

## 講演要旨\*

### 北海道常呂地方の含マンガン鉄鉱床

番 場 猛 夫

サロマ湖の南方地域は輝緑岩系岩石と、それに付随する含マンガン赤鉄鉱鉄床の賦存地として著名である。鉄床露頭は10数カ所に知られているが、稼行中または稼行できる規模のものは、北光・仁倉・国力・柴山・福山などの鉄床である。北光・仁倉・国力・柴山の4鉄床は互いに約3kmをへだてて南北に配列している。この鉄床分布範囲を「北光・柴山鉄床帯」と便宜上よぶことにする。福山鉄床はその東側における別の鉄床帯に属する。

鉄床帯の伸びは南北であるが、個々の鉄床の延長方向はいずれも東西である。国力鉄床のような大鉄床は東西に1km余の伸びを示しているが、他の鉄床では東西延長330m前後である。

この種の鉄床は放散虫チャートの薄層を上盤とし、スピライトを下盤とする層状鉄床である。したがって放散虫チャートの走向・傾斜と鉄床のそれとは一致することが普通である。上記鉄床帯においては放散虫チャートは鉄床と同様に走向が東西で、傾斜は北向きまたは南向きとなり、波状褶曲を繰り返している。しかるに、本鉄床帯の外側では、放散虫チャートの走向はN30°Eで前者と斜交する形となる。そしてここにはみるべき鉄床が知られていない。

筆者はN30°E方向の構造を一次褶曲構造とよび、東西方向の構造を二次褶曲構造とよんだ。鉱化作用は二次褶曲構造に関係していると考えることができる。

以上が本地域の鉄床の分布と地質的背景に関する1つの問題点である。

鉄床の賦存状態はさきに少しふれておいたが、それは原則的なことであって、実際にはそのような簡単なものではない。走向延長が1,000mに及んでいる場合があるとのべたが、もとよりこれはいくつかの富鉄部の連鎖という意である。富鉄部と富鉄部との間には“鉱化母層”と称する特殊な岩石の介在することが多く、これが鉄床の賦存する層準を示しているといつてよい。傾斜延長については充分なことはいえない。それは鉄床が深部で舟底形を呈して反転したり、スラストでつきあげられて別露頭を形成したりすることが頻繁に行なわれているからである。また削割されて残留式鉄床をなすものがある。かようなものはとくに鉄床帯北部地域におびただしい。

鉄床母岩は輝緑岩系岩石とチャート系岩石とが主要な

ものである。前者はスピライト、正規輝緑岩およびこれらを材料とする凝灰質岩石などで、直接鉄床の下盤をなすものはスピライトである。スピライトは針状斜長石と緑泥石、(透輝石)などからなり、Spheroidal textureを示す。このtextureは北方のものが微細(0.2mm)で、南方で粗大(0.5mm以上)となる。輝緑岩は斜長石・普通輝石・チタン鉄鉱からなり、Ophitic textureを示し、岩脈状をなして発達する。本岩は鉄床帯に特徴的に産するので、筆者はこれも二次褶曲構造に関係あるものとみている。

チャート系岩石には放散虫チャートのほか珪岩がある。鉄床の直接上盤をなすものは放散虫チャートであり、その上部が漸次珪岩に移行することが多い。ところが、鉄床帯の北部においては放散虫はその量を減じ、かつ砂を混じて機械的沈殿物としての様相を呈するようになる。

鉱化母層としたものは、鉄石の賦存する層準をなすもので、炭酸質岩石・鉄石英岩・非晶質物質などから構成され、一種のcomplex zoneをなす。そのいずれにも少量の赤鉄鉱を伴っている。これを一次赤鉄鉱とよぶ。これらの岩石中で石英の変斑晶化がすすむとその結晶周縁に微細な雲母状赤鉄鉱の晶出がみとめられる。これを二次赤鉄鉱とよぶ。二次赤鉄鉱がもっともよく濃集したもので鉄石としての濃集度には達しない。仁倉鉄山における膨大な量の低品位鉄鉱はこれに属する。

鉄石は微細な毛状ないし針状赤鉄鉱の集合体であるがその集結のし方にいろいろな形がある。すなわち、緻密塊状をなす良質鉄のほか、均質ではあるが濃集度の低いもの、核をなして集結する不均質のもの、環状に濃集しているものなどがある。いずれにしても鉄石は前記鉱化母層に較べて含鉄量が一段と高く、鉄石の形成には交代作用を考慮しなければならぬ。

品位は一般にFe30%以上、Mn10%前後であるが、まれにFe50%、またはMn50%に及ぶものがある。

脈石鉱物として普遍的にはペンウイサイト\*・紅簾石・菱マンガン鉄などのマンガン鉄物のほか緑泥石・石英・方解石がある。このほか少量の黄鉄鉱・白鉄鉱・黄銅鉄・自然銅をみることがある。硫化鉄物は鉄床帯北部の仁倉・北光鉄床に著しく、南部の国力・柴山鉄床に乏しい。(北海道支所)

### 北海道のキースラーガー型鉄床

沢 俊 明

\* 月例研究発表会講演要旨。昭和38年1月28日日本所(川崎市久本)において開催。

\* 本鉄物がマンガンの主たる供給源であれば、鉄石鉱物とした方が適当であるかもしれない。

鉾床の分布はおもに中軸地帯に限られ、他にはほとんど認められない。中軸地帯は「日高造山」の舞台となった地帯で、鉾床は火成作用の活動中心付近にほぼ集中して分布する。それらは、①下川一士別、②十勝川上流、③日高中部、④日高南部の諸地域で、ほかに北見地域に小規模なものがある。鉾床の胚胎位置は不変成帯、変成帯に大別され、前者中の胚胎層準は特定層準を示さず輝緑岩の貫入位置が鉾床賦存位置を決定している。変成帯中のものはホルンフェルス帯中の角閃岩・斑輝岩を母岩とする。この鉾床母岩となる輝緑岩は、初期火成活動に属するスピライトと、これよりおくれた活動のオフィティック輝緑岩とが複合したものである。前者には、正規スピライト、バリオライト質、サブオフィティック構造を示すものなどがあり、正規スピライトは放射虫チャート・輝緑凝灰岩などと伴ない他の2者は鉾床母岩をなし、前述と異なる活動型式を有し岩質が相互に漸移する。その結晶度は地域により差異がある。オフィティック輝緑岩はスピライトの褶曲後の断裂帯に貫入した岩脈である。変成帯における鉾床母岩の角閃岩の原岩は上述と同一岩質である。

鉾床はその胚胎位置を問わず、レンズ～層状を示すが、その形態は胚胎部の剪断帯に支配されている。鉾床内部の鉾石鉾物の配置は、鉾化作用の時間的過程とそれに付随する運動型式の差とによって規則性がある。

鉾石には塊状鉾・縞状鉾・鉾染状鉾などがあり、それぞれを構成する鉾石鉾物の共生関係は鉾床の胚胎環境によって差異がある。主成分鉾石鉾物は不変成帯の鉾床では黄鉄鉾・黄銅鉾、変成帯中の鉾床では磁硫鉄鉾・黄銅鉾である。ほかに、磁鉄鉾・閃亜鉛鉾・方鉛鉾・斑銅鉾・硫砒鉄鉾・玖瑪鉾・バレーリー鉾・輝水鉛鉾・含コバルトペントランド鉾\*などが伴まれるが、それらの共生関係は母岩の変成度による差がなく、同一帯でも鉾床形成の「場」の環境によって変化する。鉾石の構造は不変成帯中のものに、Colloform, 破砕などの構造が、変成帯中のものに、片状構造がやや顕著である。しかし、縞状、寄木状、撓曲、圧力旋回圧、力陰影などの諸構造は鉾床の胚胎位置を問わず塊状鉾には一般的に認められる。鉾石組織のうち、Atoll, Botryoidol, Crackled, Framboïdol, Spheroidalなどの諸組織は不変成帯中のとくに下川・武士両鉾床に顕著に発達し、他の鉾床には認められない。離溶組織としては閃亜鉛鉾中の黄銅鉾あるいは磁硫鉄鉾、黄銅鉾中の閃亜鉛鉾・磁硫鉄鉾・玖瑪鉾、バレーリー

鉾などが大部の鉾床に発達している。ただ、離溶組織の形態、離溶粒の量、粒度などには鉾床の胚胎位置で差がある。例えば閃亜鉛鉾中の黄銅鉾の場合、不変成帯中のものである emulsion, 変成帯中のものである crystallographic な形態を示す。また黄銅鉾中の閃亜鉛鉾の場合も相対的には、不変成帯のものは樹脂状、蠕虫状、紐状、変成帯中のものは星状、三叉状などの形態を示す。磁硫鉄鉾あるいは黄銅鉾中の含コバルトペントランド鉾は下川鉾山のものに顕著であるが、変成帯中の鉾床にも認められる。他に黄銅鉾一閃亜鉛鉾、赤鉄鉾一チタン鉄鉾の離溶組織が、一部の鉾床に認められるが、後者は本鉾床の形成と直接的関係がない。個々の鉾石鉾物の性質は鉾化作用の階程、したがって、共生関係によって差異があるが、鉾床胚胎位置による大きな差はない。

例えば黄銅鉾の構造腐食像では、相対的に不変成帯中のものが単純、変成帯中のものが複雑であるが、前者中でも高温型鉾物と共生する場合は後者と同様の食像を示す。また、不変成帯中の黄鉄鉾について行なった構造腐食では、Colloform, Spheroidol, 蠕虫状、正方形、五角形、六角形、梯形などの諸構造が現われ、一般に、ゲル→8面体、5角12面体→立方体の順に結晶化しているようである。この際、それぞれ前段階の残存構造を有し、また、それぞれ、共生する鉾石鉾物が異なっている。しかし、上述一般過程の他、直接立方体化していることがある。したがって、黄鉄鉾の結晶形態の変化は、それと平衡関係をもつ鉾石および脈石鉾物と、その場の構造的条件下に支配され、鉾床形成後の変成作用の結果ではないと考える。

母岩の変質としては、不変成帯中では曹長石化・緑泥石化・炭酸塩化・珪化などの諸作用、変成帯中では苦土・礬土交代作用が行なわれている。これらは、さらに、鉾石鉾物の濃集に対応して変化する。

鉾床の形成時期は、不変成帯中では少なくともスピライトの褶曲時ないしそれ以後のオフィティック輝緑岩貫入時、あるいはさらにそれ以後とみられる。また、変成帯中では珪礬質岩のホルンフェルス化、輝緑岩の角閃岩化、斑輝岩の酸性岩化以後で、斜長石斑状変晶あるいは直閃石・堇青石・柘榴石岩などの形成時に造山中核部の深成作用の一環として鉾床が生成されている。以上のように北海道のキースラーガーには含銅硫化鉄鉾鉾床と含銅磁硫鉄鉾鉾床とがあり、それぞれ初生的な鉾化作用の過程を示し、不変成帯中の鉾床が緑泥石相、変成帯中のものが角閃岩相の条件下で形成され、その規制をうけつつ鉾石鉾物の濃集に対応して局部的に相の変化が行なわれている。(北海道支所)

\* 加藤昭他1名：北海道下川鉾山産鉾石の反射顕微鏡的研究—とくに Cobalt の起源について—  
日本鉾山地質学会第13回総会講演，1963

## 中国地方のキースラーガーについて

東元定雄

中国地方のキースラーガー（ここでは、いわゆる bedded cupriferous pyritic deposits と同義語として用いる）は岡山県下と山口県下に知られている。

岡山県下には柵原（久米郡柵原町）・当栄（後月郡芸井町北畦）・大熊（久米郡久米南町大熊）・福沢（御津郡加茂川町福沢）・青梅（後月郡芳井町青梅）・大平（後月郡芳井町松谷）・佐屋（川上郡川上町佐屋）および坪井（久米郡大井町坪井）の各鉄床があり、山口県下には金峯鉄床（都濃郡鹿野町出合）がある。

柵原鉄床は二疊紀層の酸性凝灰岩類の優勢な柵原コンプレックス部層中に賦存しており、当栄鉄床は塩基性凝灰岩類の優勢な古生層中に賦存している。大熊鉄床は古生層の輝緑岩類中に、福沢・青梅・大平・佐屋の各鉄床は三郡変成岩類に属する緑色千枚岩（原岩は塩基性凝灰岩）層中に、そして坪井および金峯鉄床は三郡変成岩類に属する緑色片岩（原岩は塩基性凝灰岩）層中に賦存する。

鉄床の規模は柵原は大規模であり、坪井も比較的大規模であるが、それら以外のものは小規模である。

鉄床は層状～レンズ状をなして三郡変成岩類または非変成古生層中に母岩の層状構造に調和的に賦存する。鉄床は生成後に褶曲作用と圧砕作用または広域変成作用を受けている。

鉄石は均質緻密粒状または片状ないし縞状をなし、主として黄鉄鉱からなり、少量の黄銅鉱・閃亜鉛鉱・石英・緑泥石・絹雲母などを伴う。鉄石はふつう圧砕組織および偏圧組織をもつ。母岩の変成度の最も高い金峯鉄床では鉄石中に変成鉄物（緑簾石・絹雲母など）の斑状変晶の平行配列がしばしば認められ、青梅鉄床の鉄石中にも緑簾石の平行配列がまれに認められる。

これらのキースラーガーのうち、柵原では白堊紀貫入岩によって鉄石の一部が磁硫鉄鉱化しており、また柵原の一部、坪井の一部、福沢および大熊では白堊紀火成活動に伴う鉄化作用を重複してうけて磁硫鉄鉱・磁鉄鉱およびスカルン鉄物が生成している。福沢鉄床と大熊鉄床とでは白堊紀の鉄化作用が著しく、既存のキースラーガーの大部分は新しい鉄石によって置きかえられている。白堊紀の熱変成作用または重複鉄化作用によって生成した鉄石は産状、組織、構造、構成鉄物などにおいて、キースラーガーの鉄石とは著しい相違があり、両者は容易に区別される。

(広島駐在員事務所)

## 珪藻による中新統の分帯

沢村孝之助

下位から A, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> の珪藻群が道東の網走一浦幌地域にみられることをさきに報告したが、これをそのほぼ中央の津別地域で再検討した。産出頻度の高い約20種の組合せで、A<sub>1-3</sub>, B<sub>1-3</sub> の6分帯が可能であり、A, B の細分はむしろ海進輪廻の段階に対応している。常室図幅西部地域では全く同様であるが、道北・常磐炭田と地域が離れるに従い、この分帯は充分ではなくなる。気候的、また堆積環境の影響であろうが、なお、珪藻群集を充分に検討比較してみたい。

(北海道支所)

## 九州におけるキースラーガーについて

稲井信雄

九州における広義のキースラーガーは九州の銅鉄資源として、かなり重要な位置を占めている。筆者は九州におけるキースラーガーに関係のある資料から、九州の地質構造と鉄床の分布について、下記のような関係があると考えられる。

1) 鉄床は中生代以前の古期岩層中に分布し、ほとんど例外なく地向斜から発達したとみられる変成岩、もしくは非変成岩中に存在している。

2) 鉄床の分布地域を次表のように6つに区分することができる。そしてこの6つの区域にはおのおの特徴的地質環境にキースラーガーが胚胎している。

(大阪駐在員事務所)

九州におけるキースラーガーの分布地域, その他一覧表

分布地域	地質鉱床の特徴	おもな 鉱山名	位 置	鉱 石 鉱 物	おもな参考文献	
西 南 日 本 内 帯	三郡変成岩地 域	完 成	福岡県粕屋郡久山町	黄鉄鉱・黄銅鉱・磁 硫鉄鉱	木下亀城・滝本清： 九州帝国大学農学部 演習林報告，第9号 1936 稲井信雄・篠崎敬地： 未利用鉄資源，第 5輯，1958	
		縁 山	〃 鞍手郡若宮町	黄鉄鉱・黄銅鉱・磁 硫鉄鉱		
		篠 栗	〃 粕屋郡篠栗町	磁硫鉄鉱・黄銅鉱を 伴なう		
	田川・筑後変 成岩地域	鉱床の近くに granite の貫 入がみられる。	三奈木	福岡県甘木市		宮久三千年：鉱山地 質，8—31，1958
			高 良	〃 久留米市	磁硫鉄鉱を主とし， 黄銅鉱・黄鉄鉱・パ レリー鉱	
			横 山	〃 八女郡上陽町		
西 南 日 本 外 帯	三波川変成岩 地域	佐賀関	大分県海部郡佐賀関町	(含銅硫化鉱)	大分県：未利用鉄資 源，第4輯，1957 大分県：大分県の地 質と地下資源，1958 木下亀城編：日本地 方鉱床誌，9，九州 地方，1961	
		志生木	〃			
		神 崎	〃			
		宝蔵寺	〃	磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・ 黄銅鉱・少量の磁鉄 鉱・閃亜鉛鉱		
		津 森	熊本県上益城郡津森町			
	外 帯 古 生 層 地 域	キースラーガ ーは大部分輝 緑岩を伴ない 蛇紋岩を伴な うものはほと んどない。	三ヶ所	宮崎県西臼杵郡 五ヶ瀬町	黄銅鉱・斑銅鉱・黄 鉄鉱・磁鉄鉱・磁硫 鉄鉱・閃亜鉛鉱	牟田邦彦：宮崎県， 奥地従貫道路開発調 査，1956 牟田邦彦：鉱山地質， 7—26，1957 牟田邦彦・桂敬：鉱 山地質，8—29，1958 木下亀城編：日本地 方鉱床誌，9，九州地 方，1961
椎 葉			〃 東臼杵郡椎葉村	黄銅鉱・磁硫鉄鉱・ 黄鉄鉱		
蘇 陽			〃 西臼杵郡五ヶ瀬町			
長 峯			〃 〃 鞍岡			
古 賀			〃 〃 〃			
一ノ瀬			〃 〃 五ヶ瀬町			
平沢津			熊本県球磨郡五木村			
平 野			〃 〃 〃 平野	黄鉄鉱・黄銅鉱		

講演要旨

分布地域	地質鉱床の特徴	おもな 鉱山名	位 置	鉱 石 鉱 物	おもな参考文献	
日本外帯	外帯時代未詳 中生層地域	キースラーガ ーの共通の特 徴は緑色岩が 鉱床に随伴す る。	小 浦	大分県南海部郡 米水津村	黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫 鉄鉱, 少量の硫砒鉄 鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱	大分県：大分県の地 質と地下資源, 1948 太田良平：地調月報, 2—7, 1951 井上秀雄：地調月報, 2—10, 1951 立見辰雄：地質学雑 誌, 58—682, 1952 東郷文男・岸本文男 ：地調月報, 4—3, 1953 稲井信雄・藤井紀之 ：未利用鉄資源, 第 4輯, 1957 福井信雄：地調月報, 8—6, 1957 稲井信雄：地調月報, 9—11, 1958 鹿児島県：20万分の 1, 鹿児島県図幅, 1961
			八 戸	宮崎県東臼杵郡北方村	黄銅鉱・斑銅鉱・自 然銅・磁鉄鉱・赤鉄 鉱	
			横 峯	" " "	黄鉄鉱・黄銅鉱・磁 硫鉄鉱・閃亜鉛鉱・ 磁鉄鉱	
			石 上	" " " 石上	磁硫鉄鉱・黄銅鉱	
			猿 渡	" " " 猿渡	(含銅硫化鉄)	
			速 日	" " " 北郷村	"	
			大河内	" " 椎葉村大河内		
			五 木	熊本県球磨郡五木村	磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・ 黄銅鉱	
			三 陽	" " " 相良村	黄鉄鉱・黄銅鉱	
			阿久根	鹿児島市阿久根市		
			国 分	" " " 国分市		
			鹿 屋	" " " 鹿屋市	黄銅鉱・黄鉄鉱・閃 亜鉛鉱・方鉛鉱	
琉球列島古生層地域	キースラーガ ーは外帯古生 層地域の鉱床 に類似してお り, 輝緑凝灰 岩を伴って いる。	崩	鹿児島県大島郡 大島電郷村	黄銅鉱・磁硫鉄鉱・ 黄鉄鉱・白鉄鉱	地質調査所：50万分 の1地質図, 1961 木下亀城編：日本地 方鉱床誌, 9, 九州地 方, 1961	
		屋 入	" " "			
		松 原	" " " 徳之島天城村			

## 山口県西部における後期中生代の地殻変動

河合正虎

## はじめに

山口県西部では従来古生界・中生界ならびに地質構造について多くの成果が挙げられている。演者は1942, 43 両年進論の作製に当り美禰市の一部で研究した。その際九州大学今野円蔵(元)教授・松本達郎教授から指導をいただいた。1961年美禰市を1962年豊浦郡豊田・菊川両町を踏査研究する機会を得た。なお、1961年 関根良弘とともに金ヶ峠鉱山を、1962年には村山正郎・猪木幸男・山田直利・河田清雄・服部仁・寺岡易司、山口大学村上允英・姫路工大弘原海清の両氏とともに山口県下の地質を現地で討議し、また広島大学中野光雄・秋吉台科学博物館太田正道の両氏と協力して美禰市および秋吉台の一部を研究した。上記の方々に深謝する。

## 地質の概要

秋吉台周辺の非変成古生界は秋吉累層群と大田層群に区別される。秋吉累層群は秋吉石灰岩とその周辺相である雁飛および平野山両チャート層とを一括する。雁飛層はいわゆる雁飛および別府両層群のチャートで秋吉石灰岩の北西側を占め、平野山層はいわゆる大田層群中のチャートで石灰岩の南東側に現われる。大田層群は大田層と常森層とを一括する。常森層は本層群の粘板岩相で、大田層は砂岩相である。大田層は従来の大田層群(狭義)で、将来の研究により、両層は大田層群の一員として細分され、かつ対比されるべきと信ずる。大田層群は秋吉累層群の一部と同時異相で、かなり距った場所の堆積物であろう。

いわゆる美禰層群は非変成古生界を不整合に覆うとみなされたが、演者の研究によると古生界は美禰および硯石層群に衝上している。美禰の基底部とされた滝口夾炭層は下位の厚保層群の最上部とするが妥当である。厚保と美禰の間にはこれまで考えられたような大規模な不整合は存在しない。いわゆる津布田層群は厚保の一異相で、三郡変成岩類山陽支帯を不整合に覆う事実が知られる。津布田(厚保)と美禰からなる三疊系は全体としていままで考えられたよりも大規模な堆積盆地を形成したもので、津布田や美禰は亜層群とし、全体を長門層群とよぶべきだ。常森層中に散在する上領層は周囲が上領衝上で境され、地窓から現われた長門層群の一部と考えられる。西市の東部には三郡変成岩類山陰支帯を覆う殿敷層(厚さ数m)がある。炭質頁岩を伴ない、岩質が類似するので長門層群(?)と考えられる。豊浦層群は一般に

層群)はいずれも豊浦層群と不整合関係で累重する。長門層群を覆う関門層群は協野・下関のいずれの亜層群に三郡山陰支帯を不整合、ごく一部では殿敷層を不整合(?)に覆う。豊西層群および関門層群(協野・下関両亜層群)はここまでは不明なので、ここでは硯石層群として区別する。

これらを覆う玢岩類・酸性凝灰岩を主体とする阿武流紋岩類は古期の地層との間に衝上断層の生成期を挟む。流紋岩の大噴出の初期およびその中期に諸所に凝灰質の頁岩・砂岩および火山円礫岩ないし凝灰角礫岩からなる地層を伴なう。初期のものは八幡層で、中期のものは山口県の福賀層や広島県の仙酔層がこれに当る。花崗岩類の貫入はさらにこれらより遅れる。石英斑岩の岩脈は、大部分がこの深成作用に伴ったものである。

古第三系は油谷湾周辺・豊田町付近および下関付近に知られている。中新統は油谷湾付近で古第三系を不整合に覆っている。

## 地質構造の概要

三郡変成岩類・長門層群および硯石層群は不整合関係で累重するが、非変成古生界はこれらの上に南～東から北～西に向かって転位した山陽衝上系の衝上地塊として乗っている。この地塊は鱗片構造をなし、幾つかの衝上群によって薄い地塊(thin slices)に切断される。各地塊は下から常森層または大田層、雁飛または平野山チャート層、および秋吉石灰岩の順で重なり、部分的にはチャートが石灰岩の上にあること(滝口付近)もある。常森層は山陽衝上地塊の主要部の南西部で祖父瀬衝上・北西部で西寺衝上によって画されて、長門層群の上のり、一部では地窓から現われた上領層(長門層群?)と上領衝上で接する。石灰岩の南東側では常森層に対応して大田層があり、これはオガ峠衝上とさらに後期に生成された断層をもって三郡山陽支帯と接している。演者は上領衝上は祖父瀬(西寺)～オガ峠衝上面が波状に起伏し、その一部が削剝によって露出したものとみなす。石灰岩の北西側の雁飛層は雁飛山の周囲で常森層または長門層群の上に、その北東側では硯石層群の上のっている。この衝上が雁飛衝上である。石灰岩に対して南東側の平野山層は山露衝上をもって常森層・大田層および長門層群の上のっている。秋吉石灰岩は多くの場合に常森層または大田層の上のっているが北限では硯石層群(まれに長門層群?)に衝上する。この衝上を秋吉衝上とよぶ。これらの各地塊もさらに小衝上によって切断される。その好例は村田正文(1960)が示した重安の石灰石採石場に見られるものや雁飛層中の大和鉱山の鉱床の上盤例の低角度断層である。山陽衝上系は場所によっては幾つ

かの衝上に分岐し、あるいは単一のものとなって非変成古生界の周函をふちどり、東にのびて小島丈兒(1947)の北山衝上に連なると推定される。演者(1957)の岡山県における大賀衝上も本衝上系の一部であろう。同様のものは広島県帝釈台でも認められる。

松本達郎(1947, 1949)の長門構造帯(線)の西側に分布する殿敷層・豊浦・豊西および関門層群は三郡山陰支帯の上に不整合関係で累重し、その南東側の地層群の上に衝上している。この衝上は北部では平野、南部では嶺生の両衝上として現われる。両衝上の間は長門構造帯の標式地である。この衝上地塊は前のものに対応させて山陰衝上系の衝上地塊とよぶ。山陰系は北～西から南～東に向かって転位したもので、この衝上面は東端部で緩く起伏する。そのために衝上面の下の長門・硯石両層群および両層群に衝上した非変成古生界は地窓から諸所に小露出し、クリップをつくる三郡帯の岩石とともに不規則な順序で配列する。さらにその衝上面やその近傍の破碎帯に貫入した玢岩や石英斑岩の岩脈は不規則な形状で上記の諸岩類を取り囲み、一層各地質系統の分布を錯雑させる。この特に錯雑した地帯が長門構造帯で、その東限の衝上の前縁部を長門構造線とすべきである。演者は本構造線は関門層群(硯石層群)を切断し、北東に向かうものと推定する。山陰衝上地塊では山陽系ほど顕著ではないが、多くの小衝上によって鱗片構造が作られる。両衝上系によって圧迫されて長門および硯石両層群は褶曲をうけている。また、山陰衝上地塊の中生界も褶曲される。これらの中生界は一般に古い地層ほど激しく擾乱されている。

#### 後期中生代の地殻変動

松本達郎(1947, 1949)は山口県西部の中；古生界を研究し、本地域の構造運動は比較的長い期間にわたって間欠的に逐次に進行し、後期中生代におけるおもな段階は、(1)豊浦層群堆積後豊西層群堆積前(上部ジュラ紀中)；(2)豊西堆積中(ジュラ・白堊両紀の境ないし古白堊紀初晩)；(3)豊西後硯石層群堆積前(古白堊紀初期)；(4)硯石堆積中ならびに玢岩の貫入前(古白堊紀中項)；(5)硯石後ならびに玢岩系の火山活動後酸性岩類の貫入前(白堊紀中葉)とした。

演者は松本の見解の主要部については異議をもたない。しかし、最近の資料と自分の見解を加えて上記の(5)を修正し、(5)硯石堆積後山陽・山陰両衝上系の完成があり(白堊紀中葉?)；(6)玢岩の噴出後八幡層の堆積前(新白堊紀初～中期)；(7)八幡につづく阿武流紋岩類の噴出中(新白堊紀中項?)；(8)流紋岩噴出後酸性深成岩類貫入前(白堊紀末)にも変動があったことを追加する。また

玢岩や流紋岩の火山作用および酸性岩類の深成作用は後期中生代の地殻変動と密接に伴って行なわれたものであることを強調する。

山陽衝上系は山陰系に先立って終息した。それは南～東側の根源において、それまでつづいた隆起が止み、沈降期に入ったためであろう。山陰系の終息は本地域の地殻が可塑性を失なったものと考える。本地域の変動は演者(1961)が明らかとした飛騨高原のものと類似している。飛騨では表日本と裏日本の両衝上系があり、両系の間および北～西側の衝上地塊上にあるジュラ紀以降の地層は構成物質が北～西から供給された。そして西衝上系の完成は阿武流紋岩類に類似する面谷流紋岩類の噴出後・深成作用前である。本地域のジュラ紀以降の中生界は山陰衝上地塊を主とし、両衝上系の間にも中生界を構成する物質は地層の分布等から考えて南～東側から供給されたと思われる。山陰衝上系は北～西側からの圧迫によって衝上地塊の一部が沈降し、そこに中生界を堆積させると同時に衝上の生成が行なわれ、物質は少なくとも一部は南～東側から供給されたものである。この北～西側からの圧迫は第三紀に入っても止ったものではあるまい。その理由は油谷湾周辺の中新統中に北から南に横臥背斜の存在(岡本和夫によって発見)や、岡山県下に美作衝上(河合, 1952, 1957)の存在すること等の事実がこれを示す。山陰衝上系によって示される圧迫は本地域の地殻が可塑性を失なうことによって中絶したが、多分地域を異にして、かつ異なる表現として示されるものであろう。(広島駐在員事務所)

#### 美幌・陸別地域の第三系について

山口昇一・石田正夫・沢村孝之助

昭和33年度から実施してきた北見地域の図幅調査は、36年度の野外調査をもって一応外業を終了した。当地域は従来組織的な地質資料がないため広域にわたる地質が明らかでなかったが、図幅調査の進展とともにその全貌が明らかになった。ここでは主として新第三系を中心にその概略を報告し、併せて当地域南方の足寄・本別地域に分布する新第三系との関係について述べる。

当地域は「豊頃一北見帯」と呼ばれる地質区の北部に位置する。先第三系を基盤として、古第三系・新第三系が分布し、これらを東方にある阿寒・屈斜路の火山噴出物が覆っている。

第三系は古第三系の陸別層と新第三系の津別層群および上里層群からなっている。

陸別層は常に基盤岩と接して分布し、石炭層などを夾

在する淡水成堆積層で、従来時代未詳第三系とされていたが、植物化石の検討により古第三系であることが明らかとなった。

新第三系の津別層群および上里層群は、先第三系あるいは古第三系を基盤としてその東側に南北方向に帯状をなして分布している。これらの層群は上里層群の最上部を除き海成堆積層からなり、それぞれ海進から海退への堆積周期を示している。津別層群は一部に粗粒相の発達をみるが、ほとんどが泥質相からなり、上～中部中新統に一般的にみいだされる介化石や有孔虫化石を含んでいる。上里層群は津別層群を不整合に被覆する。最上部に発達する夾亜炭層を除き、そのほとんどが火山砕屑物に富んだ海成堆積層からなり、介化石および有孔虫化石に乏しく、僅かに中～上部に上部中新統からみいだされる珪藻化石を産するにすぎない。また最上部の夾亜炭層からは鮮新世を指導する植物化石を産出する。

これらの事実から当地域新第三系の地質時代は、津別層群は中新世中期から後期に、また上里層群は中新世後期から鮮新世にわたるものであろう。さらに上里層群については夾亜炭層の植物化石が鮮新世でも後期に多くみられる組成をもつことや、堆積相が下位層と著しく異なるなどの点から考えると、上里層群から分離されるべき

ものかもしれない。

次に“豊頃—北見帯”、南部足寄、本別地域新第三系との対比について述べる。足寄・本別地域は“豊頃—北見帯”の中央南部にあって北部同様先白堊系あるいは古第三系を基盤として新第三系が分布している。北部地域では中部中新世から鮮新世にわたる地層が発達するのに反し、足寄・本別地域では中部中新世以下の地層を欠き、直接上部中新世の地層が古第三系を被覆するとされていた。しかし野外観察では足寄・本別地域で上部中新世とされている川上層群の岩相が津別層群の岩相に良く似ており、かつ構造的にも同一地層である可能性が強くなった。先に珪藻化石によって津別層群・川上層群および厚内層群下部の関係について検討されているが、それによってもこれらの諸層の同時性が指摘されている。これらのことから考えると足寄・本別地域にも津別層群相当層の存在することは疑いない。また最近釧路炭田地域において上部中新世の厚内層群と古第三系との間に独立する地層(布伏内層・上茶路層)のあることが指摘されており、川上層群の問題も併せ釧路炭田から足寄・本別地域にかけての新第三系の層序区分と対比についてあらためて究明される必要がある。

(北海道支所)