

# 地質工學

第 18 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】

The first step in solving a problem is to recognize that it does exist.

(問題を解決する第一歩は、それが存在するということを認めることだ)

アメリカの自己啓発家ジグ・ジグラーの言葉より

# 地質工学 第18輯

## 目 次

- 災害地質学における地生態学的側面  
山口大学大学院創成科学研究科 太田 岳洋 ……1
- 濃尾平野 洪水との闘い  
日本物理探鑛株式会社 中部支店 梶田 達也 ……9
- ジルコン U - Pb 年代に基づく新潟・富山県境付近の白亜系の堆積年代と後背地  
日本物理探鑛株式会社 中部支店 岡村 知浩 ……14
- 異なる強度の間伐が高齢スギ人工林の地上部純一次生産に与える影響  
日本物理探鑛株式会社 九州支店 中村 聡汰 ……20
- 琉球海溝南西部で発生する超低周波地震とプレート間  
カップリング領域との関連性に関する研究  
日本物理探鑛株式会社 九州支店 屋嘉部 蓮  
琉球大学大学院 理工学研究科 物質地球科学専攻 中村 衛 ……26



## 災害地質学における地生態学的側面

太田岳洋<sup>1</sup>

1) 山口大学大学院創成科学研究科

### 1. はじめに

自然斜面の崩壊や落石、土石流等の発生には、地形・地質条件のほかに地下水条件や植生、人工改変などの環境条件が関与すると考えられる。したがって、自然災害に対して、それを克服あるいはそれと共存して持続可能な社会を構築するためには、諸現象のメカニズムを解明し、問題の解決策を提案できる総合的な科学が必要である(目代, 2012)。小泉(1993)は、地質、地形、土壌、植生といった地域の自然環境を、一連の系として把握する地生態学的方法が必要であると述べている。Troll(1939)は、地生態学を空中写真判読を用いた生物と環境要素との間の総合的・複合的相互関係の科学であるとしている。このように地生態学を総合的な科学と考えると、その方法は自然災害を考えるうえで重要な方法となり得る。

地形と土砂災害の関係については、これまでも多くの研究者により議論されている(羽田野, 1974, 千木良, 2015)。一方、地形と植生の関係については、これまで環境保全を目的とした地生態学的観点から議論されてきた(菊池, 2001, 高岡, 2001)。特に、菊池(2001)は斜面崩壊地、地すべり地や土石流堆積地などの植物群の特徴と成立過程をまとめている。このような地生態学的な地形・植生関係の研究は、現地形での植物群の成立過程を述べるにとどまっている。また、砂防分野では、空中写真を用いた斜面崩壊後の植生回復状況の経年的変遷に関する研究例がある(鈴木, 2002)。さらに近年は、航空レーザ測量データなどを用いて景観の面的分布を表現する地生態学図の作成が試みられている(佐藤他, 2010)。

日本における地生態学的研究は、1) 景観単位を分類しその規程要因を分析する景観分析の研究、2) 景観内部の互いに錯綜する地因子の相互関係の分析、類型化、系統化を進める研究、3) 地質、地形、植生の関係性を議論する植生地理学研究、に分類される(目代, 2012)。このうち1)、2)はともに景観を構成する諸要素の相互作用系を明らかにするシステム論的な手法であり、対象とする現象によっては時と場合により要素間での原因と結果の関係が入れ替わることも考えられる(目代, 2012)。一方、3)の研究手法は、相互作用の関係

性が固定的で、時空間スケールの大きなものから小さなものへ影響するヒエラルキー構造を有する概念に基づいている(目代, 2012)。

また、Huggett(1995)は、“地生態圏(geocosphere)“を生物圏(biosphere)、地圏(toposphere)、大気圏(atmosphere)、土壌圏(pedosphere)、水圏(hydrosphere)といった生命とそれを支えるシステムの相互作用として定義している。そして、地生態圏それぞれの要素の時間変化は、他のすべての要素の状態に依存し、さらに宇宙や地質、その他の外力の要因の影響を受けると考えられる(Huggett, 1995)。このHuggettの考え方は、諸要素の関係性を重視している点からは上記の地生態学的研究の分類における1)あるいは2)に相当するといえるが、時間変化を考慮している点からは、上記3)の考え方も網羅していると考えられる。

我々、応用地質学技術者が、災害に関する調査を行うとき、現地において感覚的に災害に対する危険性を理解することがある。これは、我々がその場の景観を観察したときに、その景観を構成する諸要素を定性的に理解し、その結果に基づく判断であると類推される。その意味では、災害地質学な研究は地生態学的研究手法を内在しており、景観構成要素の相互作用を理解し、災害につながる景観の分類等を行うという観点から、上記の地生態学的研究の分類の1)、2)に相当すると考えられる。

本論では、災害地質学が対象とする事象のうち、特に斜面災害を対象として、筆者が地生態学的に検討したいと考えている事例を述べる。紹介する事例では、地生態学的検討が主に行われている自然地理学分野ではあまり取り扱われない、地生態学的な各要素を定量的に扱って検討した事例を述べる。

### 2. 斜面の地生態学

土壌の植物による安定性の変化とその根系による風化過程(物理的、化学的ともに)とはポジティブ・フィードバックの関係にあり、植生は山腹斜面における地形を考えるうえで、重要な因子のひとつである(Schaetzl and Thompson, 2015, Pawlik

et al., 2016) . 斜面の方位により卓越する風や雨の状況といった局所的な気候が異なり, その局所気候の相違が斜面における動植物の分布に強く影響している (Huggett, 1995) . また, 斜面の頂部や肩部では岩塊質な土壌が分布し, 斜面下部では細粒の崩積土の上位に泥炭が分布するなど, 斜面の高度により表層物質が異なるため, それに応じた植生が分布することとなる (Huggett, 1995) .

太田他 (2004) は北部北上山地において, 斜面の微地形により分布する植生が異なることを報告している (表1, 図1) . 具体的には, 頂部斜面にアカマツ, 谷壁斜面にはコナラが卓越するアカマツ-コナラ林が分布するが, 上部谷壁斜面と下部谷壁斜面でやや植生が異なり, 上部ではツツジ類, カンバ類, カエデ類がみられ, 下部にはケヤキ, ホオノキ等がみられ, また北向きの谷壁斜面ではサクラ類が分布する (太田他, 2004) . 谷底部ではスギやヒノキの植林が分布し, 広葉樹ではサワグルミ, トチノキ, ハリギリ等がみられる (太田他, 2004) . さらに, 太田他 (2004) は, 新しい崩壊跡は上部谷壁斜面と下部谷壁斜面の境界にあたる遷急線を頂部に発達し, そこには低木のほか

表1 北部北上山地における微地形と植生の関係

微地形単位	斜面方向	主な構成樹種
頂部平坦面～頂部斜面		アカマツ, コナラ, カエデ類, ツツジ類, ミズナラ
上部谷壁斜面	南向き斜面	コナラ, カエデ類, マルバマンサク, ミズナラ, カンバ類, タカノツメ
	北向き斜面	コナラ, オオヤマザクラ, アカシデ, ガマズミ, ミズナラ
下部谷壁斜面	南向き斜面	コナラ, ケヤキ, ホオノキ, クリ, コシアブラ, サワグルミ, ムラサキシキブ
	北向き斜面	コナラ, サクラ類, ケヤキ, クリ, サワグルミ, ハクウンボク, ヤマグル
谷頭凹地および下部谷壁凹斜面 (崩壊跡地)		ヤマブキ, サワグルミ, ケヤキ, アズキナシ, ウリハダカエデ
谷底面		スギ(植林), ヒノキ(植林), ケヤキ, サワグルミ, トチノキ, ホオノキ, クリ, カツラ, ハリギリ, サワシバ, コクサギ, ミツバウツギ

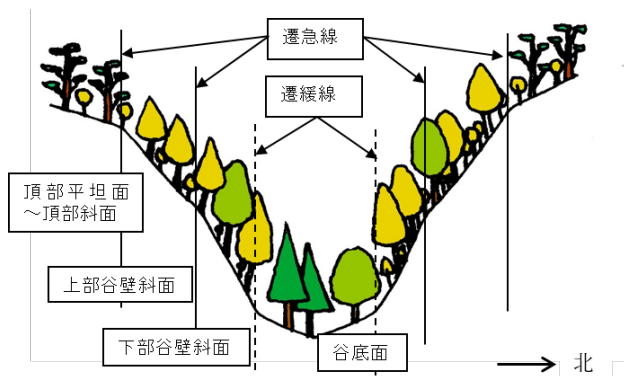


図1 北部北上山地における微地形と植生の関係

サワグルミやケヤキがみられることを述べている. また, 高岡 (2001) は, 北アルプス槍ヶ岳から松本盆地へ流下する梓川上流部では, ブナの分布が遷急線に規定されていることを述べている. この原因として, 遷急線より下方の斜面では小規模な崩壊の発生等により, 複数の林冠木が枯死して大型の林冠ギャップが形成されることで林内の光環境が良好になり, ブナなどの山地性樹種が育成しやすくなることが挙げられている (高岡, 2001) . さらに, 梓川右岸の花崗岩分布域にはブナが出現するが, 左岸の堆積岩分布域ではブナがほとんど存在せず, この相違は一般的に花崗岩分布域のほうが堆積岩分布域よりも斜面崩壊の発生頻度が高いため, より多くのブナの更新機会がもたらされていることによると述べられている (高岡, 2001) . 佐々木・伊藤 (2005) は花崗岩を基盤地質とする筑波山北側斜面において, 土壌厚や土壌の性状が地形要素・植生と関連していることを述べており, 稲垣他 (2004) は同じ花崗岩地域でも筑波山地域と瀬戸内地域とで異なった生態系 (主に植生) を呈しており, その原因としてローム層の有無を挙げている.

一方, 岩盤斜面の地形発達に関する植生の影響を論じた研究例は少ない. Jackson and Sheldon(1949)は石灰岩からなる急崖の後退には樹木根系の力学的作用が重要であることを指摘している. また, Pawlik et al.(2016)は, 樹木根系による岩壁の物理的風化作用は風化や景観発達の地形学的分析において考慮されるべきであると述べている.

### 3. 地生態学的視点から見た災害地質

前章で述べたように, 斜面の地形の形成には地生態学的な検討が必要であり, 地形発達過程が人間活動に影響を及ぼす事象である斜面災害についても, 地生態学的な考察が必要であると考えられる. 類似した観点からの研究は砂防分野で古くから行われており, 太田・石田 (1974) は, 崩壊が特定に地質で発生ししやすいこと, 伐採地や幼齢林で多く発生し, 天然林や針葉樹の中・高齢林では発生少ないことを指摘し, 樹木根による斜面の崩壊抑止効果が影響していると述べている. このことは, 伐採後の樹木根系の腐朽を考慮すると, 斜面の安全率は伐採後10年で最低となり, 20～30年で最大となる (塚本, 1987) ことと一致する. そのほか, 表層崩壊と根系との関係については, 稲垣 (1999, 2000) の報告がある. また太田他 (2008) は, 空中写真判読により北部北上山地における流域ごとの植生などの土地被覆条件の変化

と崩壊, ガリー侵食, 溪床堆積物などの災害地形の分布状況の変化を比較し, 伐採後から幼齢林の間に災害地形が増加することを述べ, DEMによる地形量と合わせて災害発生を予測できる可能性を示している. これらの研究は, 空中写真判読や現地調査などの地生態学的調査手法によることが多いため, 定性的であることが多く, 太田他 (2008) も地形のみが定量化され, 植生の評価は定性的であるため, 半定量にとどまっている.

今井 (2008) は工学の立場から, 主に林学中心とした根系の斜面崩壊抑止効果について整理している. 事例の整理から, 1) 根系の発達の良い場合は斜面崩壊の抑制効果があること, 2) 樹木根系の発達は樹種により異なり, 広葉樹でその効果が大きいこと, 3) 樹木根系は樹齢の増加に伴い発達し, 斜面崩壊抑制効果が増加すること, 4) 人工林では適切な森林管理が斜面安定に必要であり, 森林管理プロセスが斜面の安定性に影響すること, を述べている (今井, 2008). そのうえで, 根系の斜面崩壊抑制機能の力学的評価方法をまとめ, スギの根系を想定した試算を行っている (今井, 2008). これは, 斜面に対する局所的な地生態学的な評価を定量的に実施した事例と言える. しかし, 今井 (2008) も指摘しているが, 樹種により根系の効果が異なることから, それぞれの樹種での根系効果を定量的に評価することが課題として残されている.

以下に, 広域的にGISを用いて樹種による斜面崩壊発生へ寄与する条件の差異を検討した事例と, 斜面崩壊の抑止方向への根系の寄与ではなく, 促進方向への根系の影響を局所的かつ定量的に検討した事例を紹介する.

### 3.1 降雨による表層崩壊に関する地生態学的検討

前述のように, 山地部の土壌侵食や表層崩壊には, 岩相や地形, 気象条件などの物理的な要因だけでなく, 土地利用や被服植物およびその変化などの地生態的要因も強く影響する. ここでは平成30年7月豪雨の際に, 山口県南東部の岩国市周辺で発生した斜面崩壊を対象に地生態学的に検討した結果を紹介する.

平成30年7月豪雨では, 6月28日以降の台風第7号や梅雨前線の影響により, 西日本を中心として全国的に広い範囲で記録な降雨が観測され, 観測史上最大の48時間雨量や72時間雨量が多数地点で観測された (総務省消防庁応急対策室, 2018). この豪雨によって山口県で発生したがけ崩れは173件であり, そのうち岩国市が最多で86件, 次いで周南市で26件が発生した. 土石流等は11件が確認

され, がけ崩れと同様に岩国市が最も多く6件, 次いで周南市が3件であった (内閣府非常災害対策本部, 2018).

対象地域について, 国土地理院が平成30年7月19日に公開した垂直画像の実体視判読により, 729箇所斜面崩壊が確認された (鈴木他, 2018). 崩壊発生地点の地形的特徴としては, 谷などの集水地形がみられる斜面で起きていること, 崩壊源頭部が概ね遷急線に沿っていること, があげられ, 伐採地周辺での斜面崩壊の集中も確認された (太田他, 2019). また, 東~南東向き斜面の崩壊率が高く (図2), 傾斜量は20~40°で崩壊率が大きい傾向が認められた (松尾・太田, 2020). 対象地域には, ジュラ紀付加体の玖珂層群 (メランジュ, チャート, 石灰岩), 領家変成岩および白亜紀花崗岩類が主に分布するが, 花崗岩類の分布面積が最も広く, また崩壊箇所数, 崩壊率ともに他の地質体よりも明らかに大きい (図3, 松尾・太田, 2020).

一方, 植生は環境省生物多様センター (2020) による植生図に基づく, スギ・ヒノキ・サワラ植林, コナラ群落, アカマツを伴う広葉樹林, シ

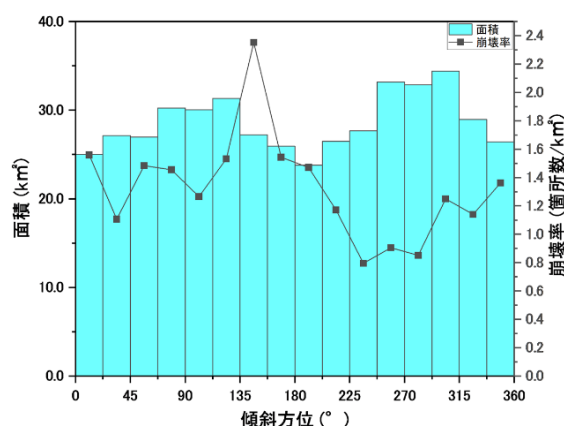


図2 斜面方位の頻度分布と崩壊率(斜面方位は北から時計回り)

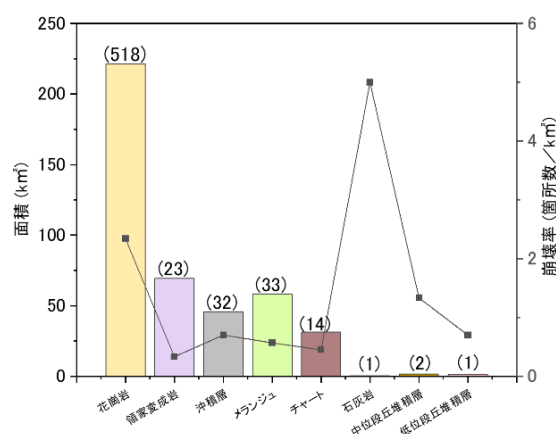


図3 地質の頻度分布と崩壊率



イ・カシ二次林, 伐採地が分布するが, これらの分布と地質との関係は認められていない(松尾・太田, 2020). 対象地域におけるこれらの植生ごとの崩壊率は, 伐採地>アカマツを伴う広葉樹>シイ・カシ二次林>スギ・ヒノキ・サワラ植林>コナラ群落の順であった(図4, 松尾・太田, 2020). 木下他(2013)は, 各植生の崩壊抵抗力がスギ科>ヒノキ科>マツ科であると述べている. これらのことから, 植生が有する崩壊抵抗力が, 斜面崩壊の発生のしやすさに影響していると考えられる.

対象地域では, 前述のように花崗岩の分布面積が卓越し, 崩壊箇所数, 崩壊率も花崗岩分布域で大きいことから, 花崗岩分布域における斜面崩壊についての地形と植生の特徴を比較した. スギ・ヒノキ・サワラ植林や伐採地など人工的な被覆条件の場合は, 斜面方位と崩壊率の間に明瞭な関係は認められなかったが, アカマツを伴う広葉樹林, コナラ群落, シイ・カシ二次林など自然林では, それぞれの植生により崩壊率が高くなる斜面方位に特徴がみられた(図5, 松尾・太田, 2020). アカマツを伴う広葉樹林では南東斜面で大きな崩壊率を示すが, 大局的には北向き斜面のほうが南向

き斜面に比べて崩壊率が高い傾向がみられる. コナラ群落においては, 北向き斜面崩壊率が南向き斜面に比べて明瞭に大きい. 一方, シイ・カシ二次林は北向き斜面に比べて南向き斜面で明らかに崩壊率が高くなる. アカマツやコナラは代表的な陽樹であり, シイ・カシは陰樹に分類される. 陽樹は育成に最低限必要な光合成量が比較的多く, 陰樹は光の要求量が小さいことから, アカマツやコナラは日射の少ない北向き斜面では十分に育成できないために, 斜面崩壊に対する抵抗力が南向き斜面よりも小さくなることが推定される. 一方, シイ・カシは日射の少ない北向き斜面でも育成可能であるため, 北向き斜面でも崩壊抵抗力が低下しないと考えられる. これらのことから, 植生による斜面方位による崩壊率の相違は, 被覆する植生の育成状態に依存している可能性が考えられる.

### 3.2 落石発生要因としての根系貫入の可能性

落石が多発する岩盤斜面の発生源付近の露岩には, 岩盤に層理面, 節理面, 不整合面や断層などの不連続面が発達し, そこに樹木根が貫入している様子がよくみられる. 岩盤への樹木根の貫入は, 岩盤の風化と変形に大きな影響を及ぼす(Pawlik et al., 2016). 力学的な観点では, 樹木根に拘束されることにより, 岩盤斜面が安定性を増すこともある一方で, 樹木根の貫入によって, 岩盤の強度が低下することも認められる(Pawlik et al., 2016). また, 岩盤のクラックに根を貫入させている樹木が風により振動すると, その樹木根の振動によりクラック幅が拡大し, より雨水が浸透しやすくなる. 雨水の浸透により, 岩盤の強度が低下する場合も考えられるし, 雨水浸透により化学的風化が進行し, 岩盤の強度が低下することも考えられる(Pawlik et al., 2016). このように樹木根の貫入が岩盤の安定性に影響することが考えられるにもかかわらず, どのような不連続面に樹木根が貫入するか, どのような樹種の樹木根が岩盤に貫入するか, などは明らかではない. また, 樹木根の岩盤への貫入機構も明確ではない. こ

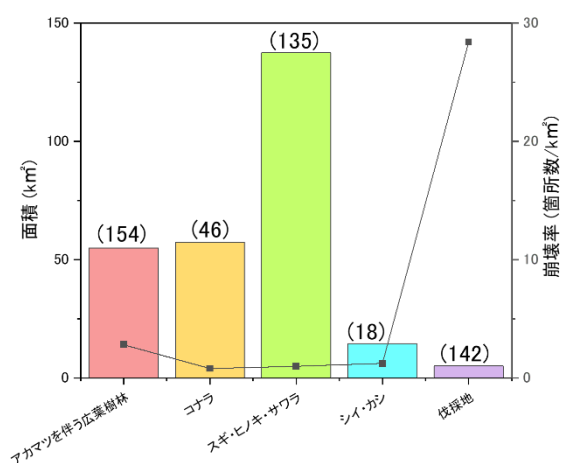


図4 植生の頻度分布と崩壊率

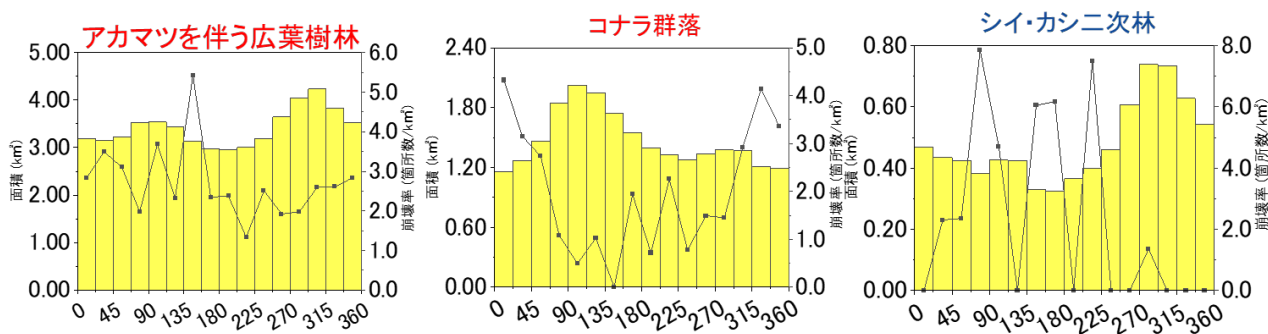


図5 植生ごとの斜面方位の頻度分布と崩壊率(斜面方位は北から時計回り)



では、岩盤の地質的な特徴や不連続面の状態などと樹木根の貫入の特徴の関係から根系の貫入機構を推定し、樹木根による岩盤斜面の不安定化について理論計算と数値解析により検討した事例を紹介する。事例では、山口県美祢市内3ヶ所の道路の切土斜面において、斜面の地質、岩盤の物理特性、樹木根の分布を調査し、その結果に基づき理論計算と数値実験を行った。調査対象3ヶ所うち2ヶ所は三疊紀後期美祢層群平原層の塊状砂岩、残り1ヶ所は美祢層群桃木層礫岩、砂岩、泥岩の互層からなる。

調査対象3ヶ所において、切土斜面に分布する不連続面を樹木根の貫入の有無にかかわらずすべて抽出し、その走向傾斜を測定した。その結果、すべての調査箇所不連続面の走向・傾斜は、層理面の方向とそれと共役関係にある2方向の計3方向に集中することがわかった(図6, Ohta and Saito, 2021)。次に、樹木根が貫入した不連続面のみを抽出し、その走向傾斜の傾向を把握した。その結果、互層岩盤からなる切土斜面では、樹木根が貫入した不連続面の走向・傾斜の分布は全不連続面の走向・傾斜の分布と同様であった(図6, Ohta and Saito, 2021)。一方、塊状砂岩の岩盤からなる切土斜面では、3方向の不連続面の走向・傾斜の分布のうちの1方向の不連続面へ樹木根が貫入しており、その不連続面は切土斜面に対して受け盤に相

当することがわかった(図6, Ohta and Saito, 2021)。

不連続面への樹木根の貫入の形態について、岩盤の風化程度、不連続面の開口幅と樹木根の長径との関係から、以下の4つのタイプに分類した。

タイプA: 未風化の岩盤中の不連続面に、その開口幅より大きな長径を有する楕円形断面の樹木根が貫入する。

タイプB: 未風化の岩盤中の不連続面に、その開口幅と同等か、それよりも小さな長径を有する円形断面の樹木根が貫入する。

タイプC: 樹木根が貫入する不連続に沿ってのみ風化がみられる。

タイプD: 岩盤が全体的に風化し、広く樹木根の貫入が認められる。

図7に塊状砂岩岩盤、互層岩盤それぞれの樹木根の貫入した不連続面における開口幅と樹木根の長径の関係を、貫入形態で記号を分けて示した。互層岩盤では多くの不連続面で開口幅を超える樹木根の長径が確認され、タイプAの貫入形態が66%を占めた(Ohta and Saito, 2021)。一方、塊状砂岩岩盤では、不連続面に貫入する樹木根の長径が不連続面の開口幅と同程度かそれよりも小さいタイプBの貫入形態が多くみられ、約50%を占めた(Ohta and Saito, 2021)。

以上のことから、岩盤への樹木根の貫入機構は以下のとおりと考えられる。互層が発達する岩盤

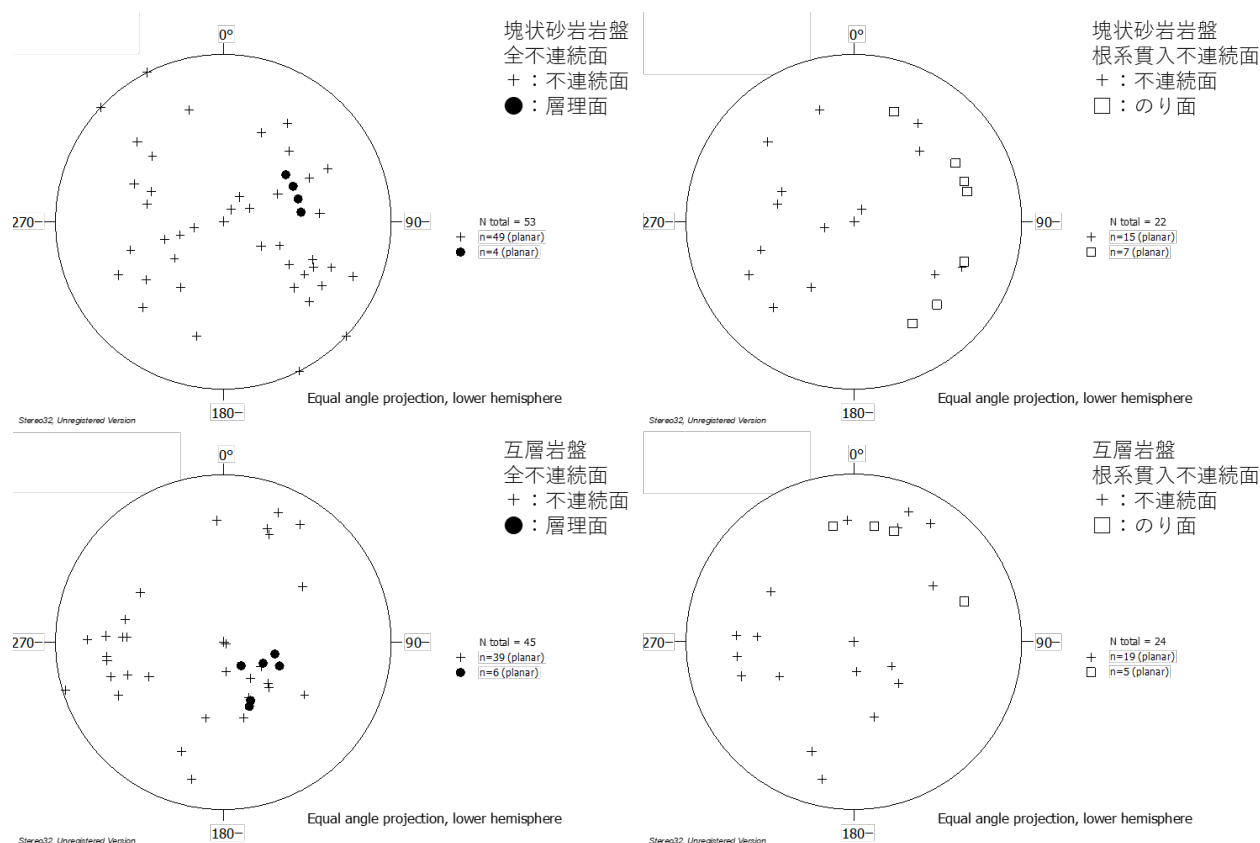


図6 不連続面, 層理面, のり面の走向・傾斜

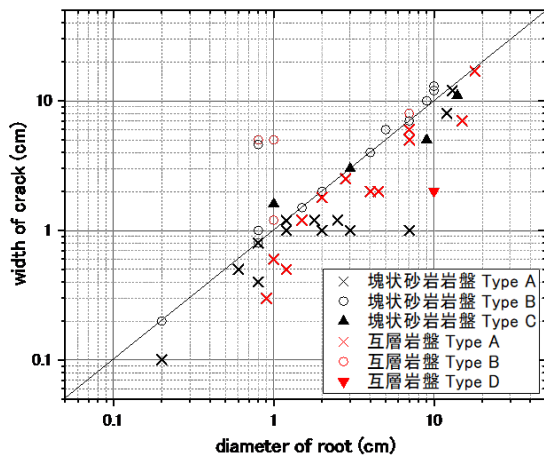


図7 不連続面の開口幅と不連続面に貫入した樹木根の長径の関係

では、密着した多くの潜在的な不連続面が岩盤内に分布し、その密着した不連続面に樹木の毛根や支根が貫入する。その毛根や支根が成長することにより、不連続面を開口させるが、根の成長時の根圧よりも岩盤の強度が大きいため、根は正常な成長をせず不連続面方向に伸びた楕円形断面の形状で成長する(Ohta and Saito, 2021)。一方、塊状岩盤では、斜面に対して受け盤をなす不連続面が岩盤の自重により開口する。塊状岩盤で潜在的な不連続面が少ないため、樹木根は開口した受け盤の不連続面を利用して岩盤に貫入し、開口した不連続面内で正常な円形断面に成長することが多くなる(Ohta and Saito, 2021)。

次に、理論的な計算から樹木根の貫入による岩盤斜面の不安定化について検討した結果を示す。五藤他(2003)は、樹木根の貫入により斜面側の岩塊が岩盤から剥落するときの岩塊の安全率Frは次式から求めている。

$$Fr = \frac{cA + (W \cdot \cos\beta - Pr \cdot \sin\beta) \cdot \tan\phi}{W \cdot \sin\beta + Pr \cdot \cos\beta} \quad \text{式(1)}$$

$$Pr = k \cdot \sigma_r \cdot b \cdot d \quad \text{式(2)}$$

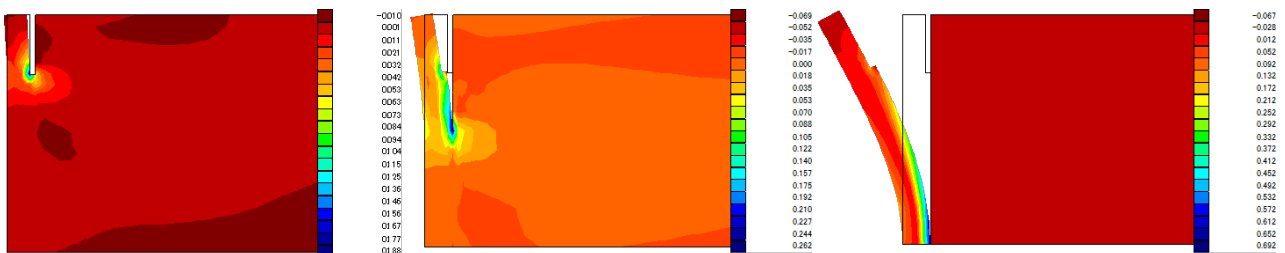


図8 ひずみ分布と変形

岩盤は高さ(上下)3m, 奥行き(左右)5m, 不連続面はのり面(左面)から0.36m. 樹木根は開口幅0.07mの不連続面中を地表から0.75m貫入。  
左は不連続面深度0.75m, 中は不連続面深度は1.5mで0.75m以深は密着, 右は不連続面深度3.0mで0.75m以深。暖色が圧縮ひずみ, 寒色が引張ひずみを表す。

ここで、Frは安全率、Prは根圧、cはすべり面の粘着力、Aはすべり面の面積、Wは岩塊の重量、βはすべり面傾斜、φは岩盤の内部摩擦角、σrは樹木根の一軸圧縮強さ、bは樹木根の平均長径、dは樹木根の侵入長、kは応力低減係数、である。

安全率Frは、1を下回ると岩塊は理論上剥落し、1を超えれば剥落には至らない。応力低減係数kは、樹木根が岩盤に対して与える根圧が樹木根の圧縮強さを超えることはないと考え、0~1の値をとる。安全率が1となる時のkの値を求めることは樹木根が岩盤を破壊する際の根圧を求めることと同等であるため、安全率計算により樹木根による岩盤破壊が現実的に生じ得るかを検証することができる。

上記の地質構造と根系貫入の関係を把握した地域において、代表的な樹木根が貫入した不連続面11ヶ所について、安全率を計算した。その結果、すべり面の粘着力が十分に低下している場合には、根圧による岩盤破壊が十分に生じ得ると考えることができることがわかった。また、貫入形態がタイプAを呈する箇所は、算出された応力低減係数kが低い値を示し、根圧による岩盤破壊(すべり面の破壊)の可能性が高いことがわかった。

タイプAの不連続面1ヶ所において、岩塊の剥離に対する不連続面の開口や根圧の作用を有限要素解析により検証した。現地の状況から岩盤と不連続面を簡単にモデル化し、不連続面の深度、開口した不連続面の深度および岩盤に作用する根圧を変化させて解析を行った。その結果、根圧を作用させないケースでは、不連続面の深度やその開口深度に関わらず、岩盤全体に顕著なひずみや変形が発生しないことがわかった。このことは、不連続面の分布やその一部の開口だけでは、変形が生じないことを示唆している。一方、根系の一軸圧縮強さを根圧として作用させたケースでは、開口部または不連続面分布域の最下部に大きな引張ひずみを伴った大きな変形が生じた(図8)。このこ

とは、根圧の作用により、のり面側の岩塊が剥離することを示している。

#### 4. まとめ—災害地質学への定量的地生態学の適用の必要性

Troll (1939) が空中写真の研究の中から地生態学 (景観生態学) を生み出し、その地生態学は日本においては空中写真判読や現地踏査などのオーソドックスな自然地理学的調査手法に立脚して発展してきた (目代, 2012) ことから、地生態学的評価は定量的にならざるを得ない面がある。一方、災害地質学から斜面災害を評価する際には、個々の斜面における崩壊の危険性 (安全率) や崩壊の時期の推定などは、工学的な手法と地質学を組み合わせ定量的に行われているが、発生危険箇所の抽出は、地質 (岩相) を遷急線などの定性的な地形区分により行われていることが多い。

3.1では同一の降雨で広範囲に表層崩壊が発生した地域において、地形、地質、植生と表層崩壊との相互関係をGISを用いて検討した結果を述べた。これまでも指摘されていた山陽地域では花崗岩地域で表層崩壊が多発することが、他の地質体との崩壊率の相違で定量的に示された。また、樹種により表層崩壊が発生しやすい斜面方位が異なり、これがそれぞれの樹種が好む育成環境によることを定量的に示している。今井 (2008) は樹種により根系の効果が異なることを指摘しており、今後は樹種ごとに育成環境での根系の発達形態と斜面崩壊抑制効果を、GIS解析による面的評価と個別の力学的検討により明らかにすることにより、種々の植生で被覆される山地や丘陵地における斜面の表層崩壊の危険性を広域的に評価することが可能となると考える。

3.2では、岩盤への根系貫入機構が地質構造に規制されることを明らかにし、根系が不連続面に貫入したときの岩盤破壊の可能性を定量的に示した。紹介した事例では、不連続面に貫入した根系の樹種について記述していない。今後は根系が貫入しやすい樹種を特定し、その樹種の分布と地質構造を把握することで、根系の貫入による落石発生の可能性を評価できるようになると考える。

#### 参考文献

- 1) 千木良雅弘 (2015) : 深層崩壊の場所の予測と今後の研究展開について, 応用地質, 56, 5, 200-209.
- 2) 五藤久美子, 山本哲朗, 鈴木素之 (2003) : 岩盤斜面の安定性に及ぼす樹木の根系, 第38回地盤工学会研究発表会.
- 3) 羽田野誠一 (1974) : 最近の地形学 8. 崩壊性地形(その1), 土と基礎, 22, 9, 42-49.
- 4) Huggett, R. J. (1995) : *Geocology - An evolutionary approach*, Routledge, New York, 320p.
- 5) 今井久 (2008) : 樹木根系の斜面崩壊抑止効果に関する調査研

- 究, ハザマ研究年報, 2008, 12, 34-52.
- 6) 稲垣秀輝 (1999) : 1998年台風4号による福島県白河地方での表層崩壊の特徴. 応用地質, 40, 5, 306-315.
- 7) 稲垣秀輝 (2000) : 滋賀県南西部に分布する風化花崗岩の表層崩壊の特徴, 応用地質, 41, 2, 103-112.
- 8) 稲垣秀輝, 小坂英輝, 平田夏実, 草加速太, 稲田敏明 (2004) : 地生態断面調査による地盤環境の評価, 日本応用地質学会平成16年度研究発表会講演論文集, 307-310.
- 9) Jackson, G. and Sheldon, J. (1949) : The vegetation of magnesian limestone cliffs at Markland Grips near Sheffield, *J. Ecol.*, 37, 38-50.
- 10) 環境省生物多様センター (2020) : 第6~7回自然環境保全基礎調査植生調査報告書 参照日 2020年1月29日, 参照先 [gis.biodic.go.jp/web/gis/index.html](http://gis.biodic.go.jp/web/gis/index.html).
- 11) 菊池多賀夫 (2001) : 地形植生誌, 東大出版会, 220p.
- 12) 木下篤彦, 坂井佑介, 大野亮一, 川島正照, 山崎孝成 (2013) : スギ・ヒノキ林における水平根が発揮する抵抗力の検討, 砂防学会誌, 65, 5, 11-20.
- 13) 小泉武栄 (1993) : 「自然」の額としての地生態学—自然地理学の一つのあり方—, 地理学評論, 66A, 778-797.
- 14) 松尾香穂, 太田岳洋 (2020) : GIS解析による斜面災害への地生態学的アプローチ, 日本応用地質学会令和2年度研究発表会講演論文集.
- 15) 目代邦康 (2012) : 日本における地生態学の誕生と発展, 地学雑誌, 121, 2, 367-383.
- 16) 内閣府非常災害対策本部 (2018) : 平成30年7月豪雨による被害状況等について, [http://www.bousai.go.jp/updates/h30typhoon7/pdf/301009\\_1700\\_h30typhoon7\\_01.pdf](http://www.bousai.go.jp/updates/h30typhoon7/pdf/301009_1700_h30typhoon7_01.pdf), 平成30年10月9日17時00分時点.
- 17) 太田猛彦・石田正次 (1974) : 林地崩壊要因の統計的考察, 第83回日林講, 日本林学会, 367-369.
- 18) 太田岳洋, 高見智之, 川村晃寛 (2004) : 空中写真判読による地形・植生経時変化とその関係の検討—北北北上山地の例—, 日本応用地質学会平成16年度研究発表会講演論文集, 317-320.
- 19) 太田岳洋, 長谷川淳, 高見智之, 河村晃寛 (2008) : 土砂災害地形の発生に関わる現地形と植生変化の影響—北北北上山地における検討例—, 応用地質, 49, 4, 204-216.
- 20) 太田岳洋, 鈴木素之, 大和田正明, 河内義文, 楢原京子, 西山健太, 西川直志, 松尾香穂 (2019) : 平成30年7月豪雨による山口県南東部の斜面崩壊, 平成30年7月豪雨災害 (西日本豪雨災) 調査団報告書, 日本応用地質学会, 40-46.
- 21) Ohta, T and Saito, T (2021) : Intrusion behaviour of tree roots to rock mass caused by geologic structure, The 3rd International Conference on Civil, Materials, and Environmental Engineering (ICCME 2021) International Webinar 4th-5th April 2021.
- 22) Pawlik, V, Phillips, J. D. and Šamonil, P. (2016) : Roots, rock, and regolith: Biomechanical and biochemical weathering by trees and its impact on hillslopes—A critical literature review, *Earth-Science Reviews*, 159, 142-159.
- 23) 佐々木靖人・伊藤政美 (2005) : 応用地生態学—地質多様性を考慮した生態系保全学—, *地球環境*, 10, 2, 173-184.
- 24) 佐藤浩, 小荒井衛, 宇根寛, 八木浩司, 牧田肇 (2010) : 航空レーザ測量データおよびハイパースペクトルセンサデータを用いた白神山地・泊の平地区における地生態学図の作成, 地理学評論, 83, 6, 638-649.
- 25) 鈴木雅一 (2002) : 航空写真による最近57年間の丹沢山地北部の崩壊地と森林の変遷, 砂防学会誌 (新砂防), 54, 5, 12-19.
- 26) 鈴木素之, 太田岳洋, 大和田正明, 河内義文, 楢原京子, 片岡知, 西山健太, 西川智樹 (2018) : 平成30年7月豪雨による山口県南東部の地盤被害状況, 第61回地盤工学シンポジウム発表論文集, 4-2.
- 27) Schaetzl, R. J. and Thompson, M. L. (2015) : *Soils - Genesis and Geomorphology*. Second ed. Cambridge University Press, 795p.
- 28) 総務省消防庁応急対策室 (2018) : 平成30年7月豪雨及び台風第12号による被害状況消防機関等の対応状況 (第58報),

<http://www.fdma.go.jp/bn/e53c0e191d5cc01960e336b73c502b0d1f33dacd.pdf>, 平成30年11月6日10時00分時点.

- 29) 高岡貞夫 (2001) : 遷急線によって規定される山地斜面のブナの分布域, 植生学会誌, 18, 87-97.
- 30) Troll, C. (1939): Aerial photography and ecological studies of the Earth, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin, 7/8, 241-311 (in German).
- 31) 塚本良則 (1987) : 樹木根系の崩壊抑止効果に関する研究, 東京農工大学農学部演習林報告, 23, 65-124.



## 濃尾平野 洪水との闘い

梶田達也<sup>1)</sup>

1) 日本物理探査株式会社 中部支店

### 1. はじめに

濃尾平野は、地域では「木曾三川」と呼ばれる長野県を源とする木曾川、岐阜県を源とする長良川、そして揖斐川などから運ばれてきた大量の土砂が 100 万年以上の長い時間をかけて堆積して形成された愛知・岐阜・三重の 3 県にまたがる面積約 1,300 km<sup>2</sup>の沖積平野であり、その西南部の木曾三川下流域は古来より水害の常襲地帯であった。これは地形的・気候的特性によるもので、近代以降の治水対策により洪水被害に対する安全度は高くなってはいるとは言え洪水や高潮さらには津波等の水災害に対する潜在的な危険性の大きさに変わりはなく、気候変動に伴う降雨量の増加や海面水位の上昇等による水災害の頻発化・激甚化が懸念されている今日、引き続き安全・安心な地域づくりを推進しなければならない。

### 2. 治水を考える上での濃尾平野の特性

濃尾平野の西南部が水害の常襲地帯であったのは、それぞれ溪谷を流下し濃尾平野に入った木曾川、長良川、揖斐川が平野の西に集中して分合流を繰り返し網の目のように流れていたからである(図1)。

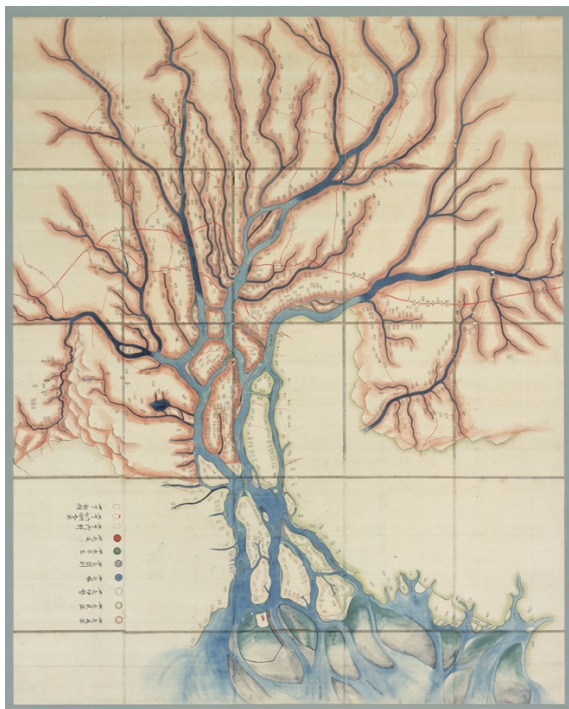


図1 木曾三川大絵図「高木家文書」  
(名古屋大学附属図書館所蔵)

三つの大きな河川が平野の西に集中したのは、濃尾平野が「濃尾傾動運動」と呼ばれる平野の西縁の養老断層前面で沈降し、東端の猿投山塊側で上昇する地殻変動により全体が南西方向に傾斜しているためである(図2)。

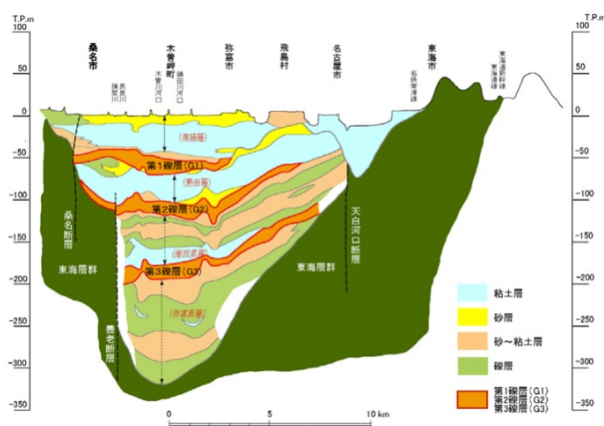


図2 濃尾平野の地層断面

(出典：令和元年における濃尾平野の地盤沈下の状況 東海三県地盤沈下調査会)

加えて濃尾平野は日本で最大の海拔ゼロメートル地帯を有している。図3は国土地理院の作成したデジタル標高地形図であるが濃尾平野の南西部は青色で表示されており標高がゼロメートル以下であることが分かる。

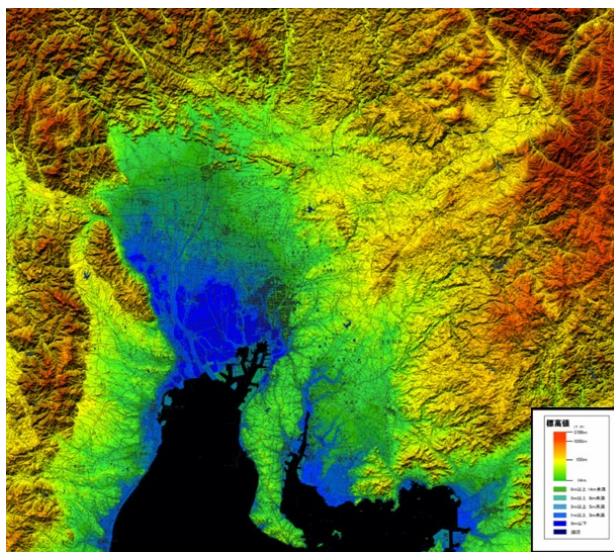


図3 デジタル標高地形図「中部地方の地形」

(出典：国土地理院ウェブサイト  
[https://www.gsi.go.jp/kankyochiri/degitalelevationmap\\_chubu.html](https://www.gsi.go.jp/kankyochiri/degitalelevationmap_chubu.html))

こうした地域は水災害に対する潜在的な危険性が非常に大きく、海岸や河川の堤防等が被災した場合には広範囲が浸水するとともに、自然には排水されないことから湛水が長期化する。実際、1959年の伊勢湾台風による高潮災害では高潮が海岸堤防を破堤して内陸に浸水し、海岸から15km以上も離れた津島市まで達し、地盤の低い南部では最高120日間湛水し続けた。

その後、濃尾平野では昭和40年代後半の石油ショックまで産業活動の拡大に伴い地下水の揚水量が急激に増加し、それにつれて地盤沈下も急速に進行した。特に木曾三川の河口周辺域や日光川の中・下流域では昭和36年以降の累積沈下量が1m以上を示している。なお、地下水揚水の規制等の地盤沈下対策の効果もあり昭和50年代以降、地盤沈下速度は鈍化を示し、昭和60年代以降は一部地域を除き、概ね沈静化の傾向を示している（写真1）。



写真1 国土交通省 松中地盤沈下観測所  
(三重県桑名市長島町松蔭の海面レベル表示)

また、日本の気象特性として降雨が西から東へ移行する傾向があり、この地域では古くから「四刻・八刻・十二刻」と伝えられているように、大雨が降ると一番西側に位置する揖斐川から始まり、長良川・木曾川へと時間差を持って順に出水する。しかし、濃尾平野は「濃尾傾動運動」により全体が南西方向に傾斜し、さらに三つの河川それぞれの土砂流出量の違いもあり東側に位置する木曾川から長良川、そして揖斐川の順に河床が低くなっており、大雨が降ると木曾川の洪水が長良川へ、それがまた揖斐川へと流れ込むため、最初に出水する揖斐川では、氾濫しているところに長良川の洪水が、さらにその後木曾川の洪水が流れ込み、大雨が降ると出水・氾濫が非常に長引き、木曾三川が分合流を繰り返していた当時は次々と逆流・氾濫を起こし、とりわけ甚大な洪水被害が生じていたのである。

### 3. 輪中

木曾三川の合流する低平地域は古来よりの洪水常襲地帯であり、住民は度重なる洪水への対応として、集落や耕地の上流側から始まり次第にその周囲全体を取り囲む堤防を築いて水害から守った。これが「輪中」であり、木曾川水系では16世紀頃から造られてきたが、典型的な輪中が形成されたのは江戸時代末期から明治初期にかけての頃で、岐阜市から伊勢湾まで大小80もの輪中が連なっていた。輪中を取り囲むように作られた堤防が「輪中堤」であり、多くは戦後の土地改良事業や道路整備によって取り壊されて連続性を失っていたが、1976年の安八町地先右岸堤防が破堤し安八町と墨俣町の約17平方kmが浸水した大水害では下流の輪之内町との間に連続して残されていた福束輪中堤（十連坊）のおかげで下流域への氾濫拡大が防がれた（写真2）。



写真2 輪中でくい止められた洪水氾濫  
(提供：中部地方整備局 木曾川上流河川事務所)

この輪中堤がなかったならゼロメートル地帯に続く下流低湿地へと浸水域は大きく広がったと考えられるが、一方、輪中堤で堰き止められた氾濫が上流地区の浸水域の拡大や浸水深と期間を大きくすることとなり、地区間・上下流間の利害が相反する洪水対策の難しさが改めて顕になった。

### 4. 宝暦治水

本格的な治水事業としては、豊臣秀吉による「文禄の治水」や江戸時代の「御囲堤」の築堤が伝えられている。しかし前述のように揖斐川の洪水のピークが終わりかけた頃に長良川や木曾川の洪水が流入することにより生じるこの地域の水害を除去するには木曾三川の分流を図らなければならない。このため江戸幕府は、木曾三川下流部の治水事業を薩摩藩に御手伝い普請として命じ、宝暦四年(1754)から木曾三川を分流する「宝暦治水」が始められた。工事は木曾三川の河口から50~60kmにわたる流域で、美濃、尾張、伊勢をあわせた193カ村に



及び、なかでも大樽川洗堰工事と油島新田締切堤工事などが特筆される。

大樽川洗堰工事は、長良川から 2m 前後も河床の低い大樽川へ滝のように落ち込み流入していた水量を制限する目的で洗堰を築造したものである。

油島新田締切堤工事は、木曾川から 2m60cm 前後も河床の低い揖斐川へ流れ込んでいた木曾三川の合流地点（岐阜県海津市海津町油島）から下流に至る約 2km の間に木曾川と揖斐川を分ける締切堤防を築こうとした工事である。

宝暦治水工事は木曾三川の完全分流までには至らなかったが、連続堤を築き洪水を河道内に閉じ込め海に流し去るという計画は明治以降の近代治水工事の先駆と評価されている。

なお、昭和 13 年（1938）、薩摩藩士の遺徳を顕彰する治水神社が建立され、油島の締め切り堤に植えられた日向松は千本松として今なおその姿をとどめている。

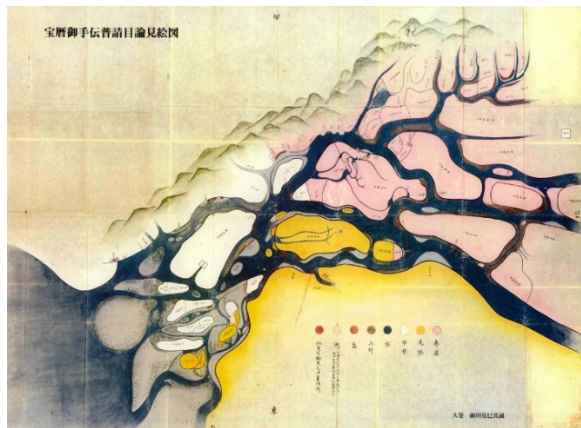


図 4 宝暦御手伝普請目論見図  
(出典：養老町史付図)

## 5. 明治改修

木曾三川の分流は江戸時代では完成せず木曾三川は互いに入り乱れた状態のまま明治を迎え、明治元年（1868）11月に笠松県知事長谷部恕連が、木曾三川の治水について、河口部の開削、三川分流等を政府に対して建言し、明治4年（1871）には名古屋大参事丹羽賢が「外国人を使って従来と一変した体制で工事に当たれ」と政府に要望。また、岐阜県と愛知県の輪中関係者からは、木曾三川分流工事を施行するようにとの上申がなされた。

一方、新国家建設を目指す明治政府は、土木技術の分野では主にオランダ人技術者を招聘し、明治6年（1873）に来日したG・A・エッシャー（George Arnold Escher）とデ・レイケ（Johannis de Rijke）が淀川で試験的に施行したケレップ水制が試験区域の流れを安定させて

期待どおりの成果をあげる等、オランダ人技師達の技術力が大きく評価された。

木曾三川流域でもオランダ人技師による治水計画の樹立を求める声が高まり、明治10年（1877）10月、三重・愛知両県の県令（現在の知事）は連署して、「木曾川は尾・濃・勢三国に涉中間長良・揖斐の二川を合し、各派水勢異なるを以て古来水患を免がれず、…毎歳幾分の金を募集し更に治水の方法を設け度、就ては御省備の水理工師及本局官員出張検査の上、治水指示を受度此段相伺候也」と内務省へ進達し、これに対して内務省は、同年10月19日付けで「伺いについては聞き届」と回答し、デ・レイケによる木曾川改修調査が始まることになったのである。

ヨハネス・デ・レーケは明治11年（1878）から木曾三川流域を山から海まで調べて回り、その結果をもとに改修計画を作成した。その後、明治20年～45年（1887～1912）にかけて、当時の国家予算の約12%という巨額な予算を投じて河川改修を実施し三川分流工事が行われ、木曾三川はほぼ現在の姿になった。



図 5 木曾長良揖斐三大河水利分流改修計略全図

## 6. 戦後～現在の治水事業

明治改修の後には、大正10年（1921）に「木曾川上流改修計画」を策定し改修工事などを実施し、さらに昭和11年（1936）に「木曾川下流改修増



補計画」を策定し上下流を一貫して堤防の改築、掘削、浚渫等の改修工事を実施した。

その後、木曾川水系の河川整備は、河川法の改正や出水状況及び流域の開発状況に応じて策定・改定されてきた工事実施基本計画や河川整備計画に基づき、現在は令和2年3月31日に変更された木曾川水系河川整備計画に基づき実施されているところである。

木曾三川の河口部では、昭和34年(1959)の伊勢湾台風による甚大な災害に対し、伊勢湾等高潮対策事業が実施され、昭和38年(1963)に竣工したが、広域的な地盤沈下により堤防の機能が低下したため、緊急対策として波返工(パラペット)による嵩上げを行い、現在は高潮区間の堤防高が不足する区間において高潮堤防の整備を進めている。

## 7. 気候変動を踏まえた水災害対策に向けて

令和2年7月、社会資本整備審議会は、国土交通大臣から諮問された「気候変動に伴う降雨量の増加や海面水位の上昇、人口減少や超高齢化社会の到来、社会構造の変化等を踏まえた水災害対策の今後の取り組み」に対して、「流域治水への転換を推進し、防災・減災が主流となる社会を目指す」ことを提案した。

すなわち、これまでの施設能力を超過する洪水が発生することを前提に社会全体で洪水に備える「水防災意識社会の再構築」を一步進め、河川の流域全体のあらゆる関係者が協働して流域全体で行う「流域治水」へ転換し、持続可能な治水対策を推進するとしたものであり、具体的には、これまでは、河川区域や氾濫域において河川、下水道、砂防、海岸等の管理者が主体となり治水対策を進めてきたが、今後は、集水域と河川区域のみならず、氾濫域も含めて流域全体で、国・都道府県・市町村、企業・住民など流域全体のあらゆる関係者全員が協働して、①氾濫をできるだけ防ぐ対策、②被害対象を減少させるための対策、③被害の軽減、早期復旧・復興のための対策、を総合的かつ多層的に取り組むものである。

令和2年8月、木曾三川下流部高潮・洪水災害広域避難計画(第1版)が策定された。木曾三川下流部は低平地が広がる場所であり、高潮・洪水により想定される浸水域内人口も膨大となり、浸水域内で一時的に身の危険を免れたとしても救助されるまで長期間にわたる孤立状態を余儀なくされる。一方、浸水想定区域外への広域避難については自治体間における調整が十分にできていないのが実態と言わざるを得ない。これより、地域住民が浸水想定区域外に自主的に避難

場所を確保しつつ、暴風の影響が及ばない早期段階での自主的な避難を促すことで、大規模水害による犠牲者の低減を図ることを目的として本計画が作成されたものである。

## 8. おわりに

木曾三川下流部における水災害対策については、河川法が制定される以前は輪中堤の整備により集落を保全するなど、地域に住むあらゆる者が連携して被害の軽減のために活動を行っていた。そしてその後、安全度を向上させるための対策は河川管理者等の行政機関が中心となり、明治20年(1887)に着手された明治改修によって三川分流工事が行われ、昭和34年(1959)の伊勢湾台風災害を契機とした高潮対策事業等の改修を経て、ほぼ現在の姿となったが、木曾三川下流部は我が国最大の海拔ゼロメートル地帯であり、万が一、堤防が決壊すれば壊滅的な被害となる恐れがあり、引き続き堤防強化等の事業を推進するとともに更なる安全度の向上を図らなければならない。

しかし、日本各地で猛威を振るう豪雨等は今後もさらに強大なものとなっていくことが想定される。頻発化する水災害による被害を少しでも減らすためには、施設能力を超過する洪水が発生することを前提に、流域におけるすべての関係者がこれまで以上に協力し、全体の被害を減らすために主体的な参画が求められる。近年、鉄道の計画運休など、リスクに対してあらかじめ備えることによって、速やかに平常状態に戻そうとする機運が高まっている。このような動向も見据えて水災害リスク情報の充実や提供方法の改善を図り、水災害リスクに対する社会の認識を更に高めて、具体的な行動につなげていかなければならない。

**参考文献**

- 1) 木曾三川下流部広域避難実現プロジェクト R2.8 木曾三川下流部高潮・洪水災害広域避難計画（第1版）
- 2) 社会資本整備審議会 R2.7 気候変動を踏まえた水災害対策のあり方について 答申
- 3) 中部地方整備局 木曾川下流河川事務所 2015.1 木曾三川歴史・文化の調査研究資料（KISS0）宝暦治水二六〇年記念 特別号
- 4) 中部地方整備局 木曾川下流河川事務所 2013.3 木曾三川歴史・文化の調査研究資料（KISS0）明治改修完成百周年 特別号
- 5) 中部地方整備局 H20.3（R2.3）木曾川水系河川整備計画
- 6) 東海三県地盤沈下調査会 R2.8 令和元年における濃尾平野の地盤沈下の状況

# ジルコン U - Pb 年代に基づく新潟・富山県境付近の白亜系の堆積年代と後背地

岡村 知浩<sup>1)</sup>

1) 日本物理探鉱株式会社 中部支店

## 1. はじめに

日本列島の形成史の中で白亜紀中頃は大きなテクトニクスの変換点の一つである。西南日本内帯では後期白亜紀の大規模な珪長質火成活動が開始し（例えば, Suzuki et al., 1998; Sato et al., 2016 など), ジュラ紀付加コンプレックスの隆起剥剝が始まった（例えば, 竹内・滝沢, 1991）。一方, 西南日本外帯では四万十帯付加コンプレックスの形成が開始されるなどの重要なイベントが起きている（紀州四万十帯団体研究グループ, 2012）。また, この時期の火成岩類には沈み込む海洋プレート自身が融解したことを示す特異的なアダカイト質岩石が含まれている（貴治ほか, 2000; Imaoka et al., 2014）。

白亜紀中頃の地層の堆積年代を正確に求め, 後

背地解析を行うことは当時のテクトニクスを理解する上で重要である。

新潟・富山県境付近には火山岩類や堆積岩類からなる白亜系（竹内ほか, 2015a）が分布している。既存の研究から, この地層が前述のテクトニクスイベントを記録していることが明らかになっている（竹内ほか, 2015a; 2015b）。そこで閉鎖温度の高いジルコンの U-Pb 年代を用いて詳細な堆積年代決定と後背地解析を行った。

## 2. 地質概説と白亜系の概要

研究地域は日本海に面する新潟県と富山県の県境付近で, 白亜系の陸成層が蓮華帯, 飛騨帯の岩石を不整合に覆っている（図 1, 2）。白亜系は下部白亜系手取層群の水上谷層, 黒菱山層, 及び下部-上

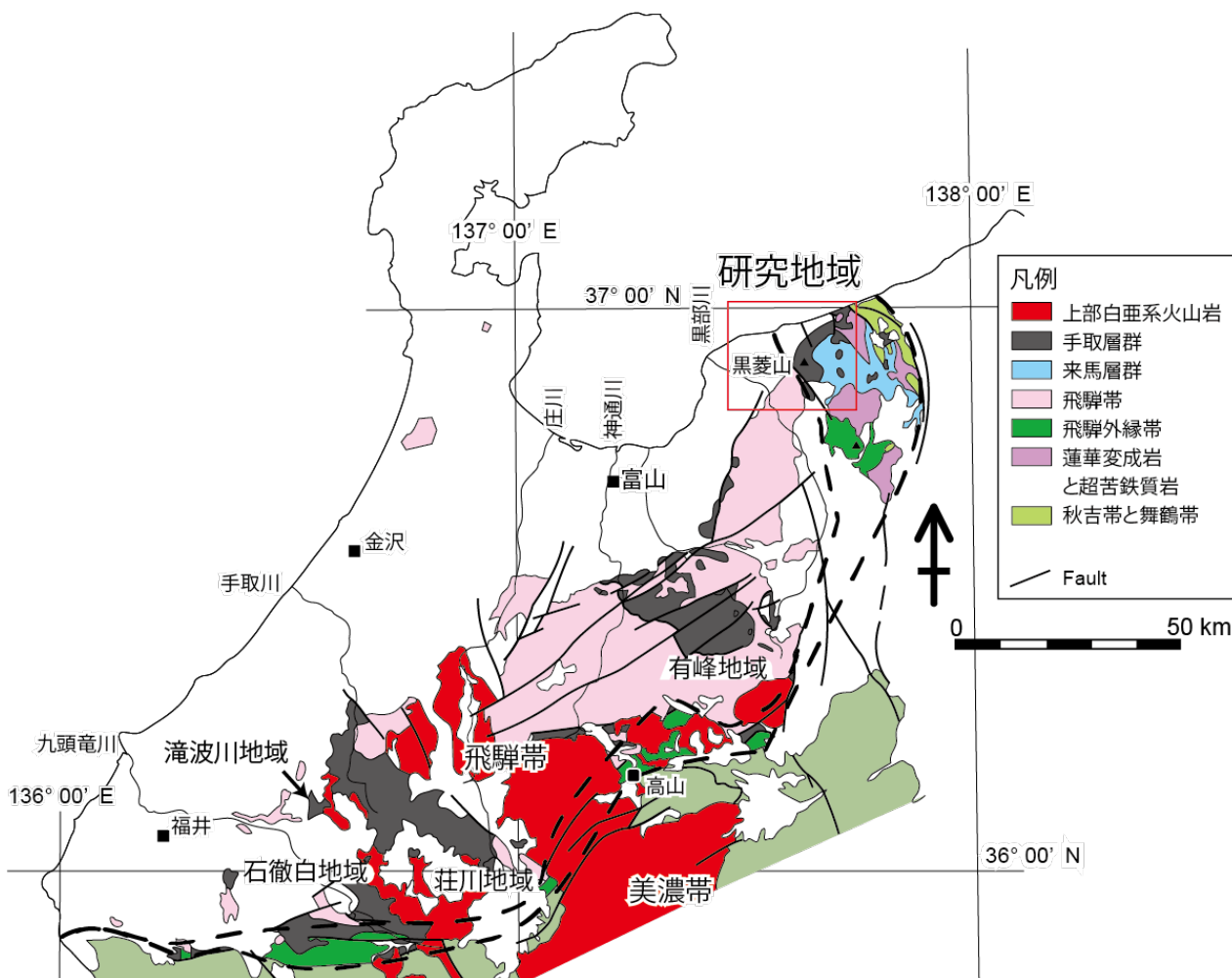


図 1. 北陸地域の新第三紀より古い岩石の概略的な地質図（地質調査所, 1992 を編集）

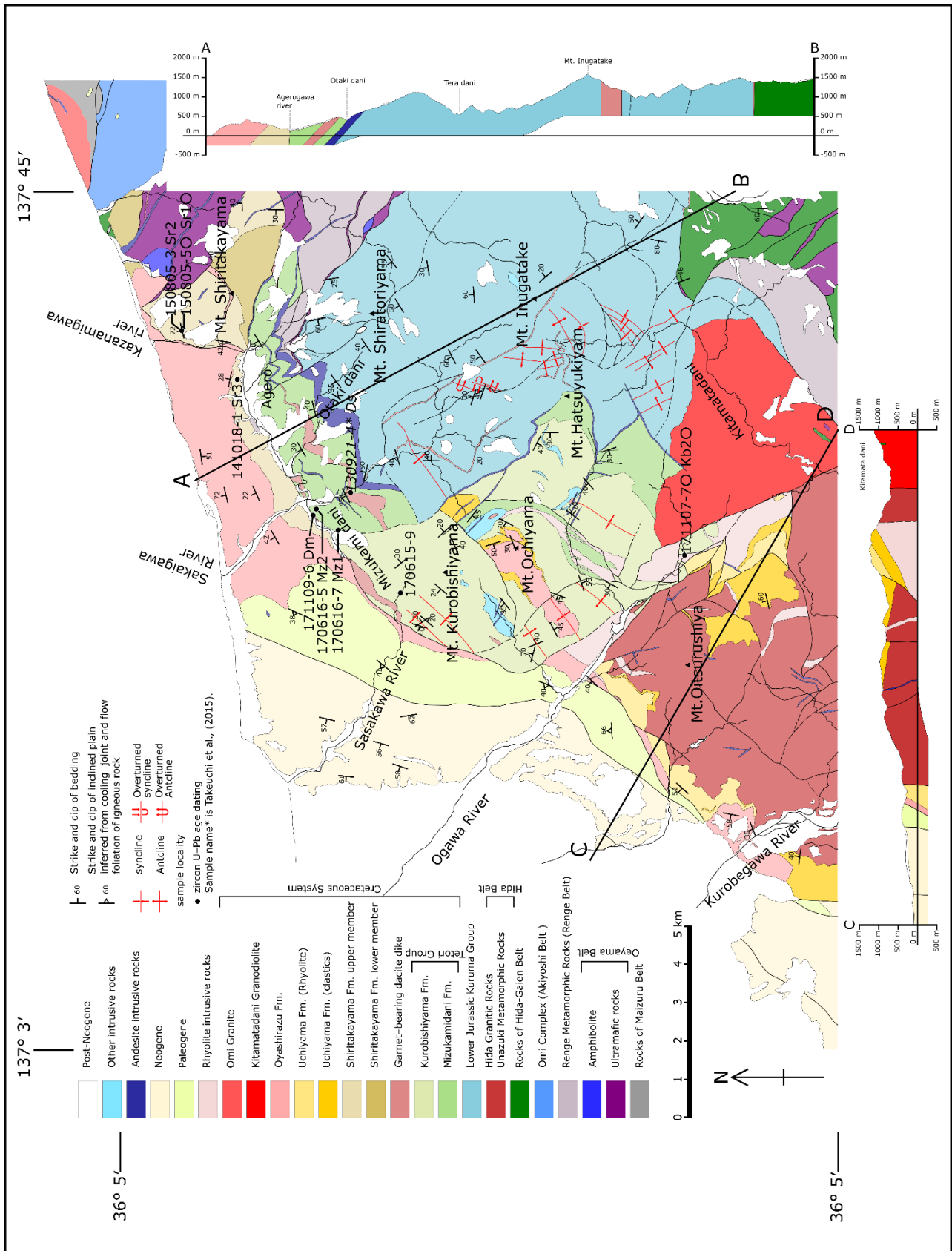


図2. 研究地域の地質図. 竹内ほか (2017, 2018) を編集.

部白亜系尻高山層, 内山層, 親不知層に区分される (図3: 竹内ほか, 2015a).

下部白亜系と下部-上部白亜系は不整合関係である. 主要な2本の含ザクロ石デイサイト岩脈(Ds

と Dm する) が水上谷層と黒菱山層に貫入しており, 片方 (Ds) からは約 109 Ma のジルコン U-Pb 年代が報告されている (竹内ほか, 2015a).

水上谷層は礫岩, 砂岩, 泥岩を主としており, 最

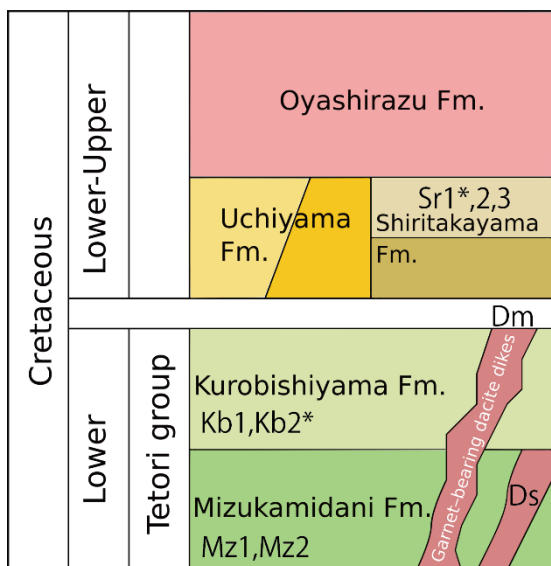


図 3. 研究地域の層序表

下部は凝灰質である。上部の泥岩中に植物破片やレンズ状の石炭を含む。黒菱山層は厚層理の砂岩や礫岩からなる地層である。尻高山層は、礫岩優勢な下部層と砂岩優勢な上部層に分けられる(竹内ほか, 2017)。調査した上部は、主に砂岩や礫岩からなり泥岩を挟む。泥岩中に植物破片やレンズ状の石炭を含む。内山層は尻高山層の同時異相であり、

砂岩や礫岩からなり安山岩・デイサイト質火砕岩や溶岩を挟む。親不知層は主に安山岩質の火砕岩からなり安山岩溶岩、粗粒の自形ザクロ石や黒雲母を含む珪長質火砕岩、砂岩、凝灰岩や火山岩からなる礫岩を挟む。

### 3. 研究手法

ジルコン年代分析用の試料を水上谷層 2 試料 (Mz1, Mz2), 黒菱山層 2 試料 (Kb1, Kb2), 尻高山層 3 試料 (Sr1\*, Sr2, Sr3) および含ザクロ石デイサイト岩脈 (Dm) から 1 試料, 合計 8 試料採取した (図 2, 3)。

ジルコン年代分析は以下の手順で行った。岩石カッターで岩石を厚さ数 cm のスラブに切断し、超音波洗浄を行った。その後オーブンで一日以上乾燥させた。スタンプミルで粉碎し、ふるいわけを行い 250 μm の粉末を使用した。水簸により細粒物質を除去した後、パンニングでジルコンを取り出した。スライドガラス上にエポキシ樹脂でジルコンをマウントし、ダイヤモンドペーストで粒子の半分が露出する程度に研磨した。

CL 像を撮影後、名古屋大学環境学研究科の LA-ICP-MS を用いて、高地ほか (2015) の条件でジル

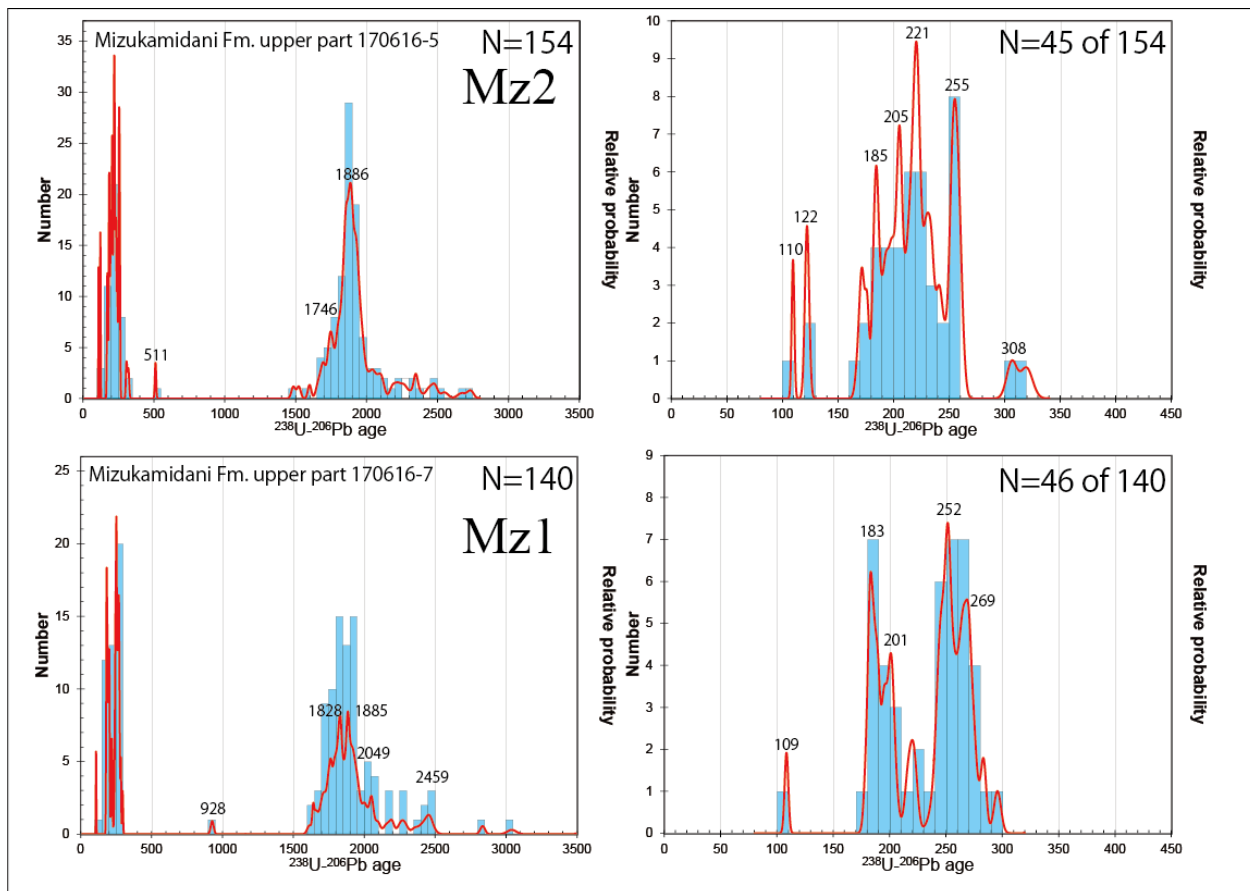


図 4. 水上谷層の碎屑性ジルコン U-Pb 年代

左の図は、0~3500Ma の年代区間、右の図は 0~450Ma の年代区間内のジルコン年代のヒストグラムである。

コン U-Pb 年代を測定した。

含ザクロ石デイサイト岩脈 (Dm)に含まれていた白亜紀の年代のジルコンは複数の年代のクラスターで構成されている。そのため Excel VBA プログラムである Isoplot の Unmix age ルーティン (Ludwig, 2012) により複数のガウス分布に分解し解析した。

#### 4. 結果

水上谷層 (2 試料) のジルコン U-Pb 年代は、共に約 70% の先カンブリア時代の年代のジルコンを含み、残りのほとんどのジルコン年代はペルム紀からジュラ紀を示す (図 4)。白亜紀の年代のジルコンをわずかに含む (Mz1 は 109 Ma の 1 スポット, Mz2 は 110 Ma, 122 Ma の 2 スポット)。

黒菱山層 (2 試料) は、ランダムに測定した Kb1 と自形ジルコンを主に測定した Kb2\* からなる (図 5)。Kb1 は約 71% の先カンブリア時代の年代のジルコンを含み、残りのほとんどのジルコン年代はペルム紀からジュラ紀を示す。白亜紀の年代のジルコンを含まない。Kb2 は約 80% の先カンブリア時代の年代のジルコンを含み、Kb1 と同様の年代構成を示す。白亜紀の年代のジルコンを 1 スポット (131 Ma) 含む。

尻高山層 (3 試料) は、ランダムに測定した Sr2 と Sr3, 自形ジルコンを主に測定した Sr1\* からなる。Sr1\* は先カンブリア時代の年代のジルコンを約 37% 含む。残りのほとんどのジルコンはペルム紀からジュラ紀のジルコン年代を示す。白亜紀の年代のジルコンを含まない (図 6)。

Sr2, Sr3 は先カンブリア時代の年代のジルコンをそれぞれ約 87%, 84% 含む。残りのほとんどのジルコンはペルム紀からジュラ紀のジルコン年代を示す (図 6)。

含ザクロ石デイサイト岩脈 (Dm; 1 試料) のジルコン U-Pb 年代は、主に白亜紀の年代のジルコンからなり、先カンブリアの年代は含まれない (図 7)。Unmix age ルーティンで、104, 109, 115 Ma に分解される。

#### 5. 考察

##### 5.1 堆積年代

水上谷層の上部から採取した砂岩 2 試料に含まれる最も若いジルコン年代は共に約 110, 109 Ma を示す。水上谷層の上部は少なくとも約 109 Ma よりも後に堆積した。

水上谷層に整合的に重なる黒菱山層に含まれる最も若いジルコン年代は約 131 Ma で、水上谷層

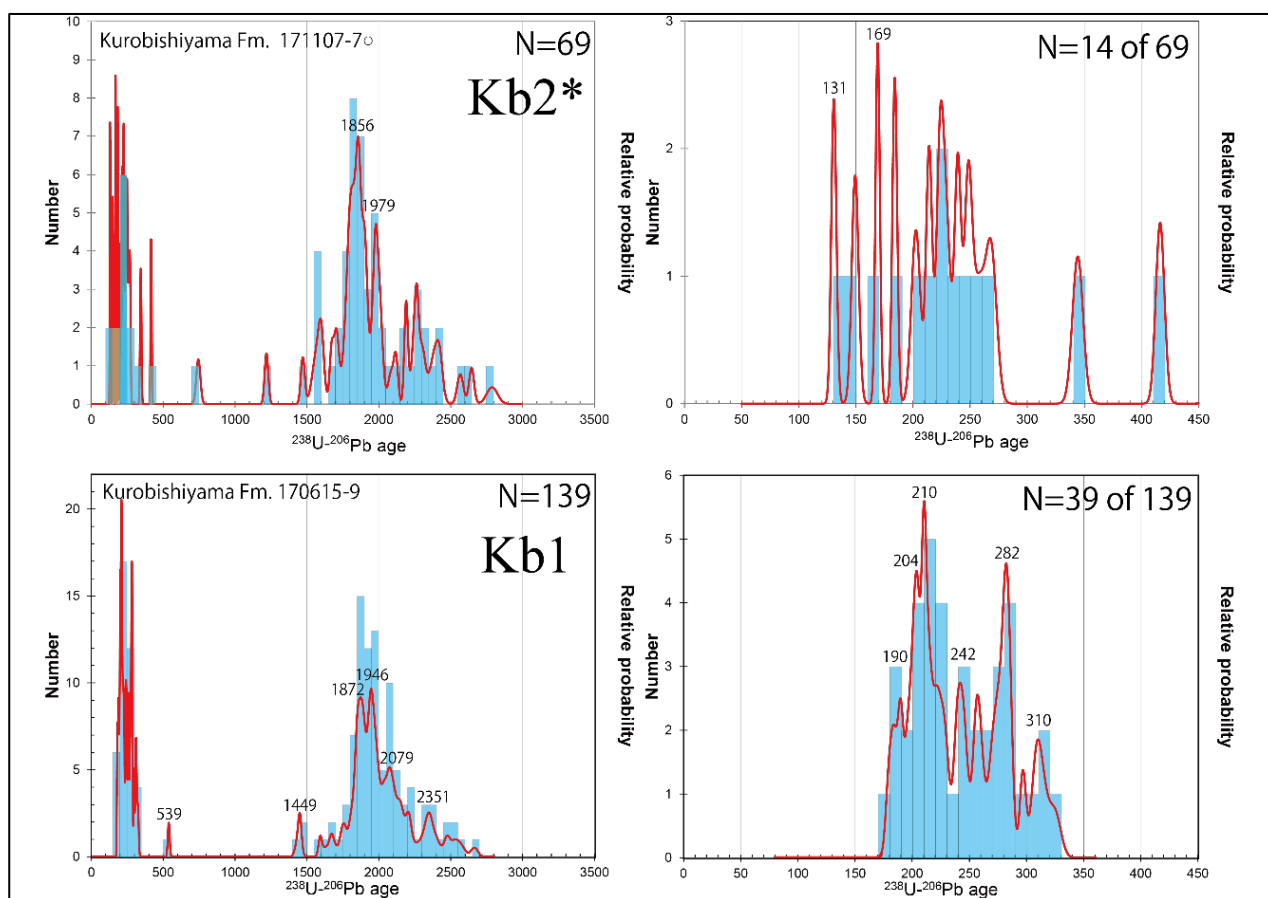


図 5. 黒菱山層の碎屑性ジルコン U-Pb 年代

左の図は、0~3500Ma の年代区間、右の図は 0~450Ma の年代区間内のジルコン年代のヒストグラムである。



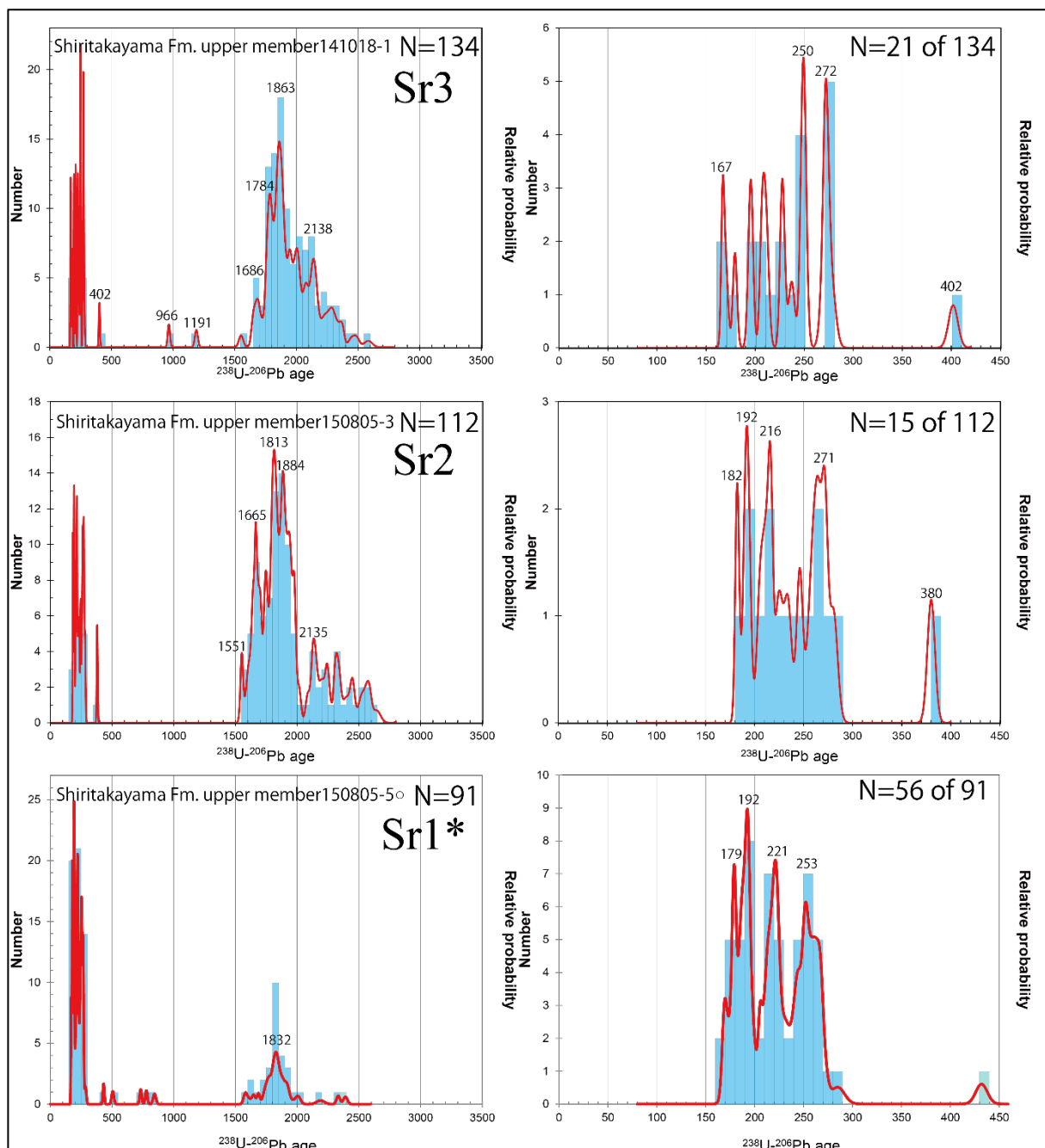


図 6. 尻高山層の碎屑性ジルコン U-Pb 年代

左の図は、0~3500Ma の年代区間、右の図は 0~450Ma の年代区間内のジルコン年代のヒストグラムである。

の 109 Ma よりも若い年代のジルコンは含まれていない。

含ザクロ石デイサイト岩脈 (Dm) の貫入年代を最も若い Unmix age である約 104 Ma と解釈すると、水上谷層、黒菱山層に貫入していることから、水上谷層、黒菱山層は約 104 Ma の時点で堆積が終了していた。水上谷層の最下部の凝灰岩層からは約 123 Ma の年代が報告されていることから (竹内ほか, 2015a), 手取層群は約 123 Ma に堆積が始まり、最大約 104 Ma まで堆積が続いた。

## 5.2 後背地

水上谷層から尻高山層へ先カンブリア時代の年

代のジルコンの割合が約 70%から最大 87%へと増加することから、より大陸から珪長質な碎屑物が多く供給されるようになった。三畳紀やジュラ紀の年代の珪長質な岩石中のジルコン U-Pb 年代としては飛驒帯の飛驒古期及び新期花崗岩類が知られており (Takahashi et al., 2010), 飛驒帯からも碎屑物が供給されていた可能性がある。



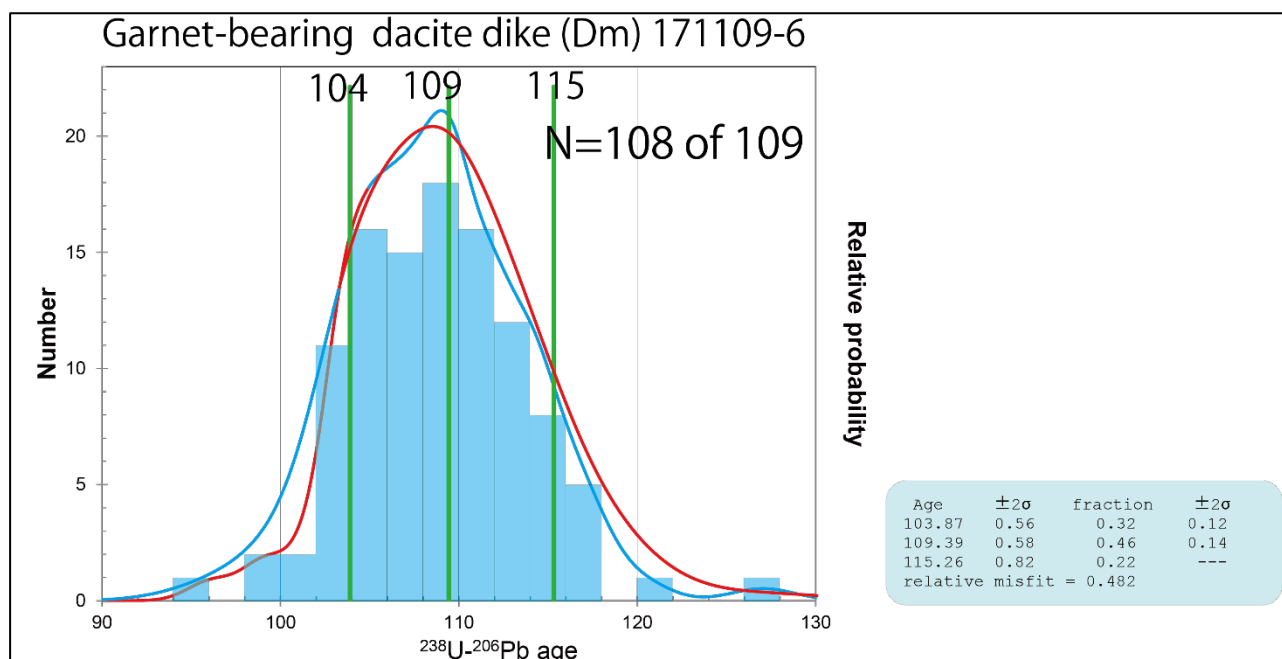


図7. 含ザクロ石デイサイト岩脈 (Dm)のジルコン U-Pb 年代

Unmix age ルーティンによる解析結果をあわせて示した。

## 6. まとめ

(1) 新潟・富山県境付近の白亜系とそれに貫入する含ザクロ石デイサイトよりジルコン U-Pb 年代を報告した。水上谷層の上部が少なくとも 109Ma 以降に堆積したことがわかった。

(2) 水上谷層, 黒菱山層に貫入している含ザクロ石デイサイト岩脈 (Dm) の貫入年代は約 104Ma と解釈される。水上谷層の上部, 黒菱山層は 104 Ma 以前に堆積した。

(3) 水上谷層から尻高山層へ先カンブリア時代の年代のジルコンの割合が約 70%から最大 87%へと増加することから, より大陸から珪長質な碎屑物が多く供給されるようになったことが判明した。三疊紀やジュラ紀の年代の珪長質な岩石中のジルコン U-Pb 年代がみられ, 飛騨帯の飛騨古期・新期花崗岩類に由来すると考えられる。

## 謝辞

本研究を行うにあたってご指導頂いた名古屋大学の竹内誠教授, 吉田英一教授, 東田和弘准教授に感謝する。また山本鋼志名誉教授には LA-ICP-MS 分析において技術協力頂いた。カソードルミネッセンス像撮影において, 元名古屋大学博物館の野崎ますみ氏, 名古屋大学の Simon Wallis 教授 (現東京大学) および瀨藤佑衣博士にお世話になった。

名古屋大学テクニクス研究室の皆様には日頃からお助言およびご協力いただいた。

## 引用文献

- 地質調査所編, 1992, 100 万分の 1 地質図第 3 版, 地質調査所。  
 Imaoka et al., 2014, *Lithos*, 184-187, 105-131.  
 貴治ほか, 2000, *岩鉱*, 29, 136-149.  
 紀州四万十帯団体研究グループ, 2012, *地団研専報*, 59, 25-34.  
 高地ほか, 2015, *地球化学*, 49, 19-35.  
 Ludwig, K.R., 2012, *User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 5, 75p.  
 Sato et al., 2016, *Jour. Volca. Geotherm. Res.*, 310, 89-97.  
 Suzuki et al., 1998, *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 45, 17-27.  
 Takahashi et al., 2010, *Gondwana Research*, 17, 102-115.  
 竹内・滝沢, 1991, *地調月報*, 42, 439-472.  
 竹内ほか, 2015a, *地質雑*, 121, 1-17.  
 竹内ほか, 2015b, *地質雑*, 121, 193-216.  
 竹内ほか, 2017, *泊地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)*, 産総研, 121 p.

## 異なる強度の間伐が高齢スギ人工林の地上部純一次生産に与える影響

中村 聡汰<sup>1)</sup>

1) 日本物理探鉱株式会社 九州支店 技術部

## 1. はじめに

間伐には、残存木の成長を維持させるだけでなく、林内の光環境を改善することで下層植生や表層土壌を保護する効果もあると言われている(藤森 2005). 近年では、より多くの光資源を下層植生へ到達させることや長期施業のためのコスト削減などを目的として強度な間伐が実施されている(下園 2011; 横井ら 2009). しかし、間伐強度の違いが林分や林地に与える影響については十分に明らかになっていない(細田ら 2012; 荒木ら 2010).

森林に求められる機能は、材生産だけでなく、下層植生を含めた生物多様性の保全や炭素固定など多様である. 持続的な森林経営を実現するためには、これらの公益的機能を保持する必要がある. 間伐によって林分の光環境が変化し、リターフォール量や立木の栄養物質の配分など、林分の資源利用方式が変化することは、森林の物質循環にも影響を与える(野口ら 2009). そのため、間伐が与える効果も、幹成長に対してだけでなく、枝、葉、繁殖器官の生産や、それらに含まれる窒素への影響なども合わせて考えることが重要である.

日本の森林は高齢林化が進み、林齢が 60 年を超える林の割合も多くなってきている一方、高齢林の炭素固定能については議論が様々である. 壮齢時までには十分な間伐が行われない森林も多く(中島ら 2007), 間伐によって光環境を改善していく必要がある. 高齢林においても間伐によって直径成長や樹高成長を増加させることができる(大住ら 2000)ことがわかってきているが、一次生産や物質循環に与える影響についての研究事例はまだ少ない(竹内 2005; 正木ら 2013).

そこで本研究では、間伐強度が高齢スギ人工林の地上部純一次生産量(Above-ground Net Primary Production; 以下 ANPP)に与える影響を明らかにすることを目的とし、間伐強度の異なる 3 つの林分でスギの地上部成長量とリターフォール量を測定した. 加えて、間伐がスギの窒素利用様式に与える影響を知るために、リターフォール中の窒素および炭素含有量を測定した. 本研究は以下の 2 つの問いに着目する. (1) 間伐強度が異なると、ANPP とその配分が変化するのか. (2) その過程で、窒素利用様式は変化するのか.

## 2. 方法

## 2.1 調査地

調査は大分県玖珠郡九重町に位置する九州林産株式会社保有の「平家山スギ参考林」で行った. 同参考林は 1922 年に九州電力が山出苗として植林した林分中で優良な林分の一つであり、1963 年に記念として林齢 100 年まで残すために参考林として指定されたものである. 参考林の標高は 672m, 面積は 2.03ha で、林齢は 2012 年時点で 92 年生である調査地から 9km 離れた最寄りの気象台である. 湯布院地域気象観測所のデータによると、2003 年から 2012 年までの 10 年間、年平均気温は 13.2℃, 年平均降水量は 2106.3mm である.



写真 1 調査地空中写真(Google Map より)

試験区設定前の最終間伐は 1967 年に、 $Sr=13\%$  で行われた.

1998 年に間伐強度の異なる 3 つの試験区が設定された. 1991 年に発生した台風の被害木を伐採した区を強度区( $Sr$ : 相対幹距比 $=19\%$ )とし、これに加えて中度区( $Sr=17\%$ ), 弱度区( $Sr=14\%$ )を設定した. 試験区の面積はそれぞれ  $50m \times 50m$  である. 本研究では、各試験区の中に  $30m \times 30m$  のプロットを設置し、さらにそれを  $10m \times 10m$  の 9 つのサブプロットに分けて調査を行った.





写真 2 試験区下層と林分密度 強度(左), 中度(中央), 弱度(右)

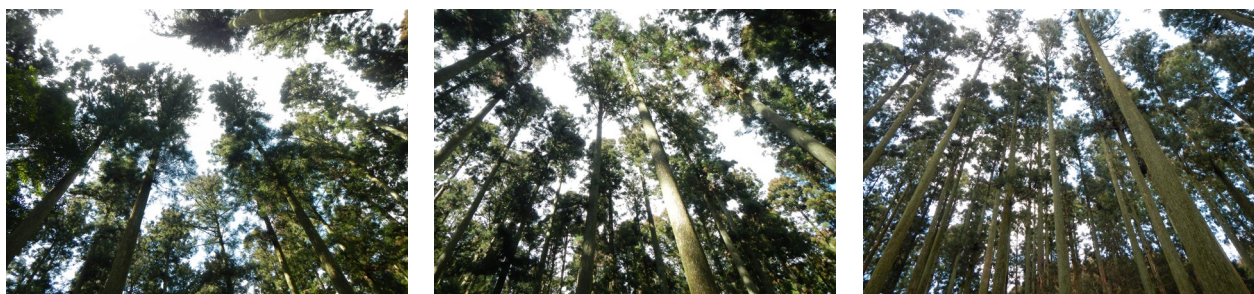


写真 3 試験区樹冠 強度(左), 中度(中央), 弱度(右)

## 2.2 調査方法

調査区に生育している個体の樹高, 胸高周囲長を測定した. また, 各サブプロットで林冠閉鎖度, リターフォール量を調査した. 樹高は 2012 年 10 月, 胸高周囲長は 2012 年 10 月, 2013 年 10 月, 2015 年 3 月に測定した. 樹高はバーテックス, 胸高周囲長は地上 1.5m 部分をスチールメジャーで測定し, 値を円周率で除して胸高直径(Diameter at the Breast Height; 以下 DBH)を算出した. 林冠閉鎖度は, 各サブプロットの中心にて地上高さ 2m で全天写真を撮影し, Gap Light Analyzer(GLA)を用いて算出した.

リターフォールは開口面積 0.5m<sup>2</sup>のリタートラップを各サブプロットの中心に1つずつ設置して採集した. トラップの中に溜まったリターを 2012 年 12 月から 2014 年 8 月まで 2 ヶ月ごとに回収した. 回収したリターは 70°C で 48 時間乾燥した後, 「スギ葉」「球果」「雄花」「スギ枝皮」「その他葉」「その他」に分類し, それぞれ重量を測定した. また, スギ葉の一部を電動ミルで粉碎し, CN コーダー(Yanaco MT-700)を用いて炭素および窒素含有量を測定した.

測定値の試験区間の比較は分散分析を用いた.

## 3. 結果

### 3.1 林分構造

林分構造の間伐強度による違いを表 1 に, 分散分析の結果を図 1 に示す. 平均 DBH はプロット

間で差がなかった. 胸高断面積合計(Basal Area; 以下 BA)は, 平均値に違いはなかったが, 弱度区で標準偏差が小さく, ばらつきが小さかった. 平均樹高は強度区で低く, 中度区と弱度区で差はなかった.

DBH の成長量は, 弱度区で小さかった. BA の成長量に差はなかったが, 強度区で標準偏差が大きく, 弱度区で小さかった. 林冠閉鎖度は中度区が大きかった. 強度区と弱度区に差はなかったが, 強度区の方が標準偏差が大きかった.

### 3.2 リターフォール

各器官のリターフォール量と, スギ葉中の炭素・窒素含有量の間伐強度による違いを表 2 に示す. 分散分析の結果はリターフォールを図 2-1 に, 炭素・窒素含有量を図 2-2 に示す. 試験区ごとの総リターフォール量に違いはなかったが, 強度区でばらつきが大きかった. スギ葉リターも同様であった. リターフォール中の球果量は強度区で大きかった. 雄花量は強度区で大きく弱度区で小さかった. スギ枝皮は弱度区で大きく, 強度区と中度区で差はなかった. その他葉は試験区間で差はなかった. その他も同様であった.

スギ葉中の炭素含有量は, 中度区で大きかった. 強度区と弱度区に差はなかったが弱度区で標準偏差が大きかった. 窒素含有量は, 強度区で小さく, 弱度区で大きかった.

	樹高(m)	DBH(cm)	BA(m <sup>2</sup> /ha)	DBH 成長量(cm/yr)	BA 成長量(m <sup>2</sup> /ha/yr)	林冠閉鎖度(%)
強	36.1	56.0	62.0	0.48	1.0	87.5
中	38.8	59.6	75.9	0.44	1.1	89.1
弱	38.9	55.5	81.7	0.26	0.79	88.2

表 1 林分構造の間伐による違い. 各試験区の平均値を示す.

	リターフォール量(Mg/ha/yr)							含有量(%)	
	スギ葉	球果	雄花	スギ枝皮	その他葉	その他	合計	炭素含有量	窒素含有量
強	1.5	0.32	0.45	0.09	0.05	0.22	2.63	49.1	0.51
中	1.5	0.18	0.36	0.09	0.04	0.21	2.40	49.9	0.53
弱	1.6	0.18	0.30	0.13	0.04	0.25	2.49	49.4	0.67

表 2 リターフォール量とスギ葉リター量の炭素・窒素濃度の間伐による違い. 各試験区の平均値を示す.

## 4. 考察

### 4.1 林分構造

間伐の実施から 14 年経った 2012 年時点で DBH, BA に差がなかったことから, 異なる強度で間伐を施しても, 一定期間が経つと BA や DBH に差は無くなると言える. また, 強度に間伐を施すと, 個体あたりの直径成長は大きくなるが, 林分あたりの BA の成長量では中度や弱度の間伐区との違いはなかった. 荒木ら(2010)によると間伐後の 5 年間では樹高や DBH で差があったことから, 間伐後すぐは間伐強度の違いが成長量に影響を及ぼすが, 時間の経過とともにその差が小さくなると推察される. そのため本調査期間では, 林分あたりの木材生産量の間伐強度による違いはあまりなかったと考えられる.

調査区ごとにみると, 強度間伐区では BA やその成長の空間的ばらつきが大きかったことから, 間伐によって立木の地上部のサイズや形状の不均一性が高くなると考えられる. 強度区の樹高が低かったのは, 試験区の設定方法の違いの影響が考えられる. 試験地設定の際, 強度区は台風の被害を受けた個体を伐採したのに対し, 中度区・弱度区は間伐強度を設定した後に間伐が実施されたため, 強度区は強風などの被害を受けにくい樹高の小さい個体が優先的に残っている可能性がある. 中度区と弱度区で樹高に差がなかったことから同様に考えることができ, 高成長は林分の密度の影響を受けないという Skovsgaard and Vanclay (2008)の結果と一致する.

林冠閉鎖度と間伐強度の関係は, 強度間伐によって樹冠が大きくなる傾向があるとされる(出口ら 2012)が, 今回の結果はこれにあてはまらない.

樹冠については, 斜面の位置や樹高など, 他の要因との関係を絡めて今後調査していく必要があると言える.

### 4.2 リターフォール

総リター量が強度区でばらつきが大きかったのは, リターフォールの中で最も大きな割合を占めるスギ葉の影響であると言える. 強度区でスギ葉のばらつきが大きかったのは, BA や樹冠閉鎖度の結果から推察された, 立木の地上部の空間的ばらつきによるものだと考えられる. 球果や雄花のリター量が強度区で多いことから, 強い間伐は繁殖器官への配分を増加させると考えられる. この結果は清野ら(2003)と一致する.

スギ葉リターの窒素含有量が間伐強度ごとで異なったのは, 光資源量との関係が考えられる. 強度間伐によってスギの葉がより多くの光資源を得ると, 光合成生産物である炭素成分は増加する. 一方で窒素成分は土壌から根によって吸収されるのみで間伐による量変化は無いため, 相対的に樹木が獲得する窒素量が減少することになる. 結果, スギは単位葉重あたりの窒素含有量を減少させることで窒素利用効率を上げたと推察される.

## 5. 結論

間伐後 14 年が経過した高齢の平家山スギ参考林では間伐強度の違いは ANPP に影響を与えていなかった. ANPP に差はなかったが, 強度間伐区で胸高断面積合計のばらつきが大きかったことから, 強度な間伐は立木の不均一性を高める可能性がある. それによってリターフォール量にも影

響を与えることが推察される。一方、光合成産物の配分は間伐強度によって異なった。強度に間伐を実施すると繁殖器官への資源配分が増加するため、花粉生産量なども増加する可能性がある。また、強度間伐区でスギの窒素利用効率が増加したことから、間伐強度の違いはスギ人工林の窒素循環にも影響を与えることが示唆された。窒素利用効率については単位葉あたりの最低量がある

ため、光合成との飽和点がある(牧野ら 1994)。光資源との関係という点では、樹冠閉鎖度だけでなく樹冠半径や樹冠透過率も資源利用に影響を与える要因として考えられる。今後研究を継続していく上では、これらの要因との関係を探ることも課題として挙げられる。

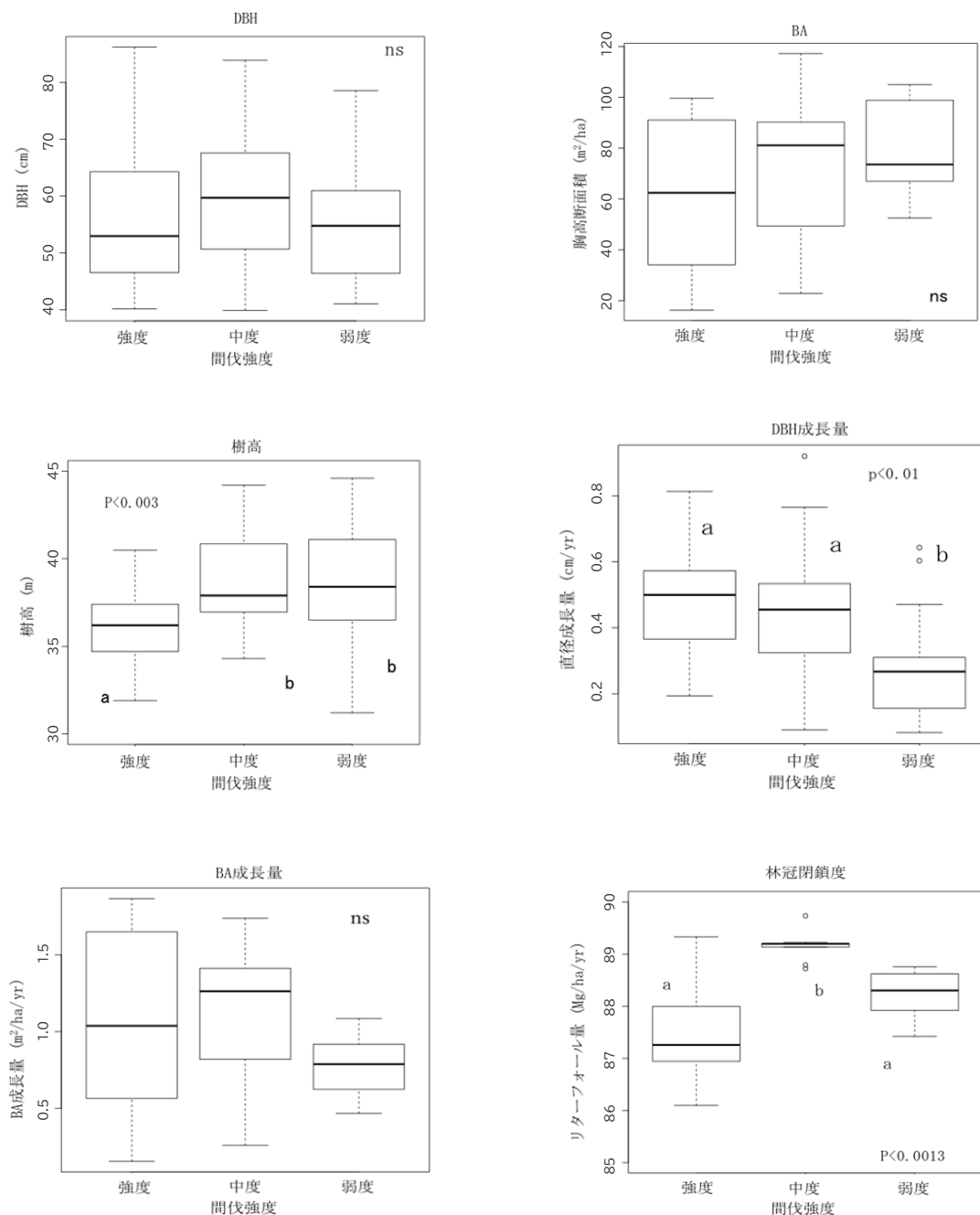


図1 間伐強度による林分構造の違い

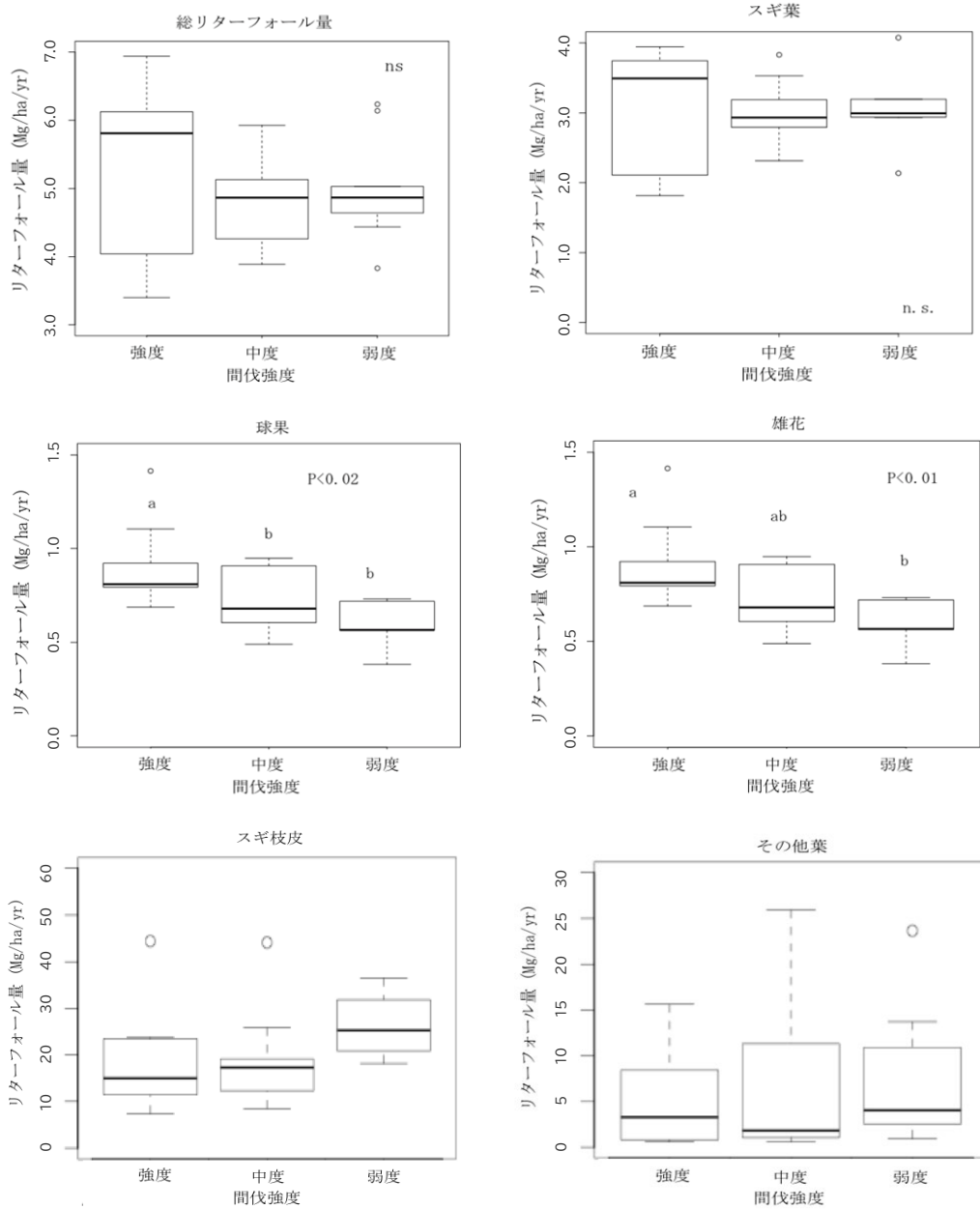


図 2-1 間伐強度によるリターフオール量の違い

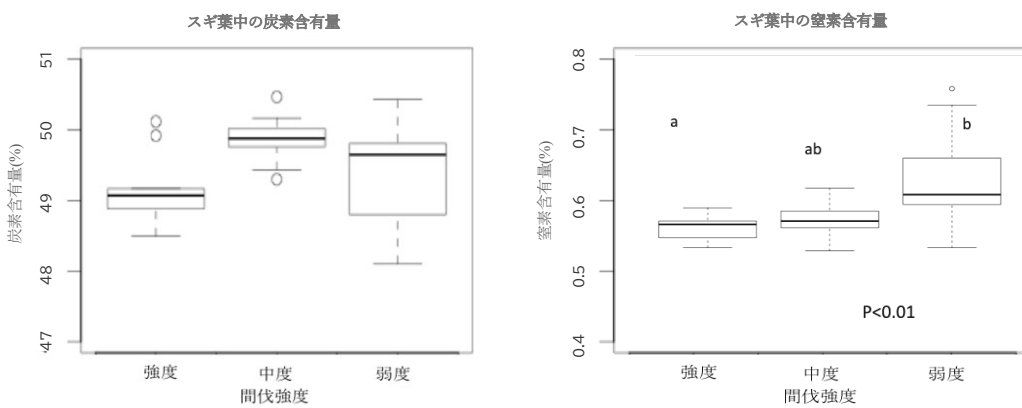


図 2-2 間伐強度によるスギ葉の物質利用の違い  
炭素(左), 窒素(右)

## 6. 謝辞

平家山スギ参考林は九州林産株式会社, 九州大学農学部森林計画学研究室によって設定され, 林分動態等が継続的に定期調査されている. 本研究の実施にあたり, 試験地利用の許可を始め多くの方々の協力を得た. また, 論文作成にあたり九州大学農学部森林生産制御学研究室の榎木准教授をはじめ多くの先生方から助言やお力添えをいただいた. ここに深く謝意を申し上げる.

### 参考文献

- 1) 荒木眞岳・重永英年・奥田史郎(2010) スギ人工林における強度間伐が残存木の成長に与える影響. 九州森林研究 63, 60-63
- 2) 出口謙一・佐藤明・菅原泉・上原巖(2012) スギ人工林での間伐強度の違いにおける樹冠計上への影響. 第123回日本森林学会大会
- 3) 藤森隆郎(2005) 間伐はなぜ必要か. 森林科学 44, 4-8.
- 4) 細田和男・西園朋広・佐野真琴・高橋與明・光田靖・家原敏郎(2012) 間伐強度の異なるヒノキ人工林における35年間の炭素固定量の比較. 森林計画誌 46,1~14
- 5) 清野嘉之・奥田史郎・竹内郁雄・石田清・野田巖・近藤洋史(2003) 強い間伐はスギ人工林の雄花生産を増加させる. 日林誌 85, 237-240
- 6) 牧野周, 前忠彦(1994) C<sub>3</sub>型植物葉の最大光合成能力と葉身窒素. 化学と生物 1994年32巻6号409-413
- 7) 中島耕平・植木達人(2007) 長伐期大径化施業へ向けた壮齡カラマツ人工林の強度間伐に関する研究. 森林計画誌 41, 31-59
- 8) 野口享太郎・平井敬三・高橋正通・相澤州平・伊藤優子・重永英年・長倉淳子・稲垣善之・金子真司・釣田竜也・吉永秀一郎(2009) 北関東のスギ人工林における地上部炭素・窒素動態に対する間伐の影響. 森林総合研究所研究報告 413,205-214
- 9) 大住克博・森麻須夫・桜井尚武・斎藤勝郎・佐藤昭敏・関剛(2000) 秋田地方で記録された高齡なスギ人工林の成長経過. 日林誌 82 179-187
- 10) 下園寿秋(2011) 鹿児島県森林技術総合センター研究報告14, 12-17
- 11) 正木隆・櫃間岳・八木橋勉・野口麻穂子・柴田銃江・高田克彦(2013) スギ林における壮齡時の間伐は樹高の長期的な成長にどのように影響するか? 日林誌 95, 227-233
- 12) Skovsgaard and Vanclay (2008) Forest site productivity: a review of the evolution of dendrometric concepts for even-aged stands. An International Journal of Forest Research 81, 13-31
- 13) 竹内郁雄(2005) スギ高齡人工林における胸高直径成長と林分材積成長. 日林誌 87, 394-401
- 14) 横井秀一・井川原弘一・渡邊仁志(2009) 下層植生が衰退したヒノキ人工林における間伐後2年間の下層植生の変化. 岐阜県森林研究所研究報告 38, 17-26



## 琉球海溝南西部で発生する超低周波地震とプレート間

### カップリング領域との関連性に関する研究

屋嘉部 蓮<sup>1</sup> 中村 衛<sup>2</sup>

1) 日本物理探査株式会社 九州支店

2) 琉球大学大学院 理工学研究科 物質地球科学専攻

#### 1. はじめに

##### 1.1 沈み込み帯におけるスロー地震

近年の地震学の発展により、沈み込み帯では、プレート運動で蓄積したひずみは地震として解消されるだけでなく、スロー地震として解消されることが明らかになってきた。スロー地震とは、その破壊伝搬速度が普通地震と比べて非常に遅く破壊継続時間が長い地震の総称である。破壊が非常にゆっくりと進行するため、高周波の地震動をほとんど放出しない、または全く放出しない地震現象である。例えば Mw3.0 の普通地震とスロー地震を比較すると、普通地震の破壊継続時間は 0.3 秒であるのに対し、スロー地震の破壊継続時間は 10 秒と破壊継続時間が長い (Ide et al., 2007)。

スロー地震は破壊継続時間によってスロースリップイベント (Slow Slip Event, SSE), 超低周波地震 (Very Low Frequency Earthquake, VLFE), 低周波地震 (Low Frequency Earthquake, LFE), ETS (Episodic Tremor and Slip) に分けることができる。SSE は、破壊継続時間から長期 SSE と短期 SSE に分けられる (Ide et al., 2007)。長期 SSE の一般的な破壊継続時間とマグニチュードはそれぞれ約 5 か月および Mw7 クラスである。短期 SSE の一般的な破壊継続時間とマグニチュードはそれぞれ約 3-7 日および Mw5-6 である。SSE は GNSS, ボアホール傾斜計, ボアホールひずみ計で観測できる。VLFE の一般的な破壊継続時間とマグニチュードは 20-50 秒および Mw3.0-4.0 である。VLFE は周波数 0.02-0.05Hz の地震波を多く放出するため、VLFE で発生したこの周波数領域の表面波を広帯域地震計で観測できる (Ide et al., 2007)。LFE の破壊継続時間は 0.1-1.0 秒である。1-10Hz の周波数帯に卓越した地震波を放出するため、広帯域地震計および短周期地震計で観測できる (Ide et al., 2007, Obara and Kato, 2016)。このような様々なスロー地震は、ある時期に時空間的に隣接して発生することがある。その例として ETS がある (Obara and Kato, 2016)。ETS はプレート境界面の深い領域で発生する短期 SSE, 超低周波地震, 低周波地震の連続的な現象を示す。 (Obara

and Kato, 2016)。

このようなスロー地震は南海トラフをはじめとして様々な沈み込み帯で観測されている。南海トラフではプレート境界の浅部から深部にかけて、浅部 VLFE, 巨大地震発生帯, 長期 SSE, ETS, 深部 VLFE が分布している (Obara and Kato, 2016)。巨大地震発生帯の浅部側で発生する VLFE は日向灘から紀伊半島沖にかけて海溝軸に沿って 5 か所でクラスターを形成している (Obara and Ito, 2005)。日本海溝では、南海トラフとは異なり、スロー地震の分布が深さ方向ではなく走向方向に変化している (Nishikawa et al., 2019)。2011 年東北地方太平洋沖地震の破壊領域ではスロー地震は発生しておらず、その海溝軸に沿った南北側で群発地震, 繰り返し地震, VLFE, 微動, SSE が同じ領域で発生している。

##### 1.2 琉球海溝でのスロー地震活動

これまでの研究により、琉球海溝でもスロー地震が発生していることが明らかになっている。琉球列島南部の西表島直下では、1997 年から 2007 年の間に SSE が約 20 回発生した (Heki and Kataoka, 2008)。SSE は半年に 1 回, 繰り返し発生している。Ando et al. (2012) では、防災科学技術研究所の広帯域地震観測網 F-net と台湾の広帯域地震観測網 BATS の観測点で 2007 年に観測された波形データを使用し、琉球海溝沿いで発生する VLFE の CMT 解を決定した。その結果、多くの VLFE が琉球海溝沿いに分布しており、かつ CMT 解から VLFE が低角逆断層型として発生していることを明らかにした。Nishimura (2014) では、琉球海溝に沿って、1997 年から 2013 年の間に発生した短期 SSE を多数検出した。Nakamura and Sunagawa (2015) では、F-net と大学間地震学研究所連合 (Incorporated Research Institutions for Seismology : IRIS : アメリカ) の観測点を使用し、2002 年から 2013 年までに南西諸島で発生した VLFE の解析を行った。その結果、VLFE が琉球海溝に沿って発生し、かつ奄美

大島, 沖縄本島, および八重山諸島の3地点でより活発に発生しクラスターを形成していることを明らかにした. Nakamura (2017) では2004年4月から2015年12月までに観測された気象庁の短周期地震計の波形を使用して, 琉球海溝中南部のVLFEに伴うLFEの活動と分布を調査した. その結果, 沖縄本島・八重山諸島で共に, LFEは海溝軸から30-50 km離れた地点で発生していることを明らかにした. この場所は沈み込んだプレートが10-20 kmの地点にあたる. また, 沖縄本島付近と八重山諸島にあるVLFEクラスターで発生したLFEとVLFEは, このVLFEクラスター付近で発生したSSEに誘発されて発生する傾向があることを示した.

### 1.3 台湾東沖のプレート間カップリング領域

台湾東沖の琉球海溝南西端には, プレート同士が固着しているプレート間カップリング領域(固着域・LA)が分布する(図1)(Hsu et al., 2012).

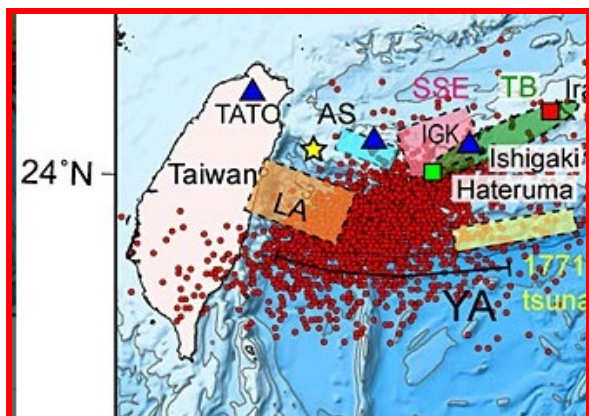


図1. 琉球海溝南西部のVLFE分布  
(Nakamura and Sunagawa, 2015 より)

一方, 琉球海溝南西部ではVLFEの分布は22-24° N, 121-125° Eに広範囲におよび, 琉球海溝南西端のプレート間カップリング領域の半分はVLFE発生領域となっている(Nakamura and Sunagawa 2015).

### 1.4 本研究の目的

Nakamura and Sunagawa (2015)では, 震央決定する際に, VLFEの表面波の最大振幅の到達時間を読み取り, その走時を用いて震央位置をグリッドサーチで決定している. しかし, この解析法には弱点がある. 異なる観測点で読み取った最大振幅となる波が同一の波とは限らないことであ

る. 周期20-50秒の表面波は立ち上がり不明瞭で複数の波群として観測点に到達する. このとき, ある観測点で最大振幅になった波と, 別の観測点で最大振幅になった波が同一の波である保証はない. 地下構造の不均質や地震波放出パターンの方位依存性によって, 異なる波を読み取っている可能性がある. この場合, 1波長以上ずれた波のピークを読み取っていることになるので, 周期20-50秒の波の場合, 到達時間を20-50秒以上誤って読み取っていることになる. このことは, 正しく読み取られたデータで決定したイベントと, 誤りを含むデータで決定したイベントが震央分布に混在することを意味する. さらに, 観測点配置も震源決定精度を低下させる要因となっている. 南西諸島のF-net観測点は島にのみ分布しているため非常に直線的である. この場合, 島からの位置とVLFEの発生時刻との間にトレードオフが働く. 言い換えると, VLFEが島から遠いところで早く発生した場合と, VLFEが島に近いところで遅れて発生した場合, 地震波が島に到達する時間に差が見られない. そうすると, 直線的な観測点配置の場合, 島に近いところで起こったのか, それとも離れたところで起こったのかを区別することはできない. これら2つの問題を解決するため, 本研究では2つの改良をおこなった. まず, 最大振幅到達時刻を用いる方法の代替として, 2種類の解析法, センブランス法とテンプレート相互相関法を採用した. 次に, 観測点配置の問題を解決するため, F-netに加えて公益財団法人地震予知総合研究振興会(ADEP)とBATSの観測点を組み合わせて, 琉球海溝南西部のVLFE震央の再決定を行った. この方法で得られた詳細な結果を用いて, 琉球海溝南西部におけるVLFEの分布, 他のスロー地震の分布との関係, および琉球海溝南西端でのプレート間カップリング領域とVLFEの位置関係を明らかにする.

## 2. データと方法

本研究では, 3観測網の広帯域地震波形記録の上下動成分を使用し, センブランス法とテンプレート相互相関法をおこなって震央を決定した.

### 2.1 使用した観測網, 地震波形

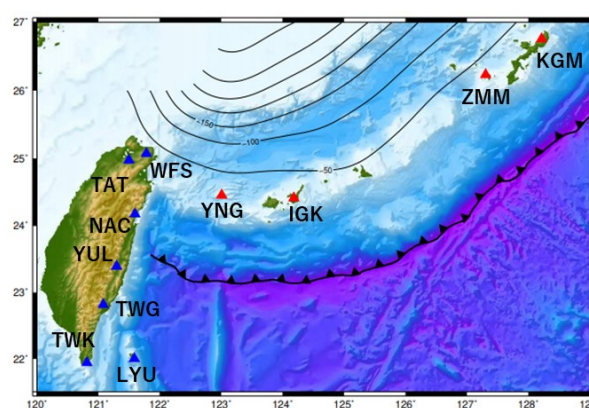
F-net, ADEP, およびBATSの広帯域地震波

形を使用した。VLFE の検出及び震央決定には、VLFE のレイリー波を使用した。センブランス法とテンプレート相互相関法どちらでも、レイリー波を抽出するために、広帯域地震計記録に 0.02-0.05Hz のバンドパスフィルタ処理をかけた。また、ローカルな地震の実体波を検出するため、広帯域地震計記録に 1Hz のハイパスフィルタ処理をした。

## 2.2 センブランス法

センブランス法とは、複数の観測点（地震アレイ）で取得された地震波形に対し、震源及び発生時刻を仮定して地震波形間の到達時間差を計算し、その時間差を補正した波形に対して相関を計算する解析方法である (Asano et al., 2008)。仮定した震源が正しい場合、波形間の相関（センブランス値）が最大となる。解析期間は使用した観測点の組み合わせにより 3 期間に分けている。① 2005 年 1 月から 2013 年 12 月、② 2015 年 1 月から 12 月、③ 2016 年 1 月から 2018 年 12 月である。それぞれの期間で使用した観測点分布を図 2 に示す。解析期間を分けた理由は、その期間に使用できる観測点が異なるためである。①の期間と、②および③の期間では、BATS の観測点および ADEP の観測点配置が異なる。ADEP は八重山諸島で 2014 年 11 月に観測開始した。そのため、①の期間（図 2 上）と②および③の期間（図 2 下）を分けた。また、2015 年の 1 月から 12 月は ADEP の MIY と TRM で波形のノイズが大きく、またデータ欠損期間が多く見られデータが不揃いであった。そのため②の期間では MIY と TRM のデータを外して解析した。その結果、①の期間では F-net4 点と BATS7 点の計 11 点、②の期間では F-net4 点、BATS7 点、ADEP1 点(HTR)の計 12 点、③F-net4 点、BATS7 点、ADEP3 点の計 14 点を使用した。また、②と③の期間では ADEP 点を加えていない F-net4 点、BATS7 点の計 11 点での解析もおこなった。解析手順はまず 0.02-0.05Hz のバンドパスフィルタリング処理した波形を用いてセンブランス解析を行った。センブランス値が 0.6 以上になったものをイベントとし、次に遠地地震の表面波がイベントとして誤検知されているため、アメリカ地質調査所(USGS)の震源カタログを用いて該当するイベントを探

した。もし該当する遠地地震があった場合は、そのイベントを除去した。さらに、検出したイベントの中から、オリジナルの波形に 1Hz のハイパスフィルタ処理をし、近傍で発生した普通地震でないことを確認した。チェックするにあたり、波形解析ソフト The seismic analysis code (SAC)を使用した。イベントの到達時刻にハイパスフィルタ処理をした波形にも地震波が記録されている場合、このイベントは普通の地震である可能性が高い。この場合、このイベントは除去した。また表面波がはっきりと捉えられていない観測点があるイベントを目視で除去し、最終的に残ったイベントを VLFE とした。検出された VLFE の震源の深さは 0 km と設定している。



▲ : F-net    ▲ : ADEP    ▲ : BATS

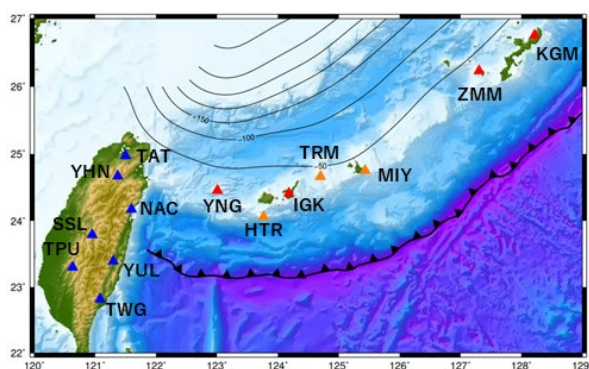


図 2. センブランス法で使用した観測点  
上 : 2005-13 年 下 : 2015-18 年

## 2.3 テンプレート相互相関解析

テンプレート相互相関解析とは、実際に発生した地震（普通地震および VLFE）をテンプレートイベントとして、観測点におけるテンプレートイベントの波形と、任意の時刻における観測点での



波形の相互相関を計算し、類似する波形を検出する解析方法である。テンプレートイベントとしては、検出したい VLFE と同じメカニズム解であるものが望ましい。VLFE は低角逆断層型なので (Ando et al., 2012), 琉球海溝で発生する低角逆断層型の普通地震をテンプレートイベントとして選択した (Asano et al., 2015)。使用した観測点は F-net2 点, BATS8 点である。解析期間は 2005 年 1 月から 2018 年 12 月である (図 3)。テンプレートイベントとして, 2009 年 4 月 29 日 17 時 21 分 57.7 秒に  $23.861^{\circ}$  N,  $123.367^{\circ}$  E で発生した Mw5.2, 深さ 35 km の普通地震を選んだ。このイベントは逆断層型地震であり, プレート境界面で発生した地震である。解析手順はまず, テンプレート波形および解析を行う波形に 0.02-0.05Hz のバンドパスフィルタ処理をした。次にテンプレート相互相関の計算をおこなった。その中で平均 CC 値が最大の位置・時刻を VLFE の震央・発生時刻とした。次にセンブランス法と同様の手法で誤イベントを除去し, 最終的に残ったイベントを VLFE とした。震源の深さは 0 km と設定している。

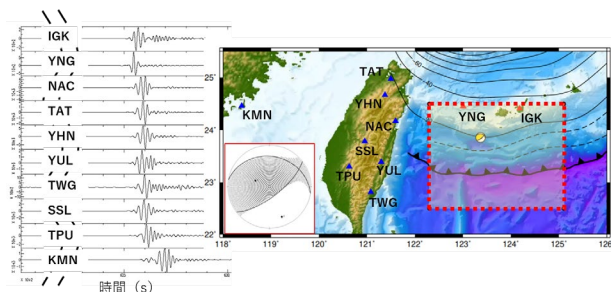


図 3 使用した観測点分布と CMT 解と解析エリア (右) と使用した波形の上下動成分 (左)

## 2.4 CMT インバージョンを使用した VLFE の CMT 解析

検出された VLFE がプレート境界面で発生しているかを確認するため, CMT 解析をおこなった。CMT 解析とは理論的な地震波形と観測波形を比較することで, メカニズム解を求める方法である (福山・他, 1998)。解析はセンブランス法で得られた VLFE イベントの中から, S/N 比の高いイベントを選択する。次に VLFE が発生した時刻の前後 3 分間の波形記録を, 震央に近い F-net 観測点から取得する。その波形に 0.02-0.05Hz の

バンドパスフィルタ処理をする。震央距離と深さを設定して各成分のグリーン関数を計算し, 理論波形とする。これらの波形を用いて波形インバージョンをおこなう。CMT 解の深さは 5-35 km まで, 3 km 刻みで変化させて, 深さとともに CMT 解がどのように変化するかを調べた。

## 3. 結果

### 3.1 センブランス法 : 2005-2013 年

VLFE は琉球海溝に沿って分布している (図 4)。2005-2013 年の間に VLFE を 120 個検出した。全体では毎年平均 13 個発生していた。VLFE の分布は, 大きく 3 つの活発な領域に分けられる。一つは  $23.4-23.6^{\circ}$  N,  $123.0-124.0^{\circ}$  E に分布する (Area1)。2つ目は  $23.5-23.8^{\circ}$  N,  $124.0-125.0^{\circ}$  E に分布する (Area2)。3 つ目は  $23.4-23.7^{\circ}$  N,  $25.0-126.0^{\circ}$  E に分布する (Area3)。各 Area の活動度はほぼ同じである。各領域での VLFE の個数は, Area1 で約 50 個, Area2 で約 20 個, Area3 で約 30 個であった。Area1, Area2, および Area3 のクラスターは Area1-2 間で約 50 km, Area2-3 間で約 150 km は離れており, クラスター間にはほとんど VLFE の発生しない活動のギャップが見られる。

### 3.2 センブランス法 : 2015-2018 年 (ADEP 有)

解析期間は 2015 年と 2016-2018 年で分けている。しかしこれらはどちらも ADEP を加えた期間であるため, 結果はまとめて示す (図 5)。検出された VLFE は 27 個であり, 2005-2013 年と同様, 琉球海溝に沿って VLFE が分布している。 $23.3-23.6^{\circ}$  N,  $123-124^{\circ}$  E (Area1),  $23.3-23.8^{\circ}$  N,  $124-125^{\circ}$  E (Area2), に主要な大規模クラスターが分布する。毎年平均 6.8 個検出された。この期間では 2005-2013 年で宮古沖に見られた Area3 のクラスターは見られなかった。Area1 と Area2 の間は約 30 km 離れており, 2 つの間ではほとんど VLFE が発生しない活動のギャップが見られる。また Area1 の波形の震央決定誤差を計算すると, 震央に対し南北方向に  $\pm 30$  km, 東西方向に  $\pm 10$  km であることが見られた。

### 3.3 センブランス法 : 2015-2018 年 (ADEP 無)

この期間は ADEP で観測された波形を加えずにセンブランス法をおこなっている。その結果,

VLFE イベントは合計 40 個検出された (図 6). 年平均発生個数は 10 個である. VLFE は琉球海溝沿いに分布し, 2つのクラスターに分けられる. 23-24° N, 123-124° E に Area1, 23-24° N, 124-125° E に Area2 が分布する. 2005-2013 年にはクラスターが見られた Area3 付近では, この期間内に VLFE が 1 つだけ検出されている. この期間でも Area1 と Area2 の間には幅約 40 km のギャップが見られる.

### 3.4 テンプレート相互相関法

テンプレート相互相関法の結果を図 7 に示す. この解析では, 合計 257 個の VLFE が検出された. 毎年平均 18 個発生している. 最も VLFE が多く発生した年は 2010 年と 2013 年の 29 個である. 西表南西沖に位置する 23.5-24.0° N, 123.0-124.0° E 付近では, VLFE のクラスターが東西方向に伸びて分布している. このクラスターでの VLFE 個数は約 170 個であった. 石垣島南東沖の 23.5-24.0° N, 124.0-125.0° E では VLFE の発生はまばらに確認されるが, クラスター状には発生していなかった. その他の領域ではクラスターは確認されなかった. 122° E と 125° E 付近では VLFE が南北方向に線状に分布する. しかしここは解析領域の縁にあたる. 領域外の VLFE または普通地震がこの領域に計算上決まっているだけであり, 真の分布を表してはいない.

### 3.5 CMT インバージョンによる CMT 解

CMT 解析はセンブリランス法で検出された各 Area での VLFE 波形を 1 つずつ選んでおこなった. Area1 では 2009 年 8 月 18 日 3 時 22 分 14 秒 (UT) に発生した VLFE を使用した. 発生した位置は深さごとの分散低減値 (VR 値) は, 深さ 5-14 km では 65% 以下の数値を示している. しかし深さ 17-35 km では 65% 以上になり, 深さ 26 km で最大 VR 値 (71.2%) をとる (図 8 上). VR 値が高い深さで, CMT 解は傾斜角 45° 以下の逆断層型を示す. Area2 では 2017 年 6 月 14 日 20 時 41 分 30 秒 (UT) に発生した VLFE を使用した. 深さごとの VR 値は深さ 5-11 km と 29-35 km で 50% 以下の数値を示している. しかし深さ 14-26 km で 50% 以上の数値を示す. 最大 VR 値は深さ

17 km で 56% となる. この CMT 解でも VR 値が高い深さで CMT 解は傾斜角 45° 以下の逆断層型を示す (図 8 下). Area1 と Area2 では VR 値は異なるものの, 双方のグラフで VR 値の深さ変化のパターンが類似していた. Area3 でも CMT 解析をおこなったが, 使用した波形にノイズが多く含まれていたため, CMT 解を決定することが困難であった.

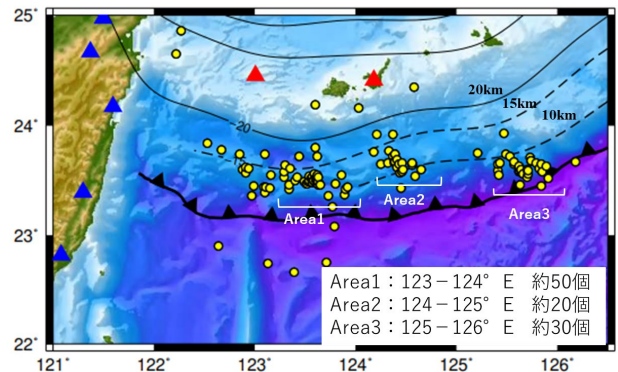


図 4 センブリランス法 (2005-13) の VLFE 分布

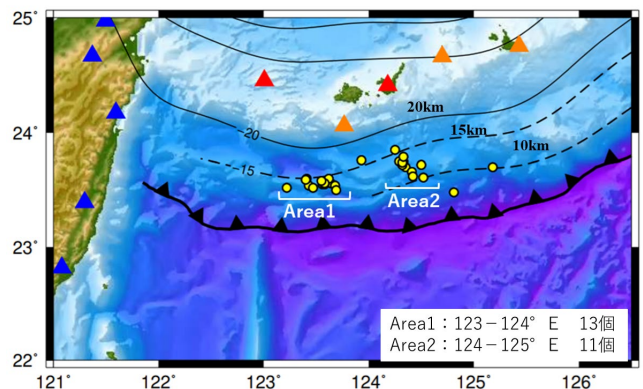


図 5 センブリランス法 (2015-18) の ADEP 有の VLFE 分布

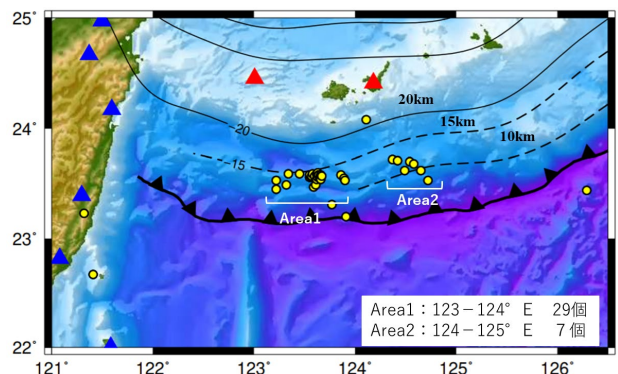


図 6 センブリランス法 (2015-18) の ADEP 無の VLFE 分布



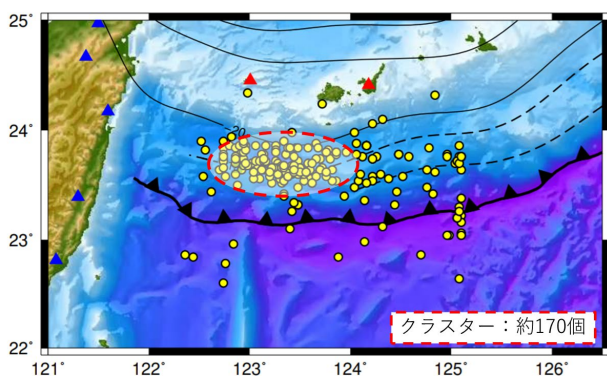


図7 テンプレート相互相関法のVLFE分布

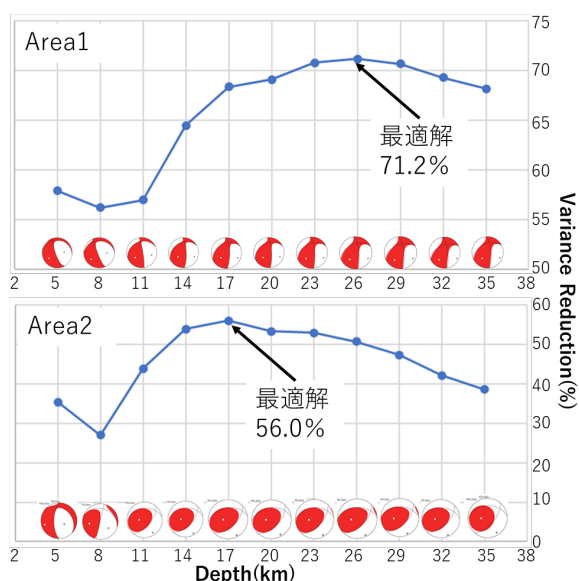


図8 各エリアでのCMT解

#### 4. 考察

センブランス法による結果は、2005-2013年の計算結果と2015-2018年のADEP有の計算結果を合わせて表示する。そのVLFEイベント総数は147個である。

##### 4.1 センブランス法におけるADEP観測点の有無

2015-18年に検出されたVLFEは、ADEP点を含めた場合27個、ADEP点を含めない場合40個であった。ADEP点を含めないほうが13個多く検出された。ADEP点を含めた場合も含めなかった場合も、VLFEはArea1とArea2にクラスターを形成し分布した。そして、どちらの場合でもArea3にVLFEは分布しなかった。各年で検知数を比較すると、ADEP観測点の1つだけを加えた2015年に検出したVLFEの個数は、ADEP観測点のHTRを加えた場合14個、加えなかった場合は8個であった。このようにADEP観測点

を加えた方が検知能力が向上した。ADEP点を3点加えた2016-2018年でのVLFEの検出個数はADEPを加えた場合は13個、ADEP点を加えなかった場合は32個であった。この結果は2015年の結果とは異なり、ADEP観測点を加えなかった場合の方が検知能力が向上していた。このことから、観測点を増やすことで検知能力が向上するとは限らず、使用する観測点の組み合わせによって検知能力が向上することが考えられる。

#### 4.2 センブランス法とテンプレート相互相関法の比較

センブランス法の結果とテンプレート相互相関法の結果を比較すると、Area1のクラスターは双方とも同じ位置に分布する。いっぽう、センブランス法でみられたArea2のクラスターは、テンプレート相互相関法では検出されなかった。また、センブランス法でみられたArea3のクラスターは、テンプレート相互相関法では計算領域外であったため、テンプレート相互相関法で検出できたかどうかは不明である。テンプレート相互相関法ではF-net観測点のなかで最も西側のIGKとYNGだけを使用しているため、Area1より東側でおこったVLFEの検出能力が低下している可能性がある。またテンプレート相互相関法のデメリットとして、テンプレートとなるイベントとの波形の相関を用いるため、テンプレートイベントから距離的に遠く離れたイベントの場合、震源-観測点間の距離が大きく異なるため、同じメカニズム解であっても波形が異なってくる。そのためテンプレート相互相関法では解析領域をあまり大きく取れず、解析領域外のVLFEを特定できない。さらに、テンプレート相互相関法を行った際にADEP観測点を使用しても検知能力が向上しない理由として、ADEP観測点での0.02-0.05 Hz帯域のノイズが大きいため、VLFEの信号が不明瞭であったことが挙げられる。センブランス法とテンプレート相互相関法、どちらの解析でも海溝軸の南側にVLFEの分布が少し見られる。しかし観測網から遠いため、震央決定精度は低いと考えられる。検知能力と震央決定精度を向上させるには、海底地震計などの海溝軸付近での臨時観測を行う必要があると考えられる。

### 4.3 中村カタログとの比較

Nakamura and Sunagawa (2015)で得られた2002年から2013年のVLFEの検出結果に加えて、同じ解析方法で2014年から2019年まで解析をした結果を本研究では中村カタログとする。

本研究のVLFEのクラスターは琉球海溝に沿って23-24° N, 122-126° Eの範囲で3か所分布していた。一方、中村カタログではVLFEが22.5-24.0° N, 121.0-125.0° Eの広い範囲に震央が混在している(図9)。

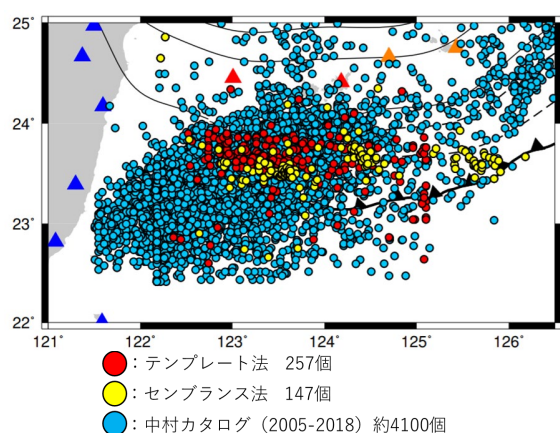


図9 各結果と中村カタログとの比較

センブランス法では147個、テンプレート相互相関法では257個を検出した。中村カタログでは22.5-24° N, 121-125° Eの範囲で2005年から2018年までに約4100個のVLFEを検出している。本研究から、VLFEは海溝付近に幅広く分布するのではなく、海溝軸からやや沈み込んだ部分に、海溝軸に沿って細長く分布していることが明らかになった。また、中村カタログでは台湾近傍までVLFEの活発な領域が伸びているが、再解析の結果では、VLFEクラスターは122.5° Eにとどまり、それより西側ではほとんど活動が見られない。このことから、琉球海溝南西端ではVLFEは発生していないといえる。また、宮古島南部沖の琉球海溝の軸の近くに分布するArea3は、中村カタログではクラスターと見られるほど顕著な活動ではない。このクラスターの位置はF-netおよびADEPの観測点から200 km以上離れているため、震央決定精度は悪く、クラスターの位置がずれている可能性がある。また、2015-2018年のADEP観測点を含めた解析では、Area3でクラス

ターは検出されていない。しかし、Ando et al. (2012)の結果では、センブランス法で検出した各AreaのところにVLFEが分布している。そのため、宮古島南部沖では、別の観測点を使用した解析を行い、震央決定を行う必要があると考えられる。

### 4.4 VLFEの深さ分布

プレート相互相関法でもセンブランス法でも、VLFEの深さを決定することができない。センブランス法で検出した各Area直下での沈み込むプレート境界面の深さは約5~20 kmである。しかしCMTからVLFEの深さに制限を与えることができる。各Areaで発生したVLFEのCMT解は低角逆断層型であった。Area1とArea2では、CMT解のVR値が深さ14 kmより深いところで高い。これらのことからVLFEの断層は低角逆断層型であり、そのVLFEが発生した深さは14 kmよりも深いと考えられる。この深さはArai et al. (2016)で示されるLFEの発生領域であるプレート境界面の深さ15~18 kmと一部一致している(図10赤星)。Ando et al. (2012)によるこの領域で発生したVLFEのCMT解も深さ10~50 kmで発生した低角逆断層地震を示しており、深さおよび断層タイプともにこの研究で得られたCMT解と類似している。南海トラフで発生したVLFEでも同様に低角逆断層型地震型のCMTが得られている(Obara and Ito, 2005)。しかしその深さは2 kmであることから、付加体の逆断層系が活動したとみられている。日向灘で発生する浅部VLFEのCMT解は深さ10 km未満で発生する低角逆断層を示している(Asano et al., 2015) 南西諸島南西部で発生するVLFEは深さ14-30 kmであることから、プレート境界で起こっていると考えられる。

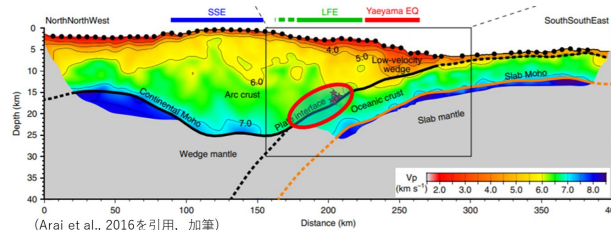


図10 VLFEが発生する深さ

(Arai et al., 2016より引用, 加筆)



#### 4.5 LFE, SSE 分布との比較

Nakamura (2017)では、23-24° N,123-124.5° E の領域に LFE が活発な領域 (LFE クラスタ) を 3か所検出している (図 11). これら 3つの LFE クラスタは、今回の研究で明らかにになった VLFE クラスタと重なっている. LFE クラスタは、震源決定誤差のために南北方向に分布がばらついている. センブランス法の結果では、Area1 と Area2 の VLFE クラスタがそれぞれ Nakamura (2017)の YA-RB と YA-RC のクラスタと同じ位置で発生している. テンプレート相互相関法の結果でも、Nakamura (2017)の YA-RA, YA-RB の 2つのクラスタと重なるように VLFE のクラスタが分布している. LFE が発生する深さはスラブ深度から推定して深さ 12~25 km である. この深さは Area1 と Area2 で発生した VLFE の CMT 解から推定した深さとおよそ一致している. Nishimura (2014)では、西表北西部に SSE の発生を確認している. この領域では VLFE の発生数自体はあまりない. Nakamura (2017)では、LFE 発生領域と SSE の発生領域とが住み分けされているとし、本研究でも VLFE 発生領域と SSE の発生領域は同様に住み分けがされていると考えられる.

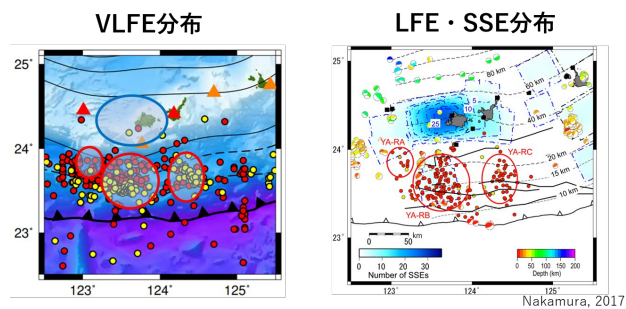


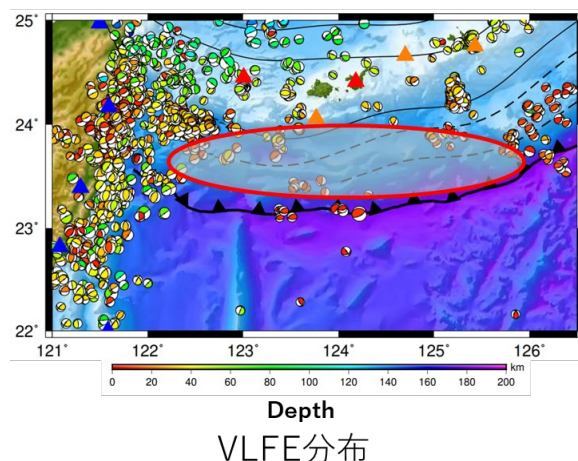
図 11 LFE, SSE 分布との比較  
(右図は Nakamura, 2017 より)

#### 4.6. プレート間地震との位置関係

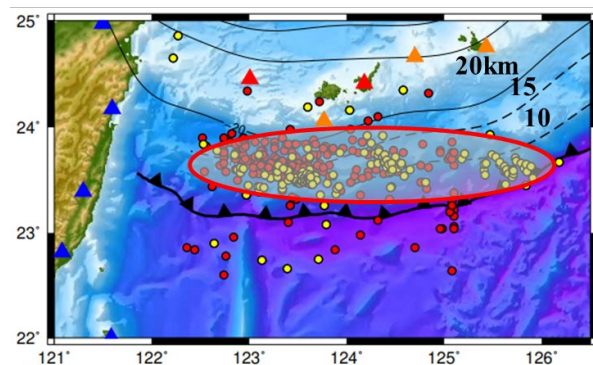
与那国島南西部では、低角逆断層型の普通地震が深さ 20-50km で発生している. この深さのばらつきは震源決定の誤差によって生じている. 低角逆断層型の発生場所をプレート境界面として、震央位置からスラブモデルを基に震源の深さを推定すると、低角逆断層型地震は深さ 15-20 km で群発的に発生していることになる. 低角逆断層

型地震の発生する領域は、プレート間カップリング領域のダウンディップ側に位置している. しかし、この領域では VLFE がほとんど発生していない. プレート間カップリング領域および低角逆断層型地震の活発な領域より東側にある VLFE のクラスタ領域では、低角逆断層型の普通地震はほとんど発生していない (図 12). これらのことからプレート間普通地震と VLFE の発生領域は住み分けしていると考えられる. VLFE 発生領域では、プレート境界面のプレート間カップリング強度が弱く、歪をあまり蓄積できず、少しずつスロー地震として歪を開放していると考えられる.

#### 低角逆断層普通地震のCMT解



#### VLFE 分布



● : センブランス法 ● : テンプレート法  
図 12 VLFE と低角逆断層地震の発生分布

#### 4.7. VLFE クラスタとプレート間カップリングの相補的分布

台湾の東沖にはプレート間カップリング領域が分布している (Hsu et al., 2012). Nakamura and Sunagawa (2015) では、VLFE のクラスタが琉球海溝に沿って台湾東部付近まで伸び、かつプレート間カップリング領域に部分的に重な

っていた (図 1) . しかし, 再決定した VLFE の震央分布とプレート間カップリング領域を比較すると, プレート間カップリング領域でも VLFE が少し検出されただけで, ほとんど VLFE 活動が見られなかった. これは Nakamura and Sunagawa (2015)による結果とは大きく異なっている. このことから VLFE 発生領域とプレート間カップリング領域とが相補的に分布していることを示している (図 13).

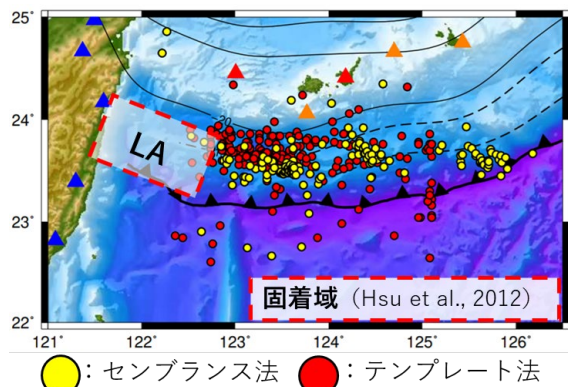


図 13 VLFE 分布とプレート間カップリング領域の関係

南海トラフや日本海溝でも同様に, スロー地震発生領域と固着域とが相補的に分布している (Obara and Kato, 2016, Nishikawa et al., 2019). 南海トラフでは, 海溝軸から深さ方向に対して, 浅部 VLFE, 固着域, SSE, 深部 VLFE と分布している. 一方, 琉球海溝南西部では海溝軸から八重山津波発生帯, VLFE・LFE 発生帯, SSE と深さ方向に分布が変化している. このことから南海トラフと琉球海溝南西部では摩擦特性が深さ方向に変化するという類似する特徴を持つと示唆される.

また日本海溝では東北地方太平洋沖地震発生帯を挟み, 海溝軸の水平方向にスロー地震が分布している. 琉球海溝南西部も同様に, 台湾の東沖にある固着域の海溝軸に沿った水平方向にスロー地震が分布している. このことから, 日本海溝と琉球海溝南西部では固着域とスロー地震分布が水平方向に変化するという類似する特徴を持つことが示唆される.

以上のことから琉球海溝南西部は南海トラフと日本海溝の二つの特徴を合わせた固着域とスロー地震分布の関係性を持ち, 断層面の摩擦特性

が変化していると示唆される (図 14).

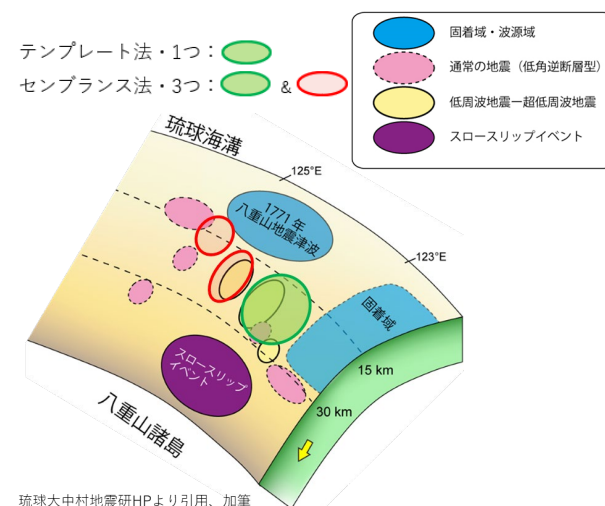


図 14 琉球海溝南西部のスロー地震分布 (琉球大中村地震研 HP より引用, 加筆)

### 5. まとめ

本研究では, センブランズ法とテンプレート相互関係法を行い, 琉球海溝南西部における VLFE 震央の再決定を行った. その結果, Nakamura and Sunagawa. (2015)では, 広範囲に混在していた VLFE が震央再決定により, 発生領域が限定的であることが示唆された. センブランズ法では3つのクラスターを検出し, テンプレート相互関係法ではクラスターが1つ検出された. センブランズ法で決まった西側2つのクラスターと, テンプレート相互関係法で決まったクラスターがほぼ同じ位置で発生していた. 検出した VLFE に対し, CMT 解析をおこなった. その結果, 低角逆断層, 深さ 17-26 km で VLFE が発生していることを示唆した. これは, Ando et al (2012)によるこの領域で発生した VLFE の CMT 解, 深さ 10-50 km とともに類似する結果となった. また Arai et al (2016)でも LFE が深さ 15-18 km で発生していると報告している. このように LFE の発生領域ともほぼ同じ深さで発生しているといえる. この VLFE クラスターが発生している領域では Nakamura (2017)の VLFE を伴う LFE のクラスターと重なりあっていることが分かった. そして Nakamura and Sunagawa. (2015)では VLFE クラスターと一部重なりがみられたが, 本研究の両解析法により検出された VLFE クラスターは, 台湾沖にあるプレート間カップリングと相補的に

分布していることが示唆された。この結果は南海トラフや日本海溝で見られたスロー地震分布と固着域の相補性と類似している。琉球海溝南西部は海溝軸から深さ方向に変化する南海トラフと類似する特徴、固着域に対して水平方向に変化する日本海溝と類似する特徴を合わせた固着域とスロー地震分布の関係性を持ち、琉球海溝南西部でも断層面の摩擦特性が空間変化していることを示している。

## 6. 謝辞

本論文の作成にあたり、防災科学技術研究所の F-net 観測網、台湾広帯域地震観測網 (BATS)、公益財団法人地震予知総合研究振興会 (ADEP) の地震波形データを使用させていただきました。また、解析に東京大学地震研究所地震火山情報センターの EIC 計算機システムを利用させていただきました。

さらに、本論文では琉球大学 理学部物質地球科学科の中村衛教授にはデータ解析解釈等本研究全般にわたり、ご指導・助言を賜りました。ここに記して謝意を表します。

## 参考文献

- 1) Asano, Y., Obara, K. and Ito, Y. (2008) Spatiotemporal distribution of very-low frequency earthquakes in Tokachi-oki near the junction of the Kuril and Japan trenches revealed by using array signal processing. *Earth Planets Space*, 60, 871–875, 2008
- 2) Asano, Y., Obara, K., Matsuzawa, T., Hirose, H. and Ito, Y. (2015) Possible shallow slow slip events in Hyuga-nada, Nankai subduction zone, inferred from migration of very low frequency earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:10.1002/2014GL062165.
- 3) Arai, R., Takahashi T, Kodaira S, Kaiho Y, Nakanishi A, Fujie G, Nakamura Y, Yamamoto Y, Ishihara Y, Miura, S. and Kaneda, Y. (2016) Structure of the tsunamigenic plate boundary and low-frequency earthquakes in the southern Ryukyu Trench. *Nature comm* | DOI: 10.1038/ncomms12255
- 4) 福山英一・石田瑞穂・Douglas S. Dreger・川井啓廉 (1998) オンライン 広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震* 第2輯, 51, 149-156.
- 5) Hsu, Y., Ando, M., Yu S. B. and Simons, M. (2012) The potential for a great earthquake along the southernmost Ryukyu subduction zone. *J. Geophys. Res.* VOL. 39, L14302, doi:10.1029/2012GL052764, 2012
- 6) Heki and Kataoka, (2008) On the biannually repeating slow-slip events at the Ryukyu Trench, southwestern Japan
- 7) Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R. and Uchide, T. (2007) A scaling law for slow earthquakes, *Nature*, 447, 76-79.
- 8) Nakamura, M. and Sunagawa, N. (2015) Activation of very low frequency earthquakes by slow slip events in the Ryukyu Trench, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1076–1082, doi:10.1002/2014GL062929.
- 9) Nakamura, M. (2017) Distribution of low-frequency earthquakes accompanying the very low frequency earthquakes along the Ryukyu Trench. *Earth, Planets and Space*, 69(1). doi:10.1186/s40623-017-0632-4
- 10) National Earthquake Information Center of the United States Geological Survey. (2020). Search Earthquake Catalog. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
- 11) Nishimura, T. (2014). Short-term slow slip events along the Ryukyu Trench, southwestern Japan, observed by continuous GNSS. *Earth and Planetary Science* 2014, 1:22.
- 12) Nishikawa, T., Matsuzawa, T., Ohta, K., Uchida, N., Nishimura, T. and Ide, S. (2019) The slow earthquake spectrum in the Japan Trench illuminated by the S-net seafloor observatories. *Science* 365 (6455), 808-813. DOI: 10.1126/science.aax5618
- 13) Obara, K. and Kato, A. (2016) Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science*, 353(6296), 253-257. doi:10.1126/science.aaf1512
- 14) Obara, K. and Y. Ito. (2005) Very low frequency earthquakes excited by the 2004 off the Kii peninsula earthquakes: A dynamic deformation process in the large accretionary prism, *Earth Planets Space*, 57, 321–326.
- 15) 琉球大学中村衛地震研究室 HP <http://seis.sci.u-ryukyu.ac.jp/>



## 編集後記

あともう少しで東京オリンピック・パラリンピック 2020+1が開催されます。世界各国選手の活躍に感動と勇気をいただき、新型コロナウイルスにより混沌とした社会の雰囲気を一掃したいところです。

今号は、山口大学の太田先生に「災害地質学における地生態学的側面」について執筆していただきました。このなかで太田先生のご指摘のように、自然災害を克服あるいは共存し、持続可能な社会を構築するためには、1つの分野にとらわれず、地形、地質、地下水、土壌、植生といった総合的な視点にたった理解が必要であると私も感じております。

今回は、そのような意味でも、植生、洪水、地質、地震と多岐にとんだ内容となっております。

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18輯

令和3年7月4日発行

編集 日本物理探査株式会社 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(32)7725 FAX 0594(32)7726
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>
山口営業所	〒751-0875 下関市秋根本町 2-10-10 トワムール 2 1 409 号室	TEL 083(242)2980 FAX 083(242)2981
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	〒904-2155 沖縄県沖縄市美原 4-7-1 春マンション 103	TEL 098(923)1915 FAX 098(923)1916

※NGP は日本物理探鑛株式会社の略称です

2021.4