

南極露岩域の地形形成作用に関する観測と実験：  
展望と今後の課題

松岡 憲知\*

Measurements and Experiments on Geomorphic Processes  
in Antarctic Ice-free Mountains: A Review

Norikazu MATSUOKA\*

**Abstract:** This paper aims to review dynamic approaches to geomorphic processes in the Antarctic ice-free areas, most of which lie in the cold desert zone, and to propose for future research. A variety of methodologies have been used to measure rock weathering, wind erosion, frost heave, slope processes and patterned ground formation. Whereas a number of attempts have been made to quantify rates of erosion or mass movements, difficulties in long-term, continuous monitoring have long militated against understanding of the physical processes that control the rates. Recent progress in automated data logging techniques enables us to acquire data on the timing and cause of geomorphic changes. These data, combined with cosmogenic exposure ages, can be applied to the reconstruction of Late Cenozoic landscape evolution. Experimental techniques should be standardized to promote intersite comparisons of morphogenetic environments.

**要旨:** 寒冷砂漠という特異な気候地形区に属する南極露岩域では、岩石の風化・風食、凍上・斜面物質移動、構造土の変形などの地形形成作用が種々の手法で計測されてきた。しかし、その多くは地形変化の速度の値を求めることが主目的とされ、地温・土壌水分・風速などそれらの地形変化を支配する物理的要因との関連は十分には議論されなかった。最近の長期無人観測機器の進歩により、従来の手動計測では得ることのできなかつた、地形変化の発生時期とそのときの気象・水文条件に関する情報が入手できるようになり、地形変化の物理的機構が定量的に議論されるようになった。宇宙線照射年代法に基づく露岩の露出年代値の増加により、観測結果は地形発達議論にも適用されるようになってきている。今後は、地域間の比較研究を促進するために、同一の手法による観測や標準試料を用いた実験の実施が望まれる。

## 1. はじめに

南極大陸の全面積の2-3%は露岩域、すなわち氷に覆われていない部分で、そこでは露出した基盤岩と、それを覆う風化物質ないしティルやレスなどの未固結堆積物が分布する。この露岩域は地球上で特異な地形形成環境下にある。1年を通じて氷点を超えない気温、乾燥、

---

\*筑波大学地球科学系, Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Tennodai 1-chome, Tsukuba 305.

そして雪氷の存在という条件の組み合わせは他地域にはない特色であり、むしろ火星表面の地形形成環境との共通性さえ指摘されている（例えば、MALIN, 1974; BERKLEY and DRAKE, 1981）。寒冷地域の土壌帯の区分（例えば、TEDROW, 1977）において、polar desert（極地砂漠）のさらに極側に設定された cold desert（極寒砂漠）と呼ばれるこの環境は、一つの気候地形区としても定義することができる。

そこで、南極露岩域での地形形成作用の研究は、気候地形学的に重要な意味を持つ。凍結融解作用に起因する地形景観で特色づけられる周氷河環境は、凍結の起こらなくなる温暖限界、融解の起こらなくなる寒冷限界、水分の不足により凍結の威力が弱まる乾燥限界、そして降雪量過多のために雪氷に地表が隠されてしまう湿潤限界の各限界線に囲まれている。このうち寒冷および乾燥限界付近に位置する南極露岩域での地形形成作用の研究は、周氷河環境の二種の限界を定めるのに有効である (MATSUOKA and MORIWAKI, 1992)。一方、砂漠環境の観点からすれば、亜熱帯や中緯度の内陸・海岸砂漠での地形・土壌形成プロセスとの比較という点で興味深い。南極の低温下での粘土鉱物や塩類の生成過程やそれらの化学反応速度は温暖な砂漠環境とは異なる（例えば、CLARIDGE and CAMPBELL, 1982）し、雪氷や永久凍土の存在は風化、風食あるいは砂丘の形成などにおいて重要な働きをすると予想される（例えば、MIOTKE, 1985）からである。このような寒冷・乾燥条件の組み合わせが、この気候地形区での地形プロセスの種類と速度を支配し、その結果として独特な地形発達系を成立させると考えられている（例えば、平川, 1988）。

南極露岩域での地形形成作用の研究は、主としてこれまで静的なアプローチ、すなわち現地での地形の観察と記載、そして地表を構成する岩石物質の物理的・化学的分析などによって行われてきた。これらの研究に関する詳しいレビュー (TEDROW, 1977; UGOLINI, 1986; CAMPBELL and CLARIDGE, 1987) に示されているように、南極露岩域では塩類風化や風食など物理的な地形形成作用の優位性、そして水の関与する作用の弱さが指摘されている。風化・侵食速度の具体的な数値を得るとともに、その速度を決める要因を解明し、最終的に地形発達の定量的なモデルを構築するには、さらに動的なアプローチ、すなわち地形形成作用に関する野外観測・実験データが不可欠である。しかし、観測には長期間を要することや厳しい気候下での観測の困難さのため、動的な研究はまだ少ないのが現状である。

第26-32次日本南極地域観測隊（1985-1991年）では、セールロンダーネ山地において約5年間の地形形成作用に関する観測・実験が実施された。この期間は、野外用の測器の性能が飛躍的に進歩し、低温下での長期無人観測が可能になった時期でもある。同様な観測は現在昭和基地周辺で継続されており、また今後の南極観測に向けて観測システムの性能向上が推進されている。そこでこの小論では、セールロンダーネ山地をはじめとして、南極大陸とその周囲の島嶼において実施された地形形成作用に関する観測・実験の手法とその成果について概観するとともに、今後の南極での観測の見通しについて述べる。南極地域の地形形成環

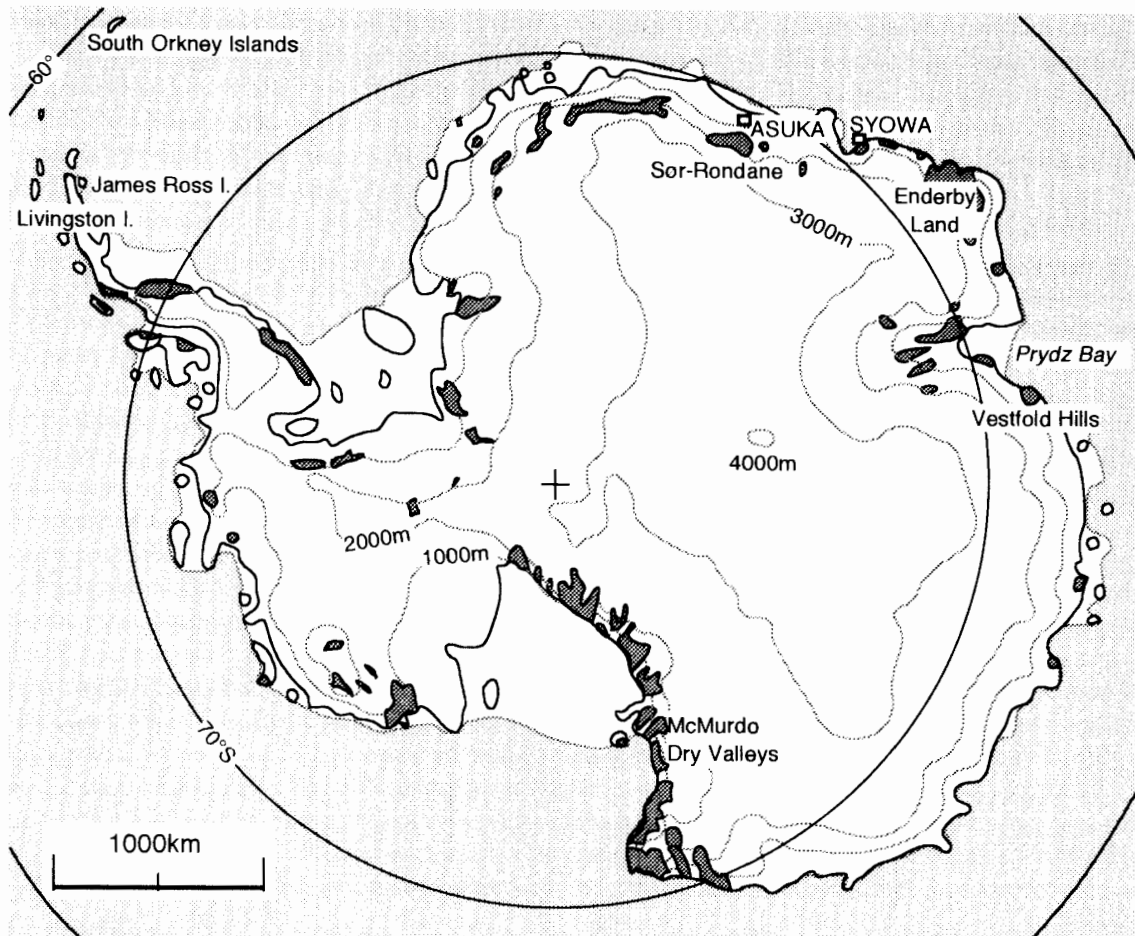


図 1 南極大陸の概念図. 本文中に記載した地域の位置を示す. 白色部が氷床ないし氷棚, 濃い陰をつけた部分が露岩域を表わす. 等高線間隔は 1000 m.

Fig. 1. The map of Antarctica. White represents ice sheet or ice shelf, while dark indicates ice-free areas. Contour interval 1000 m.

境は, 沿岸部と内陸部とはかなり異なっている (例えば, HALL, 1992) ので, この二つの環境を区別して議論を進める. なお, 本文で記載する地域の位置については, 図 1 にまとめて示す.

## 2. 岩盤の削剝

氷床上に露出した岩盤や, 風では容易に運搬されない大きさの礫は, 種々の物理的・化学的風化, あるいは風食を受ける. 風化は岩石を内部から破碎・変質させる働きを指し, 風化物質の風や重力などによる除去については厳密には運搬として扱うべきであるが, 観測においては両者の区分が困難なため, ここでは一括して扱う. 風食には, 風で運ばれる砂や雪氷の粒子が直接岩石に衝突して岩石表面を削る働き (摩耗・剝離) と, 碎屑物 (風化岩屑や氷河堆積物) 表面の細粒物質が風で運搬される働き (デフレーション) とがあるが, ここでは

前者を対象とし、後者は碎屑物の移動の方に含める。また、風化と風食とは同時に同じ岩盤に作用するので、観測で得られる岩盤の削剥量には、両者が含まれる可能性がある。

## 2.1. 風化

沿岸部での岩石の風化に関しては、Kevin HALL が観測・実験を精力的に行っている。彼は現地で採取した岩石を  $5 \times 5 \times 2$  cm の大きさの試料に整形し、再び現地に置いてその重量変化を最長 5 年間にわたって記録した。重量の日変化や季節変化は主として試料の含水量の変化に依存するのにたいし、重量の経年的な減少は試料の破損量の指標となる。サウスオークニー諸島にあるシグニー島での観測では、乾燥—湿潤の日変化が激しく起こることと、凍結—融解期に含水率が増加することが明らかになり、彼は乾湿風化と凍結風化の両者を重要視した (HALL, 1988a)。しかし、5 年間での欠損量は 0.2–0.5% と小さく、風化の進行はかなり遅いと判断された (HALL, 1990)。サウスシェトランド諸島のリビングストーン島では、彼は含水率や岩盤強度・風化皮膜厚を指標とした風化度の岩壁の向きによる違いを調べ、風上側で物理的風化、風下側では融雪水による化学的風化が卓越すると考えた (HALL, 1993a, b)。また、一方で、現地の温度変化を実験室で再現し、現地で採取した岩石試料の凍結融解実験も行った (HALL, 1988b)。ただし、この実験では、岩石内部の温度データが得られたが、岩石の破損はほとんど生じなかった。彼の研究の特色は、できるだけ自然条件に近い観測・実験をめざした点にある。しかし、この手法では、よほど軟弱な岩石でない限り、有意な結果を得るまでに長期間を要し、また室内実験にいたっては、調査地域を変えるたびに実験条件も変えなければならず、普遍性のある結果は得られないという欠点がある。環境条件（岩壁の向き・積雪量など）が風化速度に及ぼす影響を調べるのであれば、現地の風化抵抗性の大きい岩石ではなく、数年間で破碎を生じる抵抗性の小さい標準岩石の使用が有利であろう。

内陸部での岩石の風化に関しては、土壌学者を中心に化学分析等に基づく数多くの研究がなされている（例えば、UGOLINI, 1986; CAMPBELL and CLARIDGE, 1987）が、風化に関する観測・実験については、後述のセールロンダーネ山地での研究以外には、マクマード・ドライヴァレー（以下単にドライヴァレーと称する）での Franz-Dieter MIOTKE による研究があるにすぎない。彼は、岩石の種類や環境条件が異なる場所での夏期の地温を比較し、各物理的・化学的風化作用の効果について議論した (MIOTKE, 1982a)。また、土壌中の温度・水分・塩分濃度の垂直的な変化に基づいて、塩分の移動とその結果の塩類風化の発生過程について言及した (MIOTKE and HODENBERG, 1983)。しかし、彼の観測は風化を引き起こす要因についてのみなされており、風化現象自体は対象にされていない。

セールロンダーネ山地では 2 種類の観測・実験が行われた。第一は、特に岩壁の凍結破碎を対象としたもので、MATSUOKA (1990a) が日本の高山で採用した手法に準じて、 $0.25 \text{ m}^2$  または  $1 \text{ m}^2$  の範囲でペンキを塗布した岩壁からの剥離量と岩石表面の温度とが 4–6 年間にわ

たり調べられた (MATSUOKA *et al.*, 1996). 剝離量の観測は、風化の程度や節理の発達程度が異なる片麻岩ないし閃緑岩からなる岩盤の合計 12 カ所で行われた。観測前に厚さ数 mm の薄片状の鱗脱が認められていたタフォニの内側などでは、観測期間中にわずかな剝離が発生した。しかし、鱗脱や節理の有無にかかわらず、破碎面積率は最大  $0.4\% \text{ yr}^{-1}$  にすぎず、8 カ所の岩盤では可視的な破碎は全く生じなかった。この観測値は、日本の高山やスピッツベルゲン島の類似した強度を持つ岩盤での破碎速度と比較して著しく小さい (MATSUOKA, 1991). 一方、凍結破碎の強さを決める要因の一つである有効凍結融解サイクル数 (MATSUOKA, 1990a) は、年間 100–150 回に達し (図 2), これは他の寒冷地域と比較しても多い方である (MATSUOKA, 1991). この小さい破碎速度の原因は、 $0^{\circ}\text{C}$  を上下する温度変化が発生する時期に、岩石が乾燥しすぎているためと考えられる。実際に、この時期の岩盤の水分飽和度は通常 30–40% にすぎず、室内実験で明らかにされた凍結破碎発生のための臨界飽和度 70–80% (MATSUOKA, 1990b) よりもはるかに低い値であった (MATSUOKA *et al.*, 1996).

第一の実験からは凍結破碎の弱さが指摘されたが、第二の実験では塩類風化の効果が調べられた。風化抵抗度の小さい岩石にあらかじめ塩分を含ませて、現地に長期間暴露させるといふ実験が行われた (MATSUOKA *et al.*, 1996). 試料には一辺 5 cm の立方体に整形された凝灰岩 (大谷石) が使用された。試料にそれぞれ岩塩 ( $\text{NaCl}$ ), テナルダイト ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ), 石こう ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) および蒸留水 ( $\text{H}_2\text{O}$ ) の飽和水溶液を含ませて、4–5 年間の暴露実験が行われ

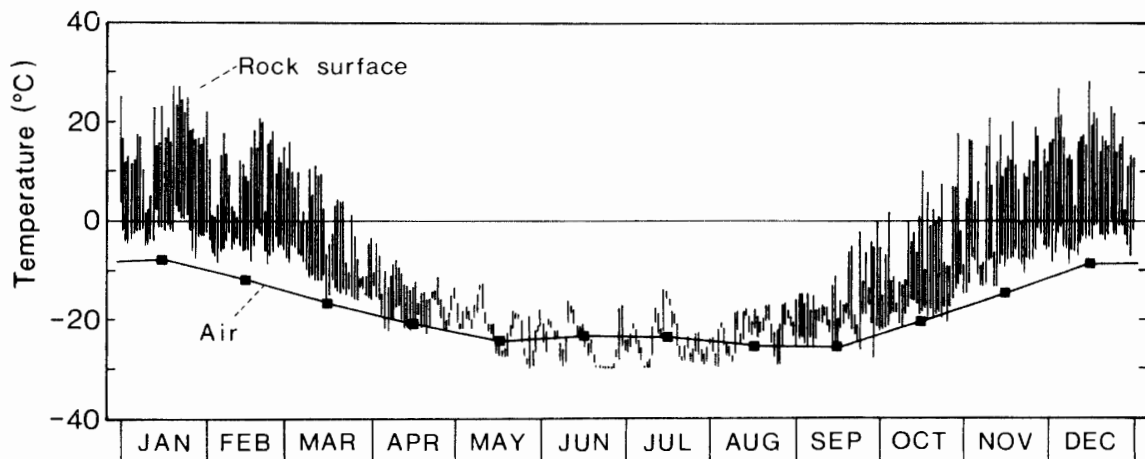


図 2 セールロンダーネ山地における岩壁表面温度と気温の年変化 (MATSUOKA *et al.*, 1996). 岩壁表面温度は北西向きの閃緑岩壁表面での 1986 年のデータで、3 時間間隔での記録値に基づく日変動幅で示す。記録は  $\pm 30^{\circ}\text{C}$  の範囲に限定される。気温はあすか基地 (図 1) での 5 年間 (1987–1991) の月平均値を示す。

Fig. 2. Annual variations in rock and air temperatures in the Sør Rondane Mountains. The rock surface temperatures expressed by daily ranges were recorded in 1986 on a northwest-facing diorite rockwall. Note that records are limited within  $\pm 30^{\circ}\text{C}$ . The air temperatures indicate monthly mean values for 5 years (1987–1991) at Asuka Station (Fig. 1).

た。その結果、岩塩を含む試料は完全に破碎され、テナルダイトを含む試料でも亀裂が発生し角の部分が破損したのに対し、石こうと蒸留水とでは見かけの変化は生じなかった(図3)。これは、湿度の変化に伴って岩塩やテナルダイトの結晶化が繰り返し起こり、岩石の破碎を導いたことを示唆する。蒸留水での結果と比較すると、少なくとも塩分濃度の高い岩石では、凍結破碎よりも塩類風化の効果の方がはるかに大きいといえる。この実験で顕著な破碎を生じた岩塩は、沿岸部の風送塩が供給される区域で集積しやすい。内陸では岩塩は析出しにくい、室内実験(例えば、GOUDIE, 1986)で強力な破壊力を持つと指摘されているテナルダイトや硫酸マグネシウムが各所に析出する(KEYS and WILLIAMS, 1981; MATSUOKA, 1995)。内陸部で最も広範囲に析出する石こうの効力に関しては実験的には証明されていないが、岩石表面の石こうの析出部がしばしば激しく破碎されているという観察事実は、他の塩類に比べて弱いとしても、時間が経過すれば相当の風化を引き起こしうることを示す(MATSUOKA *et al.*, 1996)。

その他の風化作用については、化学的風化に関する研究は多いが、直接的な観測が困難なために、前述のように風化物質の化学分析という静的な手法が採用されている。氷河の後退

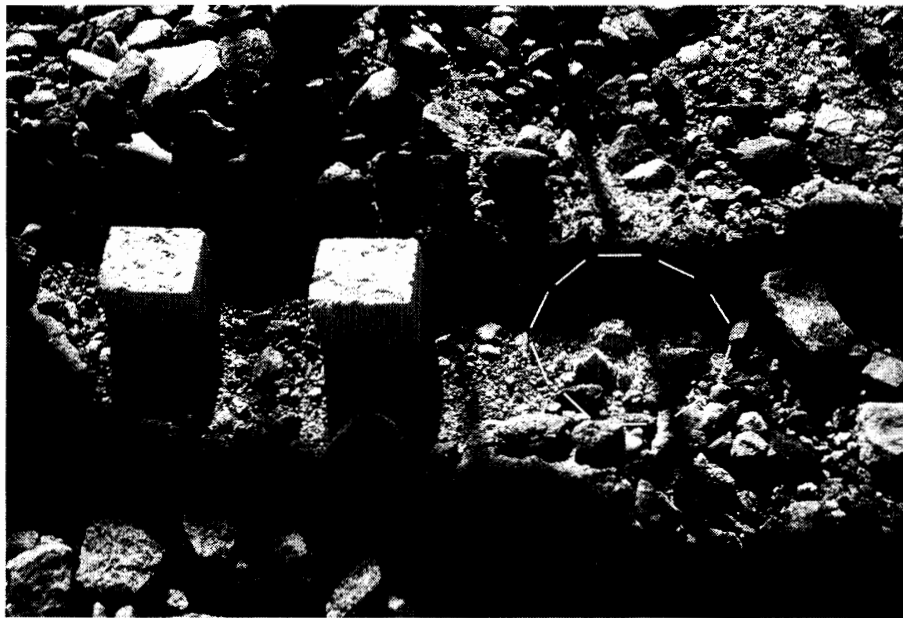


図3 セールロンダーネ山地のモレーン原における塩水を含む凝灰岩(大谷石)の暴露実験。4年間で $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ を含む試料はほとんど破碎を生じなかった(左)のに対し、 $\text{Na}_2\text{SO}_4$ を含む試料では顕著なクラックが発生し(中)、 $\text{NaCl}$ を含む試料は粉々に破碎した(右)。

Fig. 3. Disintegration of tuff blocks ( $5 \times 5 \times 5 \text{ cm}$ ) previously soaked in a salt solution and placed on a moraine field in the Sør Rondane Mountains over a four year period. The block was damaged very little by  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (left), considerably cracked by  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  (center) and completely fragmented by  $\text{NaCl}$  (right, enclosed with the broken circle).

に伴う除荷作用 (MATSUOKA, 1995) や地衣類の成長に伴う岩石の破碎 (FRIEDMANN, 1982) なども指摘されているが、現在のところ観測の対象にはなっていない。

## 2.2. 風食

水分の乏しい南極大陸では、岩盤の削剝における風食の効果が最も重要視されてきた。強風と各地の地表で見受けられる風食礫 (三稜石) の存在が、南極を訪れるあらゆる人に風食の強さを印象づけるのであろう。しかし、具体的な風食速度の測定値はまだ少ない。

風食の研究は乾燥した内陸部で多い。MALIN (1983, 1984, 1985, 1991) はドライヴァレーの砂丘地帯に玄武岩、ドレライトおよび非溶結凝灰岩の円盤状試料 (直径 2.5 cm, 厚さ 0.5 cm) を地上 70 cm までの異なる高さに露出させ、その摩耗量の変化を 5 年間にわたり追跡した。同時に、研磨剤となる飛砂を捕獲し、その量の高度分布を調べた。その結果、地上約 20 cm で摩耗速度が最大になること (図 4)、最初の 1 年間におけるその最大値は玄武岩で  $0.05 \text{ mm yr}^{-1}$ 、ドレライトで  $0.10 \text{ mm yr}^{-1}$ 、凝灰岩で  $3.7 \text{ mm yr}^{-1}$  であることがわかった。ただし、摩

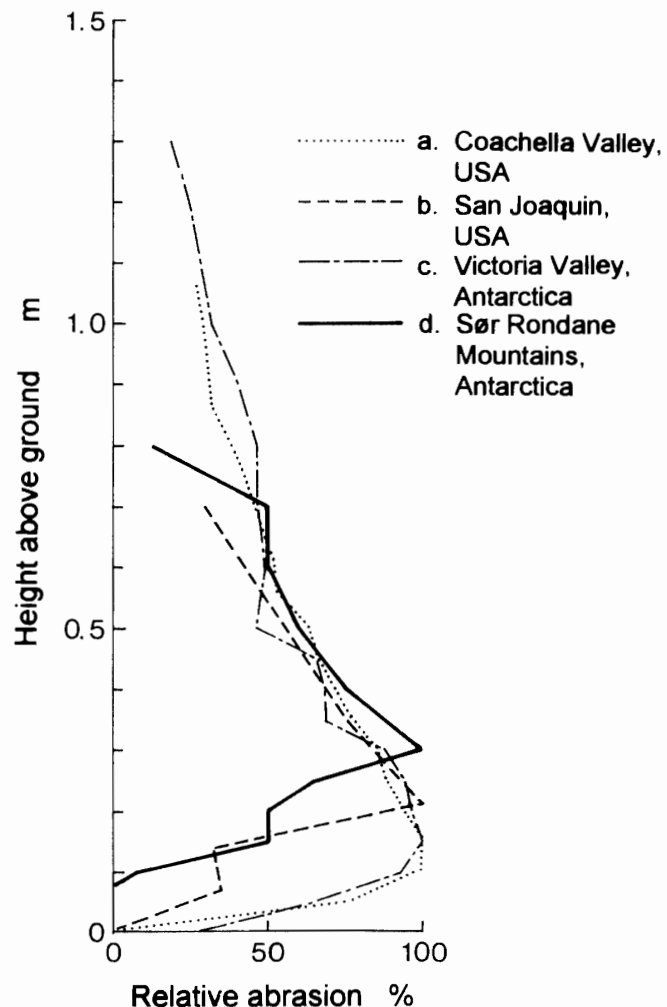


図 4 風食速度の垂直分布. 速度が最大となる高度での値を 100% として表した。雪原に接する場所で観測が行われたセールロンダーネ山地以外は、砂丘地帯での観測結果を示す。

Fig. 4. Vertical velocity profiles of wind erosion, data from various desert environments. The velocity is expressed as percentage of the maximum value. Observations were made in dune fields, except that the experimental site in the Sør Rondane Mountains was adjacent to a snow field. Data sources: (a) SHARP (1980), (b) HALLET, after ANDERSON (1986), (c) MALIN (1985) and (d) MATSUOKA et al. (1996).

耗速度は最初の1年間が最大で、その後の4年間は1/5以下まで低下した。摩耗速度は風速と飛砂量の関数で、躍動 (saltation) する砂粒子が上昇しうる高さまでが侵食されやすく、逆に風速は高度とともに増加するため、結果として摩耗速度がある高さで最大となる (例えば、SUZUKI and TAKAHASHI, 1981; ANDERSON, 1986)。MALIN (1984) が示した風食速度プロファイルは中緯度の砂漠地域における観測結果 (SHARP, 1980; HALLET, after ANDERSON, 1986) に類似する (図4)。なお、氷原域に設置された岩石試料でも砂丘での値の1/4程度の侵食量が観測されており、氷粒子による風食も無視できないことが指摘された (MALIN, 1987)。

MIOTKE (1982b) はドライヴァレーの砂丘地帯での風食礫の形成速度を見積もるために風洞実験を行い、風食速度を  $10^0 \text{ mm yr}^{-1}$  のオーダーと予測し、風食礫は数百年で形成されうると考えた。しかし、現地での測定結果は、強度の著しく小さい凝灰岩を除けば、風洞実験での1/100以下の侵食速度を示しており、風食礫の形成速度はもっと遅いと考えらるべきである (MALIN, 1985)。この食い違いについて、MALIN (1987) は、現地では極めて短時間 (積算して年間数時間程度) の強風の間侵食が起こるため、実験室での値を単純に年間侵食速度に換算するのは不都合であると説明した。

SPATE *et al.* (1995) はプリッツ湾東岸のヴェストフォードヒルズほかの露岩において、水平な岩盤表面の低下量をダイヤル・ゲージを利用したマイクロ・エロージョン・メーターによって測定した。4年間の観測で平均約  $0.02 \text{ mm yr}^{-1}$  という侵食速度が得られた。侵食速度は片麻岩類に比べてドレライトの方がやや小さい。侵食様式としては、個々の鉱物粒子が剥がされるよりも、岩石表面の研磨の方が重要であり、この低下が主として風食によることを示している。測定値は MALIN (1984, 1991) の結果とオーダーとしては近いが、4年間で  $0.1 \text{ mm}$  に満たない低下量の測定値の精度には疑問が残る。さらに長期の観測結果が待たれる。

砂丘地帯では、砂粒子が研磨剤として多量に供給される。しかし、砂丘を欠く露岩では、風食の発生に十分な研磨剤の供給はあるだろうか？この点を考えることを目的とした風食の観測が、砂丘の存在しないセールロンダーネ山地で行われた。MATSUOKA *et al.* (1996) は高さ  $1 \text{ m}$ 、厚さ  $1 \text{ cm}$  の4枚の板で箱を作り、一面を卓越風向に向けて、侵食量を4年間にわたり追跡した (図5)。板の材質には、石綿を石こうで固めたアスベスト板 (モース硬度2前後) と塩化ビニル板 (モース硬度4~5) の2種類が使用された。風上側が広い雪原であるために恒常的な風雪の通り道となる場所では、アスベスト板の風衝側で1年後に最大  $2 \text{ mm}$  の侵食が起こり、2年後には侵食量が部分的に  $1 \text{ cm}$  を超えて穴があいた (図5)。同じ場所の塩化ビニル板では、4年間で風衝側に少々傷が付いたにすぎなかった。一方、降雪時以外には雪の供給がなく、乾いた風が山から吹き下ろすにすぎないモレーン原では、4年間で2種類の板ともに風衝面でさえ有意な侵食は生じなかった。これらの結果は、雪粒子が頻繁に衝突する岩盤では風食が起こりうるが、砂または雪粒子の研磨剤をほとんど含まない風は侵食を起こす能力が極めて低いことを示している。前者は、 $-10 \sim -25^\circ \text{C}$  程度の雪粒子が十分に岩石の風



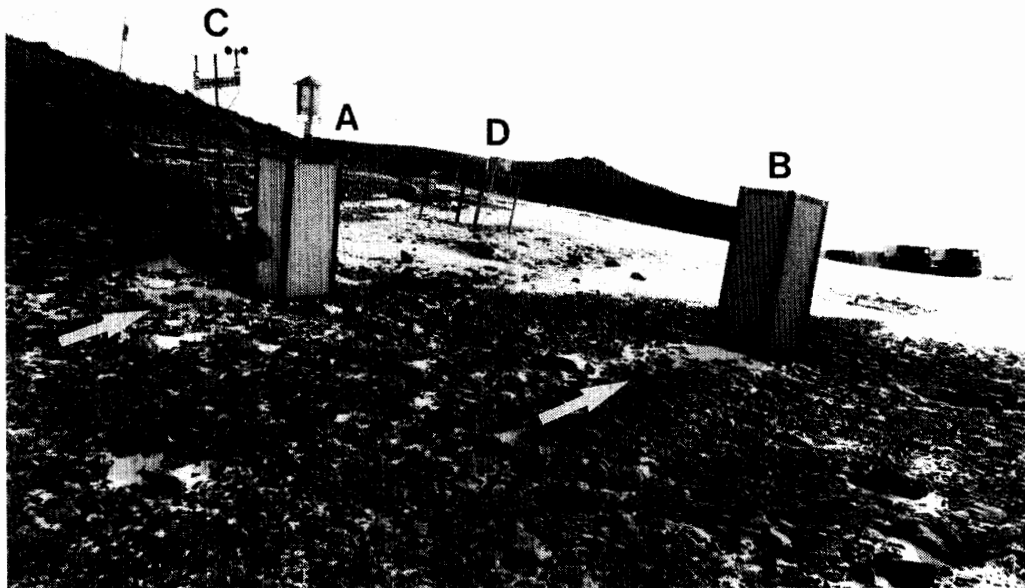


図 5 セールロンダーネ山地の風食および凍結融解作用に関する実験地。強風時には雪を多量に含んだ風が矢印の方向に吹く。A=風食測定箱（アスベスト板）、B=風食測定箱（塩化ビニル板）、C=風向風速計、D=凍上測定装置。測定開始から2年後に、アスベスト板の下方には風食による穴があいた。

Fig. 5. Experiments on wind abrasion and freeze-thaw processes in the Sor Rondane Mountains. After two years, the windward face of the 1-cm thick asbestos board (A) was intensively worn by snow-laden winds to form a hole, while no face of the 1-cm thick PVC board (B) showed visible erosion. Wind speeds were recorded with the anemometer (C) connected to a data logger. The bedstead (D) was used to measure frost heave. The white arrow indicates the prevailing wind direction.

食を起こす衝突力を持つという室内実験結果 (DIETRICH, 1977) とも符合する。ただし、セールロンダーネ山地を構成する岩盤の強度に近い塩化ビニル板では、4年間の観測期間中に可視的な侵食が起こらなかったことから、飛雪の十分な供給がある場所でも、実際の岩盤の風食速度は極めて小さい ( $10^{-2} \text{mm yr}^{-1}$  のオーダーかそれ以下) であろう。ところで、侵食速度が最大となる高度は地上約 30 cm と砂丘地域よりもやや高い位置に表れた (図 4)。これは、砂粒子よりも軽い雪粒子がより高い位置まで躍動しうるためと考えられる (MATSUOKA *et al.*, 1996)。

セールロンダーネ山地においては、雪原に接する露岩以外では、風食礫の大部分が露出時間の長い (100 万年以上) 山地上部に見られる (MATSUOKA *et al.*, 1996)。これは、より細かい碎屑物が風で除去される一方で、地表に長期間残留した抵抗性の高い礫に長期にわたって風食が作用し続けた結果であり、必ずしも風食の激しさを物語るものではない。むしろ、強風という条件があるにもかかわらず、研磨剤としての砂や雪の粒子が不足しているために、風食が極めて遅いことを示しているようである。

### 3. 碎屑物の移動

露岩域で岩盤が地表に直接露出していない部分は、基盤岩の風化岩屑または氷河堆積物などの未固結物質に覆われる。これらの碎屑物からなる地表では様々なプロセスによって物質移動が起こる。南極露岩域での主要なプロセスは、凍結融解作用と風の運搬作用であり、この二つに関する観測は少なくない。その他のプロセスとしては、崩壊・地すべりなどのマスマーブメント、積雪の作用、一部の地域で夏の短期間だけに出現する河川（融氷水流）の作用などがある。しかし、河川作用に関して、ドライヴァレーのオニックス川の河床形や河道形状が流量観測データに基づいて論じられた研究 (SHAW and HEALY, 1980) を除いて、観測・実験は実質的になされていない。

#### 3.1. 凍結融解による物質移動

南極では、土が凍結融解を繰り返すためには、夏の一時期に地表面が $0^{\circ}\text{C}$ 以上に熱せられることが最低限必要である。また、たとえ $0^{\circ}\text{C}$ を上下する温度変化が生じて、水分の乏しい場所では土を凍上させるほどの氷の集積が起こりにくい。このため、沿岸部から気温が $0^{\circ}\text{C}$ を上回ることはない乾燥した内陸部に向かって、凍結融解作用は微弱になり、淘汰構造土やソリフラクション・ロウブなどの典型的な周氷河地形も次第に見られなくなる（例えば、CAMPBELL and CLARIDGE, 1987）。

凍結融解作用に関する観測の大部分も沿岸部でなされている。1960年代に M. J. G. CHAMBERS はシグニー島の淘汰構造土の成因の解明に向けて各種の観測を実施した。島内には、直径約2mの円形土や幅約2mの条線土など大規模な構造土が広く分布する。構造土での物質の動きに関して、彼は2種類の観測・実験を行った。まず、条線土を横切って白色の礫を並べ、16ヵ月後の位置を再測し、条線土表面の細粒部が粗粒部に比べて最大 $15\text{ cm yr}^{-1}$ ほど速く移動することを明らかにした (CHAMBERS, 1966a)。この粗粒部と細粒部との差別的な移動は、測定開始から6年後に彼が再訪問した際にも継続していた (CHAMBERS, 1970)。次に、構造土の形を一度破壊し、その後3年間の形状の変化を写真撮影して比較したところ、細粒部が再び元の位置に発達し始めたことがわかった (CHAMBERS, 1967)。しかし、さらに3年後には形状がむしろ不明瞭になっており、この間の異常な降雨の影響などが推定された (CHAMBERS, 1970)。また、彼は物質移動を生じる原因を調べるために、地温と凍上の観測も実施した。イギリスの観測基地から0.8km離れた地点で、淘汰円形土の粗粒部と細粒部にそれぞれサーミスタセンサーを埋め込み、2年間連続で毎日1回地温を測定した。構造土の成因の一つに、凍結進行の早い粗粒部での膨張が細粒部を圧迫して押し出すという、静水圧 (cryostatic pressure) 説が提唱されているが (例えば、WASHBURN, 1956)、彼の観測では、そのような凍結進行速度の有意な差は生じなかった (CHAMBERS, 1966b)。凍上は、鉄製アング

ルで骨組みを作り、その脚部を地中の基盤岩または永久凍土中に固定して不動にし、地表面に垂直に立てたアルミ棒との相対的な変位として記録された。冬期の始まりの1カ月間の観測では、最大凍上量が約5cmに達すること、一部では不均質な凍上により地表面に最大15°の傾斜が生じ、これは春先の融解時でのソリフラクションの原因になりうることなどがわかった(CHAMBERS, 1967)。これらの一連の詳しい観測は、南極の沿岸部での凍結融解作用の活発さを示すとともに、構造土の成因に関する多くの情報を提供したことで高く評価されている(例えば、FRENCH, 1976)。

シグニー島より寒冷な東南極の沿岸部においても、構造土の活動に関する観測が行われた。ZHANG (1983) はヴェストフォードヒルズの露岩で、直径約3mの淘汰円形土に鉄棒を埋め込み、中心部と周辺部間の水平距離の変化を測定し、凍結期(2月~3月)の外側への膨張と融解期(11月~1月)の内側への収縮を明らかにした。SAWAGAKI (1995) は昭和基地付近の2地点(うち1地点は淘汰円形土の中心部)で、約1年間にわたり凍上と地温を観測した。凍結融解期には、夜間の10cm以浅までの土の凍結に伴って最大4mmの凍上が発生した。また深度70cm以上に達する季節的融解層の再凍結時には最大15mmの凍上が発生したが、これは地表からの凍結進行によるのではなく、永久凍土面から上方への凍結によると説明された。これらの観測は少なくとも構造土が現在活動中であることを示しており、今後この種の詳細な観測を各地で行うことにより、構造土の規模や形態の場所による違いも説明されるようになるであろう。

内陸部での凍結融解作用に関する観測は、今のところ1985/86年夏~1990/91年夏におけるセールロンダーネ山地での例があるにすぎない。ここでは、凍結融解作用が発生する寒冷限界と乾燥限界の二つの臨界条件の解明が主目的とされた。観測項目は凍上・斜面物質移動・地温・土壌水分である。このうち凍上と地温については通年の連続観測がなされた。地温の測定には打点式記録計ないし当時開発されたばかりのデータロガーが利用された。凍上は、前述のCHAMBERS (1967) 同様の鉄製アングル製のフレームに、FAHEY (1973) がロッキー山脈で使用したような回転ドラム式の自動記録計(図6)を取り付けて測定した(MATSUOKA *et al.*, 1988)。この記録方式での分解能はせいぜい0.1mmであるが、観測の最終年度には、ひずみゲージを利用した棒状変位計(図6)がデータロガーに接続できるようになり、0.04mmの分解能での長期自動計測が可能になった(MATSUOKA and MORIWAKI, 1992)。斜面物質移動量の測定には、可塑性のあるチューブを地中に埋めて、数年後に掘り出して変形を調べるといった方式が一般的である(例えば、澤口, 1995)。しかし、この方法では観測期間中の積算移動量が得られるものの、季節変化や年ごとの変化がわからないという欠点がある。そこで、掘り出さずに移動量を調べることのできるひずみプローブ法(WILLIAMS, 1957)による測定を試みた。これは、容易に変形する薄いバネ鋼の両側にひずみゲージを貼り付けて地中に埋めたもので、測定時に地上に出ているケーブルを記録計に接続し、前回の測定時からの移動

量をひずみ値の変化として検出する。ひずみ測定は年1回実施し、観測の最終年度にはプローブを掘り起こして(図7)、ひずみ値からの計算結果と実際の変形量とを比較した(MATSUOKA and MORIWAKI, 1992)。土壌水分については、夏の融解時に何回か土を採取し、

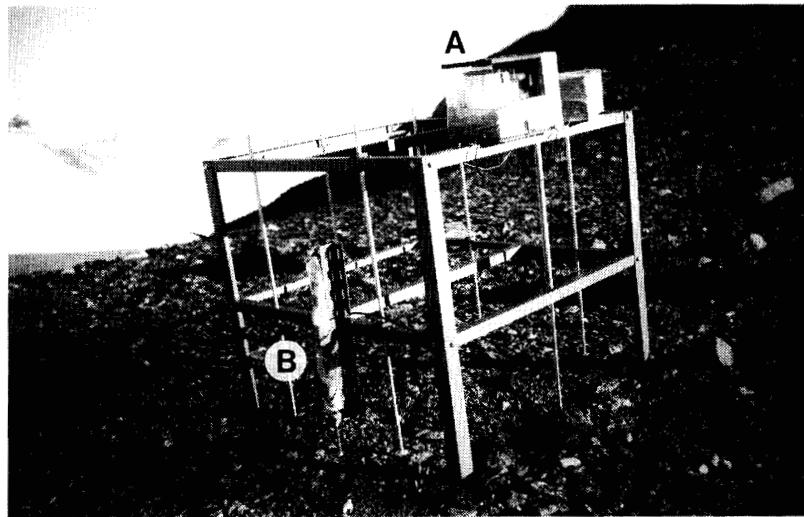


図6 図5の実験地における凍上測定装置。凍上は回転ドラム式自記計(A)とひずみゲージ式棒状変位計(B)によって連続的に記録される。

Fig. 6. The close-up of the bedstead for frost heave recording at the experimental site in Fig. 5. Continuous records were obtained with the heavograph (A) and dilatometer (B) attached to the bedstead.



図7 図6の凍上測定装置付近に埋めたひずみプローブ(B13)の4年間の変形。破線は傾斜 $10^\circ$ の地表面を示す。地表から15cm深までの明色部が活動層で、それ以深の暗色部が凍結層を示す。物質移動は活動層内だけに起こっている。

Fig. 7. Deformation of the strain probe B13 installed near the bedstead in Fig. 6. The broken line indicates the ground surface (slope gradient  $10^\circ$ ). The light-colored diurnal active layer 15 cm thick overlies the dark-colored frozen layer. Soil movement over 4 yr was confined to the active layer.

その重量含水比を測定した。

セールロンダーネ山地での観測結果 (MATSUOKA *et al.*, 1988, 1990; MATSUOKA and MORIWAKI, 1992) は以下のように要約される。この地域では季節的な融解が生じることはなく、11月～翌年2月にかけての高温期に日周期的な融解が頻繁に発生する。融解深度は水分条件に依存し、湿潤地で最大15cm、乾燥地で最大30-40cmであった(図8)。湿潤地では、融解深度が7cmを超えると凍上が発生し、さらに融解深度の増加とともに凍上量も増加し(図8a)、最大3.4mmに達した。融解深度7cm以下では、凍上に十分な水の集積が行われないうちに全層が再凍結するらしい。凍上発生には、融解深度がこの臨界値を超えることに加

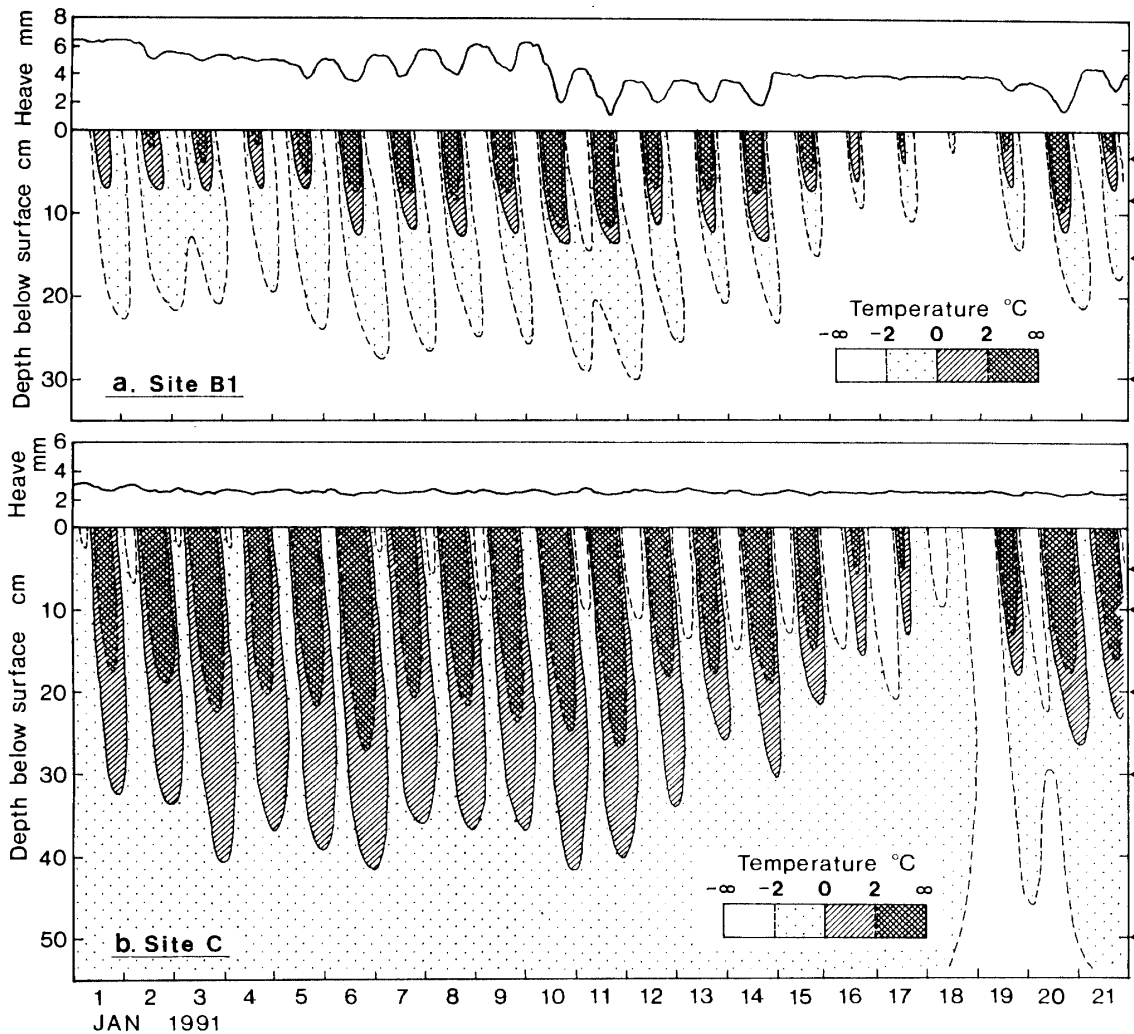


図8 セールロンダーネ山地における1991年夏の凍上と地温 (MATSUOKA and MORIWAKI, 1992)。 (a)は湿潤地、(b)は乾燥地での記録を示す。右端に温度センサーの深度が示されている。

Fig. 8. Diurnal frost heave activities and subsurface isotherms in the Sør Rondane Mountains during the summer of 1991. The upper figure (a) shows data at a wet site and the lower (b) at a dry site. The marks on the right margin indicate the depths of temperature sensors.

え、融解層中の含水比が5%を超える必要がある。このため乾燥地では、融解深度が頻繁に20 cmを超えたにもかかわらず、顕著な凍上は記録されなかった(図8b)。物質移動も凍上—沈下が頻繁に繰り返された湿潤地で大きく、地表での最大移動速度は傾斜20°の斜面で1.5 cm yr<sup>-1</sup>で、移動限界深度は最大融解深度にはほぼ一致した(図9)。乾燥地での移動速度は湿潤地よりも1桁以上小さい。このように湿潤地ではフロストクリープによって表層土が移動することがわかったが、水分条件が臨界値を超える場所は、恒常的にブリザードの通り道にある砂礫斜面や、融解が下の氷核まで及ぶような薄いティルからなる斜面などに限定される。露岩域の大部分を占める乾燥地では、物質移動は数年間の観測では把握できない程度の量であり、極めて遅いと考えられる。この乾燥地での移動に関しては、粒子間の微量な氷晶や塩結晶の形成・融解が長期にわたって作用する「ドライ・ソリフラクション」というプロセス

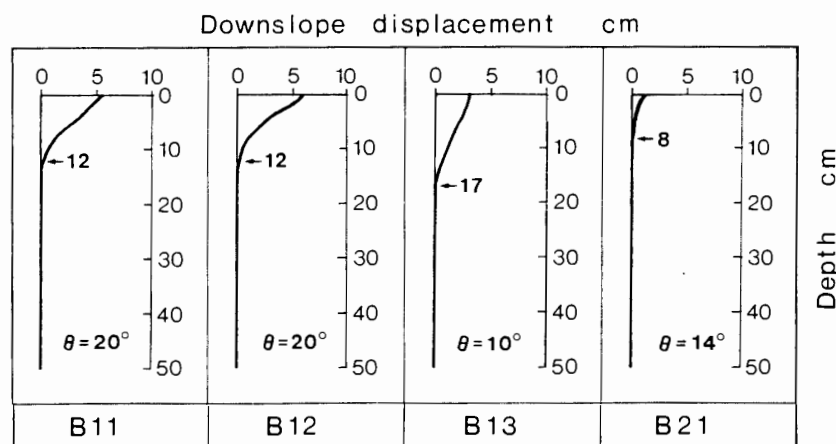


図9 セールロンダーネ山地における4年間の斜面物質移動 (MATSUOKA and MORIWAKI, 1992)。θは斜面傾斜を示す。ひずみプローブB21は乾燥地、それ以外は湿潤地に設置された。ひずみプローブB13の変形は図7の写真に示される。

Fig. 9. Downslope soil movements over 4 yr in the Sør Rondane Mountains. The slope angle  $\theta$  is indicated. The strain probe B21 represents movement at a dry site, the other three probes at a wet site. A photograph of the B13 probe is shown in Fig. 7.

が提唱されている (MIOTKE, 1984)。このような遅い物質移動であっても、他のプロセスが作用しなければ、支配的な地形形成作用となりうるので長期的には無視できないであろう。例えば、乾燥した砂礫斜面の表面に基盤岩の構造を反映する波状模様が見られることがあるが(図10)、これはIWATA (1987)も指摘しているように、基盤岩の風化岩屑が長期にわたり極めてゆっくりと移動した結果とみられる。

### 3.2. 風による運搬

風の運搬作用は、第一に、碎屑物からなる地表面のデフレーションによる低下や、砂丘の移動などのように直接地形を変化させる働きを持つ。また、移動した砂が岩石に衝突して風

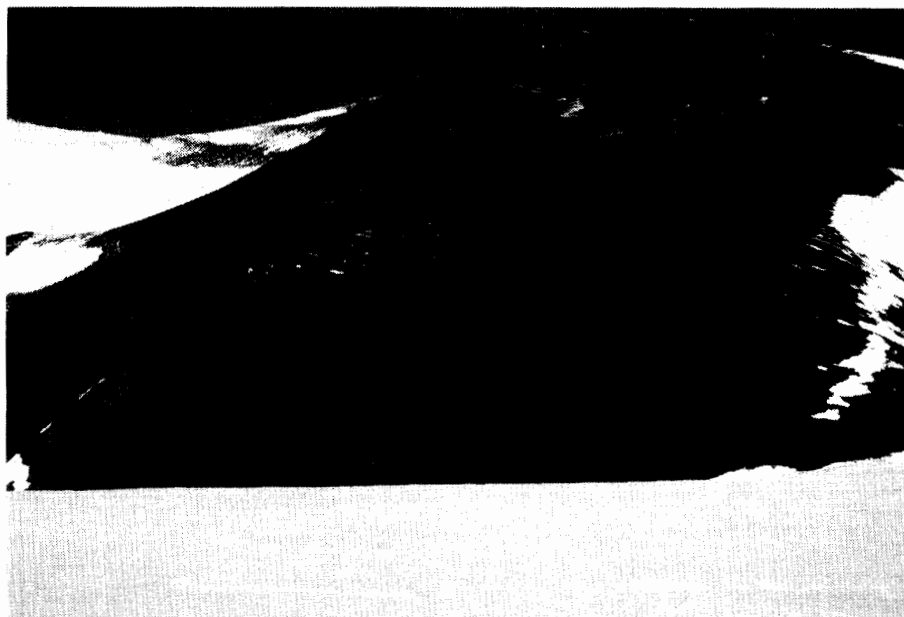


図 10 セールロンダーネ山地バルヌム山の北向き斜面. 斜面下部に波状の縞模様が見られる.  
 Fig. 10. The north slope of Walnumfjella, the Sør Rondane Mountains. The wavy pattern seen on the lower slope indicates very slow mass movements.

食を生じたり、タフォニ内部の風化物質を運ぶことによりタフォニの拡大に寄与するなど、地形変化において二次的な役割を果たすこともある。MIOTKE (1985) は、ドライヴァレーの砂丘上で、砂の移動量と砂丘自体の移動量についての観測を行い、以下の結果を得た。砂の大部分は一つの砂丘上で移動しており、隣接する砂丘へ飛び移る量は少ない。砂丘表面に堆積した雪が融解して砂の乾燥を妨げる場所では砂の移動量は小さい。観測した四つの砂丘は夏の1カ月間に風下側に約5m移動した。この期間の移動速度は、世界各地の砂丘での $5\text{--}50\text{ myr}^{-1}$ という観測値(GOUDIE, 1995, p. 167)に比べて小さくはない。しかし、卓越風向が季節的に変化することや、冬期には凍結した砂の表面での移動速度が押さえられるために、結果的に年間の移動速度はさほど大きくなるようである。デフレーションの速度については、今のところ、測定値は得られていない。

#### 4. その他の地形形成作用

岩盤の削剥と碎屑物の移動のどちらにも属さない作用として、凍土の熱的な収縮に伴う縦割れの発生と、その結果としての不淘汰多角形土の形成(図11)がある。このタイプの構造土は、土石の移動によってつくられる淘汰構造土(円形土や条線土)とは成因が根本的に異なる。縦割れは冬の急速な凍土の冷却に伴って発生するが(LACHENBRUCH, 1962)、夏の融解時に、ある程度の水分が存在する場所では融解水が永久凍土内の割れ目に浸入し氷楔(アイスウェッジ)を成長させる。極めて乾燥した環境下では、水分の代わりに砂が浸入しサンド

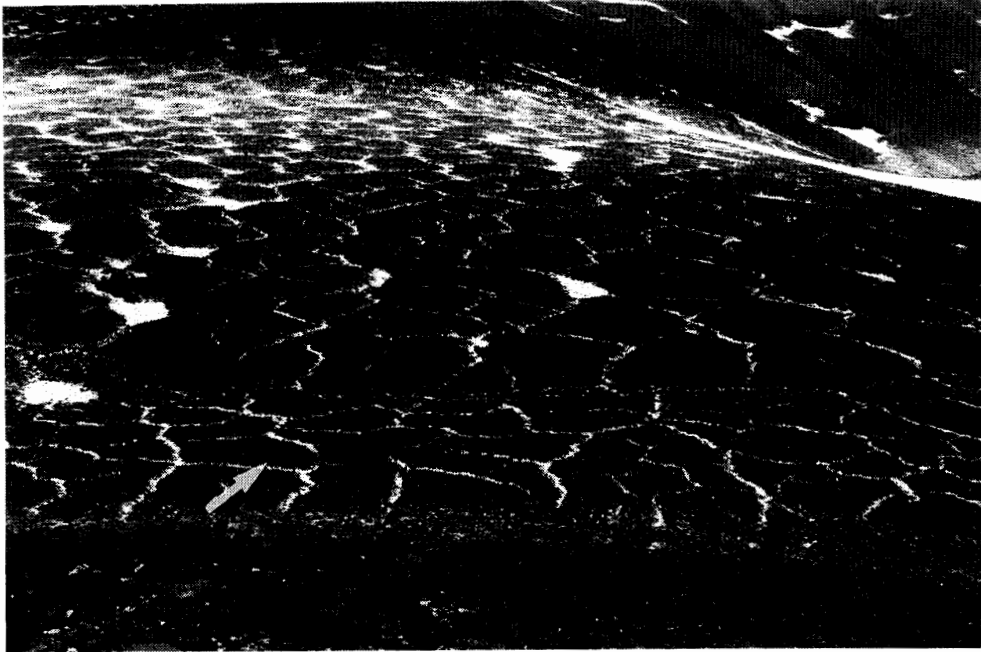


図 11 セールロンダーネ山地バルヌム山のモレーン原に発達する氷楔多角形土。降雪直後のため、構造土境界の溝に雪が堆積し、模様を際だたせている。直径は3-15 m。左下方(矢印)に2名の人物。

Fig. 11. Nonsorted ice-wedge polygons, 3-15 m in diameter, developed on a moraine field in Walnumfjella, the Sør Rondane Mountains. New snow deposited in troughs shows the polygonal pattern. The white arrow indicates two persons sitting on the ground.

ウェッジを成長させ、中間的な環境では氷と砂の両者の混合した複合ウェッジが形成される。すなわち隣り合う多角形土の境界にある溝の下には、これらのいずれかの楔状構造が発達する。ドライヴァレー地域では、14地点で合計約300本の楔状構造を対象に、6-8年間にわたる成長速度の観測が行われた (BERG and BLACK, 1966; BLACK, 1973)。彼らは、直径10-30 mの多角形土の境界にある溝の両側に一対の鉄棒を永久凍土中まで埋め込み、毎年その間隔をスチール製の物差しを使って測定した。溝の幅の減少が1地点で認められたが、そのほかの地点では増加傾向にあった。成長速度は $0.3-1.6 \text{ mm yr}^{-1}$ であった。楔の幅が30-340 cmであることから、成長速度を単純に外挿して、300-4000年の形成時間が算出された。しかし、さらに12-13年後になされた再測においては、1地点を除き成長速度は大幅に減じ、6地点では逆に溝が収縮した。これは1970年代の温暖傾向によるものと考えられており、平均成長速度や形成年代を得るにはさらに長期の観測が必要であることが示された (BLACK, 1982)。また、この測定方法が必ずしも楔の成長量を正確に表さないことも指摘されている (WASHBURN, 1979, p. 111)。上の活動層と下の永久凍土層は異なる動きを生じて鉄棒が傾くために (例えば、MACKAY, 1995)、成長量の計算にあたっては傾斜量の補正が必要になるのである。

同様な手法による氷楔多角形土の溝の幅の変化については、南極半島先端部のマランビオ



島（ジェイムスロス島の東隣）とセールロンダーネ山地でも調べられている。マランビオ島では、第三系の基盤岩中に形成されている氷楔多角形土において、冬に2mmのクラックの拡大が記録された（KOIZUMI and FUKUDA, 1989）。しかし、クラックの拡大に関する長期的傾向はまだわかっていない。セールロンダーネ山地の氷楔多角形土における4年間の観測では、測定値の変動はほぼ±2mm以内であり、しかも一定の成長傾向を示さなかった（松岡・森脇, 1992）。この変動はおそらく地盤の季節的な膨張・収縮によるもので、この期間に氷楔は成長しなかったと考えられる。

## 5. 今後の観測に向けて

南極地域に限らず、従来の地形変化に関する多くの野外観測では、その地域での地形変化速度の値を得ることが主目的とされてきた。これは、地形変化の物理的な機構を解明するよりも、むしろ地形変化速度の観測値を $10^3$ - $10^6$ 年のスケールまで外挿して、地形発達を議論することが意図されていたためである。しかし、地形変化速度は、各種の気象・水文要素、植生の状態、地盤の性質などに大きく依存するために、ある地点での観測値は他の場所には適用できないし、またその地点での環境条件が変化すれば、地形変化速度はもとより、支配的な地形形成作用の種類まで変化しかねないので、測定値の外挿には問題がある。先述の不淘汰多角形土の成長量の観測結果が示すように、数年間の観測値が長期にわたる代表性を持たないのは当然である。そこで、地形変化速度の観測値が何によって決まっているかを理解し、さらにはその関係を定式化するという作業がまず必要になるのであるが、このような回り道は多くの研究者からは敬遠されがちなのが現状である。また、野外では長期観測に必要な電源が得られにくいということも、地形変化を支配する種々の気象・水文要素のデータ取得を困難にしていたようである。

1980年代後半からのデータロガーの性能の向上は、これまで手動計測に頼っていたさまざまな地形形成作用と気象・水文要素の観測自動化と通年記録の取得を促進した。内陸部の露岩域で無人観測がなされていなかったプロセスの中では、現在、以下のような観測が可能になっている。岩盤の破壊・削剥に関しては、凍結融解に伴う岩石中の節理の幅の変化が自動的に記録され、岩石の破壊発生時期とその温度条件がわかるようになった（MATSUOKA, 1993）。また、SPATE *et al.* (1995) が利用したマイクロ・エロージョン・メーターを、風速計や温度センサーとともにデータロガーに接続すれば、風食の発生時期とそのときの風速や気温に関する情報が得られる。雪氷粒子は低温になるほど強度が増加するとされているが（例えば、TEICHERT, 1939）、実際に冬の低温期の強風ほど大きい侵食力を及ぼすかどうかを確かめることができるだろう。碎屑物の移動プロセスに関しても、ひずみプローブをデータロガーに直結して、斜面の変形が連続的に記録されるようになり（MATSUOKA, 1994）、季節的な融解層が形成される場所ではテンシオメータを使った土壤水分の無人観測が可能になった

(MATSUOKA, 1996). これにより、現在では、ソリフラクションや構造土に関する総合的な観測システムが構築できる。BERG and BLACK (1966) が物差しで測った多角形土の破壊（および溝の幅の変化）についても、導電性ケーブルに電流を流して破壊の有無が確認されるようになり (MACKAY, 1974), さらに凍上測定に利用された変位計を水平に設置して、溝の幅の変化が連続的に記録されている (MATSUOKA, 1993).

従来の手動計測では地形変化の積算値が得られたにすぎない。それに対し、無人観測の長所は、地形変化が起こる日時がわかること、そして地温・風速・土壌水分など地形変化を決める要因についての観測と組み合わせることにより、地形変化の発生条件を知ることができる点にある。とはいえ、現時点では観測の困難な要素も少なくない。例えば、岩石表面部の水分変化は風化において極めて重要であるが、岩石の水分を自動的に観測する有効な方法はまだ示されていない。また、データロガーを利用した無人観測は、緩速度で年々着実に進行するような地形変化には効果的であるが、突発的に、しかも予測の困難な場所で起こる地形変化については、ほとんど無力である。このような現象に関しては、離れた場所からのビデオカメラのインターバル撮影などがむしろ有効であろう。

南極露岩域を構成する岩盤は一般に堅固であり、それ自体の風化・侵食速度は極めて小さく、精密な観測値を得るには困難を伴うことが多い。そこで、地域間すなわち異なる環境下での風化・侵食の様式と速度の違いを比較するにあたっては、標準試料を用いる方法が有利である。セールロンダーネ山地での塩類風化の実験では凝灰岩（大谷石）が有効であったように、高空隙率で低強度の岩石は数年で容易に破壊されるので、温度・水分条件などの環境要素の違いや塩類の種類の違いなどの影響を調べるのに適している。同様に風食実験では、ドライヴァレーで使用された凝灰岩、セールロンダーネ山地でのアスベスト板などはいずれも侵食速度が大きく、風向や風速、そして研磨剤の種類とその量などの影響を評価するのに適する。標準試料の種類・測定手法を国際的に統一して、世界各地で同種の観測を実施する国際的な共同研究体制の確立が望まれる。

宇宙線照射年代法の実用化により、南極露岩域での長期の侵食速度の平均値の計算、そして新第三紀末期以降の露岩の地形発達の定量的な議論が可能になった。この方法では、露出後の岩盤の侵食をゼロと仮定したときの経過年代（最小露出年代）または露出後の岩盤の最大侵食速度という二つの量が求められる (LAL, 1991). 石英中の  $^{10}\text{Be}$  と  $^{26}\text{Al}$  の生成量から計算された南極での露岩の最大侵食速度（の長期平均値）は一般に  $10^{-5}$ – $10^{-4}$  mm yr $^{-1}$  のオーダーであり (NISHIZUMI *et al.*, 1991; BROOK *et al.*, 1995), MALIN (1985) や SPATE *et al.* (1995) による風食速度の実測値よりも二桁以上小さい。この違いについて、BROOK *et al.* (1995) はアーマー効果、すなわち  $^{10}\text{Be}$  や  $^{26}\text{Al}$  の生成量の測定に使われる石英試料は侵食が極めて遅く、他の鉱物が先に風化・運搬される過程で、石英礫が地表に滞留しやすいことを一因として考えた。すなわち、実際の侵食速度は照射年代法による計算値よりも大きいとする考えで

あるが、これは年代測定用試料が基盤岩から直接採取される場合には成立しない。先述のように、侵食速度は環境条件・地盤の性質の双方に依存するので、このような比較は同様な環境・地盤条件にある地点間でなされるべきである。この年代法の有効性を確認するためにも、同じ地点の岩盤での  $^{10}\text{Be}$  と  $^{26}\text{Al}$  の生成量の分析と現在の侵食低下量の観測の実施を提案したい。

日本南極地域観測隊では、現在昭和基地近辺およびエンダービーランドの沿岸部での地形調査が実施段階にある。最後に、この沿岸部での観測・実験で注目すべき点についての展望を述べる。セールロンダーネ山地などの内陸部と比較しての沿岸部の特色は、厚い活動層(50cm以上)、土壌水分の豊富さ、そして海塩の存在である。厚い活動層は可動性のある斜面物質層が厚いことを示し、また土壌水分の豊富さは凍結融解作用(岩石の凍結破碎、土の凍上、斜面物質移動など)に有利である。にもかかわらず、北極圏、中緯度高山地域の各地で行われてきたような凍上・ソリフラクション・地温・土壌水分などの観測は、本稿で紹介した数例を除き、南極大陸の沿岸部では試みられていない。したがって、凍結融解作用が沿岸部の露岩の地形変化においてどの程度の役割を果たしているのか、よくわかっていないのが実状である。凍上やソリフラクションはシルト以下の細粒分を多く含む地盤ほど有効に働くので、厚い細粒土層(ティルや湖底堆積物など)の分布を把握するとともに、凍結融解作用に関する総合的な観測システムの導入が望まれる。

永久凍土の温度が高い場合、永久凍土自体が塑性変形を起こし(永久凍土クリープ)、斜面の膨らみや氷河に類似した舌状の地形(岩石氷河)を生じることがある。エンダービーランドでは岩石氷河状の地形の存在が確認されており(平川・澤柿, 1994)、沿岸部の北向き斜面ではこのような地形が数多く分布する可能性がある。岩石氷河は通常内部に氷核を有するため、気候温暖化により融解すれば、崩壊や土石流など突発的な地形変化を引き起こすことがある。そのため、中緯度高山地域では長期にわたる岩石氷河内部の地温観測が継続されている(HAEBERLI *et al.*, 1993)。南極地域での岩石氷河の記載は少なく、またその温度観測は全くなされていないので、今後取り組むべき課題の一つであろう。

沿岸部で海塩が供給される場所では、乾燥が顕著でなくても、塩類風化が重要になる。沿岸部での塩は、現在の海面から風や波しぶきで直接供給されるか、あるいは過去の高海面期に侵入した海水の名残として存在する。内陸部との大きな相違点は、硫酸塩ではなく塩化ナトリウムが卓越する点であり、塩の種類による風化速度の違いが重要な研究テーマとなる。また、濃度の高い塩水は淡水よりも凍結時に強力な破碎を生じる(WILLIAMS and ROBINSON, 1981; MCGREEVY, 1982)ので、塩水で飽和した岩石はとくに著しく破碎を受ける可能性がある。そのため、潮間帯付近や沿岸の湖の周囲など岩石中の水分が飽和に近い環境下では、強力な凍結破碎が予想される。実際に、寒冷地域の海岸線付近や湖岸では、著しい岩石の破碎とその結果としての波食台状の地形(strandflat)の形成が数多く報告されている(例えば、

TRENHAILE and RUDAKAS, 1981; DAWSON *et al.*, 1987; BLIKRA and LONGVA, 1995). このような局地的な環境下での地形に対する岩石の凍結破砕の影響についても注目すべきである。

### 謝 辞

国立極地研究所の森脇喜一助教授と東京都立大学の岩田修二教授には草稿を読んでいただき有益なご助言を賜った。また森脇助教授には図1を作成していただいた。記して感謝の意を表します。

### 文 献

- ANDERSON, R. S. (1986): Erosion profiles due to particles entrained by wind: Application of an eolian sediment-transport model. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**, 1270–1278.
- BERG, T. E. and BLACK, R. F. (1966): Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica. *Antarctic Soils and Soil Forming Processes*, ed. by J. C. F. TEDROW. Washington, D. C., Am. Geophys. Union, 61–108 (*Antarct. Res. Ser.*, 8).
- BERKLEY, J. L. and DRAKE, M. J. (1981): Weathering of Mars: Antarctic analog studies. *Icarus*, **45**, 231–249.
- BLACK, R. F. (1973): Growth of patterned ground in Victoria Land, Antarctica. *Permafrost, North American Contribution to the Second International Permafrost Conference, Yakutsk, USSR*. Washington D. C., Nat. Acad. Sci., 193–203.
- BLACK, R. F. (1982): Patterned-ground studies in Victoria Land. *Antarct. J. U. S.*, **17**, 53–54.
- BLIKRA, L. H. and LONGVA, O. (1995): Frost-shattered debris facies of Younger Dryas age in the coastal sedimentary successions in western Norway: Palaeoenvironmental implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **118**, 89–110.
- BROOK, E. J., BROWN, E. T., KURZ, M. D., ACKERT, R. P., Jr., RAISBECK, G. M. and YIOU, F. (1995): Constraints on age, erosion, and uplift of Neogene glacial deposits in the Transantarctic Mountains determined from *in situ* cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ . *Geology*, **23**, 1063–1066.
- CAMPBELL, I. B. and CLARIDGE, G. G. C. (1987): *Antarctica: Soils, Weathering Processes and Environment*. Amsterdam, Elsevier, 368 p.
- CHAMBERS, M. J. G. (1966a): Investigations of patterned ground at Signy Island, South Orkney Islands: I. Interpretation of mechanical analyses. *Br. Antarct. Surv. Bull.*, **9**, 21–40.
- CHAMBERS, M. J. G. (1966b): Investigations of patterned ground at Signy Island, South Orkney Islands: II. Temperature regimes in the active layer. *Br. Antarct. Surv. Bull.*, **10**, 71–83.
- CHAMBERS, M. J. G. (1967): Investigations of patterned ground at Signy Island, South Orkney Islands: III. Miniature patterns, frost heaving and general conclusions. *Br. Antarct. Surv. Bull.*, **12**, 1–22.
- CHAMBERS, M. J. G. (1970): Investigations of patterned ground at Signy Island, South Orkney Islands: IV. Long-term experiments. *Br. Antarct. Surv. Bull.*, **23**, 93–100.
- CLARIDGE, G. G. C. and CAMPBELL, I. B. (1982): A comparison between hot and cold desert soils and soil processes. *Aridic Soils and Geomorphic Processes*, ed. by D. H. YAALON. *Catena Suppl.*, **1**, 1–28.
- DAWSON, A. G., MATTHEWS, J. A. and SHAKESBY, R. A. (1987): Rock platform erosion on periglacial shores: A modern analogue for Pleistocene rock platforms in Britain. *Periglacial Processes and Landforms in Britain and Ireland*, ed. by J. BOARDMAN. Cambridge, Cambridge University Press, 173–182.
- DIETRICH, R. V. (1977): Wind erosion by snow. *J. Glaciol.*, **18**, 148–149.
- FAHEY, B. D. (1973): An analysis of diurnal freeze-thaw and frost heave cycles in the Indian Peaks region of the Colorado Front Range. *Arct. Alp. Res.*, **5**, 269–281.
- FRENCH, H. M. (1976): *The Periglacial Environment*. London, Longman, 309 p. (小野有五訳, 1984, 周氷河環境. 東京, 古今書院, 411 p.)
- FRIEDMANN, E. I. (1982): Endolithic microorganisms in the Antarctic cold desert. *Science*, **215**, 1045–1053.
- GOUDIE, A. S. (1986): Laboratory simulation of 'the wick effect' in salt weathering of rock. *Earth Surf. Processes Landf.*, **11**, 275–285.

- GOUDIE, A. S. (1995): *The Changing Earth*. Oxford, Blackwell, 302 p.
- HAEBERLI, W., CHENG, G., GORBUNOV, A. P. and HARRIS, S. A. (1993): Mountain permafrost and climatic change. *Permafrost Perigl. Processes*, **4**, 165–174.
- HALL, K. (1988a): Daily monitoring of a rock tablet at a Maritime Antarctic site: Moisture and weathering results. *Br. Antarct. Surv. Bull.*, **79**, 17–25.
- HALL, K. (1988b): A laboratory simulation of rock breakdown due to freeze-thaw in a Maritime Antarctic environment. *Earth Surf. Processes Landf.*, **13**, 369–382.
- HALL, K. (1990): Mechanical weathering rates on Signy Island, Maritime Antarctic. *Permafrost Perigl. Processes*, **1**, 61–67.
- HALL, K. (1992): Mechanical weathering in the Antarctic: A Maritime perspective. *Periglacial Geomorphology*, eds. by J. C. DIXON and A. D. ABRAHAMS. Chichester, Wiley, 103–123.
- HALL, K. (1993a): Rock moisture data from Livingston Island, (Maritime Antarctic) and implications for weathering processes. *Permafrost Perigl. Processes*, **4**, 245–253.
- HALL, K. (1993b): Enhanced bedrock weathering in association with late-lying snowpatches: Evidence from Livingston Island, Antarctica. *Earth Surf. Processes Landf.*, **18**, 121–129.
- 平川一臣 (1988): セールロンダーネ山地の地形発達システム. 第9回南極地学シンポジウムプログラム・講演要旨. 東京, 国立極地研究所, 56.
- 平川一臣・澤柿教伸 (1994): リーサーラルセン山の氷河, 周氷河地形に関する問題点. 第14回南極地学シンポジウムプログラム・講演要旨. 東京, 国立極地研究所, 30.
- IWATA, S. (1987): Debris-mantled rectilinear slopes in the western Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **1**, 178–192.
- KEYS, J. R. and WILLIAMS, K. (1981): Origin of crystalline, cold desert salts in the McMurdo region, Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 2299–2309.
- KOIZUMI, T. and FUKUDA, M. (1989): Ice-wedge formation in Seymour Island (Marambio Island), Antarctic Peninsula region (abstract). *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **3**, 147.
- LACHENBRUCH, A. H. (1962): Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **70**, 1–69.
- LAL, D. (1991): Cosmic ray labeling of erosion surfaces: *in situ* nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**, 424–439.
- MACKAY, J. R. (1974): Ice-wedge cracks, Garry Island, Northwest Territories. *Can. J. Earth Sci.*, **11**, 1366–1383.
- MACKAY, J. R. (1995): Ice wedges on hillslopes and landform evolution in the late Quaternary, western Arctic coast, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, **32**, 1093–1105.
- MALIN, M. C. (1974): Salt weathering on Mars. *J. Geophys. Res.*, **79**, 3888–3894.
- MALIN, M. C. (1983): Preliminary abrasion rate observations in Victoria Valley, Antarctica. *Antarct. J. U. S.*, **18**(5), 25–26.
- MALIN, M. C. (1984): Abrasion rate observations in Victoria Valley, Antarctica: 340-days experiment. *Antarct. J. U. S.*, **19**(5), 14–16.
- MALIN, M. C. (1985): Rates of geomorphic modification in ice-free areas southern Victoria Land, Antarctica. *Antarct. J. U. S.*, **20**(5), 18–21.
- MALIN, M. C. (1987): Abrasion in ice-free areas of southern Victoria Land, Antarctica. *Antarct. J. U. S.*, **22**(5), 38.
- MALIN, M. C. (1991): Short-term variations in the rate of eolian processes, southern Victoria Land, Antarctica. *Antarct. J. U. S.*, **25**(5), 27–29.
- MATSUOKA, N. (1990a): The rate of bedrock weathering by frost action: Field measurements and a predictive model. *Earth Surf. Processes Landf.*, **15**, 73–90.
- MATSUOKA, N. (1990b): Mechanisms of rock breakdown by frost action: An experimental approach. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **17**, 253–270.
- MATSUOKA, N. (1991): A model of the rate of frost shattering: Application to field data from Japan, Svalbard and Antarctica. *Permafrost Perigl. Processes*, **2**, 271–281.
- MATSUOKA, N. (1993): Monitoring system for some periglacial processes. *Ann. Rep. Inst., Geosci. Univ. Tsukuba*, **19**, 11–17.
- MATSUOKA, N. (1994): Continuous recording of frost heave and creep on a Japanese alpine slope. *Arct. Alp. Res.*, **26**, 245–254.

- MATSUOKA, N. (1995): Rock weathering processes and landform development in the Sør Rondane Mountains, Antarctica. *Geomorphology*, **12**, 323-339.
- MATSUOKA, N. (1996): Soil moisture variability in relation to diurnal frost heaving on Japanese high mountain slopes. *Permafrost Perigl. Processes*, **7** (in press).
- 松岡憲知・森脇喜一 (1992): 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). 第12回南極地学シンポジウムプログラム・講演要旨. 東京, 国立極地研究所, 32-33.
- MATSUOKA, N. and MORIWAKI, K. (1992): Frost heave and creep in the Sør Rondane Mountains, Antarctica. *Arct. Alp. Res.*, **24**, 271-280.
- MATSUOKA, N., MORIWAKI, K. and HIRAKAWA, K. (1988): Diurnal frost-heave activity in the Sør-Rondane Mountains, Antarctica. *Arct. Alp. Res.*, **20**, 422-428.
- MATSUOKA, N., MORIWAKI, K., IWATA, S. and HIRAKAWA, K. (1990): Ground temperature regimes and their relationship to periglacial processes in the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **4**, 55-66.
- MATSUOKA, N., MORIWAKI, K. and HIRAKAWA, K. (1996): Field experiments on physical weathering and wind erosion in an Antarctic cold desert. *Earth Surf. Processes Landf.*, **21** (in press).
- MCGREEVY, J. P. (1982): Frost and salt weathering: Further experimental results. *Earth Surf. Processes Landf.*, **7**, 475-488.
- MIOTKE, F.-D. (1982a): Physical weathering in Taylor Valley, Victoria Land, Antarctica. *Polar Geogr. Geol.*, **6**, 71-97.
- MIOTKE, F.-D. (1982b): Formation and rate of formation of ventifacts in Victoria Land, Antarctica. *Polar Geogr. Geol.*, **6**, 98-113.
- MIOTKE, F.-D. (1984): Slope morphology and slope-forming processes in South Victoria Land, Antarctica. *Polar Geogr. Geol.*, **8**, 1-53.
- MIOTKE, F.-D. (1985): Die Dünen im Victoria Valley, Victoria-Land, Antarktis: Ein Beitrag zur olishen Formung im extrem kalten Klima. *Polarforschung*, **55**, 79-125.
- MIOTKE, F.-D. and HODENBERG, R. V. (1983): Salt fretting and chemical weathering in the Darwin Mountains and the Dry Valleys, Victoria Land, Antarctica. *Polar Geogr. Geol.*, **7**, 83-122.
- NISHIZUMI, K., KOHL, C. P., ARNOLD, J. R., KLEIN, J., FINK, D. and MIDDLETON, R. (1991): Cosmic ray produced  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  in Antarctic rocks: Exposure and erosion history. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**, 440-454.
- SAWAGAKI, T. (1995): Ground temperature regimes and frost heave activity in the vicinity of Syowa Station, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **8**, 239-249.
- 澤口晋一 (1995): スピッツベルゲンの周氷河岩屑斜面における斜面物質の移動速度とプロセス. *地学雑誌*, **104**, 874-894.
- SHARP, R. P. (1980): Wind-driven sand in Coachella Valley, California: Further data. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **91**, 724-730.
- SHAW, J. and HEALY, T. R. (1980): Morphology of the Onyx River system, McMurdo Sound region, Antarctica. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **23**, 223-238.
- SPATE, A. P., BURGESS, J. S. and SHEVLIN, J. (1995): Rates of rock surface lowering, Princess Elizabeth Land, Eastern Antarctica. *Earth Surf. Processes Landf.*, **20**, 567-573.
- SUZUKI, T. and TAKAHASHI, K. (1981): An experimental study of wind abrasion. *J. Geol.*, **89**, 23-36.
- TEDROW, J. C. F. (1977): *Soils of the Polar Landscapes*. New Brunswick, Rutgers University Press, 638 p.
- TEICHERT, C. (1939): Corrasion by wind-brown snow in polar regions. *Am. J. Sci.*, **237**, 146-148.
- TRENHAILE, A. S. and RUDAKAS, P. A. (1981): Freeze-thaw and shore platform development in Gaspé, Québec. *Géogr. Phys. Quat.*, **35**, 171-181.
- UGOLINI, F. C. (1986): Processes and rates of weathering in cold and polar desert environments. *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*, eds. by S. M. COLMAN and D. P. DETHIER. Orlando, Academic Press, 193-235.
- WASHBURN, A. L. (1956): Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **67**, 823-866.
- WASHBURN, A. L. (1979): *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*. London, Edward Arnold, 406 p.
- WILLIAMS, P. J. (1957): The direct recording of solifluction movements. *Am. J. Sci.*, **255**, 705-715.
- WILLIAMS, R. B. G. and ROBINSON, D. A. (1981): Weathering of sandstone by the combined action of frost

and salt. *Earth Surf. Processes Landf.*, **6**, 1-9.

ZHANG, (1983): Periglacial landforms in the Vestfold Hills, East Antarctica: preliminary observations and measurements. *Antarctic Earth Science*, eds. by R. L. OLIVER *et al.* Cambridge, Cambridge University Press, 478-481.

(1996年3月7日受付; 1996年4月12日改訂稿受理)