

A. b. XV.

地質調査所報告 第246号

北西九州 相の島帯の
変成岩類

地質調査所

昭和48年1月

551.25:552.4(522.2)

地質調査所報告

所長 小林 勇

北西九州, 相の島帯の
変成岩類

片田 正人

松井 和典

目 次

I. 緒 言	1
II. 地 質	1
II. 1 相の島変成岩類の原岩	2
II. 2 原岩に関する若干の考察	4
II. 3 変成岩類の分布	5
III. 相の島の泥質岩・砂岩の化学組成	5
III. 1 変成岩としての特徴	5
III. 2 成層する泥質岩	8
III. 3 偽礫の泥質岩	10
III. 4 砂 岩	10
III. 5 相の島の泥質岩と他地域の泥質岩との比較	10
III. 5. 1 木曾地方の古生層泥質岩との比較	10
III. 5. 2 北上山地の二畳紀登米相との比較	12
IV. 黒島の変成岩類	12
V. 江の島の変成岩類	14
VI. 相の島の変成岩類	16
VI. 1 変成岩類の分類	16
VI. 2 成層する泥質岩起源の変成岩類	16
VI. 2. 1 岩石の組織	16
VI. 2. 2 鉱物組合せ	17
VI. 2. 3 鉱 物	17
VI. 2. 4 鉱物組合せの変化	22
VI. 3 偽礫の泥質岩起源の変成岩類	23
VI. 4 火成岩礫・砂岩・凝灰岩起源の変成岩類	24
VI. 4. 1 鉱物組合せ	24
VI. 4. 2 鉱 物	25
VI. 5 石灰岩礫起源の変成岩類	26
VI. 5. 1 鉱物組合せ	26
VI. 5. 2 鉱 物	27
VI. 6 後退変成作用	27
VII. 花 崗 岩 類	27
VIII. 相の島帯の変成作用の総括	28
IX. 他の類似した変成帯	31
IX. 1 Orijärvi 地方の熱変成帯	31
IX. 2 千厩・遠野地方の接触変成帯	32
引用 文 献	33
Abstract	
図 版 (Plate) 1—13	

北西九州，相の島帯の変成岩類

片田 正人・松井 和典*

I. 緒 言

最近，とくにここ数年間，地質調査所のグループによって，五島列島を中心とする九州北西海域の調査研究が進められてきた。たとえば，海域および離島の地質構造研究や5万分の1および20万分の1地質図幅調査などであり，それらの結果はいくつかの報文によって公表されている。今回筆者たちのまとめた報文もその一環で，五島列島と九州との中間にある相の島帯の，相の島・江の島・黒島に分布する相の島変成岩類に関してまとめたものである（第1図）。またその原岩に関して，従来の記載に乏しいため，かなりの頁を費やしてある。

筆者たちが相の島変成岩類に注目したのは，1960年春，今井功・松井和典両名が相の島で紅柱石・堇青石を含む美事なホルンフェルスをみだした時に始まる。その時期の調査結果は松井他（1961），今井他（1965），片田他（1965）によって簡単に報告された。その後の再調査は，相の島・黒島が無人島であるため思うように進捗しなかったが，昨年3月に到ってようやく一応の調査を終了し，ここに変成岩類の全貌を報告することができた。この間，橋行一の研究が公表され（1960，1961，1962），われわれの調査結果の一部を再検討することができた。

この地域一帯を地質学的に調査研究した本所のメンバーは，筆者たち以外に，磯見博・長浜春夫・今井功・水野篤行・河田清雄・一色直記・服部仁の各技官があり，この報文をまとめる際にそれらの公表・未公表資料を参考にすることができた。とくに地質学的資料に関しては磯見博技官に負うところがきわめて大きく，この報文Ⅱ章の記載は，同技官の資料が基礎になっている。また室内実験に際しては奥村公男・河内洋佑・吉井守正各技官の援助をうけた。とくに河内技官の指導によって，スピンドルステージを使用することができた。また化学分析は前田憲二郎・大森えい・大森貞子・阿部智彦・倉沢一各技官をわずらわした。最後に科学博物館橋本光男博士および磯見博・広川治両技官は，原稿の一部を読んでいくつかの誤まりを指摘された。稿を終るに際し，以上の方々に深く感謝の意を表したい。

II. 地 質

相の島帯の地質学的記載およびそれに関する考察は，磯見他（1971）および片田他（1972）に述べてあるが，ここでもう一度その要点をまとめることにする。

* 地 質 部

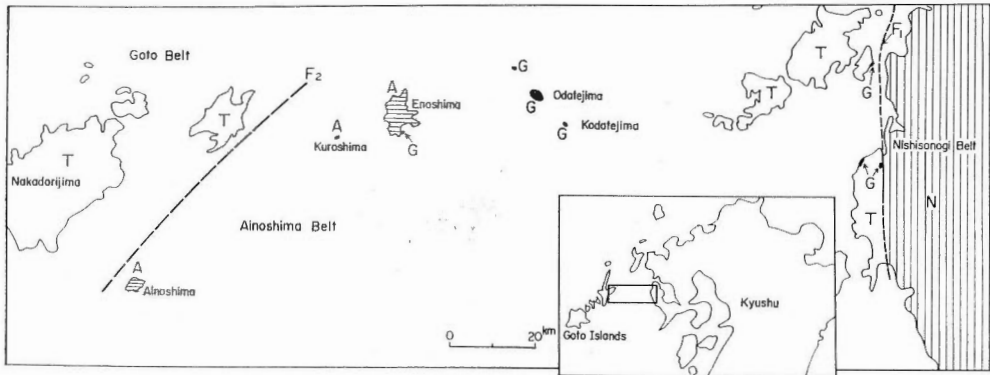


Fig. 1. Locality map

- T. Tertiary and Quaternary sedimentary and volcanic rocks.
- G. Granitic rocks.
- A. Ainosima metamorphic rocks.
- N. Nishisonogi glaucophanitic metamorphic rocks.
- F1. Yobukonoseto fault.
- F2. Ainosima fault.

II. 1 相の島変成岩類の原岩

花崗岩類を除く相の島帯の基盤岩類は黒島・江の島・相の島に分布し、すべて熱変成作用を受けている。また江の島南方の諸岩礁に分布する古第三系と思われる南瀬層の礫岩中には変成岩類の礫が多数みいだされる。これらの基盤岩類は、江の島層および相の島層と名付けられている（橋, 1961）。

江の島層: 江の島層は江の島・黒島に分布し、その大半が火山岩および同碎屑岩類の累層である。黒島（第2図）は、周囲約400 m、高さ約35 mの岩礁である。岩石は珪長質凝灰岩・安山岩凝灰角礫岩・泥岩・礫岩の互層で、地層の走向は東西性で北へ傾斜している。この地層は下記江の島の上部層に対比される。

江の島は、面積がほぼ 2×1.5 kmの島で部落が発達する。内陸部には露岩がほとんどないが、海岸には新鮮な露頭がみられる。走向はほぼ $N 20-40^\circ E$ で南西岸を除き西傾斜である。江の島層は岩相からみて上・中・下の3層に区別される。南東部の下部層は、主として安山岩質の熔岩流・岩脈および火砕岩類からなる。火砕岩類中の礫は最大径数10 cm以上に達し、円磨度・淘汰度はきわめて低い（図版1, 第1, 2図）。部落東方に、凹凸のある熔岩流の表面にアバットしている凝灰岩の露頭がある。したがってこの地層（少なくともこの部分）は水中に堆積したものであろう。

中部層は、安山岩質ないし珪長質の火砕岩類が主体で、岩脈と思われるものはみいだされず、熔岩流らしい塊状の岩体は少量みいだされるだけである。そして上位にいくにしたがって、細粒ないし粗粒で層理がよく発達した凝灰岩類が多くなる（図版2, 第1図）。

島北西部に分布する上部層は、もっとも細粒質の地層であり（図版2, 第2図）、珪長質凝灰岩が多く、その他礫岩・泥岩が存在する。凝灰岩には級化層理・偽層・コンボリュートラミネーションが発達する。礫岩の礫はほとんどが珪長質火山岩である。また少量ではあるが暗灰色の泥岩が挟まれており、

構成物として炭質物や碎屑性の白雲母が認められる。熔岩流や岩脈はみられない。

相の島層: 相の島層は相の島に分布する (第3図)。この島は周囲 3 km 弱の小島で、島の内部には岩石露頭はほとんどないが、海岸には高さ数m以上の露頭が連続している。ほぼ N 20°E の走向と東西両方向への急傾斜を示している。

地層は“泥岩相”と“礫岩・砂岩相”に区別することができる。両者は島全体に分布するが、傾向としては前者は主としてその東半部に、後者は主として西半部に発達する。

泥岩相の大半は層理が明瞭な成層した泥質岩で (第8図; 図版3, 第2図), 少量の凝灰岩を主とする火砕岩類が挟在する。

礫岩・砂岩相は大半が礫岩 (図版4, 第2図) であり、中粒—粗粒砂岩が挟まれる。礫は淘汰度が低く、最大径 1m に達する亜円礫ないし円礫である。礫種の大半は流紋岩から玄武岩にわたる火山岩類であり、その中で、量は必ずしも多くはないが過斑晶質で石英の斑晶に富む流紋岩が、たとえば船つき場東方の礫岩層などで特徴的である。深成岩および半深成岩礫としては斑礫岩ないし石英閃緑岩質のもの

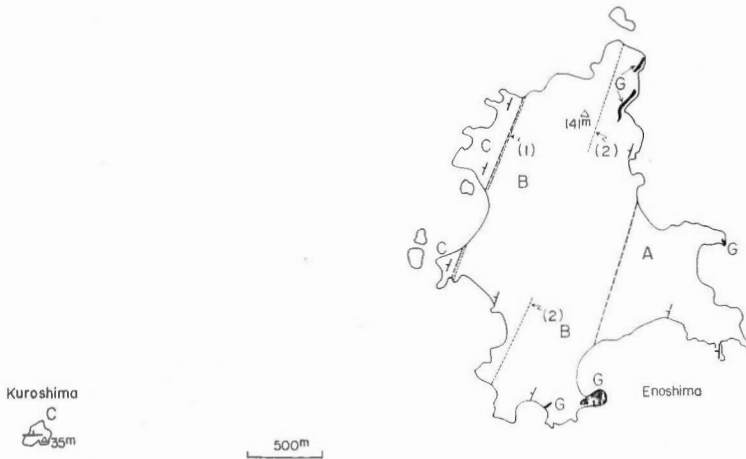


Fig. 2. Geological sketch map of Enoshima and Kuroshima

G. Granitic rocks.

Enoshima formation { C. Upper member: Felsic pyroclastic rocks, conglomerate and mudstone.
B. Middle member: Andesitic and felsic pyroclastic rocks.
A. Lower member: Andesitic pyroclastic rocks, lava flow and dyke.

1. Upper limit of the occurrence of "actinolitic" hornblende.

2. Clinopyroxene isograd in calcareous hornfels.



Fig. 3. Geological sketch map of Ainoshima
G. Granite porphyry.

Ainoshima formation { M. Mudstone, mainly.
C. Conglomerate, mainly.
S. Conglomerate and sandstone, mainly.

がまれに認められる。砂岩・チャートなど古期堆積岩とみなされる礫はみいだされていない。しかし特異な存在として石灰岩礫が存在し、これは *crinoid* の化石を含んでいる。このほか特殊なものに泥質岩の偽礫がかなり頻繁にみられる。これは不規則形で最大長さ 2 m 以上に達し、密集していることが多い(図版 5, 第 1 図)。

砂岩層は一般に厚さ数 m 以下の地層である。級化層理を示すことが多く、ときにスランブ構造も発達する。

以上の諸岩石のうち、変成岩の原岩としてもっとも注目すべきものは泥質岩である。これらは上記のように“成層する泥質岩”と“偽礫の泥質岩”があるが、いずれも泥質岩としてはきわめて変則的な化学組成をもっている。これに関してはⅢ章で論ずる。

II. 2 原岩に関する若干の考察

i) 前項で述べた江の島層の地質をまとめてみると、その堆積相は全体として水中の火山性堆積層であるが、下部層から上部層へと次第にその性質を変えている。下部層の岩石には熔岩流と岩脈が多く、火砕岩類は粗粒である。したがってそこが、火山活動の中心地域ないしはそれに近接した地帯であったことを示している。中部層の時期には、この地帯の火山活動は上部層ほどには盛んでなく、この傾向は上部層の時期になると一層著しい。また岩質をみると、下部層の時期の火山活動には安山岩が多く、上部層の時にはより珪長質の石英安山岩(?)が多い。そのうえ、堆積相の粒度は下部層から上部層へ次第に減ずるから、各層の堆積場所は、陸地からの距離と海の深さを次第に増したものと思われる。また上部層には泥質岩(シルト岩)が発達し、白雲母碎屑粒や炭質物を含んでいる。白雲母は火山岩以外の岩石からもたらされた可能性があるし、炭質物は後背地における植生の存在を暗示する。この時期の堆積層には、火山活動がおとろえて火山体が破壊・風化・運搬されることによって生じた碎屑岩類が多くなったものであろう。

ii) 相の島層は泥岩相と礫岩・砂岩相からなるが、島全体の地層の傾斜が一定方向を示さず、しかも急傾斜のために、両相の上下関係はよくわからない。しかし、両者は単純な上下関係で接するのではなく、少なくとも一部はインターフィンガーしているらしい。おそらく、泥岩相の堆積していた場所へ礫岩・砂岩相が乱泥流状に流下してきたのであろうと推定される。礫岩中の偽礫の泥質岩は、本来もっと沿岸部に堆積した岩相であったに相違ない。後述(Ⅲ章)のように、泥岩相中の成層した泥質岩とこの偽礫の泥質岩両者の化学組成には系統的な差異がみいだされる。この事実は、両泥質岩に対する後背地の地質が同一でなかったことを暗示している。

iii) 礫岩の礫種から推定した相の島層の後背地の地質は、あきらかに火山岩類に富んでいた。しかしその種類を江の島層の火山岩類と比較してみると、いくつかの異なった点がみいだされる。たとえば相の島で特徴的な過斑晶質流紋岩、島西方の灯台付近に多いチャート様外観の珪長質岩、あるいはまれにみられる石英閃緑岩(図版 4, 第 2 図中央部)などは江の島にはみいだされていない。また江の島上部層にみられる淡青緑色の珪長質火山岩は相の島にはみられないらしい。したがって、相の島の礫岩層および江の島層の後背地は若干地質が異なっていたものと思われる。しかしながら橋(1961)が述べたように、全体からみれば両層とも白亜紀の関門層群の南西への延長とみるべきであらう。

II. 3 変成岩類の分布

江の島層・相の島層の熱変成相に関する議論はこの報文の中心課題で、後の各章に詳述するが、その分布に関する事実だけここでふれておく。

問題の変成岩類は、単純な接触変成帯と比較すると、非常にゆるい変成度の勾配をもっている。江の島で見ると、単斜輝石のアイソグラッドをはさんで変成度はほぼ北西から南東にむかってゆっくり上昇している。この方向を黒島・相の島に延長しても必ずしも矛盾することなく、相の島変成岩類の変成度上昇は、全体として上記方向を指しているともみてよいであろう。もっとも変成度の低い黒島では、一般の接触変成帯ではほとんどみられない曹長石質斜長石が存在している。また変成度上昇方向は原岩の走向にほぼ直交し、その方向には大立島・小立島など先第三紀花崗岩類が露出する（海底ドレッチによると、花崗岩類がこの付近一帯の海底に広く露出しているらしいといわれる）。以上のような諸事実によると、相の島変成岩類の変成度は、花崗岩卓越地帯にむけて広域的規模で上昇している。相の島の黒雲母ホルンフェルスの K-Ar 年代は 81 m.y. であり (SHIBATA, 1968)、西彼杵半島北西端、高帆山付近の花崗岩の黒雲母の K-Ar 年代は 88 m.y. であって (河野・植田, 1966)、これらの値は、変成作用と花崗岩類の貫入がほぼ同時期であったことを示している。

III. 相の島の泥質岩・砂岩の化学組成

相の島層の泥質岩・砂岩、とくに前者は組成上の目立った特異性をもっている。しかしそれらは変成岩になっているため、堆積岩としての鏡下の検討は不可能である。したがってここでは、もっぱら化学組成上から検討してみることにする。

今までに化学分析してある、相の島層の泥質岩・砂岩（起源の変成岩）15 個の分析値を第 1 表に示す。このうち成層する泥質岩 10 個 (no. 1—10) の大半は、紅柱石などの斑状変晶を含むもので、原岩に較べて特殊な成分が濃集している可能性が絶対にはいえない。しかし分析試料は、それぞれ 10 cm 以上の層厚をもち、斑状変晶の分布もなるべく均質の部分から選択採取したものであるから、上記の可能性はあったとしても無視できるものと考えられる。ただし、変成作用に際しての鉄の還元と、水・炭素の逸散は避けられないが、これらはこの議論ではほとんど無視することができる。

偽礫の泥質岩の分析値は no. 11—13 である。また no. 14, 15 は礫岩・砂岩相に属する中粒(?) 砂岩の成分である。

III. 1 変成岩としての特徴

まず最初に変成岩としての特異性に注目してみよう。

第 1 表の成層する泥質岩 no. 1—10 の中で no. 1—6 は変成鉱物として、新鮮な紅柱石・堇青石またはざくろ石 (アルマンディン) の斑状変晶を多量に含む普遍的な岩相であり、カリ長石はまったく含まれず、白雲母は堇青石に伴ってごく少量認められるだけである (今後この種の岩石を「白雲母をほとんど含まないホルンフェルス」と呼ぶ)。これらの分析値を AKF 図 (第 4 b 図) にプロットしてみると、

Table 1. Chemical compositions of mudstone-derived hornfelses from Ainosshima

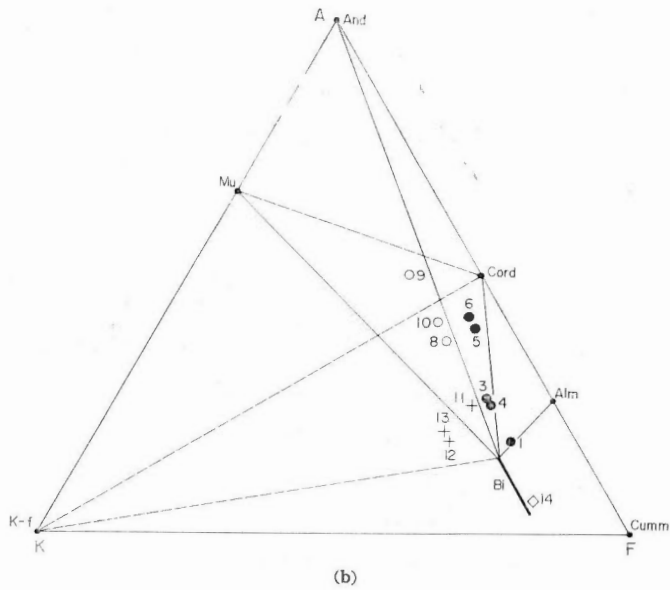
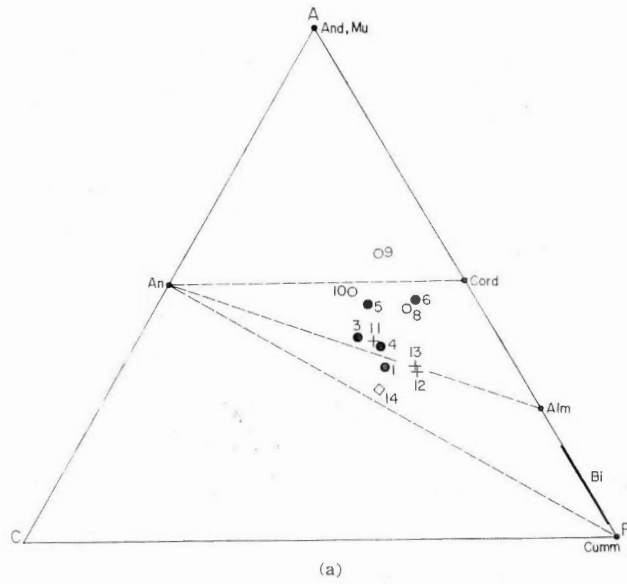
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	M15	K1A	K33A	K33B	M30-3	M35	M17	K4B	K15	K36B	K23C	K26B	K26B2	M32	K17B
SiO ₂	58.00	56.90	63.61	53.31	51.45	59.76	59.27	58.49	68.10	57.55	52.30	55.79	55.26	59.99	49.59
TiO ₂	1.23	0.95	0.13	0.11	1.49	0.89	1.05	0.84	0.28	1.04	1.15	1.14	0.12	0.84	0.86
Al ₂ O ₃	18.40	19.21	17.15	22.69	23.62	20.33	18.87	18.96	16.40	19.43	20.62	19.48	21.07	15.71	17.14
Fe ₂ O ₃	0.78	7.54	0.99	1.05	1.76	1.11	7.66	2.50	1.53	3.23	3.26	1.59	1.35	2.82	17.02
FeO	6.97	0.09	6.22	8.07	8.18	7.83	0.07	4.93	3.23	4.07	4.07	5.54	5.98	3.20	3.20
MnO	0.11	0.09	0.11	0.10	0.16	0.09	0.07	0.09	0.04	0.08	0.10	0.06	0.07	0.10	0.52
MgO	1.77	1.45	1.78	2.00	2.00	1.89	1.65	1.93	1.14	1.80	2.44	2.16	2.27	2.22	3.32
CaO	4.25	4.96	4.38	4.28	4.48	2.48	1.78	2.15	2.04	3.56	3.64	2.75	2.75	4.06	8.44
Na ₂ O	3.73	3.16	1.55	4.05	3.06	2.15	1.86	3.19	1.53	2.96	5.61	4.65	4.58	5.63	0.44
K ₂ O	2.09	1.61	2.07	2.65	1.81	1.70	1.74	2.70	2.21	2.23	2.48	4.24	4.55	1.58	0.21
P ₂ O ₅	0.23	0.09	0.03	0.08	0.34	0.32	0.07	0.09	0.35	0.10	0.11	0.12	0.11	0.13	0.45
H ₂ O ⁺	1.11	2.28	1.10	1.21	1.25	1.21	4.04	3.17	2.11	2.59	2.03	2.09	1.14	1.66	1.66
H ₂ O ⁻	1.03	1.38	0.27	0.21	0.23	0.18	1.62	0.78	0.65	1.10	1.10	0.27	0.29	1.15	1g. loss
C		0.19					0.53	0.07	0.04	0.07	0.60	0.10		0.10	=2.05
CO ₂		0.22					0.24	0.11	0.10	0.13	0.22	0.13		0.09	
S		0.01					0.00	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01		0.29	
Fe		0.01					0.00	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01		0.05	
Total	99.70	100.05	99.39	99.81	99.83	99.94	100.45	100.09	99.77	99.96	99.75	100.13	99.54	99.62	100.04

Original rocks	Stratified mudstones		Mudstone pseudo-breccias in conglomerate		Sandstones
Classification of mineral assemblages	Muscovite-lacking except one associated with cordierite		Muscovite-bearing		K-feldspar-bearing

Constituents other than quartz, plagioclase and accessories are as follows:

1. Biotite (refractive index $n=1.657$) and a few muscovite.
2. Biotite ($n=1.647$) and almandine (refractive index $n=1.807$, cell edge $a=11.54 \text{ \AA}$).
3. Biotite ($n=1.648$) and almandine.
4. Biotite ($n=1.645$) and almandine.
5. Biotite ($n=1.645$), cordierite (optical angle $2Vx=78^\circ$), almandine ($n=1.813$, $a=11.51 \text{ \AA}$) and andalusite.
6. Biotite ($n=1.655$), andalusite ($n=1.633$), cordierite ($2Vx=77^\circ$) with muscovite.
7. Biotite, andalusite, sericitized cordierite with muscovite.
8. Biotite ($n=1.655$), muscovite ($n=1.597$, $2Vx=38^\circ$), sericitized cordierite.
9. Biotite ($n=1.646$), muscovite ($n=1.598$, $2Vx=42^\circ$), andalusite ($2Vx=84^\circ$), sericitized cordierite with muscovite.
10. Biotite ($n=1.648$) and muscovite ($n=1.599$, $2Vx=41^\circ$).
11. Biotite ($n=1.651$).
12. Potassium feldspar and biotite ($n=1.658$).
13. Potassium feldspar and biotite ($n=1.658$).
14. Biotite ($n=1.657$), hornblende ($n=1.655$, $2Vx=67^\circ$) and potassium feldspar.
15. Biotite ($n=1.645$), almandine ($n=1.805$, $a=11.56 \text{ \AA}$), cummingtonite ($n=1.639$, $a=1.660$, $2Vx=98^\circ$) and pyrrhotite.

1, analysed by KURASAWA, H.; 5, 6, by ABE, T. and 2-4, 7-15, by OHMORI, E. and OHMORI, T.



Figs. 4 a, b. ACF and AKF diagrams for mudstone-derived hornfelses from Ainosima

In calculation calcite, iron oxides, iron sulfides, apatite and sphene are excluded.

Numbers refer to analyses of Table 1.

すべて、A-黒雲母線より右側（堇青石・アルマンディン側）に位置している。AKF 図での鉱物の位置は、厳密にはこの図のような1つの点では示されない。とくに黒雲母・白雲母がそうである。しかしこの報文の議論では、問題のA-黒雲母線・白雲母-黒雲母線などが、この図のような線で表現されていてもさしつかえないであろう。このうち no. 2 は Fe_2O_3 と FeO が区別してないから図にはプロットしていないが、区別してあればほぼ間違いなく A-黒雲母線の右側にプロットされるであろう。no. 7—10 はカリ長石は含まないが白雲母を顕著に含む泥質岩で（今後この種の岩石を「白雲母を含むホルンフェルス」と呼ぶ）、AKF 図では、A-黒雲母線より左側（白雲母側）にはみ出している（no. 7 は Fe_2O_3 と FeO が区別してあれば、A-黒雲母線上ないしわずかに左側にプロットされるであろう）。

一方偽礫の泥質岩 no. 11—13 は、分析試料の例だけではなく常に紅柱石・アルマンディンを含まず、ときに no. 12, 13 のようにカリ長石を含んでいる。AKF 図上では、A-黒雲母線より左側、カリ長石を含むものでは、白雲母-黒雲母線よりもさらに左側（カリ長石側）にプロットされる。

以上のように相の島の泥質岩起源のホルンフェルスは、白雲母を含まないものが多く、カリ長石はほとんど含まないという、きわだった特徴を持っている。それは上記からわかるように、i) 多くのホルンフェルスの分析値が、AKF 図 A-F 辺に近い所、つまり“ K_2O に不足”した位置にプロットされ、ii) A-黒雲母線と、iii) 白雲母-黒雲母線が存在するという諸事実のあらわれである。i の理由は、主として岩石が FeO に富み、 K_2O が少ない点が強く影響している。相の島の泥質岩は CaO 、 Na_2O が多いのも特徴であるが、 Al_2O_3 も多いため相殺されて AKF 図にその特徴は現われない。ii の A-黒雲母線が存在するのは、 FeO に富み FeO/MgO 比が大きいことによるものと解される（VIII章）。iii の白雲母-黒雲母線の存在は、圧力条件によるものらしい（IX章1）。

このように、泥質岩起源のホルンフェルスの特異性の原因の大半は、岩石（原岩）の化学的特異性であり、この特異性は、日本の古期泥質岩には非常にまれな性質である。この泥質岩形成の地質学的条件は、ある程度究明することができる。

III. 2 成層する泥質岩

成層する泥質岩の岩質は、はっきりしないが、後述のようにおそらくシルト質岩ではなかったかと察せられる。その地質学的特徴は、i) 泥質岩の後背地の岩石はほとんど（火砕岩類をも含めた）火山岩類であり、花崗岩など他種の岩石はほとんど存在しなかったらしいこと、ii) 泥質岩の成熟度^{注1)}がきわめて低いこと、である。i は、相の島帯またはこの付近に古期の岩相はまったく露出しておらず、相の島帯の礫種や碎屑鉱物の、おそらく 90% 以上が火山岩類からもたらされたものであることからの推定である。また ii に関しては、後背地の岩石と泥質岩の化学組成を比較検討することによってかなりはっきりする。

後背地の火山岩の化学的性質は、流紋岩質から玄武岩質のものにわたっているという以外に詳しくはわかっていない。そこで便宜的に、TANEDA (1962) によって計算された日本の火山岩類の平均値の一部（第2表）を利用して泥質岩と比較してみよう。江の島の熔岩流・岩脈および江の島・相の島の凝灰角

注 1) 莫然とした用語であるが、ここでは、主として後背地における化学的風化作用の強弱を指示する用語として用いる。

礫岩・礫岩中の火山岩礫の岩質の平均的組成は安山岩質のものである点を考慮すると、後背地の火山岩類の化学組成は、第2表の3分析値の最大公約数的な性質を示すとみて大きなあやまりはないであろう。

まず第2表と第1表 no. 1—10の成層する泥質岩とを比較してみると、予想通りお互いに非常に類似している。差異としては、泥質岩には Al_2O_3 , K_2O が多く、 MgO , CaO が少ない点があげられる程度である。この差は、後背地における化学的風化作用が、教科書的過程で進行していたことを示している。すなわち、有色鉱物の多くと Ca に富む斜長石の一部が失なわれ、粘土鉱物が形成されたのであろう。しかしながら、斜長石が分解した際に失なわれるはずの Na_2O が思ったほど

減少しておらず、泥質岩としては珍しく $Na_2O > K_2O$ である。したがってこの泥質岩の供給源の岩石は、化学的風化作用のごく初期の段階しか経てないことが予想される。地質学的に考えてみると、後背地の火山岩は、出現してからただちに崩壊・運搬され始め、長期間化学的風化作用を蒙る環境になかったのであろう。

また前記のように、成層する泥質岩起源のホルンフェルスには、白雲母を含むもの（第1表 no. 1—6）とほとんど含まないもの（no. 7—10）があり、AKF 図上では別のフィールドにプロットされた。両グループの分析値を比較してみると（第3表）、白雲母をほとんど含まないものでは、 CaO , Na_2O が白雲母を含むものより多い傾向にある。また鏡下およびX線回折図で変成岩中の石英と斜長石の相対量比をしらべてみると、白雲母をほとんど含まないものでは斜長石 \geq 石英であり、含むものでは石英 \geq 斜長石である。とくに no. 9 は石英の濃集した岩相である。これらの差はおそらく後背地の岩石に対する化学的風化作用の強弱がそのまま反映されている可能性が強い。つまり白雲母を含むものの方が、より強く風化作用を受けた成熟度の高い岩石であると考えることができる。

Table 2. Average chemical compositions of volcanic rocks in Japan (after TANEDA, 1962)

	16	17	18
SiO_2	52.37	57.64	62.15
TiO_2	0.97	0.83	0.67
Al_2O_3	17.68	17.17	16.24
Fe_2O_3	3.34	3.12	2.83
FeO	7.15	4.87	3.63
MnO	0.17	0.15	0.13
MgO	4.68	3.58	2.45
CaO	9.58	7.33	5.72
Na_2O	2.50	2.93	3.35
K_2O	0.64	1.21	1.59
P_2O_5	0.16	0.18	0.21
H_2O^+	0.52	0.68	0.73
H_2O^-	0.34	0.46	0.43
Total	100.09	100.15	100.13

16. Average of 145 lavas, $50\% \leq SiO_2 < 55\%$.

17. Average of 189 lavas, $55\% \leq SiO_2 < 60\%$.

18. Average of 141 lavas, $60\% \leq SiO_2 < 65\%$.

Table 3. Average contents of FeO , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O and K_2O of mudstone-derived hornfels from Ainosima

	FeO	Fe_2O_3+FeO	MgO	$\frac{FeO}{Fe_2O_3+FeO}$	$\frac{FeO}{MgO}$	CaO	Na_2O	K_2O
1-6	7.45	9.11	1.82	0.79	3.94	4.14	2.88	1.99
7-10	4.08	7.13	1.63	0.59	2.55	2.38	2.22	2.22
11-13	5.20	7.84	2.29	0.66	2.29	3.05	4.95	3.76
14	3.20	6.38	2.22	0.50	1.44	4.06	5.63	1.58

Numbers refer to analyses of Table 1.

Ⅲ. 3 偽礫の泥質岩

第3表からわかるように、偽礫の泥質岩は、成層する泥質岩と比較すると、 MgO 、 Na_2O 、 K_2O に富んでいるのが特徴である。両泥質岩の変成鉱物を比較すると、その違いはどこでも明瞭である。したがって両者の化学成分の差は、有意差のある系統的なものである。

このような両泥質岩の成分差を生じた地質学的条件としては、可能性として以下の事実が考えられる。第1は偽礫の泥質岩の方がより粗粒であること、第2に偽礫の泥質岩の方が未成熟であること、第3に後背地の火成岩の岩質に差があったこと、その他、である。おそらくこれらの条件のうち、いくつかからみ合っただけで両泥質岩の成分差を生じたに違いない。なぜならば、一つの条件だけではこの成分差を説明できそうもないからである。しかし岩石がすべて変成作用を受けている現在では、これ以上の詳細を復元することはきわめて困難である。

Ⅲ. 4 砂 岩

砂岩は主として礫岩に伴うのであるが、一般的な砂岩(第1表, no. 14)と礫岩中の偽礫の泥質岩とを比較してみよう。両者は同じ後背地から供給された物質から生じたものとみてよいであろう。両者を比較してみると、砂岩では SiO_2 、 CaO 、 Na_2O が多く、 Al_2O_3 、 K_2O が少ない点あげられる。これは、砂岩には砕屑粒の斜長石が多く、マトリックスが少ないためにKを含む粘土鉱物が少なかったからであろう。

しかしながら、筆者たちの知る限りでは、同一後背地を持つ泥質岩と砂岩の成分であっても、全体としてこれほど化学組成が類似している古生層・中生層の例は日本では珍しい(例えば片田他, 1971参照)。その原因は、両者の鉱物組成が非常に似ていたからにちがいない。ということは、二次的な粘土鉱物の絶対量の供給が少なかったからであろう。これは後背地で化学的風化作用があまり進んでいなかったという推定によく一致する(このように考えると、相の島泥質岩とくに偽礫の泥質岩の岩質は、大半がシルト岩で細粒泥質岩はあまりなかった可能性が強い)。一般的な砂岩の分析例は1個だけであるが、泥質岩と似ているという性質は、おそらくすべての砂岩に共通しているであろう。なぜならば砂岩中の変成鉱物は、斜長石・石英・黒雲母・普通角閃石(±カリ長石)の例が多く、その種類は、第1表 no. 15の例などをのぞくと比較的一定しているからである。

No. 15は、変成鉱物としてアルマンディン・カミング角閃石に富む少数例の砂岩で、磁硫鉄鉱と石灰質斜長石を含んでいる。磁硫鉄鉱は深成岩体からの鉱染によって生じたものかも知れないが、いずれにしても特殊な岩相である。

Ⅲ. 5 相の島の泥質岩と他地域の泥質岩との比較

Ⅲ. 5. 1 木曾地方の古生層泥質岩との比較

成熟度が低く、後背地が火山岩分布地帯である相の島の堆積岩類と比較するために、もっと成熟度が高く、後背地が主として花崗岩と砕屑岩起源の片麻岩などの分布地帯である^{注2)}長野県木曾地方北部の

注2) 後背地の地質は泥質岩に伴う粗粒砂岩を換鏡して推定した(Isomi et al., 1966)。

古生層泥質岩 (KATADA et al., 1963, 1964) と比較してみよう (第4表 no. 19).

木曾地方の泥質岩は、都合の良いことに、世界および日本の泥質岩の平均値 (no. 22) と、 K_2O がやや多い点を除けば、そんなに違いがっていない。したがって、木曾の泥質岩との比較は、世界の平均的な泥質岩と比較することにもなる。

相の島のものと比較してみるとすぐわかることであるが、木曾のものは SiO_2 が多い。これは碎屑粒のほとんどが石英であるためである。したがって木曾のものは粗粒になるほど SiO_2 の量が多くなる。逆に考えて、相の島のものに SiO_2 が少ないのは、碎屑粒に石英が少ないためである。ここでは粒度による系統的な SiO_2 の変化はあまりないであろう。

つぎに木曾地方で、シルト大の碎屑粒をほとんど含まない細粒泥質岩の試料の分析値を第4表 no. 20 にあげる。これは no. 19 の平均組成の SiO_2 62.7% を 56.24% に減じて、全体が 100% になるように再計算したものに似ている。この泥質岩は、 SiO_2 , Al_2O_3 に関する限り、no. 19 の平均値よりは相の島泥質岩に近似してくる。しかしながら他の成分に関して相の島泥質岩との差はほとんど縮まらない。

したがって、木曾と相の島の泥質岩の化学成分の差は、決して粒度や碎屑粒の石英の量比だけの問題ではないことがはっきりする。

以上のような事実を考慮した上で、あらためて相の島と木曾の泥質岩を比較してみよう。相の島の泥質岩には前記のように 2 通りの産状があるが、木曾のものと比較すれば両者は類似した泥質岩といってよく、一括することができる。

i) まず SiO_2 が木曾のものに多いのは、上記のように石英の碎屑粒が多いためである。これはもちろん後背地に石英に富む岩石が多かったためでもあるが、それと同時に化学的風化作用が比較的強くて石英だけが多く残ったためでもある。

ii) Al_2O_3 , CaO , Na_2O は相の島のものに多い。これは斜長石の碎屑粒が非常に多いことによる。

iii) TiO_2 , $Fe_2O_3 + FeO$, MnO (および CaO) が相の島に多いのは、後背地の火山岩類に含まれていた苦鉄質鉱物およびその変質鉱物によるものである。

Table 4. Chemical compositions of mudstones from the other districts

	19	20	21	22
SiO_2	62.7	56.24	59.0	62.25
TiO_2	0.7	0.98	0.8	0.75
Al_2O_3	17.2	19.75	17.6	16.92
Fe_2O_3	2.4	3.21	2.4	1.80
FeO	3.1	3.84	4.5	4.09
MnO	0.05	0.01	0.08	0.08
MgO	2.2	2.61	2.9	2.25
CaO	0.7	0.10	1.4	0.69
Na_2O	2.0	2.55	3.1	1.99
K_2O	4.0	3.96	2.0	3.51
P_2O_5	0.2	0.16	0.2	0.12
H_2O^+	2.9	4.31	4.0	3.57
H_2O^-	0.6	0.46	0.6	0.80
C	1.2	1.75	0.6	1.10*
CO_2			0.3	
Total	100.0	99.93	99.5	99.92

* Total C (including C as CO_2)

19. Average composition of 14 Permian shales (siltstones and claystones; excluding cherty ones) and their metamorphosed derivatives from the Kiso mountains, Nagano prefecture (KATADA et al., 1963, 1964).

20. A fine-grained shale (claystone) from the Kiso mountains (Idem).

21. Average composition of 9 slates (siltstones and silty claystones) from the lower part of upper Permian (the Toyoma facies) in the southern Kitakami mountains.

22. Average composition of shales of the world (IWASAKI et al., 1965).

iv) MgO は木曾のものに多い。本来 Mg の大半は、かんらん石・輝石・角閃石に含まれていたであろうが、これらの鉱物は化学的風化作用に対する抵抗力が小さく、きわめて分解しやすい。したがって、相の島の場合は、これらの鉱物の分解と同時にかなりの Mg が失われてしまったのであろう。木曾の場合の Mg は、現在はほとんど緑泥石に含まれている。緑泥石の形成プロセスはよくわからないが、この形成によって Mg が固定されていることは事実である。

v) K₂O は木曾のものに多い。これは第 1 に、木曾の泥質岩の供給源にカリ長石・白雲母が多く、それが運搬されてきていることによる。第 2 に、木曾の泥質岩には、粘土鉱物に由来する絹雲母が多い。これらの鉱物の形成に際して相当量の K が固定されたのであろう。相の島では、K₂O が少なく、Na₂O/K₂O 比が泥質岩としては異常に大きい。

以上の事実のうち ii と iii は前述のように、相の島泥質岩の成熟度が比較的低く、i は、木曾の泥質岩の成熟度が比較的高いそれぞれの証拠を示している。したがって、これらの泥質岩の化学成分は、「後背地の地質」と「成熟度の高低」という 2 条件によって左右されている。しかも相の島と木曾の場合は、両条件がいずれも相反しているために化学組成上の大きな差が目立つのであろう。

III. 5. 2 北上山地の二畳紀登米相との比較

次に前項とは逆に、成熟度や後背地の地質が相の島の場合に比較的似ている例として、南部北上山地の後期二畳紀登米相下部注 3) と比較してみよう。この地層の岩石学的記載は別に報告の予定であるが、その要点を示すと、i) この泥質岩にはシルト岩が多い。ii) 後背地には苦鉄質のものを含む火山岩類が広く分布していた。iii) 成熟度は比較的低い。その分析値 7 個の平均値は第 4 表 no. 21 に示される。この分析値の SiO₂, Fe₂O₃+FeO, CaO, Na₂O, K₂O はあきらかに相の島泥質岩に類似した傾向を持っている。しかし成分上の異常さは相の島ほどはなはだしくはない。これは主として、登米相後背地に花崗岩類なども分布していたことによるものであろう。

最後に相の島・木曾・登米・各泥質岩に関する Na₂O-K₂O 図 (第 5 図) を示す。この図は今までのべた泥質岩の化学的特徴をよく表わしている。

IV. 黒島の変成岩類

黒島では岩石の原岩の組織はよく保存され、たとえば凝灰角礫岩中の安山岩礫では斜長石斑晶の外形はほとんどそのまま保たれている (図版 6, 第 1 図)。しかし有色鉱物はすべて変成鉱物によって交代されている。

変成鉱物は、石英・斜長石・エピドート・アクチノライト質角閃石・緑泥石・黒雲母・白雲母・チタン石・鉄鉱物である。

斜長石: 上記のように、大半の外形はほとんど変成作用以前のまま保たれており、場合により周辺部が若干粒状化している。弱い累帯構造を示し、最大対称消光角の大きさから推定すると、大半はオリゴ

注 3) スレートが卓越した上部二畳系、つまりいわゆる登米相のうちの下部層をさす。佐藤 (1968) の宮が沢層がその典型である (片田・神戸・大森 (印刷中))。

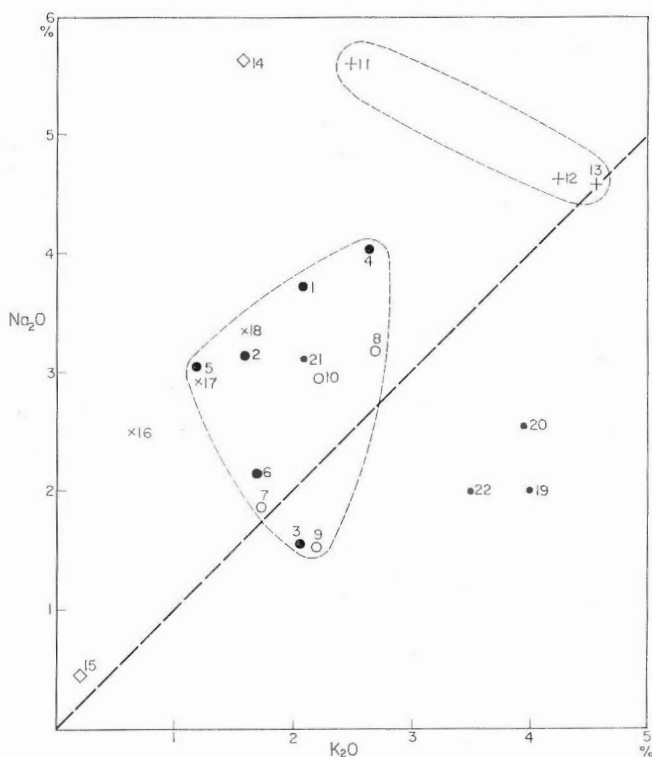


Fig. 5. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio in sedimentary and volcanic rocks given in Tables 1, 2 & 4

クレスないしより石灰質のものである。もっとも曹長石質な部分を探してみると、ごくまれに、接しているレーキサイトセメント（屈折率 ≈ 1.533 ）よりわずかに低い屈折率の部分がみいだされる。この部分はエビドートと共存している。したがって、変成時に $\text{An } 15\%$ 以下の斜長石が存在したとみなしてよいであろう。

エビドート: 団塊状・脈状または斜長石を交代した集合体である。おもに複屈折の高いビスタサイトで、一部に複屈折の弱いクリノゾイサイトと思われるものがある。

緑泥石: これは部分によって異なる2種類のものがある。第1は、白っぽい干渉色で正の伸長を示すもの。第2は、にごった黄色の干渉色で、負の伸長を示すものである。大半の産出例は第2の例である。

黒雲母: 微細な結晶で、少量晶出している。一般に淡色で緑色を帯び、ときにきわめて淡色である。

白雲母: ごく少量、局所的に存在する。

アクチノライト質角閃石: 鏡下で淡青緑色・淡緑色ないし無色、針状ないしそれに近い外形の結晶で、少量晶出している。光学性は、 $\gamma = 1.668$, $2Vx = 70^\circ \pm$ である。この光学性は MIYASHIRO の図 (1967) にプロットすると Barroisite の領域に落ちる (第6図)。この種の角閃石は、黒島および江の島の北西

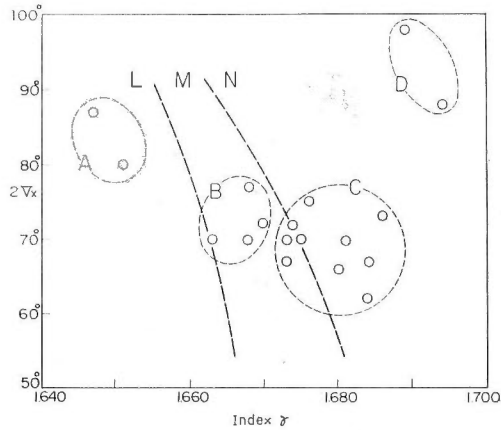


Fig. 6. Relation between optical angle ($2Vx$) and refractive index (γ) of amphiboles

- A. Tremolite from limestone-derived hornfels of Ainosima.
 B. Actinolitic hornblende from Kuroshima and northwestern coast of Enoshima.
 C. Hornblende from Enoshima and Ainosima.
 D. Cummingtonite from Ainosima.
 L, M & N. Fields of actinolite, barrosite and blue green hornblende from the Bessi-Ino area (MIYASHIRO, 1967).

海岸, つまり低変成度の部分だけに分布する. 産状や屈折率の低い点はアクチノライトに似ているが, そうであるかどうかこれ以上たしかめていない. それに, MIYASHIRO (1958), SHIDO (1958) がみいだしたような青緑色普通角閃石との間の光学的不連続性もはっきりしない. しかし屈折率が比較的低く, 淡色であるという理由から, ここではアクチノライト質角閃石と呼ぶことにする.

V. 江の島の変成岩類

江の島の変成作用も, 原岩の野外における組織・構造をほとんど改変することなしに進行している. 鏡下においても, 圧碎構造や片理はみられず, とくに熔岩流や岩脈では原岩の組織はよく残されている (図版 6, 第 2 図). 変成度は, 北西側が低く南東側が高い. その根拠は, 単斜輝石の有無, 緑泥石, 角閃石の量および光学性および再結晶の程度であり, それらの事実は第 5 表と第 2 図で示される. 島の北西海岸の江の島層上部層の変成岩は, 黒島の変成岩の変成度とほぼ同様である.

Table 5. Variations of chlorite, hornblende and clinopyroxene in hornfels of Enoshima

	Northwest	Southeast
Chlorite	Decrease in amount	→
Hornblende	Increase in amount	→
	Low refractive index*	High refractive index
Clinopyroxene	Absent	Present

* Actinolitic hornblende.

ほとんどすべての岩石に認められる石英・斜長石・緑泥石・鉄鉱と、副成分鉱物として方解石・チタン石・電気石・燐灰石などを除外すると、つぎのような鉱物組合せが認められる。

- a. 黒雲母-白雲母
- b. 黒雲母 (-エビドート)
- c. 黒雲母-角閃石 (-エビドート)
- d. エビドート
- e. 角閃石 (-エビドート, まれにカリ長石)
- f. 角閃石-単斜輝石 (-エビドート)
- g. 単斜輝石-エビドート

上記組合せのうち、単斜輝石を含む f, g の組合せは比較的高変成度側だけにみられる。緑泥石は、低変成度側では主要成分であるけれども、高変成度側では副成分にすぎず、存在しない場合もある。

ここで問題になるのは、泥質岩起源の変成岩の鉱物組成である。泥質岩は、地層または礫として何箇所かでみられるが、その組成は凝灰岩に似ており、堇青石や紅柱石を生じ得る組成をもった泥質岩とは思われない。したがって、江の島のどこで紅柱石・堇青石・アルマンディンのアイソグラッドを過ぎているのかははっきりしない。

おもな鉱物の性質は次の通りである。

斜長石: 原岩に存在していた斜長石と、再結晶した斜長石との区別が困難なため、再結晶した斜長石の An % を正確に知ることができない。しかし今回観察したかぎりにおいては、レーキサイトセメントより屈折率の低い斜長石はみいだされていない。曹長石質斜長石は存在しないであろう。

緑泥石: 緑泥石は、ほとんどのものが、黄褐色の干渉色と負の伸長を示している。なお、江の島には、おそらく花崗岩類貫入時に熱水作用の影響などで生じたと思われる緑泥石・方解石・絹雲母が、かなり広範囲に存在する。これらはもちろん、この報文の記述からは除外した。

黒雲母: 明るい褐色、ときに濁った褐色で、低変成部にはきわめて淡色のものがある。比較的高変成度側のものでは、屈折率 $\gamma=1.646, 1.647$ である (第9図)。

角閃石: 角閃石は、前記のように島の低変成部と他の部分で産状と光学性を若干異にする。島の北西海岸のもの多くはアクチノライト質角閃石と称したもので、針状を呈し、鏡下ではほとんど無色ないし淡緑色である。より高変成度の部分、つまり島の大半部では、一般に長柱状で、より濃色である。そして青緑色を帯びたものが多い。アクチノライト質角閃石の光学性は、 $\gamma=1.663-1.670, 2Vx=70-77^\circ$ (3個) であり、他のものでは、 $\gamma=1.673-1.684, 2Vx=62-75^\circ$ (4個) である (第6図)。また同一の角閃石結晶内に、比較的淡色のものと比較的濃色の青緑色を帯びた部分とが共存することがある (比較的淡色のものがアクチノライト質角閃石というわけではない)。両者の境界は必ずしもシャープではないが、シャープの場合は比較的濃色の部分が高屈折率である。

なおまれに、原岩からの残晶と思われる角閃石の残晶が存在するが、これは緑褐色をしていて、再結晶角閃石の中心部を占めていることが多い。

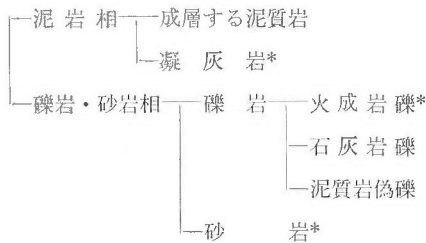
エビドート: 複屈折の強さからみて、ピスタサイトおよびクリノゾイサイトである。西海岸、西の小島北方では、方解石などととも、最大径 50 cm の団塊を形成している (図版 3, 第1図)。

VI. 相の島の変成岩類

VI. 1 変成岩類の分類

相の島は島全体が似たような変成度であって、この島の中だけでは、どちらの方向に変成度が上がっているのかよくわからない。変成岩類の原岩の種類は実に多彩であって、ほぼ同一の変成度ではあるが、多様の化学組成の変成岩を観察することができる。したがって、変成岩類の分類は、原岩の種類によって行なうと便利である。

すでに述べたように、変成岩類の原岩は、泥岩相と礫岩・砂岩相に2大別される。泥岩相の大半が“成層する泥質岩”で少量の凝灰岩類を挟んでいる。礫岩・砂岩相は礫岩と少量の砂岩の互層である。礫岩の礫はおもに火山岩類を主とする火成岩礫で、少量の偽礫の泥質岩と石灰岩礫を含んでいる。これをわかりやすく表示すると次のようになる。



変成岩の分類は以下のようにする。

- i) 成層する泥質岩起源のもの——前記のように白雲母をほとんど含まないものと、含むものに2分される。
- ii) 偽礫の泥質岩起源のもの——白雲母を含まない。カリ長石を含むものがある。
- iii) 上表で*印を付した砂岩・凝灰岩・および礫岩中の大半の火成岩礫を起源とするもの——これらの原岩の産状はそれぞれ異なっているが、変成岩としては一括することができる。一般に角閃石・輝石を含む緑色のホルンフェルスである。
- iv) 石灰岩礫を起源とするもの——石灰岩礫は約20個観察したにすぎないが、少量ながら透角閃石・斜方輝石などを含む興味深い変成岩である。

VI. 2 成層する泥質岩起源の変成岩類

VI. 2. 1 岩石の組織

成層する泥質岩起源のホルンフェルスの大半は、白雲母をほとんど含まないもので、その大半に紅柱石・堇青石・アルマンディンの新鮮な斑状変晶がみられる(第8図; 図版4, 第1図; 図版7, 第2図; 図版8, 第1, 2図など)。

紅柱石は、最大長さ2cmの自形四角柱状の結晶、堇青石は最大長径5mmの球体またはそれに近い

もの、アルマンディンは最大径 3 mm の自形ないし半自形の結晶である。各結晶の多くは一般に単独の結晶で散在しており、集合状態で産することは少ない。

基質部は石英・斜長石・黒雲母などからなる。黒雲母は、長さ 0.2 mm 以下の鱗片状結晶、石英・斜長石は最大径 0.1 mm 程度の粒状結晶である。一般に、黒雲母の平行配列が顕著であり、2 方向の配列が発達することがある（図版 7, 第 1 図）。斑状変晶が発達した場合は、黒雲母の配列はそれを取りまいてうねり、紅柱石とアルマンディンの周囲には、pressure shadow が発達する。またアルマンディンには、周囲の黒雲母の配列の乱れからみて、晶出時に回転した証拠がはっきりしている例がある。

以上のように、この変成岩はあきらかに片岩類似の組織を示している。しかし典型的な片岩にみられるような鉱物別の縞状構造はほとんど発達しておらず、薄くはげやすい性質も明瞭でない。そこでここではすべてホルンフェルスという名称に統一して記述している。

なおこのホルンフェルスには、石英-斜長石-黒雲母の組合せで、マトリックスの他の部分より粗粒の集合体がしばしば認められる（図版 8, 第 2 図）。この集合体はまったく片理を持たないために周囲との境はシャープである。肉眼的には大きさや形が似ているため堇青石とみまちがえる場合が多い。しかしその内部に堇青石などは残晶としてもみられない。この集合体の成因をあきらかにすることはできなかったが、一つの可能性として、片理形成の際に、マトリックスの一部が差動運動にまきこまれて回転して生じたのではなかろうか。

VI. 2. 2 鉱物組合せ

鉱物組合せは主として 8 通りのタイプに分類される。それらは第 6 表の a—h で示される。この組合せを整理してもっと簡単に示すと第 7 図になる。ただし、石英・斜長石は過剰な成分として考察から除外し、副成分鉱物のチタン鉄鉱・磁硫鉄鉱・磁鉄鉱・黄鉄鉱・炭質物なども無視してある。太線で示したのが鉱物の組合せで、各番号は第 6 表の番号に相当する。ここでもっとも注目すべき特徴は、カリ長石が存在せず、出現頻度からすると、白雲母を含む g, h の組合せはあまり多くないことである。また堇青石に伴ってだけ少量の白雲母が生じている例も特徴的であるが、この組合せ j は、他の組合せにおくれて生じた組合せらしい（VI 章 2. 4）。変成岩の分類で、白雲母を“ほとんど”含まないホルンフェルス、とした理由は、j の組合せの白雲母が、白雲母を含まないホルンフェルス中にも局所的に認められるからである。

いま実際野外においてみられるいくつかの組合せの産状例の 1 つを第 8 図に示す。この図で、組合せの異なる各部の境界は、層理面に一致している。

VI. 2. 3 鉱物

石英・斜長石: この両鉱物を量的にみると、i) 白雲母をほとんど含まないホルンフェルスでは一般に斜長石が多く、ii) 白雲母を含むホルンフェルスでは一般に石英が多い（III 章 2）。斜長石の双晶はあまり発達していない。最大対称消光角から推定するとオリゴクレスないしアンデシンである。一部に、残晶と思われるよごれた石灰質の斜長石もみられる。

黒雲母: 鏡下では赤味を帯びた褐色である。屈折率 $\gamma=1.645-1.658$ (15 個) である。黒雲母の屈折

Table 6. Mineral assemblages of mudstone-derived hornfelses of Ainosima

	a	b	c	d	e	f	g	h	a	i	f
Quartz	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Plagioclase	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
K-feldspar										○	
Andalusite				○	○			○			
Cordierite			○	○		○	×	×			○?
Almandine		○	○	○	○						
Biotite	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Muscovite			×	×		×	○	○			
Accessory minerals	Ilmenite, pyrrhotite, magnetite, pyrite, chalcopyrite, carbonaceous matter, etc.										
Original rocks	Stratified mudstones								Mudstone pseudo-breccias		
Classification of mineral assemblages	Muscovite-lacking*						Muscovite-bearing		i: K-feldspar-bearing		

○ Main constituents.

× Cordierite and muscovite in a limited part.

* Muscovite is lacking except the above-mentioned one associated with cordierite.

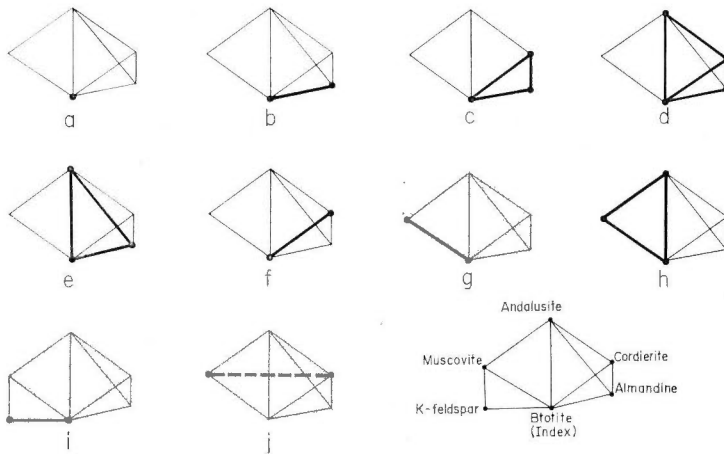


Fig. 7. Diagrams representing mineral assemblages in Table 6

率と、共存する鉱物との関係は第9図に示した。この図からいえる興味深い事実は、上記の中でアルマンディンと共存する黒雲母は低い値を示すものが多いことである ($\gamma=1.645-1.650$, 8個)。この点は SEKI (1957) や CHINNER (1962) が示した事実から知られる予想と相反するものである。

	Porphyritic minerals	Volume (%)	Maximum mineral size
A	Cordierite	10-13	3mm in diameter
	Andalusite	7	10mm in length
B	Almandine	0.3	1mm in diameter
C	Cordierite	1.0	3mm
	Almandine	3	1.5mm
	Andalusite	1	7mm
D	Almandine	5	2.5mm
E	Cordierite	30-40	3mm
F	Almandine	5	2mm
G	Almandine	15-20	2.5mm
H	Almandine	0.3	1.5mm
I	(Biotite hornfels)		

Fig. 8. Schematic section of an outcrop of hornfels bearing cordierite, andalusite and almandine

Porphyritic minerals, and their volume and size are shown. Matrix part consists of plagioclase, quartz, biotite, ore minerals and carbonaceous matter. Boundaries between hornfels such as A, B, etc. coincide with those of original layers. B is originally sandy but the others are muddy. A-I is nearly 50 cm in thickness.

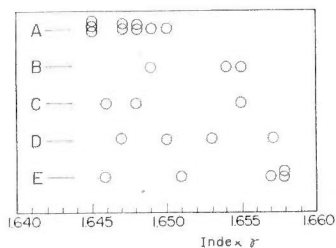


Fig. 9. Refractive index (γ) of biotite

- A. Biotite associated with almandine and other minerals.
- B. Biotite associated with andalusite and/or cordierite.
- C. Biotite associated with muscovite.
- D. Biotite associated with hornblende.
- E. Biotite in biotite hornfels lacking in almandine, andalusite, cordierite, muscovite or hornblende.

白雲母：白雲母には3つの産状がある。

- i) 基質部に散在するもの。
- ii) 堇青石の晶出に随伴するもの。
- iii) 堇青石を交代した細粒のもの（絹雲母）。

i) の白雲母は要するに“白雲母を含むホルンフェルス”にみられるものである。他地域の多くの熱変成岩にごく普通にみられるような、黒雲母と同時期に晶出している白雲母である。

この代表例は、図版 12, 第 2 図（第 1 表, no. 10）の白雲母黒雲母ホルンフェルス中の結晶であり、図版 12, 第 1 図（同表 no. 8）のマトリックスに散在する白雲母もこの例である。結晶は黒雲母よりは大型で、ポイキリチックである。

ii) の堇青石に伴う白雲母は、多くは長さ 1mm に達する大型の結晶である。白雲母をほとんど含まないホルンフェルス中では、堇青石に包まれていたり、この外側に接して生じている。図版 8, 第 1 図；図版 10, 第 2 図；図版 11, 第 2 図にそれらの例がみられ、マトリックスにはみられない白雲母が堇青石に伴ってだけ存在する。白雲母を含むホルンフェルス中の例は上記の図版 12, 第 1 図であって、堇青石（絹雲母または緑泥石？化されている）を包み込むようにして比較的大型の白雲母が集合している。なお、白雲母の屈折率と光軸角は、 $\gamma=1.597-1.599$, $2Vx=38-42^\circ$ （3 個）である。

iii) は、堇青石の仮像をそっくり残したまま生じている絹雲母様の細粒白雲母の集合体であって（図版 11, 第 2 図）、緑泥石を伴っており、主要な変成作用後の、いわゆる“変質作用”によるものである。そして、ii, iii) の白雲母とは明瞭に区別することができる（VI章 6）。

紅柱石：これには2種の産状がある。

- i) 白雲母をほとんど含まないホルンフェルス中にみられる自形に近い結晶。
- ii) 白雲母を含むホルンフェルス中にみられる他形の結晶。

i) は自形性が強く、これを含むホルンフェルスは野外でもきわめて顕著で、相の島変成岩の代表である。新鮮で、炭質物・鉄鉱・石英・斜長石の細粒包有物が顕著な、典型的な空晶石である（図版 7, 第 2 図など）。

ii) は産出がまれで、今まで 2 例観察されたにすぎない（第 1 表 no. 9）。まったく他形できわめてポイキリチックである。白雲母と共存するだけでなく、紅柱石結晶の周辺部もわずかに白（絹）雲母化作用を受けている。

紅柱石に関するきわめて重要な現象は、多くの紅柱石が消失しつつある証拠が認められることである。

もっとも多い例では、紅柱石結晶が比較的粗粒の黒雲母+斜長石+堇青石（+白雲母）の外縁によって囲まれ、全体が紅柱石の仮像を示している（図版 9, 第 1 図）。外縁部の結晶が多くて、紅柱石が単に残晶状態で存在することがあり（図版 9, 第 2 図）、中には紅柱石はみられず、仮像だけが認められることがある（図版 10, 第 1 図）。また、しばしば紅柱石の結晶の一部が主として堇青石によって交代されており、両鉱物がグラフィック構造でからみ合っていることがある（図版 10, 第 2 図；VI章 2. 4）。屈折率 $\gamma=1.643, 1.642$, $\alpha=1.633^\circ, 1.633^\circ$ であり、光軸角 $2Vx=84^\circ, 85^\circ$ である。

堇青石：この鉱物はすべて球体に近いポイキリチックの結晶で、包有結晶はマトリックスの結晶よりはるかに微細である（図版 8, 第 1 図など）。双晶は一般に認められない。ただしまれには 6 連晶式ま

たはより複雑な双晶が発達する。しばしば白雲母を伴うことは前に述べた通りである。

堇青石に関するもう1つの特異な現象は、図版 11, 第 1 図に示したような、消光角のちがいによる累帯構造が発達することである。

内外 2 帯 (まれに 3 帯) にわかれ、両者の境界線はスムーズではなく、細い凹凸を示している。屈折率の差はほとんどない。この累帯構造の存在は、晶出時期が一度でなかったことを示している (VI 章 2. 4)。

また堇青石は特有の変質作用を受けていることがある。前記の細粒の絹雲母化作用はその第 1 例で、緑泥石 (?) 化作用が第 2 の例である (VI 章 6)。

アルマンディン: アルマンディンの産状と化学成分に関しては、すでに公表してある (田他, 1969)。産状には 2 種類ある。

i) 変成泥質岩中に散在する一般的なもの (図版 8, 第 2 図)。

ii) 石英プールの周辺部だけに密集するもの。

その代表例を分析してみると、両者はほとんど同様の化学成分を示し、いずれもアルマンディン端成分に近いものである (第 7 表)。

前の報文で、上記の石英プール (石英脈) は、花崗岩質マグマから派生したものかも知れないと予想したが、その後の調査によって、この石英プールは泥質岩と互層する凝灰岩起源のホルンフェルスに伴うことがわかった。おそらく、変成作用に伴って生じた脈状の石英プールであろう。この石英プールには、緑泥石など比較的低温で晶出した鉱物が含まれる。この ii) のアルマンディンは、凝灰岩層からなんらかの物質の供給を受けた部分だけに生じたことは確かであろう。

分析したのもも含めてアルマンディンの格子常数と屈折率 ($a=11.54-11.57 \text{ \AA}$, $n=1.801-1.813$, 7 個) を図示すると第 10 図のようであって、全般的に似たような化学成分が予想される。

Table 7. Chemical compositions of almandine

	23 K1A	24 K8
SiO ₂	36.79	36.47
TiO ₂	0.31	0.31
Al ₂ O ₃	19.74	20.29
Fe ₂ O ₃	3.14	4.17
FeO	31.16	29.84
MnO	3.89	4.00
MgO	1.91	1.85
CaO	2.52	2.65
Na ₂ O	0.03	0.04
K ₂ O	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁺	0.01	0.01
H ₂ O ⁻	0.04	0.03
Total	99.54	99.66
n	1.807	1.808
a (Å)	11.54	11.55
Almandine	74.7	73.5
Spessartine	9.3	10.0
Pyrope	8.2	8.1
Andradite	7.7	8.4

23. Almandine in hornfels no. 2, Table 1.

24. Almandine crowded along the both sides of lenticular quartz pool.

Analysed by MAEDA, K.

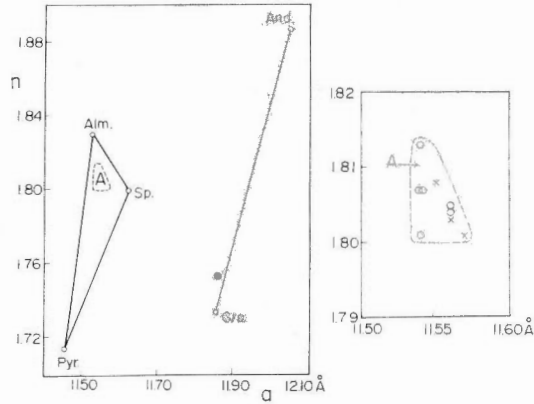


Fig. 10. Relations between refractive index (n) and cell edge (a) of garnets

- Grossularite in a sandstone-derived hornfels.
- Almandine in mudstone- and sandstone-derived hornfels.
- × Almandine crowded along the both sides of lenticular quartz pools.

なお後述の砂岩起源の変成岩中でカミング角閃石と共存するアルマンディン(2個, 第10図)も, 非常に似た格子常数と屈折率を持っているのは興味深い。

VI. 2. 4 鉱物組合せの変化

すでにふれたように, 今回の観察に関する限りでは, 島の内部での変成度の差はみだせなかった。だからすべての鉱物組合せが安定に固定しているかという点必ずしもそうではなく, いくつかの組合せが次第に変化しつつあり, 安全な平衡に達していたのではなかったことが, 島全体で観察される。

そのもっとも重要と思われる事実をくりかえして列挙してみると,

i) まず前提として, AKF図内で, 白雲母を含むホルンフェルスはA-黒雲母線より白雲母側に, 白雲母をほとんど含まないホルンフェルスはこの線より堇青石側にプロットされる。したがって, 相の島の変成岩に関するAKF図のA-黒雲母線は非常に明瞭なものである。局所的に堇青石と白雲母が共存する岩石は, A-黒雲母線のいずれの側にもプロットされるが, この線の両側で産状が異なっている。

ii) 堇青石は2重の累帯構造を示すことがある。

iii) 紅柱石の大半は, 主として周辺部から次第に消失しつつあり, 斜長石・黒雲母・堇青石・白雲母またはこの一部の鉱物によって交代されつつある。

以上の諸事実を整理してみると, 相の島の紅柱石・堇青石を含むホルンフェルスは, 次のような段階を経て形成されたことが推定される。

iv) まず最初の時期には, AKF図のA-黒雲母線より右側では黒雲母・紅柱石・アルマンディンと, 初期の(おそらく少数の)堇青石が晶出した。A-黒雲母線の左側では, 黒雲母・白雲母・他形の紅柱

石が晶出した。

v) 次の時期には、現在みられる堇青石の大半が晶出した。かなりの堇青石は白雲母を伴った。一部の堇青石は、すでに生じていた結晶を取りまいて累帯構造を作った。それと同時に紅柱石は他鉱物によって交代され始めた。

この第2の時期の鉱物学的変化を総合すると、岩石全体では、あきらかに A-黒雲母線が消失して堇青石と白雲母が伴って晶出する方向を示している。この変化を代表する反応式としては次の式が考えられる。



vi) しかしながら実際には、紅柱石を交代した鉱物として常に斜長石と黒雲母が存在する。黒雲母はおそらく結晶の FeO/MgO 比を異にして 1 式の両辺に関係するのであろう。したがって、反応にあずかった鉱物の変化はもっと複雑であったに違いない。

また 1 式は、GOLDSCHMIDT (1911), ESKOLA (1939), COMPTON (1960) によってすでに想定されているが、それらの例では右辺から左辺に反応が進行したと考えられている。この点からも疑問が持たれるように、1 式は“温度上昇”によって左辺から右辺に進んだという積極的な証拠に欠いている。H₂O や CO₂ が離脱する反応ではないから、温度条件にはあまり大きく左右されなかったのかも知れない。もしそうならば、1 式は温度上昇以外の原因が加わって進行した可能性もある。その詳細はよくわからない。しかし現象的にみて、相の島の変成作用の初期には存在した A-黒雲母線が、変成作用が進むにつれて消失し始めていることは間違いないであろう。

なお、白雲母と堇青石には、同一試料内に 2 時期のものが含まれている例が多く考えられるわけであるが、累帯構造を示す堇青石や図版 12, 第 1 図のような産状を異にする白雲母が共存する場合以外は、2 時期を区別することができない。おそらく両鉱物とも 2 時期連続的に晶出を続けたのであろう。

vii) 上記にさらに続く時期の現象として、硫化物・電気石・緑色黒雲母などを含む石英細脈がときどき発達する。この細脈は巾数 mm 以下で、片理に順応して走り、時によると紅柱石仮像の斜長石・黒雲母などのプールに連続している(図版 9, 第 2 図の紅柱石仮像中の電気石もこの例の可能性もある)。

viii) 最後に別の事実であるが、前項でアルマンディンと共存する黒雲母の屈折率が予想に反して比較的低いことを述べた。これも鉱物組合せが完全な平衡状態になかった 1 つの証拠かも知れない。

VI. 3 偽礫の泥質岩起源の変成岩類

礫岩中に含まれる偽礫の泥質岩は、長さ是一般に 10—数 10 cm で、大きなものは 2 m を越えている。そして密集している場合が多い(図版 5, 第 1 図)。この泥質岩は、成層するものと較べてみると、若干の化学組成上の差が認められる(III 章 3)。すなわち、偽礫のものは成層するものより Na₂O と K₂O が多く、MgO も多い傾向がある。このため変成鉱物組成上には大きな差を生じており、観察したすべての偽礫には白雲母・紅柱石・アルマンディンをまったく含まず、ときにカリ長石を含んでいる。AKF 図では、A-黒雲母線よりカリ長石側で KF 辺に比較的近い部分にプロットされる。

この変成岩の組織は、成層するものと異なって、斑状でなく、片理もほとんどない(図版 13, 第 1 図)。片理の強弱は原岩の岩質の差によるものと思われる。礫岩層は、礫もマトリックスもごく弱い片理しか

生じていない。再結晶した石英・長石の大きさは一般に 0.03—0.1 mm で量的には長石 > 石英である。斜長石残晶が少なくない。

鉱物の組合せは、

- a) 石英-斜長石-黒雲母-炭質物-鉄鉱物。
- f) a に 堇青石 (?) が加わったもの。
- i) a に カリ長石 が加わったもの。
- k) a に 普通角閃石 が加わったもの。

カリ長石は炭質物を含む粒状の結晶で、その X 線回折図や光学性は、次項の砂岩起源の変成岩の場合とほとんど同様で、正長石と思われる。

黒雲母の屈折率 $\gamma = 1.651 - 1.658$ (3 個) である (第 9 図)。

堇青石の仮像らしいものは 1 例みいだされた。粘土鉱物の集合体としてみられるが、産状からみて本来はおそらく堇青石だったのであろう。

VI. 4 火成岩礫・砂岩・凝灰岩起源の変成岩類

VI 章 1 で示したように、泥質岩相の凝灰岩および礫岩・砂岩相の火成岩礫と砂岩は、産状は異なるけれども変成岩としてはほぼ一括できるもので、この項でまとめて述べることにする。火成岩礫の大半は火山岩類であって、流紋岩質のものから玄武岩質のものまでを含んでいる。砂岩は、火山岩類に由来する碎屑粒からなる。これらの岩石を原岩とするホルンフェルスは、とくに珪長質のものを除き、角閃石・輝石を生じている。

成層する泥質岩と互層している凝灰岩類起源のものには弱い片理がみられるけれども、他のものでは片理や圧碎構造はほとんど発達せず、原岩の組織を残している。再結晶作用はほぼ完全であるが、ときに斜長石の残晶がみられる。しばしば鉱物組成別のバンドまたはパッチを生じている。

VI. 4. 1 鉱物組合せ

鉱物組成の大要は、すべてに共通な、石英・斜長石を除いてみると、

- l) アルマンディン-黒雲母-カミング角閃石
 - a) 黒雲母
 - k) 黒雲母-普通角閃石 (-カリ長石)
 - m) 普通角閃石
 - n) 普通角閃石-単斜輝石
 - o) 単斜輝石-グロジュラライト

である。

副成分鉱物としては、

- p) 単斜輝石やグロジュラライトを含む岩石では、多くの場合方解石とチタン石を伴う。エビドートがみられることもある。
- q) 単斜輝石は、しばしば無色角閃石を伴っている。

その他の副成分鉱物としては、チタン鉄鉱・磁鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱・燐灰石が認められる。

VI. 4. 2 鉱物

斜長石: ほとんどの岩種で、斜長石はもっとも多量である。成分はアンデシナイトはそれより石灰質のものが多い。ただし岩石によって差があり、苦鉄質岩を原岩とするものや砂岩起源のアルマンディン黒雲母カミング角閃石ホルンフェルスなどでは、比較的石灰質である。一般に累帯構造を示す。

カリ長石: この鉱物は、黒雲母普通角閃石ホルンフェルス中の角閃石に富む部分に認められる。まったく他形の結晶で双晶は認められない。光軸角 $2V_x=60^\circ \pm$ であり、X線回折図は第11図のようである。これらを STEIGER et al. (1967) の資料と比較してみると、おそらく正長石、少なくとも正長石>微斜長石ということができよう。

黒雲母: 黒雲母の色は、泥質岩起源のホルンフェルス中のものより、幾分暗色を帯びることが多い。普通角閃石と伴うものは屈折率 $\gamma=1.650-1.657$ (3個) であり、下記のカミング角閃石およびアルマンディンに伴うものは、 $\gamma=1.645$ である (第9図)。

アルマンディン: これは、下記のカミング角閃石と共存する。前記のように、成層する泥質岩中のものとほとんど同質らしい。格子常数 $a=11.56 \text{ \AA}$, 11.56 \AA ; 屈折率 $n=1.805, 1.804$ (2個) である (第10図)。

カミング角閃石: この鉱物の産出はまれである。今回みいだしたのは、第1表 no. 15, 他2例の試料中である。上記のアルマンディンに伴った棒状無色の結晶で、やや方射状に集合している。屈折率と光軸角は、 $\gamma=1.689$, $\alpha=1.660$, $2V_x=98^\circ$; $\gamma=1.694$, $2V_x=87-89^\circ$ であり (第6図)、この値から推定してカミング角閃石と判断した。

普通角閃石: 鏡下で緑色ないし淡緑色のもので、光学性は $\gamma=1.673-1.686$, $2V_x=66-73^\circ$ (5個) である (第6図)。

単斜輝石: 単斜輝石は比較的大型で、最大長さ 2mm に達することがある。光学性は、 $\gamma=1.720-1.732$, $2V_z=55-59^\circ$ (4個) である (第12図)。

単斜輝石に伴う無色角閃石というのは、常に単斜輝石に伴うもので、おもに劈開面に沿って生じている。他の一般の角閃石とは、無色であることと、針状に近い細長い結晶であることによって区別される。

なお、単斜輝石は、ときによってはエピドート結晶中に生じており、この場合は、エピドート→単斜輝石、の反応が暗示される。

グロシユラライト: 岩石の最も石灰質の部分に、単斜輝石と文象組織状にからみ合って生じている例が多い。また、斜長石を取りまいて晶出し始めている例もある。後者は、斜長石と方解石との反応で生

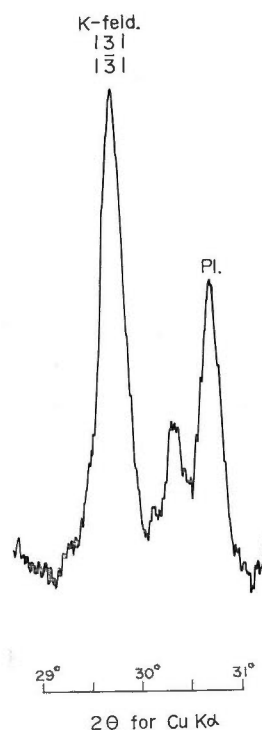


Fig. 11. Powder diffraction pattern of potassium feldspar in hornfels no. 14, Table 1

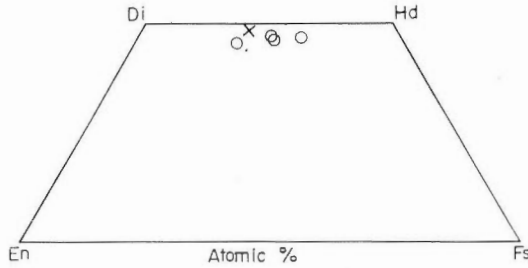


Fig. 12. Diagram showing chemical compositions of clinopyroxenes estimated from optical properties

- Clinopyroxene in tuff- and sandstone-derived hornfels.
- × Clinopyroxene in a limestone-derived hornfels.

じたものであろう。いずれにしても、鏡下での観察による限り、多くのグロシュラライトは生じ始めてから間もなくのようである。格子常数 $a=11.86 \text{ \AA}$ 、屈折率 $n=1.754$ である (第 10 図)。

エピドート：一部は上記のように単斜輝石によって累進的に交代されつつあるように見える。また一部は、斜長石を交代したりグロシュラライトの割目を満たしており、後退的に生じたように見える。複屈折が小さいから、クリノゾイサイトであろう。

VI. 5 石灰岩礫起源の変成岩類

礫岩中の石灰岩礫は、比較的大型のものは不規則形の礫、小型のものは皿円礫であって、長径 10 cm 一数 10 cm である。

VI. 5. 1 鉱物組合せ

石灰岩はほとんど方解石だけからなるが、部分的には、下記の変成鉱物をごく少量含んでいる。方解石の大きさは、径 0.1—0.3 mm である。観察された鉱物組合せは、

- r) 方解石-透角閃石 (-石英)
- s) 方解石-透角閃石-緑泥石 (-石英)
- t) 方解石-透角閃石-金雲母 (?)
- u) 方解石-透角閃石-単斜輝石
- v) 方解石-単斜輝石 (-石英または斜長石)

上記の組合せのうち、もっとも例の多いのは、s の組合せである。そこでは緑泥石に伴って、それと交代した産状で透角閃石が生じているから、



の反応が進行しつつあると解される。

単斜輝石は鏡下での随伴関係からみて、透角閃石から生じたものではないらしい。なぜなら透角閃石は石英・方解石と接していても輝石を伴っていないからである。おそらくドロマイトと石英の反応によって生じたのであろう。

VI. 5. 2 鉱物

方解石以外の鉱物はせいぜい数%の量で散在するにすぎない。しかし下記の3鉱物は、肉眼的にはいづれも淡(黄)緑色を呈するため、これらの諸鉱物の散在する部分は、若干色づいてみえる。

緑泥石: 放射状または曲った結晶の、径0.2 mm程の球状の集合体である。鏡下では無色であり、伸長方向は負である。屈折率 $\gamma=1.605$ であり、比較的Mgに富む緑泥石でないかと察せられる。

金雲母(?): 舟つき場西方の石灰岩礫の1つにごく少量みいだされた。わずかに多色性があり、X=無色、Y=Z=きわめて薄い黄褐色である。光学性は測定できなかったが、産状と多色性からみて金雲母ではなかるうか。まれに緑泥石と平行連晶状に産する。

透角閃石: 鏡下で無色であり、光学性は、 $\gamma=1.647, 1.651$; $2V_x=87^\circ, 80^\circ$ であって、Mg端成分に比較的近いものではないかと考えられる(第6図)。まれに普通角閃石($\gamma=1.681$)を伴っている。

単斜輝石: 光学性は $\gamma=1.722, 2V_z=58^\circ$ である(第12図)。

VI. 6 後退変成作用

この現象そのものに関しては、すでに関係する項目で記述してあるものが多いが、ここでもう一度整理してみよう。

i) 時間的にみて最初にくるものは、(電気石黒雲母)硫化物石英細脈である。

ii) これと重なった時期と思われる現象に、斜長石およびグロジュラライトのエピドート化作用がある。この作用は後退変成作用としては比較的初期と考えられる。その理由は、これが次に述べる緑泥石化作用や絹雲母化作用を伴わないからである。

iii) 後退変成作用の比較的晩期の例で注目すべきものに、堇青石に対する絹雲母化作用と緑泥石(?)化作用がある。絹雲母化作用(図版11, 第2図)は、これを受けた岩石と受けない岩石とが明瞭に区別できる。つまり堇青石の一部だけが絹雲母化しているような例はまれである。また緑泥石(?)化作用というのは、堇青石の一部が緑泥石様の複屈折のない鉱物に移化している例である。大半の例では周辺部の0.1 mm以内の部分だけが移化している。まれには、累帯構造をしている内側の結晶の周辺部や、割れ目に沿った部分だけがこの変質作用をうけていることがある(図版11, 第1図)。この緑泥石(?)化作用は、上記の絹雲母化作用とは、必ずしも同一試料でみられない。

iv) その他の変質作用は、黒雲母の緑泥石化作用、角閃石の緑泥石化作用、斜長石の絹雲母化作用および炭酸塩鉱物の晶出がある。これらは、相伴ってみられる現象であるし、iii)の堇青石の変質作用が認められる試料では多くの場合同時にこのような現象がみられる。

なお、単斜輝石に伴う無色の角閃石は、出現頻度からいうと、上記のような後退変成作用が認められる試料に同時に認められることが多い。したがって、この角閃石も後退変成作用によって生じたものかも知れない。

VII. 花崗岩類

相の島帯の、変成作用後に貫入した花崗岩類を列举してみると、江の島には、蛭子島花崗岩、その他

花崗岩質小岩脈があり、相の島には花崗斑岩がある。

蛭子島花崗岩: 細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩で、片理はなく、苦鉄質捕獲岩が多く、時に径 1m 以上の閃緑岩質の捕獲岩がみられる。

鏡下で観察すると、全般的に若干半深成岩様で斑晶と石基の区別が幾分認められる。軽い変質作用をうけていて、角閃石は緑泥石その他によって交代されており、斜長石の中心部は絹雲母化作用などで曇っている。

接触部では、壁岩中には電気石を含むアプライト脈が、花崗岩体中には輝水鉛鋳を含む石英脈が発達する。

問題は、この花崗岩自身の貫入が江の島全体の変成作用にどの程度関係するか、という点であるが、

- i) 江の島全体の変成度は、蛭子島花崗岩に近づくにつれて上昇するという事実ははっきりしないし、
- ii) 蛭子島花崗岩は若干半深成岩質である、という事実から考えると、この岩体だけがとくに変成作用に密接な関係を持っていたとは考えにくい。

その他の花崗岩質岩脈: その他、蛭子島西方海岸・東岸のアボ鼻・遠見岳東方および北東方海岸にアプライト質花崗岩および白雲母・電気石を含むペグマタイトないしペグマタイト質花崗岩の岩脈が認められる。最大規模は、巾約 3m である。

なお江の島の海岸、とくに北東海岸には、花崗岩とペグマタイトの転石が無数に転っている。

花崗斑岩: 相の島南岸にみいだされた巾約 2m の岩脈である。中央部は中粒で周辺部は細粒である。斑晶は斜長石、石基は斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石で微文象組織を示している。

VIII. 相の島帯の変成作用の総括

今まで黒島・江の島・相の島の変成岩類に関して記載したが、最初にのべたように、この 3 変成岩類は、一連の熱変成作用によって生じたものと予想される。したがって、相の島帯の変成作用を総括するにあたっては、黒島→江の島（北西海岸→南東海岸）→相の島と、順次変成度が上っていく規模の大きな熱変成帯の存在を推定してもかまわないであろう。いまこのような仮定の上になつて 3 島の変成作用を総括してみよう。

i) 黒島の岩石は、火山岩起源のものであり、アクチノライト質角閃石・黒雲母・白雲母・エピソード・緑泥石が主要変成鉱物である。斜長石には曹長石質のものがみいだされる。黒雲母は帯緑色細粒のもので、少量認められるにすぎないから、黒島は、黒雲母アイソグラッドを過ぎてから間もないであろう。もしアクチノライト質角閃石が普通角閃石の範ちゅうに入るならば、変成相はエピソード角閃岩相である。

ii) 江の島では北西海岸を除いて、火山岩起源の変成岩中の緑泥石→角閃石・黒雲母の反応はほとんど終了しつつある。比較的高変成度の部分には単斜輝石が生じている。斜長石はオリゴクレスないしそれより石灰質のものである。変成相は角閃岩相である。

iii) 相の島では、石灰質の変成岩の一部にグロシュラライトが晶出し始めている。

iv) 相の島の泥質岩起源のホルンフェルスが、どのような鉱物学的変化を経て生じたものかは、黒島・

江の島にこの種の変成岩が露出していないためよくわからない。単純に推定してみると、黒島の変成度で黒雲母・白雲母が生じ、江の島ないしそこと相の島の間では、緑泥石・白雲母が分解することによって、紅柱石・アルマンディン・黒雲母・堇青石を生じたものと察せられる（IX章反応式5など）。相の島ではやがて紅柱石が分解を始め、白雲母と堇青石が相伴って晶出を続けた。カリ長石は正長石になった。

以上述べた鉱物的変化の概要は、ACF図（火山岩類などを起源とする“ K_2O に過剰”のホルンフェルスの場合）とAKF図（主として泥質岩を起源とする“ K_2O に不足”のホルンフェルスの場合）で表現することができる（第13図）。

v) 以上とは別に、相の島の泥質岩起源のホルンフェルスの観察から知られる3つの重要な事実がある。その1つは、変成作用の最初の段階には、AKF図のA-黒雲母線が明瞭に存在し、ホルンフェルスは白雲母を含むものと含まないものに分類できることである。

その理由は、おそらく岩石のFeO/MgO比が大きいためではないかと推定される。第14図はAKF図のFeOとMgOを分離して単純化した定性的AKFM図で、これによって説明すると、岩石の組成が図のA-アルマンディン-黒雲母面と、A-堇青石-黒雲母面で囲まれた手前のフィールドにプロットされる場合には、白雲母とは、A-黒雲母線によってへだてられるであろう。FeO/MgO比が小さくてそれよりM頂点寄りにプロットされるか、大きくてF頂点寄りにプロットされれば（このような例はまれである）、A-黒雲母線の影響はないであろう。

相の島の泥質岩のうち、成層する泥質岩の化学成分はFeO/MgO比が異常に大きい。たとえば長野県木曾地方の領家帯の似たような変成度の変成岩（KATADA et al., 1963, Table 1, no. 12—15）のFeO/MgO比の平均値は1.87であるが、相の島の成層する泥質岩の平均値は2.55と3.94という値を示している（第3表）。木曾の場合には、 K_2O に不足の岩石でもA-堇青石-黒雲母面よりM頂点寄りにプロットされるであろう。

相の島でも偽礫の泥質岩はFeO/MgO=2.29という比較的小さな値を示している。これはA-堇青石-黒雲母面よりM頂点寄りで、A成分が少ないために堇青石-黒雲母-K頂点の面よりもM頂点寄りにプロットされるのであろう。これが、白雲母を含まずカリ長石と堇青石を含む理由に違いない。

vi) 相の島の泥質岩起源のホルンフェルスに関する第2の重要な点は、AKF図上で、白雲母-黒雲母線が存在すること、つまり紅柱石・堇青石・アルマンディンとカリ長石が共存していないということである。この点は古くからOrijärvi地方を始とする（主として外国の）変成帯で知られた事実である。相の島の場合、鉱物の組合せの点で、とくにOrijärvi地方によく似ている。この点に関しては次章で述べる。

vii) 相の島のホルンフェルスのカリ長石は、観察した限りでは正長石と思われ、微斜長石はみだされなかった。これは、STEIGER (1967)も言及していることであるが、温度の下降があまりゆっくりでなかった1つの証拠と推定することができる。なぜならば、もしゆっくり下降していれば、一部の正長石は後退的に微斜長石に移化している可能性があるからである。

なおVI章2.4で述べたように、相の島のホルンフェルス中には、完全に平衡ではないと思われる鉱物組合せが存在する。これが第3の重要な点である。この原因の1つとして、上記のような、温度の比

較的急激な上昇と下降が考えられるのかも知れない。つまり平衡な組合せが完成する時間的余裕がなかったと考えることである。もしそうだとすれば、この点は多くの広域変成作用と異なっている。

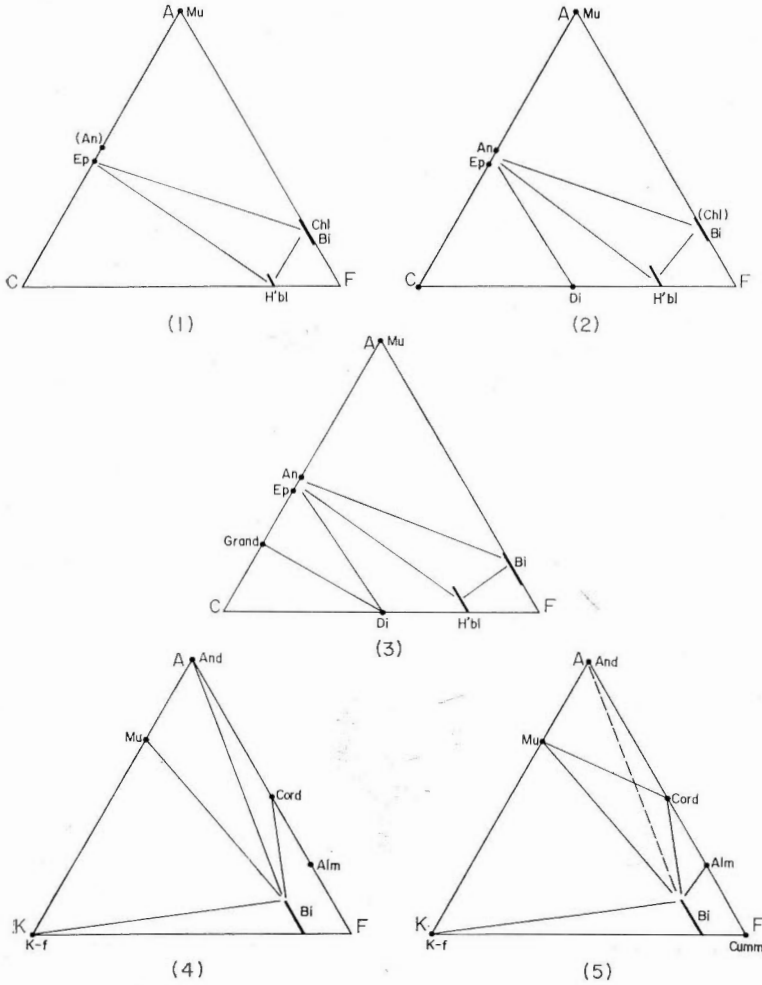


Fig. 13. ACF and AKF diagrams for the Ainosima metamorphic rocks
 1-3. ACF diagrams for rocks with excess K_2O , hornfels derived from volcanic rocks and sandstones.
 4,5. AKF diagrams for rocks deficient in K_2O , hornfels derived from mudstones and a few sandstones.
 1. Low-grade metamorphic rocks (Kuroshima and northwestern coast of Enoshima).
 2. Middle-grade rocks (the other area of Enoshima).
 3. High-grade rocks (Ainosima).
 4. Rocks in the early stage of Ainosima.
 5. Rocks in the later stage of Ainosima.

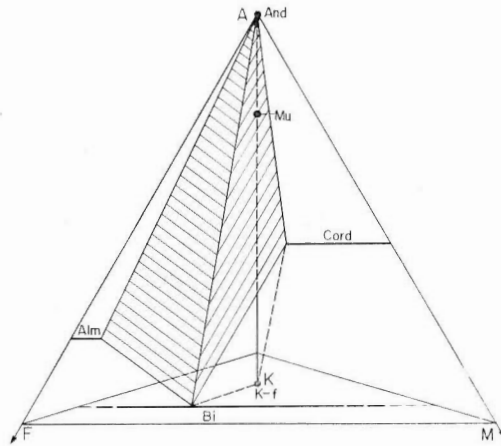


Fig. 14. AKFM diagram

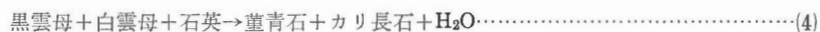
IX. 他の類似した変成帯

IX. 1 Orijärvi 地方の熱変成帯

Orijärvi 地方は Eskola (1914, 1915, 1939) の研究による古典的な熱変成帯で、堇青石・紅柱石・直閃石・カミング角閃石・アルマンディンを産し、これらはカリ長石と共存しない。したがってその AKF 図は相の島の成層する泥質岩起源のものによく似ており、A-黒雲母線も岩石によっては存在する。

Orijärvi 地方では、一部に、相の島ではまだ知られていない珪線石・珪灰石・柱石が存在する。そして珪線石は紅柱石から生じたものと述べられている。この事実は、あきらかに相の島より高変成度である事を示している。直閃石の存在は主として岩石の化学組成の影響によるものであろう。

前述のように、A-黒雲母線の存在は岩石の FeO/MgO 比の大きいことによると解される。この点は Orijärvi の資料も矛盾するところはない。しかし白雲母-黒雲母線の存在は、むしろ圧力条件の影響によるものではないかと考えられる。Orijärvi 地方の変成作用がどのような圧力条件で進行したかについては従来若干の考察があるが、最近では HIETANEN (1967) が、Barrovian タイプと Buchan タイプの中間に位置させている。しかし Buchan タイプより高压であるという理由は必ずしも揃っていないようにみえる。しかしながら、Orijärvi で紅柱石や堇青石とカリ長石が共存せず、一部の紅柱石が珪線石に移化しているのは、



の両平衡曲線の交わる点の圧力ないしはそれよりも高压条件下で変成作用が進行したことを示している (第 15 図)。この圧力条件は、都城による (MIYASHIRO, 1961) 紅柱石・珪線石タイププロパーではなく

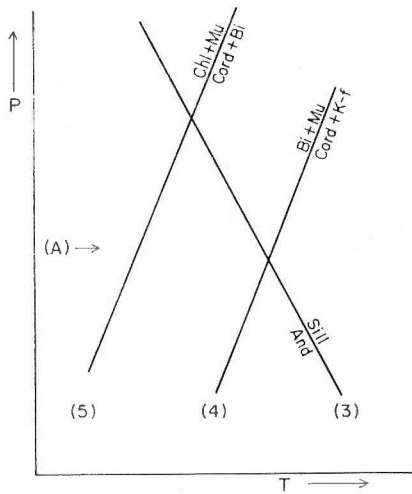
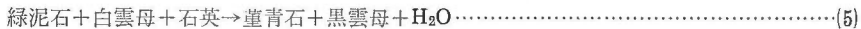


Fig. 15. Tentative pressure-temperature condition of metamorphism of the Orijärvi region and Ainosshima belt

3. Equilibrium curve for reaction, andalusite \rightarrow sillimanite.
 4. Equilibrium curve for reaction, biotite + muscovite + quartz \rightarrow cordierite + K-feldspar + H_2O .
 5. Equilibrium curve for reaction, chlorite + muscovite + quartz \rightarrow cordierite + biotite + H_2O .
- A. Possible pressure condition of metamorphism of the Orijärvi region and probably Ainosshima belt.

て、むしろ Buchan タイプに近縁のものであったように思われる。

また、相の島の場合でも Orijärvi の場合でも、堇青石は、おそらく緑泥石と白雲母の分解によって生じたものであろう。



とすると、相の島の変成度は、第 15 図の平衡曲線 4, 5 の間に位置しており、Orijärvi は 4, 5 の間で高変成度の部分は曲線 3 の高温側にはみ出していることになる。ちなみに WINKLER (1967) によると、反応 4 と 5 の温度差は、 $P_{H_2O} = 2000$ bars で約 100°C である。

IX. 2 千厩・遠野地方の接触変成帯

南部北上山地の千厩・遠野花崗岩の周辺には、特異な接触変成帯が発達することは古くから知られており、YAMADA (1953), 加納 (1957), SEKI (1957), 大貫 (1953) などの研究がある。

千厩花崗岩西縁は、巾 1—2 km にわたって接触変成帯が発達し、YAMADA (1953) は外帯と内帯に 2 分している。多くの変成岩の化学分析がなされているが、その岩石は、AKF 図内で A-黒雲母線よりすべて右側にプロットされている。比較的低変成度の低い外帯では、堇青石は白雲母と共存しないが、最高変成部で始めて、白雲母と共存し始める。内帯では一般に堇青石は白雲母と共存する。つまり、A-黒雲母線より右側の岩石で、低変成部では、堇青石-白雲母の組合せはみられないが、高変成度になるとこの組合せが普通になるわけで、この点に関しては相の島の場合と同様である。変成岩の FeO/MgO 比は予想通り大きく、大半のものが 2 以上である。白雲母-黒雲母線の存在は不明である。

つぎに遠野花崗岩接触帯のものであるが SEKI (1957) によると遠野花崗岩西側の接触変成帯は、累進的に 4 帯に分帯できる。すなわち、緑泥石絹雲母帯・紅柱石黒雲母帯・堇青石アルマンディン帯・珪線石帯である。このうち、紅柱石黒雲母帯と堇青石アルマンディン帯の境界あたりの変成岩が、相の島のものにもっとも近い。SEKI の結果に、大貫 (1968) のアルマンディンホルンフェルスの研究結果を合わ

せて考察すると、変成度の低い岩石では、A-黒雲母線の左側の岩石だけに白雲母がみいだされるという傾向が明瞭である。したがって両著者の資料は、比較的低変成度の場合のA-黒雲母線の存在を暗示している。変成岩の FeO/MgO 比はきわめて大きい。

さらに注目すべき事実は、紅柱石黒雲母ホルンフェルスが、堇青石アルマンディン帯との境界で、堇青石を含むホルンフェルスによって交代されていることである (SEKI, 1957)。この事実は加納 (1957) によっても、遠野花崗岩体東側の接触帯中で観察され、紅柱石が、花崗岩に近づくにつれて、次第に堇青石によって交代されていく事実が図示されている。この点も相の島によく似ている。

また SEKI・大貫によると、堇青石アルマンディン帯 (の高変成部?) では、堇青石・カリ長石の共存するものがあり、この点は Orijärvi とは異なっている。Orijärvi の場合でも、変成度がもっと高くなれば堇青石-カリ長石線が出現すると予想されるが、遠野の場合は、Orijärvi の場合よりも早期に堇青石-カリ長石の安定関係が生じたとみなさなくてはならない。おそらく Orijärvi より低圧条件を示すのであろう。

引用文献

- 岩崎文嗣・桂 敬 (1965): 粘板岩の化学組成, 日本地球化学会ニュース, no. 30, p. 6-8.
- CHINNER, G. A. (1962): Almandine in thermal aureoles. *Jour. Petrol.*, vol. 3, p. 316-340.
- COMPTON, R. R. (1960): Contact metamorphism in Santa Rosa range, Nevada. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 71, p. 1383-1416.
- ESKOLA, P. (1914): On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande*, no. 40, p. 1-277.
- ESKOLA, P. (1915): On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region. *Bull. Comm. géol. Finlande*, no. 44, p. 1-107 (in Finnish), p. 109-145 (in English).
- ESKOLA, P. (1939): *Die metamorphen Gesteine*. p. 263-407 in Barth, T. F. W., Correns, C. W., and Eskola, P., *Die Entstehung der Gesteine*, Julius Springer, Berlin.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1911): Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. *Videnskaps. Skrifter. I. Math.-Naturv. Kl.*, Nr. 11.
- HIETANEN, A. (1967): On the facies series in various types of metamorphism. *Jour. Geol.*, vol. 75, p. 187-214.
- 今井 功・松井和典・水野篤行・長浜春夫 (1965): 20 万分の 1 地質図幅「長崎」. 地質調査所.
- ISOMI, H., KATADA, M., OMORI, E. and OMORI, T. (1966): Singular characteristics of chemical composition of the Permian graywacke from the Kiso mountains, Central Japan. *Jour., Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 55, p. 145-159.
- 磯見 博他 6 名 (1971): 対馬・五島海域の地質. 日本地質学会他 4 学会連合学術大会シンポジウム資料—九州周辺海域の地質学的諸問題, p. 27-37.
- 加納 博 (1957): 変成帯における花崗岩の役割—とくに変成分化作用と交代作用に関連して. 地球科

学, no. 43, p. 19-28.

- KATADA, M., ISOMI, H., OMORI, E. and YAMADA, T. (1963): Chemical composition of Paleozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslates in Kitakami mountainland: I. Chemical composition of pelitic rocks. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 49, p. 85-100.
- _____, _____, _____ and _____ (1964): Chemical composition of Paleozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslates in Kitakami mountainland: Supplement; Carbon and carbon dioxide. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 52, p. 217-221.
- 片田正人・松井和典・阿部智彦 (1965): 五島列島, 相の島の変成岩について (演旨). 岩鉱会誌, vol. 53, p. 120.
- _____・_____・前田憲二郎 (1969): 北西九州, 相の島変成岩中のアルマンディンについて, 地調月報, vol. 20, p. 701-706.
- _____・磯見 博・大森えい (1971): 北部北上帯古生層の砂岩とスレート (予報). 岩鉱会誌, vol. 65, p. 129-143.
- 片田正人他4名 (1972): 地域地質研究報告「肥前江ノ島」(5万分の1地質図幅). 地質調査所.
- 河野義礼・植田良夫 (1966): 本邦産火成岩の K-A dating (V)—西南日本の花崗岩類. 岩鉱会誌, vol. 56, p. 191-211.
- 松井和典・今井 功・片田正人 (1961): 五島列島中通島および相ノ島でみいだされた変成岩類 (予報), 地調月報, vol. 12, p. 201-206.
- MIYASHIRO, A. (1958): Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma plateau. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec. 2*, vol. 11, p. 219-272.
- _____ (1961): Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrol.*, vol. 2, p. 277-311.
- _____ (1967): Orogeny, regional metamorphism, and magmatism in the Japanese Islands, in symposium on metamorphic facies and facies series. *Medd. fra Dansk Geol. Forening. København*. Bd. 17, p. 390-446.
- 大貫 仁 (1968): 北上山地, 遠野接触変成帯のアルマンディン-ホルンフェルス. 岩鉱会誌, vol. 59, p. 9-20.
- 佐藤 浩 (1969): 南部北上山地, 宮城県登米町周辺の二畳系の層位学的研究. 地質雑, vol. 75, p. 555-570.
- SEKI, Y. (1957): Petrological study of hornfelses in the central part of the Median zone of Kitakami mountainland, Iwate prefecture. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, ser. B, vol. 2, p. 307-361.
- SHIBATA, K. (1968): K-Ar age determinations on granitic and metamorphic rocks in Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 227, p. 1-71.
- SHIDO, F. (1958): Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono district in the

- central Abukuma plateau. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, sec. 2, vol. 11, p. 131-217.
- STEIGER, R. H. and HART, S. R. (1967): The microcline-orthoclase transition within a contact aureole. *Am. Mineral.*, vol. 52, p. 87-116.
- 橋 行一 (1960): 長崎県五島列島の多量の空晶石・堇青石を含む相ノ島熱変成岩類とその原岩の時代. 地質学会関西支部報, no. 41, 西日本支部報, no. 25 (特別号).
- _____ (1961): 五島列島相ノ島で見出された熱変成岩類とその原岩層の時代について (予報), 地学研究, vol. 12, p. 147-158.
- _____ (1962): 五島列島と西彼杵半島の第三系基盤岩類 特に長崎県下の花崗岩類と関連して. 長崎大教養紀要, 自然科学, vol. 3, p. 24-43.
- TANEDA, S. (1962): Frequency distribution and average chemical composition of the volcanic rocks in Japan. *Memoir. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 12, p. 237-255.
- WINKLER, H. G. F. (1967): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 237 p., Spring-Verlag, New York.
- YAMADA, H. (1953): On thermally metamorphosed rocks in Senmaya district, Iwate prefecture, Japan. *Bull. Tokyo Inst. Tech.*, ser. B, p. 107-147.

Metamorphic Rocks of the Ainoshima Belt in Northwestern Kyushu, Japan

By

Masato KATADA and Kazunori MATSUI

Abstract

Introduction

The so-called Ainoshima metamorphic rocks crop out in three islets, Ainoshima, Enoshima and Kuroshima, in the Ainoshima belt which is situated between the Nishisonogi belt of northwest kyushu and the Goto belt in the western oceanic region (Fig. 1). In the Nishisonogi belt glaucophanitic metamorphic rocks are characteristic, and between this belt and the Ainoshima belt an important fault, Yobukonoseto fault, runs with a trend of north to south. The Goto belt are underlain by Neogene sedimentary and volcanic rocks. Between the Ainoshima and Goto belt, Ainoshima fault is estimated to run with a trend of southwest to northeast.

In the Ainoshima belt small outcrops of granitic rocks are found in addition to the metamorphic rocks and similar granitic rocks have been collected from several places by drag along sea floor. The original rocks of the metamorphic ones are probably early Cretaceous in age. The results of K-Ar dating for a hornfels of Ainoshima and for a granitic rock indicate 81 m. y. and 88 m. y., respectively.

Original rocks in Enoshima and Kuroshima

Metamorphosed volcanic and sedimentary rocks in Enoshima and Kuroshima are divided stratigraphically into three members, the lower, middle and upper members (Fig. 2). The lower member consists of andesite lava flows, dykes and pyroclastic rocks. Volcanic rocks are more abundant and pyroclastic rocks are more coarse-grained in this member than those in the other members (Plate 1, Figs. 1 & 2). The middle member consists mainly of andesitic to felsic pyroclastic rocks (Plate 2, Fig. 1). The upper member is an alternation of felsic tuffs, conglomerates and subordinate mudstones (Plate 2, Fig. 2). Pebbles of the conglomerates are mostly felsic rocks. Neither lava flow nor dyke is found.

The rocks of Kuroshima are stratigraphically correlative with the upper member of Enoshima and consist of andesite tuff breccias, felsic tuffs, mudstones, and conglomerates.

All of these volcanic and sedimentary rocks were possibly piled up at the bottom of shallow sea water.

Original rocks in Ainoshima

Original rocks of metamorphic rocks in Ainoshima are sedimentary rocks which are divided into two rock facies; mudstone facies and conglomerate-sandstone facies. The rock of the former facies crops out mainly in the eastern half of the islet and that of the latter, in the western half (Fig. 3). The rock of mudstone facies is composed mainly of well-stratified silty mudstones with intercalations of a small amount of pyroclastic rocks (Plate 3, Fig. 2). The rock of the conglomerate-sandstone facies consists of conglomerate and medium-grained

sandstone. The conglomerate is as a whole ill-sorted and commonly contains pebbles of various volcanic rocks such as rhyolite, andesite, basalt and a small amount of limestone, diorite to gabbro and its hypabyssal rock (Plate 4, Fig. 2). Besides, the rock contains pseudo-breccias of mudstone (Plate 5, Fig. 1).

Chemical compositions of mudstones in Ainoshima

Metamorphosed mudstones in Ainoshima are peculiar in mineral assemblage as pelitic hornfelses. Most of the rocks are deficient in muscovite and almost all of them are lacking in potassium feldspar. Their chemical compositions are plotted in a field along the AF side of AKF triangle diagram (Fig. 4 b). This peculiarity is greatly owing to the compositions of the original mudstones which differ very much from those common in geosynclinal mudstones (Tables 1 & 4).

The characteristics on the compositions of mudstones in Ainoshima are tabulated as follows:

1. Poor in SiO_2 , less than 60%
2. Rich in $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, more than 7%
3. Rich in CaO, more than 2%
4. Rich in Na_2O and poor in K_2O , $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$ (Fig. 5)

Such characteristics may reflect the geology in a source area and the maturity of mudstones. It is assumed that mostly andesitic volcanic rocks were exclusively dominant in the source area, while the other rocks, such as granitic and older sedimentary rocks were scarce.

The mudstones resemble andesitic volcanic rocks in chemical compositions (Table 2) although they are slightly poor in CaO, MgO and Na_2O being the most mobile components in weathering. These evidences suggest that the maturity of mudstones is very low.

Distribution of metamorphic rocks

Pre-Tertiary rocks exposed in the Ainoshima belt are thermally metamorphosed to a full extent but their distribution is not in detail known, since almost all areas of the belt are occupied by the sea. Their distribution would be, however, considerably wide from the fact that the gradient of metamorphic grade is not so steep as found in common contact aureoles.

Low-grade metamorphic rocks are found in Kuroshima and on the northwestern coast of Enoshima, middle-grade ones in the other area of Enoshima, and high-grade ones in Ainoshima.

Metamorphic texture

In Kuroshima and Enoshima metamorphic rocks, especially massive rocks, such as lava flow- and dyke-derived hornfelses are low in the grade of recrystallization (Plate 6, Figs. 1. & 2). Neither mylonitized part, slaty cleavage nor schistosity is found. In Ainoshima the rocks are perfectly recrystallized and a parallel arrangement of biotite develops in the metamorphosed stratified mudstones. Moreover the majority of the metamorphosed stratified mudstones contains porphyroblastic crystals such as andalusite, cordierite and almandine (Plates 7 & 8).

Metamorphic rocks in Kuroshima and on the northwestern coast of Enoshima

The metamorphic rocks of these areas contain recrystallized quartz, sodic plagioclase, muscovite, chlorite, biotite, actinolitic hornblende and epidote. Almost all the plagioclase crystals well preserve their original crystal form and therefore it cannot always be ascertained whether the plagioclase has been recrystallized or not. A few plagioclases, however, show lower refractive indices than the index (1.533) of the material cementing slide. The refractive indices indicate that the plagioclases are less than 15% in An component. Amphibole named actinolitic hornblende is pale in color and of low refractive indices, $\gamma = 1.663 - 1.670$ which are plotted within the barroisite field of $2V - \gamma$ diagram (Fig. 6).

Metamorphic rocks in Enoshima excluding its northwestern coast

This area is underlain by middle-grade metamorphic rocks. In the rocks plagioclase is

not albitic but more calcic one, and actinolitic hornblende is not found but common hornblende green or bluish green in color is dominant. Chlorite is not a main constituent, and clinopyroxene appears in the calcareous part (Fig. 2). The metamorphic grade advances from northwest toward southeast in this islet (Table 5).

Classification of metamorphic rocks in Ainoshima

The metamorphic rocks in Ainoshima are classified conveniently into the following hornfels on the basis of varieties of their original rocks;

1. Hornfels derived from mudstones (rocks deficient in K_2O).
 - A. Hornfels derived from stratified mudstone
 - a. Muscovite-lacking hornfels
 - b. Muscovite-bearing hornfels
 - B. Hornfels derived from mudstone pseudo-breccia
2. Hornfels derived from sandstone, tuff and pebbles of volcanic and plutonic rocks in conglomerate (rocks with excess K_2O mostly).
3. Hornfels derived from pebble of limestone.

Hornfels derived from stratified mudstone

This hornfels is divided into muscovite-lacking and muscovite-bearing hornfels. Chemical compositions characteristic of each hornfels are plotted in different fields of AKF diagram, i. e. the muscovite-lacking one is on the cordierite side of A-biotite tie line and the other, on the muscovite-side (Fig. 4 b).

The muscovite-lacking rock consists usually of quartz, plagioclase, biotite and ore minerals, and in many cases marked by porphyroblast of fresh andalusite, cordierite and almandine. The mineral assemblages are listed as a-h in Table 6 and Fig. 7. Muscovite is not generally but exceptionally found within or in contact with cordierite (Plate 8, Fig. 1, etc.). The refractive index γ of biotite not related to almandine ranges from 1.646 to 1.658, but that of biotite associated with almandine is lower, 1.645 to 1.650 (Fig. 9). Two chemical compositions of almandines are given in Table 7, and the relation between refractive index and cell edge are in Fig. 10. Andalusite is rather idiomorphic megascopically but under the microscope the outer parts of nearly all crystals are replaced by biotite, plagioclase, cordierite and occasionally muscovite (Plates 9 & 10). Some cordierites show a zonal structure (Plate 11, Fig. 1), and most cordierites seem to have been crystallized in later stage than the appearance of andalusite and almandine. The crystallization of muscovite associated with cordierite and the replacement of andalusite as mentioned above also may have occurred in the later stage. A-biotite tie line disappears in AKF diagram for the rocks representing the later stage of metamorphism.

The muscovite-bearing hornfels consists usually of quartz, plagioclase, biotite, muscovite and ore minerals. Muscovite-cordierite association indicating the later stage of metamorphism is occasionally recognized (Plate 12, Fig. 1). Muscovite is poikiloblastic (Plate 12, Fig. 2), and andalusite of xenomorphic habit is rarely found. Potassium feldspar is absent in this hornfels as well as in the muscovite-lacking hornfels.

Hornfels derived from mudstone pseudo-breccia

The chemical compositions of the mudstone pseudo-breccia are plotted on the muscovite side of A-biotite line or the potassium feldspar side of muscovite-biotite line in AKF diagram. The hornfels consists mainly of plagioclase, quartz, biotite, ore minerals and occasionally potassium feldspar (orthoclase), hornblende and cordierite (Plate 13, Fig. 1). Muscovite is absent.

Hornfels derived from sandstone, tuff and pebbles of volcanic and plutonic rocks in conglomerate

The rocks mentioned in the title, except hornfels derived from rhyolite and a few

sandstones, contain plagioclase, quartz, potassium feldspar (orthoclase), hornblende, clinopyroxene, epidote, grossularite, calcite and other accessory constituents. Their assemblages are well represented in ACF diagram (Fig. 13). The X-ray refraction pattern of orthoclase, and optical properties of hornblende, and clinopyroxene are shown in Figs. 11, 6 & 12, respectively. A few sandstones contain biotite, almandine and cummingtonite (Figs. 6 & 10).

Hornfels derived from limestone

Though metamorphic minerals other than calcite are very few, hornfels derived from limestone is characterized by the noticeable mineral assemblages as given below:

- Calcite-tremolite (-quartz)
- Calcite-tremolite-Mg chlorite (-quartz)
- Calcite-tremolite-phlogopite
- Calcite-tremolite-clinopyroxene
- Calcite-clinopyroxene

Optical properties of tremolite and clinopyroxene are given in Figs. 6 and 12, respectively.

Summary

The metamorphism of the Ainosima belt is clearly a typical example of thermal metamorphism under considerably low pressure but its gradient of metamorphic grade is very slow compared with that of usual contact aureoles. For example the metamorphic grade is gradually progressed across clinopyroxene isograd on rather regional scale from Kuroshima toward the eastern coast of Enoshima.

The change in mineral assemblage with advancing metamorphism is shown in Fig. 13. The rocks of Kuroshima and the northwestern coast of Enoshima may correspond to epidote amphibolite facies, if the amphibole in the rocks belongs to a common hornblende. The rocks in the other area of Enoshima, and Ainosima belong to one of an amphibolite facies evidently. In AKF diagram for the hornfels derived from the stratified mudstone representing the early stage of metamorphism in Ainosima, A-biotite tie line is distinct (Fig. 4b). The presence of this line is probably due to high FeO/MgO ratio of host rocks. This fact is schematically shown in AKFM diagram (Fig. 14). The compositions of hornfels having ordinary FeO and MgO contents are plotted on the cordierite side of A-biotite-cordierite plane. However, in the case that FeO/MgO ratio is high, the composition may be plotted within a field between A-almandine-biotite plane and A-biotite-cordierite one. This is the reason why A-biotite line is effective distinctively here. In the AKF diagram for the hornfels representing the later stage of metamorphism A-biotite line is obscure, and cordierite and muscovite are coexistent.

On the contrary, the composition of mudstone pseudo-breccia may be plotted on the M-apex side of cordierite-biotite-potassium feldspar plane, since A-component is deficient and FeO/MgO ratio is low in this rock (Fig. 4 & Table 3). Therefore its hornfels contains potassium feldspar or cordierite but not muscovite.

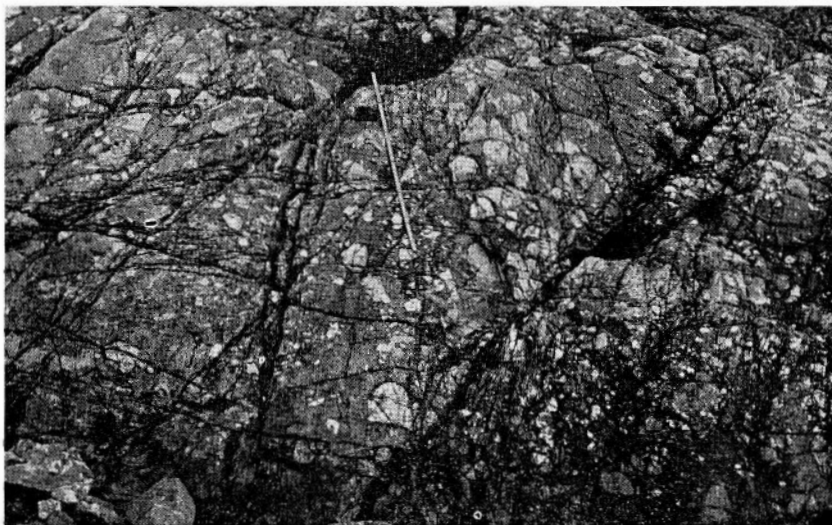
It should be stressed lastly that muscovite-biotite tie line of AKF diagram is very distinct, i. e. potassium feldspar is incompatible with andalusite, cordierite and almandine just like in Orijärvi and its allied metamorphic terranes. The pressure conditions of the metamorphism of these regions were probably similar to each other. Fig. 15 gives tentatively a relative pressure-temperature condition of the Orijärvi type metamorphism.

PLATES
AND
EXPLANATIONS

(with 13 Plates)



1.



2.

Figs. 1 & 2. Biotite and hornblende hornfels derived from tuff-breccia in the lower member of the Enoshima formation, southeastern coast of Enoshima.

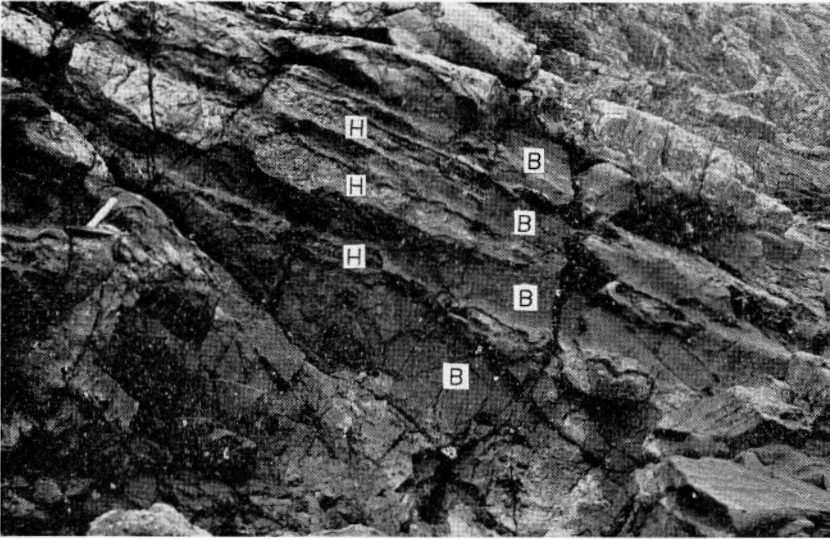


Fig. 1. Alternation of biotite hornfels (B), and hornblende and clinopyroxene hornfels (H) derived from tuff in the middle member of the Enoshima formation, southwestern coast of Enoshima.

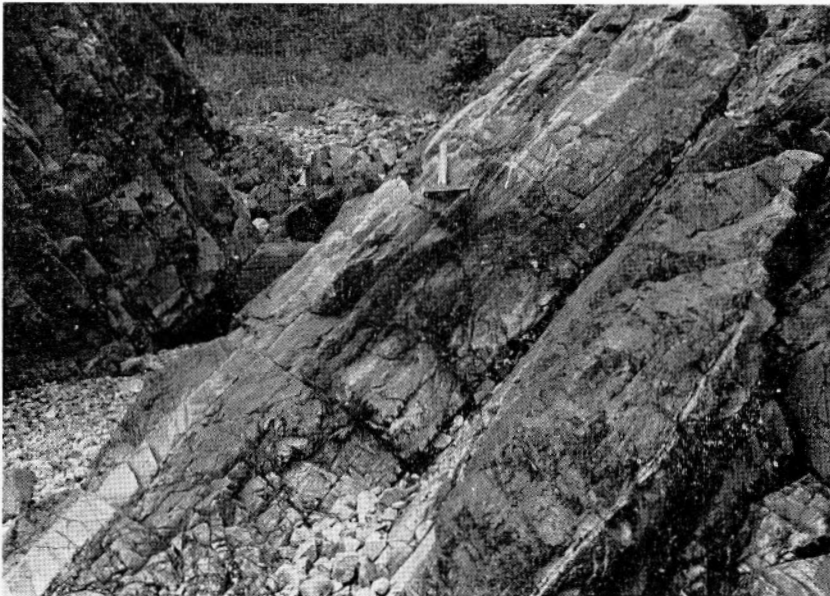


Fig. 2. Alternation of hornblende, epidote, chlorite and biotite hornfels derived from tuff and mudstone in the upper member of the Enoshima formation, northwestern coast of Enoshima.

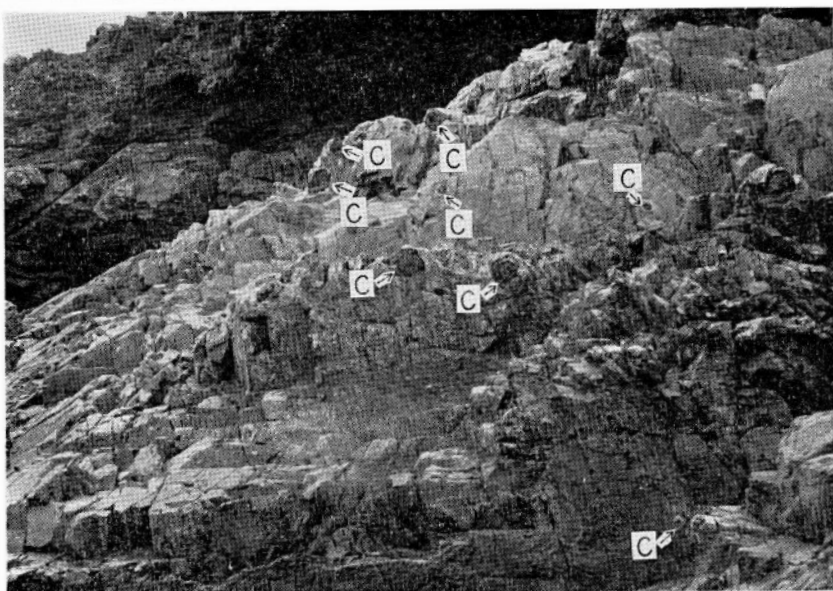


Fig. 1. Concretion (C) of calcite, epidote and others in biotite-muscovite-chlorite hornfels derived from tuff in the upper member of the Enoshima formation, northwestern coast of Enoshima.

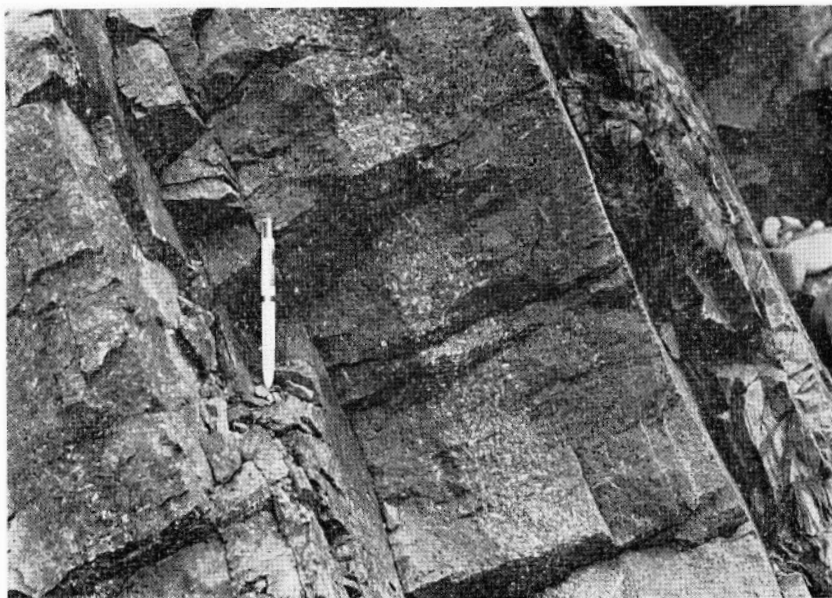


Fig. 2. Almandine, andalusite and/or cordierite hornfels derived from stratified mudstone of the Ainoshima formation, northern coast of Ainoshima. The mineral constitution is variable from bed to bed.

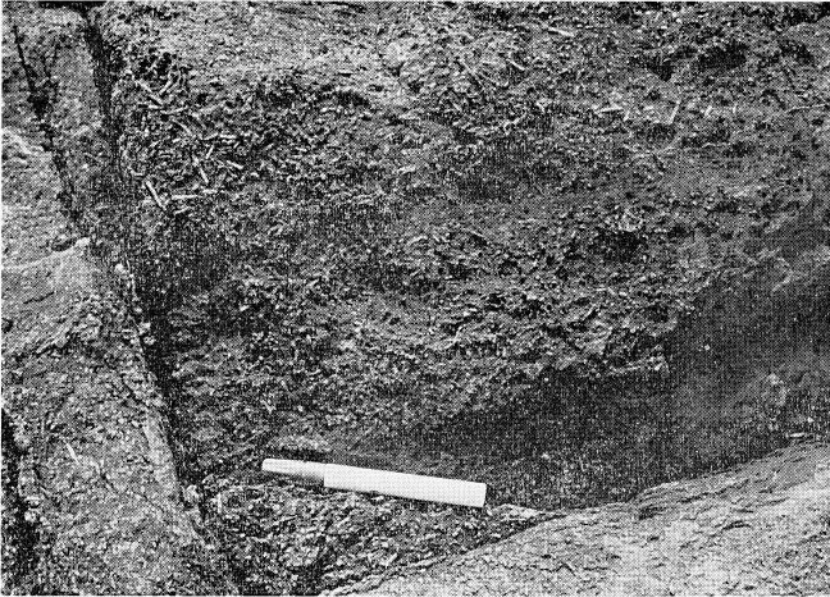


Fig. 1. Weathered surface of a hornfels rich in andalusite and cordierite, northern coast of Ainosima.



Fig. 2. Hornfels derived from conglomerate of the Ainosima formation, northern coast of Ainosima.

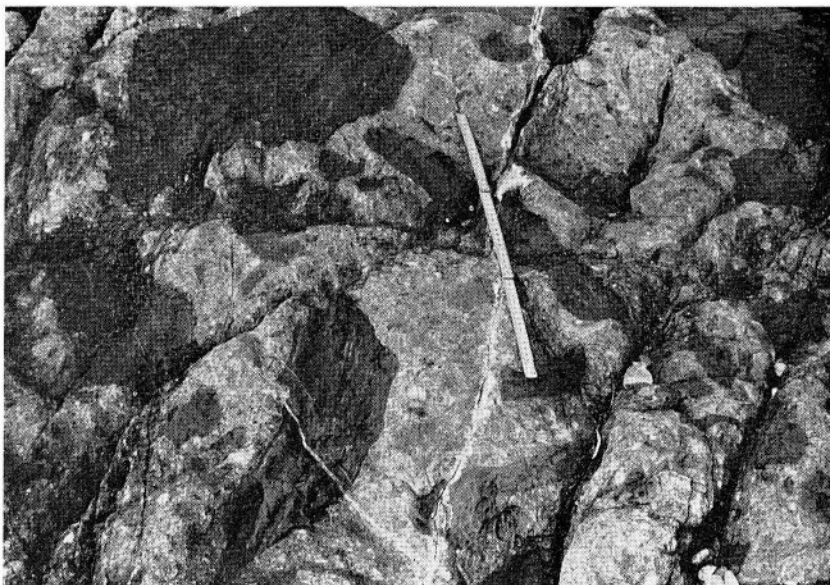


Fig. 1. Hornfels derived from mudstone pseudo-breccia in conglomerate of the Ainoshima formation, northern coast of Ainoshima.

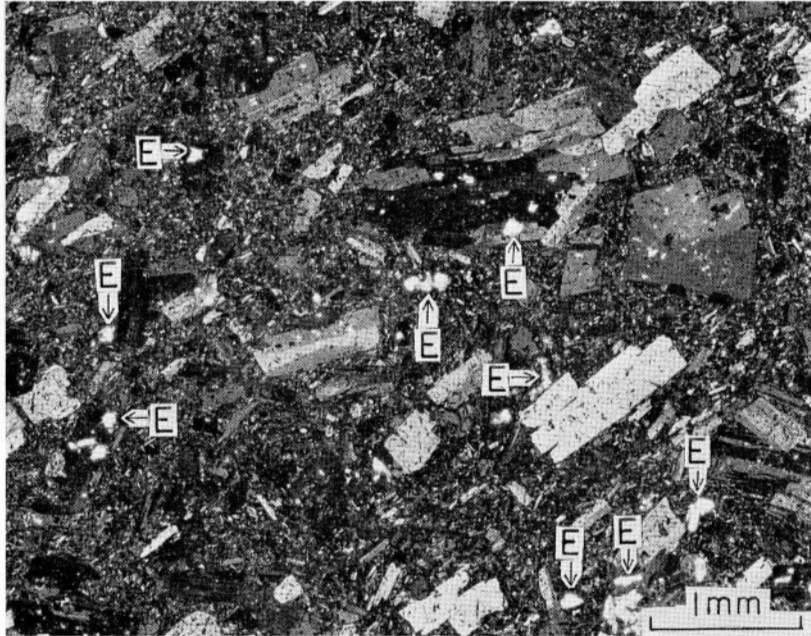


Fig. 1. Andesite bearing recrystallized epidote (E) from Kuroshima, crossed polars.

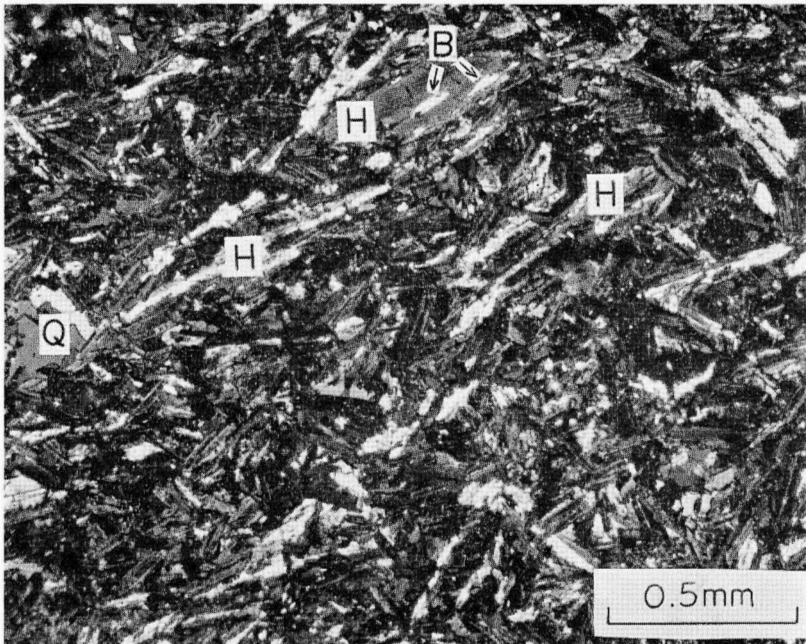


Fig. 2. Andesite bearing recrystallized green hornblende (H), biotite (B) and quartz (Q) in the lower member of the Enoshima formation, southeastern coast of Enoshima. Hornblende includes usually relic of original brown one, crossed polars.

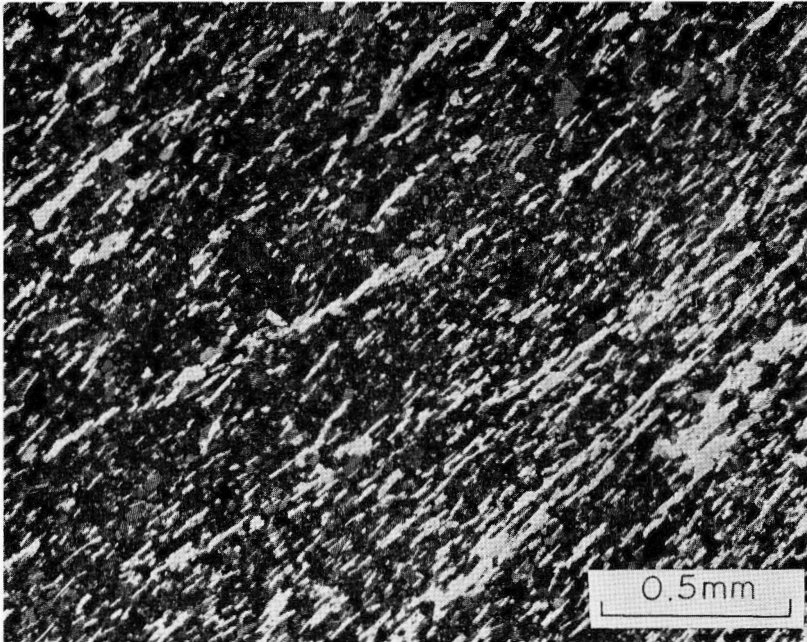


Fig. 1. Biotite hornfels rarely containing muscovite, northern coast of Ainoshima (sample no. 1 in Table 1). Parallel arrangement of biotite is distinct, crossed polars.

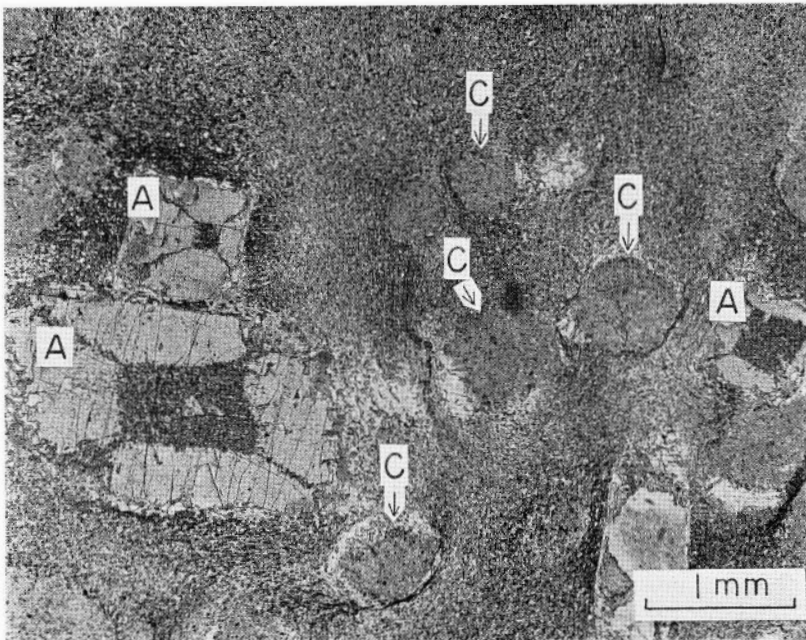


Fig. 2. Andalusite (chiastolite, A)-cordierite (C)-biotite hornfels, south-eastern coast of Ainoshima, open polars.

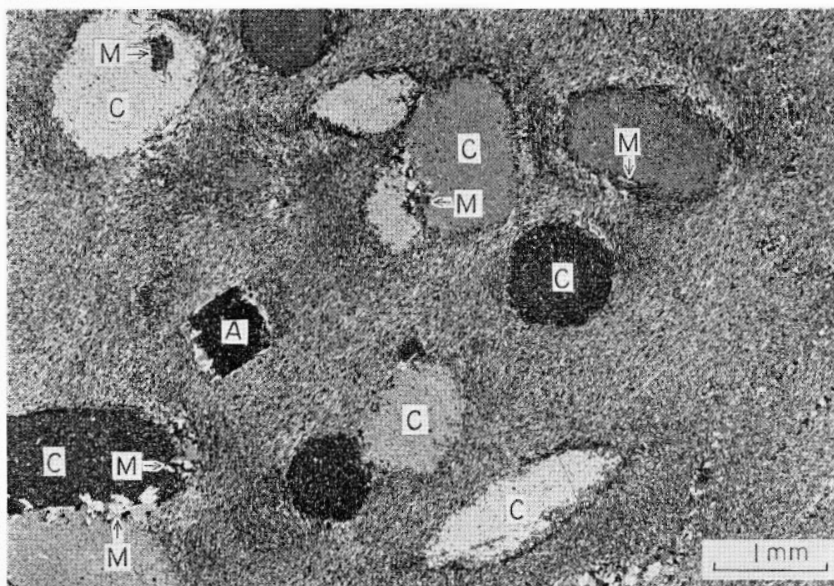


Fig. 1. Andalusite (A)-cordierite (C)-biotite hornfels, northern coast of Ainoshima (sample no. 6 in Table 1). Muscovite (M) is associated exclusively with cordierite, crossed polars.

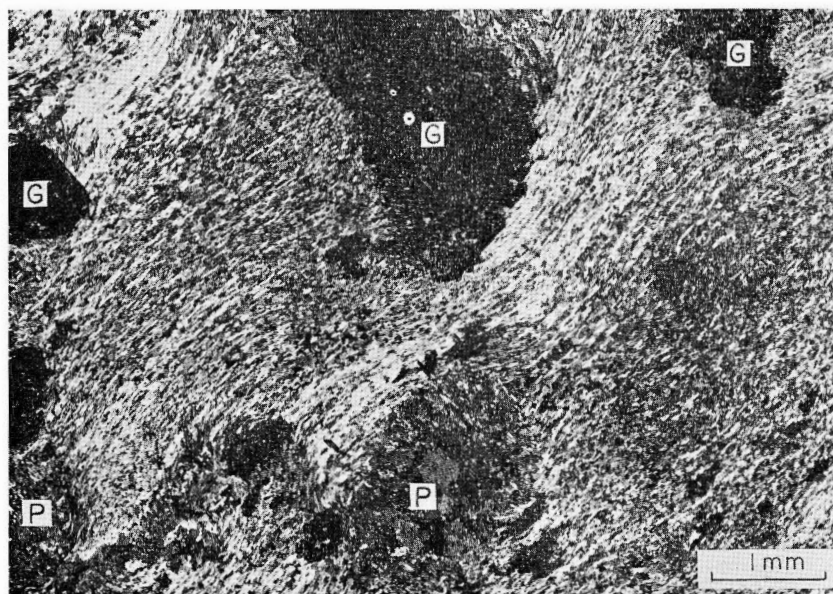


Fig. 2. Almandine (G)-biotite hornfels, southeastern coast of Ainoshima. Coarse aggregate of plagioclase and biotite (P) is found. Parallel arrangement of biotite is clear in matrix but not in the plagioclase-biotite aggregate, crossed polars.

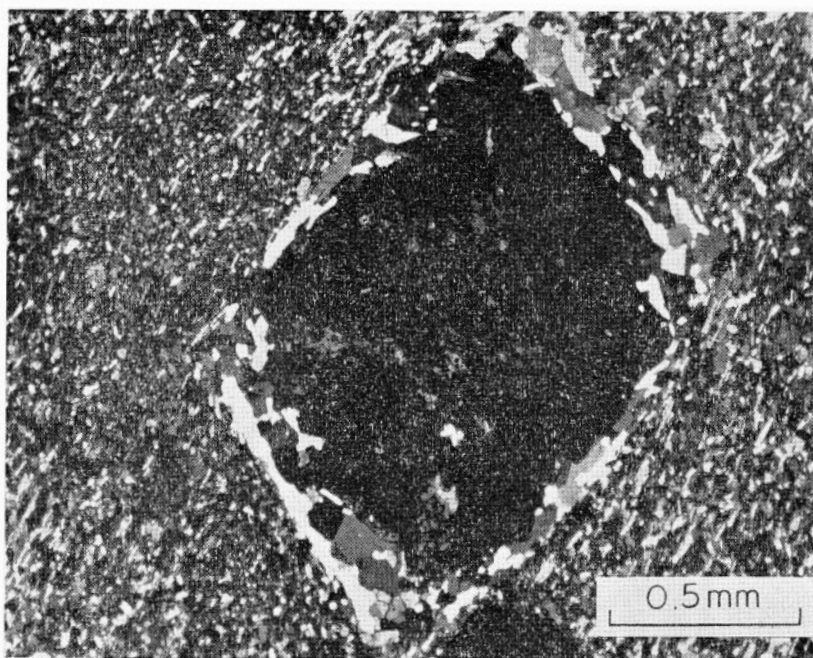


Fig. 1. Andalusite surrounded by coarse-grained biotite, plagioclase, cordierite and muscovite which replace the outer part of the andalusite crystal, northern coast of Ainosima (sample no. 5 in Table 1), crossed polars.

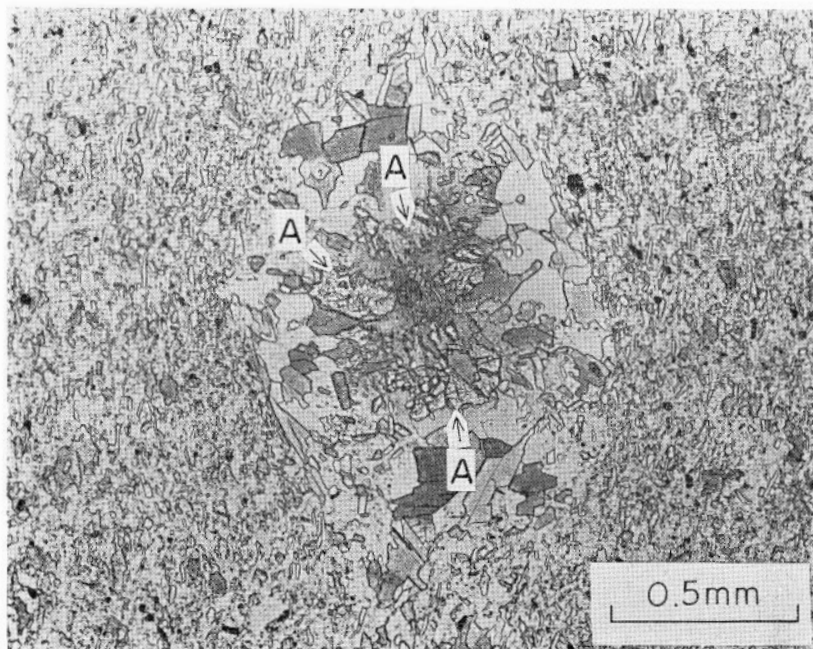


Fig. 2. Pseudomorph of biotite, plagioclase and tourmaline after andalusite with relics of the andalusite(A), southeastern coast of Ainosima, open polars.

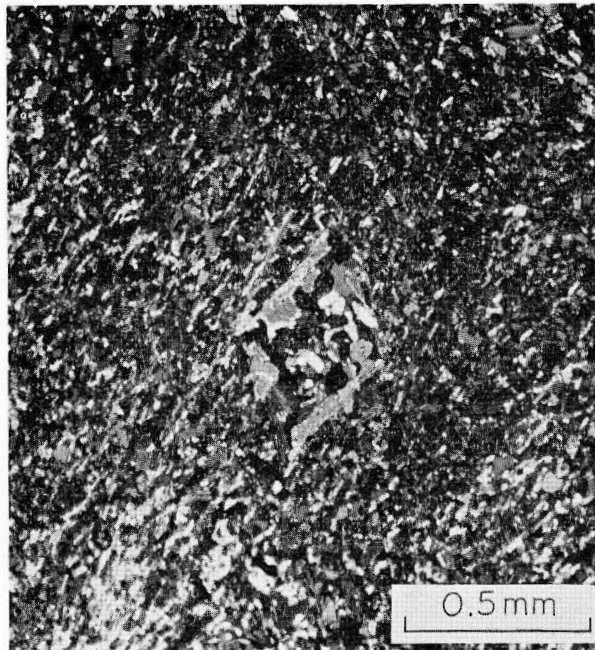


Fig. 1. Pseudomorph of biotite and plagioclase after andalusite, northern coast of Ainosima (sample no. 5 in Table 1). Outline of the andalusite crystal is well preserved, crossed polars.

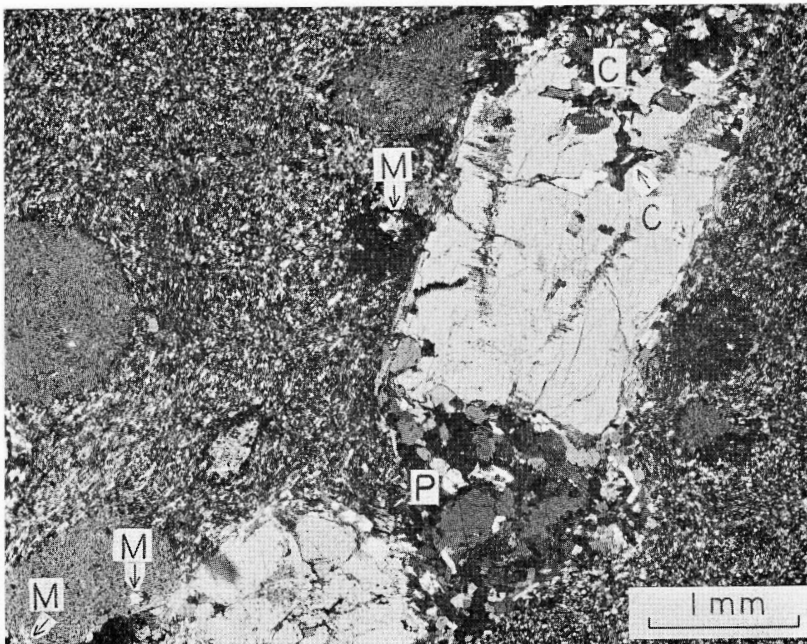


Fig. 2. Andalusite replaced by cordierite and other minerals, south-eastern coast of Ainosima. C: cordierite and biotite, P: plagioclase, cordierite and muscovite and M: muscovite in cordierite, crossed polars.

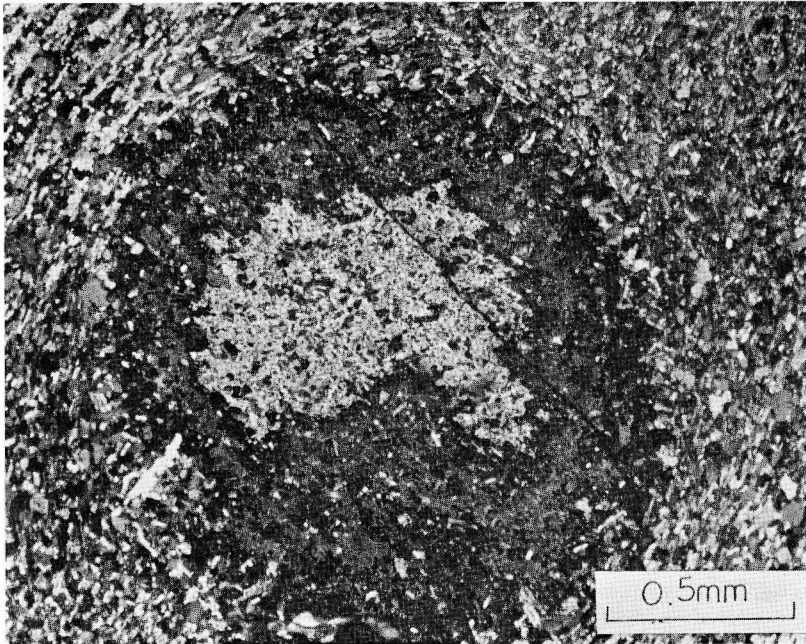


Fig. 1. Zoned cordierite, northern coast of Ainosima, crossed polars.

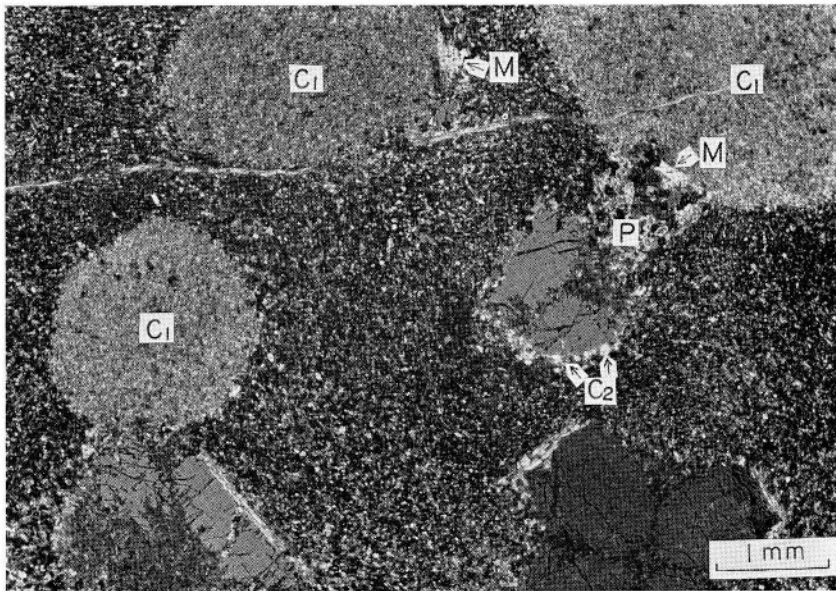


Fig. 2. Sericitized cordierite in andalusite-cordierite-biotite hornfels, northern coast of Ainosima (sample no. 7 in Table 1). C₁: sericitized cordierite, C₂: sericitized cordierite replacing andalusite, M: muscovite associated with cordierite and P: aggregate of plagioclase, sericitized cordierite and biotite, crossed polars.

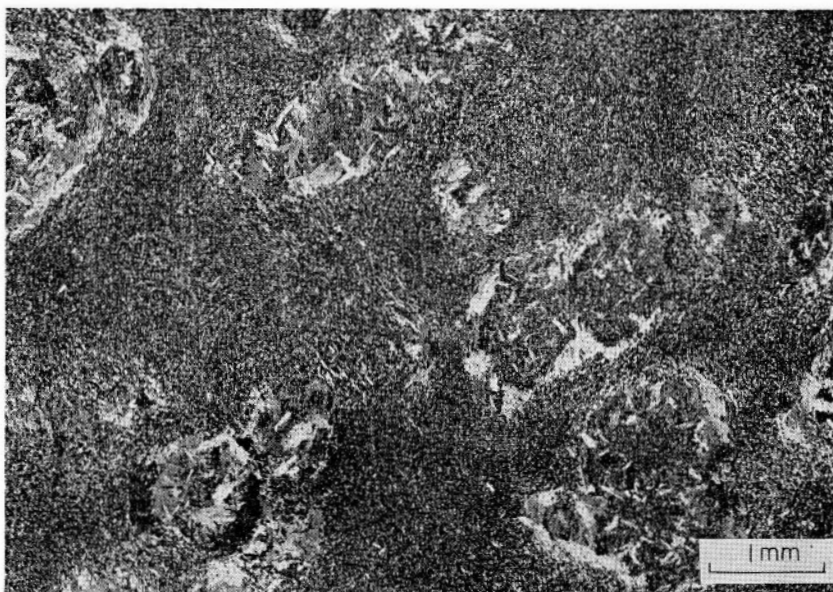


Fig. 1. Cordierite-muscovite-biotite hornfels, northern coast of Aino-shima (sample no. 8 in Table 1). Spot-like part is aggregate of muscovite including chloritized or sericitized cordierite in some cases. In matrix also a small amount of muscovite is found, crossed polars.

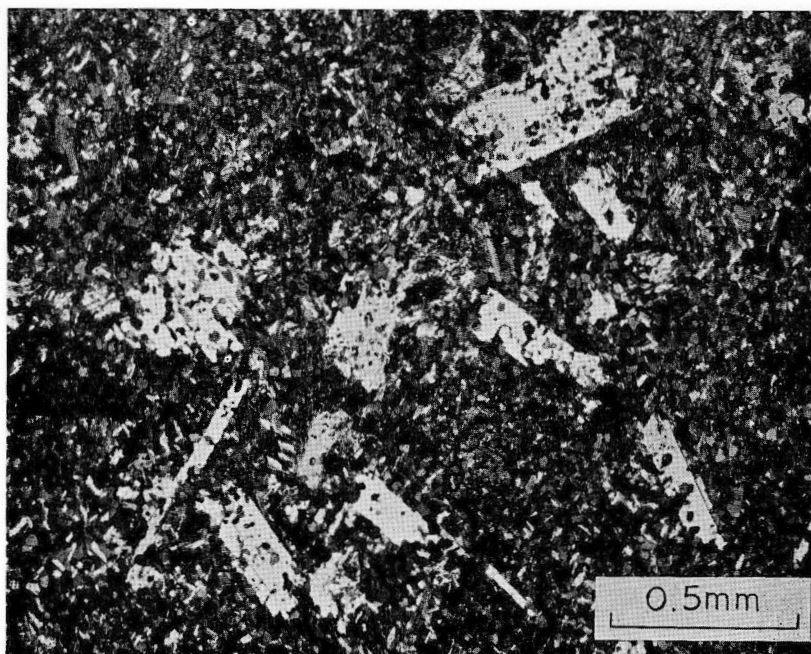


Fig. 2. Muscovite-biotite hornfels, western coast of Aino-shima (sample no. 10 in Table 1). Most muscovite is poikiloblastic, but fine-grained muscovite is also present in matrix, crossed polars.

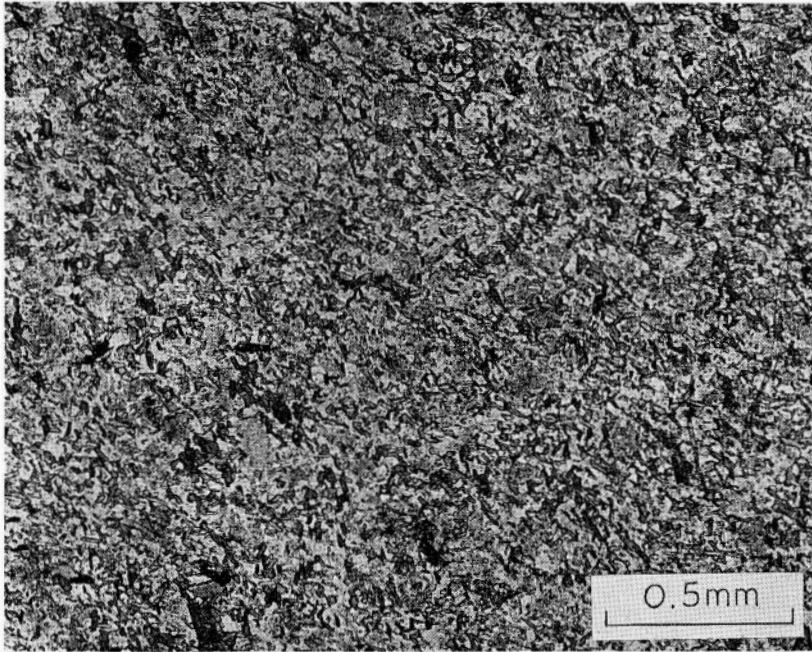


Fig. 1. Biotite-potassium feldspar hornfels derived from pseudo-breccia in conglomerate, southern coast of Ainoshima (sample no. 12 in Table 1). A mineral showing clouded appearance is potassium feldspar, open polars.

(Photomicrographs, by Y. MASAI)

地質調査所報告は1報文について報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号をつける。

- A. 地質およびその基礎科学に関するもの
 - a. 地質
 - b. 岩石・鉱物
 - c. 古生物
 - d. 火山・温泉
 - e. 地球物理
 - f. 地球化学
- B. 応用地質に関するもの
 - a. 鉱床
 - b. 石炭
 - c. 石油・天然ガス
 - d. 地下水
 - e. 農林地質・土木地質
 - f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐
- C. その他
- D. 事業報告

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- A. Geological & allied sciences
 - a. Geology
 - b. Petrology and Mineralogy
 - c. Paleontology
 - d. Volcanology and Hot spring
 - e. Geophysics
 - f. Geochemistry
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits
 - b. Coal
 - c. Petroleum and Natural gas
 - d. Underground water
 - e. Agricultural geology and Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospecting and Boring
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

地質調査所報告

第 241 号

尾上 亨: 宮崎県えびの市産の更新世植物群, 1971

第 242 号

TANAKA, K.: Trace fossils from the Cretaceous flysch of the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan, 1971

第 243 号

KAWADA, K.: Geology and petrology of the Nōhi rhyolites, with special reference to those along the Hida river, 1971

第 244 号

HOSHINO, K., KOIDE, H., INAMI, K., IWAMURA, S. and MITSUI, S.: Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressures, 1972.

第 245 号

井上英二: 北西九州, 唐津炭田の古第三系杵島層の岩相変化と化石群集からみた堆積環境, 1972

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 241

ONOE, T.: A Pleistocene flora from Ebino City, Miyazaki Prefecture, Japan, 1971 (in Japanese with English abstract)

No. 242

TANAKA, K.: Trace fossils from the Cretaceous flysch of the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan, 1971 (in English)

No. 243

KAWADA, K.: Geology and petrology of the Nōhi rhyolites, with special reference to those along the Hida river, 1971 (in English)

No. 244

HOSHINO, K., KOIDE, H., INAMI, K., IWAMURA, S. and MITSUI, S.: Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressures, 1972 (in English)

No. 245

INOUE, E.: Lithofacies, fossil assemblages and sedimentary environment of oligocene Kishima Formation in Karatsu coalfield, northwest Kyushu, southwest Japan, 1972 (in Japanese with English abstract)

KATADA, M.
MATSUI, K.

北西九州，相の島帯の変成岩類

片田正人・松井和典

地質調査所報告，no. 246，p. 1～40，1973

15 illus., 13 pl., 7 tab.

北西九州の「相の島帯」の熱変成岩類に関して，原岩，とくに泥質岩の化学的性質，熱変成岩の鉱物組合せ，変質鉱物の光学的性質，変成作用の性質などに関して記載した。

551.25:552.4(522.2)

昭和 47 年 12 月 30 日 印 刷

昭和 48 年 1 月 5 日 発 行

工 業 技 術 院 地 質 調 査 所

印刷者 木 村 正 義

印刷所 創文印刷工業株式会社

東京都荒川区西尾久 7-12-16

A. b. XV.

REPORT NO. 246
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Isamu KOBAYASHI, Director

**METAMORPHIC ROCKS OF
THE AINOSHIMA BELT IN
NORTHWESTERN KYUSHU, JAPAN**

By
Masato KATADA and Kazunori MATSUI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Hisamoto, Takatsu-ku, Kawasaki-shi, Japan
1973

地質調報
Rept. Geol. Surv. J.
No. 246, 1973