

領家帯の変成粗粒砂岩の化学成分

片田 正人* 大森 貞子**

Chemical Composition of Metamorphosed Coarse-grained Sandstones
in the Ryōke Metamorphic Belt

By

Masato KATADA & Teiko OHMORI

Abstract

The chemical composition of highly metamorphosed coarse-grained sandstones (graywackes) in the Ryōke metamorphic belt is studied. Most of metamorphosed sandstones are biotite gneiss, and some are calcareous gneiss, garnet-diopside-hornblende gneiss. In comparison with non-metamorphosed sandstones, both biotite gneiss and calcareous gneiss contain less amount of MgO and CO₂. The decrease of these components may be due to the bodily escape of dolomite and calcite which are common in the non-metamorphosed sandstones. Some amounts of MnO and CaO were introduced into the calcareous gneiss, while Na₂O and K₂O were deducted from it. It is quite possible that the calcareous gneiss was produced by the metasomatic metamorphism. A discussion on the process of forming the calcareous gneiss is briefly given.

要 旨

長野県南部の領家帯の最高変成部における変成粗粒砂岩の化学成分を、非変成のものと比較検討した。

その第1は、一般的な岩相(黒雲母片麻岩)に関してである。この岩相については、成分的に MgO, CaO, CO₂ が減少しており、鉱物学的にみると、ドロマイトの全部と方解石の一部がそのまま逸脱していると考えられる。

第2は石灰質の岩相、つまり、ざくろ石単斜輝石普通角閃石片麻岩に関してである。化学成分の変動として、MnO, CaO が増大し、MgO, Na₂O, K₂O, CO₂ が減少している。この石灰質の岩相は変成作用の結果生じたものである。その形成過程に関しても触れた。

1. 緒言および謝辞

この報文では、長野県木曾地方北部の領家帯における、

粗粒砂岩(グレイワッケ)起源の高変成度の岩石に関して、主として化学成分の面から、2・3の事実と、それに対する考察を述べたい。すなわち、

1) この地方の最高変成部に普遍的にみられる変成粗粒砂岩の化学成分を、非変成粗粒砂岩のそれと比較考察する。ただし、この最高変成部は、片田の変成分帯ではIII帯とされた珪線石の安定な帯である(KATADA, 1965)。

2) III帯の変成粗粒砂岩には、まれに、特異な石灰質の部分が発達しており、その化学成分と成因の一端について報告する。

従来、わが国の砂岩および変成砂岩の化学的性質に関する資料は非常に少なかったが、後に述べるように、磯見博と私達は、この地方の古生層の粗粒砂岩の化学成分に関して若干の検討を加えてきた。この小論で報告する事実も、従来の砂岩に関する化学的資料の不足の一部を補うことができると考えている。

なお、これをまとめるにあたっては、盛谷智之技官を始めとする地質部の方々や、化学課の竹田栄蔵課長・前田憲二郎室長からは、有益な御助言をいただいた。脱稿するにあたり、深く感謝の意を表す。

* 地質部

** 技術部

2. 非変成砂岩と変成砂岩との地質学的な比較

この報文に先だつて、磯見博と私達は、非変成の粗粒砂岩を含む古生層の化学成分を報告し、それに関して、すでに、いくつかの考察を加えた (KATADA, et al., 1963, 1964; ISOMI, et al., 1966)。それらの結果のうち、この報文に関係する重要な点は、次項でふれるように、この地方の非変成砂岩の化学成分とそのバラツキの程度が、ほぼ明確にわかつたことである。このバラツキは、肉眼的な性質がそうであるようにきわめて小さく、粗粒砂岩と互層する泥質岩の場合よりもはるかに小さい。この点は、これからの議論にきわめて好都合である。

つぎに、検討を要する点は、問題のⅢ帯の粗粒砂岩と、非変成帯の粗粒砂岩とを岩石化学的に同一視してよいかどうか、ということである。一般に、この地方の変成作用の特徴として、変成岩類に与えた擾乱作用が弱く、また変成粗粒砂岩の再結晶作用による組織の改変の程度が比較的低い。そして、中程度の変成度の所までは、野外および鏡下で、原岩の性質をかなりはつきり知ることができる。それによると、粗粒砂岩は、Ⅲ帯の外側までは非変成帯におけると同じ堆積環境のもとに堆積したもので、非変成砂岩と同様の組織や鉱物組成をもつていたことがわかる。さらに、Ⅲ帯内の変成岩の原岩の堆積環境も、非変成帯からⅢ帯の外側の地域にかけての堆積環境と、とくに異なつていないという証拠はない。むしろ、同一であると考えられる。かつて、磯見・片田 (1959) は、Ⅲ帯の原岩と、その外側の地域の原岩とは同一層序として対比した。現在、同一層序とする証拠が完全に揃つていないわけではないが、岩相上からみると、両地域の原岩の種類は、お互いにきわめて似ている注1)。

以上のような観点から、Ⅲ帯の変成粗粒砂岩の原岩と非変成帯の粗粒砂岩と同一視してもかまわないと考えることができる。そして両帯の粗粒砂岩の化学成分を比較すれば、変成作用が化学成分値に与えた影響を知ることができるであろう。実は、この仮定がない限り、この報文の議論は無意味となるわけであるから、この仮定——蓋然性のきわめて高いこの仮定のうえにたつて議論を進めることにする。

注1) 現在の予想としては、Ⅲ帯の最北部は桑沢層に、中央部から南部にかけては横川層にそれぞれ相当すると考えている。両層とも低変成度の所から中程度の変成度の地域にかけて発達する地層である(地層名に関しては片田・磯見 (1962) 参照)。もしそうだとすると、この報文の No. 35, 36 は横川層から、No. 26, 27 は桑沢層から採集した標本である。また粗粒砂岩の堆積環境は、磯見・片田 (1959) によつて論じてある。

また、この地域の粗粒砂岩は、泥質岩ないし細粒砂岩と明瞭な境界で接し、決して漸移することはない。強い変成作用をうけた場合でも境界は明確なことが多く、したがつて変成粗粒砂岩を、他から区別することは比較的容易である。ただし、片状構造の顕著な場合には、区別が困難なこともないでもない。このような例は、もちろんこの報文の考察から除いてある。

なお、この報文の試料の種類と、試料番号との対応をわかりやすくするために、最初に、両者の対応の一覧表を第1表にあげておく。

第1表 試料の種類と試料番号との対応

試料の種類	試料番号
非変成砂岩	一般的な岩相……………23, 24, 25
	片寄つた岩相……………31, 32, 33, 34
変成砂岩	一般的な岩相……………26, 35, 36
	石灰質の岩相……………27

3. 非変成粗粒砂岩の化学成分

非変成粗粒砂岩 (グレイワッケ) の化学成分を第2表にあげた。その特徴をきつて述べてみよう。

この地方の粗粒砂岩は、岩相がきわめて均質で、大半の場合、一枚の地層の内部においても、個々の地層を互いに比較した場合でもほとんど変化がない。

普通に認められる岩相——少なくとも全体の85%——の化学成分は、No. 23~25で代表される。この3者は、全く別の地点の、別の層準から採集したものであるが、成分値は非常によく似ている。もつとも変化のある成分は CaO と CO₂ であるが、これは炭酸塩鉱物の多少によるものである。

次に、片寄つた岩相を示す砂岩の分析値を No. 31~34に示す。しかし、片寄つたとはいつても、実際はそれほど大きな変動はみいだせない。やや顕著な変動のみられるものとしては、MgO, CaO, CO₂ があげられる。これは、やはり炭酸塩鉱物 (方解石とドロマイト) の量のバラツキによるものである。No. 32の、Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO が少ないのは、チャートの岩片と石英粒が多く、長石粒や緑泥石などが少ない岩相だからである。また、No. 32は、肉眼的にごくわずかに風化作用の影響が認められたが、やはりそれは Fe₂O₃/FeO 比の大きなことに反映している。

領家帯の変成粗粒砂岩の化学成分 (片田正人・大森貞子)

第2表 非変成粗粒砂岩の化学成分

	23	24	25	31	32	33	34	平均値
SiO ₂	72.62	74.40	69.60	72.40	77.74	75.72	72.26	72.56
TiO ₂	0.34	0.26	0.31	0.50	0.18	0.43	0.43	0.32
Al ₂ O ₃	10.54	9.75	11.31	11.32	7.29	10.22	11.00	10.45
Fe ₂ O ₃	1.05	0.78	0.76	0.91	0.89	0.82	0.73	0.86
FeO	1.51	1.17	1.11	2.62	0.66	1.75	1.62	1.32
MnO	0.07	0.01	0.04	0.03	0.06	0.04	0.04	0.04
MgO	1.38	1.13	1.22	1.94	0.72	1.14	1.46	1.25
CaO	2.66	2.56	4.23	1.57	4.17	1.69	2.99	3.07
Na ₂ O	2.44	2.63	2.96	1.83	1.56	2.06	2.41	2.57
K ₂ O	2.92	3.01	2.66	3.16	2.14	2.96	2.98	2.86
P ₂ O ₅	0.18	0.10	0.13	0.11	0.07	0.11	0.14	0.13
H ₂ O+	1.26	1.02	1.39	2.00	0.73	0.95	1.28	1.23
H ₂ O-	0.40	0.20	0.18	0.03	0.01	0.02	0.02	0.22
C	0.14	n.d.	0.13	0.40	0.26	0.15	0.13	0.15
CO ₂	2.13	n.d.	3.49	1.29	3.28	1.88	2.41	2.72
Total	99.64	97.02	99.52	100.11	99.76	99.94	99.90	99.75

分析：大森江い，大森貞子

23~25：一般的な粗粒砂岩

31：マトリックスが泥質のもの。

32：チャート・チャート質粘板岩の細礫を含むもの。

33：粘板岩の細礫を含むもの。チャートの細礫は少ない。

34：やや粒度の細かいもの（中粒砂岩）。

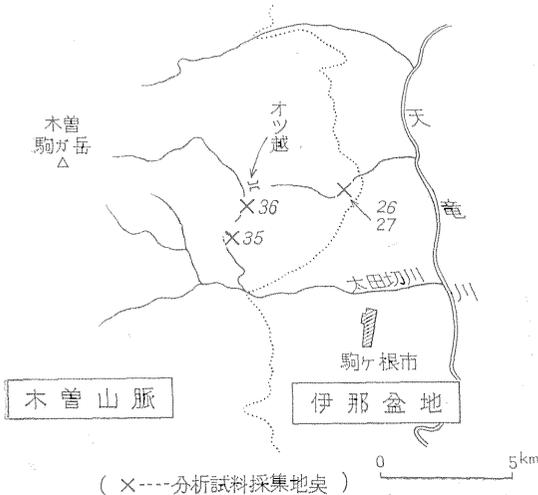
平均値：分布の“重み”をつけた平均値。23~25が85%、31~34が15%分布するとして計算したもの。

分析試料に関する詳細は、ISOMI et al. (1966) の報文参照。

4. 高変成粗粒砂岩の化学成分

4.1 一般的な変成粗粒砂岩

最高変成部のIII帯には、粗粒砂岩からの変成岩は比較的多量にみだされる。それは次項で述べる石灰質の岩



第1図 位置図

第3表 変成粗粒砂岩の化学成分

	26	27	35	36
SiO ₂	78.24	74.73	78.62	79.03
TiO ₂	0.30	0.28	0.44	0.40
Al ₂ O ₃	10.82	10.91	10.45	10.81
Fe ₂ O ₃	0.48	0.35	0.81	0.55
FeO	1.84	1.87	1.48	1.63
MnO	0.07	0.19	0.04	0.04
MgO	0.08	0.74	0.89	0.94
CaO	2.13	8.51	1.24	1.68
Na ₂ O	2.12	0.27	2.22	3.08
K ₂ O	2.37	0.12	3.37	1.43
P ₂ O ₅	0.09	0.14	0.10	0.08
H ₂ O+	0.64	0.75	0.64	0.39
H ₂ O-	0.08	0.02	0.01	0.01
C	0.16	0.64	0.08	0.03
CO ₂	—	—	—	0.02
Total	100.14	99.52	100.39	100.12

分析：大森江い・大森貞子

26：スベサルタイトを含む黒雲母片麻岩。

27：石灰質の部分。曹灰長石・石英・角閃石・単斜輝石・スベサルタイト，などからなる。

35・36：黒雲母片麻岩。

試料採集位置は第1図参照。

相を除けば、一般的にはいずれも弱い片理を示す黒雲母片麻岩である。太田切黒川林道傍(第1図)で採集した一般的の変成粗粒砂岩の分析値を、第3表の No. 35 と No. 36 に示す。No. 35 は石英・斜長石・正長石と少量の黒雲母、微量の白雲母からなる。No. 36 は石英・斜長石と少量の正長石・黒雲母および微量の白雲母・方解石からなっている。

この分析値で明白なことは、一般的には非変成岩によく似ているが、MgO, CaO, CO₂ だけは明らかに少ないことである。これが原岩のバラツキでないことは、No. 35, 36 だけではなく、次に述べる No. 26 の場合にも共通して、同程度に少なくなっていることからわかる。

鏡下で観察してみると、分析値のある標本に限らず一般的に、非変成岩には炭酸塩鉱物がかかなり多くみられるが、高変成度の変成岩では方解石がごく少量みられるにすぎない。普通のタイプの非変成粗粒砂岩 (No. 23~25) では、炭酸塩鉱物の容量比は 4.4~9.9% (KATADA et al., 1936) で、種類は方解石とドロマイトである。両者の量比を、鏡下の観察とX線回折図のピークの高さから推定すると、方解石がドロマイトより多い。しかしドロマイトの2倍はないであろう。いまかりに、非変成岩の平均値(第2表右端)をもとにして、次のような計算をしてみよう。平均値では、CO₂ の量は 2.72% である。いま、この CO₂ が方解石に 1.72%, ドロマイトに 1% 配分されているものと仮定する。この配分は、実際の方解石とドロマイト中の配分と、それほど大きく違わないであろう。そうすると、これらの量に対応する、方解石の CaO は 2.19%, ドロマイトの CaO は 0.64% で MgO は 0.46% である。そして、ドロマイトがそのまま逸脱したとすると、MgO は平均値 (1.25%) より 0.46% 少なくて約 0.8% になる。この値は、変成岩 No. 35, 36 の MgO (0.89%, 0.94%) に近い値になる。これは 1つの仮定にもとづく計算であつて観念的なものにすぎないかも知れない。しかしながら、粗粒砂岩が強い変成作用を受けると、

- i) 上記のように、確かに MgO, CaO, CO₂ が同時に少なくなり、鏡下では、ドロマイトがまつたくなる。
- ii) ドロマイトは高変成度の所では不安定なはずである。
- iii) ドロマイトに代わるべき角閃石や輝石が生じていない。

したがつて、ドロマイト全体が解離も反応もすることなしに、変成作用のために逸脱したと考える根拠はきわ

めて強いといえる。

方解石の場合は、全体の約半分がそのまま逃げ、残りの一部は白雲母と反応して斜長石になり (CO₂ が逸脱する)、一部はそのまま残留したと考えれば分析値の CaO の減少量もほぼ説明つくし、以下にのべるような鉱物学的事実にも合致する。すなわち、

i) 高変成砂岩には、方解石は存在するがごく少量である。

ii) 白雲母も少量である。方解石も白雲母も、非変成ないし低変成砂岩には相当量存在する鉱物である。

iii) 斜長石は、非変成ないし低変成砂岩では、変質作用を受けたものが多く、量は、10%ないしそれを上まわる程度存在するが、高変成砂岩には、新鮮なものが 20~30% 存在する。いずれの斜長石も大半は灰曹長石である。

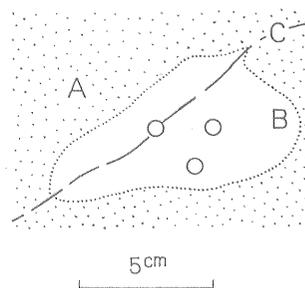
もう1つ No. 35, 36 の分析値にみられる特徴は、Na₂O と K₂O の量である。すなわち、No. 35 は K₂O がやや多く、No. 36 では Na₂O が多く K₂O が少ない。これらの値は、非変成粗粒砂岩の Na₂O, K₂O の変動の範囲をわずかでであるが上まわっている。しかし、この差が、変成作用のためなのか、原岩からそうであつたのかは判定がつかない。

なお、H₂O と炭素の減少は、すでに変成粘板岩でみたことと同様である。また鉄の還元もみられる。しかしこの還元は、粘板岩の場合に比較するとあまりめだたない (KATAKA et al., 1963, 1964)。

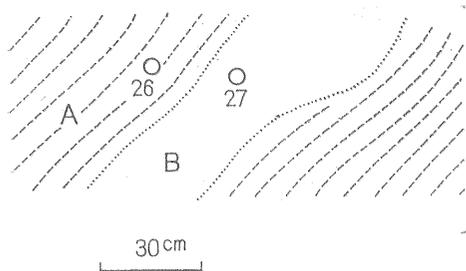
4.2 石灰質の変成粗粒砂岩

特殊な石灰質の岩相は、オツ越東方約 3 km 付近の林道傍の 3 カ所の露頭でみいだした。(その後の調査によればこの付近には類似岩が多数見出された。) そのうち 2 カ所の露頭のスケッチを第 2 図と第 3 図に示す。

第 2 図は不規則形のもので、石灰質の部分には、曹灰長石・石英・角閃石・単斜輝石・方解石・ざくろ石が認



第 2 図 変成粗粒砂岩の石灰質の部分。塊状のもの。
A: 黒雲母片麻岩
B: 石灰質の部分
C: 割れ目
丸印: ざくろ石採集部分



第3図 変成粗粒砂岩の石灰質の部分。層状のもの。
A: 黒雲母片麻岩
B: 石灰質の部分
丸印: 分析試料採集部分。番号は第3表の番号と同様。

められる。正長石はほとんど認められない。このざくろ石は、前に報告したように、物理学的性質から推定した化学成分はきわめて異常である。第2図の丸印の3カ所のざくろ石を検討してみると、割れ目に沿ったものがグロシュラライト、他の2点のものはパイラルスパイトとグランダイトのほぼ中間の、それぞれ異つた成分をもっている注2)。後2者のようなざくろ石の組成は、世界的にみてもきわめて珍しいものである。

第3図の層状の石灰質の部分のざくろ石はスペサルタイトであること以外は、第2図の不規則形の石灰質の部分と同様の鉱物組成を示す。まわりの黒雲母片麻岩の部分は、微量のスペサルタイトを含んでいる点を除けば、先に示した一般的な変成砂岩 No. 35, 36 と同様である。

化学分析は、第3図の丸印を付した No. 26, 27 の部分を行なつた。この番号は分析試料の番号と同様で、No. 27 が石灰質の部分、No. 26 がそれに接する普通の部分である。No. 26 は、当然のことながら No. 35, 36 に似ている。ただ、炭素がやや多い。これはおそらく、本来からの性質であろう。この点は No. 27 の場合も同様である。

問題の No. 27 では、一見してわかるように、化学成分はきわめて特異である。すなわち、MnO, CaO が異常に多く、MgO, Na₂O, K₂O, CO₂ が少ない。これらのうち MgO, CO₂ の減少は No. 35, 36 の場合と同様にドロマイトが逃げたからであろう。CaO, Na₂O, K₂O は、第2表の非変成砂岩のパラッキを、大きくは

注2) これら3つのざくろ石は、以下のような物理学的性質をもっている。(KATADA, 1965)

格子常数を a, 屈折率を n とすると

i) a=11.85 Å, n=1.744 (グロシュライト),

ii) a=11.70 Å, n=1.775,

iii) a=11.76 Å, n=1.768.

ずれている。したがって No. 27 のような成分値をもつ砂岩は、本来あり得なかつたことが推定される。

たとえば、第2表の非変成砂岩のうち、No. 32 は Na₂O (1.56%) と K₂O (2.14%) がもつとも少ないが、それでも、No. 27 の Na₂O (0.27%) の5倍以上、K₂O (0.12%) の17倍に達する。また No. 27 の CaO の8.51% というのは、非変成岩でもつとも CaO の多い No. 25 (4.23%) の約2倍である。以上のことを、鉱物組成にあてはめてみると、No. 27 のような粗粒砂岩がこの地方にまつたくみあたらないことがわかる。例えば、Na₂O が0.27% というのは、斜長石を2%程度しか含まない砂岩を想定しなければならないが、これは私達の経験からみると、まつたく有り得ないことである。K₂O や CaO に関しても、カリ長石をほとんど含まない砂岩や、マトリックスの大半が炭酸塩鉱物である砂岩を考えなければならないが、これも有り得ないケースである。なお、MnO は、No. 27 以外ではすべて0.01%~0.07%であるのに No. 27 では0.19%に達している。これも異常な値といつてもよいのではなからうか。

以上を要するに、No. 27 の MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, CO₂ (および H₂O) の値は、変成作用の結果生じた値に相違ない。つまり石灰質の部分は、変成作用によつて新たに生じた岩相と考えざるを得ない。

なお、この地方の非変成砂岩には、石灰質のノジュールはまつたくみあたらない。したがって、この石灰質の部分が、ノジュール起源であるということはないであろう。

4.3 石灰質の岩相の成因

以上述べたような、変成作用による石灰質の岩相の形成は大変興味のある事実である。しかしこれは、ここだけの例ではなく、多くの他の変成地域でも類似例が認められる。たとえば、日本で古くから知られた例では、鈴木醇によつて研究された日高変成帯南部のホルンフェルス中の石灰質団塊がある (SUZUKI, 1934)。また、九州の鹿川花崗岩 (大崩山花崗岩) の接触変成帯の砂岩中にも、やはり黒雲母ホルンフェルス中に私達の地域のものと同質の石灰質団塊が発達する (野沢保, 1953)。その他私達は、古生層・中生層中の接触変成帯中で、砂岩起源の黒雲母ホルンフェルス中に、直線状の(割目に沿つた?) 角閃石・単斜輝石・方解石などからなる石灰質の部分を多数観察しているし、緑簾石を主とする変成砂岩中の団塊も北上山地でみだしている。これらの諸例からみると、主として熱的影響を強く受けて生じた変成岩、とくに変成砂岩中には、カルシウムに富む鉱物が集合することはしばしばあるらしい。

問題は、今回の例の成因に関してであるが、これは現在の私達の知識では取り扱いかねる問題を多く含んでいる。しかし、上に述べた No. 27 の石灰質の部分の例を、石灰質でない No. 35, 36, 26 の例と関連させて考えると、次のような仮説がなりたつ。

4.1 の項で述べたように、粗粒砂岩が変成作用を受けると、一般に、その中に含まれていた炭酸塩鉱物の大半がそのまま、解離も反応もすることなく逃げるらしい。その場合はドロマイトの方が先に逃げるであろう。そしておそらく、細脈となつて逃げるに違いない。炭酸塩鉱物の細脈は石英脈とともに、この地方でも低変成度の部分で、粗粒砂岩に限らずしばしば認められる。その結果、残つた部分は、黒雲母で特徴づけられる変成岩になるはずである。なぜならば、粗粒砂岩では、非変成の状態においては、CaO 成分の大半が炭酸塩鉱物中に入っていて、そのほかでは斜長石にわずかに入っているだけである。したがつて、炭酸塩鉱物が逃げ去つた所には、カルシウムを含む鉱物はほとんど生じないであろう。もしなんらかの原因で、逃げた炭酸塩鉱物の細脈がある特定の所に集中しており、この部分の変成度(温度)が次第に上がれば、方解石は周囲の雲母・石英・ナトリウムに富む斜長石などと反応して、角閃石・単斜輝石・ざく

ろ石やカルシウムに富む斜長石などを形成するであろう。これがこの石灰質の岩相ではなからうか。この例では、ドロマイトは関与していないことは前に述べたとおりである。しかし、もしドロマイトがあつたとすれば、それは石英と反応して角閃石や単斜輝石を生じたであろう。

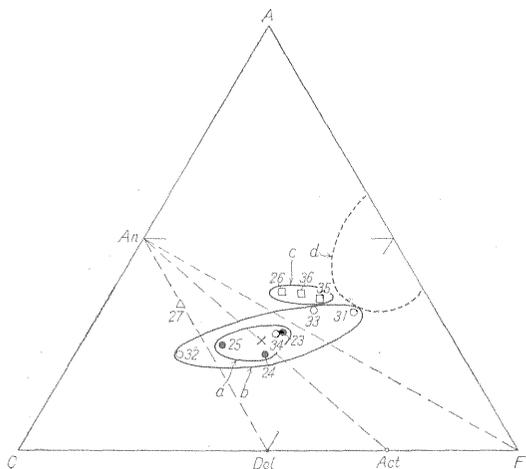
なお、蛇足ではあるが、各地の接触変成帯中の細脈状の石灰質部も、これと似たような経過で生じたに違いない。これに関しては、別にとりまとめて報告したい。

最後に、いままで述べてきた非変成および変成砂岩の分析値を Eskola の ACF 図にプロットしてみよう(第 4 図)。するとこの図のなかでは、非変成砂岩の分布範囲(a, b)、一般的な変成砂岩の分布範囲(c)、石灰質の変成砂岩 No.27、の 3 者に明瞭に区別される。ここで興味のある事実は、非変成粗粒砂岩の分布の約半分は、図の An-C-Act の三角形内にはいつているし、大半が An-C-F の三角形内にはいつていることである。したがつて、このまま変成作用をうければ、かなりのものが角閃石・輝石・ざくろ石・方解石やカルシウムに富む斜長石などからなる片麻岩になつてよいはずである。少なくとも大半のものに角閃石(図の Act)は生じていない。しかし実際には、このような片麻岩はほとんどなく、図の c のように、A-An-F の三角形にはいつていると考えられる片麻岩がほとんどである。この事実も、変成粗粒砂岩からは方解石(図の C)やドロマイト(Dol)が逸脱していることを強く裏付けている。

なお、No.27 の位置を、この図だけからみれば、非変成砂岩に比較して、あまり異常な成分をもっていないようにみえる。しかし実際は、きわめて異常であることは前項で述べたとおりである。

文 献

- 1) 磯見 博・片田正人(1959) : 木曾山地北部の非変成古生層ならびに領家変成岩の堆積相についての考察, 地調月報, vol. 10, p. 1037~1052
- 2) ISOMI, H., KATADA, M., OHMORI, E. & OHMORI, T. (1966) : Singular characteristics of chemical composition of the Permian graywacke from the Kiso mountains, central Japan. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol. Jour.*, vol. 55, p. 145~159.
- 3) 片田正人・磯見 博(1962) : 5 万分の 1 地質図幅「伊那」および同説明書, 地質調査所
- 4) KATADA, M., ISOMI, H., OHMORI, E. & YAMADA,



第 4 図 ACF 図

- a : 一般的な非変成粗粒砂岩
- b : 片寄つた岩相の非変成粗粒砂岩
- c : 一般的な変成粗粒砂岩
- 27 : 変成粗粒砂岩の石灰質の部分
- x : 平均値
- d : 粗粒砂岩と互層する泥質岩ないし細粒砂岩の分布する範囲 (Katada, 1965).

なお、A=Al₂O₃+Fe₂O₃-(Na₂O+K₂O), C=CaO, F=FeO+MgO+MnO で、チタン石・磷灰石・鉄鉱などによる補正はしてない。

番号は第 2 表, 第 3 表の試料番号と同様。

- T. (1963) : Chemical composition of Paleozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslate in Kitakami mountainland : II. Chemical composition of psammitic rocks and basalts. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol. Jour.*, vol. 50, p. 151~162.
- 5) KATADA, M., ISOMI, H., OHMORI, E. & YAMADA T. (1964) : Chemical composition of Paleozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslate in Kitakami mountainland ; Supplement. Carbon and carbon dioxide. *Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol. Jour.*, vol. 52, p. 217~221.
- 6) KATADA, M. (1965) : Petrography of Ryôke metamorphic rocks in northern Kiso district, central Japan. *Japan, Assoc. Min. Pet. Econ. Geol. Jour.*, vol. 53, p. 76~90 ; vol. 53, p. 155~164 ; vol. 53, p. 187~204.
- 7) 野沢 保(1953) : 宮崎県鹿川ホルンフェルス中の石灰質団球の形成について, 地調月報, vol. 4, p. 305~312
- 8) SUZUKI, J. (1934) : Metamorphosed calcareous concretions in the hornfels at the southern coast of the Tokati province, Hokkaido. *Hokkaido Imp. Univ., Fac. Sci Jour.*, Ser. IV, 2, p. 323~338.