

## 2 内陸地震および活断層地域における地震の発生機構および関連現象の総合的研究

### 2.1 東濃地域の地震活動および地殻活動の研究

#### 2.1.1 歪変化の空間分布による短期的スローイベント発生源モデルの再考

沈み込み帯で検出される各種スロー地震は、通常地震と同様に断層運動としてモデル化されるが、これらがスローかつ非定常な現象となるメカニズムは不明である。そこで本研究では、深部スロー地震の一つである短期的スロースリップイベント (S-SSE) について、発生域における変形様式を考慮して、発生源モデルの再推定を行った。

まず、断層の破壊強度や地質学的な知見に基づいて、S-SSE 発生源における変形様式を検討した。断層の破壊強度の知見から、深部スロー地震発生域は温度-圧力条件の深さ依存に伴う脆性-延性遷移域であると示唆される。脆性破壊から延性破壊 (延性流動) への遷移に伴い、プレート境界岩における塑性変形の増加が予想される。一般的に塑性変形は、3次元の偏差応力によって生じるため、平面で生じる断層すべりと異なる変形成分をもつ可能性があり、断層すべりで近似できない塑性変形は断層面に対して垂直な伸長変形 (または圧縮変形) として検出され得る。一方、かつての沈み込み帯で形成されたメランジュの露頭調査に基づき、S-SSE 発生源での断層すべりおよび法線方向への伸張変形が示唆されている [Ujiie et al., 2018]。現在の S-SSE 発生源でも同様の変形が生じているならば、それらの変形量を地殻変動データから推定できる。したがって本研究では、S-SSE 発生源で断層すべりならびに断層面に対して法線方向への変形が生じると仮定し、それらの変形量を歪計・傾斜計のデータから推定した。

東海地域における深部 S-SSE はこれまでに多数報告されているが (例えば産総研・防災科研, 2017)、これらの震源モデル推定に使用された観測点は、いずれも断層面に対してすべり角の方向 (沿岸側) に位置する。発生源の位置をより良く推定するため、従来のデータに加えて、S-SSE 発生源の内陸側にある東濃地震科学研究所所有の歪計・応力計データの併用を検討した。理論潮汐歪を用いた観測値のキャリブレーションおよびその信頼性評価 (Matsumoto et al., 2010) に基づき、屏風山観測点 (BYB) における歪計データを併用した。S-SSE 発生源を矩形断層モデル (Okada, 1985) で表し、2017年2月に発生した S-SSE の発生源について下記3ケースを仮定し、モデルパラメタを2段階で推定した (図1, 2)。

Case 1. 開口変位なし

Case 2. 開口変位あり (あらかじめ1mm単位で与える)、

長さ・幅・すべり量の探索範囲は産総研・防災科研 (2017) と同じ

Case 3. 開口変位あり、探索範囲の制限なし

産総研・防災科研 (2017) と異なる点は、伸長変形 (または圧縮変形) を開口変位でモデル化する点のみであり、開口変位は負の値も与えて、圧縮変形の可能性を検討した。その結果、Case 1 では産総研・防災科研 (2017) と同じ結果が得られた。一方、Case 2, 3 では、すべり量と同程度の正の開口変位が推定された。観測値と計算値の残差は Case 1 が最大、Case 3 が最小となり、断層面に対して法線方向への変形が存在する可能性が示唆された。

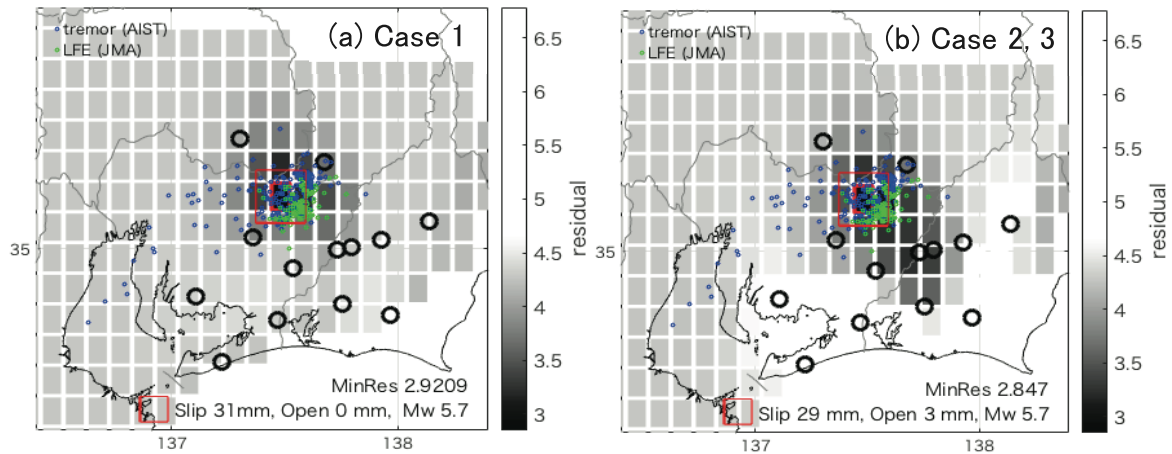


図1. 2017年2月13日午後-17日に発生したS-SSEの発生源モデル(第1段階)。プレート境界面に沿って20 x 20 kmの矩形断層面を移動させ、各位置で残差の総和を最小にするすべり量を選んだときの、対応する残差の総和の分布。赤色矩形が残差の総和が最小となる断層面の位置。(a) Case 1 (b) Case 2およびCase 3で推定されたモデル。

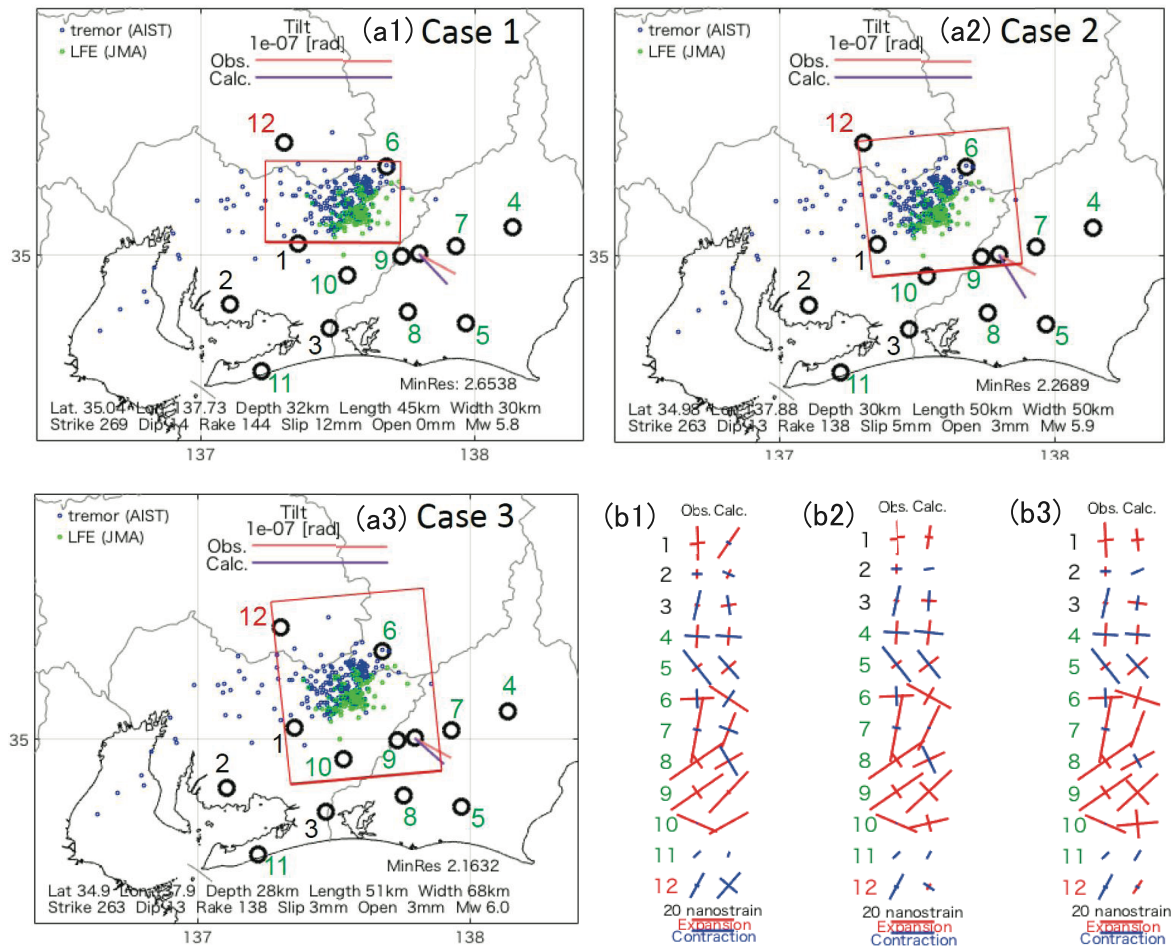


図2. (a1)-(a3) 2017年2月13日午後-17日に発生したS-SSEの発生源モデル(第2段階)。図1の断層面付近をグリッドサーチで推定した断層面(赤色矩形)と断層パラメタ。(b1)-(b3) Case1-3における主歪の観測値と(a)に示した断層モデルから求めた計算値との比較。図中の番号12がBYB観測点。

## 2.1.2 地盤増幅固定に用いられるスペクトル比法の比較

東濃地震科学研究所で運用している高密度地震観測網のうち 25 観測点について、近傍の地盤増幅特性を推定するとともに、一般に地盤増幅固定に用いられるスペクトル比法の比較を行った。地盤増幅特性は、地盤の影響を受けない岩盤中や岩盤露頭の観測点との比較によって得られる。本研究では、東濃地震科学研究所の大深度ボアホール観測点 BYB（地下 1020 m）の記録を比較のために使用する。具体的には、一般に用いられる手法として、対象観測点の水平動地震記録の S 波部分のフーリエ振幅スペクトルを、同時に観測されたボアホール観測点の同スペクトルで割って比（H/H スペクトル比）をとる。対象観測点付近の地盤による増幅があれば、スペクトル比はピークを示す。ピークが高いほど、その周波数での地盤増幅が強いことになる。このスペクトル比を複数の地震について計算しスタックする。使用した地震数は 29 個である。H/H スペクトル比の一例を図 2.1.2a(a) に示す。なお、高密度観測網の観測点は、人工ノイズを避けるため地下 4 m に設置されているが、これによる影響は対象周波数帯（1-10 Hz）では十分に小さいものと思われる。

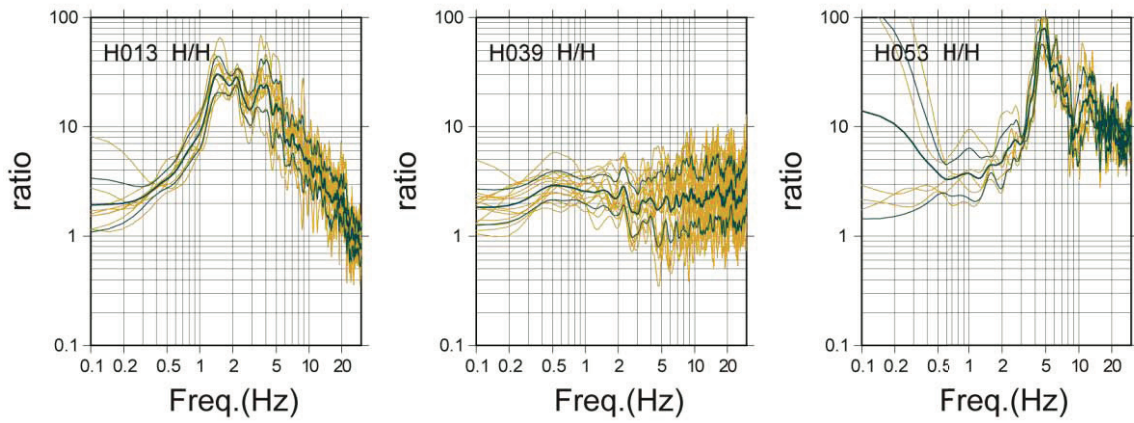
また、一般に地盤増幅の推定を行う際、十分近傍に岩盤中や岩盤露頭の観測点が存在しない場合もある。こうした際に、H/H スペクトル比の代わりに、同じ観測点の同じ時間の上下動のスペクトルで割って比をとる、H/V スペクトル比という手法がとられることがある。上下動が地盤増幅の影響を受ける帯域は、水平動とは異なりより高周波数側である、という考えによるものである。本研究では H/V スペクトル比も計算し（図 2.1.2a(b)）、その有効性の検証を行う。H/H スペクトル比は 1 で増幅がないことを示すが、H/V スペクトル比はそのレベルが一定でないため、H/V スペクトル比の対象帯域での平均レベルでピーク値を割った規格化ピーク値を使用する。

さらに比較のため、スペクトル比を計算する各地震記録について、その水平動最大加速度（PGA）の BYB との比を地震ごとにとり、それらを相乗平均して各観測点の PGA 増幅率として得る。図 2.1.2b では、PGA 増幅率、H/H スペクトル比のピーク値および H/V スペクトル比の規格化ピーク値の分布を示す。いずれも全体に、谷筋で標高が低く河川に近い観測点で高く、それ以外では低い傾向を示すが、例外も多い。これは、地盤増幅がより観測点近傍の局地的な特性に影響されるということを示す。とはいえ、地盤増幅の顕著な H053 は盆地の河川そばに位置し、逆に増幅の小さい H039 や H049 は山間地に位置する。

H/H スペクトル比のピーク値が高い地点では、PGA 増幅率も高い傾向があり、これは特に両者が高い地点（H013 や H053）でよく対応する。一方で、H/V スペクトル比の規格化ピーク値と PGA 増幅率もある程度対応するが、H/H スペクトル比ほどではない。これは主に上下動スペクトルの影響によるものと思われる。しかしながら、地盤増幅が非常に強い H053 では H/V スペクトル比の規格化ピーク値も大きく、逆に地盤増幅が非常に小さい H039 では規格化ピーク値が小さいなど、関連はみられる。このため、上下動

スペクトルの特徴に気を付ければ、H/V スペクトル比でも地盤増幅をある程度推定できる可能性がある。

(a) H/H spectral ratio



(b) H/V spectral ratio

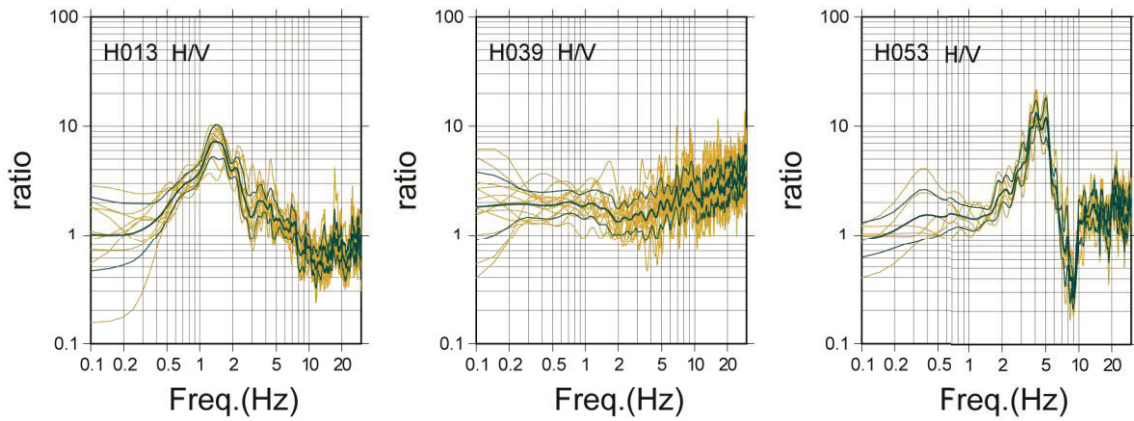


図 2.1.2a 各観測点の BYB に対する(a) H/H スペクトル比と、(b) H/V スペクトル比の例。黄色い線は各地震のスペクトル比を、緑の線はそれらの相乗平均と標準偏差を示す。

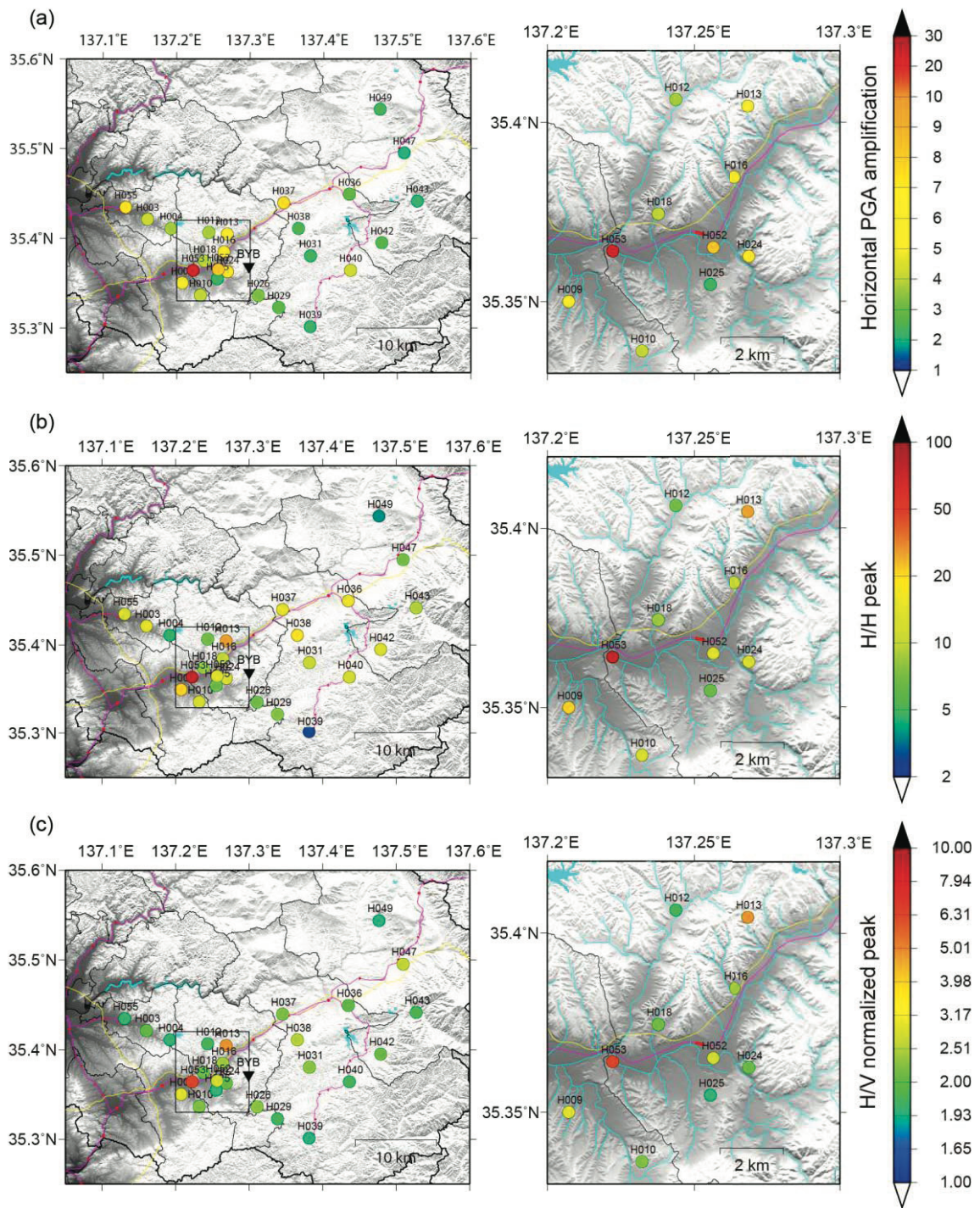


図 2.1.2b BYB に対する 1-10 Hz の(a) PGA 増幅率、(b) H/H スペクトル比のピーク値および(c) H/V スペクトル比の規格化ピーク値の分布。右側のパネルは、左側のパネル内の矩形内の拡大図である。

### 2.1.3 飛騨上高地群発地震の震源分布の解析

「内陸型地震および活断層域における地震の発生機構および関連現象の総合的研究」の一翼として、1998年と2020年の飛騨上高地群発地震の震源分布の解析を行った。

1998年8月から10月、北は野口五郎岳から南は上高地までの間で飛騨上宝群発地震が発生した。8月12日には上高地の近くでM5.0の地震が発生し、上高地で震度5弱となり、観光客を驚かせた。8月16日には槍ヶ岳近くでM5.6の最大地震が発生した。

2020年4月から7月、飛騨上宝群発地震が再来した。4月23日、上高地の南でM5.5の最大地震が発生(図2.1.3aの区間(S))し、上高地では震度4であった。ただし、2020年の活動域の北端は、M2以上の地震で見るとは槍ヶ岳であった。

本研究では、M2以上の地震の活動域の時空間推移を手掛かりに、熱水供給のメカニズムのヒントを得ることを試みた。

活動域の移動の時間区切りを、1998年も2020年も、「日」では無く、必要に応じて「時」、「10分」に下げると、図1のように時空間的に分離することが分かった。2回とも同じ区間区切りで時空間的に分離が生じたので、それは偶然ではない。なお、(S)と(A)の区間区切りの北緯は36度14.0分、(A)と(B)は36度15.5分、(B)と(C)は36度16.6分、(C)と(D)は36度18.8分、(D)と(E)は36度22.3分である。ある区間が活動的になったときには他の区間はおおむね沈静化した。

際だった特徴は、1998年も、2020年も、火山ではない西穂高岳が明確に活動域の区間境界であった。大見・他(2020)は、GPSデータの解析結果から、5月中旬から6月の初め([6]から[8]の時期)、西穂高岳の直下で東南-西北走向の板状マグマが上昇したことを示した。両者がどのような関係にあるのかは分からない。

これらの観測事実を元に、地震発生層の下に、空間区分に対応して熱水貯留層が孤立的に分布しながら、熱水脈で細々と連結して水圧は共有しているというモデルを提出した。

これらの観測事実を元に、地震発生層の下に、空間区分に対応して熱水貯留層が孤立的に分布しながら、熱水脈で細々と連結して水圧は共有しているというモデルを提出した。

#### 参考文献

川崎一朗, 1998年と2020年の飛騨上高地群発地震～時空間的に分離した活動域の移動現象～, 日本地震学会2020年度秋季大会予稿集, S09-04, 2020.

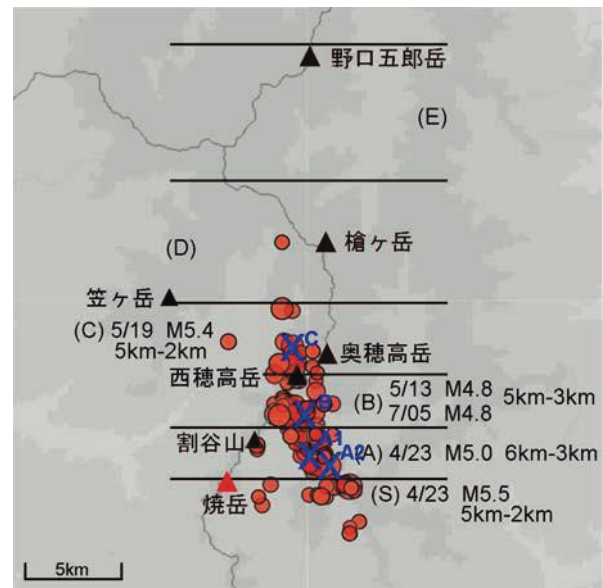


図2.1.3a 2020年飛騨上高地群発地震の震央分布。横補助線は(S)と(E)の区間区切り。区間名に、その区間の最大地震が発生した月日、その気象庁M、発生域の深度を添えた。基図の震央分布は気象庁のHPの「震度データベース検索」で作成。

### 2.1.4 瑞浪超深地層研究所主立坑断層近傍の観測点における連続観測記録を用いた極微小地震検出の試み

瑞浪超深地層研究所 (MIU) の深度 500m ステージ建設時に MIU 内に展開していた坑内地震観測点における連続地震観測を 2016 年 6 月から再開していたが、2020 年 2 月からの埋め戻しに伴い、2019 年 10 月までにこれらの観測点は撤去した。約 3 年にわたる、高サンプリング (10kHz サンプリング) 連続観測記録を用いて、坑道近傍を震源とする極微小地震の検出を試みた。

極微小地震の検出にあたっては、ノイズレベルを超える振幅の地震波が観測される必要があるため、各観測点においてランニングスペクトルを求めることで、ノイズレベルの可視化を行った (図 2.1.4a)。図 2.1.4a では、2019 年 1 月 1 日午前 2 時 (JST) から 1 時間分の観測加速度記録 (上下動成分) について、時間ウィンドウ 1 分ごとにフーリエ振幅スペクトルを求め、振幅を色で表示した。この図から、継続時間が約 6 分の機械ノイズと、継続時間が 4 分程度の機械ノイズが、それぞれ 30 分程度の周期で発生しており、深度 500m ステージの観測点では、これらの機械ノイズが相対的に小さいことがわかる。なお、この日は祝日であるため、坑内作業は行われておらず、人間活動由来のノイズはない。図 2.1.4b では、24 時間分のランニングスペクトルを示す。使用観測点は深度 500m ステージ避難所観測点 (図 2.4.1a の STG500B) である。図 2.1.4a の STG500B 観測点のランニングスペクトルでは明瞭ではなかったが、STG500B でも、30 分ごとに継続時間 5 分程度の機械ノイズが観測されているが、その振幅は相対的に小さいことがわかる。

図 2.4.2b では、継続時間 5 分程度の機械ノイズは 50Hz 以上に大きな振幅をもっていることがわかるが、17:40 ころに、低周波側 (50Hz 以下) に振幅の大きいスペクトルが観測されていることがわかる (図中において EQC と表示)。気象庁一元化震源カタログでは、17:39 に岐阜県南西部を震源とする M2.2 の地震が収録されており、M2 程度の regional な地震によるスペクトルが線状に現れていることがわかる。この 24 時間のスペクトルでは、5 つの線状のスペクトルが認められるが、いずれも気象庁一元化震源カタログに収録されているイベントに対応していた (表 2.4.2)。なお、図 2.4.2b 中で Calib と表示したものは、低周波側 (1Hz 未満) で記録されていた、Calibration 信号状のパルスノイズを意味している。

図 2.4.2b で認められた地震イベントは、いずれも M2 程度であるが、もっと規模の小さい極微小地震が MIU 近傍で発生していれば、震源スペクトルのコーナー周波数と地震モーメントとの関係 (e.g., Kanamori and Anderson, 1975) から、より高周波側で線状のスペクトルが観測されていることが期待される。しかしながら、図 X.2 をはじめとした 2019 年 1 月 1 日以降のランニングスペクトルからは、有意なイベント性のスペクトルは認められなかった。

平成 30 年度事業報告において、震源距離 150m ほどの M=-1 程度の地震イベントと思われる地震波の観測を報告しており、これに類似するイベントの検出を試みたが、網羅的な検出はできなかった。設置したセンサー特性の問題もあるが、解析の際の時間ウィンドウをより短くする (ただし計算所要時間は激増する) ことで、網羅的な検出が可能かもしれない。

表 2.4.2: 図 2.4.2b 中の regional なイベントのリスト

Label	Origin Time	Event	Mj
EQA	2019/01/01 01:47	CENTRAL SHIZUOKA PREF	2.0
EQB	2019/01/01 06:53	NEAR CHOUSHI CITY	3.5
EQC	2019/01/01 17:39	SW GIFU PREF	2.2
EQD	2019/01/01 20:12	SHIGA GIFU BORDER REGION	1.0
EQE	2019/01/01 20:53	SW GIFU PREF	2.0

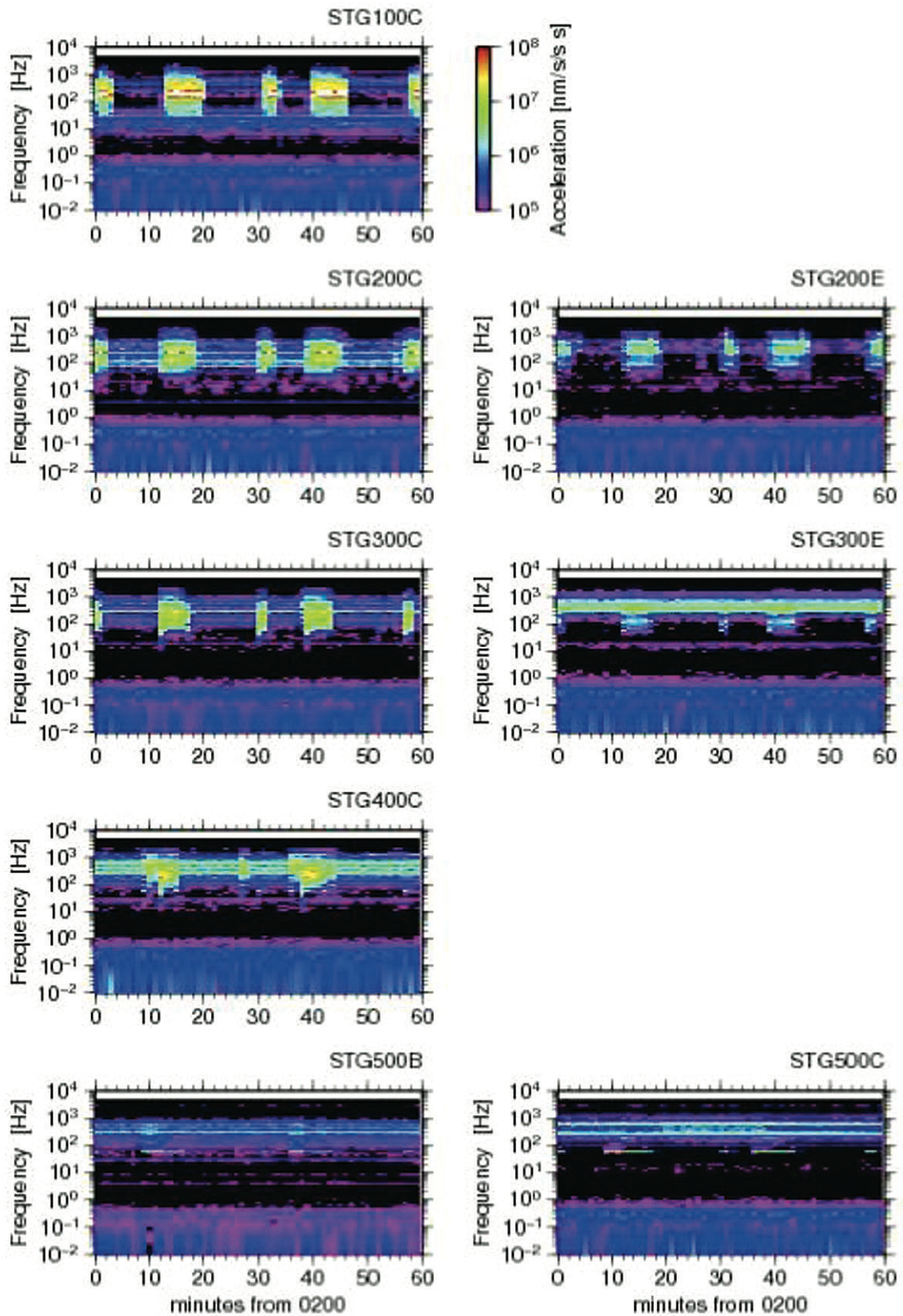


図 2.4.2a 各観測点におけるランニングスペクトルの例. 2019年1月1日午前2時(JST)から1時間分の加速度フーリエスペクトル振幅を色で示した.



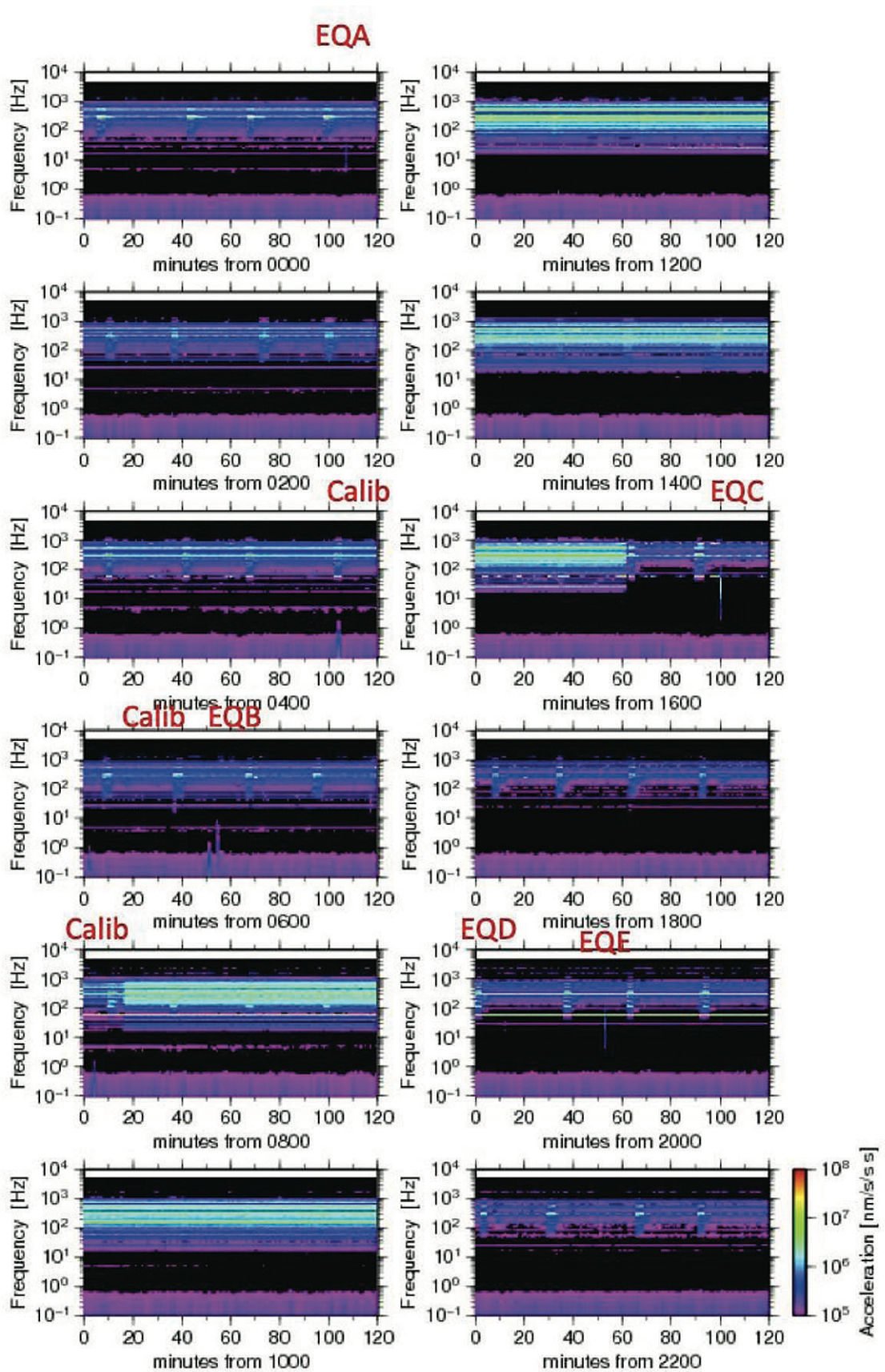


図 2.4.2b 深度 500m ステージ避難所観測点におけるランニングスペクトルの例. 24 時間分 (2019 年 1 月 1 日) のランニングスペクトルを 2 時間ごとに示した. 図中のラベルについては, 表 2.4.2 参照.

## 2.1.5 コア変形法によるボアホール観測点設置時の岩盤応力の測定

### 2.1.5.1 はじめに

岩盤応力の測定は、応力解放法が最も信頼性が高いと思われるが、地下深部の測定には作業員がアクセスするための坑道が必要なこと、測定に多額の費用を必要とすることが難点である。これに比べコア法は、ボーリングコアさえ回収できれば実験室で応力の測定

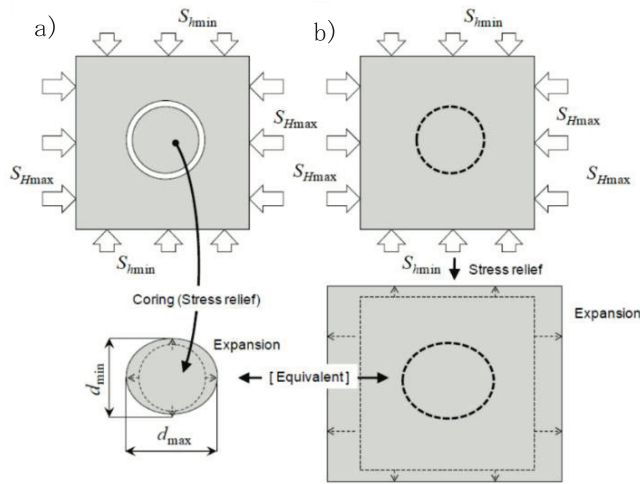


図 2.1.5a: 応力解放によって生じるコア変形の概念図 (a) 異方的な応力場から回収されたコアの膨張 (b) 外部応力の解放による(a)に等価な円形の岩盤領域の変形(船戸・伊藤, 2013)

が可能であり安価で簡便であるが、信頼性が低い難点がある。コア法には、AE(Acoustic Emission)法、DSCA(Differential Strain Curve Analysis)法、DRA(Deformation Rate Analysis)法、ASR(Anelastic Strain Recovery)法などがあるが(菅原, 1998), これらの従来法の課題を解決する新たなコア法として、ボーリング軸に直交する2次元断面の岩盤応力を、コアの変形を利用して測定するコア変形法(DCDA: Diametrical Core Deformation Analysis)が、船戸・伊藤(2013, 2017)により開発された。当研究所では、ボアホール観

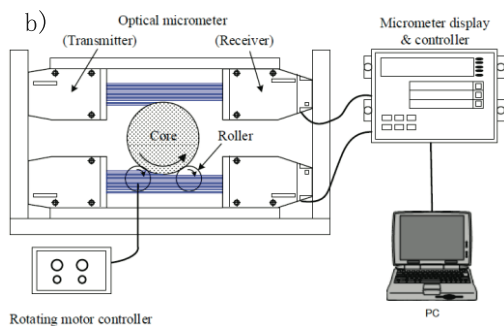
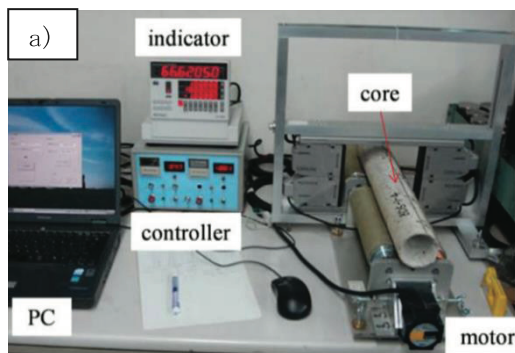


図 2.1.5b: コア直径の周方向の違いを測定するための測定器の写真(a)と測定概念図(b) (応用地質(株)コア変形法資料)

測点設置時に回収した JAEA STG 500L, 陶史の森, 屏風山の3箇所鉛直孔のコアに対して、この方法による岩盤応力の測定を行った。ここではコア変形法の基本原理と特徴を述べ、速報として陶史の森と屏風山の測定結果を紹介する。

### 2.1.5.2 コア変形法による岩盤応力の測定法

船戸・伊藤(2013, 2017)によれば、コア変形法の基本原理と特徴は次の通りである。ボーリングコアは回転するビットによって切削されるから切削された瞬間のコアは真円のはずである。しかし掘削が進んで、コアが周囲の岩体から完全に切り離された状態では、その過程の応力解放によってコアに変形が生じる。応力解放に伴う変形が弾性的に起こると仮定するならば、変形量は解放応力に比例する。従って、コア軸に直交する面内応力が異方的であれば、コアの断面は真円ではなくわずかに扁平となる。この時に生じるコアの断面形状の変化(図 2.1.5a(a))は、図 2.1.5(b)に示すよ

うに岩体に描いた円形の領域が応力解放によって変形することと同じである。したがって、コアの直径が最大及び最小となる方向は、孔井直交面内の最大応力 SHmax 及び最小応力 Shmin の方向と一致することになる。

コア変形法は応力解放に伴うコアの変形から岩盤応力を求めるという原理においては、コア自体をセンサとした応力解放法の一つといえる。理論的背景も前述のように簡潔明瞭であり、解析において何らかの仮定を置く必要がないことは従来のコア法にない利点である。さらに、コアを整形する必要もなく非破壊の測定ができること、コア径に制約はなく比較的短いコアでも測定できることも大きな特徴である。

コアに生じる直径の偏りの大きさと方向を正しく評価するためには、コアの直径を 0.001mm 以上の精度で、かつ周方向に数度程度の一定の角度間隔で正確に測定する必要があるため、この測定には光学的な寸法測定器を用いたコア直径測定装置を用いる(図 2.1.5b)。この装置は、①寸法測定器(キーエンス LS-7030)、②コア回転台、③回転制御装置、④データ収録用 PC からなる。測定可能なコアの直径は 30~200mm、長さは 100~1000mm である。コアを 2 本のローラーの上に置いて一定速度で回転させながら寸法測定器の出力を PC に収録することで、直径の周方向分布を非接触で計測することができる。コアの回転は、DC モーターによりローラーの 1 本を回転することで行っており、回転速度は可変である。

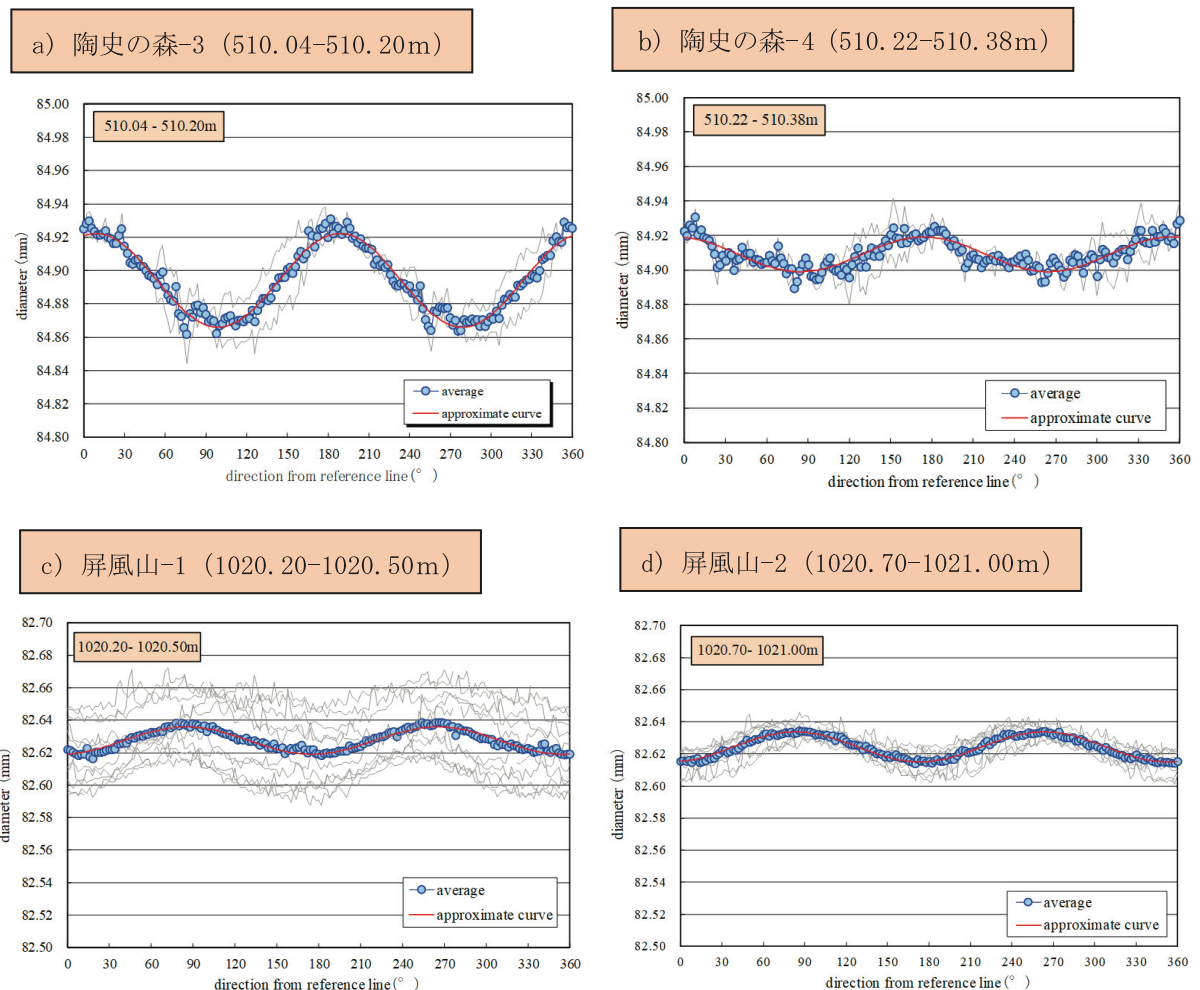


表 1 コア変形法による陶史の森と屏風山の岩盤応力測定結果の速報値

図 2. 1. 5c : コア変形法による直径測定結果の平均値とその近似曲線, 灰色の細い線は平均値を求めるのに採用した各断面の測定値. a) 陶史の森-3 b) 陶史の森-4 c) 屏風山-1 d) 屏風山-2

測定区間	測定深度 (コア深度)	測定 間隔	測定 断面数	採用 断面数	最小直径	最大最小 直径差	算出主 応力差	最大主応	方位	測定	特記事項	採取深度範囲 (コア深度)
	GL- m				mm	mm	$\Delta d$ mm	MPa				力方向 $\alpha^\circ$
陶史の森-3	510.04~510.20	20	9	2	84.894	0.0425	20.02	95.2	共通	△	断面ごとの測定値のばらつきが大きいため、最小直径が比較的大きく歪みのない断面を採用した。	510.00~510.40
陶史の森-4	510.22~510.38	20	9	4	84.889	0.0466	21.96	57.7				
屏風山-1	1020.20~ 1020.50	30	11	10	82.619	0.0169	8.18	85.2	共通	△	各断面ごとの直径値は異なるが、直径差や最大主応力方向は類似した傾向であった。	1020.10~1020.60
屏風山-2	1020.70~1021.00	30	11	8	82.615	0.0186	9.01	83.1				

寸法測定器では、図 2. 1. 5b に示すように投光部から照射された光線の帯がコアで遮断されるエッジを受光部で検出している。この 寸法測定器を 2 台組み合わせてコアの径に応じた位置にセットし、コアの上下のエッジをそれぞれの測定器で別々に検出することにより、最大直径が 200mm のコアでも測定できるように工夫されている。寸法測定器のカタログによれば、測定精度は $\pm 2\mu\text{m}$ 、くり返し精度は $\pm 0.15\mu\text{m}$ 、最小表示単位は $0.01\mu\text{m}$ である。

### 2. 1. 5. 3 陶史の森と屏風山のコアに対する測定結果

図 2. 1. 5c は陶史の森と屏風山のコアに対する測定結果である。灰色の細い線はコアの各断面の形状の測定値、青丸は平均値、赤線は余弦曲線(コサインカーブ)を仮定して求めた最小二乗曲線である。表 1 は、これらの測定結果に基づく岩盤応力測定結果の速報値である。1 軸圧縮試験がまだ実施されていないため、応力値の決定に必要なヤング率とポアソン比はそれぞれ 50GPa, 0.25 を仮定している。陶史の森-3 と 4 は、深度 510.00~510.40 間で回収された連続した直径 85mm (PQ)、長さ 300mm のコアであり、このコアの測定区間を 2 つに分け上部の 160mm を陶史の森-3、下部の 160mm を陶史の森-4 として測定値を整理している。

表 2. 1. 5 で測定断面数を見ると、陶史の森-3 及び陶史の森-4 はいずれも 9 となっているが、平均値を求めるのに採用した断面数は 2 と 4 となっており、解析に使用できる信頼性の高い測定断面が少ないことがわかる。陶史の森-3 と陶史の森-4 では主応力差はほぼ一致しているが、主応力方向はばらついており、連続した 30 cm のコアの上部の陶史の森-3 と下部の陶史の森-4 で主応力方向が約  $40^\circ$  異なっている。このコアには、多くのビット痕があり、また 510.41m から下のコアはゆがんでいたため測定をしていない。掘削芯がぶれる状態で掘削するとコア形状に応力情報が残らないため、陶史の森-3 と陶史の森-4 のコアはこのような状態で掘削されたコア変形法の測定に適しないコアであった可能性が強い。

一方、屏風山-1 と屏風山-2 の測定断面数はいずれも 11 となっているが、採用断面数

が10, 8と多く、解析に使用できる信頼性の高い測定断面が多いことがわかる。図2.1.5cをもう一度見ると、陶史の森は図3(a)と(b)で最大直径の方位と最大・最小の直径差に違いがあるのに比べて、屏風山は図3(c)と(d)で最大直径の方位と最大・最小の直径差がほぼ一致していることがわかる。表1の測定結果を見ても、屏風山-1と屏風山-2は主応力差と主応力方向がほぼ一致しており陶史の森に比べ測定結果の信頼性が高いと思われる。

#### 2.1.5.4 まとめと今後の課題

今年度は、陶史の森のコア採取地点の約40m上方で実施されたボアホール歪計を用いた応力解放法の解析結果とコア変形法の結果を比較する計画であったが、上に述べたようにコア変形法の結果は信頼性が乏しく必ずしも適切な比較ができない可能性がある。一方屏風山については、現時点でコア変形法による信頼性の高い岩盤応力の測定結果が得られていると思われる。屏風山でもボアホール歪計を用いた応力解放法が行われておられる。屏風山の場合、コア変形法による岩盤応力の測定深度と応力解放法の試験深度に350mまたは700mの違いがあるが、今年度の陶史の森と同様の応力解放法の解析を行い、コア変形法の結果と比較することは意味あることと思われる。なおここに報告したコア変形法の結果は、測定を行った応用地質(株)の現時点での暫定的な報告に基づく速報値であり、ここに報告しなかったJAEA STG 500Lや陶史の森-1, 陶史の森-2の結果を含め、最終報告書を受け取った後、さらに検討を加えていきたいと考えている。

#### 参考文献

- Funato, A. and Itoh T. (2017) A new method of diametrical core deformation analysis for in-situ stress measurements, 91, 112-118.  
doi: 10.1016/j.ijrmms.2016.11.002
- 菅原勝彦(1998)(総説)岩盤応力測定に関する研究・動向, J of MMIJ, 114, 834-844,  
doi:10.2473/shigentosozai.114.834
- 船戸明雄・伊藤高敏(2013)岩盤応力評価のためのコア変形法(DCDA), J of MMIJ, 129, 577-584.