

宮崎縣鹿川ホルンフェルス中の石灰質團球の形成について

野澤保*

Résumé

On the Calcareous Concretions in Shishigawa Hornfels, Miyazaki Prefecture

by

Tamotsu Nozawa

In this paper, the writer discussed the origin of calcareous concretions in Shishigawa hornfels, spheroidal and vein forms in shape. And he concluded that the origin attributed to neither of the addition of materials from granite, nor of the original one in sedimentary rocks but to the metamorphic differentiation which was taken place in sandstone, rich in plagioclase, at the time of intrusion of Shishigawa granite.

要約

ししがわ
鹿川花崗岩の1部ホルンフェルス中に形成されている石灰質團球は、花崗岩からの添加物でもなく、原堆積岩中に變成以前に既存していたものでもなく、原堆積岩中の斜長石礫にとむ砂岩が花崗岩貫入の影響によつて、變成分化作用を起したために石灰質物質の凝結をおこして生じたものである。

1. 緒言

筆者と齊藤正次は1950年6月宮崎縣三田井図幅調査中に、あるホルンフェルスから石灰質團球を発見した。日本でホルンフェルスから石灰質團球が発見せられているのは北海道で日高系の1部から鈴木醇^{註1)}によつて報告されているものがあるにすぎない。

ホルンフェルスは一般に熱變成作用の代表として、再結晶作用を主な現象として考えてきた。ところがここに問題とするホルンフェルスの石灰質團球の形成からみると、ホルンフェルス化作用をそのような単純な作用として考えることには疑問が生じてくる。

調査日数も短く、室内作業も不十分であるが、最近、堆積岩中の團球については新しい知見と問題が生起しているので、鹿川ホルンフェルスの場合を簡単に概報し、成因を考察してみたいと思う。

* 地質部

註1) Suzuki, J.: Metamorphosed Calcareous Concretion in the Hornfels at the Southern Coast of Tokati Province, Hokkaido, Jour. Fac. Sci. Hokkaido, Imp. Univ. Ser. IV. Vol. II. No. 4, p 323-338, (1934)

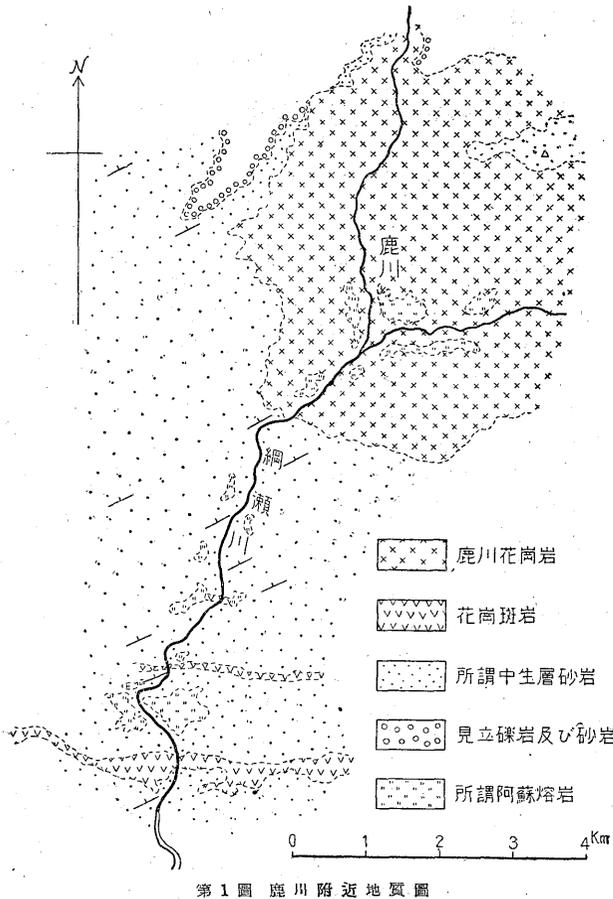
2. 一般地質

ここで問題にする石灰質凝結物については、南九州宮崎縣東臼杵郡北方村および七折村の村境附近を流れる網瀬川における観察を、主なる内容としている。

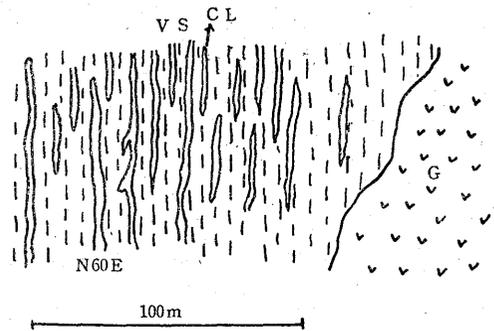
その概略の地質は第1図に示したが、当地方は西南日本外帯に分布する中生層の四万十累層郡の1部で、すく北方はいわゆる佛像線をへだてて古生層につづいている。この佛像線附近を貫いて、大崩山花崗岩^{おうくえ}底盤と呼ばれる若い花崗岩体が貫入している。問題のホルンフェルスはこの花崗岩体の1部で、鹿川花崗岩と呼ばれる岩体に直接関係して、四万十累層郡の1部に形成されている。

2.1 堆積岩類

鹿川花崗岩によつて貫かれる堆積岩類は、見立礫岩(第三紀?)・四万十累層群(白亜紀)および秩父古生層からなる。秩父古生層はチャート・粘板岩・頁岩からなり、鹿川花崗岩体附近、ことに南部では構造も単調で、N 70~60° Eの走向で傾斜は垂直に近い部分もある。いわゆる見立礫岩層は砂岩を主とし、中古生層の上に平らにのつている。問題のホルンフェルス化している中生層は化石はないが、四万十累層群に属するといわれ、佛像線をへだてて古生層に接するが、走向は全般に単調で N 60~70° E、古生層に整合的である。岩相は少量の黒色頁岩層を挟むほかは、大部分が砂岩からなつている。網瀬川西方5 kmを平行に流れる日影川が、網瀬川に露出する砂岩の走向延長に当るが、ここでも同様で、頁岩層を挟む砂岩層の厚い無層理の岩相がづついている。ごくせまい範囲で緑色の砂岩(?)をみだしたほかには、石灰質または

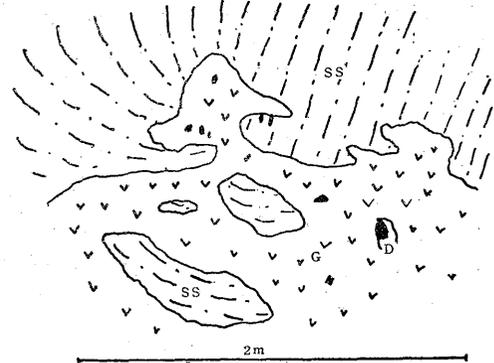


第1圖 鹿川附近地質圖



第2圖 日影川沿岸で見られる大崩花崗岩體と石灰質砂岩との接觸部

G: 花崗岩 VS: 縞状石灰質砂岩ホルンフェルス
CL: 石灰質レンズ



第3圖 綱瀬川沿岸における弾川花崗岩體と含石灰質圓球ホルンフェルスへつづくホルンフェルスとの接觸部
SS: 砂岩質ホルンフェルス G: 花崗岩 D: ベグマタイト質晶洞(電気石をもつ)

塩基性の岩相はみあたらない。

2.2 花崗岩

大崩山花崗岩底盤は西南日本外帯の代表的花崗岩の1つで、鹿川花崗岩を中心に径約20 kmにわたる地域のなかに、所々でその頭部をあらわしている。1部で花崗斑岩に移化するといわれ^{註2)}、有名な花崗斑岩環状岩脈 (ring dyke) がこの岩体をとりまいている。大崩山花崗岩底盤について注目すべき事実は、現在観察せられる岩相はその頂部であることである。すなわち浸蝕が浅いために、到るところで花崗岩はその“roof”を保存している。

これらの roof の高度はほぼ等しく、比較的平坦であるが、中心鹿川附近がやや上り、ドーム状になっているようである^{註3)}。

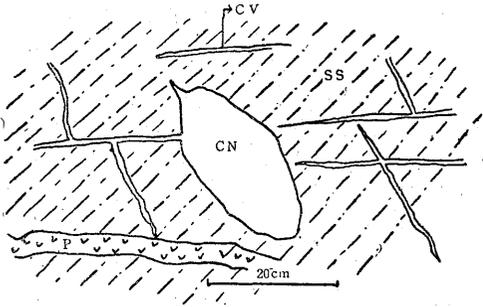
註2) 松下久道: 大分縣木浦、宮崎縣見立地方の地質、九大、理., 研究報告, 1-1. (1940)

註3) 島山武雄: 日向國大崩山花崗岩體侵入機構について(1), 地理學, Vol. 6. p. 665-674, (1938) 日向國大崩山花崗岩體侵入機構について(2)地理學, Vol. 6. p. 799. (1938)

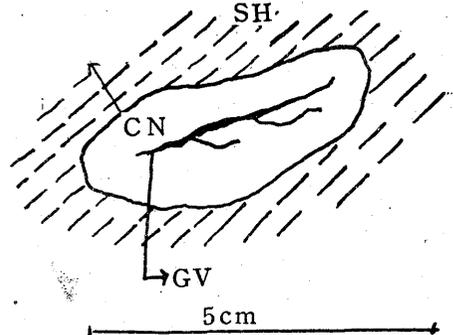
鹿川花崗岩体は北方村・七折村北部で径約3 km余にわたり、ほぼ円形に露出している中粒の黒雲母花崗岩である。主要鉱物成分は黒雲母・石英・微斜長石・斜長石 (oligoclase) からなり、副成分として鱗灰石・ジルコン・榭石・電気石、1部に白雲母をふくんでいる。部分的に不均質で、黒雲母より角閃石の多いものに移化し、斜長石はより塩基性 (basic oligoclase) となり、さらに角閃石に伴って透輝石が現われる部分さえあることは注目すべきであろう。全般に包有物に富み不均質に広く分布している。それはいわゆる“basic inclusion”様の黒雲母、稀には角閃石をまじえた黒雲母の集合体で、卵形で径5-20 cmのものが多く、附近には古生層などからとりこんだ捕獲岩は接触部に少量あるにすぎない。

鹿川花崗岩の頭部では、黒雲母がなくなり白雲母が現われ、やや細粒でアプライト質になる。roofに接する部分はベグマタイト質で石英・カリ長石・白雲母および電気

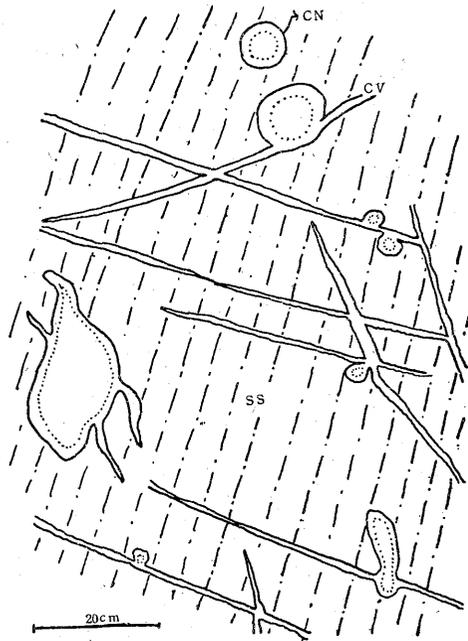
宮崎縣鹿川ホルンフェルス中の石灰質團塊の形成について (野沢 保)



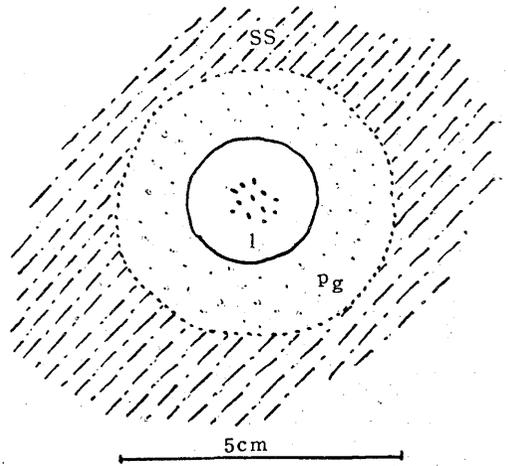
第4圖 いも状の石灰質團塊と脈
SS: 砂岩質ホルンフェルス CV: 石灰質脈 CN: 石灰質團塊(または團球) P: ベグマタイト



第6圖 やや頁岩質の砂岩質ホルンフェルス中の石灰質團塊。中に黄鐵鉱をもつ綠色鈦物脈が形成されている。
SH: 頁岩質ホルンフェルス CN: 石灰質團塊(または團球) GV: 黄鐵鉱, 綠色鈦物脈



第5圖 石灰質團塊と脈
SS: 砂岩質ホルンフェルス CN: 石灰質團塊(または團球) CV: 石灰質脈



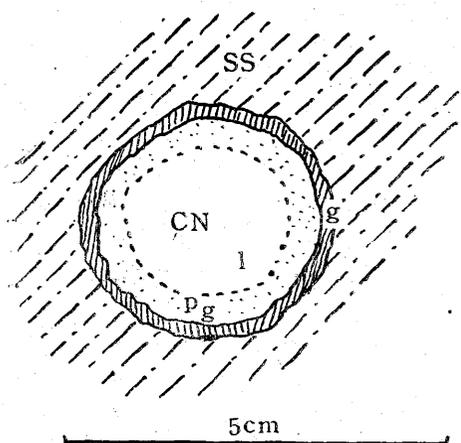
第7圖 花崗岩との接觸部をややはなれた地點(約1.5 km)の石灰質凝結物, 團塊が境界のはつきりしない凝結物中につつまれる。
SS: 砂岩質ホルンフェルス l: 優白帯 Pg: 淡綠色帯

石からなるグライゼンをふくみ、電気石は時に濃集して幅2 m以上の電気石層をつくることもある。電気石をもつ晶洞およびベグマタイト脈は岩体内によく発達し、ベグマタイトは近傍の堆積岩中にも多い。

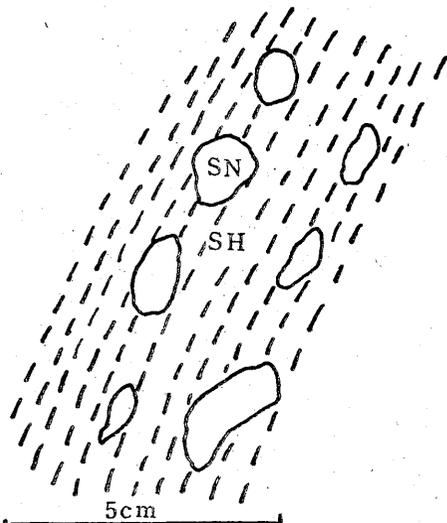
鹿川花崗岩はその接觸面にそつて、幅2~5 kmにわたり近傍の堆積岩をホルンフェルス化している。鹿川花崗岩の近傍の堆積岩には、四万十累層群および見立礫岩層では砂質または礫土質であり、秩父系も少量の石灰岩および石灰質岩相を除けば、大部分は礫土質であつて、堇青石・黒雲母・石英・斜長石を主とする Goldschmidtの class 3に相当する鈦物組み合わせが形成されている。秩父系のなかに石灰質ホルンフェルスには柘榴石を

含むものもあり、透輝石・榎石・角閃石および珪灰石などからなるスカルンを形成している。その場合、石灰質岩層が砂岩中に縞状に分布するような例はいくちもあるが(第2図)、網瀬川の四万十累層群のように石灰質團塊や脈が形成されることはない。

大崩山花崗岩底盤の接觸部をみると、日影川沿岸七折村中組その他では、ドーム状花崗岩体の頭部に相当するらしく、アプライト質花崗岩が秩父系の石灰質砂岩を貫き、網瀬川沿岸北方村下鹿川その他では、鹿川花崗岩体がドーム状岩体のやや側面に相当し、花崗岩自体が四万十累層群の砂岩および頁岩に貫入している。これらの貫入の様子は著しく穏やかで、堆積岩層は優乱することな

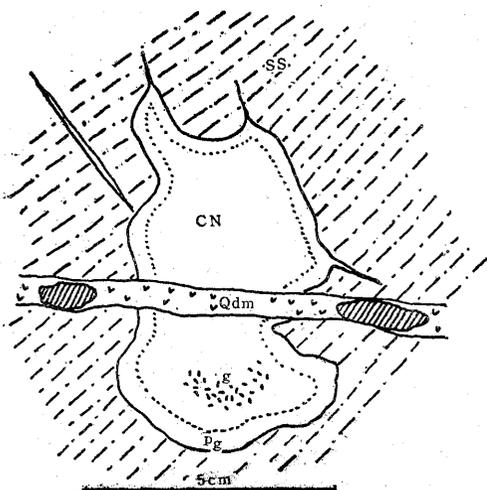


第8圖 石灰質團球,同様の圓狀構造が著しく,境界もはつきりしている。
SS: 砂岩質ホルンフェルス l: 優白帯 g: 綠色帯



第10圖 四万十累層群中の砂岩にはさまれる頁岩中にて
きる珪質凝結物。走向方向に配列する。

SH: 頁岩質ホルンフェルス SN: 石灰質團球

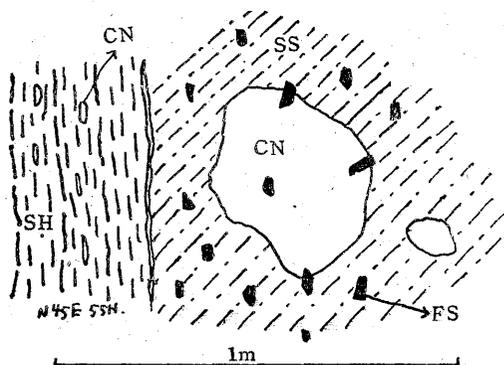


第9圖 花崗岩との接觸部に近い地層での石灰質團球。

暗色不明鉱物をもつ石英脈で切られる。

SS: 砂岩質ホルンフェルス CN: 石灰質團塊(または團球)

Pg: 淡綠色帯 g: 綠色帯 Qdm: 不明暗色鉱物をもつ石英脈



第11圖 石灰質凝結物をもつ頁岩と無層理の砂岩ホルン
フェルス。角礫状の頁岩片が砂岩中に石灰質凝結塊と關
係なく分布する。

SH: 頁岩質ホルンフェルス SS: 砂岩質ホルンフェルス
FS: 頁岩片 CN: 石灰質團塊(または團球)

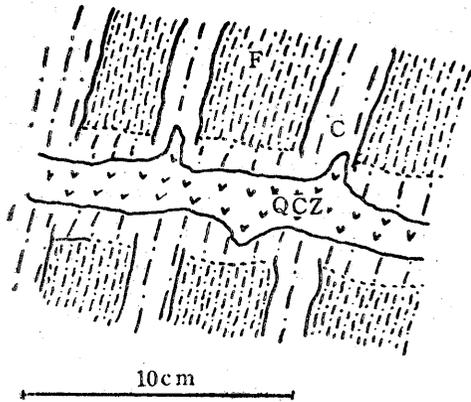
3. 鹿川ホルンフェルス

網瀬川の露頭は鹿川花崗岩の接觸部からホルンフェルス帯を直角に縦断している。

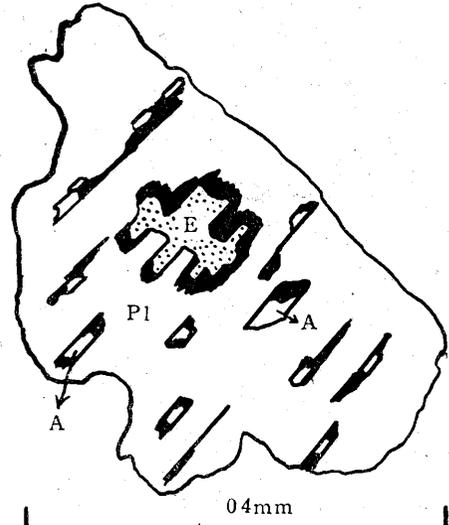
網瀬川ホルンフェルスの原岩は大部分砂岩で,頁岩は部分的で,砂岩と互層している場合もあるが全体からみると少量である。砂岩質ホルンフェルスは均質粗粒で層理は全くない。時に頁岩の径5cm前後の角礫をとりこんでいることもある。原砂岩は灰黒色であるが,そのホルンフェルス化した部分は花崗岩からの距離に従つて色も変化する。石灰質凝結物がほとんどホルンフェルス全域にわたつて,團球・脈・不規則塊などと,形や性質をか

く,接觸部に近接して捕獲された頁岩片が,もとの走向をそのまま保持しているように考えられる露頭さえある(第3図)。貫入に際しての lit par lit injection も,花崗岩体の頭部ベグマタイトが1部で秩父系に対して小規模に行つているほかには著しくない。

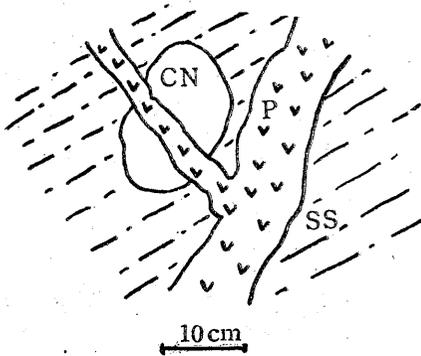
鹿川花崗岩は一般に,浅所侵入の若い花崗岩であると考へられてきている。筆者は以上のような産状から若干の疑問がないでもないが,ここでは一應そのように考へ,この花崗岩がベグマタイトの発達などからみても,かなり“wet”な花崗岩であつて,その貫入は静穏な條件の下で行われたと考へられることをつけ加えておく。



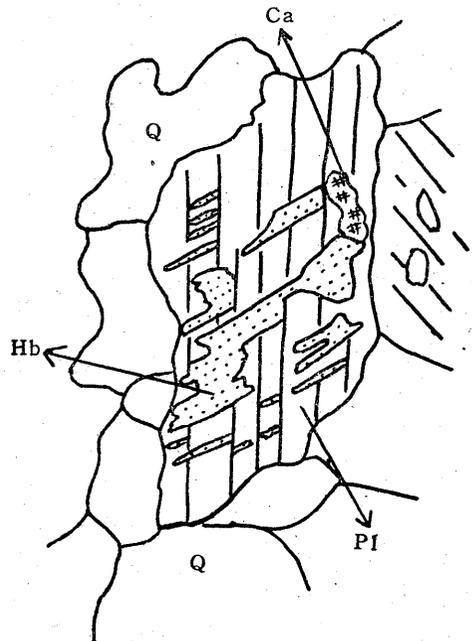
第12圖 石英・斜矽麗石脈とホルンフェルス。脈にそつて色が變化する。
F: 細粒, 黒色ホルンフェルス C: 粗粒紫色ホルンフェルス
QCZ: 石英, 斜矽麗石脈



第14圖 石灰質凝結物をもつホルンフェルス中の斜長石の顯微鏡下のスケッチ。
E: 綠簾石 A: 曹長石 PI: 斜長石



第13圖 石灰質團塊はペグマタイト脈によつて來られる。
CN: 石灰質團塊(または團球) P: ペグマタイト
SS: 砂岩質ホルンフェルス



第15圖 石灰質團塊中で斜長石が角閃石が方解石に変代される。
PI: 斜長石 Q: 石英 Hb: 角閃石 Ca: 方解石

えながら現出することは著しい特徴である。

石灰質凝結物は砂岩質ホルンフェルスのなかに、白色または淡緑色の不規則塊状から球形にいたる径の5~30 cmの各種の團塊として現われ、ある球には同心円状の構造も現われている。1部には同一性質の石灰質脈が網目状に発達し、團塊をつないでいる(第4・5図)。これらの石灰質凝結物の多くは弱塩酸によつて発泡するので、野外では珪質の凝結物や礫と容易に区別することができる。

石灰質凝結物が花崗岩からの距離によつて、母岩とともにその性質を変えることを第1表に示した。これによると一般に石灰質凝結物は花崗岩に近いほど著しく凝結の度を増し、量的にも増加し、鉱物構成も綠簾石・角閃石相から角閃石相へ近づき、高温型への移化を示してい

第1表 鹿川ホルンフェルスの石灰質團球および脈の花崗岩からの距離による変化

接触部からの距離	I			II			III			
	0~1.0km			1.0~2.5 km			2.5~3.5 km			
ホルンフェルス	岩石	砂岩を主とし赤紫色で、黒色頁岩をはさむ			砂岩を主とし、紫灰、赤紫色または灰黒色			砂岩を主とし灰色または灰黒色		
	鉱物	石英・斜長石・微斜長石・堇青石・鉄鈹・電気石・燐灰石			石英・斜長石・黒雲母・堇青石・鉄鈹・微斜長石			石英・斜長石・微斜長石・黒雲母その他		
	構造	再結晶完全、礫にとむものでは、石基のみ再結晶完全			部分的に不完全だが大部分再結晶している			部分的に石英の再結晶が始まる		
石灰質團球	球形	球がある。いも状の形をとることが多い。境界明確			球がある。または白色で不規則な團塊中に球ができる。境界不明確			白色の不規則な團塊はあるが球はない。境界不明確		
	大きさ	30~5 cm (球)			30~5 cm (球), 50 cm (團塊)			40~5 cm (不規則團塊)		
	量比	全岩の約 1/10 以上			1/10			1/10		
	色	淡緑または白色			淡緑または白色で、緑色の同心円構造があるものがある。不規則團塊は白色			白色		
	鉱物	石英・斜長石・角閃石・褐簾石・礪石・方解石・鉄鈹・透輝石・および斜黝簾石			石英・斜長石・角閃石・方解石・礪石・鉄鈹および斜黝簾石			石英・斜長石・礪石・鉄鈹および斜黝簾石		
	構造	ホルンフェルスにくらべて、礫間の結晶の再結晶がやや劣る			同			同		
石灰質脈	岩石	團球をつらねて多量、淡緑または白色、直線的外形			部分的に多い			なし		
	鉱物	斜黝簾石・石英・方解石			斜黝簾石・石英					
ペグマタイト	多い、電気石をもち團球を切る			石英脈はあるが、ペグマタイト脈はない			同			

る。また石灰質凝結物の形をみると、第6図→第7図→第8図→第9図で見られるように、花崗岩から最も遠い部分では形も不規則、境界も不明瞭で、内部には構造がないが、花崗岩に近づくとそのなかに淡緑の球ができる。さらに近づくと境界は鮮明になり、同心円状に有色鉱物が分布してくる。最も近づいた部分では新たに石灰質脈が現われ、増加し、團球をつなぐようになり、團球は形がみだれて芋状になるものもできてくる。

石灰質凝結物は砂岩質ホルンフェルスのなかにだけ現われて、頁岩質ホルンフェルスのなかに稀にしか産出せず、たとえ砂岩質ホルンフェルスと互層している場合でも、産出しないことが多い。頁岩質ホルンフェルスでは石英ばかりからなる凝結團球が形成されることがあつて、砂岩質ホルンフェルス中の石灰質團球に似た現象を示している(第10図)。

四万十層群の砂岩には、角礫状の頁岩片が入つて層

理に平行に配列しているのが特徴的であるが、このような含角礫砂岩中に石灰質凝結物の形成される場合、頁岩片の分布には無関係に團球が形成されていることは著しい事実である(第11図)。

石灰質脈は一見どこへもつながらないものが見出される。また、ある脈では灰黒色ホルンフェルスと紫色ホルンフェルスの互層を切る場合、灰黒色ホルンフェルスは石灰質脈に近づいて紫色となり、紫色ホルンフェルスへは脈から舌状にのびている(第12図)。

石灰質凝結物は電気石をもつペグマタイト脈によつて切られ、その境界は截然としている(第13図)。

鏡下で見ると、石灰質凝結物をもつ砂岩質ホルンフェルスは、各種の変成段階のものがあるが、一般に粗粒で礫は角ばつており、石英と長石の長さ1mmに達する角礫が、量比で全岩の70%以上をしめ、その間を細粒の鉄鈹・ジルコン・柘榴石・(電気石)・石英・長石その他

不明瞭な微細鉱物がうめっている。斜長石(多くは oligoclase)を相当量ふくむことが特徴で、再結晶作用は微細な石基から始まるが、石灰質の新生鉱物を除いては、石英などもほとんど再結晶の認められない程度で、石灰質凝結物のない、石英・黒雲母からなる砂岩質ホルンフェルスよりは、その再結晶の度合が著しく劣るようである。石英・黒雲母ホルンフェルスは、すべて再結晶した等粒・寄木状の石英と拍子木状の黒雲母からなり、時に 1.5 mm に達する堇青石の篩状変成斑晶の発達したものが、石灰質凝結物をもつホルンフェルスと互層している場合もある。

石灰質凝結物は砂岩質ホルンフェルスのなかに、その含角礫砂岩質原構造を保持したまま形成され斜鋸簾石・角閃石・透輝石・褐簾石・榑石・方解石および斜長石(albite)が新しく形成されている。これらの新生鉱物のうちで、albite はすべて oligoclase の礫の 1 部を交代して形成され、斜鋸簾石・角閃石および方解石の 1 部には、oligoclase を交代して形成されている事実が観察される(第 14・15 図)。砂岩質ホルンフェルスから石灰質凝結物への移化は、かなり鋭く不連続である。境界面にそつて母岩側から黒雲母片が濃集している例もある。

網瀬川にそつて花崗岩との接触部から約 1 km 離れた地点の、ある砂岩質ホルンフェルスの例でみると、母岩では石英および斜長石の長さ 1~1.5 mm の角礫が、それぞれ約 45% および 40% をしめ、その間を多色性の強い拍子木状の長さ約 0.005 mm の細粒黒雲母結晶が配列し、ごく微粒の径約 0.001 cm の石英粒の再結晶が、微細な不明鉱物のなかで始まつている。斜長石は全般的によごれ、石灰質凝結物に近づくと少量の斜鋸簾石を伴つてくる。石灰質凝結物は鮮かな淡緑色の同心円状の外縁をもつていて、平均径 10~15 cm の大きさの球であるが、なかに淡緑色普通角閃石が石英・長石の粒間に他形で形成され、径 1 mm に達する。角閃石の分布は球の周辺に多いので、緑色の同心円状構造がつくられる。斜鋸簾石・方解石がそれぞれ 0.005 mm 前後の小さな結晶として、石基中および斜長石礫中に形成される。斜長石礫の 1 部には、斑状に albite の小晶が交替的に形成されている。石基の石英その他の再結晶度は、砂岩質ホルンフェルスと大差はないがやや劣る。

石灰質脈は多くは石英と斜鋸簾石の新鮮な結晶からなる。径約 0.3 mm の石英粒と、拍子木状または針状、長さ約 0.5 mm に達する自形の斜鋸簾石からなつている。方解石が少量ふくまれていることが多い。石灰質脈は幅数 cm から数 mm のものまであり、直線的な外形をもつ。

4. 成因的考察

鹿川ホルンフェルスの石灰質凝結物の形成については、Ca をもつ新生鉱物が主な役割を演じているので、ここでは Ca の起原と行動を中心問題としてとりあげることとする。

鹿川ホルンフェルスの石灰質團球は、鹿川花崗岩からの Ca- 添加とか、原堆積岩中に変成作用以前から既存する石灰質凝結物とかいう考えでは、説明しにくいようである。

石灰質凝結物がホルンフェルスのなかにだけ、しかも花崗岩からの距離によつて変化し、1 部では脈を伴うという事実は花崗岩からの添加説を考えさせ、脈がその連絡口または通路であつたかのように考えさせる。しかし、鹿川花崗岩の性質を見ると、Ca を放出するようなことの考えられない酸性深成岩である。別の地点で中・古生層に接触している場合には、石灰質團球は全く知られていない。鹿川ホルンフェルスで見られる石灰質脈は、どこへもつながらないものがあるらしいし、花崗岩の接触部から 1 km 以上離れると脈なしに球が現われることが多くなつてくる。脈は石灰質團球の形成に必ずしも必要なものではなく、石灰質凝結物質の通路とは考えられない。逆にそれはホルンフェルスとの関係からみると、いわゆる“segregation vein”ではないかと考えられるものである。こうしてみると、花崗岩からの Ca 添加説は適用しにくいようである。

変成岩中の石灰質團球は、原堆積岩中の凝結物(nodule) または未変成の状態では肉眼的にはみとめられなかつた石灰質團球が、変成作用をうけて再結晶して、肉眼的にも認められるようになったものであると考えられている例も各地で、いくつかある。鹿川ホルンフェルスでは、網瀬川に露出する中生層でも、またその走向の延長上にある日影川方面の砂岩について見ても、石灰質な岩相または包有物は認められていない。花崗岩からの距離で石灰質團塊の形や性質が変わり、最も遠い部分ではその外形も球ではなくて不規則な塊状であり、球はその内部に形成されること、團球と同一性質の石灰質脈が多量に、しかも團球をつないで産出すること、および石灰質團塊が砂岩質ホルンフェルス中にある頁岩片の分布と無関係に形成されていることなどは、これらの石灰質凝結物が原堆積岩中に既存の包有物ではないと考えるのに充分である。

石灰質凝結物の性質の規則的变化、石灰質團球と脈の関係、その母岩の砂岩質ホルンフェルスには斜長石が比較的多いことおよびホルンフェルスと脈との関係からみると、この石灰質凝結物をつくる物質、ことに Ca の起

源は花崗岩ではなしに原堆積岩中に求められ、その形成は原堆積岩中に変成以前に形成されたのではなしに、花崗岩の貫入接触作用の影響をうけて、変成分化作用によつて形成されたものであらうと考えられる。石灰質凝結物をもつホルンフェルスで、斜長石が曹長石・斜黧簾石・方解石・角閃石などに交代されてゆくことは、この考えを支持しているように考えられる。

なお、石灰質凝結物の形成の時期は、それがペグマタイトに貫かれている点から、ホルンフェルスの形成と同時か、あるいは石基の再結晶の不充分さからみて、その早期かと考えられる。

要約すると、鹿川ホルンフェルスの石灰質凝結物は斜長石片を多量にもつ砂岩が、鹿川花崗岩の貫入接触をうけてホルンフェルス化し、それと同時に変成分化作用によつて Ca が移動し、濃集して再結晶作用が行われた結果、形成されたものと考えられる。

5. 結 論

鹿川ホルンフェルスの石灰質凝結物に類似した團球は、各地の変成堆積岩中から見だされている。これらの團球は多くは“pseudodiorite”と呼ばれ、深成火成岩の構造に近づいている(註7)。それらについては原岩中

の変成以前から既存する石灰質凝結物に起源をもとめているものが多いようである(註5)。筆者の考えではこれらの凝結物についても変成分化作用の考えから、検討すべきものがあるようである。これらの石灰質團球は未変成の堆積岩中でもしばしば形成され、方解石その他の新生鉱物が形成されている例が、最近本邦からも報告されている(註6)。石灰質凝結物の各種の条件の下における形成の一貫した研究は、興味ある将来の問題としてのこされている。

(昭和26年6月調査)

註4) George, W. & Anna J. Stose: Ocoee Series of the Southern Appalachians. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 1x, p. 278. (1949)

Conybeare, C.E.B.: On the Significance of Metamorphosed Calcareous Concretions in Lower Birrimian Schists. Geol. Mag., Vol. LXXXVIII, No. 4, p. 269-272. (1951)

註5) Runner, J. J. & Hamilton, R. G.: Metamorphosed Calcareous Concretions and their Genetic and Structural Significance. Am. Jour. Sci. Ser. 5th., XXVIII, p 51-64. (1934)

Suzuki J.: *ibid.*

註6) 村山正郎: 紀州鉱山地域に産する石灰質團塊. 地質雜., Vol. LVII, p. 326. (1951)

上村不二雄・河野義礼・澤村孝之助・砂川一郎・大澤瀧・串田たま: 南會津麓ノ原附近のいわゆる綠色凝灰岩., 地質雜., Vol. LVIII, p. 271. (この論文では變質作用として取扱われている). (1952)