

A. B. XII

地質調査所報告 第239号

日本の主要モリブデン鉱床および  
関連する花崗岩質岩類

地質調査所

昭和46年3月







553.462 : 553.2+552.3 : 552.11(52)

## 地質調査所報告

所長 小林 勇

# 日本の主要モリブデン鉱床および 関連する花崗岩質岩類

石原 舜三



# 目 次

要 旨	1
I. 緒 言	4
経過と目的／謝辞／分布／生産量	4
II. 一般地質	6
岩石命名法	6
II. 1 島根県大東一山佐地域	8
II. 1. 1 先花崗岩質岩類	9
1) 古生層	9
2) 流紋岩質（溶結）凝灰岩 熱変成岩／熱水変質岩	10 12
II. 1. 2 底盤状花崗岩質岩体	13
1) 粗粒閃雲花崗閃緑岩（大東）	13
2) 粗粒黒雲母花崗岩（横田）	15
II. 1. 3 鉾床帯中の小岩体	17
1) 片状ホルンフェルス（金成）	17
2) 片麻岩状ホルンフェルス（磨石山）	17
3) 粗粒黒雲母花崗閃緑岩（蓮華寺）	18
4) 細粒閃雲混成岩（川井）	20
5) 細粒優白花崗岩複合体	24
6) 中粒両雲母優白花崗岩（山佐）	24
7) アプライト（下久野）	26
8) 斑状黒雲母花崗岩（大内谷）	28
9) アプライト斑岩	29
II. 1. 4 後花崗岩質岩類	30
1) 石英斑岩	30
2) 安山岩と同質火山砕屑岩類	32
3) 球顆岩と玄武岩	33
4) 沖積層	33
II. 2 島根県小馬木地域	34
1) 粗粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩	34
2) 中粒閃雲石英閃緑岩～花崗閃緑岩	35
3) 中粒黒雲母花崗岩～両雲母花崗岩	36
4) 岩脈類	37
II. 3 岐阜県白川地域	37
II. 3. 1 流紋岩質火山砕屑岩類	37
1) 未変質岩	38
2) 接触変成岩	39
3) 熱水変質岩	40
II. 3. 2 花崗岩質岩類	41
1) 鳩ヶ谷岩体	41

2) 平瀬岩体	42
3) 御母衣岩体	42
4) その他の岩体	44
II. 3. 3 地質時代と固結順序	44
III. 火成岩類の定量的岩石学	44
III. 1 花崗岩質岩類の組合せと露出面積比	44
III. 2 花崗岩質岩類の粒度	46
III. 3 花崗岩質岩類のモード鉱物組成	48
III. 4 花崗岩質岩類の主化学成分	51
III. 5 花崗岩質岩類の微量成分	67
III. 6 花崗岩質岩類の鉱物絶対年代	74
III. 7 花崗岩質岩類の黒雲母	79
III. 8 スピネル⇄石英の共存産出例	80
1) 片状ホルンフェルス中の産出例	80
2) 片麻岩状ホルンフェルス中の産出例	82
3) 考察	83
III. 9 接触熱水変質作用	83
III. 9. 1 鉱物組合せによる分帯	83
1) 紅柱石-黒雲母-白雲母相	84
2) 菱鉄鉱-絹雲母相	85
III. 9. 2 成分の増減	86
1) 主成分	86
2) 微量成分	87
3) 考察	87
4) 大東地域の例	88
IV. 大東一山佐地域の鉱床概説	88
IV. 1 大東鉱山の鉱床	89
IV. 1. 1 本山地区	89
1) 大東鍾	90
2) 7号鍾	91
3) 栄光鍾	91
4) 6号鍾	92
IV. 1. 2 火の谷地区	92
1) 5号鍾	92
2) 4号鍾	92
3) 2号鍾	93
4) 1号鍾	93
5) 6号鍾	93
6) 3号鍾	93
IV. 1. 3 その他地区	94
1) 堤奥鍾・その他	94
2) 折坂谷鉱床	94
3) 佐世鉱床	94



4) 鴨倉露頭	95
IV. 2 清久鉾山の鉾床	95
IV. 2. 1 本山地区	95
尻地区	95
1) 尻一藪淵鍾	95
2) 上 鍾	99
3) 中間 鍾	100
4) 3 号 鍾	100
5) 新生 鍾	100
6) 尻 4 号 鍾	100
大延地区	100
7) 摘桑一大延鍾	100
8) 新 1 号 鍾	100
9) 大延新鍾	101
10) 大榎新鍾	101
滑平地区	101
11) 滑平東鍾	101
12) 西第 1 斜 鍾	102
13) 西第 3 斜 鍾	102
14) 西第 4 斜 鍾	102
IV. 2. 2 周辺地区	103
1) 芦谷 鍾	103
2) 吉床鍾・その他	103
IV. 2. 3 独立地区	103
1) 南坑鉾床	103
2) 神谷鉾床	105
IV. 3 東山鉾山の鉾床	106
IV. 3. 1 大延地区	106
1) 1 号 鍾	106
2) 3 号 鍾	107
3) 2 号 鍾	108
4) 2 号下 鍾	108
5) 2 号上 鍾	109
6) 4 号 鍾	109
7) 5 号 鍾	109
IV. 3. 2 周辺地区	109
1) 東山鉾床	109
2) 川平鉾床	110
3) 芦谷鉾床	110
4) その他	110
IV. 4 山佐地域の鉾床	110
1) 山佐鉾床	111
2) 上山佐鉾床	111
3) 兎谷露頭	111
4) 高木鉾床	111

5) 岩倉谷 鈳床	111
6) 天狗 鈳床	114
7) その他	114
IV. 5 掛合 <sup>かけあ</sup> 地域の鈳床	114
1) 大佐 鈳床	114
2) 掛合 鈳床	115
V. 大東—山佐地域の鈳床の総括	115
V. 1 母岩と鈳化相準	115
1) 母岩の組合せと相互関係	115
2) 鈳化相準	116
3) 大内谷花崗岩の適否	116
V. 2 脈系統と鈳脈の変化	120
1) 脈系統	120
2) 脈の乗り換え	120
3) 脈の分岐	120
V. 3 富鈳部と鈳化規制	123
V. 3. 1 富鈳部	123
V. 3. 2 鈳化規制	124
1) 母岩による規制	124
2) 接触面規制	124
3) 節理による規制	124
4) 脈構造による規制	125
5) 断層・その他による規制	126
6) 変質規制	127
V. 4 鈳脈の種類	127
1) 輝水鉛鈳-石英脈	127
塊状鈳/鱗片状鈳/帯状鈳/膜状鈳	127
2) 輝水鉛鈳-粘土(石英)脈	127
3) 輝水鉛鈳-硫化物-石英脈	127
4) 鈳染状鈳脈	128
5) はだ鈳	128
6) 角礫状鈳脈	128
V. 5 盤際変質作用	129
1) 鈳物組合せと主成分移動	131
紅柱石-黒雲母-正長石相	132
紅柱石-黒雲母-白雲母相	133
絹雲母-石英相	135
炭酸塩鈳物-曹長石相	135
2) 微量成分の増減	137
V. 6 変質鈳物と鈳脈鈳物	137
石英/アルカリ長石/紅柱石/堇青石/柘榴石/黒雲母/緑泥石/ 褐簾石/緑簾石/白雲母(絹雲母)/カオリナイト/モンモリロン 石/沸石鈳物/炭酸塩鈳物/重晶石/磁鉄鈳/閃ウラン鈳/輝水鉛 鈳/黄鉄鈳/黄銅鈳・閃亜鉛鈳・方鉛鈳/Mo 酸化鈳物	137

V. 7 断層と裂カ系	143
1) 急傾斜断層	144
2) 緩傾斜裂カと断層	146
V. 8 鉱脈に貫入する2種類の安山岩	146
VI. 小馬木地域の鉱床	147
VI. 1 小馬木鉱床概説	147
VI. 1. 1 一萬鉱床	147
1) 鉱筒状鉱体	148
2) 脈状鉱体	148
VI. 1. 2 本坑鉱体	149
1) 脈状鉱体	149
2) レンズ状鉱筒鉱体	149
VI. 1. 3 天馬鉱体	149
VI. 1. 4 中切鉱体	149
VI. 2 小馬木鉱床の総括	150
VI. 2. 1 鉱化規制	150
1) 母岩による規制	150
2) 接触面規制	150
3) 節理規制	151
VI. 2. 2 鉱物組合せと成分移動	152
1) 一般的な性格	152
2) 変質分帯	152
A <sub>1</sub> 柘榴石-堇青石-雲母相	156
A <sub>2</sub> 紅柱石-柘榴石-雲母相	156
B 紅柱石-白雲母相	157
C 白雲母-石英相	158
3) 成分の増減	158
主成分/微量成分	159
VI. 2. 3 変質鉱物と鉱脈鉱物	161
堇青石/柘榴石/紅柱石/白雲母/黒雲母/緑泥石/石英・カリウム長石/輝水鉛鉱/タングステン鉱物/磁鉄鉱・トリウム閃ウラン鉱・硫化鉱物	161
VII. 白川地域の鉱床(平瀬鉱床)	164
VII. 1 母岩の種類	165
VII. 2 脈系統と富鉱部	166
VII. 3 変質帯と鉱脈鉱物	168
1) 盤際変質帯	168
2) 鉱脈鉱物	170
VIII. 結語	172
相違性と類似性/鉱床の分類/今後の問題	172
引用文献	175

英文要旨

付 表 日本産輝水鉛鉱中の Re 量

図 版(Plates) I~LXVIII

## CONTENTS

	Page
Abstract .....	1
I. Introduction .....	4
Historical note and purpose / Acknowledgment / Distribution / Production .....	4
II. General Geology .....	6
Nomenclature of granitic rocks .....	6
II. 1 Daito—Yamasa area of Shimane Prefecture.....	8
II. 1. 1 Pre-granitic rocks .....	9
1) Paleozoic formation .....	9
2) Rhyolitic (welded) tuff .....	10
Thermally altered rocks / Hydrothermally altered rocks.....	12
II. 1. 2 Batholith-forming granitic plutons.....	13
1) Coarse-grained hornblende-biotite granodiorite (Daito) .....	13
2) Coarse-grained biotite granite (Yokota) .....	15
II. 1. 3 Small plutons in the zone of ore deposits .....	17
1) Schistose hornfels (Kanenari).....	17
2) Gneissose hornfels (Tog'i'shiyama) .....	17
3) Coarse-grained biotite granodiorite (Rengeji).....	18
4) Fine-grained hornblende-biotite hybrid (Kawai) .....	20
5) Fine-grained leucogranite-complex .....	24
6) Medium-grained two-mica leucogranite (Yamasa).....	24
7) Aplite (Shimokuno) .....	26
8) Porphyritic biotite granite (O'uchidani) .....	28
9) Aplite porphyry .....	29
II. 1. 4 Post-granitic rocks .....	30
1) Quartz gabbro .....	30
2) Andesite and its pyroclastic rocks.....	32
3) Spherulite and basalt.....	33
4) Alluvium .....	33
II. 2 Komaki area of Shimane Prefecture.....	34
1) Coarse-grained hornblende-bearing biotite~granodiorite.....	34
2) Medium-grained hornblende-biotite (quartz) diorite~granodiorite .....	35
3) Medium-grained biotite granitetwo-mica granite.....	36
4) Dike rocks.....	37
II. 3 Shirakawa area of Gifu Prefecture.....	37
II. 3. 1 Rhyolitic pyroclastic rocks .....	37
1) Unaltered rocks .....	38
2) Thermally metamorphosed rocks .....	39
3) Hydrothermally altered rocks .....	40
II. 3. 2 Granitic rocks .....	41
1) Hatogaya pluton .....	41
2) Hirase pluton .....	42

3) Mihoro pluton .....	42
4) Other plutons .....	44
II. 3. 3 Age and sequence of emplacement .....	44
III. Quantitative petrology of igneous rocks .....	44
III. 1 Assemblage of granitic rocks and percentage of the exposure.....	44
III. 2 IC number of granitic rocks .....	46
III. 3 Modal composition of granitic rocks.....	48
III. 4 Major chemical components of granitic rocks .....	51
III. 5 Minor components of granitic rocks.....	67
III. 6 Absolute mineral age of granitic rocks .....	74
III. 7 Biotite of granitic rocks .....	79
III. 8 Coexistence of spinel and quartz .....	80
1) Occurrence in schistose hornfels .....	80
2) Occurrence in gneissose hornfels .....	82
3) Interpretation .....	83
III. 9 Contact-type hydrothermal alteration.....	83
III. 9. 1 Mineral assemblage and alteration facies.....	83
1) Andalusite-biotite-muscovite facies .....	84
2) Siderite-sericite facies.....	85
III. 9. 2 Loss and gain of chemical components .....	86
1) Major components .....	86
2) Minor components .....	87
3) Interpretation .....	87
4) Examples in Daito area.....	88
IV. Ore deposits in the Daito—Yamasa area.....	88
IV. 1 Ore deposits of the Daito mine .....	89
IV. 1. 1 Daito deposits .....	89
1) Daito-hi (Daito vein).....	90
2) 7 go-hi (7 th vein) .....	91
3) Eiko-hi .....	91
4) 6 go-hi.....	92
IV. 1. 2 Hinotani deposits.....	92
1) 5 go-hi.....	92
2) 4 go-hi.....	92
3) 2 go-hi.....	93
4) 1 go-hi.....	93
5) 6 go-hi.....	93
6) 3 go-hi.....	93
IV. 1. 3 Other deposits .....	94
1) Tsutsumioku-hi and others .....	94
2) Orisakadani deposits .....	94
3) Sase deposits .....	94
4) Kamokura outcrop .....	95

IV. 2	Ore deposits of the Seikyu mine .....	95
IV. 2. 1	Seikyu deposits .....	95
	Ziri minig section .....	95
	1) Ziri-Yabuchi-hi .....	95
	2) Uwa-hi .....	99
	3) Chukan-hi .....	100
	4) 3 go-hi.....	100
	5) Shinsei-hi .....	100
	6) Ziri 4 go-hi.....	100
	Onobe mining section.....	100
	7) Chinka-Onobe-hi .....	100
	8) Shin 1 go-hi .....	100
	9) Onobe Shin-pi .....	101
	10) Ogashi Shin-pi .....	101
	Namera mining section .....	101
	11) Namera Higashi-hi .....	101
	12) Namera Nishi 1 sha-hi .....	102
	13) Namera Nishi 3 sha-hi .....	102
	14) Namera Nishi 4 sha-hi .....	102
IV. 2. 2	Satellite deposits .....	103
	1) Ashidani-hi .....	103
	2) Yoshitoko-hi and others.....	103
IV. 2. 3	Isolated deposits in the vicinity .....	103
	1) Minamiko deposits .....	103
	2) Kamitani deposits .....	105
IV. 3	Ore deposits of the Higashiyama mine .....	106
IV. 3. 1	Onobe deposits.....	106
	1) 1 go-hi.....	106
	2) 3 go-hi.....	107
	3) 2 go-hi.....	108
	4) 2 go Shita-hi .....	108
	5) 2go Uwa-hi .....	109
	6) 4 go-hi.....	109
	7) 5 go-hi.....	109
IV. 3. 2	Satellite deposits .....	109
	1) Higashiyama deposits.....	109
	2) Kawahira deposits .....	110
	3) Ashidani deposits .....	110
	4) Other deposits .....	110
IV. 4	Ore deposits of the Yamasa area .....	110
	1) Yamasa deposits .....	111
	2) KamiYamasa deposits .....	111
	3) Usagidani outcrop .....	111
	4) Takagi deposits .....	111
	5) Iwakuradani deposits.....	111

6) Tengu deposits.....	114
7) Other deposits .....	114
IV. 5 Ore deposits of the Kakeya area .....	114
1) Osa deposits.....	114
2) Kakeya deposits .....	115
V. Summary of ore deposits in the Daito—Yamasa area.....	115
V. 1 Mineralized horizon and favorable granitic rocks.....	115
1) Host rocks and their mutual relation .....	115
2) Mineralized horizon .....	116
3) Unfavorableness of the O'uchi granite.....	116
V. 2 Vein systems and variation in individual veins.....	120
1) Vein systems .....	120
2) Transition between two parallel veins .....	120
3) Branching .....	120
V. 3 Bonanza and ore control .....	123
V. 3. 1 Bonanza .....	123
V. 3. 2 Mineralization control.....	124
1) Host granitic rocks.....	124
2) Rock boundaries of granitic rocks.....	124
3) Cooling joints of granitic rocks .....	124
4) Vein structures .....	125
5) Faults and other factors .....	126
6) Type of alteration .....	127
V. 4 Kind of ore veins .....	127
1) Molybdenite-quartz vein.....	127
Massive ore / flaky ore / streaky ore / filmy ore .....	127
2) Molybdenite-clay-(quartz) vein .....	127
3) Molybdenite-common sulfides-quartz vein.....	127
4) Disseminated ore.....	128
5) Molybdenite paints .....	128
6) Brecciated vein.....	128
V. 5 Wall rock alteration .....	129
1) Mineral assemblage and substance exchange of major components.....	131
Andalusite-biotite-orthoclase facies / Andalusite-biotite-muscovite	
facies / Sericite-quartz facies / Carbonates-albite facies.....	132
2) Loss and gain of minor components .....	137
V. 6 Alteration minerals and vein-forming minerals .....	137
Quartz / Alkali feldspars / Andalusite / Cordierite / Garnet / Biotite /	
Chlorite / Allanite / Epidote / Muscovite (sericite) / Kaolinite /	
Montmorillonite / Zeolites / Carbonates / Barite / Magnetite /	
Uraninite / Molybdenite / Pyrite / Chalcopyrite, sphalerite, galena /	
Mo-oxides .....	137
V. 7 Faults and fracture systems.....	143
1) Steeply-dipping faults.....	144
2) Gently-dipping fractures and faults .....	146



V. 8	Two kinds of andesite intruding into veins.....	146
VI.	Ore deposits in the Komaki area .....	147
VI. 1	Outline of the Komaki deposits.....	147
VI. 1. 1	Ichiman orebody.....	147
1)	Pipe-like orebody.....	148
2)	Vein-type orebody .....	148
VI. 1. 2	Honko orebody .....	149
1)	Vein-type orebody .....	149
2)	Lens-shaped pipe-like orebody.....	149
VI. 1. 3	Tenma orebody .....	149
VI. 1. 4	Chugiri orebody .....	149
VI. 2	Summary of the Komaki ore deposits.....	150
VI. 2. 1	Ore control .....	150
1)	Host rock .....	150
2)	Rock boundaries .....	150
3)	Cooling joints .....	151
VI. 2. 2	Mineral assemblage and substance exchange.....	152
1)	Introduction .....	152
2)	Alteration facies .....	152
A <sub>1</sub>	: garnet-cordierite-mica facies .....	156
A <sub>2</sub>	: andalusite-garnet-mica facies .....	156
B	: andalusite-muscovite facies .....	157
C	: muscovite-quartz facies.....	158
3)	Loss and gain .....	158
Major components / minor components .....	159	
VI. 2. 3	Alteration minerals and vein-forming minerals .....	161
Cordierite / Garnet / Andalusite / Muscovite / Biotites / Chlorite /		
Quartz and potassium feldspars / Molybdenite / W-minerals /		
Magnetite, bröggerite, and common sulfides .....	161	
VII.	Ore deposits in the Shirakawa area (Hirase ore deposits) .....	164
VII. 1	Kind of host rocks.....	165
VII. 2	Vein systems and bonanza .....	166
VII. 3	Altered zones and vein-forming minerals .....	168
1)	Wall-rock alteration.....	168
2)	Vein-forming minerals .....	170
VIII.	Conclusive remarks.....	172
Difference and similarity among Mo-areas / Classification of		
Japanese molybdenum deposits / Further problems .....	172	
Cited reference.....	175	
English abstract		
Appendix: Re content of Japanese molybdenite		
With 106 figures, 58 tables, and 68 plates with English explanation.		



# 日本の主要モリブデン鉱床および 関連する花崗岩質岩類

石原 舜三\*

## 要 旨

日本のモリブデン鉱床は沈殿金属量から考察して、その97%が西南日本内帯に集中している。西南日本内帯でモリブデン鉱床は小黒部(富山県)~平瀬(岐阜県)~大東一山佐地域(鳥根県)を結ぶ最内帯に分布する。その外側(南方)のタングステン帯、さらに外側の両元素に不毛の傾家帯と併せて、西南日本内帯には広域的な  $Mo \cdot W \cdot Sn$  を含む鉱床の累帯分布が観察される。盤際変質作用・花崗岩質岩石の性質についても各帯が固有の性格を有する。西南日本内帯全体として鉱床中の  $Mo/W \approx 1$  であって、これは地殻の両元素比と同程度である。

モリブデン鉱床は最内帯中で下記の比率で偏在し、鳥根県東部地域と岐阜県白川地域の2ヵ所に多量の  $Mo$  が濃集している。

鉱山名	日本の総生産量に占める割合
大東鉱山(火の谷, 折坂谷を含む):	32% (31%)
清久鉱山:	22% (19%)
東山鉱山:	16% (15%)
小馬木鉱山:	4% (6%)
(以上鳥根県東部地域)	
平瀬鉱山(白川地域):	17% (21%)
上記主要鉱床の合計比率:	91% (92%)

(1968年まで)

**地 質:** 鳥根県東部地域と白川地域とは大局的には同様な地質環境とみることができ、両地域ともおそらく古生層を基盤として白亜紀末の噴出活動と引続く白亜紀後期~古第三紀の深成活動との産物を主体に構成されている。著しい相違は浸食作用にみられ、鳥根県東部地域では花崗岩質岩石が、白川地域では流紋岩質火山砕屑岩が圧倒的に広く露出する。

花崗岩質岩石は露出面積を基準とすれば、中~粗粒の黒雲母花崗岩と閃雲花崗閃緑岩とを主体とし、細粒石英斑禰岩または石英閃緑岩をもつとも苦鉄質な岩相として含み平均して花崗閃緑岩質の諸岩体、細粒優白花崗岩類、その他小岩体などから構成される。優白花崗岩類の占める割合は西南日本内帯の他地域より大きく、これはモリブデン鉱床地域の特色の一つであって、おそらく酸素分圧が高かったことに原因する。この岩石は被貫入岩の近くに分布し、モリブデン鉱化作用と密接に関係する。

花崗岩質岩石のほとんどは一般の火成起源の岩石とみなしうるが、大東地域には他の  $Mo$  地域にみられない特殊な岩石として、堆積岩起源と思われる変成岩とそれを部分的に同化したと思われる蓮華寺花崗閃緑岩とがある。その南縁に優白花崗岩複合体を伴い、大東・清久・東山の大鉱床が分布する。

花崗岩質岩石の粒度は地域差、岩質差よりも露出の程度に規制されており、底盤状に広く均質な岩相は粗粒、被貫入岩に近い小岩体は一般に細粒である。モリブデン鉱床は細粒岩相を母岩とし、成因的にもそれに関係する。小馬木鉱床の母岩は他の  $Mo$

\* 鉱床部

地域の母岩より粗粒で、同鉱床の Mo 沈殿量は少ないものに属する。

一単位の岩体や岩相をモード鉱物組成平均値で表わす場合に、ほとんどの岩体(相)は花崗閃緑岩か花崗岩の成分を有する。島根県東部地域の岩石は白川地域のものよりも石英にやや富み、この傾向はとくにホルンフェルス(片麻岩)やそれを同化したと思われる系列で顕著である。モリブデン鉱床地域の岩石は西南日本内帯他地域のものよりも全般的に容量比で苦鉄鉱物にやや乏しい。その結果として優白花崗岩類がやや多量に分布するとみなしうる。

モリブデン鉱床地域の花崗岩質岩石は広義のカルクアルカリ岩系に属する。タンゲステン帯や不毛帯の岩石にくらべて、 $\text{Na}_2\text{O}$  に富み  $\text{K}_2\text{O}$  に乏しく、 $\text{MgO}$  に富み、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  比が大きい傾向が認められる。モリブデン鉱床地域では白川地域の岩石が島根県東部地域のものよりややアルカリ質、とくにカリウム質である。モリブデン鉱床の母岩は一般に微量成分としての Mo に富む。

花崗岩質岩石は濃流紋岩類・高田流紋岩類相当の火山砕屑岩類より後期に形成された。K-Ar 鉱物年代は中国地方では広域的に内帯側のモリブデン鉱床地域ほど若い傾向を示す。モリブデン鉱床の形成時期も地域によって異なる。K-Ar 鉱物年代は概括的には珪長質岩ほど若い。大東地域のホルンフェルスには石英とスピネルが共存し、その原因はスピネルの成分が Zn に富んだためである。

花崗岩質岩石は周囲の流紋岩質火山砕屑岩類に熱水変質を及ぼすことがあり、紅柱石-黒雲母-白雲母帯・菱鉄鉱-絹雲母帯・絹雲母-石英帯などを生ずる。変質作用により  $\text{K}_2\text{O}$  と S が増加し、 $\text{CaO} \cdot \text{FeO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{P}_2\text{O}_5$  などが減少する。微量成分では Mo・U が増加し、Ba・Sr・B・V・Ni・Co・As・Zn・Pb などが減少する。変質帯全体の S 増加量から、モリブデン鉱化作用をもたらした花崗岩マグマは固結末期には多量の水を含んでいたと考えられる。

**鉱床**：鉱床は、緩傾斜鉱脈の大東一山佐地域、鉱筒～鉱脈状の小馬木鉱床、急傾斜鉱脈の平瀬鉱床に 3 大別しうる。大東一山佐地域は主要 40 鉱脈からなるが、大東鉱山における本鍾-栄光鍾、清久・東山鉱山における尻・蕨淵鍾-大延 3 号鍾の 2 鉱脈がとび抜けて大きい。他の 2 地域ではこのように大規模なものはしられていない。鉱脈は輝水鉛鉱-石英脈で、少量の黄鉄鉱を除き一般には普遍的に産出する他の金属元素を含む硫化物が少ない。輝水鉛鉱の主晶出時期は大東本山鉱床ではペグマタイト期、大東火の谷および折坂谷鉱床では高温熱水期、清久・東山鉱床では中温熱水期であったと思われる。清久・東山鉱床の周辺鉱床群や清久南坑鉱床、同神谷鉱床では低温熱水期に輝水鉛鉱が沈殿した。輝水鉛鉱の晶出範囲は比較的に広がったと考えられる。平面的に大東本山の鉱床を中心とした鉱床の累帯分布が観察される。

大東一山佐地域の鉱床は両雲母優白花崗岩類やアプライトを主とする優白花崗岩類の相準に主として分布する。主要鉱脈は蓮華寺花崗閃緑岩の南縁で、川井混成岩との間に発達する優白花崗岩複合体とその周辺に発達する。一単位の鉱床は多数の鉱脈の集まりで、一枚の大規模鉱脈も何枚かの小鉱脈から構成されることが多い。鉱脈の走向が変化するために主鉱脈の分岐脈とみなしうる場合がある。鉱化規制要素として、母岩の種類・岩石境界面・節理が重要で、断層・脈構造などは一般には重要でない。

鉱脈は黄鉄鉱含有輝水鉛鉱-石英脈であるが、局部的には輝水鉛鉱-粘土(石英)脈・輝水鉛鉱-他の硫化物-石英脈・鉱染状鉱脈・はだ鉱・角礫脈などが発達する。輝水鉛鉱はペグマタイト性鉱脈と低温熱水性鉱脈で細粒である。輝水鉛鉱中の Re 含量は一般の鉱脈鉱床のものより多く、概括的に高温性よりも低温性のもので高い。主要鉱脈鉱物は石英・アルカリ長石・粘土鉱物・沸石類・炭酸塩鉱物・輝水鉛鉱・黄鉄鉱・磁鉄鉱・閃石・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱である。

盤際変質帯は一般には 30cm 以下である。変質鉱物は石英・アルカリ長石・紅柱石・黒雲母・白(絹)雲母・緑泥石・粘土鉱物・沸石類・炭酸塩鉱物・黄鉄鉱などのほか、ごく部分的には石榴石・堇青石・輝水鉛鉱などが産出する。変質帯は、i) 紅柱

石-黒雲母-正長石帯, ii) 紅柱石-黒雲母-白雲母帯, iii) 絹雲母-石英帯, iv) 炭酸塩鉱物-曹長石帯に分けられ, それぞれが下記の特徴を有する。

- i) ベグマタイト質鉱脈に伴われ, 斜長石の分解とカリウム長石の生成, 磁鉄鉱の黄鉄鉱化が顕著。S・K<sub>2</sub>O が増加し, CaO・Na<sub>2</sub>O・ΣFe・SiO<sub>2</sub> が減少する。
- ii) 一般の石英鉱脈に伴われ, 長石類の分解と石英・白雲母の増加と紅柱石・黄鉄鉱の晶出が顕著。SiO<sub>2</sub>・Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>・S が増加し, CaO・Na<sub>2</sub>O・K<sub>2</sub>O が減少する。以上いずれの場合も紅柱石は長石の分解により生じた。
- iii) もっとも普遍的なもの, 石英・絹雲母の増加と長石類・苦鉄鉱物の分解。原岩が苦鉄質な場合は緑泥石が産出。Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>・S が増加し, CaO・Na<sub>2</sub>O が減少。
- iv) 鉱染状鉱化部分の局所的な変質作用。

観察された断層の多くは鉱化作用以後のものである。いずれも局地的に発達するもので, 大東鉱山ではNE系急傾斜断層, 清久・東山鉱山ではWNW系およびNNE系急傾斜断層と鉱脈に沿う緩傾斜断層が顕著である。後者の立体的に格子状のパターンは清久山を構成する中新世安山岩の貫入にも関係して生じた。最大の断層はWNW系の「大断層」で, 垂直的に150m, 水平的に130mのずれを有する。

小馬木鉱床は粗粒花崗閃緑岩に近い両雲母花崗岩中の鉱床で, 一萬・本坑・天馬・中切の主要4鉱体からなる。一萬鉱体は上部で鉱筒鉱体と小派生鉱脈および下部で脈状鉱体, 本坑鉱体は上部で脈状, 下部でレンズ状鉱筒, 天馬鉱体は鉱筒状, 中切鉱体は上部で鉱筒状, 下部で脈状である。各鉱体はおもに石英と輝水鉛鉱とからなり, 輝水鉛鉱は石英塊周辺部に一般に濃集する。

鉱化規制要素として, 大局的には母岩の種類と変質斑点を伴うことおよび岩石境界面, 局所的には節理, の3つが重要である。すなわち, 母岩は両雲母花崗岩に限られその中の変質斑点が高密度の部分に鉱体が位置する。主要鉱体は粗粒花崗閃緑岩から100m以内に分布し, もっとも高品位な部分は20m付近である。花崗閃緑岩/両雲母花崗岩接触面上のうねりも富鉱部を規制する。節理にはNNW系急傾斜と緩傾斜系とがあって, 前者が主として主要鉱体から上方に派生する鉱染状鉱床を規制する。

小馬木鉱床における変質作用は脈内変質帯, 盤際変質帯, 割目に沿う脈状変質帯などで著しく, いずれも多量の輝水鉛鉱を伴う。変質斑点は広く産出し, 少量の輝水鉛鉱を伴う。主要変質鉱物は, 重晶石・柘榴石・紅柱石・白雲母・黒雲母・緑泥石などである。変質斑点では中心から外方へ下記の分帯が可能である。柘榴石-重晶石-雲母帯, 紅柱石-柘榴石-雲母帯, 紅柱石-白雲母帯, 白雲母-石英帯。中心部は周辺の母岩より, MnO・H<sub>2</sub>O(+).FeO・MgO・Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>・S・Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>に富み, K<sub>2</sub>O・CaO・Na<sub>2</sub>Oに乏しい。

輝水鉛鉱は一般に粗粒で, 含まれるRe量は少ないものに属する。少量の灰重石・鉄マンガン重石・磁鉄鉱が産出し, W鉱物は上部鉱体に多い。微量のプレッガー鉱・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱も産出する。鉱物組合せから小馬木鉱床は高温性鉱床とみなしうる。

平瀬鉱床は熱水変質流紋岩質凝灰岩直下の平瀬岩体南東部に位置し, 母岩は主に細~中粒アブライト質花崗岩である。鉱脈はN-S系ほぼ垂直の膨縮に富む裂カ充填性の輝水鉛鉱-石英脈で, 部分的に少量のカリウム長石と方解石とを伴う。脈幅は一般に60cm以下である。富鉱部は平面的にWNWとENEの軸を有し, 1鉱脈について一般にS落しである。

輝水鉛鉱は自形の美晶を呈することが多く, そのRe含量はもっとも低いものに属する。鉱脈には微量のゼノタイム・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱も産出する。盤際変質帯は幅15cm以下, 炭酸塩鉱物化と絹雲母化とが顕著で, 緑泥石化・粘土鉱物化も認められる。珪化作用は局所的である。

平瀬鉱床の鉱脈にはカリウム長石やゼノタイムが産出するにもかかわらず, 盤際変

質帯には大東・火の谷・折坂谷・小馬木鉱床のような高温性鉱物がしられていないが、平瀬鉱床は高温性鉱床に属するものとみなされた。

この報告の諸鉱床にその他の小鉱床をも含め、日本のモリブデン鉱床が Mo 沈殿量の側面から再分類された。モリブデン鉱床の98%は貫入岩中の鉱脈型鉱床に属し、被貫入岩中の鉱床は2%であるにすぎず、この比率は W・Sn 鉱床と比較する場合に著しい相違点である。形成温度別では高温性鉱床(ペグマタイト～高温熱水性)が61%、中温熱水性鉱床が38%、低温熱水性鉱床は1%以下であって、輝水鉛鉱は一般に理解されているように高温性鉱床でもおもに産出するが、W・Sn 鉱床の W・Sn 鉱物とくらべてその晶出温度範囲が広いことを示している。

日本のモリブデン鉱床はすべて温度・圧力が漸減する深成鉱床に属する。花崗岩質岩石に関係する一般の深成鉱床の中で、モリブデン鉱床の形成には比較的浅成の環境と分化の進んだ酸性のマグマとがとくに必要であった。

## I. 緒 言

**経過と目的:** 日本のモリブデン鉱床に関する記述は比較的早くからなされているが(たとえば桂, 1917)、鉱床学的な総括は渡辺(1944)による東北地方の論文が最初と言ってよいであろう。渡辺は鉱床の広域的分布・花崗岩類との関係・生成の場所・生成温度などについて述べ、運鉱岩である花崗岩類からの鉱床の距離・鉱床の形成温度・輝水鉛鉱の集中性または分散性の3要素を軸にモリブデン鉱床の分類をおこなった。木下(1945)は上記と同様な思想のもとに九州地方を中心とする鉱床を概括した。

日本で重要なモリブデン鉱床は西南日本内帯に分布する。木野崎(1953)は中国地方のモリブデンとタングステンの鉱脈鉱床を取り上げ、花崗岩類・鉱床変質帯・鉱脈構成鉱物の相違から、領家帯以北の花崗岩類を山陰型と広島型に2分し、両岩石区の特質と形成深度の差について考察した。

日本のモリブデン鉱床全体については、日本鉱産誌 I-c の「モリブデン鉱」の項目で、立見(1954)によりまとめられた。鉱床の分布から分類に至る全国的な総括はこれが初めてであって、古い文献や第二次大戦中の調査資料などの一般に得がたい資料がおさめられている点でも、この総括は貴重である。

その後、日本のモリブデン生産量は急激に増加した。生産量からみる限り日本の主要鉱床は上記の総括以後に生まれたと言っても過言でない。結果として多くの論文が公表された(山本, 1954; 滝本ほか, 1965; 石原, 1966b; 出納・石原, 1966a, 1967; 安達, 1967; 石原, 1968b)。

この報告は第二次大戦以後に主として稼行された日本の主要モリブデン鉱床の記録を主題とするもので、一部ではすでに採掘済みであるこれら主要鉱床の資料の保存を目的とする。したがって、筆者自身の調査結果以外であっても、未発表資料については調査者の許可を得てこの報告に含めるように努めた。この報告では記載が重点であり、個々の主題に関する考察は別に学会誌でおこなわれる。

筆者のモリブデン鉱床調査研究は、1959年(昭34)を中心とする島根県東部地域のウラン鉱物の探査にはじまった。これらの結果は閃ウラン鉱を中心にすでに公表された(石原, 1961; 浜地・石原, 1961; 坪谷・石原, 1961)。その後、下記の4回の野外調査が追加された。

第1回: 1965年(昭40)6月7日～30日, 島根県大東地域(ウラン予算)。

第2回: 1965年(昭40)10月27日～11月11日, 島根県小馬木鉱床(ウラン予算)。

第3回: 1966年(昭41)7月9日～28日, 大東地域(経常予算)。

第4回: 1967年(昭42)7月28日～8月15日, 岐阜県平瀬地域(経常予算)。

その他: 数日間のサンプリングなど。

以上の野外調査と室内作業などの結果は、部分的にはすでに学会誌に公表された(石原, 1966b; 出納・石原, 1966a, 出納・石原, 1967; 石原, 1967b, c; 石原, 1968b)。以上の既発表資料も原則としてこの報告に含められる。また筆者自身の資料で不十分な場合には他の資料を引用し、この1冊で日本の主要モリブデン鉱床の概要をすることができるように努めた。なお、この報告の主要部分は渡辺武雄・立見辰雄両教

授指導のもとに、東京大学に提出された博士論文の基礎資料として使われた。

**謝辞:**この報告をまとめるに当たり、現地では太陽鉱工株式会社大東鉱業所、清久鉱業株式会社、妙中鉱業株式会社東山鉱業所、住友金属鉱業株式会社本社と平瀬鉱山の関係各位、とくに地質家の山本豊徳課長（大東鉱山当時）、出納和基夫係長（現ダイヤコンサルタント福岡）、安達史郎係長（東山鉱山当時）の諸氏が調査上の便宜を計られた。清久鉱山関係の地質資料に関して、この報告は出納和基夫氏に負う所が大きい。また平瀬鉱山地質資料の使用に当たっては、住友金属鉱業株式会社本社の快諾をえた。

化学分析のあるものは金沢大学寺田喜久雄助教授、名古屋大学大崎進氏、地質調査所阿部喜久男・川野昌樹・阿部智彦・大森貞子・高橋清・東野徳夫・服部仁の各技官によってなされた。また、分光分析については地球化学課高橋清・安藤厚・伊藤司郎技官が助言された。K-Ar年代測定は東北大学河野義礼（現住鉱コンサルタント）・植田良夫両教授の好意で実施された。薄片製作は主として特殊技術課大野正一係長によりなされた。東山鉱山坑内測量は地形課清水道也技官によってなされた。

小野田セメント株式会社木野崎吉郎博士には数度にわたり助言とご教示とを賜わった。談話会を通じて、東京大学では渡辺武男教授（現名古屋大学）・立見辰雄教授・都城秋穂教授（現コロンビア大学）・千葉大学兼平慶一郎助教授および教室の各位、広島大学の小島丈児教授・原郁夫博士は討論とご教示とを惜しまれなかった。名古屋大学諏訪兼位博士と増岡康男氏とは白川地域に関して助言された。Re分析試料に関して桜井欽一博士・三井金属西脇親雄博士・東京大学今井秀喜教授・地質調査所岡野武雄課長・同松原秀樹技官・動燃事業団林昇一郎博士によるご配慮を得た。

応用地質研究所村山正郎部長と地質調査所地質部猪木幸男課長とは横田および多里図幅の未公表資料を使用させて下さった。また山田直利・河田清雄・野沢保・片田正人・服部仁・垣見俊弘の各技官からは多くのご教示と助言とを与えられ、粘土鉱物の同定その他に関して鉱床部藤井紀之技官に教わった。この業務はウラングループの一環として始められ、金属課の業務に移行してから、熊谷組小関幸治部長（元グループ長）肥田昇（元鉱床部長）、関根良弘金属課長の指導のもとに行なわれた。研究の全般を通じて嶋崎吉彦課長ほか鉱床部の各位には有益な助言をいただいている。

以上の皆様方に厚くお礼申し上げる。

**分布:**過去の鉱業統計にあらわれた日本のモリブデン鉱山名は29であるが、日本鉱産誌I-cの付図6にはモリブデン鉱の産地として139鉱床が記載されている。これらのほとんどは、数種類のMoを主成分とする鉱物のうち、輝水鉛鉱(MoS<sub>2</sub>)の産出を示すものである。輝水鉛鉱は花崗岩質岩石に関係して分布し、本州に多く、北海道・四国・九州で少ない。

西南日本内帯で輝水鉛鉱の産地を概観すると、この鉱物は一般に中央構造線にもっとも近い領家帯に産出せず、その内帯側の岐阜県苗木―山陽地方を結ぶ一帯でW・Sn・Bi・Beなどを主成分とする鉱物とともに少量産出し、さらに内帯側の富山県小黒部―白川―大東地域の一帯で多量に分布する（第1図）。これらを中心に、不毛帯・W帯・Mo帯とよぶ。

Mo帯で鉱床とよべるもの（過去に精鉱量で1トン以上の記録があるもの）は、東から内山・小黒部（以上富山県）、平瀬・馬狩（以上岐阜県白川地域）、中竜（福井県）、仏性寺（京都府）、高城（鳥取県）、山佐・大東・清久・東山・清久神谷・清久南坑・大東折坂谷・佐世・大佐・掛合・小馬木・三瓶（以上島根県）などである。Mo帯では、たとえば内外海（兵庫県）、関金（鳥取県）、小馬木（島根県）などで少量のタングステン鉱が生産されたが、これらは非常に少量であった。

W帯でモリブデン鉱床とよべるものは加茂（岡山県）だけであるといつてよい。その他の鉱床では、輝水鉛鉱は微量の随伴鉱物として伴われるにすぎない。

上記のモリブデン鉱床のほとんどはペグマタイト質石英脈～熱水性石英脈鉱床に属し、それらの母岩はほとんどの場合に花崗岩質岩石である。この花崗岩質岩石は、同質でやや早期に地表に噴出した火山岩類を、その近傍に伴っている。

西南日本内帯の全体として、鉱床に濃集している両元素比は、Mo/W≒1/1と予想でき、地殻中の存在比と同様とみてよい。西南日本内帯のモリブデン鉱床は、日本の過去の総精鉱生産量の約97%をしめ、わが国のほとんどをまかなってきたと言える（第1表参照）。

生産量：日本のモリブデン精鉱生産量はずっとも多い年でも世界の生産量の2%をこえず、非常に少ない。しかし、地質学的には後述のように多くの興味深い事実が見出されている。モリブデンの需要がヨーロッパで開けようとした頃、日本はモリブデンの輸出国であったが、その利用が広まるとともに、輸入国にかわり（石原1965）、産業規模の拡大した近年では多量のモリブデン精鉱と製品とを輸入している。

1965年までの統計資料によると（第1表）、日本のモリブデン精鉱生産量は、1950年以降に圧倒的に多く、総額の約78%を占めている。それは島根県東部地域の大東・清久・東山の3鉱山、および岐阜県平瀬鉱山などの比較的規模の大きい鉱床から生産された。

第二次大戦中には各地の小鉱床からも出鉱されたが、各鉱山の生産規模と総生産量は、ともに小規模であったにすぎない。

1965年までの鉱山別の精鉱生産量は、大東鉱山32%、清久鉱山22%、平瀬鉱山17%、東山鉱山16%、小馬木鉱山4%であり、他の鉱山はいずれも2%以下である。この百分率の基礎である第1表の鉱山別合計は $\text{MoS}_2$  100%あるいは $\text{Mo}$ 純分に換算されていない。また、浮遊選鉱における実収率も考慮されていない。しかし、これまでのモリブデン生産量が2ヵ所に偏在していることがこの比率で読みとれる。

後述の如く、島根県の大東・清久・東山の3鉱山は同一の地質環境に存在している。3鉱山の合計は約70%をしめる。近年、大東地域の鉱床の老朽化とともに、平瀬地域の比重が高まっている。日本のモリブデン鉱床は過去の精鉱生産量からみる限り、島根県東部と岐阜県平瀬の両地域が圧倒的に重要であった。

これら地域の大東・清久・東山・小馬木・平瀬の諸鉱床を中心に、以下に記載する。

## II. 一般地質

鉱床付近に露出する岩石は、高田流紋岩類や濃飛流紋岩類相当の火山砕屑岩類と、これらに貫入する各種の花崗岩質岩石からおもに構成されている。岐阜県平瀬地域では前者の分布が広く、島根県東部地域では浸食がより進んでいて、後者の分布が圧倒的である。なお、W帯で重要なタングステン鉱床が多い京都付近には、花崗岩質岩石に先立つ噴出岩類が分布せず、主要モリブデン鉱床地域と広域的な性格をやや異にしている。

その他の岩石として中新世以降の火成岩や堆積岩がモリブデン鉱床地域に分布する。これらは鉱化作用に関係しない。島根県東部の山佐一大東一掛合地域は中新世湾入部の南縁にあたり、この時代の火山岩や堆積岩が鉱床の近くに多量にあらわれるが、小馬木と平瀬地域では鉱化作用後の岩石は非常に少ない。以上から、この報告でとり上げる一般地質は花崗岩質岩石と同質の噴出岩類の問題とみてよい。

**岩石命名法：**岩石の命名はポイントカウンター法モード分析（CHAYES, 1956）による鉱物容量比にもとずき、モード分析がえられない火山岩などではノルム鉱物重量比によった。組成にばらつきが著しいものは、その算術平均値で代表させた。モード分析は弗酸（46%以上）とコバルチ亜硝酸ナトリウム $[\text{Na}_3\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$ によりカリウム長石を染色した後におこなわれた。斜長石のナトリウムを桃赤色に染色する方法（LAMIZ et al., 1964）はおこなわれていない。非常に粗粒で研磨面で測定するためにはこの処理が必要であるが、モリブデン鉱床地域にはそのような岩石は存在しない。測定間隔は $0.5 \times 0.66\text{mm}$ で、粒度に併せて測定数が配慮されたが、一部の既存薄片の使用分では必要測点数に達しないものもある。

火成岩類の分類はSTRECKEISEN（1967）に従うが、曹長石量の定量化が困難なために、STRECKEISENのアルカリ長石（カリウム長石+ $\text{An} < 5$ の曹長石）をカリウム長石におきかえる。また流紋岩は花崗岩相当の噴出岩に対して用いる。STRECKEISENは流紋岩を仮称 Syenogranite（アングロサクソン系の granite）に流紋デイサイトを仮称 monzogranite（同じく adamellite または quartz monzonite、たとえば BATEMAN et al., 1963）に相当させているが（第2図）、この報告では Syenogranite 組成の岩石は現われないし、また花崗岩＝流紋岩は一般にもっとも親しまれているものと思われるので、それに従った。

近年にわが国で使用者の多いアダメロ岩は CHAYES（1957）や BATEMAN et al.（1963）の影響によると思われ、これは STRECKEISEN では monzogranite（仮称）である。STRECKEISEN は多くのアンケートを世界の岩石学者に郵送し、granite の名称を残す希望者が多いことから granite の名称を残した。STRECKEISEN の分類は1968年8月の国際地質学会で討議される予定であったが、政治的事件でこの会は流会となり、その後





も含めて彼の分類に関する討議は行なわれなかった模様である。

使用岩石名のうち, dacite の日本語名は一般には石英安山岩である。わが国の安山岩にはノルム石英量のかなり多いものが含まれており (小野, 1959), また本報告中でも中新世の従来安山岩と呼ばれている岩石の石英はノルム斜長石-石英-正長石換算で20%をこえる。これは STRECKEISEN では石英-安山岩であるが, ここでは従来通りの名称に従って安山岩と呼ぶ。

アプライトは花崗岩岩質で苦鉄鉱物に乏しいアプライト組織の小岩体 (岩脈) を一般には意味する。大東地域のアプライトは上記3点のうち岩脈状より大きな岩体である点で一般の理解に適合しないが, アプライトは基本的には組織に由来する言葉と解釈してその岩体に用いた。この種の岩体はアングロサクソン系ではアラスカイト (alaskite) と一般に呼ばれている。

大東地域で黒雲母アグメロ岩 (石原, 1966b) と呼ばれたものは, この報告では黒雲母花崗閃緑岩に入るが, 斜長石中の Ab 分子が多く, 化学分析では一般の閃雲花崗閃緑岩と黒雲母花崗岩との中間の性質を示す。しかし, 今回はモード組成をもとに機械的に扱ったために, 花崗閃緑岩とその名を変更した。

岩石の名称について本報告では原則として機械的に処理するが, 大東地域で成因的な名称や固有名詞を付した岩石名が従来から用いられているものについては, 名称上の混乱を避ける意味で最初の名称を残すように努めた。

岩石を記号で示す場合には平均値を基準として CHAYES (1957) に従うが, IP, IIP, II を一般に親しまれている Qd, Gd, G にかえた。粒度の表示には CHAYES (1956) の I C 指数 (identity change number) を用い, 上記の岩質記号の前につけた。この指数を野外観察での記載に適合させると, 60以下は粗粒, 61~100 は中粒, 101 以上は細粒にほぼ相当する。

## II.1 島根県大東一山佐地域

この地域は松江市の南方にあたり, 構成岩類は第2表の通りである。鉱床は底盤状に広く露出する2つの

第2表 大東一山佐地域の火成岩類  
Igneous rocks in the Daito-Yamasa area, Shimane Prefecture.

Age	Rock unit		
Miocene and/or later	Spherulite (dike)		
	Basalt (dike and flow)		
	Andesite and its pyroclastic rocks (dike, plug, and flow)		
	Quartz gabbro		
Late Cretaceous-Paleogene	Batholith-forming units	Small units in the zone of ore deposits	Aplite porphyry (64bGp <sub>1</sub> )
			Porphyritic biotite granite (57bGp <sub>2</sub> , O'uchidani)
			Aplite (102bG <sub>1</sub> , Shimokuno)
			Medium-grained two-mica leucogranite (100b/mG <sub>2</sub> , Yamasa)
			Fine-grained leucogranite-complex (137b/mG <sub>2</sub> , complex)
			Fine-grained hornblende-biotite granodiorite (132b/hGd <sub>11</sub> , Kawai)
			Coarse-grained biotite granodiorite (57bGd <sub>5</sub> , Rengeji)
			Fine-grained gneissose hornfels (Hgs, Togi'ishiyama)
			Fine-grained schistose hornfels (Hfs, Kanenari)
			Rhyolitic (welded) tuff

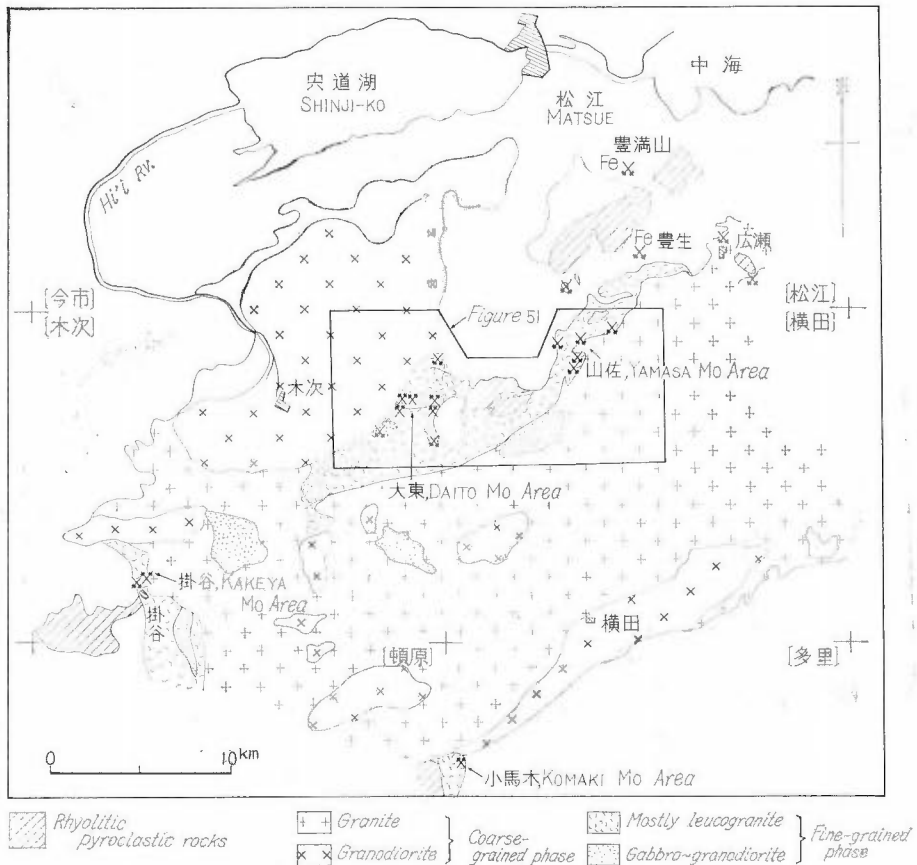
花崗岩体に挟まれ、先花崗岩質岩石の小岩体が残存する帯に分布する(第3図)。この地域の特徴として1)再結晶岩とある種の混成岩とが存在し、その近くで輝水鉛鉱量が圧倒的に多い、2) 鉱脈が20°前後に緩傾斜である、3) 従来グライゼンと呼ばれた鉱床変質帯で、*Fe*成鉱物よりも*Mo*成鉱物が確認された、4) 輝水鉛鉱中のReは、他地域の同じ形成温度と思われるものに比較して多い、などをあげることができる。

構成岩類は地質時代にもとずき、先花崗岩質岩類・花崗岩質岩類・中新世の火成岩類と堆積岩などに3大別できる。花崗岩質岩類は底盤状岩体と鉱床帯中の小岩体に大別された。

II.1.1 先花崗岩質岩類

1) 古生層

鉱床近傍の精査された範囲内で、古生代と思われる堆積岩や変成岩は発見されていない。後述の片状ホルンフェルスは堆積岩起源と思われるが、その周辺とくに延長上にその原岩らしいものはまだ発見されていない。しかし、片状ホルンフェルスから約13km 東北東方にあたる八東郡八雲村鳥屋郷に近い豊生鉱山では、



第3図 島根県東部地域の地質概況とモリブデン鉱床の分布

Geologic setting and location of molybdenum deposits in the eastern parts of Shimane Prefecture.

古生代と思われる粘板岩・ホルンフェルス・スカルンなどが、新第三紀安山岩からなる谷間に地窓として露出している。現在までの知識では、これらの岩石が大東—山佐地域でもっとも古いものと思われる。

2) 流紋岩質（溶結）凝灰岩

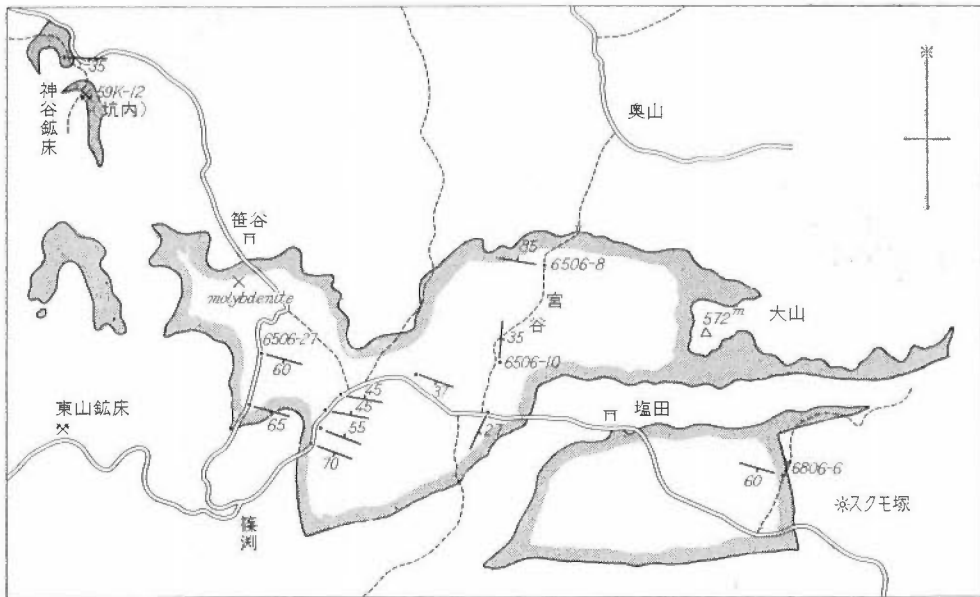
この種の岩石は掛合から大東、さらにその東北東方を結ぶ線上に、断片的に露出していて（第3図）、三浦（1963, p.68）はこれを石見流紋岩・石英安山岩類と呼んでいる。調査地域内で本岩は、大東町塩田を中心にほぼ東西にのびて主として分布し、その北側は中新世の安山岩質火山砕屑岩類などに覆われ、南側は各種の花崗岩類に接し、部分的に安山岩質火山砕屑岩類に覆われる。この岩体は滝本ほか（1965, p.40と1966, p.186）の本郷石英斑岩に相当する。ほかに、小岩体が清久鉱床と清久神谷鉱床間の山稜部、および神谷鉱床付近に残存している。

主岩体の新鮮なものは灰黒色で、風化により白色を呈する。岩片が多く、その多くは一方向にのびて配列し、全体として弱い方向性を示す（図版 V—2）。岩片はおもに亜角礫状で、一般に長径3cm以下である。これらの岩片はデイサイト質で、本岩に先立つ近い時期の火山岩類と思われる。花崗岩・古生層などの異質のものは岩片に認められていない。伸長性の著しい暗色の岩片は軽石に相当する部分かもしれない。礫質部が有色鉱物の集合体になっていることがある。

宮谷では（第4図と図版 V—1）厚さ10cmの珪質で密な淡緑色凝灰岩の挟みと思われるものがある。この薄層は本岩と一線で接し、接触面の本岩側に斑晶状長石類がやや濃集したりするが、著しい岩相変化は認められない。この薄層の延長は追跡されておらず、その性格については今後の検討を必要とする。

斑晶状の石英は一般に径6mm以下、ほぼ円形で、かけらも再溶融により丸味をおびる。このほか、斜長石とカリウム長石のかけらや少量の自形結晶が認められ、一般に長径数mm以下である。マトリックスは暗灰色～黒色で密で、染色すると多量のカリウム長石が礫質部をうねって埋め、その岩質がより珪長質であることを示している。

宮谷上流（第4図）では、本岩の内部構造が細部にわたって観察できる（図版 V—3）。押潰された軽石が認められることがあり、大きいものは1×15cmに達する。スクモ塚付近の本岩と神谷鉱床付近その他の小岩体とは、白色を呈し（図版 VI—2）、後述のように著しい熱変成作用をうけている。



第4図 大東地域の流紋岩質凝灰岩の分布、構造、分析試料および図版の位置  
 Distribution of rhyolitic (welded) tuff including the structure and location of the examined specimens.

本岩中の岩片や珪長鉱物の配列方向、マトリックスの微細な構造などは、全体としてその走向が岩体の分布方向にほぼ平行で、東西性である。しかし傾斜は、たとえば箱淵から北東に向かって約1kmの間で、65~70°SW, 45~55°NW, 37°SW と変化することで示されるように一様でない(第4図)。宮谷の下流部では、走向N5~25°E, 傾斜25~35°Eであり、全体の構造と著しく不調和である。

本岩に貫入する岩脈には、幅 15m 以下、NE—SW あるいは NW—SE の閃緑玢岩がありこれがさらに大内谷花崗岩の分岐岩脈と思われる文象質花崗岩の細脈に切られている。このほか幅数m以下の安山岩岩脈が NNE—SSW 系の裂カや、まれに葉理面に沿って貫入している。また本岩中のパーライト中にも貫入している。パーライトは塩田の川床で橋梁工事中にその小露頭が発見されたもので、飴色~黒色、半透明で六角柱状の割目に富む。ほぼ水平、厚さ 1m 以下、東西に 10m ほど確認され、岩床状であったといわれる(出納 1966, 私信)。

鏡下の観察において主岩体の本岩は、斑晶状の石英、斜長石およびカリウム長石が伸長するガラス片や岩片などと共に、再結晶したモザイク状珪長鉱物により埋められ、また交代されている。この長石類は自形~半自形または破片状で、三角形の外形を示すものもあり、斜長石がカリウム長石よりやや多い。双方とも部分的に絹雲母・緑泥石・炭酸塩鉱物などに変質している。石英はつねに溶食形を示す。マトリックスは一般に微粒の珪長鉱物と少量の絹雲母および炭酸塩鉱物よりなる。

マトリックスにはやや粒度の粗い珪長鉱物の集合体で不規則に曲った形がみられる。これは押潰されたガラス片に相当すると思われる(図版XXII-1)。また珪長鉱物の微細な集合物が曲ったり箒の先の如くみられることもある。岩片には原岩がデイサイト質の溶岩と思われるものが多く、いずれも多少とも再結晶作用をうけている。

鏡下観察と1個の化学分析値(第3表)によると、本岩はデイサイトに近い流紋岩の組成をもつものと思

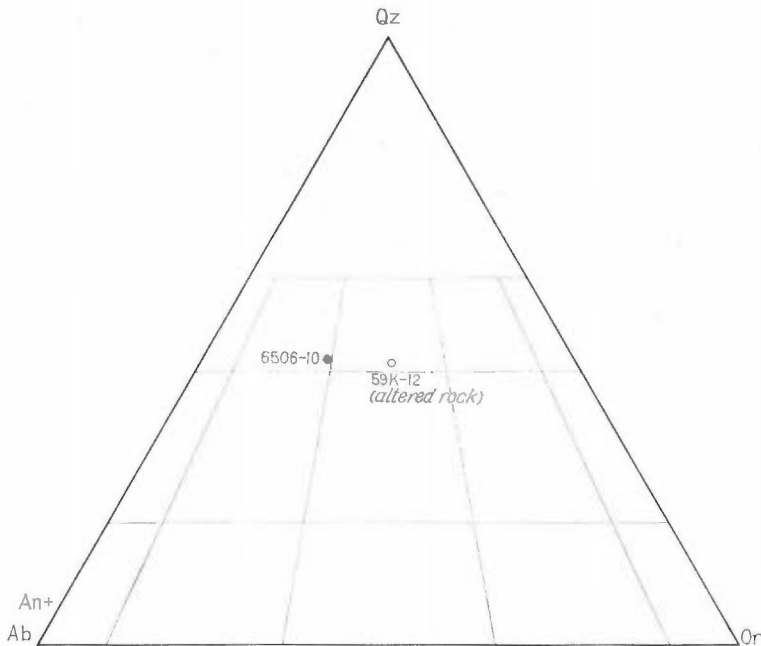
第 3 表 流紋岩質凝灰岩と同変質岩の化学分析値とノルム鉱物  
Chemical analyses and norms of rhyolitic tuff and its altered rock.

Sample No.	6506-10	59K-12	Sample No.	6506-10	59K-12
SiO <sub>2</sub>	74.36	76.48	il	0.44	0.27
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.14	ap	0.11	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.90	13.78	mg	0.10	0.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.72	py		(0.54)
FeO	0.43	0.36	hm		0.12
MnO	0.06	0.04	cc		(0.18)
MgO	0.53	0.03	or	16.13	25.35
CaO	1.15	0.39	ab	26.32	22.76
Na <sub>2</sub> O	3.11	2.69	an	5.41	1.74
K <sub>2</sub> O	2.73	4.29	C	3.85	4.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.03	en	1.32	0.07
S		0.41	fs	0.46	
CO <sub>2</sub>		0.08	qz	48.42	43.62
H <sub>2</sub> O(+)	1.26	0.42			
H <sub>2</sub> O(-)	0.14	0.28			
Total	98.02	100.14	Total	96.62	68.64
			Femic total	2.43	1.40
			or+ab+qz	84.93	91.73
S. I.	7.7	0.4	D.I.	87.9	92.7

分析者：大田菊松

6506-10：未変質岩 (unaltered rock), 大原郡大東町塩谷, 宮谷の入口

59K-12：熱水変質岩 (hydrothermally altered rock), 同神谷, 清久神谷鉱山大切坑引立付近。



第 5 図 流紋岩質凝灰岩のノルム斜長石-正長石-石英比  
Normative plagioclase-orthoclase-quartz of the rhyolitic (welded) tuff.

われる。ノルム斜長石-正長石-石英図で、分析試料は斜長石/正長石 $\approx$ 2/1で、石英に富んだ領域におちる(第5図)。ノルム斜長石成分は  $An_{17}$  である。

**熱変成岩:** スクモ塚付近の見かけ上白色のものは、ほとんど完全に再結晶したマトリックスが斑晶状の石英、斜長石および少量のカリウム長石を交代している(図版XXII-2)。長石類はカオリナイト、絹雲母と石英の微晶などをその結晶内部に生じ、汚染されている。長石類には自形結晶と破片の二者があり、前者がやや多い。苦鉄鉱物はごく微量の再結晶したと思われる黒雲母と不透明鉱物とである。

神谷鉱床付近の本岩は同じく見かけ上白色で、斑晶状石英とかすかに輪郭の認められる外来岩片を含み、再結晶作用が著しい。大切坑内にはさらに再結晶作用の進んだ岩石がある。これは自形~半自形の斜長石と半自形のカリウム長石とをモザイク石英とカリウム長石とからなるマトリックスが交代したもので、少量の再結晶した黒雲母が存在する。この黒雲母は微弱な定方向配列を示すことがある。また少量の比較的粗粒の白雲母と微粒で他の鉱物間隙を埋める絹雲母とがある。この大切坑内の岩石の一部には、隣接して分布する片状ホルンフェルスのある部分と識別できにくいものがある。

**熱水変質岩:** 神谷鉱床付近には、絹雲母化や黄鉄鉱化の著しい本岩があつて、斜長石と苦鉄鉱物の分解がとくに顕著である。この岩石は鉱床の周辺に分布し、鉱床には粘土鉱物を主とする多量の含水珪酸塩鉱物が産出するから、鉱床形成時の熱水変質作用によって生じたものと考えられる。 $MgO \cdot CaO \cdot Na_2O$  の減少、 $K_2O$  と S の増加などで示されるように(第3表)、その化学分析値は鏡下の観察とよく一致している。増加成分中ではとくに S が著しい。ノルム計算上では、黄鉄鉱換算後に0.12% S があまり、S には他の形のものが存在する可能性を示している。なお、ノルム斜長石成分は  $An_{17}$  である。

塩田付近の流紋岩質凝灰岩は、滝本ほか(1966)によって貫入岩とみなされた。しかし、既述のように本岩は多くの岩片・軽石・ガラス片・破片状の珪長鉱物などを含み、またち密な凝灰岩の薄層と考えられる部分があるなどの理由から、本岩の多くはデイサイトに近い流紋岩質凝灰岩を主とする火山砕屑岩類からなるものと思われる(石原, 1967b)。

軽石が押し潰されたり鏡下で箒の先状の構造が認められる現象は、本岩が溶結凝灰岩であった可能性を示

している。しかし溶結凝灰岩と同定するに十分な野外資料（非溶結部の存在や柱状節理の密度の変化など）が調査地域内では得られておらず、この点については今後の検討が必要である。

Mo鉱床は一般に本岩を母岩としないが、大東町笹谷には鉱床の小露頭が露出しておりその下流の沢水中にUの弱異常が発見された（石原・望月，1969，第3表31-02）。輝水鉛鉱は不規則脈状に割目を埋める。母岩は白色化し、鏡下では著しい絹雲母化が観察され、変質のとくに著しい部分では原岩の組織は認められず、粗粒の白雲母と石英とを主とする再結晶岩に変質している。

本岩中の鉱床探査は過去において一般には重要視されていない（出納・石原，1966b）。本岩自身には大きな鉱床の可能性は少ないであろうが、下位に存在する花崗岩質岩石中の潜頭鉱床を探す努力は非常に重要である。その第一段階として白川地域でのべるように、熱水変質帯の調査と変質鉱物組合せの選択に化探を併用する手法が有効と考えられる。

## II.1.2 底盤状花崗岩質岩体

本岩体はモリブテン鉱床帯の両側に広く露出し、2つの岩相に分けられる。大東閃雲花崗閃緑岩は主としてその西北西側に、横田黒雲母花崗岩は東南東側に分布する（第6図）。両者は小島・吉田（1957）の因美花崗岩複合体に相当するものと思われる。

### 1) 粗粒閃雲花崗閃緑岩 ( $45b/hGd_{11}$ 注1, 大東)

本岩は調査地域北西部に分布する、ほぼ $11 \times 34$ kmの底盤状岩体である。山本（1954）と滝本ほか（1965）の大東閃雲花崗閃緑岩に相当する。他の岩類との直接の接触部は野外では観察できなかったが、阿用川川底では本岩と川井混成岩とが近接して露出している。そこでは川井混成岩に近い本岩中に川井混成岩酷似の捕獲岩が多く、接触部に平行にレンズ状にのびて分布している（図版VI-3）。川井混成岩側は黒雲母に富み、それが接触部に平行な弱い片状構造を示す。これらは本岩が川井混成岩の原岩より後期の進入岩体であることを示している。しかし大東鉱山大切坑道では、これらの現象が顕著には認められない。山本（1968）は大東鉱山7号鍾西端の観察で、本岩が川井混成岩と鉱脈とを切っていると報告した。

本岩は完晶質、粗粒（IC指数=37~57）で、比較的均質である。大東鉱山内とその南西方の中尾根谷でみられる周縁相は、粒度を減じ、角閃石に乏しくやや珪長質となる（第4表 60F-49）。また不規則円形の石英と自形のカリウム長石により弱い斑状組織を示す。

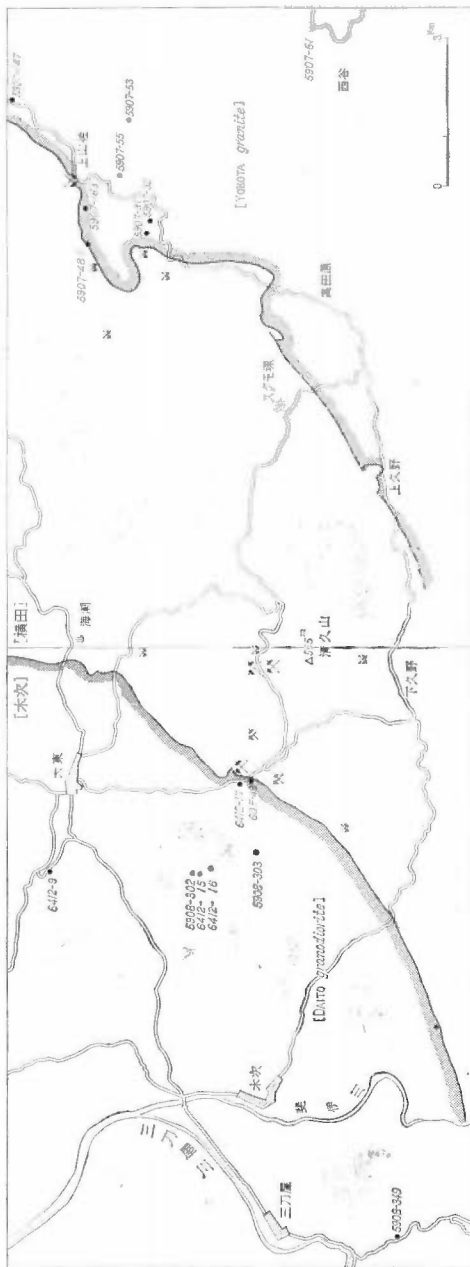
主岩相の斜長石は $5 \times 8$ mm以下、黒雲母は底面の径4mm以下、角閃石は $2.5 \times 9$ mm以下である。岩脈状の後期晶出相や一部の周縁相ではやや粒度が減じる。本岩は全体を通じて、10cm以下の苦鉄質な捕獲岩（または autolith）を含む。まれにそれらがレンズ状に産し、周囲の母岩の苦鉄鉱物とその外形にそって配列し、全体として弱い方向性を示すことがある（図版 VI-3）。これは岩体の周縁部で明らかで、その方向は接触面にほぼ平行である。捕獲岩には斜長石の斑状変晶が成長したり、捕獲岩の周囲に幅約1cmの珪長鉱物に富む反応縁が発達したりしている。

鏡下での本岩は半自形一粒状組織を示し（図版XXIII-1）、構成鉱物は、第4表の記載順に（以下同じ）、斜長石（48~61%）・カリウム長石（9~18%）・石英（17~26%）・角閃石（3~6%）・黒雲母（5~9%）およびその他（1%以下）よりなっている（第4表）。斜長石は自形~半自形、短柱状と長柱状で、とくに前者がしばしば累帯構造を示している。斜長石は、対称消光角法によると（以下同じ）、中性長石（ $An_{40}$ ）成分のもので、結晶によっては外縁部が曹長石質である。カリウム長石が不規則な小結晶で斜長石中に包有されることがある。斜長石はカオリナイト、絹雲母、およびまれに緑泥石の微晶を生じている。

カリウム長石は半自形~他形で、一部の比較的粗粒の結晶のみはパーサイト構造を示す。カリウム長石についての熱水変質は微弱である。本岩および後述の各岩体を通じて、一般にカリウム長石の熱水変質が斜長石の場合より軽微である。石英は一般に他形で、カリウム長石とともに他鉱物の間を埋める。石英の一部は脈状の懸滴として斜長石中にみられる。

角閃石は普通角閃石で、その多くは自形柱状で、一部は不規則粒状である。淡く褐色をおびた緑色から緑色の多色性を示している。部分的に黒雲母となり、ときにはほぼ完全に黒雲母におきかえられている。黒雲

注1) 花崗閃緑岩の長石比（カリウム長石/全長石=0.1~0.35）からなり、苦鉄鉱物総量が11%、黒雲母>角閃石、IC指数が45（粗粒）。



第 6 図 底盤状花崗岩岩体の分布と分析試料の位置  
Distribution of batholith-forming granitic rocks with location of the analyzed specimens.



第 4 表 大東花崗閃緑岩と横田花崗岩の鉱物容量比と粒度  
Modal composition and grain size of Daito granodiorite and Yokota granite.

Units	Sam. No.	Pl	Kf	Qz	Hb	Bt	Others	Kf + Qz	Maf. tot.	Meas. pts.	IC No.
45b/h Gd <sub>11</sub> (大東)	6412-17	61.2	9.5	17.0	4.2	7.5	0.6	26.5	12.3	2549	40
	5908-302	54.0	17.6	19.8	2.7	5.2	0.7	37.4	8.6	2305	43
	6412-15	53.5	8.5	23.1	5.4	8.8	0.7	31.6	14.9	2780	37
	5908-303	51.7	13.4	22.7	4.7	6.9	0.6	36.1	12.2	3103	42
	60F-49	51.6	13.1	27.5	0.9	5.6	1.3	40.6	7.8	2828	57
	6412-16	50.4	14.8	25.2	3.2	5.8	0.6	40.0	9.6	2749	45
	6412-9	48.2	12.3	25.8	5.5	7.3	0.9	38.1	13.7	2740	53
	5908-349	44.3	17.1	29.7	2.7	5.3	0.9	46.8	8.9	2628	42
85bG <sub>2</sub> (横田)	5907-32	39.9	25.1	33.8		1.0	0.2	58.9	1.2	1542	33
	5907-61	36.2	28.9	32.0		2.4	0.5	60.9	2.9	2293	35
	5907-31	35.4	38.8	24.3		1.3	0.2	63.1	1.5	2509	36
	5907-163	33.7	26.3	37.8		1.9	0.3	64.1	2.2	1461	36
	5907-147	32.2	30.6	35.7		0.9	0.6	66.3	1.5	1832	35
	5907-55	31.2	27.8	38.8		1.7	0.5	66.6	2.2	2326	33
	5907-48①*	26.2	34.3	38.6		0.7	0.2	72.9	0.9	1337	crushed
	5907-53**	30.0	36.4	32.5		0.8	0.3	68.9	1.1	2813	102

The total percentage is 100 in all tables showing modal result (Tables 4, 5, 6, 9, 11, 12, & 13)

\* 2 meters from the contact with the Yamasa leucogranite, weakly sheared; then potassium added.

\*\* Aplite vein, 10cm in width.

母は Y = Z = 暗褐色，自形～半自形の結晶である。その他の鉱物は主として苦鉄鉱物と共生する不透明鉱物と榍石，および燐灰石・ジルコンなどである。

本岩中に Mo 鉱床は全くしられていない。

## 2) 粗粒黒雲母花崗岩(35bG<sub>2</sub>注2)，横田)

本岩は調査地域の南南東部とその南南東方に広く分布し，横田図幅でその幅は約 18km，東北東にのびる岩体である。この岩石には固有の名称がまだ与えられていないが，もし必要であるならば横田花崗岩が適当と思われる。本岩と類似の岩相は根雨図幅(服部・片田，1964)，さらに東方の鳥取県内に広く分布し，鳥取花崗岩と呼ばれている(鳥取県，1966)。調査地域内で，本岩と他の花崗岩類との関係は本岩の北西縁ぞいに山佐優白花崗岩，または下久野アプライトとの接触部が 8 カ所で観察され，つぎのようにまとめられる。断層または安山岩岩脈が貫入する関係：これらは上山佐地域の奥谷の一部・問谷・山佐鉾山・高木部落河底でみられ，これら弱線帯を境に岩質が明瞭に異なる。このことは両者の固結時期に多少とも差があったことを少なくとも示している。

漸移関係：これは湯谷の一部・奥谷の一部・春石—スクモ塚間で認められ，幅数 m 以下の範囲で明らかな境界面を示すことなく漸移する。

貫入関係：これは湯谷の一部・荒神谷・春石—スクモ塚間でみられる。湯谷では本岩が小範囲に粒度を減じ急冷周縁相様を呈する。また，春石—スクモ塚間では本岩がやや斑状をおび細粒化して，不規則形状の山佐優白花崗岩をとり込んだ部分があって同じ関係を示す。しかし，同じ春石—スクモ塚間で山佐優白花崗岩が不規則脈状に本岩に貫入し，逆の関係を示している部分もある。

大局的には，たとえば荒神谷で(上山佐坑内での観察を含めて)，本岩の塊状小岩体を捕獲岩状に含み，山佐優白花崗岩がやや後期の様相を呈している。山佐優白花崗岩と下久野アプライトとは，おそらく本岩のより珪長質な一相であって，一部は本岩と同時期に，一部はより後期に固結したものである。

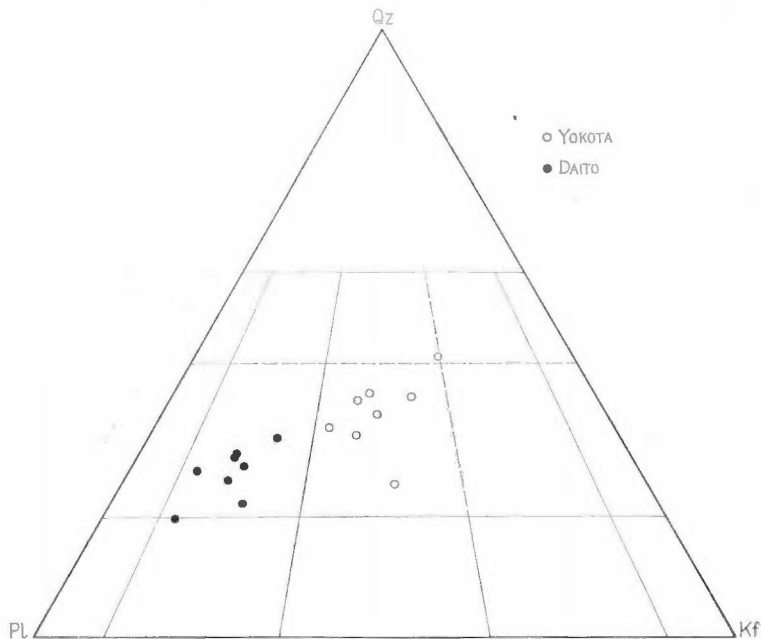
本岩は粗粒(I C 指数=33~36)，珪長質，一般に均質な岩体である。捕獲岩は概して少ない。所によ

注2) Gはカリウム長石/全長石=0.35~0.65を意味する。

ては石英が淡い暗色を呈する。これは本岩にしばしば認められる微量の放射性鉱物によるものと思われる。節理は、北西縁部では接触部に直交するWNW系で急傾斜のものが最も卓越している。ペグマタイトの小レンズやアプライトの細脈がしばしば認められる。上山佐の鳥越付近では、やや粗粒で弱い斑状組織を示している。このような岩相は本岩が山佐優白花崗岩中に半島状につき出た部分にみられる。同じく境谷付近では、細粒の黒雲母の集合がみられ、これは苦鉄鉱物に富んだ捕獲岩の消化されたものを思わせる。岩体の北西縁に近づくとき、粒度が下がり、岩質的にはより珪長質となる。これら細粒相は奥谷・湯谷・山佐鉦山本坑付近で観察される。

奥田原から大東町上久野にかけて、本岩は優黒色の巨大な捕獲岩を多量にとり込んでいる。捕獲岩の占める割合は、多いところで約60%にも達する。捕獲岩を埋める部分は、主に本岩の主岩相で、アプライト質や石英の斑晶により斑状組織を示すものからなる。またペグマタイトやアプライト細脈などをしばしば含む。

鏡下では半自形一粒状組織を示す(図版XXIII-2)。構成鉱物は斜長石(31~40%)・カリウム長石(25~39%)・石英(24~39%)・黒雲母(1~2%)およびその他(1%以下)よりなる(第4表)。三成一横田地域の本岩体中心部は(たとえば6510-132)、斜長石(19%)・カリウム長石(35%)・石英(44%)・黒雲母(2%)・その他(1%以下)であり、本調査地域のものより一般にやや珪長質である。斜長石は灰曹長石成分、柱状の自形結晶で、しばしば累帯構造を示す。周縁部がとくにカリウム長石と接する場合に曹長石質



第 7 図 大東花崗閃緑岩と横田花崗岩の斜長石-カリウム長石-石英容量比  
Modal plagioclase-potassium feldspars-quartz of Daito granodiorite and Yokota granite.

である。カリウム長石は半自形~他形で、一般に葉片状パーサイトで、大きな結晶ほど曹長石の葉片も大きくなる傾向がある。ときには ALLING (1938) の分類による Replacement 式のパーサイトもある。カリウム長石は斜長石をしばしば交代する。石英は他形で、自形の長石結晶の間を埋める。液体包有物は一般に少ない。黒雲母は自形で、部分的に緑泥石となる。その他微量の不透明鉄鉱物・燐灰石・榍石・ジルコンなどがある。

本岩体中には、広瀬町輯屋谷と西谷付近に、少量の輝水鉛鉛を含むペグマタイト質石英脈の露頭が存在する。

### II.1.3 鉱床帯中の小岩体

#### 1) 片状ホルンフェルス (Hfs, 金成)

大東地域には片麻岩様の小岩体が分布する。これは2つに分けられ、いずれも一般には片麻岩と呼ばれる岩相を示すが、一部(神谷入口の採石場付近)には微細なホルンフェルスがあるため、これらは全体として広域変成岩起源であると考えられるよりもループの岩石が再結晶した岩石とみなしうる。この意味でこの報告ではホルンフェルスの名称が使われた。片状ホルンフェルスは大東町清田のいぶり谷から蓮華寺の麓にかけて細長く分布する小岩体である。これは滝本ほか(1965)の金成ホルンフェルスに相当するらしい。清久神谷坑内とその周辺にも小露出がある。

本岩は全般に弱い片状構造を示し、片理面は不規則に乱れている。堤迫では $N65^{\circ}E-40^{\circ}NW$ で、本岩の分布方向にほぼ一致し、橋木谷では大東花崗閃緑岩の近くで接触面にほぼ平行な $N70^{\circ}E-60^{\circ}NW$ 、離れるに従い $N70^{\circ}W-40^{\circ}SW$ 、 $N80^{\circ}E-30^{\circ}SE$ 、蓮華寺花崗閃緑岩の近くで $N65^{\circ}W-80^{\circ}SW$ となる。金坂谷で $N20-40^{\circ}W$ 、 $18-25^{\circ}NE$ 、鉢尾ヶ谷で $N72-85^{\circ}W$ 、 $55-90^{\circ}NE$ である。

本岩相は細粒の砂岩様外観を呈し、少量の黒雲母を伴う(図版VII-1)。構成鉱物の多くは0.5mm以下、その中に5mm径までの斑状変晶状の石英がある。

鏡下ではグラノプラスチック組織を示し(図版XXIV-1)、多い順に、石英・斜長石・カリウム長石・黒雲母などからなる。石英は粒状で液体包有物は少ない。斜長石は半自形または自形短柱状で、累帯構造を示さず、灰曹長石成分である。少量の半自形のカリウム長石は周縁を他の再結晶珪長鉱物により交代されている。多くのカリウム長石は他形で他の鉱物間隙を埋め、幅0.5~1cmの特定の部分に集まる傾向がある。その部分以外のカリウム長石は微量で、それは黒雲母と共生する傾向がある。黒雲母は $Z \approx Y = 褐 \sim 赤褐色$ 、片理面に並ぶ。部分的には緑泥石化をうける。副成分鉱物は微量の燐灰石・黄鉄鉱・赤鉄鉱・ジルコンなどである。

本岩のある部分は、幅1m以下の範囲に、紅柱石・スピネル・白雲母・赤褐色黒雲母・緑泥石・黄鉄鉱などを含む(図版VII-2)。これについては後述する。

以上の野外と鏡下観察および後述の化学的性質などから、本岩は砂岩・頁岩・凝灰岩互層を原岩とする再結晶岩で、原岩は古生代末期の非広域変成堆積岩と思われる。豊生鉱山における石灰岩質岩石の産出は、三群変成岩のような広域変成岩を原岩に想定することは多分に不都合で、著しい岩質の不均一性から白亜紀の火山岩類に原岩を求めることも困難なようである。再結晶時における原岩の化学的性質の相違から紅柱石などの変成鉱物は主として生じたものと思われる。

#### 2) 片麻岩状ホルンフェルス ( $156bGds_8$ または Hgs, 磨石山)

本岩は蓮華寺以南、磨石山西側の山麓に分布する小岩体である。これは山本(1954)の磨石山片麻岩状混成岩に相当する。片状ホルンフェルスと川井混成岩との接触部は露出していないが漸移するものと思われる。

本岩には弱い片状構造が発生する。それは走向 $N5-25^{\circ}E$ 、傾斜 $50-75^{\circ}NW$ で、部分的には東に傾斜する。この走向は本岩体の延びと大東花崗閃緑岩との境界の方向とにほぼ一致する。

本岩は細粒(IC指数=124~169)で、最大径5mmの円形の石英斑状変晶を除けば、各鉱物はともに径0.5mm以下である(図版VIII-1)。所により原岩のレリクトと思われる径3cm以下の頁岩質の包有物があり(図版VIII-2)、その周囲には幅1cm以下の珪長鉱物や紅柱石・柘榴石・スピネルなどの変成鉱物に富む反応縁がある(図版XXVI-1,2)。またこれら変成鉱物の斑点を持ったり、あるいは堇青石(?)・白雲母・黒雲母・緑泥石などが石英と長石類とを周辺に伴って脈状を呈することがある(図版VIII-3)。

鏡下ではグラノプラスチック組織を示す(図版XXIV-2)。少量の自形の斜長石と丸味をおびた石英が斑晶状に存在する。構成鉱物は斜長石(51~57%)・カリウム長石(4~10%)・石英(26~33%)・黒雲母(6~8%)・不透明鉱物(1%前後)などである(第5表)。斜長石は累帯構造を示すことは非常にまれで、灰曹長石成分である。集片双晶を持たない粒状の斜長石が多く認められる。石英と黒雲母の微晶が双晶面に沿ったり、不規則に入り込むことがある。

カリウム長石は半自形~他形で、パーサイト構造を示すことは非常に少ない。カリウム長石の微粒の結晶が曹長石・石英の微晶と共に各鉱物間を埋めることがある。石英は常に他形で、カリウム長石と共生することが多い。斑晶状に成長する場合は自形の単結晶をしばしば包有する。黒雲母は自形~半自形で、川井混成

第 5 表 磨石山片麻岩状ホルンフェルスと蓮華寺花崗閃緑岩の鉱物容量比と粒度  
 Modal composition and grain size of Togi'ishiyama gneissose hornfels  
 and Rengeji granodiorite.

Units	Sam. No.	Pl	Kf	Qz	Bt	Sph	Others	Kf+Qz	Maf.tot.	Meas. pts.	IC No.
150bGds <sub>9</sub> (磨石山)	6412-3	57.3	8.0	26.1	7.5		1.1	34.1	8.6	2918	169
	6412-4	53.8	4.2	33.0	8.0		1.0	37.2	9.0	2899	166
	60 F-40	51.2	8.8	32.4	6.4		1.2	41.2	7.6	1655	164
	6412-5①	51.0	10.3	30.8	7.1		0.8	41.1	7.9	2771	124
57bGd <sub>5</sub> (蓮華寺)	6412-12	57.1	8.6	26.4	6.9	0.1	0.9	35.0	7.9	2832	56
	5908-429	50.9	20.1	25.8	2.2		1.0	45.9	3.2	1534	60
	6412-11	50.0	11.7	33.5	4.0		0.8	45.2	4.8	2734	64
	65 H Y-1①	49.4	16.0	27.4	6.8		0.4	43.4	7.2	2581	60
	60 F-23	48.7	15.4	28.6	5.5		1.8	44.0	7.3	1444	78
	6506-14	48.7	21.9	25.6	3.1		0.7	47.5	3.8	1993	55
	60 F-20	46.3	15.3	34.5	3.3		0.6	49.8	3.7	1646	52
	6506-25	46.1	19.2	29.9	4.1		0.7	49.1	4.8	2594	60
	6506-15	45.4	20.5	27.3	6.3		0.5	47.8	6.8	2507	60
	60 F-10	25.3	21.1	27.1	5.4		1.1	48.2	6.5	1642	43
	5908-434	42.3	15.9	35.9	5.2		0.7	51.8	5.9	1738	42
	60 F-17	42.2	24.3	31.4	1.7		0.4	55.7	2.1	2226	57
	60Dt-502*	13.4	40.4	33.4	10.0		2.8	73.8	12.8	1452	144

\* Xenolith, a gneissose rock.

岩に近い所では Z ≡ Y = 帯緑褐色のものもあるが、一般には Z ≡ Y = 赤褐色である。緑泥石化はまれで緑簾石化はさらにまれである。その他の鉱物として、微量の柘榴石が黒雲母分離の過程で認められ、X線解析によって確認された。局所的な脈状部分に少量の白雲母と柘榴石があり、普遍的に少量の黄鉄鉱・磁鉄鉱・榍石・燐灰石・ジルコン・赤鉄鉱などが産出する。

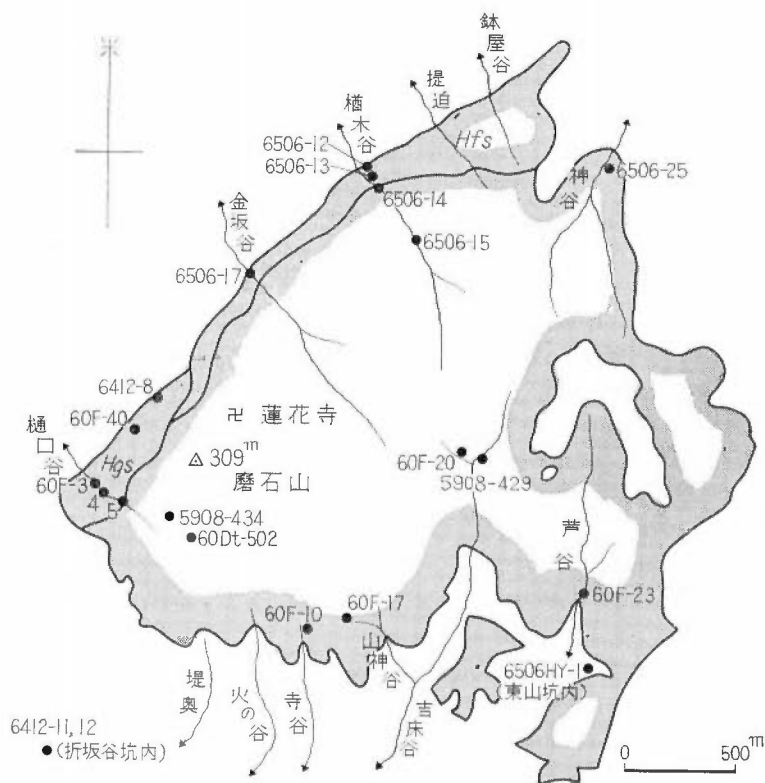
本岩は片状ホルンフェルスと同様な産状を示すから、おそらく同岩と類似の成因を有するものと思われる。しかし、片状ホルンフェルスと相違して岩質は均一で、石英に富む花崗閃緑岩質である。その原岩は均質なデイサイト質凝灰岩を主としたものであったと考えたい。

本岩の蓮華寺花崗閃緑岩側の周縁部には、輝水鉛鉱-石英脈が分布し、鉦押しで10mほど探鉱された。

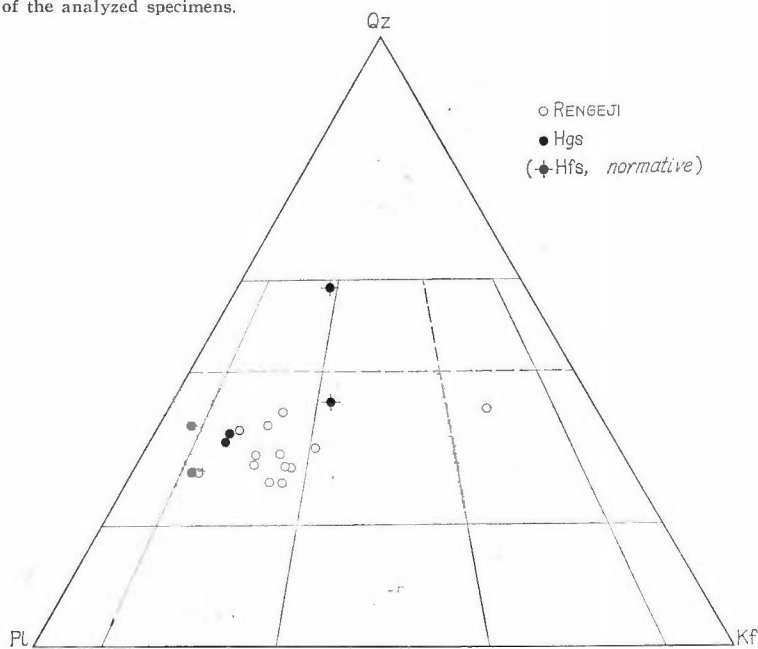
### 3) 粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (57bGd<sub>5</sub>, 蓮華寺)

本岩は(図版IX-1)、約3km (E-W) × 2.5km (N-S)、ほぼ3角形の分布を示す(第9図)。これは山本(1954)の蓮華寺花崗岩に相当する。片状ホルンフェルスおよび片麻岩状ホルンフェルスに漸移し、両岩類を捕獲する(図版IX-2)。後述の川井混成岩をも捕獲し、同岩中に本岩に類似する黒雲母花崗閃緑岩脈が貫入する。

本岩は一般には粗粒( I C 指数=42~78)の黒雲母花崗閃緑岩であるが(第10図)、北西縁の片状ホルンフェルスと接する付近では紅柱石含有両雲母-文象質花崗閃緑岩が幅約25mにわたって分布する。紅柱石・白雲母・黒雲母・堇青石(?)などは径1cm以下の斑点状に集合し、周囲に珪長鉱物からなる反応縁を持つ。この文象質部と本岩との間には紅柱石含有黒雲母花崗閃緑岩(図版XI-3)がある。紅柱石(図版XXVII-2)は雲母類と共に産し、原岩の頁岩質岩が認められる場合にはその周辺に発達する傾向がある。



第 9 図 片状ホルンフェルス・片麻岩状ホルンフェルス・蓮華寺花崗閃緑岩の分布と分析試料の位置  
 Distribution of schistose hornfels, gneissose hornfels, and Rengeji granodiorite with location of the analyzed specimens.



第 10 図 片麻岩状ホルンフェルスと蓮華寺花崗閃緑岩の斜長石-カリウム長石-石英容量比  
 Modal plagioclase-potassium feldspars-quartz of the gneissose hornfels and Rengeji granodiorite.

片麻岩状ホルンフェルスとの接触部近くの本岩は、片麻岩状ホルンフェルスよりも粗粒（石英径7mm以下、黒雲母径1mm以下）であって、黒雲母量は減少し、片状構造は弱くなる。両ホルンフェルス岩体をさらに離れると粒度はより粗くなり、石英は8mm×1cm程度の楕円形～不規則円形の結晶に成長し、全体として弱い斑状構造を示すようになる。黒雲母は微細な結晶の集合体としてのみ存在する（図版XXVII-1）。この点は本岩の特徴の一つであり、この地域のいわゆる火成起源の花崗岩中の鱗片状黒雲母とは明らかに異なった産状である。径数cm以下でレンズ状にややのびる捕獲岩がしばしば認められ、それは片麻岩状ホルンフェルスに酷似しており、そのもっとも消化の進んだものが上記の微細な黒雲母の集合体となったものと思われる。

岩体中心部の山神谷上流より吉床谷上流にかけては、上記の岩相より石英斑晶の粒度を減じ（径7mm以下）、黒雲母は径2mmまでの鱗片状のものがあらわれ始める。これが主岩相で、最も広く分布している。ホルンフェルスより最も離れる清久・東山鉱山付近ではこの傾向がさらに強まり、優白花崗岩複合体中の諸岩石に移行する。本岩中には小規模なアプライトやペグマタイト質脈がみられる。

鏡下における本岩は半自形～不等粒状組織を示す。主成分鉱物は斜長石(42～51%)・カリウム長石(15～24%)・石英(26～36%)および黒雲母(2～7%)・その他(1%前後)である。斜長石は自形～半自形、灰曹長石成分である。まれに累帯構造を示す。ときに懸滴状石英を包有する。一部の結晶は周縁部が曹長石質となり、またカリウム長石と石英に交代され、ミルメカイトを周辺に持つことがある。カリウム長石は半自形～他形で少量がパーサイト、ごく少量が微斜長石構造を示す。カリウム長石は一般に石英・黒雲母・斜長石などの微晶を含むことがある。

石英は一般に他形で他鉱物間隙を埋め、一部は集斑晶状に集合し、この場合にはカリウム長石を包有することがある。このことは、これら石英斑晶が本岩形成の早期に晶出したものでなく、後期に晶出し、一般の斑晶と異なることを暗示している。また懸滴状石英が斜長石中にあかかも離溶生成物状にみられることがある。黒雲母は自形～半自形でZ≒Y＝帯緑褐色である。微晶の集合体の黒雲母はモザイク石英や斜長石と共生し、苦鉄質包有物の消化残存物と思われる。黒雲母は燐灰石の微晶をしばしば包有する。副成分鉱物には榴石・燐灰石・不透明鉱物・ジルコンなどがあり、黒雲母と共に産出することが多い。

無秩序に摘出された片麻岩状ホルンフェルスに近い本岩中の片状構造を持つ捕獲岩は(60Dt-502, 第5表)斜長石(13%)・カリウム長石(40%)・石英(33%)・黒雲母(10%)・その他(3%)の組成を持つ。これはカリウム長石と黒雲母に富むことを特徴とし、その原岩はKに富み、Mg・Feにも乏しくない堆積岩であったと考えられる。

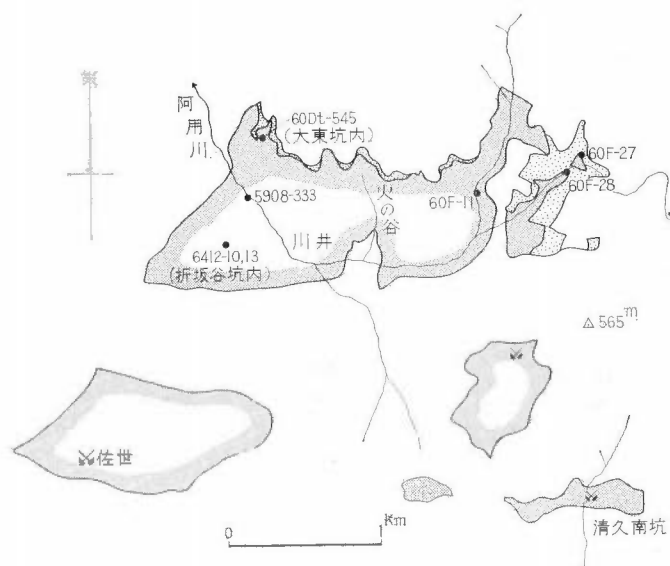
本岩は全体として、片状ホルンフェルスと片麻岩状ホルンフェルスと同一起源の岩石を、優白花崗岩複合体と同様な珪長質マグマが注入・同化して生じたものと思われる。その根拠の1つはホルンフェルスを基点とする捕獲岩の分布と岩相の変化である。山本(1954)は岩相変化上の根拠の一つ、黒雲母がホルンフェルス側で細粒集合体であることを、大東花崗閃緑岩の進入による熱的な影響と考え、筆者と考えを異にしている。

本岩の周縁部には清久の一部・東山の一部・大東火の谷の一部・大東本山の一部などの数多くの鉱脈、清久神谷坑の鉱脈群、およびその他の小鉱脈があって、本岩は重要な母岩の1つである。

#### 4) 細粒閃雲混成岩 ( $_{132}b/h$ Gd<sub>11</sub>, 川井)

本岩は川井付近の阿用川に沿って、最大長約2km(E-W)、最大幅約1km(N-S)の岩体である(第11図)。ほかに類似の小岩体が下久野、山佐地域などに分布する。これは山本(1954)の川井基性混成岩に相当する。本岩体西端の大東鉱山近くでは、少なくとも深さ250mまで本岩は続き、東部の清久鉱山付近では厚さ160～180mであることが試錐により知られている。吉床谷の隆起部のように部分的には凹凸に富むが、全体としては比較的偏平な岩体と思われる。本地区南部の日登の赤目砂鉄の母岩である類似の岩体も偏平な形を有しているようである。

清久鉱山内で本岩の下位の岩石は、本岩を部分的に捕獲岩として取り込むアプライトが主体であり、そのほか径4mm程度の石英斑晶をもつ斑状アプライト、石英とカリウム長石からなるペグマタイト質岩相、石英と長石の斑晶をもつ文象質花崗斑岩などからなる。いずれも優白質な岩相であり、これらは厚さ約100mほ



第 11 図 川井混成岩と優白花崗岩複合体の分布と分析試料の位置  
Distribution of Kawai hybrid and leucogranite-complex (dotted area) with location of the analyzed specimens.

ど確認されている。この関係は大東一下久野地域で観察される本岩と下久野アプライトおよび大内谷花崗岩との関係に似ている。

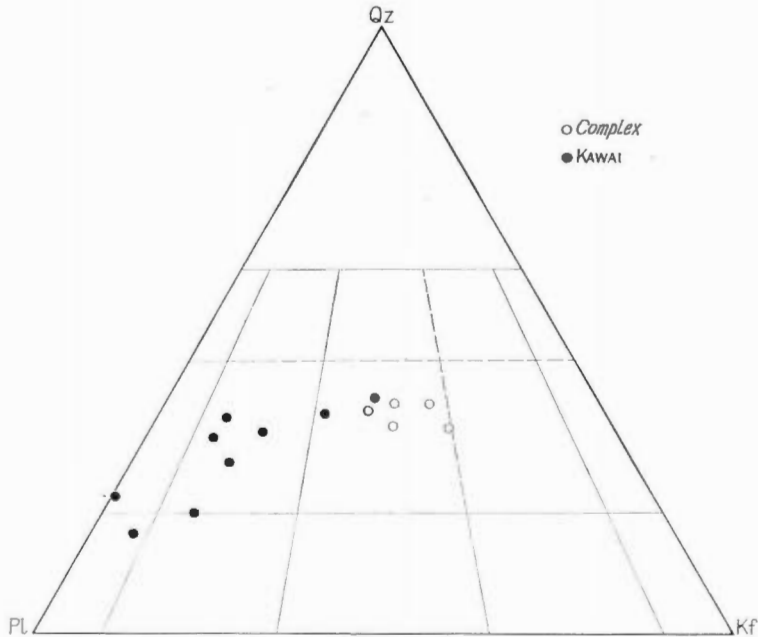
本岩は一般に暗黒色緻密な岩相を示すが岩相変化が激しく、径 1 mm 以下の苦鉄質な部分と、これを埋めるより珪長質な部分とからなる (図版 X-1, 2)。もっとも苦鉄質な岩相 (閃雲石英閃緑岩質) は一般に細粒で、構成鉱物が径 1 mm より大きく成長することはまれである。しかし時には斜長石が  $3 \times 5$  mm まで、角閃石が長さ 4 mm 程度の長柱状結晶までに成長する。主岩相は閃雲花崗閃緑岩質で、角閃石を欠くことが多い。一般に径 4 mm までの石英と  $3 \times 6$  mm までの斜長石の存在による弱い斑状組織を示し、それを石英・カリウム長石・黒雲母の微粒結晶が埋める。

もっとも珪長質な岩相は黒雲母花崗岩質で (第 12 図)、同じく細粒、石英 (径 5 mm 以下) と黒雲母 (径 1 mm 以下) および斜長石の斑晶のために弱い斑状組織を示している。部分的にアプライト細脈が貫入する (図版 XI-1, 2)。岩体全体を通じて本岩は、本岩体西部 (川井部落付近) で苦鉄質、東部 (奥川井の清久・東山鉦山付近) で珪長質である。立体的には本岩体の中心部から見かけ上位、すなわち蓮華寺花崗閃緑岩に向かって同様な傾向がやや認められる。

鏡下では、本岩は苦鉄質な部分が全自形～半自形粒状組織を示し (図版 XXVIII-1)、それを埋める珪長質な部分が半自形～粒状または全他形～粒状組織を示す。部分的には火山岩様の組織も認められる (図版 XXVIII-2)。本岩体西端の大東鉦山～大東折坂谷坑付近には苦鉄質で、完晶質組織を示す本岩も存在する。構成鉱物は斜長石 (31～64%)・カリウム長石 (0.3～29%)・石英 (13～37%)・角閃石 (0～9%)・黒雲母 (2～14%)、ほかに榍石 (1% 以下)・不透明鉱物 (1～2%) などである (第 6 表)。

斜長石は自形～半自形で、短冊状斜長石はとくに曹長石化をうけ、集片双晶が不明瞭となることが多い。柱状で粗粒の結晶には累帯構造がみられることがある。成分は中性長石～灰曹長石である。周縁部がしばしば石英とカリウム長石により交代されている。カリウム長石は半自形～他形で、比較的粗粒の少量のものが微パーサイト構造を示す。少量のミルメカイトがあり、おもに斜長石の周辺の間隙を埋めている。石英は他形でつねに他鉱物間隙を埋め、ときに少量の液体包有物を含んでいる。

角閃石は淡緑色、消光角は  $20^\circ$  以下、しかし X 線廻折では普通角閃石の回折線を画く。おもに半自形、長



第 12 図 川井混成岩と優白花崗岩複合体の斜長石-カリウム長石-石英含量比  
Modal plagioclase-potassium feldspars-quartz of Kawai hybrid and leucogranite-complex.

柱状結晶で、少量の短柱状や粒状の集合体がある。ときに黒雲母と共に産出し、その周辺に集まることが多い。黒雲母は自形～半自形で、 $Z \approx Y$  = 帯緑褐色である。しかし、清久南坑の母岩の一部には変成鉱物と共存する黒雲母に特徴的な赤褐色黒雲母もある。楣石はX線回折で同定されていないが鏡下の性質から楣石と思われ、おもに苦鉄鉱物に伴われる。楣石のあるものは不透明鉱物（磁鉄鉱）の周囲に薄い皮殻としてみられる。本岩中の楣石の量は他の類似岩質の岩石、たとえば大東花崗閃緑岩にくらべて多い。不透明鉱物は磁鉄鉱がおもである。

本岩の珪長質部では、いわゆる花崗岩組織の部分が多くなり、組成上カリウム長石と石英とが増し、淡綠色角閃岩がなく、黒雲母、楣石および磷灰石の量が減少する。

野外観察・鏡下観察・後述の化学的性質などから、川井混成岩は閃緑岩～斑岩質の苦鉄質火成岩類がまず広域的に弱い破壊作用を受け、ついで珪長質マグマの注入を幅広い温度圧力条件下でうけて生じたものと考えられる。安達（1967）は東山鉦山吉床立入坑道 310m 付近の片状構造を有するやや珪長質な本岩を、花崗岩化作用の過程において原岩に近いものと考え、本岩の原岩を筆者のような苦鉄質火成岩に想定していない。

この岩石は幅 30cm 程度の縞状構造の著しい部分から周囲に片状構造を弱める。鏡下ではカリウム長石と黒雲母とが片状部分の中心部で増加し、黒雲母は破砕帯と同方向の小割目に沿って伸長し（図版XXXIII—1, 2）、肉眼的な片状構造の原因を構成する。また、破砕帯と同系列の節理・黒雲母脈・アプライト脈も付近に認められる。以上から、この片状岩石は川井混成岩中の破砕部に沿う鉦化作用より早期の  $K^+ > Si^{4+} \cdot Na^+$  の添加によって生じた岩石と理解する方がよいと筆者は考える。この解釈に立つと、U・Th が原岩の変形・変質度と比例的に増加する事実（石原ほか、1969）も説明しやすい。

本岩は重要な鉦床母岩の一つで、とくにその最上部付近には大東本鉦および栄光鉦・清久尻 4 号および蕪淵鉦・東山大延 3 号鉦の一部など、この地域のもっとも優勢な鉦脈群のほか、大東火の谷の一部・清久大延新鉦・その他の諸鉦脈がある。これらの鉦床よりやや離れて大東折坂谷・清久南坑・清久峯山などの鉦脈も本岩中に分布する。



第 6 表 川井混成岩, 優白花崗岩複合体, 山佐優白花崗岩, 下久野アプライト, 大内谷花崗岩  
およびアプライト斑岩の鉱物容量比と粒度

Modal composition and grain size of Kawai hybrid, leucogranite-complex, Yamasa  
leucogranite, Shimokuno aplite, O'uchidani granite, and aplite porphyry.

Units	Sam.No.	Pl	Kf	Qz	Hb	Bt	Mus	Sphene	Others	Kf+Qz	Maf.tot.	Meas. pts.	ICNo.
132b/hGd <sub>11</sub> (川井)	6412-10①	64.0	0.3	19.0	0.4	14.2		0.4	1.7	19.3	16.7	2917	227
	6412-13	60.8	4.9	13.1	9.5	8.6		0.9	2.2	18.0	21.2	2736	164
	60F-11	56.4	11.3	17.1	6.8	5.4		0.8	2.2	28.4	15.2	2844	128
	60Fb-61	54.0	9.3	30.1		5.8			0.8	39.4	6.6	1340	110
	60Dt-545	51.4	12.2	25.0		10.0			1.4	37.2	11.4	2408	129
	5908-333	49.8	9.8	32.7		6.3		0.1	1.3	42.5	7.7	1916	107
	6412-10②	46.2	15.3	30.9		6.3		0.2	1.1	46.2	7.6	2485	118
	60F-28	37.4	22.6	33.6		5.5			0.9	56.2	6.4	2735	123
60F-27	30.5	29.2	37.4		2.1			0.8	66.6	2.9	3097	85	
137b/mG <sub>2</sub> (複合体)	5908-241	32.6	29.2	35.2		2.3	0.2		0.5	64.4	3.0	1990	121
	60Fb-76	31.2	34.7	33.5		0.1			0.5	68.2	0.6	2170	215
	6506HN-1	28.4	32.9	36.7		1.1	0.5		0.4	69.6	2.0	2387	118
	5908-255	23.9	38.4	37.1		0.1			0.5	75.5	0.6	2257	106
	65SK-4①	23.0	41.4	33.0		1.9	0.2		0.5	74.4	2.6	2767	126
67Fb-63*	21.7	41.4	36.1		0.5				0.3	77.5	0.8	2325	137
100b/mG <sub>2</sub> (山佐)	5907-64	39.8	25.5	31.6		2.5			0.6	57.1	3.1	2026	
	5908-311	37.6	27.3	31.8		0.8	1.6		0.9	59.1	3.3	2021	221
	5907-33	31.8	32.3	34.3		1.1			0.5	66.6	1.6	1971	89
	6506-5	28.8	30.0	39.0		0.9	0.7		0.6	69.0	2.2	3209	89
	5907-135	27.7	32.7	38.1			1.0		0.5	70.8	1.5	1634	85
	5907-145	26.6	33.2	38.5			1.4		0.3	71.7	1.7	1477	40
	5907-70	25.8	37.0	36.4		0.4			0.4	73.4	0.8	1895	88
	5907-40	25.4	36.2	37.7		0.6			0.1	73.9	0.7	1123	69
	5907-67	24.2	36.1	38.7			0.6		0.4	74.8	1.0	1926	121
	5907-162	20.4	42.0	36.1		1.1			0.4	78.1	1.5	2303	101
102bG <sub>1</sub> (下久野)	5908-321	31.9	35.7	30.1		2.1			0.2	65.8	2.3	1346	80
	6506-4	26.3	38.2	34.4		0.7			0.4	72.6	1.1	2931	130
	5903-SS3	26.0	40.0	32.7		0.8			0.5	72.7	1.3	2013	69
	5907-170	24.7	38.0	36.7		0.1	0.1		0.4	74.7	0.6	2423	131
	5907-174	23.7	37.0	38.3		0.8			0.2	75.3	1.0	2507	89
	5908-335	23.7	41.0	34.5		0.4			0.4	75.5	0.8	2561	121
	5907-173	22.8	41.3	35.4		0.4			0.1	76.7	0.5	1939	95
	5908-307**	17.0	47.9	34.1		0.7				0.3	82.0	1.0	1075
57b/hGp <sub>4</sub> (大内谷)	5907-165	53.4	20.1	20.8	1.4	3.1			1.2	40.9	5.7	2069	79
	6506-28	48.6	22.5	25.8		2.6			0.5	48.3	3.1	2536	83
	60F-15	41.2	21.5	31.3		4.9			1.1	52.8	6.0	2448	113
	6506-1	38.3	32.0	28.6		1.0			0.1	60.6	1.1	2405	42
	5908-336	22.5	29.0	45.9		2.4			0.2	74.9	2.6	2074	47
41bGp <sub>1</sub>	5908-315	21.5	38.4	39.5		0.3			0.3	77.9	0.6	2245	64

\* Aplite, different from the other five samples. Taken from a drill hole at the Seikyū mine.

\*\* Dikelet aplite from the Sase mine.

### 5) 細粒優白花崗岩複合体 ( $_{137}b/mG_2$ )

蓮華寺花崗閃緑岩の見かけ下位, 川井混成岩の見かけ上位には, ほぼ水平に, 粗粒黒雲母花崗閃緑岩(蓮華寺相当)・細~中粒黒雲母優白花崗岩~両雲母優白花崗岩・アプライト・細~中粒黒雲母花崗岩(川井混成岩の珪長質相)・捕獲岩状の川井混成岩などが分布する。各岩体は小規模なものなので単位として取扱い, 蓮華寺花崗閃緑岩がその均質性を失い始める所から川井花崗閃緑岩本体の上限までを, 優白花崗岩複合体と呼ぶ。

本岩体は蓮華寺花崗閃緑岩の南縁をほぼ等高線沿いに分布している(第11図)。西端の大東鉱山付近では見かけの厚さは約20mまで, 東縁の清久一東山鉱山付近では約150mまで厚くなる。これは山本(1963)が大東一火の谷鉱床付近の調査をもとに呼んでいる酸性混成岩にほぼ一致するが, 清久一東山鉱床付近の本鉱床地域ではこの岩体がやや厚く発達し, 岩質が多様性をおび, 酸性混成岩は本複合体の一部といえる。

本岩体中の各岩相の見かけの上下関係は, 概略的に上から蓮華寺花崗閃緑岩相・優白花崗岩相(図版XXIX-1), この両者中に塊状~不規則脈状のアプライト相, 下位に川井混成岩相がある。各岩相は明瞭に境される場合が多いが一部は漸移的に変化する。

蓮華寺花崗閃緑岩は複合体では主岩相の特徴を失い, 組成は花崗岩質に近く, 粒度を減じ, 黒雲母は鱗片状となる。優白花崗岩相は少量の丸味をおびた石英と黒雲母を斑晶に持つ。川井混成岩を捕獲岩としてしばしばとり込み, それを埋める。捕獲岩は不消化の径数mm~数十cmの苦鉄質捕獲岩(川井混成岩の原岩と同一)からやや珪長質な中間的な成分のものまでである。この捕獲岩の多い部分の外観は礫岩様で(図版XII-1, 2), これは清久鉱山でボール・ゾーンと名付けられた(出納・石原, 1966a)。アプライトの構成鉱物は1mm以下である。

各岩石の鏡下の性質は類似の単一岩体の項目で説明されているので省略する。鉱床母岩であるために, 全般的に弱い熱水変質をうける。鉱物容量比は第6表の通りである。

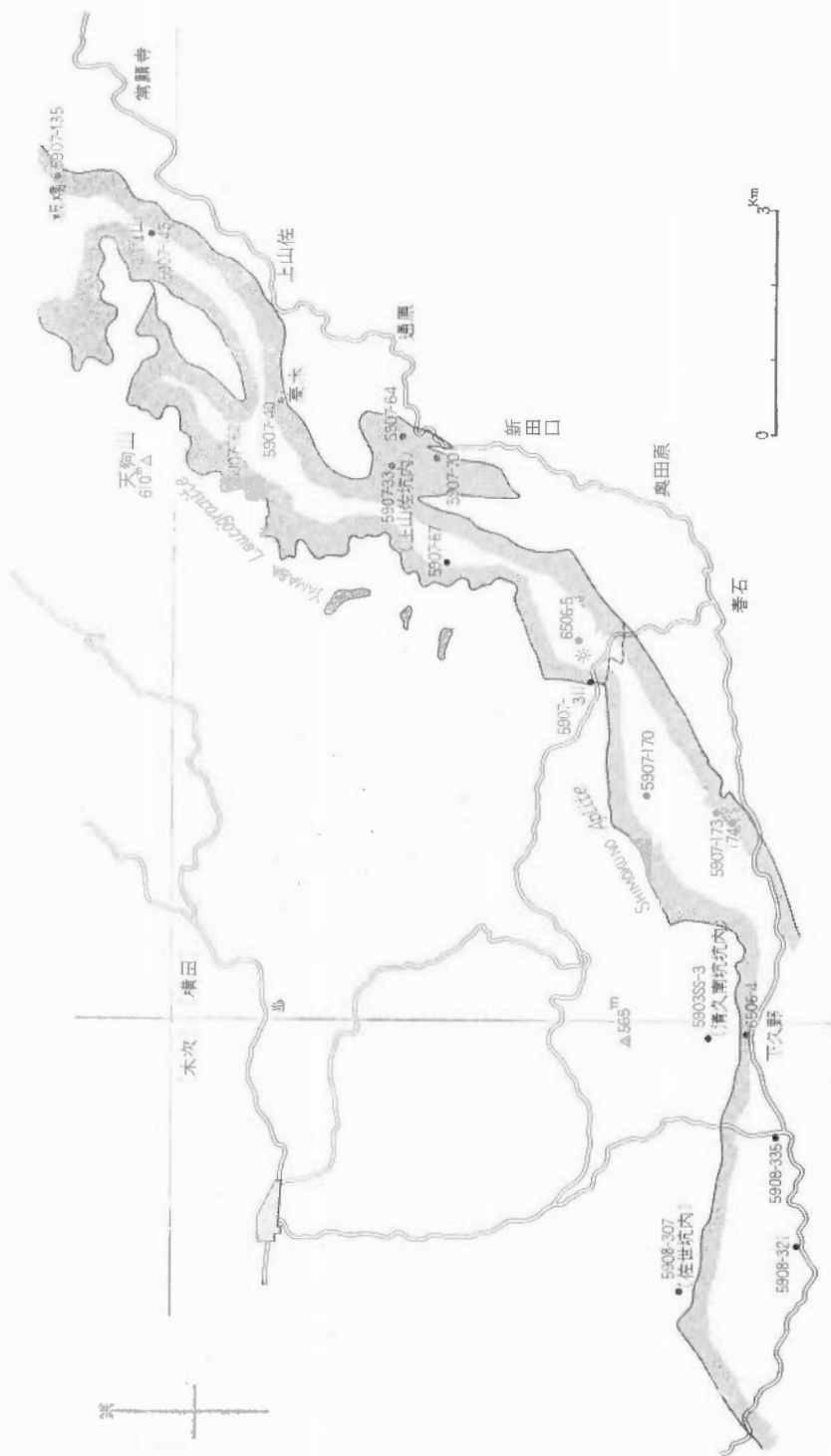
本複合体中の諸岩石は重要な鉱床母岩で, 清久本山の尻地区・東山大延・大東火の谷・大東本山の一部などの鉱脈群の多くの部分はこの中に胚胎されている。一般に緻密質アプライト中では鉱脈は劣化する。

### 6) 中粒両雲母優白花崗岩 ( $_{100}b/mG_2$ , 山佐)

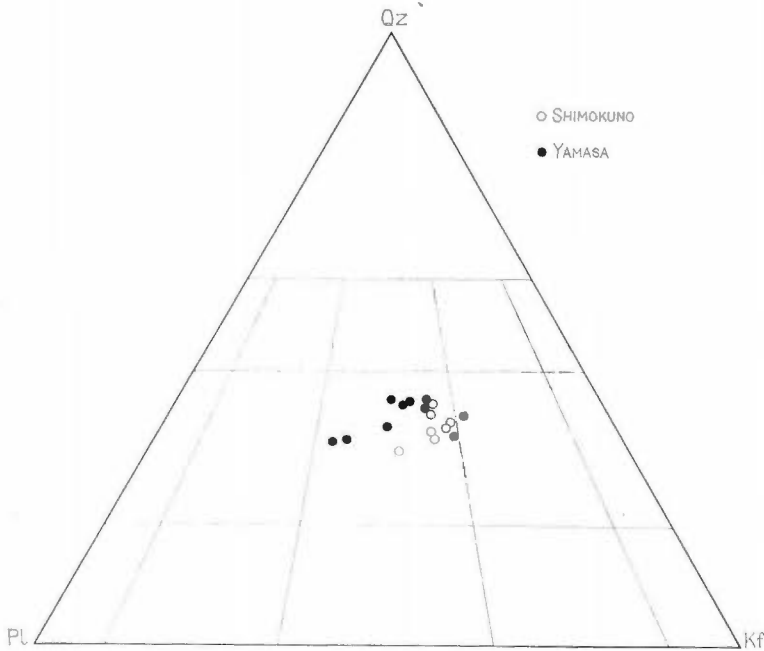
本岩は山佐地域に東北東にのびる分布を示す(第13図)。その北西部は新第三系の火山岩類に覆れる。本岩は細~中粒で, 径7mm以下の不規則塊状の石英と5×9mm以下のカリウム長石および斜長石の斑晶の存在から, 弱い斑状組織を示すことが多い。所によっては粗粒相, 極微粒相などがある。数cmの範囲で微文象質とペグマタイト質の岩相をしばしば示す。本岩は優白色で, 苦鉄鉱物に乏しい。局部的によく消化された捕獲岩が散点する。弱い熱水変質(粘土化作用)を全般的に受けている。既述の川井混成岩類似の捕獲岩が局部的にあり, 湯谷では捕獲岩の多い所が幅約600mにわたっている。その分布は東北東にのび, この方向は本岩と横田花崗岩との接触部にほぼ平行している。

鏡下では一般に半自形粒状組織を示すが岩体の一部では全他形粒状および微文象の組織を示している。構成鉱物は斜長石(20~40%)・カリウム長石(26~42%)・石英(32~39%)・黒雲母(0~3%)・白雲母(0~2%)およびその他(1%以下)である(第6表)。斜長石は自形~半自形の灰曹長石で累帯構造を示すことはまれである。カリウム長石と接する場合に周縁部が曹長石質である。ときには曹長石・ミルメカイト・微斜長石などが球顆状に斜長石の周辺部や他鉱物との間を埋めて存在する。カリウム長石は自形ないし他形, 一般には半自形の結晶である。ほとんどつねにパーサイト構造を示す。少量のInterpenetrating式のものがある。石英は一般に他形で, 結晶の内部に液体包有物が散点する。雲母類は自形~半自形で, 黒雲母はしばしば緑泥石に変質している。その他微量の不透明鉱物・柵石・燐灰石・褐簾石などがある。

湯谷付近に分布する捕獲岩の構成鉱物は多いものから斜長石・石英・淡緑色角閃石・黒雲母・不透明鉱物・カリウム長石・柵石からなる。部分的には淡緑色角閃石を欠き, カリウム長石を増している。組織はドレライト様で, 拍子木状斜長石が方向性(原岩の流理構造と思われるもの)を示す(図版XXVIII-2)。部分的には全自形粒状組織である。斜長石は一般に長柱状, 一部に短柱状のものもある。斜長石の周縁部から中核にかけて曹長石化が著しく, その集片双晶はぼかされている場合が多い。結晶の中核部は中性長石( $An_{46}$ )である。石英は常に他形で, 少量のミルメカイトとカリウム長石とともに斜長石を交代し, あるいは埋めて



第 13 図 山佐彦白花崗岩と下久野アプライトの分布と分析試料の位置  
 Distribution of Yamasa leucogranite and Shimokuno apite with location of the analyzed specimens.



第 14 図 山佐優白花崗岩と下久野アプライトの斜長石-カリウム長石-石英容量比  
Modal plagioclase-potassium feldspars-quartz of Yamasa leucogranite and Shimokuno aplite.

存在する。角閃石は主に長柱状淡緑色で、消光角が小さい。部分的に黒雲母に変質している。ほかに自形の黒雲母がある。黒雲母は  $Y \approx Z$  = 帯淡緑褐色で、部分的に緑泥石に変質している。以上のほかに、不透明鉱物と楣石が苦鉄鉱物に伴われている。上山佐鉱床付近に分布する捕獲岩は上記のものにくらべて角閃石を欠き苦鉄鉱物は黒雲母のみである。その黒雲母は茶褐色で、大東地域の片麻岩状ホルンフェルスのそれに似ている。また楣石が減少する。

山佐・上山佐・高木・岩倉谷・天狗などの山佐地域のモリブデン小鉱床はすべて本岩中に胚胎され、とくに横田花崗岩との接触部に近い所に多い。広瀬の富田鉱床も本岩を母岩とする。

#### 7) アプライト ( $_{102}bG_1$ , 下久野)

本岩は下久野付近を東北東にのびる細長い岩体 (約  $1.4 \times 3$  km) で、山佐優白花崗岩の西南西延長上にあたる。これは山本 (1954) の下久野半花崗岩に相当する。本岩は山佐優白花崗岩よりカリウム長石にやや富み (第14図)、またアプライト組織や文象組織を示す部分が多いが、分布や岩相に類似性が多く広域的には山佐優白花崗岩と同一に扱ってよいものである。清久鉱山付近で川井混成岩下位の同質岩 (図版XXIX-2) も、このアプライトと同一成因に基づくものと思われる。本岩は川井混成岩よりも後期で (図版XIII-1)、横田花崗岩よりもおそらくやや後期に固結した (図版XIII-2)。

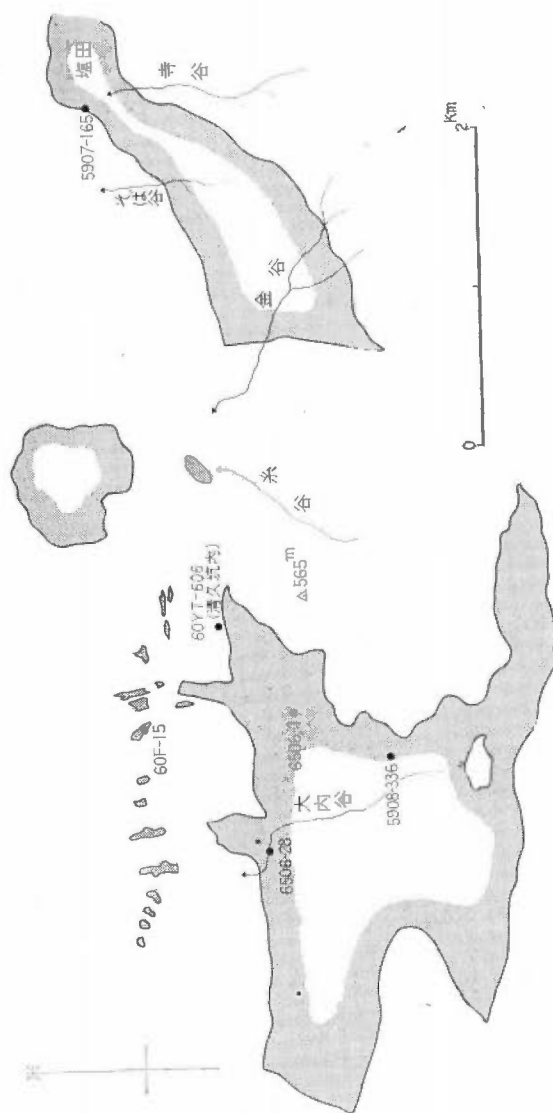
本岩は細粒で、構成鉱物の大きさは一般に  $1$  mm をこえない。部分的には  $5 \times 7$  mm 以下の石英の楕円形結晶、 $6 \times 15$  mm 以下の少量のカリウム長石の斑晶により、斑状組織を示す。脈状に (幅  $1$  m 以下)、微文象またはペグマタイト組織を示す部分があり、その部分はカリウム長石と石英にとくに富んでいる。またペグマタイト質石英塊もみられる。幅  $5$  mm 以下のカリウム長石-石英脈または曹長石-石英脈が走ることもある。

鏡下の本岩は一般に全他形粒状組織まれに微文象組織を示している。主成分鉱物は斜長石 (23~32%)・カリウム長石 (36~41%)・石英 (30~38%) からなり、苦鉄鉱物 (2%以下) に乏しい (第6表)・斜長石は主として半自形、灰曹長石成分である。累帯構造をごく稀に示す。カリウム長石に接して、その周縁部が曹長石質である。また周縁部がカリウム長石や石英により交代されることがある。カリウム長石は半自形ない

し他形で、斑晶状のものと、石英とともに斜長石の間隙を埋めるものがある。それは一般に葉片状パーサイトであり、少量の微斜長石もある。場合によっては石英とともに微文象組織を示す。石英は不規則他形で、液体包有物に富む。苦鉄鉱物では黒雲母が最も多く、これは自形～半自形で $Z \approx Y$ ＝帯緑褐色のものであり、部分的に緑泥石に変質している。ときに白雲母が黒雲母よりも量的に多くなる。この白雲母は粗粒、自形～半自形である。その他、微量の不透明鉱物・燐灰石・褐鉄鉱などがある。

本岩体中の捕獲岩（図版XIII—1）は既述の川井混成岩に類似する。長柱状と短柱状の斜長石が石英によって埋められる。斜長石は周縁部や結晶中不規則に曹長石質となる。苦鉄鉱物はおもに黒雲母と不透明鉱物で、ごく微量の淡綠色角閃石も存在する。

本岩中には上久野～下久野付近で輝水鉛鉱のびり鍾が存在するにすぎない。



第 15 図 大内谷斑状花崗岩の分布と分析試料の位置

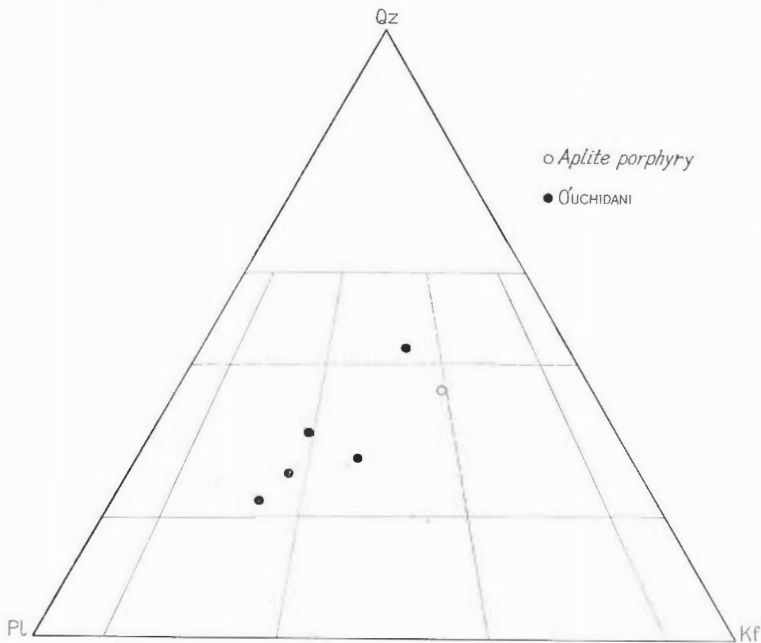
Distribution of O'uchidani granite with location of the analyzed specimens.

8) 斑状黒雲母花崗岩 ( $G_{7}P_{2}$ , 大内谷)

本岩は大内谷付近の主岩体、その周辺部の数多くの小岩脈からなる(第15図)。これは山本(1954)の大内谷花崗岩に相当する。塩田付近と滑平の北東方に本岩と類似の貫入岩体があるが、とくに塩田の岩体は岩質を異にし、本岩よりやや早期の活動岩体とも考えられる。本岩は川井混成岩・蓮華寺花崗閃緑岩・優白花崗岩複合体・下久野アプライトに貫入する。滝本ほか(1965, 1966, p. 25)は「本岩が大東花崗閃緑岩を貫いている」と記載している。その地点(大東鉱山西南約500m)は、中尾根谷であり、地形がなだらかで露出が悪く、筆者の調査では接触部が観察できなかった。野外観察とモード分析によるとその地点の岩質は本岩より大東花崗閃緑岩に類似しており、斑状花崗閃緑岩と呼べるものである。筆者はこの岩石をすぐ近くに分布する大東花崗閃緑岩の周縁相と考えたい。また第8図に示した本岩の東-西性隆起部の最西端の地窓(石畑)の西端は、大東鉱山の坑内試錐によると深くもぐっており、阿用川沿いにも露出がないので、この東-西性隆起部を中尾根谷まで続けることは困難と思われる。

本岩の主岩体は中~粗粒で、斑状組織を呈する。斑晶は多いものから、石英(径8mm以下)・カリウム長石(11×18mm以下)・斜長石(6×9mm以下)・黒雲母(時に5mm, 普通3mm以下)である(第6表)。石英は単結晶でなく集合体で、全体として不規則円形を示している。カリウム長石は桃褐色で普通は9×12mm以下で、巨晶に成長することは稀である。石基は中粒の不等粒状で、主に石英とカリウム長石よりなる。本岩はアプライトや斑状アプライトの岩脈に切られ、また移行したりする。また岩体の諸処にアプライトの細脈をもつ。その周辺部の本岩はやや粗粒の文象組織中に主に石英とカリウム長石よりなる小ペグマタイトを含むことが多い。捕獲岩は一般に少ないが径1~2cm程度がよく消化されたものは存在する。それは微粒黒雲母の集合体としてみられる場合が多い。

本岩は一般に本岩北縁の周辺の岩脈部と幅3~20mの周縁部で斜長石と苦鉄鉱物の量を増して花崗閃緑岩質であり(第16図)、また石基の粒度が減少し、斑晶が多くなる。斑晶は多角形または柱面の発達した悪い高温型石英を主とし、少量の長さ25mmに達するカリウム長石からなる。本岩本体の最周縁部および幅数m程度の小岩脈ではさらに全体の粒度を減ずる。一部の岩脈の尖端部では、石英(0.7mm)とカリウム長石(2×



第16図 大内谷斑状花崗岩とアプライト斑岩の斜長石-カリウム長石-石英容員比

Modal plagioclase-potassium feldspars-quartz of O'uchidani granite and aplite porphyry.

3 mm) の斑晶をアプライト組織の微晶が埋めるアプライト斑岩に移行する所もある。これは本岩体南部の下久野付近でとくに多くみられる。岩脈は普通幅 1 m 以下の急冷相をもっている。岩脈中には節理がよく発達し、それは岩脈の貫入方向に平行な場合と被貫入岩のそれと一致するものがある。

清久山東部の 2 つの岩体は高温型石英の斑晶 (径 9 mm まで) と斜長石 (5 × 9 mm まで) の斑晶を含む。少量のカリウム長石 (3 × 5 mm まで) と緑泥石化した黒雲母およびごく少量の角閃石があって、一般に花崗閃緑岩質である。清久山近く、分布が拡がる場所では、塩田付近のものよりは完晶質である。石英は不規則円形となり、まれにカリウム長石の巨晶 (13 × 30 mm まで) を有している。同じ地域の他の小岩体は粒度を減じる。

鏡下で、主岩体の北の周辺部の岩脈部、北縁部および南側下久野の岩脈部などで本岩は著しい斑状組織を示している。斑晶は主として斜長石と石英で、少量のカリウム長石、黒雲母および部分的に微量の角閃石もみられる。斜長石は自形で短柱状のものが多く、しばしば累帯構造を示している。灰曹長石—中性長石 (An<sub>50</sub>) が最も石灰質のものである。周縁部やまれに中核部が、曹長石質である。石英は一般に円形の外形を示し、液体包有物の量は比較的少ない。黒雲母は自形柱状で Z = Y = 暗緑褐色である。多くの場合に緑泥石に変質し、ときには不透明鉱物・榍石・緑簾石などに完全に分解している。

これらの斑晶を微文象組織の石英とカリウム長石が埋めている (図版 XXX—1, XXXI—1)。斑晶が石英の場合にこの文象組織はより明瞭となり、斑晶を中心として放射状に発達する。この部分の文象組織は斑晶石英の再熔融時に、石英との反応によって生じたものかもしれない。本岩は本体および岩脈の急冷周縁相では、石基が微文象組織あるいはミルメカイト状となり、最周縁相ではモザイク石英とカリウム長石からなる微粒緻密相となる。微量の不透明鉱物・榍石・緑簾石などがある。

本岩体中心部のもは弱い斑状組織を示し、斑晶は石英とカリウム長石を主とし、斜長石は少ない。石基は半自形粒状組織を示している。構成鉱物は、斜長石 (23~49%)・カリウム長石 (23~32%)・石英 (26~46%)・黒雲母 (1~3%)・その他 (1%以下) である。斜長石は自形柱状の灰曹長石成分のもので、ときに累帯構造を有する。周縁部が曹長石質となり、またカリウム長石によって著しく交代されることがある。カリウム長石は半自形で、一般にパーサイト構造を示す。平行に並ぶ曹長石の葉片が乱れてパッチ状になる。石英は他形で、結晶全面に多数の液体包有物がみられる。黒雲母は自形で、部分的に緑泥石化をうける。

塩田付近に分布するものは、本体よりやや苦鉄質で、斑状組織を示す。斑晶は多いものから石英・斜長石・カリウム長石である。石英は自形—高温型と、丸味をおびたものがある。いずれの場合も、液体包有物が多いが、割目に沿った一結晶の周縁部の幅 0.2 mm の範囲にはみられない (図版 XXXI—2)。斜長石は短柱状で、累帯構造が著しい。少量の絹雲母とカオリナイトの微晶を生じている。カリウム長石は自形柱状で、一般にパーサイトである。これらの斑晶を埋める石基は半自形不等粒状組織を、部分的には文象組織を示している。石英は他形で鉱物間隙を埋め、斜長石は自形—長柱状となり、累帯構造を欠き、カリウム長石は、半自形のパーサイト構造を示すものを主に、鉱物間隙を満たす他形のものからなる。微量の微斜長石がある。黒雲母は自形で緑泥石化をうけ、新鮮なものは少ない。角閃石は自形で、褐色をおびた緑色の普通角閃石である。一般にこの岩体は本体におけるよりも著しい熱水変質をこうむっている。

本岩は大東栄光鉱の一部の下盤を構成するほか、本体北縁部と清久・本山地区の分岐岩脈は清久—東山鉱山の諸鉱脈と接する。鉱脈は本岩と被貫入岩との境界部に沿うことが多く、本岩は熱水変質作用をうける。所によっては 1 m 以内の範囲で鉱脈が本岩中に貫入するが (図版 XIV—1)、本岩は一般に鉱床の母岩として好ましくなかったものと思われる。

#### 9) アプライト斑岩 (a<sub>4</sub>bGp<sub>1</sub>)

本岩は上山佐の新田口付近に分布する小岩体である。緻密な石基に石英 (径 9 mm 以下)・カリウム長石 (7 × 10 mm 以下)・斜長石 (5 × 9 mm 以下)・黒雲母 (径 1.5 mm 以下) の斑晶が含まれる。まれに高温型石英の斑晶もみられる。岩体北部の小岩脈部では粒度を減じ、石英の斑晶を増し、石英斑岩様となる。巨大な捕獲岩を含むが、その量は一般に多くない。捕獲岩の周辺で微粒の石英とカリウム長石に富む反応縁をもつことがある。場所によっては小ペグマタイトを胚胎している。

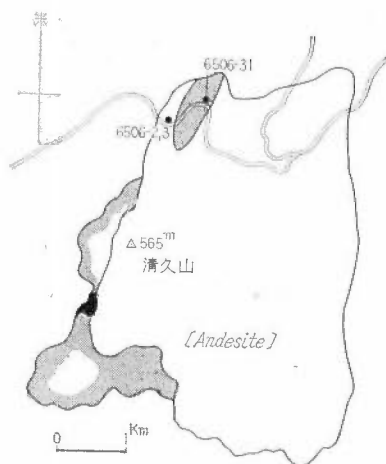
鏡下では斑晶が全他形粒状および微文象組織の石基に埋められ、または交代されている (図版 XXX—2)。

構成鉱物は斜長石 (22%)・カリウム長石 (38%)・石英 (40%)・黒雲母 (1%以下)・その他 (0.5%以下) からなる。斑晶の斜長石は、自形ないし半自形で、しばしば累帯構造を示している。カリウム長石は半自形で一般にパーサイト構造を示さない。石英は丸味をおびた多角形が多い。石基は主として不規則他形のカリウム長石と石英からなる。周縁部細粒相での両者はミルメカイトまたは微文象組織を示し、斑晶鉱物を交代している。黒雲母は一般に微晶で、多くの場合に緑泥石と鉄の酸化物に変質している。

#### II.1.4 後花崗岩質岩類

##### 1) 石英斑岩

本岩は清久山付近の安山岩プラグの周辺、とくに西側周辺の3カ所に分布する(第17図)。最北端の岩体は安山岩の貫入を受け捕獲岩状に存在し、その周縁部は急冷相を有する幅15cmの派生小岩脈(N40°E, 80°SE)に切られる(滑平の阿用川河床)。その他の岩体は安山岩プラグの西縁に沿って川井混成岩の見かけ上位に分布している。清久南坑付近の試錐結果によると両者の接触面はほぼ水平で、本岩が上位である。そこでの本岩は周辺部で弱い流理構造を持ち細粒化し、川井混成岩は白色に変色している。清久南坑一番坑奥部でも両岩が接するが、接触面(N20°E-70°SE)に沿って幅2mの安山岩岩脈が貫入している。坑内と試錐試料を通じて、本岩中には鉱化作用は認められていない。以上のことから本岩は鉱化作用より後期で、安山岩より早期の貫入岩体であり、その分布と岩質の類似性から、おそらく安山岩の活動に先立って同じ通路を、上に開いた岩脈状に貫入し、その西側の半分が現在露出しているものと思われる。



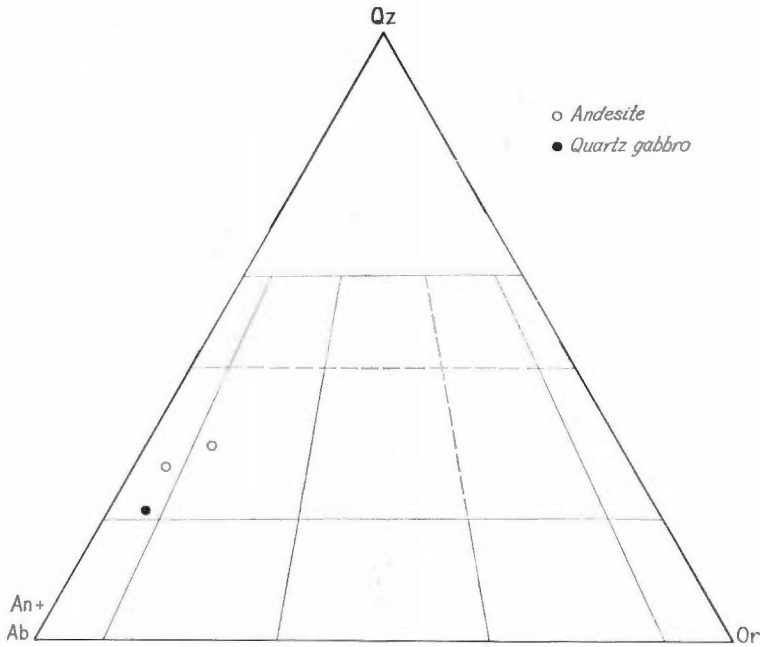
第 17 図 石英斑岩および安山岩の分布と分析試料の位置

Distribution of quartz gabbro and andesitic rocks with location of the analyzed specimens.

構成鉱物は1mm程度で、等粒完晶質の組織をもち、その中にアクチノ閃石(2×9mm以下)・輝石(2×4mm以下)・斜長石(2×5mm以下)が含まれる。こぶし大以下の優黒色緻密な捕獲岩がまれにみられる。幅1cm以下の珪長鉱物と緑泥石からなる細脈に伴われて、黄鉄鉱や磁硫鉄鉱が鉱染している。安山岩西縁の岩体は一般にややより苦鉄質で部分的には苦鉄鉱物が弱い流理構造を示すことがある。

鏡下において本岩は半自形粒状組織を示し、主成分鉱物は斜長石・アクチノ閃石・緑簾石・石英などである。その岩質は一般に石英斑岩質と思われる(第18図)。斜長石は自形柱状の結晶で、累帯構造をしばしば示している。その中心部でAn<sub>61</sub>程度の曹灰長石が最も石灰質なもので、一般には曹灰長石~中性長石であると思われる。化学分析値の一例によると(第7表)、そのノルム斜長石成分はAn<sub>62</sub>である。割目や周辺部に曹長石化が著しい。斜長石は緑簾石と微量の炭酸塩鉱物に変質している。





第 18 図 石英斑輝岩および安山岩のノルム斜長石-正長石-石英比  
Normative plagioclase-orthoclase-quartz of quartz gabbro and andesite.

第 7 表 中新世石英斑輝岩の化学分析値とノルム鉱物  
Chemical analysis and norms of Miocene quartz gabbro.

Sample No.	6506-31	Sample No.	6506-31
SiO <sub>2</sub>	55.48	ap	0.39
TiO <sub>2</sub>	0.92	il	1.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.09	mg	6.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.46	py	(0.21)
FeO	4.24	cc	(1.05)
MnO	0.21	or	4.08
MgO	3.82	ab	20.73
CaO	8.08	an	33.59
Na <sub>2</sub> O	2.45	wo	2.28
K <sub>2</sub> O	0.69	en	9.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	fs	2.96
CO <sub>2</sub>	0.46	qz	15.86
S	0.11	Total	97.62
H <sub>2</sub> O(+)	1.10	Femic tot.	23.36
H <sub>2</sub> O(-)	0.46	or+ab+qz	40.67
Total	99.75	D.I.	41.7
S. I.	24.4	an/an+ab	61.8

分析者：大田菊松 産地：奥川井，清久滑平坑口一箱瀬間の道の大屈曲部

苦鉄鉱物は輝石の外形を示すが、ほとんど完全にアクチノ閃石、一部緑簾石に変質している。少量の残存する普通輝石のほかに、アクチノ閃石中に残晶として普通輝石が認められる。アクチノ閃石の周辺部が緑泥石に変質していることがある。石英は主として斜長石の間隙を埋めて本岩体の全般にわたって少量存在する。まれに微文象構造を示し、ごく少量のカリウム長石と共生する。化学分析値のノルム石英は約16%である。少量の不透明鉱物がしばしば榴石を伴って苦鉄鉱物と共生する。

## 2) 安山岩と同質火山碎屑岩類

本岩類は滝本ほか(1965)の笹ヶ谷安山岩に相当する。貫入部分の主岩体は清久山付近にやや南北にのびた不規則円形に拡がり、南北に約2.8km、東西に1.7kmの地域に分布する。輝石安山岩とその火山角礫岩・凝灰角礫岩・凝灰集塊岩などよりなる。碎屑岩類は主に北部と東部に拡がる。この安山岩はプラグとして貫入し、その碎屑岩類の種類から、噴出孔(vent)の頂部に近いものと思われる。本岩体西側の花崗岩質岩中には鉱脈を切って同質の岩脈が多数存在し、とくに清久鉱山内で多い。その方向は主岩体の西縁に平行であり、一部は岩床状としても貫入する。

本岩類の貫入岩相である安山岩プラグと岩脈は弱い斑状組織を示し、少量の斜長石(2×4mm以下)と輝石(2×3mm以下)を微晶質の石基が埋める。岩体の一部には複合岩脈がみられ(図版XIV-2)、少なくとも2回の活動時期を示している。後期貫入岩は本体より見かけはやや優黒色で、幅1m以下で幅5cm以下の急冷相を有し、被貫入岩に幅1cm程度の緑泥石・緑簾石を主とする変質作用を及ぼしている。1個ずつの化学分析例では、後期貫入岩体の方が主岩体より珪長質であり(第8表)、いずれもノルム斜長石-正長石-石英比では石英安山岩かそれに近い組成を示す(第18図)。場所によってはこの2者がより優黒色な細脈によって切られることもある。

第8表 中新世安山岩の化学分析値とノルム鉱物  
Chemical analyses and norms of Miocene andesite.

Sample No.	6506-2	6506-3	Sample No.	6506-2	6506-3
SiO <sub>2</sub>	61.70	64.30	ap	0.55	0.46
TiO <sub>2</sub>	0.86	0.88	il	1.63	1.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.64	14.96	mg	5.31	5.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.66	3.78	py	(0.42)	(0.19)
FeO	3.23	3.20	cc	(0.46)	(0.77)
MnO	0.16	0.15	or	3.78	7.92
MgO	2.06	1.75	ab	27.08	27.16
CaO	6.16	4.79	an	29.07	22.46
Na <sub>2</sub> O	3.20	3.21	C	0.04	
K <sub>2</sub> O	0.64	1.34	wo		0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.21	en	5.13	4.36
CO <sub>2</sub>	0.20	0.34	fs	1.78	1.58
S	0.28	0.10	qz	24.20	27.46
H <sub>2</sub> O(+)	0.68	0.88	Total	98.57	98.57
H <sub>2</sub> O(-)	0.16	0.04	Femic tot	14.40	13.57
Total	99.88	99.93	or+ab+qz	55.06	62.54
S. I.	16.1	13.2	D. I.	55.9	63.5

分析者: 大田菊松 産地: 奥川井, 清久滑平坑口東方約100mの採石場

本岩体の西縁である清久一東山鉱山内では本岩が岩床または岩脈として貫入する。岩床は主に鉱脈の中央または下盤に沿って貫入し、それがより後期の岩脈によりさらに貫入されたり(図版XV-1)、より後期の岩床に貫入され、複合岩床を作ったりする(図版XV-2)。これらの場合には早期貫入岩体がより苦鉄質な

成分を示している。

本岩体の東北部には同時代の噴出物と思われる別の同質岩がある。これはおもに輝石安山岩溶岩・凝灰集塊岩・凝灰角礫岩・火山角礫岩・細粒凝灰岩よりなる。塩田の宮谷の上流部では基盤の流紋岩質凝灰岩の礫と安山岩質火山灰よりなる礫岩がそれらの基底部に伴われる。葉理面の発達が著しい凝灰岩は大東町からスクモ塚間のバス道路にみられ、葉理面の走向・傾斜はN20~60°W, 40~65°N Eである。これらの諸岩類は中新世の噴出物とみなされ、島根県地質図では石見層群中の波多亜層群に含まれている(島根県, 1963)。

鏡下で本体の安山岩はオフィティック組織の石基とおもに斜長石と少量のアクチノ閃石の斑晶とからなる。この斜長石は中性性長石成分(An<sub>40-47</sub>)のものが一般的で、累帯構造は貫入岩としては著しくない。化学分析例のノルム斜長石成分はAn<sub>52</sub>である。曹長石・炭酸塩鉱物・緑泥石が割目に沿って生じ、変質作用の激しい部分では両者および緑簾石によってほとんど完全に交代されている。アクチノ閃石はその外形から、多くは輝石、一部は角閃石から変質したことを示している。緑簾石としばしば共生し、部分的に緑泥石に変質している。

石基はおもに拍子木状斜長石よりなり、一般に輝石の外形を示す少量のアクチノ閃石、不規則な塊状の集合体の緑簾石よりなり、これらを微量の石英と炭酸塩鉱物が埋めている。局部的には緑泥石が生じることがある。炭酸塩鉱物はしばしば細脈状を呈し、その細脈は他のすべての変質鉱物を切っている。一般的に炭酸塩鉱物の量は本体からはなれたモリブデン鉱床内の岩脈部で多い。

複合岩脈を構成する場合に、より珪長質な後期貫入岩相は、その組織・構成鉱物ともに主岩相に類似している。しかし岩脈の周辺部の急冷相では拍子木状斜長石が流理構造を示したり、拍子木状斜長石が発達しない、などの主岩相と異なる組織が観察される。化学分析値のノルム斜長石成分はAn<sub>45</sub>であり、隣接する主岩相のものよりややAb分子に富む。

構成鉱物上の著しい特徴は、鉱脈に貫入する岩脈のごく一部のものの石基中に、拍子木状斜長石を交代して微細な絹雲母の生じていることである。野外の観察では、これら岩脈は鉱脈形成以後の貫入体であるから、この絹雲母は岩脈の貫入時に被貫入岩からカリウムなどの物質の供給をうけて形成されたものと解釈すべきであろう。

### 3) 球顆岩と玄武岩

既述の岩脈類のほか、大東地域には次の2種類の岩脈が存在する。

流紋岩質球顆岩：本岩は大東町清田付近に、大東花崗閃緑岩および他の花崗岩質岩を切って、岩床あるいは岩脈として産出する。これは無斑晶で、珪長質球顆からなる(図版 XXXII—1)。一般に幅10cm以下の急冷相を周辺部に持ち、それは青緑色をおびる。

鏡下では径0.5mm以下の球顆からなり、その間を絹雲母が埋めている。球顆は放射状を示すはけ状のカリウム長石と石英の微結晶の集合からなる。その中心部には微文象組織の珪長鉱物あるいはおもに斜長石からなる長石の自形結晶が存在する。長石は、拍子木状~柱状、球顆に交代されてその中に含まれるもののほか、球顆の間隙に存在している。長石類はカオリナイト化と絹雲母化とをうける。球顆を埋める絹雲母は自形で鱗片状のものと微細な集合体のものがある。前者には放射状に成長しているものがある。

玄武岩：大東町上久野には横田花崗岩と下久野アプライトとの間の構造的弱線(断層)に噴出したと思われる玄武岩の小岩体がある。県道沿いの露頭では石英斑岩や細粒花崗岩質岩の碎屑物からなる角礫岩が認められ、山口(1957)による化学分析値も石英斑岩として公表されているが、村山(私信, 1966)によるとその角礫岩より西方に玄武岩溶岩が産出し、全体として玄武岩の分布が広い。玄武岩は角礫パイプのような弱線帯に沿って噴出したものと思われる。

横田図幅内の他の地域や調査地域外には、玄武岩の小露出が多数知られている(応地(恭)・応地(善), 1961)。

### 4) 沖積層

大東町清田付近の大東花崗閃緑岩の上には厚さ10m程度の礫層がある。礫種はおもにその背後の山地を形成する片状ホルンフェルスで、そのさらに上部に分布する蓮華寺花崗閃緑岩や、基盤の大東花崗閃緑岩なども礫として含まれる。礫には淘汰度のよいものがあって、この礫層は崖錐堆積物とは考えられない。この礫

層には厚さ 20~30 cm の粘土層が含まれる。砂泥からなる沖積層はこの上に堆積し、おもに水田として利用されている。

## II. 2 島根県小馬木地域

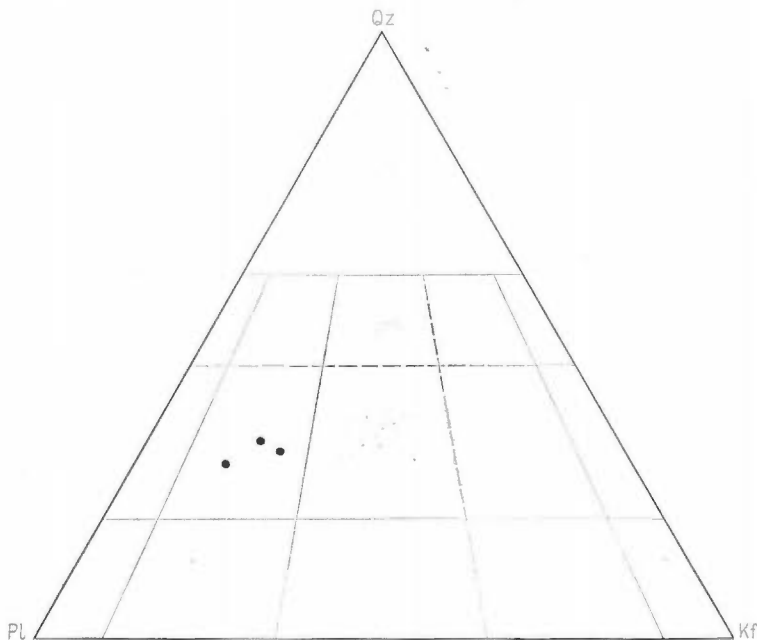
小馬木鉱床地域は既述の大東一山佐地域の南方約 20 km にあたる。この地域は中国山地脊稜部に分布する先花崗岩質岩類の酸性火山砕屑岩類の北側周辺で（広島県および島根県地質図参照）、底盤状粗粒黒雲母花崗岩の南側周辺部に位置している。この大局的な地質環境は、山佐一大東一掛合地域の主要モリブデン鉱床地域と同様に、花崗岩質貫入体のルーフに近い所とみることができる。

小馬木地域の調査範囲は鉱床周辺に限られているから、先花崗岩質岩類はあらわれない。鉱床の構成岩類のほとんどは花崗岩質岩石である（第 19 図）。これは下記の 3 つに分けられた。

### 1) 粗粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 ( $_{37}b/hGd_{10}$ )

本岩は鉱床の東側に分布する。島根県東部地域で類似の岩石はほぼ等量の角閃石と黒雲母とを含有する花崗閃緑岩で、これは大きな捕獲岩体状に黒雲母花崗岩にとり込まれる場合があって、両者は漸移することが多い。小馬木鉱床付近の本岩はその漸移相と思われ、その岩質は両者の中間的である。本岩はその岩相と鏡下性質の類似性から大東一山佐地域の底盤状の大東花崗閃緑岩に対比させることができる。

本岩は後述のように中粒両雲母花崗岩の貫入をうける。中粒閃雲石英閃緑岩との関係は、坑内の -65 mL の 1 カ所で認められたにすぎず、ここでは幅 3 cm 以下の範囲で両岩は漸移的にかわる。接触面沿いの両岩に著しい岩相変化は認められず、その前後関係は断定できない。大東地域では本岩の類似相が石英閃緑岩の類似相（川井混成岩）より後期であることを示している。少数の玄武岩質安山岩岩脈に貫入される。



第 20 図 小馬木地域粗粒黒雲母花崗閃緑岩の斜長石-カリウム長石-石英容量比  
Modal plagioclase-potassium feldspars-quartz of coarse-grained biotite granodiorite, Komaki area.

本岩は比較的均質な花崗閃緑岩で(第20図), 小馬木鉱床付近では一般に角閃石を欠く。捕獲岩は, 径1 cm 程度の消化の良いものを除き, 一般に少ない。粒度は, 石英集合体で径9 mm 程度(最大8×10mm), 斜長石が3×7 mm 程度(最大4×11mm), カリウム長石は2×3 mm 以下, 黒雲母の底面径は0.8mm 程度(最大1.3mm), 角閃石は長軸沿いに1 mm 程度(最大2.5mm) などである。

3個のモード分析によると(第9表), 本岩は多いものから, 斜長石47~54%・石英27~31%・カリウム長石12~19%・黒雲母3~6%・角閃石1%以下・その他0.5%以下から構成される。その長石比は, 角閃石を含む1個(6511-175)が大東地域の大東花崗閃緑岩の平均値に近く, 他の2個はよりカリウム長石に富む。

本岩はモリブデン鉱床の母岩を構成しない。

## 2) 中粒閃雲石英閃緑岩 ( $_{71}h/bQd_{25}$ ) ~ 花崗閃緑岩 ( $_{95}b/hGd_9$ )

本岩は鉱山事務所から南方の県道沿いに分布する。その岩相から大東地域の川井混成岩に対比できる。野外で後述の両雲母花崗岩との貫入関係は明らかでない。しかし, 本岩は両雲母花崗岩中に捕獲岩状にとり込まれる。またアプライト小岩脈の貫入をうけ, その岩質は両雲母花崗岩にもっとも近い。以上から, 本岩は両雲母花崗岩より早期に固結したものと思われる。

本岩は比較的均一に細粒で, 多くの構成鉱物は1 mm 以下であるが, 斜長石は一般に1×3 mm (最大3×6 mm), 石英はまれには径3 mm 以下の斑晶状, 角閃石は長軸沿いに4 mm に達する, などが認められる。

第9表 小馬木地域花崗岩質岩類の鉱物容量比と粒度  
Modal composition and grain size of granitic rocks of the Komaki area.

Units	Sample No.	Pl	Kf	Qz	Hb	Bt	Mus	Others	Kf+Qz	Maf.tot.	Meas. point	IC No.
$_{37}b/hGd_9$	6510-101	46.7	19.0	29.2		4.6		0.5	48.2	5.1	2451	32
	6511-155	49.5	15.9	31.1		3.1		0.4	47.0	3.5	2577	42
	6511-175	53.6	12.2	26.7	0.8	6.3		0.4	38.9	7.5	2740	36
$_{71}h/bQd_{25}$	6510-104	63.1	0.2	11.4	15.6	7.3		2.4	11.6	25.3	2500	71
$_{95}b/hGd_9$	6510-102	41.1	21.4	29.5	2.4	5.0		0.6	50.9	8.0	2704	106
	6510-103	43.9	16.4	28.1	2.8	8.0		0.8	44.5	11.6	2472	92
	6511-152	42.6	21.3	27.5	1.2	6.5		0.9	48.8	8.6	2366	86
$_{74}m/bG_3$	6511-150①	32.3	24.3	38.9		2.2	2.1	0.2	63.2	4.5	2660	68
	6511-153①	33.1	24.8	36.6		1.9	2.8	0.8	61.4	5.5	2355	65
	6511-169	30.3	25.4	38.7		2.6	2.9	0.1	64.1	5.6	2526	89

本岩はもっとも苦鉄質な部分で閃雲(石英)閃緑岩質であり, モード分析による1例(第9表, 6510-104)は, 斜長石63%・角閃石16%・石英11%・黒雲母7%・その他2%・カリウム長石0.2%である。

しかし, 両雲母花崗岩に近い西側の部分は花崗閃緑岩質の長石比を示して, 斜長石41~44%・石英28~30%・カリウム長石16~21%・黒雲母5~8%・角閃石1~3%・その他1%以下である(第9表)。

鏡下で本岩類は半自形粒状組織を示す。斜長石の累帯構造はまれで, 石英閃緑岩では粘土鉱物・絹雲母>緑簾石などへの分解が著しく, 花崗閃緑岩では周縁部の曹長石化が顕著である。石英閃緑岩中の少量の輝石を除き, 苦鉄鉱物はおもに普通角閃石と黒雲母とで, これらはより低次の変質鉱物に変わることが多い。花崗閃緑岩中のカリウム長石は一般にペルト石や微斜長石構造を示し, しばしば斜長石の周縁を蚕食する。石英はつねに他鉱物の間隙を埋め, 同様な産状で白雲母が花崗閃緑岩中に認められることがある。

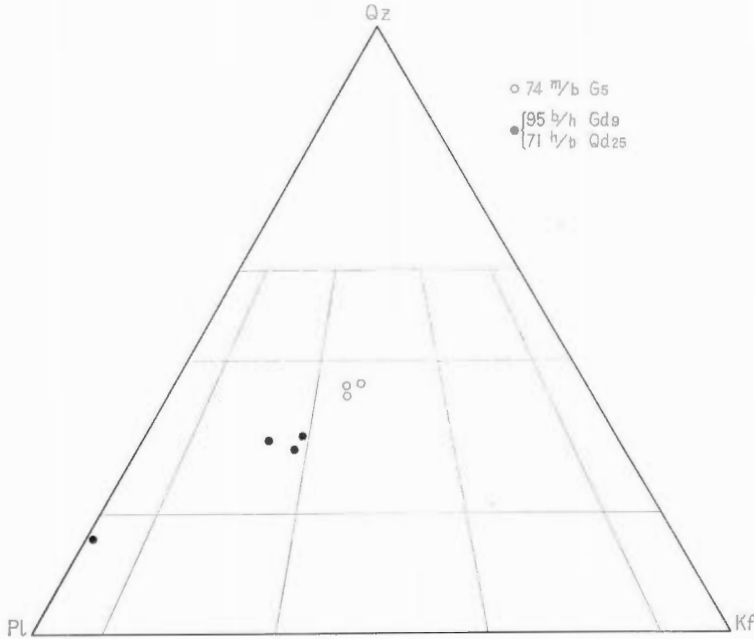
以上の鏡下の性質および野外で本岩中に両雲母花崗岩が地窓状に分布する事実から, 本岩は基本的には石英閃緑岩質で, 両雲母花崗岩の貫入に伴う珪長物質の供給によって, 花崗閃緑岩質に変化したものとみるこ

とが可能であるが、その混成作用は大東地域におけるほど著しくはない。

本岩は一般に鉱床の母岩ではないが、本坑鉱体の下盤側変質岩の原岩は本岩であった可能性があり、これが正しければ本岩の接触面は部分的には鉱化作用を規制したことになる。

### 3) 中粒黒雲母花崗岩～両雲母花崗岩 ( $\tau_4m/bG_5$ )

本岩類は調査地域の西部に分布し、その西側が黒雲母花崗岩質で、上記の中粒花崗閃緑岩を捕獲岩状にとり込む(第19図)。この花崗岩は東側で白雲母の量を増し、漸移的に両雲母花崗岩に移行する。両者の組織と粒度とはほぼ同様である。



第 21 図 小馬木地域中粒石英閃緑岩・閃雲花崗閃緑岩・両雲母花崗岩の斜長石-カリウム長石-石英含量比  
Modal plagioclase-potassium feldspars-quartz of medium-grained quartz diorite, hornblende-biotite granodiorite, and two-mica granite, Komaki area.

両雲母花崗岩はN10°E方向にのびて分布する。本岩中には後述の雲母類を主とする変質斑点がしばしば含まれ、斑点の多い部分は本岩の延びの方向にほぼ一致しながら、散在する。中でももっとも斑点の多い本岩の北端部分に、既存の鉱床が存在する。鉱床は粗粒花崗閃緑岩に近い本岩中にほとんどすべて胚胎されており、本岩はもっとも重要な鉱床の母岩である。

本岩と粗粒花崗閃緑岩との接触関係は、一萬鉱体の上部坑道では、(1) 両岩の境界は明瞭で、粗粒岩中の石英が斑状を呈する、(2) 両雲母花崗岩がアプライト質周縁相状を呈する、などであった(坪谷・石原, 1961)。その後開発された坑道では、接触面が明瞭な場合に、(3) その面沿いに珪化と少量の輝水鉛鉱が認められる、(4) また安山岩岩脈が貫入する、両者が幅10~20 cmの範囲で漸移的に移行する場合に、(5) 粗粒岩中に斑晶状石英が生じる、(6) 両雲母花崗岩がルーフ状の粗粒岩に接する所で、幅1.5m以下の範囲内の両雲母花崗岩が珪質またはアプライト質となる、などが観察された。

以上の現象は、両雲母花崗岩がより後期の貫入岩で、一部に周縁相を生じ、接触面沿いに珪化と弱い鉱化作用とが部分的に生じて、輝水鉛鉱-石英質部や粗粒岩中の斑晶状石英が形成されたことを示している。

坑内観察によると、両雲母花崗岩は中粒閃雲花崗閃緑岩と幅1~2 cmの間で漸移的に移行し、接触面の

両側の両岩相に著しい差が認められず、前後関係は不明である。接触面に沿って、幅15cmの不毛石英脈や、幅5cmの柘榴石-石英脈の貫入する部分がみられ、花崗閃緑岩側にわずかに珪化が認められる。これらの鉱物は後述するように両雲母花崗岩と非常に近い時期に形成されたものと思われるから、両雲母花崗岩はより後期の晶出物とみなしうる。

両雲母花崗岩の構成鉱物は一般に1mm以下であるが、石英は2×3mm以下の集合体、斜長石は1×3mm以下の自形結晶、黒雲母は底面径2mm程度の鱗片状結晶として認められることがある。3個のモード分析によると(第9表)、本岩は石英37~39%・斜長石30~33%・カリウム長石24~25%・白雲母と黒雲母はそれぞれ2~3%・その他1%以下、などからなる。

鏡下で本岩類は半自形粒状組織を示す。自形~半自形の斜長石は一般に累帯構造を示さず、弱い粘土鉱物化と部分的に著しい絹雲母化とをうける。カリウム長石には半自形のものが多く、一般にパーサイト>微斜長石構造を示す。石英は他形で、その液体包有物はとくに多くはない。黒雲母は緑泥石化や酸化をうけることが多い。白雲母は粗粒の珪長鉱物間に半自形で発達するが、斜長石を交代して発達することもある。

小馬木鉱山の諸鉱体はすべて両雲母花崗岩を母岩とするといつてよく、とくに粗粒花崗閃緑岩に近い本岩はもっとも重要である。各鉱体は後述のように母岩の種類のみでなく、接触面・変質斑点・節理などの割目などの規制をうける。

#### 4) 岩脈類

小馬木地域にはその他の火成岩として、アプライト岩脈と玄武岩質安山岩岩脈とがある。アプライト岩脈は両雲母花崗岩と近縁の貫入体と思われる。安山岩岩脈はすべての花崗岩質岩類と鉱体に貫入し、特徴的な方向性を示すことから断層や節理などが発達した以後の貫入岩で、花崗岩質岩類の活動よりかなり後期に形成されたものと思われる。

安山岩岩脈は一般に北北西、一部は西北西に貫入する。NNW系は花崗岩質岩類中にもっとも卓越する節理の方向である。この岩脈は暗緑黒色緻密で、弱い流理構造が認められることがある。本来は玄武岩質安山岩であったと思われる、鏡下ではドレライト組織を示す拍子木状斜長石を、炭酸塩鉱物>絹雲母を主とする変質鉱物が埋める。絹雲母の存在は、大東地域の安山岩岩脈の場合と同様に、この岩脈の貫入固結時にマグマと壁岩との間に小規模なK<sup>+</sup>の移動があったことを示しているのかもしれない。

## II. 3 岐阜県白川地域

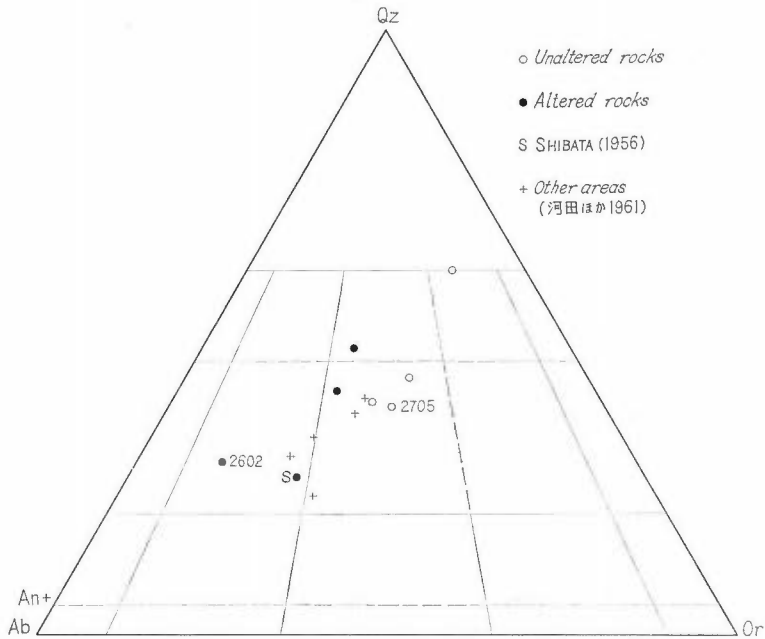
平瀬鉱床の存在する白川村一帯は広域的には飛騨変成帯に属し、平瀬鉱床の北東と南西方に飛騨複合岩類が分布している。これらの基盤を覆ってジュラ紀~白亜紀の手取累層が堆積し、両者は白亜紀~第三紀の流紋岩質火山碎屑岩類に覆われる。各種の花崗岩類が以上の諸岩石に侵入する。部分的に白山火山の噴出物が分布している。

調査地域は花崗岩質岩類に先立つ流紋岩質火山碎屑岩類と各種の花崗岩質岩類から主として構成され、基本的には島根県の大東-山佐地域や小馬木地域と同様である。平瀬地域では花崗岩質岩類の露出が島根県東部地域より圧倒的に少ない。これは島根県東部地域で浸食がより進んでいるためと思われる。平瀬モリブデン鉱床は多くの花崗岩体のうち平瀬部落周辺に露出する黒雲母花崗岩(平瀬岩体)のほぼ南端に位置する。このほかモリブデン小鉱脈が平瀬岩体の周縁部や鳩ヶ谷岩体の一部に点在する(第22図)。

### II. 3.1 流紋岩質火山碎屑岩類

白川村の本岩類は濃飛流紋岩類の北方延長上にあたり(河田ほか, 1961)、一般には濃飛流紋岩として取扱われる。しかし、河合(1961)はこれを福井県大野郡上穴馬村面谷付近に分布する面谷流紋岩(河合ほか, 1957)に含めた。この報告を含めて白川村の本岩類は層序学的あるいは岩石学的に充分に研究されたとはいえず、今後の詳細な検討が必要である。

調査地域の火山碎屑岩類はデイサイトに近い流紋岩質である(第23図)。予察調査によると南方の御母衣ダム沿いでは安山岩~デイサイト質のものが多く分布する。平瀬鉱床付近の本岩類は中沢・高瀬(1953)により石英斑岩(暗灰色)と石英斑岩(白色)に分けられ、後者は平瀬鉱床の南東部をとり巻くように表現さ



第 23 図 白川地域流紋岩質火山砕屑岩類のノルム斜長石-正長石-石英比  
Normative plagioclase-orthoclase-quartz of rhyolitic pyroclastic rocks, Shirakawa area.  
Solid circle: Unaltered rocks. Open circle: Altered rocks.

れている。大塚ほか (1961) は暗灰色岩を閃緑玢岩とし、白色岩を石英斑岩と呼んでいる。後述の観察事項から白色化は熱水変化作用の結果と思われる。ここでは未変質岩・接触変成岩・熱水変質岩の3つに分けるが、未変質岩の露出面積が圧倒的に広い。

#### 1) 未変質岩

本岩類の露出がよい平瀬鉱床西方の大白川林道における観察によると、本岩類は主に径 3 cm 以下の岩片を含む凝灰岩で、部分的に細粒の凝灰岩の薄層 (厚さ数十 cm 以下、図版 LV-2) や塊状の凝灰角礫岩を含む。この薄層の層理面は不安定で、限られた調査範囲内では走向傾斜ともに特定の傾向を示さないが、傾斜は 30° 程度に緩傾斜のことが多い。

本岩類の主岩相は暗灰色のマトリックスに長石類や石英を斑晶状に含む (図版 LVI-1)。外来岩片は一般には約 10% で、ほぼ等量の頁岩を主とする堆積岩類と流紋岩質岩、より少量の斑状安山岩～デイサイトなどである。形は主に亜角礫～角礫である。

鏡下観察によると、各種岩片や破片状の石英・斜長石・パーサイトなどがマトリックスに埋められ (図版 LVII-1)、本岩類は石英斑岩とは考えられない組織を示す。マトリックスは微細な珪長鉱物の集合体で、絹雲母・緑泥石・方解石などの熱水変質鉱物の微晶を含む。微量の黒雲母と緑簾石も存在する。

本岩の化学的性質は第 10 表の通りである。MgO-FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O 図で (第 24 図)、この火山砕屑岩類は花崗岩質岩類と大局的には同一起源と考えられるが、おもに MgO 量に起因して、やや異なる領域を占める。噴出岩類の試料調整にあたっては外来岩片が肉眼的に認められない部分を葉理面に直交させて 10~15 cm にわたり採取されたが、本質レンズとの比較などより詳細な検討はなされていないから、今後の検討が必要である。なおクェスタ Mo 地域の進化線 (ISHIHARA, 1967) を付記した。



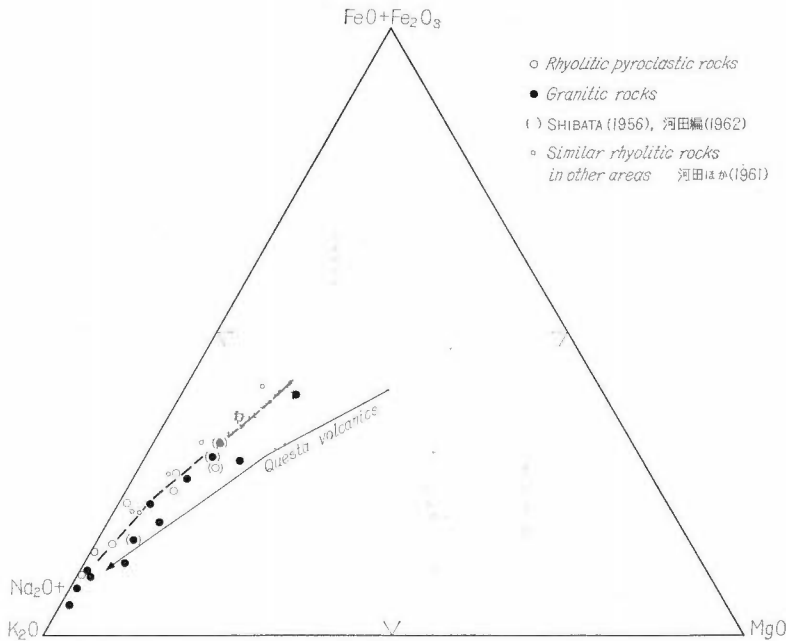
第 10 表 白川地域流紋岩質火山砕屑岩類の化学分析値とノルム鉱物  
Chemical analyses and norms of rhyolitic pyroclastic rocks of Shirakawa area.

		Unaltered rocks			Altered rocks			
Sample No.		2602	67RS-64	67RS-67	67RS-72	67RS-95	67RS-161	2705
	SiO <sub>2</sub>	65.88	71.50	72.66	75.02	74.10	76.96	75.04
	TiO <sub>2</sub>	0.47	0.22	0.24	0.13	0.13	0.14	0.17
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.07	14.76	13.98	12.64	13.90	15.14	14.09
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.05	0.48	0.56	0.40	0.72	0.72	0.79
	FeO	0.11	1.65	1.72	0.86	1.36	0.29	0.11
	MnO	0.17	0.06	0.07	0.07	0.04	0.02	0.05
	MgO	1.17	0.43	0.63	0.04	0.09	0.17	0.06
	CaO	2.88	1.67	1.71	0.49	0.39	0.06	0.27
	Na <sub>2</sub> O	4.55	2.28	3.30	3.42	2.50	1.12	3.27
	K <sub>2</sub> O	1.78	3.20	3.46	4.53	4.91	4.40	5.15
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.11	0.11	0.07	0.09	0.09	0.02
	S		0.01	<0.01	0.09	0.23	0.12	
	CO <sub>2</sub>		0.22	0.14	0.82	0.14	0.04	
	H <sub>2</sub> O (+)	1.40	2.56	0.74	0.90	0.82	0.06	0.61
	H <sub>2</sub> O (-)	0.32	0.42	0.34	0.26	0.24	0.44	0.16
	Total	99.91	99.57	99.66	99.74	99.66	99.77	99.79
	S. I.	10.0	5.4	6.5	0.4	0.9	2.5	0.6
Mol. proportion	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.6	8.2	8.8	10.1	9.1	8.6	9.0
	CaO+Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	6.6	2.0	2.3	1.3	0.9	0.4	1.1
	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.21	0.48	0.41	0.47	0.56	0.72	0.51
	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.26	0.92	0.69	0.87	1.3	2.6	1.0
	FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	7.7	6.8	4.8	4.2	1.1	0.3
Normative Constituents	il	0.59	0.42	0.46	0.25	0.25	0.27	0.32
	ap	0.13	0.24	0.24	0.15	0.20	0.11	0.04
	mg		0.70	0.81	0.58	1.04	0.42	0.03
	py		(0.02)	(<0.02)	(0.17)	(0.43)	(0.23)	
	hm	4.05					0.43	0.77
	cc		(0.50)	(0.32)	(1.39*)	(0.32*)	(0.09*)	
	or	10.52	18.91	20.45	26.77	29.02	26.00	30.43
	ab	38.50	19.29	27.92	28.94	21.16	9.48	27.67
	an	13.94	7.64	7.84	2.03	1.39		1.24
	C	2.55	4.75	1.94	1.36	3.97	8.54	2.69
	en	2.91	1.07	1.57	0.10	0.22	0.42	0.15
	fs		2.37	2.42	1.16	1.76		
qz	24.84	40.97	34.79	36.32	39.24	53.35	35.68	
	Total	98.03	96.36	98.44	97.66	98.25	99.02	99.02
	Femic total	7.68	4.80	5.50	2.22	3.47	1.65	1.31
	or+ab+qz	73.86	79.17	83.16	92.03	89.42	88.83	93.78
	D. I.	75.3	82.2	84.5	94.2	91.0	89.7	94.5

\* Siderite 2602と2705とは河田編(1962)による。2705は筆者の紅柱石-黒雲母-白黒母帯で、紅柱石に欠け黒雲母に乏しい試料と思われる。

## 2) 接触変成岩

上述の火山砕屑岩類が花崗岩に近い場合に外来岩片や珪長鉱物破片の輪郭がぼける(図版 LVI-2)。花崗岩に接する付近では多くの場合に原岩の構造が全く消失し、黒色のホルンフェルスに変化し、所によっては微細な黒雲母のクロットが含まれることがある。



第 24 図 白川地域火成岩類のM-F-A図  
M-F-A diagram of igneous rocks of Shirakawa area.

以上の現象は、鏡下では再結晶によるマトリックスの粗粒化と微細な再結晶黒雲母の出現により示される(図版 LVII—2)。再結晶化が著しい場合に破片状珪長鉱物の周囲が交代された形で観察できる(図版 LIX—1)。また斑晶状斜長石中に黒雲母の微晶が生じていることがある(図版 LVIII—1, 2)。

野外および鏡下の観察から、流紋岩質火山砕屑岩類は花崗岩類に先立って噴出したものと思われ(後述)、上記の現象は花崗岩の進入に伴う熱的影響によるものと解釈できる。

一般に本岩は多いものから斜長石・ほぼ等量の石英とカリウム長石・黒雲母・角閃石などを主成分とし、接触部を観察した限りの露頭では未変質岩にくらべて本岩がやや苦鉄質である。

### 3) 熱水変質岩

平瀬鉱床の南東部の白色岩は花崗岩に近い部分に露出し、これまでの調査結果(中沢・高瀬, 1953; 大塚ほか, 1961)を総合すると、その分布はほぼ第22図の点線の範囲に限られると思われる。このほか鳩ヶ谷岩体の西縁、馬狩の白川水鉛鉱床西側の接触部西側周辺にも同様な岩石が小規模に分布する。

本岩類は黄褐色をおびた乳白色を呈し、割目に沿って褐鉄鉱のしみ込みが著しいから露頭の外観は未変質の一般の場合と明らかに異なる(たとえば平瀬, 稗田橋上流側の右岸)。これは鉱染する微量の硫化鉄鉱物が酸化した結果に起因する。斑晶状に径1~2mm前後の長石類と微量の石英が存在し、乳白色のマトリックスに埋められる。主として花崗岩に接する付近で、紅柱石の集合体が径数mmのクロット状に産出する。紅柱石はかなり普遍的にあらわれ、たとえば頁岩岩片を交代する産状などを示さない。

本岩類中には外来岩片その他の原岩の構造が認められることがあり、これは変質作用の弱い部分と考えられ、また暗灰色の未変質岩が“島状”にとり残されて点在する。

鏡下で本岩類は著しい再結晶組織を示す。斑晶状長石類が蚕食された外形でこの再結晶マトリックスに埋められる(図版 LIX—2)。一般に斜長石よりもカリウム長石がこの再結晶作用からよく残存している。

構成鉱物は多いものからカリウム長石(斑晶状の結晶はおもにパーサイト)・石英・斜長石・白雲母(絹雲母)・方解石・黒雲母・緑泥石・粘土鉱物・紅柱石・不透明鉱物などである。

紅柱石は一般に粒状に集合して産出するが(図版 LX-1)、一部には柱状で、Z=淡桃褐色の多色性を示すものが存在し、これらが放射状に集合することもある(図版 LX-2)。放射状結晶ではその延びに平行な一方の劈開が顕著に発達し、多くの場合に平行消光を示す。これら鏡下の諸性質とX線回析により紅柱石は同定された。鏡下において紅柱石に直接する共存鉱物は主に石英と白雲母とである。

不透明鉱物は主として硫化鉄鉱物で、一般には黄鉄鉱である。しかし、紅柱石が含まれる比較的高変質の珪酸塩鉱物組合せでは磁硫鉄鉱が産出する。この鉱物は反射光下の性質のほか、その磁性を利用して分離の後にX線回析により同定された。

以上の諸性質から明らかなように、本岩類は花崗岩の貫入に原因する熱水変質作用により形成されたものと思われ、その根拠は次のようにまとめることができるであろう。

- (1) その分布は鉱床を伴う花崗岩を中心として拡がり、花崗岩からの立体的な距離に関係している、
- (2) 原岩の組織が残存する中間帯が存在する、
- (3) 鏡下の組織が変質作用による既存岩石の再結晶化を暗示している、
- (4) 硫化鉄物を含めて変質鉱物組合せが花崗岩から外側に変化している、
- (5) 未変質岩にくらべて著しく増加している主要元素(たとえばK, Sなど)は鉱床の形成物質を反映している(後述)、
- (6) 微量元素の存在量は通常の花崗岩の場合と著しく異なる(後述)。

### II. 3. 2 花崗岩質岩類

白川村の深成岩類のほとんどは広義の花崗岩類であって、庄川沿いに主として点在している。河合(1961)はこれらを白川花崗岩類と呼び、庄川沿いの弱線帯に沿って侵入した底盤状岩体の頂部が露出していると考えた。大白川中流部からあわら谷にかけてのやや高所にも比較的大きな岩体が存在する(第22図)。これら花崗岩質岩類のほかに斑状岩質の小岩体が流紋岩質火山砕屑岩類中に点在していて、その一部のものはより古い地質時代の可能性があるとされる(増岡康男, 1967, 私信)。

白川村に分布する花崗岩質岩類を北から地名に基づいて、鳩ヶ谷岩体・荒谷岩体・平瀬岩体・御母衣岩体・あわら谷岩体・福島谷岩体と便宜上呼ぶこととする。これらの各岩体は西南日本内帯で底盤状に広く分布する花崗岩類にくらべて細粒で、一般に浅成の花崗岩質岩と呼ばれる岩相を示す。

#### 1) 鳩ヶ谷岩体

本岩体は鳩ヶ谷を中心に椿原ダムから大牧ダムにかけて南北にのび、南北約15km、東西約3km程度に露出する。岩相変化に富み(第11表)、最北端の一部は径2~3m以下の捕獲岩状の細粒閃雲モンゾ閃緑岩

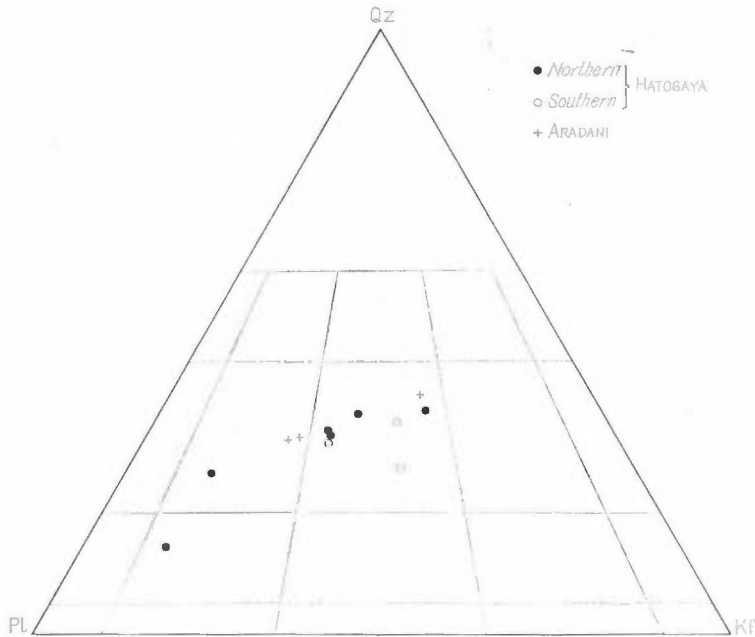
第11表 鳩ヶ谷および荒谷岩体の鉱物容量比と粒度

Modal composition and grain size of Hatogaya and Aradani plutons.

Units	Sample No.	Pl	Kf	Qz	Hb	Bt	Others	Kf+Qz	Maf.tot.	Meas. pts.	IC No.	
鳩ヶ谷北部	168b/hGd <sub>10</sub>	67RS-86	56.4	11.1	24.7	0.3	6.9	0.6	35.8	7.8	1526	171
		67RS-87	39.3	24.9	31.8	0.1	3.5	0.4	56.7	4.0	2000	135
		67RS-88	59.7	9.4	11.7	11.8	6.3	1.1	21.1	19.2	2009	184
同南部	64bG <sub>2</sub>	67RS-89	40.0	25.1	33.0		1.6	0.3	58.1	1.9	1827	128
		67RS-91	24.8	37.3	36.5		0.9	0.5	73.8	1.4	1740	97
		67RS-92	34.6	28.0	36.2		1.1	0.1	64.2	1.2	2020	136
荒谷	58bG <sub>3</sub>	67RS-93	29.9	34.6	34.9		0.5	0.1	69.5	0.6	1873	61
		67RS-80	40.8	26.1	30.6		2.3	0.2	56.7	2.5	2320	66
		67RS-158	32.8	38.4	26.9		1.7	0.2	65.3	1.9	2418	
谷	86b/hGd <sub>7</sub>	67RS-81	24.0	34.9	38.4		2.6	0.1	73.3	2.7	1915	58
		67RS-83	44.8	19.4	30.3	0.2	4.9	0.4	49.7	5.5	1898	101
		67RS-84	42.3	20.3	30.0	0.2	6.9	0.3	50.3	7.4	1960	71

産地：11個の地表試料は第22図。67RS-158：馬狩，白川水鉛鉱山，白光坑，坑口より120m

質塊（第11表，67RS-88）が角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩（同，67RS-86，87など）に埋められるが，南方にかけてこの苦鉄質の礫状部分が減少し，マトリックスもより珩長質となる。本岩体のもっとも苦鉄質な部分は閃緑岩質であるが，角閃石を含む相は一般に細粒花崗閃緑岩（ $163b/hGd_{10}$ ）で，含まない相はアプライト（ $120bG_2$ ）である（第25図）。



第 25 図 白川地域鳩ヶ谷および荒谷岩体の斜長石-カリウム長石-石英容量比  
Modal plagioclase-potassium feldspars-quartz of Hatogaya and Aradani plutons, Shirakawa area.

マトリックスがアプライトの部分では，礫状部はある特定の範囲に限られて脈状に産出し（図版LXI-1），その産状は島根県の清久一東山鉱床の母岩にしられる既述の“ボール・ゾーン”に類似している。礫状部は鳩ヶ谷岩体の縁にほぼ平行に並び，離れるにしたがってその量を減ずる傾向を有するものと思われる。早期に固結した（石英）閃緑岩体とその岩体の縁に沿って珩長質マグマの貫入以前に角礫化をうけ，引続く上昇マグマと（石英）閃緑岩岩片との混成作用の程度によって，現在みられる種々の岩相を生じたものと思われる。

鳩ヶ谷周辺から南方にかけて，本岩体の南半分は均質な中粒黒雲母花崗岩（ $64bG_2$ ）であって，部分的にアプライト質である。岩体の西周縁でアプライト質の部分に白川水鉛鉱山と称されるモリブデンの小鉱床が存在する。ほかに数カ所の輝水鉛鉱産地が本岩体に語り伝えられている。

本岩体南西部の荒谷下流部には角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩（ $86b/hGd_7$ ）・黒雲母花崗岩（ $58bG_3$ ）などの小岩体が分布する。

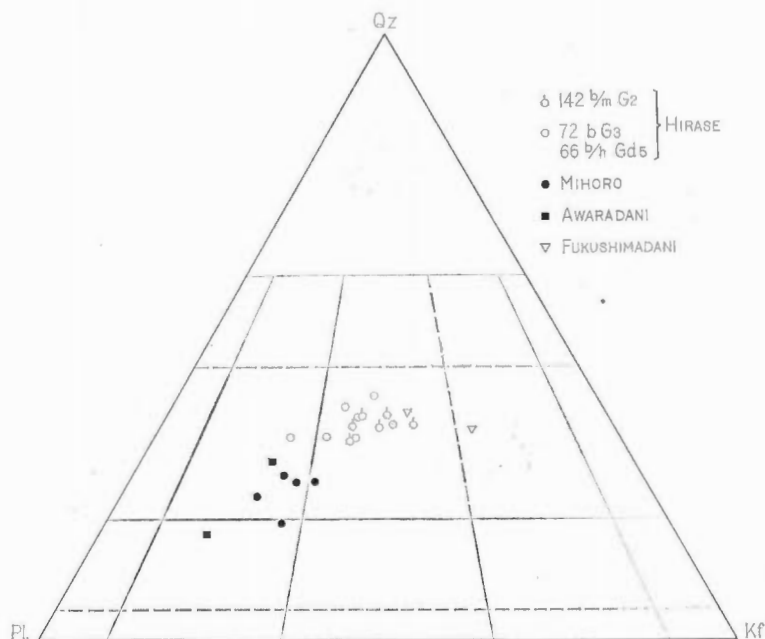
## 2) 平瀬岩体

本岩体は鳩ヶ谷岩体の南方，木谷から平瀬にかけて分布し，南北約4km，東西約1.5kmの拡がりを示す。主として中粒黒雲母花崗岩（ $72bG_3$ ）であるが（第26図），局所的なアプライト質部（ $142b/mG_2$ ）やペグマタイトを伴う。全岩体を通じて，本岩体は岩体単位でもっとも珩長質である（第12表）。岩体南東端の平瀬鉱床のほか，多くのモリブデン小鉱脈が主に周縁部のアプライト質部に存在する。

## 3) 御母衣岩体

本岩体は御母衣を中心として北西-南東にのび，約1.5×5kmにわたって分布する。この岩体は細～中粒

角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 ( $104b/hGd_0$ ) からなり (第13表), 中心部が完晶質, 周縁部は弱い斑状組織を示す。全般的に消化のよい径1~2 cm程度の包有物と, 部分的に, とくに周縁部で, 径1~2 m以下の苦鉄質捕獲岩とを伴う。



第26図 白川地域平瀬, 御母衣, あわら谷および福島谷岩体の斜長石-カリウム長石-石英容量比  
Modal plagioclase-potassium feldspars-quartz of Hirase, Mihoro, Awaradani, and Fukushimaadani plutons, Shirakawa area.

第12表 平瀬岩体の鉱物容量比と粒度  
Modal composition and grain size of Hirase pluton.

Units	Sample No.	Pl	Kf	Qz	Hb	Bt	Mus	Others	Kf+Qz	Maf.tot.	Meas. pts.	IC No.
142b/mG <sub>2</sub>	66RS-2	34.3	27.2	35.9		1.8	0.2	0.6	63.1	2.6	1782	125
	66RS-7	36.8	26.7	34.3		2.0		0.2	61.0	2.2	2255	98
	66RS-9	38.1	27.7	32.1		1.7		0.4	59.8	2.1	2096	158
	67RS-74	31.2	31.0	36.4		0.7		0.7	67.4	1.4	2030	139
	67RS-119	28.4	36.0	35.2		0.1		0.3	71.2	0.4	1894	165
	67RS-123	33.0	30.9	34.5		0.8		0.8	65.4	1.6	2264	164
	72bG <sub>3</sub>	66RS-8	39.9	23.2	31.8		4.9		0.2	55.0	5.1	2450
66RS-13		35.4	23.8	36.9		3.7		0.2	60.7	3.9	2536	58
67RS-75		35.2	26.7	35.8		1.9		0.4	62.5	2.3	1939	70
67RS-76		31.1	27.6	39.5		1.3		0.5	67.1	1.8	2075	70
67RS-79		37.1	28.1	32.2		2.4		0.2	60.3	2.6	2136	80
67RS-122		31.0	32.2	34.7		2.0		0.1	66.9	2.1	2078	92
66b/hGd <sub>0</sub>	67RS-115	44.7	18.5	31.5	0.1	5.0		0.2	50.0	5.3	2333	66

産地: 野外からの4個は第22図黒円。8個は平瀬鉱山内: 2-研場で輝水鉛鉱を造岩鉱物の産状で含んだもの, 7-大切坑コンプレッサーの位置, 8-同コンプレッサーより坑口より50m, 9-同立坑(13階)の位置, 115-同9の坑口より20m, 123-6レベル東部, 119-9レベル斜坑口の東方50m, 122-9レベル斜坑口; 74-岩体西縁湯谷モリブデン旧坑の研。

第 13 表 御母衣・あわら谷・福島谷岩体の鉱物容量比と粒度

Modal composition and grain size of Mihoro, Awaradani and Fukushima-dani plutons.

Units	Sample No.	Pl	Kf	Qz	Hb	Bt	Others	Kf+Qz	Maf.tot.	Meas. pts.	IC No.	
御母衣	104b/hGd <sub>6</sub>	66RS-6	46.4	19.4	24.3	2.0	6.7	1.2	43.7	9.9	2185	117
		67RS-68	53.4	18.2	22.0	0.7	4.9	0.8	40.2	6.4	1960	109
		67RS-69	52.9	24.5	18.2	0.3	3.4	0.7	42.7	4.4	1700	118
		67RS-70	47.5	22.6	24.7	1.0	3.7	0.5	47.3	5.2	2086	77
		67RS-73	44.9	25.1	24.4	1.0	4.0	0.6	49.5	5.6	1556	100
あわら	93b/hGd <sub>13</sub>	67RS-56	46.6	16.9	26.1	2.7	7.6	0.1	43.0	10.4	2009	60
		67RS-57	57.0	13.0	14.8	4.1	10.6	0.5	27.8	15.2	1817	125
福島谷	117bG <sub>2</sub>	67RS-58	27.8	33.6	36.6		1.7	0.3	70.2	2.0	1986	81
		67RS-61	20.1	44.3	34.3		1.0	0.3	78.6	1.3	1976	152

## 4) その他の岩体

あわら谷岩体は御母衣岩体に類似するが、より苦鉄質な細～中粒閃雲花崗閃緑岩 (93b/hGd<sub>13</sub>) で、部分的に弱い斑状組織を示す。径50cm以下の苦鉄質捕獲岩がやや多い。福島谷岩体は0.5×2km程度の拡がりを示し、主に中粒黒雲母花崗岩で、局部的にアプライト質で、そこでは文象質部やペグマタイト質部を伴う。

以上の諸岩石の鏡下における性質は大東—山佐地域の類似岩とほぼ同様である。大東—山佐地域が平瀬地域と異なる最大の特徴は、堆積岩起源の再結晶岩と混成岩との存在で、これらは平瀬地域にはまだ知られていない。

## II. 3. 3 地質時代と固結順序

白川村の花崗岩類は一般に白亜紀後期～第三紀の侵入岩とみなされているが、系統的に採取された試料についての年代測定はまだおこなわれていない。早瀬・石坂 (1967; Gr-210) は Rb-Sr 法で平瀬岩体の東方、清見村森茂の黒雲母花崗岩に、63×10<sup>6</sup>年 (黒雲母) および 84×10<sup>6</sup>年 (カリウム長石) を与えている。同じ花崗岩の黒雲母は K-Ar 法で 58±4×10<sup>6</sup>年であった (柴田賢分析, 河田清雄私信, 1967)。

花崗岩質岩類と流紋岩質火山砕屑岩類との固結順序については、前者を早期とする意見 (中沢・高瀬, 1953; 牛丸・河井, 1956; 牛丸編, 1965) および後期とするもの (河合, 1961; 松沢, 1965) とがあって、対立していた。

福島谷入口では福島谷岩体の周縁相であるアプライト質花崗岩が幅20cm程度の分岐岩脈を伴って火山砕屑岩類に貫入している (図版LXI-2)。御母衣岩体や平瀬岩体に接する火山砕屑岩類には既述のように花崗岩による熱的影響や熱水変質をうけたと思われる証拠が認められて、筆者の現在までの観察結果は花崗岩類がより後期であることを示している。

各岩体内の種々の花崗岩類相互の固結順序は多くの露頭で苦鉄質な岩相が早期、珪長質なものが後期を示すことが多い。しかし接触面を挟んで両者の岩相に差の少ない、たとえば平瀬鉱山内における角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩と黒雲母花崗岩、の関係は漸移的である。鳩ヶ谷岩体北部のアプライトは礫状にとり込む (石英) 閃緑岩より当然後期であろうが、それが南部の黒雲母花崗岩に接する部分は不明である。露出の良い平瀬鉱山坑内の観察では、類似の中粒黒雲母花崗岩は漸移的にアプライトに移行するか、アプライトがより後期の産状を示している。

## III. 火成岩類の定量的岩石学

## III. 1 花崗岩質岩類の組合せと露出面積比

主要モリブデン鉱床地域の島根県東部地域と岐阜県白川村の火成岩類は、既述のようにほぼ同様な種類から構成されている。大局的にもっとも大きな両地域の差は花崗岩質岩石に先立つ同質の噴出岩類の量で、噴出

第 14 表 西南日本内帯 3 地域の花崗岩質岩類の分布面積と比率  
Area and percentage of granitic rocks in three areas of the Inner Zone of Southwest Japan.

地 域 名	大東一小馬木地域	白川(平瀬)地域	土岐一岡崎地域(石原・鈴木, 1969)
先花崗岩質岩類に対する花崗岩質岩類の割合と計算に使われた地域の面積	88%(約1120km <sup>2</sup> )	14.5%(364km <sup>2</sup> )	78%(1798km <sup>2</sup> ) (土岐花崗岩周辺の古生層と濃飛流紋岩類: 15%, 領家中核帯の変成岩類: 7%)
花崗岩質岩類の比率計算に使われた地域の面積	760km <sup>2</sup>	53km <sup>2</sup>	1030km <sup>2</sup>
細粒不均質岩相	10%	19%	tr(三国山周辺の Ga(1%)と土岐花崗岩のごく一部) tr(土岐花崗岩のごく一部)
中～粗粒完晶質	57	41	32%(土岐花崗岩13%+三国山周辺19%) 41(Gd 8%+Ghb15%+Ghbs18%, 片状構造が発達)
片状両雲母(黒雲母)花崗岩～花崗閃緑岩			20 (Gm)
片状閃雲石英閃緑岩			5 (Dqs)

岩類は平瀬地域で圧倒的に多量に露出する。これは両地域の浸食度の相違に起因しているものと考えられる。

島根県東部の大東一小馬木地域において、南北に島根—広島県境以北(約35km)・東西に島根県広瀬—平田間(32km)の花崗岩質岩類は、島根県地質図によると同地域の約88%を占める(第14表)。第22図(白川村)の南北26km, 東西14kmの範囲では、花崗岩質岩類は14.5%を占めるにすぎない。白川村地域で第22図の範囲の周辺を含めると、この比率はさらに減少する。

花崗岩質岩石の種類別の露出面積比は、第14表のように両地域で大きな差は認められない。両地域ともに広い順に中～粗粒の黒雲母花崗岩・同閃雲花崗閃緑岩・細粒優白花崗岩・同花崗閃緑岩、である。大東一小馬木地域における第14表の比率の求め方は第3図から筆者自身の調査が及んでいる760km<sup>2</sup>に基づいている。

以上の広域的な比率にあらわれない大きな相違が大東一山佐地域と平瀬地域との間に存在する。すなわち、大東地域の片状ホルンフェルス・片麻岩状ホルンフェルス・蓮華寺花崗閃緑岩などに対応する岩石は白川村では認められていない。しかも島根県東部地域で Mo 量のほとんどは、堆積岩類を同化したと思われる蓮華寺花崗閃緑岩南縁の優白花崗岩類に濃集している。これらの岩石はその露出規模は小さいが、Mo 鉱床の形成には非常に重要な役割を果たしたものと思われる。また大東地域の Mo 鉱床に少なくとも場所的には関係している大内谷斑状花崗岩のような岩石も白川村ではしられていない。この露出規模も広域的には非常に小さい。

参考のために同じ西南日本内帯で、Mo と W について W 帯と不毛帯に属する土岐一岡崎地域と比較すると、W 帯(苗木—土岐帯)で細粒の優白花崗岩類と同じく細粒の花崗閃緑岩が出現していない。かりに土岐一岡崎地域を一括して扱い、構成鉱物に白雲母があらわれる両雲母花崗岩を、島根県東部地域と白川村の優白花崗岩に対比させると、岩石種の組合せは地域を通じて大差ないことになるが、領家中核帯のものは、1) 苦鉄鉱物量が多い、2) 柘榴石やモナズ石が含まれる、などの点で、少量の白雲母を含む Mo 帯の優白花崗岩類と相違する。

3 地域の花成岩類の組合せの特徴は下記のようにまとめられる。

- (1) Mo 鉱床地域では先花崗岩質岩類の露出面積には大きな差があるにかかわらず、花崗岩質岩石の組合せには大局的に大きな差が認められない。
- (2) 局部的に堆積岩類の再結晶岩と同同化花崗閃緑岩が大東地域にのみ分布し、その周辺に多量の Mo が濃集している。
- (3) 広域的にみれば、Mo 帯の組合せは W 帯や不毛帯の組合せと異なる。W 帯には苦鉄鉱物に乏しい優白色花崗岩類(両雲母優白花崗岩、アプライトなど)が多量にはしられていず、不毛帯は広域的に片状構造を伴う花崗岩質岩類で特徴づけられる。

### III. 2 花崗岩質岩類の粒度

Mo 鉱床は多くの花崗岩質岩類のうち、細粒相に伴われ、この細粒岩はルーフの岩石の近くに分布する。このルーフに近いこと、Mo はマグマの頂部に濃集し鉱床を形成すること、急冷マグマでは個々の鉱物が成長しにくいこと、などの3点から、これら細粒岩は比較的浅成の産物と一般にはみなしうであろう。

野外では最大の鉱物は測定し易いが、平均的な粒度は求めにくい。また鏡下においても粒度の表示を何に求めるかは困難な問題である。モード分析に使用した薄片から、CHAYES (1956) による I C 指数 (Identity change number) を求めた。花崗岩質岩石には非常に細粒なものは存在しないから、100 倍の倍率を使用し、2.5cm の測線上の鉱物境界を測定し、その数を I C 指数とした。大きな鉱物、とくに斜長石や苦鉄鉱物に含まれる包有物はこの測定には含めていないから、この測定値は鏡下における粒度の求め方では、比較的肉眼的な粒度に近いものである。

個々の測定値はモード鉱物組成表にすでに示したように、底盤状の岩体を除き一般にかなり指数のばらつきが激しい。しかし各単位の平均値を求めると、花崗岩質岩類のそれぞれは産状にしたがって個々の粒度を示すことがわかる (第15表)。

大東一山佐地域で、大東花崗閃緑岩は平均値で45、横田花崗岩はより粗粒で35である。その他の岩石は底盤状の岩石より、いずれも細粒である。片麻岩状ホルンフェルスは非常に細粒で156、それを同化したと思われる蓮華寺花崗閃緑岩は57である。

川井混成岩は岩質と同様に粒度でもばらつきが激しく、85~227に変化し、平均値は132で細粒である。3カ所に分布する優白色花崗岩類も一般に細粒で粒度の変化に富み、優白花崗岩複合体は平均値で137、山佐地域の山佐優白花崗岩は100、下久野アプライトは102である。大内谷斑状花崗岩は本体が57で、本体周辺の岩脈や小岩体を含めると73で、本体よりも周辺の小岩体がより細粒であることを示している。

小馬木地域の岩石では、底盤状岩体の一部とみなしうる黒雲母花崗閃緑岩がもっとも粗粒で、平均値で37である。大東地域の川井混成岩に対比できる閃雲 (石英) 閃緑岩と閃雲花崗閃緑岩とは89を示し、大東地域の類似岩にくらべてより粗粒である。両雲母花崗岩は74であって、大東一山佐地域で本岩に対比しうる優白色花崗岩類よりもより粗粒である。

平瀬地域では、鳩ヶ谷岩体北部の花崗閃緑岩 (163) とそれを埋めるアプライト質岩 (120) とともに細粒で、大東地域の類似岩の粒度とはほぼ一致する。南部の黒雲母花崗岩は中粒 (64) で、その南方の荒谷と平瀬岩体の黒雲母花崗岩~花崗閃緑岩も同様な値 (58~86) である。平瀬岩体、とくにその周縁部に発達するアプライトは細粒 (142) である。

御母衣とあわら谷の花崗閃緑岩体は細~中粒で (104, 93)、これと平瀬岩体・荒谷岩体・鳩ヶ谷岩体の南半分などは岩相上大東一山佐地域の大東花崗閃緑岩や横田花崗岩に対比できるが、平瀬地域のものがより細粒である。このことは、既述のような浸食量の相違に起因した結果と考えられる。

Mo 鉱床地域の花崗岩質岩石をより広域的に、領家花崗岩を含む土岐-岡崎地域 (石原・鈴木, 1969) の鉱床元素に関してはW帯と不毛帯に属する岩石と比較すると (第27図)、Mo 帯では細粒岩が多いことがわかる。三国山周辺のアプライト質花崗岩は Mo 帯で鉱床に関係する各種の優白色花崗岩類に対比できるが、その粒度は Mo 帯のものほど細粒ではない。なお、土岐-岡崎地域では領家中核帯の (片状) 両雲母花崗岩~花崗閃緑岩 (Gm) と片状閃雲石英閃緑岩 (Dqs) とがもっとも細粒なものに属する。

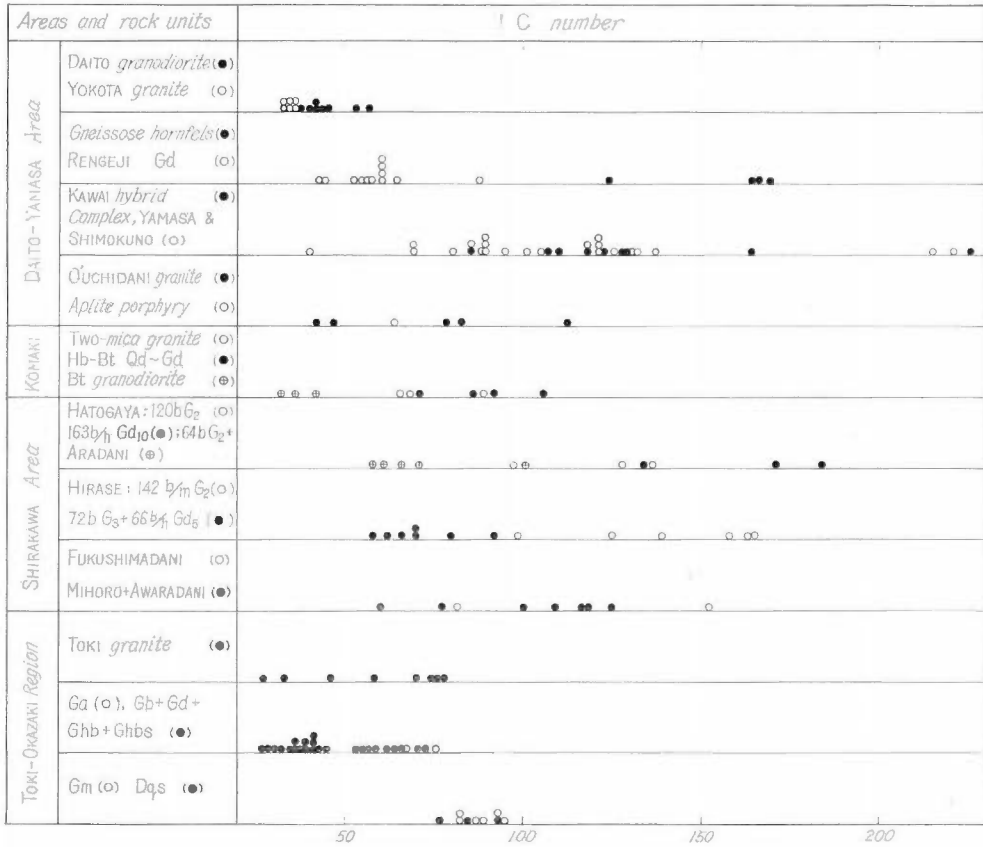
I C 指数の測定値から、下記の一般化が可能である。

- (1) 花崗岩質岩の粒度は概括的にはその形成深度に比例的であるとみなしてよい。
- (2) 露出面積が大きい底盤状の花崗岩質岩は比較的均一に粗粒で、その粒度は地域 (Mo 帯, W 帯など) によって変化しない。
- (3) 細粒小岩体の粒度は著しく変化し、Mo 鉱化作用に関係する花崗岩の形成は非常に浅成の環境で生じた。
- (4) Mo 鉱床3地域に共通にあらわれる細粒花崗閃緑岩とそれに密接に関係する優白色花崗岩類とは、大東一山佐地域と白川地域で同様な粒度を示し、小馬木地域では前2者にくらべより粗粒である。小馬木鉱床の Mo 金属量がもっとも少ないから、花崗岩の形成深度は付随する Mo 鉱床の規模に関係し、もっとも浅成



第 15 表 モー下鉱物組成と IC 指標の平均値  
 Summary statistics of the modal analyses and IC numbers of the granitic rocks in the three molybdenum areas.

Area	Rock units	Modified Chayes' symbols	n	Plagioclase		K-feldspar		Quartz		Hornblende		Biotite		Muscovite		Others		IC number			
				$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
Daito-Yamasa Area	Daito granodiorite	45b/hGd <sub>11</sub>	8	51.9	4.9	13.3	3.3	23.8	4.1	3.7	1.6	6.5	1.3			0.8	0.2	8	45	7	
	Yokota granite	35bG <sub>2</sub>	7	33.5	4.3	30.3	4.8	34.4	5.1			1.4	0.6			0.4	0.2	6	35	1	
	Togi' ishiyama gneissose hornfels	135bGd <sub>5</sub> s	4	53.3	2.9	7.8	2.6	30.6	3.1			7.3	0.7			1.0	0.2	4	156	21	
	Rengeji granodiorite (main mass)	57bGd <sub>5</sub>	10	46.5	2.9	19.0	3.2	29.3	3.6			4.4	1.7			0.8	0.4	10	57	10	
	Kawai hybrid	125b/hGd <sub>11</sub>	9	50.1	10.8	12.8	8.8	26.5	8.4	1.9	3.6	7.1	3.4			1.6	0.9	9	132	41	
	Leucogranite-complex	137b/mG <sub>2</sub>	5	27.8	4.3	35.3	4.8	35.1	1.8			1.1	1.0	0.2	0.2	0.5	0.9	5	137	44	
	Yamasa leucogranite	109b/mG <sub>2</sub>	10	28.8	6.0	33.2	4.9	36.2	2.8			0.8	0.8	0.5	0.6	0.5	0.6	9	100	50	
	Shimokuno aplite	102bG <sub>1</sub>	7	25.6	3.1	38.7	2.1	34.6	2.7			0.8	0.7	tr		0.3	0.2	7	102	25	
	O'uchidani granite	57bGp <sub>2</sub>	3	36.5	13.2	27.8	4.9	33.4	10.9			2.0	3.2			0.3	0.2	3	57	22	
	Aplite porphyry	64bGp <sub>1</sub>	1	21.5		38.4		39.5				0.3				0.3		1	64		
Komaki Area	Hb-bearing biotite granodiorite	57b/hGd <sub>5</sub>	3	49.9	3.5	15.7	3.4	29.0	2.2	0.3	0.5	4.7	1.6			0.4	0.1	3	37	5	
	Hb-Bt( quartz)diorite	71h/bQd <sub>5</sub> s	1	63.1		0.2		11.4		15.6		7.3				2.4		1	71		
	Hb-Bt granodiorite	93b/hGd <sub>9</sub>	3	42.5	1.4	19.7	2.9	28.4	1.0	2.1	0.8	6.5	1.5			0.8	0.2	3	95	10	
	Two-mica granite	74m/bG <sub>3</sub>	3	31.9	1.4	24.8	0.6	38.1	1.3			2.2	0.4	2.6	0.4	0.4	0.4	3	74	13	
Shirakawa Area	Hato-gaya	105b/hGd <sub>10</sub>	3	51.8	11.0	15.1	8.5	22.7	10.2	4.1	6.7	5.6	1.8			0.7	0.4	3	163	25	
	North Aplite	130bG <sub>2</sub>	3	33.1	7.7	30.1	6.4	35.2	1.9			1.2	0.4			0.3	0.2	3	120	21	
		South Biotite granite	64bG <sub>2</sub>	3	34.5	5.7	33.0	6.3	30.8	4.0			1.5	0.9			0.2	0.1	3	64	4
	Ara-dani	Aplite	58bG <sub>3</sub>	1	24.0		34.9		38.4				2.6				0.1		1	58	
		Biotite granite~granodiorite	60b/hGd <sub>7</sub>	2	43.5	1.8	19.9	0.6	30.1	0.2	0.2	0.0	5.9	1.4			0.4	0.1	2	86	21
	Hirase	Aplite	105b/mG <sub>2</sub>	6	33.6	3.6	29.9	3.5	34.8	1.5			1.2	0.8	tr		0.5	0.2	6	142	27
		Biotite granite	72bG <sub>3</sub>	6	34.9	3.5	26.9	3.3	35.2	2.9			2.7	1.3			0.3	0.2	6	72	12
	Mihoro	Biotite granodiorite	66b/hGd <sub>5</sub>	1	44.7		18.5		31.5		0.1		5.0				0.2		1	66	
		Hb-Bt granodiorite	105b/hGd <sub>9</sub>	5	49.0	3.9	22.0	3.1	22.7	2.8	1.0	0.6	4.5	1.3			0.8	0.3	5	104	17
	Awaradani	Hb-Bt granodiorite	60b/hGd <sub>13</sub>	2	51.8	7.4	15.0	2.8	20.4	8.0	3.4	1.0	9.1	2.1			0.3	0.3	2	93	46
Fukushima-dani		117bG <sub>2</sub>	2	24.0	5.5	38.9	7.6	35.4	1.6			1.4	0.5			0.3	0.0	2	117	50	



第 27 図 花崗岩質岩類の地域と岩体(相)別の IC 指数  
 IC number of granitic rocks in the three molybdenum areas and Toki—Okazaki region.

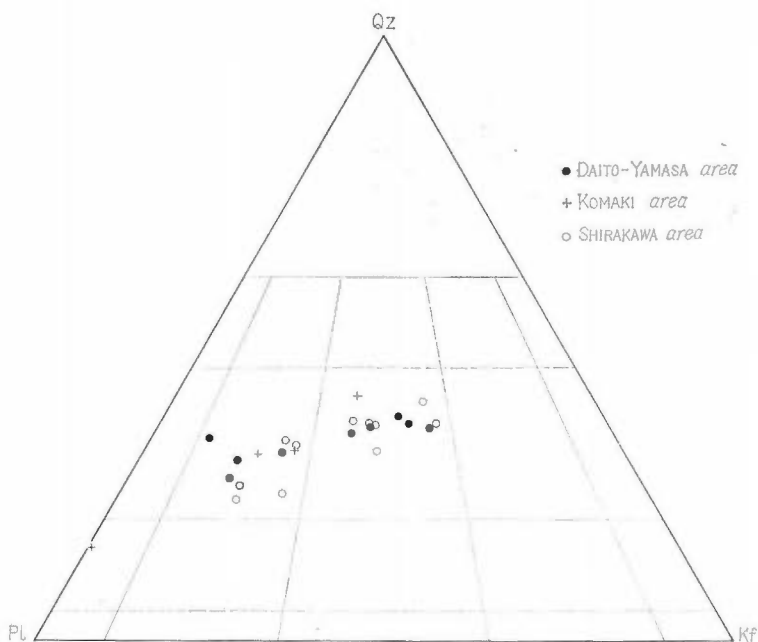
の花崗岩形成環境が Mo 鉱床の形成に必要であったと思われる。

### III. 3 花崗岩質岩類のモード鉱物組成

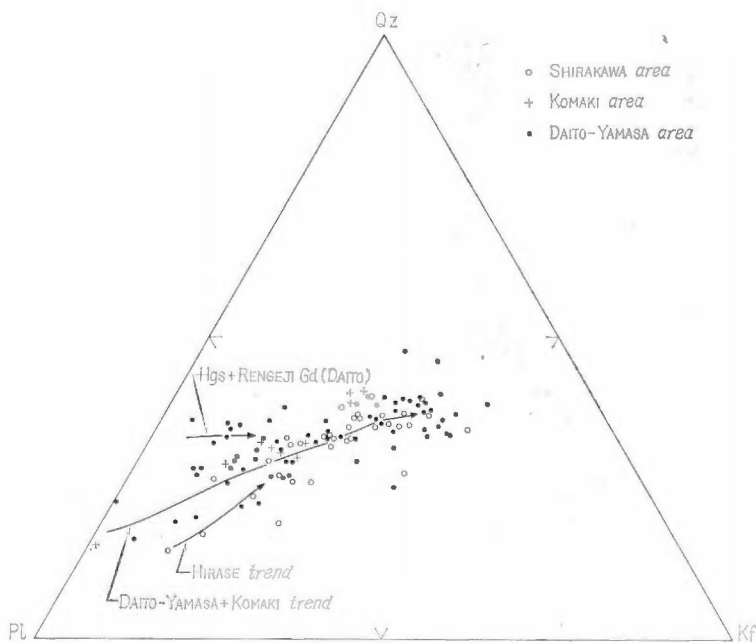
Mo 鉱床地域全体を通じて、花崗岩質岩類に含まれる主成分鉱物は、2種類の長石・石英・黒雲母・角閃石・白雲母である。長石比のほとんどは花崗閃緑岩か花崗岩の比率を示し、カリウム長石/全長石<0.1のものはごくわずか、同>0.65(カリウム質)のものは捕獲岩や優白色花崗岩類の一部を除き皆無と言ってよい。角閃石は花崗閃緑岩より苦鉄質な場合に、まれには輝石を伴ってあらわれ、白雲母は花崗岩質な場合に限られ、角閃石と共存しない。花崗閃緑岩質の長石比の場合に、一般には角閃石と黒雲母とが含まれるが、大東地域の片麻岩状ホルンフェルスと蓮華寺花崗閃緑岩とは角閃石を欠く。両岩とも他の類似岩より石英がやや多い特徴を有する。

副成分鉱物では、大東地域の川井混成岩の苦鉄質相にモード分析にかかる程度に多量の榍石(1%以下)が含まれる。また、片麻岩状ホルンフェルスには黒雲母を分離する過程で微量の柘榴石がしられ、X線回折により同定された。

成分鉱物の算術平均値は第15表の通りで、珪長3鉱物についてすべての花崗岩質岩は花崗閃緑岩か花崗岩の領域におちると言ってよい(第28図)。この図の小馬木地域の1個も分析試料が多ければおそらく花崗閃緑岩の領域を占めるものと、野外観察から推察される。大東—山佐・小馬木・白川の3地域を通じて、細～



第 28 図 Mo 鉱床地域花崗岩質岩類の平均的斜長石-カリウム長石-石英容量比  
 Modal plagioclase-potassium feldspars-quartz based on each arithmetic mean of granitic rocks in the three molybdenum areas.



第 29 図 Mo 鉱床地域花崗岩質岩類の斜長石-カリウム長石-石英容量比  
 Modal plagioclase-potassium feldspars-quartz of granitic rocks in the three molybdenum areas.

中粒の閃雲花崗閃緑岩は石英閃緑岩あるいは閃緑岩質な部分を含み、そのもっとも苦鉄質な相を代表させてしばしば石英閃緑岩と呼ばれた。しかし岩石名に平均的な組織を代表させると、Mo 鉱床地域では石英閃緑岩は皆無と言ってよい。

珪長3鉱物でMo 鉱床地域の諸岩石は、地域によってやや異なった領域を占める。平瀬地域のものは斜長石端からカリウム長石-石英線に向かい、大東-山佐地域と小馬木地域のものは石英端よりの斜長石端からカリウム長石-石英線に進む。大東地域の片麻岩状ホルンフェルスと蓮華寺花崗閃緑岩とはさらに石英に富む領域からカリウム端に向かい、石英量に変化が少ない傾向を示す(第29図)。この図で理論的には斜長石端からカリウム-石英線に向かって、マグマの分別晶出作用が進むはずであるから、斜長石端から石英端よりのずれは本源マグマの成分の差・混成作用などの晶出分化作用に基づかない原因を示しているものと思われる。既述の野外および鏡下観察から、少なくとも片麻岩状ホルンフェルスと蓮華寺花崗閃緑岩とは、後者の成因的背景を有していたものと推察される。

モード鉱物組成に基づき岩質の系統的な表わし方として、色指数(SHAND, 1949)やカリウム長石+石英(SUZUKI, 1955)が用いられる。後者を仮りに珪長指数と呼び、その指数に対する各鉱物量を図示すると(第30図)、一般に石英・カリウム長石・白雲母はこの指数の増加と共に増加し、斜長石・角閃石・黒雲母は減少するが、その程度は地域と岩体によって異なる。

大東-山佐地域で既述の片麻岩状ホルンフェルスと蓮華寺花崗閃緑岩とは、この図で石英に富み、カリウム長石にやや乏しい領域を占め、これが全体の分布領域に屈曲を与えている。他の鉱物については全体の傾向に従っている。小馬木地域の諸岩石は大東-山佐地域の一般の花崗岩質岩類と同様な分布を示す。

白川地域の諸岩石は全体としてそれぞれで直~曲線の関係を示し、特異なものはみられない。しかし、島根県東部地域に比較すると、とくに珪長指数の低い花崗閃緑岩質な部分で、石英により乏しく、カリウム長石にやや富む傾向が認められる。この地域的な差は貫入以前のマグマの組成の相違を示しているものと思われる。

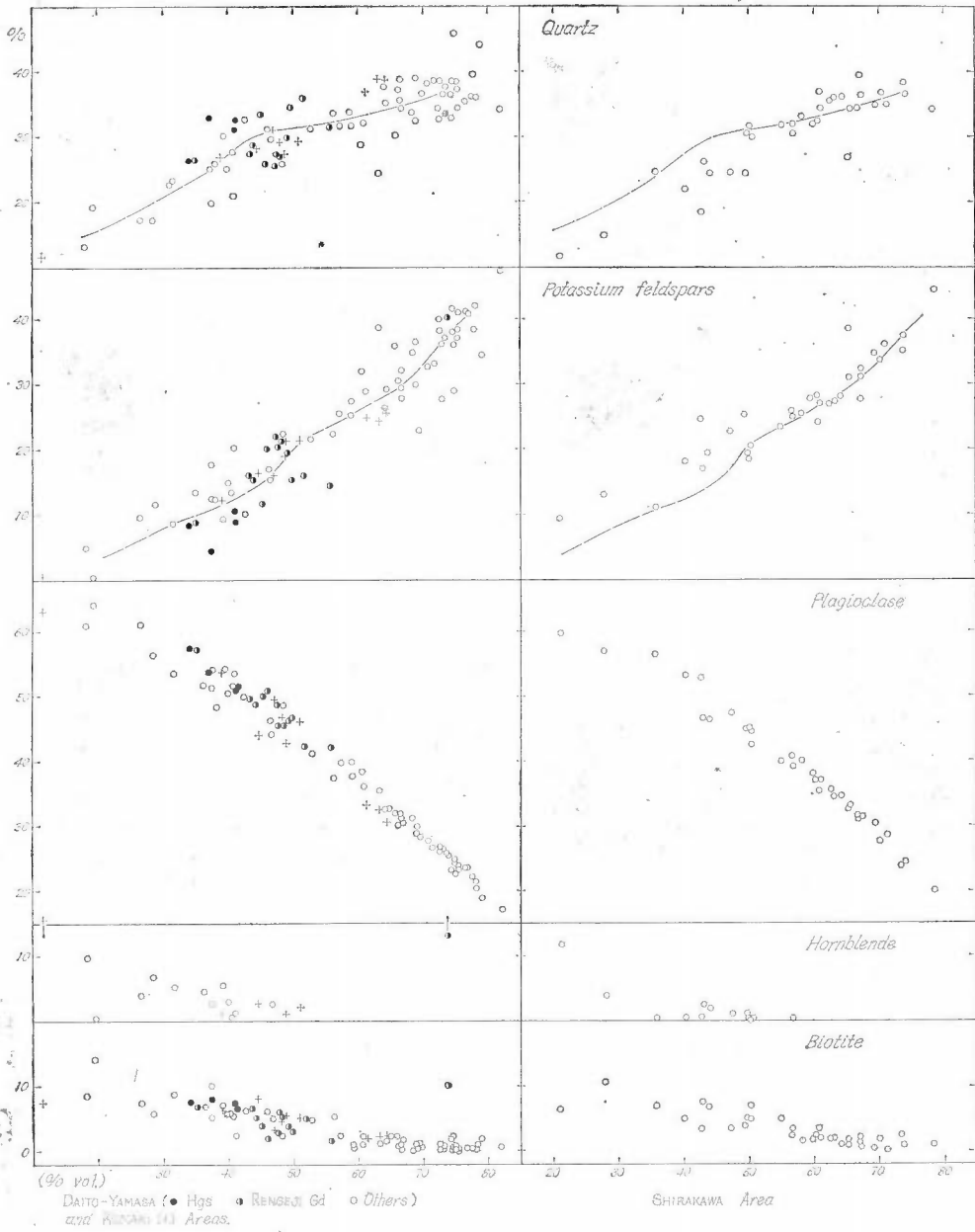
さきにMo 鉱床地域の花崗岩質岩石の広域的な特性の1つに、アプライトなどの優白色花崗岩類の多さをあげた。斜長石-カリウム長石+石英-苦鉄鉱物総量図で(第31図)、Mo 鉱床地域の花崗岩質岩石はいずれも土岐-岡崎地域のものより、苦鉄鉱物に乏しい領域を占める。この事実は、(1) Mo 地域に貫入したマグマはもともと苦鉄元素に乏しく、その分別晶出作用の結果として、多量の優白色花崗岩類が生じた、(2) あるいはFe がより高い酸素分圧のために珪酸塩鉱物よりも高密度の酸化物により多く分配された、可能性を示しており化学分析値も考慮すると後者の可能性が大きい。

同じ図で大東地域の片麻岩状ホルンフェルスと蓮華寺花崗閃緑岩とは、他の諸岩石より苦鉄鉱物にやや乏しい傾向を示す。小馬木地域では底盤状岩体の一部である粗粒花崗閃緑岩が、他の中粒閃雲(石英)閃緑岩~両雲母花崗岩よりも苦鉄鉱物により乏しい領域を占めるが、この差は分析試料数の多い大東-山佐地域の類似岩には認められていない。

珪長指数の多さと苦鉄指数(色指数)の少なさはマグマの進化の程度をもっともよく表わす。第31図でKf-Qz 端に近く、Mafic 端に近いものは、大東-山佐地域・白川地域・小馬木地域の順に多い。この順序は鉱床中のMo 総量の順序と同じである。小馬木地域でもっとも珪長質な両雲母花崗岩は他の2地域よりとくに進化度が低く、伴われるMo 量も他の2地域より著しく少ない。

モード鉱物組成に基づき3地域の花崗岩質岩類は下記のようにまとめられる。

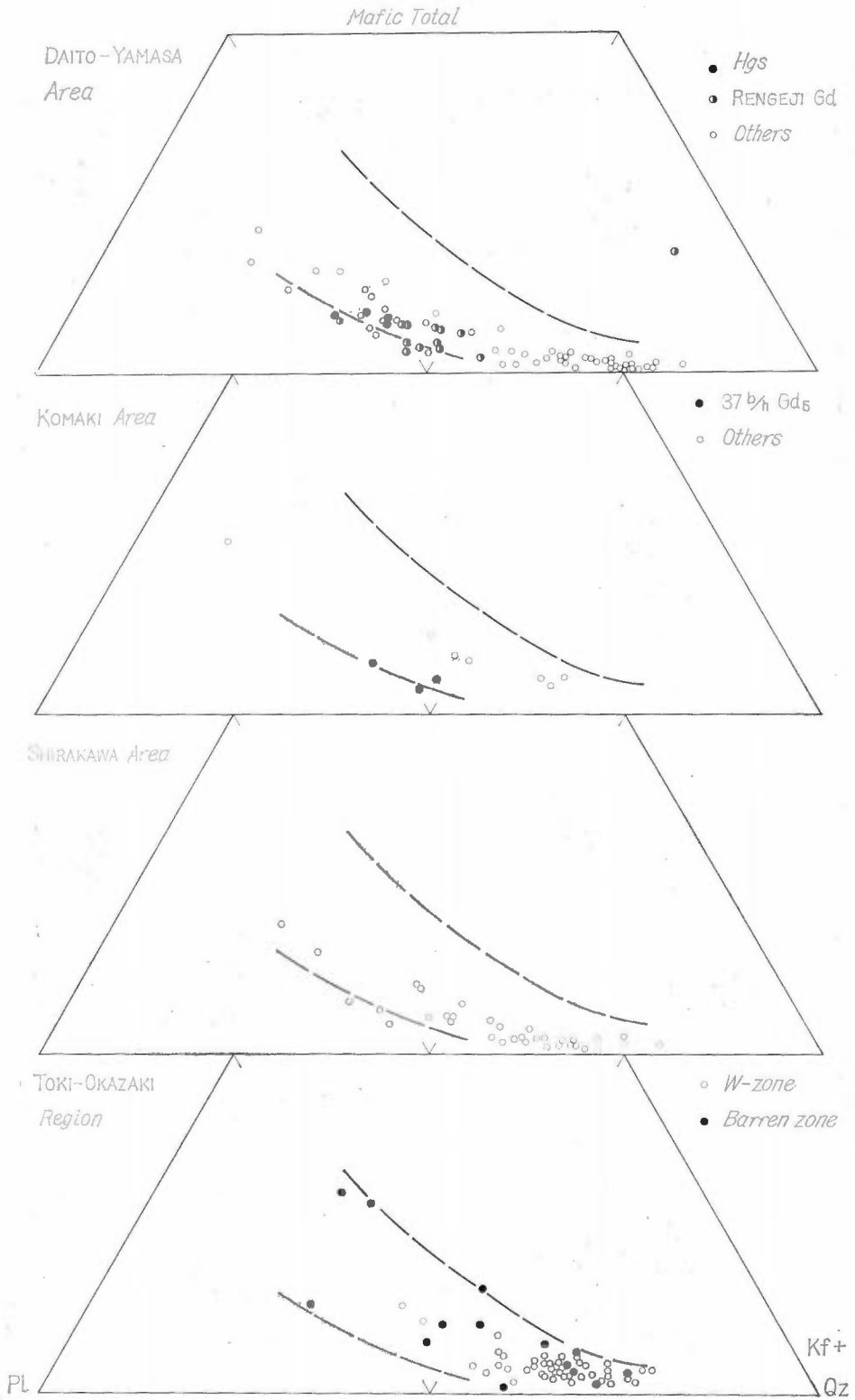
- (1) 構成岩石のほとんどは花崗閃緑岩~花崗岩の長石比を有し、従来一般には石英閃緑岩と呼ばれた岩石でもその多くの部分は花崗閃緑岩の長石比を示す。
- (2) 白川地域の岩石は斜長石の減少につれてカリウム長石+石英が増加する一般的な分化傾向を示すが、島根県東部、とくに大東地域の岩石は全般的に石英に富み、その一部は地殻物質などの同化作用をうけたマグマが分化・固結した可能性を示している。
- (3) Mo 帯の岩石は苦鉄鉱物に乏しい系列に属する。この鉱物組成上の差は、発生場所の差に基づき本源マグマの最初の成分の差、または本源マグマの上昇過程における広域的な揮発性成分の分化現象に求められるが、後者の可能性がより重要であったと考えられる。



第 30 図 Mo 鉱床地域花崗岩質岩類の珪長指数に対する各鉱物量  
 Salic index (Kf+Qz) vs. each modal component of granitic rocks in the three molybdenum areas.

### III. 4 花崗岩質岩類の主化学成分

島根県東部地域の花崗岩質岩類の化学分析値には、山口 (1957) による23個、滝本ほか (1965) の6個、三浦 (1966) の6個などがある。この報告で公表されるものは小馬木地域の4個を含め、島根県東部地域で32個である (第16, 17表)。これらの分析は主として石炭鉱物研究所、一部は地質調査所でおこなわれた。両分析機関の結果の間に経験的には著しい相違が認められていないから、それぞれを一括して扱う。



第 31 図 西南日本内帯 4 地域花崗岩質岩類の斜長石—カリウム長石+石英—苦鉄鉱物容量比  
 Modal plagioclase—potassium feldspars + quartz—mafic minerals of granitic rocks  
 in the three molybdenum areas and Tōki—Okazaki region.

第 16 表 大東—山佐～横田地域花崗岩質岩石の化学分析値とノルム鉱物  
 Chemical analyses and norms of granitic rocks in the Daito—Yamasa and Yokota areas.

Units		Daito Granodiorite				Yokota granite		
Sample No.		6412-17	6511-110	6511-116	6511-138	5907-55	6511-114	6511-132
SiO <sub>2</sub>		62.28	70.38	67.50	67.36	75.62	74.68	74.70
TiO <sub>2</sub>		0.66	0.38	0.52	0.44	0.19	0.28	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		19.72	16.20	16.92	17.56	13.64	14.16	14.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1.76	1.52	1.68	1.28	0.68	0.96	0.96
FeO		2.73	1.80	1.65	1.87	0.54	0.65	0.50
MnO		0.08	0.08	0.08	0.08	0.06	0.06	0.04
MgO		2.51	1.04	1.30	1.61	0.40	0.45	0.30
CaO		4.71	2.91	3.19	3.25	1.15	1.57	1.32
Na <sub>2</sub> O		3.01	2.72	3.26	3.18	3.66	3.36	3.22
K <sub>2</sub> O		1.91	2.27	3.03	2.54	3.29	2.78	3.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.14	0.11	0.20	0.13	0.06	0.09	0.10
S		0.02	0.03	0.03	0.01		0.01	0.01
H <sub>2</sub> O (+)		0.10	0.02	0.06	0.12	0.46	0.10	0.16
H <sub>2</sub> O (-)		0.30	0.43	0.36	0.38	0.02	0.56	0.42
Total		99.93	99.89	99.78	99.81	99.77	99.71	99.92
Analyst		K. O.	K. O.	K. O.	K. O.	K. O.	K. O.	K. O.
Normative Constituents	il	1.25	0.72	0.99	0.84	0.36	0.53	0.42
	ap	0.31	0.24	0.44	0.28	0.13	0.20	0.22
	mg	2.55	2.20	2.44	1.86	0.99	1.39	1.10
	py	(0.04)	(0.06)	(0.06)	(0.02)		(0.02)	(0.02)
	hm							0.20
	or	11.29	13.41	17.91	15.01	19.44	16.43	20.51
	ab	25.47	23.02	27.59	26.91	30.97	28.43	27.25
	an	22.52	13.79	14.64	15.38	5.36	7.24	5.95
	C	4.45	4.22	2.89	3.94	2.10	2.97	3.26
	en	6.25	2.59	3.24	4.01	1.00	1.12	0.75
	fs	2.63	1.58	0.92	1.78	0.22	0.06	
qz	22.79	37.64	28.26	29.29	38.73	40.66	39.67	
Total		99.51	99.41	99.32	99.30	99.30	99.03	99.33
Femic total		12.99	7.33	8.03	8.77	2.70	3.30	2.69
or+ab+qz		59.55	74.07	73.76	71.21	89.12	85.52	87.43
D.I.		59.8	74.5	74.3	71.7	89.6	86.4	88.0
(an/an+ab)×100		46.9	37.5	34.7	36.4	14.8	20.3	17.9

分析者のうち, K. O. は大田菊松, M. K. は川野昌樹・阿部智彦・大森貞子, K. A. は阿部喜久男

第16表つづき

Units		Schistose hornfels		Gneissose hornfels	Rengeji granodiorite		
Sample No.	6506-12	6506-13	60F-40	60F-17	60Fb-67	65HY-1 ①	
SiO <sub>2</sub>	74.54	76.34	70.42	74.10	73.54	72.64	
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.19	0.39	0.23	0.28	0.28	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.24	12.62	14.91	13.42	13.90	15.50	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.02	0.84	0.64	1.28	0.89	0.40	
FeO	0.97	0.61	1.20	0.79	1.03	0.79	
MnO	0.11	0.04	0.18	0.04	0.10	0.09	
MgO	0.49	0.21	0.88	0.57	0.79	0.39	
CaO	2.30	0.81	2.70	1.53	2.02	2.22	
Na <sub>2</sub> O	2.50	3.81	4.25	3.60	4.05	3.95	
K <sub>2</sub> O	1.91	3.64	2.62	3.41	2.55	2.48	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.05	0.08	0.01	0.07	0.11	
Fe			0.45				
S	0.14		0.52	tr	0.01	0.08	
CO <sub>2</sub>	1.60		0.06 (SO <sub>2</sub> )	tr			
H <sub>2</sub> O (+)	1.31	0.12	0.46	0.23	0.45	0.26	
H <sub>2</sub> O (-)	0.34	0.32	0.16	0.46	0.12	0.54	
Total	99.87	99.60	99.92	99.67	99.80	99.73	
Analyst	K. O.	K. O.	M. K.	M. K.	K. A.	K. O.	
Normative Constituents	il	0.57	0.36	0.74	0.44	0.53	0.53
	ap	0.22	0.11	0.17	0.02	0.15	0.24
	mg	1.48	1.22	0.93	1.86	1.29	0.58
	py	(0.26)		0.97	(tr)	(0.02)	(0.15)
	cc	(3.64)			(tr)		
	or	11.29	21.51	15.48	20.15	15.07	14.66
	ab	21.16	32.24	35.96	30.46	34.27	33.42
	an	10.82	3.72	13.39	7.54	10.02	10.37
	C	2.10	1.05	0.17	1.05	0.81	2.52
	wo						
	en	1.22	0.52	2.19	1.42	1.97	0.97
	fs	0.64	0.18	1.07	0.07	0.88	0.83
qz	47.00	38.25	28.08	35.97	34.31	34.73	
Total	96.50	99.16	99.15	98.98	99.30	98.85	
Femic total	4.13	2.39	6.07	3.81	4.82	3.15	
or+ab+qz	79.45	92.00	79.52	86.58	83.65	82.81	
D.I.	82.3	92.4	80.2	87.5	84.2	83.8	
(an/an+ab)×100	33.8	10.4	27.1	19.8	22.6	23.7	



Kawai hybrid							
6511-120	6412-13	60F-11	60Dt-545	60Fb-61	60F-28	6412-10②	60F-27
51.68	59.20	64.56	68.32	70.58	71.83	72.10	74.58
0.98	1.00	0.75	0.47	0.40	0.36	0.40	0.19
19.44	17.66	16.11	15.64	15.32	14.76	13.66	12.72
3.60	2.86	2.66	1.52	1.47	1.22	1.36	1.29
4.67	3.16	2.28	1.72	1.54	1.25	1.15	0.86
0.17	0.22	0.13	0.10	0.08	0.09	0.08	0.06
4.33	2.64	1.69	1.25	1.04	0.93	0.81	0.50
8.29	5.27	3.90	3.13	2.55	1.98	2.02	1.40
3.20	4.75	4.42	3.75	3.74	3.73	3.40	3.12
1.22	1.67	2.16	1.80	2.57	3.05	3.22	4.41
0.19	0.36	0.14	0.22	0.11	0.10	0.14	<0.01
							0.03
0.11	0.04	tr	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03
	0.38		0.18			0.60	
1.02	0.19	0.73	1.39	0.40	0.54	0.16	0.59
0.76	0.20	0.18	0.12	0.10	0.17	0.48	0.20
99.66	99.60	99.71	99.64	99.91	100.02	99.61	99.98
K. O.	K. O.	M. K.	K. O.	K. A.	K. A.	K. O.	M. K.
1.86	1.90	1.42	0.89	0.76	0.68	0.76	0.36
0.42	0.79	0.31	0.48	0.24	0.22	0.31	0.02
5.22	4.15	3.84	2.20	2.13	1.77	1.97	1.87
(0.21)	(0.08)	(tr)	(0.06)	(0.02)	(0.02)	(0.06)	(0.06)
	(0.86)		(0.41)			(1.37)	
7.21	9.87	12.76	10.64	15.19	18.02	19.03	26.06
27.08	40.19	37.40	31.73	31.65	31.56	28.77	26.39
35.09	21.94	17.87	14.24	12.01	9.28	9.18	6.88
			2.30	1.99	1.92	1.22	0.30
2.05	0.87						
10.78	6.57	4.21	3.11	2.59	2.32	2.02	1.25
4.30	2.19	1.01	1.32	1.10	0.86	0.48	0.20
3.77	10.32	19.88	31.01	31.74	32.67	34.61	35.77
97.78	98.79	99.61	97.92	99.40	99.30	98.35	99.16
24.63	16.47	10.79	8.00	6.82	5.85	5.54	3.76
38.06	60.38	70.04	73.38	78.58	82.25	82.41	88.22
38.9	61.1	71.0	74.9	78.7	82.8	83.8	89.0
56.4	35.3	32.3	31.0	27.5	22.7	24.2	20.7

第16表つづき

Units		Leucogranites (Complex, Yamasa, Shimokuno)				O'uchidani granite		
Sample No.		65HN-1	65SK-4①	6506-5	6506-4	60F-15	60YT-606	5908-336
SiO <sub>2</sub>		76.38	76.56	76.76	76.28	70.42	75.25	76.96
TiO <sub>2</sub>		0.22	0.21	0.19	0.20	0.38	0.21	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		13.08	13.12	12.90	13.16	14.49	13.55	12.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.64	0.40	0.80	0.74	1.54	0.93	0.80
FeO		0.22	0.72	0.36	0.22	1.46	0.74	0.07
MnO		0.02	0.04	0.04	0.04	0.11	0.02	0.02
MgO		0.54	0.28	0.17	0.16	0.99	0.44	0.20
CaO		0.67	0.72	0.53	0.50	2.47	1.32	0.76
Na <sub>2</sub> O		2.64	2.98	3.35	3.32	4.15	3.98	3.88
K <sub>2</sub> O		3.94	4.03	3.94	4.79	3.02	2.93	3.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.01	0.05	0.01	0.02	0.04	0.05	0.01
S		0.10	0.09	0.05	0.02	tr	0.01	0.04
H <sub>2</sub> O (+)		0.74	0.28	0.28	0.09	0.57	0.31	0.11
H <sub>2</sub> O (-)		0.34	0.38	0.32	0.38	0.22	0.14	0.24
Total		99.54	99.86	99.70	99.92	99.86	99.88	99.65
Analyst		K. O.	K. O.	K. O.	K. O.	M. K.	K. A.	K. O.
Normative Constituents	il	0.42	0.40	0.36	0.38	0.72	0.40	0.19
	ap	0.02	0.11	0.02	0.04	0.09	0.11	0.02
	mg	0.13	0.58	0.74	0.26	2.23	1.35	
	py	(0.19)	(0.17)	(0.09)	(0.04)	(tr)	(0.02)	(0.08)
	hm	0.55		0.29	0.56			0.71
	or	23.28	23.82	23.28	28.31	17.85	17.32	20.98
	ab	22.34	25.22	28.35	28.09	35.12	33.68	32.83
	an	3.27	3.27	2.58	2.38	11.98	6.55	3.72
	C	3.28	2.66	2.18	1.65	1.43	1.43	1.21
	wo					0.02		
	en	1.34	0.70	0.42	0.40	2.47	1.10	0.50
	fs		0.72			0.99	0.28	
qz	43.73	41.65	40.83	37.37	27.61	37.27	38.89	
Total		98.36	99.13	99.05	99.44	99.08	99.49	99.05
Femic total		2.46	2.51	1.83	1.64	6.52	3.24	1.42
or+ab+qz		89.35	90.69	92.46	93.77	80.58	88.27	92.70
D.I.		90.8	91.5	93.4	94.3	81.3	88.3	93.6
(an/an+ab)×100		12.8	11.5	8.3	7.8	25.4	16.3	10.2

第 17 表 小馬木地域花崗岩質岩石の化学分析値とノルム鉱物  
 Chemical analyses and norms of granitic rocks in the Komaki area.

Units		Granodiorite		Two-mica granite	
Sample No.		65KM-175	6510-102	65KM-150①	65KM-153①
SiO <sub>2</sub>		70.58	69.16	77.90	76.60
TiO <sub>2</sub>		0.32	0.48	0.12	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		16.26	16.94	13.10	13.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1.28	1.12	0.16	0.36
FeO		1.44	1.87	0.65	0.68
MnO		0.08	0.08	0.03	0.05
MgO		0.86	0.94	0.49	0.17
CaO		2.74	2.58	0.34	0.90
Na <sub>2</sub> O		2.92	2.73	3.12	3.09
K <sub>2</sub> O		2.45	3.21	3.36	3.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.12	0.16	0.01	0.07
S		0.05	<0.01	0.06	0.04
H <sub>2</sub> O (+)		0.29	0.12	0.12	0.12
H <sub>2</sub> O (-)		0.36	0.52	0.14	0.28
Total		99.75	99.91	99.60	99.65
Normative Constituents	il	0.61	0.91	0.23	0.23
	ap	0.26	0.35	0.02	0.15
	mg	1.86	1.62	0.23	0.52
	py	(0.09)	(<0.02)	(0.11)	(0.08)
	or	14.48	18.97	19.86	20.62
	ab	24.71	23.10	26.40	26.15
	an	12.90	11.86	1.64	4.07
	C	4.08	4.63	3.73	3.33
	en	2.14	2.34	1.22	0.42
	fs	1.19	1.87	0.92	0.84
qz	36.82	33.62	45.03	42.88	
Total		99.05	99.27	99.28	99.21
Femic total		6.06	7.09	2.62	2.16
or+ab+qz		76.01	75.69	91.29	89.65
D.I.		76.7	76.3	92.0	90.4
an/an+ab×100		34.3	33.9	5.9	13.5

産地：175—本坑，—65mL，第2斜坑下のじようご  
 102—鉱山事務所南方の県道沿い（第19図参照）  
 150，153—本坑，—45mL 南押し。

第 18 表 白川地域花崗岩質岩石の化学分析値とノルム鉱物  
Chemical analyses and norms of granitic rocks in the Shirakawa area.

Pluton's name		Hatogaya pluton			Hirase pluton				Mihoro	Awara-dani	
Sample No.		67RS-88	67RS-87	67RS-91	66RS-8	66RS-9	67RS-119	2901*	11161*	67RS-69	67RS-57
SiO <sub>2</sub>		59.10	72.86	76.28	71.62	75.74	76.52	76.86	72.40	69.34	65.46
TiO <sub>2</sub>		0.87	0.25	0.10	0.24	0.14	0.08	0.10	0.31	0.37	0.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		17.56	13.94	12.84	15.38	13.52	13.66	13.20	14.87	15.46	17.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1.86	1.20	0.68	0.40	0.36	0.48	0.71	0.39	1.12	0.72
FeO		3.92	0.93	0.18	1.36	0.68	0.14	0.14	0.07	1.58	2.66
MnO		0.27	0.04	0.04	0.06	0.05	0.02	0.06	0.10	0.10	0.06
MgO		2.42	0.40	0.15	0.68	0.47	0.04	0.06	0.07	0.78	1.55
CaO		5.34	1.77	0.69	1.80	0.45	0.67	0.39	0.99	2.63	3.67
Na <sub>2</sub> O		4.34	3.70	3.69	4.20	3.56	3.72	3.47	3.97	4.22	4.08
K <sub>2</sub> O		2.09	3.64	4.50	2.89	3.70	3.91	4.25	5.12	2.81	2.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.33	0.12	0.09	0.01	<0.01	0.07	0.01	0.02	0.19	0.23
S		<0.01			0.07	0.04				<0.01	
H <sub>2</sub> O (+)		1.14	0.54	0.14	0.68	0.53	0.22	0.45	0.72	0.76	0.47
H <sub>2</sub> O (-)		0.38	0.18	0.16	0.34	0.36	0.24	0.10	0.26	0.22	0.40
Total		99.62	99.57	99.54	99.73	99.60	99.77	99.80	99.11	99.58	99.59
Normative Constituents	il	1.65	0.47	0.19	0.46	0.27	0.15	0.19	0.25	0.70	0.82
	ap	0.72	0.26	0.20	0.02	<0.02	0.15	0.02	0.04	0.42	0.50
	mg	2.70	1.74	0.42	0.58	0.52	0.29	0.35	0.16	1.62	1.04
	py	(<0.02)			(0.13)	(0.08)				(<0.02)	
	hm			0.39			0.28	0.47	0.28		
	or	12.35	21.51	26.59	17.08	21.87	23.11	25.12	30.26	16.61	16.19
	ab	36.73	31.31	31.22	35.54	30.12	31.46	29.36	33.59	35.71	34.52
	an	22.27	8.09	2.88	8.88	2.18	2.93	1.89	4.81	11.91	16.87
	C		0.95	0.85	2.09	2.86	2.24	2.20	1.04	1.12	1.26
	wo	0.95									
	en	6.03	1.00	0.37	1.69	1.17	0.10	0.15	0.17	1.94	3.86
fs	4.72	0.39		1.87	0.81				1.56	3.69	
qz	9.92	33.14	36.14	30.43	38.86	38.60	39.51	27.53	27.03	19.96	
Total		98.10	98.86	99.25	98.64	98.68	99.31	99.26	98.13	98.62	98.71
Femic total		16.77	3.86	1.57	4.62	2.79	0.97	1.18	0.90	6.24	9.91
or+ab+qz		59.06	85.96	93.95	83.05	90.85	93.17	93.99	91.38	79.35	70.67
D. I.		60.2	87.0	94.7	84.2	92.1	93.8	94.7	92.9	80.5	71.6
an/an+ab×100		37.8	20.5	8.5	20.0	6.8	8.5	6.1	12.5	25.0	32.8

\* 河田編 (1962) による。

第19表 大東一山佐～横田地域花崗岩質岩類分析試料の採取位置  
Localities of analyzed granitic specimens in the eastern parts of Shimane Prefecture.

試料番号	採 取 位 置
6412-17	大原郡大東町石畑藤原勝重氏所有石切場, 阿用川左岸
6511-110	仁多郡横田町横田南方 1 km, パス道路沿いの切割り
6511-116	仁多郡仁多町上三所, 小さな峠の所
6511-138	飯石郡三刀屋町粟谷, 高橋好氏石切場
5907-55	能義郡広瀬町上山佐中谷, 谷入りより南々東300m の石切場, 右岸
6511-114	仁多郡亀嵩町梅木原, 同部落南西方約500m
6511-132	仁多郡仁多町美女原部落より馬木へ約 500m, パス道の大切割り
6506-12	大東町金成楢木谷下流部, 海拔110m付近
6506-13	同上, 6506-12の約80m上流側
60F-40	大東町東阿用野田奥一井木谷間尾根道, 海拔180m地点
60F-17	大東町奥川井山神谷上流右岸, 吉床谷との出合いより北西直距離500m
60Fb-67	東山鉾山 8号試錐 深度32.35m
65HY-1	東山鉾山 2号下錐 斜坑底
6511-120	仁多郡仁多町林原, 馬木川沿いの路傍
6412-13	大東折坂谷坑 0号斜坑, 中間水槽より斜距離10m上部
60F-11	大東町奥川井吉床谷, 山神谷との出合より30m下流, 左岸
60Dt-545	大東鉾山栄光鍾右 3 延
60Fb-61	清久鉾山103号試錐, 深度146m
60F-28	大東町奥川井清久選鉱場入口の橋より25m上流, 阿用川左岸
6412-10	大東折坂谷坑 0号斜坑, 斜坑底より12m (平面で) 坑口より
60F-27	大東町奥川井芦谷下流部, 阿用川との出合より100m上流 (東山選鉱場直下), 左岸
65HN-1	大東火の谷鉾山 4号鍾 左 1延, 斜坑近く
65SK-4	清久鉾山新 1号坑右押し
6506-5	大東町塩田スクモ塚, 塚の東方200m
6506-4	大東町下久野, 清久南坑入口より120m上久野側
60F-15	大東町奥川井山神谷下流部, 吉床谷との出合いより130m上流の河床
60YT-606	清久鉾山叢淵 6 番坑東端
5908-336	大東町川井大内谷上流部, 下久野への峠から500m北側

第 20 表 この報告と山口 (1957) による分析結果との比較の一例  
Chemical data analyzed by different analysts on two specimens taken from the same outcrop.

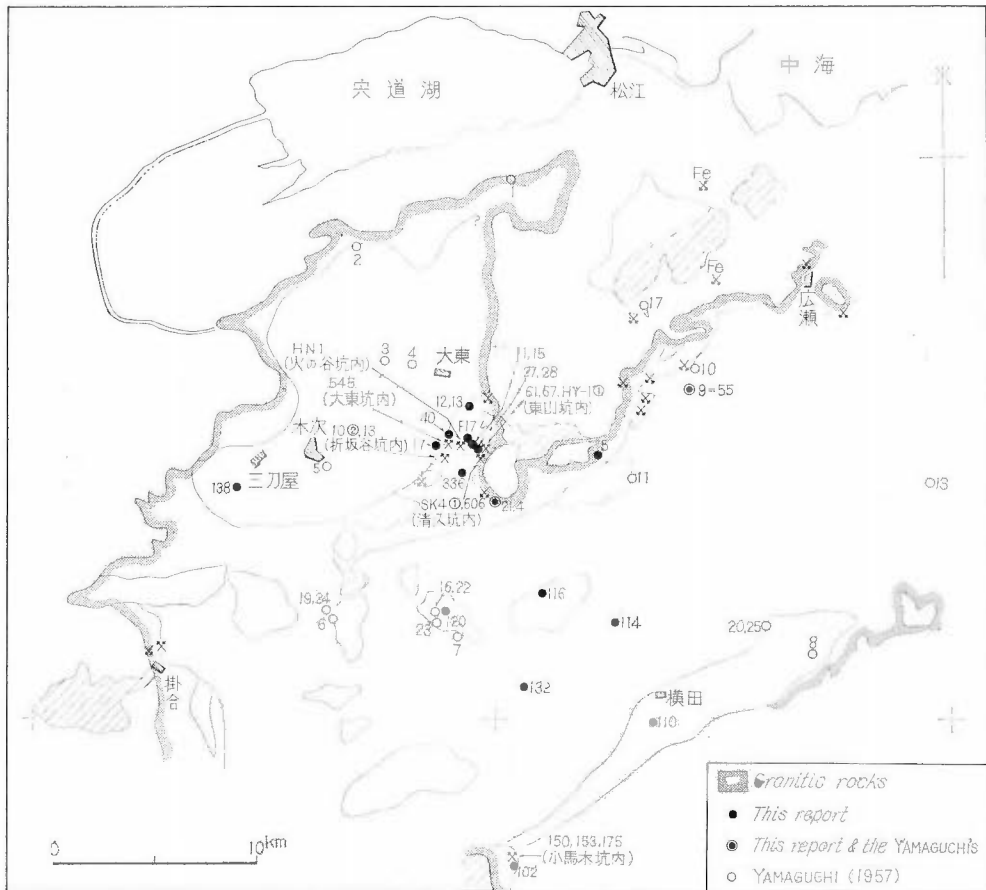
	5907-55	Y-9	Y-9 基準 の増減
SiO <sub>2</sub>	75.80	75.17	-0.63
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.21	+0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.67	12.97	-0.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.68	0.31	-0.37
FeO	0.54	1.10	+0.56
(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO)	(1.22)	(1.41)	(+0.19)
MnO	0.06	0.04	-0.02
MgO	0.40	0.36	-0.04
CaO	1.15	1.24	+0.09
Na <sub>2</sub> O	3.67	4.19	+0.52
K <sub>2</sub> O	3.30	3.88	+0.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.06	
H <sub>2</sub> O (+)	0.46	0.18	-0.28
H <sub>2</sub> O (-)	0.02	0.29	+0.27
Total	100.00	100.00	

白川地域では8個が分析された(第18表)。ほかに SHIBATA (1956) による4個と河田編 (1962) による2個とがある。後者は地質調査所でおこなわれているから、第18表に含めた。この表の11161は肉眼的にカリウム長石に富むアルカリ質の脈状岩で、できるだけ一般的なものが選ばれた筆者の試料にくらべ、その産状と岩相とを異にする。

分析試料の位置は第19表の通りである。島根県東部地域で山口 (1957) によるものは記載された位置から第32図のようである。これらの多くは筆者の調査範囲に重複するから貴重であるが、筆者の資料と比較して2・3の元素について系統的な相違が認められる。たとえば、山口による No. 9 は筆者の5907-55と同一の石切場から採取されたものと思われ、それぞれを100%換算した結果を比較すると(第20表)、 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O}$ などで相違が著しい。

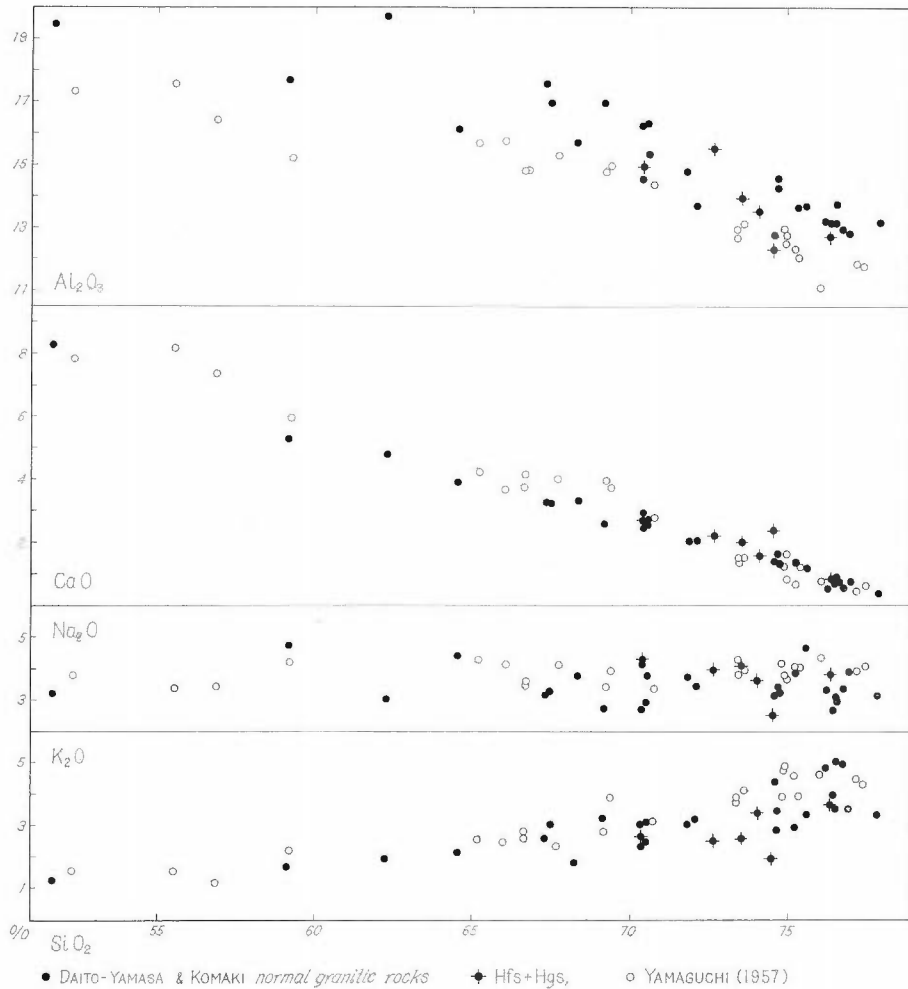
この傾向は Harker 図でも明瞭で(第33図)、山口の  $\text{Al}_2\text{O}_3$  が全般的に低い点が顕著である。以上の相違点はノルム計算に大きく影響し、山口の分析値ではノルムコランダムがほとんど現われない。なお、山口の試料には筆者の再結晶岩やその同化岩などは含まれていないから、第33図ではそれらを別記号で示した。

主化学成分のそれぞれを分化指数 D I (Differentiation Index, THORNTON & TUTTLE, 1960) に対してプロットすると、各分析試料はそれぞれの成分であるまとまった範囲におさまる(第34図)。例外的に大東地域の片状ホルンフェルスの1個(6506-12, D I = 84.4) は  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  で低い方へ、 $\text{H}_2\text{O}$  (+) で高い方へ一般的な分布領域をはずれる。また白川地域のアプライト脈の1個(11161, D I = 92.9) は



第 32 図 島根県東部地域の花崗岩質岩類の主化学成分分析試料の位置

Location of the chemically analyzed specimens in the eastern parts of Shimane Prefecture.



第 33 図 この報告と山口 (1957) による分析値の比較

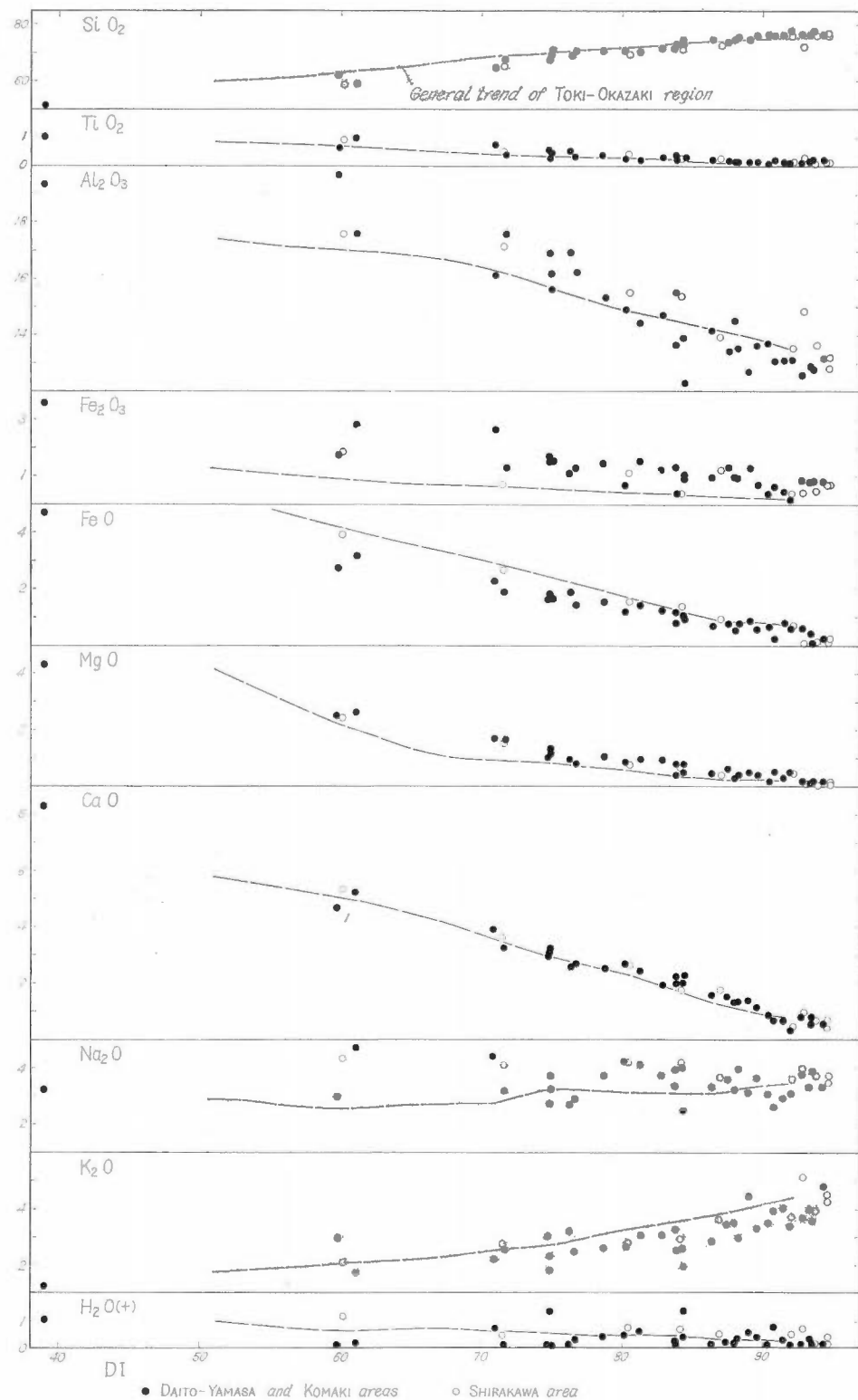
Major differences of the chemical data between this report and a previous result.

$Al_2O_3$  と  $K_2O$  でやや高く,  $SiO_2$  でやや低い。後者の原因はその試料がカリウム長石に富む特異な末期相の岩石であるためとみてよい。

大東地域の他の片状ホルンフェルスや片麻岩状ホルンフェルス・蓮華寺花崗閃緑岩などは、この図で他の花崗岩質岩類と著しい相違を示さない。この事実は、(1) 再結晶岩の原岩には花崗岩質組成のものがあつた、(2) 同化が進んだものは一般の花崗岩質岩類と同じ進化線をたどるから、原岩に特異性があつたとしても認められない、の 2 点を意味していると思われる。

小馬木地域の岩石も大東一山佐地域の岩石とほぼ同様な領域におちるが、白川地域の岩石は島根県東部地域の花崗岩質岩類よりも、 $SiO_2$  にやや乏しく、 $Al_2O_3 \cdot Na_2O \cdot K_2O$  に富む傾向を示す。これは地域によってマグマの成分が異なっていたことを意味し、現象としては白川地域の岩石がアルカリ長石に富み、石英に乏しいことのあらわれで、既述のモード鉱物組成の両地域の相違と一致する。

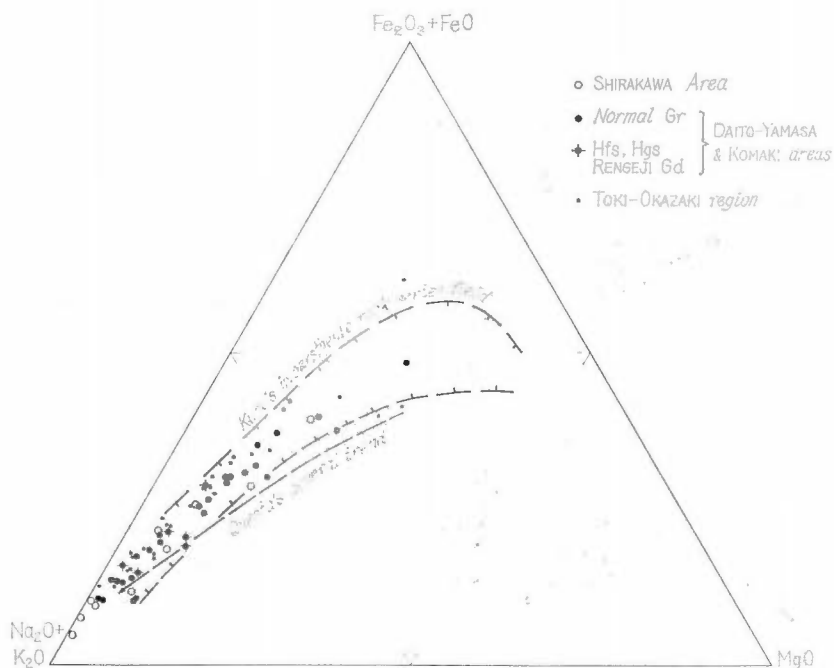
W帯と不毛帯とを土岐一岡崎地域に代表させて、同一分析者による未公表資料から一般的な分布領域線をひき、Mo 帯の花崗岩質岩類と比較すると、(1) Mo 帯の岩石に D I 指数が大きいものがあつてより分化が進んでいる、(2)  $Fe_2O_3/FeO$  比が Mo 帯で大きい (ごく一部には風化作用の影響があるかもしれない)、



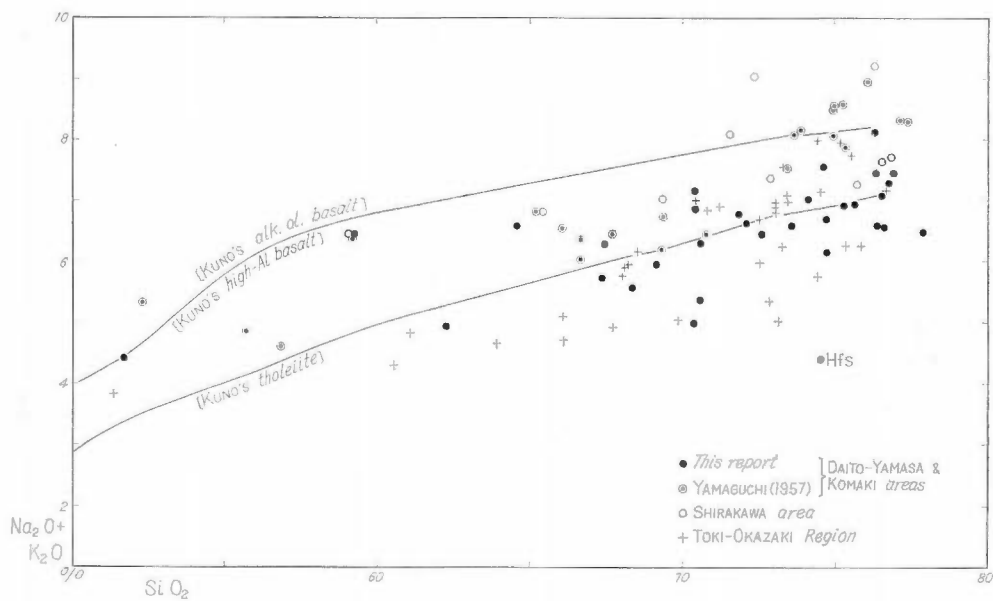
第 34 図 島根県東部地域と白川地域花崗岩質岩類の分化指数 (DI) に対する化学組成

Differentiation index vs. each chemical component of granitic rocks in the three molybdenum areas.  
The broken line is general trend of the Toki—Okazaki region.





第 35 図 Mo 帯・W 帯・不毛帯の花崗岩質岩類の M-F-A 図  
 M-F-A diagram of granitic rocks in the three molybdenum areas and Toki-Okazaki region.



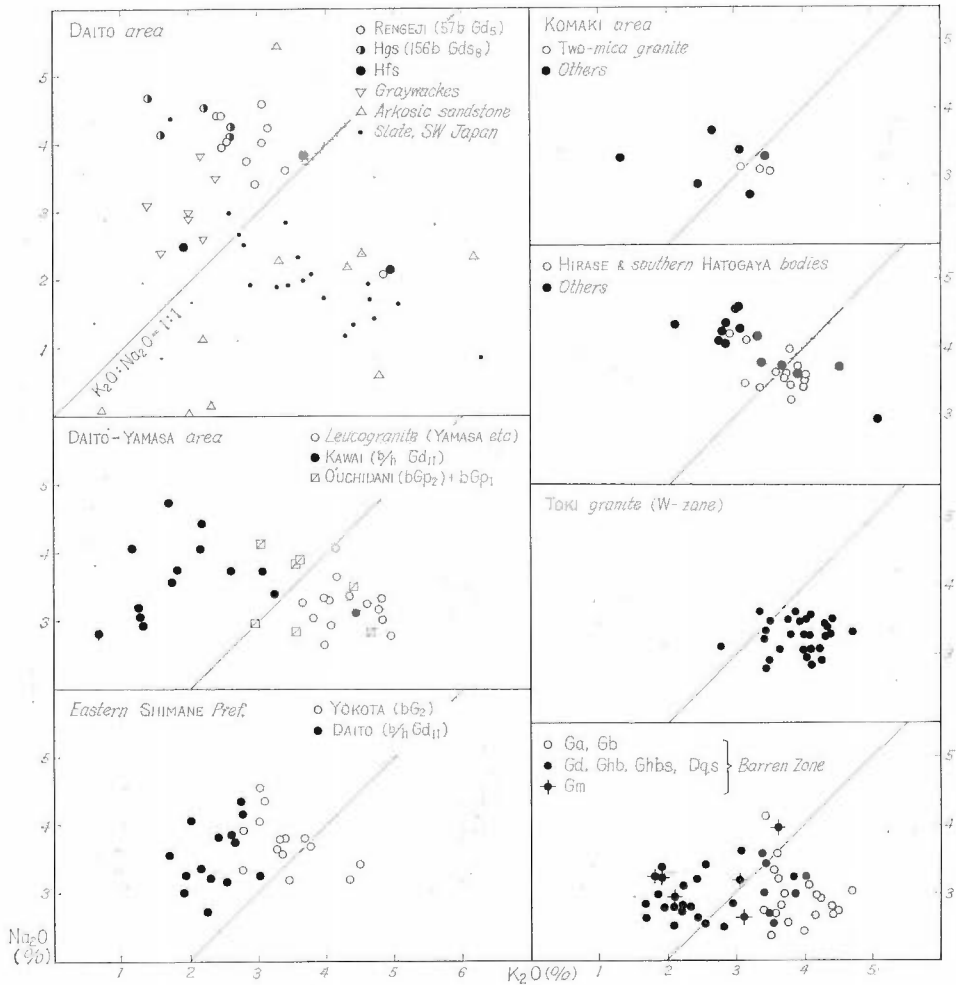
第 36 図 Mo 帯・W 帯・不毛帯の花崗岩質岩類の Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> 図  
 Alkali-silica diagram of granitic rocks in the three molybdenum areas and Toki-Okazaki region.

(3) Mo 帯の岩石は MgO に富み, K<sub>2</sub>O にやや乏しい, などの傾向が認められる。

Mo 帯の花崗岩質岩類は M (MgO)—F (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO)—A (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) 図で一般のカルクアルカリ岩の領域におちる (第35図)。Mo 帯とW帯—不毛帯との間, Mo 帯の2地域間などに, 明瞭な相違が認められない。Mo 帯2地域の最末期固結相を比較すると, 白川地域の岩石によりアルカリ端に近いものが多い。これはマグマ期の最末期における白川地域の岩石中の Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub> 濃集比が島根県東部地域のものより, より高かったことを意味して全般的な分化度が白川地域で進んでいたことを示さない。最末期相における化学的性質の相違はもとのマグマの性質の反映で, 島根県東部地域の花崗岩質岩類は白川地域のものより, 発生段階か途中の同化作用などの理由で, SiO<sub>2</sub> により過剰であったものと思われる。

Mo 帯の花崗岩質岩類は Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O—SiO<sub>2</sub> 図で, 白川村の一部を除きアルカリ岩的な性格を示さない (第36図)。この図で, 白川地域の岩石と山口 (1957) による結果とが筆者の資料の島根県東部地域のものより, アルカリ総量に富む原因は既述の理由によるものである。

アルカリとライムの分析値については, より多くの個数について既に報告した (石原ほか, 1969)。CaO—Na<sub>2</sub>O—K<sub>2</sub>O 図でW帯—不毛帯の岩石は Mo 帯のものよりも, Na<sub>2</sub>O に乏しい領域を占めることが特徴



第 37 図 Mo 帯・W 帯・不毛帯の花崗岩質岩類のアルカリ比  
Alkali ratio of granitic rocks in the three molybdenum areas and Toki—Okazaki region.

的である(石原ほか, 1969, 第9図と第17図参照)。Mo帯の岩石では, 白川村と島根県東部地域の多くのものが西南日本内帯の底盤状花崗岩質岩類の領域と同様な傾向を示すが, 大東地域の Mo 鉱床帯内の小岩体にはその  $K_2O$  量にくらべて  $Na_2O > CaO$  に富むものがある。

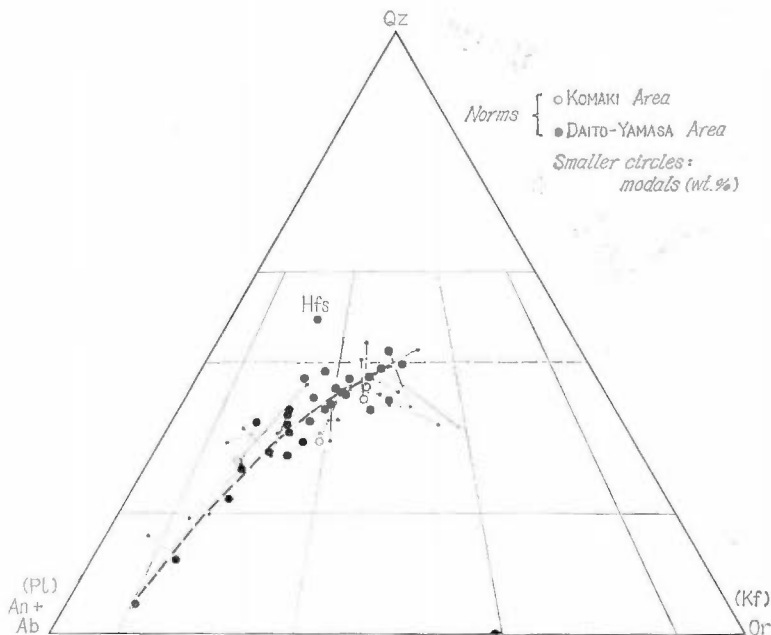
アルカリ2元素の比率では, 一般の花崗岩質岩について花崗閃緑岩質岩で  $Na_2O > K_2O$ , 花崗岩質岩で  $K_2O > Na_2O$  である(第37図)。前者を角閃石を含む岩相, 後者を黒雲母(+白雲母)を含み角閃石を含まない岩相と換言することができるが, 島根県東部地域では角閃石を含まない岩相あるいは花崗岩質な岩石でも  $Na_2O > K_2O$  の領域におちるものが多い。これは既述の  $CaO-Na_2O-K_2O$  図にもあらわれた  $Na_2O$  にやや富む地域性の反映と思われる。

$Na_2O > K_2O$  の領域は堆積岩ではグレイワック砂岩に当たり, PETTIJOHN (1962) と REED (1957) による各種の平均値は第37図の通りである。また,  $K_2O > Na_2O$  は一般にはアルコーズ砂岩や頁岩の領域を示すものと思われ, ここには PETTIJOHN (1963) によるアルコーズ~サブアルコーズ砂岩と原村(1961)による西南日本内帯の粘板岩とを図示した。

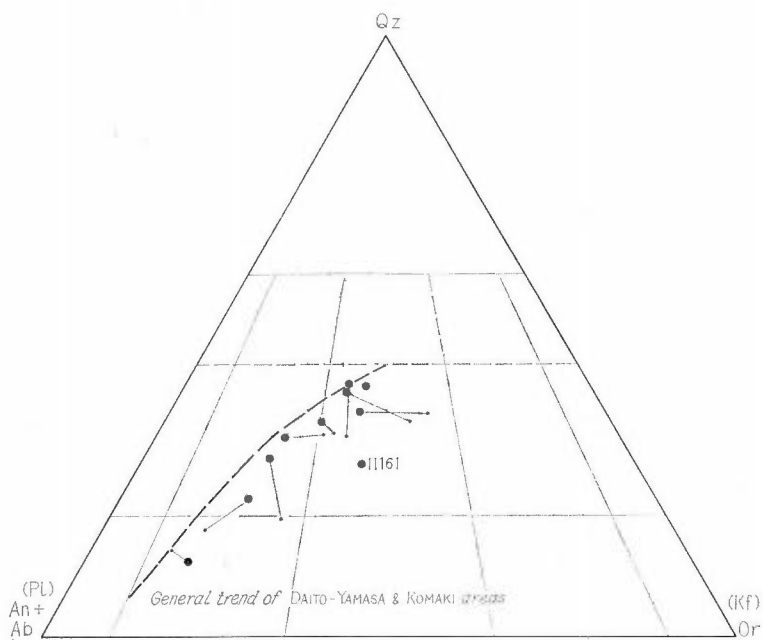
大東地域の再結晶岩とその同化岩の多くは  $Na_2O > K_2O$  の領域におち, 片状ホルンフェルスと蓮華寺花崗閃緑岩中の捕獲岩の2個が  $K_2O > Na_2O$  の領域に入るにすぎない。しかし一般的には2つの再結晶岩のうち, 片状ホルンフェルスが  $Na_2O \leq K_2O$ , 片麻岩状ホルンフェルスは疑いもなく  $Na_2O > K_2O$  であって, 両岩は異なった領域に分布し, 蓮華寺花崗閃緑岩は両者の間の領域を占める。

Mo 鉱床地域の花崗岩質岩類はノルム斜長石-正長石-石英比でも主として花崗岩か花崗閃緑岩の領域を占める(第38, 39図)。島根県東部地域では1個の片状ホルンフェルス(6506-12)を除く他の花崗岩質岩石が斜長石端から正長石-石英線に向かう進化線に沿ってある限られた範囲におち, 同一試料のモード鉱物重量比にくらべて, 珪長3鉱物間(とくに2長石間)のばらつきがノルム鉱物比で一般により少ない。

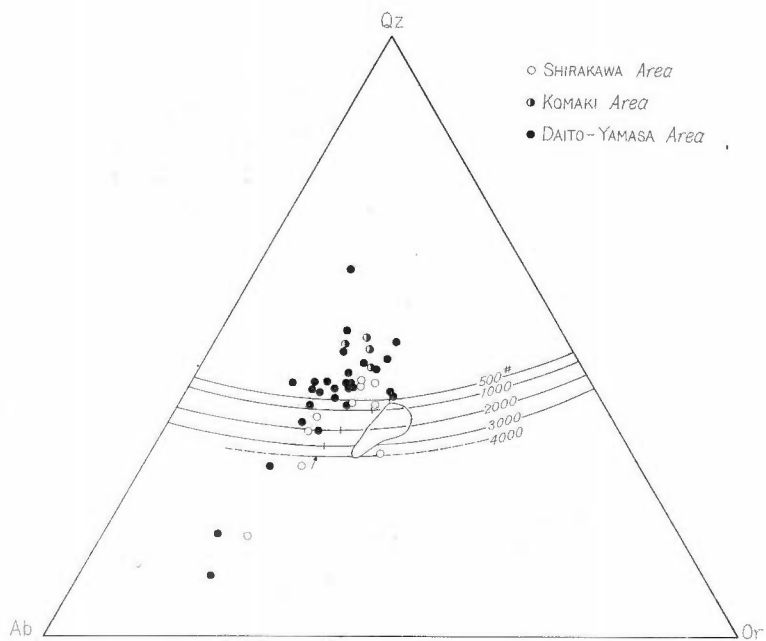
白川地域の花崗岩質岩石は島根県東部地域のものより全体として正長石に富み, 斜長石+石英に乏しい領域を占める傾向を示し, これはモード鉱物組成でみられた傾向と同様である。



第38図 島根県東部地域の花崗岩質岩類のノルムとモード斜長石-カリウム長石-石英比  
Normative and modal plagioclase-potassium feldspars-quartz of granitic rocks  
in the Daito-Yamasa and Komaki areas.



第 39 図 白川地域花崗岩質岩類のノルムとモード斜長石-カリウム長石-石英比  
 Normative and modal plagioclase-potassium feldspars-quartz of granitic rocks in the Shirakawa area.



第 40 図 Mo 帯花崗岩質岩類のノルム曹長石-正長石-石英比  
 Normative albite-orthoclase-quartz of granitic rocks in the three molybdenum areas.

この傾向はノルム曹長石—正長石—石英図でも認められ、白川村の諸岩石はこの図で Or 端により近い領域に分布する(第40図)。また、全体として TUTTLE & BOWEN (1958) の "Washington's Table" に基づくノルム  $Ab+Or+Qz>80\%$  の最濃集部(第40図実線内)より、日本のものは Or に乏しい領域を占める。なお、Ab 端に近いものはすべて  $Ab+Or+Qz<80\%$  の岩石で、一般に細粒な閃雲花崗閃緑岩かより苦鉄質なものである。同様な岩質で底盤状の産状を示す粗粒岩は、より  $Qz(+Or)$  端に近い所に分布する。

アルカリライム指数に関しては、苦鉄質な岩石の分析例が少ないから正確に求めにくいだが、島根県東部地域では底盤状の粗粒岩が61 (calcic, PEACOCK, 1931)、小規模な細粒岩が57 (calc-alkalic)、平均して59程度と思われる。白川地域では  $CaO>Na_2O+K_2O$  の岩石が分析されていないが、鳩ヶ谷岩体の花崗閃緑岩は55 (alkali-calcic) 付近を示すものと思われる。柴田(1967)は Mo 鉱床地域が含まれる山陰型花崗岩に対して56.4を与えている。

Mo 鉱床地域の花崗岩質岩石は以上のようにW帯・不毛帯の岩石とは明らかにやや異なった化学的性質を有するが、白川地域と島根県東部地域との間にもモード鉱物組成で指摘されたと同様な性質の相違が認められる。Mo 鉱床をもたらしたマグマの組成がカルクアルカリ岩系に属することはもっとも基本的な必要条件で、同じ系列における成分の差と分化現象とがマグマ中の Mo 濃度を規制したものと思われる。

### III. 5 花崗岩質岩類の微量成分

花崗岩質岩類の微量成分は第21~25表の通りである。U と Th のほとんどは石原ほか(1969)で発表されたものの再収録である。分析試料の産地も多くものについて上記文献に既に示した。

Ba~Pb の12元素の分析は JACO エパート型3.4m分光器にもとづく。発光条件は DC arc, 220V, 8 A, 90秒発光である。緩衝剤には等重量の NaCl を用いた。標準試料として W1・G1・Spex などを使用した。Spex は天然産標準試料と元素によってはかなり異なる値を示すから、後述の変質岩である種の元素が W1・G1 の値を大きくはずれるもの以外には Spex を用いなかった。

W1・G1 の各元素存在量として FLEISCHER (1965) の値を使用した。この値は FLEISCHER (1969) により多少変更され、この報告の12元素では W1 の B が17→15ppm と変えられたが、この程度の変更は今回のような半定量分析では無視してもよいであろう。そのほか、1) 発光時間、2) 分光器の安定度(2回に分けて分析したため)、3) 解読時の個人差(他地域のデータと比較する場合)など、若干の問題があるから、この報告では結果の概要についてのべる。

分析元素の多くは Goldschmidt の経験的則や電気陰性度 (electronegativity, RINGWOOD, 1955) などに支配されて主成分と相関する種類である。分化指数 (DI) の平均値に対して主要岩体(相)の主要微量元素のばらつきと平均値とをとおすと、K を置換する Ba や残棄に濃集する U・Th などが分化指数の大きいもので多く含まれ、Ca を置換する Sr や苦鉄元素と相関する Ni・Co・Cr・V などが分化指数の小さいものに多い一般的な傾向が認められる(第41, 42図)。しかし微量成分は貫入の形態や起源物質の成因にも規制されていて、一義的にそれぞれの存在量を説明できないものも認められる。

$Ba^{2+}$  (1.34 Å) は  $K^{+}$  (1.33 Å) を置換する元素としてしられ、大局的には両元素は正の相関を示し、もっとも珪長質な優白花崗岩類で Ba は逆にやや減少する傾向を示す。しかし詳細には、土岐—岡崎地域における場合と同様に(高橋・石原, 1969)両元素の相関性は顕著ではなく、[Ba はそれぞれの岩体の成因的背景によって、固有の分布を示すものと思われる。

$Sr^{2+}$  (1.12 Å) と  $Ca^{2+}$  (0.99 Å) との正の相関性は一般に明瞭である(第43図)。Mo 3 地域や岩石単位による差は認められず、土岐—岡崎地域の諸岩石とは、[主として Sr の検出限界に關係して Mo 地域のもの]がやや異なった分布傾向を示す。Ba—Sr 図でも(第44図)、土岐—岡崎地域では全体として両元素が正の相関を示すのに対して、Mo 地域の諸岩石ではその関係が不明瞭である。部分的に一つの岩石単位では正の相関が認められ、とくに大東地域の川井混成岩や頁岩レリクト(第44図矢印)を含めた片麻岩状ホルンフェルスで明瞭である。

分析した微量元素のうちでは、Mo は鉱床形成元素に直接關係する意味で、U と Th とは分析精度が他の元素よりすぐれている点で重要である。Mo は一般に苦鉄質な岩石で少ないが、一部にはそのようでない

第 21 表 島根県東部地域の底盤状岩体の微量成分

Minor element distribution in batholith-forming granitic rocks in the eastern parts of Shimane Prefecture.

Rock unit	Sam. No.	Ba	Sr	Li	Mo	B	Mn	Cr	V	Ni	Co	Cu	Pb	U	Th	
Daito granodiorite [ <sub>sb</sub> /hGd <sub>11</sub> ]	Daito	6412-17	580	300	19	tr	2	1,600	70	280	22	20	12	10	1.2	7
		5908-302	1,000	400	18	0.6	1.5	1,000	60	240	10	12	9	8	2.3	6
		6412-15	580	260	19	tr	3.5	800	120	370	16	17	12	8	2.2	8
		6412-16	900	260	24	tr	2.5	1,000	60	240	13	12	11	8	2.1	11
		6412-9	450	180	18	tr	1.5	740	65	160	12	15	8	7	2.0	7
	Regional	5908-349	500	260	24		2.5	600	40	240	6	11	8	8	2.5	7
		6511-108	1,000	180	22	0.5	2	1,000	35	30	3.5	3	6	8	2.0	6
		6511-110	580	180	21	tr	3.5	1,200	20	240	2	6	8	15	2.3	10
		6511-111	340	160	19	1	3.5	740	65	100	5.5	6	9	8	3.1	12
		6511-115	450	180	21	tr	3.5	1,000	50	120	4	6	8	10	3.6	10
		6511-116	450	210	24	tr	2	660	20	90	2	6	12	8	3.3	11
		6511-117	400	210	19	tr	1.5	740	20	75	1.5	6	8	7	2.7	11
		6511-133	500	210	16	tr	1.5	740	70	75	7	6	10	7	2.5	8
		6511-138	340	180	18	0.5	1.5	740	70	120	8	6	8	10	2.0	9
	Yokota granite [ <sub>sb</sub> G <sub>2</sub> ]	Yamasa -	5907-32	450	130	27		2.5	450	17	30	tr	2	5	7	4.5
5907-61			500	140	22	tr	1.5	660	12	20	1	2	5	7	3.7	14
5907-31			580	130	19		1	280	13	10	tr	1	6	4	2.7	14
5907-147			680	130	18		1.5	450	15	8	tr	tr	5	10	3.1	14
5907-55			580	180	19	tr	2	1,000	110	16	3	2	5	8	2.1	14
Regional		6511-112	680	130	24	tr	1.5	740	22	20	tr	2	6	7	2.4	10
		6511-114	580	160	22	tr	1.5	1,000	43	20	3	2	5	7	4.7	11
		6511-119	340	180	16		1	230	tr	30	tr	2	6	5	5.2	15
		6511-121	450	130			1	280	13	10	tr	2	5	7	7.3	24
		6511-129	1,000	180	19		2	1,000	45	15	tr	2	5	10	3.8	14
		6511-132	1,300	180	18	tr		370	38	7	2	2	4	tr	1.9	12
		6511-134	300	110		tr	1	450	20	5	tr	2	8	5	8.8	20
		6511-136	580	180	18	tr	1.5	1,000	20	20	2	3	5	10	2.1	10
		6511-137	580	210	19	tr	2	450	20	25	2	4	8	7	3.9	11

Note: Fluorimetric analysis for U, colorimetric analysis for Th, and semi-quantitative spectrographic analysis for Ba ~ Pb.

第 22 表 大東地域の再結晶岩とその同化岩石の微量成分  
 Minor element distribution in gneissose hornfels and  
 its contaminated rock, Daito area.

Rock unit	Sam. No.	Ba	Sr	Li	Mo	B	Mn	Cr	V	Ni	Co	Cu	Pb	U	Th		
Schistose hornfels [Hfs]	6506-12	400	140	19	tr	1	1,600	22	45	2.5	4	9	10	1.9	11		
	6506-13	900	130	12	55	1	660	15	7	1	2	10	10	3.7	18		
	6506-17	760	80		3	1.5	370	35	6	2.5	tr	8	80	6.7	13		
Gneissose hornfels [Hfs = $^{156}\text{bGd}_{\text{ss}}$ ]	Main phase	6412-3	500	210	12	3	2	1,600	22	75	11	4	15	120	2.0	8	
		6412-4	340	180	14	4	1.5	2,000	16	100	6	4	14	160	2.3	8	
		60F-40	340	160	12	3	3.5	2,000	16	75	1.5	3	12	250	1.9	8	
		6412-5①	580	180		2	3.5	1,000	14	35	5	3	13	20	3.1	7	
		6412-8	260	180	12	1	3.5	1,800	40	60	3	2	20	400	2.3	8	
	Relict	6412-8①	120	130	45	tr	4.5	7,000		430	3	3	30	120	3.3	3	
		6412-8②	100	110	12	tr	4	5,000	tr	120	1.5	2	8	500	2.1	9	
		6412-8③	140	110	18	0.5	3.5	3,000	tr	90	1	2	9	600	2.5	12	
		6412-8④	180	140	18	0.5	4.5	2,000	tr	60	1	1	8	1,200	2.2	12	
	Rengeji granodiorite [ $^{156}\text{bGd}_{\text{d}}$ ]	Dike	6412-12	500	210	16	4	3.5	600	20	75	6	3	17	7	2.7	5
			6412-11	340	180	16	11	4.5	740	74	240	6	4	8	10	2.1	4
		Main phase	6506-14	760	180	14	0.5	1	1,200	70	32	6	3	8	7	2.4	10
60F-20			400	110	16	0.5	3.5	740	13	75	4	3	6	10	1.8	9	
6506-25			340	130	12	tr	5	660	30	75	3	2	5	12	2.6	9	
6506-15			340	130	16	9	4.5	1,200	65	35	6	2	8	12	2.2	8	
5908-434			400	160	12	1	3	740	65	65	6	3	5	7	3.3	12	
60F-10			500	180	12	5	4	600	15	75	4.5	3	6	10	2.3	11	
60F-17			400	140		tr	2	370	14	15	1.5	2	5	7	2.5	13	
60Fb-67			580	160	19	4	1	1,600	15	28	3	2	8	8	2.7	9	
65HY-1①			400	140		40	12	1,100	130	28	12	5	12	70	3.3	11	
60Dt-502			760	130	12	2	1	1,000	74	120	10	3	12	15	2.6	19	

Note: Of the gneissose hornfels 6412-8① is the core of the relict. The following three specimens were taken outwards with intervals of 1~2 cm.

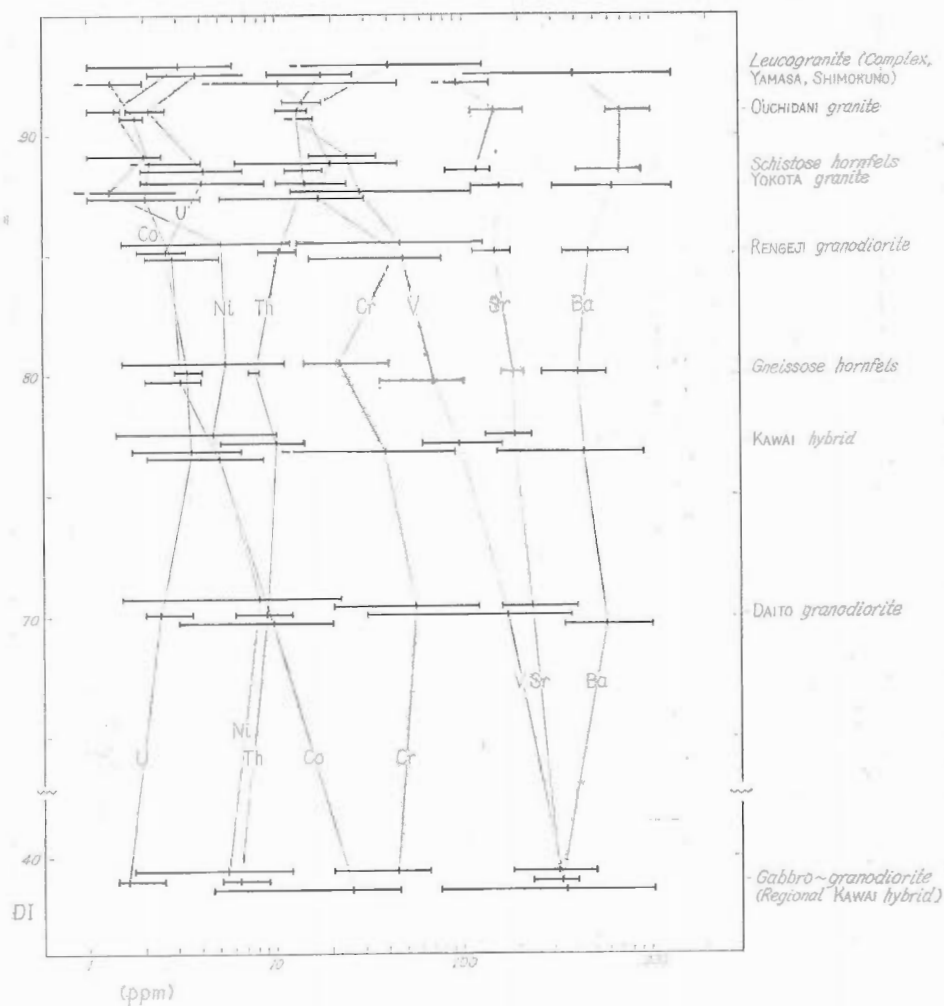
第 23 表 大東一山佐地域の各種小岩体の微量成分  
 Minor element distribution in small granitic plutons, Daito—Yamasa area.

Rock unit	Sam. No.	Ba	Sr	Li	Mo	B	Mn	Cr	V	Ni	Co	Cu	Pb	U	Th	
Kawai granodiorite [ <sub>138b</sub> /hCd <sub>11</sub> ]	Daito	6412-10①	230	230	19	1	2.0	1,600	65	160	6	8.5	6	3	4.8	14
		6412-13	150	130	12	9	tr	1,600	50	65	6	6.5	20	8	1.7	5
		60F-11	340	180	12	0.5	1.5	1,600	tr	120	1.5	5.5	7	8	2.7	7
		60Fb-61	340	180		4	4.5	1,000	22	120	4.5	4	12	40	2.3	6
		6412-10②	580	180	12	1	5.0	740	90	65	10	3.5	6	10	6.5	14
		60F-28	500	210		250	1.5	1,000	15	60	3	4	10	5	3.3	10
		60F-27	900	180		0.5	2	660	12	75	1.4	2	5	8	2.9	13
	Regional	6511-118	260	500	16	0.5	5.5	1,600	65	240	12	45	42	5	1.4	5
		6511-120	340	340	14	tr	15	1,600	65	1,000	7	28	35	10	1.4	5
		6511-122	400	300	22	1	2	1,600	25	280	3	15	14	7	1.8	5
		6511-123	230	340	19	tr	3	1,000	65	240	6	45	30	7	1.8	7
		6511-125	340	230		2.5	4	1,000	20	240	2.5	6.5	6	5	1.4	6
		6511-135	400	180	16	tr	2	740	20	75	1.7	4.5	8	8	2.5	9
Leucogranite-complex [ <sub>138b</sub> /mG <sub>2</sub> ]	5908-241	500	130		0.5	3	370	60	45	4	1.5	5	7	2.3	12	
	60Fb-76	140	tr		1	4.5	140	75		6	tr	5	10	3.0	9	
	65HN-1	450	110	12	4	4.5	190	40	8	2.5	1	6	10	4.8	16	
	5908-255	580	130		11	2	280	130	8	5	1.3	6	8	2.9	15	
	65SK-4①	1,300	140		4	6.5	370	65	14	6	2	6	12	2.4	13	
Shimokuno ap[ite] <sub>108b</sub> C <sub>7</sub> ]	Main phase	60Fb-63	100	tr	12	3	2.5	170	65		3	tr	5	7	6.7	12
		5907-33	340	90	12	55	4.5	280		8	6	2	14	20		
		5907-70	300	80	12	4	3	230	30	7	4	1.5	10	10		
		5907-170	200	80	tr	tr	1.5	100	20	5	1.5	tr	7	7	3.5	26
		5907-174	260	tr	13	tr	tr	280	tr	5	1.5	1.5	6	5	4.8	25
		6506-4	400	110		tr	1.5	230	15	15	1.7	1.3	5	6	3.6	22
Yamasa leucogranite [ <sub>108b</sub> /mG <sub>2</sub> ]	5907-64	340	110		1	tr	250	20	10	1.7	1.7	5	7	4.1	21	
	5907-135	340	100		0.5	1.5	280	tr	15	1	1.5	9	5	2.1	15	
	5907-67	400	80		180	1.5	110	20	5	1	1.5	6	7	2.2	18	
	6506-5	230	tr	12	5	tr	280	22	8	2	1.5	6	7	6.9	25	
Ouchidani granite [ <sub>57b</sub> Gp <sub>3</sub> ]	Main mass	60F-15	200	180		1		370	12	14	3.5	3	14	2	3.0	10
		607YT-606	1,000	210		0.5	2	130	16	18	1.5	2	8	7	1.9	15
		6506-28	580	110	12	tr	tr	280	13	14	1.5	2	5	4	2.6	15
		6506-1	580	140		4		230	tr	14	1	1.7	5	10	1.6	12
		5908-336	580	130	12	1.5	2	250	tr	11	1.5	1.5	7	7	2.3	10
Aplite porph. [ <sub>58b</sub> Gp <sub>1</sub> ]	5907-59	450	110	12		1	tr	20	6	1	1.3	6	5	5.5	20	
	5908-315	580	180	16	tr	1	tr	tr	5	tr	tr	5	7	3.0	20	



第 24 表 小馬木地域の花崗岩質岩類の微量成分  
Minor element distribution in granitic rocks in the Komaki area.

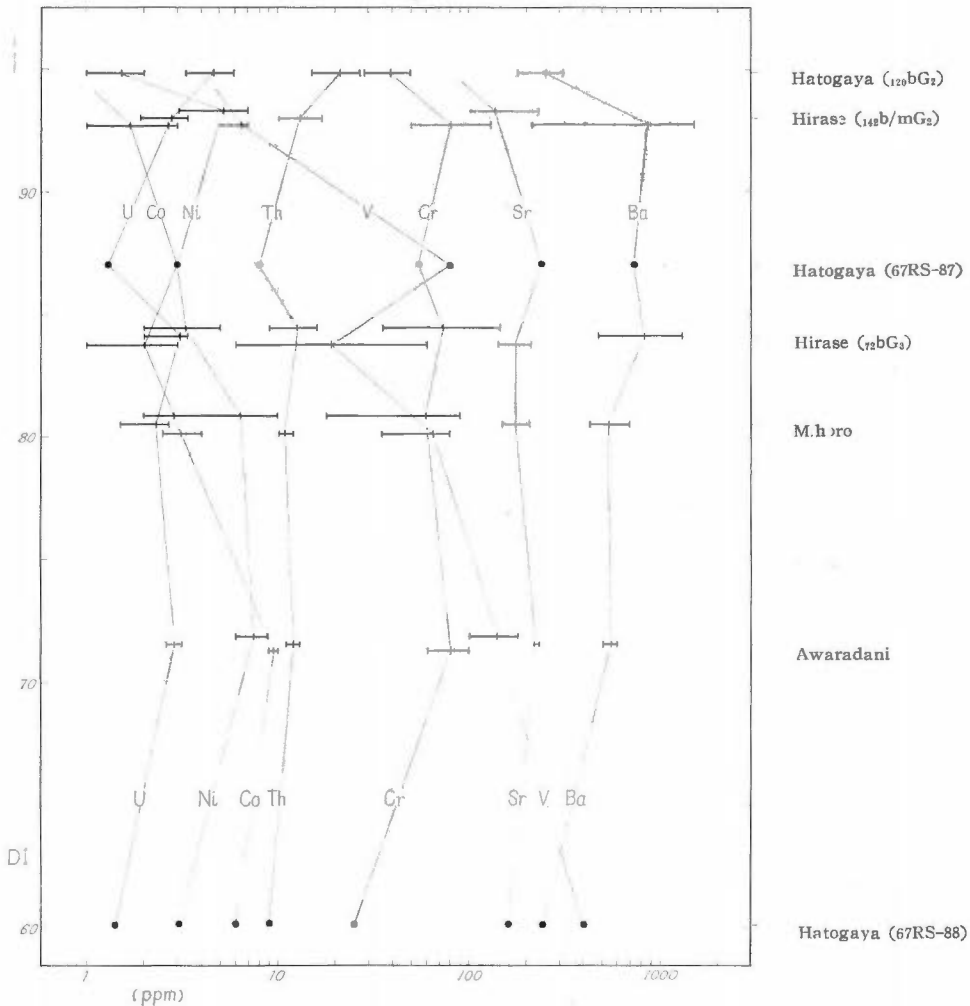
	Sample No.	Ba	Sr	Li	Mo	B	Mn	Cr	V	Ni	Co	Cu	Pb	U	Th
87b/hGd <sub>5</sub>	6511-155	340	140	19	tr	3.5	600	20	60	1	3	5	10	2.2	6
	6511-175	340	140	19	tr	2.0	900	16	60	1.5	4	5	8	1.9	7
71h/bQd <sub>25</sub>	6510-104	200	260	19	tr	5.5	1,600	22	240	6	9	10	7	3.3	14
	6510-102	580	230	18	tr	1.5	800	16	65	2	6	6	7	2.9	14
89b/hGd <sub>9</sub>	6510-103	450	130	20	tr	2.5	740	20	100	2	5	8	10	1.6	12
	6511-152	400	160	18	tr	4.5	660	22	75	5	6	13	12	2.4	11
74m/bG <sub>5</sub>	6511-150①	680	140	19	2	2.0	450	65		6	1.5	8	8	3.1	10
	6511-153①	900	180	12	5	2.5	660	13	5	tr	tr	20	30	2.8	9
	6511-169	680	140	19	tr	1.5	450	15		tr	tr	6	8	2.3	10



第 41 図 大東—山佐地域花崗岩質岩類の微量成分の存在量と平均値  
Ranges and arithmetic means of major trace elements of granitic rocks in the Daito—Yamasa area.

第 25 表 白川地域花崗岩質岩類の微量成分  
 Minor element distribution in granitic rocks in the Shirakawa area.

Name of plutons	Symbols	Sam. No.	Ba	Sr	Li	Mo	B	Cr	V	Ni	Co	Cu	Pb	U	Th	
鳩ヶ谷 (Hato-gaya)	北 16sb/h Gd <sub>10</sub>	67RS-87	720	240	14	0.4	3	55	80	3	3	1	12	1.3	8	
		67RS-88	240	160	16	1.2	2	25	400	3	6	4	8	1.4	9	
	部 120bG <sub>2</sub>	67RS-91	320	tr	12	0.3		50			2		2	12	3.3	15
		67RS-92	180		21	0.4		28			1		1	4	5.8	27
	南部 84bG <sub>2</sub>	67RS-93	650	140	21	0.2		50			3		1	12	2.7	17
		67RS-80	650	150	19	0.3		60	12		4	1	1	3	3.6	14
荒谷 (Aradani)	84b/hGd <sub>7</sub>	67RS-84	760	220	25	0.4		50	25	4	3	4	6	1.8	8	
平瀬 (Hirase)	142b/mG <sub>2</sub>	66RS-2	1,000	110	19	800	2	65			6	2	8	5	3.3	12
		66RS-7	800	110	13	10	3	130	6		7	2	7	7	3.4	17
		66RS-9	1,500	230	24	5	4	65	7		6	3	13	15	2.2	10
		67RS-119	210			1.5		90			4		45	7	1.9	13
		67RS-123	720	140	24	1	2	50	6		3	1	2	3	3.0	13
	72bG <sub>3</sub>	66RS-8	680	210	14	9		5	145	60	5	3	8	10	2.0	9
		66RS-13	1,300	180	27	11		2	65	18	4	2	8	8	3.2	12
		67RS-75	650	140	17	0.3			35	16	2	2	2	12	3.1	13
		67RS-76	800	170	20	0.3			40	6	2	2	2	16	3.4	13
		67RS-79	1,000	190	6	0.4			50	7	2	2	3	7	3.4	13
		67RS-122	470	150	6	0.7		2	100	8	5	1	2	4	3.3	16
	66b/hGd <sub>5</sub>	67RS-115	620	210	23	2		6	60	60	5	3	2	12	2.2	10
	御母衣 (Mihoro)	104b/hGd <sub>6</sub>	66RS-6	700	210		0.9		75	80	6	4	2	16	2.4	11
			67RS-68	560	190	13	0.2		18	50	2	3	7	12	1.5	10
67RS-69			500	150	11	0.5		2	50	80	5	3	2	20	2.5	11
67RS-70			500	160	19	1			60	35	9	3	5	14	2.7	12
67RS-73			420	150	12	0.7		3	90	80	10	3	3	10	2.2	10
あわら谷 (Awara dani)	98b/h Gd <sub>13</sub>	67RS-56	500	220	19	0.4	14	100	180	9	10	12	14	3.2	11	
		67RS-57	600	230	24	0.3	10	60	100	6	9	5	14	2.6	13	
福島谷 (Fukushi-madani)	117G <sub>2</sub>	67RS-58	700	150	21	0.5		20	9	1	2	4	3	2.0	15	
		67RS-61	1,200	210	17	0.4		45	5	2	1	3	8	3.4	17	



第 42 図 白川地域花崗岩質岩石の微量成分の存在量と平均値

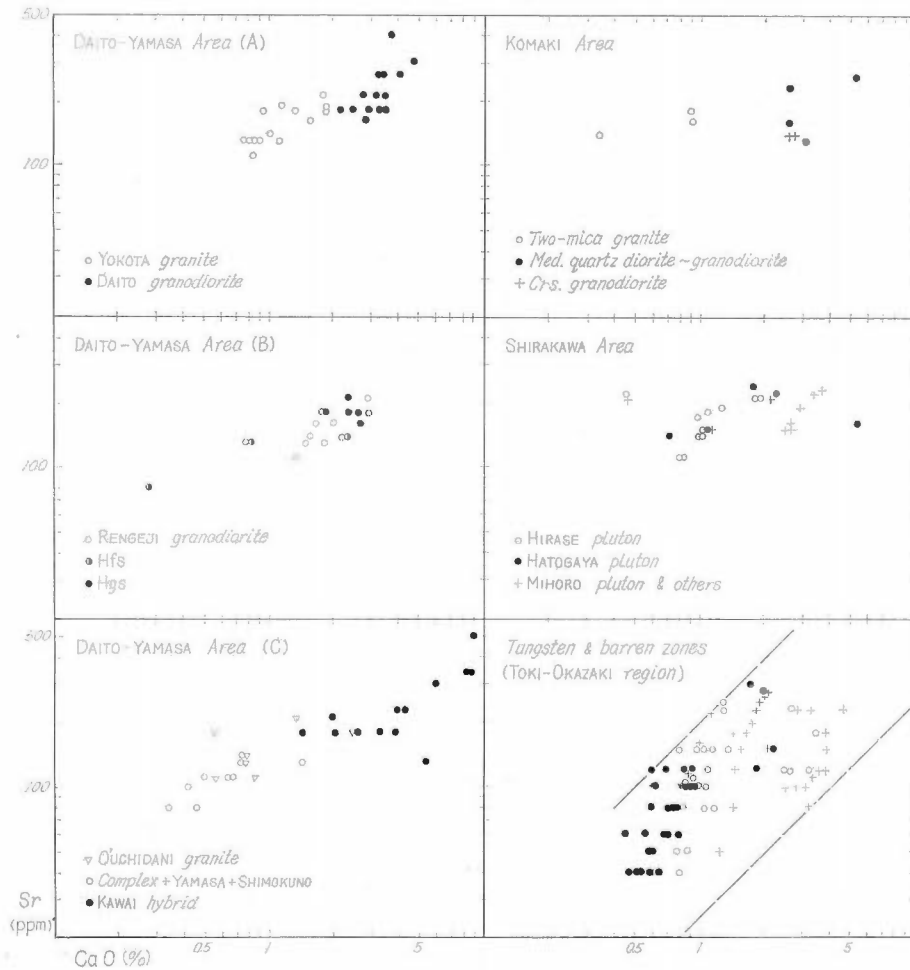
Ranges and arithmetic means of major trace elements of granitic rocks in the Shirakawa area.

ものがある(第45図)。また、島根県東部地域では底盤状の粗粒岩石で少なく、先花崗岩質岩類の周辺に分布する細粒岩石に多い。3地域を通じてもっとも著しい特徴は、鉍床の母岩を構成する岩石が例外なく微量成分としては多い Mo を含むことである。

たとえば大東一山佐地域では川井混成岩と蓮華寺花崗閃緑岩とはその岩質はその地域でもっとも珪長質な岩石とはいえないが、含まれる Mo 量は多い。優白花崗岩複合体・山佐優白花崗岩・下久野アプライトなどの優白花崗岩類は鉍床の母岩であると同時にもっとも珪長質な岩石であって、いずれも Mo に富む。なお、片状ホルンフェルスと片麻岩状ホルンフェルスとは一般の花崗岩質岩よりやや多い Mo を含む。

小馬木地域では鉍床の母岩で、同時にもっとも珪長質な両雲母花崗岩がもっとも多くの Mo を含む。白川地域では Mo 鉍床をもっとも多く胚胎する平瀬岩体で Mo に富む岩石が多く、とくに重要な母岩であるアプライト質花崗岩が高い値を示す。なお、66RS-8 は造岩鉍物の産状で輝水鉛鉍が認められたもので、同様な岩石は島根県東部地域を含めて Mo 鉍床母岩のアプライト質岩にしばしば認められる。

白川地域で Mo 鉍床に乏しい鳩ヶ谷岩体や福島谷岩体のアプライト質岩は、平瀬岩体の同質岩と同様に



第43図 Mo帯・W帯・不毛帯花崗岩質岩類の Sr—CaO 図  
Strontium vs. calcium of granitic rocks in the three molybdenum areas and Toki—Okazaki region.

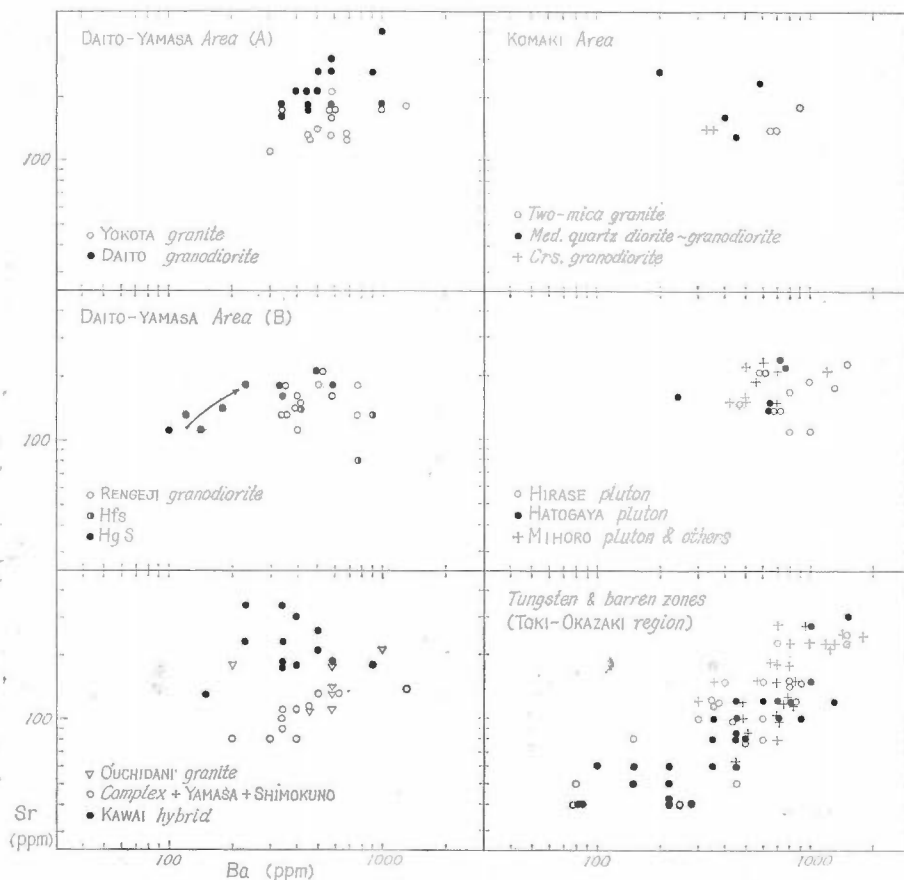
岩漿分化は進んでいるが、含まれる Mo はわずかである。しかし、鳩ヶ谷岩体南部の、たとえば白川水鉛鉱床周辺の岩石はもし分析がおこなわれれば平瀬岩体の類似岩程度の Mo 存在量を示すものと思われる。

U・Th については別に報告したから(石原ほか, 1969), ここでは省略する。両元素量は一般に珪長質度に比例するが、一部の成因の異なる岩石はそのようでない。U・Th 量と Th/U 比とは花崗岩質岩石の成因的な背景を考察する上で有効である。

第12表の6412-8試料は片麻岩状ホルンフェルスに発見された原岩のレリクトと思われるものを含み(図版 VIII-2), ①は中心で②~④は1~2 cm の間隔で外方へより花崗岩組織を示す部分を意味する。微量元素の分布は外方に向かって増加するものが Ba・Mo・Cr・Pb・Th などであり, Sr もおそらく増加するのであろう。Li・Mn・V・Ni・Co・Cu などは外方へ減少する。

### III. 6 花崗岩質岩類の鉍物絶対年代

モリブデン鉱床地域の絶対年代測定はすべて鉍物について行なわれており, 方法は主として K-Ar 法である。測定は島根県東部地域に限られ, 白川地域ではまだ行なわれていない(河野・植田, 1966, 1967; 早



第 44 図 Mo 帯・W 帯・不毛帯花崗岩質岩石の Sr—Ba 図

Strontium vs. barium of granitic rocks in the three molybdenum areas and Toki—Okazaki region.

瀬・石坂, 1967)。以上のすでに公表された資料から筆者の提供試料に関する地質的な背景は、第26表と下記の通りである。

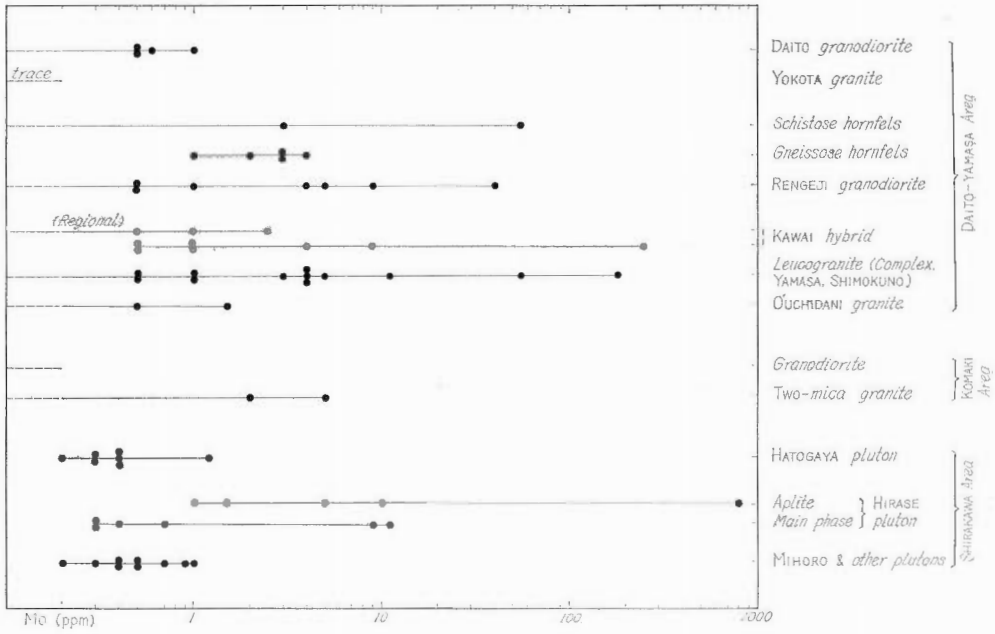
大内谷斑状花崗岩の60YT-606 (3600万年)は本体の周縁部を代表する。本体の北側周辺ほかの岩脈や小岩体を含めると、大内谷花崗岩全体として固結時期はある幅を持っていたものと思われ、その場合に分析試料は中頃の時期を示すものと思われる。

黒雲母脈からの2個のうち、59SM-7 (4000万年)は清久 鉾山主要鉾脈鉍化作用の早期に形成されたもので、65HY-4 (4800万年)はすべての鉍化作用のもっとも早期、川井混成岩の混成作用の最末期に近い時期に生じたものと思われる。

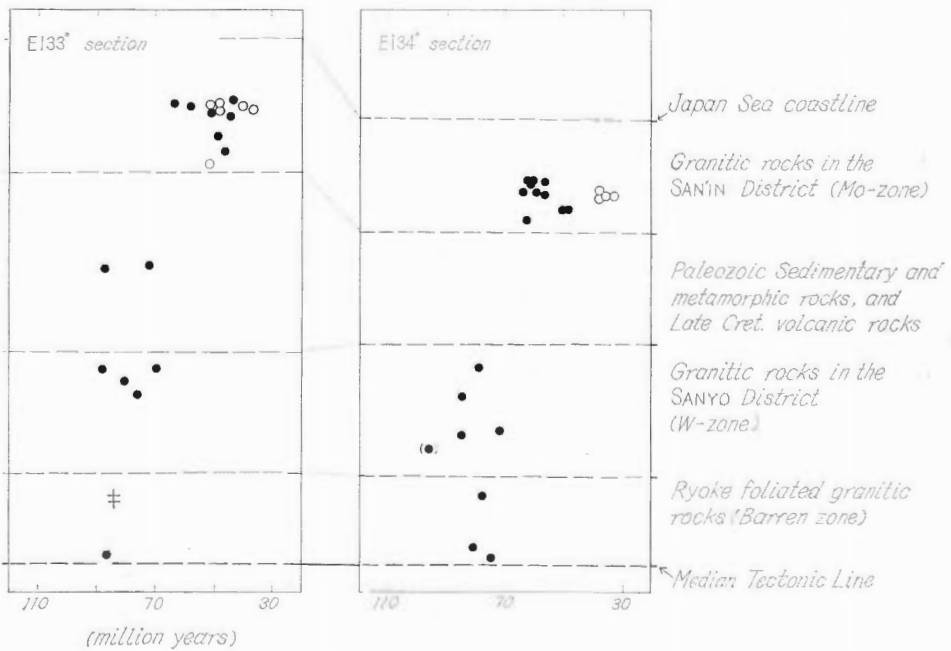
蓮華寺花崗閃緑岩の60F-17(5100万年)は主岩相の一典型例である。隣接する片麻岩状ホルンフェルスの60F-40 (4800万年)も代表的な一例である。以上の測定結果は既述の野外観察の前後関係に一般には適合する。

底盤状の粗粒岩については筆者のもの以前に閃雲花崗閃緑岩の2個が報告されていた(河野・植田, 1965)。この値は筆者のものよりやや大きい。とくに、G-222 (5100万年)は筆者の6511-138 (4400万年)と約1km離れているにすぎず、またその付近は均質な花崗閃緑岩の部分であるにかかわらず、両者の間に700万年の差が生じている。

大東花崗閃緑岩の3個のうち、大東鉾山に近い6412-17は5800万年で、近くの鉍床帯中の小岩体の値より



第 45 図 Mo 地域花崗岩質岩石の Mo 含有量  
Molybdenum content of granitic rocks in the three molybdenum areas.



第 46 図 中国地方南北断面における黒雲母年代の地域的变化  
Regional distribution of biotite ages of granitic rocks in the Inner Zone of Southwest Japan, showing the inner side of the younger ages.

第 26 表 島根県東部地域における雲母の K-Ar 年代  
K-Ar ages of micas of granitic rocks in the eastern parts of Shimane Prefecture.

試料番号	産地	岩石単位	岩石名	Age	岩質 (DI)
60YT-606	島根県大原郡大東町川井, 清久 鉾山藪淵坑 6 番坑東端	大内谷	斑状黒雲母花崗岩 (周縁部)	( $\times 10^6$ 年) 36	88
59SM-7	同上, 清久鉾山上鍾	鉾脈	中粒黒雲母花崗岩 (蓮華寺花崗閃 緑岩の末期相) 中の黒雲母-カリ ウム長石-石英脈。少量の輝水鉛鉍 を含む。黒雲母は弱く緑泥石化	40	
65HY-4	同上, 東山鉾山芦谷立入坑道	鉾脈	閃雲混成岩中の幅 3 cm の黒雲母 脈, N43°E-70°SE	48	
60F-17	同上, 山神谷, 吉床谷との合流 点より上流に直距離500m。	蓮華寺	黒雲母花崗閃緑岩の主岩相の一典 型例	51	87.5
60F-40	同上, 東阿用, 野田奥一井木谷 間尾根道, 海拔180m地点	磨石山	片麻岩状ホルンフェルスの主岩相 の一典型例	48	80
5907-55	島根県能義郡瀬戸町上山佐中谷	横田	中粒黒雲母花崗岩。付近に小ベグ マタイトあり。	43	90
6511-132	島根県仁多郡仁多町美女原部落 より馬木へ500mの大切り割り。	横田	粗粒黒雲母花崗岩。カリウム長石 は前者より桃色。	49	88
6511-108	島根県仁多郡横田町大谷, 神社 の南方約600m		中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩	46	>75*
6511-138	島根県大原郡三刀屋町粟谷, 高 橋好夫氏石切場	大東	中粒閃雲花崗閃緑岩, 付近にこぶ し大の捕獲岩多し。	44	72
6412-17	島根県大原郡大東町石畑, 藤原 勝重氏石切場	大東	粗粒閃雲花崗閃緑岩 (周縁部)	58	60
6511-178	島根県仁多郡仁多町小馬木, 小 馬木鉾山-65mL 南押し, 本坑 鉍体の南約80m。	白雲母脈	中粒両雲母花崗岩 (鉍床母岩) 中 の節理に沿う鱗片状白雲母 (径 2 cm 以下)	52	

\* 本試料についてはライムアルカリ分析しかおこなっていないが, 近くの全分析のある同種の岩石に較べて CaO に乏しく, Na<sub>2</sub>O と K<sub>2</sub>O のそれぞれとその和に富むので, その岩石の DI 値より小さくないとした。

大きい。この結果は, 山本 (1968) が大東鉾山内で記載した, 大東花崗閃緑岩が川井混成岩・蓮華寺花崗閃緑岩・鉾脈よりも後期であるとする野外観察に一致しない。大東地域で従来の野外観察結果と絶対年代測定結果とが一致しない最大の焦点は上記諸岩石の関係である。

小馬木地域では測定数が非常に少ない。小馬木鉾床の変質鉍物である白雲母は5200万年を示す。その母岩である両雲母花崗岩は野外では粗粒花崗閃緑岩より後期であるが, 花崗閃緑岩の延長部分に当たる6511-108の黒雲母はより若い年代 (4600万年) を示し, ここでも野外観察と年代測定との間に不一致が認められる。

筆者の資料以外をも含めた島根県東部地域全体としてごく概括的に, 珪長質 (第 26 表の DI 値の大きいもの) の岩石は苦鉄質のものより若い年代を示すと言える。

島根県東部地域の黒雲母年代の特色の 1 つは全体的に若い年代を示すものが多い点である。山陰地方ではすでに3000万年代の若いものが人形峠の先花崗岩質岩類付近の小岩体や (SHIBATA & YAMADA, 1965) 島根県中部地域で (河野・植田, 1965) しられていたが, 島根県東部地域でも底盤状の花崗岩と花崗閃緑岩に4000万年代のものが多数測定された。

K-Ar 法による年代測定はその鉍物のある絶対年代を示すが, それが鉍物を含む岩体の主活動期はもちろん, 固結末期 (200°C 程度) を示すか否かについても異論が多い。測定試料は他の核種や他の方法で検討さ

第 27 表 島根県東部地域における花崗岩質岩類の黒雲母の性質

Index and Mo-content of biotite of granitic rocks in the eastern parts of Shimane Prefecture.

Rock units	Sample No.	$\gamma'$	Mo(ppm)	Remarks
Daito granodiorite	5908-302	1.628	5	大東本坑坑口の北方約100m 大東本坑坑口, アプライト質脈の部分
	5908-323	1.626		
	60F-43	1.628		
	60F-44	1.624		
Yokota granite	5907-58	1.622	未測定	鳥取県高城鉾山の研
	5907-61	1.627		
	5907-147	1.620		
	5908-327	1.624		
	5907-94	1.617		
Gneissose hornfels	60F-37	1.628	2	淡赤褐色
	60F-40	1.632	5	赤褐色
	60F-41	1.628		淡赤褐色
Rengeji granodiorite	60F-14	1.623	40	山神谷上流, 海拔240m
	60F-16	1.613		
	60F-17	1.615		
	60F-20	1.615	5	東山鉾山試錐 8 号試錐-32.35m 大東折坂谷坑 2 号試錐-9 m 清久吉床坑
	60F-22	1.616		
	60F-23	1.621		
	60F-24	1.619		
	60F-32	1.618	7	
	60F-34	1.616	5	
	60F-42	1.618		
	60Fb-67	1.620		
60Fb-85	1.626			
60YT-601	1.622			
Kawai hybrid	5907-41	1.620	3	
	5908-322	1.623		
	5908-334	1.625		
	60F-2	1.621	2	
	60F-11	1.621		
	60F-18	1.622	5	
	60F-27	1.622		
	60F-28	1.626		
	60F-33	1.623	2	
	60Fb-86	1.617	大東折坂谷坑 2 号試錐-16m 同上-42.4m 大東堤奥下部坑, 研	
	60Fb-88	1.622		
60Dt-505	1.622			
Leucogranite-complex	60F-4	1.610	250	大東火の谷坑坑口の南側
Yamasa leucogranite	5907-26	1.615	3	上山佐鉾山第 2 作業場, 下部坑 上山佐鉾山第 1 作業場, 2 号坑
	5907-33	1.602	7	
	5907-162	1.611		
Shimokuno aplite	5907-170	1.610	3	佐世鉾山, 研 同上
	5907-173	1.625		
	5907-174	1.622		
	5908-305	1.617		
	5908-307	1.619		
	5908-321	1.624		
	5908-326	1.616		



第27表 つづき

Rock unit	Sample No.	$\gamma'$	Mo(ppm)	Remarks
O'uchidani granite	5907-165	1.629	2	塩田の小岩体
	5907-197	1.620		同上(箱淵)
	5908-320	1.624		下久野西方, 岩脈
	60F-15	1.622		山神谷, 本体北縁の岩脈部
	60F-35	1.621		堂垣谷, 同上
	60YT-606	1.619	2	
Aplite porphyry	5907-316	1.613	5	
Pegmatite and vein	59SM-7④	1.586	25	清久鉱山上鍾, ペグマタイト質鉍脈
	5907-55	1.607	2	上山佐中谷石切場, ペグマタイト
	60Dt-504	1.604	15	大東堤奥下部坑, 黒雲母石英脈
	60Dt-551	1.628	未測定	大東植木坑, ペグマタイト

注 Mo は分光分析法による。空白は検出限界以下。高橋清分析

れていないから、ここでは測定値の詳細な吟味をさける。しかし、同一鉍物を同一核種について同一測定者が測定した結果についての広域的な比較検討は有意義であろう。

東北大学で測定された花崗岩質岩類の黒雲母年代を、中国地方で2カ所、島根県の東部地域を含む東経133°付近の幅約35kmの範囲と人形峠地域を含む東経134°付近の幅60kmの範囲で、南北断面に投影すると、中央構造線を離れた山陰地方側に若い年代のものが多く傾向が認められる(第46図)。鉍床元素に関しては、6700万年付近を境にW帯と不毛帯のものが古く、Mo帯のものが若い。測定箇所はまだ不充分であるが、この広域的な黒雲母年代の差はマグマの主成分(花崗岩質岩の性質)や微量成分(鉍床の性質)に認められる相違点と密接に関係しているものと思われる。地質時代と火成活動史に関しては別報(石原, 1967c)を参照していただきたい。

### III. 7 花崗岩質岩類の黒雲母

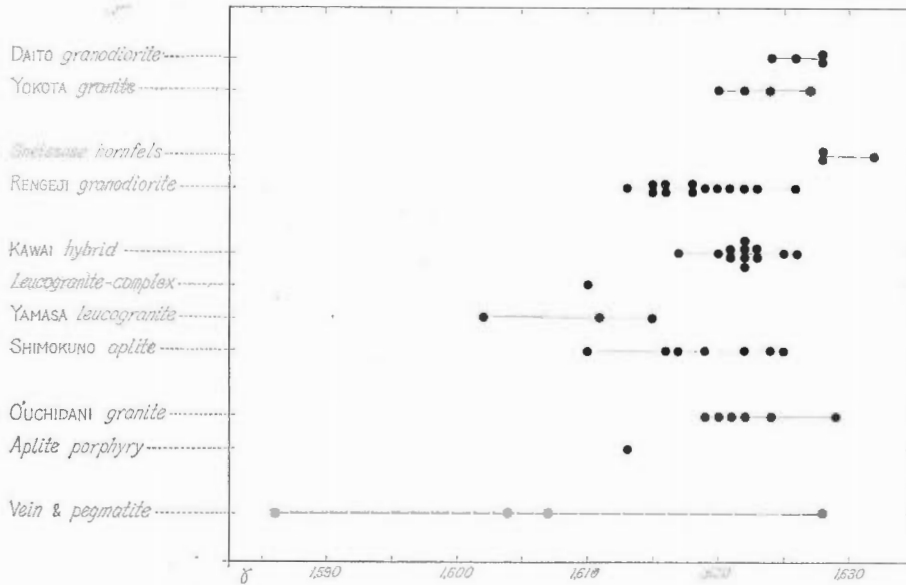
大東一山佐地域で花崗岩質岩石や鉍脈中の黒雲母の屈折率が測定された(第27表)。この測定は1961年の夏休み期間にアメリカ合衆国地質調査所でおこなわれたもので、測定終了後に新学期に入ったために使用浸液の屈折率を再確認する作業が割愛された。全体として一般の公表値(たとえば DEER et al., 1963)よりやや低い、少なくとも地質単位間の相対的な差は有意義と考え、ここに含めた。

大東一山佐地域で黒雲母は一般に角閃石を含む花崗閃緑岩で $Y \approx Z$  = 帯緑褐色で、黒雲母花崗岩で帯緑性が弱くなる。色に関する著しい特色は片状ホルンフェルスと片麻岩状ホルンフェルス中の黒雲母に認められ、これは $Y \approx Z$  = 帯赤褐色である。蓮華寺花崗閃緑岩にもやや赤色をおびるものが認められることがあり、部分的には川井混成岩にも認められた。HAYAMA (1959)によると、 $TiO_2$ (赤褐色系)と $Fe_2O_3$ (緑色系)との2要素が主として黒雲母の色を決定する。

屈折率( $\gamma'$ )は底盤状の岩体では角閃石を含む岩相で高く、黒雲母花崗岩でより低いものが多い。同様な関係は平均すると閃雲花崗閃緑岩質の川井混成岩と優白花崗岩類との間でも認められる(第47図)。大内谷花崗岩で屈折率が高い原因は測定試料が花崗閃緑岩質な本体以外の岩脈や小岩体から得られた結果で、本体の60YT-606はもっとも低い値を示している。

片麻岩状ホルンフェルスの赤褐色黒雲母は大東一山佐地域でもっとも高い屈折率を示す。それを同化したと思われる蓮華寺花崗閃緑岩のものはより低く、ホルンフェルスの値と重複しない。鉍脈やペグマタイト産の黒雲母の値は幅広く変化する。

第27表に Mo の半定量分析を付記した。この分析は1960年当時におこなわれ、その後の標準試料の Mo 値の変更などのために表の数値は絶対値としては正しくないものと思われる。おそらく全体として高い方へずれているのであろう。この表から脈状の産状や鉍床近くの花崗岩質岩の黒雲母には Mo がやや多い傾向



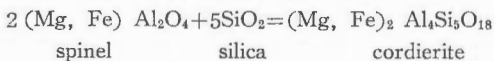
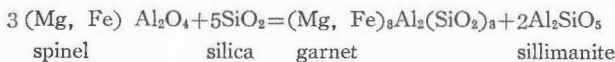
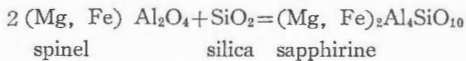
第 47 図 大東—山佐地域における黒雲母屈折率の岩体(相)別の変化  
Biotite index of granitic rocks in the Daito—Yamasa area.

が読みとれるが、60F-16 のようにそのようでないものも認められた。

### III. 8 スピネル-石英の共存産出例

スピネルはコランダム・かんらん石・準長石などと共に一般には石英と共存し難い鉱物 (incompatible mineral pair) としられている。しかし SHAND (1950) がこれらの鉱物を総括した時には記載例がまだ充分でないことから、スピネル-石英の鉱物対を含めることを全面的に認めたわけではない。

FRIEDMAN (1954) はこの問題を取り上げ、ニューヨーク州コートランドで石英脈に切られる塊状コランダム (Emery) を研究し、スピネルは石英と反応し珪酸分の増加と共に Sapphireine・柘榴石・珪線石・輩青石の順で両鉱物の間にこれら新鉱物を生ずるとのべ、次の3つの式をあげた。



大東地域のホルンフェルスには、既述のように2カ所でスピネルが産出し、片状ホルンフェルス (Hfs) 中のものではとくに、むしろ石英とよく共存している。

#### 1) 片状ホルンフェルス中の産出例

このスピネルの産出する部分は金坂谷の入口の(第9図参照)、幅60cm程度の部分で、黄鉄鉱が鉱染していることから、変質帯とも考えられる。この変質帯は多いものから石英・微斜長石・弱いペルト石構造を示す正長石・Na 質斜長石・白雲母・絹雲母(微細な結晶)・紅柱石・白雲母から変質したと思われる緑泥石・不透明鉱物などからなる。これを紅柱石帯と仮称する。

微斜長石は部分的に斜長石の集片双晶を残しているので、カリウムの添加による交代作用で生じたものと思われる。紅柱石はその周辺部を白雲母と絹雲母により著しく交代されている。

第 28 表 片状ホルンフェルス中のスピネル帯の鉱物容量比  
 Modal composition of the spinel-bearing rock in the schistose hornfels (Hfs).

	Andalusite-	Andalusite	Spinel band	
	muscovite band	band	(1)	(2)
Quartz	30	60.7	72.0	72.8
Microcline	35	}	0.6	
Perthite	10			
Plagioclase	15			
Andalusite	3			
Muscovite	}	7.2	3.2	5.8
Sericite		6.9	4.3	4.6
Biotite		1.2	2.9	0.1
Chlorite		2.4	1.4	1.9
Spinel		0.3	3.4	6.8
Opagues (pyrite)		2.8	3.0	3.1
Others	2	tr	0.9	0.8
Total	100	100.1	100.1	100.1
Width on the measured thin section	>25mm	15mm	10mm	13mm
Measured pts.	estimation	671	699	1011

Based on a point-counter method, 0.5×0.5mm intervals. Percentages in volume. Sample no. 6506-17②, Kanzakadani.

第 29 表 スピネルの X線回折像  
 X-ray diffraction pattern of spinel.

ASTM 5-0672		6506-17 (Kanzakadani, Daito)			
d (Å)	I	d (Å)	I	hkl	a <sub>0</sub>
4.67	4			111	
2.858	40	2.87	80	220	8.12
2.436	100	2.45	100	311	8.13
2.333	3			222	
2.021	58	2.03	10	400	8.12
		1.861	10	331	8.11
1.649	10	1.656	20	422	8.11
1.555	45	1.561	40	511	8.11
1.429	58	1.434	45	440	8.11
1.366	3			531	
1.278	2	1.283	8	620	8.11
1.232	9	1.237	10	533	8.11
1.218	1			622	
1.166	7			444	
a <sub>0</sub> =8.0800		a <sub>0</sub> =8.11			

Geigerflex, Cu K $\alpha$  (Ni) 30kV-15mA, 16-1-4, 1-1-0.2mm

この変質帯中, 10~20cmの幅で微褶曲構造を示す石英と紅柱石に富み, 赤褐色黒雲母やスピネル・黄鉄鉱を含む部分がある(図版VII-2)。スピネルは幅1~2cmの部分に濃集し, おそらく原岩の層理面と思われる面に沿って帯状に分布する。これをかりにスピネル帯と呼び, スピネルを産しない部分(紅柱石帯)と区別する。

第28表に各帯の鉱物組成の概略を示した。紅柱石帯とスピネル帯とは明瞭に区別できるものではなく, 紅柱石帯に微量のスピネルが含まれることもあるが, スピネルが肉眼的にもはっきりと多い部分はある線で境

することができる。紅柱石帯に較べてスピネル帯では、スピネルが急激に増加し、石英がやや増加し、紅柱石と白雲母+絹雲母がやや減少する。

スピネルは鏡下で、緑色、主として正四角形または粒状の外観を呈し、結晶の中心付近に多くの微細な包有物を含む。大きい結晶は一辺が0.4mm程度にまで達するが、一般には0.2mm以下である。X線粉末回折によると(第29表),  $a_0=8.11\text{\AA}$  であり、この値は  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$  ( $a_0=8.10$ ) よりやや大きく、 $\text{FeAl}_2\text{O}_4$  (hercynite,  $a_0=8.135$ ) より小さい。

スピネルと隣合せに存在する鉱物との組合せには次の種類がある。

- (1) スピネル-石英(図版XXV-1)
- (2) スピネル-ごく微細な絹雲母-石英
- (3) スピネル-白雲母
- (4) スピネル-白雲母から変質した緑泥石
- (5) スピネル-紅柱石
- (6) スピネル-黒雲母
- (7) スピネル-黄鉄鉱

これらのうち、(1)と(2)の組合せがもっとも多く、(3)がこれにつぎ、(4)~(6)はまれで、(7)は非常にまれである。(2)の場合の絹雲母はスピネルと石英とが結晶した後に二次的に生じたと思われるから、スピネル-石英の組合せは非常に多いことになる。(3)~(6)の組合せでは、スピネルはそれぞれの鉱物中に島状にやや蚕食された不規則な形でとり込まれる。

スピネル帯と紅柱石帯とを通じて、紅柱石は柱状または粒状の外形を呈し、一方向の劈開の発達が著しく、それらの結晶は淡い桃色の多色性を示し、平行消光をすることが多い。紅柱石は周囲や割目に沿って絹雲母に交代されることがしばしばで、ときには鱗片状の白雲母の結晶中に島状にとり込まれる。

絹雲母は紅柱石を交代するもののほか、他形-粒状の石英の鉱物間隙を埋める。黒雲母は  $Y \doteq Z$  = 帯赤褐色で、部分的に緑泥石に変質する。緑泥石は白雲母の外形で暗青色の低い干渉色を示すもののほか、微細で他鉱物間隙を埋める集合体がある。不透明鉱物は反射光を使っての薄片観察では、そのほとんどが黄鉄鉱で、残りは酸化物(多分磁鉄鉱)である。

## 2) 片麻岩状ホルンフェルス中の産出例

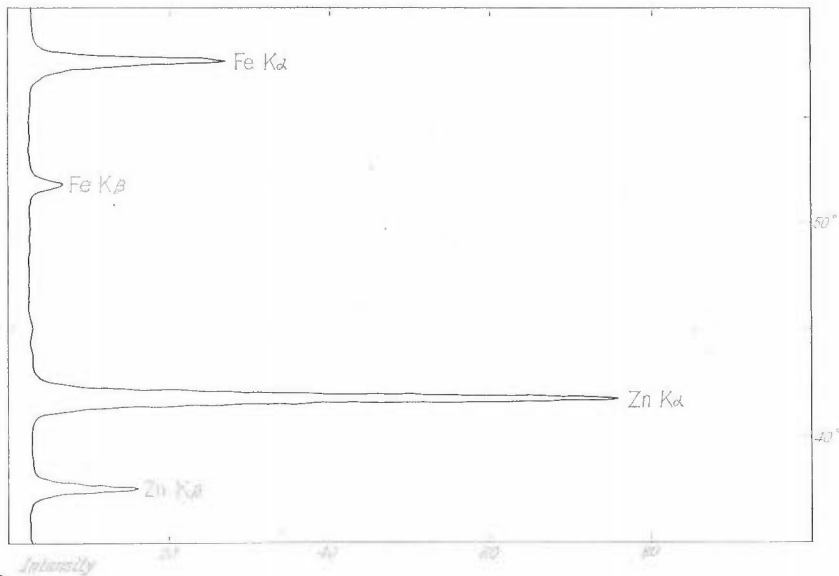
片麻岩状ホルンフェルスの一部には、直径2cm程度以下の暗色の包有物を含む部分があって(6412-8, 蓮華寺下, 水路沿いの農道の一部)、スピネルが存在する。この包有物は周囲に5~10mmの珪長鉱物に富む反応縁を伴う。

肉眼的にはほぼ円形のこの暗色の包有物は、鏡下では不透明鉱物に富み微細な鉱物の集合体からなる(図版XXV-2)。この中心部は幅1~5mmの再結晶化が著しく珪長鉱物を主とする再結晶部と不規則に入り混っている。スピネルはこのレリクトの部分に柘榴石・堇青石・黒雲母・白雲母・絹雲母・不透明鉱物(多分ほとんどは磁鉄鉱)などの変成鉱物を産出する。

スピネルは、最大0.06mm、一般に0.03mm以下の微細な正四角形または粒状の結晶で(図版XXVI-1)、前記のものよりやや淡い緑色である。スピネルと接する鉱物との組合せは下記の通りである。

- (1) スピネル-堇青石
- (2) スピネル-黒雲母
- (3) スピネル-白雲母
- (4) スピネル-磁鉄鉱
- (5) スピネル-斜長石(カリウム長石)
- (6) スピネル-石英
- (7) スピネル-柘榴石

以上の組合せのうち、(1)がもっとも多く、(2)~(4)がこれに次ぎ、(5)~(7)はまれである。柘榴石に接するスピネルは、0.35mm径前後の柘榴石中に0.02mm程度のスピネルが、多くの場合に磁鉄鉱の微晶と共に含まれる(図版XXVI-2)。



第 48 図 大東地域金坂谷産スピネルのX線蛍光分析結果  
X-ray fluorescence analysis of spinel from Kanzakadani, Daito area.

スピネル—石英の組合せは、レリクトの周辺で再結晶により珪長鉱物が粗粒化している部分で明瞭で（図版XXVI—1）、その産出例は第1の例に較べてはるかに少ない。

### 3) 考察

以上のように大東地域ではスピネルと石英との共存産出はまれではなく、むしろ普遍的であるとみてよい。X線蛍光分析によると、金坂谷のスピネルは多量の Zn を含み（第48図）、その組成は gahnite か zincian spinel (=gahnospinel) である可能性を示す。蛍光分析で Zn K $\alpha$  と Fe K $\alpha$  のピークの比率は 3 : 1 であり、両元素の吸収係数はほぼ等しいから、この比率はほぼ正しいとみてよい。既存の分析値によると (DEBR et al., 1962), このような比率は gahnite 組成のものにいられている。なお、Mg は分析されておらず、微量の Ti が検出された。

金坂谷のスピネルは gahnite である可能性が大きく、そのためにスピネルは石英と共存し、中間生成物を伴っていないものと考えられる。gahnite 組成のスピネルが石英と共存する例はまれにいられている（たとえば VOKES, 1962）。また兼平慶一郎（私信, 1968）によると、カナダ Saskatchewan 州 Coronation 鉱山産スピネルは gahnite 53%組成のもので、結晶の約半数は石英と共生している。

## III. 9 接触熱水変質作用

白川地域の花崗岩質岩類に近い火山砕屑岩類には既述のように接触変成作用がいられているが、これはごく限られた範囲に認められるにすぎない。Mo 鉱床を多く伴う平瀬岩体の東縁沿いにはかなり広範囲に熱水変質帯が認められる。これは不純な水に富んだ珪長質マグマの固結に際して形成されたものと思われる。

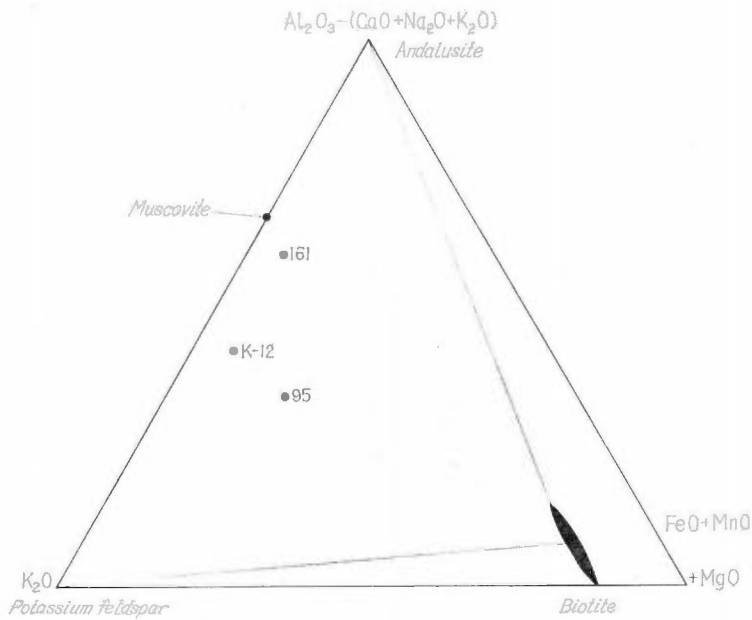
同様な現象は島根県東部の Mo 地域にも存在するものと予想できるが、大東—山佐地域では火山砕屑岩類の浸食がより進んでいるためと、大東地域で存在する可能性がもっとも強い蓮華寺花崗閃緑岩の東縁の精査が進んでいない（同時に露出の関係で精査しにくい）、2つの理由により、小馬木地域では両雲母花崗岩のルーフの岩石が未調査である理由により、接触熱水変質帯は島根県東部地域では充分には明らかでない。

### III. 9. 1 鉱物組合せによる分帯

白川地域における変質岩の鏡下観察による変成および変質帯の構成鉱物は第30表の通りである。熱水変質

第 30 表 白川地域火山砕屑岩類の変質作用による鉱物変化  
 Mineral composition of unaltered and altered rhyolitic pyroclastic rocks  
 around the Hirase pluton, Shirakawa area.

	Sample number	Specific gravity (powder)	Major constituent			Minor and accessory constituents									
			Qz	Kf	Pl	Bt	Hb	Carb. (Sid.)	Chl	Epd	Mus (Ser)	And	Opaque minerals		
Unaltered~ weakly altered rocks	67RS-64	2.73	◎	○	○									—	mg
	67RS-65	2.66	◎	○	○				—	—				—	mg
	67RS-66	2.64	○	○	◎	—			—	—				—	mg
	67RS-67	2.71	◎	○	○	○			—	—				—	mg
Contact- metamor- phosed rocks	67RS-60	2.88	○	—	◎	○	○		—					◎	mg>py
	67RS-78	2.70	○	—	◎	○	—		—					○	mg
Hydrother- mally altered rocks	67RS-71	2.69	○	◎	—			○	—					—	py>mg
	67RS-72	2.65	○	◎	—			◎	—			○		—	py>>mg
	67RS-94	2.67	○	◎	—	—		○	—			○	—	—	py=mg
	67RS-95	2.65	○	◎	—	○		—				○	○	◎	po
	68RS-161	2.64	◎	◎	—	○						○	◎	○	n.d.



第 49 図 白川地域の紅柱石-黒雲母-白雲母変質帯の AKF 図  
 AKF diagram for andalusite-biotite-muscovite facies, Shirakawa area.

帯は下記の 2 相に分帯できる。

1) 紅柱石-黒雲母-白雲母相

白川地域の金谷入口から木谷にかけて、平瀬花崗岩体に接する所とそれに近い火山砕屑岩類には、幅50~200m にわたって淡褐色黒雲母と白雲母とが出現し、多くの場合に紅柱石が伴われる。この帯は花崗岩側からみて最内帯であり、紅柱石と淡褐色黒雲母により特徴づけられる。

肉眼的にこの変質帯は紅柱石クロットと粗粒で結晶質な外観とで後述の変質帯と識別可能である。この変

質帯は AKF 図 (都城, 1965, p. 240) で第49図のように表わされる。

紅柱石は鏡下で粒状~柱状結晶の集合体として産出し、多量の石英・少量の白雲母および黒雲母と共存する。黒雲母は  $Y \approx Z =$  淡褐色~淡赤褐色で、その一部はより低次の変質作用により脱色して低い干渉色を示す結晶と、炭酸塩鉱物 (67RS-95の分析例で菱鉄鉱として0.39%) に分解する。

原岩の磁鉄鉱は一部では残存しているが、S フェガシティが高い部分では完全に硫化鉄鉱化したものと思われる。硫化鉄鉱物では磁硫鉄鉱が黄鉄鉱よりこの変質帯では安定であった。

## 2) 菱鉄鉱-絹雲母相

熱水変質帯の多くの部分はこの帯で占められる。これは乳白色でなめらかな外観を呈し、上記の変質帯と肉眼的に識別可能である。肉眼または鏡下で原岩の組織が多少とも認められる。この帯の AKF 図を第50図に示す。

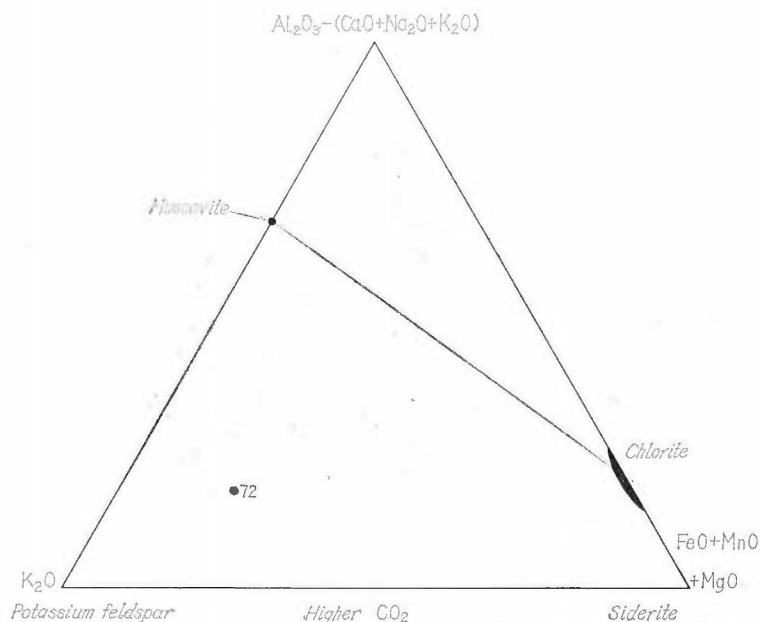
炭酸塩鉱物の多いことがこの変質帯の特徴で、この鉱物は鏡下で一般に他形の微細な ( $50\mu$  以下) 結晶として散在するが、変質度の低い部分では原岩の苦鉄鉱物のがい晶の周辺に産出し、そこでは苦鉄鉱物→炭酸塩鉱物+絹雲母+少量の榴石、の反応が認められる。

炭酸塩鉱物は分離後のX線解析によると、菱鉄鉱である。方解石は存在しない。アンケライトやドロマイトは確認されていないが、少量は存在するかもしれない。その一つの根拠として、化学分析値の一例 (67RS-72) に含まれる炭酸塩鉱物は  $FeCO_3$  換算で1.39% (重量) であって、 $CO_2$  0.29% がなお過剰である点が挙げられる。

この変質帯の外縁の末~弱変質岩の炭酸塩鉱物は、菱鉄鉱のように黄褐色の汚れを示さず石基からの浮上りが弱い、希塩酸で発泡するなどの点から、おもに方解石と思われる。この変質帯と周辺の精査によっては、炭酸塩鉱物による分帯が可能で、変質帯や平瀬岩体の形成条件を明確にできる可能性がある。

この変質帯の絹雲母は紅柱石-黒雲母-白雲母帯のものより一般に細粒で、おもに石基に散在する。

以上のほか、鳩ヶ谷岩体南部の西縁に分布する白川水鉛鉱床に接する火山砕屑岩も白谷で幅数mにわたり再結晶化を受ける。予察的な調査によると、ここでは紅柱石は生じていない。変質鉱物としては淡赤褐色黒雲母・白雲母・カリウム長石などが顕著で、黒雲母は多少とも緑泥石に変質している。ここでは平瀬地域に



第50図 白川地域の菱鉄鉱-絹雲母変質帯の AKF 図  
AKF diagram for siderite-sericite facies, Shirakawa area.

おけるより変質作用が弱かったものと思われ、それはより小規模な鉱化作用の反映とみることができる。

### III. 9. 2 成分の増減

白川地域の流紋岩質火山砕屑岩類の層序はまだ確立されていないし、また原岩が火山砕屑岩であるから変質作用による諸成分の増減を厳密にすることは困難である。しかし、かりに大白川沿いの2個を未変質岩として代表させ、3個の変質岩の分析値と比較すると、既述のように(第10表)明らかな相違が両者の間に認められる。

#### 1) 主成分

鏡下観察によると、変質岩の主鉱物組成で斜長石が減少し、カリウム長石が増加している。分子比  $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  にも同様な傾向があらわれて、この比は変質岩で明らかに減少している。同  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (Niggli's *k*) と  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  とは変質度が高いほど増加し、このことは一般には平瀬岩体の近くほどKの供給がより過剰であったことを示している。同  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  は変質度とともに減少し、これは既述の磁鉄鉱の硫化鉄鉱物化と一致する(注3)。珪化作用の目安としての分子比  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  はほとんど変化していない。

変質作用による成分の移動は単位容積当たりの物質の出入りであるから、mg/ccの各成分の増減を求めると(第31表)、2個の原岩の平均値に比較して変質岩で多少とも増加している成分は、 $\text{SiO}_2 \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot \text{S}$  であり、減少しているものは、 $\text{TiO}_2 \cdot \text{FeO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{CaO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$  (+) である。

$\text{SiO}_2$  は変質岩でわずかに増加しているにすぎず、紅柱石に富む試料でもっとも増加する。 $\text{Al}_2\text{O}_3$  は一般に減少するが、紅柱石が多量に含まれる場合にやや増加する。 $\Sigma\text{Fe}$  と  $\text{FeO}$  は一様に減少するが、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  は紅柱石-黒雲母-白雲母帯では増加する。68RS-161はやや風化しているから  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  がとくに多いものと思われる、2602と2705も同じ原因で  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  が多いのかもしれない。ほぼ一様に減少する  $\text{TiO}_2 \cdot \text{MgO} \cdot (\text{MnO}) \cdot \text{P}_2\text{O}_5$  などは添加物質により希釈され、また原岩の苦鉄鉱物の分解時に搬出された結果と思われる。

第31表 白川地域熱水変質火山砕屑岩の主成分の増減  
Loss and gain of major elements of altered rhyolitic pyroclastic rocks  
around the Hirase pluton, Shirakawa area.

Assemblage Sample No.	Unaltered (propylitic)		Siderite-sericite assemblage			Andalusite-biotite-muscovite assemblage					
	Avg. 67RS-64, 67		67RS-72			67RS-95			68RS-161		
S. G.(powder)	2.72		2.65			2.65			2.64		
	wt.(%)	mg/cc	mg/cc	±in mg/cc	±(%)	mg/cc	±in mg/cc	± (%)	mg/cc	±in mg/cc	± (%)
$\text{SiO}_2$	72.08	1960.6	1988.0	+27.4	+1.4	1963.7	+3.1	+0.2	2031.7	+71.1	+3.6
$\text{TiO}_2$	0.23	6.3	3.5	-2.8	-44.4	3.5	-2.8	-44.4	3.7	-2.6	-41.3
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14.37	390.9	335.0	-55.9	-14.3	368.4	-22.5	-5.8	399.7	+8.8	+2.3
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0.52	14.1	10.6	-3.5	-24.8	19.1	+5.0	+35.5	19.0	+4.9	+34.8
$\text{FeO}$	1.69	46.0	22.8	-23.2	-50.4	36.0	-10.0	-21.7	7.7	-38.3	-83.3
$\text{MnO}$	0.07	1.9	1.9			1.1	-0.8	-42.1	0.5	-1.4	-73.7
$\text{MgO}$	0.53	14.4	1.1	-13.3	-92.4	2.4	-12.0	-83.3	4.5	-9.9	-68.8
$\text{CaO}$	1.69	46.0	13.0	-33.0	-71.7	10.3	-35.7	-77.6	1.6	-44.4	-96.5
$\text{Na}_2\text{O}$	2.79	75.9	90.6	+14.7	+19.4	66.3	-9.6	-12.7	29.6	-46.3	-61.0
$\text{K}_2\text{O}$	3.33	90.6	120.1	+29.5	+32.6	130.1	+39.5	+43.6	116.2	+25.6	+28.3
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.11	3.0	1.9	-1.1	-36.7	2.4	-0.6	-20.0	2.4	-0.6	-20.0
S	<0.01	<0.3	2.4	+2.1	+700.0	6.1	+5.8	+1933.3	3.2	+2.9	+966.7
$\text{CO}_2$	0.18	4.9	21.7	+16.8	+342.9	3.7	-1.2	-24.5	1.1	-3.8	-77.6
$\text{H}_2\text{O}(+)$	1.65	44.9	23.9	-21.0	-46.8	21.7	-23.2	-51.7	1.6	-43.3	-96.4
$\text{H}_2\text{O}(-)$	0.38	10.3	6.9	-3.4	-33.0	6.4	-3.9	-37.9	11.6	+1.3	+12.6
Total	99.62	2710.1	2643.4			1641.2			2634.1		

注3) 本報告の化学分析では、黄鉄鉱と磁鉄鉱の  $\text{Fe}^{2+}$  は分析技術上  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  の形で表わされている。



る。

CaO の著しい減少は変質作用における斜長石の分解し易さに求めることができようが、Na<sub>2</sub>O は菱鉄鉱-絹雲母帯ではむしろやや増加し、より高度な変質帯で減少する。曹長石質斜長石は菱鉄鉱-絹雲母帯では安定であったものと思われ、より高次の段階ではKに過剰な化学的環境であったことを含めて斜長石は不安定であった。K<sub>2</sub>O はつねに増加する。

S は7～19倍の増加を示し、その増加は諸成分のなかで圧倒的である。CO<sub>2</sub> は菱鉄鉱-絹雲母帯でピークを示す。H<sub>2</sub>O(+) は原岩でもっとも多く、変質度とともに減少する。

## 2) 微量成分

微量元素17種についての増減は第32表の通りである。Cu・Zn・Pbの3元素は分光分析のほか湿式の方法でも分析された。CuとPbとについて両方法による結果は不一致である場合が多い。湿式分析による結果の方がより正しい値を示しているものと思われる。

変質岩でより多い成分はMoとUとであって、ともに平瀬鉱床の鉱脈に含まれる。閃亜鉛鉱と方鉛鉱とは鉱脈中のウラン鉱物と同程度に微量に産出するが、ZnとPbとはほとんど変化せず、むしろ変質岩で減少している傾向がある。Pbは単独に鉱物(たとえば方鉛鉱)を形成しない場合には、結晶化学的な類似性から珪酸塩鉱物のKを置換しているものと思われるから、カリウム長石や白雲母に富む変質岩で増加する可能性が予想されるが、上記の結果は再結晶化や熱水変質で生じた、たとえばカリウム長石はマグマ期のものよりより純粋な組成を有することを示しているらしい。Baの減少もおそらく同じ理由によるものと思われる。

減少している元素は、Ba・Sr・B・V・Ni・Co・As・Znなどである。Srは斜長石のCaを置換していると考えられるから、その減少は斜長石の減少と再結晶化に伴う移動により説明可能であろう。その他の減少元素は苦鉄鉱物に伴われるものであり、苦鉄鉱物が分解しKやSの添加により絹雲母や硫化物に変質した事実に起因しているものと思われる。しかし、MnとTiとはほとんど変化しない。

Thは変質作用で増加しているとも考えられるが、大きな変動はないとみてよい。後述の大東地域の変質帯ではKとThとが共に増加する事実がしられ、また一般にマグマ期～ペグマタイト期でKとThとは正の相関を示し、熱水期では個別的にUのみ濃集するものと思われる。平瀬地域の紅柱石-黒雲母-白雲母帯は後者の一例とみなしてよいものと思われる。

## 3) 考察

以上の熱水変質帯を伴う平瀬鉱床の鉱脈形成成分は、化学的には圧倒的に多量のSi<sup>4+</sup>と少量のK<sup>+</sup>、Al<sup>3+</sup>、

第32表 白川地域火山砕屑岩類の変質作用による微量成分の変化  
Abundance of minor elements of unaltered and altered rhyolitic  
pyroclastic rocks around the Hirase pluton, Shirakawa area.

Sample No.	Ba	Sr	Li	B	Cr	V	Ni	Co	As	Cu	Zn	Pb	Mo	U	Th		
67RS-64	450	100	18	13	120	7	6	2.5	1.2	10	6.0	100	35	64.0	1	3.6	17
67RS-64	700	140	13	4	90	6	3	2	0.9	13	2.0	55	20	30.0	1	3.6	15
67RS-66	750	120	12	17	70	2	2	1.5	1.3	9	3.0	30	30	14.0	2	3.1	12
67RS-67	450	100	13	30	160	20	9	4	1.4	17	4.5	120	200	162.0	2.5	3.2	13
67RS-60	350	240	20	2	70	200	5	18		11	8.5	150	25	144.0	1.5	2.0	17
67RS-78	800	160	17		18	25	1~2	2.5		7	2.0	45	8	38.0	1.5	2.6	14
67RS-71	170	40	19	2	60	1	2	<1	0.9	8	3.0	40	75	28.0	30	4.5	17
67RS-72	150		18	1	180	<1	2	<1	0.8	10	5.0	35	30	20.0	4	4.2	14
67RS-94	180		17	4	45	1	2	1	0.8	15	2.5	60	25	34.0	100	4.4	14
67RS-95	200		20	3	100		8	<1	0.8	9	3.0	55	25	38.0	4	4.2	17
W-1	180	180	12	17	120	240	78	50	2.2	110					0.5		
G-1	1220	250	24	1.5	22	16	1~2	2.4	0.8	13			49		7		

Mo<sup>+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, S<sup>2-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> などである。これらは Si<sup>4+</sup> を除き、上記変質帯の増加成分を概括的には反映している。したがって、この変質帯は鉱床の形成と密接に関連するもので、平瀬地域で変質帯の拡がり大きいことと鉱床が白川地域でもっとも優勢なこととは表裏一体の現象とみなしうる。

変質帯の増加元素のうち、Sは桁違いに増加している。変質帯の妥当な規模としてかりに平瀬岩体から東側外方に250m、その周辺沿いに3km、9レベルから上方へ現地表までの2倍の高さを採用すると、添加されたS量は10<sup>4</sup>トンの単位に達するものと思われる。一方、鉱脈中のS量は過去の Mo 精鉱生産量と残存鉱量とから、変質帯のS量よりやや少ないかほぼ同程度と予想できる。

平瀬鉱床の形成には、アプライト質岩の母岩と周囲の熱水変質帯を必要としている。平瀬鉱床の運鉱岩は鉱床内のアプライト質岩と一部の黒雲母花崗岩と考えられる。それらの容積は上記変質帯の1/2以下に小さい。したがって、この運鉱岩はSに富んだ珪酸塩溶融体であったはずである。この種の組成(岩質)でSに富むためには、多量の H<sub>2</sub>O が媒体として必要であろう。平瀬鉱床の母岩はその固結末期に多量の“水”を含んでいたものと思われ、それが周囲に熱水変質帯をもたらしたものと思われる。

#### 4) 大東地域の例

大東地域の同様な熱水変質帯は既述の理由で未調査であるといつてよい。その上、2個の分析例(第3表)は異なった岩体から採取された。しかし、主成分の増減は平瀬地域の紅柱石-黒雲母-白雲母帯の一例(67RS-95)に酷似する(第33表)。清久神谷鉱床の59K-13には紅柱石は発見されていないが、その他の構成鉱物は67RS-95のものに類似している。大東地域でも主要鉱床のルーフが残存していれば、平瀬地域と同様な変質帯が認められたであろう。現在の露出面でも蓮華寺花崗閃緑岩の東周辺にはその可能性が秘められており、今後の精査が必要である。

第 33 表 大東地域熱水変質流紋岩質凝灰岩の主成分の増減  
Loss and gain of major elements of altered rhyolitic tuff  
around Rengeji granodiorite, Daito area.

Sample No.	6506-10	59K-12		
S. G.(powder)	2.67	2.63		
	mg/cc	mg/cc	± in mg/cc	± %
SiO <sub>2</sub>	1985.4	2011.4	+26.0	+ 1.3
TiO <sub>2</sub>	6.1	3.7	- 2.4	-39.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	371.1	362.4	- 8.7	- 2.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.9	18.9	+17.0	+894.7
FeO	11.5	9.5	- 2.0	-17.4
MnO	1.6	1.1	- 0.5	-31.3
MgO	14.2	0.8	-13.4	-94.4
CaO	30.7	10.3	-20.4	-66.5
Na <sub>2</sub> O	83.0	70.8	-12.2	-14.7
K <sub>2</sub> O	72.9	112.8	+39.9	+54.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.3	0.8	- 0.5	-38.5
S		10.8	+10.8	
CO <sub>2</sub>		2.1	+ 2.1	
H <sub>2</sub> O(+)	33.6	11.1	-22.5	-67.0
H <sub>2</sub> O(-)	3.7	7.4	+ 3.7	+100.0
Total	2617.0	2633.9		

#### IV. 大東一山佐地域の鉱床概説

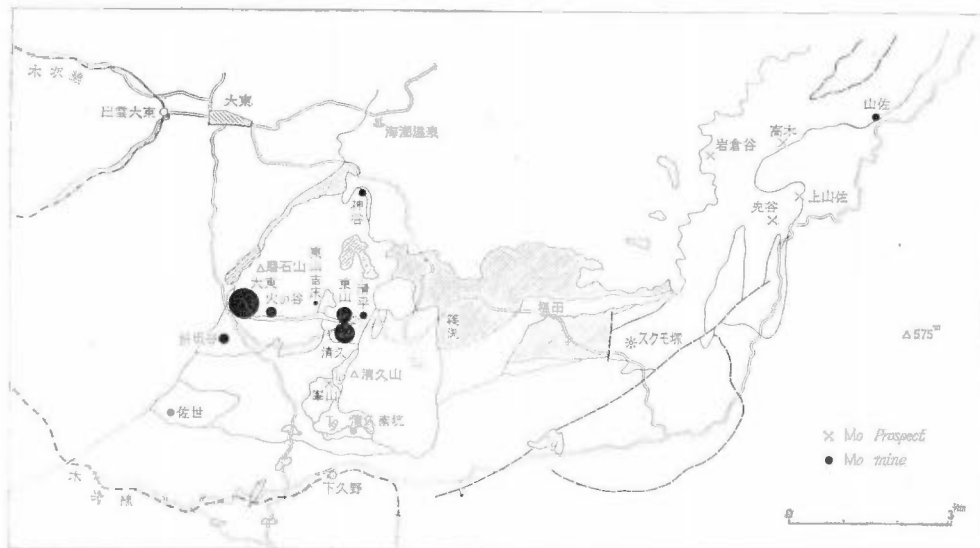
島根県大東一山佐地域には多数の Mo 鉱床が分布する。既述の過去の精鉱生産量に残存鉱量を加味すると、それらの相対的な規模は第51図のように表わされる。鉱床は大東地域で蓮華寺花崗閃緑岩の南縁に、主

要な大東・大東火の谷・東山・清久の諸鉱床，北縁に清久神谷鉱床，川井混成岩中に大東折坂谷・佐世・清久峯山・清久南坑の諸鉱床が分布する。

山佐地域には山佐鉱床を始めとして，上山佐・高木・岩倉谷・兎谷の小鉱床，第51図をはずれて天狗・広瀬付近の鞆屋谷・富田・獅子遊などの小露頭などが，主として山佐優白花崗岩中に分布する。

以上のほか大東地域の南西方には大佐・掛合鉱床があり，また同地域の南方には1965年に発見された鴨倉露頭がある。

以下大東地域の鉱床（第52図参照ポケットにあり）を中心に鉱床の概要を記述する。



第 51 図 大東—山佐地域の Mo 鉱床の分布と規模

Distribution of molybdenum deposits with the relative scale in the Daito—Yama area.

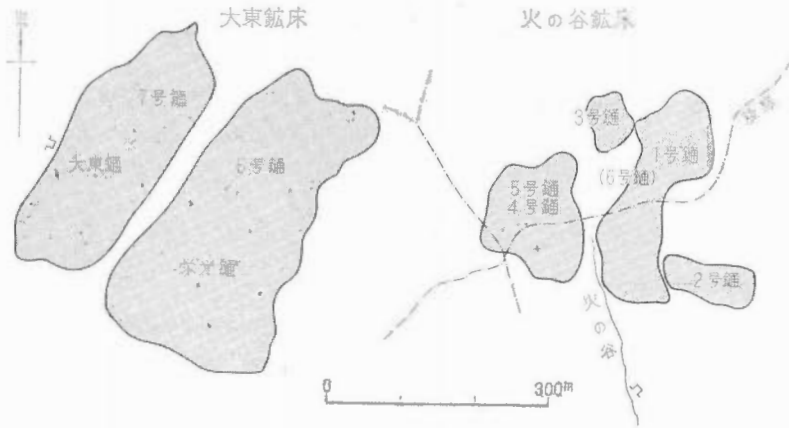
#### IV. 1 大東鉱山の鉱床

島根県大原郡大東町東阿用付近に分布する鉱床は大東鉱山の本山地区（図版 I—1）に属する。阿用川の支流である火の谷上部の火の谷鉱床や折坂谷の折坂谷鉱床なども鉱業的には大東鉱山に含められる。鉱況は本山鉱床で圧倒的によく，火の谷鉱床がこれに次ぐ（第53図）。折坂谷鉱床は最近の開発で火の谷鉱床と同規模に発展した。3 鉱床中の Mo 金属量比は，大東本山：火の谷：折坂谷 $\approx$ 20：5：4，である。これらはいずれも太陽鉱工株式会社大東鉱業所に属し，事務所と浮遊選鉱場とは大原郡大東町東阿用に設置されている。これは木次線出雲大東駅より県道を南に約 4.5km の地点で，バスを通ずる。なお佐世鉱床も本項目に含めた。

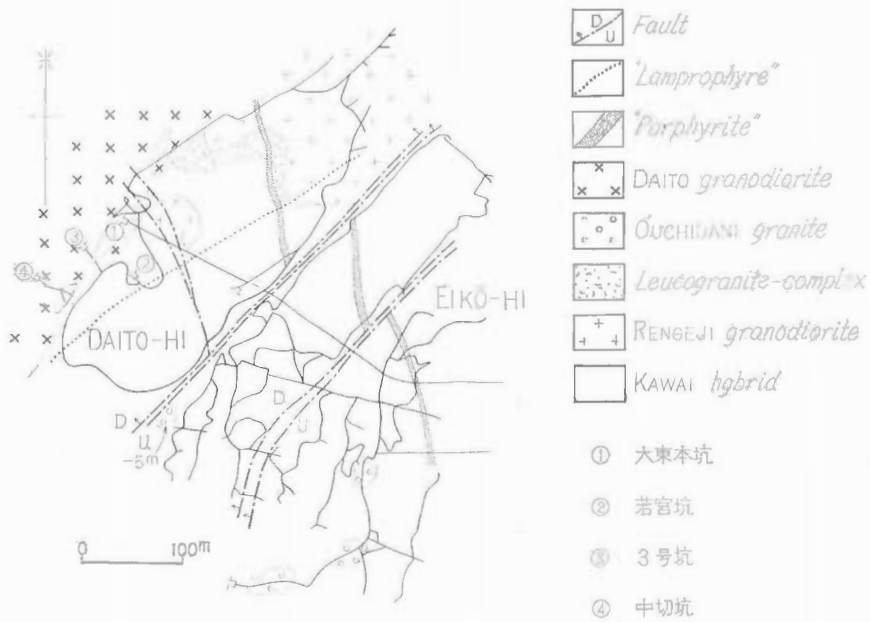
本山地区の開発は昭和16年に現在の主鉱床の上部の鉱石が約 1 カ年にわたり採掘されたことに始まる。その後昭和19年には 5 トン/日処理の選鉱場が建設され，少量の精鉱が生産された。昭和 25 年 8 月に再開され現在に至っている。

##### IV. 1. 1 本山地区

本山地区の鉱床は，かつては一連の鉱脈であったと思われる大東鍾と栄光鍾およびそれぞれの見かけ上位の小鉱脈，7 号鍾と 6 号鍾とからなる。鉱床の母岩は大東～栄光鍾で川井混成岩を主とし，東側の栄光鍾では下盤側に大内谷花崗岩があらわれ，これは試錐によると西方の大東鍾の下方へ漸次もぐっている。見かけ上位の 7 号鍾・6 号鍾では蓮華寺花崗閃緑岩と複合体の岩石が多くあらわれる。鉱脈は緩傾斜の輝水鉛鉱—石英脈を主とし，部分的にペグマタイト質である。



第 53 図 大東および大東火の谷鉱床の蘚鉛脈の平面投影  
Plan of molybdenite veins at the Daito and Daito-Hinotani mines.



第 54 図 大東鉱床の採掘部と地質の概要  
Subsurface geology of the Daito mine.

1) 大東鍾

大東鍾は最西端にあって古くから採掘された。調査当時にはほとんど採掘済みで、主として鉱山資料にもとづいてここでは記述する。鉱脈の拡がりには走向延長に約450m、傾斜延長170mで、北西端は大東花崗閃緑岩の貫入をうけ、東南端は断層に切られ、北東・南西両端に尖滅する(第54図)。母岩は北部で蓮華寺花崗閃緑岩と少量のアプライト質岩がみられるが、主として川井混成岩である。

鉱床の一般走向はN35°E、傾斜20°NWである。鉱脈は川井混成岩中で安定しており、脈幅最大70cmに達するが平均25cm程度である。比較的細粒の輝水鉛鉱が石英脈中に微量の黄鉄鉱と共に含まれる。少量の磁鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱が含まれることもある。石英・カリウム長石・黒雲母からなるペグマタイト脈が

多数あり、これは鉍脈に切られている。8号坑の白雲母-カリウム長石-石英脈には輝水鉛鉍が報告されている(山本, 1952)。母岩の変質は一般に弱い。変質鉍物は石英・カリウム長石・黒雲母・緑泥石・炭酸塩鉍物および粘土鉍物などである。栄光鍾の結果から推察すると、おそらく紅柱石も産出するであろう。また炭酸塩鉍物細脈がやや多く認められる。

鉍脈を切って幅6m程度の角閃玢岩脈が貫入する(第54図)。これは一部では2本の岩脈に分れる。その両者を切って東北に走る幅30cmの煌斑岩がしられている。鉍脈および岩脈を切る顕著な断層には2系列のものがある。鉍体のほぼ中央を走るN10~30°W, 60°NEの断層は落差3~5mの2本の正断層で、湾曲して両端で落差を減ずる。

鉍体の東南端を画する断層は走向N40~50°E, ほぼ垂直で幅8mに及ぶ破碎帯を伴っている。鉍脈の優勢な所では鉍脈が破碎帯にもみ込まれる。この断層は鉍脈形成以前から以後まで活動したと思われる。大東鍾と栄光鍾とはこの断層を境にして上下に約15mずれており、大東鍾が下位にある。角閃玢岩脈のずれから推察すると、同岩脈貫入後に大東鍾は東隣りの栄光鍾に対して南西に約70mほど相対的に動いている。

## 2) 7号鍾

この鉍脈は大東鍾の北東部の上位にあって大東鍾にもっとも接近する所は5mであり、びり鍾でつながる大東鍾の分岐脈であるかもしれない。鉍脈の東南部は断層で境され、他の3方向に尖滅している。走向方向に130m, 傾斜方向へ100m開発されていた。一般走向N60°E, 傾斜は一般に15°NWであるが、部分的には40°程度にまで変わる。母岩は主に蓮華寺花崗閃緑岩で、これは脈状アプライト質岩の貫入をうける。その部分には微量の輝水鉛鉍が鉍染する。一部に川井混成岩が捕獲岩状にみられる。

鉍脈は輝水鉛鉍-石英脈で、部分的に少量の黄鉄鉍を伴う。輝水鉛鉍は盤際に縞状に濃集することが多い。母岩の変質帯は幅10cm程度で一般に狭い。富鉍部では幅20~30cmの変質帯が認められて輝水鉛鉍がその変質帯に鉍染することがある。変質鉍物は褐色黒雲母に、絹雲母が最も普遍的で、鉍脈末端部では粘土鉍物・緑泥石・黄鉄鉍などを増す。黄鉄鉍-緑泥石細脈が鉍脈の中心部や変質帯を切ってしばしば認められる。黒雲母・石英・カリウム長石からなるペグマタイト質細脈が鉍脈を切っている。鉍脈を切る岩脈に角閃玢岩と煌斑岩とがある。鉍脈を切る断層にはNE系のものが顕著である。

## 3) 栄光鍾

この鉍脈は大東鍾の東隣りにある。鉍体の中央部に走向断層が走り、鉍体を大きく二分している。北西側に鉍体が良質のもので、走向傾斜延長に440m×110mほど採掘された。この鉍脈は2本のNE系の断層に挟まれ、北東と南西に尖滅する。東側の鉍体は400m×130mにわたり開発されて、部分的に高品位部があって、これは完全に採掘されている。鉍脈は走向N10~30°E, 15°NWで、鉍体南部の大東鍾寄りでは傾斜が逆にSEとなっている。脈幅は60cmくらいに達することがあるが、一般には15cm程度である。

母岩はもっとも苦鉄質相の川井混成岩で、これは鉍体北部の一部で蓮華寺花崗閃緑岩の貫入をうける。鉍体の東南部では大内谷花崗岩があり、その境界面に沿って鉍脈が走る。鉍脈は同岩の下盤側に存在し、同岩中には50cm以上は貫入していない。同岩が明らかに鉍脈を切る部分は観察されていない。大内谷花崗岩に接する川井混成岩は幅10~20cmの範囲で苦鉄鉍物が方向性を示すことがある。

鉍脈は一般に輝水鉛鉍-石英脈であるが、ペグマタイト質で透明な石英脈中に桃色のカリウム長石と微量の黒雲母とが盤際に伴われる部分も多い。輝水鉛鉍は一般に細粒である。少量の黄鉄鉍が普遍的に含まれ、部分的には磁鉄鉍、ごく微量の黄銅鉍・閃亜鉛鉍・方鉛鉍がある。東南部のペグマタイトで1,000c/mの放射能異常がかって確認された。

盤際変質帯は一般に幅20cm程度である。変質鉍物はカリウム長石・石英・褐色黒雲母・紅柱石を主とする(後述)。微量の柘榴石・堇青石様鉍物も認められることがある。これらの変質帯中に、黄鉄鉍・輝水鉛鉍・緑泥石などが斑点状あるいは割目に沿う不規則脈状にみられる。また黄鉄鉍-輝水鉛鉍-緑泥石-石英細脈が輝水鉛鉍-カリウム長石-石英の主鉍脈の中心部や盤際に貫入し、複合鉍脈を形成することがある。部分的には炭酸塩化と粘土化作用も認められる。

鉍脈を切る岩脈は大東鍾を切る角閃玢岩の断層先のものがあり、同質のものが栄光鍾中央を走る2本の断層中にも断続する岩脈として貫入している。この断層は幅10~15mで、走向N40°E, ほぼ垂直である。こ

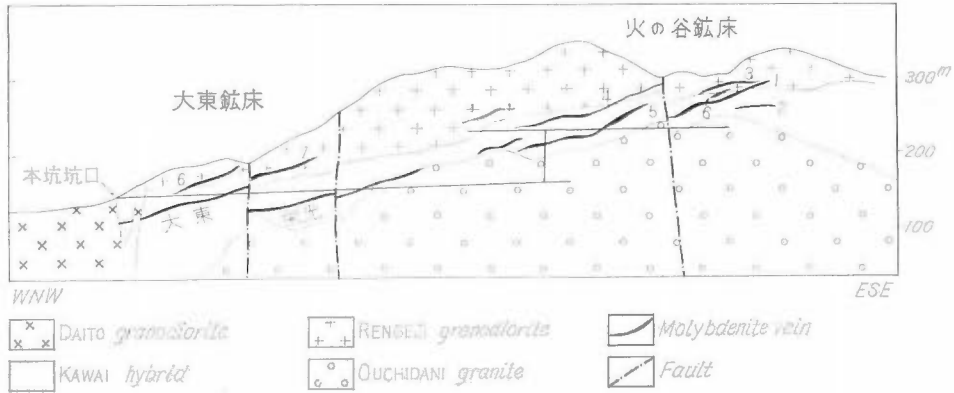
の断層帯を境に西側の鉱体が約10m下位にあり、角閃岩のずれは西側鉱体が約30m西南方に水平移動したことを示している。

#### 4) 6号鍾

鉱脈は調査当時入坑不能であり、下記の記述は主として鉱山資料にもとづく。6号鍾は栄光鍾西部鉱体の上位約20mにあり、母岩は上部で蓮華寺花崗閃緑岩、中心部でアプライト質岩、南部で川井混成岩である。鉱脈はN30~40°E、10~15°NWの輝水鉛鉱-石英脈で少量の黄鉄鉱・黒雲母を伴い、粘土が比較的が多い。

### IV. 1. 2 火の谷地区

火の谷の鉱床群は本山地区の諸鉱床の東に位置している(第53図)。その地質環境は本山地区に類似しているが、複合体の発達が良い。1号から6号までの鉱脈が当時しられており、これらの中心を南北に走る大きな断層(N5°W-85°E)の西側に見かけ下位より5号・4号鍾、東側に2号・1号・6号・3号鍾が存在する(第55図)。



第55図 大東鉱床および大東火の谷鉱床の模式的断面  
Schematic profile of the Daito and Daito-Hinotani mines.

#### 1) 火の谷5号鍾

この鉱脈は走向延長に20m、傾斜延長に80m開発され、周囲に尖滅している。川井混成岩を母岩とし細粒の輝水鉛鉱と透明な石英脈からなる鉱脈で、脈中に黄鉄鉱が比較的が多い。一般走向N10°E、傾斜は20°Wである。鉱脈に先立ち白雲母・黒雲母・カリウム長石・石英からなるペグマタイト質細脈が急傾斜鉱脈に平行、緩傾斜または不規則脈状に母岩に貫入している。鉱脈は部分的には明瞭な石英脈ではなく、幅50cm程度の珪化変質帯であることが多い。石英脈部でも品位は低く、鉱況はよくない。鉱脈は周辺部になると黄鉄鉱-緑泥石-石英脈に移る傾向がある。そこでは部分的に閃亜鉛鉱を主とし、方鉛鉱・黄銅鉱などの硫化物を伴う。

変質帯は狭く、一般に3~5cm程度である。変質帯は珪化、黒雲母化およびカリウム長石化をうける。これよりやや低温性の変質作用と思われる変質帯が鉱脈より50cm以上は離れない範囲の上・下盤に幅5~7cmにわたって鉱脈と平行に発達しており、そこでは褐色黒雲母・白雲母・石英・未同定鉱物が特徴的である。粘土化と炭酸塩化とはより広い範囲に及ぶ。

#### 2) 火の谷4号鍾

上記5号鍾の見かけ上位にあり、走向延長160m、傾斜延長140mにわたって開発されていた。西部と東部を断層により切られ、北部と南部に尖滅する。鉱脈の走向はN10°W~N20°Eで、傾斜は14~25°Wである。母岩は鉱体の中央部から東部(上部)にかけて川井混成岩を捕獲岩状にとり込む細粒優白花崗岩とアプライトで、南部・西部(下部)・北部で川井混成岩である。

鉱脈は最大脈幅 40cm, 一般には 10~20cm で, 細粒の輝水鉛鉱と透明な石英に比較的多量の黄鉄鉱を含む。鉱脈中に幅数 cm の粘土脈が伴われることがある。母岩の変質は花崗岩中で比較的幅広く, 上・下盤に 40 cm 程度の幅で拡がり, 混成岩中でやや狭い。変質鉱物は変質帯中に斑点状あるいは鉱脈に平行な墨流し状に濃集する傾向があり, それは紅柱石・柘榴石・白雲母・褐色黒雲母・緑泥石・黄鉄鉱・カリウム長石・石英などからなる。粘土鉱物の変質帯中, とくに周辺部に生ずることがある。母岩が川井混成岩の所で桃色の沸石 (laumontite) の微脈が網状に, またカリウム長石と石英からなるペグマタイト質細脈がみられる。小ペグマタイト塊から堇青石が同定された。

### 3) 火の谷 2 号鍾

この鉱脈は断層の東部の鉱脈のうち最下位, 火の谷鉱床の南東部にある。走向延長に 80m, 傾斜延長に 20 m 開発され, 鉱体北部は走向断層により切られ, 他の 3 方向に尖滅する。断層に近い付近の鉱況が良い。走向は  $N80^{\circ}W \sim E-W$ , 傾斜  $15 \sim 20^{\circ}S$  であるが, うねりがあり, とくに小断層に切られる時にその走向・傾斜が乱れている。

母岩はおもに川井混成岩であり, 鉱体東部でアプライト質岩が多くなる。鉱脈は輝水鉛鉱-石英脈で, 最大幅 40cm に達する。鉱脈が貧化すると黄鉄鉱がやや多く伴われる。変質帯は広くなく, 一般には鉱脈より幅 5 cm 以下の褐色黒雲母帯, さらに 10cm 以下の斑点状紅柱石帯がみられる。少量の磁鉄鉱が伴われることがある。

### 4) 火の谷 1 号鍾

この鉱脈は 2 号鍾の上位で北側に位置し, 火の谷鉱床中でもっとも優勢である。走向延長に 140m, 傾斜延長に 60m 開発されている。鉱体西部は大きな断層, 南部で  $E-W$  系の小断層により切られ, その他へ尖滅する。母岩は下部 (西部) と南部で川井混成岩, 上部 (北東部) で少量のアプライトと川井混成岩の捕獲岩を含む蓮華寺花崗閃緑岩, その中間に細~中粒優白色黒雲母花崗岩や緻密質アプライトなど優白花崗岩複合体の岩石が現われる。その付近で鉱況がもっとも良く, 富鉱部の落しの方向はほぼ  $SW35^{\circ}$  である。

鉱脈の走向は  $N-S \sim N10^{\circ}E$ , 傾斜は一般に  $15 \sim 25^{\circ}W$ , 下部では  $25 \sim 35^{\circ}W$  とやや急になる。鉱脈は一般に幅 30cm 以下の石英脈で, 細粒の輝水鉛鉱を伴う。しかし貧鉱部では鉱脈が幅 1.3cm までの厚い変質帯中に細脈 (2~7 cm) として散り, 縞状鉱染帯となることがある。黄鉄鉱は鉱脈の末端部を除いて比較的に少なく, とくに富鉱部はほとんど輝水鉛鉱のみからなる。少量の磁鉄鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・方鉛鉱などが脈中に散在したり, 盤際に濃集したりする。

母岩の変質の一典型は鉱脈側から幅 15 cm 以下の紅柱石-淡褐色黒雲母-白雲母 (-柘榴石) -珪化帯で, その外側に幅 10 cm 以下の  $Al$  珪酸塩鉱物クロットと鉱染状黄鉄鉱とをやや多く伴う。母岩が蓮華寺花崗閃緑岩やアプライト質岩である場合はこれらの帯状分布が明瞭で幅も広いが, 川井混成岩の場合には不明瞭で変質帯の幅も狭くなる。変質鉱物の組合せもやや異なる。鉱脈の末端部では変質帯中に粘土と炭酸塩鉱物とが多く含まれる。鉱脈付近の川井混成岩中には炭酸塩鉱物の微脈が無数に走るが, これは鉱脈形成の変質作用には無関係かもしれない。

### 5) 火の谷 6 号鍾

これは 1 号鍾の上部に走向延長約 40m にわたって採鉱されているに過ぎない。母岩は川井混成岩と蓮華寺花崗閃緑岩で,  $N20^{\circ}E$ ,  $20^{\circ}NW$  の石英脈中に鱗片状輝水鉛鉱が含まれる。

### 6) 火の谷 3 号鍾

この鉱脈は火の谷鉱床群の北部に分布し, 鉱体の西部は  $N-S$  系の小断層に切られ, 他の 3 方向に尖滅する。走向と傾斜延長に 30m ずつ開発されている小鉱体である。鉱体東部の火の谷 1 号鍾に近い所では, 両鉱脈が共に貧化しながら, 幅 1 m 間隔まで接近し消滅している。母岩は上部で蓮華寺花崗閃緑岩, 下部で川井混成岩を捕獲するアプライト質岩である。

鉱脈の一般走向  $N40^{\circ}E$ ,  $17 \sim 20^{\circ}NW$  に傾斜する。鉱脈にうねりが多く, 走向傾斜ともに不安定で, 鉱脈の末端部でとくにうねりがはげしい。鉱脈は黄鉄鉱・輝水鉛鉱を伴う石英脈で, 黄鉄鉱が比較的に多い。また粘土や炭酸塩鉱物もしばしば伴われる。変質帯は鉱脈より外側に 5~10cm に褐色黒雲母帯, それより 20 cm 以内に斑点状紅柱石帯がみられる。

#### IV. 1. 3 その他地区

##### 1) 堤奥鍾・その他

大東鉱山本山地区と火の谷地区の周辺の地表近くには、上記の鉱床のほかにも小鉱床が分布している。地形的には山頂部に近い山腹をとりまき、地質的には蓮華寺花崗閃緑岩の周辺部にあたる。

堤奥鍾は火の谷坑口より西に約200m、堤奥谷の上部にあり、深さ33m・70m・110mの3坑道で3本のびり鍾が追跡されている。最下部のものは蓮華寺花崗閃緑岩の小貫入岩体を持つ川井混成岩中にあるN25°E、20°NWの黒雲母-石英脈で輝水鉛鉱を伴わない。最上部の深さ33mの坑道では、蓮華寺花崗閃緑岩中に黄鉄鉱と輝水鉛鉱を含む最大幅30cmのペグマタイト質石英脈が走向方向25mにわたって採鉱されている。一般走向N10°W、傾斜20°Wである。

本鉱床の北部、樋口谷上流には植木坑があり、1960年8月22日当時86m坑道探鉱が実施されていた。坑口に近い鉱脈は走向N10°E、東にゆるく傾斜する。この鉱脈は盤際に少量のカリウム長石を伴う輝水鉛鉱-ペグマタイト質石英脈である。深部のは走向N10°W、西にゆるく傾斜し、緑泥石化と珪化の両変質帯を伴う黄鉄鉱-輝水鉛鉱-石英脈である。いずれも脈幅数cm以下のびり鍾にすぎない。

その近くには試錐により小規模な鉱脈が知られている。母岩はいずれの場合も蓮華寺花崗閃緑岩の周縁相で川井混成岩質の捕獲岩のやや多い部分や珪長質相をもっている。さらに北方の磨石山の西側には、蓮華寺花崗閃緑岩に近い片麻岩状ホルンフェルス中に細粒の輝水鉛鉱を含む石英脈がある。

##### 2) 折坂谷鉱床

この鉱床は大東鉱業所の真南、直距離900mの大宇川井満ヶ谷に試錐で発見されたもので、これまでの鉱床とは地質的に下位の環境にある。鉱脈は地表下約35mに発達する。傾斜45°斜距離50mの斜坑（現在の0号斜坑）の斜坑底から鍾押しがおこなわれていた。鉱脈は昭和40年6月当時に20×65mの範囲で探掘されていた。

付近の構成岩類はほとんど川井混成岩でこれに不規則脈状に幅1m以下の黒雲母花崗閃緑岩（蓮華寺花崗閃緑岩類似）が貫入し、両者はアプライト細脈により切られている。鉱床の母岩は川井混成岩の最苦鉄質相で、不毛石英細脈や輝水鉛鉱を含むアプライト細脈に貫入される。主鉱脈はN40~80°E、4~30°NW、場所により10°SE、その分岐脈はN50°W、18°SWである。両鉱脈はN60°W系急傾斜断層にきられ、この断層は鉱脈のうねりを激しくしている。最大脈幅は30cm、一般に5~10cmの輝水鉛鉱-カリウム長石-石英脈である。石英は透明で、カリウム長石は桃色をおび少量で主に盤際に濃集し、輝水鉛鉱は細粒である。

鉱床の北東部では、鉱脈は母岩中に鉱染状となり黄鉄鉱・緑泥石・紅柱石・緑簾石・石英からなる変質帯に微量の輝水鉛鉱が含まれる。鉱化作用に伴われる変質作用は微弱で幅数cmを出ないと思われるが、その後の粘土化、沸石化が激しく詳細は不明である。沸石（laumontite）は淡い桃色をおび、母岩中に網状細脈として、また粘土と共に断層や鉱脈に沿って産出する。断層は鉱床南東部に、N45~70°W、60~70°NEで、鉱脈を切るものが顕著である。

以上の初期開発部の南方でその後脈幅は劣るが脈品位の高い鉱脈が発見され、折坂谷鉱床として最近の数間に大東鉱山の主力として稼行された。1969年9月3日の概査によると、鉱床は折坂谷1号・2号・3号の各鉱脈からなり、最大の1号鍾がもっとも開発されていた。1号鍾は平均N25°E、15°NWの走向・傾斜を有し、走向延長200m、傾斜延長150mの規模である。

母岩は不均質な川井混成岩で、非常に優黒色な細粒岩に花崗閃緑岩質の斑状相が混在する。その他の岩石としてはアプライト脈がごく一部に認められるにすぎない。鉱脈は透明石英と輝水鉛鉱からなり、ごく微量の黄鉄鉱を伴う。輝水鉛鉱は一般に底面径が1mm以下の微細なもので、まれに1cmに達する。

盤際変質帯は一般に狭く、その幅は2~4cmである。変質鉱物組合せはカリウム長石-石英（ペグマタイト質変質）がもっとも一般的で、紅柱石-淡褐色黒雲母-白雲母、石英-絹雲母などがこれに次ぐ。沸石は母岩中のもののほか、鉱脈沿いや鉱脈中に貫入して複合鉱脈を形成する。ごく一部では輝水鉛鉱-沸石-石英脈が認められ、沸石はMo鉱化作用に関係する変質鉱物とみなしうる。

##### 3) 佐世鉱床

大東鉱業所の南南西約2.5km、大東町大宇西阿用、日南に位置する。第二次大戦中に稼行されたもので、



調査当時には埋没していた。水田や人家に近く、近年に再開や探査の試みはなされていない。鉱床は一般走向N30°E、傾斜15°NW、平均脈幅6cmの輝水鉛鉱-石英脈で、微粒の輝水鉛鉱が縞状に鉱脈の盤際に含まれるといわれる。

昭和35年8月当時の研の観察によると、川井混成岩中に入入するアプライト岩脈とペグマタイト質石英脈があり、続いて輝水鉛鉱-石英脈が形成された鉱床のようである。この鉱床は前記折坂谷鉱床に類似していたものと思われる。

#### 4) 鴨倉露頭

鴨倉露頭は佐世鉱床の南方直距離8km、仁多郡仁多町鴨倉に位置する。1965年秋にバラス用の採石場で発見された。母岩は山佐優白花崗岩類似の優白花崗岩、鉱脈はN75°E、20°S、幅30cm以下の1条の輝水鉛鉱-石英脈であり、褐鉄鉱と水鉛華とを伴う。輝水鉛鉱は微粒、石英は乳白色で、鉱脈の外観は大東地域の低温性鉱脈に酷似する。盤際変質作用は弱く、粘土化が顕著で少量の黄鉄鉱が散在する。

## IV. 2 清久鉱山の鉱床

清久鉱山は大東鉱山の東方約3kmにあって、島根県大原郡大東町大字川井地内にある。木次線、出雲大東駅で下車、南に県道を約5km、それより東に町道を約2.5kmで鉱山事務所に達する。清久鉱山は本山・神谷・南坑・峯山・その他の諸鉱床からなる。本山鉱床が主要部で、鉱脈は阿用川地並(海拔約170m)から海拔350mまでの清久山山腹を鉢巻状にとり巻いている(第52図)。神谷鉱床は本山鉱床の北へ直距離約2.5km、南坑鉱床は南へ同1.5kmにある(第8図)。

清久本山鉱床の発見はかなり古いらしく明治時代末期といわれている。明治43年(1910年)には奥川井鉱床として稼行された記録がある(桂, 1917)。その当時には地質および地形的に現在の主鉱床より上部にあたる摘桑一大延鍾の露頭部を採掘したものらしい。昭和13年(1938年)より清久鉱業株式会社が開発にあたり、昭和19年には30トン/日処理の浮遊選鉱場を設備したが、わずかな精鉱を生産したのみで終戦と共に休山した。その後昭和22年頃まで小規模な探鉱を断続し、昭和25年7月の再開以来本格的な採掘に移行した(図版I-2~III-2)。鉱床の稼行順序は大延地区より尻地区、その後の探鉱により両地区間周辺および北部にあたる滑平・芦谷地区、清久山西麓の峯山および下久野の南坑(昭和32年)の新鉱床などである。

清久鉱山の主要部と断層鍾先である東山鉱山の主要部とは、大東および大東火の谷鉱床の場合と同様な地質環境に属するが、複合体の諸岩石がより多くあらわれる(第56図)。また、大内谷花崗岩は多くの場合に急傾斜の境界面を示す、東側に安山岩プラグがあらわれるために、岩床および岩脈状の安山岩が非常に多い、なども異なる点である。以下に記載の多くは出納・石原(1966a)で公表された。

### IV. 2. 1 本山地区

清久本山地区の尻一藪湧鍾・上鍾・中間鍾・尻3号鍾・新生鍾・尻4号鍾・大延新鍾・大榎新鍾は、西北西に走り北に急傾斜する大きな正断層「大断層」の下盤側(南側)にあり、新1号鍾・摘桑一大延鍾・滑平西第1斜鍾および東山鉱山の主鉱床は上盤側に存在している(第57図)。滑平・東鍾・滑平西鍾・芦谷鍾などは同じく上盤側で北にやや離れて分布する(第58図)。清久本山鉱床は尻・大延・滑平の3地区に大別される。

#### 尻地区

##### 1) 尻一藪湧鍾

これは本山の中央部にあって鉱床群の中心をなし、最大の鉱脈である。母岩は見かけ上、上位の東部から西部にかけては比較的均質な蓮華寺花崗閃緑岩である。この岩体中では、鉱脈はやや劣勢であり、部分的に粘土が多い。その下位は円礫状捕獲岩を部分的に多く含む中粒黒雲母花崗岩と中粒両雲母花崗岩(以上複合体の岩石)である。前者は鉱脈の中央と南部に多く、この中の鉱脈は安定して品位も良い。後者は北部に多く、この中では厚い鉱脈はあまり発達しないが、部分的に高品位である。上記母岩の下位は川井混成岩で、鉱脈の発達にあまり良くないが、脈幅がせまく低品位の場合でも鉱脈の連続性はよい。鉱脈の走向および傾



第 57 図 清久・東山鉱山諸鉱脈の平面投影  
 Plan of molybdenite veins at the Seikyū and Higashiyama mines.

斜は東部でN40~50°E, 10~30°SE, 中央部でN40~50°W, 10~30°SW, 西部でほぼE-Wである(第59図)。

鉱脈は全体として東西に500m, 南北に200mの範囲に分布し, 北は大断層で切られ, 南は東西方向に貫入する大内谷花崗岩の中に入ると急激に尖滅する。鉱脈の東・西両縁でも尖滅する。

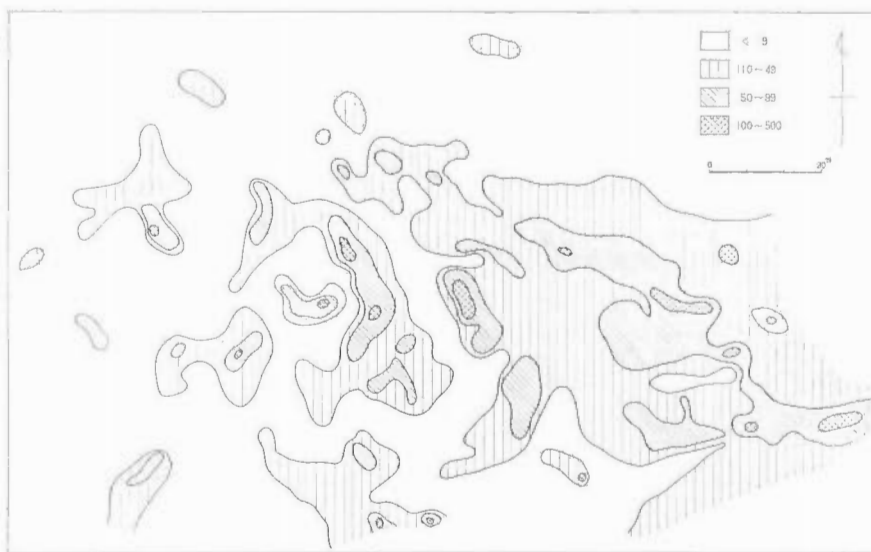
この鉱脈は一見1条の鉱脈が走向を変じたようであるが, 実際には走向の異なる鉱脈群からなる。これらのうち最西部のものが藪淵脈, それ以东のものが尻脈と呼ばれている。これら鉱脈の接合の状態は, 西からの鉱脈が尖滅する直前に他の分岐脈が発達して東へ延び, これが尖滅する前にまた次の分岐脈が発達する。これを「脈の乗り換え」と呼ぶ。その他数多くの不規則な分岐脈が発達する。そのうち, やや大きいものは次項以下に記載される5鉱脈である。

鉱脈は全般に安定した石英脈で輝水鉛鉱を伴うが, 脈勢指数50以下の部分が多い(第60図)。厚さは最大約40cm, 薄いものは皮膜状である。部分的には輝水鉛鉱のみからなるもの, 粘土に伴われるもの, あるいは



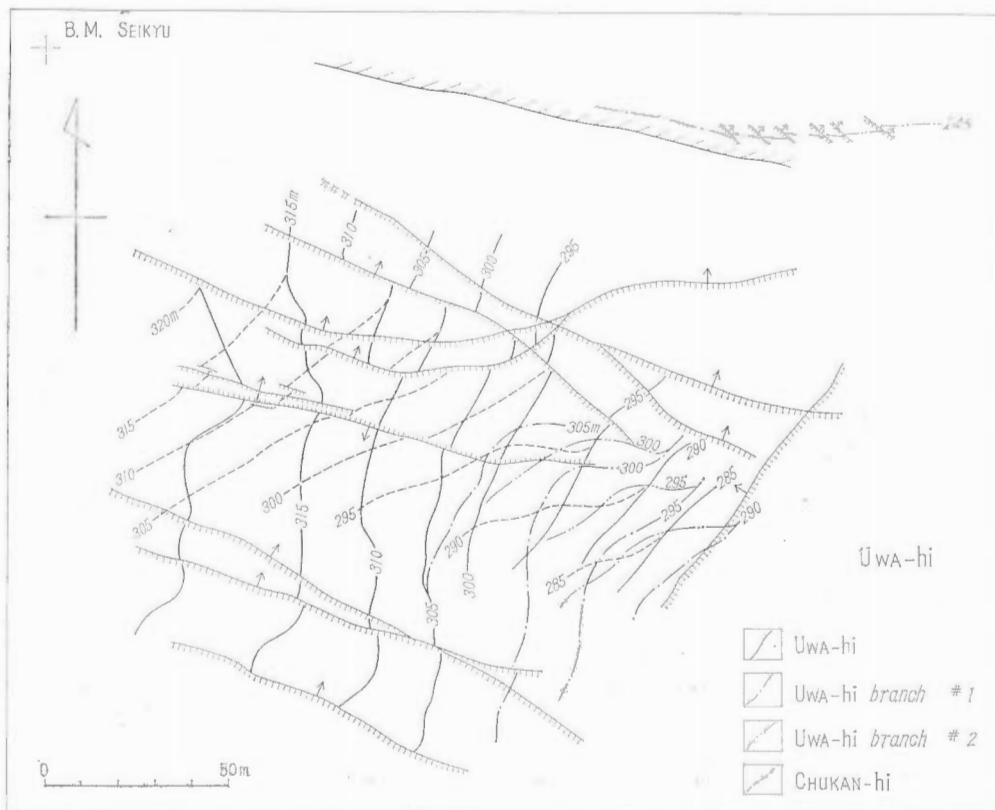
第 58 図 清久鉱床の地質断面 ①元通分枝系, ②大樫新錳, ③旗桑-大延錳, ④滑平西第 1 錳, ⑤河第 4 錳, ⑥同東錳, ⑦同西第 3 錳, ⑧上通と中間錳, ⑨尻錳, ⑩敷河錳, ⑪大延新錳, ⑫芦谷錳

Geologi: profiles of the Seikyū molybdenum deposits.



第 60 図 清久尻一蘆洞鍾の脈勢指数

Good-ore index ( $\text{MoS}_2$  percent multiplied by vein width in c.m) of the Ziri-Yabuchi vein, Seikyū mine.



( 出納・石原, 1966 )

第 61 図 清久上鍾と中間鍾の鉱脈等高線

Subsurface contours of Uwa-hi and Chukan veins, Seikyū mine.



第 62 図 清久尻地区主要鉱脈の E135 断面  
The profile at E 135 of major veins in the Seikyū mine.

母岩中に鉱染するものなどがある。鉱脈全般を通じて黄鉄鉱がやや多く、少量の磁鉄鉱・黄銅鉱なども産出する。母岩の変質は珪化・絹雲母化・粘土化が一般的で、母岩が川井混成岩の場合には、緑泥石化が顕著である。

本鉱脈の北側を走る大断層は  $N70\sim 80^{\circ}W$ ,  $50\sim 60^{\circ}NE$  で、幅  $10\sim 20m$  の破碎帯を伴う。その他にはこれと鋭角に斜交する  $N60\sim 70^{\circ}W$ ,  $60\sim 80^{\circ}NE$  のものと、これとほぼ直交する  $N20\sim 30^{\circ}E$ ,  $80^{\circ}NW$  (ときに  $SE$ ) の 2 系列の断層があり、いずれも最大落差  $5m$  位の小断層で、鉱床形成後に動いている。安山岩脈が 20 本近くあり、これらはすべて  $N20^{\circ}E\sim N-S$ 、ほぼ垂直であって鉱脈を切っている。最大幅  $4m$  であり、鉱脈や断層の裂カに支配されて部分的に走向を変ずる。このほか鉱脈に沿う同質の岩床があり、これは前述の岩脈に先立って貫入していることが多い。

## 2) 上 錫

これは尻坑の上部にあり、尻脈の分岐脈である。母岩は優白花崗岩複合体よりなり蓮華寺花崗閃緑岩質の部分が比較的が多いが、アプライト質な部分や、同質岩中に川井混成岩が多く捕獲された部分もある。鉱脈は走向ほぼ  $N-S$ 、傾斜  $10\sim 35^{\circ}E$  である (第 61 図)。規模は走向および傾斜方向にそれぞれ  $150m$  で、北と東部は次第に劣勢となり、最末端部はびり脈として尻脈に合するものとみられる。西は地表に露出し、南は大内谷花崗岩で尖滅する。

脈幅は  $5\sim 30cm$  である。全般的に脈品位が高く、所によっては数十%に達する。鉱脈は南部では良く発達した石英脈に、数条の微粒輝水鉛鉱や、径  $1\sim 2cm$  の鱗片状輝水鉛鉱を伴い、北部にはしばしば石英のほとんど伴わない輝水鉛鉱塊も存在する。

いわゆる上錫は次に記載する中間錫と共に 5 枚の鉱脈からなる。各鉱脈は分岐地点においては一方が発達の悪い薄い鉱脈であり、分岐点より  $3\sim 10m$  はなれた地点から良好になる (第 62 図)。このために分岐脈を発見することは難しいが、大局的にみると分岐脈が発達する付近は脈幅も厚く品位も良くなる傾向がある。分岐した 2 枚の鉱脈の間の母岩に輝水鉛鉱が鉱染することがある。

上錫には輝水鉛鉱に共生する鉱物が多い。中でも黄鉄鉱が最も多く、普遍的にみられる。閃亜鉛鉱と方鉛鉱とは北部で鉱脈の劣化した所に塊状をなして存在するほか、脈中各所に散在する。その他少量の黄銅鉱・磁鉄鉱・赤鉄鉱がある。脈石鉱物には石英のほか、方解石・絹雲母・粘土鉱物・緑泥石化した黒雲母が比較的多く、また後述の安山岩岩脈付近の石英脈には晶洞中に水晶・紫水晶・緑泥石・緑簾石・方解石・苦灰石などが群生することがある。富鉱帯はときに断層に支配されている。

鉱脈を切る顕著な断層は  $N70\sim 80^{\circ}W$ ,  $70^{\circ}NE$  のものがあり、最大落差は  $3.5m$  である。鉱脈はこの断層付近で富鉱部を形成することがあり、この断層は鉱化作用以前から存在していたことを思わせる。断層粘土は輝水鉛鉱のひきずりを含む。それらの中に直径  $2cm$  に達する六面体の黄鉄鉱がときに存在する。上錫に貫入する厚さ  $2\sim 3m$  の安山岩岩脈が  $6\sim 7$  本存在している。走向はいずれも  $N-S$  で傾斜はほぼ垂直であ

る。その他鉱脈に沿う岩床があり、いずれも鉱脈に貫入する。一般に岩床のものが先で、岩脈はこれと鉱脈とを切っている(図版XV-1)。安山岩岩脈付近では、黄鉄鉱その他の上記随伴鉱物が多く、輝水鉛鉱の品位が下がる。

### 3) 中間鍾

これは上鍾の直下にあり、これより分岐する。母岩は上鍾のそれらと同様である。鉱脈は走向方向へ100m、傾斜方向へ70m位の小鉱床である。北東部の上鍾に会う部分では脈幅、品位ともに優勢であるが、南部では劣勢となる。しかし分岐点付近では鉱脈は急激に脈幅を減じる。全般に石英脈であって、この中に鱗片状の輝水鉛鉱が含まれる。輝水鉛鉱は鉱脈の両盤際の母岩に接する付近に集まる傾向がある。その他の性質は上鍾に類似する。

### 4) 3号鍾

これは尻鍾と次に記載する尻4号鍾の中間にあり、尻鍾の場合に酷似した母岩中に存在している。本鉱脈は尻鍾と尻4号鍾の両脈を結びつけるような形を示している。走向はN10°E、傾斜10~30°E、規模は走向方向に40m、傾斜方向に30mである。北東および西端部は別脈に合流し、南に尖滅する。

この鉱脈も分岐脈の一典型を示し、両分岐点付近では、脈幅は2~5cmの薄い鉱脈であり中央で極端にふくらみ、最大20cmに達する。品位は数十%に及び、この部分は清久鉱床群中、有数の高品位鉱を産した。輝水鉛鉱は石英脈中に塊状に産出し、また母岩中にも鉱染する。鉱脈が劣勢になると黄鉄鉱の含有量が高くなる傾向がある。

### 5) 新生鍾

これは尻鍾の分岐脈で尻3号鍾が下盤分岐脈であるのに対して、これは上盤分岐脈である。中粒の優白色黒雲母花崗岩を母岩としている。鉱脈の走向はN70°E、傾斜20°SEで、規模は50m×50mである。東北部から西南部にかけて、分岐点劣勢→富鉱帯→末端部劣勢の分岐脈鉱脈の典型的な形を示している。本鉱脈は雁行し分岐した数枚の鉱脈からなる。鉱脈と珪化母岩との境界は一般に不明瞭である。部分的に石英を欠き輝水鉛鉱塊のみで、品位がきわめて高い。また輝水鉛鉱は母岩中に鉱染することもある。

### 6) 尻4号鍾

これは尻鍾の下盤分岐脈である。鉱脈の上部は優白色中粒の両雲母花崗岩中にあり、下部の母岩は細粒黒雲母花崗岩である。走向N70°E、傾斜15~30°SE、走向方向に80m、傾斜方向に60mの規模であり、北東端では大断層に切られ、北西部で尻鍾に合し、南部では尖滅している。

鉱脈は輝水鉛鉱-石英脈と鉱染鉱床とからなる。鉱染鉱床は既述のように他鉱床にも部分的に見られるが、尻4号鍾にもっとも多い。これは、乳白色の変質帯が幅数十cm~1mの範囲で不規則に膨縮する部分に、底面径数mm程度の輝水鉛鉱が散点するものである。品位は10%以上に達することもある。この変質帯の中心部には、石英脈または皮膜状輝水鉛鉱が存在しているが、これらを欠くこともある。

## 大延地区

### 7) 摘桑一大延鍾

大延鍾はもっとも古くから開発された鉱床である。現在は調査不可能であり、採掘当時の資料から記載する。本鉱脈は本山地区鉱床中最上部の鉱床である。蓮華寺花崗閃緑岩を母岩とする。鉱床付近の下盤際に幅30cmのアプライト質の部分が発達する。鉱脈の走向はほぼE-W、傾斜10~20°Sで、規模は東西150m、南北80mである。南端は大断層に接し、西と北東部は地表に露出する。小規模な分岐脈も存在していたらしい。鉱脈は石英脈の著しく発達したもので、露頭部では最大脈幅1m、これは清久鉱山の鉱脈中最大である。鉱脈は絹雲母と、局部的に多量の黄鉄鉱を伴う。厚さ60cmの安山岩岩床が鉱脈の上盤および下盤沿いにまた所によっては鉱脈中にも貫入する。

### 8) 新1号鍾

これは大断層の上盤に接し、下盤の尻脈とこの大断層をはさんでむかい合い、尻脈の下位約50mに位置している。120m下には東山鉱山の主鉱床があり、120m上には摘桑一大延脈が存在する。母岩は蓮華寺花崗閃緑岩よりなる。鉱脈付近は珪化と絹雲母化とを受けているが、鉱脈から50cm以上はなれると変質帯は認め

られない。鉍脈に沿って、または断層沿いに絹雲母を主とする粘土が多い。鉍脈の走向は、 $N30\sim70^{\circ}E$ 、傾斜は $15\sim30^{\circ}SE$ である。規模は走向方向に100m、傾斜方向に150mあり、脈幅は5~20cmである。全般に石英が発達した鉍脈で、その中に皮膜状の輝水鉛鉍が数条存在する。随伴鉍物は少ない。

断層は2系統で、 $N50\sim60^{\circ}W$ 、 $60\sim80^{\circ}NE$ および $N30\sim45^{\circ}E$ 、 $60\sim80^{\circ}NW$ である。落差はNW系が最大0.8m、NE系は2.5m以上である。両系統はほぼ直交し、NE系がNW系を切っている。断層粘土は絹雲母を主としている。なお、「大断層」に平行な断層は認められない。安山岩岩脈は走向 $N30\sim40^{\circ}E$ 、傾斜はほぼ垂直であり、前記NE系断層とほぼ平行し、180m間に13本認められる。そのうち2本は貫入後の断層作用をうけ、被貫入岩の蓮華寺花崗閃緑岩とは断層で接する。安山岩岩脈は最大幅3m、鉍脈を完全に切っている。鉍脈に沿う岩床は認められない。

#### 9) 大延新鍾

これは尻鍾の下部で、新1号鍾と大断層を挟んで大断層の下盤側にある。母岩は中粒優白色黒雲母花崗岩と川井混成岩とからなり、前者は後者の見かけ上の上位にあり、ゆるく北に傾斜した境界面で接している。母岩の変質は微弱で、とくに母岩が川井混成岩の場合には弱い。鉍脈は上記両岩体の境界面に斜交し $N60\sim80^{\circ}E$ 、 $10\sim20^{\circ}SE$ である。走向方向に100m、傾斜方向に50mの鉍床であり、断層で3部分に分割されているように見えるが、実際には30m×50m以下の規模の3枚の鉍脈が雁行状に並んでいる鉍床である。鉍脈は幅5~15cmの石英脈で鱗片状輝水鉛鉍が部分的に塊状に存在して富鉍体を形成する。粘土その他の随伴鉍物が少なく非常に高品位である。

$N20^{\circ}E$ 、 $80^{\circ}NW$ のNE系と、それにほぼ直交する $N60^{\circ}W$ 、 $70^{\circ}NE$ のNW系の断層とがありいずれも1m以内の落差である。鉍脈を切る安山岩岩脈はNE系断層と同方向で、7本存在する。そのうち最大の幅3mのものは部分的に断層に沿う。

#### 10) 大樫新鍾

これは尻鍾の東部の下位にあり、大断層の下盤側の鉍床では、もっとも東に位置している。鉍脈は川井混成岩中にあり、その上限から60m深部に存在する。これは清久鉍山唯一の同岩中にのみ存在する鉍床である。母岩は鉍脈付近でやや珪長鉍物を増し、苦鉄鉍物を減じて、白色~帯桃白色を呈することがある。母岩は全般に緑泥石化が著しく、また粘土化作用や黄鉄鉍の鉍染をうけている。

鉍脈は走向 $N70^{\circ}E$ 、 $N60^{\circ}W$ 、傾斜 $8\sim30^{\circ}$ で走向方向に150m、傾斜方向にも150mの規模で、北端では大断層、東端では安山岩、南端では大内谷花崗岩にさざりられ、西部においては尖滅する。鉍床南端では、大内谷花崗岩がほぼ東西、北落ちの形で現われ、一部S字型に北に張り出している。このほかに同岩は鉍脈の下盤のみに現われたりして、不規則な形を示している。鉍脈はこの岩体を切らずに境界面に沿って上昇し尖滅している。鉍脈は石英を伴うが、他の鉍床に較べて少なく、輝水鉛鉍塊が単独に、あるいは粘土を伴って存在することが多い。このため脈幅は20cm以下であるが、品位が20%を越すことが多い。脈中には多量の黄鉄鉍が散点する。

本鉍脈内の裂カ系には、 $N30\sim40^{\circ}E$ 、 $60\sim80^{\circ}NW$ およびこれにほぼ直交する $N70^{\circ}W$ 、 $80^{\circ}NE$ の2系列の断層があり、前者は落差1~2mで西に階段上に落ちている。WNW系は厚い粘土を伴うが、落差はほとんどなく前者を切っている。ほかに、ほぼ $N40^{\circ}W$ 、急傾斜の小裂カが存在する。これらの割目は黄鉄鉍・閃亜鉛鉍・方解石・粘土・沸石・その他の低温性鉍物によって充填されている。長さ2cmに達する桃色で自形の沸石(stilbite)も産する。鉍床の東部には安山岩の本体とみなされる貫入岩体のほか、幅2m以下の同質岩脈(10本)がある。この岩脈は本体の境界と同じ $N20^{\circ}E$ の方向のものが多いが、NE系断層や $N40^{\circ}W$ 系裂カに沿って貫入しているものも認められる。

### 滑平地区

#### 11) 滑平東鍾

この鉍脈は本山鉍床群の北東部に位置する単独の鉍脈である。母岩は蓮華寺花崗閃緑岩よりなり、これは川井混成岩を捕獲岩として含むことが多い。母岩は部分的に緑泥石化と粘土化をうけている。鉍脈の走向は $N-S\sim N50^{\circ}W$ 、傾斜は $5\sim35^{\circ}NE$ である。この鉍脈の傾斜は90m直下の西第3斜鍾と共に、本山地区

にはまれな北東落ちである。この鉱脈から分岐した、 $N25\sim40^{\circ}E$ 、 $10\sim25^{\circ}NW$ の鉱脈がある。両者の関係はNW系の脈からNE系の脈への「乗りかえ」によるものである。

規模は両脈共に、走向傾斜方向 $150m\times150m$ であり、南部および東部は地表、北東端は断層に切られ、北から北西部にかけては尖滅している。輝水鉛鉱は厚さ $5\sim30cm$ の石英脈に伴われるものが多い。その両盤際はしばしば粘土化をうけている。石英脈中に微粒の輝水鉛鉱が帯状に配列するもののほか、径 $1cm$ 前後の結晶として散在し、あるいは濃集して富鉱体を形成している。石英脈中にきわめて微粒な輝水鉛鉱が含まれるために、鉱脈は墨流し状あるいは灰黒色石英脈様の外観を呈することがあり、この様な部分は化学分析では低品位である。脈中の随伴鉱物は少ない。

鉱床の北東側に $N40^{\circ}W$ 、 $60^{\circ}SW$ （落差約 $30m$ ）のやや大きい走向断層がある。その他の断層は小規模で、特定の傾向は認められない。断層には粘土が発達し、黄鉄鉱の微粒を含むことがある。安山岩岩脈は走向 $N45^{\circ}E$ 、急傾斜で幅 $2m$ 以下である。部分的に岩床も存在する。両者の数はきわめて少なく、また不規則で、連続性に乏しい。

#### 12) 西第1斜鍾

これは前記の大控新鍾と大断層とをばさんで大断層の上盤側に位置する。地質的には滑平東鍾とほぼ同水準に胚胎されている。母岩は中粒の蓮華寺花崗閃緑岩であり、これは径 $10m$ 前後の苦鉄質部（川井混成岩）を含む。全般的に弱い緑泥石化作用をうけている。鉱脈は走向 $N40\sim60^{\circ}E$ 、傾斜 $8\sim30^{\circ}SE$ であり、走向・傾斜延長にそれぞれ $200m$ の規模であるが、稼行できる部分は $100m$ 四方である。東端は安山岩に、南端は大断層に切られ、北部は地表、西部では東山鉱山の鉱区に入って尖滅する模様である。鉱脈は $20cm$ 以下の石英脈からなり、局部的に塊状黄鉄鉱が多量に産出する。この場合に石英脈の中心部に黄鉄鉱が集中し、両盤際に輝水鉛鉱が集まる。

本鉱床内の断層には、 $N30^{\circ}E$ 、 $50^{\circ}NW$ のものが多い。その落差は北部で $0$ 、南部で $20m$ 、蝶番断層である。断層帯は幅 $30cm$ に達し、角礫化された母岩は粘土化をうけている。なお断層近くの母岩も粘土化をうけ、白色を呈する。岩脈類には2種類あって、1つは走向 $N50^{\circ}W$ 、最大幅 $5m$ の2本の石英斑岩脈（大内谷花崗岩の分岐岩脈）であり、いずれも北へ急傾斜している。鉱脈はこれらに変質作用を与えているが、岩脈には貫入しない。この岩脈は石英と白色化長石類の斑晶とこれらを埋める暗灰紫色の石基とからなり、蓮華寺花崗閃緑岩との境界では急冷相を伴う。安山岩岩脈および断層に切られている。他の1つは安山岩岩脈で、これには幅 $5m$ 以下のものが約 $10$ 本認められ、東端には安山岩本体とみなされるものが存在する。いずれも $N30^{\circ}E$ 前後の走向を有し、鉱脈を切っている。

#### 13) 西第3斜鍾

これは滑平東鍾の約 $90m$ 直下、ほとんど同位置にあり、破碎帯（後述）をばさんで西第1斜鍾と相対する。しかし地質的には西第4斜鍾に対比される。母岩は中粒の蓮華寺花崗閃緑岩で、これは部分的に細粒苦鉄質岩（川井混成岩相当）を捕獲岩状に含有する。鉱脈は $N10^{\circ}E\sim N20^{\circ}W$ の走向と $10\sim30^{\circ}E$ の傾斜とを有し、全般に石英脈の厚い鉱脈である。走向延長 $100m$ 、傾斜延長 $80m$ までの拡がり確認されている（昭和40年6月当時）。輝水鉛鉱は石英脈中に $1cm$ 前後の鱗片状結晶、または微細な結晶として散点している。鉱脈全般を通じて品位の変化が非常に激しい。

鉱床南部に $N40\sim50^{\circ}W$ のいわゆる「破碎帯」が存在し、西第1斜鍾と西第3斜鍾とを分断している。その幅約 $50m$ 、珪化され、苦鉄鉱物はほとんど認められない。破碎帯の中に輝水鉛鉱を伴う石英脈があり、その走向と傾斜とは急激に変化する。この鉱脈は小断層で階段状に小落差を示したり、鉱脈の上盤または下盤に沿ってすべりを生ずるなど、破碎帯にもみ込まれたことを示している。破碎帯の中の両盤際や中央に、幅約 $5m$ 以内のとくに破碎作用の著しい部分があり、ここでは母岩はすべて径数 $cm$ の角礫～亜角礫となり、圧碎された構造を示している。試錐によるとこの破碎帯の東南側が約 $50m$ 落下している。

その他には $N80^{\circ}W$ 、 $80^{\circ}NE$ や $N30^{\circ}E$ 、 $80^{\circ}NW$ などの小断層があり、いずれも鉱脈生成後の熱水作用による絹雲母などにとむ粘土と共に、黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱を伴う。本鉱脈を切って安山岩岩脈が存在する。これは上部の滑平東鍾と同様に不規則な形態で貫入し、その数は少ない。

#### 14) 西第4斜鍾



これは滑平西第1斜鍾の直下約90mにあって、清久鉱床群の地形的最下位に位置する。その規模は走向および傾斜延長ともに30m以上である。母岩は中粒の蓮華寺花崗閃緑岩であり、鉱脈の20m下位には川井混成岩がしられている。西第1斜鍾と本鉱脈とは「破砕帯」を挟んで、北側に存在する滑平東鍾や西第3斜鍾と同一の地質水準に位置している（第58図参照）。

坑内で開発された部分の本鉱脈はいわゆる破砕帯の中にあつて、鉱石は滑り面に沿って粘土状をなして産する場合が多く、安山岩岩床を伴っている。滑り面に伴われるものは傾斜が逆になるなど、走向傾斜の変化が激しいが、鉱脈の一般走向はほぼE-W、傾斜は10°~20°Sである。幅5~10cmのやや良質な輝水鉛鉱-石英脈である。

#### IV. 2. 2 周辺地区

##### 1) 芦谷鍾

これは前記滑平東鍾の北約100mに位置し、標高350m前後の尾根に存在する。鉱床胚胎の地質的位置としては摘桑一大延鍾とほぼ同じである。母岩は中粒~粗粒の蓮華寺花崗閃緑岩である。鉱脈は厚さ20~30cmの厚い石英脈に絹雲母を伴うものであるが、その地形的な位置から風化作用に耐える石英のみが小範囲残っているにすぎないため、詳細は不明である。走向は不明で傾斜はゆるくほぼ南落ちと思われる。輝水鉛鉱はその残存外形から鱗片状結晶であったと思われる。水鉛華および鉄の酸化鉱物がみられる。

##### 2) 吉床鍾・その他

吉床鍾は本山地区鉱床の北北東約700m、吉床谷にあって、鍾押し坑道で約50m採掘されている。母岩は蓮華寺花崗閃緑岩で、部分的に不規則岩脈状の同質細粒相やアプライト質相の貫入をうける。鉱脈は走向N80°E、南にゆるく傾斜する。最大厚さは10cm程度で、粘土を伴う石英脈に輝水鉛鉱が伴われ、品位は低い。黄鉄鉱が比較的多く、とくに晶洞部には塊状に濃集しているのが認められる。

この他本山地区・芦谷・峯山などでは奥行き数十m程度の坑道を掘り、さらに試錐により数多くの小鉱脈がしられている。いずれもびり鍾で稼行にたえうるものではない。

#### IV. 2. 3 独立地区

##### 1) 南坑鉱床

この鉱床は清久鉱山本山地区より真南に直距離約1.5kmの大東町下久野にある。昭和32年に沢の底に露頭が発見されて以来開発された。付近の地質は、鉱床の南で粗粒のアプライト質花崗岩(大内谷花崗岩相当)が走向延長130mにわたって、川井混成岩とアプライトとの間に貫入している。北では石英斑輝岩が走向E-W、15°N程度の傾斜で川井混成岩の見かけ上の上位に分布する。

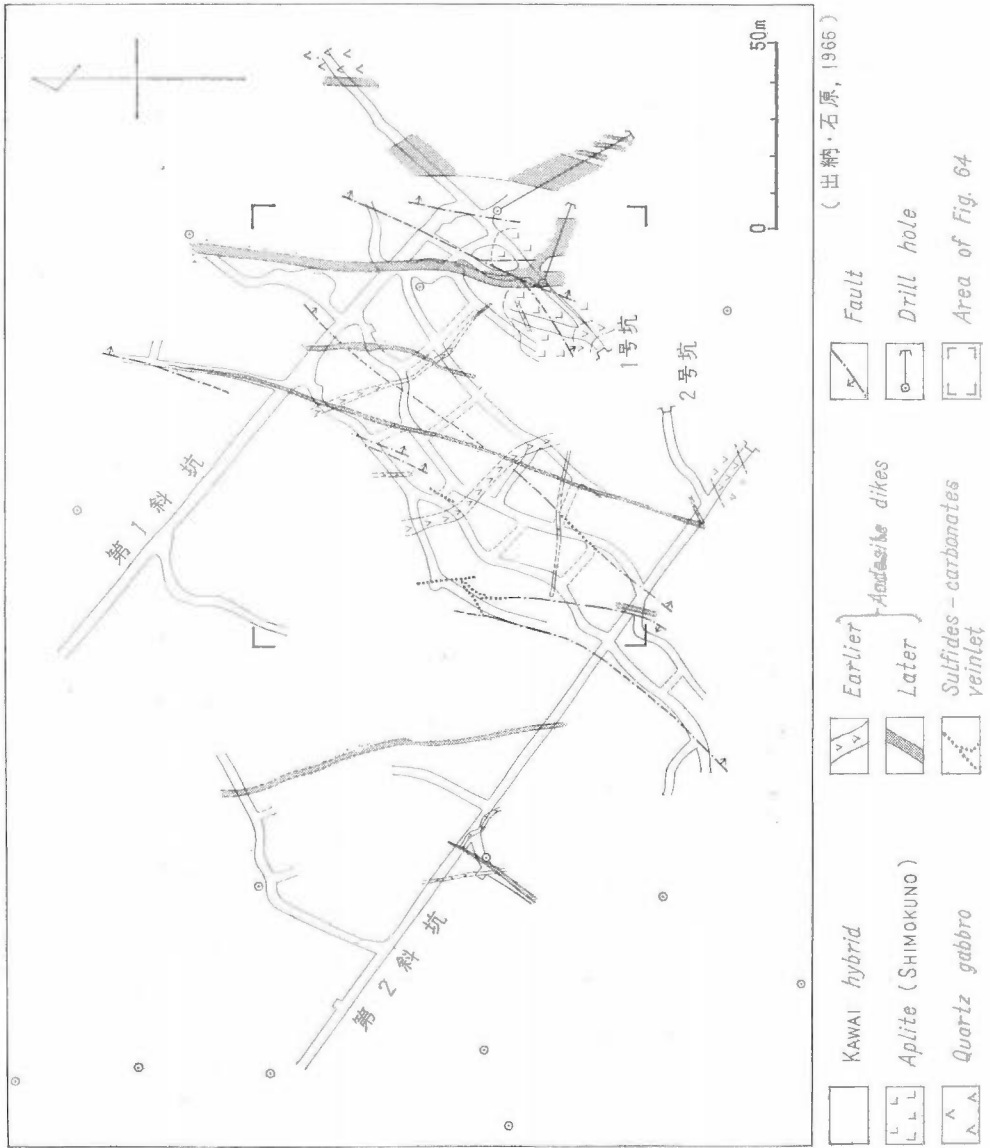
坑内での両岩は、その接触部に沿ってN10°E、70°E、幅2mの安山岩岩脈の貫入をうけている(第63図)。両岩とも熱水変質をうけ、境界際の詳細はここでは不明であるが、安山岩が他の一般のものと同方向(N-S系)の岩脈であることおよび清久本山付近の資料(木野崎ほか1966, p.184)から、滝本ほか(1965, 1966)の記載と逆に安山岩は石英斑輝岩より後期の貫入岩と考えられる。

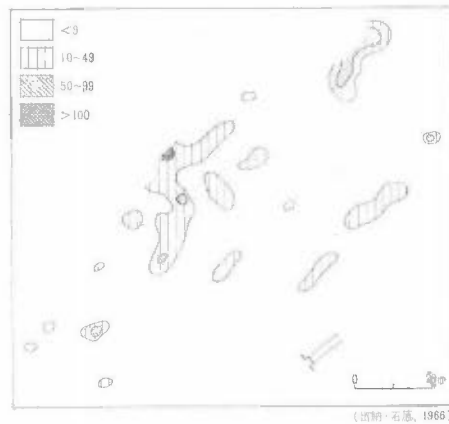
坑内の地質は、上部の1番坑にやや斑状を呈するアプライト質花崗岩と石英斑輝岩が分布するほかは川井混成岩であり、鉱脈は1-2番坑間のNE系断層の下盤側(西側)の川井混成岩中に胚胎される。母岩は全体的に微弱な断裂化と緑泥石化作用とをうけている。鉱脈は走向N30~50°E、傾斜15~30°NWで、走向延長200m、傾斜延長150mの鉱床である。このほか20×30m程度の小鉱床が3カ所で採掘され、未開発で同程度の鉱脈はなお数枚存在する。これらの各鉱脈はほぼ雁行状に並んでいる。

鉱床は一般に石英脈に輝水鉛鉱と少量の黄鉄鉱とを伴い、全般的に低品位で、脈勢指数が低い(第64図)。角礫鉱脈が鉱脈に沿って著しく発達し、これは本鉱床の特徴である。母岩・鉱脈・安山岩岩床など既存の岩石が滑りやすい鉱脈面に沿って動いて、この角礫鉱脈は形成されたもので、角礫・マトリックス共に既存の岩石からなる。厚さ1mくらいにまで達するが品位は低い。

本鉱床には鉱脈を切る走向N20~40°E、60~70°Eの断層が数本存在する。これらとN-S系の小断層に沿って粘土が発達し、黄鉄鉱-炭酸塩鉱物または閃亜鉛鉱-方鉛鉱-黄銅鉱-黄鉄鉱-炭酸塩鉱物-石英細脈が貫

第 68 图 清久能坑鉱床の坑内地质  
 Subsurface geology of  
 the Sikiyu-Minamiko mine.





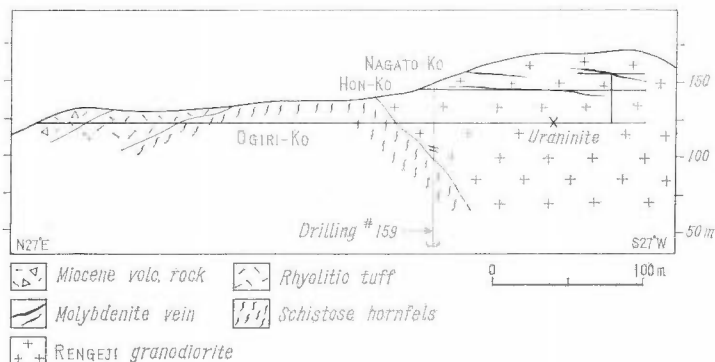
第 64 図 清久南坑鉬床の脈勢指数  
Good-ore index of the Seikyū-Minamikō molybdenum deposits.

入する。これらは沸石 (stilbite) を伴うことがある。幅 5 m 以下の安山岩質岩脈がほぼ南北に数本貫入する。この岩脈には 2 時期が認められ、早期のものがより珪長質で、後期のものより著しい変質作用をうけている。鉬脈の北東部では鉬脈に沿って安山岩が岩床状に貫入している。岩床はしばしば角礫化され、盤際には破碎された黄鉄鉬により黒色を呈する圧碎部を伴うことがある。

## 2) 神谷鉬床

本鉬床は本山地区の北方直距離約 2.5 km の大東町清田、神谷にある。大正年間より露頭は発見されており、昭和 15 年より本格的に採鉬されたという。昭和 28 年より清久鉬業株式会社に属している。

鉬床付近の地質は砂岩源のホルンフェルスとこれを覆う流紋岩質凝灰岩に蓮華寺花崗閃緑岩が貫入し、それらが新第三系の安山岩とその砕屑岩類に覆われている。大切坑道では坑口より 30 m が安山岩質岩類で走向  $N30^{\circ}W$ 、傾斜  $25^{\circ}NE$  の境界面で流紋岩質岩に変わる。その接触部付近はじょう乱され、粘土が発達している。流紋岩質岩は約 60 m にわたって露出し、 $N65^{\circ}E$ 、 $85^{\circ}SE$  の小断層でホルンフェルス (片状ホルンフェルス相当) となる。これは弱い片状構造を示し、その方向は走向ほぼ東西、南にゆるく傾斜する。この岩体は  $N85^{\circ}E$ 、 $85^{\circ}S$  の断層で、細粒質岩やアプライト質岩相を伴い不均質な中粒の蓮華寺花崗閃緑岩に接する。鉬床はすべてこの花崗閃緑岩の周縁部に胚胎されている (第 65 図)。



第 65 図 清久神谷鉬床の模式的断面  
Schematic profile of the Seikyū-Kamitani molybdenum deposits.

鉬床は数枚の鉬脈よりなる。長門坑鍾はおそらく最上部の鉬脈で、走向  $N70^{\circ}E$ 、傾斜  $10\sim 20^{\circ}S$  であるが、とくに末端部において鉬脈のうねりが激しい。走向および傾斜延長にそれぞれ 50 m ほど確認されている。鉬

脈はおもに幅5~10cmの輝水鉛鉱-石英脈で、本鉱床の鉱脈としては粘土が少ないが、末端部では粘土脈で、「ドロブデン」様を呈し、蓮華寺花崗閃緑岩中の節理に移行する。全般的に母岩が粘土化作用をうけている。

本坑下鍾は上記の鉱脈の下盤側に位置し、走向N40°E、傾斜10~30°SEである。しかし鉱脈にうねりが多く、とくに末端部で激しい。走向方向に約60m、傾斜方向に40m採掘された。鉱脈は主として輝水鉛鉱-粘土脈で、部分的に輝水鉛鉱-石英脈を伴う。最大脈幅は15cmで、鉱脈は裂力を充填し、また蓮華寺花崗閃緑岩中の節理に沿う。本坑鍾は50m四方に採掘されたが、詳細は不明である。

各鉱脈を通じて随伴鉱物は少なく、ごく少量の黄鉄鉱のみみられる。閃ウラン鉱は上記の鉱脈を離れて、中粒の蓮華寺花崗閃緑岩中に捕獲されたと思われるホルンフェルス中の小裂カに沿って発見され、褐鉄鉱の斑点中に微量の黄鉄鉱・閃亜鉛鉱および弱い熱水変質作用(図版XLIII-2)を伴って産出した(石原・浜地, 1961)。

#### IV. 3 東山鉱山の鉱床

東山鉱床群は清久鉱床群と同じく大東町大字川井地内にあり、その主要部は阿用川支流の河底付近に分布している。鉱山事務所は木次線大東駅の東南方7kmの地点にあり、4kmは県道でバスを通じ、3.5kmは町道でトラックを通ずる。これは清久鉱山事務所の上流約200mにあたる。

東山鉱山は昭和16年この地区に試掘権を設定し、同18年10月より小規模な探鉱を始め、同18年に採掘権を設定してから小規模な探鉱をおこなった。その当時は現在の道路地並の小鉱床群を稼行していた。同29年妙中鉱業株式会社が設立され、試錐探査の結果同33年5月に清久鉱山尻一藪淵鍾の大断層の鍾先と思われる優秀な大延鉱床に着脈し、その後新鉱床がつぎつぎに発見された。浮遊選鉱場の完成は同35年2月でその後本格的な採掘が続けられている(図版IV-1, 2)。

東山鉱床群は「大断層」の上盤側に位置し、主なものは大断層の近くに分布する(第57図)。大延鉱床は1号鍾・2号上鍾・2号鍾・2号下鍾・3号鍾・4号鍾・5号鍾などのほか(第66図)、開発されていない小鉱脈からなる。これらの西部に東山鉱床、北部に川平および芦谷鉱床が独立して存在している。これらのほかに町道地並にかつて(とくに第二次大戦中)稼行された小鉱脈群があって、丸山鉱床がもっとも大きい。吉床鉱床は地質解析に基づき試錐により発見された鉱床で、大延鉱床の北西方約1kmに位置する。以上のほか小脈は多数知られている(安達, 1967)。

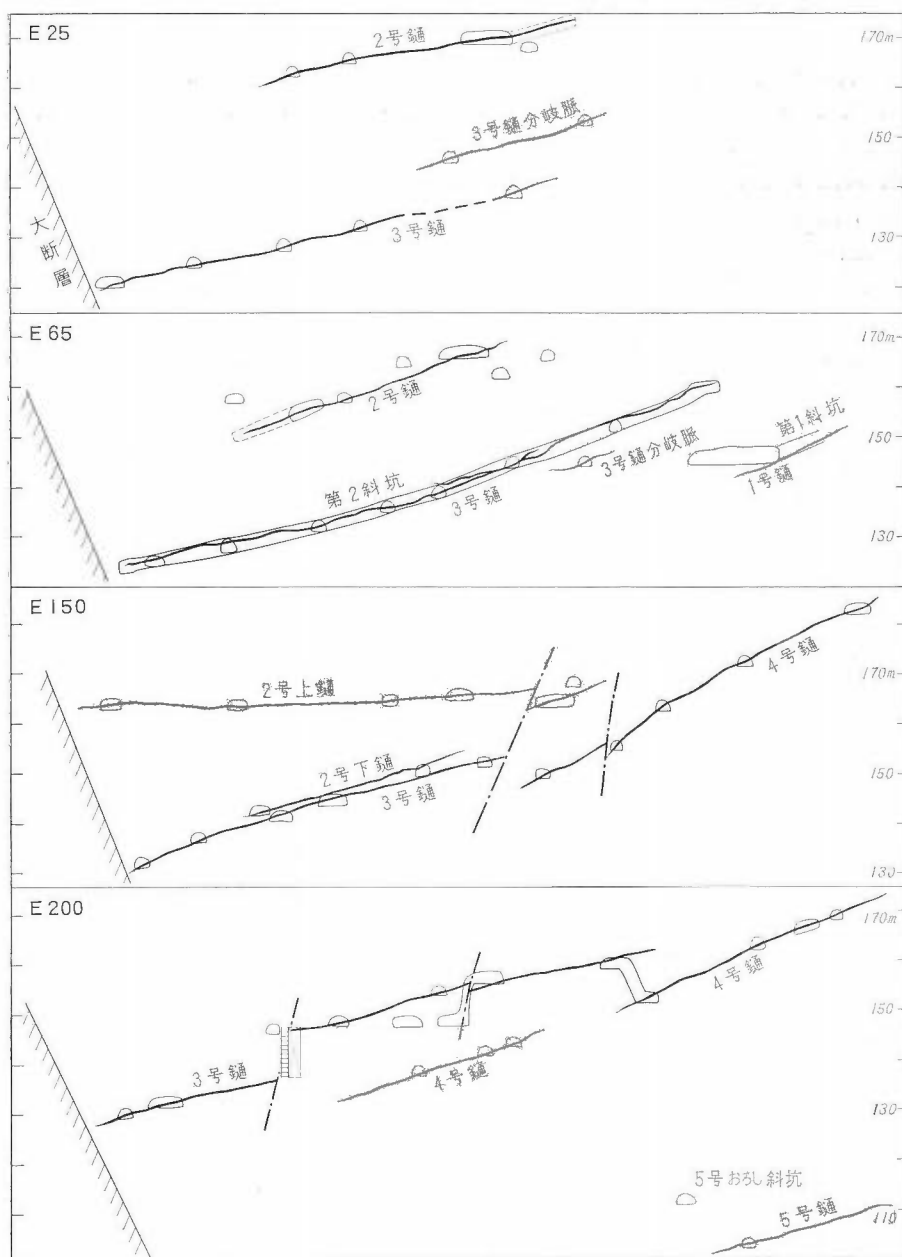
東山鉱山の鉱床とくにその主要部である大延鉱床の性質は清久本山の鉱床に酷似する。大延鉱床でもっとも優勢な3号鍾の左延坑道中央にみられ分岐点を(第67図)、清久鉱床の尻鍾分岐脈の分岐点に対比すると両者の母岩と鉱脈の性格に類似点が多く、両者は正断層によって分けられた同一鉱脈群とみることが出来る。その相対的な動きは、大延3号鍾側が垂直に150m下位で、約130m西方にあたる。

##### IV. 3. 1 大延地区

###### 1) 大延1号鍾

これは丸山5号坑の旧引立および第1斜坑に露出している小鉱脈である。安達(1967)の丸山5号鍾に相当するものと思われる。走向延長に最大20m追跡され、傾斜方向にはNE、NW系の小断層に切られ断続しながら約70m確認されている。母岩は川井混成岩で、同坑坑口付近では花崗斑岩脈(大内谷花崗岩相当)が川井混成岩に貫入する。鉱脈は岩脈の近くで尖滅し、両者の前後関係は不明であるが黄鉄鉱-緑泥石細脈は岩脈中にみられる。

鉱脈は走向E-W~N75°E、10~20°Sに傾斜するが、NE系の断層に切られる付近で北傾斜のこともある。最大脈幅は20cm、平均10cm程度である。鉱脈は細粒の輝水鉛鉱を含む石英脈で少量の黄鉄鉱を含む。輝水鉛鉱は鉱脈の中心部付近または盤際に濃集するもの、石英脈中に径5mm程度の鱗片状結晶として散点するものなどがある。黄鉄鉱は盤際にやや多く、ときに石英脈中に塊状に濃集する。以上のすべてに貫入して2本の安山岩脈が認められる。



第 66 図 東山大延鉍床の主要鉍脈の南北断面  
N-S profiles of the Onobe molybdenum deposits, Higashiyama mine.

## 2) 大延 3号鍾

これは東山鉍床群中最大の鉍脈で、走向延長200m、傾斜延長110m (230m<sup>注4)</sup>である。母岩は鉍体の南西部で川井混成岩、中央部で少量の同岩を捕獲岩状に含む中粒やや優白色の花崗岩、東部で蓮華寺花崗閃緑岩である。そして緻密質アブライトがそれらのすべてに含まれる(第67図A, ポケットにあり)。この鉍脈

注4) 安達(1967)による。その後の開発により変更があった場合に以下の鉍脈についても( )内に安達(1967)の数字を記す。

の南部は大断層により切られ、西部へは尖滅する。北（上）部と東部では尖滅すると同時に分岐脈に移行する。

大延3号鍾の一般走向はN60°E~80°Wで、傾斜は20°Sである。鉱脈は大きくは2枚からなり鉱体の中央部、左4延入口付近で「脈の乗り換え」がみられる。主脈に数十cm程度はなれて平行するびり鍾が時に存在し、鉱脈が数十mの拵がりて馬尾状に細脈を伴うことがしばしば認められるなど、鉱脈は単純な1枚のものではない。鉱体の上部（右1延）では鉱脈が大きくうねり、N60°E、25°Sとなる。この部分の母岩はおもに川井混成岩で、鉱脈はNNW~NW系、南西に急傾斜する断層に切られながら西に尖滅する。断層が多い部分の鉱脈は脈幅・品位共に劣る。

このうねり部からN60°E-28°SEの分岐脈（これはかつて2号鍾と呼ばれたこともある）があり、左1延で走向延長に60mしられ、断層により消滅している。分岐点では3号鍾が傾斜を増し（35°±）、そこに3枚に分かれた分岐脈の末端部が1mまで接近し、あとは小割目で3号鍾に接している。東部ではN60°E、15~25°SEの別の分岐脈がある。ここでは両脈が交差し、分岐点より約10~20m離れた付近で分岐脈はもっとも厚くなり、分岐部付近の品位は一般に高い。

大延3号鍾全体を通じて、見かけ脈幅のもっとも広い部分は分岐細脈の集合する所で、最大約2mに達する。しかし一般には20~40cmである。鉱脈は裂カ充填性の輝水鉛鉱-石英脈である。左1延の蓮華寺花崗閃緑岩中には緩傾斜の節理に支配された鉱脈がある。部分的に鉱脈の上・下盤で輝水鉛鉱は鉱染状である。一部（左1延）に幅1mに達する角礫鉱脈が認められる。一般に3種類の母岩のうち、優白色花崗岩類と蓮華寺花崗閃緑岩の下部で鉱況がもっとも良い（第67図D、ポケットにあり）。しかし脈幅は川井混成岩中でも厚い（第67図C、ポケットにあり）。花崗斑岩は一般に不規則脈状~板状・いも状などで明瞭な岩脈の形を示さず、一部を除き（図版XIV-1）鉱化作用を受けていない。

随伴鉱物には少量の黄鉄鉱と微量の閃ウラン鉱があり、前者は石英脈中の粗粒石英部や盤際に濃集するほか散在している。後者は優白色花崗岩類を母岩とする部分の鉱脈に多く（第67図E、ポケットにあり）、自形またはコロフォーム状である（石原・浜池、1961）。母岩の変質作用には珪化・絹雲母化・炭酸塩化があり、その厚さは鉱染部で厚く、幅1m位に達するが、鉱化作用の強さとの間には相関関係はなさそうである。

鉱脈を切る断層では、鉱体東部のN45°W、60°SWが大きいもので、2本の断層からなり、両者の間隔は4mまで開くことがある。破砕帯を伴い、粘土化も著しい。その他の小断層はNW系~NE系のもので、いずれも急斜する。小断層や小割目は一般に鉱脈の走向に直交する傾向を示す。安山岩岩床はこの安山岩本体に近い地域の鉱床にしては比較的少ない。一部の岩床は岩脈と連続してL字形を示している。岩脈は幅2m以下のものが7本ほど認められ、東部に多くみられ、東隣りの4号鍾（後述）を含めると東方の安山岩本体に近い部分ほどその数が多い傾向を示す。3号鍾の安山岩岩脈と小断層とは、全体として大断層による横ずれにより生じた裂カを示しているものと思われる（第67図A）。これらの岩脈は鉱脈面の横滑りで水平移動していることがある。

### 3) 大延2号鍾

これは3号鍾の約20m上位に位置する。下部は尖滅しながら大断層で切られ、上（北）部で尖滅し、東に尖滅しながら2号下鍾に変わる。周辺部の小分岐脈を含めて、走向延長110m、傾斜延長80mにわたって開発されている。母岩は緻密質アプライト、細~中粒優白色花崗岩などを主に、蓮華寺花崗閃緑岩からなる。少量の川井混成岩が捕獲岩状にとり込まれる。アプライトが不規則脈状に蓮華寺花崗閃緑岩中に貫入し、それ自身の中に鉱染状輝水鉛鉱を含むことがある。

一般に鉱脈の走向N30°E、傾斜は上部でゆるく14~18°SE、下部で22~25°SEとやや急である。鉱脈は最大脈幅25cmで、微量の黄鉄鉱を伴う輝水鉛鉱-石英脈が主であり、少量の鉱染鉱床を伴っている。安山岩岩脈は数本貫入しているが、岩床は少ない。

### 4) 大延2号下鍾

これは2号鍾の東隣りに雁行的に存在し、2号鍾のやや下位に「脈の乗り換え」的に接する。斜坑下部引立の観察からは大延3号鍾の分岐脈と思われる。この鉱脈は走向方向に60m、傾斜方向に70m開発されている。一般走向N45°E、傾斜は上部で13~18°SEとゆるく、下部で21~25°SEと急になる。母岩は主に蓮

華寺花崗閃緑岩で、少量のアプライトもみられる。両者にはごく少量の川井混成岩が捕獲岩としてとり込まれる。

鉱脈は最大幅 30 cm の輝水鉛鉱-石英脈で少量の黄鉄鉱を伴う。炭酸塩鉱物や粘土も多く、鉱脈中に細脈として入り複合鉱脈を形成する。このより後期の細脈は安山岩岩床に由来した可能性を有する。ときには鉱脈の主に上盤側に鉱染鉱石があり、そこでは鉱脈の中心から輝水鉛鉱-粘土-炭酸塩鉱物脈・珪化帯・粘土化・炭酸塩化帯（白色）・未変質帯であり、輝水鉛鉱は白色部に鱗片状に散在する。ほぼ全面的に安山岩岩床が入り、その数が多い。岩床は一般に鉱脈の中央に鉱脈を上下に 2 分して貫入している。

#### 5) 大延 2 号上錘

大延 2 号錘の約 20 m 上に位置している。この錘の中央から東寄りを N45~60°W, 40~80°S W の断層が走る。これは南西側が約 11 m 落ちた正断層で、断層破砕帯は最大幅 2 m である。この断層先を含めると、この鉱体の規模は走向延長 120 m (180 m), 傾斜延長 100 m にわたって開発されている。南部は大断層で、上部では貧化した鉱脈が N40°E, 80°S E の小断層に切られている。他の 2 方向へは尖滅するが、びり錘を通じて他の鉱脈、とくに 2 号錘に続くかもしれない。母岩は主として中粒の蓮華寺花崗閃緑岩、少量の川井混成岩の捕獲岩と不規則な形のアプライトからなる。

主鉱脈は走向ほぼ N20°E, 傾斜 15~20°S E であるが、最上部でやや急で 28~33°である。断層の北東側では走向 N40~70°E, 傾斜 15~20°S E である。鉱脈はときにはポケット状に幅 50 cm に肥大するが、一般には最大脈幅 30 cm までの輝水鉛鉱-石英脈である。少量の黄鉄鉱が散在し、ときに盤際や石英脈の中心部に濃集する。炭酸塩鉱物は細脈としてしばしば石英中を走る。母岩の変質は鉱脈から数十 cm の範囲で、鉱脈側から珪化・炭酸塩化の順でみられる。鉱脈中に貫入する安山岩岩床が多く、岩脈は少ない。

#### 6) 大延 4 号錘

この鉱脈は 2 号上錘の下位約 11 m に存在し、2 枚の分岐脈を伴う。大延鉱床群の東部、3 号脈の東隣りに位置し、低温性鉱物が多く、脈幅・品位ともに良くない。走向延長に 110 m (120 m), 傾斜延長に上部で 15 m, 下部で 20 m (110 m) 確認されている。母岩はほとんど蓮華寺花崗閃緑岩で、少量の川井混成岩捕獲岩・細~中粒優白色花崗岩・アプライトなどが含まれる。

鉱脈の一般走向 N70°E, 傾斜 16~22°S E である。脈幅は最大 20 cm に達するが一般に 10 cm 以下である。輝水鉛鉱-石英脈に比較的多量の粘土と炭酸塩鉱物が伴われ、黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱よりなる硫化物が多い。石英は他の鉱床のものと違って透明度が全般に高く乳白色を呈さない。安山岩岩脈が約 10 本貫入する。

#### 7) 大延 5 号錘

これは現在までに開発された大延鉱床群の最東部にあり、4 号錘の左 1 延での東部引立の直下約 50 m に位置している。試錐により発見されたものを坑内から斜坑で掘下っているために「5 号のおろし」と最初は呼ばれた。昭和 40 年 6 月当時錘押しで約 10 m ほど (90×65 m) 採掘されていた。鉱脈の走向 N70°W, 傾斜 20°S W である。その上位に E-W, 32°S の幅 5 cm の輝水鉛鉱-石英脈のびり錘がある。

母岩は少量の川井混成岩の捕獲岩を含む蓮華寺花崗閃緑岩で、少量のアプライトを伴う。最大脈幅は 20 cm で、微量の黄鉄鉱を含む輝水鉛鉱-石英脈である。母岩の変質帯は上盤側に約 30 cm, 下盤側に約 40 cm であり、著しい順に珪化・粘土化（おもに絹雲母化）・炭酸塩化を受け、母岩の黒雲母は緑泥石に変質している。

### IV. 3. 2 周辺地区

#### 1) 東山鉱床

これは大延鉱床の西方約 200 m にある。同一錘かもしれない 2 枚の鉱脈からなり、付近にはかつて東山 1~2 号坑で稼行された数枚の小鉱脈がある。2 鉱脈のうち東側のものは走向延長に 30 m 開発されているに過ぎない。この鉱脈は走向延長に尖滅し、中央で「脈の乗り換え」があって、2 枚の鉱脈からなる。走向 N50°E, 傾斜 18~21°S E, 幅 7 cm までの石英脈で、鱗片状輝水鉛鉱を伴い品位は高い。母岩は川井混成岩である。鉱脈の上・下盤は幅 20~30 cm の範囲が珪化・粘土化をうけ、その盤際変質帯に輝水鉛鉱が鉱染す

ことがある。

西側の主鉱脈は走向延長40m (65m)、傾斜延長50m (170m) にわたって開発されている。西南端では鉱脈は貧化しながら小断層に切られて消滅し、また馬尾状に分散する割目に鉱石が散りながら尖滅する。その他の方向へも漸移的に消滅している様子であるが、東部の下部ではN15°W-85°Eの断層で鉱脈は消える。母岩は川井混成岩で、部分的にアブライト質岩が貫入する。不規則な形で花崗斑岩も存在する。この鉱脈は上部でN45°E、10~25°SE、下部でN65°E、10~21°SEの輝水鉛鉱-石英脈で、一部に粘土帯が幅1m程度に発達する。この粘土帯の近くでは鉱脈付近の母岩が角礫化をうける。脈幅は一般に20cm以下である。鉱脈は母岩が花崗斑岩の場合には切れることも、また切られることもなく、不規則岩床状の同岩の周辺に沿って存在する。数本の安山岩岩床と岩脈とがあり、鉱脈に貫入している。

旧坑で観察し得たもののうち、東山1号坑の鉱脈は東山鉱床の下部で東寄りに存在する。走向方向に45m、傾斜方向に35mにわたって採鉱された。走向N65°E、傾斜20°SEの輝水鉛鉱-石英脈で最大脈幅は20cmである。母岩は蓮華寺花崗閃緑岩である。

#### 2) 川平鉱床

これは上記の大延鉱床群の北北東方約400mに独立して存在する。この鉱床の西南はずれの約13m上部には、丸山1号坑と3号坑とによって採掘された小鉱床がある。川平鉱床は試錐により発見され、丸山5号坑より川平立入坑道で着脈し、昭和40年6月当時走向延長に45m (70m)、傾斜延長に15m (20m) 開発されていた。この筆者が観察したものは安達(1967)の川平分岐脈と思われる。

母岩は川井混成岩で、東北部ではこれに貫入するアブライト質岩も存在する。鉱脈は北東部で角礫状で、N80°W、40°Nの断層の手前で尖滅し、西南端でも尖滅する。鉱脈は走向N60°E、傾斜12~16°SEで、小断層に切られる付近でこれらはやや乱れる。鉱脈の上下2mの範囲に鉱脈と平行な裂力がみられる。鉱脈は最大幅25cmの輝水鉛鉱-石英脈で、一般的に黄鉄鉱が多い。黄鉄鉱は盤際に濃集する傾向がある。部分的には淡緑色の絹雲母を伴っている。

#### 3) 芦谷鉱床

これは大延鉱床群の真北約900m、地表下約140mに単独に存在する。丸山5号坑より真北に通ずる芦谷立入坑道切上りで着脈した。鉱脈は走向および傾斜延長にそれぞれ45m (130m) および25m (210m) 開発されていた。

当時観察できた鉱脈の西部では、母岩は川井混成岩を主とし、緻密質アブライトは川井混成岩を捕獲しながら貫入している。南部には少量の中粒優白色花崗岩がある。

一般走向N-S、傾斜15°Eであるが鉱脈のうねりが激しく、部分的には走向N15°W~N70°E、傾斜6~35°NEまたはSEと変化する。鉱脈は一般には幅20cm以下の輝水鉛鉱-石英脈で、盤際にカリウム長石が透明な石英と共に幅5cm以下の範囲で濃集することがある。石英脈中に褐色の炭酸塩鉱物と少量の粘土が所によって含まれる。鉱脈の主として下盤際に幅2~25cmの角礫鉱脈がある。黒色で微量の輝水鉛鉱を含む。鉱脈を切る安山岩岩脈がある。

#### 4) その他

以上のほかには、かつて主に稼行された丸山鉱床と新しく発見された吉床鉱床などが重要であって、安達(1967)がそれらの概要を記載している。丸山鉱床の主要部は蓮華寺花崗閃緑岩の下限付近に存在し、清久一東山鉱山付近では好ましい地質の水準にある。吉床鉱床はより上位に位置し、黄鉄鉱や粘土が多いことから、大局的には鉱化帯の周縁部を意味していると考えられる。

滝坂1号坑のびり鍾は川井混成岩中の輝水鉛鉱-ベグマタイト質石英脈で、一般走向N85°E、傾斜12~30°Sである。脈幅5cm以下で、走向方向に約15mほど採鉱された。沸石(stilbite)が母岩の割目に産出する。

### IV. 4 山佐地域の鉱床

大東地域の東方、島根県能義郡広瀬町上山佐付近には以下に記述する多数の小規模なモリブデン鉱床がある。それらのうち最大の山佐鉱山は大東地域の諸鉱床より古い開発の歴史を有し、日本のモリブデン生産史



の中で第1回(明治42年~大正9年)と第2回(昭和9年~同23年)の需要期を通じて、わが国で最大のモリブデン鉱山であった。昭和22年から同32年7月まで休止し、調査当時の同34年8月には吉岡鉱業株式会社により坑道の取明け中で、残鉱処理の形で少量の粗鉱(同年7月実績17トン、1.5%MoS<sub>2</sub>)が出鉱されていた。その他の鉱床は極めて小規模で、主に第二次大戦中に採鉱された。

この地域の鉱床は山佐優白花崗岩と底盤状の横田黒雲母花崗岩との境界に近く、前者の中におおむね両者の境界に規制されて存在しているが、少数のものは山佐優白花崗岩のみの所にも分布する(第52図)。この山佐優白花崗岩は大東地域と同様に川井混成岩を捕獲するが、本地域では川井混成岩が鉱床の母岩である例はしられていない。横田花崗岩中には輝水鉛鉱産地程度のものがしられているに過ぎない。

#### 1) 山佐鉱床

この鉱床は上山佐にあって、山陰本線荒島駅より島根鉄道で広瀬に至り、南西に県道を約10km、パスを通じている。鉱床は斜距離140mの第1斜坑(傾斜20°)とその下部の110mの第2斜坑とにより、走向延長に110m、傾斜延長に250m採鉱された(第68図)。採掘跡から推察すると、東西系断層の下盤側(南側)の下部鉱床は南北系で、西傾斜(20°)の鉱脈であったと思われる。鉱床の南部は安山岩岩脈により切られ、他の方向には尖滅するものと思われる。

入坑可能であった第2斜坑中途の5番坑中段より上部の斜坑付近の観察によると、母岩はごく少量の横田花崗岩相を含む山佐優白花崗岩である。鉱床は一般走向N35°W、傾斜20°SWの輝水鉛鉱-石英脈で、その中心部や盤際に輝水鉛鉱を含む粘土をしばしば伴う。輝水鉛鉱は細粒で少量の黄鉄鉱と共に産出する。脈幅は最大30cmであるが、一般には10~20cmである。母岩の変質は鉱脈の上・下盤に幅20~30cmの範囲で認められ、絹雲母化・粘土化・珪化作用が著しい。東西に走り、北に急斜する断層によって鉱体は2分される。また東西方向の安山岩岩脈があり、鉱脈を切っている。

#### 2) 上山佐鉱床

これは山佐鉱山の南東直距離約2km、小屋谷と荒神谷の上部に位置している。奥行40m以下の3坑道により2枚の鉱脈が採鉱されている。母岩はおもに山佐優白花崗岩で、少量の黒雲母花崗岩相や苦鉄質捕獲岩も認められる。花崗岩は一般に弱い斑状組織を示す。主鉱脈は一般走向N35°E、傾斜45°NWで、走向延長に約30mしられている(第69図)。

鉱脈はやや粗粒な鱗片状輝水鉛鉱を含む石英脈と盤際の輝水鉛鉱-粘土脈とからなる。脈幅は合せて20cm以下である。局部的に閃亜鉛鉱・方鉛鉱にとみ、鏡下では前者が後者に交代されて丸く島状に取り込まれる。少量の黄鉄鉱・黄銅鉱も認められる。母岩は盤際で幅10cm程度が珪化・粘土化している。母岩がアプライト質岩である場合に紅柱石が認められた(第69図、6507-26)。鉱脈と別にペグマタイト質の石英・黒雲母・石英または黒雲母のみの細脈が母岩中にあり、この鉱床は高温から低温に比較的幅広い条件下で形成されたことを示している。

この鉱床の傾斜延長部分はその後鉱業権者の妙中鉱業株式会社によって試錐で追跡され、錐先は尖滅していることが確かめられた。いま1つの鉱脈はN60°W、10~35°SWのもので、不毛部分が多い輝水鉛鉱-石英脈で、脈幅は10cm以下である。

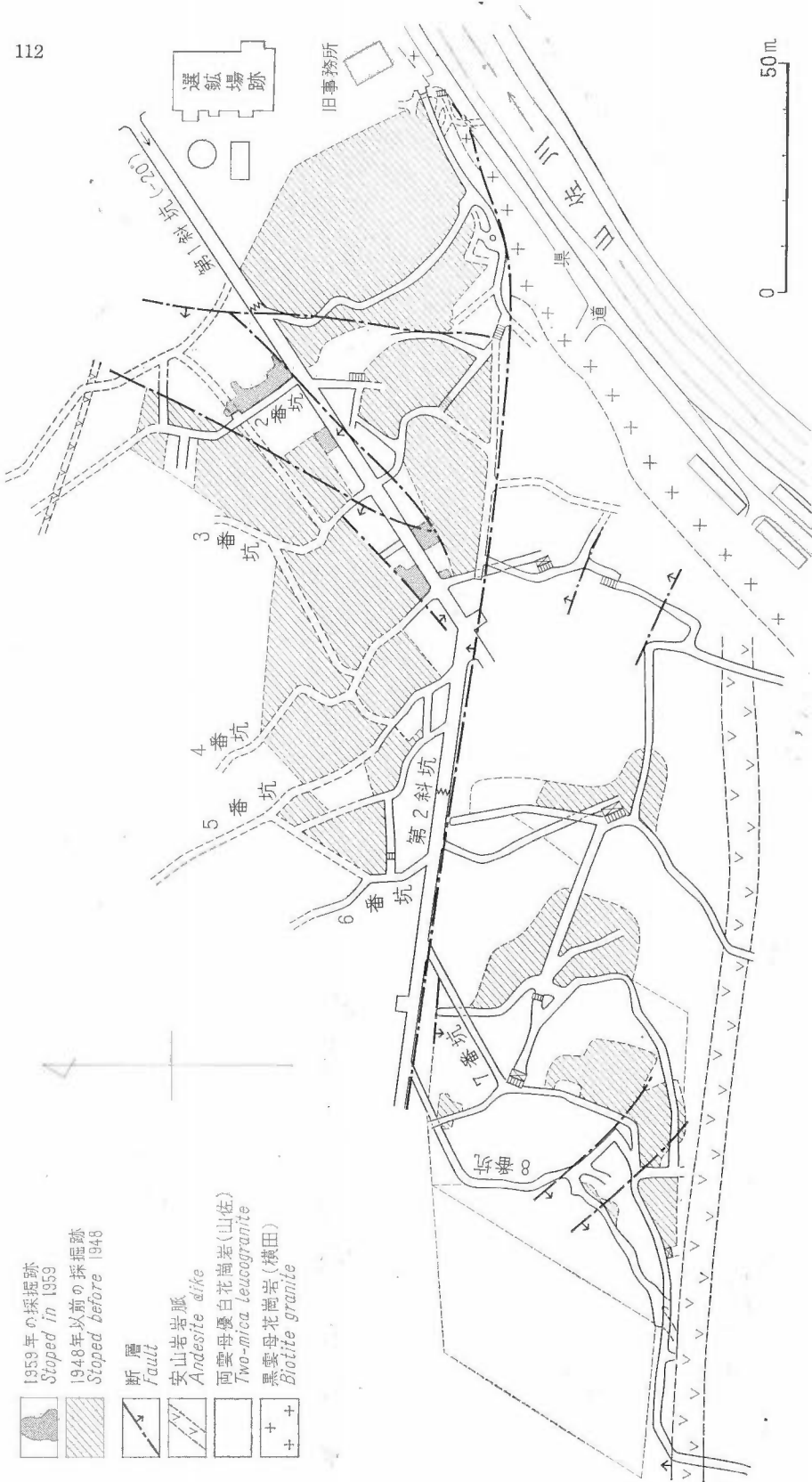
#### 3) 兎谷露頭

上山佐鉱山の南西約600m、兎谷中流にある。山佐優白花崗岩中にあるほぼ水平な幅15cm程度の石英脈で、微量の輝水鉛鉱を伴うにすぎない。

#### 4) 高木鉱床

上山佐鉱床の西方約2km、高木部落の西のはずれにあり、車道を通じ、その南側にある。露頭部から錘押斜坑がおろされている。この坑道は当時(昭和34年7月)水没していたが、鉱脈は下部で貧化したといわれている。露頭部の観察によると、母岩は山佐優白花崗岩で、鉱脈は走向N80°E、傾斜15°Sである。脈幅は中石を含めて70~80cmに達することもあるが、一般に10~15cmである。輝水鉛鉱は細粒で石英脈中にまれるものと下盤側の変質帯に鉱染するものがある。変質作用としては絹雲母化・粘土化が著しく、珪化含作用もみられる。輝水鉛鉱の周囲で褐鉄鉱と共に水鉛華がみられる。

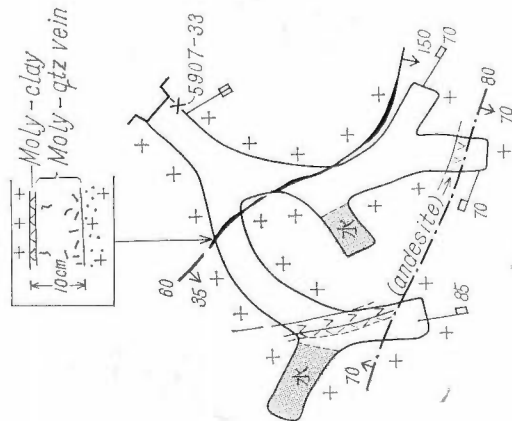
#### 5) 岩倉谷鉱床



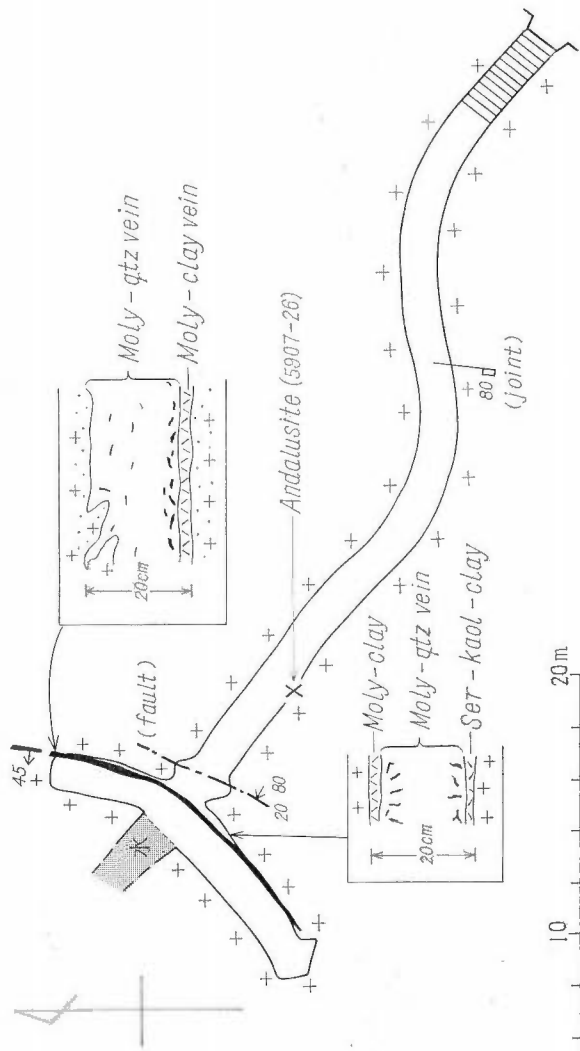
( 鉱山資料の一部改める )

第68図 山佐鉱山の坑内地質概況  
Subsurface geology of the Yamasa mine.

上山佐鉾山 荒神谷2号坑



上山佐鉾山 小屋谷下部坑



第69图 上山佐鉾山の坑内地質  
Subsurface geology of the Kami-Yamasa mine.

これは山佐鉾床の西方直距離約3.5kmにある。高木部落を通過して毛無越に登る手前を南西に岩倉谷に入り、中流に位置している。1号坑は埋没し、入坑可能な2号坑は18mの錘押し坑道であった。母岩は弱い斑状組織を有する山佐優白花崗岩であり、鉾脈は走向N70°W、傾斜40°SWである。坑口付近では脈幅15~20cmの黄鉄鉾-輝水鉛鉾-石英脈で、幅2~5cmの絹雲母-粘土脈を鉾脈中に伴う。盤際変質帯は上盤側に幅20cm、下盤側に40~50cmで、珪化と粘土化作用が顕著で、この変質帯には黄鉄鉾が鉾染する。坑道深部に行くにつれて鉾脈は貧化する。

#### 6) 天狗鉾床

これは八束郡八雲村市場、天狗山北麓にあって、山佐鉾山の北北西直距離約3.5kmにある。第二次大戦中、奥行数十mの3つの小坑道（I~3番坑）で採鉾されたといわれる。鉾床付近は山佐優白花崗岩が砂岩・安山岩・安山岩質凝灰岩などの新第三系の地窓としてのぞき、鉾床はその花崗岩中に含まれる。鉾床はN40~80°E、30~50°SEの脈幅5cm以下のびり錘4枚からなる。鉾脈はおもに黄鉄鉾-緑泥石粘土脈で、まれに少量の輝水鉛鉾が伴われる。

#### 7) その他

以上のほかには広瀬町広瀬駅の北西方500mに鞆屋谷露頭、南東方3kmに獅子遊鉾床、能義郡布部村西の谷、および大原の情報地などが知られている。鞆屋谷露頭は新第三系に近い中粒黒雲母花崗岩（横田花崗岩相当）中にあって、N70°E、60°NWの輝水鉛鉾-石英脈である。脈幅は50cmで厚いが含まれる輝水鉛鉾量は少ない。石英は透明で高温性のものと思われる。盤際では珪化が著しい。ほかに幅10cm以下の不毛の石英脈も存在する。

獅子遊鉾床は3カ所の露頭からなる。下割沢の鉾脈は山佐優白花崗岩中にあって、N55°W、40°NE、脈幅は30cmの輝水鉛鉾-石英脈である。少量の黄鉄鉾が含まれる。錘先の試錐が清久鉾業によりおこなわれ、3cm程度のびり錘と、下部で中粒黒雲母花崗岩があらわれることが確かめられている。塩谷の支谷の1つである砥石谷の露頭は山佐優白花崗岩中のN-S、80°Eの輝水鉛鉾-粘土-石英脈である。脈幅は3cm以下である。その上流約200mには同様な母岩にN65°W、30°NE、脈幅2~10cmの輝水鉛鉾-石英脈が知られている。

### IV. 5 掛合地域の鉾床

この地域の鉾床は大東町の南西方直距離約20km、飯石郡掛合町にあって、大佐および掛合鉾床からなる。大佐鉾床はやや大きいが、掛合鉾床は非常に小規模である。両鉾床ともに第二次大戦中に稼行された。大佐鉾床は1947年に閉山以後も清久鉾業、引続き太陽鉾工により小規模に稼行され、1966年7月末の概査当時には粗鉾0.3~0.4%、MoS<sub>2</sub>が300~400トン/月（Mo精鉾で約1トン）の割合で大東鉾山選鉾場に送られていた。

掛合地域の広域地質は流紋岩質火山砕屑岩類とより後期の花崗岩質岩類からなり、これらを中新世安山岩質岩が覆う点で大東地域と同様である。花崗岩質岩類は大東花崗閃緑岩・川井混成岩相当の岩石および優白花崗岩類からなる。大佐・掛合鉾床とも鉾脈鉾床で、大東地域のものと類似するが、両鉾床ではやや急傾斜である。

#### 1) 大佐鉾床

大佐鉾床の主要部は佐中にあって、傾斜55°の北東向き錘押し斜坑を中心に、左右に展開された錘押し水平坑道レベルで採掘された。母岩は山本（1963）によると大内谷花崗岩と呼ばれているが、筆者の短時間の観察では山佐優白花崗岩に類似し、北西部ではアプライト花崗岩が下盤側に認められた。

鉾脈は全体としてN40°W、50~60°NEである。鉾脈は走向方向に約230m、傾斜方向に約60m開発されたが、安定した鉾脈からなる富鉾部は斜坑より南東部に当たる右3延より上部の斜坑寄りに限られ、斜坑より北西部は一般に不安定な鉾脈からなる。鉾脈は断続的な主鉾脈と分岐小鉾脈からなり、富鉾部で部分的に幅20cm以上、一般に10~20cmの輝水鉛鉾-石英（乳白色）脈で、しばしば粘土脈に移行する。

石英脈が厚い場合に輝水鉛鉾はむしろ少ない傾向が認められ、その輝水鉛鉾は盤際に濃集する。鉾脈の劣化部に黄鉄鉾がやや多い。鉾脈中に微量の閃亜鉛鉾・方鉛鉾が認められた。

盤際変質帯では白雲母（径<8mm）が顕著で、一般に絹雲母を主とする粘土化が著しい。母岩が中石として捕捉されることがあり、この中石はほぼ完全な粘土化をうける。鉱脈や断層に沿う多量の粘土や斑銅鉱（山本, 1963）の産出は、大佐鉱床が地下水の影響を著しくうけ、粘土の多くは表成変質で生じた可能性を示している。

## 2) 掛合鉱床

掛合鉱床は三刀屋川を挟んで大佐鉱床の対面、南西方に約500m離れて位置する。抗道総延長100m以下、小規模に開発された。山本（1963）によると鉱床は数条の膨縮に富む輝水鉛鉱-石英-絹雲母粘土脈で、主として石英粗面岩を母岩とする。輝水鉛鉱-石英脈の一部は安山岩に含まれる。

安山岩中の鉱脈について山本は詳細には記載していないが、この安山岩が若い中新世の岩石で、鉱脈が明らかに貫入しているものであれば、この産状は新事実であって中新世以降の Mo 鉱化作用を想定しなければならない。大東地域におけるこの種の問題に関してはすでに討議され（石原, 1967 c）、中新世 Mo 鉱化作用は否定されている。

山本（1963）による石英粗面岩を大東地域の流紋岩質凝灰岩に対比すると、掛合地域の鉱床は優白花崗岩類によりもたらされた Mo 鉱液がそれ自身と被貫入岩中に沈殿したものと推察される。被貫入岩中の Mo 量が大東地域の場合よりやや多い。粗粒白雲母が産出する事実から大佐鉱床はやや高温性の鉱床とみなしうるが、掛合鉱床は低温熱水性鉱床と考えられる。

## V. 大東一山佐地域の鉱床の総括

大東一山佐地域の多数の鉱脈のうち、圧倒的に優勢な大東・大東火の谷・清久・東山の4鉱床を中心に、その諸特性について記載する。

### V. 1 母岩と鉱化相準

大東一山佐地域で鉱床母岩に共通な性質は、白雲母を含む細粒の優白花崗岩の存在とみてよい。この種の花崗岩はマグマの組成にも起因するであろうが、野外観察からはルーフに近い環境、固結に際しての深度が主原因であったと思われる。そこで花崗岩質岩石の鉱物組成には固有の生成水準があるものと考え、それを概念的に相準と呼び、以下の記述を進める。

#### 1) 母岩の組合せと相互関係

大東地域の主要4鉱床は大局的には同じ地質環境、すなわち川井混成岩と蓮華寺花崗閃緑岩とに挟まれた優白花崗岩の相準に分布する。鉱床胚胎相準でもっとも下位の川井混成岩は広域的には扁平な大きな捕獲岩状を呈するものと思われ、大東地域でも北にゆるく傾斜する同様な産状を示している。しかし分布の東縁に近い吉床谷には地表調査から突出部分が認められており、その上限は局部的にはかなりの凹凸を示しているものと思われる。

川井混成岩の見かけ上位は優白花崗岩複合体である。これは大東鉱床では厚さ20m程度で、大東火の谷鉱床から東方へ一般的には厚さを増し、清久鉱床では50~150mである。しかし清久付近でも北側の東山鉱床側では、おそらく吉床谷の川井混成岩突起部があるために、複合体の厚さは北へ向かって急激に薄くなる。

一般に、薄い部分の西側でこの複合体は1単位のアプライト~細粒両雲母花崗岩であるが、清久・（東山）鉱床ではこれらが蓮華寺花崗閃緑岩の下部と川井混成岩の上部に複雑に貫入する。これが複合体の全体の厚さを東側で増加させた主原因と思われるが、清久鉱山尻地区では川井混成岩のすぐ上位に発達するアプライトは厚さ40mに達し、珪長質マグマの貫入量も東側で多かったものと推察される。

優白花崗岩複合体中の川井混成岩は亜角礫~円礫状（径数m以下）を呈し、集中的に特定のゾーンに分布する（図版 XII—1, 2）。このゾーンは清久鉱山では、鉱山用語として「ボール・ゾーン」と呼ばれた（出納・石原, 1967 a）。このゾーンは厚さ20m以下、その最大の拡がりは約300m四方である。ボール・ゾーンの発達清久滑平地区でもっともよく、5枚ほど知られている。その西側連続部である東山鉱床では試錐資料の検討が充分でないから不明であるが、数枚のボール・ゾーンや幅15m以下の川井混成岩が複合体や蓮華

寺花崗閃緑岩の下部に多い(第70図)。大東火の谷鉾床では川井混成岩の捕獲岩は存在するが、ポール・ゾーンと呼べるものは認められない。山佐地域の川井混成岩は(第51図)山佐優白花崗岩をマトリックスとするポール・ゾーンを主体とする。

複合体の上限は、蓮華寺花崗閃緑岩の漸移相であるやや珪長質な中粒黒雲母花崗岩がしばしば現われるために、不明瞭なことが多く、下限のように一線で面することが困難である。複合体の上限は蓮華寺花崗閃緑岩の主岩相が安定して現われる所の最下限と定義する。この蓮華寺花崗閃緑岩の下限は主要鉾化帯を北方にはずれると急に下方へもぐることが、蓮華寺花崗閃緑岩中の小鉾脈の試錐深査でしられている。この岩体の南北断面で少なくともその南側は漏斗状を示し、その先端の複合体の発達部分が鉾化作用の中心であったと思われる。蓮華寺花崗閃緑岩の主岩相中にも川井混成岩酷似の捕獲岩や不規則脈状のアプライトが分布する。

## 2) 鉾化相準

大東地域では以上の3岩体が鉾床の母岩であると言ってよい。大東鉾床では大東鍾と栄光鍾とが圧倒的に優勢であるから、川井混成岩がもっとも重要な母岩で、鉾化作用の中心相準を川井混成岩の上限近くと考えることが可能である。大東火の谷鉾床では、5号鍾のみが川井混成岩を母岩とし、多くのものが川井混成岩から蓮華寺花崗閃緑岩にまたがり、もっとも優勢な1号鍾も同様な母岩を有するから、火の谷鉾床の中心は複合体の相準で、大東鉾床よりやや見かけの上位に位置する(第34表)。

清久鉾床では大窪新鍾・大延新鍾・蕨淵鍾・尻4号鍾などは川井混成岩のみかそれを主体として胚胎されるが、他の多くの鉾脈、とくに高品位であった尻鍾・中間鍾・上鍾などは複合体と蓮華寺花崗閃緑岩にまたがる(第35表)。したがって、鉾化作用の中心は複合体の上部とみなすことが可能で、これは大東鉾床や大東火の谷鉾床よりさらに見かけの上位に当たる。東山鉾床は清久鉾床の場合と同様にみなしてよい(第36表)。

以上のように大東地域でMo鉾化作用には3岩体の出現が必要で、優白花崗岩複合体は川井混成岩と蓮華寺花崗閃緑岩との接触部に貫入した珪長質マグマの固結により生じたと思われるから、このMo鉾化作用は優白花崗岩類の相準を中心として生じた。この鉾化作用は複合体の発達に乏しい所では川井混成岩の上限近くを中心にまとまった高品位大鉾脈を形成し、複合体の発達が著しくその内部構造と組成とが複雑な所ではまとまらず、多数の鉾脈に分かれた。その場合の中心相準は鉾脈がまとまった場合よりも、見かけの上位に位置した。

大東地域の主要4鉾床の周辺に分布する鉾床も同様な母岩を有する。大東折坂谷鉾床と清久峯山鉾床とは複合体よりやや離れた川井混成岩中に存在し、主要鉾床より下位の相準である。清久南坑鉾床の母岩も川井混成岩のみであるが、坑内の一部と坑外で鉾床の近くに下久野アプライトがあらわれ、これを複合体に対比させると、その見かけの位置は異なるが、鉾化相準は大東鉾床と同じく川井混成岩の最上位とみなしてよい。佐世鉾床も川井混成岩に胚胎されるが、併の観察ではかなりのアプライトが認められ、清久南坑と同じ相準で鉾化作用が生じたものと思われる。

清久神谷鉾床は蓮華寺花崗閃緑岩の北側周辺相に存在し、主要4鉾床より見かけのかなり上位に当たるが、複合体の諸岩石は蓮華寺花崗閃緑岩の後期周縁相とみなしうるから、主要4鉾床の上部の鉾脈と同様に考えてよいであろう。

山佐地域の諸鉾床はいずれも山佐優白花崗岩中であって(第37表)、これを複合体に対比させると、相準的には清久・東山鉾床の場合と同様とみなしうる。上久野の下久野アプライト中のびり鍾も同様である。

大東地域ではほかに磨石山片麻岩状ホルンフェルスと流紋岩質凝灰岩類とが母岩となる場合があって、小規模な鉾脈が存在する。前者は蓮華寺花崗閃緑岩の同化作用で生じたものと考えられる。後者については神谷鉾床の成因と同様に扱ってよいであろう。

## 3) 大内谷花崗岩の適否

大東栄光鍾で代表されるごとく、大内谷花崗岩が母岩を構成することがあるが、その接触面は重要であっても母岩としてこの花崗岩は重要ではない。鉾脈近辺に現われる大内谷花崗岩は細粒の石英斑岩状で、その緻密な組織が鉾脈を胚胎しなかった原因と思われるが、一部には大内谷花崗岩が鉾脈より後期とする見解があった(石原, 1967c)。大内谷花崗岩と鉾脈との関係は下記のごとくである。

大内谷花崗岩が鉾脈の近くにもっともよく現われる部分は大東鉾山の栄光鍾である。栄光鍾は大内谷花崗

第 34 表 大東鉱山諸鉱床の母岩と鉱脈の性質

General description of ore veins in the Daito and Daito-Hinotani mines, Daito area.

Vein names		Host rocks				Strike	Dip	Horiz. scale (Str. × Dip)	Remarks
		b/hGd <sub>11</sub>	Gc <sub>2</sub>	Gc <sub>1</sub>	bGd <sub>5</sub>				
Daito	●		○	○	N35°E	20°NW	450×170m	Champion vein	
7-go		○		◎	N60°E	15-40°NW	130×100m		
Eiko	●	◎	(bGp <sub>2</sub> )	○	N10-30°E	15°NW	440×240m	Widest extension	
6-go	○		◎	◎	N30-40°E	10-15°NW			
Daito-Hinotani deposits.	5-go	●			N10°E	20°W	20×80m		
	4-go	◎	○	◎	N10°W~20°E	14-25°W	160×140m		
	2-go	◎	—	○	N80°W~E-W	15-20°S	80×20m		
	1-go	◎	○	◎	N-S~10°E	15-35°W	140×60m		
	6-go	◎			N20°E	20°NW	40m		
	3-go			◎	◎	N40°E	17-20°NW	30×30m	
Orisaka-dani 1-go	●		—	—	N25°E	15°NW	200×150m		

Note for tables 34 to 37 : b/hGd<sub>11</sub>—Kawai hybrid, Gc<sub>1</sub>—aplitic parts of the leucogranite-complex, Gc<sub>2</sub>—medium-grained two-mica granite parts of the complex, bGd<sub>5</sub>—Rengeji granodiorite.

◎ much    ◎ considerable    ○ little    — very little

第 35 表 清久鉱山諸鉱床の母岩と鉱脈の性質

General description of ore veins in the Seikyū mine, Daito area.

Vein names		Host rocks				Strike	Dip	Horiz. scale <sup>†</sup>	Remarks
		b/hGd <sub>11</sub>	Gc <sub>2</sub>	Gc <sub>1</sub>	bGd <sub>5</sub>				
Ogashi Shin	●				N75E~N55°W	8-30°S	150×150m		
Onobe Shin	◎		○		N65-35°E	10-20°SE	100×50m		
Ziri mining section	Yabuchi	●		○	E-W~N45°W	10-30°S, SW	200×200m		
	Ziri		○	◎	●	N40W~N50°E	10-30°SE	300×200m	Champion vein
	Ziri 4-go	●				N75°E	15-30°SE	80×60m	Disseminated ore
	Ziri 3-go		○	●	○	N15°E	10-30°E	40×30m	High grade
	Shinsei		◎	○		N75°E	20°SE	50×50m	High grade
	Chukan			◎	◎	N75°E	20°SE	100×70m	
	Uwa-hi			◎	◎	N5°E	10-35°E	150×150m	Highest grade as a unit
Namera	Nishi 1-go-sha	○	◎			N45-65°E	8-30°SE	100×100m	
	Nishi 3-go-sha			○	◎	N15E~N15°W	10-30°E	100×80m	Variable grade
	Higashi				◎	N5E~N45°W	5-35°E, NE	150×150m	
Shin 1-go				◎	N35-75°E	15-30°SE	100×150m		
Chinka-Onobe			○	◎	N85°W	10-30°S	150×80m	Thickest vein	
Minami-ko Kamitani		●				N35-65°E	15-30°NW	200×150m	
					◎	N45-75°E, unstable	10-30°SE	50×50m 60×40m	much clays

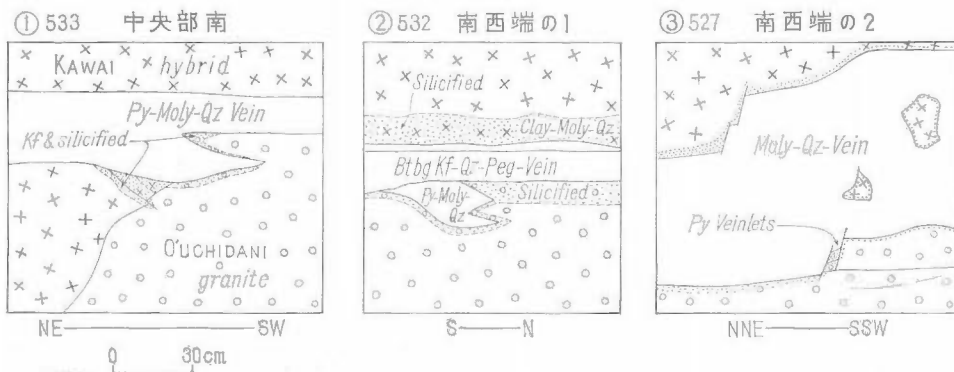
第 36 表 東山鉾山諸鉾床の母岩と鉾脈の性質  
General description of ore veins in the Higashiyama mine, Daito area.

Vein names	Host rocks				Strike	Dip	Horiz. scale	Remarks
	b/h Gd <sub>11</sub>	Gc <sub>2</sub>	Gc <sub>1</sub>	bGd <sub>5</sub>				
Higashiyama-Onobe deposits								
1-go	●				E-W~N75°E	10-20°S	20×70m	
3-go	◎	○	●	◎	N60-80°W	20°S	200×230m	Champion vein
2-go		◎	●	◎	N30°E	14-25°SE	110×80m	
2-go-shita		○		●	N45°E	13-25°SE	60×70m	Little diss. ore
2-go-Uwa-hi	—	○		●	N20-70°E	15-20°SE	180×100m	
4-go		—	—	●	N70°E	16-22°SE	120×110m	Much sulfides
5-go		—		●	N70°W	20°SW	90×65m	
Higashiyama	●	○			N45-65°E	10-25°SE	65×170m	
Kawahira	●	—			N60°E	12-16°SE	70×20m	
Ashidani	●	○	—		N-S variab.	15°E	130×210m	

第 37 表 山佐地域諸鉾床の母岩と鉾脈の性質  
General description of ore veins in the Yamasa area.

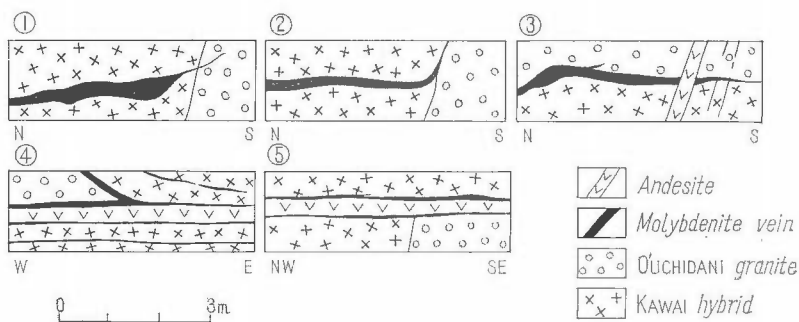
Vein names	Host rocks				Strike	Dip	Horiz. scale	Remarks
	b/h Gd <sub>11</sub>		b/m G <sub>2</sub>	bG <sub>2</sub>				
Yamasa			●	—	N35°W	20°SW	110×250m	
Kamiyamasa	—		◎	—	N35°E	45°NW	30m	
Takagi			◎		N85°E	15°S	10m?	
Iwakuradani			◎		N70°W	40°SW	18m	
Tengu			◎		N40-80°E	30-50°SE		

Note : b/mG<sub>2</sub>—Yamasa leucogranite bG<sub>2</sub>—Yokota granite



第 71 図 大東栄光鍾における大内谷花崗岩と鉾脈との関係  
Sequence of ore veins and the O'uchidani granite showing the ore veins intruded later than the granite Eiko-hi, Daito mine.

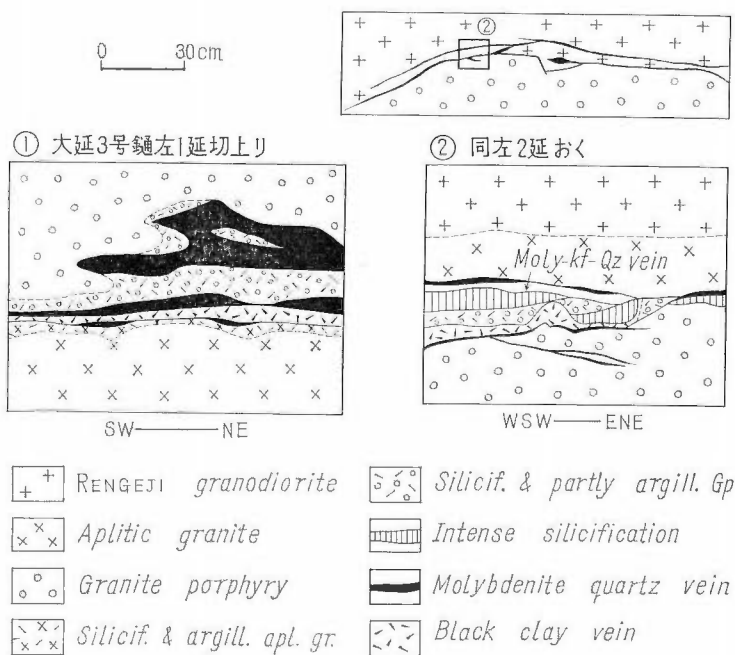




第 72 図 清久鉱床における大内谷花崗岩と鉬脈との関係, ①~③, ⑤は蘆洲10番坑道, ④は同9番坑道  
Sequence of ore veins and the O'uchidani granite at the Seikyū mine.

岩本体の北側周辺隆起部の西端にあたり, 大内谷花崗岩は下盤側に断続的にあらわれ, その北側(大東鍾の下位)に急激にもぐっている。鉬山側資料によると1カ所で鉬脈が大内谷花崗岩に捕獲されている(出納・石原, 1966 b)。筆者の観察では大内谷花崗岩は鉬脈の下盤側にのみ現われ, 鉬脈に貫入しない。鉬脈に接する大内谷花崗岩は一般に10cm以下の小規模な範囲に珪化やカリウム長石化をうけている(第71図)。

清久鉱床では大内谷花崗岩の本体が北に約60°に傾斜する部分で(尻地区), 鉬脈は一般に母岩と大内谷花崗岩との境界面沿いに上昇して尖滅するか, それより手前で尖滅し割目だけ花崗岩中に続く(第72図)。あるいはその割目に鉬石が伴われることがある(石原・浜地, 1961, 第8図)。尻地区では鉬脈は大内谷花崗岩の近くでポケット状に肥大したり, 傾斜が局部的に急変するなど不安定である。大樫新鍾では鉬脈が接触



第 73 図 東山大延鉱床における花崗斑岩と鉬脈との関係  
Sequence of ore veins and the O'uchidani granite at the Higashiyama mine.

面沿いに上方へ尖滅することが多く、滑平第1斜鍾では大内谷花崗岩の分岐岩脈と思われる石英斑岩に鉍脈が變質作用を及ぼしている。

東山鉍床では大内谷花崗岩の分岐岩脈と思われる小花崗斑岩体が不規則な形態を示して分布する。鉍脈はその上盤側や下盤側沿いに存在し、一般には花崗斑岩中に含まれない。しかし、大延鉍床で鉍脈が幅80cmの花崗斑岩床の両盤際を走る部分では(図版XIV-1)、鉍脈の一部が節理や割目に沿って花崗斑岩中に貫入するが、その程度はわずかで輝水鉛鉍量は急激に低下する。大延鉍床の別の部分では、鉍脈がポケット状にふくれる部分で、變質花崗斑岩が鉍脈中にとり込まれている(第73図①)。また、蓮華寺花崗閃緑岩と花崗斑岩との間にまずアプライトが貫入し、引続き少量の輝水鉛鉍を伴うペグマタイト質石英脈、ついで鉍脈が貫入したと思われる部分で(第73図②)、鉍脈は花崗斑岩中に数十cm貫入するにすぎず、盤際變質も軽微である。

以上の諸事実は、(1)鉍脈は大内谷花崗岩より後期に貫入した、(2)大内谷花崗岩は母岩として不適格であった、の2点を示している。大内谷花崗岩と他の岩石との境界が緩傾斜の場合に、その接触面と平行な裂カ系などは鉍化作用を規制する要素としてやや重要であった。

## V. 2 脈系統と鉍脈の変化

大東地域の鉍脈は一般に輝水鉛鉍-石英脈で、全般的に微量の黄鉄鉍が伴われ、大東鉍床では部分的にカリウム長石も伴われる。鉍脈のほとんどは傾斜が20°前後であって(図版XVI-1)、「よこ鍾」と通称されるもので、傾斜が60°以上の「たて鍾」はわずかに東山鉍山の八千代鍾・川平たて鍾・大延4号鍾分岐脈などである。このほか、幅1cmのびり鍾は清久鉍山滑平東鍾に(出納・石原, 1967)、緩傾斜鉍脈がNNE系節理に規制される例は東山鉍山の東延上鍾にいられている(安達, 1967)。

### 1) 脈系統

緩傾斜鉍脈は大東鉍床では一般にNE系(N10~60°E)の走向を有し、NWに傾斜する。大東火の谷鉍床では、2号鍾の例外を除き一般にN-S~NNE系で、大東鉍床と同様にNW(W)傾斜である。

清久鉍床では、尻地区の主要18鉍脈について鉍脈はつぎの3組に分けられる。

- (1) N60~80°E, 15~20°SE (9枚)
- (2) N60~80°W, 15~20°SW (6枚)
- (3) N10~20°E, 15~20°E (3枚)

これらの鉍脈の接合線(分岐線)の平面投影はほとんどの場合にN10~30°Wを示す。

東山鉍山では、主要な大延・東山・丸山3鉍床について、清久鉍床と同様にNE~ENE系がもっとも卓越し、WNW系とN-S系がこれに次ぐ。傾斜も同様に、すべてSあるいはEでNまたはW傾斜のものは存在しない。

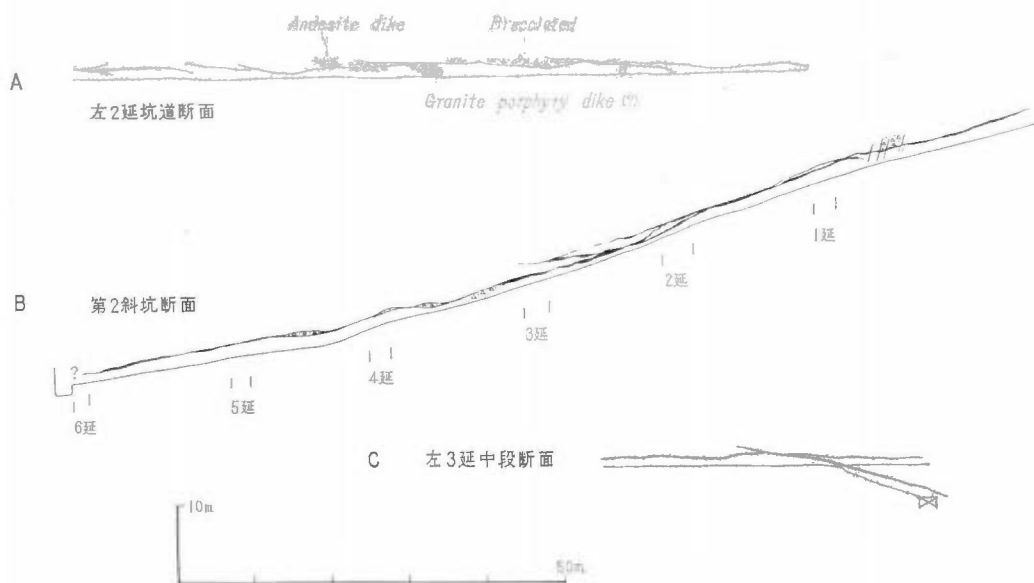
### 2) 脈の乗り換え

鉍脈に1つの固有の名称が与えられている場合に、清久・東山鉍床の大きな鉍脈は少なくとも2枚以上の鉍脈から構成されている。清久鉍床でもっとも平面的に拡がり大きい尻一藪淵鍾は、近年の精査で一種の分岐脈の集りと解析された。分岐点では、鉍脈の走向が45°以内に屈曲し、主鉍脈が劣化するとともに別脈が1mまで接近して現われ、やがて主鉍脈と同程度に肥大化する。この移行する状態は清久鉍山で「脈の乗り換え」と呼ばれた。乗り換え点付近では同程度の2鉍脈が平行して存在することはなく、一方は必ず劣化していて、2鉍脈を併せての脈勢に変化が少ない。尻一藪淵鍾では西側がつねに主脈で、約5回の乗り換えが認められ、全体として走向延長に約400mであった。

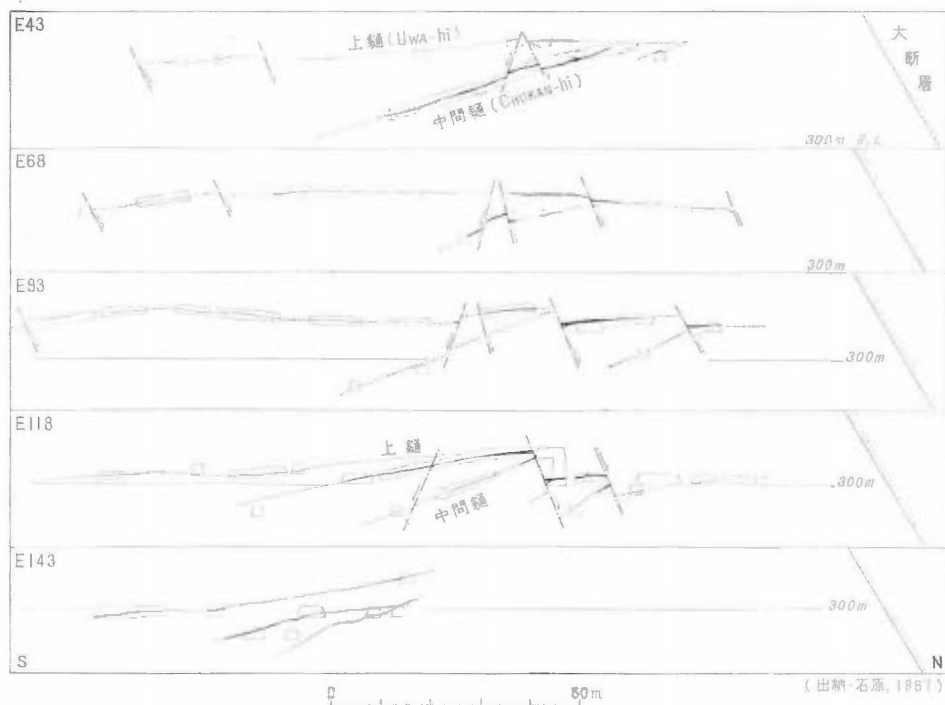
東山鉍山で尻鍾の延長部と思われる大延3号鍾では、中央部で脈の乗り換えが認められるほか部分的には数カ所で同じ現象が認められる。たとえば上部の左2延では、第74図Aのように2回の乗り換えがあって、清久鉍山におけると同様に西側が主脈であって東へ乗り換える。また、主鉍脈も派生小鉍脈を伴ったり、1~2mの範囲に分かれて中石を伴うなど単純な一枚の鉍脈でない部分を伴う(第74図B)。

### 3) 脈の分岐

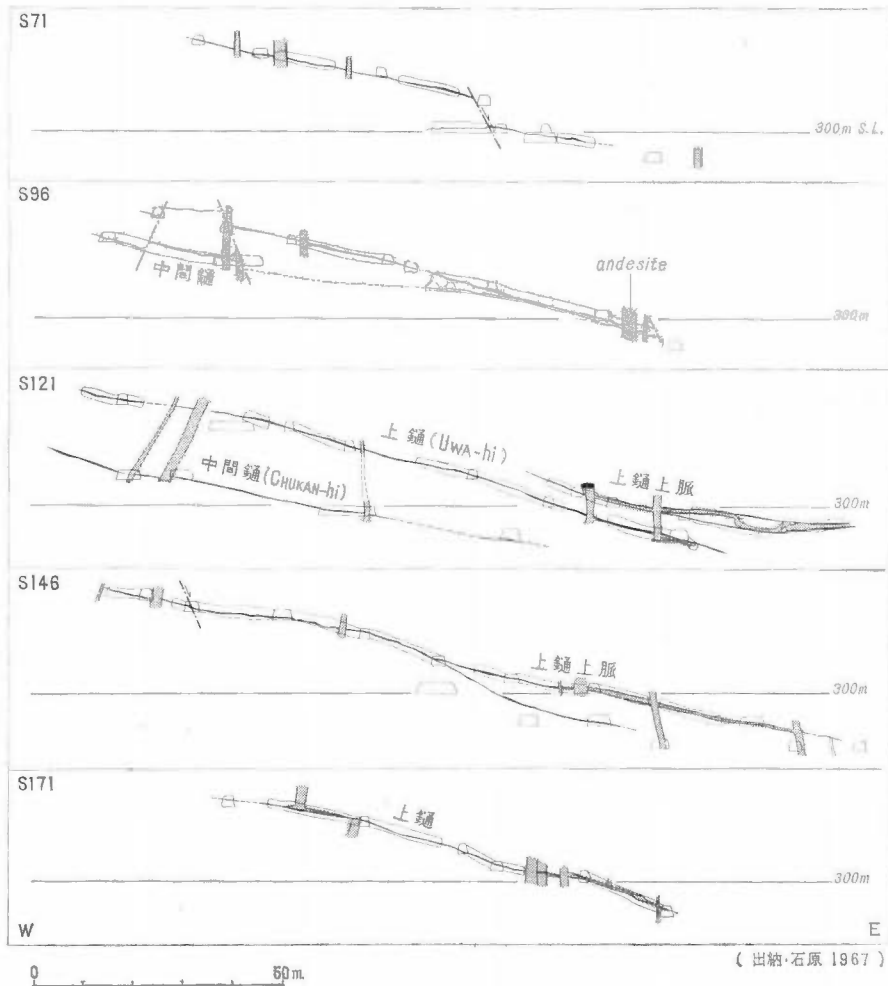
主鉍脈のある部分から派生する分岐脈にはやや大きいものがあり、固有の名称が与えられることがある。



第 74 図 東山大延3号鍾における鉱脈の変化  
 Several profiles of Onobe No. 3 vein showing composite nature of the vein, Higashiyama mine.



第 75 図 清久上鍾とその分岐脈の南北断面  
 N-S profiles of the Uwa-hi and Chukan veins, Seikyu mine.



第76図 清久上鍾とその分岐脈の東西断面  
E—W profiles of the Uwa-hi and Chukan veins, Seikyū mine.

清久鉱山の上鍾（尻鍾の分岐脈）・中間鍾（上鍾）・尻3号鍾（尻鍾）・新生鍾（尻鍾）などが好例である。上鍾と下盤側分岐脈との関係は第75図の如くで、大断層から全体として馬尾状の形態を示している。

これらの分岐の特徴は、分岐点付近では主鉱脈の脈幅が厚く品位も高くなり、分岐脈は分岐点では脈幅が薄く品位も悪い場合が多く、やや離れて良好となる。このため主鉱脈を鍾押ししている場合に分岐脈を見落とし易い点が清久鉱山で強調された（出納・石原、1967）。大東火の谷鉱床3号鍾は1号鍾に1mまで接近する小割目が離れて肥大化したものである。

清久鉱山尻地区で認められた上記の脈関係は類似の東山大延鉱床にも期待できる。分岐現象が認められず、個別の鉱脈として報告された場合でも、採算ベースを無視して脈の尖滅部分が追跡される場合には、分岐現象が確認される可能性が大東地域の鉱脈には存在するであろう。

分岐脈には脈幅と品位とが主鉱脈にほぼ同程度の場合も存在する。このような分岐脈は主鉱脈との交差部で脈勢がもっとも良いから、小規模であって主鉱脈と同時に採掘され、固有の名称が与えられていない。東山鉱山大延3号鍾の東部と西部の末端に現われる分岐脈はこの例で、走向と傾斜延長に60m程度のものである（第67図B、ポケットにあり）。

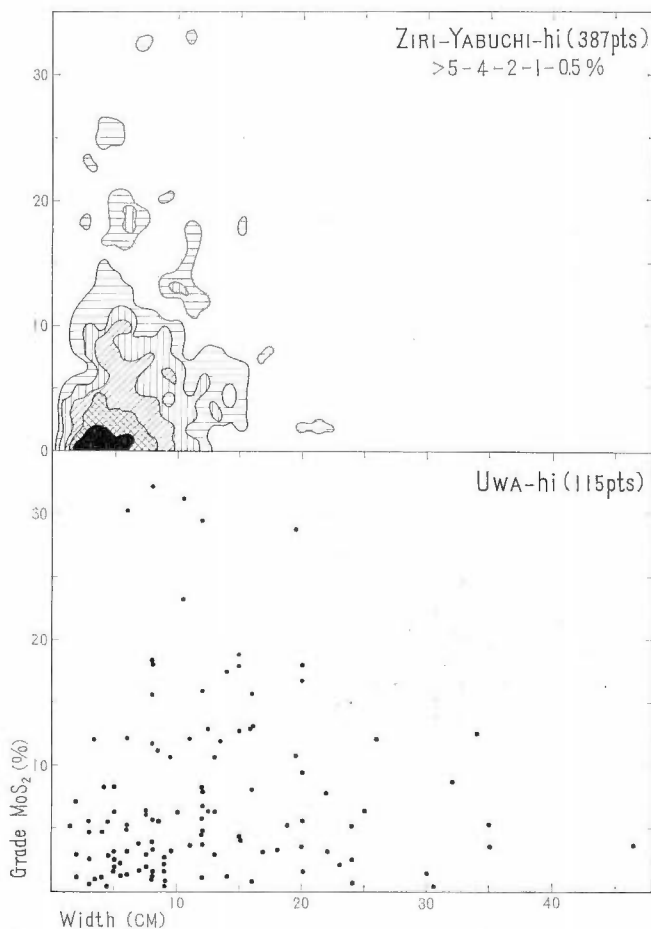
東部の分岐脈は明らかに交差するが、分岐脈の先端は主鉱脈から数mの連続性を有するにすぎず、主鉱脈も分岐脈と交差後に急速に劣化する（第74図C）。交差部付近の脈勢指数は3号鍾のなかでもっとも良いものに属し、これは主に  $\text{MoS}_2$  品位が高いことに原因している。西部の分岐脈も同様であるが、主鉱脈がうねり、その屈曲部から小鉱脈が派生した形態を示す。3号鍾では分岐現象の如何を問わず、走向をやや異にする分岐脈が現われることは3号鍾の末端部を意味している。

脈の分岐現象は一般に複合体の発達がよく、母岩が多様性をおびる清久・東山鉱床の主要部で著しい。複合体中の小単位の各種花崗岩質岩石が裂カに多様性をもたらし、鉱脈の多様性をももたらしたものと思われる。

### V. 3 富鉱部と鉱化規制

#### V. 3. 1 富鉱部

大東地域の4鉱床で重要な鉱脈は大東鍾・栄光鍾・尻一藪湧鍾・上鍾・大延3号鍾などである。これらは一般に平面的な広がりが大きく、脈幅が厚いものであるが、上鍾は高品位である点で重要である。一定容積間の鉱脈の優劣を表わす場合に、「鉱脈」からもたらされた物質の量は、脈中の輝水鉛鉱量は一般に20%以



第 77 図 清久尻一藪湧鍾と上鍾の脈幅と脈品位との関係

Relation between vein width and  $\text{MoS}_2$  grade of the Uwa-hi and Ziri-Yabuchi veins, Seikyuu mine.

下であるから、石英脈（鉍脈）の幅で代表できる。

脈幅と  $\text{MoS}_2$  品位との間には、一般に特定の関係は認められない。このことは上錫と尻一敷錫との例でも同様である（第77図）。また、鉍業的には脈幅と脈品位の双方が重要であるから、

$$\text{脈幅 (cm)} \times \text{脈品位 (MoS}_2 \text{ \%)} = \text{脈勢指数}$$

を便宜上の指数として、鉍脈の優劣を表わす。

清久鉍床では、採掘部分の最小脈勢指数は1～5、最大値は1,000を越え、5～20が一般的であった。100以上を富鉍部と定義すると、清久鉍脈群でもっとも鉍況が良かった上錫で、富鉍部は全面積の約20%、敷錫錫と滑平東錫で約3%であった。東山鉍山の東延3号錫では（第67図DのNW系断層よりSW側）、100以上が約34%を占める。

### V. 3. 2 鉍化規制

#### 1) 母岩による規制

鉍脈が大局的には優白花崗岩複合体の相準に規制され、地域によってその中の中心水準がやや異なることについては既述した。詳細には清久鉍床では、富鉍部は蓮華寺花崗閃緑岩と複合体中の黒雲母花崗岩や両雲母花崗岩に多く、川井混成岩で少ない。蓮華寺花崗閃緑岩の場合には脈幅が、複合体の諸岩石の場合には品位が、それぞれこの指数を高める働きをする傾向が認められる。

東延3号錫では、複合体と蓮華寺花崗閃緑岩で富鉍部が発達する（第67図D）。しかし、脈幅を基準に採用すると川井混成岩の重要性が増加する（第67図C）。

#### 2) 接触面規制

4鉍床の鉍脈は、東西にのびる鉍床帯の北縁を除き、大局的には緩傾斜の蓮華寺花崗閃緑岩と川井混成岩との接触面に貫入する複合体を中心に発達するから、鉍液を充填した裂けはこの緩傾斜接触面に關係して生じたものと思われる。清久鉍床の滑平西第3斜錫と同第4斜錫とは川井混成岩と複合体との接触面にほぼ平行である。これは、この接触面における物理的性質の差が著しく、そのうえ鉍脈がこの接触面に非常に近いためと考えられる。その他の多くの鉍脈は詳細には多くの部分で接触面にわずかに斜交し、局部的には接触面に沿うかやや離れて平行に走る。

大内谷花崗岩と他の岩石との接触面も、その傾斜が緩傾斜か水平である場合に重要であって、大東栄光錫が好例である。

接触面は明らかに鉍化作用を規制したが、富鉍部の形成の如きより小さい単位の規制をもたらしたか否かについては、母岩の詳細な検討が困難なために明確ではない。一般には富鉍部の形成には関与しなかったと思われる証拠が多い。

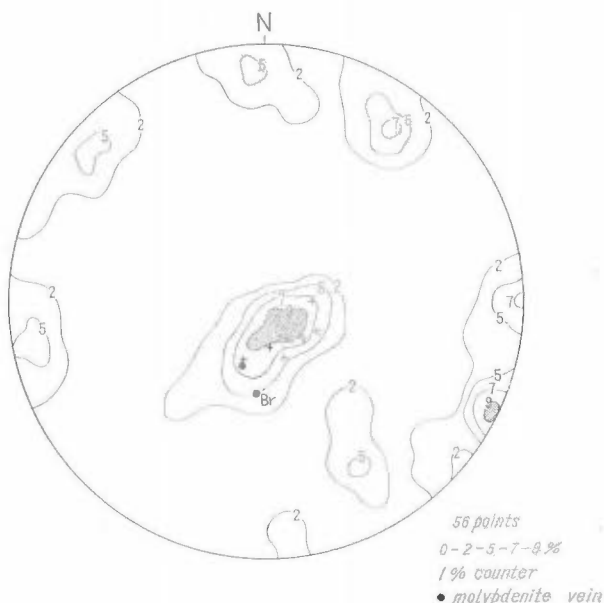
#### 3) 節理による規制

鉍脈と同様に緩傾斜の節理は清久・東山鉍床付近に多数認められ、筆者自身の調査がくわしい東山鉍床では、吉床立入坑道、東山選鉍場下の地表露頭、東延鉍床内の切り上りなどで認められた。主要4鉍床では水平坑道と錫押し斜坑による開発が圧倒的に盛んであるために、緩傾斜裂力が現われにくい。また、岩石の露出状態も良いものに属さないから、地表調査でもこの系列は現われにくい。

それにもかかわらず東山鉍山の1例では節理のなかで緩傾斜系が卓越している。東山東延鉍床で「5号おろし」と呼ばれる $\text{N}70^\circ\text{E}$ 、傾斜 $25^\circ$ の斜坑には、5号錫上盤側の蓮華寺花崗閃緑岩が分布する。この斜坑における斜距離60m間の節理は第78図の通りで、緩傾斜系がもっとも卓越しており、 $\text{NNE}$ —急傾斜系がこれに次ぐ。この斜坑の下部に現われる5号錫の先端部と分岐脈とはやや急傾斜であるために、この図の目玉をやはらずれているが、5号錫の採掘部分は $15^\circ\text{S}$ 程度で、この図の最大濃集部にほぼ一致する。

東山鉍山で鉍脈のほとんどは緩傾斜系で、急傾斜系はわずかに2枚の $\text{NNE}$ 系で、その他のものは存在しない。5号おろしの一例で緩傾斜節理（図上平均値で $\text{N}55^\circ\text{E}$ 、 $10^\circ\text{S}$ ）に最大の濃集がみられ、 $\text{NNE}$ 系（ $\text{N}25^\circ\text{E}$ ）がこれに次ぐ事実は、節理と鉍脈との密接な関係を暗示する。

主要4鉍床では一般に1単位の鉍脈の末端部や主鉍脈の近くに平行して走る節理で、節理規制が明瞭である。つまり、鉍化作用が弱い部分で節理であることの認定が容易である。鉍床単位としてのそのような種類



第 78 図 東山大延鉱床 5 号おろしにおける節理と鉱脈の等面積図投影 (南半球)

黒円は 5 号鍾と同分岐脈 (Br), 十字は東山鉱山その他主要鉱脈の平均的走向傾斜

Lower hemispheric projection of joint and Onobe No. 5 vein (solid circle), and other major veins (cross), Higashiyama mine.

は清久神谷鉱床で、ここでは輝水鉛鉱-石英脈や輝水鉛鉱-粘土脈で充填される部分は少なく、変位をもたない割目に輝水鉛鉱が付着する現象が一般的である。

NN E系急傾斜鉱脈の代表例は東山大延鉱床の八千代鍾で、これは $N10^{\circ}E, 80^{\circ}W$ 、走向延長に70m、傾斜延長に45ほど採掘された。このほか小規模な川平たて鍾( $N17^{\circ}E, 55^{\circ}NW, 75 \times 50m$ )がある。八千代鍾は裂カ充填鉱脈と呼ぶよりも節理に鉱染した鉱染状鉱脈で、強度の珪化帯に輝水鉛鉱が伴われ、中心を走る割目に沿って脈の膨縮が激しい。同様なものは大延左1延で4号鍾に直交する分岐脈に認められる。4号鍾は $N20^{\circ}E, 85^{\circ}W$ の節理に出会うと、5~10cm程度の細脈であったものが幅20cmに肥大化し、走向をNN E系に変えて膨縮を繰返しながら直り点から13mでびり鍾に移り、20mで輝水鉛鉱を伴わない単なる節理に変わる。全般的に黄鉄鉱が多い。

以上の事実から、母岩の固結後に発達した節理に緩傾斜系とNN E系とが卓越していたことは明らかで、その後の地殻変動は緩傾斜系に最小応力の場をもたらして張力割目(裂カ)を形成し、鉱脈形成の場を提供した。NN E系やその他の急傾斜系は閉じた状態であったから、急傾斜鉱脈の数が非常に少ない。

このように大東地域で節理は鉱脈を規制する基本的な要素としてもっとも重要であった。しかし、節理の発達状態と富鉱部の形成など、細部にわたる資料は充分ではない。鉱脈の末端部で数本の平行節理に脈が分岐尖滅する現象は、密な平行節理よりもまばらな発達状態の方が富鉱部の形成に重要であったように理解されるが、清久上鍾の分岐部では数多い緩傾斜割目が多少とも鉱化をうけるから、割目の密度よりももたらされた鉱液の量とそのMo濃度とがより重要であったものと思われる。富鉱部の形成には次のべる裂カの方の方がより重要であったであろう。

#### 4) 脈構造による規制

鉱脈の走向が急変する場合に富鉱部がしばしば存在する。この急変部には分岐脈が存在することが多く、2枚の鉱脈間の母岩が鉱染することが脈勢指数を高めるおもな原因であるが、大延3号鍾の東部と西部の2例では脈品位が高いことが主原因である。

鉱脈の傾斜が水平に近い緩傾斜部に富鉱部が存在することがあり、これは清久鉱床では上鍾（4番坑）と尻3号斜鍾とで顕著であった。しかし、たとえば蘆洲鍾のような他の緩傾斜部分ではこの傾向は認められていない。また、尻鍾東部では鉱脈が比較的急傾斜の所に富鉱部がみられる。大延3号鍾では傾斜と脈勢指数との間に特定の関係は認められない。しかし、脈幅は大断層に近い南西部の、傾斜がもっともゆるい部分で厚く、安定している。一般に鉱脈形成物質量は、裂力の急な部分よりもゆるい部分に多かったものと思われる。

5) 断層・その他による規制

清久鉱床では、WNW系の断層の一部のもの近くで、富鉱部が存在することがある。この断層は鉱脈形成以前から存在し、鉱化作用を規制したとみることできる。しかし、この富鉱部は小規模で断続的であり、WNW系断層沿いに富鉱部が一般的に存在するとは言えない。大延3号鍾ではWNW系のみならず他の断層なども存在しない部分で脈勢指数が高い。

上鍾ではNNE系安山岩岩脈の間に富鉱部が認められる（第79図）。大延3号鍾でも安山岩岩脈の間で鉱況が良く、岩脈沿いでは脈勢が劣化する。NNE系の割目（少なくとも節理）が鉱脈形成以前に存在してい



第 79 図 清久上鍾の脈勢指数  
Good-ore index of the Uwa-hi vein, Seikyū mine.



たことは、既述の八千代鍾・その他の例で明らかである。NNE系割目は部分的には明瞭に緩傾斜鉬脈を規制し、その交差部では局部的な落ち直りを生ずる原因であったが、その付近の緩傾斜鉬脈全般を富化する原因ではなかったであろう。

#### 6) 変質規制

鉬脈の優劣は、後述の鉬脈構成鉱物と盤際変質帯の種類によってもしることができる。大東と大東火の谷鉬床ではペグマタイト質石英脈である場合に鉬況が良いが、清久・東山鉬床ではこれらは鉬化帯の中心を見かけの上下に離れた、蓮華寺花崗閃緑岩や川井混成岩中で小鉬脈である。清久・東山鉬床では一般の熱水変質鉬物を盤際に生ずるような生成環境で、もっとも多量の  $\text{MoS}_2$  が沈殿したものと解釈される。

以上のように大東地域の鉬化規制にあずかるものは、広域的な鉬化相準・母岩の種類と接触面・節理とそれに基づき裂カなどであって、富鉬部の形成には脈構造（鉬化作用以前の裂カの状態）がもっとも重要であったと思われる。他種の鉬床と比較してもっとも著しい特徴は断層による規制が認められないことで、この事実はマグマが冷却後剛体化して断層が発達する以前に鉬化作用が生じたことを意味し、この地域の鉬床の特色の1つとみてよい。

### V. 4 鉬脈の種類

大東地域の鉬床のみならず、一般に日本の鉬脈型の  $\text{Mo}$  鉬床は比較的単純な構成鉱物を有し、詳細に分類されたことがない。大東地域の鉬脈もそのほとんどが輝水鉛鉬-石英脈で、微量の黄鉄鉬を伴うにすぎないが、清久鉬床では鉬脈の外観から下記のように分類された（出納・石原, 1967）。

#### 1) 輝水鉛鉬-石英脈

この鉬脈はフィルム状から最大1mに達するが、一般には5~30cmである。石英を主とし、少量の輝水鉛鉬・微量の黄鉄鉬が含まれる。これはさらに4つに分けられた。

**塊状鉬**、輝水鉛鉬（+石英）：これは石英を含まないか少量含むもので、微粒の輝水鉛鉬や鱗片状輝水鉛鉬が塊状に集合するものである。脈幅は20cm以下、その変化は著しい。連続性に乏しく10m以内で、他の種類の鉬脈に移行する。この種の鉬脈は一般に鉬床の中心部や分岐脈に近い所に多い。脈品位は極めて高く、数十%  $\text{MoS}_2$  に達することもある。上鍾3~4番坑・尻A探・尻3号鍾・新生鍾・大樫新鍾などでみられた。

**鱗片状鉬**、輝水鉛鉬+石英：これは石英脈中に鱗片状輝水鉛鉬（径4cm以下）が散在するもので、輝水鉛鉬は鉬脈の縁にもっとも濃集し、ついで中央部に多く集まる傾向を示す。上述の塊状鉬より脈品位はやや低下するが、鉬脈の連続性は良く、全体としては良鉬に属する。上鍾3~4番坑・尻3号鍾・中間鍾・大延新鍾・新生鍾・尻4号坑などに産出した。

**帯状鉬**、輝水鉛鉬+石英：これは微粒の（径1mm以下）輝水鉛鉬が石英脈中に平行に十数本の帯状配列を示すもので、もっとも普遍的にみられる種類である。この種の鉬脈の安定性は良く、数百mも続くことがある。尻鍾・上鍾・新1号鍾・その他全鉬脈にわたって認められた。

**膜状鉬**、輝水鉛鉬+石英：これは石英脈中に微細な輝水鉛鉬が2~3条みられるもので、とくに少ない場合には輝水鉛鉬は鉬脈の両盤際のみ、少量認められるにすぎない。脈品位はきわめて低く、稜行に堪えない場合がある。各鉬脈の末端部などに多く認められた。

以上の諸鉬脈は互に漸移的に移行するもので、ときには重複していて、それぞれを厳密に区分することが困難な場合がある。脈品位は塊状鉬から膜状鉬の順に低下する。

#### 2) 輝水鉛鉬-粘土（-石英）脈

これは微細な輝水鉛鉬が粘土および少量の石英と共に裂カを埋めるもので、全体として軟弱で黒色を呈する。脈品位は高い場合もあるが、一般に低く、また分析品位は見かけ品位より低い場合が多い。この種の鉬脈は前述の輝水鉛鉬-石英脈に伴われ、その上盤または下盤に沿ってしばしば認められるから、鉬脈形成後の鉬脈に沿う断層運動で主に生じたものであろう。大樫新鍾・蕨淵鍾・滑平東鍾・滑平西第1斜鍾などに多く認められた。

#### 3) 輝水鉛鉬-硫化物-石英脈

これは輝水鉛鉱-石英脈中で各種の硫化物にとくに富む部分である。輝水鉛鉱以外では黄鉄鉱がもっとも多い。一般論として、黄鉄鉱は塊状鉱や鱗片状鉱の高品位部にはやや少ないが、他のほとんどあらゆる種類の鉱脈に含まれる。黄鉄鉱は多い場合には不規則塊状で産出し、輝水鉛鉱量より多い場合がある。また石英脈中に幅数 cm の細脈としても含まれる。この場合には概して両盤側を輝水鉛鉱が、中央部を黄鉄鉱が占める。粘土脈にも黄鉄鉱は微粉状に含まれ、それは黒色外観を呈するから、鉱石の見かけ品位を高くする。

閃亜鉛鉱と方鉛鉱とは量的には少なく、一般にはごく少量が鉱脈中に散点する。しかし、きわめて稀に塊状に濃集することがある。上鍾では鉱脈の尖滅前に黒色塊状の閃亜鉛鉱が、中間鍾では径 1 cm の方鉛鉱結晶が輝水鉛鉱中に多量に産出したことがある。

#### 4) 鉱染状鉱脈

これは輝水鉛鉱の小結晶（径 3～10 mm）が鉱染状に母岩に散点するもので、母岩は炭酸塩化・絹雲母化・珪化・（曹長石化）などにより乳白色を呈する（図版 XVIII—1）。脈品位は十数%に達することがある。この鉱脈の幅は数 cm～1 m で、その変化が著しい。一般に鉱染帯の中央部に輝水鉛鉱-石英脈あるいは膜状の輝水鉛鉱が存在するが、これらを欠く場合もある。

戻 4 号鍾がこの種の鉱石の代表例で、上鍾と中間鍾にも部分的に存在した。その他の鉱脈では、分岐脈が接近している場合に主脈と分岐脈との間の母岩、および鉱脈形成以前から存在していたと思われる割目と鉱脈とが交差する付近の母岩に、鉱染状鉱石が産出した。

#### 5) はだ鉱

母岩の割目に輝水鉛鉱が膜状にみられることがあって、粘土や石英を伴わない。このはだ鉱は鉱染状鉱床から 1～2 m の範囲内の割目にしばしば産出し、また鉱脈に関係ない母岩の割目に沿って、小範囲に見られる例も存在した。

#### 6) 角礫状鉱脈

この種の鉱脈は清久・東山鉱床の周辺部の鉱化作用が弱い部分に局部的に産出するにすぎない。この種の鉱脈の標式地は下久野に位置する南坑鉱床で、同坑の左 2 番および 3 番坑道の中央部を中心に、走向延長に約 50 m、傾斜延長に約 30 m ほどみられる。

これは径数 cm 以下の白色の角礫とこれを埋める黒色のマトリックスとからなり、礫は全体の約 50% を占める（図版 XIX—1）。礫はいずれも堅い岩石のみからなり、その約 50% は白色に変質した（おもに絹雲母化）母岩の川井混成岩、残りは石英脈の一部であってこの石英には輝水鉛鉱が含まれることがある。

マトリックスは著しく破碎された母岩や鉱脈の構成鉱物からなり（図版 XLIV—2）、亜角礫～円礫状石英を主に、ごく微細な絹雲母に埋められる不透明鉱物、緑簾石などの結晶が認められる。脈品位は 0.3～2% MoS<sub>2</sub> で低いが、黄鉄鉱その他の硫化物が細粉状に混入しているため、より高品位の外観を呈する。この角礫鉱脈は安山岩岩床を伴い（図版 XIX—2）、安山岩岩脈に貫入される。

清久鉱床付近では、滑平地区の小規模角礫鉱脈が代表的で、ここでは安山岩岩床の両盤際に鉱脈がある場合にのみ、数 m の範囲に発達する。東山鉱床におけるものを含めて、本山地域の角礫鉱脈は南坑鉱床のものより角礫化と礫の転位とが著しく弱い（図版 XVIII—2）。角礫鉱脈は安山岩岩床の貫入につねに関係しており、貫入による鉱脈面での破碎作用で生じたものと思われる。

以上のような清久鉱山における鉱脈の種類の量的な比率はほぼ下記のようなものである。

1) 輝水鉛鉱-石英脈		83%
塊状鉱	3%	
鱗片状鉱	20%	
带状鉱	45%	
膜状鉱	15%	
2) 輝水鉛鉱-粘土（-石英）脈		5%
3) 輝水鉛鉱-硫化物-石英脈		10%
4) 鉱染状鉱脈		1%
5) はだ鉱		tr
6) 角礫鉱脈		1%

東山と大東鉱山では鉱石の種類に関する資料が少ない。概括的には東山鉱山では清久鉱山におけると同様であるが、粘土を含む鉱石がやや多い。これは東山鉱山では清久鉱山よりも浮遊選鉱の実収率と精鉱品位とが低いことの一因と考えられる。また、角礫鉱脈と鉱染状鉱脈の比率が清久鉱山より低い。黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱などに富む鉱脈は大延4号鍾である。

大東鉱床(図版XVII-1, 2)と大東火の谷鉱床でもっとも著しい特徴は、輝水鉛鉱の粒度が清久・東山鉱床の場合より小さいことである。一般にはより高温のペグマタイト性鉱脈の輝水鉛鉱の方が、たとえば中温熱水性の結晶より粗粒であると信じられているから、この事実は特筆すべきであろう。統計資料にあらわれた精鉱品位は大東鉱山のものが3鉱山中でもっとも高い。これは鉱脈が3鉱山の鉱床中でもっとも高温であるために、輝水鉛鉱の粒度は低くても随伴鉱物の組合せが浮選に適しているためと考えられる。

鉱脈の多くは径数 mm 以下の輝水鉛鉱を含む帯状鉱(十鱗片状鉱)である。鱗片状結晶が大きい場合でも径1 cm をこえない。角礫鉱脈や大延4号鍾で代表されるような硫化物に富む鉱脈は存在しない。

大東一山佐地域の Mo 鉱石に対して、一部ではかつてその外観から「ドロブデン鉱」と通称されたことがある。これは、わが国でかつて知名度が高かった平瀬・大川目・小黒部などの輝水鉛鉱がきれいな鱗片状を呈し、大東一山佐地域のものが「泥状」に見えることに由来したものらしい。大東一山佐地域で、山佐・清久神谷・清久南坑などの比較的に低温の鉱床ではたしかに粘土に富む泥状の鉱石が多いが、清久・東山鉱床ではそのような鉱石の比率は低い。この意味ではこの俗称は的を得ていない。この言葉が、もし高温性鉱脈の細粒結晶をも包括するのであれば、大東一山佐地域の Mo 鉱床の特色を表わしていると言える。

## V. 5 盤際変質作用

鉱脈の両盤に発達する変質帯は一般には10~30cm であるが、もっとも高温性の変質鉱物組合せを示す大東鉱床では2~20cm で、清久・東山鉱床よりも一般に変質帯の幅が狭い。清久・東山鉱床における小規模なペグマタイト性鉱脈を含めて、一般にこの種の高温性鉱脈で変質帯が狭いことは、形成時の水蒸気圧の相対的な低さを示しているのであろう。鉱染鉱床や鉱脈が分散しながら尖滅する部分では、変質帯の幅は1 m

第38表 大東鉱山諸鉱床の変質鉱物と鉱脈鉱物  
Mineral composition of ore veins and their wall-rocks at the Daito  
and Daito-Hinotani mines, Daito area.

Vein names	Qz	Kf	Al-sil	Bt	Chl	Ser	Kaol	Mont	Zeol	Carb	Mg	U-min	Moly	Py	Cp	Sp	Gl	Mo-oxides
Daito	●	○	?	○	○	○	○			—	○		●	○		—	—	—
7-go	●	○		○	○	○	○			—			●	○				
Eiko	●	○	○	○	○	○	—			—	○	?	●	○	○	○	○	
6-go	●	—		○	—	○	○			—			●	○				
Daito-Hinotani	5-go	●	○	—	○	○	—						○	○	—	○	—	
	4-go	●	○	○	○	○	○		○	—			○	○				
	2-go	●	—	○	○	—	—				○		●	○				
	1-go	●		●	●	—	○			○	○		●	—	○	○	○	
	3-go	●		○	○	○	○			○			○	○				
Orisakadani 1-go	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○			●	○				

Note for tables 38 to 41: Qz—quartz, Kf—perthite and orthoclase, Al-sil—mainly andalusite, Bt—reddish brown and pale brown biotite, Chl—chlorite, Ser—sericite, Kaol—kaolinite, Mont—montmorillonite, Zeo—zeolite, Carb—carbonates mostly calcite, Mg—magnetite, U-min—mostly uraninite, Moly—molybdenite, Py—pyrite, Cp—chalcopyrite, Sp—sphalerite, Gl—galena, Mo-oxides—ferrimolybdenite mainly and a little ilsemanite.

● much ○ considerable ○ little — very little

第 39 表 清久鉱山諸鉱床の変質鉱物と鉱脈鉱物  
Mineral composition of ore veins and their wall rocks at the Seikyu mine, Daito area.

Veina nmes	Qz	Kf	Al-Sil	Bt	Chl	Ser	Kaol	Mo- Kaol nt	Zeol	Carb	Mg	U- Min	Moly	Py	Cp	Sp	Gl	Mo- Oxi- des	Qz	Clay	Zeol	Carb	Py	Cp	Sp	Gl
Ogashi-Shin	●				○	◎	○		(○)				◎	◎						○	○					
Onobe-Shin	●				○	◎	○						◎	○						○	○					
Yabuchi	●				○	◎	○						◎	◎						○	○		○			
Ziri	●				○	◎	○			◎	○		◎	◎	—					◎	○					
Ziri 4-go	●				○	◎	○						◎	○						◎	○					
Ziri 3-go	●				○	◎	○						◎	○						◎	○					
Shinsei	●				○	◎	○						◎	○						◎	○					
Chukan	●				○	◎	○						◎	○						◎	○					
Uwa-hi	●				○	◎	○				○		◎	◎						◎	○		(○)			
Nishi 1-go-sha	●				○	◎	○			(○)			○	◎	(○)	(○)				○	○		○			○
Nishi 3-go-sha	●				○	◎	○						◎	◎	(○)	(○)				○	○		◎			○
Higashi	●				○	◎	○						◎	◎						◎	○					
Ahidani	●				○	◎	○						◎	◎						◎	○					
Shin 1-go	●				○	◎	○						◎	○						◎	○					
Chinka-Onobe	●				○	◎	○						◎	◎						◎	○					
Mimamiko	●				◎	○	○	—			○		○	○						◎	○		◎			◎
Kamitani	●				—	◎	◎					—	○	○						◎	○					

Note : Minerals listed at the right of the double lines are possibly related to intrusion of the Miocene andesite.

第 40 表 東山鉱山諸鉱床の変質鉱物と鉱脈鉱物

Mineral composition of ore veins and their wall rocks at the Higashiyama mine, Daito area.

Vein names	Qz	Kf	Al-sil	Bt	Chl	Ser	Kaol	Mo-nt	Zeol	Carb	Mg	U-Min	Moly	Py	Cp	Sp	Gl
Higashiyama-Onobe Deposits.	1-go	●			○	○	○			○			◎	◎			
	3-go	●	—		○	◎	○			○	○	○	●	○			
	2-go	●			○	◎	○			○			●	○			
	2-go-shita	●			—	◎	○			◎			●	○			
	2-go-Uwa-hi	●			—	◎	○			○			●	◎			
	4-go	●			—	●	○			◎			◎	◎	○	○	○
	5-go	●				○	◎	○		○			◎	○			
Higashiyama	●				○	◎	○			○			◎	○			
Kawahira	●				○	◎	○			○			◎	◎			
Ashidani	●	—			○	○	○			◎			○	—			

第 41 表 山佐地域諸鉱床の変質鉱物と鉱脈鉱物

Mineral composition of ore veins and their wall rocks in the Yamasa area.

Vein names	Qz	Kf	Al-sil	Bt	Chl	Ser	Kaol	Mo-nt	Zeol	Carb	Mg	U-min	Moly	Py	Cp	Sp	Gl	Mo-oxides
Yamasa	●				—	◎	○						●	○				—
Kamiyama	●	—	—	○	—	◎	○						◎	—	—	○	○	—
Takagi	●					◎	○			—			—	—				—
Iwakuradani	◎				—	◎	○						—	○				
Tengu	○				○	◎	—						—	○				

以上に拮がることがある。

一般に変質帯の発達は、原岩が川井混成岩の場合よりも蓮華寺花崗閃緑岩や複合体の諸岩石で良い傾向が認められる。これは「鉱液」の化学的性質が後 2 者に近いためと思われるが、緻密質アプライトでも発達が少ないことは組織などの物理的性質も関係していることを示している。

4 鉱床の主要鉱脈についての変質鉱物は第 38~41 表の通りである。石英・緑泥石・絹雲母・粘土鉱物・炭酸塩鉱物などは各鉱床に共通して産出する。カリウム長石・紅柱石・黒雲母の産出は大東および大東火の谷鉱床の特徴で、これらの鉱床は清久・東山鉱床よりも高温で形成されたことを示している。

変質鉱物組合せと Mo 沈殿量との関係は、大東および大東火の谷鉱床ではペグマタイト性鉱脈で、変質帯にカリウム長石・紅柱石・黒雲母などを生ずるものに Mo 量が多く、清久・東山鉱床ではペグマタイト性鉱脈の Mo 量はごく少量で、多くはより低温の一般の熱水性鉱物を伴うものに産出する、などである。大東—山佐地域全般を通じて、ペグマタイト期～中温熱水期に Mo 量のほとんどは沈殿したものである。

Mo の一部は、清久・東山鉱床周縁部の小鉱脈、清久神谷鉱床・清久南坑鉱床・山佐鉱床などで代表されるような、より低温の低温熱水期にも沈殿した。また優白花崗岩類に造岩鉱物で含まれるごく微量の輝水鉛鉱で示されるように、輝水鉛鉱はマグマ期にも晶出していて、一般に信じられていると同様に非常に幅広い温度条件下で晶出したものと考えられる。

#### 1) 鉱物組合せと主成分移動

鉱脈盤際の変質帯は変質鉱物の組合せから、次の4相に分けられる。

**紅柱石-黒雲母-正長石相**

この組合せはペグマタイト質鉱脈が産出する大東鉱床の鉱脈にみられる。この変質帯は赤褐色黒雲母が縞状に濃集するために、肉眼的にやや赤味をおびた外観を呈する。その幅は鉱脈から10cm以下で、一般には5cm程度である。構成鉱物が多いものから、正長石・石英・斜長石・黒雲母・紅柱石・絹雲母・黄鉄鉱・堇青石(?)である(図版 XXXIV-2)。原岩は一般に川井混成岩である。

鏡下において、原岩の組織はほぼ完全に破壊されて、粒状を呈する。正長石は一般には粒状であるが(図版 XXXV-1)、一部のものは他形を呈する。正長石はしばしば曹長石の縁を伴う。原岩にはカリウム長石は少ないから、Kの添加が予想される。石英は他形で、多くの液体包有物を伴う。斜長石には変質作用で生じた曹長石と、原岩の残晶と思われる汚染されたものが存在する。

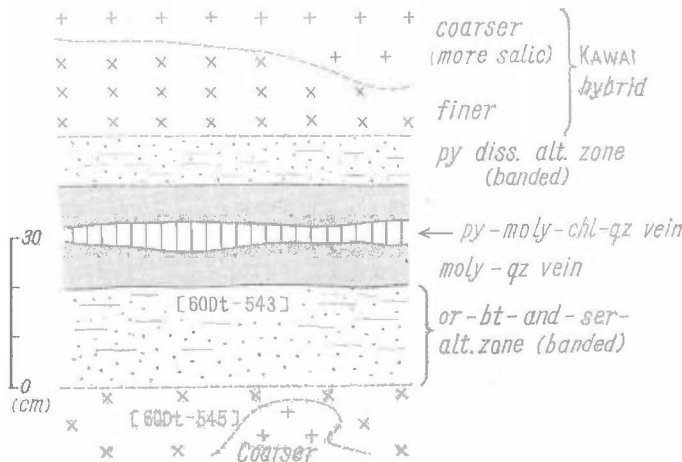
黒雲母は半自形または粒状で、 $Y=Z$ =淡赤褐色である。紅柱石は黒雲母と共存することが多く、黒雲母・石英・柎石などの微晶を包有する。平行劈開と不規則割目とが明瞭である(図版 XXXIV-1)。紅柱石は多くの場合に割目や外縁沿いに絹雲母に交代される。黄鉄鉱は散点状に産出する。

変質作用が弱い場合には原岩の組織が残存しており、変質鉱物の特徴は正長石の増加量がより少なく、紅柱石に欠ける。

大東栄光鍾における一例では(第80図)、この変質帯は上盤側に10cm、下盤側に20cmほど発達する。25cm離れた下盤側変質帯の2個の試料をモード分析値と比較すると変質帯では石英はやや、斜長石は著しく減少し、カリウム長石が著しく増加する(第42表)。黒雲母は増加せず、その組成のみを変え、磁鉄鉱はそのまま黄鉄鉱化した。紅柱石と絹雲母とは新しく生じた。

同一試料の化学分析によると(第43表)、増加がもっとも著しい元素はSと $K_2O$ であって、 $TiO_2$ もやや増加する。Sと $K_2O$ とは上述の黄鉄鉱化と正長石の増加に絹雲母の産出などで説明される。黒雲母の赤色化は $Fe^{3+}$ が増加しない場合には $TiO_2$ の量に比例すると言われるから(HAYAMA, 1959)、 $TiO_2$ の増加は変質帯の黒雲母の光学性の変化を裏付けている。

$CaO$ と $Na_2O$ の減少は斜長石の減少と原岩のカリウム長石が再結晶時により純粋な正長石化した、の2つを意味している。 $Fe_2O_3 \cdot FeO \cdot MnO$ の減少はモード分析値から予想される結果より大きすぎる。肉眼的には変質帯で著しく色指数が低下しているから、化学分析値の方が正しいと思われる。分析試料は後述のものを含めて変質帯に直交させた幅4~6cmの岩片(スライス)であるが、薄片は25mmで、そのうえ黒雲母は縞状に並ぶ傾向がある。これの予想が正しければ黒雲母帯に多い紅柱石(4.5%)も変質帯の平均値



第80図 大東栄光鍾北東部における盤際変質帯と分析試料の位置  
Wall-rock alteration of the Eiko vein, Daito mine.

第 42 表 大東地域における盤際変質作用による鉱物組成の変化  
 Modal composition of unaltered rocks and their altered wall rocks in Daito area.

Alteration zone	Andalusite-biotite orthoclase subzone			Andalusite-biotite-muscovite subzone						Sericite-quartz subzone					
	Kawi hybrid			Leucogranite-complex			Rengeji granodiorite			Leucogranite-complex			Rengeji granodiorite		
	Sample No.	60Dt-545	60Dt-543	Loss & gain	65HN-1	65HN-2	Loss & gain	60F-17	65HN-13	Loss & gain	65SK-4		Loss & gain	65HY-1	
										(1)	(2)		(1)	(3)	
Quartz	24.5	20.0	- 4.5	36.9	50.9	+14.0	31.5	58.5	+27.0	33.2	54.0	+20.8	27.2	36.2	+ 9.0
Potassium feldspars	11.6	39.4	+27.8	32.0	23.0	- 9.0	23.6	13.3	-10.3	40.5	1.2	-39.3	15.4	tr	-15.4
Plagioclase	50.4	19.5	-30.9	28.5	2.3	-26.2	42.2	1.0	-41.2	23.1	18.7	- 4.4	49.0	14.7	-34.3
Andalusite			4.5 + 4.5			10.9 + 10.9			7.1 + 7.1						
Muscovite (sericite)			2.5 + 2.5	0.5	7.0	+ 6.5	tr	14.6	+14.6	0.2	19.9	+19.7		46.6	+46.6
Biotite	11.1	11.4	+ 0.3	1.3	0.2	- 1.1	1.0	1.2	+ 0.2	2.2	0.9	- 1.3	7.7		- 7.7
Chlorite	tr	tr		tr	tr		0.9	1.0	+ 0.1	tr			tr		
Carbonates															1.8 + 1.8
Sphene	tr						tr						tr		0.6 + 0.6
Magnetite	2.4		- 2.4				tr								
Pyrite			2.3 + 2.3			3.8 + 3.8			2.0 + 2.0	0.7	4.9	+ 4.2			
Molybdenite									1.1 + 1.1						
Others	0.1	0.3	+ 0.2	0.7	1.9	+ 1.2	0.8	0.2	- 0.6	0.2	0.4	+ 0.2	0.9	0.1	- 0.8
Total	100.1	99.9		99.9	100.0		100.0	100.0		100.1	100.0		100.0	100.0	
Measured point	2408	2350		2387	1388		2226	1791		2767	1756		2581	1748	

試料の採取位置：65HN-13—大東火の谷鉢山1号鐘最奥部，3号鐘の近く。他は第19表にあり。

よりやや高く測定されたものとみなしうる。

正長石-黒雲母-紅柱石帯はより低次の変質作用（緑泥石化・粘土化，まれには炭酸塩鉱物化と緑簾石化）の重複をうけ，またこれらの変質帯をその外縁に伴い，全体としての盤際変質帯の幅を広くしている。

#### 紅柱石-黒雲母-白雲母相

この変質帯は大東火の谷鉢床で，母岩が複合体の諸岩石か蓮華寺花崗閃緑岩の場合にみられ，川井混成岩の場合にはその発達が悪く，紅柱石が欠けることが多い。紅柱石斑点を特徴とする（図版 XX—1）。幅は鉱脈際から 30cm 以下，一般に 15cm 程度である。構成鉱物が多い順に，石英・カリウム長石・紅柱石・白雲母・黄鉄鉱・黒雲母である。

鏡下で原岩の組織はほとんど認められず，再結晶化による粒状組織を示す。石英は他形モザイク状で，結晶の中心に液体包有物が多い。カリウム長石は原岩より減少していて，すべて原岩の残存物と思われるが，原岩のカリウム長石に認められる不規則葉片状曹長石を含むペルト石が消失し，整った平行葉片を伴うペルト長石の出現している事実は（図版 XXXVIII—1），カリウム長石の再結晶化が可能な化学的条件下でこの変質帯は生じたことを示している。もしそうであるならば，前述の正長石-黒雲母-紅柱石変質帯との相違は生成環境であるよりも，鉱液の化学的性質の差に求められる。これは前者の鉱脈はペグマタイト性で，鉱脈中にカリウム長石を含むことで裏付けられる。

紅柱石は一般に他形で粒状を呈するが（図版 XXXVIII—2，XXXIX—2），なかには全体として柱状結晶で，その中に比較的大きい石英結晶を包有するものがある。一般に石英・磷灰石の微晶を包有し，無色で多色性に欠ける。紅柱石はその外縁沿いに絹雲母により交代される。交代作用が進むと鱗片状結晶（白雲母）中に島状に紅柱石が包有される。紅柱石斑点は主に石英と紅柱石とからなり（図版 XXXIX—1），モード分

第 43 表 大東鉱山における盤際変質作用による化学的性質の変化  
Loss and gain of major elements of altered wall rocks at the Daito and Daito-Hinotani mines.

	Kawai hybrid		Andalusite-biotite-orthoclase subzone		Aplite		Andalusite-biotite-muscovite subzone		Rengeji granodiorite		Andalusite-biotite-muscovite subzone							
	60Dt-545		60Dt-543		65HN-1		65HN-2		60F-17		65HN-13							
	wt %	mg/cc	wt %	mg/cc	wt %	mg/cc	wt %	mg/cc	wt %	mg/cc	wt %	mg/cc	wt %	mg/cc	wt %	mg/cc		
SiO <sub>2</sub>	68.32	1831.0	68.76	1794.6	-34.6	-1.9	76.38	2024.1	76.66	2092.8	+68.7	+3.4	74.10	1971.1	78.06	2131.0	+159.9	+8.1
TiO <sub>2</sub>	0.47	12.6	0.68	17.8	+5.2	+41.3	0.22	5.8	0.22	6.0	+0.2	+3.5	0.23	6.1	0.32	8.7	+2.6	+42.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.64	419.2	15.78	411.9	-7.3	-1.7	13.08	346.6	12.54	342.3	-4.3	-1.2	13.42	357.0	12.00	327.6	-29.4	-8.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.52	40.7	0.88	23.0	-17.7	-43.5	0.64	17.0	2.76	75.4	+58.4	+343.5	1.28	34.1	1.92	52.4	+18.3	+53.7
FeO	1.72	46.1	0.57	14.9	-31.2	-67.7	0.22	5.8	(0.47)*	6.8	+1.0	+17.2	0.79	21.0	0.93	25.4	+4.4	+21.0
MnO	0.10	2.7	0.07	1.8	-0.9	-33.3	0.02	0.5	0.02	0.6	+0.1	+20.0	0.04	1.1	0.05	1.4	+0.3	+27.3
MgO	1.25	33.5	1.36	35.5	+2.0	+6.0	0.54	14.3	0.41	11.2	-3.1	-21.7	0.57	15.2	0.57	15.6	+0.4	+2.6
CaO	3.13	83.9	1.08	28.2	-55.7	-66.4	0.67	17.8	0.03	0.8	-17.0	-95.5	1.53	40.7	0.03	0.8	-39.9	-98.0
Na <sub>2</sub> O	3.75	100.5	2.60	67.9	-32.6	-32.4	2.64	70.0	1.06	28.9	-41.1	-58.7	3.60	95.8	0.84	22.9	-72.9	-76.1
K <sub>2</sub> O	1.80	48.2	5.51	143.8	+95.6	+198.3	3.94	104.4	2.57	70.2	-34.2	-32.8	3.41	90.7	2.47	67.4	-23.3	-25.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	5.9	0.21	5.5	-0.4	-6.8	0.01	0.3	0.01	0.3			0.01	0.3	0.01	0.3		
S	0.03	0.8	0.31	8.1	+7.3	+912.5	0.10	2.7	1.96	53.5	+50.8	+1882			1.43	39.0	+39.0	(+12900)
CO <sub>2</sub>	0.18	4.8	0.20	5.2	+0.4	+8.3												
H <sub>2</sub> O (+)	1.39	37.3	1.36	35.5	-1.8	-4.8	0.74	19.6	0.74	20.2	+0.6	+3.1	0.23	6.1	0.62	16.9	+10.5	177.1
H <sub>2</sub> O (-)	0.12	3.2	0.34	8.9	+5.7		0.34	9.0	0.70	19.1			0.46	12.2	0.68	18.6		
Total	99.64	2670.4	99.71	2602.6			99.54	2637.9	99.93	2728.1			99.67	2651.4	99.93	2728.0		
S. G. powder	2.68		2.61				2.65		2.73				2.66		2.73			
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.4		7.4				9.9		10.4				9.4		11.0			
CaO+Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	6.1		1.1				1.3		0.7				2.4		0.5			
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.24		0.58				0.50		0.62				0.38		0.66			
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.31		1.40				0.98		1.60				0.62		1.93			
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.5		1.4				0.8		0.2				1.4		1.1			

\* FeS<sub>2</sub> 換算でS (1.69%) に見合う Fe (1.60%) を引いた値 \*\* FeS<sub>2</sub>換算で (1.49%) に見合う Fe (1.22%) を引いた値 黄鉄鉱 (FeS<sub>2</sub>) のFe は分析技術上 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> に含まれている。



折によると紅柱石のもっとも多い斑点で、石英：45%・紅柱石：40%・その他(カリウム長石と白雲母)：15%であって、一般には斑点中でも紅柱石はもっと少なく、石英：73%・紅柱石：17%・その他：10%である。

白雲母は半自形結晶で、ほかに微細な絹雲母も存在する。一部の干渉色の低い絹雲母は堇青石様の外形を埋めて産出する。黒雲母は原岩が川井混成岩を除いて一般に少量で、 $Y \approx Z$  = 淡赤褐色である。紅柱石を取巻いて産出することがある。

この変質帯の鉱物の増減は第42表の2例の通りで、原岩が複合体の場合に石英と白雲母とが著しく増加し、長石類が減少し、紅柱石と黄鉄鉱とが新しく生じた。この分析試料(65HN-1と2)は45cm間隔で採取され、厳密な比較が可能であるが、蓮華寺花崗閃緑岩の例では新鮮な試料が得られないために、未変質岩(60F-17)として野外で代表的な試料が用いられた。変質岩(65HN-13)には1~2mm以下の石英細脈が走りこれは鉱脈からの派生細脈とも考えられる、の2つの理由のために厳密な比較がこれについてはできないかもしれない。しかし、構成鉱物の増減は複合体の場合によく一致している。

化学成分上の増減は第43表の通りである。 $CaO \cdot Na_2O \cdot K_2O$ の順に長石構成元素が減少していることはモード分析結果と一致し、Sの著しい増加は黄鉄鉱や輝水鉛鉱の出現を裏付ける。 $Fe_2O_3$ の増加は黄鉄鉱化に一致するが、Fe全量の増加はモード分析値と適合しない。興味深い事実はわずかではあるが $Al_2O_3$ が減少していることで、紅柱石は長石類の分解によって生じた $Al_2O_3$ から晶出したものと思われる。

紅柱石-黒雲母-白雲母変質帯はより低次の緑泥石化や粘土化などの重複をうける。これらは鉱脈から離れたこの変質帯のさらに外側に発達し、そこでは原岩の組織は保存されている。

#### 絹雲母-石英相

この変質帯は清久・東山鉱床でもっとも普遍的なものである(図版XXI—1, 2)。原岩が蓮華寺花崗閃緑岩か複合体の諸岩石の場合に、その発達をもっとも良く、川井混成岩の場合は鉱脈際の小範囲に限られ、原岩の苦鉄鉱物の緑泥石化が顕著となる。変質帯の幅は一般に10~30cmであるが厳密には10cm程度である。

主構成鉱物は石英・絹雲母・斜長石(曹長石)で、石英は一般に鉱脈際でもっとも多く、絹雲母はその外側で最高に達する傾向がある。原岩の組織は一般に残存しないが、外縁部では残存する。石英は他形で多くの液体包有物を含み、その集合体は微細な絹雲母・曹長石・石英の石基に埋められ、斑晶状を呈する(図版XL—2)。絹雲母は一般に半自形、細粒であるが(図版XLI—1, 2; XLII—1, 2, )一部では比較的に大きい結晶が産出する。黄鉄鉱が鉱染することがある。原岩の苦鉄鉱物はほとんど残存しない。

モード分析によると石英・絹雲母の増加、苦鉄鉱物の消失が特徴的である(第42表)。カリウム長石もほとんど消失し、斜長石は全体として減少している。

化学分析値(第44表)では、石英は著しく増加しているにもかかわらず、 $SiO_2$ は同程度か減少している。 $Fe_2O_3$ の増加は黄鉄鉱化で説明しうる。 $Fe_2O_3 + FeO + MnO$ はやや増加している。 $CaO \cdot Na_2O$ は当然のことながら減少し、 $K_2O$ は同程度でカリウム長石のKの多くは絹雲母に移動したものと思われる。Sと $H_2O(+)$ とは増加し、 $TiO_2$ も一般に増加する。65SK-4(2)の $MgO$ の増加はモード分析と一致しない。

この変質帯は鉱脈から外側に漸移的に変質度を弱める。そこでは原岩の組織が明瞭で、鉱物粒間を埋める絹雲母のほかは、変質鉱物はいずれも原岩の構成鉱物中に微細な結晶としてみられる。絹雲母・カオリナイト・少量の炭酸塩鉱物は長石から、緑泥石・炭酸塩鉱物・微量で局所的な緑簾石は黒雲母と角閃石から変質して生じた。部分的には次の炭酸塩鉱物-曹長石帯に明瞭に包まれる。

#### 炭酸塩鉱物-曹長石相

この変質帯は特徴的に乳白色の外観を呈し(図版XXI—2)、分岐部付近の鉱染状鉱床の母岩に現われる。その場合には、この変質帯は幅1mにも達する。また、前述の絹雲母-石英帯の外側にもみられ、やはり鉱染状輝水鉛鉱を含む。後者の場合は幅20cm以下である。以上の乳白色を呈する典型的なものは、原岩が蓮華寺花崗閃緑岩と複合体の諸岩石との場合にのみ発達し、川井混成岩の場合には緑泥石>緑簾石を生じ、外観を異にする。この変質帯はもっとも低次のもので、乳白色を呈さない同じ変質作用は変質帯の外縁部に広く分布する。

主構成鉱物は斜長石・カリウム長石・石英で、炭酸塩鉱物がこれらに次ぐ。原岩の組織は一般に残存す

第 44 表 清久・東山鉱床における盤際変質作用による化学的性質の変化  
Loss and gain of major elements of altered wall rocks at the Seikyū and Higashiyama mines.

Sample No.	Aplite (leucogranite complex)			Sericite-quartz subzone			Rengeji granodiorite			Carbonates-albite subzone			Sericite-quartz subzone		
	65SK-4 (1)			65SK-4 (2)			66HY-1 (1)			66HY-1 (2)			66HY-1 (3)		
	wt %	mg/cc	±	wt %	mg/cc	±	wt %	mg/cc	±	wt %	mg/cc	±	wt %	mg/cc	±
SiO <sub>2</sub>	76.56	2021.2	+40.2	74.96	2061.4	+2.0	72.64	1925.0	65.94	1754.0	-171.0	69.24	1897.2	-27.8	-1.4
TiO <sub>2</sub>	0.21	5.5	+5.0	0.38	10.5	+90.9	0.28	7.4	0.32	8.5	+1.1	0.32	9.0	+1.6	+21.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.12	346.4	-0.4	12.58	346.0	-0.1	15.50	410.8	19.96	530.9	+120.1	18.42	505.8	+95.0	+23.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	10.6	+75.2	3.12 (0.26)*	85.8	+709.4	0.40	10.6	0.20	5.3	-5.3	1.02	28.5	+17.9	+168.9
FeO	0.72	19.0	-12.9	6.1	0.22	-67.9	0.79	20.9	0.36	9.6	-11.3	0.42	11.8	-9.1	-43.5
MnO	0.04	1.1	-0.8	0.01	0.3	-72.7	0.09	2.4	0.04	1.1	-1.3	0.05	1.4	-1.0	-41.7
MgO	0.28	7.4	+8.0	0.56	15.4	+108.1	0.39	10.3	0.10	2.7	-7.6	0.40	11.0	+0.7	+6.8
CaO	0.72	19.0	-18.7	<0.01	<0.3	-98.4	2.22	58.8	2.93	77.9	+19.1	0.78	21.4	-37.4	-63.6
Na <sub>2</sub> O	2.98	78.7	-23.1	2.02	55.6	-29.4	3.95	104.7	5.79	154.0	+49.3	2.45	67.1	-37.6	-35.9
K <sub>2</sub> O	4.03	106.4	-12.3	3.42	94.1	-11.6	2.48	65.7	1.56	41.5	-24.2	4.07	111.5	+45.8	+69.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	1.3	-0.5	0.03	0.8	-38.5	0.11	2.9	0.06	1.6	-1.3	0.04	1.1	-1.8	-62.1
S	0.09	2.4	+61.1	2.31	63.5	+2645.8	0.08	2.1	0.04	1.1 (18.1)**	+16.0	0.09	2.5	+0.4	+19.1
MoS <sub>2</sub>									1.60	42.6					
CO <sub>2</sub>									0.45	12.0	+12.0	0.57	15.6	+15.6	
H <sub>2</sub> O (+)	0.28	7.4	+3.6	0.40	11.0	+48.7	0.26	6.9	0.42	11.2	+4.3	1.30	35.6	+28.7	+415.9
H <sub>2</sub> O (-)	0.38	10.0		0.50	13.8		0.54	14.3	0.44	11.7		0.30	8.2		
Total	99.86	2636.4		100.52	2764.6		99.73	2642.8	100.21	2665.7		99.55	2727.7		
S. G. powder															
	2.64			2.75			2.65		2.66			2.74			
Mol. proportion															
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.9			10.1			8.0		5.6			6.4			
CaO+Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1.4			0.9			3.9		8.8			1.2			
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.47			0.53			0.29		0.15			0.52			
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.89			1.11			0.41		0.18			1.09			
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.0			0.2			4.4		4.0			0.9			

\* FeS<sub>2</sub> 換算でS (2.31%) に見合う Fe (2.00%) を引いた値 \*\* MoS<sub>2</sub> のS分を加えた値

が(図版 XLIII—1),部分的には曹長石と石英とがモザイク状に集合する。斜長石は著しい曹長石化をうけ、その外縁・不規則割目・劈開面に沿って炭酸塩鉱物を伴う。絹雲母の微晶も同様に割目や外縁部に認められる。カリウム長石は斜長石より変質をうけないが、軽度のカオリナイト化を蒙る。

石英はつねに他形で多くの液体包有物を含む。この包有物は鉱脈石英のものより一般に粗粒である。苦鉄鉱物は完全に分解している。炭酸塩鉱物は一般に微晶で方解石と思われるが、一部には一軸性(-)の菱鉄鉱らしいやや粗粒な結晶も認められる。

化学分析値では原岩にくらべて(第44表),  $H_2O(+)$ ・ $Na_2O$ ・ $CaO$ ・ $Al_2O_3$ ・ $TiO_2$ の順で増加し,  $MgO$ ・ $MnO$ ・ $Fe_2O_3$ ・ $P_2O_5$ ・ $K_2O$ ・ $SiO_2$ の順に減少する。これらは鏡下観察にはほぼ一致している。

以上の各変質帯における主成分の増減を図示すると第81図の通りである。これらは白川地域の平瀬岩体の周辺にみられる類似の変質岩と共通の増減を示すことが多いが、後述の小馬木鉱床の変質斑点とは異なった傾向を示している。

## 2) 微量成分の増減

化学分析試料と同一粉末試料の微量成分を分光法で分析した(第45表)。この結果には既述の平瀬岩体周辺の例の如き系統的な変質帯における増減が認められない。その理由は大東一山佐地域の盤際変質帯がより幅広い形成条件下で生じたためかもしれないが、この分析は数度に分けておこなわれ、それぞれで標準試料で補正をおこなってもなおかつ疑問があるなど分析技術の問題点も存在する。したがってここでは詳細な検討をさけ、2, 3の興味深い結果についてのみ記述する。

Mo は特徴的に変質帯で増加する。もっとも著しい例は炭酸塩鉱物-曹長石帯で、これは鉱染状鉱石として稼行される場合があるから当然である。65HN-13の高含有量には微細な派生鉱脈に由来する Mo が含まれるものと思われる。U と Th とは石原ほか(1969)の再録で、これらの値の分析精度は高い。65HN-13を除外して考察すると、Th は K の添加が非常に著しい場合を除きその増加が少ない。Th の濃度は一般の熱水性鉱液では低いものと思われ、また原岩に含まれる Th は熱水変質で移動しにくい状態で分布しているものと思われる。また、輝水鉛鉱に富む 65HY-1(2)で U が高いことは、東山大延鉱床でかなりの閃ウラン鉱が鉱脈に伴れた事実(石原・浜地, 1961)の反映であるかもしれない。

清久・東山鉱床で鉱脈の下盤側と上盤側の変質帯を cm 単位で分析した結果(第46表)によると、微量成分は軽度の粘土化と緑泥石化とを伴う弱変質帯(60Fb-80の例)で変化せず、鉱脈により近い絹雲母-石英変質帯でその増減が著しくなる(第82図)。その場合に Pb・Mo・(Mn)などの増加が特徴的で、Ba・Sr・B・Cr・Ni・Co・Cuなどは鉱脈の近くで減少する傾向が認められる。

川井混成岩のやや珪長質な部分を原岩とし、鉱染状の黄鉄鉱を伴う絹雲母-石英変質帯が著しく発達する 60Fb-63 の例では、盤際に濃集するものは Mn で、Mo は一般に増加するが、とくに多大部分は鉱脈からの距離と無関係である。Cu が Mo の変化に追従する。磁鉄鉱がやや多い4の試料で V がやや多く含まれる。Pb も増加するが、そのピークは Mo と Cu のものと一致しない。

盤際変質帯の微量成分の検討に関しては、まだその分析個数が充分でないから一般的な経路則を導くことは困難である。しかし以上の予察的な結果から少なくとも鉱脈で普遍的な元素の検討がもっとも重要で、これらを主体に今度より詳細な研究がおこなわれる必要がある。

## V. 6 変質鉱物と鉱脈鉱物

鉱脈の形成に関係する諸鉱物の多くは変質帯と鉱脈の双方に産出するが、紅柱石・曹長石・緑泥石などは変質帯で一般的である。脈状に裂カを埋める鉱物では、カリウム長石・石英・粘土鉱物・炭酸塩鉱物・沸石・輝水鉛鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱などが明瞭である。

**石英:**量的には鉱脈中に多く産出する。大東と大東火の谷鉱床では透明度が高いものも多く、尖滅部などの鉱脈の貧化部で乳白色をおびる。清久・東山鉱床では逆に多くが乳白色で、貧化部で透明度を増す。一般に微細な液体包有物に富む(図版 XXXVII—2)。

**アルカリ長石:**カリウム長石はペグマタイト性鉱脈とその盤際変質帯で一般的である。既述の大東鉱床の例のほか、上錫のペグマタイト質部その他の小規模の産出例は清久・東山鉱床の周辺にも広く認められる。氷

第 45 表 大東地域の盤際変質帯における微量成分の増減

Minor elements distribution in unaltered rocks and their altered wall rocks in the Daito area.

Sample No.	Ba	Sr	Li	Mo	B	Cr	V	Ni	Co	Cu	Pb	U	Th
60Dt-545	380	160	20	2		30	110	2.5	3.2	1.8	7	2.1	4
60Dt-543	600	240	12	1000	2	50	900	1.6	2.4	2	20	3.0	13
65HN-1	450	110	12	4	4.5	40	8	2.4	1.3	6	10	4.8	16
65HN-2	300	70	27	54	3.5	60	6	4.5	15	12	8	3.9	16
69F-17	400	140		tr	2	14	15	1.5	2	5	7	2.5	13
65HN-13	340		18	5000	1.2	45	22	3.2	4.4	74	80	2.2	8
65SK-4①	1300	140		4	6.4	65	14	5.6	2.1	6	12	2.4	13
65SK-4②	450			25	2.4	45	16	2.8	4	12	5	3.5	16
65HY-1①	400	140		40	12	130	28	12	5.2	12	70	3.3	11
65HY-1②	230		14	0.95%	4.5	38	75	3.7	tr	5	15	4.7	10
65HY-1③	180	210	12	1000	4.5	70		5	2.2	6	40	1.8	11

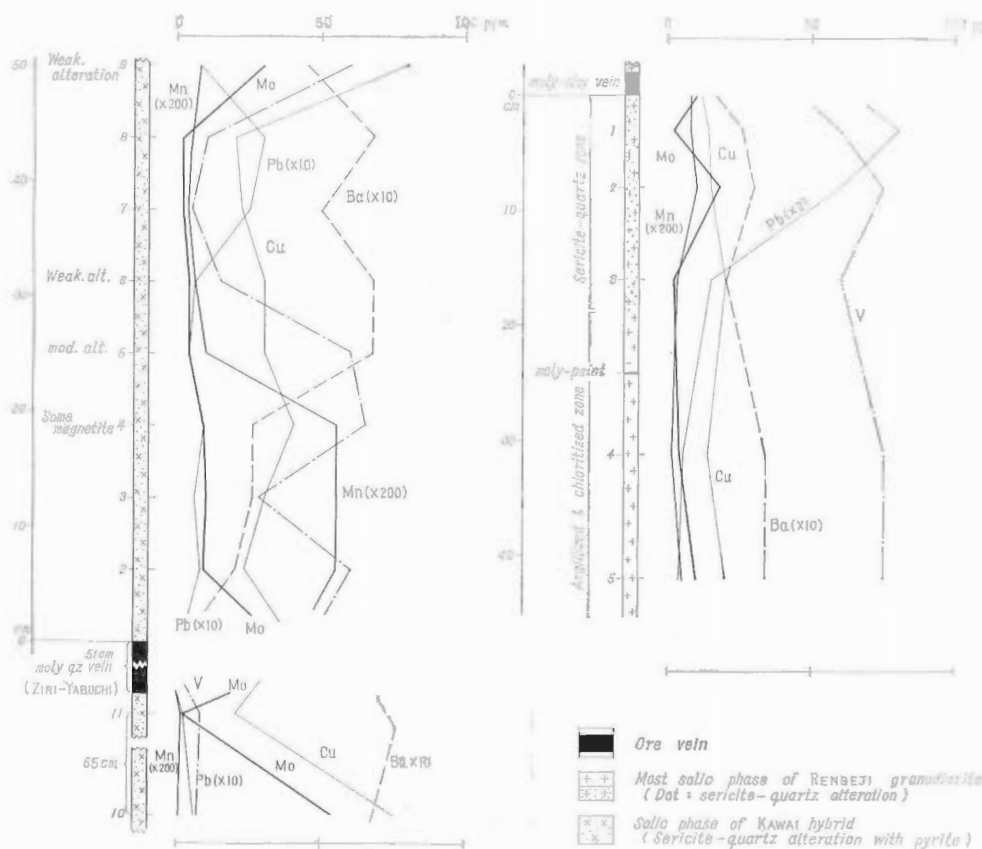
第 46 表 清久・東山鉱山産試錐試料における盤際変質帯の微量成分の増減

Spectrographic analyses of altered wall rocks from drill-cores at the Seikyu and Higashiyama mines.

Sample No.	Ba	Sr	Mo	B	Mn	Cr	V	Ni	Co	Cu	Pb
60Fb-66②	200		9	3.5	11,000	65	60	5.5	5.5	23	80
③	260		10	2.5	11,000	70	28	5.5	3	30	60
④	260	tr	9	3.5	11,000	120	65	6	8.5	40	90
⑤	680		4	3.5	2,000	75	60	4	5.5	30	40
⑥	680		4	4	1,200	80	15	5.5	6	30	60
⑦	500	110	2	3.5	660	80	5	6	5	22	250
⑧	680	110	2	4	1,000	75	10	5	4.5	20	300
⑨	450		30	2.5	1,600	90	60	5.5	22	80	80
⑩	680	130	54	2.5	370	65	7	4.5	4.5	75	60
⑪	760	140	2	2	230	80	8	6	5.5	20	20
60Fb-80①	260	100	2	2	1,600	40	60	2	1.5	14	160
②	300	90	18	4	2,000	35	75	5.5	2	15	120
③	200	110	2	15	660	65	60	5	5.5	20	30
④	340	160	4	4.5	450	50	75	4	5.5	14	10
⑤	340	180	10	4	1,000	140	75	12	5.5	30	8

60Fb-66 (SEIKYU drill hole #123,-75m)

60Fb-80 (HIGASHIYAMA drill hole #17,-94.31m)



第 82 図 清久・東山鉱床における盤際変質帯の微量成分の変化

Distribution of trace elements around molybdenite vein in the Seikyū and Higashiyama mines.

長石は未確認である。

曹長石は既述の清久・東山鉱床におけるもっとも低次の変質帯（プロピライト化帯）で顕著である。

**紅柱石：**紅柱石は大東・大東火の谷・大東折坂谷鉱床の変質帯にのみ産出する。紅柱石は一般に鉱脈近くの原岩の組織が残存しない強変質帯に産出するが、一部には原岩の組織を残す部分（図版 XXXV-2）や斜長石中（図版 XXXIX-2）に生じているから、長石の分解による過剰の  $Al_2O_3$  で容易に晶出するものと考えられる。

紅柱石が Mo 鉱床に関連して普遍的に産出することはこれまでに報告されていないから、X 線回折像を第47表に掲げる。粗粒の結晶を除き一般に無色で、紅色を示すものは一般に少ない。片状ホルンフェルスと平瀬地域のものを含めて、変質作用で生じたと思われるものは多少とも硫化鉄鉱物と共存し、これが触媒効果の役割を果たしたものとも考えられる。上山佐鉱床の産出例は鉱脈をやや離れた母岩のもっとも珪質な部分で、これはマグマ期最末期に過剰の  $Al_2O_3$  と  $SiO_2$  とから生じたものと思われる。

**堇青石：**堇青石の外形を示す鉱物は大東・大東火の谷鉱床や片麻岩状ホルンフェルスに関連して数カ所で認められるが、「ピナイト化」が著しく X 線解析ではすべて絹雲母と緑泥石の回折像を示すにすぎない。しかし、大東火の谷鉱床 4 号鍾右 1 延で、鉱脈から約 1 m 離れた母岩の川井混成岩中に認められる、黄鉄鉱-堇青石-白雲母-黒雲母-カリウム長石-石英-ペグマタイトレンズの結晶は、絹雲母>緑泥石のほか堇青石の回折像を明瞭に示した。これは盤際変質帯より早期に形成されたもので、Mo 鉱化作用と直接に関係しない。

第 47 表 Mo 鉱床地域における紅柱石の X線回折像  
X-ray diffraction pattern of andalusite from various molybdenum areas.

ASTM 13-122			6506-17		65HN-12		5907-26		68RS-161	
d (Å)	I	hkl	d	I	d	I	d	I	d	I
5.54	100	110	5.56	100	5.53	90	5.54	20	5.54	100
4.53	90	101	4.54	75	4.53	100	4.51	100	4.53	80
3.92	70	111	3.93	35	3.92	30	3.92	20	3.92	40
3.52	60	120	3.51	40	3.51	50			3.52	50
3.49	40	210	3.49	30	3.49	45	3.49	70	3.49	45
2.77	90	220	2.77	80	2.77	80	2.77	80	2.77	80
2.482	20	221	2.48	25	2.48	40		M	2.48	35
2.466	50	310	2.46	35		Q		Q		
2.378	20	031	2.38	10	2.38	10	2.38	20	2.38	15
2.353	20	301	2.35	10	2.35	10			2.35	15
2.273	40	022	2.27	30		Q		Q		
2.255	40	311	2.25	20	2.25	25			2.25	30
2.170	90	320	2.17	45	2.17	55	2.17	50	2.17	55
1.892	20	410	1.892	5	1.892	5			1.892	8
1.856	20	132	1.855	7	1.856	5			1.855	5
1.791	20	411	1.791	8	1.789	10				
1.754	30	331	1.753	10	1.753	10			1.754	10
1.595	30	402	1.594	10	1.594	20			1.594	10
1.542	30	223	1.538	15		Q				
1.488	40	242	1.487	30	1.487	50			1.487	40
1.476	20	511	1.475	15	1.478	20				
1.464	20	250	1.463	5						
1.388	20	440	1.388	10	1.386	25			1.387	20
1.295	10	252	1.295	5	1.293	5				
1.285	20	522	1.285	5	1.286	15				
1.241	30	442	1.241	8	1.241	15				

Geigerflex Cu (Ni), 30 KV/15 mA, 16-1-4 (2), 1-1-0.4 (0.2)mm,

Q : quartz, M : muscovite

6506-17 : Andalusite in schistose hornfels (Hfs).

65HN-12 : in an altered zone around molybdenite-quartz veins at Daito-Hinotani mine.

5907-26 : in aplitic parts of the Yamasa leucogranite, Kamiyamasa molybdenum mine.

68RS-161 : in a contact-alteration zone, Shirakawa area.

Q : quartz, S : sericite

柘榴石 : 柘榴石も同様に微量なものが再結晶岩中に産出し、少量は大東・大東火の谷・清久上鍾などのペグマタイト性鉍脈の盤際変質帯で認められた (図版 XL-1, XLI-1)。

黒雲母 : 黒雲母は既述の盤際変質帯のほか、同様に Y ≡ Z = 淡赤褐色のものがペグマタイト質鉍脈の脈中に産出する。色のやや濃い黒雲母は川井混成岩に脈状を呈し、多少とも石英・カリウム長石・輝水鉛鉍などが伴われる。これは主鉍化作用以前に (川井混成岩がうけた混成作用の末期に)、鉍脈の形成と同様な過程で生じたものと思われる。

**緑泥石**：苦鉄質な原岩を有する盤際変質帯で一般的である。変質帯中で脈状を呈することがあるが、一般にはもとの苦鉄鉱物（おもに黒雲母）の外形を保っている。

**褐簾石**：東山滝坂旧坑の石英脈の脈際に産出する長さ1 cm の柱状黒色鉱物は放射性ハロを有し、X線解析で褐簾石と同定された。この鉱脈はペグマタイト質の盤際変質作用を伴う。山佐地域では山佐優白花崗岩中の石英細脈中に褐簾石が認められた。

**緑簾石**：これは原岩が川井混成岩である場合の盤際変質帯に微量存在するが、安山岩岩床の近くでは多量にみられることがある。中新世安山岩には斜長石を交代して緑簾石が斑晶状に認められる。岩床付近の鉱脈や母岩中の緑簾石は主として安山岩のもみ込み起因し、機械的に取り込まれた同岩との反応により生じたものと考えられる。

**白雲母（絹雲母）**：これは盤際変質帯に産出するものと粘土脈を構成するものとに大別される。粗粒の結晶（白雲母）は大東および大東火の谷鉱床の盤際変質帯で一般的である。量的にはより低温の清久・東山鉱床の変質帯で絹雲母はもっとも多い。絹雲母は鉱脈に沿う粘土脈や鉱脈を切る断層粘土にも多く産出する。これらの一部にはHを吸着するものがある（石原，1961）。放射性粘土は一般に主として絹雲母から構成される。

**カオリナイト**：カオリナイト系鉱物は主にカオリナイトで少量のハロサイトを含む。カオリナイト系鉱物も絹雲母と同様に花崗岩質岩石を母岩とする断層粘土に産出する。

**モンモリロン石**：この鉱物は安山岩岩床や岩脈に近い断層粘土の主構成鉱物であって、少量の絹雲母やカオリナイト系鉱物と混在する。安山岩岩脈中の粘土は一般にモンモリロン石のみからなる。一般にモンモリロン石の晶出には、断層粘土の場合には安山岩質原物質、晶洞などの産出例では安山岩に由来する鉱化作用、などが必要であったものと思われる。局所的な例外として次の2例がある。大東栄光鍾（60Dt-543）と上山佐鉱床における粘土の同定結果では、それぞれの近くに安山岩岩脈が存在しないにもかかわらず、モンモリロン石が絹雲母やカオリナイト系鉱物と共に産出する。

**沸石鉱物**：これまでに確認された沸石鉱物はすべて主要鉱床周辺の弱鉱化部分で、母岩が苦鉄質な場合か安山岩に関係して産出する。大東火の谷鉱床や折坂谷鉱床では、鉱脈の貧化部などの周辺に幅1 cm 以下の不規則細脈状の桃色鉱物があらわれる。これはX線解析により濁沸石（laumontite）である。母岩はいずれの場合にも、この地域の母岩としてはもっとも苦鉄質な川井混成岩である。

清久・東山鉱山の鉱床では東沸石（stilbite）が一般的である。東沸石は $2.5 \times 6 \times 16$  m 以下の自形結晶、放射状の集合体などの産状を示し、淡橙褐色である。東山滝坂旧坑の例では、東沸石は鉱脈の近く（1 m 程度）の小割目に幅5 mm 以下の不規則脈状を呈する。いずれも川井混成岩を母岩とする。

清久滑平地区では多数の産出例がしられ、東沸石は、1) 角礫化鉱脈のマトリックスに成長する、2) 鉱脈の盤際をより後期に埋める方解石脈に含まれる、3) 鉱脈に直交する安山岩岩脈と平行な割目に沿って細脈状を呈する、4) 安山岩中の晶洞部に自形を示す、などの産状を呈する。以上の東沸石は安山岩の貫入に関係しているものと思われる。これらのほか後述の炭酸塩鉱物と共生し、安山岩に由来する方沸石がある。

沸石鉱物のうち、濁沸石と一部の東沸石とは盤際変質の外側に鉱脈を1～2 m 程度離れて産出する。鉱脈と無関係な川井混成岩に沸石鉱物はまだ確認されていないから、濁沸石と一部の東沸石とは鉱脈の形成に何らかの関係を有するもので、この場合に沸石相は盤際変質作用でもっとも低次の相を表わしているもの、とみなすことが可能である。

**炭酸塩鉱物**：炭酸塩鉱物は盤際変質帯と鉱脈中との双方に産するが、量的には後者が多い。前者は変質の指示鉱物として重要である。脈状の炭酸塩鉱物は大局的に安山岩岩脈や岩床の多い清久・東山鉱床に多く産出し、局所的にも岩脈や岩床の近くで多いから、その多くは安山岩の貫入により生じたものと思われる。

炭酸塩鉱物のほとんどはF-C 試験やX線解析により方解石である。方解石には白色の一般的なものと淡緑褐色を示すものがある。前者が量的には圧倒的で、後者は晶洞性の部分に他鉱物と累帯配列を示しながら産出する。大東栄光鍾左3延中段（60Dt-530）で、輝水鉛鉱-石英脈直下の晶洞を埋める方解石は壁側で白色、先端部で淡緑褐色を呈する。X線解析によるといずれも方解石で、褐色なものの方が大きいd値を有する。X線蛍光分析ではFeが白色部にやや多く、Mnはごく少量で、両者で差が認められない。同様なものは清久・東山鉱床で局所的に数多く産出する。

苦灰石も同様に晶洞部に産出して、自形性が方解石より高い。壁際で淡褐色を呈し、晶洞の中心に近いものはより淡色で、やや緑色をおびる。壁際のもは中心のもの7倍程度の Fe を含み、この場合の d 値のずれは大きい ( $Mg^{2+} : 0.66\text{\AA}$ ,  $Fe^{2+} : 0.74\text{\AA}$ )。一部の苦灰石で微量の Mn が X線蛍光分析で検出された。帯色方解石と苦灰石とをその色のみから決定することは危険である。

菱鉄鉱は東山鉱床左1延奥の4号鍾で、安山岩岩脈が貫入後さらに動いて生じた粘土脈で同定された。菱鉄鉱は方解石・黄鉄鉱と産出する。菱鉄鉱は肉眼で容易に識別でき、その産出は方解石のみならず苦灰石よりもはるかに少ないものと思われる。アンケライトはかつて清久鉱床で産出したと伝えられるが、筆者は確認できなかった。

清久鉱山の154号試錘で発見された幅1cmの晶洞性炭酸塩鉱物細脈は明らかに安山岩の貫入により生じたものである。この細脈は安山岩質火山砕屑岩に貫入する幅6cmの安山岩岩脈の周辺にみられ、X線解析によると壁側で苦灰石・方沸石 (analcite) ・モンモリロン石と微量の石英、中心部では苦灰石が減少し方解石が現われ、モンモリロン石が消える。

**重晶石**：これは大東鉱山植木2号坑の小規模鉱脈で確認された。透明で不毛に近い石英脈中の晶洞中に産出し、鉱脈の形成と同時期のものと思われるが、他で同定されたものがないからその地質的意味は不明である。

**磁鉄鉱**：磁鉄鉱には母岩中に不規則脈状を呈するものと鉱脈中に産出するものがある。母岩中のものは幅1cm以下の墨流し状で鉱脈と無関係な細脈状を呈し、珪長質な母岩で明瞭であるが、同様なものは川井混成岩中にも産出するものと思われる。

鉱脈中のものはポケット状に鉱脈の局部に濃集するか、あるいは他の硫化物と共生する。後者の場合には粗粒で自形を示し黄鉄鉱を包有するもの、および細粒で他形を示すものがあって、いずれもその周囲が赤鉄鉱化をうけ (martitization), 鉱脈形成時の環境の変化を示している (石原・浜地, 1961, 図版5)。

**閃ウラン鉱**：閃ウラン鉱は東山大延3号鍾の4カ所に濃集する (第67図E)。延長部の清久鉱床の尻鍾にも存在したであろうが、調査当時 (1959年) にはすでに採掘済みであった。ほかに清久神谷鉱床の鉱脈を下方に離れた変質帯にも微量の閃ウラン鉱が産出する。

閃ウラン鉱は一般に煤状の外観を呈し、径15 $\mu$ 程度の自形または粒状の結晶である。鉱脈中の小割目などに沿って径0.5mm程度の半球状に成長するものもみられる。その場合には黄鉄鉱が中核である。閃ウラン鉱の格子定数は、 $a_0 = 5.40\text{\AA}$  で、やや小さいものに属し、その原因は  $UO_3/UO_2$  が高いためと思われる。晶出時期は黄鉄鉱の一部のものより後期で、輝水鉛鉱の多くのものより早期晶出であろう。おそらく開坑後の酸化作用でウラン二次鉱物 (meta-shoepite) が生じたものと思われ、これは褐鉄鉱と共に割目などに付着する。

**輝水鉛鉱**：輝水鉛鉱はつねに鱗片状結晶で、清久・東山鉱床で一般にはもっとも粗粒である。輝水鉛鉱に関するもっとも興味深い事は  $ReS_2$  の形で  $MoS_2$  を置換すると考えられている Re 量で、これは他地域の類似の鉱脈鉱床のものにくらべて高い値を示す (付表1参照)。

微量の輝水鉛鉱は変質作用を伴わないアプライト (マグマ期) に産出し、多くのものはペグマタイト期 (大東鉱床) ~ 中温熱水期 (清久・東山鉱床) に、一部は低温熱水期 (清久南坑・神谷鉱床) に生じているから、その晶出条件はとくに温度に関して広範囲であったものと思われる。

鏡下で輝水鉛鉱はつねに自形~半自形である (図版 XXXVI-1, 2; XLI-2)。反射顕微鏡下では、他の不透明鉱物との間に著しい結晶力の相違が考えられるから相互の晶出関係を明確にしにくい。清久・東山鉱床の初生の鉱脈に関して、一般的には磁硫鉄鉱・一部の黄鉄鉱・磁鉄鉱・赤鉄鉱より後期で、黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・残りの黄鉄鉱より早期と思われる。安山岩岩床に近い輝水鉛鉱には、「くの字」に屈曲しているものがあって (石原・浜地, 1961), 鉱脈形成後の鉱脈面に沿う動きを示している。

**黄鉄鉱**：硫化鉄鉱物には、清久鉱床で鏡下で確認された磁硫鉄鉱と黄鉄鉱とがあるが、量的には後者が圧倒的に多い。黄鉄鉱は輝水鉛鉱に次いで普遍的な硫化物で、岩石中に微量に散在するものから、炭酸塩鉱物脈に伴われるものまで存在する。

Mo 鉱化作用に関係する黄鉄鉱は変質帯の鉱染部で自形、鉱脈中では自形~他形である。鉱脈中では量的にはポケット状に産出するものか、輝水鉛鉱とのみ共生するものが多いから、その晶出時期を明確にしにく



第 48 表 大東地域の産状を異にする黄鉄鉱の微量成分  
Spectrographic analyses of pyrite separated from various rocks in the Daito area.

Sample No.	Locality	Host material	As	Bi	Ge	Sn	Ni	Co	V	Mo	Tl	Ag	Cu	Pb
60Dt-550	大東植木坑	py-moly-qz vein (びり鍾)	600	20				10		800		12	7	40
60HY-795	東山左 1 延	py-moly-qz vein (4号鍾のたて鍾)								7			3	10
60HY-776	東山右 2 延 運搬坑道	py pocket in ore vein (大延 3 号鍾の盤際)			7	7		7			2		7	
60SK-605	清久 藪淵 7 番坑西部	py-qz vein (藪淵鍾)	80				5	20		20			10	
60HY-761	東山左 1 延 切上り 引立	py-moly(-chl)-qz vein (4号鍾の下盤際)	600	7		7		3		630		10	7	80
60HY-757	東山左 1 延 奥	py-carb vein (4号鍾の中心部)	400	25				5		10		20	5	20
60HY-755	東山左 1 延 奥	py-clay pocket (4号鍾の上盤側)	200				7	25		3		7	5	15
60HY-773	東山左 3 延	disseminated pyrite in andesite dike	80					5	15				25	40

注 空白欄と Zn・Sb・Ga・In・Cr は検出限界以下。60HY-773 には Si・Al・Ca などが認められて、分離が不完全であることを示した。分光分析者：高橋 清。

い。黄鉄鉱は輝水鉛鉱と同じく数度以上にわたって晶出したものと思われるが、鉱脈中の自形黄鉄鉱の多くは他の硫化物より早期であったと思われる。

黄鉄鉱にはその産状から安山岩の貫入に由来するものが認められ、その中にはコロフォーム組織を示すものも認められる (図版 XLIV—1)。

産状を異にする黄鉄鉱が分離後に分光分析法により分析された (第47表)。配列順序は高温と思われるものから低温側で、最初の 5 試料はその黄鉄鉱が明らかに Mo 鉱化作用により生じたと思われるもので、757 と 755 とは Mo 鉱化作用の最末期か安山岩の貫入により生じた可能性を示す。しかしこの 8 個の例では、安山岩中に鉱染するものと鉱脈中の黄鉄鉱との間に明瞭な差が認められない。600 と 800 ppm Mo を示す 2 個は、鉱物の分離作業から推察して輝水鉛鉱の混在により高い Mo 値を示すものと考えられる。

黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱：これらの鉱物が密接に共存して産出する例は清久・東山鉱床で典型的である。これらは硫化物と硫化物の中で比較的後期に晶出するもので、黄銅鉱の多くは他鉱物間を埋め、ごく少量は閃亜鉛鉱中に懸滴状である。閃亜鉛鉱は鏡下で黄銅鉱と方鉛鉱と密接に関係し、一般に両鉱物と相互境界で産出する。

Mo 酸化鉱物：Mo 酸化鉱物は水鉛華であるといつてよい。水鉛華は鉱脈の露頭部には例外なく皮殻状に付着し、その典型例は輝水鉛鉱が著しく溶脱している清久 芦谷鍾露頭である。水鉛華は坑内でも輝水鉛鉱の表面や近くの割目にみられることがあり、これは開坑後の酸化作用で生じたものであろう。主要 4 鉱床に関する限り水鉛華は清久鉱床でもっとも発達している。清久鉱床における地下水面の相対的な深度は他鉱床よりもっとも大きいと考えられ、これがより普遍的な水鉛華の分布をもたらしたと思われる。

その他の酸化鉱物としては ilsemanite がある。これは大東栄光鍾の黄鉄鉱に富む輝水鉛鉱-石英脈を地質調査所に保存中に発見されたもので、保存中に試料が乾燥して生じた可能性が大きい。

## V. 7 断層と裂カ系<sup>注5)</sup>

大東一山佐地域では被貫入岩がほとんど残存していないために、鉱化作用以前の断層は確認しにくい。横田花崗岩の北西縁、山佐優白花崗岩・下久野アプライト・ルーフの岩石の分布などは、中国地方で一般的な ENE—WSW の構造線が花崗岩質岩石の貫入に先立って広域的には卓越していたことを示している。

注 5) 割目に対する名称は垣見俊弘に従う。割目が粘着性を持たない場合に、

断層または割目 (fracture)：一般的名称

断層 (fault)：面沿いの運動を伴う

裂カ (fissure)：面に直交して最小応力が働く

節理 (joint)：変位を伴わないもの

鉱床近辺に関する限り、鉱脈を切る急傾斜断層および鉱脈で代表される緩傾斜裂カ系とそれに沿う鉱脈後の断層運動などが優勢である。

1) 急傾斜断層

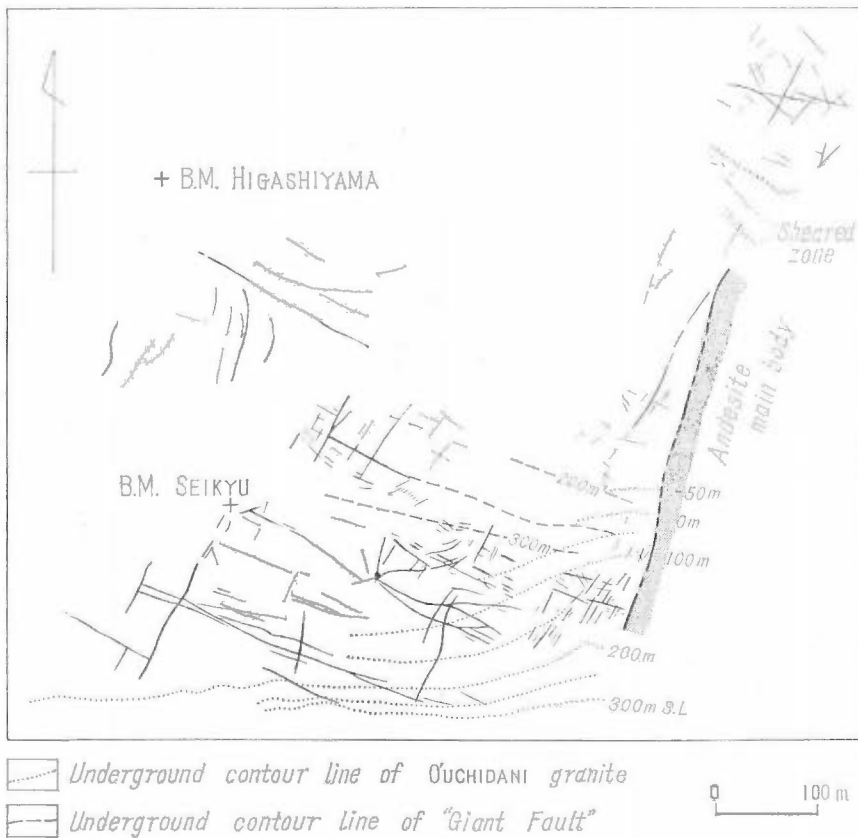
急傾斜断層はいずれも局部的に発達するもので、4 鉱床に共通の系列は認められていない。大東鉱床では NE 系がもっとも優勢である。大東鍾と栄光鍾とを分ける  $N45^{\circ}E$ ,  $85^{\circ}NW$  と栄光鍾を 2 分する  $N40^{\circ}E$ ,  $85^{\circ}NW$  の断層とは同走向で北西傾斜の鉱脈を、前者で垂直的に 15m (鉱脈形成以後)、水平的に約 70m (角閃岩形成以後)、後者で垂直的に 10m、水平的に約 30m ずらせている。

以上について、鉱脈を切る落差 5 m 以下の  $N20^{\circ}W$ ,  $60^{\circ}NE$  の正断層や同系列の角閃岩で示される、 $N$   $NW$  系が卓越している。

大東火の谷鉱床では、1 号・2 号・3 号・6 号鍾と 4 号・5 号鍾とを分ける  $N-S$  系ほぼ垂直の断層と同系列の小断層がもっとも優勢で、 $E-W$  系の小断層も存在する。

清久・東山鉱床では  $WNW-ESE$  系の断層がもっとも卓越し、 $NNE-SSSE$  系がこれにつぐ。 $WNW$  系は  $N60\sim 80^{\circ}W$ ,  $60\sim 80^{\circ}NE$  で、まれに  $SE$  傾斜である。落差は一般に 3 m 前後であるが、最大は 150 m である。

$WNW$  系の最大の断層は「大断層」と呼ばれ、鉱化帯のほぼ中心を 2 分する正断層で、上盤側の東山鉱脈群と下盤側の清久鉱脈群とをもたらした。走向は  $N60\sim 80^{\circ}W$ 、傾斜  $50\sim 60^{\circ}NE$ 、清久尻鍾と東山大延 3 号鍾の屈曲部を複元すると、東山側が垂直的に 150 m 下位、水平的に 130 m 西方、のずれをこの断層は鉱脈形



第 83 図 清久・東山鉱床における急傾斜断層系列  
Subsurface fault pattern of the Seikyū and Higashiyama mines.

成以後にもたらした。この断層は幅40m以下の破碎帯を有するが、断層角礫は比較的になく、断層帯は小さな滑り面と粘土とを伴う。断層帯中の花崗岩質岩類は脱色されて優白色を呈する。

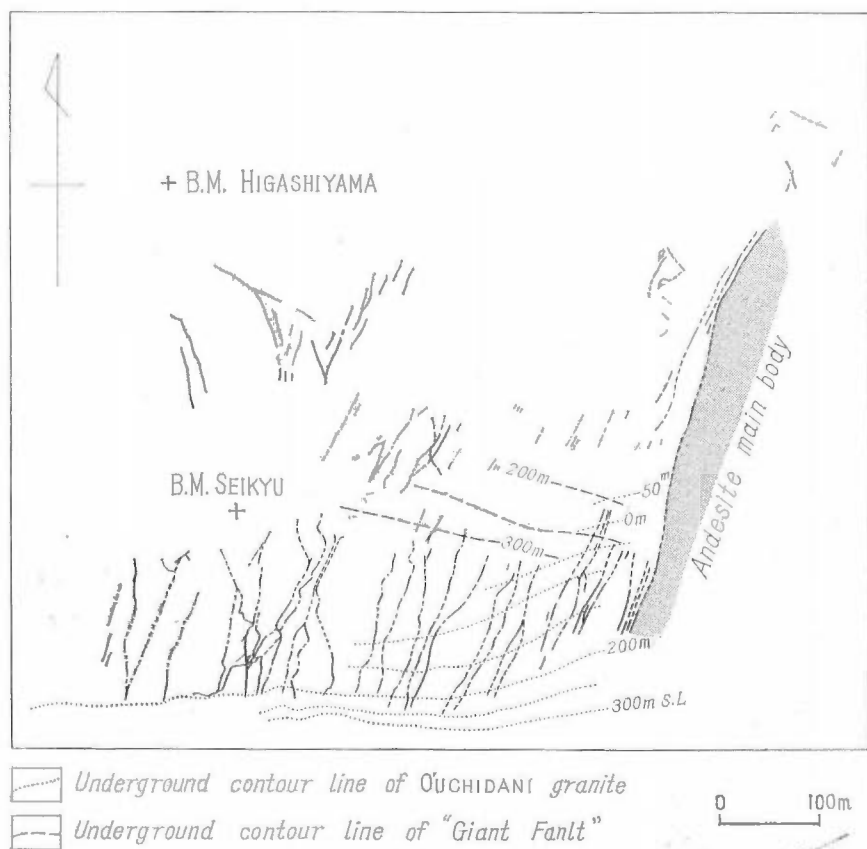
WNW系の2番目に大きいものは「破碎帯」で、清久滑平地区から東山芦谷立入坑道に走る。走向N50~60°W, 60~90°SW傾斜, 落差は滑平地区では30m SWの正断層帯で既述の大断層と向い合っているが、芦谷立入坑道では150m NEの正断層で、蝶番断層とみることができる。「破碎帯」の幅は50~65mで、その両盤際と中心部に幅10m前後の著しい破碎部があって、粘土が多い。

東山大延3号鍾分岐脈と4号鍾とを分ける同系列の断層は以上について顕著で、これはN45°W-60°SW, 幅4m以下の断層帯で、最大落差11mの正断層である。ほかに同系列の小断層の数は多い。

NNE系の断層は走向N10~40°E, 傾斜60~80°NW, まれにSE傾斜であって、正断層であることが多い。落差は一般に5m以下であってずれの程度は少なく、また大きな断層帯を伴うものは存在しない。NNE系の特徴は明らかに鉞化作用以前のもの存在すること、および安山岩の貫入をうけることである。

大東地域のMo鉞脈は既述の如くほとんど緩傾斜の「よこ鍾」からなり、「たて鍾」が非常に少ないことを特徴とする。しかし、よこ鍾に直交する急傾斜裂力に鉞脈が連続する部分が数カ所で確認されていて、それらは東山鉞山の八千代鍾で代表されるようにすべてNNE系である。安山岩については後述する。

清久・東山鉞床には以上の2系列に斜交する断層や裂力も存在するが(第83図), 大局的にはWNW系とNNE系とによる格子状断層帯を想定してよい。このうちWNW系は大内谷花崗岩本体の北縁にほぼ平行である。確認されたWNW系はすべて鉞脈形成以後のもので、WNW系に沿い貫入する鉞脈はしられていないが、WNW系の一部(たとえば大断層)は鉞脈以前、さらには大内谷花崗岩の貫入以前にも存在していた弱



第84図 清久・東山鉞床における安山岩岩脈の分布  
Subsurface distribution of andesite dike in the Seikyū and Higashiyama mines

線帯かもしれない。

NNE系の場合の証拠はより明らかで、鉱脈形成以前に一部のものはすでに存在し、鉱化後に同じ弱線帯沿いに中新世安山岩の本体と派生岩脈とが貫入した。この時期にNNE系は最小応力の場であったはずである。また安山岩本体の貫入による衝き上げもNNE系裂力をさらに発達させる原因であったかもしれない。

清久・東山鉱床でみられる格子状パターンは、大東および大東火の谷鉱床でも認められて、主断裂系列が格子状を呈することは大東地域の主要鉱床の特徴の1つである。これに後述の緩傾斜鉱脈を加えると、断裂帯は立体的に格子状、すなわちサイコロ状とみなしてよい。

2) 緩傾斜裂カと断層

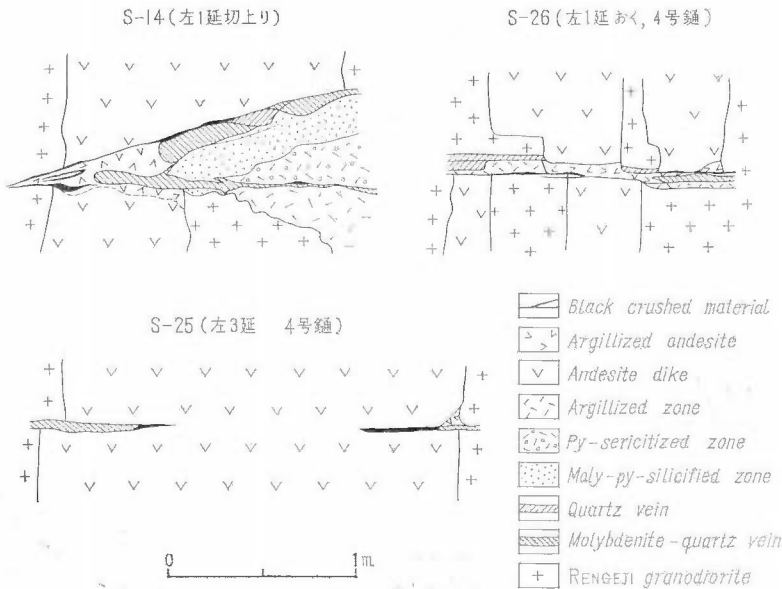
緩傾斜系は鉱脈で代表される。この系列は母岩の形成時の岩石境界面とその後に発達した節理とに由来するもので、鉱脈の形成直前には開いた状態(面に直交して最小応力の場)であったと思われる。裂力が充填された後、中新世安山岩の貫入以前にこの系列は再び開いた状態で、安山岩が岩床として鉱脈面に沿って貫入した。この再活動は安山岩マグマの衝き上げによる局所的な現象と思われ、岩床は清久・東山鉱床に多く、主岩体を離れる大東鉱床近辺では認められない。

岩床の形成後に鉱脈面沿いの断層運動が角礫鉱脈や輝水鉛鉱-粘土脈の存在で推察される。その動きは一般に数m以下で小さく、局所的であった。その原因として輝水鉛鉱の滑り易い物理的性質が大きな役割を果たしたと思われる。

V. 8 鉱脈に貫入する2種類の安山岩

清久・東山鉱床には安山岩岩床と岩脈とが多い。これらの岩石は、(1) 安山岩本体に近い部分、とくに岩脈状プラグの西側に圧倒的に多く離れて少なくなる、(2) 岩脈が本体の西縁に平行である(第84図)、(3) 脈状岩の岩質が本体のものと酷似する、などの理由から、安山岩本体の派生脈とみることができる。

安山岩は本体では既述のように細脈状のものを含めて3種類、大きくは2つに分けられる。鉱床内の脈状岩も2種類に大別される。一つは細粒暗黒色、はり質で急冷周辺相を有する。厚さは1m以下であり、膨縮に富む。この貫入岩体の多くは鉱脈に平行に岩床状に貫入し、一部は岩脈状を呈する。



第 85 図 東山鉱床における安山岩岩脈と鉱脈との関係  
Relation between ore vein and andesite dike at the Higashiyama mine.

この岩床はやや急な傾斜で上昇して緩傾斜鉍脈に接すると、鉍脈の上盤際または下盤際に貫入し、ときには鉍脈の中心を貫く(第76図)。また、岩脈に移行することもある。一般に次の斑状安山岩に切られる。

斑状安山岩は前者より後期の貫入岩で、粗粒暗緑色、斑状組織を示す。その多くは走向N—S～N30°E、垂直に近い岩脈状で、一部は岩床状である(図版 XV—2)。一般にこの岩脈は急冷周縁相を有せず、周縁部は粘土化を伴う。これが急冷周縁相の識別を困難にせしめたのかもしれない。その傍証の1つとして細脈状の弱鉍化作用の存在が挙げられる。これは硫化物・炭酸塩鉍物・沸石・石英・粘土などからなり、一般に幅1～2cm以下の細脈状で、岩脈と同方向の割目に沿って岩脈の周辺に分布する。

岩脈は多くの場合に鉍脈を切るが、一部のものは鉍脈の下盤際か上盤際に達するのみで鉍脈に貫入しない。これらの一部は鉍脈面沿いの貫入後の水平移動で説明できるが、あるものは複元させても合致せず、鉍脈は安山岩マグマ貫入時に遮蔽物であったことを示している。

安山岩岩脈に関する前後関係では、ほとんどあらゆる資料が岩脈はMo鉍脈や花崗岩質岩より後期の貫入体であることを示しているが、一部には見かけ上早期の産状が認められる。このような産状はかつて一部の地質家により提起されたMo鉍化作用は中新世に生じ、安山岩の貫入よりも後期の考え方に都合がよいが、詳細に観察するとこれも安山岩がより後期で、その後の局所的な動きによって見かけの産状が異なったことがわかる。

第85図はMo鉍脈が見かけの後期を示す1例である。鉍脈はたしかに安山岩中にも含まれるが、その先端部は丸味をおび岩石細粉からなる黒色脈を伴う。安山岩は堅い鉍脈を避けて貫入し、貫入後の鉍脈面に沿う動きによって安山岩中に貫入する外観を呈したと思われる。このことは一般の野外調査の限られた露頭観察から、とくに似た地質時代の類似の岩石の晶出時期を判断することが非常に困難なことをも示している。

## VI. 小馬木地域の鉍床

小馬木地域の小馬木鉍床については閃ウラン鉍の変種、bröggerite (U, Th) O<sub>2</sub>に関連して、かつて報告した(坪谷・石原, 1961)。当時は一萬と中切鉍体とが稼行中で、その後両鉍体の中間に本坑鉍体が発見され、稼行された。この記述はその時点(1965年秋)での資料にもとづいている。その後は天馬鉍体(旧中切第2鉍体)が盛んに稼行されている。

小馬木鉍山(図版 XLV—1, 2)は1965年までにモリブデン精鉍を約330トン生産し、これは大東・清久・平瀬・東山の諸鉍山に次ぎわが国第5位で、山佐鉍山より上位である。大正時代から昭和17年頃までは鉄マンガン重石を稼行し、タングステン鉍山であったと伝えられるが、鉍業統計によるとその生産量は僅かである。また、かつてタングステン鉍物を多量に産したといわれる一萬鉍体上部に類似し、その全量が保存されていたと思われる(一萬鉍体の上部は一部が浸食されていた)本坑鉍体上部では、微量の鉄マンガン重石と灰重石とが認められるにすぎない。鉍床全体としての両元素の比率は、W/Mo≒1/50あるいはそれ以下で、圧倒的にモリブデンが多かったものと思われる。

小馬木鉍床の周辺には少数のモリブデン鉍床が分布するが、稼行しうるものはまだ発見されていない。

### VI. 1 小馬木鉍床概説

小馬木モリブデン鉍床は、大局的には両雲母花崗岩が粗粒の黒雲母花崗閃緑岩に張り出した部分の前者中で、変質斑点の多い部分に存在する。鉍床は南から一萬鉍体・本坑鉍体・天馬鉍体・中切鉍体からなる(第86図)。以上の主要4鉍体の周辺には3号鉍体などの小鉍体が分布する。

鉍床はいずれの場合も透明度の高い石英を中心に輝水鉛鉍を伴う。輝水鉛鉍は底面径1～2cmの粗粒の鱗片状結晶で、ときには数～10cmに達することがある。輝水鉛鉍の産状・変質帯の性格・鉍床の形態など、多くの点で小馬木鉍床は大東—山佐地域のものとは異なる。

#### VI. 1. 1 一萬鉍体

これはもっとも古くから稼行された鉍床で、上部の鉍筒状鉍体と下部の脈状鉍体に2分できる。上部鉍体

の最上部は地表に露出し、発見露頭であったと思われる。

### 1) 鉤筒状鉤体

これは上部鉤体とも呼ばれて一萬鉤体の上部を形成し、その高さは約90m、幅が最大6×7mの、ほぼ円形の断面で膨縮する鉤筒状鉤体である。全体として約70°Eに傾斜するが、一萬坑レベル以下ではほぼ垂直である(第87図)。採掘跡の形から鉤体はらせん形にうねっていたものと思われ、これは1958年当時に分岐脈の末端部で観察された結果(坪谷・石原, 1961)から推察すると、垂直と水平の弱い節理に規制された結果と考えられる。

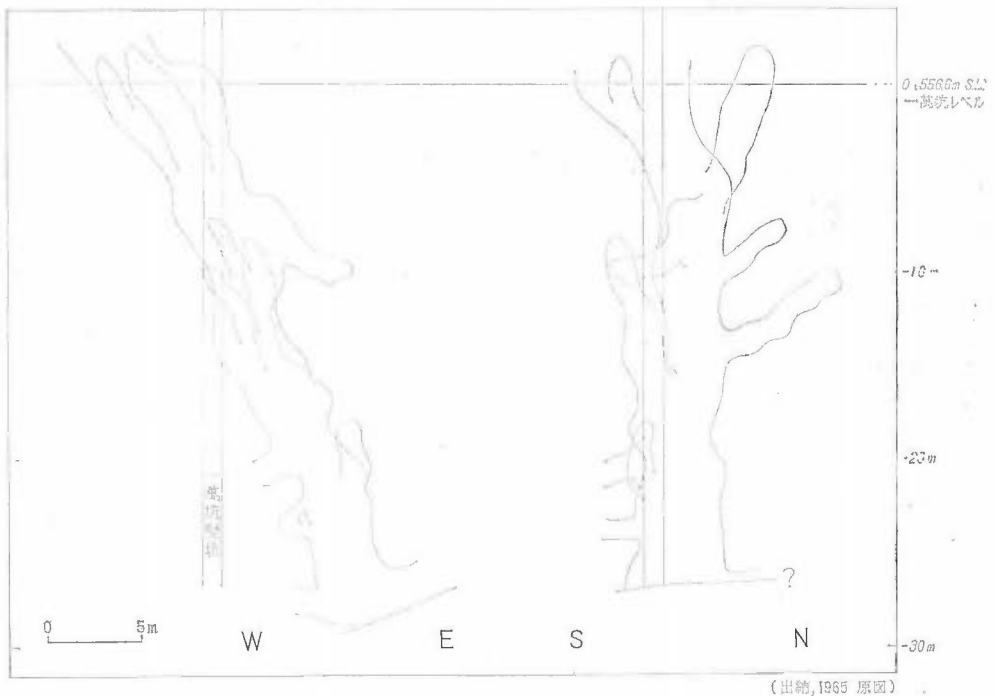
主鉤筒は約10本の小分岐脈あるいは小鉤筒を伴っている。これらは幅2m以下、長さ10m以下である。分岐脈は主鉤筒から上向きの板状を呈し、大局的にはN20°Wの面に沿って分布し、末端部でN50°E面に沿う傾向を示す。

母岩はつねに黒雲母花崗閃緑岩に近い両雲母花崗岩である。変質帯の詳細は不明であるが、後述の本坑鉤体の上部鉤体の場合とほぼ同様と推察される。鉄マンガン重石と灰重石とが主要鉤物で石英塊に伴われ、下部では輝水鉛鉤が増加したと伝えられる。

### 2) 脈状鉤体

これは下部鉤体とも呼ばれ、鉤筒状鉤体の最下部に小断層で接して分布する。不規則脈状を呈し、その走向はN55°E、傾斜は上部で50~60°NW、下部で40°NWである。走向延長は約50m、傾斜延長は約70m、周囲に尖滅する。鉤脈・変質帯ともに膨縮に富み、とくに上部の傾斜延長に35mの部分は鉤化作用を全く伴わない貧化部で、その最上部から上に開く扇状に5本の分岐脈が現われる。分岐脈の平面投影はN50~60°Eで、これは母岩のもっとも卓越した節理の方向にほぼ直交している。

母岩は両雲母花崗岩である。鉤体の東部を走るN—S、50~60°Wの断層付近では黒雲母花崗閃緑岩や閃雲花崗閃緑岩が認められるが、鉤体の母岩ではない。変質帯は一般に鉤脈から30~50cmで、上部



第 87 図 小馬木鉤床一萬鉤体鉤筒状鉤体下部の形態

Cylindric lower half of the upper Ichiman orebody, Komaki mine.

では鉱脈にもっとも近い強変質部で、柘榴石-紅柱石-雲母-石英帯であるが、下部では柘榴石-雲母帯で白雲母に著しく富み、上部よりやや低次の変質帯を構成する。

鉱石鉱物は上部で輝水鉛鉱>鉄マンガン重石・灰重石>磁鉄鉱・黄鉄鉱、ごく微量の磁硫鉄鉱・黄銅鉱が伴われ、下部では輝水鉛鉱と少量の黄鉄鉱とである。分岐脈の最上部では輝水鉛鉱よりW鉱物が多量に産出し、ここでもW鉱物がMo鉱物よりも上部に多い傾向が認められた。

### VI. 1. 2 本坑鉱体

これは一萬鉱体の北方約120mにあり、昭和37年に試錐により発見された。この鉱体は-65mLより上位と下位とで性格を異にし、次の2つに分けられる。

#### 1) 脈状鉱体

これは上部鉱体とも呼ばれ、本坑鉱体の上部を占める。走向N80°E、傾斜40°Sの面にほぼ沿って、膨縮に富む不規則脈状を呈する。富鉱部の落しはN50°E-30°SEである。規模は走向延長に最大30m、傾斜延長に最上部の分岐脈を含めて80mである。脈幅は一般に2~2.5mである。最上部の小分岐脈は緩傾斜節理に沿う幅50cm以下の細脈である。その走向は主脈とほぼ同様で、北に10~20°傾斜する。

母岩は両雲母花崗岩で、鉱況は黒雲母花崗閃緑岩に接する付近の同岩中에서도っとも良い。非常に微弱な鉱化作用は黒雲母花崗閃緑岩にも認められる。変質作用は鉱体に接する部分で柘榴石(堇青石)-紅柱石-雲母帯であり、その外側で柘榴石-緑色黒雲母-白雲母である。鉱石鉱物は輝水鉛鉱を主とし、少量の磁鉄鉱・鉄マンガン重石・灰重石・黄鉄鉱などからなる。

#### 2) レンズ状鉱筒鉱体

これは上記脈状鉱体の下位にびり鍾でつながって発達する鉱床である。このびり鍾から傾斜延長に80m間はE-W、60~80°Nのレンズ状断面を示す鉱筒鉱体である。その下端は幅5cmの変質帯で輝水鉛鉱を伴わず、再び肥大化してN80°W、85°Nの同様な鉱筒鉱体が発達する。この下部鉱筒は傾斜延長に約90m採掘され、その最下部はやや貧化し(図版XLVI-2)、小断層に切られる。レンズ状鉱筒鉱体の全体を通じて、その規模は走向延長に最大15m、最大厚さは3mである。

母岩は黒雲母花崗閃緑岩に近接する両雲母花崗岩で、部分的には閃雲花崗岩起源様の変質岩が下盤側にあらわれる。変質作用は鉱体の近くで一般に柘榴石(堇青石)-紅柱石-黒雲母、最下部では鉱体の近くでも柘榴石-緑色黒雲母-白雲母帯である。輝水鉛鉱が主体で、少量の黄鉄鉱を伴う。

### VI. 1. 3 天馬鉱体

これは本坑鉱体の北方、後述の中切鉱体と本坑鉱体との中間にあつて、かつて中切第2鉱体と呼ばれた。この鉱体は小馬木鉱床でもっとも基本的な鉱化規制要素である岩石境界面に平行な探鉱坑道の掘進で発見されたもので、1965年当時にはその最上部が観察できたにすぎない。この鉱体はその後の主要稼行鉱体で、現在までに傾斜延長に百数十mにわたって採掘されていて、全体として鉱筒状である。

最上部のこの鉱体は走向N60°Wでほぼ直立し、走向延長に最大14m、厚さ1.5m以下のレンズ状断面を示す鉱筒状の鉱体である。母岩は黒雲母花崗閃緑岩に近い両雲母花崗岩である。変質帯は白雲母と緑色黒雲母などの雲母類に富み、少量の柘榴石を伴う。輝水鉛鉱のほか少量の鉄マンガン重石と灰重石とが産出する。

### VI. 1. 4 中切鉱体

これは天馬鉱体のさらに北側、本坑鉱体の北方約110mに位置し、前3者より小規模である。この鉱体は上部で鉱筒状、下部で脈状である。鉱筒鉱体はN40°Eにやや伸長し、38°NW傾斜する。規模は平面的に10×15m程度、傾斜延長に20mである。

下部鉱体は走向N30°E、傾斜70°NWの脈状鉱体である。脈幅は一般に1.5mであるが、その膨縮がはげしい。部分的には石英塊を伴わないで鉱染状を呈する。走向延長に約50m、傾斜延長に約60m採掘されたが、下部鉱体は一般に低品位であった。

中切鉱体も黒雲母花崗閃緑岩に近い両雲母花崗岩を母岩とする。変質鉱物は雲母類と柘榴石とを主とする。

上部鉱体では鉱体中にカリウム長石が産出し、また変質帯の柘榴石は径2 cm程度であるなど変質鉱物が粗粒で、ペグマタイト性の部分が認められた。

## VI. 2 小馬木鉱床の総括

小馬木鉱床の特徴は大きくは2つに分けられる。その1つは鉱床の形態が不規則な鉱筒状を呈することで、これは1方向に卓越する断裂帯などに鉱化作用が規制されていないことを意味する。他の1つは変質鉱物に柘榴石・董青石・紅柱石などの変成岩で一般的な鉱物が産出することである。

### VI. 2. 1 鉱化規制

鉱化作用を規制する要素として小馬木鉱床では、母岩・接触面・節理の3つが重要で、接触面がとくに重要であったと思われる。

#### 1) 母岩による規制

これまでに発見された鉱体はその規模の大小を問わず、すべて両雲母花崗岩中に存在する。鉱体付近に分布する斑点状の変質帯はしばしば少量の輝水鉛鉱を伴って、NNEにのびる両雲母花崗岩中にみられる。西側に分布する黒雲母花崗岩(第19図)は両雲母花崗岩の漸移相であるが、この中には鉱床は存在しない。

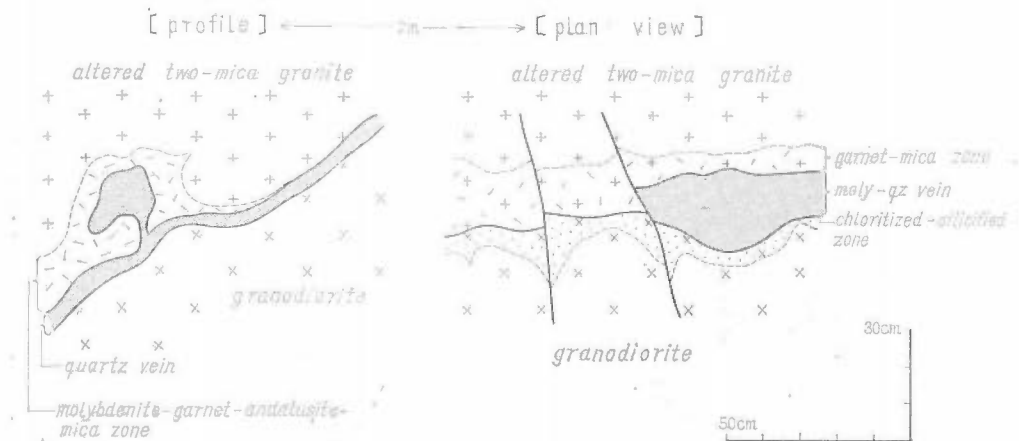
小馬木鉱床の諸鉱体は構成花崗岩質岩類のうち最末期で、もっとも珪長質な岩体(相)で、白雲母を含む岩相を母岩とする。この意味で、小馬木鉱床の胚胎相準は大東一山佐地域や白川地域の鉱床と概括的には同一であると言ってよいであろう。

#### 2) 接触面規制

主要鉱体はいずれも両雲母花崗岩中で黒雲母花崗閃緑岩から100m以内に存在する。一萬鉱体の南南西方約200mの3号坑の小鉱体は閃雲花崗閃緑岩から約80mに位置する。これらから定性的には両雲母花崗岩の周縁部に鉱体は存在すると言えるが、量的には前者の黒雲母花崗閃緑岩、とくにその張り出した部分に規制された鉱体が圧倒的である。

黒雲母花崗岩の接触面に規制される主要鉱体のうち、採掘可能な高品位部は接触面から50~75mの範囲にあって、さらに鉱況が良い部分は20m付近に存在している。鉱床は接触面沿いにもわずかに発達し(第88図)、ごくまれには幅数cmの輝水鉛鉱-石英脈が接触面から1m以内の花崗閃緑岩中にもみられるが、一般には接触面から1~2m両雲母花崗岩に入って肥大化する。

一萬鉱体下部の脈状鉱体は、その走向が接触面の走向にほぼ平行で北西傾斜であるから、下部ほど鉱体は接触面を離れ、下部で鉱況が悪い。これに対して本坑鉱体の下部鉱体はその走向が接触面にほぼ直交してい



第 88 図 本坑鉱体-65mL N65 における接触面沿いの小鉱体

A small orebody to follow granite contact at the -65mL (N65), Honko orebody, Komaki mine.



るために接触面を離れない。この下部鉱体は鉱筒状で高品位である。これらは接触面からの距離が鉱化作用を規制する重要な要素であったことを示している。

主要鉱体をN-S断面で透視し、接触面の起伏を鉱体と一緒に表わすと(第89図)、黒雲母花崗閃緑岩が両雲母花崗岩側(西側)に張り出した部分の下部で、鉱況が良い傾向が認められ、その好例は本坑上部鉱体と一萬上部鉱体とである。これに対して本坑下部鉱体はむしろ凹部に位置し、ここでは既述の接触面からの距離および鉱体の走向と接触面との交わる角度の方がより重要であったと思われる。この透視図で主要鉱体が重複して存在しないことが明瞭である。この事実は鉱床探査と成因の考察において非常に重要である。

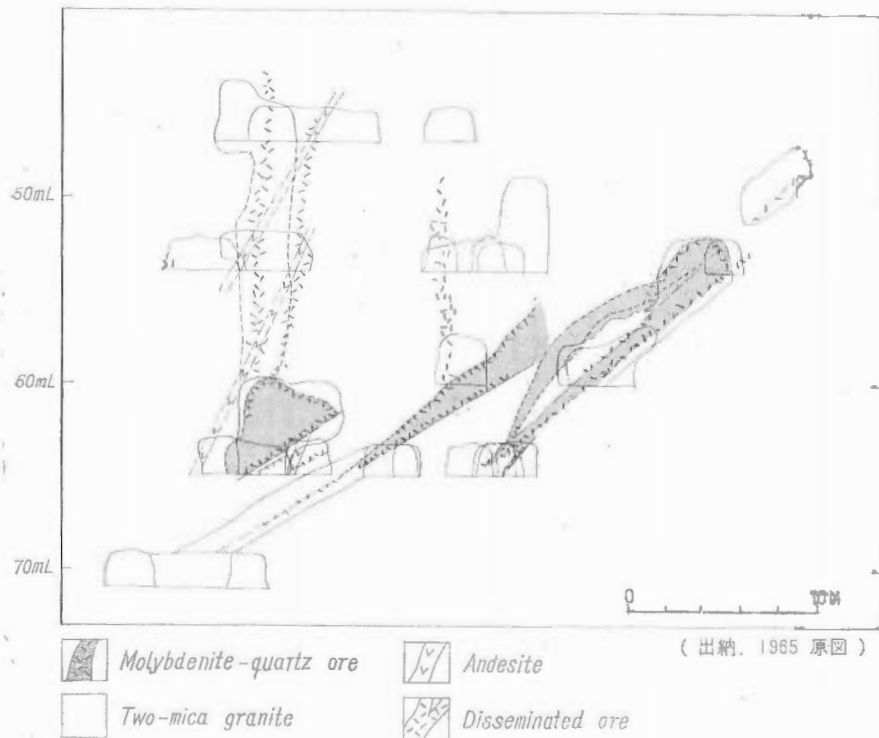
### 3) 節理規制

小馬木鉱床でもっとも顕著な構造的要素は安山岩岩脈で示される。これは一般に0.5~1m, 最大幅3mの玄武岩質安山岩で、走向N10~85°W, 傾斜40~90°NEまれにSW, NNW系のものが多い。この岩脈は明瞭に鉱体を切って貫入し、またその方向は鉱体の延びと無関係であるが、同系列の割目に鉱化作用が局部的には及ぶから(第90図)、同様な弱線帯(おもに節理)は鉱化作用以前にもすでに存在していたものと思われる。

小馬木鉱床にみられる断層も鉱化作用以後のもので、鉱体を切っている。断層の多くは安山岩岩脈と同系列であって、そのずれの程度は一般に1~2m, まれに10mである。

このように小馬木鉱床では鉱化作用以前に著しい断裂帯が発達していた形跡は認められない。しかし、節理による鉱化規制は部分的には顕著である。節理規制はNNW系と緩傾斜系とで著しいが、その他の系列のものも局部的には認められる。第90図で明らかなように本坑鉱体の-40mLでは鉱染帯のみならずレンズ状鉱体もNNW系の規制をうける。-65mL中段ではENE系急傾斜節理に沿って揮水鉛鉱が鉱染する。

これらの急傾斜節理による鉱化規制は断面図で見る場合にさらに明瞭で、揮水鉛鉱鉱染帯は主鉱体から上方へ節理に沿って脈状に分布する(第91図)。NNW系による規制をうける場合には、石英鉱体の一部もそ



第91図 本坑鉱体上部鉱体の断面①  
Profile of the upper Honko orebody ①, Komaki mine.

の面に沿って上昇する形態を示し（第92図）、このNNW系の一部は裂力であったことを示している。

NNW系節理は、鉬脈がそれに斜交する場合には、鉬化作用を弱める。一萬下部鉬体の分岐脈（Ⅱ脈，坪谷・石原，1961，第7図）では、鉬脈はNNW系節理に出会うごとに脈勢を弱め、尖滅する。

緩傾斜系節理による規制も鉬化作用が弱い部分で明瞭で、本坑上部鉬体最上部では分岐脈の末端が緩傾斜節理に規制されて尖滅する。同様な現象はトリウム閃ウラン鉬が産出した一萬下部鉬体分岐脈（Ⅴ脈，坪谷・石原，1961）の末端でも観察され、ほぼ垂直に上昇する鉬脈は水平な節理に出会って肥大化し、やがて尖滅する。

以上の節理規制から推察すると、一萬上部鉬体の鉬筒にみられるらせん形の採掘跡は、水平と垂直系の節理に規制された結果とみなしうる。一般に主要鉬体付近では強度の変質作用のために、原岩の諸構造をすることが困難である。本坑下部鉬体と天馬鉬体の最上部を除き、鉬体の多くはN40~80°E、40~70°NWに伸長する。この走向は既述のNNW系にほぼ直交し、NNW系が主要鉬体の形成にも関係したことを示している。小馬木鉬床では割目による鉬化規制は接触面に次いで重要であったと思われる。

## VI. 2. 2 鉬物組合せと成分移動

### 1) 一般的な性格

小馬木鉬床にみられる盤際変質帯は赤褐色の柘榴石を伴う粗粒の雲母類からなり、一般には「グライゼン」としばしば呼ばれた。しかし後述のように柘榴石のほか、堇青石や紅柱石が産出し、いわゆる気成鉬物よりも変成岩で一般的な鉬物が特徴的である。

盤際変質帯は鉬体と同様に膨縮に富むが、一般にはその幅は1m以下であって、数十cm以下のことが多い。しかし、鉬筒状鉬体の場合にこの変質帯は、(堇青石)・柘榴石・雲母類が石英と共に不規則脈状を呈し鉬体の一部を形成する(鉬体内変質帯)、盤際変質帯は変質斑点の高密度の部分で周囲の母岩との間に一線を引きにくい、などの理由から、一般の裂力充填鉬床の盤際変質帯とその性格を異にする。

鉬体に近い変質鉬物は一般に粗粒(径1cm以下)で、周囲の変質斑点で細粒(径2mm以下)である。変質斑点(図版XLVI—1)は大局的には主要4鉬体の付近で高密度で、小馬木鉬床を離れてまばらとなり、局部的には各鉬体の近くで一般には高密度で周囲でまばらであるから、両雲母花崗岩固結の末期にMo鉬化作用に関係して生じたものと思われる。また脈状鉬床では明らかに割目に沿って同様な変質帯が分布する事実も、変質斑点がたとえば捕獲岩起源でないことを示している。

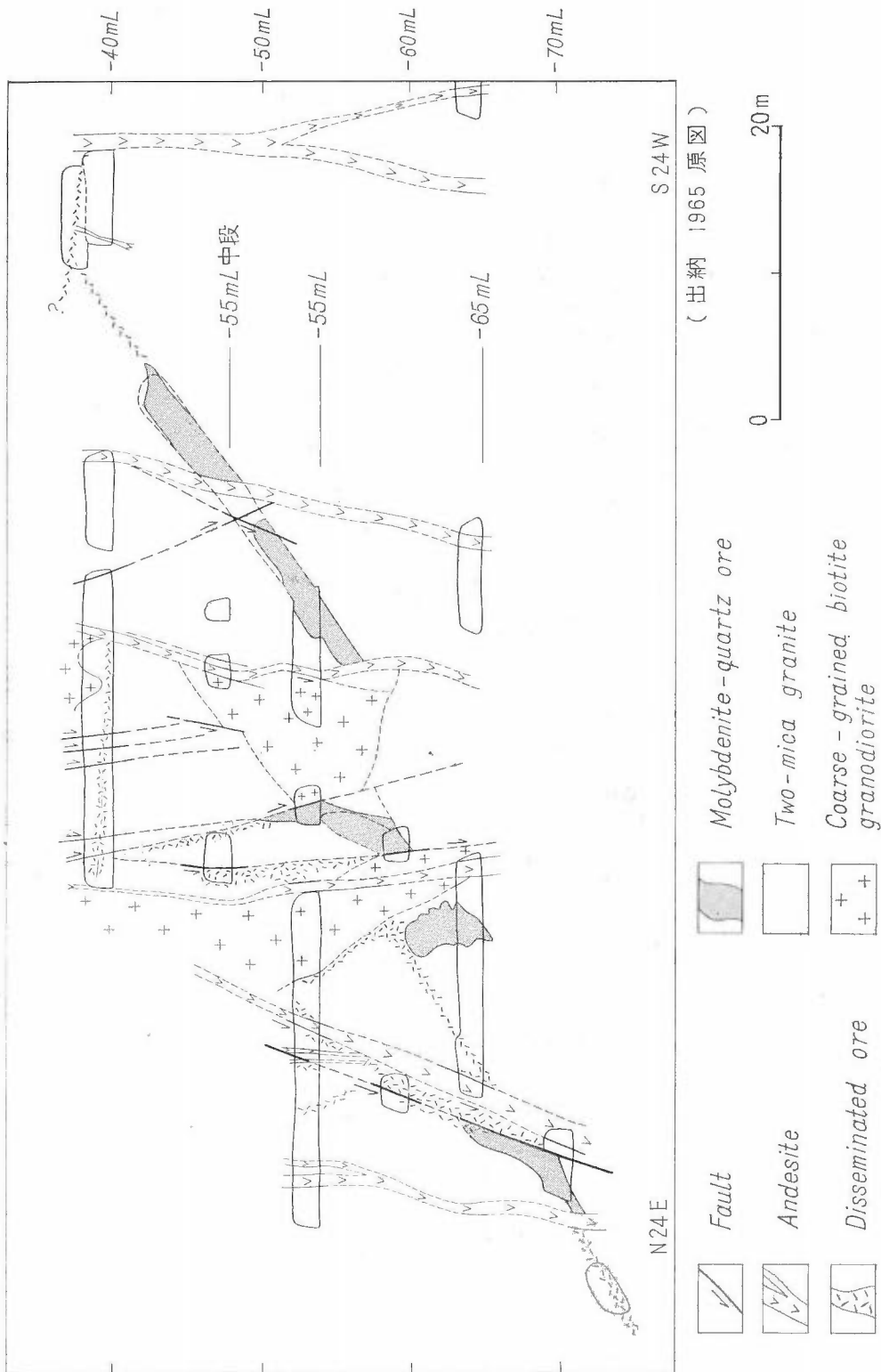
変質斑点は鉬体ぎわで、径20×30cm以下、母岩の60~70%を占めることがある。鉬体を80cm離れる本坑下部鉬体8番坑の観察では、2m<sup>2</sup>の範囲に130個の変質斑点がみられ、その面積比は32%で、未変質の両雲母花崗岩は68%である。変質斑点の大きさは12×15cmが最大で、3×4cmのもの(130個中21個)がもっとも多い(第93図、A)。

同じ鉬体を25m離れる本坑第2斜坑下での観察では1m<sup>2</sup>に26個の変質斑点が分布し、それが母岩に占める割合は13%である(第93図B)。-65mレベルの本坑鉬体と天馬鉬体との中間点の観察では、1m<sup>2</sup>当たり44個の変質斑点が分布し、母岩の18%を占める。ここの変質斑点に大きいものが多い(第93図C)。この地点は鉬体から80mの距離にあるが、粗粒黒雲母花崗閃緑岩に近い(3m)ために、前記のBよりも変質斑点が発達しているものと思われる。

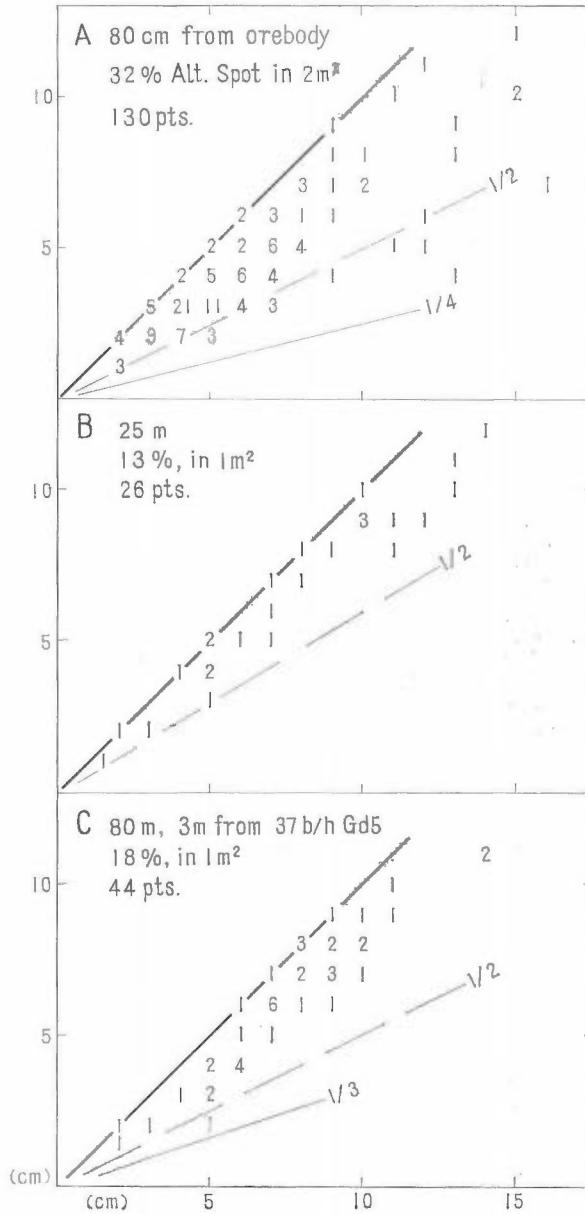
小馬木鉬山の諸坑道で、変質斑点は一般に20%以下で、1/1~2/1の軸比を有する楕円形とみなしてよい。変質斑点は特定の方向に配列しない。

### 2) 変質分帯

変質斑点にはcm単位で変質鉬物の分帯が認められ、一般に中心部ほど高温性である。同様な変質分帯は鉬体盤際より大きい10cm単位の変質帯にも認められるから、変質斑点の検討は鉬化作用の解析に重要であって、技術的に容易でもある。代表的な三例についての鉬物組成の変化は第49表の通りである。測定試料はいずれも中程度の大きさの変質斑点で、使用薄片は第94図の箇所から作成された。65KM-153の斑点はやや緑色をおび、65KM-150と590-99(4)とは濃緑色の外観を呈する(図版XLVII—1, 2; XLVIII—1)。変質斑点全体としての変質強度は一般にはこの緑色濃度には比例的である。変質斑点は原岩(両雲母



第 92 図 本坑鉱体上部鉱体の断面 ②  
 Profile of the upper Honko orebody ②, Komaki mine.



第 93 図 鉱体からの距離と変質斑点の密度

Sparseness of altered spots away from the orebodies, Komaki mine.

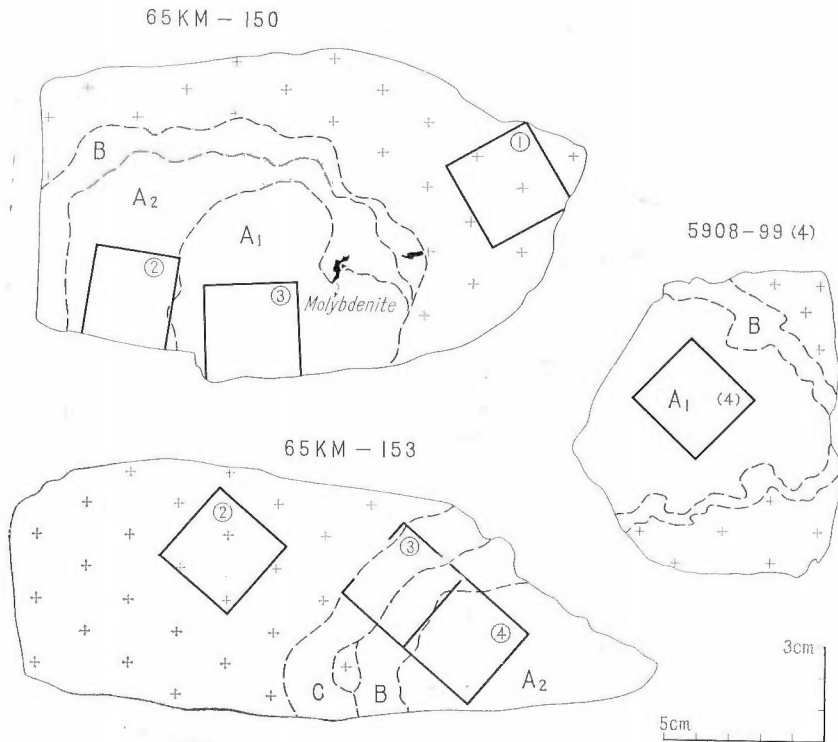
花崗岩) の完晶質組織を残すことが多い。

変質斑点は未変質岩からその中心に向かって系統的な鉱物変化を示す。原岩で主要な珪長 3 鉱物では、石英量はほぼ一定でまれには外縁部にやや濃集して珪化帯と呼ばれる。斜長石は一般に中心に向かってやや減少する。カリウム長石がもっとも著しい減少鉱物で、柘榴石が現われる場合には一般に全く消失している。

第 49 表 小馬木鉱床変質斑点の鉱物組成 (重量比)  
 Modal composition (wt. %) of unaltered rocks and altered spots at the Komaki mine.

	Un- altered	very weakly altered rock	C	B	A <sub>2</sub>	Un- altered	A <sub>2</sub>	A <sub>1</sub>	Un- altered	A <sub>1</sub>
	153 (1)	153 (2)	153 (3) outer	153 (3) inner	153 (4)	150 (1)	150 (2)	150 (3)	Avg.153 (1), 150 (1), 169	5908-99 (4)
Quartz	36.5	41.9	49.7	45.5	46.0	39.0	46.0	45.9	31.9	44.8
Potassium feldspar	24.0	19.9	3.1	-24.0	-24.0	23.7	-23.7	-23.7	24.9	-24.9
Plagioclase	33.0	30.4	27.9	25.4	24.5	32.4	23.8	25.9	38.1	16.5
Muscovite	3.0	4.9	14.1	19.0	15.6	2.2	15.0	12.2	2.6	1.3
Sericite	tr	0.5	+0.5	1.7	2.0	tr	0.8	5.8	tr	11.0
Andalusite				1.8	0.5		2.4	0.7		
Biotite	2.1	1.9	-0.2	1.3	1.3	2.5	4.0	0.7	2.2	0.4
Green biotite				3.7	3.3		1.7	0.5		
Chlorite	tr	0.2	+0.2	0.2	1.3	tr	1.9	3.6	tr	3.3
Cordierite							tr	(4.3)*		19.6
Garnet					5.1		4.5	4.5		2.2
Pyrite		tr	tr	tr	tr	tr		tr		
Molybdenite					tr			tr		
Others	1.4	0.5	-0.9	1.6	0.4	0.2	0.2	0.2	0.4	0.9
Total	100.0	100.2	100.1	100.2	100.0	100.0	100.0	99.9	100.0	100.0
Measured point	2355	2181	1433	914	2231	2660	2228	2358	2514	1338

\* 藍青石の外形を示す結晶内の綫露母  
 A<sub>1</sub>: garnet-cordierite-micas assemblage, A<sub>2</sub>: andalusite-garnet-micas assemblage  
 B: andalusite-micas assemblage C: muscovite-quartz assemblage. Measured by a point-counter method.



第 94 図 モード分析変質斑点における薄片の作成箇所

Location of the thin sections and analyzed specimens on the altered spots, Komaki mine.

白雲母はもっとも多量に産出する変質鉱物で、変質斑点全般に及ぶが、その中核よりも外側で最高に達する。紅柱石は少量含まれるのみであるが、白雲母量とほぼ比例的である。柘榴石は白雲母に次いで普遍的に産出し、斑点の中心を形成する。緑色黒雲母は柘榴石の分布とほぼ同様で、少量である。堇青石は中核にのみ産出し、ピナイト化をうけない新鮮なものはとくにその中心のみである（第95、96図）。緑泥石は主として堇青石の変質によるもので、堇青石とその産出を共にする。

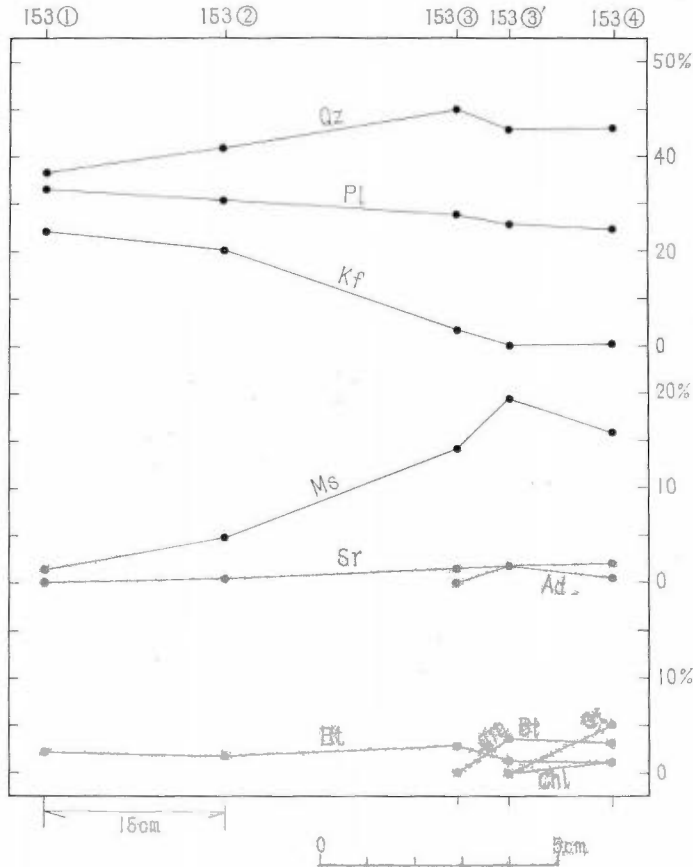
以上の鉱物組成の変化は肉眼的にもリング状の変質分帯として認められ、下記の4相に分けられる。

- A<sub>1</sub> 柘榴石-堇青石-雲母相
- A<sub>2</sub> 紅柱石-柘榴石-雲母相
- B 紅柱石-白雲母相
- C 白雲母-石英相

A<sub>1</sub> 柘榴石-堇青石-雲母相：これは変質斑点の中心にのみ産出する。指示鉱物は多い順に、白雲母・堇青石・柘榴石である。鏡下で粗粒の花崗岩様組織を示し、堇青石は他形で一般に石英と相互境界で共存する（図版 LI—1, 2）。堇青石は多少とも絹雲母と緑泥石の微晶を生じ、新鮮な場合はまれである（図版 LII—1）。これはX線解析でも裏付けられており、もっとも新鮮な試料でも多少とも両鉱物の回折線があらわれる。まれに緑色黒雲母にも変質し、また黄鉄鉱の微晶を伴う。二次的に変質した堇青石は、とくに絹雲母の微晶で覆われる場合に淡黄褐色を呈するが、一般には無色透明で多色性を示さない。

柘榴石は散点状の不規則形状を示す。白雲母は石英・斜長石と共存する半自形結晶で、少量の紅柱石を包有する。

A<sub>2</sub> 紅柱石-柘榴石-雲母相：多くの変質斑点はこの組合せをその中心に有する。指示鉱物は多い順に白雲



第95図 変質斑点(65KM-153)にみられる鉱物組成の変化  
Mineralogical changes in the altered spot, 65KM-153, Komaki mine.

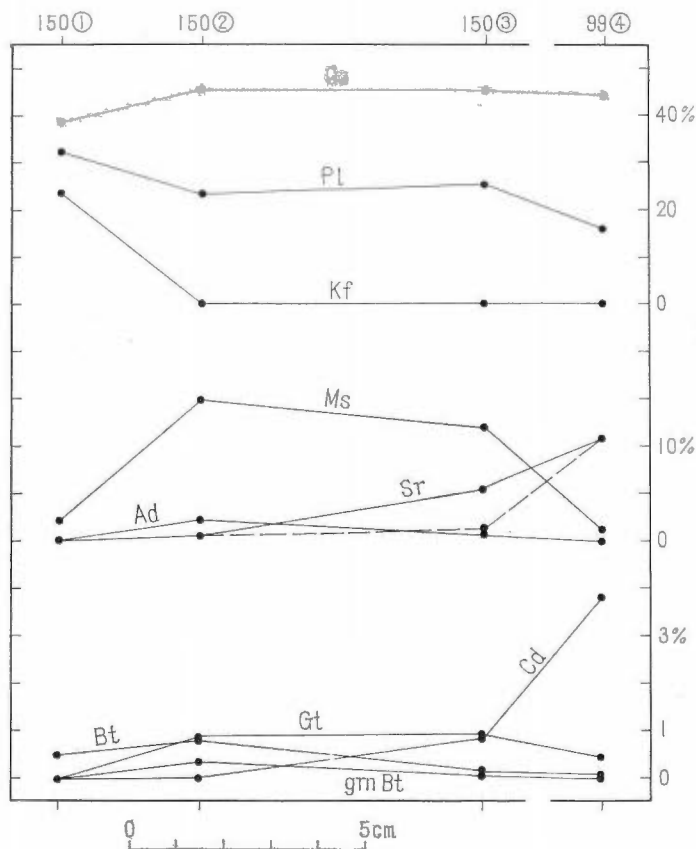
母・柘榴石・紅柱石・緑色黒雲母である。柘榴石が肉眼的にはもっとも特徴的で、大きい結晶で径1cmに達する。小馬木鉱床の柘榴石は一般に赤褐色を呈するが、この粗粒結晶には、赤褐色柘榴石の外殻 (<0.5 mm) を有する濃褐色柘榴石がしばしば認められる。

鏡下で原岩の組織が部分的には残存する。柘榴石は一般に径数mm以下、不規則多角形状または粒状で、結晶の中心が淡褐色を呈することが多い。これは、肉眼的には認められなかった細粒結晶にも、濃淡2種類の柘榴石が存在することを示している(図版LIII-1)。不規則割目が発達し、それに沿って絹雲母が生じ、また凹形の交代された形で白雲母>斜長石=石英が包有される。

白雲母は半自形で、紅柱石と密接に共生する。紅柱石は柱状~粒状結晶で(図版LIV-1)、1方向の劈開の発達著しく、多くは平行消光を示す。黒雲母には2種類あって、Y=Z=淡緑色のものは微細な結晶が粗粒半自形結晶の周辺でみられる。粗粒結晶はY=Z=淡緑褐色で、緑色結晶に単一結晶内でも漸移的に移行する。

B 紅柱石-白雲母相：これは変質斑点の外殻として薄く発達する。白雲母・紅柱石・緑色黒雲母から特徴づけられる。鏡下で原岩の組織はつねに残存する。白雲母は鉱物間隙や長石類を中心として成長し、一部は斜長石中にも生じている。紅柱石・緑色黒雲母の産状はA帯のものと同様である。

以上の3変質帯は鉱染状に鱗片状輝水鉛鉱を多少とも伴う。



第 96 図 変質斑点 (65KM-150, 5908-99 (4)) にみられる鉱物組成の変化  
Mineralogical changes in the altered spots, 65KM-150 and 5908-99 (4), Komaki mine.

**C 白雲母-石英相**：これは変質斑点の最外殻を構成するが、多くの斑点でこの変質帯は欠除し、その出現は不規則である。白色で一般には珪化と呼ばれる外観を呈する。白雲母と石英との増加がこの帯の特徴である。

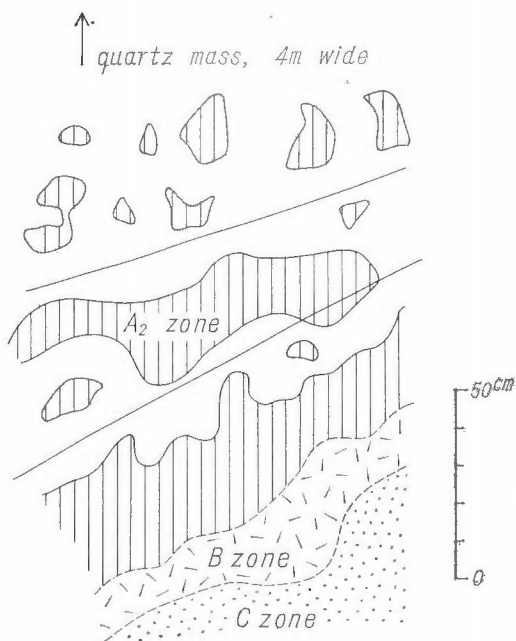
鏡下で部分的にモザイク組織を示し、その部分には石英が多い。カリウム長石は、原石の不規則葉片状ペルト長石が消失し、平行葉片を伴うペルト長石か微斜長石 (図版 LII-2) であって、原岩のカリウム長石は再結晶化をうけたものと思われる。このカリウム長石と少量の淡赤褐色黒雲母とが出現する点で、この変質帯は大東鉱床のカリウム変質作用に似ている。雲母類はB帯の場合と同様である。白雲母には微量の紅柱石が含まれることがある。

以上の変質帯は主要鉱体の盤際においても10cm~1mの単位で認められる (第97図)。A帯は一般に鉱体内変質帯と盤際に認められ、多量の輝水鉛鉱を伴う。鉱体内変質帯が多量の石英の注入をうける場合に白雲母-石英岩が生じるが、これは粗粒鉱物からなり、C帯のように原岩の組織を保持しない。部分的にはほとんど白雲母 (< 8 mm) のみからなる変質帯が盤際に伴われることがある。雲母類を主とする変質帯は主要鉱体周辺にもまれには分布するが、一般には脈状鉱体などの貧化部に発達し、一萬下部鉱体や中切鉱体が代表的である (第98図)。

### 3) 成分の増減

変質斑点にみられる4つの組合せのうち、量的にはA帯のものが圧倒的である。A帯に属する3個が分析された (第50表)。

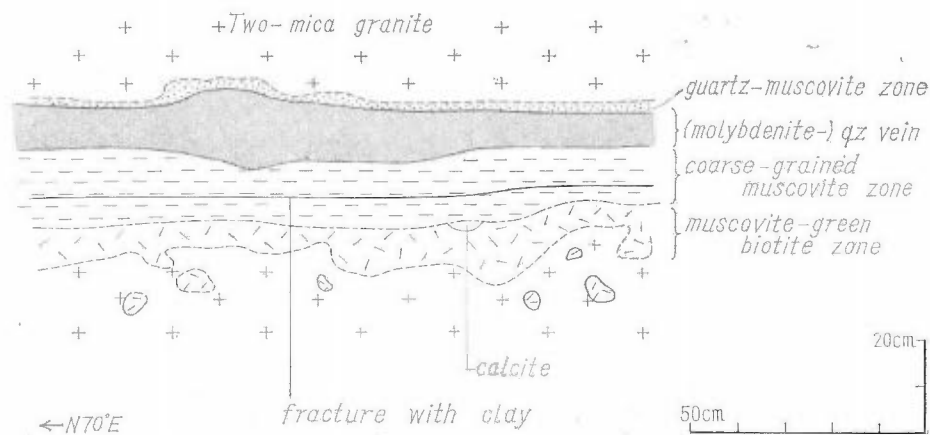




第 97 図 本坑鉱体-65mL 中段における盤際変質帯  
Wall-rock alteration at the -65mL Chudan, Honko orebody, Komaki mine.

主成分：変質度がもっとも高いと思われる A<sub>1</sub> 帯では、増加成分は原岩に対する増加比率が著しい順に MnO・H<sub>2</sub>O(+）・FeO・MgO・Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>・S・Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> であって、SiO<sub>2</sub> はほとんど変わらない。減少成分は長石の分解による K<sub>2</sub>O・CaO・Na<sub>2</sub>O などで、TiO<sub>2</sub> も減少する。A<sub>2</sub> 帯にみられる主成分の増減もほぼ同様である。

これら変質帯の主成分の増減は大東地域で小馬木鉱床と同様なペグマタイト質鉱脈の周辺にみられる変質帯と明らかに異なる(第81図参照)。この事実は変質斑点と小馬木鉱床【とくに鉱筒状鉱体の部分】とが大東地域の鉱床と異なった過程で形成されたことを示している。



第 98 図 一萬下部鉱体最上部における鉱脈と変質帯  
Ore vein and altered wall-rock at the uppermost part of the lower Ichiman orebody, Komaki mine.

第 50 表 小馬木鉱床変質斑点の主成分の増減  
Loss and gain of major components of altered spots at the Komaki mine.

	Unaltered			Assemblage A <sub>2</sub>			Unaltered			Assemblage A <sub>1</sub>			Unaltered			Assemblage A <sub>1</sub>		
	wt %	mg/cc	wt %	mg/cc	wt %	loss and gain mg/cc	wt %	mg/cc	wt %	mg/cc	wt %	loss and gain mg/cc	wt %	mg/cc	wt %	mg/cc	wt %	loss and gain mg/cc
	65KM-153(1)			65KM-153(4)			65KM-150(1)			65KM-150(3)			Avg. 153 & 150(1)			5908-94(4)		
SiO <sub>2</sub>	76.60	2022.2	73.08	2002.4	-19.8	-1.0	77.90	2041.0	74.44	2076.9	+35.9	+1.8	77.25	2031.7	72.48	1993.2	-38.5	-1.9
TiO <sub>2</sub>	0.12	3.2	0.05	1.4	-1.8	-56.3	0.12	3.1	0.08	2.2	-0.9	-29.0	0.12	3.2	0.08	2.2	-1.0	-31.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.68	361.2	15.86	434.6	+73.4	+20.3	13.10	343.2	14.12	394.0	+50.8	+14.8	13.39	352.2	14.48	398.2	+46.0	+13.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.36	9.5	0.72	19.7	+10.2	+107.4	0.16	4.2	0.40	11.2	+7.0	+166.7	0.26	6.8	0.72	19.8	+13.0	+191.2
FeO	0.68	18.0	3.38	92.6	+74.6	+414.4	0.65	17.0	3.81	106.3	+89.3	+525.3	0.67	17.6	3.30	90.8	+73.2	+415.9
MnO	0.05	1.3	1.01	27.7	+26.4	+2030.8	0.03	0.8	0.80	22.3	+21.5	+2687.5	0.04	1.1	0.78	21.5	+20.4	+1854.5
MgO	0.17	4.5	0.57	15.6	+11.1	+246.7	0.49	12.8	0.85	23.7	+10.9	+85.2	0.33	8.7	0.98	27.0	+18.3	+210.4
CaO	0.90	23.8	0.90	24.7	+0.9	+3.8	0.34	8.9	0.25	7.0	-1.9	-21.4	0.62	16.3	0.11	3.0	-13.3	-81.6
Na <sub>2</sub> O	3.09	81.6	1.58	43.3	-38.3	-46.9	3.12	81.7	1.83	51.1	-30.6	-37.5	3.11	81.8	1.90	52.3	-29.5	-36.1
K <sub>2</sub> O	3.49	92.1	0.91	24.9	-67.2	-73.0	3.36	88.0	1.15	32.1	-55.9	-63.5	3.43	90.2	1.29	35.5	-54.7	-60.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	1.9	0.02	0.6	-1.3	-68.4	0.01	0.3	0.01	0.3	0.3	0.3	0.04	1.1	0.02	0.6	-0.5	-45.5
S	0.04	1.1	0.03	0.8	-0.3	-27.3	0.06	1.6	0.08	2.2	+0.6	+37.5	0.05	1.3	0.10	2.8	+1.5	+115.4
CO <sub>2</sub>				4.9	+4.9													
H <sub>2</sub> O (+)	0.12	3.2	1.32	36.2	+33.0	1031.3	0.12	3.1	0.90	25.1	+22.0	+709.7	0.12	3.2	2.84	78.1	+74.9	+2340.6
H <sub>2</sub> O (-)	0.28	7.4	0.10	2.7			0.14	3.7	0.82	22.9			0.21	5.5	0.66	18.2		
Total	99.65	2631.0	99.71	2732.1			99.60	2609.4	99.54	2777.3			99.64	2620.7	99.74	2743.2		
S. G. powder	2.64		2.74				2.62		2.79	(150(2))=2.75			2.63		2.75			
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.5			7.8			9.3			9.0			9.8			8.5		
CaO+Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1.8			4.3			1.6			2.8			1.7			2.4		
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.43			0.28			0.42			0.29			0.42			0.31		
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.74			0.38			0.71			0.41			0.73			0.45		
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.2			10.4			9.0			21.2			5.7			10.2		

Mol. proportion

第 51 表 小馬木鉱床変質斑点の微量成分の増減

Minor elements distribution in unaltered rocks and altered spots at the Komaki mine.

Sample No.	Ba	Sr	Li	Be	Mo	B	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	U	Th
65KM-153 ①	900	180	12		5	2.4	13	tr	tr	20	30	2.8	9
④	230	80	30	7	700	4.5	90	8	tr	8	8	3.3	11
65KM-150 ①	680	140	19		2	1.9	65	6	1.5	8	8	3.1	10
②	180	70	40	6	1.8	4.5	24	2.3	1.6	8	10	2.2	10
③	200		50	1000	180	6.4	70	7	1.8	8	7	3.5	9
5908-99 ④	120	80	65	1200	55	4.5	65	3.7	1.8	5	8	3.4	10

微量成分：微量成分についても小馬木鉱床の変質帯は特異な性格を有する（第51表）。たとえば、U・Th はほとんど変化せず、Be の変質帯での濃集が著しい。Be の定量化には天然標準試料が用いられていないから、第51表の数値は絶対的なものではないが、変質帯に著しく多いことは確実である。これは関根（1945）によって報告された緑柱石（？）の産出や、W鉱物の産出で示されるように小馬木鉱床が Mo 帯の中では苗木—山陽地方のW帯の鉱床の性格をやや有することの反映とみることができる。

Li・Mo も変質帯で増加し、これは雲母類の増加と鉱床が Mo 鉱床であることで説明される。Cr の増加は苦鉄元素の増加に起因するものと思われるが、同様な挙動をとると思われる Ni・Co・Cu・V は変質帯でとくに増加しない。

Ba・Sr の減少は長石類の分解に原因するもので、Pb の減少も同様にして説明される。

### VI. 2. 3 変質鉱物と鉱脈鉱物

#### 1) 変質鉱物

変質帯の主要変質鉱物は既述のように、堇青石・柘榴石・紅柱石・白雲母・黒雲母・緑色黒雲母・緑泥石であり、ほかに微量のゆう簾石・螢石・放射性鉱物（ジルコン）などがしられている。

堇青石：堇青石は変質斑点の中心（図版 XLVIII—2）か、鉱体に近い変質帯に産出する。後者の場合には鉱体外縁に沿ってやや脈状を呈する。一般に2×3mm以下の結晶で、鏡下では石英と隣接する（図版 LI—1, 2）。最大結晶は自形の輝水鉛鉱および石英と共存する天馬鉱体100N産のもので（出納和基夫氏、昭和42年11月22日発見）、底面径10×13mm、柱面沿いに30mmの緑色柱状結晶である。これはX線解析で白雲母と緑泥石の回折像を示し、完全にピナイト化している。一般のサイズの新鮮な結晶は黒色に近く、肉眼的に識別しうる。一般のピナイト化堇青石は緑色～淡緑色を呈する。

堇青石は鏡下観察とX線回折により同定された（第52表）。[511]・[421]・[131]に基づき MIYASHIRO（1957）の distortion index は、 $\Delta=0.15, 0.22$  であって、これは subdistortional cordierite に属する。比重は65KM-158のものについて2.65であったが、ピナイト化の程度によって動きうる。同一試料から分離され、堇青石の回折像がわずかに認められた結晶では、S. G.=2.81であった。

柘榴石：柘榴石は変質斑点と盤際変質帯に主として産出する。これは径10mm以下、一般には2～6mmで、赤褐色と濃褐色の2種類が認められる（図版 LIII—1）。単一結晶内では前者は後者の外殻を形成するのみで少量であるが、濃褐色の中核を伴わない結晶が多いから、全体としては赤褐色柘榴石が多い。濃褐色柘榴石は赤褐色柘榴石より、その比重がやや小さく、格子定数がやや大きい傾向を示す（第53表）。濃褐色柘榴石は赤褐色結晶よりもやや Mn<sup>2+</sup> に乏しく、Fe<sup>2+</sup> に富むものと思われる。

赤褐色柘榴石は径15mm以下の自形結晶として石英と共に脈状を呈することがある（図版 L—1）。これは鉱体（脈）に隣接して産出する。化学分析の一例によると（第54表）、この柘榴石は almandine-spessartine garnet である。鏡下観察によると、もっとも多量の不純物は柘榴石に交代された組織を示す斜長石と白雲母とである。分析値に含まれる Na<sub>2</sub>O 量相当の斜長石 (Ab<sub>90</sub>An<sub>10</sub>) と K<sub>2</sub>O 量相当の白雲母は3%で、これらに含まれる SiO<sub>2</sub>・Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>・CaO・H<sub>2</sub>O (+) を除き、RICKWOOD（1968）の方法によってこの柘榴石

第 52 表 小馬木鉱山葦青石の X 線回折像  
X-ray diffraction pattern of cordierite from the Komaki mine.

ASTM 9-476			5908-99 (4)		65KM-158	
d (Å)	I	hkl	d (Å)	I	d (Å)	I
8.58	100	110,200	8.50	50	8.65	70
4.92	40	310,020	4.98	30	5.00	20
4.69	10	002	4.68	15	4.52	25
4.11	80	112,202	4.07	50	4.10	70
3.38	90	312,022	3.37	100	3.39	100
3.18	80	222,402	3.14	30	3.16	50
3.04	90	511	3.05	50	3.07	55
					2.87	20
2.65	60	512,422	2.65	25	2.67	30
2.45	10	620,040	2.45	25		
2.34	40	004	2.32	25	2.39	15
2.24	10	513				
2.18	10	622				
2.11	40	314,024	2.12	20	2.13	20
2.05	10	404,441				
1.95	10B					
1.878	50				1.885	15
1.805	40		1.800	15	1.804	10
1.715	10					
1.692	70		1.689	25	1.696	20
△			0.15		0.22	
S. G.	2.60				2.65	

Geigerflex, CuK $\alpha$  (Ni) 35kV15mA. 8-0.8-4, 1-1-0.4.  
Specific gravity : determined on the Berman balance.

第 53 表 小馬木鉱山産柘榴石の比重と格子定数  
Specific gravity and lattice constance of garnet from the Komaki mine.

Color	S. G.	a <sub>0</sub> (Å)	Occurrence
Reddish brown	4.11	11.58	Garnet-qz vein in the lower parts of Honko orebody, 65KM-166
	4.12	11.57	Garnet-qz vein with cord-qz vein in the Honko orebody, 65KM-161
	4.07	11.59	Outer rim, small crystals in alteration spot, 65KM-158
Dark brown	4.16	11.55	Inner core, do., 65KM-158
Almandine	4.32	11.53	Deer et al. (1962)
Spessartine	4.19	11.62	

S. G. on the Berman balance. The results are slightly lower than expected, because of impurities of plagioclase and muscovite.

第 54 表 小馬木鉱山産柘榴石 (65KM-166) の化学分析値と端成分  
 Chemical analyses and end-member molecules of garnet from the Komaki mine.

Oxide	Original weight %	Recalculation I	Recalculation II	Cation proportion	Remained cation prop.	End-member mole. prop.
SiO <sub>2</sub>	36.58	34.54	35.85	0.59661	0.03719	andradite 1.9
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.20	0.21	0.00263	0.00263	pyrope 1.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.13	20.33	21.10	0.41389	0.04823	spessartine 50.5
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.001	<0.001	<0.001	0.00001		almandine 46.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.20	3.20	3.32	0.04159		100.0
FeO	17.89	17.89	18.57	0.25846		
MnO	19.30	19.30	20.03	0.28235	% cations	
MgO	0.30	0.30	0.31	0.00769	allocated to	Rickwood(1968)
CaO	0.64	0.59	0.61	0.01092	end-member	method
Na <sub>2</sub> O	0.27				molecules=	
K <sub>2</sub> O	0.08				8×0.18647×100	
H <sub>2</sub> O (+)	0.22	0.19	ignored		1.61415	
H <sub>2</sub> O (-)	0.18	0.18	ignored		=92.4%	
Total	99.99	96.72	100.00	1.61415		

Analyst: K. Ohta, Tokyo Institute of Coal and Minerals.

Recalculation I: Impurity of plagioclase (Ab<sub>90</sub>An<sub>10</sub>) and muscovite were excluded on the basis of 0.27% Na<sub>2</sub>O and 0.08% K<sub>2</sub>O.

Recalculation II: % cations allocated to garnet end-members were calculated to the total of 100%.

の端成分は計算された。柘榴石は自形の外形を示すが、鏡下では斜長石や白雲母より後期の産状を示す (図版 LIII-2)。

**紅柱石:** 紅柱石は 0.7×1.5mm 以下の結晶で、肉眼的識別は困難である。つねに白雲母と共存する柱状結晶 (図版 LIV-1) または粒状の残晶としてみられ、多色性を示すものは存在しない。1 方向の劈開が顕著で、ほとんどの結晶は平行消光を示す。X=c, 2V (-) = 88~90° であった。

**白雲母:** 年代測定に供された母岩中の白雲母脈 (65KM-178, 石原, 1967c) は径 2cm に達する粗粒結晶であるが、盤際変質帯では 5×12mm 以下、C 軸に 6mm 以下であって、一般には 8mm 以下の放射状の集合体である (図版 LIV-2)。分光分析によると一萬鈹体下部鈹体の 1 個は 100ppm Li を示し (坪谷・石原, 1961), その Li 含有量はとくに高くないものと思われる。鏡下で白雲母は半自形を示し、細粒結晶 (絹雲母) は斜長石中や鈹物間隙にみられる。白雲母化が弱い試料では、白雲母は鈹物間隙や長石類を核としてその周囲に伸長しているから、白雲母化が著しい部分の白雲母もこれらを核として周囲をほぼ全面的に交代したものと思われる。

**黒雲母:** 変質作用によって生じたと思われる黒雲母には、Y≡Z=淡緑色・淡緑褐色・淡赤褐色の 3 種類が認められる。量的には前 2 者が多く、淡赤褐色のものは最弱変質帯にわずかに産出するにすぎない。淡緑色黒雲母はもっとも普遍的に分布し、半自形の微細な結晶や粗粒な淡緑褐色黒雲母の周縁を構成する。緑色黒雲母は SiO<sub>2</sub> 過剰の環境にしられ、一般に siderophyllite 組成である (DEER ほか, 1963)。

**緑泥石:** 緑泥石は堇青石・黒雲母を交代するもののほか、少量は変質帯全般に散点する。また変質帯を切る割目沿いに細脈状を呈することもある。

## 2) 鈹脈鈹物

鈹脈鈹物は圧倒的に多量の石英、ついで輝水鉛鈹・W鈹物・磁鉄鈹・硫化物などからなる。また炭酸塩鈹物 (方解石) がポケット状に鈹体の一部に産出する。粗粒の柘榴石が盤際で脈状を呈することがある。

**石英・カリウム長石**：石英は一般に透明であるが、分岐脈や脈状鉱体などの劣化部分では白色～乳白色石英が多い。鉱筒状鉱体は透明石英からなり、その中心部は一般に不毛で、輝水鉛鉱は周縁部に濃集する。カリウム長石は部分的に少量産出し、一般に微斜長石構造を示す。

**輝水鉛鉱**：輝水鉛鉱は石英鉱体の周縁（図版 XLIX—1）・盤際変質帯・変質斑点などに産出し、前2者が量的に圧倒的である。この輝水鉛鉱は底面径7 cm 以下（図版 L—2）、平瀬鉱床のものと同様に非常に粗粒であるが、c 軸沿いには最厚のもので3 cm 程度である。変質斑点に含まれる結晶は径1 cm 以下で、細粒である。微量元素の Re 量は低いものに属する（付表参照）。

**タングステン鉱物**：W 鉱物は一般に上部で多く垂直的に累帯分布を示す。水平的には一萬鉱体でもっとも多く、中切鉱体には認められていないから、南側の鉱体で多い傾向がある。W 鉱物は鉄マンガン重石と灰重石である。前者のみが比重選鉱によりかつて少量生産されたが、これは灰重石の発見が遅かったためで、鉱床中の両鉱物量には生産量ほどの差はなかったものと思われる。鉄マンガン重石は柱状の放射状あるいは平行な集合体として、盤際に近い石英が変質帯に産出する（図版 XLIX—2）。灰重石は鉄マンガン重石と密接に共存し、鏡下で鉄マンガン重石を交代するか埋める組織を示す。

**磁鉄鉱・トリウム閃ウラン鉱・硫化鉱物**：磁鉄鉱は鉱体中に微細な結晶として産出し、まれに塊状に濃集する。トリウム閃ウラン鉱は径1 mm 以下の微晶で、石英塊の周縁部に産出し、 $a_0=5.48\text{\AA}$ 、約14%  $\text{ThO}_2$  を含む。硫化鉱物は一般に鉱体中の晶洞や鉱物間隙を炭酸塩鉱物と共に埋める。硫化鉱物は黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱であって、黄銅鉱が最末期の晶出鉱物である。黄鉄鉱は散点状に盤際変質帯や変質斑点にも現われ、一般に鏡下で炭酸塩鉱物の微晶と共生する。

## VII. 白川地域の鉱床（平瀬鉱床）

白川地域に分布する Mo 鉱床は平瀬岩体の南東端に位置する平瀬鉱床で代表される。平瀬岩体の周縁部にはほかに、湯谷・稗田・木谷・直谷などに小鉱脈があって（第22図）、小規模に探鉱され、部分的には探掘された。鳩ヶ谷岩体の西周縁部、馬狩の白川水鉛鉱山注6）は小規模な輝水鉛鉱-石英脈鉱床からなり、かつて手選により約40トンの粗粒の輝水鉛鉱が生産された。1967～1968年間に坑道を取り明け小規模な探鉱が再開されている。白川地域の主要鉱床は部分的にペグマタイト性の輝水鉛鉱-石英脈鉱床である。

平瀬鉱床の始りは明治44年（1911年）頃、部落民による現稗田橋の東側における露頭の発見による。大正14年（1925年）までは個人によるこの露頭の錘押しがおこなわれたが、大正15年～昭和20年（1945年）には寿重工株式会社により、大切坑・疎水坑レベルで組織的な探鉱と探掘とが実施された。

昭和26年（1951年）に鉱業権は住友金属鉱山株式会社（東京都港区新橋5丁目11番3号）に移り、山神坑・大切中段坑の取り明けと下部探鉱および採掘がおこなわれ、現在に至っている。

精鉱は一般の浮選精鉱（96%  $\text{MoS}_2$ ）と平瀬鉱山の特色である手選によるフレーク精鉱（98%  $\text{MoS}_2$ ）とからなり、後者は全精鉱量の50%をこえない。精鉱は、島根県下の3鉱山各社と異なり、すべて硫化精鉱として販売され、調査当時には三酸化モリブデンの生産はおこなわれていない。

鉱山事務所は平瀬部落の対岸、庄川の右岸に置かれていて（図版 LV—1）、平瀬に至るには越美南線的美濃白鳥から国鉄バス金白線（49km 約2時間）のほか、名古屋から名鉄バス直行便に乗るのが便利である。12月～3月間の冬期には積雪のためバスによる入山が不能の場合があって、交通はやや不便である。

平瀬鉱床は平瀬岩体の南東部に胚胎される裂カ充填性の輝水鉛鉱-石英脈鉱床である。鉱床の上部には熱水変質流紋岩質凝灰岩がある（第99図ポケットにあり）。鉱床はN-S系急傾斜の並走する鉱脈群からなり、東西540mの範囲に30脈以上がしられている。主要鉱脈は西側から第1号脈～第26号脈と名付けられている（第100、101図）。鉱化帯の東側はN60°Wほぼ垂直の大きな断層帯で切られることが2番坑レベルでしられており、より以東における鉱脈の出現や流紋岩質凝灰岩出現の可能性などは未確認である。

平瀬鉱床に関する筆者自身の調査は概査と Re 分析のための輝水鉛鉱のサンプリングの域を出ないから、

注6） 鉱業権者：甲斐元継 東京都大田区南千束1の25の1

筆者が重点的に観察した点を既存資料でおぎなう形で、以下の記述を進める。

### VII. 1 母岩の種類

平瀬鉱床の母岩はすべて花崗岩質岩からなる。これを次の3つに分ける。(1)アプライト質花崗岩：アプライト+細～中粒アプライト質花崗岩、苦鉄鉱物量が2%以下で少量の白雲母を伴う。(2)中粒黒雲母花崗岩：苦鉄鉱物量が2～4%，(3)中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩：微量の角閃石が含まれ、苦鉄鉱物量が5%程度。

アプライト質花崗岩は野外では平瀬岩体の周縁部に局部的にみられるにすぎず量的には非常に少ないが、坑内では圧倒的に広く発達する。黒雲母花崗岩は野外では平瀬岩体の大部分を構成し、花崗閃緑岩はおそらく露出頻度の乏しさから（坑内にくらべて）、野外ではしられていない。

以上の3岩相の坑内における前後関係は次の通りである。アプライト質花崗岩と黒雲母花崗岩との関係では、(1)ち密質アプライトが不規則岩脈状に黒雲母花崗岩に貫入する、(2)アプライトの周縁部で径2～3cmの黒雲母花崗岩がとくにカリウム長石に富むアプライトにより捕獲され（図版 LXII—2）、交代される（以上アプライト質花崗岩がより後期）、(3)1～2cmの範囲内で両岩は漸移する。アプライト質花崗岩は花崗閃緑岩とは明瞭な境界で接し（図版 LXII—1）、前者が幅1cmの急冷周縁相を有するなど、より後期を示す事実が多い。黒雲母花崗岩と花崗閃緑岩との境界は一般に漸移的である。

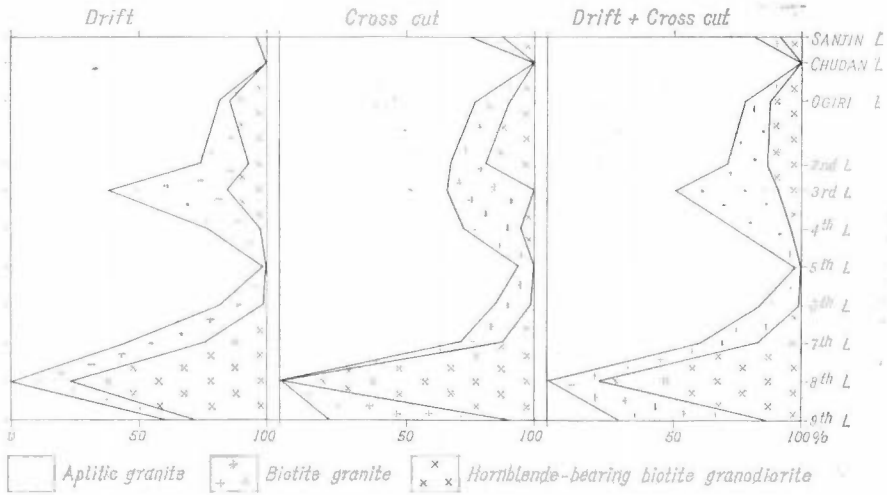
これらの岩石の個々の形態は充分にはわかっていない。アプライト質花崗岩は平瀬岩体に対しては皮殻状を呈するであろうが、坑内では明らかに不規則岩脈状の部分が認められる。花崗閃緑岩は不規則塊状を示すものと思われる。

調査当時に入坑可能であった9番坑道より上部の、錘押し坑道と立入坑道を主とするその他の坑道とについて、3種類の岩相が分布する比率は第55表の通りである。この表から、(1)アプライト質花崗岩が母岩に占める比率が大きい。とくに上部で大きく、下部では花崗閃緑岩の比率が高まる、(2)黒雲母花崗岩と花崗閃緑岩の割合は比例的である、などが読みとれる。

3岩相の分布比は全体として、南北系の錘押し坑道で74—16—10%、立入坑道・その他で69—21—10%、両者を平均して71—19—10%である。これらをレベル別に表わすと（第102図）、7番坑道以下で花崗閃緑岩

第55表 平瀬鉱山の坑道別の母岩の種類と調査坑道の総延長  
Approximate percentages of the host rocks at the Hirase mine, Shirakawa area.

	錘押し坑道 (drift)				立入坑道 (cross-cut)				合計 (total)			
	b/hGd <sub>5</sub>	bG <sub>3</sub>	b/mG <sub>2</sub>	坑道の長さ	b/hGd <sub>5</sub>	bG <sub>3</sub>	b/mG <sub>2</sub>	坑道の長さ	b/hGd <sub>5</sub>	bG <sub>3</sub>	b/mG <sub>2</sub>	坑道の長さ
山神坑	0%	4%	96%	118m	12%	13%	75%	230m	8%	10%	82%	348m
中段坑	0	0	100	33	0	0	100	120	0	0	100	153
大切坑	15	4	81	498	10	13	77	1190	12	10	78	1688
2番坑	7	19	74	553	19	14	67	628	13	16	71	474
3	15	47	38	228	0	34	66	170	9	41	50	398
4	2	21	77	370	5	23	72	510	4	22	74	880
5	0	1	99	358	0	6	94	80	0	2	98	438
6	1	17	82	235	1	14	85	465	1	15	84	700
7	25	30	45	115	12	17	71	170	17	23	60	285
8	77	23	0	95	100	0	0	15	80	20	0	110
9	29	10	61	100	11	70	19	413	15	58	27	513
	10	16	74	2703	10	21	69	3991	10	19	71	5987



第 102 図 平瀬鉱床母岩の坑道別比率  
Ratios of the host rocks on individual underground levels, Hirase mine.

の比率が著しく高まる。平瀬鉱床ではかつて第11~13脈を追跡して12番坑レベルまで採掘されたが、各鉱脈について鉱況が良い部分は一般に6番坑レベルまでであった。

坑内で残存鉱脈の観察によると、アプライト質岩のなかでち密質アプライトが母岩の場合には鉱脈は貧化する。これはその物理的性質に原因して裂カの発達が悪かったためと考えられる。また花崗閃緑岩中では石英脈の発達は良いが、一般に石英が乳白色をおび輝水鉛鉱に乏しい傾向が認められる。

以上を総合すると、平瀬鉱床では細~中粒アプライト質花崗岩で白雲母を含む岩相がもっとも好ましい母岩で、それ自身とその周辺にすべての鉱脈が存在するとみてよい。この傾向は大東一山佐地域の鉱床および小馬木鉱床に共通するもので、Mo 鉱床形成の1つの必要条件とみなして良いものと思われる。

## VII. 2 脈系統と富鉱部

鉱脈はN10~20°E, 80°NWまたは垂直, 平行な裂カ充填性の輝水鉛鉱-(カリウム長石-)石英脈からなる。第13号脈が最大の規模を有し、走向延長に約400m, 傾斜延長に約250mであった。しかし1単位の鉱脈はこれよりはるかに小規模である。

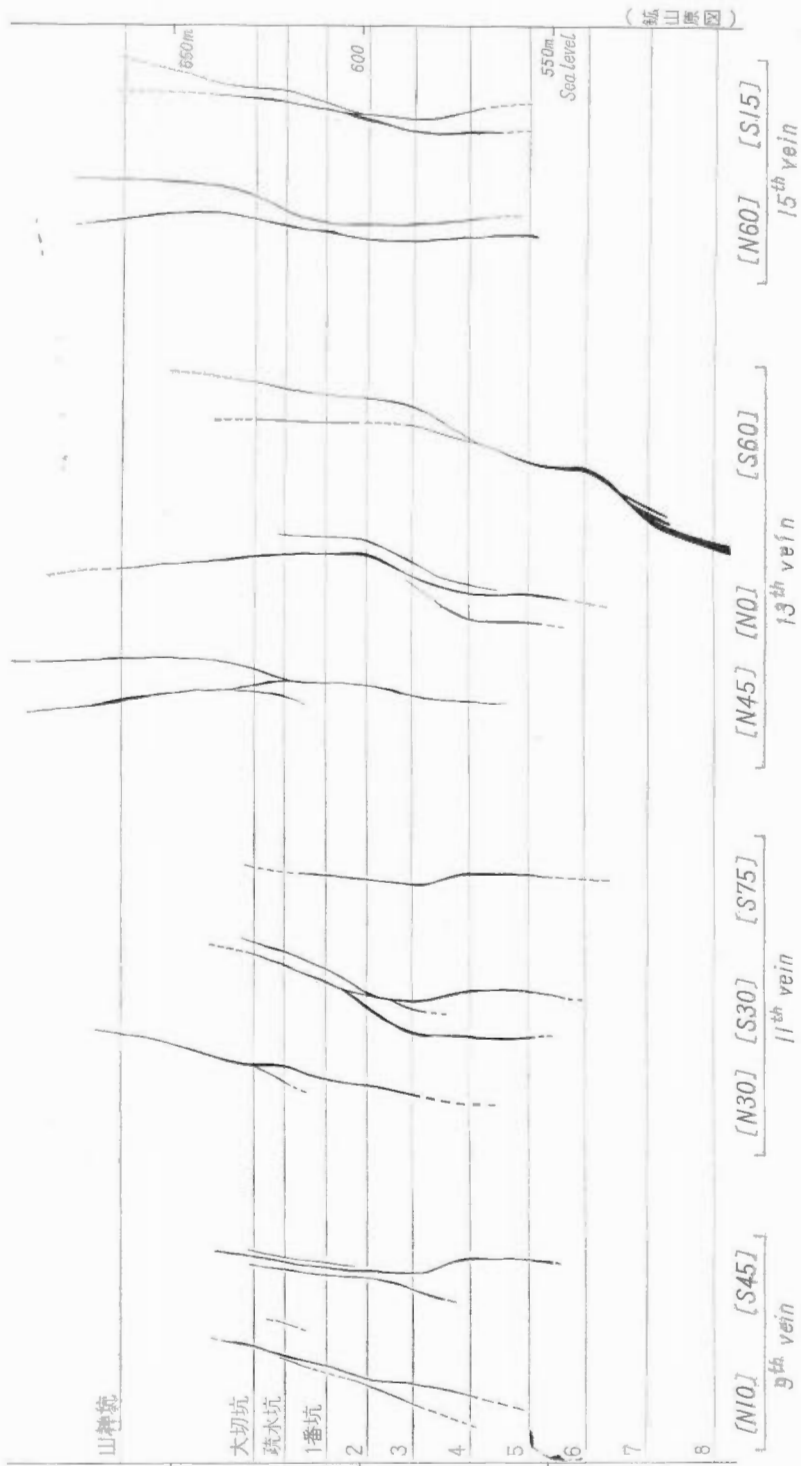
固有の名称で呼ばれる鉱脈は連続する単一脈を意味せず、鉱脈は一般に2~3枚の鉱脈群である。たとえばかつて盛んに採掘された第9, 11, 13, 15号脈では、単一脈である場合の方がまれである(第103図)。「なめつき」や派生小鉱脈を含めると、鉱脈はさらに多数の鉱脈の集合体とみることができる。

1単位の鉱脈は一般に60cm以下の脈幅を有するが、部分的には1mに達する。この鉱況が良い部分は上部では大切坑口からほぼ東西に平行に配列するが、詳細にはたとえば2番坑レベルでは、第9号脈まではN70°Wの軸を有する平行脈で、第11号脈~第22号脈はN75°Eの軸を有し、第22号脈以降はふたたびWNW系にもどる(第101図参照)。

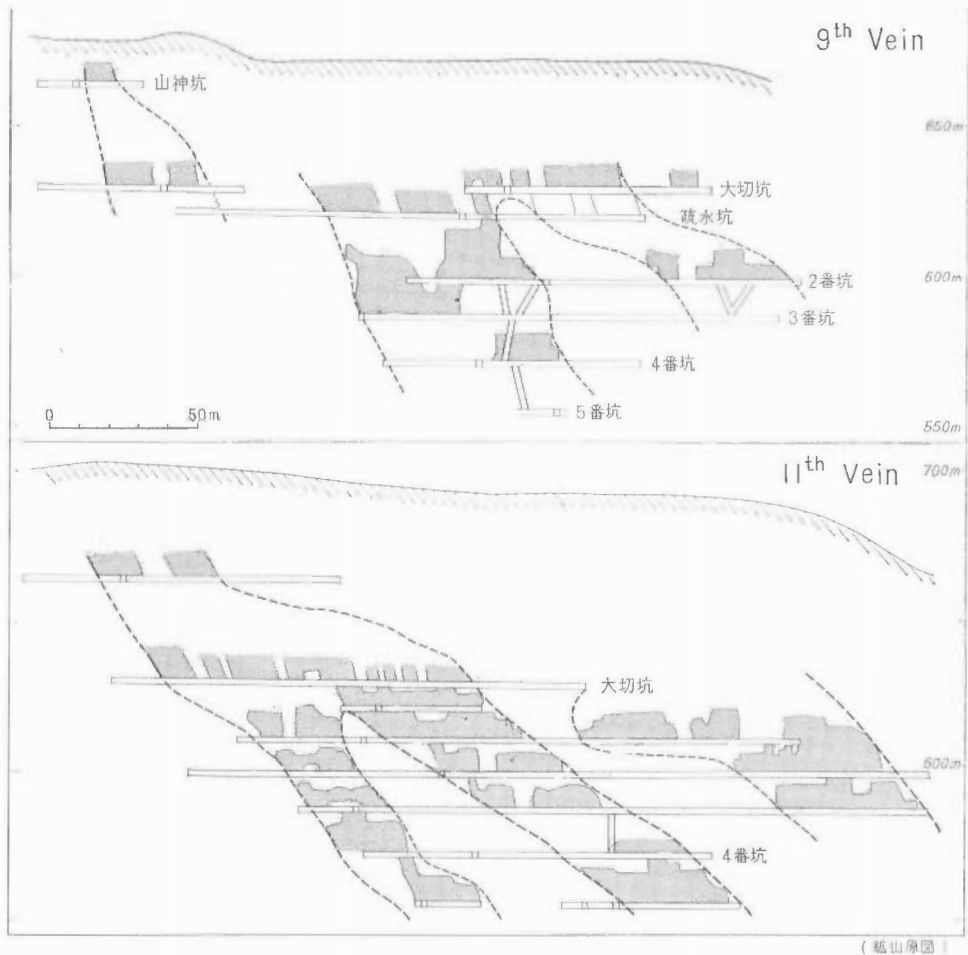
採掘跡から推察すると、1鉱脈内の富鉱部はS落しである。第9号脈はほぼ60°S, 第11号脈は45°Sの落しを有する(第104図)。第13号脈は山神坑~7番坑レベル間で50°S(第105図)、7番坑~11番坑レベルではやや急で60°Sであった。第15号脈は約70°Sの落しを有するものと思われる。

鉱脈はおもにNW系急傾斜の断層によって切られることが多いが、断層による鉱脈の水平的なずれは一般に1m以下で非常に小さい。1単位の鉱脈の末端部で小断層により脈勢が弱まる現象はしばしば認められ、鉱化作用以前の節理が鉱脈の形成を規制したものと思われるが、鉱脈は基本的には周囲に尖滅する。





第 103 図 平瀬鉱床主要 4 鉱脈の分岐現象  
 Cross sections of the four major ore veins, Hirase mine.



第 104 図 平瀬鉱床第 9 号脈および第 11 号脈の富鉱部  
Ore shoots of the 9th and 11th veins, Hirase mine.

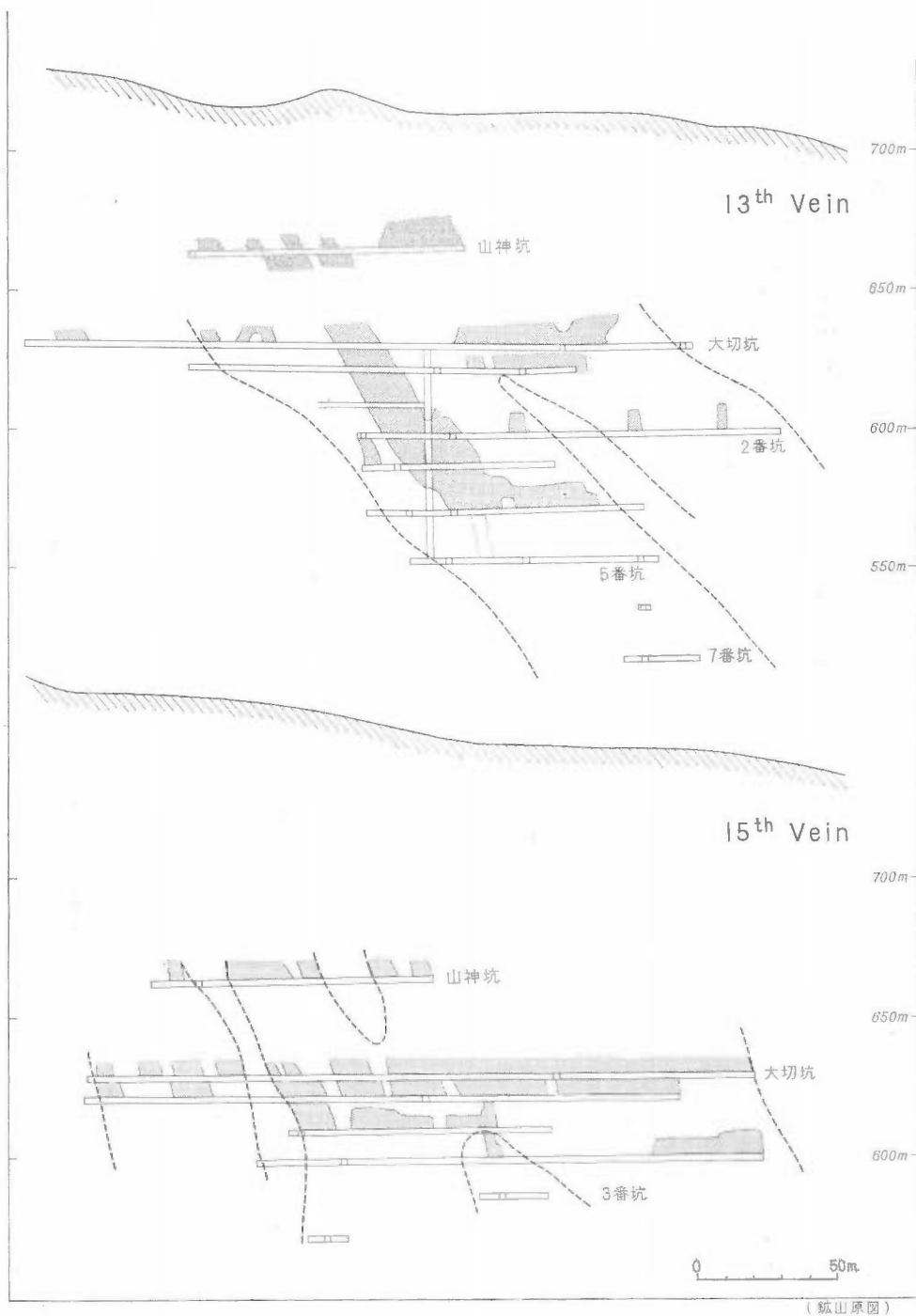
### VII. 3 変質帯と鉱脈鉱物

#### 1) 盤際変質帯

鉱脈盤際の変質帯は一般に幅 15cm 以下で、多くの鉱脈は幅 5 cm 前後の変質帯を伴うにすぎない。盤際変質帯は母岩の苦鉄鉱物が脱色した外観を呈し、大東地域の同様なペグマタイト性石英脈に伴われる紅柱石クロットや赤褐色黒雲母は確認されていない。変質作用は著しい順に、炭酸塩鉱物化・絹雲母化・緑泥石化・粘土鉱物化である。珪化作用は局部的には著しいが、これは石英脈の一変形とみなしうるから、前 4 者とその性格を異にする。

珪化作用は鉱脈の一部が鉱染状珪化帯に移行する場合にもっとも著しい。珪化帯は上部鉱脈でその発達が著しかったと報告されている（中沢・高瀬, 1953）。珪化帯は炭酸塩鉱物化と絹雲母化のもっとも著しい部分でもあって、原岩の組織が完全に破壊され、斜長石が島状に石英中に残存する組織を示す（図版 LXIII-1）。斜長石は放射状に集合する半形絹雲母とより少ない他形の炭酸塩鉱物（方解石）とによって、著しく交代されている。方解石は鉱物間隙にも生じている。絹雲母と方解石とは輝水鉛鉱中に産出することもある。

盤際変質帯のほとんどはやや白色化した、方解石-絹雲母化帯である。この変質帯はほとんどの場合に原



第 105 図 平瀬鉱床第13号脈および第15号脈の富鉱部  
Ore shoots of the 13th and 15th veins, Hirase mine.

岩の組織を保つ。斜長石は半自形絹雲母の放射状集合体と微細な散点状絹雲母および方解石の微晶に交代される。方解石は変質作用が著しい場合には鉱物間隙を埋め（図版 LXIII—2）、また原岩の組織を切って細脈状に産出する。カリウム長石がうける変質作用は斜長石の場合よりも弱く、微量の絹雲母と粘土鉱物とを生じているにすぎない。

黒雲母は一般に緑泥石と炭酸塩鉱物とに分解し、まれには絹雲母に変質している。炭酸塩鉱物の多くは方解石と思われるが、一部はやや帯色し、方解石以外の可能性を有するかもしれない。

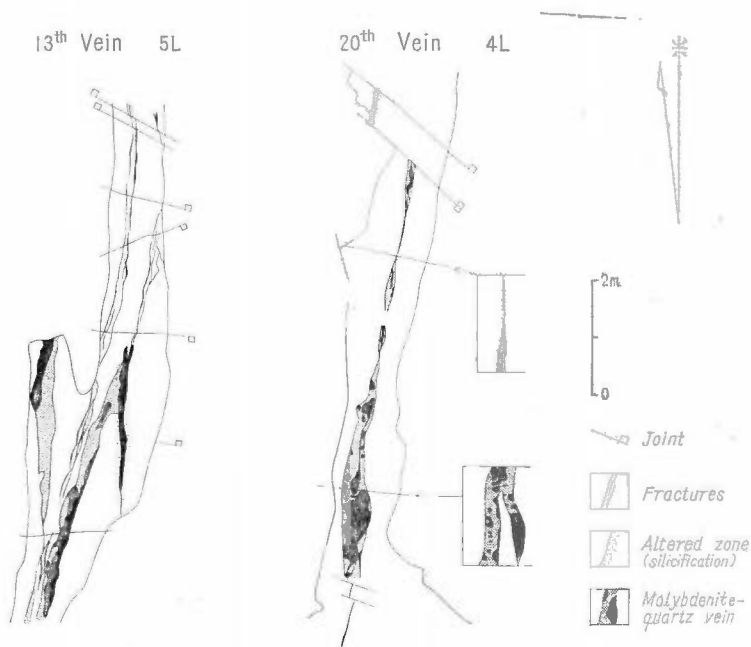
## 2) 鉱脈鉱物

鉱脈は一般に膨縮に富み、数mの範囲で幅50cm程度の鉱脈が皮膜状に変わる（第106図）。鉱脈は、(1) 輝水鉛鉱-石英脈、(2) 鉱染状珪化脈、(3) 粘土脈に分けられるが、量的には(1)が圧倒的である。輝水鉛鉱-石英脈は多い順に石英・輝水鉛鉱・方解石・カリウム長石などにより構成される。これらの鉱物が非常に粗粒であることが平瀬鉱床の1つの特色である。

輝水鉛鉱は、鉱脈中に局部的に濃集する、石英脈中の平行割目や中心に沿って産出する、などの産状を呈するが、多くのものは盤際に濃集する。粗粒結晶は底面沿いに最大20cmに達することがあるが（図版LXV—1, 2）、一般には粗粒でも6~8cm程度である。さらに著しい特色はc軸沿いに成長する結晶で、14cmに達するものが産出する（図版LXVI—1）。これらは六角板状あるいは六角柱状の自形を示し、頂部に向けてピラミッド型を示し（図版LXVI—2）、最頂部はc軸に落ち込む（図版LXVII—1）。粗粒の自形結晶は鉱床の中心よりも周辺に多く産出する。微量の輝水鉛鉱はアプライト質花崗岩に造岩鉱物の産状で産出する（図版LXIV—1）。

石英は一般に富鉱部でその透明度が高く、鉱脈末端部や晶洞性鉱脈などのより低温で形成されたとと思われる部分で乳白色をおびる。

方解石は晶洞や他鉱物間隙を埋めるか細脈状である。大塚ほか（1961）はこれに方解石とMn方解石とを認めている。カリウム長石は少量で、石英脈の盤際に主として産出する。カリウム長石は1単位の鉱脈に



106 図 平瀬鉱床富鉱部における鉱脈の膨縮  
Detailed sketch of ore veins, Hirase mine.

第 56 表 平瀬鉍山産ゼノタイムの X 線回折像  
X-ray diffraction pattern of xenotime from the Hirase mine, Shirakawa area.

d (Å)	ASTM 5-0454		Hirase mine, Japan		Ōno, Takahagi, Japan	
	I	hkl	d (Å)	I	d (Å)	I
4.53	30	101	4.54	30	4.55	15
3.43	100	200	3.44	100	3.46	100
					3.32	25
2.74	20	211	2.76	80	2.75	5
2.55	60	112	2.55	50	2.58	20
2.43	40	220	Q <sub>z</sub>		2.45	7
2.26	10	202				
2.14	50	301	2.15	20	2.16	8
1.923	20	103				
1.818	50	321	Q <sub>z</sub>		1.827	5
1.762	70	312	1.766	20	1.771	20
1.718	50	400	1.729	40	1.726	15
1.680	10	213				
1.606	10	411				
1.538	40	420	Q <sub>z</sub>		1.546	6

Q<sub>z</sub>: impurity of quartz

Geigerflex, 30kV 15mA CuK $\alpha$  (Ni) 8-1-4, 1-1-0.4mm

については局部的に、鉍床単位では広く分布するものと思われる。

以上のほか閃亜鉛鉍・方鉛鉍・黄鉄鉍・黄銅鉍などが産出する。これらの硫化物は非常に少量で、鉍脈末端部やその小派生脈で認められた。同様に微量な鉍物として、閃ウラン鉍・モナズ石・褐簾石が報告されている（大塚ほか，1961）。ほかにゼノタイムが認められた。

ゼノタイムは鉍山事務所保存の配布用標本（第 19 号脈大切坑産）から同定された。この標本は底面径 5 mm 前後の平瀬鉍床では細粒な輝水鉛鉍が透明な石英に含まれるために、全体として暗灰色を呈する。この中に長さ 0.5mm 前後の黄褐色柱状鉍物が散在する。分離後の X 線回折像と鏡下の性質とはゼノタイムの性質に一致する（第 56 表）。

第 57 表 ゼノタイム含有鉍石の鉍物容量比

Modal composition of xenotime-bearing molybdenite-quartz ore  
from the Hirase mine, Shirakawa area.

Minerals	Percentage in volume
Quartz	47.6
Molybdenite	42.7
Xenotime	7.4
Others	2.3
Total	100.0

1405 measured points with 0.5mm intervals, a point-counter method.

鏡下でこの標本は石英に埋められる自形の輝水鉛鉱とゼノタイムとからなる(図版 LXIV-2)。それらの比率は第57表の通りで、この約7%のゼノタイム量はゼノタイム含有試料の最高値を示しているものと思われる。ゼノタイムの多くは平行消光を示し、一軸性(+)の光学性を示す。光学分散が著しい。X線解析用のやや不純物を含む分離試料は放射性で、室内用の放射能測定器DC-IIIで自然数の約15倍の放射能強度(274c/2分, 自然数18c/2分)を示したが、メタミクト状態ではない。

その他の試料の検討によると、ゼノタイムは平瀬鉱床では比較的細粒の、底面径1cm以下の自形性の強い輝水鉛鉱が石英脈中に含まれる鉱脈に、多少とも含まれる。この種の鉱脈は鉱床の中心である第13号脈～第20号脈でもっとも多かったと言われている。ゼノタイムは主としてペグマタイトに産出し、比較的に高温の鉱物と考えられているから、これらの鉱脈付近が平瀬鉱床でもっとも高温性で、輝水鉛鉱の沈殿量ももっとも多い鉱化作用の中心であったと考えられる。

鉱脈を構成する石英の包有物が東京大学工学部資源工学科の実験室で測定された。平瀬鉱山資料によるとその結果は下記のようにまとめられる。なお、測定試料は19個、うち10個が第13号脈、その他が第11・21・22・23・24・25・26号脈、1番坑から10番坑にわたって採取された。

液体包有物は鉱脈の形成に直接に関係する初生包有物に関する限り、径 $10\mu$ 以上の大きいものは透明石英(輝水鉛鉱をよく伴うもの)で多く、全般的に包有物の数も多い。乳白色石英(一般に不毛である)は少量の小さい包有物を伴うにすぎない。

石英のデクレピティション温度は透明石英で $290\sim 295^{\circ}\text{C}$ 、乳白色石英で $290\sim 328^{\circ}\text{C}$ 、前者が一般に低い値を示す。カリウム長石と共存する石英は前者の、アプライト質石英脈の石英は後者の値に近い。鉱脈の上下による差は測定数が充分でなく不明瞭である。

加熱顕微鏡による充填温度は、一般に低い温度を示す二次包有物を除くと、透明石英の場合に $240\sim 280^{\circ}\text{C}$ (圧力補正せず)とみなしてよい。乳白色石英の充填温度は包有物が小さいために測定されていない。

## VIII. 結 語

日本のモリブデン生産量は大東地域と白川地域に集中するが、その他のMo単味の小鉱床を含めて、小黒部—平瀬—山佐—大東を結ぶ西南日本内帯の最内帯側はモリブデン鉱床区とみなしうる。西南日本内帯の鉱床区の問題は生野・明延鉱床の位置づけやタングステン鉱床と関連させて別に報告される予定である。白川・大東—山佐・小馬木の3地域を通じて下記の性質が観察された。

**相違性と類似性:** 花崗岩質岩石の岩質上の組合せは3地帯で類似する。粒度は白川地域で低く、これは浸食が他より進んでいないために頂部のみが露出している花崗岩質岩体が多いことの結果である。花崗岩質岩類はすべて広義のカルク・アルカリ岩系に属する。島根県東部地域では白川地域より石英または $\text{SiO}_2$ がより過剰である。同じ傾向は大東地域の堆積岩起源のホルンフェルスとその同化岩石(蓮華寺花崗閃緑岩)でより顕著である。これら特殊岩石は大東地域にのみ産出し、他地域では認められていない。

モリブデン鉱床は各地域内で、苦鉄鉱物に乏しく非常に珪長質な花崗岩中とその近傍に分布し、成因的にもっとも密接な関係を有する。Mo金属量が上記3地域でもっとも少ない小馬木地域では、その珪長指数がもっとも小さく、かつ粒度が他地域より大きい。白川地域では大きな珪長指数と周囲の被貫入岩に熱水変質帯を伴うことが鉱床の位置を示し、これは他地域でも同様と思われる。

鉱床の形態は大東—山佐地域で緩傾斜鉱脈、白川地域で裂カ充填性の急傾斜鉱脈、小馬木地域では部分的に裂カの発達以前に生じた鉱筒～脈状鉱床で、鉱染状鉱床の比率が大きい。したがって構造規制のうち、花崗岩質岩類境界面の重要性は、小馬木→大東→山佐→白川の順で、割目(おもに裂カと節理)の重要性は白川→大東→山佐→小馬木の順である。

盤際変質帯の性格は3地域3様である。鉱脈中に少量のカリウム長石が含まれるペグマタイト性鉱床を比較する場合に、大東地域ではKの添加を伴う紅柱石—黒雲岩—正長石帯や紅柱石—黒雲母—白雲母帯などの高温性鉱物組合せがあらわれ、小馬木地域ではKの添加を伴わないで柘榴石—堇青石—雲母帯・紅柱石—柘榴石—雲母帯などが産出する。しかし白川地域では微弱な方解石—絹雲母帯が認められるにすぎない。

鉬脈鉬物がおもに石英>輝水鉛鉬である点は3地域で共通する。黄鉄鉬は大東—山佐地域ではやや多いが、小馬木・白川地域では少ない。微量の U・Zn・Pb・Cu などの酸化物・硫化物は3地域に産出する。W 鉬物は小馬木地域でやや多く、大東地域と白川地域で未発見である。W・Be などが認められる点・その他を含めて、小馬木鉬床はタングステン帯の鉬床と共通する性格を有する。輝水鉛鉬中の Re 量は大東—山佐地域で多く、小馬木・白川地域で少ない。ペグマタイト性鉬床について輝水鉛鉬の粒度を比較する場合に、大東地域の粒度が他よりも著しく小さい。結晶は白川→小馬木→大東地域の順により自形性である。

**鉬床の分類：**この報告に含められたモリブデン鉬床を分類する場合に、運鉬岩と考えられる花崗岩質岩類からの鉬床の距離を基準として採用すると、鉬床はほとんど貫入岩中であって、被貫入岩類に含まれるものはごく一部である。この事実は Mo としばしば共存産出する W・Sn などの鉬床と著しい相違点である。底盤内鉬床における金属元素沈殿量は日本全体として Mo→W→Sn の順である。

鉬床の形態を基準に鉬床の分類を試みると、この報告の鉬床はすべて広義の鉬脈型鉬床である。これは詳細には緩傾斜鉬脈（大東—山佐地域）、急傾斜鉬脈（白川地域）、鉬筒を伴う鉬脈型鉬床（小馬木鉬床）、に3分され、Mo 沈殿量は上記の順に減少する。

鉬床を推定生成温度で分類すると下記の通りである。

高温性：大東，火の谷，折坂谷，小馬木，平瀬，（大佐）

中温性：清久，東山，佐世，上山佐，山佐，高木

低温性：神谷，清久南坑，岩倉谷，天狗，鳴倉，掛合

Mo 沈殿量は高温性の鉬脈で最大で、中温性の鉬脈がこれに次ぎ、低温性の鉬脈ではごく少量である。

鉬脈形成深度による3分類はもっとも信ぴょう性に乏しいが、母岩の粒度から推察して小馬木鉬床は他の2地域の鉬床より、より深部で形成されたものと思われる。一般論として、Mo 鉬床は花崗岩質岩類に伴われる深成鉬床では浅成のものに属する。

以上の諸要素を基準として、第1表に掲げられた日本のモリブデン鉬床を分類し、さらにモリブデン生産量（1968年までの Mo 精鉱中の Mo 含有量）に基づき比率を加えると第58表の如くである。Mo 沈殿量の

第58表 日本のモリブデン鉬床の分類と Mo 沈殿量  
Classification of Japanese molybdenum deposits and percentages of each class based on their Mo-production.

鉬床の型		推 定 形 成 温 度		
		ペグマタイト性～高温熱水性	中 温 熱 水 性	低温熱水性
底盤内鉬床	鉬脈 緩傾斜系 <30° (67.9%)	大東，火の谷，折坂谷 (31.1%)	福栄頓，小黒部，山佐，清久，東山， 佐世，三瓶，白鳥 (36.5%)	神谷，清久南坑 (0.3%)
	急傾斜系 >50° (29.8%)	日豊，平瀬，白川水鉛，小馬木(W)， 大佐，加茂 (28.4%)	北頭，大芦，高城，福岡(=金華満?) (1.4%)	
	鉬染(網状)型 (0.2%)	三根，塩野町(W)，関金(W) (0.1%)		念珠ヶ関，鷺沢 (tr)
底盤外鉬床	鉬脈型 (0.4%)	丸森(=日興) (tr)	拂性寺 (0.3%)	掛合 (0.1%)
	接触交代型 (1.7%)	大川口，内山，中竜 (1.7%)		
		61.3%+	38.2%	0.4%+

側面から日本のモリブデン鉱床を考察すれば、その98%は貫入岩体内鉱脈型鉱床であり、貫入岩体外鉱床は2%を占めるにすぎない。また Mo 沈殿量はペグマタイト〜気成〜高温熱水性の、いわゆる高温性鉱床で約61%、中温熱水性鉱床で約38%、より低温の鉱床では1%以下である。

モリブデン鉱床をタングステン鉱床と比較する場合に、後者では高温性鉱床が占める割合が前者より大きい。また、モリブデン鉱床は温度・圧力の漸減の環境下で、タングステン鉱床や錫鉱床よりも浅成の環境で形成されたものと思われるが、この報告の主題をはずれるのでここでは詳しくは記述しない。

**今後の問題：**この報告の内容は野外現象の記録である。今後は合成実験や理論的な手法による結果との比較検討が必要である。野外調査に限っても、小馬木地域の広域地質、白川地域の精密地質調査と平瀬鉱床精査などが今後の課題である。被貫入岩の詳細から鉱床形成深度などの手懸りが得られるものと思われる。

これまでに学会誌で討論された諸問題の一つに、大東地域の火成活動史がある(石原, 1967c)。この問題で、筆者の観察・K-Ar 鉱物年代・山本(1968)の観察を同等に扱えば、花崗岩質岩相互関係と鉱化時期のそれぞれについて対立する要素が多く、今後の研究に期する所が大きい。その鍵は大東鉱山本坑坑口周辺の精密地質解析とより正確で多数の絶対年代測定である。

筆者はかつて大東地域にタングステン鉱物が産出しない(または Mo/W 比が地域的に非常に大きい)点を、堆積岩起源のホルンフェルスと同化した蓮華寺花崗閃緑岩の南縁に大鉱床が分布する事実に結びつけ、地向斜堆積時における水圏での Mo・W の分離が造山運動で再生された結果として、Mo/W 比が高まる考え方を公表した。この考え方には、水圏で両元素が明瞭に別れ得る可能性および蓮華寺花崗閃緑岩またはその分化相から鉱化作用が生じたことの証明、の2点に曖昧さがある。とくに後者を直接証明することは浸食が進み、多種の花崗岩質岩類が露出する鉱床地域では絶望的である。

大東一山佐地域の「鉱液」の起源を筆者は近傍の岩石、とくに優白花崗岩類の固結直前の分離液相と考えた。この考えは ore magma のような概念を否定する。その根拠と従来の大内谷花崗岩の後火成作用を否定する理由とはすでに公表した(石原, 1967c)。大東地域で残された可能性は大東花崗閃緑岩である。大局的にこの岩石に近い大東本山鉱床を中心に鉱床の累帯分布が認められる点はこの説に有利である。しかし、諸鉱床が詳細にはこの花崗閃緑岩との関係を指示する要素を示さない、山佐地域の説明が困難である、Goldschmidt 経験則と他の多くの実例とからこの種の岩石に Mo が濃集したとは思われぬ、などの理由でこの花崗閃緑岩は運鉱岩とは考えられない。

平瀬と小馬木鉱床の形態は現位置のままに鉱床が上昇鉱液から生じたことを示している。つまり鉱床形成以後は単純な上昇運動のみで、地域的な大きな傾倒運動はこれらの地域には生じなかったとみてよいが、第三紀堆積岩などの傾倒で示される直接的な証拠があるわけではない。大東地域でも同様であるが、その北方の堆積岩には島根半島の中新統に関連して、中新世以降に30°N以下の傾倒が認められる。しかし、その影響は大東一山佐地域にはおそらく及んでいないであろう。とすると、大東地域で現在認められるち密で帽岩として好ましそうな川井混成岩が見かけの下位にあって、その上位に優白花崗岩複合体・蓮華寺花崗閃緑岩が分布する産状は鉱床形成時の状態をほぼ反映しているとみなし、鉱床形成の説明がなされなければならない。

大東地域では鉱脈の性質と、隣接する盤際変質帯の鉱物組合せ・成分の増減とが一致している。しかし小馬木鉱床では、割目を上昇した「鉱液」と壁岩との反応では変質帯の成因が説明しにくい。変質斑点は変質鉱物・化学成分上母岩の両雲母花崗岩の同時晶出異相とみなしうる。西南日本外帯の中新世花崗岩中の包有物と同様に、変質斑点を捕獲岩とみる考え方は、変質斑点の密度が鉱体に関係し、盤際変質帯や鉱染変質帯(脈)が変質斑点と同様な鉱物からなる、などの理由で必然性に乏しい。平瀬鉱床では、鉱脈にカリウム長石やゼノタイムが産出するにもかかわらず盤際変質帯に「高温性」鉱物が認められていない。これは坑内調査が充分でなかったためかもしれず、とくに鉱脈上部の精査が必要である。

日本の主要モリブデン鉱床はいずれも露頭を端緒として開発され、採掘に伴う周辺の探査によって新鉱床が発見された種類である。そのお陰で探査基準に関してはかなりの知識が蓄積された。今後はその知識が潜頭鉱床の開発を主眼に広く利用されることを望みたい。現時点でモリブデン鉱床の探査基準は、(1) Mo 鉱床区内で被貫入岩に近い細粒優白花崗岩、(2) 熱水変質帯の存在と変質鉱物の吟味、(3) Mo を指示元素とする化探の併用、などにより得られるものと思われる。



この報告で記載した内容にはすでに観察不能なものもある。この報告が地質学および鉱床探査の基礎資料として将来役立つことを願って本稿を終わる。

(昭和43年12月稿)

#### 引用文献

- 安達史朗 (1967) : 島根県東山モリブデン鉱山の地質鉱床, 鉱山地質, vol. 17, p. 317~327
- ALLING, H. L. (1938) : Plutonic perthite. *Jour. Geol.*, vol. 46, p. 142~165.
- BATEMAN, P. C., CLARK, L. D., HUBER, N. K., MOORE, J. G. & RINEHART, C. D. (1963) : The Sierra Nevada batholith. A synthesis of recent work across the central part. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 414-D, p. 1~46.
- CHAYES, F. (1956) : *Petrographic modal analysis*. John Wiley & Sons, Inc., N. Y., p. 1~113.
- CHAYES, F. (1957) : A provisional reclassification of granite. *Geol. Mag.*, vol. 94, p. 58~68.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1962, 1963) : *Rock-forming minerals*. Longmans, London, vol. 1, p. 1~333, vol. 3, p. 1~270.
- ESKOLA, P. (1914) : An occurrence of gahnite in pegmatites near Träskböle in Pernio, Finland. *Geol. Fören. i Stockholm förh.*, XXXVI, 1, p. 25~30.
- FLEISCHER, M. (1965) : Summary of new data on rock samples G-1 and W-1, 1962~1965. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 29, p. 1263~1283.
- FLEISCHER, M. (1969) : U. S. Geological Survey standard—I. Additional data on rocks G-1 and W-1, 1965~1967. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 33, p. 65~79.
- FRIEDMAN, G. M. (1954) : The spinel-silica reaction succession—A study of incompatible mineral phases. *Jour. Geol.*, vol. 62, p. 366~374.
- 原村 寛 (1961, 1962) : 古生層の粘板岩の化学組成 II, III, 地質雑, vol. 67, p. 671~675, vol. 68, p. 29~32
- 服部 仁・野沢 保 (1959) : 本邦産花崗岩質岩石の化学成分, 地質調査所特別出版物, p. 1~217
- 服部 仁・片田正人 (1964) : 5万分の1地質図幅「根雨」および同説明書, 地質調査所, p. 1~43
- HAYAMA, Y. (1959) : Some considerations on the color of biotite and its relation to metamorphism. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 65, p. 21~30.
- 早瀬 一・石坂 恭一 (1967) : Rb-Sr 法による地質年令 (I) 西南日本, 岩鉱, vol. 58, p. 201~212
- 石原舜三 (1961) : 山陰地方の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉱床, 地質調報告, no. 190, p. 79~93
- 石原舜三 (1965) : モリブデン鉱床の問題点と鉱業の話題, 地質ニュース, no. 130, p. 1~11
- 石原舜三 (1966 a) : ニューメキシコ州グェスタ鉱床にみられる鉱床形成の2要素, 岩鉱, vol. 56, p. 212~227
- 石原舜三 (1966 b) : 島根県東部の花崗岩類とモリブデン鉱床の地質的位置—本邦モリブデン鉱床の研究(1)—, 地質雑, vol. 72, p. 553~571
- ISHIHARA, S. (1967) : Molybdenum mineralization at Questa mine, New Mexico, U. S. A.—An importance of degree of magmatic fractionation for molybdenum concentration to from an ore deposit. *Rept. Geol. Surv. Japan*, vol. 218, p. 1~64.
- 石原舜三 (1967 a) : 島根県東部のモリブデン鉱床に産出する「変成鉱物」(要旨), 岩鉱, vol. 57, p. 126
- 石原舜三 (1967 b) : 島根県大東町塩田付近の「石英斑岩」について, 地質雑, vol. 73, p. 277~280
- 石原舜三 (1967 c) : 島根県東部の火成活動史とモリブデン鉱化作用に関する諸問題—本邦モリブデン鉱床の研究(4)—, 鉱山地質, vol. 17, p. 272~283
- 石原舜三 (1968 a) : 岐阜県平瀬モリブデン鉱床の地質的位置 (演旨), 鉱山地質, vol. 18, p. 49
- 石原舜三 (1968 b) : 岐阜県平瀬モリブデン鉱床の地質的位置—本邦モリブデン鉱床の研究(5)—, 鉱山地質, vol. 18, p. 257~272

- 石原舜三・浜地忠男 (1961) : 島根県清久および東山鉾山の含ウラン鉍床, 地質調報告, no. 190, p. 322~332
- 石原舜三・出納和基夫 (1967) : 島根県小馬木モリブデン鉍床の地質 (演旨), 鉍山地質, vol. 17, p. 57
- 石原舜三・河野義礼・植田良夫 (1967) : K-Ar dating からみた島根県東部の火成活動 (演旨), 岩鉍, vol. 57, p. 125
- 石原舜三・関根節郎・望月常一・大場きみじ (1969) : 花崗岩類中のウランおよびトリウム量とその地質学的意義, 地質調報告, no. 232, p. 179~219
- 石原舜三・望月常一 (1969) : 島根県東部の阿用川を中心とする水の化学的性質—とくにウランの異常について—, 地質調月報, vol. 20, p. 435~448
- 桂 辨三 (1917) : 水鉛, 日本鉍業新聞社, p. 1~144
- 河田学夫 編 (1962) : 地質調査所化学分析成果表 I (岩石・鉍物, 1954~1960), 地質調報告, no. 195, p. 1~176
- 河田清雄・山田直利・磯見 博・村山正人・片田正人 (1961) : 中央アルプスとその西域の地質—その2 濃飛流紋岩類—, 地球科学, no. 54, p. 20~31
- 河合正虎 (1961) : 飛騨高原西部における後期中生代の地殻変動第3報—白山周辺地域の地質学的研究—, 地質調月報, vol. 12, p. 747~762
- 河合正虎・平山 健・山田直利 (1957) : 5万分の1地質図幅「荒島岳」および同説明書, 地質調査所, p. 1~110
- 河野義礼・植田良夫 (1966) : 本邦火成岩類の K-Ar dating (V)—西南日本の花崗岩類—, 岩鉍, vol. 56, p. 191~211
- 河野義礼・植田良夫 (1967) : 本邦火成岩類の K-Ar dating (VI)—花崗岩類の総括—, 岩鉍, vol. 57, p. 177~187
- 木野崎吉郎 (1953) : 中国地方の花崗岩とタングステン及びモリブデン鉍床について (概報), 広島大地理学研究报告, no. 3, p. 61~75
- 木野崎吉郎・石原舜三・出納和基夫 (1965) : 瀧本清氏ほか2名の論文を読んで, 鉍山地質, vol. 16, p. 183~185
- 木下亀城 (1945) : 九州地方鉍山局管内の水鉛鉍床, 九大工学彙報, 19巻5号, p. 206~212
- KNORRING, O. von & DEARNLEY, R. (1960) : The Lewisian pegmatites of South Harris, Outer Hebrides. *Min. Mag.*, vol. 32, p. 366~378.
- 小島丈児・吉田博直 (1957) : 中国地方中東部の中生代深成火成活動, 総合研究「日本の後期中生代の研究」連絡紙, no. 5, p. 1~3
- KURODA, P. K. & SANDEL, E. B. (1954) : Geochemistry of molybdenum. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 6, p. 35~63.
- LAMIZ, R. V., STEVENS, R. E. & NORMAN, M. B. (1964) : Staining of plagioclase feldspar and other minerals with F. D. and C. Red No. 2. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 501-B, B152~153.
- 松沢 勲 (1965) : 白山火山の地質, 白山国立公園白山地区 (岐阜県側) の観光資源およびその保護開発に関する調査報告書, 名古屋営林局, p. 89~120
- 三浦 清 (1966) : 島根県加茂町付近の花崗岩類とその崩壊について (I), 岩鉍, vol. 56, p. 256~283
- MIYASHIRO, A. (1957) : Cordierite-indialite relations. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 25, p. 43~62.
- 都城秋穂 (1965) : 変成岩と変成帯, 岩波書店, p. 1~458
- 中沢次郎・高瀬 博 (1953) : 岐阜県平瀬鉍山輝水鉛鉍床調査報告, 地質調月報, vol. 4, p. 625~634
- 応地燕子・応地善雄 (1961) : 東山陰地域のアルカリ玄武岩類の岩石学的研究 (IV)—松江・米子地区の玄武岩類—, 岩鉍, vol. 56, p. 141~156
- 小野晃司 (1959) : 日本産火山岩の化学成分, 地質調査所特別出版物, p. 1~441
- OSAKI, S. (1967) : Analytical and geochemical studies of rhenium in molybdenite. 金沢大修士論文,

- p. 1~51
- 大塚寅雄・佐々木政治・高田康秀 (1961) : 岐阜県平瀬鉾山の含ウラン鉾床, 地質調報告, no. 190, p. 213~217
- PEACOCK, M. A. (1931) : Classification of igneous rock series. *Jour. Geol.*, vol. 39, p. 54~67.
- PETTIJOHN, F. J. (1963) : Data of geochemistry, 6th edition, chemical composition of sandstone—excluding carbonates and volcanic sands. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 440-S, p. 1~19.
- REED, J. J. (1957) : Petrology of the lower Mesozoic rocks of the Wellington district. *New Zealand Geol. Surv. Bull.*, vol. 57, p. 1~60.
- RICKWOOD, P. C. (1968) : On recasting analyses of garnet into end-member molecules. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 18, p. 175~198.
- RINGWOOD, A. E. (1955) : The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization, I and II. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 7, p. 189~202, 242~254.
- 関根良弘 (1945) : 島根県仁多郡小馬木水鉛鉾山調査報告, 学徒動員報告, 地質調査所資料
- SHAND, S. J. (1950) : *Eruptive rocks*. Thomas Murby & Co., London, p. 1~488.
- SHIBATA, H. (1956) : Chemical composition of Japanese granitic rocks. in regard to petrographic provinces. Part IV. *Sci. Rept. Tokyo K. D.*, Sec. C, vol. 5, p. 1~23.
- 柴田秀賢 編 (1967) : 日本岩石誌II, 朝倉書店, p. 1~377
- SHIBATA, K. & YAMADA, N. (1965) : Potassium-argon ages of the granitic rocks in the vicinity of Ningyo-toge, Chugoku district, west Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 16, p. 437~442.
- 島根県 (1963) : 20万分の1 島根県地質図および同説明書, p. 1~24
- STRECKEISEN, A. L. (1967) : Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, Band 107, p. 144~214, 215~240.
- 出納和基夫・石原舜三 (1966 a) : 島根県清久モリブデン鉾床の概要—本邦モリブデン鉾床の研究 (2)—, 鉾山地質, vol. 16, p. 342~352
- 出納和基夫・石原舜三 (1966 b) : 第1回モリブデン研究会 (仮称) の内容, 鉾山地質, vol. 16, p. 355~356
- 出納和基夫・石原舜三 (1967) : 島根県清久モリブデン鉾床の特性と形成過程—本邦モリブデン鉾床の研究 (3)—, 鉾山地質, vol. 17, p. 36~49
- SUZUKI, Y. (1955) : On Some mutual relations among the mineral constituents of plutonic rock series, *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. IX, p. 43~54.
- 鈴木淑夫・石原舜三 (1969) : 土岐—岡崎地域の花崗岩質深成岩の鉾物容量比, 地質調報告, no. 232, p. 155~168
- 高橋 清・石原舜三 (1999) : 土岐—岡崎地域の花崗岩類の微量成分, 地質調報告, no. 232, p. 169~178
- 瀧本 清・港 種雄・佐野美則 (1965) : 島根県大東地域におけるモリブデン鉾床の研究(1), 鉾山地質, vol. 15, p. 36~47
- 瀧本 清・港 種雄・佐野美則 (1966) : 木野崎氏ほか2名の「瀧本清氏ほか2名の論文を読んで」に対する回答, 鉾山地質, vol. 16, p. 25~27
- 立見辰雄 (1954) : モリブデン鉾, 日本鉾産誌 I—C, 地質調査所, p. 191~215
- 寺田喜久雄・大崎 進・石原舜三 (1966) : モリブデナイト中のレニウム含量について (演旨), 昭和41年度地球化学討論会資料, p. 109~110
- THORNTON, C. P. & TUTTLE, O. F. (1960) : Chemistry of igneous rocks, I; Differentiation index. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 258, p. 664~684.
- 鳥取県 (1966) : 20万分の1 鳥取県地質図 同説明書, p. 1~109
- 坪谷幸六・石原舜三 (1961) : 島根県真砂および小馬木鉾山の含ウラン鉾床, 地質調報告, no. 190, p. 309~321

- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L. (1858) : Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 74, p. 1~58.
- 牛丸周太郎 編 (1965) : 20万分の1 岐阜県地質図, 岐阜県
- 牛丸周太郎・河井政治 (1956) : 荘白川総合学術調査報告 (下), 岐阜県教育委員会, p. 43~66
- VOKES, F. M. (1962) : Contribution to the mineralogy of Norway; No. 15. gahnite in the Bleikvassli ore. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, bind 42, p. 317~329.
- 渡辺萬次郎 (1944) : 東北地方水鉛鉱床の諸型式, 岩鉱, vol. 32, p. 129~136
- 山口鎌次 (1957) : 山陰地方産花崗岩質岩石について (第1報), 岡山大温泉研報告, vol. 19, p. 34~51
- 山本豊穂 (1952) : 島根県大東町に見られる2・3のモリブデン鉱床について, 広島文理大卒論
- 山本豊穂 (1954) : 島根県大東鉱山付近の地質および鉱床について, 広島大地学研究報告, no. 4, p. 1~13
- 山本豊穂 (1963) : 山陰地方におけるモリブデン鉱床の概要, 広島大地学研究報告, no. 12, p. 83~92
- 山本豊穂 (1968) : 大東花崗閃緑岩とモリブデン鉱床の関係について, 地質雑, vol. 74, p. 191~192

# Major Molybdenum Deposits and Related Granitic Rocks in Japan

By

Shunso ISHIHARA

## Abstract

The first nation-wide compilation on Japanese molybdenum deposits was published in 1954 in the item of Molybdenum Ore in the series of "Mineral Resources in Japan", BI-c. But the major parts of Mo-production were brought later than the compilation date. Production of Mo-concentrates between 1950 and 1968, for example, was 86 percent of the historical sum amounting about 10,500 tons with the MoS<sub>2</sub> content of approximately 87 percent; while that before 1948 was 14 percent. This report deals with major Japanese molybdenum mines, most of which have been in operation in recent years, and granitic rocks related to the Mo-mineralization.

Major molybdenum deposits and most of the other minor deposits are distributed on the northern side of the Inner Zone of Southwest Japan. Major tungsten deposits are located south to the Mo-zone. Hence, a provincial zonal distribution is clear in the Southwest Japan on the Mo-W-mineralization related to the late Cretaceous to early Tertiary granitic activity; i. e., from the Median Tectonic Line to north, a barren zone of foliated granitic rocks associated with Ryoke metamorphic rocks, W-zone with massive granitic rocks, and Mo-zone with slightly younger massive granitic rocks. Similar zoning is also observed in Northeast Japan. Production indicates roughly equal amounts of Mo and W in the Inner Zone of Southwest Japan as a whole, which is similar to the crust-ratio of both the elements. Molybdenum deposits in the Mo-zone are focussed in Daito area in the eastern parts of Shimane Prefecture and Shirakawa area of Gifu Pref. Names of the five major mines and their production percentages to the historical sum up to 1968 are as follows :

Daito area	{ Daito mine including Hinotani and Orisakadani mines	31 %
	{ Seikyū mine	19 %
	{ Higashiyama mine	15 %
Komaki mine		6 %
Hirase mine of Shirakawa area		21 %

*General geology* : The basement rocks in the eastern parts of Shimane Pref. and Shirakawa areas are possibly of Paleozoic formations. The largest event in the two areas are volcanism and successive plutonism of intermediate to acidic magmas during the late Cretaceous to early Tertiary time, as well as in the other parts of the Inner Zone of Southwest Japan. Ratio of rhyolitic rocks to granitic rocks is high in the Shirakawa area because of a slight degree of erosion compared with that in the Shimane Prefecture. It can be said that the eastern parts of Shimane Pref. are composed of nothing

but granitic rocks.

As far as the exposed area is concerned, the major granitic masses consist of, in decreasing order, biotite granite, hornblende-biotite granodiorite, fine-grained granodiorite of heterogeneous composition from (quartz)gabbro to granite, and fine-grained leucogranite including aplite. Fairly wide distribution of the leucogranitic rocks is a characteristic of the Mo-zone, as compared with granitic rocks of the W-zone. The leucogranitic rocks occur near the pre-existing rocks and are genetically related to the Mo-mineralization.

The granitic rocks in the studied areas are all considered having an igneous origin, except for two xenolithic masses of sedimentary rock origin, which are tentatively called schistose hornfels and gneissose hornfels, and associated Rengeji granodiorite in the Daito area. The Rengeji granodiorite accompanies leucogranite-complex along its southern margin. Important molybdenum deposits of the Daito, Daito-Hinotani, Seikyu, and Higashiyama mines are located in and around the marginal phase. Kawai hybrid is interpreted as a quartz dioritic igneous rock acidified by intrusion of leucogranitic magma. This hybrid is also a favorable host rock for the mineralization in the Daito area, but similar rocks in the Shirakawa area show no association with the Mo-mineralization.

Grain size of the granitic rocks indicated by IC number seems to be most related to difference on the exposed area. Batholith-forming unit, for example, gives us the smallest IC number; while small masses distributed near pre-existing rocks show larger IC numbers of usually more than 100. Host rocks of the molybdenum deposits are always the fine-grained granitic rocks. The host rock of the Komaki mine is coarser than those of the Daito and Shirakawa areas. This feature may be reflected on much smaller tonnage of Mo-concentration at the Komaki mine compared with the other two areas.

Almost all of the granitic rocks in the studied areas are plotted in granodiorite and granite field of Streckeisen's classification in their average modal composition of each cooling (and possibly intrusion) unit. Granitic rocks in the Shimane Pref. contain more quartz than those in the Shirakawa area in the ternary diagram of three salic minerals. This feature is most obvious in the series of the hornfels-Rengeji granodiorite of the Daito area. The mafic minerals consist mostly of amphiboles and biotite. Pyroxene is very rare and muscovite occurs in the most salic rocks. Generally speaking, the granitic rocks of the studied areas belong to modally a mafic minerals-poor series of granitic rocks in comparison with those of the other areas in the Inner Zone of Southwest Japan. It is feasible to assume that the wide distribution of leucogranite and aplite in the Mo-zone is a reflect of the petrographic character of the granitic rocks. Spinel occurs in association with quartz crystals in the hornfels of the Daito area. This is possibly due to  $Zn^{2+}$ -dominant composition of the spinel.

Granitic rocks in the studied areas are of a calc-alkaline rock series. They contain more  $Na_2O$  but less  $K_2O$ , and more  $MgO$  with higher  $Fe_2O_3/FeO$  ratio than those of the W-zone and barren zone in Southwest Japan. Within the Mo-zone, the rocks of Shirakawa area are more potassic than those in Shimane Pref. Mo content in trace amount of the host granitic rocks are higher than that of similar rocks having no molybdenum deposit. K-Ar mineral ages indicate that formation of molybdenum deposits in the studied areas vary from 36 to 58 million years depending on their location. In general the more salic composition of the granitic rocks shows the younger K-Ar ages. Regionally speaking, granitic rocks of the Mo-zone are younger than those of the W-zone and barren zone in Southwest Japan.

Contact effect of the granitic rocks to the pre-existing rocks is observed in areas where rhyolitic tuff is still preserved. Around a pluton having no association with Mo-mineralization, only recrystallization of the rhyolitic tuff is observed, which is generally limited to 20 m from the margin of the

pluton. Wide alteration zones, however, are recognized around aplitic granite carrying intense Mo-mineralization. The contact alteration zones show successively a andalusite-biotite-muscovite facies and siderite-sericite facies from the pluton side, or merely sericite-quartz facies. Comparing with the unaltered rhyolitic tuff, an increase of  $K_2O$  and S is clear in the altered tuff, and decreased elements are CaO, FeO, MgO,  $TiO_2$ , and  $P_2O_5$ . The altered tuff increases in trace elements of Mo and U; while it decreases in Ba, Sr, B, V, Ni, Co, As, Zn, and Pb. Large amounts of S in the whole altered zone indicate that significant amounts of a liquid phase are necessary for the salic magma that have formed the aplitic granite and molybdenum deposits.

*Ore deposits:* Molybdenum deposits of the Daito-Yamasa area are of gently-dipping (about  $20^\circ$ ) vein type, consisting mainly of quartz and molybdenite. There are about 40 veins distributed in the area, two of which, Honpi-Eiko-hi of the Daito mine and Ziri-Yabuchi-Onobe 3rd vein of the Seikyū and Higashiyama mines, are outstanding. These molybdenite-quartz veins mostly occur in the horizon of leucocratic granite composed of two-mica leucogranite, aplite, and biotite granite. Important veins are distributed in the leucogranites-complex occurring between the Rengeji granodiorite and Kawai hybrid at the southern margin of the Rengeji granodiorite. One unit of the large veins is usually composed of several veins of smaller size. Branch-veins also commonly occur. The following three factors are essential to control the Mo-mineralization; kind of the host rocks, rock boundaries of the granitic rocks, and cooling joints of the host rocks. Faults and variation on the strike and dip of the veins are subordinately important for the mineralization control.

The veins are mostly pyrite-bearing molybdenite-quartz vein and those of the Daito mine contain small amount of potassium feldspars. The other kind of veins such as molybdenite-clay-(quartz) vein, molybdenite-common sulfide-quartz vein, disseminated ore, and brecciated vein, are also present very locally. Major vein-forming minerals are quartz, alkali feldspars, clay minerals, zeolites, carbonates, molybdenite, pyrite, magnetite, uraninite, chalcopyrite, sphalerite, and galena. Molybdenite from high temperature-type veins is fine-grained ones, although it is usually the coarsest ones in the other Mo-areas. The molybdenite contains roughly ten times more Re than that from similar vein-type deposits of the other areas in Japan. The Re content is lower in high-temperature type than in low-temperature type.

Wall-rock alteration envelopes are generally less than 30 cm in width. The alteration products are of quartz, alkali feldspars, andalusite, biotite, muscovite (sericite), chlorite, clay minerals, zeolites, carbonates, pyrite, and garnet, and very locally cordierite and molybdenite. General characters of the alteration envelopes are as follows:

- (i) Andalusite-biotite-orthoclase facies; accompanied by pegmatitic vein, decomposition of plagioclase and newly-formed potassium feldspars, and presence of pyrite converted from magnetite. Chemically, increase in S and  $K_2O$ , and decrease in CaO,  $Na_2O$ , total Fe, and  $SiO_2$ .
- (ii) Andalusite-biotite-muscovite facies; associated with common quartz veins of the Daito mine, decomposition of feldspars, increase of quartz and muscovite, and newly-formed andalusite and pyrite. Chemically increase in  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , and S, and decrease in CaO,  $Na_2O$ , and  $K_2O$ . The andalusite of these facies was formed by decomposition of feldspars.
- (iii) Sericite-quartz facies; the most commonly present at the outer rim of the previous altered zones and in connection with quartz vein mineralization at the Seikyū or Higashiyama mines; decomposition of feldspars and mafic minerals, increased amounts of quartz and sericite, and much chlorite in case of mafic original rocks. Chemically increase in  $Fe_2O_3$  and S, and decrease in CaO and  $Na_2O$ .
- (iv) Carbonates-albite facies; occurring in the matrix of disseminated ore or locally at the outer rim of the sericite-quartz facies.

On the basis of mineral assemblages of the vein-forming material and alteration products, major molybdenum deposits of the Daito area are classified as follows:

Pegmatitic to hypothermal; Daito, Hinotani, and Orisakadani

Mesothermal; Seikyū and Higashiyama

Epithermal; Kamitani and Minamiko

These ore deposits have been moved and blocked off after the Mo-mineralization. Observed faults are mostly of post-mineralization. Regionally the strongest tectonic line of ENE-series of the area has not been so far observed. Among these local faults, steeply-dipping NE-series is prominent in the Daito mine. In the Seikyū and Higashiyama mines, a grid-pattern movement shown by combination of steeply-dipping WNW-series and NNE-series, and flat-lying faults along ore veins is obvious. This, more complicated movement in the Seikyū and Higashiyama mines than in the Daito mine, is related to nearby vent intrusion of Miocene andesite. The largest dislocation of the faults is of "Giant Fault" of WNW-series on which horizontal movement of 130 m and vertical one of 150 m are recognized.

Komaki molybdenum deposits are located in two-mica granite close to coarse-grained granodiorite, and consist of four major orebodies of Ichiman, Honko, Tenma, and Chugiri. The Ichiman orebody is composed of a pipe-like orebody with associated branch-pipes at the upper horizon and vein-type orebody at the lower horizon. The Honko orebody is, on the contrary, a vein-type at the upper horizon and a pipe-like form with lens-shaped profile at the lower horizon. The Tenma orebody is a pipe, and the Chugiri orebody consists of the upper pipe orebody and the lower vein-type orebody. Molybdenite mostly occurs in the margin of quartz mass and adjacent alteration zones.

The mineralization is controlled by the kind of the host rocks with intense alteration spots, rock boundaries of the granitic rocks, and cooling joints. Orebodies are always located in two-mica granite, which contains many alteration spots. The four major orebodies occur within 100 m from the coarse-grained granodiorite, and the best orebodies are located around 20 m from the contact. Relief on the contact plane is also an importance to control the mineralization. Joint system of the two-mica granite is composed of steeply-dipping NNW-series and flat-lying series. The former is the most significant agent to form disseminated molybdenite in altered rocks of vein forms.

Alteration at the Komaki mine consists of wall-rock alteration type, alteration veins without quartz mass along joints, and alteration spots. The third type is distributed widely in the two-mica granite even outside the orebodies. Major alteration products of unusual assemblages, which made the Komaki mine famous besides the peculiar shape of the orebodies, are cordierite, almandine-spessertine garnet, andalusite, muscovite, various biotite, and chlorite. Zonal arrangements are observed such as, garnet-cordierite-micas facies, andalusite-garnet-micas facies, andalusite-muscovite facies, and muscovite-quartz facies, from the center part to the margin of the alteration spots. Loss and gain treatment indicates that the center contains more MnO, H<sub>2</sub>O(+), FeO, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, S, and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and less K<sub>2</sub>O, CaO, and Na<sub>2</sub>O than the surrounding host rock. Quartz mass or vein contains microcline locally. Molybdenite crystals are coarse-grained ones and low in Re content. Small amount of wolframite, scheelite, and magnetite occurs in association with molybdenite. The tungsten minerals are abundant at the upper parts of the orebodies. The other accessory minerals are of bröggerite, pyrite, pyrrotite, and chalcopyrite. In following these mineral assemblages, the ore deposits of the Komaki mine are designated as a pegmatitic to hypothermal deposit.

Molybdenum deposits of Hirase mine are of steeply-dipping vein type, and are located in aplitic granite of the Hirase pluton at the southeastern end with intense hydrothermal alteration aureole in the surrounding intruded rocks. About 26 veins are so far known. These veins are fracture-filling



molybdenite-quartz veins of N—S series with almost vertical dip. The bonanza trends either WNW or ENE and rakes southward with about 45 degrees. The width of the veins vary in one place to another. Drusy character of the veins is shown by large and euhedral habit of the molybdenite, and presence of calcite filling fractures in later stages. Molybdenite generally occurs at wall-rock side of each vein. The Re contents are of the lowest order among Japanese molybdenites. The other vein-forming minerals are potassium feldspars, xenotime, sphalerite, galena, pyrite, and chalcopyrite in small amount. Wall-rock alteration is of distinct carbonatization and sericitization, and less degree of chloritization and argillization. They are generally limited to the zone up to 15 cm from the edge of the veins. Silicification is present in restricted parts. Although no so-called high-temperature minerals that correspond to potassium feldspars and xenotime in veins have been found in the altered zones, these veins are considered to belong to a high temperature type of molybdenum desosits.

Finally Japanese molybdenum deposits are reclassified in the following table with percentages based on their historical Mo-production up to 1968.

	Type	Estimated temperature		
		Pegmatitic to hypothermal	Mesothermal	Epithermal
Intra-batholithic deposits	Vein <30° dip (67.9%)	Daito, Hinotani, Orisakadani (31.1%)	Fukueiton, Kokurobe, Yama- sa, Seikyū, Higashiyama, Sase, Sanbe, Shiratori (36.5%)	Kamitani Minamiko (0.3%)
	>50° dip (29.8%)	Nippo, Hirase, Shirakawa, Komaki (with W), Osa, Kamo (28.4%)	Hokuto, Oashi, Takashiro, Fukuoka (1.4%)	
	Disseminated (0.2%)	Mitsune, Shionomachi (with W), Sekigane (with W) (0.1%)		Nezugaseki, Washizawa (tr)
Extra-batholithic deposits	Vein (0.4%)	Marumori (tr)	Bushoji (0.3%)	Kekeya (0.1%)
	Limestone replacement (1.7%)	Okawame, Uchiyama, Nakatatsu (1.7%)		
		61.3%+	38.2%	0.4%+

As is shown in the table, almost all of the molybdenite were precipitated within granitic rocks of vein-type deposits. The percentage of extra-batholithic deposits is very small, which is a distinct difference from tungsten and tin deposits in Japan. Most of the molybdenite are deposited in ore deposits of high-temperature type, but considerable amounts occur also in moderate-temperature type. This indicates that the temperature range of molybdenite deposition is more variable than that of W- and Sn-minerals of tungsten and tin deposits.

The essence of this report was used in the D.Sc. dissertation submitted to the University of Tokyo as the partial fulfillment, under the sponsorship of Professors T. Watanabe and T. Tatsumi of the University of Tokyo.



付表 日本産輝水鉛鉱中の Re 量

Appendix: Re content of Japanese molybdenites.

輝水鉛鉱中の Re 量については別紙に分析者 (金沢大学寺田喜久雄・大崎進・木場敏泰) により Geochemical Journal に投稿中であるが, 国内利用者の便宜と試料提供者に感謝する意味で, 分析者の許可を得てここに全分析結果を掲載する。産地の市町村名は試料のラベルのものを原則として用いた。

1. 東 北 日 本  
Northeast Japan.

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (L.C.)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
1	65OK-1	岩手県, 大川目鉱山	1965年5月23日生産浮選精鉱		270	81.1	340	兼安鉱業
2	65OK-2	同上	同上		270	76.2	360	同上
3	65OK-3	同上	同上		210	74.0	280	同上
4	65OK-4	同上 岩井鉱床12mL 坑上盤側	1965年8月6日 同上 綠色スカルン (ヘデレン輝石>綠輝石>透輝石>石榴石) 中の 鉛染状結晶	4	280	64.3	440	同上

2. 新 潟 一 関 東 地 方 (地質的には西南日本内帯の延長)  
NIGATA—KANTO District (Extension of the Inner Zone of Southwest Japan).

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (L.C.)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
5	59-330	山形県, 東田川郡朝日村 早苗田鉱山	細粒黒雲母花崗岩中の鉛染状鉱床, 絹雲母・緑泥石・石英と共存	8	110	94.7	120	地調標本室
6	66SR-1	山形県, 東田川郡朝日村 早田川鉱山	花崗閃緑岩中の鉛染状鉱床, 石英・緑泥石・絹雲母・黄銅鉱	10	21	100	21	桜井 敏一
7	59-5234	新潟県, 岩船郡朝日村 塩野町鉱山	アブライト中のペグマタイト性石英脈と鉛染状鉱床, 石英・白雲母・石榴石	7	0.45	94.8	0.47	地調標本室
8	59-3877	新潟県, 岩船郡上北村 海府鉱山	グライゼン石英脈, 石英・白雲母	5	0.24	70	0.34	同上
9	66SR-3	同上, 蒲原郡鹿瀬町 日豊鉱山	黒雲母花崗岩中のペグマタイト性石英脈, 石英・黄鉄鉱・黄銅鉱	15	5.6	100	5.6	桜井 敏一
10	66SR-4	同上 村松町 川内鉱山	花崗閃緑岩中のペグマタイト性石英脈と鉛染状鉱床, 石英・螢石・灰重石	10	1.5	100	1.5	同上
11	66SR-2	栃木県, 鹿沼市 大鷲鉱山	黒雲母花崗岩中の石英脈, 石英・白雲母・緑泥石	7	14	100	14.0	同上

3. 西南日本外帯  
The Outer Zone of Southwest Japan.

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (L.C)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
12	59-1626	山梨県中巨摩郡 金峰山	ホルンフェルス中の石英脈, スカルン鉱物を伴う	3	210	100	210	地調標本室
13	66SR-5	山梨県中巨摩郡吉本村 乙女鉱山	黒雲母花崗岩中のペグマタイト性石英脈, 石英・雲母・W鉱物	25	5.6	100	5.6	桜井 欽一
14	59-432	同上	同上, 割目に銅硫化物・緑泥石・緑礫石	6	4.0	98.3	4.0	地調標本室
15	59-5230	愛媛県西条市石越山	不明	30	8.6	100	8.6	同上
16	T-8	鹿児島県大島郡硫黄山(図版LXVIII-2参照)	一次分離 (浮選) 珪世火口壁内側より2cm, 幅1.5cmの類水鉛鉱帯	0.5	1900	23.1	8200	岡野 武雄
17	C-8	同上	二次分離 (同上)	同上	3700	46.4	7900	同上

4. 西南日本内帯のW帯  
The W-zone of the Inner Zone of Southwest Japan.

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (L.C)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
19	66SR-6	岐阜県恵那郡經川村 恵比寿鉱山	濃流紋岩中のグラライゼンを伴うW-石英脈	5	2.3	85.4	2.7	桜井 欽一
18	59-1623	同上	同上		1.1	100	1.1	地調標本室
20	66SR-7	岐阜県瑞浪市日吉	土岐花崗岩中の石英脈, 白雲母を伴う	3	2.2	100	2.2	桜井 欽一
21	66SR-8	岐阜県武儀郡河戸 河戸鉱山	接触交代鉱床, 石英・スカルン鉱物	2	13	100	13	同上
22	66SR-11	兵庫県宍粟郡一宮町深河谷	花崗閃緑岩中のペグマタイト質石英塊	6	32	100	32	同上
23	66SR-13	岡山県御津郡賀茂町 加茂鉱山	黒雲母花崗岩中の輝水鉛鉱-石英脈, W・Bi・Cu 鉱物	9	1.5	100	1.5	同上
24	67AD-8	同上	同上		8.7	71.2	12	安達 史郎
25	66ID-1	岡山県御津郡御津伊田 伊田鉱山	粘板岩とそれを貫く花崗岩, 両者中の石英脈と花崗岩中のペグマタイト質鉱脈, Mo は花崗岩中に多い, Cu・Pb・Zn 鉱物あり, ID-2 は閃長岩中の結晶	25	5.8	100	5.8	今井 秀喜
26	66ID-2	同上	同上	6	1.9	100	2.0	同上
27	66AD-2	岡山県 志呂鉱山	不明		1.7	89.8	1.9	安達 史郎
30	59-1006	広島県豊田郡瀬戸田町 (生口島) 南生口鉱山	細粒黒雲母花崗岩中の石英脈, 緑泥石・硫化物を伴う	10	0.04	80	0.05	木野崎吉郎
31	65AD-16	同上	同上		1.0	89.8	1.1	安達 史郎
28	59-1004	広島県加茂郡郷田村市の畑	黒雲母花崗岩中の石英脈, グライゼン・W鉱物を伴う	7	0.04	100	0.04	木野崎吉郎
32	59-1007	広島県加茂郡西条町白鳥山	黒雲母花崗岩中の細傾斜石英脈, 黄銅鉱を含む	15	0.01	70	0.01	同上

4. のつづき

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (L.C)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
33	59-1007'	同上	同上	3	0.11	14.0	0.78	木野崎吉郎
34	65AD-11	同上	同上		3.5	94.0	3.7	安達 史郎
29	59-1005	広島県安佐郡都部町大林	黒雲母花崗岩中の緩傾斜石英脈、珪化とカオライト化、付近の石英脈に螢石	9	25	100	25	木野崎吉郎
35	65AD-12	山口県美弥市東厚保	中生層を貫く石英斑岩中の緑泥石化帯中の鉬染鉱床		80	66.4	120	安達 史郎
36	59-348	山口県美弥郡美東町 薬王寺鉱山	古生層と石英閃綠岩中の Cu-電気石-石英脈	10	210	100	210	地調標本室
37	66SR-14	山口県美弥市 大和鉱山	古生層中の接触交代鉱床、分析試料は石榴石・石英と共存	3	89	63.0	140	桜井 欽一
58	66DT-13	福岡県糟屋郡宇美町 福岡水鉛鉱山	緑泥石化黒雲母花崗岩中の Mo-Cu 石英脈の浮選精鉱		92	93.0	99	太陽鉱工

5. 西南日本内帯の Mo 帯 (主要 Mo 鉱床地域を除く)

The Mo-zone of the Inner Zone of Southwest Japan excluding the major molybdenum areas.

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (L.C)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
38	59-909	富山県新川郡宇奈月町 小黒部鉱山	斑状黒雲母花崗岩(珪化)中の緩傾斜石英脈、盤際から3cm	5	17	88.3	20	地調標本室
39	59-1620	同上	同上, 2個の鱗片状結晶の1つ	70	1.6	100	1.6	同上
40	59-1677	同上	同上, 幅12cmの石英脈, 水鉛華を伴う	25	6.4	95.8	6.6	同上
41	59-4583	同上	同上, 透明石英脈中央の結晶, 緑泥石・粘土鉱物を伴う	17	5.4	100	5.4	同上
42	59-4584	同上 (図版LXXVIII-1 参照)	同上, 透明石英脈, 盤際から1cm, 緑泥石化・粘土化あり	9	10	93.1	11	同上
45	65KO-23	岐阜県古城郡神岡町 神岡鉱山	1964年9月? 浮選精鉱		5.1	83.6	6.1	三井金屬鉱業
43	59-1199	岐阜県大野郡白川村萩 (昭和20年産出)	黒雲母花崗岩(鳩ヶ谷岩体)中の石英脈	15	5.4	100	5.4	地調標本室
44	59-1701	岐阜県大野郡白川村馬狩 (白川水鉛鉱山)	同上	10	0.23	100	0.23	同上
46	67NK-1	福井県大野郡和泉村 中竜鉱山	古生層中の接触交代鉱床, Mo は赤谷と南仙翁鉱床に多い。浮選精鉱		25	73.9	34	日本亜鉛鉱業
47	59-335	福井県三方郡三方町 小林山	花崗岩組織を残す白雲母化・珪化岩中の鱗片状結晶	10	5.0	95.3	5.3	地調標本室
48	66SR-9	福井県小浜市 内外海鉱山	閃綠岩中の鉬染状結晶, 緑泥石を伴う	2	0.10	69.1	0.14	桜井 欽一
49	66RS-10	京都府加佐郡大江町仏性寺	粘板岩中の乳白色石英脈, 黄鉄鉱を伴う	8	25	72.4	35	同上
50	5907-98	鳥取県倉吉市円谷 円谷鉱山	黒雲母花崗岩(J.鴨)中の粘土-石英脈, U, FeS <sub>2</sub> , Cu, Zn 鉱物	2	6.3	36.7	17	石原 舜三
50	65AD-10	鳥取県八頭郡用瀬町社 日連鉱山	アブライト中の石英脈		4.2	90.6	4.6	安達 史郎

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (±c)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
51	59-4568	鳥取県東伯郡関金山 関金鉱山	細粒黒雲母花崗岩中の鉱染状鉄床, 雲母類・緑泥石・W鉱物・硫化物	50	1.6	100	1.6	地調標本室
52	5907-83/	同上	同上	20	3.7	100	3.7	石原 舜三
53	65AD-18	同上	同上		1.8	94.8	1.9	安達 史郎
54	65AD-17	鳥取県倉吉市高城山東麓 高城鉱山	黒雲母花崗岩中の輝水鉛鉱-石英脈, 粘土・黄鉄鉱, 緑泥石化を伴う		120	80.5	150	同上
55	66DT-11	同上	2号坑	1	98	62.8	155	石原 舜三
56	5907-97	同上	第3露頭		130	84.2	160	同上
	59-5231	島根県八束郡玉造町玉造	鱗片状結晶のみ, 地質環境不明(分析値のばらつきから他産地の結晶と入れかわった可能性あり)	20	149	100	149	地調標本室
	66AD-1	同上	同上		49	94.5	52	安達 史郎
	66SR-12	同上	同上	13	9.7	100	9.7	秘井 欽一
57	66SK-9	高知県美濃郡美都町 清水鉱山	E-W急傾斜石英脈(非常に低品位たのみ珪石として採掘中)	8	5.0	83.7	5.9	清久 敏業

6. 平瀬 鉱山  
Hirase mine.

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (±c)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
	66HY-12	岐阜県大野郡白川村平瀬 平瀬鉱山	1965年? 浮選精鉱		19	97.3	19	妙中 敏業
	66RS-4	同上	1967年1月浮選精鉱		10	91.5	11	石原 舜三
	65KZ-24	同上		20	8.9	100	8.9	金沢大学
184	(1)		第13号脈5番坑富鉱部(幅1m)の盤際, 底面径9cm 自形結晶の縁	90	3.0	100	3.0	
185	58RS-1 (2)	同上(図版 LXXVII 参照)	同上, c軸沿いの最上部, (1)と同一結晶	90	0.69	100	0.69	石原 舜三
186	(3)		同上, さらに上部に付着する径1cmの小自形結晶	10	11	100	11	
	58RS-2	同上	不明, 硫化物・石英角礫に埋められる自形結晶	46	3.2	100	3.2	同上
187	(1)		11×20cm 自形結晶, 底部の中心	200	4.4	100	4.4	
188	(2)	平瀬鉱山第26号脈4番坑切上り	同, a軸上の外縁	同上	6.2	100	6.2	
189	(3)	幅1mの富鉱部, 乳白色石英脈	同, a軸間	同上	5.5	100	5.5	同上

6. のつづき

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (L c)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
190	(4)	方解石多し (図版 LXV 参照)	11×20cm 自形結晶, (2)と反対側の外縁部	同上	15	100	15	
191	(5)		c 軸沿いの最上部, 上記(1)~(4)の3 cm 上方	60	15	100	15	
192	66RS-3 (6)	同上 (図版 LXVI-2 参照)	底面径9 cm の自形結晶の外縁部	90	18	100	18	石原 舜三
193	(7)		同一結晶の最上部(6)の4 cm 上方	90	13	100	13	
194	(8)		底面径8 cm, c 軸に15cmの結晶の底部の外縁 (a 軸上)	80	21	100	21	
195	66RS-3 (9)	同上 (図版 LXVI-1 参照)	(8)の11cm上方, 外縁部	80	11	100	11	同上
196	(10)		同中心部に包有される小自形結晶	8	8.1	100	8.1	
197	(11)		最上部の中心凹面に付着する小自形結晶	12	13	100	13	
66RS-5	(1)		底面から c 軸に0~2 mm		1.4	100	1.4	
	(2)		4~7 mm		0.8	100	0.8	
	(3)		9~12mm		0.75	100	0.75	
	(4)		15~17mm		3.4	100	3.4	
	(5)		19~21mm		2.7	100	2.7	
	(6)		23~25mm		8.1	100	8.1	
	(7)		28~31mm		6.2	100	6.2	
	(8)		34~37mm		2.4	100	2.4	
	(9)		39~42mm		1.6	100	1.6	
	(10)		43.5~45mm		1.6	100	1.6	
	(11)		48~51mm		0.78	100	0.78	
	(12)		54~57mm		0.94	100	0.94	
	(13)		底面上外縁から 0~4 mm		0.52	100	0.52	同上
	(14)		7~10mm		1.5	100	1.5	
	(15)		13~16mm		1.0	100	1.0	
	(16)		19~23mm		0.96	100	0.96	
	(17)		26~30mm		1.3	100	1.3	
	(18)		33~36mm		1.7	100	1.7	
	(19)		49~52mm		4.9	100	4.9	
	(20)		55~59mm		6.0	100	6.0	
	(21)		62~66mm		6.7	100	6.7	
	(22)		70~74mm		7.4	100	7.4	
	(23)		78~82mm		5.7	100	5.7	
	(24)		86~90mm		11	100	11	

7. 小馬木鉱山  
Komaki mine.

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (±c)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
72	66KM-8		1966年7月浮選精鉱 (主として天馬鉱体の鉱石起源)		12	96.5	12	石原 舜三 大崎 進
73	66HY-11		1965年浮選精鉱		10	93.8	11	
74	66KM-194 ①	本坑鉱体 下部鉱体 8 番坑	結晶の中心部 同外縁部 変質帯に近い石英塊に産出 雲母 (<3mm)・石英と共存 粗粒花崗閃緑岩に非常に近い鉱体, 雲母と共存 緑泥石-乳白色石英中の結晶 (小馬木では低温性の組合せ)	90	9.7	100	9.7	
75	66KM-2 ②	同上		90	18	100	18	
76	66KM-2	同上		80	10	100	10	
77	66KM-5	同上		20	12	97.5	12	
78	66KM-9	同上		10	20	97.8	20	
79	66KM-13	同上		20	20	92.5	21	
80	66KM-16	一萬鉱体 下部左 1 延引立		雲母脈中の鱗状の輝水鉛鉱	4	25	87.2	
81	66KM-3	同上		柘榴石-白雲母-石英塊中の結晶	70	21	100	21
82	66KM-4	同上		雲母帯中の結晶	20	29	98.6	30
83	66KM-1	天馬鉱体 第 2 堅坑-80mL	緑色黒雲母-白雲母-石英帯の結晶	30	15	100	15	
84	66KM-6	同上	同上	20	13	100	13	
85	66KM-12	同上	柘榴石 (<8 mm)-雲母帯と石英塊との境界部に産出	15	13	98.3	13	

8. 掛台地域  
Takeya area.

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (±c)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
86	66KY-4	大佐鉱床	透明石英中の晶洞に産出する自形結晶 白雲母・石英中の結晶 鉱脈幅15cmの良質部の一部 黄鉄鉱-輝水鉛鉱-石英脈 高品位輝水鉛鉱-石英脈 同上 網雲母の微晶を伴う	2	4.1	94.0	4.3	石原 舜三
87	66KY-11	同上		5	32	74.6	43	
88	66KY-12	同上		2	48	91.5	53	
89	66KY-13	同上		3	22	89.2	25	
90	66KY-14	同上		2	26	81.1	32	
91	67AD-10	同上	29	29	80.0	36	安達 史朗	
92	59-1087	掛台鉱床 (掛台町五反地)	輝水鉛鉱-粘土-石英脈中の結晶	5	37	97.0	38	地調課本室



Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (L C)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
93	66KY-2	掛合鉱床(掛合町五反地)	高品位輝水鉛鉱-粘土脈	3	32	79.8	40	石原 舜三
	66KM-7	鴨倉露頭(仁多郡仁多町鴨倉)	優白花崗岩中の幅20cmの縞状輝水鉛鉱-石英脈(縞頭希)	微粒	34	62.0	55	石原 舜三
	6606-202	同上	同上, 褐鉄鉱が付着	同上	56	48.4	120	同上
	67AD-2	同上			54	76.9	70	安達 史朗

9. 大 東 鉱 山  
Daito mine.

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (L C)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
94	5908-299③		1959年8月浮選精鉱		98	91.0	110	石原 舜三
95	65AD-15		1965年9月浮選精鉱		78	91.9	94	安達 史朗
96	66DT-5	大東鑛1号坑露頭	高品位の輝水鉛鉱-石英脈	7	180	99.4	180	
97	5908-299 ②	同上 3号坑	ベグマタイト質鉱脈	10	89	82.4	110	
98	66DT-6	同上 本坑3号巻上げ	高品位の輝水鉛鉱-石英脈	10	190	99.4	190	
99	66DT-9	同上 2号坑露頭	縞状輝水鉛鉱-石英脈	4	150	98.7	150	
100	60Dt-563 ①	同派生脈(?) 8号坑口露頭, これは東阿	透明石英中の鱗片状結晶	12	160	96.1	160	
101	②	用花崗岩(山本, 1952, のちに大東花崗閃緑岩の珪長質同縁相とされた)中の粘土を含む負鉄脈, N40°E20°S厚さ15cm±(山本, 1952)	カリウム長石-石英脈中の微晶	0.5	98	92.0	110	
102	60Dt-559	7号鑛右4延 大東鑛の約5m上位	透明石英脈中の微晶, 黄鉄鉱を伴う	0.5	21	60.7	34	石原 舜三 (大崎 進)
103	60Dt-514	栄光鑛 北押し	透明石英脈中の微晶, 黄鉄鉱・磁鉄鉱を伴う	0.5	110	85.6	130	
104	60Dt-532	同上 左4延中段	黒雲母-カリウム長石-石英脈中の微晶	0.5	150	71.1	220	
105	60Dt-534	同上 右4延	透明石英脈中の鱗片状結晶	7	160	90.7	180	
106	66DT-1	同上 南押し斜坑	幅10cmの縞状輝水鉛鉱-石英脈(下盤は大内谷花崗岩)	2	100	67.5	150	
107	66DT-3	同上 左1延	輝水鉛鉱-粘土-石英脈	3	40	71.3	56	
108	65DT-4	同上 本坑南押し7号	むくの輝水鉛鉱, 非常に高品位	4	32	99.0	33	
109	60Dt-501	堂垣谷旧坑研(栄光鑛南方の小鉄脈)	透明石英脈中の鱗片状結晶	10	62	94.1	66	
110	60Dt-510	堤奥下部坑研(同上)	同上	8	290	95.1	310	

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (±c)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
111	5908-296	火の谷1号鍾自走車道斜坑口付近	輝水鉛鉱-石英脈, 盤際変質帯には紅柱石・雲母・緑泥石・黄鉄鉱	2	49	95.3	52	
112	66HN-1	同上	幅30cmの輝水鉛鉱-石英脈, 全般に黄鉄鉱細脈多し	1	33	84.0	39	石原 舜三
113	66HN-3	同上	幅30cmの輝水鉛鉱-石英脈	3	130	95.9	130	石原 舜三
114	66HN-6	火の谷2号鍾西部	幅5cmの輝水鉛鉱-石英(透明)脈	4	100	72.1	140	
115	66HN-2	火の谷3号鍾西部, 切上り	幅20cmの石英脈, 輝水鉛鉱は少量, 変質帯に多量の紅柱石斑点	2	160	93.4	170	大崎 進
116	66HN-4	同上	高品位輝水鉛鉱-石英脈	5	280	100	280	
117	66HN-7	火の谷4号鍾左4延斜坑近く	線状輝水鉛鉱-石英脈, 黄鉄鉱やや多し	2	190	94.9	200	
118	66HN-8	同上	幅20cmの輝水鉛鉱-石英脈, 黄鉄鉱あり	3	110	95.9	110	
119	67AD-11	同上			50	88.1	57	安達 史朗

## 10. 大東鉱山南方の独立鉱床

Small independent deposits south to the Daito mine.

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (±c)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
120	66OR-1	大東折坂谷鉱床1号鍾	高品位輝水鉛鉱-石英脈	3	140	98.3	140	石原 舜三
121	67AD-4	同上			67	72.5	92	安達 史朗
122	5908-304	佐世鉱床, 1959年以前のずり	輝水鉛鉱-石英脈	0.5	100	92.0	110	石原 舜三
123	67AD-5	同上			60	82.6	72	安達 史朗
124	66SK-14	清久南坑鉱床 発見露頭	輝水鉛鉱-石英脈, 晶洞性, 褐鉄鉱多し	10	120	93.8	130	石原 舜三
125	5907-226	同上	幅8cmの輝水鉛鉱-石英脈	微細	94	77.1	120	同上
126	67AD-3	同上			110	70.6	150	安達 史朗

11. 清久鉱山  
Seiky mine.

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (L.C)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
127	5908-294	上鑛	1959年8月の浮選精鉱		73	85.0	86	石原 舜三
128	5908-290	同上 第6斜坑北部掘上り	輝水鉛鉱-石英脈	8	19	93.2	21	
129	5908-292	同上	同上	6	76	94.4	81	
130	66SK-8	同上 3番坑北“九こつば” (高品位ボケット)	むくの輝水鉛鉱, 少量の石英を伴う	11	140	97.6	140	
131	66SK-18	同上 4番坑北採	半透明石英脈中の大結晶	20	100	100	100	
132	66SK-12	中間鑛, 4番坑	同上	13	97	99.3	98	石原 舜三 大崎 進
133	66SK-13	同上 2番坑	鉱染状鉱, 菱質母岩に放射状集合結晶が散点	8	170	100	170	
134	66SK-10	尻鑛分岐脈, 尻3号斜坑	むくの輝水鉛鉱塊	30	32	98.6	32	
135	66SK-11	尻鑛 同上	著しい絹雲母化母岩中の結晶	5	41	90.7	45	
136	66SK-1	新生鑛, 2番坑右	緑泥石-黒雲母細脈を伴う石英脈 (複合鉱脈) 中の結晶	50	33	99.8	33	石原 舜三 大崎 進
137	66SK-2	同上 同上	石英脈中の割目に沿うむくの輝水鉛鉱塊	15	69	98.9	70	
138	66SK-15	新1号鑛, 新1号坑上 2番坑立入れ	白雲母化母岩中の割目沿いの結晶	2	26	38.2	67	
139	66SK-16	摘桑-大延鑛, 露頭	石英脈, 部分的に晶洞性, 割目に褐鉄鉱と水鉛華	1	17	69.4	24	
140	66SK-17	大延新鑛, 大延新坑道引立	むくの輝水鉛鉱	2	110	99.1	110	
141	67AD-17	滑平東鑛			100	73.2	140	
142	66SK-28	滑平西3斜鑛, 第3斜坑4番坑中, 南切上り	乳白色石英脈中の結晶, 黄鉄鉱を伴う	2	98	100	98	石原 舜三 大崎 進
143	5908-282	滑平西1斜鑛, 第1斜坑1番坑東押し	輝水鉛鉱-石英脈	2	62	86.3	71	
144	66SK-29	大煙新鑛, 5番坑北西切上り	乳白色石英脈中の結晶, 黄鉄鉱, 粘土を伴う	5	120	98.1	120	
145	66SK-30	同上, 滑平西下2番坑	粗土化母岩中の膜状鉱	1	130	88.4	140	
146	66SK-20	神谷鉱床, 長門坑	弱粘土化母岩中の割目に沿う結晶	3	100	88.8	120	安達 史朗 石原 舜三
147	67AD-1	同上			90	84.5	110	
148	5908-295	同上 1956年以前のざり	輝水鉛鉱-石英脈		23	91.1	25	

12. 東山鋳山  
Higashiyama mine.

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (±c)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
149	65AD-8		1965年9月浮選精鉱 65AD-1~7 の混合試料		80	86.8	92	安達 史朗
150	66HY-10		1966年8月浮選精鉱		48	74.9	64	
151	5908-246②	大延1号鑛, 丸山5号本坑第1斜坑	輝水鉛鋳-石英脈	3	150	88.9	160	
152	5908-247①	大延3号鑛, 右1延入口	輝水鉛鋳-粒土脈	1	21	65.1	33	石原 舜三
153	②	同上	白色化変質母岩 (アブライト) 中の鋳染状鋳	5	26	90.0	28	
154	60HY-791	同上	白色化変質母岩中の鋳染状鋳	6	38	89.4	42	
155	5908-259	左2延	石英脈中の晶洞に黄鉄鋳と共存する結晶	3	62	82.2	76	
156	5908-263	左1延引立	閃ウラン鋳含有輝水鉛鋳-石英脈	4	75	83.9	89	
157	66HY-1	同上	幅30cmの乳白色石英脈中心の高品位部	6	79	100	79	
158	65AD-3	同上	ある範囲の鋳脈を浮選		120	88.1	140	安達 史朗
159	67AD-13	同上			35	93.7	37	
160	66HY-4	大延2号鑛 2延	幅4cmの輝水鉛鋳-半透明石英脈 (氧化部)	5	65	93.0	69	石原 舜三
161	67AD-6	同上			38	75.3	50	
162	65AD-5	同上 (1延中段)	ある範囲の鋳脈を浮選		59	91.8	64	安達 史朗
163	67AD-9	同上 下鑛			54	83.2	65	
164	66HY-5	大延2号上鑛 左5延斜坑入口	幅20~30cmの輝水鉛鋳-半透明石英脈 (良鋳部) 黄鉄鋳を含む	4	49	95.9	51	
165	66HY-6	八千代坑たて鑛	節理沿いに幅10~15cmにわたり鋳染, 全体として脈状	8	27	64.8	41	石原 舜三
	67AD-12	同上			25	69.0	36	安達 史朗
166	66HY-3	大延4号鑛 丸山5号本坑左1延おく	幅5cmの輝水鉛鋳-乳白色石英脈	2	52	76.9	68	石原 舜三
167	65AD-4	同上 (3延中間付近)	ある範囲の鋳脈を浮選		79	84.0	94	
168	67AD-15	同上 分岐脈			42	86.8	49	
169	65AD-2	大延5号鑛 (右1延断層付近)	ある範囲の鋳脈を浮選		74	88.0	84	
173	67AD-19	丸山5号鑛 大延4号鑛と対比しうるもの	大延4号鑛		89	88.0	100	安達 史朗
174	67AD-14	丸山新坑			190	91.1	210	
170	65AD-6	東山鋳床 (2延右)	ある範囲の鋳脈を浮選		140	89.9	150	
171	65AD-7	川平鋳床 (川平斜坑下)	同上		97	96.6	100	
172	67AD-16	同上 たて鑛			30	94.1	32	
	65AD-1	声谷鋳床 (第2切上り)	ある範囲の鋳脈を浮選		120	89.4	140	

12. のつづき

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (J.C)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
	60TS-704 67AD-18	滝坂旧坑 旧吉床鑛	輝水鉛鉱-ペグマタイト細脈	0.5	25 15	92.5 74.9	27 20	石原 舜三 安達 史朗

13. 山 佐 地 域  
Yamasa area.

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (J.C)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
175	5907-212	山佐鉱山	1959年7月浮選精鉱		150	70.0	210	石原 舜三
176	5907-213	同上	同上		160	85.5	190	石原 舜三
	65AD-13	同上	輝水鉛鉱-石英脈		190	81.1	240	安達 史朗
177	5907-208	同上	第1斜坑2~3番坑中間	2	200	92.7	210	石原 舜三
178	5907-202	同上	第1斜坑1番坑	0.5	110	78.1	140	石原 舜三
179	5907-39	上山佐鉱床	輝水鉛鉱-石英脈	8	220	95.7	230	安達 史朗
180	65AD-14	同上	同上		230	90.8	250	安達 史朗
183	5907-19	高木鉱床	黄鉄鉱含有輝水鉛鉱-石英脈	0.5	95	62.3	150	石原 舜三
181	66SK-21	大雷鉱床	母岩の阿雲母優白花崗岩中の割目に沿う黄鉄鉱-輝水鉛鉱脈	1	37	44.5	83	石原 舜三
182	66SK-22	轉屋谷鑛頭	ペグマタイト質石英脈	3	55	93.1	59	石原 舜三

14. 外国産輝水鉛鉱  
Some foreign countries.

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (J.C)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
59	59-3815	金剛山, 北朝鮮 (江原道, 高城郡, 外金剛山)	黒雲母花崗岩 (白亜紀末) 中のペグマタイト性石英脈 (E-W, V) 石英・微斜長石・緑泥石・黄鉄鉱	25	5.0	100	5.0	地調標本室
60	59-5235	同上	同上	30	0.64	100	0.64	同上
	66HY-13	不明	1966年 輸入精鉱		34	90.1	38	妙中 鉱業
	66HY-14	不明	同上		2.9	80.0	3.6	同上
62	65KO-22	Sipalay フィリピン (Negros 島)	“ボーンフリーリー-カーツパ-鉱床”		1700	93.1	1800	三井金属鉱業

## 14. のつつき

Filing nos.	Sample nos.	Localities	Geology and others	Max. size in mm (J.C)	Re (ppm)	MoS <sub>2</sub> (%)	Re in MoS <sub>2</sub> 100%	Collectors
61	66HS-1 66HS-2	Larap 不明	ファイリピン (ルソン島南部) オーストラリア 接触交代鉄鉱床	5 30	22 0.23	90 96.9	24 0.24	林昇一郎 同上
67	65AD-20	Endako	カナダ (B. C.) 石英モンゾニ岩(ジュラ紀末)中の鉄脈~細脈		24	79.5	31	妙中敏業
68	66HY-16	同上	同上 Mo 鉱床		27	90.6	30	同上
70	65AD-21	Bethlehem	同上 1965年輸入精鉱 石英閃緑岩中の鉄染鉄床, "ボ-ファイリー カツパー-鉄床"		490	80.6	610	同上
71	66HY-15	同上	同上 1966年輸入精鉱		980	77.9	1300	同上
69	66HS-3	同上	同上 晶洞性石英脈に産出する輝水鉛鉱	1	190	91.1	200	林昇一郎
63	66AD-19	Climax	アメリカ合衆国 (コロラド) 1966年輸入精鉱, 中新世石英斑岩とその周辺の網状鉄染 Mo 鉱床		8.7	99.6	8.7	妙中敏業
64	QJ-57	Questa	同上 (ニューメキシコ) 中新世アプラタイトとその周辺の裂カ充填石英脈~網状 Mo 鉱 床, 石英脈鉱石	2	14	96.4	14	R. H. CARPENTER
65	SI-247	同上	同上 同上, 変質アプラタイト中の網状鉱石 (大切坑レベナル3387- -3.)	3	10	20.2	50	石原 舜三
66	SI-247	同上	同上 同上 (同上)	4	29	46.5	62	同上
65NW-1	Gudalupe	メキシコ (Sonora)	石英モンゾニ岩中の輝水鉛鉱・黄銅鉱含有ペグマタイト質脈		110	84.9	130	西脇 親雄
64M-1	Kuferschiefer	東ドイツ (Mansfeld)	含銅頁岩		0.13	4.62	2.81	H. B. BORCHERT

PLATES  
AND  
EXPLANATIONS

(with 68 Plates)

- PLATES I to XXI: 大東一山佐地域の野外写真と岩石片写真  
Pictures in field and of rock slabs in the Daito-Yamasa area.
- PLATES XXII to XXXII: 大東一山佐地域の一般岩石の顕微鏡写真  
Microphotographs of the igneous rocks in the Daito-Yamasa area.
- PLATES XXXIII to XLIV: 大東地域の鉱床に関する岩石の顕微鏡写真  
Microphotographs of the igneous rocks related to the molybdenum deposits in the Daito area.
- PLATES XLV to LIV: 小馬木鉱床  
Pictures related to the Komaki mine.
- PLATES LV to LXVII: 白川地域  
Pictures taken in the Shirakawa area.
- PLATE LXVIII: 富山県小黒部鉱床と鹿児島県硫黄島  
Molybdenite from Kokurobe mine, Toyama Prefecture and Io-jima, Kagoshima Prefecture.





1. 大東鉱山全景 1965年6月  
Mining facilities of the Daito mine (June, 1965).



2. 清久鉱山主要部の坑地区と探鉱見張り(右端) 1966年7月  
Seikyu mine at Ziri where major veins cropped out (July, 1966).



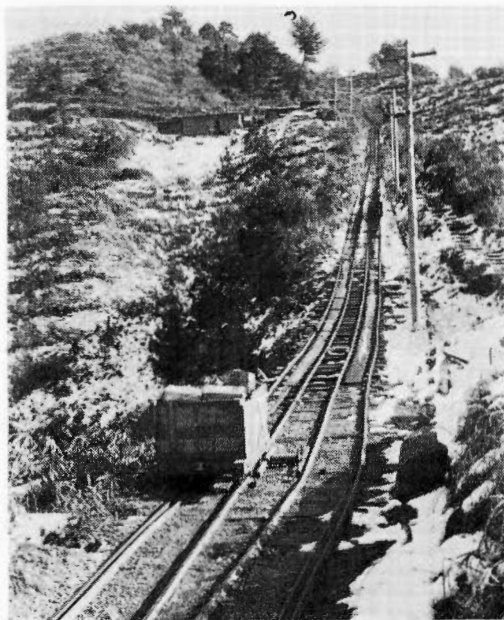
1. 清久鉱山焙焼工場と選鉱場 1960年8月

Flotation mill (right) and small furnace to convert  $\text{MoS}_2$  to  $\text{Mo}_3\text{O}_8$ , Seikyū mine (August, 1960).



2. 丸山と改築後の清久鉱山選鉱場 1966年7月

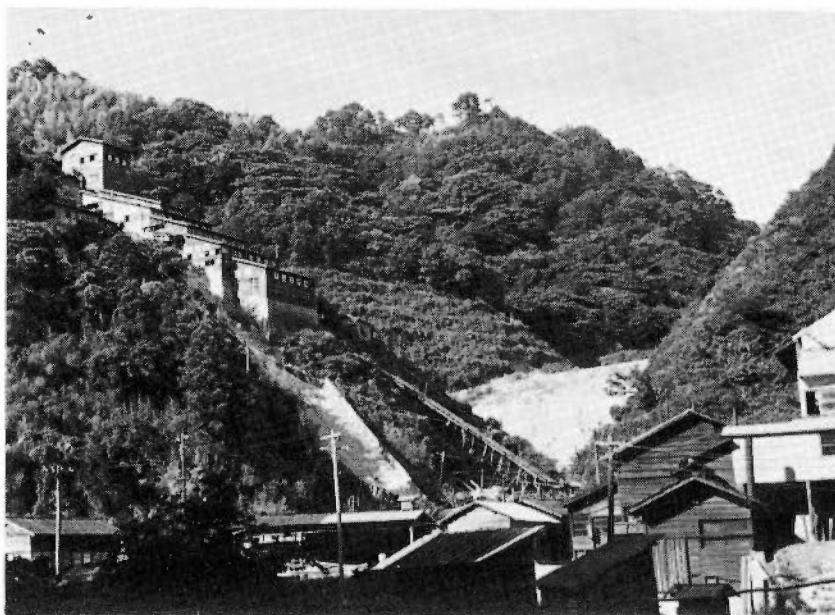
Rebuilt flotation mill of the Seikyū mine (July, 1966).



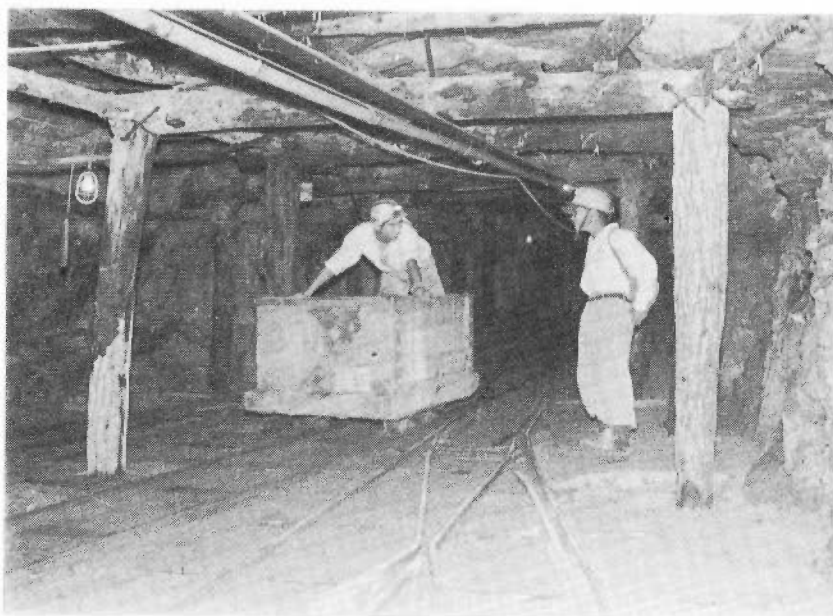
1. 鉱石運搬用のインクライン、清久鉱山 1959年2月  
Inclined cage-line for Mo-ore transportation, Seikyu mine (February, 1959).



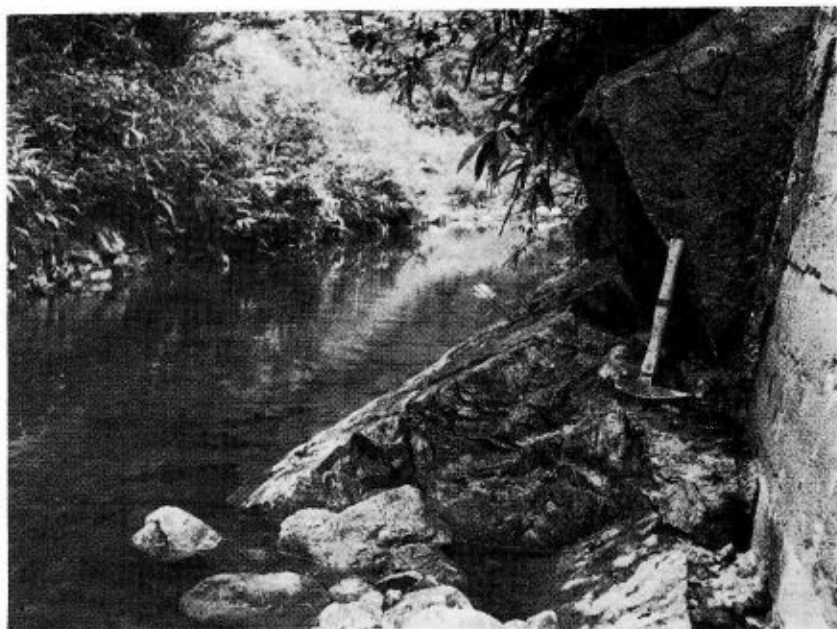
2. 清久鉱山西部鉱床（蘆刈鍾）用の索道 1959年2月  
Cable cage for Mo-ore from the western parts of the Seikyu mine (February, 1959).



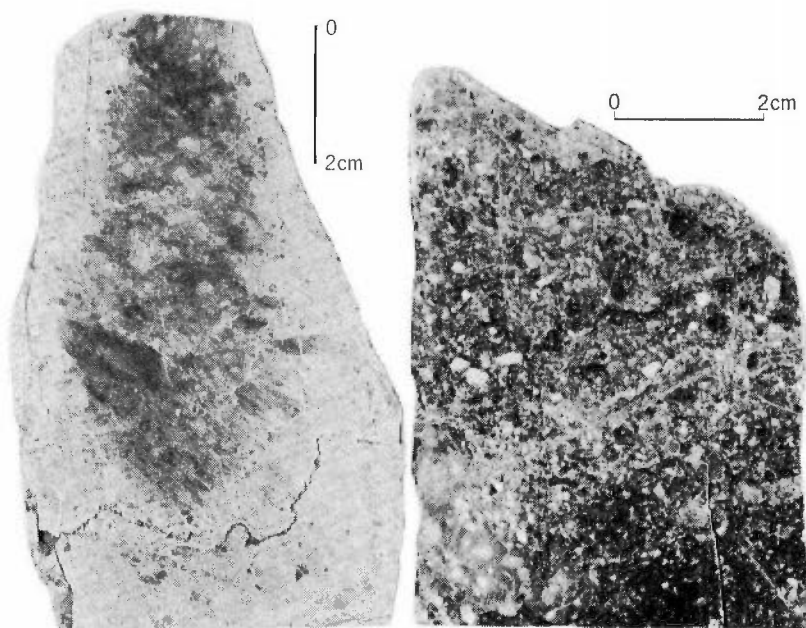
1. 芦谷入口と東山鉾山選鉱場 1966年7月  
Ashidani gulch and flotation mill of the Higashiyama mine (July 1966).



2. 東山鉾山大延3号鍾第2斜坑下部 1960年8月  
The lower parts of the 2nd inclined shaft of Onobe No.3 vein, Higashiyama mine (August, 1960).



1. 宮谷にみられる流紋岩質凝灰岩の緩傾斜層理面, 下流をみる  
Gently-dipping foliation planes of rhyolitic tuff at Miyadani, looking toward the down stream side.

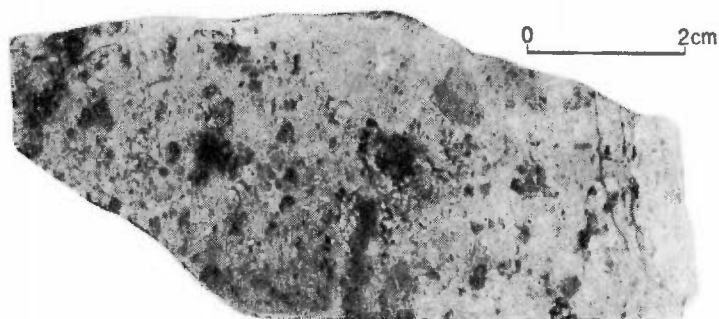


2. 流紋岩質凝灰岩の外観 (6506-10, 宮谷, 図版 V-1 と同一箇所)  
Polished surface of rhyolitic (welded) tuff.

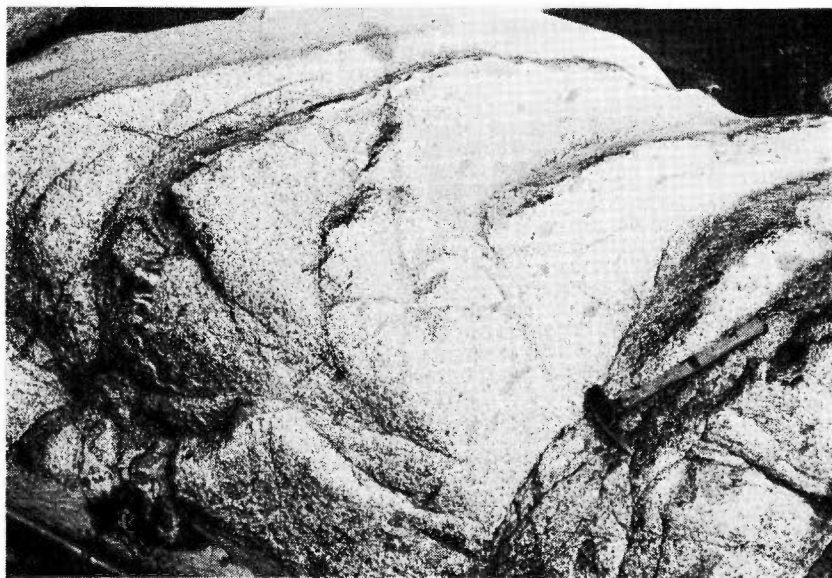
3. 流紋岩質凝灰岩の外観 (6506-8, 宮谷上流部)  
Polished surface of rhyolitic (welded) tuff.



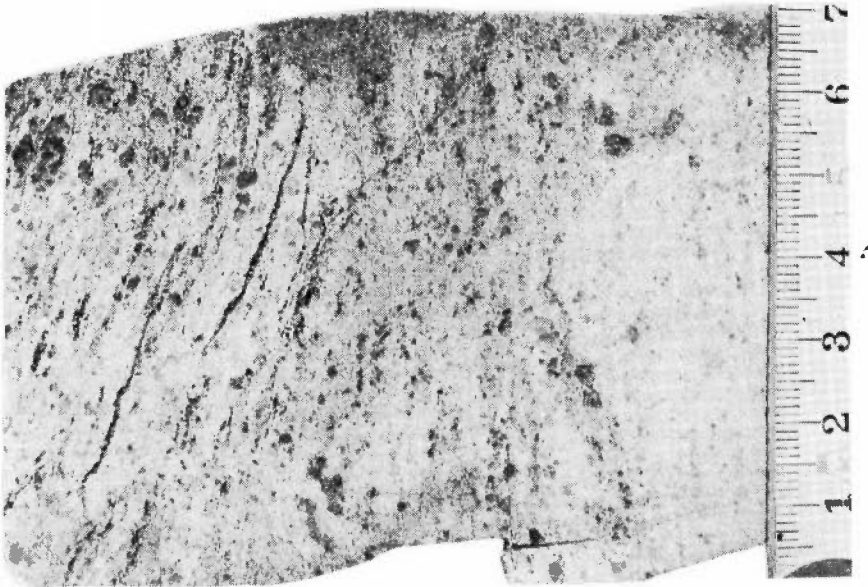
1. 流紋岩質凝灰岩の外観、もっとも石英斑岩様の部分 (6506-27, 篠河)  
Polished surface of rhyolitic (welded) tuff of the most "quartz porphyry" looking specimen.



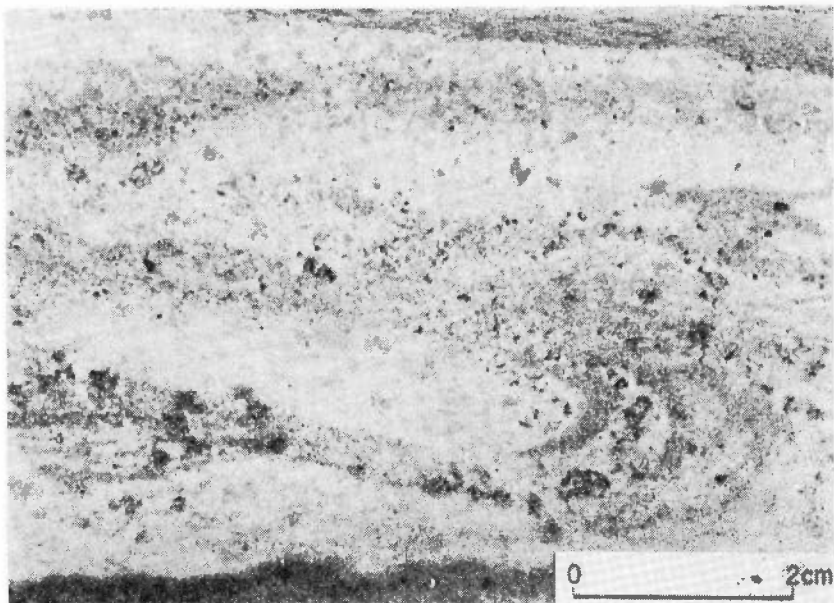
2. 再結晶化流紋岩質凝灰岩の外観 (6506-6, スクモ塚)  
Polished surface of recrystallized rhyolitic (welded) tuff with bleached appearance and obscured rock fragments.



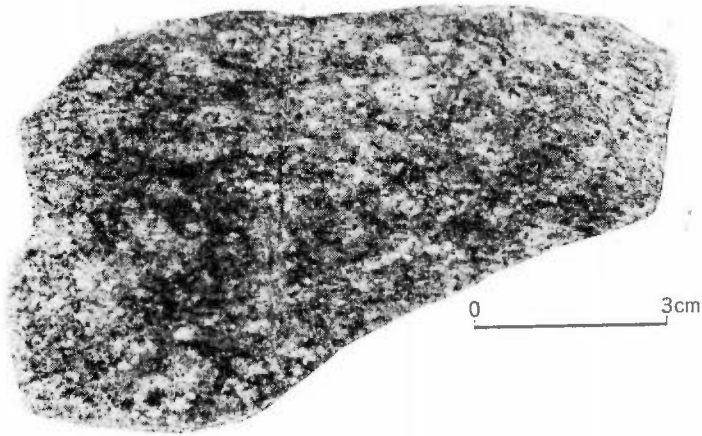
3. 大東花崗閃緑岩周縁部にみられる方向性を有する捕獲岩 (石畑, 阿用川河床)  
Elongated xenoliths in Daito granodiorite parallel to the contact with Kawai hybrid.



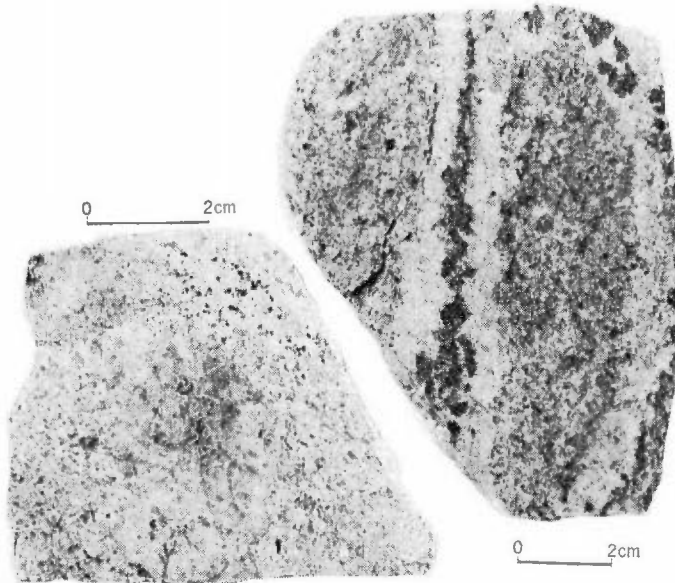
1. 片状ホルンフェルスの外観 (6506-13, 櫛木谷) スケールの数字はcm  
Polished surface of the coarsest-grained schistose hornfels. Numbers on the scale in cm.



2. 片状ホルンフェルス中に微褶曲構造を示す (スピネル-) 紅柱石帯 (6506-17, 金坂谷)  
Microfolded spinel-bearing andalusite bands in schistose hornfels.



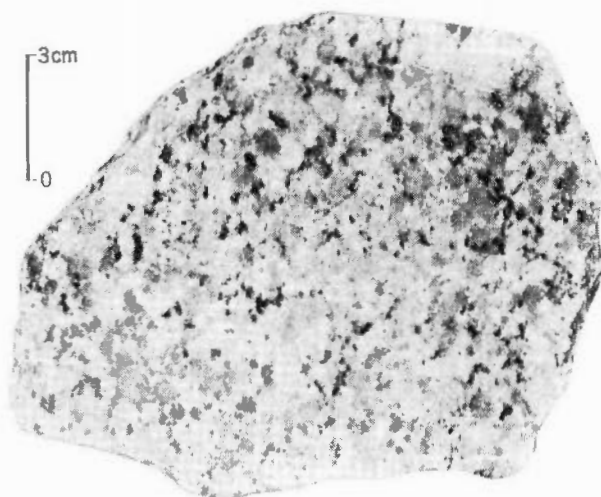
1. 片磨岩状ホルンフェルスの外観 (6506-11, 野田奥)  
Polished surface of gneissose hornfels.



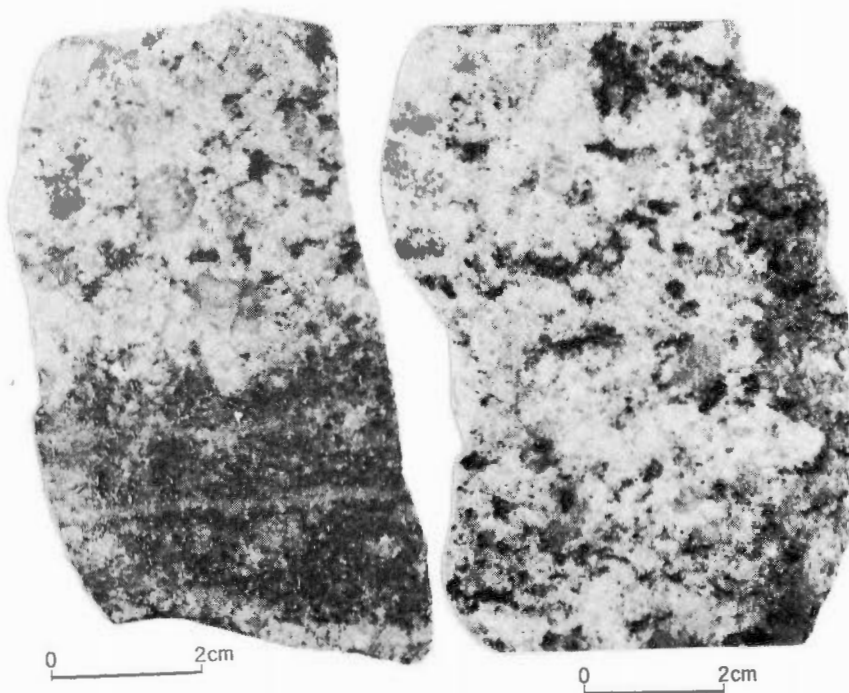
2. 片磨岩状ホルンフェルス中のレリクト (6412-8, 蓮華寺南西方)  
Relict-like inclusion of gneissose hornfels.

3. 蓮華寺花崗閃緑岩に近い片磨岩状ホルンフェルス中の (藍青石  
-) 紅柱石細脈 (6412-5, 樋口谷)  
(Cordierite-) andalusite-quartz veinlet in gneissose  
hornfels near Rengeji granodiorite.



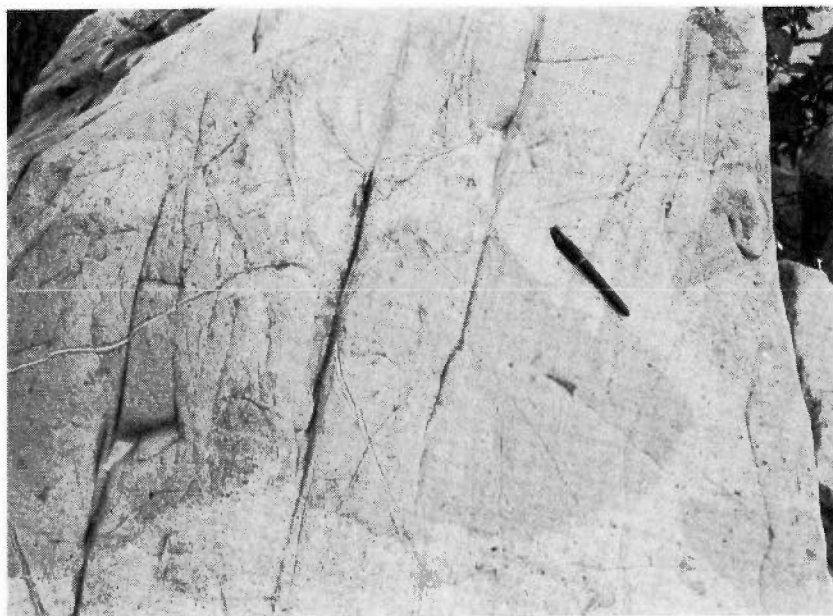


1. 蓮華寺花崗閃綠岩の外観 (6E06-14, 檜木谷)  
Polished surface of Rengeji granodiorite.

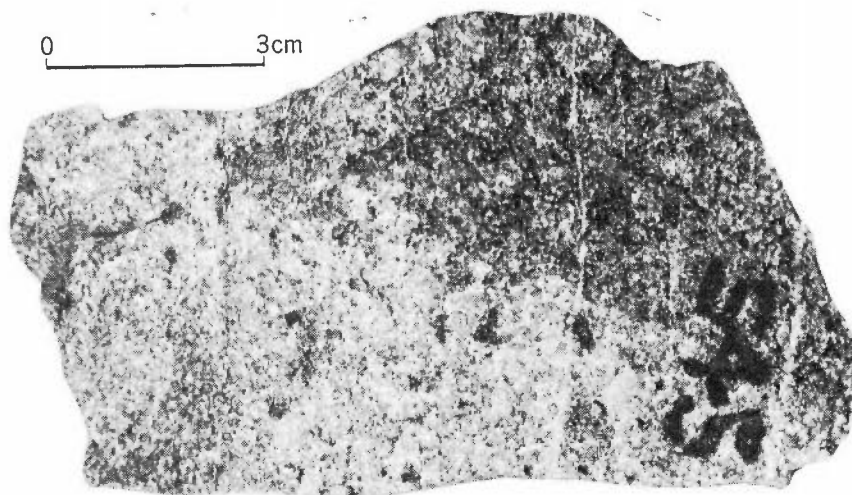


2. 蓮華寺花崗閃綠岩とKに富む捕獲岩 (60Dt-502, 樋口谷上流部)  
Gneissose xenolith in Rengeji granodiorite.

3. 紅柱石を含む蓮華寺花崗閃綠岩周縁相 (6506-18, 金坂谷)  
Andalusite-bearing marginal phase of Rengeji granodiorite.



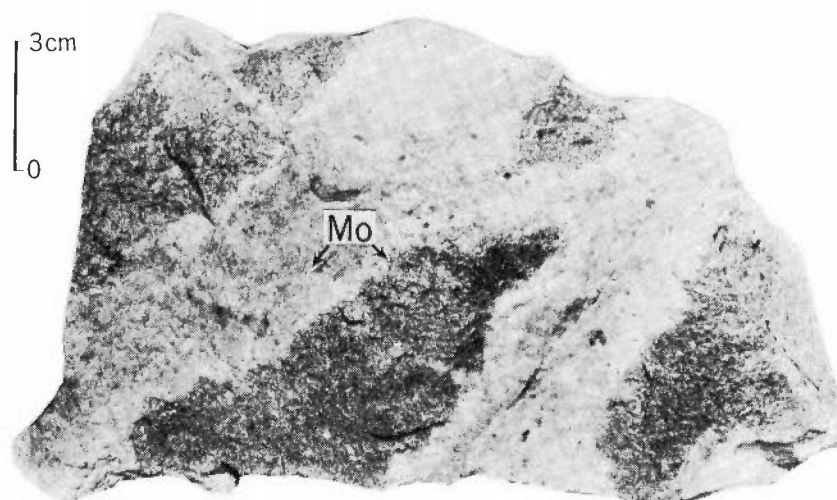
1. 川井混成岩の一般的な露頭写真 (奥川井, 阿用川河床)  
An outcrop of Kawai hybrid showing the heterogeneity at Okukawai.



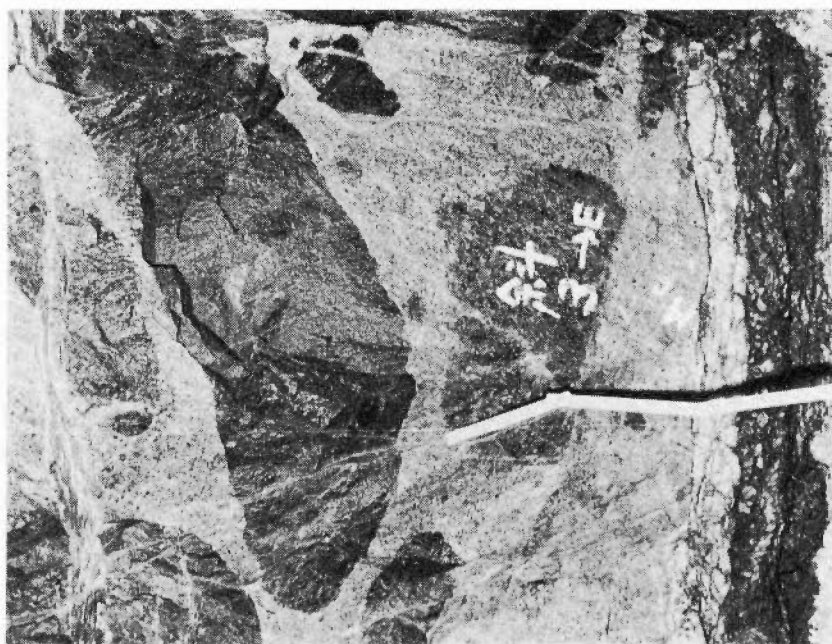
2. 川井混成岩の外観 (60Dt-545, 大東鉱山栄光鍾右3延)  
A hand specimen of Kawai hybrid.



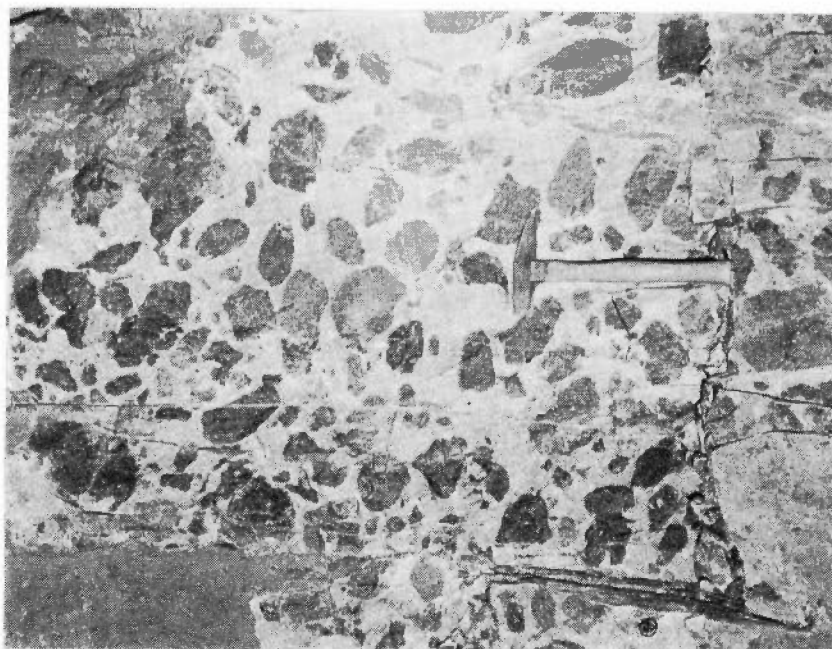
1. 川井混成岩中の不規則脈状のアプライト-ペグマタイト質部 (川井, 大内谷河床)  
Aplite-pegmatite dikelets intruded into Kawai hybrid at Kawai.



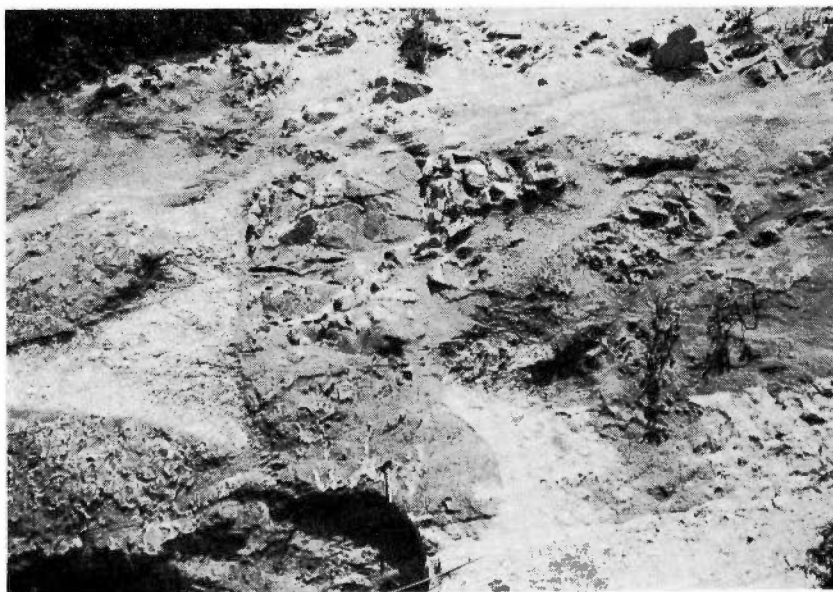
2. 川井混成岩中の輝水鉛鉱を含むアプライト細脈 (大東折坂谷坑内)  
Molybdenite-bearing aplite dikelets intruded into Kawai hybrid at the Daito-Orisakadani mine.



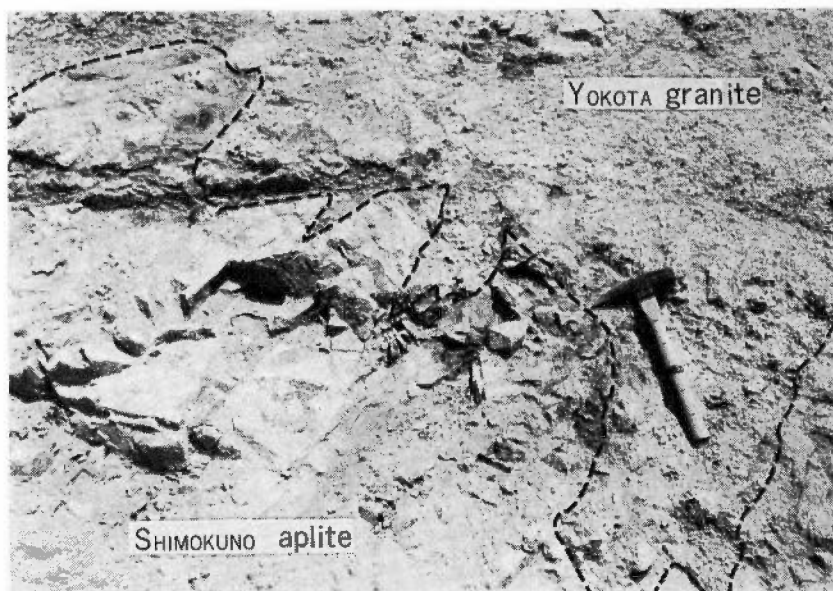
1. 「ボール・ゾーン」の外観① (清久鉱山尻第1斜坑3番坑西入口, 出納和基夫氏撮影)  
"Ball Zone"—Kawai hybrid caught by leucogranites, Seikyū mine.



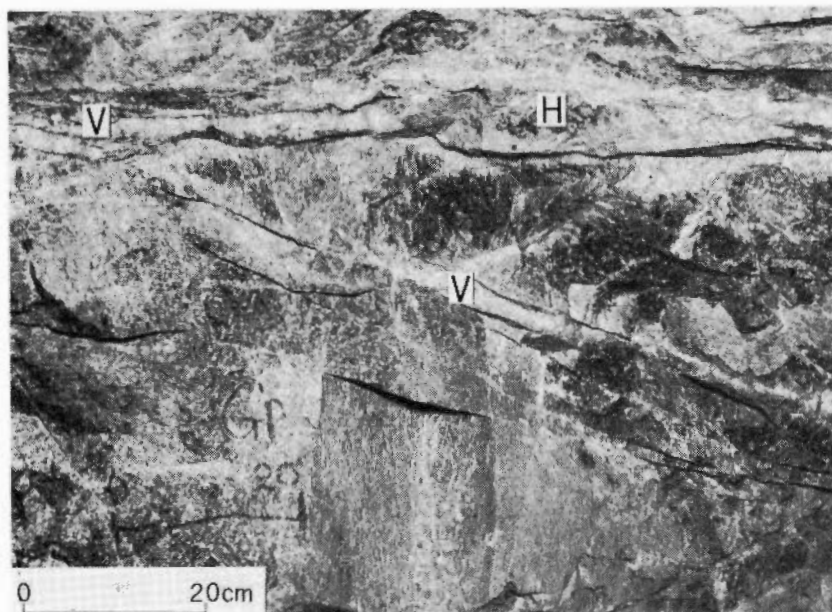
2. 「ボール・ゾーン」の外観② (清久鉱山尻4号坑と第1斜坑との出合付近) 1, 2ともに右側が見かけの下位  
"Ball Zone" at another part of the Seikyū mine.



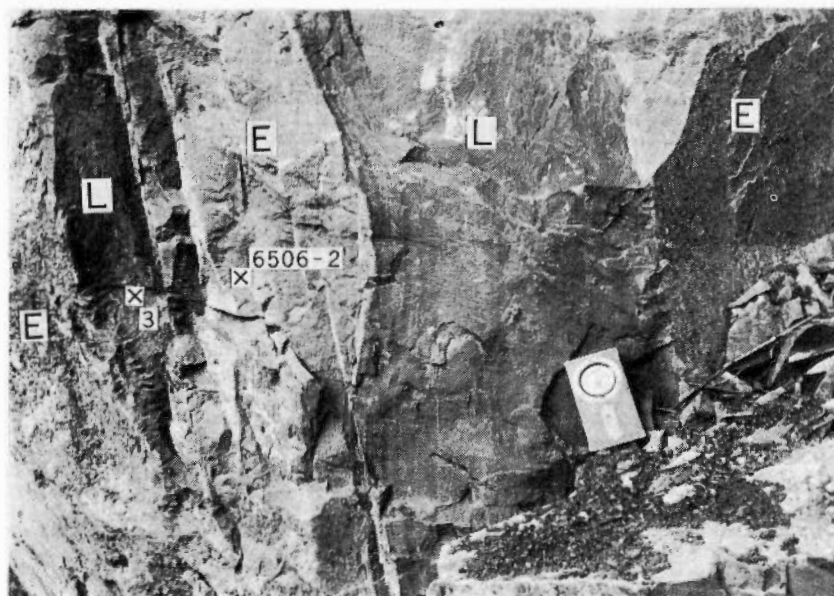
1. 下久野アプライト（白色部）中の川井混成岩捕獲岩（下久野）  
Xenoliths of Kawai hybrid (black) occurring in Shimokuno aplite (white) at Shimokuno.



2. 下久野アプライトと横田花崗岩との接触部（下久野—上久野間）  
A contact between Shimokuno aplite and Yokota granite at Shimokuno—Kamikuno.



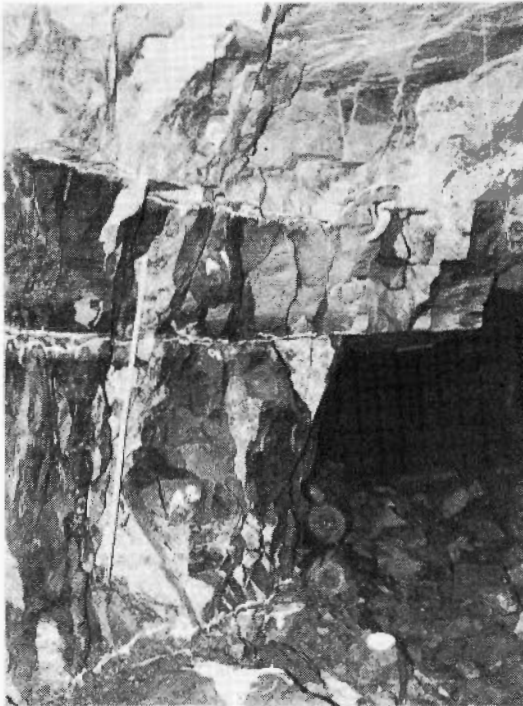
1. 花崗斑岩（大内谷花崗岩）に貫入する鉬脈(V)。Hは花崗斑岩の中石（東山鉬山大延4号鍾5延中段坑道）  
 Molybdenite-quartz veins (V) intruded into granite porphyry of O'uchidani granite  
 at the Higashiyama mine. H indicates horse stone.



2. 安山岩本体(E)に貫入する後期貫入岩脈(L) (6506-2, 3, 滑平)  
 Later stage andesite (L) intruded into the main andesite body (E) at Namera, Seikyū mine.

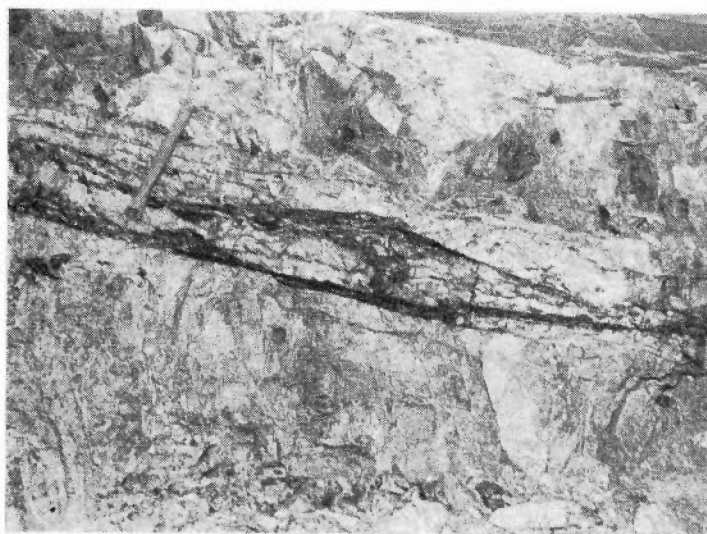


1. 鉱脈の中心部に貫入した無斑晶安山岩岩床(S)とそれに直交する斑状安山岩岩脈(D)  
 (清久鉱山上鍾3番坑中段, 南4採)  
 Aphyric andesite sheet (S) intruded into the middle of ore vein and later dike  
 of porphyritic andesite (D) at the Seiky mine.



2. 鉱脈中に貫入した無斑晶安山岩岩床(A<sub>1</sub>)とより  
 後期の斑状安山岩岩床(A<sub>2</sub>) (清久鉱山蔵測6番  
 坑西, 1,2ともにスケールの長さは1m, 出納和  
 基夫氏撮影)

Earlier aphyric andesite sheet (A<sub>1</sub>) and  
 later porphyritic andesite sheet (A<sub>2</sub>) in-  
 truded into ore vein at the Seiky mine.

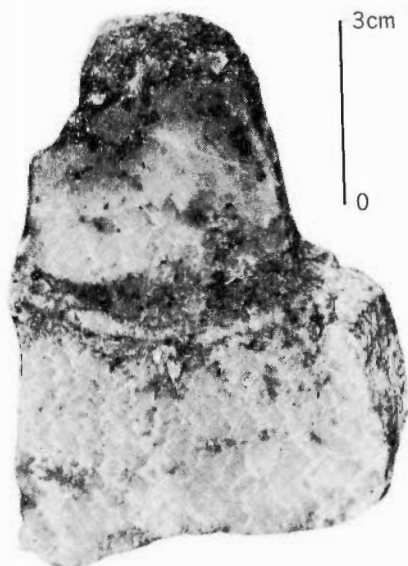


1. 緩傾斜鉛鉱脈の外観（東山鉾山大延3号鍾）  
Gently-dipping molybdenite-quartz vein at the Higashiyama mine.

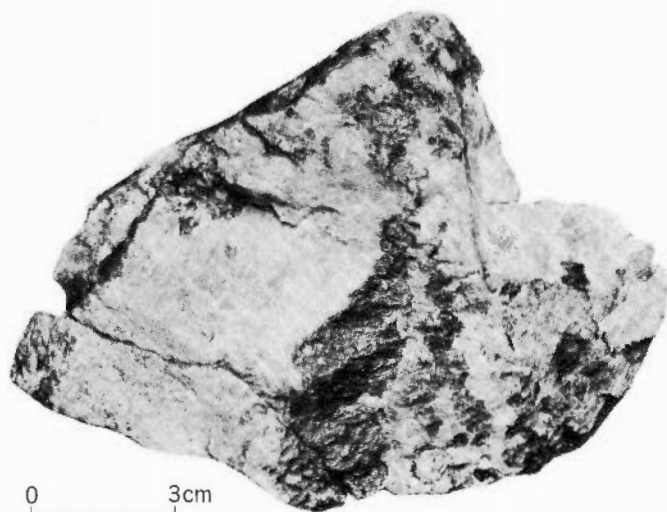


2. 急傾斜断層にみられる輝水鉛鉱のひきずり  
（清久鉾山尻地区）  
Dragged molybdenite into steeply-dipping  
fault at the Seikyu mine.

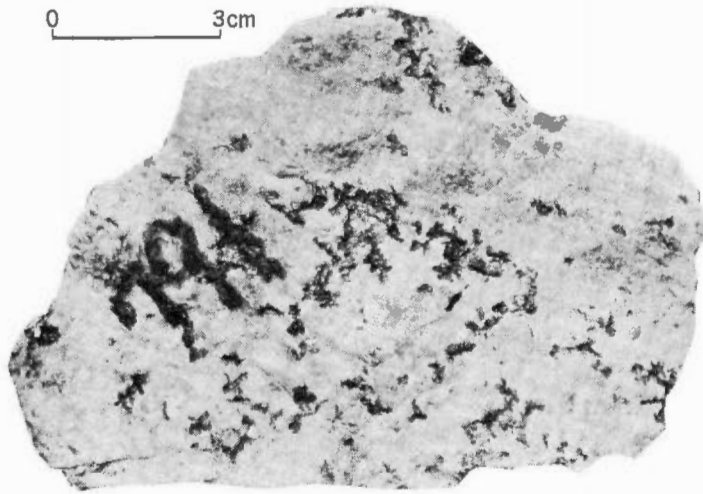




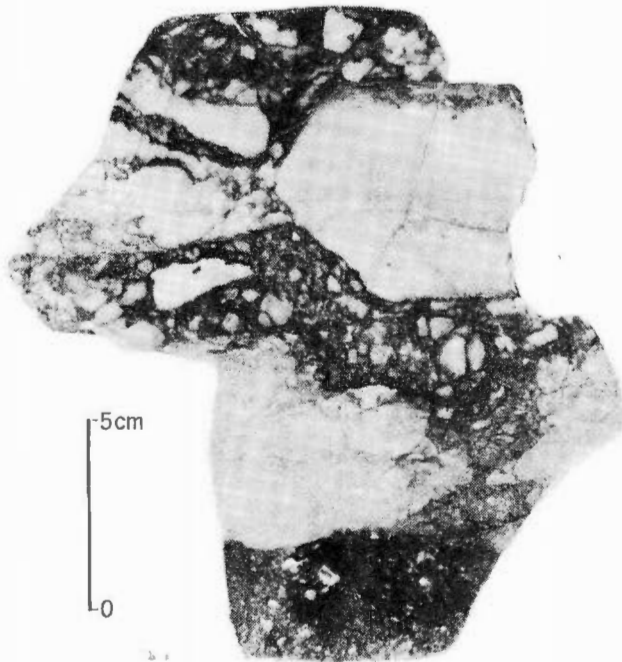
1. \*ペグマタイト質鉱石の一例。ぎざぎざの白色部がカリウム長石 (60Dt-514, 大東鉱山栄光鍾北押し)  
Pegmatitic ore at the Daito mine. Potassium feldspar with rough surface and white color.



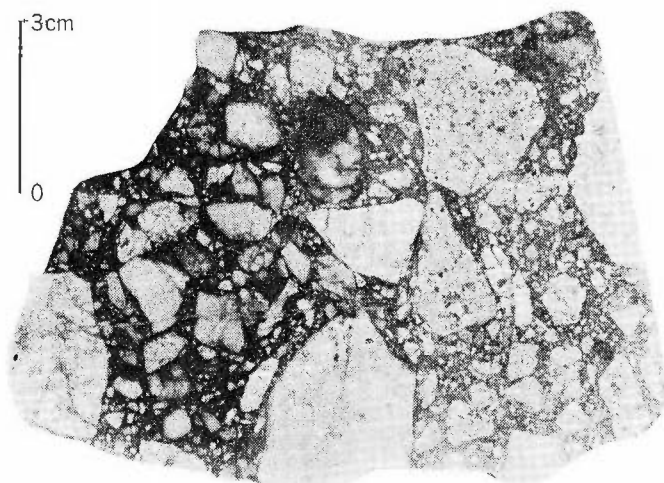
2. 黒雲母と白雲母 (右下) とを含む銅水鉛鉱-石英鉱石 (60Dt-532, 大東鉱山栄光鍾左4延中段)  
Molybdenite-quartz ore associated with biotite and muscovite at the Daito mine.



1. 鉱染状鉱石の一例 (60HY-791, 東山鉱山大延3号鍾左2延)  
Disseminated ore at the Higashiyama mine.



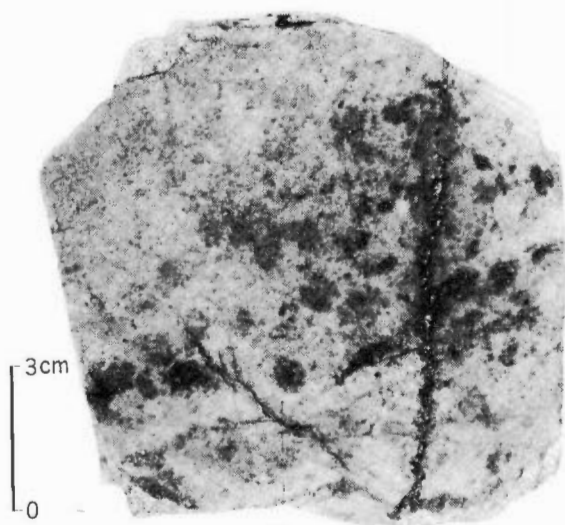
2. 角礫鉱脈①, 角礫化は弱く母岩は含まれないもの (清久鉱山, 滑平地区)  
Brecciated ore with the least brecciation at the Seikyu mine.



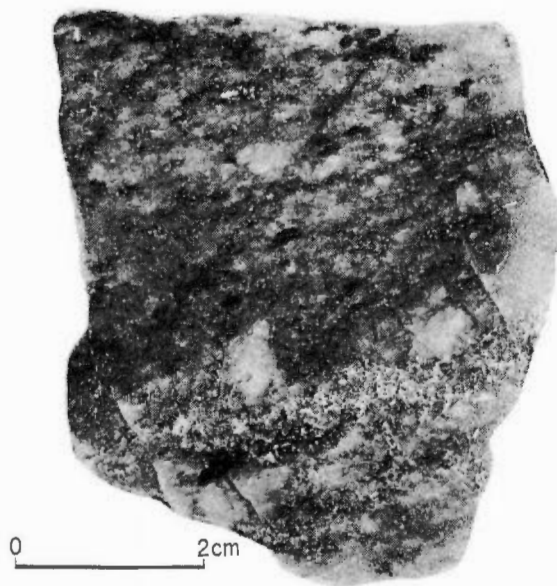
1. 角礫鉱脈②, 母岩の白色化川井混成岩が多く含まれる (清久南坑2番坑左)  
Brecciated ore with fragments of the bleached host rocks at the Seikyu-Minamiko mine.



2. 角礫鉱脈③, 安山岩物質が(とくに左半分)に多量に含まれる (同上, 1, 2ともに右側が見かけの下位)  
Brecciated ore with much andesitic material at the Seikyu-Minamiko mine.

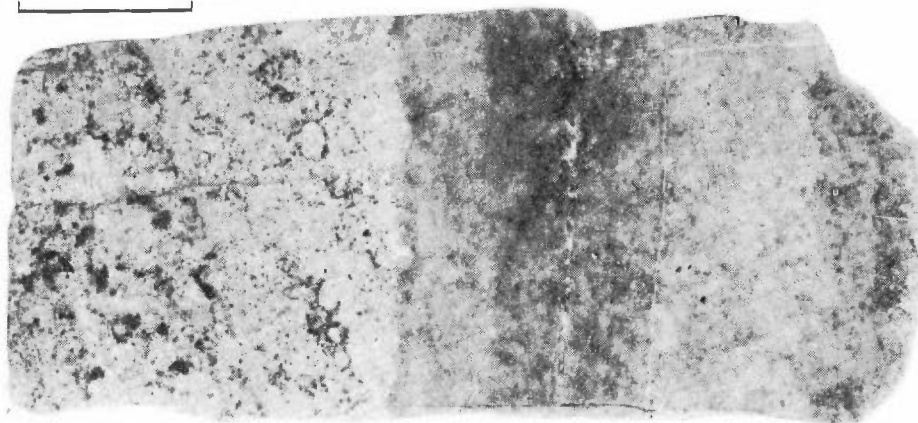


1. 紅柱石小斑点を含む紅柱石-黒雲母-白雲母変質帯 (65HN-12, 大東火の谷1号鑛)  
Andalusite-biotite-muscovite facies with andalusite clots at the Daito-Hinotani mine.



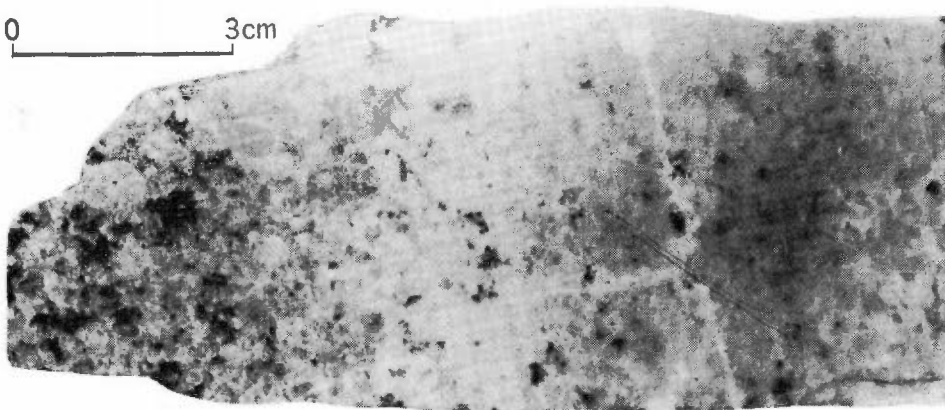
2. 紅柱石-黒雲母-白雲母変質帯 (65HN-13, 大東火の谷1号鑛, 1, 2ともに下側が鉱脈に接する)  
Andalusite-biotite-muscovite facies at the Daito-Hinotani mine. The bottom facing ore vein.

0 3cm

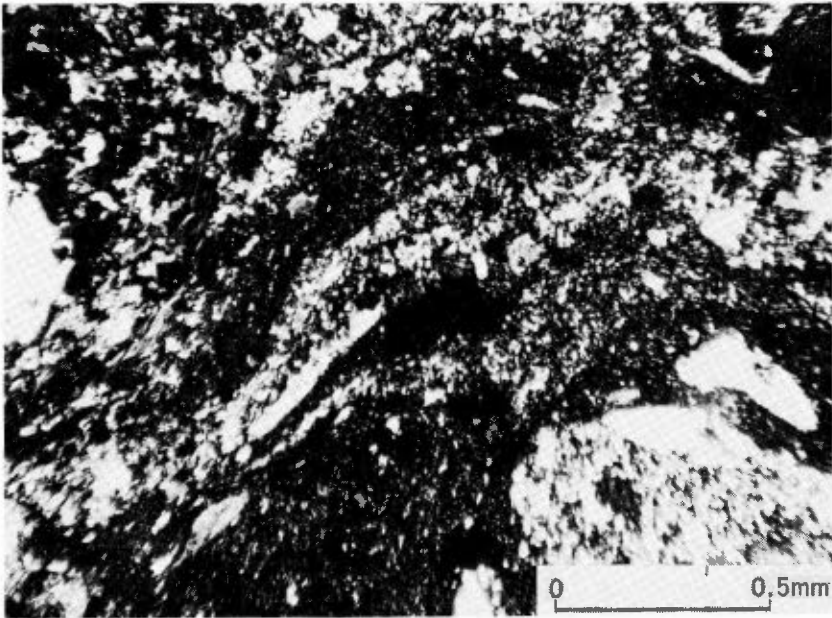


1. 母岩(左%)と絹雲母-石英変質帯(65SK-4, 清久鉱山, 新1号坑右押し)  
 Sericite-quartz facies and the host rock (left) at the Seikyū mine.

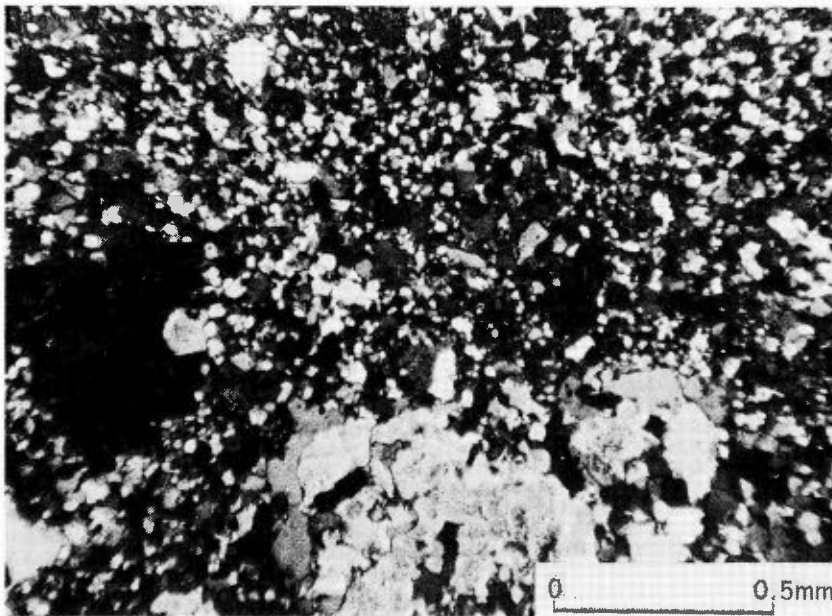
0 3cm



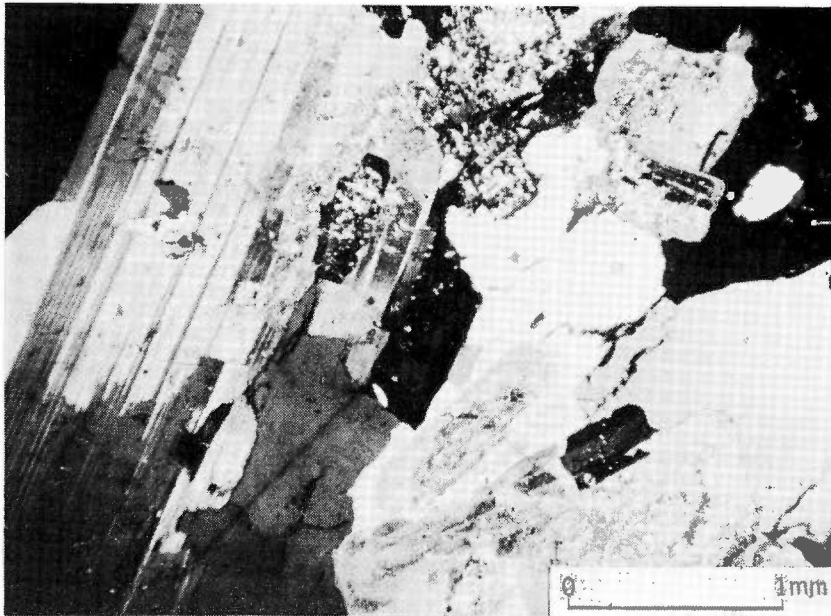
2. 母岩(左端), 炭酸塩鉱物-曹長石変質帯(中央白色部)および絹雲母-石英変質帯(右側)  
 (65HY-1, 東山鉱山, 大延2号坑, 1, 2ともに右端に鉱脈が接する)  
 Sericite-quartz facies (right), carbonates-albite facies (middle), and the host rock (left)  
 at the Higashiyama mine.



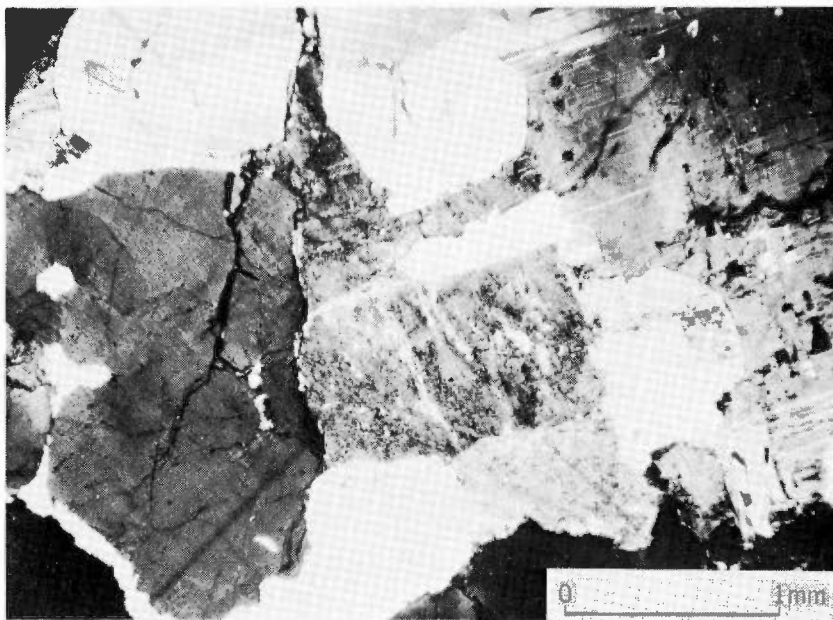
1. 流紋岩質凝灰岩 (図版 V-3, 5606-8) 十字ニコル  
Rhyolitic (welded) tuff of PLATE V-3. Crossed nicols.



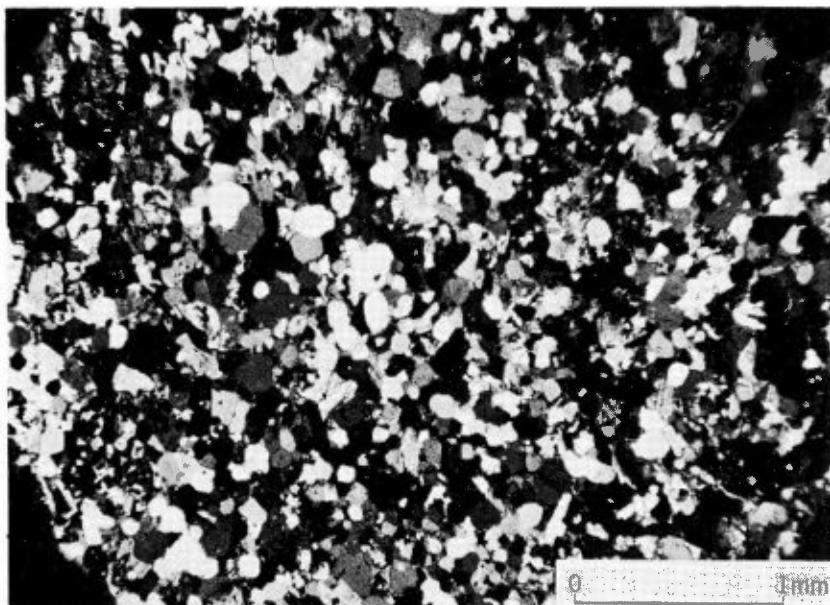
2. 再結晶化流紋岩質凝灰岩 (図版 VI-2, 6506-6) 十字ニコル  
Recrystallized rhyolitic (welded) tuff of PLATE VI-2. Crossed nicols.



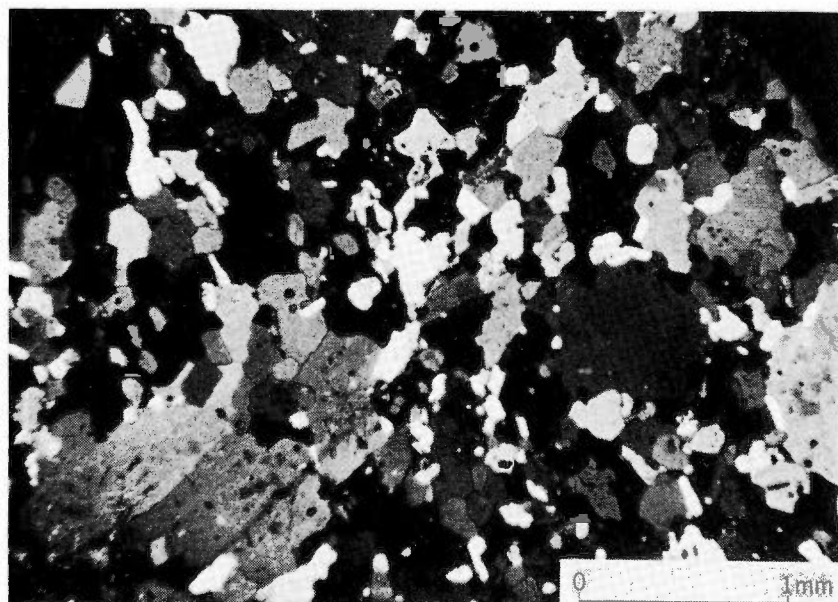
1. 大東閃雲花崗閃綠岩 (5908-303, 表佐世南方1.8km) 十字ニコル  
Daito hornblende-biotite granodiorite at Omotesase. Crossed nicols.



2. 横川黒雲母花崗岩 (5907-55, 上山佐中谷) 十字ニコル  
Yokota biotite granite at Kamiyama. Crossed nicols.

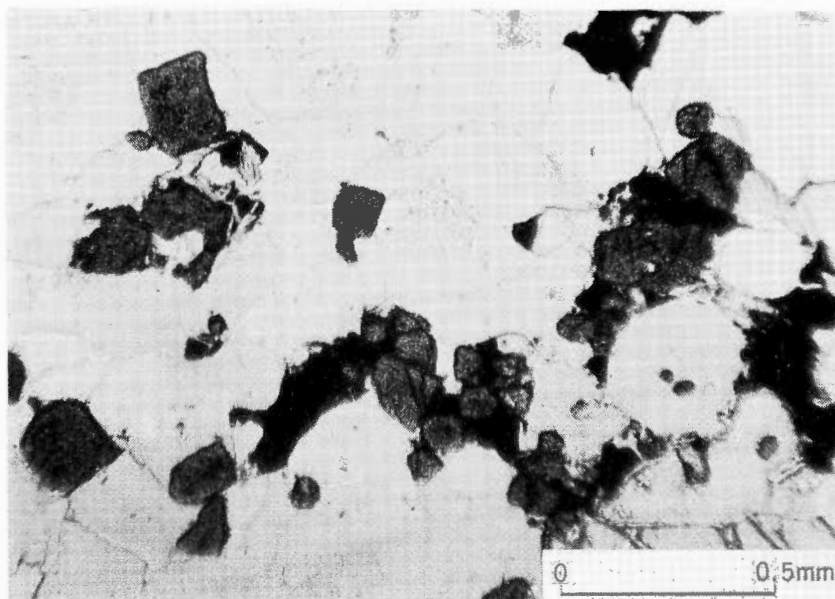


1. 片状ホルンフェルス (6506-12, 櫛木谷) 十字ニコル  
Schistose hornfels at Narakidani. Crossed nicols.

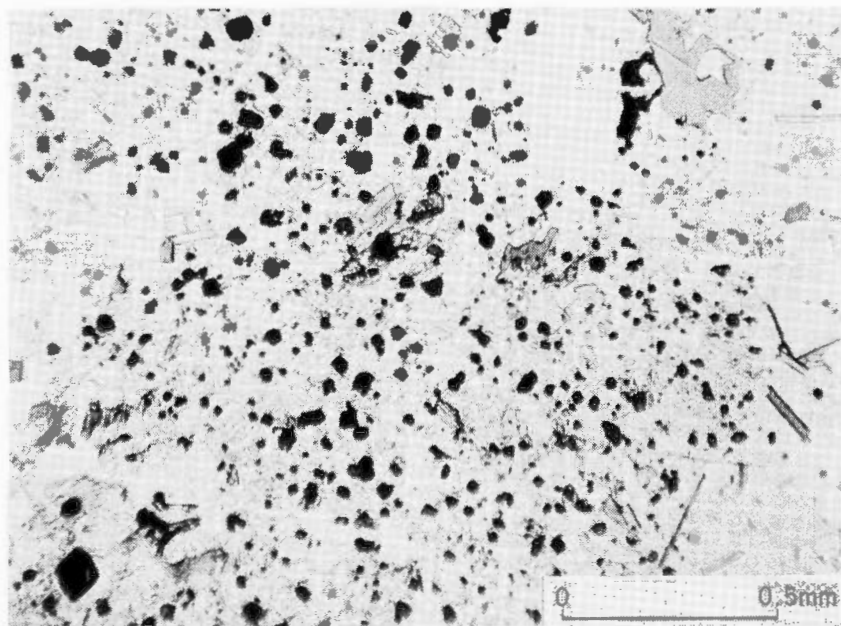


2. 片麻岩状ホルンフェルス (60F-40, 野田奥一井木谷間尾根道) 十字ニコル  
Gneissose hornfels at Nodaoku-Igidani. Crossed nicols.

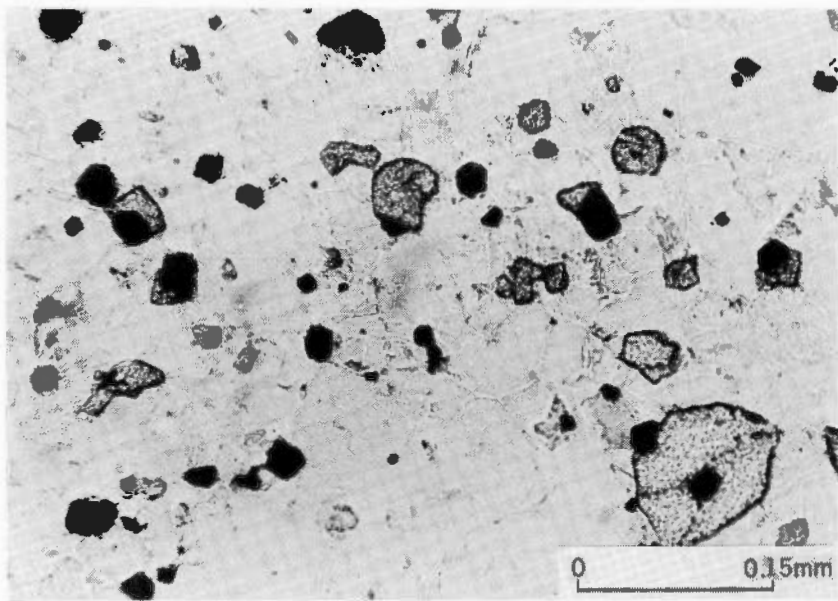




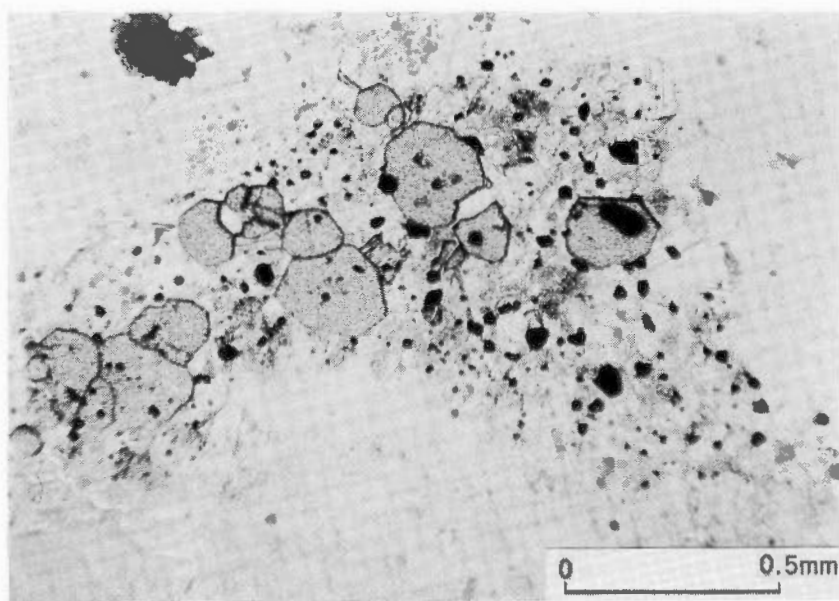
1. 石英(白色)と共生するスピネル(粒状~正方形の黒色結晶), 雲母類と紅柱石(右下)も存在 (図版 VII-2, 6506-17) 単ニコル  
Quartz coexisting with spinel (black cubes), andalusite, and micas of PLATE VII-2. Single nicol.



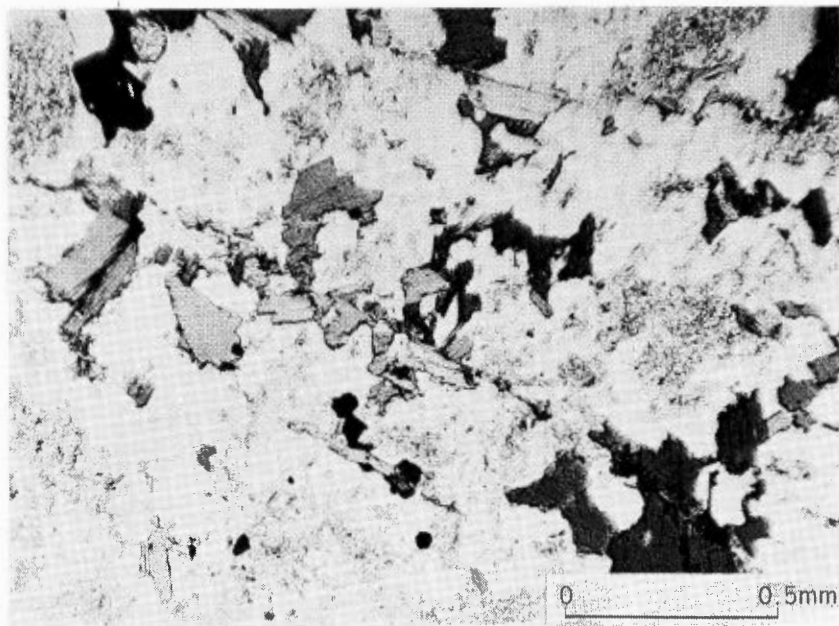
2. 片磨岩状ホルンフェルス中のレリクト中心部 (図版 VIII-2, 6412-8) 単ニコル  
Center of the relict of PLATE VIII-2. Single nicol.



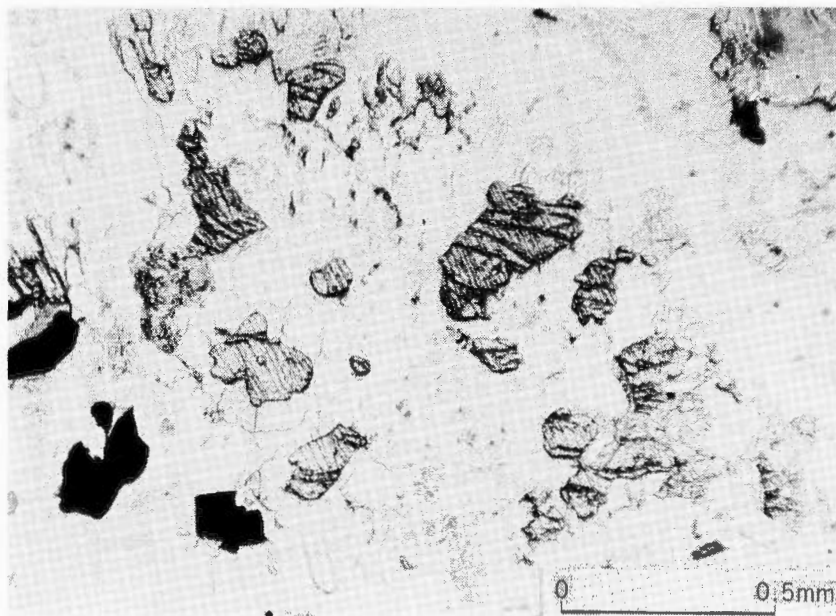
1. レリクト中のスピネル（ざらざらで浮上った結晶）(6412-8) 単ニコル  
Spinel crystals in the relict. Single nicol.



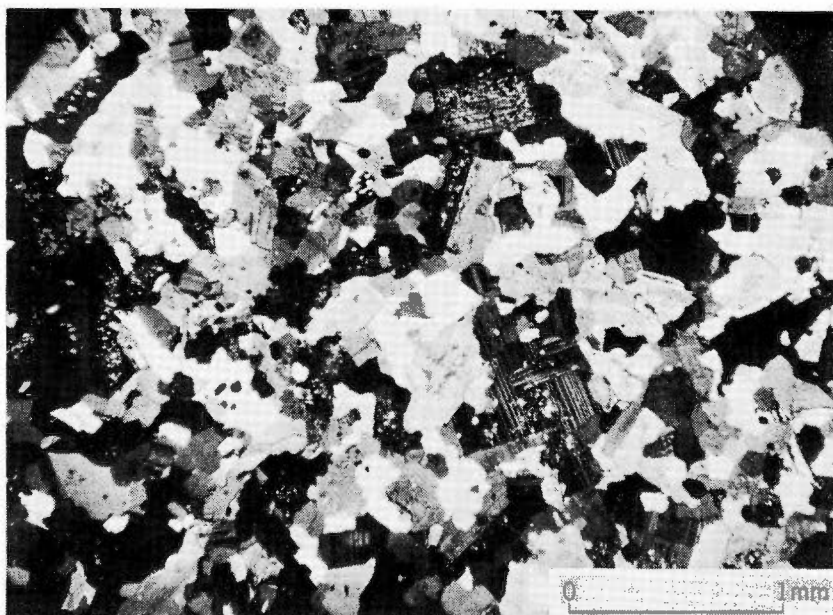
2. レリクト周辺部の柘榴石濃集部 (6412-8) 単ニコル  
Garnet crystals at the rim of the relict. Single nicol.



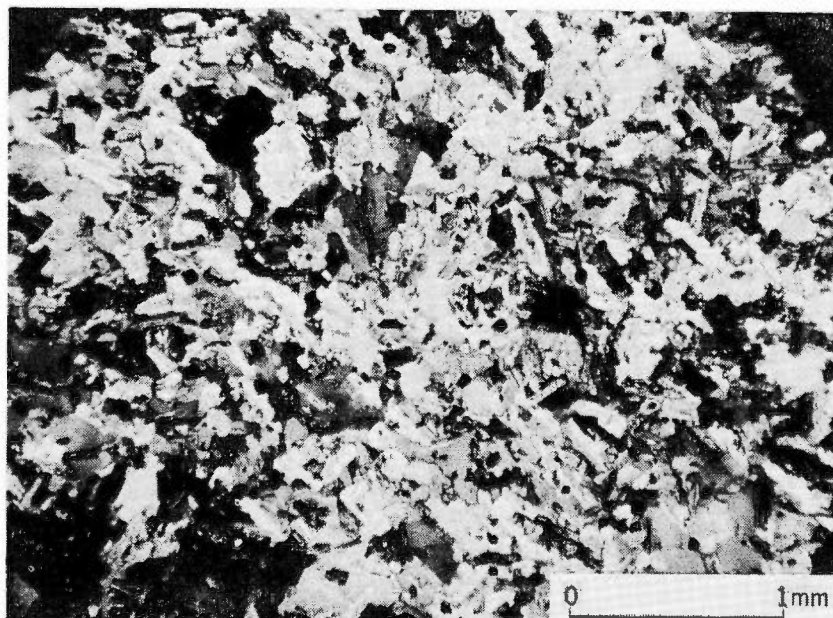
1. 蓮華寺花崗閃緑岩の黒雲母 (60Fb-67, 東山鉦山 8 号試錐, 32.35m) 単ニコル  
Fine crystals of biotite in Rengeji granodiorite. Single nicol.



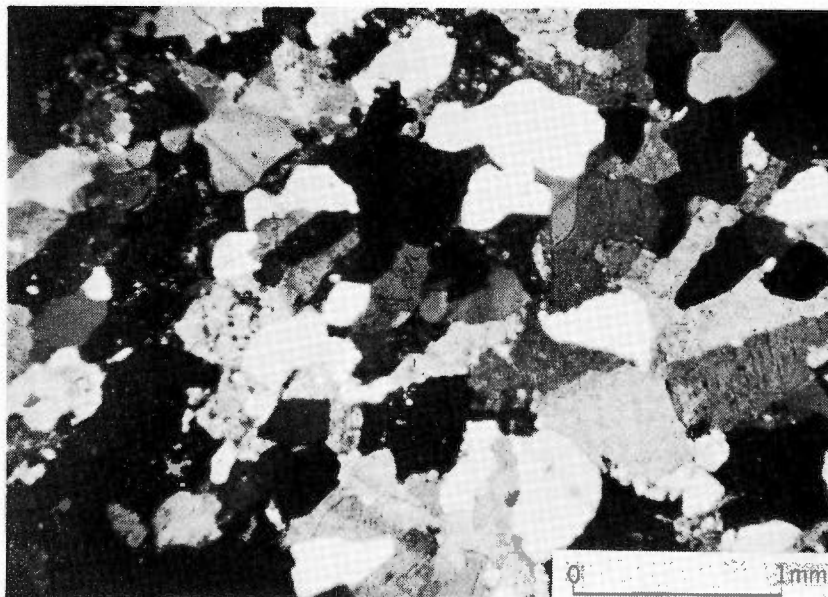
2. 蓮華寺花崗閃緑岩周縁相の紅柱石 (図版 IX-3, 6506-18) 単ニコル  
Andalusite of the marginal phase of Rengeji granodiorite (PLATE IX-3). Single nicol.



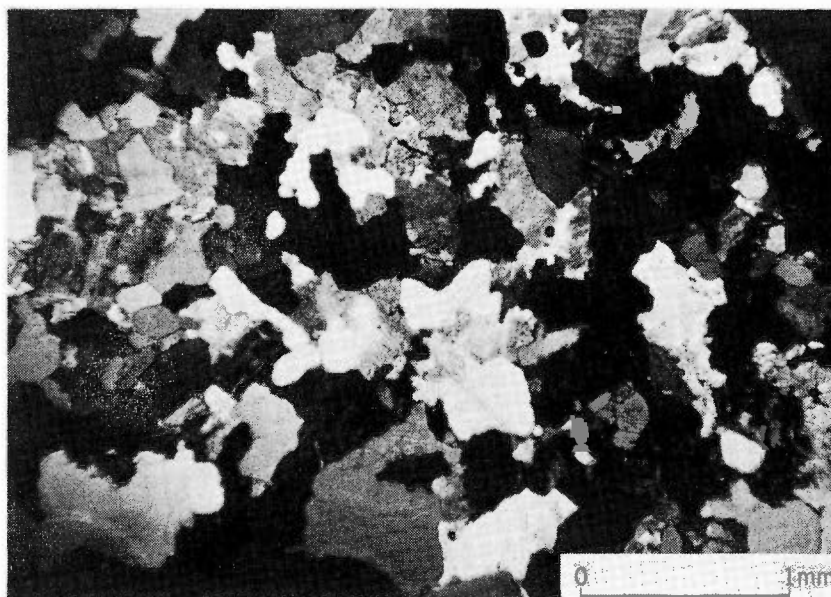
1. 川井混成岩, もっとも完晶質な組織 (6412-10D, 大東折坂谷坑0号斜坑) 十字ニコル  
The most hollocrystalline part of Kawai hybrid at the Daito-Orisakadani mine. Crossed nicols.



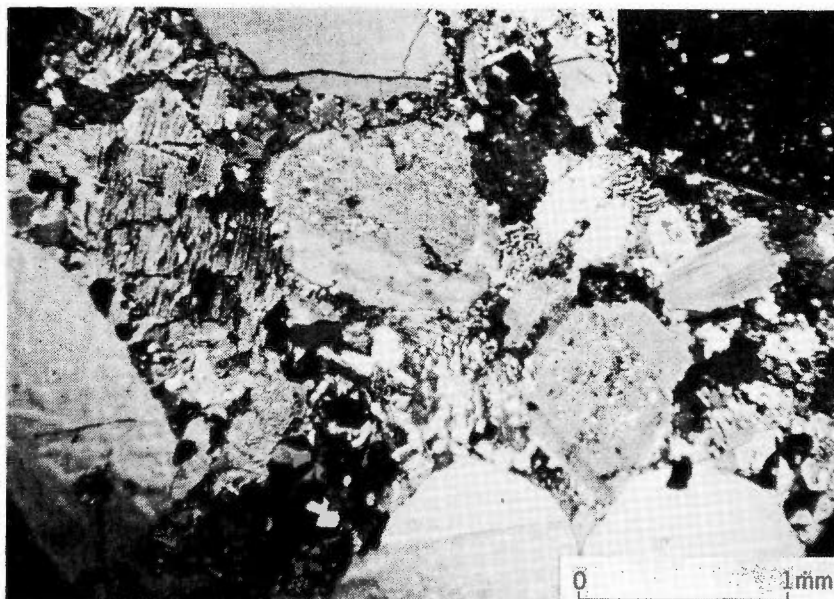
2. 川井混成岩, もっとも火山岩質の組織 (5907-133, 上山佐奥谷) 十字ニコル  
The most volcanic texture of Kawai hybrid at Kamiyamasa. Crossed nicols.



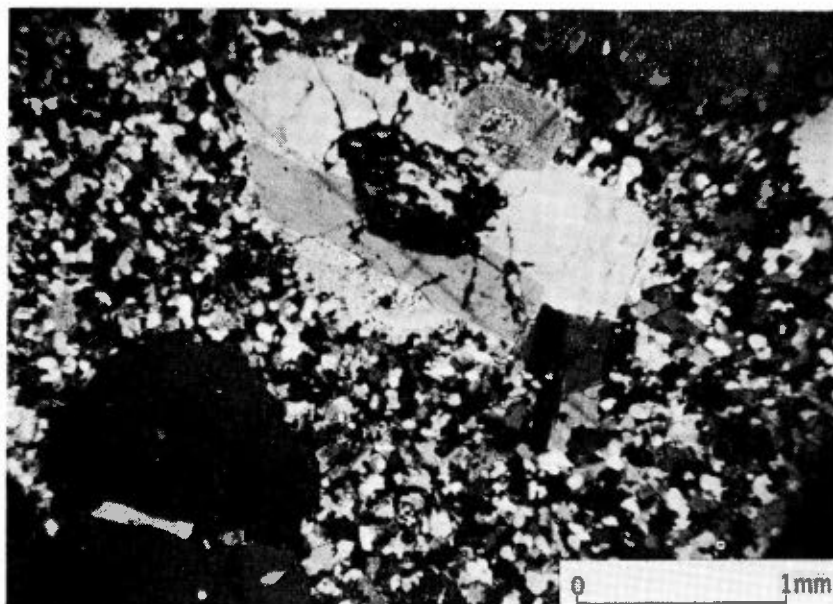
1. 優白花崗岩複合体のアプライト (5908-255, 東山鉱山大延3号鍾左2延引立) 十字ニコル  
Aplite of leucogranites-complex at the Higashiyama mine. Crossed nicols.



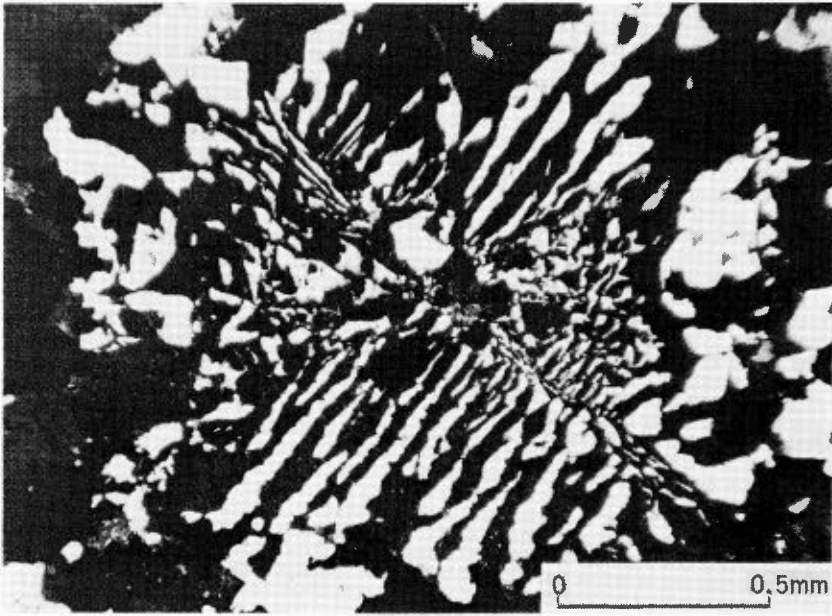
2. 川井混成岩下位のアプライト (≒下久野アプライト) (60Fb-63, 清久鉱山103号試錐195m) 十字ニコル  
Aplite possibly equivalent to Shimokuno aplite found beneath Kawai hybrid. Crossed nicols.



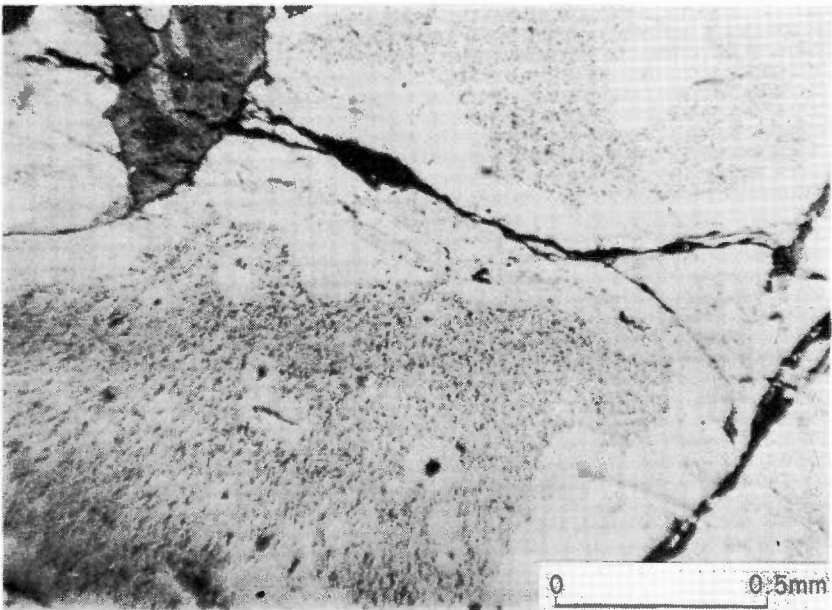
1. 大内谷花崗岩, 本体北側の岩脈部 (60F-15, 山神谷下流部) 十字ニコル  
Apophysis of O'uchidani granite at north the main mass. Crossed nicols.



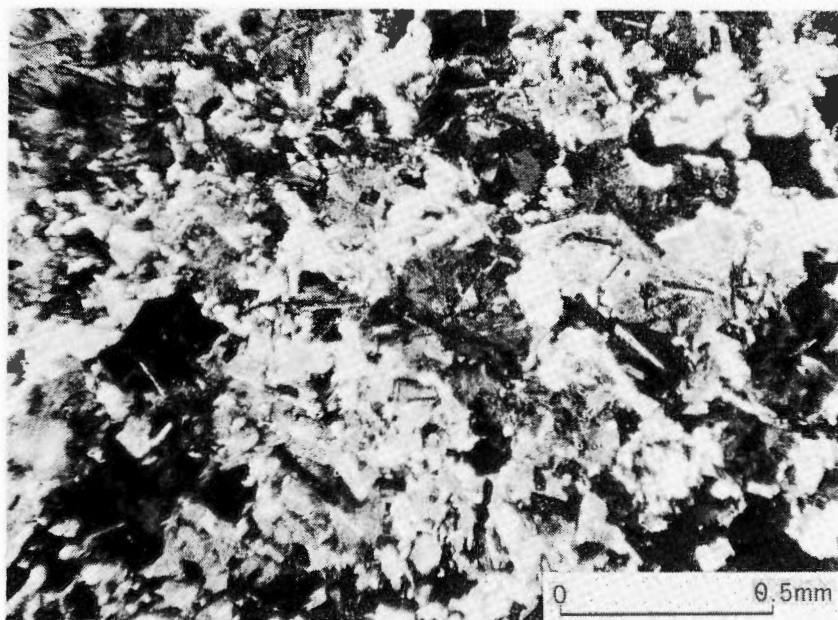
2. アプライト斑岩 (5907-59, 上山佐新田口) 十字ニコル  
Aplite porphyry at Kamiyama. Crossed nicols.



1. 大内谷花崗岩, 文象組織のもっとも明瞭なもの, 白色部が石英, 黒色部はアルカリ長石 (60F-15) 十字ニコル  
Graphic texture in the apophysis of O'uchidani granite at Sanjindani. Crossed nicols.

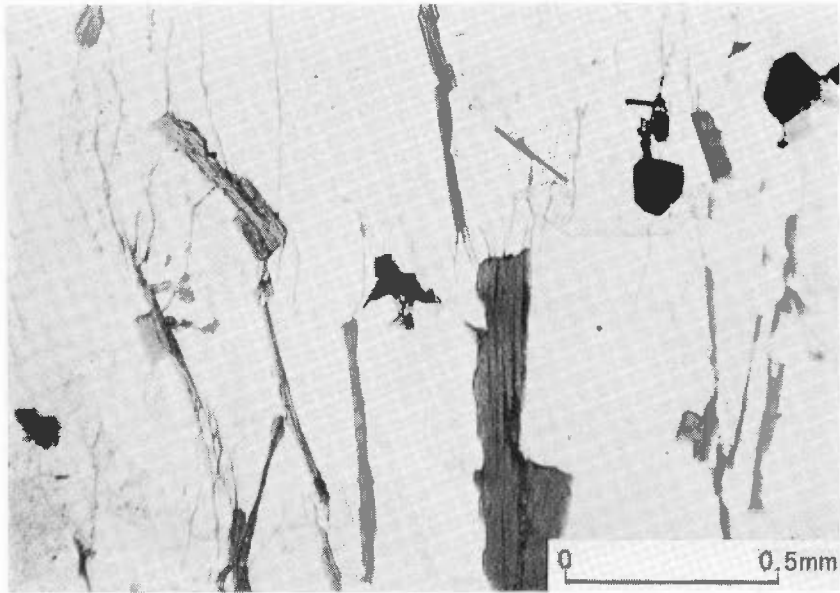


2. 大内谷花崗岩, 石英中の液体包有物 (6507-196, 箱測) 単ニコル  
Liquid inclusions in quartz crystals of O'uchidani granite. Single nicol.

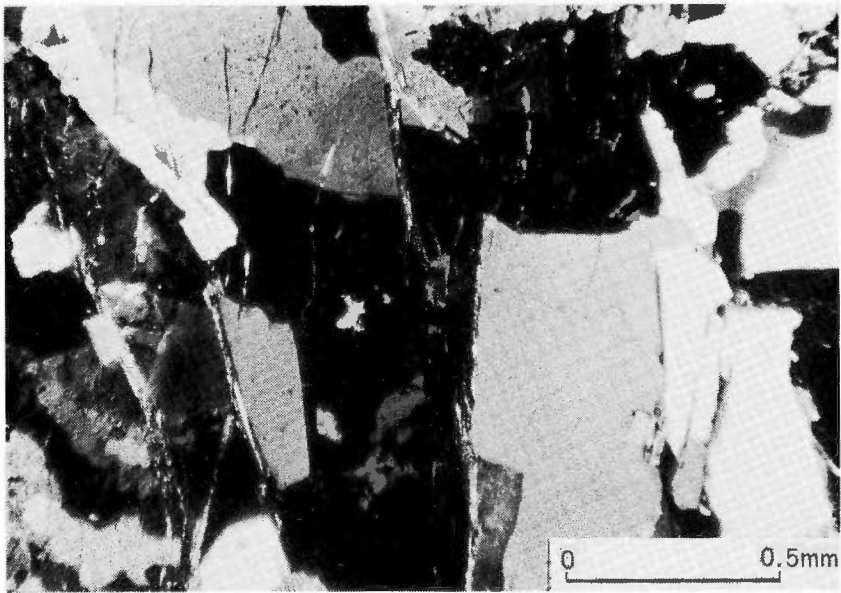


1. 球頸岩岩脈 (6506-19, 金成) 十字ニコル  
Spherulite dike in Daito granodiorite at Kanenari. Crossed nicols.

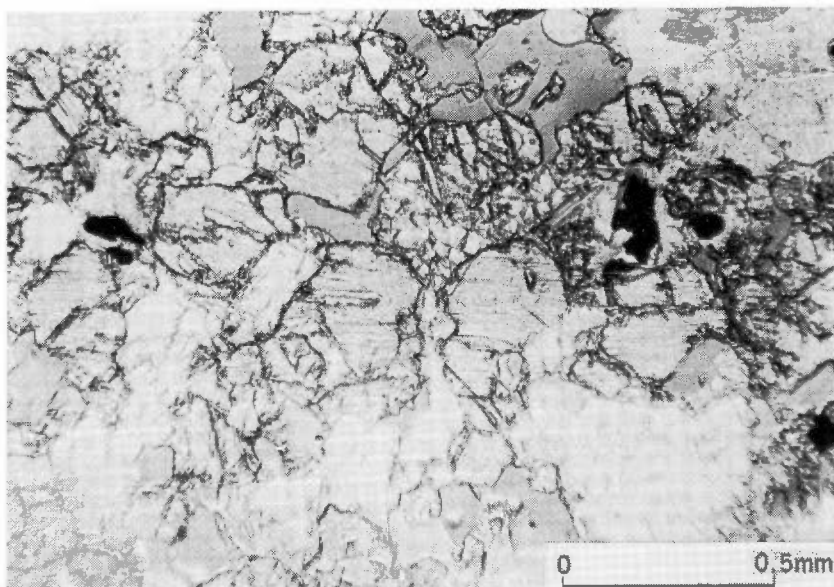




1. 川井混成岩中の破碎帯にK<sup>+</sup>の添加で生じた変質帯。黒雲母の方向性と微細な割目に注意  
(67HY-56, 東山鉱山吉床立人坑道336m) 単ニコル  
Sheared and K<sup>+</sup>-added part of Kawai hybrid at the Higashiyama mine. Single nicol.

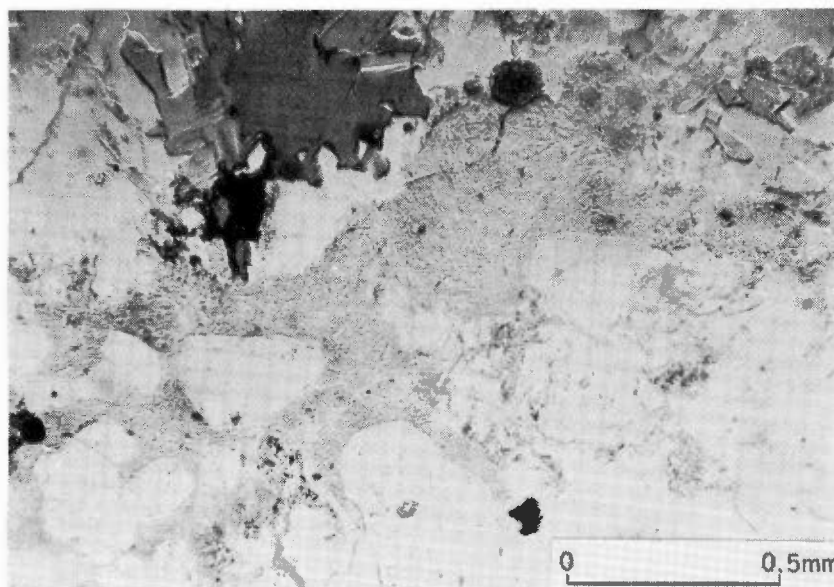


2. 同上 十字ニコル  
The same as the above. Crossed nicols.



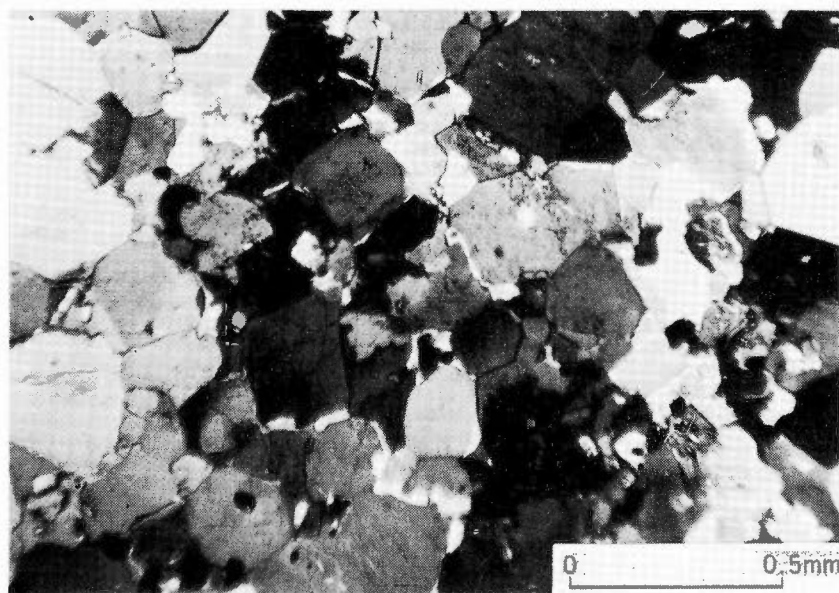
1. 紅柱石（劈開が著しく発達するもの）-黒雲母（灰色でなめらかな表面）-正長石変質帯  
 (ε0Dt-543, 大東鉱山栄光通石3延) 単ニコル

Andalusite-biotite-orthoclase facies of wall-rock alteration  
 at the Daito mine. Single nicol.



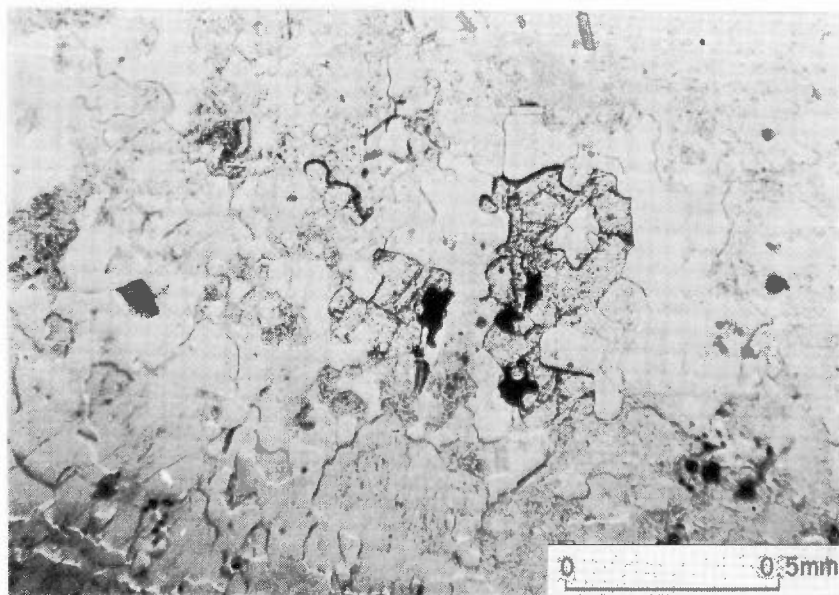
2. 図版 XXXIV-1 と同一試料中、石英と共生する蔓青石様結晶（左下から右上に続く灰色部）  
 現在では微細な絹雲母・緑泥石集合体 単ニコル

Cordierite-like crystals (pinite) and quartz in the same specimen  
 as PLATE XXXIV-1. Single nicol.



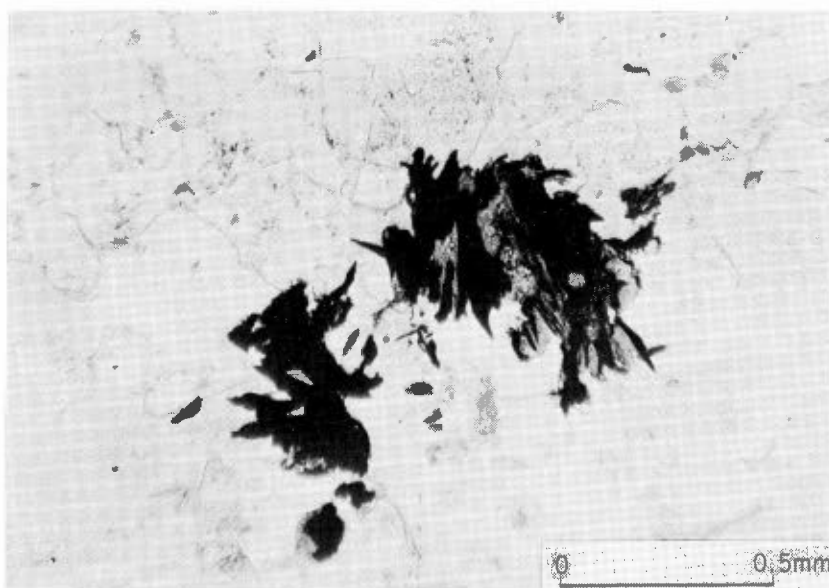
1. 図版 XXXIV と同一変質帯中、粒状の正長石に富む部分。(再結晶時に吐き出された)  
曹長石反応縁が正長石を包む。十字ニコル

Orthoclase with albite rim in the same specimen as PLATE XXXIV.  
Crossed nicols.



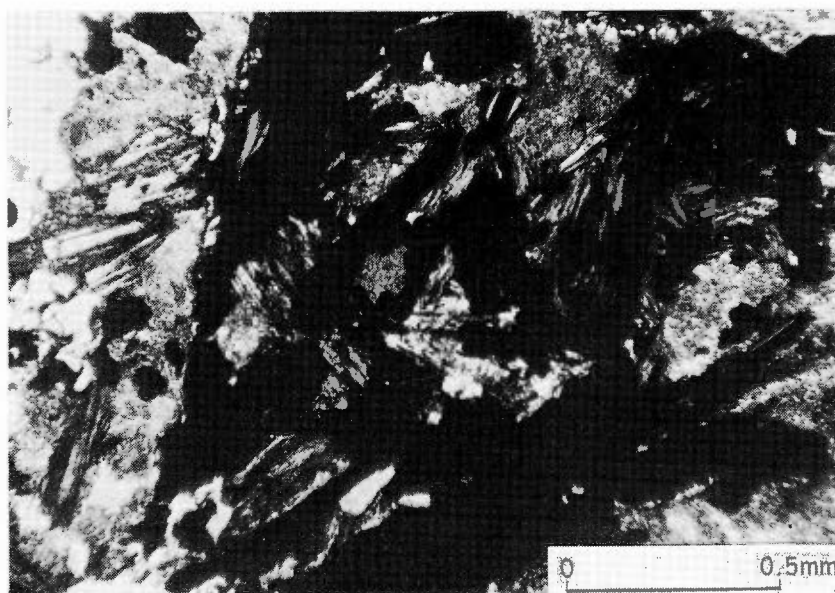
2. 原岩(川井混成岩)の組織を残す弱変質部(鉱脈より15cm)にみられる紅柱石  
(60Dt-527, 大東鉱山栄光鋪右4延中段) 単ニコル

Andalusite occurring exceptionally afar (15cm) from the edge of ore vein  
at the Daito mine. Single nicol.



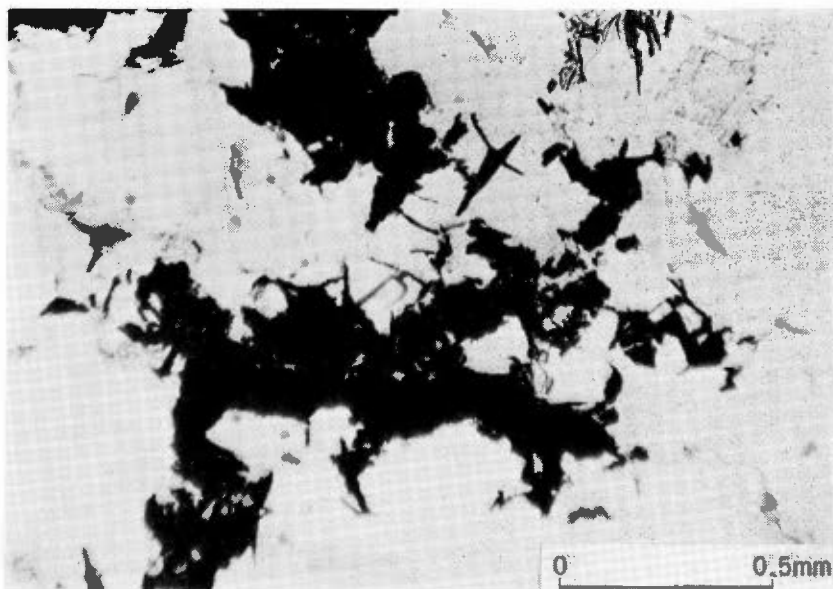
1. 原岩(川井混成岩)の組織を残す弱変質部(鉱脈より35cm)に鉱染する輝水鉛鉱(黒色)と共生する緑泥石(60Dt-528, 図版 XXXV-2 と同一箇所) 単ニコル

Molybdenite (black) with chlorite disseminated in the slightly altered zone at the Daito mine. Single nicol.

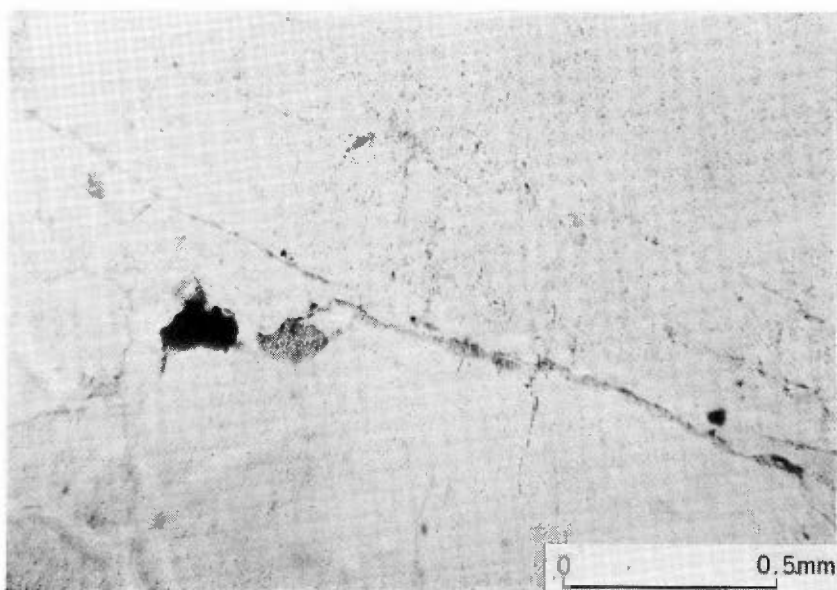


2. 鉱脈の周辺で雲母類・緑泥石・石英などを交代する輝水鉛鉱(黒色)(60Dt-513, 大東鉱山栄光鍾北押し) 単ニコル

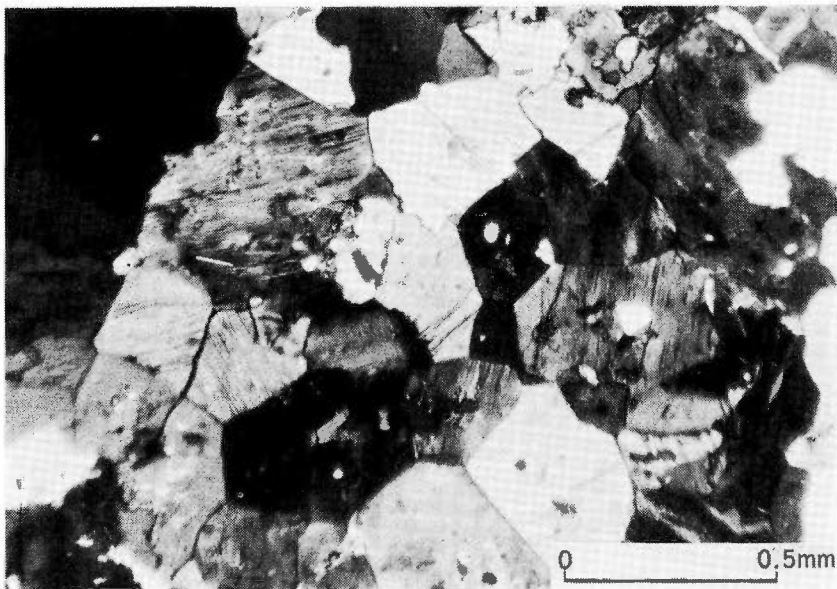
Molybdenite (black) occurring with micas, chlorite, and quartz in the altered zone at the Daito mine. Single nicol.



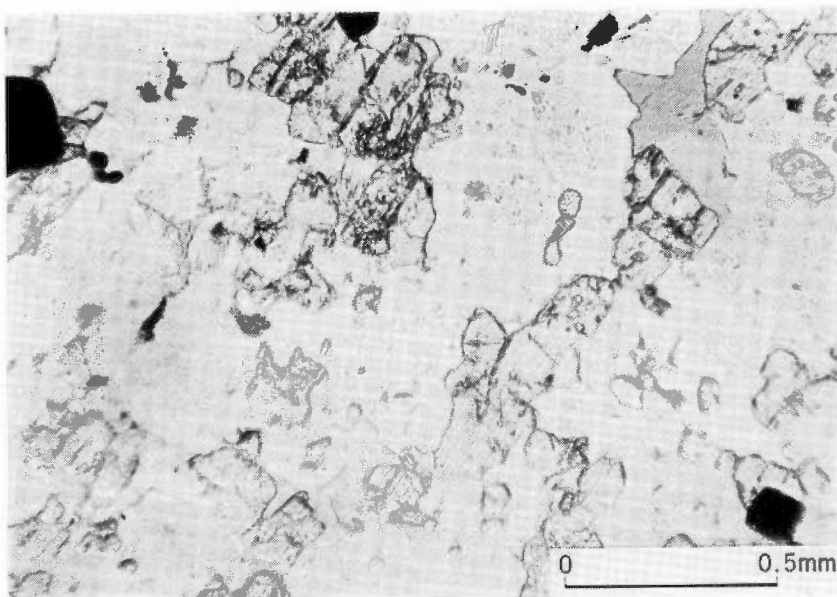
1. 石英脈中の輝水鉛鉱 (59Dt-5, 大東鉱山栄光鍾3延6号上り) 単ニコル  
Molybdenite in quartz vein at the Daito mine. Single nicol.



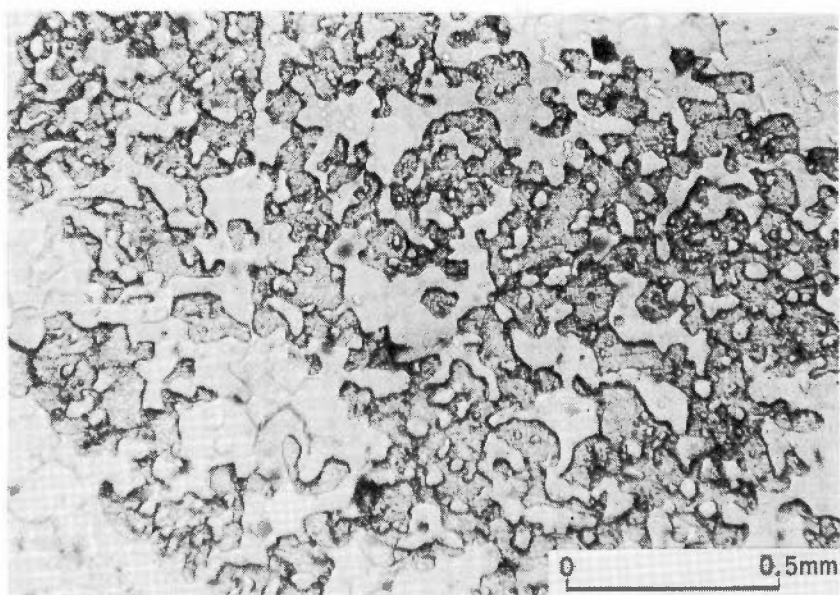
2. 石英脈中の液体包有物 (同上) 単ニコル  
Liquid inclusions in vein-quartz at the Daito mine. Single nicol.



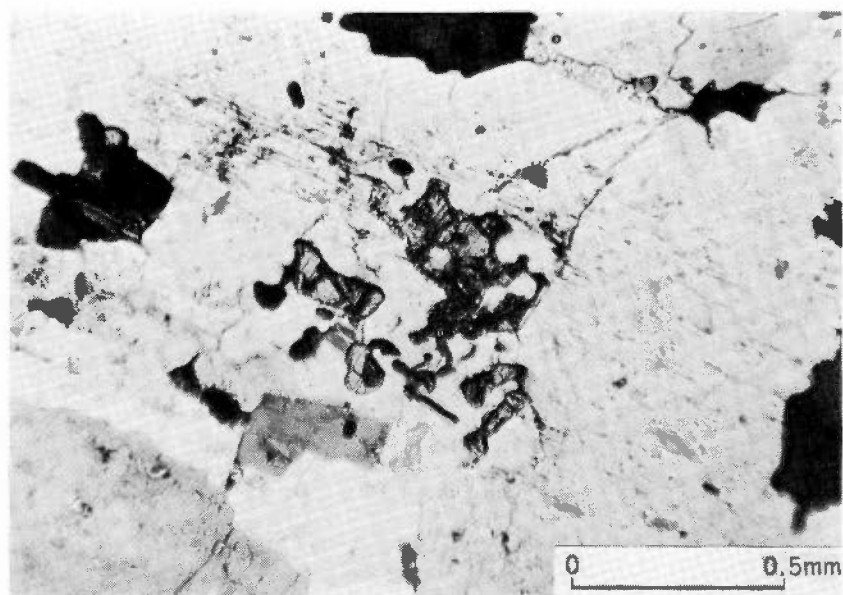
1. 盤際変質帯中、微細な曹長石葉片を含む正長石 (5908-296, 大東火の谷鉱山1号鑛) 十字ニコル  
Orthoclase containing fine laminae of albite in the altered zone at the Daito-Hinotani mine.  
Crossed nicols.



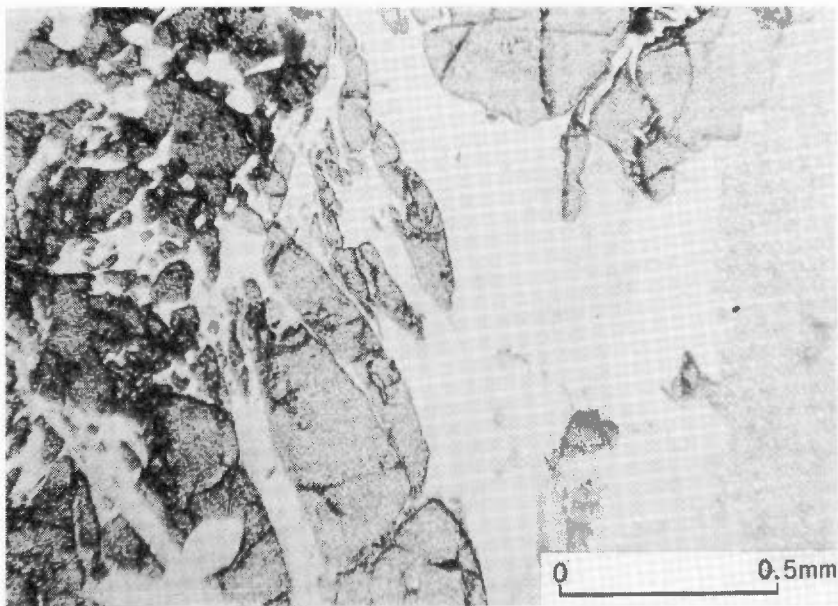
2. 紅柱石-黒雲母-白雲母変質帯 (65HN-2, 大東火の谷鉱山4号鑛) 単ニコル  
Andalusite-biotite-muscovite altered zone at the Daito-Hinotani mine. Single nicol.



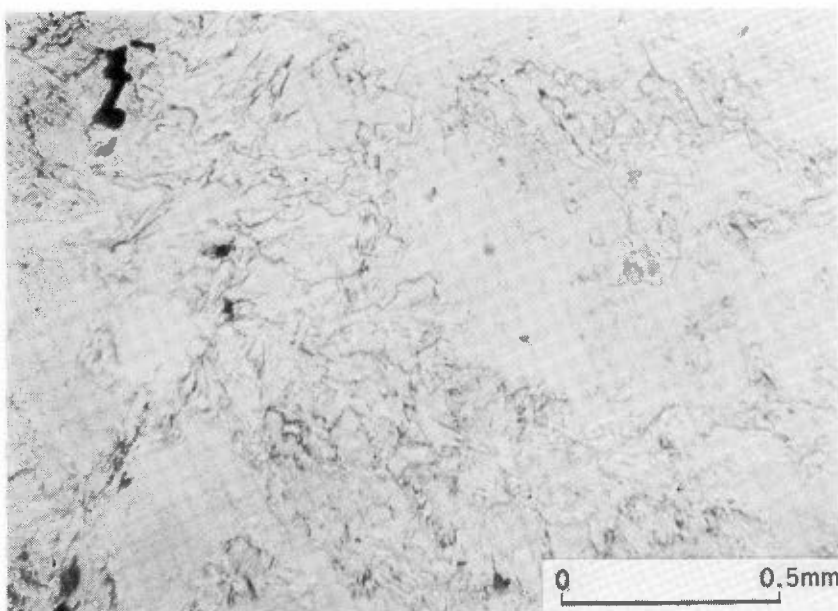
1. 紅柱石小斑点(図版 XX-1)中の紅柱石(65HN-12, 大東火の谷鉱山 1号鍾) 単ニコル  
Andalusite of the andalusite clots of PLATE XX-1. Single nicol.



2. 斜長石結晶の中心で斜長石から生じた紅柱石 (65HN-11, 大東火の谷鉱山 1号鍾) 十字ニコル  
Andalusite converted from plagioclase at the Daito-Hinotani mine. Crossed nicols.

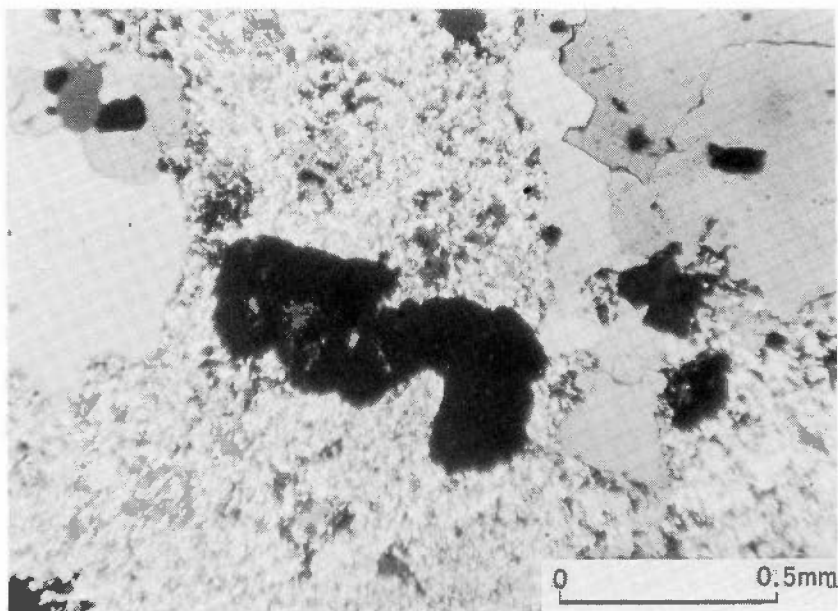


1. 変質帯中の柘榴石、白色は石英、右端は絹雲母 (59SM-18, 清久鉱山尻地区) 単ニコル  
Garnet with quartz and sericite (right) in altered zone at the Seikyū mine. Single nicol.

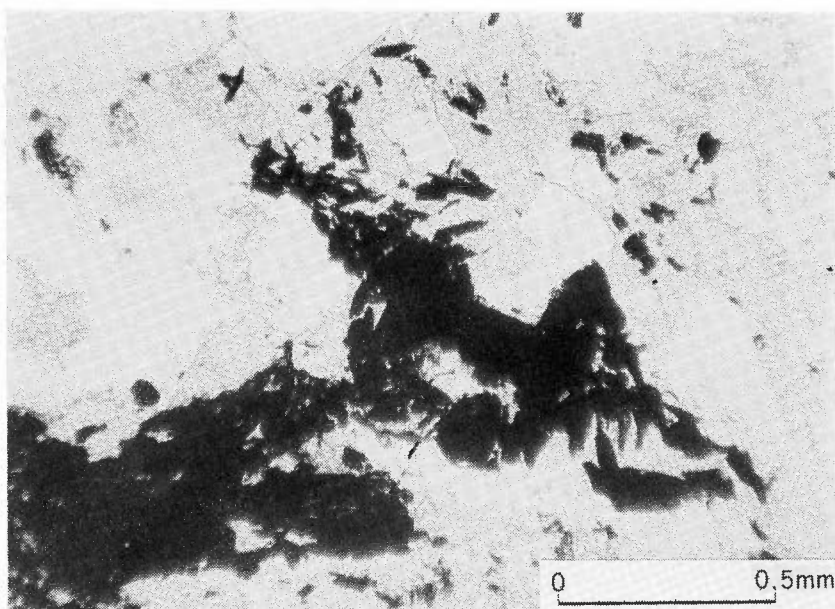


2. 絹雲母-石英変質帯 (図版 XXI-1 と同様, 65SK-4②) 単ニコル  
Sericite-quartz facies of PLATE XXI-1. Single nicol.

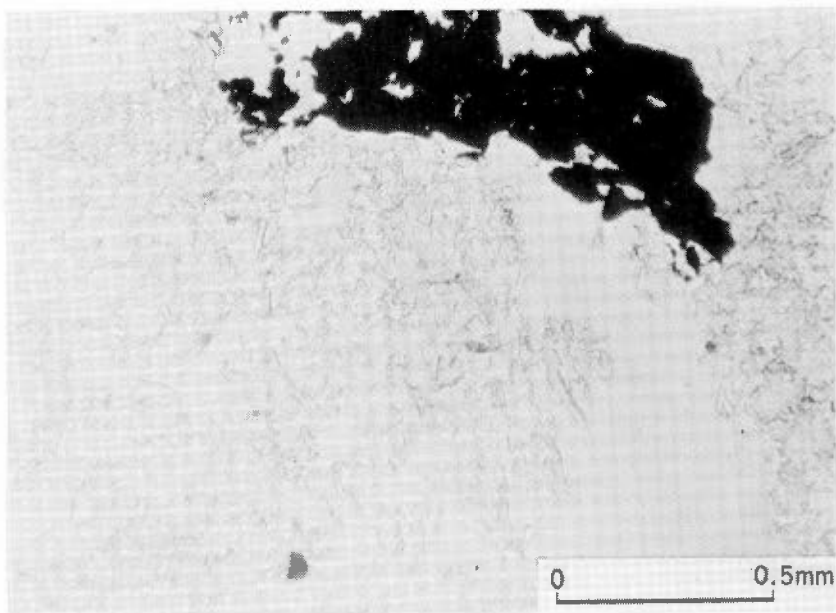




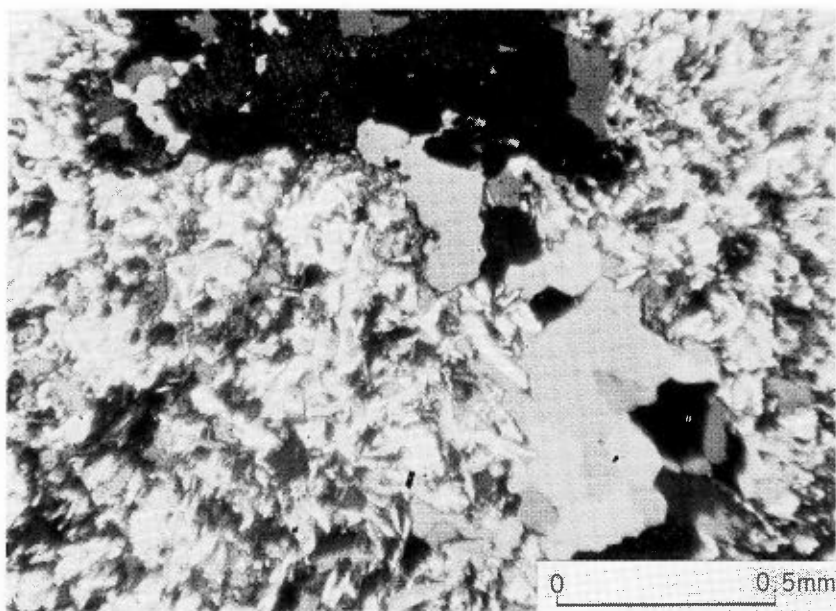
1. 絹雲母-石英変質帯中の柘榴石 (黒色) (59SM-18) 十字ニコル  
Garnet (black) in the sericite-quartz facies at the Seikyu mine. Crossed nicols.



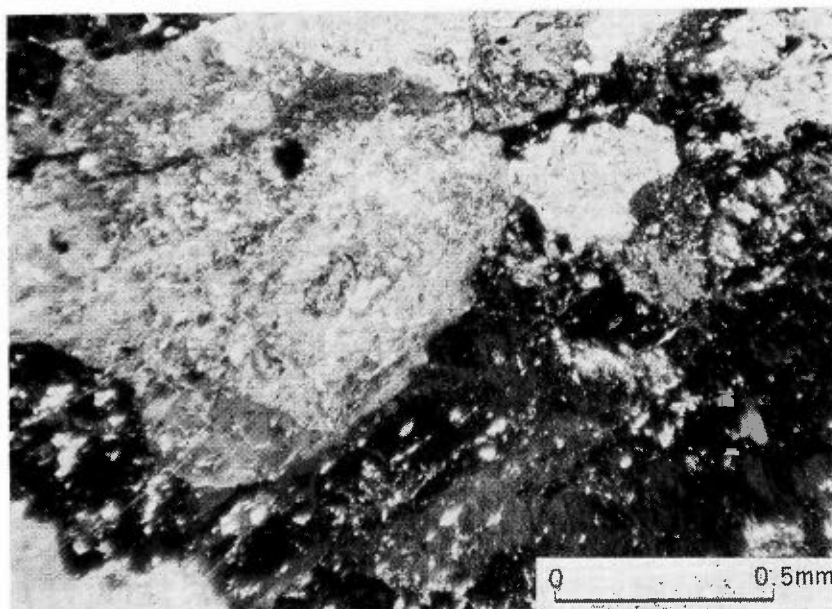
2. 同上変質帯中の輝水鉛鉱 (59SM-18) 単ニコル  
Molybdenite in the sericite-quartz facies at the Seikyu mine. Single nicol.



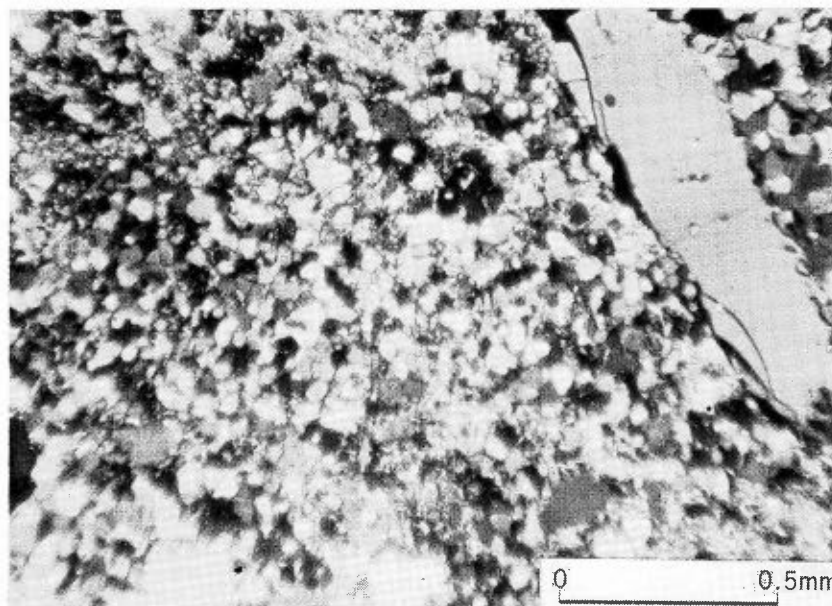
1. 炭酸塩鉱物-曹長石変質帯 (図版 XXI-2) に隣接する絹雲母-石英帯 (65HY-13) 単ニコル  
The sericite-quartz facies of PLATE XXI-2. Single nicol.



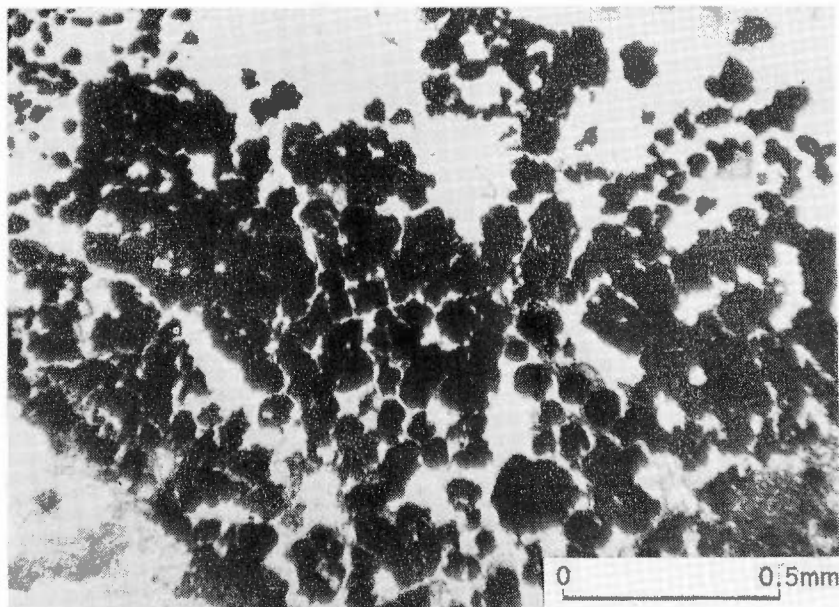
2. 同上, 十字ニコル  
The same as the above. Crossed nicols.



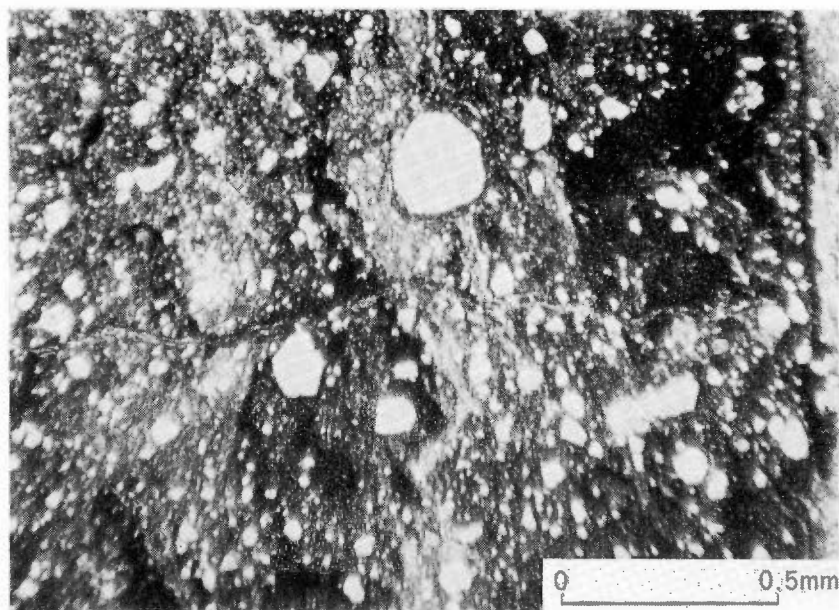
1. 炭酸塩鉱物-曹長石変質帯, 原岩の組織が残存 (65HY-1②) 十字ニコル  
The carbonates-albite facies of PLATE XXI-2. Crossed nicols.



2. 閃ウラン鉱を産出する部分の絹雲母-石英変質帯 (59K-9, 清久神谷鉱山大切坑) 十字ニコル  
Sericite-quartz alteration related to uraninite mineralization  
at the Seikyū-Kamitani mine. Crossed nicols.



1. 硫化物細脈中のフラムボイダル黄鉄鉱（清久南坑3番坑右）単ニコル  
Framboidal pyrite of later stage veinlets than the main Mo-mineralization  
at the Seikyu-Minamiko mine. Single nicol.



2. 角礫鉄脈（図版 XIX-2 の右端）単ニコル  
Brecciated vein, the right edge of PLATE XIX-2. Single nicol.



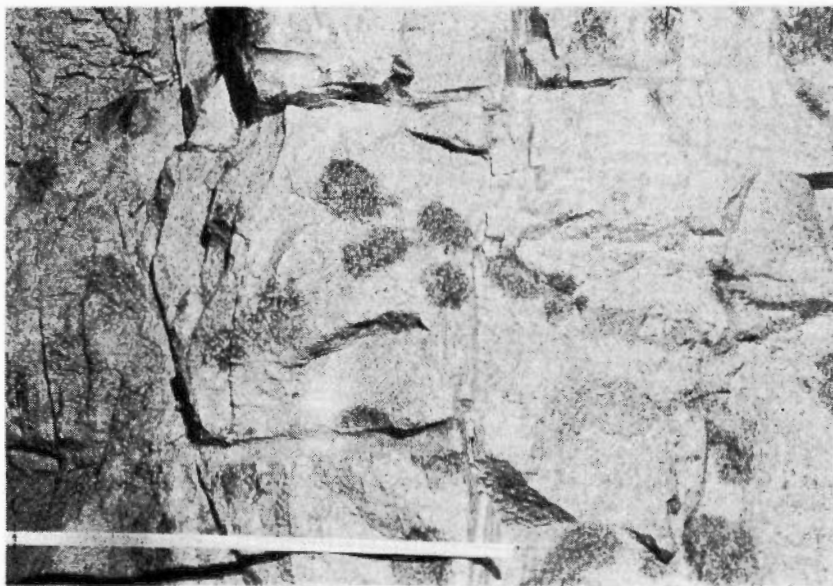
1. 小馬木花崗岩地帯の地形。小馬木鉱山より北北東をみる(1965年夏)

An outlook of granite region looking north-northeastward at the Komaki mine (summer, 1965).

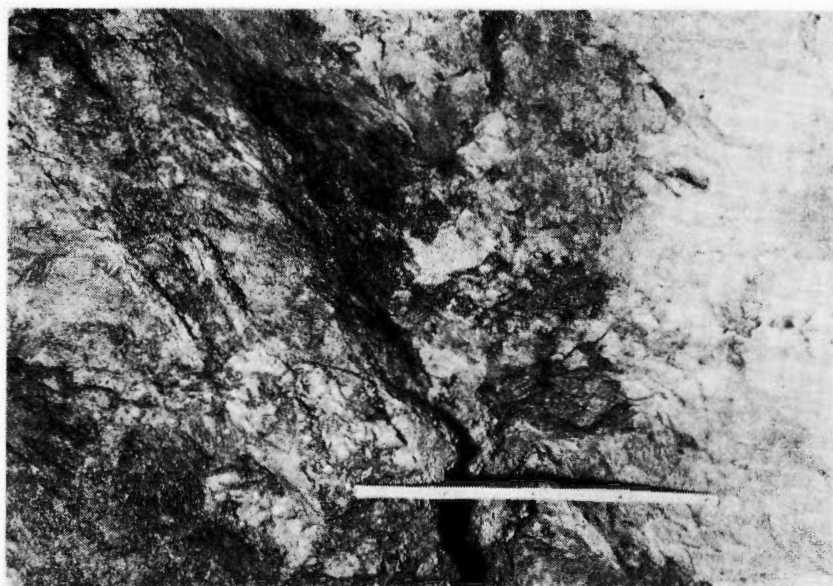


2. 小馬木本谷入口より南方へ小馬木鉱山(最上部の建物)をみる(同上)。

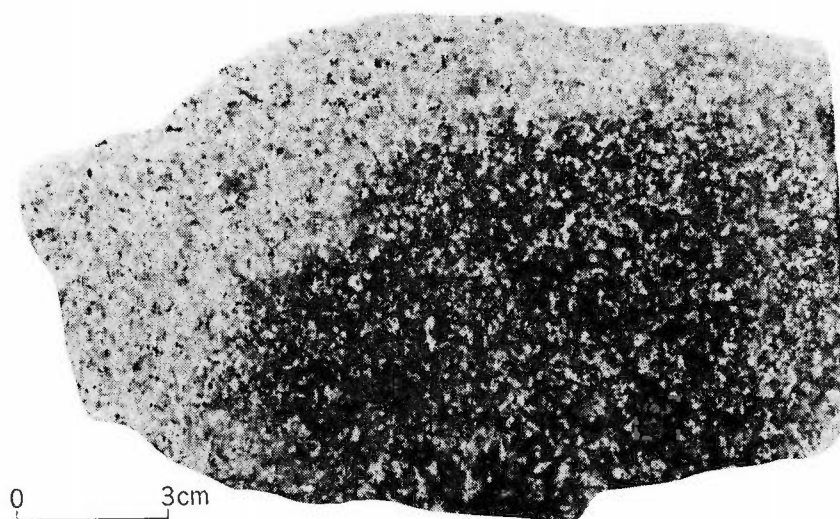
Komaki mine on mountain slope (summer, 1965).



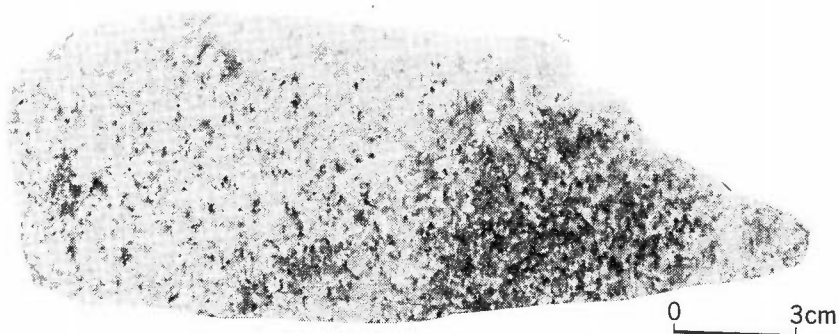
1. 変質斑点, 第93図Cの測定箇所 (-65mL, 北押し) スケールは61cm  
The altered spots of Figure 93C. The scale length is 61cm.



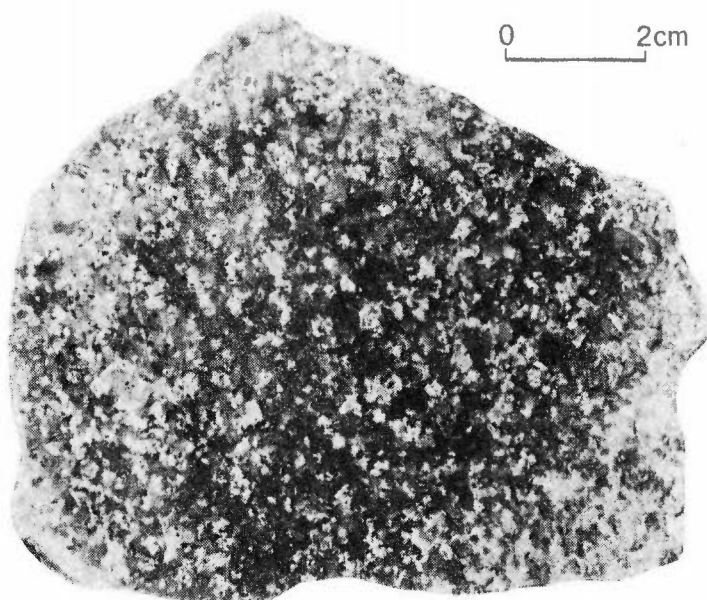
2. 本坑下部鉱体下部 (9 番坑) の鉱体, 石英塊と変質帯とは不明瞭, スケールは52cm  
Ambiguous boundary of quartz mass and altered wall rocks at the lower parts of Honko orebody. The scale of 52cm.



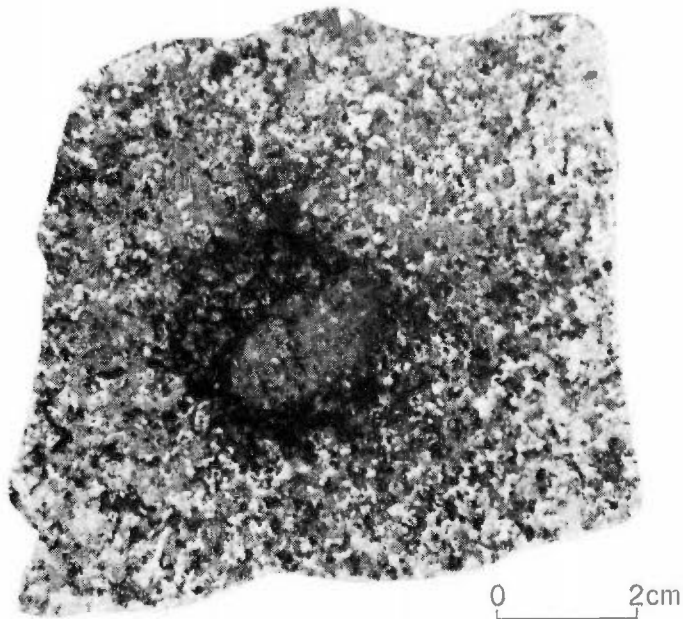
1. 変質斑点 65KM-150 (第94図と同一)  
The altered spot of 65KM-150 in Figure 94.



2. 変質斑点 65KM-153 (第94図と同一)  
The altered spot of 65KM-153 in Figure 94.

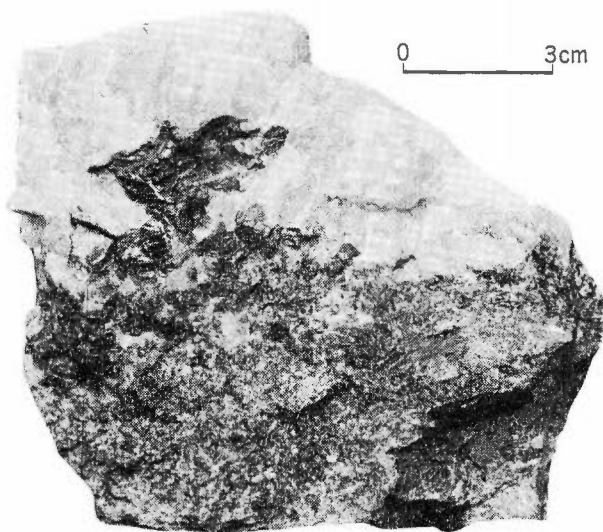


1. 変質斑点 5908-99④ (第94図と同一)  
The altered spot of 5908-99④ in Figure 94.

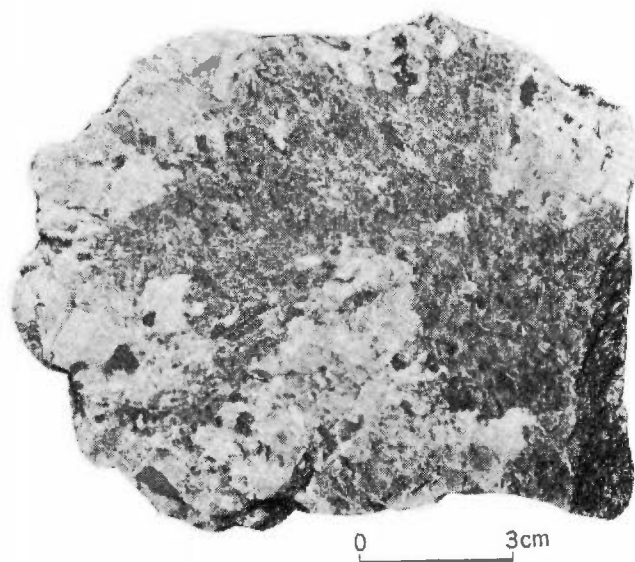


2. 変質斑点 59KM-187 中心部に新鮮な重晶石が産出する (-40mL, 本坑上部鉱体)  
An altered spot with fresh cordierite in the center near the upper Honko orebody.

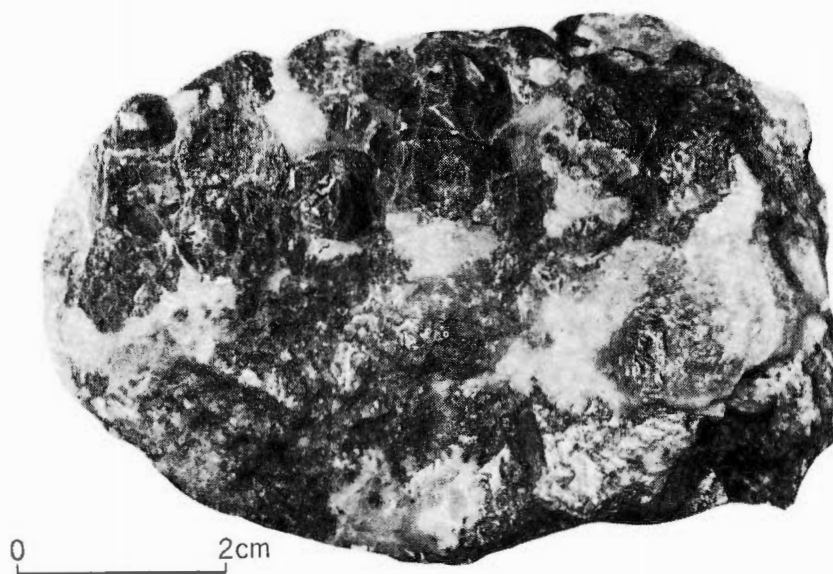




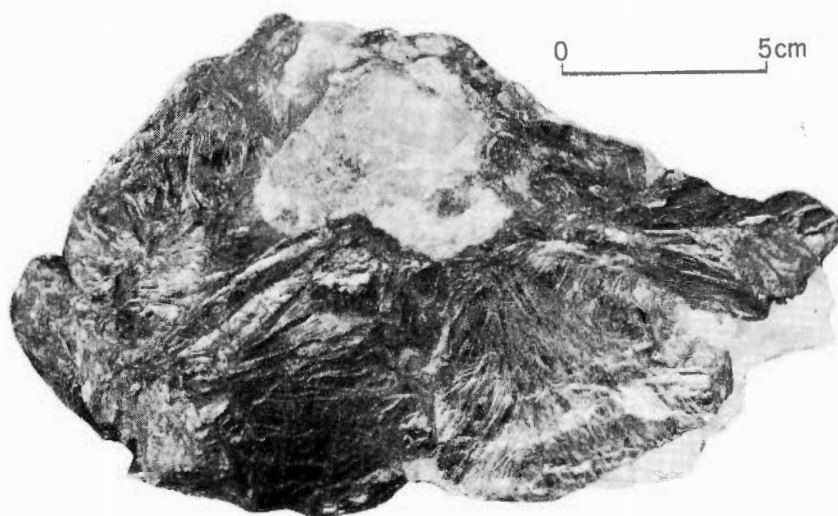
1. 石英塊と変質帯との間に産出する輝水鉛鉱 (65KM-165, 本坑下部鉱体9 番坑切上り)  
Molybdenite occurring along quartz mass and altered wall rock boundary, the lower Honko orebody.



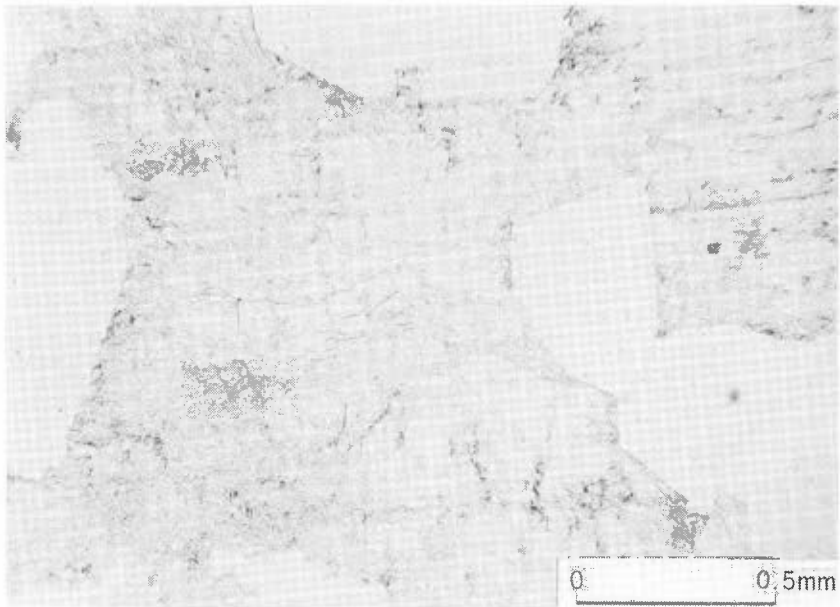
2. 石英・変質帯混在部に産出する鉄マンガン重石 (一萬上部鉱体)  
Wolframite occurring in quartz and altered zone, the upper Ichiman orebody.



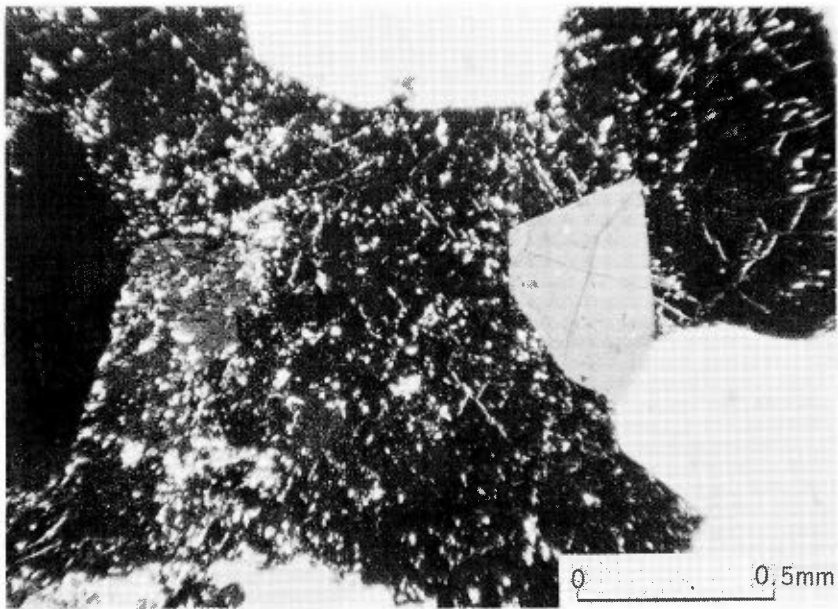
1. 分析された石榴石 (65KM-166, 本坑下部鉱体9 番坑切上り)  
The analyzed crystals of garnet, the lower Honko orebody.



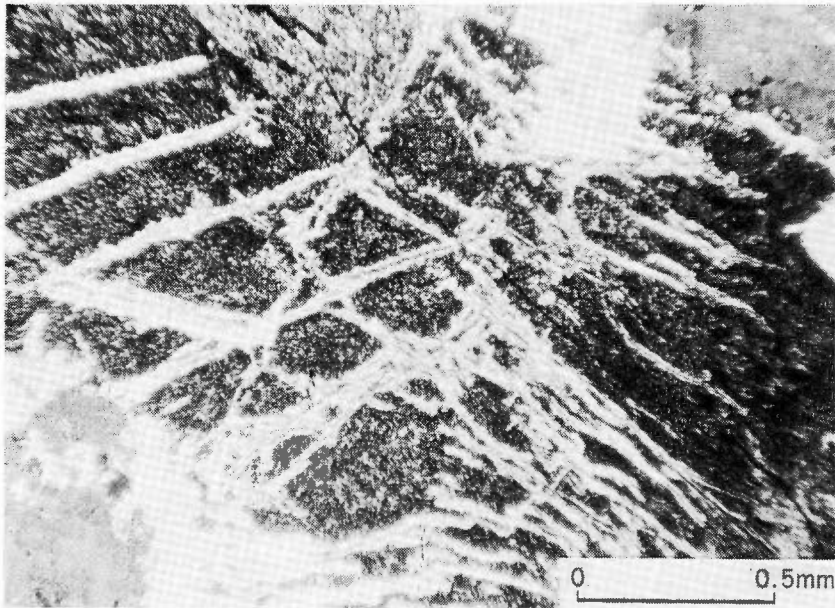
2. もっとも粗粒の輝水鉛鉱結晶 (本坑下部鉱体8 番坑)  
The largest crystal of molybdenite from the Komaki mine.



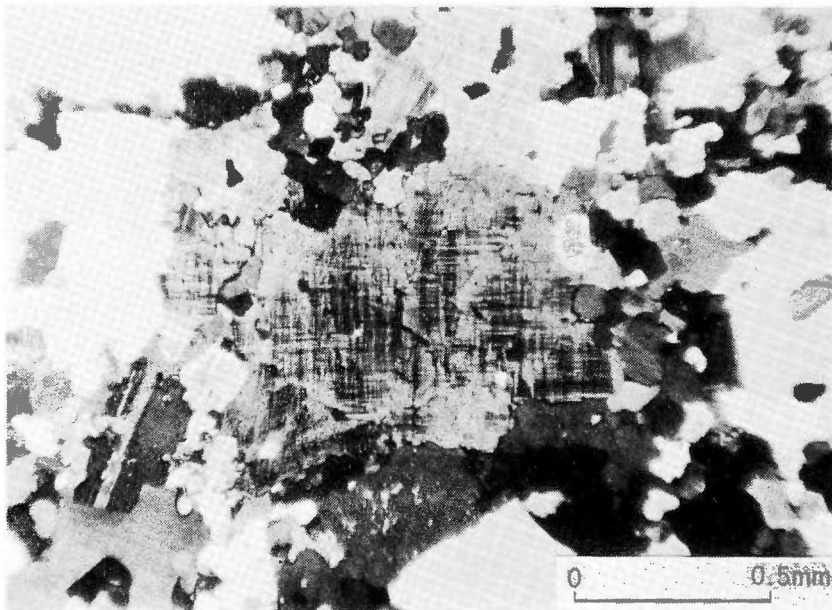
1. もっとも新鮮な選青石, 白色は石英 (65KM-187) 単ニコル  
The freshest crystals of cordierite with quartz (white). Single nicol.



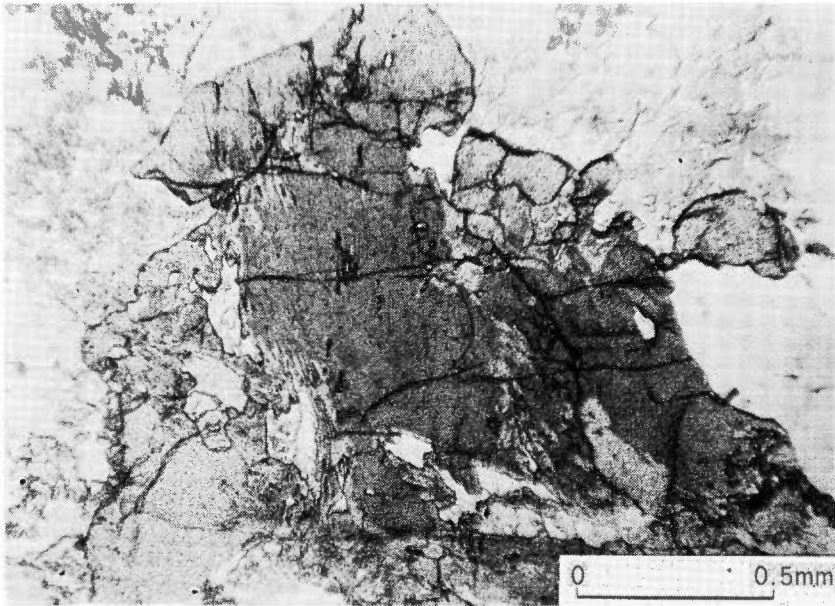
2. 同上, 十字ニコル  
The same as the above. Crossed nicols.



1. 全面的にビナイト化した蛭青石。白色部はさらに後期(?)の絹雲母(65KM-158, -65mL, 本坑) 十字ニコール  
 Altered cordierite with specks of sericite and chlorite. The latest stage of sericite veinlets (white) cut the cordierite. Crossed nicols.

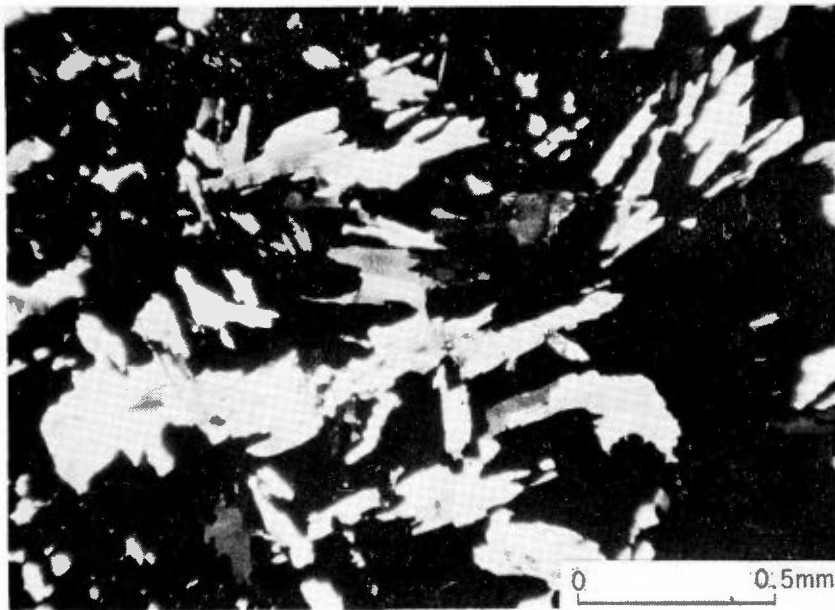


2. 白雲母-石英帯(C)の微斜長石 (65KM-159, -65mL, 本坑) 十字ニコール  
 Microcline of the muscovite-quartz facies (C). Crossed nicols.

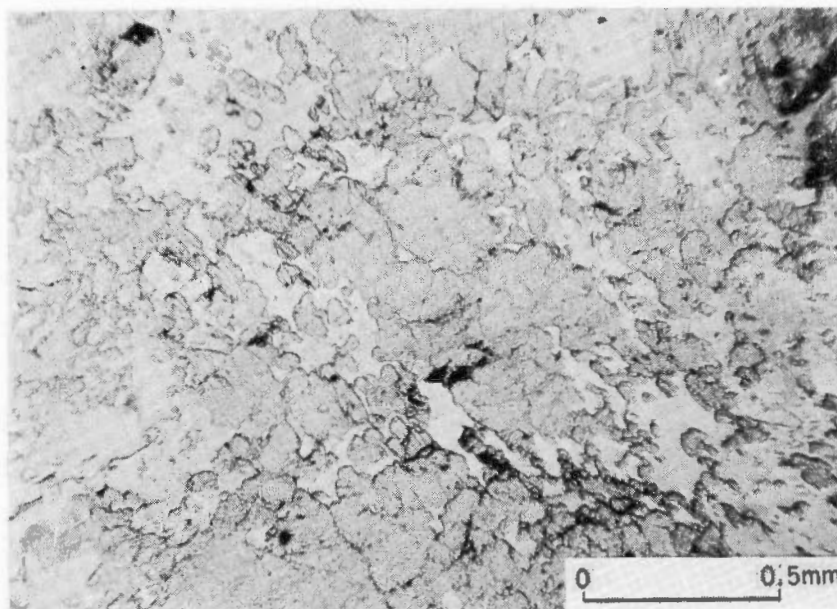


1. 単一結晶中の2種類の柘榴石。中心の暗色部が $\text{Fe}^{2+}$ に富む暗褐色柘榴石，外縁部が $\text{Mn}^{2+}$ に富む赤褐色柘榴石(65KM-150②) 単ニコル

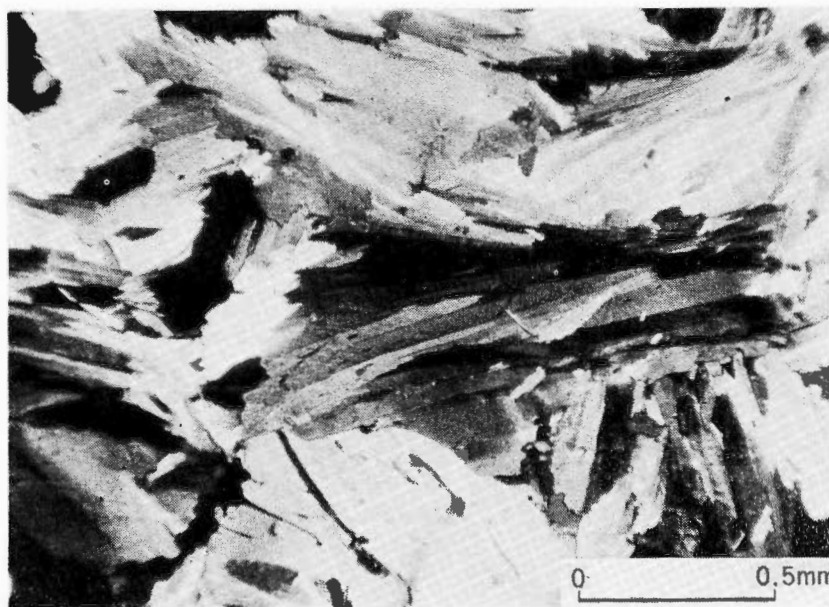
Darker-colored,  $\text{Fe}^{2+}$ -dominant almandine-spessertine garnet, and lighter-colored less  $\text{Fe}^{2+}$  garnet at the rim. Single nicol.



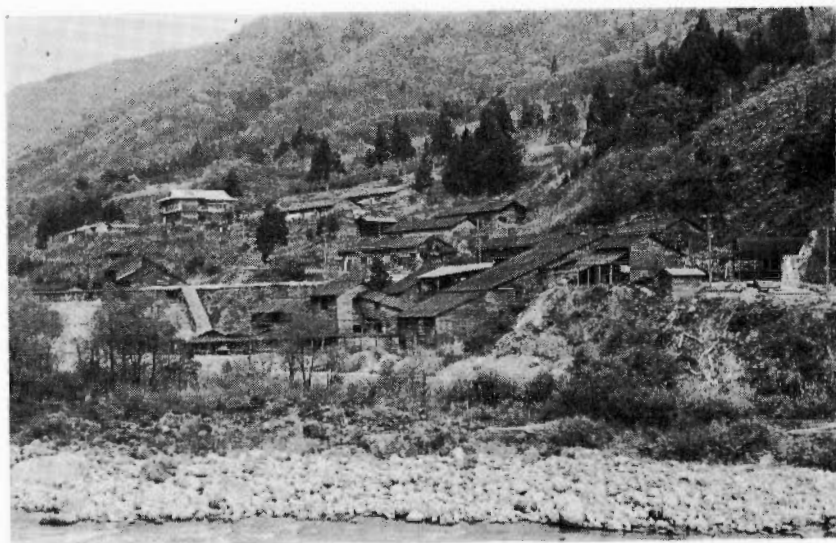
2. 柘榴石(黒色)に交代される白雲母(65KM-171②, 本坑第2斜坑6番坑) 十字ニコル  
Muscovite crystals replaced by garnet (black). Crossed nicols.



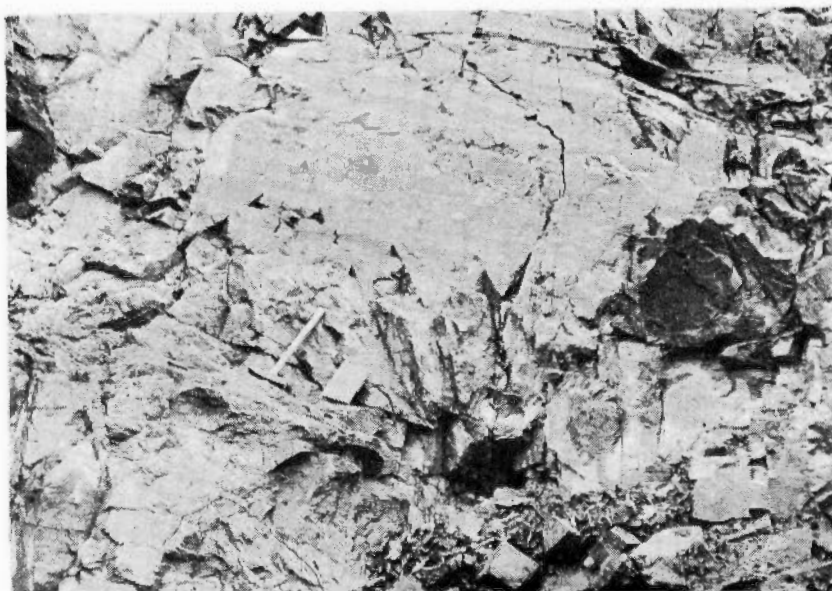
1. 変質斑点中、紅柱石がもっとも多い部分 (65KM-171④) 単ニコル  
Andalusite-prominent parts of an altered spot. Single nicol.



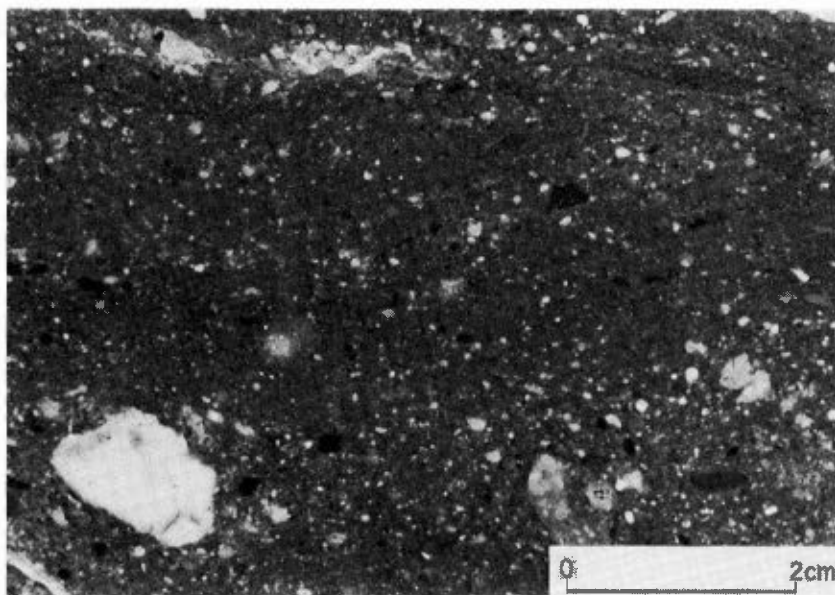
2. 粗粒の白雲母に富む変質帯 (5908-99④, 中切鉱体) 十字ニコル  
Muscovite-prominent parts of altered wall rock of Chugiri orebody. Crossed nicols.



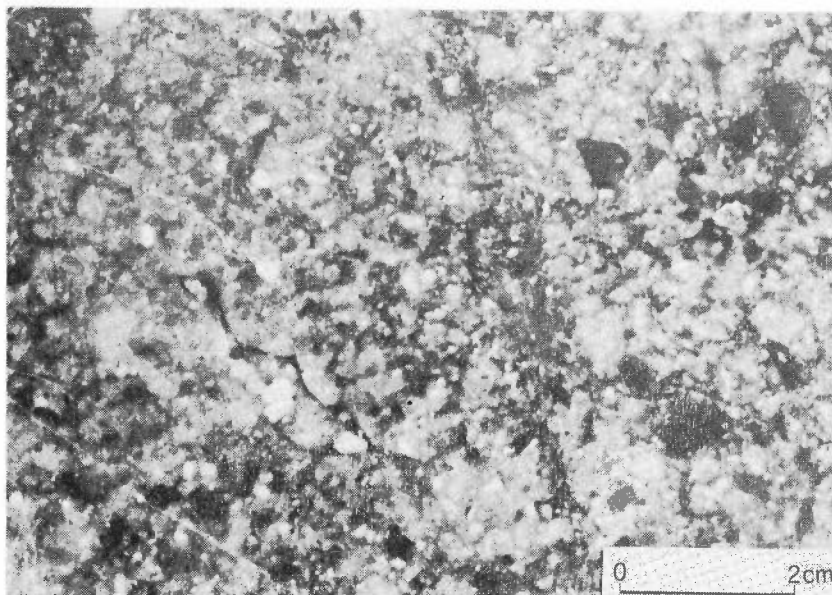
1. 平瀬鉱山全景 1958年11月  
Mining facilities of the Hirase mine (November, 1958).



2. 流紋岩質凝灰角礫岩と同細粒凝灰岩との互層 (大白川林道第2トンネル西側)  
Alternation of rhyolitic lappili tuff and fine tuff at Oshirakawa.

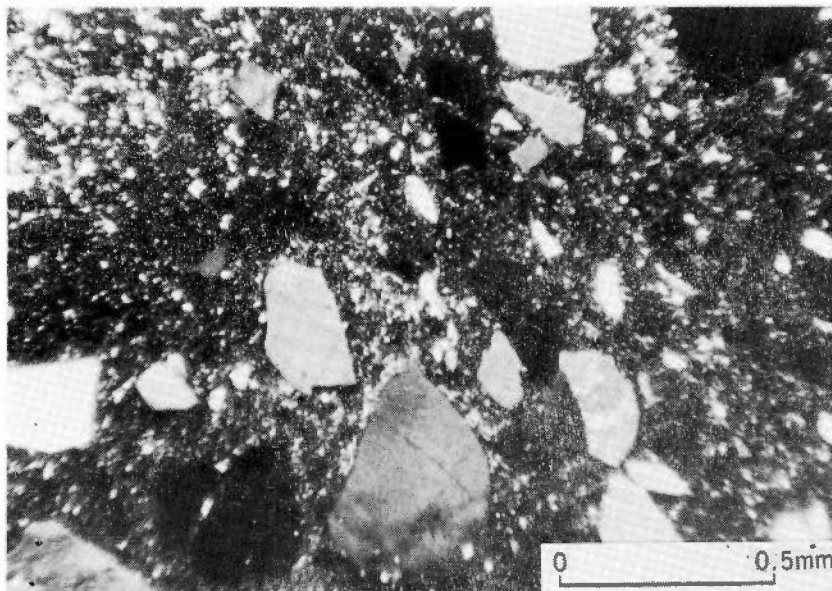


1. 流紋岩質凝灰岩の一般的な外観 (67RS-64, 大自川林道)  
Polished surface of fresh rhyolitic tuff at Oshirakawa.

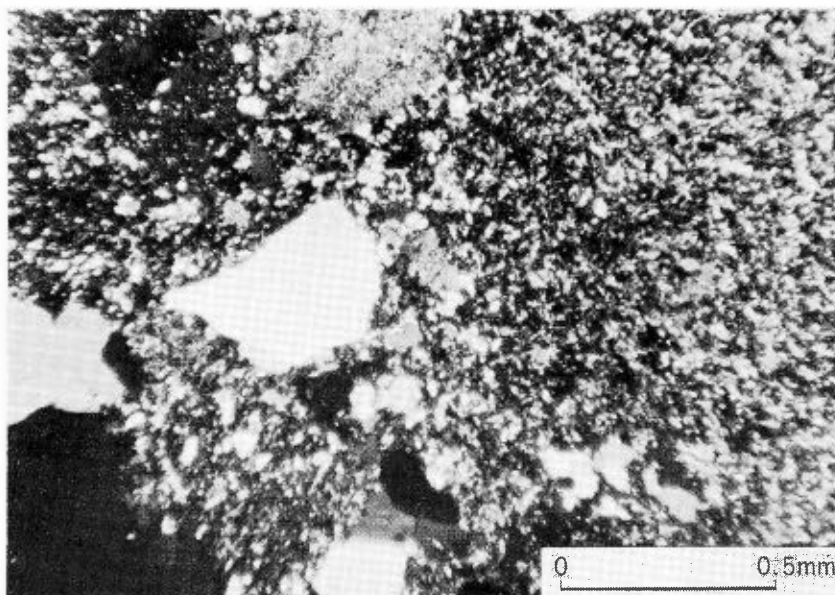


2. 弱い再結晶化をうける同岩, 岩片や鉱物破片の輪郭がややぼける (67RS-67, 大自川林道)  
Weakly recrystallized rhyolitic tuff due to granitic intrusion at Oshirakawa.

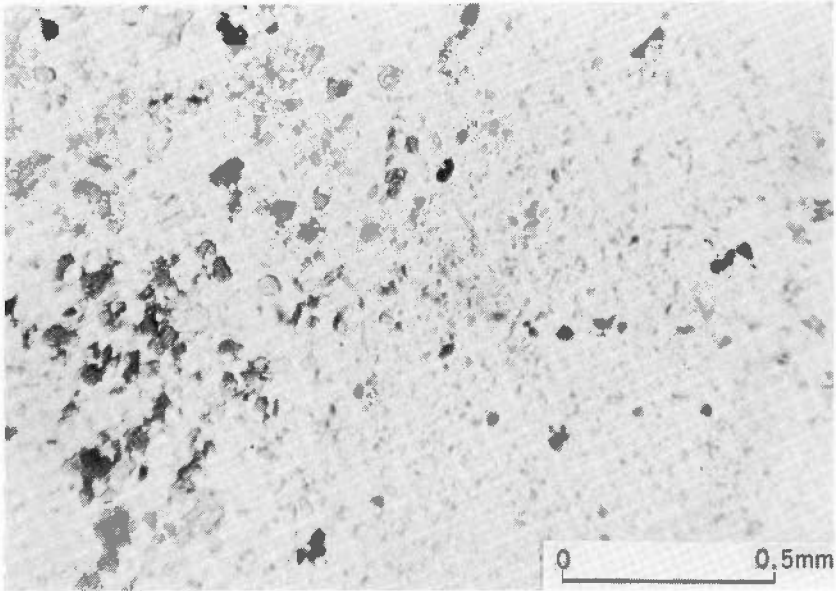




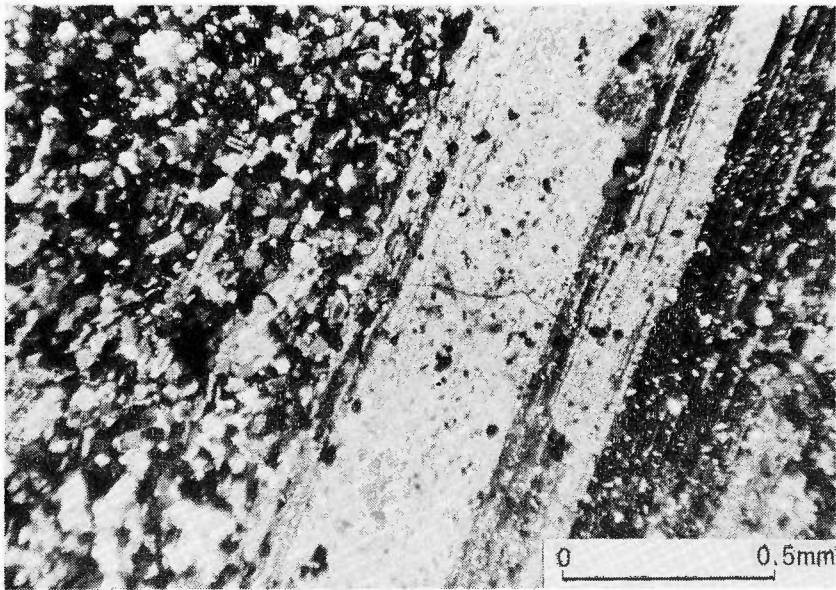
1. 図版 LVI-1 の顕微鏡写真 (67RS-64) 十字ニコル  
Microphotograph of PLATE LVI-1. Crossed nicols.



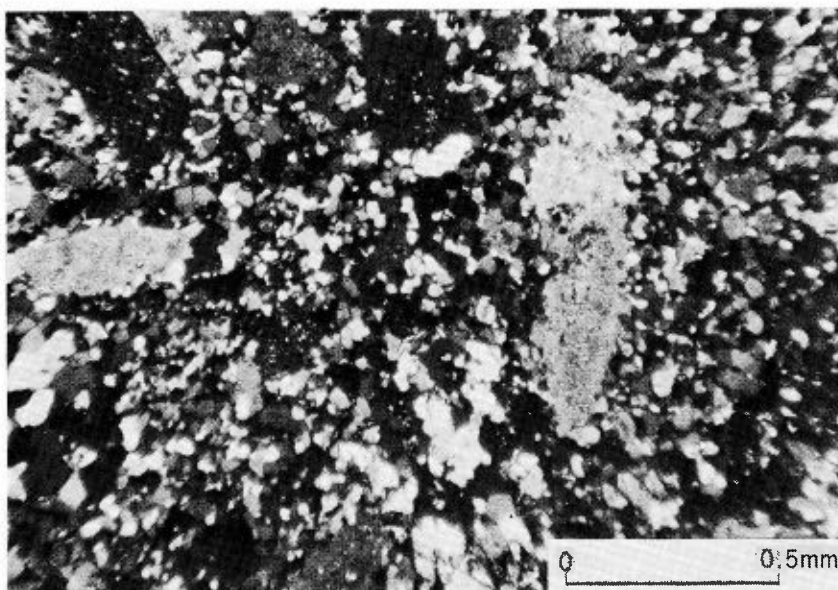
2. 図版 LVI-2 の顕微鏡写真 (67RS-67) 十字ニコル  
Microphotograph of PLATE LVI-2. The matrix has been recrystallized, Crossed nicols.



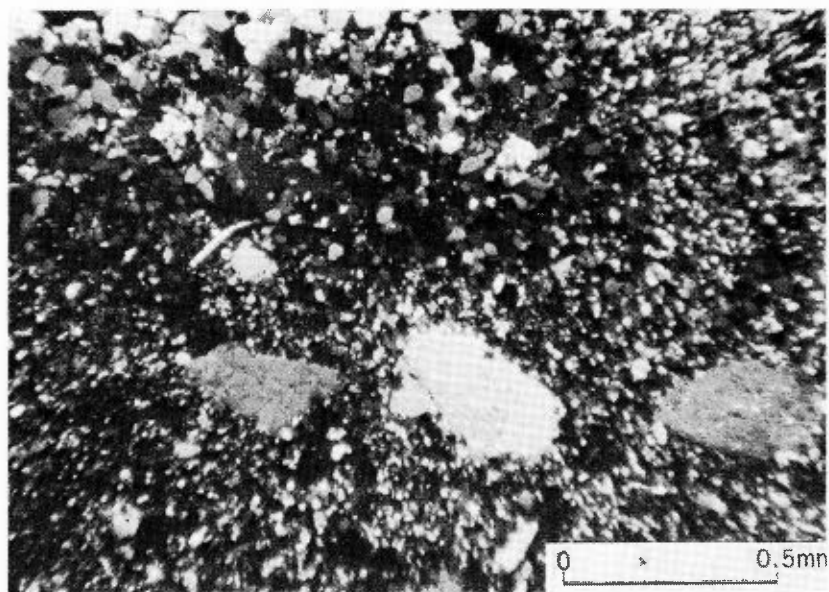
1. 再結晶化の著しい同岩 (67RS-60, 福島谷沢口左岸, 福島岩体から 1m) 単ニコル  
Strongly recrystallized rhyolitic tuff, 1 m from the Fukushimadani pluton. Single nicol.



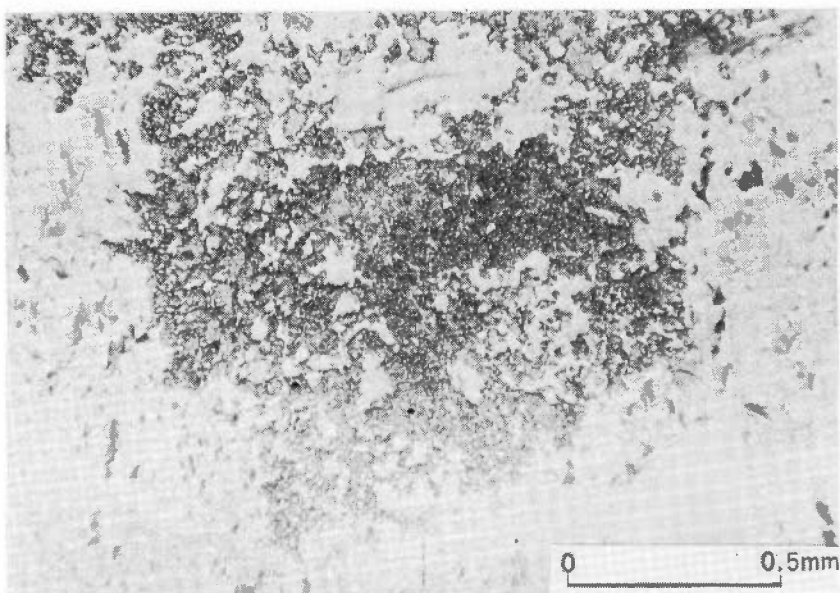
2. 同上, 斑晶状斜長石中にも黒雲母が生じる (67RS-60) 十字ニコル  
Ditto. Fine-grained crystals of biotite occurs even in plagioclase. Crossed nicols.



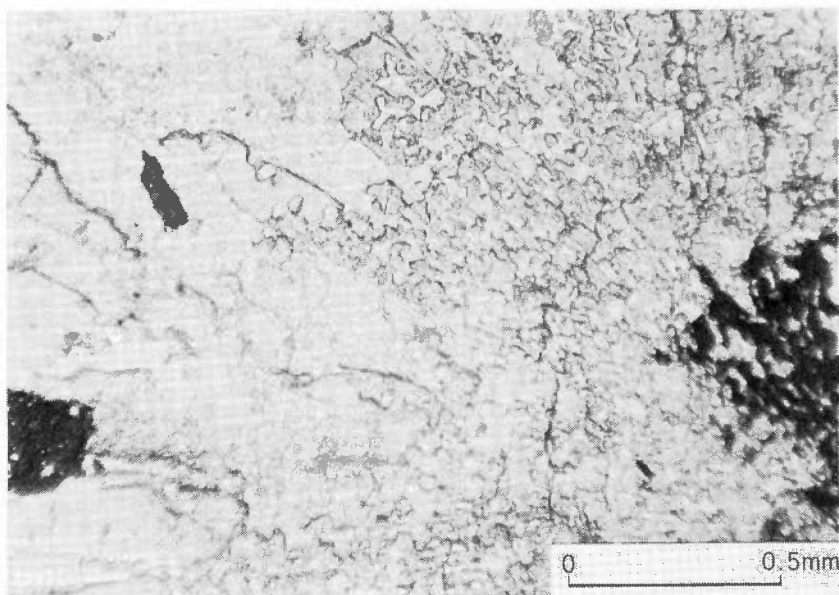
1. 再結晶化の著しい同岩 (67RS-78, 庄川右岸, 平瀬岩体から15m) 十字ニコル  
Strongly recrystallized rhyolitic tuff, 15m from the Hirase pluton. Crossed nicols.



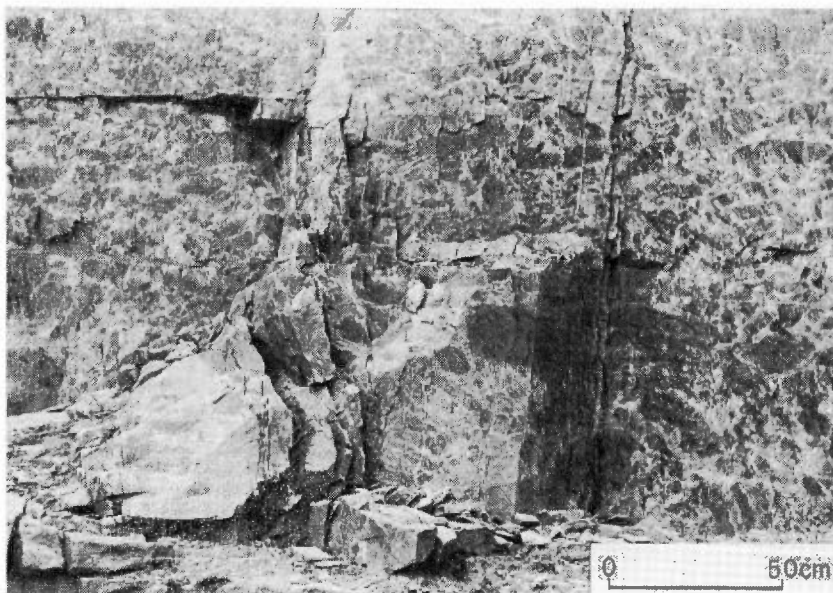
2. 熱水変質作用による再結晶化の著しい同岩 (67RS-72, 庄川右岸) 十字ニコル  
Recrystallized rhyolitic tuff due to hydrothermal alteration of "contact-type"  
near the Hirase pluton. Crossed nicols.



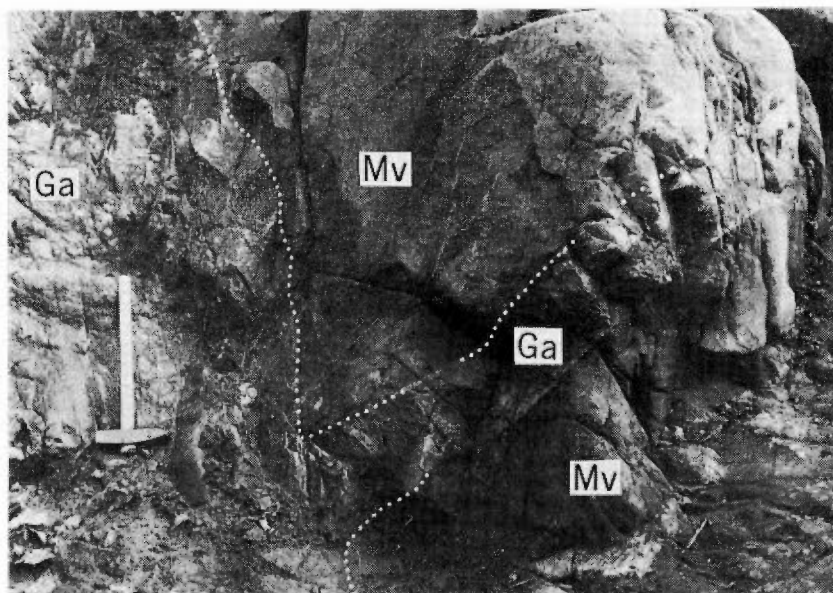
1. 紅柱石-黒雲母-白雲母變質帯中の小斑点状紅柱石 (67RS-95, 金谷下流部) 単ニコル  
Andalusite clot in the andalusite-biotite-muscovite facies at Kanadani. Single nicol.



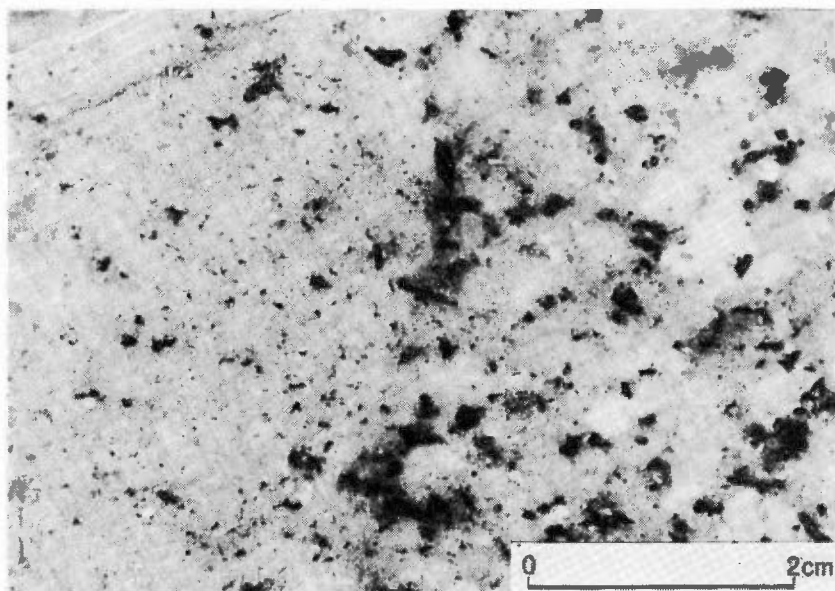
2. 同變質帯中、放射状に集合する粗粒の紅柱石結晶 (67RS-161, 木谷東方) 単ニコル  
The coarsest and radiating crystals of andalusite from the same facies. Single nicol.



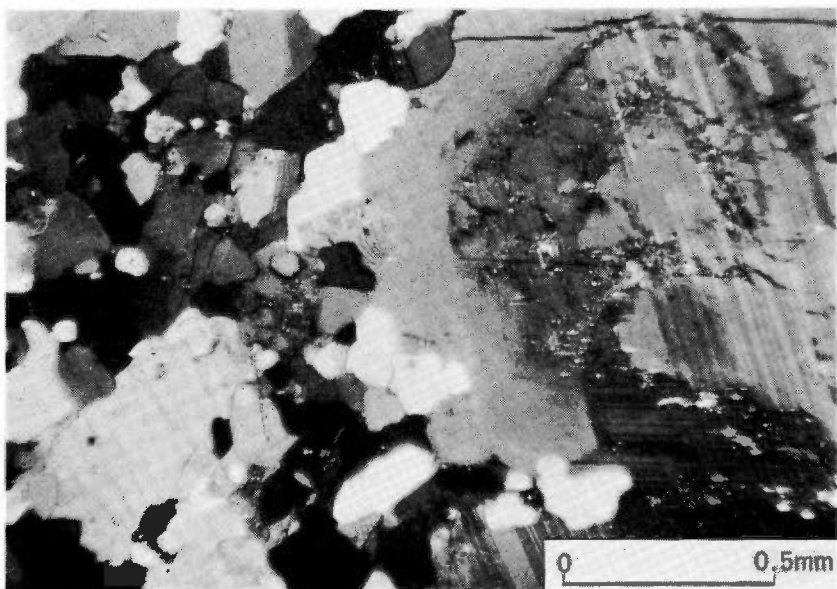
1. アプライト中に捕獲される礫状捕獲岩の密集部 (67RS-90, 櫛原ダム放水路南方)  
Dioritic xenoliths in aplitic parts of the Hatogaya pluton.



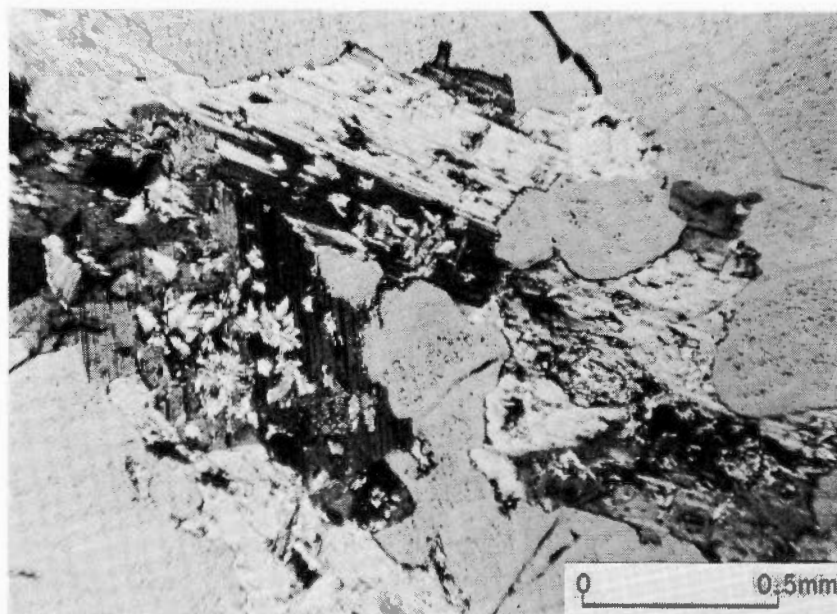
2. 流紋岩質火山砕屑岩類に貫入する福島谷岩体の分岐岩脈 (福島谷沢口右岸)  
An aplite dikelet (Ga) of the Fukushima pluton intruding into rhyolitic tuff (Mv).



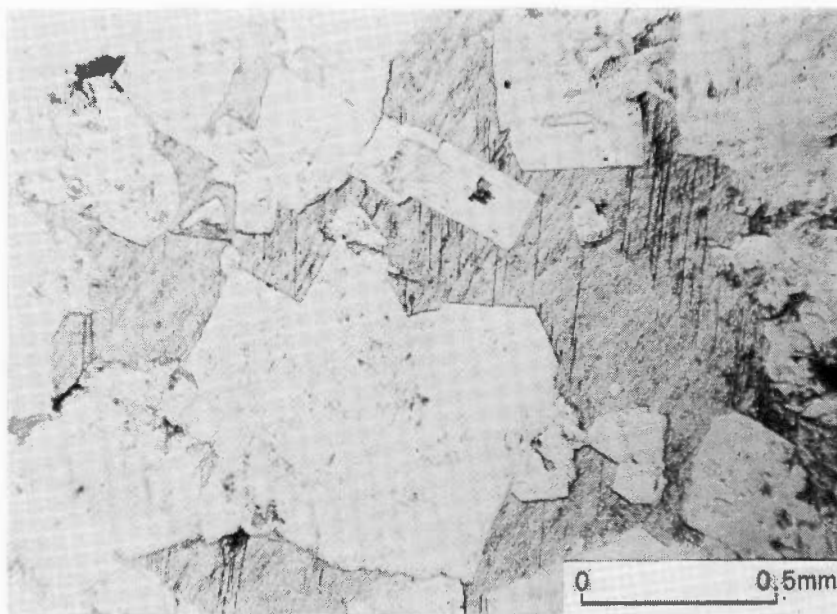
1. 角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(右)とアプライト質花崗岩(左)の接触部 (67RS-124, 大切坑南東部)  
Contact between hornblende-bearing biotite granodiorite (right) and  
aplitic granite (left) of the Hirase pluton, Hirase mine.



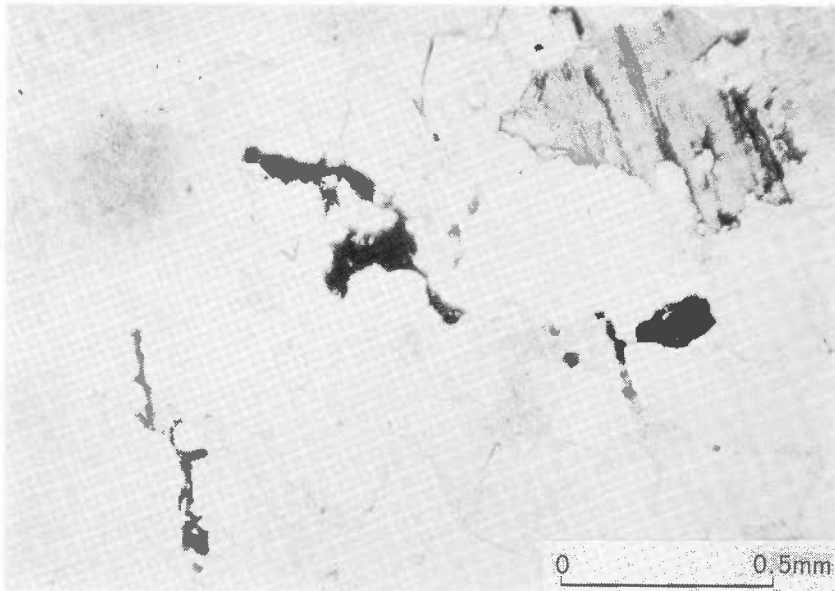
2. 黒雲母花崗岩(右)とアプライト質花崗岩(左)の接触部 (67RS-121, 9番坑) 十字ニコル  
Contact figure under the microscope between biotite granite (right) and  
aplitic granite (left) of the Hirase pluton, Hirase. Crossed nicols.



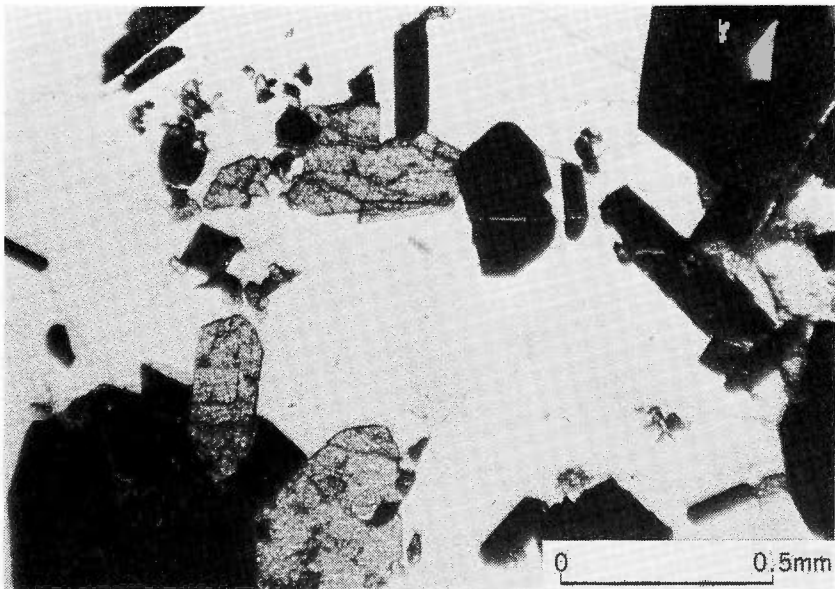
1. 盤際変質帯の絹雲母化斜長石 (67RS-130, 大切坑20号脈下盤際) 十字ニコル  
Wall-rock alteration at the Hirase mine, sericitized plagioclase. Crossed nicols.



2. 方解石化 (浮上った部分) ≧絹雲母化盤際変質帯 (67RS-111, 4番坑21号脈下盤際) 単ニコル  
Wall-rock alteration at the Hirase mine, strong calcitization and sericitized plagioclase.  
Single nicol.

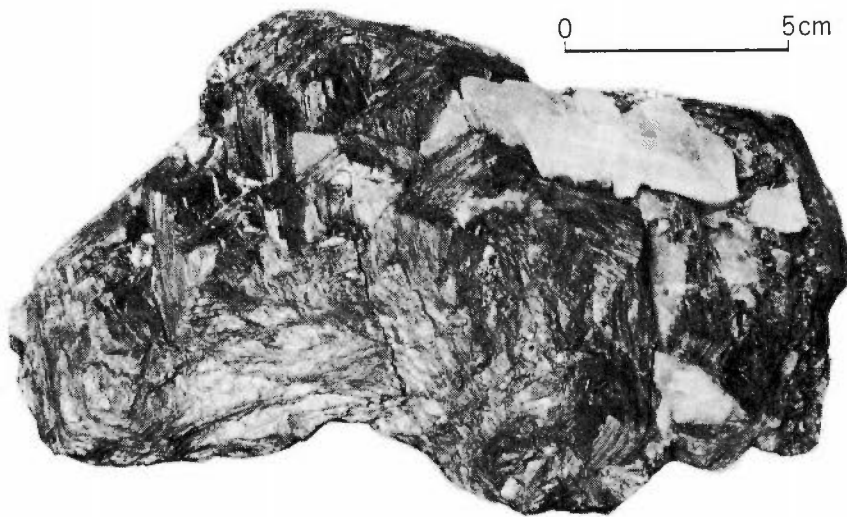


1. アプライト質花崗岩中、造岩鉱物の産状の輝水鉛鉱(黒色) (67RS-123, 6番坑東部) 単ニコル  
Molybdenite (black) occurring in fresh aplitic granite at the Hirase mine. Single nicol.

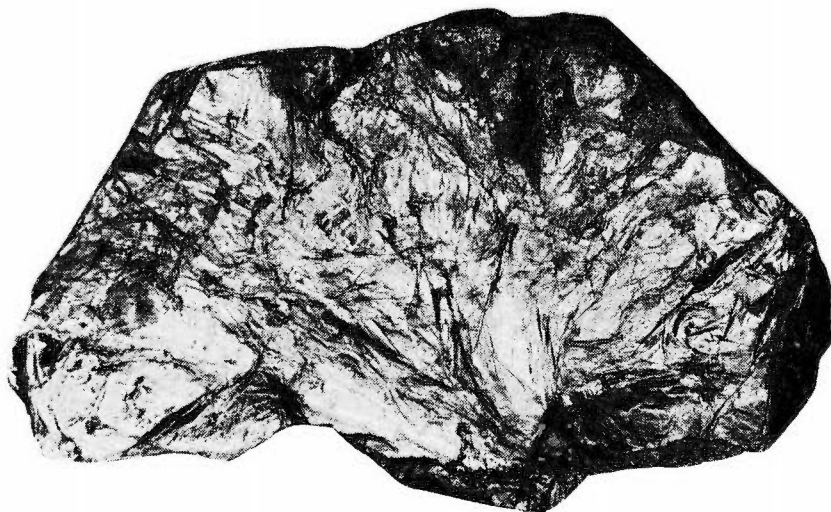


2. 輝水鉛鉱(黒色)-石英(白色)鉱石中のゼノイタム(大切坑19号脈) 単ニコル  
Xenotime (rough surface) and molybdenite (black) in quartz vein at the Hirase mine.  
Single nicol.

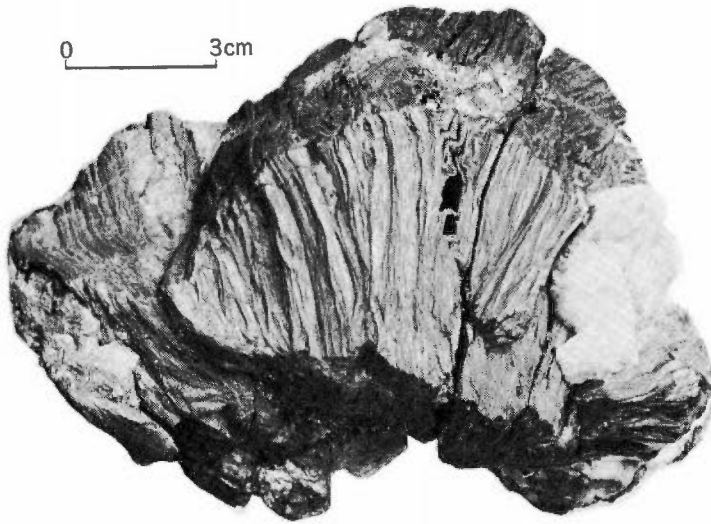




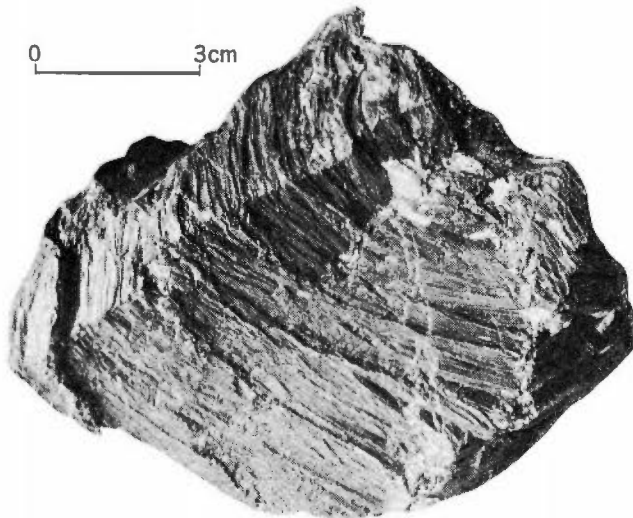
1. 頂部よりみた板状輝水鉛鉱, Re分析 (66RS-3①~④) あり (4 番坑26号脈)  
Euhedral molybdenite crystals from the Hirase mine with Re analyses of 66RS-3①~④ (see appendix).



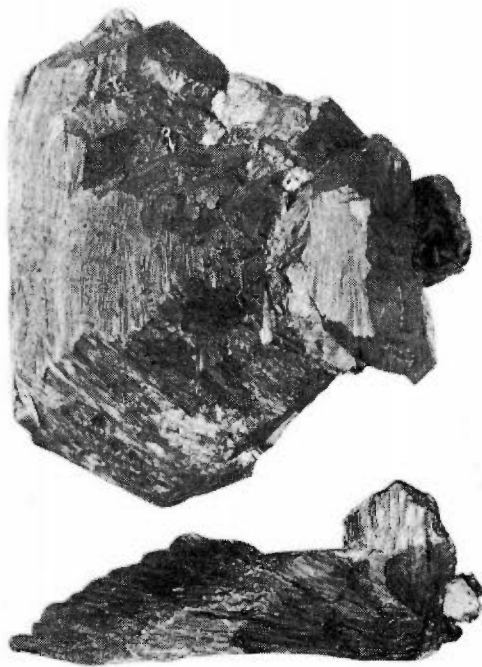
2. 底部よりみた同一結晶 Re分析: 66RS-3⑤  
The bottom figure of PLATE LXV-1 with Re analysis of 66RS-3⑤



1. c軸（図版の左右）に伸長するピール層型結晶 Re分析：66RS-3⑥～⑩  
Euhedral molybdenite crystals elongated along c-axis (left to right) from the Hirase mine with Re analyses of 66RS-3⑥～⑩.

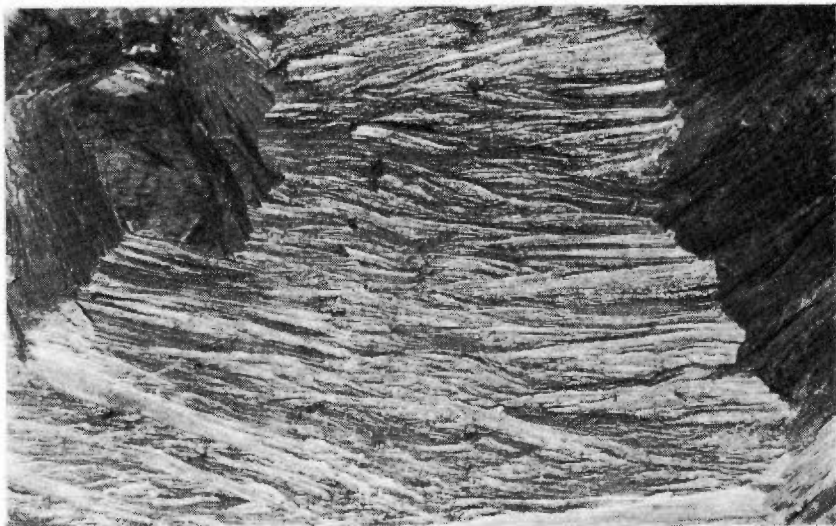


2. 頂部からみたピラミッド型結晶 Re分析：66RS-3⑥～⑦  
Pyramidal molybdenite of the top view from the Hirase mine with Re analyses of 66RS-3⑥～⑦.



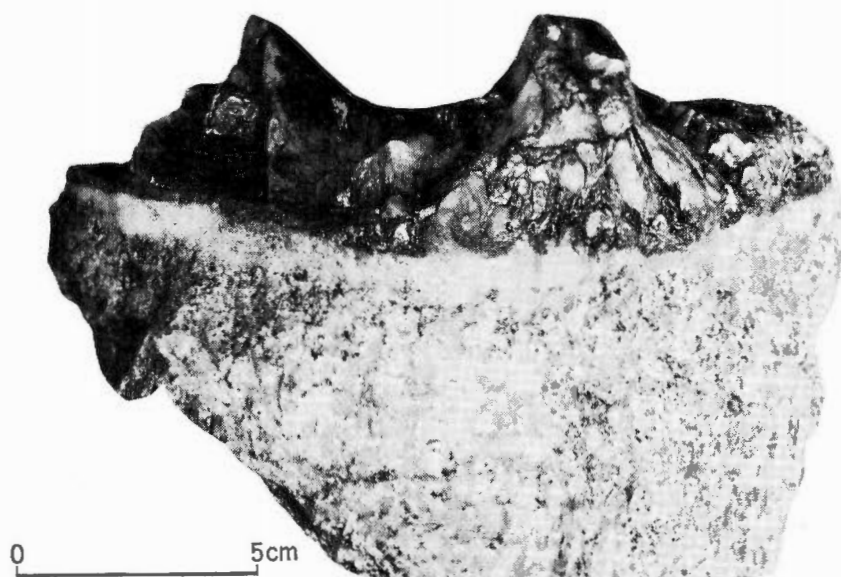
1. ピラミッド型結晶に附着する親子結晶 (左右が9.1cm) Re分析: 58RS-1 (6番坑13号脈)

Top view and profile of an euhedral molybdenite from the Hirase mine with Re analysis of 58RS-1. 9.1cm from the left to the right edges.

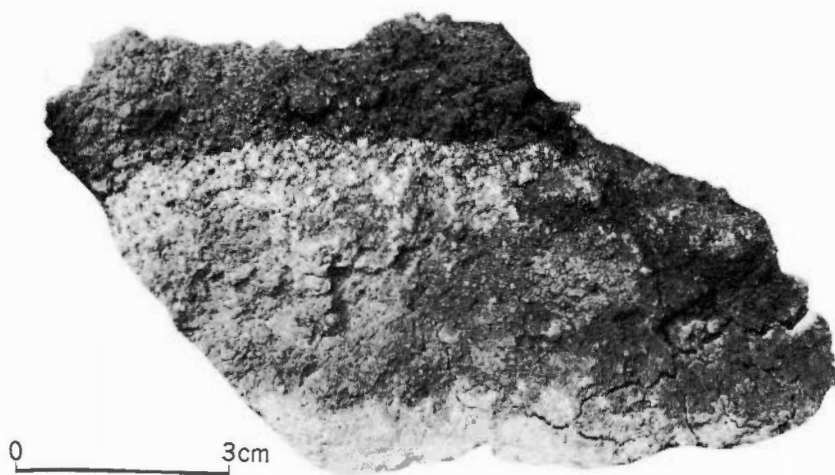


2. 同一結晶側面, a軸間の成長線, a軸から軸間への結晶の成長を示す

Growth lines observed on the pyramidal flank of PLATE LXVII-1.



1. 小黒部鉱山産輝水鉛鉱，盤際変質帯に乏しい。Re分析：GS-4584 (3511)  
Molybdenite-quartz vein with nil wall-rock alteration. Kokurobe mine. Re analysis of GS-4584(3511).



2. 硫黄島火口壁産輝水鉛鉱（中央やや上部の輝色部分）上が火口壁の内側 Re分析：T-8, C-8（岡野武雄氏採取）  
Molybdenite with high Re content from a recent volcano at Iojima, southern Kyushu. Molybdenite in the glittering band.

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 | } | <ul style="list-style-type: none"> <li>a. 地質</li> <li>b. 岩石・鉱物</li> <li>c. 古生物</li> <li>d. 火山・温泉</li> <li>e. 地球物理</li> <li>f. 地球化学</li> </ul>               |
| B. 応用地質に関するもの        | } | <ul style="list-style-type: none"> <li>a. 鉱床</li> <li>b. 石炭</li> <li>c. 石油・天然ガス</li> <li>d. 地下水</li> <li>e. 農林地質・土木地質</li> <li>f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐</li> </ul> |
| 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 | } | <ul style="list-style-type: none"> <li>a. Geology</li> <li>b. Petrology and Mineralogy</li> <li>c. Paleontology</li> <li>d. Volcanology and Hot spring</li> <li>e. Geophysics</li> <li>f. Geochemistry</li> </ul>   |
| B. Applied geology              | } | <ul style="list-style-type: none"> <li>a. Ore deposits</li> <li>b. Coal</li> <li>c. Petroleum and Natural gas</li> <li>d. Underground water</li> <li>e. Agricultural geology and Engineering geology</li> <li>f. Physical prospecting, Chemical prospecting and Boring</li> </ul> |
| C. Miscellaneous                |   |   |
| D. Annual Report of Progress    |   |   |

## 地質調査所報告

第 234 号

成田英吉, 五十嵐昭明: 西部北海道長万部岳西方地域の鉍化作用, 1969

第 235 号

SATO, Y.: Geological significance of zircon-garnet-tourmaline ratio of the Paleogene sandstones of northwestern Kyushu, Japan, 1969

第 236 号

TANAKA, K.: Sedimentation of the Cretaceous flysch sequence in the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan, 1970

第 237 号

寺岡易司: 九州大野川盆地付近の白亜紀層, 1970

第 238 号

木野義人: 関東平野中央部における被圧地下水の水理地質学的研究, 1970

## REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 234

NARITA, E. & IGARASHI, T.: Geochemical considerations on the mineralizations in the Oshamambe-dake district, Oshima peninsula, Hokkaido, 1969 (in Japanese with English abstract)

No. 235

SATO, Y.: Geological significance of zircon-garnet-tourmaline ratio of the Paleogene sandstones of northwestern Kyushu, Japan, 1969 (in English)

No. 236

TANAKA, K.: Sedimentation of the Cretaceous flysch sequence in the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan, 1970 (in English)

No. 237

TERAOKA, Y.: Cretaceous formation in the Onogawa basin and its vicinity, Kyushu, Southwest Japan, 1970 (in Japanese with English abstract)

No. 238

KINO, Y.: Hydrogeological study on the confined groundwater in the central part of the Kwantō plain, Japan (in Japanese with English abstract)

ISHIHARA, S.

日本の主要モリブデン鉱床および関連する花崗岩質岩類

石原舜三

地質調査所報告, no. 239, p. 1~183, 1971

106 illus., 68 pl., 58 tab.

日本の主要モリブデン鉱床は西南日本内帯で富山県一岐阜県北部一島根県を結ぶ地帯に分布する。これら鉱床と周辺地域の地質図が作成され、岩石・鉱石・鉱物が化学分析・分光分析・X線蛍光分析など諸種の手法で分析された。またX線の性質・光学的性質・同位体比なども解析された。モリブデン鉱床・花崗岩質岩石の成因が究明され、鉱床探査の指針がのべられた。

553.462 : 553.2 + 552.3 : 552.11(52)





昭和46年3月20日 印刷

昭和46年3月25日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 和田 豊  
印刷所 欧文印刷株式会社  
東京都文京区本郷1-17-2







A. P. XII.

REPORT NO. 239

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Isamu KOBAYASHI, Director

MAJOR MOLYBDENUM DEPOSITS AND  
RELATED GRANITIC ROCKS  
IN JAPAN

By

Shunso ISHIHARA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1971

地質調報

Rept. Geol. Surv. J.

No. 239, 1971