南アフリカ, 北東 Transvaal 地域における Bushveld 複合岩体による接触変成作用

Contact metamorphism by the Bushveld Complex
in the northeastern Transvaal, South Africa

金 子 康 成 (Yasunari Kaneko)*
宮 野 敬 (Takashi Miyano)*

Metamorphosed pelitic rocks were studied in the contact aureole around the Bushveld mafic layered suite, northeastern Transvaal, South Africa. The vertical variation along the cross section at the Penge area indicates that the metamorphic grade increases from chloritoid-chlorite through andalusite-cordierite or andalusite-staurolite-garnet to cordierite-orthopyroxene-sillimanite zones with approaching the contact. Except for the chloritoid-chlorite zone, biotite is ubiquitous in low- to high-grade pelitic hornfelses. Ti content in biotite coexisting with ilmenite also increases toward the contact. Using available geothermometry, metamorphic temperatures vary gradually from $750 \pm 50^\circ\text{C}$ at the contact to $420 \pm 20^\circ\text{C}$ at Penge. Metamorphic pressures at the Penge area are estimated to be 2.1 ± 0.4 kbar at 5.4 km and 2.4 ± 0.9 kbar at 8.9 km apart from the contact. The lateral variation of mineral assemblages in the Lower Shale Unit of the Timeball Hill Formation, Pretoria Group, shows that the metamorphic grade increases from east (chloritoid-chlorite at Penge) to west (andalusite-staurolite $\pm$ garnet at Malipsdrift). This variation reflects the reduction of the distance from the contact between the mafic layered suite and Pretoria Group, because the intrusion plane cuts gradually into the lower horizons of the Group from east to west.

The metamorphic conditions along the cross section at Penge suggests that the contact metamorphism recorded the gentle geothermal gradient ($80 \pm 20^\circ\text{C}/\text{km}$) which is several times smaller than that due to the Duluth Complex, northwestern Minnesota, U.S.A.

I. はじめに

Bushveld 複合岩体は南アフリカ共和国の北東部 (Transvaal 地域) に露出する原生代の層状貫入岩体である (第 1 図)。層状構造の発達したこの岩体は火成岩岩石学的に重要な研究対象であるのみならず、プラチナ、銅、ニッケル、クロムなどの有用な資源を胚胎するため、多くの鉱床学者によっても研究されてきた (例えば Von Gruenewaldt *et al.*, 1985)。岩体による接触変成作用は周辺に紅柱石、螢石、アモサイトなどの変成鉱床を生成し、これらも鉱床成因論的に研究されてきた (Human, 1975; Human and Collins, 1986 など)。しかし、接触変成作用の研究としては Engelbrecht (1976) の西 Transvaal における紅柱石

鉱床の成因に関する研究、東 Transvaal 地域の接触変成帯についての Willemse (1959), Schweltnus *et al.* (1962), Hammerbeck (1986) の記載的な報告があるのみで、詳細な岩石学的研究はほとんど行なわれていない。本研究では Bushveld 複合岩体の周辺でも比較的露出の良い Transvaal 地域北東部の接触変成帯における鉱物共生や温度・圧力条件の変化を調べ、本地域の変成作用について考察する。

II. 地質概説

Bushveld 複合岩体とこれの下盤となった Transvaal 累層群の分布を第 1 図に示した。また本調査地域周辺の地質概略図と Hammerbeck (1986) に基づく変成分帯 (ただし、この分帯はアイソグラッドによっ

Fig. 1. Locations of the Bushveld Complex and Transvaal Supergroup.

T: Transvaal Supergroup, B: Bushveld Complex, A: studied area represented in Fig. 2, Z: Zimbabwe, M: Mozambique, S: Swaziland, L: Lesotho.

て定義されていない)とを第2図に示す。本地域では Transvaal 累層群と Bushveld 複合岩体は一連の同斜構造を形成し、同斜の上位に Bushveld 複合岩体が位置する(第3図)。Transvaal 累層群は 15° (調査地域東部) $\sim 35^{\circ}$ (西部)の南一南西傾斜で、Bushveld 複合岩体の層状構造もこれと類似した傾斜 ($10 \sim 35^{\circ}$) であ

る。複合岩体の沈積岩の層構造から、岩体はほぼ水平に貫入し、後に Pretoria 層群とともに傾いて現在のよ

1. Transvaal 累層群 (Supergroup)

Transvaal 累層群はルビジウム-ストロンチウム年代によって約 22 億年前に堆積したとされている (Tankard *et al.*, 1982 など)。東 Transvaal 地域の Transvaal 累層群については Hall (1914), Schwellnus *et al.* (1962) による先駆的な調査の後に、Button (1973) がその層序区分について詳細な研究を行い、同地域と中央及び西 Transvaal 地域との対比を行った。さらに South African Committee for Stratigraphy (SACS) (1980) によって Pretoria 層群の層序区分がまとめられた(第1表)。Transvaal 累層群は下位から Wolkberg, Chuniespoort, Pretoria の3つの層群から成り、調査地域の接触変成帯は Chuniespoort, Pretoria 両層群の岩石で構成される。3層はいずれも不整合関係にある。

この Pretoria 層群の上部、即ち Magaliesberg 累層(場所により Lakenvalei 累層まで変化する)から上位の層準は南東 Transvaal 地域 (Lydenburg 西方) にのみ、Bushveld 複合岩体の下盤として露出する。

Table 1. Lithostratigraphic subdivision of the Pretoria Group after SACS (1980)

Formations		lithofacies	
Bushveld Complex			
Transvaal Supergroup	Pretoria Group	Dullstroom F.	acidic lava, agglomerate, tuff
		Houtenbek F.	shale, arkokse, quartzite, carbonate rocks
		Steenkampsberg F.	alternation of quartzite and argillaceous units
		Nederhorst F.	shaly and arkosic sediments
		Lakenvalei F.	arenaceous sediments
		Vermont F.	argillaceous shale
		Magaliesberg F.	quartzite
		Silverton F.	shale, volcanics, carbonate rocks
		Daspoort F.	quartzite, ferruginous quartzite, shale
		Strubenkop F.	argillaceous and arenaceous sediments
		Dwaalheuvel F.	gritty and pebbly quartzite and shale
		Hekpoort F.	basaltic andesite, pyroclastic rocks
		Boshoek F.	quartzite, conglomerate
		Timeball Hill F.	shale, mudstone, quartzite
~~~~~			
Chuniespoort Group			
~~~~~			
Wolkberg Group

Fig. 2. Simplified geologic map of the eastern Transvaal Province after 1:250,000 Geological Map Series of the Geological Survey of South Africa (sheets 2428, Nylstroom, 1978; 2430, Pilgrim's Rest, 1986; 2530, Barberton, 1986).

Line A-B shows location of the cross section in Fig. 3. Numbers show the localities of pelitic samples used in this paper.

1: Bushveld Complex, 2: Post-Magaliesberg formations of the Pretoria Group, 3: Magaliesberg Formation, 4: Silverton Formation, 5: Post-Timeball Hill and Pre-Silverton formations, 6: Timeball Hill Formation, 7: Chuniespoort Group.

Dashed lines denote boundaries of metamorphic zones after Hammerbeck (1986). A: polymetamorphic zone, B: cordierite/sillimanite hornfels, C: andalusite hornfels, grading northwards into andalusite/staurolite hornfels, D: chloritoid slate, E: spotted slate and shale.

solid circle (●): pelitic rock, solid triangle (▲): carbonate rock, open triangle (Δ): quartzite, open circle (○): other rock types (volcanic rock, diabase, iron-formation etc.), M: Malipsdrift, S: Schwerin, P: Penge, B: Burgersfort, L: Lydenburg, f: Wonderkop Fault.

Button (1976) の貫入モデルによると、本調査地域では岩体の貫入によって Pretoria 層群が斜めに切られ、その上部は岩体の上盤となって持ち上げられ、その後岩体とともに侵食されて現在では本地域に露出しない。

2. Bushveld 複合岩体と“diabase”シル

Bushveld 複合岩体は世界最大の火成岩体で、約 65,000 km² にわたって分布している (Tankard *et al.*,

1982)。この岩体は層状構造を持つ超苦鉄質及び苦鉄質岩類 (厚さ最大約 5 km)、さらに上盤のグラノファイアー、花崗岩から成っている。貫入の絶対年代は超苦鉄質及び苦鉄質岩類が 20.5 億年 (Hamilton, 1977), グラノファイアーが 20.5 億年 (Coertze *et al.*, 1978), 花崗岩が 19~17 億年 (Coertze *et al.*, 1978) となっている。

Transvaal 累層群に平行に貫入している多数の、厚さ 2~50 m の苦鉄質岩体は一般に“diabase (あるい

Fig. 3. Geologic cross section with locations of samples along line A-B in Fig. 2. Legends are the same as those of Fig. 2.

は mafic) シルと呼ばれている。本地域のシルは従来 Bushveld 複合岩体よりも前に貫入したものと考えられていた (Willemse, 1959; Schwellnus *et al.*, 1962 など) が最近複合岩体の貫入直後に貫入したシルがあると報告されている (Miyano *et al.*, 1987)。

3. 接触変成作用

これまで変成反応に基づいた変成分帯は東 Transvaal 地域では行われていない。しかしながら Hammerbeck (1986) は、この地域で特に紅柱石の分布に注目しながら、接触変成帯を大まかに区分している (第 2 図)。これによると本調査地域の東部では、紅柱石帯は Transvaal 累層群の層理面にはほぼ平行に分布し、西へ行くに従って層理面を切って徐々に下位の層準に入り込んでいる。この分布は後述の本研究の試料中の鉱物の分布とよく一致する。調査地域の西部 (Malipsdrift 地域) では褶曲構造が卓越し、片理の発達した岩石が見られることから Hammerbeck (1986) は複変成作用の存在を指摘している。しかしながら東側の Penge 地域には片理の発達した岩石は見られない。

Human (1975), Human and Collins (1986) は Penge 地域の Havercroft 紅柱石鉱床で、既存の相平衡関係 (Ganguly, 1972 など) と彼らの観察した鉱物組合せとを比較して変成条件を経験的に 500~550°C, 1~2 kbar と推定した。また Hulbert and Sharpe (1981) は同地域で Ferry and Spear (1978) のざくろ石-黒雲母温度計と Ghent (1976) のざくろ石-斜長石-アルミノ珪酸塩-石英圧力計とを用いて、520~540°C, 5.1~5.3 kbar と計算した。両者によって推定された圧力には大きな差がある。

III. 岩石記載

本研究で用いた岩石試料の採集地点を第 2 図及び第 3 図の地質断面図上に示した。第 3 図は Transvaal 累層群の走向に垂直な方向に切ったもので、Human (1975) の断面図と今回の野外調査とに基づいて作製した。Bushveld 複合岩体と Pretoria 層群との接触部は新期の堆積物で覆われていて位置を特定できないため、10 m 前後の誤差がある。試料の鉱物組合せは第 2 表に示す。泥質岩試料を採取した層準は Hammerbeck (1986) の変成分帯及び Bushveld 複合岩体の貫入面との関係とともに第 4 図にまとめた。鉱物の化学組成の特徴は次章で述べる。同じ地点で複数の試料があり、異なる鉱物組合せを示すときは番号の後にアルファベットを付けて区別した。

まず Transvaal 累層群の泥質ホルンフェルス走向に垂直な方向に (地層の下位から上位へ) 記載し、変成温度の上昇にともなう変化を明らかにする。試料は下位から P.I.F., PA13, 3/11-B, -D, -E, -F, 3/9, 3/11-A, -C, 3/8, 1104, 807-A, -B, 3/16 である。

Chuniespoort 層群の最上位は Penge 縞状鉄鉱層である。この鉄鉱層のボーリング・コアから得られた鉄に富む黒色頁岩の試料 (P.I.F.) は主に炭質物と細粒の黒雲母、石英、長石から成る基質中にマンガに富むざくろ石の自形変晶 (200~800 μ) が出現する (Miyano and Beukes, 1984)。また鉄閃石 (grunerite) をともなうこともある。

Pretoria 層群の最下位層の Timeball Hill 累層は下位から大きく下部頁岩層、珪岩層、上部頁岩層に分けられる。試料 PA13 は下部頁岩層から、試料 3/9, 3/11 は上部頁岩層から採取した。試料 PA13 では緑泥石

Table 2. Mineral assemblages of metapelites in the studied area

Sample No.	and	sil	grt	crd	opx	st	bt	ms	chl	cld	Kfs	pl	qtz	ilm
2/6	⊙	±	±			△	○	○	±		±	△	⊙	±
2/11						⊙	⊙	△	△			○	○	±
2/17						△	△	○	±	⊙		±	○	△
2/16						±		⊙	△	⊙		○	○	±
PA13								⊙	○	⊙	±	±	○	±
3/9	○		△			○	⊙	○	△		±	△	⊙	±
3/11-A, -C	○		△			○	⊙	△	○		±	±	⊙	△
3/11-others	⊙		△			△	⊙	△			±	±	⊙	±
3/8	△			⊙			⊙	△					⊙	±
1104	△		○	⊙			⊙	△	±			△	⊙	△
807-B			±	○			⊙	△	±		○	△	⊙	±
3/16		△		⊙	○		⊙				○	○	⊙	±
P. I. F.			⊙				△						○	

⊙ >20%; ○ 10~20%; △ <10%; ± less than 5% or absent in some samples

Abbreviations for minerals; and: andalusite, bt: biotite, chl: chlorite, cld: chloritoid, crd: cordierite, grt: garnet, ilm: ilmenite, Kfs: K-feldspar, ms: muscovite, opx: orthopyroxene, pl: plagioclase, qtz: quartz, sil: sillimanite, st: staurolite.

(100~200 μ) が柱状のクロリトイド (200~500 μ) と共生している。白雲母にも 100~200 μ に達する斑状変晶的なものがある。基質は細粒の白雲母(絹雲母)、石英、斜長石、炭質物である (第5図, A)。

3/11-A, -C は紅柱石鉱床中に貫入しているシルの上位から、一方 3/11-B, -D, -E, -F はシルより下位から採取した。3/9 は鉱床付近の露頭でシル直下の接触部から採取した。いずれの試料も鉱物組合せはよく似ており、基質は細粒の石英、黒雲母、白雲母(絹雲母)、斜長石、炭質物から成る。この基質中に 3/11-A, -B では紅柱石 (5 mm 以上)、ざくろ石 (200~700 μ)、十字石のポイキロブラスト、緑泥石 (100~500 μ) の他形変晶が存在する。紅柱石は白雲母、黒雲母、石英を包有しており、大きな白雲母 (200~500 μ) はすべて紅柱石中に集中している。

試料 3/9 は黒雲母の斑状変晶が存在し、ざくろ石 (0.5~1 mm) が自形変晶的であり、紅柱石に自形変晶的なものとポイキロブラスト的なものの2種がある点で 3/11-A, -C と異なる。大きな紅柱石のポイキロブラスト (1~2 mm) は小さな紅柱石の自形変晶 (500~700 μ)、石英、黒雲母、白雲母を包有しており、紅柱石の晶出ステージが2期あったことを示している (第5図, B)。また十字石はほぼ自形を呈している。

炭質物が多く暗灰黒色の岩石である試料 3/11-B, -D, -E, -F は、“Giant Crystal” と呼ばれる長さ 10 cm 以上に達する紅柱石(空晶石)を多量に含んでいる。この試料の炭質物はX線粉末解析によると非晶質で石墨のピークは認められなかった。3/9 に比べると絹雲母化作用が進んでおり、非常にもろく、紅柱石の採掘がしやすくなっている。3/11-A, -C, 3/9 と比べてざくろ石は少なく、緑泥石は観察されない。

さらに接触部に近い Silverton 累層の泥質ホルンフェルスの試料 3/8 には紅柱石、堇青石の斑状変晶が観察され、基質は主に石英、白雲母と細粒の黒雲母から成り、長石を欠く。この紅柱石は粒径が 0.3~1.2 mm のポイキロブラストで、堇青石は 0.5~1.5 mm の他形変晶である。

試料 1104 中にはざくろ石、堇青石、黒雲母、紅柱石の斑状変晶 (100~2000 μ)、細粒の石英、白雲母、斜長石の基質という鉱物組合せが観察される。ざくろ石は自形変晶的で、堇青石、白雲母、紅柱石は他形変晶的である。二次的と考えられる針状の緑泥石も存在する。

試料 807-B は細粒 (50~300 μ) で、自形の黒雲母、他形の堇青石、白雲母、アルカリ長石、斜長石、石英からなる。また 807-A では石英、斜長石の基質中に、ポイキロブラスト的なざくろ石 (500~1200 μ) と黒雲母、

Fig. 4. Schematic columnar sections at the Malippsdrift, Schwerin, Penge and Burgersfort areas. Numbers indicate sample localities. See Fig. 2. for locations of columnar sections. C: Chuniespoort Group, T: Timeball Hill Formation, D: Boshhoek to Daspoort formations, S: Silverton Formation, M: Magaliesberg Formation, V: Vermont Formation, B: Bushveld Complex, ①~⑤: metamorphic zones after Hammerbeck (1986) (see Fig. 2).

緑泥石の他形変晶が出現する。

Burgersfort 地域の試料 3/16 は今回の調査で Bushveld 複合岩体の接触部に最も近い高変成度の泥質ホルンフェルスである。このホルンフェルスも細粒(10~400 μ)で黒雲母-堇青石-アルカリ長石-斜方輝石-珪線石-斜長石-石英の鉱物組合せが観察される(第5図, C)。珪線石(20~40 μ)は針状で、斜方輝石(20~300 μ)は粒状を示し、いずれも量的には少ない。黒雲母(50~500 μ)は他形で不規則な形を示し、しばしば珪線石と接触する。試料によっては繊維状の珪線石が球状の集合体(1~2 mm)を成し、肉眼で白い斑点が暗灰黒色の基質に観察できる。基質は主に石英、長石から成るが白雲母は存在しない。

次に同一層準の泥質ホルンフェルス(Timeball Hill 累層)を走向方向に記載する。前述のように Timeball Hill 累層は岩相から3つに分けられるが、下部頁岩層の試料は東から西へ PA13, 2/16, 2/17, 2/11, 2/6 で、上部頁岩層の試料は 3/9, 3/11 である。Penge 地域の試料 PA13, 3/11, 3/9 については既に述べたように上

部頁岩と下部頁岩で異なる鉱物組合せが観察された。下部頁岩層の試料の AFM 図を第6図に示す。

調査地域の中央部(Schwerin 地域)からは3つの試料(2/16, 2/17, 2/11)を採取した(第2図)。これらはいずれも下部頁岩層の試料であるが、2/16 から西へそれぞれ 10 km (2/17), 18 km (2/11) ずつ離れており、走向方向の変成度の変化が観察される。いずれも基質は主に細粒の石英、白雲母などから成る。

試料 2/16 と 2/17 の全体的な変成組織、鉱物組合せはよく似ており、クロリトイドの斑状変晶が存在し、2 mm に達するものもある(第5図, D)。しかしながら試料 2/16 では十字石は極めてまれであり、黒雲母は存在しない。また緑泥石が散点状に針状結晶の集合体として産する。一方 2/17 には黒雲母が 1 mm 程度の楕円形で出現し、白雲母、クロリトイド、緑泥石を包有物に持つ(第5図, D)。十字石の斑状変晶も存在する。

これに対して試料 2/11 にはクロリトイドがなく、十字石がよく発達した斑状変晶(1.5~2.5 mm)として多量に出現する(第5図, E)。斜長石の斑状変晶(100

Fig. 5. Photomicrographs of metapelites (polarized light).

A: Low-grade pelite (PA13) from the Lower Shale Unit of the Timeball Hill Formation. Porphyroblastic chloritoid (cld) and chlorite (chl) occur in the fine-grained matrix composed of quartz, muscovite and plagioclase. Black thin lenses in the upper part are carbonaceous matters. Scale bar=0.2 mm.

B: Andalusite-bearing pelite (3/9) from the Upper Shale Unit of the Timeball Hill Formation. Large poikiloblastic andalusite (a2) includes idioblastic andalusite (a1), garnet (g), staurolite (st), biotite (b), muscovite, fine-grained quartz and plagioclase. Scale bar=1 mm.

C: High-grade hornfels (3/16). Orthopyroxene (opx) and biotite (b) occur in the fine-grained matrix composed of cordierite, K-feldspar and quartz. Fine needles are sillimanites (s). Scale bar=0.2 mm.

D: Low-grade pelites (2/17) from central part (Schwerin area) of the studied area. Porphyroblastic chloritoid (cld) and biotite (b) occur in the matrix of quartz and muscovite. Chlorite (chl) also occurs forming dense aggregate. Opaque mineral is ilmenite. Scale bar=0.5 mm.

E: Staurolite-rich low-grade pelite (2/11). Porphyroblastic staurolite (st) and biotite (b) are present in the matrix composed of muscovite and quartz. Plagioclase (p) also occurs forming small porphyroblast. Scale bar=2 mm.

F: Andalusite-bearing pelite (2/6) from the Lower Shale Unit of the Timeball Hill Formation. Idioblastic andalusites (a1) are included in poikiloblastic andalusite (a2). Biotite (b) and staurolite (st) are also present. Scale bar=0.5 mm.

Fig. 6. Representative AFM diagrams projected from muscovite.

All diagrams are for low- to medium-grade metamorphosed pelites from the Lower Shale Unit of the Timeball Hill Formation.

～400 μ)が存在し、また黒雲母は楕円体(0.1～1.4 mm)でジルコンや時には白雲母、斜長石の包有物を持つ(第5図, E)。緑泥石は基質中に柱状結晶(400～800 μ)として出現する。

西側の Malipsdrift 地域の下部頁岩(2/6)では長径1～7 mmの紅柱石がよく発達する。この紅柱石も3/9, 3/11と同様の基質中に産し、小さな紅柱石の自形変晶が大きなポイキロブラストに包有される組織がある(第5図, F)。他形の黒雲母(100～1000 μ)が普遍的に産し、少量のざくろ石と共生している。試料によっては繊維状の珪線石が多く出現する。

以上の様な共生関係の変化は Bushveld 複合岩体が調査地域の東部から西部へ向けて Pretoria 層群のより下位の層準に貫入していることを熱構造のうえから明瞭に示している。

IV 鉱物の化学組成

本研究で使用した岩石試料中の造岩鉱物の化学組成は筑波大学化学分析センター及び地質調査所で、それぞれ日本電子製の Jeol-JXA-50A, Jeol-JCXA-773 を用いて分析を行った。筑波大学での分析には Bence and Albee (1968)の方法を使用し、地質調査所では奥村・曾屋(1976)に従い、ZAF法を用いた制御プログラム“QN9”を使用した。この2つのEPMA装置による分析値の違いを同一鉱物を用いて調べたが、各元素とも大きな差は認められず、合計値でも0.5 wt.%未満の差でよい一致を示した。代表的な化学分析値を第3表に示す。

1. ざくろ石

ざくろ石はすべてアルマンディン成分に富んでおり、Fe/Mg比(モル比)は縞状鉄鉱層中の鉄に富む泥質岩(P.I.F.)に出現するもので20～40、それ以外の試料は10～16である。また試料P.I.F.ではMnOが14～20 wt.%含まれるが、それ以外の試料ではMnO, CaO, MgOをあわせても10 wt.%以下である。また、ざくろ石の中にはわずかな組成変化であるが累帯構造を示すものがある。このようなざくろ石では、周縁から中心に向かってカルシウムとマンガンが増加し、マグネシウムが減少する。鉄の変化は明瞭ではないが、周縁に向かって増加する傾向がある。

2. 黒雲母

黒雲母中のFe/(Fe+Mg)比はマグネシウムに富む泥質岩(3/8)の0.41から鉄に富む泥質岩(3/9, P.I.F.)の0.74まで変化するが、それぞれの岩石中ではほぼ一定で、全体としては0.55～0.70の間に入るものが多い。黒雲母には組成の累帯構造は認められない。黒雲母中のチタン、四面体及び八面体配位のアルミの黒雲母中の含有量変化をPenge地域の断面で調べてみた。なお、計算に当たっては酸素数を22として陽イオン数を求めた。四面体配位のアルミは0.25～1.25までばらつくが、系統的な変化は認められず、八面体配位のアルミは2.3～2.8の範囲でほぼ一定である。これに対してチタンは第7図に示したような変化がみられる。チタンの含有量はイルメナイトが存在し、チタンに飽和していると考えられる黒雲母では変成度とともに増加する傾向がはっきりと分かる。一方、イルメナイトの存

Table 3. Electron microprobe analyses of minerals in representative specimens

No.	3/11-A ₁ -C			3/11-E			PA13			2/6		2/11				2/17		
Mineral No. of O	bt 22	grt 12	chl 28	bt 22	grt 12	pl 8	chl 28	cld 6	grt 12	bt 22	st 23.5	chl 28	st 23.5	bt 22	pl 8	chl 28	bt 22	cld 6
SiO ₂	33.58	36.73	24.25	36.19	38.13	64.59	22.89	23.04	38.06	33.95	28.06	23.69	26.91	35.31	61.29	26.42	35.34	25.01
Al ₂ O ₃	20.85	21.75	24.23	20.61	21.73	25.23	24.59	38.47	21.10	20.18	54.25	22.37	53.91	19.48	24.32	23.55	19.79	40.86
TiO ₂	1.40	0.00	0.00	1.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.59	0.49	0.00	0.42	1.52	0.00	0.12	1.58	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.10	0.00
FeO	23.05	36.39	29.97	22.19	32.24	0.00	32.58	24.97	34.35	22.72	13.49	29.68	14.53	23.40	0.00	28.55	21.95	24.24
MnO	0.12	1.19	0.00	0.00	4.86	0.00	0.10	0.21	5.03	0.10	0.48	0.00	0.17	0.11	0.00	0.00	0.00	0.16
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	6.61	1.63	11.18	5.91	1.27	0.00	8.01	1.56	1.62	5.99	0.97	10.66	1.16	7.07	0.00	8.99	6.72	1.89
CaO	0.00	2.14	0.00	0.00	1.27	5.68	0.00	0.00	1.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.28	0.22	0.38	0.00
Na ₂ O	0.22	0.00	0.00	0.31	0.00	6.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.30	8.21	0.28	0.13	0.00
K ₂ O	8.43	0.00	0.00	8.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.23	0.00	0.00	0.00	8.06	0.00	0.00	5.80	0.00
Total	94.26	99.43	89.63	95.26	99.50	100.11	88.17	88.25	101.26	93.76	97.74	86.40	97.10	95.36	100.10	88.13	91.79	92.16
Si	5.24	2.99	5.10	5.52	3.07	2.77	4.98	1.01	3.04	5.33	3.97	5.20	3.86	5.43	2.72	5.58	5.52	1.03
Al	3.84	2.05	6.01	3.70	2.06	1.28	6.31	1.98	1.99	3.74	9.05	5.78	9.12	3.53	1.27	5.86	3.64	1.99
Ti	0.17	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.05	0.00	0.05	0.18	0.00	0.02	0.19	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe(2+)	3.01	2.48	5.27	2.83	2.17	0.00	5.93	0.91	2.30	2.98	1.60	5.44	1.74	3.01	0.00	5.04	2.87	0.84
Mn	0.02	0.08	0.00	0.00	0.33	0.00	0.02	0.01	0.34	0.01	0.06	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.54	0.20	3.51	1.34	0.15	0.00	2.60	0.10	0.19	1.40	0.21	3.48	0.25	1.62	0.00	2.83	1.57	0.12
Ca	0.00	0.19	0.00	0.00	0.11	0.26	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.05	0.06	0.00
Na	0.07	0.00	0.00	0.09	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.71	0.12	0.04	0.00
K	1.68	0.00	0.00	1.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.85	0.00	0.00	0.00	1.58	0.00	0.00	1.16	0.00
Total	15.57	7.99	19.89	15.31	7.98	4.86	19.84	4.01	7.95	15.50	14.94	19.90	15.04	15.46	5.00	19.50	15.06	3.99

Garnet composition is represented by the rim composition. Total Fe was represented as FeO. See Table 2 for mineral abbreviations.

Table 3. Continued

No.	3/16					3/8				1104				807				3/9			
	Mineral No. of O	bt 22	opx 3	ord 18	pl 8	kfs 8	ord 18	bt 22	bt 22	grt 12	ord 18	pl 8	bt 22	grt 12	ord 18	bt 22	pl 8	grt 12	st 23.5		
SiO ₂	35.65	50.48	49.17	53.23	65.65	49.55	37.16	34.84	37.57	49.19	59.64	36.97	38.12	49.25	34.84	59.61	37.79	28.92			
Al ₂ O ₃	17.01	1.75	34.11	24.05	18.55	33.56	19.72	19.23	21.12	31.93	23.79	17.80	21.46	33.42	20.06	25.80	20.87	52.92			
TiO ₂	2.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.38	1.56	0.00	0.00	0.00	0.00	1.66	0.13	0.00	1.71	0.00	0.37			
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.71	0.00	0.00	0.00	0.00			
FeO	21.49	34.60	9.40	0.00	0.00	6.49	16.48	21.78	36.74	9.94	0.21	20.07	24.35	10.08	24.56	0.00	34.35	13.82			
MnO	0.00	0.80	0.15	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	1.68	0.00	0.00	0.00	0.36	8.38	0.49	0.00	3.67	0.00			
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
MgO	8.18	12.61	7.29	0.00	0.00	9.51	12.59	7.65	2.17	6.42	0.00	9.34	2.19	6.96	5.80	0.00	1.24	1.14			
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	5.14	0.00	0.00	0.00	1.21	0.00	6.31	0.17	5.34	0.00	0.11	7.73	2.01	0.00			
Na ₂ O	0.00	0.00	0.18	0.00	7.64	1.10	0.25	0.15	0.29	0.00	0.67	8.06	0.10	0.00	0.25	6.95	0.00	0.54			
K ₂ O	9.12	0.00	0.00	0.00	0.12	14.46	0.00	8.23	8.22	0.00	0.00	0.00	6.44	0.00	0.00	8.63	0.00	0.00			
Total	94.40	100.18	100.30	100.18	99.89	99.55	95.71	93.68	100.49	98.15	98.07	93.21	100.69	100.45	95.95	100.09	99.93	97.71			
Si	5.53	0.99	4.98	2.78	3.01	5.00	5.48	5.42	3.02	5.10	2.71	5.67	3.02	5.01	5.37	2.65	3.06	4.10			
Al	3.11	0.04	4.07	1.25	1.00	3.99	3.43	3.53	2.00	3.90	1.27	3.21	2.00	4.00	3.64	1.35	1.99	8.84			
Ti	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.18	0.00	0.00	0.00	0.19	0.01	0.00	0.20	0.00	0.00	0.04			
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Fe(2+)	2.79	0.57	0.80	0.00	0.00	0.55	2.03	2.83	2.47	0.86	0.01	2.57	1.61	0.86	3.17	0.00	2.32	1.64			
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.05	0.56	0.04	0.00	0.00	0.25	0.00			
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Mg	1.89	0.37	1.10	0.00	0.00	1.43	2.77	1.78	0.26	0.99	0.00	2.13	0.26	1.06	1.33	0.00	0.15	0.24			
Ca	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.31	0.03	0.45	0.00	0.02	0.37	0.17	0.00			
Na	0.00	0.00	0.03	0.65	0.10	0.05	0.04	0.09	0.13	0.00	0.71	0.03	0.00	0.05	0.07	0.60	0.00	0.15			
K	1.80	0.00	0.00	0.01	0.85	0.00	1.55	1.63	0.00	0.00	0.00	1.26	0.00	0.00	1.70	0.00	0.00	0.00			
Total	15.46	1.98	10.99	4.93	4.97	11.04	15.45	15.47	7.96	10.98	5.00	15.18	7.95	11.02	15.50	4.97	7.95	15.01

Fig. 7. Titanium content in biotite against the distance from the contact with the Bushveld Complex.

Compositions of biotite were recalculated on the basis of 22 oxygens. Triangles: ilmenite-bearing samples, Circles: ilmenite free samples.

在しない岩石では、存在する岩石中の黒雲母に比べてチタンの含有量が高くなっている。

3. 長石

本地域内で中変成度の泥質ホルンフェルスに含まれる長石は主に斜長石 (3/9: An34~An38, 1104: An29~An31, 2/11: An24~An31) である。アルカリ長石は黒雲母—堇青石—斜方輝石—珪線石の鉱物組合せをもつ高変成度の岩石 (3/16) には多く出現した。この岩石中のアルカリ長石の正長石成分は 85~87%, 斜長石は An27~An34 の組成を持つ。

4. その他

堇青石、十字石にはともに累帯構造は認められない。堇青石は試料によってわずかに組成が異なるが、同じ試料中ではほぼ一定である。Fe/(Fe+Mg)比は試料 3/16 で 0.39~0.47, 1104 では 0.47~0.50, 3/8 で 0.28~0.29 である。十字石の化学組成は採集地点によらずほぼ一定である。Dutraw *et al.* (1986) は泥質岩中の十字石にかなりの量のリチウムを報告しているが、EPMA による定性分析ではリチウムは検出限界以下であった。

V 変成条件の推定

変成温度・圧力条件の推定は、ざくろ石—黒雲母地質温度計及びざくろ石—斜長石—アルミノ珪酸塩—石英地質圧力計を用いて行った。ざくろ石—黒雲母温度計は共存するざくろ石と黒雲母との間の鉄—マグネシウムの交換反応式で表される。

これまでに黒雲母とざくろ石に理想混合モデルを用いた Thompson (1976), Holdaway and Lee (1977), Ferry and Spear (1978), Perchuk and Lavrent'eva (1983) とざくろ石中のカルシウムやマンガンなどの効果を考慮した非理想混合モデルの Pigage and Greenwood (1982), Hodges and Spear (1982), Ganguly and Saxena (1984), Indares and Martignole (1985) などが公表されている。この中で非理想混合モデルを用いて計算された温度の分布を第 8 図に示した。経験的な Thompson (1976) などの温度計と比べて Pigage and Greenwood (1982) や Ganguly and Saxena (1984) はマンガンの混合パラメーターの見積もりが大きすぎるために温度が高すぎる。また Indares and Martignole (1985) の温度計は本調査地域のざくろ石のようにアルマンディン成分に富むものには適用できず、実際低い温度を与える。したがって本稿ではこれらの温度計の中から Hodges and Spear (1982) の方法を採用した。

ざくろ石—斜長石—アルミノ珪酸塩—石英地質圧力計は次の反応式で示される。

Fig. 8. Distribution of estimated temperatures using various biotite-garnet geothermometers.

P & G: Pigage and Greenwood (1982), H & S: Hodges and Spear (1982), G & S: Ganguly and Saxena (1984), I & M: Indares and Martignole (1985).

Newton and Haselton (1981) は Goldsmith (1980) による上記反応の実験データと Holdaway (1971) のアルミノ珪酸塩の相平衡図を基にして、藍晶石および珪線石の安定領域に対する圧力計を提示した。最近 Koziol and Newton (1988) は反応 (2) の平衡関係を新たに実験的に求め、圧力計を改訂した。これによると 600°C (珪線石領域) では、Newton and Haselton (1981) によって推定される圧力より、約 400 bar ほど高い圧力を与える。Ganguly and Saxena (1984) は Newton and Haselton (1981) の方法とは独立に、ざくろ石と斜長石の活量を推定して圧力計を作っている。しかしながら、この方法によるグロッシュラーの活量 (活量係数 < 1) は Newton and Haselton (1981) の方法による活量 (活量係数 > 1) と比べて著しく小さくなるため、本地域の泥質岩に対して上述の 2 つの方法より 1~2 kbar ほど低い圧力を与える。本稿では Koziol and Newton (1988) の実験データを Holdaway (1971) のアルミノ珪酸塩の相平衡データによって補正し、紅柱石領域に適用できる圧力計を導いた。ただし、グロッシュラーの部分モル体積、グロッシュラーおよび灰長石の活量の計算には Newton and Haselton (1981) の方法を用いた。圧力計の式は以下の通りである。

$$P = -\{0.0038 \cdot t^2 + 120.338 \cdot t - 2692 + RT \cdot \ln(a_{gr}/a_{an})\} / \Delta V \quad (3)$$

P: bar, T: K, $t = T - 273.15$

R: 気体定数, a_{gr} : グロッシュラーの活量

a_{an} : 灰長石の活量

ΔV : 反応 (2) で紅柱石を用いた場合の体積変化

同様に Newton and Haselton (1981) の方法を紅柱石について補正して計算した圧力と式 (3) による圧力とを比較すると 500°C では後者が約 0.2 kbar 高く、600°C ではほとんど変わらなかった。式 (3) による圧力計の方が温度依存性が小さくなっている。

試料 3/9, 3/11, 1104 ではこれらの温度計及び圧力計から得られる温度・圧力曲線の交点をもって変成の温度・圧力条件とした。分析値によるばらつきを誤差範囲とした。紅柱石鉱床付近 (3/9, 3/11) では $530 \pm 30^\circ\text{C}$, 2.4 ± 0.9 kbar, その上盤 (Pretoria 層群の厚さで 1.2 km) の 1104 では $570 \pm 20^\circ\text{C}$, 2.1 ± 0.4 kbar となった。

他の試料の温度の計算では試料 3/9, 3/11, 1104 で推定された圧力に基づいて、2 kbar の圧力を仮定して計算した。この温度計の圧力効果は 1 kbar 当たり約 5°C 程度であるので、この仮定によって大きな誤差は生じないと考えられる。温度計および圧力計を用いた試料

Table 4. Representative compositions of garnet-biotite and garnet-plagioclase pairs

No.	garnet(rim)				biotite					T (°C)
	X _{Fe}	X _{Mg}	X _{Mn}	X _{Ca}	X _{Fe}	X _{Mg}	X _{Mn}	X _{Ti}	X _{Al(vi)}	
807	0.568	0.089	0.154	0.189	0.442	0.366	0.008	0.033	0.151	660
1104	0.841	0.083	0.044	0.032	0.492	0.279	0.000	0.033	0.196	570
720	0.778	0.051	0.131	0.040	0.514	0.210	0.003	0.030	0.243	550
3/11-A	0.734	0.071	0.133	0.062	0.471	0.301	0.000	0.035	0.193	540
3/9	0.794	0.053	0.090	0.063	0.550	0.250	0.000	0.035	0.165	540
3/11-E	0.800	0.052	0.105	0.043	0.539	0.234	0.000	0.033	0.194	530
P. I. F.	0.549	0.017	0.238	0.196	0.665	0.262	0.005	0.029	0.039	420
2/6	0.785	0.066	0.117	0.032	0.528	0.248	0.002	0.033	0.189	580
No.	garnet(rim)				plagioclase					P (kbar)
	X _{Fe}	X _{Mg}	X _{Mn}	X _{Ca}	X _{Ca}	X _{Na}				
1104	0.835	0.086	0.047	0.032	0.291	0.709				2.0
3/9	0.794	0.051	0.096	0.059	0.381	0.619				2.6

Temperatures and pressures were calculated by garnet-biotite geothermometer (Hodges and Spear, 1982) and garnet-plagioclase-andalusite-quartz geobarometer (equation (3)), respectively.

中の代表的なざくろ石、黒雲母、斜長石のモル分率と推定される温度・圧力をあわせて第4表に示した。温度データは2/6を除いてすべて Penge 地域の断面上の試料のものである。これらの温度を Bushveld 複合岩体との接触部からの距離に対してプロットすると第9図のようになる。今回の調査では岩体との接触部の温度データが得られなかったため、Sharpe and Chadwick (1982) の Bushveld 複合岩体中に存在する捕獲岩から推定した $700\sim 800^{\circ}\text{C}$ という温度を採用した。温度は第9図に示されるように接触部から周辺部に向かって緩やかに低下している。変成度の変化に伴う AFM 図の変化もあわせて第9図に示した。この緩やかな温度勾配に比べて、試料 720 と 3/9 付近には温度の高まりがみられるが、これは周辺に複数貫入したシルによる局所的な接触変成作用によるものと考えられる。このことはシルに近い (10 m 以内) 泥質岩中のみ晶出時期の異なる2種の紅柱石や珪線石が産する事実と調和的である。この局所的な温度の高まりは Miyano *et al.* (1987) が述べたように複合岩体出現直

後のシルの貫入に起因する可能性がある。

比較のためにアメリカの Duluth 複合岩体による接触変成帯の温度分布を Labotka *et al.* (1984) に基づいて記入した。Duluth 複合岩体では、温度は接触部から離れると急激に減衰している。しかしながら、Bushveld 複合岩体の場合は Duluth 複合岩体の曲線と比べて低勾配で緩やかな曲線 (平均温度勾配; $80\pm 20^{\circ}\text{C}/\text{km}$) になっている。Jeager (1957, 1959) で議論されたように火成岩体の貫入による接触変成帯の最高温度分布は、一般にこのような曲線に乗ると考えられるが、この2つの温度勾配の違いは主に Bushveld 複合岩体の方が規模が大きく熱供給が長時間であったことに起因していると考えられる。

本研究によって得られた紅柱石鉱床付近 (3/9, 3/11) の圧力 ($2.4\pm 0.9\text{ kbar}$) は Hulbert and Sharpe (1981) による圧力 ($5.1\sim 5.3\text{ kbar}$) とは大きく異なる。Hulbert and Sharpe (1981) の使用した圧力計はざくろ石及び斜長石固溶体の熱力学的近似が十分でなく、得られた圧力も現在最も信頼性が高いとされる Hold-

Fig. 9. Temperature-distance diagram along cross section A-B taken at the Penge area. S & C is temperature of Sharpe and Chadwick (1982). Italic numbers show the samples used for estimation of temperatures. Vertical line denotes the standard deviation (2σ). Curve "Duluth Complex" denotes a thermal gradient in the contact aureole of the Duluth Complex taken from Labotka *et al.* (1984). Solid circle shows approximate temperature estimated from geothermal gradient.

away (1971) のアルミノ珪酸塩の相関係と矛盾する。今回得られた結果は、値としては Human (1975) の経験的推定値 (1~2 kbar) に近いが、相関係のうえの矛盾がない。

また西側の 2/6 (Timeball Hill 累層の下部) においてざくろ石-黒雲母温度計から推定される温度は 560~600℃ であり、Penge 地域の同一層準あるいは上部頁岩層 (3/9, 3/11) の 500~560℃ と比較しても高くなっている (第 4 表)。このことから同一層準で比べると西側ほど変成度が高くなっていることが裏付けられる。

VI 結 論

鉱物組合せの変化をざくろ石-黒雲母温度計によって計算される温度とともに Pretoria 層群の走向に垂直な方向及び走向方向に追ってみた。走向に垂直な方向の変化は下位から上位の層準へ変成度が高くなっている。これは黒雲母中のチタンの含有量変化 (第 7 図) や温度計によって計算された温度の分布 (第 9 図) によっても示される。その変化は走向方向の変化に比べて顕著で鉱物組合せは接触部へ向かって、クロリトイド-緑泥石、紅柱石-黒雲母-十字石-緑泥石-ざくろ石、紅柱石-黒雲母-堇青石-緑泥石、黒雲母-堇青石-アルカリ長石-斜方輝石-珪線石へと変化する。また、走向方向の変化は垂直方向に比べて緩やかであるが、調査地域の東 (Penge) から西 (Malipsdrift) へ鉱物組合せがクロリトイド-緑泥石、クロリトイド-緑泥石-黒雲母、十字石-黒雲母-緑泥石、紅柱石-黒雲母-十字石 (ざくろ石) と変化し、変成度が上昇している。地質温度計もこれを支持する計算結果を与えた。これは Hammerbeck (1986) の示した紅柱石の分布が西ほど下位の層準に切り込んでいるのと調和的である。これはさらに Bushveld 複合岩体と Pretoria 層群との接触部の分布とも一致している (第 2, 4 図)。試料採集地点 PA13 と 3/11 との間隔は大きく (第 3 図) 鉱物組合せのデータが欠如しているが、走向方向の変化から考えるとクロリトイド-緑泥石-黒雲母、十字石-黒雲母-緑泥石という組合せが期待できる。

Penge 付近の地質断面において推定された変成時の温度分布から、Bushveld 複合岩体はアメリカの Duluth 複合岩体と比較して緩やかな温度勾配 (平均 $80 \pm 20^\circ\text{C}/\text{km}$) を持って冷却したことが分かる。これはこの岩体の規模の大きさが第一の要因となっているものと考えられるが、今後さらに岩体の厚さ・分布範

囲の違いなどを考慮した接触変成帯の熱履歴を研究する必要がある。

謝 辞 南アフリカ共和国, Rand Afrikaans 大学の D.D. van Reenen, N.J. Beukes 両教授には岩石試料の採集など現地において大変御世話になった。地質調査所での分析に際しては加藤碩一博士、牧本博氏に便宜をはかっていただいた。筑波大学, 化学分析センターでは西田憲正氏に分析方法について御指導いただいた。また筑波大学の鈴木淑夫教授と角替敏昭氏には様々な御助言, 御支援を賜った。ここに皆様に感謝いたします。なお本研究の一部は昭和 61 年度科学研究費一般研究 C (61540585) と平成元年度筑波大学学内プロジェクト助成研究の補助金による。

引用文献

- Bence, A.E. and Albee, A.L. (1968), Empirical correction factors of the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, **76**, 382-403.
- Button, A. (1973), A regional study of the stratigraphy and development of the Transvaal basin in the eastern and northern Transvaal. Unpubl. Ph.D. Thesis, pp. 352, Univ. Witwatersrand, Johannesburg.
- Button, A. (1976), Stratigraphy and relations of the Bushveld Floor in the eastern Transvaal. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **79**, 3-12.
- Coertze, F.J., Burger, A.J., Walraven, F., Marlow, A.G. and MacCaskie, D.R. (1978), Field relations and age determinations in the Bushveld Complex. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **81**, 1-11.
- Dutrow, B.L., Holdaway, M.J. and Hinton, R.W. (1986), Lithium in staurolite and its petrologic significance. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 496-506.
- Engelbrecht, J.P. (1976), Meta-sediments of the Pretoria Group in the Enzelsberg area, Marico District. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **79**, 61-75.
- Ferry, J.M. and Spear, F.S. (1978), Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 113-117.
- Ganguly, J. (1972), Staurolite stability and related paragenesis: theory, experiments and applications. *J. Petrol.*, **13**, 335-365.
- Ganguly, J. and Saxena, S.K. (1984), Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermo-barometry. *Amer. Mineral.*, **69**, 88-97.

- Geological Survey of South Africa, 1: 250,000 Geological Map Series: sheets 2428 (Nylstroom, 1978), 2430 (Pilgrim's Rest, 1986), and 2530 (Barberton, 1986). Geol. Surv. S. Afr., Pretoria.
- Ghent, E.D. (1976), Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Amer. Mineral.*, **61**, 710-714.
- Goldsmith, J.R. (1980), Melting and break down reactions of anorthite at the high pressures and temperatures. *Amer. Mineral.*, **65**, 272-284.
- Hall, A.L. (1914), The geology of the Haenertsburg Goldfields and surrounding country. Explan. Sheet 13 (Olifants River), pp. 62, Geol. Surv. S. Afr., Pretoria.
- Hamilton, P.J. (1977), Sr-isotope and trace element studies of the Great Dyke and Bushveld mafic phase and their relation to early Proterozoic magma genesis in southern Africa. *J. Petrol.*, **18**, 24-52.
- Hammerbeck, E.C.I. (1986), Andalusite in the metamorphic aureole of the Bushveld Complex. In Mineral deposits of South Africa. Vol. I (Anhaeusser, C.R. and Maske, S. Eds.). 993-1004, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg.
- Hodges, K.V. and Spear, F.S. (1982), Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Amer. Mineral.*, **67**, 1118-1134.
- Holdaway, M.J. (1971), Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, **271**, 97-131.
- Holdaway, M.J. and Lee, S.M. (1977), Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 175-198.
- Hulbert, L.J. and Sharpe, M.R. (1981), Stop 1: Andalusite-biotite-cordierite-muscovite hornfels, Faugha Ballagh. In Third international Platinum symposium-excursion guidebook (Vermaak, C.F. and von Gruenewaldt, G. Eds.). 39-41, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg.
- Human, D.R. (1975), The geology and metamorphic petrology of part of the basal argillaceous zone, Daspoort Stage, Pretoria Series on the farm Havercroft, North Eastern Transvaal. *Petros*, **6**, 25-43.
- Human, D.R. and Collins, L.A. (1986), The Havercroft-Streatham andalusite deposit, Eastern Transvaal. In Mineral deposits of South Africa. Vol. I (Anhaeusser, C.R. and Maske, S. Eds.). 1005-1008, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg.
- Indares, A. and Martignole, J. (1985), Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Amer. Mineral.*, **70**, 272-278.
- Jaeger, J.C. (1957), The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet. *Amer. J. Sci.*, **255**, 306-318.
- Jaeger, J.C. (1959), Temperatures outside a cooling intrusive sheet. *Amer. J. Sci.*, **257**, 44-54.
- Koziol, A.M. and Newton, R.C. (1988), Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. *Amer. Mineral.*, **73**, 216-223.
- Labotka, T.C., White, C.E. and Papike, J.J. (1984), The evolution of water in the contact-metamorphic aureole of the Duluth Complex, northwestern Minnesota. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95**, 788-804.
- Miyano, T. and Beukes, N.J. (1984), Mineralogy and petrology of amphibole asbestos-bearing rocks of the Penge Iron Formation, Transvaal Supergroup, Penge area. *Proc. Geokongres 84*, Geol. Soc. S. Afr., 109-113.
- Miyano, T., Beukes, N.J. and van Reenen, D.D. (1987), Metamorphic evidence for early post-Bushveld sills in the Penge Iron Formation, Transvaal Sequence, eastern Transvaal. *S. Afr. J. Geol.*, **90**, 37-43.
- Newton, R.C. and Haselton, H.T. (1981), Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In Thermodynamics of minerals and melts (Newton, R.C., Navrotsky, A. and Wood, B.J. Eds.). 111-147, Springer, New York.
- 奥村公男・曾根龍典 (1976), 自動 EPMA による珪酸塩鉱物の定量分析. 鉱物雑誌, 12 巻特別号, 116-124.
- Perchuk, L.L. and Lavrent'eva, I.V. (1983), Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In Kinetics and equilibrium in mineral reactions (Saxena, S.K. Ed.). 199-239, Springer, New York.
- Pigage, L.C. and Greenwood, H.J. (1982), Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem. *Amer. J. Sci.*, **282**, 943-969.
- Schwellnus, J.S.I., Engelbrecht, L.N.J., Coertze, F.J., Russel, H.D., Malherbe, S.J., van Rooyen, D.P. and Cooke, R. (1962), The geology of the Olifants River area, Transvaal. Expl. Sheets 2429B (Chuniespoort) and 2430A (Wolkberg).

- pp. 87, Geol. Surv. S. Afr., Pretoria.
- Sharpe, M.R. and Chadwick, B. (1982), Structures in Transvaal sequence rocks within and adjacent to the eastern Bushveld Complex. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **85**, 29-41.
- South African Committee for Stratigraphy (SACS) (1980), Stratigraphy of South Africa. (Compiler, Kent, L.E.), Geol. Surv. S. Afr., Handbook 8, pp 690.
- Tankard, A.J., Jackson, M.P.A., Eriksson, K.A., Hobday, D.K., Hunter, D.R. and Minter, W.E.L. (1982), Crustal evolution of southern Africa. Springer, New York, pp. 523.
- Thompson, A.B. (1976), Mineral reactions in pelitic rocks II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sci.*, **276**, 425-454.
- Von Gruenewaldt, G., Sharpe, M.R. and Hatton, C. J. (1985), The Bushveld Complex: introduction and review. *Econ. Geol.*, **80**, 803-812.
- Willemse, J. (1959), The "Floor" of the Bushveld Igneous Complex and its relationships, with special reference to the Eastern Transvaal. *Proc. Geol. Soc. S. Afr.*, **62**, 21-80.