

オーストラリア, ラクラン褶曲帯の磁鉄鉱系 ・チタン鉄鉱系花崗岩類と鉱化作用

石原舜三¹⁾

まえがき

国際地質対比計画 (IGCP, International Geological Correlations Program) と言うものがある。これはユネスコ (UNESCO, United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization) と国際地質学連合 (IUGS, International Union of Geological Sciences) とが共同で作った国際研究プロジェクトであり, 具体的には地域性が強い地質学の研究テーマの視野を広げる活動と発展途上国の研究レベルの向上を狙っている。

このプロジェクトは現在でも続いているが, 初期の頃の1970年に環太平洋地域深成活動の研究 (CPPP, Circum-Pacific Plutonism Project) がアメリカ合衆国地質調査所 (USGS) メンロ・パークの P.F. Bateman をリーダーとして開始され, その後の10年間の花崗岩研究の進展に大きな役割を果たした。最初の集会はシエラ・ネバダ バソリスを背景にカリフォルニア州のサンタクルズで開かれ, 第2回はチリとペルーの花崗岩巡検を念頭に, サンティアゴで1973年9月に開かれた。当時, この国は軍事政権下で大変な社会情勢にあったらしい。日本からは村上允英・野沢保・大庭昇の3氏が出席している。

これから述べようとするラクラン褶曲帯の花崗岩類の研究は, チリのこの集会で発表されたS/Iタイプ花崗岩類の発表 (Chappell and White, 1974) に基づくものである。提案者の両氏には丁度2年前の冬 (1996年2月), この地域の花崗岩類の案内をして貰ったので (写真1), 発表に至る様子を聞くことが出来た。オーストラリア国立大学 (ANU) のチャ



写真1 ラクラン褶曲帯の枕状玄武岩の露頭と巡検一行。ラクラン褶曲帯には海底火山活動に関係した硫化物鉱床もあり, 特にタスマニア島で多い。

ペル氏によると, その頃彼はX線蛍光分析ラボを確立し, 組織的に実施してきた月の石分析プロジェクトを終了し, 花崗岩研究に切り替えたばかりの頃であったと言う。環太平洋地域深成活動プロジェクトの宣伝と協力要請のために訪れたベートマン氏に予察結果を見せたところ, 非常な関心を示したので, 急ぎ発表したのだと言う。だから, この最初の紙上発表は論文と呼ぶよりは“拡大要旨”の形をとっている。

S/Iタイプ花崗岩類の不透明鉱物から分類すれば, Sタイプは筆者 (Ishihara, 1977) のチタン鉄鉱系であり, Iタイプがチタン鉄鉱系と磁鉄鉱系に分かれるものと予想された (Takahashi *et al.*, 1980) が, Sタイプ磁鉄鉱系が存在するという記述 (Tainosho *et al.*, 1988; Burkhard, 1993) もある。そこで, ここではこの花崗岩類の不透明鉱物に関する問題, 関連鉱床の特徴などを概観してみたいと思う。まず

1) 地質調査所 顧問

キーワード: オーストラリア, ラクラン褶曲帯, 花崗岩, Sタイプ, Iタイプ, チタン鉄鉱系, 磁鉄鉱系, 酸素フュガシテ, Sn鉱床, W鉱床, ポーフイリー-Cu-Au鉱床

最初にSタイプ, Iタイプの特徴について記そう。

なお初めに関連する2・3の用語について解説しておきたい。

- 1) Aタイプ花崗岩：非造山帯 (anorogenic) 花崗岩類に特徴的な花崗岩でアルカリ, F, Zr, Ta, Nb, REEなどに富み, H₂Oに乏しい特徴を持つ。ラクラン褶曲帯にも少量産し, それはIタイプマグマ発生後の原岩 (レスタイト) が再溶融して生じたマグマと考えられている (石原, 1988を参照)。
- 2) レスタイト：花崗岩類中に産出する苦鉄質包有物。チャペル等は花崗岩質マグマは大陸地殻の中部 (堆積岩源) と下部 (苦鉄質火成岩) がそれぞれ溶融してS, Iタイプが生じるレスタイト モデル (The restite model) を提案している。そこで彼等は苦鉄質包有物は起源岩 (protolith) の不溶解部分の岩片と考えている。頁岩源の包有物 (surmicaceous gneiss) には賛成者が多いが, 細粒苦鉄質火成岩包有物については様々な論争がある。

S・Iタイプ花崗岩類の分類基準

Sタイプ, Iタイプ花崗岩類の分類基準 (Chappell and White, 1974) は基本的には (1) アルミナ飽和度と (2) アルカリ量比に基づいており, 次のように具体的な数値で2分される。すなわち,

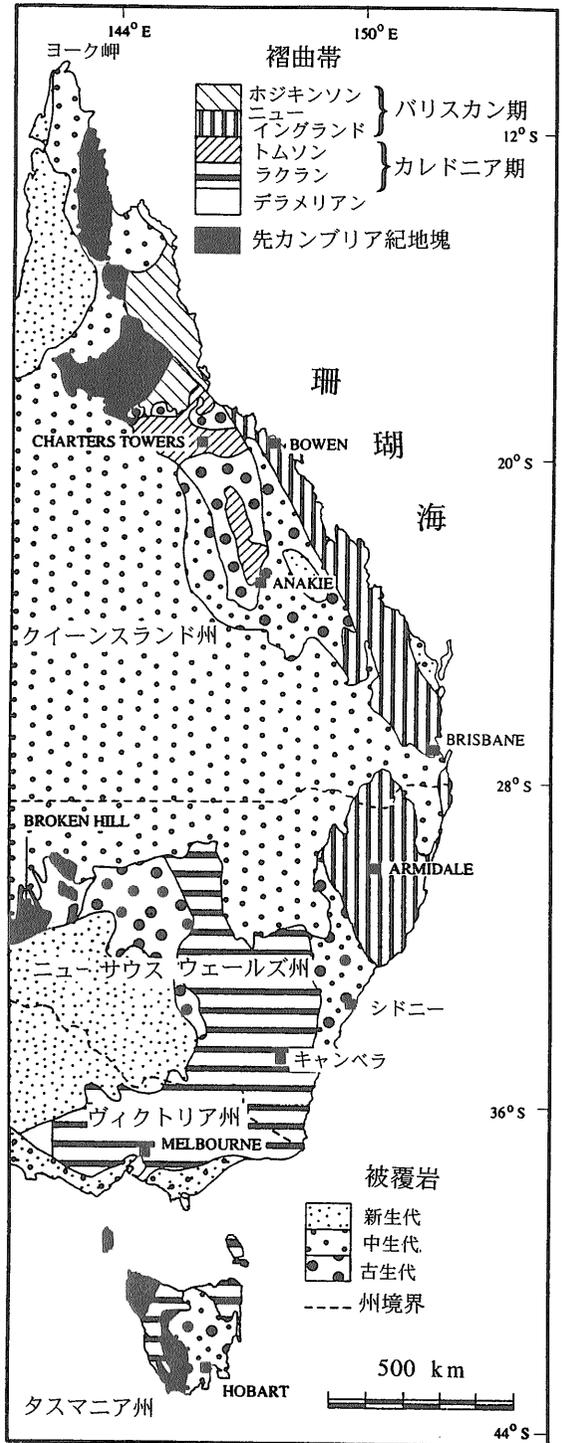
(1) アルミナ指数

(イ) 分子比 $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) = 1.1$, これは後にアルミナ飽和度 (ASI, Alumina Saturation Index, Zen, 1986) に切り替えられた (Chappell and White, 1992)。

(ロ) ICPW ノルム コランダム1%

(2) K₂O が5%の花崗岩でNa₂Oが3.2%, またはK₂Oが2%の花崗岩でNa₂Oが2.2%。

Al₂O₃が上記基準値より多くNa₂Oが少ないものがSタイプであり, その逆のものがIタイプである。Al₂O₃やK₂Oは岩石の風化・堆積・続成過程でライイトその他の粘土鉱物として増加する成分である。またNa₂Oは斜長石に殆どすべて含まれ, この鉱物は風化作用では最初に分解し, 海水中に流出する。Naは海水に塩化物として含まれるが, 前述のAlやKに富む熟成度が高い堆積岩には含まれにくい。従って上記指数は堆積岩のうちでも特に頁岩



第1図 オーストラリア東部, 顕生代花崗岩類の分布図 (Chappell, 1994)。

に代表される性質を示す指数と言えるものである。一方Takahashi *et al.* (1980)は両者がACF図

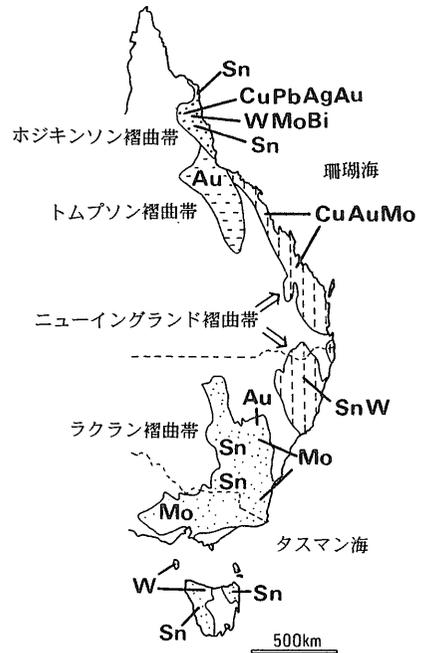
($A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$, $C = CaO$, $F = FeO + MnO + MgO$, モル比) 上において主にCの変化に基づき両者がきれいに2分出来ることを示したが、これは火成岩のCaOが風化・堆積過程では Na_2O と同様の過程を経ること、およびIタイプがSタイプよりCaOに富むこと、を反映している。

S, Iタイプ花崗岩類のその他の一般的特徴は、これまでのチャペル等の論文から次のようにまとめられる。

- (1) Sタイプ花崗岩は塊状か片状、高温/低圧型変成岩を伴うことあり。Iタイプ花崗岩は一般に塊状、壁岩に非整合的に貫入し、強い熱変成を与える。
- (2) Sタイプ花崗岩の苦鉄鉱物は一般に黒雲母と白雲母、角閃石を欠く。堇青石やアルミナ珪酸塩鉱物、モナズ石を含む。Iタイプ花崗岩は一般に角閃石を含み、それは苦鉄質岩では黒雲母より多い。スフェンを一般に伴う。
- (3) 包有物はSタイプで泥質または珪質堆積岩源、Iタイプでは角閃石に富む苦鉄質火成岩源(斑れい岩～閃緑岩質)。
- (4) Sタイプは主に花崗閃緑岩か花崗岩で SiO_2 幅は限られる。Iタイプは石英閃緑岩～花崗岩で幅広い SiO_2 量を持つ。
- (5) 各種の化学成分変化図でSタイプは同一岩体内で不規則な変化、Iタイプは直線的な規則的な変化を示す。
- (6) Sタイプは、Nd初生値は狭い負の値(-6.1～-9.8)を持つが、Sr初生値は幅広い(0.7094～0.7184)。IタイプはNd初生値が幅広く(+0.4～-8.9)、Sr初生値が限られた値(0.70453～0.7119)を持つ傾向がある(McCulloch and Chappell, 1982)。また全岩の $\delta^{18}O$ はベリディルパソリスについてのみ研究されているが、Sタイプが9.9～10.5‰、Iタイプは7.9～9.4‰、Sタイプの方が ^{18}O に富む(O'Neil and Chappell, 1977)。

花崗岩類と鉱床の概要

オーストラリアの地質は西オーストラリア州を中心とする大陸の西側で始生代の変成岩・火成岩類が、その東側に原生代の諸岩石が分布し、巨視的



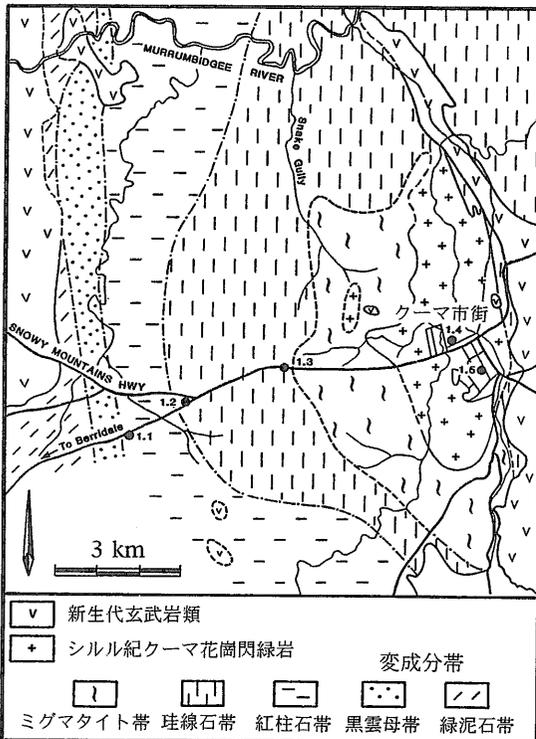
第2図 オーストラリア東部の鉱床生成区 (Blevin and Chappell, 1992)。

には東側へ時代が若くなる。古生代の褶曲帯と花崗岩類が最東部へ現われる。その後は場所によって中生代や新生代の堆積岩作用や部分的に火山活動がある。

顕生代の褶曲帯は時代・地域別に第1図の5帯に分けられる。デラメリアン褶曲帯は第1図では小規模であるが、この図の西側にも広く分布する。ここに貫入する花崗岩類は最も古く、オルドビス紀の年代を持つ。南部のラクランと北部のトムソン両褶曲帯、クイーンズランド北部やタスマニアで先カンブリア界に貫入する花崗岩類は後述するようにシルル紀-石炭紀の年代を持ち、カレドニア造山運動に属するものである。

ニューイングランドとホジキンソン褶曲帯に貫入する花崗岩類は主に石炭紀の年代を示し、パリスカン期の進入岩類とみなしうる。花崗岩類は南北で対照的な性格を示し、南部のラクラン花崗岩類はSタイプに富み、北部のニューイングランド花崗岩類はIタイプが主体である。前者は環太平洋地域では独特のものであるが、後者は南・北アメリカ大陸の西縁に広く発達し、コルディレラ型と言える。これについては別報で述べよう。

花崗岩類に関係する鉱化作用としては、ホジキ



第3図 クーマ花崗閃緑岩体周辺の変成分帯図 (Chappell et al., 1990).

ンソン褶曲帯においてI・S両タイプ花崗岩類の分化相に付随してSnとW 鉱床が、磁鉄鉱系Iタイプの分化相に伴われてW+Mo+Bi 鉱床が、チラゴエ地区ではIタイプ花崗閃緑岩に付随してCu、PbとAg 鉱床が分布する。その南西方のトムソン褶曲帯では、Iタイプと未区分花崗岩類に伴われるキットストーン(Au 61トン)ほかのAu 鉱床が特徴的である。

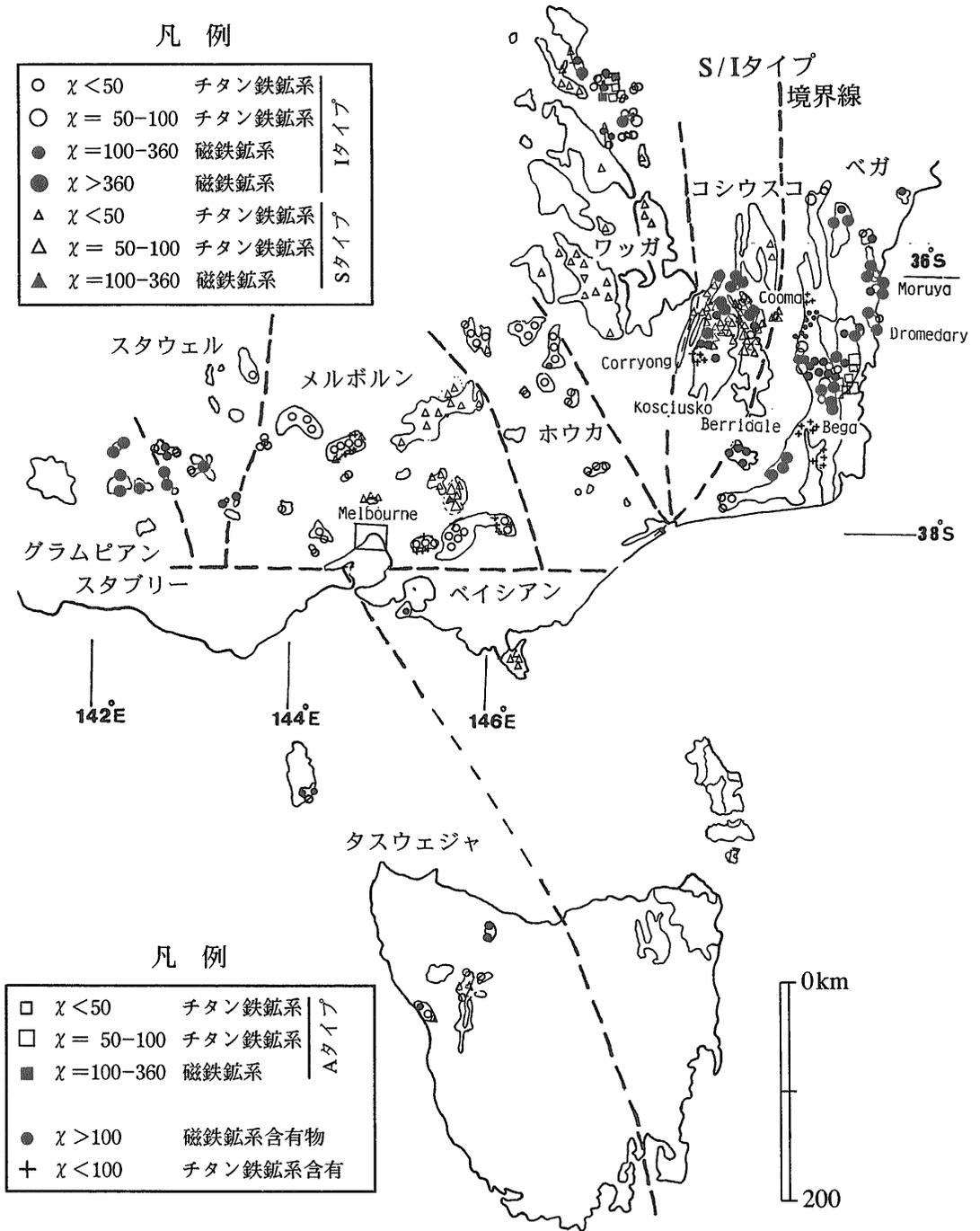
ニューイングランド褶曲帯では北部で低品位のCu-AuとMo 鉱床が卓越する(第2図)。モルガン山ではIタイプトナル岩-花崗閃緑岩に伴われて銅・金鉱床(Cu 37万トン, Au 277トン)がある。そのほかのCu-Au 鉱床はポーフィリー型で、Iタイプの閃緑岩・トナル岩・花崗閃緑岩に付随する。オーストラリア東部で最大のMo 鉱床であるアンデュランバ(Mo 1.1万トン)は磁鉄鉱系Iタイプの流紋岩貫入体に産出する。ニューイングランド褶曲帯南部ではSn+W 鉱床がIタイプの分化花崗岩に付随していたと思われ、Sn 20万トンが第四紀層の砂鉱から回収された。磁鉄鉱系Iタイプの分化花崗岩に伴われて少量のMoも産出する。

ラクラン褶曲帯は南北に約1,500km、東西幅約750kmに及ぶ(第1図)。褶曲構造の皺を延ばすと、堆積岩の拡がりには東西に2,000kmにも達すると言われている。堆積岩類は主にオルドビス紀の単調なタービダイト層からなる。広域変成作用は受けておらず、中央部の一部に高温/低圧型のワグガ変成帯があるに過ぎない。花崗岩の周辺では幅1km以下の接触変成帯が一般に認められるが、クーマ地域では例外的にやや広い接触変成帯を伴う。もっともクーマ変成帯は南北に100km以上に及ぶため、広域変成作用プラス接触変成作用で生じたとする意見もある。クーマ花崗閃緑岩体の西側には、ミグマタイト帯、珪線石帯、紅柱石帯、黒雲母帯、緑泥石帯が見事に発達し(第3図)、花崗岩類からの熱変成作用があったことは明白である。

花崗岩類は南北方向に伸長しながら幅750kmの全域に亘って広く分布し、面積的に約20%を占める。この点が島弧に沿って細長く分布する日本やコルディレラの花崗岩類と際違った相違点である。東部では花崗岩類がより広く(36%)分布し、同生と思われる火山岩類は15%と火成岩類が占める割合も高い。斑れい岩や閃緑岩は非常に少ない。また北部には苦鉄質アルカリ火山岩類が伴われる。花崗岩類の比率は露出面積比でSタイプがIタイプよりやや広い。

花崗岩類は基盤の性質を反映する9帯に大別できるが(第4図)、そのうち褶曲帯中心部の6帯(コシウスコ、ワグガ、メルボルン、スタウエル、ベイシアン、タスウェジャ)でSタイプが卓越し、その両側のベガ、ハウカ・グランピアン-ステイプリでは主にIタイプである。Aタイプは面積比で1%以下である。最東部のベガとコシウスコとの間にS/I境界線が引かれており(第4図)、東半分をとればホリーレスタイト(写真2)で代表されるように、東側で苦鉄質かつ酸化的であると言える(写真3)。

各帯は複数のパソリスとストックから構成され、それぞれは複数のスイート(suite)からなる。スイートは起源物質を反映して特徴的な化学成分(例えば変化図上でNa₂Oが多い、Crが少ない、一定幅のMg/Feなど)を持つ花崗岩類の区分けである(Chappell and White, 1992)。例えばベガ パソリスの場合、ムンプラ以下の9スイートに分けられている(第8図参照)。



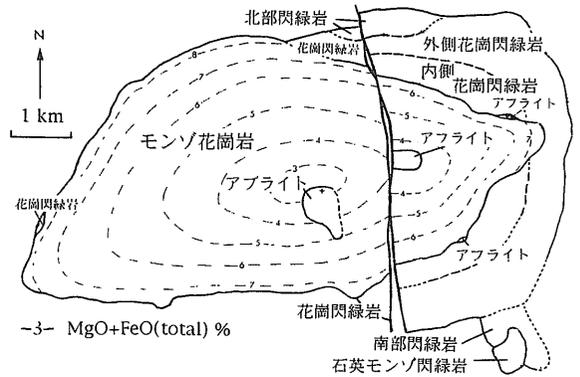
第4図 ラクラン褶曲帯花崗岩類の分布と帯磁率 (Tainosho et al., 1988).

コシウスコ帯にはボギー・プレイン スーパーサイトと呼ばれるIタイプ深成岩類(第12図)があつて、これは他のIタイプと異なりCuや、インコンパチブル成分であるK, Ba, Sr, Rb, La, Ce, U, Thに富む(Wyborn et al., 1987). Sr初生値は0.7040~

0.7049と低い。岩質的には輝岩、斑れい岩から優白色花崗岩類に及び、典型的なボギー・プレイン岩体では周縁部に苦鉄質岩類、中心に珪長質岩類が分布する類帯配列を示し(第5図)、花崗岩が最も広く分布する。一般に結晶分化が進んでおり、恐



写真2 ホリーレストait、プレイウッド教会は苦鉄質包有物に富む花崗閃緑岩を用いて140年前に造られたが、包有物をレストaitと考えるチャペル氏は、この石を神聖なるレストait (holy restite)と呼んでいる。



第5図 ボギー・プレイン花崗岩体に見られる累帯配列 (Wyborn *et al.*, 1987)。周縁部が閃緑岩～花崗閃緑岩質、中心のモンゾ花崗岩は苦鉄成分が8重量%から3重量%に減少する点に注目。

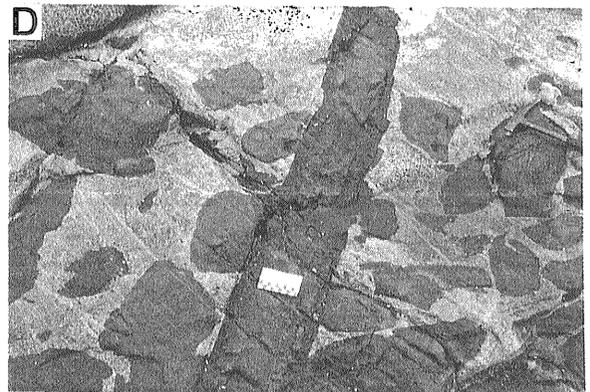
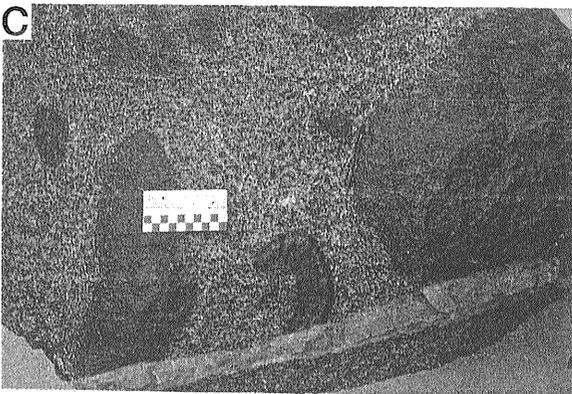
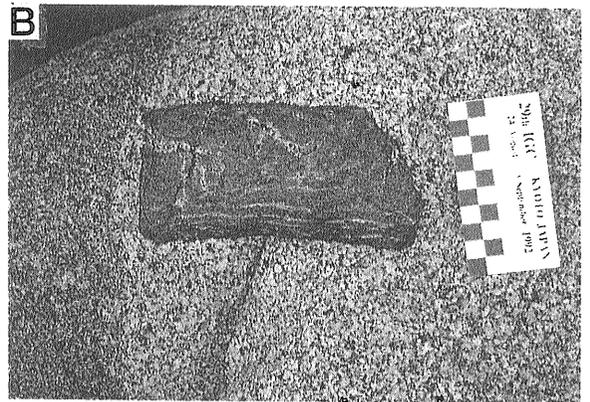
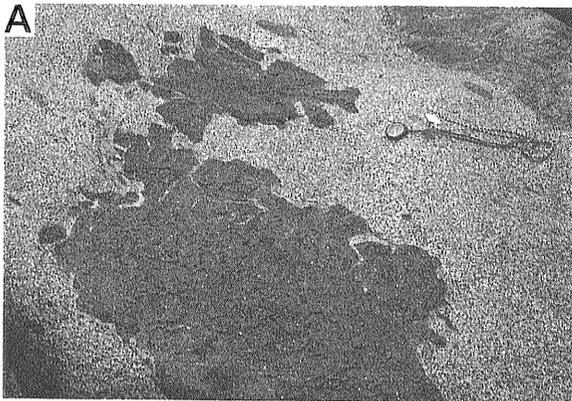


写真3 ムロヤIタイプ磁鉄鉱系トナル岩に見られるマグマ混合(表紙参照)。A 不規則形状を示し、メルト同士で混合したと思われる斑れい閃緑岩(黒)とトナル岩(白)。B 斑れい閃緑岩の一部にトナル岩マグマが注入する(中央の包有物の白色部)。左端は大きな閃緑岩質包有物。C 円形の斑れい閃緑岩を含むトナル岩がアブライト細脈に切られる(花崗岩活動の最末期)。D 同じく玄武岩岩脈に切断される。これは急冷周辺相を持ち、全く時代が異なる第三紀の可能性もある。

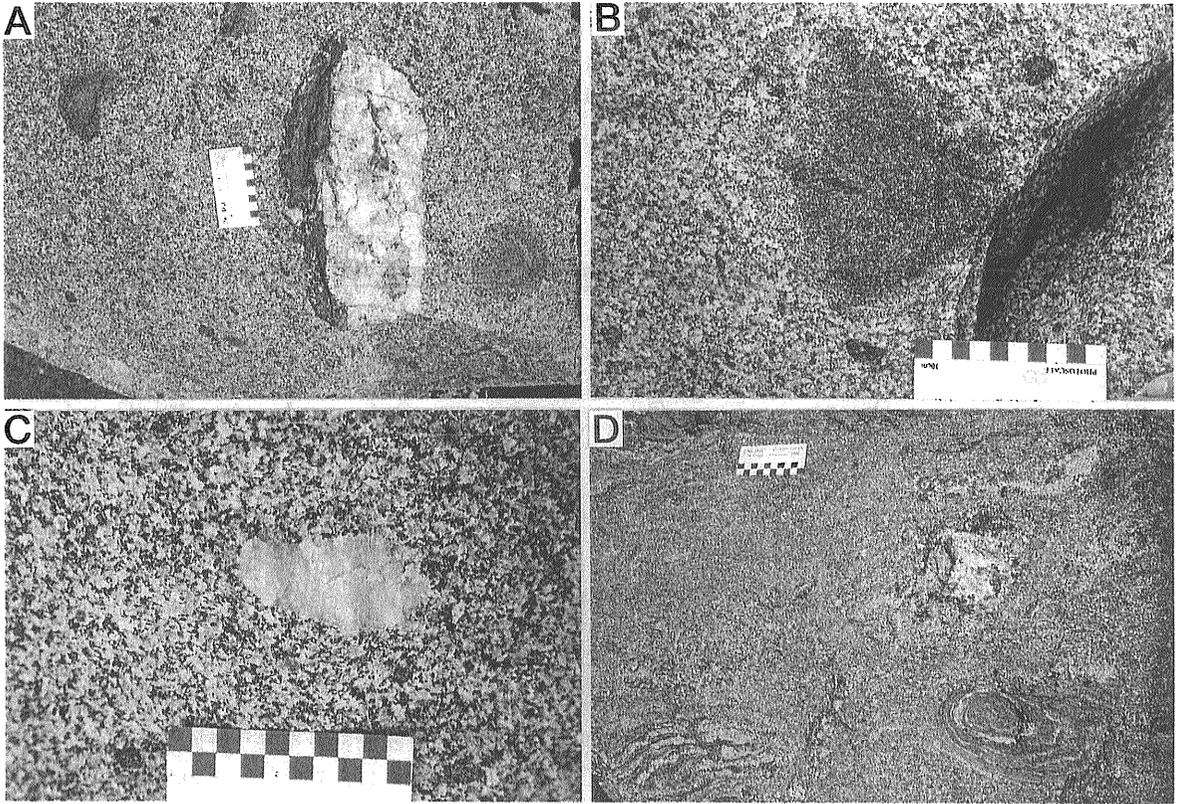


写真4 Sタイプ花崗岩類の様々。A, B: 最もSタイプ花崗岩らしいもの。珪質から泥質に至る堆積岩源レスタイトが様々な形と変成度で含まれる。細粒のレスタイトによりマトリックスの花崗岩部分が不均質な点に注目。共にコウラ花崗岩。C ティンガリギ花崗岩に見られる珪質レスタイト, D クーマ片麻岩のミグマタイト。片麻岩に溶融部分(メルト)が混ざり、レスタイトとメルトはまだ分化していない。

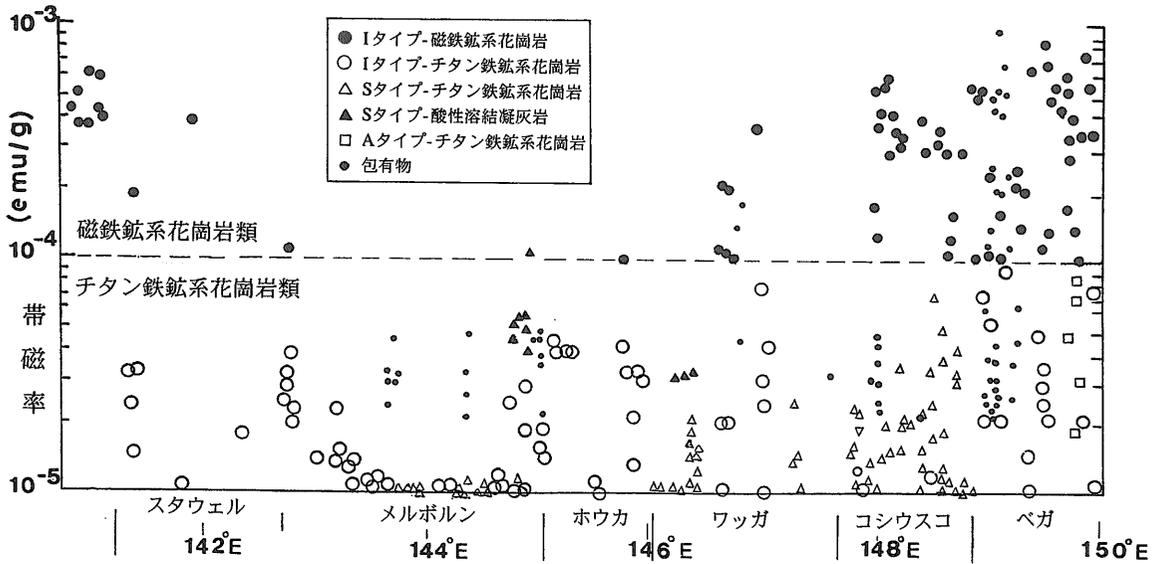
らくその結果としてCu, Au, Ag, Moなどの鉍床を数多く伴っている。これら深成岩類はショショナイト質玄武岩類と密接に関連して分布するためにそれと同源と思われ、同位体研究によってオールドビス紀に下部地殻に底付けされたアルカリ斑れい岩の部分溶融により発生したものと考えられている(Wyborn *et al.*, 1987)。

ラクラン褶曲帯花崗岩類の放射性年代(主に黒雲母, 少数が角閃石と白雲母のRb-Sr, K-Ar, Ar-Ar年代)はシルル-デボン紀の440~390Maに集中し, メルボルン北方の褶曲帯中央部で360Ma(石炭紀)が現れる。南部のタスマニア島では本大陸より明らかに若く, 380~330Ma(デボン-石炭紀)である。褶曲帯最東部のバースト付近には340~321Ma(石炭紀)の年代を持つ花崗岩類が分布する。広域的には褶曲帯の東半部で東方へ若くなる傾向が指摘されていたが, 最近のSHRIMPによる

ジルコン年代では東部のクーマ花崗閃緑岩が200km西方の花崗岩類と同じ年代を示し, また最東部のベガ パソリス(~420Ma)は150km西方のベリディル パソリスと同じ年代を示すなど, より複雑な年代分布を示すことが明らかとされたが, 詳細は未公表である。

帯磁率測定結果の概要

帯磁率の測定は磁鉄鉍量を知る為の有効であり, 現在ではチャベルグループが保持する数千個の化学分析試料についての測定が終わっている(B. Chappell 談, 1996)。しかし, 印刷公表が遅れており, これまでのところ神戸大学の田結庄氏が在外研究で実施したもの(Tainosho *et al.*, 1988)があるに過ぎない。その結果の一部を第4, 6, 7図に示す。



第6図 ラクラン褶曲帯花崗岩類の帯磁率の東西変化 (Tainosho et al., 1988).

第4図は帯磁率の平面的分布である。最東部のベガ帯はほとんどIタイプ花崗岩からなり、かつ帯磁率 χ ($\times 10^6 \text{emu}$)が100より高い磁鉄鉱系が多い。しかしチタン鉄鉱系に属するものもかなりある(第6図)。例えばカリ長石の巨晶を持つカメルカ岩体、珪長質なニミタベル岩体、閃緑岩-花崗岩からなるモルヤ パソリス等の一部である。ベガ パソリスの東部で火山岩類と密接に関連して浅成のAタイプ花崗岩が分布する。これはチタン鉄鉱系に属するが、 χ 値は平均50とやや高い。

一方、ベガ帯の西縁にあるクーマ花崗閃緑岩は30km²の露出規模を持つに過ぎないが、黒雲母と堆積岩源包有物に富む特異なSタイプ岩体で注目を集めている(口絵、写真4)。この岩体の帯磁率は、ラクラン褶曲帯で最も低い値(10以下)を示す。

コシウスコ帯では東部に代表的なパソリスであるベリディルが分布する。その東半分はIタイプで、西側はSタイプが卓越する。Iタイプは全て磁鉄鉱系であり、Sタイプは主にチタン鉄鉱系であるが、ベリディル近くの一部に磁鉄鉱系に属するものがある(第4図)が、これは第6図の断面には示されていない。いずれにしてもSタイプ磁鉄鉱系花崗岩は極めて少量と判断できる。今一つの著名なパソリスのコシウスコ岩体ではSタイプが卓越し、Iタイプは東部に少量産出する。Sタイプはチタン鉄鉱系の帯磁率を示し、Iタイプは磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の双

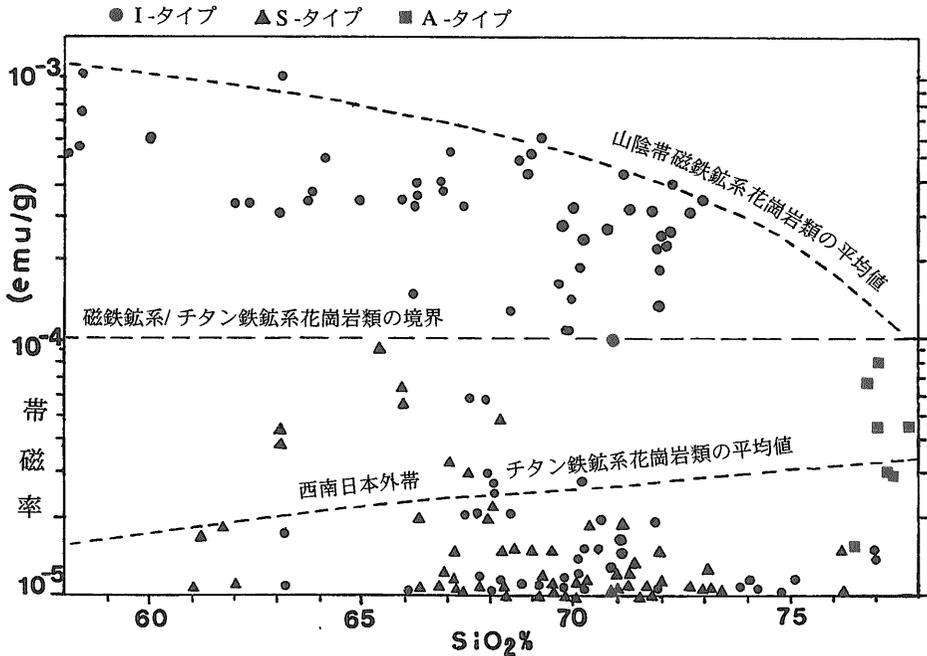
方の値を示す。

ワッカ帯は、ラクラン褶曲帯では例外的に高温/低圧型の広域変成岩帯を伴う特異性を持つ。この花崗岩類は主にSタイプで、それには白雲母-黒雲母花崗岩が含まれる。これらの帯磁率は低く、特に両雲母花崗岩で低く 20×10^6 以下である。両雲母花崗岩は堇青石花崗岩と較べて水分圧が高いマグマからの晶出物であるから、花崗岩の種類の間からもこの帯は例外的であり、変成帯の存在との関連が示唆される。Iタイプは主に花崗岩質で、帯磁率が低い磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系に属する。Sタイプ溶結凝灰岩も産し、チタン鉄鉱系の帯磁率を示す。

ホウカ帯の花崗岩類は主にIタイプであり、チタン鉄鉱系の帯磁率を示す。

メルボルン帯の花崗岩類にはS、I両タイプがあって、後者がやや広い。Iタイプはチタン鉄鉱系でその帯磁率は低い変化幅の中で西方へやや上昇する(第6図)。Sタイプはストラトボギー パソリスの堇青石-黒雲母花崗岩類で代表されるが、これはチタン鉄鉱系で著しい低帯磁率を持つ。これと同源と思われる溶結凝灰岩は同じくチタン鉄鉱系であるが、その帯磁率は花崗岩よりやや高い(第6図)。

スタウエル帯は全てIタイプで、磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の両者が共存するが、その西方のグラムピアンズ-スティブリー帯では全て、Iタイプ磁鉄鉱



第7図 ラクラン褶曲帯花崗岩類の帯磁率とシリカ関係図 (Tainosho et al., 1988 に加筆)。

系の値を示す。

Tainosho et al. (1988) には花崗岩類に含まれる包有物が数多く測定されている。Iタイプ花崗岩類中の苦鉄質包有物は一般にはそれを含む花崗岩類の帯磁率と同じ傾向を示す。しかし個別には例えばベガ帯のように、Iタイプ磁鉄鉱系花崗岩類にチタン鉄鉱系の値を持つ包有物が含まれることもある。

コシウスコ帯のSタイプ花崗岩類には微粒状包有物(斜長石・黒雲母・石英とチタン鉄鉱・堇青石)と片麻岩状包有物(黒雲母・白雲母・斜長石・堇青石・珪線石・カリ長石)とがあるが、共に低い帯磁率を示し、これは低いFe³⁺/Fe²⁺比と整合的である。

第7図は帯磁率とシリカ含有量との関係を示し、かつ日本の代表的な花崗岩類の値と比較したものである。この図から、(イ)オーストラリアでも日本と同様に、 χ 値がきれいに2分され、中間的な値が少ない、(ロ)一般にチタン鉄鉱系が卓越する。この図でSタイプは全てチタン鉄鉱系であり、Iタイプも85個中38個(45%)がチタン鉄鉱系である。(ハ)磁鉄鉱系の帯磁率は日本のものより低く、その上限が日本で典型的な磁鉄鉱系である山陰帯の花崗岩類の平均値程度である、ことがわかる。

不透明鉱物と苦鉄鉱物

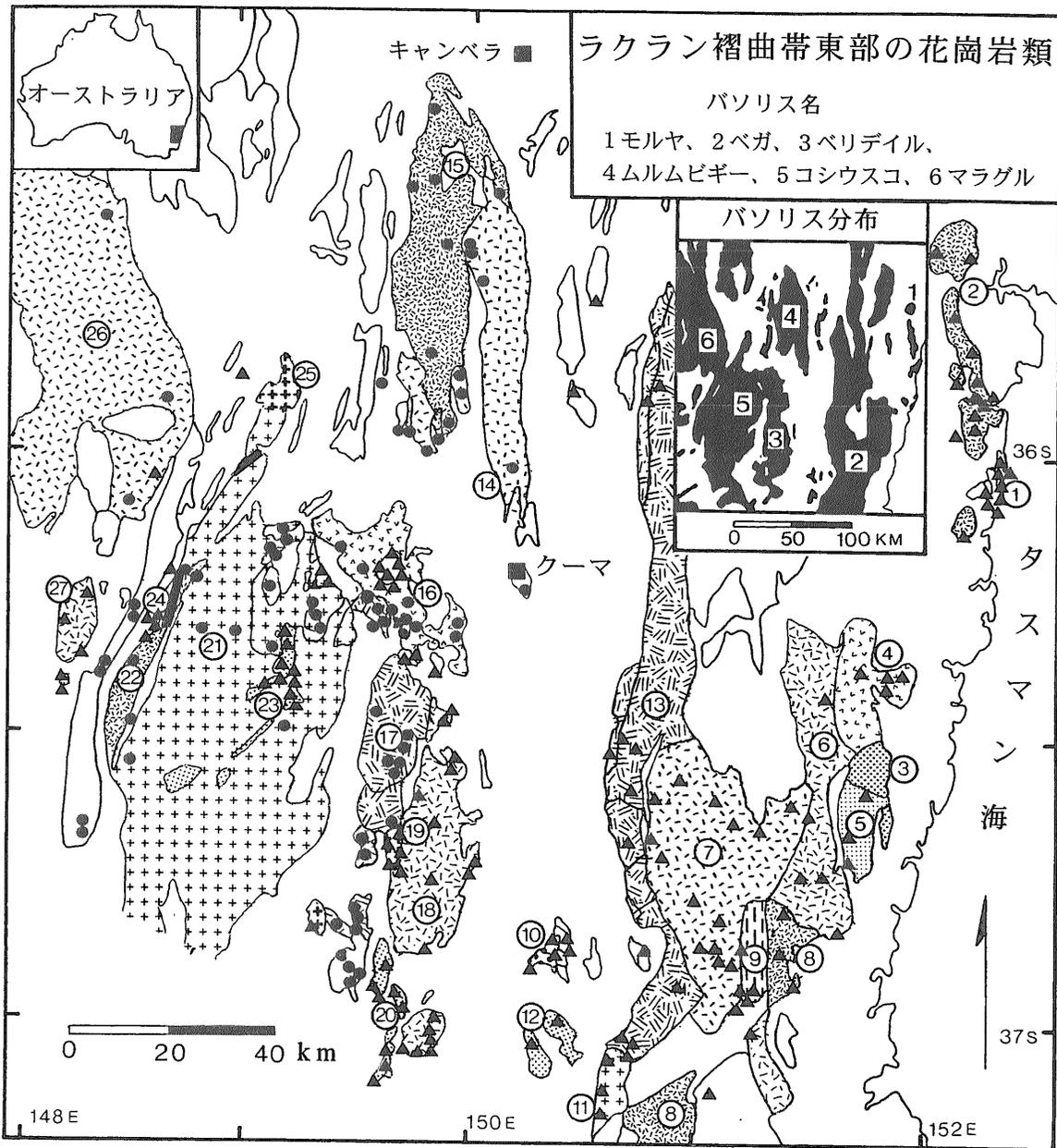
ラクラン褶曲帯花崗岩類の不透明鉱物の組織的研究(第8図)は、キャンベラ南方の代表的パソリスについて行われた(Whalen and Chappell, 1988)。それぞれの岩体は下記の露出面積とS、Iタイプ分布比を持つ。

モルヤ(250km², 100% Iタイプ)、ベガ(7,700km², 100% Iタイプ)、ムルムビギー(1,400km², 99.9% Sタイプ)、ペリディル(1,530km², 50% Iタイプ, 50% Sタイプ)、コシウスコ(4,000km², 10% Iタイプ, 90% Sタイプ)、マラグル(300km², 10% Iタイプ, 90% Sタイプ)。検討試料数はIタイプ花崗岩148個、Sタイプ花崗岩62個、捕獲岩15個である。

磁鉄鉱系に属するIタイプ花崗岩類は磁鉄鉱・チタン鉄鉱、微量の硫化物(黄鉄鉱>黄銅鉱>磁硫鉄鉱)の組み合わせを持ち、Sタイプ花崗岩類はチタン鉄鉱・硫化物(磁硫鉄鉱>黄鉄鉱>黄銅鉱)の組み合わせを有する。

磁鉄鉱

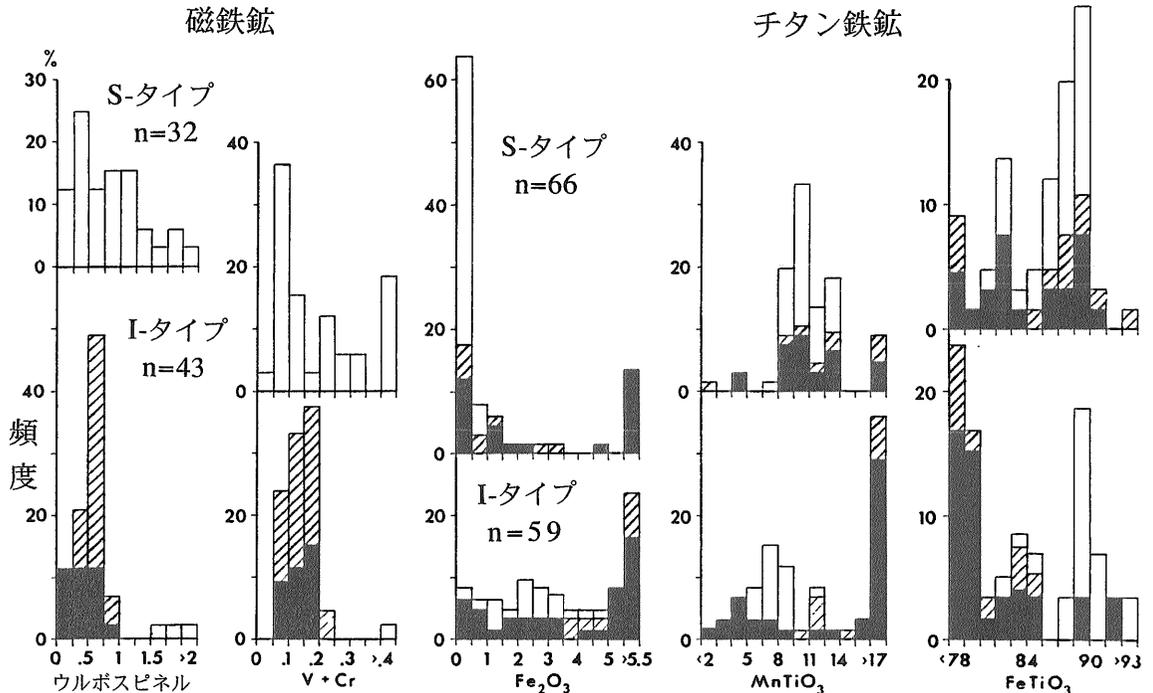
これは角閃石・黒雲母結晶中や斜長石コアに包有される自形結晶(早期晶出相)と斜長石、石英境



第8図 ラクラン褶曲帯東部の花崗岩類の不透明鉱物研究地点 (Whalen and Chappell, 1988). 黒円がSタイプ、黒三角がIタイプ。円数字はスイート名 (括弧内はS, Iタイプの分類): ① Bingie Bingie (I), ② Moruya (I), ③ Mumbulla (I), ④ Cobargo (I), ⑤ Brogo (I), ⑥ Kameruka (I), ⑦ Bemboka (I), ⑧ Candelo (I), ⑨ Why Worry (I), ⑩ Kelvin (I), ⑪ Tonghi (I), ⑫ Flat Rock (I), ⑬ Glenbog (I), ⑭ Clear Range (I), ⑮ Shannons Flat (S), ⑯ Cootranlantra (S), ⑰ Dalgety (S), ⑱ Buckleys Lake (I), ⑲ Finister (I), ⑳ Currowong (I), ㉑ Bullenbulong (S), ㉒ The Ghost (S), ㉓ Jindabyne (I), ㉔ Gang Gang (I), ㉕ Boggy Plains (I), ㉖ Green Hills (S), ㉗ Khancoban (I).

界部などに産する集合体 (後期晶出相) からなり、後者は除冷過程で生じたものと思われる。前者は針状アパタイトを含み、チタン鉄鉱と接し共存す

る。苦鉄質Iタイプには角閃石集合体中にシンプレクタイト的なものがあり、これは輝石が分解した時に生じたものである。



第9図 不透明鉱物のEPMA分析値(Whalen and Chappell,1988)。Sタイプ(上部):白地は磁鉄鉱を欠くSタイプ,斜線部はダルゲティ・シャノン岩体(磁鉄鉱が見つからず),黒地は磁鉄鉱を含むSタイプ, Iタイプ(下部):白地はフィニスター岩体,斜線部はジンダビン岩体,黒地はモルヤ岩体。nは分析粒の数。

磁鉄鉱はチタン鉄鉱の離溶ラメラを持ち,それは主に{111}面に沿う。{100}面に沿って産するチタン鉄鉱がSタイプ花崗岩に認められ,これは元来はウルボスピネルとして晶出したものである。

黒雲母によって交代される磁鉄鉱は,S・I両タイプに認められ,その交代作用はチタン鉄鉱の離溶後に生じた。今一つの変質作用は磁鉄鉱の{111}面や外縁沿いに見られる赤鉄鉱化である。これらは徐冷期間中の熱水変質(徐冷変質)によって生じたものと考えられる。

EPMA分析によると,磁鉄鉱はほぼ純粋な Fe_3O_4 であり,通常1%以下(最高3.25%)のウルボスピネル成分を含む。Ti, Al, Mg, Crなども極微量である。Sタイプの磁鉄鉱がウルボスピネルや,VとCrに富む傾向がある(第9図)。シンプレクタイト組織の磁鉄鉱は初生磁鉄鉱よりCr, Vに富んでいる。赤鉄鉱化を受けた磁鉄鉱はSi, Alがやや多い。

チタン鉄鉱

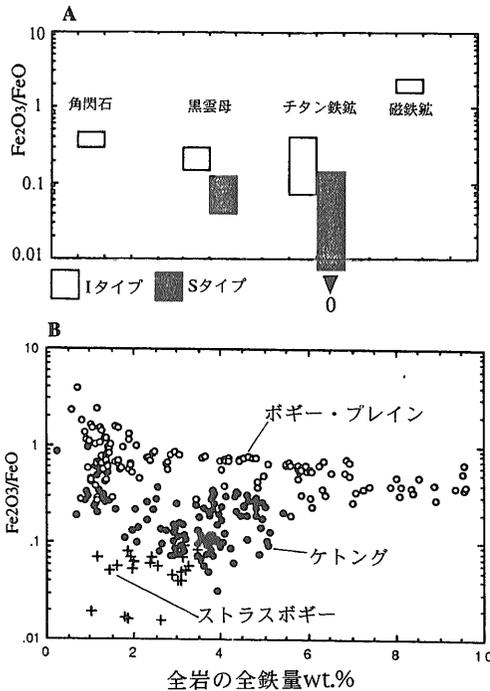
チタン鉄鉱には磁鉄鉱と密接に産するもののほか,苦鉄質珪酸塩鉱物中の半自形粒状結晶(早期晶出相)の産状を示すものがある。磁鉄鉱中のラメ

ラ状結晶や黒雲母壁開面や粒間でルチルと共存するチタン鉄鉱は後期晶出相と考えられる。

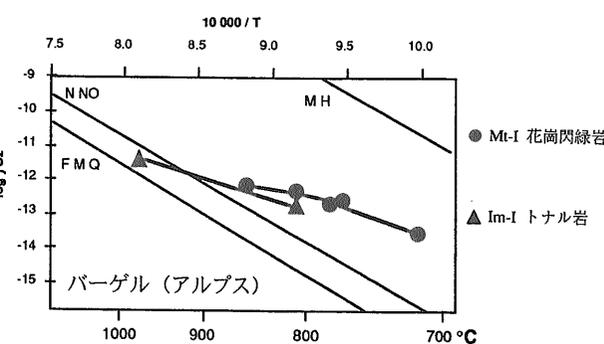
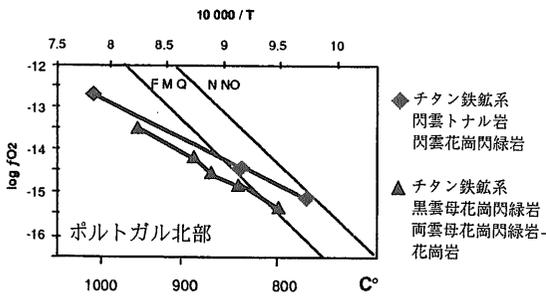
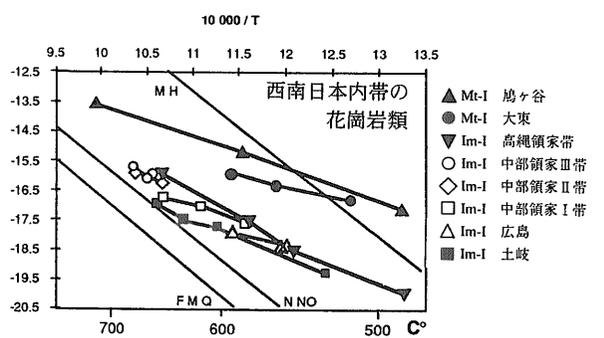
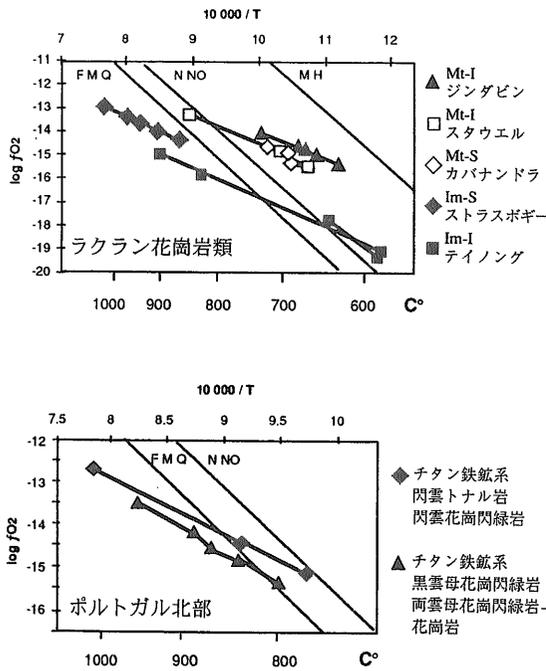
チタン鉄鉱の化学組成は変化が著しい。磁鉄鉱を含まないSタイプの場合は Fe_2O_3 をほとんど含まず, $MnTiO_3$ が低く $FeTiO_3$ が高い。磁鉄鉱系の場合のチタン鉄鉱は Fe_2O_3 , $MnTiO_3$ が高く $FeTiO_3$ が低い。Iタイプ花崗岩類の中ではモルヤ,ジンダビン,フィニスターの順にチタン鉄鉱中の $MnTiO_3$ と Fe_2O_3 量が減少し, $FeTiO_3$ 量が増加する。 $MnTiO_3$ はモルヤ岩体などの分化相で最高(23~33モル%)である。チタン鉄鉱の形態や晶出順序別の化学組成変化は認められなかった。変質で生じたチタン鉄鉱ではSiとAlが増加し,Mnが著しく減少する。

硫化物

Iタイプ花崗岩の硫化物は主に黄鉄鉱と黄銅鉱であり,総量は不透明鉱物中の数%以下である。硫化物は苦鉄質珪酸塩鉱物や酸化鉱物中に散在する。多量にある場合には脈状を呈したり,造岩鉱物境界に産出し,除冷期の産物を思わせる。Sタイプ花崗岩中では主として黒雲母や斜長石中に粒状に産出する磁硫鉄鉱が一般的である。この磁硫鉄



第10図 ラクラン褶曲帯の Fe_2O_3/FeO 比変化の代表例。A 苦鉄質造岩鉱物の Fe_2O_3/FeO 重量比。B ケトング(S), ストラス・ボギー(S), ポギー・ブレイン(I) 花崗岩類の全岩 Fe_2O_3/FeO 重量比 (Blevin and Chappell, 1992)。



第11図 ラクラン、日本などの代表的酸化型・還元型花崗岩類の酸素フュガシティと温度 (Burkhard, 1993)。

鉱は $FeS-S_2$ 系における FeS 成分(モル比)が0.939~1の値を示し、0.5%以下のNi, Cu, Znを含むに過ぎない。Sタイプ中の黄鉄鉱は0.5~2.5% Coを含む。

以上の不透明鉱物の種類と産状は我が国の花崗岩類に見られるもの(津末・石原, 1974; Czamanske *et al.*, 1981)と基本的には同じである。花崗岩の宿命とも言える固結後の徐冷変質を受けていることも同様である。

花崗岩類の酸化還元トレンド

ラクラン褶曲帯の花崗岩類は、以上のようにIタイプ花崗岩類が磁鉄鉱の存在量により2分される。Sタイプ花崗岩類には、Tainosho *et al.* (1988)のランダムサンプリングの帯磁率測定結果に磁鉄鉱系が現れないことから判断すると、ごく一部で磁鉄鉱を含むに過ぎないが、磁鉄鉱を欠く系についても Fe_2O_3/FeO が異なっており(第10図)、その固結時の酸素フュガシティ(fO_2)に大きな差があったことは明白である。

酸素フュガシティは温度・圧力、特に温度への依存性が大きく、従って両者を共に求める必要があ

る。その為には鉄を含む2つの鉱物が必要である。花崗岩の場合は酸化鉄と黒雲母のペアが普遍的に得られる鉱物ペアである。一方、既述の様に花崗岩類は固結後の除冷過程で残存する流体と反応して“変質作用”を受けており、必ずしも初生の状態をとどめてない。従って温度・圧力などの定量化を困難にし、魅力的なFe-Ti酸化鉄地質圧力計(Buddington and Lindsley, 1964)も適用することが困難である。

花崗岩質マグマの Fe_2O_3/FeO 比は温度・酸素フュガシティ、そして化学組成特にアルカリにより決定され、 Fe^{3+}/Fe^{2+} とアルカリ量との間には正の相関性(alkali-ferric-iron effect)がある。この系に関する実験的・定量的データは高温部分(1,300°C)では揃っている(Kress and Carmichael, 1988)。

この点に注目したBurkhard (1991, 1993)は化学分析により全岩と黒雲母の Fe^{3+} と Fe^{2+} を求め、それぞれのメルト(全岩)から黒雲母への分配則によって温度と酸素フュガシティを計算し、それを低温側に外挿し適用することを考案した。研究対象はオーストラリアの他、ポルトガル北部、スイス・イタリア アルプスのバーゲル花崗岩、日本の西南日本内帯の花崗岩類である(第11図)。結果は次のようにまとめられる。

- 1) 磁鉄鉱系がチタン鉄鉱系より高い酸素フュガシティの領域を占める。NiNiO (NNO) バッファー(800°C+)と磁鉄鉱-赤鉄鉱(magnetite-hematite, MH) バッファー(500°C+)との間。
- 2) チタン鉄鉱系はオーストラリアとポルトガルでは鉄かんらん石-磁鉄鉱-石英(faylite-magnetite-quartz, FMQ) バッファーより下であるが、日本とスイスでは磁鉄鉱が晶出していないに関わらずNNO バッファーより上である。
- 3) 磁鉄鉱系、チタン鉄鉱系の両者とも日本とアルプスがオーストラリア・ポルトガルに較べてより酸化的である。
- 4) 黒雲母の生成温度はオーストラリアでは日本より200°C広く、かつ高温である。
- 5) 求められた酸化還元トレンドは全地域についてほぼ平行に並び、かつ各種のバッファー線に低温側で酸化的となる方向で斜交する。

Burkhard (1993)は以上の結果を総合して次のように考えた。日本やアルプスの花崗岩でチタン鉄

鉱系であるにも関わらずFMQ バッファーより酸化的であり、かつ黒雲母の生成温度が低温側(～300°C)にずれることは、これらが花崗岩マグマ固結後の除冷過程で含まれていた水と反応して酸化した為である。両地域では花崗岩マグマが大陸プレートの沈み込みに伴って発生した為に水に富み、オーストラリア・ポルトガルではそうでないために“ドライ”で、かつ高温で生成した。

日本のチタン鉄鉱系のデータは主に領家帯からのものであり、水に富んでいた事は白雲母含有花崗岩類が多いことから推察出来るが、水は領家帯変成岩類の原岩である堆積岩類に由来した可能性が大きく、沈み込み活動に直接結びつくか否かは不明確である。西南日本外帯の堇青石を含む“ドライ”な花崗岩類(海溝側に産出)などの検討した後に結論づける必要があろう。

ラクラン褶曲帯の鉱床

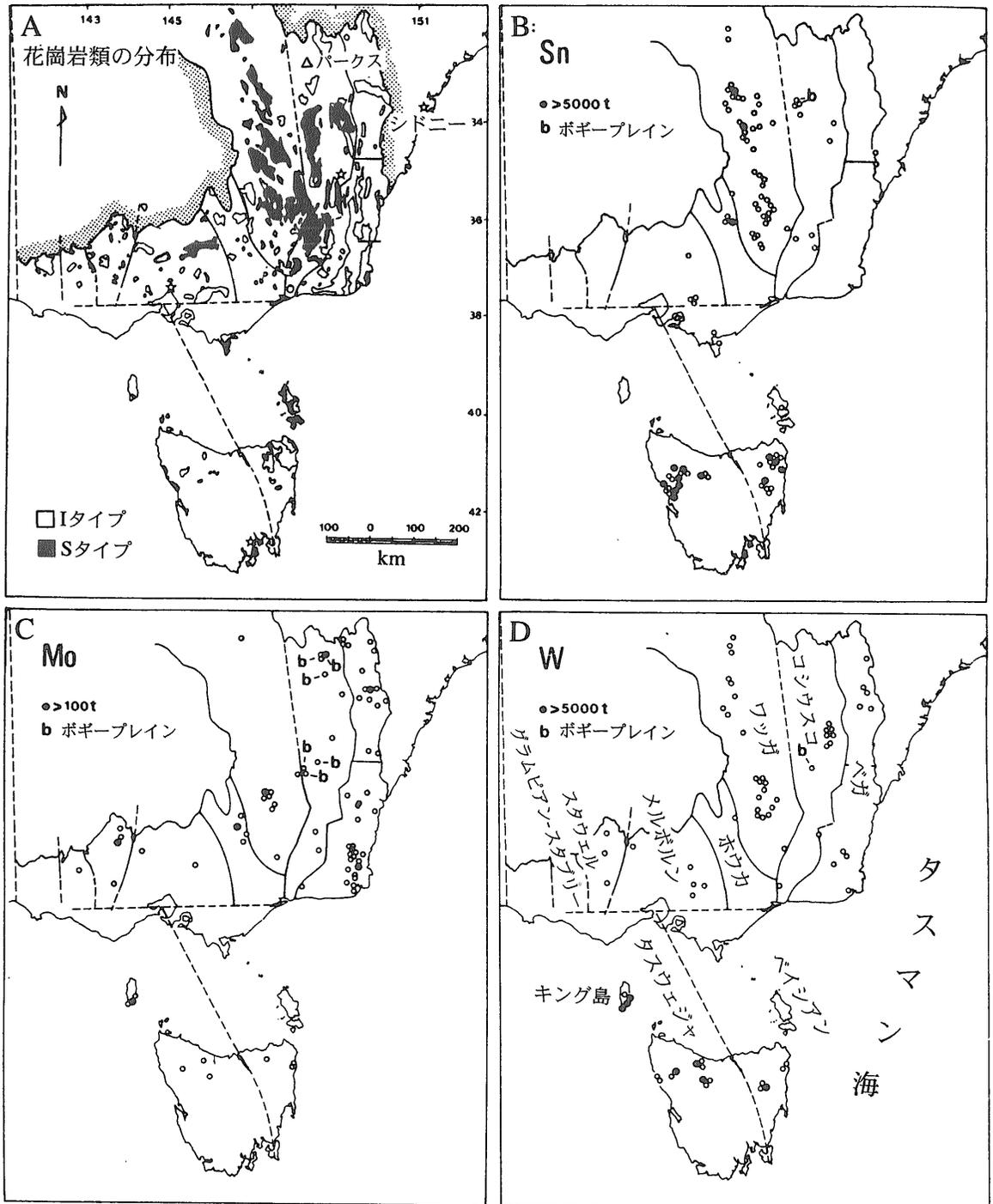
ラクラン褶曲帯の鉱床について、Blevin and Chappell (1992)はキャンベラにおける第2回ハットン討論会で総括した。以下これを基に筆者が見聞したものを加えて記述する。ラクラン褶曲帯には大小様々な鉱床が1,000カ所近く発見されており、中央部にSnとW鉱床が、東部にMoとAu鉱床、西部にMo鉱床が卓越する。その分布を第12図に示す。

Sn鉱床

ワグガ帯からタスマニア島にかけて分布するが、大きい鉱床はタスマニア島で、Sタイプチタン鉄鉱系の分化花崗岩に伴われる。中でも最大のもはレニソン、ビショップ山、クリーブランドにおける石灰岩交代鉱床等である。他に鉱脈型・グライゼン型の鉱床がある。本大陸ではワグガ帯のケトン岩体群のSタイプチタン鉄鉱系の分化相に関連し、鉱脈型を中心にSnメタル6万トン規模の鉱床がある。ホウカ帯ではIタイプチタン鉄鉱系であるウールシエド花崗岩の分化相に由来する砂鉱床(Sn1万トン規模)がある。

W鉱床

多数の鉱床があり、中でもキング島の灰重石スカレン鉱床は世界的規模で10.5万トンのW量を持つ。この灰重石はMoを含む種類で、輝水鉛鉱も産出する。この鉱床は SiO_2 58-69%の花崗閃緑岩-



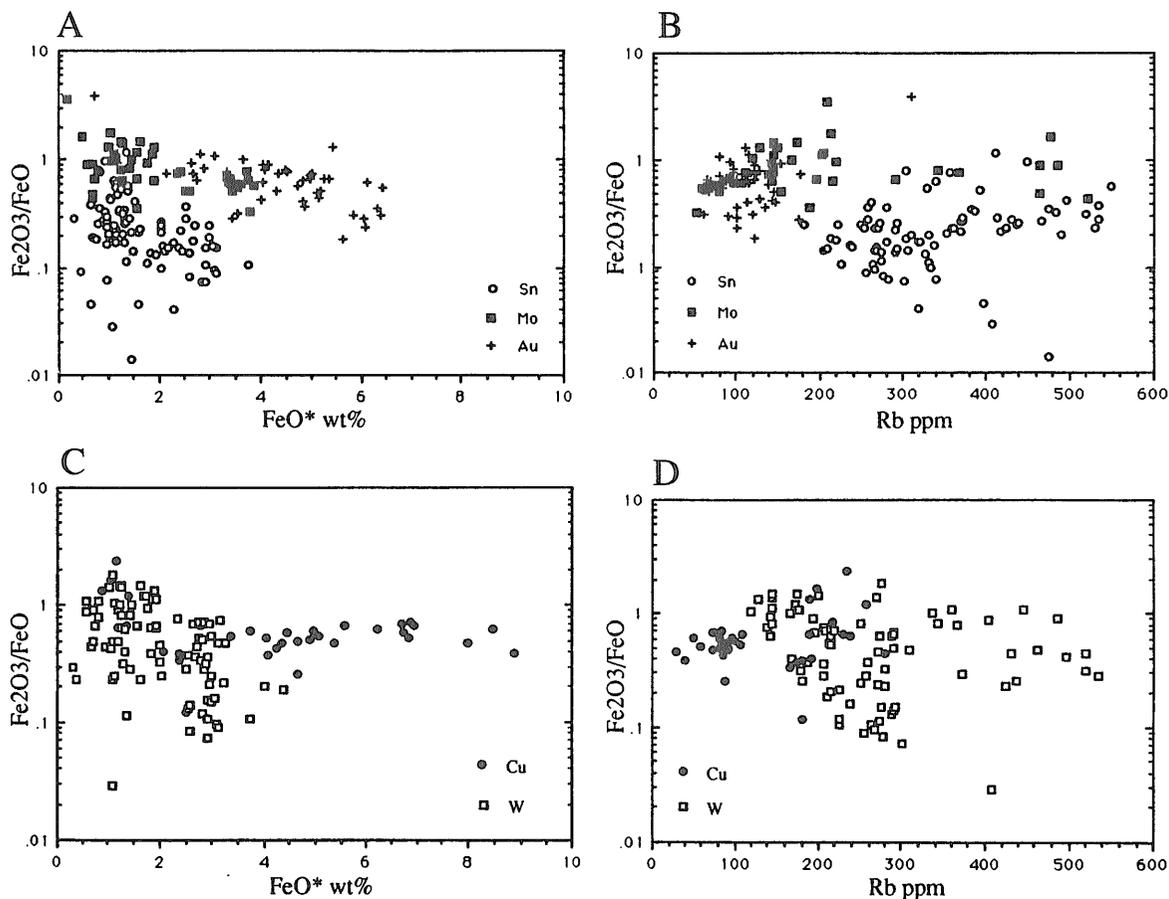
第12図 ラクラン褶曲帯の地帯区分と鉱床分布 (Blevin and Chappell, 1992) .

モンゾ花崗岩に関連する。

優白色花崗岩のプラグや岩脈も近傍に存在する。これら花崗岩類は基本的には黒雲母-角閃石-スフェン-磁鉄鉱の組み合わせを持ち、Iタイプ

磁鉄鉱系と思われる。ハウストップ スイートのカラ W 鉱床も同じ組み合わせを持つ磁鉄鉱系花崗岩の分化相に関係する。

ラクラン褶曲帯の W 鉱床は2タイプに分類でき



第13図 ラクラン褶曲帯における鉍化関係花崗岩類の酸化度と分化指数 (Blevin and Chappell, 1992).

る。一つは上述のWに少量のMoを伴い、Iタイプ磁鉄鉱系花崗岩に付随するものである。W/Mo比は様々で(>10~1)ある。灰重石はMo成分を含むから、ミネラライトで蛍光発色を示す特徴がある。他の一つはWにSnを多少とも伴い、IとSタイプチタン鉄鉱系に付随するもので、アパーフォイル、モイナ、ストーリーズ・クリークなどタスマニア島に多い。

Mo 鉍床

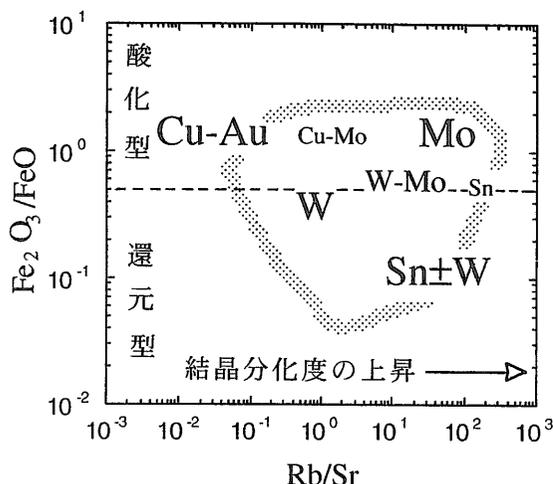
Mo 鉍床はバサースト帯とベガ帯ではIタイプ磁鉄鉱系の分化相に関係しており、いずれも小規模である。大規模なものはむしろ副産物型であり、キング島のスカルン鉍床はW 105,000トン/Mo 4,200トンである。テニソン山スカルン鉍床はMoスカルン(Mo 1,500トン)として知られているが、ここでも場所によってはW/Mo=1に達する。イエオバル鉍床ではCu 8.5万トン、Mo 2,600トンである。スティブリ帯のモリアグル山には低-中品位のMo-Cu 鉍

床があり、磁鉄鉱系花崗閃緑岩の分化相に関係している。

Cu-Au 鉍床

ボギー・プレイン スーパーサイト(第12図参照)の苦鉄質相であるイエオバル閃緑岩複合体のバニンブーラ モンゾ閃緑岩に付随してイエオバル鉍微地(Cu 8.5万トン)がある。同様にIタイプ磁鉄鉱系の花崗岩類に関連してAu 鉍床(Au 30トン以下)も知られている。

コシウスコ帯の北部のパークス付近には火山深成岩類複合体があって、アルカリ岩に伴うもので世界で最も古いポーフリー型Cu-Au 鉍床が発見されている。付近には磁鉄鉍-赤鉄鉍スカルン鉍床があるなど典型的な磁鉄鉍系の鉍化作用である。ポーフリー型鉍床は最近開山されたばかりで興味深く、これについては後述する。



第14図 ラクラン褶曲帯における花崗岩系列と鉱種との関係 (Blevin *et al.*, 1996に加筆). $Fe_2O_3/FeO=0.5$ がほぼ磁鉄鉱系(酸化型)とチタン鉄鉱系(還元型)との境界 (Ishihara, 1977).

花崗岩タイプと鉱床との関係

以上のようにオーストラリアにおいても日本と同様な還元型マグマにSnが伴い、酸化型マグマにMo, Cu, Au, など硫黄と密接な鉱種が伴われている。しかし、Wについては日本が北上山地を除き還元型であるのに対し、オーストラリアでは一般に酸化型花崗岩に伴っている。またマグマの分化度から言えばMoとSnが最も分化が進んだ花崗岩に付随する。

第13図は酸化度を Fe_2O_3/FeO 比で、マグマ分化度をFeOの少なさとRbの多さで示したものである。MoとAuは共に酸化型である(第13図A, B)が、Moは珪長質花崗岩に、Auは中性花崗岩に伴われ、Snは還元型で珪長質、高Rb花崗岩に付随することがわかる。一方、WとCuは(第13図C, D)酸化度から言えば同様であるが、Wが珪長質花崗岩、Cuが中性花崗岩類に伴われることがわかる。第14図はそれを模式的に表したものである。

Sn

これは Sn^{4+} (0.71Å)と Sn^{2+} (0.93Å)が存在するため、酸化型マグマは Sn^{4+} として Ti^{4+} (0.68Å), Ti^{3+} (0.76Å), Fe^{3+} (0.64Å)を交代し、これらはスフェン、磁鉄鉱、角閃石、黒雲母に含まれるため、Snもこれら造岩鉱物中に分散して取り込まれ、マグマの結晶分化が進んでも残液に濃集せず、鉱床を形成

しない。一方還元的マグマでは Sn^{2+} として残液にSnが濃集し、ハロゲン・F・Liなどと共にメルトから流体相に分離して鉱床を形成する(石原, 1977)。

実験的にも含水ハプロ花崗岩質マグマにおける SnO_2 溶解度は還元環境下で高い。またアルミナ・アルカリ指数に基づけばサブアルミナスで最低、パーアルミナス、パーアルカリ組成の順で上昇する(Linnen *et al.*, 1996)。

ラクラン褶曲帯でも同様にSタイプチタン鉄鉱系の分化花崗岩に微量成分としてのSnが濃集するが、それは以下の2つのタイプに分けられる。

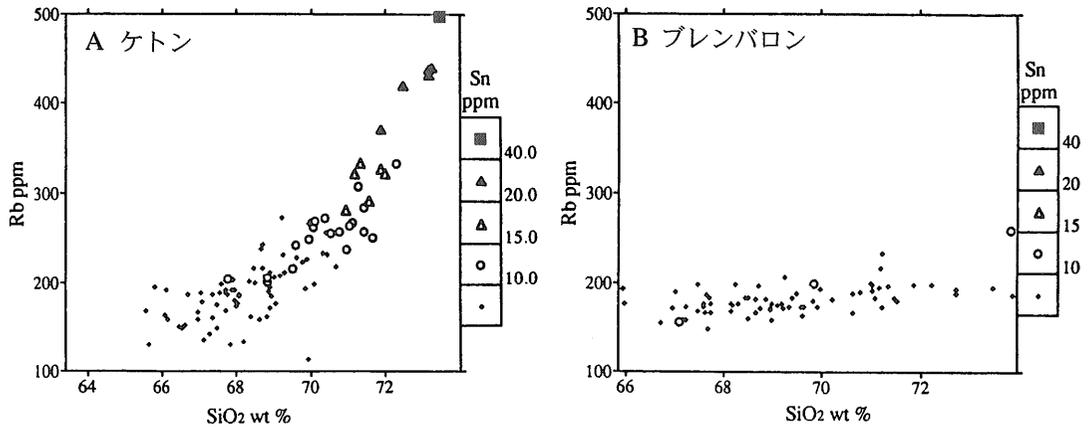
- (1) 長石結晶分化型(斜長石の晶出によりメルト組成が変化するもの): SiO_2 の増加と共にSnやRbなどが親石元素と共に上昇する(第15図)。Sn含有量が一般に最も高い(~40ppm)。例: ケトン岩体。これは我が国では山陽帯で見られる傾向である。
- (2) レスタイト分化型(レスタイトとの混合によりメルト組成が変化するもの): 全体的にSn含有量が低く、 SiO_2 の増加と共にSnもやや増加する。例: プレンバロング。これは我が国では領家帯にみられるが、領家帯ではレスタイトは多くない。

W

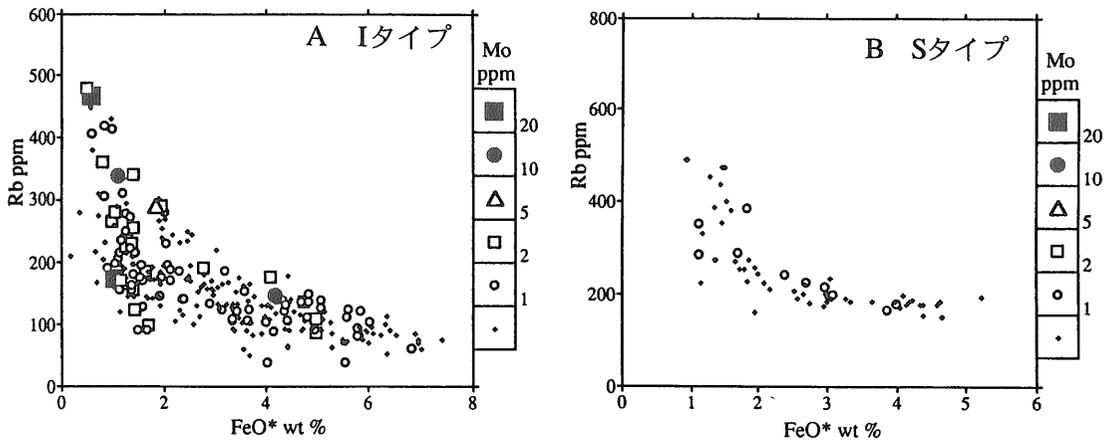
WはS, Iタイプ共に似た分布を示し、珪長質岩で増加する傾向がある(第16図)。キング島の鉱床に関係する花崗岩類も2~5ppmの含有量を示すに過ぎず、他の不毛花崗岩と大きくは変わらない。Wは W^{4+} (0.70Å)と W^{6+} (0.62Å)とがあって、Tiを置換し易い。実験的には酸素フュガシティがNNOからGMバッファーへ下がるとチタン鉄鉱の分配係数が上がる(Candela and Bouton, 1990)。

Mo

Moの含有量はSタイプでは一般に低含有量であり(第17図)、分化花崗岩に濃集する傾向は認められない。一方Iタイプでは酸化型のスフェンやピンクカリ長石を持つ花崗岩で高い値が多い。Moには Mo^{6+} (0.62Å)と Mo^{4+} (0.70Å)があり、Tiを置換し易く、特に酸素フュガシティが低下するとチタン鉄鉱に分配されやすい。一方Moは輝水鉛鉱(MoS_2)として分化した花崗岩に産出するなど親銅性が強いので、マグマの硫黄フュガシティが高い場



第15図 Sタイプ花崗岩に見られるSn含有量の2つの変化様式 (Blevin and Chappell, 1992)。



第16図 S, Iタイプ花崗岩類のW含有量変化 (Blevin and Chappell, 1992)。

合には分化花崗岩に濃集する可能性がある。

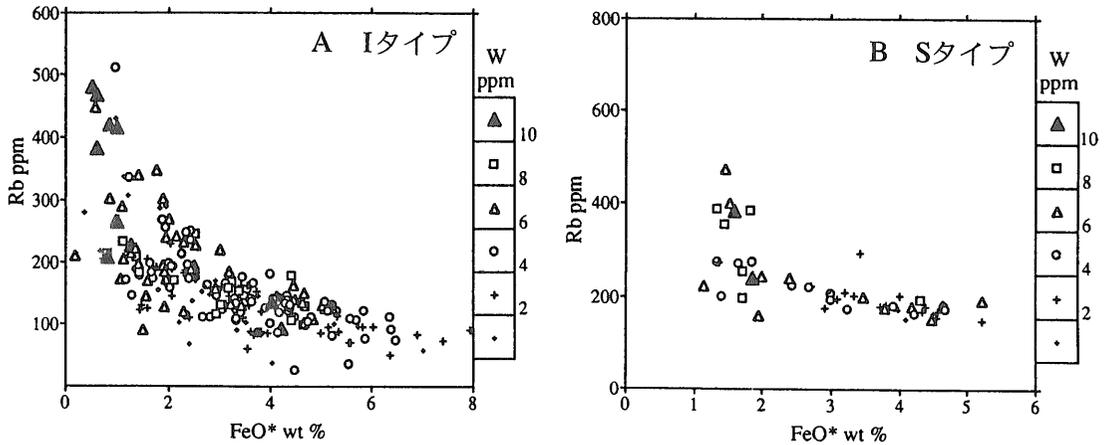
Cu

Cuは一般にIタイプで高含有量(～70ppm), Sタイプで低含有量であるが, 岩体別に変化が激しい。Iタイプ磁鉄鉱系のボギー・プレイン スーパースイートでは苦鉄質岩(SiO₂55%)で最大となり, SiO₂の増加と共に減少する。Cuも親銅元素であるからSの量と種類による規制をうける。還元種(H₂S, HS⁻)は岩石中にCuと共に硫化物として残り易く, 酸化種(SO₂, SO₃)はメルトから脱ガス化して流体相へ分配され, 花崗岩から放出される。アパタイト中のS含有量はIタイプで高く, Sタイプで低く, これはメルト中のSO₂/H₂S比を表している (Blevin and Chappell, 1992)。

結び—日本との比較にかえて

ラクラン褶曲帯の花崗岩類はチタン鉄鉱系と磁鉄鉱系に明確に分かれ, 中間的なものが少ない点(第7図)で日本の花崗岩類と類似する。Sタイプの殆ど全て, Iタイプのかんりの部分がチタン鉄鉱系に属し, Sタイプ磁鉄鉱系はごく一部に産出するに過ぎないものと思われる。従って, 日本より全体的に還元的であると言える。またその磁鉄鉱系の磁鉄鉱含有量は日本の模式地である山陰帯の花崗岩類のそれより少ない(第7図)。

ラクラン褶曲帯における磁鉄鉱系・チタン鉄鉱系花崗岩類の成因は, チャペル等のレストタイト・モデルで説明可能である。すなわち彼らは大陸地殻下部の苦鉄質火成岩類が部分熔融してIタイプの, 上



第17図 S, Iタイプ花崗岩類のMo含有量変化 (Blevin and Chappell, 1992).

部の堆積岩類が部分溶融してSタイプのマグマを生じると考えているが、前者は地殻の平均的 Fe_2O_3/FeO 比を持っているものと思われ、その場合は磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の双方が、また後者の場合は堆積岩の Fe_2O_3/FeO 比の如何にかかわらず、含まれるC, CH_4 , H_2S , SH⁻などの還元剤によってチタン鉄鉱系マグマを生じるものと思われる。

ラクラン褶曲帯のチタン鉄鉱系花崗岩地帯に堇青石が広く産出するが、日本の領家帯ではSタイプのものは(石榴石含有)白雲母黒雲母花崗岩として産出する。白雲母の晶出は水のフュガシティと密接であるから、ラクラン褶曲帯のSタイプマグマは高

温で“ドライ”であり、領家帯では低温で水フュガシティが一般に高かった可能性が大きい。その結果として、Burkhard (1993) が苦鉄鉱物で認められた形成後の酸化現象が生じたものと思われるが、水の絶対的な起源については更なる検討が必要である。

付記：ポーフイリー型Cu-Au 鉱床

ポーフイリー銅鉱床には副産物として回収可能な量のAuとMoを伴うものがあり、Cu-Au型はフィリピンなどの若い島弧のカルクアルカリ岩に伴って、またカナダ コルデレイラの中生代のアルカリ岩に伴って認められていた。ラクラン褶曲帯北部で最近発見されたCu-Au 鉱床は世界で初めての古生代のアルカリ岩に伴う鉱床であり、かつオーストラリアで初めて稼行されたポーフイリーCu 鉱床である点で話題を集めているので、以下にその概要をHeithersay *et al.* (1990), Muller *et al.* (1994), Wood and Holliday (1995) などから紹介してみたい。

これらの鉱床はキャンベラ北北西270km, シドニー西北西300km, ニューサウスウェールズ州パークス付近(32°55'S, 148°02'E, 第12図Aに位置あり)にあって、基盤分帯から言えばコシウスコ帯の北部に当たり、この地域の火成岩類は前述のポギー・プレーン スーパーサイトに相当するものと思われるが、現在図幅調査が行われているところで、南部のバスリス群との詳細な関係については不明である。銅量数十万トン規模の鉱床がグーンムブラ(又はパークス北部)、カディア、コワル湖などの数地

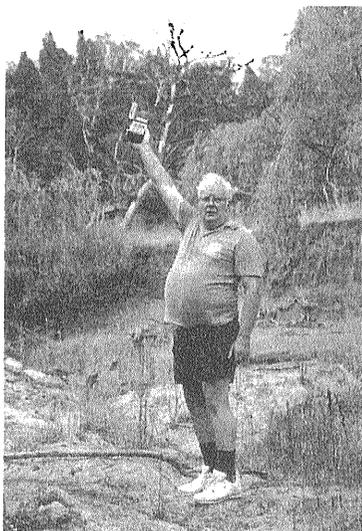
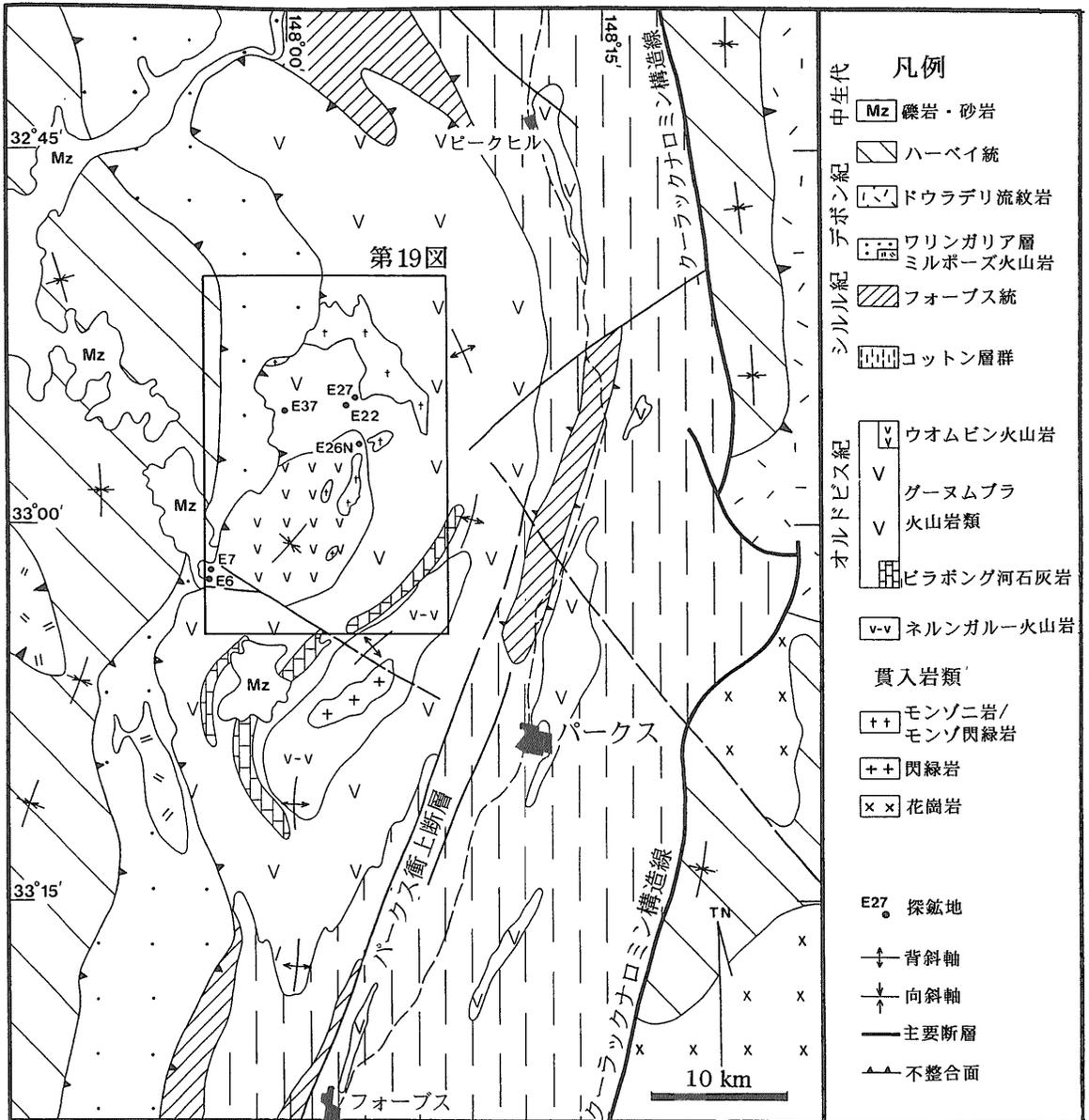


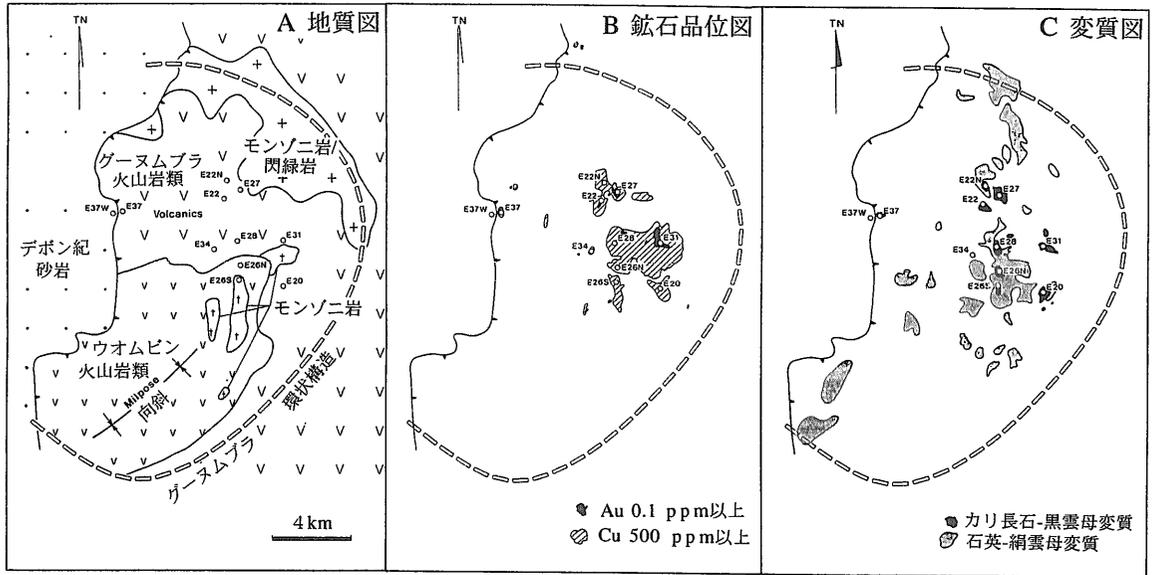
写真5 巡検中、GPS (global positioning system) により位置確認を行うチャペル氏。

第1表 グーマンプラ地域の発見鉱量.

	鉱床名	可採鉱量 (百万トン)	平均品位(金属量)	
			Cu (%)	Au (g/t)
露天掘り	エンデバー-26N	9.0	1.45 (13.1万トン)	0.16 (1.4トン)
	エンデバー-22	13.1	0.64 (8.4万トン)	0.55 (7.2トン)
	エンデバー-27	7.7	0.76 (5.9万トン)	0.72 (5.5トン)
	合計	29.8	0.91 (27.1万トン)	0.58 (14.3トン)
坑内掘り	エンデバー-26N	25.2	1.52 (38.3万トン)	0.63 (15.9トン)
総金属量			65.4 万トン	30.2トン



第18図 グーマンプラCu-Au鉱床付近の地質図 (Heithersay et al., 1990).



第19図 ゲーヌムブラ カルデラの地質・鉱床図 (Heithersay et al., 1990).

域で発見されている。

ゲーヌムブラ鉱床

この鉱床はパークスの北西方28kmに位置する。ゲーヌムブラ鉱床の探査は1971年に火山岩地帯を中心に開始され、Pb-Zn スカリングが発見された。1977年にはハンドオーガ土壤試料でCu2,500ppmの異常が発見され、引き続きボーリングによりCu-Au 鉱化作用が環状構造中に11ヵ所で発見された。主要なものを第1表に示すが、高品位が魅力的でメタル量はCu65.4万トン、Au30トンである。これは日本最大の銅山である足尾鉱山の採掘銅量にほぼ匹敵する。

パークス地域には、オールドビス紀後期-シルル紀初期の堆積岩・火山岩・貫入岩類が褶曲を繰り返しながら大きくは向斜構造を持って分布し、その東西両側にはデボン紀堆積岩類が不整合に接する(第18図)。最下部層はネルンガルー火山岩類で安山岩類からなり、夾在する堆積岩の化石からオールドビス紀初期ないしカンブリア紀末期と考えられている。

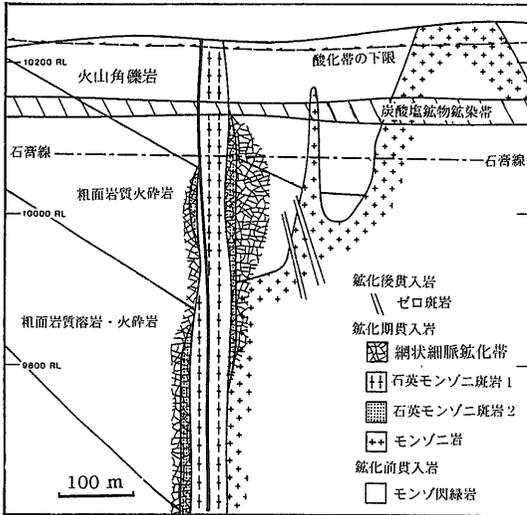
その上位はゲーヌムブラ火山岩類で、その最下部にピラボング・クリーク石灰岩とカニングブランド頁岩を夾む。これら堆積岩類の時代は含まれる化石からオールドビス紀後期と判定されている。火山岩類はK₂Oに富む粗面安山岩、すなわちラタイト質で、溶岩・火砕岩・同碎屑物(グレイワッケ)からなる。

ウオムビン火山岩類はゲーヌムブラ火山岩類と似るが、より上位に位置する赤褐色のK₂Oに富む粗面岩質の溶岩・火砕岩類に対して用いられる。この火山岩類中の脈状変質岩は⁴⁰Ar-³⁹Ar年代で441Maを示す。この粗面岩類はゲーヌムブラ火山岩類の最末期層より、更に分化した化学組成を持つ。

以上の諸岩石を不整合に覆うシルル紀の地層は主にシルト岩からなるコットン層、下位に礫岩類を持ち、上位は砂岩・頁岩からなるフォース層、デボン紀の火山堆積岩類などである。

ゲーヌムブラ火山岩類が分布する地域の中心には環状構造が認められており(第19図)、陥没カルデラと考えられている。プーゲ異常によると地下浅所に珪長質な貫入岩体が想定されている。ネルンガルー火山岩類に貫入する深成岩類は閃緑岩-モンゾ閃緑岩で、ゲーヌムブラ火山岩類とウオムビン火山岩類には閃緑岩~石英モンゾニ斑岩が貫入する。

鉱化作用は3つの主要なもの8つの小さなものからなり、いずれも石英モンゾニ斑岩貫入岩体と密接に関連している。鉱体は一般に直径数10m~300mのパイプ状であり、垂直的には主要鉱体の一つエンデバー26N鉱体で900mに達している。鉱化作用は斑岩とその周辺で主に細脈状を呈し(第20図)、変質は中心から外側へカリウム質(カリ長石-黒雲母)変質、フリック(石英-絹雲母)変質、プロ



第20図 エンデバー26N 鉱体の東西断面図 (Heathersay et al., 1990). 位置は第18図BのE26N.

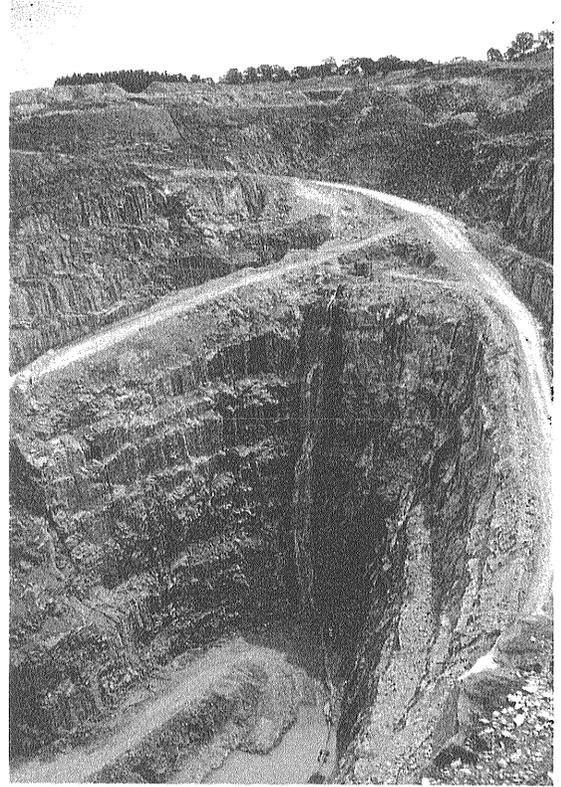


写真8 ブラウン・クリーク銅鉱山のオープン・ピットの一部.



写真6 かつて稼行されたスカルン型鉄銅床、カディア・ヒル地域.

ピライト化変質である.

高品位部は変質帯の中心のカリウム変質部で網状石英細脈に斑銅鉱ほかの銅鉱物が含まれる. 主要銅鉱物が斑銅鉱である点, 一般のポーフィリー銅鉱床と異なっており, 黄銅鉱は少量である. 鉱化中心部から外側に, 斑銅鉱+輝銅鉱-黄銅鉱-黄鉄鉱のゾーニングが見られる. 黄鉄鉱は一般に少ないが周辺部では3%に達する事がある. Au/Cu比は, エンデバー22, 27 鉱体など高いもので Au ppm/Cu % = 1 に達するが, 一般には1より低い. Auは斑銅鉱量と比例的であり, 肉眼的な自然金が割目を埋める粗粒の斑銅鉱結晶中に認められることがある.

鉱化作用は網状細脈として見られるため厳密に



写真7 縞状構造を示すスカルン鉱床, ブラウン・クリーク鉱山.

は多時期に及ぶ. エンデバー26N 鉱体の場合, 10 時期にわけられる. 第1-2期は脈際変質で, 雲母類・硬石膏で特徴づけられ, 鉱石鉱物は伴わない. 主要なものは第3-5期である.

第3期は石英細脈がカリ長石の縁取りを伴って網状を呈し, その密度は1メートル当たり数十~数

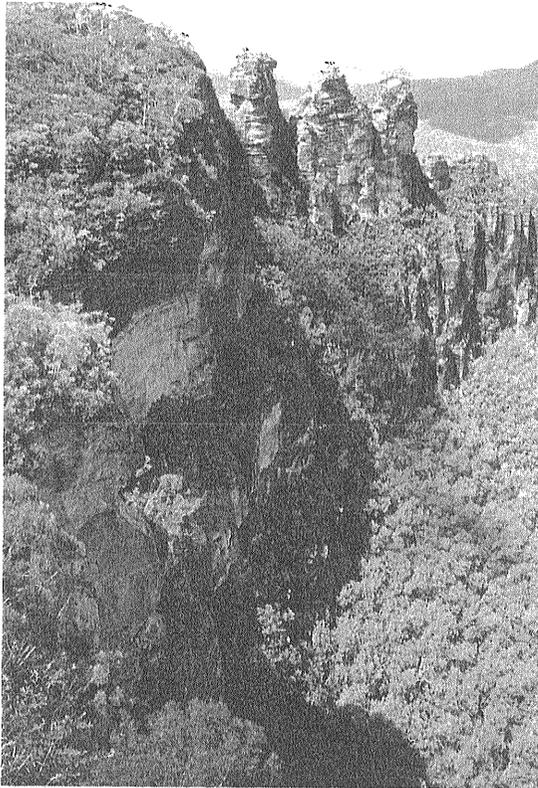


写真9 ラクラン褶曲帯北縁，シドニー盆地の陸成層が浸食により生じた景勝地，ブルーマウンテンのスリーシスターズ。魔王に見初められた美しい3姉妹が逃れるために岩に変身したと言うアボリジニの伝説がある。

百本である。自形石英が脈中心から脈際に向けて成長することがある。この脈は斑銅鉱と少量の輝銅鉱・ダイジェナイト・黄銅鉱を含む。

第4期の細脈は幅0.5~2cmと肥大化し、密度が低くなる。変質鉱物では絹雲母が一般的であり、硬石膏も現れる。鉱石鉱物は第3期と同様であるが、金はこの時期に自然金・含CuAu・AuTe鉱物として最も多く含まれる。第5期は鉱脈岩脈(vein dike)と熱水角礫岩で特徴付けられる。鉱脈岩脈は石英脈とアプライトが相互に移行しながら共存するもので、微粒ペグマタイト細脈と見ることもできる。鉱石鉱物は第3-4期の場合と同じである。第6期以降はいずれも不毛脈であり、最末期の第9-10脈は石膏が主体である。

カディア鉱床

一方、カディア鉱床は低品位であるが鉱量が大

きく、全ての鉱微地を合わせると金属量としてCu 110万トン、Au 258トンである。この鉱床はパークスの東南東47km、オレンジの南方20kmに位置する。この地域の銅・金の発見はカリフォルニアのゴールドラッシュ直後の1851年である。しかし引続く探鉱の成果は、結果として銅・鉄鉱の発見で大きく、例えばアイアン・デューク鉱山では、1917年までに二次富化銅鉱(Cu 5~7%)を10万トン、1918~1943年間に低品位鉄鉱(Fe 50%)を150万トン生産した。

近代的探鉱は1960年代に入って行われ、ビッグ・カディアで2,990万トン(Cu 0.51%, Au 0.44g/t)、リトル・カディアで820万トン(Cu 0.42%, Au 0.29g/t)をまず確認し、1980年代の金探鉱ブーム時には酸化金鉱石(2.9g/t) 58万トンを発見した。現在では既述の金属量(銅110万トン、金258トン)を得ている。

カディア地域にはオルドビス紀のアングロング凝灰岩層が広く分布し、これは玄武岩-安山岩質の火砕岩・溶岩・斑岩類からなり、石灰岩を挟む。これらにカディア モンゾニ岩複合体と名付けられたアルカリ~亜アルカリ岩類が貫入し、なかでもカリ長石の斑晶を持つ石英モンゾニ斑岩が著しい鉱化を受ける。また、この複合体の西縁には磁鉄鉱を大量に含む角閃石-黒雲母閃緑岩が分布する。以上はシルル紀の頁岩・砂岩・礫岩や第三紀の玄武岩-粗面岩類に覆われる。

鉱化作用はモンゾニ斑岩と直近の火山岩類中で割れ目規制を受けたポーフィリー式変質作用に伴うものと、スカルン型の2つからなる。前者は幅1cm以下の石英細脈に、自然金・黄銅鉱・より少ない斑銅鉱が含まれる。鉱脈中の少量鉱物は方解石・緑泥石・緑簾石・磁鉄鉱である。変質は全体的にプロピライト化が卓越するが、割れ目沿いの盤際にはカリウム変質も見られる。鉱化変質の最末期は炭酸塩化である。絹雲母化は鉱化後の断層帯などに見られるに過ぎない。

結び

グーヌンブラーカディア鉱化地域の花崗岩類は、火山岩類ともどもアルカリ岩である点でラクラン褶曲帯のなかで非常に特異である。現地の帯磁率測定によると、これらは予想どおり磁鉄鉱系に属する。鉱床中には磁鉄鉱・赤鉄鉱、また硬石膏・石膏

が産出するなど、鉍床形成時の酸素フュガシティが高かったことが明白である。鉍石鉍物は斑銅鉍が普遍的に現れるなど一般のポーフィリー型鉍床と異なる。また、硫化鉄鉍物は非常に少なく、硫黄フュガシティは低かったものと思われる。この地域の図幅調査は現在さかんに行われており、他のS, Iタイプ花崗岩類との比較などラクラン褶曲帯における位置付けは今後明らかにされるであろう。

謝辞：粗稿を丁寧にご読まれ、助言を惜しまれなかった佐藤興平博士に感謝する。

文 献

- Blevin, P. L. and Chappell, B.W. (1992) : The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v. 83, 305-316.
- Blevin, P.L., Chappell, B.W. and Allen, C.M. (1996) : Intrusive metallogenic provinces in eastern Australia based on granite source and composition. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v. 87, 281-290.
- Buddington, A.F. and Lindsley, D.H. (1964) : Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, v. 5, 310-420.
- Burkhard, D. J. M. (1991) : Temperature and redox path of biotite-bearing intrusives: a method of estimation applied to S- and I-type granites from Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.* v. 104, 89-98.
- Burkhard, D. J. M. (1993) : Biotite crystallization temperatures and redox states in granitic rocks as indicator for tectonic setting. *Geologie en Mijnbouw*, v. 71, 337-349.
- Candela, P.A. and Bouton, S.L. (1990) : The influence of oxygen fugacity on tungsten and molybdenum partitioning between silicate melts and ilmenite. *Econ. Geol.*, v. 85, 633-640.
- Chappell, B. W. (1994) : Lachlan and New England: Fold belts of contrasting magmatic and tectonic development. *Jour. Proc. Royal Soc. New South Wales*, v. 127, 47-59.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) : Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, no. 8, 173-174.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) : I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v. 83, 1-26.
- Chappell, B. W., Williams, I.S., White, A.J.R. and McCulloch, M.T. (1990) : Granites of the Lachlan fold belt. *Excursion Guide A-2, 7th Intern. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geology, BMR, Rec. 1990/48, 95 p.*
- Czamanske, G.K., Ishihara, S. and Atkin, S.A. (1981) : Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleogene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Jour. Geophys. Res.* v. 86, 10431-10469.
- Heithersay, P.S., O'Neil, W.J., van der Helder, P., Moore, C.R. and Harbon, P.G. (1990) : Goonumbla porphyry copper district-Endeavour 26 North, Endeavour 22 and Endeavour 27 copper-gold deposits. *Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea, AIMM, Melbourne, 1385-1398.*
- 石原舜三 (1988) : Aタイプ花崗岩とREE鉍床. *地質ニュース*, no.409, 6-24.
- 石原舜三 (1977) : 日本の花崗岩類のSn含有量と白亜紀花崗岩活動におけるその意義. *地質雑* v. 83, 657-664.
- Ishihara, S. (1977) : The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, v. 27, 293-305.
- Kress, V.C. and Carmichael, I. S. E. (1988) : Stoichiometry of the iron oxidation reaction in silicate melts. *Amer. Mineral.* v. 73, 1267-1274.
- McCulloch, M. T. and Chappell, B. W. (1982) : Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. *Earth Planet. Sci. Lett.* v.58, 51-64.
- Muller D., Heithersay, P.S. and Groves, D.I. (1994) : The shoshonite porphyry Cu-Au association in the Goonumbla District, N.S.W., Australia. *Mineral. Petrol.*, v. 51, 299-321.
- O'Neil, J.R. and Chappell, B.W. (1977) : Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale batholith. *J. Geol. Soc. London*, v. 133, 559-571.
- Tainosho, Y., White, A.J.R., Chen, Y. and Wormald, R. (1988) : Regional variation of magnetic susceptibility of the Lachlan fold belt granitoids, southeastern Australia. *Jour. Geol. Soc. Japan*, v. 94, 657-668.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S. (1980) : Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geology Spec. Issue*, no.8, 13-28.
- 津末昭生・石原舜三 (1974) : 西南日本における花崗岩質岩石中の酸化鉍物. *鉍山地質* v. 24, 13-30.
- Whalen, J. B. and Chappell, B. W. (1988) : Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia. *Amer. Mineral.*, v.73, 281-296.
- Wood, D. and Holliday, J. (1995) : Discovery of the Cadia gold/copper deposit in New South Wales. *Conf. Vol., Aust. Miner. Foundation, Adelaide* 11.1-11.10.
- Wyborn, D., Turner, B. S. and Chappell, B. W. (1987) : The Boggy Plain supersuite: A distinctive belt of I-type igneous rocks of potential economic significance in the Lachlan Fold Belt. *Austr. J. Earth Sci.*, v. 34, 21-43.
- Zen, E-an (1986) : Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *J. Petrol.* v. 27, 1095-1117.

ISHIHARA, Shunso (1998) : Magnetite-series and ilmenite-series granitoids and related mineralizations in the Lachlan Fold Belt, Australia.

< 受付 : 1998年1月12日 >