

# 斜平山山塊おその沢上流部の地質と地形

米沢中央高等学校 科学部

## 1. 要旨

おその沢を沼倉沢が合流する200mほど下流から上流に向かって調査した。その結果、三郎沢山を回り込む河床露頭の走向・傾斜の変化から、褶曲軸トレンドが地形変動をもたらしている2本の断層の方向と一致し、北にプランジする背斜構造があると考えられ、この褶曲面に沿って断裂し、流路となっていると考えられる。おその沢の源流に近い左岸は、風化・破碎が著しく、安定した斜面である右岸と好対照をなしている。左岸は断層破碎帯の様相を呈している。

おその沢は断裂・開裂によって形成された地溝であり、圧縮応力による褶曲と引っ張り応力による地溝が隣り合っていることがわかった。この形成過程は、本地域が棚倉構造線のほぼ真上に位置していること(日本の地質「東北地方」編集委員会, 1989)と、日本海が開いたとき、東北日本において反時計回りの回転を伴っていた(Otofuji et al., 1985)ことを関連させて考えるべきではないか。

## 2. これまでのまとめと問題提起

おその沢は、羽山、愛宕山、笹野山、月山、天狗山、栃窪山、三郎沢山などの峰々からなる斜平山山塊を深く刻んでいる。米沢中央高等学校科学部(以下では米中央という略称で示す)はこの形成過程を考察し、東西方向の圧縮により生じた、船坂峠を中心とした共役断層沿いの応力による断裂(fracture)であると考えた(米中央, 2013)。

図1は、米中央(2013)のエクセルによる立体地図画像を回転して N22°W 方向北側から、60°の角度で俯瞰したものである。3本の黄色い点線は N22°W の平行線であるが、真中は船坂峠旧道の標高 420m 地点に立って、十二天の突抜沢と西向沼の方向を見通した線(米中央, 2012 の写真 22, 23)である。米中央(2014)はこの方向を測り、N22°W とした。同線上には米中央(2014)で述べた大滝、西向沼、沼倉沢がある(図2)。

この真中の線を挟んで、東側の平行線は笹野山(標高 660.2m)を南端とした標高 570m 以上の稜線の方である。また、西側の平行線は立石から三郎沢山の西側に延びている沢筋の延長が、東側 640m、西側 650m ほどの“ツインピーク”(山の名称がないので、このように呼ぶこととする)の鞍部を通り、天狗山の東斜面をかすめておその沢(大沢川)と大樽川の合流点に至る。真中と西側に約 600m 間隔で延びる2本の平行線は、斜平山山塊の地形変動をもたらしている断層であり、おその沢という地溝(graben, rift valley)を形成したと考えられる。米中央(2014)は、図2の Loc.(Locality:位置)2 において泥岩の走向・傾斜(N26°W, 38°N)を測定し、斜平山山塊の断裂や崩落地形の連続性がこの方向とほぼ一致することから、地形変動が走向断層によってもたらされたと考えたが、Loc.1 の断層粘土についての岩石学的な検証を行っていなかった。また、沼倉沢の合流点から上流は未踏査であった。本論ではこれらの不明な点を明らかにし、斜平山山塊の地形変動について述べる。

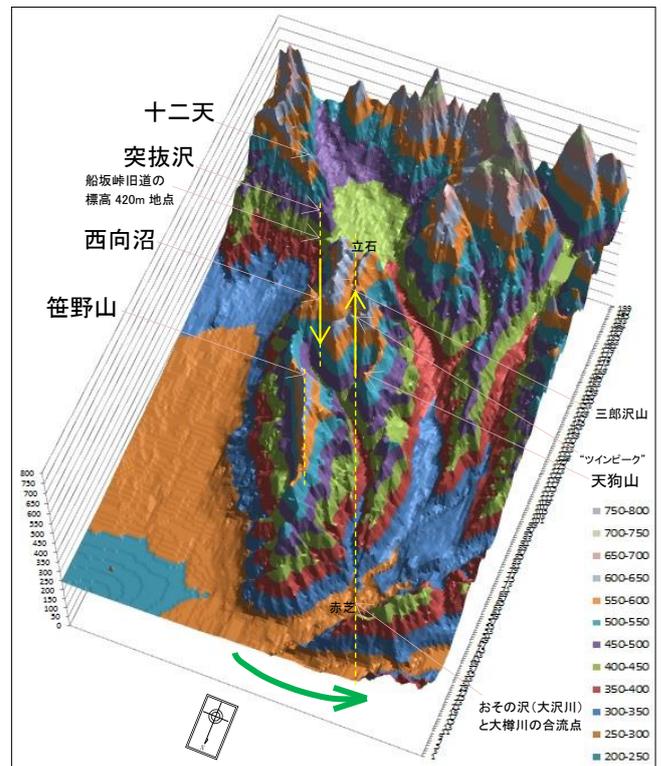


図 1. N22°W の平行線(黄色い矢印は左横ずれ断層, 緑色の矢印は反時計回りの回転. 平 27 情使, 第 322 号)。

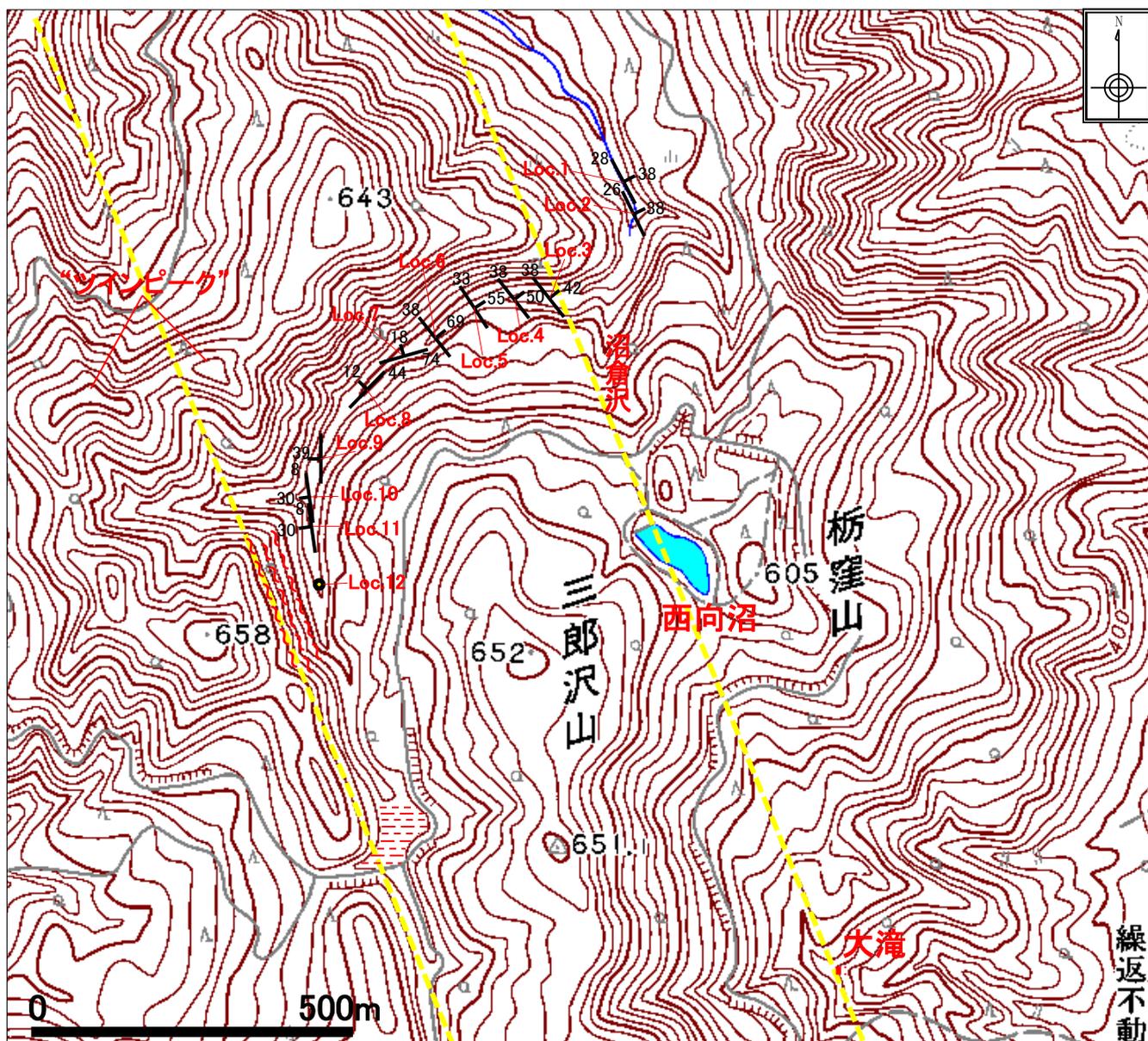


図2. 調査したルート沿いの走向・傾斜の変化と周辺地域(数値地図 1/25,000 米沢より抜粋, 平 27 情複, 第 401 号)  
 [黄色い点線は N22°W の方向(図1参照), 赤い字句と地図記号(破碎帯, 湿地, 滝)は書き入れたものである.]

### 3. 研究方法

地形図は、国土地理院発行の数値地図 25,000 分の 1 米沢を使用した。ダウンロードしたのちマイクロソフト・ワードに写して調査地の必要な範囲だけをトリミングして引き伸ばすことにより、ルートマップの原図とした(図2)。方位、走向・傾斜の測定はクリノコンパス(SHOWA SOKKI)を使用した。層理面が現れているところ(Loc.1~11:表1)を調査地点としたが、狭く深いV字谷のためGPS電波が弱受信となり、緯度・経度を調べるができなかった。そのためクリノコンパスで方向を見ながら、歩測と両岸の地形変化を確認して慎重に位置を決めたが、倒木が沢の流路をふさいでいる場所が所々にあり、そのような状況では、前進することが困難であった(写真-右)。なお、偏角補正は、米中央(2014)と同様に磁針方位を反時計回りに 8°回転させることにより行った。岩石学的検証が必要であると考えた2つの試料について、専門的な知識と技術を有する地質



Loc.8 と Loc.9 の中間付近。手前が北方向、向かって右側が左岸

コンサルタント(アースサイエンス株式会社)に薄片鑑定を依頼した。Loc.1 での粘土試料は、ねじり鎌を用いて白～淡黄色に変色した部分を削り、青灰色の新鮮な面を出して乱れないように袋に入れた。粘土層の厚さは約10cmで、青灰色の部分は数 cm の厚さであったが、走向・傾斜がわかる矢印を示すなど、定方位の印を付けなかったので、剪断センスは明らかにできなかった。もうひとつは、走向・傾斜が大きく変化したLoc.7の岩石試料である。また、調査ルート沿いで測定した走向・傾斜の変化について、ステレオネット解析を行った。

#### 4. 結果

まず、地質コンサルタントに依頼した薄片鑑定の結果について述べる。

##### Loc.1(資料-No.1)

断層形成のときなどに、再結晶作用があまり起こらない状態で、岩石がはげしい変形や破砕をうけることがある(カタクラスティックな変成作用;都城・久城, 1975)。写真 Loc.1 の左上はそのような状況と考えられる。破砕部が粘土状になった部分を試料としたが、2次鉱物のスメクタイト(Sm:smeectite)が変形に伴う面構造をつくって定向配列していることから、剪断変形が明らかとなった。定方位試料ではないので、断層の相対的な変位のセンスは不明であるが、地溝の内側における正断層による剪断と考えられる。米中央(2014)ではLoc.1の左岸を層理面とは思わなかったが、Loc.2の泥岩層理面(写真Loc.2)の走向・傾斜とほぼ同じ(走向 $2^{\circ}$ [目盛り1つ分]の違い)なので、Loc.1が層理面に沿った断層露頭であることが明らかとなった。これは走向断層(米中央, 2014)を裏付けるものと考えられる。



Loc.1の左岸, 断層粘土(スケールは折尺10cm).  
【Loc.1は米中央2014の写真9地点である。】

##### Loc.7(資料-No.2)

硬質で走向・傾斜が大きく変化するところであり(表1, 図2), 方形の節理あるいは裂かが多く見られたので(写真Loc.7), マグマの冷却固結時の収縮節理ではないかと思い、試料を採取した。結果は粒子配列による堆積構造が明瞭な泥岩であった。節理系は構造的な応力によるものか、地質体の隆起・削剥による地表付近での応力開放によるもの(日本地質学会地質基準委員会, 2003)と考えられる。



Loc.2の左岸, 流路屈曲部の泥岩層理面.  
米中央2014の写真10地点. 向かって右側が北方向.

また、Loc.1, Loc.7に共通する2次鉱物として、断面が円形のフランボイダル型黄鉄鉱(Py:pyrite)が見られた。これは熱水変質作用で形成される断面が四辺形などの



Loc.7 向かって右側が北方向.



Loc.4 河床に見られる層理面, 赤線は $N38^{\circ}W$ の走向方向. 南落ちの面( $N24^{\circ}W, 48^{\circ}S$ )は凹凸が見られる. 裂かあるいは侵食面と考えた. 向かって左側が北方向.

断面が四辺形などの黄鉄鉱の六面体自形結晶とは異なり、還元環境で泥が堆積中に細菌によってつくられる多数の多面体自形結晶のち密な球体状の集合体とされ、後背地に花崗岩類がある内湾などの還元的な海で堆積したと考えられる、ということであった。本地域の南には十二天という花崗岩体が隣接しているが、当時の堆積環境を知る指標となった。

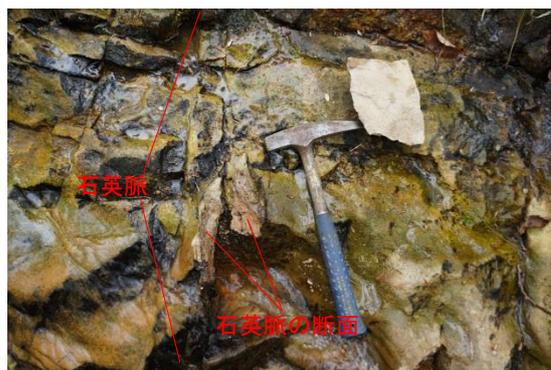
表 1. 測定した走向・傾斜の一覧表

Loc.	走向	傾斜	地質	備考
1	N28° W	38° N	泥岩	断層ガウジ
2	N26° W	38° N	泥岩	
3	N38° W	42° N	泥岩	
4	N38° W	50° N	泥岩	N24° W, 48° S の裂か面?
5	N33° W	55° N	泥岩	
6	N38° W	69° N	泥岩	
7	N74° E	18° N	泥岩	
8	N44° E	12° N	泥岩	
9	N-S	39° W	泥岩	
10	N8° W	30° W	凝灰岩	
11	N8° W	30° W	凝灰岩	N62° E, 50° S の石英脈

Loc.10(写真)の間に泥岩と凝灰岩の境界があると考えられ、状況と位置、傾斜をみると、整合関係で凝灰岩は泥岩の上位層である。Loc.11 には地形変動をもたらしている断層の方向(N22° W)とほぼ直交する走向(N62° E)で、南落ち(50° S)の石英脈(厚さは約 5cm: 写真 Loc.11)が見られた。これは断裂・開裂した隙間に貫入してきたものと考えられ、地下での火成活動を伴った地殻変動があったと想定されるが、発見したのはこの1箇所のみである。



Loc.10 凝灰岩の層理面, 向かって右側が北方向。  
[泥岩の上に整合で重なっているようである。]



Loc.11 凝灰岩層に貫入した石英脈(N62° E, 50° S)の断面。  
ハンマーで割って横に置いた。向かって右側が北方向。  
[ハンマーの右上は崖錐堆積物の凝灰岩。]

図2を見ると、沼倉沢から三郎沢山を回り込むおその沢の河床に露出する層理面の走向変化は、上流へ向かって、北北西-南南東→北西-南東→東北東-西南西→北東-南西→南北→北北西-南南東となり、傾斜の変化は東北東落ち→北東落ち→北北西落ち→北西落ち→西落ち→西南西落ちとなっている。この変化を見ると、Loc.1 より上流側でのおその沢の流路は、上に凸の背斜構造の褶曲面に沿っていると考えられたので、岡本・堀(2003)に従って、ステレオネット解析を行った(図3)。その考え方と方法についてまとめると次のようになる。

三次元の現象を平面に表現するために、ウルフネット下半球投影の手法がよく用いられている。一般に地層面や断層面などは大円で表されるので、ネットの上にトレーシングペーパーを重ねて、その上でコンパスと定規を使って、ネットの基円と半径の等しい円や東西・南北の直径を引いておき、北をはじめ方位も記入しておく。そして、中心をピンで留めトレーシングペーパーを自由に回転できるようにする。このような準備をして、表1の Loc.1 ~ Loc.11 の走向・傾斜から各層理面を投影して大円に沿った弧を確認する。この状態でネットの東西直径に沿って大円から 90° の点が極(P: Pole)であり、図3に P1~P11 で示した。理想的な褶曲の場合、層理面の極は常に褶曲軸に対して直交するので、先ずプロットした全ての極をなるべく通るようにトレーシングペーパーを回して大円Cを決める。この大円が示す平面は求める褶曲軸に対して垂直であるから、この面の極Aが褶曲軸を表している。また、褶曲軸Aと両翼部(Loc.1 と Loc.11)における層理面の極がなす角を大円C上で二分する点Mの両方を通るようにトレーシングペーパーを回して

決めた大円は褶曲軸面となる. このような考え方でトレーシングペーパー上に作図し, 大円上で角度を測って, 褶曲軸のトレンド(方向)とプランジ(水平面からの伏角), 褶曲軸面の傾斜を求めた. その結果を図3に示した. 背斜軸のトレンドは地形変動をもたらしている断層の方向である N22° W と一致することがわかった.

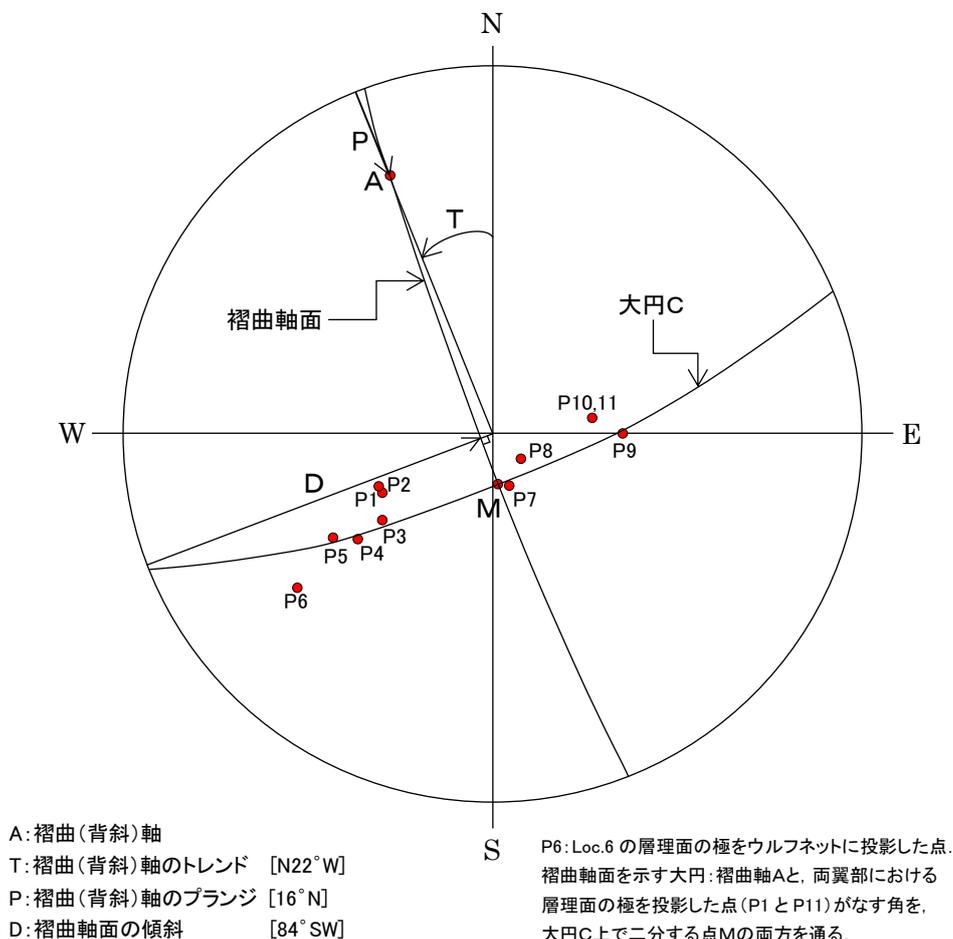


図3. ステレオネットによる褶曲構造の解析

Loc.12において左右両岸の状況を観察した(写真Loc.12). 谷底すなわち河床付近の側面傾斜は40°~50°でほぼ同じであるが, 左岸は破碎されて細くなった風化岩屑で覆われ, 倒木が根こそぎ河床まで落ちている状況である. 植生は樹木が少なく, シダ類が密生していた(写真:左岸左上). それに対して右岸は安定した樹林傾斜地となっており, 冬の積雪によると考えられる根曲りはあるが, 傾斜地に根を張っていて, 倒木は見当たらなかった. 左岸から崩れ落ちた倒木はある程度の太さのものもあるが, 積雪の重み等により, 倒れてしまったのだろう. しかし, このような条件は左右両岸ともに同じであり, 地質の安定性の違いがこのように好対照を生んでいると考えられる.



Loc.12

左岸

右岸

安定した右岸に対して, 左岸は崩れやすくなっており, 河床を覆う倒木はすべて左岸側からのものである.

## 5. 考察

図1の西側の平行線が通る線上にあるツインピーク寄りの左岸, すなわち標高 658m の山の東斜面(Loc.12)は, 先に述べたような状況から断層破碎帯の様相を呈している. 図2において破碎帯の地図記号を示した. 米中央(2014)は船坂峠から大滝, 西向沼へ向かう急崖を断層崖と考えたが, 図1に示した通り, これらの約 600m 間隔で北北西-南南東の方向(N22° W)に延びる2本の地形変動をもたらしている断層の存在が, 今回の調査で明らかとなった. これらを東側断層と西側断層と呼んで区別する. 東側断層は船坂峠付近で低地と山地の境界となる逆断層という性状をもつが, 一方で沼倉沢の北でおその沢北東ブロック(米中央, 2013)をずらしていることから, 横ずれ断層の性質をもっている. 西側断層はLoc.11においてほぼ直交する断裂を生み, 石英脈を貫入させていることから, これも横ずれ断層の性質をもっている. これら2本の断層に挟まれた三郎沢山と標高 643m の山は, 北北西の向き(トレンド N22° W)にプランジ(角度 16°)する背斜構造の褶曲面に沿って, 断裂そして開裂によって分断されている. 標高 643m の山の方にも背斜構造が続いていると考えられる. また, 標高 660.2m の笹野山から N22° W の方向に延びる標高 570m 以上の稜線(おその沢北東ブロックの稜線)も元はこれら2本の断層の内側にあり, 標高 643m の山とつながる一つの山体を形成していたと考えられる. そして, 西側断層はおその沢(大沢川)と大樽川の合流地点まで達しており(図1), おその沢北東ブロックの相対的な移動によって, N22° W 方向への断裂と開裂により地溝を形成した. 地溝の内側ではLoc.1の左岸に見られる層理面に沿った正断層あるいはLoc.12の左岸に見られる断層破碎帯の崩落が地溝の幅を広げたであろう.

これら2本の横ずれ断層の変位のセンスについて考察する.

ホットスポットの運動がプレートの運動にくらべて相対的にはるかにおそいと仮定して, ホットスポットをプレート運動の向きあるいは速さを調べる基準とすることができる. 磯崎・江里口(2015)にハワイ天皇海山列の年代順配列が示されているが, ハワイ天皇海山列をホットスポットの軌跡とみて, その形成年代データにもとづいた太平洋プレートの運動を推定することができる. この考え方によると, 雄略海山付近での配列の折れ曲がり, 太平洋プレートの運動の向きがこの時点(4,340 万年前)を境にして北北西から西北西に変化したことを示している.

日本列島はもともと北北西へのプレートの動きによって, 東北アジア大陸縁に付加したブロックの集合体であるが, 東北日本と西南日本は棚倉構造線を縫合線として接合したと考えられている(木下・伊藤, 1992).

日本列島の形成史は, 古地磁気データを加えて東北アジア大陸縁と日本列島の地質を比較する総合的な考察により明らかにされた. Otofujii et al.(1985)は白亜紀から新第三紀中新世の火成岩の年代と古地磁気データから, およそ 2,100 万年前~1,200 万年前にかけて日本海が開き, 日本列島はアジア大陸から分裂して, 西南日本は時計回り, 東北日本は反時計回りの回転をともなって現在の位置まで移動したと結論づけた.

棚倉構造線の剪断センスは, 山形県南陽市梨郷におけるマイロナイトの発見から棚倉構造線の北方延長問題を議論した滝口・田中(2001)をはじめ, 他の研究者による棚倉構造線上別の場所における記載でも, 左横ずれのセンスで岩石が塑性変形したことが報告されている. この左横ずれの変位は東北日本が反時計回りの回転をして現在の位置まで移動する過程で獲得されたものと考えられる.

本調査地域の地質層序は, 日本の地質「東北地方」編集委員会(1989)によると, 石灰質ナノ化石の化石帯:CN3~CN4 に相当する綱木川層<sup>つなきがわ</sup>である. 石灰質ナノ化石の化石帯と対比させると, 地質年代は新第三紀中新世前期終わりから中期はじめ(およそ 1,700 万年前~1,500 万年前)であり, 日本海が開いた期間の中頃に当たる. 東北日本の反時計回りの回転により陸地が裂けて, 海進が始まり, そして海底に没していく途中と考えられる. これを参考にしてLoc.1, Loc.7 の層準を考察すると, 岩石薄片鑑定で見られた断面が円形のフランボイダル型黄鉄鉱は, 泥岩の堆積環境が後背地に花崗岩類がある内湾などの還元的な海を示すことから, 海が細く進入し, 日本海が誕生したばかりの新第三紀中新世前期(山形応用地質研究会, 2010)と考えられる. 従ってその当時, 東北アジア大陸縁の近くにあった本調査地域は日本海が開くのに合わせて, 反時計回りの回転運動をして現在の位置まで移動してきたことになる.

その間、綱木川層とそれを整合に覆う小野川層(日本の地質「東北地方」編集委員会, 1989)が堆積していった。そして、基盤岩と新第三紀の被覆層の構造運動について考えると、日本海が開いたといっても、引っ張りの応力によって地溝と地塁が平行に離れていくような単なる平行移動ではなく、東北日本においては反時計回りの回転をすることにより日本海は開いていったのであり、この過程で基盤岩は左横ずれ(left-lateral; counterclockwise: 断層で接する地質体が、互いに反時計回りに変位している場合)断層(日本地質学会地質基準委員会, 2003)のふるまいをするようになった。この断層が棚倉構造線であり、先に述べたように同構造線の岩石の塑性変形から得られた剪断センスが左横ずれであることから実際そのようになっている。日本の地質「東北地方」編集委員会(1989)によると、この構造線が本地域のほぼ真下に北北西-南南東の方向で延びている。基盤岩が左横ずれで断裂することで、新第三紀の被覆層にも同様に左横ずれの断裂が形成されたと考えられる。

一般に、褶曲構造はその両側からの圧縮応力によって、地溝は引っ張り応力によって形成されるが、このたび斜平山山塊おその沢上流域を調査し、圧縮による褶曲が引っ張りによる地溝に挟まれていることがわかった。本地域では反時計回りの回転によって圧縮や引っ張りの複雑な応力がはたらいたと考えられる。

この回転運動を本地域の地形変動にあてはめてみると、おその沢北東ブロックが北東にずれた(米中央, 2013)というよりも、地形変動をもたらした東側の断層の南西側が南西向きに約 500m 移動したと見ることもできる(図1)。しかし、いずれにしてもその移動は相対的なものである。ここまでの地形変動は本調査地域が、反時計回りの回転運動をして現在の位置に移動するまでに起こったと考えられる。その後現在の位置に移動してから、50 万年前頃からの急激な圧縮(「第二期圧縮変動」)を受け、山地はより高く、盆地や平野はより低くなっていった。隆起した山地では激しい侵食が起り、沈降する盆地や平野を埋積していった(山形応用地質研究会, 2010)。船坂峠を中心とした共役断層沿いの応力による断裂(米中央, 2013)はこの時期に起こったと考えられる。

## 6. まとめと課題

本地域の基盤岩の反時計回りの回転にともなう左横ずれ断層と同様の地殻変動が新第三紀の被覆層にも見られることから、斜平山山塊の断裂・開裂による地形変動を説明することができた。

滝口・田中(2001)が発見した梨郷マイロナイトの調査地点から南南東へ約 25km 離れた米沢市李山の採石場の露頭で、北北西-南南東の方向に鉱物の定向配列が見られる岩石を報告した(米中央, 2013 の写真: 地点 10)。ルーペ観察のみで岩石名を鉱物の定向配列が見られる花崗閃緑岩と記載したが、今後地質コンサルタントに薄片鑑定をお願いする予定である。もし、マイロナイトであれば、李山と梨郷をマイロナイト帯としてつなぐことができる。



笹野山山頂へ向かう途中の科学部員。南方向におその沢を望む。標高 643m の山の背後、東側に三郎沢山、西側はツインピークの山(図2参照)

## 7. 引用文献

磯崎行雄・江里口良治 編, 2015, 地学基礎. 新興出版社啓林館, 30-31.

木下 修・伊藤英文, 1992, 東北日本と西南日本の接近・接合について-白亜紀～古第三紀の東北日本の挙動-. 地質雑, 98, 223-233.

都城秋穂・久城育夫, 1975, 岩石学Ⅱ 岩石の性質と分類. 共立出版, 136.

日本の地質「東北地方」編集委員会 編, 1989, 日本の地質2「東北地方」. 共立出版, 3, 177-178.

日本地質学会地質基準委員会 編, 2003, 地質学調査の基本 地質基準. 共立出版, 145-166.

岡本 隆・堀 利栄, 2003, 地質図学演習. 古今書院, 21-32.

Otofujii,Y.,Matsuda,T.and Nohda,S.,1985,Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan—rifting process of the Japan Arc.Earth and Planetary Science Letters,75, 265-277.

滝口 潤・田中久雄, 2001, 山形県南陽市周辺のマイロナイト帯(梨郷マイロナイト帯)の発見と棚倉構造線の北方延長問題. 地質雑, 107, 406-410.

山形応用地質研究会 編, 2010, 山形県地学のガイド 山形県の地質とのおいたち. コロナ社, 1-7, 209, 231.

米沢中央高等学校科学部, 2012, 米沢盆地西縁断層南部の地形. 第56回日本学生科学賞山形県審査出品作品.

(<http://www.ychuo-h.ed.jp/app-def/S-102/wp/?p=1170>)

米沢中央高等学校科学部, 2013, 斜平山山塊の地殻変動. 第57回日本学生科学賞全国予備審査出品作品.

(<http://www.ychuo-h.ed.jp/app-def/S-102/wp/?p=1174>)

米沢中央高等学校科学部, 2014, 斜平山の断裂構造. 第58回日本学生科学賞山形県審査出品作品.

(<http://www.ychuo-h.ed.jp/app-def/S-102/wp/?p=605>)

## 8. 謝辞

アースサイエンス株式会社の佐々木克久氏, 加藤孝幸氏には, こちらの限られた予算の中でそれぞれ薄片作製, 偏光顕微鏡観察を引き受けていただき, たいへん貴重なデータを得ることができました. また, 国土地理院には地形図の使用・複製にあたり, 適切な助言とともに承認をいただきました. 心より感謝申し上げます.

<本論作成にあたって, 国土地理院から受けた承認>

図1の作成にあたっては, 国土地理院長の承認を得て, 同院発行の数値地図 25000(地図画像)を使用した.

(承認番号 平 27 情使, 第 322 号)

図2は, 国土地理院長の承認を得て, 同院発行の数値地図 25000(地図画像)を複製したものである.

(承認番号 平 27 情複, 第 401 号)

承認を得て作成した複製品, 成果品を第三者がさらに複製又は使用する場合には, 国土地理院の長の承認を得なければならない.

9. 岩石薄片の偏光顕微鏡観察結果と偏光顕微鏡写真 (資料)

偏光顕微鏡観察結果(1)

試料番号	岩石名	肉眼的特徴	岩石組織	鉱物片・微化石	基質	2次鉱物	備考
No.1	泥岩破砕部	面構造をもった泥岩破砕部で、粘土状の極軟岩。	カタクラスティックな剪断変形組織。非対称な複合面構造が形成。Smは初生堆積構造に沿って、定向配列するが、変形に伴う面構造をもつて、定向配列する。主剪断面(Y面)がP面を屈曲させることから、薄片内では右横ずれのセンスと考えられる。	Pl>Qz>Bi>(Mf)・Mus・(Gl)・Dia ・Plは角～垂角。径0.3mm以下。しばしば斑点状にSerを生じる。また、径0.5mmのSer集合体があるが、これも(Pl)の可能性が高い。 ・Qzは角～垂角。径0.2mm以下。 ・Biは板状。長径0.15mm以下。X=淡褐色、Z=濃褐色。 ・(Mf)は垂円。径0.1mm以下。Chl化。 ・Musは板状で垂円。長径0.04mm以下。 ・(Gl)は微細な板状。脱ハリシ、Siに交代。 ・Diaは径0.10～0.15mm程度。	微細な粘土鉱物が主体。	Sm(～Il)>>Py・Chl・Si・Ser ・Sm(～Il)は微細な葉片状。剪断変形に伴って生成する面に沿って配列。吸収膨張著しくSmが主体と考えられる。 ・Pyは微細なフランボイダル形集合。Z=濃褐色。 ・ChlはMf粒子を交代。 ・SiはGlを交代。 ・SerはPlに斑点状に生成。まれに全体を生成。	・薄片は、面構造の断面が見えるように、面構造と直交方向に作成。 ・定方位試料ではないので、変形のセンスの記載はあくまでも薄片中でのみかけである。

〔鉱物片〕 Qz:石英 Pl:斜長石 Mus:白雲母 Bi:黒雲母 Mf:(詳細不明)苦鉄質鉱物 Gl:火山ガラス C:炭質物様不透明鉱物 〔微化石〕 Dia:珪藻

〔2次鉱物〕 Si:(詳細不明)シリカ鉱物 Ser:絹雲母 Chl:緑泥石 Py:黄鉄鉱 Il:イライト Sm:スメクタイト

〔その他の記号〕 ( ) :板像

偏光顕微鏡観察結果(2)

試料番号	岩石名	肉眼的特徴	岩石組織	鉱物片・微化石	基質	2次鉱物	備考
No.2	泥岩	暗灰色を呈し、葉理の発達した泥岩。	細砂サイズ以下の粒子を若干含む。粒子の配列により明瞭な堆積構造が形成される。	Pl・Qz>>C・Bi・Mus・(Mf) ・Plは角～垂角。径0.2mm以下。 ・Qzは角～垂角。径0.1mm以下。 ・Cは薄くフィルム状に分布。定向配列し、堆積構造をつくる。 ・Biは板状。長径0.2mm以下。X=淡褐色、Z=濃褐色。 ・Musは板状。長径0.3mm以下。 ・(Mf)は垂円。径0.2mm以下。Chl他の粘土鉱物に交代。	微細な粘土鉱物が主体。	Il(～Sm)>>Py・Ser ・Il(～Sm)は微細な葉片状。両者は極似している。鏡下での区別は困難。定向配列し、堆積構造をつくる。 ・Pyは断面が円形のフランボイダル型。 ・SerはPlに斑点状に生成。	・黄鉄鉱のフランボイダル型は、実は多数の多面体自形黄鉄鉱のち密な集合体で、全体として球体状に見えることがわかっていて、熱水変質作用で形成される断面が四辺形などの六面体自形結晶と異なり、還元環境で泥が堆積中にバクテリアによってつくられると考えられている。 ・カリ長石粒子も含まれる可能性がある。ただし、一見カリ長石に見える粒子の多くは変質した斜長石粒子である。 ⇒後背地に花崗岩類がある内湾などの還元的な海に堆積したと考えられる。

〔鉱物片〕 Qz:石英 Pl:斜長石 Mus:白雲母 Bi:黒雲母 Mf:(詳細不明)苦鉄質鉱物 Gl:火山ガラス C:炭質物様不透明鉱物 〔微化石〕 Dia:珪藻

〔2次鉱物〕 Si:(詳細不明)シリカ鉱物 Ser:絹雲母 Chl:緑泥石 Py:黄鉄鉱 Il:イライト Sm:スメクタイト

〔その他の記号〕 ( ) :板像

凡例 〔初生鉱物〕 Qz:石英 Pl:斜長石 C:炭質物様不透明鉱物

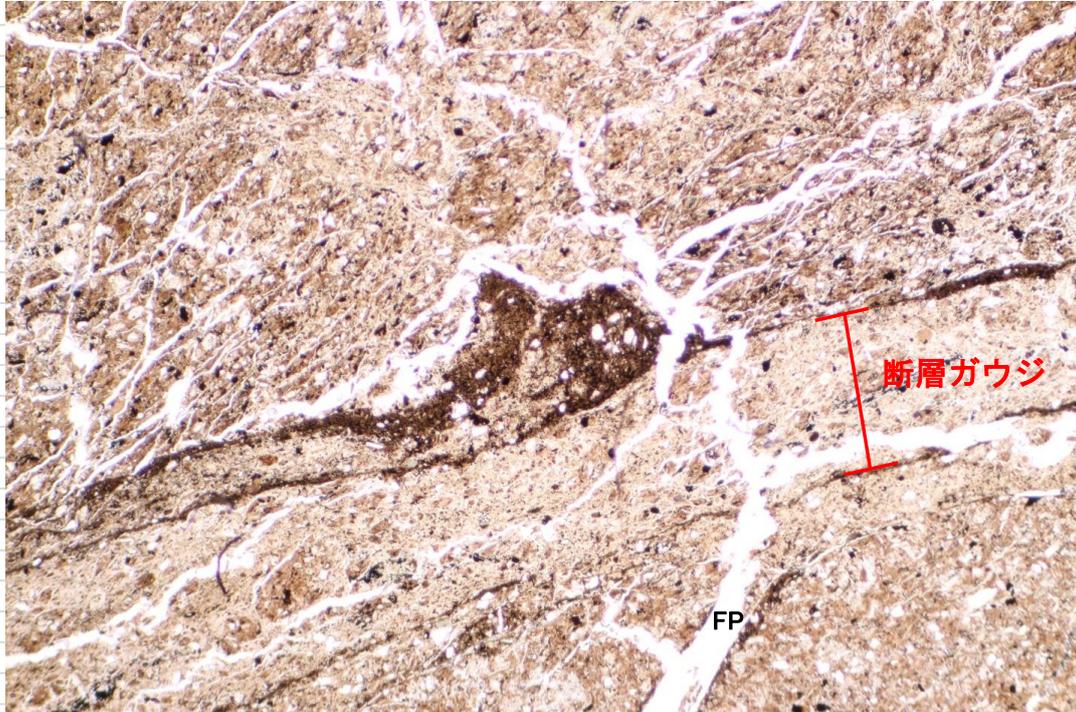
〔2次鉱物〕 Il:イライト Sm:スメクタイト様粘土鉱物 Py:黄鉄鉱様不透明鉱物 〔その他の記号〕 FP:フラクチャー孔隙

# 偏光顕微鏡写真

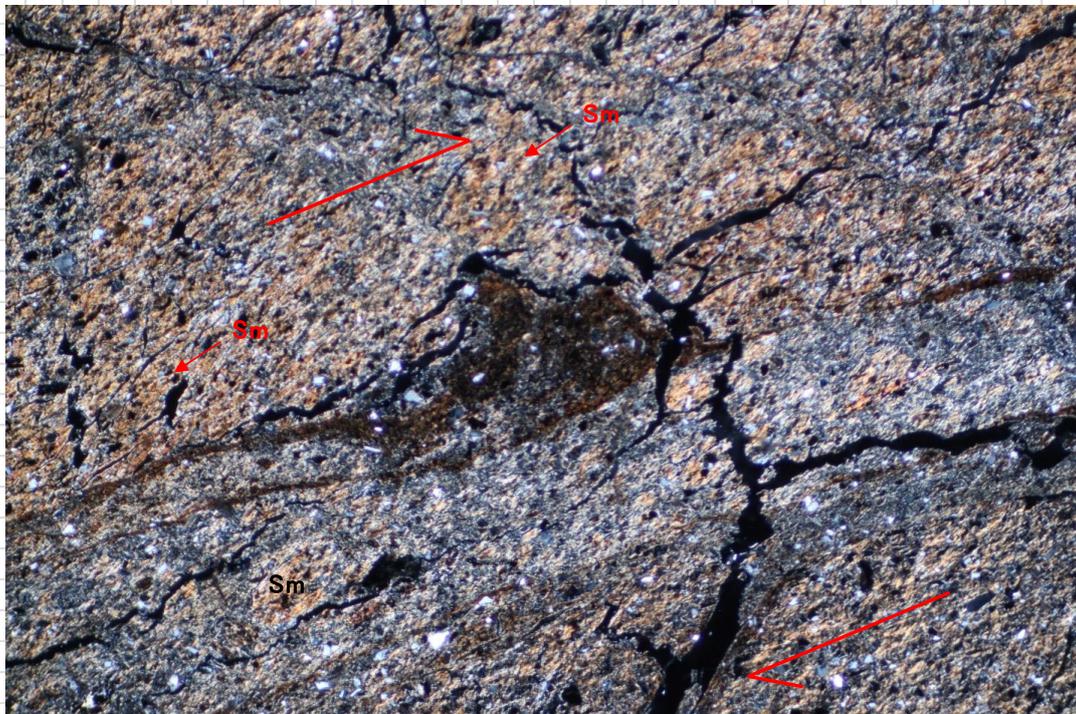
試料番号: No.1

岩石名等: 泥岩破碎部

オープンニコル



クロスニコル



スケール 1.0mm 

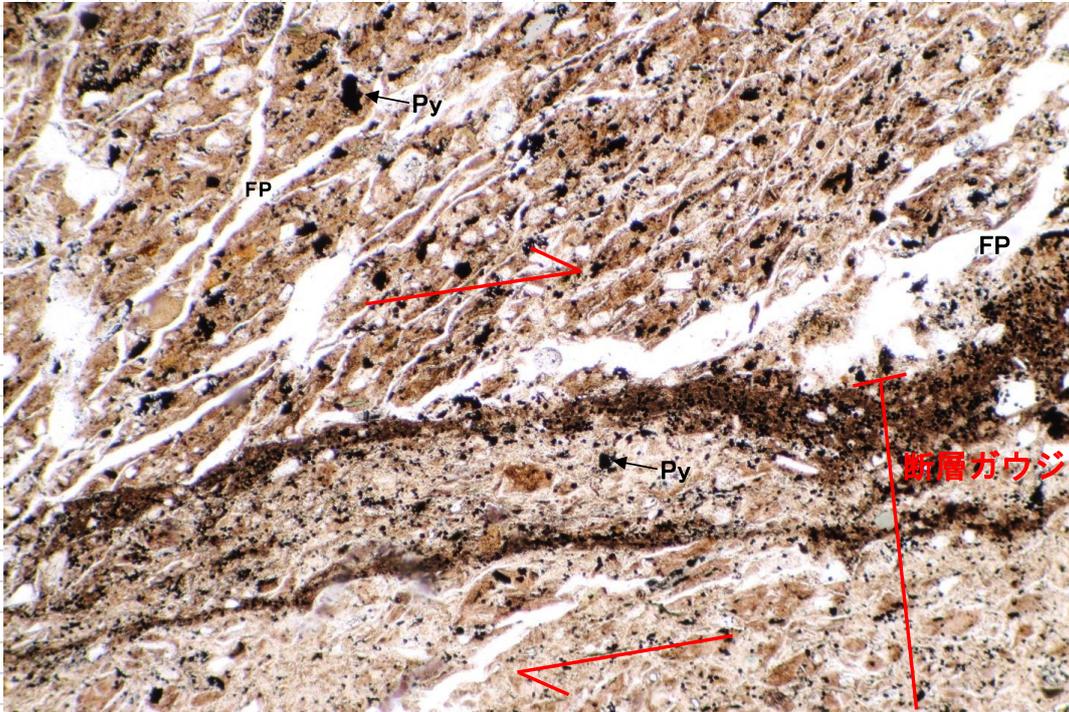
備考:

# 偏光顕微鏡写真

試料番号: No.1

岩石名等: 泥岩破碎部

オープンニコル



クロスニコル



スケール 1.0mm 

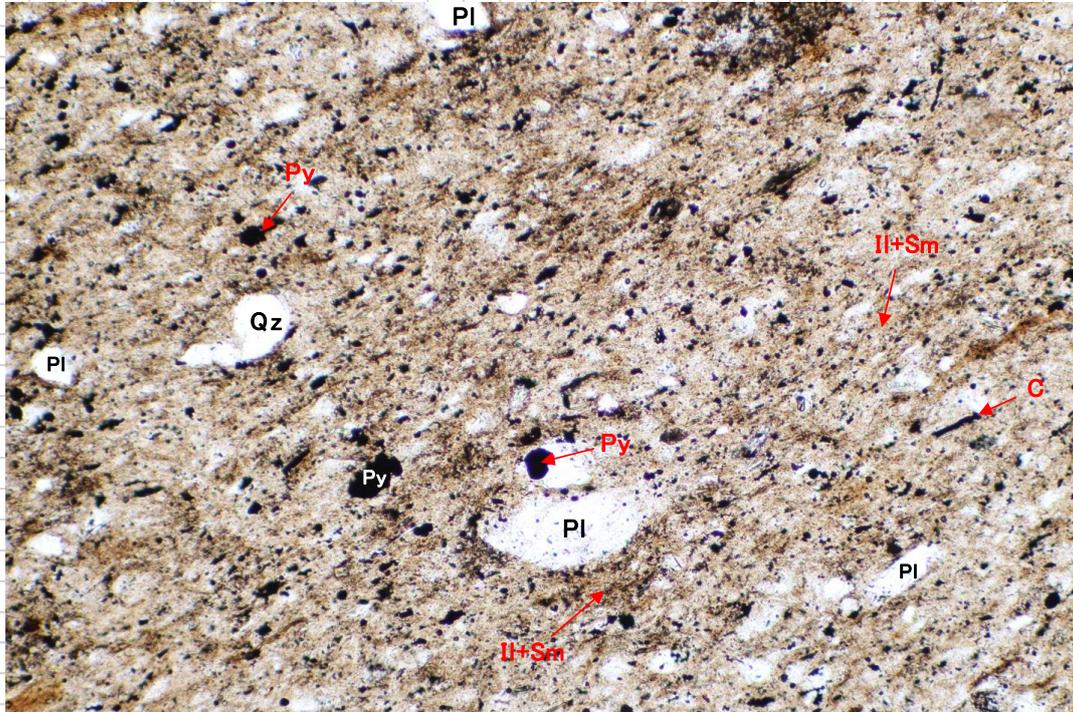
備考: Y面(主剪断面)によりP面が屈曲することから、(薄片内の見かけ上)右横ずれ剪断と考えられる。

# 偏光顕微鏡写真

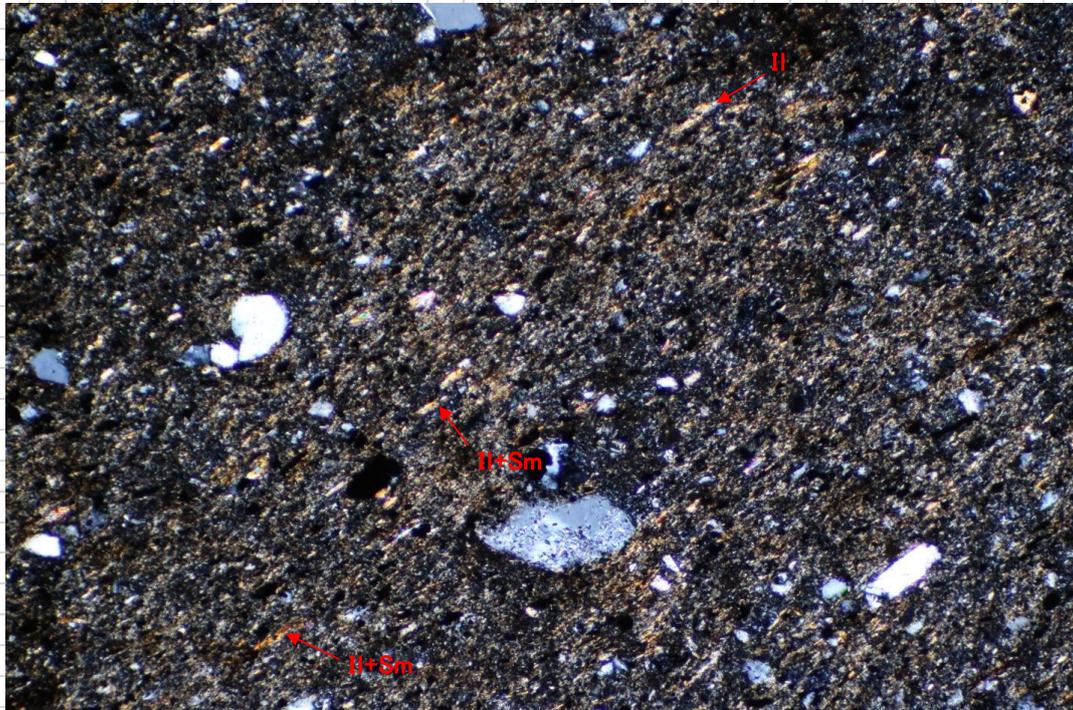
試料番号: No.2

岩石名等: 泥岩

オープンニコル



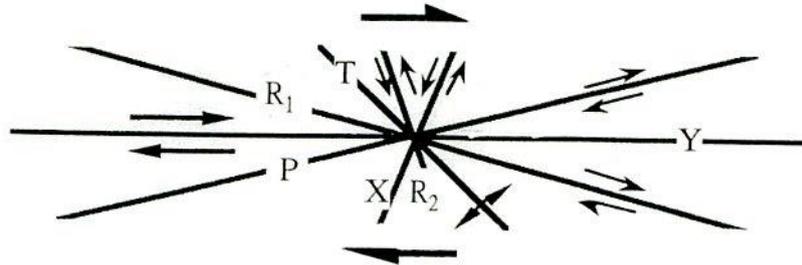
クロスニコル



スケール 0.1mm 

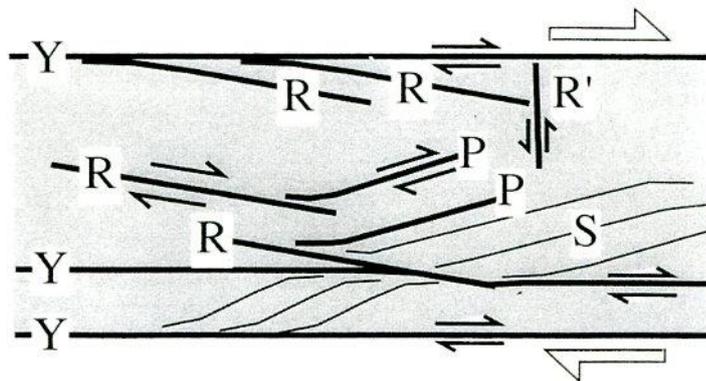
備考:

資料:断層岩の相対的な変位のセンスについての考え方



- Y:主剪断面(右横ずれの断層に成長しようとする方向)
- R<sub>1</sub>:最初に生成する剪断面(Yから時計回りに0°<φ<30°斜交した面:左雁行状=杉型)
- R<sub>2</sub>:次にできる剪断面 T:展張クラック
- P:R<sub>1</sub>と逆センスの剪断面

破砕帯形成の進行とともにYと平行な小剪断面の生成も起る(狩野・村田, 1998)



脆性断層帯で最もよく見られるリーデル剪断面(R, R', PおよびY剪断面)の, 特徴的な幾何形態と剪断センスを示す模式図. 剪断センスは, 古い剪断面の屈折, あるいは面構造の発達したカタクレーサイトやガウジでは, 面構造(S)の屈曲などによって決定される. 破砕の進行とともにY面やR面に接するP面の屈曲が起る.

脆性断層岩の組織(右横ずれの場合)

(上図): 狩野・村田(1998)

(下図): 鳥海・金川 訳(1999)

上図のR<sub>1</sub>, R<sub>2</sub>は下図のR, R'に対応.