

報 文

北海道のドロマイト鉱床

杉 本 良 也

目	次
まがえき	IV.2 X線回折
I 鉱床の分布	V 鉱石の化学組成と品位ならび に用途
II 鉱床賦存地域の地質概要	VI 鉱 量
III 鉱 床	VII 鉱床の形成機構に対する考察
III.1 層状鉱床	VIII 各鉱床の概要
III.2 鉱脈鉱床	あとがき
III.3 ドロマイト鉱床と他鉱床 との関連性	参考文献
I 鉱 石	Abstract (in English)
IV.1 顕微鏡観察	

ま え が き

ドロマイトは、北海道の未利用資源の一つであるにもかかわらず、近年まで、学界・業界においても、比較的等閑視されてきた。だが、ドロマイトの利用範囲が、最近急速に拡大しつつあるので、その実体を把握することは、緊急を要し、しかも重要であると考えられる。

このような背景から、北海道のドロマイト鉱床の究明に着手したいと考えた。たまたま北海道開発庁が北海道立工業試験場に、マグド煉瓦の研究を依頼したので、筆者も、その研究に参加し、ドロマイト鉱床の分布、鉱量および鉱石などの原料部門を担当した。しかし、調査日数の関係から、鉱床賦存地域の実測を行っていないので、鉱量は概観の数値にとどまり、かつまた調査個所の制限をうけた。したがって、未調査個所の調査は、北海道費を使用した。

本道のドロマイト鉱床は、いわゆる古生層と新第三紀層の中に賦存している。前者は、輝緑凝灰岩および石灰岩と密接な関係を持ち、後者は、中新世下部の訓縫層の堆積と密着するようである。

これらの鉱床の開発の歴史は、明白ではない。おそらく、第2次世界大戦以前は、マグネサイトが利用され、ドロマイトは、まったくかえりみられなかったようである。戦後、耐火材料として、茂辺地の鉱石の一部だけが利用されるようになった。したがって、開発の歴史は、ひじょうに浅い。

この利用度と平行して、調査・研究の歴史も浅く、公表成果件数も少ない。従来の調査・研究の結果を概述するとつぎのようである。

1951年、肥田は、茂辺地ドロマイト鉱床について概述し、とくに、ドロマイトと石灰岩は不規則に分布し、規則性のない点を指摘した。

1952、斎藤は、茂辺地に隣接する水無ドロマイト鉱床を記載した。ドロマイトは、石灰岩の中に、“いもずる”状に不規則に発達することから、鉱床を交代鉱床とみなした。

1957、1958、1963年、地質調査所は、日本のドロマイト鉱床の概要を記述し、北海道の賦存個所と鉱床型の分類を明記した。

1957年、松村は、上の国村虎の沢において、本道で最初の新第三系層状型ドロマイト鉱床を発見し、賦存

状態や品位について概述した。

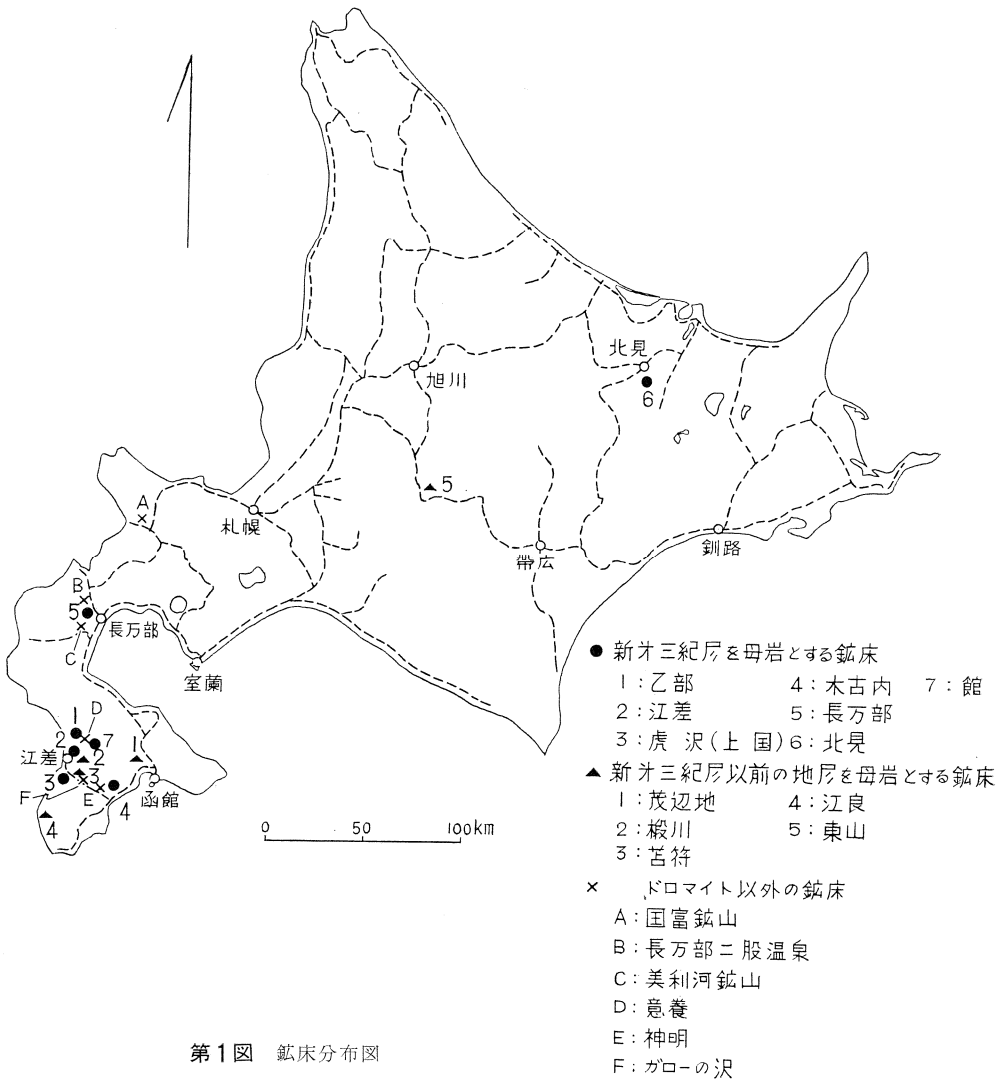
1961年、酒匂もまた、乙部村竹森山における新第三系のドロマイト鉱床を記載した。

1961年から、国内鉄鋼原料調査の一環として、ドロマイト鉱床も取り上げられるようになり、茂辺地(1962河田, 1963, 成田, 斎藤), 上の国(1962, 杉本, 鈴木, 1964, 成田), 江差(1962, 酒匂, 杉本), 木古内(1963, 杉本, 丸山) および東山(1963, 1964, 杉本, 石山) などの予察ないし概査の調査結果が公表された。

1962年、筆者は、重晶石鉱床とドロミテック母岩との関連について言及し、遠因関係はあろうが、鉱床形成とは直接関係のない点を指摘した。

今後検討を要する鉱床学上の多くの問題が残っている。しかし、うえにのべた経緯から、筆者が、昭和36年から38年までの3年間にわたって行なった調査結果の概要をとりまとめて、ひとまず報告する。

報告するにさきだち、研究のいとぐちをあたえられた前北海道立地下資源調査所長斎藤仁、常々指導と助言をいただいている東北大学教授竹内常彦、北海道立地下資源調査所長斎藤昌之、山口大学教授菅木浅彦の諸氏に対し、深謝の意を表する。また、調査結果の公表を許可された北海道開発庁および鉱石の分析の労をとられた北海道立工業試験所桶谷光雄氏に対し、厚くお礼を申し上げる。



第1図 鉱床分布図

I 鉱床の分布

既知鉱床は第1図に示すように、西南北海道に集中して分布する傾向がある。というのは、他の地域では積極的な露頭探査が行なわれなかったためと考えられる。しかし、昭和35年、東山で石灰石探査のための試錐を行なったところ、ドロマイト鉱床に達した。鉱床の胚胎地層は、日高累層群の山部層である。

西南北海道における鉱床の分布は、いわゆる時代未詳古生層および新第三紀中新世の八雲層と訓縫層の分布に規定される。とくに、前者は、輝緑凝灰岩の発達に、後者は訓縫層の礫質砂岩相に、それぞれ支配されている。そして、これらの鉱床は、堆積性要素が大きいため、堆積盆の形状に規定される。また、訓縫層の発達する所であれば、いずれの個所にもドロマイトが賦存するとは限らず、近接後背地に、いわゆる古生層の分布を必要としているようである。

一方、日高累層群の発達する中軸地帯は、石灰岩の賦存する地区として、従来から注目されてきた。東山鉱床の発見により、この地区にも、今後石灰岩とあい随伴する鉱床が、漸次発見されよう。これもまた、西南北海道の古生層の中に胚胎する鉱床と同様に、輝緑凝灰岩の分布に密接する。

そのほか、蛇紋岩・プロピライト・金属鉱床の脈石として、ドロマイトを随伴するが、鉱床とみなすほどの規模をもっていないので、かつあいつることとした。

II 鉱床賦存地域の地質概要

西南北海道に分布する鉱床周辺の地質は、いわゆる時代未詳の地層とこれをおおう新第三紀中新世の地層からなりたっている。

いわゆる時代未詳の地層は、珩岩・輝緑凝灰岩・粘板岩・砂岩および輝緑岩を主要構成員とする。茂辺地鉱床は、大局的にみると、輝緑凝灰岩の中に胚胎しており、江良鉱床では、下盤は粘板岩、上盤が珩岩、鉱体内には、珩岩・輝緑岩の薄層を介在する。だが、苦苣鉱床では、珩岩を上盤、粘板岩・砂岩を下盤とし、輝緑凝灰岩は、鉱床と直接していない。

鉱床附近の輝緑凝灰岩は、灰緑色を呈し、しばしば片理が発達し、粘土化している部分もある。

鏡下で観察すると、明瞭な火山砕屑岩構造をしめし、硝子から変化したと思われる粘土質物と硝子との集合体からなる暗褐色部分と、暗靛色部分とが平行に配列し、その間に緑泥石・絹雲母・方解石と曹長石の集合体がうずめている。ときには、プール状のやや粗粒な石英集合体や白雲石の発達することがある。長石・輝石などの斑晶状鉱物も、その輪郭をほとんどのこさず、上記の鉱物に変化している。

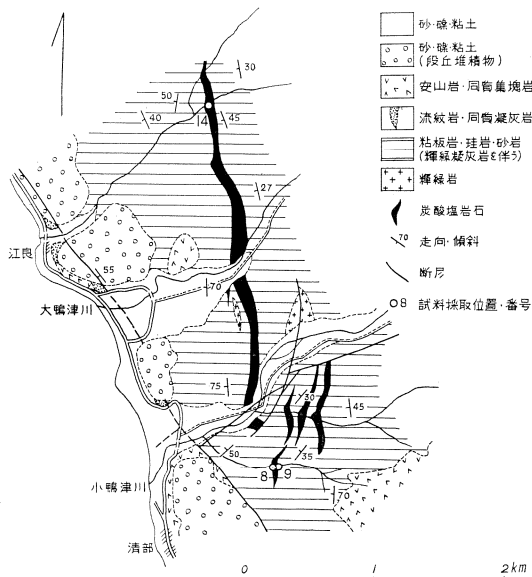
鉱床に近接する輝緑凝灰岩は、多少脱色して淡緑色となり、その間に淡褐色を呈する部分が、不規則な縞状を呈して発達する。

鏡下では、白雲石・方解石集合体と曹長石・粘土質物・石英の集合体からなり、両者は、レンズ状をして並走する。これに対し、輝緑凝灰岩を網脈状に貫ぬく炭酸塩鉱物は、ドロマイトと方解石および霰石である。

珩岩は、塊状で、ときおり板状を呈し、緻密堅硬で、淡赤色ないし赤色を呈するものと、暗靛色をしめすものがある。

これらの各岩相からなる地層の地質年代に

ついては、調査が断片的であり、かつ時代を明確にする化石を見出していないので、不明瞭である。しかし、



第2図 江良付近の地質鉱床図

最近の資料をもとにして、その時代を類推するつぎのようである。茂辺地のドロマイト・石灰岩をふくむ地層は、上部ジュラ紀でなかろうかと記述している上磯石灰石鉱床(湊他, 1961)に連らなっているようである。すると、この地層は、中生代に相当することになる。一方、苫符のドロマイトは、上国村大平山(湊他, 1963)の石灰石鉱床につらなるらしいので、中部石炭紀に相当しよう。なお、湊らは、化石をふくむ石灰岩の産状に問題があるので、時代をにわかには断定できないと記している。

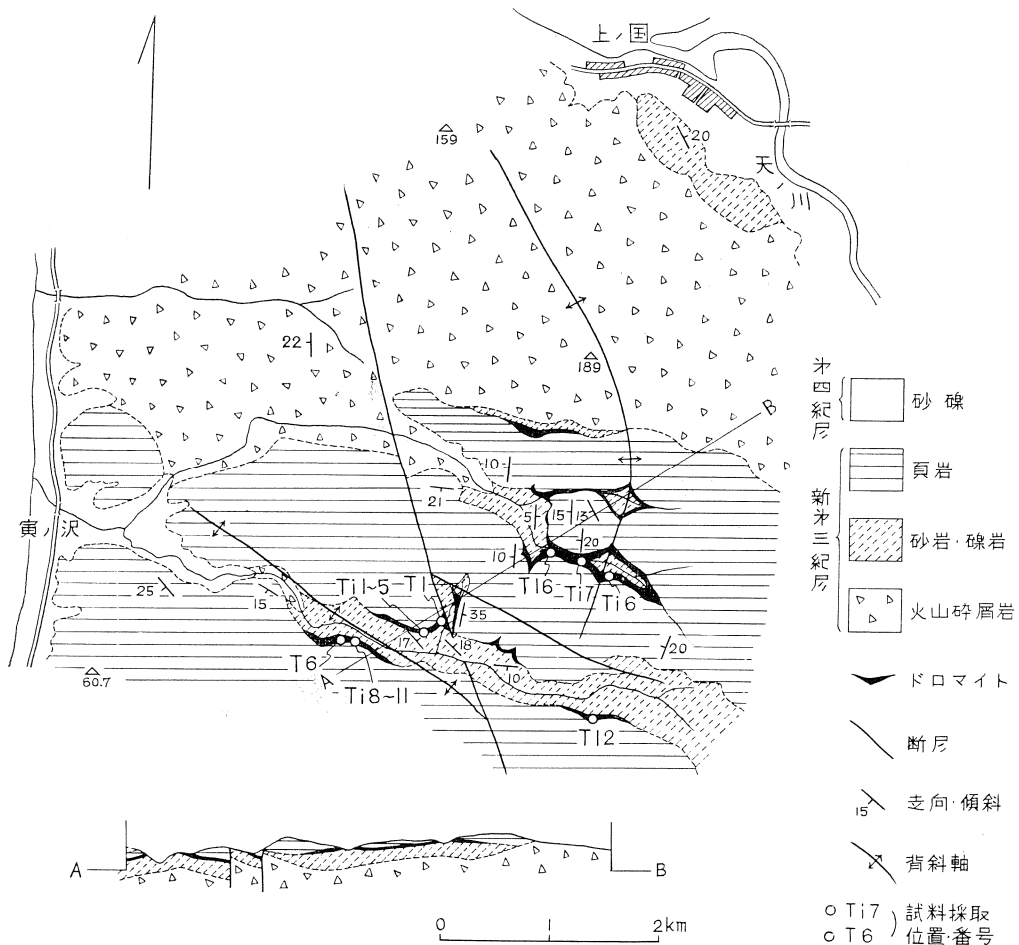
また、本州のドロマイトをふくむ地層は、二疊紀が最も多く、一部中世代に及ぶことが究明(地質調査所 1957, 1958)されている。

新第三紀層は、通常上へのべた古期岩類を不整合におおって発達しているが、断層で接している場合もある。構成地質は、中新世下部層(訓縫層と福山層)と中新世中部層(八雲層)である。

中新世下部層は、さらに上・下部層に分けられ、下記の事項から前者は、訓縫層に、後者は、福山層にそれぞれ対比される。

下部層は、安山岩質集塊岩を主とし、しばしば安山岩熔岩や緑色凝灰岩を挟み、上部の一部には、成層した砂質凝灰岩が発達する。また、虎の沢支流の北方山地には、凝灰質砂岩・泥岩・角礫凝灰岩のはさみもみられ、亜炭を挟在する所もある。

上部層の下部は、灰青ないし淡緑色の粗粒ないし中粒の砂岩であり、上部はややルーズな礫岩からなる。礫岩の基質は、ドロマイトであり、岩礫は、丸味をおびた指頭大以下の古期岩類からなるが、まれに、亜角



第3図 上の国地質鉱床図

礫の拳大ないし頭大の下位の安山岩塊もみられる。したがって、いちおう上部層と下部層とは、不整合であるとみなした。なお、湯の岱のガロの沢（三谷他，1962）では、この上部層に相当する岩層に、亜炭を挟在し、その上部と中部に、カキ介化石密集帯を2~3帯はさんでいる。

筆者の下部層および上部層は、金谷ら（1951）の州根子岬層と大安在川層に、酒匂（1962）の豊川火山噴出物層と大洞頁岩層の基底岩相に相当する。金谷らは、両層の露出状態から、整合で充分説明されると記述し、酒匂は、不整合とみなしている。

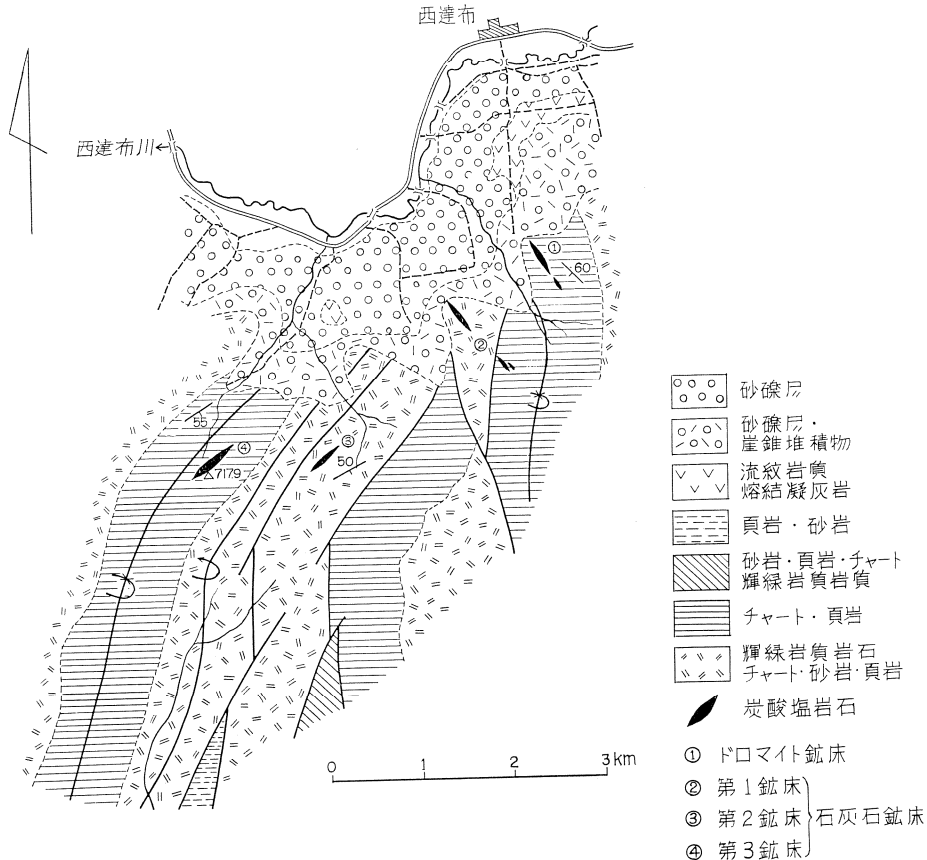
この上部層は、化石にとみ、金谷・須鎗は、*Patinopeten Kimvrai* (Yokoyama), *Chlamys cfr. iwasakiensis* (Nomvra), *Operculina complanata nipponica Hanzawa*, *Mioypsina kotoi Hanzawa* などと報告している。

上部層の最上部には、塊状の堅緻なドロマイトが発達し、中新世中部層に漸移する。

中部層の岩相は、珪質な硬質頁岩とやや軟弱な凝灰質泥岩の互層からなり、各単層は、10~15 cmの厚さをしめしている。ときには、5~10 cmの凝灰質砂岩を挟在する。

各鉱床地域の断片的な調査であるため、全地域にわたる地質構造は不明である。しかし、いくつかの共通点がみられる。すなわち、時代末詳地層は、通常NS走向をしめすのが特徴である。しかし、NE方向の断層が発達し、茂辺地にみられるように、EW方向に転移している場合もある。傾斜は、45°以上をしめすのが通例である。この地層を不整合におおう新第三紀層は、これまた大局的には、ほぼNSの走向をしめし、ゆるい波状褶曲を行なうが、全体として、西に45°以下の緩傾斜をしめし、単斜構造を形成していることが多い。しかし、上の国地区では向盆状構造、木古内地区ではドーム状構造をしめす場合もある。

うえにのべた西南北海道における地層の累積関係と、ドロマイト鉱床の賦存位置を模式的に一括して図示したのが第6図である。いずれの個所も、ほぼ類似の関係をしめしているが、江良地区だけは、新第三紀の



第4図 東山地質鉱床図

ドロマイト鉱床がみられない。

一方、北海道の中軸地帯を縦断する日高累層群（長谷川他，1961）は、下位より中の沢層群・神威層群・空知層群の三層群にわけられている。そのうち、石灰石鉱床は、後2者に賦存する。しかし、ドロマイト鉱床は、現在の所、空知層群の下部をしめる山部層（小山内他，1958）にかぎられている。

山部層は、岩相上、下部層と上部層に細分される。下部層は輝緑岩質岩石を主体とし、珪質砂岩・チャートおよび石灰石を挟在している。上部層は、チャートおよび頁岩を主体とし、輝緑凝灰岩・砂岩および石灰岩やドロマイトをはさんでいる。

ドロマイト鉱床周辺に分布する輝緑岩質岩石は、淡緑色を呈し、割目にそう風化面は帯褐緑色をしめす。主として、輝緑岩・同質凝灰岩・スピライトからなる、検鏡の範囲内では、炭酸塩鉱物の発達は不良であり、鉱体からはなれた地区に分布する標式的な輝緑岩質岩相とはことなる。

チャートは、通常灰白色・黝灰色・淡緑色および赤色を呈し、とくに赤色のものは下部層に多い。また、ち密堅硬で、塊状なものや板状をしめすものがあるが、鉱床附近のものは、前者である。

これらの地層は、通常、ほぼNSのトレンドをもつが、東山地区では、断層により、N 20°~N40° E 方向に転移している。そして、この方向をもつ向背斜構造が発達する。

他方、北見地区のドロマイト鉱床は、新第三紀層？の中に賦存しているが、西南北海道とは、やや趣きを異にしている。

この地域の基盤は、日高累層群に相当する輝緑凝灰岩からなる。その上には、礫岩が発達する。礫岩の礫は、円磨された小豆大から拳大でいどのものが多く、チャート・黒色頁岩・粘板岩・輝緑凝灰岩などで、下位の古期岩層からもたらされたものである。通常、N 10° E~N 30° E の走向、20°~40° W の傾斜をしめし、単斜構造を形成している。

礫岩の上位には、角礫凝灰岩・頁岩層が発達する。その走向・傾斜は、礫岩層と類似している。

基盤の上に発達するこれら両層は、時代をさめる資料にとぼしいので、いちおう、第三紀層として取扱っておくこととする。だが、最上位の角礫凝灰岩・頁岩層は、周辺の地質から推測して、新第三紀中新世の可能性が大きい。

Ⅲ 鉱 床

北海道のドロマイト鉱床は、交代型・鉱脈型・層状型の3鉱床に大別される。その母岩は、いわゆる古生層から新第三系におよんでいる。代表的な鉱床は、第1表に列記したとおりである。

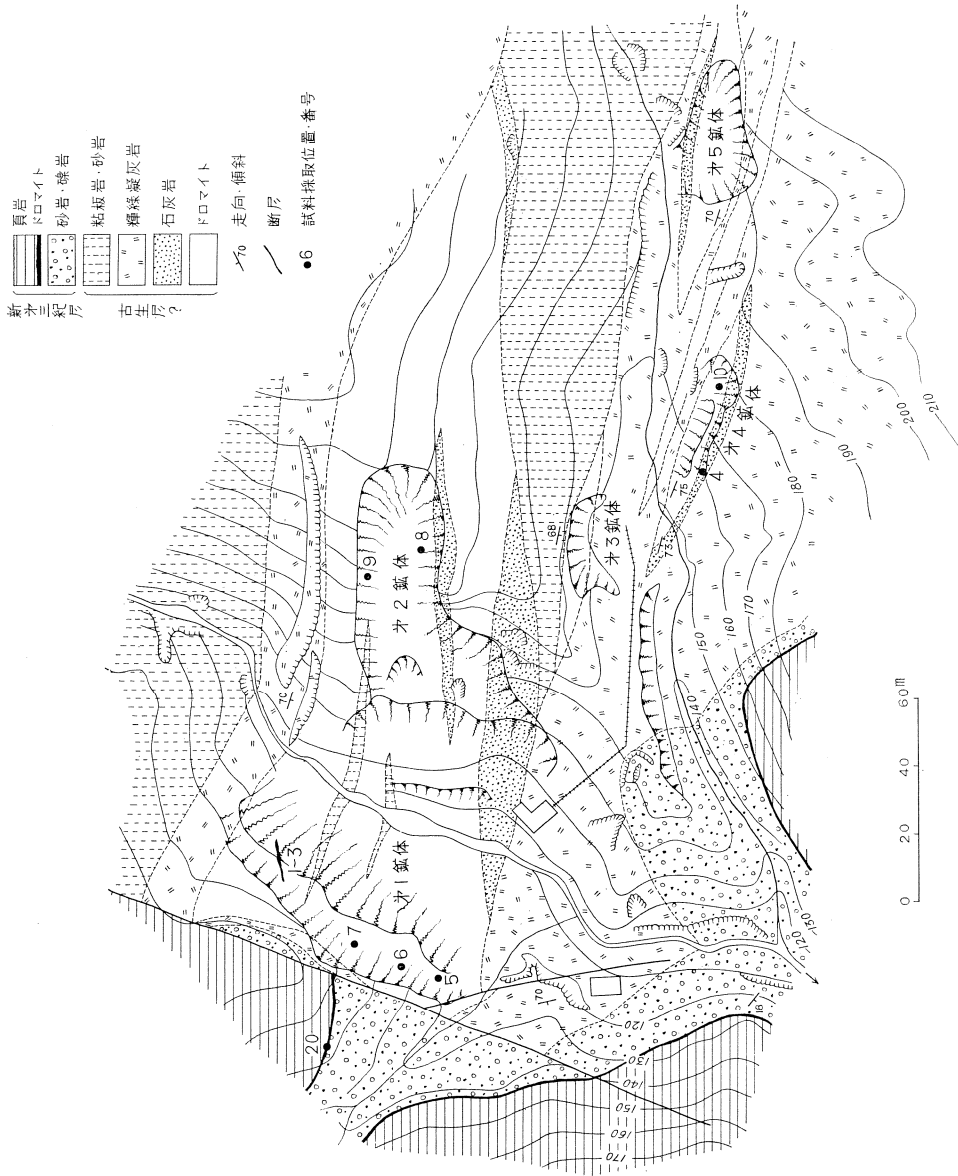
第 1 表

鉱床の型式	鉱 床 名	母 岩 の 時 代	位 置
鉱 脈 型	北 見	新第三系中新世？	北見市若松
層 状 型	東 山	上部ジュラ紀	空知郡富良野町東山
	茂 辺 地	中生代？ 新第三紀中新世	上磯郡上磯町茂辺地
	江 良	いわゆる古生界	松前郡松前町江良
	楸 川	ク	桧山郡江差町楸川
	上 の 国	新第三系中新世中部	桧山郡上の国村上の国
	江 差	ク	桧山郡江差町
	乙 部	ク	爾志郡乙部村竹森
	木 古 内	ク	上磯郡木古内町大平川
交 代 型	苦 符	いわゆる古生界	桧山郡上の国村苦符
	水 無	中生代？	上磯郡上磯町巽朗

III.1 層状型鉱床

この種の鉱床は、いわゆる古生層と中部中新世の地層の中に胚胎している。

いわゆる古生層の中に賦存するドロマイト鉱床は、通常石灰岩・輝緑岩質頁岩・珪岩を随伴するのを特徴とし、同地域内では、層位上同一層準に追跡することができて、層状を呈する。そして、周辺に、菱マンガン鉱・珪酸マンガン鉱からなる小規模なマンガン鉱床もみられる。しかしながら、各鉱床では、多少おもむきを異にしている。茂辺地鉱床は、白雲石・方解石化輝緑凝灰岩を上下盤としており、その間に、ドロマイト・石灰岩が発達するが、一部には、小規模な白雲石化粘板岩・珪岩を挟在する。鉱体は、母岩とシャープな直線上の境界で接し、また大局的にみれば、石灰岩とも同様の接触状態をしめしている。江良鉱床は、下盤が粘板岩、上盤が珪岩で構成されており、その間に石灰岩・ドロマイト・珪岩・輝緑凝灰岩が発達し、いずれもそれぞれシャープな境界をもって接しており、しばしば層理の発達がみとめられる。これに対し、樞

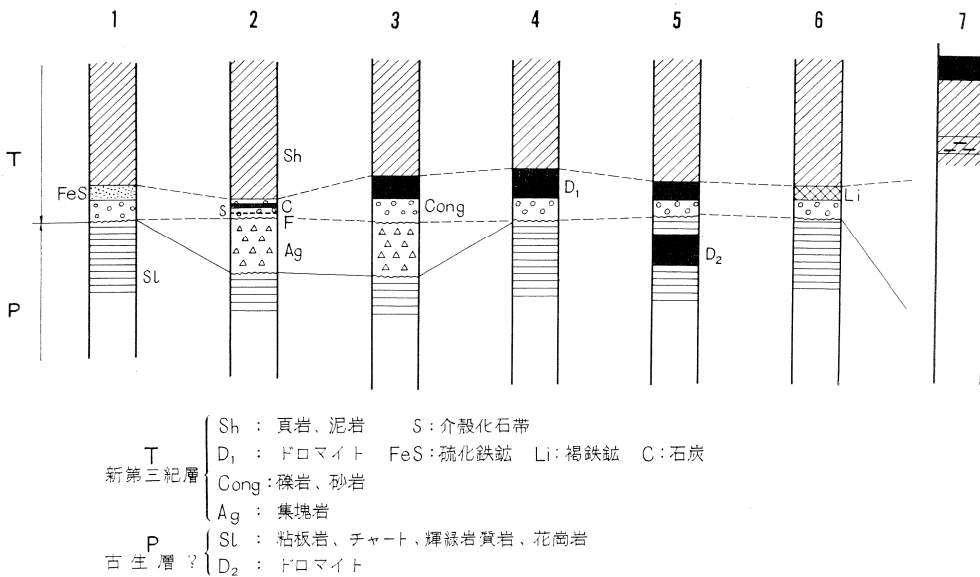


第5図 茂辺地鉱床地質図

川ドロマイトは、白雲石化輝緑凝灰岩と呼ばれるようなものであり、顕微鏡的方解石は、みとめられるが、前2鉱床のように、石灰岩と呼ばれるのが妥当なほどは多量にふくまないのが特徴である。この種のドロマイトは、南部に連続して、勝山鉱山の母岩を形成している。したがって、ドロマイトの形成については、議論があるが、同一層準に発達する輝緑凝灰岩が、いちじるしく白雲石化作用をうけているので、広義の層状性とみなした。なお、勝山鉱山の重晶石鉱床と白雲石化作用については、すでに北海道の重晶石鉱床において言及した。また、勝山鉱山南方の苫符では、石灰岩を随伴しないドロマイトが、主として珪岩・粘板石の中に賦存し、連続性をもたないレンズ状形態をしめしている。

東山鉱床は、塊状チャートを母岩とし、レンズ状の石灰岩を挟在している。周辺には、小規模な石灰岩が数箇所分布しているが、ドロマイトをふくむのは1鉱床に限られ、それも局所的な分布をしめすにすぎない。

新第三紀層の中に胚胎する鉱床は、新第三系中新世の中部層に相当する硬質頁岩層と中新世の下部層に相当する砂岩・礫岩層の間に発達する。したがって、この層準の追跡により、ドロミテック岩石を追跡することができる。このようにして、上の国・江差・木古内および館の各鉱床は、同様な産状をしめしている。これらの諸関係は、模式柱状図として、第6図にしめた。なお、これらとほぼ同様な産状をしめすドロマイトが、青森県深浦地方(五十嵐他, 1965)にもしられている。



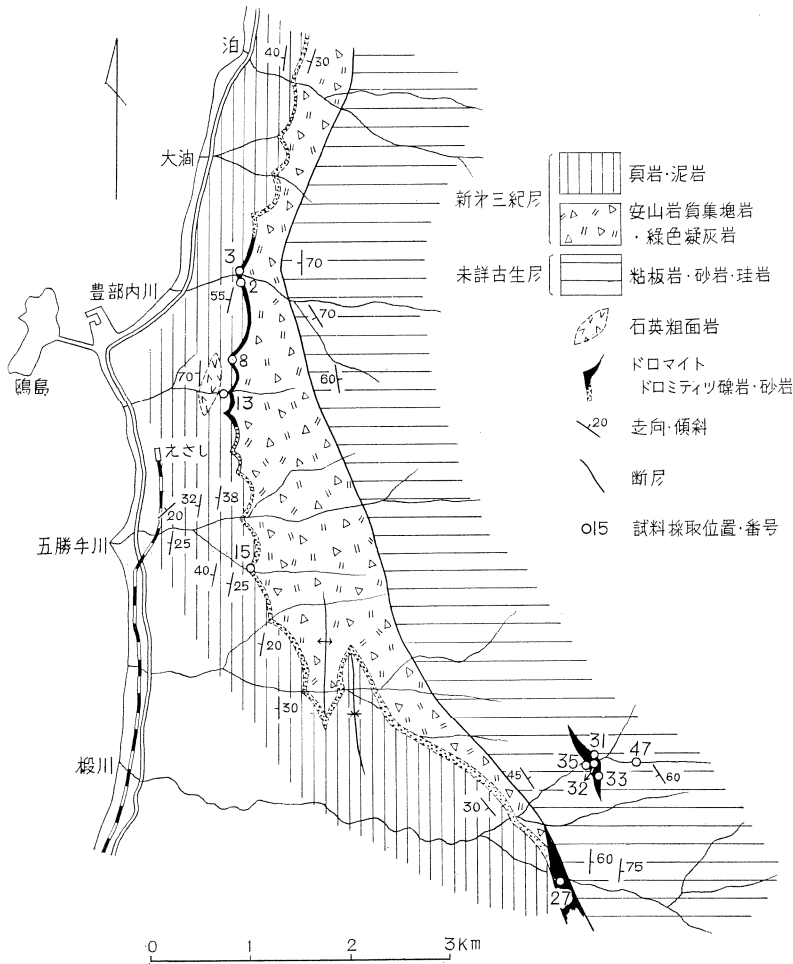
1 意養 2 ガローの沢 3 江差・上の国 4 木古内 5 茂辺地 6 神明 7 乙部

第6図 層状型鉱床の層準と模式地質柱状図

鉱床の下部は、淡緑色を呈する粗粒な礫質砂岩で構成されており、明瞭な直線的境界で、塊状を呈する暗灰色のドロマイトに移化し、上部は、これもまた、同様な境界で硬質頁岩にうつりかわる。しかしながら、全走向延長間が、このような産状をしめすわけではなく、砂質ドロマイト・礫質ドロマイト・粘土質ドロマイトにとむ個所があり、相互に漸移関係をしめして、地域差を形成している。大局的にみると、数10cmの厚さをもつ、礫質ドロマイトが、最下位に発達する。礫岩の岩礫は、基盤を構成するいわゆる古生層の珪岩・粘板岩・輝緑岩質岩石である。

走向延長におけるドロマイトの鉱相変化の1部は、第7図にしめた。

ドロマイトを賦存する地層は、多くの場合単斜構造を形成しているため、傾斜方向の鉱相変化を把握できる個所は少ない。大平川では200m追跡できるが、鉱相変化はみとめられない。これに対し、上の国では2.0kmの範囲内を断続的に追跡できるが、そのうち1.8km以内は、鉱相の変化はみられない。しかし、2km附近では、1~3cm大のやや大きい円礫をふくむ礫質ドロマイトだけが発達し、直接硬質頁岩がおおっている。



第7図 江差鉱床地質図

乙部および江差の一部のドロマイトは、うえにのべたドロマイトよりも、上位の層準をしめす中新世中部層の中に胚胎している。すなわち、第6図にしめしたように、硬質頁岩層の中に賦存し、一部は団塊状の産状をしめしている。これと同様の産状をしめすドロマイトが、柳下(1955)により、新潟県東山油田比礼地区の試掘井から発見されている。その層準は、寺泊層である。

乙部の竹森山麓附近には、ほぼ水平の層理をしめして、砂質ないし粘土質ドロマイトが発達し、中新世下部層に賦存するものと同様な外観をしめす。しかし、山頂附近のドロマイトは、鉱石の項で詳述するが、クリーム色を呈し、角礫凝灰岩状石理をしめし、空隙にとむ。空隙には、累被状にドロマイトが発達し、さらに不規則な網状裂隙を褐鉄鉱が充填している。一時は、褐鉄鉱鉱床として、探鉱が行なわれたこともある。一方、第20図にしめしたように、姫川流域に分布するドロマイトは、網脈状の石英細脈が発達している。これらの諸現象は、初期ドロマイト形成後の変質を推測させる。このように、層状性鉱床といっても、初成形態をよく保存しているものと、2次の変形・変質をうけたものとの、2型式に大別される。

なお、石狩炭田の炭層の下盤には、少量の方解石を伴うドロマイト(浅野他, 1962)が発達する。しかし、量的には、取りあげるほどのものではない。

また、プロピライトの中に、方解石と共存して、少量のドロマイトがみとめられる。この形成については、議論があるが、まえにのべた輝緑凝灰岩中のドロマイトの産状と類似するので、広義の層状性とみなし

ておく。

そのほか、北海道における数個所の温泉沈澱物を、X線回折で検討してみたが、いまのところ、ドロマイトを確認していない。しかし、北野(1963)は、わが国温泉の炭酸塩沈澱物を、地球化学的に研究した結果、沈澱物の中に含有されている微量のマグネシウムは、白雲石として存在していると結論している。この結論は、X線回折では不能なので、存在状態を確認するための新決定法から、みちびかれている。

なお、炭酸塩鉱物の形成は、炭酸ガス、ナトリウムおよび塩素(または硫酸)イオンにとむ温泉水に由来する。この種の温泉水は、カルシウム、重炭酸および炭酸イオンを多量に溶存含有でき、CO₂の逸出と同時に炭酸塩鉱物を沈澱する。沈澱物の炭酸カルシウム(方解石、アラレ石)は、Fe₂O₃nH₂Oをとまなう。しかし、両鉱物は別々に沈澱し、Fe₂O₃nH₂Oは析出後ただちに底に沈着し、CaCO₃は上部に沈澱すると記述している。

北海道の現在の湖底、海底沈澱物などについては、資料が不足なので不明瞭である。しかし、South Australiaの西南海岸では、ドロマイトが現在形成されている。ALDERMAN(1957)、SKINNER(1963)はこの堆積物や環境について研究し、その結果をつぎのように記述している。

形成鉱物は、ドロマイトと方解石を主体とする。ドロマイトは閉鎖湖に多く、かつ随伴する方解石の苦土分の含有量は、少量となる。このように、堆積場所が、鉱物組成を決定することは、ドロマイトの形成が、苦土質方解石の変化したものでなく、初成的なものであるといえる。随伴鉱物は、霰石・石膏・石英・カオリン・モンモリロ石・イライトである。そのうち、粘土鉱物は、風によって周辺の土壌からもたらされたものである。

これらの鉱物を沈澱させた湖水の組成は、ほぼ海水に近いが、塩分濃度は、1.6~18.9%というぐあいこ、広範囲に変化する。また、温度およびpHは、10.5°C~28°C、8.4~9.2の値をそれぞれしめしている。そのうち、温度の最高値に達する環境は、低水位の後半でかつ塩分濃度の高い時である。一方、pHの高い時は、多くの生物の成長期と一致している。すなわち、光合成作用で、湖水のpHは9.3に達する。なお、炭酸塩鉱物の形成には、CO₃の濃集も重要な要素である。しかし、このような環境があれば、かならずドロマイトを沈澱するともかぎらない。Magnath Flatは、その1例である。その理由を、周期的な湿じゅんと乾燥気候のくりかえしがなく、かつ生物がふはいするためであろうと推定している。

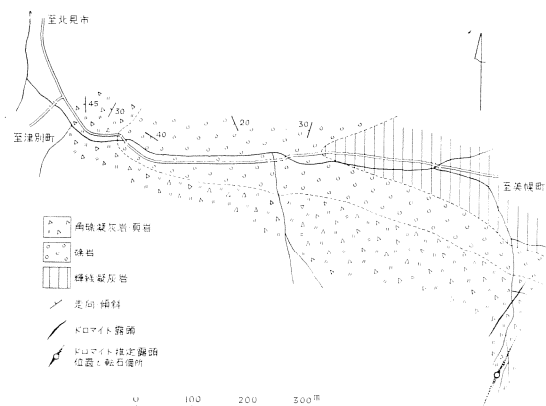
このような環境で形成されたKingston Lakeのドロマイトの厚さは、2.5~7.5cmであり、その下部は、粗粒な石英砂で構成されている。もちろん、この石英砂も炭酸塩鉱物をふくむが、炭酸塩鉱物層のそれと比較すると、X線回折図におけるピークがシャープで良結晶度をしめしている。この現象は、時間に関係するかもしれない。また、炭酸塩鉱物層の厚さは、水深と植物の活動に関係し、いいかえれば湖水(lagoon)の地形と年間の気候に左右される。

Ⅲ.2 鉱脈型鉱床

北海道におけるこの種のドロマイトは、金属鉱床の形成と密接するもので、多くの場合、鉱脈の脈石あるいは、母岩の変質帯にみとめられるものである。その産状からみて、経済的には取り上げるにたらぬものである。

わずかに、長万部町二枝川支流と北見市若松附近には、ごく小規模なまとまった鉱床がみられる。北見市若松附近に賦存する鉱床はドロマイト・石英脈であり、新第三紀中新世?の地層中に胚胎する。ドロマイト鉱脈は、縞状構造を呈し、各縞の間に、石英の薄層を挟在しており、一見長万部町二枝温泉の温泉沈澱物に類似している。

そのほか、蛇紋岩などにもなって、ドロマイトがみられるが、鉱物学的興味を提供す



第8図 北見鉱床地質見取図

るにすぎない。

Ⅲ.3 ドロマイト鉱床と他鉱床との関連性

この項での記述は、層状型式のドロマイトと同型式の他鉱床との関連性に限られる。

第6図は、ドロマイト鉱床とその近縁部に発達する他鉱床の層序的關係をしめたものである。他鉱床としては、意養の鉄石英をともなう硫化鉄鉱床、湯の岱の褐鉄鉱床（針鉄鉱・赤鉄鉱・方解石などや少量の黄銅鉱・閃亜鉛鉱等の硫化鉱物を随伴する。）が、あげられる。しかし、現在の所、新第三系のマンガング鉱床や黒鉱は、発見されていない。

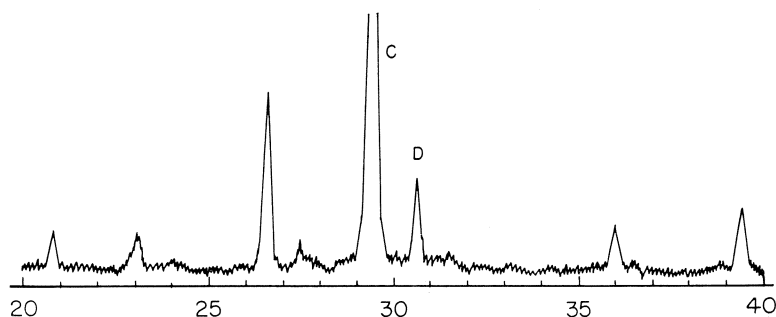
層序上においては、新第三系の各鉱床は、ほぼ同一層準にあり、しかも、上盤は、硬質頁岩で代表される。だが、下盤は、礫岩・砂岩層をへていわゆる古生層にうつりかわる場合と、礫岩・砂岩層をへて新第三系の下部層に相当する火山砕屑岩にうつりかわる場合とがある。前者は、茂辺地、意養、木古内および湯の岱、後者は、江差、上の国の各鉱床である。しかし、記載した鉱床の範囲内では、下盤の地質状態のちがいが、鉱種の差異には、反映していない。

いまのところ、ドロマイトおよび礫岩・砂岩をふくむ層準は、上の国では、化石上から訓縫統に対比され、それより下位の火山砕屑岩類からなる層準は、福山階に対比されよう。このような対比が、第6図にしめた他地域でも成立すれば、渡島半島西半部においては、訓縫階にみるべき火成活動がなかったこととなる。

これに対し、今金地区（土居、1958、根本、1960）や国富地区（北、1965）におけるマンガング鉱床や黒鉱は、うえにのべた地区とほぼ同様な層準に位置しているが、周辺部にドロマイト鉱床は、確認されていない。だが訓縫階では、両地区とも、火成活動は、さかんであった。

このような対立は、成因的問題もふくんでいいるが、層序上の問題も残されているので、速断しにくい。今後の課題としたい。

なお、新第三系のドロマイト鉱床の賦存範囲内では、ドロマイトと石灰岩は、共存しないので、これらの関連性は不明確である。しかし、湯の岱のガロの沢（三谷他、1962）では、介殻石灰岩層が発達しており、第4表にしめたように10~12%のドロマイトを随伴している。この層準は、うえにのべた中新世下部層の上部層に相当する礫岩・砂岩層にあたる。隣接地区における両者の賦存関係は、有機的起源論と化学的起源論の差異か、あるいは形成環境に起因しよう。



第9図 介殻化石帯のX線ディフラクトメーター図

Cu—Ni, 30 KV, 12 mA, 16—1—2, 2°—2cm/min, 1°—0.4 mm

(第10図, 第11図も同じ条件)

新第三紀以前の地層中に胚胎するドロマイト鉱床と、他鉱床（主としてマンガング鉱床）との関連性については、資料をもちあわせていないので、今後の課題としたい。なお、ドロマイト鉱床の上下盤の地質は、新第三紀のそれとは異なり、輝緑凝灰岩やチャートのような火山性起源の堆積物であることが多い。しかも、これらの諸鉱床は、石灰岩を随伴し、かつ上下盤の地質は、ドロマイトを随伴しない石灰石鉱床と類似している。なお、ドロマイトと石灰岩の關係については、鉱床の項で説明した。

IV 鉍 石

すでにのべたように、古期岩層と新第三紀層の中に賦存するドロマイトは、それぞれ堆積環境を異にしているので、両者にかけて説明する。鉍石の検討は、顕微鏡観察・X線回折によった。なお、鏡下における炭酸塩鉍物の識別は、染色試験で行なった。染色試験には、いろいろな方法が確立されているが、筆者は、このうちの $\text{AgNO}_3\text{—K}_2\text{CrO}_4$ 法を採用した。すなわち、岩石薄片を 60°C 前後に保たれた 10% の AgNO_3 溶液に 3 分間浸し、これを 3 分間ほど蒸溜水でよく洗滌し、さらに常温に保った 20% の K_2CrO_4 溶液に 1 分間ほど入れる。そうすると化学反応によって、方解石は帯赤褐色に着色する。これを乾燥し、カバーガラスをかけて観察した。

IV・1 顕微鏡観察

IV・1・1 先第三紀層中の鉍石

肉眼的には多種多様であるが、高品位鉍は、暗黝色ないし暗灰色を呈し緻密であることが多い。風化面は、共通して、ドロマイト特有の“象の肌”を呈する。

茂辺地鉍石は、うえにのべたような外観をしめすが、より暗色を呈する 1 mm 大の網細脈が発達する。一部には、灰白色の鉍石もみられる。

江良鉍石は、暗灰色を呈し、緻密均質で、細脈の発達もみられず、しばしば粗粒の鉍石を挟在する。

楨川鉍石は、上記 2 鉍石と異なり、淡褐色を呈することが多く、空隙にとんでいいる。

東山鉍石は、通常灰白色ないし暗灰色を呈し、緻密であり、また、他の鉍物の細脈できられるようなこともない。

鏡下で観察すると、多くの場合モザイク状構造をしめすが、接合状態から 2 種に大別される。すなわち、単位ドロマイト粒子の接合状態がひじょうに不規則な“のこぎりの歯”状を呈して、交代されたような構造をしめすものと多少不規則に接しているが、直線ないし曲線の鮮明な境界をもつものがある。前者は、楨川・江良鉍石、後者は、茂辺地・東山・苦符鉍石に多い。また、後者の接合状態は、あらゆる鉍石の空隙や細脈を構成する 2 次的ドロマイトの集合体にもみられる。

この差異はまた、粒度や組織に反映している。苦符・茂辺地・東山鉍石は、等粒状ないしこれに近似する組織をしめすが、他の鉍石は、粗粒部と細粒部とがくみあって、斑状組織をしめす。さらに粒度は、組織におうじて 2 グループに分類されるが、グループ内では、多少相違する。茂辺地・東山・苦符鉍石は、細粒型にぞくし、 $0.01\sim 0.1$ mm 内である。そのうち、茂辺地鉍石は、 $0.01\sim 0.07$ mm 内にあるが、個所により粒度を異にする。時には、 $0.25\sim 0.35$ mm 大のドロマイトが縫合状集合体を形成し、その間に、単位粒子 $0.07\sim 0.08$ mm 大の細粒ドロマイト集合体のみられることもある。また、空隙部・細脈部を形成するドロマイトは、 $0.1\sim 0.2$ mm 大の菱角形断面をしめし、一部には累帯構造の発達する場合もある。苦符鉍石は、単位粒度が $0.06\sim 0.15$ mm 内で、これもまた、場所によって粒度がことなる。一部には、 $0.03\sim 0.05$ mm 大の細粒ドロマイトが上の粗粒部の間をうずめることもあり、また細脈を形成する場合もある。東山ドロマイトは、上記 2 地区鉍石とことなり、多少複雑である。主な鉍石は、 $0.01\sim 0.02$ mm 大の細粒ドロマイトからなるが、一部には、 0.1 mm 大の粗粒ドロマイトの中に少量の 0.02 mm 大の細粒ドロマイトの散在する場合や、その逆の場合もある。これに対し、楨川・江良の鉍石は、粗粒型であって、主として、単位粒度 $0.1\sim 0.2$ mm 大の粗粒ドロマイトからなるが、この間を単位粒度 $0.02\sim 0.03$ mm 大の細粒ドロマイト集合体が充填している。しかし、一部には、 $0.03\sim 0.05$ mm 大の細粒ドロマイト集合体からなり、空隙部を 0.1 mm 大の菱角形断面をしめすドロマイトが充填しているものもある。また、 $0.1\sim 0.15$ mm 大の粗粒ドロマイト集合体だけからなるものもある。

なお、まれではあるが、鍾状構造をしめすドロマイトもみられる。楨川・東山鉍石のごく一部では、 $0.08\sim 0.1$ mm 大のドロマイトが集合して、 $0.3\sim 0.4$ mm 大の球かを形成し（図版第 12 図）、その間を $0.03\sim 0.05$ mm 大の細粒ドロマイトや方解石集合体が充填している。

ドロマイトと石灰石の関係は、野外では明瞭である。茂辺地・江良・東山では、互層ないしレンズ状の産状をしめすが、苦符では、ドロマイトの単体鉍床を形成している。しかし、ドロマイト鉍石は、多くの場合

方解石を随伴しており、その関係は2種類に大別される。1つは、ドロマイトを網脈状にきる場合や空隙を充填する場合であり、多くの鉱石にみとめられる。この種の方解石は、0.18~0.3 mm 大で、通常ドロマイトよりは粗粒であり、また各粒子は、明瞭な直線ないしは曲線で接し合う。さらに、劈間の発達していることも特徴である(図版第9図)。他の一つは、方解石がドロマイトの結晶の間を埋めて、多角的模様をしめす場合や(図版第11図)、鱗状構造の基底を方解石で埋めいいる場合(図版第12図)があり、両鉱物は、スムーズな直線で接し合う。なお、まれではあるが、ドロマイトと共生せず、石英と共存する方解石もある(図版第10図)。

うえにのべた複雑な石理や粒度は、再結晶のためであらう。

他の炭酸塩鉱物として、霰石が、茂辺地鉱山の第5鉱床の一部にみとめられる。主として、ドロマイトの空隙を充填して発達するが、一部では、網脈状をしめしている。肉眼的には、白色を呈し、繊維状集合体を形成している。鏡下では、単位粒度0.1 mm 大の長柱状集合体からなり、X線回折では、霰石に顕著な3.39Å、1.975Åのピークがみとめられる。

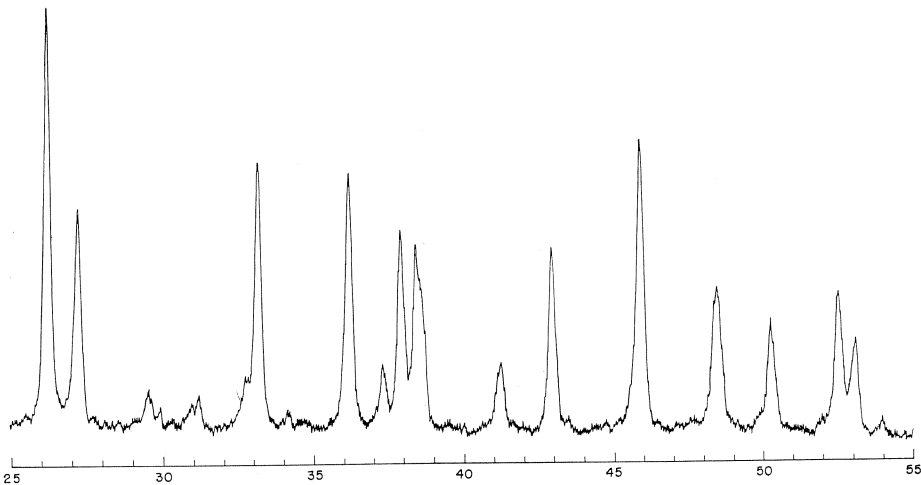
IV.1.2 新第三紀層中の鉱石

この種の鉱石は、一見砂岩・泥岩に類似する外観を呈し、粗鬆であることが多く、また、クリーム色・暗黝色・暗灰色などをしめして変化にとんでいる。通常、泥質岩状の緻密な外観を呈する鉱石は、不純物が比較的少なくて高品位鉱となる。これに対し、砂岩状の外観をしめす鉱石は、主として古期岩類の円礫ないし亜角礫をふくむため、低品位鉱となる。また、風化面は、共通して、古期岩類中のドロマイトにみられる特

第2表 霰石のX線粉末回折データ

霰石*		茂辺地	
d	l	d	l
3.40	36	3.39	61
3.28	19	3.27	34
		3.04**	8
2.88	8	2.864	7
2.70	21	2.696	39
2.48	14	2.479	38
2.41	9	2.408	11
2.38	16	2.371	30
2.34	13	2.342	28
2.20	9	2.189	11
2.11	11	2.105	27
1.99	23	1.975	42
1.88	14	1.879	21
1.82	11	1.815	17
1.75	13	1.741	21
1.73	10	1.723	14

* Togari (1959) ** 方解石



第10図 霰石のX線ディフラクトメーター図

有な“象の肌”を呈することが少ない。

江差・上の国・茂辺地の各鉱石および乙部の一部の鉱石は、うえにのべた外観を呈するが、木古内の鉱石は、暗黝色ないし暗黒色をしめし、結晶質である。一方、乙部の一部の鉱石は、初成鉱床形成後の鉱化作用?をうけて、累被構造や皮殻構造が発達し、空隙にとむようになり、また、クリーム色・暗灰色・帯茶褐色などを呈し、これらがいりまじって“かすり”もようをしめしている。また一部の鉱石は、細脈ないし網状石英脈でつらぬかれている。

肉眼的に同様な外観をしめす鉱石も、鏡下では、粒度組織などに多少相異をしめす。しかし概観すると、通常単位ドロマイイト粒子の大きさは、古期岩類中の細粒型ドロマイイトに近似し、 $0.01\sim 0.07$ mm 内外である。これらの単位ドロマイイトは滑らかに接しあい、その集合体は、等粒状構造をしめし、乙部以外では、他の鉱物の細脈によって、きられることはない。また、通常古期岩類中のドロマイイトとことなり、斑状構造はみられず、方解石や霰石も、存在しない。

江差・上の国・茂辺地および乙部の一部の鉱石のうち、緻密な泥質岩状のものは、単位粒度 $0.01\sim 0.03$ mm 大であり、しばしばドロマイイトで交代された化石片をふくむ (図版第 3, 5 図)。また、時には、図版第 4 図にしめしたような鯛状構造をしめす場合もある。一方、同産地のうち、粗粒で砂岩状外観を呈するものは、単位粒度 $0.05\sim 0.1$ mm 大で、うえにのべた鉱石よりも粗粒である。

要するに、互層する堆積物が、細粒な場合は、ドロマイイトも細粒ないし隠微晶質となり、粗粒な場合は、ドロマイイトも粗粒な結晶となる傾向がみられる。

木古内の鉱石は、うえにのべた鉱石とことなり、再結晶しており、斑状構造が発達し、また鯛状構造もしばしばみられる。通常、単位粒度 $0.15\sim 0.2$ mm 大のモザイク状ドロマイイトの集合体からなり、各ドロマイイトは、滑らかな線で接し合う。この集合体の間を、単位粒度 $0.01\sim 0.03$ mm 大の細粒ドロマイイト集合体が充填している。また、鯛状構造をしめすものは、 $0.3\sim 0.5$ mm 大のドロマイイト球顆の間を、単位粒度 $0.02\sim 0.03$ mm 大のドロマイイト集合体が充填している (図版第 1 図)。各球顆は、累帯状に不純物をふくむが、ドロマイイト結晶は、これと無関係に成長している。

なお、この種の鯛状構造は、現世の炭酸塩温泉沈澱物にもみられる (Kitano 1963)。これは、温泉水と炭酸ガスの噴出が活発なときに生成する。このような環境では、温泉水中の鉄含量が大きく、沈澱物中の鉄含有量も大きくなる。鯛状沈澱物は、径 $1\sim 1.6$ mm 大で、鉄質沈澱物を核としている。

乙部の累被状構造をしめす淡褐色の鉱石は、基底部に、 $0.01\sim 0.02$ mm 大の細粒状のドロマイイト集合体が見られるが、一部には、 0.1 m 大の魚卵状ドロマイイトも散在する。この基底部を累被状におおって、柱状性をおびた長さ 0.3 mm 大の揺焰状消光をしめすドロマイイトが発達し、一部は、モザイク状石英や重晶石を包かす。一方、灰白色を呈するものは、 $0.15\sim 0.25$ mm 大の縫合状のドロマイイト集合体で構成され (図版第 7 図)、不純物をふくまず、うえにのべたものと異なる。

北見の鉱脈鉱石は、帯淡褐白色ないし黝灰色をしめすが、風化面は淡褐灰色を呈しており、緻密堅硬であり、その中心には縞状構造が顕著に発達する。この縞は、鉱脈の走向に平行なものと、これを直角に横切るものとの 2 種類があり、その幅は、 0.1 cm ~ 0.4 cm 大である。中心部の両外側の鉱石は、塊状を呈し、単位粒度 $0.1\sim 0.3$ mm 大の不規則なドロマイイト集合体からなる。これを基底として縞状部が発達する。この部分は、図版第 2 図にしめしたように、 $0.1\sim 0.5$ mm 大の長柱状のドロマイイトが累被状に発達しており、その間に、 0.03 mm 大のモザイク石英集合体からなるバンドもみられる。また、長柱状ドロマイイト集合体の一部は、モザイク石英集合体を包かしている。

以上、新第三紀層の中に胚胎するドロマイイト鉱石についてのべたが、ドロマイイト以外の炭酸塩鉱物は、現在までのところ、発見されていない。脈石鉱物としては、石英・斜長石・粘土鉱物・重晶石・褐鉄鉱があげられる。前 4 者は、共通して、各鉱石にみとめられるが、後 2 者は、乙部鉱石に限られる。重晶石は、累被状構造をしめす鉱石中に産し、ドロマイイトの中に、板状結晶として散在する。褐鉄鉱は、ドロマイイトを脈状にきって産する。

IV.2 X 線回折

ドロマイイトの X 線ディフラクトメーター図の代表例を第 11 図に、またそれらの X 線粉末回折データの代表的なものを、第 3 表にしめした。

通常、新第三紀層中のドロマイイトは、方解石のピークが、検出されず、通常不純物として石英のピークがみとめられる。これに対し、いわゆる古生層の中に胚胎するものの多くは、方解石・石英のピークが検出される。一方、第 11 図にしめしたように、古期岩層中のドロマイイトは、主な Superstructure reflections (Graf and Goldsmith, 1956) である (100), (221), (111) の回折像がみとめられ、(222) のそれも正常である。しかし、新第三紀層中のものは、うえにのべた回折像のうち (111) が弱く、かつ幅広い。

第3表 ドロマイトのX線粉末回折データ

ドロマイト			1		2		3		4		備考
hkl	d (Å)	l	d (Å)	l	d (Å)	l	d (Å)	l	d (Å)	l	
100	4.025	15	4.03	3	W. br		4.04	4	4.05	4	
110	3.690	25	3.69	6	3.70	8	3.71	6	3.71	6	
					3.36	9	3.36	20			Qz
							3.04	11	3.04	11	C
211	2.886	500	2.891	>100	2.890	94	2.891	>100	2.891	>100	
222	2.670	50	2.672	6	2.674	9	2.680	8	2.673	7	
221	2.540	40	2.540	6	2.543	8	2.545	6	2.545	4	
10 $\bar{1}$	2.405	50	2.404	9	2.405	10	2.409	8	2.411	8	
210	2.192	150	2.189	21	2.187	20	2.191	18	2.192	18	
11 $\bar{1}$	2.066	25	2.065	5	2.069	6	2.070	5	2.068	4	
200	2.015	75	2.015	14	2.019	13	2.017	9	2.017	9	

ドロマイト: Howie, R. A. and Broadhurst, F. M. (1958)

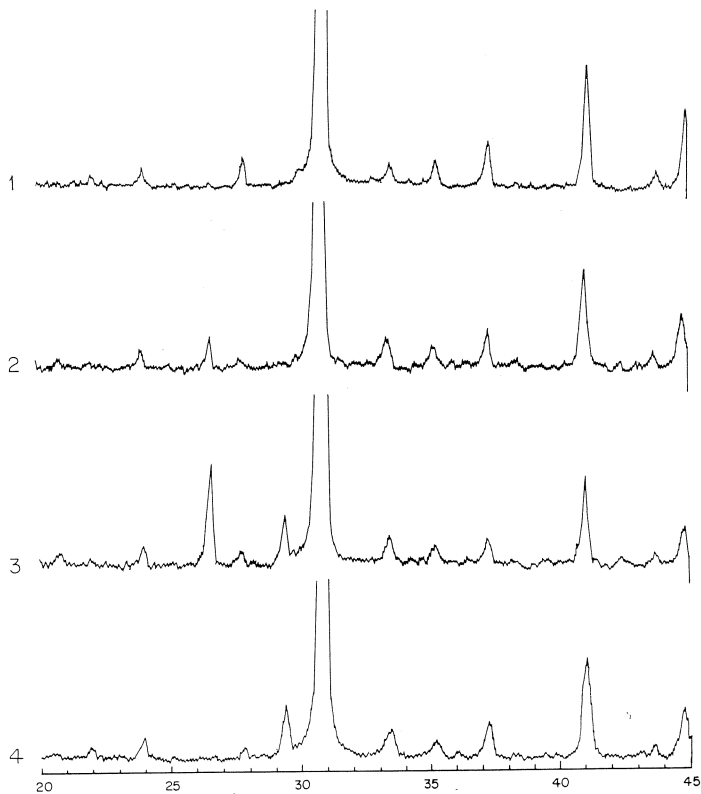
1: 乙部ドロマイト (空隙部の累被状ドロマイト)

2: 江差ドロマイト (江差 8)

3: 江良ドロマイト (江良 81)

4: 茂辺地ドロマイト (茂辺地 7)

Qz: 石英 C: 方解石



第11図 ドロマイトのX線ディフラクトメーター図

1: 乙部空隙部のドロマイト (新第三紀層)

2: 江差ドロマイト (新第三紀層)

3: 江良ドロマイト (先第三紀層)

4: 茂辺地ドロマイト (先第三紀層)

なお、ドロマイトと方解石が共存する場合には、X線回折図から、両者の量比をもとめてみた。その結果は、第4表にしめしてある。量比は、TENNANT(1957)の方法により、X線回折図における $\frac{\text{方解石}3.03\text{Å}^\circ}{\text{ドロマイト}2.88\text{Å}^\circ}$ の強度比からもとめた。最も高品位鉱である茂辺地のドロマイトでも、方解石を約10%ふくみ、他の地域のもものは、20~30%に達する。

第4表 X線強度比からもとめたドロマイトと方解石の量比

試料	X線強度比 方解石 3.03 Å [°] ドロマイト 2.88 Å [°]	ドロマイト (%)	試料	X線強度比 方解石 3.03 Å [°] ドロマイト 2.88 Å [°]	ドロマイト (%)
苦符 27	0.08	89	江良 87	0.06	>90
苦符 30	0.08	89	江良 90	0.05	>90
茂地辺 1	0.08	89	江良 91	0.08	89
茂辺地 2	0.08	89	江良 92	0.09	88
茂辺地 3	0.09	88	鍛川 27	0.08	89
茂辺地 5	0.09	88	東山 1	0.70	62
茂辺地 6	0.10	88	東山 2	0.25	84
茂辺地 7	0.08	89	東山 5	0.47	72
茂辺地 8	0.09	88	東山 7	0.86	60
茂辺地 9	0.12	87	東山 9	0.47	72
江良 6	0.08	89	東山 11	0.32	80
江良 21	0.50	70	東山 12	0.17	86
江良 46	1.22	52	東山 13	0.32	80
江良 54	0.15	86	ガローの沢 1	9.3	10
江良 69	0.06	>90	ガローの沢 2	8.0	12
江良 72	0.07	90			

V 鉱石の化学組成と品位ならびに用途

ドロマイトは、 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ の化学組成をもち、その端成分は、方解石 CaCO_3 と菱苦土鉱 MgCO_3 である。しかし、この両端成分の間では、一連の固溶体をつくることはなく、限界固溶体を形成 (HARKER and TULLE, 1955) する。したがって、方解石格子では、一部の Ca^{++} を Mg^{++} で置きかえ、また、苦灰石格子でも $\text{Mg}/\text{Ca}=1$ の原子比をしめさない。したがって、ドロマイトの分析値だけから、その組成を議論することは、適当でない。GOLDSMITH (1955, 1958) は、X線ディフракトメーター図から、(211) の面間距離をもとめ、これより化学組成をもとめている。

形成環境によるドロマイトの化学組成の変化は、すでに SKINNER (1963) によって South Australia で研究されている。しかし、筆者は、露出状態から系統的な試料採取を行なっていないので、この報告では、化学組成についての議論は、割愛する。しかし、採取した大部分のドロマイトは、 CaCO_3 を 1~2% 過剰にふくんでいる。

ドロマイトの分析値は、第5表にしめた。この分析値を $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3$ の三角ダイアグラムにプロットすると、第12図と第13図のようになる。両図にプロットした各点の配列は、同形をしめし、ドロマイトの理論値の右側底辺部から $\text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3$ の頂点に向って、ほぼ直線的に配列する。比較的ばらつきが少なく、底辺部に集中する鉱石は、茂辺地・東山・苦符・乙部の各鉱石である。そのうち、東山鉱石は、 CaO よりで、石灰質である。また、虎の沢(上の国)鉱石は、まとまった位置に集中して、均質な鉱石を形成しているが、 $\text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3$ にとんでいる。その他の鉱石は、不均質なため、ばらつきがはげしく、一般的に $\text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3$ にとんでいる。不純物中の SiO_2 の多くは、石英、他の $\text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3$ は、粘土鉱物として存在する。

なお、ドロマイト鉱石の CaCO_3 - MgCO_3 の相関関係をしめたのが第14図である。この図から、新第

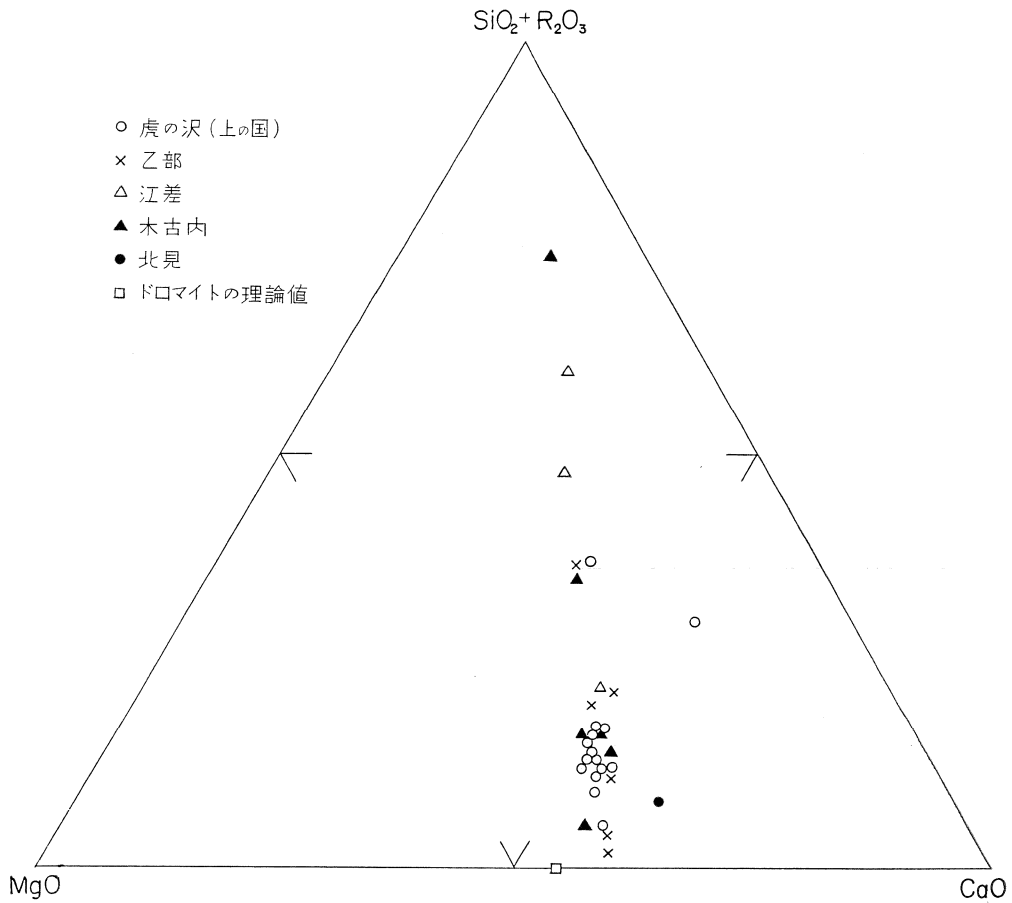
第5表 鉱石の化学成分表

試料番号	SiO ₂	R ₂ O ₃	CaO	MgO	Ig. loss	Mg/Ca	試料番号	SiO ₂	R ₂ O ₃	CaO	MgO	Ig. loss	Mg/Ca		
茂 辺 地 鉱 床	1	3.01	0.64	31.68	18.30		東 山 鉱 床	4*	0.51		55.10	0.25	43.40	0.01	
	2	1.03	0.19	32.83	19.00			5	1.34		38.63	13.94	45.12	0.50	
	3	1.76	0.37	32.67	18.60			6*	0.34	0.32	55.23	0.33	43.65	0.01	
	4	0.10	0.17	55.22	0.48			7	1.22	0.60	40.70	12.36	45.15	0.42	
	5	2.14	0.21	32.49	18.60			8*	14.41	0.82	46.79	0.27	37.28	0.01	
	6	0.46	0.06	33.26	20.36			9	0.50	0.28	38.63	14.63	45.86	0.53	
	7	0.72	0.64	33.26	19.69			10	2.80	3.20	34.50	14.74	44.55		
	8	2.37	2.86	34.43	15.58			11	1.28	2.41	34.84	16.08	44.83		
	9	1.33	2.63	33.39	17.45			12	0.28	0.60	37.33	16.50	45.58		
	10	0.11	0.15	55.10	0.54			北見鉱床		2.39	2.39	32.91	16.56	44.16	0.70
20	12.76	7.02	25.32	15.91	38.61										
江 良 鉱 床	1	4.12	4.20	30.16	17.91		乙 部 鉱 床	7	0.73	0.52	30.66	20.20		0.92	
	4	30.18	8.14	19.25	13.09			8	9.07	2.16	27.33	18.67		0.95	
	6	5.41	4.26	29.72	17.80			11	1.89	0.41	30.27	20.00		0.92	
	18	8.82	3.97	29.00	17.13			20	21.31	2.18	23.60	15.82		0.93	
	20	15.73	2.63	26.86	16.33			22	5.40	0.75	30.21	18.65		0.86	
	21	14.50	3.73	43.65	2.25			24	11.54	1.37	28.21	16.65		0.82	
	46	41.15	1.75	27.62	3.35		江 差 鉱 床	2	18.32	4.84	27.72	16.61		0.98	
	47	9.62	5.43	27.68	17.00			3	8.90	3.50	26.81	17.45	42.70	0.88	
	54	4.43	1.50	30.94	18.66			8	7.55	3.27	18.04	19.12		0.99	
	63	9.85	7.40	28.40	15.50			13	58.49	5.11	20.20	11.19		0.86	
	69	4.14	3.73	30.40	17.70			15	20.78	10.76	23.35	13.50	36.69	0.93	
	72	5.65	2.35	30.10	18.00										
	8	1.57	0.51	31.73	19.15	46.32		上 の 国 産 鉱 床	T 1	5.53	2.49	28.38	18.33	43.73	0.90
	9	5.79	6.75	28.74	13.84	42.98			T 6	5.79	0.92	30.64	18.94	43.49	0.86
14	17.34	3.85	25.25	15.62	37.20	T 12	17.52		5.54	23.93	14.80	36.40	0.86		
80	19.02	4.13	25.90	15.41	35.39	T 16	6.78		2.29	27.84	19.25	43.39	0.96		
81	9.76	3.64	28.15	16.08	41.10	Ti 1	4.92		2.70	27.52	18.21	44.50			
82	13.05	1.41	26.96	17.13	40.15	Ti 2	4.44		2.76	27.59	18.41	44.00			
90	7.17	1.94	29.72	18.54	42.38	Ti 3	4.26		2.54	18.81	20.04	44.40			
91	2.43	1.49	30.69	18.92	46.07	Ti 4	10.48		2.88	26.73	18.43	41.30			
92	2.40	1.89	30.44	18.98	44.94	Ji 5	6.44		2.90	28.29	17.63	42.80			
						Ti 6	3.50		2.74	28.95	19.59	44.40			
						Ti 7	4.26		2.74	28.88	19.29	44.05			
榎 川 鉱 床	27	2.71	2.56	31.19	18.66		Ti 8	3.78	3.10	27.92	18.64	41.12			
	31	14.43	6.70	26.55	14.94		Ti 9	4.18	2.68	28.81	19.26	42.49			
	33	10.34	5.55	26.31	16.00		Ti 10	5.74	3.24	27.99	19.57	42.12			
	35	4.03	4.42	30.79	16.83		Ti 11	6.50	3.00	28.07	18.56	41.19			
	47	9.01	7.43	27.80	15.75										
苦 符 鉱 床	22	3.91	2.48	31.18	17.47	43.36	木 古 内 鉱 床	1	1.44	1.09	29.59	21.27	45.88	0.99	
	26	0.68	0.88	30.74	18.03	46.01		3	49.81	8.62	12.76	7.98	9.85	0.87	
	27	5.96	3.17	31.25	17.14	42.03		4	6.69	2.36	27.56	19.91	43.31	1.00	
30	1.29	1.33	33.86	18.38	44.88	0.76	8	18.00	3.98	24.45	16.47	36.63	0.93		
東 山 鉱 床	1*	0.70		42.01	11.32	44.98	9	5.66	3.11	28.36	18.53	41.51	0.91		
	2	0.40		34.76	17.81	46.26	10	3.89	3.65	29.07	18.55	43.64	0.89		
	3*	1.43		54.41	0.23	42.74	0.01								

* 石灰石鉱床

三紀層中に胚胎する鉍石と新第三紀以前の地層に胚胎する鉍石とが容易に識別される。すなわち、古期岩類中のドロマイトは、新期岩類中のドロマイトよりも、 CaCO_3 にとんでいる。この事実は、前者がすべて方解石を随伴している点からも、うなずかれる。また、原子比 Mg/Ca の数値でも、古期岩類の鉍石は、 $0.7 \sim 0.8$ 、新期岩類の鉍石は、 $0.85 \sim 0.95$ の値を、それぞれしめしている。

次に鉍石の用途別の化学的規格や粒度、その他の諸性質は、第6表（河田，1964）のようである。

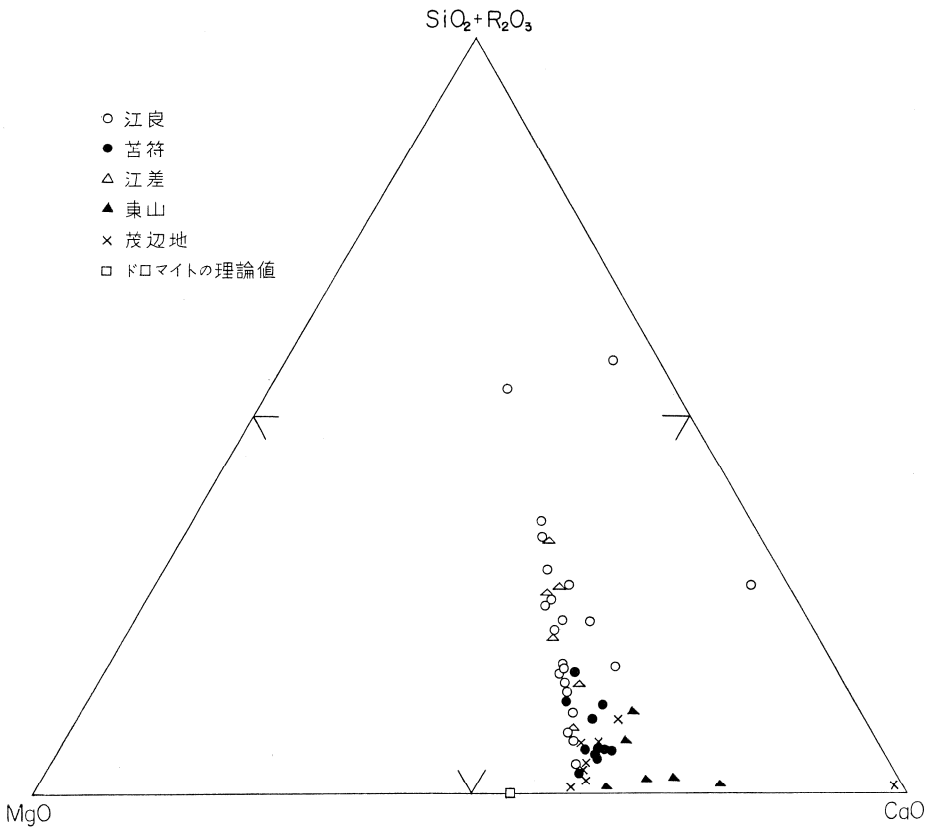


第12図 新第三紀層中のドロマイト鉍石の $\text{SiO}_2 - \text{CaO} - \text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3$ 組成図

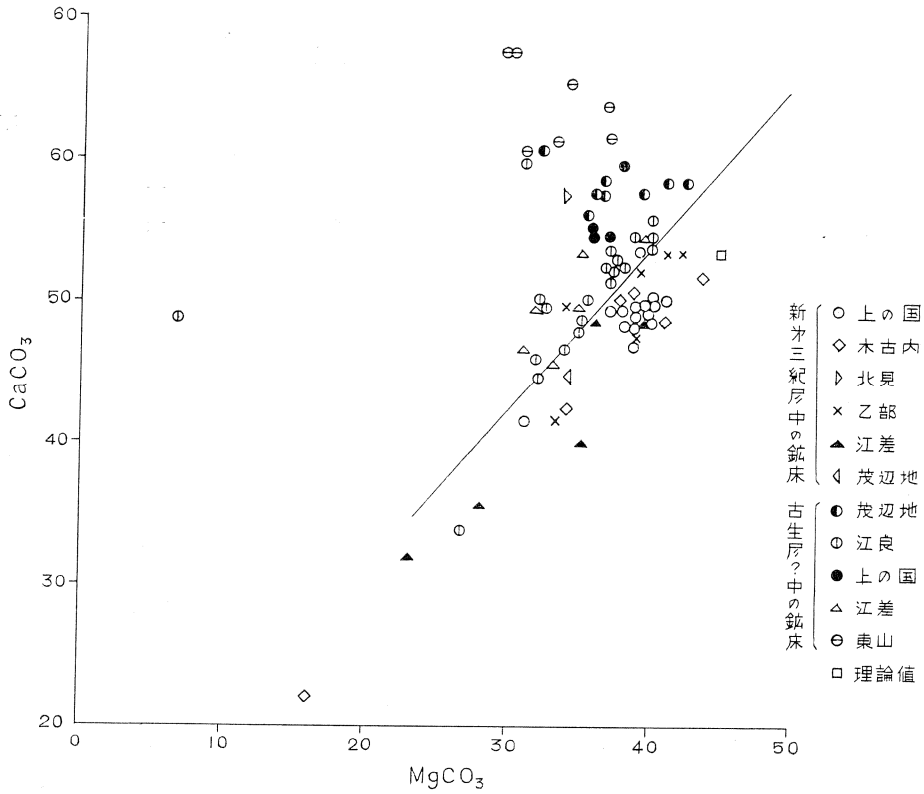
第 6 表

用途別	組成その他	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₃	粒 度 m/m	粗 晶 質 の 適 否
ク リ ン カ ー			>18	<1.0				5~15	不 適
ド ロ 煉 瓦			>18	<1.0			0.01		適, 場合により不適
ガ ラ ス	(1: 2)			<1.5		<0.003		60メッシュ	適
金 属 マ グ ネ シ ャ			>18	<1.0				5~15	不 適
プ ラ ス タ ー			>16					50~120	不 適
苦 土 肥 料			>16						適
土 建 材 料								200メ~80mm	適

第 6 表から、茂辺地鉱石は、あらゆる方面の用途に適している。他の鉱石は、局部的には、それぞれの用途に適しているものもあるが、大局的には、苦土炭カル肥料に限られよう。



第 13 図 先第三紀層中のドロマイト鉱石の SiO₂-CaO-SiO₂+R₂O₃ 組成図



第14図 ドロマイトの CaCO_3 - MgCO_3 の相関図

VI 鉱 量

鉱量については、全体の地形測量を行っていないので（東山鉱床を除く）、概測値にとどまった。それらの数値は、第7表にしめた。

第7表 鉱床の概測規模

時 代	鉱 床 名	走 向 延 長	幅 員	傾 斜 延 長	備 考
新 第 三 紀	江 差 の 国	2 km	2~15 m	—	未開発
		2 km	2~20 m	—	〃
	木 古 内 乙 部	400 m	3~6 m	—	〃
		200 m	10 m	150 m	〃
い古 わ 生 ゆ る代	江 良 茂辺地 { 第 1, 2 第 3, 4, 5 }	1.5 km	20~50 m	—	〃
		250 m	50 m	40 m	稼行中
		160 m	13 m	20 m	中止
	榎 川	300 m	40 m	—	未開発

東山鉱床の可採鉱量は、1,624,157 トンである。ただし、鉱量算出の容積計算には、露天掘りを前提として、擬壩公式を用い、等高線間隔を10mとした。また、可採率は60%、比重を2.7として計算した。北見・苫符鉱床は、小規模なので削除した。

VII ドロマイト鉱床の形成機構に関する考察

ドロマイト鉱床の形成機構は、大別して、海水からの直接沈澱、生物遺骸の集積、海水による CaCO_3 の自変質、地下水による CaCO_3 の績成的交代、熱水溶液による CaCO_3 の交代、熱水溶液からの直接沈澱および大陸岩石の風化分解による海洋水中への淘汰沈澱などがあげられる。

これらの形成機構のうち、北海道のドロマイト鉱床が、いずれにがいとすするかは、なお多くの問題があり、速断するわけにはいかないが、すでにのべた事項を参照して考察することとする。なお、ドロマイト鉱床の形成環境を明確にするためには、堆積環境の明らかな現世から地質時代にさかのぼることが最ものでましいので、新第三系の鉱床から議論をすすめる。

多くの新第三系のドロマイト鉱床は、訓縫層に相当する砂岩、礫岩層と八雲層に相当する硬質頁岩の間に賦存している。そして、砂岩および礫岩の一部は、基地がドロマイトで充填されている。古期岩層中のドロマイト鉱床とことなり、同一層準に広範囲に追跡でき、方解石は存在せず、上下盤に火山碎屑岩類はほとんどみとめられない。したがって、鉱床形成を火山活動にむすびつけるには、問題がある。おそらく、現在炭酸塩岩石を形成している Bahamas (CLOUD, 1962) や South Australia (ALDERMAN and SKINNER, 1957, SKINNER, 1963) と同様な機構で形成されたと考えられるが、堆測の域を脱しない。

ドロマイトの形成にあずかった要因をうらづける現象として、つぎのようなことがあげられる。

(1) ドロマイトを胚胎する地層からは、*Miogypsia*, *Operculina* の大型有孔虫群が産出するので、その海域は温暖流に支配され、浅海域であった。このような環境では、ドロマイトだけが形成されている。また、ドロマイト鉱床中に、礫質ドロマイトが存在するので、堆積盆における海流速度も大であったと堆測される。

(2) 一方、カキその他汽水の貝類が繁殖し、流木等を集積されて、亜炭の生成が行なわれたガローの沢における介殻化石帯では、方解石が卓越するが、ドロマイトも少量存在する。

現在まで、天然におけるドロマイト石灰石の形成環境の相違のうち、比較的明瞭になっている要因は、塩分濃度と pH (PETTIJOHN 1957, FOLK, 1962), SKINNER, 1963, SARIN, 1962) である。塩分濃度は温度と比列し、pH の上昇は、生物の成長期と一致し、いわゆる光合成 (Photosynthesis) に支配される。石灰岩は、ドロマイトに比較して、塩分濃度、pH ともにひくい環境で形成されている。また、炭酸塩岩石の形成は、うえにのべた事項にまつわる CO_2 分圧も重要な要因である。石灰石を沈澱している Bahamas では、塩分濃度 36%~43%, pH=8.15~8.02, T=28°C, South Aastralia では、塩分濃度は変化するが、石灰岩にとむ沈澱物は、pH=8.5, ドロマイトにとむものは、pH=9.2 に達し、T=18°~28°C であり、沈澱をもたらす潮水の組成は、ほぼ海水と同様である。

五十嵐 (1963) は、北海道に発達する新第三系のドロマイト鉱床とほぼ同様な産状をしめす青森県深浦地方の西黒沢階に発達するドロマイト鉱床を研究し、斜長石の顕著な存在を指摘した。そして、このことは新第三系ドロマイトが西黒沢階に始まる海浸と、これに引続く地向斜堆積物としての女川階にいたる間の火山作用の特性を示唆しているのかも知れないと記述している。

一方、いわゆる古生層中に胚胎するドロマイト鉱床は、変形、変質をうけており、また層序上の問題もあるので、初成的形成機構の究明は容易でない。

古期岩層中に胚胎するドロマイト鉱床の上下盤の大多数は、輝緑凝灰岩やチャートで構成されている。また独立して、ドロミテック輝緑凝灰床の発達する場合もある。チャートは、無層理で塊状をしめし、赤色を呈することが多い。このような鉱床と母岩の相関関係は、石灰石鉱床にもみられ、その頻度は 86% の多きにのぼるといわれている (堀井, 1964)。苦符をのぞけば、いずれの鉱床も石灰岩を随伴しているが、両者の産状を概観するとレンズ状ないし互層をしめしている。また、ドロマイト鉱石も、鏡下および X 線回折では、かならず方解石が存在しており、再結晶のため、石理や粒度は、複雑となる。ときおり、鏡下でも礫状ドロマイトとよばれるような石理もみられる。ドロマイトの化学組成は $\text{Ca/Mg}=1$ でなくて、Ca にとむ。

産状から判断すると、すくなくとも、石灰岩、石灰岩をとまなうドロマイト鉱床は、海底火山活動と関係をもっていることが推測される。この火山活動は、新第三系のドロマイト鉱床の形成機構から推察して、塩分濃度・温度・pH および CO_2 分圧の上昇をもたらして、ドロマイト鉱床の形成を容易ならしめたであろう。

う。そして、石灰岩とドロマイトの互層は、火山活動の周期的変化による環境差によって形成されたと考えられよう。

有田(1956)は、北海道の古期岩中に産するドロマイトとほぼ同様な産状をしめす栃木県羽鶴山のドロマイト鉱床を研究し、その形成機構をつぎのように説明している。すなわち、生物の遺骸の集積および海水からの化学的沈澱によって、方解石が海底に集まる。これが固化してしまう前に海底火山現象に若干変化が起こり、海水の温度はやや上昇し、海水中のMgの成分がCa成分にくらべて増加する。この場合、大気中のCO₂の分圧も火山現象のために増加するので、集積した方解石の一部がドロマイトによって置換される。あるいは、湖とか閉じた海のような環境で海水が濃集されて、反応が促進される場合もあるであろうが、いずれの場合にせよ、ある特殊な環境(アルカリ性、やや高温)のために石灰岩が固結する前に海中のMg成分によって置換されて生じたものと説明している。

VIII 各鉱床の概要

VIII.1 茂辺地鉱床(第5図参照)

鉱区番号: 渡島国採109号

位置: 渡島国上磯郡上磯町字茂辺地国有林野内

鉱業権者: 平和鉱業株式会社

最寄り駅は、国鉄江差線茂辺地である。これより、茂辺地川にそって約10kmほどさかのぼると、戸田部落に達する。戸田部落から右折して、戸田沢にそって4kmほど行くと、採掘現場に到達する。この間の道路は、平坦で、自動車の運行には、さしつかえない。しかし、冬期間は、除雪作業を必要とする。

鉱床の開発歴史は不明瞭であるが、明治初期には白雲陶器の製造原料、大正初期および昭和16年頃には炉床材として、一時採掘したという。昭和22年頃、鉱業権者が現会社組織にきりかえ、昭和23年より出鉱のための道路整備を行なった。以後断続的に稼行してきたようである。

昭和35年の調査時は、鑿岩機3台、コールピック1台、ゲーゼル70HP、コンプレッサー50HPを使用して、第1鉱床を採掘していた。月間出鉱量は、400tで、鉱石は用途に応じて、塊鉱および粉鉱(15mm大; クラッシャー→水洗)に大別されていた

鉱床周辺は、いわゆる古生層と新第三紀中新世中部層および下部層で構成されている。ドロマイトは、前者と後者の下部層に胚胎しているが、採掘鉱床は、前者である。

古期岩類中の鉱床は、第5図にしめしたように、5鉱体からなる。だが、第1鉱床と第2鉱床、および第3第4と第5鉱床は、それぞれ連続ないし断続的な一連の鉱体である。第2鉱床は、やや規模の大きい石灰岩体を挟在している。

主要採掘鉱体で、石灰岩や他岩類のはさみの少ない第1鉱体の東側の上部には、上盤の輝緑凝灰岩や新第三紀層が露出し、かつ、これらの諸岩類と鉱体とはN30°E・60°NWの断層で接している。そのため、露天採鉱上東側への鉱床の延長には、期待がもたれない。

品質は、北海道の鉱石中、最良であるが、需要の最も多い鉄鋼原料としては、鉱量的に難点がある。したがって、他の用途として稼行すべきである。

VIII.2 東山鉱床

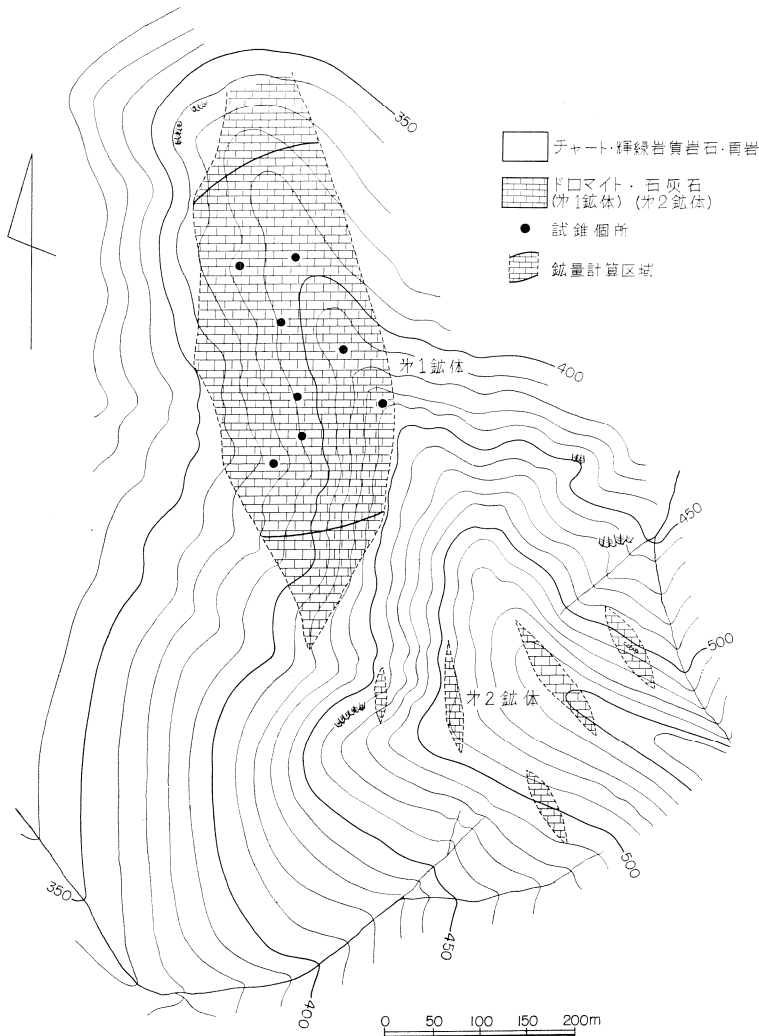
鉱区番号: 石狩国採1,141号

位置: 石狩国空知郡富良野町字東山大学演習林内

鉱業権者: 鹿越鉱業株式会社

最寄り駅は、国鉄根室本線山部である。これより、空知川にそって約6.5km南下し、左折して西達布川ぞいに約10kmのぼると西達布部落に達し、さらにトラックの通ずる農道を2kmほど南下すると鉱床に到達する。山部・西達布間は年中バスが通じている。

鉱床発見の歴史は浅く、昭和35年である。その後、試錐探査を継続して行ない、所期の鉱量を獲得したので、昭和40年に、開発にふみきった。現在、露天採掘を行ない、鉱石は、トラックで東山から西達布・幾寅経由で東鹿越に運搬し、既設の炭カル肥料工場で粉碎し、苦土炭カル肥料として販売している。



第15図 東山鉱床地質図

鉱床を胚胎する山部層に相当する地層は、下位の輝緑岩質層と上位の珪質岩岩層とにわけられる(第4図)。下位の輝緑岩質層は、三角点717.9mの東側に発達する石灰石鉱床周辺と、ドロマイト鉱床の西側に賦存する石灰石鉱床付近に分布する。後の地区では、珪質砂岩・チャート・頁岩を挟む。

上位の珪質岩岩層は、最東部・最西部の石灰石・ドロマイト鉱床の賦存地区に発達する。東部のこの岩層は、南にのびて、鹿越鉱床の対岸にみられる珪質岩岩層につらなるようである。主としてチャートからなり、山地に凸出している。

新第三系以降の岩層として、流紋岩質熔結凝灰岩と砂礫堆積物とがあげられる。両者とも、鉱床の前縁部に発達する丘陵地に分布する。

鉱床は、石灰石鉱体とドロマイト鉱体からなる。後者は、上位の珪質岩岩層中に限られ、石灰石を挟む。この鉱体とあい隣接してしかも同一岩層中に、石灰石鉱床だけが、発達している。なお、他の石灰石鉱床のうち、第2鉱床の1部が少量のドロマイトを随伴する。

ドロマイト鉱床は、明瞭な露頭は存在せず、ドロマイトと少量の石灰石とが転石状に散在するにすぎない。したがって、野外の観察だけで、鉱体の走向・傾斜を把握することはできないが、試錐資料や上下盤のチャートの分布からみて、ほぼN10°W・45°SWの走向・傾斜をもっていると推定される。

通常、鉱体は0.8~2 mの表土でおおわれている。試錐によって確認された鉱床の厚さは、東端部で30 m、中央部で60 m、西端部で28 mに達するので、中央部に向斜構造が考えられる。鉱床の大部分が、ドロマイトからなっているが、石灰石・頁岩・炭酸塩化輝緑凝灰岩の薄層を介在している。とくに、石灰石は延長性にとぼしい点から、レンズ状に胚胎していると推測される。

鉱石の品位は、 $MgO=15\sim16.5\%$ で、道南のものより2~3%低い。組成上からは、石灰質ドロマイトとよばれるものである。

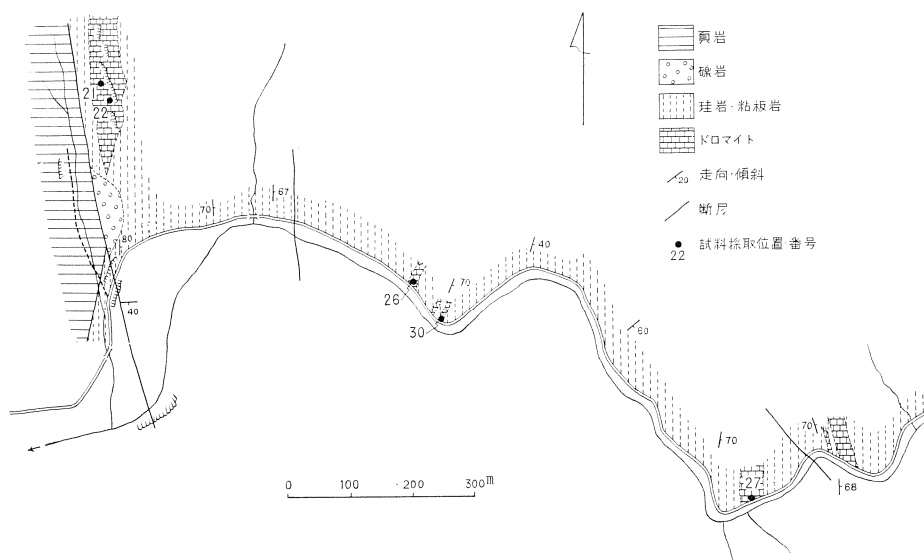
VIII.3 苦符鉱床

鉱区番号：不明

位置：松山郡上の国村字桂岡国有林内

最寄り駅は、国鉄江差線柱岡である。これより、苦符沢にそって約1 kmのぼると到達する。この間には、林道が通じている。

鉱体（第16図の最西部）の一部は、昭和30年頃試験試料として、富士製鉄室蘭に送付されたという。



第16図 苦符鉱床地質見取図

鉱床周辺は、いわゆる古生層と新第三紀中新世中部層および下部層から構成されている。古期岩層は、苦符沢東部に分布し、新第三紀層とは不整合ないしは断層で接しており、主として、珪岩・粘板岩で構成されている。通常、 $NS\sim N15^{\circ}E\cdot 60^{\circ}\sim 70^{\circ}SE$ の走向・傾斜をしめし、時折り走向断層が発達するが、全体として、東の単斜構造を形成している。第三紀層は、中部世下部層と中部層に細分され苦符沢の西部に分布する。下部層は、礫岩で構成され、礫は小指大の円磨された古期岩類からなる。しかし、他の地域にみられるように、礫岩の基地には、ドロマイトがみられない。中部層は、硬質頁岩からなり、下位の岩層とは $N10^{\circ}W$ の断層で接している。

鉱体は、調査地域内では、5個所に露出し、地層とは整合的である。規模は、大きなもので $50\text{ m}\times 100\text{ m}$ (+)、小さなもので $10\text{ m}\times 30\text{ m}$ (+)であり、今後の探査により、いちじるしく増大するとは考えられない。

規模とは逆に、鉱体は“はさみ”がなく、 $MgO=16\sim 18\%$ $SiO_2=3\%$ 以下 $R_2O_3=1.5\%$ の値をしめして良品鉱である。

VIII.4 楯川鉱床（第7図参照）

鉱区番号：不明

位置：松山郡江差町字楯川国有林内

最寄り駅は、国鉄江差線北上である。これより、国道にそって約2 kmほど北上すると楯川部落に達し、

さらに楸川ぞいの村道を4 km のぼると、鉱床に達する。

周辺は、輝緑凝灰岩・チャート・砂岩からなる古期岩層とドロミテック礫岩からなる新第三系中新世下部層および泥質頁岩からなる中部層で構成されている。

古期岩層は、東部地区では $N40^{\circ}\sim 60^{\circ}W \cdot 50^{\circ}\sim 70^{\circ}NW$ 、新第三紀層の分布する西側付近では $N20^{\circ}\sim 30^{\circ}W \cdot 40^{\circ}\sim 50^{\circ}NE$ の走向・傾斜をそれぞれしめし、その間に小規模な向斜構造が存在する。

鉱床は、輝緑凝灰岩の中に胚胎し、2 鉱床からなる。なお、ドロマイト鉱床の下盤である砂岩・チャートの中には、マンガン鉱床が賦存している。また、ドロマイト鉱体中には、 $N30^{\circ}E \cdot 70^{\circ}SE$ の走向・傾斜をしめす小規模な脈状形をしめす褐鉄鉱もみられ、品位は $Fe=48\sim 51\%$ である。この褐鉄鉱床は、あとからのべる竹森山のドロマイト中にもみられる。

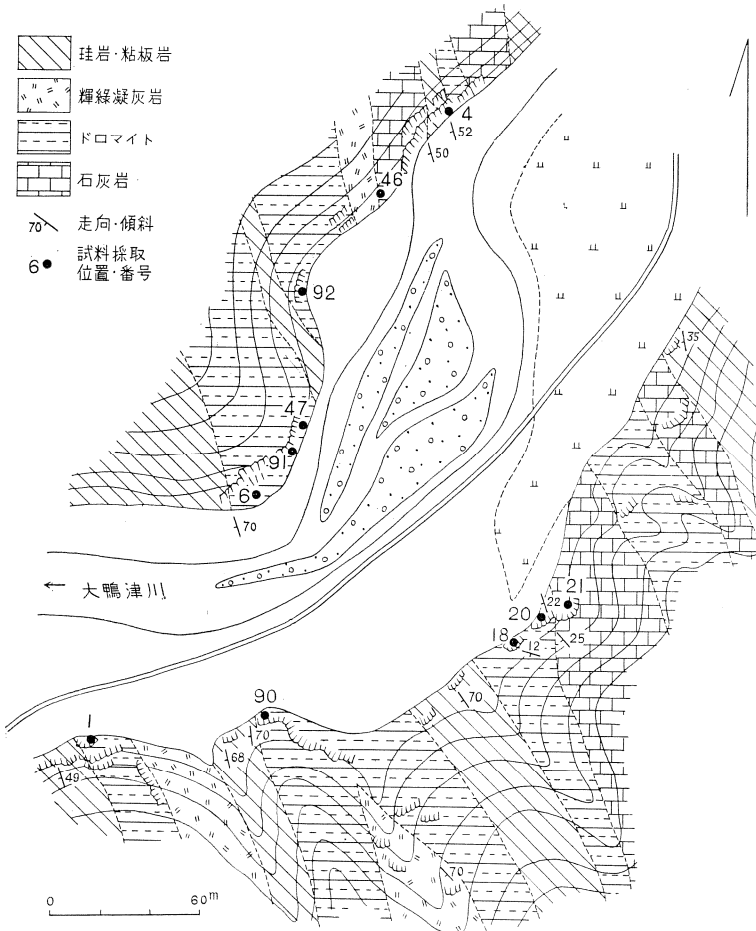
鉱石の多くは、通常のドロマイトとやや異なり、輝緑凝灰岩の構造が残っているので品位のばらつきがはげしく、かつ SiO_2 、 R_2O_3 にとんでいる。

Ⅷ.5 江良鉱床

鉱区番号：不明

位置：渡島国松前郡松前町字江良民有地内

最寄り駅は、国鉄松前線松前である。これより海岸線にそう国道を約17 km ほど北上すると江良部落に到達する。江良部落から南東1 km および2 km 付近に、大鴨津川・小鴨津川があり、両河川にそう林道をそ



第17図 大鴨津川露頭における鉱床地質見取図

それぞれ1 kmほど東上すると、各露頭に逢着する。

鉍床の発見は、昭和19年で、以前は石灰石とみなされていた。

発見当時、試験試料として50 tほど、当時の日本製鉄株式会社室蘭工場に送付したという。その後は、放置されて現在にいたっている。

周辺は、いわゆる古生層と新第三紀層で構成されている。

古生層は、東部に分布し、珪岩および一般に珪質な砂岩・粘板岩や輝緑凝灰岩からなり、とくに、輝緑凝灰岩は、鉍体内およびその周辺に発達する。また、小規模な輝緑岩岩床がみられ、しばしば炭酸塩化作用を受け、滑石状にみえる個所もある。

これらの諸岩石は、NS~N10°Wの走向をしめして、西に40°~70°傾斜し、西への単斜構造を形成している。断層系統は、走向断層とこれをきるほぼ東西性のものがあり、鉍床を転移させている。

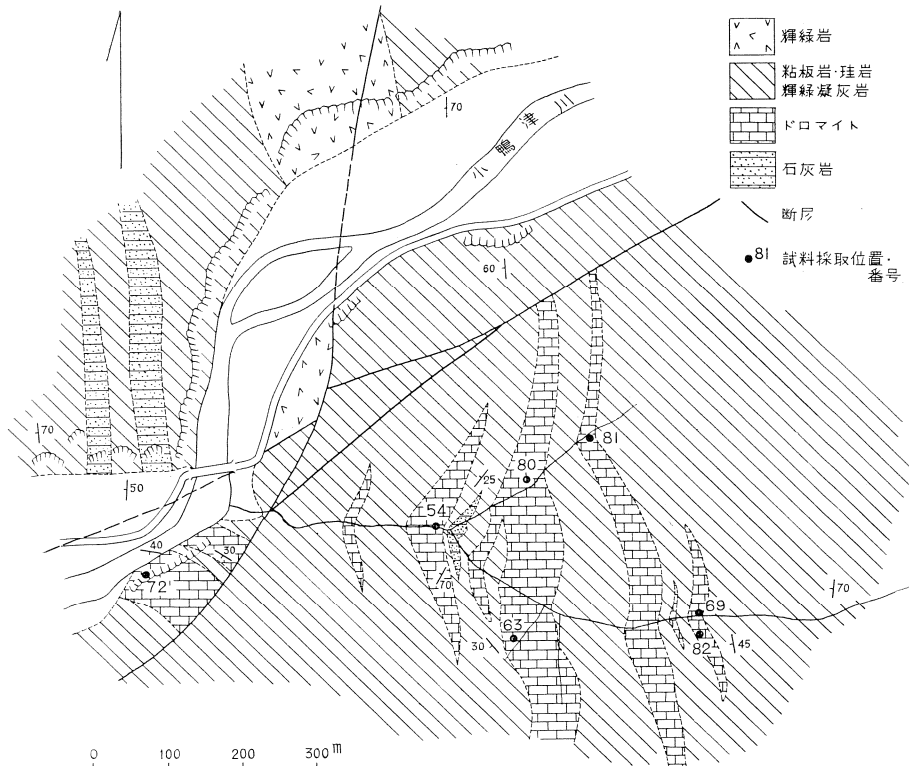
新第三紀層は、海岸線ぞいおよび小鴨津川支流に分布し、火山岩や碎屑岩類からなる。海岸線にそって分布するものは、古生層とは断層で接し、他は、これをおおっている。

なお、海岸線にそっては、段丘堆積物が、やや広範囲に発達している。

鉍床の賦存状態は、第2図にしめたが、露頭追跡を行わずに、各沢で把握するにとどまったので、不明確なことが多い。したがって、ドロマイトと石灰石の分帯が不可能なため炭酸塩岩石として取扱った。鉍体は、地層の走向と同じく、ほぼNS~N10°WからN10°E~N20°Eをしめして発達する。そのうち、前者の走向をしめすものは、小鴨津川以北に分布し、後者は、小鴨津川以南に発達する。

代表的な露頭における、ドロマイトの賦存状態は、第17図と第18図にしめた。

大鴨津川では、ドロマイト石灰石は分離して発達するが、両者が相接する場合もある。この場合の漸移部は、ドロミテック石灰岩、石灰質ドロマイトとなるが、急変する。鉍体内には、輝緑凝灰岩・珪岩および粘板岩を介在している。この露頭の北部の延長部にあたる江良沢では、石灰石はみられず、ドロマイトだけとなる。



第18図 小鴨津川流域における鉍床地質見取図

小鴨津川の右岸の露頭は、大鴨津川露頭の南延長部に相当する部分で、石灰石だけとなる。しかし、左岸では、ドロマイトとなり、 $N70^{\circ}W \cdot 40^{\circ}SW$ の走向・傾斜をしめすようになる。したがって、その間に断層が伏在している。さらに、この鉱体は、 $N60^{\circ}E$ の断層により転位して、小鴨津川の東小沢に露出するようになる。この地区では、ほぼ $NS \cdot 30^{\circ} \sim 50^{\circ}W$ をしめす3鉱体に分岐し、主として、ドロマイトからなるが、レンズ状の石灰石鉱体もみとめられる。なおドロマイト鉱体の一部には、ドロミテック輝緑凝灰岩とよばれるものもふくまれている。

このように、江良沢から小鴨津川にいたる間に露出する各鉱体は、ほぼ同一層準に追跡できるが、ドロマイトと石灰石の累重関係は一定ではない。また、それらの量比も不定である。

鉱石は、局部的に良品位のところもあるが、採鉱という立場からみると、かなり不均質となる。

VIII.6 江差鉱床 (第7図参照)

鉱区番号：渡島国採 180号

位置：松山郡江差町民有林および国有林内

鉱業権者：藤信鉱業KK

最寄り駅は、国鉄江差線江差である。鉱床は、海岸線から1kmほど東部の山地に、ほぼ南北の走向で分布している。海岸線にそって国道が、背後の丘陵性山地の一部および大きな河川に沿っては自動車道路が通じている。

昭和30年頃、富士製鉄株式会社室蘭工場が、ドロマイトクリンカー製造のため、この鉱床をふくめて、苫符・上の国の鉱石を試験試料として採取したことがあるという。

鉱床は、新第三系下部層と中部層の間に、層状に発達している。各沢では、いずれも露頭は確認できるが、南部では、礫質ドロマイトが優勢に発達する。また、岩礫の大きさは、南部ほど大きくなり、親指大をしめす。ここでは、下部層の火山碎屑岩類の発達がみられなくて、断層で古期岩層と接している。

賦存状態を最も良く観察できる個所は、豊部内川の500m上流付近の河床と右崖である。火山碎屑岩類を基底とし、その上に、厚さ約30mの礫岩・礫質砂岩が発達し、ついで塊状を呈する厚さ10mのドロマイトに移過する。このドロマイトの上位は、淡緑色を呈する礫質ドロマイトに漸移する。厚さは2mほどである。最上位には、層理の発達した中部層の泥質頁岩が発達するようになる。他の場所——片原町海岸、五勝手川中流——では、この泥質頁岩中に、幅数10cmの連続性に乏しい団塊状のドロマイトもみとめられる。

ドロマイトを含む地層は、地質の項でのべたように、通常 $20^{\circ} \sim 45^{\circ}$ の傾斜をしめすので、露天掘りを行なう場合の剝土作業は容易でない。

VIII.7 上の国鉱床 (第3図参照)

鉱区番号：渡島国試 4102号

位置：松山郡上の国村虎の沢道有林

鉱業権者：三浦義雄

最寄り駅は、国鉄江差線上の国である。これより上の国市街をへて虎の沢入口までは、国道が通じており、バスが運行している。虎の沢から鉱床にいたる約2kmの間は、自動車道路が通じているが、これよりおくは、農道があるにすぎない。

鉱床周辺は、第6図にしめしたような層序をしめす。構成する各岩層は、北部では $NS, 10^{\circ} \sim 20^{\circ}E \sim W$ の走向・傾斜をしめし、ゆるやかな背斜構造を形成している。これに対し、南部地域では、 $N30^{\circ} \sim 50^{\circ}W, 10^{\circ} \sim 25^{\circ}SW \sim NE$ の走向・傾斜をしめし、ゆるやかな背斜構造がみられる。この両地域は、ほぼ南北の断層とその派生断層で境されている。

鉱床は、虎の沢およびその支流に断続して露出する。いずれの露頭も、層厚上同一層準にあるので、上盤をはげば、連続的な鉱体となる。だが、地層は緩傾斜であるが、上盤が広範囲に分布しているので、露天採掘は容易でない。

ドロマイトの下盤は、通常礫質ドロマイトであり、上盤は、シャープに頁岩層に移過する。ときおり、ドロマイト鉱体中に、連続性のない10数cmの礫質ドロマイトを介在することもある。礫質ドロマイトの岩礫の大きさは、虎の沢周辺では、一様であるが、上の国市街地付近では、やや大きく2~3cm大となる。しか

し、上の国市街地では、上部の塊状ドロマイトは、削剝されている。

このように、この鉱床は隣接の江差鉱床と同様な産状をしめし、地質的には、一連の鉱床とみなさなければならぬ。しかし、鉱石組成はややことなる。上の国鉱石は、品位のばらつきが少ないのが特徴であるが、 SiO_2 、 R_2O_3 にとんでいる。

Ⅷ.8 木古内鉱床

鉱区番号：鉱業権者：不明

位 置：渡島国上磯郡木古内町太平川上流

最寄り駅は、国鉄江差線木古内である。これより、大平川川口までは、国道が通じている。太平川にそって、約4km自動車道路が開さくされており、これより鉱床まで約5kmの間は、農道が通じている。

鉱床は、昭和33年頃江差町の某氏により発見されたという。

鉱床周辺は、新第三紀層といわゆる古生層で構成されている。後者は、NSの伸びをもって小規模に分布しており、新第三紀層とは不整合で接している。主として粘板岩・珪岩・砂岩などからなる。

新第三紀層は、第19図にしめすように古期岩層を取り巻いて分布し、ドーム状構造を呈している。この岩層は、上、下部の2岩相に区分されるが、上の国・江差鉱床付近の地質とことなり、下部層の下位に発達する火山岩・火山砕屑岩類はみとめられない。下部層は、暗青ないし暗灰色を呈する礫岩および砂岩からなる。礫岩の岩礫は、円磨された古期岩類からなる。上部層は、層理の発達した硬質頁岩を主要構成員とする。

ドロマイトは、新第三系中部層と下部層との間に、層状に発達し、上下盤とは、明瞭な直線的境界で接している。ただし、鉱床の下位は、ドロミテック礫岩で構成されている。場所によっては、上盤付近の硬質頁岩の中にも、連続性をもたない厚さ10~25cmの団塊状のドロマイトの薄層がみられる。

鉱石が、うえにのべた新第三系の鉱床のものとなっている点は、すでに指摘した。

木古内周辺には、これと類似した地質状態をしめす箇所が、処々にあるので、今後の調査により、この種の鉱床が発見されよう。

Ⅷ.9 乙部鉱床

鉱区番号：渡島国採185

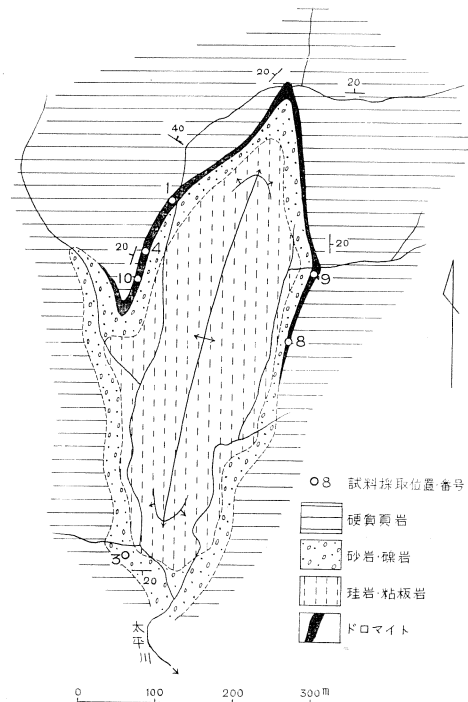
位 置：渡島国爾志郡乙部村竹森山国有林

鉱業権者：百崎産業株式会社

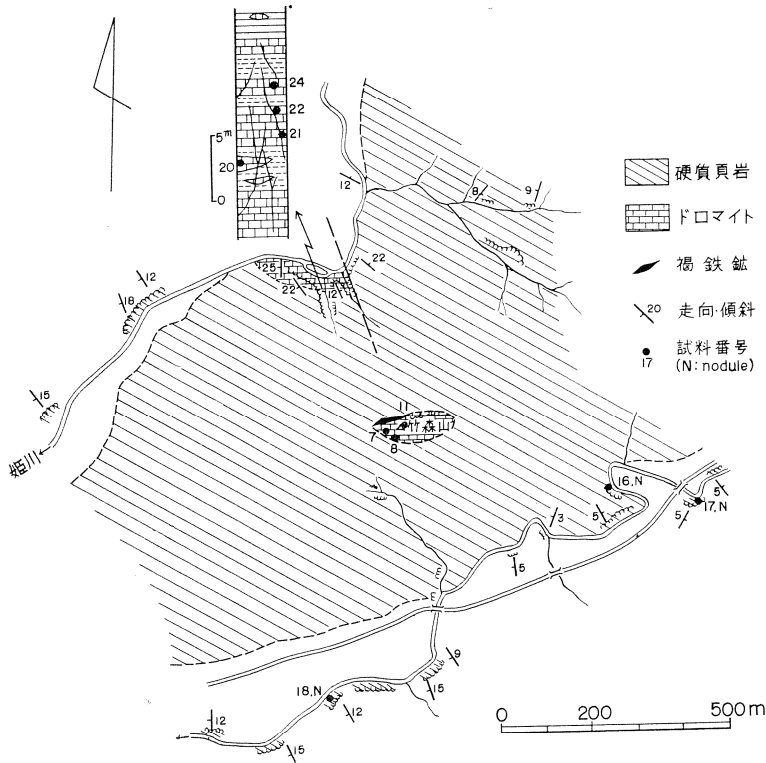
最寄り駅は、国鉄江差線江差である。これより乙部村市街地にいたる間約12kmの間は、海岸線にそって国道が通じており、冬夏季間ともバスが運行している。乙部から竹森山山麓までの12km間は、村道が開さくされている。この道路から竹森山山頂までは、山頂近くに神社があるので、歩道が通じている。

この鉱床は、昭和30年頃に、褐鉄鉱を対象として、試錐や坑道掘進による探鉱が行なわれたというが、ドロマイトとしては、全くかえりみられなかった。

竹森山の周辺一帯は、新第三系中部層に相当するいわゆる硬質頁岩層から構成されている。大部分が層理の発達した泥質頁岩であるが、砂質の部分や泥岩の箇所もある。一般にNS、 $5^\circ\sim 10^\circ\text{W}$ の走向・傾斜をしめすが、姫川上流では、東へ傾斜し、鉱床付近には、 $\text{N}20^\circ\text{W}$ の断層が発達する。



第19図 木古内鉱床地質見取図



第20図 乙部鉱床地質見取図

なお第20図には図示してないが、この東側には、下部層に相当する礫岩、砂岩層が発達する（酒匂，1961）
 鉱床は、すでにのべたものと異なり、中部層に胚胎する。

鉱床は、2箇所分布する。姫川左岸に露出する鉱体は、ドロマイトと硬質頁岩や砂質頁岩の互層からなり、一部には、団塊状のドロマイトもみられる。これらの互層部は、主として石英の網細脈でぎらされている。この種の現象は、周辺の硬質頁岩層にはみとめられない。

竹森山頂上に露出する鉱体は、北西部分に褐鉄鉱を随伴しており、かつ、すでにのべたように、特殊な鉱石相を成形している。

なお、トキワ沢中流には、連続性をもたない厚さ70cmほどの団塊状のドロマイトもみられる。しかし、江差・上の国・木古内で見られたように、硬質頁岩層と下部の礫岩・砂岩層との間には、ドロマイト鉱体がなくて、層状型の硫化鉄鉱床が発達しているという（酒匂，1961）。

Ⅷ.10 北見鉱床（第8図参照）

鉱区番号：北見国試 9309

位置：北見国北見市若松道有林

鉱業権者：林 利博外1名

最寄り駅は、石北線北見である。これより若松をへて美幌に通ずる自動車道路があり、若松温泉まではバスが運行している。北見から鉱床までは、約7kmほどあり、鉱床は、道路から小沢を300mほどさかのぼった個所にある。

昭和36年頃鉱業権者により発見された。もちろん、この周辺には、日高果層群が発達し、相内・訓子府の稼動している石灰石鉱床があるので、以前から注目された個所である。しかし、この鉱床は、石灰石鉱床に随伴するドロマイト鉱床ではなく、石英・ドロマイト脈である。

鉱床は、角礫凝灰岩中に胚胎し、母岩の走向とほぼ平行して、N20~25°Eをしめしている。下流の露頭は鍾幅10~20cmであり、2脈が並走して発達する。上流のものは、露頭が明確ではないが、図示した個所に

は、ドロマイトが転石状に散在している。1 m 大に及ぶものもあるので、鉍脈の鍾幅は、それ以上と考えられる。

なお、道路の分岐点から約 50 m 東の角礫凝灰岩からなる崖には、石英・方解石細脈がみられるが、ドロマイトを随伴していない。

あ と き が

以上、北海道のドロマイト鉍床に関する現在までの知見をとりまとめた。その結果を要約すると、つぎのようである。

(1) 鉍床賦存地域は、西南北海道と中央北海道にかぎられる。そのうち、西南北海道における鉍床の分布は、いわゆる時代未詳古生層および新第三紀中新世の八雲層と訓縫層の分布に規定される。とくに、前者は、チャート、輝緑凝灰岩の発達に、後者は、訓縫層の礫岩、砂岩層に支配されている。一方、中央北海道に分布する鉍床は、現在の所、日高累層群の最上位の層準をしめる空知層群の山部層に限定されている。しかし、石灰石鉍床は、空知層群およびその下位の神威層群にも賦存しているので、将来神威層群中にも、ドロマイト鉍床が発見される可能性は充分にある。なお、鉍床は、西南北海道の古期岩層中の鉍床と同様に、チャートと輝緑凝灰岩の分布に支配されている。

(2) 規模の大きい鉍床は、層状型をしめす。古期岩層中の鉍床は、つねに石灰岩を随伴しており、両者は、レンズ状ないし互層関係にある。しかし、新第三紀層中のものは、ドロマイトだけからなり、ドロマイトを含む石灰石は、介殻化石帯として、地理的に分離して分布する。

鉍脈鉍床は、小規模で、北見にみとめられ、石英・ドロマイトからなり、縞状構造をしめして、第三系紀の角礫凝灰岩中に賦存している。

(3) 新第三紀のドロマイト鉍床は、同一層準に、広範囲に分布し、この層準の一部には、硫化鉄鉍床、褐鉄鉍床や亜炭が賦存している。これに対し、今金地区や国富地区におけるマンガン鉍床や黒鉍は、うえにのべた地区とはほぼ同様な層準に位置しているが、周辺部にドロマイト鉍床は、確認されていない。

(4) 古期岩層中の鉍石は、暗黝色ないし暗灰色を呈し、緻密であることが多い。風化面は、共通して、ドロマイト特有の“象の肌”を呈する。

樞川および江良の多くの鉍石は、単位粒度 0.1~0.2 mm 大の粗粒ドロマイトからなるが、この間を 0.02~0.03 mm 大の細粒ドロマイトが充填して、斑状組織をしめしている。一方、茂辺地・東山および苦符の各鉍石は、細粒型にぞくし、単位粒度 0.01~0.1 mm 内で、等粒組織をしめすことが多い。まれではあるが、樞川や東山の鉍石の一部に、鱗状構造をしめすドロマイトが、また各地の鉍石の一部に、礫状ドロマイトが、それぞれみとめられる。

ドロマイト鉍石は、つねに方解石を 10~30% 随伴し、後者が前者を充填する場合と細脈状にきる場合がある。他の鉍物として、石英・斜長石・緑泥石および他の粘土鉍物を、茂辺地の一部には霰石を、それぞれ随伴する。

一方、新第三紀中の鉍石は、一見砂岩・泥岩に類似する外観を呈し、クリーム色・暗黝色および暗灰色などをしめして変化にとんでいる。ドロマイトの粒度は、古期岩類中の細粒型ドロマイトに近似し、0.01~0.07 mm 内外である。その集合体は、等粒状構造をしめし、乙部以外では、他の鉍物の細脈によってきられるようなことはない。乙部の一部の鉍石は、鉍床形成後の鉍化作用をうけて、累被構造や皮殻構造が発達して、空隙にとむようになり、また、褐鉄鉍脈や重晶石をとまう。また、ガローの沢以外では、方解石を随伴しない。

多くの鉍石は、多少なりとも、円磨されたチャートや粘板岩の古期岩類をふくみ、また、石英・斜長石および粘土鉍物を随伴する。

(5) 新・旧両岩層中の多くのドロマイトは、 CaCO_3 を 1~2% 過剰にふくんでいる。また、鉍石の分析結果でも、 $\text{Mg}/\text{Ca}=1$ でなくて、 Ca にとんでいる。

茂辺地以外の鉍石は、 SiO_2 や R_2O_3 にとみ、もっとも量的利用度のある製鉄原料には、不適當である。茂辺地の鉍石は、硝子用以外のあらゆる用途に適しているが、鉍量に問題があるので、これまた製鉄原料には、

不適當である。したがって、現在のところ、北海道のドロマイト鉱床の開発利用は、苦土炭カル肥料に限定されよう。

(6) 新第三系のドロマイトの地層から、*Miogypsina*, *Operculina* の大型有化有虫群が産出するので、その海域は温暖流に支配され、浅海域であった。また、ドロマイト鉱床中に、礫質ドロマイトが存在するので、堆積盆における海流速度も大であったと推測される。一方、汽水域で亜炭の生成の行なわれた個所における介殻化石帯では、方解石が卓越するが、ドロマイトも少量(10~12%)存在する。

このような環境は、現在炭酸塩岩石を形成している Bahamas や South Australia とほぼ同様であったと推測される。ただ、天然におけるドロマイトと石灰石の形成環境の相違のうち、前者は塩分濃度・pH ともに高い環境で形成されている。

一方、いわゆる古生層のドロマイト鉱床は、上下盤の地質から、海底火山活動に関係すると推測される。この火山活動は、新第三系のドロマイト鉱床の形成機構から推察して、塩分濃度・温度・pH および CO₂ 分圧の上昇をもたらして、ドロマイト鉱床の形成を容易にしたであろう。また、石灰岩とドロマイトの互層は、火山活動の周期的変化による環境の差で形成されたと考えられる。

参考文献

- 肥田 昇 (1951): 北海道上磯郡茂別村茂辺地ドロマイト鉱業所調査(第一報), 地調月報, Vol. 2, No. 10
- 金谷太郎・須鎗和巳 (1951): 北海道松前半島中部の第三系, 新生代の研究, Vol. 9
- 斎藤正雄・松村 明 (1952): 北海道渡島国水無鉱山ドロマイト鉱床調査報告, 地調月報, Vol. 3, No. 3
- 柳下秀雄 (1955): 新潟県東山油田北礼地区の試錐井にみられる苦灰岩について, 資源科学研究所彙報, No. 38
- HARKER, R. I. and TUTTLE, O. F. (1955): Studies in the system CaO-MgO-CO₂(part 2), Limits of solid solution along the binary join CaCO₃-MgCO₃, American Journal of Science, Vol. 253
- GOLDSMITH, J. R., GRAF, D. L. and JOENUU, O., (1955) The occurrence of magnesian calcites in nature, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 7
- 有田忠雄 (1956): ドロマイト鉱床, 鉱床学の進歩, 富山房
- GRAF D. L. and GOLDSMITH (1956): Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite, Jour. Geology, Vol. 64
- 斎藤正雄・番場猛夫・松村 明・五十嵐昭明 (1957): 渡島国松山・松前地方の有用鉱物調査報告, 北海道地下資源調査資料, 北海道開発庁, No. 30
- 地質調査所非金属課 (1957): 日本のドロマイト鉱床, 地質ニュース, No. 37
- ALDERMAN, A. R. and SKINNER, H. C. W. (1957): Dolomite sedimentation in the South-East of South Australia, Am. Jour. Sci. Vol. 255
- PETTIJOHN, F. J. (1957): Sedimentary Rocks, Harper and Brothers, New York.
- TENNANT, C. B. and BERGER, R. W. (1957): X-ray determination of the dolomite-calcite ratio of a carbonate rock, American Mineralogist, Vol. 42
- 地質調査所非金属課 (1958): ドロマイトの新しい調査研究, 地質ニュース, No. 45
- 土居繁雄 (1958): 今金地域のマンガン鉱床, 北海道立地下資源調査所報告, No. 20
- GOLDSMITH, J. R. and GRAF D. L. (1958): Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonate, American Mineralogist, Vol. 43
- HOWIE R. A. and BROADHURST (1958): X-Ray data for dolomite and ankerite, American Mineralogist, Vol. 43
- TOGARI, K. and TOGARI, S (1959): Conditions controlling the crystal form of calcium carbonate minerals (2) (Mineralogical study of mollusca), Jour. of the faculty of science, Hokkaido University, Series IV, Vol. X.
- 根本忠寛 (1960): 北海道西南部の第三紀鉱層状鉱床, 北海道鉱山学会誌, Vol. 16

- 酒匂純俊・藤原哲夫・松井公平 (1961): 乙部岳周辺鉛床調査報告, 北海道地下資源調査資料, 北海道開発庁, No. 63
- 湊正雄・山本哲也 (1961): 上磯石灰岩からの *Mesophyllum* の発見, 地質学雑, Vol. 67
- 長谷川 潔・小山内 熙・鈴木 守・松下勝秀 (1961): 北海道中軸地帯の先エゾ層群, 北海道地下資源調査所報告, No. 25
- CLOUD, P. E. (1962): Environment of calcium carbonate deposition, West of Andros Island Bahamns, Geological Survey Professional paper, 350
- FOLK R. L. (1962): Petrography and origin of the Silurian Rochester and Mckenzie shales, Morgan Country, West Virginia, Jour. Sedimentary Petrology, Vol. 32
- 河田茂麿 (1962): 上磯・茂辺地地区, 国内鉄鋼原料調査, 第1報, 通商産業省
- 杉本良也・鈴木 守 (1962): 上の国虎の沢地区, 同上
- 酒匂純俊・杉本良也 (1962): 江差地区, 同上
- 酒匂純俊 (1962): 北海道松山郡江差町の地質, 江差町
- 杉本良也 (1962): 北海道の重晶石鉛床, 北海道立地下資源調査所報告, No. 26
- 三谷勝利・石山昭三 (1962): 湯の岱ガローの沢地域亜炭鉛床調査報告 (手記), 北海道立地下資源調査所
- 浅野五郎・由井俊三 (1962): 筑豊炭田大峰炭砒大焼尺層の黄鉄鉛石炭球と石炭生成時の植物碎屑物についての一考察, 鉛山地質, Vol. 12
- 五十嵐俊雄 (1963): 青森県深浦町のドロマイト鉛床, 地調月報, Vol. 14
- KITANO, Y (1963): Geochemistry of calcareous deposits found in hot springs, Jour. of Earth Sciences, Nagoya University, Vol. 11
- SKINNER, H. C. W. (1963): Precipitation of calcian dolomites and magnesian calcites in the Southeast of South Australia, Am. Jour. Sci., Vol. 255
- 河田茂麿・井上秀雄・高橋 博 (1963): ドロマイト, 地質ニュース, No. 103
- 湊正雄・国府谷盛明 (1963): 北海道松山郡上の国村の *Fusulinella*, 地質学雑, Vol. 69
- 杉本良也・石山昭三 (1963): 東山地区, 国内鉄鋼原料調査, 第2報, 通商産業省
- 杉本良也・丸山敏彦 (1963): 木古内地区, 同上
- 成田康介・斎藤 紘 (1963): 茂辺地西部地区, 同上
- 堀井正雄 (1964): 石灰石鉛床生成の遠因, 石灰石, No. 87
- 河田茂麿 (1964): 石灰石鉛床の品位と探査, 鉛山地質, Vol. 14
- 成田康介・杉本良明 (1964): 上の国地区, 国内鉄鋼原料調査, 第3報, 通商産業省
- 杉本良也・石山昭三 (1964): 石狩国東山ドロマイト鉛床調査報告, 北海道地下資源調査資料, 北海道開発庁, No. 93
- 北 卓治 (1965): わが国の黒鉛 (式) 鉛床について (3), 地質ニュース, No. 125
- 五十嵐俊雄・藤貴 正・高橋 清 (1963): 青森県深浦地方のドロマイト——とくに微量成分について, 石灰石, No. 98

Dolomite Ore-Deposits of Hokkaidō Japan

By

Ryōya SUGIMOTO

Abstract

In Hokkaido dolomite deposits have been known in its southwest and central parts. In southwest Hokkaido, they are found within Tertiary and "Palaeozoic" formations. Tertiary formations are of miocene in age, and are further divided into three units, lower, middle

and upper respectively. The lower unit mainly consists of andesitic agglomerates, and is correlated with the Fukuyama series from the lithological as well as stratigraphical viewpoints. The middle unit lithologically consists of sandstones and conglomerates which bear rounded pebbles of chert and slate derived from the basement complex. The middle unit unconformably covers the lower, and sometimes accompanies with the intercalations of lignite beds. From fossil evidences the unit is correlatable with the Kunnui series. The upper unit conformably overlies the middle, largely consists of shales, and is corresponding to the Yakuno series. While "Palaeozoic" formation are made up by slates, "schalsteins" and massive cherts.

In central Hokkaido, dolomite deposits are found in the Yamabe formation of the Hidaka group, which has similar lithologic features to those of "Palaeozoic" formations in southwest Hokkaido. Geological age of the Yamabe formation is now believed to be upper Jurassic.

Comparatively large scale dolomite ores are commonly found as of bedded nature, while the smaller ones are chiefly of vein type. Bedded dolomite ores within Tertiary formations are known to occur between the upper and the middle units above described. In each deposit which is thought to have been formed under marine environment, ore mineral is mainly mineral dolomite, with quartz, plagioclase, clay minerals and rounded fine fragments of slate and chert derived from the basement. On the other hand ores which are thought to have been deposited under brackish water condition, minerals are mainly calcite and dolomite. Tertiary dolomite ores show equi-granular texture, with fine grains ranging from 0.01 to 0.07 mm in size. Jurassic and "Palaeozoic" dolomites invariably possess cherts and "schalsteins" as their country rocks. Mineral dolomite is always accompanied with calcite, quartz, plagioclase, chlorite and also other clay minerals. Ore mineral shows porphyritic texture, with coarse grained mineral dolomite of 0.1 to 0.2 mm size, together with fine grained ones of 0.02 to 0.03 mm diameter.

In all cases dolomite ores are rich in calcium content, and SiO_2 and R_2O_3 are predominate in them, except for Moheji deposit. Accordingly, at present, those dolomites are often utilized as manure for land cultivation.

Consideration upon the condition of dolomite formation naturally involves various physical as well as chemical factors. It seems highly possible that the following physical environments prevailed during the deposition of Tertiary dolomite beds.

The areas where dolomite deposition had taken place must have been shallow, and warm sea, since *Miogyopsina* and *Operculina* have been found from the dolomite bearing horizon. Also there must have been some turbulent current as the deposits often intercalated by thin beds of dolomite conglomerates. Field observations seem to indicate that dolomite precipitation was favoured by the increase and rise in both salinity and pH and much of the dolomite probably precipitated directly from sea water. The process may probably be similar to that occurring in Bahamas and Australia, where direct precipitation of dolomite from sea water is now being observed.

Marine environment under which Pre-Tertiary dolomite beds were formed might have been controlled by volcanic activity. Field occurrence of dolomites in intercalation with limestone is indicative of certain changes in volcanism might have occurred within Pre-Tertiary sedimentary basins.

図 版

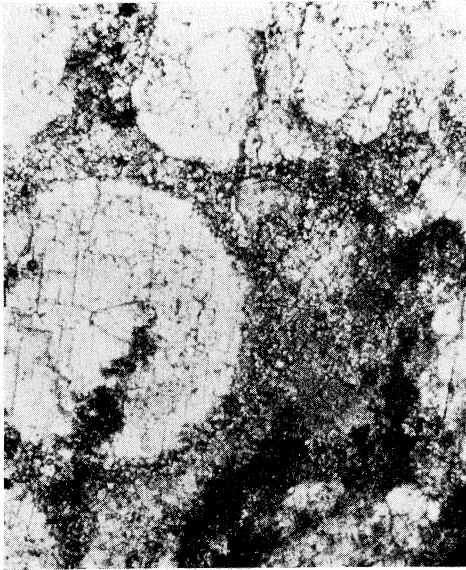
//: 平行ニコル

+: 直交ニコル

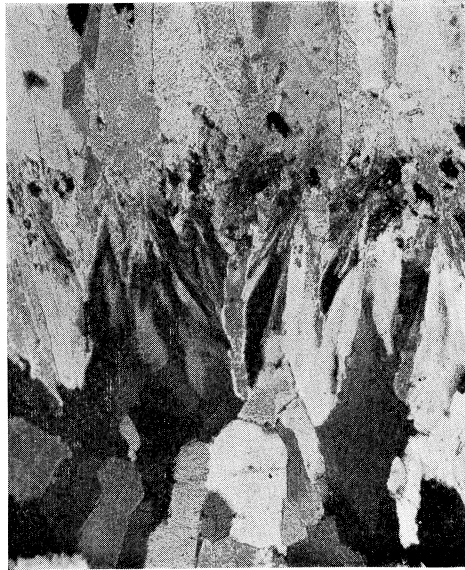
×20: 倍 率

- 1) 木古内鉾石 ×ニコル, ×50
擬鱗状構造をしめす。
- 2) 北見鉾石 (縞状構造をしめす) ×ニコル, 50
長柱状ドロマイトが累被状に発達している。
- 3) 上の国鉾石 (粘土筋鉾) ×ニコル, ×50
Qz: 石英 f: ドロマイトでおきかえられた化石
P: 斜長石
- 4) 乙部鉾石 (初成層状型鉾石) ×ニコル, ×50
鱗状構造をしめす。 K: 結晶核

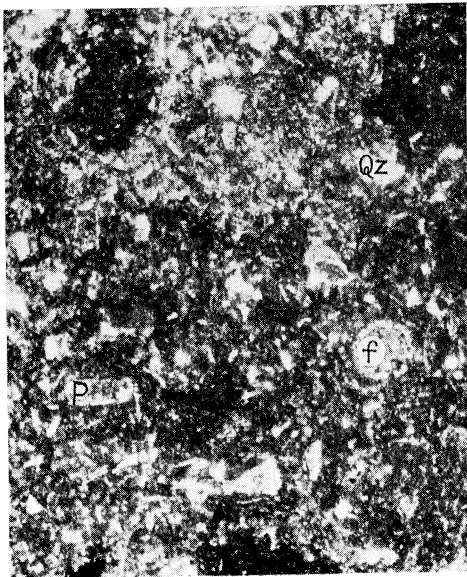
1)



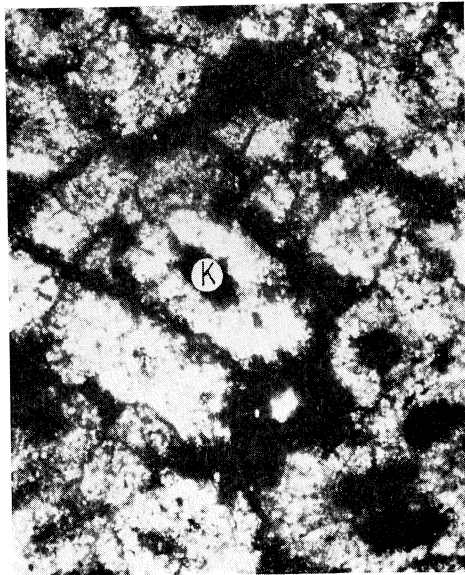
2)



3)



4)



5) 江差ドロマイト +ニコル, ×50

Qz: 石英 f: ドロマイトでおきかえられている化石

6) 江差ドロマイト //ニコル, ×50

Sl: 粘板岩 Do: ドロマイト

K₂CrO₃-AgNO₃ 染色

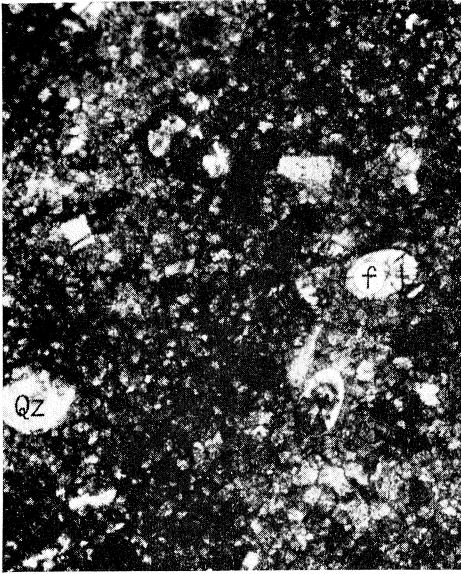
7) 乙部 鈹石 (皮殻状鈹石……初成鈹床形成後の鈹化作用による)
+ニコル, ×50

8) 東山 鈹石 (石灰岩とドロマイトの互層部) //ニコル, ×50

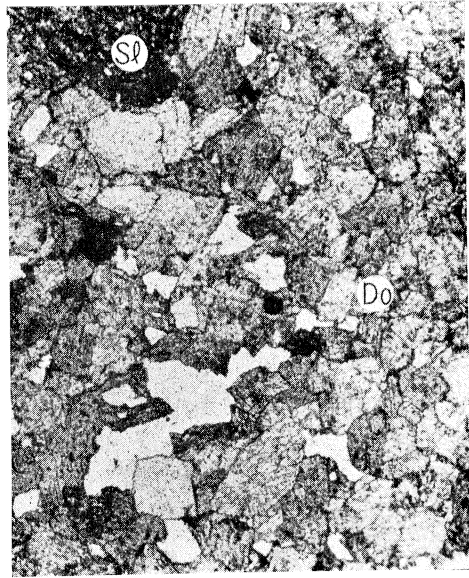
暗色部: 方解石 灰色部: ドロマイト

K₂CrO₃-AgNO₃ 染色

5)



6)



7)



8)



9) 茂辺地鉱石 // ニコル, ×50

暗色部: 方解石 灰色部: ドロマイト

$K_2CrO_3 - AgNO_3$ 染色

10) 江良鉱石 // ニコル, ×50

暗色部: 方解石 白色部: 石英 灰色部: ドロマイト

$K_2CrO_3 - AgNO_3$ 染色

11) 茂辺地鉱石 // ニコル, 50

暗色部: 方解石 灰色部: ドロマイト

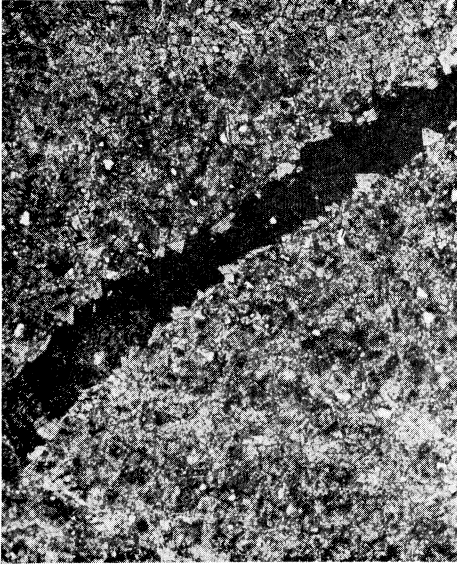
$K_2CrO_3 - AgNO_3$ 染色

12) 東山鉱石 // ニコル, ×50

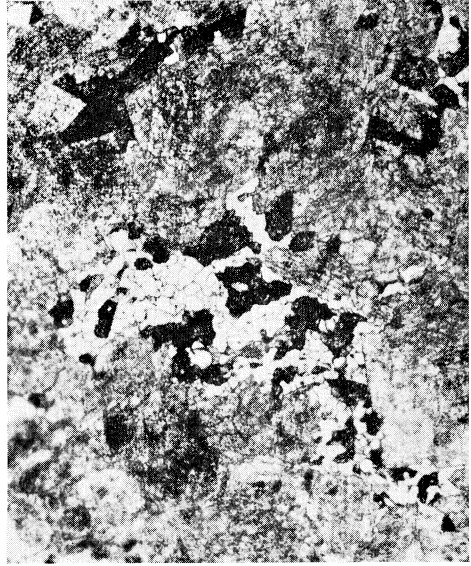
暗色部: 石灰石 灰色部: ドロマイト 鱗状構造をしめす。

$K_2CrO_3 - AgNO_3$ 染色

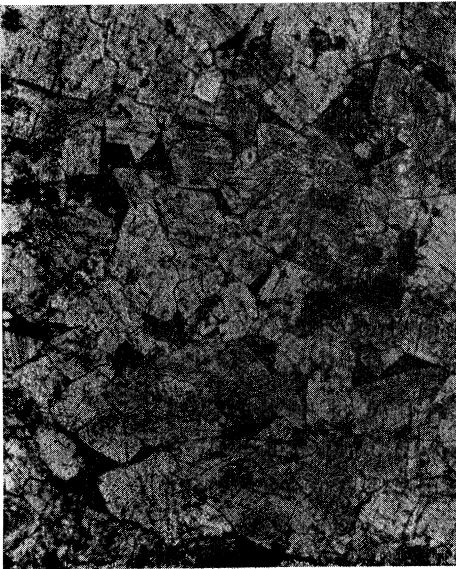
9)



10)



11)



12)

