

一般社団法人
日本応用地質学会 東北支部

第 25 回研究発表会講演集

2018年7月17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25回 研究発表会プログラム

開催日：平成30年7月17日

会場：せんだいメディアテーク 7F スタジオシアター

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（遠田）

発表（午前の部1）……（座長：原、副座長：橋本（智））

10:10～10:30 耐震重要施設直下の断層活動性評価（東通原子力発電所の例）

○中満 隆博（東北電力株）

10:30～10:50 北上山地南部における未区分鮮新統の分布について

○坂東 雄一（東北電力株）

10:50～11:10 喜多方市場津地区の地すべり変動と発生機構

（2時期のUAV撮影から見えてきた変位）

○村上 智昭（株復建技術コンサルタント）

発表（午前の部2）……（座長：新田、副座長：丹野）

11:10～11:20 北海道穂別稲里地域の上部白亜系の地質と年代

○岩瀬 優也（応用地質株）

11:20～11:30 糸魚川-静岡構造線断層帯，神城断層の過去5,000年間における変位速度の推移

○高橋 直也（東北大学）

11:30～11:40 粘性残留磁気を利用した巨礫の移動履歴の推定

○外崎 貴之（東北電力株）

11:40～11:50 松江市 下部中新統古浦層の古生物学的研究

○宮崎 靖二（川崎地質株北日本支社）

全体討論

11:50～12:00

……………**……………**……………

12:00～13:00

（休憩、昼食）

……………**……………**……………

基調講演 メインテーマ『平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震』を振り返って

司会：橋本（修）

13:00～13:45 「地震地すべりの発生メカニズムと発生分布の究明に向けて」

濱崎 英作 氏（㈱三協技術、㈱アドバンテクノロジー）

13:45～14:30 「地震動と断層変位」

吉見 雅行 氏（産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門）

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

14:30～14:45

（休 憩）

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

発表（午後の部）.....（座長：三和、副座長：畚野）

14:45～15:15 岩手・宮城内陸地震を引き起こした活断層について

（10年間の研究成果のレビュー）

○遠田 晋次（東北大学災害科学国際研究所 災害理学研究部門）

15:15～15:35 2008年岩手・宮城内陸地震時の斜面災害と地形地質条件

－災害からの教訓を生かす－

○高見 智之（国際航業㈱）

15:35～15:55 141年後の遭難碑建立と災害伝承（1611年慶長会津の地震 飯谷山・山崩れの事例）

○橋本 修一（㈱東北開発コンサルタント）

竹谷 陽二郎（元福島県立博物館）

総合討論 座長：高見、副座長：三和

15:55～16:25

閉 会

16:25 閉会

16:25 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 25 回 研究発表会講演集

2018年7月17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25回 研究発表会

基調講演

「地震地すべりの発生メカニズムと発生分布の究明に向けて」 1
濱崎 英作 氏 (株)三協技術、(株)アドバンテクノロジー)

「地震動と断層変位」 11
吉見 雅行 氏 (産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門)

発 表

- ① 耐震重要施設直下の断層の活動性評価 (東通原子力発電所の例) 13
○中満 隆博 (東北電力株)
- ② 北上山地南部における未区分鮮新統の分布について 15
○坂東 雄一 (東北電力株)
- ③ 喜多方市揚津地区の地すべり変動と発生機構 (2時期の UAV 撮影から見えてきた変位) . . . 17
○村上 智昭 (株)復建技術コンサルタント)
- ④ 北海道穂別稲里地域の上部白亜系の地質と年代 19
○岩瀬 優也 (応用地質株)
- ⑤ 糸魚川-静岡構造線断層帯, 神城断層の過去 5,000 年間における変位速度の推移 21
○高橋 直也 (東北大学理学研究科)
- ⑥ 粘性残留磁気を利用した巨礫の移動履歴の推定 23
○外崎 貴之 (東北電力株)
- ⑦ 松江市 下部中新統古浦層の古生物学的研究 25
○宮崎 靖二 (川崎地質株北日本支社)
- ⑧ 岩手・宮城内陸地震を引き起こした活断層について (10 年間の研究成果のレビュー) . . . 27
○遠田 晋次 (東北大学災害科学国際研究所 災害理学研究部門)
- ⑨ 2008 年岩手・宮城内陸地震時の斜面災害と地形地質条件-災害からの教訓を生かす- . . . 29
○高見 智之 (国際航業株)
- ⑩ 141 年後の遭難碑建立と災害伝承 (1611 年慶長会津の地震 飯谷山・山崩れの事例) . . . 31
○橋本 修一 (株)東北開発コンサルタント)
竹谷 陽二郎 (元福島県立博物館)

地震地すべりの発生メカニズムと発生分布の究明に向けて

(株)三協技術, (株)アドバンテクノロジー 濱崎 英作

1. はじめに

2008年の岩手・宮城内陸地震から数えて早10年たつ。その後も2011年の東北地方太平洋沖地震, 2016年の熊本地震と激甚地震が立て続けに発生し, それぞれに甚大な土砂災害を引き起こしてきたのは周知の通りだ。とりわけ2008年岩手・宮城内陸地震の土砂災害は後者2つの地震と比較し, 東日本の第三紀層～火山岩層エリアの山地内に震央をもつ特徴的な巨大震動により地すべり・崩壊の様相が多少異なっていた。すでに将来予想される首都圏地震, 南海地震, 東南海地震の発生に対する危機認識も高まりつつあるが, それへの備えも含め岩手・宮城内陸地震から10年目の今, 当時の地震地すべりを振り返ってみたい。まず最初はもっとも印象が深く多くの研究者・技術者がその発生機構に不可思議なものを感じた「荒砥沢地すべり」について独自の視点で述べてみたい。次に地すべり発生危険度を予測するモデルの研究についても述べてみたい。

2. 荒砥沢地すべりとホバークラフト

2.1 荒砥沢地すべり, 噴火してお湯が沸いたのかと思った

平成20年6月14日2008年岩手・宮城内陸地震(M7.2)の際に発生した荒砥沢地すべりは幅900m、長さ1300m、深度100mを超える巨大地すべりで、主要すべり面の平均勾配は約2°と著しく緩いながら移動距離で300～350mにも達するものであった (Fig. 1)

國生剛治(2009)は自著「液状化現象」¹⁾のなかで荒砥沢地すべりの発生の様子を桜の湯の大場さんのインタビューから以下のように書いている。

「地震の発生は、朝の8時43分。今回はこの巨大なすべりの一部始終を目撃した人がいた。荒砥沢ダム直下にある温泉宿「桜の湯」会長の大場さんである。地震の激しい揺れが収まってからまずはダムが心配になった大場さんは、直ちに家からジープに飛び乗ってダムの上まで様子を見に行った。ダムが何の異常もないことを確かめたまでは良かったが、次の瞬間、貯水池対岸の山で噴火のように蒸気のようなものが吹き上がっているのが目に飛び込んできた。温泉掘りに関心の高い大場さんは、まず温泉が湧いたんじゃないかと考えた。よく見ると山が滑りを起こして、舞い上がった土煙や水煙のようなものが空を覆っているじゃないか。

…… 中略 …… この間、地震からゆうに30分以上は経っていたが、対岸の滑りはまだ続いていたとのことである。山は次々と貯水池に向かって滑り出してきたが、最も手前側の滑った部分が貯水池に突き出た岬に届いたところから、斜面の滑る速度が遅くなったように見えたそうである。」

実は、地すべり調査団も大場さんから聞き取りをしたのであるが、その噴火のような水蒸気についてももう少し詳しい話を聞いている。

調査団： 土煙はどこから？

大場さん： 森の陰あたりからでた（頭部付近や西側サイド付近・・・）。

水蒸気や雲のように。噴火してお湯が沸いたかと思った。

調査団： そのとき土煙は、あの崖の上まで上がったか？

大場さん： 崖より土煙のほうが下だった。

調査団： 今水蒸気の雲が見える、あのような感じか？

大場さん： ああいう感じではなく、パワーとした感じ、それから飛び上がるような感じ。

調査団： 音はどうだった？

大場さん： 聞こえなかった。落ちているすごい迫力はあるが、音はあまりしなかった。サーサーとものすごいスピードだった。

私は、この話からまず頭に浮かんだのは「空飛ぶ絨毯」「ホバークラフト」だった (Fig. 2)。空飛ぶ絨毯はアラビアンナイトのおとぎ話だが、ホバークラフトは浮上用ファンを使い地面（海面）に対して下向きに空気を送り込み浮かせ、地

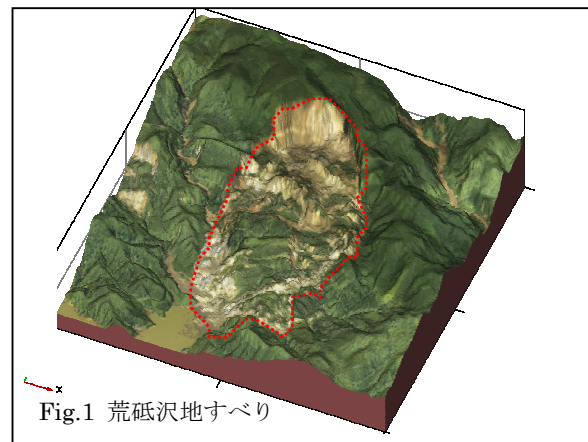


Fig.1 荒砥沢地すべり



Fig.2 大分と大分空港を結ぶホバークラフト「ドリーム・サファイア」号

<http://inacafe.exblog.jp/i4/2/>

面との摩擦抵抗をなくし一方で推進用プロペラを使って前進させるもので、水陸併用の高速艇などに使われたりする。空気を溜め込み下向きの圧力を有効に働かせるスカートが周囲をぐるりと囲み、水上を走るときこの周囲には波しぶきがすごい勢いで舞い上がる。私は直感的に地すべりがこのホバークラフトのように周りが漏れ出る空気で波しぶきを上げフワーと浮き上がって滑り落ちるイメージをもった。

2.2 大規模な地震地すべりなのに、損傷が大きい・

私がホバークラフトのように浮いて移動するイメージもった理由には、そのほかに3つばかり訳がある。ひとつは長さ 1300mもの巨大地すべりが 300~350m の長距離を移動したにもかかわらず移動土塊の損傷が意外と少なく S 字に曲がりくねった道路を乗せたままの数百mもの地塊が3ブロックほどそのまま残っていることだ。

とりわけ、その後のボーリング調査結果のコアを見ても、ボーリング孔の多くが移動土塊としての破壊がほとんど無く、どこがすべり面なのか判然としなかった。誰もが本当にこれが地すべりのコアなのか？と強い疑問を持ったり、掘り足りないのでは？との疑念の声などが出たりした。

もうひとつは一般に地すべりが大規模に動くとき、もの凄い山鳴りが生じることがよく知られることである。しかし、この場にいた大場さんの証言ではサーとかフワフワとか静けさのある音の記憶や情景の印象があって、これを聞いた我々は奇妙な感覚をもった。最後はすべり面強度のことがある。実は当地区のすべり面付近の岩質は比較的新しいカルデラの中に堆積した鮮新世の湖成堆積物である浮石質凝灰質泥岩-シルト岩-砂岩で、確かにそれほど材料のせん断抵抗角は強くない。しかし土質試験結果を見るとだいたい約 20~30 度で最も低い値でも約 10 度である。後にすべり面勾配が堆積構造と平行で 2 度くらいであることが判明し、滑った後の見通し角から判断すると、実際はせん断抵抗角 Φ は限りなく 0 度に近い値であるべきである。実際、2 次元 DDA (不連続変形法) という地震動を入れた動的解析を用いても、動き出しでこそ地震力を移動土塊に伝えるための Φ の強度を必要としているが、動き出した後はみかけ抵抗角を 0 度近くにまで低下させないと現況のような地すべりは再現できない (Fig. 3)

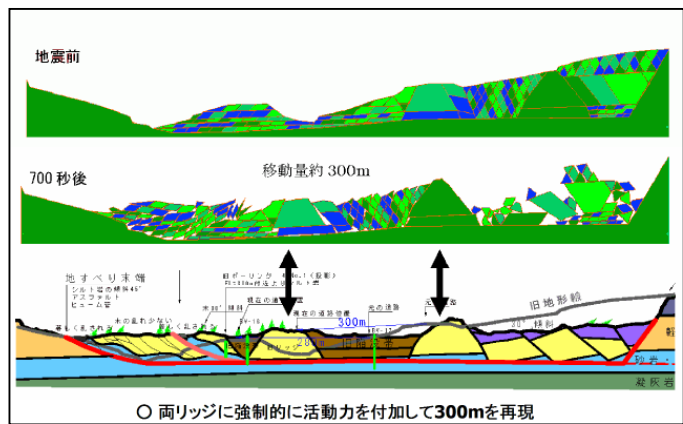


Fig.3 DDA 解析による再現 (大野,2010) 2)

実は、このような巨大な地すべりで長距離移動したにもかかわらず土塊の損傷が少ない事例は地震の場合には少なからずある。

近くは 2004 年の中越地震での東竹沢、寺野、大日山地区の巨大地すべりである。東竹沢地すべりは芋川沿いの 20 度程度の流れ盤斜面で発生したもので、長さ 300m、幅 250m、厚さは 20m 程度で、土量は約 150 万 m³ で芋川を閉塞させた。これは 80-100m の移動をしたにもかかわらず移動ブロック上の樹木は移動方向先端部を除いては、ほとんど直立した状態を保っていた。また寺野地すべりも全長 370m、幅 150m で東竹沢と同じく芋川を閉塞させたもので同程度の移動距離だったと推定されている。寺野は東竹沢に比べると、幾つかのブロックに分断できるものであったがそれでも道路や畑が概ねほとんどそのままの形を保って移動している。

一方、小千谷市塩谷地区の大日山斜面で発生した大日山地すべりも幅 450m、長さ 550m、厚さ 50m に及ぶ中越地震における最大規模の地すべりだったが、約 70m の落差で 100m ほど南南東方向に動いた。ここでは滑り落ちた滑落崖と末端の一部を除いてほとんど損傷も無く鯉の養殖池や林の木々がそのまま直立していた。

海外にもある。モンゴルに近い中国奥地の甘肅省では、1920 年 12 月 16 日海原地震というマグニチュード 8.5 の巨大地震が発生し、当時推定死者 24 万に達する大災害を引き起こした。この一帯は黄土地帯で、いわゆるレスが分布する。ここで巨大地すべりが発生した。再度國生剛治さんの本から、その様子を引用したい。

「・・・破壊の様子は目撃されていないが、一晩明けると地震によって、住人の言い方を借りると“丘が歩いた”、つまり地形がまったく様変わりしていたのである。地震から一年半後に、国際救護委員の後援で現地を視察したアメリカ人ホール氏ら一行の報告には、驚きを込めて多くの興味深い逸話が紹介されている。“例えば、てっぺんにお寺を載せたまま、丘全体が谷に移動した。その少し先では、ボブラの並木の植わった街道が、地すべりの上に載っかって、並木は何事もなかったかのように、枝に小鳥の巣を載せたまま、はるばる 1.2Km もかなたに移動した。”」

2.3 なぜこのように“静かにゆっくり”動くのか？

地震時の土塊の破壊現象の一つに「液状化」がある。「液状化」は間隙水で満たされた緩い砂などが地震などの外的な力で揺さぶられると砂粒子のかみ合わせが失われ、土塊の抵抗力が失われた結果、水のような振る舞いをして噴砂したり、そこに基礎を置いた建物が傾いたり沈下したりする現象である。これは 1964 年の新潟地震での

信濃川沿岸の建物や新潟空港、港湾施設での被害で初めて注目されこの研究はその後現象解明が大いに進んだ。

実際、この岩手・宮城内陸地震でも沖積層が分布する低地や田んぼなどでは同様の現象も生じた。また、2003年宮城県沖地震の際に築館で発生した造成盛土の高速流動化現象も液状化ではないかという報告もある。これまでの研究では粘土などの粘り気が多い材料や粒度バラケたりしている砂質土などでは粒子がばらばらになりにくい液状化しないが粒度がそろった砂層ではかみ合わせ面積が少なく液状化しやすいことは今ではよく知られている。実は、一般に地すべりは粘土層がすべり面となっていることが多く、そこではすべりながら強度が低下し擦痕をもつ鏡肌という特別にテカテカした面が生じる。すなわち液状化の条件とは真っ向対立する条件である。しかし中越などの地すべりの地層をよく見るとすべった面である粘土の直上は砂岩やシルト岩であったことも報告されている。また、荒砥沢地すべりの滑動面近くの地質はシルトから砂質土のような粒度のものである。とはいえ、一般にはこのように長く続成作用を受けた固結した岩が液状化を起こすという話は無理がある。

ところで、土塊内では有効応力×せん断抵抗角が作用し強度を発揮する。この強度は地塊をそこにとどめようとするもので有効応力は「鉛直方向の応力」－「間隙水圧」という式であらわされる。したがって、土塊内の間隙水圧が上昇すると有効応力が減少し土塊を支える力も減少する。荒砥沢ではすべり面勾配が2度で土塊厚さを100m、せん断抵抗角 ϕ を10度とすると間隙水圧が水頭高さにして土塊厚さの1.5倍である150mまで上昇すると動き出す。 ϕ が30度では1.8倍の180mまで必要となる。地震時には結晶格子が変形（ダイラタンシー）するときに生じる過剰間隙水の発生もありえるので地震による動き出しのきっかけになるものとして間隙水圧の発生＋有効応力の減少のシナリオはありえると思う。しかし間隙水圧の上昇は砂の液状化現象とは異なるし、これだけではゆっくりとした長距離移動の説明はできない。

2.4 ベイパーロック現象

さて、話は変わるが皆さんは車の免許を取るために教習所に行ったとき「ベイパーロック現象」という言葉を習った記憶がおりだろうか？（最近はどうなのか・・・お年を召した方だけが知っているのかもしれないが・・・）

じつは車の事故にかかわることで、昔日本では「坂道などで、長くブレーキペダルを踏んで走ると摩擦熱のためブレーキオイル内に気泡ができるため、車輪をとめる力が伝達できなくなり、その結果制動不能に陥る現象」と習ったはずである（Fig. 4）

もっとも、欧米では燃料タンクからエンジンへの燃料供給系内での気泡の発生も「ベイパーロック現象」と言ったりする。最近の車ではこれらの現象も電子制御でブロックするフェールシステムができてはいるようだが、その話は横においておこう。

実は、気泡ができるとなぜ制御不能に陥るかという液体は大局的には「非圧縮性」のものであるが、他方気体は「圧縮性」であることが原因となっている。つまりパスカルの原理では両端に水などを入れた管のA端からの力は液体を通じてB端に伝わる。実際にはロスが少しはあるけどほぼ伝わる。しかし、気泡があると力は気泡に吸収される。すなわち、気泡は空気「圧縮性」に富んでいるため外力の増減で縮んだり膨れたりするためA端の力はB端へ及ばない。このため車の油圧ブレーキも制御不能になるのである。

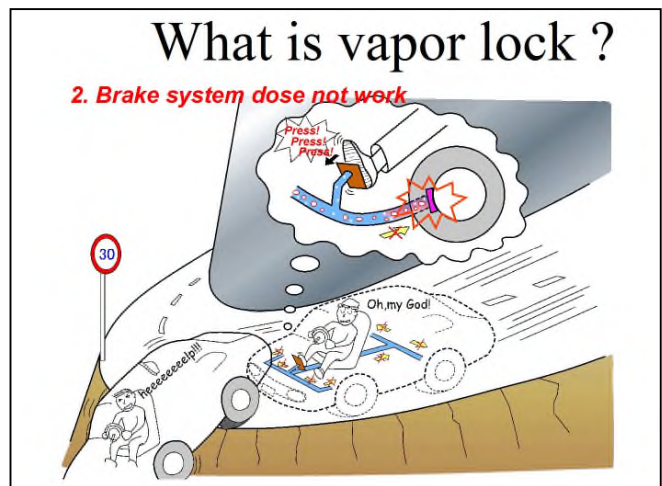


Fig.4 ベイパーロック現象

もうひとつ、気泡のもつエネルギーや液体と気体の振る舞いの違いにはいくつもの興味深い点がある。流体中にできる泡のことをキャビテーションという。つまり発泡（沸騰）現象である。キャビテーションは沸騰、すなわち液体から気体に変わる現象が温度-圧力の関係（ボイルシャルルの法則）で低気圧下でも起きるという原理に基づいている。したがってスクリュー周りの液体では気圧が低くなる場所では水温が低くても沸騰し泡ができるのである。キャビテーションは船のスクリューが回る際にも出たりするが、それが破裂するとき、数万気圧にも達する衝撃圧が発生することがわかっている。このため少なからずスクリューには傷の発生（壊食）や振動が生じることから気泡の発生をできるだけ抑制することが船の設計者にはもとめられる。また液体中に気泡が生じているなかで一旦圧力が下がると爆発的に体積膨張が起こる。

2.5 新しい仮説

少しまとめよう。

私は現場の証言や踏査、調査結果から、

「巨大地すべりにもかかわらず、破壊が少なく、スーッと運動した。」ことと、

「せん断抵抗角 ϕ が最低10～30度もあるのに、300m以上も動いた」こと、

「湯煙のようなものが吹き上がっていた」ことに興味を持った。

そこで、

「ホバークラフト」のような運動状態を仮定し、以下の仮説を立てた。

すなわち、

「気泡」のもつエネルギーとその振る舞いに着目するとともに、「ベイパーロック現象」のような仕組みが地すべりを浮かせることに成功したのではないかと仮説を立てた。

つまり、

地震動による揺れが、何らかの原因で地層内の弱いところ、かつ水のあるところで運動エネルギーが熱エネルギーに変わり水が沸騰し泡が生じる。泡は一旦できてしまうと、ベイパーロック現象のため地すべり土塊の圧力が下向きに伝わりにくくなり、接触面がなくなり $\phi = 0$ 度と等しくなる。

ところで、この現象が地震動の揺れで上向きに作用してその地層の中の圧力が一旦下がったときに起きたと仮定しよう。そうすると当然その場の泡は急速に増加し爆発的な浮力と推進エネルギーをもつとともに一部は閉塞された層間を出てしまい側方や割れ目では湯煙のような噴煙がでてしまう・・・のではないかと考えた。

つまり、このような現象が地震時に地すべり地下内部でおきると仮定したら地すべりは「泡が発生して、浮き上がるため、摩擦がない状態になり、フワーと動きだす」というように、まるでホバークラフトのように動くんじゃないか・・・と。

2.6 気泡ができる条件

とは言っても、それを直接証明する手段はなかなかないので、ここではいくつかの仮説と物理の知識を使いながら話を進めて行きたい。さいわい近傍には荒砥沢ダム基礎岩盤監査廊に埋設された地震計があって、おおよそその一帯がどのような揺れだったかがわかっている (Fig. 5)。地すべりに対して直線すべり面を持つ土塊と仮定し、榎明潔 (2001) ³⁾による「地震時の斜面剛塑性体の挙動をダランベールの原理による慣性力の関係と加速度の連続条件でモデル化」して計算してみた。すなわち 100m の土塊が 2 度のすべり勾配の中にあり、そのときの地震動ですべり面の移動量がどの程度になるかを計算してみた。

このときの水圧はいろんな証言や元の池の存在などから約 70m の水頭圧がかかると仮定し、また ϕ を 20 度、粘着力 C も 25kPa として計算した結果 12.65 秒までは移動体は基盤とズレることなく同体であるが、その後徐々に移動し始め 15 秒から 16 秒の間で 4cm の移動量を示す。結果的に地震によるトータル移動量は 5.0cm となる (Fig. 5)。

さて閉鎖系としてのエネルギー保存則を考え運動エネルギーがすべて熱エネルギーに変わると考える。すなわち、すべり面面積 1 m²で摩擦のみが熱上昇の仕事 (W) に関わるとし刻々の垂直応力と相対変位の積分から、総仕事量 $W=1,690,000\text{J} (= \text{kgf} \cdot \text{m}^2/\text{s}^2)$ が求められた。

一方で、今、すべり面付近での変形層厚を 5mm と想定し、有効空隙率 0.1、岩盤の密度 $\rho=1.7 \text{ g/cm}^3$ 、土粒子の比熱 $C_b=0.8 \text{ J/g} \cdot \text{C}$ とする。

このとき地下水の温度を 15^o C と仮定すれば、水の比熱 $C_w=4.178 \text{ J/g} \cdot \text{C}$ となる。すべり面での水頭を 70m と想定していることから、飽和水蒸気圧は概ね 8atm となり国際研究用状態式 (IAPWS-95) から約 170^oC がすべり面深度での水の沸点となる。

この場合、温度上昇幅で 155^oC 以上となる熱量が得られれば、すべり面地下水は沸騰し得る。すなわち液相-気相混合状態に変化し得ることがわかる。細かい話はさておき、変形層厚を 5mm の間隙水が水蒸気になるのに必要な熱量は $Q=1,280,000 \text{ J}$ となり、変位からもとめられた総仕事 $W=1,690,000 \text{ J}$ はこの値を上回る。すなわち、地震時のすべりによって気泡ができる条件は満たされるということである。

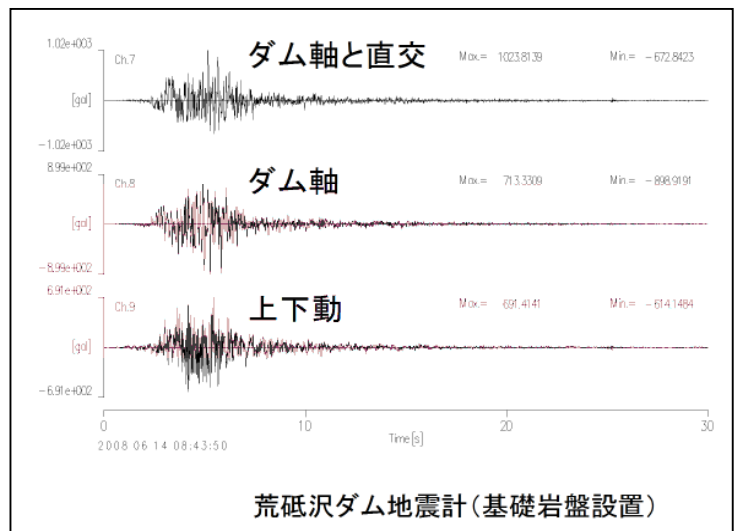


Fig.5 荒砥沢ダム地震計による地震波形

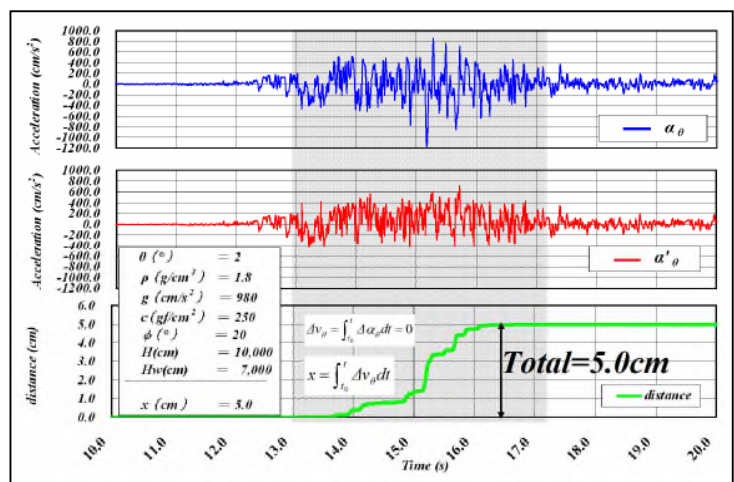


Fig.6 荒砥沢モデル解析結果 (地震応答解析と変位量) ⁴⁾

かくして封圧下にあるすべり面地下水では地震時に気泡が生じはじめ、上向きの地震動がかかると一気に圧力が低下することで気泡は拡大して移動体の荷重は下盤には伝わらなくなる。結果、移動体はぷかぷか浮くような現象が生じ、移動体の両サイドでは気体の一部が漏れはじめ湯煙がサーサーとあがり、緩い勾配の中を音をあまり立てずに時間をかけてゆっくり進む、というシナリオ完成と相成る・・・(Fig. 7)

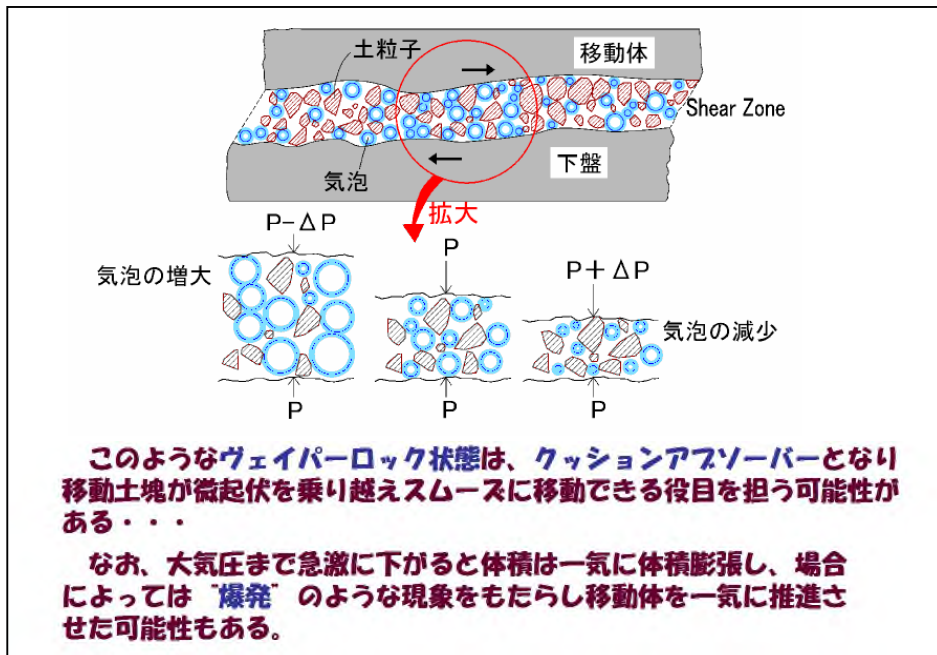


Fig.7 ベイパーロック現象モデル 4)

2.7 どうすればこれが実証できるか？

仮説は、その後の実証研究を経てそれが本当かどうかわかっていく。アインシュタインの特殊相対性理論の「 $E=mc^2$ 」が1世紀余りの後、フランス、ドイツ、ハンガリーの物理学者のチームが行ったコンピューターによる演算の結果によって証明されていったように。

では、今回の仮説をどのように実証すればいいのだろうか？

次の地震に備えて動き出しそうな巨大地すべりの内部に変位計や温度計、圧力計などを設置する案もあるが、残念ながら地震がどこで発生するかを予測することはかなり難しい。また、仮に地震の発生場がわかったとしても、そのような場で都合のよい地すべりがなかなか見つからないだろうと思われる。つまり、この検証方法は結構厳しい。

一方、実際に長距離移動した地すべりのコアを使えば、エビデンスを積み上げるいくつかの手法はあると思う。たとえば、地質温度計（ジオサーモメーター）。もし気体への相転移に必要な温度が 170° であれば滑ったと思われる地層付近には 170° 付近で晶出する方解石が認められるかもしれない。地すべり変動は短時間と予想されるので晶出量は少なく X 線回折では検出困難な恐れがあるけれど、顕微鏡観察などでの観察は可能かもしれない。

もうひとつは気泡の発生が剪断強度に与える影響を確認することである。つまり直接的にせん断試験装置に発熱装置を組み込み、強制的に気泡を作ることである。もし剪断強度が泡の発生するような温度になって強度を失えばそれも傍証の一つとなる。

これらの検証方法についてはまだまだ議論があるかもしれない。ただし、今後の私にはそれほど時間もお金もあまり無いのでもし興味ある後輩の皆さんがいるのであればこの検証を託したい。

3. 地震時の地すべり・崩壊斜面変動予測図

3.1 斜面変動予測図を作るために

2004 年中越地震, 2008 年岩手・宮城内陸地震, 2011 年の東日本大震災を経て地震による斜面変動発生危険箇所評価手法開発のプロジェクトが地すべり学会で始まった。これまでの地震地すべり・崩壊のデータなどから地震に対する斜面変動予測図 (感受性マッピング: susceptibility mapping) を作りたいという話である。

実は人の医療現場などでは収集された医療カルテや健康診断などのビッグデータは統計分析 (例えば回帰分析) することで病名特定や有効な薬の発見などに極めて有効となり得るが, 残念ながら地震で発生した 100 や 200 程度の地すべり事象では, それらを一つずつ分析してモデル作成につなげるには心許ないデータ数である。そこで, これまでの専門家のもつ経験知を形式知として補完できればと言うことで AHP を採用することにした。もちろん統計分析が全く不要ということではない。その処理過程こそが重要で AHP 的に経験的発想が表現できるような図を作り可視化できるようにすることがキモなのである。

ところで, GIS ソフトウェアによる解析では, 標高データやそこから求められる各種の地形量がメッシュ単位で表現されることから, 結果として斜面変動の危険度評価単位も DEM データの解像度に依存していると言ってよい。この場合, 相対的に規模の小さい崩壊分布は説明できても, 地すべりなどの規模の大きな現象には適用が困難である。特に, 地すべりのような規模が大きく多様な性状を示す現象は, 数 m から 50m メッシュ単位の地形量よりも, 斜面全体の特性を代表するようなより広い範囲の地形的特徴との関係を検討する必要がある。

以上を踏まえ, GIS のこれらの問題を補完する新解析手法としてバッファ移動解析法と過誤確率分析を開発した。またバッファ移動解析で収集した統計データを可視化し分析する上で積層棒グラフを使い, それを参考に AHP の総点数をもって地すべり・崩壊の発生容易さを表現した。

3.2 バッファ移動解析

崩壊・地すべりの発生・非発生の分離を行う際, 通常, 地図上での発生領域は非発生領域に比べると圧倒的に少ない。このため発生場の要因を統計的・機械的に数値化・定量化しモデル化するには不十分である。そこでバッファ移動解析を考案した (Fig. 8)。このバッファ移動解析は, 半径 R の円領域をもって間隔 (dx, dy) でグリッド分割されたセルの集合領域上をある一定距離でスキップしながら移動しバッファ内の統計データを収集するものである。これは, 時系列データのある区間で平滑化しつつ視点を変えながら全体傾向・特徴を概括する移動平均解析 (Moving Average Analysis) に似ている。

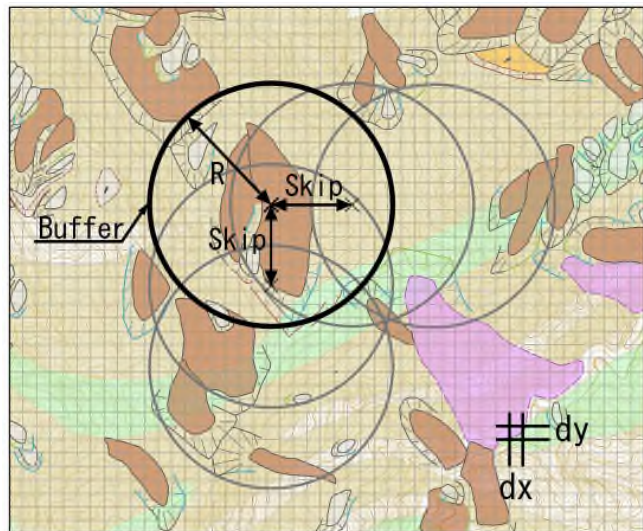


Fig.8 バッファ移動解析の概念図 ⁵⁾

実は事象を目を皿のようにして細かく理解しようとするのももちろん大事であるが, 傾斜量図や地質図などの主題図と崩壊・地すべり発生現場を重ね薄目で引いて見るとボンヤリではあるがけっこう傾向が見えてくることもある。このように薄目で見つめる広がり範囲の傾向と事象の集まりを大まかに判断することは大事なことで, バッファ移動解析はそのようなざっくりとした感覚を数値化することを目指したものである。

バッファ毎に取得されるデータは説明変数である崩壊・地すべりのセル数である。また, 各地形量 (勾配, 曲率, 起伏度, 谷次数, 地上開度等々の平均値や最大値, もしくは最頻値など) や地質, 既存地すべり地形の面積なども説明変数として同時に取得できる。結果, 従来の統計手法と比較して解析がシンプルにシステム化され有意な要因が何であるかを分析するのが容易となる。

3.3 積層棒グラフの採用

バッファ毎に集められたデータは, 十分な教師データがある場合にはロジスティック回帰分析や重回帰分析など帰納法的に発生要因を解析することも可能であるが, 実際には発生地すべりは教師データとして見ると数が少なすぎる。ただし, この場合でも演繹的手法である AHP 分析を主として用いれば何とかなるのであるが, そのためには, この AHP 分析を有効にバックアップするビジュアルなグラフとして積層棒グラフが有効と考えた。

まずは説明変数の事象からバッファ内の事象発生率を $0r = \text{発生セル数} / \text{全セル数}$ として定義した。

Fig. 9 は, 崩壊現象に対し地上開度 (横山他, 1999) ⁶⁾ データをバッファ移動解析で 5 度刻み毎に集積し, 積層棒グラフとして示したものである。ここで地上開度はあるグリッド中心点から 8 方位に対して地上角 (90° - 仰角) をもつめ, その平均値をもってそのグリッドの値とする地形量である。

事例は後述する 2008 岩手宮城内陸地震時の崩壊ケースで解析したものである。デジタル標高データとして地震前のものを使った。ここではバッファを発生した崩壊地の規模等から R=100m, skip=50m と設定し、バッファに集められるデータはセルごとに与えられた地上開度の平均値とした。データは、地上開度の角度による分布割合を崩壊非発生 (Or=0%) の卓越傾向を積層図で表したほかに、発生面積率 Or (%) を 0<Or≤10, 10<Or≤20, 20<Or≤30, 30<Or≤40, 40<Or の計 6 区分で積層表示した。このとき抽出されたバッファ数は Or=0%で 76,751 個、また Or>0%では順に 14,931 個, 2,029 個, 507 個, 137 個, 56 個である。この結果、平均地上開度が 70° から 75 度の範囲では面積率 Or の増大とともに崩壊発生率が増し Or>40%になると崩壊発生率の 55%以上を 70~75° が占めた。また 75~80° は Or の増大とともに崩壊発生率もやや増大傾向にあり、他方 80~85° では発生領域にはあるものの減少傾向があることがわかった。このことから地上開度が崩壊発生場の判断基準として有力な情報を持つことが予想できた。

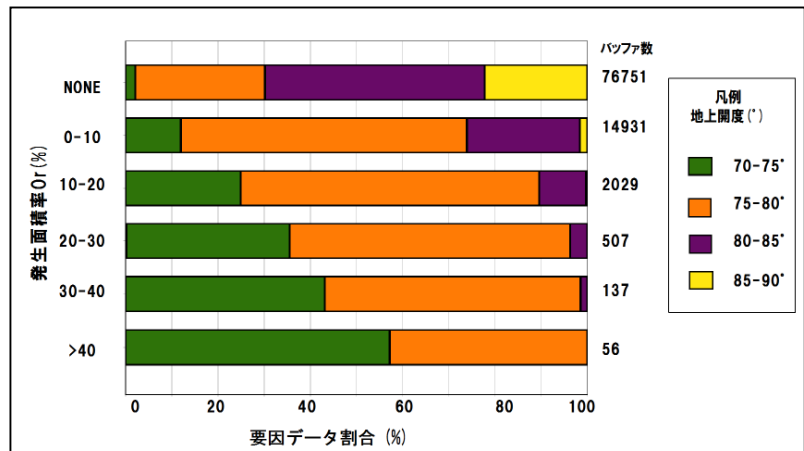


Fig.9 地上開度の要因割合と崩壊発生面積率の関係(積層棒グラフ) 5)

3.4 AHP によるモデル化

まず評価モデルを AHP で作る。すなわち、積層棒グラフ等を見て AHP によって要因毎に地すべり・崩壊発生危険度の高いと判断されるものほど高いウェイト値を与える。そしてバッファの中心セル毎に、それらを足し合わせた危険度 (AHP スコア, 式(1)) を与える。

すなわち式 (1) が、バッファの中心セル毎に与える AHP スコア (x) である。

$$x = \sum \alpha_i \cdot W_i \quad \dots \dots \dots (1)$$

ここで Wi は各評価基準 i ごとの最大ウェイトであり α i はその条件の範囲で定めた係数 (0 ≤ α i ≤ 1) である。AHP スコアの x はそれらの総和であり各ウェイトが最小のとき 0, 他方各ウェイトが最大のとき 100 となるように設定される。このとき x 値が小さいほど発生バッファ数が少なく非発生バッファが多い。x 値が大きいくほど発生バッファ数が多くなり非発生バッファ数が少なくなる。つまり x 値が小さいほど事象が発生しにくく、大きいほど事象が発生しやすい。

3.5 過誤確率分析

過誤確率分析は、ひらたくいえば、たくさん試行錯誤して作成される AHP モデルのモデル適合性を判断し、より高いモデル式は何か? を客観化するためモデル毎に出てくる発生・非発生の正規確率分布形状の距離を利用した手法と考えれば良い。

ただしモデルを最適化する上では、モデルの適正を評価するための目的関数が必要である。ここでは非発生と発生の分布特性に着目し過誤確率 (P) の概念から最適モデルを導く手法を考案した。以下に過誤確率 (P) をもとめる過程を述べる。

まず、非発生と発生、およびそれらの合計の AHP スコア (x) の得点分布をヒストグラムで表す。結果として、その分布形状が正規分布に近似できることから、それぞれ平均値 (μ) と標準偏差 (σ) をもとめることで、正規分布として表わすことができる。

実際は発生と非発生のバッファ数は大きく異なり、ほとんどは非発生のバッファ数が圧倒的に多い。しかしながら発生・非発生をたがわず、変数 x に対する μ と σ から正規確率密度関数として表すことで互いを同じ土俵上で比較することが可能となる。

平均値 (μ) と標準偏差 (σ) による発生・非発生の正規確率密度関数の分布は式 (2) で導かれ、その曲線分布は Fig. 10 のようになる。

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad \dots \dots \dots (2)$$

Fig. 10 に示した確率密度関数の左側の分布は非発生 (安定)、右側の分布は発生領域 (不安定) である。図の μ 1, σ 1 は非発生領域の平均値と標準偏差で、μ 2, σ 2 は発生領域のそれである。さておおざっぱに言えばそれ

ぞれの正規分布の山が大きく離れたモデルが良いモデルである。では、どのようにそれを数式化すれば良いかと言うことである。

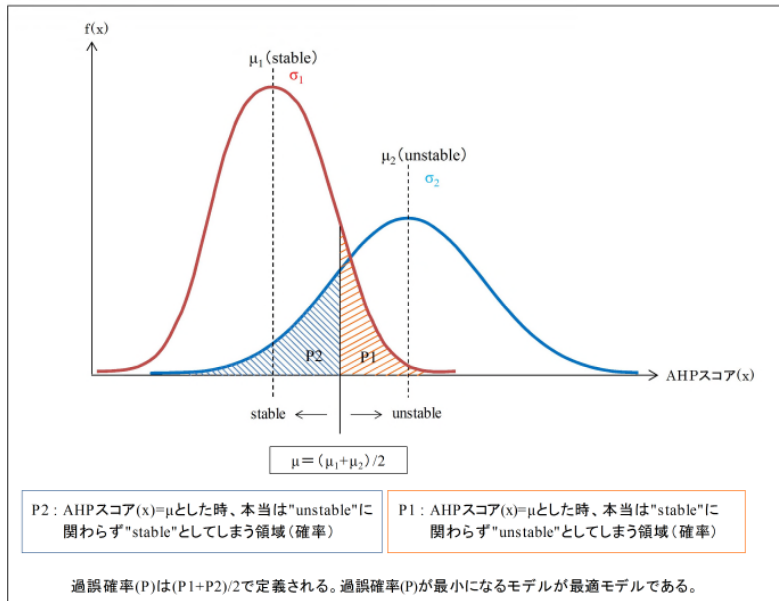


Fig.10 過誤確率(P)の概念図 5)

ところで、図の $\mu = (\mu_1 + \mu_2) / 2$ は安定、不安定の正規分布中心から等しく離れた AHP スコア (x) である。 μ を基準として図の P1 領域は「AHP スコア (x) = μ としたとき、実際は安定にもかかわらず不安定と過誤する確率」、一方、P2 領域は「AHP スコア (x) = μ としたとき、実際は不安定なのにもかかわらず安定と過誤する確率」と言える。ここで $P = (P1 + P2) / 2$ を過誤確率 (P) と呼ぶこととする。過誤確率 (P) は最適化問題の目的関数であり、これを小さくするという事は「誤る」確率が小さくなるということであり、結果としてモデルの適合度が高いことを示す。概念的には、 μ_1 と μ_2 がより離れ、標準偏差 σ_1 , σ_2 がそれぞれ小さくなれば過誤確率 (P) は小さくなる。

3.6 事例解析 (2008 岩手・宮城内陸地震)

分析に当たって地すべり (大規模崩壊を含む) と崩壊分布については八木他 (2008) の判読図⁶⁾を採用した。なお、海外の論文の幾つかは崩壊・地すべりの仕分けがなく一緒クタになっているため危険度評価アルゴリズムがあいまいになっているものもある。日本では昔から崩壊と地すべりを別の破壊現象として区別し正しく仕分けしている。したがってここでも崩壊と地すべりを明確に区別して解析することとした。

試行錯誤の上、当該地区では地すべりと崩壊のバッファ R とスキップ距離 L を、それぞれの現象大きさにあわせ $R=250m$, $L=150m$ と $R=100m$, $L=50m$ とした。なお、八木他 (2008) によって示された大規模崩壊は、ここではサイズや発生要因が地すべりに近いと判断し地すべりとして扱った。地すべり・崩壊の初期モデルとしてそれぞれ 5 つずつ抽出された各評価基準の初期の最大ウェイト (Wi) と条件ごとの係数値 (α_i) について Table 1 にまとめる。またモンテカルロ法で係数を少しづつ変化させ過誤確率分析によって最適化させた結果を Table 2 にまとめた。

最終的に得られた地すべりと崩壊の過誤確率 (P) 正規分布図と斜面変動予測地図を Fig. 11 示す。それぞれ AHP スコアの高いところで事象が発生しているのが視覚的に分かるが、特に崩壊はモデルの精度が高いのがわかる。

Table 1 評価基準の選定と初期最大ウェイト (Wi) と各設定範囲毎に掛かる係数 (α_i) 5)

要因	評価基準	バッファ集積法	初期モデルの Wi	範囲の条件単位	バッファの数値に掛かる係数 (α_i) と条件範囲					
					1.0	0.6	0.3	0.1	0	
地すべり	地質	地質 (岩相)	地質 (岩相) の最頻値	27	地質 (岩相) 番号	3	2	4	5~7	左記以外
	地形	起伏量	(最高点-最低点)/2点間の距離	20	数値の範囲	0.35~	0.25 ~ 0.35	0.15~0.25	0~1.15	左記以外
	地形	地上開度	地上開度の平均値	20	角度の範囲	75~80	70~75	80~90	90~100	左記以外
	地下水	谷次数	谷次数の最大値	20	次数	6~10	4~6	3~4	0~3	左記以外
	地質	地すべり土塊	既存地すべり地形 (移動体) の面積率	13	%	50~100	20~50	10~20	0~10	左記以外
崩壊	地形	平均勾配	最大勾配の平均値	25	角度の範囲	35~50	30~35	25~30	5~25	左記以外
	地下水	谷次数	谷次数の最大値	10	次数	6~10	4~6	1~4	0~1	左記以外
	地質	地質 (岩相)	地質 (岩相) の最頻値	10	地質 (岩相) 番号	5~10	3	4	2	左記以外
	地形	凸凹10m	凸凹10mの平均値	25	数値の範囲	0.8~2.0	0.6~0.8	0.4~0.6	0~0.4	左記以外
	地形	地上開度	地上開度の平均値	30	角度の範囲	65~75	75~80	80~85	85~100	左記以外

Table 2 初期モデルおよび最終適合モデルの AHP 最大ウエイト (Wi) と過誤確率 (P) ⁵⁾

地すべり					崩壊				
地すべり要因	評価基準	初期 AHP判断	AHP最大ウエイト(Wi)		崩壊要因	評価基準	初期 AHP判断	AHP最大ウエイト(Wi)	
			初期モデル	最終適合モデル				初期モデル	最終適合モデル
地質	地質(岩相)	◎	27	18	地形	平均勾配	◎	25	24
地形	起伏量	○	20	22	地下水	谷次数	△	10	21
地形	地上開度	○	20	15	地質	地質(岩相)	△	10	9
地下水	谷次数	○	20	17	地形	凸凹10m	◎	25	21
地質	地すべり土塊	△	13	28	地形	地上開度	◎	30	25
過誤確率(P)			0.3481	0.3457	過誤確率(P)			0.3070	0.3044

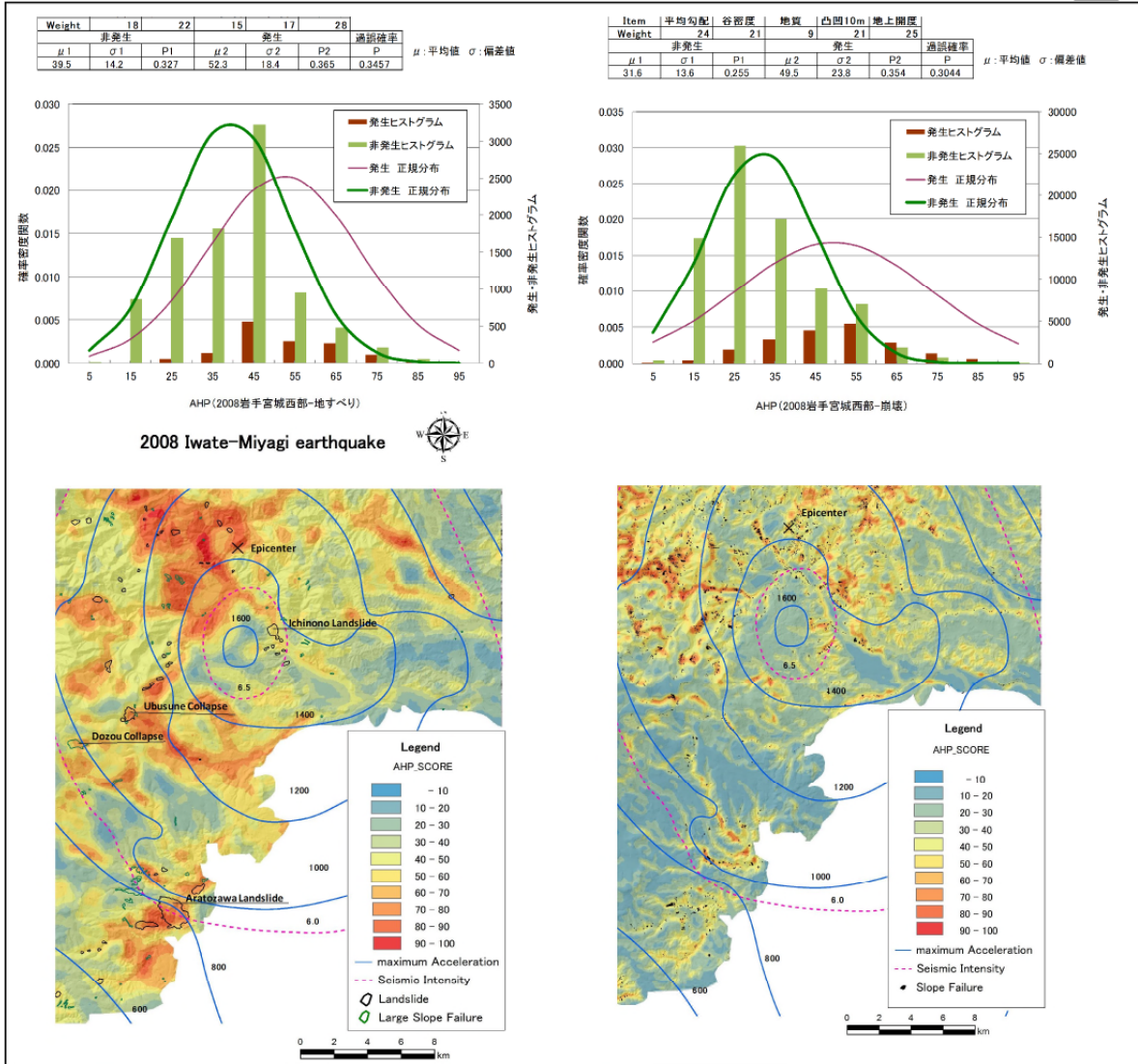


Fig.11 2008 岩手・宮城内陸地震での地すべり・崩壊斜面変動予測図による再現モデル ⁵⁾

この2008年岩手宮城内陸地震の地すべり発生要因分析では「地質」「起伏量」「地上開度」「谷次数」「地すべり地形(防災科研)＝地すべり土塊面積」の5アイテムが選定され、それぞれ最大ウエイトが18%, 22%, 15%, 17%, 28%のモデルがもっとも良好な結果を示した。他方、崩壊については「平均勾配」「谷次数」「地質」「凸凹度10m」「地上開度」が選定されたが、過誤確率(P)でみるとそれぞれ24%, 21%, 9%, 21%, 15%の最大ウエイトがもっとも適合するモデルとなった。このことから従来から多くの地すべり専門家が述べてきたように地震発生による崩壊は地形要素のウエイトが高いといえる。一方、地すべり発生では、やはりもともと地すべり地形のある脆弱なところで多発し、かつ地質要因でも第三紀堆積岩類や火砕流堆積物分布範囲においてより多くの発生があることがわかった。

4. おわりに

2008 年 岩手・宮城内陸地震の翌日、地すべり学会東北支部の調査団の一人として荒砥沢の踏査に加わった。あのときに荒砥沢地すべり頭部から見た光景は今もって忘れがたい。見下ろした崖下 150m の向こうは何も遮るものがなく荒涼と広がった正面風景には陥没帯とリッジ・移動体の列が夕日に映えていた。

如何に震源に近いとはいえこのような巨大地すべりの移動現象を目の当たりにすることができたのは、不謹慎ではあるが地すべり解析を生業とするものにとって得がたい経験であった。この現場には何度か足を運んだが、地すべりの末端付近では、突き上げるようにそびえる圧縮擾乱帯が形成されていて本来谷底にあったはずのカルバートや枡、軽石凝灰岩やシルト岩泥岩互層がクシャクシャと上昇していた (Ph. 1)。

まさにダイアピルが上昇してきたかの印象ですさまじいエネルギーを感じた⁷⁾。現場では、このような爆発的なエネルギーの発散を感じた一方で、そのままの形を残している中腹移動体の有様に 30 分もかけてサーサーとゆっくり静かに移動するイメージからベイパーロック現象によるホーバークラフト移動を考えたが、あくまで仮説に過ぎない。ただ地震地すべりには、すべり面がわかりにくく移動体の乱れも少ない地すべりが多くあることも事実で、我々の想像を越えた物理現象が働いていることは間違いないと思う。なお地形的に見ると、荒砥沢地すべりには、やや形状を異にするものほぼ同じ規模での旧地すべり地形が認められていたところである。

今回の AHP による地すべり斜面変動予測モデルでも地すべり発生には元々ある地すべり地形のもつウェイトが 3 割近くあった。このことは今後、他の地域でも検討される地震地すべりハザードマップ上で重要な一つの教訓になるのではと思う次第である。

なお中越地震地すべりの変動モデル検証結果も良好であった。おそらく本手法は他の予測図作成にも応用できるのではないかと、思う次第である。



Ph.1 荒砥沢地すべりの中の擾乱帯⁷⁾

参考文献

- 1) 國生剛治 (2009) : 液状化現象—巨大地震を読み解くキーワード—, 鹿島出版会, 308 p
- 2) 大野亮一・山科真一・山崎孝成・小山倫史・江坂文寿・笠井史宏 (2010) : 地震時大規模地すべりの発生機構—荒砥沢地すべりを例として—, 日本地すべり学会誌, Vol. 42, No. 2, pp. 8-14
- 3) 榎明潔 (2001) : 安定と変形の解析法, 電気書院, 266p
- 4) 濱崎英作・渡辺修・橋本修一・山科真一 (2010) : 巨大地震時の地すべり運動メカニズムに関わるすべり面地下水沸騰の可能性, 日本応用地質学会東北支部 第 18 回研究発表会 予稿集
- 5) 濱崎英作・檜垣大助・林一成 (2015) : GIS に基づく斜面変動予測評価のためのバッファ移動解析と過誤確率分析法—2008 年岩手・宮城内陸地震での事例研究—, 日本地すべり学会誌, Vol. 52, No. 2, pp. 3-10
- 6) 八木浩司・佐藤剛・山科真一・山崎孝成 (2008) : 2008 年岩手県・宮城内陸地震により発生した地すべり・崩壊分布図, http://japan.landslide-soc.org/education/report/iwate_miyagi_EQ_080717
- 7) 千葉則行・橋本修一・加藤彰・前田省吾・大場司・山崎孝成・阿部真郎・濱崎英作 (2008) : 荒砥沢ダム上流の巨大地すべり発生に関わる地質・地質構造所見, 第 47 回日本地すべり学会研究発表会, ポスター発表

以上

地震動と断層変位

産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門 吉見 雅行

2008年6月14日に発生した岩手・宮城内陸地震(M7.2)は事前に活断層が知られていなかった場所で発生した内陸地震である。本講演では、岩手・宮城内陸地震で観測された地震動と断層変位について、その特徴、地震防災上の位置づけを、地震から10年経った現在の視点で紹介する。

1. 断層変位：地表地震断層が出現

震源域の東側に断続的に地表地震断層が確認された(遠田ほか, 2009)。地表地震断層調査では、地表踏査に加え、航空レーザ測量、InSAR、地上LiDAR、GPS計測といった最新の計測技術が多用された地震であった(ドローンはまだ出現していなかった)。地震断層は、特徴から2つに分類できる。

- ・タイプA：震源域北方および南方に分布する、ずれ量の大きい(1m以上)地震断層
- ・タイプB：震源域中部に断続的に分布する、ずれ量の小さい(50cm以下)地震断層

タイプAは、山林内で追跡可能であり、航空レーザーデータからも認識可能なものであった。これらは、震源インバージョン解析でも断層滑り量の大きな地点にほぼ対応する。震源域の北部と南部では、深部に火山性低周波微動がみられ、余震が浅部でのみ発生していることから、地殻の薄い領域が大きく割れたものと考えられる(Ando and Okumura, 2010)。

震源域南方の荒砥沢ダム北方尾根付近に出現した地震断層(吉見, 2008; 遠田ほか, 2009)は、両端が地すべりで限られていることもあり、断層自体が地すべり起因であるとの主張も行われた。しかし、荒砥沢ダムを取り囲む広い範囲において水平短縮と上盤側の隆起が生じ、地表地震断層はその変動の境に位置することがGPS測量から明らかにされた。すわなち、地表で認められた地震断層は地殻変動と対応するテクトニック起因であることが確認された。また、震源域北方の国見山の地震断層については、地震後に取得された航空レーザーデータを参照しながら山林内の現地踏査が実施され全容が解明された(丸山ほか, 2011)。地表地震断層調査および解釈にリモートセンシングの威力が示された機会であった。

タイプBは、水田や道路の変状としてかろうじて認識可能なものであった(遠田ほか, 2009)。主に震源域東側の県道49号線沿いに出現し、古い地質断層に対応すると指摘された。これらは、InSARやGPS測量により判明した変位場境界(断層面の地表との交線に対応)よりも東側に出現しており、深部震源断層と地表断層との関係については検討が必要である。なお、変位の小さい地震断層が山地や山林内に出現していても発見は困難であったことから、震源域一帯にこうした断層が発生した可能性もある。現に、栗駒山登山道や震源域西側にて地表地震断層が報告されているが、震源断層との関係は不明である。

タイプBの断層で、上下変位量が10cm程度であった岡山地区におけるトレンチ調査では、過去には遙かに大きな(上下変位で2mを超える)断層変位が生じたことが明らかになった(遠田ほか, 2009; 2011)。このことは、同一の震源断層であっても地震のたびに断層滑り量分布が異なることを意味する。地震防災の観点からは、1995年兵庫県南部地震(神戸側)や2004年中越地震でも認識された、地質学的調査

における断層破壊の多様性の考慮の必要性（断層の複数箇所での調査の必要性、活動度の過小評価傾向の認識）を示す地震であったといえる。

2. 地震動：震源断層直上を含む多数の地震動観測記録

2008年岩手・宮城内陸地震は、地震動による構造物被害が少ない地震であった（地すべり、崖崩れは多発した）。震源直上においてすら地震の揺れによる構造物の大被害は生じなかった。この理由として、震源近傍では短周期卓越型の地震動であったことが挙げられる。

最も特徴的な例として、震源断層直上のKiK-net 一関西観測点（IWITH25, 防災科学技術研究所）の地震動記録を取り上げる。一関西観測点は、地中（地下260m）と地表に地震計が設置された観測点である。地表地震計では、最大加速度1434 galの水平動（2成分合成）と、3866 galの最大加速度をもつ上下動が観測された（周期0.5秒以下が卓越する地震動であった）。3成分合成の最大加速度は4022 galで、世界最大の加速度記録としてギネス登録された。IWITH25の地中地震計における観測水平動の最大加速度は1039 galであり、水平動の地盤増幅は大きくなかった。一方、地中の観測上下動の最大加速度は681 galであり、地表にかけて特異な上下動の増幅があったとして注目された。地表での観測上下動は、上方向と下方向とで振幅非対称であり、下方向加速度は1000 gal程度（最大値は1703 gal）で頭打ちとなっていた。この観測記録の説明として、1）地盤が一瞬宙に浮くトランポリン効果（Aoiほか, 2008）、2）観測施設のロッキング挙動（大町, 2011）、の2種類が提起されている。1）は上下動記録のみに着目したのに対し、2）は水平-上下動の軌跡（連成）に着目した点で大きな違いがある。どちらも、観測上下動の特徴を説明しており、1つの観測事実の科学的説明は1つとは限らないことを示した点で興味深い。

さて、IWITH25の観測記録のもう一つの特徴は、永久変位である。観測記録（地表、地中）を加速度記録のトレンドを除去しながら慎重に時間積分すると永久変位を含む変位波形が計算できる。北東方向に60 cm程度、上方向に140cm程度の永久変位が復元され、近傍に位置するGPS観測点における地殻変動量とほぼ等しかった（青井ほか, 2010）。永久変位は水平動では10秒以上、上下動では3~5秒程度で形成されていたが、構造物の応答への影響を含めた議論はほとんど行われなかった。

ところで、2016年熊本地震では震源断層直上（上盤側）の地震動記録が取得され、大きな永久変位が話題となった。特に、西原村震度計では永久変位の形成時間に対応する「長周期パルス」が周期3秒程度と、免震、高層ビルの周期帯に入ったことから工学的に注目を浴びた。地震動予測において断層浅部の断層滑りを考慮する必要性が指摘され、検討が進められているところである。2008年岩手・宮城内陸地震における地表地震断層近傍の観測記録としては、荒砥沢ダム堤体における加速度記録があるが、断層下盤に位置していたこともあり、時間積分して求められる永久変位はわずか（10cm程度）であった。もしも、断層上盤側での観測記録が得られていたとしたら、熊本地震を契機に展開された議論が、2008年の段階で進められた可能性もある。観測データのもつインパクトに思いを馳せずにはいられない。

2008年岩手・宮城内陸地震の様々なデータは、震源過程、強震動、断層変位など多くの科学的検討の契機となった。今後も観測データとそれに基づく検討により、有用な知見が生み出されることを願う。

耐震重要施設直下の断層の活動性評価 (東通原子力発電所の例)

東北電力株式会社 中満 隆博

1. はじめに

原子力発電所における原子炉建屋等の耐震重要施設は、「将来活動する可能性のある断層等」の上に設置してはならないとされている。この「断層等」とは、新規規制基準(原子力規制委員会, 2013)では、後期更新世以降(MIS5e:約 12~13 万年前以降)の活動が否定できない断層等であり、いわゆる地震を引き起こす断層(活断層)のほか、地震活動によって永久変位を引き起こす断層, 地すべり面が含まれる。

断層等の活動性は、後期更新世以降の地層に変位・変形が認められないこと(上載地層法), これが適応できない場合は、断層と鉱物脈・岩脈との切断関係の検討などで評価されている。

本稿では、原子力発電所の新規制基準適合性審査における耐震重要施設直下の活動性評価の例として、東通原子力発電所における調査・評価結果を紹介する。



図- 1 東通原子力発電所位置図

2. 敷地の地形, 地質・地質構造の概要

東通原子力発電所は青森県下北半島脊梁部の太平洋側に位置する。

敷地は、下北半島の太平洋側のほぼ中央部に位置し、西側は丘陵となっている。標高は約 10m ~ 約 40m で、段丘面及び扇状地面が識別される。敷地の海成段丘面は高位より、M₁ 面, M₂ 面及び L₁ 面に区分される。さらに、若干の高度差によって、M₁ 面については M₁₊ 面, M₁ 面及び M_{1'} に、M₂ 面につい

ては M₂ 面及び M_{2'} 面に细分される。

敷地の地質は、下位から新第三系中新統の砂岩・泥岩を主体とする猿ヶ森層, 安山岩質の凝灰角礫岩を主体とする泊層, 砂岩・泥岩・軽石凝灰岩を主体とする蒲野沢層および上部更新統の海成段丘堆積物, 火山灰層等の被覆層からなる。段丘堆積物は M₁ (MIS5e), M₂ (MIS5c), L₁ (MIS5a) に区分される。

敷地の主要な断層 (F-1 断層~F-10 断層) は、新第三系中に主に北北東-南南西方向に延長し、地壘状および半地溝状~地溝状構造を形成する正断層であることから、これに直交する西北西-東南東方向の水平引張応力場で形成された断層と考えられる。生出ほか(1989)によれば、新第三紀鮮新世末期以降の東北日本はほぼ西北西-東南東方向の水平圧縮応力状態下にあったとされていることから、敷地の主要断層の形成活動は少なくとも新第三紀鮮新世以前であると考えられる。

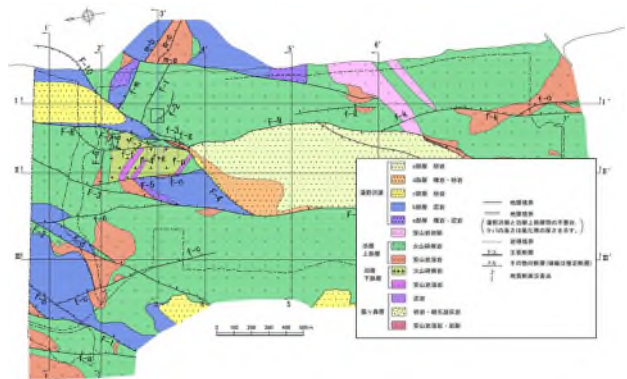


図- 2 敷地の地質構造図

3. f-1 断層について

f-1 断層は、図- 3 に示す耐震重要施設直下の断層であり、WNW-ESE 走向で敷地の主要な断層に斜交して分布する見かけ鉛直変位量が最大約 0.8m の逆断層である。本断層の破碎幅は約 0.2 cm ~ 約 20 cm であり、破碎部は主としてシルト状及び鱗片状を呈する。

本断層の北西側延長部は、トレンチ調査結果から F-10 断層に切られ、これより北西には連続しない(図- 4)。また、F-10 断層は、南側延長部では変位量を減じて F-8 断層と会合し、両断層が消滅する様子が確認され

ており、深部ではF-8断層に切られると考えられる。

f-1断層は、断層を覆うM₂面段丘堆積物の基底面に高低差は認められず、M₂面段丘堆積物に断層による変位・変形は認められない。

以上のことから、f-1断層は少なくともMIS5c以降の活動はなく、さらに断層の新旧関係から、F-8断層よりも活動時期が古いと考えられる。

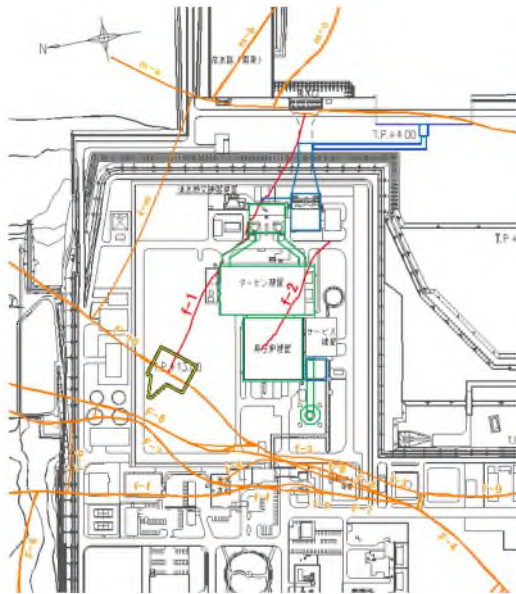


図-3 耐震重要施設付近の断層位置図

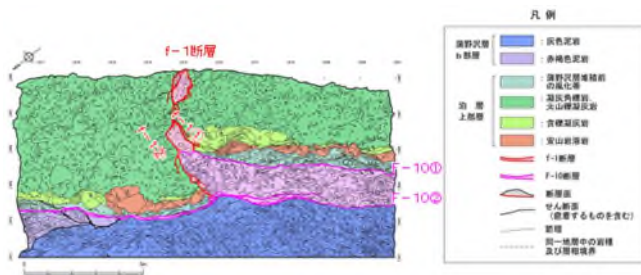


図-4 f-1断層とF-10断層の関係 (Tr-34トレンチ底盤-2.5m)

4. F-8断層について

F-8断層は、NNW～NE走向、高角度で東落ちの鉛直変位量約200mの正断層であり、本断層の破碎幅は約1cm～約75cmであり、破碎部は粘土状、シルト状、鱗片状及び固結状を呈する。

F-8断層は、一部で断層を覆うM₂面段丘堆積物に地層の乱れ(第四系の変状)が認められるが、南端部、北端部付近では、断層を被覆するM₁'面段丘堆積物、M₂面段丘堆積物に変位・変形は認められない。

断層破碎部は、深部でセピオライトを伴う熱水変質によって固結・岩石化している。セピオライトは約10Ma(K-Ar)の年代値が得られており、さらに、石英(玉髄)が断層破碎部を充填、横断している様子も認められる(図-5)ことから、断層は中新世以降の活動はないと考えられる。したがって、一部に見られる断層を覆う第四系の変状は断層活動とは関連のない、地表付近に限られた局所的な現象と判断される。

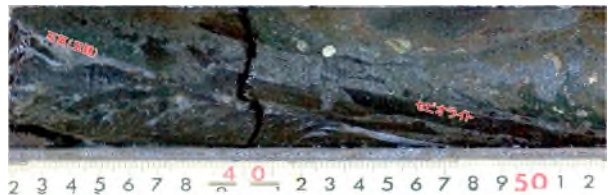


図-5 F-8断層破碎部

5. f-1断層の活動性評価

耐震重要施設直下の断層に相当するf-1断層は、断層の新旧関係からF-8断層よりも活動時期が古く、F-8断層は、断層破碎部を横断する石英が認められることから、活動年代は中新世であると判断される。

以上から、f-1断層の後期更新世以降の活動はなく、将来活動する断層等に該当しないという説明を行い、適合性審査において概ね妥当との評価がなされた。

参考文献

1. 原子力規制委員会(2013): 敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド
2. 生出慶司・中川久夫・蟹沢聰史(1989): 日本の地質2 東北地方, 共立出版

北上山地南部における未区分鮮新統の分布について

東北電力株式会社 坂東 雄一

1. はじめに

北上山地南部には、未区分鮮新統と呼ばれる堆積物の存在が知られている¹⁾。未区分鮮新統は分布が局所的なことで、年代決定に有効な指標が少ないこと等から、周辺の地層との詳細な対比が行われておらず、中・古生界基盤岩および上載層との地質学的関係や構造発達史に関して、未だ解明されていない点が多い。

本調査は北上山地南部における未区分鮮新統の露頭および年代等に関するデータを拡充することにより、同地域の未区分鮮新統の堆積環境、および構造発達史に関する新知見を得ることを目的に実施した。

2. 文献調査・分布図作成

北上山地南部域における未区分鮮新統に関する文献等を収集し、記載内容、分布等を取りまとめ、分布標高ごとに色分けして分布図を作成した(図1)。作成した分布図をもとに、現地にて地質観察を行った。

3. 結果：未区分鮮新統の分布と層相の特徴

未区分鮮新統は、北上川低地において鮮新統の竜の口層を、北上川低地より東の太平洋側の山地では中・古生界の基盤岩を不整合で覆っている。未区分鮮新統を覆う地層は唯一、折立地域に分布している。崖錐性の礫層からなり、下部に1.5MaのFT年代を示す火山灰を挟在している。未区分鮮新統の分布は、局所的に散在しており、一つ一つの分布範囲は非常に小さい。このため、空間的な分布や層相の連続性が非常に捉えにくい。今回の調査地域に分布する未区分鮮新統の主たる岩相は礫岩であり、砂岩、シルト岩および凝灰岩の薄層を伴う。層相は、礫岩や砂岩にみられるように、大部分が下位を削り込むチャンネル構造や斜交葉理が発達する河川成を示す。一方、シルト岩の中には、生痕化石を多産し、浅海成の層相を示すものもあった。

未区分鮮新統の年代(登米沢地域)は、

従来、凝灰岩のFT年代値(約3.3Ma)をもとに金沢層または真滝層との対比可能性が指摘されていたが¹⁾、今回の調査では、火山灰から抽出したジルコンのFT年代 $3.2\text{Ma} \pm 0.3\text{Ma}$ が得られており、先行研究と調和的な結果が得られた。また、今回の調査範囲における未区分鮮新統試料からは、 $3.2 \sim 2.2\text{Ma}$ のFT年代値が得られており、鮮新世末期から更新世初期を示すことがわかった。

4. 考察：未区分鮮新統の分布と地形

未区分鮮新統は比較的傾斜の緩やかな平坦地に分布することが多く、その分布形態と地形との対応関係を検討した。傾斜量図から抽出した平坦地地形は、侵食抵抗の小さい花崗岩類や砂岩の分布域を除去すると、現在の谷地形に沿って分布し、未区分鮮新統の分布とよく一致している。その分布形態は、河川のような一筋の線状を示すものや扇状地状のものがある。以上から、未区分鮮新統の分布は、現在の地形と地質分布に規制されている可能性がある。

5. おわりに

本報告では、未区分鮮新統と呼ばれる堆積物について、露頭調査、年代分析や各種分析を実施し、基礎データを取得した。層相の特徴からも、未区分鮮新統の多くは河川成の堆積物であり、当時の堆積場としての河川の形態が大きく改変されない程度に残されていると考えられる。本報告では、露頭紹介を中心に各種分析結果を交え発表する予定である。

6. 引用文献

1) 竹内誠・兼子尚知(1996)：志津川地域の地質，地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)，地質調査所，93p.

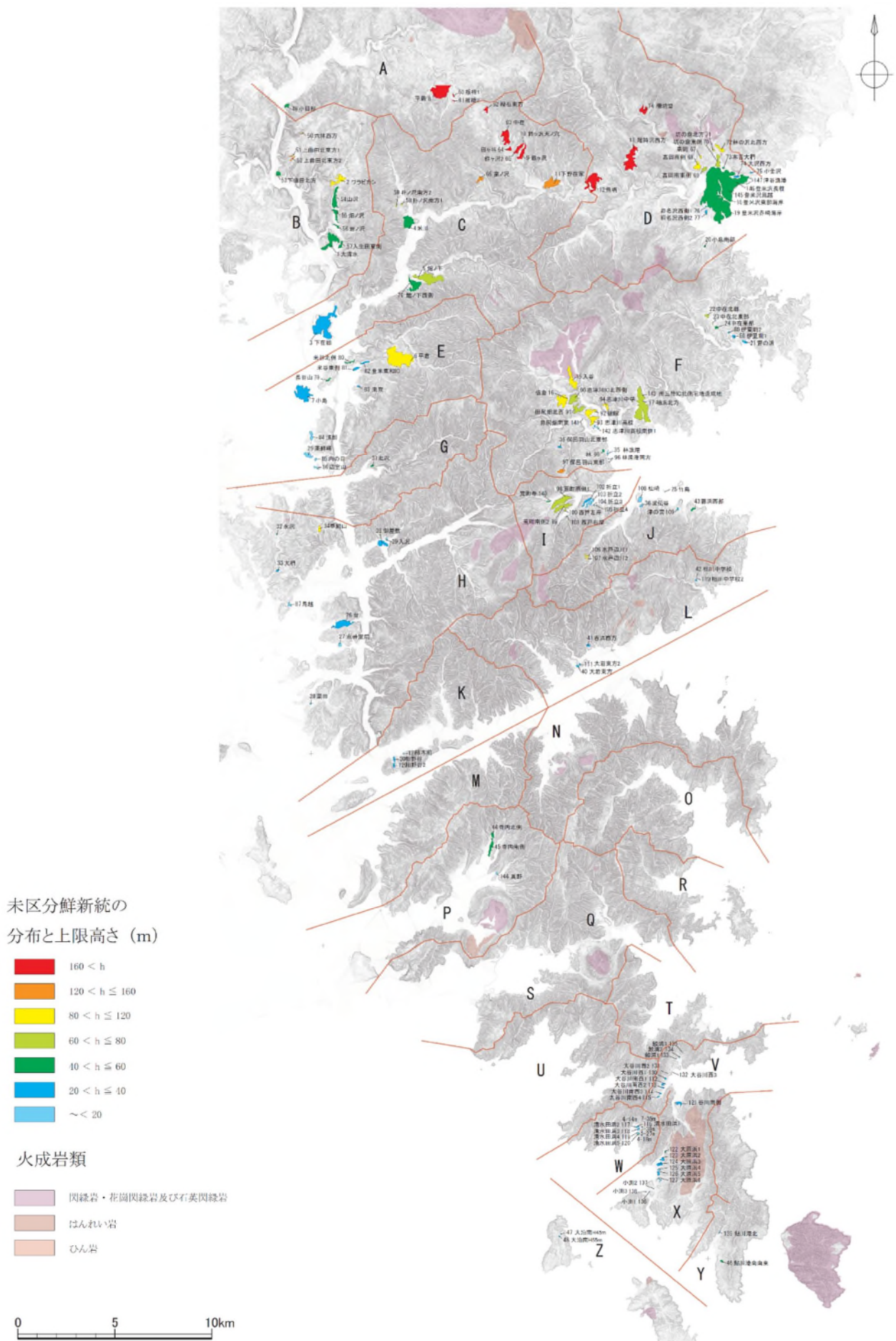


図1 未区分鮮新統の分布図

喜多方市場津地区の地すべり変動と発生機構 (2 時期の UAV 撮影から見えてきた変位)

株式会社復建技術コンサルタント 村上 智昭

1. はじめに

揚津地区は喜多方市の中心街より西に 16km、阿賀川沿いの山間部に位置している。平成 30 年 4 月 20 日に県道の亀裂が確認されて以来、地すべり性変状は拡大傾向を示し、5 月 4 日には県道通行止め、5 月 28 日には 1 戸 2 名に避難勧告が出されている。

今回は平成 30 年 5 月 31 日と 6 月 22 日に UAV による空撮を実施し、写真をオルソ画像化することにより、地すべり変位の進行について確認を行った。変位の方角と大きさから滑動ブロックの範囲について検討した結果をまとめる。

2. 調査方法

平成 30 年 5 月 31 日と 22 日後の 6 月 22 日に UAV による空撮を実施した。空撮画像を UAV の位置情報から AGISOFT 社製 PhotoScan を用いて 3 次元点群データとした後、オルソ画像の位置情報から画像を重ね合わせ、構造物や水田の隅など位置を特定できる地点を目視で判定し CAD 上で距離を計測した。

3. 地形

この地区は阿賀川の右岸に位置し、標高 200m 内外の緩斜面に位置し、阿賀川から北に 1km 付近に馬蹄形に開析された滑落崖が確認できる。また西側には幅 800m 程度の馬蹄形を示す滑落崖が確認できることから、大きな 2 つの地すべり土塊が存在すると考えられ、揚津地区の集落付近では東傾斜の斜面を形成している。阿賀川の下流 1km に堤高 22.5m、昭和 18 年竣工の山郷ダムがあり水位を安定させている。

3. 地質

地質構造としては南北方向の褶曲軸を有する地域であり、白亜紀～古第三紀の花崗岩類を基盤岩としている。その上位には新第三紀中新世の砂岩・泥岩を主体とする利田層が分布し、地表を凝灰角礫岩である荻野層が覆っている。

地すべり内の露頭では乱された状態の凝灰角礫岩が確認され、地すべり末端の沢沿いの露頭では硬質な泥岩が分布し、N15W;18E の層理面が確認される。また、地すべりの東側には花崗岩類が分布する。

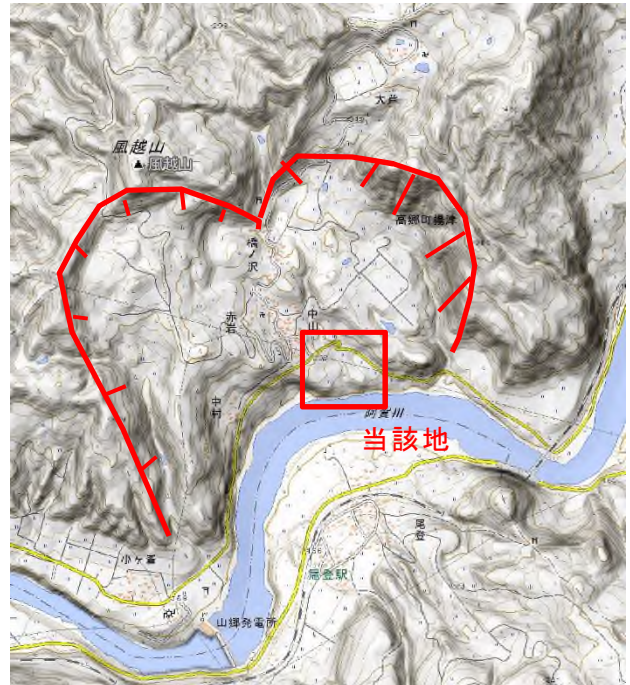


図-1 当該地周辺の地形

4. 地すべり変位

2 時期(22 日間)の水平変位を図-3 に示す。水平変位量が最も大きいのは地すべり左翼側末端部であり、南方向に 6m 以上の水平変位が確認される。阿賀川に面した地すべり末端部は明らかに乱れが進行しており、水面との境界変化から 6m 以上の変位が発生しているものと推察される。

ブロック頭部の S 字カーブ付近では道路に圧縮変形が確認されており、南東方向に 5m 程度の変位が確認される。

また、西側の宅地周辺ブロックでは東向き 3m 程度の変位が確認される。

5. 地すべり機構

地質状況から荻野層(凝灰角礫岩)が移動土塊となっており、西側のブロックでは利田層(泥岩)の層理面で地すべりが発生していると推察される。

また、水平変位から地すべりブロックは大きく 2 つに分類することができ、東側ブロックが阿賀川に向かって滑動したために西側ブロックが追従して滑動していると推察される。



図-2 5月31日空撮写真

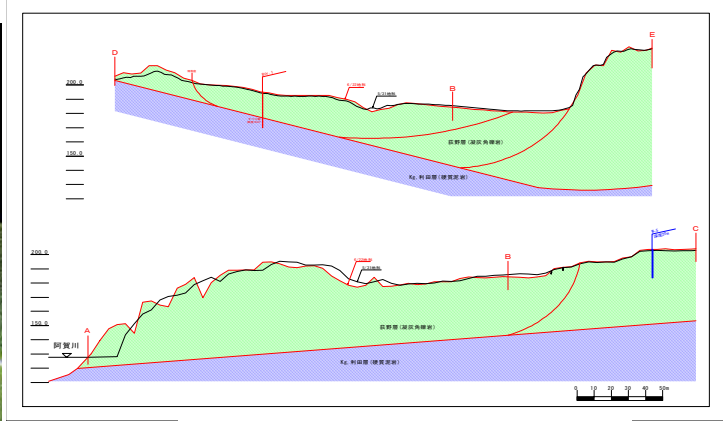


図-4 想定地質断面図

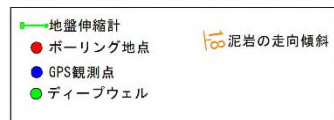
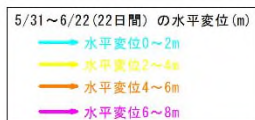
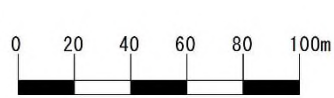


図-3 地すべり変位ベクトル図(6月22日撮影)

北海道穂別稲里地域の上部白亜系の地質と年代

応用地質株式会社東北支社 岩瀬 優也

1. はじめに

北海道に分布する白亜系蝦夷層群では保存良好な海生生物化石を多産するため、大型化石、微化石を用いた数多くの化石層序学的研究が行われてきた(本山ほか, 1991; 松本ほか, 1994; 高橋ほか, 2002; 山本・長谷川, 2006; Takashima et al., 2010; 林ほか, 2011 など). 2014 年の大学の講義にて、蝦夷層群の穂別地域に分布する稲里層から採取された暗灰色泥岩を微化石処理したところ、浮遊性有孔虫種 *Marginotruncana pseudolinneiana* を産出した。高橋ほか(2002)は稲里層をセノマニアン階に対応させているが(図 1), Sliter (1989)によると、この種が示す地質年代は中期チューロニアン期から前期カンパニアン期である。従って高橋ほか(2002)の解釈は明らかに矛盾を含んでいる。*M. pseudolinneiana* の産出は、稲里層に関する従来の年代解釈が異なっていたか、同化石種の産出した地層は稲里層ではなく、類似岩相を持つ上位の他の地層であったかのいずれかでしか説明できない。

稲里層に関する研究例は少ないが(松本ほか, 1994; 山本・長谷川, 2006), 山本・長谷川(2006)は穂別ダム南の稲里層からセノマニアン階を示す浮遊性有孔虫の産出を確認している。一方で穂別ダム西側の稲里層を対象としている研究は報告されていない。

穂別稲里地域の上部白亜系は一般的にシルト岩を主体としており、下位から上位までの異なる層序区分に類似する岩相が見られ、それらが断層で接している場合は断層が認識しにくい。だがそれを認識できなければ地質図上の層序区分(塗色)が矛盾を含むものになってしまう。高橋ほか(2002)がこの問題を内包している可能性が十分に考えられる。

本研究では、各露頭をどの層序区分に充当させるかの判断に浮遊性有孔虫化石年代を導入することにより、北海道穂別稲里地域の上部白亜系の地質を再検討し、地質図を作成することを目的とした。

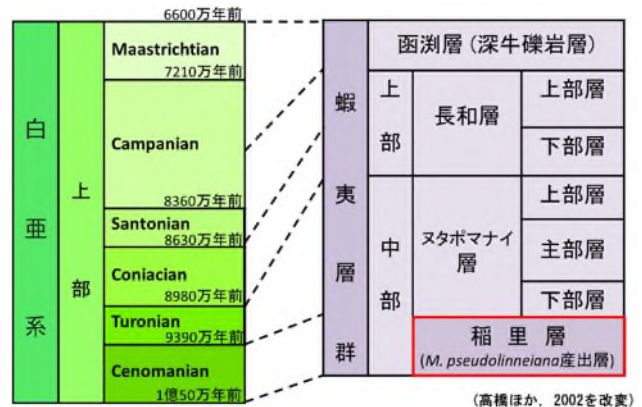


図 1 上部白亜系と蝦夷層群の関係

2. 研究手法

2015年7月24日～8月7日および9月14日～9月25日にペンケワッカタンネナイ川、マツカシマップ川、ダム西の沢およびそれらの枝沢で地表踏査(ルートマップの作成、露頭観察、有孔虫化石抽出用泥岩の採取)を行った。泥岩試料は、ボロン法による微化石処理を行った後、水洗、乾燥(60℃)を行い、0.125mm以上のサイズの浮遊性有孔虫化石を拾い出し・同定し、各露頭の地質年代の推定を行った。

3. 結果と考察

採取した泥岩全 49 試料を検討し、そのうち 31 試料から浮遊性有孔虫を抽出した。Sliter (1989)の浮遊性有孔虫化石帯において上部セノマニアン階の指標種となっている *Rotalipora cushmani* や、セノマニアン階～チューロニアン階付近を示す *Dicarinella algeriana*, 上部サントニアン階以降を示す *Contusotruncana fornicata* など年代指標性の高い種を含む、10 属 37 種が産出した(図 2)。

走向傾斜はペンケワッカタンネナイ川では安定していたが、マツカシマップ川では場所によって大きく異なり、地質構造が複雑であった。断層や褶曲構造の存在が推定される。マツカシマップ川およびダム西の沢において断層破碎帯と思われる露頭を観察した。マツカシマップ川とペンケワッカタンネナイ川のルート東部では凝灰質砂岩の露頭を確認した。山本・長谷川(2006)では穂別ダム下流域付近

で類似の砂岩層を確認している。これらの砂岩を高橋ほか(2002)の地質図で示されているヌタポマナイ層下部層と判断し、稲里層との境界線とした。一方でこの砂岩層の西側の、これまで稲里層(セノマニアン階)に塗色されていた範囲から、上位のチューロニアン階、ユニアシアン階、サントニアン階を示す浮遊性有孔虫が産出した。この年代情報をもとに稲里断層を東に大きく移動した。さらに破砕帯の位置も考慮した上で、稲里断層の西側に新たな1本の推定断層を引いた。作成した地質図を図3に示した。

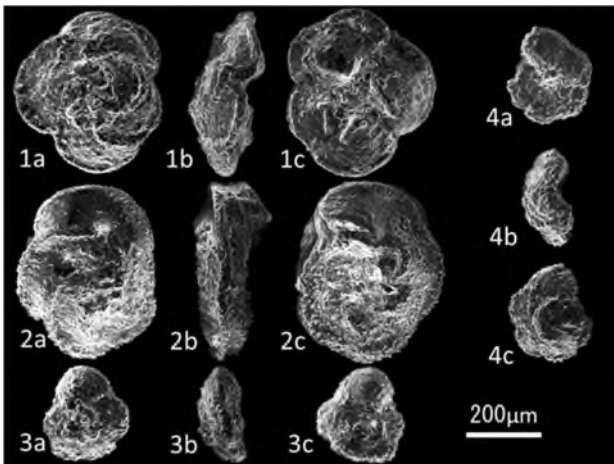


図2 産出した浮遊性有孔虫化石の例
 1 : *Rotalipora cushmani*
 2 : *Contusotruncana fornicata*
 3 : *Dicarinella algeriana*
 4 : *Praeglobotruncana stephani*

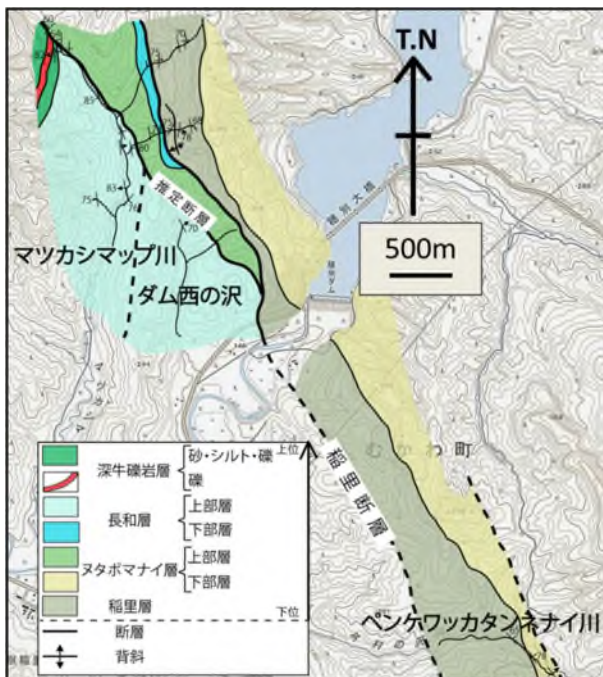


図3 本研究で作成した地質図

4. 結論

浮遊性有孔虫から推定した地質年代により、見た目の違いが殆どないが、異なる層序区分に帰属されるべき岩相の分別に成功した。穂別ダム西側の稲里断層を高橋ほか(2002)のもの比べて大きく東に移動させ、新たに引いた1本の断層によって、稲里層を3つの層(稲里層、ヌタポマナイ層、長和層)に再区分した。

引用文献

林 圭一・西 弘嗣・高嶋礼詩・友杉貴茂・川辺文久, 2011, 北海道中央南部に露出する上部白亜系の地質と有孔虫層序. 地質学雑誌, 117, 14-34.

松本達郎・野田雅之・蟹江康光・吉川幸叙・利光誠一・米谷盛壽郎・花方 聡, 1994, 北海道穂別地域におけるセノマニアン・チューロニアン推移部の層序. 穂別町立博物館研報, 10, 1-25.

本山 功・藤原 治・海保邦夫・室田 隆, 1991, 北海道大夕張地域の白亜系の層序と石灰質微化石年代. 地質学雑誌, 97, 507-527.

Sliter, W. V., 1989, Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section. *Jour. Foram. Res.*, 19, 1-19, pls. 1-3.

高橋功二・谷口久能・渡辺 順・石丸 聡, 2002, 5万分の1地質図幅「紅葉山」および説明書. 北海道立地質研究所, 117.

Takashima, R., Nishi, H., Yamanaka, T., Hayashi, K., Waseda, A., Obuse, A., Tomosugi, T., Deguchi, N., Mochizuki, S., 2010, High-resolution terrestrial carbon isotope and planktic foraminiferal records of the Upper Cenomanian to the Lower Campanian in the Northwest Pacific. *Earth Planet Sci. Let.*, 289, 570-582.

山本真也・長谷川 卓, 2006, 北海道穂別地域に分布するセノマニアン-チューロニアン階の浮遊性有孔虫層序. 地質学雑誌, 112, 243-256.

糸魚川-静岡構造線断層帯，神城断層の 過去 5,000 年間における変位速度の推移

東北大学理学研究科 高橋 直也

1. はじめに

断層の変位速度は，累積変位量を変位基準となる地形面などの年代で除して得られる値である．変位速度は断層の活動度を反映する値であるが，用いた変位基準の年代が断層の活動間隔に対して十分長い場合と短い場合で異なる意味を持っており，両者は必ずしも一致しない．前者は，平均変位速度と呼ばれ，断層の平均的な活動度を表すが，後者は比較的短期間の活動を反映するため，年代の近い変位基準を複数用いることで，活動履歴を詳細に復元することができる (Wechsler et al., 2018 など)．本研究では，糸魚川-静岡構造線断層帯の神城断層を対象について，過去 5,000 年間における変位速度の変化と活動履歴との関係について述べる．

2. 対象地域，研究手法

神城断層は糸魚川-静岡構造線断層帯の北端部を構成する東傾斜の逆断層であり，鈴木ほか (2010) によると，平均変位速度は最大で 3 mm/yr 程である．この断層は，2014 年の 11 月に長野県北部の地震 (M6.7, 気象庁 2014) 断層北部に位置する白馬盆地では，神城断層沿いに西向き断層崖が分布する一方で，複数の河川が東に流下している．そのため，断層活動によって断層崖が形成されると，河川がせき止められて流路が変化し，段丘が形成される．盆地内の大出 (オオイデ) 地区では，上記のような過程で形成された河成段丘が複数段存在しており，この段丘群を対象として，段丘面を詳細に区分し，変位速度を算出した．また，変位速度の推移に伴って断層の活動がどのように変化するかについて議論するため，求めた変位速度と神城断層の活動履歴とを比較した．

3. 段丘面区分・編年と累積変位量の計測

空中写真と 1m メッシュ DEM (Digital Elevation Model) を用いて大出地区の段丘面を 4 段の段丘に区分した (L5, L6a, L6b, L6c)．いずれの段丘についても，断層の西側 (相対的沈降側) には湿地が発達している．既存の掘削データ (杉戸ほか, 2015; 遠田ほか, 2016)

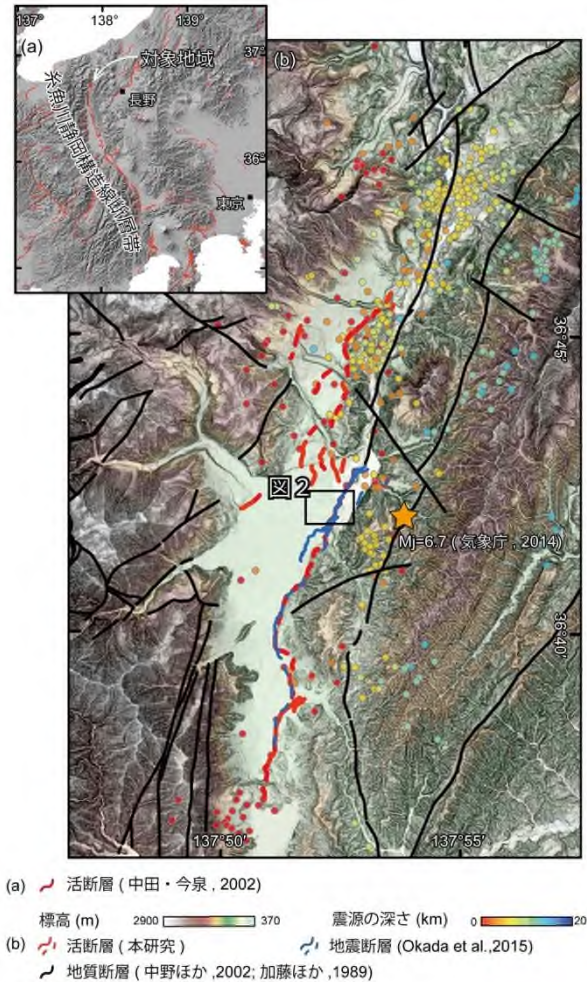


図 1. 対象地域周辺の地形図と 2014 年長野県北部の地震時に出現した地表地震断層

によると，この湿地堆積物の下に段丘構成層である扇状地性の礫層が存在している．湿地堆積物は，段丘の形成後に堆積したものであるため，段丘は，礫層上部から得た年代と湿地堆積物基底の年代の間に形成されたと考えられる．年代試料は，既存文献中 (杉戸ほか, 2015; 遠田ほか, 2016) に示されたものと本研究で新たに測定したものをを用いた．累積変位量は，1mDEM (Digital Elevation Model) を用いて求めた．用いた DEM は 2014 年の地震後に計測されたデータから作成したものであり，2014 年に発生した地震時の変位量を含んでいる．発生後あまり時間が経過していない地震の変位量を含めて変位速度を計算した場合，変位速度を過大に見積もる恐れがある

(Ren et al., 2013). そのため, 2014年に生じた変位量を差し引いた値を累積変位量とした.

4. 変位速度の推移

段丘面の年代と累積変位量を元に, 各段丘面から変位速度を計算した. その結果, L6a, L6b, L6c面から求めた変位速度に比べてL5面から求めた変位速度が優位に小さくなった. これはおよそL5面形成後~L6a面形成前を境に変位速度が変化した可能性があることを示している.

5. 過去の活動履歴との比較

神城断層で行われた主なトレンチ調査 (Okumura, 2001; 遠田ほか, 2016; Katsube et al., 2017) を元に活動履歴についてまとめ, 変位速度の推移と比較した. その結果, 変位速度が大きくなる時期と断層の活動が活発になる時期が一致することがわかった.

6. 文献

加藤碩一ほか 1989. 地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅「大町」. 地質調査所
Katsube A. et al. 2017. Surface rupturing earthquakes repeated in the 300 years along the ISTL active fault system. *Geophysical Research Letters* 44.
気象庁 2014. 平成 26 年 11 月地震・火山月報 (防災編).
中田 高・今泉俊文編 2002. 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.

中野 俊ほか 2002. 地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅「白馬岳」. 地質調査所.

Okada, S. et al. 2015. The First Surface-Rupturing Earthquake in 20 Years on a HERP Active Fault is Not Characteristic: The 2014 M_w 6.2 Nagano Event along the Northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. *Seismological Research Letters* 86(5) : 1-14.

Okumura, K. 2001. Paleoseismology of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line in central Japan. *Journal of Seismology* 5 : 411-431.

Ren Z. et al. 2013. Theoretical and quantitative analyses of the fault slip rate uncertainties from single event and erosion of the accumulated offset. *Island Arc* 22: 185-196.

杉戸信彦ほか 2015. 白馬村北城新田および大出における神城断層の平均変位速度と活動時期の検討. *活断層研究* 43 : 109-118.

鈴木康弘ほか 2010. 平均変位速度分布に基づく糸魚川-静岡構造線断層帯北部の地震発生日予測. *活断層研究* 33 : 1-14.

遠田晋次ほか 2016. 糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測 (追加調査) 平成 27 年度成果報告書 (第 3 章) : 72-95.

Wechsler N. et al. 2018. Variable slip-rate and slop-per-event on a plate boundary fault: The Dead Sea fault in northern Israel. *Tectonophysics* 722: 210-226.

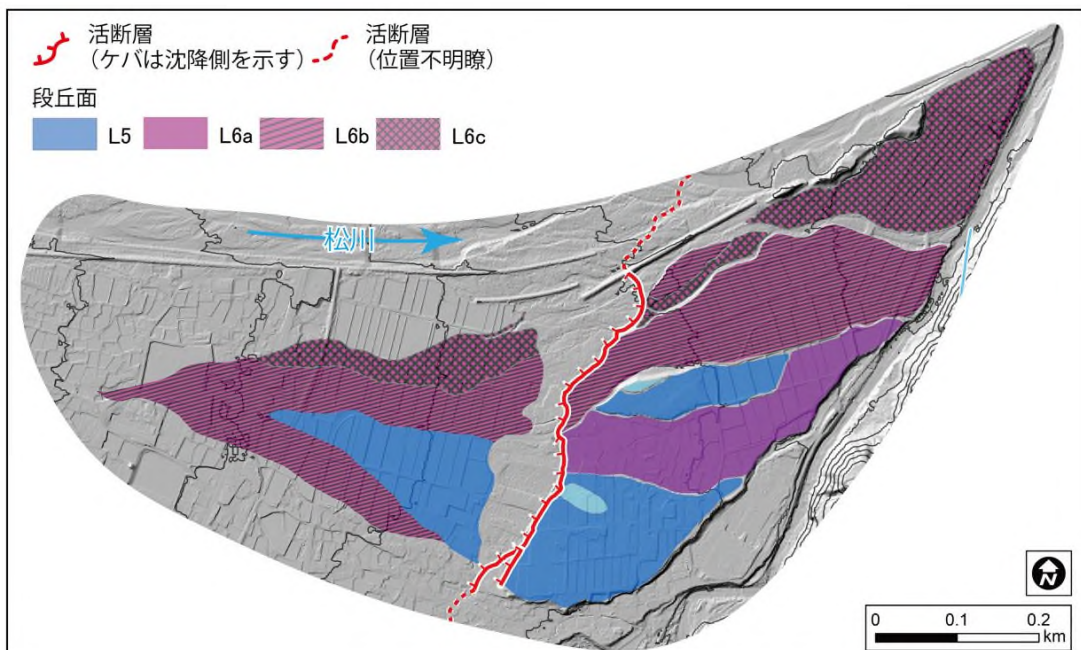


図 2. 大出地区の地形分類図

粘性残留磁気を利用した巨礫の移動履歴の推定

東北電力株式会社 外崎 貴之

1. はじめに

世界各地には、氷床の拡大や洪水、火砕流等により定置した「迷子石」や、津波によって陸上へ打ち上げられた「津波石」と呼ばれる巨礫が存在する。これらの巨礫は、一定の時間間隔で繰り返し運搬されることがあるため、移動年代の決定により巨大災害の発生頻度を理解できる可能性がある。今回は、岩石磁気を利用した移動年代推定を八丈島の巨礫（図1）に対して利用した例を紹介する。



図1. 八丈島沿岸部に定置する玄武岩質巨礫

2. 巨礫の移動履歴（年代）の推定

巨礫の移動年代推定にはこれまで¹⁴C年代が利用されてきた。造礁サンゴ由来の巨礫の場合、¹⁴Cを測定することでサンゴが津波等により破壊されて離水した年代を推定することが可能である（Araoka et al., 2013）。サンゴのような石灰岩質の巨礫以外の場合でも、生物遺骸を有していれば同様の手法が利用できる。しかしながら、生物遺骸を持たない巨礫には利用することができない。また、サンゴが死滅してからの年代を計測する特性上、岩石が複数回移動していた場合の判別もできない。複数回の移動で定置した巨礫を一度で移動したと評価した場合、洪水・津波・火砕流のリスク評価や、過去の氷河の拡大規模を見誤る恐れが存在する。これらの問題を解決する手法として、後述する岩石の磁気的性質を利用した移動履歴の推定方法がある。

3. 粘性残留磁気を利用した年代推定

火成岩を例とすると、溶岩が噴出して冷却される際、当時の地磁気の方向や強度を「熱残留磁気（TRM）」として記録する。津波等の

外的作用が働き、岩石が破壊され移動・回転をすると、元来TRMとして保持していた岩石中の磁気方向は、地磁気の方角とは異なる方向を示しながら定置する。地磁気の方角は一定期間不変のため、定置後の時間の経過とともにTRMの一部は地磁気の方角に再配列を始め、二次的な磁気を獲得する（図2）。この二次成分を粘性残留磁気（VRM）と呼ぶ。

Pullaiah et al. (1975) は、Néel (1949) の緩和理論を応用し、VRMが温度環境で獲得・消磁されることを定式化した（式1）。

$$\frac{T_A \ln Ct_A}{J_{s(A)}^2} = \frac{T_D \ln Ct_D}{J_{s(D)}^2} \quad (\text{式 1})$$

この式は、地球磁場中で、気温 T_A 下で時間 t_A 経過して獲得された磁気は、無磁場の空間で高温（ T_D ）、短時間（ t_D ）の加熱で消磁できることを表す。（なお、 C は頻度係数、 J_s は磁性粒子の飽和磁気強度を表しており、どちらも定数である。）つまり、実験室でサンプルの熱消磁を行い、VRMが完全に消磁された時の温度（ T_D ）と加熱時間（ t_D ）が明らかになると、対象とするサンプル採取地域の気温（ T_A ）を代入することで、巨礫が定置してからの経過時間（ t_A ）を見積もることが可能である。

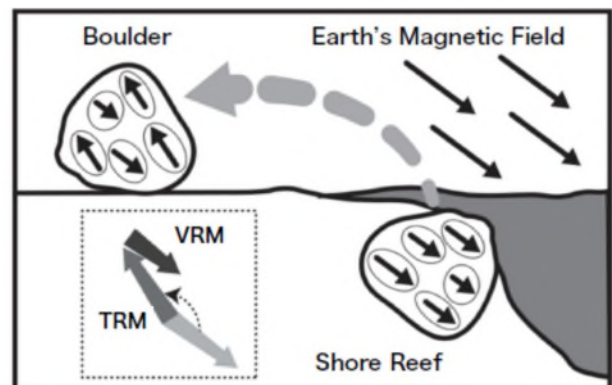


図2. 粘性残留磁気獲得機構の概念図（Sato et al., 2014）

4. 八丈島沿岸巨礫の移動履歴の推定

この消磁実験を八丈島の沿岸巨礫に対して行った。実験により得られた磁気成分は図3

のようになり、現在の地磁気方向と平行な VRM を獲得していることが理解できる。また、磁気成分からこの巨礫は上下反転し定置したことが推定できる。VRM が完全に消磁された温度は 130°C であった（加熱時間は 30 分）。

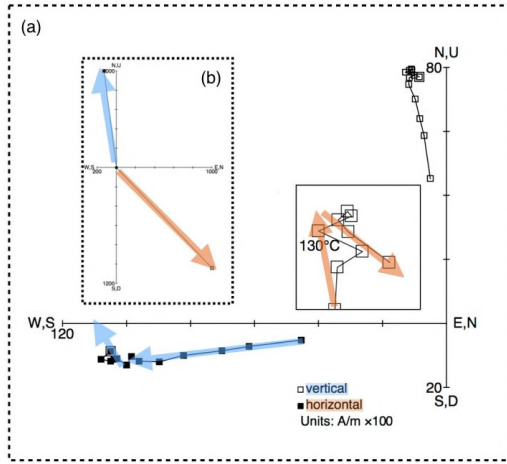


図 3. (a) 消磁実験から得られた試料の持つ磁気成分。(b) 八丈島の地磁気方向。白点が水平成分、黒点が鉛直成分を表している。

この消磁温度・加熱時間を式 1 に代入し、年代値を算出したところ、巨礫の定置年代は約 30ka となった（図 4）。しかしながら、巨礫が定置している沿岸部が形成された年代は、少なくとも 10ka 以降と推定されており（杉原・嶋田, 1998）、不適切な年代を算出している結果となった。

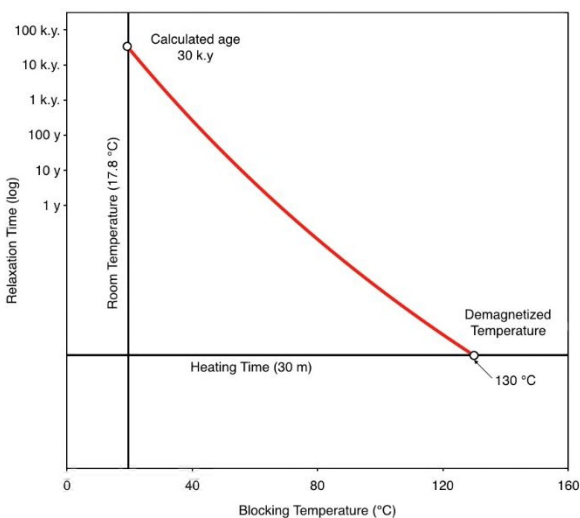


図 4. 実験結果から得られる温度時間曲線

5. 消磁結果・年代値の考察

不適切な年代値を算出した要因として、「疑似単磁区粒子 (PSD)」と呼ばれる磁性粒

子の存在が考えられる。PSD は、残留磁気を持つ磁性粒子の中で、粒径の大きな粒子を指す。PSD の存在は、VRM の消磁温度の高温化を引き起こすことが知られている (Dunlop, 2012)。本試料においても、磁気粒度分析により PSD の存在が確認されたため、消磁温度の高温化が生じたと考えられる。すなわち、本来よりも高い温度を代入したことで、年代が古く算出された可能性がある。

6. 今後の課題

PSD 粒子は火成岩中に多く存在する。したがって、現状では VRM を使った年代推定の火成岩への利用は難しい。正確な年代推定のためには、この粒子の存在による年代値への数値的な影響について検証していく必要がある。

7. 引用

Araoka, D., Yokoyama, Y., Suzuki, A., Goto, K., Miyagi, K., Miyazawa, K., Matsuzaki, H. and Kawahata, H., 2013, Tsunami recurrence revealed by Porites coral boulders in the southern Ryukyu Islands, Japan. *Geology*, **41**, 919 – 922, doi:10.1130/G34415.1.

Dunlop, D. J., 2012, Magnetic recording in rocks. *Phys. Today*, **65**, 31 – 40, doi:10.1063/PT.3.1604.

Néel, L., 1949, Theorie du trainage magnetique des ferromagnetiques au grains fins avec applications aux terres cuites. *Ann. Geophys.*, **5**, 99 – 136.

Pullaiah, G., Irving E., Buchan, K. L. and Dunlop, D. J., 1975, Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 133 – 143, doi:10.1016/0012-821X(75)90221-6.

Sato, T., Nakamura, N., Goto, K., Kumagai, Y., Nagahama, H. and Minoura, K., 2014, Paleomagnetism reveals the emplacement age of tsunamigenic coral boulders on Ishigaki Island, Japan. *Geology*, **42**, 603 – 606, doi:10.1130/G35366.1.

杉原重夫, 嶋田繁. 1998, 八丈島, 西山火山南東麓における最近 2,500 年間の噴出物の層序と噴火年代. *地学雑誌*, **107**(5), 695-712.

松江市 下部中新統古浦層の古生物学的研究

川崎地質株式会社北日本支社 宮崎 靖二

1. はじめに

島根県松江市美保関町及び鹿島町には、日本海誕生前に相当する下部中新統古浦層が分布しており、Sakai et al. (2013) によると岩相解析から、下部は河川・氾濫原堆積物、中部は浅い湖の堆積物、上部は汽水の堆積物、その上位、成相寺層になると海成堆積物に変化すると推定されている (図 1.)。

大平 (2015) によると、古浦層上部に挟在する 5 枚の凝灰岩鍵層のうち、4 枚目の凝灰岩鍵層 t_4 (鹿野・中野 (1985) で t_1 から t_5 までを定義) 中のジルコンを用いたフィッシュョン・トラック年代測定により、堆積年代が 16-18 Ma と推定され、年代区分は前期中新世に相当すると推定された。

こうした中、古浦層上部からは多くの化石が産出する (Suzuki, 1949 等)。例えば、ビーバー等の脊椎動物化石、タニシやシジミ等の貝化石、メタセコイヤ等の植物化石が産出する。

だが、産出化石に基づく詳細な古環境復元等は検討されてこなかった。

研究手法は、以下の 3 点である。

- 1: 地質調査に基づく詳細なルート柱状図作成
 - 2: ルート柱状図に基づく化石産出層準の明確化
 - 3: 化石産地の泥質岩を用い、CNS 分析
- 以上の産出化石と CNS 分析結果に基づき古環境変遷を考察した。

3. 研究結果

当地域からは、全 15 属 15 種の非海水生の貝化石が産出した。産出した多くはシジミ科で、サイズや形態の違いから異なる種が含まれると推定された。その他に、イシガイ科やカワナ科等の淡水種と、カキ化石の汽水種が産出した。貝化石産出層準は、美保関地域では古浦層上部の t_3 より上位、 $t_3 \sim t_4$ 間、 $t_4 \sim t_5$ 間の中央部、 t_5 下位、 t_5 直上、古浦層・成相寺層境界の下位で産出した。一方、鹿島地域では、多井 (1952) で岩相区分された古浦頁岩層上部、古浦砂岩層中部と古浦層・成相寺層境界の下位より産出した。

また、当時の堆積環境を知るために、化石産地の泥質岩を用いて、CNS 分析を行った。その結果、松江市美保関地域の中央部にある笹子から採取した頁岩から、高い全硫黄濃度 (1.58wt%) が検出されたが、他の地点からは検出されなかった (図 2.)。過去には古金ほか (1994) で、美保関地域中央部の法田で同様値が検出され、そこからカキとシジミ科化石が産出した報告がある (鹿野・中野, 1985)。今回、硫黄が検出された笹子の頁岩からは、片殻構成で数枚の貝殻密集層としてシジミ科 1 種のみが産出し、この種は CNS 分析で硫黄が検出されたことから汽水生であると推定された。この産地以外では、シジミ科化石と淡水種が共産した為、これらの地点の古環境は淡水環境であったと推定された。

今回、美保関地域でのみ、中央部と東部の 2 地点で転石から亀化石が産出した。中央部ではシルト岩、東部は極細粒砂岩から産出した。産出層準は、中央部は古浦層中部～上部 t_3 の間、東部は $t_4 \sim t_5$ 間と推定される。中央部ではスッポン化石が、東部ではハナガメ化

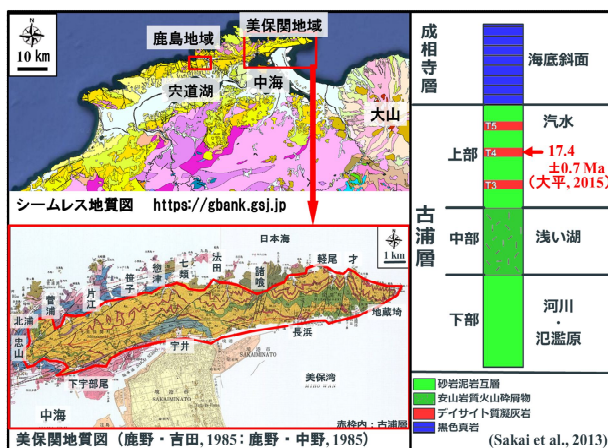
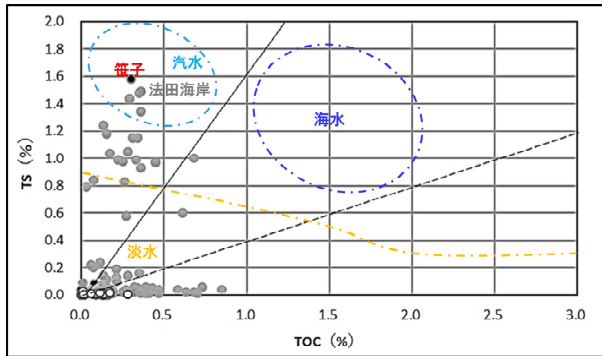


図 1. 調査地域及び地質概要図

2. 研究目的・手法

本研究の目的は、古浦層産貝化石の記載、各地点の産出化石に基づく化石群集を検討し化石産出層準を明確化することである。産出化石に基づく古浦層の古環境変遷を復元することで、日本海形成プロセスの検討に必要なデータを取得することである。

石が計2属2種産出した。両化石種も現生種が淡水生であることと、転石に含まれる泥質部分のCNS分析結果から、硫黄が検出されなかったことから、この化石が産出する層準は淡水環境であると推定された。



黒：美保関，白：鹿島，
 灰：古金ほか（1994）CNS分析結果
 ※ TOC/TS 値で、0 付近は重複点がある。

図2. 全有機炭素/全硫黄濃度比のグラフ

4. 考察

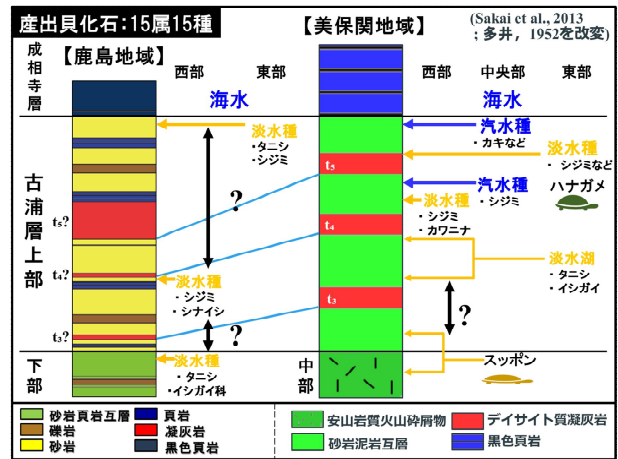
以上のことから、産出化石に基づく古環境を復元する。美保関地域における古浦層上部の古環境は、河川が注ぐ湖沼環境から始まり、最上部の t₅ 凝灰岩の層準付近では、笹子周辺、古浦層・成相寺層境界の層準付近では、法田周辺で海水の影響を受ける汽水環境であったと推定される。この結果から、美保関地域では、2回汽水化したと推定される。一方、鹿島地域の古浦層上部の古環境は上位の海成層である成相寺層の堆積まで、一貫して河川又は淡水湖環境であったと推定された。（図3.）

上記のことから、美保関地域は海水が流入しやすく汽水にも淡水にも水質変化しやすい環境であったと推定される。一方で、鹿島地域は海水が流入しない淡水湖か、河川の影響が強い環境と推定される。美保関地域で見られた2回の汽水化は、美保関地域から先に大地が開き、日本海が誕生したと推定することができる。このことは日本海形成プロセスの重要なデータになりえる。

5. 結論

結論としては、美保関地域と鹿島地域の古浦層上部からは、貝化石が全15属15種、亀化石が全2属2種産出した。産出化石に基づく古環境変遷を検討すると、美保関地域では

2回海水が流入し、汽水化したことが示唆された。それに対し、鹿島地域では、古浦層上部全体を淡水環境と示唆し、成相寺層との境界で日本海が形成されたと推定される。このことから、汽水化を繰り返している美保関地域から先に日本海が形成されたと推定される。



※矢印：化石産出層準

図3. 古浦層産化石に基づく古環境変遷図

・引用文献

鹿野和彦・中野 俊, 1985, 美保関地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 28p.
 古金典隆・今岡裕作・上田康博・三瓶良和・鈴木德行, 1994, 島根半島中新世古浦層・成相寺層境界部泥岩の有機炭素・硫黄濃度からみた日本海海進。島根大学地質学研究報告, no. 13, 57-67.
 大平寛人, 2015, 島根半島に分布する中新世火砕岩のジルコンとFT年代。フィッシュン・トラック, ニュースレター, no. 28, 1-5.
 多井義郎, 1952, 島根半島中央地区の層序と構造-島根半島第三系の地質学研究(その1)。地質雑, vol. 45, p529-532.
 Sakai, T., Furukawa, A. and Kawano, S., 2013, Stepwise environmental changes in the lower Miocene Koura Formation, southwest Japan, associated with Japan Sea evolution. Jour. Geol. Soc. Japan, 119, 285-299.
 Suzuki, K., 1949, Development of the fossil non-marine molluscan faunas in eastern Asia. Jap. Jour. Geol. Geogr. 21, 91-133.

岩手・宮城内陸地震を引き起こした活断層について (10 年間の研究成果のレビュー)

東北大学災害科学国際研究所 遠田 晋次

1. はじめに

2008 年岩手・宮城内陸地震 (M7.2) は、事前に明瞭な活断層が特定されていない地域で発生した。一方で、地震後の地質調査により、孤立した短い活断層の存在や断層変位の繰り返しが明らかになった。同地震は、地震本部の長期評価に影響を与えただけではなく、原子力規制委員会の審査ガイドの一部見直しにつながった地震でもあった。本発表では、同地震を引き起こした活断層について、地震後の調査結果を概説し、短い活断層評価のあり方を議論する。

2. 岩手・宮城内陸地震の地表地震断層

岩手県奥州市、宮城県栗原市で最大震度 6 強を記録し、斜面災害を中心に被害をもたらした岩手・宮城内陸地震 (M7.2) は、北上低地西縁断層帯の南端である出店断層以南の活断層未認識域で発生した (図 1)。余震分布は、北北東走向に 40km で広がり、余震域南端には鬼首カルデラ、鳴子カルデラに沿って余震が浅くなる傾向がある。地表地震断層は、これらの余震域の東縁に約 20km にわたって断続的に出現した¹⁾。

これらの地表地震断層は、地表での平面・断面形状などから、本震のメカニズム解と調和的な西北西一東南東方向に主圧縮軸をもつ逆断層による変形と解釈された。地震断層沿いの上下変位量および水辺短縮量は概ね最大 50cm であったが、南端部の宮城県栗原市荒砥沢周辺では東西 800m にわたってメートルオーダーのずれを持つ地震断層が現れた²⁾。

3. 断層変位地形と平均変位速度

地震後の空中写真判読や航空・地上レーザ計測によって、震源北方の国見山南麓に逆向き低崖、磐井川沿いの岡山地区、支流の小猪岡川沿いの柺木立地区において、段丘面上の低断層崖や撓曲地形が検出された^{3), 4), 5)}。また、メートルオーダーの変位が見られた荒砥沢ダム北方においても航空レーザ測量結果か

ら、地震前にも明瞭な断層崖が確認された⁵⁾。地震断層はほぼこれらの断層変位地形沿いに出現したことがわかった。ただし、それぞれ変位地形は孤立し、最長でも 4km と短い。

一方で、地震断層の一部は地質構造境界上 (餅転-細倉構造線⁶⁾) に位置していることが指摘され⁷⁾、地震後の詳細踏査でも地震断層の多くが、地質境界に位置することがわかった。変位地形とともに、累積変位をもつ「活断層」であったことが確認された (例えば⁸⁾)。特に、岡山地区磐井川支流の産女川沿いの地質踏査とボーリング調査では、中新統の砂岩・シルト岩・凝灰質礫岩のシーケンスが逆断層によって 36m 上下変位していることがわかった⁹⁾。従来提唱されているように、奥羽脊梁山地東縁の断層活動が 50~20 万年以降に始まった¹⁰⁾ と仮定すると、平均上下変位速度は 0.02~0.18 mm/年となり、C 級もしくは B-C 級境界付近の活動度となる。

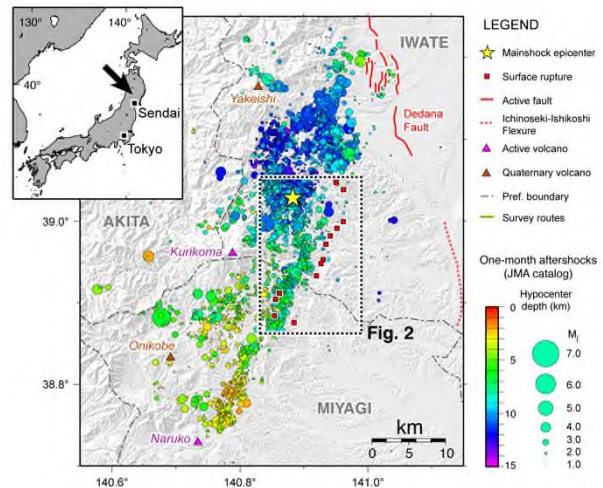


図 1. 岩手・宮城内陸地震の震央、余震、地表地震断層、周辺活断層の分布¹⁾

4. 最近の活動履歴

岩手・宮城内陸地震に先行する活動を明らかにするため、同地震の地表地震断層沿いでは、2010 年にかけて 6 地区計 11 箇所でのトレンチ調査が実施された (図 2)^{3), 11), 12)}。そのうち、6 箇所では岩手・宮城内陸地震以前の活動を示唆する痕跡が報告されている。2008

年地震前の休止期間を示唆する年代値なども考慮すると、概ね平均活動間隔は3千年~1万年弱程度で、B級程度の活動度であった可能性がある。ただし、岡山地区では2万年を超える長い活動間隔も報告されており¹¹⁾、C級活断層の可能性を指摘した同地区でのボーリング調査と矛盾するものではない。いずれにしても、イベント年代は必ずしも地区間で一致するわけではない。また、岡山地区では、1つ前の活動時の上下変位量が2~2.5mで、地震時の変位量も変動する可能性が指摘されている。2008年地震が繰り返されるような単純な固有地震モデルでは説明できそうもない。

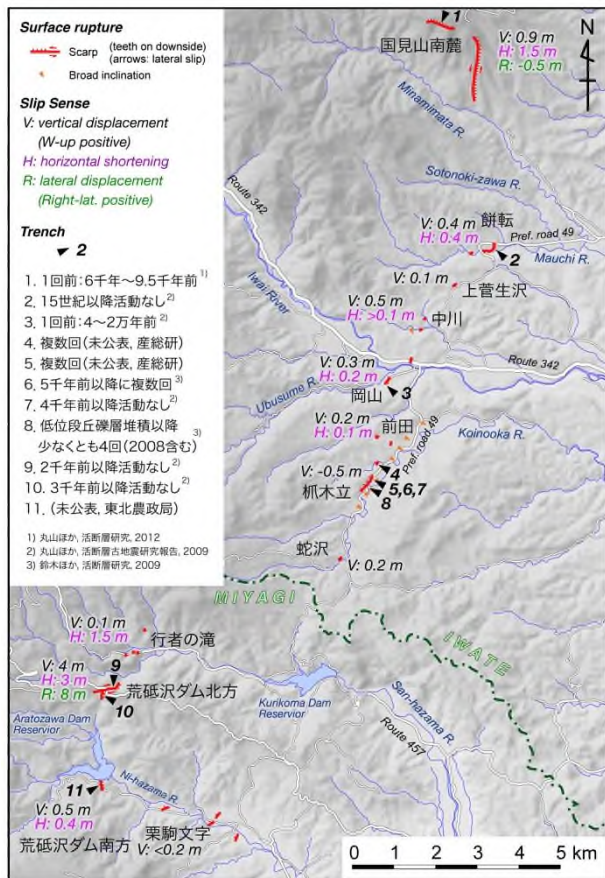


図 2. 岩手・宮城内陸地震の地表地震断層の分布と変位量¹⁾、その後のトレンチ調査結果の概要

5. おわりに

岩手・宮城内陸地震で見られたような分散し断続的に現れた地表地震断層は、震源断層と直接素直に連続するとは考えにくい。従来の活断層の考え方とは異なり、深部の震源断層の動きが地表近傍の弱面群や地質断層などを利用して複雑に変位したものとみることができる(いわゆる「結果としての活断層」)。

ただし、トレンチ調査や詳細地形判読によって、後期更新世以降(もしくは完新世)に複数回の断層活動があったことは確かであり、事前に高精度の調査を行っていたならば、M7規模の地震発生を想定できた可能性がある。複数の分散した短い活断層群は、地下では1つの大きな震源断層として潜在していると考えられるものである^{13), 14)}。しかし、一方では、熊本地震時の多数の誘発断層変位に象徴されるように、短い活断層は必ずしも単独でM7クラスの震源になり得ず、周辺の主要活断層の動きに反応して受動的に浅い部分に変位するという考え方もある^{15), 16)}。今後、短い活断層を評価する際には、地表と地下の断層との連続性や能動・受動変位を区分する特徴をさぐることが重要となる。

文献

- 1) 遠田ほか, 2010, 地震, 2, 62, 153-178.
- 2) 吉見ほか, 2008, 活断層研究, 29, i-ii.
- 3) 鈴木ほか, 2008, 活断層研究, 29, 25-34.
- 4) 国土地理院, 2009, 国土地理院技術資料D・1-No. 541.
- 5) 丸山ほか, 2009, 活断層研究, 30, 1-12.
- 6) 片山・梅沢, 1958, 地質図幅「鬼首」, および同説明書, 地質調査所.
- 7) 佐藤ほか, 2008,
http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/TOPICS_0L/D/Iwate2008/geol/ 2018年7月3日参照.
- 8) 遠田ほか, 2009, 活断層研究, 30, 47-53.
- 9) 遠田ほか, 2009, 活断層研究, 30, 23-30.
- 10) 栗田, 1988, 月刊地球, 10, 586-591.
- 11) 丸山ほか, 活断層・古地震研究報告, 9, 19-54.
- 12) 丸山ほか, 2012, 活断層研究 36, 11-22.
- 13) 井上ほか, 2002, 地震, 54, 557-573.
- 14) 島崎, 2008, 活断層研究, 28, 41-51.
- 15) Fujiwara et al., 2016, Earth, Planets and Space, 68, 160.
- 16) 遠田ほか, 2018, 地盤工学会誌, 33, 22-25.

2008年岩手・宮城内陸地震時の斜面災害と地形地質条件

—災害からの教訓を生かす—

国際航業株式会社 高見 智之

1. はじめに

多くの斜面災害をもたらした2008年宮城岩手内陸地震から10年が経過した。これまで災害復旧や発生機構究明のため、多くの調査研究解析が行われてきている。しかし、個々の斜面災害については具体的な対策のために成果が得られているが、多数の災害事例を俯瞰してその中から今後に生かすべき教訓を得る努力はまだ途上にあると思われる。災害前の地形・地質情報をもとに、発生した斜面の地震時の災害危険度を事前に評価できるかが課題であると考えられる。

本報告では、これまで公表されてきた多くの調査研究の成果を踏まえて、災害の実態を整理し、地形地質条件を整理することによって、有益な教訓を得るための方向性を検討する。

2. 災害事例

2.1 祭時・祭時東地区

この地区では祭時大橋の落橋だけでなく、その東の地区でも多くの斜面災害が発生した。特徴的なことは、震源直上の強震動に起因すると思われる軟岩の岩盤破壊（初生的な岩盤すべり）である¹⁾。流れ盤をなす地質不連続面と尾根型凸状斜面の組み合わせで発生している。



写真1 祭時東地区の岩盤崩壊

2.2 耕英地区

火砕流台地の縁辺部で連続的な斜面崩壊とそれに続く土石流で大きな被害を出した。硬質な溶結凝灰岩の下位に軟質な軽石質凝灰岩層があるキャップロック構造が特徴である²⁾。

崩壊土砂は斜面下部にとどまることなく流動化し、谷を土石流となって流下した。破碎された軟質軽石質凝灰岩が土中の水分を放出することによって流動化した可能性がある。



写真2 耕英地区の崩壊土石流の素因となった溶結凝灰岩と下位の軽石質凝灰岩

2.3 荒砥沢地区

大規模なスプレッド型の地すべりを生じた荒砥沢地すべりのほか、御沢地区、シツミクキ沢地区などでも類似の崩壊性地すべりが発生した。カルデラ湖沼成堆積物の軟質な凝灰質砂岩シルト岩互層がすべり面形成層とされている。水平に近い低角度のすべり面で大きく滑動する条件とはどのようなものが課題である³⁾。

また、近傍に地表地震断層が出現していて、これと斜面変動の関連性も課題である。

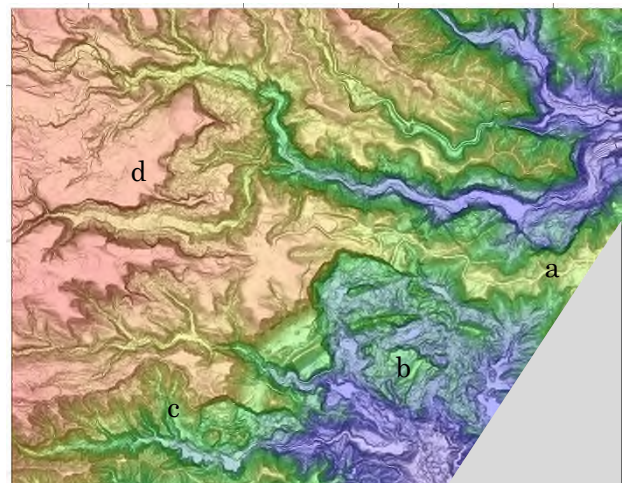


図1 荒砥沢地区の斜面災害の分布と地形 (a: 御沢地区, b: 荒砥沢地すべり, c: シツミクキ沢地区, d: 耕英地区)



写真3 荒砥沢地区に分布するカルデラ湖沼成堆積物の凝灰質砂岩シルト岩互層

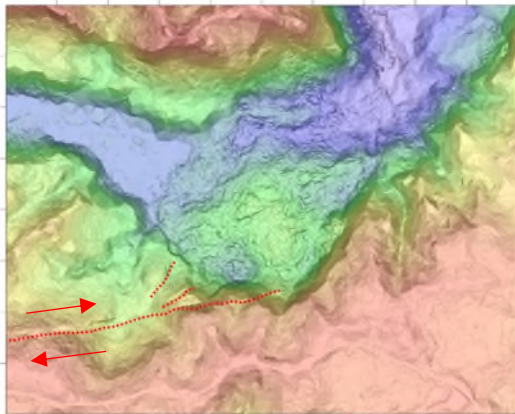


図2 御沢地区の地すべり性崩壊と地表地震断層

2.4 一迫川流域

溶結凝灰岩とその下位の凝灰岩類の作るキャップロック構造に起因する規模の大きい斜面崩壊が多数発生した⁴⁾。この中の一部は崩壊前の地形で斜面の重力変形が進んでいた可能性が指摘される。火砕流台地を開析する河川の侵入に伴う遷急線とキャップロック構造の組み合わせが素因として抽出できる。



写真4 一迫川流域の湯浜地区の崩壊

3. 地質地形条件からの類型化

上記の事例から、同じ地震を誘因としても地区によって災害の発生形態や規模が異なることが明らかである。内陸地震の震源域の近傍では、それぞれの地域の地質地形条件によって、特徴的な災害形態が発生する⁵⁾。地震

時斜面災害の事例を地形地質条件から類型化し、類似の条件では類似の形態と規模の災害のリスクを評価することが可能になると思われる。

表1 地震時斜面災害の類型化案

斜面変動タイプ	地形条件	地質条件	地震のタイプ	代表事例
1 流れ盤地すべり再活動型	逆巻型地すべり地形 谷地尾端型地形	層厚さが7~30度の流れ盤構造で、凝結-凝灰岩型地すべりが形成されている。	直下型	・2008年岩手宮城内陸地震（地野上、高田区） ・2004年中越地震（厚川流域東川沢ほか多数） ・1999年台風暴風雨（九谷二地区、草嶺地区）
2 層理面並進型初生変動	・台地伏尾傾斜断面で、先端一側方が解放されている。 ・メサの dip slope。	・層理面などシャープな不連続面が7~30度の流れ盤を形成。 層理面に連なる分層面があり、板状一方向のブロックになりやすい。	直下型	・2004年中越地震（一ツ穂地すべり） ・2007年中越中越地震（柳ヶ森） ・2008年岩手宮城内陸地震（巻掛地区） ・2011年福島の地震（上巻掛地区）
3 ラテラルスプレッド型	火砕流台地縁辺~丘頂部 山地の開析谷進入斜面	軟質凝灰岩や層状堆積砂岩の層理面（傾斜程度の傾斜~水平構造）	直下型	2008年岩手宮城内陸地震（巻掛区）
4 重力変形斜面崩壊型	尾端型斜面に概小段差や傾斜凹地。崩壊先縁を河川侵食	・砂岩や砂岩質凝灰岩など、高角な集積の発達した集積性凝灰岩	直下型	・2011年3.11地震（才助地区）
5 火砕流台地縁辺崩壊型	火砕流台地に開析谷が連入して急斜面を形成。	スコリア・軽石・火山灰が厚く堆積。もしくは軟質凝灰岩上に海陸凝灰岩や溶岩が載るキャップロック構造	直下型	・2008年岩手宮城内陸地震（一迫川流域の崩壊、餅茶地区）
6 火山体崩壊型	成層火山体で開析谷が連入した台地崩壊や谷開析	スコリア層、軽石層、溶岩層が厚く堆積して堆積する	直下型	・2008年岩手宮城内陸地震（御岳山火砕流崩壊） ・1984年長野県西部地震（御岳山火砕流崩壊）
7 降下火山灰層流動型	傾斜斜面型斜面	降下軽石層や火山灰が層状に堆積	海溝型	・1968年十勝沖地震（八戸県内） ・2003年三陸沖地震（稲野町） ・2011年3.11地震（東ノ光等） ・1995年兵庫県南部地震（仁川地すべり） ・1978年宮城県沖地震（山形市宅地造成盛土） ・2003年三陸沖地震（釜淵町高層地すべり） ・2011年3.11地震（福島市沢井、仙台市宅地盛土）
8 谷埋め盛土型	谷型斜面、造成地	盛土材が堆積砂岩やマサなどで谷地を埋め盛土造成されている。崩壊型	直下型および海溝型	・2008年岩手宮城内陸地震（杜枝原路陥没崩壊やシルト岩など）
9 亀裂性岩盤崩落型	急流斜面、崖岩断面、崩壊崖	節理や小断層などにより分層面が形成されている岩盤。凝結凝灰岩やシルト岩など。	直下型および海溝型	・2008年岩手宮城内陸地震（杜枝原路陥没崩壊やシルト岩など）

4. 災害履歴のアーカイブ化と分析の提案

地震時災害事例はここに挙げたものだけでなくほかにも多数あり、調査研究が公表されていない事例も多数あると思われる。これらを含めて、災害事例を風化させることなくアーカイブ化し、これらを活用して研究を進めていくことが、災害からの教訓を有効に活用する方法と思われる。これには学会規模で取り組む必要があり、今後の支部でも取り組んでいくことを提案する。

文献

- 1) T. Takami et al (2010): Rock mass failure in the Maturube area caused by the June 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake. Proceedings of 11th Congress of the IAEG 2010, pp.715-722
- 2) 木下篤彦・柴崎達也・橋本 純・長谷川陽一・三森利昭・岡田康彦 (2012): 2008年岩手・宮城内陸地震により発生した栗原市耕英地区崩壊地の地盤特性。砂防学会誌, vol.65, No.2, p.3-11.
- 3) 風間基樹・森友宏・株木宏明・松井哲志 (2011): 荒砥沢ダム上流部で発生した地すべりの滑動計算とその考察, 日本地震工学会論文集 第11巻, 第5号 (特集号)
- 4) 大丸 裕武, 村上 亘, 多田 泰之, 岡本 隆, 三森 利昭, 江坂 文寿 (2011): 2008年岩手・宮城内陸地震による一迫川上流域の崩壊発生環境, 日本地すべり学会誌 / 48巻 (2011) 3号, p. 147-160
- 5) 高見智之 (2014): 東北地方の地震時斜面災害の特性と類型化の試み, 日本応用地質学会講演論文集

141年後の遭難碑建立と災害伝承

(1611年慶長会津の地震 飯谷山・山崩れの事例)

(株)東北開発コンサルタント 橋本 修一, 元福島県立博物館 竹谷 陽二郎

1. はじめに

慶長会津の地震は、慶長三陸津波のほぼ2か月前、1611年9月27日(慶長16年8月21日)午前に発生、若松城下とその周辺において甚大な被害をもたらし、被害程度からM6.9と推定されている¹⁾。この地震による飯谷山山崩れで被災した福島県西会津町小杉山地区には、地震の141年後に遭難碑「見宝塔」が建立された。遭難碑は現在、祠に収められ災害記憶を現在に伝えている。

ここでは、見宝塔に刻まれている碑文、会津藩の公式記録並びに現地調査結果を基に、遭難碑と災害伝承を紹介し、災害記録とその貴重性、さらに同様の山地斜面災害の危険度予測のための検証の必要性について述べる。

2. 慶長会津の地震による地質災害の概要

慶長会津の地震は西傾斜の会津盆地西縁断層系が震源で、震源域となった会津盆地西側の山間地では南北60kmにわたって複数の山崩れ、地すべり等が発生し、沼も各所に生じたとされる¹⁾(図-1)。

阿賀野川が会津盆地出口で堰止められ「山崎湖」が生じ、『寛永の末に消失』¹⁾するまで盆地西側を水没させているが、堰止めの詳しい状況は今も決定されていない。

西会津町の飯谷山(標高783m)西側の山崩れも同地震による山間地の数多い山崩れ・地すべりの地質災害の一つである。

『新編会津風土記』²⁾によると、飯谷山が崩れて大杉山村の家屋と100余名を埋め、わずかに生き残った5名が端村であった現在の小杉山集落に移り住んだとされ、埋没した大杉山集落付近に現在の『白沼』が生まれたものと読める。従来、消失した旧大杉山集落の具体的な位置と山崩れの範囲について、ある程度の知見は得られていた³⁾。

なお、今回の調査で、従来知見では必ずしも明確ではなかった慶長地震時の山崩れで生じた岩屑堆積物の分布をほぼ特定し、それは後述の大きな地すべり地形の中でもかなり限定的であるとの確信を得たが、それは別途報告したい。

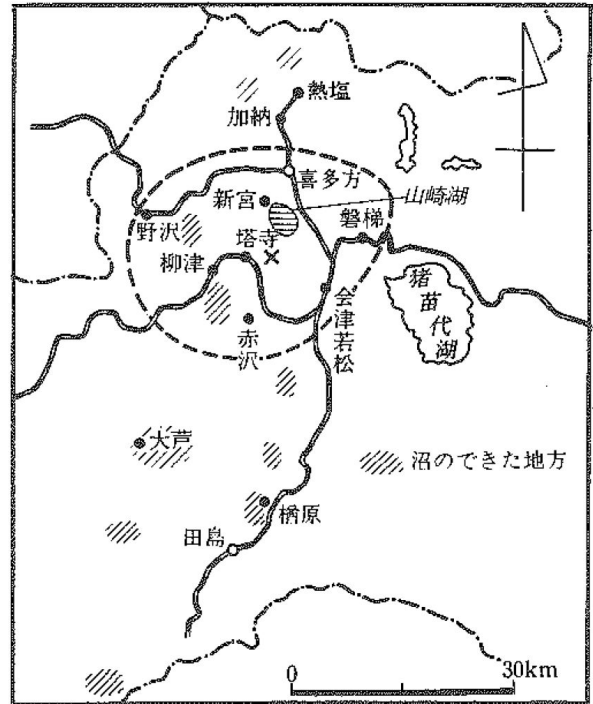


図 085-1 震央地域

図-1 慶長会津の地震による被害の図¹⁾

3. 飯谷山とその周辺の地形・地質

飯谷山の西側には、複数の大規模な地すべり地形が判読されていて⁴⁾、先述の白沼、小杉山集落も南北約1.3km、東西約1kmに及ぶ地すべり地形に含まれる。池田ほか⁵⁾の手法による立体地形図により、大規模な地すべり地形内の微地形が容易に理解できる(図-2)。

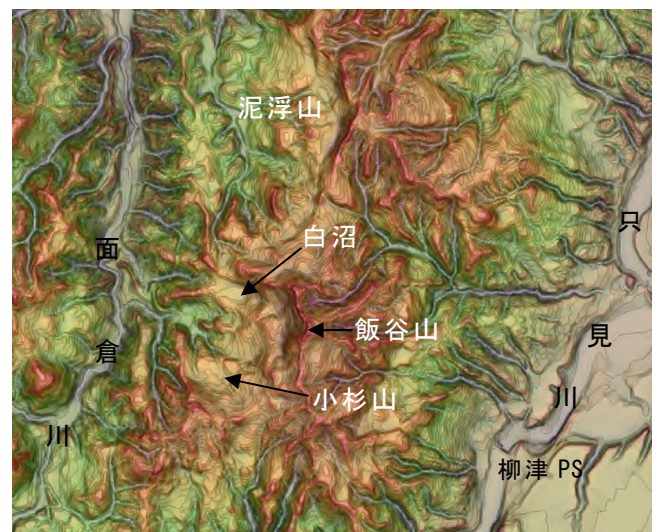


図-2 飯谷山とその周辺の立体地形図

飯谷山は流紋岩の貫入岩，その周辺は主に火砕岩からなり，いずれも中新統とされている⁶⁾．白沼周辺には大小様々の流紋岩塊が不規則に分布し，その背後に流紋岩からなる急峻な尾根筋が南北に延びる．岩塊の分布から，当該地震時の山崩れの範囲を推定することは可能である(写真-1)．



写真-1 白沼南西から東方を望む．細長い台地上に巨大流紋岩塊が散在する．

4. 141年後の『見宝塔』建立

遭難碑は、『大杉山村慶長地震遭難者供養塔』として，西会津町指定文化財(昭和60年7月30日指定)になっている．建立は地震被災から141年後の宝暦2(1752)年である．なぜそれほど時を経てからの建立か，地元では伝説もあるようだがここはさておく．

碑は淡灰白色の流紋岩質火砕岩で，3面に碑文が刻まれている．現在は風化，肌落ちのためかなり読みづらい．碑文については会津藩の公式地誌に詳細な記述がある．

例えば，「表に見宝塔、右の脇に伏惟相当過去各々老若男女百有余亡者百五十箇年而泰造立七宝塔以伸供養時立、左の脇に大楢山村慶長十六年辛亥八月二十一日之昼飯谷山拔落一村男女土中埋死、宝暦二壬申八月二十一日村中寄進と彫附あり」²⁾とある．実際の右の脇にはさらに文が続いており(写真-2)碑文の全てが記載されてはいない．

ただ，集落の移転した距離や理由も，「・・・因て小杉山村を併せて本村とし，今の地より南十三町，古屋敷と云所に移り居りしが，耕作の便あしく正徳四年又今の地に移りしと云・・・」²⁾とあり，現地の状況とも照合すると，地震時の山崩れ被害は大きな地すべり地形内の一部に限られることも推定できる．

5. おわりに一災害の記録・記憶の伝承

三陸地域では津波災害に関する災害碑が多数残され，2011年東北地方太平洋沖地震後も，



写真-2 供養塔「見宝塔」の右の脇面

「災害遺構」の保存議論がなされた．

西会津では，400年以上前の地震災害，141年後の供養塔建立，さらにその50年後の地誌記録，現在も遭難した人々の子孫によって祭られている碑が災害の記憶を伝えている．

碑文，古文書の記述に加えて，沼底も含めた詳細微地形表現など現代の技術を踏まえた視点で現場を検証する必要がある．災害記憶・記録を確実に残すことで，類似した地形・地質条件下での災害発生予測も可能になることが期待される．

文献

- 1) 宇佐美龍夫ほか(2013):日本被害地震総覧, 東大出版会
- 2) 新編会津風土記(1803~1809年)第4巻
- 3) 竹谷陽二郎(2011): 3.大杉山村の埋没, 2011年福島県立博物館特別展示資料.
- 4) 防災科学技術研究所地震ハザードステーション(J-SHIS)_地すべり地形 <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>
- 5) 池田浩二ほか(2017):立体地形図を用いた地すべり地形判読と危険度評価, 応用地質学会東北支部第24回研究発表会講演集. pp.7-8.
- 6) 高橋浩ほか(2010):20万分の1地質図幅新潟(第2版)

一般社団法人日本応用地質学会 東北支部
第 25 回研究発表会講演集

平成 30 年 7 月 17 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/>
