

550.85(084.32)(521.23+24)[1:50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

足 尾

(新潟一第 101 号)

通商産業技官 河 田 清 雄
通商産業技官 大 澤 稔

地 質 調 査 所

昭和 30 年

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 各 説	3
II. 2. 1 古 生 代	3
II. 2. 1. 1 秩父古生層	3
II. 2. 1. 2 接触變成岩	6
II. 2. 2 先新第三紀	8
II. 2. 2. 1 古峰ヶ原花崗閃綠岩 (GD ₂)	8
II. 2. 2. 2 沢入花崗閃綠岩 (GD ₁)	8
II. 2. 2. 3 中禪寺石英斑岩 (QP ₂)	10
II. 2. 2. 4 松木石英斑岩 (QP ₁)	11
II. 2. 2. 5 岩 脈 類	12
II. 2. 3 新第三紀	15
II. 2. 3. 1 足尾流紋岩 (R ₃)	15
II. 2. 3. 2 赤城根流紋岩 (R ₂)	17
II. 2. 3. 3 地藏岳流紋岩 (R ₁)	17
II. 2. 3. 4 地藏岳石英安山岩 (Da)	18
II. 2. 4 第 四 紀	19
II. 2. 4. 1 舟 石 層	19
II. 2. 4. 2 袈裟丸火山噴出物	20
II. 2. 4. 3 庚申火山噴出物 (Ap ₃)	21
II. 2. 4. 4 赤城火山噴出物	22
II. 2. 4. 5 田 沢 層	23
II. 2. 4. 6 河岸段丘砂礫層	23
II. 2. 4. 7 男体山浮石層	24

II. 2. 4. 8 沖積層	24
II. 2. 5 火成岩相互の関係	24
III. 応用地質	26
III. 1 概説	26
III. 2 各説	27
III. 2. 1 銅 鉱	27
III. 2. 2 マンガン鉱	34
III. 2. 3 石灰石	36
III. 2. 4 石 材	37
附 足尾図幅内に産する鉱物	38
文 献	55
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

足 尾

(新潟一第 101 号)

本図幅の野外調査は昭和 25 年 8 月に開始し、同 26 年に終了した。本図幅の北東部および南西部は河田が、その他の部分は河田・大沢が野外調査を実施した。

なお足尾鉾山に産出する鉾物はその種類が多く、学術研究上重要と考えられるので、たまたま同鉾山の鉾物を研究中の砂川一郎に依頼し、特に附録として挿入した。

またこの調査にあたり古河鉾業株式会社足尾鉾業所より、足尾鉾山に関する貴重な資料の提供を受け益するところ甚だ大であった。

I. 地 形

足尾山地と呼ばれるこの地域は、関東平野の北西方に位置し、北部は男体山図幅内の中禪寺湖・大谷川の谷を距てて日光火山群と境し、西部では渡良瀬川を距てて赤城火山を中心とする諸峰と相対している。すなわち足尾地域は渡良瀬川の源流地域にあたり、渡良瀬川は足尾町の北部掛水附近においてその上流が松木・神子内の 2 川に分岐し、下流においては幾多の支流を合せて北東から南西に向って流下している。主要な山地を構成する岩石は秩父古生層と、これを貫ぬいて進入もしくは噴出した火成岩類であって、古生層山地は図幅の北東端および北西端を除く全地域に亘って広く分布し、渡良瀬川の左岸においては地藏岳の南から氷室山・根本山等標高 1,000m を超える諸峰が小分水嶺を形成して南北に連なり、一般に南西に向って緩傾斜し、一部は氷室山および根本山附近から派生して南西に向い、桐生川の源流山地を形成している。これらは一見南北方向に連続しているようであるが、やゝ北部においては黒坂石川、南東部においては野上川・飛駒川等のいくつかの横谷および縦谷により分断され

ている。渡良瀬川の右岸に分布する古生層山地は、渡良瀬川と斜交するいくつかの縦谷、およびこれに伴って発達する横谷によって小地塊に分離されている。一般に古生層山地は壯年期地形を示し、多数の谷によって開析されている。古生層山地に対して、火山岩よりなる山塊は独立した地貌を保っている。すなわち足尾町の北部において、備前橋山は渡良瀬・庚申両河川に圍繞された中央部にほぼドーム状を呈して、周囲の山塊から分離し高く聳立し、図幅の北西方に位置する袈裟丸山はこの地域で最も高く、標高 1,900m に達している。袈裟丸山を含む中央分水嶺はほぼ南北に走り、その一部は東側に向って弧状に伸び、西方から南西に繞る尾根は漸次緩やかとなり、特に南西端では成層火山の裾野に見られる特徴的な地形を示している。花崗閃緑岩からなる山地は図幅の北東部と中央部にあって、北東部にあるものは北東隅の石英斑岩地域とともに古峰ヶ原高原の一部をなし、高原性のなだらかな起伏を示し、隆起準平原の相貌を呈している。また中央部の渡良瀬川沿いに露出する花崗閃緑岩類からなる山地は、周囲の古生層山地に対して特に著しい地形上の相違はみられないけれども、侵蝕が進み花崗岩山地にかなり特有な小起伏を生じ、森林の発達が不良であって、大雨による崩潰地が各所にみられる。この地域には河岸段丘が局部的に発達し、特に足尾町附近および神土・花輪等の渡良瀬川流域では良好な発達がみられる。図幅の南西端部では、赤城火山の噴出物からなる標高数 100m の台地状地形が発達している。またこの地域の特異な地貌として煙害地を挙げることができる。すなわち足尾町の北部間藤から赤倉にかけての一带は、煙害により樹木がごとく枯死して岩肌を露出し、侵蝕によって崩潰し、著しい悪地貌を生じている。

II. 地 質

II. 1 概 説

本図幅は足尾山地の一部に当り、地域の大半を占めている古生層は、いわゆる関東構造線の北側における西南日本内帯に相当する 1 ブロックと考えられる。

この地域では古生層は NE-SW に走る一般走向を有し、幾多の褶曲をくり返しており、多数の断層を伴っている。本層は砂岩を挟有する粘板岩とチャートを主体

とし、輝緑凝灰岩および石灰岩に乏しい。時代は下部二疊紀と推定されるが、化石の産出が局部的かつ乏しいので、従来この地層に対する研究は遅れている。したがって本邦の他地域に発達する古生層との関係は明らかでない。

足尾地域の火成活動は古生層を貫ぬく花崗閃緑岩の進入に始まるが、その時代は不明である。これに引き続き、この地域には著しい火成活動が起り、花崗斑岩および石英斑岩等各種の半深成岩の貫入が行われた。

これらの基盤岩類を覆って、流紋岩・石英安山岩および安山岩の熔岩または火山碎屑岩が見られる。流紋岩のなかには第三紀中新世に属し、広く東北地方に発達する流紋岩と一連の活動によって生じたと考えられるものがあり、またこれと相前後して形成され、北隣の男体山図幅内まで拮っているものが少なくない。

本地域の袈裟丸・庚甲両火山は安山岩の熔岩および火山碎屑岩よりなるもので、いずれも那須火山帯中の日光火山群に属し、そのなかでは比較的早く、第四紀初期に形成されたと考えられる。

この地域の堆積岩類としては、古生層が大規模に分布する以外には中生層および第三紀層を欠き、僅かに足尾町北部に更新世になってから堆積した湖成層を認めるのみである。

II. 2 各 説

II. 2. 1 古生代

II. 2. 1. 1 秩父古生層

本層は砂岩・粘板岩・チャート・石灰岩・輝緑凝灰岩等の諸岩層からなり、本地域の基盤を構成して広く分布する。関東山地全般の秩父古生層とその岩質は類似しているけれども、チャートの発達が特に著しい。石灰岩・輝緑凝灰岩の分布は狭く、飛駒村上藤生から西南西方向の福岡村にかけて、やゝ集中的に点在するに過ぎない。石灰岩層からはしばしば紡錘虫を産する。しかし本地域の古生層は全般的に化石の産出がきわめて局部的で乏しく、かつ図に示すことができない程度の幾多の褶曲構造と、これを断ち切る多数の断層により各地塊に細分されているので、層序およびこれに対応する構造を明らかにすることは困難である。しかし、全般の傾向として本層はこの地

域の南方の桐生市方面から、さらに南の葛生町附近に至る間にわたって発達している秩父古生層から連続するものと考えられ、N40～60°Eの走向で南に傾斜して排列する。

粘板岩および砂岩

粘板岩：本岩は黒色を呈し、非常に緻密なもの、やゝ粗粒砂質で砂岩に移化するもの、および最も緻密珪質でチャートに移化するものの3種が認められるが、以上の3種は野外で複雑な分布を示して露出している。また粘板岩中には礫のみ込まれたような産状を示して、しばしば砂岩およびチャート等の扁桃状もしくは円礫状の岩片を含有するものがある。しかもこれらの岩片は粘板岩中の層理と無関係で、不規則な配列を示すことがしばしばある。

本岩は一般に劈開がよく発達し、その劈開面は層理面に並行することが多い。また局部的に著しく圧碎されており、その一部は千枚岩質を呈する。

砂岩：本岩は中粒で、灰黒色を呈し堅硬緻密で、硬砂岩質のもの、比較的脆いものが認められる。前者は主として硬砂岩に属し、粘板岩中に大小のレンズ状、または岩片状をなして分布し、後者は比較的厚く粘板岩中に挟まって発達する。

砂岩は顕微鏡下では主として石英・長石および粘土質物等からなり、微細な粘板岩の破片を含んでいることがある。

砂岩は塊状で、節理面は不規則である。この地域の砂岩には顕著な層理をなして著しく発達するものがなく、粘板岩と細かく互層しており、図上で細分することが困難なために、粘板岩および砂岩として一括した。

チャート

粘板岩中に大きく塊状またはレンズ状をなすもの、あるいは走向に沿ってかなり連続するもの等がみられるが、局部的には断層により繰返しまたは断ち切れ、あるいは褶曲によりドーム状となって露出し、見掛上厚い分布を示すものが急に尖滅する例も少なくない。一般に灰白色・灰色・灰黒色等を呈するが、局部的に淡赤褐色・褐色を呈し、堅硬緻密である。しばしば粘板岩の薄層を挟有するほか、黒色の緻密な珪質板岩を伴っている。また比較的塊状を呈すものと縞状をなすものがある、後者は厚さ2～3cmの板状の層理を呈し、著しい褶曲を示すものが多い。

チャートを鏡下に検すれば、非常に微細な粒状石英の基地からなり、部分的にやゝ

粗粒の石英脈が認められる。一般に少量の炭質物や、黒色ないし黒褐色の鉄鉱物を含むほか、稀に方解石の小晶を生じている。ラヂオラリヤは認められない。接触変成作用を蒙ったものでは、石英はやゝ粗粒モザイク状となり、基質を構成し、時には中に白雲母の小晶や柘榴石を含むものがある。

輝緑凝灰岩

本岩は普通は粘板岩中にレンズ状に挟まれて産するが、しばしばチャートまたは石灰岩を伴ない、それらが本岩中にレンズ状をなして含まれることが多い。

岩石は暗緑色ないし帯青緑色を呈する。暗緑色のものは風化面がしばしば暗赤褐色となることがある。

鏡下では主として長石・緑泥石・磁鉄鉱・方解石のほか細塵様物質からなり、しばしば方解石の細脈を生じた時に方解石の点紋を生じている。

石灰岩

本岩はその分布が狭く、粘板岩中にレンズ状に挟まれて存在する。岩石は淡灰色ないし灰黒色を呈し、緻密で層理面の発達に乏しい。また本岩は縞状に薄いチャートを挟んでいることがある。

山田郡梅田村津久原の北西において灰黒色の石灰岩中に *Parafusulina* *cfr Japonica*(GÜMBEL) および *Parafusulina* sp. を産する。

足尾線花輪駅に近い八木原(桐生および足利図幅内)からは紡錘虫とともに、*Helicoprion bessonovi* KARPINSKY の発見が矢部長克によって報告されている。図幅内の本層は、以上の化石のみでは明確な時代を決定することはできない。

構造

古生層は一般に北東から南西に至る走向を示し、局部的には緩傾斜を呈する所も認められるが、概して 80°内外の等斜褶曲を示す。

図幅内で渡良瀬川は古生層の一般走向にほぼ並行して流下し、渡良瀬川を挟んで古生層は傾斜をやゝ異にする。すなわち渡良瀬川の北西側においては地層は北西に傾斜するものが多く、一方南西側ではその傾斜はほとんど南東を示している。なお局部的に地層は幾多の小褶曲を繰り返して出現し、図示することのできない多数の断層によって切断されている。特にチャートはこれらの構造に支配されて、褶曲により厚い分布を示したり、または断層により急に尖滅することが多い。褶曲構造および断層の性

質を明らかにすることはきわめて困難であるが、おもな褶曲構造はN40～50°Eの方向性を有し主要な断層はほとんど南北性を示している。この地域の古生層は化石に乏しくしかも鍵層となる地層がなく、その構造を明らかにすることは困難である。

II. 2.1.2 接触変成岩

本地域に分布する接触変成岩類は、原岩たる古生層の粘板岩・砂岩およびチャートが、古峰ヶ原・沢入両花崗閃緑岩の貫入による接触変成作用を蒙った結果生じたものである。接触変成岩類は大別して黒雲母ホルンフェルス、堇青石黒雲母ホルンフェルスおよび紅柱石ホルンフェルスの3種に分類することができる。この地域で最も著しい変成帯は沢入花崗閃緑岩の周辺に発達するもので、変成帯の幅は約1km内外、ときに花崗閃緑岩の西側等では2km以上におよんでいる。通常変成帯の内帯では堇青石黒雲母ホルンフェルスを生じ、漸次遠ざかるにつれて変成度の低い黒雲母ホルンフェルスに移化する傾向がある。堇青石ホルンフェルス中の堇青石の斑状変晶は、所によりその大きさおよび量を異にし、大きいものでは長径2cm、短径1cmにおよぶものがあるが、1mm内外の点紋状の小さい堇青石を多量に生じている所もある。足尾町小滝小学校前の庚申山川においては、岩脈状アプライトの周辺の粘板岩中に、長径2cmに達する堇青石の大晶を多量に生じている。原向駅附近の渡良瀬川の左右両岸においては、チャートは変成作用を蒙って糖晶状石英粒からなる含黒雲母珪岩となり、粘板岩は堇青石の細かな斑状変晶を多量に含むホルンフェルスとなっている。また沢入の東方2kmの黒坂石川に沿った県道では、花崗閃緑岩と古生層との接触部に、透明な堇青石の大晶を多量に生じている。花崗閃緑岩の西側の変成帯では、下草木の西方2kmの地点で堇青石の大晶が著しく発達し、沢入の西方3kmのバラ沢においては、紅柱石の斑状変晶を有するホルンフェルスを産する。東西の両変成帯に比較すれば、花崗閃緑岩の北辺部および南辺部に発達する変成帯には著しいものがない。沢入花崗閃緑岩の変成作用に対して、古峰ヶ原花崗閃緑岩のそれは顕著でない。すなわち岩体の南西辺部において古生層との接触部に、幅約数100m内外の黒雲母ホルンフェルスからなる変成帯を生じ、堇青石は認められない。足尾町掛水の附近では一部に点紋粘板岩を生じている。

黒雲母ホルンフェルス

主成分鉱物 石英・斜長石・正長石・黒雲母

副成分鉱物 磁鉄鉱・燐灰石・電気石

石英・正長石および斜長石はモザイク状または細粒粒状を呈し、基質を形成している。石英および長石中には微細な黒雲母片および塵埃状物質を包有することがある。黒雲母は小鱗片状または稀に小板状を呈し、きわめて多量に基地に含有される。磁鉄鉱は他形粒状を示すものが僅かにある。燐灰石および電気石は稀に認められるが、いずれも自形小柱状ないし他形の微小粒状を呈する。電気石は淡褐色ないし淡黄色の多色性を有する。

堇石黒雲母ホルンフェルス

主成分鉱物 石英・斜長石・正長石・堇青石・黒雲母

副成分鉱物 磁鉄鉱・燐灰石・炭質物・電気石

石英はモザイク状ないしは微細な粒状の集合をなす。斜長石および正長石はいずれも他形で細粒状を呈し、石英とともに基質を形成する。石英・斜長石および正長石等は炭質物および塵埃状物質を包有している。堇青石は自形ないし半自形で柱状を示し、大きいものでは長さ10mm内外に達するものがある。堇青石中には包有物として鱗片状黒雲母・炭質物および燐灰石の小粒等を含有する。堇青石は時に雲母様鉱物に変質している。黒雲母は淡赤褐色で、小鱗片状を呈し多量に含まれている。電気石は淡褐色で自形ないしは半自形の微小柱状を呈し、きわめて僅かに含まれるに過ぎない。磁鉄鉱は他形の0.2mm内外で、しばしば黒雲母と共生している。

紅柱石ホルンフェルス

主成分鉱物 石英・斜長石・正長石・紅柱石・白雲母

副成分鉱物 磁鉄鉱・炭質物

石英はモザイク状ないしは細粒粒状である。斜長石および正長石はいずれも他形の細粒状となり、石英とともに基質を形成する。石英・斜長石および正長石はいずれも炭質物を包有している。紅柱石は径8mm内外で、長さ15mmに達するものがあり、結晶の外廓部は変質し、雲母様の物質により交替されている。紅柱石中には炭質物を包有し、いわゆる空晶石を形成するものがある。白雲母は小板状または鱗片状で紅柱石の周辺部にしばしば認められる。

II. 2. 2 先新第三紀

II. 2. 2. 1 古峰ヶ原花崗閃緑岩 (GD₂)

本岩は足尾町の東にあたる塩ノ沢附近からその北東古峰ヶ原一帯にわたって露出し、その延長部は鹿沼図幅内の西大芦村に延びている。本図幅内では岩体の南辺部は古生層に進入し、これに接触變成作用を与えており、岩体の北辺部は中禪寺石英斑岩 (Qp₂) に貫ぬかれている。本岩は全体として有色鉱物に富み、淡灰青色、中粒の花崗質岩石で、通常片状構造や斑状構造はまったくみられない。野外においては岩相の変化は顕著ではないが、黒色のやゝ細粒の部分と、白色のやゝ粗粒の部分とがあり、両者は漸移し、またしばしば黒色の小さい斑点が黒色中粒の岩石中に散在する傾向がある。一般にアプライトおよびペグマタイトがきわめて少なく、稀に細脈を伴うだけである。岩体の中心部には黒色細粒の捕獲岩が時に著しく認められる。捕獲岩は普通 10cm 以下の球状ないし楕円体に近い形状をもっている。

主成分鉱物 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・角閃石

副成分鉱物 燐灰石・磁鉄鉱・ジルコン

2 次的鉱物 緑泥石・絹雲母・カオリン

鏡下では標式的な完晶質粒状組織を示す。斜長石は灰曹長石程度で、長さ 1.5mm 内外の卓状を示し累帯構造が著しい。常に多少絹雲母化作用を受け、絹雲母の小片を生じている。カリ長石は他の鉱物に対して間隙充填の關係を示し、カオリン化作用を受け汚濁している。石英もやゝ間隙充填状を呈し、その大きさは径 0.6mm 内外である。黒雲母は褐色種に属し、種々の厚さの小板状で径 0.7mm 程度のものが多い。燐灰石やジルコンの小粒を包有し、その周りには多色性量が認められる。黒雲母の一部は緑泥石に変質している。角閃石は普通角閃石に属し、緑色ないし帯緑黄色の多色性が認められる。柱状を呈し、長さ 1.5mm 内外で燐灰石・磁鉄鉱粒を包有するものがあり、また黒雲母と共生することが多い。黒雲母より少量である。

II. 2. 2. 2 沢入花崗閃緑岩 (GD₁)

本岩は図幅内で最も広い面積を占める深成岩体で、ほぼ南北に延び、その延長は 12 km、幅は約 6km である。本岩は古生層を貫ぬき、これに接触變成作用を与え、岩体

北辺部はその一部が袈裟丸火山噴出物によって被覆されている。岩石は有色鉱物に乏しく淡灰色を呈し、粗粒で斑状構造はきわめて顕著である。一般には片埋はないが局部的に著しく認められる。肉眼ではペルト長石の斑状結晶が点在し、大きいものでは長径 3cm、短径 2cm に達する。これらのペルト長石中には小鱗片状黒雲母を包有するものが多い。岩相は周縁部へ向って、粗粒なものからより細粒なものへと移化する傾向があるが、岩体の中心部においても白色粗粒の岩相と、より細粒の有色鉱物に富む部分とが不規則な形状を呈して分布することがある。岩体の周辺部にあたる向沢入の東方約 2km の地点では、本岩はまったく細粒の半花崗岩質岩石となり、ペルト長石の斑状結晶を欠くか、またはきわめて稀に含有するに過ぎない。本岩体は一般にアプタイトおよびペグマタイトに富むが、大規模なものはみられず、いずれも幅 20cm 内外の脈状のものである。小滝小学校前の庚申山川においては、粘板岩を貫ぬいた幅 1m 内外の脈状アプタイトが認められる。沢入附近の石切場においては水成岩起源と思われる捕獲岩および黒色細粒の基性捕獲岩がみられるが、いずれも通常径 5cm 内外のレンズ状または球状に近いものである。

主塊をなす花崗閃緑岩

主成分鉱物 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物 燐灰石・褐簾石・ジルコン・チタン石・磁鉄鉱

2 次的鉱物 緑泥石・絹雲母

標式的な完晶質粒状組織を呈する。

斜長石はほぼ灰曹長石に相当し、長さ 2.5 ~ 3mm 内外の卓状に近い輪廓を示し、累帯構造が著しい。常に多少の絹雲母化作用を受けている。斜長石がカリ長石と接する部分に沿って、蚯蚓状ミルメカイトが形成されている。また斜長石のなかには周辺部が酸性で曹長石に近いものがある。カリ長石はしばしば見掛上長さ 2cm 以上の斑晶として産するが、鏡下では常に他の成分鉱物に対して間隙充填の関係を示し、微細な葉片状曹長石を包含し、ペルト石構造を呈し、黒雲母の小片を包有している。多少 2 次的に変質しカオリン化したものがある。石英は粒状で他の成分鉱物の間隙を充填する。石英には塵埃状物質を包有するものがある。黒雲母は茶褐色を呈し径 1mm 内外で、種々の厚さの板状結晶として産し、しばしば燐灰石およびジルコンの小粒を包有し、ジルコンの周りでは多色性暈を生じている。また結晶の一部は緑泥石に変質

していることがある。燐灰石は稀に小柱状結晶として認められる。褐簾石はきわめて僅かに粒状のものが含まれるにすぎない。

周辺相をなす花崗閃緑岩

黒坂石の西方 2km の地点における細粒状岩石を鏡下にみると次の通りである。

主成分鉱物 石英・斜長石・微斜長石・黒雲母

副成分鉱物 燐灰石・褐簾石・チタン石

2 次的鉱物 緑泥石

斜長石はほぼ灰曹長石に相当し、長さ 1.2mm 内外の比較的明瞭な卓状を呈し、累帯構造は顕著である。結晶内部には絹雲母の小鱗片状結晶を生じている。

微斜長石は常に他の成分鉱物に対して間隙充填の関係を示し、多少暗色に汚濁している。

石英は全体として粗粒寄木状ないし細粒粒状を示し、多小ほかの成分鉱物の間隙を充填した形態を呈している。黒雲母は茶褐色を呈し、径 0.6mm 内外の小板状結晶で、燐灰石の小粒を包有している。

II. 2.2.3 中禪寺石英斑岩 (Qp₂)

本岩は図幅の北東端に露出し、岩体の延長部と思われるこれと同種の岩石は、男体山・日光・鹿沼の 3 図幅地内にまたがっている。岩体の南辺部では古峰ヶ原花崗閃緑岩を貫ぬき、西側の渡良瀬川に沿った地域では古生層を貫ぬいて、これに軽度の接触変成作用を与えている。本岩は優白質で灰色を呈し、多少珪長質の堅硬な斑状岩であつて、岩体の内部においてしばしば岩相を異にする。すなわち比較的有色鉱物に乏しく、珪長質石基中に僅かに石英・長石等の小さな斑晶を有するものと、斑状構造が顕著で石英および長石等の斑晶が大きく、かつ多量に含まれるものが野外において認められる(過斑晶質石英斑岩)。前者は野路亦の北東から神子内川沿った兩岸附近を中心に分布し、後者は野路亦附近で花崗閃緑岩との接触部に近く、きわめて局部的に認められる。本岩は古生層との接触部においては、古生層中の砂岩・粘板岩およびチャート等を捕獲し、特に赤倉の東方 1km の深沢谷においては、石英斑岩は径 5cm 内外のものから、小豆大に至るまでの各種の捕獲岩を多量に含有している、古生層におよぼした接触変成作用は著しくないが、間藤附近においては粘板岩の一部がホルンフェ

ルスとなっている。

珪長質石英斑岩

斑晶 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・緑泥石・方解石

石英は円味を帯びた形を呈し、大きいものでは径 1.6mm 内外に達するものがあるが、普通 0.6mm 内外である。石英には軽度の波動消光を示すものがある。

斜長石は灰曹長石ないし中性長石に属し、柱状で大きさは 0.6mm ~ 1.2mm に達する。一般に暗色に汚濁し、曹長石化作用を受けるとともに、方解石や緑泥石を生じている。

カリ長石は不規則形で、径 0.6mm 内外の卓状を示し、カオリン化している。

黒雲母は小鱗片状ないしは稀に小板状を呈し、ほとんど緑泥石に変質している。

石基 石英と斜長石およびカリ長石からなり、僅少の緑泥石を含有し、隠微晶質ないし微粒状石理を有する。

過斑晶質石英斑岩

斑晶 石英・斜長石・カリ長石・角閃石・黒雲母・緑泥石・燐灰石

石英は円味を帯びた形態を呈し、径 2mm 内外に達するものがあり、塵埃状物質を包有している。

斜長石はほぼ灰曹長石に相当し、卓状を示し、長さ 1.5mm 内外に達する。暗色に汚濁し変質が著しい。

カリ長石は卓状を示し 1mm 内外で、暗色に汚濁しカオリン化している。

角閃石は緑色を呈し、不規則形で長さ 0.5mm 内外 (斑晶) に達するものがあるが、大部分は鱗片状となり、石基中に散在している。

黒雲母はほとんど緑泥石化しているが、僅かに原鉱物の部分を残すものがある。

燐灰石は小柱状を示し、僅かに含有される。

石基 主として石英とカリ長石および斜長石からなり、粗粒粒状ないしモザイク状構造を呈する。

II. 2.2.4 松木石英斑岩 (Qp₁)

本岩は男体山図幅内の松木沢を中心として、その南北両側の山腹一帯に広く分布し、その一部が足尾図幅内に認められる。

足尾図幅内において本岩は古生層を貫ぬき、岩体の一部は庚申山火山噴出物に被覆

されている。

本岩は灰色または淡青緑色を呈する斑状岩で、野外においてしばしば岩相を異にするのがみられる。石基は緻密な珩長質ないし硝子質物からなり、石英および長石類の斑晶に富み、有色鉱物として緑泥石の鱗片状結晶を認める。

斑晶 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・褐簾石

石英は明らかに両錐形のものも認められるが、多くは融蝕形を示し、径普通 0.6 mm 程度であるが、なかには 1mm 以上に達するものがある。石英の中には一般に微細な塵埃状包有物がみられる。

斜長石は灰曹長石程度で、柱状を示し長さ 0.8mm 内外に達する。一般に暗色に汚濁し、鱗片状絹雲母の小晶や方解石を生じている。

カリ長石は長さ 1.2mm 内外の卓状を示し、暗色に汚濁している。変質が著しいので斜長石との判別が困難である。

黒雲母は他形の小板状を呈し、ほとんど緑泥石に変質し、黒雲母の原形をとどめるものは少ない。黒雲母中には暗褐色を呈する鉄鉱物を生じているものが認められる。

褐簾石は稀に含まれており、柱状ないし粒状で大きさ 0.2mm 内外である。

石基 珩長質・隠微晶質で小鱗片状の緑泥石および燐灰石・ジルコン等の小晶を含有している。そのほかに 2 次的に方解石を生じている。

II. 2.2.5 岩脈類

スベツサルト岩 (Dy_s)

本岩は足尾町中居附近から北西に至る有越沢において、古生層の粘板岩中に NW-SE 方向に伸びた幅約 2m の岩脈として露われ、延長は約数 100m に達する。黒色を呈する堅硬緻密な基質中に、輝石および角閃石の斑晶が認められる。これと同種の岩石は足尾鉱山通洞坑口の附近にも岩脈状を呈して露出している。

主成分鉱物 斜長石・角閃石・透輝石

副成分鉱物 石英・磁鉄鉱・柘榴石

斜長石はほぼ亜灰長石に相当し、長さ 0.2mm 内外の小柱状を呈し、きわめて多量に含まれる。

角閃石は褐色の長柱状を示し、長さ 0.5mm 程度が最も多く、一部にきわめて明瞭

な累帯構造を示すものがある。

透輝石は淡褐色で多くは短柱状ないし長柱状を示し、長さ 0.7mm に達し、一部は緑泥石および蛇紋石に置換されている。

石榴石はきわめて少なく、他形で径約 0.3mm である。

石英は径 2mm 内外の斑状を呈して局部的に含まれ、常に他形を示す数個の個体の集合からなっている。

輝緑岩質岩石 (Dy₄)

本岩は沢入花崗閃緑岩および古生層中に岩脈として露われる。図幅の南西部高橋附近においては、本岩は古生層中に幅約 500m に達する岩脈状を呈し、岩体の西縁部は赤城火山噴出物に被覆されている。本岩は岩体の周辺部では黒色を呈する緻密質となり、斜長石の僅かな斑晶が認められる。また岩体の内部においては帯緑色を呈し、結晶度が高く周辺部に比較して粒度が高い。本岩ならびにその晶洞中にはしばしば方解石を生じている。

斑晶 斜長石・透輝石・陽起石・緑簾石・緑泥石・磁鉄鉱

斜長石はほとんど変質し、曹長石および粒状の緑簾石等を生じている。また岩石の一部は変質して蛇紋石等に置換されている。

透輝石は小柱状ないし卓状で多量に含有され、緑簾石は柱状のものが稀に認められる。陽起石は針状を呈するものが認められるが、これは透輝石から変質して生じたものである。そのほか粒状磁鉄鉱を含有する。

石基 輝緑岩質

石英斑岩 (Dy₃)

本岩は図幅の南東部に近い栃木県安蘇郡飛駒村野峯の南西約 2km の地点に古生層を貫ぬいて露出し、狭い範囲をホルンフェルス化している。本岩は優白質で灰白色を呈する斑状岩である。

斑晶 石英・紅柱石

石英は円味を帯びた形を呈し、径 0.3mm ~ 0.8mm に達する。しばしば塵埃状物質を包有している。

紅柱石は柱状で長さ 0.3mm 程度が普通で、稀に 0.6mm に達するものがある。鱗片状白雲母を密接に伴っている。紅柱石はおそらく捕獲結晶と考えられる。

石基 モザイク状の石英および長石等からなり、石英は最も明瞭なモザイク状を呈し、多量に含まれている。このほかに石基中には鱗片状の白雲母を多量に生じた部分がある。

珪長質岩石 (Dy₂)

本岩は主として梅田村附近で古生層を貫ぬき、岩脈をなすほか、沢入花崗閃緑岩中に岩脈をなして露われる。岩脈の幅は数 m ~ 10 数 m に達する。その貫入時期は明らかでないが、流紋岩類の貫入と相前後して行われたものと推定される。優白質であつて灰白色ないし白色石基を有し、一般に斑晶に乏しいが、同一岩体内においても石英の斑晶の認められる部分と、まったく珪長質緻密で斑晶の認められない部分とがある。梅田村蛇留淵附近に露出するものを鏡下にみれば次の通りである。

斑晶 石英・斜長石

2 次的鉱物 黄鉄鉱・方解石

石英は少ないが稀に径 0.2 ~ 0.3mm 程度の融蝕形を示すものがある。

斜長石は卓状を示し、大きいもので長さ 0.6mm に達するが、著しく暗色に汚濁し本来の性質を決定し得ない。

黄鉄鉱は径 0.3mm の明瞭な自形を呈し、斑状となり点在する。

方解石は斜長石等を置換したもので、他形粒状である。

石基 小さい短冊状の斜長石および微細な粒状の石英等の集合体からなり、淡褐色に汚濁している。

流紋岩 (Dy₁)

本岩は足尾町南々東、粕尾峠北西約 1.5kml にあたる久良沢鉱山附近の古生層を貫ぬき、その露頭は長さ数 100m に達する。岩石は灰白色緻密な石基をもつ斑状岩で、有色鉱物に乏しい。古生層との接触部に近い周辺部ではしばしば古生層の砂岩・粘板岩およびチャートの小片を捕獲していることがある。

斑晶 石英・斜長石・黒雲母・磁鉄鉱

石英は斑晶の大部分を占め、径 3mm 以上に達することがある。一般に融蝕形を示す。

斜長石はほぼ灰曹長石に相当し、卓状を示し長さ 1mm 内外である。

黒雲母は径 0.6mm 内外の板状で、緑泥石に変質しており、稀に磁鉄鉱の小粒を包

有する。

磁鉄鉱は粒状で、径 0.3mm 内外である。

石基 一般に硝子に富み、流理構造を示すものと、珩長質隱微晶質のものがある。

II. 2. 3 新 第 三 紀

II. 2. 3. 1 足尾流紋岩 (R₃)

本岩は古生層を貫ぬき、備前楯山を中心として噴出した漏斗状噴出岩体で、地表において長軸約 4km、短軸約 3km を算する。その周縁部には貫入角礫岩体を形成しており、その厚さは数 10m に達する所もある。本岩の一部は銀山平の南西において袈裟丸火山噴出物に被覆されている。岩石は灰白色ないし白色の石基をもつ斑状岩で、一般に有色鉱物に乏しい。本岩は 2 次的変質作用を受け、しばしば異なった外観を呈することがあり、そのうち緑泥石化と絹雲母化とが一般的である。緑泥石化作用の著しい所では、本岩は淡青緑色を呈し、しばしば淡緑色の小斑点が目立つことがある。絹雲母化作用を受けたものでは、石基はより白色となり、斑晶は石英を除いては不明瞭となっている。一般に捕獲岩に富み、特に古生層との接触部に近い岩体の周辺部に多い。小滝から銀平山に至る間の露頭では、本岩は古生層中の砂岩・粘板岩およびチャート等を捕獲し、そのほかしばしば沢入花崗閃緑岩および董青石ホルンフェルス等が捕獲岩としてみいだされることがある。捕獲岩の大きさは径 10cm から小豆大に至る。本岩体はしばしば角礫質流紋岩岩脈を伴っている。この岩脈は流紋岩体の内部および古生層中に通常数 10cm ~ 1m 位の脈状となって分布する。また岩脈中には主として古生層中の砂岩・粘板岩およびチャートの角礫を含み、その大きさはくるみ大のものから小豆大のものにまで至っている。本岩体の北東縁辺部には岩相をやゝ異にする流紋岩および凝灰質岩石ないし凝灰角礫岩質岩が分布している。すなわち足尾町の北部本山および京子内附近から渡良瀬川の右岸に沿って間藤に至る間には緑泥石化作用を著しく被むって淡緑色を呈する部分と、淡褐色の石基をもつ斑状の部分とが認められる。凝灰質岩石は前に述べた灰白色岩石と、かかる淡青緑色ないし淡褐色を呈する岩石との境界部に帯状をなして分布しており、その最も明瞭に認められるのは、渡良瀬川に沿った間藤から本山までの間で、この附近ではほと

んど水平に近く、岩体中に約 10m の厚さで露出している。凝灰質岩石は灰白色ないし淡青緑色を呈し、著しく風化している。

主塊をなす足尾流紋岩

斑晶 石英・斜長石・黒雲母・褐簾石・磁鉄鉱・黝簾石・方解石

石英には稜角のある外郭をもつものおよび粒状で融蝕せられたものがある。普通径 1.2mm 位の粒状を呈するものが多いが、稀に断片状の小片状を呈する。一般に塵埃状の包有物が認められるが、概して新鮮である。

斜長石はほぼ灰曹長石に相当し、長さ 1.3mm 内外の柱状結晶および破片として産し、暗色に汚濁するもののほかに緑泥石・黝簾石および方解石に変質している。

有色鉱物はほとんど緑泥石に置換され、元来の鉱物が不明なものが多いが、黒雲母は比較的その外形を留めている。黒雲母は小板状で径 0.2 ~ 0.7mm に達し、緑泥石化が著しく、また黒色粉状の不純物を含有している。

褐簾石としては稀に粒状を示すものが認められる。

石基 硝子質で放射状組織をもつ球顆を多量に含み流理を有するものと、石英および長石微晶を含有する隠微晶質のものがある。

足尾町本山有木坑附近の斑状流紋岩を鏡下にみると、次の通りである。

斑晶 石英・斜長石・黒雲母

石英は半自形ないし他形で、径 1.5mm 内外のものも多く、稀に融蝕形を示すものがある。

斜長石は灰曹長石程度で自形ないし半自形を示し、大きいものでは長さ 1.5mm 以上に達するものがあるが、小さい破片として含まれることもある。

黒雲母は他形で 0.6mm 内外の板状結晶を示し、ほとんど緑泥石に変質し本来の性質をとめるものが少ない。

黒雲母のほかに緑色を呈し、1.3mm 内外の柱状または菱形の切口を示して、角閃石ではないかと思われるものが認められるが、変質が著しく緑泥石様鉱物や黒褐色の鉄鉱物を生じ、その判定は困難である。

石基 主として淡褐色を呈する硝子からなり、流状構造が顕著で部分的に淡緑色の径 0.6mm 内外、またはそれ以上の放射状組織をもつ球顆を有する部分がある。また珪長質の隠微晶質石基からなるものがある。

II. 2.3.2 赤城根流紋岩 (R₂)

本岩は図幅の北西部に露出し、岩体の南辺部では古生層を貫ぬいてこれに接し、岩体の北東部では袈裟丸火山噴山物によって被覆されている。岩質は一般に淡色の石基をもった斑状岩で、岩体の内部において斑晶の多い部分と、むしろ珪長質岩石に近い岩相を呈するものが認められる。通常有色鉱物にはきわめて乏しい。本岩は古生層との接触部に近い周辺部においては、古生層中の砂岩・粘板岩およびチャート等を捕獲し、角礫状を呈する部分がある。捕獲岩にはほゞくるみ大のものが最も多く、稀に径 10cm 以上に達するものおよび小豆大のものも認められる。本岩体の南辺部で古生層に接する附近では、前記の捕獲岩のほかには花崗閃緑質岩石および斑禰岩を稀に取り込んでいる。

斑晶 石英・斜長石・黒雲母

石英は両錐形のものも認められるが、大きさ 0.6mm 内外の融蝕形を示すものが多い。一般に塵埃様物質の微細なものを包有し汚濁している。

斜長石は長さ 0.5mm 内外の卓状または柱状を示し、著しく変質してその性質は決定できない。2 次的に微細な鱗片状絹雲母を多量に生じている。

黒雲母は径 0.6mm 内外の小板状結晶で、ほとんど緑泥石に変質している。変質が著しいのでカリ長石等の識別が困難である。

石基 隠微晶質石基ないし珪長質鉱物の細粒状集合体からなり、一般に淡褐色に汚濁している。部分的には硝子質物を含んでいる。

II. 2.3.3 地藏岳流紋岩 (R₁)

本岩は足尾町の南にあたる地藏岳附近、および足尾線原向駅の東方 2km の尾根一帯に分布する。本岩は古生層を貫ぬいて噴出し、直接石英安山岩によって被覆されている。一般に白色ないし灰白色の石基をもち、有色鉱物にはきはめて乏しく、石英および長石の斑晶も顕著でない。古生層との接触部に近い周辺部では古生層の砂岩・粘板岩およびチャート等を捕獲岩として有し、稀に花崗閃緑岩石の取り込まれたものも認められる。捕獲岩の大きさは普通径 2cm 内外である。原向駅東方 2km の尾根に分布する岩体中には、厚さ約 20m 内外の硝子質岩石が帯状をなして分布し、流紋岩

に移化している。硝子質岩石は淡青緑色または灰黒色を呈する。このなかには、しばしば炭化した木片および古生層中の砂岩・粘板岩およびチャート等の小さな捕獲岩片が認められる。

斑晶 石英・斜長石・稀に黒雲母および褐簾石

石英は径 0.6mm 程度で、融蝕形を示すものが僅かに認められる。

斜長石は長さ 0.6mm 程度で、稀に柱状を示すものが認められ、いずれも暗色に汚濁している。

黒雲母は小鱗片状のものが僅かに認められるにすぎない。

褐簾石はきわめて稀で、小柱状または粒状を呈する。

石基 大部分淡褐色を呈する硝子からなり、一部に放射状組織をもつ球顆構造が認められるものと、珪長質で隠微晶石理を示すものがある。

II.2.3.4 地藏岳石英安山岩 (Da)

本岩は含角閃石・黒雲母石英安山岩に属し、地藏岳およびその西側の 1.123m 高地に主として分布し、これと同種の岩石は足尾線神土駅の東方 4km の三境川にも認められ、開析が著しいためにほとんど原形を留めていない。かつ本岩の噴出期についても地藏岳流紋岩を見掛上被覆しているというだけで、足尾流紋岩と直接の関係がみられないために推定の域を出ない。

岩質は黝黒色ないし淡褐色を呈する硝子質の岩石で、硝子にきわめて富む部分と、比較的乏しいものが認められる。流状構造は比較的顕著である。一般に斑晶に富み石英および斜長石は多量に含まれる。有色鉱物として鱗片状の黒雲母が認められる。

本岩中には捕獲岩として花崗閃緑岩を稀に含有する。

斑晶 石英・斜長石・黒雲母・角閃石・燐灰石・ジルコン・褐簾石・磁鉄鉱

石英は長さ 1.2mm 以上に達するものがあるが、結晶の破片として含まれるものが多い。塵埃状物質の包有物が認められ、亀裂に富んでいる。

斜長石は灰曹長石ないし中性長石に属し、柱状で長さ 1.2mm 内外に達するものがある。僅かに累帯構造を呈する。石英よりも多量である。

黒雲母は褐色ないし濃褐色の多色性を有し、板状結晶をなし、径 1.3mm に達するものもあるが、普通径 0.6mm 程度で燐灰石・ジルコンの小粒を包有している。一部

には撓曲したものがある。

角閃石は緑色の普通角閃石で多く他形を呈し、径 0.4mm 程度で磁鉄鉱の小粒を包有している。黒雲母より少量である。

絹簾石は稀であって、粒状結晶として認められる。

石基 淡褐色の硝子からなり、部分的に放射状の組織をもつ球顆に富み、流状構造が普通である。

II. 2. 4 第 四 紀

II. 2. 4. 1 舟 石 層

本層は舟石峠を中心として、足尾流紋岩を不整合に被覆する火山性物質を主とする堆積物である。本層は舟石および黒石の両地域に最も広く分布し、その厚さは約 140 m 内外で、ほぼ水平に近く成層しているけれども、場所により 15°内外の傾斜を示す箇所がある。舟石峠附近では舟石層の上には庚申山熔岩の転石がみられ、さらにその上に洪積層の砂礫が堆積している。本層の基底部は泥岩とスコリアとの互層からなる。すなわち厚さ数 10cm 以下の赤褐色ないし黒色を呈するスコリア層と、厚さ数 cm ないし時に数 m の褐色の泥岩層とが互層をなし、その全体の厚さは約 50m 内外と推定される。この層の上部は礫層からなり、礫は黄褐色を呈する浮石と、花崗質岩石・石英斑岩および古生層の砂岩・粘板岩・チャート等からなる。礫の大きさは径 5 cm 内外で、いずれも円礫に近い程度に磨かれている。これらの礫層はいずれも均一なものではなくて、部分的には赤褐色の粘土質層および砂質層を挟んでおり、礫層全体の厚さは 90m におよぶ。前述した泥岩層からは植物化石を産するが、その種類は次の通りである。

Quercus crispula L.

Fagus japonica MAX.

Castanea crenata BL.

Magnolia obovata THUNB.

Tilia japonica SIM.

Viburnum furcatum BL.

以上の化石のなかには古河鉱業株式会社浅野五郎氏の採取されたものを含み、その鑑定は本所燃料部棚井敏雅技官が行なったものである。同技官によれば舟石層は中部更新世に相当し、塩原湖成層に対比される。

II.2.4.2 袈裟丸火山噴出物

本火山は図幅の北西部を占める袈裟丸山を主峰とする円錐形の成層火山であって、現在群馬・栃木両県の分水嶺を形成している南北山稜が、かつての活動の中心であろうと推定される。この山稜を中心として東方・南方ないし西方に向い、緩やかな起伏を示しつつ次第に低下する山稜が連なっており、一般に南西部に向って緩やかな起伏を示す成層火山の名残を留めているが、内部の侵蝕はなほだしく、著しく開析されている。したがって地形により噴出物を細分することは困難であるが、大別して下記の2種の熔岩より構成されている。

本袈裟丸熔岩 (AP₅)

袈裟丸山の主体をなし、広大な面積を占めて分布しており、両輝石安山岩熔岩流および同凝灰角礫岩よりなる。熔岩流は灰黒色ないし灰色を呈し緻密であるが、時に多孔質となり霉爛しやすく淡褐色を呈する。斑晶としては斜長石および輝石が肉眼で認められる。両輝石安山岩質凝灰角礫岩は、両輝石安山岩の径0.1～0.5m程度の角礫を火山灰で凝結したもので、特に熔岩の基底部に発達し、餅ヶ瀬沢の上流において熔岩と互層し、厚い所では層の厚さ10数mにおよぶ。

両輝石安山岩を鏡検すれば次の如し。

斑晶 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱

斜長石は曹灰長石ないし亞灰長石に属し、自形卓状を示し、長さ0.8～1.0mmに達する。累帯構造を示し全般に汚濁が著しい。磁鉄鉱の小粒を包有することがある。

紫蘇輝石は長さ0.6～1.0mm程度の柱状のものが多く、軽度の多色性を有する。多くの場合結晶の外郭には粒状輝石の縁がみられ、また磁鉄鉱の小粒を包有する。

普通輝石は長さ0.3～0.6mmの柱状を示し、しばしば双晶をなす。

石基 硝子基流晶質ないし毛氈状で、微細な短冊状斜長石が網状もしくは一定方向に配列しており、間隙を粒状の単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱ならびに硝子等が充填している。

前袈裟丸熔岩 (Ap₄)

含橄欖石・両輝石安山岩からなり、前袈裟丸山を噴出の中心として、ほぼ南ないし東方に流出したもので比較的小区域に露出する。灰黒色を呈し緻密で肉眼的にも斜長石の斑晶が顕著である。

斑晶 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石・磁鉄鈹

斜長石はほぼ曹灰長石に相当し、長さ 0.8mm 位のもが多く卓状を示し、一般に累帯構造が顕著である。結晶は一般に著しく汚濁している。包有物として粒状普通輝石および磁鉄鈹がみられる。

紫蘇輝石は柱状で、長さ 0.6mm 程度が普通である。結晶の外郭には粒状普通輝石の縁をもつことがある。

普通輝石は長さ 0.6mm 程度の柱状で、稀に双晶を示す。

橄欖石は長さ 0.6mm 程度の結晶で、一部はイディング石により置換されている。

石基 毛氈状ないし硝子基流品質で、微細な短冊状斜長石が流木状に配列し、その間隙は硝子および微細な単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鈹等により充填されている。

II. 2. 4. 3 庚申火山噴出物 (Ap₃)

本図幅北辺中央に分布する含普通輝石・紫蘇輝石安山岩熔岩および同凝灰角礫岩は、足尾町の北西にあたる男体山図幅内の庚申山頂附近に、かつての火口を有した火山より噴出したものである。その活動時期は袈裟丸火山と同時期に属するものと推定されるが、開析の進んだ現在では、両者の関係を明確にすることはできない。

安山岩質凝灰角礫岩は広い分布を示すもので、岩石は黒色ないし茶褐色を呈する石基中に、斜長石斑晶を多量に持つ安山岩岩片が泥流様の火山灰および火山砂で膠結されたものである。熔岩は庚申山の山頂部から前記安山岩質凝灰角礫岩を、直接被覆して南東に流出したと推定され、その凝灰角礫岩に比較して量が少なく分布も限られている。岩石は緻密で黒色ないし灰黒色を呈し、斜長石の斑晶は時として硝子光沢を示す。

含普通輝石 - 紫蘇輝石安山岩

斑晶 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石・磁鉄鈹

斜長石はほぼ曹灰長石に相当し、卓状を示し、長さ 0.6 ~ 0.8mm 位のもが最も

多い。一般に暗色に汚濁し軽度の累帯構造を呈する。

紫蘇輝石は長柱状で長さ 1～2mm に達する。結晶の外郭部にはしばしば粒状単斜輝石の縁をもち、包有物として微細な磁鉄鉱がみられる。

普通輝石は稀であって、柱状を呈し長さ 0.5mm 内外である。

橄欖石は稀に含まれ、長さ 0.3mm 程度の粒状を呈し、結晶の一部はイデイング石に置換されている。

磁鉄鉱は粒状を呈し、点在する。

石基 硝子基流晶質ないし間粒状で、短冊状斜長石、粒状の単斜輝石、磁鉄鉱等からなり、その間隙を淡褐色硝子が充填している。

II. 2. 4. 4 赤城火山噴出物

赤城火山は那須火山帯に属する休火山であって、典型的な 2 重式火山に属し、沼田図幅において截頭円錐形の外輪山と、山頂のカルデラ内にある 3 個の中央火口丘とよりなり、かつ数個の寄生火山を有している。外輪山は輝石安山岩の熔岩流および凝灰角礫岩を主とする碎屑岩の成層からなり、緩やかな裾野をひいているが、本図幅内でみられるのはその東端部である。すなわち黒保根村楡沢・高楯・鹿角および麦久保では、赤城火山噴出物が足尾層ならびに塩基性岩脈を被覆し、田沢層により覆われている。

楡沢熔岩 (Ap₁)

本熔岩は含普通輝石・紫蘇輝石安山岩に属し、黒保根村楡沢西方に分布している。本熔岩では黒青色緻密な石基中に、長さ 1.5mm 以下の輝石の黒色斑晶および斜長石の白色斑晶が比較的密に散在している。

斑晶 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱

斜長石は曹灰長石に属し、柱状・卓状結晶を呈し、長さ 0.5～1.0mm に達する。不規則な聚片双晶をなすが累帯構造は稀である。

紫蘇輝石は稀に長柱状結晶をなすが、普通長さ 0.5～0.8mm に達する柱状を呈する。

普通輝石は柱状を呈し、その長さ 0.6mm 内外である。普通輝石はきわめて少量である。

磁鉄鉱は粒状をなし、石基中にもまた斜長石・輝石の結晶中にも包有されている。

石基 毛氈状ないし硝子基流晶質で、微細な短冊状または針状の斜長石、小柱状または粒状の単斜輝石、粒状の磁鉄鉱、硝子等によって形成されている。

麦久保熔岩 (Ap₂)

本熔岩は両輝石安山岩に属し、黒保根村麦久保附近に分布している。本熔岩では黝青色緻密な石基中に、長さ 1mm 内外の斜長石の白色斑晶が比較的密に散在しているが、輝石斑晶が著しくない。

斑晶 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱

斜長石は曹灰長石に属し、柱状卓状結晶をなし、長さ 0.7 ~ 1.5mm に達する。不規則な聚片双晶をなすが、累帯構造は稀である。

輝石の結晶は長さ 0.5mm 以下である。

磁鉄鉱は粒状をなし、少し認められる。

石基 毛氈状構造を有し、微細な短冊状または針状の斜長石、柱状または粒状の単斜輝石・斜方輝石、微粒状の磁鉄鉱および硝子等より形成されている。

赤城火山碎屑岩 (Tb)

本岩は黒保根村楡沢・高檜・鹿角および麦久保附近に分布し、前記各熔岩を挾有している。本岩はやゝ稜角のある各種の輝石安山岩岩塊または岩片を火山灰で凝結したもので、その外観は粗鬆、かつきわめて崩壊し易く、黝色を呈し風化すれば赤褐色を呈する。

II. 2. 4. 5 田 沢 層 (gsc₂)

本層は赤城根村根利、黒保根村下田沢附近に分布し、赤城火山噴出物の凝灰角礫岩を覆い、厚さ約数 10m で、くるみ大以下の浮石、古生層諸岩石・安山岩等の礫および粘土またはこれらの互層からなり、ほとんど水平に整然と成層している。本層の上部は厚さ 1 ~ 5m の黄褐色ローム質火山灰で被覆されている。

II. 2. 4. 6 河岸段丘砂礫層 (gsc₁)

本層の分布は局部的で、特に良好な発達を示すのは足尾町附近および神土・小夜戸・花輪等の渡良瀬川に沿った地域である。段丘は詳細にみれば 3 段に分類すること

ができる。上位段丘は河床から 50～60m の高さに位し、その上部にローム質の赤褐色火山灰があり、それがしばしば縞状に浮石層を挟む。礫層の構成物は古生層の諸岩石・花崗岩・石英斑岩・流紋岩等のくるみ大の礫および火山灰・火山砂等である。

中位段丘は河床から 20～30m の高さであり、礫層上の火山灰層はきわめて薄いか、または欠いている。一般に浮石の被覆はみられない。下位の段丘面は河床からの高さ 10～15m であり、その段丘礫層は厚さ数 m の砂礫で、直接基盤岩を被覆している。礫は古生層の諸岩石・花崗閃緑岩・石英斑岩・流紋岩・安山岩等径 10cm 内外のものからなる。

II. 2. 4. 7 男体山浮石層 (pu)

本層は足尾町附近において標高数 100m の山頂部および尾根にみられ、主として黄褐色浮石からなっている。本層の厚さは数 m で上部には比較的黄色を呈する径数 mm の浮石および火山砂がみられる。一部にはやゝ赤褐色を呈する浮石がみられる。

II. 2. 4. 8 沖積層 (a)

渡良瀬川をはじめとする諸河川に堆積し、砂・礫および粘土からなる。

II. 2. 5 火成岩相互の関係

本図幅内に分布する数種の火成岩のうち、岩脈類を除き最も古いものは、花崗閃緑岩の貫入岩体である。

花崗閃緑岩には 2 種の型が認められ、いずれも古生層を貫ぬいて接触変質作用を与えているが、貫入期を明示する資料はない。

また両種の花崗閃緑岩の相互関係についても明らかでないが、貫入期が著しく相異っているものとは推定できない。

石英斑岩は花崗閃緑岩に遅れて貫入したもので、局部的には古生層に軽度の接触変質作用を与えている。本図幅内で岩相を異にする 2 種の石英斑岩のうち、北部に分布する松木石英斑岩は北隣の男体山図幅中の松木沢において花崗閃緑岩を貫ぬいている。

本図幅内では石英斑岩相互の関係を、野外で確認することはできないが、貫入期に著しい距たりがあるとは考えられない。

石英斑岩の進入後に噴出した流紋岩は、この地域では3種の、それぞれ異なる産状を示して分布しているが、時期的にはほとんど相前後して形成され、第三紀中新世の噴出にかゝるものと推定される。北隣の男体山図幅内では各種の流紋岩が、花崗閃緑岩および石英斑岩を被覆して広く分布している。

足尾地域の流紋岩類の特徴として、基盤岩類を捕獲岩として多量に含むことが挙げられる。このうちでも特に足尾流紋岩は、古生層の諸岩石のほかに花崗閃緑岩類を捕獲しており、そのほかの流紋岩も古生層の諸岩石のほかに少量ではあるが、しばしば火成岩類を捕獲している。

石英安山岩は地蔵岳と三境山の相距たる2地域に分布するが、岩質はまったく同じである。足尾町の南東1,123m高地ならびに地蔵岳において、見掛上流紋岩の上のっている。

安山岩類はこの地域の第四紀火山活動として噴出し、袈裟丸・庚申・赤城の各火山の熔岩は、広く基盤岩類を被覆して分布している。赤城火山を除き袈裟丸・庚申の両火山はいずれも著しく侵蝕を受け開析されているので、相互の関係は明らかでない。しかし赤城火山を最末期とし、袈裟丸・庚申の両火山は、いずれも第四紀初期に形成されたと考えられる。

岩脈類のうち基性岩類は、スペッサルト岩および輝緑質岩で、スペッサルト岩は古生層中に岩脈状として現われる以外に認められないので、その貫入時期は火成岩中最も古く、古生層の堆積後で花崗閃緑岩の貫入前と考えられる。

輝緑質岩石の大部分はスペッサルト岩と同じく、古生層中に岩脈状に分布しているが、一部は沢入花崗閃緑岩を貫ぬいている。

酸性岩脈は主として古生層および花崗閃緑岩中にみられる。この種の酸性岩脈の貫入期は明らかでないが、比較的新しいもので、この地域の流紋岩類の噴出期と一連のものと考えられる。

III. 応用地質

III. 1 概 説

本図幅は東北日本内帯の黒鉱鉱床および浅熱水性鉱脈地帯の南端に位して、そのなかに足尾銅山を含み、また本邦有数のマンガン鉱床地域の1つでもある。なお沢入花崗閃緑岩は石材として採掘中であり、古生層中の石灰岩は過去において選鉱中和剤として利用された。

火成岩類中、新第三紀およびそれ以前に貫入もしくは噴出したと思われる石英斑岩および流紋岩中には、金・銀・銅・鉛および亜鉛の各鉱石が浅熱水性鉱脈として胚胎している。すなわち中禪寺および松木両石英斑岩中には、現在稼行されている鉱山こそないが、北隣の男体山図幅内、特に松木沢上流地域の本岩は変質作用顕著であって、金・銀・銅・鉛および亜鉛の各鉱石を対象とした旧坑が多数みられる。また赤城根流紋岩は東北日本内帯のものと異なり、火山碎屑岩類をほとんど随伴しないが、変質作用を受けており、過去において採掘された旧坑を有している。足尾流紋岩は緑泥石化作用・絹雲母化作用および珪化作用などが顕著であって、大小900有余の鉱脈を胚胎して、足尾銅山として大規模に採掘されつゝある。足尾銅鉱の一部はこの流紋岩に接近せる古生層のチャート中に発達している(河鹿)。また古生層中には広くマンガン鉱が胚胎している。すなわちマンガン鉱床はチャートまたはチャートおよび粘板岩との互層中に、走向N50～70°Eの伸長方向をもって、ほとんど例外なく層理にほぼ平行な多数のレンズ状鉱体群として現われているが、それぞれの規模は久良沢鉱山を除きはなはだ小さい。また鉱床の分布は主として座間および日野谷両鉱山を結ぶチャート帯、中野山および東小中両鉱山を結ぶチャート帯、昭和および利東両鉱山を結ぶチャート帯に限られている。現在稼行されている鉱山は、主として炭酸マンガン鉱山であって、その数は10有余にすぎないが、第2次世界大戦末期には大小40有余を数えたという。

III. 2 各 説

III. 2. 1 銅鉦

III. 2. 1. 1 足尾銅山^{註1)}

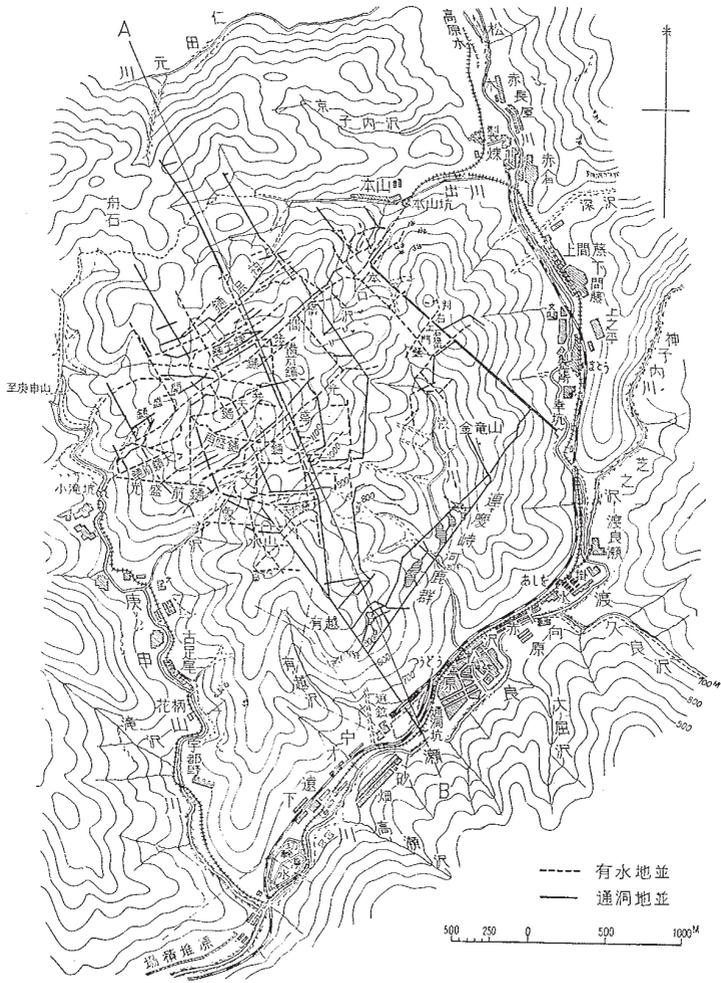
位置および鉦床分布

本鉦山は栃木県上都賀郡足尾町にあって、鉦区は足尾本鉦区のほかに舟石・有越および間藤の4採掘鉦区を有し、その他試掘鉦区を併せもっている。鉦区内における鉦床分布の概要は図に示す通りである。

沿 革

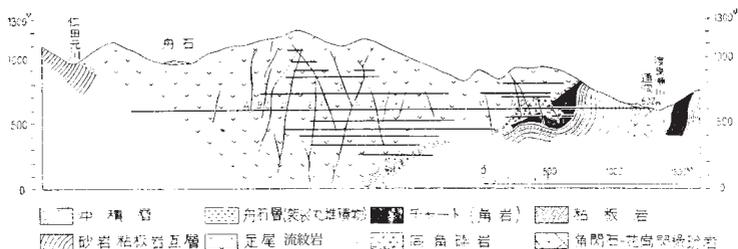
足尾銅山の開発は慶長15年(1610)に足尾村の農民治部・内蔵の2人が銅脈を発見し、当時の領主日光座禪院の許可を得て採掘を始めたのに始まり、翌年に吹銅を幕府に献上して以後足尾銅山と称し、幕府の直轄銅山として銅吹きを始めた。当時幕府は足尾の産銅で、日光・芝・上野等の諸廟を築造し、承応から貞享の頃にかけては足尾銅山の産銅は年間1,500tにおよび、一部は長崎に回されてオランダに輸出された。その後幾多の盛衰を経て幕末には鉦況最も振わず、明治初年政府に引継がれ日光県の管轄に属し、同3年栃木県の所管になり民業を許された。明治10年(1877)に至り初めて古河家の経営するところとなったのであるが、当時は鉦況振わず、かつ通気・排水の設備もきわめて悪く、経営は困難な状態にあったが、初代古河市兵衛によって本山坑の掘進が続けられ、明治16年(1883)に至って富鉦脈横間歩^図が発見されて、今日の足尾銅山の基礎がきづかれた。明治18年(1885)通洞坑の開鑿に着手し、8カ年を費し完成したが、これにより多数の鉦脈と河鹿鉦床とが相次いで発見され、わが国有数の銅鉦山となるに至った。その後は明治37,38両年(1904～1905)の日露戦争の前後において著しい銅価格の変動があり、大正年間に入っても第1次世界大戦後の大正8,9両年(1919～1920)は不況がはなはだしかったが、足尾においては当時銅鉦の品位が優秀であったこと、および合理的な経営により苦境を切り抜けてきた。その後も幾多の変遷を経てきたが、昭和16年(1941)第2世界大戦が勃発するや、金属資源の膨大な需要に応ずるために極度の乱掘が行われ、その上に採鉦不足と相俟って終戦

註1) 本銅山の記事は主として、古河鉦業株式会社浅野五郎・草薙忠明の両氏および足尾鉦業所地質鉦床課の諸氏の調査資料を総括要約したものである。



第1図 足尾銅山鉱床分布図

に至ったため、特に著しく産銅量の減少をきたした。さらに当時の金属鉱業界の不振による原因が重なり、その経営は一時すこぶる困難となったが、その後の積極的な探査と復旧策により漸次回復し、さらに昭和25年(1950)に通洞地域に亜鉛河鹿を発見



第2図 足尾銅山A-B断面図

し、同26年(1951)から亜鉛および硫化鉄鉱の生産を開始して、現在では産銅量年間3,500tで、国内産銅量の約1割を示している。現在本鉱山は古河鉱業株式会社の所有に属する。

地質および鉱床

足尾銅山附近の地質は主として古生層(足尾層)に属する粘板岩・砂岩およびチャートと、これを貫ぬいて噴出した足尾流紋岩からなる。この地域で古生層はほぼNE-SWに至る一般走向を有し、NWまたはSEにかなり急斜を示しているが、チャート層は局部的に著しい擾乱を示している。すなわち有越から間藤にかけて流紋岩体の周縁部に沿って分布するチャートは、坑内の連慶峠附近においては、局部的に東西性の走向を示し、北へ30～40°あるいはさらに急斜する(足尾銅山A-B断面図参照)褶曲構造を呈している。流紋岩は古生層の褶曲後におそらく新第三紀に、古生層と沢入花崗閃緑岩とが接する地域の、古生層中の弱線に沿って進入噴出したと推定される。またその進入に際しては強力な機械的破碎作用を伴ない、周囲の古生層の諸岩石に対して著しい角礫化作用を与え、古生層の諸岩石の岩片を捕獲している。特に丸味を帯びた岩片に富む1種の進入角礫岩は、現場で「豆餅」と称せられ、後述する塊状鉱体生成による鉱化液の通路に関係があるものとして注目されている。「豆餅」は流紋岩岩体の下底周辺部に発達するほか、附近の古生層中に枝状に伸びていることが少なくない。本岩体は下部から上部に向かって漏斗状に拡がり、下部は岩頸状に縮まっているようで、地表での直径は4km内外である。その主体となるものはたゞ1回の進入ないし進出により生じたものと思われるが、間藤附近には流紋岩質凝灰角礫岩と、さらにやゝ岩質を異にする流紋岩を伴っている。

本鉱山の鉱床は熱水性石英銅鉱脈ならびにいわゆる河鹿鉱床と称せられた塊状または鉱染状銅鉱床からなり、足尾流紋岩および古生層のチャートを母岩とする。鉱脈は主として足尾流紋岩中に、走向N60°EおよびN80°Wの2系統の脈群として発達しているが、稀に周縁の古生層中にもみられる。鉱脈は上部においては多数に分岐し、その数は大小900あまりに達しているが、下部においては相集って比較的小数の幹脈となる傾向がある。鉱脈は主として石英・黄銅鉱および黄鉄鉱からなるが、方解石・磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・斑銅鉱・輝銅鉱・孔雀石・藍銅鉱・自然銅・錫石・鉄マンガン重石および蒼鉛等も産する。主要な鉱脈は第1表の通りである。

第1表

	走 向 (度)	傾 斜 (度)	既 知 走向延長 (m)	既 知 傾斜延長 (m)	平 均 鐘 幅 (cm)	平 均 品 位 (Cu%)
横 間 歩 鐘	N 55 E	NW 75	2,090	820	16	1.8
二 番 鐘	N 55 E	NW 83	250	65	6	1.7
四 番 鐘	N 52 E	SE 80	45	65	8	2.1
開 盛 鐘	N 55 E	SE 80	913	660	10	1.8
新 盛 鐘	N 80 E	S 50	1,400	790	12	1.5
永 盛 鐘	N 65 E	SW 75	591	688	10	1.5
神 保 鐘	N 55 E	NW 80	1,200	624	5	1.5
栄 盛 鐘	N 50 E	NW 75	360	570	4	2.0
光 盛 鐘	N 48 E	SE 75	714	900	10	1.8
蛭 子 鐘	N 65 E	SE 80	412	654	7	1.5
蛭 子 奥 鐘	N 60 E	NW 60	430	392	5	1.5
大 盛 三 号 鐘	N 80 W	SW 50	330	550	4	1.7

河鹿鉱床は不規則な塊状またはレンズ状をなし、チャート帯中の鉱脈や断層の落合または引曳褶曲帯等に母岩を交代して胚胎したものと、古生層と足尾流紋岩との接触部、または流紋岩中の鉱脈群の落合破砕帯などに生じたものがある、多くの場合に鉱化の中心となるのは断層・裂隙等の落合である。また河鹿鉱床は帯状に排列することがしばしばある。この鉱化作用は磁硫鉄鉱化と黄銅鉱化とで特徴づけられ、前者を代表するものはおもに磁硫鉄鉱および黄銅鉱からなり、鉱体の上部末端に鉄閃亜鉛鉱が集中することもある。後者によって生じた鉱石は黄銅鉱のほか、鉄閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・硫砒鉄鉱ときに方鉛鉱であって、一部では多くの黄錫鉱・錫石・輝蒼鉛等

も伴っている。このように鉱脈においても河鹿においても、黄銅鉱に伴う鉱物の種類はほとんど同様で、相互の量的な差が認められるだけである。脈石としては石英が多く、絹雲母ときにやゝ離れて葉蠟石も含まれる。主要な河鹿鉱床は第2表の通りである。

第2表

	落し(度)	落し延長(m)	品位(Cu%)	既探掘粗鉱量 (t)	既探掘銅量 (kg)
連慶峙河鹿	判然としない	判然としない	0.8		
七百八十尺河鹿	N 50	200	1.4	280,374	16,542.066
三百尺河鹿	N 45	370	1.5	654,673	27,496.266
御典河鹿	N 55	110	6.0	255,627	14,187.298
出会下盤河鹿	N 42	150	1.0	121,110	3,394.080
二百尺下盤河鹿	N 45	40	0.8	89,654	3,765.468
福祿河鹿	N 35	130	1.1	95,857	2,837.367
布袋基井河鹿	S 79	140	0.8		
亞鉛河鹿	N 50	65	10.5 (Zn)		

探 鉱

戦後足尾鉱業所地質鉱床課においては、足尾流紋岩体を中心とする鉱床分布可能範囲の精密な坑外地質鉱床図を作成し、また坑内においてチャート層の細分を行うとともに、これに関係のある多くの構造を明らかにした。

その結果、これらチャートの構造は河鹿鉱床の生成と密接な関係を持つことが、初めて明らかとなった。

一方この調査と相前後して流紋岩の調査が進められ、鉱脈の精密な調査と坑内品位図が作成され、富鉱体の落しの方向の規則性、鉱脈と母岩の変質の関係が明らかにされ、さらに最近では坑外の露頭や裂隙の調査によって、坑内の鉱脈との関係が初めて正確に把握されつつある。これらの結果に基づき、未開発鉱床に対してタープロ長孔鑿岩機・ダイヤモンドボーリングによる試錐を行い、探鉱坑道を掘進して鉱脈の開発と新鉱床の捕捉に努めている。

探 鉱

本鉱山には通洞・本山・小滝の3主要坑道があり、本山と小滝は同一坑準で海拔約

690m, 通洞坑は海拔約 600m である。

また本山・小滝を結ぶ大坑道を基準として約 30m の間隔で, 上部に 20 段, 下部に 12 段の合計 32 の坑準があり, 露頭部から既知最下底までの垂直距離は約 800m に達している。

採鉱法はすべてシュリンケージ法およびストーピング法を採用し, 鉱脈は垂直距離約 30m ごとの錘押坑道と坑井間隔約 30m ごとの区割を設け, また河鹿鉱床は垂直距離約 15m ごと, 適宜間隔の坑井によって区割して採鉱を行っている。採鉱後の充填は坑内の廃石で行っている。

現在の主要な採鉱地域は通洞付近では, 有越および渋川を市中心とした流紋岩中の鉱脈の上・下盤に対して鉱脈の分岐したもの, 本山では横間歩錘より北側の北部布袋錘附近の鉱脈である。また小滝では西部の下 10 番坑附近の鉱脈を採鉱中である。

現在の坑道総延長は約 600km 余である。

選 鉱

選鉱は手選法・重液選鉱法・浮游選鉱法により処理している。

銅選鉱: 坑内搬出粗鉱は 1 番粗鉱 (含銅品位 5% 17 内外), 2 番粗鉱に手選別され, 1 番粗鉱は無選精鉱として直接足尾精錬所に送る。2 番粗鉱はいわゆる中鉱であって平均品位銅 1%, 重液選鉱・単一浮游選鉱により精鉱と廃石とに分けられる。精鉱の含銅品位は 18%内外で, 銅実収率は約 85% である。

亜鉛硫化鉄選鉱: 亜鉛硫化鉄選鉱施設は昭和 26 年 (1951)9 月に完成し, 10 月から操業を始めた

坑内から搬出された亜鉛粗鉱は優先浮選法により, 亜鉛精鉱および硫化鉄粗鉱に分離する。精鉱品位は亜鉛 49%, 硫化鉄 35% で, 実収率は Zn 80%, FeS 65% である。

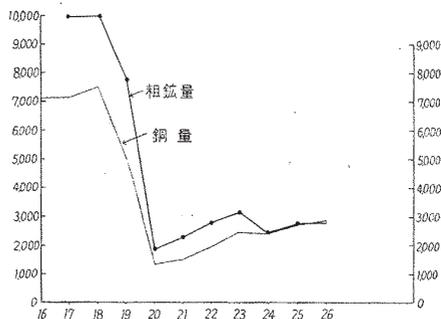
製 錬

製錬所は足尾町の北部本山にあつて, 選鉱された精鉱と, 坑内からの品位 5% 以上の直選鉱および他鉱山からの買鉱を処理している。製錬工場は焼結・団鉱・溶鉱・煉銅・亜硫酸・蒼鉛の各工場に分れている。鉱石は塊状のものは直接溶鉱炉に投入されるが, 粉鉱は製団されるかまたは塊状に焼結されて溶剤とともに装入される。当製錬所においては粗銅のほか副産物として亜硫酸・純蒼鉛・電気錫・足尾メタルを生産

している。生産された粗銅は日光清滝の精銅所に送られる。

規模および生産額

本鉱山は従業員約 2,900 名を有し、そのなかで坑内作業に従事するものは 1,200 名である。本邦における鉱脈型の銅鉱山としてはもちろん、別子・日立・生野等とともに主要な位置を占めている。なお鉱産額については別表において精鉱・粗鉱の生産額を示す。



第3図 足尾銅山鉱量グラフ

(註) 横軸は年度を示し、縦軸は生産量 (単位は銅量: t)

足尾鉱山における過去 10 年間の主要鉱種の生産実績は下記の通りである (東京通産局鉱山部資料による)。

第3表 生産実績表

年 度	粗 鉱		精 鉱		
	鉱 量 (t)	品位 (Cu%)	鉱 量 (t)	品 位 (Cu%)	銅含有量 (t)
昭 17	991,127	0.77	72,659	9.86	7,166
18	996,658	0.80	71,575	10.52	7,529
19	772,872	0.70	52,967	9.56	5,063
20	185,833	0.75	13,205	9.94	1,312
21	227,399	0.73	17,571	8.50	1,494
22	283,701	0.76	20,418	9.56	1,953
23	317,816	0.86	23,901	10.18	2,434
24	244,268	0.77	22,918	10.48	2,401
25	271,433	1.10	22,876	11.90	2,722
26	276,548	1.09	22,365	12.72	2,845

明治 11 年から昭和 20 年までの粗鉱産出量は第 4 表の通りである。

第 4 表

年 度	粗 鉱 量 (t)	品 位 (Cu%)	銅 含 有 量 (t)
明治 11 年～35 年	634,695	16.00	100,247
明治36年～大正10年	6,635,977	2.91	193,224
大正11年～昭和20年	14,961,747	1.97	295,140
合 計	22,232,419	2.61	588,611

III. 2. 2 マンガン鉱

III. 2. 2. 1 久良沢鉱山

位置 栃木県上都賀郡足尾町

鉱区番号 採掘鉱区栃木 158 号

鉱業権者 林 一

周辺の地質は古生層に属する粘板岩チャートの互層よりなり、西方ならびに南方は、地蔵岳を形成する黒雲母石英安山岩により被覆されている。

鉱床は粘板岩とチャートとの互層を上盤とし、チャートを下盤とする鉱脈であつて、主として南北性の小断層により小鉱体に細分されている。鉱床の走向は約 N50° E、傾斜は上部は 60° NW であるが、下部にいくに従い緩傾斜となり、50° ~ 45° NW となる。鉱体の厚さは膨縮常なく不定であるが、0.3 ~ 1.5m 程度であつて、二酸化マンガンは採掘しつくされ、現在稼行の対象としているの炭酸マンガン鉱である。鉱石は簡単な手選を経て、足尾駅より日本電興株式会社に出荷している。

昭和 24 年、精鉱量 860t (品位 Mn 40%)、昭和 25 年、精鉱量 790t (品位 Mn 40%) を生産した。

III. 2. 2. 2 利東鉱山

位置 群馬県勢多郡東村

鉱区番号 採掘鉱区群馬 34 号

鉱業権者 土師ミツ子

附近の地質は古生層に属する粘板岩とチャートとの互層よりなり、鉱床は同チャート中に胚胎する鉱脈であって、次の4鉱体よりなる。

- ①袖丸鍾 走向 N70° E, 傾斜不定, 鍾幅 0.5 ~ 2.0m
- ⑨小畑鍾 走向 N60° E, 傾斜 70° ES, 鍾幅 0.5 ~ 1.0m
- ③久々土鍾 走向 N60° E, 傾斜 70° ES, 鍾幅 0.5 ~ 1.0m
- ④滝沢鍾 走向 N50° E, 傾斜 60° NW, 鍾幅不定であるが 0.5 ~ 1.2m

鉱石は炭酸マンガン鉱であって、簡単な手選の後、花輪駅より日本電興株式会社または信越化学株式会社に出荷しており、昭和24年967t(品位 Mn41%), 同25年420t(品位 Mn34%)の精鉱を産出した。

III. 2. 2. 3 中野山鉱山

位置 群馬県勢多郡東村

鉱区番号 試掘鉱区群馬 2315 号

鉱業権者 伊東 芳松

附近の地質は古生層に属する粘板岩とチャートとの互層よりなり、鉱床は同チャート中に胚胎するレンズ状鉱脈であるが、主として走向断層により一見不規則な塊伏またはレンズ状を呈する。走向 N70° E, 傾斜 80 ~ 70° NW 鍾幅 0.5 ~ 1.0m であって、現在不動沢坑で炭酸マンガン鉱を採掘している。

鉱石は簡単な手選を経て、花輪駅より日本鋼管に出荷しており、昭和24年1,235t(品位 Mn 40%), 昭和25年1,272t(品位 Mn 35%)の精鉱を産出した。

III. 2. 2. 4 昭和鉱山

位置 群馬県勢多郡黒保根村

鉱区番号 採掘鉱区群馬 79 号

鉱業権者 矢部 泰

附近の地質は古生層に属する粘板岩とチャートとの互層よりなり、鉱床はチャート中に胚胎されているレンズ状鉱脈であって、特に光石坑の鉱体は層理の発達顕著なチャートと、層理の発達少ない堅固なチャートとの間に胚胎されており、稼行の対象と

なっている炭酸マンガン鉱と互層してバラ輝石を多産する。鉱床は次の4鉱体よりなる。

- ① 前山鍾 走向 N45° E, 傾斜 70° NW, 鍾幅 0.3m
- ② 光石鍾 走向 N45° E, 傾斜 45° NW, 鍾幅 0.8m
- ③ ムジナ鍾 走向 NS, 傾斜 85° W, 鍾幅 0.5m
- ④ 新三号鍾 走向 N70° E, 傾斜 30° ES, 鍾幅 0.7m

鉱石は手選を経て花輪駅より、日本鋼管株式会社に出荷しており、昭和24年220t(品位 Mn31%), 昭和25年560t(品位 Mn31%)の精鉱を産出した。

III. 2. 2. 5 その他の鉱山

以上記載した鉱山のほかに、古生層中に胚胎するマンガン鉱床が多数あり、それらの昭和25年度の精鉱生産額は第5表の通りである。

第5表

鉱区番号	鉱山名	位置	鉱業権者	鉱量 (t)	精鉱品位 (Mn%)	備考
探 157	大日沢	足尾町	林 一	32	40	炭酸マンガン
試 4379	石 鴨	飛駒村	諏訪勤次郎	150	38	同
探 113	東小中	東 村	伊 東 涉	374	35	同
探 130	花 輪	同	同	395	35	同
探 126	小 中 山	同	桑 原 順 一	75	40	同
探 127	黒 保 根	黒保根村	同	35	76	2酸化マンガン
探 133	沢 入	東 村	林 山 鉱 業	130	40	炭酸マンガン
試 2173	日 野 谷	同	東 邦 探 鉱	182	40	同
試 2304	第 三 東 横 川	同	岡 本 重 良	3 100	75 35	2酸化マンガン 炭マンガン
試 3234	東	同	同	150	37	同
試 3260	座 岡 山	同	伊 藤 芳 松	175	35	同

III. 2. 3 石 灰 石

本図幅内梅田村・福岡村・黒保根村には古生層に属するレンズ状の石灰岩の露頭が点在するが、稼行に堪えるものはほとんどなく、梅田村屋敷山附近の石灰岩が、往時

古河鉱業株式会社足尾鉱業所により選鉱中和剤用として採掘されたが、産額その他については詳かでない。

III. 2. 4 石 材

本図幅内で石材に供せられているものは、沢入花崗閃緑岩であって、俗称「渡良瀬みかげ」である。

渡良瀬みかげは黒の斑紋による欠点があるが、価格きわめて廉価であるので、道路用の板石および石塊として出荷され、また時には相当有数な建築物の外装に使用されている。

附 足尾図幅内に産する鉱物

通商産業技官 砂川一郎

本図幅内にはいろいろの鉱物種が発見、報告されている。特に足尾鉱山の鉱物はその種類の豊富(総計40種)なこと、美晶・巨晶を産することで古くから著名である。特にこのなかにはラドラム鉄鉱・フィッシャー石のように、日本の他の地方ではみられない鉱物も産出し、また特殊な晶相の黄銅鉱、珍しい集合状態を示す方解石・燐灰石など、他に類例のないものも多くみられる。これらのそれぞれについては従来多くの研究報告、記載がみられ^{註1)}、また総括的な記載が貴志敏雄⁵⁾によって行われているが、そののち新たに決定、発見された種類も多いので、特にそれらの記載を行うこととした。

足尾鉱山のほかに図幅中のマンガン鉱床からは、数種のマンガン鉱物の産出がみられ、沢人花崗岩周辺の接触変質帯からは、古くから著名な櫻石を産出する。このほか舟石層の浮石層中には美しい普通輝石の小結晶が存在し、単結晶として容易に採集することができる。これらについても簡単な説明を行うこととする。記載は主として従来の研究報告よりの編纂によるものであるが、一部は編者および古河鉱業株式会社竹内英夫技師の研究結果による新しい資料を基とし、また一部は櫻井欽一氏・中村威氏の未発表資料の助力を仰いだ。

自然蒼鉛

産地^{註2)}：御典河鹿・出会300尺河鹿・福録河鹿・大正12年鍾・新盛鍾系統等

産状：(1)石英銅鉱脈中に鉱条をなし、輝蒼鉛鉱と共生、(2)河鹿鉱床の周囲の珪岩中に輝蒼鉛鉱と共生し、脈状をなす。

結晶：結晶を示すことはほとんどないが、時に劈開面を現わす。個体の大きさは径30cmに達する。産状(2)のものについて分析した結果、BiのほかにAu、Ag、Pb、Sn、Sb、As等が検出されている。しばしば自然金を伴なう。

自然金

註1) 文献鉱物の項1)～16)のほか、総計50を越える。

註2) 産地：鉱山名を記していないものはすべて足尾鉱山中の鉱脈・河鹿名である。結晶：結晶形を示すか否かにかかわらず、鉱物学的諸物性について、この項で記述する。

自然蒼鉛に件なって産する。福録河鹿のものでは小豆粒大，300尺河鹿のものではルーペで認めうる程度のものが産したという。

自然銀

産地：650尺河鹿

産状，結晶：斑銅鉱・輝銅鉱等を台として苔状をなして産する。

自然銅

産地：鉱床上部各地，特に1060尺鍾上部

産状：(1) 鉱床上部酸化帯中の火成岩の裂罅，(2) 稀に鉱床下部河鹿鉱床に近い粘板岩中に産する。

結晶：産状(1)のものは葉状をなす。稀に晶洞中に粒状集合をなすものもある。いずれも2次的生成物である。

輝蒼鉛鉱

産地：自然蒼鉛と同じ

産状：自然蒼鉛に件なって産する。

結晶：柱状集合体で，幅2cm，長さ5cmに達する。しばしば熱あるいは溶液の影響によって，集合体の表面あるいは稜の彎曲がみられる。

方鉛鉱

産地：鉱床各地，特に780尺河鹿・御典河鹿

産状：(1) 主として河鹿鉱床の周辺部に産し，(2) 鉱脈中に産する場合は少ない。

結晶：鉱脈中に産するものは結晶小で， $a(100)$ のみよりなる六面体晶相のものが多い。河鹿鉱床中のもものは $0(III)$ を件なう六面体のものが多く，稀に 0 の一面に扁平となり， $0(III)$ を双晶面とする接触双晶をなして，外形六角板状を示すものもある。また 0 の稜の方向に伸び，長柱状を示すものもある。最大1cmに達する。

輝銅鉱

鉱床上部酸化帯に産し，塊状をなすが，多くは黄銅鉱の表面のみが輝銅鉱となっているもので，完全な輝銅鉱はほとんどみられない。

輝銀銅鉱(?)

石英銅鉱脈中の黄銅鉱結晶上に着生している黒色鉱物で，方柱ないし扁平柱状結晶

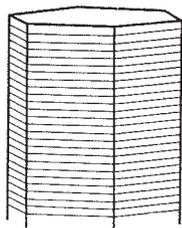
をなし、長さ数 mm あり。定性分析の結果、主成分は Ag, Cu, S で、Pb, Sb, As 等を含まず、おそらく輝銀銅鉱と考えられるが未確定、産出ははなはだ稀である。

閃亜鉛鉱

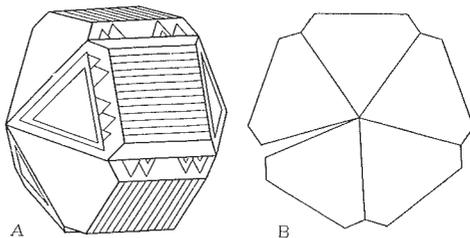
産地：各鉱床、結晶面の明らかなものは特に河鹿鉱床に多い。また足尾鉱床周辺部、特に北部に多くみられる傾向がある。

産状：(1) 鉱石鉱物として塊状をなす。(2) 特に河鹿鉱床の晶洞中に明らかな結晶形を示して産す。

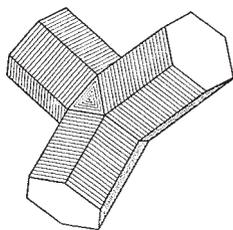
結晶：ほとんどすべて褐黒色不透明の平均 Fe 14 ~ 5% を含む marmatite であるが、稀には褐赤色・緑黄色半透明のものもある。結晶は小で 5mm 内外、単晶は 0 (III), 0 , (III) を主とし、 $a(100)$ を伴う八面体晶相が多く、 0 面上には三角形の蝕像が認められる。平行連晶および双晶にいろいろの形式のものが認められ、そのおもなものは次のごとくである。a) [III] を双晶軸とする接触双晶、b) a) の双晶が繰り返えし双晶をして六角板状ないし六角柱状をなすもの (第 1 図)、c) また a)



第 1 図 閃亜鉛鉱双晶 (b)



第 2 図 閃亜鉛鉱双晶 (c)



第 3 図 閃亜鉛鉱双晶 (d)

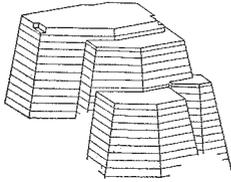
の双晶関係を 5 回繰り返えして五角柱を示すもの (第 2 図)、d) b) の六角柱が 3 個結合し、それらが丁度四面体中の 3 面上に発達したような関係をもつもの (第 3 図)、e) 複雑な聚片双晶を示すもの、等が観察される (文献 8, 11, 12)。

磁硫鉄鉱

産地：天狗河鹿・福録河鹿・連慶時河鹿等

産状：(1) 鉱脈の下部、緑泥石質銅鉱脈中に多い。(2) 河鹿鉱床中およびその附近

の珪岩中の晶洞に結晶として産する。



第4図 磁硫鉄鉱

結晶：多くは塊状であるが、しばしば1.5～3cmの結晶を示す。 $c(0001)$, $m(10\bar{1}0)$ よりなり、多くはその薄板状結晶が層々状に結合して六角厚板状の結晶をなす。稀にはこれがさらに c 軸方向に伸びて六角柱状を示す場合もある。この場合軸端方向に漸次細くなっているのが普通である(第4図, 文献13, 15)。

斑銅鉱

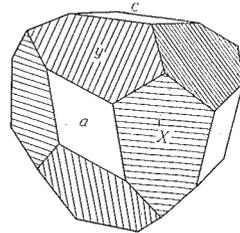
鉱床上部の酸化帯の至るところに見られる。

黄銅鉱

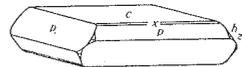
産地 各鉱床、板状結晶は燐盛河鹿。

産状：足尾鉱山の主要鉱石のうち最も多産するもので、(1)多くは塊状鉱として、(2)またしばしば鉱脈・河鹿鉱床等の晶洞中に石英・緑泥石等と共生し、美しい結晶を示して産する。

結晶：晶洞中に産するものは、はなはだ美しい結晶をなし、多くは群晶し稀に単独晶として晶出している。普通1cm以下であるが、最大4cmに達するものもある。従来報告されている結晶面は $p(111)$, $p, (111)$, $x(113)$, $Y(311)$, $t(221)$, $y(313)$, $c(001)$, $a(100)$, $X(331)$, $z(201)$, $m(110)$ 等13種にのぼり、なお多数の面の決定が予期される。結晶面の多くは1～2方向以上の条線が発達し、そのために月光状あるいはピロード様の美しい光沢を発するものが多い。晶相もはなはだ多岐で、黄銅鉱結晶としては世界に冠たるものである。そのおもなものをあげれば次のごとくである。(1) $x:t:y,x;x,(525)$ あるいは $u(441)$, (414) を主とする偏菱十二面体式結晶で、ときに p , a , c 等を伴なう、(第5図)。(2) p を主とし p , の小面を伴なう四面体式結晶、時に p , が大きく発達して八面体式を示すこともある。(3) x , t を主とする三四面体式結晶。(4) c を主とし、 p , p , あるいは z , $p; z; t$,

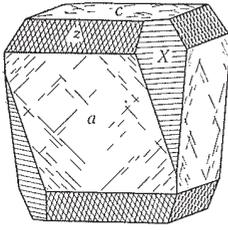


第5図 黄銅鉱

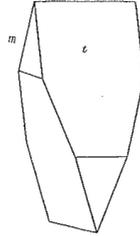


第6図 黄銅鉱

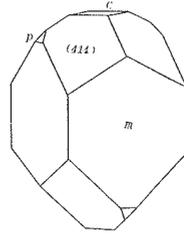
$z, t, u(441); z, (552)$ 等の組合せをなす四角板状結晶(第6図)。(5) c, a を



第7図 黄銅鉍



第8図 黄銅鉍



第9図 黄銅鉍

主とする四角柱状結晶で, X, z を伴うもの(第7図)。(6) $c, (515), (551); c, z, x; c, z, x, (515)$ 等の組合せよりなる厚板状結晶。(7) u あるいは t 等を主とするくさび形結晶で, $c, m, (312)$ 等の小面を伴う(第8図), (8) m を主として $(414), c$ の中位面を伴う短柱状結晶(第9図)。このほかに主軸の両端で異極像の発達をなすもの, 面が僅かずつ彎曲して葉状をなしているものなど多数の晶相がみられる。双晶は少ないが時にいわゆる耳附双晶がある。また閃亜鉛鉱と特殊な平行連晶をなすものも報告されている(文献8)。

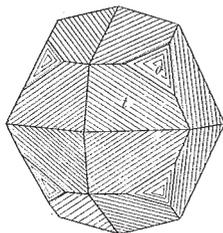
黄鉄鉍

産地: 各鉍床全般に産する。産状(3)のものは300尺河鹿・本口河鹿・650尺河鹿等。

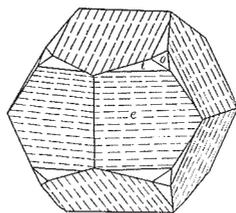
産状: (1) 鉍石の構成鉍物, (2) 晶洞中に他の鉍物と共生, (3) 黄銅鉍塊中に自形結晶として晶出し, 周囲の黄銅鉍と僅かの隙間で境されているものもある。

結晶: 最も普通にみられる結晶は $a(100)$ のよりなる六面体晶相で, 面が彎曲しているため曲面黄鉄鉍と呼ばれるものである。これは森以知二によって黄鉄鉍と白鉄鉍との混合体であることが確められている(文献7その他)。結晶は最大径6cmに達する。(2)の産状のものは時に美しい小晶を示す。 $a(100), s(321)$ の2面が発達し, a を主とするもの, a, s の等大に発達するもの, a, e, s の等大に発達するもの等の晶相がみられる。産状(3)のものは2~3cmの大形の自形結晶を示し, 種類の晶相を呈する。 $t(421)$ の発達が著しいこと, 偏倚結晶が多いこと, 正負の両結晶がみられることが特徴的である。六面体・八面体・五角十二面体, $t(421)$ を主

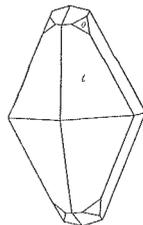
とする偏菱二十四面体, a , e , t の等大に発達するものなどがある (第 10, 11 図)。また偏倚結晶も多くみられ, 概して t の発達した結晶の方が, 他の晶相のものよりも偏倚結



第 10 図 黄鉄鉱

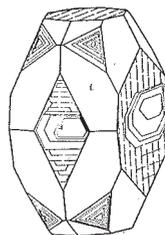


第 11 図 黄鉄鉱



第 12 図 黄鉄鉱

晶をつくる確率が高いようである。偏倚結晶には 2 組の t だけが大きく発達して複正角錐状晶癖を示すもの (第 12 図), t , a , を主とし, 1 対の a が大きく発達したため, c 軸に伸びた柱状晶癖を示すもの (第 13 図), その他さいころ状・達磨状等のものが認められる (文献 17)。また $a(100)$, $e(210)$ の面上の条線の方向には, (010) との稜に平行なものと (001) との稜に平行なものと 2 種類があり, 前者は正, 後者は負の結晶と考えられる。この正負の両者の結晶が平行連晶位置で結合貫入し, 1 個体のような外形を示すものがある。



第 13 図 黄鉄鉱

白鉄鉱

産地：通洞北坑方面上部には, 一般に産する。

産状：おもに河鹿鉱床上部の晶洞中に, 黄銅鉱または黄鉄鉱上に半球ないし葡萄状をなして産する。時に鉱脈の晶洞中にも産する。

結晶：葡萄状白鉄鉱は, 黄鉄鉱あるいは黄銅鉱の結晶上に, 内部よりほゞ次のような構造で晶出している。(1) 柱状結晶の集合層, (2) 帯状結晶の集合層, (3) 繊維状結晶の集合層, また時に内部に曲面黄鉄鉱の核を有することもある。さらにしばしば葡萄状集合の表面は $c(001)$, $t(011)$, $e(101)$ よりなる小結晶の集合を示すこともある。単独の結晶はほとんどみられない。

硫砒鉄鉱

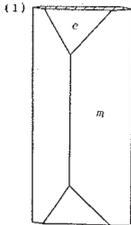
産地：おもに布袋鍾系統, その他各鉱床

産状：(1) 曲面黄鉄鉱中に小結晶として、(2) 緑泥粘土銅鉱脈中の緑泥石中に白鉄鉱と共生して、(3) 黄銅鉱塊中に小結晶として、(4) 河鹿鉱床中に閃亜鉛鉱と共生して、(5) 石英とともに流紋岩中の空隙を充し集合して産する。

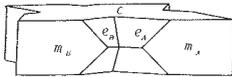
結晶：(3) の産状のものは微細結晶、(1)、(2)、(4) のものは割合に大型の結晶で、(5) の産状のものには長さ 1cm におよぶものがある。結晶面は $c(001)$ 、 $m(110)$ 、 $e(101)$ 、 $q(011)$ 、稀に (331) が報告されている。おもな晶相は次のごとくである。1) m 、 c あるいは m 、 c 、 e を主とし、 q を伴う板状ないし厚板状晶相 (第 14 図)。2) m が大きく発達し c 、 e 、 q 等を伴う c 軸に伸びた長柱状結晶 (第 15 図)。3) 稀に (331) を主とし c を伴う四角錐状の晶相。晶相 a)、b) の関係は形態的には漸移的であり、晶相の種類は産状と密接な関係があるものようである (文献 15)。



第 14 図 硫砒鉄鉱



第 15 図 硫砒鉄鉱



第 16 図 硫砒鉄鉱

双晶は晶相 a) のものにみられ、(110) を双晶面とする貫入双晶がある (第 16 図)。化学分析の結果は次のごとくである。Fe 33.01%、S 16.27%、As 49.91%、Cu tr.、その他 0.23%、Total 99.42% (分析者 岡田以知二、1932)。

ウイチヘン鉱

産地：上 10 番坑敷舗立人内 650 尺鍾

産状：Sn、W を伴う石英脈の晶洞中に晶出する黄銅鉱中に (1) 黄銅鉱と自然蒼鉛および輝蒼鉛鉱との間の反応縁として、(2) また黄銅鉱中に小粒状をなして存在する。

結晶：いずれも顕微鏡的に認められるもので、結晶形を示すものはない。Cu、Bi の存在はシンコニンによる斑点反応、鏡検分析によって確められたが、X 線的にはなお研究されていない。Cu-Bi-S 鉱物として他に Eplectite、Klaprothite があるが、足尾の Cu-Bi-S 鉱物は中村威の研究により、Eplectite よりも Wittichenite とよく一致することが確められている (文献 18)。

黄錫鉱

産地：横間歩上 16 中東 2 井上盤河鹿・新盛鍾上部・650 尺河鹿・栄盛鍾、その他

産状：Sn, W 帯では、(1) 黄銅鉱を多く伴っているような錫石中に、黄銅鉱との反応縁をなして存在し、(2) また黄銅鉱中にそれと myrmecitic texture をなして存在することも多い。Pb, Zn 帯では閃亜鉛鉱中に微細脈または細片をなして存在する。

結晶：明らかな結晶形を示すことはほとんどなく、多くは顕微鏡の大きさである。時に(横間歩上盤河鹿・新盛鍾等)黄銅鉱中に肉眼的に多量に認められることもある。

螢石

産地：光盛河鹿・燐盛河鹿・布袋河鹿・本口河鹿、その他蛭子奥鍾・神保前鍾・栄盛鍾・横間歩2号鍾

産状：(1) 石英銅鉱脈の下部の晶洞中および(2) 河鹿鉱床の晶洞中に、石英・金属鉱物・緑泥石等と共生して産する。

結晶：よく結晶形を示すが稀に小結晶の球状集合体のみられる。1~3cmを普通とするが、最大径10cmに達するものもある。色は淡緑ならびに緑色のものが多いが、しばしば無色・エメラルド緑色・紫色のものもあり、いずれも透明である。報告されている結晶面は $o(111)$, $a(100)$, $d(110)$ のほかに $m(311)$, $N(443)$, (321) , $t(421)$, $u(732)$ などがある。晶相に次の種類がある。(1) o のみよりなる八面体。時に小なる $a; a, d$; などを伴うこともある。(2) a, o のほゞ等大に発達した cubo-octahedral 式のもの。(3) a を主とし, o, d の中位発達面を伴う六面体式のもの。(4) 稀に a を主とし m, N, s, t, u 等の小面を不規則に伴うものもある。双晶には $d(110)$ を双晶面とする接触双晶がある。

結晶はしばしば発達が不完全で、ことに o 面は粗ないし凹凸が著しい。このような結晶の場合でも、 o の稜および隅においては完全な結晶状態を示し、隅および稜における結晶力が面におけるそれよりも強いことを示している。

水晶

産地：足尾鉱山の各鉱床(水晶)、同2年鍾・蔓鍾(紫水晶)・足尾町庚申山鉛沢(紫水晶)

産状：主として石英銅鉱脈中および河鹿鉱床中の晶洞に産する。

結晶：六角柱ないし三角柱の結晶をなす。水晶には2種類の晶相がある。(1) m, r

z からなる普通の六角柱ないし三角柱の結晶。(2) 構成面は (1) と同じであるが, m , が彎曲し次第に r および z に移過する樽状の結晶。この両者の相違は産状と関連があるようである。

足尾鉱山の紫水晶は淡紫色透明の三角柱の結晶で、長さ 3cm 以下である。しかしかって開盛鍾上 12 坑に産したのものには、淡紫色の長さ 30cm を超える大結晶が群晶したものもあった。

赤銅鉱

産地：鉱床上部

産状・結晶：鉱脈露頭部に 2 次的生成物として産する。またごく稀には自然銅あるいは斑銅鉱の空隙中に美しい赤色半透明の八面体結晶をなして産することもある。その場合結晶個体の大きさは径 3mm、普通は自然銅とともに、あるいはそのなかに皮殻ないし球状をなして産する。

コランダム？

産地：新盛鍾上部

産状・結晶：熱水溶液によって変質した流紋岩中に、塊状の小斑点をなして産する。藍青色で硬度高く、おそらくコランダムであろうと考えられるが、なお未確定(竹内英雄採集)。

錫石

産地：横間歩本鍾・蛭子基井上盤 1 号鍾、その他本山上部地区・650 尺河鹿・福録新河鹿等

産状：中村威の観察によると、Sn, W 帯では、(1) 石英質脈の上下盤に沿い、(2) 時に流紋岩の breccia を ring 状に取巻いて産し、Cu 帯では銅鉱脈両盤の珪化帯中に、ごく少量散点状に晶出する。また稀に珪岩中の河鹿鉱床中にも産することがある。

結晶：大きさ平均 0.003 ~ 0.01mm、最大 0.3mm の微細粒、淡灰褐色ないし褐色、顕微鏡的には無色ないし褐色。

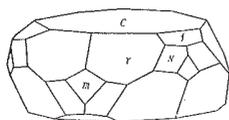
方解石

産地：各鉱床中に広く産する。特に天狗鍾・昭和 15 年鍾・大正 12 年鍾・大正 11 年鍾・蛭子奥鍾・連慶峙河鹿・御典河鹿・300 尺河鹿・福録河鹿等に多い。

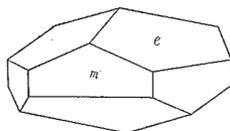
産状：(1) 珪岩中の空洞，(2) 母岩中の単独脈として，(3) 石英・方解石脈中の晶洞中，(4) 金属鉱脈中の晶洞に，他の鉱物と共生して産する。

結晶：一般に大形的美晶として産し，径 15cm を超えるものもある。無色・白色を主とし，その他に淡褐色・帯青白色等の諸色を示し，透明度も種々である。またしばしば結晶中の特定部分だけが白濁，異常着色等をし，あるいは特徴的な結合様式を示している。

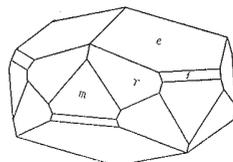
認められた結晶面はおもなものだけで 28 種にのぼり，晶相の種類もはなはだ多岐である。おもな晶相は，(1) c を主とする板状ないし短状柱のもの。 r ; m ; m ; e ; e ; m ; $+S$; m ; a 等を伴う数種に細分できる (第 17 図)。(2) e の発達によって特徴づけられる釘頭状のもの (第 18 図)。 e のみよくなる葉片状， m を伴う短柱状， $+S$ を伴うもの， m ， $+S$ を伴うものなどがある (第 19 図)。(3) m の発達により特徴



第 17 図 方解石

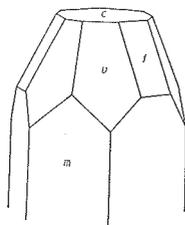


第 18 図 方解石

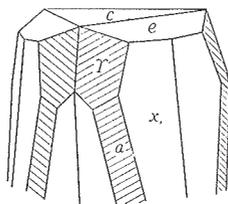


第 19 図 方解石

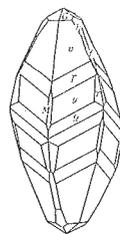
づけられる柱状晶相。 c を伴うもの， e を伴うもの， c ， M ， $+S$ および e を伴うもの， c ， f を主として伴うもの， e および $+S$ を伴うもの， c ， $+S$ ， f を主として伴うものなどに分けられる (第 20 図)。(4) $-S$ の著しい発達を特徴とする樽状



第 20 図 方解石



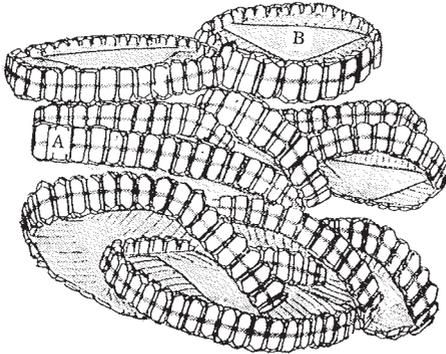
第 21 図 方解石



第 22 図 方解石

晶相。 $+S$ ， c ， e ， r を伴うもの (第 21 図)。 r ， M 等を主として伴うものなどがある。

げられる。(5) m , f を主とする柱状結晶, m , f のみからなるもの, これに $+S$ を伴なうもの, さらに $+S$ が大きく発達する短柱状のもの, m , e , $+S$ からなるもの, m , f , $+S$ の他に $-S$ を伴なうもの等に細分できる。(6) m および $+S$ を主とする槍なしい鉛筆型結晶。時に (0112) を双晶面とする蝶形双晶を示し, また m はしばしば指数の大きい $-R$ 面よりなることがある。(7) $+S$ を主体面とする犬牙状結晶。 c , M , m 等を伴なうもの, $+S$ のみの単型, m , e , f 等を伴うもの $-R$ を主として伴なうもの, e を主として伴うもの等があげられる。(8) $-R$ を主とする菱面体晶相で, M , m , $+S$ 等を伴なう。(9) M を主とし c , e の中位面を伴なうもの。(10) $+S$ の1組の面が極度に発達して板状・単斜晶系状等を呈するものなどがあげられる。また双晶・平行連晶・亜平行連晶をなすものも多く, しばしば特殊な結合様式を示



第 23 図 方解石の鱗の楯鱗状結合

す。おもなものは次のごとくである。(1) 釘頭状結晶が亜平行連晶をなし, 球状・半球状・半渦巻状・バラ花状を呈するもの。(2) 板状結晶の稜に沿って柱状・犬牙状等の結晶が平行連晶し, 鱗の楯鱗状・鋸の歯状等を示すもの(第 23 図), (3) 主軸の一端に e , 他端に M , d の発達する異極晶状のものが2個向い合って平行連晶をし, 鼓胴状をなすもの。(4) 柱状結晶の両端に釘頭状あるいは板状結晶が平行連晶して, 西洋糸巻状を示すもの。(5) 釘頭状結晶の一端を被覆して同大の犬牙状結晶が発達し, 一端は皿石状を呈するもの。(6) $+S$ を主とする犬牙状結晶が (0332) を双晶面として, 蝶形に結合し, 両個体が $(2\bar{1}10)$ 方向に板状を呈するもの。

足尾の方解石の晶相は, 鉾床の性質と関係があるようである。またいろいろの偏倚

性を示す(文献 8, 9, 20)。

分析値は次のごとく、しばしば Mn を含むものが認められる。

CaO 51.48 %, CO₂ 43.56 %, SiO₂ 0.08 %, Al₂O₃ 0.33 %, FeO 0.14 %, MnO 4.74%, MgO 0.07%, Total 100.40 sp. G. 2.781 分析者 金成明(1936)。

註) この項で記した結晶面の記号は次のごとくである。

$c(0001)$, $m(10\bar{1}0)$, $e(01\bar{1}2)$, $a(1\bar{1}20)$, $M(40\bar{1}\bar{1})$, $f(0221)$,
 $r(10\bar{1}1)$,

+S…………… +scalenohehedral face の総称

-S…………… -scalenohehedral face の総称

+R, -R…………… それぞれ +, - の rhombohedral face の総称

菱鉄鉱

産地：通洞北坑上部

産状：流紋岩中の鉄脈および河鹿鉄床の晶洞中に結晶をなして産する。

結晶：淡褐色で $e(01\bar{1}2)$ あるいは $r(10\bar{1}1)$ を主とする径 1cm 程度の結晶を示す。時に偏三角面体および他の面よりなる六角樽状の結晶をなすこともあり、このもの大きさは径 5mm, 長さ 7mm で、結晶面は粗である。時に黄銅鉄を包有することもある。

菱マンガン鉄

産地：足尾鉄山では稀、勢多郡東村利東鉄山その他古生層中の Mn 鉄床

産状：(1) 鉄脈中の晶洞に黄銅鉄そのの上に結晶をなして産す(足尾鉄山)。(2) 古生層中の Mn 鉄床中にバラ輝石等の Mn 鉄物と共生して産す(利東鉄山)。

結晶：足尾鉄山のもののは淡紅色で $e(01\bar{1}2)$ を主とする結晶を示し、一辺 1cm に達するものもある。しばしば 2mm 位の小結晶が c 軸方向に平行連晶して、累重構造をなすものもあり、また $r(10\bar{1}1)$ の菱面体小晶が集合して、 e を主とする結晶を形成していることもある。

孔雀石

産地：蛭子鍾上 14 坑

産状・結晶：鉄脈の上部に皮殻状ないし短い針状結晶の集合体として産する。また鉄石の割れ目に針状結晶が簇生し、ピロード状を呈するものもある。

藍銅鈹

産地：孔雀石と同じ

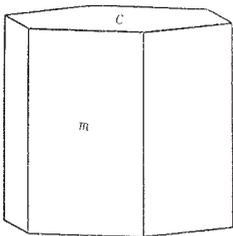
産状：鈹脈露頭部に孔雀石に伴ない、2 次の生成物として産する。きわめて稀である。

燐灰石

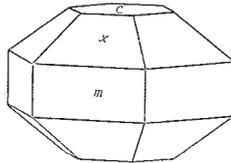
産地：足尾鈹山に全般的に産する。特に燐盛河鹿・780 尺河鹿・650 尺河鹿・大正 12 年鍾などに多い。

産状：銅鈹脈および河鹿鈹床の晶洞中に石英・黄銅鈹等と共生し、美しい結晶を示す。

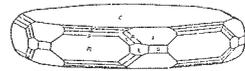
結晶：一般に無色透明ないし白色半透明の径 1cm 程度の結晶であるが、時に黄色に濁りまた特定面のみ、白濁あるいは黒色を帯びていることもある。透明結晶の最大のもは径 3cm に達する（燐盛河鹿）。また単独結晶を示さず、微細結晶が多数集合して特殊な形を示している場合もある。従来報告されている結晶面は $c(0001)$, $m(10\bar{1}0)$, $a(11\bar{2}0)$, $r(10\bar{1}2)$, $x(10\bar{1}1)$, $y(20\bar{2}1)$, $s(11\bar{2}1)$, $h(21\bar{3}0)$, $n(31\bar{4}1)$, $u(21\bar{3}1)$ の諸面である。これら諸面中 c には時に正六方錐の蝕丘が認められることがある。結晶にはいろいろの晶相のものがみられ、鈹床の種類によって特徴があるようである。すなわち銅鈹脈中に産するものには次の晶相がある。(1) c ,



第 24 図 燐灰石



第 25 図 燐灰石



第 26 図 燐灰石

m を主とする六角短柱状（第 24 図），時に a , s 等の小面を伴なう。(2) c , x , m のほぼ等大に発達するもの（第 25 図）。(3) c , m を主とする六角板状晶で、かならず s を伴ない、さらに r , x , y , a , h , n , u などの諸面を伴なうこともある（第 26 図）。河鹿鈹床の上部晶洞中に産するものには次の晶相が認められる。(1) c , m よりなる六角柱ないし短柱状結晶で、黄色を帯び光沢は鈍い。時に結晶の中心が長く空洞のものもあ

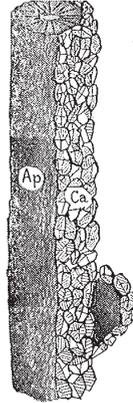
る。(2) c , m , r を主とする六角板状晶。

また小結晶の集合形式に次のような特殊なものが存在する。(1) c , m よりなる小結晶が集合し、 c 軸方向に亜平行連晶をなし、中央に穴をもち、南京玉糸のごとく集合するもの。(2) c , m よりなる結晶が集合して樹葉状・海綿状または皮殻状をなして結合する。またこれらの他に小結晶が半渦巻状に亜平行連晶をするもの、長さ 20cm に達する中空の円筒状集合を示すものなどがある(第 27 図)。足尾鉱山の燐灰石には多くの光学異常が認められる。これらについては渡辺新六の報告がある。

藍 鉄 鉱

産地：650 尺河鹿・200 尺河鹿・大正 12 年区・780 尺上盤河鹿。

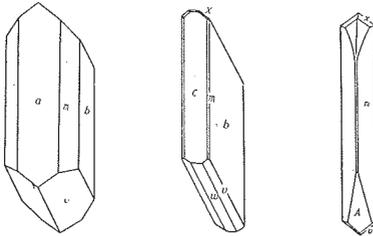
産状：(1) 河鹿状磁硫鉄鉄鉱体中の広く拡がった裂罅中に、薄い被覆物をかぶって産する。(2) 時には珪岩中の裂罅中に白色粘土に埋没している。(3) 石英質



第 27 図 燐灰石の円筒状集合
Ap……燐灰石 Ca……方解石

銅鉄脈の下部に産する。

結晶：藍色ないし淡青綠色透明の結晶で、最大 150cm に達するものがある。結晶面として $a(100)$, $b(010)$, $c(001)$, $m(110)$, $v(\bar{1}\bar{1}1)$, $x(111)$, $w(\bar{1}01)$, $A(\bar{6}01)$ 等 17 種の面が報告され



第 28 図 藍鉄鉱 第 29 図 藍鉄鉱 第 30 図 藍鉄鉱
ている(文献 10)。晶相に次の 3 種がある。(1) a , b を主とし中位の m を伴う八角短柱状で、端面は v を主とする(第 28 図)。(2) b が大きく発達した斜方板状で、 a , m , M , v , w 等を伴う(第 29 図)。(3) m を主とする長い菱柱状で、尖端は剣状ないし舌端状をなし扁平に尖る(第 30 図)。結晶はしばしば屈曲ないし捻転している。大森啓一により測定された光学的性質は次のようである。

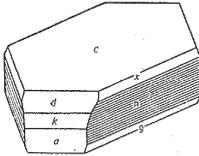
光軸 \perp (010), $X=b$ に平行, $Z=c$, $\alpha=1.5859$, $\beta=1.6038$, $\gamma=1.6361$, $2V=74^\circ 34'$ (+)

ラドラム鉄鉱

産地：足尾鉱山本口坑

産状：銅鉱脈の晶洞中に藍鉄鉱と共生して産する。

結晶：淡緑色透明ないし半透明で、径5～10mmの六角厚板状結晶を示し(第31図), $c(001)$, $m(110)$, $a(100)$ が最も大きく発達し、他に $Y(17.0.1)$, $d(\bar{1}01)$, $k(201)$, $q(111)$, $x(445)$, $u(311)$ 等を伴なう。時に(010)を双晶面とする双晶がある。分析結果は次のようである。



第31図 ラドラム鉄鉱

P_2O_5 32.03 %, FeO 53.21 %, H_2O 14.60 %, insol. tr. Total 99.84, Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO は tr. 分析者直井房太郎(1912)

フィシャー石(?)

産地：出会780尺河鹿・600尺河鹿。

産状：珪岩の空洞中に皮殻状・鐘乳状または小球状集合をなして産する。

結晶：一見玉髄のような淡緑白色、半透明はり光沢の鉱物。木下亀城によるとH5.5, sp. G. 2.32。分析結果は次のごとくで、大体フィシャー石あるいはそれに類似の磷酸礬土鉱物と、フリュエル石($AlF_3 \cdot H_2O$)との混合物と考えられる。その産状から、このうちのFは燐灰石より2次的に導来されたものであろうが、なお再検討を要する。

	P_2O_5	Al_2O_3	AF_3	Fe_2O_3	H_2O	Total	Analyst
(1)	24.84	34.88	—	—	31.32(+)		G. S. J. (1930)
(2)	25.13	36.07	12.55	0.31	26.94(±)	101.00	足尾鉱山(1933)

石 膏

産地：主として小滝坑下部

産状：鉱脈の掘跡の岩盤に、2次の生成物として附着する。

結晶：無色透明の針状結晶をなし、大きなものでは長さ1cmに達する。 $m(110)$, $l(111)$, $b(010)$ を主とし、時に(101)を双晶面とする矢筈形双晶もある。

銅 緑 礬

産地：鉱床上部各所

産状・結晶：主として鉱脈露頭部附近に2次的生成物として存在する。青緑色皮殻状集合体をなす。

鉄マンガン重石

産地：横間歩および新盛河鹿系統上部，300尺河鹿上部，その他

産状・結晶：石英・Bi・Au・Sn-鉱脈の上部に稀に産し，白色塊状の石英中に葉片状または板状をなし，時に扁平柱状の結晶を示す黒色鉱物である。葉片状のものは径2cm以上に達する。

堇青石

産地：小滝庚申山川広道寺下

産状：古生層雲母粘板岩中に散点的に晶出，時に足尾鉱山坑内の流紋岩中に含まれる角礫状粘板岩の破片中にもできている。

結晶：無色透明ないし白色半透明六角柱状の結晶で，平均径1cm，長さ2cmに達する。六角柱状の結晶は三連晶の結果で，結晶個体の境界面には普通黒色包有物を介在しているため，その横断面は射出状の6個に区分され，外観はちょうど6個の花弁をもった桜花のようにみられる。その外観から菊池安は櫻石(Cerasite)と命名した。櫻石は一般には堇青石が分解して，白色のピニー雲母の仮晶になっているものである。

この堇青石は沢入花崗閃緑岩の侵入による粘板岩の変質の結果，生成されたものである。

黄玉

産地：光盛鍾上部

産状：金属鉱脈とともに発達する延長15～20mの蝸石脈の約50%が，黄玉で形成されているといわれる。

絹雲母

産地：燐盛河鹿・本山河鹿・光盛河鹿・天狗河鹿等。

産状：(1)母岩の裂罅を充し，不規則扁平レンズ状。(2)断層面に沿うて，(3)成層面に沿って扁平不規則状等で，おもに河鹿鉱体に密接に件なって産する。

結晶：粘土状を呈し，粘着性強く，白色絹糸光沢をもち，多くは黄鉄鉱等の硫化鉱物および石英を件なう。須藤俊男による分析結果は次のごとくである。

SiO₂ 48.50, Al₂O₃ 37.87, Fe₂O₃ 0.20, FeO 0.45, MgO 0.27, CaO tr., K₂O 5.66, Na₂O 0.25, H₂O⁺ 5.03, H₂O⁻ 0.81, Total 99.04

葉蠟石

産地：出会 6 号鍾北立入その他

産状：塊状をなして産し、鉍化の最後の活動によって流紋岩が変質をうけて生じたもので、時にダイアスポア?・黄銅鉍等も伴っている場合もあるといわれる。

緑泥石

産地：足尾鉍山中の各鉍床

産状：(1) 緑泥石銅鉍脈の主脈石 (2) 流紋岩中の鉍筒の周囲に附着する主粘土の 1 つとして (3) 河鹿鉍床の下部に僅かに

結晶：一般には微細粉であるが、新盛河鹿より産したもののうちには、径 0.03mm の六角薄板状淡緑色結晶を得たという。

光盛河鹿の緑色粘土の分析値は次のようである。

SiO₂ 47.51, Al₂O₃ 36.93, MgO 0.28, CaO 1.67, Na₂O 0.06, K₂O 4.51, FeO +Fe₂O₃ 4.67, Ig.loss. 5.67, Total 101.30

濁沸石

産地：足尾鉍山内であるが産出箇所不明

産状：流紋岩中に単独脈として、また時に方解石とともに流紋岩中の小脈として産する。

結晶：単結晶は厚さ 2mm、長さ 1.5cm の長柱状結晶を示し、 $b(010)$ 、 $c(001)$ 、 $m(110)$ 、 $d(201)$ 、 $f(\bar{6}01)$ 、 $e(\bar{2}01)$ 等の結晶面が認められている。双晶は $a(100)$ を双晶面とするものが普通に認められ、先端は凹入角を示している。普通無色透明な長柱状結晶が粗鬆な集合をなして産するが、空気中で漸次に水を失ない、変質して白色半透明脆弱となる。新鮮な無色透明の標本では、劈開は m にや> 完全、 c 、 a に平行なものはともに不完全、 b の劈開は認められないが、空气中に長期間放置したものでは、 b に平行なものは完全な劈開があらわれ、 m 、 c 、 a 等に平行な劈開もまた明らかとなる。同様に光学的性質— (110) 劈開片での消光角 $c \wedge Z$ —も変化し、前者では $c \wedge Z$ が 90° であったものが約 40° となる。新鮮な結晶と空气中に放置したものとの化学成分を比較してみると、H₂O が 15.01% から 14.44% に変化し、化学

式であらわすと $4\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O} \cdot \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$ が $4\text{H}_2\text{O} \cdot \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$ となる*。後者の方が従来の濁沸石の諸性質と一致している。すなわち従来の濁沸石は、足尾産のこの沸石の分解変質したものであると考えられ、片山信夫はその後その他の産地のもの研究から、これを福地沸石と称することを提唱している。すなわち濁沸石は福地沸石後の仮晶である。

*福地信世の研究による。分析者大角右門。その後片山信夫の研究では H_2O は 16.91% が 13.67% となり、化学式では $2(\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 1\text{SiO}_2) \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ が $2(\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ としてあらわされる。

文 献

(地 質・鉱 床)

- 1) 原田鎮治：足尾銅山地質略説，地質要報，1886
- 2) 奈佐忠行：20 万分ノ 1 日光図幅地質図及び同説明書，農商務省地質調査所，1889
- 3) 伊木常誠：足尾銅山，地質学雑誌，Vol.3, No.32, 1896
- 4) 鈴木 敏：足尾銅山，地質学雑誌，Vol.5, No.112 ~ 117, 1898
- 5) 鈴木 敏：足尾銅山，地質調査報文，地質要報，1898
- 6) 斎藤 讓：日光火山彙地質調査報文，震災予防調査会報告，27, 1899
- 7) 足尾銅山鉱床の性質，地質学雑誌，Vol.9, No.105 ~ 106, 1902
- 8) 平林 武：足尾銅山鉱脈の生因を論じ併せて鉱質の変遷におよぶ，地質学雑誌，Vol.10, No.122, 1903
- 9) H. Yabe : On a Fusulina-Limestone with Helicoprion in Japan, Jour. Geol. Soc. Tokyō, Vol. 10, No. 113. 1903
- 10) 佐藤伝蔵：下野国足尾鉱山の磁硫鉄鉱について，地質学雑誌，Vol.27, No. 318, 1920
- 11) I. Hayasaka : On the New Carboniferous Brachiopod Fauna from the Ashio Mountain, Japan, Proc. Imp. Acad., Vol. 2, No. 10, 1926
- 12) N. Fukuchi : Guide to the Ashio Copper Mine, Pan-Pacific Science Congress, 1926.
- 13) 藤本治義：足尾山地の紡錘虫石灰岩の研究(予報)，地質学雑誌，Vol.45, No.535, 1938

- 14) 浅野五郎・草薙忠明：足尾鉱床附近の地質構造，地質学雑誌，Vol.54, No. 634, 1948
- 15) 中村 威：栃木県足尾鉱山の鉱床（主に鉱石の顕微鏡的性質），地質学雑誌，Vol.54.No.634, 1948
- 16) 中村 威：足尾鉱山における高温性タングステン-錫-金-蒼鉛-銅-石英脈の性質地質学雑誌，Vol.56, No.656, 1950
- 17) 浅野五郎：足尾銅山有越向斜の地質構造と鉱化，地質学雑誌，Vol.56, No. 656, 1950
- 18) 河田喜代助：足尾山塊西南部の地質構造，地質学雑誌，Vol.56, No.656, 1950
- 19) 河田清雄：足尾附近の沢人花崗閃緑岩中の捕獲岩，地質学雑誌，Vol.57, No. 670, 1951
- 20) 草薙忠明：足尾銅山古生層中の河鹿鉱床特に連慶峠河鹿について，地質学雑誌，Vol.58, No.682, 1952
- 21) 吉村豊文：日本のマンガン鉱床，マンガン研究会資料，1952
- 22) 高瀬 博：群馬県足尾南部地域マンガン鉱床調査報告（未発表），1954

(鉱 物)

- 1) Y. Kikuchi : On the Cordierite as Contact Mineral, Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyō, Vol. 3, 1890
- 2) 足尾の自然蒼鉛と輝蒼鉛鉱，地質学雑誌，29, 1922
- 3) 吉村豊文・山本洋一：足尾産ラドラム鉄鉱，地質学雑誌，34, 1927
- 4) 木下亀城：足尾鉱山の燐酸礬土鉱物，地質学雑誌，37, 1930
- 5) 貴志敏雄：足尾銅山産鉱物，地質学雑誌，39, 1932
- 6) 岡田以知二：足尾鉱山の硫砒鉄鉱について，地質学雑誌，39, 1932
- 7) 岡田以知二：足尾鉱山における As の鉱物学的存在並に二硫化鉄鉱物，地質学雑誌，40, 1933
- 8) 小川雨田雄：閃亜鉛鉱

片山 信夫：黄鉄鉱・黄銅鉱	}	足尾鉱山産，本邦鉱物の形態の研究（福地） 1935
杉山 隆二		
須藤 俊男		
小川雨田雄		
- 9) 渡辺新六：足尾鉱山黄銅鉱の結晶形，岩礦，14, 1935
- 10) 大森啓一：足尾鉱山産藍鉄鉱の結晶形，岩礦，15, 1936
- 11) 渡辺新六・小岩井宗義：足尾鉱山産閃亜鉛鉱，岩礦，17, 1937

- 12) 渡辺新六：足尾鉾山産閃亜鉛鉍の聚片双晶，岩礦，17，1937
- 13) 渡辺新六・小岩井宗義：足尾鉾山産磁硫鉄鉍の結晶，岩礦，17，1937
- 14) 大森啓一：足尾鉾山産藍鉄鉍の光学性，岩礦，17，1937
- 15) 渡辺新六：足尾鉾山産硫砒鉄鉍，岩礦，17，1937
- 16) 片山信夫：福地沸石と濁沸石，地質学雑誌，45，1938
- 17) 砂川一郎：本邦産鉍物雜記，(3)，(7)，地学雑誌，Vol.59，60，1951，1952
- 18) T. Nakamura：High Temperature Mineral Associations in a Certain Quartz Vein at the Ashio Mine, Jour. Facul. of Scie. Univ. of Tokyo, Sec. 2. Vol. 8, 1951
- 19) 砂川一郎：足尾鉾山産方解石にみられる種々の不規則性について，地質調査所月報，第4卷，第1号，1953
- 20) 砂川一郎：方解石の晶相変化—特に晶出順序との関係について，地質調査所報告，第155号，1953

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1: 50,000

ASHIO

Niigata, No. 101

By

KIYOO KAWATA & ATUSHI OZAWA

(Written in 1954)

(Abstract)

GEOLOGY

The area of this sheet-map covers a part of the so-called Ashio mountain block in the northern part of the Kwanto-region.

The Paleozoic formation, granodiorite, and quartz porphyry are prevalent in this area and they are covered by rhyolite and andesite of younger volcanoes.

Paleozoic

The Paleozoic formation belongs to the so-called Chichibu system and consists of clayslate interbedded with sandstone, chert, limestone, and schalstein. The abundance of chert is characteristic. The limestone in Umeda village contains *Parafusulina* cfr. *japonica* (GUMBEL) and other species, which may be assigned to lower Permian in age.

The strata have the general trend of NE-SW. The detailed structure, however, can hardly be revealed because of num-

erous, complicated minor faultings.

Contact metamorphics

Contact metamorphic rocks comprise biotite hornfels, cordierite hornfels and andalusite hornfels, which have been derived from clayslate, sandstone, chert, and other rocks of the Paleozoic formation by the contact effects of granodiorite intrusions. The hornfels of clayslate origin in the metamorphic aureole surrounding the Sōri granodiorite mass has many remarkable porphyroblasts of cordierite. The andalusite hornfels is rather rare.

Granodiorites

They are intrude into the Paleozoic sediments and are covered by the Quaternary lavas. The granodiorite is classified into two types, the Sōri granodiorite and the Kobugahara granodiorite.

The Sōri granodiorite mass occupies a considerably extensive area in this district and is of stock shape. It consists essentially of perthite, plagioclase, quartz, and biotite, and is characterised by porphyritic appearance due to the large crystals of perthite. Towards margin of the mass, it becomes poorer in perthite and turns to be non-porphyritic.

The Kobugahara granodiorite mass also occurs as a stock, and is uncommonly associated with aplite and pegmatite veins. It carries usually potash-feldspar, plagioclase, quartz, biotite, and hornblende as essential components, and is more basic than the Sori granodiorite.

Quartz porphyry

Quartz porphyry is divided into the Chūzenji and the Matsuki quartz porphyries.

Chūzenji quartz porphyry contains quartz, plagioclase, and potash-feldspar as essential components; and biotite or hornblende as accessory mafic minerals. The rock shows various appearance. Matsuki quartz porphyry carries quartz,

plagioclase, potash-feldspar, and biotite as essential components.

Dyke rock

Spessartite is found as dykes penetrating into the Paleozoic sediments. The rock is black or greenish black in color and has phenocryst of prismatic hornblende in groundmass of basaltic texture.

Diabasic rocks are found as dykes or sheets intruding the Paleozoic sediments. The rock which is exposed near Takana in the southwestern part of the mapped area is green or greenish black in color and has phenocryst of plagioclase, augite, and actinolitic hornblende in groundmass of basaltic texture. The rock, however, has been partly subjected to chloritization as well as to decomposition.

Quartz porphyry crops out as intrusive sheets in the Paleozoic sediments. It is white or grayish white in color and has phenocryst of quartz. It contains andalusite and muscovite as xenocrystic minerals.

Felsitic rocks penetrate into the Paleozoic sediments as well as the granodiorite as dykes. Felsitic rock which crops out near Jarubuchi at the southeastern part of the mapped area is white or grayish white in color and is very poor in phenocryst.

Rhyolite penetrates into the paleozoic sediments as a minor intrusive. It contains quartz and plagioclase as essential components and has a few mafic minerals.

Rhyolite

The rhyolitic rocks are grouped in three types, the Ashio, Akagine, and Jizōdake rhyolites.

The Ashio rhyolite forms an isolated small mountain and a funnel shaped extrusive body. It has many phenocrysts of quartz and plagioclase in microfelsitic groundmass. Along the margin of the rock body, it embraces abundant breccias of

Paleozoic rocks and has an appearance of intrusive breccia.

The Akagine rhyolite is composed essentially of quartz, plagioclase and a little biotite.

The Jizōdake rhyolite is aphanitic and more vitreous than the above two.

Dacite

It occurs as a penetrating mass in the Jizōdake rhyolite. It has phenocrysts of quartz, plagioclase, biotite, and hornblende in glassy groundmass.

Pleistocene

Pleistocene deposits include the Funaishi bed, the Tazawa gravel bed, the river terrace deposits, and the Nantai pumice deposits.

The Funaishi bed consists chiefly of mudstone and gravel.

The mudstone contains such plant fossils as *Quercus crispula* L. and *Fagus japonica* MAXIM.

The Tazawa gravel bed consists of gravel, clay, and sand.

The river terrace deposits are composed of sand and gravel mixed with a considerable amount of volcanic ash and pumice. The Nantai pumice deposits consist of pumice, volcanic sand and ash.

Andesite

Andesites which cover a considerable part in the mapped area comprise various types. They occur as lava flows and tuff-breccia composing the Kesamaru, Kōshinzan, and Akagi volcanoes.

The Kesamaru volcanic rocks are divided into two types, the Honkesamaru lava and tuff-breccia and the Maekesamaru lava. The Honkesamaru lava and tuff-breccia constitute the basal part of the Kesamaru volcano, and are composed of augite-hypersthene andesite. The Maekesamaru lava occurs as the latest lava flow from the Kesamaru volcano, and is composed of olivine-bearing augite-hypersthene andesite.

The Koshinzan volcanic rocks consist of andesite tuff-breccia and augite-bearing hypersthene andesite.

The Akagi volcanic material in the area mapped is divisible into three types, that is, the Nerizawa lava, the Mugikubo lava and the Akagi pyroclastics. The rock of the Nerizawa lava belongs to common augite-bearing hypersthene andesite. The Mugikubo lava belongs to augite-hypersthene andesite. The Akagi pyroclastics are composed of fragments of pyroxene andesite indurated with volcanic ash.

Recent

Recent deposits are the alluvial deposits developed along the banks of the Watarase river and othes streams. They are composed chiefly of sand, gravel, and clay.

ECONOMIC GEOLOGY

In the area mapped, copper ore deposits which are genetically related to the Ashio rhyolite are of outstanding economical importance. Many small manganese deposits occurred in the Paleozoic rocks in the southeastern part of the area are of next importance.

Copper ore

Practically all of copper ores in this area have been mined at the Ashio mine. This mining area is composed chiefly of the Ashio rhyolite and the Paleozoic sediments.

The ore deposits comprise two different types; copper lodes and so-called "Kajika" deposit, the massive copper deposits of replacement origin.

The more than nine hundred lodes are found mainly in the rhyolite mass and are classified into two groups, 60-degree-veins and 100-degree-veins. The veins are 0.1 m in average width and are from 300 to 2,000 m in length. The mean copper content of the ores is about 1.7%. The vein forming minerals are chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, zincblende galena,

bornite, chalcocite, malachite, azurite, native copper, quartz, calcite, and others.

The "Kajika" deposits are enclosed chiefly in chert of the Paleozoic formation, and are from 100 to 370 m in diameter. The "Kajika" ore is composed of chalcopyrite and pyrrhotite with quartz, pyrite, and apatite, having nearly 1.5% Cu in average.

The annual production in recent decades is about 3,000 metric tons in copper metal. An ore dressing plant (about 1,000 metric tons per day) by means of heavy liquid and floatation and smelting plant of copper, zinc, and lead are now in operation.

Manganese ore

Manganese ores are mined at the Kiurazawa, Rito, Nakano-yama and many other small mines.

The ore deposits are present in cherty bed of the Paleozoic formation. The ores consist chiefly of rhodochrosite, and has about 35-40% manganese content in average.

Total annual production in recent years is about 6,000 metric tons.

Limestone

Paleozoic limestone was once quarried at Umeda village.

Building stone

Building stone is quarried from the Sōri granodiorite near Sōri station.

Appendix : Mineralogy

From the Ashio mine, the occurrence of the following 41 minerals are reported.

Bismuth, Gold, Silver, Copper, Bismuthinite, Galena, Chalcocite, Stromeyerite (?), Sphalerite (Marmatite), Pyrrhotite, Bornite, Chalcopyrite, Pyrite, Marcasite, Arsenopyrite, Wittchenite, Stannite, Fluorite, Quartz, Amethyst, Cuprite, Coru-

ndum (?), Cassiterite, Calcite, Siderite, Rhodochrosite, Malachite, Azurite, Apatite, Vivianite, Ludramite, Fisherite, Gypsum, Pisanite, Wolframite, Cordierite, Topaz, Sericite, Pyrophyllite, Chlorite, Laumontite.

Among these, stromeyerite and ludramite have not been found from other places of Japan. Galena, sphalerite, pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite, arsenopyrite, fluorite, quartz, cuprite, calcite, siderite, rhodochrosite, apatite, vivianite, ludramite, and laumontite show good crystal form. Chalcopyrite often shows peculiar crystal habits such as platy and cubic ones, and sometimes has moonlight like lusture caused by characteristic fine striations on crystal faces. Crystals of calcite are often aggregated in styles like rose flower, semi-sphere, "scale of horse-mackerel" and others. Apatite often appears in styles like long tube, coral and others. Pyrite enclosed in chalcopyrite shows beautiful crystal which sometimes marformed to prismatic, ditetragonal pyramidal or etc... Arsenopyrite, quartz, calcite, and apatite show different crystal habits according to mode of occurrence, and some genetical relations between crystal habits and mode of occurrence are became clear. The mineral assemblage in the Ashio mine indicates the ore deposits to be epithermal on the whole, but it includes also a few amount of microscopic crystals of wittchenite, stannite, and cassiterite which are common in mesothermal or hypothermal deposits.

In contact metamorphosed shale along the Kōshinzan river, near the Ashio mine, good crystals of cordierite trilling are found. From the pumiceous parts of the Funaishi bed, many small crystals of augite can be easily picked up. From manganese ore deposits, such manganese minerals as rhodochrosite, rhodonite, and manganosite are found.

昭和 30 年 1 月 25 日印刷

昭和 30 年 1 月 30 日発行

工 業 技 術 院

著作権所有

地 質 調 査 所

印刷者 嶋 富 士 雄

印刷所 株式会社 三秀舎
