

最古の地殻形成：南ア、バーバトン地域の 緑色岩帯とトナル岩類

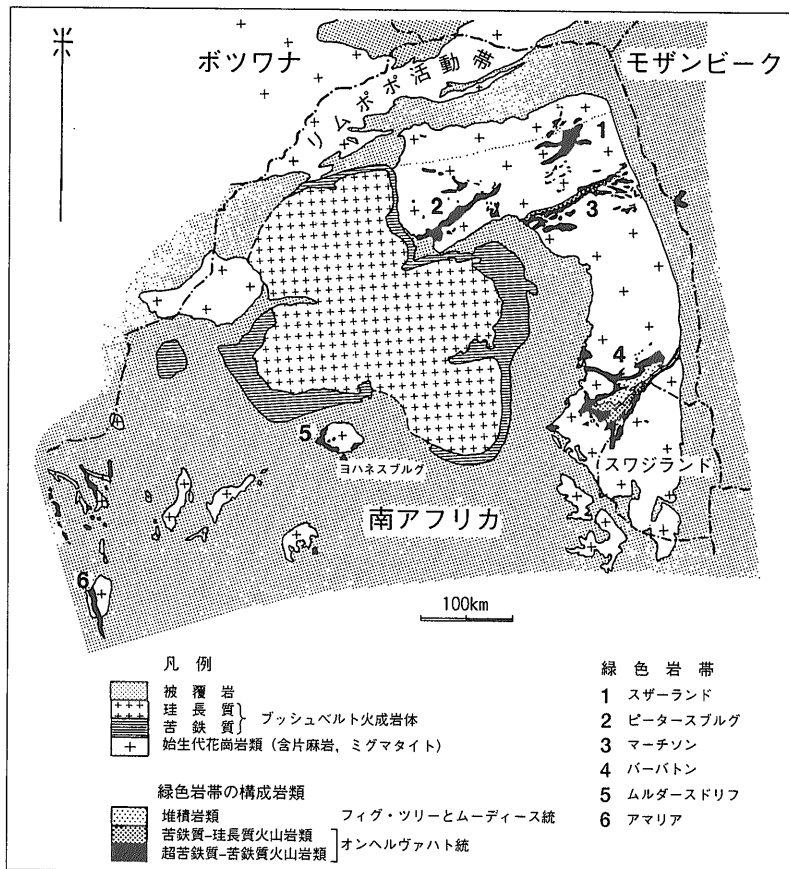
石原 舜三¹⁾・C. R.アンホイザー²⁾・L. J. ロブ²⁾

1. まえがき

日本列島のように若い造山帯では何回もの造山運動や火成活動によって古い大陸地殻が再生され、既存の性質を引き受けながら新しい花崗岩類や火山岩類が生み出されている。それでは最初の大陸地殻はどのようにして形成されたのであろうか。ここではバーバトン地域を例に、地球最早期の花崗岩類や大陸地殻の形成を考察してみたい。

南アフリカ共和国北部には始生代火山岩類・花崗岩類が広く分布し、世界最古のトランスバールクラトンを形成している。その中でコマチアイトの産出で著名な緑色岩 (Greenstone) 帯が最も古く、これがトナル岩や花崗岩類の貫入を受けながら最初の大陸地殻を構成し、それは6ヵ所以上に残存している(第1図)。バーバトン南方の分布地域が最もまとまっており、かつ最も詳しく研究されている。

バーバトン緑色岩帯のピッグス・ピークの麓で砂



第1図
 トランスバール クラトンの地質略図 (Anhaeusser, 1986a)。緑色岩帯は局所的に残存する点に注目。

1) 地質調査所 顧問
 2) ウィットウォーターズランド大学

キーワード：バーバトン、緑色岩、コマチアイト、トナル岩、金鉱床、ストロンチウム、酸素同位体

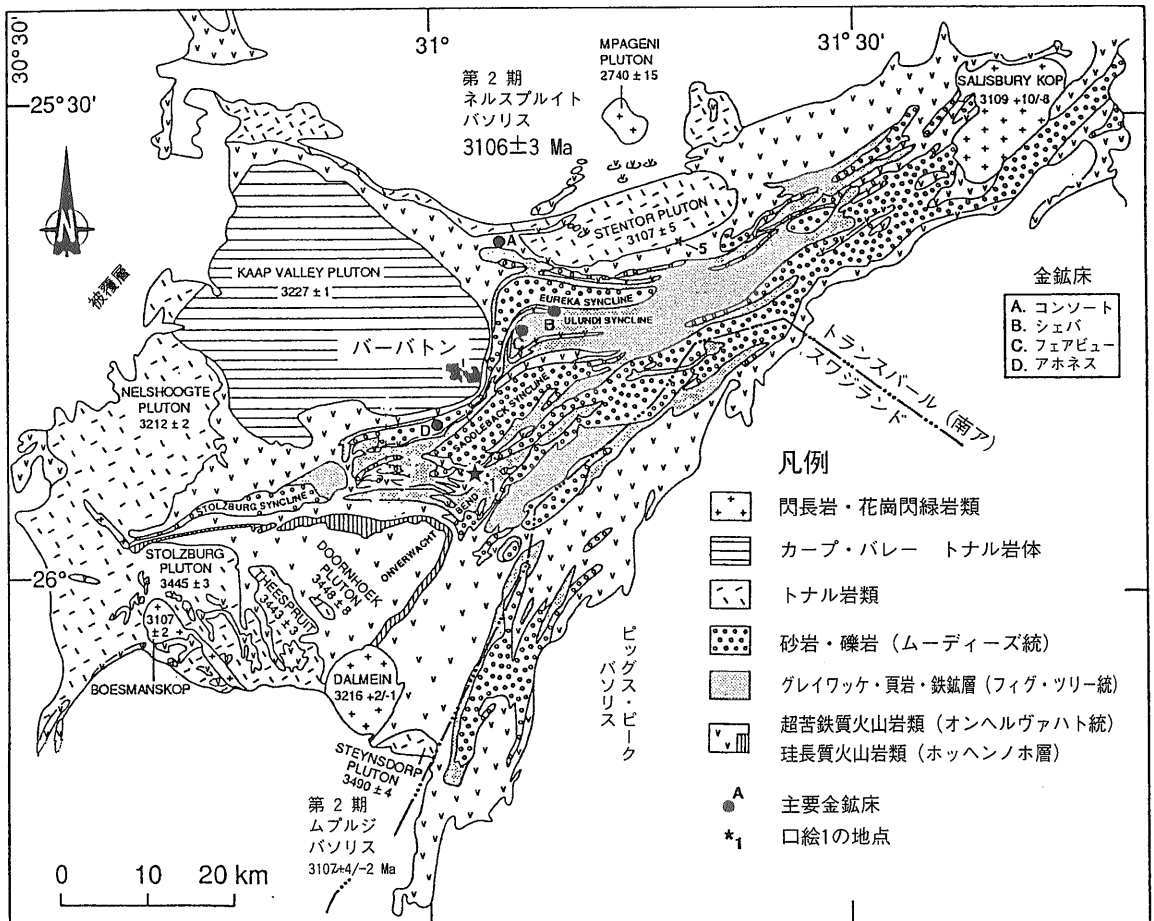


写真1 発展した現在のバーバトンの町並み(1998年7月23日)。

金が発見されたのは1881年のことであり、これを契機とした探査活動により初生鉱床がムーディーズ・ヒルのパイオニア・リーフ(1983年), その東方8km, バーバトン街の南方のライマース・クリークの

バーバス・リーフ(1984年)などが緑色岩類中に発見された。翌年のE. Brayによる新露頭の発見はバーバトン地域のゴールドラッシュを不動のものとした。バーバトンの町造りも始まり、新たな発見により町は成長した(写真1)。なお、町名バーバトンはその当時活躍したバーバー(Barbar)3兄弟, グラハム, フレッド, ハリーに因んで付けられた。地質調査も活発に行われ、バーバトン地域は現在では最も地質的に精査された地域の一つとなっている。

南アフリカ共和国の地質と鉱物資源については、かつて南ア特集号として本誌に紹介された(地質ニュース479号, 1994)。ここではそれを強化する形で緑色岩帯とそれに貫入するトナル岩類を中心に解説を試みる。筆者の興味は最古の花崗岩類の酸化還元状態にあり、その目的の為に1998年夏にウィットウォーターズランド大学に滞在し、共著者らと現地調査を行った。その結果は別に報告する



第2図 バーバトン緑色岩帯の地質図(De Ronde and De Wit, 1994)。

予定であり、ここでは地球最早期の大陸地殻の形成に注目をして研究の現状を述べる。なお、始生代のカリウムに乏しい花崗岩類はトナル岩・トロニエム岩・花崗閃緑岩の頭文字を取って“TTGシリーズ”と略称されるが、ここではその総称名としてトナル岩類を使用することにする。

2. バーバトン緑色岩帯に対する最近の考え方

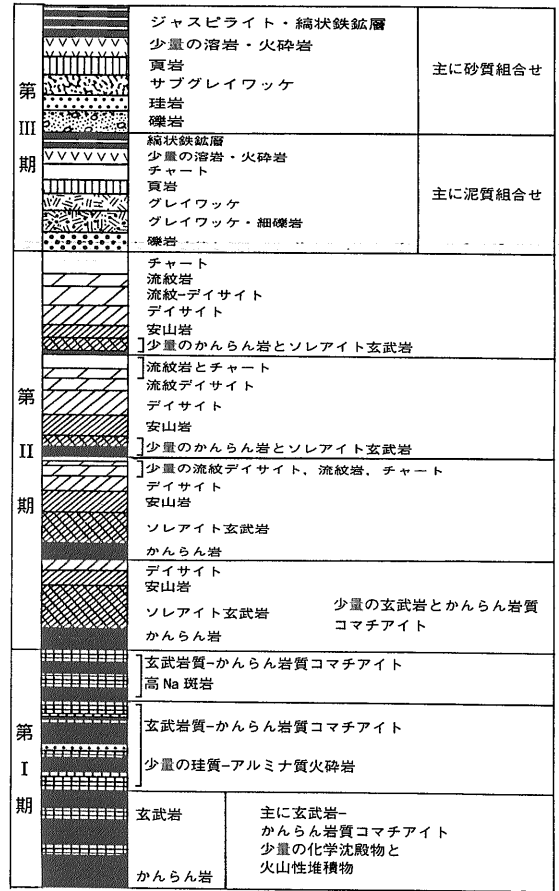
バーバトン緑色岩帯の構成岩類は緑色片岩相までの変成作用を受けた火山岩類と堆積岩類が東北東-西南西方向に伸長して分布し、それらが西側で第1期の花崗岩活動であるトナル岩類の貫入を受け、更に第2期の巨大なバソリス状花崗岩体の貫入をその南側と北側で受ける(第2図)。これら火山岩・堆積岩類は、模式的には下位から上位へ次の3時期に分けられる。第1期は超苦鉄質期に相当し、超苦鉄質ないし苦鉄質火山岩類が噴出・堆積し、ごく少量の堆積物が伴われるものである。第II期は緑色岩期とも称せられるもので、苦鉄質ないし珪長質火山岩類が繰り返し噴出し、少量の堆積岩類が伴われる。第I期及び第II期の堆積岩類は主にチャートであるのに対し、第III期は碎屑堆積物であり、粗粒-細粒の砂岩・頁岩類が発達し、一部に火山岩類が伴われる(第3図)。これらはオンヘルヴァハト統、フィグ・ツリー統、ムーディーズ統の3グループに分けられ、オンヘルヴァハト統は更にテースプルイト層、ホッヘンノホ層、ヴェルテフレデン層に分けられる(第3, 4図参照)。

この緑色岩帯は多くの変形や断層運動を受けており、その生成構造場に関してはこれまでに4つの解釈が提案されている。

- (1) 垂直方向の構造運動場,
- (2) プレート運動に関係した大陸内リフト帯,
- (3) プレート収束部の付加帯,
- (4) プレート拡大部の海洋地殻.

すなわち、殆どあらゆる構造場が提案されており、それだけこの地帯の地質が複雑で復元が困難なことを示している。最近ではプレート運動による付加作用で形成した説がいろんな側面から検討されている。

De Ronde and De Wit (1994)はこのバーバトン緑色岩類を早期のコマチアイト-玄武岩類と後期の

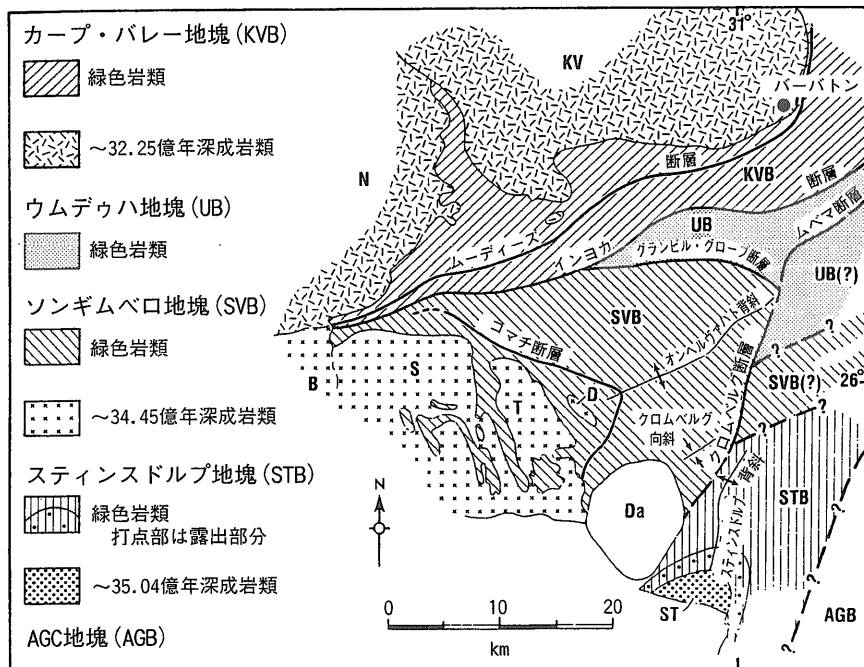


第3図 バーバトン緑色岩帯における模式的層序 (Anhaeusser and Viljoen, 1986)。

珪長質火山岩類に大きく2分し、前者を中央海嶺における火山活動の産物とし、後者をプレート収束部における火山活動として捉え、1回以上の付加作用で現状に至ったものと考えた。一方Lowe(1995)はこの緑色岩帯をスティンズドルプ地塊ほかの4帯に分け、より詳細に形成史を検討している。ここでは後者を中心に紹介しよう。

2.1 スティンズドルプ (Steynsdorp) 地塊

最も南東部側に分布し(第4図)、最下位の厚さ数km以上のコマチアイト質玄武岩-苦鉄質火山岩類、最も古い35.30-35.47億年の年代を持つメタ珪長質凝灰岩類、それに挟在または被覆するメタ玄武岩類から構成される。これはテースプルイト層と呼ばれる。最下位層は35.09億年のスティンズドルプトナル岩体に貫入されている。スティンズドル



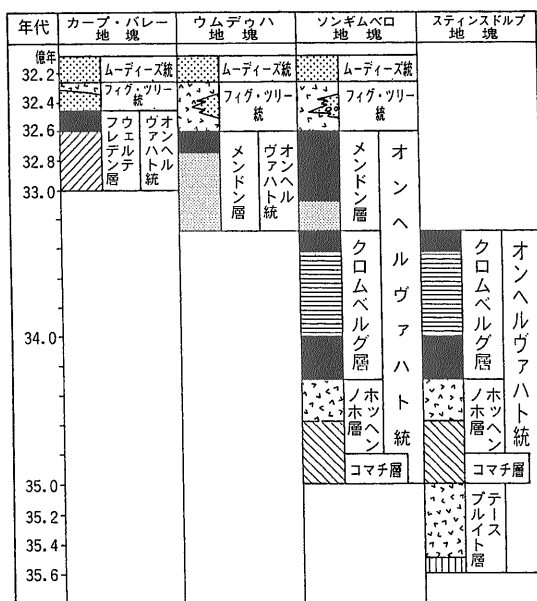
第4図 バーバトン緑色岩帯南西部の地質構造区分とトナル岩類の位置 (Lowe, 1994). トナル岩体名: ST=スティンズドルプ, D=ドルンホク, T=テースプリット, S=ストルツブルグ, B=ノアドプラス, N=ネルスホクタ, KV=カープ・バレー. 新期高カリウム花崗岩類: Da=ダルメイン.

プ地塊は更に古いと思われる古代片麻岩類 (Ancient gneiss block, AGB)と南東部で断層で接すると思われる、上位は次に述べるソングムベロ地塊の構成岩類が重複して産出する。

古代片麻岩類は花崗岩・片麻岩からなり、隣国のスワジランドに広く分布するが、苦鉄質緑色岩の捕獲岩を多数含んでおり、5万分の1スケールで詳しく調査されたマンカヤン (Mankayan) 地域ではバーバトン地域と同様な緑色岩類とトナル岩が見られる。従って基盤というよりも緑色岩-トナル岩活動の産物と見ることも出来る。しかしスワジランド北部の類似岩からは36億年のジルコン年代の報告もあり、今後の更なるスワジランド側の調査が必要である。

2.2 ソングムベロ (Songimvelo) 地塊

これは上記の北西部に分布し、その形成はコマチ層として著名な超苦鉄質岩溶岩の噴出に始まる (第5図)。これは少なくとも3.5kmの層厚と34.80億年の年代を持つ。その上位はマーカーとなるチャート薄層を挟んで層厚4.2kmの玄武岩 (ホッヘンノホ, Hooggenoeg) 層である。この地層の最上部



第5図 バーバトン緑色岩帯の地質構造区分と時代との関係 (Lowe, 1994). 凡例は第3図と共通。横罫模様=クロムベルグ層の火山岩類, v模様=珪長質火山岩類, ドット模様=フィグ・ツリーとムーディーズ統の碎屑岩類, 黒潰し模様=超苦鉄質-苦鉄質火山岩を覆う主チャート層。

0.1~1kmにはデイサイト質凝灰岩と34.45-34.38億年の年代を持つ浅成貫入岩類が見られ、これは後述のバーバトン トナル岩類と同源と思われる。ホッヘンノホ層中の珪長質岩の捕獲ジルコンから35.31と35.08億年の母岩より古い年代が得られていること及びコマチ層とホッヘンノホ層がスティンズドルプ地塊に分布することから、Lowe (1994)はソングムベロ地塊の火山活動は古い地塊の周辺で生じたものと考えている。

ホッヘンノホ層の上位はクロムベルク層であり、これは超苦鉄質ないし苦鉄質岩類を覆って分布する主チャート層及び火山岩類からなる。その上位はメンドン層でこれは下位から上位へコマチアイト(層厚300m)、ムサウリ チャート、凝灰岩(層厚20m)、黒色・赤色チャート(層厚100m)からなる。メンドン層はこの地塊の北東側のウムデウハ地塊では最初の火山活動の産物である。

ソングムベロ地塊から東方及び北方の地塊には火山岩類が卓越するオンヘルヴァハト統、その上位には碎層性堆積岩類に富むフィグ・ツリー統とムーデーズ統が分布する。フィグ・ツリー統は頁岩質でグレイワッケ・頁岩に富み、縞状含鉄チャートを伴う。粗面安山岩・同質火砕岩も含まれる。それを覆うムーデーズ統は砂岩質で、礫岩、珪岩、亜グレイワッケ、砂岩、頁岩の互層であり、少量の苦鉄質溶岩、チャート、縞状鉄鉱層を挟む(Anhaeusser and Viljoen, 1986)。

2.3 ウムデウハ(Umuduha)地塊

この地塊はソングムベロ地塊から北東へ延長し、バーバトン緑色岩帯の中心部を構成する。ここでのオンヘルヴァハト統はコマチアイトとチャート互層からなるメンドン層であり、その基底は未確認である。最南端部の本層は上位から下位へ、

M3: 黒色チャート(100m)

M2: コマチアイト(300-500m)

M1: コマチアイトとチャートキャップ(200m)の火山チャートサイクルを持ち、M3層はフィグ・ツリー統に覆われる。

メンドン層は北方に向けて一般に層厚を増し、かつ下位層を欠くようになり、最北部ではM3~M5層が1,000m以上の層厚を有し、それがフィグ・ツリー統の黒色チャートに覆われる。M3層の岩石

から33.0億年の年代が提出されている。

メンドン層の最上部は恐らく整合関係でフィグ・ツリー統の珪長質凝灰岩と碎屑物に覆われるが、その中のジルコン年代は32.56-32.26億年である。バーバトン トナル岩類はこの地塊には分布しないが、この珪長質火山岩と同源と思われる。珪長質浅成貫入岩類は多く、その年代は32.30-32.50億年であり、トナル岩類が混在している可能性も考えられる。

2.4 カーブ・バレー地塊

これはバーバトンに最も近い最北部に位置する。その南限はインヨカ断層、北側はカーブ・バレー、ネルスホクタ トナル岩体の貫入を受ける。ここでのオンヘルヴァハト統は層厚数1,000mに達するコマチアイト溶岩、凝灰岩、超苦鉄質層状貫入岩、薄い玄武岩やチャートの互層から成り、ヴェルテフレデン層と呼ばれる。時代的証拠はないがインヨカ断層南側のメンドン層に酷似する。フィグ・ツリー統の火山岩活動はこの時期と考えられる。

カーブ・バレー地塊のフィグ・ツリー統には、小規模ではあるが堆積性重晶石鉱床が知られていて、興味深い。

3. 緑色岩帯の発達史

既述の各地塊の発達史はLowe (1994)によると次の4段階にまとめられる。

- (1) コマチアイト・玄武岩活動期。
- (2) 火成活動停止~沈降期。
- (3) 珪長質マグマ活動期。トナル岩類の貫入・上昇による苦鉄質地殻の肥大化期、すなわちプロト大陸の形成。
- (4) プロト大陸の結合ブロックの巨大化。

3.1 コマチアイト・玄武岩活動期

各地塊とも基盤は知られておらず、厚い超苦鉄質-苦鉄質火山岩類から構成されている。組成的にはコマチアイト・高Mg玄武岩が卓越し、ソレアイト質玄武岩類や地域によっては超苦鉄質貫入岩を伴う。溶岩には枕状構造がしばしば認められ(写真2-4)、海洋底における噴火活動が想定される。

ソングムベロ地塊やウムデウハ地塊の北縁部で

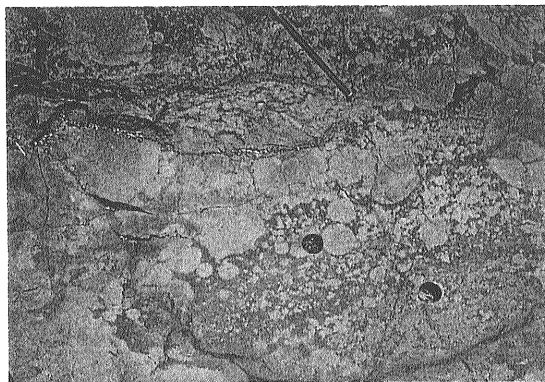


写真2 オンヘルヴァハト統下部層のコマチアイトに見られる球顆状組織、枕状溶岩の変形と思われる。

はメンドン層の火山活動の中心が北へ移動した形跡がある。火山活動スタイルは張力場のものであり、最初のM1活動は近くのより古い地塊上に生じ、M2-M5活動はリフト帯に限られ、かつリフトから離れるほど若くなる傾向がある。この火山活動はホットスポットかマントルブルーム上のプレートで生じた性格を持つ。

この様に厚く、急速に噴出した非造山帯的な苦鉄質火成活動は現世の海洋や背弧拡大軸、海洋島、海洋底プラトーのそれと類似する。年代測定値はまだ不十分であるが、火成活動は古い地塊上か周縁で発生し、第5図に示すように西北西方へ若くなる傾向が見られる。

3.2 火成活動休止～沈降期

コマチ層は“Middle marker”と呼ばれる薄いチャート層で広域的に覆われ、火山活動の休止期があったことを示し、これを境に火山活動はコマチアイト卓越期から玄武岩卓越期に移行する。ウムデゥハ地塊とカープ・バレー地塊ではオンヘルヴァハト統の火山岩類は厚さ1m以下から100m以上のチャート層で覆われるが、これは微粒堆積物が少ない浅海性から多い深海性への環境の変化を示すものと考えられる。チャート層中の主要堆積物はシリカのほか、細粒炭質物、菱鉄鉱質泥、微粒火山灰粘土からなる。厚いチャート層は長い火山休止期と非常に遅い堆積作用があったことを示している。

3.3 珪長質マグマ活動期

各地塊においてマグマ活動休止期後は珪長質か

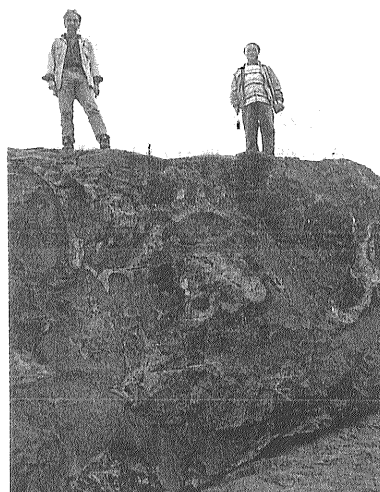


写真3 オンヘルヴァハト統下部層に見られるコマチアイトの枕状溶岩。

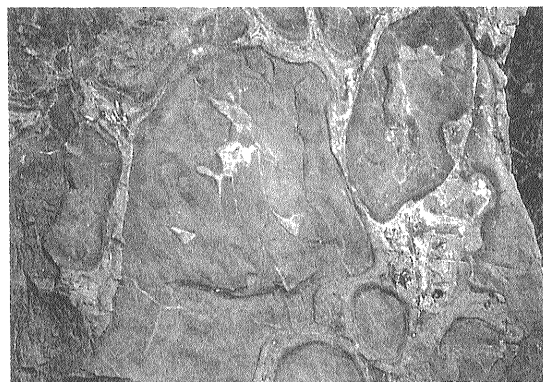


写真4 写真3のクローズアップ。

ら玄武岩質に至る火山活動、同質の浅成貫入活動、そしてトナル岩類の活動が見られる。この珪長質火成活動は4,000万年にも達する期間に及んでおり、多量の石英を含む岩石が海洋性地殻に注入された。同源と思われる珪長質マグマが岩床や噴出岩として海洋性地殻に付加された。トナル岩類は新生代の沈み込み帯に関係する島弧にも知られており、同様なメカニズムを始生代に予想する人が多い。また始生代の大局的にはバイモダルの火成活動は若くて熱い大洋リソスフィアが沈み込んで生じた可能性が大きい。

トナル岩類活動後の苦鉄質火成岩類は少量であり、この様にして生じたプロト大陸地殻は(1) ルーフ状の変形し変成した表成岩とそれに貫入するトナル岩類の核を持ち、(2) その側方はルーフと同じ

くコマチアイト、玄武岩、珪長質火山岩類から成るが、変形や変成が弱い表成岩から構成される。

3.4 プロト大陸の結合

プロト大陸の結合～融合による地塊の巨大化には2段階が想定される。原地塊の多くは古い地塊の周縁部の割れ目沿いに火山活動を生じているから、マグマ付加による複合地塊の形成が第1段階である。

フィグ・ツリー統堆積期からムーディーズ統堆積後の変形運動は恐らくプレート収束帯沿いに生じたと考えられる。この時期には表成岩の短縮化が生じ、中心のトナル岩類と変成岩類などの構造運動による溶結化が生じた。ムーディーズ統には陸源の地向斜碎屑物が見られ(写真5)、この事実はプロト大陸の結合化が終了していたことを示している。その時期は32億年前頃と考えられる。

3.5 まとめ

以上のようにバーバトン緑色岩帯では岩石の集積が35.5億年前に始まり32.3億年前のムーディーズ統の堆積で頂点に達した。その期間は3.2億年の長さに亘り、カナダのスペリア プロビンス西部の始生代緑色岩帯の0.6億年と比べて極めて長い。この事実はバーバトン地域ではプロト大陸の形成に幾度もの様々な火成構造活動史があったことが推察される。

個々のサイクルは0.8億年以下であり、既述の様に(1)古い地塊の割れ目化と苦鉄質マグマの噴出、(2)恐らくイントラプレート構造場におけるマグマ活動休止期、(3)プレート収束場における珪長質マグマ活動による海洋性地殻の肥大化から構成される。このサイクルはカナダの始生代後期のアビディビ帯の進化過程と類似する。

バーバトン帯における付加作用による地殻の肥大化は、既述の様に古い地殻の縁にリフト帯が生じマグマ活動により若い地殻が出来たもので、沈み込みに伴い異質地殻が付加され原地殻が肥大化したものとは異なっている。バーバトン緑色岩帯における例は安定地殻がまだ存在していない最初の大陸の形成過程を示しているものと考えられる。

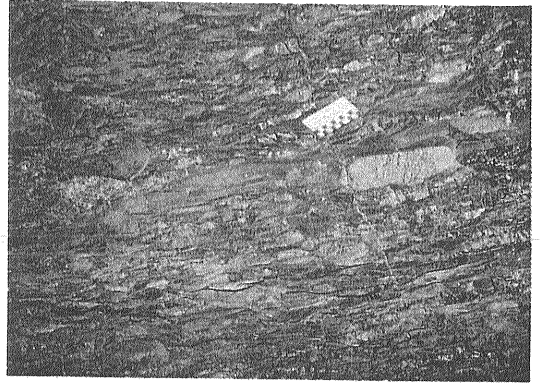


写真5 ムーディーズ統中の花崗岩礫を持つ弱変成礫岩。スケールは10cm。

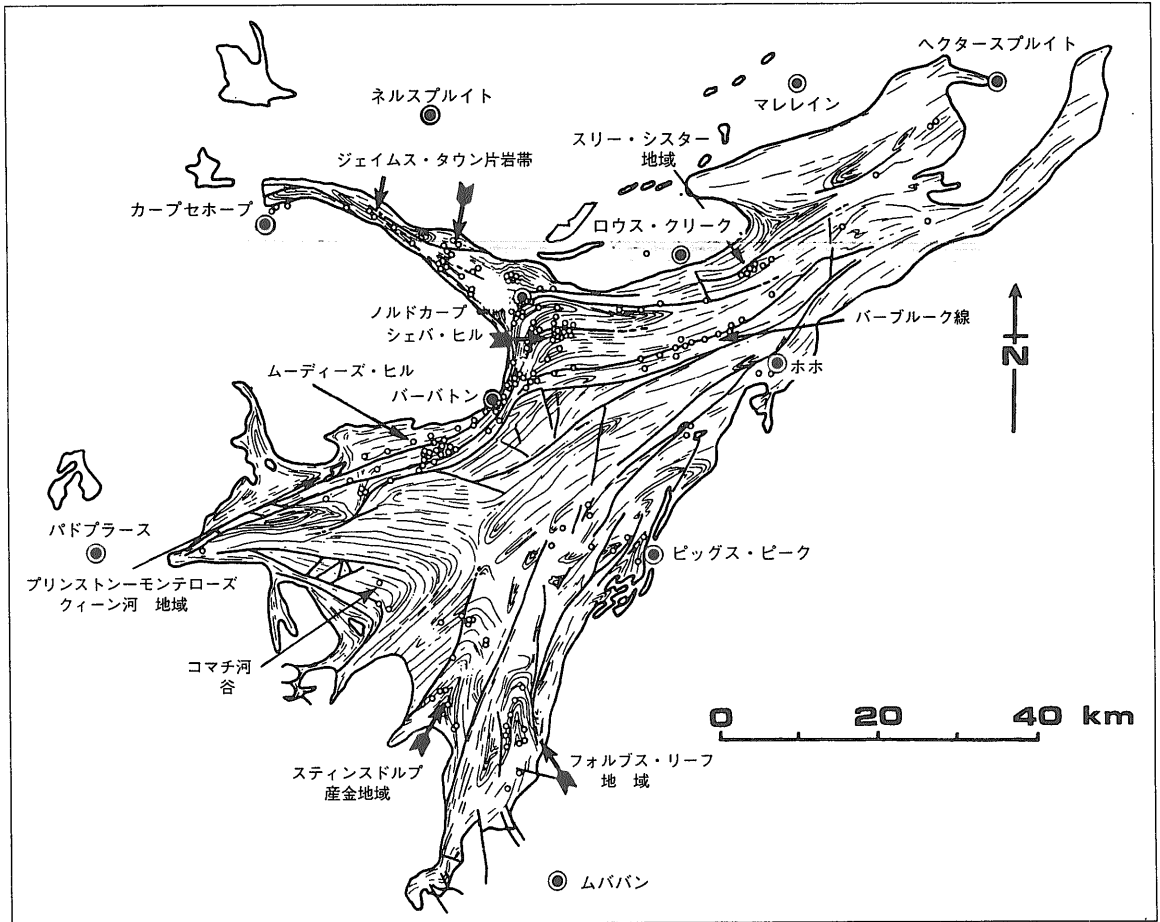
4. 緑色岩帯の金鉱床

バーバトン地域の金鉱床はこれまでにAu 300トン、Ag 10トンを生産しており(渡辺・林, 1994)、350ヵ所以上で金鉱床または微候地が発見されている(第6図)。総生産量20トン以上の大鉱床はシェバ、ニュー・コンソート、フェアビュー、アホネスであり、これらが全体の70%を占める。トナル岩中には産出しない。

鉱床は鉱脈あるいは割れ目鉱染型であり、従って著しい構造規制を受けている。バーバトン緑色岩帯の構造は基本的には東北東～西南西方に大きな向斜を作り、その中で複雑な褶曲構造、時には横臥褶曲を示し、走向方向に正断層、衝上断層などが走る(第2, 6図)。これらの断層は何回かの再活動により、走向移動断層やデタッチメント断層を生じている。

緑色岩帯の北西側と南西側にはトナル岩類が分布し、その周辺で特に構造が乱れている。Anhaeusser (1986a)は、これは軽いトナル岩類がダイアピールにより固相貫入したため、その結果多数の鋭角の著しい褶曲帯等を生じたものと考えている。

第6図には350ヵ所中約200ヵ所の鉱床や鉱徴地が示されているが、多くは限られた地域に集中している。すなわちバーバトンの北(ジェームス・タウン)と北東部(シェバ・ヒル)、バーバトン南西部のムーディーズ・ヒルである。ほかには広域大走向断層沿い(スコッツマン・リリー・アルピオン・シェバ・バーブルーク・ムーズ・ムーディーズ)など、更にはスワ



第6図 バーバトン緑色岩帯の主要構造と金鉱床の分布 (Anhaeusser, 1986a).

ジランドの緑色岩/トナル岩類接触部(ビッグス・ピーク, フォルプス・リーフ)などに産出する傾向がある。

金鉱化作用が最も強いバーバトン北方のジェイムス・タウン, シェバ, ムーディーズ・ヒル地域の構造発達史は次のように解釈される (Anhaeusser, 1986a).

- (1) カーブ・バレートナル岩体のダイアピル上昇による緑色岩類へのこじ開け, ストウピングと一部緑色岩の同化作用。
- (2) 付随する近傍緑色岩類のたわみとトナル岩体周縁部の片理面の発生。
- (3) 捕獲された緑色岩の片理面への平行化と周辺緑色岩類の片状岩化。
- (4) 差別圧縮応力による緑色岩の等斜褶曲, ペブル枕状構造の平坦化, 造岩鉱物の再配置。

(5) ジェイムス・タウンとシェバ両地域の岩相の違いに根ざす多様な褶曲構造の発生。

(6) 既存の弱線帯(部)再活動による走向移動断層, 引きずり, 非調和褶曲, 多様な二次的断層, 割れ目, 節理の発生。

(7) 広域的な最末期の垂直方向の調整により生じた共役-シェヴロン-キングバンド褶曲の発生(但し基本的には圧縮場である)。

金鉱床は次の3タイプに分けられる (Anhaeusser, 1986a)。

(1) 含金石英脈

バーバトン地域の殆どの金鉱床は含金石英脈のみか, あるいは石英脈はダイラタント破碎帯を充填する。

(2) 破碎帯に鉱染する複雑硫化鉱脈(口絵11, 写真6)

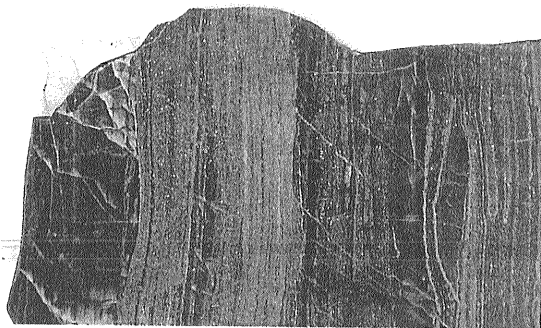


写真6 破砕帯鉱染鉱石の研磨面。明色部が硫化物濃集部で金が含まれる。黒色部は主に石英。幅20cm。パーブルーク鉱山。

これは金が主に黄鉄鉱，次いで硫化鉱物にトラップして産するもの。

(3) 酸化鉱

これは上記鉱床が地表部付近で酸化作用により金富化作用を受けて生じたもので，稼行当初の主力鉱石であった。初期の頃，多くの鉱山で二次富化鉱を終掘し，初生鉱に遭遇すると採掘を中止した。風化作用による硫化物，脈石鉱物の除去と金の移動が濃集の原因と考えられる。リリー (Lily) 鉱床が著名で Anhaeusser (1986b) は鉱石のカラー写真と共に解説している。

初生金鉱化作用については渡辺・林 (1994) に詳しいのでここでは触れないが，金と熱の起源について共著者の一人，C. R. Anhaeusser の最近の意見を紹介しておきたい。

彼は Au の起源を初期の超苦鉄質火山岩類及び上位層の縞状鉄鉱層 (BIF) とその周辺岩類に求めている。超苦鉄質岩には一般に Au が多い，BIF の周辺には多少とも Au の濃集が見られることなどが，その理由である。鉱液を運んだ循環熱水の熱源としては，初期にはパーバトン トナル岩類，より後期にはカリウムに富む花崗岩を想定している。その根拠としてはこの花崗岩類の周辺に金鉱床が多いこと及び時代的な一一致性を挙げている。

5. 最古の花崗岩活動：トナル岩類

パーバトン地域の花崗岩活動は3時期に分けられる (口絵 参照)。第1期は緑色岩類と密接に関連して産出するトナル岩類 (~34.50-32.30 億年) である。第2期は高カリウム花崗岩類 (~31.05 億年)



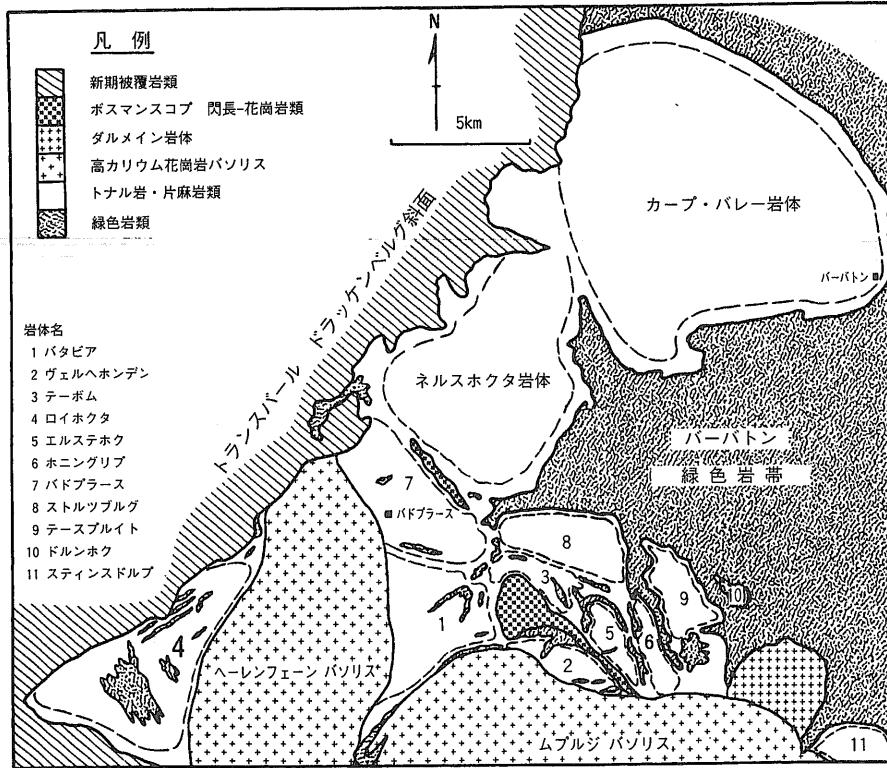
写真7 緑色岩/トナル岩接触部 (1)。単純な場合：緑色岩の片理面に平行に貫入する。ドルンホク岩体。スケールは約19cm。



写真8 緑色岩/トナル岩接触部 (2)。複雑な場合：境界は入り組み，アグマタイトなどを伴っている。テースプルート岩体。

で，巨大なバソリスを形成する。第3期は高カルシウム及び低カルシウム花崗岩類 (30.70-27.00 億年) で，一部は岩株状に貫入するアルカリ岩である (石原，1994)。低カルシウム花崗岩類が S タイプ相当と判断された (Meyer *et al.*, 1994)。予察的な帯磁率調査によると，これら花崗岩類は第1期で主にチタン鉄鉱系の値を示し，第2期のバソリス状花崗岩は主に磁鉄鉱系であり，第3期については閃長岩などのアルカリ岩類は全て磁鉄鉱系であるが，低カルシウム花崗岩類はチタン鉄鉱系に属する。

パーバトン地域のトナル岩類は8つのプルトンと5



第7図
バーバトン トナル岩類の分布図 (Robb and Anhaeusser, 1983).

つのセル(cell)に分けられた(Robb and Anhaeusser, 1983). プルトンは緑色岩類で境され、円形の流理構造などを持つものであるが、その様な形が明瞭でない場合には化学的性質の相違からcellに分けられた。それぞれの分布を第7図に示す。

トナル岩とトロニウム岩とはBarker (1979)に従って次の様に分けられた。

トナル岩：SiO₂ 68%以下，全鉄(ΣFe₂O₃)+MgO 3.4%以上，CaOが典型的には3.0%以上。

トロニウム岩：SiO₂ 68%以上，全鉄(ΣFe₂O₃)+MgO 3.4%以下，CaOが典型的に3.0-1.5%。

これらの岩石は一般にはNa₂Oに富み(4.0-5.5%)，K₂Oに乏しく(2.0%以下)，高アルミナトロニウム岩の場合はAl₂O₃に富む(SiO₂ 70%で15%以上)。

バーバトン トナル岩類は緑色岩類に貫入し(写真8, 9)，第2期のカリウムに富む花崗岩類や第3期の閃長岩の貫入を受ける(第7図)。各プルトンは緑色岩類やそのセプタで区別される。最大のカープ・バレー岩体は直径約15kmの規模を持ち、最小のドルンホク(Doornhoek)岩体は1~2km程度である。プルトンは周囲の緑色岩の捕獲岩や同源と

思われる苦鉄質包有物をしばしば含む。一方、セルは無数の捕獲岩を含み、時には巨大な緑色岩ブロックを取り込んでいる。

トナル岩類には一般に片状構造が発達し(写真9-12)，それは岩体の周辺、すなわち緑色岩類の境界と平行している(写真7)。片状構造はドルンホク岩体の様に頂部が露出している所では弱い。従ってそれはトナル岩質マグマの上昇時の壁岩との構造運動で生じたものと考えられている。テースプルイト(Theespruit)岩体では急傾斜の片理面も発達する。また一部では片理面と平行に縞状組成変化が見られることがあり、両者が共に褶曲構造を示すことがある(Robb and Anhaeusser, 1983, Figs. 2, 3参照)。

緑色岩帯の南西端のトナル岩類は周辺部でミグマタイトを伴うことが多く(口絵参照，写真8)，緑色岩類の著しい破砕化と共にトナル岩質マグマがリパリ(lit-per-lit)式に貫入したことを示している。すなわち、トナル岩類は構造運動を伴うダイアピール上昇をもって貫入したものと考えられる。一方テースプルイト(Theespruit)、ネルスホクタ(Nelshoogte)岩体は緑色岩帯の諸岩石を明瞭に切って貫入して

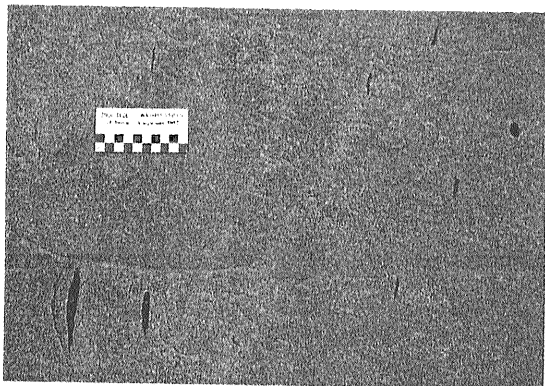


写真9 トナル岩に見られる包有物(1). 我々が“fish”と名づけた未変成のコマチアイト、テースブルイト岩体.

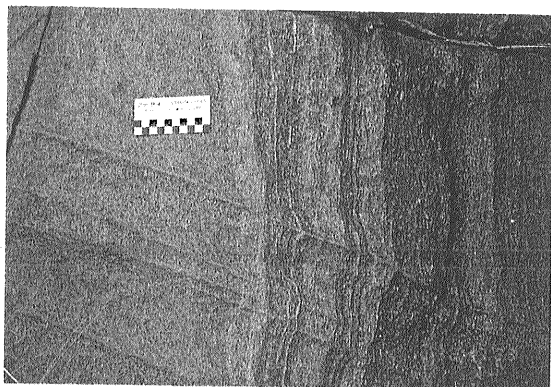


写真12 トナル岩類の片状構造: 著しい場合. 明らかな2方向に弱い1方向が発達する. スティンスドルプ岩体.

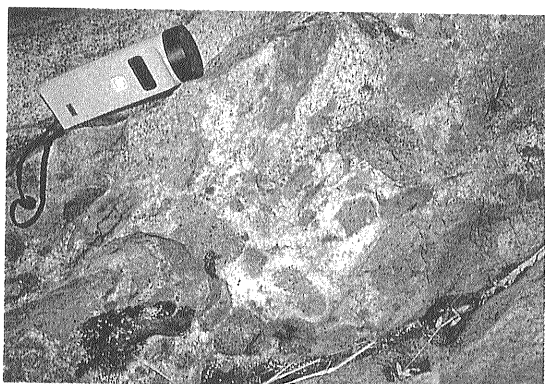


写真10 トナル岩に見られる包有物(2). 主に円礫状で様々な同化現象が見られる. カーブ・バレー岩体.

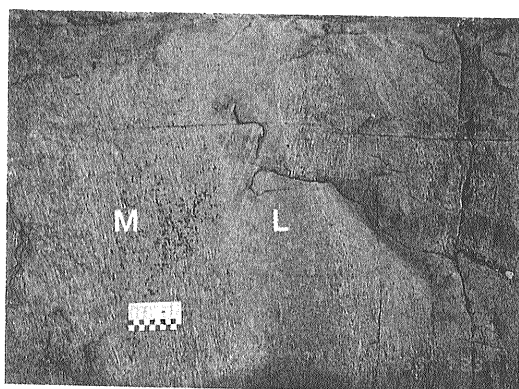


写真13 トナル岩類の片状構造: 著しい場合. 主岩相(M)の片状トナル岩に後期のトナル岩岩脈(L)が貫入し, 岩脈も同方向の片状構造を持つ. スティンスドルプ岩体.

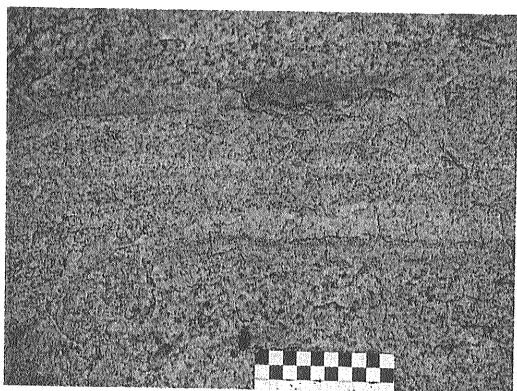


写真11 粗粒トナル岩に貫入するアプライト質トロニウム岩. ドルンホク岩体.

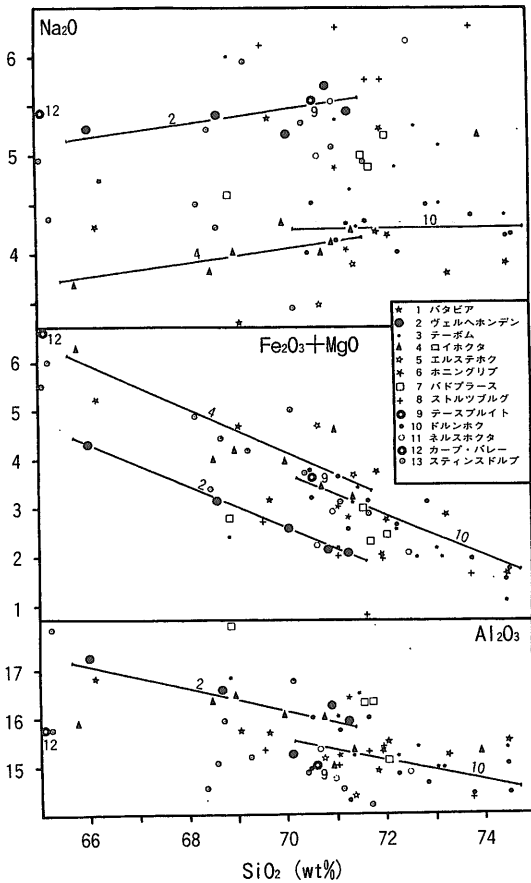


写真14 一方, 塊状トナル岩も広く見られる. ドルンホク岩体.

いる.

トナル岩類の鉱物組成は一般に, ほぼ等量の石英と斜長石(アルバイト-オリゴクレス), 10-

15%の黒雲母, 少量の微斜長石, 微量鉱物としてチタン石, 燐灰石, 変質鉱物として緑泥石を含む. その帯磁率は磁鉄鉱を含まない低い値を示す. 但

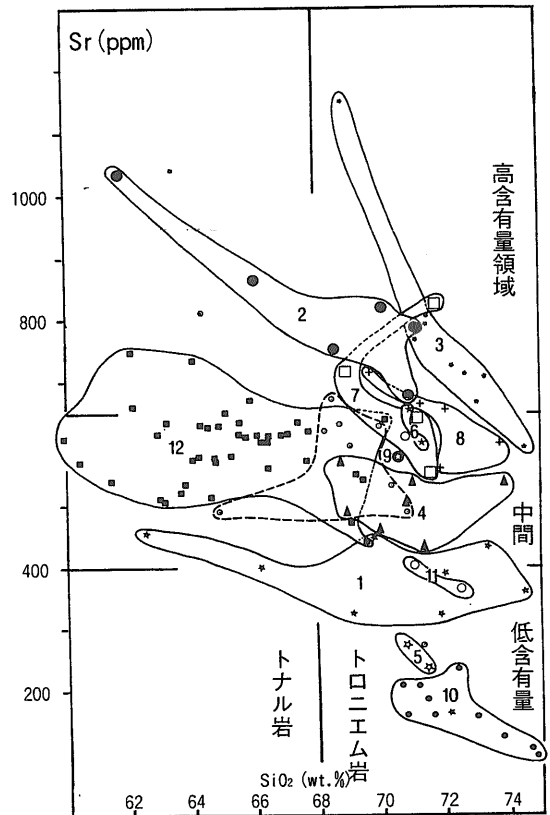


第8図 バーバトン トナル岩類のナトリウムと苦鉄成分のハーカー図 (Robb and Anhaeusser, 1983).

し最大のカープ・パレー トナル岩は例外的に角閃石に富み(最大25%), 苦鉄質であり, 部分的に磁鉄鉱系の帯磁率を示すが, これについては二次的生成の可能性もあり, 今後の検討が必要である。

これらトナル岩類のハーカー図の一部を第8図に示す。苦鉄成分の代表として全鉄($\Sigma \text{Fe}_2\text{O}_3$) + MgOを示せば, 全体としては SiO_2 の増加と共に減少する結晶分化作用のトレンドを示すが, 岩体によっては著しい相違が見られ, カープ・パレー(第8図)の直線12, ロイホクタ(Rooihogte), ドルンホク(Doornhoek, 同10)は苦鉄成分に富み, 逆にヴェルヘホンデン(Weergevonden, 同2)は最も乏しく, 優白質である。

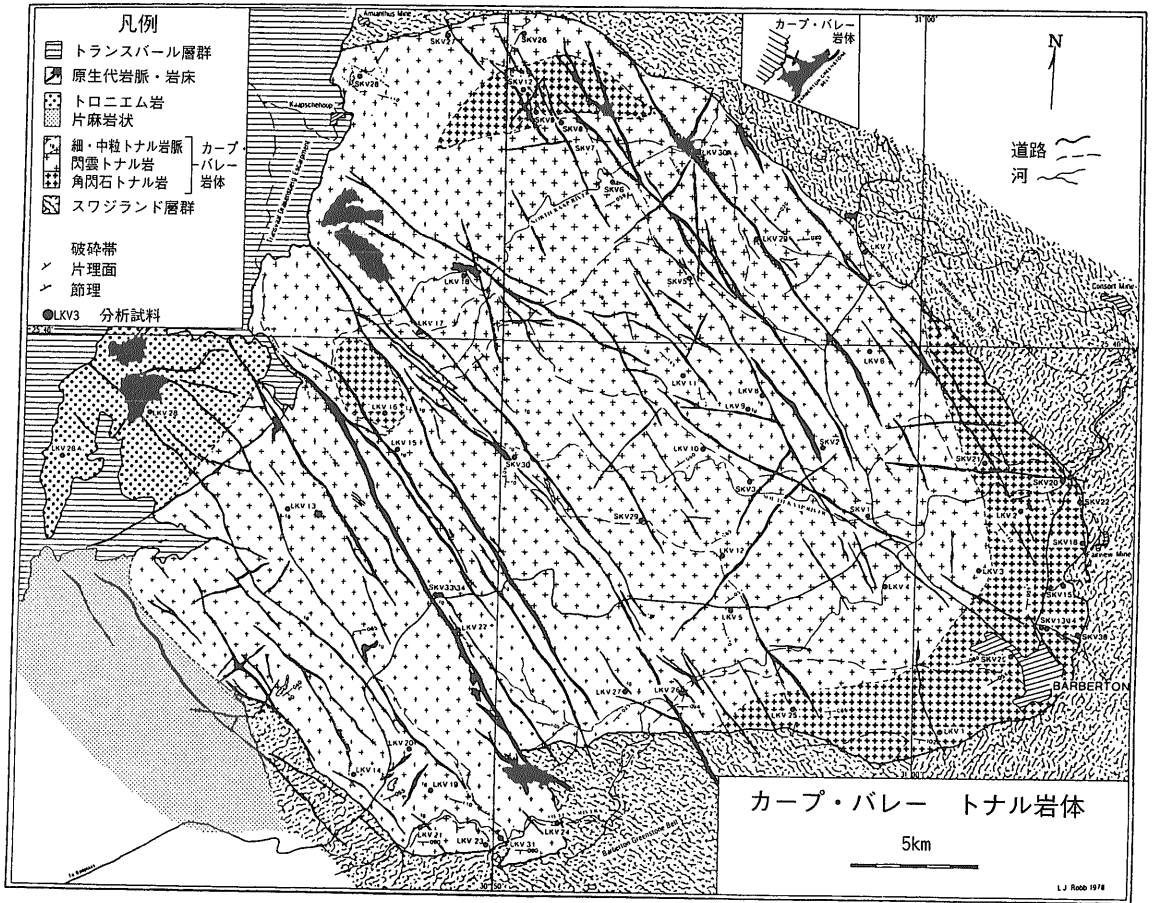
一方トナル岩類に特徴的な Na_2O は SiO_2 と明瞭な相関性を示さず, ばらつく。ヴェルヘホンデン(2),



第9図 バーバトン トナル岩類のストロンチウム含有量変化 (Robb and Anhaeusser, 1983).

ストルツブルグ (Stolzburg 8) 岩体は Na_2O に富む(5.25%以上)のに対し, ロイホクタ(4), ドルンホク(10)岩体は Na_2O 4%前後である。これらの岩体は既述の様に $\Sigma \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ に富んでおり, 苦鉄成分とナトリウムとの間に相関性が推察される。

微量成分について, トナル岩類に特有なSr含有量を示せば(第9図), SiO_2 含有量に依存しない岩体固有の値を示す。ドルンホク岩体(10)は最も低く160ppm前後であり, エルステホク(5)岩体は250ppm前後である。一方, ヴェルヘホンデン(2), テーボム(3)岩体は600-1,140ppmの著しく高い値を示す。これらをRobb and Anhaeusser (1983)は高(650ppm), 中間(650-400ppm), 低(400ppm)の3グループに分けた。



第10図 カーブ・バレー岩体の地質図 (Robb et al., 1986).

6. カーブ・バレー岩体

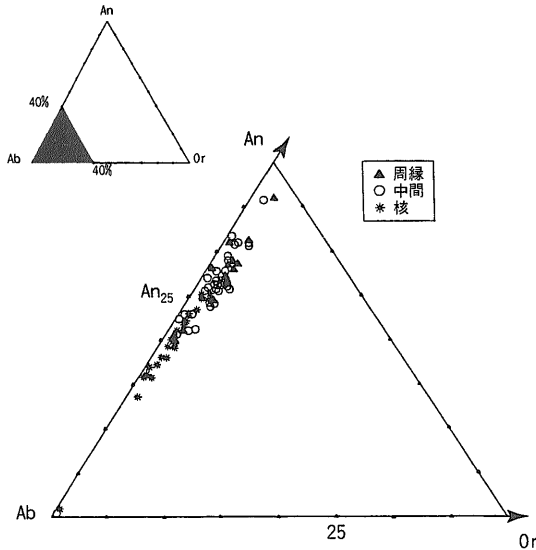
この岩体はバーバトン地域のトナル岩類中で最大であり(第7図), 広く分布する角閃石~黒雲母トナル岩, 南東周縁部や北部, 西部に局在する角閃石トナル岩, 細~中粒トナル岩脈から構成される(第10図) (Robb et al., 1986). 中央部の面積的に約70%は塊状であるが, 周辺部の同30%では片状構造を持つ. 片理面は周辺の緑色岩類接触部側に傾斜し, 近傍の被貫入岩類の片理面と平行状態にあり, 両者は同時に変形作用を受けたものと考えられている.

ジェームス・タウン片岩帯の南縁ではかつて切断関係が見られ, かつりパリ(lit-per-lit)式注入片麻岩が存在することから, トナル岩が片岩類より後期の関係と思われるが, 一般に接触部では破碎作用が激しい.

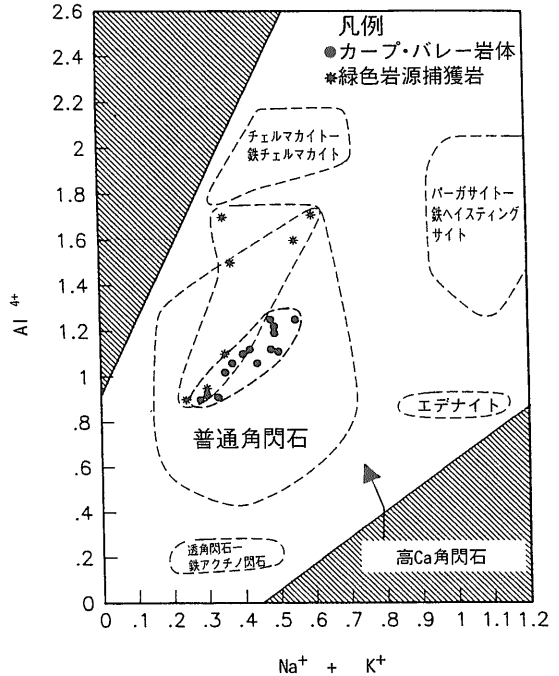
カーブ・バレー岩体周辺の被貫入岩類は角閃石ホルンフェルスであり, 岩体を離れるに従ってアルバイト-緑簾石ホルンフェルス, 緑色片岩相に変わる. すなわち広域変成作用に接解変成作用が重複しており, カーブ・バレーは数100℃以上の温度を持つ固相がダイアピール貫入したものと考えられる (Robb et al., 1986).

カーブ・バレー岩体は変質鉱物を除くと平均して斜長石66.9%, 石英25.3%, 角閃石6.7%, 黒雲母1.2% (n=78)の構成鉱物を持つ (Faure and Harris, 1991).

斜長石は一般には柱状3-8mm, 集片双晶を持つ. ダスト状の変質鉱物が生じその分布が同心構造を示すが, 原組成は結晶中心と周縁部で明瞭な相違を示さない(第11図). White and Chappell (1977)は斜長石のノーサイト核をマグマ発生母岩である苦鉄質岩の残存結晶と考えたが, その様な



第11図 カーブ・バレー岩体の斜長石組成 (Faure and Harris, 1991).



第12図 カーブ・バレー岩体の角閃石組成 (Faure and Harris, 1991).

ものはカーブ・バレー岩体では発見されていない。斜長石は一般に絹雲母化及び粘土鉱物と思われるダスト化を受けている。

角閃石は自形～半自形を呈し、最大20%のモード比を持つ。包有物として斜長石、磁鉄鉱、石英を含むことがあり、変質鉱物としては緑簾石、方解石、次いで緑泥石、チタン石が見られる。カーブ・バレー岩体の角閃石は $Al^{4+} - (Na^{+} + K^{+})$ 図でカルシウムに富む角閃石中の普通角閃石領域の中央にプロットされる(第12図)。岩体中のメタ玄武岩質捕獲岩の角閃石はより幅広い変化を示し、かつ Al^{4+} に富む領域におちる。この組成が明らかに異なる点及び自形で“火成岩源”の組織をしていることから、角閃石がレスタイトである可能性は否定される (Robb *et al.*, 1986)。

Faure and Harris (1991)はカーブ・バレー岩体の全岩及び分離鉱物の $\delta^{18}O$ の測定を行い、石英 = 9.0-10.2‰、その平均値 (n=22) は $9.7 \pm 0.3\%$ (1 σ , 以下同様)である。斜長石 = 5.3-8.6‰、その平均値 (n=22) は $7.2 \pm 0.6\%$ であり、石英よりばらつきが激しい結果を得た。角閃石 = 4.8-5.8‰、その平均値 (n=17) $5.4 \pm 0.3\%$ 、黒雲母は平均3.1 ±

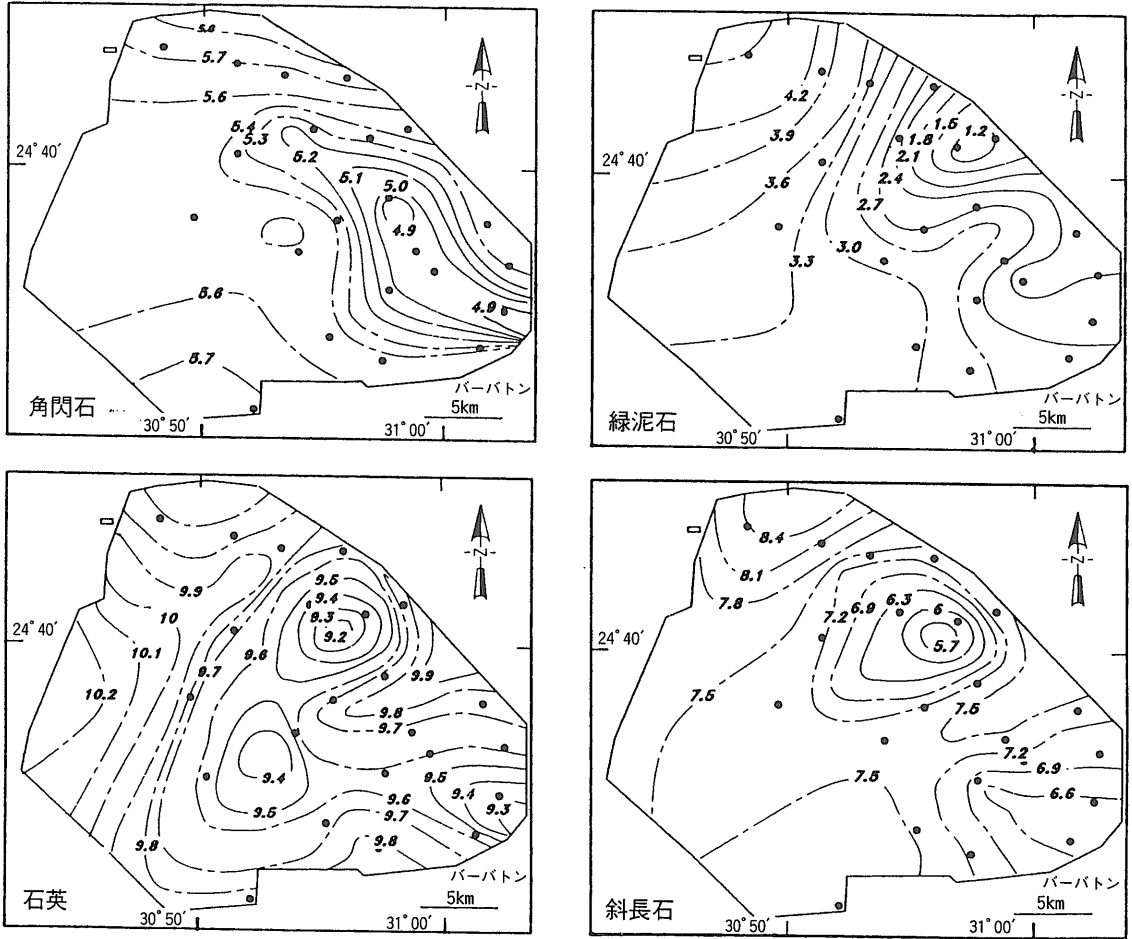
0.3% (n=5) である。

石英の $\delta^{18}O$ 値は狭いレンジを持ち、これは石英がマグマから固結した後に同位体変化を受けていないことを示す。一方、斜長石は逆に大きな変化を示し、その Δ 石英-斜長石は2.5に達し、他地域のトナル岩と比べて(例えばカリフォルニア州のサンノゼ、ボンサル岩体の1.7-1.8‰、Taylor and Epstein, 1962) 大きい値を示す。これは斜長石が変質を受けている為である。

酸素同位体比の岩体内変化を第13図に示すが、各鉱物についてそれぞれの平均値より低いところは共通している。斜長石、角閃石、緑泥石の低い場所は東部と南東部であり、ここは二次鉱物が最も発達している所にあたり、二次的な流体との反応が最も著しかった所といえる。

7. トナル岩類の成因

バーバトン地域の最古の花崗岩類は、カリウムに乏しいトナル岩類である。これは緑色岩帯と極めて密接に分布する。そのSr初生値は0.7001に達するほど低く、Robb and Anhaeusser (1986)は、これら岩石はコマチアイトを生じたような上部マント



第13図 カープ・バレー岩体における酸素同位体比の広域的変化 (Faure and Harris, 1991).

ルの部分溶融で発生したものと考えた。またトナル岩類は緑色岩類を巨大なブロックや捕獲岩など様々な形で取り込んでおり、貫入前に緑色岩類を同化し現在の性質を持つに至ったと考えられる。同化の程度は小岩体で著しく、大きなカープ・バレートナル岩体では弱い。

カープ・バレートナル岩には捕獲岩も少なく、主要部では変形も少なく精密研究に適しているが、既述のように岩脈に貫入され、かつ熱水変質を受けており、酸素同位体比に基づく成因追及においてはその初生的性質を知ることが困難である。そこでFaure and Harris (1991)は岩体の鉱物組成をモード分析に基づく石英/角閃石/斜長石/黒雲母=22:15:58:5と仮定し、各鉱物の最も“新鮮な”値を9.7, 5.4, 7.8, 3.1‰として計算上の全岩値7.6‰をもとめた。これは顕生代“マントル値”と

いわれる6.5‰ (Taylor, 1977)よりも約1‰高い値である。

この原因として第一に思いつくのは、(i)地殻物質の同化である。既述のように緑色岩帯の主要部の堆積岩類はチャートであるから、大きなδ¹⁸O値を持つであろう。事実、チャート岩片もトナル岩中に捕獲岩として見いださる。またコマチアイトや玄武岩が低温熱水変質を受けてもδ¹⁸O値を高める潜在要因となるであろう。従ってこれらを同化すればδ¹⁸O値は上昇する。第二の可能性としては、(ii)マントルの値が顕生代より高かった、あるいはマントル以外の起源の可能性が考えられるが、この仮説を追及する具体的な証拠はこれまでのところ得られておらず、私達は第一の原因と現状では考えている。



写真15 コマチアイトの名の起りであるコマチ河と著者等。左からロブ、アンホイザー、石原。

8. 結論

バーバトン地域の緑色岩類は北西から南東へ一般的には古くなっているように見える。最南東部の古代片麻岩帯(AGB, 第4図)は緑色岩帯の基盤である可能性はあるが、その事実はまだ確認されていない。従ってコマチアイトや玄武岩類は海洋地殻上に噴出したと考えるのが妥当である。トナル岩類も上部マントルで発生し、海洋地殻に貫入した。その過程で若干の緑色岩とチャートと同化した。その後の高温固相ダイアピール上昇によって現在の場に達した。南アフリカにおける最初の大陸地殻はこの様にして生成した。

緑色岩帯に一般の碎屑岩類が現れるのは32億年以降であり、これは最初のコマチアイトの噴出から2.5億年以上を経過した後である。カリウムに富む花崗岩の生成は31億年頃であり、これもトナル岩の生成から数億年経過している。バーバトン地域では、カリウムに乏しい大陸地殻がまず形成され、その風化過程でカリウムの濃集が生じ、次いでカリウムに富む花崗岩類の貫入・上昇によって現在に見る大陸地殻が、数億年遅れて誕生したものと考えられる。

文 献

Anhaeusser, C. R. (1986a) : Archean gold mineralization in the Barberton Mountain Land. In Anhaeusser, C. R. & Maske, S. Eds.,

Mineral Deposits of Southern Africa, Geol. Soc. Afr., Vol. I, p.113-154.

Anhaeusser, C. R. (1986b) : The Lily gold mine, Barberton Greenstone Belt: Geology, mineralogy, and supergene gold enrichment. In Anhaeusser, C. R. & Maske, S. Eds., Mineral Deposits of Southern Africa, Geol. Soc. Afr., Vol. I, p.187-196.

Anhaeusser, C. R. and Viljoen, M. J. (1986) : Archean metallogeny of southern Africa. In Anhaeusser, C. R. & Maske, S. Eds., Mineral Deposits of Southern Africa, Geol. Soc. Afr., Vol. I, p. 33-41.

Barker, F. (1979) : Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In Barker F. ed., Trondhjemites Dacites and Related Rocks. Elsevier, p. 1-12.

De Ronde, C. E. J. and De Wit, M. J. (1994) : Tectonic history of the Barberton greenstone belt, South Africa: 490 million years of Archean crustal evolution. Tectonics, v. 34, p. 983-1005.

Faure, K. and Harris, C. (1991) : Oxygen and carbon isotope geochemistry of the 3.2 Ga Kaap Valley tonalite, Barberton greenstone belt, South Africa. Precambrian Res., v. 52, 301-319.

石原舜三 (1994) : 南アの先カンブリア紀花崗岩類と錳鉱床。地質ニュース, no.479, 19-27.

Lowe, D. R. (1994) : Accretionary history of the Archean Barberton Green Stone Belt (3.55-3.22 Ga), southern Africa. Geology, v. 22, 1099-1102.

Meyer, F. M., Robb, L. J., Reimold, W. U. and de Bruijn, H. (1994) : Contrasting low- and high-Ca granites in the Archean Barberton Mountain Land, southern Africa. Lithos, v. 32, p. 63-76.

Robb, L. J. and Anhaeusser, C. R. (1983) : Chemical and petrogenetic characteristics of Archean tonalite-trondhjemite gneiss plutons in the Barberton Mountain Land. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr. no. 9, 103-116.

Robb, L. J., Barton, J. M., Kable, E. J. D. and Wallace, R. C. (1986) : Geology, geochemistry and isotopic characteristics of the Archean Kaap Valley pluton, Barberton Mountain Land, South Africa. Precambrian. Res. v. 31, p. 1-36.

Taylor, Jr., H.P. (1977) : Water/rock interaction and the origin of water in granite batholiths. J. Geol. Soc. London, v. 133, 509-508.

Taylor, Jr., H.P. and Epstein, S. (1962) : Relationship between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. Part 2. Application to petrologic problems. Geol. Soc. America, Bull., v. 73, 675-694.

渡辺公一郎・林 秀 (1994) : 南アフリカ, Barbertonグリーンストーン帯の金鉱床-31億年前の鉱化作用-. 地質ニュース, no.479, 14-18.

White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1977) : Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics., v.43, p.7-22.

ISHIHARA Shunso, ANHEUSSER, Carl R. and ROBB, Laurence J. (1998) : Formation of the oldest continental crust: Greenstones and tonalites of the Barberton area, South Africa.

<受付：1998年8月20日>