

第12回南極地学シンポジウム

プログラム・講演要旨

1992年10月13日(火)

10時25分～17時00分

1992年10月14日(水)

9時30分～16時40分

会 場 国立極地研究所講堂

主 催 国立極地研究所

日程表

10月13日 (火)	10月14日 (水)
<p>極地研究所長挨拶 10:25-10:30</p> <p>I. 地球化学 (4) 10:30-11:50 座長 綿萩邦彦 (東大)</p>	<p>V. 固体地球科学 (8) 9:30-12:10 座長 福田洋一 (京大) 渋谷和雄 (極地研)</p>
<p>昼食 11:50-13:00</p>	<p>昼食 12:10-13:10</p>
<p>II. 南極大陸とゴンドワナ (5) 13:00-14:40 座長 浅見正雄 (岡山大) 白石和行 (極地研)</p>	<p>VI. 地質と岩石 (6) 13:10-15:10 座長 有馬 真 (横浜国大) 小山内康人 (福岡教育大)</p>
<p>休憩 14:40-15:00</p>	<p>休憩 15:10-15:30</p>
<p>III. 氷震 (2) 15:00-15:40 座長 神沼克伊 (極地研)</p> <p>IV. 海洋科学 (3) 15:40-16:40 座長 瀬川爾朗 (海洋研)</p>	<p>VII. 地形 (5) 15:30-17:10 座長 吉田栄夫 (極地研)</p>
<p>懇親会 17:10-18:30</p>	

()内の数字は講演数

10月13日(火) 10:25-16:40

挨拶 国立極地研究所長 星合孝男 (10:25-10:30)

I 地球化学 (10:30-11:50)
座長 綿稜 邦彦 (東大・教養)

1. 南極リュツォ・ホルム湾地域の湖沼堆積物及びアルガマットの (10:30-10:50)
有機地球化学的研究

松本 源喜 (大妻女子大・社会情報)
大谷 修司 (島根大・教育)
村山 治太 (横浜国大・教育)
綿稜 邦彦 (東大・教養)
鳥居 鉄也 (日本極地研究振興会)

2. リチウム分布からみた南極マクマード・ドライバレー (10:50-11:10)
湖沼の塩起因

高松 信樹 (東邦大・理)
加藤 尚之 (東邦大・医)
松本 源喜 (大妻女子大・社会情報)
鳥居 鉄也 (日本極地研究振興会)

3. 南極半島マランビオ島の氷楔氷の生成過程(I) (11:10-11:30)

加藤喜久雄 (名大・水圏研)
福田 正己 (北大・低温研)

4. 南極氷床の融解による海面上昇: 極前線の移動による見積 (11:30-11:50)

角田 晋也 (東大・教養)
綿稜 邦彦 (東大・教養)

***** 昼食 (11:50-13:00) *****

II 南極大陸とゴンドワナ (13:00-14:40)
座長 浅見 正雄 (岡山大・教養)、白石 和行 (極地研)

5. Provenance of the Lutzow-Holm Complex, East Antarctica (13:00-13:20)
-Ion microprobe U-Pb study of Zircons (II)-

K. Shiraishi (NIPR)
Y. Hiroi (Chiba Univ.)
D. J. Ellis (Australian Natl Univ.)
C. M. Fanning (Australian Natl Univ.)
Y. Motoyoshi (NIPR)
Y. Nakai (Aichi Univ. Education)

6. 東南極、リュツォホルム岩体の褶曲パターン (13:20-13:40)

石川 正弘 (東北大・理)
本吉 洋一 (極地研)
川嵯 智佑 (高知大・教育)

7. Petrology and Geochemistry of Early Precambrian Carbonate Rocks from Umpavalli Area, Eastern Ghats, India and Their Comparison with Antarctica (13:40-14:00)

M. V. Rao (Dep. Geology, Andhra Univ.)
A. T. Rao (Dep. Geology, Andhra Univ.)
K. S. Rao (Dep. Geology, Andhra Univ.)
M. Yoshida (Dep. Geosci., Osaka City Univ.)

8. Geochronological Study of S. Indian Granulites (14:00-14:20)

C. Unnikrishnan (Dep. Geosci., Osaka City Univ.)
M. Yoshida (Dep. Geosci., Osaka City Univ.)
H. Kagami (ISEI, Okayama Univ.)
M. Santosh (CESS, India)

9. ゴンドワナ大陸における500Ma火成活動とその造構的意義
- 南極とヒマラヤの比較研究 (14:20-14:40)

在田 一則 (北大・理)
小出 良幸 (神奈川県立博物館)
白石 和行 (極地研)

***** 休憩 (14:40-15:00) *****

III 氷震 (15:00-15:40)
座長 神沼 克伊 (極地研)

10. チベット東部の温暖氷河の運動に伴う地震動の特徴 (15:00-15:20)

赤松 純平 (京大・防災研)
森永 由紀 (筑波大・地球科学系)
山内 恭 (極地研)
Zhang Wenjing (蘭州氷川凍土研)

11. 昭和基地で観測された氷震 (15:20-15:40)

岡野 憲太 (東大・理)
神沼 克伊 (極地研)

IV 海洋科学 (15:40-16:40)
座長 瀬川 爾朗 (東大・海洋研)

1 2. 第33次南極地域観測における船上重力測定 (15:40-16:00)

福田 洋一 (京大・理)
瀬川 爾朗 (東大・海洋研)
神沼 克伊 (極地研)

1 3. 南極海嶺におけるGEOSAT海面高ジオイドの特徴と
南極プレートのテクトニクス (16:00-16:20)

松本 剛 (海洋科学技術センター)
神沼 克伊 (極地研)

1 4. 西オーストラリア沖の地磁気3成分異常 (16:20-16:40)

野木 義史 (気象研)
江口 佳昭 (千葉大・理)
島 伸和 (東大・海洋研)
伊勢崎修弘 (千葉大・理)

***** 懇親会 (17:10-18:30) *****
会場: 極地研究所研究棟2階 講義室
会費: 1500円

10月14日(水)

9:30-17:10

- V 固体地球科学 (9:30-12:10)
座長 福田 洋一(京大・理)、渋谷 和雄(極地研)
15. 汎地球動態観測基地としての昭和基地 (9:30-9:50)
渋谷 和雄(極地研)
16. 昭和基地における絶対重力測定 (9:50-10:10)
藤原 智(国土地理院)
渡邊 和夫(国土地理院)
福田 洋一(京大・理)
17. 南極昭和基地における超伝導重力計による地球潮汐・自由振動の観測計画 (10:10-10:30)
佐藤 忠弘(国立天文台・水沢)
渋谷 和雄(極地研)
岡野 憲太(東大・理)
神沼 克伊(極地研)
大江 昌嗣(国立天文台・水沢)
18. S T Sセンサーの保温箱内の温度変化、外気温変化による不安定性 (10:30-10:50)
山本 正人(神戸大・理)
19. 南極の地震観測網 (10:50-11:10)
神沼 克伊(極地研)
20. スカルプスネスの片麻岩類の岩石磁氣的性質 (11:10-11:30)
中井 睦美(極地研・東京家政大
附属女子校)
P. Wasilewski(NASA, GSFC)
船木 實(極地研)
21. 南極・Erebus火山の活動推移とコーダ Q^{-1} (11:30-11:50)
浅川 真也(茨城大・理、ダイコンサルト)
22. 海底地震計を用いたプランズフィールド海峡の地下構造探査 (11:50-12:10)
島村英紀(北大・理)
塩原 肇(北大・理)
渡辺智毅(北大・理)
A. Guterch(Inst. Geophys., Polish Acad. Sci.)

昼食

(12:10-13:10)

VI 地質と岩石 (13:10-15:10)
座長 有馬 真(横浜国大・教育)、小山内康人(福岡教育大・教育)

23. 東南極リュツオ・ホルム湾ランドボックスヘッタ (13:10-13:30)
からの董青石片麻岩の発見

川崙 智佑(高知大・教育)
石川 正弘(東北大・理)
本吉 洋一(極地研)

24. クィーンモードランドのランプロアイト岩脈の (13:30-13:50)
地球化学的特徴

有馬 真(横浜国大・教育)
白石 和行(極地研)

25. Experimental Studies on Syenitic Rocks in the (13:50-14:10)
Yamato Mountains, East Antarctica

T. Oba (Joetsu Univ. Education)
K. Shiraishi (NIPR)

26. セールロンダーネ山地東部地域の珪灰石 (14:10-14:30)

浅見 正雄(岡山大・教養)
牧本 博(地質調査所)

27. 南極セールロンダーネ山地の花崗岩類の岩石記載学的特徴 (14:30-14:50)

田結庄良昭(神戸大・教育)
高橋 裕平(地質調査所)
小山内康人(福岡教育大・教育)
土屋 範芳(東北大・工)

28. 東南極セールロンダーネ山地の含ザクロ石花崗岩の (14:50-15:10)
Rb-Sr, Sm-Nd年代

加々美寛雄(岡山大・地球内部研究センター)
白石 和行(極地研)

***** 休憩 (15:10-15:30) *****

VII	地形	(15:30-17:10)
	座長 吉田 栄夫 (極地研)	
29.	ベリングハウゼン海大陸棚の地層形態 加賀美英雄 (城西大・理)	(15:30-15:50)
30.	^{10}Be 年代からみたセール・ロンダーネ山地の氷床変動 森脇 喜一 (極地研) 西泉 邦彦 (Univ. California)	(15:50-16:10)
31.	セールロンダーネ山地の隆起について 岩田 修二 (三重大・人文)	(16:10-16:30)
32.	セールロンダーネ山地における現在の地形変化について (第4報) 松岡 憲知 (筑波大・地球科学系) 森脇 喜一 (極地研)	(16:30-16:50)
33.	ジェームズ・ロス島の周氷地形について 福田 正己 (北大・低温研) 曾根 敏雄 (北大・低温研) 下川 和夫 (札幌大) 高橋 伸幸 (北海学園大)	(16:50-17:10)

第12回南極地学シンポジウム

講演要旨

南極リュッツホルム湾地域の湖沼堆積物およびアルガルマットの有機地球化学的研究

ORGANIC GEOCHEMICAL STUDY OF LAKE SEDIMENTS AND ALGAL MATS FROM THE LUTZOW-HOLM BAY REGION, ANTARCTICA

◎松本源喜(大妻女子大環境), 大谷修司(島根大教育), 村山治太(横浜国大教育), 綿坂邦彦(東大教養), 鳥居鉄也(日本極地研究振興会)

◎G. I. MATSUMOTO (Otsuma Women's Univ.), S. OHTANI (Shimane Univ.), H. MURAYAMA (Yokohama Natl Univ.) and K. WATANUKI (Univ. Tokyo) and T. TORII (Jap. Polar Res. Ass.)

【はじめに】南極大陸は極低温でその大部分が厚い氷に閉ざされており、生物の生存に対しきわめて過酷な環境なため、南極半島の北部を除き維管束植物は存在しない。このような地域における有機成分の特徴は、他の維管束植物の存在する中低緯度地域と比較し著しく異なると考え、松本およびその共同研究者らは1976年から、主として南極マクマードドライバレー地域を中心に有機成分の研究を実施してきた。今回は昭和オアシスの湖沼堆積物やアルガルマツ中の有機成分の特徴、ならびに藻類やシアノバクテリア組成を明かにし、その有機地球化学的意義を討論する。

【材料と方法】昭和オアシスの湖沼堆積物およびアルガルマツ試料は、主として村山が1972年10-11月に採取したものを使用した。試料採取はSYPREアイスドリルで氷に穴をあけ、北原式採水器を湖底に着底させて行った。これらの試料は分析まで-20°Cで凍結保存した。有機成分の分析はMATSUMOTO *et al.* (1979, 1989, 1990)の方法に準じて行った。分析用試料は小石を除去後、0.5M KOH/MeOHでけんか(70°C, 4h)し、塩酸性にしてから酢酸エチルで抽出した。酢酸エチル抽出物はシリカゲルカラムクロマトグラフィーにより、炭化水素、脂肪酸および極性脂質フラクションに分離した。これらの有機成分は、キャピラリーカラム(J&W社製 DB-5およびDB-225, 30m x 0.32mm i.d., 膜厚0.25μm)を接続した、JEOL AUTOMASS 150 ガスクロマトグラフ-マススペクトロメータ(GC-MS)あるいはSHIMADZU QP1000 GC-MSで測定した。

試料中の主な藻類およびシアノバクテリアの同定は、大谷により顕微鏡観察によりなされた。

【結果および考察】種々の炭化水素および脂肪酸の分析

結果、ならびに主な藻類やシアノバクテリアの同定結果をTable 1に示す。調査した湖沼の塩分濃度は氷雪の融水程度のものから、海水の7倍に達するものもみられた。炭化水素フラクションには、飽和および不飽和の直鎖ならびに分岐成分が検出された。トリテルパンやトリテルペンは、熱変成を受けた化合物がほとんど検出されず、hop-22(29)-eneあるいは未同定のC_{30:1}が主成分であった。一部の試料を除き(20R)-5α(H), 14α(H), 17α(H)-C₂₇-C₂₉ステランが同定された。脂肪酸は飽和ならびに不飽和の直鎖あるいは分岐化合物が検出された。堆積物中の藻類やシアノバクテリアは、かなり分解を受けており、*Navicula* spp.などの珪藻のみが主としてみられた。アルガルマツは*Phormidium* spp.などのシアノバクテリアがドミナントなものと、*Cosmarium* spp.などの藻類を主としたものから構成されていた。また、L. Hyotanには水性藻も見られた。

リュッツホルム湾地域には維管束植物が存在しないにもかかわらず、L. O-ikeなどの試料では、長鎖(≥C₂₀)のn-アルカンやn-アルカノイック酸がかなり高い比率で存在(高n-Long/n-Short)する。またC₂₉ステランは維管束植物のバイオマーカーと考えられているが、L. HyotanではC₂₉ステランがもっとも卓越する成分である。これらは藻類やシアノバクテリアなどの微生物由来と考えられるが未同定である。

一方、不飽和脂肪酸は飽和脂肪酸と比較し、分解速度が大きいと考えられ、低いUnsat/Short比のL. O-ike (b)やL. Higasiyukidoriなどの試料では、有機成分の分解がかなり進んでいると推定される。

Table 1. Analytical results of hydrocarbons and fatty acids, and major organisms in lake sediment samples from the Lutzow-Holm Bay region, Antarctica

Lake	Total* salts (g/kg)	n-Alkane [#]			Major triterpene	Sterane (%) [§]			Fatty acid [§]				Major [¶] organisms
		Long/ Short	Odd/ Even			C ₂₇	C ₂₈	C ₂₉	Long/ Short	Bra/ Short	Unsat/ Short	n-Even/ n-Odd	
Sediment													
Nurume	52.07	0.56	2.2		C _{30:1}	84.1	8.7	7.2	0.057	0.15	1.5	14	B
Oyayubi	101.1	0.22	8.2		C _{30:1}	100.0	0.0	0.0	0.12	0.34	1.7	12	B
Hunazoko	224.0	0.87	3.9		Hop-22(29)-ene	48.0	20.1	31.9	0.062	0.38	2.0	14	B
Kobati	24.34	ND	ND		Hop-22(29)-ene	80.8	5.0	14.2	0.004	0.19	1.1	43	B (small)
Algal mat													
O-ike (a)	0.220	1.6	5.1		C _{30:1}	ND	ND	ND	0.026	0.17	1.2	38	C, Cy
O-ike (b)	-	101	2.6		ND	ND	ND	ND	1.5	0.35	0.11	12	Cy, B, C
Hyotan	1.468	0.34	3.0		Hop-22(29)-ene	26.8	8.8	64.4	0.079	0.31	2.2	12	C, M
Namazuru	80.7	2.7	2.6		Hop-22(29)-ene	ND	ND	ND	0.068	0.39	0.87	21	C, Cy
Oyako	0.760	0.64	6.9		C _{30:1}	48.2	14.3	37.5	0.25	0.45	1.4	13	ND
Ko-ike	0.048	1.5	4.0		Hop-22(29)-ene	ND	ND	ND	0.015	0.13	1.1	81	Cy
Skallen Olke	0.165	2.0	5.3		Hop-22(29)-ene	ND	ND	ND	0.14	0.45	1.2	12	B, Cy
Higasiyukidori	0.126	4.3	3.7		Hop-22(29)-ene	50.9	24.1	25.0	0.21	0.44	0.58	16	ND
Dairi	0.085	0.53	3.1		Hop-22(29)-ene	77.9	7.4	14.7	0.086	0.35	5.1	20	Cy

*Sum of Na, K, Mg, Ca, Cl and SO₄ contents (Data from MURAYAMA *et al.*, 1977).

[#]Long: C₂₀-C₃₅. Short: C₁₅-C₁₉.

[§]C₂₇: 5α(H), 14α(H), 17α(H)-cholestane. C₂₈: 24-Methyl-5α(H), 14α(H), 17α(H)-cholestane. C₂₉: 24-Ethyl-5α(H), 14α(H), 17α(H)-cholestane.

[§]Long: n-C₂₀ - n-C₃₂. Short: n-C₁₂ - n-C₁₉. Bra: Iso and anteiso-C₁₂-C₁₈. Unsat: n-C₁₆ and n-C₁₈.

[¶]B: Bacillariophyceae. C: Chrysophyceae. Cy: Cyanophyceae. M: Aquatic moss.

ND: No data.

リチウム分布からみた南極マクマード・ドライバレー湖沼の塩起因

高松信樹（東邦大理学部）、加藤尚之（東邦大医学部）、松本源喜（大妻女子大社会情報学部）、
鳥居鉄也（日本極地研究振興会）

はじめに

南極南ビクトリアランドのマクマード・ドライバレーには種々の塩濃度を有する湖沼が多数存在する。これらの湖沼水の塩起因については、(1)風送塩説、(2)捕獲海水説、(3)風化生成物説、(4)地下水説、(5)熱水説などが提案され、様々な議論が展開されてきた。今回は本地域内の代表的な湖であるライト谷のバンダ湖、テラー谷のポニー湖、フリクセル湖のLiの垂直分布、それにライト谷のドンファン池、ラビリンズの湖沼水や氷河融水などにおけるLi分布を明かにし、これらの結果からマクマード・ドライバレーの湖沼水の塩起因を考察する。また海水の凍結実験を行い、凍結濃縮過程におけるLiの挙動を考察する。

試料および方法

1974-1987年の11月～1月にライト谷およびテラー谷から採取された湖沼水、氷河および氷河融水のLi含量を測定した。微量Liの定量にはフレームレス原子吸光法を用いた。

海水凍結濃縮実験はHERUT *et al.* (1990)の方法を改良した方法で行った。アクリル性樹脂容器に500mLの海水を入れ、上部を循環させたメタノールで冷却し、容器の下部から濃縮した溶液を一定時間毎に取り、分析に供した。

結果および考察

ラビリンズ地域 (77° 33' S, 160° 50' E) のLi含量は淡水、塩水ともに一般的に極めて少なく 0.30 ~ 38.5ppb の範囲にあった。

一方、テラー谷のフリクセル湖の底層部 (18.5m) のLi含量は0.13ppm、ポニー湖東の底層部 (30m) は

8.8ppmであった。またライト谷に存在するバンダ湖の底層部 (69.5m) のLi含量は27ppm、ドンファン池では390ppmと極めて高く、ラビリンズの湖沼水とは際だった対照をみせている。

これらの湖沼水のLiの起源を次の濃縮係数を用いて考察した。

$$Ef_{Li} = (Li/Cl)_{\text{sample}} / (Li/Cl)_{\text{seawater}}$$

$\text{Log}Ef_{Li}$ と $\text{Log}Cl$ との関係をプロットしてみると、ラビリンズの湖沼水と他の湖沼水とは明確に異なる分布を示し (Fig. 1)、Liの起源あるいは塩濃縮機構が異なることを示していると考えられる。

バンダ湖底層部およびドンファン池の Ef_{Li} 値は極めて大きく、単純な海水濃縮では説明できない。TAKAMATSU *et al.* (1983)が示唆したように、海水のような塩溶液と岩石との相互作用によってLiが溶液に濃縮されるという機構を考えなければならない。

フリクセル湖とポニー湖の表層部の水には氷河融水が寄与していると言えるが、底層部の Ef_{Li} 値は3.5と6.5で、これらの水も単純な海水の寄与だけでは説明できず、水-岩石相互作用の寄与を考えねばならない。

海水の凍結濃縮実験では濃縮された水の Ef_{Li} が実験条件下 (-13℃まで) では1より若干小さかった。このことはLiがミラバライトなどへの共沈が起こってないとすれば、Liは氷へ若干移行していることが考えられる。

ラビリンズ地域の池の水の $\text{Log}Ef_{Li}$ 値が $\text{Log}Cl$ 値とともに減少していくことは、降雪などによってもたらされた氷河の融水が凍結蒸発濃縮を繰り返す過程で、LiがClに比べて相対的に多く水中に移行することによって溶液中の Ef_{Li} が小さくなったと推定された。

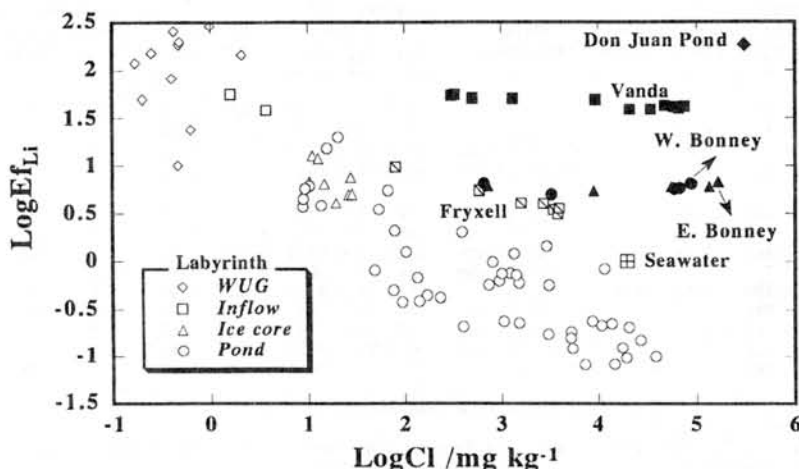


Fig. 1. Relationship between $\text{Log}Cl$ and $\text{Log}Ef_{Li}$ in waters of the McMurdo Dry Valleys.

南極半島マランビオ島の氷楔氷の生成過程 (I)

Formation process of ice from an ice wedge

in Marambio Island, Antarctic Peninsula region (I)

加藤喜久雄 (名大・水圏研)・福田 正己 (北大・低温研)

Kato, Kikuo (Nagoya Univ.)・Fukuda, Masami (Hokkaido Univ.)

南極半島付近のマランビオ島 (64° 14' S, 56° 38' W)において、1987年の11~12月に、永久凍土の調査が行なわれた。その時見出された氷楔(ice-wedge)中の氷体について主要イオンの分析と酸素安定同位体組成 ($\delta^{18}\text{O}$)の測定を行い、化学・同位体特性を明らかにしたところ、表1に示すように、北極域の氷楔氷には見られない大変特異な特性であることが判明した。今回は、この大変特異な化学・同位体特性がこの氷体の生成過程と整合性ある解釈が可能かどうか、この氷体が真に氷楔氷であるのかどうか、について検討する。

さらに、マランビオ島の氷体の下部では上部に比べて主要イオンの濃度のみならず $\delta^{18}\text{O}$ 値も著しく大きく、塩類の析出も確認されている。

今回は先ず、マランビオ島の氷体が北極域の氷楔氷と同じような生成過程でできたものとし、この氷体の特異な化学特性を、試料採取後の氷の融解の際の共存していた塩類の溶解により説明可能かどうか検討した。そこで、溶解した塩の種類を明らかにしたところ、70 cm以浅の上部では10 meq/l程度の炭酸塩の溶解が認められ、それより下部では炭酸塩の大

表1 氷楔中の氷体の酸素安定同位体組成 ($\delta^{18}\text{O}$) および主要イオン濃度

Depth cm	$\delta^{18}\text{O}$ permil.	Na ⁺ K ⁺		Ca ²⁺ Mg ²⁺		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
		mg/l					
10~20	-12.6	21	7	390	8.2	4.0	480
30~40	-11.8	93	18	150	47	18	300
40~50	-11.3	84	13	110	38	15	220
60~70	-9.1	210	5	35	25	17	210
70~80	-7.9	3000	34	25	38	64	4100
80~90	-7.7	1600	24	81	42	80	3600
90~110	-7.0	5000	35	97	55	73	7200
120~140	-1.4	1100	19	80	43	60	2400
150~170	-6.4	5800	17	81	53	72	9100

マランビオ島で見出された氷楔は古第三紀系の基盤岩である泥岩に細長く切り込んでおり、上端面の幅は20~30cmと狭く、下限は地表から180cmに達していた。氷楔の構造を北極域のものと比較すると、幅が狭く、縦方向の構造が明瞭でない。このことは、この氷体が、強い冷却による凍土の収縮により割れ目が発生し、そこへ融解水が浸入することで順次太っていく、北極域の氷楔氷とは異なった生成過程を経てきた可能性も示している。

量の溶解が認められるところとそうでないところが交互に見られた。しかも溶解した塩類は、Mgを含むCaCO₃、Na₂CO₃、CaSO₄、Na₂SO₄という、すべてこの島での存在が確認されているものばかりであった。

そこで、これらの塩類の溶出とそれに伴う水の $\delta^{18}\text{O}$ 値の増大を確認するため、持ち帰った岩石・土壌について溶出実験を実施した。その結果について報告する。

角田 晋也 綿坂 邦彦 (東京大学教養学部)

地球温暖化と関連して、表層海水の塩分及び硝酸塩とケイ酸塩の濃度を指標とし(図1)、1979年から1989年にかけてのオーストラリア大陸の南から南極までの海洋前線の位置の経年変化を調べた。データはJARE DATA REPORTSのOCEANOGRAPHYのシリーズを用いた。表面海水の温度よりも塩分及び硝酸塩とケイ酸塩の濃度の方が指標としては明瞭であることがわかった。線形回帰の結果、極前線は北方に、亜熱帯前線は南方に、それぞれ移動している傾向が発見された(図2)。図中におけるバーは前線自体の幅または測定間隔の粗さによる誤差を表す。一方、亜寒帯前線はほとんど移動していなかった。また各々の海洋前線における温度の経時変化に一定の傾向は見いだせなかった。

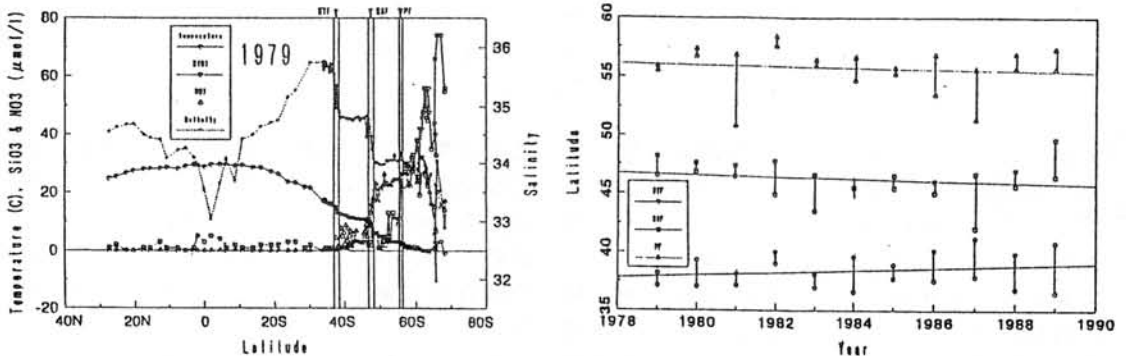
Intergovernmental Panel on Climate Changeによると過去百年間における海面上昇の実測値は約1.5m/yrで、そのうちわけは、約0.4m/yrが熱膨張によるもので、約0.4m/yrがグリーンランドや南極以外の水河や氷冠の融解によるもので、約0.25m/yrがグリーンランド氷床の融解によるものである。ここでこれらの数値の誤差は数十%あるが、残りの不明分すなわち約0.45m/yrは南極氷床の融解によるものではないかと考えられる。しかし、この程度の海面上昇を引き起こす南極氷床の融解量の変化は直接測定により検出することが不可能である。南極氷床の氷の収支は

(積雪量) ≡ (氷または融水の海洋への流出)

でほぼつり合っているが、僅かなimbalanceが海面の上昇または下降を引き起こす。そこでこのimbalance ΔV_s (過剰流出量) について考察する。

$\Delta V_s \equiv$ (氷または融水の海洋への流出) - (積雪量)

南極以外の氷の海洋への過剰流出量を既知として、南極の氷の南大洋への過剰流出と極前線の北方移動の関係をモデル化した。このモデルにより、観測された年間10kmの極前線北方移動を引き起こしうる南極の氷の過剰流出量は年間40GLであることが計算された。この年間40GLの南極の氷の海洋への過剰流出は年間0.1mmの海面上昇を引き起こす。これは実測された海面上昇のうち、原因不明の部分に相当する量である。



Provenance of the Lützow-Holm Complex, East Antarctica - Ion microprobe U-Pb study of zircons (II)

K. Shiraishi (National Institute of Polar Research), Y. Hiroi (Chiba University),
D.J. Ellis (Australian National University), C.M. Fanning (Australian National University),
Y. Motoyoshi (National Institute of Polar Research), Y. Nakai (Aichi University of Education)

In the sector of 30-45°E in East Antarctica, two high-grade metamorphic complexes, the Lützow-Holm Complex (LHC) in the east and the Yamato-Belgica Complex (YBC) to the west have been distinguished on the basis of protolith, type of metamorphism and igneous activity. The exact boundary between these complexes has not been established because of the continental ice sheet.

Ion microprobe (SHRIMP) dating has been carried out on zircon separates from both meta-sedimentary and meta-igneous rocks of these complexes.

U-Pb ages from six widely separated localities throughout the Lützow-Holm Complex (LHC) show that the timing of regional metamorphism and folding in the LHC were between ~515 and ~555 Ma as recorded by new growth of metamorphic zircon.

The U-Pb ages tend to become younger towards the west, which correlates with westward increase in grade of regional metamorphism (Fanning et al, 1991). We suggest that the overall thermal structure of the metamorphism controlled the time of crystallisation of the newly formed zircon component.

Many zircons contain centres which record a wide range of inherited ages from ~2900 to ~1500 Ma. An ~1000 Ma zircon component has been identified in three locations.

An ~1000 Ma zircon component may indicate that either the ~1000 Ma adjoining Rayner Complex to the east was a source for the Lützow-Holm paragneisses or that a similar crustal prehistory is recorded in parts of the LHC.

A heterogeneous zircon population of a metasedimentary gneiss from YBC gives a discordant age of ~2470 Ma. Although other analyses do not define unique ages, it is inferred that variable Pb loss at ~600 Ma occurred in zircons that originally crystallized at ~1000 Ma.

We have reported for the first time, the existence of a Pan-African mobile belt within the East Antarctic Shield (Fanning et al., 1991; Shiraishi et al., in press). This work provides additional evidence for an improved fit to the once contiguous fragments of Gondwana.

The Highland/Southwestern Complex (HSWC) of Sri Lanka has remarkable petrological similarities to LHC (Hiroi et al. 1987, 1991; Ogo et al., 1992). This metamorphic correlation is now supported by the identification of ~500 Ma age for LHC as the German-Sri Lankan Consortium have also shown that the Sri Lankan HSWC metamorphism and folding was at ~550 - ~600 Ma (Baur et al., 1991; Hofmann, 1991; Hölzl et al., 1991).

The age relations provide more specific correlations between Sri Lanka and Antarctica. The Wann Complex, the HSWC and Vijayan Complex of Sri Lanka are the direct continuation of the Rayner Complex, Lützow-Holm Complex and the Yamato Mountains respectively of the East Antarctic Shield.

Thus the characteristics which enable separation of three belts within each continent correlate with available data in terms of Nd model ages, U-Pb zircon ages, lithologies and style of metamorphism.

Gondwanaland did not finally amalgamate until the termination of Pan-African orogenesis at ~500 Ma (Hoffman, 1991; Dalziel, 1991). It is noteworthy that the provenance of the LHC developed at the margin of Late Proterozoic Supercontinent including Gondwana and Laurentia cratons. LHC-HSWC orogenesis coincided with large-scale convergence between East and West Gondwanaland.

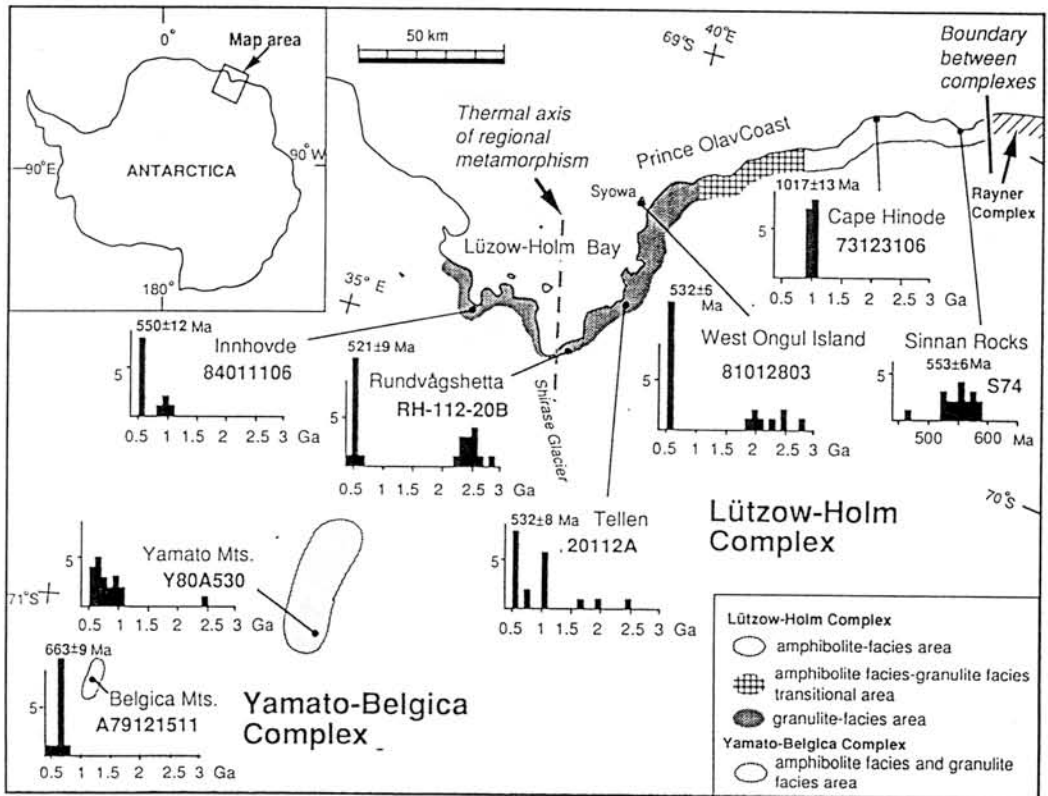


fig. 1. Map showing the samples localities and various ages indicated by the ion microprobe analyses.

東南極、リュツオホルム岩体の褶曲パターン

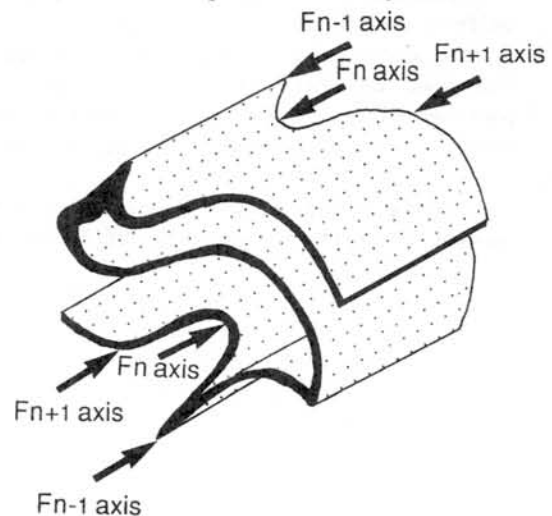
石川正弘（東北大・理）・本吉洋一（極地研）・川崎智祐（高知大・教育）

リュツオホルム岩体に発達する主要な褶曲は変形順に F_{n-1} , F_n , F_{n+1} , F_{n+2} の4種類に区分される。 F_n はその褶曲軸面と平行な鉱物定向配列を伴うbuckling foldである。スケールは微小規模から露岩規模までいたり、調査露岩全域にて普遍的に発達している。褶曲軸はほぼ水平であり、褶曲軸面は一般に F_{n+1} によって曲げられる。flatteningが進み非常に翼が閉じた形態を示すことが多く、スカールンではflatteningが進んだ F_n buckling foldが大規模なrecumbent foldの形態を示している。 F_{n+1} は F_n に引き続き形成したbuckling foldであり、調査域にて顕著に発達している。その軸は F_n とほぼ平行であり、褶曲軸面は全域でほぼ垂直である。鉱物定向配列は F_{n+1} によって曲げられる。 F_{n-1} はルドボークスヘッタにおいて観察された褶曲であり、 F_n , F_{n+1} によって重複変形を被っている。 F_{n-1} 褶曲軸は F_n , F_{n+1} 褶曲軸とほぼcoaxialである。 F_{n+2} は翼の開いたbuckling foldであると推測されるが、その褶曲軸は F_n や F_{n+1} の褶曲軸と明らかに斜交する。

下図に F_{n-1} , F_n , F_{n+1} の重複パターンを示す。このようにリュツオホルム岩体に観察されるcoaxialな重複褶曲パターンは非常に複雑な様子を呈するが、このパターンは単純な変形の繰り返しで再現される（ F_n をbuckling foldと仮定した場合）。第1の可能性は、pure shearの最大・最小主応力軸の方向が繰り返し変わるモデルである。つまり、pure shear（ F_{n-1} buckling fold発達）→最大・最小主応力軸の変化→pure shear（ F_n buckling fold発達）→最大・最小主応力軸の変化→pure shear（ F_{n+1} buckling fold発達）である。第2の可能性はpure shearとsimple shearの繰り返しである。つまり、pure shear（ F_{n-1} buckling fold発達）→simple shear(F_{n-1} axis planeの回転)→pure shear（ F_n buckling fold発達）→simple shear(F_n axis planeの回転)→pure shear（ F_{n+1} buckling fold発達）である。

ここで F_n がsheath foldの形態を示す例が若干ながら確認されたことは、bucklingで形成した F_n 褶曲が引き続きsimple shearを被ったことを示唆するかもしれない。したがってリュツオホルム岩体に発達する褶曲パターンはサイクル的なpure shearとsimple shearにより形成された可能性が大きい。

このようなpure shearとsimple shearの繰り返しはテクトニックな場の変化によっても生じるが、テクトニックな場の変化がなくても流動する地殻内に歪速度勾配を生じればpure shearとsimple shearの繰り返しはどうも生じそうである。実際、リュツオホルム岩体の温度勾配は有名であり、当然、歪速度にも勾配を生じるであろう。



Coaxialな F_{n-1} , F_n , F_{n+1} の重複変形パターン

PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF EARLY PRECAMBRIAN CARBONATE ROCKS
FROM UMPAVALLI AREA, EASTERN GHATS, INDIA AND THEIR COMPARISON
WITH ANTARCTICA

M. Venkata Rao^{1,2}, A.T. Rao¹, K.S. Rao¹ and M. Yoshida²

1. Department of Geology, Andhra University, Visakhapatnam, India
2. Department of Geosciences, Osaka City University, Osaka

Archaean carbonate rocks and calc-silicate granulites are well developed and exposed around Umpavalli area of coastal granulite terrain of India. The carbonate rocks (dolomites and marbles) are included in khondalite group of metasedimentaries and various other members of the group are garnetiferous and non-garnetiferous quartz-feldspathic granulites/gneisses (leptynites), quartz-feldspar-garnet-sillimanite gneisses/granulites (khondalites), and quartzites. The carbonate rocks and calc-silicates often show sharp contacts with khondalites and intrude into khondalites. The carbonate rocks also exhibit gneissoid, banded, pegmatitic and porphyritic textures. In addition, flow lines are also noticed. Similar intrusive carbonate rocks in parts of the coastal granulite terrain have been described as carbonatites as well as metasedimentaries and hence the present study gaining importance to find out original parental material of the rocks and causes for its present petrological and geochemical features.

Abundance and relationship among elements like Ba, Sr, P, Ce, La, Nb, Y, Zr apart from mineral assemblages suggest metasedimentary origin for the carbonate rocks. Sr isotopic composition is also in favour of above mode of origin and not comparable with that of majority of the known carbonate occurrences. Despite their resemblance with those of greenstones (Fe/Ca versus Mg/Ca, Mn versus Sr/Ca, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Al), the carbonate rocks differ in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio which deviates from that of mantle value. Further, the Sr isotopic composition is quite higher than that of sea water in Archaean times. These observations are indicative of higher radiogenic ^{87}Sr contribution to the depositional basin.

The low Mg/Ca ratios in many samples, depletion of Fe, Mn, Cr, Ni and Co, enrichment of Rb, Sr and Zr and higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ signals can be explained as buffering of dominant river flux (F) of the rocks in response to tectonic phenomenon or the carbonates of Archaean sequences were not dominated by marine volcanism. Chemical co-precipitation of silica and carbonates, and precipitation by photosynthetic algae are suggested for the carbonates. Allochthonous occurrence has developed during several deformational episodes.

These results will be compared with Precambrian carbonate rocks of East Gondwanian terrains especially of Antarctica.

GEOCHRONOLOGICAL STUDY OF S. INDIAN GRANULITES

UNNIKRISHNAN. C ¹, YOSHIDA. M ¹, KAGAMI. H ², SANTOSH. M ³

1) Department of Geosciences, Faculty of Science, Osaka City University, Sugimoto Sumiyoshi-Ku, Osaka 558, Japan.

2) Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University, Misasa 682-02, Japan

3) Centre for Earth Science Studies, P. B 7250, Akkulam, Thiruvikkal Post, Trivandrum -695 031, India

S. Indian high grade terrain forms an integral part of East Gondwana. Recent geochronological data shows that the granulite terrain north of Palghat-Cauvery sheer zone suffered granulite facies metamorphism at ~2500Ma superimposed over the regional metamorphism of Ca 3000Ma. Incipient Charnockites were formed at ~2500Ma (Northern Block), ~1000Ma (Eastern Ghats), 500Ma (Southern segment) and post date the regional metamorphism.

Our new data on Sm-Nd and Rb-Sr systematics from the granulite facies rocks from S. India gives some evidence of a possible Ca 3000Ma metamorphic event from Madras block supporting the direct correlation of this area with the granulite terrain of Southern Karnataka as well as that of the Enderby Land, Antarctica. Rocks from Trivandrum and Periyar blocks give ~500Ma testifying the widespread Pan African thermal event through out all the Southern blocks. This Pan-African event in the Southern blocks can be directly correlated with that of the Highland group of Sri Lanka as well as the LHB area of Antarctica.

ゴンドワナ大陸における500Ma火成活動とその造構的意義—南極とヒマラヤの比較研究
(500Ma magmatism in Gondwanaland and its tectonic significance: antarctica and the Himalaya)

在田一則 (北大・理); 小出良幸 (神奈川県立博物館); 白石和行 (極地研)

かつてのゴンドワナランドを構成していた諸大陸には古生代前期の火成活動がひろく知られている (南極・アフリカ・インド・南・オーストラリア・マダガスカル)。この火成活動は南極大陸ではロス造山運動あるいはクイーンモード変動, アフリカではパンアフリカン造山運動 (変動) と呼ばれており, 酸性深成火成活動を主体にしているが, 一部では広域変成作用も知られている。

最近の放射年代学的研究により, ヒマラヤ地域にも, 500Maを示す火成活動がほぼ全域にわたって存在する事が明らかになりつつある (Le Fort et al., 1986)。また, Kai(1981)は東ネパールの片麻岩・ミグマタイトからそれぞれ512Ma, 525MaのRb/Sr全岩アイソクロン年代を報告している。

ヒマラヤ地域の500Ma花こう岩は低ヒマラヤ帯・高ヒマラヤ帯・テーチスヒマラヤ帯に分布する。低ヒマラヤ帯は先カンブリア紀後期からカンブリア紀(?)の浅海成~陸棚堆積物からなり, テーチスヒマラヤ帯はインド大陸北縁の浅海に堆積したいわゆるテーチス海堆積物で, 下部ではオルドビス紀が化石から確認されている。いっぽう, 高ヒマラヤ帯は両者の間に位置し, 角閃岩相の変成岩類からなる。Hashimoto et al.(1973)は高ヒマラヤ

帯は先カンブリア紀末期に堆積盆が南の低ヒマラヤ帯から北のテーチスヒマラヤ帯に移動したヒンジであり, その部分がインド-ユーラシア衝突後の第三紀中新世に再活動したと考えた。したがって, 500Ma火成活動および変成作用(?)はゴンドワナランド内の堆積盆の移動や中新世における主中央衝上断層断層(MCT)の活動と関連で注目される。さらに, ヒマラヤ地域を含めゴンドワナランド諸大陸にみられる大陸地殻内火成活動の造構造的意義はゴンドワナランドの形成・分裂史を考える上で重要である。

本講演では, 南極3ヶ, ヒマラヤ10ヶの花こう岩類について主成分元素, 微量元素, 中性子放射化法による希土類元素の分析結果を報告し, 上記の観点からそれらの造構的意義について考察する。

Hashimoto, S., Ohta, Y. and Akiba, C. (1973), *Geology of the Nepal Himalayas*.

Kai, K. (1981), *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. & Mineral., 47, 135-148.*

Le Fort, P., Debon, F., Pecher, A., Sonet, J. and Vidal, P. (1986), *Sciences de la Terre, Mem. 47, 191-209.*

チベット東部の温暖氷河の運動に伴う地震動の特徴

Characteristics of Ground Motions Caused by Movements of Temperate Glaciers in Eastern Tibet

赤松純平・森永由紀・山内 恭・張 文敬
京大防災研 筑波大地球科学系 国立極地研 蘭州水川凍土研AKAMATSU, J. (DPRI, Kyoto Univ.), MORINAGA, Y. (Inst. Geosci., Tsukuba Univ.),
YAMANOUCI, T (NIPR) and ZYANG, W (LIGG, Chinese Acad. Sci.)

京大防災研究所と蘭州水川凍土研究所との間で「中国西部山岳地域における氷河サージ災害の研究」が進められている。これは、「国際防災十年」に関連して行われている「東アジアにおける自然災害の予測と防御に関する研究（平成3-5）」の一課題であり、次の3項目の観測が1982年8月からチベット東部ボミ県において実施されている：

1. 地震観測：氷河災害システムに対する地震危険度評価
2. 氷河土石流観測：氷河土石流の発生・流動機構の解明
3. 氷河気候観測：氷河の気候環境の通年データの収集。

当地域では、温暖なモンスーン海洋性氷河が脆い地質構造を有する急峻な山岳地形に発達し、氷河地形を低高度（標高2500m程度）の人間居住域にまで形成して、氷河土石流や氷河湖決壊などの災害を頻発させている。さらに、テクトニックな活動が極めて高いため、地震に誘発されるという複合災害の形態をとる（例：1950アッサム地震 M8.6）。このような氷河災害をシステムとして捉えるために種々の研究分野を横断する観測が計画された。

氷河に関する研究ではそのマスマランスを知ることが特に重要であるので、Midui 氷河の標高3800~5200mに気象観測点を設置し、東チベットにおいて初めて氷河気候の通年観測を実施する。ここでは、日本に持ち帰った地震観測のデータから、氷河の運動に伴う震動について報告する。

地震観測は1秒速度計3成分のアナログ磁気記録をイベント・トリガー方式で得ている。約8日間で局所地震9、近地地震1、遠地地震1を収録したが、これら構造的な地震の他に74個の連続震動を記録した。上下動成分の波形例を南極で観測された震動例と共に図1に示す。南極の例はラングホブデ氷河の流動に伴う震動をラングホブデ小湊近くの地震観測点で記録したものである。両記録の全体的形状はよく似ており、ボミで記録された連続震動が周囲の氷河の運動や氷河土石流に伴う震動であることを示唆している。Midui 氷河に気象観測点を設置する際、氷瀑の崩落を幾度も目撃したが、崩落音は30秒以上継続することもあり、記録された連続震動は氷瀑の崩落によるものも含むと推測される。記録は2分程度継続するものはあるが、南極のように10分以上継続するものは無い。これは氷河の規模や流動特性に関係するのであろう。図に見られるように記録された震動の卓越周期はボミの方が短い。卓越周期が氷河や氷床の大きさを固有周期として反映するのであれば大変興味深い。

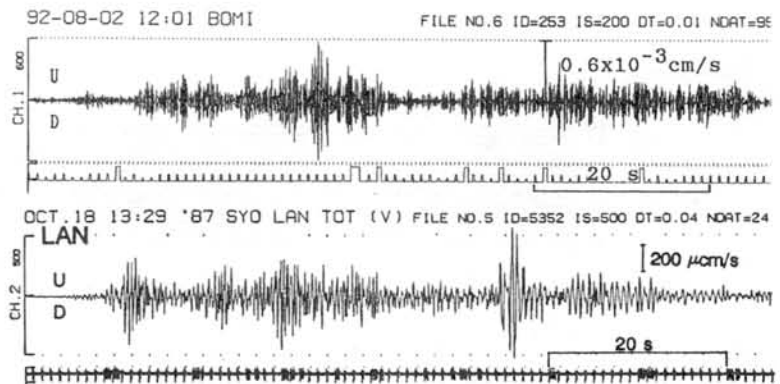


図1. 氷河の運動による地震動。上：ボミ、下：ラングホブデ。

昭和基地で観測された氷震

岡野 憲太 (東京大学理学部) ・ 神沼 克伊 (国立極地研究所)

1. はじめに

昭和基地の短周期の地震記象を詳しく調べているうちに、氷震について、いくつかの興味深い現象が見られた。昭和基地で記録された、海水の破壊としての氷震については、この氷震の初動の立ち上がり急で、振幅が大きく、継続時間が短いといった特徴がある。内陸でサーマルクラックと呼ばれる現象が起こる時にも、これに似た振動波形が見られるという報告がある。しかし、昭和基地では、遠方で起こったと推定される氷震については、調べられていない。1987年から3年間実施された昭和基地での三点観測の結果、大陸側で起こる氷震の存在が明らかになったが、まだ詳しい報告はなされていない。本報告は、観震者の立場から、昭和基地付近の氷震をまとめてみた。

2. 氷震の型と発生頻度

1990年2月から1992年1月までの24カ月間の、HES地震計のアナログモニターで記録された氷震について調べた。地震記象の上で、地震と氷震を区別するのは本質的に困難な場合もあるが、三点観測の実施により、その到来方向と波形から、自然地震と氷震とはほとんど区別できるようになった。本報告の氷震も、昭和基地で観測される振動波形のうち、経験的に自然地震によるものを除いたものとした。観測される氷震は、いくつかの型に分けられる。大きく分けると、1)短周期成分に富む、継続時間の比較的短い型(短周期型)と、2)長周期で初動のはっきりしない型(長周期型)があ

る。図1aは前者の例で、2、3Hzの周期が卓越し、継続時間は30秒弱である。一方、図1bは後者の例で、図1aに比べ周期、継続時間も長い。この2つの型の氷震について、発生頻度の時間変化を調べた。図2に短周期型、長周期型それぞれの、月別の発生頻度分布を示す。多少の差異があるものの、短周期型、長周期型ともほぼ同時期に頻度が高くなっている。ただし、日別の発生頻度で見ると、例えば1990年12月の場合、長周期型はほぼ一定の頻度で発生しているのに対し、短周期型は12月半ばまでほとんど発生していないのが、12月末に急激に発生回数が増え、その後2カ月程で静穏化しているといった違いが見られる。

3. 継続時間の長い振動とそれに伴う群発氷震

短周期型、長周期型の氷震の他に、比較的高い頻度で出現する、継続時間が数分間に及ぶ振動がある。これは南極大陸縁の氷壁の崩壊によるものではないかと推定されている。1990年12月31日に記録された振動を図3に示す。これは、継続時間が約13分で、同型のものとしては振幅がかなり大きい。この氷震の後に短周期型の氷震が多数発生する現象が見られた。この氷震の発生は、継続時間の長い振動の発生後6時間程続いた。約30個の短周期型氷震が記録されているが、この発生形態は氷震における本震-余震型と言えるようにも見える。ただし、後に続く小振幅の氷震の型が、短周期型のものと同周期型のものがあり、発生する位置またはメカニズムによるのかも知れない。

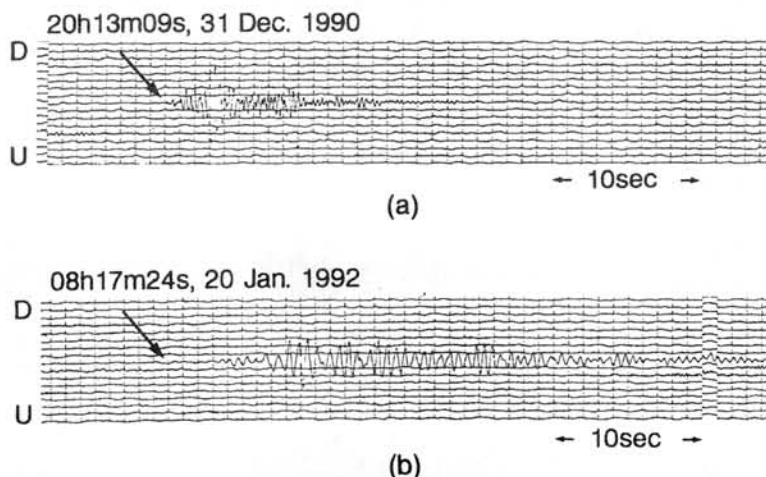


図1. 氷震の波形例。(a)短周期型、(b)長周期型。

4. 今後の課題

観測される氷震には様々な型が有り、発生頻度のパターンも多様である。このような、氷震の型と発生メカニズムの対応や発生頻度の時

間変化のパターンの解釈などは、今後の検討課題である。また、昭和基地に近づくしらせの砕氷航行の時の海水の振動も、昭和基地の地震計で明瞭に記録されている。

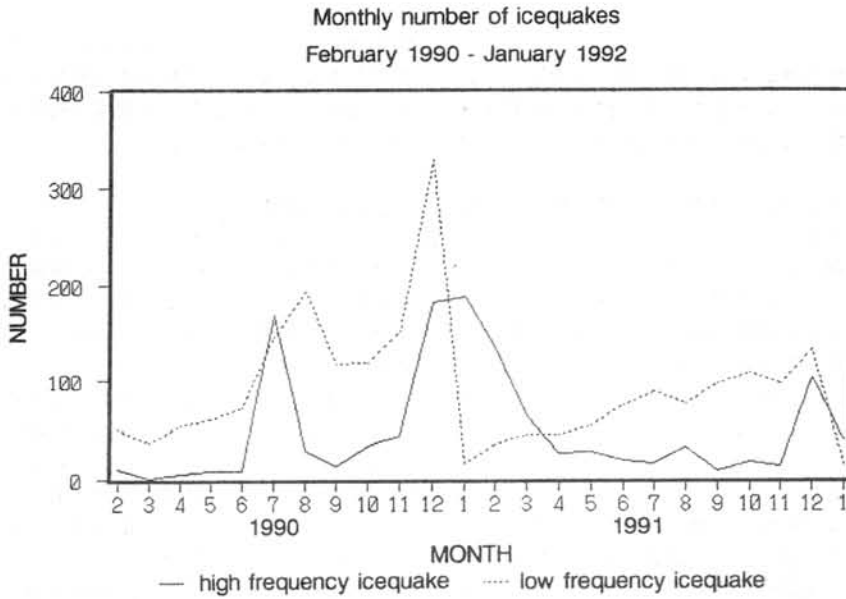


図2. 短周期型及び長周期型の月別発生頻度分布。

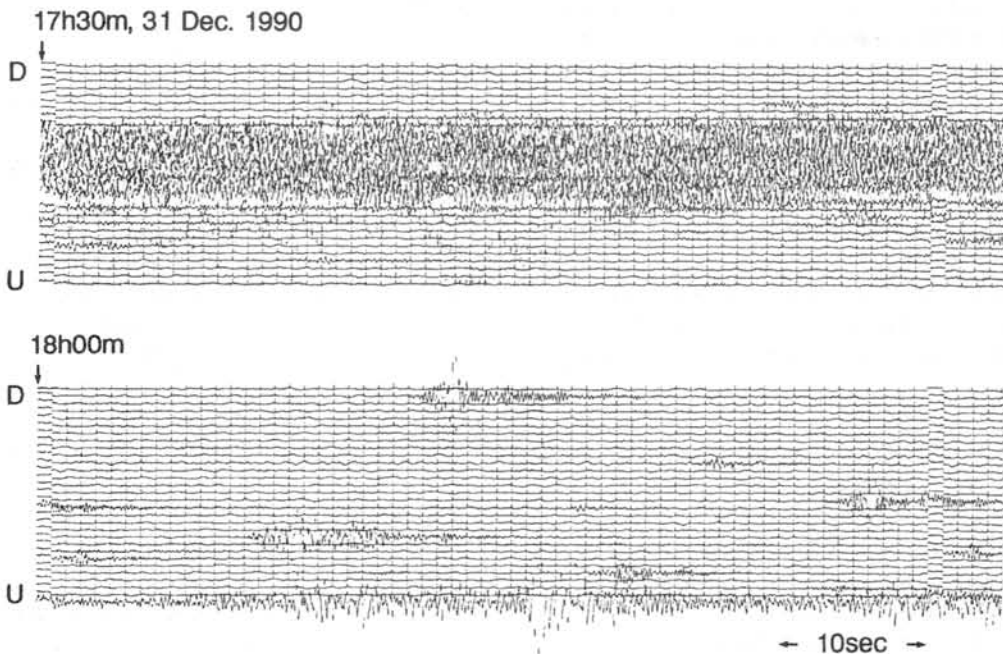


図3. 継続時間の長い振動とそれに伴う群発氷震の波形例。

第33次南極地域観測における船上重力測定

Preliminary Report of the Surface Ship Gravity Measurements Conducted during JARE-33

福田洋一(京大・理・地球物理学研究施設), 瀬川爾朗(東大・海洋研), 神沼克伊(極地研)

Y. FUKUDA(Beppu Geophy. Res. Lab.), J. SEGAWA(ORI, Univ. of Tokyo) and K. KAMINUMA(NIPR)

1. はじめに

日本南極地域観測隊では、砕氷艦しらせ船上での重力測定をほぼ毎年実施している。第33次観測隊においても、例年と同様の測定を実施したが、特に今回は、

(1) 重力計の保守の省力化をめざすデータ処理システムの変更

(2) GPS測位システムの導入

など、計測システムの強化を計っている。これらのシステムは、いずれも順調に作動し、良好なデータを取得することができた。本報では、これらの点に特に留意しながら、第33次観測隊における船上重力測定の概要について報告する。

2. 重力測定装置

しらせに搭載されている海上重力測定装置は、NIPR-ORI II型海上重力計と呼ばれ、第29次南極観測以降、同じ装置が使用されてきたが、今回は、同装置のデータ処理用計算機の全面的置き換えを行った。主要な変更点は、従来使用していたミニコンピュータをパーソナルコンピュータに置き換えた点で、同時に、一部インターフェイス等も変更した。これによる最大の利点は、以前に比べて、装置の保守がはるかに容易になったことである。さらに、その利点を生かすためのソフトウェアの改良も実施しており、新しいシステムでは、ほぼ無人に近い状態での運用が可能となっている。このような改良が可能となったのは、パーソナルコンピュータの性能向上により、ミニコンピュータを使用しなくても十分な処理能力が得られるようになったことによる。なお、センサー、ジャイロ装置等その他の部分については、全面的なオーバーホールは実施したが、装置そのものは、従来のもとと全く同様である。

3. GPS測位

海上重力測定では、その最終的な精度は、重力値そのものの測定精度より、むしろ、位置測定の精度に依存していると言って過言ではない。従来、しらせにおいては、NNS Sによる測位情報しか利用することが出来なかったが、今回、JRC製JLR6000GPS受信機によるGPS測位も実施した。

GPS測位は、装置の設置場所の都合等から、海上磁気3成分測定と同時に進行しており、データは、重力測定とは別にオフラインで取得している。33

次での測位の状況は、4衛星による3次元測位ではまだ欠測となる時間帯が多く実用的でなかったが、2次元測位では、ほぼ24時間測位が可能であり、良好なデータを得ている。

4. 測定の概要

船上重力測定は、例年どおり、しらせの全航路に沿って実施した。特に、今回は、帰路のシドニー～晴海間についても、前述の測定システムのテストの意味で、無人運転での測定を継続し、問題なくデータを取得することができた。

最近数年間は、南大洋における広域的な重力マッピングを目的として、しらせの航路を可能な範囲で計画的にずらせ、広範な海域を均等に覆うように努めている。第33次観測においても、このような趣旨で、フリーマントル～昭和基地～シドニー間について、しらせの航路を計画的にずらせ、西航の測線として南緯 $59^{\circ} 0'$ を、東航の測線として南緯 $63^{\circ} 30'$ を選び測定を実施した(図1中の太線)。なお、最終的には、これらの測線間隔が $10' \sim 15'$ 程度になることが望ましく、今後も同様の測定が継続されるべきである。

5. データ処理の概要

しらせによる船上重力測定データは、既に報告しているように、第27次以降、全く同一の方法で処理し、同一の書式で保管している。従って、第33次においても、まず、同様の方式によりデータ処理を行なった。

一方、この方式は、測位データとしてNNS Sを使用することを前提としていたが、今回から、上述のようにGPSによる測位データも得られており、その利用方法についても検討を行った。その結果、単純に、GPS測位位置の微分から対地速度を求める方法では、エトベス補正のための精度として十分ではなく、GPS測位データについても、従来、NNS Sの処理に用いていたベイズ型スプライン関数を利用する処理方法が有効であることが判明した。

今回は、このように2種類の測位データによる結果が得られているが、両者は、良く一致しており、その差は、予想されるNNS Sの測位誤差の範囲内にあると推定される(図2)。今後、しばらくは、NNS SとGPSの両測位システムのデータを平行して処理することになろうが、通常の目的には、精

度の点で、GPS測位を利用して処理された重力データを用いるべきであろう。

6. おわりに

船上での重力測定は、一般にそれほど効率のよいものではなく、今後、人工衛星や航空機の利用がより重要となつてこよう。しかし、その場合において

も、sea truth としての船上重力測定の重要性は全く損なわれるものではない。特に、南極海においては、他の船舶が簡単に航行できないことから、しらせによる重力測定の意義は大きく、一方では、今回報告したような測定の省力化を計りつつ、今後も同様の測定が継続されるべきである。

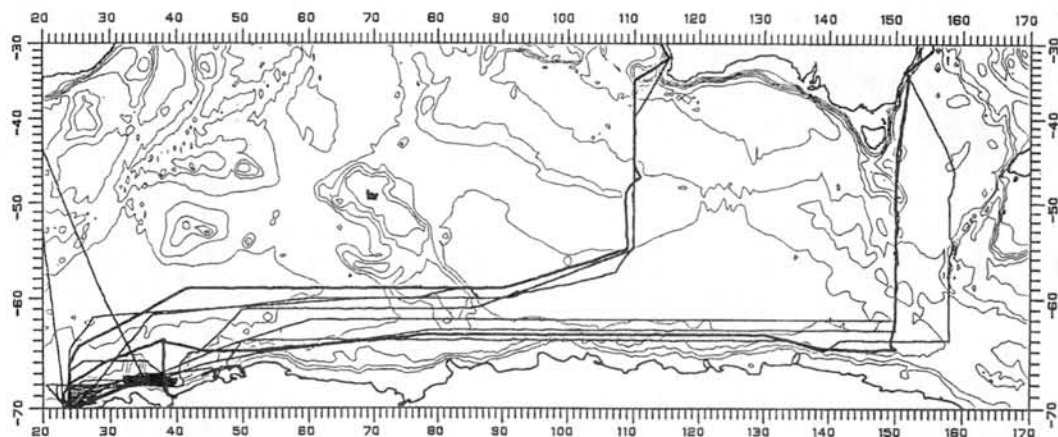


図1. 最近5年間におけるしらせの航跡(南緯30度以南)
図中のコンターは1000m毎の等深線を示す

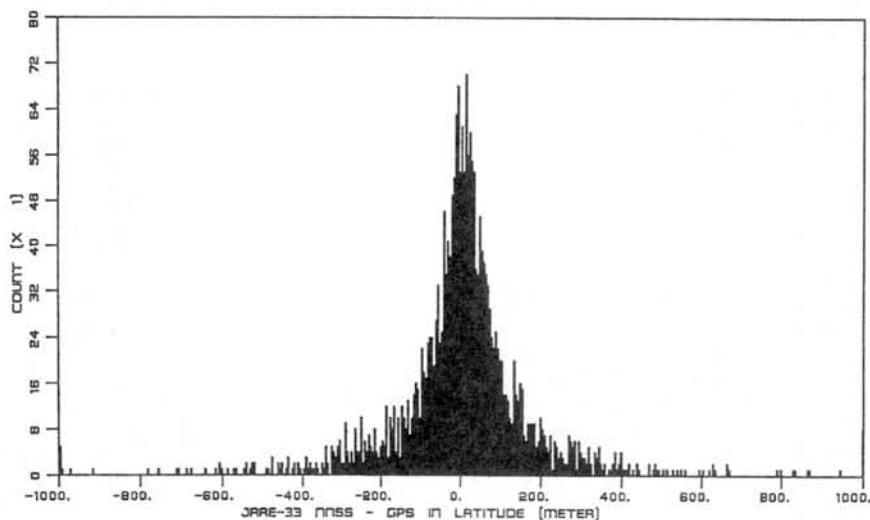


図2. 第33次観測でのNNSSとGPSの測位の差(緯度方向)
横軸の単位は(m)

松本 剛 (海洋科学技術センター)
神沼 克伊 (国立極地研究所)

、イれ深。の波はるが洋続オ
は西さがるイPでれ常平連ジ
で南定層れフる嶺さ異太不、
味、推融さうれ海定の、らほ、
意くが溶定グラ洋限負たかと、
の浅と、推モ見ドにはま面こ。
こがこはがトにンで。表のる計
。層いと波)イま嶺す常らあ
示溶が海い地よ南k洋布異こ
をほ層極きのに、30ド分負。
とで融南大でらとらん、る調
こ嶺溶洋がまきるかイさはい
い洋は平模面onsよ底西深て
てド嶺、も連Dziewns布海南
れン海にか不Dziwns布海南の
さい洋更し (異異対50嶺分差
償東ド。、670k果度のに100
補南ンるく、670k果度のに100

海称常乍太イしきはる上海いイ、海の
央としてし、東対大状な・、於オ回のそ
中」っかり南に、形に殻でにジ今て、
を嶺従しな、のとのと地上海にでいし、
ど海、。異度る年トこのる極よこつ討
殆極りるて程あ/一るでべ南にそに検
の南ああ年でcmレい嶺調いり。道を
囲」でもよ/度2プて海をなトめる軌か
周上トでにcm程極し各性少メあるつ
の宜上トでに10年1南形、連にィで切幾
そ便レ一場大/ばて変と関的テ段横の。極
、をプレは最cmでつととの対ル手をタた南
は体たプ度は7嶺従且こと絶アな嶺一べ洋
ト全れる速では海、の造の星効海テ調平植
一はまい大嶺で洋りけこ構タ衛有極ドイ、
レで囲て拡海嶺ドあ受け。ルー工て南イ、
プこにし極海嶺がを)トデ人めのオつは、
南(る拡、洋ド西較に図マ観ははOS高微
嶺すにら平ン南い常(部洋てドGE面特
ドたあ地相ドダ
こ地对太
者のおく、
は深を

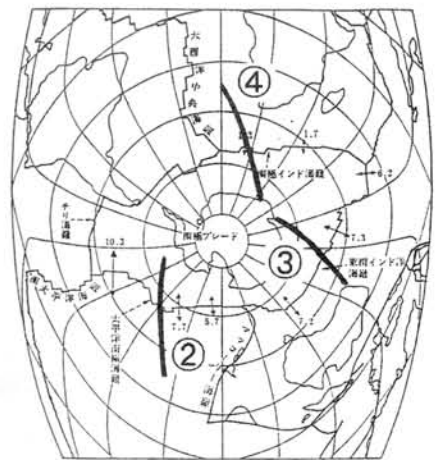


図1: 南極プレートを取巻き中央海嶺の位置を示す。図2~4に示すGEOSAT軌道位置を示す。

GEOSAT Residual Sea Surface Height
68.21S, 108.33W -- 28.26S, 156.29W



Pacific Antarctic Ridge

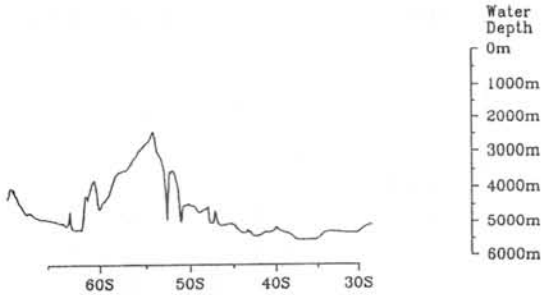
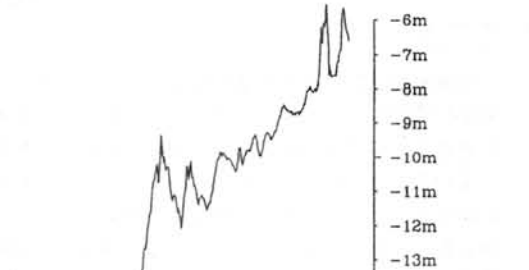


図 2 : 太平洋南極海嶺での海面高ジオイド残差と海底地形との関係。

GEOSAT Residual Sea Surface Height
67.10S, 43.17E -- 29.50S, 0.37E



Southwest Indian Ridge

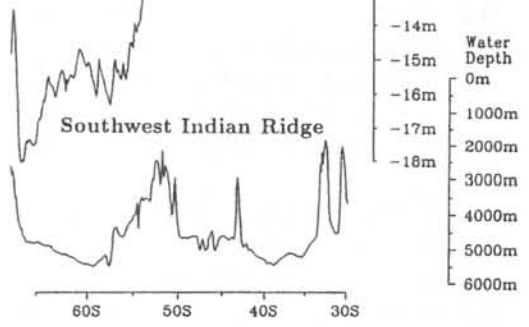


図 4 : 南西インド洋海嶺での海面高ジオイド残差と海底地形との関係。

GEOSAT Residual Sea Surface Height
34.13S, 114.53E -- 68.16S, 70.16E



Southeast Indian Ridge

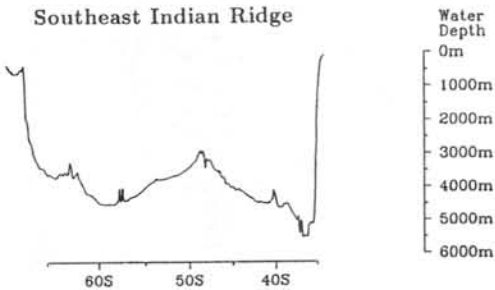


図 3 : 南東インド洋海嶺での海面高ジオイド残差と海底地形との関係。

西オーストラリア沖の地磁気3成分異常

野木 義史(気象研究所) 江口 佳昭(千葉大理) 島 伸和(東大海洋研)
伊勢崎 修弘(千葉大理)

はじめに

南極海及びその周辺海域の海底のテクトニクスを明らかにするために、第30次南極地域観測から現在まで砕氷艦しらせの航路上で船上地磁気3成分測定を行なっている。しらせは、西オーストラリア沖を毎年同じ航路をとっており、その航路での地磁気3成分異常が得られている。西オーストラリア沖の地磁気異常縞模様は、インド、オーストラリア及び南極大陸の分裂とそれに関わる海底拡大史に大きな制約を与えている。また、この海域には、多くの海台及び海山が存在しているが、これらの成因は未だ明らかではない。西オーストラリア沖の地磁気異常縞模様のような磁化構造を調べる事は、インド、オーストラリア及び南極大陸の分裂とそれに関わる諸現象及び海底拡大史を明らかにするための重要な情報を与える。

本講演では、第32次南極観測夏隊で得られた西オーストラリア沖の地磁気3成分異常について報告する。

観測結果

第32次南極観測夏隊で得られた地磁気3成分異常を使用して、測線上での2次元磁化構造の走向を求めた。図1に西オーストラリア沖の2次元磁化構造の走向を示す。以下に、それぞれの海域での地磁気3成分異常及び2次元磁化構造の走向の特徴を述べる。

1) Argo Abyssal Plain (図1中のa)

振幅 ± 500 nT、波長100 km程度の地磁気異常がみられる。2次元磁化構造の走向はENE-WSWで、現在までに報告されているこの地域のM系列の地磁気異常縞模様の走向と一致する。

2) Exmouth Plateau (図1中のb)

この海台上的測線では、地磁気異常はほとんどない。海台とArgo Abyssal Plain及びCuvier Abyssal Plainの境界では振幅約 ± 500 nTの磁気異常がみられ、この磁気異常から求められる2次元磁化構造の走向はほぼWNW-ESEで、海台とそれぞれのAbissal Plainとの地形の走向と一致する。Exmouth Plateauの磁化構造は、周囲のAbyssal Plainの磁化構造とは異なっている。

3) 西オーストラリア沖の大陸棚 (図1中のc)

地磁気異常の振幅は小さく約 ± 100 nT程度で、この海域では卓越した2次元磁化構造の走向は存在しない。

4) Naturalist Plateau (図1中のd)

地磁気異常の振幅は約 ± 300 nTで、NW-SE走向の

磁化構造が卓越している。この走向は、Perth Abyssal Plainで得られているフラクチャー・ゾーンの走向と同じであり、Naturalist Plateau上で求められた走行は、フラクチャー・ゾーンの走向である可能性がある。

5) Naturalist Plateauより南の海域 (図1中のe)

地磁気異常の振幅は約 ± 300 nTで、ほぼE-Wの走向の磁化構造が見られる。この走向は、Diamantina Fracture zoneの走向及び現在までに報告されているそれより南の地磁気異常縞模様の走向と一致する。

おわりに

西オーストラリア沖の1測線から求めたほとんどの2次元磁化構造の走向は、現在までに得られているこの海域の地磁気異常縞模様及びテクトニックな構造物の走向と調和的であった。また、Naturalist Plateau上で求められたNW-SEの磁化構造の走向は、フラクチャー・ゾーンの走向である可能性がある。この走向が、フラクチャー・ゾーンの走向であれば、Naturalist Plateauの成因に新たな制約を与える事になり、また、インド-オーストラリア間の分裂に関する新たな情報となる。今後、この海域での磁化構造を明らかにするためには、新たな測線による観測が必要である。

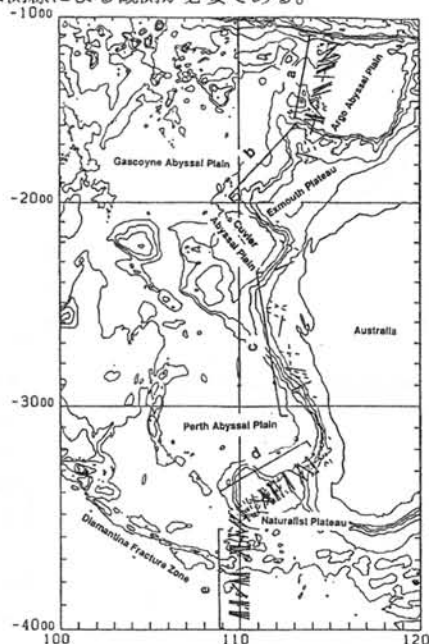


図1 西オーストラリア沖の2次元磁化構造の走行。実線が走行の伏角が 15° 以下、破線が 15° 以上を示す。海底地形の等深線は1000 m。

渋谷 和雄 (極地研)

1. はじめに

第33次南極観測より開始された第IV期5カ年計画では「東南極大陸における地殻動態および地殻形成過程の総合研究」が大きな課題として取り上げられている。昭和基地を宇宙技術・新技術を利用してグローバルな地球変動を精密に監視するための「汎地球動態観測基地」化構想も着実に進展した。ここでは実施を予定してきた(いる)測地観測各項目の現状と将来について簡単なレビューを試みる。

2. 各実施項目の現状と将来

a. VLBI観測

1990年1月、第30次隊が最初の南極(昭和基地)ー日本(鹿島)基線の観測に成功したが、1992年10月現在恒常的な観測設備は導入されておらず早期実現が望まれる。GLOSSとのからみでIERSからも要望を受けており、VLBI開発技術センターにおいて早期実現に関する決議(1992.2.28)が採択されている。

第33次隊(金尾隊員)において多目的アンテナ基準位置とGPS基準点(第33次渡辺・藤原隊員設置)との結合が試みられ、0.4 m精度が得られたが更に向上させるためのGPS同時受信(SONY GTT-3000使用)を継続している。

b. 絶対重力測定

第33次において国土地理院による測定が実施され再現性のよい値が得られたとの報告(藤原ほか、本シンポジウム)がなされている。第34次においては国立天文台水沢により実施される。第V期南極観測計画での再測方針を策定する時期にきている。Boedeker and Fritzer(1988)に記載されている南半球のIAGBN(A)点11点のうちすでに測定が実施されたのは昭和基地をふくめ3点である。

c. 超伝導重力計観測

南半球は地球潮汐観測における巨大な空白域になっている。最近、ATGIA(Accurate Tidal Gravimetry in Antarctica)計画がもち上がったが、第IV期期間中に実現すれば昭和基地は超伝導重力計とともに各種測地学デ

ータを並行観測しているKey局として重要になるだろう。

機器の安全な輸送が34次隊での観測開始の"要"なので、ヘリコプター(S61)、しらせでの振動(動揺)測定と防振台試験を実施した(する)。

d. GPS衛星連続観測

近年準定常的なGPS観測により地球回転パラメーターが得られるようになってきた。南極においても各国基地が参加したtest campaignが実施されており、最終的な基線解析結果が1993年9月に公表される予定である。

将来的にはエポックデータの衛星通信伝送による集中解析が課題となる。34次隊によりWork Station(HP, Unix仕様)を用いて超伝導・地震データの計算機ー計算機伝送が試みられるが、速い速度での伝送に成功すれば国際的なGPSネットの構築も現実的課題になる。

e. 衛星軌道追跡

昭和基地が汎地球動態観測基地として整備されてくると、各種衛星の軌道監視局設置要望がでてくる。その1つにフランスによるDORIS局設置依頼がある。34次より2年間の予定でSPOT, Topex/Poseidonのためにビーコンを放射するがデュモン・デュビル基地との基線解、昭和基地周辺の重力異常モデルの向上に必要な情報が得られると期待される。

f. 多目的アンテナによる取得データの利用

ERS-1, JERS-1によるSARデータ、レーダー高度計データなどを用いて南極氷床の流動・変形、質量バランスなどを研究する機会が増えてきたが、実際の解析例は多くない。今後、これらの研究の増加が期待される。

3. まとめ

電磁圏、大気、海洋、固体地球の変動すべての相互作用が地球環境変動に関連しており、"位置とその変化を正確に計る"ことを目的とした測地学の役割は大きい。環境変動は汎地球現象なので「観測基地」も汎地球的な分布を持たなければならないが、昭和基地は南半球のKey局としてその存在をアピールしつつある。

昭和基地における絶対重力測定

Absolute Gravity Measurement at Syowa Station

藤原 智・渡邊和夫(国土地理院), 福田洋一(京都大学理学部)

Satoshi FUJIWARA, Kazuo WATANABE (Geographical Survey Institute), Yoichi FUKUDA (Kyoto University)

昭和基地における重力基準値としては、第6次日本南極地域観測隊(1962年)によってGSI型振り子を用いて測定された値が使用されてきた。しかし、この重力値の絶対値の精度は6~7桁ほどであり、現在の世界的な重力基準値としての精度からすれば100分の1程度でしかない。また、昭和基地は、IUGG/IAG総会において国際絶対重力基準点網(IGBN)の重力点の1つとして採用された。このような背景のもと、昭和基地における第1回目の絶対重力測定が行われることになった。絶対重力測定の目的は、重力の基準値を与えるとともに、繰り返し測定することによって重力の時間変化を監視し、測地学や地球物理学をはじめとする研究に役立てるためである。

昭和基地には、第32次隊によって絶対重力計および超伝導重力計用の基台を備えた重力計室が多目的大型アンテナの脇に建設された(図-1)。この重力計室において筆者らが参加した第33次隊によって絶対重力測定が行われた。測定に使用されたのは、国土地理院所有の投げ上げ式絶対重力計である。

測定は1992年の1月4日~1月28日のうち15日間行われた。このうち有効な834個の測定値が得られた。この測定値について下記の補正計算がなされた。

- (1) 潮汐補正: 分潮合成による方法(国立天文台水沢の田村良明氏によるプログラム)で計算し、ファクターおよび位相は昭和基地での実測値(小川ほか(1991), 測地学会誌)を使用した。

- (2) 気圧補正: 昭和基地での平均気圧からの差を用い、気圧アドミッタンス値として実測値(同上)を使用した。
- (3) 極運動補正: BGIの式(1988)によった。
- (4) 重力鉛直勾配: ラコスト重力計4台による測定値を使用した。

補正計算後の結果は表に示すとおりである。得られた平均値の精度は 0.001mgal (68%信頼区間, $\text{mgal} = 10^{-6}\text{m/s}^2$)、単測定の標準偏差は 0.030mgal と良好な結果が得られた。

昭和基地内での従来の重力基準点と絶対重力測定点との間のラコスト重力計による重力取り付け測定より、従来の振り子による重力値は今回の絶対重力測定値より 0.22mgal 小さいことがわかった。

表 昭和基地 IAGBN 点絶対重力測定結果

有効データ数:	834個
絶対重力値:	$982524.244 \pm 0.001\text{mgal}$
単測定の標準偏差:	0.030mgal
重力鉛直勾配:	0.334mgal/m

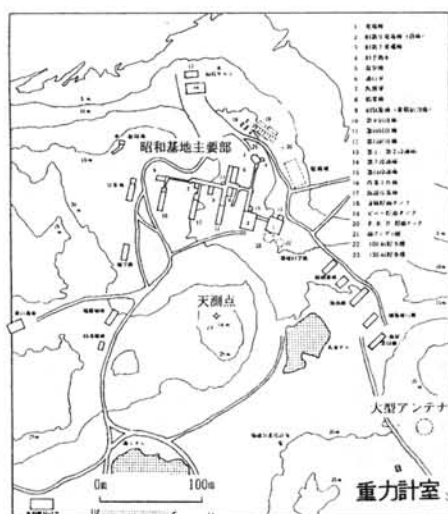
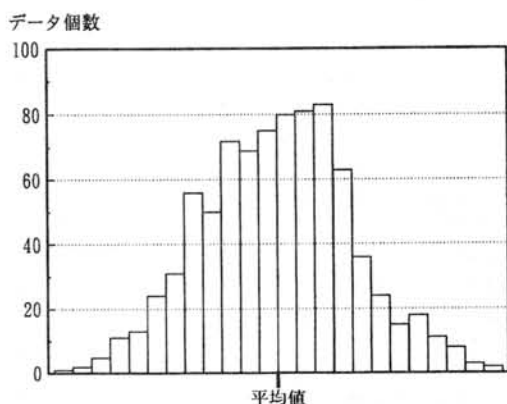


図-1 昭和基地の重力計室の位置

図-2 重力値のヒストグラム
(コラム幅: 標準偏差/4 = 0.0075mgal)

南極昭和基地における超伝導重力計による地球潮汐・地球自由振動の観測計画

佐藤森弘¹、渋谷和雄²、岡野憲太³、神沼克伊²、大江昌嗣¹On a project for the observations of the Earth tide and Earth's free oscillations
with a superconducting gravimeter at SyowaT. Sato¹, K. Shibuya², K. Okano³, K. Kaminuma² and M. Ooe¹1: National Astronomical Observatory, Mizusawa, 2: National Institute of
Polar Research, Tokyo, 3: Faculty for Sciences of University of Tokyo

はじめに

この観測は、昨年からはまった第I V期5ヶ年計画の1つ「地殻動態の総合的測量・監視計画」の一環として行われるもので、第33次南極観測・夏期間での観測開始を目指し超伝導重力計（以下SCGと略す）の立ち上げ作業が行われた。しかしながら、機器のトラブルで観測を開始することが出来なかった。今回、第34次での再立ち上げを期し準備が進められている。

ここでは、(1)観測の目的、(2)主要観測機器である超伝導重力計、(3)観測計画の概要、(4)第33次での作業を含めた準備状況、について紹介する。

1. 観測目的

地球の内部構造については、長周期地震計国際観測網の充実、3次元トモグラフィーに代表される波形解析法の進歩、また観測・解析結果を解釈する理論の高精度化にとともに、現在では地球自由振動の周期を0.1~0.2%の精度で予測できる標準的な地球モデルが作られている。このような高精度なモデルの確立により、それからのズレとしてのマントルの3次元構造異方性、コア・マントル境界(CMB)の形状・物理的性質、内核の硬さ等が議論の対象になってきた。

一方、主として地球自由振動より長い周期の振動・変形を観測対象としてきた測地学の分野でも、VLBI(超長基線電波干渉計)やSCGと言った従来の観測手段に比べ2桁は精度が高い観測手段の実用化で、地球内部、特に深部の構造やダイナミクスについて地震学的観測とは独立なデータを提供するようになった。地球自由振動の周期が主として地球の弾性的な硬さで決まるのに対し、例えば流体核の振動は復元力が弱い分周期が長く、これらの研究には従来の地震計の帯域を越えた広い周波数帯域での観測が必要になってきている。

この観測ではSCGを主観測機器に地球自由振動から地球潮汐まで、周期にして1分から1年の帯域に分布する地球の強制・自由振動を観測し、地球深部の研究をするためのデータを得ることを主な目的にしている。対象となる現象として;

- ・自由コア章動: 24時間、CMBでの結合機構
- ・コアアンダーターン:

13時間、流体核の構造・運動

- ・内核の変位: 3時間、地球の静水圧平衡の程度、流体核の成層構造

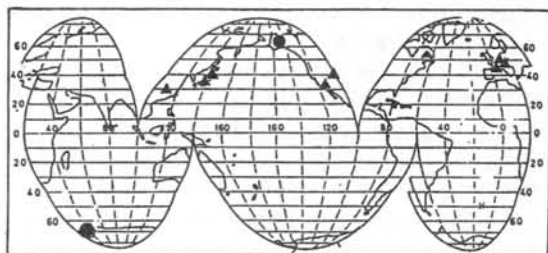
・コアモード: 数10分、内核の硬さ

等が上げられる。その他、極潮汐(14ヶ月)やMf潮(14日周期)を使った地球の粘性の研究もこの観測の重要なテーマの一つである。

理論的研究によると、ここであげた核に関係した信号の地表での大きさはいずれも10ngalオーダー以下の微小量であるため、データを解釈する上で観測・解析精

度や、観測点でのローカルな影響が常に問題になる。しかし観測された振動が信号であるなら、その振幅・位相の地表での分布の仕方、またスペクトラムピークの出現位置には規則性があるはずである。データの解釈では、それらに矛盾がないようにモデルを組み上げることがポイントになる。その意味でも高精度・広帯域な観測機器によるグローバルな広がりを持った観測点での同時観測が重要になる。

SCGによる連続観測は、筆者の知る限り、現在世界で9ヶ所(計10台)で行われている。その内、3ヶ所は日本の観測点である(江刺1台、柿岡1台、京都2台)。下の図はSCG観測点の地理的分布を示したもので、観測点が緯度30°~50°の中緯度帯に集中していることが分かる。しかし、例えば流体核に起因する信号が地球の偏平率に強く影響を受けることから、東西に偏った観測では解析上問題があることが指摘できる。



2. SCG

今回メインとなる重力計は、現在国内で稼働している4台と同機種の米国GWR社製モデルTT70である。この重力計は、超伝導試験物体(ニオブ製球殻)に働いている重力と、超伝導電流が作る磁場と球の間に働く磁気浮上力(マイスナー効果)とを釣り合わせ、球の平衡位置からのズレを精密に計ることで重力の変化を測定する。超伝導電流の持つ固有の長期安定性から、従来の金属スプリング式重力計に比べ遙かに小さなドリフトレート(100μgal/年以下)を実現している。ドリフトが小さいこと、極低温状態での電気的低雑音性から広いダイナミックレンジ・高分解能での重力測定が可能になった。

国立天文台・江刺地球潮汐観測施設では1988年から同種の重力計による潮汐・自由振動の観測が行われている。そこで得られた潮汐信号の振幅スペクトルは、この重力計のノイズレベルが2~3時間の周期帯で10ngal以下であること、日周・半日周潮汐帯でのS/N比が70dB以上あることを示している。また理論潮汐との比較から、Mf潮汐の観測振幅が予測値のそれと10%以下の差で一致していることも分かっており、この

重力計が上記の微小信号を検出できる可能性は高い。

3. 観測計画

2節で述べた核やマントルに起因する微弱信号の検出感度や検出の信頼性を上げるため、

(1) 従来のSCG観測点の配置では南北方向の情報は捉えにくい。昭和基地-日本を結ぶグローバルな測線で同時観測をすることにより、検出のS/N比の向上を図る、

(2) SCGの他に、ラコステ重力計、STS地震計との潮汐・自由振動の同時観測を行う、

(3) (2)を目的に、ラコステ重力計にSCGと同じTIDE/MODEフィルターを付けデータ集録を行う。

(4) これら3機種の信号を少なくとも7.5桁の分解能を持ったA/D変換器でデジタル化し、2秒サンプリングで集録する、

(5) 重力計・地震計の観測に影響を与えている気圧、室温変化のデータを(2)と同じ規格で集録する、ことを計画している。

なお、南北観測線の重要性を認識し、第33次での昭和での立ち上げに合わせ、昨年11月、アラスカ・フェアバンクス(VLBI観測点)でSCGによる潮汐観測が米国とドイツの研究者により開始されている。その意味でも、カウンターパートとしての南極での観測を確実に立ち上げる必要がある。

計画(2)、(3)について簡単に説明する。SCGの潮汐観測機器としての実績は確立している。しかし、その自由振動観測への応用は世界的に見ても、国内での研究を含め、まだ4~5例と少ない。そこで従来から地震観測に使用されてきた長周期スプリング地震計とSCGとの比較から、SCGの長周期地震計としての特性も合わせ調査する。現在この目的での観測が東京大学と国立天文台との共同研究として国立天文台・江刺地球潮汐観測施設において既に始められている。昭和基地においても、第33次観測隊がラコステ重力計による潮汐観測を開始しており、また地学定常観測としてSTS地震計も設置されている。昭和に於て、江刺と同様な観測が出来る条件は整っている。

今回の観測目的にとって観測線に昭和基地を含むこと、またフェアバンクスをカウンターパートに持てることは以下の理由で重要である：

(1) 地球潮汐振幅の緯度依存性

地球潮汐の振幅の緯度分布を見ると

潮汐群	振幅の最大値	振幅の節
・長周期潮(Mf)	極	35°
・日周潮	45°	極と赤道
・半日周潮	赤道	極

となっている。このため、日本のような中緯度帯はMf潮汐の観測には非常に不利なのに対し、昭和では充分なS/Nでの観測が期待できる。昭和での日周潮は最大振

幅の70%はあるのに対し、半日潮は10%以下の振幅に減少する。これは、日周潮汐に現れる自由コア章動の影響を見るのにはさして問題がない、一方、12~13時間に固有周期を持っているコアアンダートーンの観測にとって非常に条件が良くなることを意味する。

(2) 昭和とフェアバンクスの地理的配置

昭和とフェアバンクスとは地理的共役点に非常に近い位置関係(約7°のズレ)にある。このため、例えば内核の変位であるSchlichter-modeを検出する上で、一方の重力が大きくなるとき他方では小さくなるという強い拘束条件を解析に与えることができ、検出の信頼度・感度を上げることが出来る。

4. 準備状況

重力計が設置される観測室は第32次隊が建設した。第33次隊では重力計の設置、液体ヘリウムの製造、液の重力計容器への充填、重力計の容器への挿入まで作業が進んだ状態で、容器からの液体ヘリウムの異常蒸発が起き、立ち上げ作業を断念せざるを得なかった。しかし、南極で必要な量の液体ヘリウムを確実に製造できたことは今後の観測にとって大きな成果であった。

今回は33次での経験を踏まえ、重力計・容器の安全輸送に昨年以上の注意を払っている。

具体的には：

- ・予備の容器を用意する、
 - ・特製の防震台を用意する。またこの防震台を実際に'しらせ'に搭載し、事前にその振動吸収特性を調べ、最適重量を求める、
 - ・重力計容器は極地研にて防震台に固定し、以後昭和基地・重力観測室に搬入するまでははずさない、
 - ・接岸点から基地までは、氷上をソリにて充分な時間をかけて運搬する、
- 等の対策や調査を行っている。

南極から持ち帰った重力計を使った立ち上げ訓練を4月、8月の2回水沢で実施した。各々の訓練の後、引続き1~2ヶ月の試験観測を行ったが、良好な潮汐記録が得られている。

おわりに

ここでは観測やハード面を中心に述べてきたが、観測線が狙っている信号の多くが10ngalオーダー以下の現象であり、このオーダーの観測では今まで気が付いていない現象が検出される可能性もある。検出の信頼度を上げる上で(1)解析法の高精度化、(2)日本の観測線でのデータのみならず、世界の観測点で得られたデータのスタッキング、(3)解析法の比較が重要なポイントになる。一方的なデータ交換にならないためにも、国内の研究者の協力の元、高精度解析ソフトの充実を今以上に図っていく必要がある。

STSセンサーの保温箱内の温度変化・外気温変化による不安定性

山本正人・神戸大学理学部地球科学科

1989年の昭和基地でのSTS観測開始以来「シフトノイズ」、「ゼロ点シフト」の発生が継続している。

ここに挙げる「シフトノイズ」とは、主に上下動センサーのBRB、LPL出力において発生するギブス状のノイズのことであり、「ゼロ点シフト」とは各成分のセンサーのゼロ点を保つために必要な電圧が長期的にシフトすることである。

1989年のノイズ発生当初より外気温および地震計室内気温との関連が指摘されてきた。

1991年の観測においては、これまでの観測において判定されていたように、センサー本体の温度により近い保温ボックス内の温度を測定した。

まず「シフトノイズ」については、「シフトノイズ」が発生した時期には外気温が1.2日で千数度低下し、それにともなって保温箱内の温度も数度低下している。これは1990年の観測における外気温との関係と一致している。しかし逆に外気温が急激に低下し、保温箱内の温度が低下しても「シフトノイズ」が発生しない場合もあった。また1990年の観測においては、8月から9月の低温期においては外気温が安定していてもシフトノイズが繰り返されるがあったが、1991年の観測においてはこの時期には気温低下時のような「シフトノイズ」の発生は観測されなかった。

1990年の観測においては、9月以降の外気温上昇時には、外気温の変動にかかわらず「シフトノイズ」が発生しなかった。1991年観測においても同様であった。しかしながら、1991年9月中旬に、地震計室電源ケーブルが断線するという事故が発生した。このため、これ以後観測のための人為的ノイズが発生し、気温変化によるノイズとの判別が必ずかしくなった。よって連続記録としては不完全なものとなってしまった。

つぎに、「ゼロ点シフト」については、観測開始後、停電のため、9月中旬まで、上下動成分、水平南北成分の積算値は、保温箱内温度との間に、高い関連性がみられる。水平東西成分については、積算値自体が、他成分に比べて少ない、安定した状態であるために、保温箱温度との関連は顕著ではない。これらはすべて、1990年の観測と同じ傾向を呈するものである。

ただし、各センサーの温度との関連性の差異が、設置環境の差であるのか、機器固有特性の差であるのかを特定することは、判断基準がなかつた。

これらの、ノイズの対策としては、地震計室全体を恒温状態に保つことが、最善の策としてあげられる。しかし、現状の地震計室をヒーター等で加熱することは誠木等の別の問題をひき起こしかねない。したがって、簡便な方法としては、保温箱内のヒーターの出力を強化し、保温箱内温度を常温に保つことが考えられる。

また、各成分のセンサーのノイズ発生の連いの原因追求の手段として、センサーの設置位置を変更することも考えられる。

さらに、設置する温度センサーの数を増やし、より詳しい温度変化を記録することも必要であると思われる。

南極の地震観測網

神沼克伊 (国立極地研究所)

1 はじめに

南極大陸の地震観測網は国際地球観測年 (IGY) に際し設置された。南極点、SANAE、Byrd、Mawson、Byrd、Dumont D'Urville、Scottの各基地には世界標準地震計が設置された。東南極の昭和基地、Mirny、Novolazarevskaya、西南極のアルゼンチン島 (イギリス・ファラデー基地) にも地震計が置かれ、観測が続けられた。Byrdを除く各基地は今日まで、観測が続けられている。

地球上の地震観測網が充実した結果、震源決定精度が向上し、それまで地震分布が帯状になっていたのが、線状に分布することが明らかになり、その結果はプレートテクトニクス論、特にプレートの構造や運動に対し、大きな貢献があった。震源決定が精度よくされるようになると、地下構造の情報に対する精度も向上した。

現在の固体地球物理学では、地球内部構造の研究のために、より充実した地震観測網が要求されている。その国際的な協力として「グローバル地震学」の重要性が叫ばれ、1986年「広域デジタル地震観測網連合」(FDSN: Federation Digital Seismic Networks) が国際測地学地球物理学連合 (IUGG) の下部機構として作られた。南極研究科学委員会 (SCAR) の固体地球物理学作業委員会 (WG/SEG) でも、このグローバル地震学推進の検討を重ねている。その一つとして、1990年のSCAR総会の折に開かれたWG/SEGでは、南極の地震観測網の現状を調べることになり、筆者がその任に当たった。1991年の第6回南極地学国際シンポジウム (6th ISAES) で、その序報を行ったが、本報告は、その後に集まった情報を含めたものである。

註：世界標準地震計とは1960年代、アメリカが旧ソ連の地下核実験探知のため自由主義圏内124ヶ所設置した長周期、短周期各3成分を1組にした地震観測システムのことである。

2 南極の地震観測網

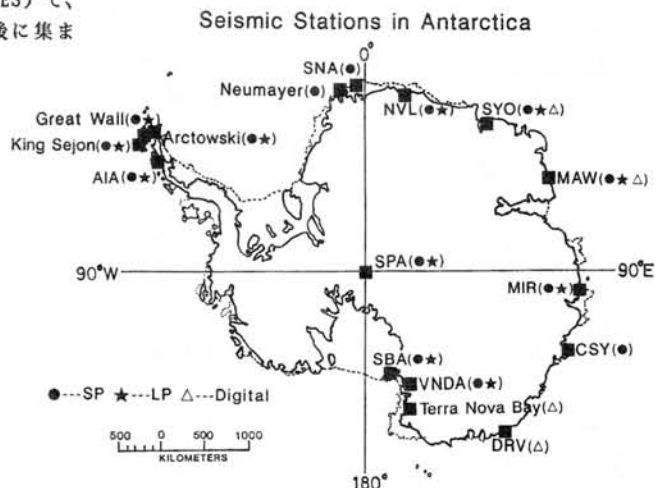
1990年6月に、この調査を実施することが決まり、同年10月にWG/SEGのメンバーを中心に、アンケートを実施した。WGのメンバーと各国の地震担当責任者とは必ずしも同一人でないため、一部の回収が遅れ、1991年9月の6th ISAESでは序報しかできなかった。その後、数ヶ国からの報告が届き、1992年6月のSCAR総会におけるWG/SEGの会合では、ほぼ、全部の情報が集まったと思われる。その概要を図に示した。

現在、南極にある地震観測基地の数は15である。必ずしもその全部が順調に稼働している訳ではないが、少なくとも10点以上の観測点が常時観測を継続しており、全体としてはIGYの頃より、やや増えたといえる。

3 デジタル地震観測網

地球深部の研究に特に有用なデジタル地震観測をしている観測点の数は3~4点である。はっきりしないのは昭和基地のようにアナログを主体にデジタルをテスト観測として実施している点やVAND地震観測点のようにデジタルのテレメータ観測を実施しているが、送信系統の不具合いから、実際には、ほとんどデータがとれていない点があるためである。南極点では1992年からデジタル観測を開始したようであるが、新しい報告はまだ届いていない。

第一図：南極の地震観測網



スカルプスネスの片麻岩類の岩石磁氣的性質

Rock magnetism of the gneissose rocks of the Skarvsnes area, East Antarctica.

中井 睦美・国立極地研究所（東京家政大学附属女子高校）、

Peter Wasilewski・

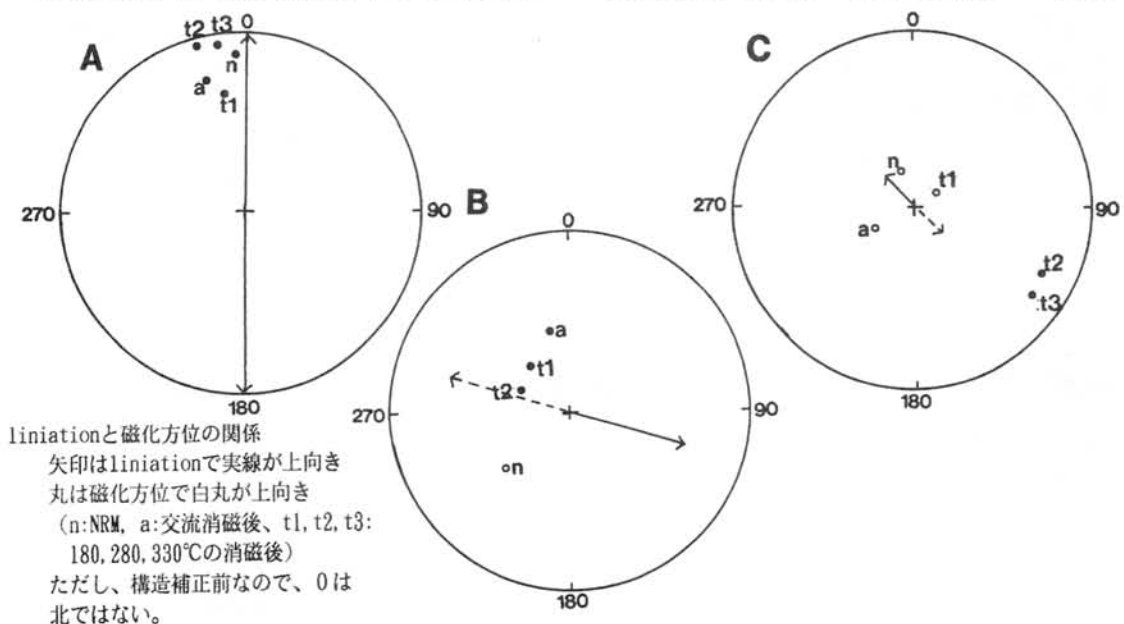
NASA, Goddard Space Flight Center、船木 實・国立極地研究所

東南極大陸昭和基地南方のスカルプスネス（南緯69.5度、東経39.7度）には、主に片麻岩類が分布している。第25次南極地域観測隊の本地域のすりばち池付近で採取した変成岩類の定方位試料（Peter Wasilewskiによる採取）について、古地磁気の測定を行ない、岩石磁氣的な検討を行なったので報告する。

採取した定方位試料のほとんどが片麻岩類で、全部で10Site、約140の定方位試料について、測定を行なった。磁化の強さは、特殊なものを除いて、 $10^{-6} \sim 10^{-7} \text{Am}^2/\text{kg}$ と弱くNRMの磁化方位も非常にばらついており、交流消磁や熱消磁後も全試料で見える限りにおいては磁化方位は集中しない。その一つの原因としては、本地域でえた試料の約半数が1インチ直径のコアの定方位試料のサイズでも、肉眼で明確にわかるfoliationやliniationを持っており、岩石内の強磁性鉱物の磁氣的異方性、又は、強磁性鉱物を含む鉱物の配列による磁化の異方性が磁化方位に何らかの影響をあたえているのではないと思われる。

交流消磁については、5mTづつ段階的に交流磁場をあげて50mTまで消磁テストを行なった結果、すべての試料について、25mTで消磁を行なった。ただし、交流消磁結果では、集中する磁化方位は得られなかったため、次に、室温（およそ30℃）から50℃づつ段階的に温度をあげて680℃まで、熱消磁テストを行ない、その結果、試料によって異なるが、180℃、280℃、330℃で熱消磁し、それらの消磁後の磁化方位のベクトルの方向と、試料を肉眼で観察した時の鉱物のliniationの方向を比較して、磁化方位について検討した。

下図で矢印であらわされているのが鉱物のliniationの方向で、nがNRMの磁化方位、aが交流消磁後の磁化方位、t1が180℃での熱消磁後の磁化方位、t2が280℃の熱消磁後の磁化方位、t3が330℃の熱消磁後の磁化方位である。その結果、Aのように、すべての磁化方位が、liniationと同じ方向に向いているものがあり、こういった試料は、たまたま外部磁場（生成時の地球磁場）の方向とliniationの方向が一致していたか、それと



も、*liniation*の方向に磁化しやすかったかどうかどちらかが考えられ、どちらかはこれだけでは判断できないので、こういった試料の磁化方位は、古地磁気方位としては使用できないと判断する。

Bのタイプは、NRM→a→t1→t2と消磁するに従って、*liniation*の方向に引っ張られていくのがわかる。こういった磁化方位の傾向を持つ試料は、磁化の柔らかい部分を消した初生磁化に近い部分が*liniation*に影響されていると考えられ、初生磁化は外部磁場（生成時の地球磁場）と平行とは考えにくい。そこで、こういった試料の磁化方位についても使えないと判断する。Cのタイプは、NRMは、*liniation*の方向に影響されているが消磁するに従って、*liniation*の方向から外れていく。こういった試料の磁化方位については、初生磁化は地球磁場を反映していた可能性があるかと判断し、古地磁気方位を定める試料として採用した。

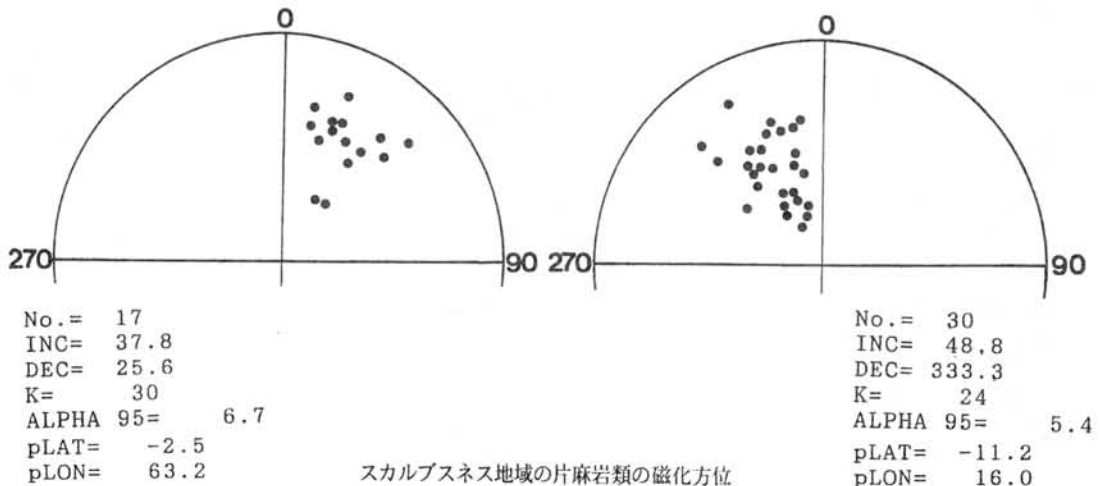
以上のような手順を踏んで、Cタイプの試料と、どの消磁後の磁化方位も*liniation*とかわりなさそうな試料、および、肉眼で見たとき*liniation*の発達していない試料の、t2あるいはt3にあたる熱消磁後の試料の磁化方位を試料採取位置別にしないで、本地域から採取した試料すべてについてまとめると、下図の2つの磁化方位の傾向を示す。

採取した試料のほとんどが片麻岩類であることから、これらの試料の示す磁化方位は、岩石の最終の変成時の時のものである可能性

が強い。スカルプスネスの片麻岩類の年代は、1900Ma, 1100Ma (Shirahata, 1983), 1131 ± 81 Ma (柴田ほか, 1985), 1110 ± 100 Ma, 458 ± 10 Ma, 745Ma (Maegoya *et al.*, 1968), 510 ± 30 Ma (Nicolaysen *et al.*, 1961), 363Ma (Kaneoka *et al.*, 1968)などがあるが、比較的新しい年代を使うとして、本地域の片麻岩類の最終の変成時の年代を458あるいは510Maとして、 Gondwanaの他地域から求めたVGPの軌跡と比較すると、右下の図の示す $pLat$ (古磁極緯度) = 南緯11.2度、 $pLon$ (古磁極経度) = 東経16.6度という値は、他地域のVGPの値とほぼ一致する。従って、右下の図の示す磁化方位はほぼ4~5億年前の変成時の古地磁気方位と考えられる。しかし、左下の磁化方位の示す方向が、どのような意味を持つかは今後の課題である。

また、これらの磁化を担う強磁性鉱物について、反射顕微鏡下で観察したところ、Ilmenite, および、Magnetiteがほとんどであった。また、振動型磁力計を使用して、代表的ないくつかの試料の熱磁化曲線をとったところ、常磁性鉱物に比べて、強磁性鉱物の量は非常に少ないが、強磁性鉱物のかなりの部分がMagnetiteであり、キュリー点は約575°Cであった。

今後は、磁気的な異方性について検討をしながら磁化方位の値と比較し、特に、左下の図の示す偏角25.6度、伏角37.8度の磁化方位が鉱物の異方性によるものか別な意味をもつものかを検討したい。



浅川 真也

(茨城大 理学部、 現在 ㈱ダイヤコンサルタント 物理探査部)

1. はじめに

南極・Ross島内のErebus火山(77°32' S, 167°09' E, 3794m)は現在も噴火を繰り返している南極では数少ない活動的な火山であり、山頂火口内に溶岩湖が10年以上も存在する世界的にも珍しい火山でもある。

Erebus火山では、一日に数回程度の割合でstronborian型の小規模な噴火が繰り返している。

この火山を対象に1980年12月から国際協力によって地震観測を中心とした共同観測が実施され、現在まで続いている。我々は、この共同観測によって得られたデータをもとに、地震数や震源分布を調べ、地震活動の時間的変化を見てきた。この共同観測が実施されている間に、Erebus火山では1984年9月13日に新しい噴火活動が始まり、12月まで続いた。この噴火活動の際には主火口縁から数百m外側まで火山弾を噴出する爆発がたびたび起こっていた。

今までの研究によって、Erebus火山の地震活動について以下の事が分かっている。

2. 地震活動と火山活動

これまでの十年間に渡る研究で、Erebus火山の地震活動は1984年の噴火活動の前後で地震数や震源分布に顕著な違いがあることが指摘されている。観測開始以来、1984年の噴火が始まるまでの期間は、地震数が次第に増加してきてきた。1981年には年平均の日別地震数は18個であったが、1984年1月から7月までの間には平均日別地震数が146個となった。又、これらの地震の震源の分布は、Erebus山を中心としながらもRoss島全体に広がっていた。

しかし、1984年の噴火活動後の1985年には急激に地震数が減り、年平均の日別地震数は、23個となり、その後も地震の少ない年が続いた。1985年以降の震源分布をみると、それ以前は山体を含めRoss島全域に分布していたものが、山頂付近の5~6kmの深さまでの浅い地域にのみ分布するようになった。

この様な観測事実と噴火活動の様子から、KAMINUMA and DIBBLE(1990)は、1981年から1988年までの期間の地震活動について、1984年の噴火活動を期にして、通常期・噴火の前兆期・噴火の時期・静穏期の4つの活動ステージに分けられると報告している。

1989年以降の地震活動については、地震数、震源分布共に噴火後の静穏期と同様の様子を呈しており、地震活動の低い状態が続いていることが分かっている。

噴火活動の前後で、地震数の大きな変化や震源分布の違いがあることは、Erebus火山体付近の地殻の状態が大きく変化したことを示していると推測される。しかしこの噴火に伴う地殻応力場の変化はまだ究明されていない。これは、日本の火山の様に様々な研究観測手法で得られた、豊富で良質なデータの蓄積によ

って、研究調査が進められている状況とは違い、本研究地域は極域であり、自然環境が厳しい等の理由から、多彩な研究方法や良質なデータの取得が困難である事にも一因があると思われる。

本研究では、地震波という限られたデータの内、コード波に着目し、この地域の地殻応力場の変化を探ることを試みた。

3. コード波解析

小さな近地地震のS波コード部分は伝播媒質の不均質によって散乱された地震波が重なりあったものと考えられている。Aki(1969)は、これらの波について、ある密度を持った散乱体を震源や観測点の周りに分布させ、これらからの一次散乱波の重なりあった波であると言うモデル(Single Scattering Model)を提唱した。Sコード波の振幅減衰は、その周辺領域の地下の物性に反映されたものと考えられている。

そこで我々はコード波の減衰を表す量、コードQ⁻¹を使って、Erebus火山周辺の地殻の状態を捉えることが可能ではないかと考えた。

今回の研究目的は、コードQ⁻¹値の時間的変化を調べることによって、'84年の噴火活動の前後で、地震数や震源分布の違いの原因と考えられる地殻応力場の変化を捉えようとする事である。

4. 結果

本研究では、先の4つの活動ステージについて、地震記録より解析可能と思われる地震をそれぞれ21個・11個・12個・10個選り出した。これらの震源位置はステージによって大きな変化は無く山頂から数km以内の深さにある。解析周波数は1Hz, 2Hz, 4Hz, 8Hz, 12Hzとし、それぞれのバンドパスフィルターを通して、解析可能な記録のみQ⁻¹が求められている。

その結果、噴火直前の時期にあたる第二ステージのQ⁻¹値の周波数に対する分布パターンが、他のステージに比べて2Hzで大きく8Hzで小さい傾向があり、周波数依存性が比較的強い傾向が伺える。この傾向は、地殻の状態の変化によって、コード波を構成する各周波数の波の減衰に変化が生じ、Q⁻¹値の各分布パターンに違いが現れたものと示唆される。第二ステージは地震活動も活発化した時期である事からも、この考えは支持されるのではないだろうか。しかし、各活動ステージで得られたQ⁻¹値はばらつきが大きく、その為統計的信頼性の点からは、明確な変化があるとは断言出来ない。信頼性の低さは、解析が出来た地震数が先に選り出した地震より少なく、解析周波数によっても個数は異なる、すなわちデータ数が少ないことにも起因していると思われる。本報告では、信頼性の低さを踏まえた上で今回得られた結果について考察を加える。

海底地震計を用いた ブランズフィル海峡の地下構造探査

島村英紀・塩原 肇・渡辺智毅・A. Guterch

(北海道大学理学部海底地震観測施設・ポーランド科学アカデミー地球物理学研究所)

1

西南極で南極半島と南シェットランド諸島にはさまれる幅150kmほどのブランズフィル (Bransfield) 海峡を舞台にして海底地震観測による国際共同地下構造探査を行なった。実験期間は1990年の末から91年の春にわたった。これはポーランド科学アカデミー地球物理学研究所、北大理学部海底地震観測施設、アルゼンチン国立南極研究所、米国コロンビア大学の共同研究で、南極海における初の海底地震観測であった。私たち日本側の派遣は日本極地研究振興会の多大なお世話になった。

西南極のこの地域の地下構造探査はポーランド科学アカデミー地球物理学研究所が1979-80、1984-85、1987-88年の3回、精力的に行ってきた。しかし、海底地震計がないかぎり陸上にしか地震観測点を置けないという制約から、謎と言われるブランズフィル海峡の詳細な地下構造は解明されないうままであった。

ブランズフィル海峡は、シェットランド海溝からの太平洋プレートの潜り込みが作った背弧海盆だと思われているが、その拡大がすでに止まったのか、止まったとしたらなぜなのか、或は少しずつつながりながらまだ動いているのか、それが全世界的に固体地球物理学の興味を集めている背弧海盆や縁海の形成や成長を研究する上で、重要な鍵を握っているからである。

このため日本側の海底地震計の参加を得て、きめてとなる地下構造探査を行いたいというのが実験の目的であった。私たちが開発した海底地震計は、世界でもっとも観測経路も多く小型だからであろう。海底地震計は日本で地震予知研究に活躍しているほか、最近では毎年、ノルウェーや西独やアイスランドやアゾレス諸島に出かけている。実験には島村、塩原と大学院生の渡辺が参加した。

2

北大理学部からアルゼンチンに空輸された海底地震計はアルゼンチンの砕氷船『イリサール』で南極キングジョージ島のジュバニー南極基地 (アルゼンチン) まで運ばれ、ポーランドが備船した砕氷船『ネプチュニア』に移されて実験が行われた。

ブランズフィル海峡の海底に三本の測線が採られ、その測線上に人工地震の受信器として計10台の海底地震計が設置され、人工地震もそれぞれの測線上で行われた。また、測線の端点にあたる南シェットランド諸島と南極半島の陸上にもポーランド側による臨時の地震観測点が5点に置かれた。陸上はポーランド、アルゼンチン、チリなど各国の基地に寄留したり、テントで自炊する生活である。測線の合計の長さは500kmに及んだ。これらの測線は過去にポーランドが行ってきた測線を補完するように設けられた。

人工地震の震源はダイナマイトで、薬量100kgで計81発の爆破を電気発破による手法で、水深70メートルで行なった。

この夏の海況は異例に悪く、天気待ちにも悩まされた。台風なみの低気圧が次々に襲ってきて強風やブリザードが吹き荒れ、砕氷船は波に翻弄された。海底地震計の設置と回収や人工地震だけではなく、風が強いときには陸上の地震観測点でノイズが高くなって観測できなくなることもあった。しかし実験は遅れたものの、海底地震計とはすべて無事に回収され、人工地震もつつがなく終わった。

3

海底地震計の記録は良好だった。海峡に沿った方向の第20測線では震央距離300km以上でも、爆破の信号を明瞭に記録できた。

記録量が膨大なために、データはまだ解析中だが、海底を覆う堆積層の下、モホ面までの地殻内には3層の層構造が見て取れる。地殻の下部に通常よりも速い速度を持つ層が存在するのが特徴である。

地殻の厚さは、南シェットランド諸島側では30kmあまり、一方南極半島側では40kmあまりだが、ブランズフィル海峡では明らかに薄く、20km前後であることが明らかになりつつある。

また同時に、海底地震計を使って自然地震の観測も行われた。ブランズフィル海峡やその周辺で微少な地震が起きているかどうかは、ブランズフィル海峡の拡大が現在も進行しているかどうかのきめてのひとつになる重要な観測である。陸上の地震観測はまばらな上に遠く、海峡のなかの微小地震を観測することは不可能だからである。

東南極リュッツホルム湾 Rundboksheetta からの堇青石片麻岩の発見。

○川崎智佑 (高知大・教育)、石川正弘 (東北大・理)、本吉洋一 (極地研究所)

第33次南極地域観測 (夏期沿岸地質調査) によって、Rundboksheetta 露岩地域において堇青石を含む2種類の片麻岩 (試料番号RVH-18SAおよびRVH-18CO) を発見したので報告する。

RVH-18SAは堇青石+サフィリン+ザクロ石+斜方輝石+珪線石+黒雲母+斜長石+石英からなり (Table 1)、

RVH-18COは堇青石+ザクロ石+斜方輝石+黒雲母+斜長石+石英 (Table 1) からなる。

Table 1. Selected analyses of minerals in Rundvågshetta garnet-sapphirine rock (RVH-18SA) and garnet-cordierite rock (RVH-18CO).

Phase	RVH-18SA								RVH-18CO				
	gar	opx	pl	sp	mica	sill	sapp	cord	gar	opx	pl	mica	cord
SiO ₂	40.20	51.09	52.79	.04	37.16	36.38	12.54	49.85	39.99	50.74	59.78	36.89	50.37
TiO ₂	.02	.10	.02	n.d.	5.33	.03	.04	.01	n.d.	.06	.02	4.41	n.d.
Al ₂ O ₃	22.00	6.68	28.48	60.20	15.52	59.12	60.75	32.29	21.89	6.47	25.11	15.22	33.22
Cr ₂ O ₃	.05	.19	.01	.44	.13	.15	.30	n.d.	.08	.10	.00	.16	.02
FeO	23.04	16.80	.12	22.45	8.82	.49	7.39	2.50	24.68	18.57	.24	11.66	3.00
MnO	.65	.15	.03	.15	.02	.02	.03	.02	.75	.20	.02	.02	.05
MgO	13.13	25.01	.01	12.30	17.38	.02	16.28	11.52	11.85	24.11	.00	16.02	11.92
CaO	1.28	.06	13.21	n.d.	.00	.01	.01	.72	1.50	.07	7.74	.01	.02
Na ₂ O	n.d.	.01	4.11	.03	.28	.01	.02	.22	.01	.01	6.92	.11	.03
K ₂ O	.01	.01	.06	.02	9.78	.01	.01	.02	.02	.01	.18	10.10	.03
ZnO	n.d.	.06	.02	2.19	.01	.04	.07	.03	.07	.03	.07	.03	.03
Total	100.37	100.17	98.86	97.82	94.41	96.27	97.43	97.19	100.84	100.35	100.07	94.60	98.70

Numbers of Cations for n Oxygens

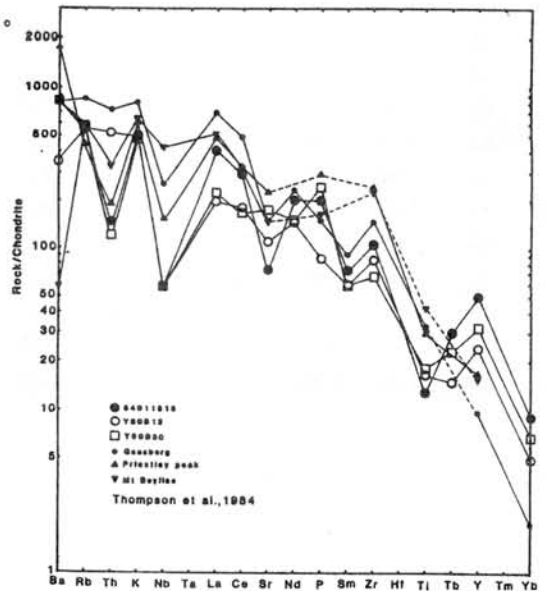
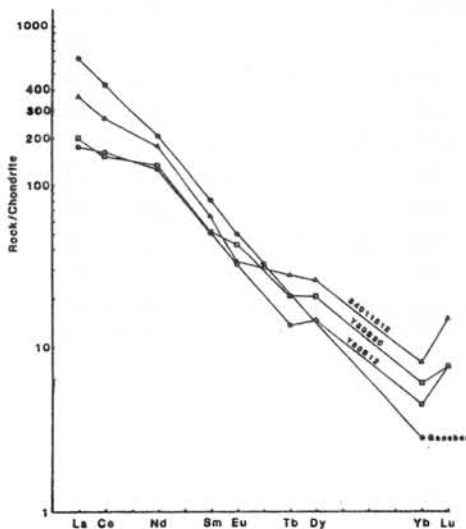
n =	12	6	8	4	22	5	10	18	12	6	8	22	18
Si	3.013	1.847	2.423	.001	5.460	1.022	.767	5.066	3.011	1.847	2.666	5.494	5.040
Ti	.001	.003	.001	---	.589	.001	.002	.001	---	.002	.001	.494	---
Al	1.943	.285	1.540	1.945	2.688	1.957	4.380	3.868	1.942	.277	1.320	2.672	3.917
Cr	.003	.006	.001	.010	.015	.003	.014	---	.005	.003	.000	.019	.001
Fe	1.444	.508	.005	.515	1.083	.012	.378	.212	1.554	.565	.009	1.452	.251
Mn	.041	.005	.001	.004	.002	.000	.002	.002	.048	.006	.001	.002	.005
Mg	1.467	1.348	.001	.503	3.807	.001	1.485	1.746	1.330	1.308	.000	3.556	1.778
Ca	.103	.002	.650	---	.001	.000	.001	.079	.121	.003	.370	.001	.002
Na	---	.001	.366	.002	.073	.000	.002	.043	.002	.001	.599	.030	.006
K	.001	.001	.003	.001	1.833	.000	.001	.003	.002	.000	.010	1.919	.004
Zn	---	.002	.001	.044	.001	.001	.003	.002	.004	.001	.002	.003	.002
Total	8.014	4.006	4.991	3.023	15.552	2.998	7.035	11.022	8.017	4.012	4.977	15.642	11.006

有馬 真 (横浜国立大学)、白石 和行 (極地研)

東クインモードランドの塩基性岩脈は、その産状から4つのタイプに分類される (Shiraishi et al., 1988)。この内タイプ2に属する岩脈からランプロアイト質岩脈が見いだされたので、その地球化学的特徴について報告する。

今回報告する岩脈はすべて貫入母岩と非調和的であるが、それと同程度の変成作用を蒙っており火成岩の組織は残っていない。サンプル 84011313は、Inhovdeに産する Clinopyroxene-hornblende-biotite gneiss、Y80B12とY80B30は、やまと山地B群の Clinopyroxene-biotite gneissで、多量の biotiteと apatiteを含み、K-feldsparを含む事がある。

これら岩脈を構成する変成岩は、高いK2O(7-7.3 wt.%), P2O5(0.9-2.6 wt.%), incompatible元素 (Ba, Rb, Sr, Th, LREE)で特徴づけられ、同時に比較的高いCr, Niと Mg/(Mg+Fe)比を持つ。K/(K+Na)比は0.7-0.8と極端に高い。これらの化学的特徴は、源岩がランプロアイトであることを示している。この"東クインモードランド・ランプロアイト岩脈"は、南極大陸で従来知られているランプロアイト (Gaussberg; 0.056Ma, Mt. Bayliss; 113-130Ma, Priestley Peak; 182Ma)の化学的に類似している。サンプル 84011313からK-Ar全岩分析値 435Maが得られており (白石、他 1990) ランプロアイトの貫入は少なくとも 435Ma以前と考えられる。今回報告するランプロアイトの産出から、東クインモードランドから Gaussbergにかけて数回のランプロアイトの活動があった事が明らかになった。Gaussbergのランプロアイトは、現在まで知られている中で最も新しいランプロアイトの活動で、Kerguelen Hot Spotに関係したマントル起源の火成活動と考えられる。東クインモードランドのランプロアイト岩脈は、Hot Spotが東南極で数回にわたり活動した事を示唆している。



Experimental Studies on Syenitic Rocks in the Yamato Mountains, East Antarctica.

Takanobu Oba (Joetsu University of Education)
Kazuyuki Shiraishi (National Institute of Polar research)

The melting relationships of three syenites in the northern part and two syenites in the southern part of the Yamato Mountains were determined at temperature range of 650-900 °C under water pressure of 1-3 kbar and oxygen fugacities of the FMQ buffer. In this paper we define the pressure of the solidification of syenitic magma on the basis of the stability field of amphibole.

The syenites used for the present experiment are as follows;

The southern Yamato Mountains:

Y80A556(Y556): K-feldspar porphyritic hornblende bearing two-pyroxene quartz syenite,

Y80A557(Y557): Hornblende bearing clinopyroxene-biotite quartz-syenite,

The northern Yamato Mountains:

73120904(Y904): Hornblende bearing clinopyroxene leuco-quartz -syenite,

73120405(Y405): Hornblende clinopyroxene quartz-syenite, and

73120406(Y406): Hornblende quartz -syenite.

Shiraishi *et al.* (1982) reported the petrochemical and the petrographic features of the syenitic rocks in detail. They are composed of porphyritic K-feldspar (K-fld), plagioclase (Pl), quartz (Qz), biotite (Bt), Ca-amphibole (Ca-Amph) and clinopyroxene (Cpx). Though the syenites consist of the same mineral assemblages, the compositions of amphiboles are different. The composition of amphibole from Y904 is close to edenitic with small amount of richterite molecule. On the other hand, the composition of amphibole in Y405 slightly shifts to Na-tremolite from the composition of amphibole in Y904. In the porphyritic syenites (Y406, Y556 and Y557), the Ca-amphibole is pargasitic hornblende.

With increasing temperature, Pl and Qz disappeared in the lower temperature range than K-fld, Amph, Bt and Cpx at 1 kbar. The solidus temperatures of the syenites (Y556 and Y557) are about 720 °C at 1 kbar. The syenite meltings (Y904, Y405 and Y406) begin at 690 °C, 760 °C and 770 °C, respectively. Amphibole from the syenites (Y556 and Y557) is unstable at 800°C and 2 kbar. Amphibole disappeared at the higher condition of solidus temperatures and 3 kbar. Amphiboles of Y405 and Y406 are stable in the all range of this experimental condition.

In three samples (Y904, Y556 and Y557), solidus of syenite and the stability limit line of amphibole intersect at the lower pressure than 3 kbar. The present experimental results suggest a shallow crustal magma chamber of syenite (probably less than 10 km in depth).

セールロンダーネ山地東部地域の珪灰石

Wollastonite from the eastern Sør Rondane Mountains, Antarctica

浅見正雄(岡山大)・牧本 博(地質調査所)

Masao ASAMI (Okayama Univ.) and Hiroshi MAKIMOTO (Geol. Surv. Japan)

セールロンダーネ東部地域(71°40'–72°15'S, 26°30'–28°E)の基盤岩類は、主として上部角閃岩相～グラニュライト相広域変成岩類からなるが、これらはさらに地域全体を通じてミグマタイト化され、多くの場合、後退的に角閃岩相鉱物組合せを生じている。変成岩類のうち最も卓越する岩石種は黒雲母一角閃石片麻岩で代表される中性岩で、他に塩基性、石灰質、珪質～砂質、泥質、チャーノツカイト質、超苦鉄質の片麻岩類を伴う。本地域の2か所の石灰質岩中に珪灰石が見出される。これらの岩石中には、この地域の変成作用のP–T条件およびその経路を考察する上で重要と考えられる鉱物共生および組織が観察される。

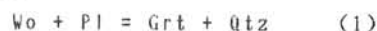
珪灰石は、本地域南部の Eremitten および北部の Austhamaren の石灰珪酸塩片麻岩中に産出する。いずれも同じ露頭内に両輝石片麻岩を伴うので、含珪灰石岩がグラニュライト相変成作用を受けたことは確かである。各岩石は以下の鉱物からなる。

1. Eremitten産(MA88012206): 石英、方解石、柱石(Me78-83)、鉄サーラ輝石、珪灰石、灰長石(An90-95)、ざくろ石(Grs80-87)、くさび石、燐灰石、不透明鉱物。

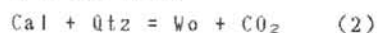
2. Austhamaren産(MA88013009): 単斜輝石、石英、珪灰石、方解石、ざくろ石、くさび石、燐灰石、不透明鉱物。

サンプル1では、ざくろ石を除けば構成鉱物はたいてい粒状である。ざくろ石は、特徴的に珪灰石粒と灰長石・柱石粒との境界部、および灰長石・柱石・珪灰石粒の周囲にフィルム状の結晶および結晶集合体としてのみ産出する。そのため、灰長石と柱石は、珪灰石以外の鉱物とは直接することはあっても、珪灰石とは全く接触関係にない。石英は粒状結晶のほか、ざくろ石結晶に沿ってフィルム状に発達したり、ざくろ石中に包有されること

がある。このような組織から、ざくろ石は二次鉱物であり、ざくろ石形成前に珪灰石は他の鉱物と共存していたと考えられる。ざくろ石の形成は、主に下記の反応によって説明できる。



一方、サンプル2の各鉱物は粒状結晶で互いに接触関係をもっている。両サンプルとも珪灰石、石英、方解石は組織上共存しているので、これら3相は、



の反応上の組合せを表わしている。

反応(1)の平衡温度は、その端成分反応に対してAb₁₀の固溶により約10℃下降し、Adr₁₅の固溶により約10℃上昇する(Huckenholz et al., 1981)ので、サンプル1の場合は反応(1)が事実上端成分反応と同じ温度で起ったとみなせる。この地域のグラニュライト相岩石分布範囲は全域を通じて760–800℃と見積られている。この温度と反応(1)(端成分)の実験結果から、サンプル1について7kb以下のグラニュライト相圧力が推定できる。本地域の北・中部においては、7–8kbのグラニュライト相圧力が見積られている。したがって、Eremittenを含む南部域においては、中・北部に比べグラニュライト相変成時および後退変成時の圧力がいくぶん低かった可能性がある。

田結庄 良昭(神戸大・教育)、高橋裕平(地調)、小山内康人(福教大)、
土屋範芳(東北大・工)

はじめに

東南極セールロンダーネ山地には花崗岩類が広く分布している。この地域の地質発達史を明らかにするうえで、これら花崗岩類のタイプを明らかにし、その産状、記載学的特徴を明らかにすることはきわめて大切である。花崗岩類の化学組成からの花崗岩タイプについてはTainosho et al. (1992)により、放射年代についてはTakahashi et al. (1990, 1991)により報告されているが、その産状、岩石記載学的特徴については十分に報告されてこなかった。本報告では岩石記載学的特徴からセールロンダーネ山地の花崗岩類の特徴を明らかにし、さらにこの地域の地質構造場を検討する基礎資料作成を試みた。

花崗岩類の地質概説

セールロンダーネ山地の花崗岩類は古生代前期のものと同生代後期のものに区分される(Takahashi et al., 1990)。古生代前期の花崗岩類はセールロンダーネ山地全域に点在して広く分布する。これら花崗岩類は母岩の変成岩類との野外関係で調和的に貫入するものと、非調和的に貫入するものに区分される(Takahashi et al., 1991)。調和的なものは片状～片麻状のものが多い。一方、非調和的に貫入するものは塊状～弱片状をなす。同生代後期のものはNils Larsenトータル岩と呼ばれ、Main Shear Zoneの南部に分布し、広域ミロナイト化作用を受けている。化学組成の検討から古生代前期の花崗岩類の多くはAタイプ花崗岩に属し、同生代後期のものはMタイプ花崗岩に属する(Tainosho et al., 1992)。

花崗岩類の記載学的特徴

古生代前期の花崗岩類

Mefjell花崗岩: 中粒～粗粒の輝石角閃石黒雲母花崗岩で、母岩の片麻岩とは明瞭な境界で接し、また片麻岩の片麻構造に平行に貫入している。有色鉱物が層状をなして分布する特徴をもつ。この花崗岩は北部では花崗閃緑岩質～石英閃緑岩質であるが、南部では優白質な花崗岩となる。鉱物容量比では単斜輝石を1.0-1.3%を含むほか、正長石を比較的多く含む。また、スフェーンを0.2-0.5%と著しく多く含む特徴をもつほか、褐廉石も0.2%と多く含む。さらに、鉄鉱も0.4-1.7%と多い。帯磁率は $20-100 \times 10^{-4}$ SIUである。鏡下では角閃石と黒雲母が束状にクロットをなし、さらに、角閃石が単斜輝石起源の無色角閃石と反応する産状がみられる。また、斜長石中にはミルメカイト組織が見られ、このような産状から判断して、この花崗岩は弱い熱変成作用を受けていると判断される。化学組成はZr, Ba, Na, Kが高く、Rb, Y, CaOが少なく、Pearce et al. (1984)のVAG (Volcanic Arc Granite)に属する。Ocean Ridge Granite (ORG)で規格化された化学組成パターンではBaに正の異常をもち、Yに負の異常を有する。Sr同位対比初生値は0.706前後のものも多く、他の花崗岩に比べ高い値をもつ。

Austkampane 花崗岩: 片麻岩中にシート状、小岩株状に産し、いずれも片麻岩の構造に調和的に貫入している。シート状のものは細粒、優白質の両雲母花崗岩で、アプライト質組織を有し、弱い片状組織をもつ。岩株状のものは少量の角閃石(0.3%)を含む黒雲母花崗岩である。白雲母の容量比は0.7-1.9%、黒雲母は0.7-3.7%である。また、ジルコンを比較的多く含み、時にザクロ石がみられる。黒雲母はクロットをなし、微斜長石は石英を多数含み、一部グラフィック組織をなし、弱い熱変成作用を受けた可能性を有する。化学組成はアルカリ、Ga/Al, Y, Zrが高いほか、Fが異常に高く、Baが低い。Pearce et al. (1984)のWPG (Within Plate Granite)に属し、Rbに正の異常を有する化学組成パターンをもつ。

Vikinghogda花崗岩: 細粒片状の黒雲母花崗岩で、片麻岩に調和的に貫入している。その境界はやや不明瞭で、片麻岩の捕獲岩をもつことが多い。黒雲母の容量比は0.8%と少なく、白雲母は1.1%と多い。鉄鉱は0.4%と多い。帯磁率は 200×10^{-4} SIUと高い。アルカリ、Zrがやや低く、W, Coが高い。また、Rbに正の異常、Zrに負の異常を有する化学組成パターンをもつ。

Vengen花崗岩: 片麻岩とは断層(Main Shear Zone)で接する。全体に圧砕作用を強く受けている。そのため、有色鉱物が変質していることが多い。黒雲母の容量比は0.5%、スフェーンは0.2%、不透明鉱物は0.5%、また、白雲母が1.2%と多い。帯磁率は $200-300 \times 10^{-4}$ SIUで磁鉄鉱系に属する。石英は細粒化し、斜長石の累帯構造はみられない。化学組成は K_2O/Na_2O , Rb, Baが高く、Zr, Zn, Fが低くVAG (Volcanic Arc Granite)に属する。

Pingvinane花崗岩: 塊状花崗岩であるが片麻岩との接触部付近ではミグマタイト質となり、片麻岩の構造に調和的に貫入している。粗粒～中粒の角閃石黒雲母花崗岩である。鏡下では角閃石の核部に無色角閃石(容量比0.3%)を含む。また、黒雲母とクロットをなし、一部鉄鉱がふち

どり、一部弱い熱変成作用を受けている。カリ長石は正長石である。また、ジルコンが多いのが特徴である。帯磁率は $3-8 \times 10^{-4}$ SIUと低い。化学組成はBa, F, Zr, NH₄が高く、Sr, K₂O/Na₂Oがやや低く、WPG(Within Plate Granite)に属する。また、Baに正の異常を有する化学組成パターンをもつ。Sr同位対比初生値は0.703と0.706前後とばらつく(Takahashi et al., 1991)。

Lunckeryggen花崗岩: 粗粒の黒雲母および角閃石黒雲母花崗岩と細粒の黒雲母花崗岩からなる。前者が多くを占め、後者は岩脈状に粗粒花崗岩を貫く。粗粒花崗岩は塊状であるが、岩体周縁部では流理構造と思われる片状構造がみられる。これら花崗岩は母岩のNils Larsentonal岩の構造を明瞭に切って貫入している。両者の接触部では花崗岩は優白質となる。角閃石は緑色で、黒雲母と集合をなす。スフェーンは0.5-0.6%、鉄鉱は0.5-0.8%と高い容量比をもつ。また、ジルコンも0.1%と多い。カリ長石が多く、角閃石は少ない。帯磁率は $100-300 \times 10^{-4}$ SIUと高い。細粒花崗岩は両雲母花崗岩で、鉄鉱が多い。また、微斜長石はときに斑晶状となる。化学組成はアルカリ、Ba, Cr, F, Nbが高く、Sr, Yが低くVAG(Volcanic Arc Granite)に属する。また、Rbに正の異常、Zrに負の異常を示す化学組成パターンを示す。Sr同位対比初生値は0.705よりやや高く、他の花崗岩のものより高い値をもつ(Takahashi et al., 1991)。

Dufek花崗岩: 塊状、中～細粒の黒雲母花崗岩であるが、北部では角閃石を含みトータル岩質、南部では片麻岩を多く含む。緑色の黒雲母を含み、大型の微斜長石を有する。また、石英は寄木状で、弱い熱変成作用を受けた可能性がある。大きな特徴として、多量のスフェーン(1.3-1.6%)をもち、また、鉄鉱(0.4-0.9%)やリン灰石(1.3%)も多い。帯磁率は $60-100 \times 10^{-4}$ SIUと中間の値をもつ。化学組成は高いBa, Sr, やや高いW, NH₄, 低いK₂O/Na₂O, やや低いGa/Al, Yで、VAG(Volcanic Arc Granite)に属する。また、Baに正の異常、Zrに負の異常をもつ化学組成パターンをもつ。Sr同位対比初生値は0.704前後で、他の花崗岩に比べ低い値をもつ(Takahashi et al., 1991)。

Rogerstoppane花崗岩: 中粒片麻状の黒雲母花崗岩である。黒雲母は褐色で、石英は細粒化作用を受けており、弱い変形構造が見られる。カリ長石は少なく、角閃石も時に見られる(1%以下)。スフェーンも0.3%以下と含まれる。鉄鉱含有量は低い。その他少量の褐レン石、リン灰を有する。高いF, やや高いGa/Al, 低いSr, Zr, K₂O/Na₂Oで、WPG(Within Plate Granite)に属する。また、Rbに正の異常、Hfに負の異常を有する化学組成パターンをもつ。

その他の小岩体

Romnoes花崗岩: 粗粒の角閃石黒雲母花崗岩で、塊状である。黒雲母が時に束状、一部石英とシンプレクタイト様をなす。角閃石は一部不定形でネットワーク状に産する。カリ長石は正長石で、斜長石は累帯構造がみられない。鉄鉱は多い。

Vesthaugen花崗岩: 花崗閃緑岩から石英閃緑岩と岩相が変化する。角閃石は10%と容量比が多い。また、鉄鉱も最大4%と多いほか、褐レン石も0.1%と多い。

North-Balchen花崗岩: 片麻岩に伴って、シート状に少量産する。片麻状の角閃石黒雲母花崗岩である。角閃石と黒雲母は縞状に産する。微斜長石が多く、石英はモザイク状で変形作用を受けている。鉄鉱は0.4%と比較的多く含まれる。

South-Balchen花崗岩: 片麻岩中にシート状に小規模産する。角閃石と黒雲母が縞状をなして産する。斜長石は累帯構造をもたず、石英はモザイク状で変形構造を有する。

Bautaen花崗岩: 細粒のアプライト組織をなす黒雲母花崗岩である。黒雲母は褐色で、点在する。微斜長石はパーサイト組織の発達が悪い。

Krakken花崗岩: 片麻状の黒雲母花崗岩で、時に白雲母を含む(容量比2.1%)。また、一部の岩相はアクチノ閃石を含む。微斜長石が多く、斜長石は累帯構造をもたない。

原生代後期の花崗岩類

Nils Larsentonal岩: 一般にミロナイト化作用が著しい。そのため、一部後退変成作用を受けている。中～粗粒の黒雲母角閃石トータル岩が多くを占めるが、他に花崗閃緑岩もみられる。レンズ状の捕獲岩を多くもつ。有色鉱物は角閃石が大部分を占め、クロットをなして産する。黒雲母は少ない。カリ長石はほとんどみられない。斜長石は累帯構造を有せず、変形構造がみられる。鉄鉱(容量比0.2-0.3%)は時に角閃石の周囲をふちどる。ジルコン、リン灰石を有する。全体に、弱い熱変成作用を受けている。帯磁率は $10-25 \times 10^{-4}$ SIUと低いが、100以上の高いものもある。低いアルカリ、Rb, Ba, Nb, Y, 高いCa, Co, Ni, Cu, Sr, V含有量を示す。さらに、この岩石はVAG(Volcanic Arc Granite)に属する。化学組成パターンはOmanのOcean Ridge Graniteに類似する。Sr同位対比初生値は0.703前後ときわめて低い値をもつ(Takahashi et al., 1990)。以上の特徴はこのトータル岩がMタイプ花崗岩類であることを示している。

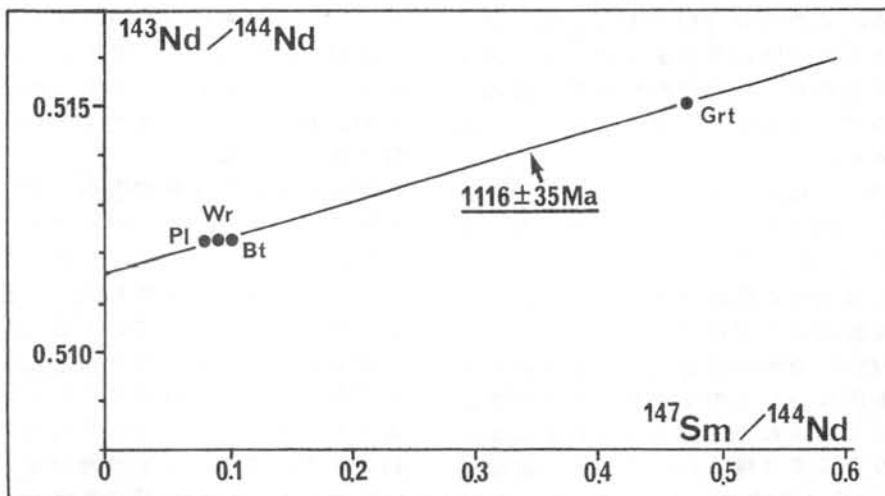
以上、古生代前期の花崗岩類は岩体ごとに特徴をもち、その記載学的特徴はOsanai et al. (1992)により変成岩類の化学組成で区分された地帯区分ごとに異なっている。すなわち、terrainごとに花崗岩類の岩石学的性質が異なっていた可能性がある。また、原生代後期の花崗岩類は古生代前期のものに比べ構造場が全く異なっていたと思われる。

加々美寛雄（岡山大学・地球内部研究センター），白石和行（国立極地研究所）

東南極セールロンダーネ山地，ブラットニーバネ北西端の含ザクロ石花こう岩は，黒雲母-角閃石片麻岩中に進入している。片麻岩の構造に対し部分的には調和的に進入しているが，そのようなところでは花こう岩と片麻岩との境界は明瞭ではなく，花こう岩中の石英はフォリエーションと平行に伸張しているように見える。こうした産状は，この花こう岩が広域変成作用に伴って生じた花こう岩が変成作用末期に進入したものである事を示唆している。花こう岩の構成鉱物はザクロ石，黒雲母，斜長石，カリ長石，石英のほか，鉍石鉱物，ジルコンなどが含まれている。

Sm-Nd 全岩-鉍物（黒雲母，斜長石，ザクロ石）年代は $1116 \pm 35 \text{ Ma}$ (MSWD=0.52)， $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初生値は 0.511618 ± 0.000056 ($\epsilon\text{Nd} = +8.2$) である。この年代はザクロ石によって決定されており，実際に全岩-ザクロ石のみで計算した年代は 1118 Ma である。黒雲母，斜長石はこの 1118 Ma アイソクロンから若干離れたところにプロットされる。また，Rb-Sr 系において全岩，黒雲母，斜長石，ザクロ石が一つの線上にプロットされる事はなく，全岩-斜長石のペアで 560 Ma ，全岩-黒雲母のペアで 496 Ma が求められる。一方，全岩とザクロ石の $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ は 2.93，2.89 と極めて近く，アイソクロン上の両者の傾斜は負となっている。これはザクロ石の Rb, Sr 両含有量が 0.48 ppm と低く，そのため同位体比の測定誤差が若干大きい事に起因している可能性が考えられる。

以上述べた Sm-Nd 年代の 1118 Ma は，この花こう岩の形成年代であると考えられる。この年代は Shiraiishi・Kagami (1992) により同地域のグラニュライトから求められた Sm-Nd 全岩アイソクロン年代， $961 \pm 101 \text{ Ma}$ に近い。一方，花こう岩の Rb-Sr 系による鉍物年代の 560 Ma ， 496 Ma は，グラニュライトの Rb-Sr 鉍物年代の 560 Ma （全岩，角閃石，斜長石）， 490 Ma （全岩，黒雲母）と一致している。これらの年代データは花こう岩，グラニュライトが形成された後，ほぼ同様な熱的歴史をたどった事を示している。



ベリングハウゼン海大陸棚の地層形態

加賀美英雄・城西大学理学部

はじめに、

最近の地震層序学またはシーケンス地層学の著しい進歩により、南極大陸の大陸棚では沖に向かって傾斜する前進平衡層 (Oblique progradational sequence) が保存されており、それらの解析を通じて漸新世 (30Ma) 以来の南極氷床発達史の歴史がたどれる可能が示されてきた。

そこで上記の方法により、ロス海の地震断面とメキシコ湾など中低緯度地方の地震断面を比較検討することが試みられ、世界的な海水準変動は南極の海成氷床の変化によるという考察が行われた (Bartek et al, 1991)。海成氷床は大陸氷河に何らかの形で涵養されているので、その変化は潜在的に南極氷床の量的変化を示すものと考えられている。

1991年9月に、日本で初めての南極地学国際シンポジウムが開催され、ANTOSTRAT のグループの講演が行われたが、それは日頃南極の研究に疎いものにとって大変な刺激となった。

そこで、さっそく手持ちの資料について同様な手法で検討してみることにした。

ベリングハウゼン海の大陸棚地震断面。

本大陸棚において二本の地震探査断面が得られている。これらは1980年度に石油公団の委託事業として石油開発技術センターが行った第一回南極地域石油基礎地質調査の際に得られたもので、筆者にとっても初めての南極経験であった。

測線 TH-80-9 はグラハムランドの Adelaide 島の近くから始まり、コンチネンタルライズで DSDP Site 325 を通過している。また、測線 TH-80-10 は帰りの測線で西側をほぼ平行に走り、大陸斜面の下で終了している。

測線 TH-80-10 の解釈図を示す。この断面は十年以上も前に得たものであり、海面反復振動により信号はほとんどマスクされてしまい地層を読みとる事は難しい。そこで、本地域より約 300km 北にある Larterand Barker (1991)

のグラハムランドの Anvers 島沖の断面 AMG845-08 を参考にして、新しい解釈を試みた次第である。

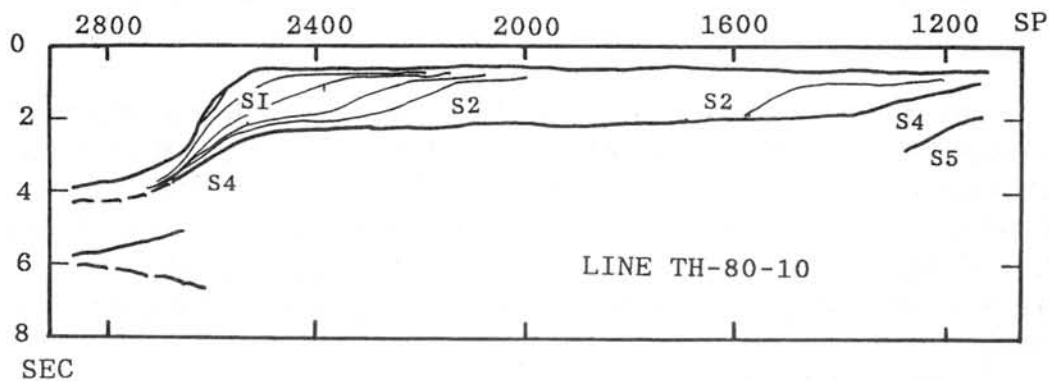
地層形態と大陸棚発達に関する議論。

グラハムランド沖の海洋底は大陸斜面に対してほぼ垂直に走る数多くのトランスフォーム断層によって区分されている。これは南極-フィニック中央海嶺がかって南極半島の下に沈み込んでいたため、南西側ほど時代が古く、北東側の南シエトランド島沖では現在でも海溝が発達している。

本地域は Tula F.Z. と Adelaide F.Z. に挟まれており、地磁気異常 6 (18Ma) とともに新しい番号が大陸斜面の直下にあり、古い番号ほど沖側に分布していることから、海嶺が沈み込んだのは、その時代 (18Ma) と考えられている。

地震断面解釈図の sp1200 付近に見られるように大陸棚の中央部に基盤の隆起が存在している。同様な構造は AMG845-08 測線にも存在し、これは南極半島の大陸棚に見られる特徴とすることができる。地形だけからみると、これと同じものは東南極の大陸棚にもみられるが、単に侵食構造と考えられている。これにたいして西南極のものは明らかに基盤の隆起構造が認められ、これを Mid-shelf high と呼んでいる。そして、活動的縁辺域にみられる Mid-slope high に相当する隆起帯であると解釈されている。

次に、地震断面解釈図から大陸棚を作る地形面に二つあることが明かである。一つは表面に認められる S1a (最終氷期) の grounding ice-sheet により形成された堆積面である。他の一つはやや深いところにある埋没面であるが、明瞭な不整合面として追跡できる。しかし、この面の解釈には S4 の時代論が明瞭でないことから三つの可能性が考えられる。1) S4 の堆積面: S4 の時代を 15-10Ma まで近くにとると、これは汎世界的に前進平衡層を



形成した地層群の堆積面ということになる。15Ma頃に北大西洋深層水が南極圏に湧昇し始め膨大な量の水蒸気を供給するのと一致する。

2) 構造的侵食面：S4の時代を20-15Ma頃とすると、堆積後または堆積中に生じたMid-shelf highを形成した構造的侵食面ということになる。本地域の沖に存在するDSDP Site325の柱状図をみると15-8Maに堆積速度が著しく低い、ほとんどHiatusといえる時期がある。この時は海嶺が海溝に沈み込んで、大陸棚から周辺の海底が一斉に高くなって、無堆積の状態が続いたものとみられる。

3) 次にくるIce-sheet Groundingによる形成：この時代のMajor Ice-sheet GroundingはS2堆積中の4.8Ma (Vailらの4.2Ma) と考えられる。埋没平坦面を覆っているのが主にS2層であることから、この可能性を否定できない。また、この考えは1)説を間接的に援護することになっている。DSDP Site325をみると3-4Maに15cm/1000yrと極めて早い堆積速度を示

す時期があり、S2 Grounding説を支持しているように見える。また、この時期の堆積物は粗粒相であり、最終氷期より粗粒であるという説もある。

まとめ。

ベリングハウゼン海の地震探査断面を解釈した。その結果、次のような情報を得ることができた。

- 1) S4で示される地層は15-7Maの期間の主要な前進平衡シークエンスで構成されている。
- 2) この時期に重なって、海嶺の沈み込みに伴う熱的隆起作用が生じた。
- 3) 5Ma頃の最大海進面はかすかに認められた。
- 4) S2層は5-2.4Maの期間の主要な前進平衡シークエンスで構成されている。
- 5) S1は第四紀の氷床の消長を示しており、前進平衡の地層形態から、南極氷床は最大に発達したものと考えられる。

^{10}Be 年代からみたセール・ロンダーネ山地の氷床変動

森脇喜一（極地研）・西泉邦彦（カリフォルニア大）

セール・ロンダーネ山地の氷食地形やティルの量から、東南極氷床は更新世になって寒冷氷床になったと推定された（森脇・平川、1992）。ここでは ^{10}Be 年代からみた氷床変動を論ずる。セール・ロンダーネ山地中央部で採取した岩石サンプル19について、氷床から解放された ^{10}Be 年代測定をおこなった（図1）。 ^{10}Be 年代値とサンプル採取地点の標高を、中央部山地の模式地形断面にプロットして氷床変化を推定した（図2）。ただし、採取地点が氷床に近接するものは標高より氷床からの比高を重視し、模式断面の氷床からの比高として表した。

^{10}Be 年代は、山地が氷床から解放されたminimumの年代が示される。セール・ロンダーネ山地の最も古いその年代は400万年以前、最も若いそれは3.6万年前と測定されたが、ほぼ100万年前には山地の大部分は氷床から現れており、現在の氷床断面と相似の氷床形態であったと推定される。宇宙線照射により岩石の石英中に生産される ^{10}Be （生成率：6.0 atom/g SiO_2 年）や ^{26}Al （36.8 atom/g SiO_2 年）は被爆時間が長いほど増加するが、同時にある半減期をもって減少する。 ^{26}Al の半減期は0.705Maで、 ^{10}Be の半減期1.5Maの約半分である。従って、生産された ^{26}Al または ^{10}Be の濃度(atom/g)に対する測定された $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ の比は、経過時間が長くなるにつれある曲線を描いて減少する。Nishiizumi *et al.* (1991)は、この曲線よりも低い $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 比を示すサンプルは ^{10}Be あるいは ^{26}Al の量で示される解放年代以後、再度氷河に覆われて宇宙線被爆が中断した経歴を持つと判断した。しかし、それ以外は1回の氷河作用しか受けなかったというのではなく、複数回の氷河作用を受けたとしても後の方の氷河作用で氷食されていわば時刻がリセットされたことを意味する。

再度氷河に覆われたとされる範囲は現在の氷床上100m以下、年代は156万年前以後に集中している（図3；図2では複数回の氷河作用を受けたとして示した）。これはまた、現氷床上およそ100m未満の部分は約160万年前以後の氷河に再被覆されたが、その氷河が無能で殆どあるいは全く新たな氷食を行わなかったこと、すなわち更新世以降の氷床が、それまでの侵食力が大きい温暖氷床から寒冷氷床に変化したことを示唆する。この結果は森脇・平川（1992）による地形学的研究の成果と一致する。

図3は、サンプルの露出年と現氷床表面からの比高との関係を氷河流域別に示したものである。ただし、ここには高位にあって露出年も古いサンプルは省略した。これによると、氷床の衰退過程は場所による違いで2つのグループに分類される。1つは山地南の内陸氷のナンセン氷原と山地北部のニーベ氷河流域のグループで、150万年前以降現在まで徐々に氷床表面が低下し、150万年前からの総低下量は50mに満たない。もう1つのグループはそれらの中間の山間において、おそらく氷床は大きく変動しつつも50～100万年前にはなお現氷床表面より100m高い位置にあった。しかし、その後急速に表面高度が低下した。この範囲はHirakawa and Moriwaki (1990)が示したように、内陸氷前縁の氷崖がStage 5以降、後退前進を繰り返した範囲と一致する。これらのグループより顕著に高位にあるTAC-68とTAC-7はセールハウゲンとメニパの山頂部の岩で、かつて氷床表面が高かった時代にそこから地吹雪が運ぶ雪で涵養された氷帽状の局地氷河に覆われていたが、氷床表面の低下につれ雪の供給を絶たれて次第に氷帽は縮小し、約120万年前以後その頂部が露出したとみられる(Hirakawa and Moriwaki, 1990; Moriwaki *et al.*, 1991)。

セールロンダーネ山地の隆起について

Uplift of Sør Rondane Mountains

岩田修二(三重大学)

S. IWATA (Mie Univ.)

1. 問題の所在

セールロンダーネ山地地学調査隊の地形調査の結果、セールロンダーネ山地の過去の氷河地形が明らかになってきた。氷河地形から復元された氷河表面は、古いものほど山地上部の高い位置にある。もしここで、山脈の高度が現在と変わらなかったと考えると、過去の巨大な氷床がしだいに縮小してきたと考えざるを得なくなる。いっぽう、南極氷床史の研究では過去の巨大氷床を否定する考えが認められつつある。南極の山地の隆起の問題は、山脈の地形発達史だけではなく南極氷床史の解明にも重要である。ここではセールロンダーネ山地の隆起がどのようなものであったかについて、まだ必要な情報が得られたというにはほど遠いが、一つのたたき台として検討したい。

2. 前提条件

問題を検討するにあたって次の3点を検討の出発点とした：

- 1) セールロンダーネ山地を含む東南極海岸山地は、ゴンドワナ大陸分裂と関係した大陸縁辺高地(marginal swell)の一つである。つまり、もともと台地状の地形が存在した。
- 2) セールロンダーネ山地を含む地域では、現在、アイソスタシーが成立している。つまり、侵食と氷河荷重による上下変動を考えるだけでよい。
- 3) セールロンダーネ山地は、はじめは起伏の小さな台地状の山地が氷食を受け、その後、選択的線状侵食(selective linear erosion)を受けてきた。つまり、山地の高峰頂上の侵食量は総体的に少ない。

3. 山の高さを決めるもの

以上からセールロンダーネ山地の氷食前の

高さは次の諸項によって決まると考えられる。氷食前の山地の高さ = 現在の高さ - 氷河侵食の荷重除去による隆起量 + 氷河の荷重による沈降量

- ① 現在のセールロンダーネ山地の高さ：最高峰は2,993mで、山頂は2,600-2,800mの定高性を持つ。しかし山頂は氷食(局地氷河の)を受けており、平坦面の遺物は残っていない。
- ② 氷河侵食による荷重除去による隆起：氷食が始まる前の地形は、すでにかなり侵食されていたに違いない。これまで得られている資料をもとに、図1に示した2本の断面(C-D; E-F)について地形断面を描いた(図2)。aは推定した氷食前の地形断面、bはstage4時期(Moriwaki et al., 1991)の断面である。これら二つの断面をもとに平均侵食深を計測した(表1)。山地は東西方向だけではなく南北方向にも侵食されており、その量を東西断面で推定した量の半分と見積もって合計の侵食深とした。山地頂部の侵食量が相対的に少ないとすると、山頂部の隆起量は侵食量にちかくなる。いっぽう、海岸側の低地は全域がareal scouringを受け、侵食された分だけ隆起したと考えると地形表面の高さの変化は少ないと考えられる。
- ③ 氷河の荷重による沈降：ごく大まかにいうと、大陸の上に載っている氷の厚さの約30%が沈降量となる。図2 A-B断面からわかるように、氷厚は山脈の内陸側では2,000-1,500m、北側沿岸側では1,500-1,000mである。したがって氷河の荷重による沈降量は、内陸側で670-500m、北側で500-330mと考えられる。山地中軸部では図2のC-D, E-F断面図から測定すると氷厚は860-900mとな

り、地形侵食深の場合と同じように分量を加えて氷厚とした。したがって、沈降量は390-400m程度と考えられる(表1)。

以上の結果、氷食以前のセールロンダネ山地の高さは2,000m、stage4時代の高さはおよそ2,100mと考えられる。

表1 セールロンダネ山脈中軸部における平均侵食深と平均氷厚

	C-D 断面	南北 加算	合計	E-F 断面	南北 加算	合計
平均侵食深						
a-b	300m	150m	450m	360m	180m	540m
b-現在	520	260	780	540	270	810
a-現在	820	410	1230	900	450	1350
平均氷厚	860	430	1290	900	450	1350
沈下量			390			400

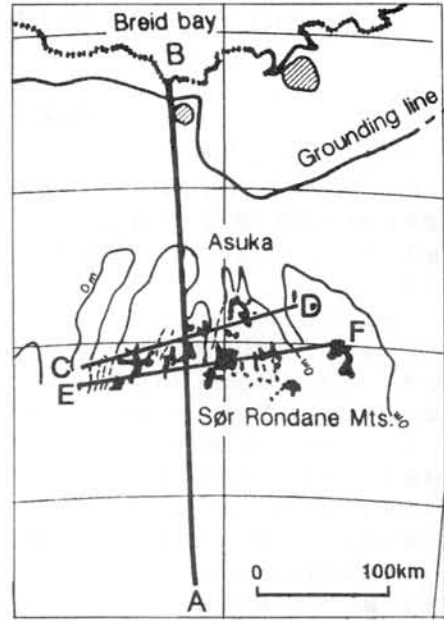


図1 セールロンダネ山地の地形と基盤地形と断面の測線、0m等高線と接地線が示してある。

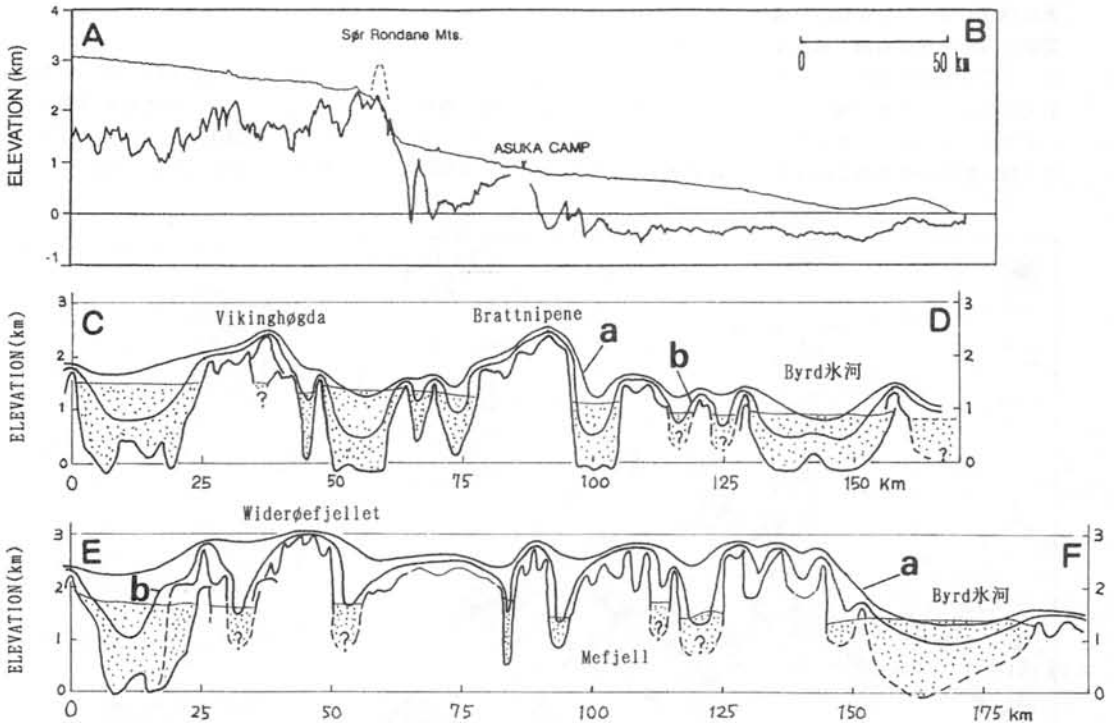


図2 現在の氷床・氷河表面、現在の山地と基盤の地形、過去の推定地形の断面が示してある。C-D断面はKollane-Vesthjelmen、E-F断面はBamsefjell-Balchenfjellaを結んだもの。aは氷食前の地形、bはstage4時期(Moriwaki et al., 1991)の断面を推定して描いた。A-B断面はNishio and Uratsuka (1991)、C-D断面・E-F断面はAutenbour and Declair (1974); Declair et al. (1989)のデータによって作成した。

セールロンダーネ山地における現在の地形変化について (第4報)

松岡憲知 (筑波大)・森脇喜一 (極地研)

JARE-26から28にかけてセールロンダーネ山地中央部に設置した地形実験地 (図1) の大部分は、JARE-32において撤去した。この6年間に得られた測定結果について総括する。

1. 風化・風食

ペンキを塗った岩壁の剥離面積率は年0.5%以下と極めて小さく、崩落した礫も最大10cm程度であった。これは、岩壁表面での凍結融解の繰り返し頻度が年100回前後と高いにもかかわらず、岩石の飽和度が30~40%と低く、凍結破砕が起こりにくいためである。一方、純水または塩の水溶液を含ませた大谷石 (5cm角) 計16個を4~5年間放置したところ、NaClを含む試料は完全に破壊し、 Na_2SO_4 を含む試料に多数のクラックが発生し、 CaSO_4 や純水を含む試料では可視的な破砕が起こらなかった。これは、ある種の塩類が集積する場所では、現在も盛んな塩類風化が生じていることを示す。

高さ1m・厚さ1cmの石綿板と塩化ビニル板をSite BとSite Cに置き、4年間の風食量を調べた。Site Bでは雪原からの雪を含む風が卓越するのに対し、Site Cでは山から吹きおろすからっ風が卓越する。結果は、Site Bの石綿板だけに有意な侵食が生じた。風食は地上1m付近まで及んでいるが、高さ20~45cmに極大がある (図1)。これは、雪粒子の濃度と風速分布の相互作用によるもの

らしい。また、侵食量のプロファイルは、風食によって風衝側の岩壁基部に窪みが形成されることを示すが、蜂の巣状の穴がつけられるとは考えにくい。

2. 凍上・斜面物質移動

Site Bの東向き斜面 (Site B1) だけに、日周期性の凍上が頻繁に (年約50回) 発生した。1回の最大凍上量は3.4mmで、年積算凍上量は20~50mmであった。日中の融解深度 (D) が大きいほど夜間の凍上量 (H) も大きいという傾向があり、有意な凍上は $D > 7$ cm で起こる (図3)。この斜面での物質移動量をひずみプローブを用いて計測したところ、4年間に地表は約5cm下方に移動したことがわかった (図4: B11-13)。この移動量はフロストクリープ公式による積算凍上量からの計算値に近いので、凍上・沈下の繰り返しによるフロストクリープが斜面変形の原因とみなされる。斜面物質の移動限界深度 (約15cm) は、最大融解深度に近い。この斜面では、東側の雪原から常に飛雪が供給されるために、岩屑層の含水比が高くなり ($> 5\%$)、凍上やフロストクリープが起こるらしい。

ところが、Site Bの北向き斜面 (Site B2) やSite Cでは、有意な凍上・斜面変形のいずれも観察されなかった (例えば、図3: B21)。乾燥したこれらの斜面では、融解深度が大きい (最大30~40cm) にもかかわらず、岩屑

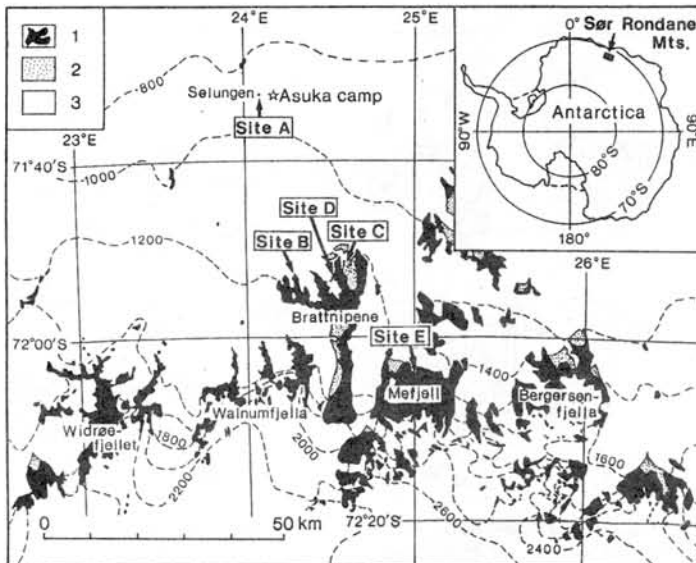


図1 地形実験地の位置
1 = 露岩, 2 = モレーン原, 3 = 氷床。

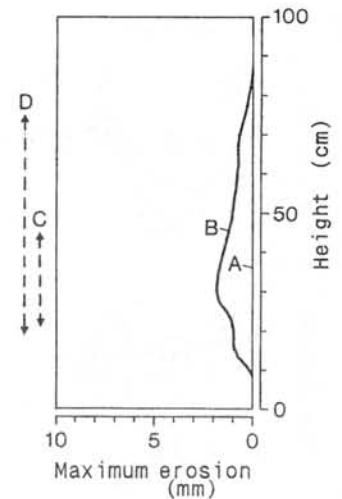


図2 Site B1における石綿板の風食
A = 1987. 1.11, 設置時。
B = 1987.12.31, 最大侵食深。
C = 1988.12.30, 穴の位置。
D = 1990. 3.14, 穴の位置。

層の含水比が小さい (<5%) ために、凍上が発生しないのであろう。また、孤立した小露岩上にあるSite Aの東向き斜面でも、飛雪の供給により岩屑層の含水比は高いものの、7cm以上融解するのがまれであるために、有意な凍上・斜面変形は観察されなかった。

以上の観測結果より、周水河性の斜面物質移動は含水比5%以上の岩屑層が7cm以深まで融解するところで発生するといえる。しかし、セールロンダーネ山地でこの条件をみたす場所は一部に限定されるので、大部分の露岩での周水河性物質移動は極めて遅いと予想される。

3. 水楔の成長

水楔多角形土の発達するSite DとSite Eにおいて、多角形土境界の溝をはさんで鉄杭を打ち込み、4年間の溝の拡大(水楔の成長)を計測したが、有意な成長は認められなかった(表1)。また、溝の中に新しいクラックがほとんど観察されないことも、熱収縮による水楔成長

の不活発さを示唆している。しかし、水楔の頂面は現在の永久凍土面直下にあるので、少なくとも水楔形成終了後に温暖な時期(現在よりも融解深度大)を経験していないといえる。多角形の形態の明瞭さも、地形がさほど古くないことを物語っている。すなわち、すでに形成を終えたとは断定できない。

4. まとめ

セールロンダーネ山地の地形形成作用を決める最大の要因は水分条件である。雪の供給のある斜面や凍結池の周囲など、一部の湿潤な場所では、日周期性の凍結・融解に起因する周水河作用(凍結破砕・フロストクリーブ)が働き、典型的な周水河環境にみられる地形が発達するといえる。しかし、大部分の乾燥した露岩では、砂漠地域と同様な地形形成作用(塩類風化・風による運搬など)が卓越し、周水河地形は発達しにくいといえる。

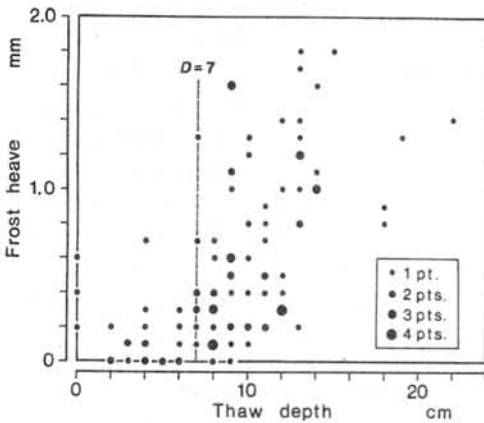


図3 Site B1の岩屑斜面における融解深度とその直後の凍上量との関係。

表1 アイスウェッジの成長量の測定結果

A. Site D: 1987.1.16からの成長量 (mm)

測定点	1988.2.1	1988.12.30	1989.1.25	1991.2.4
1	0	0	-1	-1
2	+1	0	-1	-1
3	+1	+2	-2	-1
4	+1	+1	0	-1
5	-1	-1	-2	-5
6	0	0	-2	-2

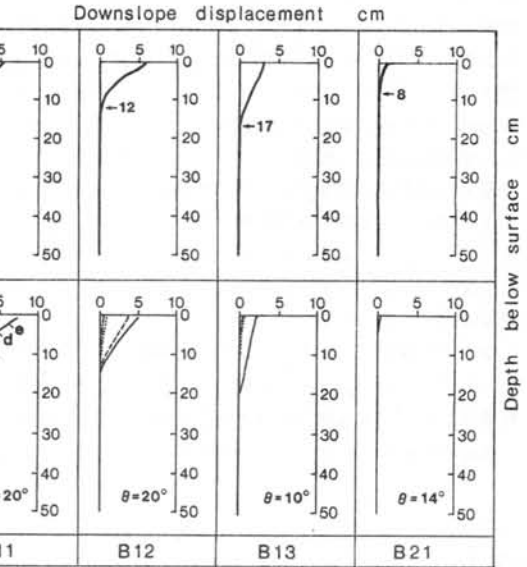


図4 Site Bにおける4年間の岩屑斜面の変形
上は1991.2.3に掘り起こした断面、下は各年のひずみ計測値から推定した断面。
a = 1987.1.11. b = 1987.12.31. c = 1988.12.31.
d = 1990.3.13. e = 1990.2.1.

B. Site E: 1987.1.27からの成長量 (mm)

測定点	1991.1.6
1	0
2	+1
3	-1
4	+1

ジェームズ・ロス島の周氷河地形について

Periglacial features in James Ross Inland

福田正己・曾根敏雄(北大低温研)・下川和夫(札幌大学)・高橋伸幸(北海学園大)

Masami FUKUDA, Toshio SONE (Institute of Low Temp. Sci. Hokkaido Univ.)

Kazuo SHIMOKAWA (Sapporo Univ.) Nobuyuki TAKAHASHI (Hokkaido Univ.)

1 はじめに、南極半島のウェッデル海側にあるジェームズ・ロス島(面積444 km²)は広く氷床が覆うが、島の北東側を中心に約18%の広がりで見られる露岩地域が分布する。その地域では永久凍土が数10mの深さにまで発達している。島の北東部サンタマルタ岬付近では、今まで南極半島部では報告されたことのない特異な周氷河地形の一つである構造土(Stone Pits)が形成されている。その地形の特徴と形成環境について報告する。

2. 露岩地域の気候環境、ジェームズ・ロス島の周氷河気候環境については、通年にわたる気温や地温の観測事例がなかったので、1989-1990年にわたって島の西側(Palisade Nunatak)で長期の気温と地中温度(-80cm深さ)の観測を行った。測定間隔は毎時で410日間にわたっている。まず気温の変動を図1に示す。年平均気温は-9.5℃であり、冬期の最低気温は日平均で-28.3℃、夏期の最高気温は9.7℃であった。また凍結指数は3550℃・日で夏期の融解指数は186℃・日である。こうした気候要素を北極と比較すると、冬期の寒さの度合いは同じ年平均気温地域よりも少なく、逆に夏期の温度が極端に少ないことが分かる。これは融解指数の少なさにも反映している。凍結-融解の繰り返し頻度を次のようにして見積もる。日最高気温が+4℃を超え、また最低気温が-4℃以下になるような変動は図1に示されるように20回以上発生している。しかし、融解指数の少ないことを反映している通り、地盤の融解に寄与する継続した温暖期は少なく、一日の間での気温変動が大きいことが分かる。このため、図2に示すように80cm深さでの温度は年間を通じてマイナスとなっている。推定の活動層深さは60cmである。Harris(1982)によると、上記の気候条件では、Sorted Polygonsが活発に形成される環境にあっている。

3. 構造土の分布と特徴、サンタマルタ岬から北西へ約6km内陸側の、氷床に覆われない緩斜面上には、中生代安山岩質で角礫凝灰岩基盤に由来する角礫が厚く覆っている。斜面は南東向きで、比較的積雪が着きにくく、また上位にある斜面上の雪渓からの融解水が供給されている。この為に斜面堆積物は水分飽和しており、斜面の基底では融解水が小さな水溜まりを形成している。この斜面上には図3に示すようにSorted Stripes、Sorted CirclesそしてStone Pitsに移行する構造土が形成されている。一般に傾斜のきつい斜面では凍結-融解による礫の淘汰過程によって出来上がるのはSorted Stripesである。ここでは、Stripesの幅は、約1mである。その場で土壌断面をとると、細粒な堆積物からなる部分が80cmの幅で広がり、その両わきには幅10cmで深さ40-60cmまで礫が詰まった状態になっている。その部分の様子を図4に示す。傾斜が4度以下になると、筋状になっていた構造土の下方末端が急に狭まり、やがて閉じてしまう。大体斜面のほぼ同じ位置で、StripesからCirclesへの変換が起こっており、そこは斜面の傾斜変換点に一致している。礫が周辺に分布し、中心に細粒部分がやや盛り上がるSorted Circlesの卓越するゾーンは幅が狭く、礫が中心に集まるStone Pitsへ移行する。典型的

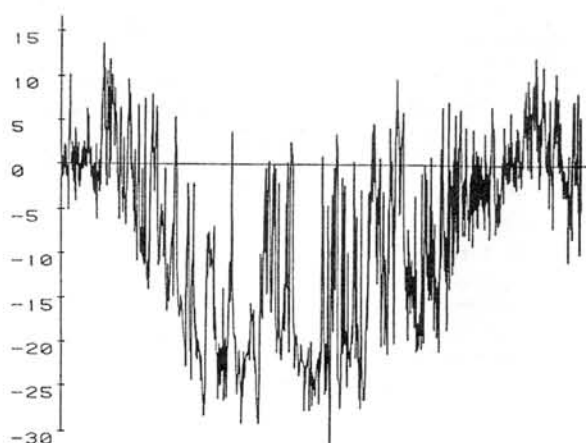


図1 ジェームズ・ロス島での気温変動
(縦軸: 温度(℃) 1990/01/02/-1991/04/03)

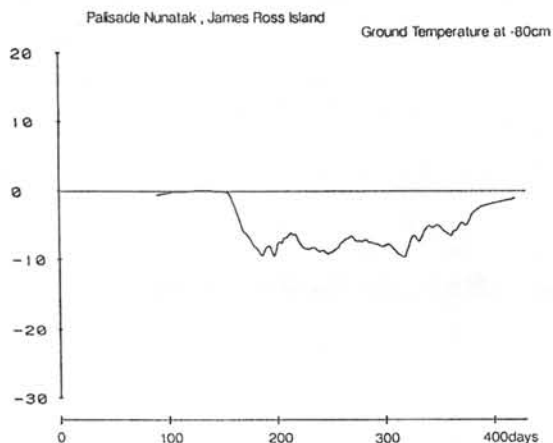


図2 ジェームズ・ロス島での地中温度変動
(縦軸: 温度(℃) 1990/01/02/-1991/04/03)

な Stone Pits を図5に示す。中心部の礫径は10-30 cm程度でまた中心の礫部は60-80 cmである。形状は円-楕円となっており、最大傾斜方向に向かって少し変形する。この部分の土壌断面では、1月中旬の活動層厚さは60 cmで、中心礫部では下方になるにつれて周辺の細粒部が中心にも入り込む。礫部は楔状になっており、深さ60-80 cmで細粒部に入れ替わる。このような Stripes-Circles-Pits という移行する形態を持つ構造土については、中緯度高山帯や北極圏などの周水河地域では観察された事例は皆無である。

4. Stone Pits の形成条件 礫の淘汰によって中心部に細粒物質の集積と周辺部への礫の遍在が生じ、ほぼ円形の構造土-Sorted Circles が形成される。しかし、ジェームズ・ロス島で観察した構造土は、明らかに礫部が中心へ集積し、周辺部に細粒部が集まって構造土の形態を作っている。いわゆる Stone Pits の形となっている。Stone Pits の形成される頻度は極めて少なく、多くの場合は Circles となる。Pits となる場合は、夏の間水が一時的に溜まっている凹地で形成されるという。それは、一時的に溜まった水溜まり (Pond) に、中心に吸い込まれるような対流セルが形成され、このため中心部に礫が集積されるという形成機構が提案されている。一般にはセルの中心からの沸き上がりで周辺に向かう水流があり、このために礫は周辺に移動して Circles になる。今のところ、対流セルが中心部で下降するか、あるいは上昇するかで Circles と Pits の違いを生み出すものと考えている。ジェームズ・ロス島での事例では、融雪水が一時的に貯水される環境にあること、土壌の凍結-融解深さが40-60 cmで、礫の淘汰の及んでいる深さに一致することなどから、Stone Pits が現在の環境で形成されたものと考えられる。

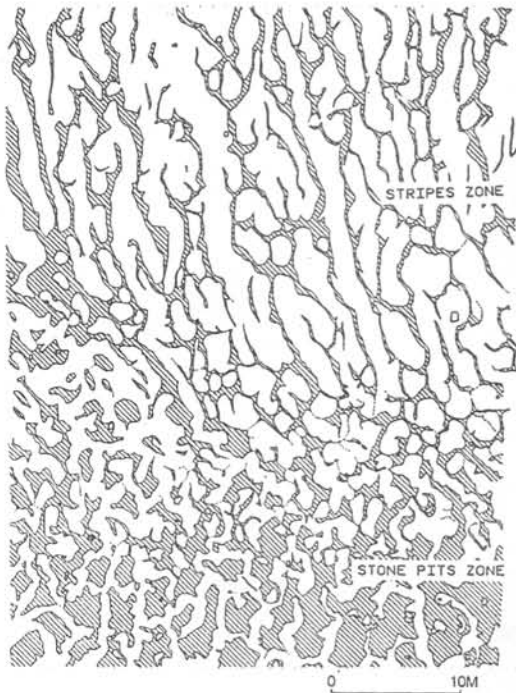


図3 構造土の平面形態
(図上が斜面の上部になる)

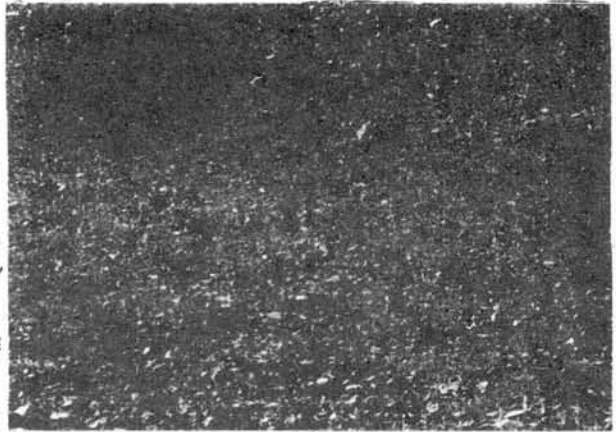


図4 Sorted Stripes



図5 Stone Pits

地学シンポジウムプロシーディングスの発行について

例年と同様に当シンポジウムのプロシーディングスを発行しますので、下記により論文の投稿をお願い致します。

1. 投稿締切日： 1993年3月1日（月）
次回シンポジウム時に合わせて発行するために期日は厳守して下さい。

2. 投稿要領：

論文は刷り上がり10ページ以内とします。この場合、原稿はタイプ用紙ダブルスペースで15枚以内となります。図、表が増えた分、原稿は少なくして下さい。図は2枚で1ページ程度です。プロシーディングスの性格上、発表論文は短くても結構ですから投稿して下さい。短報として扱う場合もあります。投稿されない場合でも英文アブストラクトは提出して下さい。この場合図表は避けて下さい。

3. その他：

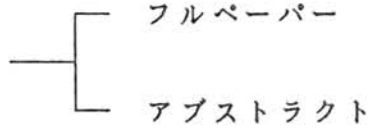
シンポジウムのプログラムをプロシーディングスの末尾に掲載致しますので、シンポジウムで発表される方は、プロシーディングスへの投稿のあるなしに関わらず英文題目とローマ字表記著者名を別紙申し込み書により地学プロシーディングス編集幹事までお知らせ下さい。

4. 投稿先：

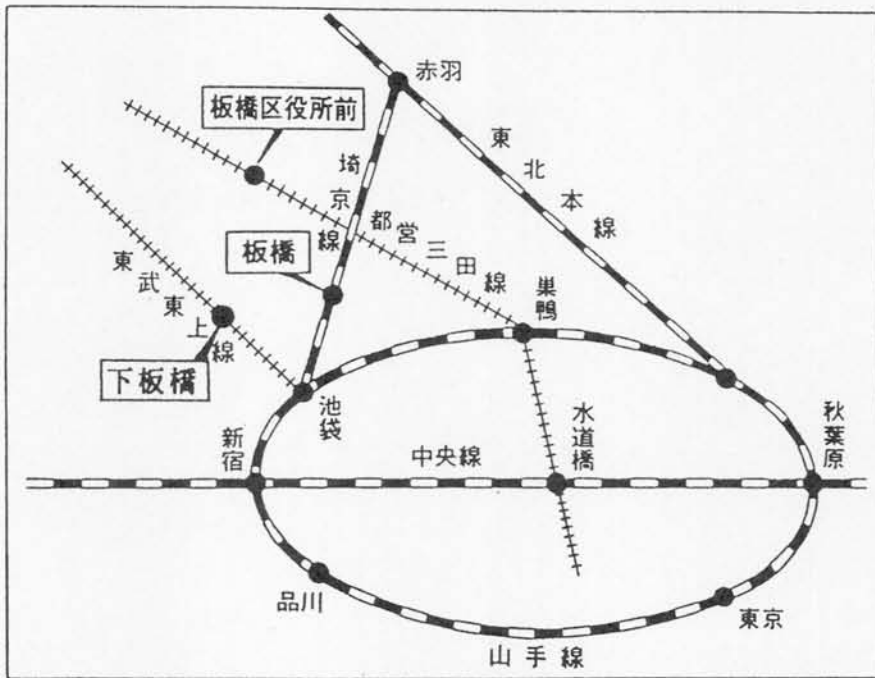
〒173 東京都板橋区加賀1-9-10

国立極地研究所 地学プロシーディングス編集幹事

地学シンポジウムプロシーディングス申し込み書
(発表者は全員ご提出下さい。)

1. 投稿する  フルペーパー
アブストラクト
- 投稿しない
2. 予定論文英文題目 (投稿しない方は発表論文英文題目)
3. 主著者 (英文表記)
氏名: ()
所属: ()
4. 共著者 (英文表記)
氏名: ()
氏名: ()
氏名: ()
氏名: ()
氏名: ()
氏名: ()
5. 連絡先:

案内図



- JR (埼京線) 板橋駅下車徒歩15分
- 地下鉄 (都営三田線) 板橋区役所前下車徒歩10分
- 東武東上線 下板橋駅下車徒歩15分

国立極地研究所
 東京都板橋区加賀1-9-10
 電話 (03) 962-4711

