美唄地区石狩統の鉱物学的研究 第1報*

——中～下部石狩統に夾在する凝灰岩層の重鉱物組成と粘土鉱物組成——

村岡次郎**・原田一雄**

(1963 年 3 月 19 日受理)

Mineralogical Studies on the Ishikari Group of the Bibai

Coal-field, Hokkaido, Japan I

——Mineralogical Studies on the Tuff and Tuffaceous Layers in
the Middle and Lower Parts of the Ishikari Group——

Jiro MURAOKA and Kazuo HARADA

(Abstract)

Clay-mineralogical studies, heavy mineral analysis and optical studies of plagioclase were carried out on the tuff and tuffaceous layers in the middle and lower parts of the Ishikari group of the Bibai coal-field, Hokkaido, Japan.

The basement of this area consists of the Cretaceous Hakobuchi formation, which is covered with unconformity by the Paleogene Ishikari group. The latter mentioned group comprises the Noborikawa, Horokabetsu, Yubari, Wakkanabe and Bibai formations in ascending order and all are conformable with one another.

The results of the studies are :

- 1) The original rocks of these tuff layers are almost andesite from acidic to intermediate in consideration with the refractive indices of plagioclase ($n=1.536-1.552$, by immersion method).
- 2) The mineral assemblage is characteristic in each horizon of the tuff layers.
- 3) The determined clay minerals (by X-ray powder diffraction) indicate almost montmorillonite and kaorinite, partly associated with chlorite, illite and mica clay minerals. However, at the case of the finer observations on X-ray powder diffraction data, all montmorillonite show smaller 001 spacing in normal state than the typical one, so it must be K-montmorillonite.
- 4) The sedimentary environments can be interpreted by the existence of key minerals such as pyrite, siderite and limonite of autogenetic minerals.

I. ま え が き

三菱美唄鉱業所付近に分布する石狩層群中には、碎屑岩類に夾在された多数の凝灰岩層が存在している。これらの凝灰岩層は各々有力な鍵層として対比に役だつものであるが、その鉱物学的性質は明らかではなかつた。筆者は、これらの凝灰岩層について、予察的方法ではあるが、その重鉱物組成と粘土鉱物組成を検討し、さらに含有されている斜長石の光学的性質により、その化学成分を推定し、原岩として考えられる火山岩類を推定した。

重鉱物はパンニングによつて定性的な扱いを行なつたが、この研究の過程から粘土鉱物についても、さらに一層精密な検討を要する問題が発見された。ここでは第1報として、今までに得られた結果と問題点を記し、諸賢の御批判と御叱正を仰ぐとともに、今後の研究の指針としたい。

* 1963 年 3 月 5 日北海道炭礦技術会地質部会にて講演

** 三菱鉱業株式会社

地質学雑誌 第 70 巻 第 820 号 1964 年 1 月

この論文を発表するに当り、様々の御助言を受けた坂倉勝彦氏・朱雀智介氏・佐々保雄先生・大森昌衛先生・管野三郎先生・藤田至則先生・柴岡道夫氏・氏家宏氏、重鉱物の研究法を御指導下さった柴田秀賢先生、粘土鉱物の研究法を御指導下さった須藤俊男先生・生沼郁氏に深謝する。

筆者が研究を続行するに当り、様々の実験器具の使用を許された高崎達也氏、筆者とともに美唄鉱業所にあつて、様々の地質学的資料を与えられ、研究を御指導下さり、論文の発表に御尽力下さった地質係の小倉乙郎氏・工藤永悦氏に深謝する。

ここに使用された地質学的資料はすべて、長年の現場地質係の努力の集積である。記して敬意を表する。

第1図 三菱美唄付近地質図*

* 日隈・榎野・朱雀・小倉・村岡・山本・工藤・遠藤等の調査による

II. 地 質

石狩炭田の地質については、既に諸先輩のすぐれたおおくの研究がある。

三菱美唄鉱区には、白亜紀の函淵層の上に不整合の関係で、古第三系に属する登川層・幌加別層・夕張層・若鍋層・美唄層・幾春別層・平岸層・芦別層の各層が下部よりこの順序で整合的に累積している。本論文では、これらの地層のうち、特に当地域の主要稼行炭層を夾在する美唄層以下の地層中に夾在されている凝灰岩について、その重鉱物組成と粘土鉱物組成を検討した。

第1図に当地域の地質図を、第1表に試料を採集した地層の層序区分及び岩相上の特徴を記載する。

III. 試料の採集と処理方法

ここで扱った凝灰岩はすべてふつうの碎屑性の物質をほとんど含まないものばかりであり、いわゆる凝灰岩質泥岩は採用しなかつた*。第2図に試料採集地点を、第3図に試料採集地点の模式的柱状

第1表 三菱美唄地区石狩層中～下部の層序区分*

地 層 名	分 層 名	層 厚	岩 相 と 堆 積 上 の 特 色
美 唄 層	上 部 (Bc-u)	60m±	ほぼ2回の砂岩→シルト岩→泥岩に至る堆積のサイクルを示す。虎の皮式炭層を3枚夾在し、全体として砂岩が優勢な地層。
	下 部 (Bc-L)	60m±	5枚の良質炭層を含み、砂岩が局所的に偏在し、且つ堆積岩相の変化が激しい。最上部に汽水棲化石を多産。
若 鍋 層	砂 岩 部 (Wk I)	150m±	塊状砂岩で泥のパッチ・ラミナの多い部分もある。汽水棲の介化石を多産。
	夾 炭 部 (Wk II)	8.4~73m	小規模な堆積のサイクルのくりかえし、岩相変化が甚だしく、基底部に汽水棲化石を産出。
夕 張 層	第一互層部 上部 (Ye-u) 第二互層部	0(?)~55.4m 70m~159m±	砂岩→泥岩の瀕繁な互層、この小サイクル基底に多数の悪質炭層を夾在、泥岩は一般的に凝灰岩質。
	ダンダラ砂岩部 下部 (Yc-L) 下五番層群部 ゴマシオ砂岩部	45m±~80m 8.5m~113m 9.0m~67m	一般に粗粒砂岩が優勢で、いわゆるサイクロセムが顕著に認められる。上部には虎の皮式炭層が夾在されている。
幌 加 別 層	漸 移 部 三 枚 炭 部 さ ざ な み 砂 岩 部	48m~90m 24m~53m 29m~74m	細粒砂岩を主体とする泥質岩との互層、中部に悪質炭層を夾在し、下部には漣痕が著しい。Unio. sp. 等の淡水棲化石を多産。
登 川 層	第一互層部 上部 (Nc-u) 第二互層部 第三互層部 第四互層部	7m~95m 23m~60m 19m~65m 10m~90m	砂岩→シルト岩→炭層または、炭質頁岩の順での瀕繁な互層、植物化石を多量に含み、淡水棲化石を産出、3枚の良質炭層を夾在。
	VI V 下部サイクロセム IV III II I	6m~48m 0(?)~75m 0(?)~86m 0~72m 0~70m± 0~120m±	粗粒砂岩に始まる明確なサイクロセムが認められ、良質炭層が発達する。下部に向かつて無層理の砂岩が優勢となり、且つ緑色の色調が強まる**。

* 上倉乙郎 (1962) : 三菱鉱業社内資料 (未発表)

** 緑色の色調をおびた珪岩の存在することによる。

* 幌加別層中には、ふつうの碎屑性の物質を含まない凝灰岩は夾在されていないので、例外的に凝灰岩質泥岩を試料とした。

第 2 図

図と試料採集層準を記載し、また第2表に各凝灰岩の肉眼的性質を記載した。これらの凝灰岩はすべて、有力な鍵層として対比されるものである。

試料の処理方法は凝灰岩の拳大の試料をローラーミルで粉碎後^{*}、60 メッシュで篩い分け、通過物を 200g 程度とり、1 l ビーカー中で水と共に攪拌し、2~3 分放置して、砂粒と粘土分とに分離する。砂粒はそのままカナダバルサムに封入、又はパンニング^{**} により重鉱物を分離したものについて検鏡した。

粘土分はそのまま8時間放置し、水面より 10cm の部分を遠心分離器 (2500 r. p. m) によつて分離した 2μ 以下の粒子と、60 メッシュの篩を通過した原土について X 線回折の試料とした。

IV. 凝灰岩の鉱物組成

1) 凝灰岩の重鉱物組成

パンニングによつて分離された重鉱物を検鏡し、相対量として very rich (卅), rich (卅),

^{*} 粉碎時間は、凝灰岩中の自形鉱物が破碎されないように、出来るだけ短時間にとどめた。

^{**} パンニングを行なう場合、完全すぎると比較的比重の小さい緑泥石、角閃石等が流失する可能性があるので、多少軽鉱物が残留する程度にとどめた。

第3図 柱状図及び資料採取層準

common (≡), rare (≡), very rare (+) のように表示した各層準の凝灰岩中の重鉱物の種類と量比を第3表に示す。相対量の決定法は、 $\times 40$ の鏡下で 50 コ以上の鉱物粒をかぞえ得るものを very rich とし、40~20 迄を common, 10~5 迄を rare, 5 以下を very rare とした。さらに含有される重鉱物の量の多少も、パンニング残留物の量から概略を表示した。

含有される重鉱物は黒雲母・角閃石・普通輝石・緑泥石・紫蘇輝石・無色ジルコン・桃色ジルコン・紫色ジルコン・黄色ジルコン・燐灰石・黄鉄鉱・褐鉄鉱・黒色鉄鉱（チタン鉄鉱・磁鉄鉱・クローム鉄鉱）・菱鉄鉱等であつた。以下に各含有重鉱物の鏡下の性質を記載する。

（黒雲母）：多少赤味を帯びた褐黒色で、一部分緑泥石または粘土鉱物に変わつている。すべての層準で、その性質は一様であり X または Y 方向の観察されるものはない。Yc-3 の凝灰岩中の黒雲母に異常消光を示すものが認められた。

（角閃石）：Yc-5, Yc-7, Nc-1, Bc-3 等の試料に見出され、Y=brownish green, Z=greenish brown $Z \wedge C = 14^\circ \pm 2^\circ$ の破片である。量は多くなく、一部分又は全部が opasite に変わつている

第 2 表 凝 灰 岩 の 肉 眼 的 性 質 と 産 状

夾 在 層 準	資 料 No.	記 載 と 産 状
美唄夾岩層	Bc-1 (下虎凝灰岩)	所謂虎の皮式炭層の炭質頁岩中にある 2~5cm の薄層淡灰褐色の色調, 粗粒砂岩級の粒度, 斜長石が多量に認められる。
	Bc-2 (中虎凝灰岩)	Bc-1 と同様の産状, 層厚, 色調, 細粒砂岩級の粒度。
	Bc-3 (下虎凝灰岩)	Bc-1 と同様の産状, 色調をしめし, 層厚 5~8cm, シルト岩級の粒度。
	Bc-4 (白 盤)	良質炭層 (美唄本層) の天盤をなし, 層厚最大 6m, 淡橙色, 粗粒シルト岩級の粒度。
若 鍋 層	WK-1	泥岩中に墨流し状に互層, 厚さ 5 cm 土, 灰白色, 粗粒シルト岩乃至シルト岩級の粒度。炭質物の破片を伴う。
夕張夾炭層	Yc-1	良質炭層 (下三番層) の下位にある層厚 6m の泥岩中に Wk-1 と同様の産状で産出, 厚さ 1 m 土, 淡灰白色, シルト岩級の粒度。
	Yc-25	夕張層上部に普遍的な悪質炭層の炭質頁岩中に夾在, 厚さ 2 cm 土, 色調白色, 細粒砂岩級の粒度。
	Yc-27	Yc-25 と同じタイプの悪質炭層の天盤をなし, 厚さ 3cm 土, 淡灰白色, 細粒砂岩級の粒度, 炭質物よりなる 2~4mm の平行ラシナが著しい。
	Yc-7 (上ゴマ中の凝灰岩)	炭質物を持つた虎の皮式の凝灰岩, 厚さ 13cm 土。色調は淡緑灰色, 粗粒~細粒砂岩級の粒度, 斜長石の破片が多量に存在。
	Yc-6 (下ゴマ中の凝灰岩)	Yc-7 と同様の産状, 層厚, 色調をしめし, 極細粒砂岩級の粒度。炭質物よりなる縞を持つ。
	Yc-5 (ダンダラ中の凝灰岩)	Yc-7 と同様の産状, 厚さ 5 cm, 色調淡灰色, 極細粒砂岩級の粒度, 灰色の泥岩中にパッチ状に互層。
	Yc-2 (オリーブ凝灰岩天盤)	Yc-2, 3, 4 は一連の地層で, 当地域の良好な鍵層。炭層とは伴わない。Yc-2 は凝灰岩質砂岩, 厚さ 20cm 土, 淡紫灰色, 極細粒砂岩級の粒度。
	Yc-3 (オリーブ凝灰岩上部)	厚さ 4cm。淡灰色。泥岩級の粒度。粘土状ベントナイト質。
幌 加 別 層	Yc-4 (オリーブ凝灰岩)	厚さ 20cm, オリーブ色, シルト岩乃至泥岩級の粒度, ベントナイト質で非常に小さな炭質物のスポットが認められる。
	Hh-1	幌加別層特有の泥岩中に夾在, 厚さ 4 cm 土, 淡灰白色, 泥岩級の粒度, 薄層ながら当域の良好な鍵層。
登川夾炭層	Nc-1	良質炭層 (下 6 番層) 中に夾在し, 3cm 土, 淡褐灰色, 泥岩乃至シルト岩級の粒度, ゴマシオ状に炭片と黒雲母を含む。
	Nc-2	良質炭層 (下 7 番層) 中に夾在し, 厚さ 3 cm, 褐色, 粗粒シルト岩級の粒度, 炭質物と 1mm 土 の間隙で互層。

ものもある。

(紫蘇輝石): X=brownish red, Z=pale brownish green であり, 短柱状の半自形結晶を示すものもある。

(普通輝石): Yc-4 の試料中より見出されたもので, X=pale green, Z=dark brownish green で, $Z \wedge C = 38^\circ \pm 2^\circ$, salite に近い種類で, 半自形を示すものも認められた。

(電気石) : 淡青色または褐黒色の吸収を示す, 自形または半自形の結晶であり, まれに黄褐色の吸収を示すものもある。

(無色ジルコン) : 111, 110, 100 を主体とする短柱状の晶癖を示し, 美しい自形結晶を示す。

(黄色ジルコン) : 111, 110 よりなる単純な短柱状の結晶で, 無色ジルコンに比較して柱は短く, Yc-4 の試料, Yc-5 の試料に多量にみとめられ, 自形結晶, 亜透明である。

(桃色ジルコン) : 夕張層中の凝灰岩に特徴的なジルコンで, 111, 100, 110 を持つ長柱状の自形結晶, 粒径が一般に前述した2つのタイプより多少大きく, 311 を必ず伴うことが特徴である。

(紫色ジルコン) : 常に円磨されており, 111 と 110 よりなる単純な短柱状の晶癖を示す。

(燐灰色) : 0001, 10 $\bar{1}$ 1, 0110 を持つ短柱状の多少円磨または融解された自形結晶で, 大部分無色であるが, 褐色の吸収の著しいものもある。

(菱鉄鉱) : 微少な結晶の集合体として見出され, 一部は褐鉄鉱に変わつていて, 黄褐色味の強いもの (Bc-4) と, 無色のもの (Yc-2, 3, 4) とがある。

(褐鉄鉱) : 褐色で不規則な塊状である。

(黄鉄鉱) : 001, 111 等の面の認められる微少な結晶の集合体である。

(黒色鉄鉱) : 111 面の認められるものもあるが, 大部分は粒状である。一部は明らかにクローム鉄鉱で, 褐色の光を通過し, 鏡下でもまったく不透明ではないものがある。

以上の結果をみると, 特別の層準にかぎられた重鉱物はみとめられないが, これらの鉱物の組み合わせの変化には, 明らかに差異が認められ対比に役だつことがわかつた。

2) 凝灰岩中の軽鉱物組成と斜長石の屈折率

各層準の凝灰岩中に含有される軽鉱物の種類と量比を, 重鉱物の場合と同様の方法で, 第4表に示した。Yc-4 の凝灰岩に玻璃長石の存在することが特徴的であり, 他の層準のものは火山ガラスと斜長石を主体とする。これらの火山ガラスは, 一部分粘土鉱物に変わっているものもあつて, これらは殆んどがカナダバルサムより低い屈折率を示し, モンモリロナイトと考えられる。すべての軽鉱物組成に特徴的なことは石英を全く伴わないことである。Yc-27, Yc-4, WK-1 中に含まれる斜長石には, かなり著しい正規累帯構造を示すものが認められた。

次に, すべての層準中の凝灰岩中に斜長石が含まれていることがわかつたので, 各々の斜長石についてその n_1 の屈折率を測定し, さらに TUBOI (1923) による方法で An および Ab のモル比を求めた。これらの結果を第5表に示す。この実験の結果, 斜長石の n_1 の示す屈折率は 1.536–1.552 の範囲であり, 中性長石から灰曹長石の範囲の化学成分を示すことがわかつた。

3) 凝灰岩の原岩に関する考察

美唄層上部から登川層上部に存在する凝灰岩は, その含有する斜長石の屈折率から, *lipalitic andesite - andesite* であろう。しかし Yc-4 の試料にかぎり多少含有鉱物が特異であつて, サーラ輝石, 玻璃長石をもつこと, さらに石英を全く含まないこと等から, もしこの凝灰岩が堆積当時の軽鉱物組成をそのまま持続しているものと仮定すれば, *Trachyte* のようなアルカリ岩が原岩であつたと考えることが出来る。日高造山作用の後期の火成活動という点から, 酸性火山活動の存在とアルカリ岩の存在は興味深い。

V. 凝灰岩の粘土鉱物組成

原土および水簸物について, ガイガーフレックスによる X 線粉末回折実験を行なつた。その結果を第4図および第5図に示す。

第3表 凝灰岩中の

地 層 名	資 料 No.	重 鉍 物 含 有 量	重 鉍 物 の 種					
			黒雲母	白雲母	緑泥石	角閃石	普通輝石	紫蘇輝石
美唄夾炭層	Bc 1	冊	+			+		
	Bc 2	冊				+		
	Bc 3	冊						
	Bc 4	冊						
若 鍋 層	WkI	+						
夕張夾炭層	Yc 1	冊	+	+		冊		
	Yc 25	冊	+					
	Yc 27	冊	冊					
	Yc 7	冊	冊					
	Yc 6	冊						
	Yc 5	冊						
	Yc 2	冊	冊					
	Yc 3	冊						
Yc 4	冊	冊	冊	冊				
幌 加 別 層	Hh 1	冊	冊					
登 川 層	Nc 1	冊			+			+
	Nc 2	冊						

第4表 凝灰岩の軽鉱物組成

資料 No.	斜 長 石	玻璃長石	黒 雲 母	火山ガラス	粘土の塊り**	無色ジルコン	炭 片	岩 片*
Bc. 1	冊			冊				
Bc. 2	冊		冊	冊				
Bc. 3	冊		冊	冊				
Bc. 4	冊		冊	冊				
WK.1	冊			冊				
Yc. 1	冊			冊			+	
Yc.25	冊			冊				
Yc.27	冊			冊				
Yc. 7	冊			冊			冊	
Yc. 6	冊		冊	冊			冊	
Yc. 5	冊						冊	
Yc. 2	冊	冊			冊	冊	冊	冊
Yc. 3	冊	冊	冊	冊	冊		冊	冊
Yc. 4	冊	冊	冊	冊	冊			
Hh. 1	冊			冊				
Nc. 1	冊		冊	冊			冊	
Nc. 2	冊		冊	冊			冊	冊

* 主として、珪岩の破片と考えられるものである。

** 大部分火山ガラスより変わったもので、一部に火山ガラスが残存しているものもあり、カナダバルサムより高い屈折率と低い屈折率を示すものがあり、モンモリロナイトとカオリナイトと考えられる。

試料は、すべてガラス板に 40mg を 1.2cm×1cm の面積にはりつけた orientated aggregate を使用した。この結果存在する粘土鉱物はモンモリロナイトとカオリナイトを主体とし、イライト・クロライト・イライト-モンモリロナイト不規則混合層鉱物(Hydrous mica complex or mica clay minerals) を伴うことがわかった。

そして、これらの鉱物の組合せは、次の4つのタイプに分類される。

A) 12.5Å と 3.2Å に主な反射が現われるもの。Yc-4, Wk-1。

重 鉱 物 組 成

類 と 含 有 量									
燐灰石	紫色ジルコン	桃色ジルコン	無色ジルコン	黄色ジルコン	菱鉄鉱	黒色鉄鉱	褐鉄鉱	黄鉄鉱	電気石
卅 ++ ++	++		+			卅 卅 卅			+
		+	++ 卅	++	+		卅	++	+
			+						
卅 卅 卅 卅 ++	卅	卅 卅 卅 ++ ++ ++ ++ ++	+	+		卅 卅 卅 卅 卅		++	卅
					卅		++		
卅				++					

B) 12.5Å, 7Å, 3.5Å, 3.2Å に反射が現われるもの。Bc-1, Bc-3, Yc-2, Yc-5, Yc-25, Yc-3, Yc-6, Yc-27, Nc-1, Nc-2。

C) 12.5Å, 10Å, 7Å, 3.5Å, 3.2Å に反射が現われるもの。Bc-4。

D) 14.5Å, 12.5Å, 10Å, 7Å, 3.5Å, 3.2Å に反射が現われ, 14.5Å-10Å の間に連続的な反射の認められるもの。Hh-1。

これらの d (Å) 値は, それぞれ 12.5Å, 14.5Å はモンモリロナイトの 001 であり, 10Å, 5Å はそれぞれイライトの 001, 002 であり, 7Å, 3.5Å はカオリナイトの 001 と 002 かまたはクロライトの 002 と 003 である。クロライトはカオリナイトに比較してその含有量が少ない。これはクロライトの 001 の反射が不明瞭なことによる。D) のタイプに認められる 14.5-10Å の間の連続反射は不規則混合層鉱物の存在を暗示している。

ここで非常に特徴的なことはすべてのモンモリロナイトの 001 の d 値が 15Å を示さないで, 12Å 前後の反射を示すことである。このような性質を示すモンモリロナイトのうち, 最も純粋な Yc-4 の試料について, 次に示すような実験を行なった。この試料の d , I 値を第6表に示す。

1) 熱 処 理

300°C, 450°C, 700°C の各温度について, 石英板上にはりつけられた試料を各々, 1時間づつ加熱, 冷却後ただちにこれらの回折線を得た。この結果を第7表に示す。これらの結果 300°C, 450°C では, 12.3Å の反射は 10Å に移動し, ピークの形は鋭く明らかになった。さらに 700°C の加熱物では, 9.8Å に移動し, ピークの型はブロードになり反射強度は弱まった。

2) エチレングリコール処理

この結果 12.3Å の反射は 17.3Å に移動した。結果を第8表に示す。

3) 硝酸アンモン処理

NH₄NO₃ の 1N 溶液中で, 10 分間煮沸した試料の粉末回折線をもとめた。この結果 12.3Å の反射は 13.8Å に移動した。この結果を第9表に示す。

凝灰岩(原土)のX線粉末回折図形

第 4 図

凝灰岩水産物のX線粉末回折図形

第 5 図

1) の結果, 2) の結果は, 明らかにこの鉱物がモンモリロナイトであることを示し, 3) の結果はバーミキュライトである可能性を否定している。これらの実験の回折図形を第6図に示す。

また, 同条件で取られた泥岩中のモンモリロナイトの 001 の反射が $15\text{\AA}$ を示していることから, これらの凝灰岩中に広く含有されているモンモリロナイトが特異な性質を持ったものであることがわかる。このように, 脱水しやすい性質, すなわち小さな 001 の d 値を示すモンモリロナイトと

第5表 凝灰岩中の斜長石の屈折率と An, Ab モル比

資料 No.	屈折率 n_1	An, Ab モル比	名 称
Bc. 1	1.551±0.002	An ₄₅ Ab ₅₅	中性長石
Bc. 2	1.549 //	An ₄₂ Ab ₅₈	//
Bc. 3	1.549 //	An ₄₂ Ab ₅₈	//
Bc. 4	1.539 //	An ₂₀ Ab ₈₀	灰曹長石
WK.1	1.552 //	An ₄₆ Ab ₅₄	中性長石
Yc. 1	—	—	—
Yc. 25	1.546 //	An ₃₆ Ab ₆₄	中性長石
Yc. 27	1.552 //	An ₄₆ Ab ₅₄	//
Yc. 7	1.549 //	An ₄₂ Ab ₅₈	//
Yc. 6	1.547 //	An ₃₈ Ab ₆₂	//
Yc. 5	1.552 //	An ₄₆ Ab ₅₄	//
Yc. 2	—	—	—
Yc. 3	—	—	—
Yc. 4	1.536 //	An ₁₇ Ab ₈₃	灰曹長石
Hh. 1	—	—	—
Nc. 1	1.547 //	An ₃₈ Ab ₆₂	中性長石
Nc. 2	1.536 //	An ₁₇ Ab ₈₃	灰曹長石

20°C ± 2°C, 浸液法

第7表 特殊なモンモリロナイトの加熱処理による X線粉末回折線 (Yc-4)

300°C		450°C		700°C	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
10.0	32	10.0	29	9.8	10
4.90	8	4.90	8	4.90	5
4.27*	5	4.29*	5		
3.35*	12	3.36*	12	3.32*	8
3.25	11	3.25	10	3.25	9

CuK α /Ni 32-1-4, 1°-1°-0.4, 1°/min-1cm/min,

* 石 英

してはカリモンモリロナイトが知られているが、くわしくは今後の検討を要する。

いずれにしても中～下部石狩統中の凝灰岩には、上記したような特殊なモンモリロナイトが広く存在する。

第6表 特殊なモンモリロナイトの X線粉末反射 (Yc-4)

Yc-4 (A)		Yc-4 (B)		h. k. l ***
d (Å)	I	d (Å)	I	
12.3	43	12.1	22*	001
4.48	3*	4.48	18	02, 11,
4.27	5	4.27	12	**
3.35	12	3.35	35	**
3.19	8	3.20	5*	
		2.57	9	13, 20
		2.46	7	

CuK α /Ni, 16-1-4, 1°-1°-0.4, 1°/min. -1cm/min,

(A) ガラス板, (B) アルミニウムホルダー

* ブロード・ピーク

** 石 英

*** 須藤俊男 (1958) 粘土鉱物による。

第8表 特殊なモンモリロナイトのエチレングリコール処理の X線粉末回折資料 (Yc-4)

d (Å)	I
17.3	26
8.6	3
5.57	3
4.48	8
4.27*	7
4.05	4
3.35*	22
2.56	4

CuK α /Ni, 16-1-4, 1°-1°-0.4 1°/min-1cm/min

* 石 英

第9表 特殊なモンモリロナイトの硝酸アンモン処理の X線粉末回折資料 (Yc-4)

d (Å)	I
13.8	39
5.03	12
4.50	3
4.27*	2
3.35*	7

CuK α /Ni, 32-1-4, 1°-1°-0.4 1°/min-1cm/min

* 石 英

VI. 結 論 と 問 題 点

1) 飯島 東(1959a, b)によれば、石狩層群を特徴づける重鉱物は、ジルコン・柘榴石・電気石・黒雲母・緑泥石・クローム鉄鉱とされている。

これらは、主として碎屑岩類についての実験の結果であるが、凝灰岩の場合、筆者の結果によれば、ジルコン・黒雲母・黒色鉄鉱・角閃石・燐灰石が特徴として現われる。すなわち、当然の結果であるが、碎屑岩の場合とはかなり異なつた重鉱物組合せを示している。さらに飯島によつて指摘された無色ジルコンは、凝灰岩中にはまったく含まれていないか、または僅かに含まれているにすぎない。これに対して X (311) 面を持つたうす桃色のものが、特に夕張層中の凝灰岩にはふつうにみられる。このような重鉱物組成、斜長石の性質、軽鉱物組成、粘土鉱物組成等を総括することによつて、第10表に示すように各々の層準の凝灰岩の鉱物組合せにかなりの差異があることがわかり、炭田地域

第 6 図

の凝灰岩の対比が一層正確に行なわれ得る可能性が強まった。

2) 無色ジルコン・電気石の存在は、これらの鉱物がふつうに含まれている碎屑岩中からの、堆積時における混入を予想させる。したがってこれらの凝灰岩の堆積時または直後の再堆積の程度をある程度示すものであり、カオリナイトの存在量比の変化も同様な点で意味をもつてくると考えられる。

3) これらの凝灰岩の中には、菱鉄鉱や褐鉄鉱を含むものがある。菱鉄鉱が生成し易い環境は、ふつう弱アルカリ性で還元的なものであると言われており、褐鉄鉱の生成する環境は酸化の環境であったことは明らかである。

このような前提で考察すれば、菱鉄鉱の含有されている凝灰岩の堆積した環境は、たえず水面下に没していた環境であり、褐鉄鉱を持つ凝灰岩はそれを離脱する場合もあつた環境のもとで、言い換えれば、時として水面上に露出していたか、または O₂ の比較的多量に溶解した水流の影響の下で堆積したと考えてもよからう。さらに前者は弱アルカリ性の水の流動の少ない、比較的還元性の色彩の強

第 10 表 各層準の凝灰岩の鉱物組成の特色

資 料 No.	示 準 重 鉱 物	軽 鉱 物 組 成	斜長石の体質		粘 土 鉱 物 組 成				
			灰曹長石	中性長石	A	B	C	D	E
Bc-1	燐 灰 石 (多) 無色ジルコン (中) 黒 色 鉄 鉱 (多)	火 山 ガ ラ ス (多) 斜 長 石 (多)		○		○			
Bc-2	黒 雲 母 (中) 紫 色 ジ ル コ ン (少) 黒 色 鉄 鉱 (多) 燐 灰 石 (多)	火 山 ガ ラ ス (多) 斜 長 石 (多)		○				○	
Bc-3	角 閃 石 (少) 無色ジルコン (少) 黒 色 鉄 鉱 (中)	火 山 ガ ラ ス (中) 斜 長 石 (多)		○			○		
Bc-4	燐 灰 石 (少) 褐 鉄 鉱 (多)	火 山 ガ ラ ス (多) 斜 長 石 (中)	○				○		
Wk-1	黄 鉄 鉱 (中) 無色ジルコン (小)	火 山 ガ ラ ス (少) 斜 長 石 (多)		○	○				
Yc-1	な し	火 山 ガ ラ ス (多) 斜 長 石 (極少)						○	
Yc-25	燐 灰 石 (多) 桃 色 ジ ル コ ン (中)	火 山 ガ ラ ス (中) 斜 長 石 (多)		○		○			
Yc-27	燐 灰 石 (多) 桃 色 ジ ル コ ン (中)	火 山 ガ ラ ス (中) 斜 長 石 (多)		○		○			
Yc-7	燐 灰 石 (中) 桃 色 ジ ル コ ン (中) 黄 鉄 鉱 (少) 黒 色 鉄 鉱 (少)	火 山 ガ ラ ス (中) 斜 長 石 (多)		○		○			
Yc-6	黒 雲 母 (中) 燐 灰 石 (中) 桃 色 ジ ル コ ン (少)	火 山 ガ ラ ス (中) 斜 長 石 (多)		○		○			
Yc-5	Yc-6 に同じ	火 山 ガ ラ ス (中) 斜 長 石 (多)		○		○			
Yc-4*	黒 雲 母 (中) 菱 鉄 鉱 (多)	火 山 ガ ラ ス (中) 斜 長 石 (多) 玻 璃 長 石 (中)	○		○				
Hh-1	菱 鉄 鉱 (多) 黄 鉄 鉱 (少)	火 山 ガ ラ ス** (多) 斜 長 石 (少)							○
Nc-1	燐 灰 石 (中) 桃 色 ジ ル コ ン (少) 無色ジルコン (中)	火 山 ガ ラ ス (中) 斜 長 石 (中)		○		○			
Nc-2	無色ジルコン (少)	火 山 ガ ラ ス (中) 斜 長 石 (中)	○			○			

* Yc-2, 3 は Yc-4 の上下盤の同一凝灰岩であるので除外。ただし, Yc-2 が多少鉱物組成を異にするのは, 凝灰岩質砂岩と称すべきものであつて, 砕屑岩よりの重鉱物の混入があつたためと考えられる。

** 特有の黒褐色のもので, 他の火山ガラスに比較して特徴的である。

い環境のもとで堆積したものであると考えることが可能であろう。

このような考察から、各層に夾在される凝灰岩の堆積環境は次のように推定される。すなわち美唄層のように、堆積盆が分化し、そのため比較的浅い水中で、水流の影響を強く受けながら堆積したと考えられる地層では、砂岩が偏在し、炭層の洗いながし (washing out) 等の現象がしばしば認められる。このような地層中に夾在された Bc-4 の凝灰岩には褐鉄鉱が濃集し、他方このような水流の影響が比較的少なく、かつやや深い所に堆積したと思われる幌加別層中の凝灰岩中には、菱鉄鉱が濃集する傾向が認められることは興味深い*。池上茂雄 (1958) (1960) はすでに幾春別、奔別地域の幌加別層の泥岩中に広く菱鉄鉱よりなる泥鉄岩の存在する事実を示した。

4) これらの凝灰岩中に含まれる斜長石は、いずれも中〜酸性を示している。鈴木 醇 (1932) によれば、函淵層中には流紋岩質の凝灰岩が夾在されていることが報じられている。しかし、筆者のデータによれば古第三紀になるとこの活動が安山岩質の活動にかわり、さらに一部にアルカリ岩の活動のあつた可能性を示している。この事実は日高造山の後期の火成活動という意味からも興味深い問題である。

5) 斜長石と火山ガラスの風化物と考えられる特殊なモンモリロナイトがこれらの凝灰岩中には一般的であることがわかり、筆者はカリモンモリロナイト**と考えているが、これらが夾炭層生成に深い相関々係を持つ可能性は十分予想されるので***, その鉱物学的性質の完全な記載は今後の大きな研究課題として残される。

参 考 文 献

- 1) 河井興三・山田 博 (1959) : 凝灰岩中の微量化学成分と火山ガラスの屈折率, 石油技術協会誌, Vol. 25, pp. 290-297.
- 2) 飯島 東 (1959 a) : 堆積岩石学の炭田調査への応用, 日鉱誌, Vol. 75, pp. 754-757.
- 3) IJIMA, A. (1959 b) : On relationship between the provenances and the dipositional basins, considered from the heavy mineral associations of the upper Cretaceous and Tertiary formations in the central and southeastern Hokkaido, Japan, *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec 11, Vol. XI, pp. 339-385.
- 4) 中添 亮 (1963) : 釧路炭田西部における白亜系の重鉱物. 炭鉱, Vol. 50, No. 1, pp. 21-34.
- 5) 鈴木 醇 (1932) : 本邦中生代の凝灰質岩石に就いて. 地質雑, Vol. 39, pp. 727-747.
- 6) 山本敏夫 (1961) : 炭層の堆積における時面について, 鉱山地質, Vol. 11, pp. 229-233.
- 7) 池上茂雄 (1958) : 石狩炭田幌加別層中に産するリュウテッ 鉱質鉄質岩について (予報), 鉱物雑, Vol. 3, pp. 592-596.
- 8) 池上茂雄 (1960) : 北海道三笠市幾春別, 奔別地域の菱鉄鉱質鉄質岩について. 北海道学芸大学紀要 (第2部) Vol. 11, No. 1-2. pp. 159-173.
- 9) SHIMODA, S. and SUDO, T. (1960) : An interstratified mica clay mineral. *Amer. Miner.* Vol. 45, pp. 1062-1077.
- 10) 山本 敬 (1960) : 二三の玄武岩ジルコンについて. 岩鉱, Vol. 16 pp. 276-279.
- 11) YAMAMOTO, T. (1960) : A study of andesite Zircon from Hisatsu Volcanic Area, Kyushu. *Bull. Kyushu, Inst. Technology*, No. 6, pp. 81-98.
- 12) 小原浄之介 (1959) : 高島炭田二子層中の砂岩単層の重鉱物分布, 地質雑, Vol. 65, pp. 678-687.
- 13) ——— (1960 a) : 天草下島の古第三系. 白亜系の砂岩 (その2) : 有孔虫, Vol. 11, pp. 15-24.
- 14) ——— (1960 b) : 高島炭田の重鉱物, 鉱山地質, Vol. 10, pp. 197-209.
- 15) OHARA, J. (1961) : Heavy mineral associations in the Paleogene System of some Coal fields.

* 下河原寿男氏, 岩堀正二郎氏の私信によれば, 北炭夕張礦業所の夕張本町付近に分布する幌加別層中にはパッチ状, または層状に多量の菱鉄鉱よりなる泥鉄岩が夾在されている由である。

** 須藤俊男教授の私信による。北九州の炭田においても, 夾炭層に伴う凝灰岩中に同様の X 線の性質を示す特異なモンモリロナイトが見出される由である。

*** 現在検討の段階であり, 別途報告の予定である。

- North Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, Vol. VXi, pp. 381-418.
- 16) 樹下 惶 (1961) : 裏日本新第三系堆積岩についての粘土鉱物分析法基準の検討経過と分析成果の一部. 石油技術協会誌 Vol. 26, pp. 9-18.
 - 17) 生沼 郁・小林和夫 (1959) : 北海道夾炭層中の粘土鉱物, 有孔虫. Vol. 10, pp. 81-91.
 - 18) KOBAYASHI, K., OINUMA, K. and SUDO, T. (1960) : Clay mineralogical study on recent marine sediments (I), (II) *Oceano. Mag.* Vol 11, pp. 215-222.
 - 19) 小林 和・生沼 郁 (1960) : 北海道石狩炭田上砂川地方に分布する白亜紀・第三紀の堆積岩の粘土鉱物学的研究 (I), 地質雑, Vol. 67, pp. 14-22.
 - 20) KOBAYASHI, K. and OINUMA, K. (1961) : Clay mineral composition of the core sample obtained from the Marine Research Laboratory, Hydrographic Office of Japan. Vol. 2, pp. 109-117.
 - 21) OINUMA, K., KOBAYASHI, K. and SUDO, T. (1959) : Clay mineral composition of some recent marine sediments. *Jour. Sedimentary Petrology*. Vol. 29, pp. 56-63.
 - 22) 須藤俊男 (1958) : 粘土鉱物, 岩波.
 - 23) WINCHELL, A. N. (1951) : Elements of Optical mineralogy. Part II. *Chapman & Hall, London*.
 - 24) 山本栄一・工藤永悦・村岡次郎 (1961) : 三菱美唄における美唄本層の堆積, 鉱山地質 Vol. 11, pp. 238-245.
-