P-1

新旧の航空斜め写真から見た屏風ヶ浦海食崖の 30 年間の地形変化

八木令子・吉村光敏・小田島高之（千葉県立中央博物館）

Reiko YAGI, Mitsutoshi YOSHIMURA, Takayuki ODAJIMA: Geomorphic Changes of the Byobugaura Sea Cliff for the Last Several Decades by Comparing Aerial Photographs in 1987 with those in 2015.

1．はじめに

航空斜め写真は、上から目線で全体を俯瞰して撮影するので、地形景観やその分布をとらえる有効な手段となる。またそこには地形に対応した植生の分布や人間生活の痕跡（考古遺跡や土地利用、地形改変の状況など）も写っており、1 枚の写真から多くのことを語ることができる。今回、千葉県北東部の屏風ヶ浦海食崖において、ほぼ同じ範囲、視点で撮影した新旧の写真（1987 年と 2015 年撮影）を比較し、約 30 年間の地形変化を明らかにした。

2．調査地域概要

千葉県北東部に位置する屏風ヶ浦は、下総台地東端の飯岡台地が削られてできた海食崖で、露岩の崖が約 10km に渡って連続する。海食崖を構成する地層は大きく二層に分かれ、下部は鮮新世～更新世の犬吠層群、上部は更新世の香取層及び関東ローム層で、その上に風成砂（砂丘砂）が載る場合もある。いずれも軟岩で、波浪や沿岸流に対する抵抗力が小さいため、崖の基部が侵食されると崩落が発生し、崖錐が形成された。しかしそれらは波によってじきに除去されるため、全体として崖が後退し、露岩の崖が維持されてきた。

1960 年代以降、消波堤の設置で、それまで年間 0.5～1m も侵食されてきた崖基部の汀線の後退速度が一桁小さくなった（堀川・砂村，1972 ほか）。現在の屏風ヶ浦は、ごく一部を除くほとんどに消波堤が設置され、その内側に砂浜や崖錐が発達するなど、以前とは異なった地形変化が生じている。

3．新旧の斜め写真からみた海食崖の地形変化

屏風ヶ浦の中でも、現在崖錐が密に分布している銚子市三崎町付近については、消波堤が設置される途上の 1987 年に撮影した航空斜め写真があり、それらと現在の写真を比較し、崖錐の規模や形態、構成物、植生の付き方などの変化を見た。

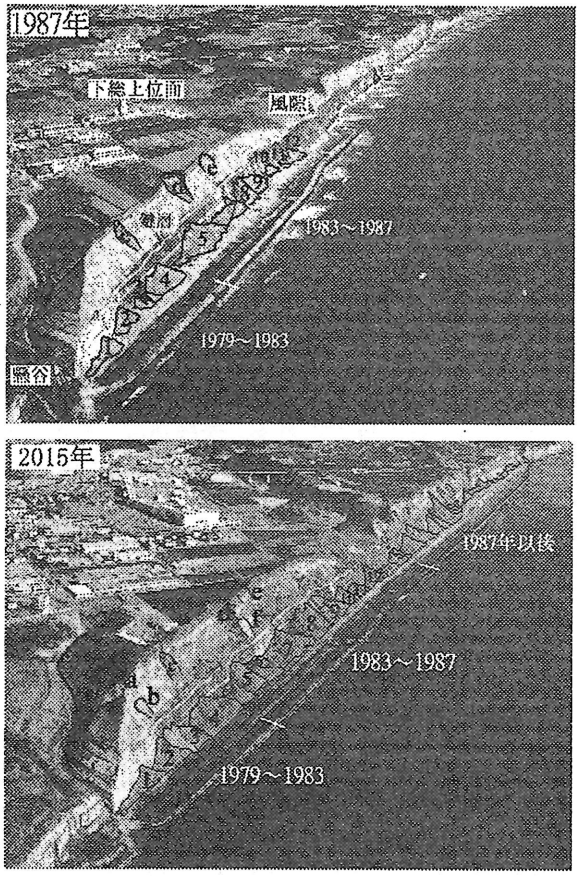
1987 年当時の写真では（写真上）、消波堤が風隙付近まで設置されており、その内側にはすでに崖錐が形成されている。崖錐の下方は、犬吠層群の泥岩礫からなり（この時期崖錐は植生に被われていないため、写真から堆積物が読みとれる）、やや規模の大きい崖錐上部表面には香取層やローム層の土塊が載っている。また崖の上部（香取層）は、新鮮な崩落跡が何カ所か見られる。

次に新旧の写真を比較すると、この 30 年間で崖錐が大きく成長したことが読みとれる（新旧写真の同じ番号を比較）。特に幅と奥行きが広がっており、砂浜の部分がなくなるほど崖錐が前進している（写真下）。ほとんどの崖錐は植生に覆われ、成長した部分の構成物を写真から読み取ることはできない。しかし先端の部分だけ、荒天時の海食により崖となっているところがあり、そこから見えるのは香取層やローム層起源の土砂である。

なお 1987 年当時まだ消波堤がなかった部分についても（写真上後方）、消波堤の設置後崖錐が形成され、成長している。また 1987 年当時は新鮮であった香取層の崩落跡は、現在では植生に覆われ、安定化している。その近くに、ごく新しい崩落跡が認められ、崖錐上にも新鮮な土砂の堆積が確認されている（写真下崖錐 2 と 3 の間の白っぽい堆積物など）。

このような新旧の写真の比較と、現地での崖錐の形態や堆積物の調査を基に、消波堤設置後の屏風ヶ浦の侵食様式について検討した。

引用文献：堀川清司・砂村継夫(1972)第 19 回海岸工学講演会論文集，13-17.



写真：屏風ヶ浦海食崖の地形変化
（上：1987 年，下：2015 年 消波堤上の数値は設置年代）

P-2

地形学図と後背地解析による鮮新-更新世の古地理復元の試み

小松哲也・安江健一（原子力機構 東濃地科学センター 土岐地球年代学研究所）

Tetsuya KOMATSU, Ken-ichi YASUE: Approaches to Plio-Pleistocene paleogeographic reconstruction based on geomorphological mapping and provenance analysis

日本列島においては、百万年単位の時間スケールで、丘陵・山地が形成されてきた（例えば、米倉ほか編, 2001）。そのため、十万年～百万年程度の期間における地質環境の変遷を考慮すべき放射性廃棄物の地層処分では、丘陵・山地の発達が地質環境へ与える影響を評価することが重要となる。こうした背景をもとに、本研究では、岐阜県の東濃地域を事例に、丘陵・山地の形成史を明らかにする手法の開発をおこなった。

東濃地域には、背面に定高性をもつ起伏の小さい丘陵・山地（小起伏面）が広く分布する。こうした小起伏面には、土岐砂礫層と呼ばれる主に鮮新統-更新統の河成砂礫層が分布する。この砂礫層はすべて同時期に堆積したものではなく、丘陵・山地の発達に対応して様々な時代に堆積した可能性が考えられる。本研究はここに着目して、小起伏面を対象とした地形学図の作成と砂礫層を対象とした後背地解析（礫種構成、礫のファブリック、基質中の岩片と鉱物片の組成）の2つの手法による古地理復元を検討した。

小起伏面：東濃地域の小起伏面は、その広がり、連続性、高度から9つの面（恵那山断層以南のAk1,2面、屏風山断層以南のBy1,2面、笠原断層以南のKs1,2面、屏風山断層・笠原断層以北のTk1,2,3面）に区分できる。本研究では、断層運動による大きな変形（数十m以上）を受けていないと考えられるTk1面とTk3面を対象にした。

Tk1面：Tk1面は、定高性のある尾根からなる典型的な小起伏面として判読でき、木曽川右岸から土岐川まで広がる。Tk1面の分布にもとづく復旧図からは、この小起伏面が南西方向に傾斜する扇状地であったと推定される。礫種構成（主として濃飛流紋岩と美濃帯堆積岩類）及び既存研究による礫のファブリック（森山・丹羽, 1985）は、Tk1面が北から南に流れる河川によって形成されたことを示唆しており、この考えを支持する。

Tk3面：Tk3面は、現在の土岐川の分水界をまたいで分布する。1 km幅の谷埋め接峰面図上で大局的にみると、尾根にあたる場に広く分布するTk1面に対し、Tk3面は谷に分布する。その一部には開析が進んだ河成段丘（いわゆる高位段丘；田力ほか, 2011）が判読できる。

Tk3面の一部は、赤色砂礫層に覆われる。この砂礫層の礫の大半が美濃帯堆積岩類の円礫である。この礫種構成はTk1面の土岐砂礫層とは異なる。基質については、花崗岩類の岩片もしくは、花崗岩類起源と考えられる鉱物片（石英、カリ長石、黒雲母）が含まれる。礫のファブリックは、南から北への流れを示す。

これらの特徴と周辺の地質分布から判断すると、赤色砂礫層中の美濃帯堆積岩類の礫は、主にTk1面構成層の土岐砂礫層に含まれる美濃帯堆積岩類の礫の再堆積の可能性が考えられる。一方、赤色砂礫層中の花崗岩類の存在を示す岩片・鉱物片の供給源は、Tk3面の南側に分布する屏風山断層/笠原断層/恵那山断層の活動で隆起した花崗岩山地であると考えられる。花崗岩類が顕著な礫として赤色砂礫層中に含まれないことは、堆積当時の花崗岩類の分布域が礫を供給できるほどの標高には至っていなかったとことを示唆する。

古地理の考察：Tk1面は、北から南に流れる河川がつくった扇状地を起源とする小起伏面と考えられ、土岐砂礫層が主体をなす。一方、Tk3面の一部には、土岐砂礫層と断層運動により隆起した南側の山地から供給されたと考えられる赤色砂礫層が分布する。このことは、Tk3面がTk1面形成時より新しい時期のものであることを示唆する。これらの点から、土岐砂礫層とされる砂礫層は、その全てが同時期に堆積したものでは無いと考えられる。

Tk1からTk3面の時代においては、現在の土岐川の流域を越えて河川が流入していたと考えられる。小起伏面の分布は、Tk1面の時代には、現在みられる谷地形に制約されることなく、北から南へ流れる河川が発達したこと、一方で、Tk3面時代には、現在みられる谷地形の中で河川が流れていたことを示唆する。

課題：本研究により、複数の復元手法を合わせて古地理を検討することができたが、地層処分における地質環境の長期安定性の観点においては、丘陵・山地の発達史に時間軸を入れることが重要となる。そのため、小起伏面とそこに分布する砂礫層の形成時期を明らかにする手法の開発が課題である。

謝辞：本報告は経済産業省資源エネルギー庁からの委託による「地層処分技術調査等事業（地質環境長期安定性評価確証技術開発）」の成果の一部である。

引用文献：米倉ほか編（2001）変動地形学, 古今書院. 森山・丹羽（1985）地理学評論, 58, 275-294. 田力ほか（2011）地理学評論, 84, 118-130.

P-3

鹿児島湾北縁に分布する大規模火砕流の層位と対比

水野清秀（産総研）

Kiyohide MIZUNO: Stratigraphical horizons and correlations of the large-scale pyroclastic flow deposits in the northern side of Kagoshima Bay

1．はじめに

鹿児島湾北縁に分布する国分層群中には，重鉱物として輝石を主体とする小宮路（鍋倉）及びその上位の小田と呼ばれる 2 枚の大規模火砕流堆積物が挟まれている（長谷，1978；大塚・西井上，1980）．発表者はかつて小田火砕流が鹿児島市内に分布する吉野火砕流（大木・早坂，1970）や上総層群笠森層中の Ks5 火山灰に対比される可能性を示した（水野，2000）．しかし香川・大塚（2000）や佐藤ほか（2000）は黒雲母を特徴的に含む小林火砕流（Ks5 の下位にある Ks11 に対比，約 0.5Ma：町田・新井，2003）が小宮路・小田両火砕流より上位層準にくるとした．これらの上下関係が直接観察できるところはないが，両火砕流のフィッションントラック年代値 0.96±0.17Ma，0.97±0.22Ma（長谷・檀原，1985）に引きずられている可能性がある．火砕流の広域対比は地史や火山活動の変遷を編むうえで重要であり，これまでの現地調査結果と広域テフラとの対比（層位関係，鉱物組成，火山ガラスの屈折率，ICP 発光分析による火山ガラスの化学組成など）から両火砕流の層準について検討する．

2．小宮路・小田火砕流と他のテフラとの関係

小宮路火砕流より下位のシルト・砂層中に黒雲母斑晶を含む軽石礫が濃集している場所を複数確認した．そのうち湯湾岳安山岩（大塚・西井上，1980）の貫入によって背斜構造をしていると推定される鍋倉東部で，黒雲母を含む軽石礫を採取して化学分析を行った結果，小林火砕流のガラスと類似していることが示された．その南には普通角閃石を特徴的に含む火砕流（仮称：弥勒火砕流）があり，小宮路火砕流より上位とされている吉田寺（桑の丸）火砕流（香川・大塚，2000；佐藤ほか，2000）に類似しているが，背斜構造があるとすると，この層準は小宮路火砕流より下位になる．桑の丸地区では，吉田寺火砕流の下位にも黒雲母を含む軽石礫が観察されたが，その分析は行っていない．米丸地区北部では，小林火砕流や吉田寺タイプの火砕流が分布していて，削り込みがなければ，これらは小宮路火砕流より下位と推定されるが，香川・大塚（2000）は国分層群より新しい地層が分布するとしている．なお，小林火砕流の下位と推定される地層中には，カミングトン閃石を特徴的に含む軽石礫の濃集層準があり，同じテフラと考えられる火砕流堆積物は南西方の西佐多地区にみられる（舟ヶ平火砕流と呼ぶ）．以上から層位関係は，下位より舟ヶ平，小林，吉田寺（＝弥勒？），小宮路，小田と推定する．

3．広域対比

小宮路，小田火砕流は近接した層準で，類似した岩石学的特徴を持つ．吉野火砕流も似ている．吉野火砕流は一般に強溶結しているが，鹿児島市若葉町では非溶結の類似した火砕流が加久藤火砕流に覆われて露出しており，この火砕流は吉野火砕流より上位の別の火砕流と推定した．つまり，吉野火砕流と若葉町の火砕流の組み合わせが，小宮路・小田火砕流の組み合わせに対比されるかもしれない．一方，鹿児島市谷山地区のボーリングコアでは，小林火砕流の上下層準に普通角閃石を多く含む火砕流（吉田寺タイプ）がみられ（下位を樋脇火砕流に対比している），さらに上位に海成層を挟んで輝石（小田）タイプの火砕流と加久藤火砕流が認められている（鹿児島県，1999）．宮崎平野西縁では，小林火砕流と加久藤火砕流の間に境別府降下テフラ群（長岡ほか，2010）があり，その最も厚い火山灰層が小田タイプで，その下位にアカガシ亜属の植物化石を多産する（野井，1987 など）．大阪平野では，小宮路・小田火砕流に類似した火山灰は，港島 I（=Ks5）と上位の鳴尾浜Ⅳの 2 枚があり（吉川ほか，2000），両層の間にアカガシ亜属多産の Ma9（=MIS11）がくる．宮崎平野西縁の温暖層準と，谷山ボーリングの海成層はこの層準に対比される可能性があり，小宮路火砕流が港島 I に，小田火砕流が鳴尾浜Ⅳに対比される可能性がある．今後は，境別府降下テフラ群中の別のテフラとアカガシ亜属多産層準が国分層群中にみられるか確認が必要である．なお舟ヶ平火砕流は，宮崎平野南西部に分布する鷺瀬火砕流（木野ほか，1984）に対比される．

引用文献：長谷（1978）熊本大学理学部紀要（地学），11，13-21．長谷・檀原（1985）地球科学，39，136-155．香川・大塚（2000）地質学雑誌，106，762-782．鹿児島県（1999）鹿児島湾西縁断層及び出水断層帯に関する調査成果報告書．木野ほか（1984）宮崎地域の地質．地質調査所，100p．町田・新井（2003）『新編火山灰アトラス』，東京大学出版会，336p．水野（2000）シンポジウム『明日のテフラ（火山灰）研究を考える』要旨集，11-14．長岡ほか（2010）地学雑誌，119，121-152．野井（1987）地質学雑誌，93，897-907．大木・早坂（1970）鹿児島大理紀要（地学・生物学），3，67-92．大塚・西井上（1980）鹿児島大理紀要（地学・生物学），13，35-76．佐藤ほか（2000）鹿児島大理紀要，33，69-87．吉川ほか（2000）第四紀研究，39，505-520．

P-4

関東平野西縁，中津層群 B2 コアの古地磁気層序

植木岳雪（千葉科学大）・河尻清和（相模原市立博物館）・小田啓邦（産総研・地質情報）

Takeyuki UEKI , Kiyokazu KAWAJIRI and Hirokuni ODA: Magnetostratigrahy of the B2 core of the Nakatsu Group, western margin of the Kanto Plain, central Japan

1．はじめに

関東平野西縁の神奈川県相模原地域には，後期更新世の河成段丘の下に鮮新一更新統の中津層群が分布している．中津層群は，伊豆一小笠原弧の本州弧への衝突によって．沈降側の関東盆地に堆積した地層である．中津層群の編年の精度と確度を高めることは，南部フォッサマグナにおける鮮新世以降の地形・地質構造の発達史を明らかにするために重要である．

中津層群はスランプ構造が発達する浅海から深海の地層からなり，上方に向かって深海化する．下位より，小沢層，神沢層，清水層，大塚層，塩田層の５層に区分されている．５万分の１地質図幅「八王子」（植木ほか，2013）では，地表地質調査によって，中津層群全体は Gauss Chronozone 下部から Olduvai Subchronozone であることが明らかにされている．本研究では，相模原市中央部で掘削された中津層群 B2 コアの古地磁気測定を行い，中津層群の古地磁気層序を検証する，

2．B2 コアの掘削地点および層相

B2 コアの掘削地点は，相模原市中央区田名の東急建設相模原工場内である．Ito（1985）によると，そこは中津層群塩田層の分布域にあたる．コアの全長は 80 m，孔口標高は約 86 m である．

B2 コアの層相は，深度 0 m から 1.20 m は埋土，深度 1.20 m から 5.60 m はローム層，深度 5.60 m から 20.45 m は段丘礫層，深度 21.45 m 以下は中津層群である．中津層群は，生物擾乱が著しいシルト層，砂質シルト層からなり，凝灰質砂層，軽石層をはさむ．

3．残留磁化測定の結果

残留磁化測定用の試料は，携帯型電動ドリルを用いてコアから垂直に，すなわち層理面と水平に採取した．残留磁化測定と交流消磁実験には産総研の 2G 社製超伝導磁力計を用い，熱消磁実験には総合開発株式会社製熱消磁炉を用いた．中津層群は，全体に南東にゆるく傾斜しているが，スランプにより走向・傾斜が一定でないこと，傾斜が小さいことから，磁化ベクトルの傾動補正は行わなかった．

B2 コアの古地磁気極性は，深度 21.45 m から 64.35 m は正，深度 64.70 m から 75.40 m は逆，深度 75.63 m から 78.82 m は正，深度 79.30 m 以下は逆であった．

4. B2 コアの古地磁気層序

植木ほか（2013）によると，塩田層から大塚層は Olduvai Subchronozone から Gauss Chronozone 上部に対比され，それらは逆の古地磁気極性が卓越する．一方，清水層から神沢層は Gauss Chronozone 上部から Mammoth Subchronozone に対比され，それらは正の古地磁気極性が卓越する．B2 コアは正の古地磁気極性が卓越しており，清水層から神沢層に相当すると判断される．そうすると，B2 コアの深度 21.45 m から 64.35 m は Gauss Chronozone 上部，深度 64.70 m から 75.40 m は Kaena Subchronozone，深度 75.63 m から 78.82 m は Gauss Chronozone 中部，深度 79.30 m 以下は Mammoth Subchronozone に対比される．B2 コアから Kaena Subchronozone と Mammoth Subchronozone が見出されたことで，植木ほか（2014）による中津層群全体の古地磁気層序はより確かなものとなった．

5．清水層中の不整合とテフラ対比の誤り

植木ほか（2013）による中津層群全体の古地磁気極性の平面的な分布から，相模川右岸よりも左岸の方が清水層の層厚が小さいことが読み取れる．今回，Ito（1985）による塩田層の分布域に清水層が分布することは，相模川左岸では清水層中にスランプによる不整合があることを示唆する．

下釜（2009）は，B2 コアと同じ敷地内で掘削された C1 コアの中津層群を塩田層とし，深度 69 m にあるテフラを約 1.5 km 南東の八瀬川河床にある Ysg5 テフラ，房総半島の Olduvai Subchronozone 下限の HSC テフラと対比した．しかし，C1 コアのテフラの標高（約 17 m）より八瀬川河床の Ysg5 テフラの標高（約 55 m）の方が明らかに高く，中津層全体が南東にゆるく傾斜することと矛盾する．したがって，下釜（2009）によるテフラ対比は誤っている．

引用文献：

Ito, M. (1985) Jour. Geol. Soc. Japan, 91, 213-232.

下釜耕太(2009)相模原市史調査報告書, 4, 50-60.

植木岳雪・原　英俊・尾崎正紀（2013）八王子地域の地質，産総研地質調査総合センター．

P-5

狭山湖底に確認された前期更新世・狭山層の蔵敷テフラと，小型オオバタグルミ（*Juglans megacinerea* Miki ex Manchester）が産出した大型植物化石の産出層準

福嶋 徹（むさしの化石塾）

Stratigraphic level of plant macrofossil which Zoshiki tephra of Early Pleistocene, the Sayama Formation and small *Juglans megacinerea* Miki ex Manchester produced from the Sayama bottom of a lake

1．はじめに

関東平野西縁に位置する狭山丘陵(図1)は，下位より前期更新世の狭山層，狭山層を傾斜不整合の関係で覆う芋窪層，その上位を覆う多摩ローム層からなる．このうち狭山層は最下部より Tmg-R4(2.0Ma：鈴木・中山，2006)が産出する．最上部からは広域テフラの報告はないものの，古地磁気層序ではJaramillo Subchronを示している(植木・酒井，2007)．狭山層では数多くの植物化石が報告されている．今回，狭山湖底に確認された絶滅大型植物化石層(福嶋，2007)より，小型のオオバタグルミ(図2)が産出した．この小型化したオオバタグルミの産出層準とその意義について，報告する．

2．小型オオバタグルミの産出層準

狭山層の上部には，層厚 1.5m の青灰色砂質シルト層からなる絶滅大型植物化石層(福嶋，2007)が堆積する．これらは，氾濫原の河道堆積物・河川堆積物で沖積低地に海進が進行した堆積環境が推定される．本層中からの代表的な絶滅種として，メタセコイア，ハンカチノキ，ナンキンハゼ，シキシマサワグルミなどを報告(武蔵村山市史，2002；福嶋，百原 2006；福嶋，2007）した．これらに含有して産出したオオバタグルミは，堅果の皺が小さく，溝が浅いもので，堅果の長径・短径ともにオニグルミサイズに近い形態で産出した．近傍の仏子層や上総層群加住層 - 連光寺層間に確認されてきた既存の大型のオオバタグルミよりも明らかに形態が小さいという特徴を持つ．直上には，内湾汽水種の貝化石を産出するシルト層が堆積する．このシルト層を，層厚 150cm の軽石質テフラ層が覆う．本テフラは早稲田大学所沢校舎付近および，湖を挟んで西武園付近まで広く分布が確認される．鉱物組成は，普通角閃石が卓越し，磁鉄鉱と少量の斜長石で構成され，蔵敷テフラ(福嶋・植木，2007)と同一のテフラであると推定できる．本テフラより下位に挟在する SGO の走向・傾斜と，本テフラおよび蔵敷テフラの分布が整合的であることも，これを支持する．蔵敷テフラはフィッションントラック年代測定で 1.4±0.2Ma の結果が得られており(福嶋・植木，2007)，直下に位置する絶滅大型植物化石の産出層準は，大阪層群や魚沼層群などの前期更新世前期の絶滅種層準に一致する．

3．考察

オオバタグルミは，絶滅までの 110 万年前から約 100 万年前の 10 万年間に急激に小型化する．これは，狭山層上位の不整合面を境界に，植生がオニグルミ・ヒメバラモミ・ヒメブナに置き換わっていく（福嶋・百原 2008）ことも証拠の一つである．蔵敷テフラを根拠に，小型化したオバタグルミの産出層準を見積もると，少なくとも 1.4±0.2Ma 前後には，種分化の傾向が見え始めていたことを意味する．小型化したオオバタグルミの産出層準は，大阪層群や魚沼層群を考慮すると，当時の海水準変動によってもたらされた古環境変動が推定される．気候変動に伴う古植生への影響を示唆するものである．

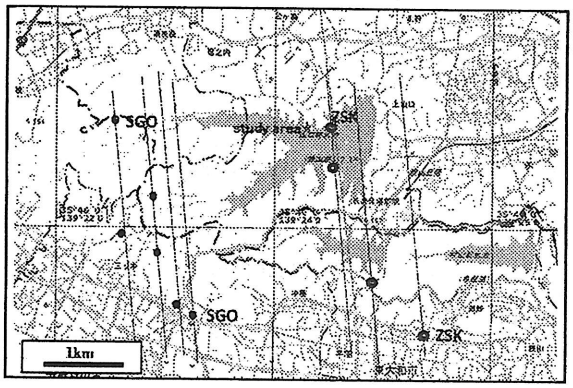


図１調査地　国土地理院２万５千分の１地形図

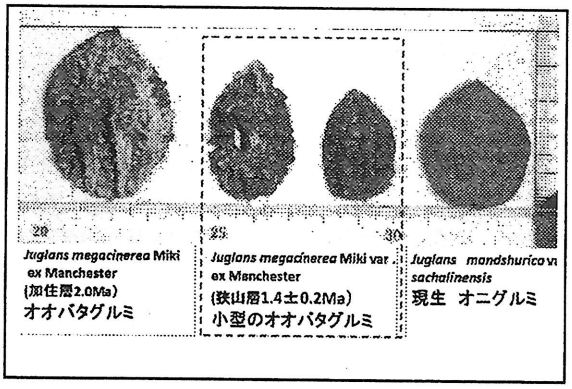


図２　小型化したオオバタグルミ

引用文献：植木・酒井(2007)青梅地域の地質，産総研地質調査総合センター，189.

P-6

関東平野東部，常総台地における御岳火山起源テフラに関する新知見

中里裕臣（農研機構）・奈良正和（高知大）・岡崎浩子（千葉中央博）・水野清秀（産総研）

Hiroomi NAKAZATO, Masakazu NARA, Hiroko OKAZAI, Kiyohide MIZUNO: New findings of tephras from the Ontake volcano in the Joso Upland, eastern part of Kanto plain

1．はじめに

関東平野東部の常総台地には，MIS5e に形成された下総上位面と，MIS5c に形成された下総下位面が広く分布する（杉原，1970 など）．下総下位面を被覆する下末吉ローム層や常総粘土には指標テフラ On-Pm1 (96ka, 青木ほか，2008) の挟在が古くから知られており，下総下位面の構成層である常総層の区分や地形発達の検討に利用されてきた．一方，御岳火山は後期更新世に多くのテフラを噴出しており，それらの一部は，長野県高野盆地，丹沢山地周辺，埼玉県北本市及び東北地方北部まで追跡されているものの，関東平野東部では On-Pm1 以外のテフラは知られていない．

本発表では，千葉県銚子市と茨城県かすみがうら市の下総下位面分布地域において新たに認定された御岳火山起源のテフラについて報告する．

2．銚子市三崎町（屏風ヶ浦）の On-Pm1

テフラ確認地点は，杉原 (1976) の下総下位面を沖積砂丘が覆う屏風ヶ浦の海蝕崖である．テフラ挟在層準は下部～中部更新統犬吠層群を不整合で覆う香取層砂層下部の標高に相当する．テフラは最大層厚 20cm で，下部は白色～白桃色の細粒～中粒砂サイズの繊維質～多孔質ガラスからなり，上部は粘土化した桃色のシルトサイズテフラである．テフラの上位には根痕を含む凝灰質シルトが重なり，さらに外浜相の砂質堆積物に覆われる．

テフラの岩石記載的性質は以下の通りである．

重鉱物組成：ho>opx>bi　ガラスタイプ：Tb>Ta

ガラスの屈折率：n=1.501-1.504 (1.502 モード)

角閃石の屈折率：n_2=1.673-1.690

火山ガラスの EDX による主成分組成は，大井・横山 (2011)，大井ほか (2013)，山元 (2013a, b) による調査地周辺の MIS7～5 のテフラの分析値とは類似せず，山口ほか (2009) の On-Pm1 の分析値と一致する（表 1）．以上の特徴から，本テフラは On-Pm1 に対比される可能性が高い．

3．かすみがうら市兵庫峰の On-Ng

本テフラは，演者の一人である中里が千葉県立中央博 (1992) で Aso-4 として報告したもので，常総層上部のシルト層中に挟在する層厚 20cm の桃色～黄色の細粒砂～シルトサイズの多孔質ガラスからなる．テフラの岩石記載的性質は以下の通りである．

重鉱物組成：ho

ガラスタイプ：Ta>>Tb

ガラスの屈折率：n=1.504-1.509 (1.506)

角閃石の屈折率：n_2=1.681-1.691

EDX による火山ガラスの主成分組成は，On-Pm1 に類似するが，FeO*の値が有意に大きい．ガラスの屈折率と角閃石を含む点から御岳起源テフラでは御岳奈川 (On-Ng, Pm-Ⅲ’) が対比候補としてあげられる．長野県諏訪市の 63B コア (大嶋ほか，1997) における Pm-Ⅲ’ の火山ガラスの主成分組成ともよく類似し（表 1），上記の対比を支持する．

On-Ng は磐梯火山周辺まで追跡されており，その分布軸は給源から北東方向とされる（鈴木ほか，1995）．今回の確認地点は給源より東北東にあり，本テフラはより広範囲に分布する事を示唆する．

4．御岳起源テフラ確認の意義

銚子地域の下総下位面構成層は，従来香取層最上部の海浜相を不整合で覆う層厚数 m の河口成堆積物とされているが，今回確認された On-Pm1 は関東ローム層基底より 11m 下位にある．On-Pm1 を含む MIS5c の地層は，下総上位面が MIS5d に下刻された後に堆積したと考えられ，この地域の MIS5e 以降の海面変動を検討する上で重要な資料となる．一方，On-Ng は Aso-4 の上位にありその年代は 85ka (MIS5b～5a) とされている（長橋ほか，2007）．Aso-4 や K-Tz などの広域テフラに加えこれらの御岳起源テフラの検出により，常総層研究の時間分解能の向上が期待される．

引用文献：杉原 (1970) 地理評，43-12, 703-718. 青木ほか (2008) 第四紀研究，47, 391-407. 杉原 (1976) 日本地理学会予稿集，10, 281-283. 大井・横山 (2011) 地質雑，117, 103-120. 大井ほか (2013) 地質雑，119, 488-505. 山元 (2013a) 地調研報，64, 225-249. 山元 (2013b) 地調研報，64, 251-304. 山口ほか (2009) 地調研報，60, 147-197. 千葉県立中央博 (1992) 下総層群鍵層集，162p. 大嶋ほか (1997) 第四紀研究，36, 165-182. 鈴木ほか (1995) 地学雑誌，104, 551-560. 長橋ほか (2007) 第四紀研究，46, 305-325.

表 1　火山ガラスの主成分組成

上段wt%下段1σ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	合計/N
銚子市三崎町	75.89	0.16	13.86	0.98	0.14	0.22	1.58	3.66	3.50	100.00
On-Pm1	0.10	0.06	0.09	0.08	0.07	0.04	0.05	0.06	0.09	15
山口ほか(2009)	76.04	0.16	13.72	1.00	0.09	0.21	1.58	3.54	3.67	100.00
On-Pm1	0.23	0.06	0.12	0.09	0.07	0.05	0.09	0.09	0.08	15
かすみがうら市	75.56	0.20	13.69	1.34	0.04	0.38	1.65	3.51	3.63	100.00
兵庫峰On-Ng	0.30	0.07	0.10	0.05	0.04	0.07	0.07	0.20	0.06	20
諏訪市63Bコア	75.48	0.22	13.75	1.37	0.05	0.31	1.69	3.35	3.77	100.00
On-Ng	0.19	0.06	0.07	0.11	0.05	0.06	0.06	0.10	0.07	15

P-7

茨城県中部，行方台地の下総層群藪層から見いだされたガラス質テフラ
-八ヶ岳 Lw. O. P. および Aso-1 の対比-

大井信三（国土地理院）・西連地信男（白方小）・横山芳春（地盤ネット（株））・安藤寿男（茨城大学大学院）

Shinzou Ooi, Nobuo Sairenji, Yoshiharu Yokoyama and Hisao Ando: Correlation of The Yatsugatake-Lw.O.P. and Aso-1 - The Vitric Tephra Layer in a Yabu Formation, Shimosa Group of the Namegata Terrace, central part of Ibaraki Prefecture, northeastern Kanto

1．はじめに

茨城県中部行方台地北部において，台地基部の藪層とされる砂層中に 4 枚のテフラが見いだされた．この砂層直上にあるテフラと併せて，下位から Ta1～Ta5（玉造第 1～第 5 テフラ）と名付けた．そのうち Ta2 はガラス質テフラで，直下には細粒なベージュ色のテフラ Ta1 がある．それぞれ広域に対比される可能性があるテフラで．常陸台地中部の下総層群下部の年代を決定づけるものである．

2．産状の記載と対比

Ta2：Ta1 直上にある厚さ 1cm の白～ピンク色のガラス質テフラで，直下の Ta1 との間には何も挟まない．火山ガラスの形態は繊維型や厚手のガラスで，火山ガラスの屈折率は n=1.497-1.498 と低い．重鉱物は斜方輝石と褐色の酸化角閃石をわずかに含む．**対比**：八ヶ岳山麓の Lw.O.P.（八ヶ岳団体研究グループ，1988）は低屈折率の繊維型や厚手の火山ガラスを多く含み，その屈折率は n=1.497-1.499 である．重鉱物は斜方輝石と酸化角閃石をわずかに含む．鉱物組成や火山ガラスの屈折率と形態の特徴は良く一致する．火山ガラスの主成分化学組成値は K_2O が 4.3%とやや高く，CaO が 0.8%と低い特徴があり，この特徴も Ta2 と良く一致する．Lw.O.P.は八ヶ岳からやや北東に向くアイソパックが示されており（八ヶ岳団体研究グループ，1988），行方台地に降灰する可能性は高い．以上から両者は対比されると考えられる．

Ta1：厚さ 2.5cm のベージュ色細粒テフラで直上に Ta2 がある．やや褐色に色づいた粘土鉱物を多く含む．重鉱物では斜方輝石とアパタイトがわずかに含まれ，斜方輝石の屈折率は γ=1.711-1.719(1.719)である．このテフラは粘土化しているが本来細粒なガラス質テフラであったと思われる．**対比**：直上の Ta2 が八ヶ岳山麓の Lw.O.P.に対比されることから，八ヶ岳山麓で Lw.O.P.直下に産する細粒ガラス質テフラ，ヌカ 4（鈴木・早川，1990）に対比される可能性が高い．ヌカ 4 は吉川・井内（1993）により Aso-1 に対比されている．

Ta3：角閃石を含むテフラで，角閃石の屈折率から友部丘陵の T5（大井ほか，2015），江戸川層に挟在する江戸川 2 テフラ（Ed2；東京港地下地質研究会火山灰グループ，2000）に対比が可能である．

3．Aso-1 の層位を巡る議論

房総半島中部の下総層群において Aso-1 は，上泉層下部に挟在する Km1 から見いだされている（Suzuki, 1996）．さらに中里（1999）は Km1b を Aso-1 とし，その上部にあるガラス質テフラを Km1d とした．この Km1d を中里（2013）は八ヶ岳の Lw.O.P. に対比している．今回房総の Km1b 直上の Km1c と考えられる軽石混じりスコリア層の火山ガラスの主成分化学組成を調べたが，Lw.O.P.と重なる組成を示した．化学組成からの対比は Lw.O.P.と整合的である．しかし Km1d は角閃石を含むテフラだが Lw.O.P.および Ta2 には角閃石は含まれない．また八ヶ岳山麓において Lw.O.P.とヌカ 4 の間には何も挟まないが，房総ではスコリア・軽石が挟在している．房総の Km1c, d は Lw.O.P.と層位は近く給源は同じだが，Lw.O.P.そのものではないと考えられる．

房総の Km1 を Aso-1 とすると，八ヶ岳山麓では Aso-1 に対比されるヌカ 4 の上位に多摩丘陵の GoP に対比される B.B.P.ないし B.P.がある，房総では GoP は藪層の Yb5 に対比され，Km1 の下位にあることになり，テフラ層序の逆転が生じることは中里（1999）で指摘されている．

一方で行方台地では Lw.O.P.および Aso-1 は藪層から見いだされた．行方台地では Ta1 上位の Ta3 が江戸川層の Ed2 に対比され，Ed2 の上位に GoP に対比される Ed3 があるとされているので，Aso-1 の上位に GoP があることになり，八ヶ岳山麓のテフラ層序とは矛盾が生じない．

行方台地の藪層は藪層上部に相当し（大井・横山，2011），千葉県北東部でも Km1 を挟在する藪層上部が見いだされている（西川，2001）．藪層上部は Aso-1 を挟在することから MIS8 の海退期に発達した高周波シーケンスと考えられる．この藪層上部が発達する地域では藪層に Km1 が挟在し，発達しない地域では上泉層に挟在していることから，関東造盆地運動の中心部と縁辺部の構造運動の差によるものと思われる．

引用文献：中里（1999）千葉中央博自然誌研究報告，5，73-83．西川（2001）地質学会第 108 年大会講演要旨，80．大井・横山（2011）地質雑，117，103-120．大井ほか（2015）地理学会講演要旨，87，120．鈴木・早川（1990）第四紀研究，29，105-120．Suzuki（1996）*Geogr*，31，27-36．東京港地下地質研究会火山灰グループ（2000）東京港の地下地質，47，23-30．八ヶ岳団体研究グループ（1988）八ヶ岳山麓の第四系，34，53-89．吉川・井内（1993）地球科学，47，97-109．

P-8

テフロクロノロジーによる栃木県北部中部更新統塩原層群の堆積年代の検討

山田眞嵩（首都大学東京）・鈴木毅彦（首都大学東京）・井内美郎（早稲田大学）

Masataka YAMADA, Takehiko SUZUKI: Tephrochronological study on the age of the Middle Plestocene Shiobara Group, northern Tochigi Prefecture, central Japan.

1．はじめに

栃木県北部に位置する高原火山北麓には中部更新統である塩原層群（Akutsu 1964）が分布する．塩原層群は高原火山起源の溶岩を数枚はさみ，高原火山の火山活動史を編む上で重要な堆積物である．また，塩原層群からは多数の植物化石等が産出しており，この地域の古気候を推定する上でも正確な堆積年代が求められてきた．塩原層群の年代は，植物化石から更新世とされ（尾上 1989），指交関係にある上ノ原溶岩(Akutsu 1964)の K-Ar 年代から 0.3 Ma 前後とされている(Itaya et al. 1989)．また，塩原層群の堆積域はカルデラと考えられており(尾上 1989)，カルデラの形成要因となった塩原大田原火砕流堆積物(So-OT; 鈴木ほか 2004)の年代は，テフラ層序から 310～330 ka (河合・鈴木 2011)と考えられている．

本研究では，塩原層群中から新たに見出したテフラを琵琶湖高島沖で掘削されたコア中のテフラである BT65 (吉川・井内 1991)に対比し，また上ノ原溶岩を被覆する風成層中から鬼怒沼黒田原(Kn-KD)・燧ケ岳高久(Hu-TK)の両テフラを検出した．これらにより塩原層群の堆積年代がより限定できたので報告する．

2．塩原層群

塩原層群は主に砂・シルトからなる湖成堆積物である．層厚は湖盆の中心付近とされる宮島の温泉試錐から約 400m とされる．南は高原火山と接するため，高原火山起源の溶岩を複数狭在し，下位から中塩原火山角礫岩(Akutsu 1964)，上ノ原溶岩(Akutsu 1964)と呼ばれている．

大塩沢テフラ(OSA; 新称)：箒川の支流である大塩沢の標高 610m 地点にて，細粒ガラス質テフラが見出され，大塩沢テフラ(OSA; 新称）と命名した．OSA は淘汰の良い白色火山灰層で層厚は 5 cm である．軽石型の火山ガラスを主体としバブルウォール型も少量認められ，屈折率は 1.501-1.503 である．鉱物としては石英を含み，黒雲母と微量の普通角閃石も含む．普通角閃石の屈折率は 1.682～1.684 である．火山ガラスの主成分化学組成は SiO_2 が 76.36 wt/%，AlO_2 が 14 wt/%と高く K_2O の値が 2.5%と低いことが特徴的である．

塩原層群が So-OT 噴出により形成されたカルデラ内に堆積していることや上ノ原溶岩の年代から，OSA のおよその降下年代は約 30 万年前以降であると判断した．この年代のテフラの情報が集積する琵琶湖底の堆積物に注目したところ，屈折率・鉱物組成・火山ガラスの主成分（長橋ほか 2004)から BT65 が対比候補となった．このため，火山ガラスの主成分化学組成の測定を同一の EDS 分析装置にて実施したところ，OSA と BT65 のそれらが良く一致し，両テフラの対比が裏付けられた．また，OSA に含まれる火山ガラスの ICP 発光分析による微量元素測定では La/Y が 2.8，Fe/Fe+Mg が 79 mol%となり，水野(2011)によると九州を給源とすることを示唆する．

So-OT の二次堆積物：塩原層群には多くの火砕物の二次堆積物が狭在されている（Tsujino and Maeda 2009)．今回塩原層群中の火砕物の二次堆積物を採取し，火山ガラスの主成分化学組成を測定したところ，那須野ヶ原に広く分布する So-OT に類似することがわかった．

3．上ノ原溶岩上位,風成層中のテフラ

Kn-KD・Hu-TK：上ノ原溶岩の堆積面(上ノ原)を被覆するローム層中に，下位から層厚約 55 cm の黄色軽石層，その上位 50cm には層厚約 30 cm の乱れた橙色軽石層があり，普通角閃石や斜方輝石の屈折率から，下位より Kn-KD・Hu-TK に対比される．

4．塩原層群の堆積年代

塩原層群の堆積年代は，塩原カルデラの形成に関与した So-OT の噴出年代が 310~330 ka，BT65 の年代が 278.6 ka（長橋 2004)，Kn-KD の年代が 200±30 ka(鈴木ほか 1998)であることから，少なくとも約 280～310 ka の間は堆積を続けていたことになる．また，上ノ原溶岩は上位に Kn-KD が堆積していること，直下に OSA が堆積していることから，その流出年代は約 200～280 ka となる．

引用文献：Akutsu(1964)*Sci.Rep.Tohoku Univ.2nd.* 211-293. Itaya, T. Okada, T. Onoe, T. and Isshiki, N. (1989)質量分析. 37, 365-374. 水野・吉川(1991)第四紀研究. 30, 435-438. 長橋ほか(2004)第四紀研究. 43, 15-35. 鈴木ほか(1998)地學雑誌, 107, 348-367.鈴木ほか（2004)地学雑誌. 113. 61-138. 河合・鈴木(2011) 日本地質学会学術大会講演要旨, 140. Tsujino and Maeda(2009) *Bulletin of the National Science Museum. Series C. Geology & Paleontology* 253, 73-104. 吉川・井内(1991) 地球科学. 45, 81-100.

P-9

会津盆地の浅部地下地質調査

石原武志（産総研）・鈴木毅彦（首都大）・内田洋平（産総研）
Takeshi ISHIHARA, Takehiko SUZUKI, and Yohei UCHIDA: Shallow subsurface geological investigation in the Aizu basin, Northeast Japan.

1．はじめに

会津盆地は東北日本弧の奥羽脊梁山脈西方に発達する内陸盆地群のひとつであり，盆地の東西をそれぞれ東縁と西縁の断層帯（活断層研究会，1991；福島県，2002；池田ほか，2002；産総研，2007）に限られる．会津盆地の地下地質堆積物については，栗山・鈴木（2012）や鈴木ほか（2013）が盆地西部の会津坂下町で掘削した深度約 100m のオールコア（AB-12-2）より約 20 万年前以降のテフラを多数検出し，盆地西縁における過去 20 万年間の堆積速度を 0.2-0.5m/ky と算出した．一方，盆地東部では地下堆積物の編年学的研究は行われておらず，盆地全体の第四系地下地質構造については不明瞭な点が残されている．

2014 年に会津盆地東部の喜多方市塩川町において深度 130m のオールコア（GS-SOK-1，標高 175.99m；図 1）が掘削された．本研究では，GS-SOK-1 のコア解析と既存コアやボーリング資料との対比に基づき，会津盆地の浅部地下地質について若干の考察を行ったので報告する．

2．GS-SOK-1 の記載

深度 26m までは，深度約 3.0-6.0m と約 18.0-23.0m に砂礫層を挟む以外は主に所々有機質なシルト層である．埋土直下の深度 1.6-1.8m には，最大 5 cmの軽石礫を含む軽石混じり砂層がみられる．深度 26-60m は，2-5 cm程度の亜円・亜角礫からなる砂礫層で，大礫もみられる．砂礫層の間には数十cmの砂・泥の薄層を挟む．深度 60-130m は砂礫層と砂層・泥層の互層である．深度 81.1-81.7m には，間に 10 cmの砂層を挟んで灰白色の火山灰層が認められる．

本コアから 12 点の植物片や有機物を採取し，^{14}C 年代値を測定した（図 1）．深度 2-3m の泥層で post0-290cal BP，深度 6-17m の泥層から 17310-34650cal BP の較正年代値が得られた．

本コアで認められた 2 層のテフラに含まれる火山ガラスの屈折率と主成分化学組成を検討した結果，深度 1.8m の軽石混じり砂層は沼沢沼沢湖（Nm-N，5.4ka；山元，2003），81.7m の火山灰層は砂子原逆瀬川テフラ（Sn-SK，ca.220ka；鈴木ほか，2004）にそれぞれ対比された．ただし，Nm-NM 直下で post0-290cal BP の ^{14}C 年代値が得られたことから，Nm-NM は埋土の一部である可能性が高い．

3．考察

AB-12-2 は深度 48m まで砂層や泥層が卓越し，深度 17.1m から姶良 Tn テフラ（AT，29-30ka；町田，2011）が検出されている（鈴木ほか，2013）．一方，GS-SOK-1 では深度 6～17m の泥層から約 17.3-34.7ka の ^{14}C 年代値が得られていることから（図 1），両コアではほぼ同深度に LGM 期の細粒堆積物が分布する．さらにオールコアと周辺の既存ボーリング資料を用いて会津盆地の東西，南北断面図を作成したところ，この細粒堆積物は盆地中央部において表層 5-10m の砂礫層の下位に広く認められた．したがって，LGM 期には盆地中央部で湿地が広がっていたことが推定される．

GS-SOK-1 の平均堆積速度は，深度 6.3-81.7m 間で約 0.37m/ky である．一方，AB-12-2 の深度 88.3m にみられる砂子原松ノ下テフラ（Sn-MT，180-260ka；鈴木ほか，2004）・AT 間の平均堆積速度は約 0.31-0.47m/ky であり，盆地の東縁と西縁の堆積速度は概ね等しい．盆地床の堆積速度が東西の断層帯の活動度に依存すると仮定すると，過去約 20 万年間で東縁，西縁断層帯の平均上下変位速度は同程度であったと考えられる．

中部更新統の塔寺層は会津盆地東部には分布せず，塔寺層より上位の堆積物が下部更新統に不整合に重なると考えられてきた（鈴木ほか，1977）．しかし，GS-SOK-1 から検出された Sn-SK は塔寺層中の火砕物である（山元，2006）ことから，塔寺層が会津盆地の地下に広く分布していると推定される．

引用文献　福島県（2001）会津盆地西縁断層帯に関する調査成果報告書．池田ほか（2002）日本の逆断層アトラス．活断層研究会（1991）新編日本の活断層．栗山・鈴木（2012）日本地理学会発表用詩集，81，147．町田（2011）第四紀研究，50，1-19．産総研（2007）会津盆地西縁，東縁断層帯の活動性および活動履歴調査成果報告書．鈴木ほか（1977）地質学論集，14，17-44．鈴木ほか（2004）地学雑誌，113，38-61．鈴木ほか（2013）日本地球惑星科学連合 2013 年大会，SSS32-P06．山元（2003）地質調査研究報告，54，323-340．山元（2006）喜多方地域の地質，5 万分の 1 地質図幅．

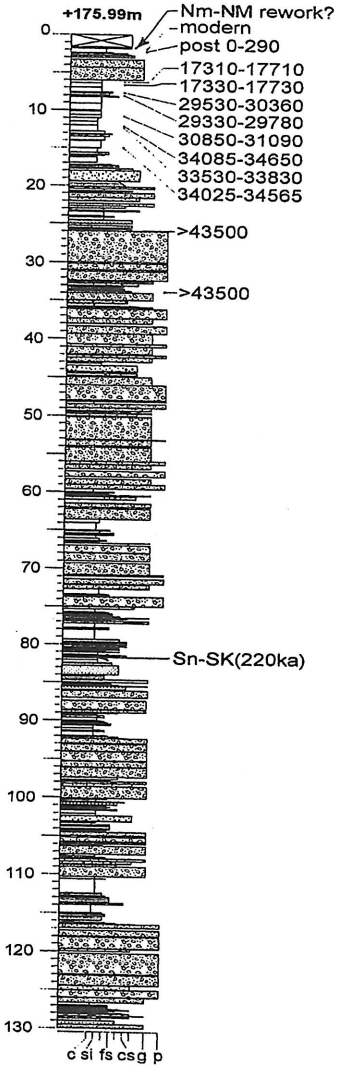


図.1　GS-SOK-1 柱状図
^{14}C 年代値は cal BP.

P-10

2 Maに秋田県仙岩地熱地域で発生した2回の大規模火砕流噴火とその広域テフラ：Tmg-R4 およびKd44-Nkテフラの認定

鈴木毅彦・村田昌則・佐藤隼人・山田眞嵩・小嶋智子・山崎晴雄（首都大学東京）

Takehiko SUZUKI, Masanori MURATA, Hayato SATO, Masataka YAMADA, Tomoko OJIMA, Haruo YAMAZAKI: A pair of huge eruptions occurred at ca.2 Ma in the Sengan Geothermal Area, Northeast Japan, and associated Tmg-R4 and Kd44-Nk widespread tephras

1．はじめに

第三紀～第四紀中期にかけての東北日本弧では現在と比較し，大規模火砕流を噴出したカルデラが多数分布していたことが知られている．こうしたカルデラにおけるVEI=7～6クラスの巨大噴火に伴う広域テフラの認定は最近約10年間に進み，カルデラの活動史復元のデータや当該年代の時間面が提供されてきた．それらのカルデラ地域は北から八甲田（Suzuki et al., 2005），仙岩（鈴木・中山，2007），白河（黒川ほか，2008a,b；鈴木・村田，2008；村田・鈴木，2011）などである．

上記の内，秋田・岩手県境界付近の仙岩地熱地域の潜在カルデラからは約2 Maに噴出量が130km^{3}におよぶ火砕流堆積物（倉沢山溶結凝灰岩R4）が流出したことが知られている（須藤，1987，1992）．同火砕流に伴う降下テフラ（火砕流堆積物を含めてTmg-R4と呼称）は関東平野の複数地点と男鹿半島において海成層中で確認され，古地磁気層序（Olduvai Subchron基底直下）や生層序からも2 Maに噴出・堆積したことが裏づけられている（鈴木・中山，2007）．一方，鈴木・中山（2007）は関東をはじめ，新潟，琵琶湖周辺域においてTmg-R4ないしはその相当層準のやや上位（Olduvai Subchron）にKd44-中テフラ（Kd44-Nk）を認定し，火山ガラスの化学組成から同テフラも仙岩地熱地域起源の広域テフラである可能性を指摘した．今回，Kd44-Nkの給源を推定する上で重要な近傍相となる火砕流堆積物を認定するとともに，陸域における最遠隔地での検出を行ったので以下に報告する．

2．Kd44-Nk近傍相

秋田県仙北市田沢湖生保内，相内沢中流域の標高350 m地点において層厚10 m以上の火砕流堆積物（相内沢火砕流堆積物と新称）が露出する．下部約5 mは非溶結であり上部は溶結している．本層の岩相は約6.5 km北東（Tmg-R4の近傍相模式地）に位置する倉沢山溶結凝灰岩のそれとは粗粒な石英を多く含む点などよく類似する．しかし同溶結凝灰岩と比べて斜方輝石の含有量が多いことと火山ガラスの主成分で明確に識別できる．斜方輝石の屈折率γは1.719-1.723，また火山ガラスは1.497-1.499の値を示す．非溶結部3層準から得た火山ガラスの主成分化学組成（平均重量%）は，SiO_2:78.6，Al_2O_3:11.9-12.0，FeO:1.1-1.2，CaO:0.8，K_2O：3.3-3.4，Na_2O：3.7，微量成分化学組成（ppm）はBa:668，La:16，Y:39である．

上記の値は千葉県銚子市屏風ヶ浦のKd44-Nk（春日層のKg3）のそれらとよい一致を示す．したがって溶結部をともなう相内沢火砕流堆積物はKd44-Nkの近傍相であり，給源火山は付近に位置すると考えられる．その正確な位置は不明であるが，倉沢山溶結凝灰岩と相内沢火砕流堆積物は岩相や溶結の程度などが類似し給源は同一である可能性が高い．倉沢山溶結凝灰岩の給源は須藤（1987）により秋田焼山火山の地下に潜在する先焼山カルデラとされている．

3．遠隔地におけるKd44-Nk

Kd44-Nkはその分布が関東平野から新潟地域，近畿まで追跡されTmg-R4に比べてより広域であるのが特徴である（鈴木・中山，2007）．今回，給源となる仙岩地熱地域から最遠隔地として淡路島中央部（兵庫県洲本市五色町広石下）においてその認定を行った．該当するのは大阪層群広石累層中の平田池火山灰層（層厚10 cm）（津野・大塚，1991）であり，産出地点は先焼山カルデラから820 km南西に位置する．東北地方起源のテフラとして南西方向に最も遠隔まで飛来したテフラであることを示す．

4．Kd44-Nk

Kd44-Nkの降下火山灰が半径820 kmの区域に層厚10 cmで同心円状に降下したと仮定するとその体積は210 km^{3}となる．一方，Tmg-R4の体積は火砕流堆積物で130 km^3（須藤，1987），降下テフラで88 km^3（鈴木・中山，2007）と推定されている．Kd44-Nkの噴出年代はOlduvai Subchronの極磁帯（1.968-1.781Ma）であることから，Tmg-R4よりも数万年～20万年程度若い．すなわち数万年～20万年間に合計430km^3（テフラ換算）の噴出物が仙岩地熱地域からもたらされたことになり，そのおおよその噴出率は2.1km^3/kyr以上と国内でも大きい部類となる．

引用文献：黒川ほか（2008a）新潟大学教育学部研究紀要 自然科学編，1，31-43．黒川ほか（2008b）新潟大学教育人間科学部研究紀要，10，63-82．鈴木・村田（2008）第四紀研究，47，339-348．須藤（1987）地質調査所報告，266，77-142．須藤（1992）仙岩地域中心部地熱地質図．Suzuki et al.（2005）The Island Arc，14，666-678．鈴木・中山（2007）火山，52，23-38．津野・大塚（1991）鹿児島大学理学部紀要．地学・生物学，24：73-105．村田・鈴木（2011）第四紀研究，50，49-60．

P-11

東海層群亀山層の新たな指標テフラ，分部（わけべ）火山灰層の記載岩石学的特徴と広域対比

田村糸子（首都大）・森　勇一（金城学院大）
宇佐美　徹（愛知県立杏和高校）・田中里志（京都教育大）

Itoko TAMURA, Yuichi MORI, Toru USAMI and Satoshi TANAKA : Petrographic properties of the Wakebe tephra in the Kameyama Formation of theTokai Group and the widespread tephra correlation

1．はじめに

伊勢湾西岸に分布する東海層群は，下位より西行谷層，楠原層，亀山層，桜村層に区分される鮮新-更新統で，多くの火山灰層を挟在する（宮村ほか，1981）．大部分の火山灰層は細粒ガラス質で，広域テフラとの対比も多数報告されており（吉川ほか，1991；田村ほか，2007），鮮新-更新世広域テフラ編年において重要な地層群である．

今回，三重県津市西部の分部（わけべ）宮ノ谷地域の亀山層下部において，新たに火山灰層を見出し，分部火山灰層（Wkb）と命名した．分部火山灰層は細粒ガラス質で，広域分布の可能性が高いと判断された．鉱物組成などの岩石学的記載や火山ガラスの屈折率測定，化学組成分析を行い，層位と合わせて，他地域の鮮新-更新世テフラとの広域対比を検討した．その結果，Wkb が掛川層群最下部の B25 火山灰層（水野ほか，1987），三浦半島北部の鎌倉～逗子地域に分布する三浦層群上部の池子 1 火山灰層（Ikg1：田村ほか，2014），千葉県銚子地域に分布する犬吠層群最下部の犬吠 1 火山灰層（In1：田村ほか，2007）と対比されることが明らかになったので報告する．

2．分部火山灰層の記載と年代

Wkb は層厚 4-6cm で，無層理塊状の層厚およそ 40m の粘土層上部に挟在される．大部分火山ガラスからなり，普通角閃石と斜方輝石を極微量含む．火山ガラスはバブルウォール型や平行型（岸・宮脇，1996）が多く発泡が良い．屈折率は n＝1.502-1.504 である．火山ガラスの主成分化学組成では，Fe_2O_3 が 1.6%，CaO が 1.53%，K_2O が 2.3% で，K_2O が低いという特徴を持つ．微量成分は Ba が 453ppm，La が 17ppm，Sr が 91ppm，Y が 48ppm である．Ba/La が 26 とやや高く，La/Y が 0.36 と低いのが特徴で，東北起源のテフラの特性（水野，2001；Tamura et al.，2008）を示す．

Wkb の層位は，阿漕（あこぎ）火山灰層と大谷池火山灰層の間で，阿漕火山灰から約 35m 上位にある．阿漕火山灰層は，中央日本に広く分布する Znp-大田テフラ（3.9Ma：Kurokawa and Tomita, 1998）と対比されている（森，1971）．Znp-大田テフラの古地磁気極性は逆帯磁で，Gilbert Chron の C2Ar である．大谷池火山灰層は正帯磁で（中山・吉川，1990），テフロクロノロジーから中央日本に広く分布する Sr-Ity テフラ（3.5Ma：Tamura et al.，2008）に近い上位にあり，その年代はおよそ 3.4Ma である（Satoguchi and Nagahashi，2012）．以上から，Wkb の推定年代は，およそ 3.4-3.9Ma の間である．

Wkb が挟在される粘土層は，保存良好な浮遊生珪藻化石と，ドブガイ・タニシなどの淡水生貝化石が含有される湖成堆積物である（森ほか，本大会講演要旨）．珪藻化石が示す古環境は，水深のある安定した止水環境が想定され，Wkb 堆積時，少なくとも東西約 4km，南北約 3km にもおよぶ湛水域（安濃津湖：あのうつこ）が存在したと推定されている（森ほか，本大会講演要旨）．

3．分部火山灰層の広域テフラ対比と課題

Wkb と B25，Ikg1 および In1 の 4 枚のテフラは火山ガラスの主成分微量成分化学組成などの記載岩石学的特性が，良く一致する．次に 4 テフラの年代・層位を検討する．掛川層群の B25 は，Znp-大田テフラに対比されている B24 火山灰層の一つ上位にある（田村ほか，2014）．三浦層群の Ikg1 は正帯磁で，Kaena（3.0-3.1Ma）又は Mammth（3.2-3.3Ma）より下位の Gauss Chron にある（宇都宮，2013；宇都宮，私信）．犬吠層群の In1 は，上位にある In2 火山灰が東海層群の長明寺 1 火山灰（3Ma）と対比されており，3Ma より古い．以上により，これら 4 枚のテフラは年代的にも矛盾がなく，対比される可能性が高い．今後，この広域テフラを分部-池子 1 テフラ（Wkb-Ikg1）と呼ぶ．Wkb-Ikg1 は千葉県から三重県にかけて分布するが，いずれも細粒ガラス質で，火山ガラスの化学組成は東北起源のテフラの特性を示す．従って，東北地域が噴出源である可能性が高い．東北地域に分布する鮮新-更新世の火砕流堆積物の検討が今後の課題である．

引用文献：宮村ほか（1981）亀山地域の地質，地質調査所，128p．吉川ほか（1991）地球科学，**45**，453-469．田村ほか（2007）日本第四紀学会講演要旨，**37**，38-39．水野ほか（1987）地質調査所月報，**38**，785-808．田村ほか（2014）地惑連合大会講演要旨，HQR24-04．岸・宮脇（1996）地学雑誌，**105**，88-112．水野（2001）月刊地球，**23**，605-609．Tamura et al.（2008）*Quaternary Int.*，**178**，85-99．森（1971）地質雑，**77**，635-644．中山・吉川（1990）地質雑，**96**，967-976．Satoguchi and Nagahashi（2012）*Island Arc*，**21**，149-169．宇都宮（2013）地質学会関東支部第 1 回地質研究サミット要旨集，18-19．森ほか（本大会）日本第四紀学会講演要旨，**45**．

P-12

珪藻化石から得られた東海層群の湖水域「安濃津湖」について

森　勇一（金城学院大）・宇佐美徹（愛知県立杏和高校）・田中里志（京都教育大）・田村糸子（首都大）

An ancient lake "Anoutsu-ko"of the Tokai Group suggested by diatom fossil assemblage in Tsu city, Mie prefecture ; Yuichi MORI, Toru USAMI, Satoshi TANAKA and Itoko TAMURA

1．はじめに

珪藻は水のあるあらゆる水域に生息し，pH や水流，水深などにより棲み分けている。また，珪酸質の被殻を有するため堆積物中に化石として保存されやすく，古環境の復元に有効である。

筆者らは，国道 23 号線中勢バイパス工事に伴い，津市緑が丘から半田にかけて露出した，層厚約 50mの連続性のよい東海層群亀山層から採取した分析試料を用い，古環境解析を行った。露出した地層の最下部には，阿漕火山灰層（森，1971）が挟まれており，これを鍵層として調査地域を拡大し，堆積環境の側方への追跡と，より古い時代の堆積場の復元につとめた。

2．調査地域の地質

阿漕火山灰層は，白色ないし灰白色のガラス質火山灰層で，層厚４～10m，最大層厚は 18m に達する。阿漕火山灰層のフィッション・トラック年代は，模式地（津市野田泉ヶ丘団地南方約 250m）の試料を用い 4.6±0.2Ma と測定されている（吉田，1987）が，中央日本に広く分布する Znp-大田テフラと対比されることから，阿漕火山灰層の年代は 3.9Ma（Ku-rokawa and Tomita，1998）と見積もられている。

阿漕火山灰層の下位には，無層理塊状の粘土層（層厚 20～40m）が堆積しており，この粘土層は片田粘土層（吉田，1987）と呼ばれる。阿漕火山灰層の上位には火山灰層と接して 5～10m の砂泥互層が堆積しているが，調査地域周辺ではこの砂泥互層より上部に再び無層理塊状の粘土層が認められる。粘土層の層厚は，約 40m にも及ぶ。

そして，阿漕火山灰層より約 35m 上位の粘土層中に，層厚 4～6cm（平均層厚 5cm）の細粒シルト質の火山灰層が堆積しており，発見地（津市西部の分部宮ノ谷）の地名をとって，分部（わけべ）火山灰層と命名した（図）。

分部火山灰層は，大部分火山ガラスからなり，火山ガラスはバブルウォール型および平行型の極細粒ガラス片で構成され，火山ガラスに含まれる微量元素の分析結果より三浦層群上部の池子 1 火山灰層に対比される（田村ほか，本大会講演要旨）。

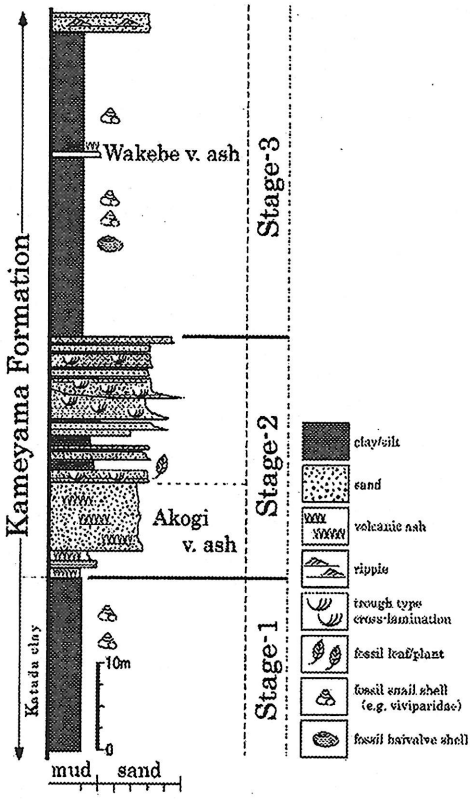
3．珪藻分析結果と古環境

筆者らは，阿漕火山層下位の片田粘土層，および阿漕火山灰層上位の砂泥互層，分部火山灰層を含む粘土層などから，計 35 試料の珪藻分析試料を採取し，古環境解析を行った。なお，珪藻化石を含有する粘土層には，ドブガイやタニシなどの淡水生貝化石を含有し，これらの地層が止水域に堆積したことが考えられる。

珪藻分析の結果，片田粘土層や分部火山灰層を含む粘土層中より，浮遊生の *Aulacoseira praeislandica*，*Stephanodiscus* sp.をはじめ，保存良好な珪藻化石を多産した。珪藻化石が示す古環境は，水深のある安定した止水環境が想定され，少なくとも東西約 4km，南北約 3km におよぶ湛水域が存在したと考えられる。この湖を，筆者らは安濃津（あのうつ）湖と名づけた。

安濃津湖は，阿漕火山灰層（3.9Ma）の下位に最大 40m，阿漕火山灰層上位におよそ 40m の，最大層厚 80m に達する塊状粘土層で特徴づけられる東海層群では唯一の湖水域である（Stage-1，Stage-3）。

なお，阿漕火山灰層の上位に重なる砂泥互層では，主に水深の浅い湿地や水たまりなどに生活する *Eunotia* 属，*Pinnularia* 属などの湿地性の珪藻化石を優占し，阿漕火山灰降灰に伴う多量の砕屑物の流入により安濃津湖が一時的に埋積された可能性が示唆される（Stage-2）。



P-13

過去約5万年間の琵琶湖湖水位変動

井内美郎（早稲田大）・山田和芳（ふじのくに地球環境史ミュージアム）・ 里口保文・
芳賀裕樹・林　竜馬（滋賀県立琵琶湖博物館）・岡村　真・松岡裕美（高知大）
Yoshio Inouchi (Waseda Univ.), Kazuyoshi Yamada (Natural and Environmental History Museum, Shizuoka Prefecture), Yasuhumi Satoguchi, Hiroki Haga, Ryouma Hayashi (Lake Biwa Museum), Makoto Okamura, Hiromi Matsuoka (Kochi University): Lake-level change history of Lake Biwa, Japan, during the last 50ka

1．はじめに

昨年度の発表において、過去約5万年間の琵琶湖湖水位変動幅は，おおむねプラス2m，マイナス3mの範囲であると推定した。さらに、その変化速度は数mm/年～数cm/年で，沈降速度を一ケタ上回ることを述べた．今回の発表では湖水位変動と気候変動との関係について検討する。

2．分析試料および分析方法

古湖水位を推定する方法として、現湖底表層堆積物を水深 5m間隔で複数の直線上に配置した地点で採取し、水深と含砂率の相関を求めた。表層堆積物の分析結果から求めた変換式を愛知川河口の北東部水深23.45mで採取したボーリング試料（愛知川コア）の含砂率に適用し、過去約5万年間の古湖水位変動史を明らかにした。なお、今回の検討においては明らかに逆級化を示し、植物片を多く含む層準については洪水起源の堆積物である可能性があるものと判断し水位復元から除外した。また、各ストローク最上部にのる粗粒堆積物はスライムの可能性があると考えた。

過去約 5 万年間の古気候変遷との関係で湖水位変動を検討するために、琵琶湖中央部で採取したボーリング試料（高島沖コア）について、生物源シリカ濃度、全炭素・全窒素濃度、全リン・カルシウム・マンガン・全鉄・チタン・アルミニウム濃度（全リン濃度以降はカナダオンタリオ州GEO LABSに依頼分析）を求めた。

3．主な測定結果

含砂率

愛知川コア下部の48ka以前の堆積物は埋没湖底段丘堆積物に相当し、含砂率 80%以上を主体としている。これ以浅では、含砂率は上部に向かって増減を繰り返しながら減少する。なお、湖底下 18ｃｍに鬱陵ー隠岐(U-Oki)テフラが分布し、鬼界アカホヤ(K-Ah)テフラが見られない。

生物源シリカ濃度

48kaに極大値を示すほか、14ka以降を除いて濃度は一定の範囲を上下する。6ka前後で極大を示し、それ以降は濃度が急激に低下し、約 400年前に極小値を示したのち現在に向かって上昇する。

カルシウム濃度

約 7 千年周期の増減を示すほかは大きな濃度変化を示さない。

4．考察

各測定プロファイルを比較する指標としてHemming(2004)によるHeinrich event期を用いることとした。それによれば、含砂率はHeinrich event後に低下を示す。また、ユニブーム音波探査記録では、連続性のよい反射面がこれらより上位の泥質堆積物とさらに上位の砂質堆積物の境界部に位置している。同様に、生物源シリカ濃度と全炭素濃度もHeinrich event後に低下を示す傾向がある。一方、カルシウム濃度はHeinrich event期に高いか以後に上昇する傾向を示した。なお、高島沖コア採取地点で別途採取された大口径コア分析の結果、全炭素濃度は彦根気象台で観測された年平均気温との相関が高いという結果が得られている。

これらのことから、琵琶湖の湖水位はHeinrich event後の寒冷期に上昇する傾向があると推定される。一方、カルシウム濃度は寒冷期に相対的に濃度が上昇したと推定される。この原因として、寒冷期には砕屑物の供給量が増加し、石灰岩を含む古生層からカルシウム分が多く供給されたことが考えられる。

長野県北部に位置する野尻湖における研究結果（中村ほか；2013）によれば、日本海沿岸地方ではHeinrich eventなどの「急激な寒冷期」に冬季モンスーン活動が強くなり、降雪量が増加し、湖水位が上昇したと考えられている。北陸地方に近い琵琶湖においても周辺の山地で降雪量が増加し、雪解け時に流入水の増加とともに砕屑物の供給量が増加したことが考えられる。

以上のことから琵琶湖の湖水位は地球規模の気候変動とくに急激な寒冷期に変化したことが強く示唆される。

5．まとめ

琵琶湖の 2 地点におけるボーリング試料の分析結果をもとに、過去約5万年間の湖水位変動とその要因について検討した。

琵琶湖の湖水位は寒冷期とくに急激な寒冷期に上昇したと考えられ、その要因は寒冷期に強くなった冬季モンスーン活動によってもたらされた降雪量の増加にあると推定した。

引用文献：Hemming S.R.(2004) Review of Geophysics, 42, RG100, 1-43. 中村祐貴・井内美郎・井上卓彦・近藤洋一・公文富士夫・長橋良隆(2013)第四紀研究，52，203-212.

P-14

珪藻化石群集から推定される徳島県田井ノ浜における完新世の地震性地殻変動と津波堆積物

千葉崇(筑波大)・藤野滋弘(筑波大)・小堀詠美(筑波大)

Takashi CHIBA, Shigehiro FUJINO, Emmy KOBORI: Holocene crustal movements and tsunami deposits inferred from fossil diatom assemblages in Tainohama, Tokushima prefecture, Japan

1．はじめに

南海トラフ起源の歴史地震は，主に豊富に残された歴史資料や考古遺跡の研究からその履歴が検討されてきた(例えば寒川1993)．しかしながら過去に起こった地震による地殻変動に関する情報は未だ限られており，地質試料を用いた検討も限られている．本発表では，南海トラフ起源の地震及び津波の履歴を明らかにすることを目的として，徳島県田井ノ浜で掘削された深度700cmのコア試料について分析した結果を報告する．

2．調査地域・試料・方法

コア掘削地点は海岸から200mほど内陸に位置し，海側は砂州により閉じられている．掘削されたコアは，表層～深度50cmまでが耕作土層であるが，それより下位の層準は主に淡水～塩性植物の葉や根及び種子などを多く含む泥炭層～有機質泥層から成る．また本コアには，層厚が1cm未満～70cm程のものまで，様々な層厚の砂層20層以上が狭在されている．本コアから珪藻分析用の試料を分取し，珪藻分析を行った．

3．結果・考察

放射性炭素年代の測定から，本コアは過去およそ6000年間をカバーしており，特に深度100～220cmに狭在される4～5枚の砂層は1300年前以降の歴史記録が残る時代に堆積したものである．珪藻分析の結果，泥炭層～有機質泥層では淡水～汽水生種*Pseudostaurosira brevistriata*，淡水生種*Staurosirella pinnata*などが優占し，淡水生の*Pinnularia*属や*Eunotia*属が随伴した．以上のことから，過去6000年間において，この地域には波浪の影響が直接及ばない淡水～塩性湿地環境が形成されていたと推定される．また，淡水生種の頻度はコア下部から上方へ向けて徐々に増加した．一方，狭在する砂層からは，*Diploneis smithii*などのより高塩分環境に生育する珪藻が相対的に多産した．掘削地周辺の集水域は小さいことから砂層が崖錐由来である可能性は低く，また砂層には淡水湿地や塩性湿地よりも高塩分環境に生育する珪藻化石が含まれるため，砂層を津波堆積物と認定した．さらに泥炭層～有機質泥層では淡水生種の増減が認められ，特に津波堆積物の堆積前に淡水生種が徐々に増加し堆積後に減少する傾向や，津波堆積物の堆積直前に淡水生種が減少する傾向などが認められた．沈み込み帯で形成された沿岸堆積物に含まれる珪藻化石群集には，汎世界的海水準変動と地殻変動による海水準変動が複合される形で群集変化として記録されている(澤井2007)．本地域から比較的近い播磨灘沿岸域で復元された完新世の相対的海水準変動からは，6600～6700年前頃に海水準が標高約＋1.0mにあり，その後徐々に低下して現在に至ったことがわかっている（佐藤2014）．本研究において認められたコア上方へ向けて淡水生種が徐々に増加する傾向は，この海水準低下を反映している可能性が高い．一方，津波堆積物層準の前後で認められた淡水生種の増減は南海トラフ起源の地震に伴う地殻変動を反映したものであると考えられる．

引用文献：寒川(1993)第四紀研究,32,249-256.澤井(2007)第四紀研究,46,363-383.佐藤(2014) Diatom, 30,31-40.

P-15

詳細な生物遺骸群集の観察に基づく若狭湾周辺における地震性地殻変動

佐々木俊法[1]・後藤憲央[2]・岩森暁如[3]・原田暁之[2]・市川清士[2]・松島義章[4]・佐藤武宏[4]
柳田　誠[2]・杉森辰次[5]・東田優記[6]・重光泰宗[3]・田中　裕[3]
[1]電中研 [2]阪神コンサルタンツ [3]関西電力 [4]神奈川県生命の星・地球博 [5]ダイヤコンサルタント [6]ニュージェック
Toshinori SASAKI, Norihisa GOTO, Akiyuki IWAMORI, Akiyuki HARADA, Kiyoshi ICHIKAWA, Yoshiaki MATSUSHIMA, Takehiro SATO, Makoto YANAGIDA, Tatsuji SUGIMORI, Yuuki HIGASHIDA, Yasumune SHIGEMITSU, Yutaka TANAKA: Seismic crustal deformation of the Wakasa Bay based on uplifted sessile assemblages.

1．はじめに

若狭湾周辺には陸域から海域へ伸びる活断層や沿岸付近の海域活断層の存在が知られている．これらのうち，三方・花折断層帯日向断層（金田ほか，2000）および柳ケ瀬・関ヶ原断層帯北部（推本，2004）付近の隆起岩石海岸（以下，三方海岸，越前海岸）を対象に，離水生物遺骸をもちいた地殻変動の検討をおこなった．

潮間帯生物であるヤッコカンザシ（*Spirobranchus kraussii*）の棲管化石密集帯上限は，旧汀線の良い指標になることが知られている（茅根ほか 1987 など）．ただし，化石の高度分布が複数確認された場合には，複数回の隆起イベントを示すものか，あるいは，同時期であるが生息時の水深が異なることに起因する高度差かの区別が困難な場合がある．そこで本研究では，ヤッコカンザシのみならず複数種からなる離水生物遺骸群集を認定し，旧汀線を精度よく把握したうえで，標高計測および ^{14}C 年代測定をおこない，それらの結果をもとに地殻変動の検討をおこなった．

2．調査地概要

・三方海岸：本調査地は，美浜町久々子～早瀬の若狭湾に面した岩石海岸で，寛文二年（1662 年）近江若狭地震（以下，寛文地震）時に活動したとされる日向断層の隆起側である．隆起量は，古文書の記録から，本調査地から約 5km 南の気山付近で最大 3～3.6m である（小松原，2006）．

・越前海岸：本調査地は，産総研・福井大（2013）が，離水海食地形の測量結果と保存状態の良い穿孔貝などの巣穴の上限高度などから，最大 7m の隆起を推定し，そのイベント年代は，旧汀線よりも下位に分布する離水生物遺骸の ^{14}C 年代値から 16 世紀後半～17 世紀後半であるとされている．

3．生物遺骸の分布と離水年代

・三方海岸：大師堂地点および早瀬北地点の海食洞などにおいて，旧汀線の指標となる生物遺骸群集が計 9 箇所で見つかった．大師堂地点でキクザルガイ（*Chama japonica*）とヤッコカンザシの群集化石の上限は，標高約 2.9m，早瀬北地点のヤッコカンザシは標高約 2.6m で認められた．これらのうち，7 試料について，^{14}C 年代測定をおこなった結果，変質した 1 試料を除き，AD1500 年～AD1800 年であった．特に保存状態の良い 2 試料に限定すると，両者の ^{13}C 補正年代が 620±20yBP と一致する．これらの試料が寛文地震時（AD1662 年，288yBP）の隆起によって離水し，生物活動が停止したとすると，海洋リザーバ効果（400yBP）を差し引いたローカルリザーバ効果（ΔR）は－68±20yBP となる．

・越前海岸：和布（めら）地点において，海食洞壁面に連続的に付着する複数種より構成される生物遺骸群集が認められた．詳細な測量に基づいた分布図から，標高 1～4m において，3 回の離水イベントを読み取ることができた．これらのイベントの年代は，旧汀線と認定した標高に分布するヤッコカンザシ，キクザルガイ，ケガキ（*Saccostrea kegaki*）などを対象とした ^{14}C 年代測定により，下位から 16～17 世紀，7～13 世紀，3 世紀頃であった．また，それぞれの鉛直変位量は，隆起後の余効変動の影響がないとすると，最近のイベントから順に，約 2.1m，約 1.2m，≧0.6m となる．

4．地殻変動モデルからみた起震断層像

・三方海岸：遺骸群集の標高などを単位変位量分布とみなし，弾性体理論による断層モデリングの結果，日向断層と対応する位置に，東傾斜 60°の逆断層を想定すると，ネットスリップ約 4.5m で離水生物遺骸の分布標高を説明できる．この場合，粟田（1999）の経験式により約 40km の起震断層が想定され，日向断層単独ではなく，周辺の活動セグメントが同時に活動したと考えられる．

・越前海岸：16～17 世紀イベントを対象とした弾性体理論による断層モデリングの結果，海岸線と平行に沖合約 1.5km に東傾斜 45°の逆断層を想定すると，ネットスリップ約 3m のときに離水生物遺骸の分布標高を説明できる．この場合，粟田（1999）の経験式により約 27km の起震断層が想定される．ただし，本地点のみでは起震断層の最大変位量をとらえていない可能性があるため，他地点での調査を継続中である．

引用文献：金田ほか（2000）地球号外，28，119-126．茅根ほか（1987）第四紀研究，26，47-58．推本（2004）柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯の長期評価について．小松原（2006）京都歴史災害研究，5，21-38．産総研・福井大（2013）柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部／北部（海域部）成果報告書，37p＋図表 85 葉．粟田（1999）地質調査所速報，no. EQ/99/3，275-284．

P-16

足柄平野南部の堆積環境変化から推定される国府津ー松田断層の活動履歴

佐藤善輝・水野清秀（産総研）・細矢卓志・植木忠正・森田祥子（中央開発㈱）・山崎晴雄（首都大）
Yoshiki SATO, Kiyohide Mizuno, Takashi Hosoya, Tadamasa Ueki, Sachiko Morita and Haruo Yamazaki:
Holocene environmental changes in Ashigara Plain suggesting subsidence events of Kodu-Matsuda fault

1．はじめに

神奈川県足柄平野は相模湾北西岸に位置する長さ約 12 km，幅約 4 km の臨海平野であり，平野東縁部の大磯丘陵との間には国府津ー松田断層が分布する．国府津ー松田断層は，1923 年大正関東地震などと異なり，大磯丘陵を隆起させ，足柄平野を沈降させる「大磯型地震」の震源断層と考えられている（松田，1985）．断層の活動履歴は，これまでにトレンチ調査などから検討されてきたが（例えば，山崎・水野，1999；神奈川県，2004），これらの調査では主に 4,000 年前以降のデータしか得られておらず，それ以前の活動履歴については不明な点が多かった．

本研究では，足柄平野南部における完新世中期以降の堆積環境変遷を復元した．その結果，断層活動による沈水を示すと考えられる環境変化が 4,000 年前以前に少なくとも 2 回生じたことが明らかになったので報告する．

2．研究方法

足柄平野南部の計 2 地点で掘削された既存のコア試料（B-11，M3 コア）について，珪藻分析，テフラ分析および ^{14}C 年代測定を行った．珪藻化石の生育環境は千葉・澤井（2014）などを参照した．計 6 点の ^{14}C 年代測定を㈱加速器分析研究所に依頼し，得られた測定結果と既往の年代測定値 6 点の暦年較正を IntCal13.14c または Marine13.14c をデータセットとして行った．また，堆積物試料中の火山ガラスの形態と含有率から，K-Ah テフラの降灰層準を推定した．

3．堆積環境の変遷

B-11 コア（水野ほか 1996）：縄文海進に伴って潮間帯干潟が形成された後，*Achnanthes lanceolata* などの中～下流性河川指標種や淡水生種を多産することから 8,000 cal BP 頃に後背湿地へと堆積環境が変化した．しかし，その上位で *Grammatophora oceanica* などの汽水～海水生種が優占的となり，7,300～8,000 cal BP の間に干潟が再形成された時期があったと考えられる．その後，7,300 cal BP より前に離水し陸化した．

M3 コア（山崎，未公表）：7,900 cal BP 頃に干潟から後背湿地への環境変化が生じた．K-Ah テフラ降灰後，6,200 ～ 6,800 cal BP 頃に *Tryblionella granulata* などの汽水～海水生種が多産することから，再度，干潟が形成されたことが示唆された．6,200 cal BP 以降は *Gomphonema parvulum* などの淡水生種が優占し，淡水湿地化したと考えられる．

4．推定される断層活動履歴

B11・M3 両コアで，およそ 8,000 cal BP 頃に淡水環境が成立した．これは海水準上昇速度の鈍化に伴って河川からの土砂供給の影響が相対的に大きくなり，海退に転じたためと推定される．

しかし，海退に転じた 8,000 cal BP 以降に少なくとも 2 回，一時的に淡水環境から汽水～海水環境への環境変化が生じたことが確認された．これらは，K-Ah テフラの降灰層準を挟んで明瞭に区別される．これらの環境変化は国府津ー松田断層の活動に起因する可能性が高い．

B11 コアでは K-Ah テフラ降灰前，7,300～8,000 cal BP 頃に淡水環境から汽水～海水環境への変化が生じた．ほぼ同時期（6,500 yr BP，7,400～7,500 cal BP 頃）に，断層上盤側に位置する中村原低地において，地震性隆起によって内湾が閉塞され潟湖化した可能性が指摘されている（松島 1979 など）．従って，大磯型地震によって足柄平野が沈降し，中村原平野が隆起したとすると，両地点の環境変化をうまく説明できる．ただし，この時期は海水準が緩やかに上昇していたと考えられ，河道の移動などの局所的な要因によって沈水が生じた可能性も残されている．

M3 コアでは，K-Ah テフラ降灰後，6,200～6,800 cal BP 頃に潮間帯干潟が再形成されたことが示唆された．この時期は縄文海進高頂期以後の海水準が低下していく時期であり，地殻変動以外の要因で海水準が急激に上昇したとは考えにくい．中村原低地内の羽根尾貝塚遺跡では，粗粒堆積物が淡水湖沼堆積物中に挟在することから，5,300～5,500 yr BP 頃（6,000～6,400 cal BP 頃）に地震などによって斜面崩壊が発生したと推定されており（玉川文化財研究所，2003），M3 コアの環境変化に対応するイベントである可能性がある．

なお，山崎・水野（1999）が報告した 3,000 年前頃の沈水イベントについては，堆積物の削剥や珪藻化石の保存状態が悪く，検証できなかった．

引用文献：神奈川県（2004）「神縄・国府津ー松田断層帯に関する成果報告書」，76p．玉川文化財研究所（2003）「羽根尾貝塚」，431p．千葉　崇・澤井祐紀（2014）珪藻学会誌，30 別冊，17-30．松田時彦（1985）月刊地球，7，472-477．松島義章（1979）第四紀研究，20，319-323．水野清秀ほか（1996）「国府津ー松田断層のボーリング，物理探査等による総合地質調査．地質調査研究資料集 No. 252」，69p．山崎晴雄・水野清秀（1999）第四紀研究，38，447-460．

P-17

宮崎平野南部にみられる1662年日向灘地震による津波堆積物

鎌滝孝信（秋田大）・丹羽正和（原子力機構）・生田正文（JX日鉱日石探開）・黒澤英樹（応用地質）・
檀原　徹（京都フィッション・トラック）・國分（齋藤）陽子（原子力機構）
Takanobu KAMATAKI, Masakazu NIWA, Masafumi IKUTA, Hideki KUROSAWA, Tohru DANHARA, and Yoko Saito-Kokubu: The 1662 tsunami deposit of Hiuganada earthquake recorded in coastal plane on the south-eastern coast of the Miyazaki Prefecture, south-western Japan

1．はじめに

近年，津波堆積物を利用した古地震研究が各地でおこなわれているが，我が国における津波堆積物研究の大部分は北海道および本州太平洋側のもので，他の地域，特に九州南東部の日向灘周辺からの報告はあまりない．一方，日向灘に面して長い海岸線をもつ宮崎県は，これまで日向灘や南海トラフで発生した巨大地震が引き起こした津波の被害を繰り返し受けてきたことが知られている（例えば，宇佐美ほか，2013）．なかでも宮崎市周辺に大きな被害をもたらした歴史地震は，1662 年の寛文日向灘地震が挙げられる．その地震では，宮崎平野南部の大淀川や加江田川の河口付近に 4～5m の津波が襲来し，約 1m 地盤が沈降したとされている（羽鳥，1985；宮崎県土木部，2006）．本研究では，宮崎県宮崎市加江田周辺の沖積低地でボーリング調査を実施した．その結果，1662 年日向灘地震による津波堆積物が見出されたので報告する．

2．調査方法

調査地域は，津波堆積物が保存されている可能性のある環境を考慮し，日向灘に面した低い沖積低地の宮崎平野南部島山周辺とした．島山地域は 1662 年日向灘地震で沈降・浸水したとされており（羽鳥，1985），この時に入江の環境になったことが古地図等に描かれている（宮崎県土木部，2006）．試料採取には，コア採取部の径が 50mm 程度の打ち込み式のサンプラーを使用し，地表から 2～3m の深さまでの堆積物を採取し，堆積構造や含有物等の観察，珪藻化石や有孔虫化石等についての微化石分析，放射性炭素年代の測定およびテフラ分析等を実施した．

3．調査結果と解釈

調査地点から得られたコア試料の粒度，堆積構造，含まれる化石などの情報に基づいて層相を記載し，それぞれの地層が形成された堆積環境を推定した．

堆積物の記載

耕作土以深の標高約 0.5m～-1.5m は，生物攪拌を受けたシルトおよび細粒砂からなり，イボウミニナ（*Batillaria zonalis*）等の潮間帯に生息する貝類遺骸や海棲の珪藻を含む．この地層の最下部には，砂を主体とした側方に連続性の良い特徴的な粗粒堆積物が挟まれる．この粗粒堆積物は細礫を含む細～中粒砂からなり，基底は侵食面で，内部に平行葉理，斜交葉理等の堆積構造が見られる．また，粗粒堆積物の下部には，下位の地層を侵食したリップアップクラストが含まれ，大局的には上方に細粒化する．標高-1.5m 以深は，植物片を含むシルトや砂質シルト，一部，斜交葉理の発達した細礫を含む中～粗粒砂層などからなる．生物攪拌はみられず，珪藻は淡水棲のものが主体である．特に標高-2.5m 周辺には軽石が卓越する特徴的な層相となる．

解釈

標高-1.5m 以深の地層は，植物片を含み生物攪拌がみられないこと，淡水棲の珪藻が主体であることから，河川の影響を受けた氾濫原で形成されたと解釈した．標高-1.5m よりも上位の地層は，潮間帯に生息するイボウミニナがみられることや海棲の珪藻を含むこと，生物攪拌を受けていることなどから，干潟やラグーンで形成されたと解釈した．また，氾濫原堆積物と干潟堆積物との間に挟まれる粗粒堆積物は，層相の特徴からある程度強い水流を伴ったイベント堆積物と解釈される．また，イベント堆積物が陸成堆積物と海成堆積物の境界部に挟まれることから，イベント堆積物の形成前後に地盤が沈降したと解釈される．

イベント堆積物の堆積年代および形成要因

イベント堆積物は，干潟堆積物中から得られた放射性炭素年代測定値から，AD1700～1800 年頃以前に形成されたと考えられる．一方，イベント堆積物よりも下位の氾濫原堆積物中にみられる軽石は，1471～1476 年の桜島文明噴火によるものと解釈した（生田ほか，投稿中）．一方，1662 年日向灘地震の際にこの地域が沈水したという記録がある．これらの情報を総合的に解釈すると，上記のイベント堆積物は，1662 年の地震津波に対応して形成された津波堆積物と解釈できる．

4．まとめ

本研究で，宮崎平野南部の沖積低地に，1662 年寛文日向灘地震によって形成された津波堆積物が記録されていることが明らかになった．

引用文献：羽鳥(1985)地震研彙報，60，439-459．宮崎県土木部（2006）宮崎県における災害文化の伝承，72pp．宇佐美ほか（2013）日本被害地震総覧 599-2012，694pp．

P-18

富山湾沿岸および新潟県直江津地域の沖積層に記録されたイベント堆積物

卜部厚志・高清水康博・鈴木幸治・片岡香子（新潟大学）・仁科健二・川上源太郎（北海道・地質研究所）・平川一臣（北海道大学）・酒井英男（富山大学）
Atsushi URABE, Yasuhiro TAKASHIMIZU, Koji SUZUKI, Kyoko KATAOKA, Kenji NISHINA, Gentaro KAWAKAMI, Kazuomi HIRAKAWA, Hideo SAKAI : Event deposit of the alluvial sediments in the coastal area of Toyama Bay and Naoetsu, Niigata

1．はじめに

日本海における震源断層や津波波源モデルの構築や防災の基礎資料を得ることを目的とした「日本海地震・津波調査プロジェクト」では，2013年度の若狭湾沿岸地域に引き続き，2014 年度は能登半島北部から富山湾沿岸地域において津波堆積物調査を行った．

2014 年度の調査では，海岸付近の低位段丘の堆積物調査や海岸低地・旧潟湖での沖積層のオールコアボーリング調査を行った．また，2013 年度に新潟県の委託研究により，新潟県上越市の直江津地区において，オールコアボーリングによる津波堆積物調査を行った．ここでは，これらの地域の調査から，複数層準において津波起源である可能性の高いイベント堆積物が認定できた．以下に，概要を報告する．

2. 海岸付近の堆積物調査

輪島市舳倉島や能登半島北部から東部，能登島などにおいて，海岸付近の標高６m 以下の低位段丘状の地形を構成する堆積物の調査を行った．舳倉島北岸では，現在の暴浪が到達しない地点（海岸から約 46m，標高 6m）の砂質シルト層の深度約 10，20，40 cm大礫サイズの扁平な礫の濃集層準が認められた．これらの礫は，津波起源である可能性が高く，深度約 10 cmのものは 1833 年庄内沖地震によるものと推定できる．珠洲市鰐崎と能登町赤崎では，海岸付近の標高 5～3m の地形を構成する砂質シルト堆積物から，複数層準の海浜起源の円礫を多く含む粗粒砂層が認められる．これら堆積物の年代は，鰐崎では 9～10 世紀と 1800～2000 年前，赤崎では 10～11 世紀を示す．

一方，新潟県佐渡市（大佐渡）の複数地点においても，9 世紀や 11 世紀の津波堆積物が認められる．このことから，能登半島北部と大佐渡のイベントは対比される可能性が高く，両地域に津波をもたらす波源を検討する必要がある．

3. ボーリング調査

富山湾沿岸での津波堆積物は，矢野・竹内（2013a, 2013b, 2014）により旧放生津潟でのペネコア試料の底生有孔虫の解析から，津波堆積物の存在の可能性が指摘されている．また，直江津地域での検討事例はない．

ボーリング調査は，簡易ボーリング（SCSC）やロータリーボーリング機器を用いてオールコアで行い，珠洲（3 地区，12 地点，掘進長 2～3m），氷見・十二町潟（4 地点，掘進長 10～20m），射水・旧放生津潟（2 地点，掘進長 50m，30m），射水・足洗潟（2 地点，掘進長 20m，10m），黒部・生地（越ノ湖）（2 地点，掘進長 9m，5m）で行った．また，新潟県・直江津では，既存コア（掘進長 60m）の再検討と新規コア（2 地点，掘進長各 20m）の検討を行った．

地点のコア試料は，全体の層相の記載を行い堆積環境の推定，年代分析を行った．また，層相（粒度，淘汰，浸食関係の有無等）の特徴からイベント堆積物を認定し，イベント年代の推定を行った．

珠洲地域以外の富山湾沿岸の各地点の堆積環境は，全体として，約 12,000 年前には泥質な浅い内湾（含む塩水湿地）であり，約 9,000 年前に砂質な内湾となり，約 8,000 年前に初期のバリアーの形成，約 7,000 年前以降バリアーの前進による現位置での潟湖の形成となったことが明らかとなった．十二町潟，放生津潟，足洗潟，生地（越ノ湖）の形成年代は，それぞれ約 8,000 年前，約 7,200 年前，約 6,800 年前，約 6,000 年前である．

イベント堆積物は，潟湖の堆積環境を中心に複数層準を認定することができた．珠洲地域を含めて富山湾沿岸の各地点に共通するイベント堆積物は，①約 7,900－7,800 年前，②約 5,000－4,800 年前，③約 2,500－2,000 年前，④約 800－700 年前の４層準である．浜堤の標高や海岸からの距離の検討から，これらのイベント堆積物は津波による可能性が高い．

また，直江津地域は，約 8,000 年前に塩水湿地の環境から泥質な内湾となり，約 5,000 以降は塩水湿地の変遷を示し，約 7,900－7,800 年前と約 1,300－1,200 年前に津波起源と推定できるイベント堆積物が挟在する．この約 7,900－7,800 年前のイベント堆積物は，富山湾沿岸でも認められており，富山湾内の波源（糸魚川沖）の活動履歴の推定に有効な指標となる．

引用文献

矢野さおり・竹内　章（2013a）日本地球惑星科学連合大会予稿集，MIS25-P12．矢野さおり・竹内　章（2013b）日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨，299．矢野さおり・竹内　章（2014）日本地質学会第 121 年学術大会講演要旨，290．

P-19

過去4000年間において静岡県沿岸ではレベル２の津波は襲来していない

北村晃寿（静岡大）

Akihisa KITAMURA: The largest possible tsunami (Level 2 model) did not attack the coast area of Shizuoka Prefecture during the past 4000 years.

１．はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震(Mw 9.0)に伴う巨大津波は，岩手・宮城・福島・茨城県沿岸を襲い，津波の波高が10 mを超える地域が南北に約530 kmに渡り，甚大な被害が出た．この巨大津波の発生前に，仙台平野の津波堆積物の研究から，西暦869年の大津波(貞観津波)に匹敵する大津波の再来が近いことが指摘されていた．また，貞観津波の堆積物は福島県の海岸平野からも報告されていた．だが，これらの研究成果は防災に十分には活用されなかった．

これを教訓に，中央防災会議は，2011年に南海トラフで起こる巨大地震の震源域・波源域の面積を従来の約2倍とし，最大地震の規模をマグニチュード9.1とした．さらに，あらゆる可能性を考慮した最大クラスの津波の高さの予測を2012年に公表した．そして，これらの最大クラスの巨大な地震・津波を「レベル２の地震・津波」とし，これまで防災対策の対象としてきた東海地震，東南海地震，南海地震とそれらが連動するマグニチュード8程度のクラスの地震・津波を「レベル１の地震・津波」と表現した．また，国は，想定は限られた科学的知見によるので，古文書や津波堆積物調査等の一層の促進を図り，巨大地震の全容を解明するための継続的な努力が必要とした．

上記のレベル２の想定では，静岡県下田市などでは津波高が25 mと想定された．これは，従来に比べて，想定される被害規模は格段に大きくなり，地域住民に強い影響を与えている．こうした状況を踏まえて，著者らは，下田市・南伊豆町，清水平野，静岡平野，焼津平野において中期完新世以降の古津波・古地震の調査を行ってきた．

２．調査結果

下田市街地の7地点(標高2.9-9.1 m)と原田の1地点(標高2.5 m)のボーリングコアを解析した．堆積物は数千年前まで遡れるが，地点5から1854年の安政東海地震あるいは1707年の宝永地震に伴う津波堆積物の可能性のあるイベント層を発見したが，それ以外の津波堆積物と解釈されるイベント層は見出せなかった(北村・小林，2014)．

南伊豆町の海岸低地の7地点(標高1.3-9.6 m)と下田市吉佐美の海岸低地の1地点(標高2.1 m)で掘削したボーリングコア試料と河川拡幅工事で現れた露頭(標高3.0 m)を調査した．これらの完新統の上部は陸成層で，内陸側では河川・後背湿地堆積物で，海岸側では前浜・後浜・浜堤・後背湿地堆積物からなる．これらの堆積物は数千年前まで遡れるが，津波堆積物は検出されない(北村ほか，2013；北村・川手，印刷中)．

北村ほか(2014)は，静岡県下田市大浦湾奥の海食台で安政東海地震に伴う津波によって転動した津波石(推定重量32t)を発見したが，同地域にはそれ以前の津波石は検出されない．

清水平野では，14地点のボーリングコア(標高2.0-8.2 m)と1地点のトレンチ(標高2.9 m)の調査を行った結果，内湾堆積物から4つの先史時代の推定津波堆積物を確認した．それらの堆積年代はそれぞれ，6180-6010～5700-5580 cal. yr BP，5700-5580～5520-5320 cal. yr BP，4335-4125～4250-4067 cal. yr BP，3670-3540～3500-3360 cal. yr BPで，古いほうからT-I，T-II，T-III，T-IVと命名した．推定津波堆積物T-IVは，静岡平野南東部の大谷地区から検出されたT1に対比される可能性が高い．なお，西暦1498年の明応地震か西暦1707年の宝永地震により形成された可能性のあるイベント堆積物も確認した(Kitamura & Kobayashi，2014)．

静岡平野南東部の大谷地区の7地点(標高6.4-7.8 m)で掘削したコアを解析した．堆積物は主として後背湿地の泥質堆積物からなり，喜界アカホヤ火山灰の上位の地層から3枚の推定津波堆積物(T0，T1，T2)が検出された．それらの年代は，西暦1000年頃，3565-3486 cal BP，4000 cal BP頃である．T1は珪藻群集の変化から堆積時に隆起現象があったことが判明したので，駿河湾あるいは南海トラフ東部の海溝型地震に伴う津波による可能性がある(Kitamura et al.，2013)．また，推定津波堆積物T1とT0は，それぞれ藤原ほか(2013)が浜名湖東岸六間川低地から報告した約3400年前の推定津波堆積物(カワゴ平火山灰層の直下に分布)，西暦1096年の永長地震に伴う津波に対応する可能性がある．北村・小林(2014)は，前者をもたらした津波を「六間川—大谷津波」と仮称した．

焼津平野では，9地点(標高1.8-4.6 m)のボーリングコアを解析したが，津波堆積物は検出されていない(北村ほか，印刷中)．

以上のように静岡県では，レベル2の津波の発生を示唆する地質学的証拠は検出されていない．

引用文献：藤原ほか(2013) 地学雑誌，122，308-322. Kitamura et al. (2013). *The Holocene*, 23, 1682-1696. 北村ほか(2013) 静大地研報 40, 1-12. Kitamura & Kobayashi (2014) *The Holocene*, 24, 814-827. 北村・小林(2014) 地学雑誌，123, 813-834. 北村ほか(2014) 第四紀研究，53, 259-264. 北村・川手（印刷中）静大地研報. 北村ほか（印刷中）静大地研報.

P-20

仙台平野の津波堆積物へのOSL年代測定とAMS^{14}C年代測定の適用

AMS14C and OSL ages of tsunami deposits Sendai plain

川合史夏　永澤大貴　鴈澤好博　（北教大函館校）

F. Kawai, H. Nagasawa and H. Ganzawa

1．はじめに

2011年の震災以降，地震・津波などの災害への関心が高まり，特に津波堆積物の年代やその周期を明らかにする目的でOSL年代が注目されている．津波堆積物は，陸域に堆積するまでの過程で光刺激（日光）によりシグナルリセットされることが前提とされる．報告者らは，宮城県岩沼市の仙台平野に残された遺跡発掘現場で発見された貞観津波堆積物（869年），慶長津波堆積物（1611年）および2011年東日本大震災時の津波堆積物の石英を用いてOSL年代測定の津波堆積物への適用の可能性を検討した．また，同じ地層から採取した植物遺骸を用いてAMS^{14}C年代測定を行いOSL年代との比較を行った．

2．測定試料と測定方法

時代の異なる3種類の津波堆積物を薬品処理し，有色鉱物を磁石で取り除いて石英を取り出した．用いた石英粒径は125－250μmである．1ディスクには20-30粒子の石英を用い，天然蓄積線量(De)は北教大に設置されたOSL測定装置4号機で測定を行った．また，地層から植物遺骸を取り出し，日本原子力研究開発機構東濃地科学センターのペレトロン年代測定装置でAMS^{14}C年代測定を行った．

3．実験結果

OSL測定機で天然蓄積線量を測定した結果，貞観津波堆積物(西暦869年，期待年代1.14ka)が0.99±0.35ka，慶長津波堆積物(1611年，0.40ka)が0.50±0.24kaが得られた(図1)．AMS^{14}C年代測定では貞観津波堆積物上部で995±30BP，較正年代は986-1081calADとなった．OSL年代とAMS14C年代はほぼ一致したが，期待年代よりも100年程度若い値となった．2011年津波堆積物では，ほとんどの試料DeがOGyだったが，中には1.0Gy以上の試料も含まれていた．津波堆積物のOSLシグナルリセットは完全ではないと思われる．

年代が若くなったという原因として，2点考察される．1点目は，LM-OSL測定では貞観・慶長三陸津波堆積物のOSLシグナルはF，M成分に乏しいことである．火山岩起源の石英が多く含まれている可能性がある．貞観津波堆積物は，放置して1日から14日までで照射直後の線量の約80~90%程度まで減っていることがわかった．

2点目は，SAR法におけるRecuperation（X線を照射していない手順での発光を測定するもの）の値が基準である天然蓄積線量の5%以下という条件を満たすディスクが極めて少なかったことである．

年代測定の向上には，こうした問題点を解決する必要がある．

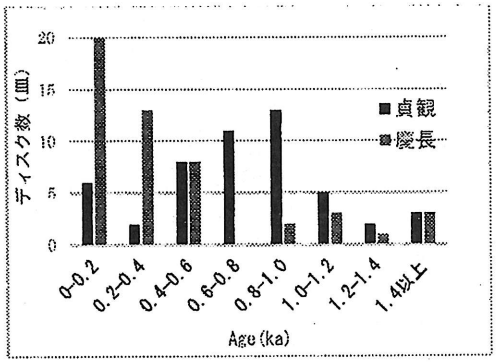


図.1　貞観と慶長津波の天然蓄積線量
貞観では0.8-1.0ka，慶長では0-0.2kaに集中している．

4．引用文献：奥村　輔・下岡順直(2011)，ルミネッセンス年代測定を開始するための心得—日本における年代研究の現状—

P-21

pIRIR 年代測定法による北海道渡島半島周辺における中期更新世段丘面／堆積物の編年

近藤玲介（皇學館大）・横田彰宏（明治コンサルタント）
・塚本すみ子（Leibnitz Institute）・坂本竜彦（三重大）
Reisuke KONDO, Akihiro YOKOTA, Sumiko TSUKAMOTO, Tatsuhiko SAKAMOTO: pIRIR chronology of the Middle Pleistcene marine and fluvial terraces in Oshima Peninsula, Hokkaido, Japan

1．はじめに

海成・河成段丘の離水年代を明らかにするにあたっては，指標テフラが発見されない地域では，地形の新旧関係によって離水年代が推定されてきた．本研究の主対象地域である北海道渡島半島は，複合的な活構造と段丘地形の関係に着目されてきた地域であるが（たとえば，小疇ほか，2003など），中期更新世の段丘からは年代指標がほとんど発見されていない．以上の理由から，本研究では，北海道南西部の段丘において，新たな年代測定法を適用することを目的とする．編年にあたっては，近年堆積物の年代測定に有効であるとされるルミネッセンス年代測定法を適用する．

本研究では，北海道南西部の中でも段丘の発達が良い地域である，渡島西岸低地の瀬棚平野周辺と江差付近，渡島東岸低地帯の八雲付近，黒松内低地帯南端の長万部付近を主な対象地とする．これらの低地帯には，更新統の海成層である瀬棚層（>0.6 Ma；たとえば，能條ほか，1999 など）が広く分布している．しかし，瀬棚層上部の層序や堆積年代と，中期更新世の段丘構成層・地形との関係については不明な点も多い．

2．pIRIR 年代測定法

石英の OSL 信号は約 200 Gy で飽和することが経験的に知られており，日本では海洋酸素同位体ステージ（MIS） 5 以前の堆積物への石英の OSL 年代測定法の適用は困難である．そこで本研究では，より古い時代の堆積物に適用が可能とされる，長石を対象とした elevated temperature post-IR IRSL （以下，pIRIR； Buylaert et al., 2009）年代測定法を適用する．本研究では，pIRIR 年代測定法の適用にあたり，Thiel et al.（2011）などにしたがって，ポリミネラルファイングレインを用いて等価線量を算出した．測定は三重大学生物資源学部の RISOE，DA-15，DA-20 を使用した．

3．調査地点と pIRIR 年代測定結果

・渡島西岸低地北部（瀬棚地域） 後志利別川河口付近の右岸には，多くの海成／河成段丘面が分布する．これらの中で，段丘面の標高が 35～40 m の海成段丘面（大谷地面と呼称）では，青灰色の海成シルトと砂層（大谷地層；たとえば，日下・矢野，1984 など）を海成段丘砂礫層が不整合に覆う．pIRIR 年代測定の結果，大谷地層は MIS 7 に対比され，段丘面を構成する砂礫層の年代値から，段丘面が MIS 5e に対比された．

・渡島西岸低地北部（今金地域） 後志利別川河口から約 10 km 上流の左岸には，標高約 100～110 m に分布する河成段丘面（トンケ川面と呼称）と約 90～100 m に分布する河成段丘面（鈴金面と呼称）が発達する．トンケ川面は，河成砂礫層が海成の粘土および砂・シルトの互層を不整合に覆う．pIRIR 年代測定の結果，トンケ川面の基盤をなす海成粘土，砂・シルト互層からは，MIS 11 の年代値を得た．鈴金面の段丘構成層の pIRIR 年代測定の結果，鈴金面は MIS 6～5e に対比された．トンケ川面は，鈴金面との地形の上下関係や層序から，MIS 10～6 に対比される．

・渡島西岸低地南部（江差地域） 江差市街地南部の椴川右岸には，下位から順に陣屋面，大潤面，尾山面の 3 面の海成段丘が分布している（たとえば，大森，1979）．これらの中で，陣屋面は洞爺火山灰との層序から MIS 5e に対比されている（小池・町田，2001）．尾山面を構成する海成砂層の pIRIR 年代測定の結果，この面が MIS 9 に対比されることが明らかとなった．

・渡島東岸低地（八雲地域） 八雲市街地北部の黒岩付近には，層序から MIS 5e に対比される標高 30 m 付近に分布する海成段丘面と，標高 100～105 m 付近に分布する海成段丘面（黒岩面と呼称）が認められる．黒岩面を構成する海成砂層および，被覆する風成堆積物の pIRIR 年代測定の結果，MIS 7 を示す年代値を得た．

・黒松内低地南端（長万部地域） 長万部川河口付近では，右岸側に MIS 5a，5c，5e と考えられている海成段丘面が発達するが，左岸側での海成面の分布は限定的である（小疇ほか，2003）．これらの段丘の分布の特徴は，長万部川河口付近を南北にのびる西傾斜の逆断層によるものと考えられている（奥村，1983）．長万部川河口左岸では，丘陵辺縁部の極めて狭い範囲に海成段丘面が分布する．pIRIR 年代測定の結果，海成層および被覆する風成堆積物の年代値から，この段丘面は MIS 7 に対比されると考えられる．

引用文献：Buylaert et al.（2009） *Radiation Measurements*, 44, 560-565. 小疇ほか（2003）『日本の地形 2　北海道』東京大学出版会，359p. 小池・町田（2001）『日本の海成段丘アトラス』東京大学出版会，105p. 日下・矢野（1984）北海道開拓記念館研究年報，12，67-73. 能條ほか（1999）地質学雑誌，105，5，370-388. 奥村（1983）日本地理学会予稿集，　23，30-31. Thiel et al.（2011）*Quatern. Int.* 234，23-31.

P-22

長野県長和町，広原湿原周辺域のおけるローム土層中の広域風成塵の検出
—プロキシデーターとしての pH(NaF) 値の活用—

細野　衛（東京自然史研究機構）・佐瀬　隆（北方ファイトリス研究室）・谷野喜久子（首都大学東京）

Mamoru HOSONO, Takashi SASE and Kikuko TANINO : A Long-range Transported Eolian Dust Found in Loam layer around the Hiroppara Wetland at Nagawa in Nagano, Japan
—Utilization of the pH(NaF) value as the proxy date—

1．広域風成塵の検出

日本列島各地には最終間氷期以降の地層中に広域大陸起源風成塵（以下，風成塵と記す）の混在が認められ，その解読には風成塵そのものを分析の対象にした粒度分析，X 線解析の粘土鉱物，微細石英の酸素同位体分析などが実施されてきた（雁沢ほか，1994；吉永，1995；成瀬，2006 など）．これらは試料の前処理や分析は概して煩雑で，多数の試料を実施するには困難さをともなう．そのなかで張ほか（1994）は岩手火山テフラ層を対象にして，先の諸分析とともに，pH(NaF) 測定を行い風成塵の検出に努めた．風成塵起源の粘土や微細石英は特定の２層準のローム土層から多数検出して，他方 pH(NaF) 値は 9.4 を超えるなかで，先の２土層でその値は低下していた．上位は MIS2 に相当のローム土層に，下位は MIS3 後半のローム土層で最終氷期の気候環境に対応しており（佐瀬ほか，1996），各時代の氷期に大陸から搬送された風成塵と考えられた．このように pH(NaF) 値は風成塵付加を検出する情報として期待されていた．

2．プロキシデーターとして pH(NaF) 活用，原理

黒ボク土層やローム土層は活性アルミニウムに富み，pH(NaF) 値は高く 9.4(9.5) を超えて andic horizon に帰属して，その認定基準となる（世界土壌科学会議，2000）．他方，前項で指摘したようにローム土層において pH(NaF) 値<9.4 を示す層準があり，風成塵付加にともなう原因とされて（張ほか，1994），pH(NaF) 測定は容易で短時間に対応できる特徴を有しており，風成塵付加検出のプロキシデーターとしてその活用が期待される．

テフラ物質は冷温～温暖，湿潤は気候環境のもとで風化が進行して活性アルミニウム $Al(OH)_3$ をつくりだす．試料にフッ化ナトリウム NaF を加えると，F^- は活性アルミニウムの OH 基と容易に配子交換して，OH^- を放出してアルカリ性を呈する（川口，1954）．もし風成塵の付加量が多ければ，アルカリ化は促進されない（pH(NaF) 値の低下）．

$$Al(OH)_3 + 6NaF \rightarrow AlF_3 3NaF + 3NaOH$$

$$NaOH \rightarrow Na^+ + OH^-$$

著者らは北海道，江差の陣屋ローム層（MIS2 相当）において鴈澤ほか（1994）が指摘した風成塵付加を pH(NaF) 法で認めた．この方法がローム土層における風成塵の検出に有効であることを再確認した（谷野ほか，2003）．

3．広原湿原周辺域のローム土層への適用

長野県中部高原の和田峠に近い広原湿原周辺域の黒ボク土層とその下位のローム土層，姶良 Tn テフラ（AT）を挟在して立川ローム期まで相当する試料（明治大学黒耀石センター，2015），あわせて野尻湖に隣接する西岡において黒ボク土層と立川ローム層に至る時代に相当する試料を対象にした．全試料とも pH(NaF) 値は高く，いずれも andic horizon に帰属した．しかし，その変動は AT 層準の上位付近において低下が認められた．これは風成塵の付加を示唆しており（Bautista & Inoue, 1993），MIS2 の最終氷期最盛期に同調する．

本研究は文部省私立大学戦略的研究基盤形成支援事業（平成 23 年～27 年「ヒト・資源環境系の歴史的変遷に基づく先史時代人類誌の構築」（研究代表者：明治大学黒耀石研究センター，小野　昭））の一環として実施した．なお，実験に際しては渡邊眞紀子教授（首都大学東京）に，野尻湖陸域での調査にあたっては中村克由氏（明治大学）・近藤洋一氏（野尻湖ナウマンゾウ博物館）にご便宜を頂き，記して感謝を申し上げる．

引用文献：Bautista and Inoue（1993）Soil Sci. Plant Nutr., 39.　鴈澤・柳井・八幡・溝田（1994）地質学雑誌，100.　川口（1954）京都大学食糧科学研究所報告，No. 14.　明治大学黒耀石研究センター（2015）広原湿原遺跡群発掘調査概報Ⅲ.　中村（2003）第四紀研究，42.　成瀬（2006）風成塵とレス．朝倉書店.　佐瀬・細野・井上（1996）第四紀，No. 28.　佐瀬・細野・公文（2015）資源環境と人類，No. 5.　世界土壌科学会議（2000）世界の土壌資源ー照合基準ー，国際食糧農業協会.　谷野・細野・鈴木・渡邊・青木（2003）第四紀研究，42.　張・井上・佐瀬（1994）第四紀研究，3.　吉永（1995）第四紀研究，34.

P-23

八ヶ岳東麓に分布する火山灰土壌の有する重金属吸着特性とそれに関与する粘土鉱物

新井達之[1)]・太田萌美[1*)]・栗原正憲[2)]・香村一夫[1)] ([1)]早稲田大学理工学術院 [2)]千葉県環境研究センター [*)]現）中川特殊鋼(株))

Tatsuyuki ARAI、 Tomomi OTA、Masanori KURIHARA、Kazuo KAMURA: Relationship between adsorption of heavy metal ions and clay minerals in the volcanic ash soils distributed in the eastern foot of the Yatsugatake mountain chain .

1．はじめに

日本は火山国である。全国各地に火山噴出物が母材となって形成された火山灰土壌が広く分布している。このような火山灰の風化によって形成された土壌には、粘土鉱物や腐植が含まれている。また、それらはイオン吸着能を有していることから、汚染水から重金属を除去することが期待できる[1)]。

八ヶ岳東麓には、第四紀前期更新世～後期更新世に堆積した火山灰土壌が分布している。本研究では、八ヶ岳連峰東麓に分布する23地点のべ52試料の火山灰土壌を対象試料とし、試料中の含有粘土鉱物の同定とそれらの有する重金属吸着能力について検討した。

2．研究方法

採取土壌を風乾後、粒径2mmのふるいにかけ、通過したものを供試土壌とした。供試土壌における重金属吸着量や含有物について検討するために、以下の実験を行った。

① CNコーダー（ヤナコ製 MT-700）による炭素・窒素含有率の測定。
② 粉末X線回折装置（RINT-ULTIMAⅢ）及び熱分析装置（Thermo plus EVO）を用いて、含有粘土鉱物を同定。
③ 供試土壌中のアロフェン含有量の測定（酸性シュウ酸塩・ピロリン酸塩溶解法[2)]）。
④ バッチ試験による重金属吸着量の測定
蓋付き容器に、供試土壌（Cu：1g、Pb：0.5g）と供試溶液100mlを加え、振とう機(200rpm、24時間）で振とうした。供試溶液は、Cu,Pb標準溶液1000ppmを希釈（Cu：50ppm、Pb：40ppm）し、1NのNaOHでpHを調整（Cu,Pb：pH5）した。振とう後のけん濁液のpH測定後、0.45μmメンブランフィルターでろ過した。ろ液を純水で10倍希釈し、ICP発光分光装置（Thermo Scientific製 IRIS-Intrepid）を用いて重金属濃度を測定した。
⑤ 粒度分布測定
供試土壌約0.1gをレーザー回折式粒度分布測定装置（SHIMADZU製 SALD-2300）を用いて測定した。

3．結果・考察

① 対象試料は、含有粘土鉱物から4つに分類できた。

タイプⅠ：主にハロイサイトを含有する試料（10試料）
タイプⅡ：結晶性粘土鉱物を含有する試料（31試料）
タイプⅢ：アロフェンを含有する試料（10試料）
タイプⅣ：粘土鉱物を含有しない試料（1試料）

② タイプⅠは、八ヶ岳連峰東麓では最も古い八千穂層群（第四紀前期更新世）から産出した試料が多かった（10試料中7試料）。
③ タイプⅢは、南佐久層群や上部更新統から産出した試料が多かった（10試料中8試料）。
④ 炭素含有率とPb吸着量の関係（図1）をみると、大部分の試料は、炭素含有率3%以下を示した。
⑤ 炭素含有率3%以下の試料において、粒度分布測定を行ったところ、タイプⅠの試料群は他のタイプの試料群と比べて、粒度のばらつきが小さかった。
⑥ ④⑤より、炭素含有率3%以下の試料は、腐植や粒子径の違いによる重金属吸着の影響は小さいと考えられる。よって、重金属吸着は、粘土鉱物の影響が大きく、吸着量をみると、タイプⅠ>タイプⅡ>タイプⅢとなり、重金属吸着にはハロイサイトの寄与が大きいことが判明した。

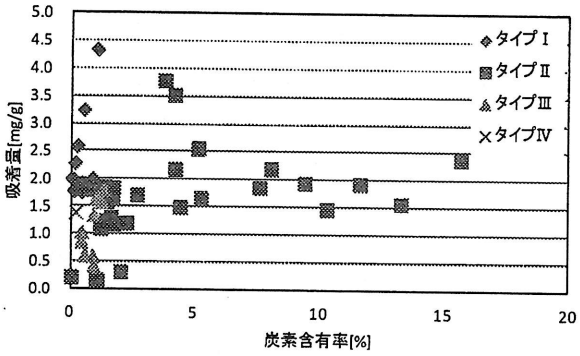


図1　炭素含有率とCu吸着量の関係(pH=5のとき)

引用文献

1) 日本土壌肥料科学会編（1994），土壌の吸着現象—基礎と応用—．博友社
2) 土壌環境分析法編集委員会（1997），土壌環境分析法．博友社，427p.

P-24

風成ローム層に発達する斑紋構造の編年上の意義

濱田崇臣・幡谷竜太（電力中央研究所）
Takaomi HAMADA, Ryuta HATAYA: Signification of mottle structure in terrace covering soil for Chronology

1．はじめに

能登半島中部西岸には，海成段丘が発達し，それらを被覆するローム層には所謂トラ斑と呼ばれる斑紋が見られる(図1)．トラ斑の形成は，疑似グライ化作用によるとされ（永塚，1997），地層の堆積・形成環境を推定する材料と成りうると考えられる．そこで斑紋の層位と形成プロセスを検討したところ，斑紋が発達する層は，斑紋形成以降の削剥・再堆積のないことの確認に使え，その形成が特定の時代に限定でき，段丘の編年，更には，斜面堆積物に年代情報を与えられると考えられる．

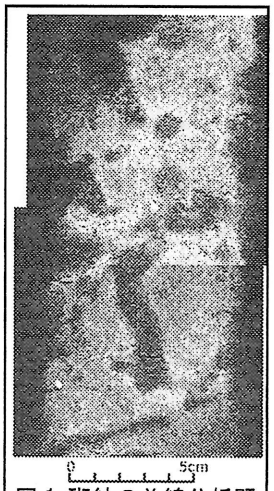


図1 斑紋のX線分析顕微鏡画像
白い部分はFe濃度が高い

2．研究方法

能登半島中部西岸の海成段丘のうち，M面（太田・平川，1979のM$_1$面）とそれより一段高位のH面（同H$_4$面）の被覆土壌層を研究対象とした．露頭観察で層序を詳細に観察・記載し，クリプトテフラの鉛直方向の連続分析を行った．土壌の色調は，肉眼観察に加え，土色計（L*a*b*表色系）で鉛直方向に連続的に測定した．斑紋構造は，肉眼観察に加え，X線CTとX線分析顕微鏡で詳細に観察した．斑紋は，形成する部位ごとに分離し，XRF，XRD，遊離酸化鉄分析を行った．

地層区分	産出テフラ	被覆層 M	被覆層 H	斑紋の性状	赤鉄鉱 M	赤鉄鉱 H	遊離鉄 M	遊離鉄 H
暗褐	—	↑	↑	—	—	—	—	—
明褐	AT	↓	↓	—	—	—	—	—
	—			破片状	—	○	—	赤色土
赤褐	Aso-4 K-Tz			明瞭	×	○	黄褐色土	赤色土
	—			不明瞭	×	○	黄褐色土	赤色土
赤	—		↓	不明瞭	—	○	—	赤色土
				明瞭	—	○	—	赤色土

表1 段丘被覆層の層序とその性状
「地層区分」は，それぞれの色調の被覆層の積重なりの順番，「被覆層」はM，H面に載る地層区分の範囲，「赤鉄鉱」は，その検出（○），不検出（×），「遊離鉄」は遊離酸化鉄分析で，黄褐色土，赤色土（永塚，1975）となった試料の層準を示す．

3．調査・分析結果

調査結果の概要を表1に示す．H面上にはM面上にない赤色土壌層が載る．赤色土壌層と赤褐色土壌層には，斑紋があるが，一様ではなく，層位的に明瞭さに差がある．明瞭な部分では，赤色化した土壌中に太さ1cm強の褐色の管状構造が不規則に発達する（図1）．赤色土壌層は，赤褐色土壌層よりa*値（赤み）が大きくb*値（黄み）が小さい傾向にある．斑紋の部分毎の分析結果は，密度・鉄濃度・鉄鉱物の量に差がある（表2）．遊離酸化鉄による土壌型は，M面は黄褐色土，H面は赤色土に区分される．斑紋は，整然相(図1)と破片状相とに分けられる．斑紋が破片状の部分では，密度・鉄の濃集からパッチ状の破片が確認できる．

	赤色部	褐色部
密度	高	低
鉄濃度	高	低
赤・針鉄鉱	多	少

表2 斑紋の部分毎の性状

4．考察

破片状相は，整然相が崩れて再堆積したものと判断される．以下，整然相の議論を行う．斑紋は，密度差，鉄の濃淡から疑似グライ化によると判断される．疑似グライ化は，鉄が還元・酸化を頻繁に繰返す現象であり，還元細菌の生息する地表付近に限られる．遊離酸化鉄結晶度の上昇は，低結晶度鉄鉱物が針鉄鉱・赤鉄鉱に変ることを示し，土壌断面深部の古い土壌ほど結晶度が高くなる（Malucelli *et al.* 1999）．斑紋には，赤鉄鉱・針鉄鉱が存在し，結晶度が高い．これは，疑似グライ化作用の後，埋没によって地表から隔離され，長期に渡って酸化・結晶化したことを示す．赤色化が，赤鉄鉱の含有量に相関し，赤鉄鉱形成が専ら高い温度で進むことから（Schwertmann *et al.*, 1982;1998），赤色土壌層は，赤褐色土壌層より長期の温暖期の風化を受けたと考えられる．疑似グライ化の条件（永塚，1997）から，斑紋は，主に，過去の温暖期に発達したと考えられ，かつ斑紋発達層準が，K-Tz・Aso-4を含む赤褐色土壌層中と，より下位の赤色土壌層中に存在していることから，それぞれの層準はMIS5とMIS7に相当する可能性が考えられる．このことは，層相と組合せることで，斜面堆積物にも適用できると期待される．

引用文献：太田・平川（1979）地理学評論，52，169-189．永塚（1997）原色日本土壌生態図鑑，㈱ﾌｼﾞ・ﾃｸﾉｼｽﾃﾑ．Malucelli *et al.* (1999) *Geoderma.* 88, 73-98. Schwertmann *et al.* (1982) *Geoderma.* 99, 30-40. Schwertmann *et al.* (1998) *Jour. Col. Int. Sci.* 209, 215-223.

P-25

微粒炭標本作成法の紹介

小椋 純一（京都精華大）

Jun-ichi OGURA: Introduction to a Method for Making Preparations of Macroscopic Charcoal

1．はじめに

過去の植生や，それに対する人為などによる火の影響を知る上で，泥炭や土壌に含まれる微粒炭は重要な手がかりになる．その量的分析も重要であるが，微粒炭の母材植物がわかれば，過去の植生を知る大きな手がかりとなる．

微粒炭の母材植物を知るためには，その表面形態について観察を行う必要がある．それは，落射顕微鏡を用いて 400 倍程度以上の高倍率で観察することにより，より明確にとらえることができる（小椋 2007）．

そうした微粒炭をもとにした研究のためには，微粒炭の標本を作成する必要がある．しかし，微粒炭は同じ植物でも材や樹皮などの組織により，その表面形態は大きく異なる．また，温度などの燃焼条件の違いによってもその表面形態が変わることがある．そのため，微粒炭の標本の作成は，単にある植物が燃えてできた炭化物を標本にするのではなく，植物の組織ごとに一定の温度などの条件下で適切に行われる必要がある．

一方，その標本は落射顕微鏡を用いて観察することになるため，カバーグラスをかけないプレパラートの作成が望ましい．ここでは，そうした条件を満たす微粒炭標本の作成の試みを紹介する．

2．微粒炭標本の作成

(1) 植物試料の炭化

微粒炭の標本作成のためには，まず標本とする植物の材や樹皮などの組織ごとの試料をつくり，適度に乾燥させる．それらの試料は，大気中での通常の燃焼では一定の温度などの条件で炭化させることは困難であるため，電気炉などの炉内で一定の温度で一定時間加熱する．その際，高温で空気が入ると灰化しやすくなるため，特殊な炉を用いることも考えられるが，排気可能で温度設定ができる一般的な電気炉などの炉を用いることもできる．その場合，蓋にわずかな隙間しかない茶缶などの金属容器中に植物試料を入れ炉内で加熱すればよい．（筆者の場合，電気炉は SHIROTA GT-P2S を用い，排気には小さなガラス窓のガラスを外して排気口とした．）

金属容器の大きさは炉の大きさに制限されるため，小型の炉であれば，それに応じた小型の容器を用いる必要がある．なお，微粒炭標本作成にはわずかの試料があればよいため，ふつう小型の炉で十分である．また一つの金属容器中には，金属箔などで仕切る形で，複数の試料を入れることもできる．比較的低温での炭化であれば，安価なアルミ箔を用いることもできるが，炉内が 660℃を超える場合には，アルミニウムが融点を超えて溶けるため，別の適切な金属箔や容器を使う必要がある．

なお，試料の炭化に際しては，試料をどの程度，どのように乾燥させたか，また，どのように加熱温度や加熱時間を設定したかを詳しく記録しておくのが望ましい．

(2) プレパラートの作成

炭化した試料は手の指などで適度な圧力を加えて粉状にし，それを 100～500μm 程度のメッシュサイズの篩により篩分けをする．（筆者の場合には，100μm と 250μm のメッシュの小型の篩を重ねて篩分けし，それぞれの篩に残った微粒炭をプレパラート用とした．）

篩に残った微粒炭は，水道の水流で篩の端の一箇所に集めた後，小さく四角に切った紙の角などを使って適量採取し，白色または透明なガラス板上に移す．ガラス板には，スポイトで水を一箇所に数滴垂らしておくと，微粒炭を移しやすい．透明なガラス板を使う場合には，その下に白い紙を敷くとよい．

ガラス板上の微粒炭は，必要に応じて適量の水を加え、爪楊枝の先端などを用いて適度な密度になるように広げてゆく．その際，水の表面張力で思うように微粒炭を広げられない場合には，ごく微量の洗剤を爪楊枝の先に付けて広げるとよい．

その後，ガラス板上の微粒炭が乾いたら，スライドグラス大に切った厚紙（厚紙には色紙を使うこともできる）に薄く木工用接着剤を塗り，その面に微粒炭を付着させてプレパラートとする．その際，厚紙は接着剤を塗った面を下に向けてガラス板上の微粒炭の上にかぶせ，厚紙の上から適度な力を加えて厚紙に微粒炭が多く付着するようにする．作成したプレパラートには，微粒炭の母材となった植物種名，部位，燃焼条件（たとえば，「350℃で 10 分」）など記入しておくとよい．

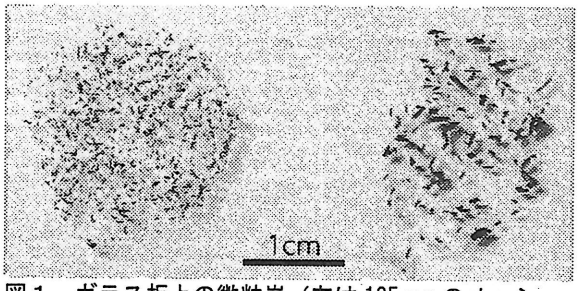


図１　ガラス板上の微粒炭（左は 125μm のメッシュ，右は 250μm メッシュの篩に残ったもの）

引用文献：小椋純一（2007）：微粒炭の母材植物特定に関する研究，『植生史研究』(15)2，85-95.

P-26

埼玉県北本市デーノタメ遺跡から得られたササラダニ化石

楡井　尊（埼玉自然博）・中村修美（埼玉自然博）・青木淳一

Takashi NIREI, Osami NAKAMURA and Jun-ichi AOKI: Fossil oribatid mite from the middle Holocene sediments at Denotame ruins in Kitamoto City, Saitama Prefecture

1．はじめに

花粉分析の際，土壌動物起源と考えられる動物性パリノモルフが花粉・胞子と同時に得られることがある．筆者の一人，楡井は，埼玉県坂戸市の約2,000年前の黒色土の花粉分析の際に，土壌動物の口器や毛の一部と考えられるパリノモルフが得られたことを報告した(楡井,1996)．その後，縄文時代中期の堆積物の花粉分析を実施した際に，ほぼ完全な形でササラダニ類の化石を2個体得ることができた（楡井ほか2013,2015）ので紹介する．

2．結果

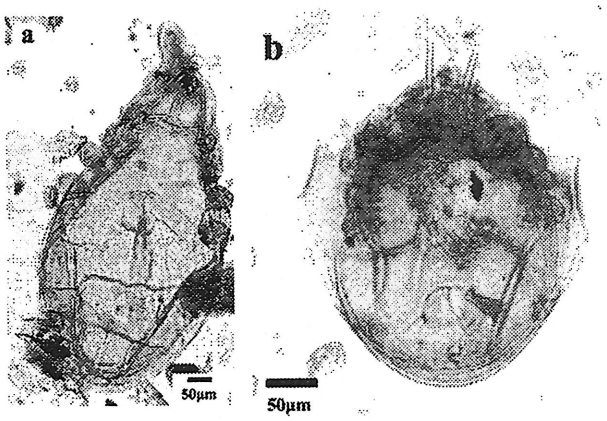
報告するのは，埼玉県北本市のデーノタメ遺跡の花粉分析の際に得られたササラダニ類の化石である．デーノタメ遺跡は，大宮台地を浸食した開析谷の谷頭付近に所在する縄文中期の遺跡である（北本市,2008）．産出した層準の花粉化石群集は，落葉広葉樹のコナラ属（コナラ亜属）とクルミ属が極めて多く，クリ属，ニレ属ーケヤキ属，エノキ属ームクノキ属，カエデ属，常緑広葉樹のアカガシ亜属を伴う，落葉広葉樹の優勢な花粉化石群集である（楡井，2013）．得られた化石は，ホンシュウコバネダニ *Diapterobates variabilis honshuensis* (Aoki, 1982)，コブツメエリダニ *Dometorina tuberculata* (Aoki, 1984)の2種である．

3．考察

ホンシュウコバネダニは，寒冷な気候下で生育する種であり，水温の低い湧水池付近をレフュージアとしていたと推定された(楡井ほか,2013)．いっぽうコブツメエリダニは，暖温帯から見つかる種である(Aoki,1984;一澤ほか 1999)，したがって北本市デーノタメ遺跡の古ササラダニ相は，大宮台地の縄文時代中期の暖温帯広葉樹林から由来する種と，局地的な分布をする寒冷な気候を示す種との混合したものであることになる．

ササラダニ類は，固いキチン質の外骨格をもつので，化石として残りやすい．にもかかわらず，産出報告はたいへん少ない．これは，通常花粉分析では処理の過程で主に250μm以下の粒度について分離作業を進めるため，処理の途中で取り除かれてしまうために，保存されることはほとんどないのであろう．一方，大型植物化石の研究においては，250μmで篩分したより大きな試料を観察し化石を拾い上げる．ササラダニ類は，サイズ的にそのもっとも細粒の部分にあたるため，見落とされるのであろう．仮に認識されても，植物化石や花粉化石を扱う研究者では同定が困難である．そのため，見いだされても見過ごされてきたのだと考えられる．今回の研究例では，花粉分析資料をダニ類の研究者により検討する機会があったため同定することができた．

ところで海外では，ササラダニ類の化石を研究し古生物相や古気候の解析に役立てている例もある(J.M. Erickson and R. B. Platt Jr., 2013)．こうした研究が今後どのような展開がされるかは未知数だが，記載事実を積み重ねることで，古環境解析の手段の一つとして発展する可能性も秘めている．古花粉学の研究者がこのような節足動物起源のパリノモルフを見いだしたときには，節足動物研究者と協力し，記載を進めてもらいたい．



a:コブツメエリダニ *Dometorina tuberculata* (Aoki, 1984)
b:ホンシュウコバネダニ *Diapterobates variabilis honshuensis* (Aoki, 1982),

引用文献：Aoki J.(1982). *Bulletin of the Institute of Environmental Science and Technology*, Yokohama National University (1), 189-205. Aoki J., (1984). *Zoological Science* 1, 132-147. J.M. Erickson and R. B. Platt Jr. (2013) Encyclopedia of Quaternary Science 2nd Edition 2, 680-698. 一澤　圭・金子信博・パレリー　ベーハンペレティエール・青木淳一(1999). 横浜国立大学環境科学研究センター紀要 25(1), 49-53. 北本市教育委員会(2008). 北本市パンフレット，4p. 北本市. 楡井　尊（1996）埼玉県立自然史博物館研究報告(14), 11-16. 楡井　尊(2013)埼玉県立自然の博物館研究報告(7), 23-30. 楡井　尊・中村修美・青木淳一(2013)埼玉県立自然の博物館研究報告(7), 79-80. 楡井　尊・中村修美・青木淳一(2015)埼玉県立自然の博物館研究報告(9), 31-34.

P-27

土師器と須恵器中の動物珪酸体について—同定とその意義—

宇津川徹（カテナ研究所）

Toru UTSUGAWA: On Animal Opal in the fragments of "Hajiki" and "Sueki" ancient pottery –Identification and its significance-

1．はじめに

千葉県・下総台地には遺跡が多く分布する。千葉県・北部の北総台地（印西市）は、利根川と印旛沼に隣接する豊富な水と緑に恵まれた自然豊かな地域である。そのため、古くから人々の生活の舞台として利用されてきた。北総台地は多くの「生活の痕跡」が確認され、貴重な文化遺産が遺存する地域である。近年、ニュータウンの大規模開発に伴う遺跡発掘調査が行われてきた。その結果、印西市の池ノ下遺跡では、奈良・平安時代の住居跡や掘立柱建物、鍛冶炉など多くの遺構が確認された。特に、住居跡から出土した土師器・須恵器の土器片を詳細に分析した結果、両器の土器片中に「白色針状物」（発掘調査報告書「池ノ下遺跡」、2008）が多量に同定された。これらの「白色針状物」は、宇津川・上條（1980a, b）が土器胎土中で同定した動物珪酸体（Animal Opal）である。今回は、印西市・池ノ下遺跡から出土した動物珪酸体の同定とその意義について報告する。（遺跡所在地、千葉県印西市別所字池ノ下 1170 番地）

2．分析試料・分析方法

【分析試料】奈良・平安時代（集落跡）の住居跡 14 軒、掘立柱建物 10 棟、鍛冶炉 1 基、土坑 28 基から出土した土師器と須恵器の土器片。

【分析方法】双眼実体鏡・偏光顕微鏡・電子顕微鏡による観察（同定・記載）をした。

【同定】①土器（胎土）の表面（表・裏）を 20～200 倍で観察。②胎土分析における動物珪酸体は白色化した骨針を同定。③骨針の大きさの測定。④動物珪酸体の骨針の形態区分（一軸型・二軸型・三軸型など）。

3．結果・考察

池ノ下遺跡の動物珪酸体（骨針）を含む土師器と須恵器出土数を以下に示す。

①住居跡からは、土師器 95 片中 38 片、須恵器 47 片中 4 片。掘立柱建物からは、土師器 3 片中 2 片、須恵器 3 片中 0 片。土坑からは土師器 4 片中 1 片・須恵器 1 片中 0 片。溝出土遺物からは土師器 6 片中 1 片・須恵器 1 片中 0 片。遺構外遺物からは土師質土器 1 片・須恵質土器 1 片が出土したが 0 片。

②土器を製品別にみると、土師器は坏（高台付含）が最も多く次に甕である。須恵器は甕が最も多い。

③土師器中の動物珪酸体の骨針は坏 34 片・甕 4 片・皿 2 片・土製品羽口 2 片の計 42 片同定された。須恵器は坏 2 片・甕 2 片の計 4 片同定された。

④胎土中の動物珪酸体の形態的特徴は、白色化した針状である。これは、非結晶質のオパール状の骨針が焼成温度（1000～1200℃）の影響で、クリストバライト化したものである。骨針の形態は、二軸型が主体である。また、骨針の大きさは 100 μm～1200 μm である。

⑤骨針の形態的特徴から海生の海綿動物であった。

⑥土師器や須恵器の胎土分析から、両土器の材料粘土は海成層であることが明らかとなった。

引用文献：宇津川徹・上條朝宏（1980a） 土器胎土中の動物珪酸体について（1），考古学ジャーナル，181，22-25. 宇津川徹・上條朝宏（1980b） 土器胎土中の動物珪酸体について（2），考古学ジャーナル，184，14-17.

（資料利用許可書、印西市教育委員会、2015. 3. 23）

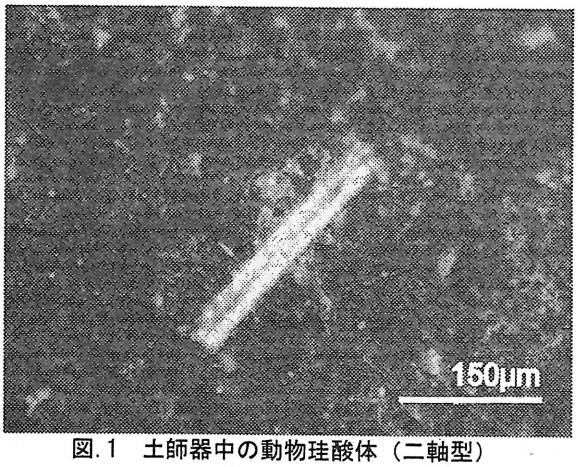


図. 1　土師器中の動物珪酸体（二軸型）

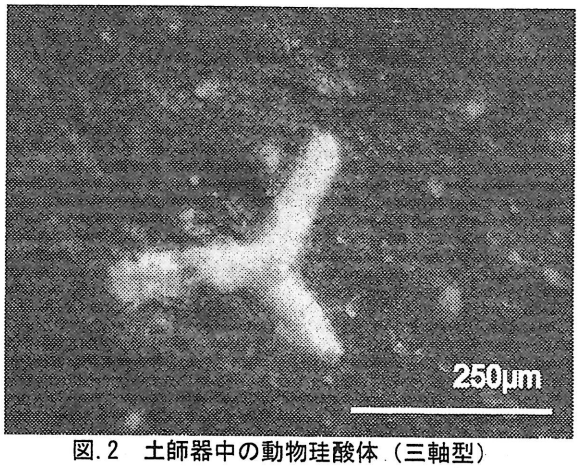


図. 2　土師器中の動物珪酸体（三軸型）

P-28

群馬県下仁田町金剛萱遺跡で発見された局部磨製石斧

中村由克（明治大学）・麻生敏隆（群馬県埋蔵文化財事業団）・金剛萱遺跡研究会
Yoshikatsu NAKAMURA・Toshitaka ASOU・Kongoukaya Site Research Group : Edge-ground axe from the Kongoukaya site, Shimonita, Gunma pref.

1．はじめに

金剛萱遺跡は群馬県下仁田町青倉の標高 788 mの金剛萱山の山頂直下に発達する緩傾斜地（標高約 680m）に位置する．新しく造成された開墾地で、2007 年地質調査中に石器が表採され，2009 年の調査で縄文時代，旧石器時代の遺跡であることが判明した．

金剛萱遺跡研究会は，下仁田自然学校の第四紀関係のメンバーと地元下仁田町の住民が中心となって結成され，金剛萱に分布する下仁田ローム層と旧石器時代遺跡の発掘調査や研究を行っている．

2．金剛萱遺跡

緩傾斜地には、標高が少し低い北部のコンニャク畑地点と上部（南部）の林道地点の 2 地点がある。コンニャク畑地点では旧石器時代のナイフ形石器、時代未詳の石斧未成品、剥片などが採集されているが，造成のため本来の包含層はほとんど削平されていると推定された．

林道地点は、針葉樹の植林の中につくられた作業道で上部下仁田ローム層まで削られていた道路面で剥片が発見されたため，2011 年 9 月と 2014 年 11 月に発掘調査が実施された．

3．林道地点の発掘

第 1 回発掘（2011）は剥片発見地点を中心に，1m×11.1m（11.1m^2）、第 2 回発掘（2014）は東側に 50cm 拡張し，1.5m×8.7m（13.1m^2）を調査した．この付近では上部下仁田ローム層の褐色軽石層（BP）から下位に，赤褐色軽石層（MP），姶良 Tn 火山灰層（AT）が認められ、その下位に暗色帯が確認された．

出土した遺物は，第 1 回が 11 点，第 2 回が 4 点であり，すべて AT から暗色帯付近の出土である．

4．旧石器時代の局部磨製石斧

図 1 は第 2 回発掘で出土した局部磨製石斧である．上下方向の剥離を中心に器形が整えられた石斧の側縁部の破片である．下端には表裏両面に研磨が施されており，刃部には刃こぼれがわずかに生じている．石材は緑灰色の緑色岩であり，実体顕微鏡下では小さな円形の粒子が多く含まれていて，砕屑粒子とみられることから，御荷鉾緑色岩類の中でも色がやや薄い凝灰岩起源のものと思われる．

金剛萱遺跡林道地点の調査は小面積であるが、局部磨製石斧 1 点、結晶片岩製の石斧調整剥片 1 点のほか，無斑晶質安山岩，細粒砂岩（頁岩）各 2 点，脈石英 1 点，在地の緑色岩（秩父帯）9 点などの剥片が出土している。

5．局部磨製石斧の出土の意義

局部磨製石斧は後期旧石器時代前半期を特徴とする遺物である．この時代の遺跡は，全国的に見ても群馬県では多くあるが，甘楽町の白倉下原遺跡など高速道用地内のものが多く、河川流域の少し高い段丘面の端や山裾に並ぶように分布するものが大多数である．金剛萱遺跡は河川から離れた山頂近くに立地しており，稀な立地である．

全国的に見ても数が限られる石斧を保有する遺跡は、環状ブロック群などの大規模遺跡である可能性もあり，今後の調査が期待される．

引用文献：金剛萱遺跡研究会（2014）金剛萱に旧石器時代をさぐる．下仁田自然学校文庫，8，57P.
金剛萱遺跡研究会（2015）金剛萱遺跡発掘調査報告書 2．くりっぺ，83，別刷 1-8.

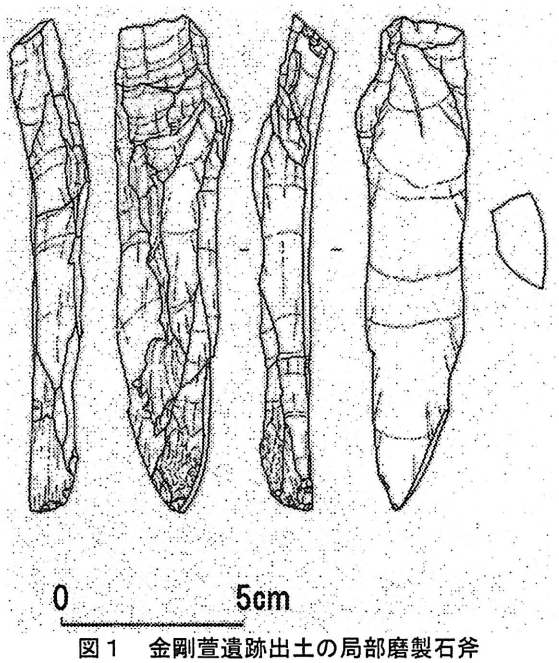


図 1　金剛萱遺跡出土の局部磨製石斧

P-29

新学術領域研究「稲作と中国文明ー総合稲作文明学の新構築ー」における第四紀学の応用と展開

米田穣（東京大）・中村慎一（金沢大）・金原正明（奈良教大）・細谷葵（お茶大）・宇田津徹朗（宮崎大）
Minoru YONEDA, Shin-ichi NAKAMURA, Masaaki KANEHAR, Leo Aoi HOSOYA, Tetsuro UDATSU:
Applications and collaborations of Quaternary science in the new Scientific Research on Innovative Area "Rice Farming and Chinese Civilization: Renovation of Integrated Studies of Rice-based Civilizations"

1．研究領域の目的

新学術領域研究は、既存の研究分野の枠に収まらない新興・融合領域における異分野連携などの意欲的な研究を適切に見いだし支援するために、学術の水準の向上・強化につながる新たな研究領域や革新的・挑戦的な学術研究の発展を促すことを目的として、文科省によって設けられた科学研究費補助金事業である。平成27年度から5カ年で、考古学を中心に、歴史学、文化遺産学、社会学、地理学、植物学、動物学、人類学、農学、地球化学、年代学などを含む新たなプロジェクト「稲作と中国文明ー総合稲作文明学の新構築ー」（領域代表者：中村慎一）が開始される。

本領域は、更新世末から完新世初頭における気候温暖化が、いかに人類の生業に影響を与え、その後の社会や文明に影響を与えているのかを、東アジア（とくに稲作農耕の起源地である中国長江流域）を舞台に研究を実施する。具体的には、①アジア稲作発祥地としての中国における稲栽培化プロセスの高精度復元、②長江流域に成立した新石器時代稲作文明の興亡にかかる原因究明、③青銅器時代以降の中国文明において稲作文明が果たした役割の解明、が主要なテーマである。これらの多彩な研究を統合して「総合稲作文明学」を創出し、稲作に基盤を持つ世界で唯一の古代文明としての中国文明の特性を明らかにし、その強靭なレジリアンスの源泉について、新たな洞察を得ることを目的としている。

2．研究領域の構成と第四紀学の応用

本研究領域は、以下の５つの研究班と総括班から構成される（図１）。計画研究 A01「物質文化の変遷と社会の複雑化」(研究代表者：中村慎一)、計画研究 A02「古環境変遷と動・植物利用の諸段階」（研究代表者：金原正明）、計画研究 A03「民族考古学と化学分析からさぐる生業活動の諸相」（研究代表者：細谷葵）、計画研究 A04「イネの栽培化と植物質食料資源の開発」（研究代表者：宇田津徹朗）、計画研究 A05「高精度年代測定および稲作農耕文化の食生活・健康への影響評価」（研究代表者：米田穣）。また、平成28年度と平成30年度に開催される公募研究の募集が、今年度と平成29年度の秋に予定されている。

3．計画研究における第四紀学

計画研究 A01 は考古学と歴史学を中心としており、本研究では長江流域における新石器時代8000 年間の物質文化の変遷を明らかにする。具体的には、新発見の貝塚遺跡である井頭山遺跡などの調査を実施する。

A02 は自然遺物の網羅的・総合的な研究から、長江流域における完新世の環境変動を高精度に復元する。また、狩猟・採集から飼養・栽培への変遷を動植物遺存体から詳細に解明する。さらに、GIS を活用して居住地選択の時代変化を明らかにする。また、良渚遺跡群など都市的集落の成立について寄生虫卵分析などを計画している。

A03 ではイネほか植物食料の調理について、民族学的考察と土器付着炭化物の安定同位体比分析・脂質分析によって復元する。それを通して、米の社会的・実質的な重要性について定量的に評価する。

A04 では、プラント・オパール分析と埋没微地形分析から稲作の量的変遷を、DNA 分析からその質的変化を検証する。残存デンプン粒分析も行い、主要な植物質食料資源利用の変遷を復元する。

A05 では、放射性炭素年代を系統的に実施することで、新石器時代 8000 年間の高精度な年表を完成させる。また、古人骨のコラーゲンにおける炭素・窒素同位体分析と、個別アミノ酸の窒素同位体分析、エナメル質の Sr・酸素同位体分析と、齲歯やエナメル質減形成など古病理的研究を統合して、米食が健康と寿命に影響を与えたかを議論する。

4．期待される第四紀学からの貢献

例えば、古環境や古気候変動について、既存の研究データに高精度年代を付与され、人類活動との詳細な対応が期待される。また、流路の変化や海進海退が水辺のエコトーンと、そこ適応した新石器時代人の生活に与えた具体的な影響を示されることが期待される。第四紀学会からの積極的なご意見とプロジェクトへの参画を歓迎する。

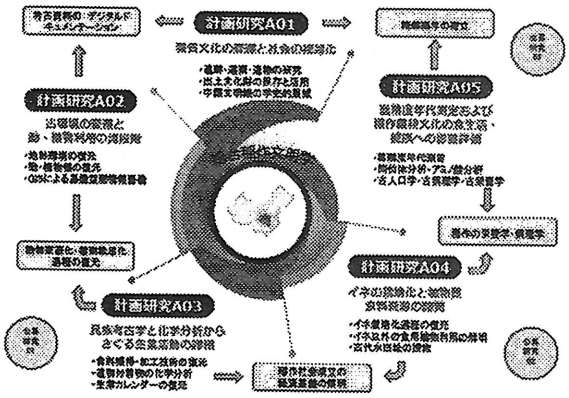


図１．５つの計画研究と協働体制

S-1

第四紀学を踏まえて作る地域防災・減災の処方箋はあるか

宮城豊彦（東北学院大学）

Toyohiko MIYAGI:　Prescription of the areal disaster reduction by the knowledge of Quaternary Science.

1．はじめに

「先生の言った通りには津波も地震も来なかったけど、勉強して訓練していたから助かった。ありがとね！」という声をかけられ、私はどれほどありがたかったことか。

宮城県にとって、2011 年の地震・津波は、「半ば想定されていた。しかし、実際には発災の規模が大きく、多くの地域ではこれに翻弄された。

地域や学校など、範囲が特定される防災や減災の実現を考えるとき、原理原則を明確に示し、発災時にブレない行動を自ずから行えるようにするための一連の工夫が必要なようだ。

「津波にせよ、地盤災害にせよ、ほとんどの場合回避することが可能である。」ただし、いくつかの条件がある。その一つで**「最も基本的なものが土地勘である」**ことに異論を唱える向きは少ないのではないか。

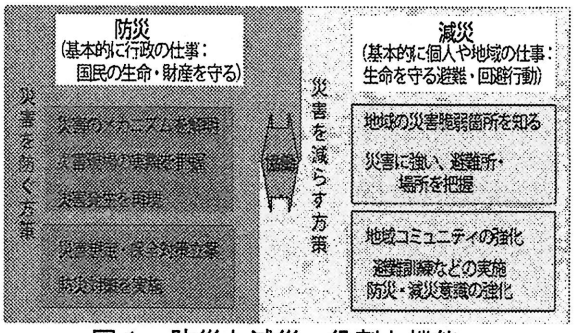


図１　防災と減災　役割と機能

2．対話型防災マップ作りの効果と限界

東日本大震災以前から、宮城県の七ヶ浜町の 2 つの自主防災組織と塩釜市の浦戸諸島の方々と防災マップ作りを行ってきており、震災後のこの作業は地域・地区防災構造の再構築として継続している。このマップ作りは、「GIS データベース、大判の紙地図、現地調査、避難訓練と座談会」を一連の流れとして繰り返すものだ。具体的には、先ず筆者が、地域の自然特性・災害史・土地利用特性・住民特性・想定される災害要因についての説明を行う。次いで相談して災害対応目標を設定する。津波想定の場合、結果として「いち早く避難して命だけは守る。そのために地区内で取りあえず避難する高台を一時避難場所（いっときひなんばしょ）として必要箇所数定める」という一点に絞ることとなった。これに基づいて先の資料などを用いた作業を行うのである。毎年に避難訓練では一時避難場所に集合して、座談会を行ってきたが、その会で、ほんとに此処で良いのか、地権者が変わったので、など場所の変更を余儀なくされることも多く、その都度最新バージョンの避難マップを作り変えることになった。メディアで大きく取り上げられた花渕浜地区では大震災発生 3 か月前に第 6 回目の修正版「おらほの防災マップ」を作り、ラミネートして地区各戸に配布した。配布の仕方は、それぞれの自主防災組織の判断に委ねた。実際の津波襲来時には、関係した 3 地区全てで迅速な避難行動が実行された、死者・行方不明者数は他の隣接区と比して大きな差が生じた。実は、一時避難場所の全てが安全だった訳ではない。都合 4 か所が津波に浸水したり、孤立したりしたのだ。ただ、これら 4 か所に避難した地域住民は皆無だった。中でも、同性寺一時避難場所への避難では、当初からこの場所の地盤高は 3.3m であり、想定津波に対しては十分な高度を持つが、この地盤高の意味は常に話題であった。

この場所への避難する住民は、大震災の発生に即応して、避難場所である本堂に集合した。しかし防災リーダーは軽トラのラジオを聞いて、津波の波高が想定より高いことを知り、早速住職と図って、より高台に 2 次避難することを決めた。ただ、この実施には、避難者の同意が当然ながら必要であり、本堂（屋内）で暖を取りホッとしているお年寄りには酷でもあった。「亨が言うから仕方ねえな！」と渋々承諾する 50 人を上回る避難者を墓地（屋外）の広場に移動し終えたとき、津波第一波が本堂の軒下まで達した。その日はとても寒く時折雪も舞ったが、近辺のものを燃やして暖を取り、皆で団結して朝を待った。その間奇跡的に一人の携帯が名古屋の知人と繋がり、翌朝の自衛隊救援に結び付いた。元気なお年寄りがニュース映像に映し出されることとなった。その後は、地区の避難所設置・運営、安否確認、防犯、物資調達・供給が地区住民により実施され、現在も活発な防災活動を継続している。

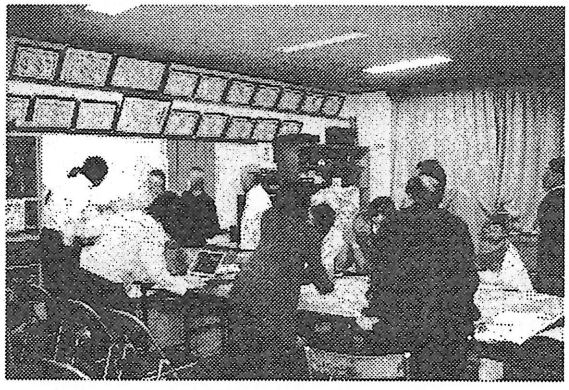


写真１　対話型防災マップ作りの様子

3．大震災前後を通した栗原市での取り組み

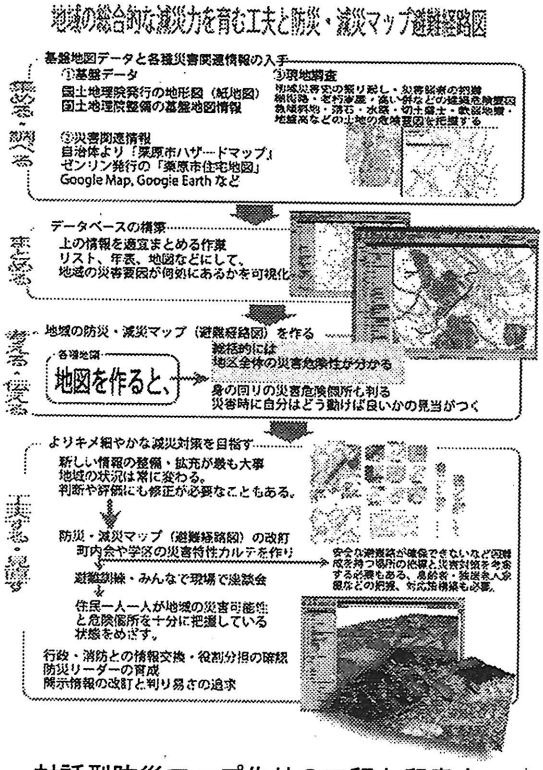


図２　対話型防災マップ作りの工程と留意点

栗原市は、2008 年岩手宮城内陸地震により、荒砥沢地すべりを始めとして激烈な破壊を被った地域である。また 2011 年の東日本大震災に際しても震度 7 を記録した場所でもある。

現在、ここでは激烈な破壊から立ち直るべく多角的な施策を講じているが、その柱に「栗駒山麓ジオパーク構想」がある。ことの経緯からして、栗駒山麓ジオパークを構想するにあたって、その基本的な出発点を、「この事業（運動）を通して防災・減災を実現する」手段の一つに位置付けて種々の活動を展開している。その中で小中学校の児童生徒を対象とした「防災教育やふるさと教育」を重点的に実施している。産学官がまとまって設立された推進母体である「ジオパーク推進協議会」の下に「防災教育部会」を設けて活動している。活動の実際では筆者が関わることもあれば、「地域おこし協力隊」が担当することもある。既に、「仮称　なんて素敵な栗原の防災ジオ読本」を作成した。ここでの喫緊の課題は、子供たちのレベルに合わせた副読本を作るとともに、どうカリキュラムに取り込むかに腐心し、学校の防災主任が参画する様々な学年レベルに応じた副読本を作ることを手掛け始めている。

4．防災科学の基本要素から見れば

災害の発生予測は、第 1 に Site Prediction、第 2 に Time Prediction、第 3 に Size Prediction の 3 段階がある。このうち、第 2、第 3 は、これまで常に災害科学研究の最前線にあり、予知や実験・シミュレーション科学の主要課題であった。しかし、防災と減災との協働が不可欠という中央防災会議における「パラダイムの転換」がなされたことを踏まえて、防災と減災の関係を整理すると、減災においては「どうしても個々人の判断を伴う場面が発生せざるを得ない」。

第 1 の Site Prediction「何処に、どんな災害脆弱性がありのか」を災害回避行動をとる一人一人が知っておくことが必要な時代になった。減災科学という枠組みが設定されるとすれば、災害回避行動を「何時・何処に・どのように」とって危険な場所から安全な場所へ逃れるかが大きな課題となるであろう。

これまでの科学技術の進歩の中で、場所性の把握は、他の Time や Size に比して圧倒的に進展しているように認識している。例えば、地震防災における活断層分布情報、斜面防災の観点からの地すべり・崩壊・落石・土石流、切土・盛土・腹付け盛土・軟弱地盤、津波防災での沿岸低地帯での地盤高と津波履歴、地震防災、枚挙に暇がない。

5．減災の処方箋

誤解を恐れず敢えて言えば、地域の構成員にとって最低限必要なことは、防災科学の最先端の知識や、地震発生のメカニズムに関する知識もさることながら、**「どの様な危険が何処に潜むか」**を顕在化させ、それを避ける工夫をするにも「何処にどのように避難するのが良いか？」「それは何故か？」を十二分に考えること、議論すること、実行すること、改善すること、見直すことにある。

「発災時に被災回避はどうしたらよいか」この一点に焦点を当て、明快な達成目標を設定すべきである。対津波なら避難（命をまもる）ことだ。地震動や豪雨による斜面災害回避ならどうかだ。この Site Prediction は、これまでの地盤・地形・地質分野の調査研究の蓄積によって、何処が、何故、どのように危なさそうかはほぼ予測できるようになったと考えている。我々第四紀学の研究者は、地域の成り立ちの分析・理解とそのマッピングに長けている。ここで一段の工夫をして、地域住民や学校関係者とともに経験則や原則を具体の地域に適用することは、**「減災を目的とするなら可能だ」**。地の利や地域の災害特性を時空間的に理解することが土地勘を育むことになり。我らの知識と知恵は減災を達成するために、地域から最も求められるものと考えている。

S-2

持続可能な社会と地域防災，学校防災
ーなぜ自然災害の悲劇は繰り返されるのか，防災教育の限界と希望ー

藤岡達也（滋賀大）

Tatsuya FUJIOKA: Disaster Risk Reduction from the Viewpoint of Education for Sustainable Development

1．はじめに

東日本大震災後も，継続的に発生する自然災害から，行政，教育等をはじめとして，各界では防災，減災への取組が喫緊の課題となっている。しかし，自然環境や自然と人間との関わりについての研究，教育に携わっている機関等にとっては，自然災害の発生や防災，減災は必ずしも新しい課題ではない。それどころか，これまでも災害等の危険性について発信してきた姿勢も見られる。残念ながら，自然災害に関する教育や啓発の機会も含めて，社会にそのリスクが十分に受け止められてこなかったと考えられないこともない。

ただ，科学技術の発達及び社会の発展が従来見られなかった新たな課題を生じているのも事実である。科学技術を社会的文脈で捉えながら，第四紀学はこれからの防災，減災の取組にどう関わっていくことが可能であるのか。本稿では，近年の自然災害を振り返りながら，これまでの自然災害をめぐる国内外の動向や取組の現状と課題を整理する。同時に，今後期待したい地域防災，学校防災での自然の二面性に着目した持続可能な開発のための教育（Education for Sustainable Development：以下，ESD と略記）についてもその関連性を検討したい。

2．災害発生節目の 2014 年度と国内外の動向

近年，自然災害への関心は専門とする研究者だけでなく，一般的にも高くなっている。特に，昨年度 2014 年度は，記憶にとどめておくべき自然災害の節目の年であると同時に，依然として日本列島を襲う自然災害への防災，減災の重要性が痛感された年であった。

2015 年 1 月 17 日は阪神淡路大震災から 20 年目を迎え，地元神戸市を中心に様々なイベントが見られた。また昨年度は中越地震から 10 年，新潟地震から 50 年目の区切りの年でもあった。国際的にも死者・行方不明者 20 万人を超えるスマトラ沖地震の発生から 10 年目となった。

大きな自然災害が発生しても，被災地からの距離が遠かったり，発生後の時間が長くなったりするほど，自然災害は忘れ去られがちではある。過去の教訓をとどめ，将来に備え，啓発・教育の素材として自然災害を取り扱うのも本学会の大きな使命と言える。

国内外に大きな衝撃を与えた東日本大震災から 4 年経った現在でも，被災地は，十分に復旧・復興されたとは言えない。しかし，それにもかかわらず，2014 年 8 月末には広島県土砂災害，9 月には御嶽山噴火によって多数の人命が失われた。内閣府中央防災会議においても，それぞれのワーキンググループが立ち上げられ，とりまとめが発表された。科学技術や社会の発展に伴ったシステムの構築に加え，防災・減災には個人の認識，行動が不可欠であることが報告書でも読み取れる。今後も日本列島では自然災害は繰り返して発生することが予想され，一層の災害への理解と対応とが求められている。

このような状況の中，2015 年 3 月には仙台市で国連防災世界会議（World Conference on Disaster Risk Reduction，以下 WCDRR と略記）が開催された。WCDRR は第 1 回目が横浜市，第 2 回目が神戸市で開催され，一つのテーマについての国際会議が 3 回とも日本で開かれたことになった。特に阪神淡路大震災の 10 年後に開催された国連防災世界会議では，ESD の 10 年と連動して「兵庫行動枠組（Hyogo Framework for Action）」が採択されている。これを受けた同国連防災世界会議防災教育日本連絡会等による「仙台宣言」に見られるように国を超えたこれからの防災，減災は持続可能な社会の構築にますます期待される。近年，自然災害の脅威は日本だけでなく，国際的にも重要な課題であり，世界の平和と安全を希求する国連にとっても，持続可能な社会の構築のためには自然災害への対策を無視できない。

一方で，「国連 ESD の 10 年」の最終年度として，2014 年 11 月には，岡山，名古屋でユネスコ国際会議が開催された。国連 ESD の 10 年は，周知のとおり日本から国際社会に提言し，国連総会で採択されたものであった。2012 年国連持続可能な開発会議にて，ユネスコは加盟国政府及び各関係機関とともに「ESD に関するグローバル・アクション・プラグラムを策定しているが，一応，2005 年からの 10 年間の取組に一区切りがついたと言える。

以上のように 2014 年度は，改めて人間と自然環境との関係の在り方から，持続可能な社会の構築のための人材育成の必要性までが注目された年であった。これからの防災，減災にかかわる教育においても，国際的な動向を踏まえたグローバル人材育成が期待される。それらを含め，第四紀学は，地域防災，学校防災についての課題の解決から，今後の日本の果たすべき国際的な役割の視点まで求められている。

3．自然災害を捉える観点

先述のように東日本大震災後，自然災害への対

応が国内の喫緊の課題となっている。しかし，津波に対する大きな被害は新しいことではなく，特に近代の東北では，しばし繰り返されている。また，花崗岩地帯の土砂災害は豪雨，場合によっては地震時でも広島県，兵庫県等で繰り返されている。中山間部の宅造地においては，それ以外でも宮城県（宮城県沖地震），長崎県等で大規模な災害が発生している。

自然災害の拡大について，科学技術を社会的文脈から捉える必要があることはこれまでも述べてきた（藤岡，2007）が，東日本大震災では，福島第一原子力発電所事故と言う自然環境と人間活動との最悪の状況が生じた。寺田寅彦の「文明が進めば進む程，天然の暴威による災害がその激烈の度を増す」は，今後も想定され，自然環境と人間活動との関わりを螺旋的に考えていくことが求められる。

近年，行政によるハザードマップの活用や避難訓練，防災マニュアルの見直しなどが重視されている（文部科学省，2013 等）が，防災教育は災害への対処療法的なものが多い。これらを否定はしないが，地域の地質，地理に関する総合的なリテラシーの育成は，地域防災，学校防災に引き続き重要である。例えば，第四紀学では，縄文，弥生時代の古環境復元から，現在の地質，地形の理解によって，その対応を考えることも可能である。

防災，減災の必要性を発信するとともに，地域への関心，愛着などの啓発，教育も不可欠である。期待される啓発，教育の一つの方法でもあるESDでは，関連する様々な分野を「持続可能な社会の構築」の観点からつなげ，総合的に取り組むことが求められている。その具体例として，防災はじめ環境，国際理解，エネルギー，世界遺産や地域の文化財，生物多様性，気候変動などが挙げられている。防災の観点は，ここでの具体例，全てと連動している。その一例として，防災教育と上述した ESD での世界遺産教育や地域の文化財との関連を考えた場合，自然景観の形成と自然災害の発生は大きく関わっているため，自然の二面性への注目には重要な意味を持つ。

例えば，日本の国立公園やジオパークは，火山活動と関連したものが多いが，一方で火山の噴火など自然災害につながる可能性の高い地域も存在する。確かにジオパークでは，教育や啓発が目的となっているが，むしろ，ジオパークにおいては，世界遺産（自然遺産）と比べて，自然災害を学ぶことにも大きな役割がある。東日本大震災後，日本で最大の面積を有する三陸ジオパークが設置された。「たろう観光ホテル」など，津波の爪跡を震災遺構として保存する点だけでなく，津波の原因ともなったプレートの動きによって形成された太平洋側の海岸の美しさも取り挙げられることが望まれる。

また，ジオパークは，地学や地理的な教育，啓発，さらには環境教育やESDについての場であるだけではない。産業遺産についても科学技術を社会的な立場からも取り上げる観点や地域活性化に向けてのフィールドとしても取り扱われることが期待されている（藤岡，2008）。

4．グローバル時代の積極的防災教育

最後に第四紀学の研究成果は，これからの地域防災，学校防災において，住民や子供達の命を自然災害から守るためだけのものにとどまらないことを付記したい。災害発生のメカニズムの理解は，自然景観の形成を考えることにもつながる。自然は災害によって人間に被害を与える以上に，食料資源から観光資源まで，様々な恩恵を与えてきた。これらを地域の状況や子供の発達等に応じて啓発，教育することは今後も求められる。同時に自然災害は地域によって大きく異なり，自然景観の形成も地域によって違っている。各地において多様な国立公園やジオパークが異なった魅力によって多くの人達を引きつけている。地震，火山の多い日本列島はこれを観光資源に一層結び付けていくことも期待される。

自然災害の多い日本列島では，防災，減災について伝統的な教訓や取組が見られ，それが蓄積されてきた。自然災害への対応が，国内だけの課題ではない時代，日本から世界に発信し，国際貢献が可能な分野と言える。特に，科学技術の持つハード面だけでなく，防災教育のようなソフト面でも貢献が期待できる領域である。

つまり，第四紀学と連動して，地域や学校には新たな取組が考えられる。住民や子供達の命や安全を守ると言う消極的な防災，減災だけでなく，自然景観への着目等により，地域の振興にも重要な意味を持つ。さらには，グローバル時代，持続可能な国際社会への発信から観光立国日本の確立まで，「積極的防災教育」として，今後の展開を期待したい。

引用文献

藤岡達也編(2007)環境教育からみた自然災害・自然景観，208P，協同出版
藤岡達也編(2008)環境教育と地域観光資源，178P 学文社.
藤岡達也編(2011)持続可能な社会をつくる防災教育，204P，協同出版
文部科学省(2013)学校防災のための参考資料 生きる力を育む防災教育の展開，223P，文部科学省

S-3

防災教育で何を教えるか？～学校と地域の連携：霧島市と志布志市での実践例をもとに～

井村隆介（鹿児島大学・理学部）

Ryusuke IMURA: What should disaster education focus on? Partnerships between schools and regions

1．はじめに

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震（東日本大震災）以降，地域の防災計画や防災教育の見直しが声高に叫ばれるようになった（岩田・山脇編，2014）．とりわけ，これから数十年の間に大きな地震・津波の発生が予想される，西日本の太平洋岸の各地では，「東日本大震災に学ぶ」とか「東日本大震災を教訓に」と冠がつけられ，地震・津波防災マップの整備や津波を想定した避難訓練や教育講演会などが行われるようになった．

しかし，それらの中には単なるイベント的なもや，十分な議論がなされずに，半ば行政のアリバイ工作的に行われているものも多い．ここでは，霧島市と志布志市で行われた実践的防災教育の取り組みを例に，「防災教育で何を教えるか？」について考えてみたい．

2．文部科学省の実践的防災教育プログラム

文部科学省が平成24年度から始めた「学校安全の推進に関する計画」では，「実践的防災教育総合支援事業」が盛り込まれ，各都道府県や政令指定都市で実施されてきた．鹿児島県では霧島市と志布志市が平成24-25年度のモデル地域となった（平成26-27年度は，東串良町と奄美市）．

実践的防災教育では，大学教員や気象台職員が専門家として学校に派遣され，アドバイスを行う．両地域で委員となった筆者は，その実施に当たって，「特別なことを行うのではなく，普段の学校教育システムの中で行われること」を重要視した．そして「気象庁の担当者や大学教員は，あくまで教育現場での取り組みを支援するのであって，丸投げでは困る．学校現場で先生方が主体的に防災教育に取り組めないのであれば，継続や普及ができるはずがない」と，最初にクギを刺した．その結果，モデル地域の学校では，学校現場を主体とした地域的な取り組みが行われるようになり，顕著な成果を上げることができた．

3．霧島市での実践例

霧島市でモデル校となった，大田小学校と霧島中学校は，2011年に噴火した新燃岳の南約10kmに位置する．2011.02.01の爆発では，大田小学校で窓ガラスが割れるという被害もあった．

大田小学校では，児童や教員だけでなく，PTA向けの講演会を行った．これによって，保護者の理解が得られ，学校からの一斉メールへの保護者登録も進んだ．さらには，避難訓練から連続して，児童の保護者への引き渡し訓練を鹿児島県内で初めて実施することができた（図.1）．

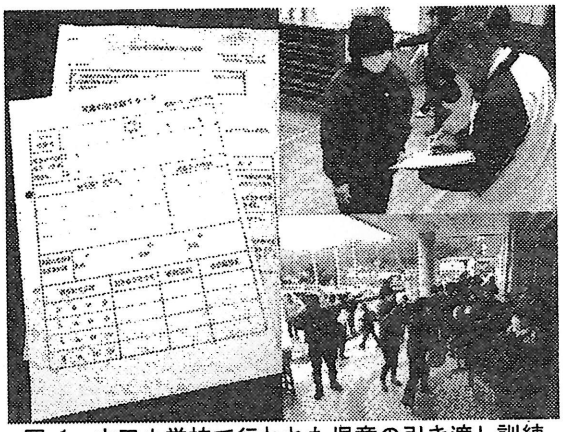


図.1　大田小学校で行われた児童の引き渡し訓練

霧島中学校では，これまでにも毎年実施していた自然観察会（霧島韓国岳登山）に合わせて，座学をした後，現地で説明を行った（図.2）．座学と現地での学習を両方行ったことで，理解がより深まったという感想が生徒から得られた．

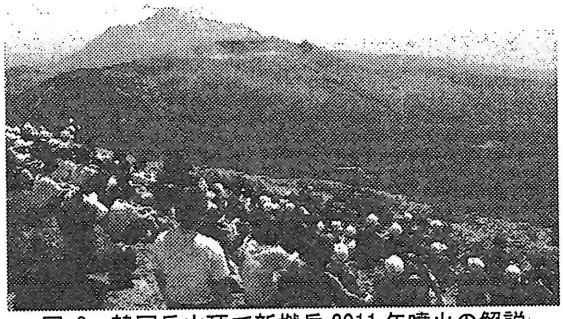


図.2　韓国岳山頂で新燃岳2011年噴火の解説

4．志布志市での実践例

志布志市の通山小学校は，志布志湾に面した標高4mに位置する小学校である．南海トラフで巨大地震が発生した場合，この地域では最大7mの津波が想定されている．通山小学校では，授業時間中だけでなく，昼休みや登下校時など，様々な場面での避難訓練に取り組んだ．児童も積極的で，

図.3　児童が牛乳パックで作った津波発生装置

気象台の方に見せてもらった津波発生装置を基に，自分たちで考えて「牛乳パックを使った津波発生装置」を作ったりした（写真 3）．また，4年生が総合的な学習の時間を通じてタウンウォッチングをしながら避難経路を確認したり，防災マップを用いた立体模型を作製したりした（写真4）．立体化したことで，高台への避難経路の矢印

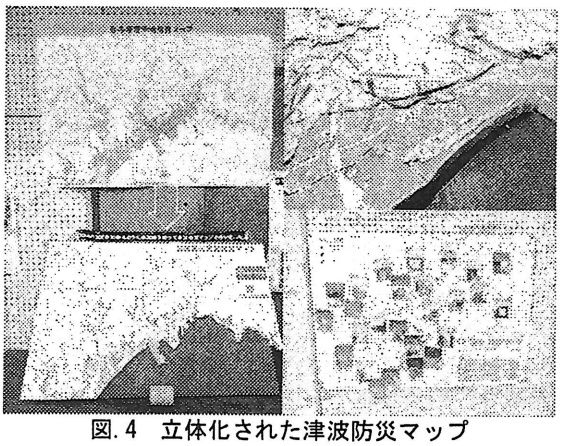


図.4　立体化された津波防災マップ

の意味がよくわかるだけでなく，自分達の住む街の地形を知る勉強にもなっていた．また，これらの内容を学校の学習発表会で発表したことにより，他学年の児童や保護者，周辺地域の方々への啓発活動も行うことができた．そして，地域と連携した訓練を行ったことで，地域の避難路に歩道や街灯ができた（写真 5）．

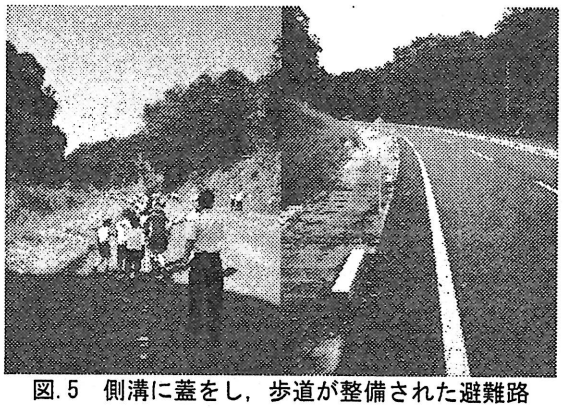


図.5　側溝に蓋をし，歩道が整備された避難路

通山小学校の卒業生の通う有明中学校は，標高100m のシラス台地の上にある．学校にいれば，地震や津波の災害については考えなくてもいいような立地ではあるが，生活する中では十分に被害にあう可能性がある．有明中学校では，1年生の理科の単元「大地の変化」の単元オリエンテーション的な扱いとして，防災教室を開いていただいた．実際の授業と関連づけられているところが，重要である．生徒達からは防災教室の前に表 1のような質問をいただいた．

これらの質問の答えは，中学校の教科書に出てくるものから，専門家でも答えに窮するものまで様々で，生徒達の関心の高さがうかがえる．専門家から直接解説を聞けたことで，理解が深まったようだ．一方で，子ども達が疑問に思っていても，今回のような取り組みがなければ，そのまま放置されていたと思うと，少し複雑な気がした．

有明中学校では，修学旅行の訪問先に福岡市民防災センターを組み入れ，鹿児島県内にはない，起震台を使った震度 6 強体験などを行っている．防災教育のために福岡に行くスケジュールを立てるのではなく，修学旅行の訪問先に入れ込んで無理なくできている．

表．1　有明中学校の生徒からもらった質問事項

- 1年間に，日本でどれくらい地震が発生していますか．
- 日本で発生した大きな地震とは？（いつ，どこで，被害の大きさ）
- 地震は，どうやって発生するのですか．
- 地震等大地の変化により．どんな現象や変化がみられますか．
- 地震の予知はできますか．
- 高波と津波の違いは何ですか？
- 地震によって液状化現象が起きたと耳にしましたが，どんなことですか？
- 地震に伴う被害（断層等）がみられる場所は近くにありますか．
- 地震や津波に備え，家庭で何をしておかなければならないでしょうか．
- マグニチュードと震度は何が違うのですか．
- 海洋で地震が発生したとき，必ず津波が発生するとは限らないのはなぜですか．また，地震の大きさと，津波の大きさは比例するのですか？
- 津波から生命を守る為に，私たちはどんなことに気をつけ，またどんなことを身に付けておかなければならないのですか．
- 地震や津波から生命を守るのに，安全な場所とはどんなところですか．

5．おわりに

防災教育では，「継続的な取り組み」が重要であると言われる（ショウ・他編，2013）．しかしながら，実際の教育現場では，特定の学年の特定の時期に実施されている場合がほとんどである．本当の継続的な取り組みとは，ステップアップすることだと著者は考える．小学校で学んだことが中学校ではより詳しく，中学校でしたことが高校では論理的に・・・と，単に「毎年やっています」ではなく，「つながる防災教育プログラム」になってほしいと願っている．

引用文献：岩田・山脇編（2014）防災教育のすすめ，古今書院．ショウ・他編(2013)防災教育，明石書店．

S-4

中学生にむけた防災教育の取り組み
-地域の地震と洪水リスクを考える試み-

卜部厚志（新潟大学）

Atsushi URABE : Action of the disaster prevention education for the junior high-school student of Niigata area

1. 新潟平野の災害環境

新潟県は，フォッサマグナに位置し，第三紀以降活発な変動を受けている地域である．このため，県内の平野と丘陵部の境界を中心に，多くの活断層が分布し，歴史的にも地震による災害が繰り返されてきた．また，新潟県は有数の地すべり地域でもあり，地すべり災害と併せて豪雨に伴う土石流災害なども頻繁に発生している．さらに，冬期は豪雪地域であることから，豪雪による都市部や中山間地での被害が発生してきた地域である．このように新潟県は，恒常的な洪水災害，冬期の豪雪災害害に加えて地すべりなどによる斜面災害，土石流災害，地震災害と災害の発生する規模や時間間隔は様々であるが，多様な災害に対して備えていく必要がある地域である．新潟平野は，丘陵部との境界に伏在活断層が存在する．このうち，長岡平野西縁断層帯は，活動間隔が約 1,000～1,500 年で最新の活動は約 1,000 年前であるとされている．平野部全体としてみると，2004 年中越地震をはじめ，1995 年新潟県北部地震，1964 年新潟地震，1961 年長岡地震，1828 年三条地震など内陸の直下型の地震が発生している．また，海岸部では，1964 年新潟地震や 1833 年庄内沖地震では津波被害が記録されている．このように，地震災害としてみた場合は，平均すると 100 年に 1 回の割合で新潟平野ではなんらかの“地震災害”を受けていることになる．さらに，近代的な河川改修がなされる以前の平野部では，阿賀野川や信濃川などの大河川が位置することから，水害の常襲地帯として，例年，雪解け，梅雨，台風，秋雨などによる大きな洪水を経験してきた．しかし，新潟平野において，約 100 年という地震災害の発生間隔や，大正以降大規模な水害を経験していないことは，防災意識の継続性の面から大きな課題となっている．2011 年東北地方太平洋沖地震の津波災害を受けて，新潟県においても津波防災の見直しが進められ，津波への関心が高くなったが，災害全体の意識の啓発には大きな課題がある．

2. 新潟大学の防災教育・普及への取り組み

災害に対して脆弱な側面をもつ新潟県において，新潟大学はさまざまな災害に対する基礎研究はもとより，災害発生時の被害調査と併せて，様々な災害に対しての防災教育・普及に対しても責務を担っている．災害・復興科学研究所では，通常時の災害研究に加え，災害発生時には学内外の研究者とともに調査研究に当たってきた．また，防災教育・普及活動に関しては必ずしも十分とは言えないが，継続して取り組んできた．

新潟大学では，教養教育や専門課程において災害・防災に関する講義を開講しているが，全学の必修ではなく，自己を守る基本的な教養として，災害を知ることの重要性が十分になされていない．また，公開講座や講演会等を通じて防災に関する活動を行っているが，一般の方が防災意識を継続して持つということはかなりハードルの高いことであることを痛感している．このため，講義等も実施する一方で，防災に関する市民向けのイベントに積極的に参加し，保護者を含めた子どもたちに，工作や模型を使って防災に関するワンポイントの啓発を行っている．

学校向けの教材開発としては，2006 年に「子ども防災ポスター」を作成した．これは，ビラ配布ではなく，教室に掲示してもらうことを意図したポスターで，内容は，洪水・地震・積雪による災害のなかで，子どもがひとりでいるとき（登下校時や遊び）の留意ポイント（水路に近づかない，ブッロク塀や自販機が倒れる，屋根雪の落下）をマンガ・イラスト化して，Ｂ４ポスターにまとめている．教員向けのワンポイント解説書も作成し，新潟県内の全小学校に学級数分（約 6,000 枚）の配布を行った．また，2007 年に DVD「新潟県の自然災害を知ろう」を作成した．これは，2004 年の豪雨災害と中越地震を風化させないことを重点におき，津波災害（含む稲村の火）や積雪災害を子ども向けに解説したものである．ナレーションと字幕を付け，各内容は，授業の導入部分で使えるように，収録時間を短くしている（各 5～7 分）．これは，新潟県内の全小学校（約 550 校），図書館等（約 200 施設）にＤＶＤと解説を配布した．しかし，これらの防災教育に向けた教材は，ほとんど普及していない．特に学校関係では皆無の状況であった．研究者の考える防災教育の教材や普及方法は，ミスマッチとなる可能性が非常に高いことを示している．

3. 新潟県防災教育プログラム

新潟県では，2011 年の東北地方太平洋沖地震を受けて，防災教育の重要性が高まったことから，地震，津波，洪水，土砂，雪氷，原子力防災（作成中）に関する教育プログラムを作成した．プログラムは，2011 年の災害の際に注目された岩手県釜石市の防災教育の取り組みを取り入れ，群馬大学の片田教授の監修のもとに作成されている．

各編では，児童・生徒に対して自らの命を守るための方法を考える力の醸成を目的として，それぞれ総合学習の時間等を活用するものとして，ひとつの災害当り，約 10 時間（校時）程度の必須，10 時間程度の選択プログラムと指導案見本，教材（導入展開時の素材となる画像や映像）が取り上げられている．この必須 10 校時は小学校～中学校にかけて，行うもので年では 1～2 校時であるが，災害種別が 6 あるので年あたり 6～12 校時の確保が必要となる．

このプログラムは，2014 年度から新潟県内の全小中学校での必須とされ，地域の災害環境に応じて選択した災害を取り上げることとしている．新潟市は 2014 年度，小学校 8 校をモデル校として指定し実施するとともに，2015 年度から全校を対象として実施年次の割り振りを行っている．2014 年度のモデル校での実施状況は，取り上げた災害内容は地域に応じて差異がある中で，実施時間数は 4 時間から 45 時間と大きく差異がある結果となった，対象児童は，6 年生あるいは全校児童となっている．

実施時間数の差異は，地域自治会，自主防災組織の活動支援（地域の防災活動の活発性）にも依存しているが，多くの場合は実施時間が確保できないことにある．防災は重要課題であり，子どもたちを守ることは自明ではあるが，学校運営として防災教育のみに時間をとることの判断が大きいものと推測できる．また，実施内容は，多くの時間を使っている事例は，系統的に地域のリスクを把握し，調べ学習を通じて展開するものとなっている．一方で，時間数が少ない場合は，防災訓練と合わせた形で短時間であるが災害の要点を取り上げている．なお，時間数が多い学校であっても 6 年生の担任の交代により次年度も実施できるかという課題も投げかけられている．また，多くの時間数をまとめ上げる担当教員の負担が非常に大きかったことが予測できる．プログラムの継続性のためには，短時間であったとしても，また，担当する教員が変わっても継続して取り組めるような仕組みも必要であると考えられる．

4. 中学生に向けた防災教育の取り組み

新潟市南区では，新潟県防災教育プログラムに先駆け，2012～2014 年度の 3 年計画で，区内の中学校 6 校に対する「防災教室」を企画した．

災害環境：新潟市南区は新潟平野の中央部に位置し，伏在断層からは離れるものの，中之口川・信濃川の河川が近傍に位置する．典型的な田園地域（兼業農家）であり，昼間人口は高齢者・小学生・中学生が主体である．被災履歴は，明治時代までは洪水の常襲地域であるが，大正以降に大きな出水なく，1964 年新潟地震の際には液状化による建物被害や農地被害，11 の木造橋の落下が発生している．洪水・地震災害のリスクはあり，自主防災組織の組織率は 90.8%であるが，実際の被災経験はなかった．

立案背景：2011 年 7 月 29 日～31 日の新潟豪雨の際に南区全域に「避難勧告」一部に「避難指示」を発表され，避難所を開設し少数であるが避難者が発生した．この際に中学生が，避難所で配食の手伝いを行ったが，自主防災組織は、何をしたらよいのかわからず，行政も適切な指示ができなかった．また，住民は，行政が全部やってくれると思っていることが伺えた．この経験から，自主防や住民に避難所のイメージがないことが明らかとなり，自主防による避難所運営マニュアルの整備，避難所設営訓練，学校側の受け入れ体制の確立が急務となった．また，この経験は，地域が災害を受けたときに中学生の力が活かせるのではないか，児童・生徒に最低限の災害に関する知識をもってほしい（助かってほしい），将来，地元に戻ったときに力となってほしいとの南区の防災担当の思いが，中学生向けの防災教室の実施となった．

南区地域防災力育成事業：実施期間のなかで 1・2 年目は関心をもたせる講義（クイズ，ゲーム，作業を少し入れる），3 年目は，自分で考える，課題を設定して身近なものとする，実際に動いてみる（避難所開設訓練をやってみたい）として企画され，講師 3 名，毎年 2 校担当，3 年間で全部の学校を担当することとして，内容はあえてそれぞれの講師の切り口で実施することとした．

実施と課題：初年度は学校との時間調整不足から，避難訓練とセットで 1 校時の割り当てとなった．中学生に向けとしては，学習の必要性の理解，身近なものを例示，話＋作業を入れることを基本とし，講師一人で対応可能なワークショップを実施した．実質，長時間の校時の割り当ては 3 年目でも困難であったが，短時間を前提とした内容の精査，地区に即した防災関連内容（履歴）の提示，現地に即した想定（通学路での洪水浸水想定の写真提示など）を通じて，短時間でも理解力が向上する結果を得た．また，学校とのやり取りを通じて，一般的な防災素材の提示ではなく，現地に即した素材の発見と解説方法の提案が，外部講師ではなく学校独自で実施の際に重要であることが明らかとなった．

防災教育の実施は，あくまで現場が主体であるが，第四紀・災害の研究者として，まずは素材資料の選択と解説方法の提示が，現場での防災教育を推進するポイントであると考えられる．

S-5

危機管理からみた防災教育：第四紀学の視点・・・防災に関する一般市民向けの講演の事例から

植木岳雪（千葉科学大）

Takeyuki UEKI: Disaster prevention education from the perspective of Quaternaly science and crisis management: case reports of lectures on disaster prevention for general citizen

1．はじめに

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震（東日本大震災）では，津波によって三陸地域の集落は壊滅し，多くの人命が失われた．東北地方太平洋沖地震の発生は当初「想定外」と言われたが，西暦869年の貞観地震では仙台平野の奥まで津波が侵入したことや，同様な海溝型巨大地震が再来する危険性がすでに指摘されていた．しかし，その指摘は研究者の中にとどまり，行政や一般市民に広く知らされることはなかった．私は地形学・地質学の研究者・教育者として，それを深く反省し，二度と同じ轍を踏まないように最大限の努力をする所存である．

東北地方太平洋沖地震以降，一般市民の地球科学への関心や防災意識が高まったように見える．また，地震，自然災害，防災に関する講演など，地球科学の研究者のアウトリーチ活動への出番も増えたように見える．しかし，一般市民の地球科学のリテラシーはどの程度なのだろうか．地震や防災に関する講演の後に，私の家は地震で大丈夫なのでしょうかという質問を連発されて，ため息をつくことも多い．

本報告では，地震，地盤災害，防災に関する一般市民向けの講演に第四紀学と危機管理の視点を取り入れた事例を紹介し，参加者の評価を示す．

2．危機管理とは

危機とは生活の安全を脅かすものや便利さの中に潜むマイナス面のことであり，あらかじめ予想できるリスクと想定外のクライシスからなる．危機には時間・空間のスケールがあり，数秒から数時間で個人の身体的安全に関わるもの，数日から数年で集団や地域の生活の安定に関わるもの，数十年以上の国家や地球全体の持続的発展にかかわるものがある．

危機管理（リスクマネジメントおよびクライシスマネジメント）は，危機の影響を最小限にして生命・生活の安全を守ることと，持続可能性（継続性）を追求することである．危機管理の概念を図1に示す．危機管理には活動レベルの許容限界を下回らないようにする事前対応，最低活動レベルの時間を短くする直後対応，活動レベル低下の許容限界時間を超えないようにする事後対応がある．

3．講演の流れ

2014年3月から12月にかけて，地方自治体と新聞社による地震，地盤災害に関する一般市民向けの講演を行う機会を得た．講演題目は，「活断層・地震・地すべり，次に来る災害とその備え　～青梅市の地形・地質の観点から～」（3月，青梅市社会教育課），「地震災害に備える　～水戸の台地を知る～」（11月，毎日新聞社），「地盤災害に備える」（12月，茨城県水戸生涯学習センター）である．

これらの講演では，危機管理と地震，活断層，マスムーブメントに関する概要のプレゼンテーションの後に，各地域の地形の成り立ち（地形発達史）を説明した．次に，空中写真を用いて，段丘，沖積低地，活断層などの地形判読を行った．そして，地震やマスムーブメントの被害が生ずる場所は地形発達史によって規制されていること，今後の防災のためには地形図や空中写真から地形発達史を読み解くことの重要性を示した．また，防災が数十年以上の危機管理そのものであり，持続的発展可能で安心・安全な社会の構築に寄与することを強調した．

4．参加者の様子と評価

一般市民の参加者数は，3月の青梅市の講演では73名，11月の毎日新聞社の講演では68名，12月の茨城県水戸生涯学習センターの講演では25名であった．参加者は，プレゼンテーションの時は静かに聴いていたが，空中写真による地形判読にはより熱心に取り組んでいた．

講演後のアンケート調査によると，肯定的な評価が80％以上であり，否定的な評価はほとんどなかった（図2）．肯定的な評価を反映して，3月の青梅市の講演では，「人生80年，地層は何百万年，その上に暮らしているのは人間の宿命」，「スパンの長い期間の話で、おもしろい面もありました」，「青梅の自然をもっと調べる重要性が分かりました」，「立川断層をもっと調べてくださいと何かのチャンスに声をあげます」，11月の毎日新聞社の講演では「地形を知ることで防災知識の一つにも役立つことが知ることできました」，「水戸の台地の成り立ちがよく理解出来ました」，「昔の地図を見るとよいということが参考になりました」，「水戸が安全な地形という事で安心しました」，12月の茨城県水戸生涯学習センターの講演では「茨城の地盤を知る良いきっかけになった」，「立体的に見る方法などたいへん参考になった」という自由記述の感想が挙げられた．このような肯定的な評価は，講演に地形発達史の観点を

取り入れたことによるものである．

5．おわりに

地震，自然災害，防災に関する講演では，一般に，地震や自然災害のメカニズムを説明し，直近の例を示すことが多いと思われる．一方，地質学者ライエルの言葉「現在は過去の鍵である」を発展させて，「過去は現在の鍵である」も真理である．近過去を調べる第四紀学は，近未来を予知する科学でもある，地震，自然災害，防災に関する講演に第四紀学，特に地形発達史の視点を取り入れることは，一般市民の地球科学のリテラシーを高めることに有効であると考えられる．

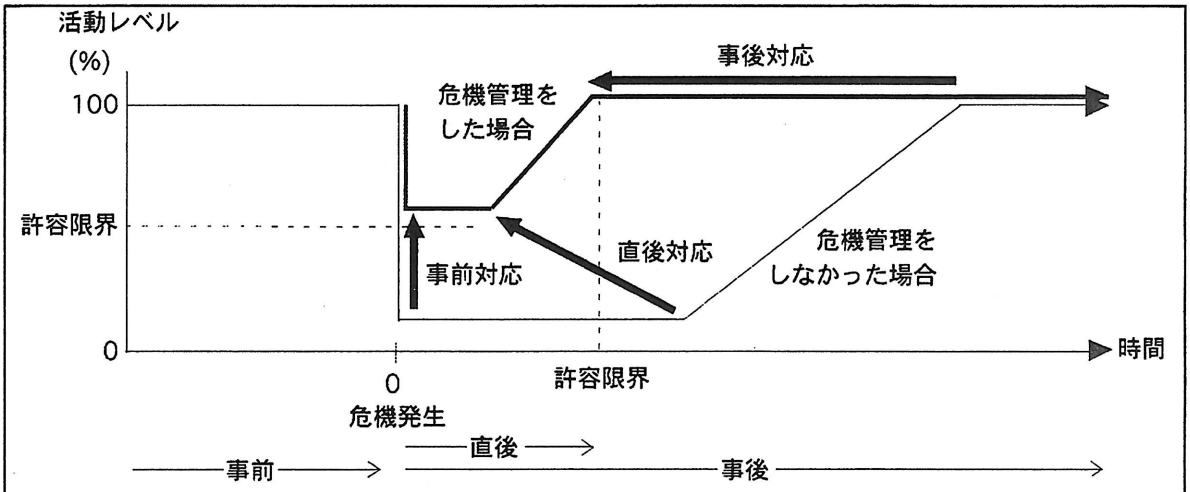


図.1　危機管理の概念

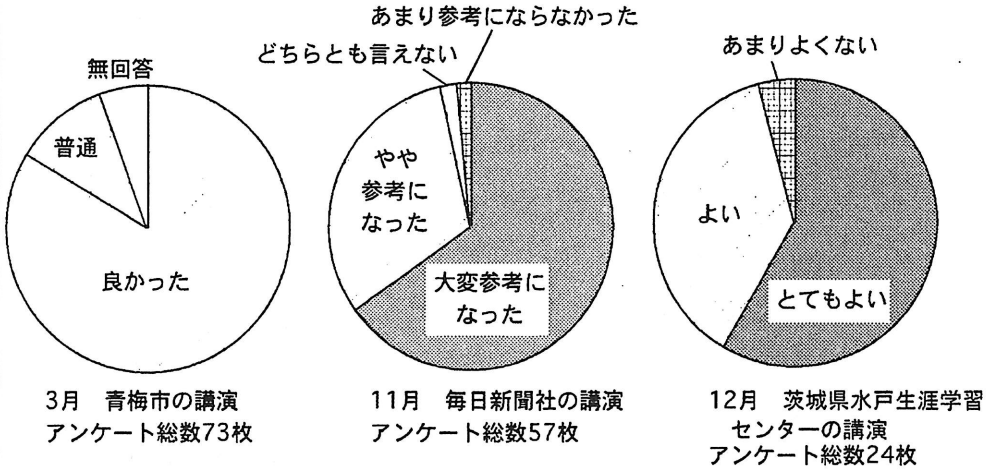


図.2　講演の評価