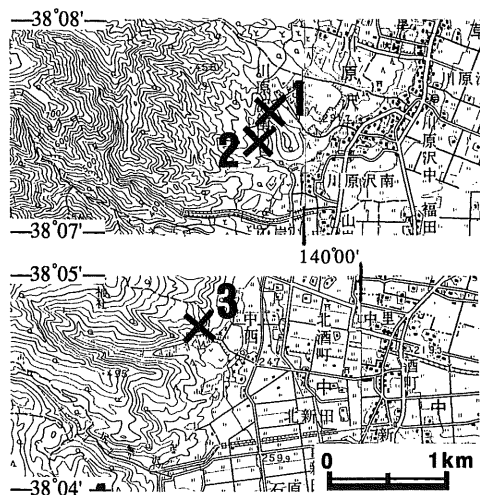


## 長井盆地西縁山脚部の第四系

山野井 徹 (山形大学理学部地球環境学科)

従来、長井盆地(白鷹町, 長井市, 飯豊町にわたる)西縁部の地質は, 山地側は花崗岩と新第三系中新統からなり, 山脚部の扇状地あるいは崖崩れ堆積物などを経て平野部の沖積層に連なるとされていた(山形県, 1971; 同, 1972). 近年, 山脚部に広域農道が造られ, その切り取り法面が現れたり, 一部が採石場となるなど, この部分の地質が断片的ではあるが良好に観察される機会が増えた. こうした露頭や採石場の法面は保護工で覆われることが多いので, 観察した露頭は記録・公開することが望まれる. また, この区域は従来から活構造があるとされていた(活断層研究会, 1980). このことから活断層調査がなされた(山形県, 2001). その際, 地表踏査が行われ, 従来の地質やその分布(山形県, 1971; 同, 1972)が修正された地質図ができています(山形県, 2001).



図一 観察露頭位置図(5万分の1地形図「手ノ子」, 「赤湯」を使用した)

### 露頭一

この露頭の下部は水平層で, 基質支持の大礫層である. 礫は亜円礫で淘汰が悪く, 礫径は最大70cm程度である. 礫種はほとんどがアルコースで, ときに花崗岩, 硬質頁岩を含む. 礫はいずれも風化して軟質である. 上位へは20~80cmの砂質層を夾むが, その上位では礫径が小さくなる(層厚約2m).

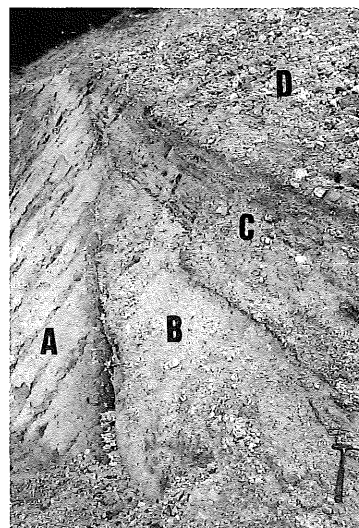
上部は基質部が多いローム質礫層である. この最下部は約1mの赤色土化した後に運ばれた円礫層(礫径5~10cmが多い)で, いわゆるクサレ礫化している. 上位へは褐色のローム質層となる. 上部層もほぼ水平層であるが, 地表近くでは地表地形にほぼ平行にローム質層が堆積している.

下部層は土石流的な堆積物と考えられる. 赤色土化した円礫層はそれまで長期間安定していた後背斜面が急激に浸食の場所と化し, ここに運ばれたものである.

### 露頭一 2

本露頭は露頭一から約400m南にある. この露頭の過半数はコンクリートの擁壁で覆われて見えない. 地層は傾斜しているため, 擁壁より上の北端で下位が見える(図一2; 各地層に記号を付けてある). 最下部のA層は5m以上で淘汰不良の泥層(円礫交じり砂質泥層)である(この部分が露頭下半部を占めて, 崩壊することから擁壁が設置された). A層の上位は青灰色の泥から最上位では泥炭質粘土となる. B層は淘汰不良の砂質礫層で下のA層をシャープに覆う. C層は礫交じりの砂層で平行なラミナが発達している. D層は亜角礫の硬質頁岩とアルコースの円礫が主体であるが, 硬質頁岩が主体の部分とアルコース礫が多い部分とがある. それぞれの基質も同質の細礫が主体であるが, まれに安山岩や花崗岩の礫を交える. この礫層は10m以上の厚さが認められるが, ときに薄い砂質なレンズ層を夾さむ.

この地層で特異なことは, B~D層がA層に単純にアバットしているように見えるが, これら4層は互いに傾斜が異なる累重関係にある. すなわち4層の走行はN30~40°E, 傾斜がA:60°, B:約55°, C:45°, D:約30~25°でいずれも南西(盆地側)にある. こうした特異な重なりは, その成因も異常なものと考えられる. すなわち, A層



図二 一見A層に単純なアバット関係で累重するようであるが, それぞれの地層の傾斜が異なる珍しい地層構造である

とC層は水域の堆積物であるから堆積時は水平層であった. その間のB層も水平に堆積したものとすれば, これらの地層は傾動斜面の盆地側の水域を埋めるように堆積したものと考えられる. 異なる傾斜での各層の形成は, 傾動運動が一律に進んだのではなく, 周期的な断層運動とその後の一定の堆積環境の継続を意味するものと考えられる.

### 露頭一 3: 飯豊町中西の採石場(五十鈴建材)

見学会で訪れた場所である(図一3). ここの露頭は採石後, 整地段切りされた法面である. 見学した部分は斜面中位の段切り部で, 2段の犬走により3つの法面に分割さ



図-3 飯豊町中西の採石場（五十鈴建材）

れた露頭である（図-3）。

最下部の法面は中央部に赤色土化の進んだ砂質泥岩、アルコース、アルコース質礫が互層（以後「砂・泥層」という）をなしている。赤色化の程度は単層によって異なることから堆積後の地表風化で赤色化したものではなく、赤色土化した碎屑物が堆積したものである。層理面は走行N40～55°Eで傾斜70～80°S（盆地側）の構造をもつ。砂・泥層の下位の礫層は不規則な断面を見せる。この礫層は基質は少なく、亜角礫ないし角礫を主体とする。礫種は硬質頁岩で、それ以外の礫種をほとんど含まない（以後「下位角礫層」という）。このような一連の砂・泥層や下位角礫層の固結度はピックハンマーが容易に突き刺さる程度に低い。これらの傾斜した地層を不整合に、凹凸をもって礫層が覆う。この礫層は下位角礫層と同様な硬質頁岩であるが、円磨度はやや悪く角礫に近いものが主体である（以後「上位角礫層」という）。この上位角礫層の上方はローム質の基質部が増える角礫質ローム層となり、さらに上方の一部は堆積後の赤色土化を受けている。最上部はクロボク土質に移化する。

砂・泥層はその固結度が低いことから新第三系ではなく、更新統でも数十万年前程度の若い時期のものと考えられる。固結度が低い割には異常に急傾斜であることから、その原因は構造運動以外に地すべり運動の可能性もある。大地すべりのブロックであるとすれば、乱れの少ない上位ブロックであろうから、円弧運動により山側に傾斜するはずである。しかし平野側に傾いていることから地すべりの可能性は低く、構造運動によるものと考えられる。ただし、このような若い更新統が急傾斜をもつことは、地質構造として異常である。

他方、上下2層の角礫層は硬質頁岩の同一礫種で構成されていることから崖錐性の堆積物である。こうした崖錐性の堆積物の間に、穏やかな水域で堆積した砂・泥層を夾むことも堆積学的には特異な現象である。こうした構造や堆積の異常は以下のように理解される。

この地域の山脚部の活断層調査により、この付近にも幾つかの活構造の存在が推定されている（山形県，2001）。西部の急峻な山地は花崗岩からなり、平地に近い部分は新第三系の硬質頁岩からなる（山形県，2001）。両者の関係はここでは一応断層としておく。こうした山体の脚部に図-4の上のような山側が上がる断層が硬質頁岩体中に生じた。このため断層崖の前面には硬質頁岩が崩落した崖錐が

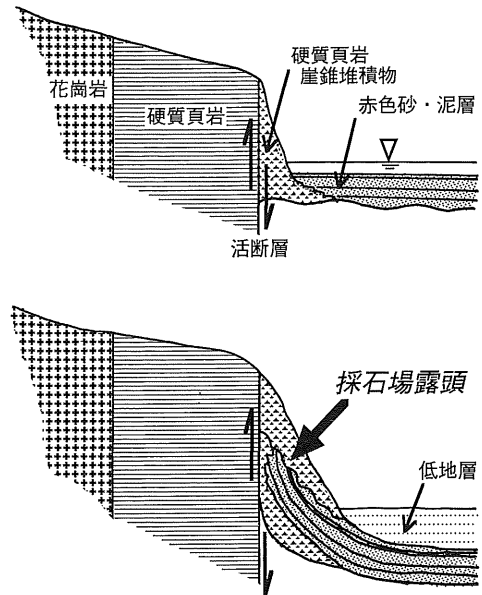


図-3 採石場露頭の地質構造の成因モデル

形成された。崖錐の東の低地側は水域となって後背地から運ばれた砂・泥層が堆積した。この砂・泥層は赤色風化を受けた花崗岩の碎屑物を主体としていることから、後背地の花崗岩体は長い間安定していたことが分かる。こうした堆積の継続は次の急激な運動（活断層）によって断たれると共に、大きく変形した。すなわち再び山側が上がる断層に盆地側の地層は引きずられて褶曲変形した。その直後、新たに生じた断層崖は再びその前面に崖錐を作った。これが上位角礫層である（図-4、下の図）。上位角礫層の上は風成の斜面堆積物である礫交じりローム質層に移化する。このことは付近の断層は今日に至るまで、活動していないことを意味する。

以上この区域の第四紀層はいずれも急激な構造運動を反映したものである。こうした第四系が現在の盆地面より高位にあることは、その後の（盆地側の活断層）運動により、山地側の上昇によるものと考えられる。

## 引用文献

- 活断層研究会（1980）日本の活断層。東大出版会  
 山形県（1971）5万分の1地質図幅「手ノ子」，同説明書。  
 山形県（1972）5万分の1地質図幅「赤湯」，同説明書。  
 山形県（2001）長井盆地西縁断層帯に関する調査（平成12年度地震関係基礎調査交付金）成果報告書。