

一般社団法人
日本応用地質学会 東北支部

第 23 回研究発表会講演集

2015年7月24日

一般社団法人日本応用地質学会
東北支部

一般社団法人日本応用地質学会東北支部 第23回 研究発表会プログラム

開催日：平成27年7月24日

会場：せんだいメディアテーク 7F スタジオシアター

講演集：1,000円

協賛：東北地質調査業協会

開 会

10:00 開会

10:00～10:10 支部長挨拶（高見）

発表（午前の部）……（座長：畚野、副座長：工藤）

10:10～10:30 ダム再開発における既設ダム堤敷の岩盤評価事例

○川崎慎平（日本工営㈱）

10:30～10:50 八丈島の地質とポットホール（ATテフラの不存在）

○遅沢壮一（東北大学理学研究科地学専攻）

10:50～11:00 TL年代および全岩化学組成による九重火山の岩屑なだれ給源推定

○坂口 巧（中央開発㈱東北支店）

11:00～11:10 蔵王火山、約30-10万年前の噴出物の岩石学的研究

○高野 徹（㈱建設技術研究所）

……………**……………**……………

11:10～11:20 (休憩)

……………**……………**……………

11:20～11:40 応力開放による切土のり面の変形事例

○小野寺正勝、西川清治、杉本有希洋（応用地質㈱）

11:40～12:00 宮城県亘理郡における地下水塩水化の現状と予測

○森 一司（東北農政局）

紺野道昭（農村工学研究所）

平山利晶（国際航業㈱）

……………**……………**……………

12:00～13:00 (休憩、昼食)

……………**……………**……………

特別講演 司会：村上

13:00～14:30 「松島湾を含む仙台平野・石巻平野の地形変遷」
松本秀明 氏（東北学院大学教授，教養学部地域構想学科，地形学）

.....**.....**.....

14:30～14:40 (休 憩)

.....**.....**.....

発表（午後の部）（座長：水野、副座長：小野寺）

- 14:40～15:00 松島粘土に関する知見 1(年代測定と土質特性)
○土屋 郷、谷藤隆三（東北緑化環境保全㈱）
島本昌憲（㈱テクノ長谷）
橋本修一、高見智之（日本応用地質学会 東北支部）
- 15:00～15:20 松島粘土に関する知見 2(堆積速度と仙台平野の海水準変動とのずれの意味)
○谷藤隆三、土屋 郷（東北緑化環境保全㈱）
島本昌憲（㈱テクノ長谷）
橋本修一、高見智之（日本応用地質学会 東北支部）
- 15:20～15:40 宮城県中部地域における新第三系の地質構造—レビューと考察—
○橋本修一（(一社)日本応用地質学会東北支部 地震防災WG）
- 15:40～16:00 地震断層分布の複雑性：長野県北部地震など最近の地震を例にして
○遠田晋次（東北大学災害科学国際研究所）
- 16:00～16:20 福島第1原発事故による汚染地盤と除染の現状
○田野久貴

総合討論 座長：小野寺、副座長：水野

16:20～16:40

閉 会

16:40 閉会

16:40 副支部長挨拶(菖蒲)

懇 親 会

17:00～19:00 シェルブール

一般社団法人
日本応用地質学会 東北支部

第 23 回 研究発表会講演集

2015年7月24日

一般社団法人日本応用地質学会
東北支部

目 次

一般社団法人日本応用地質学会東北支部 第23回 研究発表会

特別講演

- 「松島湾を含む仙台平野・石巻平野の地形変遷」 1
松本秀明 氏（東北学院大学教授，教養学部地域構想学科，地形学）

発 表

- ① ダム再開発における既設ダム堤敷の岩盤評価事例 5
○川崎慎平（日本工営株）
- ② 八丈島の地質とポットホール（AT テフラの不存在） 7
○遅沢壮一（東北大学理学研究科地学専攻）
- ③ TL年代および全岩化学組成による九重火山の岩屑なだれ給源推定 9
○坂口 巧（中央開発株東北支店）
- ④ 蔵王火山、約30-10万年前の噴出物の岩石学的研究 11
○高野 徹（株建設技術研究所）
- ⑤ 応力開放による切土のり面の変形事例 13
○小野寺正勝、西川清治、杉本有希洋（応用地質株）
- ⑥ 宮城県亘理郡における地下水塩水化の現状と予測 15
○森 一司（東北農政局）
紺野道昭（農村工学研究所）
平山利晶（国際航業株）
- ⑦ 松島粘土に関する知見1(年代測定と土質特性) 17
○土屋 郷、谷藤隆三（東北緑化環境保全株）
島本昌憲（株テクノ長谷）
橋本修一、高見智之（日本応用地質学会 東北支部）
- ⑧ 松島粘土に関する知見2(堆積速度と仙台平野の海水準変動とのずれの意味) 19
○谷藤隆三、土屋 郷（東北緑化環境保全株）
島本昌憲（株テクノ長谷）
橋本修一、高見智之（日本応用地質学会 東北支部）
- ⑨ 宮城県中部地域における新第三系の地質構造—レビューと考察— 21
○橋本修一（(一社)日本応用地質学会東北支部 地震防災WG）
- ⑩ 地震断層分布の複雑性：長野県北部地震など最近の地震を例にして 23
○遠田晋次（東北大学災害科学国際研究所）
- ⑪ 福島第1原発事故による汚染地盤と除染の現状 25
○田野久貴

松島湾を含む仙台平野・石巻平野の地形変遷

東北学院大学教養学部 松本秀明

1. はじめに

単調な砂浜海岸が特徴である仙台平野と石巻平野，そして両平野に挟まれて位置する沈水海岸としての松島湾（図 1）。両地形は極めて対照的である。今回は風光明媚な松島湾の成立を軸に仙台平野，石巻平野の形成に関する幾つかの知見を報告する。

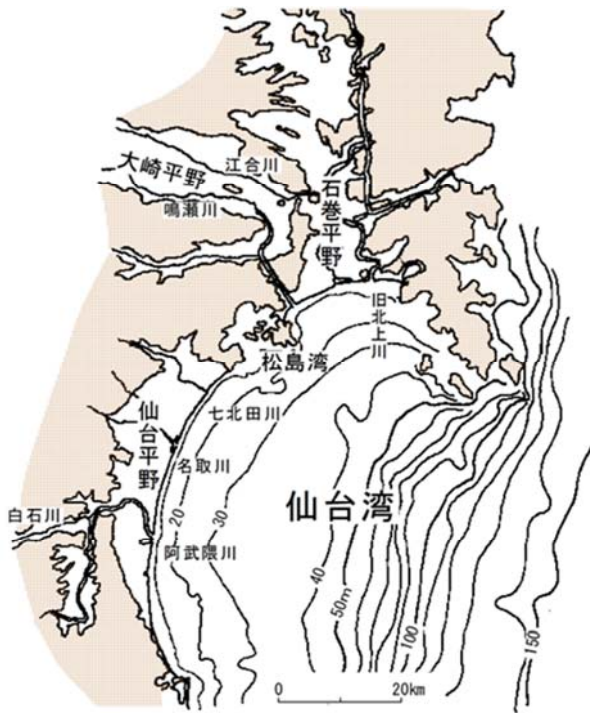


図 1. 地域概観図



図 2. 松島湾とそれを取り巻く丘陵地

取った。それによると，長径 50m 未満の島の数は 152，50～100m の島は 40 で，合わせて全体の 80%，さらに全体の 95% が長径 500m 未満の島々からなる。島の高さについては 10m 未満の島が 173，10～20m の島が 45 で，高度 20m 未満の背の低い島が全体の 90% に達する。

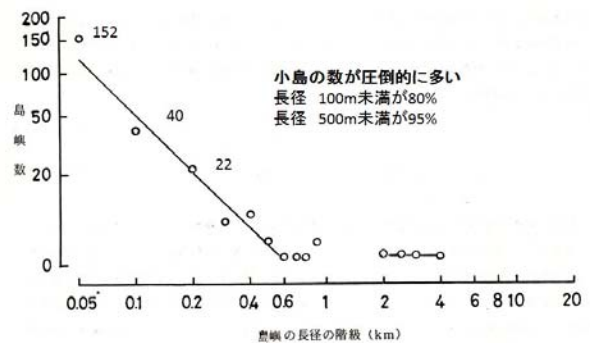


図 3. 島々の長径

柴崎 (1981) による

2. 松島湾の成立と海面上昇

(1) 松島湾の概形

松島湾は東西 10km・南北 8km の小湾である（図 2）。湾の周囲を海拔 50～120m の丘陵が取りまき，南東部にあたる湾の入り口には外洋と湾内を分けるように馬放島－桂島－野々島－寒風沢島－宮戸島が列島状に位置している。外洋部は太平洋の荒波が押し寄せる勇壮な断崖の景観を呈するが，湾内は鏡のように穏やかな水面が広がる。また，湾内外には 230 を越える島が点在する（宮城県，1975）。

(2) 島々の特徴

松島湾の多島海の景観を特徴付けているのは島々の形態にある。それは小島が圧倒的に多く，島々の背丈が低い点である。柴崎(1981)は岩礁を含めた松島湾の 242 の島々について地形図から長径（図 3）と高さ（図 4）を読み

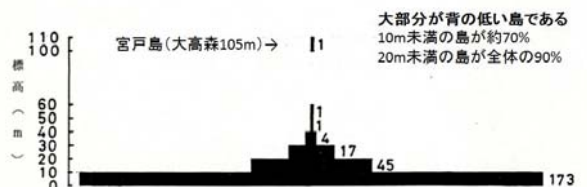


図 4. 島々の高度分布

柴崎 (1981) による

このように島々のほとんどが小島であり背丈も低いため，島々を眺めたときに水平線を損なうことがなく，視点を水平方向に移動

することで、島々の間から遠くの島が見え隠れすることになる。また、視点の高度を上げることで島の向こうに広がる多島海の景観を望むことができる。さらにもう一つの特徴は、湾内や湾岸から島々を眺めたときに、島々の背後には緑に覆われた丘陵の斜面が屏風のように配されることである。このように、松島の景観の特徴は重なり合っている島々と、その背後に屏風のように配置される植生に覆われた丘陵地斜面の存在である。

(3) 松島湾成立の地形学的背景

松島湾は海岸線が入り組んだ典型的な沈水海岸である。沈水海岸の形成には次の2つのケースがある。ひとつは陸地が沈降し海面下に沈む場合、もうひとつは海面が上昇し海が陸域に深く侵入する場合である。松島湾の沈水は後者である。いまから約2万年前の最終氷期の海面は現在よりも約100m低位にあり、海岸線は現在の海岸から約50km沖合にあった。氷河期が明けて約1万4千年前から約6千年前の8千年間に海面は100m上昇し(図5a, b)、その後現在と同レベルでほぼ安定した(松本・伊藤, 1998)。

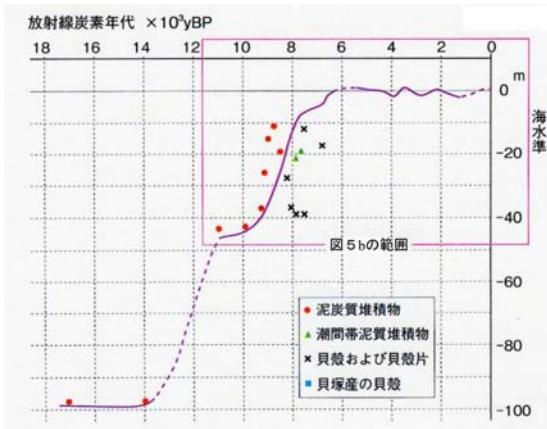


図5 a. 仙台湾の海面変動曲線
松本・伊藤 (1998)

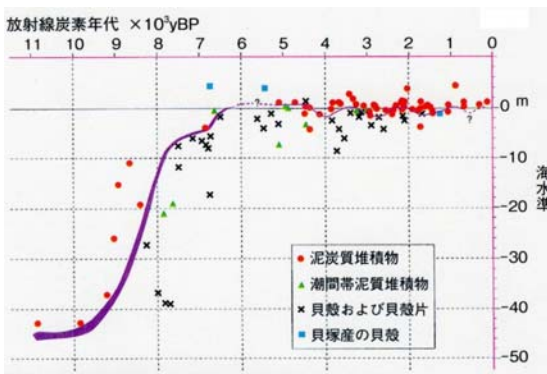


図5 b. 仙台湾の過去1万年間の海面変動

この海面上昇により、丘陵地として存在していた松島地域に海が侵入し、谷は溺れ尾根は小島に分断され現在に至った(図6)。

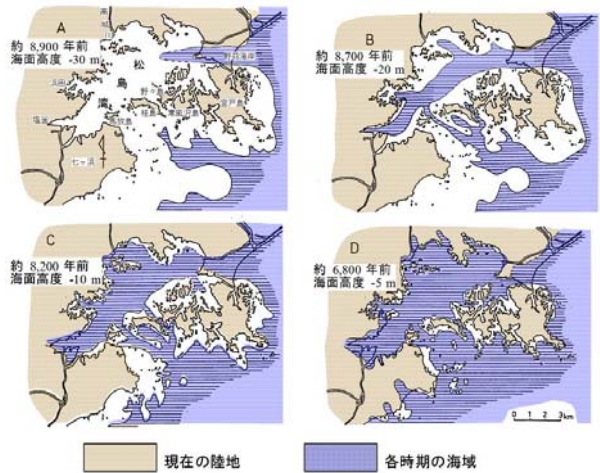


図6. 松島の地形変遷
松本 (1984, 1988) による

(4) 松島湾の奇跡

仮に海面があと10m高いレベルで安定した場合、松島湾内外に点在する島のうち173(現在の島の数の70%)は水没し景観の特徴は大きく失われたであろう。また、海面が10m低いレベルで安定した場合、島々の長径は大きくなり、大きな島によって視界が遮られ変幻自在の多島海の景観は損なわれていたと考えられる。松島の景観は自然が織りなした奇跡の1つといえよう。

このように、松島は沈水海岸の成り立ちを考える手頃な広がりをもつ地域であるばかりでなく、そこで展開されてきた縄文時代以降の人々の暮らしを理解する場としても重要である。また、外洋に面する小規模沖積低地の地層中には大規模津波による津波堆積物が存在するなど、人と自然の関わりについて学ぶための多くの場を提供する地域として貴重な存在である。

3. 完新世後期の仙台・石巻平野の拡大過程と巨大災害

(1) 海岸線の前進と浜堤列の形成

松島湾が「松島」としての多島海に成長しつつある期間に、仙台平野と石巻平野にはどのような地形変化があっただろうか。

最終氷期最盛期以降の約100mにおよぶ海面の上昇によって、仙台平野や石巻平野に相当する地域に海域が侵入した(Matsumoto, 1981)。海が最も内陸まで侵入したのは海水準が-10mに達した8200~8000年前である

(図 7)。その後は海水準上昇速度の鈍化により、海面は上昇しつつも陸域から供給される土砂の堆積により平野は拡大して現在に至る(松本, 1981)。海面の高さが現在とほぼ

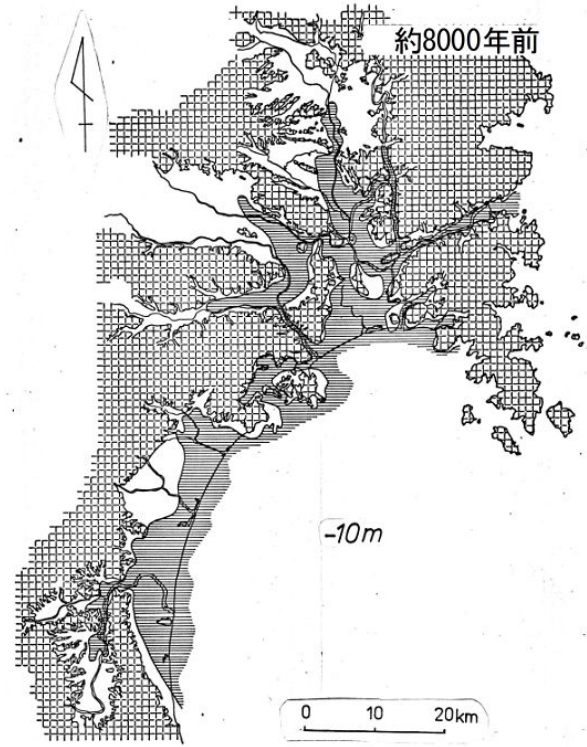


図 7. 仙台湾岸沖積平野の海域最侵入時期

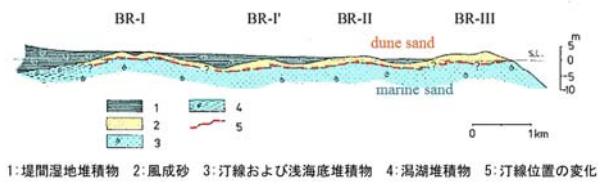


図 8. 浜堤列の断面図

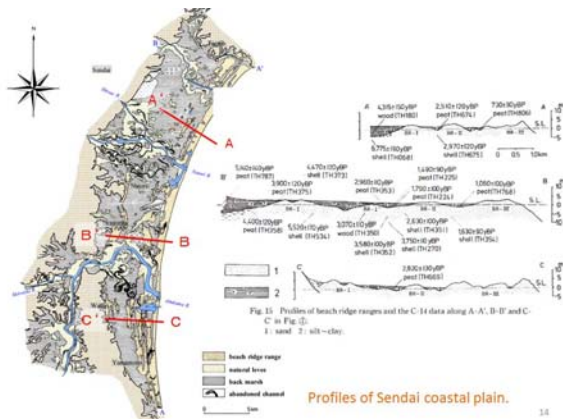


図 9. 仙台平野の浜堤列

同レベルに達した 6000~5000 年前以降の平野の拡大過程については、沖積平野の地表に

みられる 3~4 列の浜堤列という地形が物語ってくれる。

浜堤列の成因は、汀線を含む浅海底の堆積物と砂丘に堆積した風成堆積物の堆積高度の時代的な変化(図 8)から読み取ることができる(松本, 1984)。それによると、各浜堤列は海水準微変動期における海水準の各極大期の海浜砂堆の名残であり、形成年代は最も内陸の第 I 浜堤列が 5000~4500yrBP, 第 I' 浜堤列は 3500~3100yrBP, 第 II 浜堤列は 2800~1700yrBP, そして第 III 浜堤列は約 800 年前以降に形成されたと考えられている(図 9)。また、石巻平野の浜堤列(図 10)については、広淵付近に約 6000yrBP に形成された浜堤列の存在が確認されている(伊藤, 2003)。なお、これらの浜堤列の形成時期は各浜堤列背後の堤間湿地堆積物の堆積開始年代から求められている。

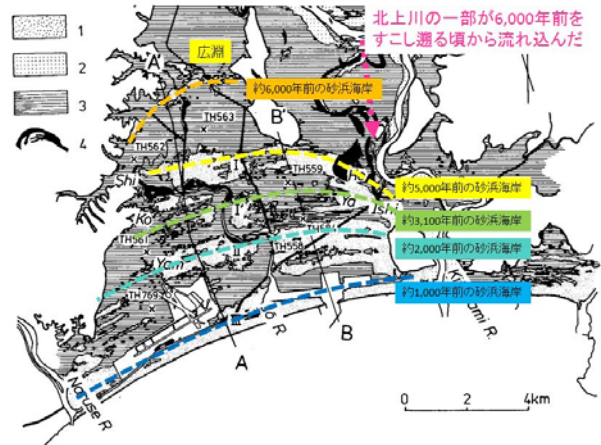


図 10. 石巻平野の浜堤列の形成年代

1: 浜堤列 2: 自然堤防 3: 後背湿地 4: 旧河道

(2) 大規模洪水と自然堤防—旧河道地形

沖積平野の拡大の過程において、2 時期の大規模洪水頻発期の存在が認められる。それらは、仙台平野内外の複数の地点に認められる膨大な量の洪水堆積物や破堤型の自然堤防

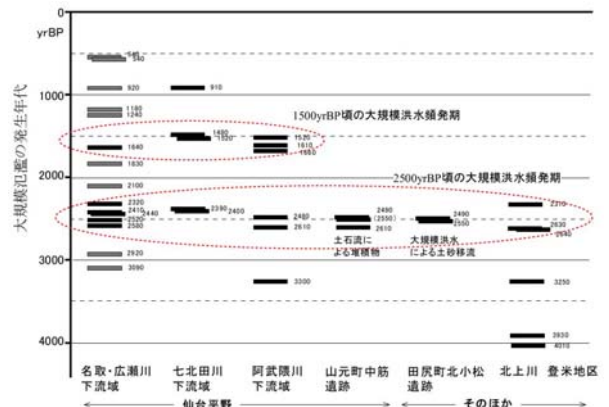


図 11. 各地域における大規模洪水の発生時期

地形の存在から明らかにされている。大規模洪水頻発期のひとつは 2500yrBP 前後（縄文時代晩期）であり、もう一つは 1500yrBP 前後（古墳時代）である（図 11）。いずれの時期も膨大な量の土砂が平野面上に供給されていることから、長期間にわたる豪雨により、河川の中・上流域で多くの斜面崩壊が発生し、多くの土砂ダムが形成され、それらが何らかのきっかけで将棋倒しのように壊れ、多量の土砂を伴う荷重の大きな河水が一気に平野部へ流下してきたのではないかと考えている。

(3) 先史時代の津波堆積物の検出とその分布

一方、海からの洪水による堆積物（津波堆積物）も観察される。なかでも約 2000yrBP（弥生時代）に仙台平野に來襲した津波堆積物の分布範囲は広い。図 12 には仙台市若林区荒井付近に押し寄せた津波堆積物（砂層）の分布範囲を示した。当時の海岸線から 2.7km（津波遡上は 4.5km か？）を越える地点まで砂層が連続的に堆積している。869 年の貞観地震津波や 2011 年東北地方太平洋沖地震による津波堆積物（砂層）の遡上距離と比較してもその進入距離は大きかったと考えられる（図 13）。



図 12. 弥生時代の津波堆積物の分布

松本ほか（2013）に新たなデータを加筆

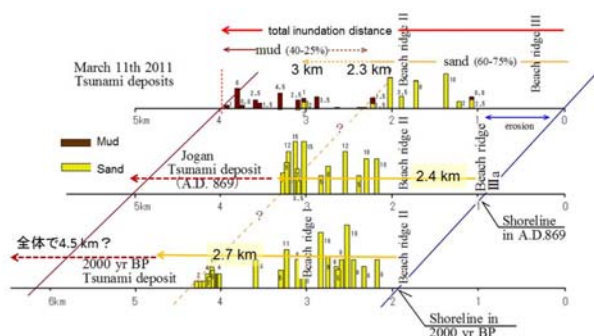


図 13. 過去 3 回の巨大津波堆積物と遡上距離

松本ほか（2013）一部改変

4. 低頻度自然災害

仙台平野および周辺地域で私どもが確認している大規模津波の堆積物は、3200-3000yrBP, 2700-2600yrBP, 2400yrBP 前後, 2050yrBP（弥生時代）, そして 1600yrBP 前後の年代値を示す 5 枚の砂の薄層として検出されている。また、それらに加えて西暦 869 年と西暦 1611 年の津波による堆積物も確認される。一方、前出の大規模洪水頻発期は 2600-2400yrBP, 1600-1400yrBP の 2 回である。これらの大規模洪水の発生時期と大規模津波の発生時期、そして過去 3 万年間に少なくとも 3 回（周期は不明であるが残された変位量から 10 回以上）活動したと考えられている長町-利府線変動帯の活動などを重ね合わせると、いわゆる低頻度自然災害の來襲の頻度は意外に高かったと考えられる。

文 献

- 宮城県教育委員会（1975）：特別名勝「松島」, 宮城県文化財調査報告書 第 45 集
- 柴崎 徹（1981）：県立自然公園松島の自然景観。「県立自然公園松島学術調査報告書」宮城県, 96-136 頁
- Matsumoto, H.（1981）：Developmental Process of Alluvial Coastal Plain related to the Holocene Sea-level Change. *The science reports of Tohoku University, 7th series, Geography*, 31, 155-171
- 松本秀明（1981）：仙台平野の沖積層と後氷期における海岸線の変化. *地理学評論*, 54, 72-85
- 松本秀明（1984）：宮城県松島湾の沈水過程. *東北地理*, 36, 46-53.
- 松本秀明（1984）：海岸平野に見られる浜堤列と完新世後期の海水準微変動. *地理学評論*, 57, 720-738
- 松本秀明（1988）：宮城県松島湾の沈水過程に関する再検討. *東北地理*, 40, 290-291.
- 松本秀明・伊藤晶文（1998）：宮城県沖積平野における後氷期の海面変動. *日本地理学会発表要旨集*, 53, 392-393.
- 伊藤晶文（2003）：北上川下流沖積低地における浜堤列の形成時期と完新世後期の海水準変動. *地理学評論*, 76, 537-550
- 松本秀明・熊谷真樹・吉田真幸（2013）：仙台平野中部にみられる弥生時代の津波堆積物. *人間情報学研究*, 18, 79-94

ダム再開発における既設ダム堤敷の岩盤評価事例

日本工営株式会社 川崎 慎平

1. はじめに

既設ダム嵩上げ等のダム再開発事業においては、横坑調査、ボーリング調査による地質・岩盤状況の直接的な確認が困難であることに加え、施工時における基礎掘削時スケッチ等の情報が残っていないケースもあることから、限られた情報を基に、基礎岩盤の地質・岩盤状況をどのように推定するかが課題となる。

今後、新規ダム事業が減少する一方、既存ダムの有効活用を目的としたダム再開発事業の増加やダム老朽化への対応等から、既設ダム堤敷の岩盤状況の把握が必要となる機会が増加していくことも考えられる。

本論では、昭和34年完成の既設ダム（重力式コンクリートダム、堤高69.1m）について、施工時資料、写真等の限られた情報から地質・岩盤状況を評価した事例を紹介する。

2. 既存資料の収集・整理

基礎岩盤推定の判断材料となる既存の地質・岩盤関係資料として、

- ①ダムサイト周辺新規ボーリング調査
- ②基礎排水孔修繕時ボーリング資料
- ③施工時資料

の3資料を収集・整理した(表-1)。また、ダムサイト周辺の地表地質踏査を実施した。

表-1 既存資料一覧表

種別	内容
①既往ボーリング調査	基礎資料を得ることを目的に河床部～堤体外までの広範囲において実施。計10孔(総延長343m)
②基礎排水孔修繕時ボーリング	基礎排水孔修繕工事によるボーリング46孔(岩盤5m確認)コア写真のみ残存。
③施工時資料	1.ダム予定地点地質調査横断図
	2.堤敷部の掘削面地質平面図
	3.岩盤状況平面図
	4.グラウチング関係図面
	5.ダム横断図面
	6.調査・施工時の記録写真

3. 地質状況の推定

地質状況の推定では、ダムサイト周辺露頭観察結果および採取率の高い新規ボーリングコア観察より、堤敷周辺の岩種・地質区分を確立し、全体の地質構造を把握した

堤敷内の大部分については、施工時資料(1.ダム予定地点地質調査横断図、2.掘削面地質平面図)に記載の岩相・特徴を上記地質区分に対比し推定した。また、写真のみ残存する基礎排水孔ボーリングは、写真より岩種を推定し、補助的な判定に用いた。

4. 岩盤区分図の作成


(1) 推定フロー

岩盤状況の推定フローを図-1に示す。

推定に当たっては、地質状況の推定と同様に新規コアにより岩級区分組み合わせ基準を設定した。また、施工時平面図から各ゾーンの分布を推定し、記載内容・写真から岩盤三要素のうち判別可能な要素を抽出し、組み合わせより各ゾーンの岩級を区分した。

また、参考として、グラウチング関係図面、基礎排水孔ボーリング写真を用い推測不能なゾーンを補足した。

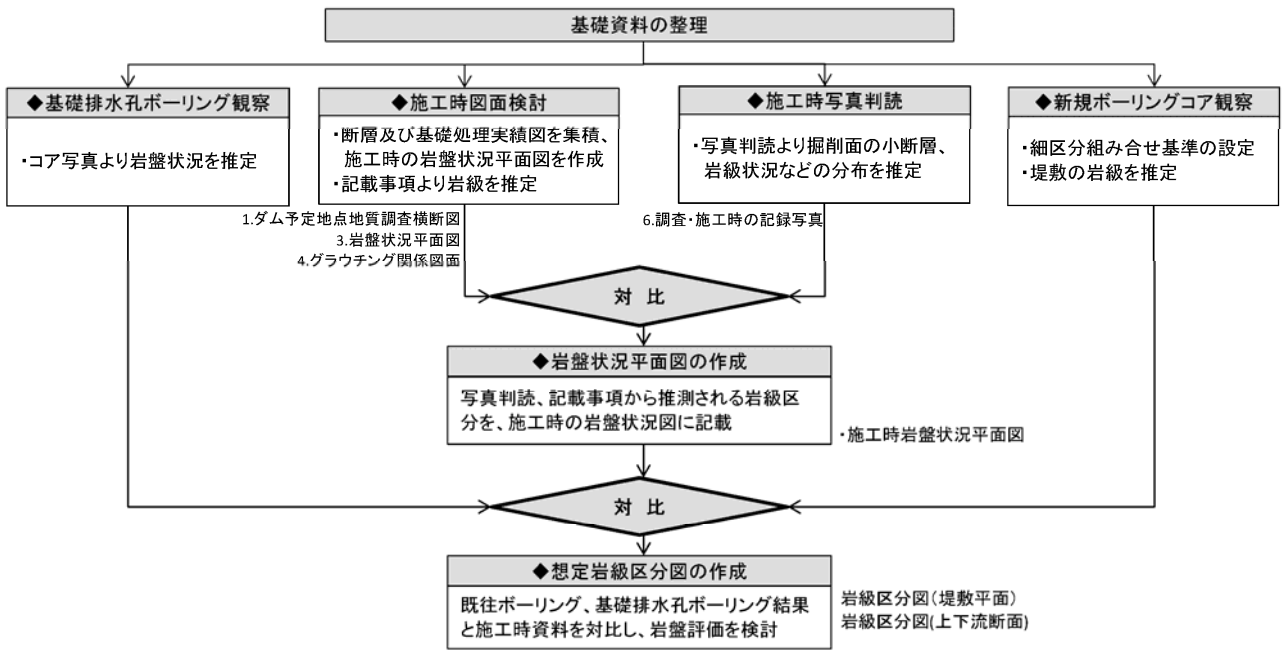
表-2 推定に用いた既存資料

資料名	推定内容・代表例
新規ボーリング	・コア採取率が高いことから、岩級区分組み合わせ基準の設定に用いた。
施工時資料	・岩盤状況平面図より地質弱部の分布を推定。 ・記載内容より岩盤状況を推定。 ～記載例～ 「亀裂少なく硬度大」 ⇒硬さ: A～B、割目間隔: I～II ⇒CH相当 「岩質不良」 ⇒硬さ: C～D、割目間隔: IV～V、割目状態: c⇒D相当
施工時写真	写真判読により、主に亀裂間隔を推定。 
基礎排水孔ボーリング	写真判読により、岩盤状況推定の参考資料に使用。 

(2) 岩級区分基準の設定

岩級区分図の作成に当たっては、「岩塊の硬さ」「割れ目間隔」「割れ目状態」の三要素組み合わせによりCH級～D級まで区分した。

図-1 岩盤状況の推定フロー図



(3) 情報の「確からしさ」による区分

前述の資料を総合し岩盤状況を検討した結果、情報量の多少、情報の精度により推定の「確からしさ」が違うことから、岩級区分図の作成に当たっては、推定確度を下記の3つに区分し表現した。

- ① 新規ボーリング調査により岩盤状況が概ね把握可能な部分
- ② 施工時資料、基礎排水孔修繕時ボーリング、近傍調査孔より推定が可能な部分
- ③ 判断材料が乏しい～存在せず、推定が困難な部分

(4) 岩級区分図推定根拠の明確化

「確からしさ」を区分した岩級区分図に加え、前述の施工時の記載内容、写真およびボーリングコア等の各種根拠資料を推定岩級区分平面図上に示した総括図を作成し、推定の過程と根拠を客観的に示した。

5. まとめ

今回の様な既設ダムの再開発においては、堤敷き基礎岩盤の状況を直接かつ精度よく確認することが困難なため、堤敷外の岩盤状況、および既存する資料を広く収集し、最大限活用することにより岩盤状況を推定することが求められる。

推定に用いる資料はダムサイトにより異なり、資料も多岐に渡ることが想定されるため、推定の過程・判断材料を客観的に示すことが必要と考えられる。

さらに、判断可能な要素(「硬さ」「割れ目間隔」など)は資料により異なり、またその情報量・確からしさにもバラつきがあることから、推定の確実度を区分した図面を作成し、情報不足箇所および詳細不明箇所を明確化しておくことが重要と考えられる。

表-3 「確からしさ」を区分した岩級区分

↑ 高い 精度 低い ↓	CH級	① 周辺新規ボーリング調査により概ね把握が可能 ・新規ボーリングの密度が高く、岩盤状況の把握が概ね可能
	CM級	
	CL級	
	D級	
	CH級	② 施工時資料、基礎排水孔、近傍調査孔より推定が可能 ・施工時平面図の記載および写真判読の対比から岩級区分の推定が可能 ・近傍の新規ボーリング結果よりある程度推定が可能 ・基礎排水孔修繕時ボーリングより推定が可能
	CM級	
	CL級	
	D級	
	CH級	③ 判断材料が乏しい～存在せず、推定が困難 ・施工時平面図の記載、既往ボーリング、基礎排水孔修繕時ボーリング等のデータがない ・岩盤状況が判読可能な施工時写真がない
	CM級	
	CL級	
	D級	

八丈島の地質とポットホール (AT テフラの不存在)

東北大学理学研究科地学専攻 遅沢壮一

西方の沖合に最新期の八丈小島があるが、八丈島は新旧2つの成層火山からなる。さらに新期のタフコーンとスコリアコーンも見られる。

旧期の火山は標高700.9mの三原山で、開析が進んでいる、つまり形成年代が比較的古い。構成物はほとんどがスコリア質の塩基性凝灰岩である。凝灰岩の層理面の走向・傾斜を丹念に計測すると（これまでの調査ではクリノメーターは使用されていない）、凝灰岩は三原山を中心として、いずれも海側に傾斜していて、傾斜は地表の傾斜より緩い。凝灰岩が四方八方へ傾斜する構造は、成層火山の構造そのものであるが、本来の成層火山は、現在より大きな広がりを持ち、海上に突出した三原山としての島の面積は現在より広がったはずである。そのような、富士山を連想させる成層火山が、その後の浸食により、とくに海食崖まで後退し、山麓部もかなり削剥されて、現在の開析された火山体を成している。

三原山山麓の内陸部では、凝灰岩に挟まれる玄武岩質の溶岩の露頭は数える程である。一方で、島を取り巻く海食崖では、厚さ20m前後の玄武岩質の溶岩が、岩戸ヶ鼻の半島部や八丈町市街地三原山山麓部を含めて、観察される。この溶岩は同じ層準、同じ年代を占める鍵層であり、内陸部の凝灰岩より下位の古い地層に当たる。

海食崖の鍵層の溶岩の下位には、南に突出した半島の両側の付け根部分を含めて、斜交層理が発達し、このため浅海成と考えられる淡褐色凝灰岩と、この上位のスコリアを大量に含むことから黒色を呈する凝灰岩がセットで観察され、これらもこの半島部での良好な鍵層である。三原山の火山はまず、浅海に生じたと考えられる。ただし、この海成凝灰岩の下位には、すなわち露出している限りの三原山火山の最下位層である、計6枚の溶岩とスコリア凝灰岩の互層がある。

半島基部には、東北東-南南西軸の向斜があり、この褶曲に上記の鍵層が巻き込まれている。海成凝灰岩には、露頭規模の構造的な褶曲も観察される。八丈島は北北西-南南東に圧縮応力が作用したが、これは北西-南東の火山

配列が伊豆半島の衝突の影響という考え（菅、1994、火山第2集）と調和的である。

三原山南西の、観光地である黒砂海岸はごく最近のスコリアコーンであるが、ごく軟質で、浸食が進んでいる。

標高854.3mの八丈富士はほとんど浸食されていないので、地表で観察される溶岩の表面が最も若く、少なくとも地表部は溶岩からなっている。そのような表面は、無料で滞在したホテルリード・アズーロの海岸で良好に観察できる。一部、アア溶岩であるが、奇麗なパホイホイ溶岩がほとんどである（こちらを天然記念物に指定したいくらい）。千畳敷などで、玄武岩質溶岩の積み重なりは良好に観察される。各溶岩の境界には、赤色の酸化部やクリンカーを伴っている。

八丈富士には、中腹に、カルデラ陥没構造が推定されているが、地形図や空中写真では全く不明瞭である。

前崎浦の海食崖は三原山火山の凝灰岩から、底土港の海食崖は三原山火山の溶岩からなるが、八丈富士の溶岩は、これら海食崖形成後、海食台を埋めて流れ込んだ。同じく、八丈町市街の八戸や東里の神社の有る丘陵、また八丈島歴史民俗資料～大賀郷中学校の丘陵も、三原山火山の凝灰岩からなっているが、これらは残丘で、山麓の平坦面を八丈富士の溶岩が埋めている。つまり、八丈富士の溶岩流出は比較的最近である

神止山の丘陵も、基盤は三原山火山の凝灰岩からなっているが、これはタフコーンで、神戸山北方の谷には、崖錐堆積物を覆う、スコリアからなる露頭があり、火口も推定できる。八丈富士からの溶岩も、この火山性隆起に巻き込まれて分布している。

八丈島のポットホールは三原山火山東麓の山中溪流、凝灰岩に穿たれている。黒色で風化無しの硬質であるため、溶岩に誤認され易いが（これまでの研究には一切、地質図がないので岩相分布が不明であったが）、火山灰や火山礫が固結した凝灰岩である。玄武岩などの中礫程度の大きさの火山礫も注意すると観察できる。また、白い粒が目立つが、これは石英の細礫・異質岩片である。

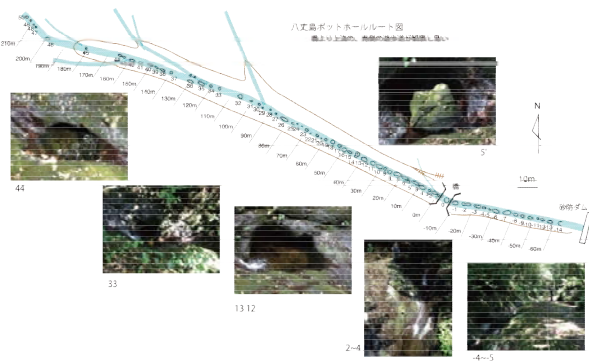
溪流や斜面の傾斜角は南東へ 15°であるが、凝灰岩の層理面の傾斜角は南東へ 10°である。凝灰岩岩盤は流れ盤になっている。しかし、層同士の固着度は高く、多数のポットホールを形成した。

AT テフラとの関連であるが、日本本土のいずれの地域でも、AT テフラにポットホールは生じていないことを指摘したい。

杉原 (1998; 地学雑誌) などは、柱状図を提示して (鍵層であるがマッピングせず、論文に地質図は欠落している; つまり構造が不明)、三原山の硬質の凝灰岩に挟まれる、AT テフラの存在を主張した。その屈折率も測定した。その露頭は一周道路沿いの末吉にあり、立て看板に解説されている。海岸の石積ヶ鼻にも、それらしきテフラが観察される。しかし、これらの層準は、海食崖の溶岩鍵層を基準にすれば全く異なる、つまり AT テフラは三原山では 2 層準あることになる。また、とくに石積ヶ鼻では、AT テフラの上下の凝灰岩に、軽石の大礫が含まれ、始良カルデラから黒潮に乗って、漂着したと考えられているようである。

AT テフラは誤同定である。良い放射年代値は得られていないが、ポットホールを穿つような硬質凝灰岩の個結度の程度や、開析の程度から見て、三原山火山は 3 万年前の火山ではなく、100 万年前程度の年代を考えたい。

島としての成立時期は若いので、現在いる陸上生物は飛来や黒潮に乗って移住してきたものと考えられる。例えば、唯一のセミはツクツクボウシであるが、塩基配列は本土産とほとんど変らない。逆に、八丈島にいる昆虫は、強い飛翔能力をもつものと判断できる。



TL年代および全岩化学組成による九重火山の岩屑なだれ給源推定

中央開発株式会社東北支店 坂口 巧

1. はじめに

九重火山は、中部九州に位置する活火山であり、その北麓には松の台岩屑なだれ堆積物(MDA)が分布する。当地域は複雑な地形を呈している上、複成火山のため、各溶岩が非常に似通っており、当堆積物の形成機構や供給源は特定されていない。また、当地域はテフラクロノロジーで噴火史が編まれているが、植生が乏しく、テフラを保持する黒ボク土等の発達が悪いため、その噴火史には大きな誤差が生まれている。そこで、堆積物の内部構造、堆積物周辺の湯沢山、三俣外輪山(古い三俣山)の野外調査とTL年代測定、全岩化学組成分析を行った。その結果から松の台岩屑なだれ堆積物の給源と流下時期、周辺域の形成プロセスを推定したので報告する。

2. 各地域の地形と特徴

(1) 湯沢山

湯沢山は地形的に2枚のフローユニットが認められるが、岩石的特徴が似ていることから、一括して湯沢溶岩や湯沢山溶岩とされてきた^{1) 2)}。しかし、溶岩台地の下部が開析されている点と上位にMDAに対比される崩壊堆積物が累重する産状から下湯沢溶岩と上湯沢溶岩に区分した。

(2) 三俣山

三俣山は南方の外輪山と北方の本峰の二重の構造を持ち、下湯沢溶岩が形成する溶岩台地上に位置する。現地踏査により三俣外輪山に北に開く馬蹄形カルデラの縁が確認できる。また、本峰の北側山腹には下湯沢溶岩を覆う上湯沢溶岩が山頂から流下したと考えられる痕跡を確認した。

(3) 松の台岩屑なだれ堆積物(MDA)

MDAの分布域には流れ山地形が多数存在し、その長軸方向は北-南方向、北北東-南南西方向、北北西-南南東方向の3方向に卓越する。空中写真判読では、岩屑なだれの堆積面が3段確認できる。岩塊にはジグソーパズル構造が発達し、多くの露頭では高温酸化を示す赤紫色の火砕流堆積物のブロックを含む。

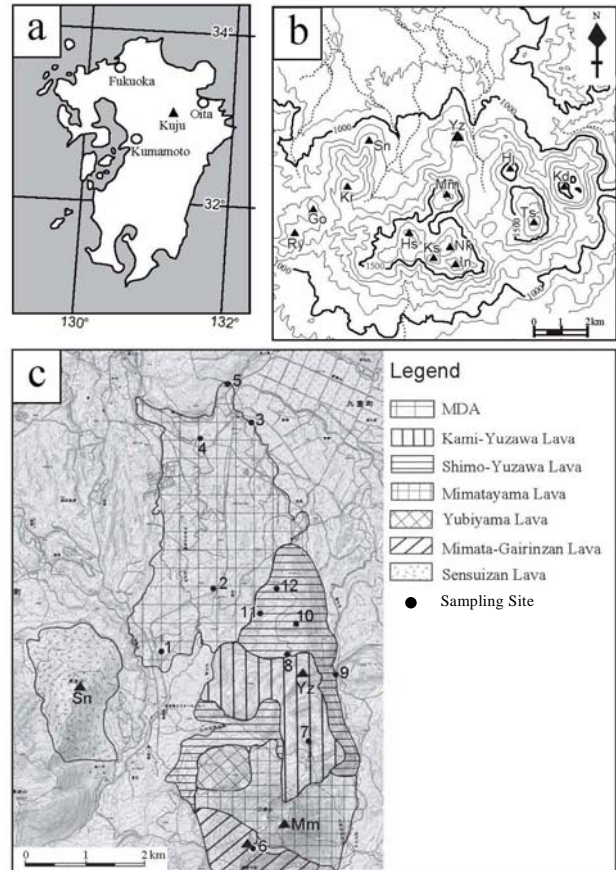


図-1 調査地域と地質図

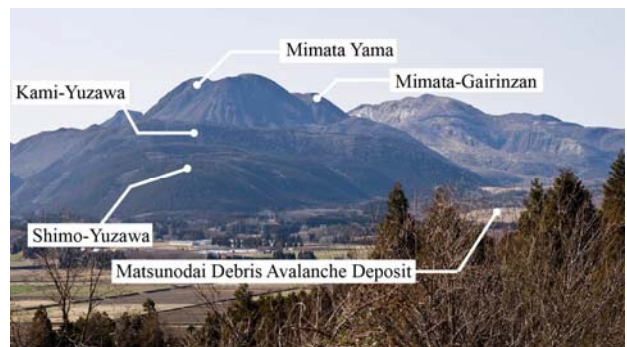


写真-1 調査地域全景

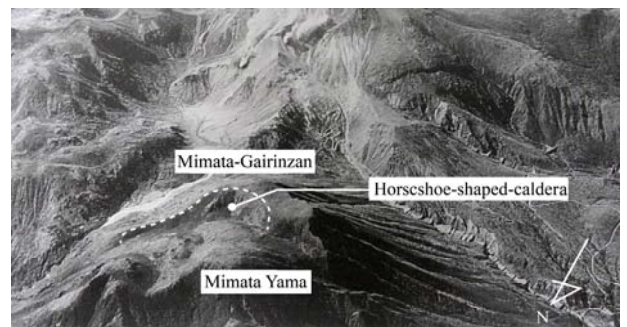


写真-2 三俣外輪山の馬蹄形カルデラ

3. 全岩化学組成

調査地域一体は複成火山である上、時間的な噴出の差はあるものの、ほぼ同一の火口から噴出しているため岩石的な特徴が似通っており、岩石記載のみで各溶岩を区分するのは難しい。また、MDA 中には様々な岩塊が存在しており、給源を特定するには困難である。そのため全岩化学組成を使用し、各溶岩の区分と MDA 中の岩塊の対比を行った。岩石記載の結果、MDA には、黒雲母含有斜方輝石単斜輝石角閃石安山岩で石基がインターサータルからハイアロピリティック組織を示すもの (A) と、黒雲母含有単斜輝石斜方輝石角閃石安山岩で石基がハイアロピリティック組織を示すもの (B) が含まれ、三俣外輪山は (A)、下湯沢溶岩は (B) の安山岩で構成される。(A) および (B) の SiO₂ 含有量は、それぞれ 59.8 ~ 61.5wt.%, 58.6 ~ 59.2wt.% である。

4. TL 年代測定

本研究では調査地域一帯の活動に正確な時間軸を設定するため溶岩について TL 年代測定を試みた。また、全岩化学組成で対比を行った MDA 中の岩塊においても年代測定を行い、溶岩との対比を行った。(A) は約 34 ~ 37ka, (B) は約 41 ~ 45ka の TL 年代を示す。下湯沢溶岩の TL 年代は約 43 ~ 44ka, 三俣外輪山が約 34 ~ 35ka, 上湯沢溶岩が約 19ka を示し、これらの値は地質調査の結果と矛盾しない。MDA 中には年代的に全岩化学組成の結果と同様下湯沢溶岩と三俣外輪山の岩塊が含まれる可能性がある。

4. 考察と今後の展望

これらの結果から、MDA の給源は三俣外輪山であり、周辺域の形成プロセスは次のとおりと考えられる。①下湯沢溶岩が溶岩台地を形成。②その上位に三俣外輪山を形成する溶岩ドームが成長。③外輪山が山体崩壊を起こし MDA が堆積。④その後すぐに現在の三俣山本峰溶岩ドームが成長して崩壊火口をほぼ埋積。⑤最後に上湯沢溶岩が下湯沢溶岩の一部を覆う形で北側に流下。

今回、噴出源が新たな溶岩で埋積され不明であったものの、地形や岩石記載、年代や化学組成を組み合わせることで特定できる可能性がある。

今後更にデータ数を増やし、より確実性を高めることと、MDA の流動・堆積機構を解明することが火山防災に繋がると考える。

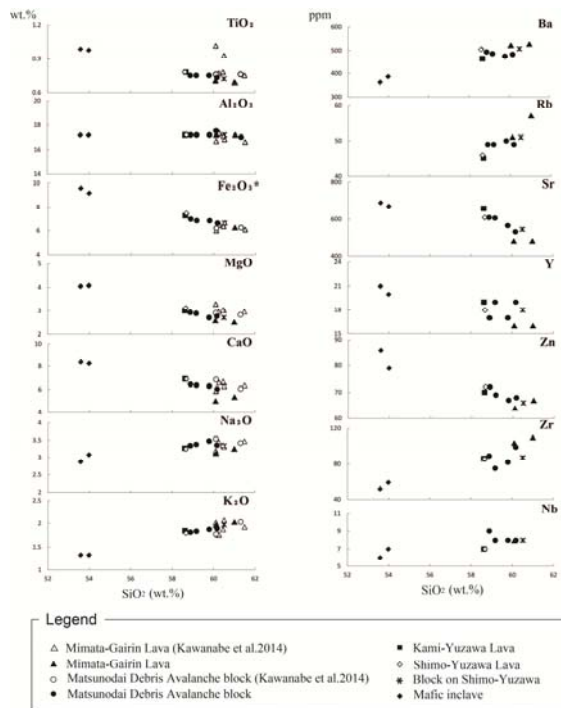


図-2 SiO₂-酸化物図, 微量元素図

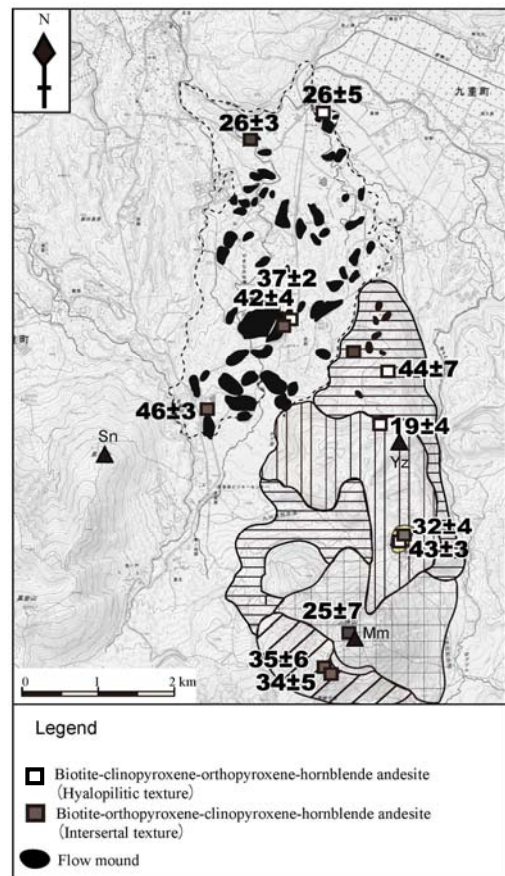


図-3 TL 年代 (ka) と位置

引用文献

- 1) 小野晃司, 久住. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 106, 1963.
- 2) 太田岳洋, 九重火山群, 東部及び中部域の形成史. 岩鉱, 86, 243-263, 1991.
- 3) 高島勲, 熱ルミネッセンス年代測定. 第四紀研究, 34, 209-220, 1995.

蔵王火山、約30-10万年前の噴出物の岩石学的研究

株式会社建設技術研究所 高野 徹

1. 研究目的

蔵王火山は東北日本火山フロントに位置する第四紀成層火山である。活動は約100万年前から現在まで継続しているが、約30-10万年前の活動により、現在の山体の主要部を成す南部および北部の成層火山体が形成された。しかし、それらの形成過程・マグマ組成変化の詳細は未解明な点が多い。そこで本研究は、約30-10万年前の活動によりもたらされた噴出物に対し岩石学的研究を行い、マグマ組成変化などを明らかにすることを目的とする。本研究では、南部成層火山体を刈田岳火山体(図2)、北部成層火山体を地蔵山・熊野岳火山体(図1)と命名する。

2. 研究手法

サンプリング地の選定は、赤色立体図を用いて行った。赤色立体図上で、地形的特徴から溶岩流を区分し、地形図と対応させてサンプリング地を決めた。本研究では、蛍光X線分析を行って各噴出物の全岩化学組成の分析を行った。

3. 野外調査の結果

刈田岳火山体を構成する噴出物は、下位から坊平溶岩・一枚石沢溶岩類・賽の碩溶岩類・聖山平溶岩類・金吹沢溶岩類・蔵王エコーライン溶岩類・御田の神溶岩・刈田岳溶岩の8つのユニットに分けられる。いずれのユニットも安山岩質溶岩主体で、火口は現在の刈田岳付近と考えられる。下位の坊平溶岩・一枚石沢溶岩類は火口から西方に約4-5km流下し、賽の碩溶岩類は火口から東方に約5-6km流下した。聖山平溶岩類は火口から東方に2-3km流下したと考えられる。金吹沢溶岩類・蔵王エコーライン溶岩類は火口から南東に約1-2km流下し、御田の神溶岩は西方に約2km流下した。最後に刈田岳溶岩が火口付近にドーム状に形成された。上記のように、溶岩の流下距離は時間経過に伴い短くなっている。

地蔵山・熊野岳火山体を構成する噴出物は、下位から熊野岳西方噴出物・観松平溶岩類・地蔵山溶岩・熊野岳主山体噴出物・地蔵山東方溶岩類・熊野岳山頂溶岩類・馬の背溶岩の7

つのユニットに分けられる。火口は現在の地蔵山・熊野岳山頂付近であると考えられる。下位の4ユニットは安山岩質主体で、上位の3ユニットは玄武岩質安山岩が主体である。

4. 全岩化学組成分析の結果

本研究の対象の噴出物は主に中間カリウムのカルクアルカリ系列に属す。また、蔵王エコーライン溶岩類・地蔵山東方溶岩類・熊野岳山頂溶岩類・馬の背溶岩を除く全ての溶岩は、苦鉄質包有物を含む。全ての母岩および苦鉄質包有物には、溶融組織を示す斜長石や不均一なコアをもつ輝石などの非平衡的な岩石学的特徴が多数認められる。

刈田岳火山体を構成する母岩と苦鉄質包有物のSiO₂量は、それぞれ56.1-63.9wt%と50.7-59.3wt%である。地蔵山・熊野岳火山体を構成する母岩と包有物のSiO₂量は、それぞれ52.9-63.4wt%と52.8-58.1wt%である。詳細に見てみると、ユニットごとにSiO₂量が異なる。

5. 結論と展望

本研究により、当該活動時期の蔵王火山のマグマ組成の変化を明らかにすることができた。また、ユニットごとで化学組成の特徴が異なることからこの時期の蔵王火山のマグマは多様な組成を持っていたことが明らかになった。この原因として、マグマの冷却速度の違いやユニットごとに元となるマグマの組成が異なるなどといったことが考えられる。

上記のことを明らかにするためには、EPMAを用いて各ユニットに含まれる斑晶鉱物の化学組成を分析することが求められる。その結果から、組成平衡関係などを解析し、噴火の源となったマグマの種類やその数を推定することで、詳細なマグマ進化を推定することにつながる。

なお本研究の成果は、今年新しくなった「蔵王火山の火山地質図」(出版:産業技術総合研究所)に反映されている。

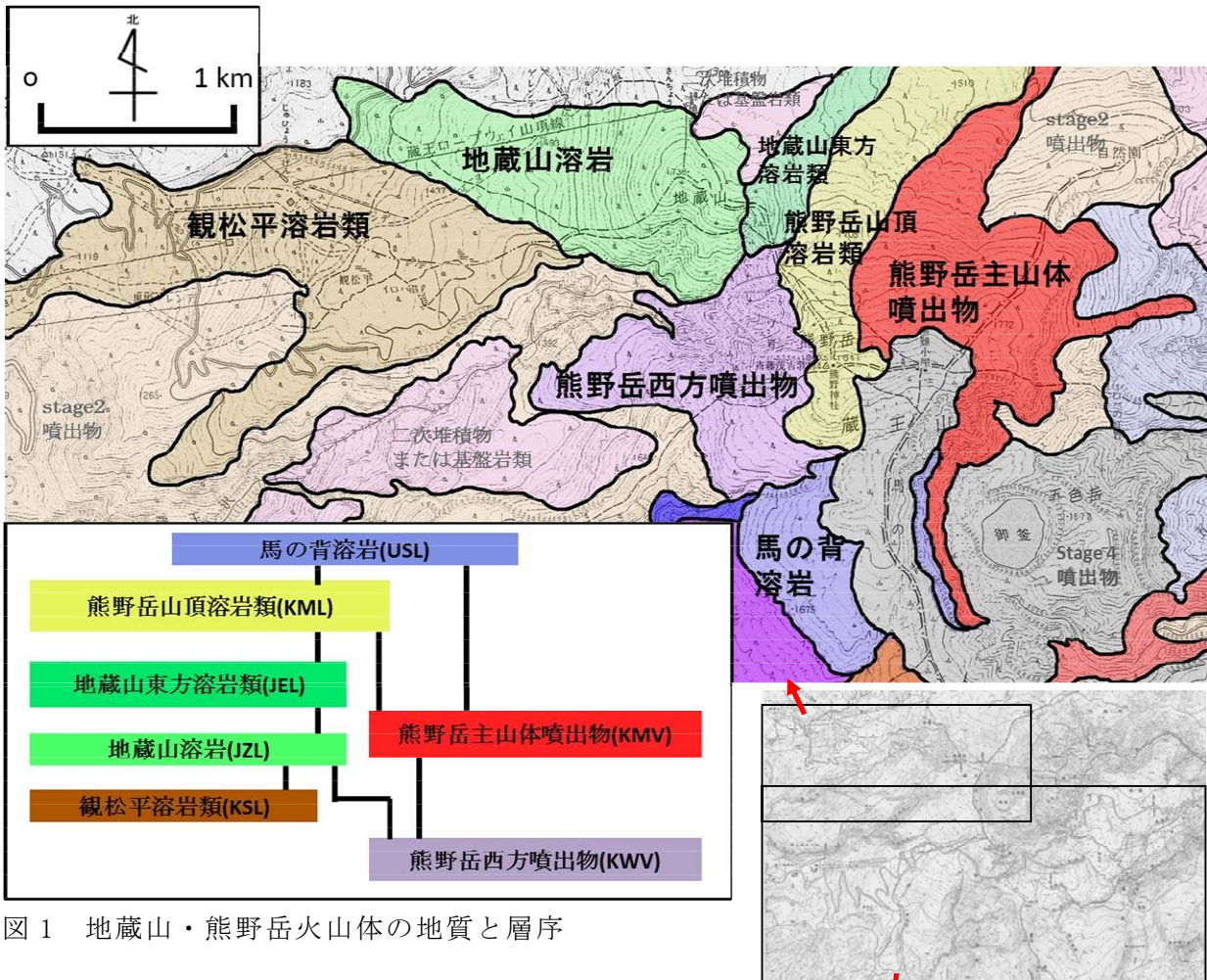


図1 地蔵山・熊野岳火山体の地質と層序

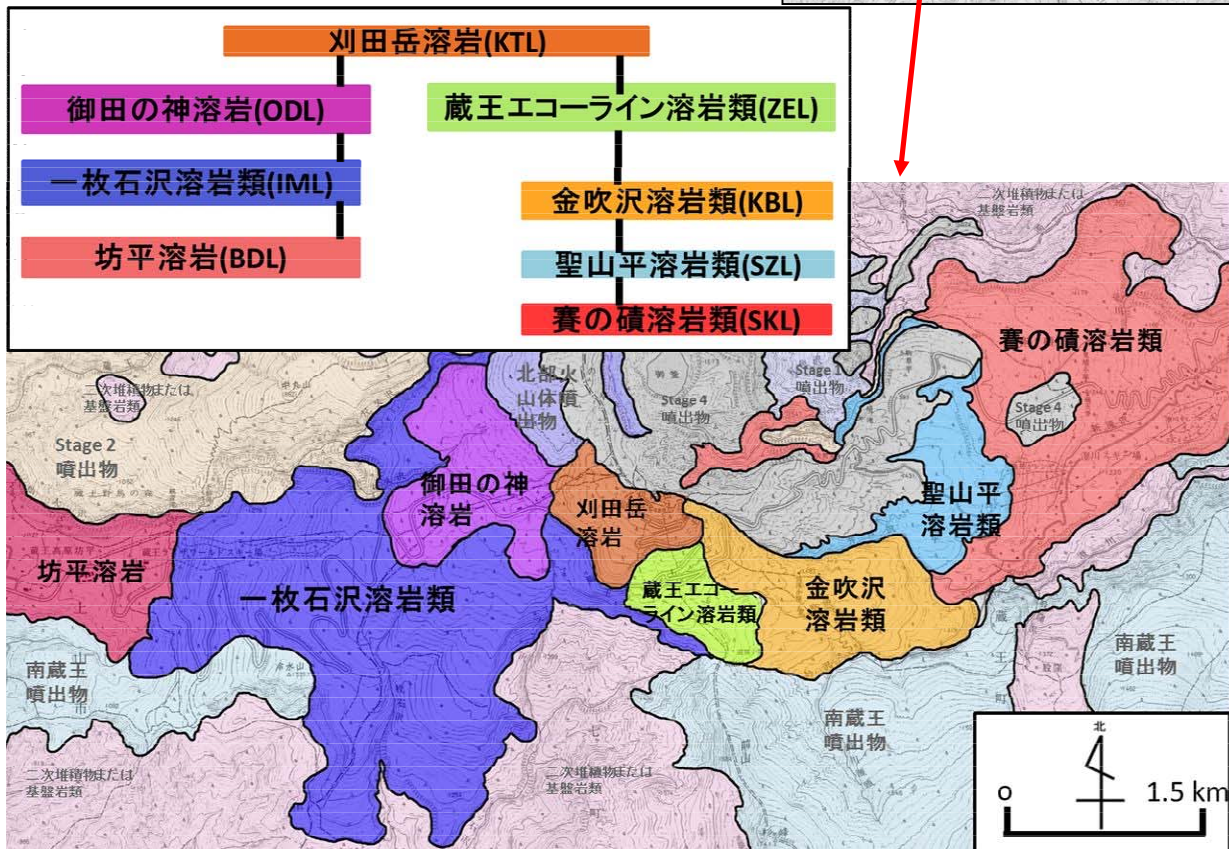


図2 刈田岳火山体の地質と層序

応力開放による切土のり面の変形事例

応用地質株式会社 小野寺正勝
西川清治、杉本有希洋

1. まえがき

東北地方沿岸部の工事中切土のり面において、切土の最終段階にのり面の変形が確認され、変状範囲及び変状機構について検討した事例を紹介する。なお、変状が生じたのり面は全18段、H=90m、L=250mに及ぶ長大のり面で、のり勾配は1:1.5~1:1.8である。

2. のり面の地質

当該のり面は、活断層である双葉断層の北方延長部にあり、圧砕花崗岩が基盤岩として分布する。このため、のり面の地質は角礫化した花崗岩を主体とするが、細粒化が顕著なカタクレーサイトがのり面中央下部~北側にかけて分布している(写真-1~3、図-1)。



写真-1 角礫化した花崗岩 写真-2 カタクレーサイト



写真-3 のり面のカタクレーサイト(赤褐色部)

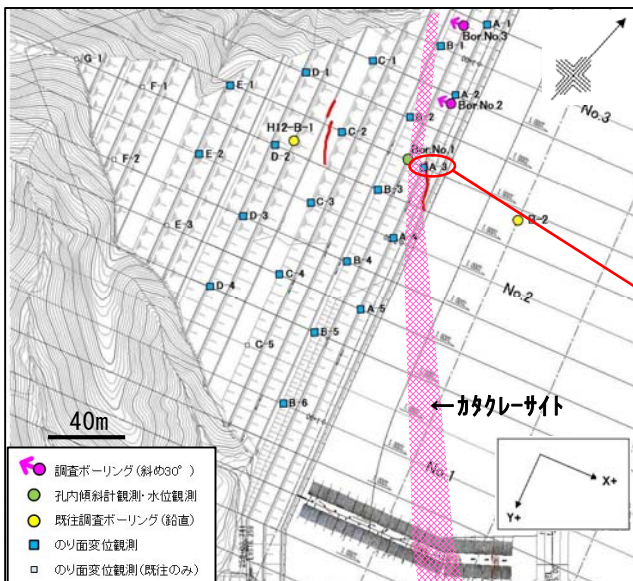


図-1 カタクレーサイトの分布と変位観測点

3. 変状状況(初期段階)

のり面には、当初、段差や連続的なクラックが発生していなかったため、のり面変状発生への認識がなかったが、工事用の基準点の変位から、変状が確認されたものである。

現地踏査では、のり面の中央下部付近に、小段や水路にクラックや目地の開口が多数発生し、水路の屈曲が認められた。変状は主のにり面下部の北側で発生していることが予想されたものの、変状が生じている領域と不動領域を明確に区分することはできなかった。



写真-4 小段水路の変形.手前(北側)が外側に屈曲

4. のり面変位観測

変状範囲と変位状況把握を目的に、トータルステーションを用いた変位観測を行った。観測は、当初、1回/時間の観測頻度とし、自動観測で行っていたが、切土工事完了後は、1回/週の手観測に変更した。

代表的な観測点(A-3)の観測結果を図-2に示す。観測開始当初は2.8mm/dayの変位速度で定常的な累積がみられた。応急対策として、横ボーリング工による地下水排除工を行った結果、変位速度は大きく低下したが、定常的な変位は継続し、大雨時には変位速度が一時的に増加する傾向が認められた。

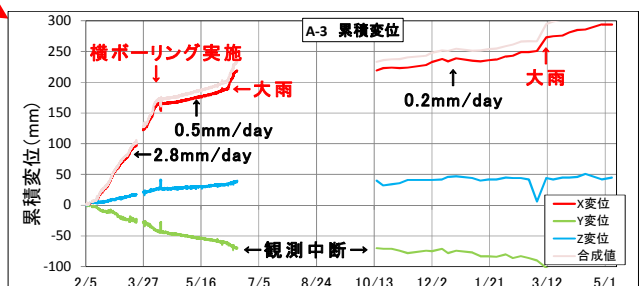


図-2 トータルステーションによる変位観測結果

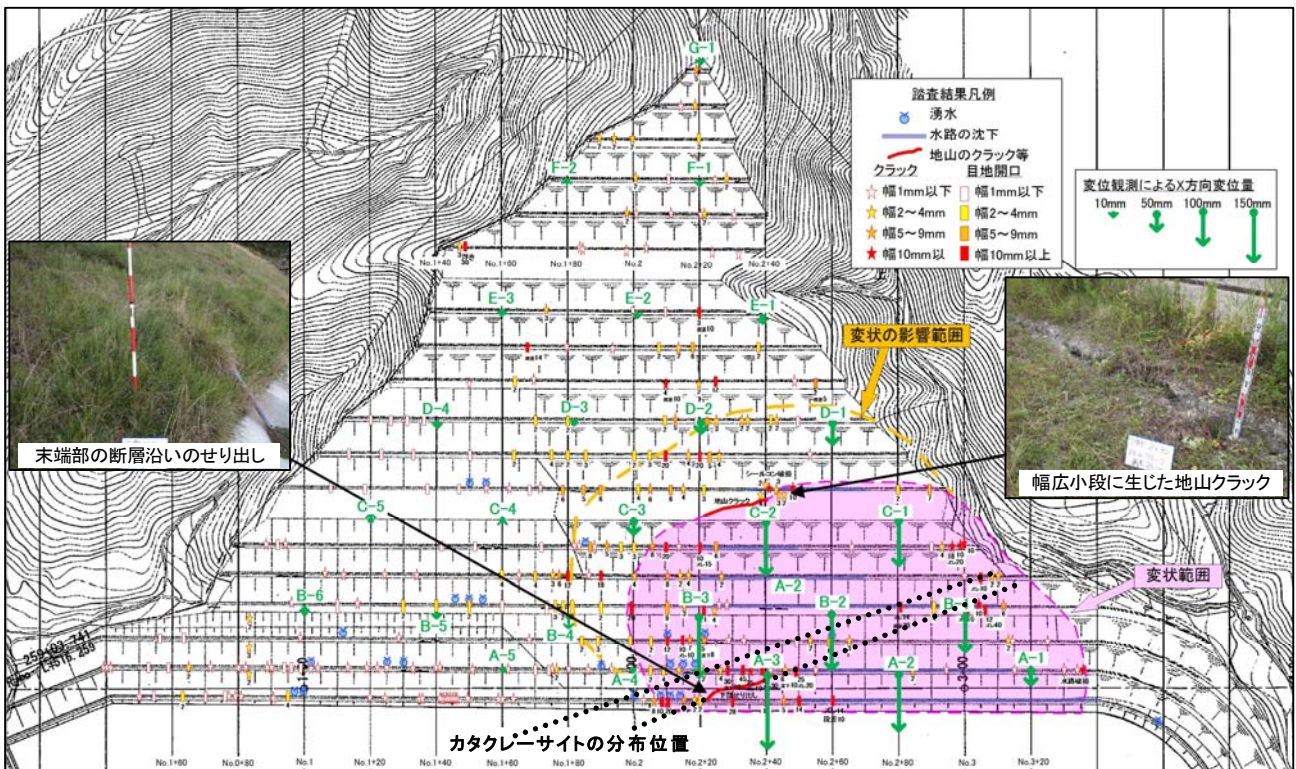


図-3 踏査結果およびのり面変位計測結果に基づく変状範囲の想定

5. 変状範囲と変状メカニズム

踏査による変状の発生状況、変位観測結果により、変状範囲を図-3のように想定した。変状の範囲は、図-1、図-3に示したカタクレーサイトが出現する区間と概ね一致する。

変状範囲内で行ったボーリング調査結果では、圧砕花崗岩中にカタクレーサイトが2~3条存在し、のり面に対して高角度受け盤構造で分布する。また、カタクレーサイトは比較的軟質で、著しく粘土化している部分も確認された。当地区では、断層運動による角礫状の破碎と、カタクレーサイト化によって、著しく脆弱な地山が形成されたと考えられる。

このような地山において、切土を行ったことで、応力開放に伴う緩み、地山のさらなる強度低下が進み、地山の膨張とトップリング的な変形が生じたものと想定した。

なお、当初は地表面に小段水路周辺の変状以外は認められなかったが、観測期間の後半では、のり面中段に段差を伴うクラック、下部にははらみ出しと上盤側のせり出しが生じた。地山の変形が進んだことで、頭部のクラックが顕在化するとともに、次第に地すべりへと移行していく前兆の現れと考えられる。

6. 孔内傾斜計観測と変状範囲の断面形状

当のり面では孔内傾斜計観測も行った。カタクレーサイトに沿った山側へのせん断変位

とその下盤側の谷側へのはらみが観測されたが、変状範囲を特定することはできなかった。観測孔の沈下に伴うたわみにより、地山の変位をうまく捉えられなかった可能性がある。

このため、変状範囲の横断形状は、地表の変状範囲とのり面形状をもとに、円弧的な範囲として想定した。

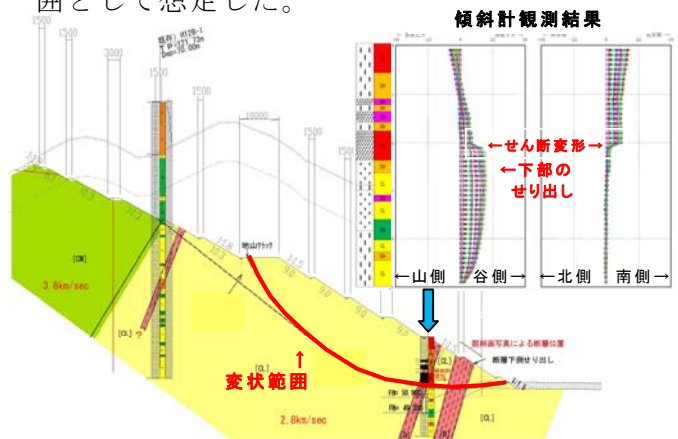


図-4 孔内傾斜計観測結果と想定断面図

7. あとがき

検討結果に基づき、対策工は追加横ボーリング工と押え盛土を計画した。今後の対策工実施により、変位の収束が期待される。

応力開放に起因する変状については、地すべり対策の基準を準拠して検討せざるを得ないのが現状であり、今回のような変状に対する対策工検討手法の確立が望まれる。

宮城県亶理郡における地下水塩水化の現状と予測

東北農政局 森一司, 農村工学研究所 紺野道昭, 国際航業株式会社 平山利晶

1. はじめに

2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う津波によって、宮城県亶理郡の浅層地下水は広範囲に塩水化した。震災から 4 年を経過し塩類濃度は徐々に回復傾向が伺えるが、いまだに震災前のレベルには戻っていない。このため、三次元差分法地下水シミュレーションによる将来予測を行った結果、今後 10 年程度で塩類濃度は大きく低下するとの予測結果が得られた。なお、本報告は農村振興局農村環境課と東北農政局資源課が実施している「海岸地域における地下水調査東北地区」の成果である。

2. 地下水塩水化の現状

東北農政局では、図-1 に示す地点において地下水位および電気伝導度 (EC) の観測を継続している (東北農政局, 2012)。図-2 および図-3 はそれぞれ震災前から実施している観測孔と震災後に設置した観測孔での平成 27 年 6 月末時点での EC の推移である。

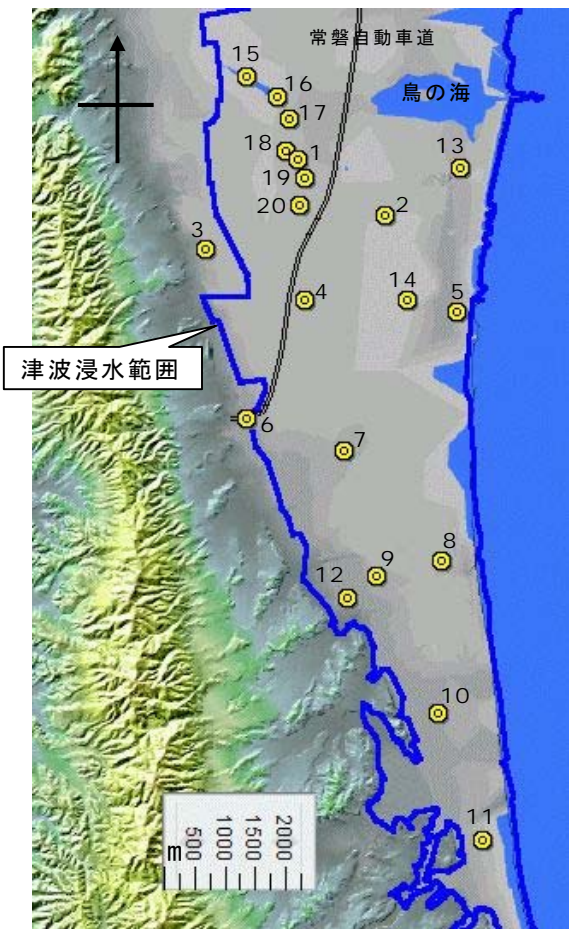


図-1 観測地点位置図

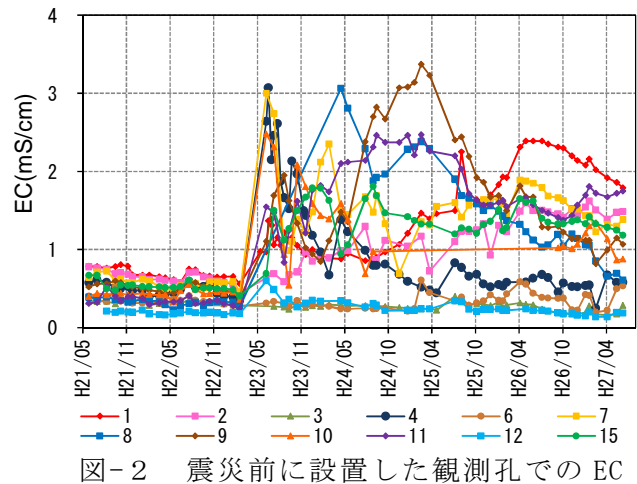


図-2 震災前に設置した観測孔での EC

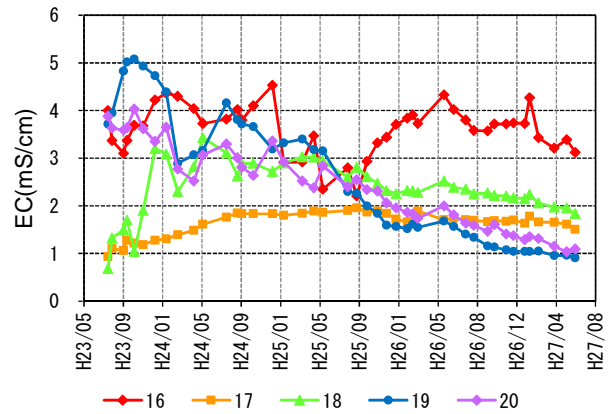


図-3 震災後に設置した観測孔での EC

多くの地点で震災直後に EC は急上昇した。地点によっては 1 年以上経過してから最大値を示しているが、これは震災後に行われた水田の除塩事業に伴い、土壤中の塩類を溶出した EC の高い水が地下浸透し、移動してきたためと考えられる。しかしながら、最近では次第に EC は低下する傾向がうかがえる。

3. 地下水シミュレーションの方法

震災前に作成された大内ほか(2010)による三次元差分モデルを改良し、これまでの観測データに基づく内挿検定によって精度を検証した上で、今後 80 年の EC 変化を予測した。

(1) モデルの概要

モデルの範囲は東西 11km, 南北 24km, 標高 +10m ~ -80m, 差分メッシュのサイズは平面 100m × 100m 及び 500m × 500m, 層厚 2m (標高 -40m まで)、及び 5m (標高 -45m 以深) とした。プログラムコードは USGS の MODFLOW-2000

+MT3DMS および SEAWAT-2000 の 2 通りとし、ソフトウェアパッケージは Simcore 社の Processing MODFLOW ver. 8. 0. 42 を使用した。

(2) 帯水層定数

透水係数は既往透水試験結果を基本とし、既存ボーリング柱状図の土質区分と文献値に基づき補間した。

有効空隙率は主として既存ボーリング柱状図の土質区分と文献値に基づき推定した。

(3) 境界条件

地下水涵養量は観測地点ごとに作成した 3 段タンクモデルにより算出し、震災後の土地利用区分や水田作付け状況を勘案して地域配分した。

地下水揚水量は震災前の実測値と震災後のイチゴ栽培面積から推定した。

初期水頭は実測データに基づき設定した。

初期塩類濃度は実測データおよび既往電気探査結果(森ほか, 2013)から推定した。

4. モデルの検定

H24/11~H26/11 の実測データを使用し、モデルの検定を行った。図-4 は地点ごとの月別計算水位と実測水位をプロットしたものであり、比較的高い相関を示している。

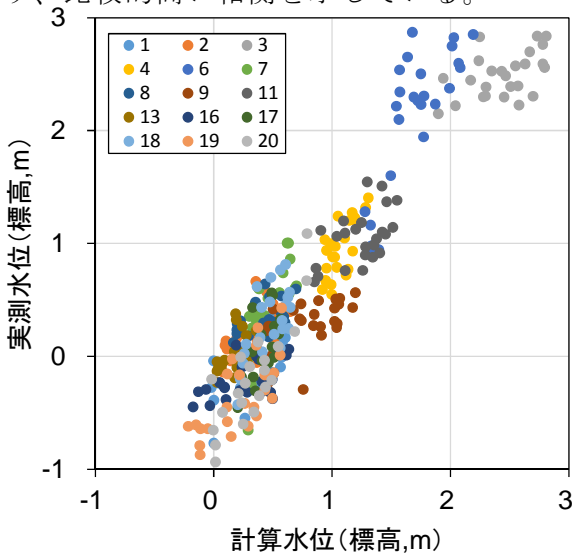


図-4 計算水位と実測水位 (MT3DMS)

一方、図-5 は計算 EC と実測 EC をプロットしたものである。地点ごとの相関はあまり高くないが、全体で見るとそれなりの相関を示しており、地域による EC の差異の特徴は出ている。今後さらなるモデルの改良は必要だが、現時点で予察的に広域の塩分挙動を予測するには有効と判断した。なお、地下水の密度を考慮した SEAWAT-2000 による計算でも、ほぼ同様の結果であった。

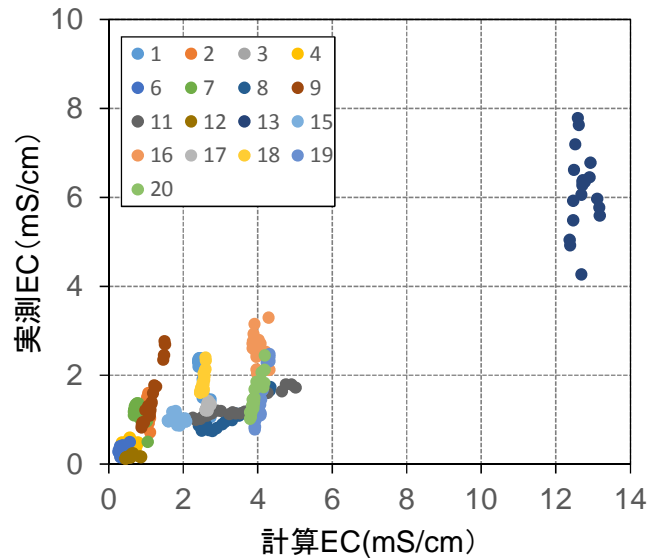


図-5 計算 EC と実測 EC (MT3DMS)

5. 予測結果

平成 26 年 11 月を初期値とし、今後 80 年間の予測計算を行った。図-6 のように、EC は次第に低下してゆき、今後 10 年間での低下率が特に大きいとの見通しが得られた。

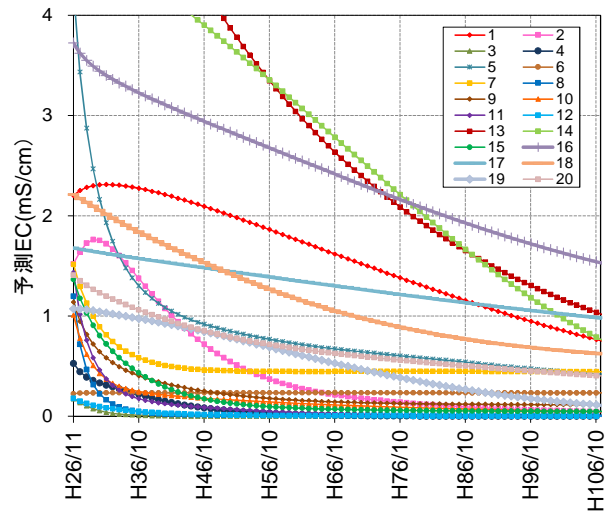


図-6 予測計算結果 (MT3DMS)

6. 参考文献

大内拓哉, 柴崎直明, 森一司, 高橋朋佑 (2010): 仙台平野南部における地下水流動のメカニズムと塩水化シミュレーションモデルに関する研究, 地学団体研究会総会講演要旨集・巡検案内書, vol. 64, pp. 72.

東北農政局 (2012): 地下水盆地地下水制御活用技術確立型「仙台平野南部地区」(H20-22) 調査報告書, 東北農政局農村計画部, 212p.

森一司, 岡庭信幸, 橋本智雄 (2013): VLF 探査および VES 探査による津波浸水海岸平野での地下水塩水化調査事例, 応用地質, vol. 54, pp. 197-203.

松島粘土に関する知見 1 (年代測定と土質特性)

東北緑化環境保全株式会社 谷藤隆三、○土屋 郷
株式会社テクノ長谷 島本昌憲
日本応用地質学会 東北支部 橋本修一、高見智之

はじめに

松島湾沿岸部で地盤調査を行う機会があり、その際ボーリングにより 10~15m 前後の沖積層が確認され、同層に年代測定できる貝化石が散在していた。松島湾の成り立ちに関わる研究として、貝化石の ¹⁴C 年代測定を行った。ここでは年代測定結果と沖積粘土の土質特性について報告する。

1. 地質状況

調査地は松島丘陵東端にあたる仙石線陸前富山駅東北側の埋立地である。調査地周辺の地質図を図-1.1 に示す。新第三紀の大塚層を基盤岩 (B) として、埋立土 (M) の下に沖積層 (A) が伏在する。沖積層 (A) は粘性土 (Ac) を主体とし砂質土 (As) を基底部に分布する。Ac 層と As 層を合わせて 10~15m 前後と厚く分布する。Ac 層は標準貫入試験 N 値 0 (自沈) と極めて軟弱な土層であった。Ac 層と As 層には比較的保存状態が良好な貝化石が散在した。

なお、Ac 層に関しては後述土質特性に示すように特殊な特性を示すことから、以下「松島粘土」と呼称する。

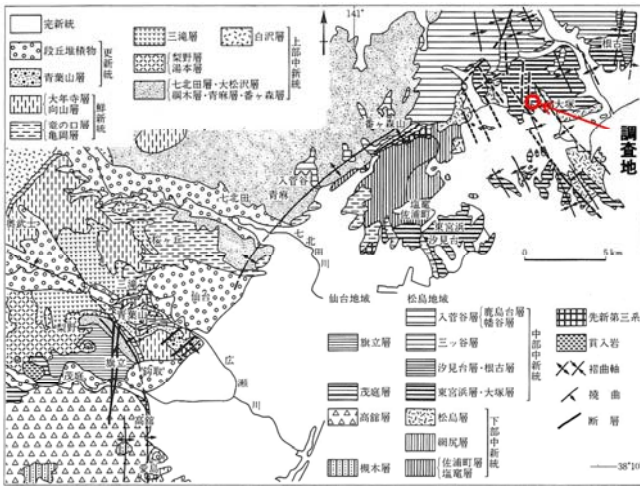


図-1.1 調査地周辺の地質¹⁾

2. 貝化石の年代測定及び貝化石の同定結果

貝化石試料は、2 孔のボーリング (PB-1、3) から採取した。年代測定結果を表-2.1 に位置図、柱状図を図-2.1 に示す。

試料 1、3 (S1、3) は沖積層 (A) の基底層に相当する As 層から採取したもので、試料 1 は 8145~7955calyBP (中央値 8055calyBP)、試料 3 は 7405~7270calyBP (中央値 7340calyBP) を

示した。試料 2、4 (S2、4) は沖積層 (A) の中位の粘性土 (Ac) から採取したもので、試料 2 が 6400~6280calyBP (中央値 6340calyBP)、試料 4 が 4520~4400calyBP (中央値 4460calyBP) を示した。これらの結果は、下位層準の As 層ほど古い年代測定値を示している。As 層は縄文海進 (6000~5000calyBP) の直前の堆積物、Ac 層は同海進以降の堆積物と推定された。年代測定を行った貝化石の同定結果に関しては、各貝化石とも内湾域に棲息する二枚貝で離弁だが、保存状態はよく、準現地性と判断された。

表-2.1 貝化石の年代測定表及び同定結果

項目	年代測定	採取地点	採取位置	貝化石の同定結果
試料 1 (S1)	8145~7955calyBP 中央値 8055calyBP	PB-1	GL. -11.55m (Tp. -11.12m) 沖積層貝殻混じり礫混じり細砂 (As) 基盤岩から 0.30m 上位。基底砂層。	<i>Phacosoma</i> sp.
試料 2 (S2)	6400~6280calyBP 中央値 6340calyBP	PB-1	GL. -8.55m (Tp. -8.12m) 沖積層貝殻混じり砂質シルト (Ac)	<i>Mya</i> sp.
試料 3 (S3)	7405~7270calyBP 中央値 7340calyBP	PB-3	GL. -13.52m (Tp. -13.45m) 沖積層貝殻混じり礫混じりシルト質砂 (As) 基盤岩から 1.38m 上位。基底砂層。	<i>Phacosoma</i> sp.
試料 4 (S4)	4520~4400calyBP 中央値 4460calyBP	PB-3	GL. -7.88m (Tp. -7.81m) 沖積層貝殻混じりシルト (Ac)	<i>Macoma tokoyensis</i> Makiyama

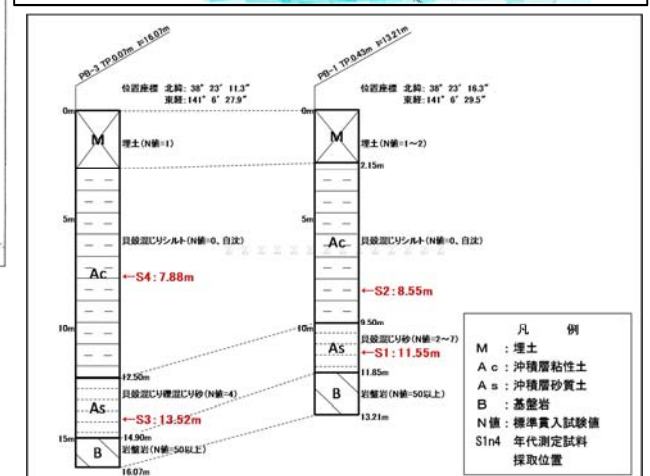


図-2.1 PB-1、PB-3 位置図、柱状図

3. 松島粘土の土質特性

地盤調査において、土質試験を実施したが、主な試験結果について、全国の主な沖積粘土、

有明粘土とともに表-3.1に示す。同表に示すように、松島粘土は全国の主な沖積粘土に較べると自然含水比が118~147%と高い値を示し、液性限界も137~154%と高く、さらに、鋭敏比も5~9と大きな値を示した。

有明粘土は九州有明海一帯に分布する海成粘土であるが、地盤の支持力が小さく、盛土により地盤沈下が大きいくことで知られている。松島粘土はこの有明粘土にやや近い性質を示し、いわゆる特殊な粘土「高含水比、高液性限界、鋭敏粘土」に分類される。

このように松島粘土は、上記の特性を持つことに加え、標準貫入試験でN値=0(自沈)を示し、その層厚も10~15mと厚いことから、工事振動によりトロトロと液状になり易く、沖積層下の基盤岩の上面が傾斜するような、いわゆる「傾斜地盤」では側方流動し、盛土の沈下や住宅の不同沈下等を招く恐れのある土層と言える。

松島粘土がこのような特性となった原因については、次のことが考えられる。

- ① 松島粘土は6000~5000calyBPの縄文海進以降に堆積したものである。この期間は、最終氷期後の海水面の急激な上昇から、その変化が大分穏やかになっていた時期に相当するが、松島湾は海面の上昇により内湾化が進み、外洋の沿岸流による堆積物の供給が少なく、さらに松島湾に注ぐ高城川等も小規模であったため、後背地からの堆積物の供給も少なかったものと推察される。
- ② すなわち、湾内外からの堆積物の供給が少なかったことから、同じ堆積期間における他地域の沖積粘土に較べても、堆積後の上載圧がそれほど大きくなく正規圧密粘土に近い性質を持ったものと考えられる。

このように、松島湾の内湾化、後背地からの堆積物の供給が少なかったことが、上記のような性質を持った原因と考えられる。

表-3.1 主な土質特性²⁾

	土の湿潤密度 γ t (g/cm ³)	自然含水比 Wn (%)	液性限界 WL (%)	塑性限界 W (%)	圧縮指数	圧密降伏応力 (KN/m ²)	鋭敏比
沖積粘土 1)	1.2~1.8	50~80	30~130	20~60	0.2~1.0	-	2~4
有明粘土 1)	1.2~1.6	30~180	40~150		0.3~2.5	-	10~70
松島粘土 2)	1.30~1.38	118~147	137~154	47~53	1.34~2.17	29.5~41.2	5~9

注：1)土質試験の方法と解説他等、2)今回の調査

4. まとめ

- ① 松島湾沿岸部の沖積層の貝化石の年代測定を行った。その結果、基底のAs層(中央値8055~7340calyBP)は縄文海進以前の堆積物であり、松島粘土のAc層(中央値6340~4460calyBP)は、縄文海進以降の堆積物と推定された。
- ② 沖積層は10~15m前後と厚く、大半を占める粘性土(Ac)のN値は0(自沈)の軟弱層である。このAc層は全国の平均的沖積粘土より高含水比、高液性限界を示す。鋭敏粘土に分類され、その性質は盛土の沈下や支持力不足などで有名な有明粘土に近い土質特性を示す。すなわち、松島沿岸部において、松島粘土は構造物の基礎地盤として、地盤沈下や工事振動による傾斜地盤での側方流動・不同沈下に注意が必要な土層であると考えられる。
- ③ 土質特性が特殊となった原因は、内湾的環境であったことに加え、後背地に大規模な河川がないことから堆積物の供給が少なく、堆積が他地域に較べ穏やかであったためと考えられる。

5. 謝辞

地盤調査資料、¹⁴C年代測定試料に関しては、宮城県仙台地方振興事務所、農業農村整備部に提供して頂いた。貝化石に関しては(株)テクノ長谷島本博士に同定して頂いた。¹⁴C年代測定に関しては(株)地球科学研究所に依頼した。

本研究は、日本応用地質学会東北支部及び東北緑化環境保全株式会社の共同により行った。

ここに記して感謝する次第である。別掲、知見2についても同様の協力を頂いた。2011年東日本大震災において被災した方々の一日も早い復旧を祈念し、本資料がその一助になれば幸いです。

6. 参考文献

1)生田慶司、中川久夫、蟹沢聡史(1989)、日本の地質 2、「東北地方」、共立出版 119-127。

2)(社)地盤工学会(2004)、土質試験の方法と解説。

松島粘土に関する知見 2 (堆積速度と仙台平野の海水準変動とのずれの意味)

東北緑化環境保全株式会社 ○谷藤隆三 土屋 郷
株式会社テクノ長谷 島本昌憲
日本応用地質学会 東北支部 橋本修一、高見智之

はじめに

本論では、松島粘土の堆積速度及び年代測定から推定される海水準と仙台平野の海水準変動曲線との「ずれ」について考察する。

1. 沖積層の堆積速度の推定

堆積速度の算出方法は年代測定した貝化石の各レベル及び埋立地旧海底レベル間を層厚として、これを年代測定値で除する方法とした。算出結果を表-1.1 に示す。

試算の結果、沖積層の基底砂層 (As) から沖積層粘性土 (Ac) の中位までの 3~6m 区間の堆積速度は 0.17~0.20cm/年程度であり、沖積層粘性土 (Ac) の中位から旧海底までの約 5~7m 区間の堆積速度は 0.11~0.13cm/年となった。As 層 (砂) を含む前者の方が後者に比べ、約 1.5 倍程度速い値を示した。これは層相の違いを反映した値と考えられる。一方、松島湾の Ac 層は仙台平野北部地区の沖積海成粘土に対比されるが、その中で松島に最も近い多賀城付近のデータを見るとその下限は約 30m 程度である (図-1.1 参照)。同堆積物下限の堆積年代は、8000calyBP 年程度と推察される。この仮定を基に、仙台平野における沖積海成粘土以降の堆積物の堆積速度を試算すると、0.3~0.4cm/年程度となる。すなわち、松島湾に堆積した As 層と Ac 層とは仙台平野の沖積海成粘土層以降の堆積物に比べ、緩やかに堆積したものと考えられる。東京湾川崎市においても本手法と同様な方法で沖積層の堆積速度を算定している (表-1.2 参照) が、上記約 8000calyBP 以降の堆積時期をあわせて比較すると、松島湾の As 層、Ac 層の堆積速度はその 1/3~1/10 程度である。すなわち、松島湾沖積層 (8000calyBP 以降の Ac、As 層) は他地域に比べ極めて遅い速度で堆積したものと推定される。このように他地域に比べ遅い堆積速度であったことは知見 1 に述べたように特殊な土質特性を示す一因と考えられる。

表-1.1 試料採取深度と年代測定の関係

項目	① 化石採取深度 (Tp, m) 化石年代中央値	② 化石採取深度 (Tp, m) 化石年代中央値	層厚 (①-②) (m)	①~②期間の堆積速度 (cm/年)	③ 旧海底の標高 (Tp, m)	層厚 (②-③) (m)	②~③堆積速度 (cm/年)
PB-1	-11.12 8055calyBP	-8.12 6340calyBP	3.0	300/8055-6340=0.17	1.32	6.80	680cm/6340-0=0.11
PB-3	-13.45 7340calyBP	-7.81 4460calyBP	5.64	564/7340-4460=0.20	-1.93	5.88	588/4460-0=0.13

備考:旧地表の標高は調査ボーリングで確認された埋土の低位とした。
また、その位置の年代は海が埋立てられた時期が戦後と 1978 年宮城沖地震の 2 度おこなわれていることから、1950 年(14C の基準年と同じと仮定した)とした。

表-1.2 東京湾川崎市の沖積層の堆積速度 (中井)³⁾

深度 (m)	¹⁴ C 年代測定 (yr. BP)	時代	堆積速度 (cm/年)	備考
40.6~38.65	10,510~8,830	縄文早創期	0.12	場所:川中島小学校、校庭 掘削地点の標高:0.58m ボーリング延長:43.75m 地質:多摩川下流溺谷東京湾完新世堆積物 (粘土、シルト、砂)
38.65~27.18	8,830~8,450	縄文早期	3.0	
27.18~16.18	8,450~6,050		0.45	
16.18~15.98	6,050~4,070	縄文前期	0.46	
14.97~9.82	3,690~3,240	縄文中期	0.46	
		縄文後期	1.5	

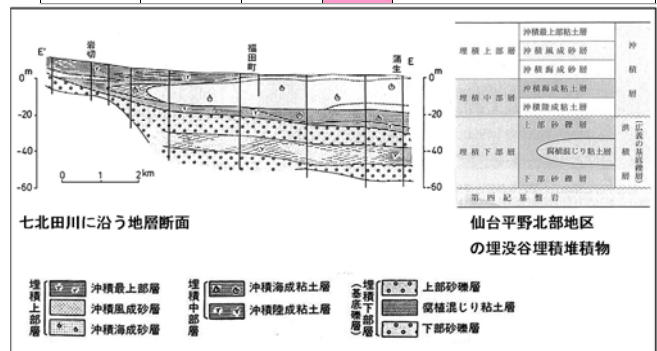


図-1.1 仙台平野北部地区²⁾
(七北川に沿う地質断面図)

2. 仙台平野の海水準変動曲線との「ずれ」の意味

仙台平野の海水準変動曲線を図-2.1 に示す。同図は仙台湾岸においてこれまで得られた貝化石や腐植物の炭素放射性年代と浜堤列の形成時期を基に復元したものである。同図には今回の年代測定の結果を記している。同図示すように、今回の S2、3、4 は同変動曲線から数 m 下にあるが、S1 は変動曲線より上に位置する。貝化石が産出された深度は貝類が棲息した当時、海面はそれより上位にあったことを示すが、この変動曲線より上にある S1 の「ずれ」はなにを意味するのだろうか。年代測定の結果に問題ないとすると S1 については、その当時の海面 (変動曲線) より約数 m 程度下位にあったと考えられる。その後の S2、3、4 が変動曲線下となっていることから、S1 と S3 との間の時期に松島湾周辺はこの「ずれ」を解消するために、少なくとも 5~10m 前後隆起したと推察される。日本各地の海水準変化の研究により、最終氷期最盛期約 18000calyBP 以降、海面は急上昇し、約 6000~5000calyBP には、ほぼ現在と同じ水準に達し、わずかな変動を繰り返して現在に至っている。

るといふ知見が得られている。1 万年以降においては、数 m 海面が上昇した 6000～5000calyBP 間の縄文海進と 8 世紀から 12 世紀 (1100～800calyBP) にかけての平安海進が知られている。図-2.1 に示した仙台平野の海水準変動曲線を見ると、この 2 つの海水準の上昇と他に 2 つの上昇 (以下微変動と呼ぶ) が推察されている。澤井等 (2007) は仙台平野において津波堆積物調査を行い表-2.1 に示すように 4 層の砂層 (Y2～Y5 イベント堆積物：津波堆積物) を抽出し、Y2 に関しては貞観地震のイベント堆積物としている。その他 Y3～Y5 のイベント堆積物については対応する地震記録がないことから特定していないが、同一イベントを仙台平野の海水準変動曲線に照合すると 3000calyBP、1700calyBP の微変動の前後にあたる。2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) において広範囲において津波により被水したが、同時に国土地理院において数 m オーダの地殻変動が報告されていることを見ると、巨大地震に地殻変動が伴うことは特段不思議ではない。さらに仙台平野において浜堤列 (図-2.2 参照) が、現在の海岸線に沿って形成されているものの他に、内陸部にも海岸線に平行に 2 条の分布が認められ、内陸側の列から海岸線に向かって第 I、II、III 浜堤列に分類されている²⁾。この浜堤列は過去の海岸線の位置を示す地形であり、第 I 浜堤列 (H1) は 5000calyBP 頃、第 II 浜堤列 (H2) は 2000calyBP 頃、第 III 浜堤列 (H3) は 700calyBP 頃の海岸線の位置を示す。この浜堤列の海に向かう配列は徐々に海退しているというより、段階的に海退している状況を示している。図-2.1 にはこの浜堤列の時期を海水準変動曲線に併記したが、浜堤列 H1 は縄文海進最盛期に対応するが、他浜堤列 H2、H3 は微変動の前後に位置している。このことから浜堤列 H2、H3 は、仙台平野の局所的な地盤の上昇・下降に起因するものと解釈することもできる。

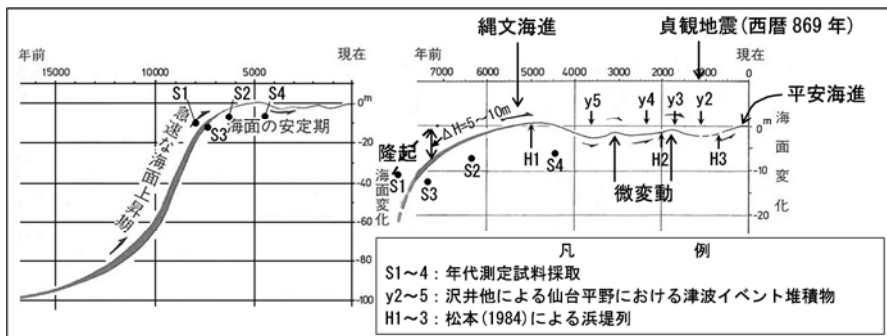
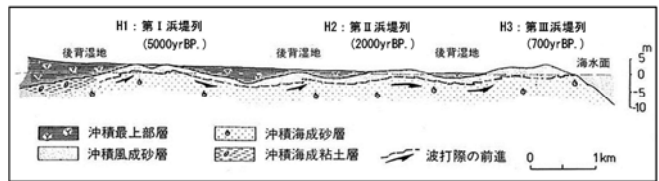


図-2.1 仙台平野の海水準変動曲線 (加筆)²⁾

以上のことを勘案すると、数点のデータだけで詳しい議論は難しいが、S1 の海水準変動曲線からの「ずれ」は、傾斜地盤内の時間面の傾斜を含めても松島丘陵の地域的な地殻変動 (隆起時期) を示唆している可能性が考えられる。

表-2.1 貞観津波以前に堆積した砂層⁴⁾

山元地域	砂層名	イベント年代 CalyBP (1σ)	備考
	Y2	1170～1030 中央値 1100	貞観地震津波 (西暦 869 年約 1100yrBP) 第 3 浜堤列 (700yrBP)
	Y3	1770～1630 中央値 1700	第 2 浜堤列 (2000yrBP)
	Y4	2850～1850 中央値 2350	
	Y5	3800～3440 中央値 3620	
			縄文海進 (6000～5000yrBP) 第 1 浜堤列 (5000yrBP)



出典：(松本, 1984 を一部修正)

図-2.2 浜堤列の模式断面図²⁾

3. まとめ

- ① 土質特性が特殊な原因は松島湾が内湾的環境であったこと、後背地に大規模な河川がないことから堆積物の供給が少なかったことに加え、堆積速度が他地域に比べ穏やかであったためと考えられる。
- ② 年代測定結果、仙台平野北部地区の海水準変動曲線からずれるデータが得られたが、そのデータからは松島湾周辺は縄文海進前 8000～7000calyBP の間に、約 5～10m 前後隆起した可能性が推測される。
- ③ 仙台平野北部の海水準変動曲線には他地域でみられない 2 つの海面の上昇 (微変動) がある。イベント堆積物 (津波堆積物) や浜堤配列などを照合すると、この微変動は海面の上昇というよりも、地盤の上下変動 (地殻変動) の可能性が考えられる。

4. 参考文献

- 1) 松本秀明 (1984) : 宮城県松島湾の沈水過程 東北地理 36-1、46-53。
- 2) 仙台市史編纂委員会 (平成 6 年) : 仙台平野の成り立ち。宮城県教科書供給所 264-277。
- 3) 中井ほか : 完新世の海水準・気候変動の地球科学的手法による研究。名古屋大学 NLS16-21。
- 4) 澤井祐紀ほか (2007) : ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野 (仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町) における古津波痕跡調査・活断層・古地震研究報告 No. 7、47-80。

宮城県中部地域における新第三系の地質構造—レビューと考察—

(一社)日本応用地質学会東北支部 地震防災WG 橋本 修一

1. はじめに

地震防災活動に応用地質学的知見を活かすためには、現在の地形・地質がいつからどのようなプロセスで形成されたのかを理解しておく必要がある。

地震防災 WG は、現在、松島周辺を含む宮城県中部地域の特徴的な地形・景観を理解するために、地下構造・新第三系の地質構造・地震環境に関する文献調査と必要に応じた現地調査を行なっている。今回は、文献収集状況の中間報告と現地調査を踏まえた考察を行なう。

2. 新第三系の分布と地下構造

宮城県北部から中部・松島丘陵を経て、南方の仙台湾にかけては、概ね南北方向に丘陵地とそれに続く高まりが連なる。ごく一部に先新第三系基盤岩類が露出する以外は、基盤の大部分は新第三系中新統～鮮新統で、石巻平野および仙台平野においては沖積層が広く覆うことが知られている(石井他¹⁾)。

中新統は褶曲し、その褶曲軸方向はやや複雑であるが、松島地域から仙台湾海域にかけて概ね NNW-SSE で、同方向の断層も伴っている(海上保安庁水路部²⁾、地質調査所³⁾)。

また、ボーリングおよび反射法探査の結果、野蒜付近では、深度 1346m 以深に新第三系の基盤として三疊系利府層および花崗岩の分布が確認され、さらに松島丘陵の東縁は、旭山から南方に連なる東下りの撓曲構造で画され、それより東方石巻平野には、鮮新統が広く伏在していることが確認されている⁴⁾。

当該地域は、広域的にみると「松島一本荘帯」(生出・大沼⁵⁾)として提唱された NW-SE 方向の隆起ゾーンの中に位置する。石井他¹⁾は、前～中期中新統(松島湾層群)は松島一本荘帯の方向と一致する NNW-SSE 方向の褶曲構造に支配されるとし、同構造帯の性格を暗示している。地震学の立場から、地震発生の時空間分布を規制する「男鹿牡鹿構造帯」と証する、基盤に達する大きな断裂系も提唱されている(吉田他⁶⁾)。ただ、大局的な重力異常分布からなんらかの構造的ギャップはある(産総研⁷⁾)ものの、その実体は必ずしも明らか

かではない。

3. 新第三紀中新世以降の構造発達史

宮城県中部地域の基本的な地質構造の骨組みは、新第三紀中新世に形成されたと理解されている。

中村⁸⁾は、仙台湾全域の音波探査結果から、中新世以降の反転テクトニクスを明らかにした。それによると、中新世リフト期の引張応力場において、基本的には南北方向の正断層が地溝・半地溝状に形成され、その後、圧縮応力場に変化したため、既存の断層系が逆断層として反転・再活動したとするものである。2003 年宮城県中部の地震以降、東大地震研、産総研および東北電力⁹⁾によって陸域にて反射法地震探査が実施され、上述の反転テクトニクスによる解釈が追認されている。すなわち、加護坊山、旭山丘陵、須江丘陵などの形成は反転テクトニクスにともなう断層関連褶曲成長の結果として理解される。

4. 現在の地震環境

宮城県中、北部地域において、1900 年、1962 年の宮城県北部地震および 2003 年宮城県中部の地震(通称：宮城県北部連続地震)と、内陸の地震が続発している。このうち 2003 年 7 月の地震については詳細な余震観測から、同地震は 3 つの震源断層が連続して発生したことが明らかとなった(海野他¹⁰⁾)。

また、1900 年の地震については武村¹¹⁾により震源位置、地震規模とも見直され、その結果、本地域においては、マグニチュード 6.5 クラスの地震が、南北方向に概ね等間隔で発生したことが判明した。これらの地震規模と発生位置は、地形・地質構造の単元の規模・西上がりセンスと見合ったものである。さらに、宮戸島の東方海域に南北に延びる断層の下方延長部にも、小規模ながら西上がりセンス逆断層型地震が発生していることも、地質構造と矛盾しない。

5. 考察

これまでの現地調査などを踏まえると、当該地域の地質分布・構造は概ね石井他¹⁾の記載を追認できる。特に松島特有の景観を造る

岩石・地質については、多くの島々の海岸に面した新鮮な露頭において、緩やかな褶曲構造が島内や島間において連続的に確認される。これらの褶曲構造は、各機関の音波探査記録においても、深部から浅部に至るまで連続的であることが確認されている(詳細検討中)。

松島を中心とした丘陵の東縁は、反転テクトニクスの結果、現在でも活動的なゾーンであり、その西側は基本的に隆起域である。

鮮新統の分布は松島丘陵の中心部にはこれまで確認されていない一方、丘陵周辺については、広く確認されている。旭山撓曲から東側に広く堆積しているが、その傾向は南方延長海域においても見られる。丘陵北西部「放森」では、長町一利府線に平行なENE方向のゆるい向斜構造に沿って分布する。

石巻湾において実施されたボーリングおよび海上音波探査の結果、宮戸島東方においては大年寺層およびその上位の更新統までが南北方向に延びる撓曲に参加していることが示される一方、同島南方においては鮮新統相当の地層が褶曲した中新統上をほぼ水平に覆う様子も確認される⁹⁾。

最近、ボーリングコアの詳細な珪藻化石分析等により、大年寺層最上部には松島層、大塚層由来の珪藻化石が、陸生珪藻化石と共に多量に再堆積していることも知られている⁹⁾(詳細検討中)。これらのことから、現在の松島丘陵付近は、鮮新世末期には、すでに陸化しており、その後の複数回の海水準変動に伴う浸食営力を最も受けやすい沿岸地域であったといえ、総合的な地形発達を考察する上で貴重な知見と考える。

また、多聞山付近では、10度未満で緩やかな成層状況や褶曲が連続的に確認されるなど松島湾内では島々の地質状況が連続的に確認される。さらに露頭断面において、シルト岩と砂質岩とでは、硬さ、節理系の発達程度が異なるなど、岩質による耐侵食性の違いが顕著に現れていることも重要な事実として記載すべきである。

6. 今後の活動

地震防災WGとしては、3.11の震災後に実施された各種復旧・復興工事に伴うボーリング調査、高台造成に伴う法面地質データも含めて、確実な地質資料を収集中である。

今後はそれらデータと現地確認の精度を高めて総合的な地質考察を行いたい。

参考文献

- 1) 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川旭・松野久也(1982)松島地域の地質,地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,121p.
- 2) 海上保安庁(2002)沿岸域海底活断層調査(仙台湾)
<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAIYO/FULTS/sendai/sendai.htm>
- 3) 地質調査所(1990)金華山沖海底地質図
- 4) 耐震・構造設計小委員会地震・津波、地質・地盤合同WG(第4回)Bサブグループ会合 東北電力株式会社 女川原子力発電所新耐震指針に照らした耐震安全性評価のうち敷地周辺陸域及び海域の活断層評価並びに内陸地殻内地震の地震動評価について コメント回答(地質・地質構造等),2008.
<http://www.nsr.go.jp/archive/nisa/shingikai/107/3/2/004/4-3.pdf>
- 5) 生出慶司・大沼晃助(1960)東北地方を中心とした“グリーン・タフ時代”の火成活動 地球科学,第50-51号,pp.36-55.
- 6) 吉田明夫・石川有三・岸尾政弘(1988)東北日本のサイズテクトニクスと男鹿牡鹿構造帯,地震第2輯,vol.41,pp.563-571.
- 7) 産総研地質調査総合センター(2013)日本重力CD-ROM
- 8) 中村光一(1992)反転テクトニクス(inversion tectonics)とその地質構造表現,構造地質,no.38,pp.3-45.
- 9) 第138回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料3-1 女川原子力発電所敷地周辺の活断層評価について(コメント回答1/2および2/2),2014.
<https://www.nsr.go.jp/data/000035951.pdf>
- 10) 海野徳仁・ほか19名(2004)余震観測から推定した2003年7月26日宮城県北部地震(M6.4)の余震の震源とメカニズム解の分布,地震,第2輯第56巻,pp.425-434.
- 11) 武村雅之(2005)1900年宮城県北部地震のマグニチュードと震源位置の再評価—1962年および2003年の地震との関連性—,地震,第2輯第58巻,pp.41-53.

地震断層分布の複雑性：長野県北部地震など最近の地震を例にして

東北大学災害科学国際研究所 遠田 晋次

1. はじめに

地表地震断層（以下、地震断層）は地震変位の累積として地形に表れた活断層沿いに出現する場合がほとんどとされる。しかしながら、事前に活断層と認識されていた断層で地震断層が出現した事例は多くない。むしろ、地震断層出現後に変動地形が認識される場合の方が多い。その際、地震発生直後に出現位置を容易に予想することができず、震源域を網羅的に踏査しなければならない。踏査時に目視可能な数 m～数百 m の範囲では、地震断層は必ずしも連続するわけではなく、ステップ状に雁行する場合もあり、地震断層を追跡することに多大な労力を要する。この傾向は植生の高い山間部では顕著になる。森林内に出現した地震断層は断層運動による倒木等を頼りに追跡されることになるが、変位が 10-30cm 程度以下であれば地震断層を見落とす可能性がきわめて高い。

一方で、近年の顕著な地震観測網の発達と地殻変動検知能力の向上によって、以前よりも地震断層の位置の把握が容易になった。地震観測網は、Hi-net, F-net など 1995 年の兵庫県南部地震以降に急速に整備され、微小地震の検出と震源位置、メカニズム解の決定能力と震源再決定手法の向上により余震分布の正確な即時把握が可能になった。同時に、国土地理院 GEONET 観測網の整備により、地殻変動を地震発生後短時間で把握することが可能になり、断層出現位置の推定と現地調査の効率化が図られてきた。

加えて、地震断層の把握に劇的な進歩をもたらしたのが、干渉 SAR 技術と地表面の詳細な三次元座標を計測する航空レーザー計測（Airborne LiDAR）である。干渉 SAR の場合、地震断層は干渉縞の不連続として示される。航空レーザー計測は、特に都市部や山間部での活断層の発見や、浅部地殻内大地震後の地震断層の正確な分布の把握にも利用されてきた。両技術とも、地震断層の踏査期間内での画像取得が可能で、これまで地表踏査で見落とされがちであった山間部や都市部の断層変位、特に 10-30 cm 程度以下の微小な断層変位が検出可能となった。

このような衛星観測・航空測量による精細

地表変動マップが得られるようになって約 20 年が経過した。これにより 1980 年代以前にはおそらく見落とされていたであろう地震断層の詳細分布が明らかになってきた。その結果、広範にわたる副次的な断層（以下、副断層）や主断層から数十 km 以上遠地での微小な誘発変位など、複雑な地表変位が把握されるようになった。本報告では、2007 年新潟県中越沖地震、2008 年岩手・宮城内陸地震、2011 年福島県浜通りの地震、2014 年長野県北部の地震、2014 年 South Napa 地震、2010 年 El Mayor-Cucapah 地震（カリフォルニア・メキシコ境界）など最近の地震断層における事例を紹介し、以下の特徴について議論する。

2. 地震断層帯の幅と変位の分散傾向

一般に、主断層とは震源断層の地表延長にあたり、震源断層の走向や傾斜、変位センスを直接反映しているものを指す。一方で、副断層は、主断層の活動にともなって近傍および離れた場所で副次的または従属的に生じた断層と定義されることが多い。しかしながら、主断層・副断層を明示的に区分できる場合は必ずしも多くない。地表での地震断層分布や余震や測地データによる震源断層との比較から解釈することがほとんどで、震源域との連続性や主断層の分岐や変位の分散傾向を厳密に検討したうえで、分類すべきものかもしれない。

例えば、2011 年福島県浜通りの地震、2014 年長野県北部の地震は、主断層、副断層の区分が比較的容易である。地震断層の連続性の良さや、既知の活断層に沿って変位が生じたことがその理由であろう。South Napa 地震も地震断層帯の幅が 2.5 km にもおよぶ区間があるが、主断層の連続性が良く圧倒的に変位量が大きい。一方で、岩手・宮城内陸地震では地震断層帯中央部を除き、地震断層の走向・傾斜・すべりセンスは必ずしも震源断層を直接反映したものではない。El Mayor-Cucapah 地震も同様に複雑な地震断層分布を示している。これらは、不明瞭な活断層地形上に生じた複雑な地震断層であり、副断層の分散傾向も断層成熟度に関連する可能性がある。

主断層に対する副断層の出現確率は、主断層からの距離に応じて指数関数的に低くなることを示されている（高尾ほか，日本地震工学会誌，2013）。地震の規模にもよるが，主断層から 5 km 程度離れるとその確率は，1 km 以内の場合に比較して 1/100 程度まで小さくなる．South Napa 地震の地震断層帯としての幅は 2.5 km であり，極端に幅広いわけではなく，変位量も数 cm 以下である．福島県浜通り地震もほぼ同様の傾向が見られる．

3. 副断層変位の反復性

断層変位ハザードを評価するためには，これらの副断層変位についての過去の変位の有無を調べ，予測可能性を検討する必要がある．

岩手・宮城内陸地震の地震断層上では，これまでに 7 箇所でもトレンチ掘削が行われた．特に，震源断層と不調和な走向を示す地震断層の北端の国見山南麓でも 2008 年に先行する 2 回の断層活動が露出し，1 つ前の断層運動は約 9,500 年前～6,000 年前に推定された（丸山ほか，活断層研究，2012）．

長野県北部の地震（M6.7）では，少なくとも 3 条のバックスラストに伴う地震断層トレースが出現した．このうち，神城断層から東に約 1 km に位置する野平地区でのバックスラストは，1976 年撮影の国土地理院の空中写真を見ると明瞭な直線状の逆向き低断層崖として判読でき，河成段丘面（東側）と小丘（西側）を明瞭に境する．その後 1990 年代に行われた耕地整備・グラウンド建設により小丘が削剥され，現在は断層地形が消されている．このグラウンドに出現した地震断層の断面が，2015 年春の融雪にとともなう表層崩壊により露出した（2015 年 4 月確認，図 1）．

この巨大な露頭には，基盤岩が未固結の礫層に衝上する西傾斜の逆断層が現れた．近接できない急崖のため詳細な記載を行っていないが，目視では基盤岩と砂礫層境界において 20 m 以上の上下変位が認められた．砂礫層の年代は不明であるが，少なくとも段丘面形成に直接関連するため，古くとも数万年前に離水したと考えられる．仮に 5 万年とすると上下変位速度は 0.4 mm/年となり，バックスラストとはいえ B 級活断層に相当する活動が推定される．

このように，いくつかの副断層では第四紀後期における断層変位の反復性・累積性が確認された．今回の地震によって新たに破断を生じたり，偶然に変位したわけではない．

4. おわりに

主断層から離れた場所で発生する副断層の断層変位のデータは，主断層沿いの断層変位と比較するとデータの数が少ない．過去の地震断層分布図には副断層が数多く見落とされている可能性がある．今回示したように，干渉 SAR や航空レーザー計測などの二次元的測地技術の発達によって従来の踏査では見落としていた副断層や小変位が見出されるようになり，地震断層の複雑な分布傾向が明らかになった．今後継続的に地震断層のデータの蓄積することによって，より詳細で信頼度の高い断層変位ハザード評価が可能になるものと思われる．



図 1 2014 年長野県北部地震によって生じた長野県北安曇郡白馬村野平地区における西側上がりのバックスラスト (a) と背後斜面の断層露頭 (b)．20 m を超える累積変位が認められる．2014 年長野県北部地震でも 40 cm 程度の上下変位が生じた．

福島第 1 原発事故による汚染地盤と除染の現状

田野久貴

1 まえがき

自力の除染開始後約 4 年が過ぎて行政による除染がはじまった。本文では、行われている「除染」の具体的な方法や前後の線量を住宅地で比較した事例、除染後の小規模公園や通学路周辺等の事例を報告する。

2 「除染」の一般的な方法の例

放射線防御には、汚染物質に対して、1) 遮蔽、2) 除去、3) 隔離などがある。汚染の程度や行政によって具体的な方法は異なるであろうが住宅地に於ける上記 2) は、雨樋や溜めマスの清掃、コンクリート面の数ミリの削除、樹木の剪定、除草、地面の厚さ 5 cm 程度のはぎ取りと相当量の山砂覆土、敷き碎石等の交換などが主な仕様と言える。事前に、計測専門業者が数カ所計測し、その結果を参考に除染作業を施工する事になっている。ここで取り上げた例では、取り除いた汚染土は当該宅地の一角に深さ 1.4m 程度の穴を掘り、

そこにシートを三重に敷き汚染土を投入埋設する。その上に山砂を 30cm 程度かぶせ、「仮置き場」として



図 1 除染後地表面近傍の放射線量計測の例

3 除染前後の比較 3.1 住宅地の例

図 1 は複数の計測器を配置した除染作業後の地表面近傍の線量計測の様子である。除染の前後での線量の変化を表 1 に示す。除染前の約 30 から 80% までの減少を示している。

表 1 除染前後の地表面の線量の変化

計測点	除染前 (Sv/h)	除染後 (Sv/h)	除染後/除染前 (%)
1	0.73	0.37	51.6
2	0.42	0.28	67.7
3	0.21	0.18	87.5
4	0.74	0.26	35.4
5	0.46	0.16	34.9
6	0.46	0.16	33.8
7	0.71	0.24	34.3
8	0.64	0.31	47.8
9	0.47	0.25	53.2

この場所は山砂を覆土していないので、これを用いた場合、さらに 0.05 μ Sv/h 程度の低下が期待される。

3.2 コンクリート平板施工前後の比較例

図 2 はコンクリート板の施工前後の写真

である。平板による遮蔽効果の例についてはすでに報告³⁾した。今回はそのとなりで比較した。平板施工前は 0.291, 後は 0.190 μ Sv/h を示し、約 35% 低下した。



図 2 コンクリート平板の施工前 (左) と施工後 (右)

3.3 公園 (ちびっ子広場) の例

表 2 は住宅地の一角のちびっ子広場の計測例である。同じ町内には 12 箇所の同様な施設があり規模は大小ある。除染前の計測値は表 2 小規模公園・広場の除染後の計測結果

広場記号	除染後の計測値 (μ Sv/h)		
	広場中央	滑り台直下	ブランコ下(マット)
A	0.17	無検値	0.23/0.26
B	0.24		0.22/0.32(0.22)
C	0.12	0.48	0.22/0.19
D	0.14	0.18	0.34
E	0.13	0.13	0.13/0.14
F	0.2		0.74/0.36/0.28
G	0.18	0.93	0.48/0.50
H	0.13	0.16	0.77/0.74
G	0.19	0.16	0.91
K	0.18	1.16	
L	0.19	1.54	0.38/0.35
M	0.3	1.06	0.32/0.29
N	0.16	0.51	0.33/0.39/0.71
O	0.23	0.83	0.27/0.29/0.29

赤字は周囲より高いホットスポットと思われる数値

各広場中央付近の値で、平均 1.5 μ Sv/h、除染後は約 0.2 μ Sv/h に低下したとしている。以前類似の報告^{1) 2)}を行い、必ずしも徹底した除染が行われていない事を報告したが、表 2 の結果はこれと同様な傾向を示している。

3.2 通学路沿いの花壇の例

図 3 は N 中学校の脇の通学路の写真である。この通路の片側には花 (つつじ) の植え込みが連続している。刈り込みなど一通りの除染が行われたと推測されるものの、植え込み地表面は相当な線量を示す。その直上 1m でも 0.6 μ Sv/h を示す箇所が多く認められた。この通学路について、町会長名でさらなる除染の要望書を提出している。因みに、3 μ Sv/h 程度の汚染土壌は 2 万ベクレル程度を示し、



図 3 土壌ベクレル分析を行った通学路の花壇の例



図 4 分析器 AT1320A

クレル分析器にかける以外に方法が無い。よって空間線量で評価の方が手取り早いといえる。しかし、これに関する大きな問題点は、影響を長期で見た場合「シーベルト」で評価する外部被曝より、内部被曝の方が大きいと思われるからである。一方、後述のように「ベクレル」は求めにくい。Sv/h と Bq/kg は本来定義が異なるので厳密な直接の関係は得られないが、放射線（ γ 線）の発生する回数と関連しているから、条件を限定すればある程度の相関性^{2) 3)}は認められる。

5 考察とまとめ

天然由来の、例えばK40などの自然界に存在する放射線を我々は日頃、内外とも被曝している。よって、低被曝問題なしという立場もあるが、不明な点も多いようである。「除染」によって空間線量が下がることは基本的には歓迎すべきことであるが、「内部被曝」の観点からは皮肉なことに問題を分かりにくくしている事に注意しなければならない。「完璧な除染」は困難であることや、「車」1台分の経費で簡易的な「分析器」は入手可能であるが、市民にとっては逡巡する問題である。ここではCsの γ 線を対象としたが α 、 β 線は別途調べる必要があり、さらなる困難を伴う。以上をまとめると、1)「除染」によって、空間線量は大きく低下した。2)しかし、「除染後」も地盤のベクレルの「ホットスポット」の点在、あるいは相当な量が残されている。3)行政では「飲料・食品以外」の測定は引き受けず、よって市民目線の汚染地盤（土壌）の実態解明が進まない。4)内部被曝の観点からは、Csの植物（野菜・果樹など）への移行が問題である。特に4)については「除染」が終わり、庭の果樹や自家菜園の野菜が「安全」と即断することが危惧されるが、摂取する線量は少ないほど良いと考えるべきであろう。「意識の風化」も懸念される。チェルノブイリでは、核種の移行しやすい野菜の品種の報告⁴⁾がある。目下、高汚染土壌で二三の野菜を栽培している。参考文献 1) 田野久貴：放射線量の簡易モニタリングシステムの構築と地盤・生活空間への適用の試み、日本応用地質学会東北支部第 19 回研究発表会講演概要、pp. 21-22, 2011. 7. 2) 田野久貴：土壌の放射線汚染の現状と除染に関する二三の実験、同上、21 回講演概要、pp. 15-16, 2013. 3) 田野久貴：汚染された地盤の放射線量低減と簡易的除染に関する研究、同上、第 22 回講演概要、pp. 2014. 7 4) 河田昌東：チェルノブイリと福島、緑風出版、p. 61

試料NO.	分析試料	重量(gw)	分析期日	分析時間(分)	結果 (Bq/kg)			
					Cs-137	Cs-134	K-40	Csの総量
1	表面土壌	965	h26.12.8	30	14,100	5010	905	19100
2	表面土壌	1097	h26.12.8	30	19,800	7080	493	26880
3	表面土壌	992	h26.12.8	30	10400	3690	841	19110
4	つつじ薄み葉	94	h26.12.8	30	9470	3720	1100	13190
5	表面土壌	622	h26.12.13	30	10600	3810	380	14410
6	表面土壌	844	h26.12.13	30	14400	5180	345	19680
7	表面土壌	688	h26.12.13	30	14700	5260	<73.1	19960
8	表面土壌	751	h26.12.13	30	14100	5050	382	19150
9	表面土壌	782	h26.12.13	30	11100	3940	65.1	15040
10	表面土壌	672	h26.12.13	30	11800	4040	905	15940
11	表面土壌	705	h26.12.13	30	6850	2440	422	9290

表 3 花壇土壌のベクレル分析の結果

分析は AT1320A を使用した(図 4)。

4 シーベルトかベクレルか？

以上の例から、「除染」後には多くの場合空間線量 (μ Sv/h) は低下している。しかし、局所的には高いところも認められる。周知のようにベクレル (Bq/kg) とは、1 秒当たりの放射線の飛び出す回数を質量で基準化したもので、例えば 100 ベクレル/kg の汚染土は量が半分になれば、放射される個数は毎秒 50 個であるが、50 個/秒/0.5kg ゆえ定義上は 100 ベクレルとなり量によらない。セシウム Cs の放射線は極めて微少なながら、衝突対象の温度を上げる。これを浴びる人体を想定して、あるベクレルの放射線を浴びてどの程度のエネルギーが付与されるかを評価方法として、ベクレル値に決められた係数を乗じたものが「シーベルト」として定義される。吸収される割合は人体の部位によっても異なる。すなわち、放射線が外部から人体に与える影響度（外部被曝）を表す一つの指標である。一方、例えば 50 万ベクレルの汚染物質が少量の場合（数 10 g）、その直近でも 0.4μ Sv/h 程度にすぎない。1 m も離れれば、周囲の空間線量に埋没してしまう。すなわち、指定廃棄物（8000Bq/kg）の約 60 倍もの高汚染物質が身近にあっても、少量ならまず気づくことはないという事である。このように空間線量は汚染物質の量に影響される。ちなみに、 0.5μ Sv/h 程度の土壌を深さ 1 m、面積（2x1m）に埋設した際の先に述べた 2 の結果はその表面の線量は約 1.7μ Sv/h に達した。除染に際し、ピンポイントでその位置を特定することは極めて困難であり、試料を試験室に持ち込みベ

一般社団法人日本応用地質学会 東北支部
第 23 回研究発表会講演集

平成 27 年 7 月 24 日発行

編集 一般社団法人日本応用地質学会東北支部事務局

応用地質株式会社 東北支社 内

仙台市宮城野区萩野町 3-21-2 TEL:022-237-0471

学会 E メール : tohoku@jseg.or.jp

ホームページ : <http://www.jseg.or.jp/tohoku/>
