

グリーン・タフ(緑色凝灰岩)

⑧

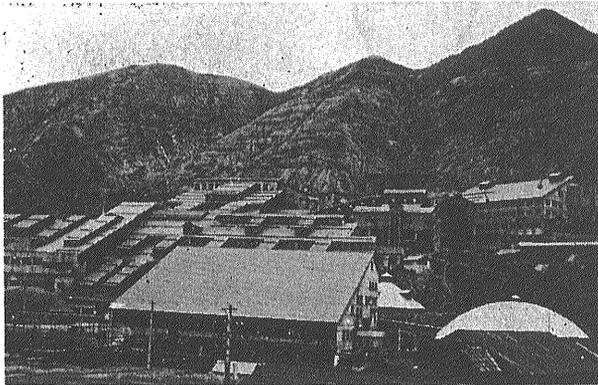
大 沢 穠

6. グリーン・タフ地域の新第三紀金属鉱床の胚胎層準および胚胎場所

東北地方グリーン・タフ地域の新第三紀層中には多数の金銀銅鉛亜鉛を含む鉱脈型鉱床および黒鉱々床を胚胎し本邦有数の金属鉱床区を形成している。これら金属鉱床を形成した鉱化作用の時期については諸先輩により多数の論文が発表されておりその内代表的なものを2-3紹介したい。

榊原忠政博士(1958)(第2・3図)は陸奥湾周辺(陸奥鉱化帯)青森県南西部~秋田県北部(西津軽~北秋田鉱化帯)秋田中央部~岩手県南西部(中部秋田~和賀鉱化帯)秋田県南西部~宮城県北西部(南秋田鉱化帯)の4地区に大別し各地区の鉱床群は幅20~30km

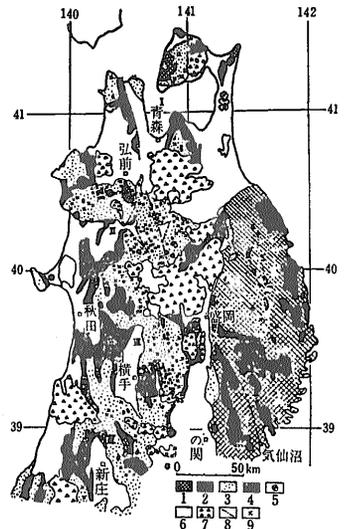
延長80~100kmの地区にNW-S Eの分布の方向性を示して雁行状の配列をなしその方向は基盤岩の分布方向と一致していると述べている。また鉱床生成期は中新世(船川期末~北浦期初期(?))とみられるが鉱床はほとんどグリーン・タフ層の地域を胚胎の場としており基盤岩や新第三紀完晶質岩の周辺に密集している。鉱化作用は基盤岩の構造や中新世末期の造構造運動に密接な関係があるものと考えられる。榊原博士は北秋田鉱化帯について詳しく研究し下記のように述べている。この地域の鉱床はグリーン・タフやこれに伴う火山岩類中に胚胎している。第2図に示したように鉱床群は背斜構造に沿うものと構造線に沿うものがみられる。背斜構造は中央地域に山館 小真木 尾去沢 大葛の背斜西部地域に大倉~立又の背斜 東部地域に花輪~不老倉背斜があり立又 山館 不老倉等の背斜構造の中核部には完晶質岩が貫入しており背斜構造の形成が完晶質岩の貫入によって行なわれたとみられる点が多い。そして鉱床群は背斜構造に沿いながらも完晶質岩の周辺に分布しており山館や立又~大葛地方に見られるように鉱床は完晶質岩の北部から東部にかけて密集している。構造線は中央地域の東西線にみられるもので鉱床は特に花輪盆地を縦断するものに沿って多く分布している。この地域の鉱床群は中央地域に緑泥石 石英黄銅鉱脈や石英黄銅鉱脈で代表される銅帯がありその東西翼に方鉛鉱 閃亜鉛鉱々脈や黒鉱々床などからなる鉛・亜鉛帯が分布している。銅帯はいずれも完晶質岩を中心と



第1図 尾去沢鉱山付近の山はほとんど樹木がはえておらず岩石の露出がすこぶるよいので地質調査を行なうのには快適であるうしろの山には無数の鉱脈型鉱床が胚胎されており蜂の巣のように掘られている



- ◇: 父
- ×: 子
- ←: 第2図 北秋田 鹿角地方の主要鉱床分布図
- : 1.古生層 2.先三紀花崗岩 3.グリーン・タフ層
- △: 4.女川・船川層 5.新第三紀完晶質岩 6.鮮新世火山岩
- ▲: 7.第四紀火山岩 8.洪積層及び沖積層 9.構造線
- : 10.背斜軸 11.銅帯 12.鉛・亜鉛帯(榊原1958)
- Hm: 第3図
- Hw: 東北日本内帯の熱水鉱床分布図
- Kk: 1.先第三系 2.先第三紀深成岩類 3.中新統中部および下部層(西黒沢階~赤島階) 4.中新統上部層(女川階~船川階) 5.新第三紀完晶質岩 6.鮮新統および第四系 7.第四紀火山岩および噴出物 8.構造線
- Km: 9.熱水性鉱床
- Nk: 10.陸奥鉱化帯 II.西津軽・北秋田鉱化帯 III.中部
- Ok: 11.和賀・和賀帯 IV.南秋田鉱化帯(榊原1958)
- Oa: 12.秋田・和賀帯
- Os: 13.和賀帯
- Ot: 14.和賀帯
- Ou: 15.和賀帯
- Ov: 16.和賀帯
- Ow: 17.和賀帯
- Ox: 18.和賀帯
- Oy: 19.和賀帯
- Oz: 20.和賀帯
- Pa: 21.和賀帯
- Pb: 22.和賀帯
- Pc: 23.和賀帯
- Pd: 24.和賀帯
- Pe: 25.和賀帯
- Pf: 26.和賀帯
- Pg: 27.和賀帯
- Pg: 28.和賀帯
- Ph: 29.和賀帯
- Pi: 30.和賀帯
- Pj: 31.和賀帯
- Pk: 32.和賀帯
- Pl: 33.和賀帯
- Pm: 34.和賀帯
- Pn: 35.和賀帯
- Po: 36.和賀帯
- Pp: 37.和賀帯
- Pq: 38.和賀帯
- Pr: 39.和賀帯
- Ps: 40.和賀帯
- Pt: 41.和賀帯
- Pu: 42.和賀帯
- Pv: 43.和賀帯
- Pw: 44.和賀帯
- Px: 45.和賀帯
- Py: 46.和賀帯
- Pz: 47.和賀帯
- Qa: 48.和賀帯
- Qb: 49.和賀帯
- Qc: 50.和賀帯
- Qd: 51.和賀帯
- Qe: 52.和賀帯
- Qf: 53.和賀帯
- Qg: 54.和賀帯
- Qh: 55.和賀帯
- Qi: 56.和賀帯
- Qj: 57.和賀帯
- Qk: 58.和賀帯
- Ql: 59.和賀帯
- Qm: 60.和賀帯
- Qn: 61.和賀帯
- Qo: 62.和賀帯
- Qp: 63.和賀帯
- Qq: 64.和賀帯
- Qr: 65.和賀帯
- Qs: 66.和賀帯
- Qt: 67.和賀帯
- Qu: 68.和賀帯
- Qv: 69.和賀帯
- Qw: 70.和賀帯
- Qx: 71.和賀帯
- Qy: 72.和賀帯
- Qz: 73.和賀帯
- Ra: 74.和賀帯
- Rb: 75.和賀帯
- Rc: 76.和賀帯
- Rd: 77.和賀帯
- Re: 78.和賀帯
- Rf: 79.和賀帯
- Rg: 80.和賀帯
- Rh: 81.和賀帯
- Ri: 82.和賀帯
- Rj: 83.和賀帯
- Rk: 84.和賀帯
- Rl: 85.和賀帯
- Rm: 86.和賀帯
- Rn: 87.和賀帯
- Ro: 88.和賀帯
- Rp: 89.和賀帯
- Rq: 90.和賀帯
- Rr: 91.和賀帯
- Rs: 92.和賀帯
- Rt: 93.和賀帯
- Ru: 94.和賀帯
- Rv: 95.和賀帯
- Rw: 96.和賀帯
- Rx: 97.和賀帯
- Ry: 98.和賀帯
- Rz: 99.和賀帯
- Sa: 100.和賀帯
- Sb: 101.和賀帯
- Sc: 102.和賀帯
- Sd: 103.和賀帯
- Se: 104.和賀帯
- Sf: 105.和賀帯
- Sg: 106.和賀帯
- Sh: 107.和賀帯
- Si: 108.和賀帯
- Sj: 109.和賀帯
- Sk: 110.和賀帯
- Sl: 111.和賀帯
- Sm: 112.和賀帯
- Sn: 113.和賀帯
- So: 114.和賀帯
- Sp: 115.和賀帯
- Sq: 116.和賀帯
- Sr: 117.和賀帯
- Ss: 118.和賀帯
- St: 119.和賀帯
- Su: 120.和賀帯
- Sv: 121.和賀帯
- Sw: 122.和賀帯
- Sx: 123.和賀帯
- Sy: 124.和賀帯
- Sz: 125.和賀帯
- Ta: 126.和賀帯
- Tb: 127.和賀帯
- Tc: 128.和賀帯
- Td: 129.和賀帯
- Te: 130.和賀帯
- Tf: 131.和賀帯
- Tg: 132.和賀帯
- Th: 133.和賀帯
- Ti: 134.和賀帯
- Tj: 135.和賀帯
- Tk: 136.和賀帯
- Tl: 137.和賀帯
- Tm: 138.和賀帯
- Tn: 139.和賀帯
- To: 140.和賀帯
- Tp: 141.和賀帯
- Tq: 142.和賀帯
- Tr: 143.和賀帯
- Ts: 144.和賀帯
- Tt: 145.和賀帯
- Tu: 146.和賀帯
- Tv: 147.和賀帯
- Tw: 148.和賀帯
- Tx: 149.和賀帯
- Ty: 150.和賀帯
- Tz: 151.和賀帯
- Ua: 152.和賀帯
- Ub: 153.和賀帯
- Uc: 154.和賀帯
- Ud: 155.和賀帯
- Ue: 156.和賀帯
- Uf: 157.和賀帯
- Ug: 158.和賀帯
- Uh: 159.和賀帯
- Ui: 160.和賀帯
- Uj: 161.和賀帯
- Uk: 162.和賀帯
- Ul: 163.和賀帯
- Um: 164.和賀帯
- Un: 165.和賀帯
- Uo: 166.和賀帯
- Up: 167.和賀帯
- Uq: 168.和賀帯
- Ur: 169.和賀帯
- Us: 170.和賀帯
- Ut: 171.和賀帯
- Uu: 172.和賀帯
- Uv: 173.和賀帯
- Uw: 174.和賀帯
- Ux: 175.和賀帯
- Uy: 176.和賀帯
- Uz: 177.和賀帯
- Va: 178.和賀帯
- Vb: 179.和賀帯
- Vc: 180.和賀帯
- Vd: 181.和賀帯
- Ve: 182.和賀帯
- Vf: 183.和賀帯
- Vg: 184.和賀帯
- Vh: 185.和賀帯
- Vi: 186.和賀帯
- Vj: 187.和賀帯
- Vk: 188.和賀帯
- Vl: 189.和賀帯
- Vm: 190.和賀帯
- Vn: 191.和賀帯
- Vo: 192.和賀帯
- Vp: 193.和賀帯
- Vq: 194.和賀帯
- Vr: 195.和賀帯
- Vs: 196.和賀帯
- Vt: 197.和賀帯
- Vu: 198.和賀帯
- Vv: 199.和賀帯
- Vw: 200.和賀帯
- Vx: 201.和賀帯
- Vy: 202.和賀帯
- Vz: 203.和賀帯
- Wa: 204.和賀帯
- Wb: 205.和賀帯
- Wc: 206.和賀帯
- Wd: 207.和賀帯
- We: 208.和賀帯
- Wf: 209.和賀帯
- Wg: 210.和賀帯
- Wh: 211.和賀帯
- Wi: 212.和賀帯
- Wj: 213.和賀帯
- Wk: 214.和賀帯
- Wl: 215.和賀帯
- Wm: 216.和賀帯
- Wn: 217.和賀帯
- Wo: 218.和賀帯
- Wp: 219.和賀帯
- Wq: 220.和賀帯
- Wr: 221.和賀帯
- Ws: 222.和賀帯
- Wt: 223.和賀帯
- Wu: 224.和賀帯
- Wv: 225.和賀帯
- Ww: 226.和賀帯
- Wx: 227.和賀帯
- Wy: 228.和賀帯
- Wz: 229.和賀帯
- Xa: 230.和賀帯
- Xb: 231.和賀帯
- Xc: 232.和賀帯
- Xd: 233.和賀帯
- Xe: 234.和賀帯
- Xf: 235.和賀帯
- Xg: 236.和賀帯
- Xh: 237.和賀帯
- Xi: 238.和賀帯
- Xj: 239.和賀帯
- Xk: 240.和賀帯
- Xl: 241.和賀帯
- Xm: 242.和賀帯
- Xn: 243.和賀帯
- Xo: 244.和賀帯
- Xp: 245.和賀帯
- Xq: 246.和賀帯
- Xr: 247.和賀帯
- Xs: 248.和賀帯
- Xt: 249.和賀帯
- Xu: 250.和賀帯
- Xv: 251.和賀帯
- Xw: 252.和賀帯
- Xx: 253.和賀帯
- Xy: 254.和賀帯
- Xz: 255.和賀帯
- Ya: 256.和賀帯
- Yb: 257.和賀帯
- Yc: 258.和賀帯
- Yd: 259.和賀帯
- Ye: 260.和賀帯
- Yf: 261.和賀帯
- Yg: 262.和賀帯
- Yh: 263.和賀帯
- Yi: 264.和賀帯
- Yj: 265.和賀帯
- Yk: 266.和賀帯
- Yl: 267.和賀帯
- Ym: 268.和賀帯
- Yn: 269.和賀帯
- Yo: 270.和賀帯
- Yp: 271.和賀帯
- Yq: 272.和賀帯
- Yr: 273.和賀帯
- Ys: 274.和賀帯
- Yt: 275.和賀帯
- Yu: 276.和賀帯
- Yv: 277.和賀帯
- Yw: 278.和賀帯
- Yx: 279.和賀帯
- Yy: 280.和賀帯
- Yz: 281.和賀帯
- Za: 282.和賀帯
- Zb: 283.和賀帯
- Zc: 284.和賀帯
- Zd: 285.和賀帯
- Ze: 286.和賀帯
- Zf: 287.和賀帯
- Zg: 288.和賀帯
- Zh: 289.和賀帯
- Zi: 290.和賀帯
- Zj: 291.和賀帯
- Zk: 292.和賀帯
- Zl: 293.和賀帯
- Zm: 294.和賀帯
- Zn: 295.和賀帯
- Zo: 296.和賀帯
- Zp: 297.和賀帯
- Zq: 298.和賀帯
- Zr: 299.和賀帯
- Zs: 300.和賀帯
- Zt: 301.和賀帯
- Zu: 302.和賀帯
- Zv: 303.和賀帯
- Zw: 304.和賀帯
- Zx: 305.和賀帯
- Zy: 306.和賀帯
- Zz: 307.和賀帯



してとりまくようにみられ、そして鉛・亜鉛帯は銅帯をとりまきながらも構造線に沿って分布している。特に緑泥石、石英、黄銅鉱脈が完晶質岩の付近に多く分布することや、黒鉱々床が構造線に沿うことは注目すべき事からであろう。また新第三紀完晶質岩の近くには緑泥石、石英、黄銅鉱型鉱脈が多く、この型の多くのものから早期晶出とみられる磁鉄鉱、磁硫鉄鉱、輝着鉛鉱、黄錫鉱や星状閃亜鉛鉱などの共生や組織が知られている。このようなことは、ゼノサーマル状態の下で鉱化作用が行なわれたことを示している。この地域の鉱化作用は新第三紀中新世の造山運動や火成活動の関係から、その時期は中新世末期（船川期末期～北浦期初期?）と考えられ、特に基盤岩や新第三紀完晶質岩と成因的に密接な関係をもったものとみられる。またこの地域の熱水性鉱床は火山岩地帯に、しかも比較的せまい範囲に銅鉱脈、鉛・亜鉛鉱脈、黒鉱々床などが帯状的に分布し、1つの鉱床においても鉱石のテレスコーピング現象が著しく見られるから、この地域の鉱床はいわゆる“subvulkanische”なものに属するものと考えられる。

竹内常彦教授（1961）は東北地方における火成活動と金属鉱床の関係について研究され、次のように総括された。東北地方の緑色凝灰岩地帯に賦存する主要鉱床について、その母岩の層準をみると、西黒沢、台島、門前、赤島の各階の地層を母岩とする地層がもっとも多いが、女川層あるいは船川層中に胚胎する鉱床も若干存在する（第1表）。鉱床の胚胎する地層の上限は船川階初期であるので、鉱化作用の時期について、それ以降を考えなければならない。また、鉱化作用と関連する火成活動とくに完晶質岩類から推定される深成活動は、被進入岩の地質時代の上限が女川階中位で、その活動時期として

は船川階後半が考えられる。したがって、鉱化作用がその深成火成活動につづいて行なわれるとする一般的な考え方をあてはめれば、その時期は船川階末ないし北浦階初期とすることができる。しかしながら、なおその前に1、2の問題がある。その1つはこの広範囲な地域に分散する鉱床および火成岩体の生成時期を1つにまとめることが適当であるかの点で、その2つは北村信博士が指摘しているように、緑色凝灰岩地域の沈降が東側からはじまり、西方に移行する事実で、東から西に向かって堆積現象自体に時間的ずれが考えられる点である。

堀越徹博士（1960）は秋田県北部花岡一小坂地域における黒鉱々床について研究し、定説となっていた木下亀城博士（1944）による交代鉱床説に対し、問題をなげかけた。次にその要約を述べる。花岡一小坂地域の地質層序を第2表、地質図を第4図に示す。この地域の主要な鉱床は、黒鉱々床と鉱脈鉱床で、これらの各鉱床が胚胎している場としては、構造的には基盤岩類の背斜部で、第三紀層の堆積の薄い部分に集中する傾向を示している。花岡一小坂地域の層状黒鉱々床のほとんどすべては、花岡層の最上部に下位より矢柄平火山岩流、ばら森式凝灰角礫岩、層状クロコ-鉱床の層序を持って胚胎している（第5図）。

黒鉱々床が胚胎している層準より上部には、めばしい鉱化作用が認められず、より下部に鉱脈鉱床がみられる。またこの地域の黒鉱々床を構成する岩石、鉱石としては、流紋岩、珪質岩、凝灰角礫岩、石膏、硫化鉄、黄鉄鉱、鉄マンの8種類をあげることができる（第6図）。この地域の黒鉱々床を通じて、これらは下位から上記の順に配列しているのが、もっとも普遍的に認められる層序であろう。これらのことなどから、花岡一小坂地

第1表 東北地方緑色凝灰岩地域のおもな鉱床の母岩の層位

種	鉱山名	形	地層名	対	比	文	原
青森	上花岡	黒鉄脈	奥平川	西黒沢-台島	岩井澤一 鈴木實(1958)		
	開明	鉄脈	川	西黒沢-台島	岩井澤一 鈴木實(1958)		
秋田	小坂	黒鉄脈	元山凝灰岩	女川-西黒沢	井上 武他 (1960)		
	花岡	鉄脈	花岡	女川-西黒沢	虎谷達夫 (1959)		
	尾花沢	鉄脈	尾花沢	女川-西黒沢	柳原忠政 (1955)		
	尾花沢	鉄脈	尾花沢	女川-西黒沢	柳原忠政 (1958)		
	立又	鉄脈	立又	門前-赤島	竹内 晋木 阿部 (1957)		
	明又	鉄脈	立又	門前-赤島	竹内 晋木 阿部 (1957)		
	阿仁	鉄脈	立又	門前-赤島	竹内 晋木 阿部 (1957)		
	宮田又	鉄脈	立又	門前-赤島	竹内 晋木 阿部 (1957)		
岩手	土畑	銅鉄脈	大荒沢-大石	西黒沢-台島	加藤敏久 他 (1954)		
	鷺倉	銅鉄脈	大荒沢-大石	西黒沢-台島	早川興久 他 (1954)		
山形	大塩	交代鉄脈	大荒沢-大石	西黒沢-台島	佐藤元彦 高橋勝也(1956)		
	福舟	鉄脈	長沢凝灰岩	女川	竹内常彦 他 (1960)		
	福沢	鉄脈	福沢	門前-赤島	田口一雄 (1960)		
	日正	鉄脈	川	女川下-西黒沢上	田口一雄 (1958)		
	水小	鉄脈	開沢	西黒沢-台島	舟山裕士 (1960)		
	高山	鉄脈	太郎層下部	女川下部	舟山裕士 (1960)		
	吉野	鉄脈	吉野	西黒沢-台島	舟山裕士 (1960)		
	赤山	鉄脈	赤山	西黒沢-台島	舟山裕士 (1960)		
	八谷	鉄脈	笹	原	佐藤 信 (1958)		
宮城	大土蔵	鉄脈	笹	台	高橋英夫 (1950)		
	細倉	鉄脈	笹	台	高橋英夫 (1950)		
	宮崎	鉄脈	志田-宇津野	川	田口一雄 (1959)		
福島	身内畑	鉄脈	川	船川-女川	鹿木茂彦 (1954)		
	高玉	鉄脈	岩根-白方	台	門前 太田 勇 (1955)		
	積田	鉄脈	石	台	西黒沢 平沢誠雄 (1958)		
	八尾	鉄脈	石	台	西黒沢 木下亀城 (1960)		
	八尾	鉄脈	石	台	鈴木光郎 (1953)		

(竹内1961)

第2表 花岡一小坂地域地質層序表

時代	層名		岩相と層厚		鉱床
	男鹿半島	花岡-小坂	花岡	小坂	
第三紀	北浦	遠部	+200 m	流紋岩-石英安山岩質火山礫凝灰岩	+200 m
				礫岩	
	船川			(粗粒玄武岩の貫入)	
	女川	堤沢	+200 m	堤沢火山礫凝灰岩	+200 m
				赤森火山礫凝灰岩	
	花岡		+100 m	岩質互層 (石英安山岩-安山岩質)	+300 m
				神山凝灰角礫岩(ばら森式)ばら森凝灰角礫岩 長森山流紋岩(矢柄平火山岩)ばら森流紋岩 火山礫凝灰岩質互層 (石英安山岩-安山岩質)	
	西黒沢	保滝沢	+300 m	礫質頁岩 玄武岩互層 玄武岩 玄武岩質凝灰角礫岩	
台島			砂岩		
			安山岩質凝灰角礫岩 (下部不明)		
門前	目名市沢	+100 m			
赤島					
古生層			緑色 黒色千枚岩		黒色千枚岩

(堀越1960)

域の黒鉱々床が胚胎する層準について つぎのように総括される。第三紀中新世の火山活動は 西黒沢階に対比される保滝沢層の時代には塩基性火山岩類を主とするおそらくソレイアイト岩系と考えられるものであった。女川階に対比される花岡層の時代に入ると その火山活動は酸性岩類が多い カルク・アルカリ岩系と思われるものにかわった。活動した火山岩の岩系の転換はこの地域を通じて ほぼ同時に非常に明瞭に見出される。花岡層の火山活動はやがて矢柄平火山岩の活動で示される衰退期を迎え ばら森式凝灰角礫岩の生成で終る。この地域の黒鉱々床が胚胎する層準はほぼ一枚であり黒鉱々床はカルク・アルカリ岩系の火山活動に伴って海底に供給された原物質から生成された母岩と共生鉱床であると考えた方がよいように思われる。その後 堀越博士(1965)は黒鉱型噴気堆積鉱床(九州鉱山学会誌—33—7)という論文を発表され 黒鉱型鉱床についての一般的問題について とくに火山活動との関連について述べている。ぜひ原著を参照されたい。

上田良一博士ら(上田・川尻・井上[1961])は秋田県

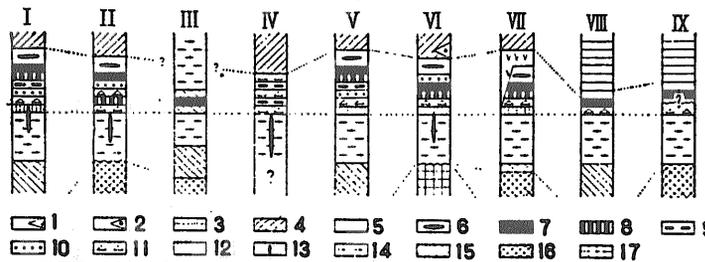
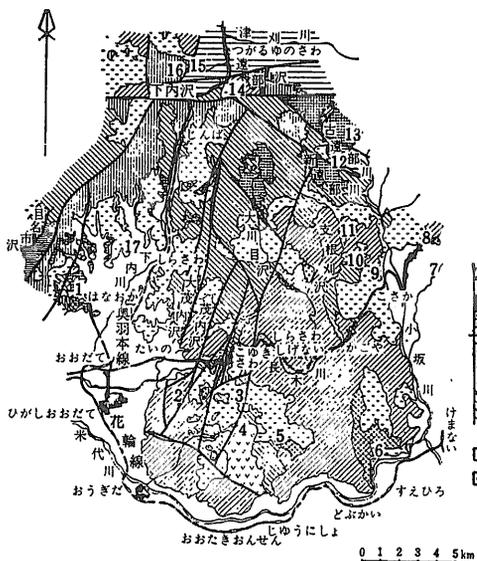
北秋田鹿角地域の鉱床母岩の層位から鉱床の生成時期を中心に地史的に考察を行なった(第7図)。次にその要約を紹介することにする。

本地域内の鉱床は大葛層を母岩とすることが最も多くついで大谷層 砂子淵層中に賦存する(第3表)。大滝層およびその上位の各地層には 鉱化作用がみとめられない。すなわち 鉱床は門前階~西黒沢階の地層を母岩としている。黒鉱々床は 小坂 花岡鉱山における長木変質火山岩の形態に鉱体の形が規制されているような関係 および大葛層の最上部に胚胎する鉱体が 大滝層の基底で切られるような状態を示すことなどから大葛層の堆積 長木変質火山岩にともなって 生成され

第3表 (上田ほか1961)

番号	鉱山名	大谷層	砂子淵層	大葛層	番号	鉱山名	大谷層	砂子淵層	大葛層
1)	十和田		△	○	18)	田の沢			○
2)	鈴山	×	△		19)	岩神			×
3)	揚			×	20)	山館			※
4)	大地			×	21)	大坂		×	
5)	古連部				22)	宝倉			×
6)	相内			○	23)	後間			×
7)	小坂	△	△	○	24)	秋津			×
8)	長木			×	25)	花西			○
9)	金細			×	26)	大巻			○
10)	新不老倉	※?	△		27)	立又	※?		
11)	不老倉	※?	△		28)	明又	×		
12)	柴平	×	△		29)	大谷	×		
13)	花輪	○?	△	?	30)	大沢	×	×	×
14)	小真木			◎	31)	大葛			×
15)	尾去沢	×	△		32)	炭谷	×	△	
16)	真金山			×	33)	長部	※?	△	
17)	小沢沢			○					

凡例 〇 黒鉱 〇 黒鉱 〇 黒鉱 ※ 完晶質岩と関連するとみられる鉱床
△ 地層欠除 露出地なし

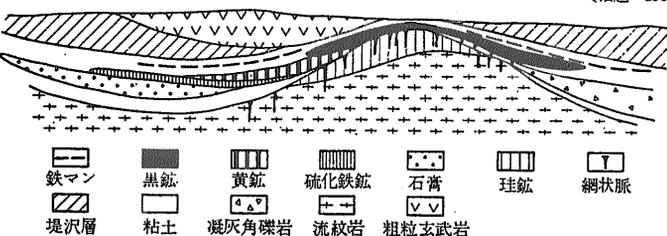


第5図 花岡一小板地域におけるクロコ-鉱床の層序

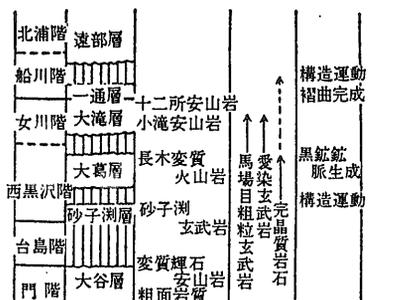
I.花岡 II.大巻 III.新沢 IV.小真木 V.小坂内の岱 VI.小坂元山 VII.相内 VIII.相乗 IX.湯の沢
1.粗粒玄武岩 2.斜長石英安山岩 3.遠部層 4.堤沢層 5.粘土 6.鉄マン 7.黒鉱 8.黄鉱 9.硫化鉄 10.石こう 11.ばら森式凝灰角礫岩 12.珪質岩 13.脈状クロコ- 14.矢柄平火山岩 15.花岡層 16.保滝沢層 17.古生層 (堀越 1960)

第4図 花岡一小板地域の地質ならびに鉱床分布図

凡例: 1.遠部層 2.堤沢層 3.ばら森式凝灰角礫岩(花岡層) 4.矢柄平火山岩(熔岩は花岡層) 5.花岡層 6.保滝沢層 7.目名市沢層 8.石英斑岩 9.斜長石英安山岩 10.石閃緑岩 11.粗粒玄武岩 鉱床名: 1.花岡 2.岩神 3.新沢 4.山館 5.宝倉 6.小真木 7.小坂内の岱 8.小坂元山 9.松木沢 10.長木 11.堀内 12.若木立 13.相内 14.相乗 15.湯の沢 16.秋津 17.中羽立 (堀越 1960)



第6図 花岡鉱床の模式的形態図 (堀越 1960)

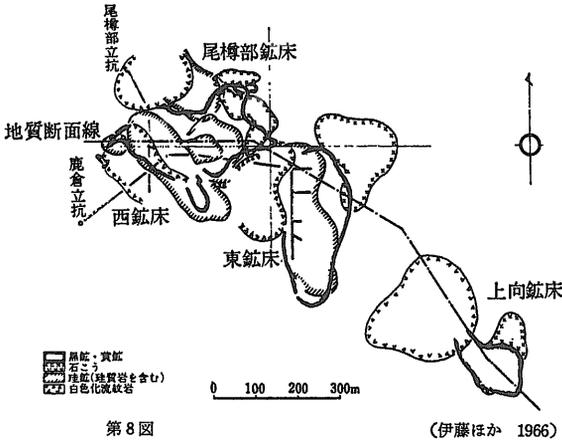


第7図 (上田ほか 1961)

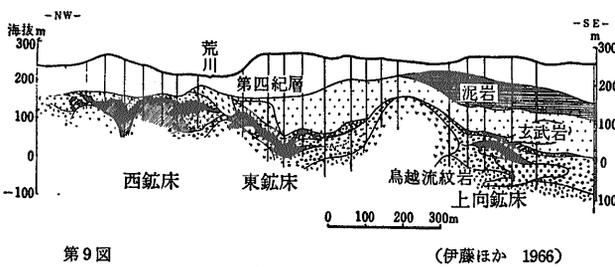
たものであろう。 鈹脈型鈹床は 多数のデータから大葛期の生成と考えられる。 しかし 全局的にみると船川階中期以降のものもある。

本地域の著しい構造運動は 先大葛期と先遠部期にあり広域的でかつ著しいものである。 先大葛期の運動は本地域を地塊化したのみならず 堆積盆地は砂子淵期の海域をこえて広がり 火山岩は基性から中性～酸性の長木変質火山岩の活動に転じ 大葛層堆積中も運動が引続いてたとみられる。 本地域の鈹床胚胎の場はこの造構運動にともなって形成された。 したがって 鈹床の胚胎する裂罅は 先大葛期の運動と大葛層堆積中の運動により形成され 引続いて鈹床が生成された。

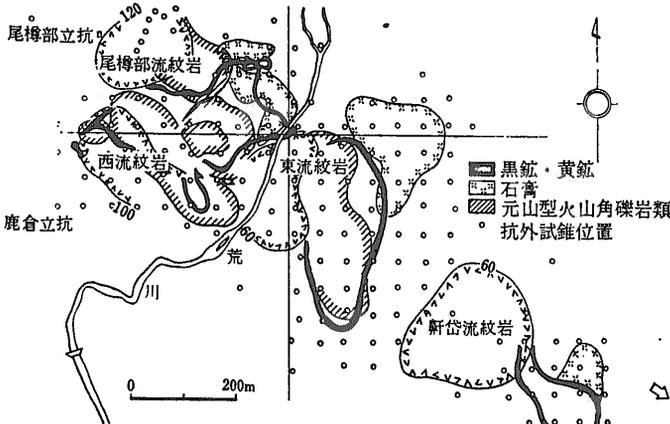
昭和41年2月に日本鈹山地質学会第16回総会で「グリ



第8図 (伊藤ほか 1966)



第9図 (伊藤ほか 1966)



第11図 内の倍鈹床付近白色化流紋岩分布図 (伊藤ほか 1966)

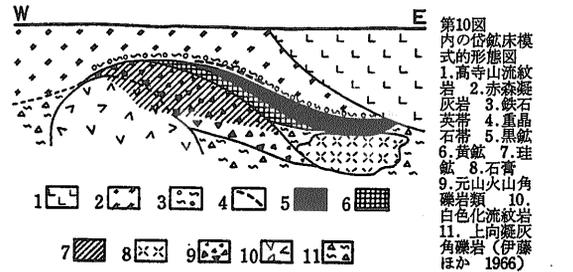
ン・タブ地域の鈹床生成期(黒鈹)における地質環境」一特に水底における噴火および堆積の機構に関する問題を中心として一のテーマにて 主として秋田県大館地域を中心として I. 黒鈹々床地域における酸性火山活動様式について II. 黒鈹々床形成時期の堆積環境について 活発な討論が行なわれた。 次にその大要を紹介するが 詳しくは 日本鈹山地質第16回総会討論会資料(1)(2)(3)(1966)を参照されたい。

伊藤俊弥氏ら(伊藤・石川[1966])は小坂鈹山内の倍鈹床付近の白色化流紋岩の形態および産状について研究し(1)白色化流紋岩は熔岩円頂丘として海底に形成され円頂丘形成後 中腹で水蒸気爆発がおりり 降下火山堆積物を生ぜしめた。 鈹床は各白色化流紋岩 元山型火山角礫岩類の形態に密接に支配されていると述べている(第8図 第9図 第10図 第11図 第12図)。

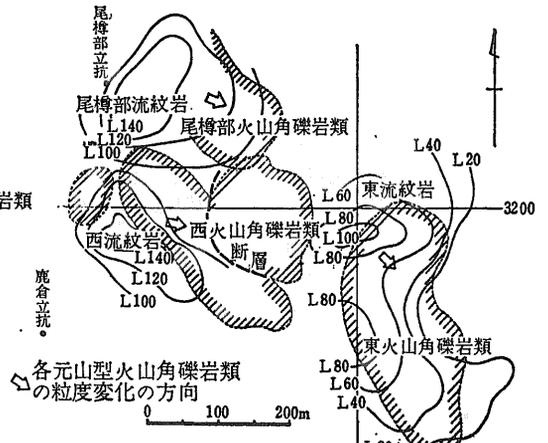
また 伊藤俊弥氏(1966)は花岡鈹山の鈹床下盤の流紋岩について研究し 次のように要約された。

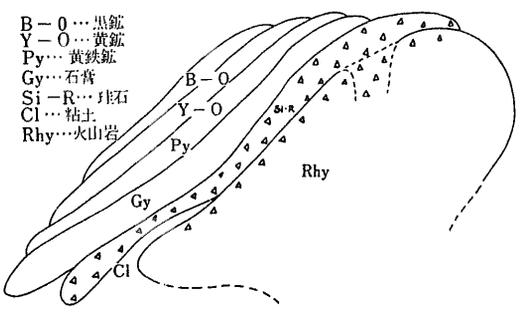
- (1) 流紋岩は熔岩円頂丘として海底に生じ 一部自破砕熔岩の形式をとった
- (2) 頂部の山腹に火口ができ そこより珪化帯の原岩となる小規模な火砕流または自破砕熔岩を噴出させた
- (3) (2)の火口より多量の鈹液を放出させた
- (4) 流紋岩円頂丘頂部付近の山頂より一方向に下部より 角礫化流紋岩 珪化帯 鈹体という累帯構造がみられる(第13図 第14図 第15図 第16図 第17図)

なお花岡鈹山については虎岩達夫氏(1961)によるす

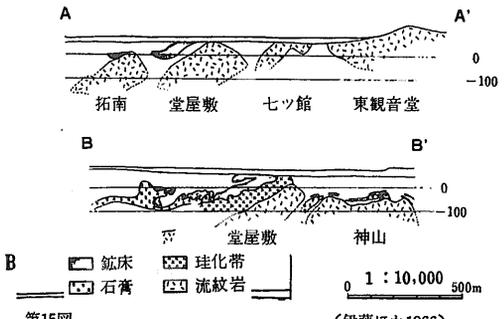


第12図 内の倍鈹床白色化流紋岩 上盤等高線図および元山火山角礫岩類分布図(開坑後) (伊藤ほか 1966)

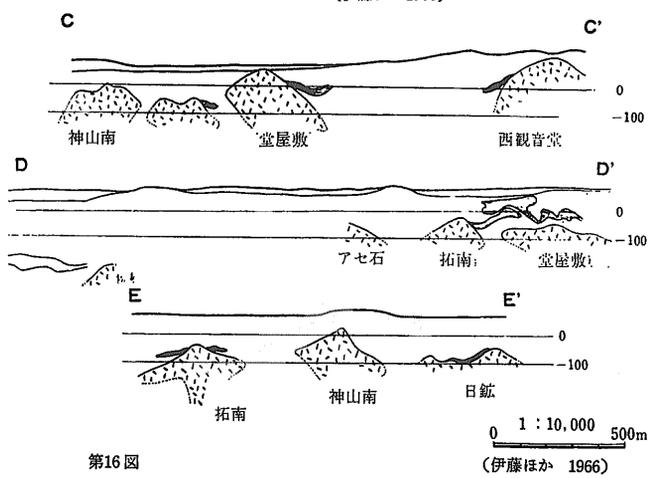




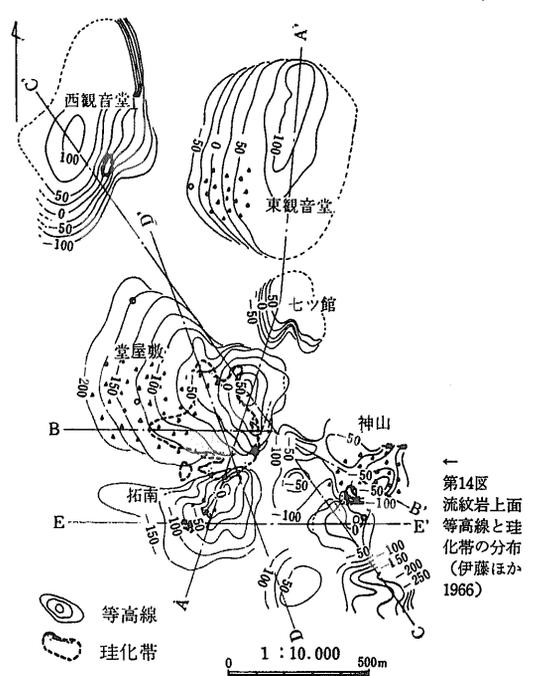
第13図 花岡鉦床模式断面図 (伊藤 1966)



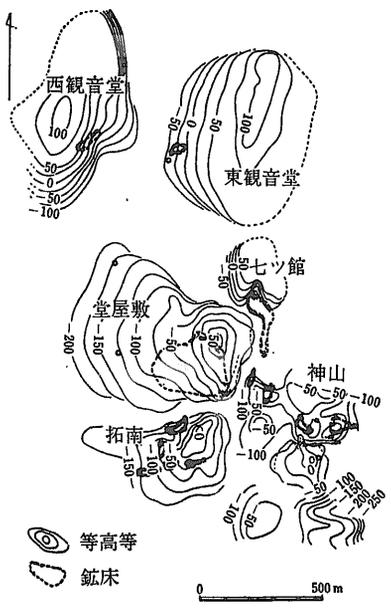
第15図 (伊藤ほか1966)



第16図 (伊藤ほか 1966)



第14区
流紋岩上面
等高線と珪
化帯の分布
(伊藤ほか
1966)



第17図 流紋岩上面等高線と鉦床の分布
(伊藤ほか1966)

時階	堀 越 (1960)	林 (1960)	井上ほか (1961)	虎 岩 (1961)	坂崎ほか (1965)	太田垣ほか (1966)
女 川 階	堤 沢 層	花 岡	小 坂	北 秋 田・鹿 角 地 域	花 岡	釈 迦 内
	花 岡 層	滝 層	大 滝 層	堤 沢 層	釈 迦 内 層	釈 迦 内 層
西 黒 沢 階		金 山 層	大 葛 層	花 岡 層	釈 迦 内 層	釈 迦 内 層

第4表
大館付近に発達する酸性火山岩類
の対比 (太田垣ほか1966)

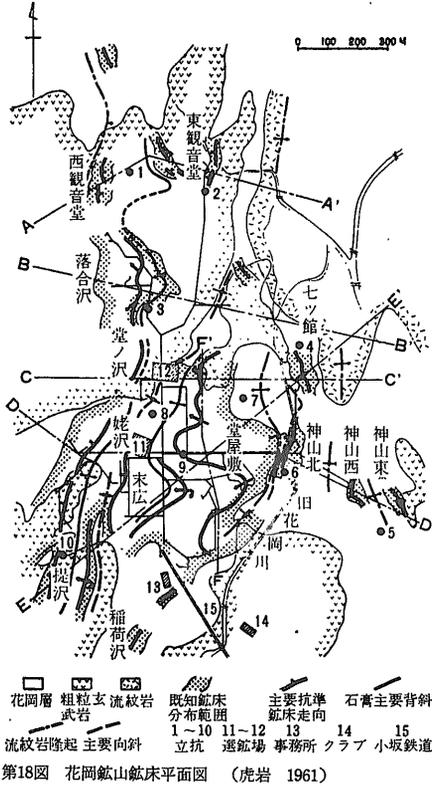
注1. 鉦床の位置を示す
 2. Bathysiphon-Spongodiscus Zonuleを示す
 3. Spirosimoinella-Thecosphaera Zonule及びGloborotaria-Hopkinsina-Prunopyle Zonuleを示す
 4. *釈迦内の対比の相違については後述する

ぐれた研究があるが 紙面の都合上割愛したので第18図および第19図を参照されたい。

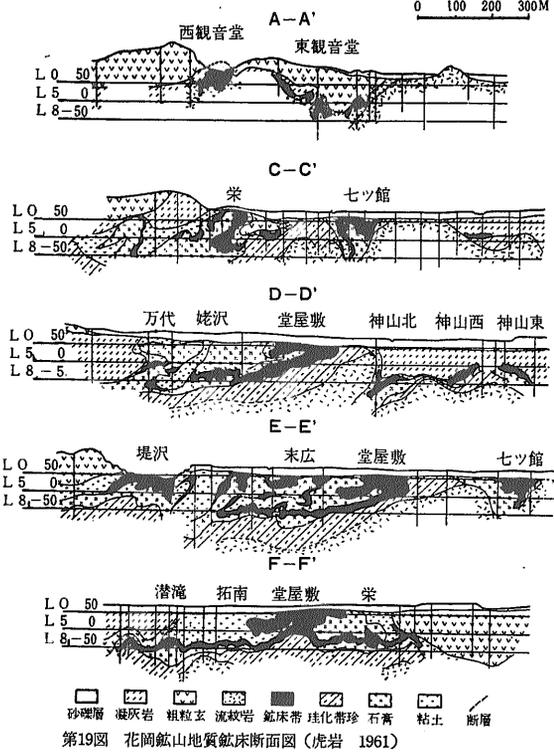
太田垣亨博士ら(太田垣・塚田・平山・長田 1966)は大館付近の酸性岩類について研究され 次のように要約された(第4表 第5表 第20図 第21図)。

釈迦内層の流紋岩類は第22図でみられるように 釈迦

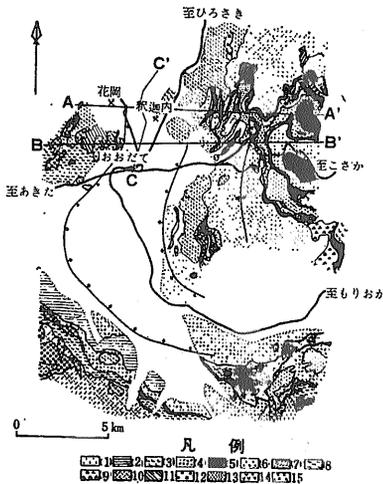
内流紋岩 破砕質流紋岩A 破砕質流紋岩B 破砕質流紋岩Cに区別される。これらの流紋岩類の産状を示すと第23図のようになり 釈迦内流紋岩の熔岩の表面を破砕質流紋岩類が被覆し 明らかに流紋岩の熔岩が幾回か繰り返し活動したものと解される。また これらの分布を平面的に見ると第24図のように 釈迦内流紋岩 破砕質流紋岩Aはかなり近接して発達しており 破砕質流紋岩Bは広範囲な分布を示し 破砕質流紋岩Cは局所的な発達を示している。次に釈迦内層の凝灰岩類および



第18図 花岡鉾山鉾床平面図 (虎岩 1961)

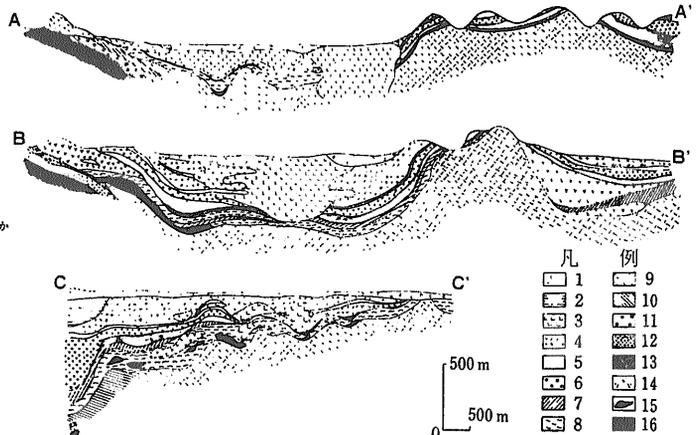


第19図 花岡鉾山地質鉾床断面図 (虎岩 1961)



第20図 大館付近の地質図

(1)遠部層 (2)一通層 (3)賽ノ神流紋岩 (4)賽ノ神I stage 凝灰岩 (5)賽ノ神泥岩(M₁) (6)賽ノ神I stage 凝灰岩 (7)釈迦内泥岩(M₂) (8)釈迦内凝灰岩 (9)釈迦内凝灰角礫岩 (10)釈迦内流紋岩 (11)釈迦内泥岩(M₃) (12)砂子淵層 (13)大谷層砂岩 (14)粗粒玄武岩 (15)ネバダ岩 (太田垣ほか 1966)



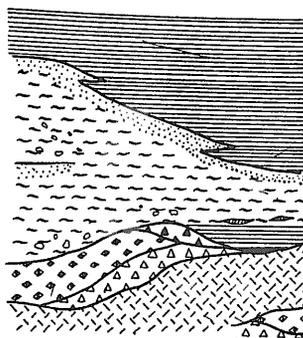
第21図 大館付近の地質断面図 (太田垣ほか 1966)

(1)砂礫層 (2)一通層 (3)賽ノ神流紋岩 (4)賽ノ神I stage 凝灰岩 (5)賽ノ神泥岩(M₁) (6)賽ノ神I stage 凝灰岩 (7)釈迦内泥岩(M₂) (8)釈迦内凝灰岩 (9)釈迦内流紋岩 (10)釈迦内泥岩(M₃) (11)砂子淵層 (12)大谷層砂岩 (13)大谷層変形安山岩 (14)粗粒玄武岩 (15)黒鉾々床 (16)石膏鉾床

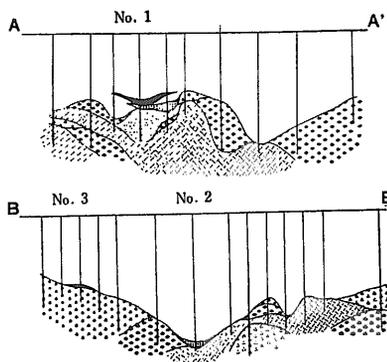
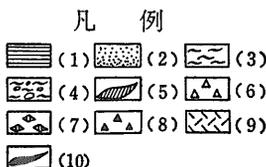
第5表 釈迦内層套ノ神層模式柱状図(太田垣ほか 1966)

時隔層序	従来の層序	微化石層序	柱状図	岩質
女 華 ノ 神 川 層	1) NF-RF Zonule		L	凝灰岩
				泥岩
階 層	2) Bathysiphon -Spongodiscus Zonule			凝灰岩
				泥岩(M)
釈 迦 層	3) Spirosgmoilinella -Thecosphaera Zonule	Spirosgmoilinella Subzonule Hopkinsina Subzonule		凝灰岩
				泥岩(M)
西 家 内 層	4) Globorotaria-Hopkinsina- Prunopyle Zonule			凝灰岩
				泥岩
釈 迦 内 層	5) NF-RF Zonule			流紋岩

注 鮎床胚胎位置を示す



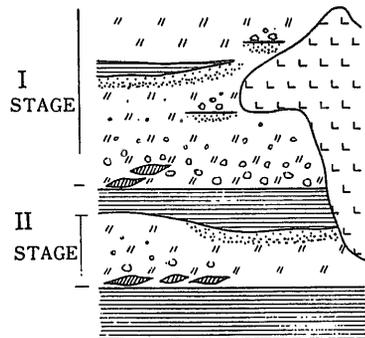
第22図 釈迦内層模式柱状図
(1)泥岩 (2)細粒凝灰岩 (3)凝灰岩 (4)凝灰角礫岩 (5)泥岩礫 (6)破碎質流紋岩 A (7)破碎質流紋岩 B (8)破碎質流紋岩 C (9)流紋岩 (10)鮎床
(太田垣ほか 1988)



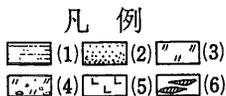
第23図 流紋岩類の産状
(1)流紋岩 (2)破碎質流紋岩 A (3)破碎質流紋岩 B (4)破碎質流紋岩 C (5)石膏鮎床 (6)黒鮎床
(太田垣ほか 1966)



第8図 流紋岩類の産状



第25図 套ノ神層模式柱状図
(1)泥岩 (2)細粒凝灰岩 (3)凝灰岩 (4)凝灰角礫岩 (5)流紋岩 (6)泥岩礫 (太田垣ほか1966)

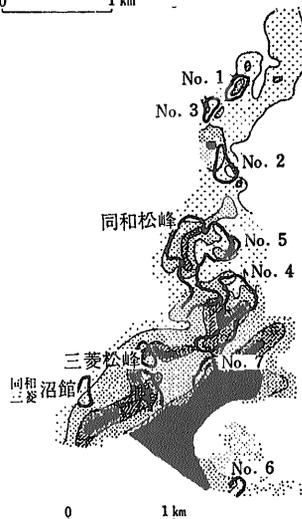


第26図 Globorotaria-Hopkinsina-Prunopyle Zonule, Spirosgmoilinella-Thecosphaera Zonule 泥岩の等層厚線図
(1)0~20m (2)20~60m (3)60~100m (4)100m以上 (5)鮎床
(太田垣ほか 1966)



凡例

0 1 km



凡例

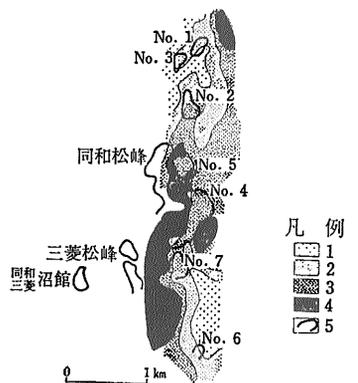
0 1 km

賽の神層の流紋岩と凝灰岩類の特徴について述べている(第25図)。

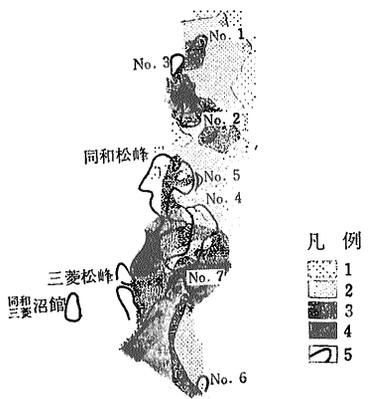
釈迦内層および賽の神層の堆積構造について 次のように述べている(第26図 第27図 第28図 第29図)。第26図に示すようにこれら微化石群で代表される泥岩の等層厚線は N30~50° E方向に雁行配列している。この泥岩の最も厚層の地域は 第27図 第28図に示すように釈迦内層および賽の神層の最も厚層の地域とほぼ一致し この地域は釈迦内期より賽の神期まで 引続いて沈降の著しい場であったものと解される。第26図 第27図 第28図に示すように全体的に南部に向うにつれ 次第に層厚を増しているが これは第29図に示すように北部では Globo-Hopkin-Pruno.Zonule あるいはSpiro-Theco.Zonule の一部を欠くことによって層厚変化が生じており 全体として南部では沈降が著しかったと解される。上記のZonule 中に含まれる有孔虫は海洋500m内外の環境に棲息したものと考えられる。なお 鈎床胚胎の場は 上記の堆積構造と関連が見られ 第26図に示すように 泥岩厚層部の雁行配列と同様に雁行の配列が見られ また 第27図に示すように釈迦内層の一定の厚さの所(50~70m)に鈎床が胚胎されている。これは第29図に示すように Globo. Hopkin-Pruno. Zonule を欠き Spiro-Sub.Zonule 以上の地層の堆積する所に鈎床が胚胎されている。

橋口博宣氏ら(橋口・平山・佐藤 1966)は 大館盆地における西黒沢階の堆積環境について次のように述べている(第31図 第32図 第33図 第34図 第35図 第36図 第6表)。すなわち 先西黒沢階の海は浅海であり 海底もしくは陸上で安山岩の火山活動が行なわれた。その後の造構運動により西黒沢階の堆積盆を形成した。西黒沢階において 当地域は200~500mの深い海であり泥岩の堆積に引き続き石英安山岩(流紋岩)の活動が行なわれ 南部では 安山岩の活動が続いた。西黒沢階以後も同様の海で 泥岩の堆積が続き 時に石英安山岩質の火山活動をまじえ 船川階にいたり火山活動は衰え海は浅海になりつつあった。黒鈎型鈎床は本地域において Kr の上位付近という大略一定した胚胎層準をもっている。鈎床胚胎の場と堆積環境との関連を現象的に列挙してみると Kr すなわち石英安山岩~流紋岩の噴出の中心付近に鈎床は分布し 軽石凝灰岩相を示すような周辺部での分布は見られない。Kr の(ドームも含めて)凹凸の多い場所に分布する。km²の厚さの比較的大きい場所に分布する。Kr の貫入相の地域には分布しない。盆状構造の周辺部に分布する。

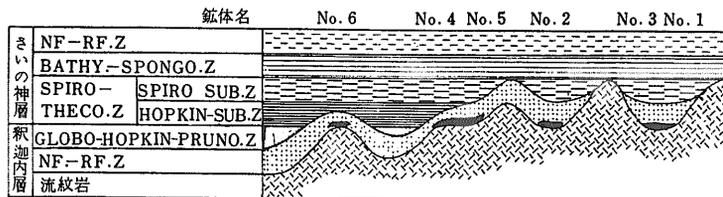
角清愛技官ら(角・藤井・上村・大沢・盛谷・平山・1966)は地質調査所で 昭和39年度行なわれた金属鈎床密集地域の広域調査研究の南部班の成果として発表した(第37図 第38図 第39図 第40図 第41図 第42図 第7表)。地質ニュースの6月号で紹介したので省略するが黒鈎々床を胚胎する III^Uの時期についてみると沼館地域を除いた地域で大量の流紋岩の噴出があり 少なくとも 850m に達する火山岩累層を堆積した。これと同時に全般的な沈降があり 火山岩累層の上面は海面上に姿を現わすことなく かつ大半の地域は 恐らく



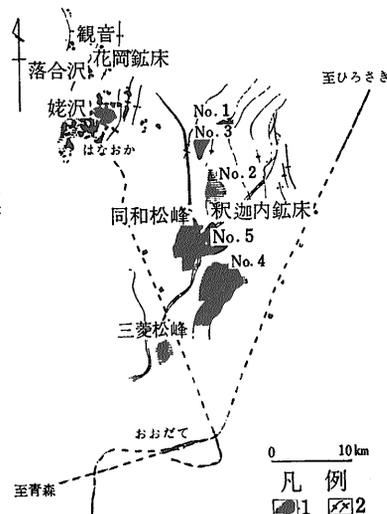
第27図 釈迦内層凝灰岩・泥岩の等層厚線図
(1) 0~20m (2) 20~60m (3) 60~100m
(4) 100m以上 (5) 鈎床(太田垣ほか1966)



第28図 賽ノ神層凝灰岩・泥岩(Bathysiphon-Spongodiscus Zonule の下底まで)の等層厚線図
(1) 0~20m (2) 20~60m. (3) 60~100m (4) 100m以上 (5) 鈎床 (太田垣ほか1966)



第29図 賽ノ神層 釈迦内層中の微化石群の棲息環境図 (太田垣ほか 1966)



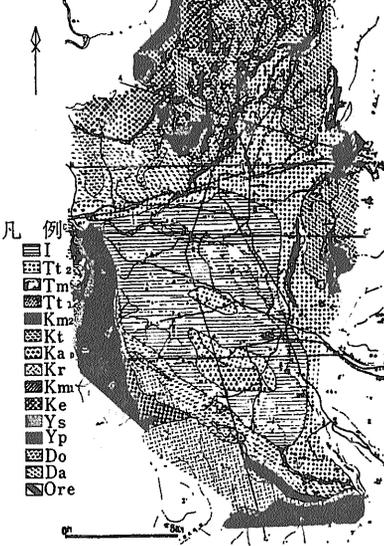
第30図 釈迦内鈎山の位置図
(1) 硫黄鈎 石膏鈎床
(2) 地下向斜軸 背斜軸(坂崎ほか 1966)

wave baseより上に保たれ 噴火の休止期には“鉄石英”層を堆積させた。 IIIv の後期に大館盆地西縁と新沢付近とに沈降帯を生じ 少量の泥岩を堆積させた。 IVL の時期に入ると 上述の差別運動は益々明瞭となる。

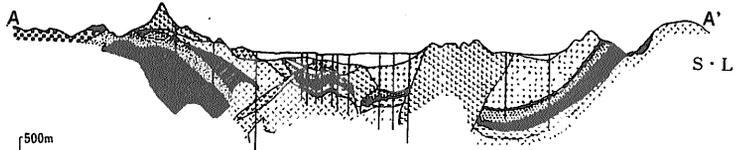
次回に 新第三紀火成活動および構造発達史からみた黒鉾々床および鉾脈型鉾床の位置について 筆者の一考察を詳述する予定であるが その発表がおそらく地質ニ

ュース12月号以後となるので その要約を次に述べたい。 グリン・タフ地域の上記のテーマに関するデータは最近急速に増しつつあり また 筆者も毎年野外の地質研究を行ないデータを加えているので 1年後に書くとしたら若干修正すべき個所があるであろう。 筆者はここ数年間上記のテーマに関する意見を数回にわたり発表してきたが(大沢・斉藤[1959] 大沢[1963] 大沢・藤井平山・沢村[1965] 大沢・角・藤井[1965] 大沢[1966]) 研究が進むに従い修正をよぎなくされた個所も少なくない。

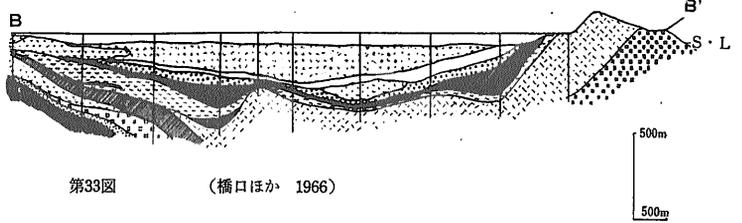
大館盆地地質図



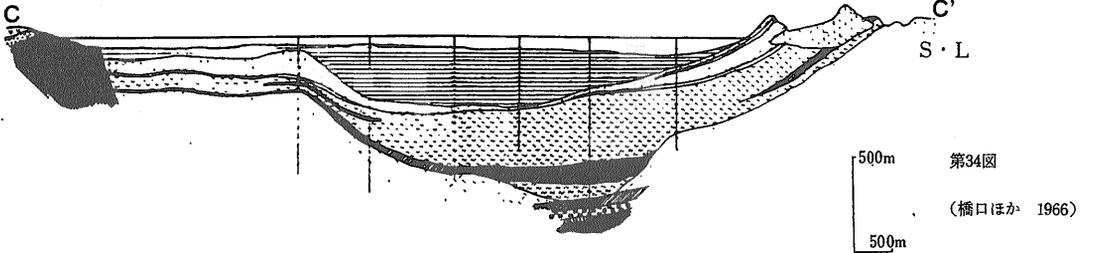
第31図 (橋口ほか 1966)



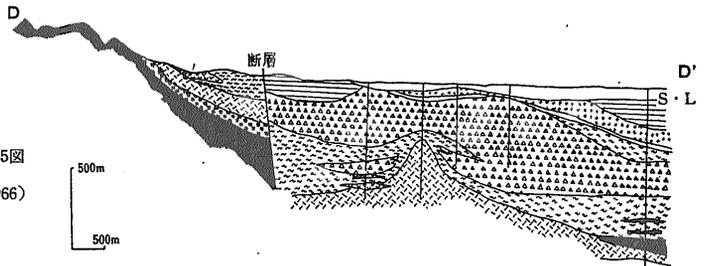
第32図 (橋口ほか 1966)



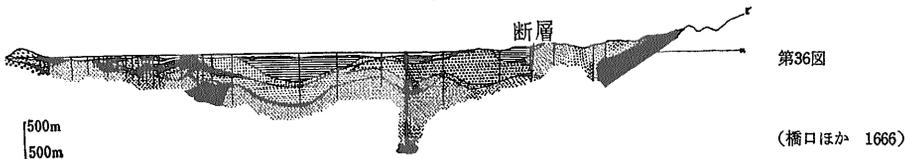
第33図 (橋口ほか 1966)



第34図 (橋口ほか 1966)



第35図 (橋口ほか 1966)



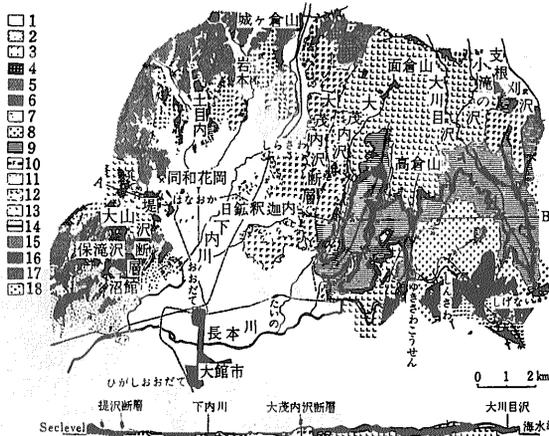
第36図 (橋口ほか 1966)

筆者(大沢・藤井・平山・沢村[1965])は秋田県花輪鉱山黒鉱床の層位上および地質構造上の位置について次のように述べた(第8表 第43図 第44図 第45図 第46図)。花輪鉱山の明通鉱床は下コーベ沢凝灰岩部層(西黒沢期後半[~女川期])下部の玄武岩熔岩の下位の酸性軽石火山礫凝灰岩と酸性細粒凝灰岩の互層中に胚胎されている。なお本山・安代・三平の各鉱床と明通鉱床とは大局的にみてほぼ同一層準に胚胎され

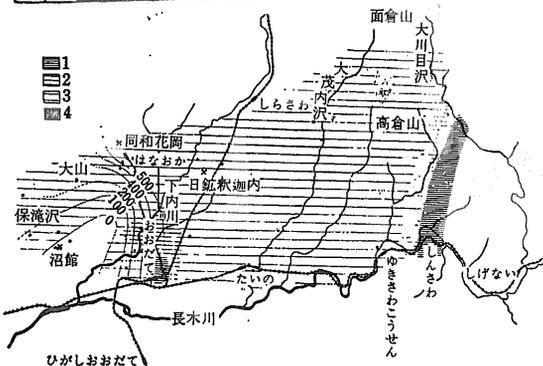
第6表 大館盆地第三系層序表 (橋口ほか1966)

時 階	層 名	部 層	岩 相	貫入岩	ニックネーム
船	一通川層	I	泥岩	石英安山岩 Da	
女	大滝川層	Tm	軽石凝灰岩	粗粒玄武岩 Da	Ts: サイの神Tf (日鏡)
			泥岩		Tm: 一枚目の泥岩
西	大葛沢層	Ka	安山岩類	粗粒玄武岩 Da	Tt: 松葉Tf (同相)
			軽石凝灰岩		Km: 二枚目の泥岩
門	大谷前層	Yp	玄武岩類	粗粒玄武岩 Da	Ka: 北内安山岩類
			砂岩		Km: 三枚目の泥岩

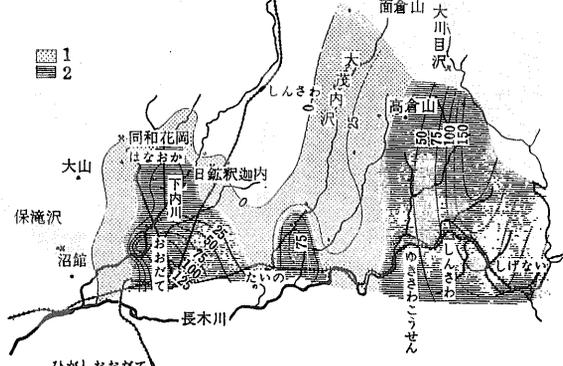
ているが 明通鉱床にみられた玄武岩熔岩を挟まないことおよび鍵層となる岩石がみつめられないので 完全に同一層準かどうかという点は明瞭でない。次に花輪鉱山の鉱床群を胚胎する地区を構造発達史のうえから考察すると 瀬ノ沢層(門前期~台島期)の堆積盆地の中心は北方にあり この地区は堆積盆の周縁部に位置して火山碎屑物に富んでいたことを示している。次の夏戻沢凝灰岩部層(西黒沢期)の堆積時期についても 北方も



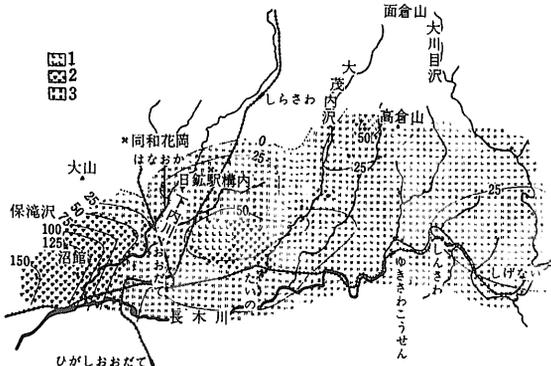
第37図 大館盆地地質図 1: 沖積層および段丘堆積層 3: 白沢流紋岩(貫入岩) 4: 石英安山岩(貫入岩) 5: 粗粒玄武岩(貫入岩) 6: 頁岩(V) 7: 軽石凝灰岩(V) 8: 凝灰角礫岩(V) 9: 泥岩凝灰岩互層(VI) 10: 軽石凝灰岩(F) 11: 凝灰角礫岩(F) 12: 堆積性凝灰岩(III) 13: 流紋岩類(III) 14: 泥岩(III) 15: 玄武岩類(III) 16: 泥岩(III) 17: 砂岩礫岩(II) 18: 安山岩(I) (角ほか 1966)



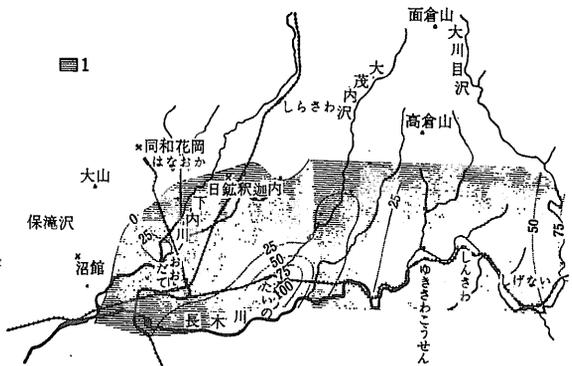
第38図 IIIUの層厚および岩相図 1: 黒色泥岩相 2: 漸移相 3: 鉄石夾相 4: 岩脈状凝灰岩、白色: 試錐 黒丸: 地表 (角ほか 1966)



第39図 IVLの層厚および岩相図 1: 黒色泥岩相および海緑石砂岩相 2: 黒色泥岩相 白丸: 試錐 黒丸: 地表 (角ほか 1966)

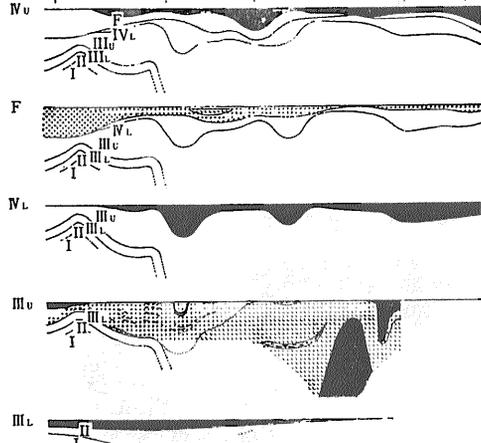


第40図 Fの層厚および岩相図 1: 流紋岩熔岩を伴う部分 2: 凝灰角礫岩を伴う部分 3: 凝灰岩のみの部分 白丸: 試錐 黒丸: 地表 (角ほか 1966)



第41図 IVUの層厚および岩相図 1: 黒色泥岩相 白丸: 試錐 黒丸: 地表 (角ほか 1966)

HOTAKIZAWA ODATE TAINO SHINSAWA SHIGENAI

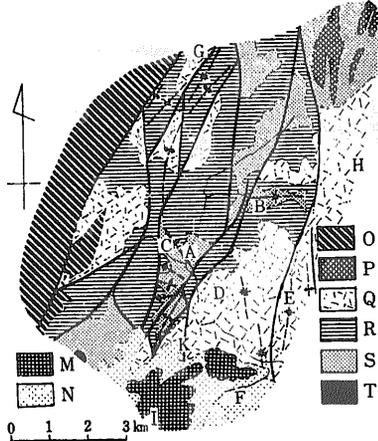


第42図 IIIおよびIVの復元断面図
 1:玄武岩類 2:流紋岩類 3:凝灰角礫岩 4:堆積性凝灰岩類 5:鉄石英、6:黒色泥岩 7:海緑石砂岩 (角ほか 1966)

第7表 層序総括表(角ほか 1966)

時代	地層名	岩相	化石	鉱床
第四紀	沖積層	砂、砂および粘土層・砂		
	沖積層	砂、砂および粘土層・砂		
中川層	V	頁岩 斜行凝灰岩 頁岩 白濁流紋岩岩脈 流紋岩凝灰岩層 泥岩・凝灰岩互層		
	IV層?	凝灰岩 玄武岩凝灰岩 粗粒玄武岩床 粗粒頁岩	Groborotalia foehi barisanensis	
新西沢世階層	III	泥岩 流紋岩凝灰岩 流紋岩熔岩岩	Grobergerina sp. Amphistegina radiata	層状マンガ 層状黒鉱
	II層	泥岩 保徳沢玄武岩 流紋岩熔岩 性状熔岩	Groborotalia cf. foehi	
I層	I	砂岩・泥岩 泥岩・砂岩	Mizuhopecten kimurai	層状マンガ
	II層	砂岩・泥岩		

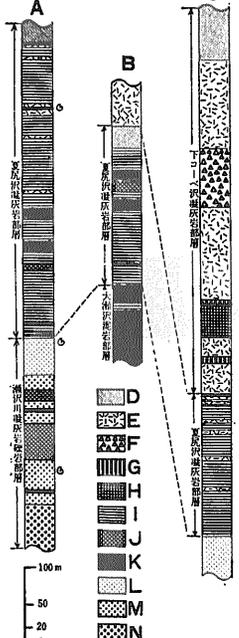
100m 0 2 km



第43図 秋田県花輪町東方脊梁山脈地域の地質略図 (大沢・藤井・平山・沢村 1964)
 A 瀬ノ沢川 B 大瀬沢 C 夏尻沢
 D 下コーベ沢 E 茂谷地川 F 太平沢
 G 大森 H 独結森 I 皮投岳
 K 花輪鉱山 M 皮投岳安山岩類
 N 太平沢層 O 流紋岩(岩脈)
 P 粗粒玄武岩(岩脈) Q~R 花輪層
 Q 下コーベ沢凝灰岩部層 R 夏尻沢凝灰岩部層
 S 瀬ノ沢層 T 古生層



第44図 秋田県花輪鉱山付近の地質図(大沢 1964)
 A 瀬ノ沢川 B 大瀬沢 C 夏尻沢 D 高倉沢 E 小瀬沢 F 下コーベ沢 G 太平沢 H 明通鉱床 I 本山・安代・三平鉱床
 K 皮投岳安山岩類(紫蘇輝石普通輝石安山岩熔岩を主とす) L 太平沢層(酸性凝灰岩を主とし砂岩とシルト岩を伴う) M~O 岩脈・岩床 M 流紋岩 N 石英安山岩・安山岩 O 玄武岩・粗粒玄武岩 P 石英斑岩 Q~W 花輪層 Q~T 下コーベ沢凝灰岩部層 U~W 夏尻沢凝灰岩部層 Q 流紋岩熔岩 R 酸性軽石火山礫凝灰岩を主とし酸性細粒凝灰岩と流紋岩熔岩を伴う S 含礫酸性火山礫凝灰岩を主とし酸性軽石火山礫凝灰岩を伴う T 玄武岩熔岩 U 流紋岩熔岩 V 酸性細粒凝灰岩を主とし泥岩を伴う W 安山岩熔岩 X~Z 瀬ノ沢層 X 大瀬沢泥岩部層(泥岩を主とし含礫火山礫凝灰岩と凝灰質礫岩を伴う) Y~Z 瀬ノ沢川凝灰岩礫岩部層 Y 含礫火山礫凝灰岩と凝灰質礫岩を主とし泥岩を伴う Z 安山岩熔岩



第45図 秋田県花輪鉱山付近の模式柱状図(大沢 1964)
 A 瀬ノ沢川背斜構造西翼部
 B " 東翼部北部地区
 C " 東翼部南部地区
 D 流紋岩熔岩
 E 酸性軽石火山礫凝灰岩を主とし酸性細粒凝灰岩と流紋岩熔岩を挟む
 F 含礫酸性火山礫凝灰岩を主とし酸性軽石火山礫凝灰岩を挟む
 G 玄武岩火山礫凝灰岩
 H 玄武岩熔岩
 I 酸性細粒凝灰岩
 J 安山岩熔岩 K 泥岩
 L 含礫火山礫凝灰岩と安山岩火山礫凝灰岩
 M 含礫火山礫凝灰岩を主とし凝灰質礫岩と安山岩火山礫凝灰岩を挟む
 N 凝灰質礫岩を主とし含礫火山礫凝灰岩を挟む

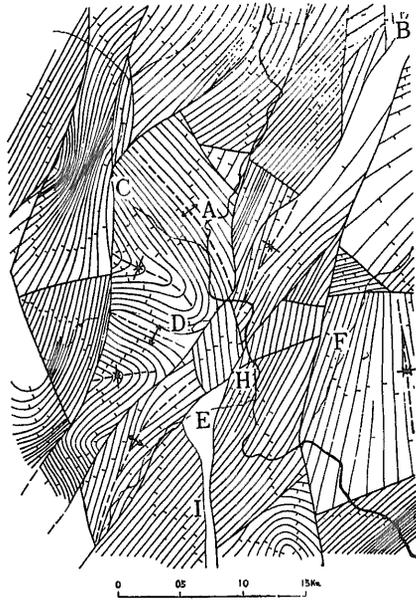
時代	層序	備考
新第三紀	皮投岳安山岩類	
	太平沢層(150~200m) p	
	花輪層(600~700m) p	一地的斜断の隆起運動が起り、石英斑岩が侵入一玄武岩類の活動
	夏尻沢凝灰岩部層(200~500m) p	
	瀬沢層(250~500m) p	
古生層		

第8表 地質総括表(大沢ほか 1964)

しくは西方では盛んに泥岩を挟み 厚さ 400 m 土にも達するが この地区はそれに比べて沈降の少ない堆積盆の中心からはずれた周縁部に位置しており 流紋岩熔岩などが噴出している。 次の下コーベ沢凝灰岩部層の堆積時期にもほかの地域とことなり 厚さ 500 m 土に達する流紋岩熔岩 酸性軽石火山礫凝灰岩などの酸性の火山活動が激しかったことを示している。 以上を要約すると 鉾床群を胚胎する地区は 堆積盆の周縁部に位置し 泥岩がまれであり 酸性火山活動の激しかった場所であるといえる。 次に地質構造上から本鉾山の鉾床群を胚胎する地区を考察すると この地区は 大局的にみて NN E—S SW 性の構造と副次的な E—W もしくは NW—S E 性の構造の重なっている場所である。

その後筆者の担当した秋田県花岡鉾山地区 (金属鉾床密集地域の広域研究 昭和39年度) の成果を加え 筆者 (大沢・角・藤井[1965]) は 花岡鉾山黒鉾々床の層位的位置は花岡層の上部 (西黒沢期後半) であり そのうちで泥岩の少ない場所である。 同鉾床の構造的な位置は大局的にみて NS 性の構造と副次的な NNE 性・NNW 性の構造の重なっている場所である。 そのご筆者 (大沢・角・藤井[1965]) は秋田県花岡・釈迦内・花輪黒鉾々床の層位的構造的な位置について 次のように述べた。 これら黒鉾々床は西黒沢期後半の酸性軽石火山礫凝灰岩中に胚胎され 流紋岩熔岩 (鉾床の下盤側) および玄武岩類をとめない これら鉾床胚胎地区は西黒沢期の堆積盆の周縁部である。 花岡・釈迦内の黒鉾々床付近は大局的にみて NS 性構造を示し鉾床は向斜構造のところ NS 性方向に配列している。 花輪の黒鉾々床付近は大局的にみて NNE 性構造を示し 鉾床は背斜構造の東翼部に位置している。

筆者 (大沢[1966]) は 青森県南部から山形県北部にいたる地域における 新第三紀火成活動および構造発達史からみた 黒鉾々床および鉾脈型鉾床の位置 (日本鉾山地質学会第16回総会討論会資料(1)[1966]) について述べた。 紙面の都合上要点のみ述べたため 一部の人々から間違って読まれた点が若干あるので 次に一部



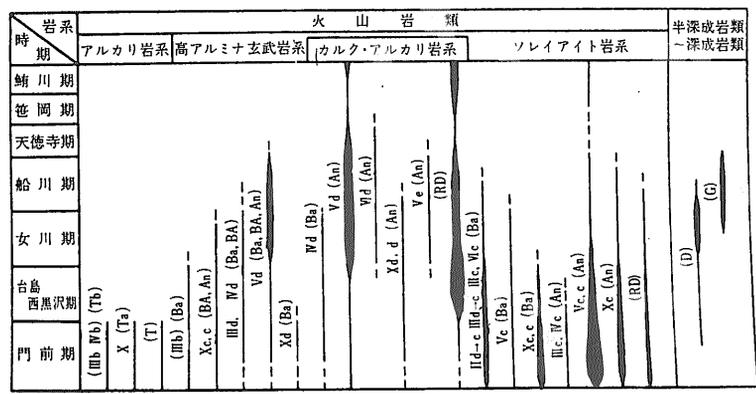
第46図 秋田県花輪鉾山付近の走向線図 (大沢 1964)
 A 瀬ノ沢川
 B 大瀬沢
 C 夏尻沢
 D 高倉沢
 E 小繁沢
 F 下コーベ沢
 H 明通鉾床
 I 本山・安代・三平鉾床

追加することにした。

1. 新第三紀の火成活動

新第三紀火成岩類を時期別に要約すると 門前期にはアルカリ岩系の岩石 高アルミナ玄武岩系の b 型 c 型と d 型 とくにソレイアイト岩系の玄武岩と安山岩が多い。 台島期および西黒沢期には高アルミナ玄武岩系の b 型と c 型 ソレイアイト岩系の玄武岩・安山岩と流紋岩およびカルク・アリカリ岩系の流紋岩が多い。 女川期および船川期には高アルミナ玄武岩系の d 型 カルク・アルカリ岩系の安山岩と流紋岩が多く 第三紀花崗岩類が進入し また女川期には粗粒玄武岩が進入している。 天徳寺期以後にはカルク・アルカリ岩系の石英安山岩と少量の安山岩および流紋岩が噴出しており 天徳時期より前の各期に比べ少量である (第47図)。

次に新第三紀火成岩類を地域別に要約すると 宮城一男助教授 (1963・1964) によって指摘されたように 東より西に向かって アルカリ岩系およびややアルカリ岩系



第47図 東北地方内陸盆地～日本海沿岸地域の新第三紀火成岩類の岩型別による噴出 (～進入) 順序 (大沢 1965)
 Tb: 粗面玄武岩 Ta: 粗面安山岩 T: 粗面岩 Ba: 玄武岩 An: 安山岩 RD: 石英安山岩・流紋岩 D: 粗粒玄武岩 G: 第三紀花崗岩類

よりの岩石が多くなる。また北村助教授(1963)によるNW—SE性の構造線付近にアルカリ岩系および高アルミナ玄武岩系(b型 c型 d型)の岩石が多い。また女川期および船川期の堆積物の等層厚線図で200m以下の地区と200m以上の地区とに分けると200m以下の比較的堆積物の少ない地域にカルク・アルカリ岩系および高アルミナ玄武岩系(d型)の火山岩類が多い傾向を示すと考えられる。なお鉞脈型鉞床および黒鉞々床の密集する地区ではそうでない地区と比較してカルク・アルカリ岩系および高アルミナ玄武岩系(d型)の火山岩類が多い傾向を示しとくに上記岩系の流紋岩熔岩が噴出している。

2. 新第三紀の構造発達史

東北地方グリーン・タフ地域の構造発達史については北村信助教授(1959など)池辺穰博士(1962)上田良一博士(1965)などによって詳しく述べられているが意見の異なる点が多い。筆者は大局的にみると北村信助教授および池辺穰博士の意見に賛成であるが上田良一博士(1965)が指摘したごとく先台島期の造構造運動が認められ地域的なものと考えている。

角清愛技官ら(角上村 藤井 大沢 盛谷 平山 1966)によってⅢ_UないしⅣ_Lの時期(西黒沢階末期)に全般的沈降から隆起地区と沈降地区とを分けるような構造運動がみとめられており筆者は賛成であるが地域的なものと考えている。筆者(1962)は青森県弘前南方地域についてみると湯口山層堆積時(西黒沢期)に隆起地帯と沈降地帯との分化のきざしが起こったらしいと考えた。この沈降地帯を細かくみると相対的沈降の少ない地区(隆起地区)と相対的沈降の多い地区(沈降地区)とがあり差別運動がみとめられる。上述の構造運動は藤岡一男教授および井上武教授(1959)が指摘しているように西方の秋田油田地域ではみとめられないしまた東方の地域でも造構造運動のみとめられる地区とそうでない地区とがある。次に時期別に述べる。

門前期には脊梁山脈地域は主として海底でそのほかの地域は陸上(一部海底)で堆積が行なわれ堆積物の厚さは平均800m内外で95%以上が火山岩類である。この時期の火山岩類の70%以上は高アルミナ玄武岩系(b型・c型)およびソレイアイト岩系であって変質の著しい安山岩熔岩とその火山碎屑岩が圧倒的に多量に噴出している。この時期の火山岩類は一般に変質のいちじるしいことが特徴であるが男鹿半島や秋田県横手西方の羽羽丘陵地区などでは比較的新鮮に変質度が弱い。このような変質度の弱い地区が脊梁山脈地域など

にも点々とみられる。門前期末期には多量の火山岩類の集積により浅海化(一部陸地化)した地区があり一部地区では造構造運動が行なわれた。

西黒沢期にはほとんど全域海成層の堆積が行なわれ台島・西黒沢期堆積物は厚さ500m内外で火山岩類は門前期より少なく全堆積物の60%内外である。台島・西黒沢期の火山岩類は高アルミナ玄武岩系(b型・c型)およびソレイアイト岩系のものが火山岩類の45%内外高アルミナ玄武岩系(d型)とカルク・アルカリ岩系のものが火山岩類の55%内外(西黒沢期後半では65%以上)であって流紋岩熔岩およびその火山碎屑岩が全堆積物の40%以上を占め圧倒的多量である。西黒沢期の火山岩類は流紋岩熔岩およびその火山碎屑岩が非常に多いが脊梁山脈地域以外では玄武岩熔岩とその火山碎屑岩も多い。台島期に陸地化した状態であった地区が局部的にみられまた西黒沢期後半に多量の堆積物の集積により浅海化(一部陸地化)した地区があり一部地区では造構造運動が行なわれた。

上記の門前期台島期および西黒沢期は大局的にみて次第に沈降している時期であって局部的にみると造構造運動がみとめられる。高アルミナ玄武岩系(b型・c型)およびソレイアイト岩系の火山岩類の火成活動でこれらの時期は特徴づけられているが西黒沢期後半から高アルミナ玄武岩系(d型)とカルク・アルカリ岩系の火山岩類が65%以上になっている。

以後の女川期および船川期は最大海侵もしくは最大沈降であると同時に女川期から船川期にかけて隆起運動が行なわれ広域にわたり本格的な造構造運動が行なわれた。高アルミナ玄武岩系(d型)とカルク・アルカリ岩系の火山岩類および第三紀花崗岩類の火成活動で特徴づけられる。女川期は池辺穰博士(1962)が指摘したように最大海侵の時期であって同時に本格的な隆起運動が油田地域以外で始まり堆積物は硬質頁岩で特徴づけられ厚さは平均500m内外である。女川期の火山岩類は全堆積物の40%内外であって高アルミナ玄武岩系(d型)とカルク・アルカリ岩系のものが火山岩類の70%以上で流紋岩熔岩安山岩熔岩およびそれらの火山碎屑物が多量に噴出している。

船川期は池辺穰博士(1962)が指摘したように最大沈降の時期であると同時に著しい隆起運動がはじまり堆積物は黒色泥岩で特徴づけられ厚さは平均600m内外である。船川期の火山岩類は全堆積物の20%内外であって高アルミナ玄武岩系(d型)とカルク・アルカリ岩系のものが火山岩類の80%以上で石英安山岩熔岩流紋岩熔岩安山岩熔岩およびそれらの火山碎屑物が多量に噴出している。天徳寺期以後は堆積盆地は分化し

次第に小さくなりカルク・アルカリ岩系の石英安山岩が多量に噴出している。

3. 新第三紀の黒鉱々床および鉍脈鉍床の胚胎層準および胚胎場所

第48図に示したように 大多数の 金 銀 銅 鉛 亜鉛を含む金属鉍床は門前期 台島期および西黒沢期の岩層中に胚胎されているが それ以後の女川期および船川期の岩層中にも若干胚胎され 船川期まで鉍化作用の行なわれたことを示している。 説明の都合上黒鉱々床（黒鉱式鉍床を含む以下略す）と鉍脈型鉍床にわけて述べる。

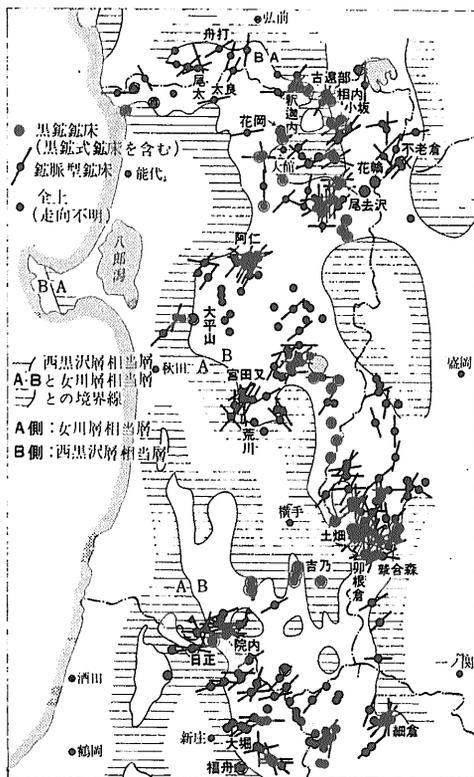
3. 1. 黒鉱々床の胚胎層準および胚胎場所

筆者の現在までに調査研究を行なった花岡鉍山 花輪鉍山 土畑鉍山 秋田吉乃鉍山 福舟鉍山 松岡・野中両鉍山などの資料（次回に詳しく紹介する）および文献などにより 整理すると 次のような特徴がある。

(1) 胚胎層準は西黒沢期後半および女川期の酸性凝灰岩であって 下盤側に流紋岩熔岩がみられる。

もう少し詳しくみると 大規模な大部分の黒鉱々床は西黒沢期後半の酸性凝灰岩中に胚胎され ほとんどの場合 玄武岩熔岩およびその火山砕屑岩が下位（ときに上位）層準にみとめられる。 上記の下盤側の流紋岩熔岩は岩相変化著しく 流紋岩—石英安山岩—安山岩に変化し 石英斑晶は小型か もしくは欠ぐものが多い（土畑鉍山などは例外）。 また斜長石斑晶は量の増減著しく大型から小型のものまで変化し ときにごく小型のものを少量みとめるものもある。 有色鉱物は一般に少なくまれに黒雲母もしくは 角閃石がみとめられるが 変質されている。 ほとんどつねに黄鉄鉍を鉍染している。 今まで流紋岩と呼ばれているので混乱をさけるため流紋岩として記述してきたが 久野久教授の火山岩命名法に従えば 石英安山岩と呼ぶべきものが大部分である。 流紋岩熔岩は 伊藤俊弥氏（1963 1966）ほかの人たちが指摘しているごとく 熔岩頂円丘（Lava dome）をなすものが多いと考えられる。

(2) 胚胎場所は西黒沢期後半および女川期の堆積盆の周縁部または微沈降区（すなわち相対的に隆起地区）であって そのうちで特に酸性火山活動が激しく 流紋岩熔岩が噴出している場所である。 換言すれば 堆積盆の周縁部や微沈降区の付近の弱線に沿って流紋岩熔岩が噴出したと言える。 また 高アルミナ玄武岩系（d型）およびカルク・アルカリ岩系の火山岩類が特に多い傾向を示し とくに上記岩系の流紋岩熔岩が噴出している。 誤解しないでいただきたいのはこの付近にもソレ



第48図 東北地方グリーン・タフ地域の黒鉱鉍床および鉍脈型鉍床分布図 (大沢 1966)

イアイト岩系や高アルミナ玄武岩系（b型・c型）の火山岩類も噴出していることはもちろんであって 鉍床付近の玄武岩熔岩や粗粒玄武岩の大部分はこれに属している。 この点は広域的に相対的にみた傾向をのべているのである。

3. 2. 鉍脈型鉍床の胚胎層準および胚胎場所

鉍脈型鉍床は門前期から船川期までの岩層中に胚胎され 胚胎層準は一定でない。 またとくに胚胎層準別による鉍床のタイプの差はみとめられない。 しかしながら 鉍脈型鉍床のChampion veinの走向方向は第48図に示したようにN45~90°Eのものが大部分で一定性を示すことおよびこの方向は“油田褶曲方向”および“NW—SE方向”に直角もしくはそれに近い方向であることは注目すべきことである。 もう少し細かく地域別にみると より著しい。 たとえば 太平山周縁地域では新第三系はNW—SE方向に伸びる 基盤岩類を中核としたドーム構造をなし Champion veinの平均走向方向はNE—SWで上記のドーム構造の長軸方向に直角である。 また 秋田・山形県境地域でも Champion veinの平均走向はN80°Eで基盤岩類の伸びる方向にほぼ直角である。

鉍脈型鉍床は第48図でわかるように大局的にみると