

ナミビアの花崗岩類と鉱物資源 —特に環状花崗岩複合体について—

石原舜三¹⁾

1. まえがき

ナミビアはアフリカの南西部にある遠い国で、日本からはシンガポール、ヨハネスブルグを経て首都ヴィントホックに達する。ナミビアの人口は約170万人、そのうち10万人余が白人という黒人社会である。かつてドイツとイギリスの植民地であったため、その影響が残っている。

ヴィントホックは乾燥した高原にある静かな小さな(人口約20万人)街で(写真1, 2), ここで2002

年の夏、国際鉱床学連合(IAGOD)が開かれた(写真3-6)。この会合は最初、南アフリカ共和国のヨハネスブルグに設定されたが、治安上の理由でヴィントホックに変更された。鉱物資源国ナミビアの地質学会を育てる意味もあったようである。

私は4年に1回のこの会合に1974年のバルナ(ブルガリア)以来ほぼ皆勤しており、学会のほか二つのことを楽しみにナミビアに出かけた。一つはこの国の北東部に存在するツメブという多金属鉱床に接することである。これは炭酸塩岩中にほぼ直立



写真1 徒歩で空港建物に入るのどかなヴィントホック空港。



写真3 IAGOD会場のサファリコートホテル入口。



写真2 田園的な首都、ヴィントホック。



写真4 学会会場案内IAGOD会場の入口。

1) 産総研 特別顧問

キーワード: ナミビア, 花崗岩類, Aタイプ, ベグマタイト, ウラン鉱床, 環状岩体



写真5 ポスター会場の日本人出席者(左から大坪, 石原, アグン, 実松, 曾, 今井の各氏).



写真7
鉱山・エネルギー省の建物.



写真6 歓迎晩餐会で行われた伝統的ダンス.



写真8 鉱山・エネルギー省に隣接するナミビア地質調査所.

した奇妙な紐状鉱体であるが、更に特異なのは世界のGe 鉱物のほとんどがここから産出している点である。しかし閉山されて久しく、鉱山巡検は用意されず、ヴィントホックのロックショップには、鉱物標本さえも並んでいなかった。

もう一つはここで紹介する環状に分布するアルカリに富む花崗岩複合体である。かつてホットスポット説が流行した時、当地やナイジェリアなどのアフリカ西部に幾つものホットスポットが画かれた論文を見たことがある。これは“Aタイプ”(非造山型)花崗岩と呼ばれるもので、日本のような造山帯に住んでいるとお目にかかることが出来ない。どのような地帯にどんな産状で露出しているかを見学することは長年の夢であった。ここでは巡検を通じて見たその一端を紹介したいと思う。

なお、ナミビアにとって鉱物資源は最も重要な国家収入であり、独立した省「Ministry of Mines and Energy」を持っている(写真7, 8)。2001年の推定

人口は170万人で、GDPは1人当たり4,500米ドルである。国のGDPの約20%、輸出の69%は鉱物資源が占めている。その内訳は、ダイヤモンドが最大で50%、ついでウラン、ベースメタル、銀などの順である(Coakley, 2001)。西海岸では乾燥気候を利用して塩田が設けられており、1997~2001年の年間塩生産量は49.3~57.6万tを推移している。

2. ナミビアの地質概要

ナミビアの地質は、東部のカラハリクラトン、北部のアンゴラクラトン、両者に挟まれ北東-南西方向に走るダマラ造山帯の3つに区分される。

ダマラ造山帯は先カンブリア時代の最末期にアフリカ全域に生じた“パンアフリカン”造山運動の中核を為すもので、これによって Gondwana 超大陸が出現したとされている。

ダマラ造山帯の最北部は北部プラットフォームと

第1表 ダマラ中央帯における層序表.

層群	地層名	岩石
Swakap	Chuoss	ダイアミクタイト 泥質片岩
	Rossing	珪岩 上部泥質片麻岩 上部大理石 下部泥質片麻岩 下部大理石
Nosib	Kham	角閃石-黒雲母片岩 角閃石-輝石片麻岩 縞状片麻岩 まだら片麻岩 黒雲母片麻岩 砂質片麻岩

呼ばれ、厚い炭酸塩岩類のオタビ (Otavi) 層群が分布し、モラッセ堆積物であるムルデン (Mulden) 層群に覆われている。ダマラ造山帯は原生代末期の諸岩石から構成され (第1表)、それが構造帯や断層によって引き裂かれており、北帯・中央帯・南

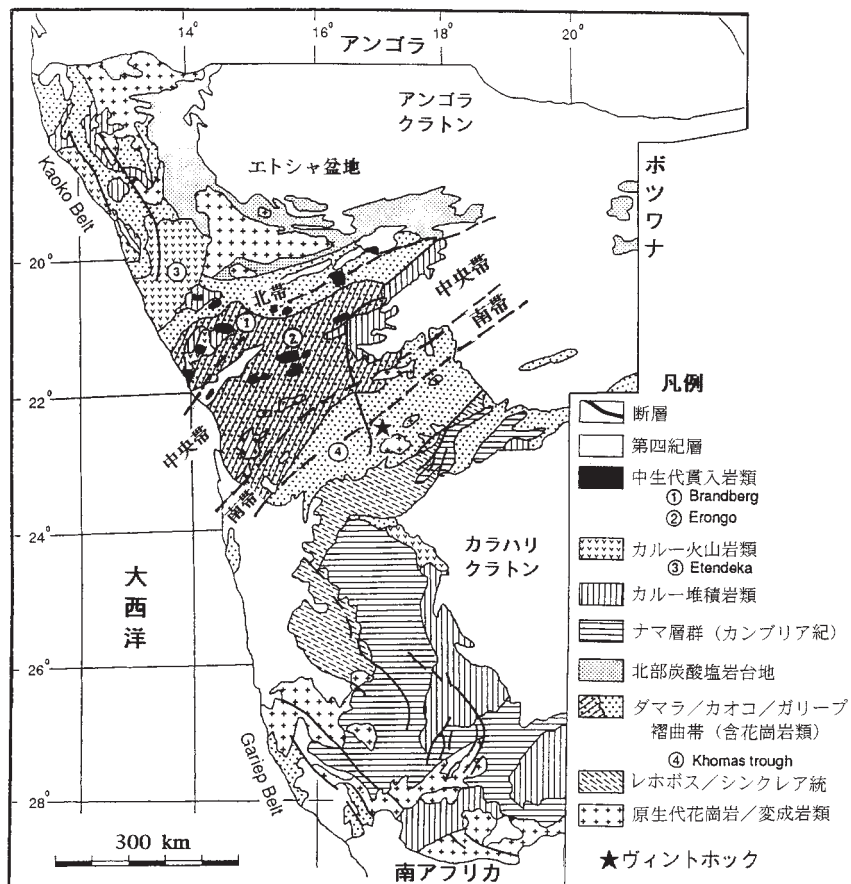
帯に分けられる (第1図)。

北帯は褶曲した地層と衝上断層が発達した帯で、衝上断層は後のリフト活動時に正断層としても活動した。

中央帯は北側をオチホロンゴ (Otiiorongo) 衝上断層、南縁をオカハンジャ (Okahandja) リニアメントで区切られる。中央帯には伸長するドーム状構造が一般的で、その中核には基盤岩類が露出している。中央帯の南部はパンアフリカン期^{注1)}の花崗岩活動が著しく、角閃岩相上部からグラニュライト相の低圧高温型変成岩類が発達する (Nex *et al.*, 2001b)。

中央帯の岩石層序はダマラ期前の原生代基盤に花崗岩類が貫入し、それらを不整合に覆って、主に河成堆積物であるノシ (Nosib) 層群、その上位に泥質、炭酸塩、氷河-海成堆積物であるサワッカ (Swakap) 層群が分布する。

最近の SHRIMP^{注2)} 法によるジルコンの U-Pb 年代測定によると、中央帯の基盤岩類の石英-長石片麻岩から 2093 ± 51 Ma、これに貫入する花崗岩



第1図 ナミビアの地質概略図 (Eberle and Hutchins, 1996).

から 1038 ± 58 Ma, 若い花崗岩からは 752 ± 7 Maの年代が得られている (Schneider *et al.*, 2002).

中央帯の花崗岩類の露出は $74,000 \text{ km}^2$ に及び, その96%が狭義の花崗岩であり, 残りが斑れい岩~閃緑岩と石英閃緑岩~花崗閃緑岩である. 巡検中に見学できた数カ所における帯磁率測定によると, 花崗岩は全て 0.1×10^{-3} SI以下であり, 花崗閃緑岩は 0.15×10^{-3} SI以下, 一部の石英閃緑岩で 4.4×10^{-3} SIに達したに過ぎず, 一般にチタン鉄鉱系の値を示した.

これら花崗岩類は次の3グループに分類される.

グループ I はパーアルミナス (CNK/A^{注3)} > 1) であり, Sタイプ的である. HFS 元素^{注4)} に乏しい. 一例として Nb+Y 量を第2図に示す. 鉱床に関係する優白花崗岩類はこのグループの分化物である.

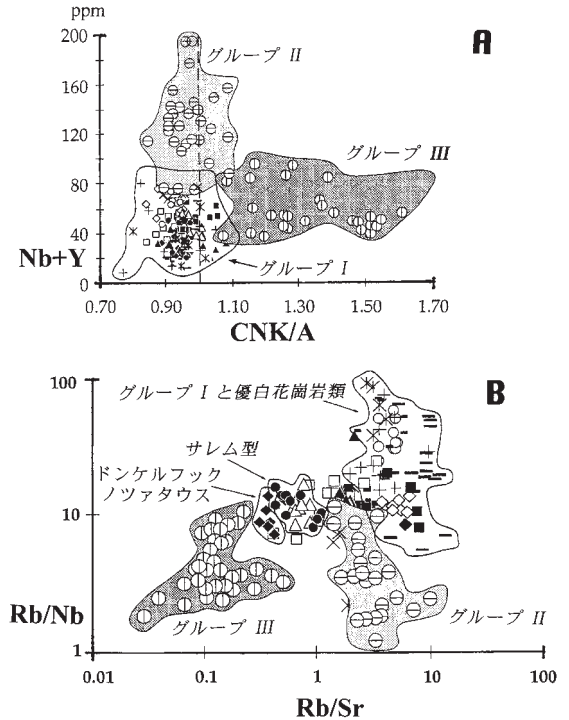
グループ II はパーアルミナス (CNK/A > 1) であり, HFS 元素に富む (第2図). これは化学成分上“プレート内花崗岩”の範疇に入る.

グループ III は, メタアルミナス (CNK/A < 1) な閃緑岩~石英閃緑岩類で, I タイプに属する. HFS 元素に乏しい.

3. ペグマタイト鉱床

中央帯南部の花崗岩類はペグマタイトやウランを伴い経済的に重要である.

ペグマタイトはリチウムに富み, セシウム, タンタルを含む (Li-Cs-Ta, LCT) 型 (石原, 2003) で, 準宝石



第2図 原生代末期ダマラ花崗岩類の3グループの化学的特徴 (McDermott *et al.*, 1996).

となる電気石が有名である. 鉱山としてウサコス (Usakos), ルビコン (Rubikon), オチュワ (Otjua) などがある. 鉱床の多くはサンダマップ-エロンゴ (Sandamap-Erongo) ペグマタイト帯にあり, ウサコス電気石鉱床 (写真9, 10) もこの中に見られる. ペ

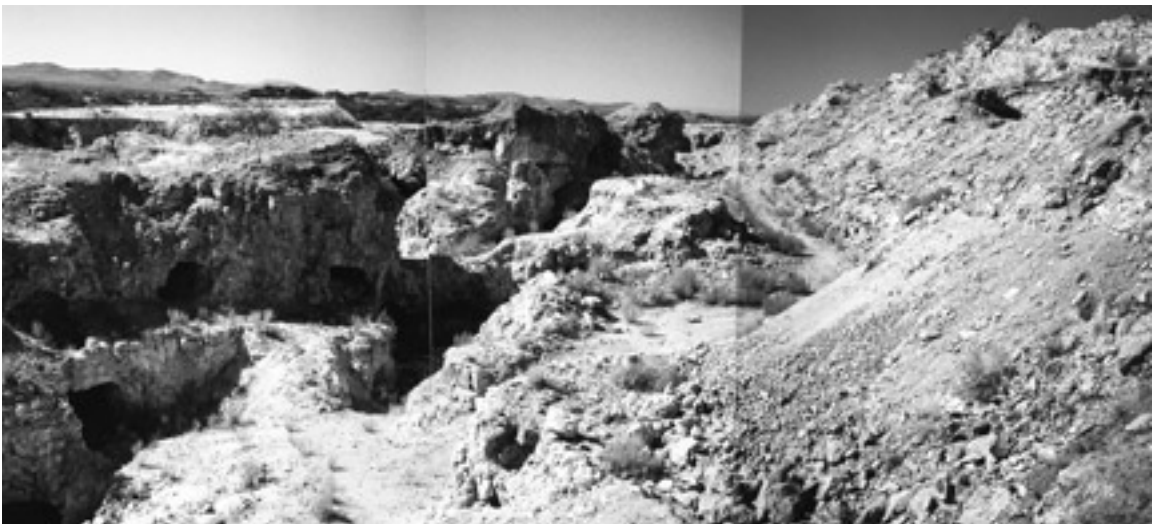


写真9 ウサコスのペグマタイト鉱山採掘場.



写真10 ウサコスの电气石(黒色)リング。

グマタイトは雲母片岩中に北北東に伸長してレンズ状に胚胎し、电气石の多くは黒色～青黒色であるが、レピドライト帯の空洞に緑色結晶が多産し、これは淡赤色～桃色电气石とゾーニングを示すことがある。

宝石鉱物としてはウサコスの準宝石クラスの电气石が最も有名で、ウォーターメロンと呼ばれる緑色の他、様々な色の电气石が産出する。これはペグマタイト中の錫石の探鉱に絡んで発見されたもので、1930年代には一部屋もあるような晶洞も発見され、电气石はドイツに持ち帰られ、加工されたと言われている。

ウラン鉱床も同様に花崗岩活動末期の生成であり、ロエシング(Rossing)、バレンシア(Valencia)、イーダドーム(Ida Dome)、ゴアニコンテス(Goani

kontes)などの鉱山が知られている。

以下主要な鉱床について紹介しよう。

3.1 ルビコン鉱床

リチウム資源としてはルビコン鉱床が最大で、北西走向の幅50～70m以下のレンズ状2鉱体が1km以上に亘って露出している(写真11)。これは1930年にベリル探査で発見されたもので、1951年からは葉長石 $[\text{LiAl}(\text{Si}_2\text{O}_6)_2]$ 、アムブリゴナイト $[\text{LiAl}(\text{F}, \text{OH})(\text{PO}_4)]$ 、リシア雲母、ベリル、石英、少量のポルサイト $[\text{Cs}_{1-x}\text{Na}_x\text{AlSi}_2\text{O}_6 \cdot x\text{H}_2\text{O} (x \sim 0.3)]$ 、ビスマス二次鉱物などが採掘された。

母岩はパンアフリカン期の石英モンゾ閃緑岩と粗粒ペグマタイト質両雲母花崗岩である。第1鉱体は北西方向に320m、幅25～35m以下、下盤面は地表面で北東へ46度傾斜し、下部で18～25度傾斜と緩くなる。第2鉱体は第1鉱体の南東部に位置し、北西-南東走向延長240m、幅63m以下、傾斜は地表で30度北東、20m深部で8～12度と緩くなる。両鉱体共にゾーニングを示し、下盤側の壁岩から中心へ向けて次の鉱物配列を示す。

外側中間帯：石英と長石(リチウムを欠く)

内側中間帯：石英と長石(リチウム、ベリル含有)

外側中核帯 ベリル

葉長石

少量のリシア雲母

多量のリシア雲母

内側中核帯 ペルト長石-石英コア

葉長石

石英コア



写真11 ルビコンペグマタイトの全景。



写真12 オチュアペグマタイトの全景。ほぼ水平に貫入している。



写真15 オチュアペグマタイト。电气石の産状。



写真13 オチュアペグマタイトと坑道掘り。

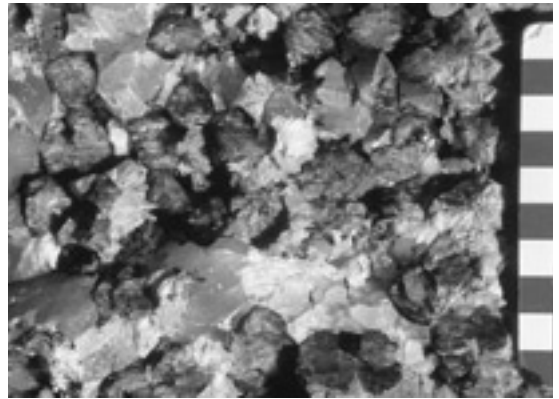


写真16 电气石の断面：三角形に注目。



写真14 オチュアペグマタイト。中心の石英巨晶とそれに向かって成長する电气石。



写真17 運び出された中心部の石英巨晶。

1980～1998年の間の精鉱生産量は次の通りである。葉長石19,707t, アムブリゴナイト939t, リシア雲母691t, ベリル48t, ポルサイト8t (Schneider *et al.*, 2002)。

3.2 オチュア ペグマタイト

オチュア (Otjua) ペグマタイトはカリビブ地方にあり、準宝石の电气石を産することでも著名である。これはスワッカ層群のドロマイト大理石中に胚胎し、長さ200m、幅25～30mのレンズ状鉱体である(写真12-17)。鉱



写真18 ロェシング ウラン鉱山のオープンピット.



写真19 ウラン鉱山入口.

物の累帯配列が見事で、外側から内部へ以下のゾーニングを示す (Schneider *et al.*, 2002).

文象質花崗岩

ペルト長石-アルバイト-石英-電気石帯

外側中間帯 (アルバイト, クリーブランダイト, 石英, 白雲母, ペルト長石, 電気石, ベリル)

内側中間帯 (アルバイト-ペルト長石, 石英-白雲母, リシア雲母, 電気石)

外側中核帯 (クリーブランダイト-石英-リシア雲母-電気石)

内側中核帯: 石英

電気石の色も帯状配列を示し、外側で黒色であるが、外側中間帯で黒色~暗緑黒色、内側中間帯で暗緑色~緑色、外帯中核帯でピンク、赤色、淡緑色、淡青色を示す。準宝石クラスの電気石はクリーブランダイトやリシア雲母と共に直径25cm程度のネスト状に産し、個々の結晶はコアに向かって成長する。結晶内のカラーゾーニングは一般に中心部が桃色、周辺部が緑色である。結晶は直径3cm以下、長さ7cm以下である。

4. ロェシング ウラン鉱床

ロェシング (Rossing) 地域におけるウランの産出は1910年から知られていたが、組織的な探査が実施されたのは世界的にウランブームが発生した1956年からである。これらウラン鉱床は中央帯南部の高度変成



写真20 鉱山近傍の優白花崗岩岩床の産状 (白い縞). その一部にウランが産出.

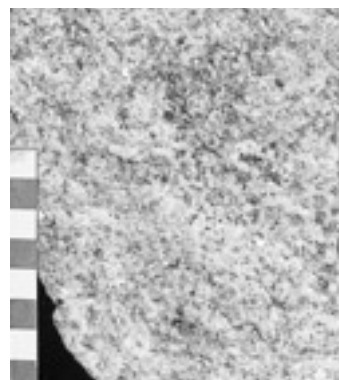
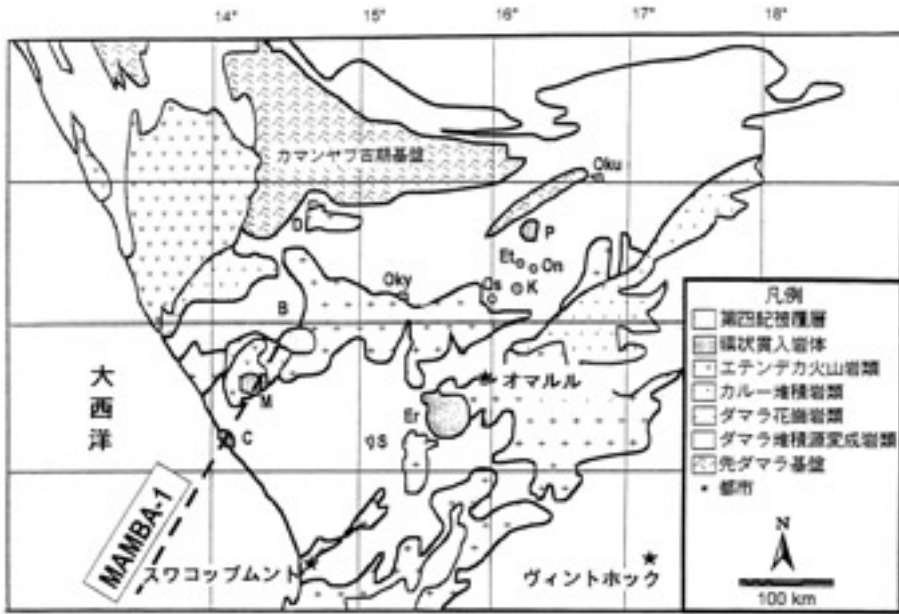


写真21 優白花崗岩のクローズアップ. 一目盛りは1cm.



第3図
環状アルカリ貫入岩体の分布と断面線の位置 (Vietor *et al.*, 2001).

貫入岩体:

- B- プラントベルグ
- C- ケイブ クロス
- D- ドロス
- Er- エロンゴ
- Et- エタネノ
- K- カルクフェルト
- M- メスム
- Oku- オクルス
- Oky- オケネニヤ
- Os- オソングムベ
- On- オンゾロコロメ
- P- パレシス
- S- スピッツコッペ

岩地帯に貫入する原生代の優白花崗岩に伴われる (写真18-21)。これらを覆ってノシおよびスワッカ層群があり、これら全体がカラハリクラトンとコンゴクラトンの衝突時に変成と変形を繰り返して受けている。主要な変成相であるM1相からは $571 \pm 64 \sim 534 \pm 7$ Maの生成年代と $537 \pm 112^\circ\text{C}$, $4 \pm 1\text{kb}$ の生成温度・圧力条件が判明しており、M2相では $534 \pm 7 \sim 508 \pm 2$ Maの時期に花崗岩の貫入によって 750°C に達する熱変成があったと考えられている (Nex *et al.*, 2001b)。

花崗岩類は、一部で閃緑岩を伴うものの主に閃長花崗岩であって、ウラン鉱床付近の帯磁率測定では $0.1 \times 10^{-3}\text{SI}$ 以下の低いチタン鉄鉱系の値を示した。ウラン鉱床は優白花崗岩岩床に伴われる (写真20, 21)。その岩床のジルコン年代は 508 ± 2 Maであるので (Nex *et al.*, 2001a)、花崗岩活動の最末期の分化相にウランが濃集したものと思われる。

岩床中のウランは、その50～55%が閃ウラン鉱 (UO_2)、5%がベタフェイト [$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{U}, \text{REE})_{2-x} (\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Ta})_2\text{O}_6 (\text{O}, \text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$] とパイロクロア [$(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{Nb}_2\text{O}_6 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})$] として含まれる。残りの40～45%は二次ウラン鉱物であるベータウランフェン [$\text{Ca} (\text{UO}_2)_2\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$] である。閃ウラン鉱は微粒 (0.05～0.1mm)、早期結晶は主に長石中に包有され、後期晶出相は黒雲母やジルコンと接している長石の結晶境界に沿って産出する。ベータウランフェンは岩床の節理、時には壁岩の割目沿いに見られる。

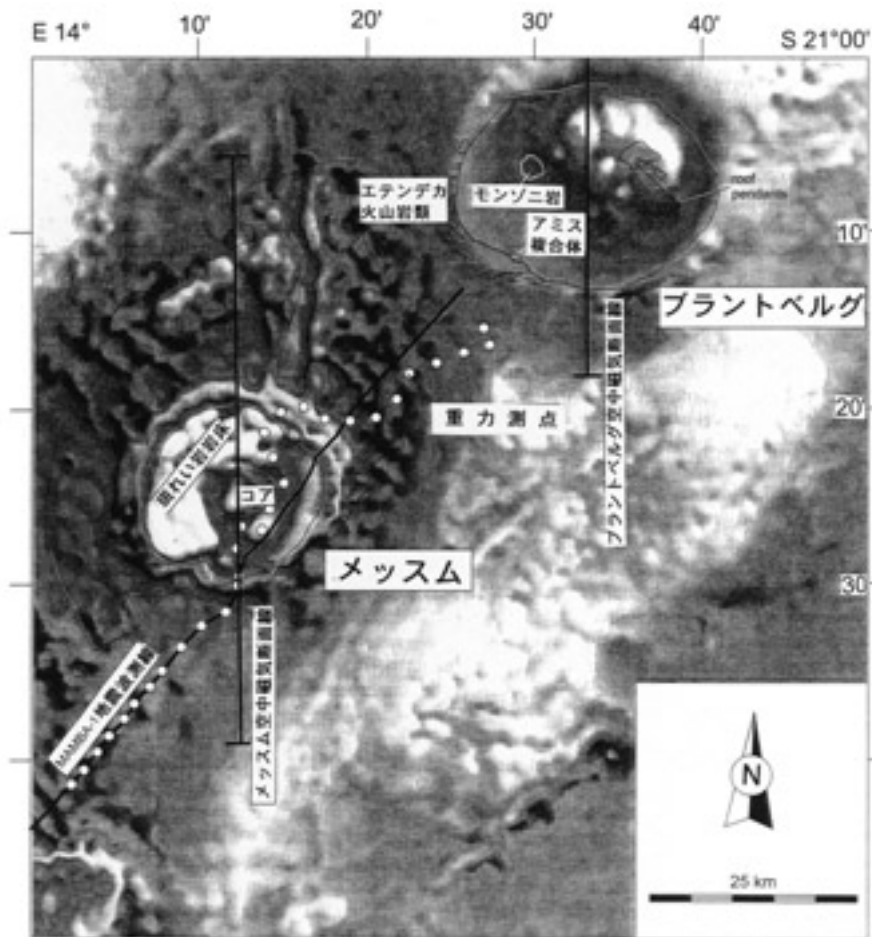
岩床中のウラン品位は $\sim 5,000\text{ppmU}$ と変化が激しい。カットオフ品位 350ppmU で採掘され、1980～1990年の間の生産量は $3,000 \sim 4,000\text{tU}$ 、近年では $2,000\text{tU/年}$ に低下している (Schneider *et al.*, 2002)。

5. 白亜紀前期の環状アルカリ花崗岩体

原生代末期のダマラ造山帯には中生代に入って、カルー期^{注5)}の堆積岩類とフラッド玄武岩類 (ジュラ紀) が堆積・噴出し、その直後の白亜紀前期にアルカリ花崗岩類が環状、プラグ状、パイプ状・岩脈状に貫入した (第3図)。これらのフラッド玄武岩



写真22 ゴアベブ珪灰石鉱床。花崗閃緑岩に接する大理石が珪灰石化。1992年より露天掘り採掘。年間 $194 \sim 1,309\text{t}$ を採掘。



第4図 メッサムとブラントベルグ岩体の空中磁気図 (Viator *et al.*, 2001).

と花崗岩活動は、共にトリストラン (Tristan) マントル・ブルームの発生によるリフティングで生じたものと思われている (Ewart *et al.*, 1998).

アルカリ花崗岩類は21岩体に達し、北東-南西方向に350kmに亘って点在し、その岩質は花崗岩質 (ブラントベルグ, エロンゴ, グロス スピッツコッペ, クライン スピッツコッペ, オヨホロンゴ), パーアルカリ質 (パレシス, エタネノ) から苦鉄質 (ケイプクロス, ドロス, メッサム, オコネシャ), カーボナタイトと共存するもの (カルクフェルト, オコルス, オンデュラコルメ, オンゴムボ, クワガスパン, オティサズ) など様々である。

Rb-Sr法と⁴⁰Ar/³⁹Ar法年代測定によると、これら貫入岩類の固結期は137~124Maに入るので、135~132Maに終息したと推定される海洋底の拡大軸沿いに、まずフラッド玄武岩活動があり、それに引き続いて花崗岩活動があったものと思われる。花崗岩類に

は走向方向の年代変化などは認められていない。

5.1 メッサム岩体とブラントベルグ岩体

この2岩体について磁性と重力データに地震波探査結果を加えて、貫入岩の深部構造が考察された (Viator *et al.*, 2001)。メッサム岩体は直径18km、原生代変成岩類とカルー期のエテンデカ玄武岩類に貫入する (第4図)。岩体は同心円的に分布する2岩相に分けられる。外側は中心に向かって急傾斜の岩床状の斑れい岩、アノーソサイト、石英閃緑岩類である。中心は若干の残存する母岩に貫入する石英閃長岩、ネフェリン閃長岩である。Harris *et al.* (1999) はSr-Nd同位体比および酸素同位体比に基づき、この貫入岩体を構成したマグマは大部分がマントル起源であり、一部が地殻起源と結論付けている。

ブラントベルグ岩体は円形、直径23 kmであり、



写真23 山塊として草原に浮かぶ大スピッツコッペ.



写真24 橋状に残存するアルカリ花崗岩(ナミビア政府資料より).

高度1,500mに達する山塊を構成する。ルーフペンダントはほぼ同時期の安山岩～流紋岩である。主岩相は角閃石-黒雲母花崗岩であり、その SiO_2 は69～72%、アルミナ飽和度はメタアルミナスである。北西部には先駆相の輝石-角閃石 モンゾニ岩が少量分布し、南西部には後期相のパーアルカリ花崗岩が岩床～岩脈状に分布する。この岩体の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.707\sim 0.713$ 、 $\epsilon\text{Nd}=-0.4\sim -3.2$ である。

両岩体は共に著しい空中磁気異常を示す(第4図)。地表の帯磁率測定によると(Vietor *et al.*, 2001)、メッサム岩体の斑れい岩は $7.6\sim 32.8\times 10^{-3}\text{SI}$ ($n=2$)、ネフェリン閃長岩が $13.7\times 10^{-3}\text{SI}$ ($n=1$)、石英閃長岩が $0.26\sim 5.1\times 10^{-3}\text{SI}$ ($n=5$)を示し、一般的に磁鉄鉱系に属する値を示すが、石英閃長岩には磁鉄鉱を含まないものが存在する。一方、プラントベルグ岩体ではモンゾニ岩が高く、 $7.5\sim 11.2\times$

10^{-3}SI ($n=2$)、主岩相は $1.2\sim 7.1\times 10^{-3}\text{SI}$ ($n=8$)であり、磁鉄鉱系に属する。しかし苦鉄質相を除き帯磁率は空中磁気図から予想されるほど高くはない。

重力および地震波特性から、メッサム岩体は地表と同様なサイズの貫入岩体が深部に連続していると考えられる。磁性と重力データから見ると、少なくとも30%の斑れい岩を含む岩質を持って貫入岩はモホ面まで続いていると解釈される。

一方、プラントベルグ岩体は斑れい岩を下部に持つ板状の花崗岩体と推定される。主岩相の花崗岩のサンプル測定値は空中磁気異常を説明するに充分でなく、Vietor *et al.* (2001)はマントル起源の斑れい岩と花崗岩を生ぜしめ残存する集積相が深部に潜在していると考えている。またこの斑れい岩は上部地殻にあって露出面積よりも地下で外側に拡がっていると解釈した。

5.2 スピッツコッペ岩体

スピッツコッペ岩体は大と小の2岩体からなり(写真23-27)、ドイツ語で文字通り尖った(Spitz)山頂(Koppe)を持つ(写真23, 27)。大スピッツコッペ岩体は北東-南西に6.1km、北西-南東に4.5kmの円形で、パンアフリカン期の変成岩と花崗岩類に貫入する。岩体の中心に主岩相である斑状花崗岩が、周縁部、特に西側で粗粒相が広く分布する(第5図)。最外縁は、中粒花崗岩にシュットクシャイダー(石原, 1975)と呼ばれる周縁ペグマタイト相や流理組織を持つアプライトなどが含まれる不均質な周縁花崗岩類である。

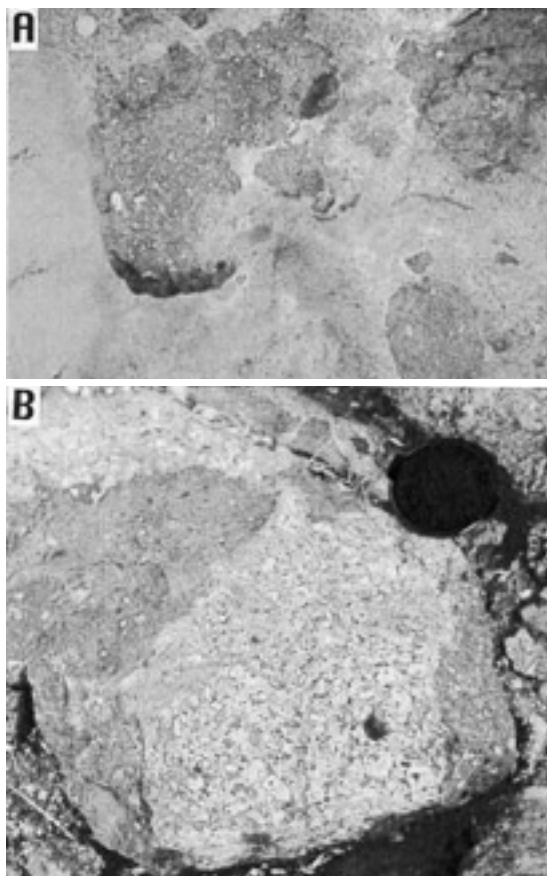


写真25 大スピツコッペ, (A) 周縁相の中粒花崗岩中でマグマ混交組織とカリ長石斑晶を持つ苦鉄質包有物と, (B) 岩体北東部でラバキヴィ長石と持つ斑状花崗岩と含まれる苦鉄質包有物 (Frindt, 2002).

以上の3岩相は石英に富んでおり、いずれも通常の花崗岩組成を示す(第2表)。平均値で斑状花崗岩はカリ長石/斜長石比=1.2でモンゾ花崗岩質であり、粗粒相は同比=2.3であり、閃長花崗岩中の範

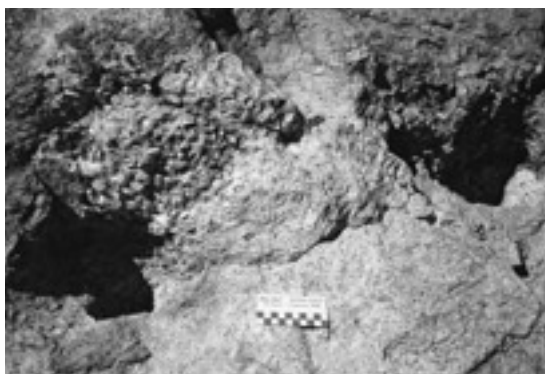


写真26 小スピツコッペの花崗岩露頭。

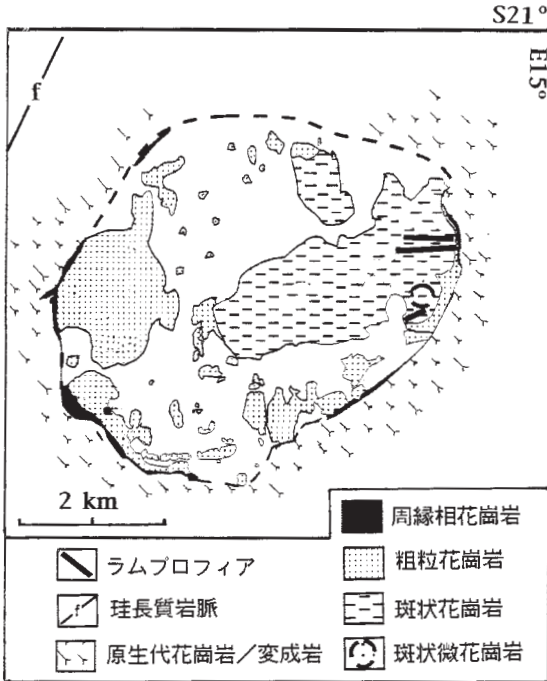
疇に入る。色指数はいずれも8~9%である。この岩体の著しい特徴はフッ素鉱物に富む点であり、斑状花崗岩は1.2~4.1%、平均して2.7%のトパズおよび0.1~3.1%、平均1.4%の蛍石を含む。トル石やコロンバイトを含むこともこの花崗岩の特徴である。

磁鉄鉱についてFrindt (2002) は、大スピツコッペ岩体について“ある”と記載している。彼らが報告した全分析値を見ると、 Fe_2O_3/FeO 比は、斑状相1.6~4.6、平均2.4 (n=5)、粗粒相1.51~1.74、平均1.65 (n=4)、中粒相1.3~2.1、平均1.75 (n=4) であって著しく高く、磁鉄鉱系の値を示す。筆者が見学した小スピツコッペ岩体の赤褐色化花崗岩の転石で測定した帯磁率は $0.1 \times 10^{-3} SI$ 以下の低い値を示したが、それには赤鉄鉱化による帯磁率の低下が考えられる。

大スピツコッペ岩体には苦鉄質包有物がしばしば認められる。岩体南西部の周縁相である中粒花崗岩に貫入する玄武岩岩脈の近傍では不規則円形の苦鉄質包有物に富むゾーンがあり、包有物にはカリ長石・石英斑晶などが見られる(写真



写真27 小スピツコッペ、晶洞性ペグマタイトの採掘跡。

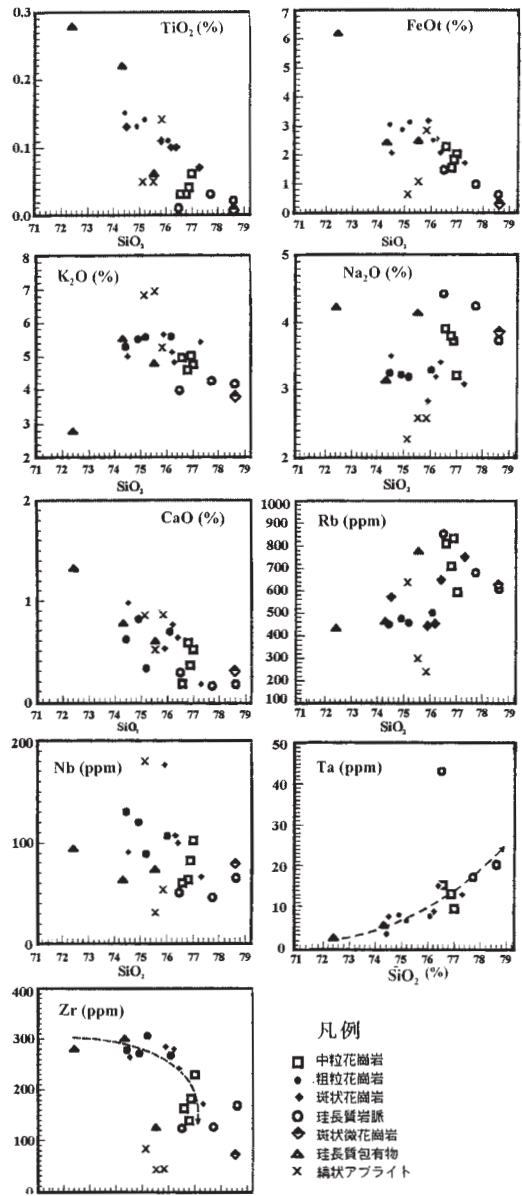


第5図 大スピッツコッペ岩体の地質図 (Frindt, 2002).

第2表 大スピッツコッペ岩体のモード鉱物平均値 (Frindt, 2002).

鉱物	周縁相	粗粒相	斑状相
石英	31.4%	37.8%	36.4%
カリ長石	40.4	37.6	30.4
斜長石	20.2	6.4	24.6
珪長質物小計	91.1%	91.8%	91.5%
黒雲母	7.8	6.4	4.0
トパズ	0.1	0.1	2.7
蛍石	0.8	1.3	1.4
微量鉱物*	0.2	0.4	0.4
磁鉄鉱	あり	あり	あり
色指数	8.9%	8.2%	8.5%

*ジルコン, モナズ石, トール石, コロンバイト, 磁鉄鉱, ルチル.



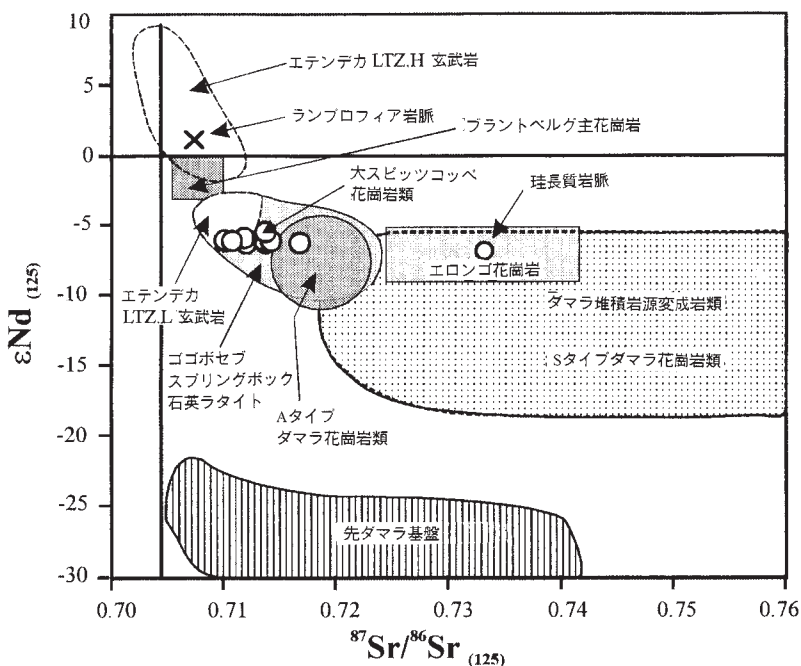
第6図 大スピッツコッペ岩体の主要成分のハーカー図 (Frindt, 2002).

25A). また岩体北東部では, カリ長石が斜長石に包まれるラパキ組織を持つ斑状花崗岩に, 不規則外形の苦鉄質包有物が含まれ, これもマグマ混交の証拠である (写真25B).

大スピッツコッペ岩体には黒雲母などが濃集するシュリーレン^{注6)}が多い. 粗粒花崗岩中のものは幅1~10m, 長さ100m規模で, 岩体南部で中粒周縁相と接する付近で見られる. 一部にはシュリーレ

ンの特殊なケースである梯子岩脈 (ladder dike) も存在する. シュリーレンは基本的には結晶/液相比が異なる粥状マグマの上方・側方への流動によって生じたものと考えられる.

化学成分上, 粗粒相はSiO₂ 74~76%, 斑状相は粗粒相より少しシリカに富む. CaOは1%以下で非常に少ない. K₂Oは5.2%前後, これに対してNa₂Oは3.3%前後である (第6図). ルビジウム (Rb)



第7図 環状アルカリ貫入岩類のSr-Nd同位体比 (Frindt, 2002).
 LTZ.H: 低Ti-Zr含有量・高Ti/Zr比玄武岩
 LTZ.L: 低Ti-Zr含有量・低Ti/Zr比玄武岩

は450～700ppmで著しく高含有量で、ジルコニウム (Zr) は300ppm程度と高い。これに対して周縁中粒相はNa₂OとRbにやや富み、Zrにやや乏しい。どの岩相もニオブ (Nb) に富むため、Rb-Y+ Nb、Nb-Y識別図ではラパキビ花崗岩 (石原, 2001) と同様なプレート内花崗岩の範疇にプロットされる。レアースパターンには、全体的に含有量が高く、比較的重希土に富み、いずれの岩相でもユウロピウム (Eu) の負異常が著しい、などの特徴がある。

大スピッツコッペ岩体から得られた斑状花崗岩 (2個)、粗粒花崗岩 (2個)、周縁花崗岩 (1個)、縞状アプライト (2個)、珪長質エンクレーブ (1個) のSr同位体比測定によると、これらは極めて良いアイソクロンを示し、その年代は124.6±1.1Maであった。全体にRbが高く (450～850ppm)、Srが少ない (31～7ppm) ために、Rb/Sr比が高く、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr測定値は0.7696～1.4497と高いが、年代 (125 Ma) により補正したそのSr初生値は0.7134±0.0021である。珪長質岩脈のSr初生値は0.73344と著しく高い。一方、ランプロフィアのSr初生値は0.7074であり、最も低いものに属する。なお、原生代のダマラ花崗岩は著しく高いSr初生値、0.7858を示した。

以上の幅広いSr初生値に対してNd同位体比は比較的均質で、¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0.10～0.17である。125Maに戻したεNd=-5.6～-6.4、平均-6.0である。斑状花崗岩はεNd=-6.0、珪長質岩脈も同様にεNd=-6.5であるが、ランプロフィアはεNd=+1.4と高い。基盤のダマラ花崗岩は最も低く、εNd=-15.9である。

以上の値を⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-εNd上で関連火成岩類と比較すると、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初生値が低く、εNdが高く、



写真28 採集した鉱物結晶をその場で売る原住民。



写真29 大西洋岸沿いの牡蠣などの養殖場(左)と収穫した牡蠣(右).



写真30 ナミビア式の牡蠣養殖棚. 4段重ねて浅瀬に沈める.



写真31 牡蠣に群がる鳥の群. 付近に森がないので四方を海水で囲まれた安全な埋め立て地に集まり眠る.

この地域で最も初生的マグマはエランデカ低Ti-Zr含有量・高Ti/Zr比玄武岩とランプロフィア岩脈である。環状花崗岩類ではブラントベルグ花崗岩類が最も初生的であり、大スピッツコッペ花崗岩類は明らかにダマラ期の諸岩石に関連した領域にプロットされる。珪長質岩脈とエロンゴ花崗岩類とは⁸⁷Srに著しく富み、ダマラ期諸岩石の影響を最も受けている(第7図)。

6. 大スピッツコッペ花崗岩類の起源

大スピッツコッペ花崗岩類はGa/Al比, FeO/FeO+MgO比, Zr, Nb, Y, F含有量が高く, CaO, H₂Oに乏しい典型的なAタイプ花崗岩の性格を有する。非造山型のAタイプ花崗岩類につい

ては様々な成因論があるが、その起源については次の3説に要約されるであろう。

- (1) 玄武岩質マグマの残存マグマに様々な程度の大陸地殻起源マグマの添加。
- (2) 大陸地殻発生起源：一度花崗岩質マグマを発生した残りのレスタイトが再溶して生じたマグマ。
- (3) 大陸地殻に潜在するトナル岩-花崗閃緑岩の再熔融で生じたマグマ。

大スピッツコッペ花崗岩類の場合、ダマラ期に多量のパーアルミナス花崗岩マグマを発生しており、そのレスタイトが地下に潜在しているであろう。カルー期には大規模なフラッド玄武岩類の噴出があり、白亜紀前期に大陸地殻への熱の供給も充分にあっ

たものと考えられる。

レスタイトは、ここでは少量の黒雲母-角閃石を含むグラニュライト相の変成岩類であり、F, TiO₂, HFS 元素に富んでいたであろう。これが小規模な部分溶融を起こすとフッ素に富むマグマが生じる (Clemens *et al.*, 1986)。また黒雲母の分解によって HFS 元素に富み、且つその中に含まれるジルコン、モナズ石などの分解により REE に富むマグマが得られるであろう (Bea, 1996)。

Frindt (2002) は流体を媒体として移動・濃集する B, U, Cs などはダマラ期にマグマに移動し、これら成分に富む原生代花崗岩類や関連鉱床を形成したと考える。すなわち、大スピッツコッペ花崗岩類は原生代のレスタイトがフラッド玄武岩活動による熱の供給により部分溶融して上昇し、熱源となった玄武岩質マグマと混交・混合しながら固結の場に達したのものと考えられる。

注1) アフリカ大陸全域に認められる原生代末期の造山運動期。前期は12～10億年前、中期10～6億年前、末期6～5億年前。ポスト期±5億年に分けられる。ゴンドワナ大陸の分裂は主にこの造山帯に沿って生じた。

注2) SHRIMP: Super High Resolution Ion Micro-Probe の略。大阪大学で確立された原理を地球物質に適用し、微小領域の同位体比測定を可能にし、ジルコンの年代測定用に特化されたイオンマイクロプローブの商品名 (オーストラリア国立大学製作)。

注3) CNK/A: CaO, Na₂O, K₂O/A₂O₃ (モル比)。長石を基準としたアルミナの存在度。

注4) HFS (high field strength) 元素とは造岩鉱物 (固相) とマグマ (液相) 間の分配係数がかなり小さくマグマ中に濃集するが、イオン価が大きいために固相に入りにくい元素。Zr, Nb, Hf, Ta など。不適合元素の一つ。

注5) カルー期: 南アフリカのケープ地方、カルー盆地を模式地とする上部石炭系ジュラ系。主に陸域の砂岩頁岩で火山岩類を伴う。

注6) シュリーレン (schlieren): 火成岩中に見られる苦鉄鉱物が濃集した縞状からレンズ状部分。

文 献

- Bea, F. (1996): Residence of REE, Y, Th, U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Jour. Petrol.*, 37, 521-552.
- Clemens, J. B., Holloway, J. R. and White A. J. R. (1986): Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *Am. Mineral.* 71, 317-324.
- Coakley, G. J. (2001): Mineral years book, Area Reports: International 2001, Africa and the Middle East. Vol.III USGS, 23.1-23.5.
- Eberle, D. and Hutchins, D. C. (1996): The regional magnetic data set of Namibia: Comments on compilation and geological overview. Directorate Geological Survey, Namibia, Bull. 2, 40p.
- Ewart, A., Milner, S.C., Armstrong, R. A. and Duncan, A. K. (1998): Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Mössum Igneous Complex, Namibia. Part I: Geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan Plume melts and the role of crustal contamination in the Parana-Etendeka CFB. *Jour. Petrol.*, 39, 191-225.
- Frindt, S. (2002): Petrology of the Cretaceous anorogenic Gross Spitzkoppe granite stock, Namibia. Academic Dissertation, Univ. Helsinki, 117 p.
- Harris, C., Marsh, J. S. and Milner, S. C. (1999): Petrology of the alkaline core of the Messum igneous complex, Namibia: evidence for the progressive decreasing effect of crustal contamination. *Jour. Petrol.*, 40, 1377-1397.
- 石原舜三 (1975): エルツゲビルゲの旅。地質ニュース, no.249, 18-35.
- 石原舜三 (2001): フィンランド南部のラバキヴィ花崗岩: その起源、酸化度と関連鉱床。地質ニュース, no.564, 16-32.
- 石原舜三 (2003): ベグマタイト鉱床。資源環境地質学: 地球史と環境汚染を読む。資源地質学会, p.17-22.
- McDermott, F., Harris, N. B. W. and Hawkesworth, C. J. (1996): Geochemical constraints on crustal anatexis: a case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123, 406-423.
- Nex, P. A. M., Kinnaird, J. A. and Oliver, G. J. H. (2001a): Petrology, geochemistry and uranium mineralization of post-collisional magmatism around Goanikontes, southern Central Zone, Damara Orogen, Namibia. *Jour. Afr. Earth Sci.*, 33, 481-502.
- Nex, P. A. M., Oliver, G. J. H. and Kinnaird, J. A. (2001b): Spinel-bearing assemblages and P-T-t evolution of the Central Zone of the Damara Orogen, Namibia. *Jour. Afr. Earth Sci.*, 32, 471-489.
- Schneider, G., Nex, P. A. M. and Kinnaird, J. A. (2002): Post-collisional pegmatites, gemstones and industrial minerals, central Namibia. 11th Quad. IAGOD Sym. Exc. Guidebook D1, 57 p.
- Viator, T., Trumbull, R. B., Nowaczyk, N. R., Hutchins, D. G. and Emmermann, R. (2001): Insights on the deep roots of Mesozoic ring complexes in Namibia from aeromagnetic and gravity modelling of the Messum and Brandberg complexes. *Z. dt. geol. Ges.* 152, 157-174.
- ISHIHARA Shunso (2005): Mineral resources and granites of Namibia -with particular reference to the ring granitic complex-.

< 受付: 2004年10月25日 >