南東阿武隈山地，水石山超苦鉄質— 苦鉄質複合深成岩体

——特に不透明鉱物について——

The Mizuishi-yama ultramafic-mafic plutonic complex in the
southeastern Abukuma Mountains
——with special reference to opaque minerals——

根 建 心 具 (Munetomo Nedachi)*
大 貫 仁 (Hitoshi Onuki)**
吉 田 武 義 (Takeyoshi Yoshida)***
田 切 美 智 雄 (Michio Tagiri)****

An ultramafic-mafic plutonic complex at Mt. Mizuishi can be divided into the following three emplaced units.

Unit I : Dunite, wehrlite and olivine clinopyroxenite (serpentinized).

Unit II : Hornblende gabbro and clinopyroxene hornblende gabbro with or without orthopyroxene.

Unit III : Hornblende gabbro.

Unit IV : Biotite-hornblende diorite.

Some small-scale iron ore deposits are embedded mainly in Unit I. Bulk chemical analyses are presented for twenty-one rocks and two iron ores (magnetites).

All the constituents of the complex have been thermally metamorphosed owing to the emplacement of Cretaceous granitic rocks, and therefore their original petrographic characteristics are not well preserved. However, a most plausible explanation of the origin of the complex is a hypothesis of successive injections differentiating from a basaltic magma.

Microprobe data are presented for olivines and oxide minerals in ultramafic rocks and iron-ores, and for oxide and sulfide minerals in mafic rocks. At the contact with the granitic mass the equilibrium temperature of contact metamorphism, based on the olivine-spinel geothermometer, can be assumed to be 650-700°C. At a distance from the contact, the compositions of coexisting magnetite and ilmenite in representative mafic rocks indicate consistently temperature and oxygen fugacity of about 550°C and 10^{-20} bars. The magnetite + ilmenite + pyrite + pyrrhotite and magnetite + ilmenite + pyrite assemblages in mafic rocks also give approximate values of $f_{O_2} = 10^{-19}$ and $f_{S_2} = 10^{-3}$ bars at 550°C for metamorphic conditions.

I. 結 言

阿武隈山地の南東部，福島県いわき市の西部（旧岩城郡赤井村～戸戸村）に位置する水石山（735 m）を中心に，周囲を花こう質岩類にとりかこまれて，超苦

鉄質-苦鉄質複合深成岩体が分布する。以下ではこれを水石山岩体と称する。本岩体の北部の中根-612 m 峯（劔ヶ峯）付近には主として超苦鉄質岩類に伴われて，小規模ながらいくつかの鉄鉱床が存在して劔ヶ峯鉱山と総称され，かつては日産 500 トンが出鉱されたこと

* 鹿児島大学教養部地学教室

** 弘前大学理学部地球科学教室

*** 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

**** 茨城大学理学部地球科学教室

があり、我国において正岩漿性鉄鉱床として稼行された稀な例とされる（高畠・郷原，1953）。

阿武隈山地においては、優黒質はんれい岩やコートランド岩を特徴的に伴うはんれい岩体についての岩石学的研究は少なくないが（例えば近年では Tanaka, 1980; Tanaka *et al.*, 1982）、かんらん岩～蛇紋岩を伴うはんれい岩体のそれは極めて乏しい。しかしながら、西堂平岩体（Tanaka *et al.*, 1982）のような例外はあるとしても、阿武隈山地のはんれい岩体は白亜紀の花こう岩質岩体に伴われたり、明瞭に貫入されていることが多く、花こう岩質岩体の熱影響が無視できないのが通例である。本水石山岩体も白亜紀花こう岩質岩体の熱影響を予想以上に強く受けており、火成岩岩石学の研究としては好適の対象ではないことが判明した。

本報告では水石山岩体の構成岩石の概略を述べるとともに、各種構成岩石ならびに鉄鉱石中の不透明鉱物に重点をおき、主としてそれらの化学組成を花こう岩質岩体の熱影響との関連の上で検討を行う。

II. 地質概略

水石山岩体はいわき市の西部に位置し、東西約 2 km 南北約 4 km の面積を占めている。本岩体は水石山、あかい岳（605 m）を構成し、頂部の地形は緩傾斜であるが、山腹部は一般に勾配が急である。露出は北端部を東西に流れる小玉川と岩体を北西部と南東部に二分する断層に沿った急崖を除き概して不良である。交通は水石山、あかい岳をめぐる車道が整備され、山頂付近の調査には便利である。

水石山岩体の地質概略図を Fig. 1 に示した。本岩体は顕著な断層の位置に関係なく、超苦鉄質岩類と苦鉄質岩類に二分される。後者はさらに、はんれい岩 I（Unit II）、はんれい岩 II（Unit III）および閃緑岩（Unit IV）に区分できる。超苦鉄質岩（Unit I）を含めて、これらは各々別個の貫入単位と考えられる。観察される貫入関係から、Unit I は II に、Unit III は IV に先立って形成されたと考えられるが、(I, II) と (III, IV) の前後関係は、両グループの間に断層が存在することもあり、野外において不明である。しかし、両グループにおいてより苦鉄質な構成岩石をもつ Unit が先立つ事実を考慮して、各 Unit の貫入は I, II, III, IV の順序であったと仮定される。

本岩体の北部には過去において稼行された剣ヶ峯鉄鉱山が存在し、いくつかの廃坑があり、中根付近小玉川北岸のそれが代表的である。高畠・郷原（1953）の指摘するように鉱床の多くは超苦鉄質岩類の分布域に

Fig. 1. Geological sketch map of the Mizuishiyama complex. The locations of specimens studied in detail are also shown. 1; MZ-20, -21, -23 and -24; 2, MZ-48; 3, MZ-37; 4, MZ-37; 5, MZ-56; 6, MZ-58.

存在する。鉱体の形状は現在では不明である。中根付近では、幅 1 cm 前後の鉄鉱石脈が蛇紋岩化したはんらん岩類を貫ぬいている事実がしばしば観察される。

本岩体は白亜紀の花こう岩質岩体により貫入されており、そのすべてが接触変成作用を受けている。水石山山頂付近では、はんれい岩転石にざくろ石＋緑れん石±単斜輝石からなる細脈がしばしば観察される。したがって、本岩体の emplacement の地質時代の下限は明らかであるが、上限は不明である。本岩体の被貫入岩類は見出されない。

なお、本地域付近に分布する阿武隈広域変成岩類は少なくとも角閃岩相低温部には達したと考えられる。

III. 構成岩石の鉱物組成

各種構成岩について、まず原岩の有していた主要鉱物組合せを推定し原岩型について述べ、次に変成鉱物について述べる。

1. 原岩

(1) 超苦鉄質岩類 (Unit I): 現在強度の蛇紋岩化作用を受けていることが多いが、原岩は主にダナイト、ウエールライト、かんらん石単斜輝石岩である。斜方輝石そのものの残存は確認できなかったが、バスタイトの存在は認められ、恐らく一部にレーゾライトも存在した可能性がある。高畠・郷原（1953）は少量のかんらん石と単斜輝石を含む斜方輝石岩の存在を報告しているが、筆者らには確認できなかった。

(2) はんれい岩 I (Unit II): 主要構成岩として量的に多い順序に、ホルンブレンドはんれい岩、単斜輝石-ホルンブレンドはんれい岩、斜方輝石-単斜輝石-ホルンブレンドはんれい岩が挙げられる。

(3) はんれい岩 II (Unit III): 主として微量の黒雲母を有することで特徴づけられるホルンブレンドはんれい岩である。ホルンブレンド結晶の核部に単斜輝石を含有することがある。黒雲母は比較的大きな鱗片状結晶と微小な結晶の集合体とがあり、恐らく前者は初成、後者は接触變成作用の産物であろう。これらの岩石には時に初成と考えられる微量の石英が存在する。

(4) 閃緑岩 (Unit IV): 主要構成岩石は黒雲母-ホルンブレンド閃緑岩で、時にホルンブレンド中に僅かに単斜輝石が存在することがある。はんれい岩 II に比べて黒雲母の量は多いが、有色鉱物の総量に乏しい。はんれい岩 II と同様に黒雲母の出現に 2 種がある。初成の石英は普通に観察されるが、容量で 5% をこえることは稀である。

2. 變成鉱物

接触變成鉱物は超苦鉄質岩類ではかんらん石、単斜輝石、トレモラ閃石、クローム磁鉄鉱-磁鉄鉱、やや緑色を帯びた褐色スピネルである。また、はんれい岩-閃緑岩では単斜輝石、ホルンブレンド、カミングトン閃石、緑れん石、黒雲母、斜長石、石英、スフェーン、磁鉄鉱およびイルメナイトである。さらにいずれも微量であるが、超苦鉄質岩類にニッケル硫化鉱物が少なくとも 2 種、はんれい岩-閃緑岩類には黄鉄鉱、黄銅鉱、磁硫鉄鉱が普通に含まれる。また、mackinawite や二次酸化鉱物としての goethite が見出されることがある。

主要變成鉱物の組合せは超苦鉄質岩類では次が代表的である。

かんらん石+単斜輝石+トレモラ閃石、かんらん石+トレモラ閃石。

一方、はんれい岩-閃緑岩類では、

単斜輝石+ホルンブレンド+斜長石±緑れん石±カミングトン閃石±石英、

ホルンブレンド+斜長石±緑れん石±黒雲母±石英、

によって代表される。観察の限りではカリ長石は見出されない。

3. 鉄鉱石

ここでは比較的保存も良く、代表的な廃鉱である中根付近の鉄鉱床の鉱石について観察結果を述べ、その後、鉱床付近に分布する超苦鉄質岩類の構成鉱物と比

較する。この旧中根鉱床は花こう岩質岩体にもっとも接近した部分でその地表での接触部から約 100 m 以内に存在する。

旧中根鉱床の鉱石は花こう岩質岩体の接触變成作用による再結晶作用のため初成の鉱物組成、組織ともに明らかではない。現在は主としてクローム磁鉄鉱-磁鉄鉱からなり、緑色スピネル、かんらん石、カミングトン閃石を伴い、Mg-イルメナイトも見出される。蛇紋石、緑泥石が少量存在し、しばしば比較的大きなイデングス石化したかんらん石結晶の仮像が存在する。

鉱石中のけい酸塩鉱物は標本により、またその部分によってその量が変化するが、集合して幅数 mm~1 cm 程度のシーム状あるいはブール状をなすことが多い。また、微結晶あるいはその集合体としてクローム磁鉄鉱中に包含されることもある。

緑色スピネルも標本により、またその部分によってクローム磁鉄鉱との量比が変化するが、クローム磁鉄鉱に伴われ、殆んどそれとの量比が 1 に近い複合結晶粒を形成したり、含有されたり、あるいは外縁部をなしたりして出現する。けい酸塩鉱物に富んだ部分ではクローム磁鉄鉱を伴わず、より細粒の結晶としてかんらん石、カミングトン閃石にのみ接することがある。

一方、中根鉱床に近接したダナイト源蛇紋岩中でけい酸塩鉱物を除くと量的に多いのはスピネルを伴うクローム磁鉄鉱である。ここでのスピネルは透過顕微鏡下でやや緑色を帯びた淡褐色を示し、鉱石中の緑色スピネルとは異なるが、その出現状態は鉱石中と類似する。また、珪酸塩鉱物の種類は鉱石中のそれと同じである。なお、スピネルは花こう岩質岩体の接触部から約 300~500 m 離れると超苦鉄質岩類中に見出されない。

IV. 岩石化学

本岩体を構成する岩石 21 個および鉄鉱石 (磁鉄鉱岩) 2 個についての化学分析値を Table 1 に示した。分析値は各貫入单元ごとに Mg/(Mg+Fe) 値の減少する順序に並べた。

Unit I に属する超苦鉄質岩類として、蛇紋岩化作用および接触變成作用を受けたダナイト、ウェールライトおよびかんらん石単斜輝石岩について各々 3 個の全岩化学組成を示したが、これらを通じて通常の“アルバイン型”かんらん岩-蛇紋岩体のそれらに比べてやや鉄に富む傾向がある。特に MZ-49、-52 のダナイト源蛇紋岩は全鉄を FeO として 13.4、15.1 重量% に達し、三波川變成帯のみかぶ緑色岩帯中のそれら (例え

Table 1. Chemical analyses of rocks and iron ores from the Mizuishi-yama plutonic complex

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Unit	I										II
Sp.No.	MZ-24	MZ-53	MZ-9	MZ-54	MZ-49	MZ-11	MZ-1	MZ-6	MZ-52	MZ-39	MZ-16
SiO ₂	37.85	38.63	51.28	45.86	37.36	44.83	50.41	52.46	33.51	46.96	44.94
TiO ₂	0.26	0.12	0.10	0.20	0.23	0.05	0.19	0.21	0.12	0.63	0.41
Al ₂ O ₃	2.83	1.71	2.03	2.31	1.34	1.16	1.94	1.87	1.12	18.36	17.56
Cr ₂ O ₃	0.31	0.28	0.29	0.21	0.25	0.09	0.12	0.15	0.19	0.02	0.04
Fe ₂ O ₃	8.94	8.81	3.27	6.95	9.43	9.60	3.55	2.95	13.24	5.01	3.78
FeO	2.18	3.13	3.12	2.67	4.92	2.02	4.74	5.46	3.21	4.29	7.01
MnO	0.12	0.20	0.15	0.19	0.19	0.10	0.17	0.20	0.25	0.17	0.18
MgO	34.18	32.62	17.70	25.08	35.72	26.58	19.54	19.53	35.97	7.93	9.04
NiO	0.11	0.10	0.01	0.08	0.10	0.05	0.02	0.01	0.10	0.01	tr.
CaO	1.00	3.77	19.89	10.96	1.57	7.57	16.82	14.54	0.07	11.44	12.93
Na ₂ O	0.17	0.27	0.34	0.28	0.15	0.11	0.28	0.29	0.16	2.29	1.09
K ₂ O	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.05	0.05	0.02	0.11	0.08
H ₂ O+	11.30	9.63	1.67	5.06	8.26	7.41	2.13	2.22	11.20	2.11	2.55
H ₂ O-	0.67	0.65	0.14	0.22	0.75	0.43	0.12	0.09	1.03	0.31	0.24
P ₂ O ₅	tr.	tr.	0.02	0.01	tr.	tr.	tr.	0.04	tr.	0.23	0.13
Total	99.95	99.97	100.04	100.10	100.30	99.99	100.08	100.02	100.19	99.87	99.98
M*	85.63	84.03	83.87	83.35	82.60	81.62	81.34	81.10	80.91	61.62	60.74

* $Mg \times 100 / (Mg + \Sigma Fe)$. ** Both include CoO 0.03%. Although they have been subjected serpentinization and/or contact metamorphism, their rock types noted below are of original state. 1, 5 and 9, dunite; 2, 4 and 6, wehrlite; 3, 7 and 8, olivine clinopyroxenite; 10-13, 15 and 17, hornblende gabbro; 14, clinopyroxene-hornblende gabbro; 16 and 18, orthopyroxene-clinopyroxene-hornblende gabbro; 19 and 20, biotite-bearing hornblende gabbro; 21, biotite-hornblende diorite; 22 and 23, iron ore (magnetite).

ば Nakamura, 1971; 吉田・大貫・花松, 未公表資料) に類似した化学組成をもっている。

Unit II~IV のはんれい岩~閃緑岩については, はんれい岩 II, 閃緑岩のグループに化学分析に適した岩石が少なく, これらの化学分析値に乏しいために, 全体を通じての組成変化の傾向ははっきり把握できない。しかしながら Unit II から IV へと SiO₂, K₂O そして 恐らく (Na₂O+K₂O) が増大する傾向は指摘できるだろう。また, これらの岩石は阿武隈山地の他のはんれい岩複合岩体 (Shido, 1958; Onuki and Kato, 1971; 深澤・大貫, 1972; Tanaka, 1980; Tanaka *et al.*, 1982) のそれらに比べて TiO₂ に乏しい傾向がある。ここでは図示しないが, SI (Solidification Index, $MgO \times 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$, Kuno *et al.*, 1957) を 45~25 と限定し, SI, ΣFeO , $\Sigma FeO / MgO$ などに対して TiO₂ 量をプロットするとこの傾向は明らかである。

また, 水石山岩体は Al₂O₃, CaO に富んだ優白質は

はんれい岩(斜長岩質)を伴うことでは共通であるが, 阿武隈山地の他のはんれい岩複合岩体に普通に存在する優黒質はんれい岩を欠くことが Table 1 から明らかで, 本岩体のひとつの特徴であろう。他のはんれい岩体が優黒質はんれい岩のみならずコートランド岩をしばしば伴うのに対して, 本岩体はダナイト, ウェールライト, かんらん石単斜輝石岩を伴うことが上記の相異に反映されている可能性があるが充分な根拠は得られない。

V. 造岩鉱物の化学組成

はんれい岩~閃緑岩類中に共存する酸化鉱物, 硫化鉱物, 超苦鉄質岩類中のかんらん石, 酸化鉱物の化学組成について記述する。なお, エレクトロン ブルー マイクロアナライザー (以下 EPMA と略記する) による化学分析は鹿児島大学教養部にて行なわれた。

1. 共存する磁鉄鉱とイルメナイト

はんれい岩~閃緑岩類には常に磁鉄鉱とイルメナイ

Table 1. Continued

No.	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Unit	II				III				IV		Ore Body	
Sp.No.	MZ-37	MZ-47	MZ-46	MZ-55	MZ-41	MZ-44	MZ-42	MZ-57	MZ-56	MZ-58	MZ-23	MZ-20
SiO ₂	45.54	42.01	43.58	48.99	45.69	47.96	48.06	52.24	48.80	56.77	1.40	0.60
TiO ₂	0.79	1.17	0.86	0.61	0.90	0.57	0.82	0.73	0.74	1.02	5.48	6.17
Al ₂ O ₃	14.88	21.36	17.48	16.94	14.94	17.27	17.55	18.07	17.81	16.66	2.48	2.05
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.01	n.d.	n.d.	0.03	0.09	0.02	0.06	0.02	4.57	5.06
Fe ₂ O ₃	5.31	4.78	6.71	4.27	7.16	5.54	6.48	4.31	5.66	1.60	51.05	52.65
FeO	7.28	5.33	5.88	7.23	7.12	5.96	5.15	5.38	5.39	4.48	28.98	30.19
MnO	0.20	0.16	0.18	0.20	0.20	0.17	0.16	0.15	0.15	0.12	0.23	0.25
MgO	9.70	7.03	8.69	7.17	8.68	6.76	6.71	5.08	5.27	5.46	4.78	2.65
NiO	0.01	0.01	0.01	n.d.	n.d.	tr.	0.01	tr.	0.02	tr.	0.16	0.14
CaO	12.46	14.53	13.17	10.06	11.47	10.90	11.08	8.94	10.73	7.36	0.03	0.03
Na ₂ O	1.13	1.51	1.57	2.41	1.88	2.29	2.46	2.87	3.27	3.05	0.03	0.02
K ₂ O	0.10	0.07	0.05	0.13	0.18	0.07	0.04	0.43	0.33	1.03	0.01	0.01
H ₂ O+	2.31	1.29	1.85	1.55	1.48	2.06	0.99	1.37	1.35	1.65	0.29	0.09
H ₂ O-	0.09	0.20	0.11	0.31	0.37	0.02	0.20	0.25	0.18	0.32	0.15	0.03
P ₂ O ₅	0.29	0.30	0.14	0.16	0.21	0.29	0.30	0.19	0.46	0.19	n.d.	n.d.
Total	100.10	99.78	100.29	100.03	100.28	99.89	100.10	100.03	100.17	99.73	99.67**	99.97**
M	58.90	56.53	56.52	53.57	53.28	52.41	52.13	49.43	47.42	62.17	10.21	5.74

Their major metamorphic minerals are as follows: 1, 3, 5, 7 and 9, olivine+tremolite; 2, 4 and 6, olivine+clinopyroxene+tremolite; 10 and 12, hornblende+plagioclase; 11 and 13, hornblende+plagioclase+epidote; 14, hornblende+plagioclase+clinopyroxene+epidote; 15 and 19-21, hornblende+plagioclase+biotite; 16 and 18, hornblende+plagioclase+clinopyroxene+cummingtonite; 22 and 23, chrome magnetite+green spinel+cummingtonite.

トが共存する。両者は複合結晶粒を形成することが普通である(Fig. 2a)。この複合結晶は初成的にはチタン磁鉄鉱であったと推定される。磁鉄鉱を伴わぬイルメナイトも出現するが、このときはスフェーンに密接に伴われている。

代表的な岩石中で密接に共存する磁鉄鉱とイルメナイトの EPMA 分析値を Table 2 に示した。これらの分析値はひとつの点分析の結果を示すものであり、また各岩石において磁鉄鉱がもっとも TiO₂ に富むベアである。また、Table 3 には鉄鉱石(MZ-20)に見出された Mg-イルメナイトの分析値を示した。

2. かんらん石

本鉱物は初成の残晶かんらん石と接触変成作用の結果としての再結晶かんらん石に大別できる。それらの EPMA 分析値を Table 4 に示した。

初成かんらん石についてはダナイト、ウェルライト源蛇紋岩およびかんらん石単斜輝石岩に含まれるものの分析値を示した。これらの Mg/(Mg+Fe) 値は 0.74~0.89 を与え、比較的鉄に富み、岩石の総化学組

成に反映される。

再結晶かんらん石は超苦鉄質岩類のみならず鉄鉱石中にも存在するが、その組成は前者で Mg/(Mg+Fe) 値が 0.92~0.93、後者で 0.73~0.91 を与える(Table 5 をも参照されたい)。

3. クローム磁鉄鉱とスピネル

Table 5 に鉄鉱石(MZ-23)における再結晶かんらん石およびそれに隣接したクローム磁鉄鉱、スピネルの EPMA 分析値を示した。また、超苦鉄質岩類の代表的構成岩型および鉄鉱石中のクローム磁鉄鉱~磁鉄鉱の EPMA 分析値の例を Table 6 に示した。さらに、得られた分析値のすべてを Al-Fe³⁺-Cr 図に示した(Fig. 3)。なお、隣接して共存するクローム磁鉄鉱~磁鉄鉱とスピネルの化学組成は Table 7 に総括される。

4. 硫化鉱物

はんれい岩~閃緑岩中の硫化鉱物は黄鉄鉱、黄銅鉱で、磁硫鉄鉱を伴うことが多い。

MZ-37, -42, -46 の各はんれい岩について、黄鉄鉱、黄銅鉱および磁硫鉄鉱の EPMA 分析を行なったが、

Table 2. Microprobe analyses of adjacent grains of magnetite and limenite

No.	1	2	3	4	5	6	7	8
Sp. No.	MZ-46		MZ-42		MZ-56		MZ-58	
Mineral	MT*	IL**	MT	IL	MT	IL	MT	IL
SiO ₂	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	0.03	tr.	0.08
TiO ₂	0.55	48.48	0.77	50.11	0.59	49.69	0.32	49.01
Al ₂ O ₃	0.04	tr.	0.26	0.01	0.08	0.02	0.08	0.02
V ₂ O ₃	0.43	0.10	0.68	0.13	0.61	0.13	0.87	0.19
Cr ₂ O ₃ #	0.45	0.03	0.10	0.01	0.11	0.01	0.08	0.01
Fe ₂ O ₃ #	66.92	6.80	67.47	4.75	67.53	5.59	67.62	6.37
FeO#	31.24	40.52	31.88	42.04	31.75	40.99	31.39	42.60
MnO	0.03	2.70	0.06	2.69	0.08	3.31	0.07	1.19
MgO	tr.	0.03	0.12	0.10	tr.	0.16	0.01	0.03
NiO	0.03	0.02	0.10	0.03	tr.	0.02	0.01	0.09
CoO	0.01	0.01	0.01	0.02	tr.	tr.	tr.	tr.
CaO	0.19	0.19	0.02	0.06	tr.	0.05	0.03	0.14
Total	99.89	98.88	101.47	99.95	100.75	100.00	100.48	99.73
Atomic Ratios##								
Si	-	-	-	-	-	0.001	-	0.002
Ti	0.016	0.933	0.022	0.953	0.017	0.944	0.009	0.935
Al	0.002	-	0.011	-	0.004	0.001	0.004	0.001
V	0.013	0.002	0.021	0.003	0.019	0.003	0.027	0.004
Cr	0.014	0.001	0.003	-	0.003	-	0.003	-
Fe ³⁺	1.939	0.131	1.921	0.090	1.941	0.106	1.948	0.121
Fe ²⁺	1.006	0.867	1.009	0.889	1.014	0.866	1.005	0.904
Mn	0.001	0.059	0.002	0.058	0.002	0.071	0.002	0.026
Mg	-	0.001	0.007	0.004	-	0.006	0.001	0.001
Ni	0.001	-	0.003	0.001	-	0.001	-	0.002
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0.008	0.005	0.001	0.002	-	0.001	0.001	0.004
Usp [@]	1.6	-	2.3	-	1.8	-	0.9	-
Il [@]	-	93.8	-	95.3	-	94.5	-	93.8
logf _{O₂}	-19		-21		-20		-20	
C.T. ^{@@}	560		560		550		540	

* MT, magnetite; ** IL, ilmenite; # The amounts of Fe₂O₃ and FeO were calculated assuming R₃O₄ stoichiometry for magnetite and R₂O₃ stoichiometry for ilmenite. ## The sum of cations is 3.0 for magnetite and 2.0 for ilmenite. @ Usp, ulvöspinel mol.%; Il, ilmenite mol.%. Both were calculated after Stormer (1983). @@ Calculated temperature (°C) after Spencer and Lindsley (1981).

代表的な例として MZ-37 についての結果を Table 8 に示す。これらの硫化鉱物中には Fe, Cu, S の他に Co, Ni が含まれる。黄鉄鉱中では一般に Co > Ni で, Co が最大 0.8 重量%, 磁硫鉄鉱中では Co < Ni で, Ni が最大 2 重量%をわずかにこえる。黄銅鉱では Co < Ni で

あるが, 両元素はともに微量(0.1 重量%以下)である。磁硫鉄鉱の (Fe+Cu+Co+Ni) は 46.7~47.5 原子%で中間型と考えられる。黄鉄鉱は (Fe+Cu+Co+Ni)/S 値は 0.50~0.51 であり, 黄銅鉱は CuFeS₂ 組成に殆んど一致する。

Table 3. Microprobe analysis of Mg-ilmenite

MZ-20			
Wt. % [@]		Atomic ratio*	
SiO ₂	0.11	Si	0.002
TiO ₂	58.34	Ti	0.986
Al ₂ O ₃	0.06	Al	0.002
V ₂ O ₃	0.02	V	-
Cr ₂ O ₃	0.28	Cr	0.005
Fe ₂ O ₃ *	0.95	Fe ³⁺	0.016
FeO*	23.91	Fe ²⁺	0.449
MnO	0.79	Mn	0.015
MgO	15.51	Mg	0.520
NiO	0.03	Ni	0.001
ZnO	0.22	Zn	0.004
CaO	tr.	Ca	-
Total	100.22	Total	2.000
Mg/(Mg + Fe ²⁺) = 0.532			

@ Average of two spot analyses.

* Calculated assuming R₂O₃ stoichiometry.

なお、鉄鉱石 (MZ-23) 中の Fe-S 系鉱物の EPMA 分析の 1 例をも Table 8 に示したが、(Fe+Cu+Co+Ni)/S (原子%) はほぼ 1 であり、単硫鉄鉱の組成をもっている。

IV. 同源マグマ起源説

既述のように、水石山岩体の各種構成岩の初成の組織や造岩鉱物の諸性質は花こう岩質岩体の貫入による接触変成作用のため充分把握できない。また、現在の岩石の総化学組成も初成のそれを充分良く代表するとの保証も困難である。したがって、本岩体の火成岩としての成因を考察するには未詳の点が多い。しかしながら、本岩体は阿武隈山地で特異な存在であるから、その成因を考察の項ではなくここで概観する。

水石山岩体の構成岩類においては M 値 80~63 の岩石を欠いており (Table 1)、化学的に不連続であり、超苦鉄質岩類と苦鉄質岩類を直接的には結びつけにくい。しかし、本岩体の超苦鉄質岩類は玄武岩質マグマからの結晶集積相として考えやすい比較的鉄に富んだ性質をもっている。超苦鉄質岩類と苦鉄質岩類を成因の異なる独立した二つの岩体とみなし、偶然に現在の密接した現出状態を示すにいたったと考えるよりも、ともに同一の玄武岩質マグマから導かれた分化物であ

るとする方が考えやすいであろう。結晶の集積を含む岩漿分化は現在位置よりも深い場所にて行われたであろう。ただし、その地下深所からそれらの分化物が直接現在位置に上昇したかどうかは不明である。本岩体は花こう岩質岩体の emplacement とともに本来の貫入位置から再動した可能性は否定できない。

次に本岩体に伴われる鉄鉱床の形成は、鉄鉱石の細脈が超苦鉄質岩類を貫ぬく事実から超苦鉄質岩類の形成以後である。花こう岩質岩体に近接した中根鉄床の鉄鉱石は付近のダナイト源蛇紋岩中の接触変成鉱物と類似の鉱物組合せをもっている。また、現在、鉄鉱石の主体をなすクローム磁鉄鉱は接触変成作用を受けた超苦鉄質岩類中のクローム磁鉄鉱~磁鉄鉱と一連の化学組成をもっている (Fig. 3)。鉄鉱石の初成鉱物の主体も、現在の総化学組成、クローム磁鉄鉱とスピネルの共存とそれらの化学組成から判断して、複雑で的確な表現は困難だが、Ti, Cr をかなり含み Mg, Al を含んだ磁鉄鉱端成分に富んだスピネル固溶体であったと推定される。この予想される組成は一部の玄武岩質マグマから晶出したスピネル固溶体のそれと類似性があり (例えば Arculus, 1974; 白木ら, 1979)、玄武岩質マグマからの晶出物と考えて矛盾はない。鉄鉱石は再結晶かんらん石より大形のかんらん石仮像の存在から初成的にもかんらん石を含んでいた可能性が大きく、いわば "olivine magnetite" と呼ぶべきものであったと考えられる。

水石山岩体に伴われる鉄鉱床は正岩漿性であり、恐らく超苦鉄質岩類の形成に関連した産物であろう。磁鉄鉱の濃集は層状分化岩体 (例えば Bushveld, Molyneux, 1969) や同心円状複合岩体 (例えば Union Bay, Ruckmick and Noble, 1959) にその例がみられる。

VII. 考 察

1. 磁鉄鉱-イルメナイト

平衡共存する磁鉄鉱とイルメナイトの化学組成は、Lindsley (1963), Buddington and Lindsley (1964) の結果に基づき、地質学的温度計および酸素圧力計として多くの研究者に利用されてきた。近年 Spencer and Lindsley (1981) は新しい実験結果を加えて再検討を行い、また、最近 Stormer (1983) もウルボスピネルおよびイルメナイト端成分の求め方に考察を加えた。ここではすでに Table 2 に示した磁鉄鉱-イルメナイトのペアを平衡共存とみなし、ウルボスピネルおよびイルメナイト端成分を Stormer (1983) の方法で計算し、Spencer and Lindsley (1981) にしたがって、温

Fig. 2. Photomicrographs of oxide and sulfide minerals.

- a. Magnetite (grey) containing ilmenite lamellae (light grey and black). MZ-56. Reflected light. Scale bar=40 μ m.
- b. Chrome magnetite (white, Mt) in contact with spinel (grey, Sp). Light grey minerals set in the matrix (dark grey) are relict olivine (Ol) and clinopyroxene (Cx). MZ-23. Reflected light. Scale bar=0.1 mm.
- c. Chrome magnetite (black), spinel (dark grey) and silicate pool consisting mainly of olivine and cummingtonite. MZ-23. Transmitted light (plane polarized). Scale bar=0.1 mm.
- d. Chrome magnetite (light grey) containing well-developed spinel lamellae (black). MZ-23. Reflected light. Scale bar=25 μ m.
- e. Pyrite (white, Py), magnetite (grey) and pyrrhotite (light grey, Po). Pyrrhotite is included in pyrite. MZ-37. Reflected light. Scale bar=40 μ m.
- f. Magnetite, pyrite, chalcopyrite (Cp) and pyrrhotite. Pyrite contains pyrrhotite. Chalcopyrite is rimmed by unidentified mineral. MZ-46. Reflected light. Scale bar=40 μ m.

Table 4. Microprobe analyses of olivines

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Type	Primary						Recrystallized				
Sp. No.	MZ-24	MZ-11	MZ-54	MZ-52	MZ-49*	MZ-1	MZ-11	MZ-54	MZ-20	MZ-23	MZ-21**
SiO ₂	39.93	39.81	40.03	39.19	39.65	38.35	41.31	41.35	40.60	39.54	37.89
TiO ₂	tr.	tr.	tr.	tr.	0.01	0.02	tr.	tr.	0.02	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03	0.04	0.05
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.11	0.07	0.11
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	0.12	-	-	-	-	-	-
FeO***	10.21	12.20	12.43	15.70	15.66	23.34	7.51	8.02	9.88	18.01	24.30
MnO	0.28	0.51	0.54	0.39	0.35	0.98	n.d.	n.d.	0.23	0.41	0.36
MgO	48.17	46.52	46.76	44.42	43.82	38.04	51.24	50.14	48.68	41.85	36.83
NiO	0.17	0.13	0.12	0.16	0.13	0.15	n.d.	n.d.	0.10	0.15	0.19
CaO	0.01	0.02	0.03	0.03	0.16	0.04	n.d.	0.04	0.04	0.03	0.04
Total	98.81	99.21	99.26	99.95	100.02 [#]	100.97	100.15	99.60	99.69	100.15	99.82
XMg ^{##}	0.894	0.872	0.870	0.835	0.832	0.744	0.924	0.918	0.898	0.806	0.730
No. of analyses	2	4	4	4	1	4	2	2	2	5	3
Range of XMg	0.894 -0.893	0.874 -0.871	0.872 -0.868	0.835 -0.832	-	0.751 -0.740	0.929 -0.918	0.926 -0.910	0.911 -0.898	0.830 -0.785	0.736 -0.726

* Wet chemical analysis. ** Iron ore (magnetite). *** Total iron as FeO except for MZ-49.

[#] Includes H₂O⁺ 0.03 and H₂O⁻ 0.05%. ^{##} Mg/(Mg+Fe).

度と酸素分圧を求めた。ウルボスピネル端成分は0.9~2.3%と乏しいが、結果はほぼ一致し約550°C、10⁻¹⁹~10⁻²¹バールを与える (Table 2)。

本岩体の熱史としては広域変成作用の存在を考慮する必要があるが、広域変成作用の寄与は具体的には不明である。上記の平衡温度と酸素分圧の値は、花こう岩質岩体による接触変成時の記録と解釈される。この温度は主要変成鉱物の組合せと矛盾しない。

2. かんらん石-スピネル固溶体

かんらん石とスピネル固溶体の平衡共存は Irvin (1965, 1967) 以後、多くの研究者によって地質学的温度計として検討が行われてきた (例えば近年では Fujii, 1978; Roeder *et al.*, 1979; Fabriès, 1979; Fujii and Scarfe, 1982)。ただし、共存するスピネル固溶体が比較的 Fe³⁺ に富むときは温度計としての信頼性に乏しい。

本報告における再結晶かんらん石はスピネルおよびクローム磁鉄鉱~磁鉄鉱と共存している。種々提案されたかんらん石-スピネル温度計のうち Fabriès (1979) のそれは、天然の資料を主とした Evans and Frost (1975) の 700°, 1200°C の等温線にもっとも良く

一致する。また、最近 Ozawa (1983) によっても上記両者の相対的な妥当性が指摘されている。そこで Fabriès の温度計を適用する。各鉱物は同一薄片内においても不均質で、かんらん石<スピネル<クローム磁鉄鉱の順で組成変化に富み (Table 4, 5, 6 および Fig. 3), これらの変化幅は無視できない。例えば、MZ-23 においてスピネルの Mg/(Mg+Fe²⁺) 値は 0.57 から 0.66 まで変化し、相接するかんらん石との Mg-Fe²⁺ 分配は $\ln K^D = \ln (Mg/Fe^{2+})_{ol} / (Mg/Fe^{2+})_{sp}^{1)}$ で 0.86~1.21 を与える。相接する両鉱物の真のリムーラムの組成を得ることは実際上困難なので、ここでは境界を挟んで約 15 ミクロン以内の点分析値が得られたペアのみを局部平衡に達したとみなした。かんらん石-スピネルペアに関する結果 (Table 5) は 670~700°C を与える。なお、両分析点間の距離が大きくなるとより高温を与える傾向がある。

上記の温度はかんらん石-スピネル温度計と無関係に花こう岩質岩体の接触部におけるそれとして推定しうであろう。花こう岩質岩体の接触部付近における超苦鉄質岩類や鉄鉱石中にて斜方輝石の出現は未確認²⁾だが、総化学組成が許せば直閃石は形成されたで

1) ol, かんらん石; sp, スピネル。

2) 高畠・郷原 (1953) は鉄鉱石中に斜方輝石の存在を報告している。

Table 5. Microprobe spot analyses of adjacent grains of olivine, spinel and chrome magnetite

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sp. No.	MZ-23								
Area	A			B			C		
Mineral	OL*	SP*	MT*	OL	SP	MT	OL	SP	MT
SiO ₂	39.71	0.05	0.06	39.63	0.03	0.10	40.26	0.02	0.06
TiO ₂	0.04	0.09	2.59	0.04	0.08	2.97	0.04	0.08	2.65
Al ₂ O ₃	0.04	57.04	2.38	0.05	56.51	2.04	0.04	56.73	2.13
V ₂ O ₃	tr.	0.03	tr.	tr.	0.07	tr.	tr.	0.04	tr.
Cr ₂ O ₃	0.10	4.93	4.57	0.17	4.54	4.38	0.09	4.88	4.61
Fe ₂ O ₃	-	4.93**	57.28**	-	6.13**	57.07**	-	5.35**	57.08**
FeO	17.21 [#]	18.81**	31.64**	17.55 [#]	19.25**	32.09**	15.90 [#]	18.09**	31.52**
MnO	0.36	0.20	0.37	0.34	0.23	0.34	0.42	0.27	0.27
MgO	41.95	14.51	1.17	42.24	14.19	1.23	43.63	14.76	1.24
NiO	0.20	0.16	0.32	0.12	0.20	1.17	0.14	0.22	0.28
CaO	0.01	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.
Total	99.62	100.75	100.38	100.15	101.23	100.39	100.54	100.44	99.84
Atomic ratios ^{##}									
Si	1.011	0.001	0.002	1.005	0.001	0.004	1.009	-	0.002
Ti	0.001	0.002	0.073	0.001	0.002	0.084	0.001	0.002	0.075
Al	0.001	1.790	0.105	0.002	1.776	0.090	0.001	1.785	0.094
V	-	0.001	-	-	0.001	-	-	0.001	-
Cr	0.002	0.105	0.135	0.004	0.096	0.129	0.002	0.103	0.137
Fe ³⁺	-	0.099	1.610	-	0.123	1.606	-	0.107	1.614
Fe ²⁺	0.366	0.419	0.989	0.374	0.429	1.003	0.333	0.404	0.991
Mn	0.008	0.004	0.011	0.007	0.005	0.010	0.009	0.006	0.009
Mg	1.592	0.576	0.065	1.598	0.564	0.069	1.630	0.587	0.007
Ni	0.004	0.003	0.010	0.002	0.004	0.005	0.003	0.005	0.008
Ca	-	-	-	-	-	-	0.001	-	-
Total	2.985	3.000	3.000	2.991	3.000	3.000	2.989	3.000	3.000
XMg ^{###}	0.813	0.579	0.062	0.881	0.568	0.064	0.830	0.593	0.066
YCr [@]	-	0.052	0.073	-	0.048	0.071	-	0.052	0.074
YFe [@]	-	0.050	0.870	-	0.062	0.880	-	0.054	0.875
lnK ^{@@} D ^{@@}	-	0.951	0.706	-	0.935	0.619	-	0.993	0.735
C.T. ^{@@@}	-	694	(899)	-	698	(973)	-	670	(877)

* OL, olivine; SP, spinel; MT, chrome magnetite. ** The amounts of Fe₂O₃ and FeO were calculated assuming stoichiometry. # Total iron as FeO. ## Atomic ratios were calculated on the basis of O=4 for olivine and assuming R₃O₄ stoichiometry for the others. ### XMg=Mg/(Mg+Fe²⁺). @ YCr=Cr/(Cr+Al+Fe³⁺) and YFe=Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺) for spinel and chrome magnetite.

@@ lnK⁰D=ln { (Mg/Fe)_{olivine} / (Mg/Fe²⁺)_{spinel or magnetite} } - 4.0XFe.

@@@ Calculated temperature (°C) after Fabriés (1979).

Table 6. Microprobe spot analyses of chrome magnetites and spinel

No.	1	2*	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Sp. No.	MZ-24		MZ-52			MZ-11			MZ-1		MZ-21		
SiO ₂	0.09	0.06	0.05	0.05	0.06	tr.	tr.	0.05	0.18	tr.	0.09	0.07	0.30
TiO ₂	1.53	0.10	0.70	0.78	0.70	0.60	0.55	0.58	0.63	1.67	1.29	5.30	2.09
Al ₂ O ₃	3.69	48.97	3.42	2.05	0.94	1.57	1.07	0.25	0.25	0.35	0.25	3.76	1.93
V ₂ O ₃	tr.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.16	0.14	n.d.	n.d.	0.32	n.d.	n.d.	n.d.
Cr ₂ O ₃	10.39	10.79	19.72	13.61	7.19	10.29	8.23	3.41	1.27	1.47	0.89	4.74	2.66
Fe ₂ O ₃ **	52.16	7.84	44.94	51.97	58.94	56.74	59.41	64.78	65.65	63.73	65.68	49.60	58.42
FeO**	28.81	14.98	29.20	29.42	29.57	28.63	28.76	30.24	30.18	31.72	31.67	34.65	32.07
MnO	0.36	0.25	0.51	0.40	0.30	0.56	0.43	0.35	0.20	0.28	0.25	0.27	0.13
MgO	2.42	15.74	1.90	1.53	1.07	1.85	1.46	0.73	0.77	0.35	0.36	0.98	0.53
NiO	0.47	0.18	0.22	0.24	0.22	0.12	0.08	0.20	0.14	0.06	0.14	0.25	0.25
CoO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	tr.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	tr.	0.43	n.d.	n.d.	0.06	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.92	98.93	100.66	100.05	98.99	100.56	100.56	100.59	99.27	100.02	100.62	99.62	98.38

* Spinel. ** The amounts of Fe₂O₃ and FeO were calculated assuming R₃O₄ stoichiometry. Nos. 1 and 2 were obtained from the same spinel-magnetite composite grain.

Table 7. Chemical compositions of adjacent grains of spinel and magnetite (* see Table 5)

	Magnetite			Spinel		
	XMg*	YCr*	YFe*	XMg	YCr	YFe
MZ-20a	0.122	0.078	0.900	0.828	0.061	0.013
MZ-21a	0.038	0.077	0.856	0.484	0.056	0.059
b	0.048	0.082	0.820	0.557	0.051	0.032
c	0.049	0.081	0.826	0.483	0.057	0.063
MZ-23a	0.062	0.073	0.870	0.579	0.052	0.050
b	0.064	0.071	0.880	0.568	0.048	0.062
c	0.051	0.071	0.880	0.657	0.058	0.014
d	0.066	0.074	0.875	0.593	0.052	0.054
e	0.023	0.000	0.978	0.603	0.002	0.042
f	0.021	0.000	0.916	0.607	0.000	0.046
MZ-24a	0.130	0.159	0.758	0.652	0.118	0.082
b	0.123	0.157	0.783	0.685	0.114	0.095

あろう。接触部付近ではかんらん石+滑石の組合せは見出されない。したがって、少なくとも 650°C (Evans and Trommsdorff, 1970) には達したと考えられる。かんらん石-スピネル温度計からここで得られた温度はやや信頼性に乏しいし、かつやや高温を与える可能性があるため、650~700°C 程度とみなすのが妥当であろう。

なお、かんらん石とクローム磁鉄鉱のペアからの算出温度はかんらん石とスピネルのペアからのそれに比べて約 170~200°C 高温を与える (Table 5)。従来提唱されているかんらん石-スピネル温度計は本来いづれも Fe³⁺ に富むスピネル固溶体を含むペアには不適当だが、ここで取扱ったクローム磁鉄鉱を含むペアに関して、 $\ln K_D = \ln K_D - 4.0 Y_{Fe}$ の式 (Fabriès, 1979) の 4.0 の代わりに 3.6 を与えるとかんらん石-スピ

Table 8. Microprobe spot analyses of coexisting sulfide minerals

No.	1	2	3	4
Sp. No.	MZ-37		MZ-23	
Mineral	Po*	Py**	Cp***	Po
Fe	58.16	46.19	30.85	63.41
Cu	0.10	0.02	33.64	0.10
Co	0.13	0.81	0.05	0.10
Ni	2.15	0.15	0.11	0.06
S	38.85	53.36	34.61	36.64
Total	99.39	100.53	99.26	100.31
Atomic %				
Fe	45.40	32.97	25.52	49.74
Cu	0.07	0.01	24.46	0.07
Co	0.10	0.55	0.04	0.08
Ni	1.60	0.10	0.09	0.04
S	52.83	66.37	49.89	50.07
C/S [#]	0.893	0.507	1.004	0.997

* Pyrrhotite, ** Pyrite, *** Chalcopyrite. # (Fe+Cu+Co+Ni)/S in atomic %.

ネルペアから得られた温度とはほぼ同じ温度が算出される。

本岩体の花こう岩質岩体との接触部からやや離れた位置 (Fig. 1) でのはんれい岩、閃緑岩における磁鉄鉱-イルメナイト温度計は約 550°C を与えた。本岩体にお

Fig. 3. Al-Fe³⁺-Cr triangular diagram for chrome magnetite and magnetite. OC, olivine clinopyroxenite; We, wehrlite; Du, dunite; Ore, iron ore (magnetite). C, core; R, rim.

Fig. 4. Log f_{O_2} -log f_{S_2} diagram for the system Fe-Ti-O₂-S₂ at 550°C. The assemblage magnetite + ilmenite + pyrite + pyrrhotite is stable at point A. The assemblage magnetite + ilmenite + pyrite is stable on the line A-B.

ける接触変成時の温度分布の詳細は不明であるが、本項で推定された650~700°Cとの差は花こう岩質岩体との距離が反映されている可能性が大きい。ただし、550°Cの温度は広域変成作用による最高到達温度と大差はないであろう。

3. 二つのスピネル固溶体の共存

二つのスピネル固溶体の共存は例を挙げるまでもなく、変成かんらん岩~蛇紋岩類に広く見られる。離溶関係を示して共存する二つのスピネル固溶体は化学組成を中心にまず Muir and Naldrett (1973) によって報告され、最近 Loferski and Lipin (1983) は離溶組織をもつ変成クローム鉄鉱の化学組成を研究し、(Mg, Fe) Al₂O₄-(Mg, Fe) Cr₂O₄-(Mg, Fe) Fe₂O₄ 系における600°Cの不混和領域を推定した。Loferski and Lipin はクローム鉄鉱における離溶組織は極く稀であるが、Fe³⁺に富んだときに生じ易く、かつ、その離溶組織の存在ははんれい岩質分化岩体に特徴的であると考へた。また、彼等は接触変成作用においては高温の持続時間がクローム鉄鉱の unmixing をもたらすには短かすぎる可能性を指摘した。

花こう岩質岩体との接触部付近で、水石山岩体の超苦鉄質岩類や鉄鉱石中にクローム磁鉄鉱とAl-スピネルが共存し、両者が複合結晶を形成したり (Fig. 2b)、離溶関係を示したり (Fig. 2d) することがある。既述のように本岩体は玄武岩質マagmaからの分化岩体と推定されるが、離溶組織を示すスピネル固溶体は鉄鉱石にのみ見出され、クローム鉄鉱ではなくクローム磁鉄鉱である。離溶ラメラは極く細くEPMA分析で良い結果は得られなかった。Fe³⁺に富んでいるクローム磁鉄鉱の unmixing は接触変成帯において生じ得る可能性は指摘できる。ただし、相接するクローム磁鉄鉱とAl-スピネル結晶粒は同一薄片内でも組成上変化に富み、各々充分均質化されたわけではない。

Table 7 に示した共存するクローム磁鉄鉱とAl-スピネルの化学組成はCrに乏しく組成範囲は比較的狭いが、それらを(Mg, Fe) Al₂O₄-(Mg, Fe) Cr₂O₄-(Mg, Fe) Fe₂O₄ 系に近似したときの600~700°Cにおける不混和域はCremer (1969)の実験に基づくFeAl₂O₄-FeCr₂O₄-Fe₃O₄系におけるそれよりもはるかに狭い。また、(Mg, Fe) Al₂O₄-Fe₃O₄系に近似したとき、Turnock and Eugster (1962)の実験によるFeAl₂O₄-Fe₃O₄系の2相領域に比べ、Fe₃O₄側で不混和域が広い。なお、Loferski and Lipin (1983)の推定した不混和領域にはほぼ一致するが、やや狭いと考えられる。

4. 酸素分圧と硫黄分圧

代表的なはんれい岩~閃緑岩として共存する磁鉄鉱とイルメナイト、あるいは硫化鉱物のEPMA分析が行われた岩石は、磁鉄鉱+イルメナイト+黄鉄鉱+黄銅鉱+磁硫鉄鉱の組合せで特徴づけられる。しかしながら、黄銅鉱+磁硫鉄鉱の組合せは328°C (Yund and

Kullerud, 1966)あるいは325°C (菅木ら, 1982)までしか安定ではなく、温度上昇とともに中間固溶体(iss)+黄鉄鉱に変化する。また、黄銅鉱単独でも557°C以上 (Barton, 1973)では中間固溶体と黄鉄鉱に分解する。したがって、磁鉄鉱-イルメナイト温度計から得られた平衡温度550°Cから判断して、上記の組合せは接触変成時には磁鉄鉱+イルメナイト+黄鉄鉱+中間固溶体+磁硫鉄鉱であった可能性がある。また、各硫化鉱物の化学組成は高温時のそれを保っているとは考えにくい。そこで、磁鉄鉱+イルメナイト+黄鉄鉱+磁硫鉄鉱の組合せが安定であったと仮定して、Fe-Ti-O₂-S₂系に近似し、O₂およびS₂を完全移動性成分として550°Cでのlogf_{O₂}-logf_{S₂}図を作成した (Fig. 4)。熱力学的データは小野・森山 (1973), Robie *et al.* (1978), Helgeson *et al.* (1978)を用いたが、計算においては固相圧を無視した。實際上、水石山岩体の接触変成時の固相圧はAl₂SiO₅鉱物の三重点より低い数kbであろうが、具体的には不明である。

Fig. 4において、磁鉄鉱+イルメナイト+黄鉄鉱+磁硫鉄鉱はlogf_{O₂}-19.5, logf_{S₂}-3.2を与え、磁鉄鉱-イルメナイトの組成から得たlogf_{O₂}の値とほぼ一致する。また、多くの場合、磁硫鉄鉱は近傍に黄銅鉱を伴わずすべてが中間固溶体+黄鉄鉱の低温分解生成物とは考えられないが、はんれい岩-閃緑岩には磁硫鉄鉱を欠く例がしばしば存在する。磁鉄鉱+イルメナイト+黄鉄鉱の組合せはlogf_{O₂}, logf_{S₂}は各々約-19, -3を与える。

引用文献

- Arculus, R.J. (1978), Mineralogy and petrology of Grenada, Antilles island arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**, 413-424.
- Barton, P.B., Jr. (1973), Solid solutions in the system Cu-Fe-S. Part I: The Cu-S and CuFe-S joins. *Econ. Geol.*, **68**, 455-465.
- Buddington, A.F. and Lindsley, D.H. (1964), Iron-titanium oxide minerals and sythetic equivalents. *J. Petrol.*, **5**, 300-367.
- Cremer, V. (1969), Die Mischkristallbildung im System Chromit-Magnetit-Hercynit zwischen 1000°C und 500°C. *Neues Jahrb. Mineral. Abhand.*, **111**, 184-205.
- Evans, B.W. and Frost, B.R. (1975), Chrome-spinel in progressive metamorphism — a preliminary analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 959-972.
- Evans, B.W. and Trommsdorff, V. (1970), Regional metamorphism of ultrabasic rocks in the central Alps: Parageneses in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **50**, 481-492.
- Fabriès, J. (1979), Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 481-492.
- Fujii, T. (1978), Fe-Mg partitioning between olivine and spinel. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, **73**, 322-327.
- Fujii, T. and Scarfe, C.M. (1982), Equilibrium experiments on natural peridotite and basalt: a recalibration of the olivine-spinel geothermometer (abstr.). *EOS (Amer. Geophys. Union Trans.)*, **63**, 471.
- 深澤文夫, 大貫 仁 (1972), 北部阿武隈山地のはんれい岩類について. 岩鉱, **67**, 1-10.
- Helgeson, H.C., Delany, T.M., Nesbitt, H.W. and Bird, D.K. (1978), Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. J. Sci.*, **278-A**, 1-229.
- Irvin, T.N. (1965), Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I, Theory. *Can. J. Earth Sci.*, **2**, 648-672.
- Irvin, T.N. (1967), Chromian spinel as a petrogenetic indicator, Part II, Petrogenetic application. *Can. J. Earth Sci.*, **4**, 71-103.
- Kuno, H., Yamasaki, K., Iida, C. and Nagashima, K. (1957), Differentiation of Hawaiian magmas. *Japan. J. Geol. Geogr.*, **28**, 179-218.
- Lindsley, D.H. (1963), Fe-Ti oxides in rocks as thermometer and oxygen barometer. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, **62**, 60-65.
- Loferski, P.J. and Lipin, B.R. (1983), Exsolution in metamorphosed chromite from the Red Lodge district, Montana. *Amer. Mineral.*, **68**, 777-789.
- Molyneux, T.G. (1970), The geology of the area in the vicinity of Magnet Heights, Eastern Transvaal, with special reference to the magnetic iron ore. In Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions (Visser, D.J. and von Grunewaldt, G. Eds.), *Geol. Soc. Africa, Spec. Pub.* No. 1, 228-241.
- Muir, J.E. and Naldrett, A.J. (1973), A natural occurrence of two-phase chromium-bearing spinels. *Can. Mineral.*, **11**, 930-939.
- Nakamura, Y. (1971), Petrology of the Toba ultrabasic complex, Mie Prefecture, Central Japan. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **18**, 1-51.
- 小野勝敏, 森山徐一郎 (1973), Fe-FeO-TiO₂系に関する熱力学的研究. 鉱業会誌, **89**, 313-316.
- Onuki, H. and Kato, Y. (1971), Some gabbroic rocks of the Tabito plutonic complex in the

- Abukuma plateau. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III*, **11**, 113-123.
- Ozawa, K. (1983), Evaluation of olivine-spinel geothermometry as an indicator of thermal history for peridotites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **82**, 52-65.
- Robie, R.A., Hemmingway, B.S. and Fisher, J.R. (1978), Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10^5 pascals) pressure and at high temperatures. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **1452**, 1-456.
- Roder, P.L. and Chambell, I.H. and Jamieson, H. (1979), A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 325-334.
- Ruckmick, J.C. and Noble, J.A. (1959), Origin of the ultramafic complex at Union Bay, southeastern Alaska. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **70**, 981-1018.
- Shido, F. (1958), Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma plateau. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **11**, 131-217.
- 白木敬一・大橋不三夫・黒田 直 (1979), 伊豆南崎火山ベイサナイト質溶岩のクロム・スピネル. 岩鉱, **74**, 114-121.
- Spencer, K.J. and Lindsley, D.H. (1981), A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.*, **66**, 1189-1201.
- Stormer, J.C.Jr. (1983), The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.*, **68**, 586-594.
- 菅木浅彦, 北風 嵐, 上野禎一(1982), Cu-Fe-S系鉱物の熱水合成とその相平衡, とくに 400°C および 500°C について, 岩鉱特別号, No. 3 (地球深部の物質科学, 砂川・青木編), 257-269.
- 高島 彰, 郷原範造(1958), 福島県劔ヶ峯鉱山の鉄鉱床—特にその鉱石について—. 地調月報, 10号, 635-640.
- Tanaka, H. (1980), Gabbroic rocks from the northern Abukuma Mountains, northeast Japan. *Bull. Yamagata Univ. Nat. Sci.*, **10**, 127-142.
- Tanaka, H., Kanisawa, S. and Onuki, H. (1982), Petrology of the Nishidohira cortlandtitic mass in the southern Abukuma Mountains, northeast Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **77**, 438-454.
- Turnock, A.C. and Eugster, H.P. (1962), Fe-Al oxides: phase relationships below 1000°C. *J. Petrol.*, **3**, 533-565.
- Yund, R.A. and Kullerud, G. (1966), Thermal stability of the assemblages in the Cu-Fe-S system. *J. Petrol.*, **7**, 454-488.