

岩国・柳井地域の領家変成岩類について

中島 隆

山口県東部岩国・柳井地域に広く分布する領家変成岩について、相平衡論に基づいた変成鉱物の組成共生関係の解析を行ない、同地域における領家変成作用の性格を考察した。

本地域に出現する変成鉱物は以下の通りである。

Quartz, Muscovite, Biotite, Plagioclase, K-feldspar, Garnet, Cordierite, Andalusite, Sillimanite, Chlorite, Tourmaline, Sphene, Apatite, Ilmenite, Pyrrhotite, Pyrite これらの鉱物の中で、次の3つの不連続反応が定義できる。

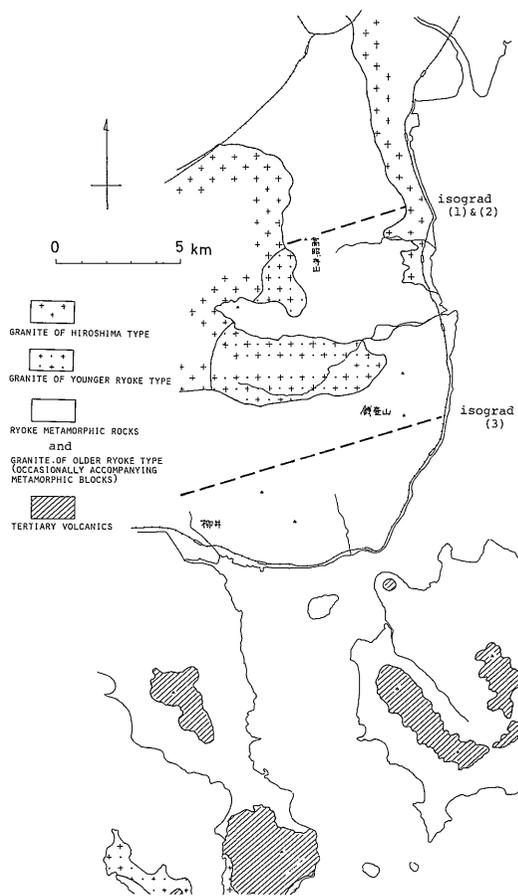
- (1) Andalusite=Sillimanite (Al_2SiO_5 系)
- (2) Muscovite+Quartz=Andalusite (Sillimanite)+K-feldspar+H₂O ($K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ 系)
- (3) Biotite+Sillimanite+Quartz=K-feldspar+Garnet+Cordierite+H₂O ($K_2O-Al_2O_3-MgO-FeO-SiO_2-H_2O$ 系)

(1)は変成度の上昇に伴う sillimaniteの出現、(2)は andalusite(または sillimanite)+K-feldsparの組合わせの出現、(3)は K-feldspar+garnet+cordieriteの組合わせの出現によってそれぞれ特徴づけられる。調査地域内でこれらを追跡し、地図上にひいた線は、自由度1の露頭線としてのアイソグラッドとよび得るものであり、理論的に変成温度のマーカースとしての意味をもつ。

本地域において、(1)と(2)はともに高照寺山付近を通る。(3)は銭壺山付近を通るほぼ ENE-WSW 方向の線として確認された(第1図)。ただし(1)については、この線の南側にある幅をもって andalusite と sillimanite の双方が出現する地域があり、andalusite zone から sillimanite zone への漸移帯あるいは sillimanite zoneの最低温度を表わすと思われる(本稿では以後このゾーンを便宜的に andalusite-sillimanite zone とよぶことにする)。

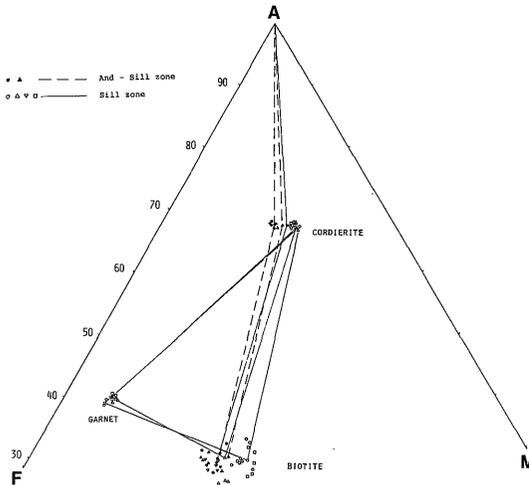
Andalusite-sillimanite zone と sillimanite zone における変成鉱物の化学組成を、過剰の Quartz と K-feldspar

から投影したA-F-M図上に示した(第2図)。Andalusite (sillimanite)-biotite-cordierite の三相共存領域が, andalusite-sillimanite zone から sillimanite zone にかけてM側(Mgに富む側)に移動していくことがわかる。これら Mg-Fe 鉱物の組成変化は, Al-Mg-Fe系における andalusite(sillimanite), cordierite, biotite 間の連続反応によって変成温度の上昇によるものであることが説明される。また garnet-biotite-cordierite の組合わせによる biotite-cordierite join は最も Mg 側の位置を占めており, 反応(3)の右辺側に相当する共生関係が sillimanite zone の高温部に特徴的であることと調和的である。



第1図 岩国・柳井地域の地質概略図とアイソグラッド

* 昭和58年3月24日日本所において開催の研究発表会



第2図 Thompson 投影による AFM 図上に示される garnet, biotite, cordierite, Sillimanite (Andalusite) 間の組成共生関係 (sillimanite-biotite join は省略)

以上の結果から、本地域の変成温度は大局的に北から南に向かって(1)-(3)の3つのアイソグラッドをまたいで累進的に上昇していると結論される。また本地域では反応(1)と(2)がほぼ同じ温度で起こっていることから、 $P_{H_2O} = P_{total}$ ならば変成作用の温度圧力累進経路は反応曲線(1)と(2)の交点付近を通っていると予想される。

(中国出張所)

北海道浦河町のアルカリ質ランプロファイアの岩石学

久保和也・佐藤博之・大森貞子

北海道、浦河町には、白亜紀上部蝦夷層群の泥岩中にアルカリランプロファイアの岩脈が分布する。一般に厚さ数mの岩脈で、母岩の構造に調和的な場合が多い。乳呑川流域には厚さ6.8mの岩脈の好露出があり、岩石も新鮮であるのでこの岩脈について検討を行った。

本岩は1/10万浦河図幅において、竹内・三本杉(1938)によってモンチカイト質岩として記載されているもので、肉眼では粗粒斑状(径1cm弱)の黒雲母、単斜輝石および杏仁状の沸石の目立つ暗緑灰色を呈する。岩脈の両端1.5cmの範囲は茶褐色の急冷相である。本岩の石基部は細粒緻密な部分の中に、やや粗い部分が斑状に分布するというまだら状で、岩脈の中央に向かってこの粗い部分の量比が増す。石基部の粒度変化に基づいて、岩脈の両端から約1.5mの範囲を細粒相、その内側を粗粒相とした。

鏡下では斑晶として黒雲母と単斜輝石を有し、石基部はこれら両鉱物の他にカリ長石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、黄鉄鉱が加わり、それら全ての結晶粒間を弱い異方性を示す沸石が充填している。沸石はディフラクトメーターを用いた粉末X線回折により、方沸石とソーダ沸石が同定されている。

黒雲母は Ti と Mg に富むややフロゴパイト質のもので、斑晶周縁部と石基部で Ti, Fe の増加が著しい。細粒相中の斑晶は融食形を示すのに対し、粗粒相中のものは自形結晶が一般的である。

単斜輝石は Ti と Al に富み、Si-Al 図上でアルカリ岩の領域に入る。斑晶は自一半自形で、著しい累帯構造を有し、中央の透輝石質から縁部のサーラ輝石質へと変化する。石基部の組成は斑晶縁部のそれに対応する。

本岩の全岩分析値は SiO_2 43.92%, Na_2O 2.16%, K_2O 5.80%, CO_2 2.17% を示す。この値を類似の岩石の化学組成の平均値と比較すると、シリカ量はモンチカイトに近く、その他の値はミネットに近い。石基部が沸石質で斑晶に長石を欠く等鉱物学的特徴からはモンチカイトとの共通点も少なくないことから、本岩はミネットとモンチカイトの中間的なマイカ・ランプロファイアの一種と考えられる。近年ミネットをカルクアルカリミネットとアルカリミネットに2分すべきだとの見解があり、その場合本岩はアルカリミネットにより近い。

一般にモンチカイトやアルカリミネットはアルカリ深成岩体に伴うことが多いことから、本岩の場合も成因関係のあるアルカリ岩の活動が存在した可能性がある。

(北海道支所・地質部・技術部)

岩見沢周辺地域に産するせり器粘土について

丸茂克美・山口昇一・池田国昭・岡部賢二

表題の地域は、石狩炭田中央部の西縁に位置する。

地形的に東部の山地、中央部の丘陵地および西部の沖積低地に区分され、それらがほぼ南北方向に帯状に配列し、更に幾春別川、幌向川によって峰延、岩見沢、栗沢一栗山地区に3分されている。また、中央部の丘陵地は、それぞれ地区毎に、南に高く北方へ高度が減る地形的特徴を示している。

本地域の地質は、東部の山地に古第三系・新第三系の堆積岩類が分布し、中央部の丘陵地には、これらを覆って第四系更新統の茂世丑層が発達している。茂世丑層は内陸湖盆を埋積して形成された堆積層で、一般に下部が粗く、上部が細粒で、せり器粘土(一般に SK 4-10 で焼

結する低級粘度)の対象となる粘土層を胚胎している。

せり器粘土は峰延、栗沢、栗山の各地区で採掘されている。それぞれのせり器粘土の窯業特性(耐火度、乾燥特性等)は、そこに含まれるカオリン鉱物、イライト、モンモリロナイトなどの相対量比の相違によって異なる。せり器粘土の中に含まれている長石や火山ガラスはほとんど変質しておらず、顕著な焼成作用や風化作用を受けていないことから、粘土鉱物の相対量比の違いは、せり器粘土の母材となる後背地の先第四系泥質岩中の粘土鉱物組成の相異によって生じていると考えられる。

粘土鉱物が後背地から運搬され、内陸湖盆に堆積する際に、大きなイオン交換能を有するモンモリロナイトは、カオリン鉱物やイライトとは異なる挙動を示すため、後背地の泥質岩の粘土鉱物組成とせり器粘土のそれとは、必ずしも等価には対応しない。しかしカオリン鉱物とイライトは、堆積過程で比較的類似した挙動を示す例がいくつか報告されている。

そこでせり器粘土とその後背地に分布する先第四系泥質岩類中のカオリン鉱物とイライトの量比を比較したところ、峰延地区のものは古第三系石狩層群のものに、また栗沢、栗山地区のものは、新第三系川端層、追分層、幌内層のものに対応する。すなわち、峰延地区のせり器粘土の平均粘土鉱物組成は、石狩層群のそれよりもモンモリロナイトがやや多いのみで、カオリン鉱物とイライトの量比は、両者とも73:27程度である。栗沢と栗山地区の場合は、同様にほぼ50:50である。

せり器粘土は、地区ごとに特徴ある鉱物量比を有するが、調査地のほぼ全域に分布している。しかし、岩見沢地区では粘土分布地域が宅地化され採掘は難しい。また、峰延・栗沢地区でも大部分が水田として利用されているうえ、農地改良用客土として茂世丑層や鮮新統峰延層の細粒泥質層が大量に採掘されている。したがって、将来せり器粘土の採掘地区は極めて限定されるが、それらを考慮しても予想埋蔵量は約500万tが栗沢地区で見込まれる。

(北海道支所・同)

霞ヶ浦の湖底微地形について

村上文敏・木下泰正

霞ヶ浦のように、漁業あるいは砂利採取のごとく人間による生産活動が活発な湖沼では、湖底堆積物もそれらの影響を受けて乱されていることが十分考えられる。採取した湖底堆積物が人為的に乱されているかどうかは、

後の解釈に影響を与えかねない。そのための判断材料として、採取地点の湖底状況を明らかにしなければならない。その方法として水中カメラを用いる方法と、音波の散乱を利用するサイドスキャンソナーによる方法がある。通常は両方を併用するが、霞ヶ浦では水の濁りがひどく水中カメラは使用できず、サイドスキャンソナーだけを用いた。

サイドスキャンソナーは底質あるいは微地形の違いによって生じる、音波の散乱強度の違いを面的に探査する装置であり、その結果は記録紙上に濃淡として表示される。昭和56年と57年の2回の調査によって、霞ヶ浦全域の湖底状況を明らかにした。

霞ヶ浦はその大部分に、泥質堆積物からなる水深3-6mの平坦な湖底平原が分布しており、底質的にも地形的にもほとんど変化のない湖沼である。このことから、得られる記録もほとんど変化のないものであろうと予測していたが、それに反して多くの特徴的な記録が得られた。今回、個々の微地形記録の原因について解釈し、それらを人為的に形成されたものと自然形成のものに区分し、更にそれらの分布を明らかにした。

1. 人為的に形成されたもの

漁業活動によるものと砂利採取跡に分けられ、更に漁業活動によるものは網を曳いた跡と、於染や笹びたし等霞ヶ浦に特有の定置式漁具によるものがある。網を曳いた跡は泥質堆積物が分布する湖底平原にみられ、場所によっては表層部分が10-20cmえぐられている。

2. 自然形成によるもの

自然形成によるものとしては湖棚上の露岩によるものと、泥質堆積物分布域における透明なパターンと不透明なパターンがある。透明パターン分布域では湖底における音の散乱が弱いため淡く記録されるが、不透明パターン分布域では音の散乱が強いため濃く記録される。湖底平原の大部分は不透明パターンが分布し、透明パターンは点在して分布する。210kHzと33kHzの2周波の測深機による湖底断面記録において、不透明パターン分布域では両方の音の反射位置は一致するが、透明パターン分布域では210kHz音は33kHz音より0.2-0.6m浅い位置で反射する。また金属板を使ったパーチェックの結果、湖底面は210kHz音の反射位置にあることが明らかになった。

これまで行ってきた大陸棚調査からは、泥質堆積物分布域では音の散乱が弱く記録も一様な濃淡パターンを示すが、砂礫質堆積物分布域ではこれより強い散乱が生じるという結果が得られている。しかし霞ヶ浦湖底調査においては、大陸棚上とは異なる結果が得られた。すなわ

ち、泥質堆積物が分布する湖底平原において、音の散乱が非常に強い不透明パターンと非常に弱い透明パターンが得られ、また砂質堆積物が分布する湖棚よりも不透明パターン分布域の方が音の散乱が強い。

不透明パターンあるいは透明パターンの分布域で採取された柱状試料の内部構造を、軟X線を使って観察すると両者の間にははっきりした違いがあることがわかる。透明パターン分布域の試料はその内部構造がほとんど均一であるのに対して、もう一方は試料の表層部分に、気泡によるものと思える径数 mm ほどの大きさの間隙が多くみられる。これらの間隙はもともと湖底下では圧密を受け小さなものであったのが、試料を船上にひき上げたときの減圧作用によって大きく拡がったものと推定される。泥質堆積物中に気泡を多く含む場合、そこで音の反射が強くなることは明らかであり、これによって同じ泥質堆積物が分布する湖底であっても、散乱が強い不透明パターンと散乱が弱い透明パターンが得られると考えられる。堆積物中に間隙が生じた原因と、間隙の中にどのようなものが充てんされていたかについては現在のところ不明であり、今後の課題である。

(海洋地質部)

霞ヶ浦柱状試料からみた古環境

斎藤文紀

日本第2位の面積をもつ霞ヶ浦の湖底には、最終氷期の低海水準時の河跡地形を堆積した、いわゆる“沖積層”が、30-60mの層厚をもって堆積している。これらは、約1万年以前の沖積層基底礫層(BG)及び砂層と有楽町海進に伴う泥層及び湖成堆積物とに大別される。遠藤他(1981)によれば、霞ヶ浦の河跡地形は、二段階の侵食過程をとっており、それらは、2.8-2.9万年頃の土浦礫層による侵食と、2.5-2.6万年頃の沖積層基底礫層による侵食である。これらは、共に鬼怒川水系の礫からなっており、鬼怒川が霞ヶ浦域を流下し、下刻作用を及ぼし、河跡地形を形成したと考えられている。

昭和57年度、地質調査所では霞ヶ浦の湖上にて、全長約200mの沖積層オールコアボーリングを5カ所に分けて行なった。今回は、湖心(KB2)と浮島沖(KB3)のボーリング資料をもとに報告する。

湖心では、海拔マイナス45mの腐植土層まで掘進した。堆積物は、最下部の砂質な部分を除いて全て泥よりの。泥層の中には、20数枚のテフラを挟在する。テフラの多くは、スコリア・パミスなどからなり、泉他

(1977)、新井(1979)の陸上での完新統のテフラ層序から、挟在するテフラは、浅間A・宝永・浅間B・榛名FA・浅間C・湯舟第1-3スコリアそしてアカホヤなどと対比される。これらのテフラを用いて湖心での堆積速度の変化をみると、有楽町海進以後泥層は、4-5 mm/yr で堆積しており、湯舟第1スコリアと第2スコリアの間(2000-3000 Y. B. P.)以後は、2-3 mm/yr に半減している。

柳本 CNコーダーを用いて有機物含有量を測定した結果をみると、二段階の上昇を示し、それらは、湯舟第2スコリアより約1m下位層準までと、浅間Bテフラと宝永テフラ間のヤマトシジミ層準まで、そしてそれ以降である。有機物含有量は、TC でそれぞれ1-2%、2-4%、3-6%である。

浮島沖から牛堀沖にかけては、霞ヶ浦が海域であった頃には、砂質物を堆積しており、湖心(当時の湾央)の泥層との関係は、テフラの対比により同時異相と考えられる。浮島沖 KB3 の粒度分析結果(4.5φより細粒物は約1/2φ間隔で比重計法、4.5φより粗粒物は1/4φ間隔でふるい分け法による)から、海成層は、細粒から粗粒に変化する部分(Mdφ; 7.5-5.0, 層厚約15m)、粗粒で安定している部分(4.5-5.5, 約15m)、粗粒から細粒に変化する部分(4.5-8.0, 約5m)の3つの部分に区別される。それらの境界は、テフラ層序では、それぞれ、アカホヤ層準前後と、湯舟第1スコリアと第2スコリアの間とである。藤下他(1967)の霞ヶ浦で行なったボーリングの粒度分析結果においてもこの様な変化は認めることができ、粗粒で安定している部分の面的変化をみると、牛堀側から湖心(当時の湾央)に向けて含砂率は漸移的に減少していることがわかる(90-2%)。これらの砂は、霞ヶ浦が海域であった頃、潮汐流によって潮汐三角州状のものが、牛堀側から湾央に向けて形成され、鹿島方面より砂が供給されていたと考えられる。

以上の結果より、完新世における霞ヶ浦の地史の概略は下記の様にまとめることができる。

(I)有楽町海進以前の河成層堆積期、(IIa)海進に伴ない海成層を堆積し始め、牛堀方面から砂の供給が増加してくる時期(9000±-6000± Y. B. P.) (IIb)安定して牛堀側から砂の供給のあった時期(6000±-2500±500 Y. B. P.)。IIa, IIb 期の湾央での堆積速度は、4-5 mm/yr。 (IIc)砂の供給が止まり、湾央での堆積速度は半減し(2-3 mm/yr)、泥質物の堆積域が拡大し、堆積物中の有機物量の増加した時期(2500±500-500±100 Y. B. P.)、(III)汽水から淡水(湖)となり、泥質物の堆積域は更に拡大し、堆積物中の有機物量が更に増加した時期。堆積速

度は約2 mm/yr, (500±100 Y. B. P. —).

(海洋地質部)

霞ヶ浦湖底堆積物に残された水理環境変化の歴史

井内美郎・横田節哉・斎藤文紀

霞ヶ浦湖底表層堆積物の柱状試料(1.5-1.8メートル長)における鉛・銅・亜鉛及び全炭素・全窒素の垂直濃度変化の様式及びその原因について検討した。

霞ヶ浦の表層堆積物には2-3枚の火山灰層が挟在している。それらは上位から、浅間A(1783年噴出)・富士宝永(1707年噴出)及び浅間B(1108年?噴出)である。また、富士宝永と浅間Bとの間にはヤマトシジミが密集して産する層準があり、この年代は2つの火山灰層の年代から15世紀頃と推定される。

これらの鍵層のうち、浅間Aとヤマトシジミの層準を対比の時間面として、湖内6点における柱状試料の分析値の比較を行った。その特徴の主な点は以下の様にまとめられる。

1. 重金属(鉛・銅・亜鉛)濃度は大局的にみて、ヤマトシジミの層準から上に向かって上昇している(ただしこの濃度上昇はオーダーが異なるほどではなく、「汚染」という言葉を使うほどの程度ではない)。

2. しかしながら浅間Aの層準の少し上位では、一時的に濃度が減少している。

3. 「1」及び「2」の傾向は、湖沼内のどの柱状試料(ただし砂質なものを除く)でも認められるが、一般に土浦入や高浜入の奥の試料でこの傾向が著顕であり、霞ヶ浦出口に近い麻生町付近の試料では、はっきりしなくなる。

重金属(鉛・銅・亜鉛)でみられる垂直変化の様式は、全炭素及び全窒素でも認められるが、ヤマトシジミと浅間Aとの間の変化は明瞭ではなく、一般に浅間A以降の濃度上昇が顕著に現われている。

これらの垂直濃度変化の原因として、現在、以下の4つの場合が考えられる。

A. 霞ヶ浦へ的人為的な負荷量の増大に伴って、堆積物中の濃度が上昇した。

B. 湖底堆積物中の物理化学的条件等によって元素が

移動した結果、このような分布様式をとっている。

C. 低濃度のバックグラウンド値を示す昔の泥と、人為的な負荷による最近の高濃度泥とが、生物や人間の生産活動等により攪拌され、濃度の急激な上昇パターンを示した。

D. 霞ヶ浦の閉鎖性の進行による水中の元素濃度上昇が、堆積物中の濃度上昇の原因となった。

以下ではそれぞれの場合について検討する。

a. 有機物や重金属の濃度は、約200年も以前の江戸時代から上昇している。この原因として人為的な負荷量の増大を考える事は困難である。また、重金属濃度上昇の原因を利根川筋からの新たな流入(利根川の付け換え:17世紀頃)に求めても、銅等の平面的な濃集域が麻生町側でない事から、利根川筋からの銅等の大量流入は考えられない。

b. マンガン・ヒ素・リンなどが、堆積物中の酸化還元条件等によって湖底表層堆積物のごく表層部に濃集していることは、琵琶湖において報告されている(川嶋他;1978)。しかしながら、このような現象は他の元素では確かめられていない。

c. ひと口に濃度上昇といっても、全炭素・全窒素の場合と鉛・銅・亜鉛の場合は、濃度上昇の様式が異なっている。その一つは鉛・銅・亜鉛にみられる浅間A直上とシジミ層準の濃度低下である。この濃度低下は全炭素・全窒素の場合にはさほど顕著ではない。また、低濃度の泥との混合を考えるならば、先に述べた2層準での濃度低下は説明できない。

d. 霞ヶ浦は15世紀頃に「海湾」的な状態から「汽水湖」へ、そして17世紀頃に「汽水湖」から「淡水湖」へと変化している。このような「淡水化」は霞ヶ浦出口付近の自然埋積作用の結果とされている。つまり海水と湖水との交換が少なくなるに伴って、霞ヶ浦は淡水化している。この交換率の低下によって、それまで海に流出していた有機物や重金属の一部が湖水域に滞留し、やがては湖底に堆積する様になる。その結果、重金属(鉛・銅・亜鉛)や全炭素・全窒素の濃度が上昇したと考えられる。

以上のことから、現在のところ、霞ヶ浦柱状試料にみられる濃度変化の原因としては、dの場合が最も可能性が高い。

(海洋地質部・同)