

講演要旨(第141回)*

支所・出張所関係講演

上川盆地の古地形について

村瀬 正

上川盆地は、旭川盆地・比布盆地及び鷹栖盆地の総称である。

本研究は、第四紀以後を主体としているため、地質を先第四系・先十勝火砕岩類砂礫層・十勝火砕岩類・後十勝火砕岩類砂礫層及び沖積層に大別した。

先第四系は、神居古潭変成岩類・日高累層群・白亜系・新第三紀海成層及び鮮新世火山岩類に細分される。これらは上川盆地の基盤を構成するもので、西部は神居古潭変成岩類が、中部は白亜系が、東部には主として日高累層群が分布し、これら岩層が南北方向に連なる傾向からみて、旭川盆地と鷹栖盆地の下には主に白亜系が、東北部に位置する比布盆地下には日高累層群が伏在するものと考えられる。今回作成した第四系の等深線図を見ると、上川盆地は第四紀以前からの構造盆地であつたらしく、突哨山から桜岡方面に伸びる突出しによって比布盆地が、突哨山から神居古潭方面に伸びる突出しによって、鷹栖盆地と旭川盆地が区分される。また、神居古潭から桜岡にかけて東西方向にのびる断層と、これと桜岡付近で交差する南北の断層が伏在し、上川盆地を比布盆地・旭川盆地及び鷹栖盆地に3分している。なお、等深線の状態から上川盆地の各河川は、富良野方面に南流していたことを推定できる。

鮮新世火山岩類は、当麻町の東部付近と愛別町付近に分布している。当麻町東部付近のものは、日高累層群及び白亜系と直接に接するところの高度分布を見ると、標高200m以上に分布しており、この高さには止った可能性がある。愛別町付近における石狩川沿いの試錐資料によれば当麻頭首工で地表下3.7m、標高196.3m付近にこの火山岩が分布していることから、愛別町北部から本火山岩類が盆地内に流下して、石狩川の流路をさえぎっていたと考えられる。

先十勝火砕岩類砂礫層としたものは、鷹栖層と雨紛礫層及び相当層であるが、その分布は地表において旭川市

周辺部及び比布町北部に限られる。

近文台及び雨紛台は、この時代の旧河道であつたらしい。現在の上川盆地における各河川は、旭川市街を中心とした放射状の流路を示しているが、この傾向は先十勝火砕岩類砂礫層が堆積した時も同様のくせを持ち、両台地の砂礫層の分布もともにこの傾向を示す。本礫層の表面における分布高度(現在みられるもので、その後の侵食は考慮に入れていない)を見ると、これは標高160m以下にあつて、神居古潭峡谷に向つて低くなる傾向を示し、近文台の東北端における表面高度は標高150.61m、南西端の旭ヶ岡付近では118.72mであるから、この台地の縦断勾配は4.3/1,000mとなり、この付近における石狩川の河川勾配4.0/1,000mとほぼ匹敵している。

十勝火砕岩類は、当麻町を境に北部と南部とに分布し、北部のそれは愛別町付近において、現在の石狩川左岸のみに見られる。これは当時の谷が前述のように、鮮新世の火山岩類によってさえぎられて南流していたためと思われる。

本火砕岩類下底面の分布高度は、愛別東部で標高240mであるのに比べて、愛別町付近の段丘層は、それより高所にあり、砂礫層の下底面(基盤の高さ)もまた高い所に位置している。この段丘層は本火砕岩類で谷が埋められ、谷底が高くなったために流路が変化した際に生じたものとするのが、その分布高度から見る限り妥当である。また、この火砕岩類は神居古潭入口の標高180m付近にもみられるが、これは同火砕岩類がこの峡谷をふさいで、ごく短期間上川盆地は標高180m前後の高さまで埋積されて湖と化し、その後の河川侵食を免れて残つたものと思われる。

後火砕岩類砂礫層としたものは、神楽岡礫層及び相当層、緑ヶ岡粘土層及び相当層で、これは前述のように神居古潭峡谷が十勝火砕岩類によって閉そくされた時期に、盆地内に堆積したもので、著しく火山灰質のものが多く見られる。また、愛別町東部及び同町富沢の標高220-340m付近における石狩川の右岸にも本層の分布が見られるが、構成物はあまりソーテングされておらず、下部に径50cm-3m前後の主として安山岩と粘板岩の巨礫を含んでいる。これは、愛別町付近で鮮新世火山岩類が石狩川の流路を閉そくしていた時、流下してきて堆積

*昭和55年2月27日本所において開催の研究発表会

した砂礫の一部にあたり、残りの大部分はこの流路の再開した時、十勝火砕岩類と共に流下したと思われる。

本地域における沖積層の大部分は、古期扇状地堆積物及びこれに続く谷底平野堆積物で占められる。また旭川市街を中心として放射状の流路を示す石狩川本流・オサラッペ川・牛朱別川・忠別川及び美瑛川に沿う地域には、新旧の河床堆積物が発達する。扇状地堆積物は、河床堆積物に比べ2-3m一段高い面を構成している。このように上川盆地の大部分を占める広い扇状地性の堆積物を持つ理由は、本地域のように上流部と下流部に2つの峡谷で挟まれた盆地を形成している場合、流下してきた砂礫は、その多くが盆地内で堆積し、細かいものを除いて流下しないためであると考えられる。

(北海道支所)

砂質フリッシュの形成機構からみた 海底扇状地発達史

徳橋秀一

フリッシュ・タービダイトは、石油の貯留岩としての価値が高いため、石油地質学の分野からも、その形態・岩相分布・堆積環境について注目され、盛んに研究されている。

1970年代は、フリッシュ・タービダイトの研究史において、海底扇状地モデル全盛の時代といえよう。これは、本質的には、supafan の概念を提起した NORMARK (1970)以後の現世海底扇状地形成モデルを、陸上のフリッシュ堆積学へ適用したものである。この結果、フリッシュ中にみられる礫岩層から細互層・泥岩層に至る種々の岩相の統一的解釈が試みられるようになった (MUTTI and RICCI-LUCCHI, 1972; WALKER and MUTTI, 1973)。これによって、タービダイトの領域は大幅に拡大されるとともに、フリッシュ中の個々の岩相が、具体的な堆積場(微地形)と結びつけて議論されるようになった。

しかし、現在の海底扇状地モデルは、次のような基本的な制約・欠点を有している。

- 1) 陸上のフリッシュそのものの形成機構の解明によって、海底扇状地モデルを独立に立証した研究例はきわめて少ない。
- 2) 現世海底扇状地モデルは、すでに充分成長した扇状地上での堆積機構を扱っているだけで、その初期堆積過程や発達史については、ほとんど触れられていない。
- 3) 安定大陸塊の縁にある扇状地からえられたモデルであり、構造運動の活発な島弧-海溝系の堆積盆地にそのまま適用できるとは限らない。

このような問題点を背景に、筆者は、最大層厚1,000m 近くのレンズ状砂質フリッシュからなり、ゆるやかな褶曲構造をなして分布する房総半島新第三系清澄層を、5つのユニットに分け、ユニットごとの形成機構を求めた。まず、事実関係の概略は以下の通りである。

(i) 各ユニットには、含礫砂岩層、砂勝ち互層、ノーマル互層、泥がち互層、泥岩層などの岩相がみられる。

(ii) 含礫砂岩層の基底には、谷形の侵食地形(最大幅5km, 最大深度50m)が認められる。含礫砂岩層は、上方及び側方へ急激に砂勝ち互層、泥がち互層へと移行する。したがって含礫砂岩層の分布する地域では、上方細粒化、上方薄層化の層序断面がユニット中に認められる。

(iii) 含礫砂岩層の規模(拡がり・層厚)及びその基底での侵食量は、下位のユニットほど大きい。また含礫砂岩層の分布域は、ユニットごとに不連続的に移動している。

(iv) 砂勝ち互層の岩相は、含礫砂岩層の下流側に位置し、最も大きい分布域と層厚を有する。ただし、ユニット基底での大規模な侵食はほとんど認められない。すなわち、砂勝ち互層の分布域は、もっぱら堆積の中心的な場であったとみなされる。

(v) 泥勝ち互層は、砂勝ち互層のさらに下流域に分布する。個々の単層のレベルでも、下位層の侵食はほとんどみとめられない。ユニットとユニットの境界部にも、20m以下の泥勝ち互層が分布し、多数の凝灰岩鍵層が泥岩層中にはさまれる。

以上のような事実関係に基づいて、清澄層の形成機構として次のような点が指摘される。

イ) 含礫砂岩層は、運搬通路の堆積物すなわちチャンネル堆積物であり、その下流域に広がる砂勝ち互層は、supafan の堆積物であるとみなされる。すなわち、含礫砂岩層は upper (inner) fan の、砂勝ち互層は mid-fan の、泥勝ち互層は lower (outer) fan の堆積物と考えられる。

ロ) 清澄層の層序断面は、チャンネル堆積物の移動と全般的な後退によって特徴づけられている。チャンネルの位置の突発的・不連続的な移動は、混濁流の若返り現象(rejuvenation)と密接に関係しているものと考えられる。

ハ) 最下部のユニットに顕著な層厚変化が認められ、かつ上位のユニットとは異なって、longitudinal な古流向を示す。このことは、清澄層を形成し始めた最初の混濁流群が、既に存在していた堆積盆地の構造的凹凸地形に規制され、結果的にそれらを埋積・平坦化するために

費されたためであると考えられる。すなわち、現在みられる褶曲構造の萌芽形態が、すでに地形として海盆底に形成されていたと考えたとしてもっとも合理的に説明されるのである。

二)したがって、清澄層の積成過程を二つの段階、すなわち、扇状地準備期 (a preparatory stage of fan sedimentation) と扇状地形成期 (a normal stage of fan sedimentation) に分けることができる。構造運動の激しい島弧—海溝系の堆積盆底では、第一の段階が重要な意味をもつと考えられ、このような段階を越えられて初めて、フリッシュの積成が海底扇状地の形成に結びつくことが考えられる。

1980年代は、島弧—海溝系における新しい堆積モデルが隆盛化する時代であると予想される。

(大阪出張所)

四国中央部三波川帯低温部における 塩基性変成岩の相平衡岩石学

中島 隆

造山帯を特徴づける高压型変成帯において、厳密な相平衡解析に基づく変成分帯が近年報告されるようになった。しかしそれらはいずれも比較的高変成度の地域であり、露出面積の大部分を占める低変成度部では、これまで十分な説得力をもつ結果が出ていない。

筆者は、四国中央部三波川帯の白滝—汗見地域と、同三波川南縁帯の思地—小川地域の緑色岩(ないしは緑色片岩)について、変成鉱物の共生関係とその化学組成を調べた。鉱物共生を Table 1 に示す。これらのうち、両地域に共通して見られる(1)-(3)について、 $Al_2O_3-Fe_2O_3-CaO-MgO-FeO$ (+excess quartz, albite, sphene, phengitic mica) 系で相平衡解析を試みた。その結果、ある一定の温度圧力条件で見た場合、全岩化学組成が Fe_2O_3 成分に富むものが(1)、 Fe_2O_3 に乏しいものが(3)、その中間的なものが(2)の鉱物共生を示すことがわかる。すなわち、その温度において安定な epidote のうちで最も Fe_2O_3 成分に富むものは(1)の共生でみられるもの、最も Fe_2O_3 成分に乏しいものは(3)の共生でみられるものである。この epidote の組成限界のうち、 Fe^{3+} -rich な側は温度に敏感でないが、 Fe^{3+} -poor な側すなわち(3)の epidote の組成は変成温度の上昇と共にさらに Fe^{3+} -poor になっていくことが熱力学的モデルから導かれる。思地—小川地域と白滝—汗見地域の pumpellyite zone, さらに同じく non-pumpellyite zone は、共生(3)の epidote の組成がこの順に Fe^{3+} -poor になっていくことによって、変成温度の違

いが証明される (NAKAJIMA *et al.*, 1977)。この相対温度計は高温部ほど検出力がよく、白滝—汗見地域の pumpellyite zone では、層厚200mの含 pumpellyite層の中でも温度差が検出できる。Pumpellyite の消滅はこの epidote の組成変化に呼応して起こるので全岩組成に依存し、原岩が等化学的でない限り一定の消滅温度を決定できない。従って、pumpellyite-actinolite 相の高温限界は共生

Table 1 Mineral assemblages

| | |
|--------------------------|---|
| (a) Omoiji-Kogawa area | (1) epidote + chlorite + amphibole + hematite |
| | (2) epidote + chlorite + amphibole |
| | (3) epidote + chlorite + amphibole + pumpellyite |
| | (4) epidote + chlorite + amphibole + aegirineaugite + stilpnomelane + quartz + albite + sphene ± phengitic mica |
| (b) Shirataki-Asemi area | (1) epidote + chlorite + amphibole + hematite |
| | (2) epidote + chlorite + amphibole |
| | (3) epidote + chlorite + amphibole + pumpellyite |
| | (5) epidote + chlorite + amphibole + garnet + hematite |
| | (6) epidote + chlorite + amphibole + garnet |
| | (7) epidote + chlorite + amphibole + biotite + quartz + albite + sphene ± phengitic mica ± rutile ± apatite |

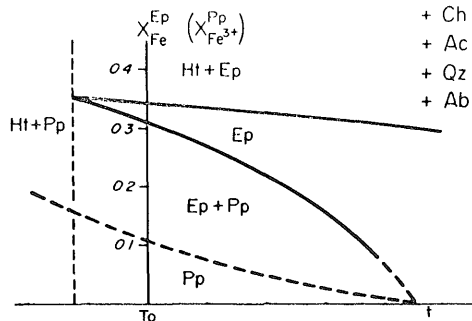


Fig. 1 Al- Fe^{3+} pseudobinary phase diagram expressing the temperature dependence of the compositional range of epidote. Ep; epidote, Ht; hematite, Pp; pumpellyite, Ch; chlorite, Ac; actinolite, Qz; quartz, Ab; albite

(3)の epidote の組成で定義するべきである。ただし変成鉱物内の組成不均質が著しい場合、周囲の鉱物と平衡であった組成をその中から選択判定せねばならず、この共生(3)を用いる方法においては epidote の累帯構造の解析が必要である。本地域では、EPMAによるepidote粒子内の組成分布の検討と、各累帯構造タイプの地域内における分布上の特徴から、各粒子内で最も Fe³⁺-poor になっている部分の組成を、周囲の鉱物と平衡と考えた。

前述のように、この共生(3)を用いる方法は pumpellyite-actinolite 相高温部において高精度になるが、Fig. 1 から予想されるように、同時に pumpellyite の出現頻度が低下し、共生(3)の石が少なくなるので、実用性は逆にだんだん低くなる。

一方共生(1)における amphibole の化学組成は顕著な温度依存性をもつ。OTSUKI (1977) は、汗見川地域を塩基性変成岩の相関係から変成分帯を行い、共生(1)の amphibole が低温部から高温部に向かって、winchite 又は magnesioriebeckite, crossite, barroisite, hornblende の順で連続的に変化することを示した。白滝-汗見地域の pumpellyite zone は、彼の winchite-magnesioriebeckite zone に相当する。一方、思地-小川地域では共生(1)の amphibole は LEAKE (1978) の分類による actinolite の領域にすべて含まれることから白滝-汗見地域より低温であることが示される。共生(1)は低温から高温まで出現頻度にあまり差がないので、共生(3)と併用することによって、より有効かつ厳密な変成分帯が可能である。(中国出張所)

香川県白鳥町付近の岩脈群の鉱物学概報

氏家 治

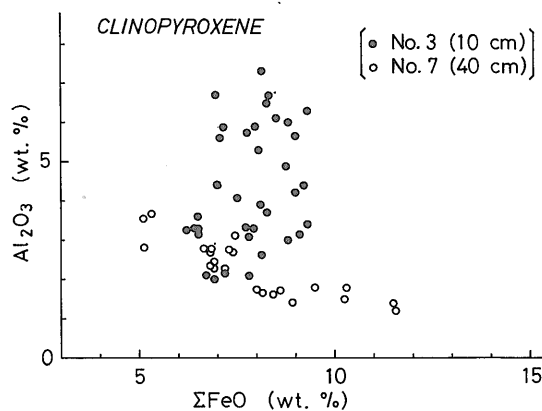
標記岩脈群は白亜紀末のいわゆる Late-plutonic dikes であって、岩脈の貫入時の深成岩質壁岩の温度は、常温よりも高かった可能性がある。岩脈の冷却速度は、一般にその周縁部で大きく岩脈内部で小さいが、いずれにしても温度の低下につれて鈍化し、岩脈の冷却史の末期に、岩脈岩は壁岩の温度よりもやや高温の環境下で長時間保たれたと思われる。多数の EPMA 分析値を整理すると、これらの推定を裏づける鉱物学的特徴が現われてきた。

斜長石：液体マグマから晶出した斜長石と比較的高温(約400℃?)での脱ガラス化作用で生じた斜長石とに分けられ、両者の Mg 含有量の相違は冷却速度が大きいほどより顕著である。Mg と Fe の量は、ほとんど全ての斑

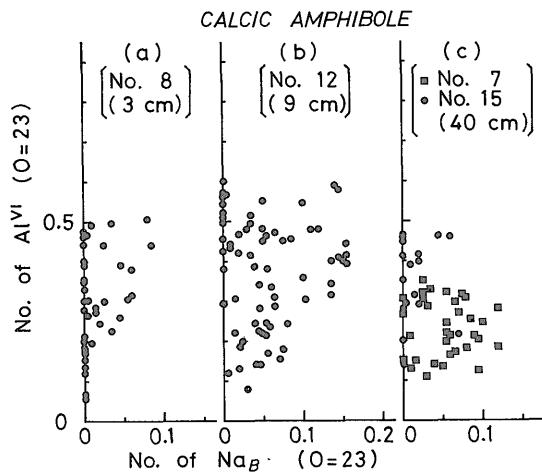
晶の中心から周縁部に向けて、一旦増大した後に減少する。恐らく Kinetic disequilibrium のために、マグマの貫入時前後の成長相中に、相対的に多量の Mg と Fe が取り込まれたのであろう。斜長石中の Fe はその大部分が 2価で、Fe+Si \rightleftharpoons 2Al の置換によって CaFeSi₃O₈成分として結晶内に含まれているようである。

単斜輝石：極端に急冷した岩石試料は、単斜輝石の存在が斑晶相に限られているので、Hypersolidus (斑晶+液体)の温度から急激に冷却・固結し、その全岩化学組成の系における輝石の安定温度の下限よりも低温になってから脱ガラス化したと思われる。適度に急冷した岩脈周縁部の石基ないし微斑晶状単斜輝石は、しばしば砂時計構造を呈し、Kinetic disequilibriumの理論から予想されるごとく Al, Ti 及び Na (そして恐らく Fe³⁺ も)を比較的多量に含み、Mn の含有量が比較的小さい。岩脈内徐冷部の単斜輝石が Σ FeO と Al₂O₃ 含有量との間に逆相関を示す(第1図、岩石試料 No. 7)のに対し、急冷周縁部の単斜輝石の Al₂O₃ 含有量は Σ FeO の増量につれて増大するように見える(第1図、No. 3)。したがって、単斜輝石の Al₂O₃- Σ FeO 関係によるマグマ系列の判定法(高沢・平野, 1977; 地質雑, vol. 83, p. 583-594)には適用限界があると言えよう。

角閃石：カルシウム角閃石とカミングトン閃石が存在するが、後者の産出は岩脈内徐冷部に限られる。カルシウム角閃石は広義のアクチノ閃石と普通角閃石に2分できるが、冷却速度が小さい岩石試料ほどこれら2種角閃石の Si, Ti 及び Na 含有量などの組成間隙が小さく、最徐冷部では両者の組成が連続しているように見える。Na_B 数は、Al^{VI} 数と特定の相関性を示さず、しかもほとんど常に0.15以下である(第2図)から、Na_B+Al^{VI} \rightleftharpoons Ca+Mg の藍閃石置換を無視すると、岩脈の冷却史末期



第1図



第2図

の低温では $Al^{VI} + Al^{IV} \rightleftharpoons Mg + Si$ のツェルマク閃石置換が卓越し、比較的高温では $Ti + 2Al^{IV} \rightleftharpoons Mg + 2Si$ のチタン閃石置換と $Na_4 + Al^{IV} \rightleftharpoons \square + Si$ のエデン閃石置換が卓越していると判断できる。冷却速度が大きいほど、晶出温度の相違に関連した置換様式の変化もより明瞭に現われている。(四国出張所)

岐阜県春日鉱山産粘土鉱物について

下坂康哉・川野昌樹・北川勝之

国内における石灰岩の分布は多く、また花崗岩による接触帯も、各地に存在する。しかし、同じ炭酸塩岩でも、ドロマイトは少なく、これの接触帯やこれに関する研究も少ないように思う。岐阜県南部から三重県北部にかけて、ドロマイト鉱床が分布し、現在盛んに稼行されている。

これらの中で、最大規模の清水鉱業春日鉱山は、月産25,000 tに達する。当鉱山は、中山・白川・美東の3鉱床からなり、古生層中のドロマイト層で、いずれも60-80°南落ち、層厚最大70-80mに達する。美東と白川鉱床の北側に接して花崗岩が存在し、古生層や炭酸塩岩層に熱変化を与え、ドロマイト及び石灰岩は再結晶している。特に石灰岩は粗粒結晶からなる寒水石になっている。鉱床の周辺部からは、珪灰石、斜ヒューム石、ザクロ石、Mg-スピネル、輝石、角閃石などのスカルン鉱物を産する。珪灰石は工業用原料として採掘されている。鉱体内から産するスカルン鉱物は、珪灰石を除けば、大変少ない。硫化物は、稀れに産する。鉱体内に南北系の割れ目が多く、しばしば玄武岩岩脈(幅50 cm以下)が

これらに貫入している。しかし、鉱体に熱変質を与えていない。

一般に粘土鉱物は、ドロマイト鉱体中の割れ目の多いところや、 SiO_2 含有量の高い箇所から産する。鉱体内から産する粘土鉱物はMgに富み、多くの種類を産する。例えば、ステイブンサイト(2種類の産状を示す)、滑石、蛇紋石、セピオライト、金雲母(鉱体の外に多く産する)、緑泥石などを産するが、その産出量、箇所は少ない。しかしセピオライト(白色)とステイブンサイト(桃色)は少量であるが常に採集できる。蛇紋石は白川鉱床の2カ所(A, B)から産する。Aは白色粘土状、塊状ドロマイトの割れ目を充填して、数100グラム産したに過ぎない。X線パターンは低結晶度ハロイサイトやデュエイ石に類似している。定方位試料でもool回折線強度は、ほとんど変化しない。電顕観察によれば、明らかにパイプ状と板状結晶を示す。DTAは100°C付近に著しい脱水を示す。この鉱物の物性は、超塩基性岩から生じた蛇紋石と著しい相違を示す。BはSoap stone様、薄いピンク、結晶度はAより少し良好で、定方位でoolの強度が著しく増大する。DTAはAと同じく100°C付近に著しい脱水を示す。

ステイブンサイトは本邦で数カ所報告されている。その産状から、繊維鉱物(ペクトライト、珪灰石、バスタマイトなど)から変わったとされている[BRINDLEY (Am. Miner., vol. 40, p. 239-247), 大津ら(月報, vol. 14, p. 591-599), 下田(Clay Minerals, vol. 9, p. 185-192), 今井ら(Clay Science, vol. 4, p. 11-29)]。春日鉱山においても、全く同じ産状を示すピンク色のステイブンサイトが、斑点状をなしてドロマイト鉱体中に多く産する。これに対して鉱体の割れ目から、熱水との反応生成物と推定される黄色のステイブンサイトが産する。これら両者は産状を異にするが、鉱物学的性質は、大差ない。DTAによると、後者は200°C付近に著しい吸熱反応を示す。加熱X線回折結果から、この吸熱ピークは、層間に残る一層の層間水の一部が急激な脱水によると推定できる。また化学分析値からの計算によると、八面体層のMgイオンは不足している。

白川鉱床坑口より約300m、北側の壁に幅4mのアプライト岩脈がみられる。ドロマイトとの境に厚さ5-10cmの粘土帯(分析試料8B-3)を形成している。本層の粘土は黄色不透明から、半透明Soap stone様外観を示すものである。少量の緑泥石、滑石、蛇紋石を伴う。このアプライト岩脈から南へ3.5m離れた、塊状のドロマイト中の約10cm四方の範囲から、一見蛇紋石様物質を産する。本物質は暗黄緑色、緻密塊状で、半透明から透明、X線

によると緑泥石, スメクタイト石英, 長石, 方解石, 雲母粘土鉱物等の諸鉱物からなる。外観は全く同じに見えるが, 僅か3-4cmの大きさでも, 試料を削った位置によって上述の鉱物量が変化した。スメクタイトの多いものを分析試料8B-1とし, 特に緑泥石が多く, 純度の高いものを分析試料8B-2とした。8B-1は主にスメクタイトからなり, EG, グリセリン, 硝酸アンモニウム等の処理によって変化する。不純物として少量の緑泥石を含む。8B-2は甚だしい低結晶度を示す。また, 8B-3は大略純粋なスメクタイトで8B-1と同様変化する。

X線回折結果によると, これらの3分析試料はいずれも三-八面体を示す。化学分析の結果によると, 比較的多くのアルミニウムを含有する。それらの構造式は,

8B-1: $(Al_{0.26}Ti_{0.01}Fe^{3+}_{0.12}Fe^{2+}_{0.03}Mg_{2.82})(Si_{2.91}Al_{1.09}O_{10}(OH)_2)$, 8B-2: $(Al_{1.66}Ti_{0.01}Fe^{3+}_{0.15}Fe^{2+}_{0.03}Mg_{3.33})(Si_{3.57}Al_{0.43}O_{10}(OH)_8)$, 8B-3: $(Al_{0.47}Fe^{3+}_{0.06}Fe^{2+}_{0.01}Mg_{2.36})(Si_{3.26}Al_{0.74}O_{10}(OH)_2)$ で示される。8B-1と8B-3はスメクタイトの中のサポナイトに分類できる。試料8B-1と8B-2は同一試料から分離調整したもので, それは塊状のドロマイト中から産し, 近くのアプライトと関係づける割れ目や細脈などが全く観察できなかった。したがって, 本試料の原物質は他鉱山における粘土の産状などの調査結果を考慮すると, 全く別の場所から運ばれ推積したものと推定される。

(名古屋出張所・技術部・名古屋通産局)