

# 広島大学学術情報リポジトリ

## Hiroshima University Institutional Repository

Title	岡山縣久米郡坪井鉾床付近の地質及び鉾床：とくに岩石及び鉾床の形態について
Author(s)	光野, 千春
Citation	広島大學地學研究報告, 3 : 43 - 59
Issue Date	1953-11-20
DOI	
Self DOI	<a href="https://doi.org/10.15027/52504">10.15027/52504</a>
URL	<a href="https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052504">https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052504</a>
Right	
Relation	



# 岡山縣久米郡坪井鉦山付近の地質及び鉦床一とくに岩石及び鉦床の形態について\*

光 野 千 春

## 前 書

(1)  
坪井鉦床は岡山縣久米郡大井町にあり、姫新線沿線の津山一勝山の中間に位する。付近一帯の古期岩類は、そのほとんどが三郡変成帯(本山支脈または山陽支脈)の結晶片岩・准片岩で構成されている。この地域の結晶片岩・准片岩類は外帯結晶片岩類に比して変成度も低いので、従来綠色片岩として一括されていたものが、火成岩源のもの、基性凝灰岩源のものに分類することが可能となった。また坪井鉦床は層状含銅硫化鉄鉦床であり、凝灰岩源の綠色片岩中に胚胎する。

これらのことがらに関して大体の概要を昭和28年の日本地質学会第60年年会学術講演会において報告した。

**謝辞** この稿を草するにあたり、いろいろと御批判・御指導下さった岡山大学大江二郎教授、逸見吉之助教授、現地において御指導下さった広島大学木野崎吉郎教授、同小島丈兒教授、地質学会終了後現地において御批判、御指導下さった堀越義一氏、東京大学今井秀喜助教授のかたがたに感謝の意を表する次第である。

また現地において調査中いろいろと御便宜を提供して下さった昭和鉦業株式会社坪井鉦業所所長江島一次氏及びその他の職員のかたがたに厚くお礼申し上げる。

なお本調査は昭和27年度岡山県商工部企画による地下質源精査計画の一部として行われた。ここに関係各位に対し謝意を表する。また費用の一部には文部省科学研究費交付金の一部を充当した。

## 地 質 及 び 構 造

### 1 地質圖作成について

この地域の地質及び構造についてのべるまえに、地質圖作成のしかたについてのべる。坪井鉦業周辺はその大部分が結晶片岩類により構成されているので、これら結晶片岩類を原岩種別の色分けによつて地質圖を作成した。これによると、この地域の結晶片岩類はつぎのものによつて構成されている。

a 泥質岩源の結晶片岩 (schists of pelitic rock origin).....

.....泥質片岩 (pelite-schists)

\* 広島大学理学部地学教室研究業績第29号

- b 砂質岩源の結晶片岩 (schists of sandstone origin).....  
.....砂岩片岩 (sandstone-schists)
- c 珪質岩源の結晶片岩 (schists of siliceous rock origin).....  
.....珪質片岩 (siliceous schists)
- d 石灰岩源の結晶片岩 (schist of limestone origin).....  
.....石灰岩片岩 (limestone-schist)
- e 基性凝灰岩源の結晶片岩 (schists of basic tuff origin).....  
.....基性凝灰岩片岩 (basic-tuff-schists)
- f 輝綠岩源の結晶片岩 (schists of diabase origin).....  
.....輝綠岩片岩(diabase-schists)
- g 蛇紋岩源の結晶片岩 (schists of serpentine origin).....  
.....蛇紋岩片岩 (serpensine-schists)
- h 酸性凝灰岩源の結晶片岩 (schists of acidic tuff origin).....  
.....酸性凝灰岩片岩 (acidic-tuff-schists)
- i 石英斑岩源の結晶片岩 (schists of quartz-porphiry origin).....  
.....石英斑岩片岩 (quartz-porphiry-schists)

の9種類に細別しうる。これらの原岩を判定するには、残留鉱物・残留組織及び現出状態により分類を行い、この観点より、岩石変成の過程を辿る方法をとつた。

a, b, c, d. は各のあいだの互層関係及び各の岩石中に含まれる碎屑鉱物・鉱物構成及び組織により判別しうる。e, h は泥質岩の薄層をはさみ、成分も不均質で碎屑鉱物(おもに石英)の残晶がかなり認められる。f は輝石(一部角閃石)の残晶を含み、塊状で濃緑色を呈し、短冊状組織(ophitic textuue)の認められるものが多い。g は油肌を呈し、輝石(一部榊欖石)の残晶を含み、再結晶鉱物として、板温石のほかに滑石・石綿の形成が著しい。i は石英の残斑晶(porphyroblast)を多く含み、長石類も砂砕されたまゝ残存していることにより判別しうる。

## 2 層 序

この地域は結晶片岩類と、これを不整合におおう第三紀層(砂岩・礫岩・一部頁岩)及び少数の脈岩類(玄武岩・リソイダイト・石英斑岩)よりなる。

結晶片岩類は5つの累層に分帯できる。すなわち、一番下位は緑色岩類(基性凝灰岩・輝綠岩・蛇紋岩を原岩とするもの)により特徴づけられ、あいだに泥質片岩・砂岩片岩の薄層が夾在する。坪井鉄床はこの基性凝灰岩片岩中に胚胎する層状含銅硫化鉄鉄床である。.....層厚 300m+

この上位に砂岩片岩層がくるが、泥質片岩及び基性凝灰岩の薄層がはさまれる。また砂岩片中には酸性凝灰岩片岩の薄層が夾在する。……層厚100~300m

この砂岩片岩層の上位にかなり厚い基性凝灰岩片岩により特徴づけられる（一部輝緑岩片岩層）岩層がのる。……層厚400m+ またこの基性凝灰岩片岩層の上位に酸性凝灰岩片岩及び石英斑岩片岩層がくる。この岩層は一見砂岩片岩に類似しているが、白色緻密で細粒である。……層厚160m+

さらにこの上位には基性凝灰岩片岩と泥質片岩層がのる。……層厚100m+

以上の層序から大体3つの時期にわたつて基性火成活動の存在がしられ、その中間の時期に砂岩の堆積及び酸性火成活動の行われたことが推察される。

なお酸性火成活動の開始は砂岩層の堆積の時期にすでに始まっていたことが、酸性凝灰岩片岩の薄層が砂岩片岩層中にみられること、また砂岩片岩中の碎屑鉱物の種類から容易に推察される。

また各時期のあいだに断層及び不整合の関係が認められないので、これらの堆積及び火成活動は相連続して行われたものと考えられる。

またこれら結晶片岩類の変成度は南するにつれ低くなり、本地域の南限付近は准片岩に漸移する。

なおこれらの結晶片岩類を不整合におおう第三紀層は姫新線に沿い高度 210mのレベルまで観察される。

### 3 構造

この地域の結晶片岩層の走向は大体において、 $N70^{\circ}E \sim N70^{\circ}W$  のあいだを示しているが、この地域の南限付近では $N20^{\circ}E \sim N30^{\circ}W$  のあいだを示す場合がある。傾斜は北より南にかけて漸次緩傾斜となり  $S60^{\circ}$  より  $S20^{\circ}$  となるが、羽根木付近で局部的に向斜・背斜を形成して、ふたたび  $S15^{\circ} \sim 20^{\circ}$  の傾斜に移過する。しかしこの地域の東側（七森一大谷間）は単斜構造をなし、南するにつれ緩傾斜となる。

線方向は大体において  $S60^{\circ} \sim 70^{\circ}W$  を示し、その方向への傾斜は $15^{\circ} \sim 40^{\circ}$  のあいだを示しているが、南限近くではこの線方向は発達下良で測定困難な場合が多い。この線方向は坪井鉱床付近においては発達著しく、線方向を含む slip-plane ( $S_2$  とする一後述) が片理面 ( $S_1$  とする一後述) を切つている状態がよく観察される。

なお前述の走向・傾斜は結晶片岩の片理面 ( $S_1$ ) の走向・傾斜であり、層理面のそれではない。そこで片理面と層理面とが一致するかいなかの問題となるわけだが、一例として基性凝灰岩片岩と泥質片岩との互層部分で測定した場合についてみると、大体一致しているとみてさしつかえない。ただ岩層の微褶曲が至るところでみられるので、実際に地質図を作成して求めた場合の走向・傾斜と、実測値とは一致しないことが多いが、このようなことは結晶片岩地域

ではふつうにみられることである。

## 構成岩類

本地域を構成する結晶片岩は9種類の原岩よりなる。すなわち、まえにものべたように、砂岩片岩・泥質片岩・珪質片岩・石灰岩片岩等の堆積岩源のもの、基性凝灰岩片岩・酸性凝灰岩片岩・輝緑岩片岩・蛇紋岩片岩・石英斑岩片岩等の火成岩源及びこれに伴う火成砕屑岩起源の結晶片岩類である。これら結晶片岩類の代表的な岩石の構成鉱物・組織・変成分化についてのべることにする。

### 1 砂岩片岩

砂岩片岩層は本地域の中央部を東西に走る中粒の岩層で、この岩層中には基性凝灰岩片岩と泥質片岩の薄層をはさむ。またこの砂岩片岩層中に酸性凝灰岩片岩の非常に薄い層を夾在しているが、これと砂岩片岩とは類似しているため、境界付近は肉眼的に区別しにくい。変成の程度は非常に低く、ほとんどが破砕作用のみにとどまり、再結晶鉱物の形成は著



Fig 1. 砂岩起源の結晶片岩

Q: 石英 (レリクト)	S: 絹雲母
O: 正長石 (レリクト)	L: 白チタン石
P: 斜長石 (レリクト)	Pa: パンペラー石
Z: ジルコン (レリクト)	St: スティルプノメレイン
M: 微斜長石 (レリクト)	

余白の白い部分は再結晶石英 (一部曹長石)

しくない。残晶としては、石英が最も多く、ついで斜長石・正長石・普通輝石・ジルコン (少い)の順になつている。

再結晶鉱物としては、細粒粒の石英・絹雲母・パンペラー石・白チタン石・緑泥石・スティルプノメレインがある。

残晶の石英は破砕・撓曲して波動消光を示し、斜長石は同様に破砕・撓曲して、一部曹長

石化している。正長石も破碎され、絹雲母により充填されている。普通輝石も破碎されてパンペリー石・白チタン石を晶出し、一部緑泥石により充填されているのが観察される。

## 2 石灰岩片岩

石灰岩片岩は本地域の羽根木一下加間の泥質片岩中にレンズ状に夾在する岩層であり、完全に結晶片岩化して再結晶し、変成以前の不純物と考えられるものが炭質物に変化して縞状に排列しているのが認められる。この石灰岩片岩中に海百合の莖らしきものが認められるが、確認できなかつた。

## 3 輝緑岩片岩

輝緑岩片岩は、ほとんどすべての場合、基性凝灰岩片岩に伴なわれている。この輝緑岩片岩中坪井鉾床を胚胎する輝緑岩片岩は、角閃石・輝石輝緑岩片岩であり、ほかのものは輝石輝緑岩片岩である。



Fig 2. 角閃石輝緑岩起源の結晶片岩  
 H : 角閃石 (レクタ) C : 緑泥石  
 P : パンペリー石と白チタン石の集合  
 A : 曹長石



Fig 3. 角閃石輝緑岩起源の結晶片岩  
 H : 角閃石 (レクタ)  
 組織 : 短冊状構造 (レクタ)  
 C : 緑泥石  
 P : パンペリー石 (一部陽起石)  
 L : 白チタン石  
 A : 曹長石

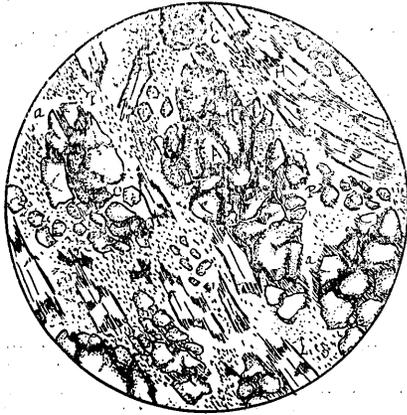


Fig. 4. 普通輝石—普通角閃石輝綠岩起源の結晶片岩

- A : 普通輝石 (レリクト)
- H : 普通角閃石 (レリクト)
- C : 緑泥石 P: パンペラー石
- L : 白チタン石
- a : 曹長石

変成度は外帯に見られる緑色片岩のそれよりも低く、再結晶作用は緑泥石・パンペラー石・白チタン石形成程度で、陽起石を形成しているものは少い。またレリクト(残晶ならびに残留組織)としては、普通角閃石・普通輝石・斜長石類及び短冊状組織が普通にみられる。

これらレリクトの変化の過程を辿ると、まず普通角閃石は角閃石→パンペラー石+白チタン石+緑泥石の変化を辿る。すなわち変成作用の開始とともに主として劈開に沿って破碎され、ついで劈開及び周辺部より内部に向つてパンペラー石、白チタン石、緑泥石が形成浸透し、ついに仮像のみとなる場合、及び劈開や割目に沿い緑泥石を形成し、充填する場合がある。

普通輝石も前述と同様の過程を辿るほか、そのままの形で緑泥石に変化したものもごくわずかではあるが認められる。

また斜長石類は双晶線が澆曲し、ついで破碎されて細粒化し、ソーシユール石化・曹長石化の過程を辿る。

残留組織の短冊状組織は、有色鉱物の変形・変化に伴ない、組織もかわり、ついに全然認められなくなる場合が多いが、その片鱗をとどめているものもかなり認められる。

#### 4 輝綠凝灰岩片岩

本地域の輝綠凝灰岩片岩は6枚以上の岩層よりなり、全体としてかなりの層厚を有する。坪井鉱床を胚胎するものは七森—金光山を結ぶ線を東西に走る輝綠凝灰岩層である。これら輝綠凝灰岩片岩層中には泥質片岩の薄層が多数夾在しているが、はなはだしい場合には輝綠凝灰岩片岩の方が泥質片岩中に夾在するようになる。

輝綠凝灰岩片岩の変成層は一般に低いが、南限近くはさらに低くなる。このことは線方向の発達の場合、再結晶鉱物の晶出程度等によつても認められる。

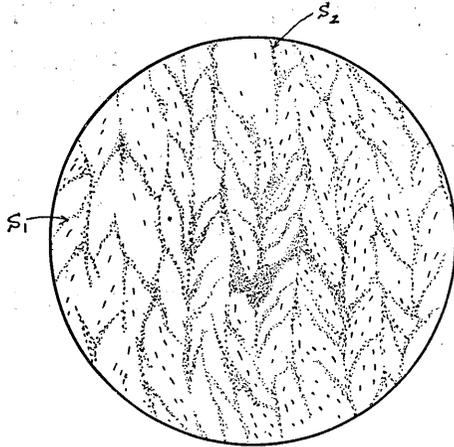


Fig. 5. 基性凝灰岩起源の結晶片石

点群は白チタン石  
短柱状のものはパンペリー石  
白い部分は緑泥石

輝綠凝灰岩片岩の再結晶作用は、本地域においては、白チタン石・パンペリー石・緑泥石・陽起石が晶出する程度で、それ以外の鉱物の晶出の認められることは少い。白チタン石・パンペリー石・緑泥石の形成は全域を通じてふつうであるが、陽起石の晶出は南部において少く、北部において多い。北部ではパンペリー石が消失した場合が多く、これにかわつて陽起石が晶出する。

なお坪井鉱床坑内においてみられる鍾のうちの主体をなす緑泥石は単に綠色片岩の変成再結晶作用によるものとは考えられず、鉱液による交代作用の産物と考えられる。

### 5 蛇紋岩片岩

蛇紋岩片岩は本地域の最下位にある輝綠凝灰岩片岩に伴なわれて層状をなすものと下畑坑母岩の輝綠凝灰岩片岩中にレンズ状に貫入しているものとがみられる。

蛇紋岩片岩周辺部の輝綠凝灰岩片岩層及び泥質片岩層は変成作用の際蛇紋岩片岩部から滑石の供給を受けており、かなりの脂感を有しており、鏡下においても滑石の形成が認められる。

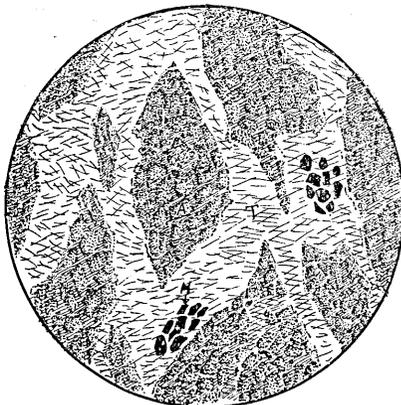


Fig. 6. 蛇紋岩起源の結晶片岩

A: 板温石 H: 赤鉄鉱  
T: 滑石

蛇紋岩片岩は残晶として、橄欖石(少)・普通輝石が認められる、橄欖石は周辺部より白チタン石・陽起石を形成し、ついで滑石・板温石・石綿の形成が行われ、ついには橄欖石は仮像となり、内容は板温石・磁鉄鉱等の集合物となる。また石綿はしばしば細脈(巾0.1~2mm)となつて網状に分布しているのが、下畑坑内において観察される。

また普通輝石は劈開及び周辺部より白チタン石及び綠泥石・陽起石を形成する。

## 6 酸性凝灰岩片岩

酸性凝灰岩片岩は本地域の滝の奥附近に分布しており、変成度は低く准片岩に近い。岩質は優白色で、片理面が発達するが、線方向もわずかながら認められる。

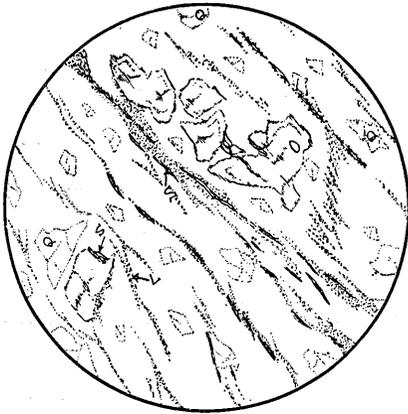


Fig. 7. 酸性凝灰岩起源の結晶片岩

Q; 石英 (レリクト)    S: 絹雲母  
O; 正長石 (レリクト)    L: 白チタン石  
白い部分は石英 (一部曹長石)

残晶としては石英・正長石・曹長石が多く、石英は破碎されて細粒化し、波動消光を示す。長石類も破碎作用を受けて部分的に不規則な形で残るほかは細粒化して曹長石化し、絹雲母を晶出している。

## 7 石英斑岩片岩

石英斑岩片岩は酸性凝灰岩片岩に伴なわれる。この岩石も変成度が低く、准片岩に近いので、レリクトは大抵の場合破碎作用のみで、変成再結晶作用はほとんど行われていない。

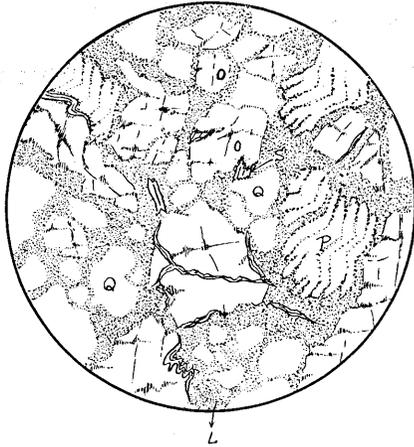


Fig. 8. 石英斑岩起源の結晶片岩

- O : 正長石 (レリクト)
- Q : 石英 (レリクト)
- P : 斜長石 (レリクト)
- S : 絹雲母    L : 白チタン石

石英・正長石・斜長石が主成分で、微斜長石は少い。石英は破碎されて波動消光を示す。正長石は破碎されて波動消光を示し、破碎により生じた割れ目に沿い絹雲母を晶出し充填している。斜長石は撓曲、破碎されて波動消光を示し、一部長石化している。

6及び7の項で酸性凝灰岩片岩及び石英斑岩片岩についてのべたが、わが国の古生代において酸性火成活動の行われた時期としてはゴトランド紀に流紋岩質岩の火成活動が行われたことがよく知られている。なお最近新潟県青海地の最上部二疊紀石灰岩中に流紋岩質凝灰岩のあることが河田茂磨によつてみいだされている。

本地域においてはこれら酸性表成火成岩類が完全な地層としてみいだされ、その分布もかなりの広さにわたっている。この地域の変成岩類は三郡変成帯に属し、時代もつまびらかでないが、岡山県真庭郡勝山町北方の神庭地域の石灰岩中には多くの紡錘虫の化石がみいだされ、小西健二により研究が行われており、時代は下部二疊紀のものであることが判明している。この化石石灰岩層は三郡変成岩中に夾在するもので、少なくともこの付近の変成岩類の一部下部二疊紀であるわけだが、問題の酸性表成火成岩類を含む三郡変成岩類とのあいだの層序関係は明らかになつていない。

## 鉱 床

坪井鉱床は本地域の七森—<sup>キンコウ</sup>金光山を結ぶ線を走る輝綠凝灰岩片岩層中に胚胎し、層状含銅硫化鉄鉱床とすることができる。

### 1 坑内地質

坪井鉱床坑内における基性凝灰岩片岩層は、走向はほぼ  $N70^{\circ}E \sim N70^{\circ}W$  のあいだで変化し、傾斜は  $S45^{\circ} \sim 30^{\circ}$  の変化を示す。線方向は  $S60^{\circ} \sim 75^{\circ}W$  のあいだを示し、その方向への傾斜は  $10^{\circ} \sim 30^{\circ}$  である。

坑内においては基性凝灰岩片岩のほか、泥質片岩がみられ、この兩者の境界付近では互層関係が観察される。

## 2 鏡体の形態及び位置

鏡体は4箇が大體東西に配列し、そのうちの東より2番目の富鏡体の落しの方向にさらにひとつの鏡体が存在する(附図II)。

鏡体の胚胎する位置は基性凝灰岩片岩層の上限近く(基性凝灰岩片岩層の厚さは20m±で上限1~2m付近)であり、大體において雁行状配列をなしているとみなされる。

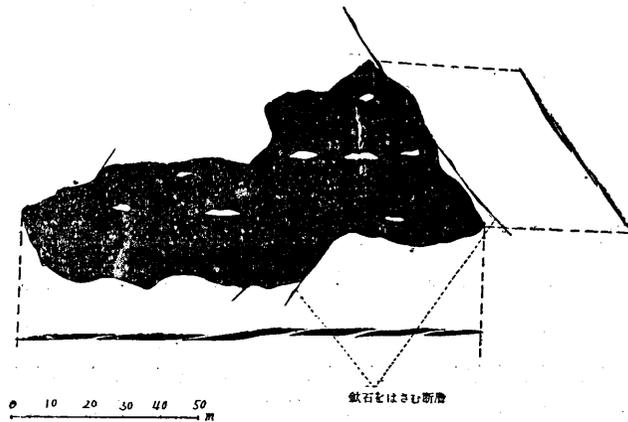


Fig. 9 下部富鏡体の新面図

すなわち坑内の東西水平坑道を西向するにつれ、鏡体及びそれに伴う鍾のうちが細くなつて消滅しかけると、つぎの鏡体ならびに鍾のうちがその上位より現われ、東向する場合は下部より現われるが、これら鏡体及び鍾の内はわずかながら片理を切つている(部分的には不規則に)ことが観察される。また斜坑(大切斜坑)においてもひとつの鏡体及びそれに伴う鍾の内の消滅しかけると、その上位よりつぎの鏡体及び鍾のうちが現われ始める。しかしときとして逆の現象もみられ、2つの鏡体が接近することが多いために、鍾のうちは接してしまつて、不規則な形を呈することが多い。(Fig 10, 11, 12, 13, 14)

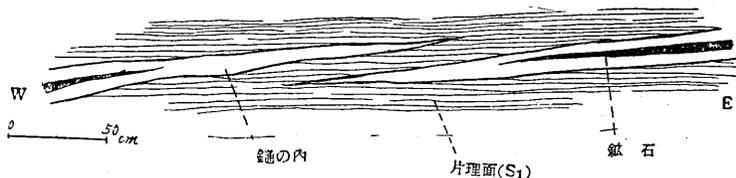


Fig. 10. 鍾のうちと母岩の片理との関係(その1)  
(東渾搬坑)

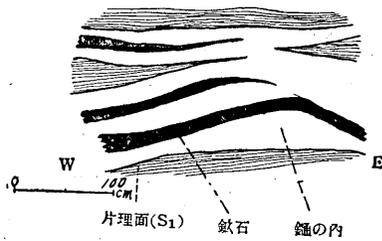


Fig. 11. 鍾のうちと母岩の片理との関係 (その2) (下五番坑)

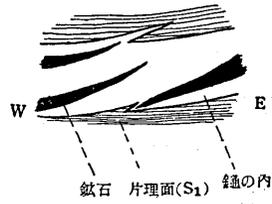


Fig. 12. 鍾のうちと母岩の片理との関係 (その3) (下四番中段坑)

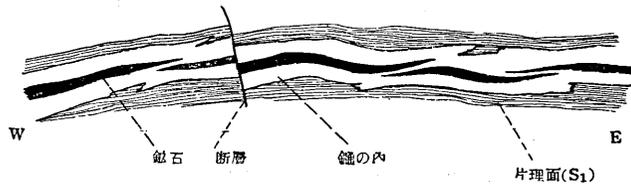


Fig. 13. 鍾のうちと母岩の片理との関係 (その4) (西運發坑)

鉄体の落しの方向は $S60^{\circ}\sim 70^{\circ}W$  (傾斜 $15^{\circ}\sim 40^{\circ}$ )を示しており、大体、母岩の線方向に一致している。

各富鉄体については、掘りあとに残されている龍頭及び坑道にみられる鉄体について詳しくしらべた結果、各富鉄体は小さな鉄体群の集合により形式されたもので、これら鉄体群も雁行状配列をなしていることが観察されるのである。(Fig 10, 11, 12, 13, 14)

また富鉄体の各ひとつずつは走向方向に長く、落しの方向に短い形態をなしているのが観察されるが、小鉄体は落しの方向に長く、走向方向に短い形を示すらしいことが、掘りあとの状態より推察される。

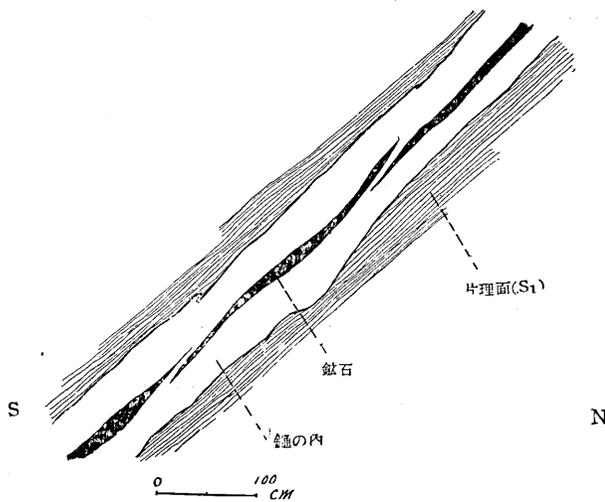


Fig. 14. 鍾のうちと母岩の片理との関係 (その5) (大切斜坑)

## 3. 片理面について

坑内においてみられる著しい特徴として、ふつういわれている片理面 (foliation plane, これを  $S_1$  とする) のほかに、この片理面上に線方向を示す条線として表現される他の一つの  $S$  面 (これを  $S_2$  とする) が観察される。このため、 $S_1$  面は非常に顕著なヒダを形成し、あたかも、たたみの目のごとき凹凸がみられる。この  $S_2$  は  $S_1$ 、鍾のうち及び細鉄脈を切り、また富鉄体 (主として黄鉄鉱) は破碎作用を受け、そのあいを黄銅鉱・磁硫鉄鉱が充填しているのが観察される。これらの観察事項からつぎのように結論される。すなわち;—

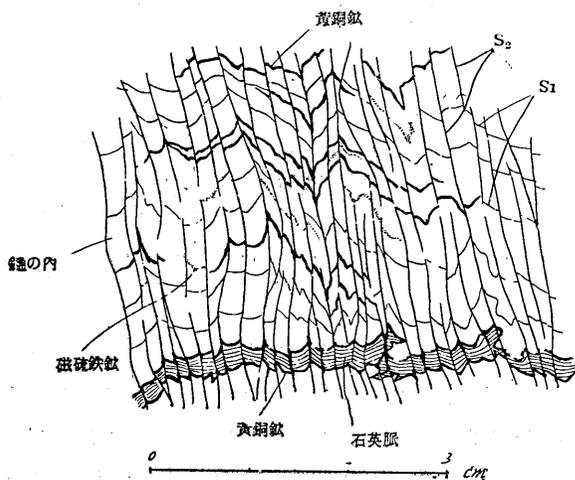


Fig. 15. 鍾の内研鑿面に於ける  $S_1, S_2$ , ビリヒの関系 (Lb-axis)

まづ最初に  $S_1$  に表現される運動が行われ、その運動中に鑛体の形成が行われ (黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱)、運動終了後に  $S_2$  に表現される運動 (*sjip movement*) が行われて

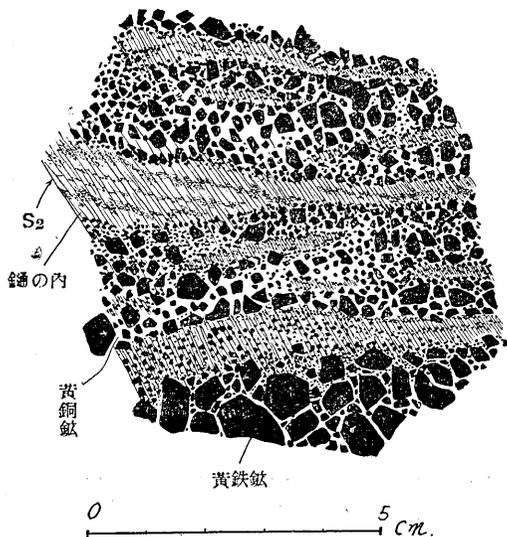


Fig. 16. 鉦石の破碎現象  
 黒い粒状及び点群は黄鉄鉦粒  
 S<sub>2</sub>の見える部分の白いものは鍾の内  
 黄鉄鉦粒の間の白いものは黄銅鉦（一部磁硫鉄鉦）

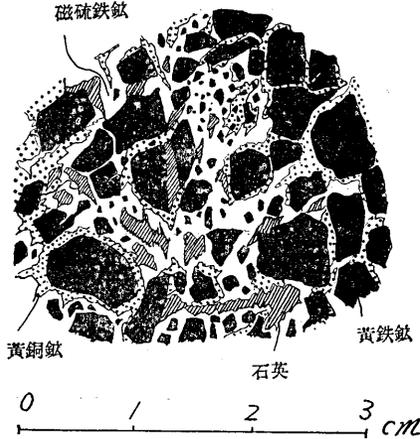


Fig. 17. 鉦石の破碎現象  
 黒い角礫状のものは黄鉄鉦  
 白い部分は磁硫鉄鉦

S<sub>1</sub>及び鍾の内はS<sub>2</sub>面により切られ、富鉦体及び鑛脈は破碎されて、黄銅鑛、磁硫鉄は再溶解されて破碎黄鉄鑛粒間を充填し、一部は鍾の内に分枝し、S<sub>2</sub>面により切断されたものと考察される (Fig. 15, 16, 17)。

このS<sub>1</sub>面とS<sub>2</sub>面の運動の時期の長さについてはもちろん不明であるが、新宮鑛床 (光野 1953) における鉦体周辺部の運動様式と比較すると、新宮鉦床の場合は、S<sub>1</sub>とS<sub>2</sub>の運動の時期は、S<sub>1</sub>の運動の途中よりS<sub>2</sub>の運動が開始され、流状褶曲の形式をとつたものと解釈される。

このS<sub>2</sub>面の走向はN20°~40°E、傾斜はN50°~70°を示すことが多い。

なお坑内においてみられるS<sub>2</sub>とS<sub>1</sub>、鍾のうち及び鉦体との関係を、線方向に直角に切つて研磨面のスケッチで示した。(Fig. 15)

#### 4. 坑内における断層

坪井鉦床の坑内においては、大体、N60°E (傾斜S80°) N30°E (傾斜S65°), N70°E (傾斜S70°) の断戸がみられ、これに伴う小断戸も数多く観察される。これらの断戸は水平に15~30mのズレを示し、上下方向のズレは少ない。これらの断戸によつて富鉦体が明確に切られたものではなく、鉦体の配列位置がズレしているものにすぎない。

またこれらの断戸のほか、大切斜坑にみられるものと、5番坑においてみられる断戸は細長いレンズ状の鉦石(長さ1~5m, 巾10~50cm)をはさんでいるのが観察される。

この断戸にはさまれる鉱石は、破碎作用を受けておらず、周辺部に対して、鍾の内を形成しており、この断戸をはさんだ兩盤間にレンズが認められない。甚だしい場合には、断層中にはさまれる鉱石と、富鉱体とが接觸（4番中段東押入口）した部分が観察される。

この断層中には鉱石をはさむとはさまざるとにかかわらず鍾の内を形成し、その兩盤に対しても鍾の内を形成している。すなわち、断層中及びその周辺に対して帯状に綠泥石化作用をあたえているので、これらの断層中にはさまれている鉱石は、坪井鉱床の主要鉱体形成後の断層運動により、富鉱体より引きちぎられたものではなくて、主要鉱体形成前あるいは形成中のいずれかの時期に形成された断層に沿つて、鉱液が上昇し、周辺に綠泥石化作用をあたえて鉱床を形成したものと考えられる。

## 結 語

以上で坪井鉱床及びその周辺地域の結晶片岩類及び鉱床の特性についてのべたが、ここに改めて前述の事項をまとめてみることにする。

1. 坪井鉱床周辺部の結晶片岩類は外帯の結晶片岩類に比し変成度が低いために、原岩種別による判定が相当に可能である。

2. 坪井鉱床は基性凝灰岩片岩中に胚胎する層状含銅硫化鉄鉱床であり、鉱体の排列は雁行状配列をなすとみなされ、落しの方向は母岩の線方向のそれとほぼ一致する。また各富鉱体は小鉱体群の集合よりなる。

3. この地域の結晶片岩では、片理面 ( $S_1$ ) に急角度に交わる他の一つのS面 ( $S_2$ ) が存在する。 $S_2$  は  $S_1$  と鉱体及びこれに伴なう鍾の内を切り、富鉱体においては黄鉄鉱粒が破碎されて、そのあいだを黄銅鉱・磁硫鉄鉱が充填している。すなわち、鉱体及び鍾の内の形成は  $S_1$  の運動の時期に行われ、続く  $S_2$  の運動により破碎作用を受け、黄銅鉱及び磁硫鉄鉱はふたたび溶解して充填し、一部は  $S_2$  に沿つて入つたものと考えられる。

4. 坑内においては鉱石をはさむ断層が観察されるが、この鉱石は破碎作用を受けておらず、周辺に対して綠泥石化作用をあたえているので、この断層は鉱体形成後の断層ではなく、変成後以前あるいは変成作用中の形と考えられる。

参 考 文 献

- 1 小島丈兒 ; 含ステイルブノメレイン緑色片岩における鉱物形成の順序について  
地質学雑誌 54, (636), p103—109 1948.
- 2 G. KOJIMA ; über das "Feld der Metamorphose" des Sambagawa kristallinen Schiefer—besonders in Bezug auf Bildung des kristallinen Schiefergebietes in Zentral Sikoku. Journ. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C, I, vol. 1, No. 1, 1951.
- 3 光野千春 ; 岡山県久米郡坪井鉱床周辺の地質及び鉱床 地質学雑誌 59 (694) p339, 1953.
- 4 牛木正夫 ; 日本列島の成立 (I, II, III,) 自然 (3), (4), (5), 1952
- 5 光野千春 ; 愛媛県宇摩郡新宮鉱床周辺の地質及び鉱床 地質学雑誌 59 (594) , 1953.

On the Geology and Ore-deposit of the Tsuboi Mining District, with Special Reference to the Crystalline Schists and the Morphology of Ore-deposit.

by

Chiharu MITSUNO.

Abstract

Crystalline schists in this district consist of pelite-schists, sandstone-schists, siliceous schists, limestone-schist, basic-tuff-schists, diabase-schists, serpentine-schists, acidic-tuff-schists and quartz-porphry-schists, which belong to the Sangun metamorphic zone. The original rock species of crystalline schists have been determined after the field occurrence and microscopic observation.

The stratigraphical succession of the formation of crystalline schists in the district is tabulated in the descending order as follows:

	thickness (m)
tertiary (sandstones and conglomerates)	50+
unconformity	
basic-tuff-schists and pelite-schists	100+
acidic-tuff-schists and quartz-porphry-schists	160+
considerably thick beds of basic-tuff-schists, comprising 1 bed of diabase-schist and limestone-schist (lense)	400+
mainly sandstone-schists, interbedded with pelite-schists and basic-tuff-schists acidic-tuff-schists	$\frac{100}{300}$
mainly 4 beds of basic-tuff-schists and pelite-schists, interbedded with serpentine-schists, sandstone-schists, diabase-schists (Tsuboi Mine lies in basic-tuff-schists)	300+

The Tsuboi mine is a type of "kieslager" lying in basic-tuff-schist in

the lowest zone.

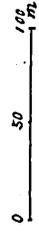
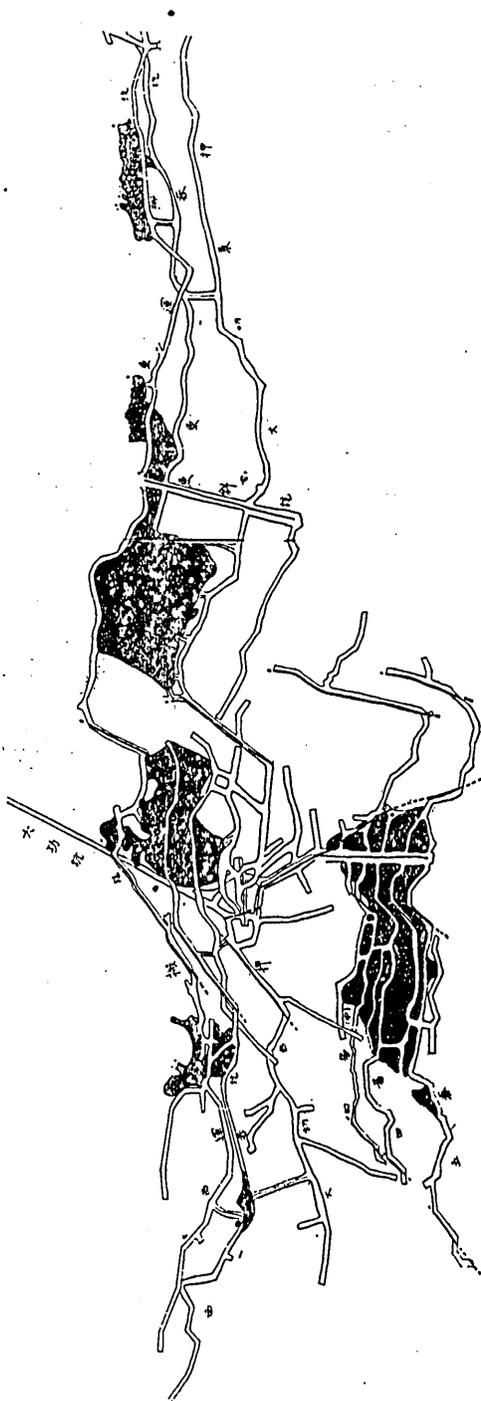
The arrangement of ore bodies shows an échelon type and each ore body consists of small ore body groups, and the relation between these small ore body groups is also an échelon type.

The crystalline schists in the district have distinct S-surface ( $S_2$ ) which crosses the schistosity plane ( $S_1$ ) at high angles (about NW  $70^\circ$ ).

The  $S_2$ -surface cut the  $S_1$ -plane, chloritized rocks (Hinouchi) and ore veinlets, and ore bodies (mainly pyrites) have been crushed by the movement, represented by the  $S_2$ -surface, and filled up by chalcopyrites and pyrrhotites.

In the adits, the author has observed several faults, along which ore bodies and chloritized rocks have been found.

附圖 II 坪井鉞床坑內平面圖



Geological Map of the Tsuboi Mining District.

