) 地熱発電と温泉利用との共生を目指して, 地熱発電と温泉との共生を検討する委員会, 日本地熱学会, 62p.
- 日本地熱調査会 (2000) 新版わが国の地熱発電所設備要覧, 日本地熱調査会 (JGEA), 254p.
- 大木靖衛 (1979) 8.2 温泉, 岩波講座 地球科学 7, 火山, 岩波書店, 231-244.

- Poisson, S. D. (1826) Memoire sur la theorie du magnetism, *Memoires de l'Academie Royale des Sciences de l'Institut de France*, 247-348.
- Rybach, L. and Mufler, M. J. P. (1981) Geothermal systems, *John Willey & Sons*, 359p.
- 酒井均・松久幸敬 (1996) 安定同位体地球化学, 東京大学出版会, 403p.
- 佐藤修 (1984) 火山岩貯留岩の岩相と孔隙-特に南長岡ガス田における流紋岩について, 石油技術協会, 49, 11-19.
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2022b) 地熱資源情報, 森地熱発電所.  
[https://www.geothermal.jogmec.go.jp/information/plant\\_japan/001.html](https://www.geothermal.jogmec.go.jp/information/plant_japan/001.html), (アクセス日 : 2022.06.14).
- 新エネルギー財団 (2020) 地熱エネルギーの開発・利用推進に関する提言, 一般社団法人新エネルギー財団 新エネルギー産業会議, 33p.
- 高橋正樹 (2008) 超巨大カルデラ噴火のマグマ・システム, 月刊地球/号外, No. 60, 134-140.
- 玉生志郎 (1994) 地熱系モデリングから見たマグマ溜り 豊肥・仙石・栗駒地熱地域を例にして, 地質学論集, **43**, 141-155.
- White, D. E. (1973) Characteristics of geothermal resources, in Kruger, P. and Otte, C., eds., *Geothermal Energy, Stanford University Press, Stanford*, 69-94.
- 矢野雄策・須田芳郎・玉生志郎 (1989) 日本の地熱調査における坑井データ その1 コア測定データ 物性, 地層層序, 年代, 化学組成, 地調報告, 271, 1-832.
- 湯原浩三・江原幸雄・海江田秀志・永田進・北里昭 (1983) 熊本県岳湯地熱地域の地下熱構造, 日本地熱学会誌, 5(3), 167-185.

## 謝辞

著者は、三ヶ田均 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻応用地球物理学教授には、学位取得に向けて、多忙のところ貴重な時間を割いていただき、また多大なるご指導を賜わり、ここに心から謝意を申し上げます。本研究に係る論文の執筆にあたり、著者が実施の研究内容を議論していただき、研究目的や記載内容の明確化とその論文草稿の執筆方法、内見願作成の要領、公聴会のプレゼン資料作成、数度の予備練習およびその実施、最終版の論文作成に際して詳細に草稿を加筆・修正していただくなど総ての段階において丁寧に対処して頂きました。同院工学研究科社会基盤工学専攻応用地球物理学研究室の亀井志織女史には、論文草稿の目的の明確化について詳細にわたり検討をいただき具体的な試案の作成、論文草稿作成に際して適切な表現や用語のチェック、学位論文本申請に際しての製本の不備に対処して頂きました。論文作成の成就について惜しめない協力をいただき言葉にできないほどの謝意を申し上げます。肥後陽介 京都大学経営管理大学院教授、並びに渦岡良介 京都大学防災研究所教授には、お忙しいところ貴重な時間を割いて、調査委員に就任していただき、内見願において提出の稚拙な論文草稿を忍耐強く検討して、貴重なご意見、アドバイスをいただき、また数度の公聴会予備練習や公聴会に出席いただき、貴重なご意見をいただきました。清野純史 京都大学大学院工学研究科都市社会工学専攻教授、並びに武川順一 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻准教授にはお忙しいところ貴重な時間を割いて、学力試問委員に就任していただき、公聴会予備練習や公聴会に出席いただきました。学力試問にていただいた課題は、本論文にて記載の今後の課題に重なる課題であり、今後の研究遂行に際し示唆富むものであり、非常に有益と考えられます。ここに、調査委員の先生方、並びに学力試問委員の先生方に心から謝意を申し上げます。更に、石油天然ガス・金属鉱物資源機構、地質調査総合センター、並びに国土地理院に感謝します。第 3 章および第 4 章における反射法地震探査測線断面解釈に際し、石油天然ガス・金属鉱物資源機構のデータ(反射法地震探査断面図)、並びに重磁力総合解析に際し、提供依頼書及び誓約書を提出の上、データ提供を受けた石油天然ガス・金属鉱物資源機構の HeliFALCON™ 空中重力偏差探査と HELITEM 時間領域電磁気探査(ElectroMagnetic, EM)探査のデータベースを、公開されている地質調査総合センターの日本の重力異常と空中磁気異常のデータベース、並びにシームレス地質図を、及び国土地理院の DEM データのダウンロードサービスを使用させて頂きました。第 3 章に記載の全磁力異常インバージョン処理図については川崎地質株式会社久保田隆二博士に作成して頂き、ここに謝意を申し上げます。