

ジンバブエクラトンの花崗岩質岩に含まれる ジルコンの形態について

山田悟資*・角替敏昭**

Satoshi YAMADA and Toshiaki TSUNOGAE
Morphological characteristics of zircons in granitoids
of the Archean Zimbabwe Craton

Abstract

The Zimbabwe Craton, which is a typical Archean granite-greenstone terrane, contains two different types of granitoids; older gneiss (3500~3000 Ma) and younger granite (2900~2600 Ma). This study focused on morphological characteristics of zircons in the older gneiss and the younger granite to understand mineralogical and petrological differences between the two granitoids.

All samples examined in this study have two types of zircon. One is an elongated, fine-grained, and euhedral zircon (Type-A). The younger granite contains many Type-A zircons without any resorption texture, because the granitoid did not suffer later metamorphism and/or partial melting. The other type is a coarse-grained zircon with overgrowth texture around older core (Type-B). This type is abundant in the older gneiss. For example, sample ZC10A, which is a typical older gneiss, contains many Type-B zircons. We considered that the core of the zircons was formed during crystallization stage of the protolith of the older gneiss. The rock was then metamorphosed and/or partly molten and formed overgrowth texture. Presence of both euhedral and anhedral zircons in one specimen may imply that euhedral zircons were included in earlier-stage minerals (ex. biotite) before the last stage of metamorphism and/or melting.

The younger granite contains Type-B zircons similar to the older gneiss, although their amount is little. We thus regard the origin of the younger granite as a partial melting of the older granite. Some zircons of the older gneiss have thus survived during later thermal event and now present in the younger granite.

Keywords

Archean, Zimbabwe Craton, zircon, granitoid, southern Africa

1. はじめに

南部アフリカ, ジンバブエ共和国の大部分を占める太古代のジンバブエクラトンは, 35~26億年前の花崗岩質岩, 29~27億年前のグリーンストーン帯や25億年前のグレートダイクなどによって構成されている (図1)。

花崗岩質岩は, 等粒状あるいは片麻状構造をもつ石英長石質の粗粒岩石であり, 鉱物の量比により, 花崗岩 (カリ長石に富む), トーナル岩 (斜長石に富む), 花崗閃緑岩 (斜長石に富み, 角閃石を含む) などに分類される。

グリーンストーン帯は, 主に変成作用を受けた火山岩溶岩, 火山灰, 泥岩, 砂岩, 縞状鉄鉱層などからなり, 見かけ上花崗岩質岩に取り囲まれて産する。グレートダイクは, 花崗岩質岩及びグリーンストーン帯の構造を切って産する超苦鉄質の層状貫入岩体であり, ジンバブエクラトンの南北約500km以上に連続して産する。本研究で扱う花崗岩質岩は, ジンバブエクラトンの岩相のおよそ80%を占め, Stagman (1978) によって35~30億年前に形成された古期花崗岩および29~25億年前の新期花崗岩に分類される。この花崗岩質岩について, これまでに地質

調査をもとにした岩体区分と岩相区分、化学組成分析、年代分析などの研究が行われてきた。

本研究は、ジンバブエクラトンの花崗岩質岩の形成プロセスを明らかにする第一歩として、岩石中に含まれるジルコンをもとに岩相の分類をおこなう。ジルコンは、 $ZrSiO_4$ という化学組成をもち、正方晶系で柱状の結晶である。また、微量ではあるが花崗岩質岩に普遍的に含まれる鉱物であり、温度上昇による溶融や変成作用を被っても岩石中に残存するなど、物理・化学的に極めて安定な性質をもっている。同時にジルコンの形態は、それを含む岩石の組成により大きく異なることが知られている (Watson and Harrison, 1983)。したがって、ジルコンは岩石の形成条件をモニターできる一つの重要なパラメーターといえる。そこで本研究では、ジルコンの形態が岩石の形成過程をどのように記録しているのか捉えることを目的とする。具体的には、クラトンの花崗岩質岩およびその構成鉱物を記載し、岩石中に含まれるジルコンを抽出して形態(大きさ、伸長比、二重再成長の有無)による分類を行い、古期・新期花崗岩におけるジルコンの形態的な違いを明らかにする。

2. 地質概説

Robertson(1973)などによる過去の年代分析結果から、ジンバブエクラトンは約35～30億年前(古期)と29～25億年前(新期)に2度の大きな火成作用を被ったことが明らかになっている。ジンバブエクラトンの花崗岩質岩およびグリーンストーン中の岩相から得られた絶対年代を表1に示す。これによるとジンバブエクラトンにおいては新期花崗岩がグリーンストーン帯の形成と複雑に関係していることがわかる。また、新期花崗岩の年代がTokwe地域(図1)から離れるにつれて新しくなることが指摘されている (Wilson *et al.* 1995)。このことから、ジンバブエクラトンの地殻がTokwe地域を中心として成長したものと考えられている。

約35～30億年前に形成されたと考えられる古期花崗岩は、主にジンバブエクラトン中央部および南西部に分布し、Tokwe地域の片麻岩で代表されるようなミグマタイト化作用を受けた花崗岩質片麻岩として産する。この片麻岩は、約35億年前という、ジンバブエクラトン最古の年代を示し (Hawkesworth *et al.*, 1975)、クラトン南部に位置する変動帯であるリンボポ帯中のSebakwianグリーンストーン帯とほぼ同時代に形成された。この片麻岩は、主に斜長石に富むトータル岩であり、著しい変形作用と、広範囲に及ぶミグマタイト化作用によって形成さ

れた片麻状構造を呈しているものが多い。また、変形・変成作用によって形成された細粒鉱物を含む片麻岩もみられる。

新期花崗岩は年代的にジンバブエクラトン西部に分布するSesombi, Chingezi, Wedzaなどの花崗岩(28.3～26.3億年前)と、その後形成されたクラトン東部および東南部に広く分布するChilimanzi花崗岩(26.0～25.7億年前)の2つに区別されている (Wilson *et al.*, 1978; Wilson, 1979)。前者の活動時期は、ジンバブエクラトンで最も若いShanvaianグリーンストーン帯の形成時代とほぼ一致する。それに対して、後者はグリーンストーン帯の形成後に貫入した花崗岩である。新期花崗岩は、一般的に中粒～粗粒の均質な等粒状組織を呈している。その多くは、石英モンズナイトに分類され、アルカリ長石に富んでおり、特にマイクロクリンを多く含むという特徴がある。また、数cmに及ぶ斜長石、カリ長石の斑晶を含む斑状花崗岩もめずらしくない (Nisbet *et al.*, 1981)。

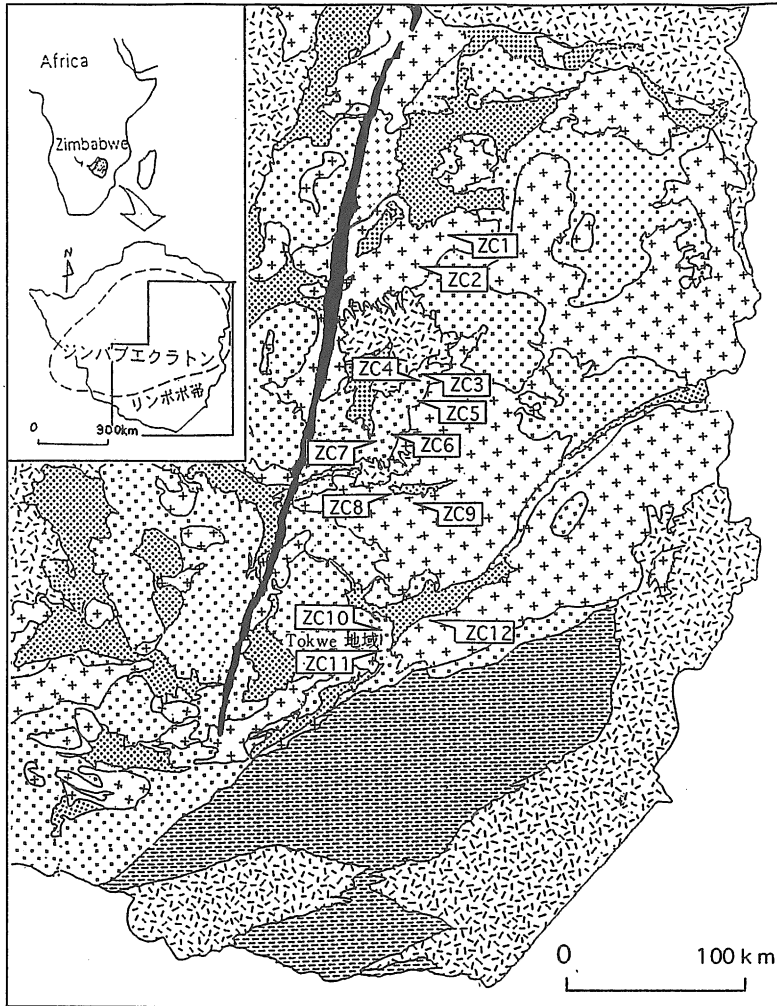
3. 岩相記載

調査地域は、ジンバブエクラトンの中部および南部に広く分布する花崗岩質岩地域である。本研究で用いた試料はすべて著者の一人である角替がジンバブエ大学の協力を得て採集したものである。試料は12地点(サンプルZC1～ZC12)から15個採集した(図1)。このうち古期花崗岩に相当する岩石は10個、新期花崗岩は5個である。図2に代表的なサンプルのモード分析結果を示す。以下に、特徴的な岩石の露頭での産状および鉱物組成を述べていく。

(1) 古期花崗岩

古期花崗岩は顕著な片麻状構造を呈することが最大の特徴である。主に斜長石-石英-カリ長石-黒雲母-緑泥石-緑簾石-白雲母-不透明鉱物によって構成されており、組成的にはトータル岩に区別されるものが多い。ただし、後述するように、例外的に石英モンズナイト質岩石もある(サンプルZC3)。

サンプルZC10A: 片麻状構造が顕著であり、鉱物組合せは、斜長石-石英-カリ長石-マイクロクリン-黒雲母-白雲母-緑泥石-不透明鉱物である。斜長石の量が50～60vol.%と他の鉱物に比べて非常に多く、その粒径は大部分が1.5～2mmと粗粒である。一方、石英の存在量は20～30vol.%である。カリ長石、マイクロクリンの量もまた、合計10～20vol.%と少ない。黒雲母の量は3～5









- | | | | |
|---|-------------------|---|-----------|
|  | クラトン形成後の若い火山岩、堆積岩 |  | グリーンストーン帯 |
|  | グレートダイク |  | リンポポ帯 |
|  | 新期花崗岩 |  | 古期花崗岩 |

図1 Stagman (1978) によるジンバブエクラトン及びその周辺の地質図。地図中の番号はサンプル採集場所を示す。

表1 ジンバブエクラトンの様々な岩相から得られた放射性年代データ (単位はMa)
表の上ほど古い岩相を示す。

岩相	U-Pb年代	Pb-Pb年代	Rb-Sr年代
古期花崗岩			
Montd' Or tonalite		3345+55 : 6	3350±120 : 3
Tokwe gneiss		475+97/-93	3500±400 : 1
新期花崗岩-(1)			
Mushandike granodiorite		2946+125-135 :	2917±171 : 8
グリーンストーン帯			
Eldorado Formation(Filabusi)	2788±10 : 12		2799±9 : 12
Hokonui Formation(Belingwe)	2904±9 : 12		
Maliyami Formation, Midlands	2702±6 : 12		2660±70 : 1
Surprise Formation, Shurugwi	2689±27 : 12		
Avalon Formation, Bulawayo	2696±7 : 12		
新期花崗岩-(2)			
Mashaba tonalite			2860±60 : 5
Chingezi tonalite		2686+88/-94 : 8	2684±102 : 8
		2800+72/-76 : 8	2810±70 : 5
		2825+94/-100 : 8	2818±70 : 8
Rhodesdale gneiss		2976+121/-133 : 8	2700±80 : 4
Bindura granodiorite	2649±6 : 11	2617+23/-24 : 11	
Sesombi Suite	2673±5 : 10	2579+154/-173 : 8	2633±140 : 1
Wedza Suite	2667±4 : 11		2680±140 : 7
Shawva porphyries		2641+64/-66 : 11	
Chilimanzi Suite(北部)	2601±14 : 11		2574±14 : 2
Chilimanzi Suite(南部)			2583±52 : 9

1. Hawkesworth *et al.* (1975), 2. Hickman (1976), 3. Moorbath *et al.* (1976), 4. Moorbath *et al.* (1977), 5. Hawkesworth *et al.* (1979), 6. Taylor *et al.* (1984), 7. Baldock and Evans (1988), 8. Taylor *et al.* (1991), 9. Kamber *et al.* (1992), 10. Dougherty-Page (1994), 11. Jelsma *et al.* (1996), 12. Wilson *et al.* (1995)

vol.%と少ないが、大きさ0.05~1.1mmのものが片麻状構造に沿って配列している。

サンプルZC3: 高度変成作用による著しい部分溶融を受けたミグマタイト的片麻岩の優白色部に相当する (図3a)。主に石英, 斜長石, カリ長石の粗粒結晶から成り, 一部これらが細粒化した集合体をもつ。鉱物組合せは, 斜長石-石英-マイクロクリン-カリ長石-黒雲母-緑

廉石-スフェーン-不透明鉱物である。この岩石の特徴はマイクロクリンの量が25~35 vol.%と多く, その粒径は0.08~3 mmと非常に粗粒なことである。カリ長石 (10~20 vol.%) の粒径もまた0.05~2.5 mmと粗粒である。黒雲母の量は5~10 vol.%であり, その粒径は場所により0.05~0.75 mmと大きく変化する。石英とカリ長石およびマイクロクリンの境界には, 石英とカリ長石

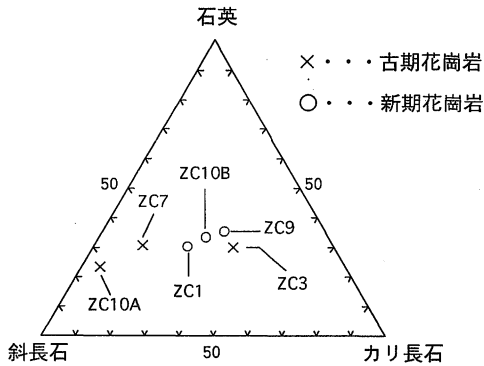


図2 古期・新期花崗岩中に含まれる石英、斜長石、カリ長石のモード比を示す三角図。古期花崗岩は、斜長石に富んでおり、トータル岩～カコウ閃緑岩に区分される。サンプルZC3は、マイクロクリンに富み、石英モンズナイトの特徴をもつ。これは、例外的にミグマタイト化作用によって形成された優白色部である。新期花崗岩は、マイクロクリンを多く含み、古期花崗岩に比べて斜長石の量が少ない。このため、石英モンズナイトに相当する。

の微細集合体であるミルメカイトが形成されている。

サンプルZC7： 岩石形成後に著しい変形作用を受け、マイロナイト化した岩石である。鉱物組み合わせは、緑簾石－緑泥石－斜長石－カリ長石－石英－不透明鉱物である。緑簾石の量が60～70 vol.%と極めて多いため、岩石全体が緑色を呈している。緑泥石は緑簾石と共存しており、その量は10～20 vol.%である。斜長石はソーシュライト化した他形結晶で周囲を二次的な緑簾石等によって囲まれている。この岩石は、マイロナイト作用に伴って浸透した熱水による後退変成作用の影響が極めて大きく、緑簾石、緑泥石の起源もこの熱水によるものと考えられる。

(2) 新期花崗岩

新期花崗岩は、風化作用によって特徴的なドーム状の山容を呈していることが多い(図3b)。岩石はクラノブラスティックな等粒状組織をもち主にカリ長石－マイクロクリン－石英－斜長石－黒雲母－緑泥石－緑簾石－白雲母－不透明鉱物によって構成されている。石英、長石の量

比から石英モンズナイトに分類される。

サンプルZC1： 新期花崗岩の特徴である等粒状組織を呈している。鉱物組合せはカリ長石－石英－マイクロクリン－斜長石－黒雲母－白雲母－緑簾石－緑泥石－スフェーン－不透明鉱物であり、石英モンズナイトに分類される。カリ長石、石英、斜長石の粒径は2 mm前後のものが多く、それらの量比はほとんど差がない。古期花崗岩と比較してマイクロクリンを多く含んでいる(5～10 vol.%)。また、カリ長石と石英の間にはミルメカイトが形成されている。

サンプルZC10B： 図3cに示した露頭観察から、基盤岩である古期花崗岩(ZC10A)の片麻状構造を切って貫入している斑状花崗岩である。鉱物組合せは、石英－マイクロクリン－斜長石－カリ長石－黒雲母－白雲母－不透明鉱物である。石英やマイクロクリン、斜長石の粒径は、ほとんど0.05～0.25 mm位で細粒であり、その量はどれも25～35 vol.%位である。カリ長石(10～20 vol.%)の粒径は大部分は0.25 mm位で細粒であるが、一部は3～4 mm位の粗粒な結晶もある。片麻状構造は顕著ではないが、黒雲母の定向配列がみられる。この黒雲母の粒径は0.08～0.13 mmで、量は10～15 vol.%と比較的多い。

サンプルZC12： 有色鉱物として粗粒(1.5～2 mm)な黒雲母を30～40 vol.%含むことが、この岩石の大きな特徴である。鉱物組合せは、黒雲母－カリ長石－石英－斜長石－不透明鉱物－ジルコンである。なお、この黒雲母中には、粗粒なジルコンがみられた。カリ長石、石英、斜長石もまたすべて粗粒(0.2～4.4 mm)であり、それぞれの量は20～30 vol.%である。

4. ジルコンの形態分類

(1) サイズおよび伸長比

ジルコンの縦(結晶の長軸方向：c軸方向)と横(長軸に直交する方向：a又はb軸方向)の長さを測定してサイズを決定し、ジルコンの伸長比(横/縦比)を計算した。その結果を図4, 5に示す。

ジルコンの長軸方向の長さを比較してみると、古期花崗岩中のジルコンではサンプルZC3で $206 \pm 100 \mu\text{m}$ (誤差は標準偏差を示す)、サンプルZC7で $214 \pm 100 \mu\text{m}$ であった。一方、新期花崗岩中のジルコンは、サンプルZC1で $148 \pm 70 \mu\text{m}$ 、サンプルZC9で $143 \pm 70 \mu\text{m}$ と古期花崗岩のものよりも小さい。ただし、例外的にサンプルZC12(新期花崗岩)では極めて粗粒に成長したジルコンが見られた($227 \pm 100 \mu\text{m}$)。

これらのデータからジルコンの伸長比を計算してみる

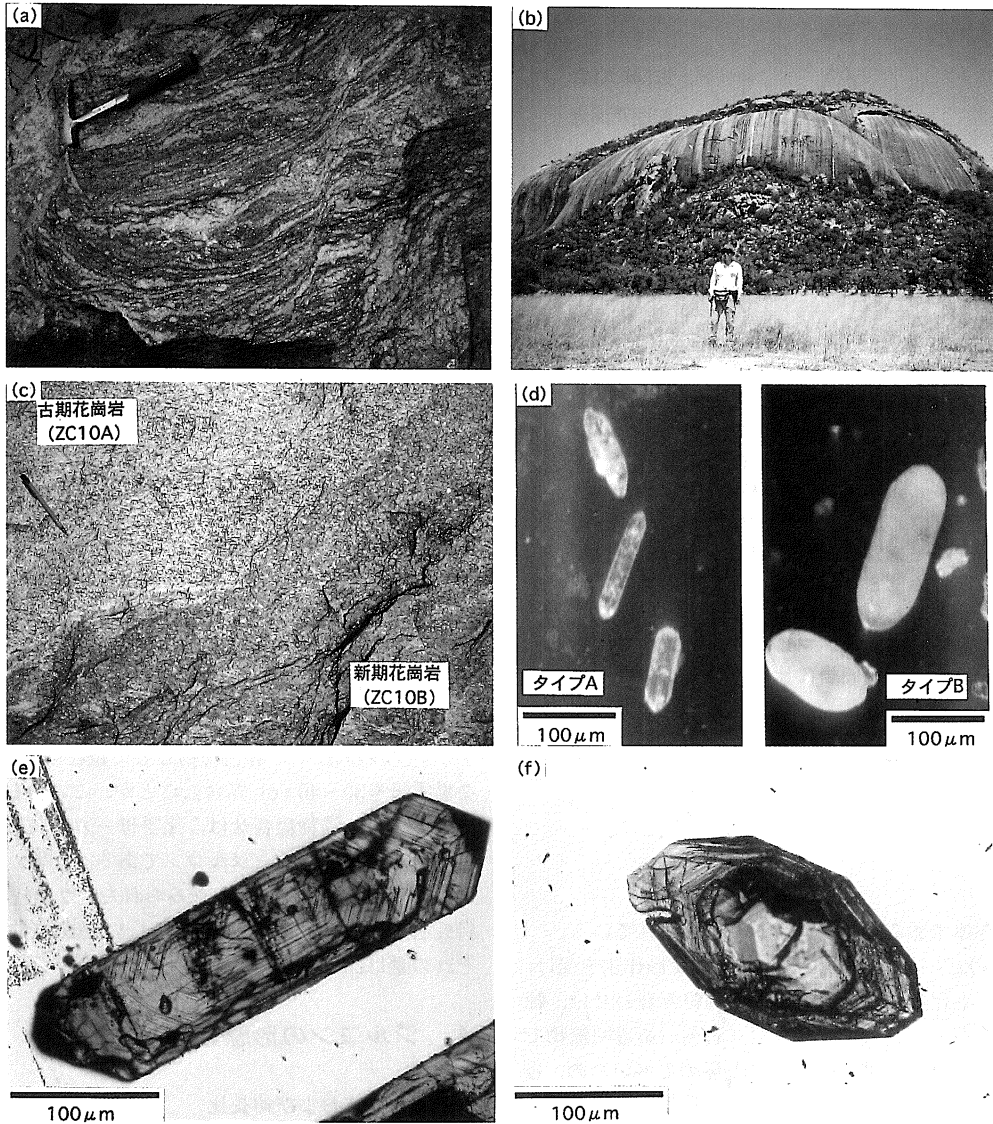


図3 a: 古期花崗岩の露頭写真(サンプルZC3)。ミグマタイト化作用によって形成された片麻状構造が特徴的である。b: 新期花崗岩の露頭写真 c: 片麻状構造を呈した古期花崗岩(サンプルZC10A)に貫入している斑状花崗岩(新期花崗岩; サンプルZC10B)を示す露頭写真。d: 古期花崗岩(サンプルZC10A)に含まれるジルコンの顕微鏡写真。岩石中のジルコンは、タイプAとタイプBの2種類のジルコンがみられた。タイプAのジルコンについては、中心からの連続的な累帯構造がみられるため古期花崗岩固結後の変成作用時に新たな核から形成されたと考えられる。一方、タイプBの核部は、古期花崗岩固結時に形成されたジルコンが変成作用時の部分熔融(メルト)または粒間流体によって融食され、再び岩石中からZrやSiが供給されることにより成長したものと考えられる。e: 新期花崗岩(サンプルZC12)中の自形ジルコンの顕微鏡写真。このジルコンは変成作用や再熔融などによる二重成長がみられず、中心からの規則的な累帯構造を呈した自形ジルコンである。f: 古期花崗岩(サンプルZC7)中の融食再成長を示すジルコンの顕微鏡写真。融食とはジルコンが再熔融するとき、成長の早かった部分(長軸方向)が逆にとけやすいため、長軸方向に沿ってジルコンが融けはじめ、楕円状になる現象のことをいう。また、その後新たなZrやSiが供給されることにより再成長するとジルコンは二重成長を呈する。

と、その値は0.2~1まで大きく変化する。そこで、0~0.35までを長柱型、0.35~0.75までを中間型、0.75~1までを短柱型とした。それによると、ZC12において長柱型ジルコンが多くみられたが、その他のサンプルにおいては顕著な差違がみられなかった。なお、すべてのサンプルにおいて短柱型のジルコンは長柱型、中間型に比べて少ない。

また、古期花崗岩（サンプルZC10A）と同一露頭にみられる貫入岩（サンプルZC10B）との接触部（図3c）には、いずれのサンプルにも異なる2種のジルコン（図3dのタイプAとB）が含まれていた。なお、タイプAは細粒長柱型で半透明のジルコン、タイプBは比較的粗粒で茶褐色の包有物を含む中間型ジルコンである。

(2) 外形および二重成長の有無

偏光顕微鏡下においてジルコンの外形および結晶の中心にみられる核部の有無を観察することによってジルコンを次の5つに分類した。

タイプA I：中心部に古いジルコンの核を持たず、中心から縁部まで規則的な累帯構造をもつ自形ジルコン（図3e）

タイプA II：タイプA Iと同様であるが、自形を呈さず、結晶の輪郭が再溶融あるいは変成作用により融食されて丸みを帯びたジルコン

タイプB I：中心部に古いジルコンの核を持ち、その後、再成長（二重成長）した自形ジルコン

タイプB II：タイプB Iと同様であるが、タイプA IIと同様に結晶の輪郭が丸みを帯びたジルコン（図3f）

タイプB III：タイプB IIに似ているが、中心の核が二世代あるジルコン（三重成長）

各サンプルにおけるそれぞれのタイプの分布を図6に示す。

古期花崗岩のサンプルZC3、ZC7については自形のジルコンが少なく、ほとんどが融食されて丸みを帯びたジルコンが多い。ただし、サンプルZC10AではタイプA I、B Iのように自形を呈したものを20%以上含む。一方、新期花崗岩中のジルコン（サンプルZC1、ZC9、ZC10B）は中心に核をもたず、タイプA I、A IIのように自形および融食されたジルコンが多い。なお、サンプルZC12では、ほとんどのジルコンが自形を呈したタイプA Iである。

以上の結果をまとめると、ジルコンの二重成長は古期花崗岩に多くみられたが、例外的にサンプルZC3では比較的少なかった。また、サンプルZC10Aでは、三重成長と

みられる複雑な成長を示すジルコン（タイプB III）が少量含まれていた。一方、新期花崗岩においてもサンプルZC9を除いてごくわずかであるが二重成長と思われるジルコンが数個（1~2%）みられた。なお、古期花崗岩に貫入したサンプルZC10Bにも、サンプルZC10Aに見られるような二重成長したタイプB IIのジルコンがみられた。

5. 考察

ジルコンの形態は、それぞれの岩相によって大きな違いがあり、花崗岩の形成過程と密接な関係があると考えられる。ここでは、古期・新期ジルコンの形成過程を図7に示し、岩石形成との関係について考察した。

(1) 古期花崗岩

古期花崗岩の特徴としてすべてのサンプルに二重成長したジルコンが多くみられるが、その量比はサンプルによって大きく異なる。二重成長をもつジルコンは、サンプルZC10Aで最も多く、50%以上に達する。これらタイプBの核部は、古期花崗岩固結時に形成されたジルコンが変成作用時の部分溶融（メルト）または粒間流体によって融食され、再び岩石中からZrやSiが供給されることにより成長したものと考えられる。なお、三重成長したジルコンB IIIの核部は、古期花崗岩固結以前（>35億年前）の花崗岩で形成されたジルコンであろう。一方、タイプA I、A IIのジルコンについては、中心からの連続的な累帯構造がみられるため古期花崗岩固結後の変成作用時に新たな核から形成されたと考えられる。サンプルZC3は、二重成長したジルコンが15%と少ない。この理由は、変成作用におけるミグマタイト化作用において、ほとんどのジルコンが再溶融し、新たな核形成によって、タイプA I、A IIのジルコンが形成されたと考えられる（図7）。これに対してサンプルZC7では、二重成長したジルコンが40%に達する。この原因は、マイロナイト化作用時に融け残ったジルコンの数が多かったことを意味している。

一方、同一岩石中に自形および融食されたジルコンの両方が出現するという特徴もある。これは、ジルコンを包有する鉱物に関係していると考えられる。一般的に古期花崗岩中のジルコンは、タイプA II、B II、B IIIで示されるように80~95%が融食されている。この理由として、ジルコンは、古期花崗岩の変成作用でできたメルト中でのZr欠乏により融食されたものと考えられる。逆に自形のジルコン（タイプA I、B I）は、部分溶融によるメルト中で早期に晶出する鉱物（黒雲母など）中にジ

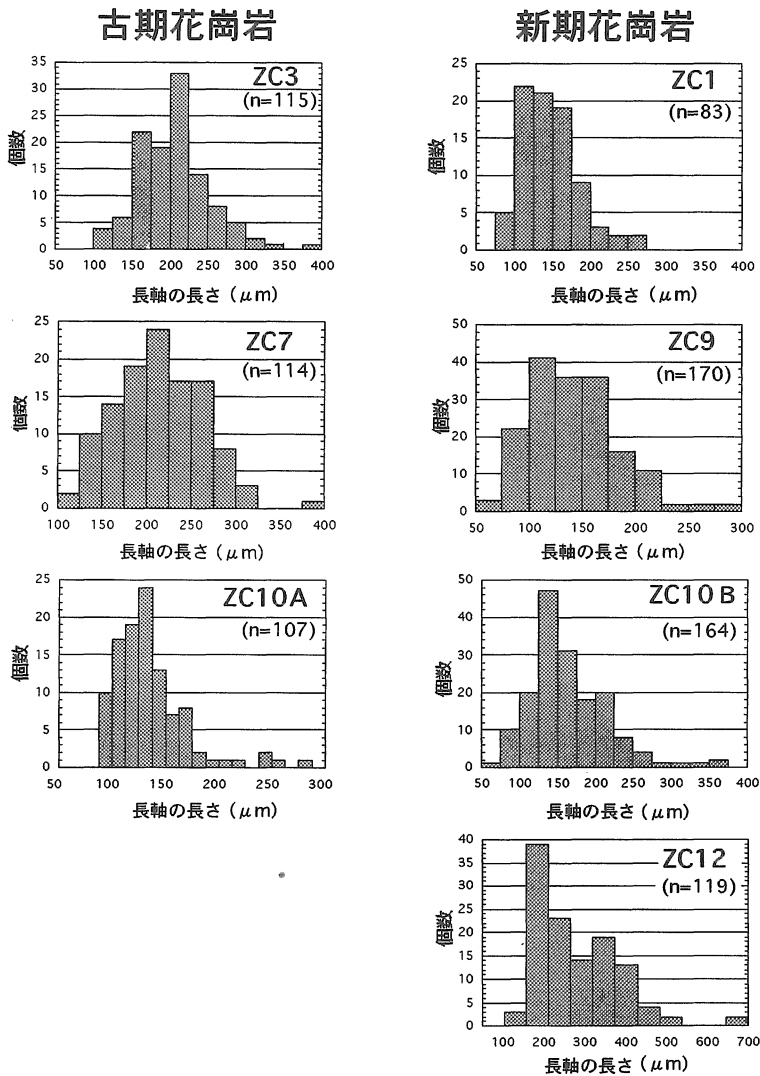


図4 古期、新期花崗岩中に含まれるジルコンの長軸の長さ。
古期花崗岩中のジルコン(サンプルZC3, ZC7)の方が、新期花崗岩中のジルコン(サンプルZC1, ZC9)よりも長いことがわかる。ただし、例外的にZC12(新期花崗岩)では極めて粗粒に成長したジルコンがみられた。

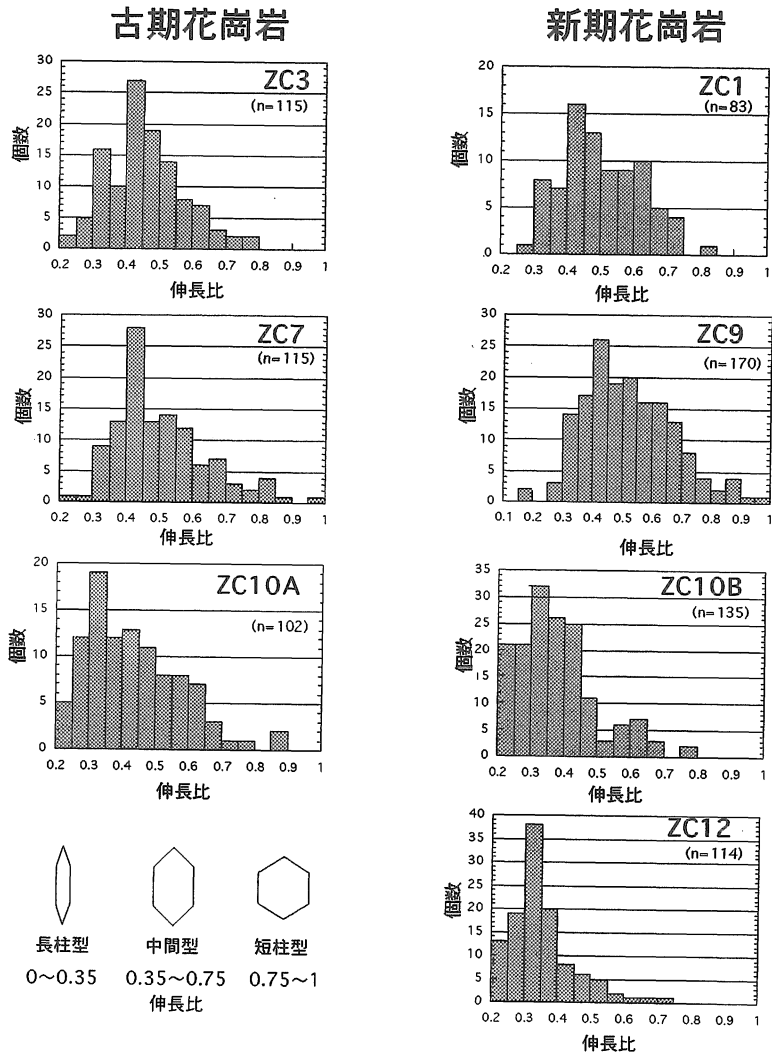


図5 古期、新期花崗岩中に含まれるジルコンの伸長比を示すヒストグラム。ZC12において多くの長柱型ジルコンがみられたが、その他のサンプルにおいては顕著な差違がみられなかった。すべてのサンプルにおいて短柱型のジルコンはほとんどみられなかった。

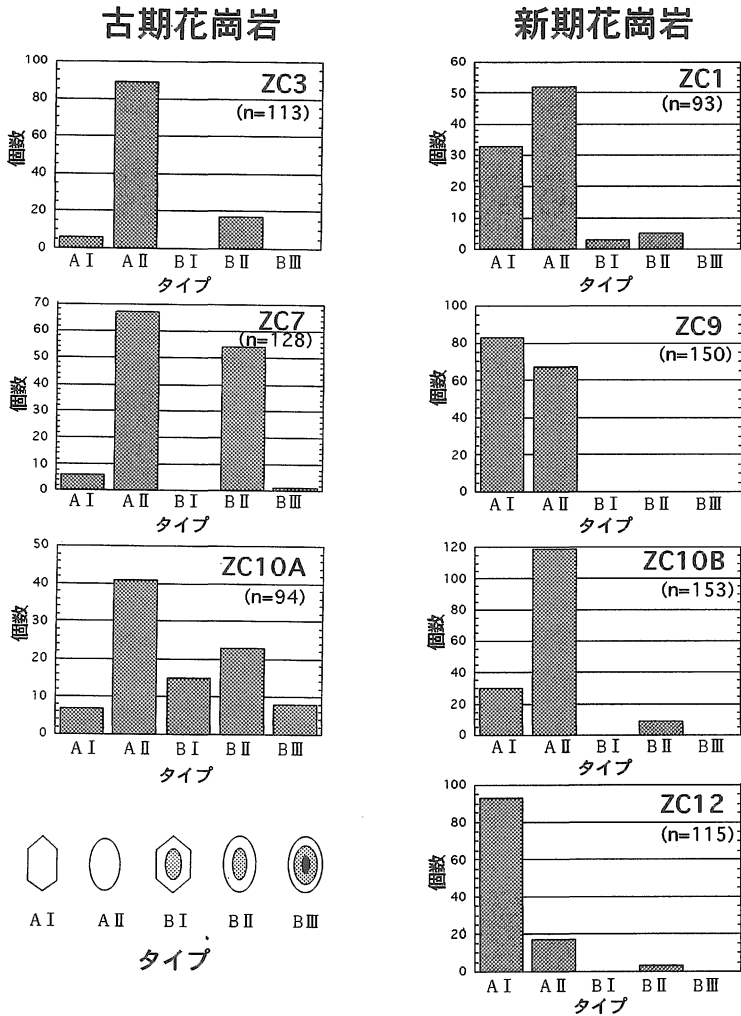


図6 古期、新期花崗岩中に含まれるジルコンの融食再成長による分類。
 タイプA I : 中心部に古いジルコンの核を持たず、中心から縁部まで規則的な累帯構造をもつ自形ジルコン(図3d)、タイプA II : タイプA Iと同様であるが、自形を呈さず、結晶の輪郭が再溶融あるいは変成作用により融食されて丸みを帯びたジルコン、タイプB I : 中心部に古いジルコンの核を持ち、その後、再成長(二重成長)した自形ジルコン、タイプB II : タイプB Iと同様であるが、タイプA IIと同様に結晶の輪郭が丸みを帯びたジルコン(図3e)、タイプB III : タイプB IIに似ているが、中心の核が二世代あるジルコン(三重成長)
 ジルコンの二重成長は、古期花崗岩(ZC3を除く)に多くみられる。古期花崗岩中には三重成長とみられる複雑な成長を示したジルコンが少量含まれている。一方、新期花崗岩には、ほとんど二重成長を示すジルコンがなかった。

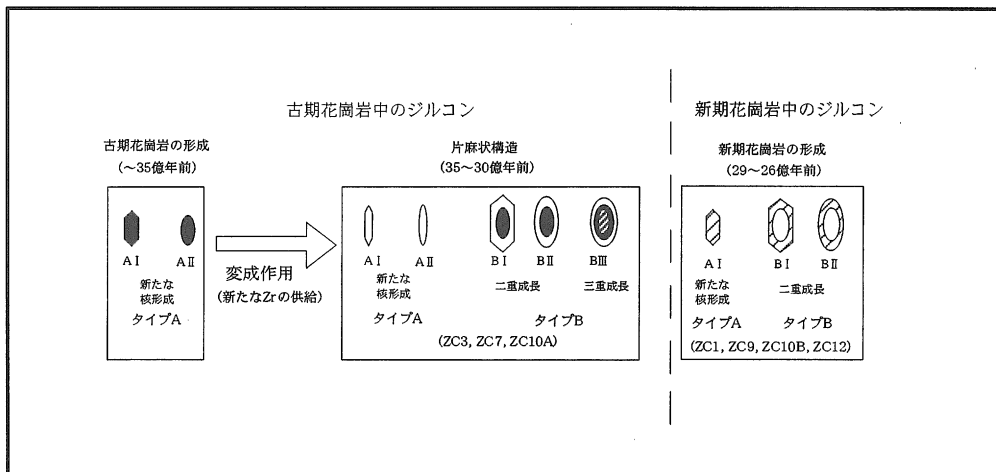


図7 古期・新期花崗岩中のジルコン成長モデル

ジルコンは、花崗岩質岩の形成と同時に形成される（タイプI：自形ジルコン，タイプII：融食されたジルコン）。ジンバブエクラトンの古期花崗岩は、その後数回の変成作用を受けた地域（Tokwe地域など）がある。そのため、変成作用による影響を受けた花崗岩質岩中では、新たなZrの供給によって再び新たな核形成によってできたタイプA（A I， A II）や古いジルコンを核として二重成長したタイプB（B I， B II）のようなジルコンが形成されると考えられる。

一方、新期花崗岩は、変成作用を受けていないため二重成長したジルコンはほとんどなく、新たな核形成によるジルコン（A I， A II）が多い。わずかに含まれている二重成長したジルコン（B I， B II）は、花崗岩マグマ形成時に再溶融した古期花崗岩中の融け残ったジルコンを取り込んだためであると考えられる。サンプルZC10A中の三重成長したジルコン（タイプB III）は、古期花崗岩形成以前のマグマ中に残存するジルコンが古期花崗岩形成時に二重成長し、その後の変成作用で三重成長したと考えられる。

ルコンが自形のまま「化石」として保存されたと考えられる。

(2) 新期花崗岩

サンプルZC1, ZC9, ZC12に含まれるジルコンは、二重成長をしていないもの（タイプA I， A II）が古期花崗岩に比べて多く、その中でも自形を呈するジルコン（タイプA I）の割合が大きい。これは、ほとんどのジルコンが花崗岩質岩の固結時に新たに形成された核からジルコンを形成し、その後の熱的イベントを受けずに成長したものと考えられる。なお、サンプルZC1, ZC10B, ZC12は、一部に二重成長を呈するジルコン（タイプB）を含んでいる。これらは、新期花崗岩マグマの原岩である花崗岩質岩（おそらく古期花崗岩）の残存結晶を核として再成長したジルコンであると考えられる。自形および融

食されたジルコンの存在は、古期花崗岩と同様ジルコンを包有する鉱物によるものと考えられる。

(3) ジルコンからみたジンバブエクラトンの進化

全ての古期花崗岩において、岩石固結後に新たなZrの供給があったことを示す二重成長したタイプBのジルコンが多い。これは、古期花崗岩が受けたミグマタイト化作用を伴う変成作用を示している。また、古期花崗岩に貫入した新期花崗岩（サンプルZC10B）中の二重成長したジルコン（タイプB I， B II）は、新期花崗岩形成以前の古いジルコンを含んでいると考えられる。このことから、一度形成された古期花崗岩が変成作用を受けた後に地下深部で再溶融され、古期片麻岩中の融け残ったジルコンを含む花崗岩質マグマを形成したと考えられる。こうした再溶融は28.3～25.7億年前に何度か起こり、古期

花崗岩中に貫入して固結し、現在見られるような新期花崗岩になったと考えられる。

以上の結果より、ジルコンの形態は、クラトンの複雑な地殻活動を知る上で重要な役割を果たしている。

謝辞：本研究をすすめるにあたり、筑波大学地球科学系の久田公一博士、棟上俊二博士、水野耕平氏には、サンプル採集の補助をしていただいた。また、ジンバブエ大学地質学教室のS. Mkweli 氏には地質調査に於いて全面的なサポートをしていただいた。また、高須晃教授をはじめとする本学総合理工学部変成岩ゼミの方々には様々な御助言、御指摘をいただいた。以上の方々に深く感謝の意を表します。なお、本研究の一部は文部省科学研究費補助金（奨励研究A：08740415，重点領域研究：08228212）の補助金による。

参考文献

- Baldock, J. W. and Evans, J. A. (1988) : Constrations on the age of the Bulawayan Group metavolcanic sequence, Harare greenstone belt, Zimbabwe. *J. Afr. Earth. Sci.*, 7 : 795-804.
- Dougherty-Page, J. S. (1994) : *The evolution of the Archaean continental crust of northern Zimbabwe*. PhD thesis. the Open Univ. Milton Keynes (unpublished).
- Hawkesworth, C. J., Moorbath, S., O'Nions, R. K., and Wilson, J. F. (1975) : Age relationships between greenstone belts and "granites" in the Rhodesian Archaean Craton. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 25 : 251-262.
- Hawkesworth, C. J., Bickle, M. J., Gledhill, A. R., Wilson, J. F., and Orpen, J. L. (1979) : A 2.9 Ga event in the Rhodesian Archaean. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 43 : 285-297.
- Hickman, M. H. (1976) : *Geochronological investigations in the Limpopo Mobile Belt and part of the adjacent Rhodesian Craton*. PhD thesis, Univ. Leeds (unpublished).
- Jelsma, H. A., Valbracht, L. V., Valbracht, P. J., Davies, G. R., Wijbrans, J. R., and Verdurmen, E. A. T. (1996) : Constraints on Archaean crustal evolution of the Zimbabwe craton : a U-Pb zircon, Sm-Nd and Pb-Pb whole-rock isotope study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 124 : 55-70.
- Kamber, B., Blenkinsop, T., Rollinson, H., Kramers, J., and Berger, M. (1992) : Dating of an important tectono-magmatic event in the Northern Marginal Zone of the Limpopo belt, Zimbabwe : first results. In : Blenkinsop T., Rollinson H. (eds) North Limpopo Field Workshop. P39.
- Moorbath, S., Wilson, J. F., and Cotterill, P (1976) : Early Archaean age for the Sebakwian group at Selukwe, Rhodesia. *Nature*, 264 : 536-538.
- Moorbath, S., Wilson, J. F., Goodwin, R., and Humm, M. (1977) : Further Rb-Sr age and isotope date on early and late Archaean rocks from the Rhodesian Craton. *Precambrian Res.*, 5 : 229-239.
- Nisbet, E. G., Wilson, J. F., and Bickle, M. J. (1981) : The evolution of the Rhodesian craton and adjacent Archaean terrain : tectonic models. In : Kroner A (ed) Precambrian plate tectonics. *Elsevier, Amsterdam.*, : 161-183.
- Robertson, I. D. M. (1973) : The geology of the country around Mount Towla. *Rhod. Geol. Surv. Bull.*, 68.
- Stagman, J. G. (1978) : An outline of the geology of Rhodesia. *Rhod. Geol. Surv. Bull.*, 80, 126pp.
- Taylor, P. N., Jones, N. W., and Moorbath, S. (1984) : Isotopic assessment of relative contributions from crust and mantle sources to the magma genesis of Precambrian granitoid rocks. *Philos. Trans. R. Soc. London. A.*, 310 : 605-625.
- Taylor, P. N., Kramers, J. D., Moorbath, S., Wilson, J. F., Orpen, J. L., and Martin, A. (1991) Pb/Pb, Sm-Nd and Rb-Sr geochronology in the Archaean Craton of Zimbabwe. *Chem. Geol.*, 87 : 175-196.
- Watson, E. B. and Harrison, T. M. (1983) : Zircon saturation revisited : temperature and composition affects in a variety of crustal magma types : *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 64 : 259-304
- Wilson, J. F., Bickle, M. J., Hawkesworth, C. J., Martin, A., Nisbet, E. G., and Orpen, J. L. (1978) : Granite-greenstone terrains of the Rhodesian Archaean craton. *Nature*, 271 : 23-27.
- Wilson, J. F. (1979) : A preliminary reappraisal of the Rhodesian basement complex. *Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ.*, 5 : 1-23.
- Wilson, J. F., Nesbitt, R. W., and Fanning, M. (1995) : Zircon geochronology of Archaean felsic sequences in the Zimbabwe Craton : a revision of greenstone

stratigraphy and a model for crustal growth. In :
Coward, M. P. and Ries, A. C.(eds) *Early Precam-*
brian Processes. Geol. Soc. Spec. Publ., 95 : 109-126.