

## 東オングル島水汲み沢の隆起汀線の地形と周氷河地形

藤原健蔵\*

The Landforms of the Mizukumi Zawa near Syowa Station, East Antarctica

Kenzo FUJIWARA\*

*Abstract:* Based on the investigation of micro-reliefs and deposits of the Mizukumi Zawa (Valley), which is a small glacial trough near Syowa Station, geomorphic evolution after recession of ice sheet was studied. The valley floor in the investigated area was divided into five raised beaches and gentle slopes above them.

The raised beaches are referred to as surfaces I (14.0–11.5 m. a. s. l.), II (10.0–9.5 m.), III (7.0–6.0 m.), IV (4.5–3.0 m.) and V (below 2.0 m.), surface I being the oldest. The molluscan shells contained in the deposits of surfaces I gave a  $^{14}\text{C}$  date a little older than 30,000 yr. B. P. and the surface V date 3,000–6,000 yr. B. P. (YOSHIDA, 1970). Therefore, it seems that surfaces I and V were formed owing to the marine transgressions during the interstadial oscillation that preceded the Late Wurm glaciation and during the postglacial age, respectively. Surface II is a product of the marine regression that followed immediately after the interstadial oscillation. It is impossible to date definitely surfaces III and IV, which are composed of thick coarse materials, because the radiocarbon ages of shells on the surfaces range widely from 20,000 to 31,000 yr. B. P.

As a rule periglacial processes in this area are slight, on account of the summer weather with relatively few freeze-thaw cycles and low precipitation. The gentle slopes, constituting the upper part of valley floor, are the result of the repeated freeze-thaw which shatters the bedrock and of the solifluction which removes the debris. The upper slope at the foot of valley walls is the steepest, and is the source of the slope debris. The middle and lower slopes have smooth surfaces with low angles and are covered with fine debris of freeze-thaw. And, the north-facing slopes are developed better than the south-facing ones. The processes that account for such characters of these gentle slopes are discussed. Other landforms, such as cryoturbation steps, patterned ground and rock shattering, are also described.

---

\* 広島大学教養部地理学教室. College of General Education, Hiroshima University, Higashi-sendamachi, Hiroshima.

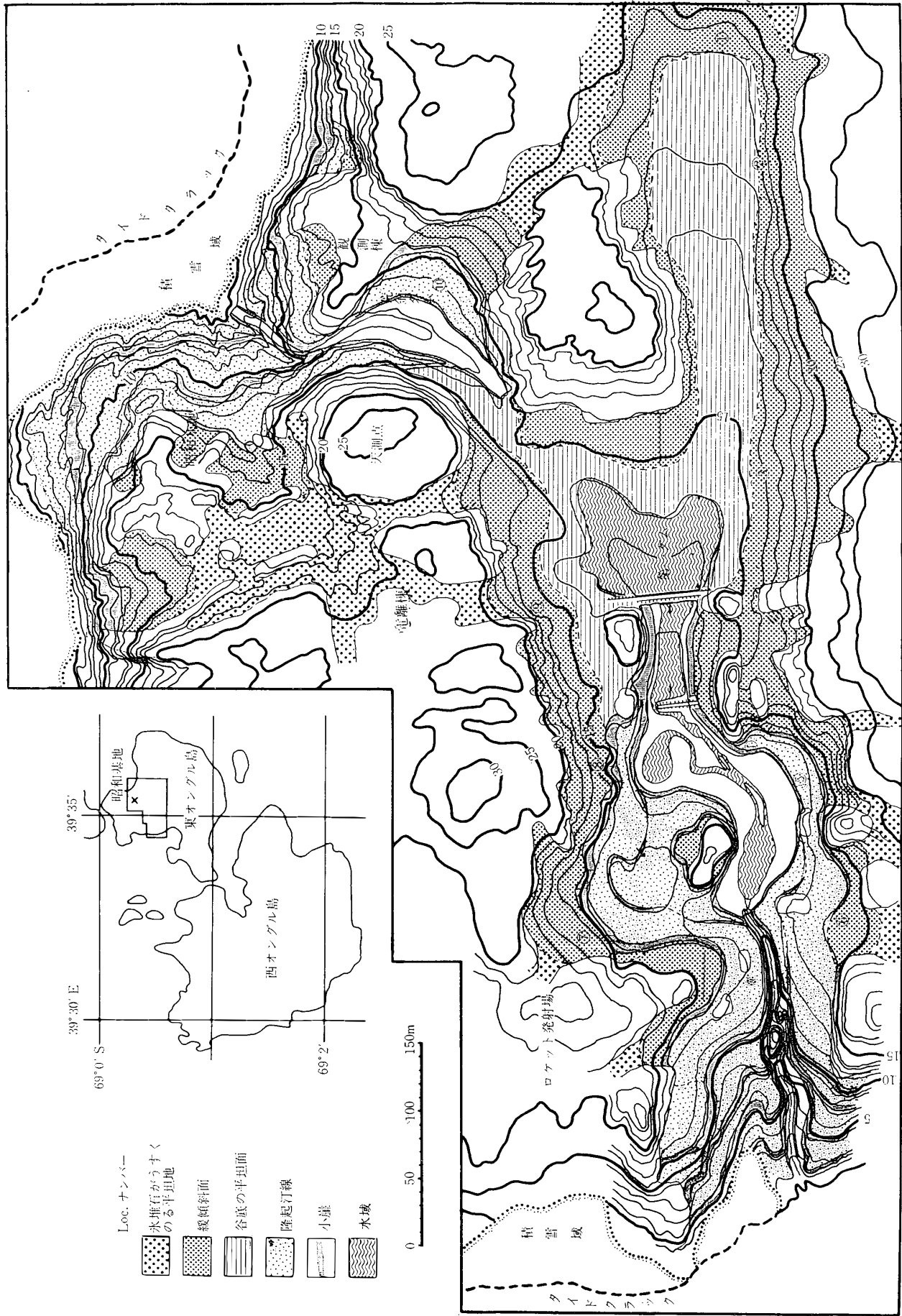


図 1 昭和基地周辺の地形学図

Fig. 1. Landforms in the vicinity of Syowa Station.

## 1. 調査の目的

昭和基地南方の水汲み沢は幅が 150 m、長さが 1,000 m に満たない小規模な氷蝕谷であるが、低平な谷底には氷堆石が薄く散布し、微弱ながら周氷河土の生成がみられる。また、谷底中央から河口にかけては貝殻を含む海成堆積物が分布し、数段の隆起汀線の地形もみられる。したがって、この谷は規模こそ小さいが、氷床後退後の地形変化を研究する上に貴重な存在と思われてきた。

しかしながら、この谷は例年夏でも snow drift によって覆われており、また融雪期には地形研究者が内陸調査に専従してきたこともあって、この谷の調査はいまだ本格的になされていなかった。1968年(第9次越冬)の2月、snow drift はこの谷から完全に消え、またロケット関係の建設によってこの谷の地学上の資料が失われることが予想されたので、緊急にこの谷の調査が必要となった。

## 2. 調査方法

調査は2月中・下旬、基地建設のあい間に断続的に行なわれた。まず、調査の基図として 1,000 分の 1 地形図を平板測量によって作成した(図1)。等高線間隔は 1 m、補助曲線は 0.5 m である。距離の測定はスタジメーター(E-1)によった。人手がなかったので、標尺として10数本の竹竿をあらかじめ所定の地点に立て、それらを順次視準してゆく方法を使った。昭和基地付近については、空中写真より作成した国土地理院の 1,000 分の 1 地形図を用いた。

次に上記大縮尺地形図を用いて微地形を調査した。特に、その堆積物との関係に注目し、多くのトレンチを掘って断面観察をした。また、堆積物中に微弱ながら周氷河現象が認められたので、この現象の支配因子である地中温度の測定を3月に行ない、地中への凍結の進行について予察した。

## 3. 調査地の地形概観

東オングル島には、基盤岩石の節理系に適従して東西に走る幅広い氷蝕谷が多い(藤原, 1971)。水汲み沢は北部にある氷蝕谷の西半分に当り、東半分の谷(迷子沢)とは比高わずか 2.5 m の分水界で境されている。この氷蝕谷の南側に東オングル島の最高点「蜂の巣山」一帯の氷蝕丘陵が横たわり、その間に高さ 20 m 程度の氷蝕崖が直線状に走る。氷蝕崖の基部は海拔 20 m 前後にあり、それより下方に氷堆石の散布する緩傾斜面が広がる(図2)。谷

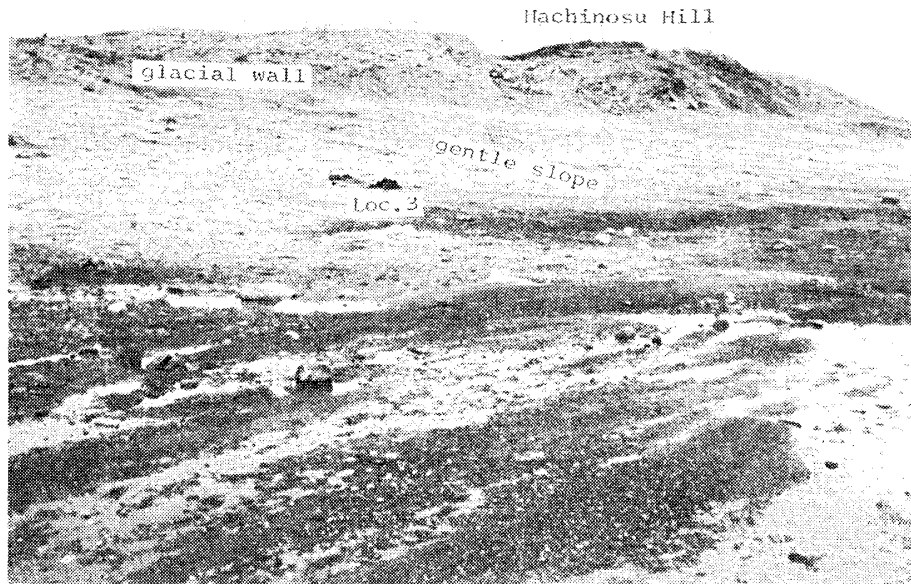


図 2 水汲み沢上流部の北向きの緩傾斜面  
*Fig. 2. North-facing gentle slope in the upper stream of the Mizukumi Valley.*

の北壁はやや断続的で、その下方の緩傾斜面も南側のものほど平滑でない。

水汲み沢は谷底の開析の度合によって、上流、中流および下流の3つに分けられる。第1ダムより上流の谷底は南北両側の緩傾斜面から漸移し、極めて幅広く低平である。中流部には低い羊群岩が点在し、水汲み沢はそれらの間をう曲しながら谷底を浅く刻んでいる。ここでは緩傾斜面と現河床面とは直接つながっていない。下流部の南北両側は開けていて、海拔20 m未滿の平坦な岩石台地（ロケット発射台のある）やその周りに発達した数段の海成段丘があり、水汲み沢はそれらを刻み込んで急勾配をなして流下する。

東オングル島を構成する片麻岩類の片理構造は、水汲み沢に直交する。上記3つの流域はざくろ石片麻岩（上流）、角閃石片麻岩（中流）および輝石片麻岩（下流）の分布域にほぼ合致していて、地質と地形との密接な関連が注目される（KIZAKI, 1964）。

#### 4. 微地形とその構成物質についての記載

##### 4.1. 上流部（Loc. 1, 2, 3）

上流部南縁の緩傾斜面は極めて平滑で、平均勾配は下方ほど緩やかになって、低平な谷底面に移行する。谷底面は夏でも snow drift に覆われていることが多いが、1968年には完全に消え融雪水が網状となって流れていた（図2）。しかし、ここでは中、下流部のような谷底面の開析はほとんどみられない。

緩傾斜面の構成物はおおむね3層に分けられる。Loc. 3の緩傾斜面についてみると、表層は最大径10~15 cmの亜円礫を含む粗粒の氷堆石で、粗大な礫はいずれも地表面に浮上し、あたかも舗石を敷きつめたようである。礫質は付近の基盤岩中にはみられない雲母ホルンフェルスや普通輝石玄武岩が多い。表層の厚さは5~7 cmで、斜面の下方ほど薄い。中層は青灰色のシルト・粘土からなり、水分を多く含む。シルト・粘土層が夏季には融解し、ねり粉のように粘ちゅうとなって、車の通行を妨げる。緩傾斜面上半での厚さは10~15 cm、下半部で25~30 cm、谷底では30 cm以上となる。下層は暗褐色の粗~中砂で、その下方に基盤岩石由来のざくろ石片麻岩質の砕石片が多量に含まれている。厚さは35 cm以上である。2月中旬の観察では、永久凍土が地表面下65 cmにあったので、下層の下限を確認できなかった。

水汲み沢源頭の谷底(Loc. 1, 海拔17 m)でも、上部の2層はLoc. 3と変わらないが、下層は雲母を多量に含む粗砂のみとなる。こうした粗砂は風成と思われるもので、砂は背後の小斜面全体にも厚く堆積している。背後の海拔20 m地点では、氷堆石が薄く散らばっているだけで、中、下層は見当らない。

Loc. 2では緩傾斜面上部に氷蝕崖基部に沿って走る小規模なstepがある(図3)。Stepの幅は1 m未満で、その前縁に粗粒の氷堆石や砕石が集積し、前面の平滑面よりおよそ0.5 mも高い。背後の氷蝕崖は緩勾配で、崖面に氷堆石が散乱している。Stepを構成する粗粒



図3 緩傾斜面上の流土階段(Loc. 2)

Fig. 3. Cryoturbation step on the gentle slope (Loc. 2).

の石礫は、大部分が氷蝕崖から崩落してきたものと思われる。この step は TRICART (1963) の流土階段 cryoturbation step の充分に発達していない形態とみなされる。

#### 4.2. 中流部南東斜面 (Loc. 4, 5)

中流部谷底では snow drift が羊群岩の風下に発達し、夏の比較的遅い時期まで残っている。Loc. 4 はかかる snow drift に接した羊群岩の西斜面に当り、高さ数 10 cm の2つの崖 (海拔 11.5~12.0, 13.5~14.0 m) によって分けられている (図 4)。低い方から下は現河床面と同一レベルで、調査時にも snow drift が残っていた。この小崖は水汲み沢の側方

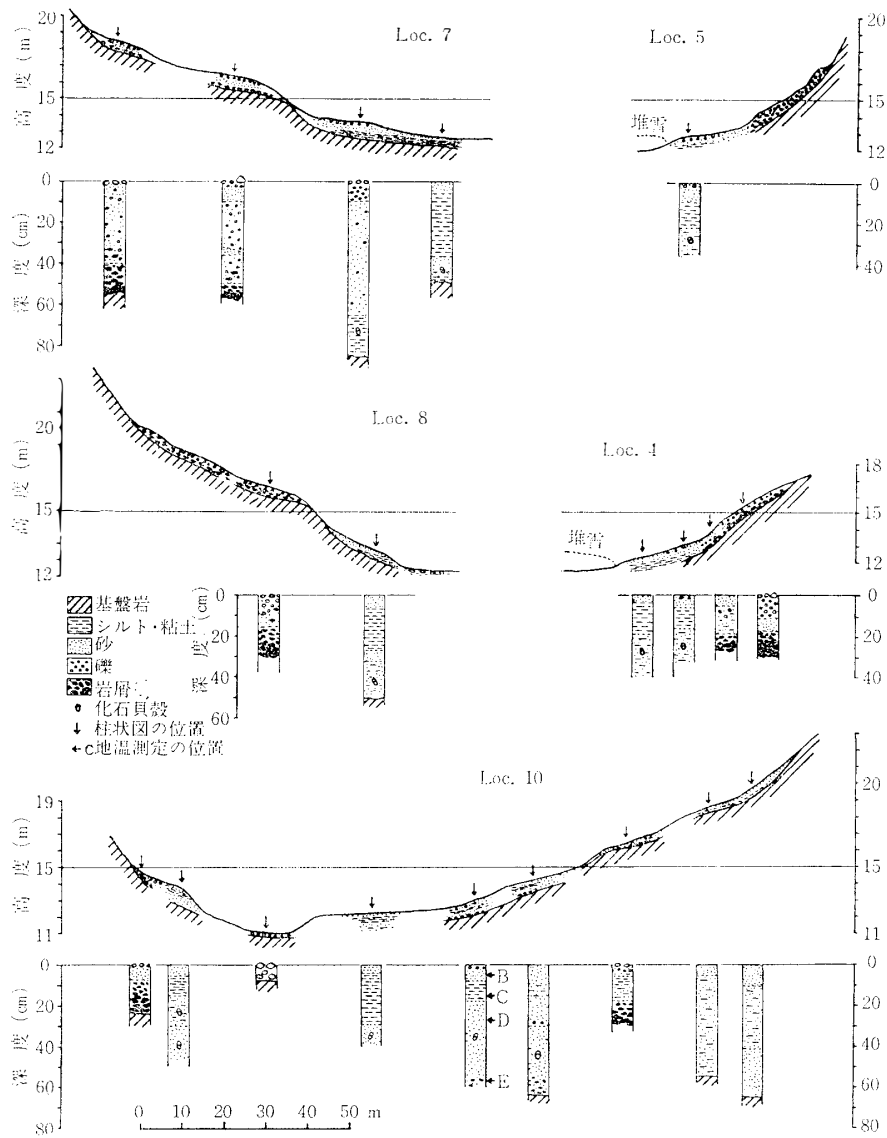


図 4 上・中流部の地形断面ならびに堆積物

Fig. 4. Cross sections of landforms in the upper and middle streams and their deposits.

侵蝕崖とも考えられるが、cryoturbation step とみることもできる。後で詳しく検討してみたい。高低2つの崖にはさまれた緩傾斜面は粗砂からなる薄い表層（厚さ4~6 cm、径数 cm の小礫が表面に点在）と、その下の灰褐色シルトの中層（厚さ15 cm）および灰緑色の貝殻交じりシルトの下層（厚さ20 cm以上）によって構成されている。高い方の崖の基部では下層が長さ5~10 cm のへん平な碎石であり、貝殻交じりシルトを欠く。碎石の岩質は基盤の岩石の角閃石片麻岩と同じである。さらに、高い方の崖から上の緩傾斜面は砂礫（厚さ17 cm）と碎石（10 cm 以上）のみからなり、海成層は見当らない。したがって、高位の崖は旧汀線の位置を示すものとみなすことができる。

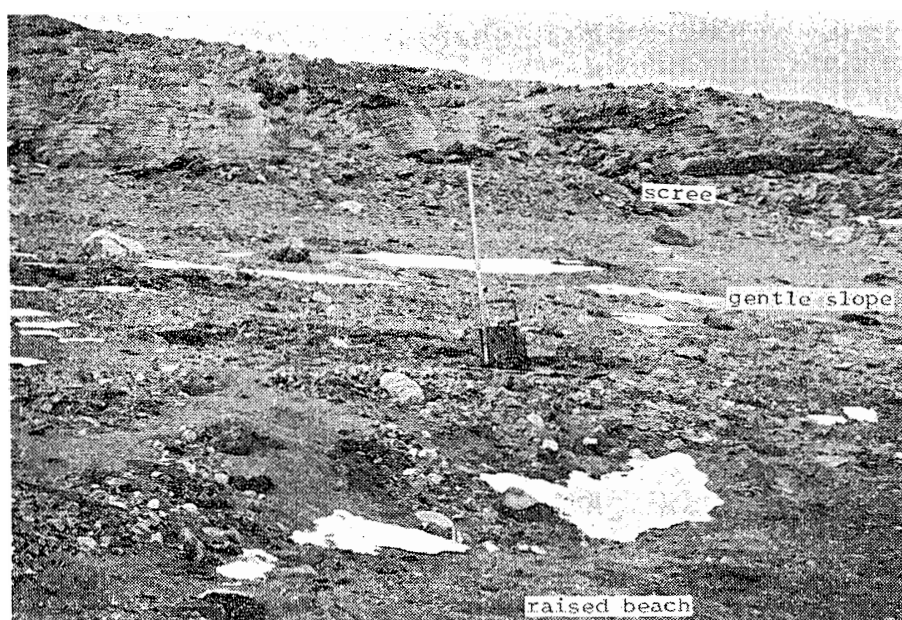


図5 中流部の北向き緩傾斜面 (Loc. 5)

Fig. 5. North-facing gentle slope in the middle stream (Loc. 5).

南縁氷蝕崖に接する Loc. 5 の地形も Loc. 4 のそれに似る (図5)。氷蝕崖基部には背後からはく離転落してきた岩塊が、堤状に集積する。その下方に続く緩傾斜面は勾配  $5^\circ$  で、表面に周水河土特有の微起伏（細粒物質からなる「へこみ」と粗粒物質の「ふくらみ」）がみられる。その下部に高さ1.5 m の明瞭な崖があるが、その下方に海成層からなる平坦面が広がるから、Loc. 4 の高位の崖と同じく、旧汀線に形成された海崖とみなされる。ただしその推積物をみると Loc. 2 の step にも似ているので、周水河作用によって多少変形されているかもしれない。なお、図6は Loc. 5 背後の氷蝕崖で観察された碎石流である。凍結細屑化作用によって生産された大小の碎石が、氷蝕崖にある窪地を埋めながら下方に流動している。



図 6 氷蝕崖上の岩塊流

Fig. 6. Stone stream on a glacial wall.

#### 4.3. 中流部南西の傾斜面 (Loc. 6)

北向きの極めて緩勾配の斜面であり、背後の丘陵も低いので、冬季でもほとんど積雪がない。ここでも旧汀線の位置を示す小崖が海拔 14 m 前後にあり、それ以下に貝殻交じりの青灰色シルト・砂層が分布する。また凍結融解による土壌の垂直方向の分級が進んでいるが、その他の周氷河現象のいくつかも観察できる。

図 7 は緩傾斜地表面に刻まれた小さな溝で、あたかも棒で地面を引っかいて歩いたようである。溝の幅は 5~10 cm、深さは 5 cm 程度である。所どころで電光形に多少曲がっているが、全体として斜面の最大傾斜方向に走っている。付近の地表面は示差的に下方から浮上した大小の石礫からなるが、概して平滑で構造土特有の微起伏はみられない。小疇 (1963) はこれの成因を、凍結によって冬季に生じた地表収縮の割れ目が夏季の融氷水で掘られたものとして説明した。しかし溝の垂直分布をみると (図 8)、径 5~8 cm の大礫が溝の中にほぼ垂直に立っており、細粒物質はみられない。垂直の礫の下にもそれよりやや小さい礫が集積し、中層をなす青灰色シルト・砂層の中にくさび状に食い込んでいる。粗粒物質の移動は単に上方への浮き上がりだけでなく、わずかながらも横方向にも行なわれていることが認められる。したがって、この溝は条溝土発達の極めて不完全な状態に流水の作用が加わったものとみることができる。このような発達不十分な条溝土は Loc. 6 以外でも発見される。ネスオイヤ島の中央部、北見浜、西オングル島大池周辺の平坦地である。これらに共通してい



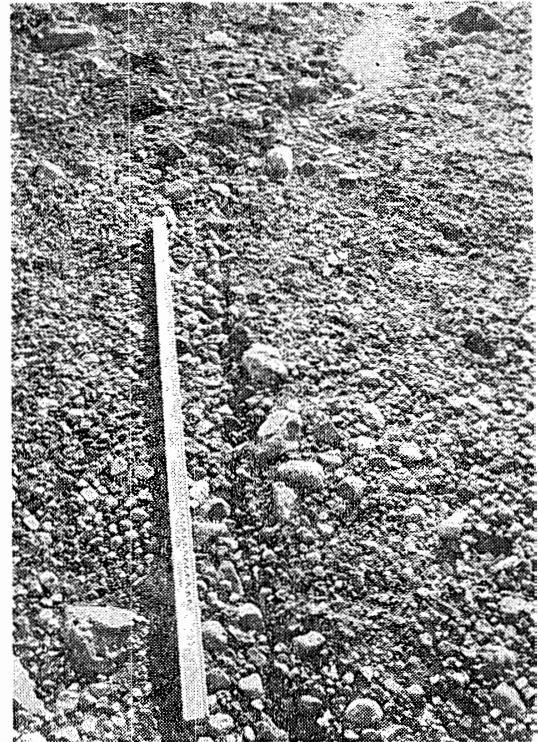


図 7 緩傾斜面上に発達した nonsorted stripe  
(Loc. 6)

Fig. 7. Nonsorted stripe on the gentle slope (Loc. 6).

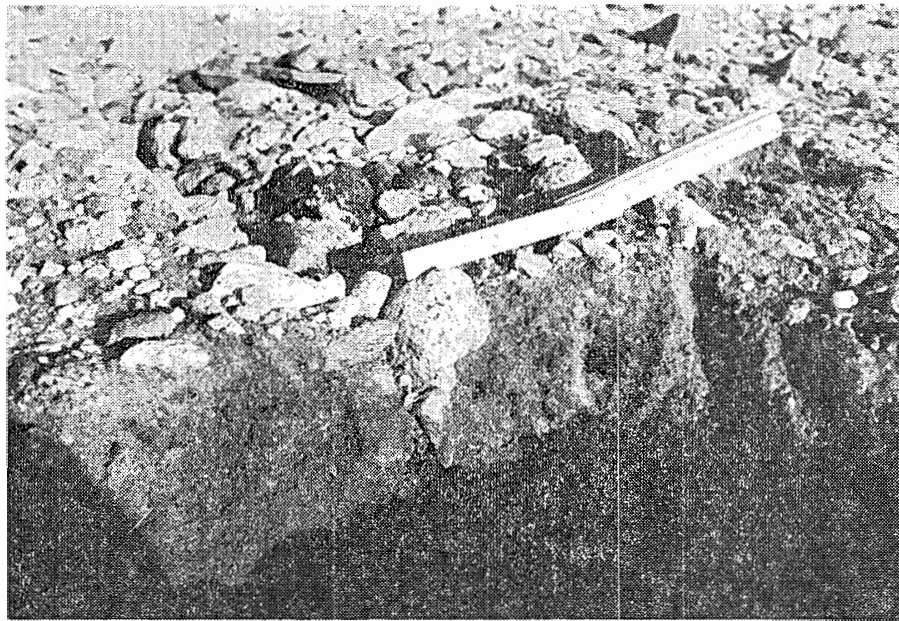


図 8 Nonsorted stripe の断面

Fig. 8. Cross section of a nonsorted stripe.

るのは、 $3^{\circ}$ 未満のごく緩い砂礫斜面で、砂礫質の薄い表層の下に細粒物質の層があること、積雪のほとんどつかない吹きさらし地で、冬季は酷寒と強風に直接さらされていること、そのため夏にはいち早く表土が融けて地中温度が氷点を上下することなどである。

Loc. 6 付近には大小の迷子石が点在するが、凍結破壊作用を受けているものが多い。図 9 はその見事なもので、片麻岩の片理構造に沿って板状に破壊されている。図中の右下の雪によって卓越風向が示されているが、破壊された岩石はそれとは無関係に斜面の傾斜方向に従って左方へ移動している。地表面の勾配は  $2^{\circ}$  前後であるが、こうした緩勾配であっても霜柱性の solifluction が働いているように思われる。

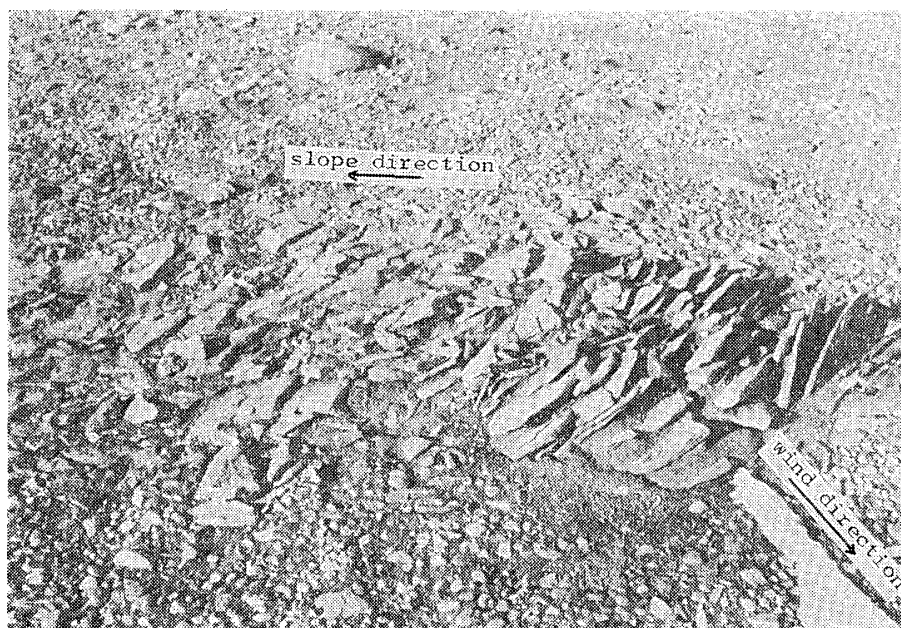


図 9 凍結による氷堆石の破碎と移動

Fig. 9. Shattering and migration of a boulder.

#### 4.4. 中流部の北西斜面 (Loc. 7)

中流部の北西隅に現河床から離れた窪地があり、その底面は海拔 12.5~13.0 m の泥土原である。すなわち、表層が青灰色のシルト・粘土 (厚さ 30 cm)、下層が貝殻交じり青緑色シルト・細砂で、明らかに入江に沈積した海成層の特徴を示す。この窪地をとり巻いて広い緩傾斜面が発達するが、ここでも小規模の崖によって数段に分かれている (図 4)。海拔 16 m 以上の緩傾斜面ではごく不明瞭な崖が中程にあるが、これによって境される上下の部分に堆積物の差異はほとんどない。一般に、表層 40~50 cm が粗砂交じり中礫 (粒径 1~2 cm) で、その下に基盤岩由来のへん平な碎石 (厚さ 15 cm 以上) が続く。地表近くでの礫と砂との分級は、緩傾斜面の下方ほど進行しているが、それは下方ほど地中水分が多い事実と関係があるように思われる。地中水分が少ないと、凍結・融解の繰り返しによる礫の示差的上昇が進みにくいからである。

海拔 13.5~14.0 m の窪地では、表面に最大径 20 cm、普通 2~4 cm の氷堆石が浮上し、

この点で海拔 16 m 以上の緩傾斜面と変わらないが、それ以下は細礫をわずかに含む灰色中砂（厚さ 55 cm）と貝殻交じり青灰色細砂・シルトで、いずれも汀線以下の堆積物と思われるものである。また、この窪地をとり巻いて比高 2 m 未満、勾配 15~20° の急斜面があって、窪地を海拔 16 m 以上の緩傾斜面から明瞭に区切っている。急斜面上の土層は薄く、ところどころに基盤岩が露われている。したがって、これは当時の海崖と判断できる。

#### 4.5. 中流部北斜面 (Loc. 8, 9)

中流部の北側にはやや急な斜面が続く。ここでも海拔 14.0~16.0 m に明瞭な崖があり、その下方に貝殻交じりの海成細粒物質からなる平坦地がある。ただし、その勾配は Loc. 7 より大きく、その下方は現在の水流によって削りとられている。現水流による侵蝕後退はせいぜい第 1 ダムの堰堤付近までで、上流部まで及んでいない。一方、崖より上方は勾配 5° 前後の直線的な斜面で、表面に外来の氷堆石を薄く載せるが、大部分は基盤岩由来の碎石からなる。碎石は長さ数 cm から 10 数 cm の角ばった岩石で、空隙の多い無秩序な状態で累積し、岩片の垂直移動による層化は認められない。その厚さはせいぜい 20~40 cm であるが、部分的には相当厚く集積している所もある。例えば、Loc. 9 では基盤のざくろ石片麻岩が碎石化し、それが 2 m 近くも集積して直線的な斜面を形成している (図 10)。

Loc. 8, 9 間の緩斜面上部に碎石の集積帯がある。その下限は 40~50 cm の小崖となつて、緩斜面を斜めに走っている。小崖の下方には 1 月初めまで snow drift が残っていた



図 10 南向き緩傾斜面を構成する碎石層 (Loc. 9)

Fig. 10. Frost-screes constituting the south-facing slope (Loc. 9).

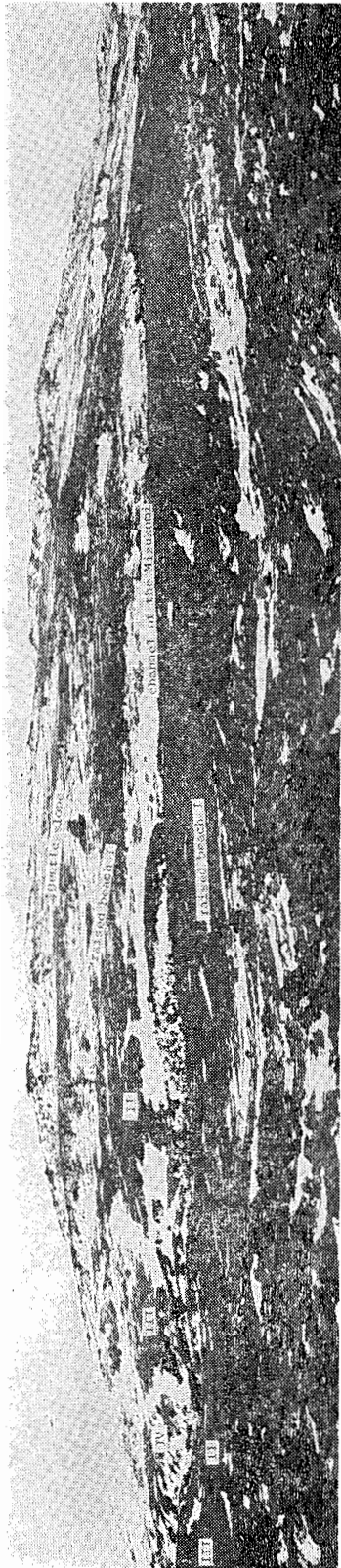


図 11 水汲み沢下流部の隆起汀線の地形  
*Fig. 11. Raised beaches in the lower stream of the Mizukumi Valley.*

が、碎石の集積はこれと関係があると思われる。すなわち、小崖より上方の碎石帯は積雪が少ないので、夏には小崖下方よりいち早く表層の融解が起こる。そのため凍結・融解作用による碎石の下方移動は、snow drift によりとどめられる。しかし斜面上部はもともと排水がよいので、地表面の乾きが早く、snow drift の消える1月末にはほとんど下方移動を行なわない状態となっている。これが集積帯下限の小崖が維持されている理由と思われる。なお snow drift と関係のある微地形は Loc. 7, 8 間にもあり、そこでは斜面下方に開いた馬蹄形の浅い窪地となっている。

#### 4.6. 河口付近 (Loc. 11)

河口付近は階段状の隆起汀線の地形とそれを刻む流水溝によって特徴づけられる(図11)。海成段丘面は海拔13.5~11.5m, 10.0~9.5m, 7.0~6.0m, 4.5~3.0m 及び 2.0m 以下の5つが認められる(図1, 12)。その幅はせいぜい3~10mで、各段丘面を境する崖も小規模である。粗砂からなる各段丘面は、その前縁を径1~5cmの礫堤によって縁どられている。各段丘面は流水溝の右岸で舌状に張り出し、礫からなるその表面は他の部分より30~40cm高い。一般に、氷海の河口部は河川水の流入によって夏季に開水し、その開水域に限って河口堆積がみられることが多い。現に水汲み沢河口でもかかる堆積が行なわれているが、上記の舌状堆積面も同様にして生成したものである。

各段丘面の堆積物をみると(図12)、I面では

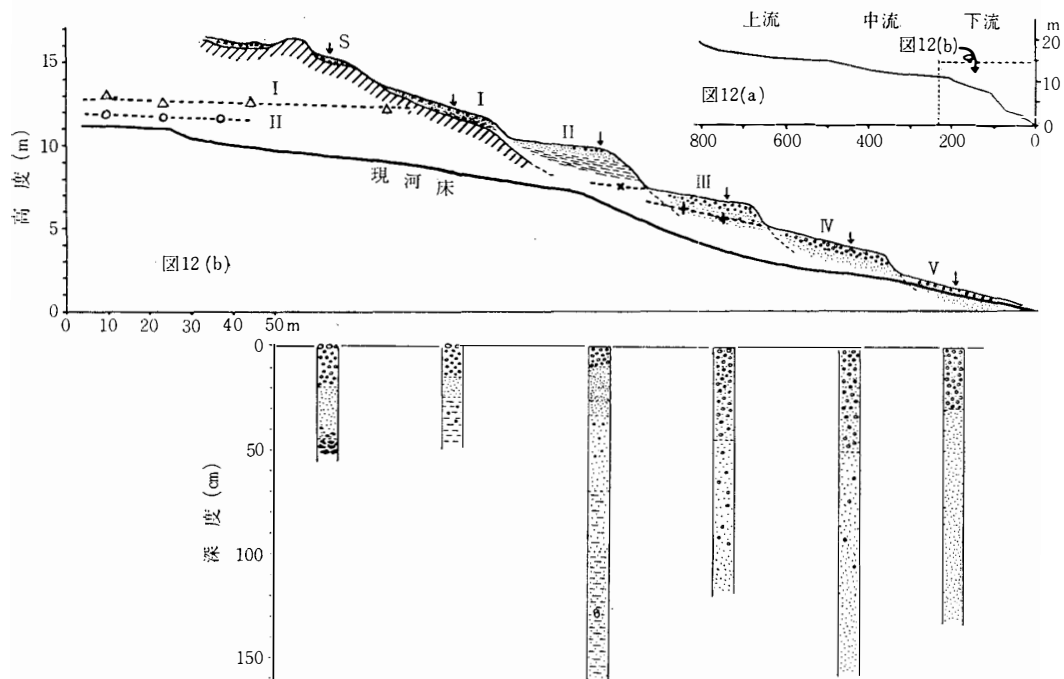


図12 下流部の地形断面と堆積物

Fig. 12. Profile of the raised beaches in the lower stream of the Mizukumi Valley and their deposits.

表面から径 1~3 cm の中礫 (厚さ 15 cm), 褐色粗砂 (10 cm), 細礫交じり青色シルト (15 cm 以上) が重なる. 下限は凍結していたので, 不明である. シルト層から貝殻を見つけていないが, 海成層と思われる層相を呈する. しかも上面は中流部 Loc. 7 の 13.5~14.0 m 面 (貝殻を含む海成層から構成されている) に連続するので, 海成段丘とみることができる. I 面背後の崖は 1 m 程度の高さにすぎないが, 崖面には基盤岩の露われている部分も多い. その位置はわりあい簡単にたどることができる. それより高位の S 面は Loc. 7 の緩傾斜面から続く小起伏面で, 厚さ 20~50 cm の堆積物で薄くおおわれている. 比較的厚い所では, 表層が最大径 15 cm, 普通 2~5 cm の中礫, その下が褐色の粗砂であり, 下層はシルト交じり青色細砂で基盤岩由来の碎石層へ漸移している. つまり S 面には海成層が載っていない. II 面は表面より径 4~5 cm の中礫 (厚さ 10 cm), 細礫交じり砂 (60 cm), 灰色シルト・砂 (30 cm), 貝殻交じり青色シルト (60 cm 以上) が重なる. 下限は凍結のため確認できなかった. 砂層上半部に偽層構造が認められる. このように II 面の堆積相は浅海の静水堆積から河川水の流入した河口堆積への移りゆきを示している.

I, II 面に比べると, III 面以下の堆積物は粗粒であり, 特に表層 40~50 cm の礫層が目立つ. この礫層は最大径 13 cm, 普通 3~5 cm の片麻岩質の亜角礫からなり, その点外来性の円礫が多い II 面以上の礫層と明らかに違っている. これらの多くは氷堆石起源ではな

く、水汲み沢が基盤岩を刻んで運んできたものと思われる。礫層の下に厚い粗砂が横たわる。河口から離れた部分には灰色の細砂も分布するが、ほとんどは明褐色を呈する。また貝殻を含むが、いずれも著しく破碎されているので、他からの2次堆積と見なされる。以上のようにⅡ面からⅢ面へ間に、堆積環境の明らかな変化が認められ、水汲み沢における流送土砂の増加が知られる。水汲み沢の下流は基盤岩を刻む急流となっているが、これは上記の堆積物にみられる変化に対応するものと思われる。この点については次の章でさらに考察する。

#### 4.7. 天測点東側の低地 (Loc. 10)

天測点東側の低地にも貝殻を含む海成砂層が分布し、隆起汀線とみられる地形もある。粗砂で薄く覆われた低地の底は海拔13m前後で、融雪水はこれを浅く削っている。低地西側の緩傾斜面が幾つかの低い階段に分けられていることは、Loc. 7 と似ている(図4)。

谷底面の構成物は粗砂(厚さ5~7cm)、青灰色シルト・粘土層(15cm)、貝殻交じり青緑色シルト・細砂(20cm以上)である。これよりやや高い地温測定地点では、表層の粗砂部分が厚く、かつ最大径10cmの礫が表面に浮上している。また中層の細粒物質は10cm未満に薄くなる一方、貝殻交じりの下部砂層は40cm以上となり、下位に小礫を含む。

谷底面より1段高い14.0~15.0m面では、最上層の褐色粗砂が5~7cm、中層が灰色粗一中砂(14cm)と褐色細礫交じり粗砂(10cm)である。下層は貝殻交じり青灰色中砂であって、ピットの底(永久凍土に達した)では亜角礫を多く含んで、基盤に近いことを示す。14.0~15.0m面背後の崖は比高1mに満たないものであるが、堆積物はここを境にしてはっきり違っている。つまり崖より上方の緩傾斜面には、貝殻交じりの堆積物は全く分布せず、代わりに基盤岩由来の碎石が下層を占める。したがって、海拔15m以下の貝殻によって示される海はここまで及ばなかったといえる。なお海拔18m以上の斜面をつくる砂は風成のもので、直接基盤をおおっている。

この低地と水汲み沢との分水界は風隙谷状になっていて、高度は15m前後にすぎない。しかし付近には貝殻交じりの海成層は全く見当らず、礫交じり褐色粗砂層(厚さ7cm)と碎石層(13cm)とからなる。水汲み沢における貝殻交じり砂層の分布は第1ダム堰堤付近までである。したがって、当時の海は分水界付近まで及ばなかったか、及んでいても潮の流れる程度の、浅い瀬戸であったと思われる。

一方、この低地の排水路は、水汲み沢の場合と同様、海に注ぐ前に急勾配をなし、基盤岩を2~3mも刻みこんでいる。そしてその左岸から昭和基地の作業棟にかけて、隆起汀線を

示す数段の平坦面が認められ、その上に貝殻を含む海成層が分布する。しかしその原形は大部分昭和基地の建設によって破壊されてしまったので、現在ではもはや調べようがない。図1は基地建設前に撮影した空中写真によって作成した。

## 5. 考 察

前章で系統的に記載した観測事項を、ここで整理し考察してみる。

### 5.1. 隆起汀線の地形

東オングル島の中でなんらかの未固結堆積物が分布するのは海拔20m以下であり、山麓の緩傾斜面と谷底や沿岸の平坦面を構成する。背後の氷蝕崖や羊群岩との間にわりあい明瞭な傾斜変換線をもつので、従来ここが隆起汀線の上限とされてきた。しかし今回の調査によれば、山麓の緩傾斜面は薄い氷成堆積物に覆れた基盤岩由来の碎屑物からなり、海成堆積物は全く存在しない。海成堆積物が分布するのは谷底や沿岸の平坦面に限られ、その上限は海拔14mである(図4)。谷底は海棲貝殻を多量に含む細粒物質で満たされ、かつて入江状の海域であったことを示す。吉田(1970)はこの貝殻から $30,700 \pm 2,000^{14}\text{C}$ 年 B. P. の値を得た。また山麓の緩傾斜面と谷底の平坦面との間には比高1~2mの小崖があり、旧汀線の位置を示す。吉田は東オングル島北岸で $5,850 \pm 100^{14}\text{C}$ 年 B. P. の貝殻を海拔16mで発見しているが、この1例を除けば、東オングル島の隆起汀線の上限はほぼ14mの高さとみることが出来る。

前記の貝殻含有層は青緑色のシルト交じり細砂であって、谷底面のほぼ全域に認められるが、これを覆って黄褐色の中砂が谷底面の縁辺部に、青灰色のシルト・粘土が谷底中央に分布する。前者は海浜砂とみられる淘汰の良いもので、その表面は後者の表面より約0.5m高い。したがって、両者は入江の縁辺と中央とに堆積した同時異層のように思われるが、両者の地表面は下流へゆくにつれて明瞭に段化し、海成段丘Ⅰ面とⅡ面になる。それゆえ、両者は入江からの海退現象に応じて段化したものと思われる。なお、現在の水流沿いではこれらの海成堆積面が浅く削られて、約1.5m低い河床面になっている。河床面では基盤岩が露わっていたり、径5~20cmの礫が舗石のように敷きつめたりしている。

河口付近には5段の海成段丘面が認められ、海拔14mの最高位隆起汀線からの断続的小海退が推定できる。しかし、その堆積物は前述した通りⅠ・Ⅱ面とⅢ面以下で明瞭な相違を示し、両者において堆積環境の大きな変化のあったことを物語る。最高位海水準以降の海退は入江をなしていた水汲み沢から海水を退かせ、更にその谷底面を下流の方から侵蝕していった。しかし水汲み沢の河床縦断曲線を作ってみると(図12(a))、いくつか大きく折れ曲

がっていて、下流からの侵蝕後退が必ずしも規則的に繰り返されていなかったことを物語る。

まず図12(a)でわかるように、縦断曲線は上・中・下流の間で大きく折れ曲がっている。中流部の谷底面はかつての海底堆積面であるが、現在これが約1.5m浅く侵蝕されている。しかしこの侵蝕は当時の汀線より上方（上流部の谷底）に及んでおらず、上・中流の間に遷急点が形成されている。これに対して、下流部の開析は著しく進んでいる。図12(b)をみると、水汲み沢は海拔11mから急に勾配を増し、河口までの間に少なくとも2つの遷急点を作っている。上部の遷急点は海拔10~11mにあり、その下流はI面およびII面を刻んだ幅3~5m、深さ1.5~3.0mの溝になっている。周囲は角閃石片麻岩であるが、遷急点の部分を輝石片麻岩の片理構造が横切る。したがって溝を下流から刻んできた侵蝕後退が輝石片麻岩の部分にはばまれて、上流に波及しなかったとみてよい。

上部遷急点下方の溝をそのままの勾配で下方に延長すると、III面の表面高度に合致する。それゆえ、上部遷急点を生じた侵蝕復活は河口においてIII面の堆積をもたらしたとみることができる。このことはIII面の構成物が一般に粗粒であり、特に表層部が砂礫層で占められていることによっても証せられる。IV面もやや粗粒の砂礫からなるが、IV面を上方にたどると下部遷急点の上限、つまり前述の溝の下限に収れんする。したがってIV面期にはIII面期のような旺盛な侵蝕復活の現象（基盤岩を刻んで溝を掘る程の）はみられない。

下部遷急点は海拔3~7mにあり、落差は4m近くある。その形成はV面期以後と考えるとさしつかえない。遷急点付近およびその下流の谷壁では左岸に基盤岩の顕われている部分があるが、右岸はすべて海成段丘面を構成する未固結堆積物である。それゆえ、下部遷急点は基盤岩に新に刻み込まれたものではなく、未固結堆積物がはく離されて顕わわれた基盤岩の斜面とみてよい。

以上の隆起汀線の地形と水汲み沢の縦断曲線とから、最高位海面から現海面までの断続的小海退は、同じ時間的間隙をもって順次繰り返されたのではなく、I面、III面および現海面付近において小規模の海進または比較的長い停滞があったことが知られる。それでは、これらの海進、海退の時期ならびに原因はどうかとなると、まだほとんどわかっていない。このことは南極全体についていえることであって、その理由は沿岸に露岩が極めて少なく海成段丘の発達がまれであること、しかも堆積物中に<sup>14</sup>C年代測定に利用できる生物遺体がほとんど含まれていないためである。

こうした状況にあって、リュツォ・ホルム湾沿岸の海成段丘上の貝殻年代を調べ、それら



が20,000~31,000<sup>14</sup>C年 B. P. と3,000~6,000<sup>14</sup>C年 B. P. の2群に分けられ、両者の中間の値を示すものがないことを指適した吉田(1970)の研究は注目に値する。次に吉田の貝殻年代によって、各海成段丘面の生成時期を考察する。水汲み沢河口の南方500mにある北見浜は、吉田の<sup>14</sup>C年代測定を試料採集地の一つであるが、そこでは新旧のグループは海拔3m前後を境にして分布する。水汲み沢河口では、この高さはIV面とV面との境に当たっており、したがって両段丘間に認められた地形的間隙は貝殻年代の上にもはっきり表現されているといえる。一方、古いグループは割合幅広い年代のものを一括しているが、これをもう少し詳しくみると、海拔12m以上のI面は水汲み沢で30,700±2,000年前、北見浜で34,000 $\begin{matrix} +3,000 \\ -2,000 \end{matrix}$ 年前の貝殻を載せており、いずれも3万年より古い値を示す。したがって、I面生成の時期は少なくとも3万年を割ることはない。ところが北見浜の海拔10~5mにある数段の段丘上には、2万年代から3万年を越すものが混在し、段丘面と貝殻年代との対応関係がはっきりしない。それゆえ、水汲み沢のI・II面とIII・IV面との間に認められた地形的間隙は、貝殻の年代によって明確に指示することができない。なぜこのように異なる年代の貝殻が混在するか、全くわからない。それは、貝殻の年代測定の技術的問題にあるのか(小元(1972)によれば、昭和基地付近の海水中の<sup>14</sup>C濃度は異常に低いといわれ、そうとすれば、この海域に棲む貝殻による<sup>14</sup>C年代は実際より古い値を示すことになる)、貝殻がなんらかの原因によって実際に混在しているのか(例えば、III面で採集した貝殻はI面期の海底に棲息していたものとか、III面期にI面から運ばれて堆積したものとか)、いろいろ考えられる。水汲み沢河口のIII・IV面堆積物中に多産する貝殻はほとんどが破壊されていて、水汲み沢によって上流から運ばれたものであることは明らかである。今混在の主因がここにあるとみて、III面の年代を古いグループのうちでも比較的若い方の値、つまり20,000~25,000年を採用したい。

ところで、3,000~6,000年前というのは、北半球の後氷期高海面の時期に相当する。V面はこれに対応して生成したとみなされる。一方、20,000~31,000年前は北半球のウルム氷期に当たるが、そのうち3万年代のI面はウルムII/III亜間氷期に当たると思われる。当時の海面の高さに関する知識は極めて乏しいが、ほぼ現海水準に近いが、それより10m前後低かったとされている(FLINT, 1971)。II面は明らかにI面期から直接続く海退の一過程の産物であるから、この亜間氷期からのユースタティックな海面低下によるとみてよい。またIII面は、II面との間にやや顕著な地形的間隙をもつが、その詳しい地史的位置づけは困難である。こうした細かい年代論を展開させるためには、現状では資料の数が著しく不足してお

り、また<sup>14</sup>C年代測定の精度の問題が残る。今後の研究に待たなければならない。

最後に、各段丘面の高度差がそれぞれの生成に関与したと思われるユースタティックな海面変動量よりも、はなはだしく小さいことに気付く。吉田は HOLLIN(1962) の見解をくんで、「ユースタティックな海面低下は少なくともリュツォ・ホルム湾沿岸では、氷床の厚さを増大させるようには働かず、岩盤の低所を選んで氷が流下する仕方で氷床の拡大をもたらしただろう。このため、アイソスタティックな地盤上昇はおさえられたであろう。」と予測している。南極の氷床が現在より拡大した証拠はすこぶる多いが、オングル島周辺でも大陸棚に刻みこまれた海底氷蝕谷によってそれが立証された(藤原, 1971)。こうした氷床の拡大によってアイソスタティックな地盤の沈降があったとすれば、それは氷床に覆われずに残ったオングル島その他の地域に働くユースタティックな海面低下の効果を当然減殺したはずである。海面上昇においては、これと全く逆の現象があって、ユースタティックな海面上昇の量ほど海進が起こらなかったはずである。海成段丘面の高度を考える際、こうした氷床の拡大・縮小に伴うアイソスタティックな地盤の上下運動を見逃すことはできないと思われる。

## 5.2. 周氷河地形

昭和基地では月平均気温が 0°C 以上になることはないが、0°C を上下する日変化は12月中旬から2月中旬まで続く。しかも11月末から快晴無風の天候が多くなるので、地面は急速に融けはじめ、地中水分の凍結・融解に起因する地形形成、つまり周氷河作用が働く。氷床後退の後に東オングル島に働いた地形営力の主役は、こうした周氷河作用と思われるが、それによる地形は意外に微弱である。それは温度変化を除く他の周氷河作用の支配因子に欠けるためである。つまり、乾燥気候のために土中水分の蒸発が促進されること、堆積物は薄くて粗粒なので保水力が小さいことなどは、周氷河作用を受けにくくする原因となっている。以下、微弱ながら、水汲み沢で観察されたいくつかの周氷河地形をあげる。

水汲み沢の両側に広がる緩傾斜面は、その原型を氷蝕作用に負うといえるが、斜面そのものは、周氷河作用にもとづく solifluction slope とみてよい。緩傾斜面の上部は背後の氷蝕崖から凍結細屑化作用によって生産された岩屑で覆われ、比較的急であるが、中・下部は極めて平滑であり、しだいに緩くなりながら谷底へ移行する。一般に水汲み沢の未固結堆積物は周氷河作用によって垂直的な分化を受けているが、緩傾斜面の中・下部でそれが著しい。表層が粗粒の砂礫からなり、粗大な礫はいずれも地表面に浮上している。中層は青灰色のシルト・粘土で、水分が多く夏には融けてねり粉のようになる。こうした周氷河土の生成は TABER (1929) の凍上 frost heaving もしくは凍結による土壌粒子の示差的上昇による。

融けるとねり粉のようになる中層はすこぶる流動性が大きい。ことに、含水量とコロイド物質の量が多いほど流動性が大きくなって、わずかな傾斜地でも移動する。こうした細粒物質は緩傾斜面の下方ほど厚く、また谷底面を広く埋めている。したがって緩傾斜面において生産された細粒物質はゆっくりと斜面下方へ移動し、谷底にたまっているとみなすことができる。斜面上の岩屑もこの滑剤によって下方に運ばれ、かくして斜面はしだいに平滑化され、流動性に応じて下方ほど緩やかな勾配となったものと思われる。

緩傾斜面堆積物の下層は褐色の粗～中砂や基盤岩と同質の碎石からなり、分級されていない。また表層に見られるような外来礫を含んでいない。つまり下層物質のほとんどは凍結細屑化作用によって基盤岩から生産されたものである。1968年の活動層は55cm前後の深さに及んだが、緩傾斜面の中・上部の堆積物はこれより薄く、全部融解していた。したがって、緩傾斜面の基盤岩じたいの凍結細屑化作用と、それから生産された岩屑の下方移動(solifluction)とが働いており、両者の協同作業によって、緩傾斜面は発達していると考えることができる。

以上のように緩傾斜面の中・下部は一般に平滑であるが、上部には斜面方向に直交する小規模のstepが発達する。これは物質の下方移動が一様でないために生じたもので、TRICARTのcryoturbation stepの充分に発達していない形とみてよい。水汲み沢の北斜面では、このstepが斜面上部から斜めに作られているが、これは北東の卓越風に沿って斜面に斜めに堆積したsnow driftによって、物質の下方移動がさえぎられるためである。Stepの下限はsnow driftの上縁に接していることが多い。

地中水分の凍結・融解に起因する周氷河現象として、上記にあげたほかに、氷蝕崖にみられる碎石流、迷子石の碎石化とその移動、緩勾配斜面上に発達するnonsorted stripeなどがある。これらは個別的に詳述したのでここでは繰り返さない。

地中温度が $0^{\circ}\text{C}$ を上下する期間の長いことが、周氷河現象の最も基本的要件である。しかし、昭和基地ではこの種の観測を本格的に行なったことがない。わずかに松田(1964)がセン類群落の環境調査の一環として、地温測定をしたことがある。それによると、砂地の地表温度は雪がすっかり消えた11月末以降から、 $0^{\circ}\text{C}$ をはさんで大きな日変化を示し、3月初めまで続いた。1月初旬には、日中 $+30^{\circ}\text{C}$ 近く昇温した地表面温度は、夜間には $-3^{\circ}\text{C}$ に冷却し、また3月初めでも $+10^{\circ}\text{C}$ ～ $-11^{\circ}\text{C}$ を上下した。これに対して地中温度の振幅ははるかに小さく、深さ10cmでは盛夏に $0^{\circ}\text{C}$ ～ $+5^{\circ}\text{C}$ の日変化をみる程度である。水汲み沢の活動層の厚さは55cm前後とみなされるが、そのような深さで凍結・融解を繰り返すのは

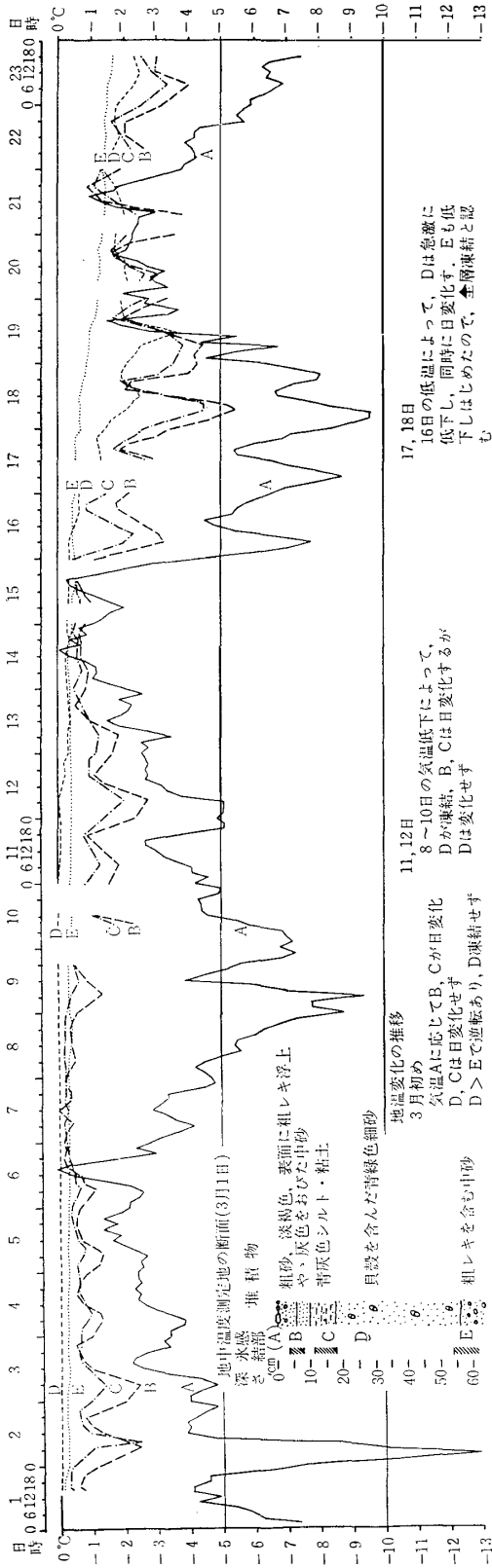


図13 昭和基地，3月の気温ならびに地中温度の変化  
Fig. 13. Variations of air and soil temperatures at Syowa Station, March 1968.

盛夏のほんの短かい期間だけと思われる。

地中への凍結の進入を知るため、筆者は3月1日から同月31日まで、第8観測棟南側の平坦な砂地で、地中温度を測定した(図13)。測定器は東邦電探KK製ET-1型およびET-2型サーミスター温度計で、4本の感部B、C、D、Eを図4(Loc. 10)の堆積層へ横にそう入した。これをケーブルで地学棟まで引き、深夜を除き3または6時間おきに測定した。この年は深さ54cmまで融けていて、その下に永久凍土層がみられた。2月下旬に気温が大きく下がり、表層下半部(深さ4~8cm)および中層(10~18cm)がすでに凍結している。そのため、感部B、Cは測定開始の当初から気温変化に対応した日変化を示した。深さ27cmのDおよび57cmのEは、それぞれ0°Cと-0.3°Cという一定した温度を指示したが、Dは3月11日より、Eは18日より急に低下しはじめた。これは、それぞれの2日前の気温低下によって凍結が下方へ進入したため、融解層の完全な凍結は3月18日頃と判断される。なお、以上の予察的研究をふまえて、10次隊の小元は1年間余りの地中温度を記録した。その中には春秋の融解・凍結過程が記録されたと聞くので、成果が期待できる。

## 6. 結 び

水汲み沢の微地形とその堆積物の研究によって、以下の事柄がわかった。

1) 東オングル島北部にみられる海成段丘は5段に分けられ、その上限は海拔14 mである。それより上方、海拔20 m前後にある傾斜変換線(従来ここが隆起汀線の上限とされてきた)までは、氷堆石および周氷河土からなる緩傾斜面であり、海成面である証拠はない。

2) 5段の海成段丘は形態・堆積物の性質によって、Ⅰ・Ⅱ面、Ⅲ・Ⅳ面およびⅤ面にグルーピングできる。最高位のⅠ面は、東オングル島が氷床から解放された後の海進による堆積面で、堆積物中の貝殻の $^{14}\text{C}$ 年代値は3万年代を示す。ウルムⅡ/Ⅲ期のものと推定される。地形面の発達是最もよく、上位の緩傾斜面とは比高2 m未満の小崖または急斜面で境される。Ⅱ面はⅠ面期から直接続く海退途中の産物であり、発達も小規模である。

3) Ⅲ・Ⅳ面期には水汲み沢の谷底が開析され、河口に厚い粗粒物質からなる堆積面が生じた。Ⅱ面とⅢ面との間にはかなり明瞭な地形的な間隙があって、Ⅱ面期からの海退がⅢ面期において小海進に転じたか、かなり長い海面停滞があったことをうかがわせる。Ⅲ・Ⅳ面に対比される北見浜の10~5 m面には2万年代から3万年を越す貝殻が混在し、その正確な時代判定は難しい。Ⅴ面は後氷期の高海水面において生成したものである。

4) 各段丘面はそれぞれの生成に関与したと思われるユースタティックな海面変動量にくらべて、高度差が小さい。これは、氷床の拡大・縮小によるアイソスタティックな地盤運動がユースタティックな海面変動の効果を減殺したためと思われる。しかし両者の関わり合いを具体的に、特に数量的に示す資料は全く持っていない。

5) 昭和基地で地表面温度が氷点を上下して日変化するのは、11月末から3月初めまでである。しかし、温度変化を除く他の周氷河作用の支配因子が微弱であるため、周氷河地形の発達は意外に悪い。1968年の夏、地中への融解は約55 cmの深さに及んだが、凍結・融解にもとづく堆積物の分化現象はせいぜい20 cm程度までである。堆積物がこの融解深度より薄い場所では、堆積物の下で基盤岩石の凍結細屑化がおこり、氷蝕谷底の平坦化(緩傾斜面の生育)が進行する。

6) 地中への凍結の進入過程をみると、表層(深さ0~20 cm)は2月下旬に凍結し、深さ27 cmでは3月11日、融解層下限(深さ55 cm)は3月18日に凍結した。凍結は漸進的に進入するのではなく、気温の大きな低下によって波状的に波及する。

## 謝 辞

この種の地形調査は地中が融解する夏季にしかできない。この点、本調査の行なった2月は、ぎりぎりの時期であったが、基地建設の繁忙中、貴重な時間を与えて下さった村山隊長以下、第9次隊の皆様は厚く感謝する。特に気象担当の山崎、井部両隊員からは、地中温度計の鑑定その他の協力を受けた。また、極地研究センターの松田氏からは、第5次ならびに第7次越冬における地中温度の測定記録を見せて頂いた。お礼を申し上げたい。更に、東京大学地理学教室の吉川教授は、日本の南極観測の当初からこの種の研究の重要性を力説されてきた。本研究は先生の意図に十分に応えられるものではないが、これ迄の一応の結論として進呈し、感謝の意を表したい。

最後に、同じ広島大学において種々ご教示いただいた米倉二郎教授のご退官を記念し、この小論をささげたい。

## 文 献

- CALKIN, P. C. (1964) : Geomorphology and glacial geology of the Victoria Valley System, Southern Victoria Land, Antarctica. The Ohio State Univ., Institute of Polar Studies, Report 10, 1-66.
- DONN, W. L., W. R. FARRAND and M. EWING (1962) : Pleistocene ice volumes and sea-level lowering. *J. Geology*, 70, 206-214.
- FLINT, R. F. (1971) : Glacial and quaternary geology. John Wiley & Sons Inc., New York, 329.
- 藤原健蔵 (1971) : リュツォ・ホルム湾における測深と氷蝕大陸棚の地形. 南極資料, 41, 81-103.
- KIZAKI, K. (1964) : Tectonics and petrography of the East Ongul Island, Lützow-Holm Bukt, Antarctica. *JARE Sci. Rep., Ser. C*, 2, 1-24.
- 松田達郎 (1964) : 南極オングル島におけるセン類群落の微気象について. 南極資料, 21, 12-24.
- MEGURO, H., Y. YOSHIDA, T. UCHINO, K. KIGOSHI and K. SUGAWARA (1964) : Quaternary marine sediments and their geological dates with reference to the geomorphology of Kronprins Olav Kyst. *Antarctic Geology* ed. by R. J. Adie, North-Holland Publ. Co., Amsterdam, 73-80.
- OMOTO, K. (1972) : A preliminary report on modern carbon dating at Syowa Station and its neighbourhood, East Antarctica. *Antarctic Rec.*, 43, 20-24.
- TABER, S. (1929) : Frost heaving. *J. Geology*, 37, 428-461.
- 吉田栄夫 (1970) : 東南極プリンス・オラフ海岸の隆起汀線と塩湖. 現代の地理学, 93-118. 渡辺光教授退官記念会.
- 吉川虎雄・戸谷 洋 (1957) : 第一次南極観測隊地理学部門報告. 南極資料, 1, 1-13.

(1972年8月15日受理)