

# 地質工學

第17輯

**NGP** 日本物理探鑛株式会社



## 季刊誌 地質工学 発刊の辞

我が日本物理探鉱株式会社は本年 12 月（1952 年）を以て創立 10 周年を迎えることになった。就いてはその記念事業の一つとして季刊誌地質工学を発刊することにした。これは我々科学技術の仕事に携わるものとしては最も相応しいことだと思ったからである。

記事の内容は物理探鉱 (Geophysical Prospecting) と土質力学 (Soil Mechanics) を主体とするが、地質工学 (Geotechnics) という土木建築に関する応用地質という立場から地下水または水文学 (Hydrology)、建造物の基礎工、隧道、堰堤の施工法等も含めたい。また応用地質学という見地からいえば勿論、温泉、鉱床地質等に関する諸問題も含んでくることになる。

兎に角本誌の内容は我々の事業の定期的な集積の里程標としたい考えであるが、一面地質工学に興味と関心を持たれる諸氏に取って有意義な存在となるであろうことを確信する。

同好の士の投稿は大いに歓迎することになっているから別項投稿規定によって活発な合流を期待する。知識と経験の交換によって斯界の進歩と発達に就いて大いなる寄与をなすであろうことを我等はここに切に念願する次第である。

1952 年 10 月

渡 邊 貫

【創刊号より転載】

Time is the most valuable thing a man can spend.

(時間とは、人間が使える最も貴重なものである。)

ギリシャの哲学者テオフラストスの言葉より



# 地質工学 第17輯

## 目次

- 火山地域で発生する深部低周波地震  
日本大学文理学部地球科学科 鵜川 元雄 …………… 1
  
- 化学平衡・同位体平衡からみた炭酸塩岩の溶解と沈殿  
九州大学 名誉教授 吉村 和久 ……………10
  
- 北海道沿岸域の海域活断層調査とその意義  
(地独) 北海道立総合研究機構 地質研究所 内田 康人 ……………22
  
- 多重モード表面波群の見掛位相速度と逆解析に関する考察  
日本物理探鑛株式会社 技術本部 河村 茂樹 ……………32
  
- 巨大地震に至る地震活動の変化  
日本物理探鑛株式会社 関東支店 宮澤 広季 ……………42
  
- 大崩山火山・深成複合岩体中ジルコンの U-Pb 年代  
日本物理探鑛株式会社 関東支店 大村 一希 ……………48



## 火山地域で発生する深部低周波地震

鶴川 元雄<sup>1)</sup>

1) 日本大学文理学部地球科学科

### 1. はじめに

微小地震観測網の整備が始まった1970年代後半には東北地方の火山地域の地殻下部に極端に応力降下量の小さい地震（低周波数の振動が卓越）が発生していることが東北地方で認識されていた（高木・長谷川, 1977）. 1980年代以降, 微小地震観測網の整備が進むと普通の地震より低周波数の振動が目立つ地震は多くの火山地域で発生していることがわかり, 火山で発生する浅い低周波地震と区別して「深部低周波地震」と呼ばれるようになった（鶴川・大竹, 1984; Ukawa and Ohtake, 1987; 鶴川・小原, 1993; 長谷川・他, 1994）. 1990年代後半には気象庁の地震カタログで低周波地震が識別されるようになり, 深部低周波地震の発生状況が詳しくわかるようになった（高橋・宮村, 2009）. またハワイ島ではすでに1960年にはキラウエア火山の下, 45~60kmで地震や連続微動が発生していることが報告されていたが（Eaton and Murata, 1960）, 1980年代以降, ハワイ島も含めて海外の火山地域でも, 深部低周波地震（Deep Low Frequency earthquake, Deep long period earthquake）の活動が多く報告されるようになった（例えばKoyanagi et al., 1987; White, 1996; Power et al., 2004; Nichols et al., 2011）.

火山地域で発生する深部低周波地震活動の多くには, 噴火などの浅部の火山活動と時間的に明瞭な相関は見られないが, 深部低周波地震が火山地域で発生すること, 少数ではあるが噴火や火山活動の活発化に伴って深部低周波地震の活動度が変化することがあることから, 火山深部のマグマの活動と関連していると考えられている. 例えば20世紀最大規模の噴火であった1991年のフィリピンのピナツボ山噴火では, 噴火の最盛期の約10日前から深さ30~40kmで深部低周波地震活動が活発化した（White, 1996）. 日本では1998年に岩手山の火山活動が活発化した際に, 浅部の地震活動や噴気活動に先行して深部低周波地震が活発化した例がある（Nakamichi et al., 2003）.

地殻変動の異常や火山性地震・微動が現れる浅い火山活動と異なり, 最上部マントルから地殻中部で進行するマグマの集積や移動現象を地表での観測, 探査や観察で捉えることは難しい. この深さに震源がある深部低周波地震の地震波には, 火山深部についての貴重な情報が含まれているはずである. しかし地震の規模が小さいために多点で

高品質の観測データを得ることが難しく, 深部低周波地震の発生機構やマグマの動きとの具体的な関係について, 統一的な解釈を得るには至っていない. 本稿では深部低周波地震の地震記象や震源分布などの基本的な性質を説明した後, スペクトルの特徴から深部低周波地震と地下のマグマ活動の関係について考えられる描像を述べる.

### 2. 深部低周波地震の基本的特徴

ここでは国立研究開発法人防災科学技術研究所（以後, 防災科研と略す）の高感度地震観測網Hi-netおよび広帯域地震観測網F-netの地震波形データと気象庁の震源カタログをもとに深部低周波地震の基本的な特徴を概観する. ここでは, 気象庁の震源カタログから1998年から2018年に日本全域で低周波地震として識別されたマグニチュード(M)が0以上の地震を抽出した後, フィリピン海プレートの沈み込みに伴う非火山性の深部低周波地震（Obara, 2002）を除いたものを深部低周波地震の震源リストとして用いる. これにより選択された低周波地震は, 少数の地殻浅部の低周波地震と火山のない地域（例えば大阪湾周辺部）の深部低周波地震も含むが, ほとんどは火山地域とその周辺で発生した深部低周波地震である.

#### 2.1 地震波形の特徴

深部低周波地震活動は, Mが2を超えることは少ない微小地震と呼ばれる規模の地震活動である. 普通の構造性地震の場合, 震源近くの速度型地震計で観測される地震波の卓越周波数は, 地震のコーナー周波数（例えば Sato and Hirasawa, 1973）程度で, 規模がM2の地震の場合, 10~20Hz程度である（例えば Ito, 1986）. これに対して深部低周波地震では, 普通の微小地震より低い数Hz以下の低周波振動が卓越することが最大の特徴である.

防災科研のHi-netで観測された安達太良山（福島県）付近のM1.6の深部低周波地震と同じく福島県で発生したM1.6の構造性地震の3成分地震記象をFig. 1に比較して示した. 構造性地震はP波とS波が明瞭で, それぞれ10Hz程度の振動が卓越している（図1a）. これに対して図1bの深部低周波地震は, P2とS2で示すようにP波とS波は明瞭に識別でき, その卓越周波数は2Hz程度であり, 明らかに同規

模の普通の構造性地震より低周波の波動が卓越している。また深部低周波地震の地震波では、この例のようにS波の振幅がP波より大きいことが多い。またP2とS2の前にP1, S1で示した地震が発生している。このように地震が続発する傾向が強いことも深部低周波地震の特徴である。

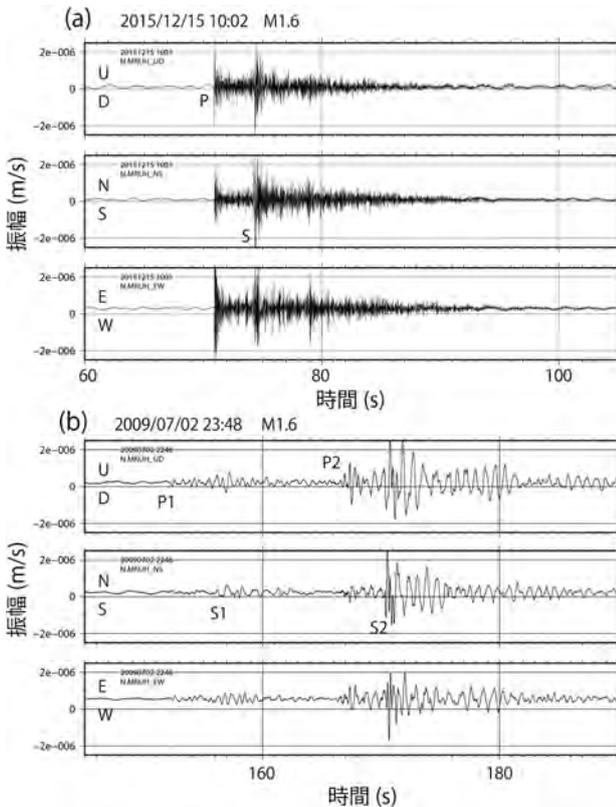


図1 普通の構造性地震と深部低周波地震の波形の比較

Hi-net 観測点 N. MRUH で観測した3成分波形(a) 普通の構造性地震の例。福島県で発生した M1.6 の地震, (b) 安達太良山で発生した M1.6 の深部低周波地震。

## 2.2 地震の深さ分布

深部低周波地震は地殻中部から最上部マントルにかけて発生する。深部低周波地震の深さ分布については、高橋・宮村(2009)が気象庁の震源カタログをもとに1997年10月から2008年12月15日までのデータにより、概ね深さ10~40 kmの範囲にあり、15~35 kmの範囲で一番多いと述べている。また小菅・他(2017)も気象庁の震源カタログをもとに1998年から2014年のデータにより、東北地方で発生した深部低周波地震は、深さ20~30 kmを中心にして深さ10~40 kmの範囲において発生していることを火山地域別に明らかにしている。

ここでは気象庁の震源カタログで低周波地震

として識別された地震の深さ別の頻度分布を図2に示す。図2では震源の深さ2 km毎の地震数を図示している。これまでの研究でも指摘されているが、この図からほとんどの深部低周波地震が深さ10~40 kmの範囲で発生していること、すなわち地殻中部からモホロビッチ不連続面を挟んでマントル最上部で発生していることがわかる。とくに深さ20 kmから30 kmの範囲の発生数が多い。地域別の深さ分布については、次章の震源分布で特徴を把握する。

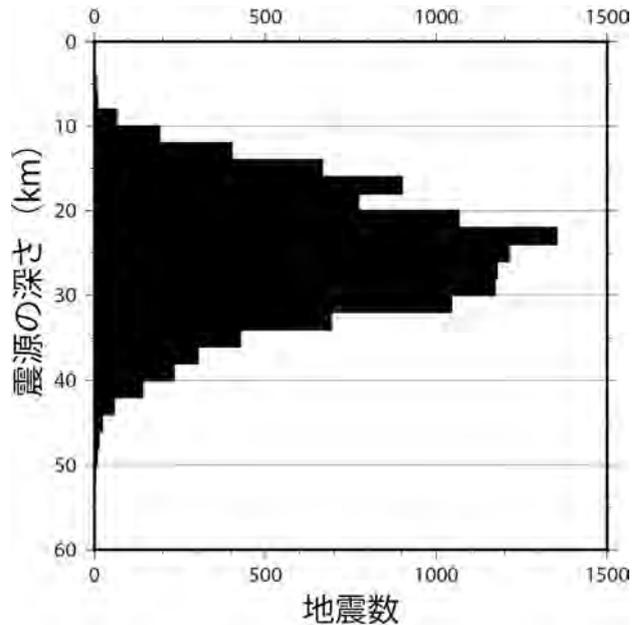


図2 深部低周波地震の深さ別頻度

1998年~2018年に発生した深部低周波地震(フィリピン海プレート沈み込みに伴う地震を除く)の深さ2 km毎の地震数

## 2.3 規模別頻度分布

深さ10~60 kmで発生した深部低周波地震の規模別頻度分布を図3に示した。この期間に気象庁により低周波地震として識別された地震のなかで、最大の地震は2017年5月28日に桜島直下で発生したM2.6の地震であった。

地震の規模別の頻度は、グーテンベルグ・リヒター(G-R)則と呼ばれる「べき乗則」によく合うことが知られている。G-R則は、ある範囲、ある期間に発生するマグニチュード(M)の地震数を $n(M)$ とすると $n(M)=10^{a-bM}$ ( $a$ と $b$ は定数)で表されるという関係で、特に $b$ は $b$ 値と呼ばれ、普通の地震活動では1に近い値であることが多い(宇津, 2001)。

ここで扱っている深部低周波地震も図3に見られるようにM1程度より大きい地震は、両対数グ

ラフで直線関係になるので、M に対して地震数がべき乗則にほぼ従っている。そこで M1 以上の地震に G-R 則を当てはめると、 $b=2.0$  が得られた。地域ごとの地震数や  $b$  値の違いを考慮していない荒っぽい推定であるが、普通の地震活動の場合より  $b$  値が大きく、大きい地震の発生数に対する小さい地震の発生数が多いことがわかる。普通の構造地震では M が 1 小さくなると発生数はほぼ 10 倍になるが、深部低周波地震では M が 1 小さくなると発生数は 100 倍程度、多くなる。高橋・宮村 (2009) でも採用する M の下限値によっても  $b$  値は変わるが、ほぼ 2 であることが示されている。

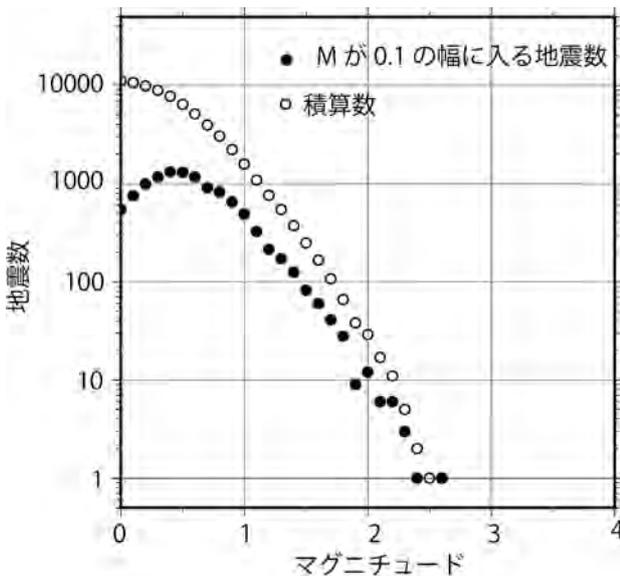


図3 深部低周波地震の規模と頻度の関係  
選択した地震は、図2と同じ。

### 3. 深部低周波地震の震源分布

高橋・宮村 (2009) は、深部低周波地震の震央分布について、震央は概ね第四紀火山から 10 km 以内に分布していることを報告している。ここでは高橋・宮村 (2009) と同様に気象庁の震源カタログを使用し、深部低周波地震の発生している領域を調べる。調査期間は 1998 年 1 月から 2018 年 8 月とした。

地方別の震源分布を図 4a~d に示す。普通の地震を青、気象庁によって低周波地震と識別された地震を赤で表示した。普通の地震について地震の規模別の記号の大きさを各図の右側に図示したが、深部低周波地震を明瞭に示すために深部低周波地震はこの表示の 5 倍の大きさと描画した。

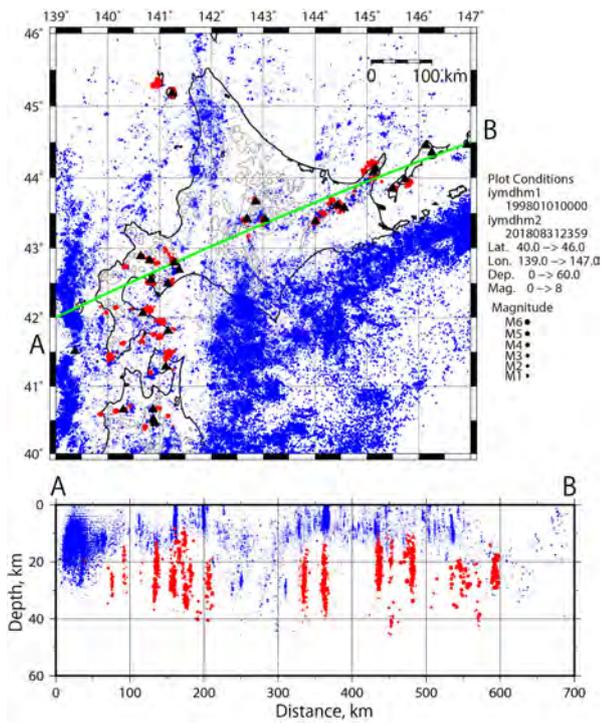
北海道地方 (図 4a)、東北地方 (図 4b)、中部地

方 (図 4c)、九州地方 (図 4d) に分けて震央分布を示すとともに、それぞれの地域で深部低周波地震の発生する領域に沿う幅 100 km の鉛直投影図 (以後、震源断面図と表現する) を下段に示した。投影面は各震央分布図に示す緑色の線に鉛直な面で、この線の両側各 50km の範囲の地震を投影した。なお震央分布図の縮尺と震源断面図の縮尺は異なっている。また震央分布図には活火山の位置も示されている。

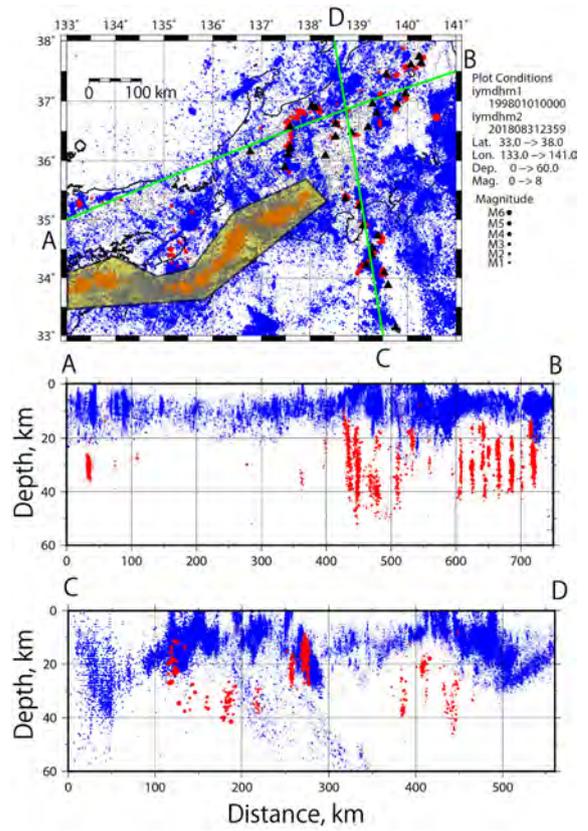
気象庁が低周波地震として分類する地震には、火山下で発生する深部低周波地震以外の低周波地震も含まれている。その中で最も数の多いものは、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う深部低周波地震あるいは深部低周波微動で東海地方から紀伊半島、四国にかけて震源が分布している (Obara, 2002)。図 4 では、震源断面図にフィリピン海プレートの沈み込みに伴う深部低周波地震ができる限り含まれない範囲を選択した。またフィリピン海プレートの沈み込みに伴う深部低周波地震の分布域を黄色で覆って区別した (図 4c と d)。

各地域の震央分布から深部低周波地震は火山前線の活火山周辺で発生していること、また火山前線より内陸の活火山周辺でも発生していることがわかる。火山前線から内陸に離れた地域として、図 4a に示す北海道地方では利尻山周辺や渡島半島西部、図 4b の東北地方では八郎潟、図 4c の中部地方から中国地方にかけてでは北アルプスの火山や大山、また活火山の無い京都府から大阪湾にかけての地域にも震源が見られる。図 4d の九州地方では雲仙岳など、活火山や第四紀火山周辺に震源が認められる。九州では活火山が阿蘇山と霧島山の間には存在していないが、深部低周波地震はその間にも分布している (図 4d の X で示したところ)。

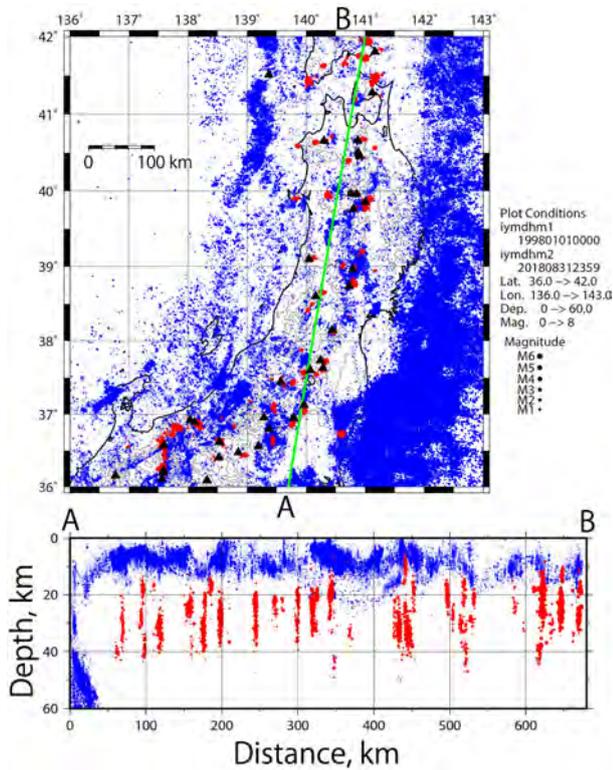
震源断面図を見ると、ほとんどの内陸の普通の地震は深さ 20 km 以浅で発生しているのに対して、深部低周波地震は普通の地震が発生しない深さ 10~40 km の範囲を中心に発生している。北海道 (図 4a) と九州 (図 4d) では、ほとんどの深部低周波地震が深さ 40 km 以浅で発生しているのに対し、東北地方 (図 2) や中部地方 (図 3) では深さ 50 km 程度まで震源が見られる。高橋・宮村 (2009) は日本全域について火山ごとの深部低周波地震の深さの範囲と中央値を調べ、九州地方では 30~15km の範囲、中国・近畿地方では 30km に集中、中部・甲信地方では活動の中心が 35 km 付近と他の地域よりやや深いことなどの地域ごとの特徴を指摘している。



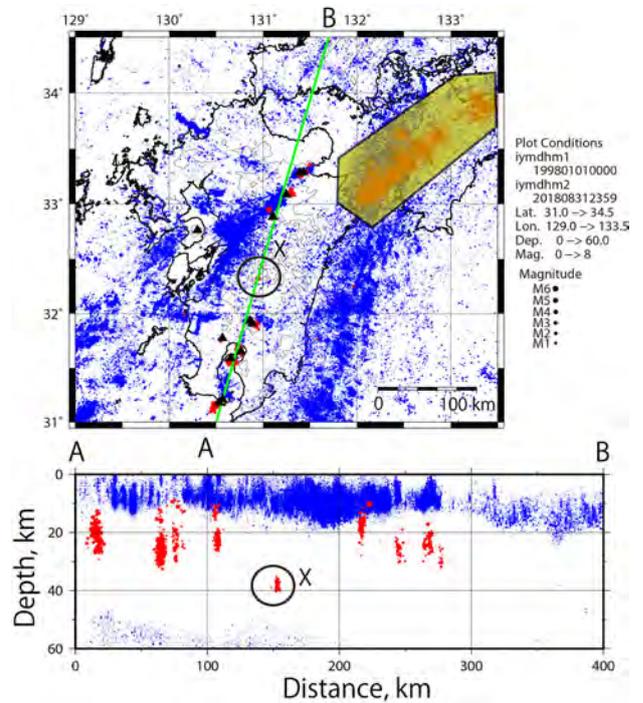
(a) 北海道地方



(c) 中部地方から近畿・中国地方



(b) 東北地方



(d) 九州地方

図4 深部低周波地震の震源分布

1998年1月～2018年8月の気象庁震源カタログによる震源分布図。深部低周波地震を赤丸、普通の地震を青丸で示した。震源断面図には、震央分布図の緑線の左右各50kmの幅に入る地震を描画した。▲は活火山の位置を示す。(c)と(d)の黄色の領域は、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う非火山性の深部低周波地震・微動の発生領域を示す。

高橋・宮村 (2009) や小菅・他 (2017) も指摘しているが, 図4に見られるように一つの地震群の深さの範囲は20kmを超えている地域が多い. 深部低周波地震は, P波の振幅が小さく, 初動を検測しにくいこと, 周波数が低いために地震波の到着時刻の読み取り精度が低いことなどから, 震源の精度, 特に深さに関して普通の地震より精度が低い. 震源の深さの範囲が広いことは, マグマの上昇との関連を考える上で重要であるが, 震源精度についてさらに検討することが必要である.

#### 4. 地震波形とスペクトルの多様性

##### 4.1 地震波形の多様性

深部低周波地震の地震波形は火山ごと, また同じ火山であっても活動ごとに振動の継続時間やスペクトルの形状に幅広い多様性があり, なぜ多様な地震波形が震源から放射されるのかということ自体が研究課題である. ここでは地震波形の多様性の基本的な特徴, 特に地震の続発性と卓越周波数の違い, および時間変化について紹介する. 図5は深部低周波地震の地震波形の多様性を示す特徴的な3つの例で, 観測波形は防災科研のHi-net観測点およびF-net観測点で観測されたものである. 各地震とも上から上下動成分, 南北動成分, 東西動成分を图示した.

図5aは北海道駒ヶ岳で2009年4月19日15時に発生した深さ30kmの深部低周波地震を震央距離が約37kmのHi-net観測点 (N.MRRH) で観測した3分間の地震記象である. この地震活動では, まず図中Aで示したところに孤立的な深部低周波地震 (M1.0) が発生した後, Bで示した約1分間にわたって深部低周波地震の連続的な発生が見られる. 地震波の振幅は図中の時間表示で280秒付近から315秒付近まで増大し, この中にはM2.2の深部低周波地震 (P波の到着は306秒付近) が含まれている. Aの地震には高周波成分が比較的多く含まれている. Bの区間では地震波の卓越周波数がやや高周波から低周波に変化する現象が見られる.

図5bは, 2017年5月28日7時に桜島で発生したM2.6の深部低周波地震で, 1998年から2019年の間に気象庁が決定した最も規模の大きい深部低周波地震である. 波形はF-net観測点SIBで観測されたデータで, 1 Hz以下の周波数の地震波も記録されている. 図中の時間表示で210秒付近からやや高周波に富む小振幅の振動が245秒まで継続して, 245秒付近から周波数が約0.5Hz程度の振幅の大きい波群に移行, その波群が1分以上継続した. 振動継続時間が長いことから地震が続発していると考えられるが, 地震波形が連続的であり, 明瞭に地震を

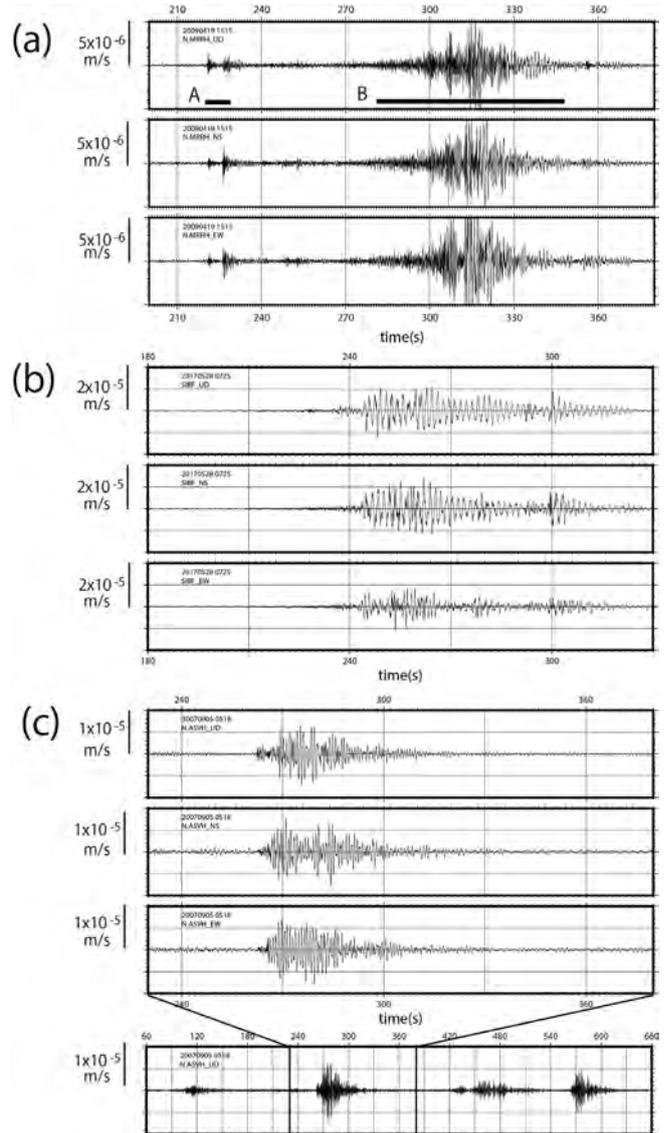


図5 深部低周波地震の3成分地震波形例(上から上下動, 南北動, 東西動成分)  
 (a) 2009年4月19日15時に北海道駒ヶ岳付近で発生した深部低周波地震. 観測点はN.MRRH (Hi-net).  
 (b) 2017年5月28日07時に桜島付近で発生した深部低周波地震. 観測点はSIB (F-net).  
 (c) 2007年9月5日05時に阿蘇山付近で発生した深部低周波地震. 観測点はN.ASVH (Hi-net).

区別することは難しい.

図5cは, 2007年9月5日5時に阿蘇山直下, 深さ約30kmで発生した深部低周波地震で, 図の最下段に示した10分間の上下動成分の地震波から深部低周波地震が続発している様子がわかる. その一部, 150秒間を拡大した3成分地震記象をその上に示した. 観測点はHi-net観測点N.ASVHである.

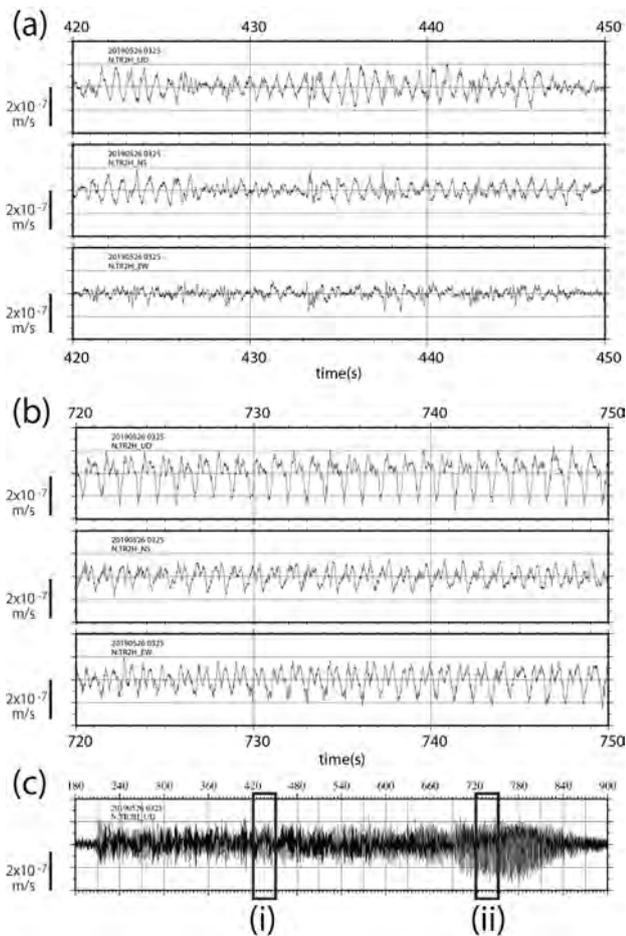


図6 2019年5月26日03時の箱根山付近で発生した深部低周波地震

観測点は N. TR2H (Hi-net). (a) 図(c)の(i)の時間帯の3成分地震記象(上から上下動, 南北動, 東西動成分). (b) 図(c)の(ii)の時間帯の3成分地震記象. (c) 12分間の上下動成分の波形.

この地震では, 続発する個々の深部低周波地震が明瞭に識別できる. それぞれの深部低周波地震は, 図1aの構造性地震より振幅の増減が複雑で, また振動継続時間が長い.

深部低周波地震が連続的な振動として長時間にわたって観測された例を図6に示す. この地震は2019年5月26日5時に箱根山で発生した深部低周波地震で, この波形はHi-net観測点N.TR2Hで観測された3成分記録である. この地震を研究している行竹(2019)は, 深部低周波微動と呼んでいる. 図6cに12分間の上下同成分の地震波形を示した. この図から地震動がほぼ同ような振幅で約11分間継続し, その後, 約2分間振幅が増大した後, 振幅が減少したことがわかる. 前半部分(図6aの(i))を拡大したものが図6bで, 周波数1 Hz程度の波動が卓越

するが, 様々な周波数の波動も混在している様子がわかる. 図6bは振幅が大きくなった後半部分(図6cの(ii))を拡大したもので, 周波数1 Hzの波動が顕在化したことがわかる. この地震の震源は行竹(2019)によれば, 箱根山北部, 深さ30km付近である.

上記の4例で見たように, 深部低周波地震はその卓越周波数が低いという共通の特徴のほかに地震が続発する傾向があることがわかる. しかし続発の様式は, 孤立的な低周波地震が間欠的に発生する場合(北海道駒ヶ岳の前部や阿蘇山), 切れ目なく発生する場合(北海道駒ヶ岳の後半, 桜島), 連続微動の場合(箱根山)のように幅が広い.

#### 4.2 深部低周波地震のスペクトル

地震波のスペクトルに低周波成分が卓越することは, 深部低周波地震に共通する特徴であるが, スペクトルの地震ごとの違いは幅広い. ここでは図1と図5および図6で取り上げた5つの深部低周波地震活動と普通の構造性地震のスペクトルを比較することにより, その特徴を示す.

図7a~7eはそれぞれ北海道駒ヶ岳(図5a)、安達太良山(図1b)、阿蘇山(図5c)、桜島(図5b)、箱根山(図6)の深部低周波地震のスペクトルである. 各地震について, 下段に地震波形, 上段にスペクトルが示されている. 地震波形中に赤枠で囲んだ範囲がスペクトル計算の対象とした範囲で結果をスペクトル図に黒線で示した. スペクトル図の青線は, 深部低周波地震の開始以前の時間帯から対象とした深部低周波地震の解析範囲と同じ時間長を選び, スペクトル解析を行った結果で, ノイズのスペクトルを示している. 青線より強度が大きいスペクトルが意味のある深部低周波地震のスペクトルである.

図7fは図1aに示した普通の構造性地震のスペクトルで, 解析範囲にはP波もS波も含まれている. ここで示すスペクトルは, 速度型地震計で観測された波形を解析したので, 速度スペクトルである. なお, スペクトルを図示した観測点は, それぞれの地震記象を示した図と同じ観測点を用いた. 図7fに示した普通の地震のスペクトルは1~25Hzまでほぼ同じスペクトル強度を示している.

これに対して深部低周波地震のスペクトルには様々な幅のスペクトルの強い部分が現れる. 北海道駒ヶ岳の地震(図7a)のスペクトルでは, 0.6~4 Hzに強い部分が現れている(図7aの上段に紫色の帯で示した部分). 図7b~dに示した安達太良山(0.9~3 Hz), 阿蘇山(0.8~1.3 Hz), 桜島(0.5~0.8 Hz)の順にスペクトル強度の強い範囲は狭くなり, さらに図7eに示した箱根山では基本周波数

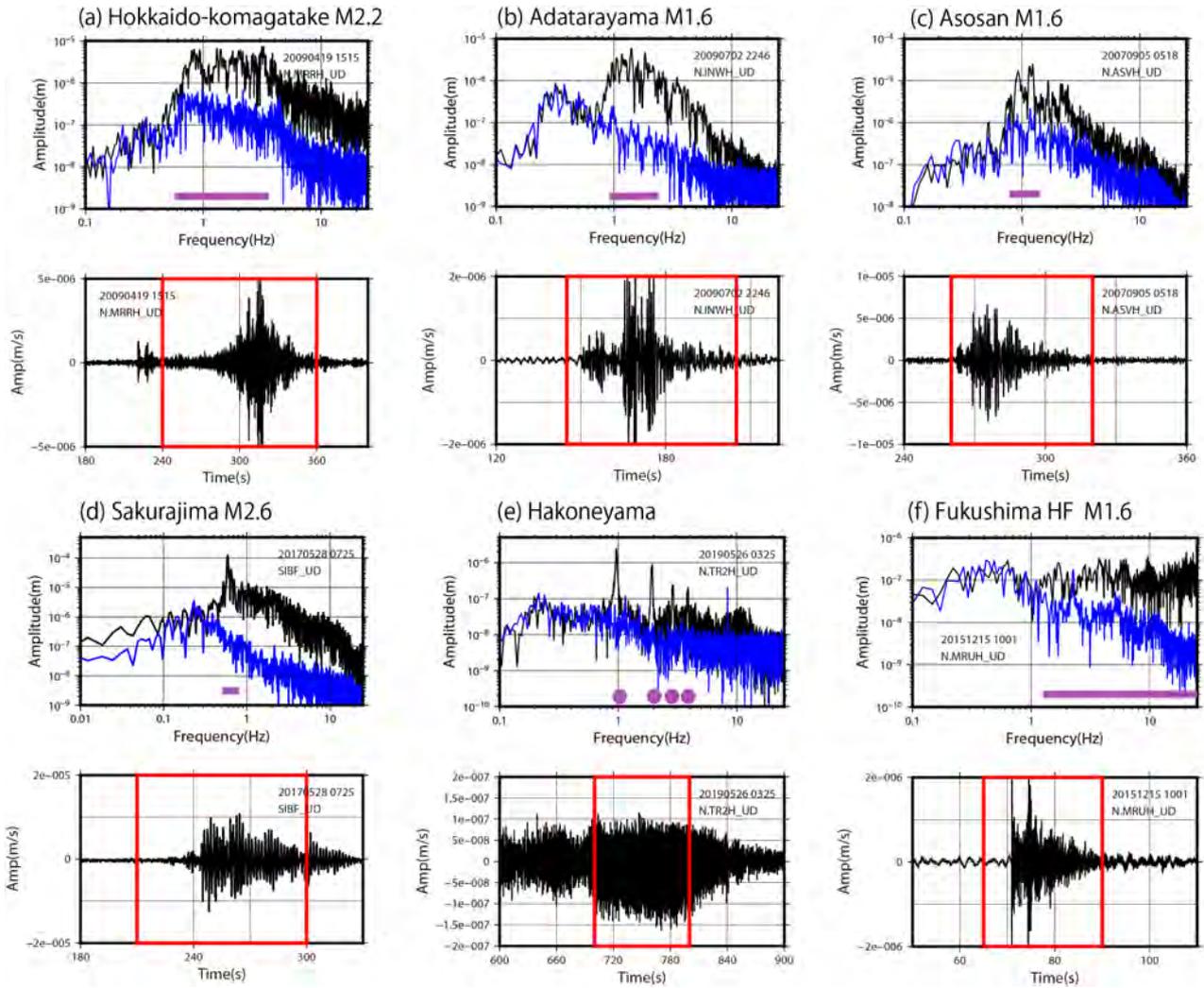


図7 深部低周波地震のスペクトル

深部低周波地震と普通の地震のスペクトルの比較. 深部低周波地震 ((a) 北海道駒ヶ岳, (b) 安達太良山, (c) 阿蘇山, (d) 桜島, (e) 箱根山) と (f) 福島県で発生した普通の構造的な地震の比較. 赤枠で囲んだ範囲の地震波 (上下動成分) のスペクトルを黒線で示す. 青線は, 深部低周波地震の振動開始前 (赤枠と同じ時間幅) のノイズのスペクトルを示す.

とその高調波の関係にあると考えられる線状のスペクトルが現れた.

### 4.3 スペクトルの時間変化

図5と図6の例は, 深部低周波地震の地震波形のスペクトルが時間変化することを示している. スペクトルの時間変化は, 卓越周波数の変化と高周波振動の重畳で特徴づけられる. スペクトルの時間変化を明瞭に示すためにウェーブレット解析を実施した例を図8に示した. 対象とした地震波形は図5aに示した北海道駒ヶ岳で発生した深部低周波地震のN.MRRHでの観測した上下動成分である. ここでアナライジング・ウェーブレットとしてMorletのウェーブレットを採用した. 緑の○は, 各正秒の前後2秒間の範囲の最大スペクトル強度の周波数を示している. 手法の詳細は, 鶴川 (2020) に

述べられている.

図8aは解析した地震波形, 図8bとcはそれぞれ0~5Hzと0~20Hzのスペクトル強度で, 最大振幅で正規化した地震波のスペクトル強度の相対的な時間変化を示している. この図から振幅が大きくなった280秒から340秒の間で前半は2~4Hzのスペクトルが強く, 後半は0.8~2Hzに移行したことがわかる. またこのスペクトル強度の時間変化と地震波の振幅との間に明瞭な関係はない.

図8からは卓越周波数の時間変化だけでなく, 5Hz~20Hzの比較的高周波数の波動が重畳していることもわかる. 230秒付近の最初の地震, 後半の300秒付近と310秒付近に短時間の強い高周波振動が見られ, 深部低周波地震は低周波の波動を選択的に放射しているだけでなく, 高周波の波動も放射できることを示している.

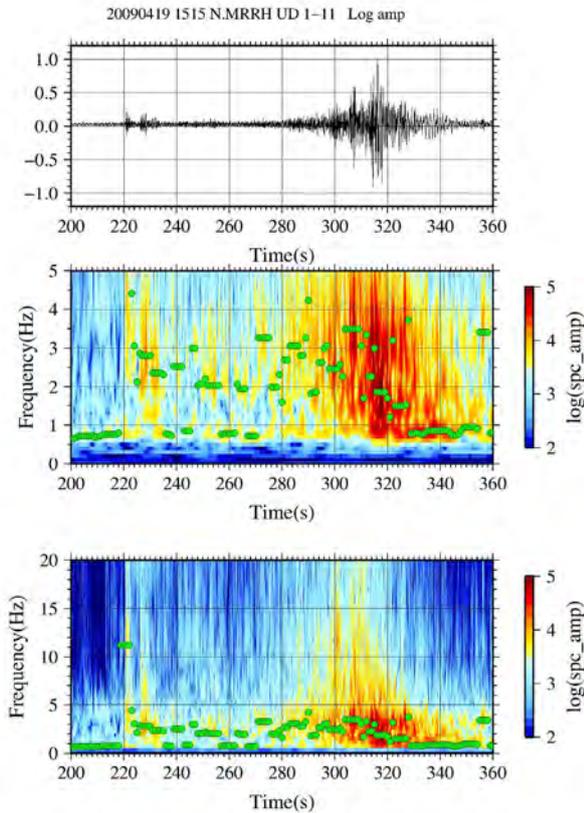


図8 ウェーブレット解析によるスペクトル解析した地震は図5aに示した北海道駒ヶ岳の深部低周波地震(2009年4月19日15時)

### 5. まとめと考察

本論説で示した火山地域下の深部低周波地震の特徴を以下にまとめた。

- ① 火山地域を中心に発生する。噴火や火山活動の活発化と関連して発生する場合もある。
- ② マントルから地殻に遷移する密度境界付近である20~30kmを中心に発生し、深さ60km以深では発生していない。火山地域下のこの深さ範囲は普通の地震が発生しない領域である。
- ③ ほとんどの地震の規模はM2以下であり、M3を超える規模の深部低周波地震は稀にしか発生しない。またb値は2程度と普通の地震活動に比べて大きい。
- ④ 地震の間隔は孤立的な発生から連続的な発生まで多様であるが、続発性が強く、連続微動的な場合もある。
- ⑤ 地震波にはP波もS波も識別でき、特にS波がP波より明瞭な場合が多い。
- ⑥ 観測される地震波の卓越するスペクトルピークの幅は広い場合から高調波を含む線スペク

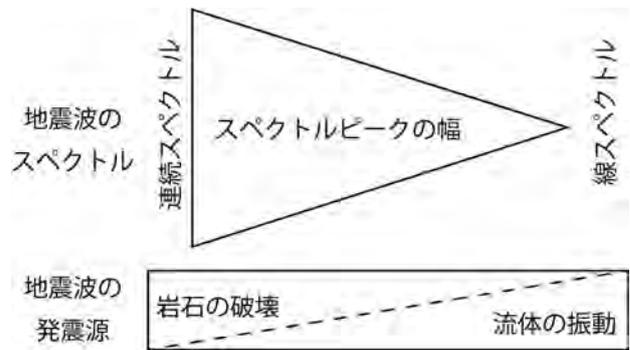


図9 深部低周波地震の震源と地震はスペクトルの関係

トルが現れるものまで多様である。続発する間にスペクトルは時間変化する。

- ⑦ 地震波には低周波数成分だけでなく、高周波成分が短時間であるが重畳することが多い。

上述の特徴の中で、②、④は普通の岩盤に応力が蓄積するために地震が発生するのではなく、流体などの侵入のために地震が発生すること、③は地震発生のスケールがある程度より大きくなることを示している。⑥と⑦は岩石の破壊と流体の移動の両方が原因に寄与していることを示している。①から関与する流体として、マグマあるいは熱水が考えられる。⑤は震源の形状を示していると考えられる。

深部低周波地震の具体的な発生機構はまだ解明されていない。上記のような特徴を満足し、スペクトルの特徴やP波やS波の励起を定量的に説明できる具体的な物理モデルの創出が必要である。ここではスペクトルピークの幅の広さと震源における岩石破壊と流体の移動の寄与の割合を示す概念的な仮説を図9に示した。通常の地震の発生しない深さで岩石の破壊が発生するためには、ひずみ速度が大きくなることや間隙流耐圧の急激な変化などを考える必要がある。

### 謝辞

本論文の寄稿の機会を与えてくださいました日本物理探査(株)内田篤貴氏に感謝いたします。防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)および広帯域地震観測網 F-netのデータを使わせていただきました。図の作成には Generic Mapping Tools(Wessel and Smith, 1995)を使用した。ここに記して感謝します。

## 参考文献

- Eaton, J. P., and K. J. Murata, 1960, How volcanoes grow, *Science*, 132, 925-938.
- Hasegawa, A. and A., Yamamoto, 1994. Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophys.*, 233, 233-252.
- Ito, Y., 1986, Scaling relation between earthquake size and duration of faulting for shallow earthquakes in seismic moment between 1010 and 1025 dyn·cm, *J. Phys. Earth*, 34, 127-169.
- 小菅正裕・野呂康平・増川和真, 2017, 東北日本で発生する深部低周波地震の震源の時空間分布の特徴と地震波形の多様性, *地震研究所彙報*, Vol. 92, 63-80.
- Koyanagi, R. Y., B. Chouet and K. Aki, 1987, Origin of volcanic tremor in Hawaii, *Volcanism in Hawaii*, edited by R. W. Decker and T. L. Wright, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1350, 1221-1257.
- Nakamichi, H., H., Hamaguchi, S., Tanaka, Sa., Ueki, T., Nishimura and A., Hasegawa, 2003, Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan, *Geophys. J. Int.*, 154, 811-828.
- Nichols, M. L., S. D., Malone, S. C., Moran, W. A. Thelen, J. E. and Vidale, 2011, Deep long-period earthquakes beneath Washington and Oregon volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 200, 116-128.
- Obara, K., 2002, Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, 296, 1679-1681.
- Power, J. A., S. D., Stihler, R. A., White, S. C., Moran, 2004, Observations of deep long-period (DLP) seismic events beneath Aleutian arc volcanoes; 1989-2002, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 138, 243-266.
- Sato, T. and T., Hirasawa, Body wave spectra from propagating shear cracks, *J. Phys. Earth*, 21, 415-431, 1973.
- 高木章雄・長谷川昭, 1997, 東北日本弧系における地震活動の特性と予知研究, *地震予知研究シンポジウム (1976)*, 15-20.
- 高橋浩晃・宮村淳一, 200, 日本列島における深部低周波地震の発生状況, 北海道大学地球物理学研究報告, 72, 177-190.
- 鶴川元雄, 2020, 火山地域の深部低周波地震の Wavelet スペクトル解析—北海道駒ヶ岳付近に発生する深部低周波地震への適用—, *日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要*, 55号 (印刷中).
- 鶴川元雄・小原一成, 1993, 関東地方の火山フロント下のモホ面付近に発生する低周波地震, *火山*, 38, 187-197.
- 鶴川元雄・大竹政和, 1984, 富士山直下の特異な微小地震活動について, *地震*, 37, 129-133.
- Ukawa, M. and M., Ohtake, 1987, A monochromatic earthquake suggesting deep-seated magmatic activity beneath the Izu-Ooshima volcano, Japan, *Journal of Geophysical Research*, 92, 12649-12663.
- 宇津徳治, 2001, *地震学 (第3版)*, 共立出版株式会社, pp. 376.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1995, New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 76, 329.
- White, R. A., 1996, Precursory deep long-period earthquakes at Mount Pinatubo: spatio-temporal link to basaltic trigger. In: Newhall CG, Punongbayang RS (eds) *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo*, Philippines. University of Washington Press, Seattle, Washington, pp 307-326.
- 行竹洋平, 2019, 箱根山 2019 年火山活動において観測された深部低周波微動, *日本地震学会秋季大会*, P077.

## 化学平衡・同位体平衡からみた炭酸塩岩の溶解と沈殿

吉村 和久<sup>1)</sup>

1) 九州大学 名誉教授

### 1. はじめに

化学平衡および同位体平衡の概念は地球表層で生起する諸現象を理解するために有効である。特に、石灰岩地域では、CO<sub>2</sub>を含む水に対する炭酸塩岩の溶解度が他の岩石に比べて著しく大きく、その反応が比較的速いため、地球表層で起きている現象を化学反応として理解する上で格好の対象となる。また、非石灰岩地域においても、鉱物粒子間の充填物、岩脈や断層破砕帯に炭酸塩が存在することは希ではなく、非石灰岩地域の地下水水質に炭酸塩溶解の寄与が大きく反映されることもある。ここでは、世界中のカルストから収集したデータを材料に、おもに炭酸塩岩の溶解と沈殿反応について化学平衡論および同位体平衡論的な取り扱い方の解説および3つのカルスト地下水への適用例に関して紹介する。

### 2. 炭酸塩溶解と沈殿の化学

#### 2.1 CaCO<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O系の化学平衡と平衡移動

CO<sub>2</sub>を含む水に対するCaCO<sub>3</sub>の溶解反応は次のように示すことができる(ここでは、議論を石灰岩に限定し、石灰岩の構成鉱物は方解石のみであるとすると)。



また、鍾乳石の形成やセメンテーションは上式の反応が左に進むことを意味する。このように、(1)式は右にも左にも進行し得るが、それを支配するもっとも重要な因子は、水と接触する空間のCO<sub>2</sub>濃度である。

CaCO<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>Oの系には4つの化学平衡(図1)が存在する。CO<sub>2</sub>の水への溶解に関する平衡定数をK<sub>0</sub>(Henry定数とも呼ばれる)、溶存CO<sub>2</sub>の逐次酸解離定数をそれぞれK<sub>1</sub>、K<sub>2</sub>、方解石に関する溶解度積をK<sub>sp</sub>とすると、それぞれの平衡定数は次のような式で表わすことができる。すなわち、平衡状態においては(2)~(5)式の右辺の溶質濃度商あるいは積に定数性が成立する。なお、CO<sub>2</sub>(aq)は水に溶解したCO<sub>2</sub>(水和CO<sub>2</sub>)である。H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>と表記される場合もあるが、水溶液中にH<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>の化学種はほとんど存在せず、直線状の分子であるCO<sub>2</sub>のまわりを水分子が取り巻いた状態(水和分子)として存在するので、CO<sub>2</sub>(aq)として表記することにする。P<sub>co2</sub>は分圧(atm)で表示した気相中のCO<sub>2</sub>濃度である。

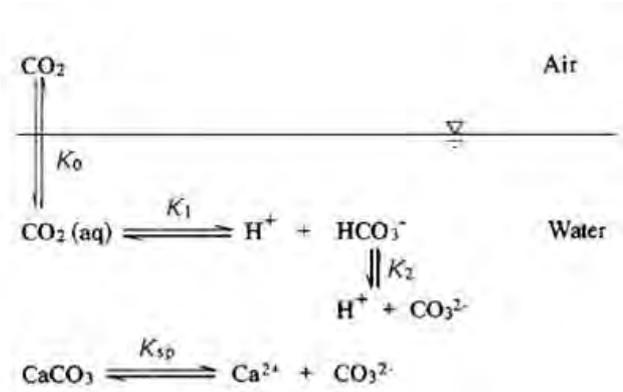


図1. 無機炭素化学種間の化学平衡。

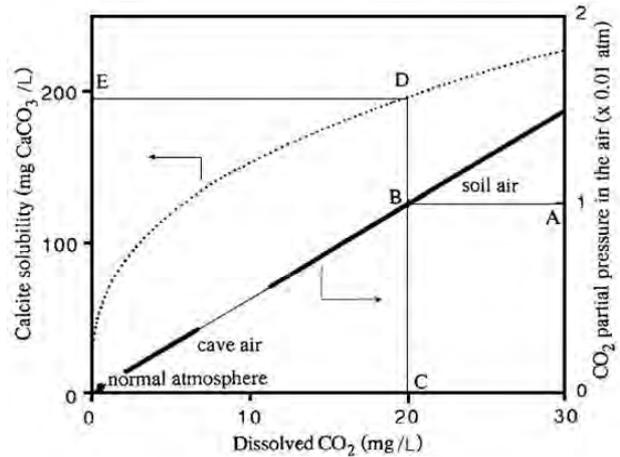


図2. 方解石溶解度のCO<sub>2</sub>濃度依存性(15°C).

$$K_0 = [\text{CO}_2(\text{aq})] / P_{\text{co2}} \quad (\text{mol L}^{-1} \text{ atm}^{-1}) \quad (2)$$

$$K_1 = [\text{H}^+] [\text{HCO}_3^-] / [\text{CO}_2(\text{aq})] \quad (\text{mol L}^{-1}) \quad (3)$$

$$K_2 = [\text{H}^+] [\text{CO}_3^{2-}] / [\text{HCO}_3^-] \quad (\text{mol L}^{-1}) \quad (4)$$

$$K_{\text{sp}} = [\text{Ca}^{2+}] [\text{CO}_3^{2-}] \quad (\text{mol}^2 \text{ L}^{-2}) \quad (5)$$

ここで、[ ] は容量モル濃度、P<sub>co2</sub>はCO<sub>2</sub>を供給する空間のCO<sub>2</sub>濃度(単位はatm)である。厳密に取り扱うには濃度の代わりに活量(有効濃度)を用いるべきである。平衡定数は活量に基づいて実験的に求められているからである。ただし、海水や高濃度電解質を含む温泉水などを除くと、容量モル濃度で近似することが可能である。

これらの平衡定数を用いると、溶存CO<sub>2</sub>濃度とCa<sup>2+</sup>濃度はそれぞれ次のように与えられ、温度が決まるとそれぞれの値はP<sub>co2</sub>だけの関数になる。

$$[\text{CO}_2(\text{aq})] = K_0 P_{\text{co2}} \quad (6)$$

$$[\text{Ca}^{2+}] = (K_0 K_1 K_{\text{sp}} / 4K_2)^{1/3} P_{\text{co2}}^{1/3} \quad (7)$$

15°Cにおける平衡定数と(6)、(7)式を用いて作成し

た図2は、CO<sub>2</sub>が溶解した水に対する方解石の溶解度（水1Lに溶解した方解石量）のCO<sub>2</sub>濃度依存性を示したものである。例えば0.01atm（1%）のCO<sub>2</sub>（土壌層孔隙のCO<sub>2</sub>濃度に相当）を含む空間が水と接触すると、水には20.1 mg/L（0.46 mmol/L）のCO<sub>2</sub>（A→B→Cとたどる）と195 mg/L（1.95 mmol/L）の方解石が溶ける（C→D→E）。溶解度は水が接触する空間のCO<sub>2</sub>濃度に大きく依存し、その濃度に変化が起きるようなことがあれば、新たな平衡系に向かって溶解がさらに進行したり、セメンテーションが起きる。図中におおよその濃度範囲を太線部分で示したが、洞窟内大気中のCO<sub>2</sub>濃度は0.003 atm（1 atmの大気に対して0.3%あるいは3000 ppmv）程度であるので、土壌CO<sub>2</sub>が方解石の溶解平衡に関与した地下水が洞窟内にしみだすと、(1)式の反応が左に進行し鍾乳石が形成されるのがその一例である。水の蒸発の方解石沈殿への寄与は石灰洞では小さい。

(1)式の反応の向きを決めるのは水中の溶存CO<sub>2</sub>濃度であり、その濃度に変化が起きた時、それまでの平衡は成立しなくなり、新たな平衡状態に達するまでCaCO<sub>3</sub>の溶解あるいは沈殿が進行する（もちろん、平衡に達した時には、Ca<sup>2+</sup>イオンとCO<sub>3</sub><sup>2-</sup>イオンの濃度積は、前の平衡時の濃度積と等しくなり、(5)式によりCaCO<sub>3</sub>の沈殿・溶解は厳密に制御される）。しかし、CaCO<sub>3</sub>の沈殿・溶解反応は残りの3つの反応に比べてそれほど速くないために、平衡に到達しない過渡的状态（CaCO<sub>3</sub>に関する未飽和や過飽和状態）が起き得る。方解石に関する溶解平衡への到達度の目安となるのが、方解石に対する飽和指数*SIc*（Saturation index for calcite）であり、(8)式で与えられる。

$$SIc = \log \left( \frac{[Ca^{2+}] [CO_3^{2-}]}{K_{sp}} \right) \quad (8)$$

ただし、実験的に[CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>]を直接定量することは困難なため、普通は地下水のアルカリ度（HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度の目安）とpHを測定して(9)式を使って算出する。

$$SIc = \log \left( \frac{K_2 [Ca^{2+}] [HCO_3^-]}{K_{sp} [H^+]} \right) \quad (9)$$

実際の地下水中に含まれる[Ca<sup>2+</sup>]と[CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>]の濃度の積と溶解平衡時の濃度積の商の対数であるので、正で方解石に対して過飽和、0で溶解平衡、負では未飽和となる。

次に、(2)、(3)式を組み合わせると(10)式が得られる。

$$P_{CO_2} = \frac{[H^+] [HCO_3^-]}{K_0 K_1} \quad (10)$$

実測されたpHと[HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>]の値から算出されるこの量は、CO<sub>2</sub>平衡分圧とよばれ、測定を行った時点での水中の溶存CO<sub>2</sub>濃度に関する情報を与える。採水地点でガラス電極を直接地下水につけて

測定した時と、野外あるいは実験室内で容器に地下水をいれて攪拌し一定の数値を示すまで待った時のpHの値は異なる（一般的には後者の値が高い値を示し、RpH値と呼ばれてきた）。通常地下水のCO<sub>2</sub>平衡分圧は大気のCO<sub>2</sub>濃度（= 4 × 10<sup>-4</sup>あるいは10<sup>-3.4</sup> atm）よりも高いために、地下水を採取して放置すると、脱CO<sub>2</sub>によってpHが上昇するためである。このような現象を理解するために導入されたのがCO<sub>2</sub>平衡分圧であり、地下水がCO<sub>2</sub>に関して溶解平衡にある仮想的な気相中のCO<sub>2</sub>濃度*P*<sub>CO<sub>2</sub></sub>（濃度単位を分圧atmにとる）を表わしたものである。地下水と接する空間のCO<sub>2</sub>分圧に比べてCO<sub>2</sub>平衡分圧が高い場合には、地下水からの脱CO<sub>2</sub>が起きる。CO<sub>2</sub>平衡分圧と等しい場合には、CO<sub>2</sub>に関して溶解平衡が成立しており、CO<sub>2</sub>は水-気相間で見かけ上移動しないことになる。

一般に、石灰岩地域の地下水が地表あるいは洞窟の空間に出てくると、CO<sub>2</sub>平衡分圧の低下と*SIc*の上昇が起きる。このように、石灰岩地域の地下水の*SIc*とCO<sub>2</sub>平衡分圧は、地下水がたどってきた道すじに関して重要な情報（方解石に対する溶解平衡到達度、CO<sub>2</sub>を供給する空間のCO<sub>2</sub>濃度、流出過程での脱CO<sub>2</sub>の程度など）を与えてくれる。

平衡定数の値は多くの成書に記載されている（例えば、Stumm and Morgan, 1996; Ford and Williams, 2007）。また、平衡計算のために多くのコンピュータプログラムが公開されており、そのデータベースの中に平衡定数の温度依存性の情報を見ることができる。これらのプログラムでは副反応の寄与も考慮してすべての化学種の活量を算出することで、高濃度電解質共存下での解析が可能である。例えば、米国地質調査所のD. Parkhurst (1980)が開発したプログラムPHREEQはフリーソフトとしてダウンロードできるし、北ダコタ州立大学地球科学科ホームページ (<http://www.ndsu.nodak.edu/web/phreeq/>) にアクセスすると、化学平衡解析をオンラインで行うことができる。

なお、カルスト地下水は採水を行った時点で方解石に関して過飽和になっていることが多く、ろ過を行った溶液であっても、長期に保存すると器壁に方解石が沈殿してCa<sup>2+</sup>およびHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>イオン濃度に変化が起きる。それを防ぐためには、市販のCO<sub>2</sub>ポンベを用いCO<sub>2</sub>を試料に溶解すればよい。この方法はアルカリ度の分析には影響を与えない。アルカリ度測定には硫酸による酸滴定が用いられるが、その滴定の終点の確認にGran法を用いることが、分析値の信頼性の高さと分析時間

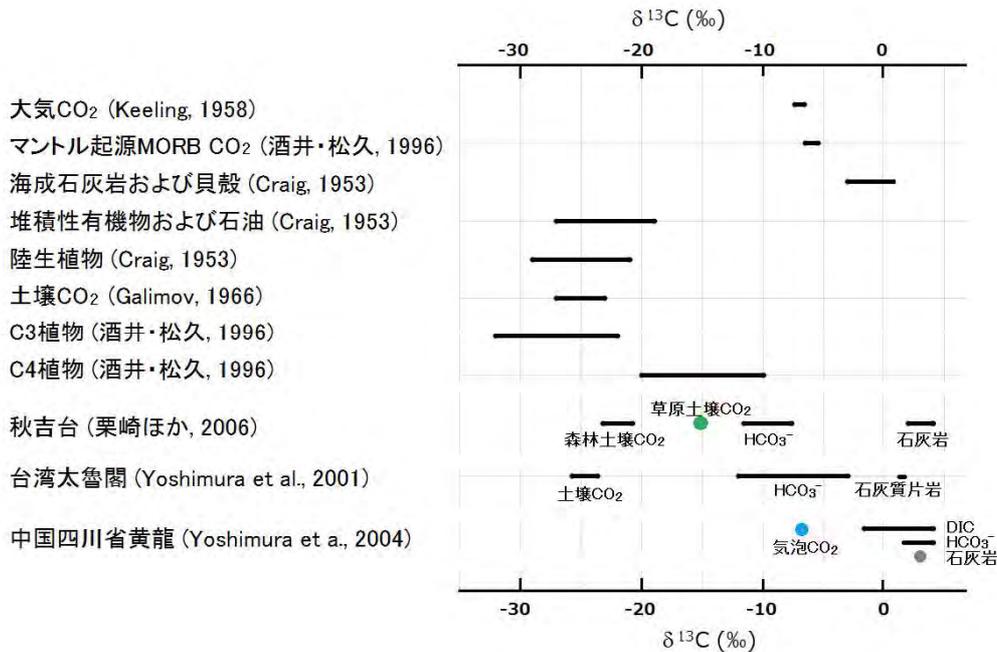


図3. 天然物質および三つの石灰岩地域における炭素同位体比

の短縮の点で優れている (吉村, 2003).

2.2 同位体平衡

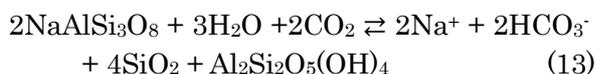
炭素の安定同位体には質量数 12 と 13 が存在し、<sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C 存在比は約 0.01 である。たとえば植物が光合成により大気中の CO<sub>2</sub> を取り込んで有機物に変化させる際に、この存在比はわずかに小さくなる。このような小さな変化を取り扱うために、(11)式に従って、炭素安定同位体比は国際標準試料 PDB (belemnite 化石) の <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C 比からの千分率 (‰) 偏差として表示されることが多い。

$$\delta^{13}C = \left\{ \frac{(^{13}C/^{12}C)_{\text{sample}}}{(^{13}C/^{12}C)_{\text{standard}}} - 1 \right\} \times 1000 \quad (11)$$

図 3 は、天然物質の炭素安定同位体比をまとめたものである。石灰岩や貝殻の同位体比が最も大きく、植物由来の有機炭素が小さい値をとることがわかる。岩石、鉱物の化学風化にかかわる CO<sub>2</sub> の起源としては大気、土壌、堆積性有機物と石油の酸化分解、およびマントル由来が存在する。これらの CO<sub>2</sub> が(1)式に従って方解石を溶解した場合、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>は CaCO<sub>3</sub> と CO<sub>2</sub> から供給されるので、δ<sup>13</sup>C 値は次式で近似できる。

$$\delta^{13}C_{\text{CHCO}_3} = (\delta^{13}C_{\text{CaCO}_3} + \delta^{13}C_{\text{CO}_2})/2 \quad (12)$$

一方、CO<sub>2</sub> による化学風化が非炭酸塩鉱物にかかわる (例えば albite から kaolinite に変化する場合) 場合には、(13)式から明らかなように、δ<sup>13</sup>C<sub>CHCO<sub>3</sub> 値はδ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub> 値を直接反映することになる。</sub></sub>



以上のように、地下水中のδ<sup>13</sup>C<sub>CHCO<sub>3</sub> 値から CO<sub>2</sub></sub>

の起源を推定できる可能性がある。

図 3 を見ると、植物の種類により大別して二つの異なる同位体比のグループに分かれることがわかる。植物には光合成回路の異なる C3 植物と C4 植物がある。樹木のほとんどは C3 植物であり、それに対して、熱帯原産のイネ科、カヤツリグサ科その他の単子葉植物・双子葉植物、畑地の雑草などには C4 植物が多い。前者のδ<sup>13</sup>C 値は-22~-32‰の値をとり、後者のδ<sup>13</sup>C 値は-10~-20‰である。図 3 の Galimov (1966) の土壌 CO<sub>2</sub> のδ<sup>13</sup>C 値は C3 植物を反映しているものであり、植物体の有機炭素とその分解生成物である CO<sub>2</sub> の間には同位体分別はほとんど起きない。秋吉台で観測した土壌 CO<sub>2</sub> の同位体比も植生の違いを反映しており、それはδ<sup>13</sup>C<sub>CHCO<sub>3</sub> 値にも影響を与える。この同位体比を持つ HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>から炭酸塩が沈殿するため、鍾乳石のδ<sup>13</sup>C 値に植生に関する情報が保存されることになる。筆者らは、採取時まで成長を続けていた石筍を用い、フルゴ酸年縞により絶対年代を決めるとともに、石筍のδ<sup>13</sup>C 値の変動から、火入れにより C3 植生から草原化による C4 植生への変化の時期の特定 (江戸期前後) に成功している (栗崎ほか, 2006; Kurisaki and Yoshimura, 2008; 吉村, 2013)。</sub>

地下水中において、溶存無機炭素は CO<sub>2</sub>(aq), HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> の 3 種の化学形をとり、その相対的濃度の関係は溶液の pH により一義的に決まる。地下水の pH 範囲 (pH 6~8) で存在するのは CO<sub>2</sub>(aq) と HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> がほとんどである。従って、

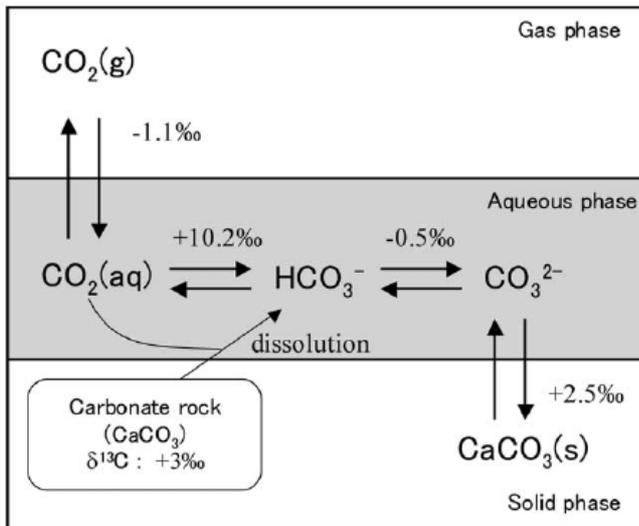


図 4. 無機炭素化学種間の同位体分別 (矢印の先の化学種と後ろの化学種の同位体比の差を表示, 15°C (水谷・山本, 1993; 栗崎ほか, 2006)).

Ba(OH)<sub>2</sub> を用いて BaCO<sub>3</sub> として回収した溶存無機炭素化学種 (DIC) に関する δ<sup>13</sup>C の実測値 (δ<sup>13</sup>C<sub>DIC</sub>) は δ<sup>13</sup>C<sub>CO2(aq)</sub> と δ<sup>13</sup>C<sub>HCO3</sub> とそれぞれの化学種の生成率との幾何平均であり, 次式のように表わされる.

$$\delta^{13}C_{DIC} = X_{CO2(aq)} \delta^{13}C_{CO2(aq)} + X_{HCO3} \delta^{13}C_{HCO3} \quad (14)$$

ここで X は全無機化学種間の中で着目した化学種の生成率を表わす. アルカリ度と pH 測定値から (2), (3) 式により算出したそれぞれの化学種の濃度からそれぞれの生成率を求めることができる. 15°C で地下水において同位体平衡状態にあるとき, 無機炭素化学種間には図 4 に示した同位体分別が存在し,

$$\delta^{13}C_{HCO3} - \delta^{13}C_{CO2(aq)} = 10.2 \quad (15)$$

となる. 従って, (14) 式と (15) 式から δ<sup>13</sup>C<sub>HCO3</sub> 値が得られる.

$$\delta^{13}C_{HCO3} = \delta^{13}C_{DIC} + 10.2 X_{CO2(aq)} \quad (16)$$

ところで, 土壌 CO<sub>2</sub> や地下水中の溶存無機炭素は Ba(OH)<sub>2</sub> 水溶液を用いて BaCO<sub>3</sub> として回収し, それを同位体比分析に供する. 気体の CO<sub>2</sub> を回収する際には, 同位体分別が起きやすいため, すべての CO<sub>2</sub> を定量的に回収する必要がある (Craig, 1953).

### 3. 石灰岩の溶解過程に及ぼす境界条件

#### 3.1 CO<sub>2</sub>の起源: 土壌由来CO<sub>2</sub>と深部由来CO<sub>2</sub>

後述のように, 炭酸塩岩地域における化学風化に大きく関与するのは土壌層CO<sub>2</sub>である. リターなどの植物由来の有機物の分解および呼吸に伴う植物根からのCO<sub>2</sub>供給により, 土壌大気中のCO<sub>2</sub>濃度

は数%にも達する. 一方, 地下深部から供給されるCO<sub>2</sub>も炭酸塩岩の溶食に関与する. このような2つに大別できるCO<sub>2</sub>の起源を識別するために炭素安定同位体比が有効である.

炭素安定同位体比は, 生物活動によって生じる土壌中のCO<sub>2</sub>が低い値をとるのに比べて, 炭酸塩岩の熱分解 (CaCO<sub>3</sub> + SiO<sub>2</sub> → CaSiO<sub>3</sub> + CO<sub>2</sub>) で生じたものでは~0‰, マントル起源のものでは-6‰と高い値をとることが報告されている (図3). 佐野 (1996) は, 沈み込み帯の火山ガス中の炭素は, マントル起源の炭素, 海洋性炭酸塩の炭素, 堆積物中の有機物起源の炭素の3成分の混合で説明でき, 日本の火山ガスについては, 20%程度が上部マントル起源であり, 60~90%が海洋性炭酸塩に起源を持つことを示した. 地下深部由来のCO<sub>2</sub>が, 火山ガスのような気体成分としてだけではなく, 断層破碎帯などから湧出する地下水中のHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>の起源となる. このようなCO<sub>2</sub>がカルスト地域に放出される場合には, カルスト地形形成にも大きく関与するものと考えられる. 洞窟の排水系のパターンが通常の土壌CO<sub>2</sub>により発達したものと異なるため, 洞窟の形態からも識別が可能である (Klimchouk et al., 2017). 地下水の水質に関する特徴としては, 高いCO<sub>2</sub>平衡分圧がある. たとえば, ペリエの水を供給するLez Spring (France)では, 水温が年平均気温とそれほど大きな違いはないにも関わらず, CO<sub>2</sub>平衡分圧は0.1 atmに達し, 土壌層CO<sub>2</sub>としては観測されないような高いCO<sub>2</sub>濃度のためにHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>とCa<sup>2+</sup>濃度も高くなっている (Bakalowicz, 1992). Yang (1998) は, 中国大陸の28の大規模な活断層沿いかその近くに多くのCO<sub>2</sub>放出地域が存在し, CO<sub>2</sub>平衡分圧が0.9 atm以上に達すること, また炭素およびヘリウム同位体比の値から, マントルまたは地殻中の炭酸塩岩の変成作用によるものであることを報告した. このようなCO<sub>2</sub>は地球表層における炭素循環の観点からも注目を浴びている (Froncini et al., 2019).

地下深部からの熱水が地下カルスト地形形成に及ぼす寄与は従来考えられてきたよりも大きいと認識されるようになり, 近年精力的な調査研究が行われている (Klimchouk, 2017; Parise et al., 2018). 国内においても, 数は少ないが, 熱水や温水による石灰岩の溶食の報告がなされている (Kashima, 1995; 日下ほか, 1996; 長谷川ほか, 2008).

#### 3.2 溶解過程: CO<sub>2</sub>供給に関する開放系と閉鎖系

溶解過程には2つの道すじが考えられる. 1つは, 化学反応に消費されたCO<sub>2</sub>が容易に再供給されるCO<sub>2</sub>に関する開放系(open coincident system)である. ヨーロッパアルプスのように氷河作用により土壌層に石灰岩礫が存在する場合や, 土壌層, 石灰岩

基盤の孔隙率が大きいためにCO<sub>2</sub>の拡散が容易である場合に見られる。図2で示したダイアグラムは、このopen system について成立するものである。

一方、CO<sub>2</sub>に関する閉鎖系(closed (sequential) system)が成立する場合、すなわち石灰岩基盤の上部に非石灰岩基盤が存在したり、非常に厚い土壤層が存在すると、石灰岩の溶食量が著しく低下することになる (Ford and Williams, 2007)。

### 3.3 混合溶食：2種の方解石飽和地下水の混合

飽和水帯 (phreatic zone)における洞窟発達初期過程で、溶存CO<sub>2</sub>濃度は異なるが方解石で飽和した2種以上の地下水が混合すると、その水は再び方解石に関して未飽和になり、CO<sub>2</sub>の新たな供給がなくとも飽和水帯で溶食が進行する (Bogli, 1980; Ford and Williams, 1989)。溶存CO<sub>2</sub>濃度と方解石の溶解度が比例関係にないことに由来する (図2中の点線で示した曲線参照)。鍾乳洞発達の初期過程は地下水面下で行われると考えられており、混合溶食は地下水面下での洞窟の拡大に大きく関与する。石灰洞の天井に見られる丸い窪みの中で割れ目が存在するものは、この混合溶食により地下水面下で溶食されたものと理解される。また、地下水-海水混合域において、方解石に関してともに飽和した地下水と海水が混合すると、方解石に関して未飽和になる。これが、Bahama 諸島の海中にみられるブルーホールの成因の一つであると考えられている (Smart et al., 1988)。

### 3.4 凝結溶食

鍾乳洞の洞口に近い付近では季節により濃い霧が発生する。これが洞壁に衝突して表面を濡らすと、洞壁の溶食が進む。洞窟内大気CO<sub>2</sub>濃度は通常の大気のものよりも高く、滴水と異なり石灰岩の溶解に関わっていないので、その溶食力は大きい。このような溶食は凝結溶食と呼ばれ、山口県秋芳洞の洞口に近い石灰岩の壁の尖塔および溶食溝の成因となっている (Yoshimura et al., 2009)。

### 3.5 冷却効果：水温低下に伴う溶食の進行

夏期などに地表の大気CO<sub>2</sub>で方解石に関して溶解平衡に達した水が冷気にさらされると、温度が低いほどCO<sub>2</sub>の水への溶解が進行して再び方解石に関して未飽和になる (Bogli, 1980)。

地下深部から熱水が上昇して来た場合、炭酸塩岩への侵入部に比べると上部の空間が溶食により拡大される現象に関して、理論計算および現場観察から冷却効果の寄与の評価がなされている (Parise et al., 2018)。

### 3.6 圧力効果

地下水位が大きく変動する場合、地下水位の上昇に伴い石灰岩の閉じた孔隙空間が圧縮を受けると、CO<sub>2</sub>濃度が増加するために方解石の溶解が進

行する。鍾乳洞の天井にみられる割れ目を持たない半球上のくぼみの成因の1つにこの圧力効果があげられる。

### 3.7 共通イオン効果

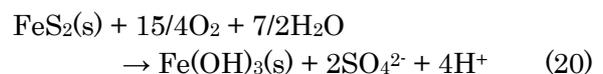
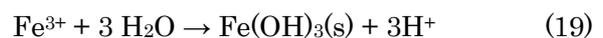
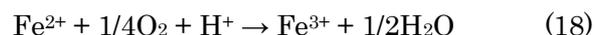
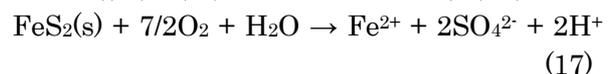
方解石の溶解度積 $K_{sp}$ に關係する化学種Ca<sup>2+</sup>、CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>のいずれかが別の化合物 (たとえばセッコウCaSO<sub>4</sub>・2H<sub>2</sub>O) の溶解により付加されると、方解石の溶解度は低下する。ロシア ペルム地方オルダ郊外にあるオルダ水中セッコウ洞窟の水の高い透明度は、セッコウ層に到達したカルスト地下水がセッコウに関し飽和かつ方解石に関し過飽和となり、懸濁物質表面へ方解石が沈殿していることが原因である可能性が高い (吉村・鮎沢, 2017)。

### 3.8 高濃度電解質の効果

淡水に比べて海水の方が方解石の溶解度は高い。厳密には、構成イオンの活量 (有効濃度) の積が一定に保たれるように化学反応が起きる。直接反応にかかわらない電解質であっても、その濃度が高くなると特に多価イオンの有効濃度を低下させるため、溶質濃度が高くなることで活量積が $K_{sp}$ の値となるように溶解が進行する。また、共存する陽イオン-陰イオン間のイオン対生成も方解石の溶解度に影響を及ぼす。CO<sub>2</sub>に関する開放系での地下水-海水の混合のモデリングがPlummer (1975)によりなされており、混合に伴い方解石に関する飽和指数が低下することが示されている。

### 3.9 酸性物質、有機配位子の効果

植物起源の有機酸、有機配位子 (Ca<sup>2+</sup>と結合する有機化合物)、黄鉄鉱の酸化に伴って供給される硫酸、および酸性降下物の存在は、方解石の溶解度を著しく増加させる。炭酸塩岩近傍に黄鉄鉱が存在する場合や火山ガス由来のH<sub>2</sub>SやSO<sub>2</sub>の寄与がある場合、これらの酸化に伴い硫酸が生成する。後述するが、台湾太魯閣地域では、溶食による孔隙率の増加に伴い、石灰岩と互層する堆積岩由来の海成層黄鉄鉱の酸化が進行し、地下水中の硫酸イオン濃度が増加するとともに洞窟内にFe(OH)<sub>3</sub> (あるいはFeOOH) で赤褐色に着色した鍾乳石が沈殿する ((17)~(19)式、正味の反応は(20)式)。



H<sup>+</sup>が存在すれば容易に次式が進行して炭酸塩が溶解する (H<sup>+</sup>濃度が高ければ(22)式が進行してCO<sub>2</sub>が発生するが、前者が一般的)。





写真 1. 秋吉台草原カルスト。植生は C3 植物のネザサと C4 植物のススキが卓越する。

4. 各地のカルスト地域における炭酸塩岩の溶解  
4.1 山口県秋吉台：草原植生と石灰岩の溶解

秋吉台は、山口県中央部やや西よりに位置し約 130 km<sup>2</sup>の面積を有する本邦最大規模の石灰岩台地である（写真 1）。このカルスト地形を形成する秋吉石灰岩層群は、石炭紀からペルム紀上部にわたる石灰岩層で、最下部付近は輝緑凝灰岩層、玄武岩質溶岩よりなる。小さなレンズ状のチャート層と黒色頁岩層をごくわずかはさむ以外は純度の高い塊状石灰岩層であり、生物礁複合体が日本列島を形成した付加体の一部をなすものである。この秋吉台には、年間約 2,000 mm の降水があり、その約50%が石灰岩裂かを伝って地中に浸透し、地下水面に達した後、台地の周辺部特に西側にあるカルスト水系の排出口としての洞窟や湧泉から流出する（図 5）。地下水面下にさらに厚い石灰岩が存在するため、地下水中の化学成分は石灰岩の化学組成をおもに反映していると予想される。例として、観光洞として有名な秋芳洞および台上の数少ない湧泉の化学分析値を表 1 に示した。なお、秋芳洞を含む広谷流域において見積もった溶食による石灰岩の風化速度は 56 mm/1000 年である。湿潤温暖な地域における平均的な値である（井倉ほか, 1989; 吉村・井倉, 1993; 藤井, 2005）。

図 6 に山口県秋吉台を代表する草原土壌における土壌 CO<sub>2</sub> 濃度の季節変化を示した。1, 2 月に

表 1. 秋吉台の地下水の化学的性質

採水地点		T <sub>w</sub>	pH	流量 L/sec	Na mg/L	K mg/L	Mg mg/L	Ca mg/L	HCO <sub>3</sub> mmol/L	Cl mg/L	NO <sub>3</sub> mg/L	SO <sub>4</sub> mg/L	SiO <sub>2</sub> mg/L	log P <sub>CO2</sub> atm	S <sub>f</sub>
		°C													
秋芳洞洞	av	15.5	8.04	250	4.1	0.51	1.21	54.7	2.59	7.1	4.4	5.2	5.9	-2.91	0.42
	σ	0.5	0.19	160	0.4	0.18	0.23	4.3	0.16	1.1	0.8	1.9	1.4		
帰り水	av	14.7	7.83	5.6	3.2	0.22	1.05	52.7	2.57	5.1		3.4	4.2	-2.70	0.19
	σ	0.4	0.18	4.4	0.7	0.16	0.25	9.1	0.43	1.3		1.5	0.8		

1982年3月～1983年2月 n=12

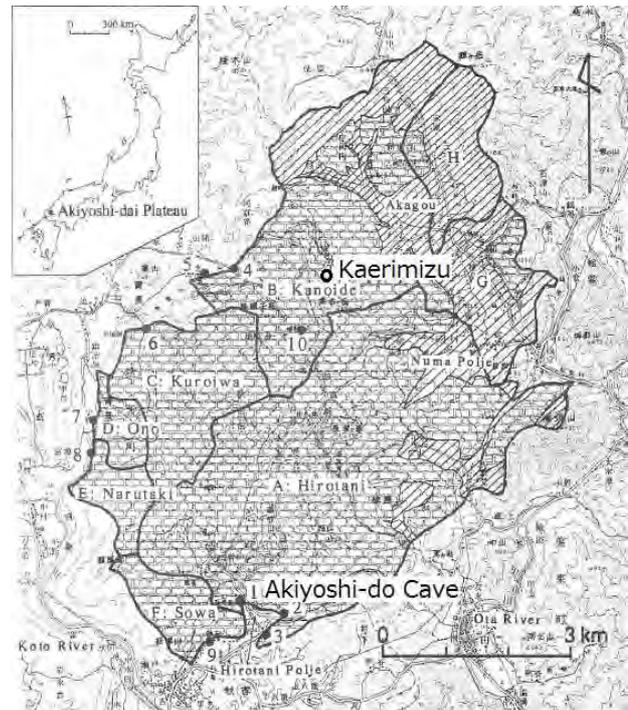


図 5. 秋吉台の湧泉とその流域 (吉村・井倉, 1992)。

■ : 石灰岩地域 ; ■ : 非石灰岩地域

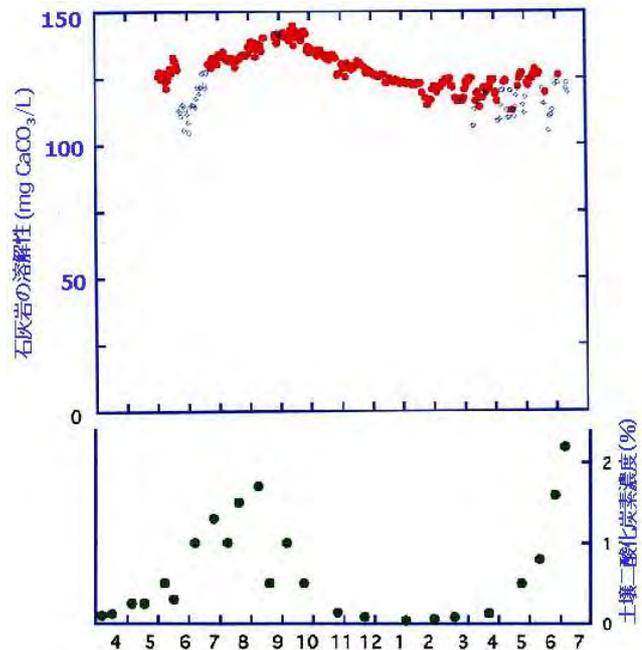


図 6. 秋吉台草原の土壌層 CO<sub>2</sub> 濃度および秋芳洞地下川の石灰岩の溶解性の季節変動 (吉村・井倉, 1992; 1993; 1998; 2000)。

表 2. 秋吉台における土壌 CO<sub>2</sub> 濃度の土壌温度依存性

地点	深さ (cm)	n	a	b	r	土壌温度 (°C)	
帰水	林内腐植土	30	9	-2.68	0.044	0.93	6.1~19.0
	斜面草原	30	9	-3.24	0.059	0.89	3.8~20.8
博物館	草原	30	43	-3.62	0.072	0.98	4.5~28.3
		40	43	-3.70	0.074	0.99	4.7~28.1
		50	43	-3.50	0.076	0.98	6.4~26.7
		75	43	-3.57	0.074	0.99	7.4~25.8

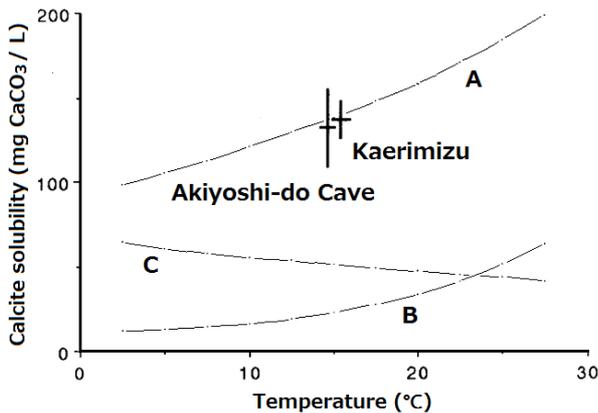


図 7. 石灰岩の溶解性の温度依存性 (吉村・井倉, 1992; 1993; 1998; 2000).

秋吉台草原土壌層 CO<sub>2</sub> 濃度変化から予想される石灰岩の溶解性 (A: CO<sub>2</sub> に関する開放系; B: CO<sub>2</sub> に関する閉鎖系; C: 大気 CO<sub>2</sub> に関する開放系)

は大気と同様の 0.04%, 8, 9 月には無降雨期が長く続いていなければ 2%に達した. 土壌中では, 植物根の呼吸, 小動物およびバクテリアの活動にともなって CO<sub>2</sub> が生産され, 分解可能な土壌有機物が多いほど, まだ温度が高いほど, 生物活動が活発になるために CO<sub>2</sub> 濃度が高くなる. Pitman (1981)は英国 East Yorkshire において, 土壌中 30 cm での CO<sub>2</sub> 濃度と土壌温度との関係を明らかにし, 植生や土壌の種類により CO<sub>2</sub> 濃度が異なり, 草地より耕作地の方が土壌 CO<sub>2</sub> 濃度が高いことを報告した. 一般に, 土壌水分が不足しない限り, 分圧で示した土壌 CO<sub>2</sub> 濃度の対数値と土壌温度との間に(23)式で示すような直線回帰式が成立する.

$$\log (P_{\text{CO}_2} / \text{atm}) = a + b (T / ^\circ\text{C}) \quad (23)$$

秋吉台での測定結果を表 2 に示した. 草原と林内では a の値が大きく異なることがわかる.

石灰岩地域における石灰岩溶解の反応場は, 土壌層を含むエピカルスト帯 (epikarst zone, 土壌層の直下に存在する多くの孔隙を有する石灰岩で構成され, その孔隙は土壌層からの粘土等により充填されており, 貯留された水は無降雨時にはゆるやかに下方に移動する) であり, (23)式で

与えられる様に, その反応場の CO<sub>2</sub> 濃度は土壌温度が高いほど高くなる.

表2の深さ 75 cmにおける土壌CO<sub>2</sub>濃度の温度依存性の回帰式を用いて, 秋吉台の土壌温度の範囲 (5~25°C) における石灰岩の溶解性を計算により求めた結果を図7に示した. 曲線Aが草原の土壌層 CO<sub>2</sub>に関する開放系, 曲線Bが閉鎖系での計算結果である (3.2参照). 曲線Aは, (7)式と(23)式から求めることができる. 一方, 閉鎖系においては, 土壌層から最初に供給を受けたCO<sub>2</sub>(aq)濃度と, 石灰岩の溶解によりCa<sup>2+</sup>とともに供給される炭酸塩化学種濃度の和が総無機炭素 (DIC) 濃度になるから, (24)式が成立する.

$$K_0 P_{\text{CO}_2} + [\text{Ca}^{2+}] = [\text{CO}_2(\text{aq})] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] \\ = K_{\text{sp}} ([\text{H}^+]^2 / (K_1 K_2) + [\text{H}^+] / K_2 + 1) / [\text{Ca}^{2+}] \quad (24)$$

(23), (24)式とそれぞれの平衡定数を用いて任意の [H<sup>+</sup>]における[Ca<sup>2+</sup>]を求め, 電気的中性条件

$$2[\text{Ca}^{2+}] + [\text{H}^+] = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{OH}^-] \quad (25)$$

を満足する組をプロットしたのが図 7 中の曲線 B である. なお, 比較のために, 開放系として CO<sub>2</sub> 濃度が一定の通常の大気と平衡にある水への溶解性を曲線 C として示した. 曲線 A および B と異なり, 気温が低い石灰岩の溶解性は増加する. CaCO<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 平衡系において, CO<sub>2</sub> の水への溶解に関する平衡定数 K<sub>0</sub> の温度依存性が他の平衡定数 (K<sub>1</sub>, K<sub>2</sub>, K<sub>sp</sub>) よりも大きく, 温度が低いほど大きくなるためである. 図 6 に, 秋芳洞地下川への石灰岩の溶解性の季節変化を示した. 2 ヶ月位の時間的な遅れはあるものの, 土壌 CO<sub>2</sub> 濃度の変動と石灰岩の溶解性は関連があることがうかがえる. 地表で起きる大きな変動はエピカルスト帯においては小さくなるものと予想されるが, その小さくなった変動は曲線 A の変動幅を小さくしたものにほぼ一致した. 図 7 には, 秋吉台の帰水ドリリーネ底の湧泉に関する季節変動の変動幅を秋芳洞地下川と同様に示した. 秋吉台においては, 石灰岩の溶解は草原の土壌 CO<sub>2</sub> により開放系として化学平衡論的に支配されていると理解することができる.

#### 4.2 台湾太魯閣峡谷: CO<sub>2</sub>に関する閉鎖系および硫酸による溶食

太魯閣(タロコ) 国家公園は, 台湾の北東部に位置する. 1986 年に設立された台湾で 4 番目の国家公園である. 総面積は 920 km<sup>2</sup> で, 公園の大部分は立霧溪の流域である. 上流域には台湾中央山脈の海拔 3000m 以上の高峰が連なる. プレート境界にあって激しく隆起している台湾島東部の地史と密接に関連して, 台湾東部を南北に走る石灰岩層が立霧溪によって深く刻まれた谷が太魯閣



写真 2. 台湾太魯閣峡谷. 大きな uplift rate のために立霧溪による下刻が進み、比高 1000 m に達する断崖が形成された。

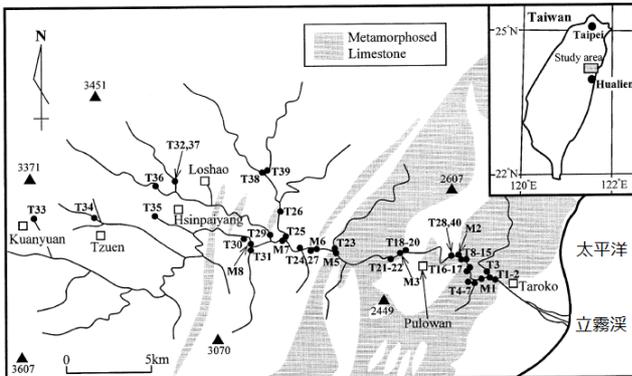


図 8. 台湾太魯閣峡谷における結晶質石灰岩分布域および採水地点 (Yoshimura et al., 2001).

峡谷である (写真 2)。極めて急峻な地形を有する峡谷で、太魯閣国家公園の最も代表的な景観を形成している。この地域に分布する石灰岩は、古生層の石灰岩が広域変成作用を受けたもので、結晶質石灰岩の層厚は 1000 m 以上に及ぶ。また、片麻岩、角閃岩、片岩などの各種変成岩を伴う (図 8)。

土壌層 CO<sub>2</sub> 濃度は標高の異なる 3 地点の土壌中において測定した。秋吉台の草原および小さな林の腐植土壌と台湾の土壌について、土壌 CO<sub>2</sub> 濃度の対数を土壌温度に対してプロットしたのが図 9 である。太魯閣においては、土壌温度の季節変化が小さいために、秋吉台におけるほど (23) 式の関

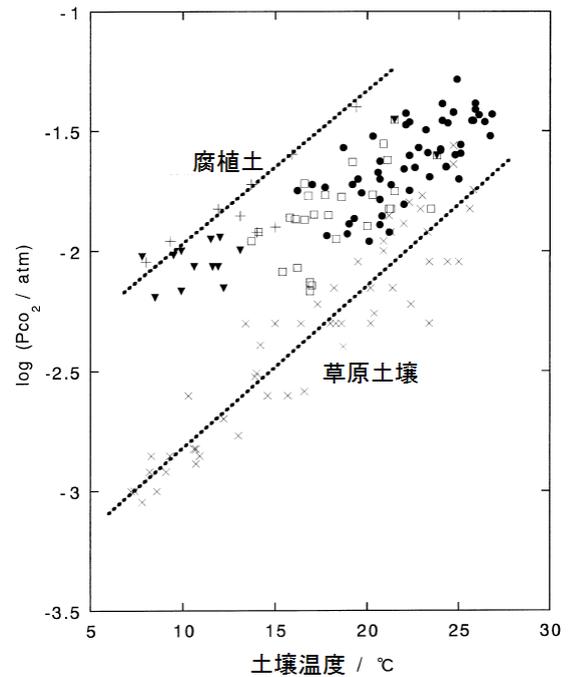


図 9. 台湾太魯閣における土壌温度と土壌 CO<sub>2</sub> 濃度の関係 (▼慈恩 標高 2000 m; □洛韶 標高 1120 m; ●太魯閣 標高 50 m). 草原土壌および腐植土における測定値は秋吉台。

係は明瞭でなく、秋吉台の腐植土と草原土壌層 CO<sub>2</sub> 濃度変動の間に入った。測定を行った太魯閣地域の土壌は特に標高の低い地域では森林と草原の中間的な性格を持っていることになる。土壌温度が 15°C 以下にならないような冬をもたない地域においては、他の条件が同じであれば、土壌中の生物の総量が年間を通じて大きくは変化しない。したがって、温度の上昇につれて秋吉台よりも土壌 CO<sub>2</sub> が活発に生産されるものと当初予想した。しかし、図中の秋吉台の土壌 CO<sub>2</sub> 濃度を高温域に外挿することで、台湾で観測された 5% を越える土壌 CO<sub>2</sub> 濃度も説明することができた。土壌特性を考慮すれば、温帯、亜熱帯の任意の地域の土壌 CO<sub>2</sub> 濃度を土壌温度から予測することが可能である。

太魯閣の土壌 CO<sub>2</sub> が炭酸塩岩の溶解に及ぼす影響を検討した。太魯閣の地下水、河川水には炭酸塩岩の溶解により Ca<sup>2+</sup>イオンとともに Mg<sup>2+</sup>イオンが供給されていることがわかったため、水温に対して HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>イオン濃度をプロットした (図 10)。曲線 A と B は土壌層 CO<sub>2</sub> が開放系で供給される場合に予想される範囲である。一方、曲線 C と D は閉鎖系における範囲である。観測されたほとんどの値は曲線 C と D の間に入っており、太魯閣の土壌による閉鎖系で炭酸塩岩が溶解していることが明らかになった。ここでは触れないが、降雨の酸素安定同位体比には

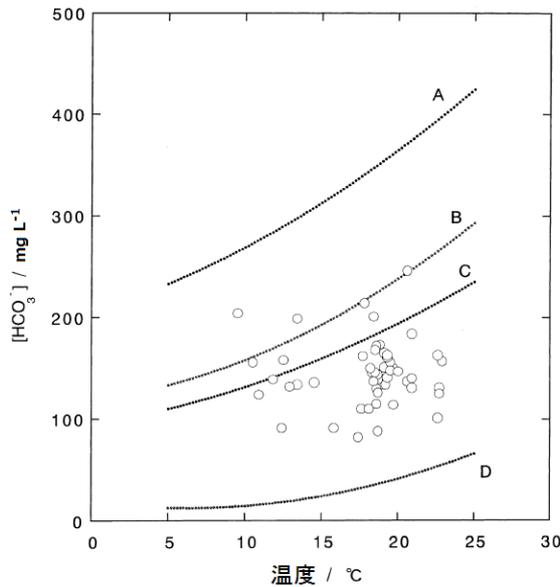


図 10. 台湾太魯閣の天然水の水温と炭酸塩岩の溶解性の関係 (A, C: 森林土壌; B, D: 草原土壌; A, B: 開放系; C, D: 閉鎖系) .

明瞭な高度効果が観測された (Yoshimura et al., 2004). 地下水の酸素安定同位体比から集水域の平均標高の推定が可能であり湧出点からの比高にして

1000 m を超える高所にあることがわかっている。従って、その高度において生産される土壌 CO<sub>2</sub> を受け取った地下水が炭酸塩岩と反応することになるが、標高の高い地域には石灰岩は分布しておらず、反応場への土壌 CO<sub>2</sub> の下方への拡散は十分ではなく、これが閉鎖系での溶食の要因である。

太魯閣の地下水の炭酸水素イオンと土壌 CO<sub>2</sub> の δ<sup>13</sup>C 値の間の大きな差 (図 3) は、これらの地域の炭酸塩岩の溶解が土壌 CO<sub>2</sub> のみを供給源とした開放系で起きていると考えると説明がつかない。一方、これらの地域の炭酸塩岩の溶解が CO<sub>2</sub> の供給に関する閉鎖系で起きている場合には、Deines ら(1974)のモデルによると、開放系と比べて地下水の溶存無機炭素の δ<sup>13</sup>C 値は正の方向に少しずれた値をとる。土壌 CO<sub>2</sub> の δ<sup>13</sup>C 値を -25‰ とした場合、開放系であれば -15‰ となるが、閉鎖系の場合は -13 ~ -14‰ の値をとる。さらに、閉鎖系において平衡到達後も炭酸塩岩との同位体交換が起きるようであれば、さらに高い δ<sup>13</sup>C 値をと



写真 3. 太魯閣寧安橋湧泉.

る可能性も考えられる。しかし、滞留時間もそれほど長くないカルスト地下水の場合には、その寄与は小さいものと思われる。

太魯閣では、CO<sub>2</sub> と同じく炭酸塩岩の溶解を引き起こす硫酸の寄与について考察する必要がある。太魯閣地域の地下水中には、秋吉台や平尾台と比べて高濃度の硫酸が存在している。この硫酸は、海成層堆積岩中の黄鉄鉱が酸化されることにより(20)式に従って 1 mol の黄鉄鉱から 2 mol の硫酸が生成する (Stumm and Morgan, 1996)。硫酸による炭酸塩岩の溶解反応は石灰岩の例で表わすと次のように示される。

$2\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{SO}_4 \rightarrow 2\text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$  (26)  
CO<sub>2</sub> のみが溶解に関わって生成した炭酸水素イオンの δ<sup>13</sup>C 値を正確に得るためには硫酸の寄与を差し引かねばならない。

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^*} = \delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3} [\text{HCO}_3^-] / ([\text{HCO}_3^-] - 2[\text{SO}_4^{2-}]) \quad (27)$$

(27)式を用いて補正を行った値 (δ<sup>13</sup>C<sub>HCO<sub>3</sub>\*) は、-6.1 ~ -21.2‰ となった。調査を行った湧泉の中で代表的な長春祠湧泉と寧安橋湧泉についての解析例を表 3 に示した。</sub>

寧安橋湧泉 (写真 3) は、水温が年平均気温よりも約 4℃ も高いということからも、地下深部から熱水とともにあがってきた深部由来 CO<sub>2</sub> の存在が予想された。寧安橋湧泉は、太魯閣峡谷下流に架かる寧安橋の左岸橋脚付近、標高約 80 m の河床に位置する湧泉群である。N75W から S75E

表 3. 太魯閣の湧泉の水質と炭素安定同位体比

採水地点	採水日時	流量 m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	水温 °C	pH	Mg	Ca	Alk	SO4	log P <sub>CO2</sub> atm	S/c	δ <sup>13</sup> C <sub>DIC</sub> ‰	δ <sup>13</sup> C <sub>HCO3</sub> ‰	δ <sup>13</sup> C <sub>HCO3*</sub> ‰
					mg L <sup>-1</sup>	mg L <sup>-1</sup>	mmol L <sup>-1</sup>	mg L <sup>-1</sup>					
長春祠湧泉	1996年12月	0.39	18.7	7.62	7.0	42.5	2.36	16.8	-2.50	-0.10			
	1997年7月	0.10	18.6	7.61	7.0	37.9	2.13	16.7	-2.26	-0.20	-7.68	-7.52	-8.93
寧安橋湧泉	1996年12月	0.30	22.9	7.81	8.6	52.1	2.57	40.4	-2.64	0.25			
	1997年7月	0.51	22.6	7.77	9.5	52.7	2.67	40.1	-2.58	0.23	-5.27	-4.91	-7.14

δ<sup>13</sup>C<sub>HCO3\*</sub>: 硫酸の寄与を補正した値

方向に流れる立霧溪本流沿い約 30 mの範囲に、石灰岩の割れ目および河床砂礫中から地下水を湧出する約 11 の湧泉点が分布する。湧泉群のほぼ中央に幅 2 mの石灰質破碎岩を伴う NS 方向のほぼ垂直な断層がある。固結した石灰質破碎岩は、封圧が増加した地下数 km から 10 km 前後での破碎作用によって形成されるものと推定されている。すなわち破碎岩の存在は、この断層が表層部で形成されたものではなく、地下深部で形成された後に隆起によって地表に露出したものであることを意味する。破碎岩をともなう高角度の断層は、もともと数 km 以上の地下で形成されたものであり、現在も地下深部からの地下水の流路になっている可能性がある (Yoshimura et al., 2001)。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3} = -7.1\text{‰}$ は地下深部由来の  $\text{CO}_2$  の存在を支持する。

### 4.3 中国四川省黄龍：地下深部からの $\text{CO}_2$

「黄龍の景観と歴史遺跡」としてユネスコの世界遺産に1992年に登録された中国四川省黄龍は、成都から北西360 kmに位置し、青蔵高原と四川盆地を隔てる岷山山脈の南麓の標高3100~3600 mの斜面に幅約250 m, 長さ3.5 kmにわたって棚田のように第四紀炭酸塩が現在も堆積を続けている。炭酸塩の堆積速度は大きく、1620年に建造されたお寺に建立された1.8~2 mの高さの石塔のほとんどが堆積物中に埋まっている (写真4)。連続して堆積が進行したと仮定すると、その炭酸塩の年平均堆積速度は約 $5 \text{ mm y}^{-1}$ であり、その速さは湧出している地下水の高濃度 $\text{CO}_2$ による石灰岩の溶解が主に関与する。ただし、シアノバクテリア (黄龍の名称の由来となった黄褐色をもたらす生物) の光合成がリンクした生物誘導型鉱物化作用が関与しており、この沈殿物はトゥファ (tufa) と呼ばれる (Liu et al., 1995; Yoshimura et al., 2004)。黄龍におけるトゥファの分布と地質概要を図11に示した。

古生代石灰岩と中生代砂岩・泥岩の地質境界を形成する断層沿いの標高3580 m付近の氷河堆積物の間から地下水が湧出する (A地点)。6つの湧泉からの総流量は $73 \text{ L s}^{-1}$ であった。これらの湧泉の水が流下する間に炭酸塩を沈殿して高さ1 mを超える畦石を形成する。その沈殿量は $4300 \text{ kg CaCO}_3 \text{ day}^{-1}$ と見積もられた (Yoshimura et al., 2004)。

湧泉およびトゥファの表面を流れ下る表流水の化学分析値の代表例を表4に示した。湧泉では方解石に関する飽和指数は0に近く、ほぼ溶解平衡になっているが、 $\text{CO}_2$ 平衡分圧は約0.2 atmと非常に高いために急速に大気への脱ガスが起き、下流では高い過飽和となって炭酸塩が沈殿する。最下流では $\text{Ca}^{2+}$ イオン濃度およびアルカリ度が1/3に下がっている。沈殿生成に生物作用が関わっていることは、



写真4. 黄龍のトゥファに埋まった石塔 (標高 3375 m)。上流側の氷河堆積物中から湧出する地下水から炭酸塩が現在も堆積。

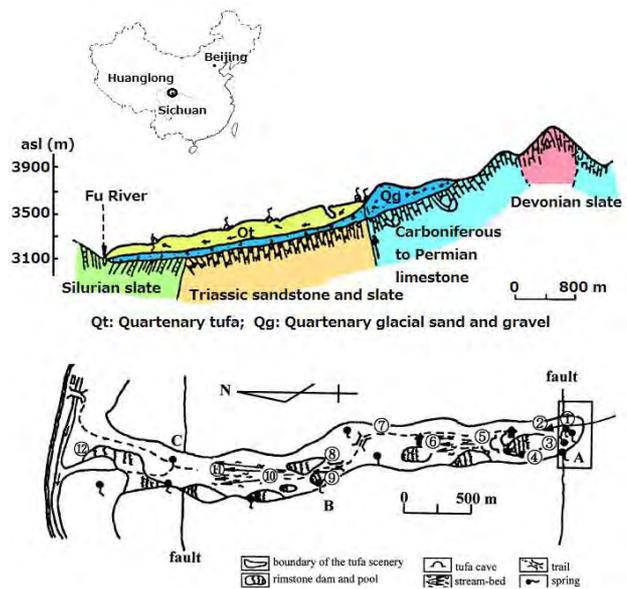


図 11. 中国四川省黄龍における地質概要とトゥファの分布 (Liu et al., 1997; Yoshimura et al. (2004)を一部改変)。

同一地点において晴れた昼間と夜間の水質の違いを検討することで明らかになっている (表4, 地点4および12)。

図11の枠で囲んだA地点それぞれの湧泉からは気泡が発生していた。標高3580 mの大気圧は0.65 atmであるが、 $\text{CO}_2$ 平衡分圧は0.2 atmであるので、 $\text{CO}_2$ 以外に平衡分圧が0.45 atmを超える大気成分が存在したために発泡したことになる ( $\text{CO}_2$ 濃度は31%)。気泡となった $\text{CO}_2$ の炭素安定同位体比が $-6.8\text{‰}$ であった (Liu et al., 1997)。一方、溶存無機炭素 ( $\text{CO}_2(\text{aq}) + \text{HCO}_3^-$ ) の同位体比は湧泉の水において $-0.80 \sim -1.51\text{‰}$ の値をとった。水温は年平均気温 ( $1.1^\circ\text{C}$ ) よりも高いが、湧泉により異なる値をとった。また、水温の低い湧泉の溶存成分濃度は高い湧泉よりも低かった。従って、これらの湧

表 4. 黄龍の湧泉および表流水の水質 (採水地点は図 11 参照)

採水地点	採水日時	標高	水温	pH	Mg	Ca	Alk	log P <sub>CO2</sub>	CO <sub>2</sub> (aq)	DIC	S/c	δ <sup>13</sup> C <sub>DIC</sub>
		m	°C		mg L <sup>-1</sup>	mg L <sup>-1</sup>	mmol L <sup>-1</sup>	atm	mmol L <sup>-1</sup>	mmol L <sup>-1</sup>		‰
A-1	1999/9/24 17:06	3580	6.2	6.4	23.8	218	12.57	-0.65	14.45	27.02	-0.22	-1.51
A-2	1999/9/25 16:00	3580	6.2	6.52	23.8	217	12.54	-0.78	10.72	23.26	-0.10	-1.74
A-3	1999/9/26 17:40	3580	3.6	6.7	15.8	129	7.19	-1.18	4.27	11.46	-0.36	-1.12
A-4	1999/9/27 17:24	3580	6.2	6.39	23.6	214	12.58	-0.64	14.79	27.37	-0.24	-1.63
A-5	1999/9/28 17:30	3580	4.4	6.74	19.2	166	9.46	-1.12	4.90	14.36	-0.12	-0.80
A-6	1999/9/24 16:21	3580	6.2	6.52	23.6	220	12.55	-0.78	10.72	23.27	-0.10	-1.39
	1999/9/28 6:32		6.1	6.68	23.6	217	12.45	-0.94	7.41	19.86	0.05	
4	1999/9/26 14:57	3569	8.0	7.77	22.6	205	11.75	-2.05	0.58	12.33	1.12	2.59
	1999/9/28 6:07		5.9	7.97	22.8	212	12.16	-2.25	0.36	12.52	1.31	
12	1999/9/26 18:05	3150	10.3	8.26	14.1	68.4	4.27	-2.95	0.07	4.34	0.82	4.00
	1999/9/28 3:21		9.8	8.03	14.6	71.2	4.48	-2.70	0.13	4.61	0.63	

表 5. 黄龍において石灰岩の溶解に関与する CO<sub>2</sub>

採水地点	Alk	[CO <sub>2</sub> (aq)]	δ <sup>13</sup> C <sub>DIC</sub>	[CO <sub>2</sub> (aq)] <sub>initial</sub>	δ <sup>13</sup> C <sub>CO2(initial)</sub>
	mmol L <sup>-1</sup>	mmol L <sup>-1</sup>	‰	mmol L <sup>-1</sup>	‰
A-1	12.57	13.56	-1.51	19.85	-2.94
A-2	12.54	10.26	-1.74	16.53	-3.54
A-3	7.19	4.44	-1.12	8.14	-2.99
A-4	12.58	13.91	-1.63	20.20	-3.07
A-5	9.46	4.99	-0.80	10.72	-2.64
A-6	12.55	10.26	-1.39	16.54	-3.05

泉の混合であることが推定された。地下深部からもたらされたCO<sub>2</sub>に関する情報は、次のような仮定の下で推定可能である。

- 1) CO<sub>2</sub>は閉鎖系で+3.0‰の炭素同位体比 (Liu et al., 1997) を持つ石灰岩を溶解
- 2) 溶存無機炭素 (DIC) 化学種間には同位体平衡が成立. それぞれの化学種間には5°Cにおいて次の同位体分別が存在 (Halas et al., 1997) .
- 3) HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>の半分は炭酸塩から供給されたため、反応前のCO<sub>2</sub>(aq)濃度は1/2[HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>] + [CO<sub>2</sub>(aq)]に相当

A-1~A-6湧泉に関する計算結果を表5に示した。雪や氷河の融解水の寄与が無視できない湧泉を除くと、地下深部からの-3.0‰の炭素同位体比を持つCO<sub>2</sub>を溶解して[CO<sub>2</sub>(aq)] = 0.02 mol L<sup>-1</sup>となった水が石灰岩と反応して方解石に関して溶解平衡となったのち湧出していることがわかった。

深部から湧きだしたCO<sub>2</sub>の同位体比は上のような仮定の下で化学平衡および同位体平衡が成立した条件では、

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} = -3.0 X_{\text{CO}_2(\text{aq})} \quad (30)$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{aq})} = -11.4 + 8.3 X_{\text{CO}_2(\text{aq})} \quad (31)$$

を満足するように、溶解平衡まで溶解が進行する。X<sub>CO<sub>2</sub>(aq)</sub> = 0.46 の時平衡に達し、その時のδ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub>(aq)</sub> = -7.6‰となる (図 12)。このCO<sub>2</sub>(aq)が同位体平衡のもとで気体としてCO<sub>2</sub>が放出されると、その同位体比は-6.4‰となり、実測値 (-6.8‰) にほぼ

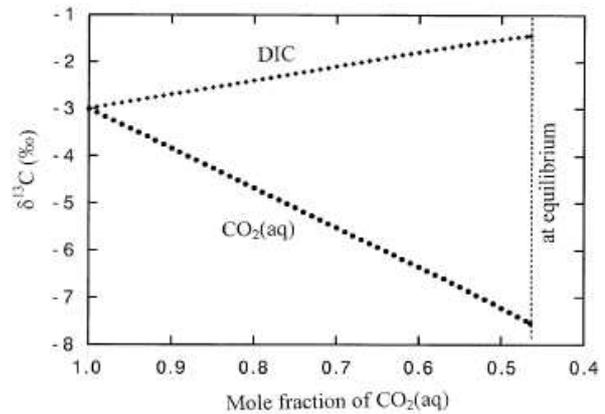


図 12. 閉鎖系における CO<sub>2</sub>(aq)による石灰岩の溶解とそれに伴う炭素安定同位体比の変化。

一致した。

流下する表流水においてδ<sup>13</sup>C<sub>DIC</sub>値は-1.55~4.00‰であった (Yoshimura et al., 2004)。湧出時には0.013 mol L<sup>-1</sup>の[CO<sub>2</sub>(aq)]が脱ガスにより0.001 mol L<sup>-1</sup>以下まで低下する際に小さな同位体比のCO<sub>2</sub>が失われることと、アルカリ度が0.014 mol L<sup>-1</sup>から0.004 mol L<sup>-1</sup>まで低下する際に4.0~5.5‰の同位体比の炭酸塩が沈殿していることを考慮すると、流下する表流水のδ<sup>13</sup>C<sub>DIC</sub>値を定性的には説明可能である。

以上のように、図3の中で、他地域と異なる同位体比を取り一見まとまりをもたないように見えるが、観測値を化学平衡および同位体平衡の観点から整理すると、地下深部からもたらされた-3‰の安定同位体比を持つCO<sub>2</sub>が石灰岩と反応して溶解平衡に達し、地表で脱ガスをしながら炭酸塩を沈殿するといった水-CO<sub>2</sub>-岩石相互作用を総合的に理解することが可能となった。

## 5. おわりに

地下水や河川水の化学分析はいろいろな報告書や論文の中で必須アイテムとして記載がなされている。しかし、ヘキサダイアグラムやトリリ

ニアダイアグラムによる水質の特徴付けにとどまっております。水質形成を化学風化の観点から定量的に取り扱った例はそれほど多くない。最初に述べたように、ケイ酸塩やアルミノケイ酸塩に比べると炭酸塩の化学反応性は高く、近似的ではあるが化学平衡論的な取り扱いが有効となるため、本稿では、おもに溶解・沈殿反応に関して、基礎およびその応用として3つのケーススタディを紹介した。本稿が、水質データ解析の質の向上に貢献できれば幸いです。なお、炭酸塩沈殿（光合成がリンクする炭酸塩沈殿、標準状態では熱力学的に不安定なアラゴナイトの生成、炭酸塩の不純物や安定同位体比からの生成環境の復元）に関してはほとんど触れることができなかった。本文中で取り上げた参考文献およびその中で引用している文献を参照されたい。

最後になるが、本稿執筆の機会を与えていただいた内田篤貴氏をはじめとする関係各位に感謝いたします。

#### 参考文献

- Bakalowics, M. (1992): Water geochemistry and dissolved solid flux. In *Karst et Evolutions Climatiques*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, pp. 61-74.
- Bogli, A. (1980): *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Springer, Berlin.
- Craig, H. (1953): The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 3, 53-92.
- Deines, P., Langmuir, D., Harmon, R.S. (1974): Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 1147-1164
- Ford, D., P. Williams (2007): *Karst Geomorphology and Hydrology*. Wiley, Chichester.
- Fronchini, F., Cardellini, C., Caliro, S., Beddini, G., Rosiello, A., Chiodini, G. (2019): Measuring and interpreting CO<sub>2</sub> fluxes at regional scale: the case of the Apennines, Italy. *J. Geol. Soc.*, 176, 408-416.
- 藤井厚志(2005): 石灰岩地の侵食速度から見た中国～北九州地方のカルスト発達史仮説. *洞窟学雑誌*, 30, 1-28.
- Galimov, E. M. (1966): Carbon isotopes of soil CO<sub>2</sub>. *Geochem. Int.*, 3, 889-897.
- Halas, S., Szaran, J., Niezgodna, H. (1997): Experimental determination of carbon isotope equilibrium fractionation between dissolved carbonate and carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 2691-2695.
- 長谷川修一・渡辺弘樹・澤田臣啓 (2008): 熱水溶液による石灰岩の溶食の可能性. *地下水技術*, 50(12), 9-14.
- 井倉洋二・吉村和久・杉村昭弘・配川武彦(1989): 秋吉台の地下水およびその溶存物質に関する研究(I)——秋芳洞の流出量およびCaCO<sub>3</sub>排出量に基づく石灰岩の溶食速度——. *洞窟学雑誌*, 14, 51-61.
- Kashima, N. (1995): Kannonsui Spring and endokarstification of the Hokezu mountains, Western Shikoku, Japan. *Cave Karst Sci.*, 21(2), 41-44.
- Keeling, C. D. (1958): The concentration and isotopic abundance of atmospheric carbon dioxide in rural areas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 13, 322-334.
- Klimchouk, A., A. N. Palmer, J. De Waele, A. S. Auler., P. Audra, (Eds.) *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*. Springer (2017). DOI <https://doi.org/10.1007/978-3-319-53348-3>
- 栗崎弘輔・中村 久・川村秀久・畑江久美・吉村和久(2006): 鍾乳石に記録された山口県秋吉台カルスト地域の植生変遷. *地球化学*, 40(3), 245-251.
- Kurisaki, K. Yoshimura, K. (2008): Novel dating method for speleothems with microscopic fluorescent annual layers. *Anal. Sci.*, 24(1), 93-98.
- 日下 哉・鹿島愛彦・伊藤田直史・能條 歩・美利河海牛調査研究会(1996): 日本で初めて発見された温水カルスト—北海道南西部今金町ピリカ鍾乳洞. *地球科学*, 50, 403-407.
- Liu, Z., Svensson, U., Dreybrodt, W., Yuan, D., Buhmann, D. (1995): Hydrodynamic control of inorganic calcite precipitation in Hunaglong Ravine, China: field measurements and theoretical prediction of deposition rates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59 (15), 3087-3097.
- Liu, Z., Yuan, D. and He, S. (1997): Stable carbon isotope geochemical and hydrochemical features in the system of carbonate-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> and their implications—Evidence from several typical karst areas of China. *Acta Geol. Sinica*, 71(4), 446-454.
- 水谷義彦・山本晃一 (1993): 富山県砺波平野浅層地下水中の溶存炭酸の起源. *地下水学会誌*, 35, 77-86.
- Parise, M., Gabrovsek, F., Kaufmann, G., Ravbar, N. (2018): Recent advances in karst research: from theory to fieldwork and applications. *Geol. Soc. Special Pub.*, 466, 1-24.
- Parkhurst, D.L., Thorstenson, D.C., Plummer, L.N. (1980): PHREEQC; a computer program for geochemical calculations. *U.S. Geol. Surv. Water Resour. Invest. Rep.* 80-96, 1-195.
- Pitman, J. I. (1978): Carbonate chemistry of groundwater from chalk, Givendale, East Yorkshire. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1885-1897.
- Plummer, L. N. (1975): Mixing of seawater with calcium carbonate groundwaters in central Pennsylvania. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 142, 219-236.
- 酒井 均・松久幸敬 (1996): 安定同位体地球化学, 東京大学出版会
- Smart, P. L., Dawans, J. M., Whitaker, F. (1988): Carbonate dissolution in a modern mixing zone. *Nature*, 335, 811-813.
- 佐野有司 (1996): ヘリウム・炭素同位体比からみたマグマ起源ガスと地殻物質との相互作用. *地質学論集*, 46, 83-90.
- Stumm, W., Morgan, J.J., (1996): *Aquatic Chemistry*, 3rd Ed., Wiley Interscience, New York.
- Yang, L. Z. (1998): Study on the deep source CO<sub>2</sub> in western China. *IGCP-379 Newsletter (Guilin)*, 40-41.
- 吉村和久・井倉洋二 (1992): 石灰岩地域秋吉台における水循環と地下水水質の形成. *地下水学会誌*, 34(3), 183-194.
- 吉村和久・井倉洋二 (1993): CO<sub>2</sub>循環における炭酸塩岩溶解の役割. *地球化学*, 27, 21-28.
- 吉村和久・井倉洋二 (1998) 石灰岩地域の地下水水質. *地下水学会誌*, 40 巻1号, 53-63.
- 吉村和久・井倉洋二 (2000) 日本地下水学会編「地下水水質の基礎」, pp. 189, 第9章「石灰岩地域の地下水」, 125-142. 理工図書
- Yoshimura, K., Nakao, S., Noto, M., Inokura, Y., Urata, K., Chen, M., Lin, P. W. (2001): Geochemical and stable isotope studies on natural water in the Taroko Gorge karst area, Taiwan—Chemical weathering of carbonate rocks by deep source CO<sub>2</sub> and sulfuric acid. *Chem. Geol.*, 177, 415-430.
- 吉村和久 (2003): グラン法による陸水の低レベルアルカリ度の測定. *ぶんせき*, (8), 461-462.
- Yoshimura, K., Liu, Z., Cao, J., Yuan, D., Inokura, Y., Noto, M. (2004): Deep source CO<sub>2</sub> in natural waters and its role in extensive tufa deposition in the Huanglong Ravines, Sichuan, China. *Chem. Geol.*, 205(1/2), 141-153.
- Yoshimura, K., Fujikawa, M., Ishida, M., Kurisaki, K., Aizawa, J. (2009): Cave wall erosion near the entrance of Akiyoshi-do Cave, Yamaguchi. *J. Speleol. Soc. Jpn.*, 34, 38-46.
- 吉村和久(2013): 鍾乳石からひとと自然の関わりを紐解く. *月刊地球*, 35(10), 572-576.
- 吉村和久・鮎沢 潤(2017): オルダ水中洞窟の地下水の化学的性質と水中洞窟の透明度, *洞窟学雑誌*, 42, 17-24.

## 北海道沿岸域の海域活断層調査とその意義

内田 康人<sup>1)</sup>

1) (地独) 北海道立総合研究機構 地質研究所

## 1. 緒言

1995年(平成7年)1月に発生して、阪神・淡路地方に未曾有の被害をもたらした兵庫県南部地震により、改めて内陸型(直下型)地震への対策の必要性が明確になった。一般に内陸型地震は、プレート境界やプレート内部で発生する海溝型地震に対して、地震のもつエネルギーは小さいものの、発生場所が人間の生活・活動圏に近いことから地震の規模の割には大きな被害をもたらす可能性が高い。しかし、統計的にみて海溝型地震が数十～数百年間隔で発生しているのに比べて、内陸型地震の発生間隔は数百～数千年から長いものでは数万年にも及ぶことがあり、地震の規模や発生時期・間隔などに関する手がかりとなるデータは極めて少ないのが実態であった。

この手がかりの一つとして「活断層」がある。活断層とは、過去何十万年かの間に繰り返し動いてきて、今後も活動すると予測される断層であり、繰り返し発生する地震のたびに地表にずれを生じさせるため、過去の活動の痕跡を地形に残していることが期待される。したがってこの痕跡を調べることで、これまでの地震活動の歴史を把握できる(図1)。

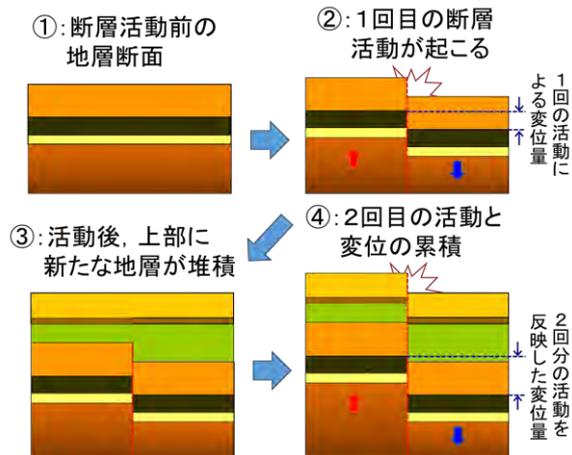


図1 断層活動の繰り返しの伴い累積する地層のずれ(変位)の量。

このような背景から、1995年7月には国の文部科学省に地震調査研究推進本部(以下、地震本部)が設置され、従来の海溝型地震に関する調査研究に加えて内陸型地震についての情報を充実させ、とくに活断層に関するデータの収集及び分析が盛んに行わ

れるようになった。その結果2020年1月現在では、全国の主要な114箇所の活断層に関するデータに基づいて、活動に関する長期評価が実施されている(地震調査研究推進本部, 2020a)。

しかしながら、これまで得られてきた活断層に関する情報の大半は陸域に限られており、2005年に発生した福岡県西方沖地震(Mj7.0, 震源は陸域の警固断層の北西延長海域)や、2007年の能登半島地震(M6.9)などは、それまで存在が知られていなかった海域活断層が引き起こしたものと考えられている。このように陸域の活断層が海岸付近にまで伸びている可能性が高い地域でも、海岸線を越えた海域の活断層について判明している情報は圧倒的に少なく、当該海域の活断層を対象とした評価は殆ど行われていなかった。その主な理由としては、海域の詳細な地形がわかっている範囲がごく一部に限られているため、陸域のように空中写真などでリニアメントを把握しづらいこと、調査には船舶を用いるため手法や時期に限られ、陸域でのトレンチ調査のように直接地層のずれを観察することが困難なうえ莫大な費用がかかること、などが上げられる。

一方、地震本部では地震調査研究の進展や状況の変化を踏まえて、2009年に、新たな地震調査研究の推進に関する総合的な基本施策を決定した。この施策においては、上記のような活断層に関する様々な課題をうけ、今後の当面10年間を想定して優先して取り組むべきと考えられる基本目標をいくつか設定している。その中でも海域を対象として、「沿岸海域の活断層及びひずみ集中帯を中心とした未調査活断層の評価の高度化」が基本方針として掲げられている。とくに、陸域の主要活断層帯の延長部に相当する海域に分布する活断層において、陸域部分を含め全体が同時に活動した場合には、現在想定されている規模を超える地震が発生する可能性があるため、海域活断層の活動履歴や位置・形状を明らかにする調査を早急を実施する必要がある(地震調査研究推進本部政策委員会調査観測計画部会, 2009)。

この基本方針に基づいて、主要活断層帯の海域延長部に相当する沿岸海域活断層のうち、北海道沿岸海域においては以下の6箇所の海域活断層が調査対象として選定された(図2)。

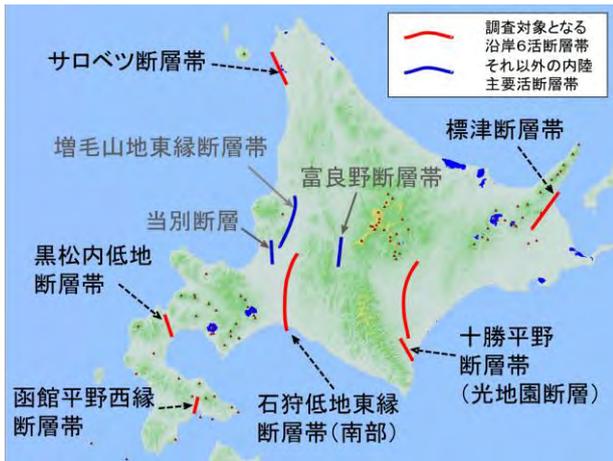


図2 文部科学省・地震調査研究推進本部により調査対象として選定された道内の沿岸活断層帯.

- ・標津断層帯
- ・十勝平野断層帯／光地園断層
- ・石狩低地東縁断層帯／南部
- ・黒松内低地断層帯
- ・函館平野西縁断層帯
- ・サロベツ断層帯

これら調査対象の海域活断層に対して、(地独)北海道立総合研究機構地質研究所(以下、道総研)は、(国研)産業技術総合研究所(以下、産総研)と共同して、文部科学省からの委託を受けて2010年から海域調査を実施した。調査は年間1箇所の断層帯を対象として行い、途中の空白期間を挟んで2018年までに標津断層帯を除いた5箇所の海域活断層の調査を完了した。調査結果は年度ごとに報告書として取りまとめ、地震本部のホームページ上で閲覧が可能である(地震調査研究推進本部, 2020b)。

本論では、これまで実施した海域活断層調査の結果と、断層活動評価に対する意義について述べる。

## 2. 海域活断層調査の概要

調査を実施した5箇所の海域活断層に対して、地震本部がこれまで陸域の部分で得られているデータに基づいて行った長期評価を表1に示す。このうち黒松内低地断層帯および函館平野西縁断層帯は、主要活断層帯の海域延長部に相当する活断層のうち、陸域部の活動履歴は求められているが海域部の状況が明らかになっていない活断層に相当する。石狩低地東縁断層帯(南部)および十勝平野断層帯(光地園断層)は、陸域部の活動履歴と海域部の状況が共に明らかになっていない活断層である。また、サロベツ断層帯は地震本部の評価において、海域延長部の更なる調査の実施が必要とされた主要活断層帯となる。海域の活断層の評価を行うためには、海底での断

層の長さ・位置・形状やその活動履歴を明らかにする必要がある。しかし、海水中は光や電波がほとんど通らないため、船上から音波を用いて地形や地質、堆積構造の調査を行い(海底地形・音波探査)、そのデータに基づいて断層活動による変動地形や地層の変形を明らかにできる(図3左)。一方、音波探査の記録からだけでは断層の活動履歴、つまり断層がこれまで「いつ・どれくらい」動いてきたのかを知ることができず、地層の堆積年代を知る必要がある。

陸域の活断層調査では、断層の真上に重機等でトレンチと呼ばれる溝を掘ることにより活動履歴を調べることができる。しかし、海域活断層の場合は直接海底に溝を掘ることが困難なため、図3右に示すように海底にコアラという長いパイプを突き刺して、海底活断層の周辺の堆積物を採取し(柱状採泥調査)、堆積年代を測定する。

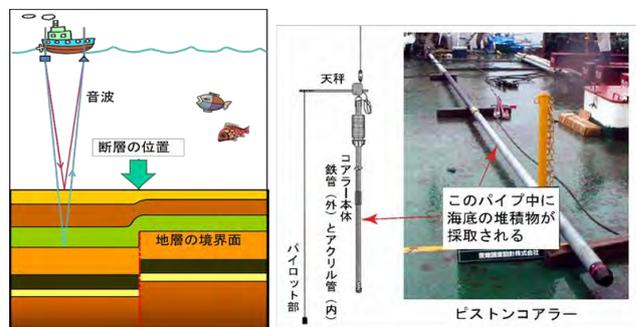


図3 音波探査のイメージ(左)および柱状採泥調査に用いるコアラ(右)

これらの情報を得るにあたっては、海域によって地形・地質条件が大きく異なるため、それぞれの海域の海底地形及び分布する堆積物の性質に応じて、適切な調査手法を選択する必要がある。

### 2.1 海底地形調査

これまで海底地形調査は、設定した調査測線上で超音波を海底面に向けて送波し、その反射を利用して測深するシングルビーム音響測深が主体であった。使用する機材にもよるが、これで把握することができる海底地形は調査船の直下に限られるため、測線から外れた部分の地形は計測されず空白域となる。したがって、仮に活断層の活動に起因する地形変化が海底面にまで及んでいても、これまでの測深精度では海底面の複雑な地形や微細な形状の変化を捉えることができなかった。しかし、1990年代に入ってから、調査船直下だけでなく側方も含めて広範囲を測深できるナローマルチビームのようなスワース式測深機が一般的に用いられるようになって、小型船舶でも詳細な3次元的地形データを容易に取得できるようになった(図4)。また、海域での調査は

断層帯	黒松内低地断層帯	函館平野西縁断層帯	サロベツ断層帯	石狩低地東縁断層帯(南部)	十勝平野断層帯(光地園断層)
長さ	約32km以上	約24km	約44km	約54km以上	約26km
ずれの向きと種類	西側隆起の逆断層	西側隆起の逆断層	東側隆起の逆断層	東側隆起の逆断層	東側隆起の逆断層
ずれの速度	0.5-0.7m/ky 程度(上下)	0.2-0.4m/ky 程度(上下)	0.7m/ky 以上(上下)	0.2m/ky 程度(上下)	約0.1-0.2m/ky 程度(上下)
過去の活動	約5,900-4,900年前(最新活動)	14,000年前以後(最新活動) 約40,000-50,000年前以後, 20,000年前以前に2回	約5,100-4,500年前, および約6,000-5,000年前にそれぞれ1回	不明	約21,000年前以後に2回
1回のずれの量	2.5m程度以上	3m程度	3.5m程度	4m程度以上	1.5m程度
平均活動間隔	3,600-5,000年以上	13,000-17,000年程度	約4,000-8,000年	17,000年程度以上	7,000-21,000年程度
過去の活動区間	断層帯全体で1区間	断層帯全体で1区間	断層帯全体で1区間	断層帯全体で1区間	不明
活動時の地震の規模(マグニチュード)	7.3程度以上	7.0-7.5程度	7.6程度	7.7程度以上	7.2程度

表1 調査対象となった北海道沿岸海域活断層の陸域部データによる長期評価(地震本部より)

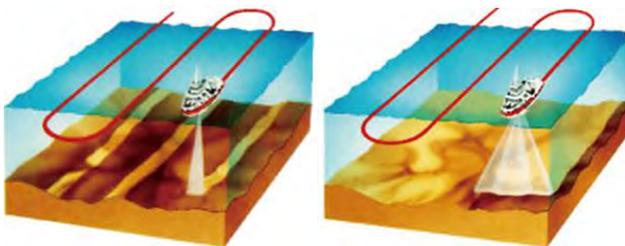


図4 シングルビーム音響測深(左)およびスワス式音響測深のイメージ(右)

陸域に比べて正確な位置情報の取得が難しいが、DGPSやGNSSの急速な発展と精度向上によって、従来よりも格段に正確な情報を得る海域調査システムを構築でき、海底の断層形状を捉えることも可能となった。たとえば、2007年に発生した能登半島地震では、マルチビーム測深機で得られたデータから、震源域付近の海底に断層に沿った段差地形が明瞭に表れている(泉ほか, 2008)。

一般に、海底表層に堆積物が厚く堆積している海域においては、海底下の震源域で発生した地層の変形が吸収されやすく海底面にまで伝わりにくいため、海底地形調査から断層の正確な位置や形状を明らかにすることは困難であることが多いが、堆積物がほとんど分布しない若しくはごく薄いような海域では、海底地形調査は活断層の形状を特定するのに有効な調査手法となり得る。

## 2.2 海域音波探査

音波探査は原理的には音響測深と同一で、海底地形のみならず海底下の地質・堆積構造を明らかにするために開発された調査手法である。音響測深に使用する音波の周波数は一般に50~200kHz程度であるが、数kHz~10数kHz程度より低い周波数の音波

は、一部が海底面で反射するとともに一部が海底面下層にも入り込み、堆積境界面で反射して戻ってくる。したがって、調査測線に沿って移動して音波探査をおこなうことにより、海底面下の地層や堆積構造の2次元の反射記録断面を視覚的に得ることができる。

音波探査を実施する際の垂直地層分解能と可探深度とはトレードオフの関係にあり、発信する音波の周波数が高いと地層分解能も高くなるが、音波の減衰が大きくなるため可探深度は浅くなる。逆に、周波数が低いと地層分解能は低下するが、海底下の深部まで音波が届くため可探深度は深くとれる。石油・ガス等の資源探査などでは深部の大規模な構造を把握することが求められるため、エアガンやウォーターガンなど大出力で低い周波数の音源を用いるが、活断層調査を実施する場合には海底下浅部の構造を高い分解能で明らかにする必要があるため、出力は小さいものの、ユニブームやチャープソナー

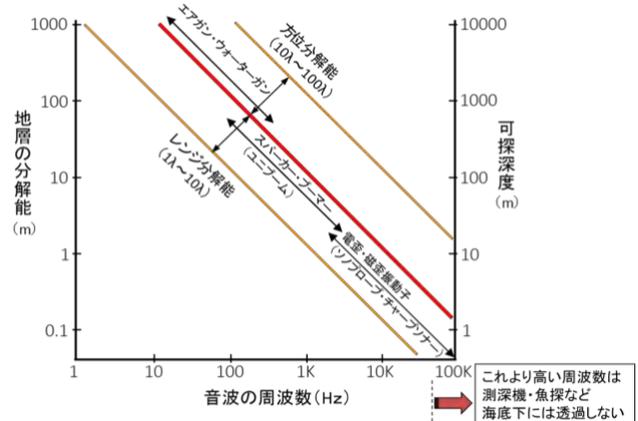


図5 音波探査に用いる音源の周波数と分能、および可探深度との関係

などの高い周波数の音波を発信できる機材を用いることが多い(図5)。

音波探査の記録の質を左右する要因としては、水深と海底面の地質が大きくかかわってくる。音波の強度は距離の2乗に反比例する(逆2乗則)ため、当然ながら調査海域の水深が浅いほど、S/N比の良い記録が得られやすい。また、海底堆積物が泥質のような細粒なものが卓越しているほど、透過時の音波の散乱が少なくなって、より微細な構造の判別が可能となる。一般に、湾状もしくは内湾状の地形の内側の海域では、堆積物を運び去る流れが弱いため細粒堆積物が留まって堆積している場合が多く、そのような場所は音波探査を実施するのに好都合である。実際に、沿岸近くの水深の浅い内湾域における活断層調査では、ソノプロブやチャープソナーなど、数kHzの高い周波数の音源を用いる探査装置によって、数10cm～1m程度の地層分解能をもつ反射記録断面が得られている。この程度以上の分解能が得られれば、概ね活断層の1回の活動に伴う地層の変形やずれを明瞭に判断することができる。



図6 パラメトリック方式音波探査装置(SES2000)

さらに、道総研ではより高水準の海域活断層調査をおこない、精度の高いデータを提供するために、パラメトリック音響技術に基づく音波探査装置(以下、SES2000)を導入した(図6)。本装置は、従来のソノプロブ型音波探査装置等に比べて、高分解能で海底下の地層を判定することが可能である。

パラメトリック音響技術の原理は、100kHzの一次周波数とわずかに周波数の異なる音圧の超音波を同時に発信することにより、超音波が互いに干渉しあって二次周波数(4～15kHz)の音波を発生することにある。この二次周波数の音波を使用して数10cm以下の高分解能での音波探査を行うとともに、一次周波数による精密測深を同時に実施できる。さらに、

二次周波数にはサイドローブがほとんど発生しないため、音波の指向角(音圧半減域)が約3.6°と狭く、調査船直下にある対象をピンポイントで探査することを可能としている。小型軽量の浅海用の探査装置ではあるものの、少なくとも水深100m程度までの海域で探査が可能で、可探深度は通常で海底下10数m程度、条件の良い泥質堆積物の分布域などでは20数m程度まで及ぶ。

一方で、外洋域においては沿岸付近の浅海域でも細粒堆積物を運び去る働きをする流れが強いことから、高い周波数の音源を用いた探査装置では音波の透過がわるく、海底下のごく浅部までの構造しか把握できない場合が多い。このような粗粒の堆積物が分布する海域では主に、数100Hz～3kHz程度の周波数の音波を用いるユニブーム探査装置(ブーマー)が用いられる。ブーマーを音源とする探査装置は、SES2000に比べて低い周波数の音波を用いるため地層の分解能は落ちるものの、12～24個程度の多数のハイドロフォンで構成するマルチチャンネルストリーマーケーブルを用いて反射音波を受信し、信号の重合処理を行うことで記録のS/N比を大幅に向上させることができる(図7)。

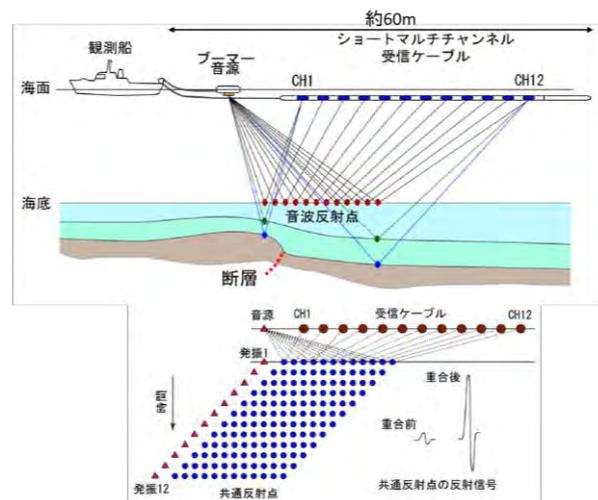


図7 ブーマーマルチチャンネル音波探査の原理

そして、SES2000に比べて発信音波の出力を大きくとれるため、水深200～300m程度までの中～深海域での探査を実施でき、可探深度も条件に恵まれれば海底下100m程度までが可能となる。したがって外洋域での活断層調査には、SES2000等の高い周波数の音波を用いた探査と、ブーマーマルチチャンネル音波探査とを組み合わせることで、それぞれの欠点を補い、海底下浅層から中～深層にわたる地質構造の情報を得ることができる。

さらに、水深が400~500mを越えるような深い海域で地質構造調査をおこなう場合には、高压空気を用いたエアガンやウォーターガンなどのエネルギーの大きな音源を用いる必要がある。これらの音源は空気の容量によって発信周波数が異なるものの、概して数10~数100Hz程度の低い周波数の音波を用いるため、可探深度は大きいが地層の分解能はかなり低くなる。このため、マルチチャンネル受信装置を用いてS/N比を向上させ、海底下数100~1000mといった深層の堆積構造を把握するために用いられる。

実際の音波探査にあたっては、調査域の水深、海底の地質や地形、予想される堆積物の厚さ、必要となる地層分解能と可探深度などを考慮して、最も有効と思われる装置を選択して探査を行う。

## 2.3 柱状採泥調査

活断層の活動履歴の解明には、音波探査により断層の分布域や地層の変位・変形などの位置情報を得ることに加えて、その変位・変形がいつ起こったかという時間情報を明らかにする必要がある。現在のところ、断層の活動時期を知るためには、変形が見られる上部更新等~完新統の地層（堆積物）を採取してその堆積年代や堆積速度を求め、活動時期の手がかりとしている。理想的には湾や内湾域のように海流が遅く、泥質のような細粒堆積物が卓越して、完新世の間に少なくとも数m以上の厚さの堆積物が堆積し続けているような海域が望ましい。しかし、外洋に面した海域では概して海流が速くて、砂質や砂礫質のような粗粒の堆積物が優勢となる場合が多く、そのような海域では堆積速度から断層の活動履歴を決めることは難しい場合が多い。

堆積物の採取は、グラビティコアラーやピストンコアラーなどの、堆積物を柱状に抜き取る装置を用いる。これらはいずれも、数100kg程度のウェイトを付けた管状の採泥器を、船上から海中に投入して堆積物に貫入させる装置である。グラビティコアラーは採泥器本体とウェイトの自重を利用して、またピストンコアラーは自重プラス採泥管内のピストンによる陰圧を利用して海底下の堆積物中に押し込む。泥質堆積物が分布しているような条件の良い海域では、厚さ数m程度の乱れのない堆積物を採取することも可能である。しかし、砂や砂礫のような粗粒堆積物が分布する海域では、これらの装置では堆積物中に貫入しにくいいため、バイプロコアラーを用いる。

バイプロコアラーは図8に示すように、基本的には採泥管の上端に電動式の起振機が取り付けられたもので、起振機によって発生した振動が採泥管に伝えられ、この振動を利用して粗粒堆積物中に貫入させる方式のコアラーである。採泥作業にはクレーン付

き台船のような大型船をアンカーで固定して実施する必要があるため、水深50~60m程度までが実質的な作業限界となる。それ以上の水深になると海底ボーリングが必要となり、長尺の堆積物の採取も可能となるがコストが極めて高くなるため、活断層調査の目的ではほとんど実施されていない。



図8 バイプロコアラーを用いた採泥作業状況

海底の地層（堆積物）の年代は、含まれている木片や貝片などの放射性炭素年代を測定することにより、あるいは既に年代の知られている火山灰を同定することによって決定する。ただし、様々な要因から再堆積（いわゆるリワーク）した可能性もあるため、堆積した当時の堆積環境に注意する必要がある。また、沿岸域には特徴的な最終氷期の侵食面が確認されることが多く、これから堆積速度を推定することも可能である。このように堆積年代や堆積速度が判明すれば、音波探査の記録と併せることによって、断層の活動時期や活動によって生じたずれの大きさと平均変位速度などを明らかにできる。

## 3. 調査結果からみた各海域活断層の特徴

本章では、対象となった5断層のうち黒松内低地断層帯、サロベツ断層帯、および十勝平野断層帯（光地園断層）の3断層の調査結果について簡潔に述べる。なお、特に断らない限り、海域調査は産総研および道総研（地質研究所）が共同して、以下のように役割分担をして実施した。

- ・産総研：陸域断層の海域延長部における活構造の分布、性状および海域断層末端部の位置の把握のため、ウォーターガンまたはブーマーを音源として用いたマルチチャンネル音波探査を実施した。
- ・道総研：完新統中にみられる活構造の活動性と活動履歴を明らかにするため、チャープソナーやSES2000などの高周波音源を用いた高分解能音波探査と、海底地形調査、加えて活動時期把握のための柱状採泥調査を実施した。

### 3.1 黒松内低地断層帯

#### (1) 概要

黒松内低地断層帯は、渡島半島の基部に位置し、寿都湾南方から黒松内町・長万部町を経て内浦湾に至るまでの長さ約 32km 以上の断層帯で、西側が相対的に隆起する逆断層である (図 9)。本断層帯は

黒松内低地断層帯  
(地震調査研究推進本部  
地震調査委員会, 2005)



図 9 黒松内低地断層帯の位置(地震本部, 2005a)

南方の内浦湾(噴火湾)に延長する可能性があるため、断層の分布範囲を明らかにするには、内浦湾を含めた南方海域の状況を調査する必要がある。このため 2010 年に、海域の断層分布の有無と、海域に断層が存在した場合には南端の位置及び深部の形状を明らかにする目的で、ブーマーマルチチャンネル音波探査(以下、ブーマーマルチ探査)を実施した。さらに、沖積層(約 1.8 万年前以降の地層)内に断層活動によるずれや変形の有無を確認するための SES2000 を用いた高分解能音波探査と、沿岸浅部の海底に断層活動による変形が存在するかを把握するため、ナローマルチビーム地形探査をおこなった。断層の活動時期の解明にはピストンコアラーによる柱状採泥調査を実施した。

#### (2) 結果

ブーマーマルチ探査結果から、陸域の断層の南端付近の延長海域に、後期更新世の海成段丘と沖積層に変位・変形を及ぼしている、北北東-南南西方向の走向をもって左雁行配列する 2 つの活背斜(長万部沖背斜および国縫沖背斜)が発見された。さらに、これら 2 つの背斜の東翼部(背斜軸の 1~3km 東側)にはそれぞれ 1 条の西側上がりの未発見の断層や撓曲構造が確認され、陸側を長万部沖断層、沖側を国縫沖断層とする。陸域の黒松内低地断層帯の構成要素である長万部断層付近にみられる、海成段丘面の内陸側への傾動などの特徴と調和的であることから、これら 2 つの活背斜と 2 条の断層は黒松内低地断層帯の南方延長と位置づけられる (図 10)。



図 10 黒松内低地断層帯海域部の調査結果  
(基図は 20 万分の 1 地質図「室蘭」)

高分解能音波探査からは、上記の長万部沖背斜に相当する部分に海底浅部の反射面の盛り上がり確認され、活背斜構造であることを裏付ける結果が得られた。さらに、海域で確認された 2 条の断層活動、沖積層の基底及び中~下部に及ぼしている変形の範囲を把握することができた。ナローマルチビーム調査結果では、これらの活動による変形は海底面にまでは及んでいないものの、ブーマーマルチ探査により海底中~深部に確認された変形には明瞭な変位の累積がみられることから、これら 2 つの活断層は後氷期の海進が内浦湾内の本調査海域に及んで以後繰り返し活動している活断層であると判断された。

柱状採泥調査は、高分解能音波探査およびブーマーマルチ探査の記録断面の解釈に基づいて、明瞭な断層変形が認められた国縫沖断層付近を選定して実施した。得られた柱状採泥試料によって算出された堆積年代値から、地層を変形させた活動は約 6,000~7,000 年前と判断され、これより上位の堆積層には変形が見られないことから、これが最新活動

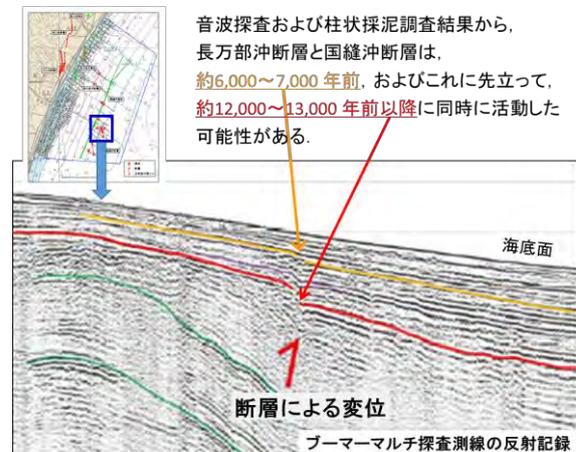


図 11 国縫沖断層に交差するブーマーマルチ探査測線の記録断面に確認された断層活動に起因する地層境界面の変位

であった可能性が高い。さらに、ブーマーマルチ探査記録にみられる1つ前の活動の時期は、堆積速度から推定して約12,000~13,000年前よりも後と考えられ、活動間隔は数1,000~7,000年程度と見積もられる(図11)。本調査結果から、これまで陸域で想定されていた黒松内低地断層帯の南端は、少なくとも本調査域南端の国縫沖断層の位置まで延びることとなった。それに伴い断層帯の長さはこれまでより約10km長くなって、約43km以上になると想定される(北海道立総合研究機構・産業技術総合研究所, 2011)。

### 3.2 サロベツ断層帯

#### (1) 概要

サロベツ断層帯の陸域部は、北海道北部の宗谷丘陵西縁に分布しており、豊富町から幌延町を経て天塩町に至るまで、概ね北北西-南南東方向に延びる全長約44kmの断層帯である(活断層研究会編, 1991など)。本断層帯の北方延長海域には、荒井(2013)等において、陸域から海域に連続する褶曲や活構造の存在が示され、サロベツ断層帯陸域部との地質的、地形的な連続性について議論されている。

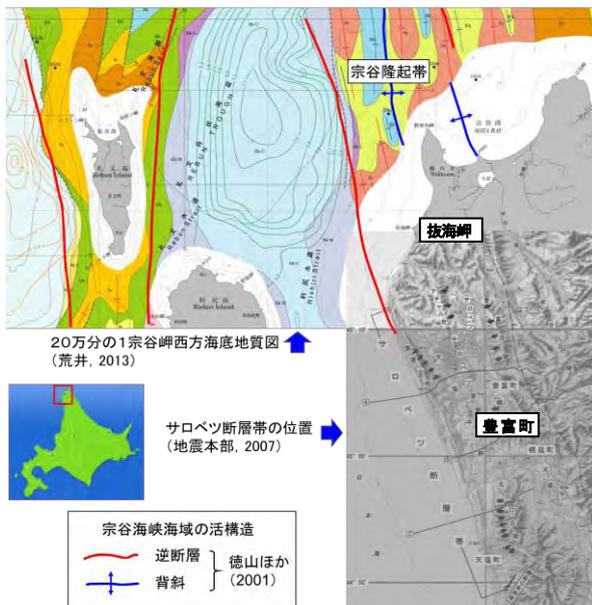


図12 サロベツ断層帯の位置と北方海域の地質構造 (基図は荒井, 2013;地震本部, 2007より)

それによると、陸域の宗谷丘陵から海域にかけては、連続した複背斜の褶曲帯からなる宗谷隆起帯が存在し、その西縁部に伏在する断層が活構造である可能性がある(図12)。このような背景から、2012年にサロベツ断層帯の北方海域延長部において、断層長と活動履歴の把握を主な目的として、海底活断層調査を実施した。調査は、稚内市の北西部の宗谷隆起帯とその周辺の海域において、断層帯海域延長

部の活構造の位置や形状を把握し、その全長を明らかにする目的でウォーターガン、ブーマーを音源とするマルチチャンネル音波探査を実施した。さらに、抜海岬から豊富町にかけての沿岸海域において、活動履歴の解明を目的としてチャープソナーによる高分解能音波探査をおこない、堆積物の年代試料を得るための柱状採泥実施地点を決定した。

#### (2) 結果

ウォーターガン及びブーマーマルチ探査結果から、サロベツ断層帯の北方延長海域の地質構造が明らかになった。褶曲構造の西縁に沿って東傾斜の逆断層が発達し、断続的に北北西方向に延びて、北方では背斜構造が雁行状に発達する。変形が及んでいる層準から判断すると、西側の背斜構造ほどより新期の活動を反映していると解釈される。背斜構造の西縁に沿った断層は、少なくとも納沙布岬の北西約30kmの日露中間ライン付近まで達すると推定されることから(図13)、サロベツ断層帯海域延長部の全長は約53km以上と判断される。

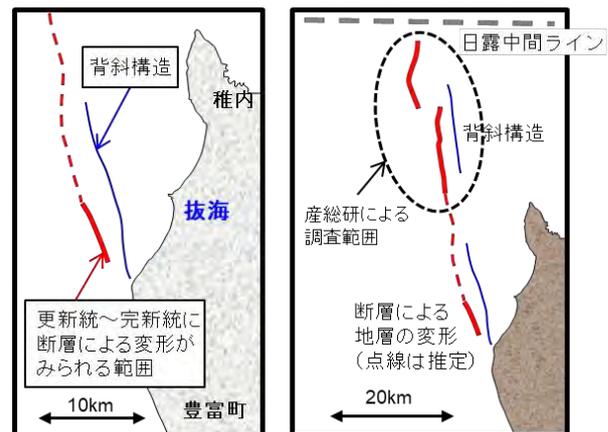


図13 サロベツ断層帯海域部の分布状況

抜海岬の西側海域で実施したチャープソナー音波探査の記録では、多数の明瞭な地層境界面が確認された。海底面下の最上位層には明瞭な東上りの変形がみられ、変形は下位に向かって大きくなり内部反射面から見積もられる層厚が西側(沖側)で厚いのにに対して、東側(陸側)に向かって薄くなっており、断層活動による撓曲変形と成長層の特徴を示している。この最上位層は、顕著な侵食面を不整合で覆うことから最終氷期以降の堆積物と推定され、変形は海底面にまで及んでいることから、この撓曲変形の原因となった断層は、最終氷期以降に活動した可能性が高い(図14)。

柱状採泥調査地点は、各調査測線のチャープソナー探査記録を検討して、最終氷期侵食面およびそれより上位の層準が明瞭に確認でき、最上位層に断層

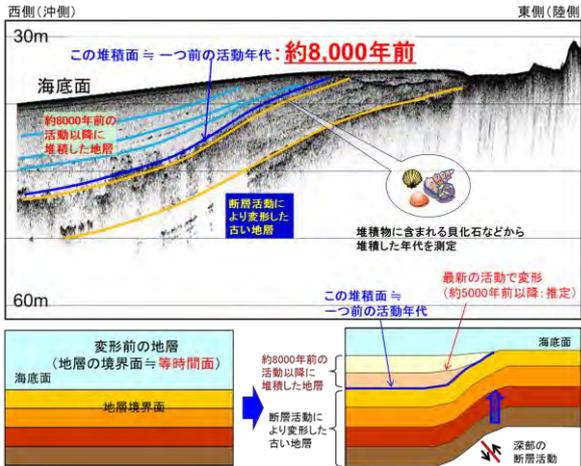


図 14 チャープソナー探査記録断面にみられる更新統～完新統地層の撓曲変形

活動に起因する変形もしくは変位が認められること、かつ、地層の堆積した年代を分解能良く判定できる、連続性の良い内部反射面が存在することを基準にして選定した。これらの条件に適する上記の探査測線記録においては、断層による変形に伴う堆積速度の差が成長層として明瞭に示されている。この成長層が発達しはじめた層準（図 14 の青色線で示した境界）の堆積年代は、柱状採泥試料から求めた値から外挿して、約 8,000 年前頃と推定される。さらに、採泥試料から判断される堆積環境の変化に基づいて、約 5,000 年前頃以後に背斜軸の隆起による浅海化が考えられることから、この間に 2 回の断層活動が想定される。これらの値と、最終氷期侵食面の上下変形量を考慮して見積もられた活動間隔は 3,000～5,000 年程度であると考えられる（産業技術総合研究所・北海道立総合研究機構，2013）。

### 3.3 十勝平野断層帯（光地園断層）

#### (1) 概要

十勝平野断層帯は十勝平野にほぼ南北に分布する活断層帯で、主部と南部の光地園断層からなる。光地園断層は広尾郡大樹町から北西～南東方向に延びて同郡広尾町に至る、断層の東側が相対的に隆起する長さ約 26 km の逆断層である（地震調査研究推進本部，2005b）。本断層の南端は海岸までに達している可能性があり、既存の海域調査の結果から、その沖合延長部海域には北東傾斜の逆断層が推定されている（辻野，2011；辻野ほか，2014）。しかし、陸域の光地園断層が南方の海域にまで延びていることは明らかになっていない（図 15）。

また、陸域の光地園断層は、西へ撓み下がる変位地形を形成しているものの、過去の活動が十分に明らかではなく、最新活動時期が特定できていない（地震調査研究推進本部，2005b）。本断層の将来

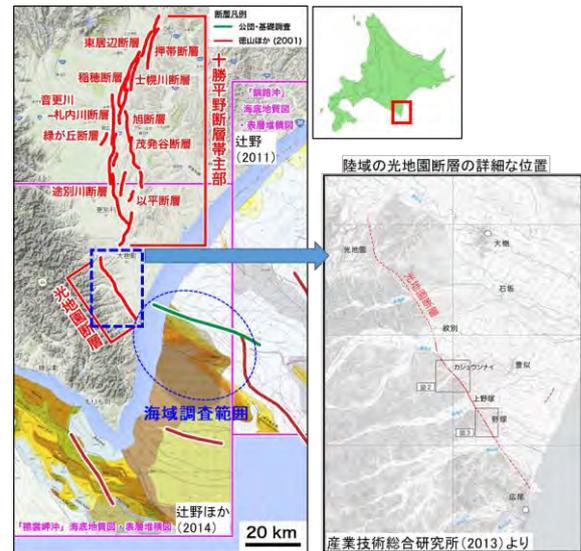


図 15 十勝平野断層帯(光地園断層)の位置と海域における地質分布図

の活動を明確にするためには、活動時期についての精度よいデータを集積させるとともに、平均活動間隔を明らかにする必要がある。このため、2012 年には産総研によって、本断層の陸上部分の補完調査が実施されている（産業技術総合研究所，2013）。さらに 2018 年には産総研と道総研によって、本断層の海域延長が想定される十勝沖海域において、活構造の位置や形状を把握して全長を明らかにするとともに、その活動履歴を把握するためのブーマー（岸側測線）及びウォーターガン（沖側測線）を音源としたマルチチャンネル反射法音波探査を実施した。加えて、断層の活動時期を把握する目的で、海底下浅層部の地層形成年代を確認するために、バイプロコアラを用いた柱状採泥により堆積物を採取し、堆積年代測定をおこなった。柱状採泥地点は、SES2000 による高分解能探査を同一測線上で実施し、その反射断面記録を用いて、地層の変形やずれが確認される範囲を絞って選定した（図 16）。

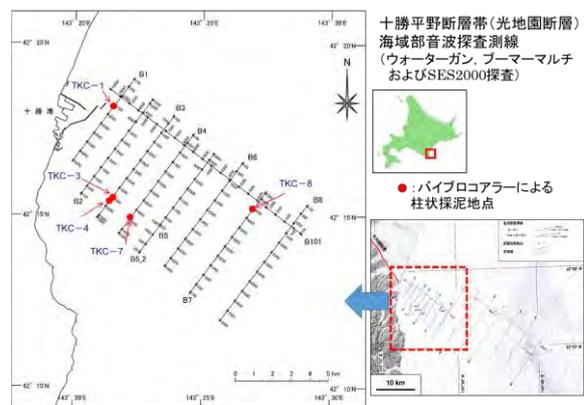


図 16 十勝平野断層帯(光地園断層)海域部の音波探査測線と柱状採泥位置

## (2) 結果

ウォーターガン探査及びブーマーマルチ探査結果から、十勝平野断層帯（光地園断層）の延長部に相当する南東側海域において、海底下の地層に変位や変形が確認された。これらの変位・変形は、北東側を相対的に隆起させる逆断層として雁行する主な3条の断層と、1つの背斜構造として、調査域の最も陸側まで連続して追跡される。柱状採泥試料から求められた堆積年代からみて、地層の変形は中期～後期更新世に形成された堆積層に及んでいると考えられる。また、音波探査記録には、後氷期の海水準上昇時に形成されたと考えられる特徴的な侵食面（図17の赤色線で示す）が確認される。この侵食面を境界として、それより上位には後氷期の海進～高海面期に形成された堆積層が不整合に覆っており、断層活動による変形はこの上位層までは及んでいない。既存の相対的海水準変動曲線を参考にすると、この断層が確認された測線の水深における侵食面の形成時期は12,000～13,000年前程度と見積もられ、したがってこれ以降には断層活動は存在しなかったと判断される（図17）。

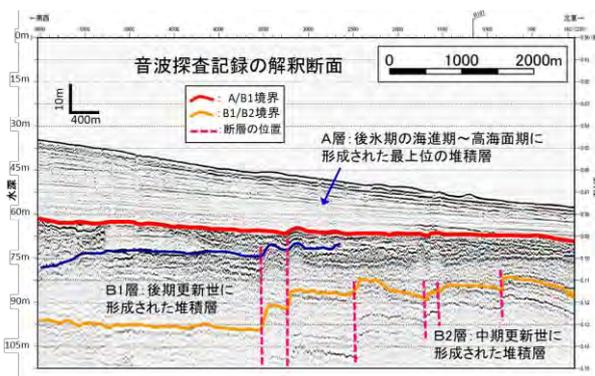


図17 ブーマーマルチ探査記録上にみられる断層活動に起因した更新統の変形

本調査から、海陸それぞれの断層の傾斜方向は一致していて、海域の断層が海岸線付近まで連続して分布していることがわかり、陸域の光地園断層に接続している可能性が高いとみられる。3条の断層と背斜構造はそれぞれ西北西～東南東方向に延びており、各々の水平的な間隔は概ね5km以内であることから、背斜構造と一連の活構造であると推定される。海域延長部において、海岸線から最も沖側まで活動が確認できる断層の末端までの全長は約33kmと見積もられる。したがって、陸域の光地園断層と本調査で明らかになった海域活断層の末端までを一連の活構造とすると、その全長は約58kmとなる（産業技術総合研究所・北海道立総合研究機構, 2019）。

## 4. 長期評価からみた海域活断層調査の意義

道総研および産総研が、2010～2018年度にわたって北海道沿岸海域で実施した海域活断層調査の結果から、いずれも陸域にある断層の活動が海域にまで及んでいることが明らかになった。海域は、侵食の場である陸域とは異なり堆積の場であるために、過去に起こった地震活動による地層の変形や変位が、後年まで保存されていることが期待できる。北海道周辺海域の音波探査による地層断面記録は、これまで様々な機関によって取得されてきたものの、探査の目的によって要求される探査深度や分解能が異なってくるため、陸域に比べると質の高い同基準でのデータが揃っている海域は少ないのが現状であった。とくに、活断層の最新の活動時期や間隔、想定される地震の規模を知るためには、これまでデータが少なかった浅海域での質の高いデータを得ることが重要となる。道内の活断層はその最新活動時期や平均活動間隔がまだよくわかっていないものもあるが、今後も、これまで統一した基準でデータが得られているケースが少なかった沿岸海域、とくに陸域と海域との境界付近の浅海域を対象としてデータを蓄積し、陸域の情報とも併せて断層活動の長期評価の精度を高めていく必要がある。

これまで地震本部では、全国の主要な活断層で発生する地震を対象にして、地震の規模や一定期間内に地震が発生する確率を予測し、個別に断層ごとの長期評価としてとりまとめてきた。その評価を実施する基準としては、社会的・経済的に大きな影響を及ぼす、マグニチュード(M)7以上の地震を引き起こす可能性があると判断された主要活断層帯が対象となっている。しかし、2007年の能登半島地震(M6.8)や2018年の北海道胆振東部地震(M6.7)のように、M7未満の地震や主要活断層帯以外で発生した地震によっても、大きな被害が生じているケースがみられることから、ある地域の地震危険度を検討するためには、個別の活断層の評価に加えてその周囲の活断層も含めた評価の必要があることがわかってきた。このため近年では、対象地域に分布する活断層で発生する地震を総合的に評価する「地域評価」の概念が導入されるとともに、評価手法の見直しも行われている。見直しの項目には、陸域に加えて沿岸海域の活断層も評価の対象とすることが新たに盛り込まれた（地震調査研究推進本部, 2010）。この新たな評価手法に基づき、陸域及び沿岸海域に分布してM6.8以上の地震を引き起こす可能性のある活断層について、対象とする地域ごとに総合的に「地域評価」を行っており（地震調査研究推進本部, 2020c）、現在、関東地域、中国地域、四国地域及び九州地域の地域評価が公表されている（図18）。

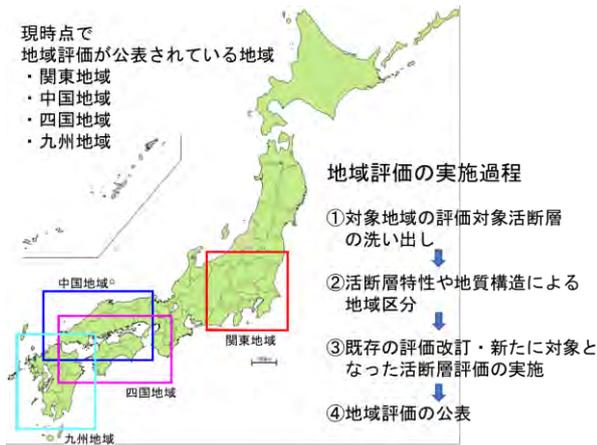


図 18 活断層の地域評価が公表されている地域  
(地震本部, 2020c) 及び評価の実施過程

## 5. おわりに

我々は普段、陸上に住んでいるため、つつい陸と海とは別物であると考えがちになるが、地学的にみた地下の状態は陸側も海側も連続しており、たまたま現在の海岸線を境にして海陸が分かれているに過ぎない。たとえば、地震の震源分布も海岸線の位置にはほとんど影響されず、海陸いずれも変わりなく地震は発生している。すなわち、沿岸海域に分布する活断層は、内陸の活断層と同じような直下型地震による災害を引き起こす可能性がある。また、沖合海域の活断層が動いた場合には津波が発生することも考えられる。

筆者らは今回、北海道の沿岸海域を調査することによって、陸域だけではわからなかった断層の活動の規模や活動時期などの、長期評価や地域評価を行ううえで重要な情報を得ることができた。しかし、陸に比べて海の地震についてはまだ明らかになっていないことが多く、今後も新たな観点や調査手法を取り入れることで、評価の精度をより高めていくことが必要となる。

## 6. 謝辞

海域活断層調査を実施するにあたっては、該当地域の振興局や市町村の防災・水産担当の方から多大なご協力をいただきました。また、地元の漁業協同組合には調査船の手配など様々な便宜を図っていただきました。記して謝意を表します。

## 参考文献

- 1) 荒井晃作, 2013, 宗谷岬西方海底地質図, 海洋地質図No. 78 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 2) 北海道立総合研究機構・産業技術総合研究所, 2011, 沿岸海域における活断層調査, 黒松内低地断層帯(海域部) 成果報告書, 41pp.
- 3) 泉 紀明・長野勝行・及川光弘・西澤あずさ・小野寺健英・伊藤弘志・笹原 昇, 2008, 2007年能登半島地震震源域における海底地形及び変動地形について, 海洋情報部技報, No. 26, 57-62.
- 4) 地震調査研究推進本部, 2020a, 主要活断層帯の長期評価,

- https://www.jishin.go.jp/evaluation/long\_term\_evaluation/major\_active\_fault/
- 5) 地震調査研究推進本部, 2020b, 事業報告書, 委託調査によるその他の地震調査研究事業, https://www.jishin.go.jp/database/project\_report/
- 6) 地震調査研究推進本部, 2020c, 長期評価(活断層の地域評価), https://www.jishin.go.jp/evaluation/long\_term\_evaluation/regional\_evaluation/
- 7) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005a, 黒松内低地断層帯の長期評価について, 22pp.
- 8) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005b, 十勝平野断層帯の長期評価について, 23pp.
- 9) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007, サロベツ断層帯の長期評価について, 25pp.
- 10) 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2010, 「活断層の長期評価手法」報告書, 121pp.
- 11) 地震調査研究推進本部政策委員会調査観測計画部会, 2009, 新たな活断層調査について, 19pp.
- 12) 活断層研究会編, 1991, 「新編日本の活断層一分布図と資料一」, 東京大学出版会, 437pp.
- 13) 産業技術総合研究所, 2013, 十勝平野断層帯(光地園断層)の活動性および活動履歴調査, 「活断層の補完調査」成果報告賞 No. H24-1, 25pp.
- 14) 産業技術総合研究所・北海道立総合研究機構, 2013, 沿岸海域における活断層調査(サロベツ断層帯(海域部)) 委託業務成果報告書, 30pp.
- 15) 産業技術総合研究所・北海道立総合研究機構, 2019, 内陸及び沿岸海域の活断層調査, 平成30年度成果報告書, 3. 十勝平野断層帯(海域部), 84pp.
- 16) 辻野 匠, 2011, 釧路沖海底地質図, 海洋地質図No. 73 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 17) 辻野 匠・井上卓彦・荒井晃作, 2014, 襟裳岬沖海底地質図, 海洋地質図No. 83 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター。

## 多重モード表面波群の見掛位相速度と逆解析に関する考察

河村 茂樹<sup>1)</sup>

1) 日本物理探査株式会社 技術本部

## 1. はじめに

表面波を利用した物理探査手法である表面波探査や微動アレイ探査の解析における最終段階は、観測位相速度の逆解析によってS波速度分布を推定することである。このとき、観測位相速度は基本モードのものであると仮定されるのが普通である。しかし、一般に観測記録には多重モードの表面波群が存在しており、観測位相速度は見掛位相速度 (Tokimatsu et al., 1992; Tokimatsu, 1995) である可能性がある。したがって、基本モードが卓越しているという仮定を設けずに、観測位相速度を見掛位相速度とみなして逆解析を行うことが望ましい。

この論文では、いくつかの地下構造モデルに対してRayleigh波とLove波の見掛位相速度を計算し、その見掛位相速度を入力データとして逆解析によってS波速度分布を求め、これらの結果に対して考察を行っている。逆解析手法には主として平滑化制約付き最小二乗法を用い、最後に遺伝的アルゴリズムの計算例と適用上の注意事項について述べている。

なお、この論文の一部を物理探査学会学術講演会 (河村, 2019) において発表している。

## 2. 理論

## 2.1 見掛位相速度と見掛分散曲線

ある周波数帯域で基本モードよりも高次モードの表面波が卓越すると、スペクトル解析法を適用して周波数一位相速度スペクトルが最大となる点から位相速度を求めた場合、その速度値は基本モードのものとは異なってくる。それは第1高次モードの位相速度となることもあれば、基本モードと第1高次モードの中間的な値のときもあり、そしてより高次のモードの位相速度値となる場合もある (河村, 2017)。

いくつかの表面波モードが重ね合わされた波群から求められた位相速度を見掛位相速度 (apparent phase velocity) といい、周波数一位相速度平面で見掛位相速度を結んで作成した分散曲線を見掛分散曲線 (apparent dispersion curve) という。

Tokimatsu et al.(1992)は、多くのモードを含むRayleigh波に対して、見掛位相速度 $c_a$ が

$$c_a(\omega) = \frac{\omega r}{\cos^{-1} g(\omega)} \quad (2.1)$$

によって求められるとしている。ここに、 $\omega$ は角周波数、 $r$ は最小受振点間距離、関数 $g(\omega)$ は

$$g(\omega) \equiv \frac{\sum_{m=0}^M A_m^2(\omega) c_m(\omega) \cos \theta_m(\omega)}{\sum_{m=0}^M A_m^2(\omega) c_m(\omega)}$$

である。 $m$ は表面波のモード、 $M$ はモードの最大次数、 $A_m$ は媒質応答 (medium response) (Harkrider, 1964)、 $c_m$ は位相速度、 $\theta_m$ は

$$\theta_m(\omega) \equiv \frac{\omega r}{c_m(\omega)} = k_m(\omega) r \quad (2.2)$$

であり、 $k_m$ は波数である。媒質応答 $A_m$ はエネルギー積分 $I_3$ を用いて

$$A_m = \frac{1}{2I_3}$$

と表される (河村, 2017)。なお、媒質応答 $A_m$ を波数 $k_m$ で割ったものを振幅応答関数という。

(2.1)式は、Aki(1957)に基づき、1次元の定常確率的なRayleigh波を対象として導かれた式である。以下、(2.1)式はLove波に対しても適用でき、また表面波探査にも適用できるものとする。

## 2.2 見掛位相速度の偏微分係数

見掛位相速度の逆解析によって深度方向の1次元のS波速度分布を推定する場合、逆解析手法として非線形最小二乗法を用いた逐次近似解法を適用しようとするとき、見掛位相速度 $c_a$ のS波速度 $\beta$ に関する偏微分係数 $\partial c_a / \partial \beta$ が必要になる。

見掛位相速度が(2.1)式で与えられるとき、見掛位相速度 $c_a$ のS波速度 $\beta$ に関する偏微分係数(感度係数)は

$$\frac{\beta}{c_a} \frac{\partial c_a}{\partial \beta} = \frac{1}{\theta_a \sin \theta_a} \left( \beta \frac{\partial \theta_a}{\partial \beta} \right) \quad (2.3)$$

と書ける。ここに、 $\theta_a \equiv \omega r / c_a$ である。(2.3)式における関数 $g$ のS波速度 $\beta$ に関する偏微分係数を計算するには、各モードについて、媒質応答 $A_m$ および位相速度 $c_m$ のS波速度 $\beta$ に関する偏微分係数の計算が必要になる。これらの偏微分係数は、斎藤(2006)に示された方法によって計算することができ、数値計算ではSaito(1988)による

DISPER80 を基にしてプログラム化することができる (河村, 2015, 2017) .

### 3. 計算例

#### 3.1 S 波速度構造モデル

今回は図 3.1(a)~(d)に示す 3 種類, 4 つの S 波速度構造モデルを考える.

(a), (b)は HVS モデルとし, 舗装路面上で地表付近が高速である状況を考慮したものである. これらの構造モデルは, 地表付近が高速のとき, 位相速度や見掛位相速度にどのような影響が現れるかを調べるために, 河村 (2015, 2017) でも用いている. ただし, そのときは Rayleigh 波のみを取り上げており, また逆解析は行っていない. (a)の HVS-1 モデルは, 深度とともに S 波速度が速くなる一般的な 5 層構造モデルである. 表層は層厚 2.5m で, S 波速度 100m/s に設定している. (b)の HVS-2 モデルは, HVS-1 モデルの表層を 2 つに分けて上層を層厚 1.0m, S 波速度 300m/s の高速層とした 6 層構造モデルである.

(c)は MRG モデルで, MRG はミラージの意である. 表層, 最下層の S 波速度をそれぞれ 150m/s, 500m/s とし, 深度 50m にある最下層より上位の

S 波速度を深度とともに徐々に増加させた 26 層構造モデルである.

(d)は AU4 モデルで, 火山地帯で見られるような低速層や高速層を中間に有する複雑な 5 層構造モデルである. 表層, 最下層の S 波速度はそれぞれ 230m/s, 1000m/s で, 最下層の上面深度は 145m に設定している.

### 3.2 計算結果

#### 3.2.1 HVS モデル

図 3.2(a)~(f)に HVS-1 モデル, 図 3.3(a)~(f)に HVS-2 モデルに対する計算結果を示す.

各図の(a), (b)は, それぞれ Rayleigh 波, Love 波に対する位相速度  $c$  および見掛位相速度  $c_a$  の分散曲線である. 周波数の上限は 50Hz としている. 凡例の数字はモードを表しており, 基本モードを 0 としている. 見掛分散曲線は赤太線で示している.

各図の(c), (d)は, それぞれ Rayleigh 波, Love 波に対する振幅応答関数であり, 凡例の数字は分散曲線と同様にモードを表している.

各図の(e), (f)は平滑化制約付き最小二乗法による逆解析結果であり, 凡例では Rayleigh 波, Love 波に対するものをそれぞれ R, L で表している. 逆解析では各層の層厚を固定し, 各層の S 波速度を未知パラメータにして, P 波速度と密度は S 波速度との関係式によって設定している. HVS-1 モデルおよび HVS-2 モデルでは最下層を含めた層数を 31 とし, 第 1~30 層の層厚を 0.5m とした. (e)は観測および理論見掛位相速度で, 入力データとして与えた観測見掛位相速度を小さい丸および実線で示し, Rayleigh 波, Love 波の逆解析による理論見掛位相速度を白丸, 両波の同時逆解析による理論見掛位相速度を十字で示している. データ数は, 周波数 1~50Hz の範囲に 1Hz 間隔で 50 としている. (f)は S 波速度分布で, 与えたモデル (model), Rayleigh 波, Love 波の逆解析結果 (それぞれ  $R_{inv}$ ,  $L_{inv}$ ) および両波の同時逆解析結果 ( $RL_{inv}$ ) を示している.

HVS-1 モデルに対する HVS-2 モデルの違いは, 層厚 1.0m である表層の S 波速度を高速にただけであるが, その影響は顕著に現れている. 各図 (a), (b)の分散曲線を見ると, HVS-2 モデルでは HVS-1 モデルに比べて, 各モードの分散曲線が全体的に高速側にシフトしている. 見掛分散曲線については, HVS-1 モデルでは Rayleigh 波の周波数 5~6Hz における針状の急激な飛びを除くと, 概ね見掛位相速度と基本モードの位相速度との差は約 7m/s 以下で小さい. また, Love 波では周波数 26Hz 以上で基本モードの位相速度から第 1 高次モードの位相速度に向けて見掛位相速度が

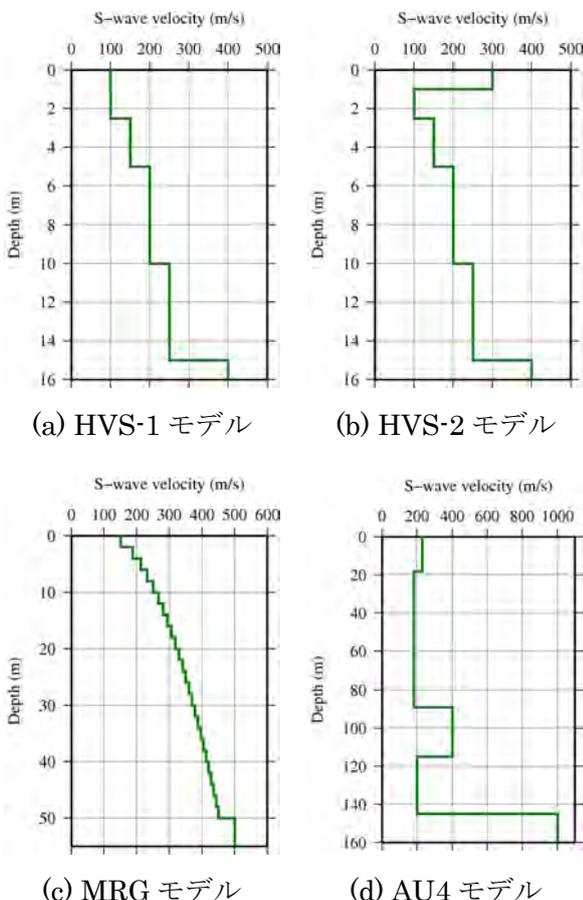


図 3.1 S 波速度構造モデル

漸移しているが、その変化は緩やかである。Love 波での見掛位相速度と基本モードの位相速度の差は、最大で 12m/s 程度である。一方、HVS-2 モデルでは Rayleigh 波、Love 波でそれぞれ 29Hz、7Hz 以上の周波数帯域において見掛位相速度が基本モードからより高次モードの位相速度へとシフトしている。また、Rayleigh 波よりも Love 波の方がより高次のモードへと急激にシフトして、見掛分散曲線が変動の激しい形状となっている。見掛位相速度は周波数 50Hz において第 5 高次モードと第 6 高次モードの中間に達している。

これらの見掛分散曲線の特徴は、振幅応答関数の変化を反映したものである。図 3.3(c)、(d)の HVS-2 モデルに対する振幅応答関数では、低次のモードほど低い周波数から振幅が減衰する傾向が認められる。それにより、周波数の増加に伴ってより高次のモードが卓越してくることがわかる。また、この特徴は Love 波の方に顕著に現れている。

各図(f)の逆解析によって得られた S 波速度分布を見ると、HVS-1 モデルでは見掛位相速度と基本モードの位相速度の差が小さいためか、Rayleigh 波と Love 波の単独逆解析でもほぼ満足できる結果が得られている。図 3.2(e)の見掛分散曲線を見ても、観測値（入力データ）と理論値（逆解析による S 波速度分布からの計算値）の適合性はよい。一方、図 3.3(f)に示す HVS-2 モデルの逆解析結果については、見掛位相速度と基本モードの位相速度の差が大きいためか、Rayleigh 波と Love 波の単独逆解析では満足な S 波速度分布は得られない。ただし、図 3.3(e)を見ると、見掛位相速度の観測値と理論値の差はそれ程大きくはない。詳細に見ると、Love 波の方はやや差が大きいものの、Rayleigh 波についてはかなり差が小さい。各波の単独逆解析と比べて、Rayleigh 波と Love 波の同時逆解析は S 波速度分布、理論見掛分散曲線ともかなり良好な結果を与えている。このことは、両波の観測データを同時に扱うことの優位性を示している。

### 3.2.2 MRG モデル

図 3.4(a)~(f)に、MRG モデルに対する計算結果を示す。図の(a)~(f)は、図 3.2 や図 3.3 と同様である。周波数の上限は 25Hz としている。また、平滑化制約付き最小二乗法による逆解析では、最下層を含めた層数を 26 とし、第 1~25 層の層厚を 2.0m に設定した。この層分割は正解の S 波速度構造モデルと同じである。見掛位相速度のデータ数は、周波数 1~25Hz の範囲に 0.5Hz 間隔で 49 としている。

MRG モデルは各層間の S 波速度コントラスト

が小さく、下方ほど S 波速度が漸増する構造モデルである。図 3.4(a)、(b)の見掛分散曲線を見ると、Rayleigh 波の周波数 3.8Hz 以上の帯域で見掛位相速度が基本モードの位相速度よりも速くなっている。その差は、周波数 12Hz 以下の帯域で最大 20m/s 程度と大きい。周波数 12Hz 以上の帯域では 10m/s 以下と小さくなる。一方、Love 波の見掛位相速度は基本モードの位相速度とほぼ等しくなっている。見掛位相速度と基本モードの位相速度の違いが、Love 波ではほとんど見られず、若干ではあるが Rayleigh 波の方に現れているというのは、今回計算例に用いた他の構造モデルとは異なる特徴である。これらの特徴は図 3.4(c)、(d)の振幅応答関数に現れており、両波ともに各モードの振幅応答関数の曲線はかなり単純な形状を示している。このように、S 波速度が深度とともに徐々に増加する構造モデルで基本モードが卓越するということは、Socco and Strobbia(2004)も指摘している。

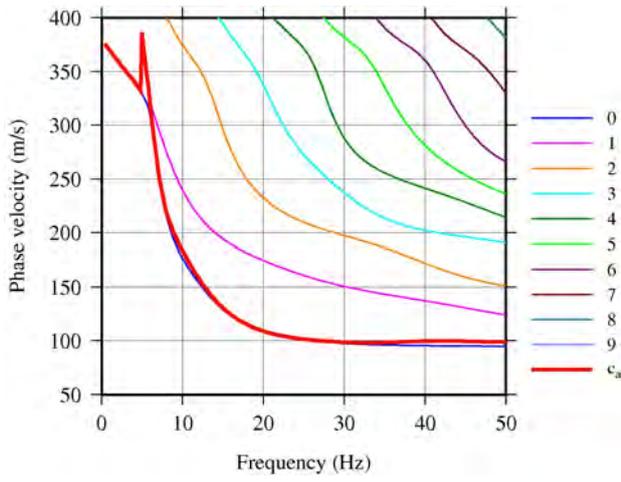
図 3.4(e)、(f)の逆解析結果を見ると、S 波速度分布、見掛位相速度ともに、かなり正解に近い値が得られている。これは Rayleigh 波と Love 波それぞれを単独に逆解析した場合についても同様である。S 波速度の深度変化が平滑であることから、平滑化制約付き最小二乗法に適した構造モデルなのであろう。また、前述したように、逆解析における層分割を正解の構造モデルと同じに設定していることから、良好な結果を得やすい計算条件であるとも言える。

### 3.2.3 AU4 モデル

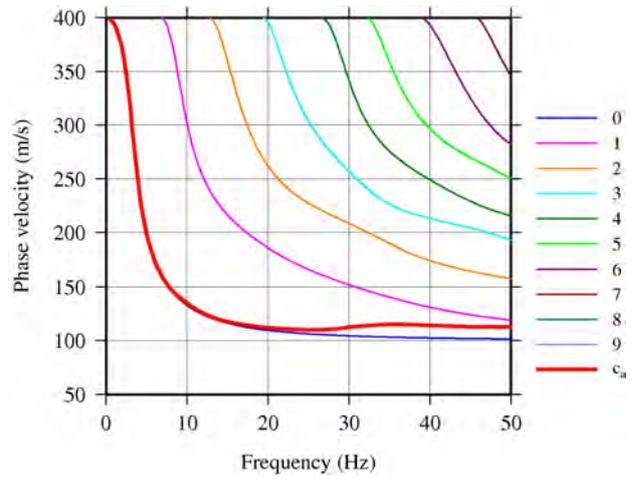
図 3.5(a)~(f)に、AU4 モデルに対する計算結果を示す。図の(a)~(f)は、図 3.2~3.4 と同様である。周波数の上限は 5.0Hz としている。また、平滑化制約付き最小二乗法による逆解析では、最下層を含めた層数を 31 とし、第 1~30 層の層厚を 5.0m に設定した。見掛位相速度のデータ数は、周波数 0.1~5.0Hz の範囲に 0.1Hz 間隔で 50 としている。

前述したように、AU4 モデルは火山地帯で見られるような低速度層や高速度層を中間に有する複雑な 5 層構造モデルである。ただし、最下層上面深度 145m までの層分割数は 4 であるので、それ程複雑な S 波速度分布に設定しているわけではない。それでも、低速度あるいは高速度の中間層を有することから、HVS-2 モデルに対する計算例を参照すれば、表面波の分散曲線や振幅応答関数が複雑な挙動を示すことが予想できる。

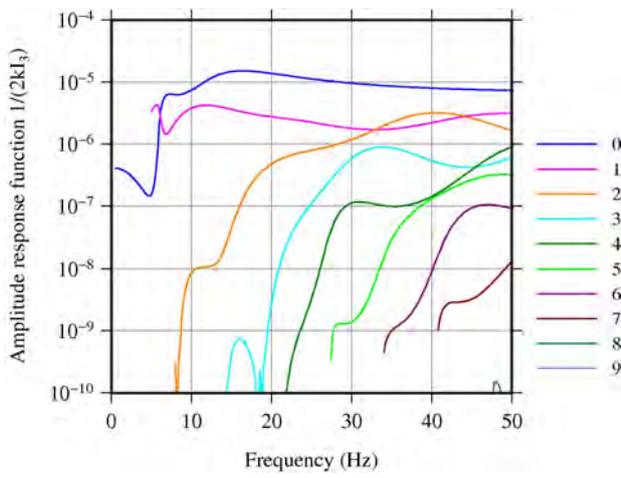
図 3.5(a)、(b)の見掛分散曲線を見ると、Rayleigh 波の周波数 0.4Hz 付近に針状の急激な飛びが認められるが、第 1 高次モードの位相速度



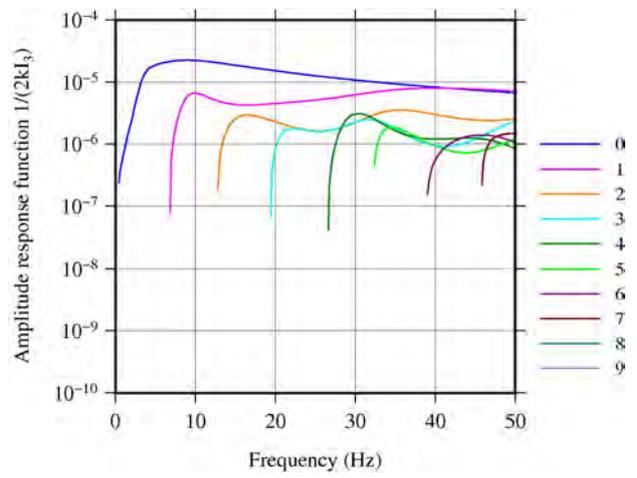
(a) 分散曲線および見掛分散曲線 (Rayleigh 波)



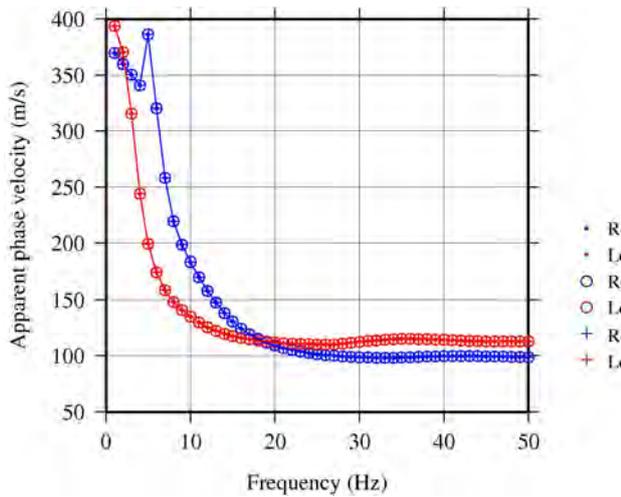
(b) 分散曲線および見掛分散曲線 (Love 波)



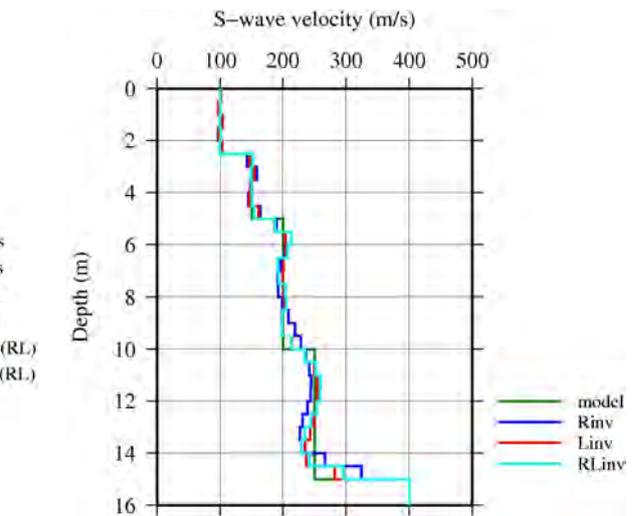
(c) 振幅応答関数 (Rayleigh 波)



(d) 振幅応答関数 (Love 波)

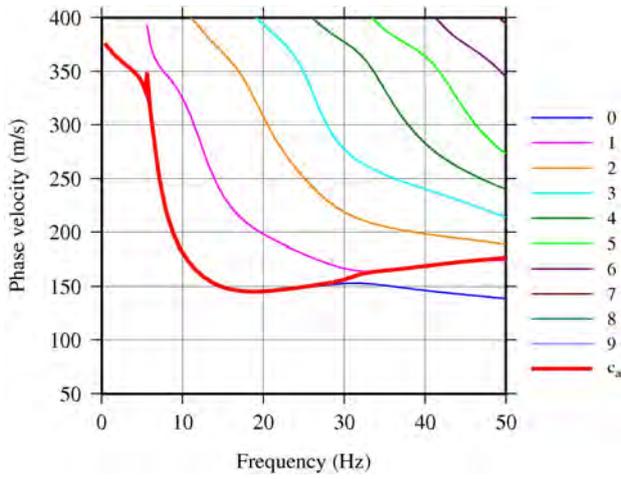


(e) 観測および理論見掛分散曲線

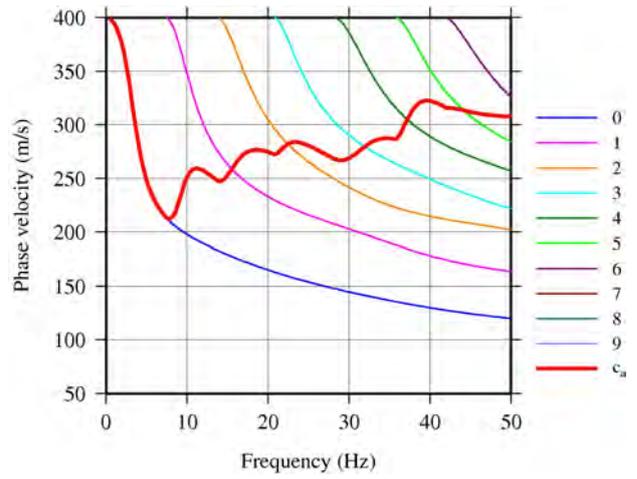


(f) S 波速度分布 (逆解析結果)

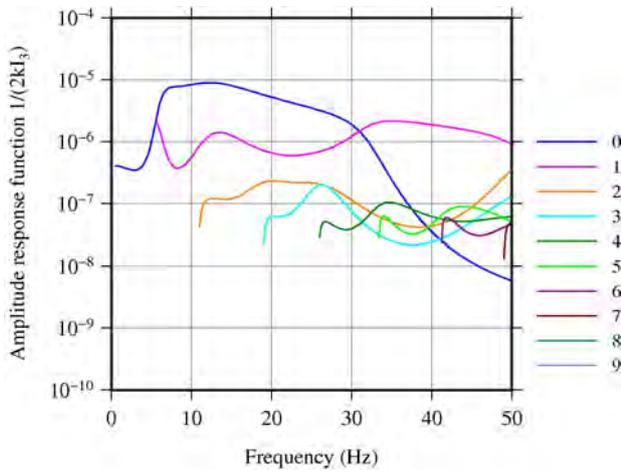
図 3.2 HVS-1 モデルに対する計算結果



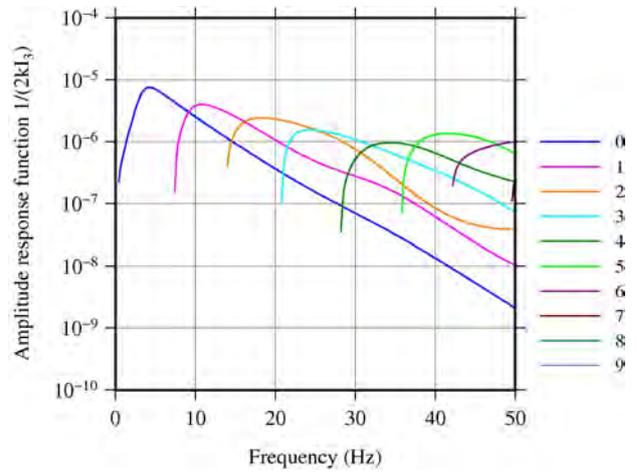
(a) 分散曲線および見掛分散曲線 (Rayleigh 波)



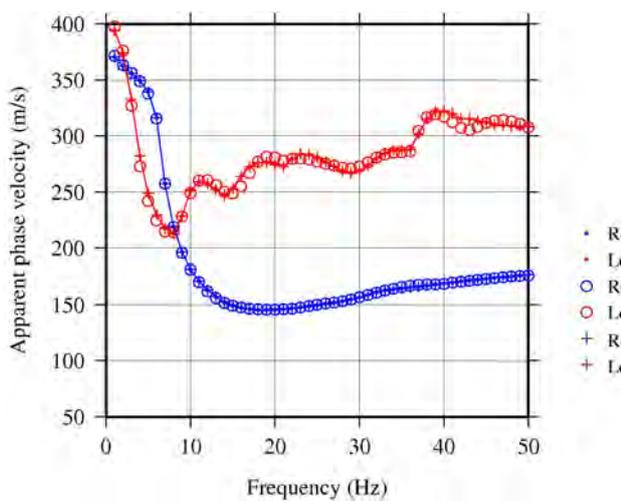
(b) 分散曲線および見掛分散曲線 (Love 波)



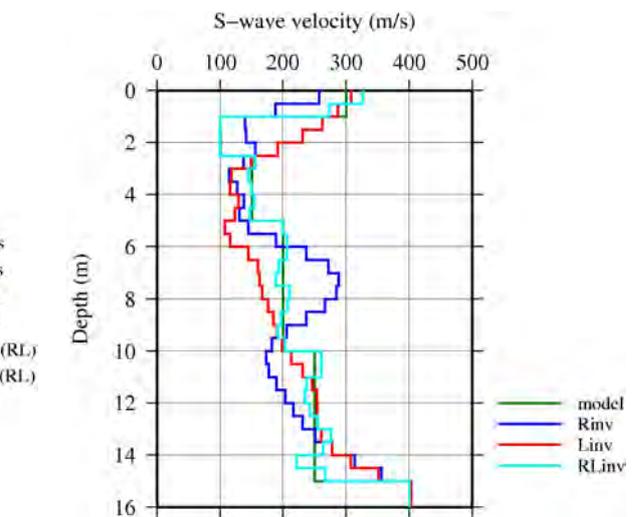
(c) 振幅応答関数 (Rayleigh 波)



(d) 振幅応答関数 (Love 波)

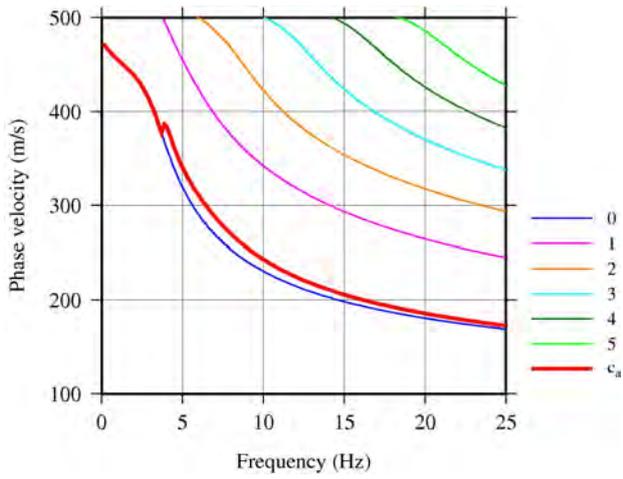


(e) 観測および理論見掛分散曲線

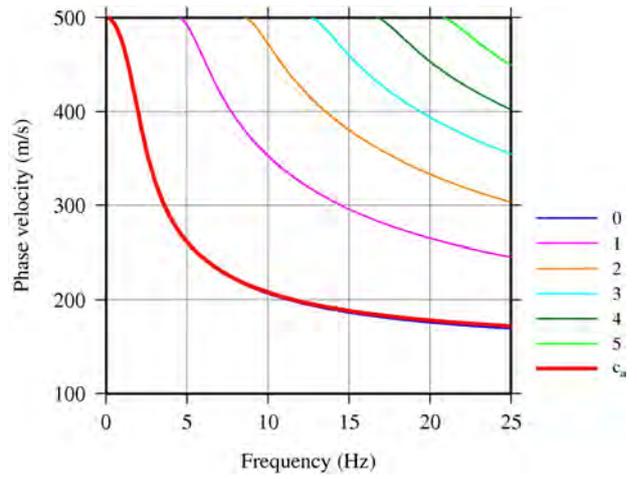


(f) S 波速度分布 (逆解析結果)

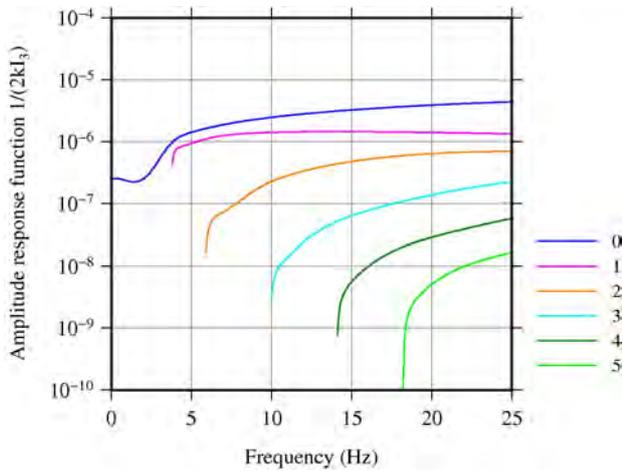
図 3.3 HVS-2 モデルに対する計算結果



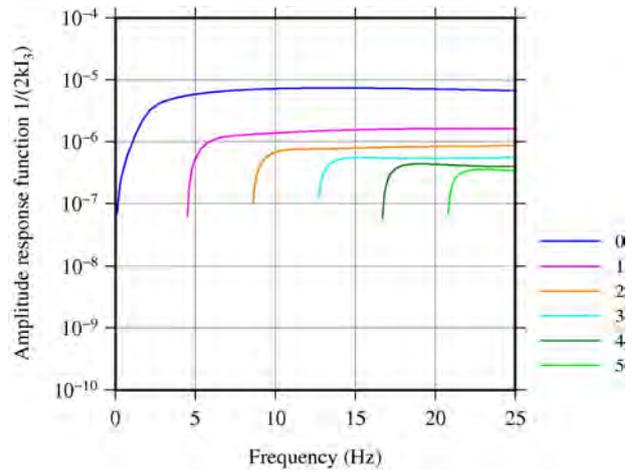
(a) 分散曲線および見掛分散曲線 (Rayleigh 波)



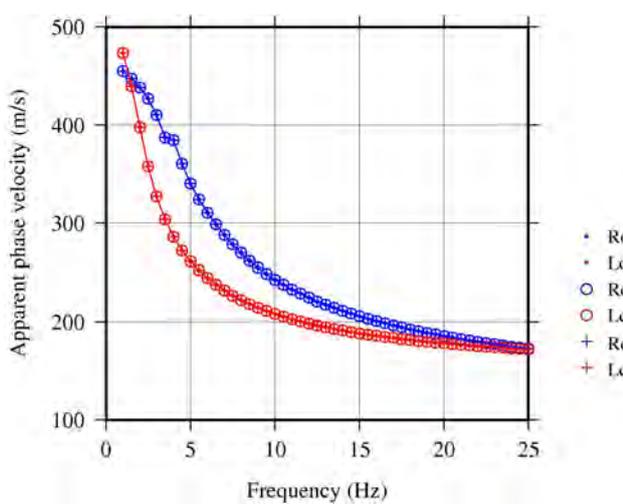
(b) 分散曲線および見掛分散曲線 (Love 波)



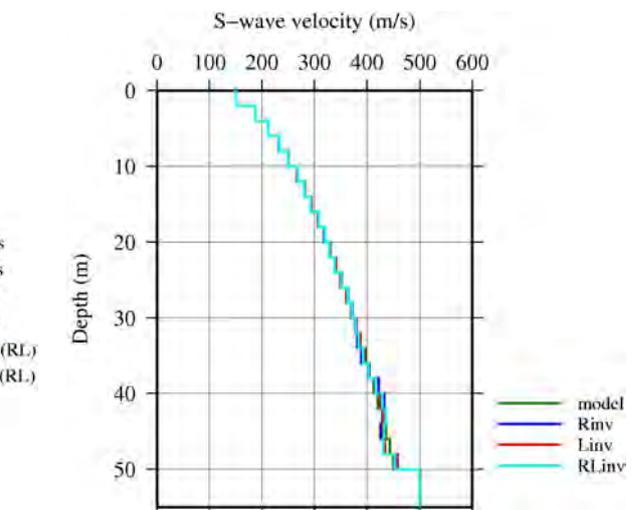
(c) 振幅応答関数 (Rayleigh 波)



(d) 振幅応答関数 (Love 波)

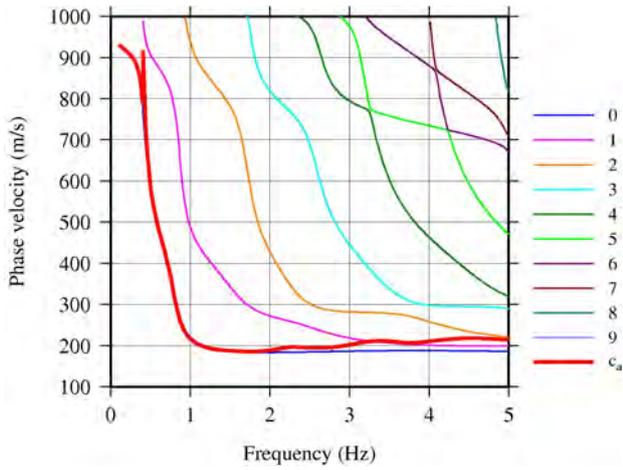


(e) 観測および理論見掛分散曲線

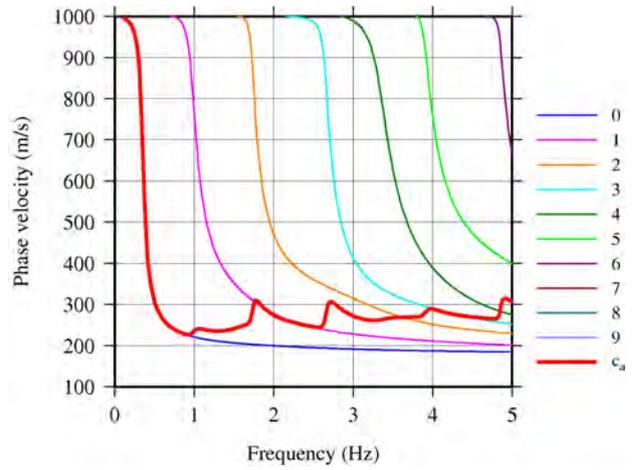


(f) S 波速度分布 (逆解析結果)

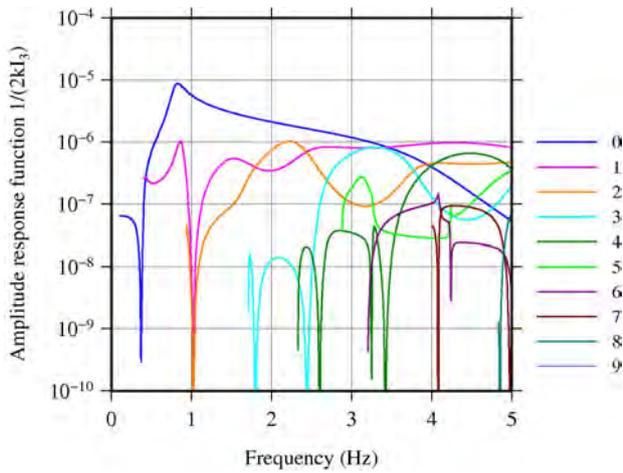
図 3.4 MRG モデルに対する計算結果



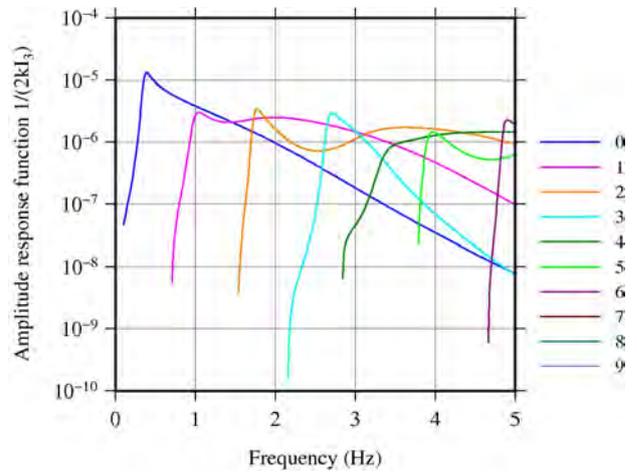
(a) 分散曲線および見掛分散曲線 (Rayleigh 波)



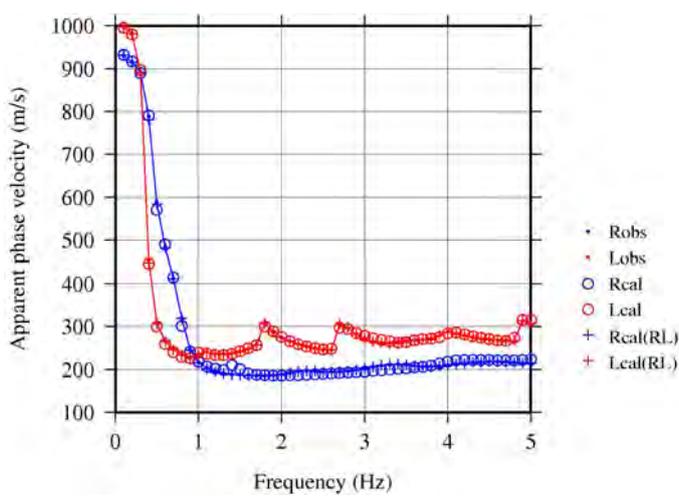
(b) 分散曲線および見掛分散曲線 (Love 波)



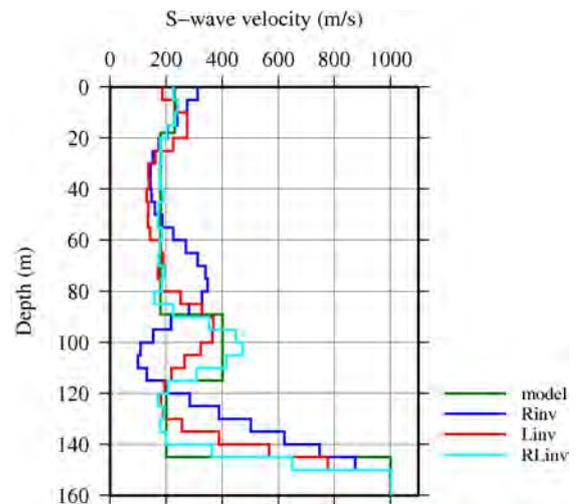
(c) 振幅応答関数 (Rayleigh 波)



(d) 振幅応答関数 (Love 波)



(e) 観測および理論見掛分散曲線



(f) S 波速度分布 (逆解析結果)

図 3.5 AU4 モデルに対する計算結果

までは達していない。その局所的な変化を除くと、周波数 2.0Hz 以下の帯域において見掛位相速度は概ね基本モードの位相速度を示している。周波数 2.0Hz 以上の帯域になると、見掛位相速度は周波数の増加に伴って、基本モードの位相速度から第 2 高次モードの位相速度にかけて緩やかに漸移している。一方、Love 波では、約 1.0Hz 以下の周波数帯域における見掛位相速度は基本モードの位相速度とほぼ同じ値を示している。周波数 1.0Hz 以上の帯域における見掛分散曲線はさざ波状の形状を呈し、周波数 5.0Hz では概ね第 4 高次モードの位相速度に近づいている。

図 3.5(c), (d)の振幅応答関数を見ると、Rayleigh 波の高次モードが非常に複雑な挙動を示しているのが特徴的である。一方、Love 波の方はそれ程複雑な形状を示していない。また、HVS-2 モデルと同様に、低次のモードほど低い周波数から振幅が減衰する傾向が認められる。

図 3.5(f)の逆解析によって得られた S 波速度分布を見ると、見掛位相速度と基本モードの位相速度の差が大きいためか、Rayleigh 波と Love 波の単独逆解析では十分な S 波速度分布は得られていない。特に、深度 60~120m 付近にかけて、Rayleigh 波の逆解析結果の S 波速度は高速度~低速度の変化を示しており、正解の S 波速度モデルとは逆のパターンとなっている。一方、Love 波の逆解析結果の S 波速度については、深度 89~115m の高速度層を十分に再現できていないものの、Rayleigh 波よりは良好な結果を与えている。見掛位相速度と基本モードの位相速度との差、および見掛分散曲線の複雑さからは、Rayleigh 波よりも Love 波の方に逆解析の難しさがあると考えられるが、結果は逆になっている。これらの要因だけでは逆解析結果の良し悪しを予測できないということであろう。HVS-2 モデルでも指摘したように、両波単独の逆解析結果は満足できるものではないが、図 3.5(e)に示すように、見掛位相速度の観測値と理論値の差はそれ程大きくはない。Rayleigh 波と Love 波の同時逆解析は S 波速度分布、理論見掛分散曲線ともかなり良好な結果を与えている。深度 89~115m の高速度層も概ね良好に再現されている。

#### 4. 遺伝的アルゴリズムによる計算例

最後に、逆解析手法として遺伝的アルゴリズムを取り上げ、その計算例と適用上の注意事項について述べる。

遺伝的アルゴリズム (Genetic Algorithm, 略して GA) は生物の進化過程を模倣した手法であり、選択、交差、突然変異の処理プロセスを繰り返すことにより人工的に進化させて、近似解を探索するメタヒューリスティック・アルゴリズムの一種である。物理探査の分野では、微動探査において標準的な逆解析手法として用いられている (例えば山中・石田(1995))。また、その他の 1 次元探査の逆解析にも適用されている。

ここでは、図 3.1(a)に示した HVS-1 モデルについて、GA の計算例を示すことにする。HVS-1 モデルは 5 層からなっており、正解である 5 層構造としたとき、それよりも層数が多い 8 層構造としたときについて逆解析を行った。未知パラメータは各層の S 波速度と層厚とした。したがって、5 層構造モデル、8 層構造モデルの未知パラメータ数は、それぞれ 9, 15 である。

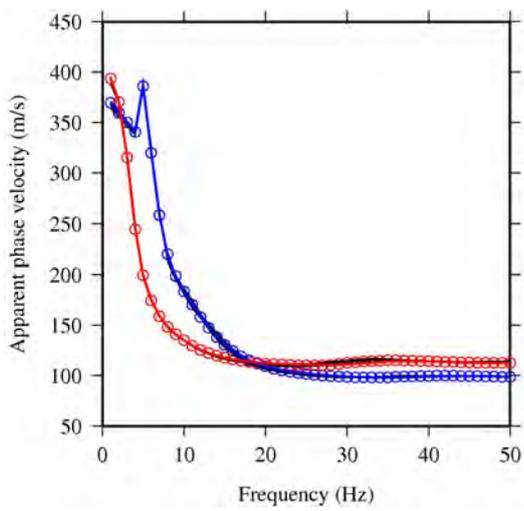
計算には単純 GA を用い、計算条件として最大世代数 100, 個体総数 50, 各パラメータの遺伝子ビット長 8, 交差率 0.60, 突然変異率 0.01 に設定した。個体の適応度は誤差の二乗平均値の逆数とした。また、各構造モデルで乱数の初期値を変えて 50 回逆解析を行った。擬似乱数生成器にはメルセンヌ・ツイスタを使用している。

図 4.1 に逆解析結果を示す。上段は正解である 5 層構造、下段は 8 層構造としたときの結果である。以下、ある乱数の初期値の下での最大適応度の逆解析結果を「最適解」、複数の最適解の中で適応度最大の最適解を「最終解」と呼ぶことにする。

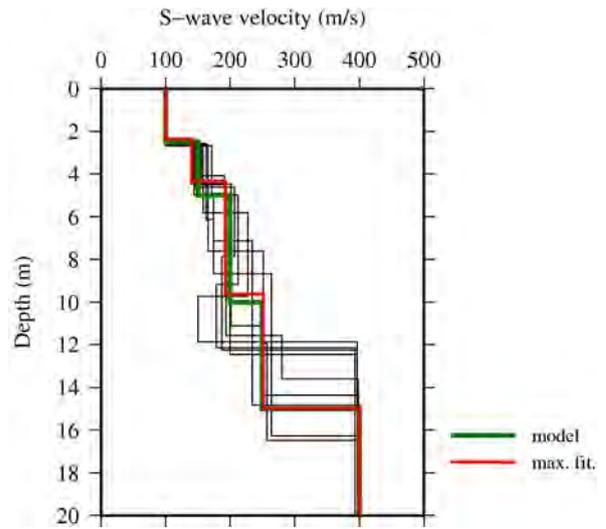
左列は観測および理論見掛位相速度で、Rayleigh 波 (Robs), Love 波 (Lobs) の観測見掛位相速度 (入力データ) をそれぞれ青丸, 赤丸で示している。理論見掛位相速度は、乱数の初期値を変えて 50 回逆解析を行い、50 個の最適解のうち適応度の大きい解を 10 個選び、最終解に対するものを太い実線 (Rayleigh 波 (Rcal), Love 波 (Lcal)) をそれぞれ青線, 赤線で示し、その他の 9 個の最適解に対するものを黒細線で示している。

右列は S 波速度分布で、正解の S 波速度構造モデルを緑線で示している。逆解析結果については、観測および理論見掛位相速度の場合と同様に、50 個の最適解のうち適応度の大きい解を 10 個選び、最終解に対するものを赤太線で示し、その他の 9 個の解に対するものを黒細線で示している。

これらの計算結果から明らかなことは、GA では交差率、突然変異率、更新率といった計算パラメータの設定が解に影響を及ぼすが、それだけではなく、初期値 (乱数のシード) を変えると実に様々な最適解が得られることがわかる。すなわち、GA は局所解に陥らずにグローバルな最適解が得られる手法であると言われているが、必ずしも

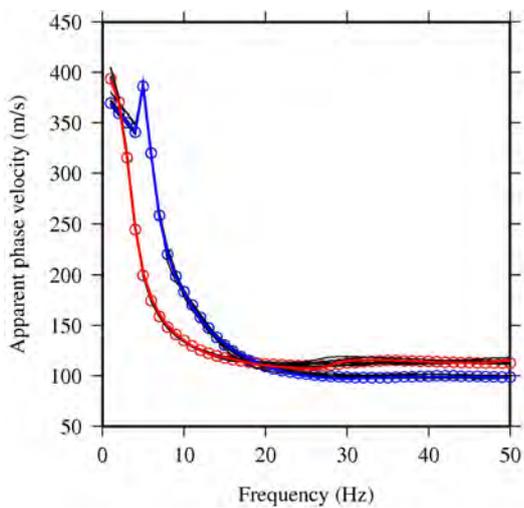


観測および理論見掛分散曲線

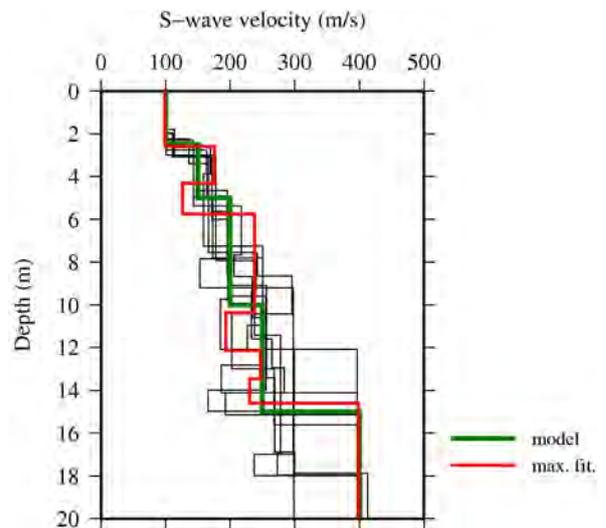


S波速度分布 (逆解析結果)

(a) 5層構造モデル



観測および理論見掛分散曲線



S波速度分布 (逆解析結果)

(b) 8層構造モデル

図 4.1 HVS-1 モデルに対する GA による逆解析結果

そうではなく、初期値依存性があるということである。

次に、層数について見てみると、正解である(a)の5層構造モデルでは、かなり良好なS波速度分布が最終解として得られている。一方、それよりも層数を多くした(b)の8層構造モデルでは、正解のS波速度分布には存在しない高速度あるいは低速度の中間層が最終解に現れている。このように、実際には存在しない高速度あるいは低速度の中間層が現れるのは、初期値拘束型の制約付き最小二乗法(ダンプト最小二乗法)において層数を多くした場合に似ている。適応度(あるいはその逆数の残差)を目的関数としている限り、GAによる

逆解析であっても、層数を多くしすぎたときの過適合の問題を防ぐことはできないと言えるであろう。また、今回は理論的な計算データを入力データとして与えているが、誤差を含む入力データの場合には、より深刻な問題を生じることが考えられる。

最後に、GAにより逆解析を行うソフトウェアでは、単一の擬似乱数生成器を用いているのが普通であるが、その場合擬似乱数生成器としては、少なくとも「個体の遺伝子のビット長(=[未知パラメータ数]×[各パラメータのビット長])」あるいは「個体総数」の次元をもつ超立方体に均等分布するものを使用することが望ましい。何故なら

ば, GA では [個体総数] × [個体の遺伝子のビット長] からなる 2 次元行列に対して連続的に一様乱数を発生する処理が何回か出てくる. ここで, 今回の計算例のように, 「個体総数」よりも「個体の遺伝子のビット長」の方が大きいものとする. このとき, [個体総数] × [個体の遺伝子のビット長] からなる 2 次元行列を「個体の遺伝子のビット長」の次元をもつ超立方体に分布する「個体総数」個の点群とみなした場合, これらの点が十分均等に分布していることが求められる.

## 5. まとめ

数少ない例であるが, 今回の計算例によって, 表面波群の見掛位相速度, およびその逆解析に関して以下の結論が導かれる.

- (1) HVS モデルや AU4 モデルのように, 高速度あるいは低速度の中間層, あるいは高速度表層があるような複雑な速度構造モデルでは, 一般に表面波高次モードが卓越するようになる.
- (2) MRG モデルのように層間の S 波速度コントラストが小さい構造の場合, 一般に表面波基本モードが卓越する.
- (3) Rayleigh 波と Love 波のどちらにより高次モードの影響が卓越して現れるかは, S 波速度分布によって異なる. 例えば, 舗装路面上のように表層が高速度である場合, Rayleigh 波よりも Love 波の見掛位相速度の方に高次モードの影響がより顕著に現れる可能性がある.
- (4) 観測見掛分散曲線の変動が激しい場合でも, 観測見掛位相速度の逆解析によって S 波速度分布を推定することが可能である.
- (5) Rayleigh 波と Love 波の観測見掛位相速度を同時逆解析することによって, 推定される S 波速度分布の高精度化が期待できる.

また, 遺伝的アルゴリズム (GA) を用いた逆解析の計算結果から以下のことが言える.

- (1) GA の能力を過信してはいけない.
- (2) 交差率, 突然変異率, 更新率とともに, 初期値 (乱数のシード) 依存性や層数の設定に注意を払う必要がある.
- (3) GA による逆解析は, 初期値拘束型の制約付き最小二乗法 (ダンプト最小二乗法) に似ている. 残差を目的関数としている限り, 層数を多くしすぎたときの過適合の問題を防ぐことはできない.
- (4) 単一の擬似乱数生成器を用いている場合, 擬似乱数生成器としては, 少なくとも「個体の遺伝子のビット長」あるいは「個体総数」の次元をもつ超立方体に均等分布するものを使

用することが望ましい.

## 参考文献

- 1) Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415-456.
- 2) Harkrider, D.G., 1964, Surface waves in multilayered elastic media I. Rayleigh and Love waves from buried sources in a multilayered elastic half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54**, 627-679.
- 3) 河村茂樹, 2015, 表面波探査におけるいくつかの問題, 物理探査学会第 133 回 (平成 27 年度秋季) 学術講演会講演論文集, 263-266.
- 4) 河村茂樹, 2017, 多重モードを考慮した表面波探査の解析法に関する理論的考察, 地質工学, **14**, 35-47.
- 5) 河村茂樹, 2019, 多重モード表面波群の見掛位相速度とインバージョンに関する考察, 物理探査学会第 141 回 (2019 年度秋季) 学術講演会講演論文集, 224-227.
- 6) Saito, M., 1988, DISPER80: A subroutine package for the calculation of seismic normal-mode solutions, *Seismological Algorithms* (ed. D. J. Doornbos), Academic Press, 293-319.
- 7) 斎藤正徳, 2006, 表面波位相速度ヤコビアン的高速計算法, 物理探査, **59**, 381-388.
- 8) Socco, L.V., and Strobbia, C., 2004, Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial, *Near Surface Geophysics*, **2**, 165-185.
- 9) Tokimatsu, K., 1995, Geotechnical site characterization using surface waves, Proc. 1st Int. Conf. on Earthquake Geotechnical Eng., 1333-1368.
- 10) Tokimatsu, K., Tamura, S., and Kojima, H., 1992, Effects of multiple modes on Rayleigh wave dispersion characteristics, *J. Geotech. Eng.*, **118**, 1529-1543.
- 11) 山中浩明・石田 寛, 1995, 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学会構造系論文集, **468**, 9-17.

# 巨大地震に至る地震活動の変化

宮澤 広季<sup>1)</sup>

1) 日本物理探鉱株式会社 関東支店

## 1. はじめに

地震は世界中で起こっており、人々の生活を脅かしている。しかし、地震予知はまだ実用化には程遠く、地震の発生をあらかじめ知ることは困難である。その中で地震の中には前震活動を伴うものがあることは古くから知られている(茂木, 1980)。また、前震は地震の規模と頻度の関係を示す、グーテンベルグ・リヒターの式のb値が普通の地震活動より小さい場合が多くあることも知られている(宇津, 2001)。前震は大地震の予知に役立つようであるが、本震か、大地震の前震か、群発地震かを判別することは難しく、その区別を目指す研究が続けられている。

そこで本研究では、巨大地震が発生した際に前震を伴うものの割合はどれくらいか、プレート境界で発生した地震と内陸型地震の2つでどのような違いがあるのかを調べる。

## 2. 対象地域と使用データ

世界の大地震を対象に前震の有無を調査する。対象とした地震は、1990年から2018年に世界で起きた地震で、プレート境界型地震はM8.0以上、内陸型地震はM6.6以上の地震とした。内陸型地震については、確実に内陸型地震を選ぶために、震源の深さ30km以下、プレート境界からの距離が200km以上離れているものを対象とした。プレート境界型地震も震源の深さが100km以下とした。また、ほかの対象となる地震の前震や余震と判断できたものは、除外した。使用データは、アメリカ地質調査所(以下USGSと略す)による震源カタログ

(<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>)を用いた。このカタログでは、M4以上の地震がほぼ収録されている。

表1 対象としたプレート境界型地震の震源パラメータと、本震に至るまでの地震の個数と、前震の有無

時間	緯度	経度	深さ(km)	規模(M)	1カ月の数	1年	10年	前震の有無
2017/9/8 4:49:19	15.0222	-93.8993	47.39	8.2	3	37	695	×
2015/9/16 22:54:32	-31.5729	-71.6744	22.44	8.3	0	33	405	×
A 2014/4/1 23:46:47	-19.6097	-70.7691	25	8.2	154	188	268	○
B 2013/2/6 1:12:25	-10.799	165.114	24	8	76	118	806	○
2012/4/11 8:38:36	2.327	93.063	20	8.6	3	35	263	×
C 2011/3/11 5:46:24	38.297	142.373	29	9.1	79	165	1466	○
2010/2/27 6:34:11	-36.122	-72.898	22.9	8.8	0	48	930	×
2009/9/29 17:48:10	-15.489	-172.095	18	8.1	3	98	907	×
2007/9/12 11:10:26	-4.438	101.367	34	8.4	2	33	760	×
2007/8/15 23:40:57	-13.386	-76.603	39	8	0	13	69	×
D 2007/4/1 20:39:58	-8.466	157.043	24	8.1	17	106	602	○
E 2006/11/15 11:14:13	46.592	153.266	10	8.3	33	183	685	○
2006/5/3 15:26:40	-20.187	-174.123	55	8	4	32	351	×
2005/3/28 16:09:36	2.085	97.108	30	8.6	20	143	324	×
2004/12/26 0:58:53	3.295	95.982	30	9.1	3	110	764	×
2004/12/23 14:59:04	-49.312	161.345	10	8.1	0	0	1	×
2003/9/25 19:50:06	41.815	143.91	27	8.16	2	23	151	×
2001/6/23 20:33:14	-16.265	-73.641	33	8.4	2	17	105	×
2000/11/16 4:54:56	-3.98	152.169	33	8	84	247	1615	×
1998/3/25 3:12:25	-62.877	149.527	10	8.1	0	0	0	×
1996/2/17 5:59:30	-0.891	136.952	33	8.09	0	4	30	×
F 1995/10/9 15:35:53	19.055	-104.205	33	8	2	5	14	○
1995/7/30 5:11:23	-23.34	-70.294	45.6	8	0	6	94	×
1994/10/4 13:22:55	43.773	147.321	14	8.3	3	26	359	×

プレート境界型地震として、24個の地震が抽出された。表1にその震源パラメータを示す。また図1に震央を示す。抽出された地震の規模は、M9.0以上の地震は2個、M8.5以上、M9.0未満の地震が3個、M8.0以上、M8.5未満の地震が19個である。地震の深さは30km以下が15個、30-60kmが9個、60-100kmが0個である。地域的には日本海溝から千島海溝周辺が4個、インドネシア周辺が4個、パプアニューギニア周辺が4個、トンガ弧周辺が2個、ニュージーランド周辺が2個、メキシコ周辺が2個、南米が6個である。

内陸型地震として、35個の地震が抽出された。表2にその震源パラメータを、また図2に震源分布を示す。抽出された地震の規模は、M7.5以上の地震が5個、M7.0以上M7.5未満の地震が12個、M6.6以上M7.0未満の地震が18個である。地震の深さは10km以下が3個、10-20kmが23個、20-30kmが9個である。地域的にはカムチャツカが2個、アフリカが3個、南米が4個、アラスカが1個、ユーラシア大陸の経度60-120°が17個、ユーラシア大陸の経度0-60°が8個である。

地震活動の分析には、石川・中村(1997)により開発されたSEIS-PCという地震活動分析ソフトを使用した。このソフトによって、震源プロット、時空間分布、地震積算数の表示を行った。

表2 対象とした内陸型地震の震源パラメータと、本震に至るまでの地震の個数と、前震の有無

時間	緯度	経度	深さ(km)	規模(M)	1カ月の数	1年	10年	前震の有無
G 2016/11/25 14:24:30	39.273	73.978	17	6.6	1	3	13	○
2015/12/7 7:50:05	38.211	72.78	22	7.2	0	8	49	×
H 2014/2/12 9:19:49	35.905	82.586	10	6.9	1	1	4	○
2013/4/20 0:02:47	30.308	102.888	14	6.6	0	1	2	×
2012/2/26 6:17:19	51.708	95.991	12	6.7	2	32	32	×
2011/12/27 15:21:56	51.842	95.911	15	6.6	0	0	0	×
2011/3/24 13:55:12	20.687	99.822	8	6.9	0	0	0	×
2010/12/20 18:41:59	28.412	59.18	12	6.7	0	0	1	×
I 2010/4/13 23:49:38	33.165	96.548	17	6.9	1	1	1	○
2008/10/5 15:52:49	39.533	73.824	27.4	6.7	0	3	20	×
2008/8/25 13:21:58	30.901	83.52	12	6.7	0	0	34	×
2008/5/12 6:28:01	31.002	103.322	19	7.9	0	1	12	×
2008/3/20 22:32:57	35.49	81.467	10	7.2	0	1	5	×
2006/4/20 23:25:02	60.949	167.089	22	7.6	0	0	3	×
J 2006/2/22 22:19:07	-21.324	33.583	11	7	1	1	1	○
2005/12/5 12:19:56	-6.224	29.83	22	6.8	0	0	1	×
2003/9/27 11:33:25	50.038	87.813	16	7.3	0	0	1	×
K 2002/1/13 22:12:41	63.514	-147.453	4.2	7.9	6	7	12	○
2001/11/14 9:26:10	35.946	90.541	10	7.8	0	1	2	×
2000/12/6 17:11:06	39.566	54.799	30	7	0	0	0	×
1999/8/17 0:01:39	40.748	29.864	17	7.6	0	0	4	×
L 1998/5/22 4:48:50	-17.731	-65.431	24	6.6	1	1	1	○
1998/3/14 19:40:27	30.154	57.605	9	6.6	0	0	5	×
1997/5/10 7:57:29	33.825	59.809	10	7.3	0	0	2	×
1996/2/23 11:14:20	27.291	100.276	11.1	6.6	0	0	11	×
1995/10/3 1:51:23	-2.75	-77.881	24.4	7	0	1	11	×
M 1995/7/11 21:46:39	21.966	99.196	12.5	6.8	5	5	11	○
N 1995/5/13 8:47:12	40.149	21.695	14	6.6	2	3	6	○
1992/8/19 2:04:37	42.142	73.575	27.4	7.3	0	0	1	×
1991/4/29 9:12:48	42.453	43.673	17.2	7	0	1	17	×
O 1991/4/5 4:19:49	-5.982	-77.094	19.8	7.1	4	17	21	○
P 1991/3/8 11:36:28	60.904	167.023	13	6.6	2	2	2	○
1990/6/20 21:00:09	36.957	49.409	18.5	7.4	0	1	8	×
1990/5/30 2:34:05	-6.016	-77.229	24.2	6.6	0	0	0	×
1990/5/20 2:22:01	5.121	32.145	14.9	7.2	0	0	2	×

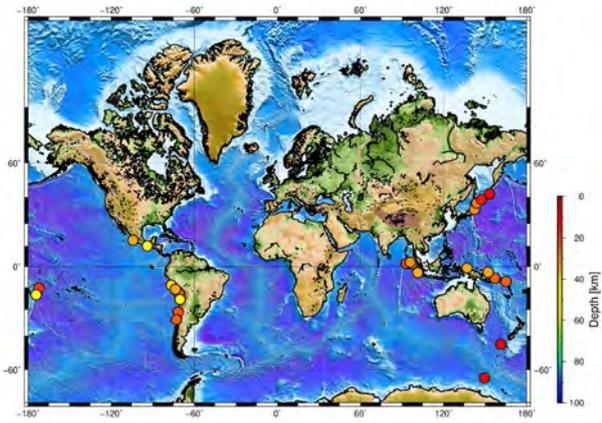


図1 対象にしたプレート境界型地震の震央分布



図2 対象にした内陸型地震の震央分布

プレート境界型地震では、対象地震の24個のうち6個の地震に前震がみられた。全体では、前震の見られた地震の割合は25.0%である。地域別にみると、前震がみられた数は日本海溝から千島海溝周辺では4個のうち2個、パプアニューギニア周辺で4個のうち0個、メキシコ周辺で2個のうち1個、南米で6個のうち1個であった。規模別にみると、前震がみられた数はM9.0以上の地震で2個のうち1個、M8.5以上、M9.0未満の地震で3個のうち0個、M8.0以上、M8.5未満の地震で19個のうち5個であった。深さ別にみると、前震がみられた数は30km以下で15個のうち5個、30-60kmで9個のうち1個であった。

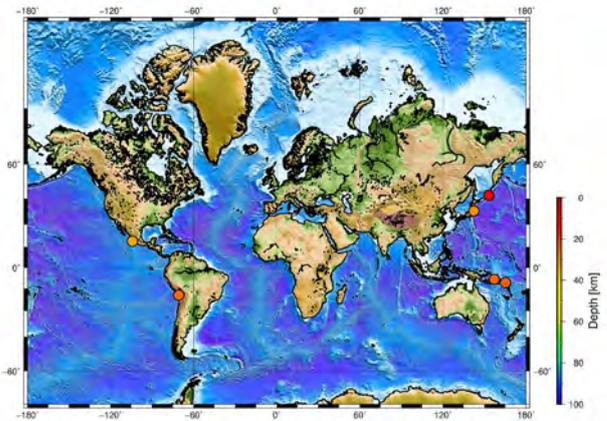


図3 前震が見られたプレート境界型地震の分布

### 3. 研究方法

USGSの地震カタログを用いて対象となる地震を探し、SEIS-PCを用いてそれぞれの地震について解析する。まず、対象の地震を本震として、約1カ月の余震活動を見て余震域を決定した。次に、余震域内で本震に至るまでの過去1カ月間、1年間、10年間の地震活動を見て、前震の有無を判断した。

前震の定義は「気象研究所(1990)」にならい、以下の条件を満たしているものに設定した。

- (1) 本震よりもマグニチュードが小さいこと
- (2) 本震の直前であること
- (3) 本震の近傍であること
- (4) 定常的な地震活動ではないこと

本研究では(2)の条件については、本震から過去1カ月以内に発生したもの、(3)の条件については余震域内、(4)の条件については地震の時間分布をもとに、明らかに前震によって本震に至るまでに地震の数が増加していると断定できるものとした。

## 4. 前震のあらわれる地震の頻度

### 4.1 プレート境界型地震

表1にプレート境界型地震の各地震について、本震前1カ月、1年間、10年間の地震の個数と前震の有無を示した。図3に、対象としたプレート境界型地震の中で前震の見られた地震の震源分布を示す。プレ

### 4.2 内陸型地震

表2に内陸型地震の各地震について、本震前1カ月、1年間、10年間の地震の個数と前震の有無を示した。図4に、対象とした内陸型地震の中で前震の見られた地震の震源分布を示す。内陸型地震では、対象地震の35個のうち10個の地震に前震がみられた。全体では、前震が見られた地震の割合は28.6%である。地域別にみると、前震がみられた数は、カムチャツカで2個のうち1個、アフリカで3個のうち1個、南米で4個のうち2個、アラスカで1個のうち0個、ユーラシア大陸の経度60-120°で17個のうち4個、ユーラシア大陸の経度0-60°で8個のうち1個であった。規模別にみると、前震がみられた数は、M7.5以上の地震で5個のうち1個、M7.0以上M7.5未満の地震で12個のうち2個、M7.0未満の地震で18個のうち7個であった。深さ別にみると、10km以下で3個のうち1個、10-20kmで23個のうち8個、20-30kmで9個のうち1個であった。

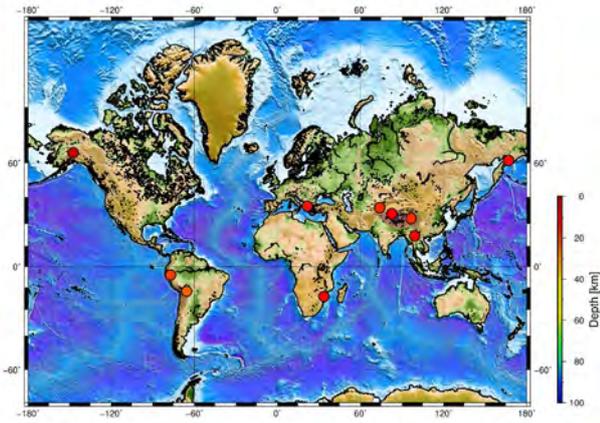


図4 前震が見られた内陸型地震の分布

## 5. 個別の地震の前震活動

前震の見られた地震の前震活動の様子を以下に記述する。

### 5.1 プレート境界型地震

#### A) チリ沖の地震 (M8. 2)

2014年4月1日に起こった地震である。この地震では本震前1年間に起こった188個の地震のうち154個が本震前の1カ月の間に起こった。また、本震前1カ月でみると2度の地震数の増加がみられた。

#### B) ソロモン諸島沖の地震 (M8. 0)

2013年2月6日に起こった地震である。この地震では本震前1年間に起こった118個の地震のうち76個が本震前の1カ月の間に起こった。この地震では特に本震の10日前から顕著に活発化しており、本震の直前まで地震活動がみられた。

#### C) 東北地方太平洋沖地震 (M9. 1)

2011年3月11日に起こった地震である。この地震では本震前1年間に起こった165個のうち79個が本震前の1カ月の間に起こっており、特に本震の2日前から顕著な地震の増加がみられた。

#### D) ソロモン諸島沖の地震 (M8. 1)

2007年4月1日に起こった地震である。2013年にソロモン諸島沖で起こった地震よりも西で起こった。この地震では本震前1年間に起こった106個の地震のうち17個が本震前の1カ月の間に起こった。地震の数が劇的に増加したわけではないが、本震の約2週間前から地震の増加がみられる。

#### E) 千島列島沖の地震 (M8. 3)

2006年11月15日に起こった地震である。この地震では本震前1年間に起こった183個の地震のうち33個が本震前の1カ月の間に起こった。本震の約1週間前に多くの地震活動が起こり、本震の直前まで前震がみられた。

#### F) メキシコ沖の地震 (M8. 0)

1995年10月9日に起こった地震である。この地震では本震前1年間に起こった5個の地震のうち2個が本震前の1カ月の間に起こった。地震の個数自体

は少ないが、本震の約3日前に地震活動がみられた。

### 5.2 内陸型地震

#### G) 中国西端の地震 (M6. 6)

2016年11月25日に起こった地震である。この地震では本震の数分前に前震がみられた。

#### H) 中国(ケリヤ)の地震 (M6. 9)

2014年2月12日に起こった地震である。この地震では本震の約1日前に前震がみられた。

#### I) 中国(称多県)の地震 (M6. 9)

2010年4月13日に起こった地震である。この地震では本震の数分前に前震がみられた。過去10年間では前震以外の地震は起こっていなかった。

#### J) 南米(モザンビーク)の地震 (M7. 0)

2006年2月22日に起こった地震である。この地震では本震の前日に前震がみられた。過去10年間では前震以外の地震は起こっていなかった。

#### K) アラスカの地震 (M7. 9)

2002年11月3日に起こった地震である。この地震では本震前1年間に起こった7個の地震のうち6個が本震前1カ月の間に起こった。本震の約11日前から地震活動が起こっている。

#### L) ボリビアの地震 (M6. 6)

1998年5月22日に起こった地震である。この地震では本震の数分前に前震がみられた。過去10年間では前震以外の地震は起こっていなかった。

#### M) ミャンマーの地震 (M6. 8)

1995年7月11日に起こった地震である。この地震では本震前1年間に起こった5個の地震のうちすべてが本震前1カ月の間に起こった。本震の約2日前から前震活動がみられた。

#### N) ギリシャの地震 (M6. 6)

1995年5月13日に起こった地震である。この地震では本震前1年間に起こった3個の地震のうち2個が本震前1カ月の間に起こった。この2つの地震は本震の数分前に起こった前震である。

#### O) ペルーの地震 (M7. 1)

1991年4月5日に起こった地震である。この地震では本震前1年間に起こった17個の地震のうち4個が本震前1カ月の間に起こった。本震の前日から前震活動がみられた。

#### P) カムチャツカの地震 (M6. 6)

1991年3月8日に起こった地震である。この地震では本震前10年間に起こった2個の地震のうちすべてが本震前1カ月の間に起こった。そのうち1つは本震の約2週間前に、もう1つは本震の数分前に起こったものである。

6. 議論

今回対象にした地震では、プレート境界型と内陸型では前震を伴った地震の数では大きく差は無く、どちらも 20%を超えた。これは、海域は M4 以上、陸域は M4.5 以上の地震を対象にした Mogi (1963) による約 4% という値よりも高い値となったが、今回対象とした地震が地震の規模が大きかったからではないかと考えられる。

前震と本震の位置関係をプレート境界型は図 5、内陸型は図 6 に示す。前震の分布をみると、今回対象にした地震では、プレート境界型と内陸型問わず、すべて本震から近い場所で起こっていた。

前震の起こり方をプレート境界型地震は図 7、内陸型地震は図 8 に示す。2 つを比較すると、プレート境界型地震の前震は、本震の数週間前から起こり始める場合が多いが、内陸型地震の前震は、本震の直前に起こる場合が多い、という傾向がみられた。

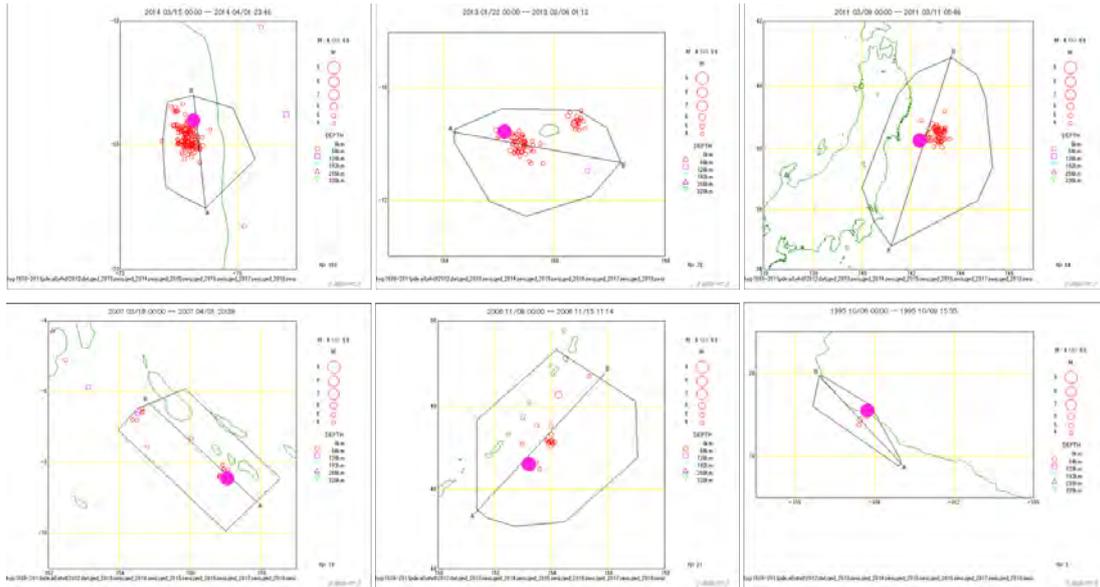


図 5 プレート境界型地震での本震と前震の位置

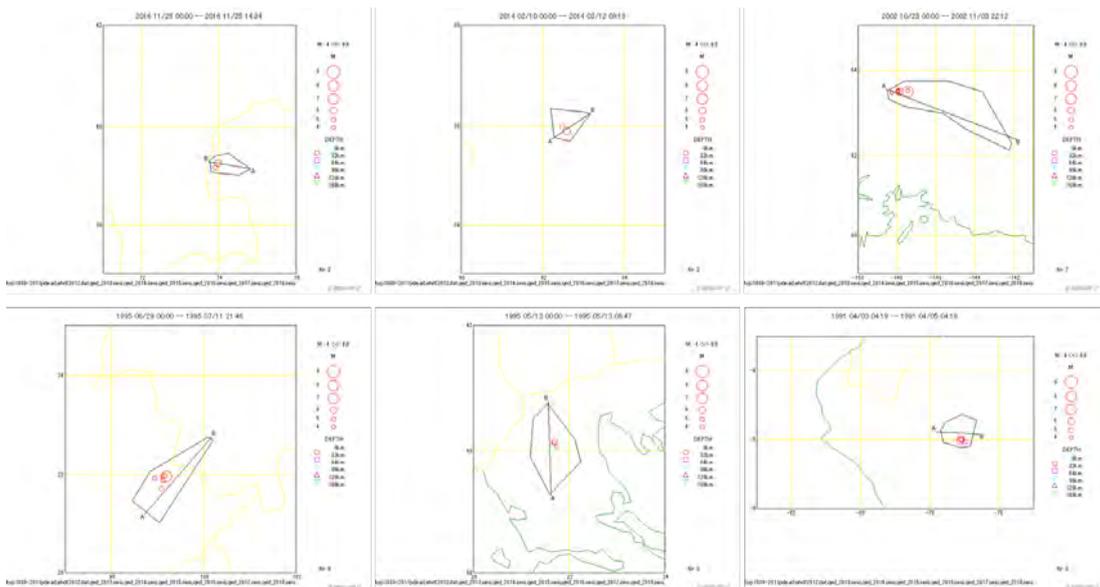


図 6 内陸型地震での本震と前震の位置

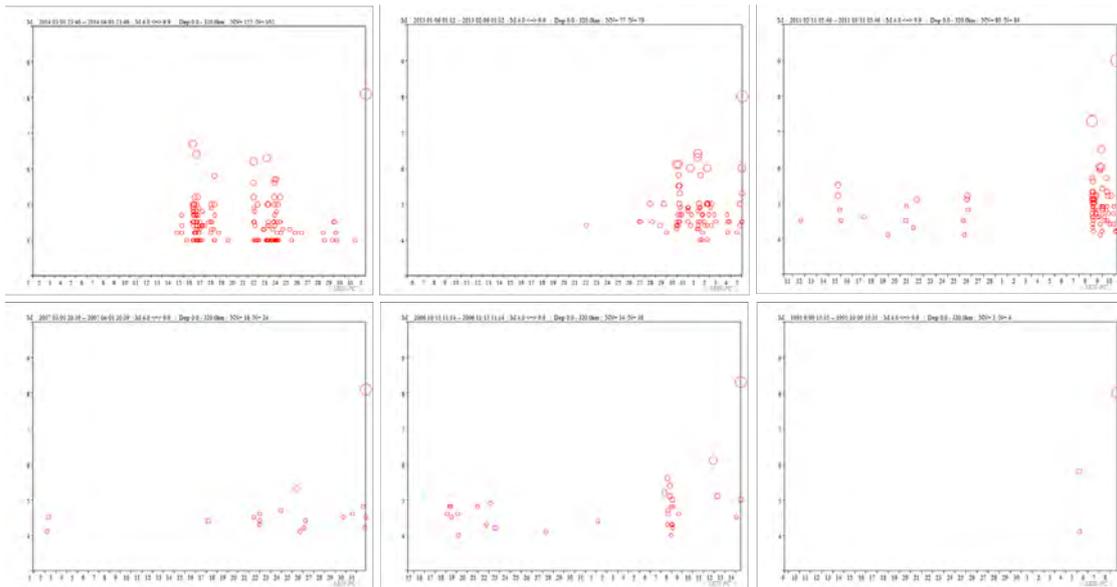


図7 プレート境界型地震での本震に至るまでの地震活動の時間変化



図8 内陸型地震での本震に至るまでの地震活動の時間変化

プレート境界型地震の方は定常的な地震が多く起こっており、前震が起こっていても定常的な地震と区別するのは困難であった。したがって、実際にはもっと多くの地震で前震が起こっていた可能性がある。また、今回使用したデータは、M4.0以上の地震しか記録されていない地域もあった。したがって、さらに小さな規模の前震があった場合は見落としてしまうので、実際には前震の確率ももっと高くなる可能性がある。

今回はプレート境界型地震と内陸型地震の2種類を比較したが、同規模の地震での比較をするため、マグニチュードをそろえるためにプレート境界でもM7.0程度の地震も調べる必要があったと思われる。

もっとたくさんの地震を対象に調べれば、前震の起こる割合や起こり方の傾向などがはっきりと正確に知ることができるだろう。また、今回の2種類の比較だけでなく、発震機構による比較(例えば横ずれと逆断層での比較)ができれば、より詳しいことがわかるだろう。

## 7. まとめ

今回の研究では、前震がみられた割合は、プレート境界型地震では25.0%、内陸型地震では28.6%であった。また、プレート境界型地震では前震が起こるのが本震の数週間前からであることが多いのに対し、内陸型地震では本震の直前に前震が起こる場合が多い、という違いがみられた。地震の規模によって、深さによって、地域によってどのような違いがあるかが見られればなおよかったが、それには対象とした地震の数が足りなかった。

内陸型地震は地震活動が静かな地域で起こる場合がほとんどなので、前震の有無の判別が容易であった。それに対してプレート境界型地震は定常的な地震活動が活発で、前震の有無の判断が困難であった。

## 8. 謝辞

本研究を進めるにあたり、日本大学文理学部地球科学科の鶴川元雄教授には多大なるご指導やアドバイスをいただきました。深く感謝いたします。

また、アメリカ地質調査所の震源データを使用させていただきました。解析に SEIS-PC[石川・中村(1997), 中村・石川(2005)]を使用させていただきました。

## 参考文献

- 1) 宇津徳治, 2001, 『地震学』第3版, 共立出版株式会社
- 2) 明田川保・福満修一郎, 2011, 震度5弱を観測するなどの顕著な地震が前震であった事例について, 験震時報, 74, 17-28
- 3) 気象研究所, 1990, 気象研究所技術報告, 26, 43-51
- 4) 茂木清夫, 1981, 地震—その本性をさぐる, 東京大学出版会
- 5) Mogi, K., 1963, Some discussions on Aftershocks, Foreshock and Earthquake Swarms; the Fracture of a semi-infinite Body Caused by an Inner Stress Origin and Its Relation to the Earthquake Phenomena (third paper), BULLETIN OF THE EARTHQUAKE RESEARCH INSTITUTE, 41, 615-658

# 大崩山火山・深成複合岩体中ジルコンの U-Pb 年代

大村一希<sup>1)</sup>

1) 日本物理探査株式会社 関東支店

## 1. はじめに

大崩山火山深成複合岩体は大分県と宮崎県の県境に位置しており、カルデラ火山群とそれに貫入するバソリス規模の深成岩類からなる。大崩山火山深成複合岩体はK-Ar年代測定から14Ma頃（柴田, 1978; 村尾・松本, 1992など）に活動したとされており、火成活動は中～後期中新世における日本海盆の高速拡大によって引き起こされた。この日本海盆の高速拡大に伴って西南日本弧は南下し、四国海盆へと衝上した。地下では形成間もない熱い海洋プレートの沈み込みおよび海嶺の拡大によって西南日本中期中新世瀬戸内外帯マグマ活動帯が形成された。西南日本中期中新世瀬戸内外帯マグマ活動帯は日本海盆の高速拡大に伴って活動していたと考えられており、100万年ほどの短期間で一連の活動が終息したと推定されている（高橋, 1981など）。一方、西南日本中期中新世瀬戸内外帯マグマ活動帯のジルコンを広域的に測定した最新の研究では、西南日本中期中新世瀬戸内外帯マグマ活動帯が100万年より長く活動していた（shinjoe. et. al., 2019）ことを示す論文もあるが、一つの場所における活動の年代測定を行ったものはないため、活動期間に関しては明らかでない。本研究では（高橋ほか, 2014）の地質図をもとに大崩山火山深成複合岩体の各ユニットからサンプリングを行い、ジルコンU-Pb年代を測定する。測定によって得られた年代値から大崩山火山深成複合岩体の形成史を検討する。また、大崩山火山深成複合岩体における西南日本中期中新世瀬戸内外帯マグマ活動の期間についても検討する。

## 2. 地質概要

大崩山火山深成複合岩体の基盤には中生代白亜紀から新生代古第三紀にかけて堆積した四万十層群がある。大崩山火山深成複合岩体の地域では四万十層群の最上部に層状砂岩層および厚い塊状礫岩層からなる見立層が堆積しており、大崩山火山深成複合岩体は見立層の上部で活動していた。大崩山火山深成複合岩体の形成順序は（高橋ほか, 2014）において推察されている（図1）。古いものから（1）古期コールドロン形成期, （2）カルデラ内安山岩質複成火山形成期, （3）新期コールドロン形成期, （4）花崗岩バソリスの貫入に大別される。

～15Ma	15Ma～14Ma					
見立層	古期コールドロン形成期		カルデラ内安山岩質複成火山形成期		新期コールドロン形成期	花崗岩バソリスの貫入
	祖母山デイサイト質火砕流堆積物および関連する火山岩類と祖母山コールドロン SDT	傾山無斑晶質流紋岩質溶岩 KRL	傾山デイサイト質火砕流堆積物と傾山コールドロン KDT	安山岩～デイサイト質複成火山帯の形成 SACV1 SACV2 SACV3 関連した貫入岩体 OKG3 OBG2 granophyre	国見岳流紋岩質火砕流堆積物と大崩山コールドロン KRT	花崗斑岩 OKG1-2 FKG HNG1-2 UHG OBG1
					関連した貫入岩類 ring dike felsite tuff site	

図 1 これまで考えられてきた大崩山形成史

### (1) 古期コールドロン形成期

大崩山火山深成複合岩体の初期は祖母山デイサイト質火砕流堆積物（Sobosan dacitic tuff: SDT）が噴出した。SDTの噴出に伴い祖母山コールドロンが形成された。祖母山コールドロンの形成後コールドロンの東方で傾山無斑晶質流紋岩質溶岩（Katamukiyama aphyric rhyolitic lava: KRL）が噴出し、溶岩台地が形成された。KRL流出後、傾山デイサイト質火砕流堆積物（Katamukiyama dacitic tuff: KDT）が噴出し、傾山コールドロンが形成された。

### (2) カルデラ内安山岩質複成火山形成期

祖母山・傾山カルデラの形成後、カルデラ内を埋めるように安山岩～デイサイト質溶岩や火砕流堆積物からなる複成火山を形成した。（Sobosan andesitic composite volcano: SACV）これらは西から東に向かって岩質の違いから3つのユニット（SACV1, SACV2, SACV3）に分類されている。また、この時大崩山花崗岩体東部に古期花崗岩類 I（older granitoids I: OKG3）、祖母山コールドロン東縁付近に古期花崗岩類 II（older granitoids II: OKG2）が貫入された。

### (3) 新期コールドロン形成期

安山岩質複成火山形成後、国見岳流紋岩質火砕流堆積物（Kunimidake rhyolitic tuff: KRT）が噴出し、大崩山コールドロンが形成された。また、大崩山カルデラ内では珪長岩（felsite）や凝灰岩・凝灰角礫岩（tuffsite・tuff breccia）の岩脈が貫入され、縁辺部では花崗斑岩からなる環状岩脈（ring dike）が貫入された。

### (4) 花崗岩バソリスの貫入

大崩山火山深成複合岩体の最後の活動としてバソリス規模の花崗岩が貫入された。この花崗岩岩体には大崩山岩体（OKG1-2）、藤河内岩体（FKG）、

日之影岩体 (HNG1-2), 上畑岩体 (UHG), 尾平岩体 (OBG1) などがある。

### 3. 手法

#### 3.1 測定試料

測定試料は斑晶が多く異質・類質岩片を含んでおらず変質の少ない火山岩と深成岩を選別し, 14 試料を測定対象とした。各サンプリング地点を赤色立体地図に示したものが図2である。

#### 3.2 試料中ジルコンの分離

測定試料は初めに国立科学博物館筑波研究施設および産業技術総合研究所の高電圧パルス破碎装置SELFRAG-Labを用い, 電極間距離13mm, 電圧130kV, 高電圧パルス3Hzで合計300回照射した。使用メッシュはPP製の710 $\mu$ mを用い, これを通過した分を鉱物分離に用いた。ジルコン結晶をより多く集めるために, 火山岩類は300~400g深成岩は250~300g粉碎した。粉碎後, 時計皿を用いて椀掛けを行い, 軽鉱物を取り除いた。残った重鉱物からネオジム磁石を用いて磁性鉱物を取り除き, オープンで乾燥させた。その後, ジョードメタンを用いてより細かく重鉱物と軽鉱物を分離し, もう一度オープンで乾燥させる。乾燥させた試料のうち15010508, 15010505, 15010607B, 15010802, 15010808A, 15010808C, 15010901はネオジム磁石を用いて再度, 磁性鉱物と非磁性鉱物に分離した。

#### 3.3 マウント作成

ICP-MSで測定するために試料のマウントを作成した。非磁性鉱物からジルコン結晶を実体顕微鏡下でハンドピッキングしてガラスプレートに張り付けた。ガラスプレートに張り付けた未知試料のジルコンに加えて標準試料としてTEMORA2 (417Ma; Black et al., 2003) とガラス標準試料NIST SRM610 (Pearce et al., 1996), 二次標準試料としてFC-1 (1099Ma; Paces and Miller, 1993) とOD-3, (33 Ma; Iwano et al., 2013) を埋めた。これらをエポキシ樹脂 (Petropoxy 154) で固めてマウントとし, ジルコン結晶のコアが露出するように6  $\mu$ m, 3  $\mu$ m, 1  $\mu$ mのダイヤモンドペーストで順に研磨した。なお, 樹脂の高さはサンプルホルダーと合わせるため5mmとした。マウントは作成した順番にKO-1 (15010801, 15010909A, 15010911), KO-2 (15010503, 15011001, 15010906), KO-3 (15010505, 15010508, 15010607B, 15010802), KO-4 (15010901, 15010808A, 15010808C) と名前を付けた。この時, 15010512にはジルコンがみられなかったため除外した。

#### 3.4 U-Pb年代測定

ジルコン結晶を観察するためにマウント表面の炭素蒸着を行い, 国立科学博物館筑波研究施設の電子顕微鏡 (JEOL JSM-6610) を用いて反射電子組成 (COMPO) 像とカソードルミネッセンス (CL) 像を撮影した。撮影時の倍率はKO-1が60倍, KO-2,

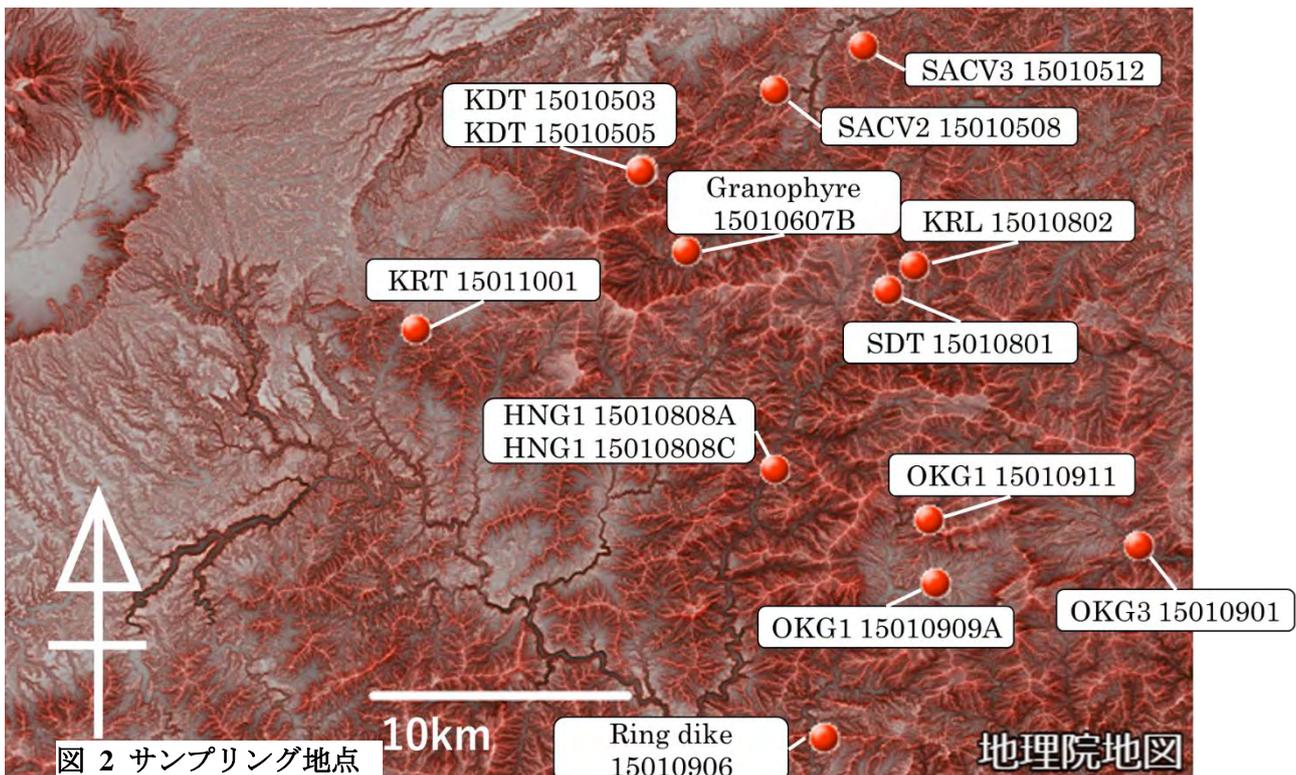


図 2 サンプリング地点

KO-3, KO-4は90倍である。年代測定を行う測定点はCOMPO画像およびCL画像を用いてU濃度の高い暗色部および火成起源であると考えられるジルコン結晶のリム部分を選定し, 1試料につき6-28粒を測定した。測定には国立科学博物館筑波研究施設のLA-ICP-MS (Laser Ablation System, NWR213, Elemental Scientific Lasers社; ICP-MS, Agilent 7700x, Agilent Technology社) を用いた。レーザーは直径25 $\mu$ m, 強度は2.4-3.0 J/cm<sup>2</sup>, 一秒間に打つレーザーの回数は10Hzとした。キャリアガスは, Heを用いて流量は620-630 ml/minとした。なお, 測定したウランやトリウム濃度の補正を行う標準試料としてNIST SRM610, 測定したU, Pb, Thの同位体の補正を行う標準試料としてTEMORA-2を用いた。結果の信憑性を得るため, すでに年代が既知のジルコン標準試料FC1・OD3を未知試料として測定し, 測定結果の妥当性を検証した。Tera-Wasserbergコンコーディア図と加重年代計算にはIsoplot (Ludwig, 2003) を使用した。初生Pb同位体比は<sup>207</sup>Pb法 (Ireland and Williams, 2003) によって補正した。

#### 4. 結果

ICP-MSによるU-Pb年代測定を行ったジルコン粒は (1) 16-1700 Maまでの堆積岩を起源とする大崩山火山深成複合岩体形成以前の誤差範囲外のジルコン結晶, (2) 12.5-16Maまでのマグマティックなジルコン結晶に区分される。測定中にジルコン結晶を突き抜けたり, UやPbの同位体比が大きく変動する, あるいはICP-MSの測定可能限界を超える, あるいは下回るU, Pb, Thの同位体を測定したデータは除外した。これらのジルコンの中で (2) のジルコンについて<sup>206</sup>Pb-<sup>238</sup>U年代の加重平均を各試料の年代として用いる。年代測定の結果が表1, コンコーディア図が図3, 各ジルコン粒の年代測定値が図4である。この時, 15010802, 15010505, 15010508, 15010512からは年代値が得られたジルコン結晶の数が少ない, またはジルコン粒から年代値が得られなかったことから有効な年代値を得ることができなかつたため除外する。未知試料として測定した二次標準試料の年代は既存研究の値と誤差範囲で一致した。

##### 4.1 コンコーディア図

Tera-Wasserbergコンコーディア図に今回得られたデータをプロットした。分析データの大部分はコンコーディア曲線上から1 $\sigma$ の範囲内にプロットされる。この結果からUやPbが二次的な加熱変成などによるPb-lossの影響を受けておらず, 分析に用いられたジルコンは閉鎖系が成立しており,

年代測定結果に二次的な影響は受けていないといえる。

##### 4.2 U-Pb年代測定

<sup>238</sup>U-<sup>206</sup>Pbの年代測定結果は祖母山デイサイト質火砕流堆積物: SDT (sample 15010801) が14.75 $\pm$ 0.32Ma, MSWD=0.66, 傾山デイサイト質火砕流堆積物: KDT (sample 15010503) が14.3 $\pm$ 1.1Ma, MSWD=4.5, 古期花崗岩類 I: OKG3 (sample 15010901) が14.5 $\pm$ 0.32Ma, MSWD=1.3, 文象斑岩: granophyre (sample 15010607B) が14.03 $\pm$ 0.89Ma, MSWD=2.5, 国見岳流紋岩質火砕流堆積物: KRT (sample 15011001) が13.91 $\pm$ 0.29Ma, MSWD=1.6, 環状岩脈: ring dike (sample 15010906) が14.03 $\pm$ 0.41Ma, MSWD=1.8, 大崩山花崗岩体: OKG1-909A (sample 15010909A) が13.30 $\pm$ 0.23Ma, MSWD=1.05, 大崩山花崗岩体: OKG1-911 (sample 15010911) が13.98 $\pm$ 0.37Ma, MSWD=1.9, 日之影花崗岩体: HNG1-808A (sample 15010808A) が13.46 $\pm$ 0.22Ma, MSWD=1.15, 日之影花崗岩体: HNG1-808C (sample 15010808C) が13.54 $\pm$ 0.21Ma, MSWD=0.72の年代値が得られた。上記年代値の誤差は95% 信頼区間である。KDT (sample 15010503) とgranophyre (sample 15010607B) についてはコンコーディア曲線に乗るデータが少なく信頼のおける加重平均年代を計算することができなかつたため, 以降の議論では除外する。

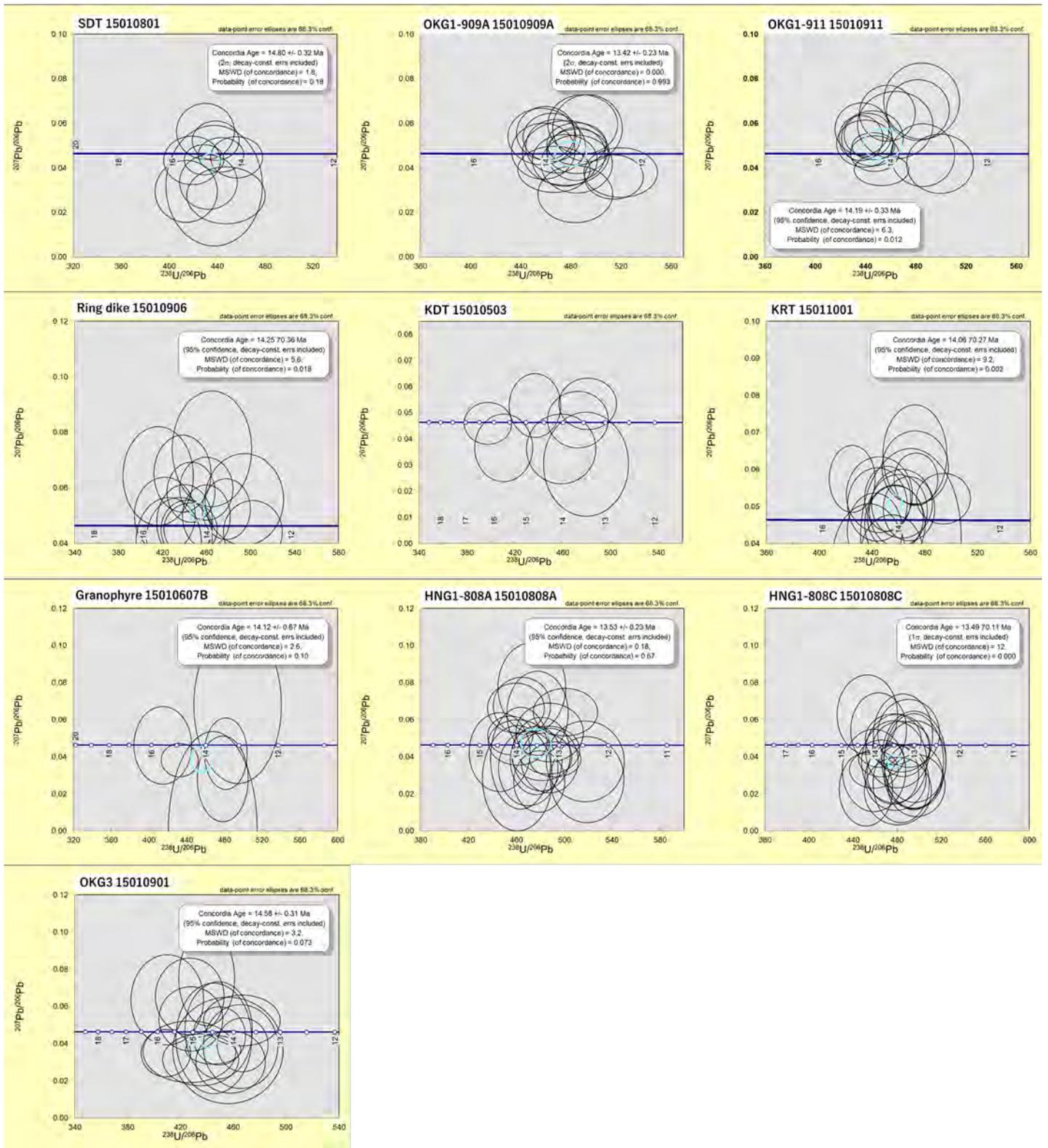


図 3 コンコーディア図

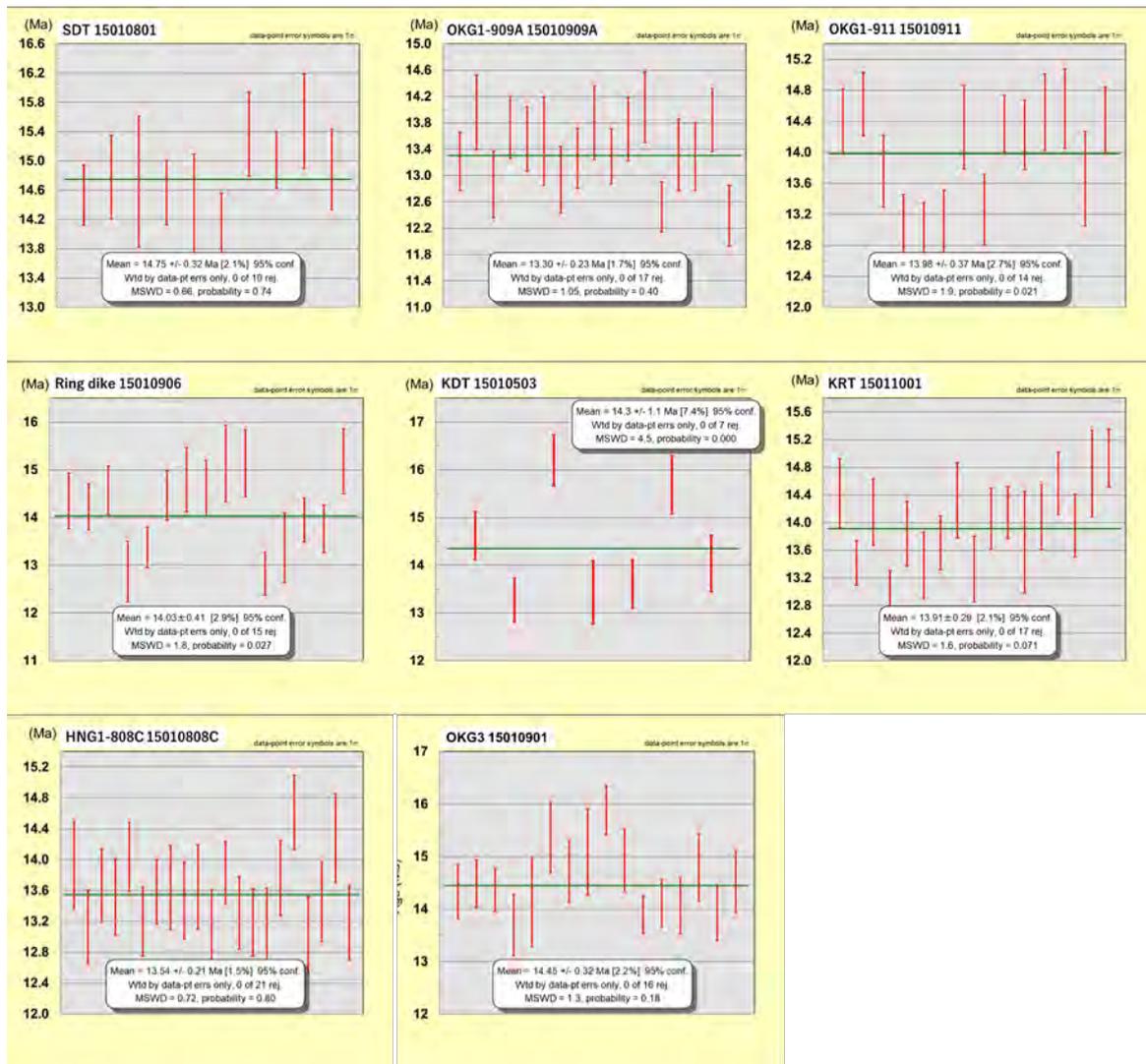


図 4 各粒の年代値

Sample No.	Sample name	岩石	特徴	total sample number	N	age(Ma)	Error (95% conf.)	MSWD
15010801	SDT	welded tuff		28	10	14.75 ± 0.32	0.66	
15010911	OKG1-911	hb bt-granite	middle part	28	14	13.98 ± 0.37	1.9	
15010909A	OKG1-909A	hb bt-granite		28	17	13.3 ± 0.23	1.05	
15011001	KRT	bt-rhyolite tuff	poor lithics	28	17	13.91 ± 0.29	1.6	
15010906	ring dike	granite porohyry		28	15	14.03 ± 0.41	1.8	
15010503	KDT-503	pl-phyric welded tuff		28	7	14.3 ± 1.1	4.5	
15010505	KDT-505	aphyric welded tuff		6	--	--	--	--
15010508	SACV2	andesitic welded tuff		9	2	--	--	--
15010607B	granophyre	granophyre		28	6	14.04 ± 0.89	2.5	
15010802	KRL	rhyolitic lava		21	1	--	--	--
15010808A	HNG1-808A	bt-granite	host bt-granite	28	21	13.46 ± 0.22	1.15	
15010808C	HNG1-808C	bt-granite	pl-phyric MME	28	21	13.54 ± 0.21	0.72	
15010901	OKG3	hypersthene granite		28	16	14.45 ± 0.32	1.3	
15010512	SACV3	pl-phyric andesite		--	--	--	--	--

図 5 岩石の特徴と年代値

## 5. 議論

これまで得られた岩石の特徴, ジルコン結晶の測定数及び測定された結晶の数, 年代値と誤差範囲及びMSWDが図5である。

### 5.1 大崩山火山深成複合岩体形成史

大崩山火山深成複合岩体の初期活動は14.75Maに古期コールドロン形成期初期に噴出していたと考えられる祖母山デイサイト質火砕流堆積物: SDTから始まった. 続いて14.5Maにカルデラ内火山形成期へと移行し, 古期花崗岩類 I: OKG3が貫入した. その後14Ma頃に新期コールドロン形成期活動の国見岳流紋岩質火砕流堆積物: KRTの噴出や環状岩脈: ring dikeが貫入した. KRTやring dikeの貫入から数十万年の時間間隙を経て13.5Ma頃に大崩山岩体: OKG1-909Aや日之影岩体: HNG1-808A, HNG1-808Cなど, バソリス規模の花崗岩体が貫入された. 今回得られた年代値による大崩山火山深成複合岩体形成史は(高橋ほか, 2014)で考えられている形成順と調和的な結果であった。

### 5.2 大崩山岩体

大崩山火山深成複合岩体の形成史とほぼ調和的であったがOKG1-911の年代値のみ同じ岩体のOKG1-909Aの年代値と比較してもかなり古い年代となった. このことからOKG1-911の各粒の年代値を再検討したところ14.6Ma付近と13.3Ma付近の2つに年代値の中心を置く粒が多く見られた(図6). 14.6Ma付近のジルコン結晶は古期コールドロン形成期からカルデラ内安山岩質複成火山形成期ごろに晶出し, 包有されたジルコンと考えられる. また, 13.3Ma付近のジルコン結晶はOKG1-909Aと同時期に晶出したジルコン結晶と考えられるが, 年代値を得られたサンプル数が少なく, 明らかではない。

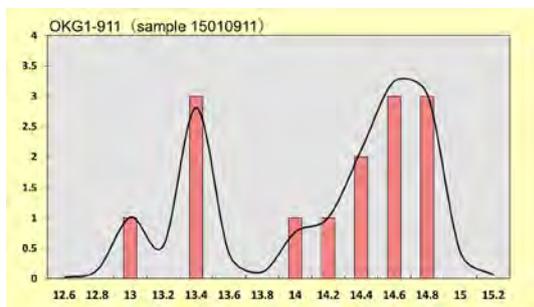


図 6. OKG1-911 の年代値分布

### 5.3 日之影岩体

日之影岩体は大崩山火山深成複合岩体活動の最後期に貫入された花崗岩体の一つである. この日之影岩体は母岩である黒雲母花崗岩HNG1-808Aと斜長石に富んだ暗色包有岩HNG1-808Cを含んで

いる. 包有岩の境界は明瞭ではなく, 母岩の黒雲母花崗岩と暗色包有岩の混合した暗灰色の部分もみられる. 植月 (2020) ではこの2つの形成は同時であったと推測されている. この2つを分析したところ母岩であるHNG1-808Aの年代値が13.46±0.22 Ma, 暗色包有岩であるHNG1-808Cの年代値は13.54±0.21Maと誤差範囲内でほぼ一致しており, 2つの形成は同時であったと考えられる。

### 5.4 誤差範囲外のジルコン

4. 結果(1)から得られた誤差範囲外ジルコンは(表2)のとおりである. 今回得られた古い年代のジルコン結晶の多くは中生代白亜紀から新生代第三紀に形成された大崩山の基盤でもある四万十層群から捕獲されてきたと考えられる. しかし, 傾山デイサイト質火砕流堆積物: KDT-503からは2億年前ごろに晶出したジルコン結晶が3粒, 16億年前ごろに晶出したジルコン結晶が1粒得られた. これは四万十層群や海洋プレートを起源とするジルコンでは考えられないほど古い年代値である. このことから, 大崩山火山深成複合岩体の地下には四万十層群よりも古い, 古生代から中生代の層が存在していることは明らかである. また, 傾山デイサイト質火砕流堆積物: SDTが噴出された活動は他の活動と比べ, より古く地層墨重の法則にしたがえば地下深部の岩石を運搬させていることから他と比べて大きなエネルギーの活動であった可能性が考えられる。

## 6. おわりに

大崩山火山深成複合岩体のカルデラ火山群およびそれに貫入する花崗岩体のU-Pb年代測定を行うことによって大崩山火山深成複合岩体の形成史がこれまでの研究より詳細な年代値を測定することができた. また, 今研究によって得られたこととして大崩山花崗岩体の一部には大崩山火山深成複合岩体活動初期に晶出したジルコンが包有されている可能性, 日影花崗岩体中の包有岩は母岩と包有岩中のジルコン年代が近く同時性包有岩である可能性, 傾山デイサイト質火砕流堆積物からは2億年前, 16億年前のジルコンが得られており大崩山火山深成複合岩体の地下には古い地殻が存在していることが発見された。

### 引用文献

- 1) 村尾 智・松本哲一, 1991, 尾平鉱床区祖母山火山岩類の K-Ar 年代. *地調月報*, **42**, 497-502
- 2) 柴田 賢, 1978, 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. *地調月報*, **29**, 551-554
- 3) 高橋正樹・東野公則・金丸龍夫 (2014): 大崩山火山深成複合

岩体火成岩類の全岩主化学分析. 日本大学文理学部自然科学  
研究所研究紀要, **49**, 173-195

- 4) Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Davis, D. W., Aleinikoff, J. N., Valley, J. W., ... & Foudoulis, C. (2004). Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  microprobe geochronology by the monitoring of a traceelement-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205(1-2), 115-140.
- 5) Ireland, T.R., Williams, I.S., 2003. Considerations in zircon geochronology by SIMS. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53. Mineralogical Society of America, Washington D.C., pp. 215–241.
- 6) Iwano, H., Orihashi, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., ... & Katsube, A. (2013). An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as a secondary U–Pb dating standard. *Island Arc*, 22(3), 382-394.
- 7) Ludwig, K. R., 2003. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*, Special Publication, 4.
- 8) Paces, J. B., & Miller Jr, J. D. (1993). Precise U–Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B8), 13997-14013.
- 9) Shinjoe, H., Orihashi, Y., & Anma, R. (n.d.). U–Pb ages of Miocene near-trench granitic rocks of the Southwest Japan arc: Implications for magmatism related to hot subduction. *Geological Magazine*, 1-25.









## 編集後記

新型コロナウイルスの蔓延をだれが予想していたでしょうか。世界の中で日本はまだよい方だとはいえ、日常の生活、働き方が大きく変化してしまいました。医療従事者、商店の経営者をはじめ大きな困難に直面された方々がいかに多いことでしょう。現在までに、細菌、ウイルスによる伝染病に勝ち抜いてきた人類ですからきっと克服できると信じています。この難局を切り開くのも科学技術の進歩があってこそと考えると、改めて自然科学を探究することが重要であるか痛感しております。

今号は、日本大学の鶴川先生に深部低周波地震について、九州大学の吉村先生に炭酸岩塩の溶解と沈殿について、北海道立総合研究機構の内田先生には海域の活断層調査についてそれぞれ執筆していただきました。

皆様のお時間のある折にお目を通していただければ幸いです。

企画本部 内田 篤貴

地質工学 第17輯

令和2年6月11日発行

編集 日本物理探鑛株式会社 企画本部

印刷所 前田印刷株式会社

# NGP 日本物理探鑛株式会社

本 社 〒143-0027 東京都大田区中馬込二丁目 2 番 12 号 TEL 03(3774)3211 FAX 03(3774)3180  
URL : <http://www.n-buturi.co.jp>  
E-mail : [gijutsu@n-buturi.co.jp](mailto:gijutsu@n-buturi.co.jp)

---

東 関 東 支 店	〒310-0804 水戸市白梅三丁目 10 番 5 号 コーラルトップ 108	TEL 029 (231) 7315 FAX 029 (231) 7316 E-mail : <a href="mailto:mito@n-buturi.co.jp">mito@n-buturi.co.jp</a>
関 東 支 店	〒143-0027 東京都大田区中馬込二丁目 2 番 12 号	TEL 03 (3774) 3161 FAX 03 (3774) 9353 E-mail : <a href="mailto:kanto@n-buturi.co.jp">kanto@n-buturi.co.jp</a>
札幌営業所	〒060-0061 北海道札幌市中央区南 1 条西 16 丁目 1-323 春野ビル 3F	TEL 011 (558) 3121 FAX 011 (558) 0900 E-mail : <a href="mailto:sapporo@n-buturi.co.jp">sapporo@n-buturi.co.jp</a>
東北営業所	〒980-0021 仙台市青葉区中央四丁目 8 番 15 号	TEL 022 (393) 4155 FAX 022 (393) 4156 E-mail : <a href="mailto:tohoku@n-buturi.co.jp">tohoku@n-buturi.co.jp</a>
埼玉営業所	〒336-0021 さいたま市南区别所 5-15-2	TEL 048 (700) 3184 FAX 048 (700) 3100
千葉営業所	〒273-0011 船橋市湊町 2-12-24 湊町日本橋ビル 6F	TEL 050 (6861) 3024 FAX 050 (6865) 6843
神奈川営業所	〒221-0856 横浜市神奈川区三ツ沢上町 7-8 ジュネス 203	TEL 045 (550) 4865 FAX 045 (314) 6499
北 陸 支 店	〒950-0983 新潟市中央区神道寺三丁目 11 番 19 号	TEL 025 (241) 2960 FAX 025 (241) 2959 E-mail : <a href="mailto:hokuriku@n-buturi.co.jp">hokuriku@n-buturi.co.jp</a>
中越営業所	〒940-2033 新潟県長岡市上除町1128-3	TEL 0258 (94) 4420 FAX 0258 (94) 4421
中 部 支 店	〒465-0094 名古屋市名東区亀の井二丁目 134 番地	TEL 052 (753) 9662 FAX 052 (753) 9664 E-mail : <a href="mailto:chubu@n-buturi.co.jp">chubu@n-buturi.co.jp</a>
三重営業所	〒511-0041 桑名市外堀 22 番地 ITO ビル 102	TEL 0594 (27) 2720 FAX 0594 (24) 2732
関 西 支 店	〒543-0033 大阪市天王寺区堂ヶ芝一丁目 3 番 24 号 LN 堂ヶ芝ビル 2F	TEL 06 (6777) 3517 FAX 06 (6773) 5488 E-mail : <a href="mailto:kansai@n-buturi.co.jp">kansai@n-buturi.co.jp</a>
滋賀営業所	〒520-0246 大津市仰木の里四丁目 13 番 2-204	TEL 077 (574) 2261 FAX 06 (6773) 5488
四国営業所	〒760-0012 高松市瀬戸内町 19 番 25 号	TEL 087 (863) 6191 FAX 087 (863) 6192 E-mail : <a href="mailto:shikoku@n-buturi.co.jp">shikoku@n-buturi.co.jp</a>
中 国 支 店	〒731-0138 広島市安佐南区祇園 3-48-13	TEL 082 (850) 0073 FAX 082 (850) 0080 E-mail : <a href="mailto:cyugoku@n-buturi.co.jp">cyugoku@n-buturi.co.jp</a>
九 州 支 店	〒803-0814 北九州市小倉北区大手町 7 番 38 号 大手町ビル 3F	TEL 093 (581) 8281 FAX 093 (581) 8267 E-mail : <a href="mailto:kyushu@n-buturi.co.jp">kyushu@n-buturi.co.jp</a>
福岡営業所	〒812-0016 福岡市博多区博多駅南三丁目 13 番 17 号	TEL 092 (474) 3087 FAX 092 (474) 3107
沖縄事務所	〒904-2154 沖縄市美原4-7-1 春マンション103	TEL 098 (923) 1915 FAX 098 (923) 1916

※NGPはNippon Geophysical Prospecting Co.,Ltd.の略称です。