

# チベット—ヒマラヤ衝突帯の花崗岩類

石原 舜三 (鉱床部)  
Shunso ISHIHARA

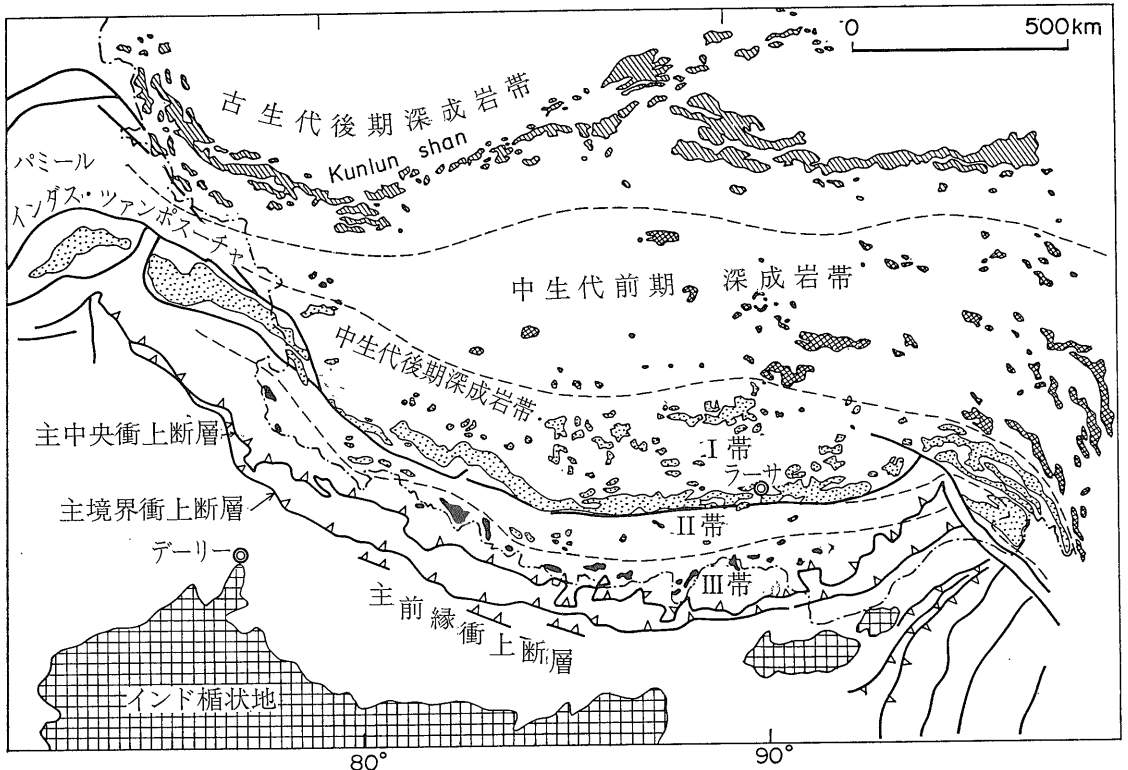
## 1. ま え が き

花崗岩類は一般に沈み込み (Subduction) 帯に伴って産出し 衝突 (Collision) 帯に伴うものは少ない。その原因はこれら変動帯に供給可能な熱量の相異によるものと考えられ 前者ではマントル深部に達する構造運動を伴うため 供給熱量が後者より著しく大きいものと思われる。衝突帯では大陸地殻のマグマ発生に対する役割りが大きいため 珪長質なチタン鉄鈷系花崗岩類が生成するものと考えられるが これらの実例を紹介したものは非常に少ない。

著名なコリジョン帯であるヒマラヤ造山運動に関連する深成岩類は 最近中華人民共和国における研究が進展し また飯泉 (1983) がその結果を紹介するに及んで

これまでヨーロッパ勢が主として研究していたネパールやブータンにおける成果と合わせて やっと全貌がわかりかけてきた。

昭和57-59年度に私達のグループが実施した工業技術院の国際産業技術研究協力事業では 中華人民共和国東部の地質と鉱床とを主体に 本誌 (334 (1982), 335, 340, 346, 351, 352, 360 (1984) 号) に紹介した。また その終了報告書 (地質調査所編, 1985) では 華東中央部を南東-北西方向に集中的に調査した結果について 火成活動 鈷化作用の特性について記述した。深成活動の側面から上記地域は 帯状配列があまりはっきりせず また大陸海岸部に磁鉄鈷系の火山岩深成岩類が分布し 内陸側にチタン鉄鈷系花崗岩類が分布するように アンデ



第1図 中華人民共和国南部—ヒマラヤ地域における深成岩類の分布。塗ら (1982) に加筆

ス-アメリカ西部の大陸周辺部深成活動と比較して 特異な性格を示している。

一方 ヒマラヤ山塊から北方 崑崙山脈にかけては花崗岩類が広範囲に分布しており 時代的には南から北へ 新第三紀 古第三紀 中生代後期(華南の燕山期に相当) 中生代初期(同印支期) 古生代後期(同海西期)と見事な帯状分布を示しており(第1図) 華東地域とは異なるように思われる。チベット-ヒマラヤ地域の花成活動に対する一つの解釈は ジュラ紀まで拡がっていたテチス海が 白亜紀前期から北方へ沈み込み トランスヒマラヤバソリスなどの火成活動を生じ 古第三紀にはテチス海は埋没し ユーラシア-インド両陸塊の衝突が生じ 衝突に伴う地殻の肥大化 衝上断層運動によって地殻型の花崗岩活動が 第三紀後期へ向けて発生したとする(第2図)ものである。

ここでは比較的研究が進んでいるチベット南部からヒマラヤ山塊の花崗岩類について紹介し これまでの環太平洋における諸研究(Ishiharaら, 1980; 石原, 1982, 石原・佐藤, 1982)の参考資料としたい。

## 2. 分布と地質構造

チベット南部の花崗岩類は大きくは 北側のチベット地域 南側のヒマラヤ地域に2分できる。後者はさらにチベットヒマラヤと地形的高所のハイヒマラヤに2分しうる。それぞれをここではI II III帯と区分する。I帯の南部には トランスヒマラヤ(中国名ガンヂース)バソリスと呼称される巨大な深成岩帯がつらなる。

I帯は北部チベット構造区と一致し 先カンブリア時代(約18億年)の片麻岩類から古第三紀堆積岩類が分布

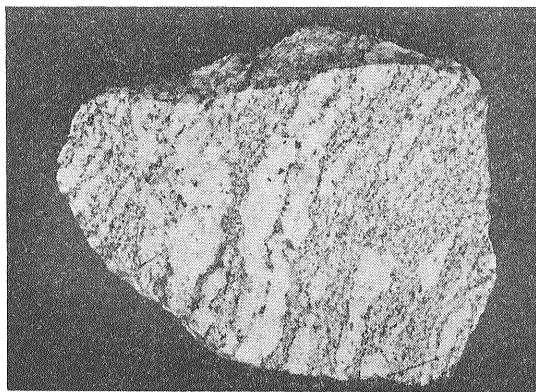
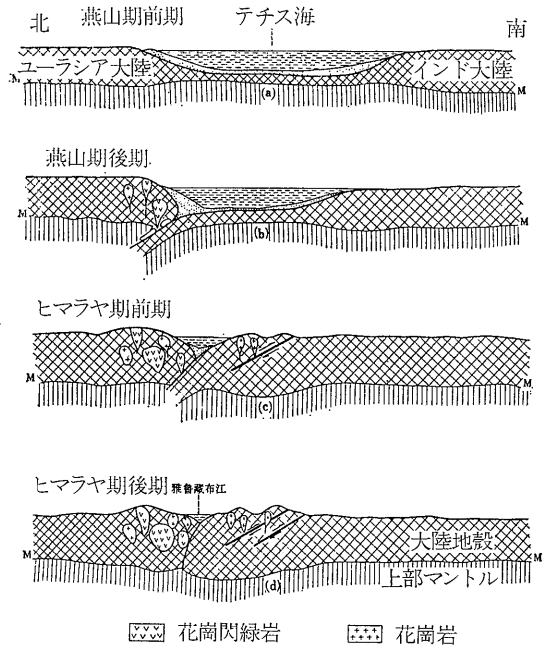


写真1 ハイヒマラヤの珪線石-白雲母含有黒雲母片麻岩  
ネパール, マナスル西方, 主中央衝上断層付近, 左右9cm(中嶋輝允技官提供)

1985年10月号



第2図 チベット-ヒマラヤ地域におけるプレートモデル。  
塗ら(1982)原図

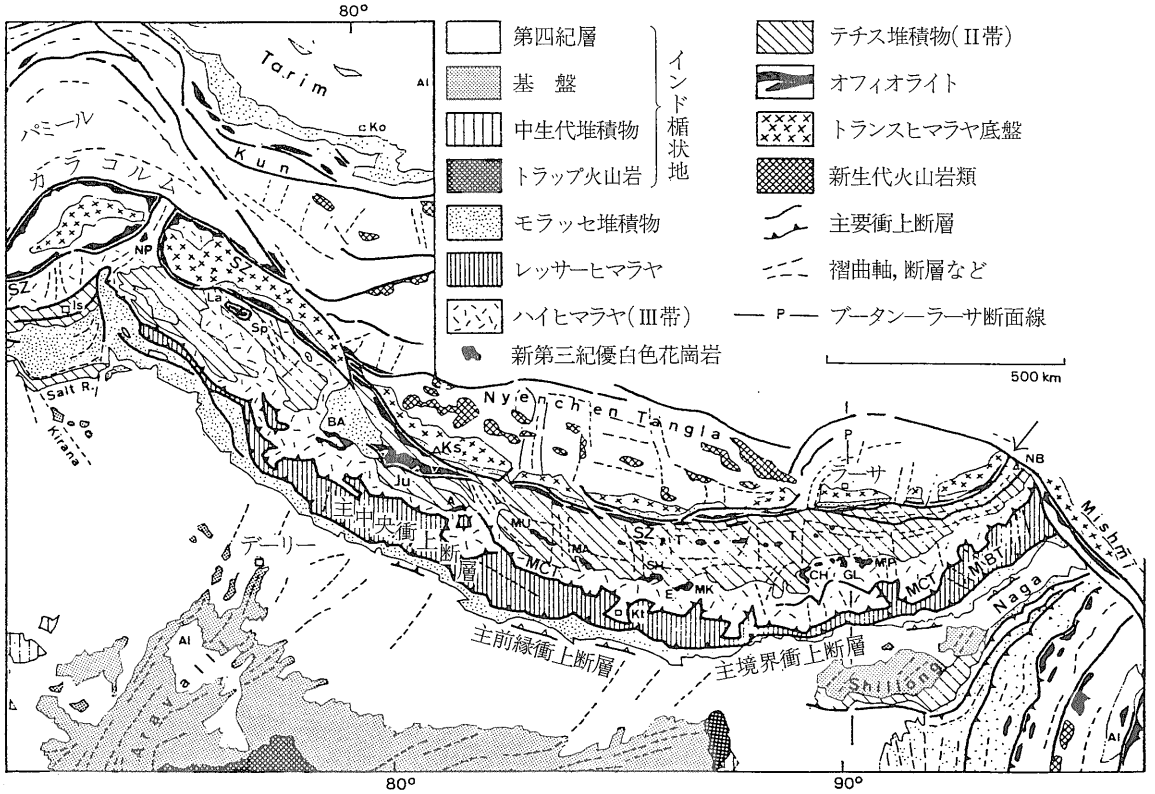
するが 古生代の浅海性碎屑物と炭酸塩岩が主体である。温暖気候の化石が産出することから 古生代後期までは Gondwana大陸の一部であったと思われる。

I帯の南側に著名なツァンポスーチャが2000km以上に亘って走り(第3図) 西部のカラコラム地域のインダススーチャに連続し 合わせてインダス-ツァンポスーチャと呼ばれる。これは幅10-50km 蛇紋岩化したハルツバージャイト かんらん岩等の超苦鉄質岩類に玄武岩類 放射虫チャートを含む深海性堆積物などを伴う構造帯である。

II帯はテチス(またはチベット) ヒマラヤ構造区と呼ばれ 主に古生代堆積岩類からなり 下部では弱い変成作用をうける。これらもGondwana大陸の浅海性堆積物であったと思われる。

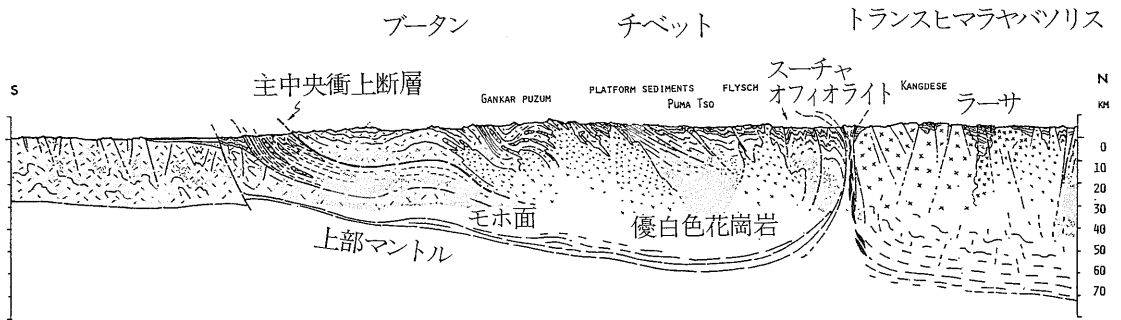
III帯はハイヒマラヤ構造区で 主に角閃岩相の結晶片岩 片麻岩(写真1) ミグマタイトなどから構成され 変成度は高度や地域によって異なる。原岩は主に泥質岩 炭酸塩岩や火山岩類も含まれる。

III帯にはエベレスト山(8848m) マカルー(8475m)など著名な高峰が位置し 南側へ中央衝上断層(Main Central thrust) レッサーヒマラヤ 主境界衝上断層を経て モラッセ帯 さらにはインドの平原に続く(第4図)。



第3図 チベット-ヒマラヤ地域における地質構造図

DIETRICH & GANSSE (1981) 原図. 大文字は著名な高峰(北西から南東へ): NP, ナンガルパット (8125m), BA, バドリナス (7140m), A, アピ (7140m), MU, ムスタング (~6000m), MA, マナスル (8125m), SH, シシャバンマ (8012 m), E, エベレスト (8848m), MK, マカルー (8475m), CH~MP, チョモルハリ (7314m), ゴホップラ, モンラカルチュンパサルム (~7500m) などのブータンヒマラヤ(第6図参照), La, ラダー, Ls, ラーサ, Kt, カトマンズ.



第4図 チベット-ヒマラヤ地域における地質構造断面図

DIETRICH & GANSSE (1981) 原図. 断面線の位置は第3図参照(ほぼ東経90°)

### 3. 北部チベット構造区の花崗岩類 (I帯)

チベット南部の珪長質火成活動は火山活動 深成活動としてジュラ紀後期に始まっている. 火山岩類は岩質年代共に花崗岩類と密接で 主として北部チベット構造

区の南部に分布し ヒマラヤ地区では稀である.

北部チベット構造区の深成岩類はトランスヒマラヤパソリスで代表され これは 斑礫岩 閃緑岩 石英閃緑岩 トナール岩 花崗閃緑岩 花崗岩など 広義の花崗岩類 (Granitoids) のみならず 斑礫岩類 (Gabbroids)

第1表 チベット-ヒマラヤ地域の花崗岩類の化学成分平均値 (塗ら, 1982)

地帯 (中国名)	I (岡底斯岩帯)	II (拉軌崗日岩帯)	III (喜馬拉雅岩帯)	華南 花崗岩類
露出面積 (km <sup>2</sup> )	63,940	4270	2750	190,000
SiO <sub>2</sub> (重量%)	65.66	72.41	72.61	72.05
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.19	0.15	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.37	14.77	14.79	13.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.15	0.76	0.60	0.98
FeO	2.44	1.09	1.08	1.96
MnO	0.06	0.05	0.04	0.08
MgO	1.57	0.55	0.32	0.66
CaO	4.11	1.70	1.40	1.38
Na <sub>2</sub> O	3.55	3.71	3.83	3.22
K <sub>2</sub> O	3.47	3.80	4.46	4.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.10	0.09	0.12
灼減	0.79	0.73	0.71	0.96
合計	99.82	99.86	100.08	99.95
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.13	1.43	1.80	2.00
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.98	1.02	1.17	1.41

も含んだ複合体から構成される。ヒマラヤ山塊西方のカラコルム地域のラダック複合体では斑禰岩-閃緑岩類15% 石英閃緑岩類25% 花崗閃緑岩50% 花崗岩10%と見積られている (HONEGGERら, 1982)。塗ら (1982) は全域の平均値として SiO<sub>2</sub>63.9% (第1表) 花崗閃緑岩質 I タイプの性格を持つ分析値を提示している。微量鉱物として柎石 磁鉄鉱 褐簾石などが含まれ その多くは磁鉄鉱系に属するものと思われるが 後述するように地域によってはチタン鉄鉱系が出現する。

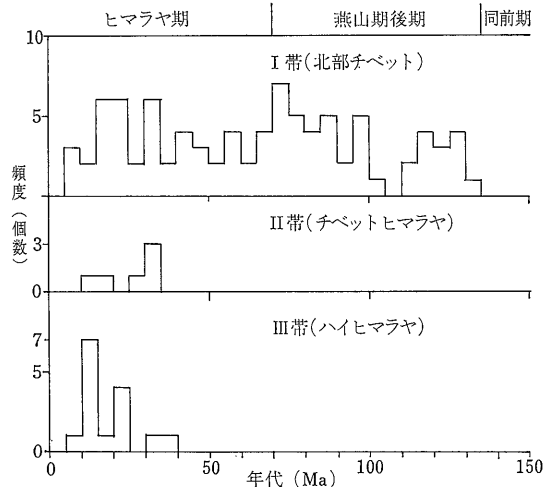
飯泉 (1981) はチベットの首都 ラーサ西方地域の花崗岩類の化学分析値を ACF図 アルミナ過不足量で検討した。トランスヒマラヤバソリス本体は Ca に富み Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> に乏しく したがってノルム透輝石を生じ 最も I タイプ的であるが その北縁の小岩体は黒雲母花崗岩や両雲母花崗岩からなり ACF 図で A (アルミナ) 端に近く分布し ノルムコランダムに富み S タイプ的である。同様な岩体はラーサ東方にも分布し (例 林芝 第8図参照) チベットの東部地域に多い傾向が推定される。

I 帯深成岩類の活動はジュラ紀にさかのぼるが 鉱物の放射年代は130-15Maであり その多くは130-65Maを示し これは華東地域における燕山期後期に相当する (第5図)。第三紀の年代もかなり多くみられ これは主に上述の黒雲母 または両雲母花崗岩などの優白色岩類から得られるものであるが 一部にはその貫入の影響による若がり年代も含まれるであろう。貫入時期を

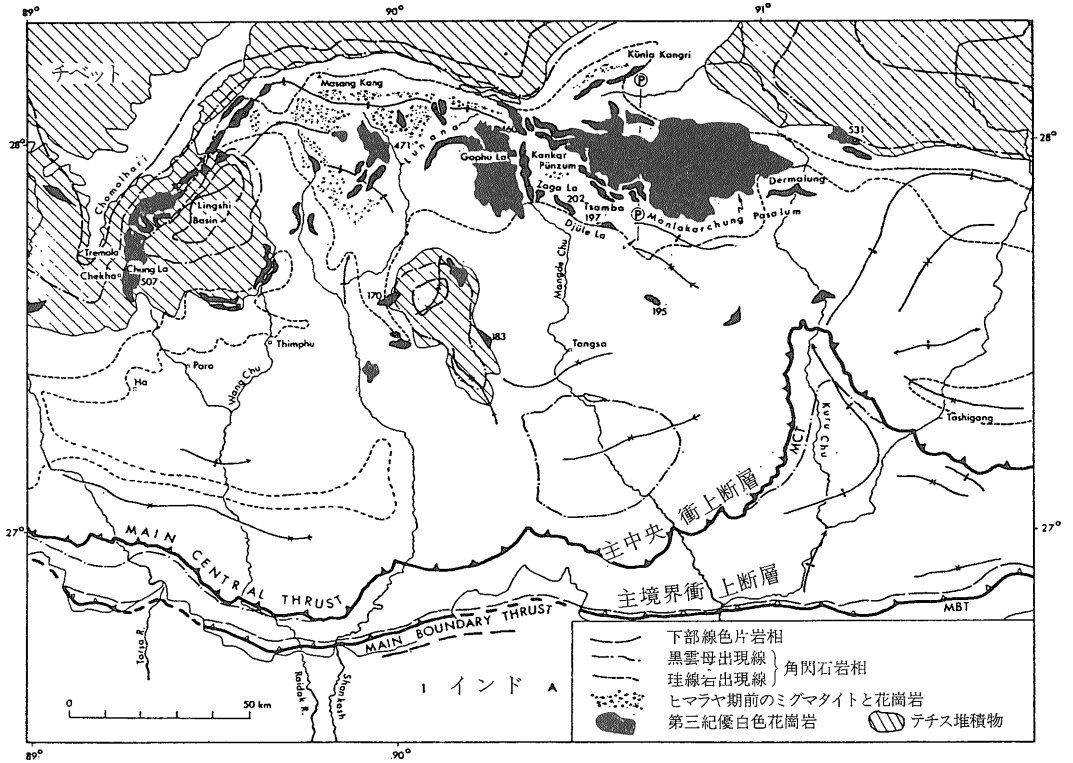
示す年代の測定が今後必要である。

#### 4. ヒマラヤ構造区の花崗岩類

ヒマラヤ構造区の花崗岩類は北側のチベットヒマラヤ区 (II帯) と南側のハイヒマラヤ区 (III帯) のものと2分される。前者が古第三紀 後者は主に新第三紀の生成によるものと考えられているが 厳密には今後の再検



第5図 チベット-ヒマラヤ地域における雲母 (一部ジルコン) の放射性年代。塗ら (1982) 原図



第6図 プータンヒマラヤにおける優白色花崗岩類の分布と被貫入岩類の変成度。DIETRICH & GANSSER (1981) 原図

討が必要である。岩体は一般に1000km<sup>2</sup>以下 多くはストック状であり 優白色花崗岩類で特徴づけられる。

チベットヒマラヤ区の花崗岩類は古～中生代弱変成岩類中の断層に規制されて貫入した形態を示している。岩体は一般に北東～北々東に伸長し まれに北西系断層に規制されるものがある。岩種は主に片状両雲母花崗

岩で 片状構造が特徴的である。

ハイヒマラヤ区の岩体は先カンブリア時代 古～中生代の変成岩類に貫入し これらをルーフとして伴うことが多く 岩体頂部をあらわしていることが多い。東西に伸長するものが多く 少数は北東系に伸長する。岩種は主として電気石-白雲母花崗岩 両雲母花崗岩な

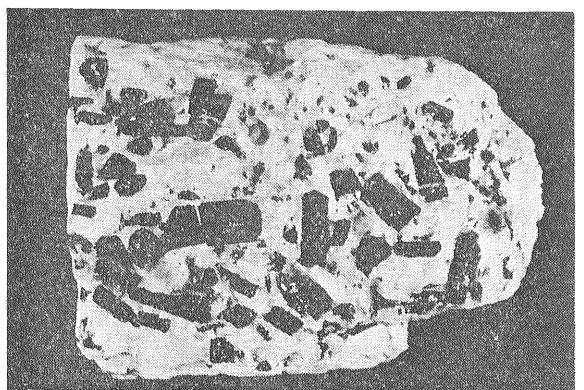
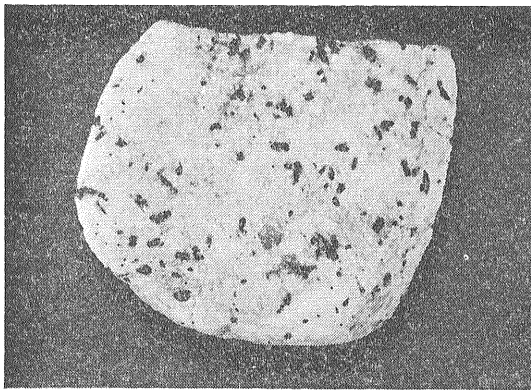
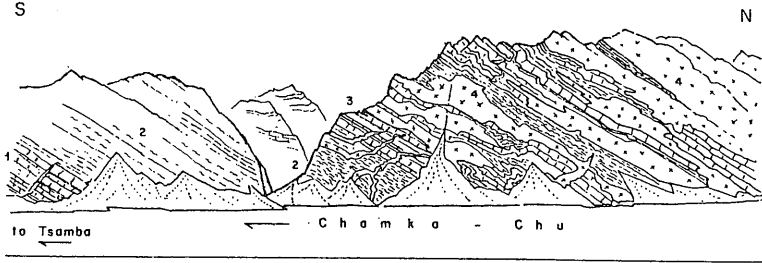


写真2 ハイヒマラヤの優白色花崗岩の一部である電気石花崗岩。左; Mustang 花崗岩の細粒相, 黒色結晶が電気石。右; カトマンズ北西方のトリスリ岩体。見事な電気石(黒色)に注目。この岩体はハイヒマラヤからクリップとして南方に移動してきたものと考えられている。共に左右6cm, 中嶋輝允技官提供)



第7図

Pasalum 岩体南側周辺部における本体と岩床状岩体. DIETRICH & GANSSER. (1981) 原図. 1.大理石, 2.珪線石片岩, 3.石灰質珪線石大理石, 4.優白色花崗岩

どからなる.

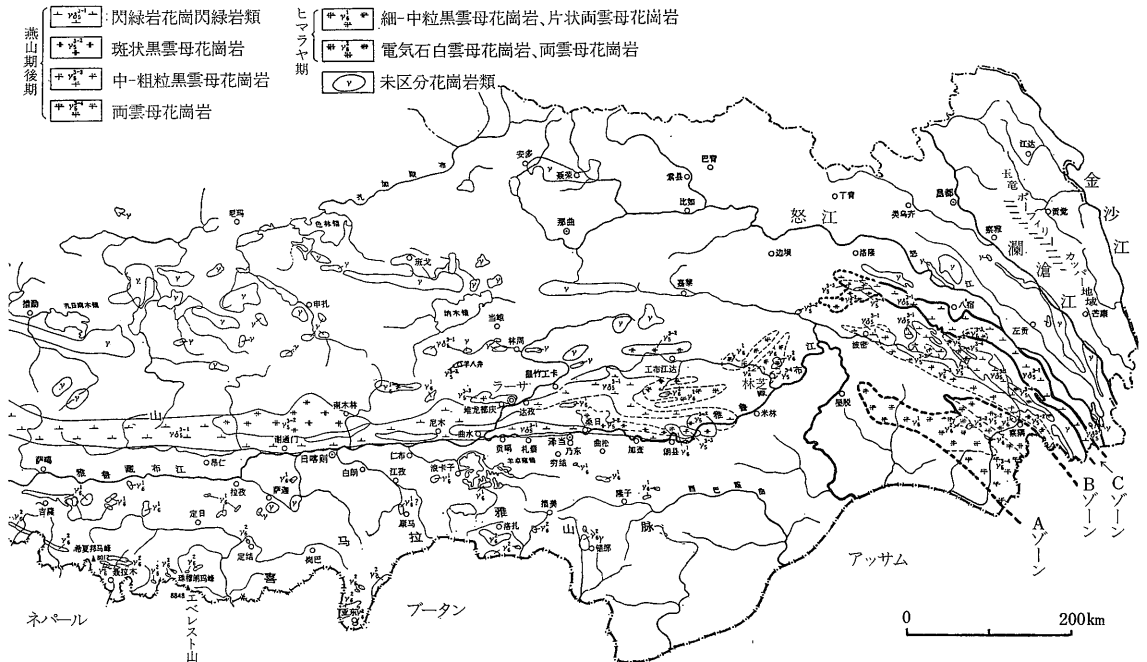
ブータンヒマラヤの同様な優白色花崗岩類は DIETRICH & GANSSER (1981) によりくわしく研究された. ブータン北部には東西方向に先カンブリア時代の基盤の変成度が高い所(珪線石アイソグラード)を中心に多数の小岩体が分布し 西から東へ Chung La, Gophu La, Mönla Karchung-Pasalum 花崗岩体群に分けられる(第6図). これらは主岩体とそれを取巻く多数の岩床岩脈 レンズ ストックなどから構成される.

これら花崗岩類は 主として石英 (30-34%) マイクロクリン (23-30%) アルバイト (32-37%) 白雲母 (3-7%) からなるため白色で しばしば優白色花崗岩と呼ばれている(写真2). 黒雲母は少量 (1-3%) 産出し 微量鉱物としてチタン鉄鉱 燐灰石 電気石 柘榴石を合

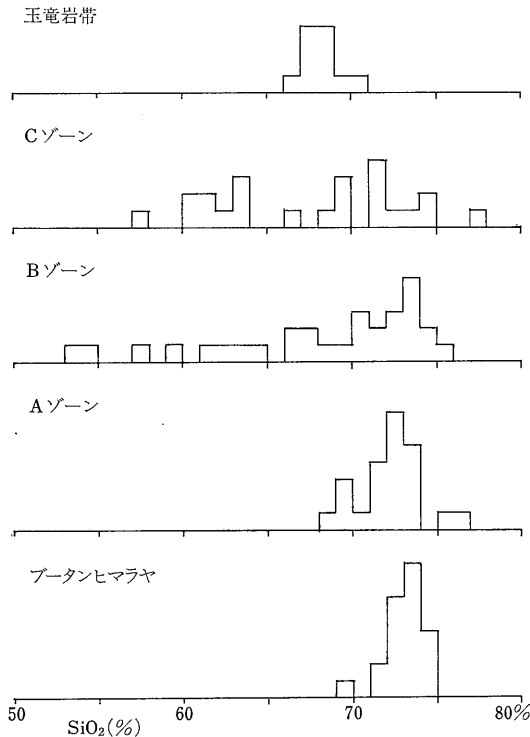
む. したがって これらはチタン鉄鉱系に属する.

Chung La 花崗岩類は岩床状岩体の集合で 主に先カンブリア紀の泥質-石灰質変成岩類に貫入し その境界は大局的には変成岩類の層面に整合的であるが 詳細には変成岩類を切っている. 岩体中心部は細~中粒電気石-白雲母花崗岩 周辺部はアプライト質で文象組織を伴う. アプライト質岩床には白雲母に代わり柘榴石が伴われる. 部分的には圧砕され カタクラスティック組織を持つ.

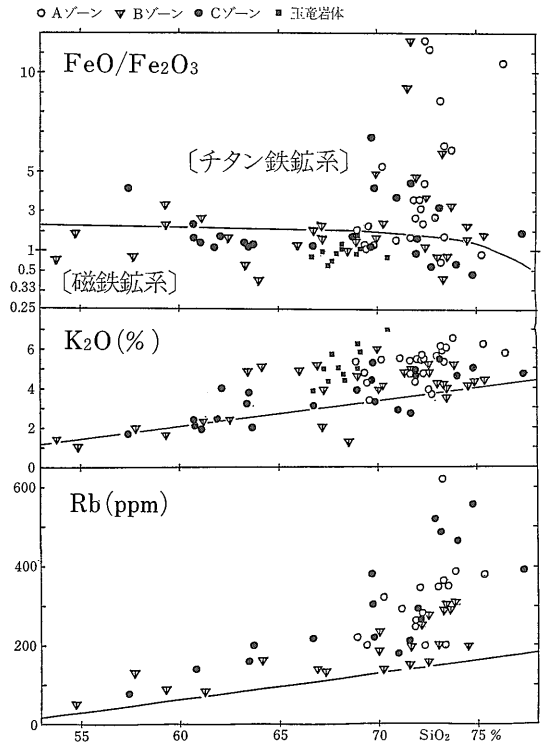
Gophu La 地域の花崗岩類は種々の大きさの(平行)岩床と(ネット状)岩脈とからなり ミグマタイト質片麻岩や石灰質変成岩に貫入する. 細~中粒 白雲母>黒雲母花崗岩からなり しばしば電気石を含む. 柘榴石が周辺部にあらわれることがある. この岩体は5000~7000



第8図 チベット東部の花崗岩類の分布図. 塗ら (1982) 原図



第9図 チベット東部花崗岩類のシリカ頻度図. 原データは塗ら (1982) と馬 (1983) による



第10図 チベット東部花崗岩類のFeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>比, K<sub>2</sub>OとRb含有量. 原データは塗ら (1982). 直線と曲線は日本の深成岩類の平均値

mの高所にあるため 多くの部分が氷河に覆われている.

Mönla Karchung-Pasalum 地域では 800km<sup>2</sup>の主岩体と小規模ストック 岩床 岩脈などが分布する (第7図). 主として 先カンブリア紀の変成岩類に貫入し岩脈などの小規模岩体は主岩体へ向けて肥大化する傾向を示す. その周辺相には砂頁岩源片麻岩の捕獲岩が多く含まれる.

以上の主要岩体の南方には テチス海の堆積物である中〜古生界の諸岩石に貫入して 小規模岩体が知られている. Lingshi 盆地の南縁では (第6図) 大理石に優白色花崗岩類が岩床として貫入する. また 他の地域では基盤の片麻岩と大理石との間に岩床状に貫入する. これらは電気石-白雲母花崗岩であり 特徴的に片状構造を有する. 一部には珪質片岩 大理石 黒雲母片麻岩に非整合的に貫入するストック岩体があり これは石榴石含有白雲母花崗岩で アプライトシュリーレン 文象花崗岩を伴うなど不均質である.

### 5. チベット東部花崗岩類にみられる南北変化

チベット東部のツァンポ (プラマブトラ) 河から怒江—<sup>スー</sup>瀾滄江—金沙江にかけての3江地域では 花崗岩類が最も幅広く露出している (第8図). また鉱床探査との関連から地質学的諸研究がチベットでも最も進んでおり瀾滄江と金沙江間には<sup>ウー</sup>玉竜で代表されるいくつかのポーフリー型銅鉱床が知られている (石原, 1982).

この地域の花崗岩類を察隅から南西側 同北東側へ2を分し A, B, C ゾーンに分ける (第8図). インダス—ツァンポ—スーチャに相当する構造帯はここではAゾーンの南西側を走り (第1図) これは雲南省のオフィオライト帯へ続く (黄ら, 1984).

A ゾーンの花崗岩類は燕山期後期の斑状黒雲母花崗岩 ( $r_s^{3-2}$ ) に両雲母花崗岩 ( $r_s^{3-4}$ ) が貫入し これらが更にヒマラヤ期の細粒黒雲母花崗岩や片状両雲母花崗岩 ( $r_s^1$ ) 局部的に同後期の電気石白雲母花崗岩や両雲母花崗岩の貫入をうける巨大な複合パソリスである (塗ら, 1982). その規模は北西—南東方向に300km以上 幅100kmに達する (第8図).

第2表 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO などから判断した磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系花崗岩の割合

	全分析数	チタン鉄鉱系の割合	
		分析数	100分率
玉竜地域	10	0	0%
Cゾーン	23	8	35%
Bゾーン	30	14	47%
Aゾーン	23	17	74%

Bゾーンでは350km以上×50kmの範囲に燕山期後期の花崗閃緑岩 ( $\gamma_3^{3-1}$ ) 粗粒黒雲母花崗岩 ( $\gamma_3^{3-4}$ ) 一部に両雲母花崗岩 ( $\gamma_3^{3-4}$ ) が貫入するもので Cゾーンでは同様に北西-南東に伸長する花崗閃緑岩 ( $\gamma_3^{3-1}$ ) に部分的に粗粒黒雲母花崗岩 ( $\gamma_3^{3-3}$ ) を伴う複合バソリスが分布する(第8図)。

チベット-ヒマラヤ山塊でヒマラヤ期花崗岩類がバソリス状に分布する所はこのチベット東部地域しかない。上述の様にこの地域ではヒマラヤから離れるに従い苦鉄質となる傾向がよみとれるが 若干の化学的性質について横断面変化をみてみたい。

### SiO<sub>2</sub>

第9図にはチベット東部地域の3ゾーンにブータンヒマラヤ 玉竜地域(馬, 1983)を含めてシリカ頻度分布図を示した。ブータンヒマラヤとAゾーンの花崗岩類は似ており いずれもシリカ71-74%にピークを持つ対称的な頻度分布を示す。この高シリカ含有量と対称的ピークは 華南の大容量山岩体で示した様に(石原・佐藤, 1982) 大陸地殻起源花崗岩の典型的なパターンである。一方 BとCゾーンの岩石は低シリカ側に尾を引く 日本などの造山帯で一般的な形を示し 苦鉄質マグマが深所から上昇したことを示している。玉竜ポーフィリーカッパー-鉄床の母岩を参考までに示した。これは花崗閃緑岩のSiO<sub>2</sub>%を持ち 均質であるが その原因は岩体が小さいためであろう。

### FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

この比は岩石の酸化-還元状態を表わすが 第10図に示すようにFeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>が高いものはAゾーンに多く 低いものはCゾーンに多い。玉竜岩体の諸岩石は同比がすべて低い。同図には日本の花崗岩の平均値が示してあるが 我国ではほぼ等量の磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系花崗岩類が分布するために この平均値線は両者を分ける境界とみなしてよい。この線の上下でチタン鉄鉱系/

第3表 各ゾーン別のK<sub>2</sub>O量とK<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O比

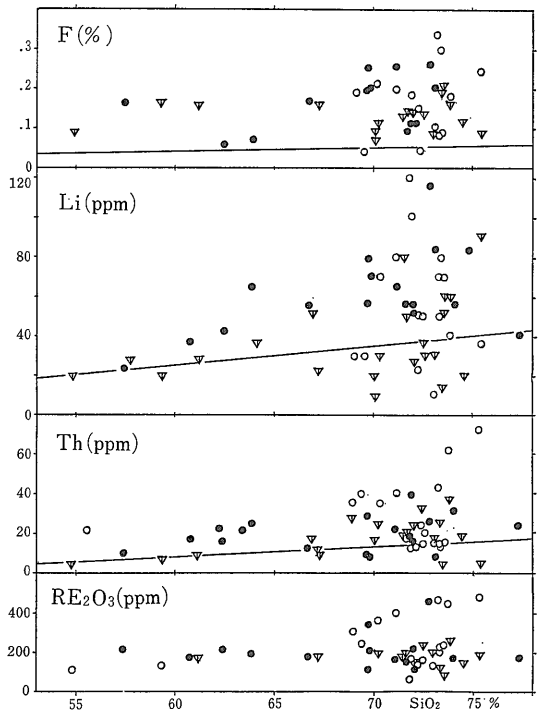
	K <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O
Cゾーン	4.27	1.42
Bゾーン	4.29	1.20
Aゾーン	5.11	1.50

磁鉄鉱系の判別をおこなうと ゾーン別に第2表の値が得られる。

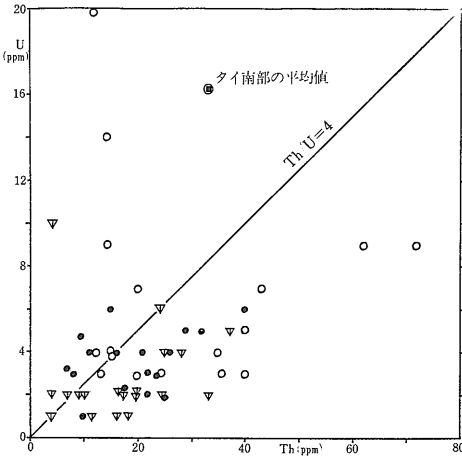
ブータンヒマラヤのヒマラヤ期花崗岩類は既述のようにすべてチタン鉄鉱系であり したがって ヒマラヤから内陸側に向けて花崗岩類が酸化型に移行することが明らかである。この点は西南日本の花崗岩類における傾向と類似しており 華東地域の傾向(石原・佐藤, 1982)とは明瞭に異なっている。

### K<sub>2</sub>O

K<sub>2</sub>O量は日本の花崗岩類とくらべて大きく タイマー半島の花崗岩類(ISHIHARA ら, 1980)と酷似している。Aゾーンの花崗岩類に高いものが多く Cゾーン

第11図 チベット東部花崗岩類の F, Li, Th, RE<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含有量。原データ出所 直線などは第10図と同じ





第12図 チベット東部花崗岩類のU, Th含有量.  
原データは塗ら (1982) タイ南部の平均値  
はISHIHARA & MOCHIZUKI (1980) による.

のそれらに低いものが多いが 非常に明瞭な規則性は認めがたい.  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  プロット (図示せず) においても同じ傾向がみられる.  $SiO_2$  65-75%の岩石の平均値は第3表の通りである. Aゾーンの岩石が $K_2O$ にやや富み Bゾーンの岩石が最もナトリウム質であると言える.

**微量成分一親石元素**

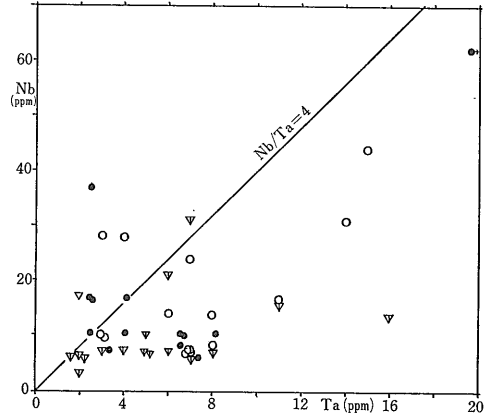
本地域の花崗岩類は雲南省-ビルマを経て タイ-マレー半島に続くものと思われ 事実 タイ-マレー半島の花崗岩類は東方へ時代が古くなり またチタン鉄鈳系から少量の磁鉄鈳を含む中間系または部分的な磁鉄鈳系に移行する点で チベット東部の南西から北東への変化と類似している. タイ-マレー半島の花崗岩類は微量成分としてのRb, Li, Thなどの親石元素に富んでおり, Sn, W, Nb-Ta, などの鈳床を伴っている. Sn鈳床を伴う花崗岩類はSn, F高含有量によって識別することができる (ISHIHARAら, 1980).

**Rb**

本地域のRb含有量はタイ-マレー半島のものと同様に高い (第11図). 全体としてシリカ含有量と比例的である. これは日本ではチタン鉄鈳系花崗岩の特徴であるが 本地域では磁鉄鈳系を主とするCゾーンの岩石でも観察される. Bゾーンの岩石はRbに最も乏しい.

**F・Li**

両元素とも高含有量で FはCゾーンの岩石では $SiO_2$ と正相関を示し Aゾーンの岩石ではその存在量が著し



第13図 チベット東部花崗岩類のNb, Ta含有量. 原データは塗ら (1982)

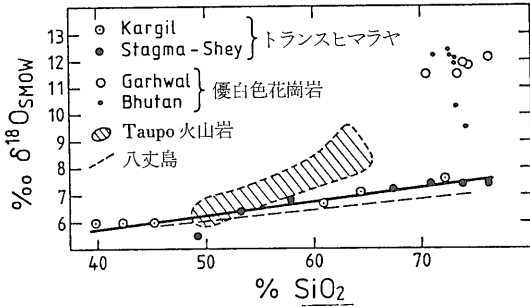
く変動する. Aゾーンの著しくFに富む岩石はLiが著しく高含有量の岩石とは一致しない. タイ-マレー半島ではSn鈳床はFに富む W鈳床はLiに富む花崗岩を母岩としている. Bゾーンの岩石は両元素とくにLiに乏しい.

**U・Th・Nb・Ta・RE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>**

タイ-マレー半島のチタン鉄鈳系花崗岩類にはUやThが多く含まれており (ISHIHARA & MOCHIZUKI, 1980) そのため石英が暗色を呈している. チベット東部地域でもAゾーンの岩石がThに富んでいる (第12図). 花崗岩類のTh/U比は一般に4弱であるが 本地域では $Th/U > 4$ が多い. タイ-マレー半島地域では 岩体頂部でTh/Uが低く 深部で同比が高い. 本地域のTh/U比が高い事実は岩体のコアが露出していることによるものと思われ この点は露出規模が大きいことと一致する性質である. Bゾーンの岩石は一般にTh/Uに最も乏しい.

希土類元素総量はAゾーンの岩石の一部に多いものがある. Taにも同様な傾向が若干認められ (第13図) 共にタイ-マレー半島花崗岩帯では (東側ではなく) 西側の花崗岩類でこれら成分を含む鈳物が産出することと共通する性質である.

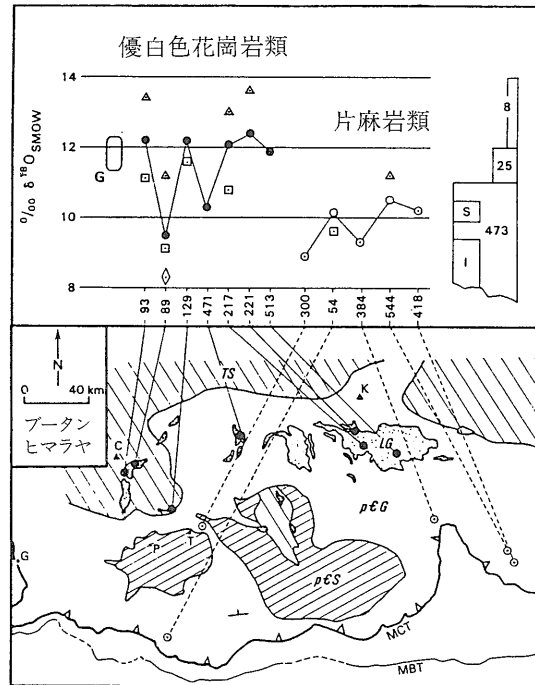
チベット東部地域の花崗岩類は 絶対年代では異なるものの 主貫入軸を横切る方向における年代変化  $FeO/Fe_2O_3$ 変化  $SiO_2$   $K_2O$ 含有量などの点で タイ-マレー半島花崗岩類と類似する性格を持っている. 微量成分としての親石元素も多く含まれ 本地域の花崗岩類はこれら成分の鈳化能力を持つものと思われる. 事実これら花崗岩類の南方延長上にある雲南省では著名なSn鈳床などが知られている. チベット東部地域では岩体深



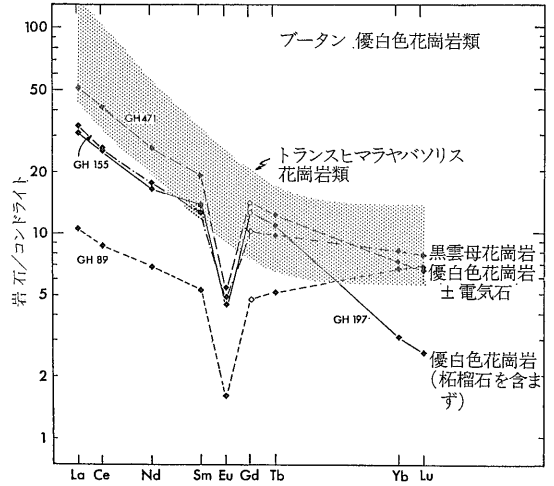
第14図 チベット-ヒマラヤ花崗岩類の酸素同位体比. BLATTNERら(1983)原図

部が露出しているため大きな鉱床が報告されていないものと思われるので 本地域花崗岩帯延長上の浅成岩体の探査が進めば 新鉱床発見の可能性は大きいものと期待される。

本地域北東部の玉竜ポーフィリー-銅-鉄鉱床付近の



第15図 ブータンヒマラヤにおける優白色花崗岩類と基盤片麻岩類の酸素同位体比. BLATTNERら(1983)原図 ●全岩, △石英, □長石, ◇白雲母, Gはガルワル地方パドリナス(山頂7140m)優白色花崗岩類の値. 左端ボックスは一般の花崗岩類の範囲(数字は測定数). SはSタイプ, IはIタイプ花崗岩類の範囲, MCT, 主中央衝上, MBT, 主境界衝上, LG, 優白色花崗岩, TS(斜線紋), テチス堆積岩, pCG, 先カンブリア紀片麻岩とミグマタイト(MCTより北側), pCS, 弱度成堆積岩類



第16図 ブータン優白色花崗岩類の希土類元素パターン. DIETRICH & GANSSER (1981)原図

花崗岩類は化学分析値に基づく(馬, 1983) 限り 完全に磁鉄鉱系から構成されており このゾーンの鉱床としてはCu Pb Znなどの硫化物鉱床が期待される. 事実玉竜からチベット北部にかけて いくつかのポーフィリー型銅鉄床候補地がすでに発見されている(石原, 1982).

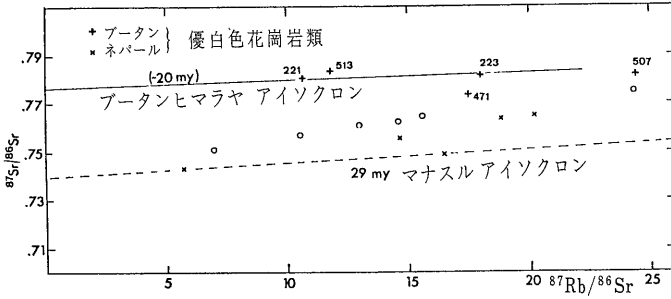
## 6. 同位体比と花崗岩の起源

チベットヒマラヤ山塊の花崗岩類には トランスヒマラヤバソリスにみられるIタイプ磁鉄鉱系とハイヒマラヤ区のSタイプチタン鉄鉱系からなる 花崗岩系列の両エンドメンバーが存在する. これら典型例について同位体比による研究を紹介してみよう.

### 酸素同位体比

BLATTNERら(1983)は花崗岩類の酸素同位体比を測定し 第14図の結果を得た. トランスヒマラヤ ラダック地域の2岩体から得られた結果は 地域は異なるものの同一のマグマ分化トレンド上にならび そのトレンドは八丈島の分化トレンドに非常に近く かつ わずかにその勾配が大きい. 八丈島では大陸地殻物質からの<sup>18</sup>Oの添加はマグマ発生から固結に至る過程で考えられないから 八丈島トレンドは上部マントル物質に由来するマグマの分化トレンドとみなしうる.

ラダック花崗岩類も同様な物質に起源するものと思われる. 勾配が若干大きいことは 分化過程における<sup>18</sup>Oの若干の添加 すなわち地殻物質の同化がおこなわれた可能性を暗示する. 分化過程で同化作用が著しかった



第17図 優白色花崗岩類の<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr比. DIETRICH & GANSSER (1981) 原図.

アイソクロンは実際にはひけないが 同一岩体で良い試料についての値を仮に示してある. ○はマカルー (KAI, 1981). そのトレンドはブータンヒマラヤやマナスルのアイソクロンより急傾斜で より古い年代が得られることを示している.

例として Taupo 火山岩類の例を第14図には示してある.

一方 ヒマラヤ区の優白色花崗岩類は著しく <sup>18</sup>O に富んでおり 同一シリカ値のトランスヒマラヤ花崗岩より 4—5% δ<sup>18</sup>O が高い. この結果は野外の産状 岩質からこれまでに一般的に支持されていたこれら花崗岩に対する成因論 地殻物質部分 (または全) 溶融説を強化するものであるが 詳細には興味深い結果が得られている.

第15図はブータンヒマラヤにおける測定地点と分析結果であるが 全岩値は主に12%. 一部10%で2群に分ける. 興味深いことに周囲の変成岩類は 10%. 一般の花崗岩類より約2%軽い. 10%岩石の全岩値と鉱物値との間には整合的な結果が得られており 低い原因は地下水などの影響による二次的なものではない. また花崗岩の石英-アルカリ長石間には 2.1—2.3% の差が認められ これは温度に換算して 600°C 以下 すなわち優白色花崗岩類は極めて低温で固結したことを示している.

一方 変成岩類が 9—11% と低い点は どの様な意味を持つのであろうか. 部分溶融で最初に生じるメルトには最も <sup>18</sup>O に富む鉱物 (石英, 水など) が集まるためその δ<sup>18</sup>O が高くなる可能性があるが その上昇は 0.5% 程度である. 低い値の花崗岩 (GH89, 471) の近くの変成岩は 花崗岩類と同じか若干低い値を持つ. したがって その場の変成岩の部分溶融によってその花崗岩を作ることができる. しかし 12%の値を持つ一般の花崗岩を生成するためには 高い値の出発物質が必要である. 基盤変成岩に夾まれる先カンブリア紀-古生代の泥質岩や石灰質堆積岩には15%の値が知られており これら夾在物と共に基盤が溶融すると上記観測値は得られるものと思われる. ブータンヒマラヤの優白色花崗岩類は均質な外観を持つが 主として堆積源 主として花崗岩源の異なる地殻物質が部分溶融して生成したものと考えられる.

希土類元素

希土類元素の分布にもきわだった性質の相違が得られ

ている. トランスヒマラヤのラダック花崗岩類のコンドライト平均値にノーマライズした REE パターンは (第16図) 軽希土に富み重希土に乏しい負のスロープを示し非常に珪長質な花崗岩でときに弱い Eu 異常が認められるものである. これはペルーのコストバソリスの花崗岩類で得られるものと酷似する.

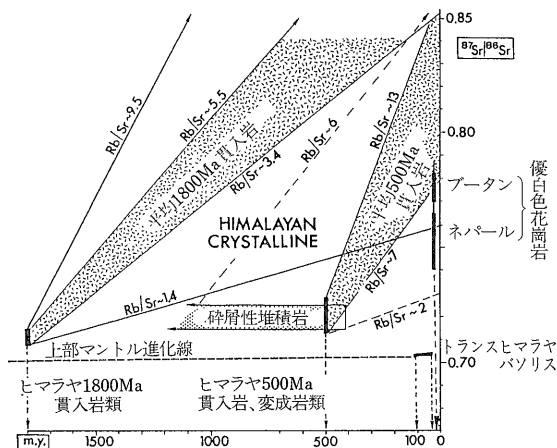
一方 ハイヒマラヤ区の優白色花崗岩類は まず絶対量がラダック花崗岩類の半分程度であり 重希土の減少が一般的には著しくない. GH197試料は重希土 (Yb, Lu) に著しく乏しいが その原因はこの岩石が柘榴石を含まないことによるものと思われる.

優白色花崗岩類の最も著しい特徴は強烈な Eu-負異常の存在であり この事実は初期マグマがすでに Eu に乏しかったか 固結初期過程で斜長石が晶出し取り去られたことを示している. 後者の解釈は分析試料の CaO が低い (0.5—1.0%) ことと共通の性質である.

Rb-Sr 同位体比

<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初生値は トランスヒマラヤバソリスでは 0.704 台であり 一般に低いが ハイヒマラヤ区の優白色花崗岩類では著しく高い (0.76—0.79) ようである. 優白色花崗岩類は珪長質な小岩体からなり かつ “世界の屋根” に露出するために理想的なサンプルセットが得にくい難点があり よいアイソクロンは得られない. ブータンヒマラヤでは <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 現在値は 0.77260—0.78250 である (第17図). パサラム岩体の 2 点 (221 223) I をこれに基づくと <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 結ぶと 20aM のアイソクロン年代が得られ初生値は 0.77 前後とみなしうる.

ネパールのマナスル岩体でも測定値はばらつき (第16図) 測定試料に難点はあるものの良い試料の 2 点を結び 29M a<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初生値 0.742 が得られている. 一方 マカルーでは片麻岩 2 個を含む全試料についてアイソクロンを求め 92.7M 初生値 0.743 (KAI1981) が求められているが 白亜紀に大きなイベントがヒマラヤ地域ではないこと 鉱物の Rb-Sr 年代や K-Ar 年代が 11—12Ma である



第18図 新第三紀優白色花崗岩類とトランスヒマラヤバソリスの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 進化図。DIETRICH & GANSSER (1981) 原図

ことなどにより これらの値は一般には支持されておらず 深成活動は30—11Maの間に生じたものと思われている。

優白色花崗岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値は0.77程度に高い。この様な高い値を生じるには古い基盤の再溶融が必要であり その候補の一つとしては古生代初期500Maの花崗岩と変成岩類が考えられる。インドパシフィック地方のMandi花崗岩など。また他の一つとして1100—2300Maの先カンブリア紀の変成岩 花崗岩類がある。Rb—Sr同位体比からみたチベットヒマラヤ進化図は第18図の様に推定される。

## 7. むすび

チベット-ヒマラヤ造山帯の花崗岩類はヒマラヤ山塊と平行に帯状配列が明瞭で 少なくとも華東地域とは様子を異にし むしろアンデス山塊や日本列島と似ていると言える。インドス-ツアンポス-チャ北縁のバソリスは比較的苦鉄質で  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初生値が低く アンデスや東北日本の磁鉄鉱系花崗岩活動と類似するが チベット東部地域では第三紀に白雲母を含む優白色花崗岩類が重複して生じている点で上記2地域とは異なっている。アンデスや東北地方には衝突現象はないので このチベット特有の卓越する優白色花崗岩類の存在は 南北両大陸地塊の衝突現象に派生した構造運動でマグマが発生した結果と考えられる。この優白色花崗岩活動はインドス-ツアンポス-チャを越えて内側まで及んでいる。

白雲母を含む優白色花崗岩類はすべてチタン鉄鉱系である。この点は東アジアでこれまでに得られた経験則

と同じであり 近年アメリカ西部内陸部で発見された磁鉄鉱系白雲母含有花崗岩の場合とは異なっている。酸素同位体比その他の証拠からみて 堆積物を含む基盤岩石が再溶融したことは明白である。しかし堇青石は伴わず非常に優白色で 華南地域の大山山岩体や西南日本外帯のSタイプ花崗岩類とは異なっており その原岩の性質がヒマラヤ特有のものであったことを示している。

謝辞: ネパールヒマラヤを中心に多くの情報を与えられた鉦床部中嶋輝允技官ならびに中国語文献の一部を翻訳された岸本文男技官に深謝する。

## 主要な引用文献

- BLATTNER, P., DIETRICH, V. and GANSSER, A. (1983) Contrasting  $^{18}\text{O}$  enrichment and origins of High Himalayan and Transhimalayan intrusives. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 65, p. 276-286.
- 地質調査所編 (1985) 火山岩・深成岩に伴う鉱物資源の研究。ITITプロジェクトNo. 8113, 191p. 工業技術院国際研究協力課発行
- DIETRICH, V. [and GANSSER, A. (1981) The leucogranites of the Bhutan Himalaya. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* v. 61, p. 177-202.
- HONEGGER, K., DIETRICH, V., FRANK, W., GANSSER, A., THONI, M. and TROMMSDORFF, V. (1982) Magmatism and matamorphism in the Ladakh Himalayas (The Indus-Tsangpo suture zone). *Earth Planet. Sci. Lett.* v. 60, p. 253-292.
- 黄汲清・陳国銘・陳炳蔚 (1984) テチス-ヒマラヤ構造域の予察的考察。地質学報, No. 1, p. 1-17.
- 飯泉 滋 (1983) 南部チベットの花崗岩。Magma, No. 69, p. 15-20.
- 石原舜三 (1982) 中国の鉱物資源②——ポーフィリー型Cu-Mo鉱床。地質ニュース, No. 335, p. 18-32.
- ISHIHARA, S. and MOCHIZUKI, T. (1980) Uranium and thorium contents of Mesozoic granites from Peninsular Thailand. *Bull. Geol. Surv. Japan*, v. 31, p. 369-376.
- 石原舜三・佐藤啓生 (1982) 中国の鉱物資源③—華南の花崗岩類—。地質ニュース, No. 340, p. 30-45.
- ISHIHARA, S., SAWATA, H., SHIBATA, K., TERASHIMA, S., ARYKUL, S. and SATO, K. (1980) Granites and Sn-Wdeposits of Peninsular Thailand. *Mining Geol. Spec. Issue*, No. 8, p. 223-241.
- KAI, K. (1981) Rb-Sr geochronology of the rocks of the Himalayas, Eastern Nepal. Part II. The age and the origin of the granites of the Higher Himalayas. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. & Mineral.*, v. 47, p. 149-157.
- 馬 鴻文 (1983) 藏東馬拉松多銅鉦区の斑岩岩石学と鉦化作用との関係。地球科学—武漢地質学院学報, No. 1, p. 147-158.
- 涂光焯・張 玉泉・王 中剛ら (1982) 西藏南部花崗岩類の地球化学。科学出版社, 北京, 190p.