

## 南極昭和基地附近の地学的観察 (その 2)

立見辰雄\*・菊池 徹\*\*

### REPORT OF GEOMORPHOLOGICAL AND GEOLOGICAL STUDIES OF THE WINTERING TEAM (1957-58) OF THE FIRST JAPANESE ANTARCTIC RESEARCH EXPEDITION

#### PART 2.

Tatsuo TATSUMI\* and Toru KIKUCHI\*\*

#### **Abstract**

**Geology** The whole area surveyed consists entirely of many kinds of metamorphic rocks probably of pre-Cambrian age. The plane of gneissosity or banded structure in these rocks strikes about NS and dips eastward from 30° to 60° as a whole, although local fluctuations and gentle folding structures were observed in some places (cf. Table 2, and geological maps and sections in Figs 30 to 34).

The rocks exposed within the region are classified petrographically with their modes of occurrence into six types as follows:

- (1) Hornblende-pyroxene dioritic gneisses
- (2) Marbles and quartzites
- (3) Basic bands
- (4) Pyroxene-biotite granodioritic gneisses
- (5) Biotite granitic gneisses and granites
- (6) Pegmatites

Besides, there occur glacial morainic deposits and erratic boulders.

There are found extensively hornblende-pyroxene dioritic gneisses characterized by their light brown color in appearance due to coloring of feldspars and quartz crystals, and by presence of pyroxenes and perthite as essential constituent

minerals. They are medium to fine-grained and show generally weak gneissose structure. Mineral assemblage of the rock is somewhat variable, but the most typical one is as follows: salite-hyperthene-brownish green hornblende-plagioclase-antiperthite-perthite-quartz. The rock resembles closely in petrographic features the charnockites, especially intermediate type among them, from Adelie Land and Enderby Land in Antarctica or from pre-Cambrian basements of other continents.

Phlogopite-diopside-forsterite marble, sometimes being accompanied by scapolite-pargasite-diopside skarn, and quartzite beds are intercalated within some parts of the gneiss formation of Skallen and Botnnuten districts. Some beds of the marble contain spinel group mineral (gahnite?), or are rich in graphite.

Basic metamorphic rocks occur as beds, lenses or irregular shaped bodies of various sizes within all kinds of the gneisses (cf. Figs. 35, 36, 37, Photos. 14, 17). They are fine to medium-grained and usually black in color. Pegmatitic facies develop in some bodies of the rocks. Most of them are composed mainly of monoclinic and/or rhombic pyroxenes, brown to

\* 東京大学理学部地質学教室, 第1次南極地域観測隊越冬隊員, 第4次南極地域観測隊長. Geological Institute, Faculty of Science, University of Tokyo. Member of the Wintering Party, the Japanese Antarctic Research Expedition, 1956-58. Leader of the Japanese Antarctic Research Expedition, 1959-60.

\*\* 地質調査所, 第1次南極地域観測隊越冬隊員. Geological Survey of Japan. Member of the Wintering Party, the Japanese Antarctic Research Expedition, 1956-58.

green hornblendes and plagioclase, but in some cases, pyralspite, biotite or quartz is included as essential constituent minerals in the rocks. Another kind of rock showing basic appearance too occurs with similar modes of occurrence to the basic metamorphic rocks. In this case, however, the rock consists chiefly of diopside and scapolite sometimes with small amounts of bluish green hornblende. The former type of the basic bands is thought to be derived from basic igneous rocks and the latter from calcareous sediments. These seem to resemble the basic charnockites in other pre-Cambrian basements.

Quartzofeldsparthitic gneisses characterized by pyralspite-biotite assemblage are found widely in the area surveyed. The rock is medium to fine-grained and usually white to grey in color. Gneissose structure is generally observed in the rock, and moreover, banded structure owing to development of a band rich in biotite is often conspicuous. They are mainly composed of pyralspite, biotite, antiperthite and/or perthite, plagioclase and quartz. It is sometimes the case that the rock changes gradually to the hornblende-pyroxene dioritic gneiss in rather a short distance, and the boundary line between them cuts irregularly both planes of their gneissosity which are parallel to one another, although the boundary relation of them is concordant in usual cases. Besides, rock of contact zone about one meter in width of the hornblende-pyroxene dioritic gneiss with later pegmatites of granitic composition alters characteristically to a rock having similar appearance and mineral composition to granitic gneiss. It seems probable that these facts indicate that some parts of the pyralspite-biotite granodioritic gneisses were metasomatically derived from the hornblende-pyroxene dioritic gneisses.

Biotite granitic gneisses and granites have always pink-colored feldspars as the most distinct constituent mineral. They are fine to

rather coarse-grained and mainly composed of biotite, plagioclase, perthite, and quartz, some of them including a little pyralspite, green hornblende or antiperthite. They show usually distinct gneissose structure, but some are quite massive. These rocks contact in general concordantly with above-mentioned gneisses, but the case is observed that some of the granitic bodies seem to be intruded discordantly into the dioritic or granodioritic gneisses in some places.

Pegmatites of various mineral compositions occur as lenticular masses or clear-cutting veins in all of the rocks already described. White to grey colored pegmatites having biotite and/or hornblende as mafic constituents cut through the dioritic and granodioritic gneisses. The pegmatites of granitic composition including characteristically pink-colored feldspars are found occasionally in the region. One of them occurring as lenticular mass in the biotite granitic gneiss and an aplitic vein cutting through the hornblende-pyroxene dioritic gneiss contain some uranium-bearing minerals. There occurs another type of pegmatite including many crystals of magnetite about two centimeters in diameter.

None of anorthosite, olivine-bearing metamorphics or aluminous metamorphics such as khondalite were found within the region.

As members of erratic boulders are noticed crystalline schists of green schist facies, biotite hornfels probably derived from the Beacon Sandstone formation, ilmenite-augite basalt and biotite-sillimanite gneiss besides the above-mentioned rock types exposed in this region.

Geological and petrological studies will be published more precisely in other papers near future.

**Glaciology** Some observations on continental ice, sea ice and puddles are briefly noted here.

## 地 質

1. 地質構造 調査地域に露出している岩石は、リュッツォウホルム湾東岸のいくつかの低い山地および沿岸諸島だけでなく、プリンスハラルド海岸内部のボツヌーテン山とプリンスオラフ海岸西部に知られる多くの露岩地をも含めて、すべて各種の変成岩類ないしは花崗岩類から成っている。

これらはいずれも、程度の差はあるが、フォリエーションあるいは片麻岩構造を持つている。この種の構造面および調和的に重なる異種岩層間の境界面などの走向傾斜から考えると、リュッツォウホルム湾東岸地域の地域的な構造は、ほぼ NS またはそれに近い走向で東方に中程度に傾く一般的な大構造を持ち、その中のところどころでは、緩い背斜または向斜構造をいくつか繰り返しているものである。これに対して、プリンスオラフ海岸西部地域では、その西南部では走向 NS ないし N 50 W で W または SW に急傾斜しており、さらに東北方では、N 40 W, 60 E を示している。この地方の飛び離れた各露岩地区で観察された地質構造単元の性質を第2表に示す（なお地質図および地質断面図、第30~34図参照）。

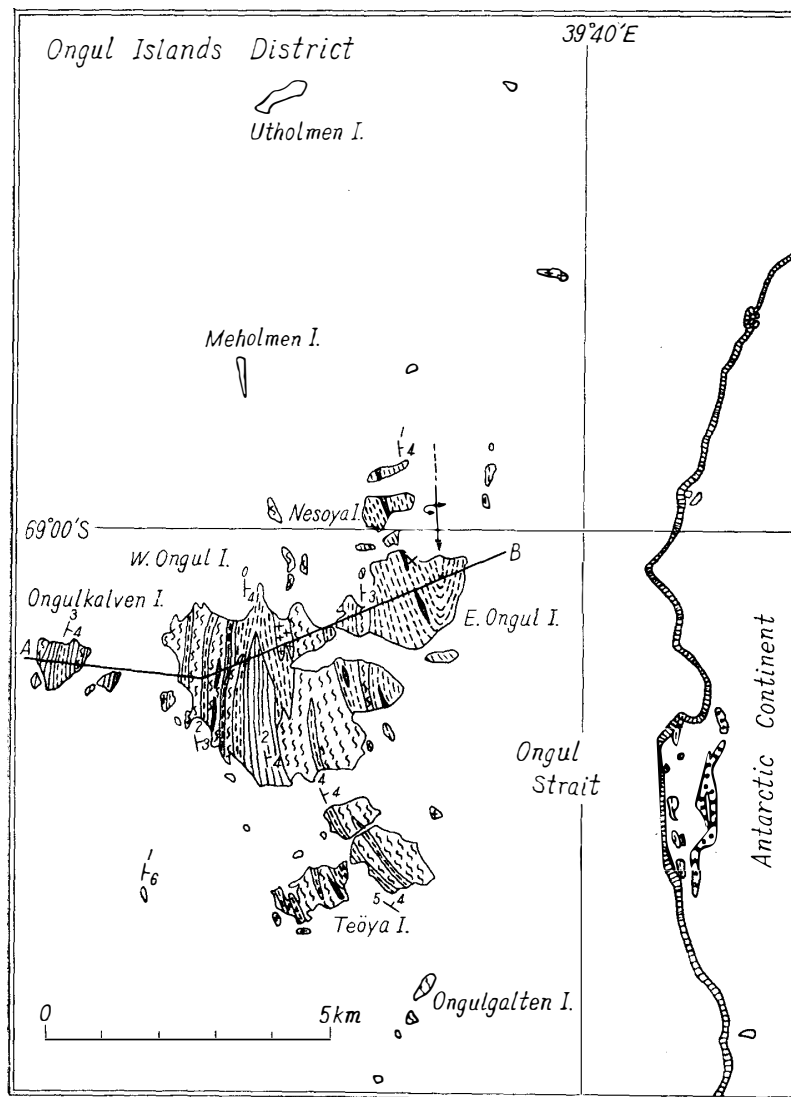
第2表 昭和基地附近各露岩地区における地質構造単元の性質

Table 2. Properties of geologic structures observed in the rocky areas surveyed.

地 区 名 Name of district	一 般 走 向 傾 斜 General strike and dip	背斜・向斜軸およびそのプランジの向き Direction of folding axes and their plunges
オングル諸島地区 Ongul Islands district	NS-N 40 W; 30-50 E-NE	N→S
ラングホブデ地区 Langhovde district	N 10 E-N 60 E; 30-60 E-SE	SWS→NEN
スカルブスネス地区 Skarvsnes district	変化に富む (variable)	SWW→NEE, SE→NW, SW→NE など
スカーレン地区 Skallen district	N 60 E-EW; 20-40 NW または S	NWW→SEE
ボツヌーテン山地区 Botnnuten district	N 10-40 W; 10 E-10 NE	SES→NWN
プリンスオラフ海岸西部地域 Western part of Prince Olav Coast	(西南部-SW part) NS-N50W; 50W (東北部-NE part) N40W; 40-60 NE	変化に富む (variable)

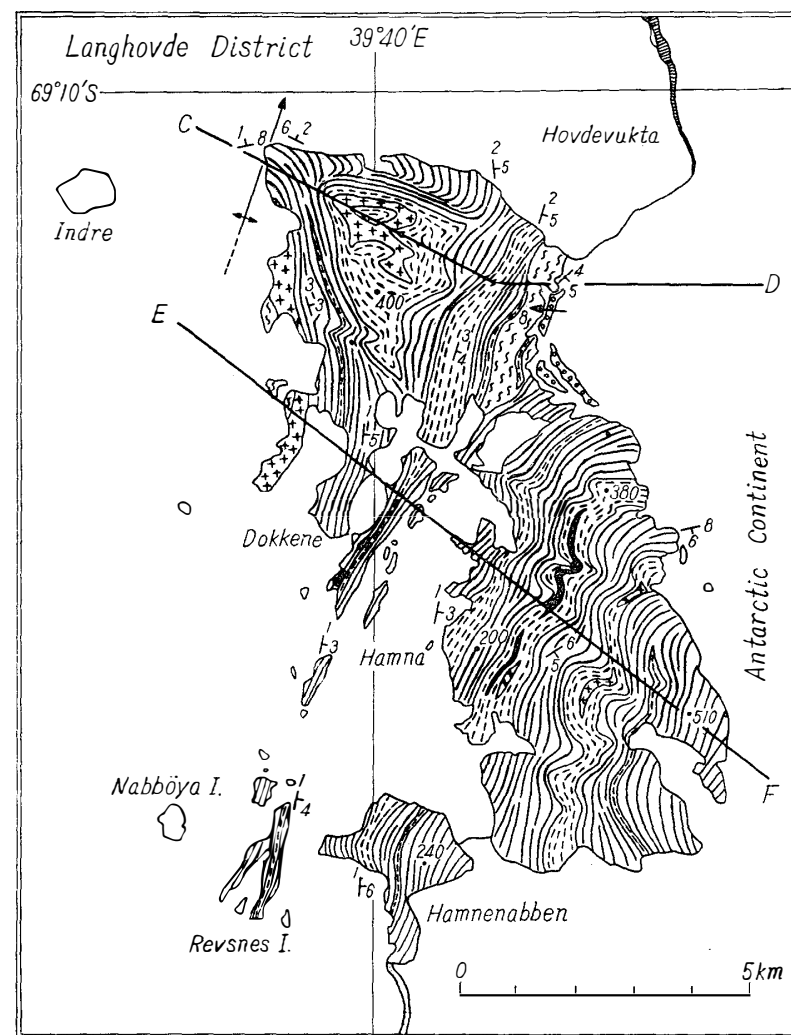
調査した範囲内では、10 万分 1 地質図に示さなければならないほどの規模の断層は、一つも認められなかつた。しかし離れ離れになつた各露岩地区の間では、それぞれの地質構造の向きや複雑さなどに、相当の差が認められるのがふつうである。これに対する説明の一つとして、これらの間に断層系の存在を考えることも可能であろう。仮にそうだとすると、これらの地塊を分つ断層系の規模は、水平方向での間隔がほぼ 30~40 km ぐらいのものと推定し得る。その他の性質については、まったく資料が得られていない。

オングル島よりスカーレン地区の間では、どの露岩地区においても、また岩石種のほとんど



第 30 図 オンゲル諸島地区地質図 (記号凡例は第 33 図参照)

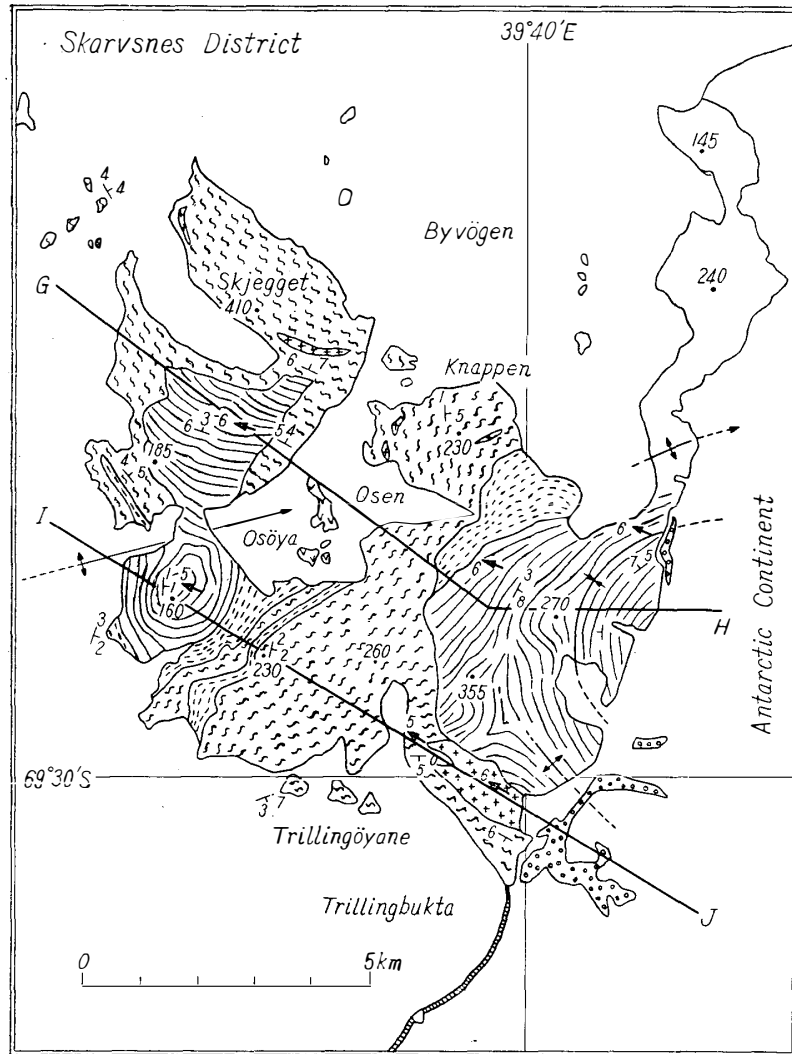
Fig. 30. Geological map of Ongul Islands district (Legend is given in Fig. 33).



第 31 図 ラングホブデ地区地質図 (記号凡例は第 33 図参照)

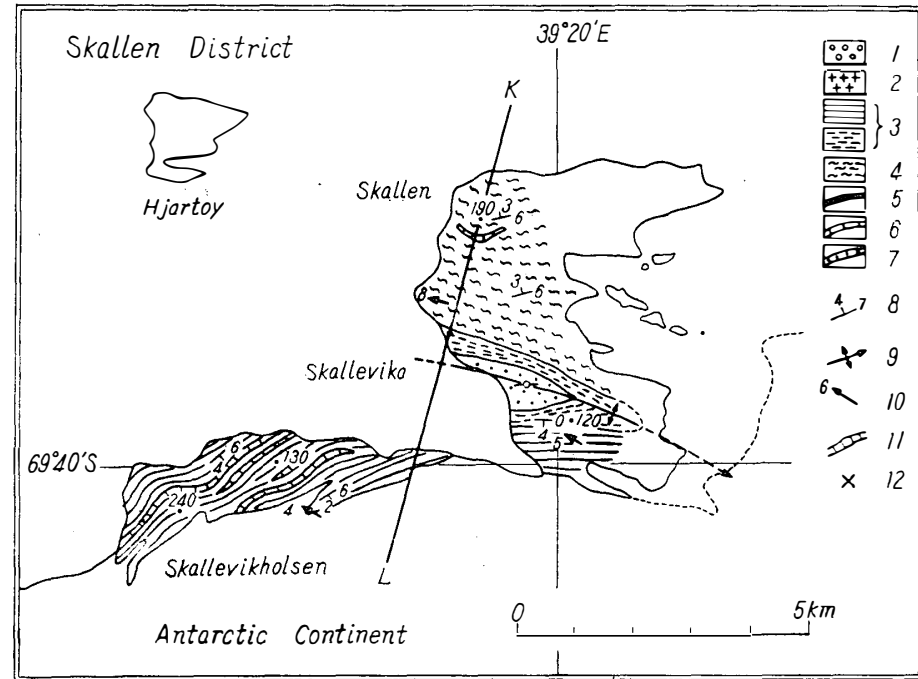
Fig. 31. Geological map of Langhovde district (Legend is given in Fig. 33).





第 32 図 スカルプスネス地区地質図 (記号凡例は第 33 図参照)

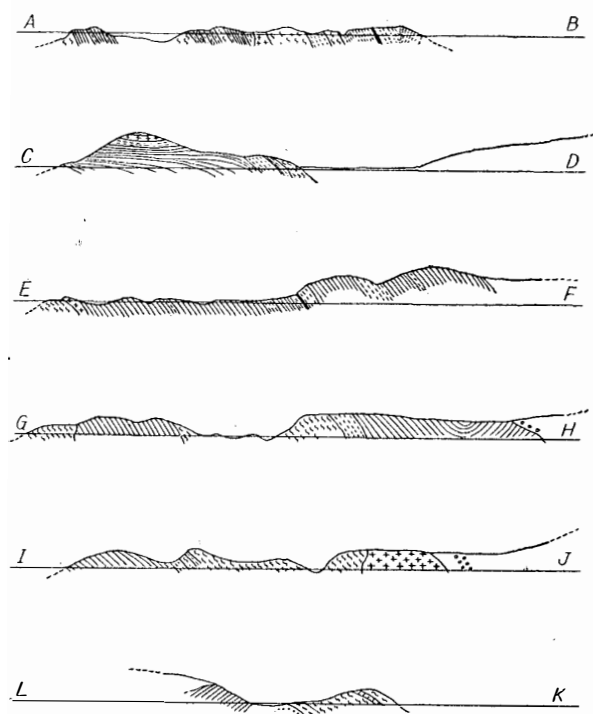
Fig. 32. Geological map of Skarvsnes district (Legend is given in Fig. 33).



第 33 図 スカーレン地区地質図

Fig. 33. Geological map of Skallen district.

- |  |   |
|--|---|
| 1. Morainic deposits                             | 2. Granitic gneiss and granite                                      |
| 3. Granodioritic gneiss (banded or grey colored) | 4. Dioritic gneiss  |
| 5. Basic metamorphic rock                        | 6. Marble bed   |
| 7. Quartzite and siliceous beds                  | 8. Strike and dip (10° interval) of gneissosity or banded structure |
| 9. Anticlinal axes and direction of its plunge   | 10. Direction of striation (10° interval)                           |
| 11. Marginal cliff of continental ice            | 12. Syowa Station   |



第 34 図 オングル諸島・ラングホブデ・スカルプスネス・  
スカレン諸地区地質断面図 (記号凡例は第 33 図参照)

Fig. 34. Geological sections of Ongul Islands, Langhovde,  
Skarvsnes and Skallen districts (Legend is given in Fig. 33).

いずれを問わず、ほぼ EW またはそれに近い走向の節理の発達が目立っている。これは後に述べるように、一部のペグマタイトの伸びの方向を支配しており、また氷蝕作用の発達にも影響を及ぼしている。

**2. 岩石記載** この地方に露出している各種の岩石は、その野外における産状と、記載岩石学的な性質との 2 点から、次の 8 種に区別される。

- 1) 角閃石-輝石 閃緑岩質片麻岩類
- 2) マーブルおよび珪岩
- 3) 塩基性変成岩類
- 4) さくろ石-黒雲母 花崗閃緑岩質片麻岩類
- 5) 黒雲母 花崗片麻岩類および黒雲母 花崗岩類
- 6) ペグマタイト類

なおこのほか、7) 氷河堆積物 (側堆石、底堆石および迷子石) が各所に見られ、また一部には 8) 含介化石砂礫層も知られる。

上に挙げた 1)~6) に属する岩石は、以下に簡単に記す性質から考えて、いずれも変成度の高い岩石種であり、これまで東部南極大陸その他世界各地の楕状地で得られた研究結果に比べれば、これらはすべて、いわゆる東部南極大陸の基盤をなす先カンブリア系変成岩類に属するものと考えられる。なおこの変成岩類についての放射性元素の崩壊に基づく年代決定は、目下研究が進行中である。

(1) 角閃石-輝石 閃緑岩質片麻岩類 この種の岩石の野外における最も特徴的な性質は、長石類や石英の色付きのために、その外観が茶褐色または時に青灰色を呈することと、鉄苦土鉱物としてほとんど常に輝石類を含むこととである。この岩石は調査地域内各所に広く分布している。

一般に中粒ないしやや細粒で、フォリエーションがふつうに認められるが、一部を除けばそれほど著しくない。岩体はふつう広い範囲にわたって均質であるが、時にその中の一部に、全体としてやや鉄苦土鉱物にとむ部分、または部分により鉱物組成を著しく異にすることによって生じた比較的細い（巾 0.5~2 cm 前後）縞状構造の発達している部分などが、全体の構造に調和して発達している場合もある。また比較的稀ではあるが、石英粒が断面で著しく伸びた葉片状の形——ある種の“白粒岩”に特徴的とされる構造——を示すものも知られる。

構成鉱物の点では、すでに述べたようにほとんど常に輝石類（多くの場合斜方輝石）を含むことが一番の特徴であるが、茶褐色ないし緑色角閃石も多くの場合共存している。黒雲母の含まれることも稀ではない。も一つの特徴は、斜長石のほかに、パーサイトまたは／およびアンティパーサイトの存在することで、これら両者を共に欠く場合はひじょうに稀である。石英もごくふつうに含まれている。副成分鉱物としては、燐灰石とジルコンを含み、不透明鉱物の量は一般にやや多い。かんらん石・ざくろ石・楣石などはこの種の岩石中に産しない。

これらの岩石を鉱物組み合わせの上からわけると、主な型としては次のようなものが挙げられる。

- a. 単斜輝石-斜方輝石-緑色角閃石-(黒雲母-)\* 斜長石-アンティパーサイト-(パーサイト-) 石英
- b. 単斜輝石または斜方輝石-褐色ないし緑色角閃石-黒雲母-斜長石-アンティパーサイト-パーサイト-石英
- c. 単斜輝石または斜方輝石-褐色ないし緑色角閃石-(黒雲母-) 斜長石
- d. 褐色ないし緑色角閃石-(黒雲母-) 斜長石 および/または アンティパーサイト-(パーサイト-) 石英

上に記した諸性質、および後に述べる他種岩石との関係などから考えると、この種の岩石は、かつて Th. H. HOLLAND (1900)<sup>8)</sup> がインド半島から初めて記載し、その後各大陸の先カンブリア紀楕状地からもその存在が確かめられた<sup>9)</sup> いわゆるチャーノックait岩類 (charnockite series) の一部、特に中性チャーノックait (intermediate charnockites), にまつたくよく似ている点が多い。

(2) マーブルおよび珪岩 スカーレン地区やボツンヌーテン山地区には、珪岩層あるいはマーブル層および後者から導かれたスカレンが発達している。これらは、片麻岩系中にその構造にまつたく調和して夾まれており、単位岩層の厚さは、1~2 m ないし 15~20 m 程度を示している。

\* ( ) 内は存在することもしないこともある場合を示す。

珪岩は極めて粗粒で、ほとんど石英のみより成り、その再結晶度は著しく高い。珪岩層の上  
下盤には、鉄苦土鉱物のごく少ない長石-石英片麻岩の発達していることがある。

マーブルは白色ないし灰白色で、粒度は割に細い。その鉱物組み合わせには次のような場合  
が知られる。

- a. 金雲母-透輝石-苦土かんらん石マーブル
- b. 金雲母-パーガサイト-苦土かんらん石マーブル
- c. パーガサイト-透輝石-苦土かんらん石マーブル
- d. 金雲母-パーガサイト-柱石マーブル
- e. パーガサイト-透輝石-柱石マーブル
- f. スピネル族鉱物（ガーナイト?）-金雲母マーブル

なおこれらの一部には、石墨に極めて富むものがある。以上の組み合わせに対し、ヒューマ  
イト類・ざくろ石類・珪灰岩あるいは石英などの存在はこれまでのところ認められていない。

マーブル層の一部は、透輝石・パーガサイト・金雲母・柱石などより成り、不規則塊状・レ  
ンズ状・脈状または帯状などの形を示すスカルン体に変つている場合がある。厚さ数 10 cm  
ないし 1~2 m の薄い不純な炭酸塩岩層の場合には、その岩体すべてが完全にスカルンになつ  
ていることが多い。なおこれらの一部は、燐灰石やスピネル族鉱物を含んでいる。

（3） 塩基性変成岩類 この地方に発達する各種の中性ないし酸性片麻岩体中には、優黒質  
塩基性変成岩類が層状体・レンズ状体あるいは不規則塊状体として、各所に見られる。これら  
はいずれも極めて鉄苦土鉱物に富み、ふつう黒色を呈するが、しばしば一岩体内での岩相（鉱  
物組み合わせや粒度）の変化が激しく、時にその一部が淡褐色（斜方輝石に富む部分）・淡緑色  
ないし濃灰緑色（単斜輝石に富む部分）・濃褐色（褐色角閃石に富む部分）・濃緑色ないし黒色  
（緑色角閃石に富む部分）あるいは白色（柱石類に富む部分）などを示すことがある。

一般に中粒ないしやや粗粒であるが、岩体の一部がペグマタイト質となり、著しく粗粒（単  
結晶の長さ数 cm 程度）になることもある。ただし、このペグマタイト部が周囲の岩体中にま  
で遠く延びて発達することはない。フォリエーションはふつうあまり著しくない。長石類に富  
む岩体の場合には、鉄苦土鉱物に富む部分と長石類に富む部分とが比較的はつきり分かれて、  
巾 2~3 mm ないし 5 mm 程度の縞状構造を示すことも稀ではない。

構成鉱物の上では、各種の鉄苦土鉱物に極めて富むことのほか、しばしばざくろ石類を含む  
こと、またパーサイトおよびアンティパーサイトを欠くことなどが、この地方の他種岩石に対  
する特徴となつている。斜長石はふつうに含まれ、石英の存在もそれほど稀ではない。副成分  
鉱物としては、燐灰石と不透明鉱物が主なもので、時に楣石が相当量含まれることがある。こ  
の種の塩基性変成岩類は、その鉱物組み合わせから次のようにわけられる。

- a. ざくろ石-斜方輝石-褐色角閃石（-斜長石）
- b. ざくろ石-単斜および斜方輝石-褐色角閃石-斜長石（-石英）
- c. 単斜および/または斜方輝石-褐色ないし緑色角閃石-斜長石（-黒雲母）

- d. 単斜および斜方輝石
- e. 単斜および斜方輝石-褐色ないし緑色角閃石-斜長石-石英
- f. 緑色角閃石-斜長石
- g. 緑色角閃石-黒雲母-斜長石-石英

これらの大部分は、いわゆる塩基性チャーノックait (basic charnockites) に性質がよく似ており、塩基性火成岩類より変成したものと思われる。

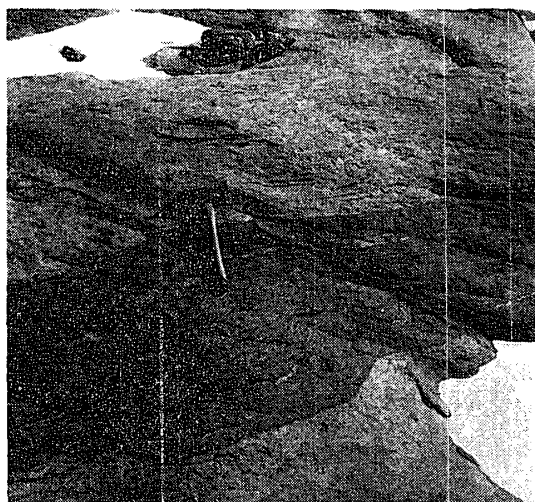
なおこの種の岩石の中には、

- h. 単斜輝石-青緑色角閃石-柱石

の鉱物組み合わせから成る岩体がある。これはおそらく、不純な石灰質岩石より変成したものであろう。

これら塩基性変成岩類は (1) 閃緑岩質片麻岩 (4) 花崗閃緑岩質片麻岩と (5) 花崗片麻岩および花崗岩のいずれの岩体中にも見出されるが、それぞれの中での塩基性変成岩体の産状には、次のような特徴がある。

- a. 閃緑岩質片麻岩体中では、塩基性変成岩体はふつう比較的規則正しい薄層状・薄レンズ状をなし、周囲の構造と調和的に発達している。その連続性も割に良い。周囲の片麻岩類との境界ははつきりしている。またその境界部附近で、両者が細かく互層するようなこともない (写真 14, 第 35 図参照)。



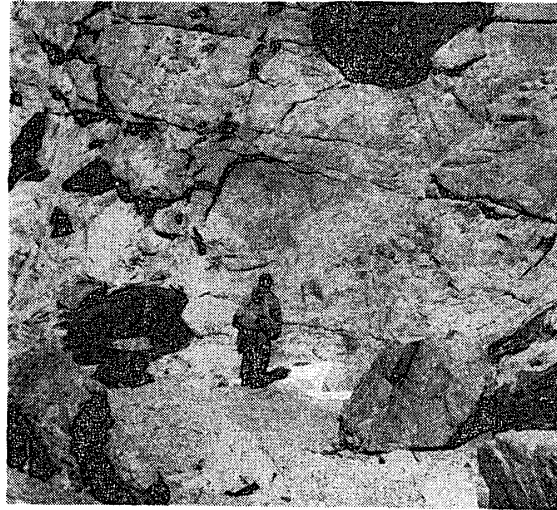
第 35 図 角閃石-輝石 閃緑岩質片麻岩体中の塩基性変成岩薄層の産状を示す一例。その境界面は周囲の岩石の構造と極めて調和的ではつきりしている。岩体中の白色部は長石にとむ部分 (スカールン地区)。

Fig. 35. Photograph showing an example of modes of occurrence of basic metamorphic rock band in hornblende-pyroxene dioritic gneiss. Its boundary relation with country rocks is very clear. White seams in the band is a part rich in plagioclase (Skallen district).

- b. 花崗閃緑岩質片麻岩体および花崗片麻岩体中では、多くの場合前記の規則性が乱れ、連続性も悪くなる。いわゆる腸詰構造をなしたり、千切れたりするのが、ごくふつうに観

察される (写真 17, 第 37 図参照).

- c. 一部の花崗片麻岩体および花崗岩体中では, その程度がさらに甚だしく, 形も極めて不規則となり, 層状ないしレンズ状体の連なりは極めて少ない (写真 17, 第 36, 37 図参照).



第 36 図 黒雲母花崗片麻岩中の塩基性変成岩体の産状

Fig. 36. Photograph showing the mode of occurrence of basic metamorphic rocks in biotite granitic gneiss.

(4) ざくろ石-黒雲母 花崗閃緑岩質片麻岩類 これに属する岩石は, 野外においては一般に, 灰色ないし白色の外観を持ち, 時に黒雲母に富む優黒質部と長石・石英に富む優白質部とが細かに縞状構造を示すこと, またほとんど常にざくろ石を含むことなどが, その特徴である. ふつう中粒ないしやや細粒で, 一般にはあまり著しくない片麻岩構造を示す.

構成鉱物の点では, ざくろ石-黒雲母の組み合わせを持つことが一番の特徴で, 斜長石 ((1) や (3) 中のものより酸性)・石英を常に取り込み, パーサイトやアンティパーサイトもふつうに見られる. 副成分鉱物としては燐灰石とジルコンが多く, 榍石は比較的少ない.

この種の岩石は, 鉱物組み合わせの上から次のように分けられる.

- a. ざくろ石-黒雲母-斜長石-アンティパーサイトおよび/またはパーサイト-石英
- b. ざくろ石-斜長石-パーサイト-石英
- c. 黒雲母-斜長石-パーサイト-石英

ふつうこの種の岩石は, 前に述べた塩基性変成岩体をとところどころに夾みながら, 広く発達しており, 閃緑岩質片麻岩類と共に, 調査地域内では分布の広い型に属する. しかし, 一岩体内での岩相の変化が後者よりもはなはだしく, 部分によつては片麻岩構造や縞状構造が特に著しく, またむしろ塊状に近くなる場合もある.

閃緑岩質片麻岩体とこの種の岩体との接触関係はなかなか複雑で, 次のような場合が知られる.

- a. 見かけ上これら両者が互いに調和的に重なり合つて存在する場合.

この場合には、両者の境界はずい分はつきりしており、互いに漸移したり、ごく細かく互層をするようなことは観察されない。しかし一部では、層厚 2~3 m ないし数 10 m の規模で、一見互層状をなす例が、ところにより知られる。

b. 両岩体間の岩相上の境界が、それらの構造を切る場合。

例えば閃緑岩質片麻岩体中を、その構造上同一層準と考えられる方向に追って行くと、フォリエーションあるいは片麻岩構造の走向傾斜については全く差を認め難いのに岩相上では、ごく近い距離 (2~3 m ないし時に 10 m) の間に、典型的な閃緑岩質片麻岩から花崗閃緑岩質片麻岩に移り変わってしまう場合が、何ヶ所かで観察された。この場合には、両岩石種間の境界線はそれらの構造上の層準線と斜行することになる。

なお次のような場合も例が多い。

c. 閃緑岩質片麻岩体中に花崗岩質ペグマタイトが発達し、その接触部において前者が交替的に花崗閃緑岩質ないしは花崗質片麻岩に変つている場合。

その接触部に沿う約 1 m 前後の部分の片麻岩体のみが、外観においてもまた鏡下の構造や鉱物組み合わせにおいても、まったく花崗閃緑岩質片麻岩または花崗片麻岩類に変つてしまつていくことが、極めてふつうに観察される。

以上の b, c の 2 点から考えると、花崗閃緑岩質片麻岩の一部には、閃緑岩質片麻岩類から交代作用に基づいて変成したものもあると推定される (なお第 37 図参照)。

(5) 黒雲母 花崗片麻岩類および黒雲母花崗岩類 これらは共に、肉紅色加里長石類の存在で特徴づけられる岩石種で、片麻岩構造の発達の程度により花崗片麻岩または花崗岩に区別される。一般に一岩体内での粒度変化が著しく、細粒から粗粒まで、種々の程度のものが発達している。

構成鉱物の点では、前の花崗閃緑岩質片麻岩類にくらべると、一般にざくろ石を欠き、黒雲母・酸性斜長石・パーサイト・石英などにとむことをその特徴としている。鉄苦土鉱物としては黒雲母のほかに緑色角閃石を含む場合もある。なおざくろ石を含む型も稀に知られる。副成分鉱物としては、燐灰石とジルコンをふつうに含み、時に楣石も認められる。これらは構成鉱物組み合わせの上から、次のように区分される。

- a. 緑色角閃石-斜長石-パーサイト-石英
- b. 緑色角閃石-黒雲母-斜長石-アンティパーサイト-石英
- c. 黒雲母-斜長石-(アンティパーサイト)-パーサイト-石英

この種の岩石は、他種片麻岩体に接する場合、その多くは少なくとも見掛上調和的であるが、また、しばしば、両者の岩相上の境界線が他種片麻岩体中のフォリエーションまたは片麻岩構造を切つており、花崗片麻岩体中のそれは境界線に平行していることもある。この種の岩体中の塩基性変成岩体の産状が、他の場合にくらべて極めて特徴的であることは、すでに述べた。

以上の点からすれば、この種岩体の少なくとも一部は、逆入岩体としての性質を示しているものと考えられる。

(6) ペグマタイト類 この地方の各種の片麻岩体中には、種々の鉱物組成を示す数多くのペグマタイトが、プール状・不規則塊状あるいは脈状をなして発達している。これらの大部分は、母岩の構造を切つて延びていることが多い。

鉱物組み合わせの上では、

- a. 角閃石-黒雲母-斜長石-石英
- b. 黒雲母-斜長石-加里長石-石英

の2種が主な型で、前者はふつう角閃石-輝石 閃緑岩質片麻岩体およびざくろ石-黒雲母 花崗緑岩質片麻岩体中に知られ、後者はすべての片麻岩体中に発達している。前者の一部には極めて磁鉄鉱にとむ型、また後者の一部にはウラニウム鉱物を含む型が、それぞれ見出された。

(7) 氷河堆積物 露岩地域の凹所には、ほとんど常に底堆石層が発達しており、また低地・山地を問わず、また山腹・山頂に到るまで、到るところに大小の迷子石が見出される。露岩地域に接する大陸氷塊の縁には、しばしば側堆石層も発達している。

これら氷河堆積物を構成する岩種は、調査地域内に露出する岩石種と同一または似たもの以外に、次のような種類のものも知られた。

- a. ざくろ石-黒雲母-珪線石片麻岩
- b. 角閃岩
- c. 緑簾石角閃岩
- d. 緑泥片岩
- e. ざくろ石-白雲母ホルンフェルス
- f. 黒雲母ホルンフェルス
- g. イルメナイト-普通輝石玄武岩

これらのうち、aはこの地方の先カンブリア紀片麻岩系に、b・c・dは E.F. Roots (1953)<sup>10)</sup> によつてクウィーンモード陸地 (Queen Maud Land) の内部から記載された時代未詳の変成岩系に、また e・f・g はいわゆるビーコン砂岩累層 (Beacon Sandstone formation) およびそれを貫く粗粒玄武岩類に、それぞれ一応対比することができるだろう。ただし e・f については、このように考えた場合、ビーコン砂岩累層に対して接触変成作用を与えた火成岩類について、なお問題を残している。

(8) 含介化石砂礫層 オンゲル諸島地区やラングホブデ地区の一部の低地には、この地方を作る岩石から導かれた砂礫より成り、時に介化石\* (*Adamussium colbecki* (E.A. SMITH) および *Laterula elliptica* (KING et BRODERIP) を含む堆積物が知られる。

### 3. まとめ (1) 以上に記載したことから、この地方が東部南極大陸に特徴的な先カンブリア

\* 地質調査所大山桂博士の同定による。詳細は同氏から別に発表の予定。同定の労をとられた大山氏に深く感謝する。



ア紀片麻岩系より成ることは明らかであるが、より東方のマックロバートソン陸地やクウィーンメリー陸地からは、泥質岩源変成岩類<sup>9)</sup>あるいは苦土質岩源変成岩類<sup>11)</sup>が知られているのに対し、この地方にははつきりそれと判る岩石（例えばコンダライト (khondalite) など）が露出していないことは対照的な事実である。

(2) この地方に知られる岩石が、その鉱物組み合わせ（および現在研究中である各造岩鉱物の性質）から考えて、変成度の高い鉱物相のものに属することは確かである。ただし、これまでに記載されたチャーノックait岩類にくらべると、黒雲母の産出状態がより広いように思われる。これらについての研究は別の機会に報告する。

(3) すでに記載した各種岩石の野外における産状を模式的に示せば第 37 図のようになる。この関係からすれば、この片麻岩系の形成史は、一応次のように考えられる。

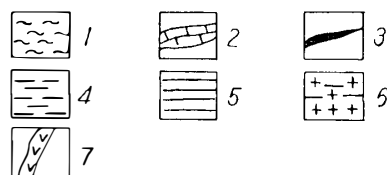
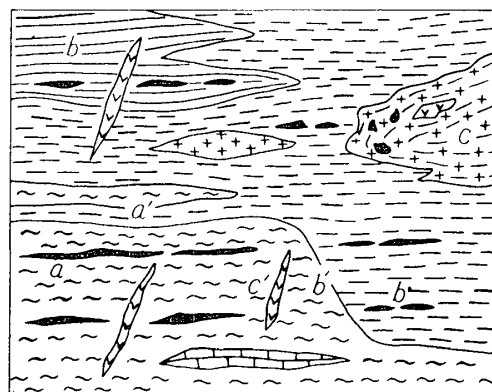
- a. 角閃石-輝石 閃緑岩質片麻岩類・塩基性変成岩類・マーブル・珪岩などへの変成。閃緑岩質片麻岩類の源岩

については、現在のところでは、中性の火成岩類かと考えられるだけで、より詳しいことについてはこれからの調査研究結果に待ちたい。塩基性変成岩類の大部分は、塩基性火成岩類を源岩とし、また一部には石灰質堆積岩類も考えられる。

- b. ざくろ石-黒雲母 花崗閃緑岩質片麻岩類の形成。この種の岩石と閃緑岩

質片麻岩類との関係は、極めて複雑であり、簡単には結論し難いが、その形成はほぼ同時またはやや遅れていると考えられる。その源岩としては、一部に閃緑岩質片麻岩類が考えられると共に、また例えば黒雲母にとむ縞を多量に含む縞状花崗閃緑岩質片麻岩類に対しては、泥質岩の存在も考慮に入れる必要があるかも知れない。

- c. 黒雲母花崗片麻岩類および黒雲母花崗岩類の形成。これの形成と a, b のそれとの間には、確かにはつきりした差が認められる。この種の岩石の生成に当つては、少なくとも



第 37 図 この地方に産する主な岩石種間の野外における産状の関係を模式的に示す図。a, b, c は塩基性変成岩体の産状についての記載 (9 ページ) に、また a', b', c' は閃緑岩質および花崗閃緑岩質片麻岩類の関係についての記載 (10 ページ) に、それぞれ相当する。1-閃緑岩質片麻岩 2-マーブル 3-塩基性変成岩 4-花崗閃緑岩質片麻岩 5-同上(縞状) 6-花崗片麻岩および花崗岩 7-ペグマタイト

Fig. 37. Schematic plan showing modes of occurrence of main rock types found in the region surveyed. 1-dioritic gneiss 2-marble 3-basic metamorphic band 4-granodioritic gneiss 5-ditto (banded gneiss) 6-granitic gneiss and granite 7-pegmatite

一部に侵入活動が起きたと考えられる。

(4) 最近における氷河作用・地殻変動あるいは風化作用などについては、地形の項に触れておいた。

(5) 迷子石として発見された岩石種からすれば、この奥地にはビーコン砂岩累層やそれに侵入した玄武岩類、あるいはここに知られた片麻岩類とはその性質を異にする変成岩類などの存在が予想され、奥地の調査が望まれる。

## 雪氷学的ノート

ここには、大陸氷や海水についての二、三の観察結果を、記録的な意味で記しておきたい。

1. **大陸氷** 大陸氷についての私たちの知識は、リュッツォウホルム湾東岸の沿岸沿い海拔およそ 500 m ばかりの部分(1957 年 4 月の観察)と、パッダ島対岸からボツンヌーテン山に到るまでの部分(1957 年 9 月~11 月の観察)との、僅か 2 ルートに限られている。

(1) 大陸氷原の地形断面 すでにノルウェー隊の 25 万分 1 地形図に示されている以上に詳しい資料は得られなかつた。どこでも沿岸部の方が傾斜の急な凸面をなしており、ふつうごく緩やかなうねりを繰り返しながら内陸に向けしだいに高度を増している。およそ海拔 500~600 m 辺りが、傾斜の変り方の境目をなしているらしい。沿岸部はふつう高さ 20~50 m (時に 100 m を越す)の氷崖をなすことが多く、一部では氷瀑あるいは露岩地となつている。氷河となつて流れ出している部分は比較的少い。いずれにしても、海氷面より大陸斜面に雪上車または犬ぞりで上れる地点は、むしろひじように限られている。

大陸氷原中の一部では、その部分の局所的な地形断面およびクレバスの発達の様子から推定して、基盤の岩石がごく近くまで突出しているのではないかと考えられるところが、何ヶ所かに知られた。ボツンヌーテン山北方約 35 km にあるクレバス密集地帯は、その一例である。

ラングホブデ・スカルブスネス・スカーレンその他沿岸露岩地域に大陸氷が接するところでは、大陸氷原または氷河部の方がずっと高度が低い場合(例えばラングホブデ地区北部の東面)と、逆に大陸氷原の方が高くて、露岩地域に押し被さつている場合(この方がずっと例が多い)との、二つが区別される。後者の場合、大陸氷塊の一部は山地の低みからしばしば舌状に押し出している。

(2) 大陸氷原表面の性質 これは先に述べた二つのルートでひじように違つていた。オングル海峡東岸の高さほぼ 500 m までの斜面では、全体として緩い起伏にとみ、その凸部には、規模の大小こそあれ、必ずクレバスまたはヒドゥンクレバスが生じている。また、激しい地吹雪に伴い凹部には吹き溜まりが作られ易く、青氷の露われている部分と積雪に覆われた部分とが斜面の地形変化に応じて交互に発達している。この厚さ 10~30 cm の積雪層は、激しい風により硬く締まると共に、また浸蝕もされて、波高 10~20 cm で卓越風の方角(ほぼ NEE)に伸

びた小規模なサストルギ (sastrugi) を一面に作っている。青氷の露われているところでは、その表面に波長 15~20 cm, 波高 2~5 cm の皿状の凹みが一面に連なっている (写真 15 参照)。これは、夏季露出した青氷面上に部分的に融水を生じた結果に基づく構造ではないかと考えられる。なおこの積雪層と青氷層との間はまったく不連続で、この間に *néve* に相当する部分は観察されなかつた。

またラングホブデ山地東方の氷河面上での観察によると、ここには夏季、一部にパドルおよび巾 1 m 前後、深さ 1.5 m 前後にも達する水流 (水深数 10 cm 以下) を生じているところがある。またアメリカ隊の撮影した航空写真によれば、この地方の大陸氷原上に黒い斑点が認められ、おそらくパドルの存在を意味すると思われる。

これに対して、パグ島対岸よりボツンヌーテン山に到るルートでは、沿岸急傾斜部を除けば、内陸部では何処も厚い積雪層で覆われ、青氷面の露出するところは認められなかつた。調査時には、この部分は犬ぞりの走行に困難を感じるほどの軟雪の状態のところが多かつた。

以上の観察結果を基とし、これにそのほか露岩地域についての観察をも加えて考えると、プリンスハラルド沿岸地方では、リュッツォウホルム湾最奥の大氷河をほぼ境目として、その東西両側では、種々の点に差が認められる。例えば、積雪量の点では、東側の地域では少く、西側ではずつと多いらしい。調査された範囲内では、少くとも東側は、氷河作用を考える点でその消費域 (zone of wastage) に当たると考えられる。ただし、沿岸よりどのくらい奥まで消費域になつているかについては、資料を得ていない。

(3) 大陸氷の移動 昭和基地東北方直距離約 11 km, 海拔高度約 150 m の大陸氷原斜面上にポールを立て、大陸氷移動の予備観察を行なつた。このポールから基地無線塔その他 2, 3 の顕著な地物に対する方位角を 2 回測り、約 8 ヶ月の間の移動の有無を検したところ、このポールはこの間 NWW の方向に m の単位で動いたらしいことが判つた。ただしその正確な移動量は、基準となる測線が測量されていないために、得られていない。この場合推定された移動方向は、この地点での沿岸線 (内陸氷縁の氷崖線) に直交せず、相当な角度で斜交している。このような動きは、その他の場所でも推定される。

なお、大陸氷原よりリュッツォウホルム湾に向けては、何ヶ所かで大小の氷河が流れ出しているが、それらの延長部に当る海氷面上には、厳冬季といえども常に割れ目や氷丘脈を生じており、その動きの活潑なことを示している。

(4) 大陸氷塊基盤の地形 これまでに記した大陸氷塊の諸性質や、さらに沿岸露岩地域の周りに発達する堆石堤の産状などを併せ考えると、リュッツォウホルム湾東岸の大陸氷塊基盤の地形は、相当複雑なように推定される。例えば、大陸氷塊沿岸部の多くでは、現在の露岩地域にその縁をおさえられ、一部ではそれを乗り越えているが、また一部ではそれに沿つて移動方向を曲げられたりしている。これは、現在の露岩地域がこの地方の基盤のうちでは相当に突

き出した部分をなして、断面がほぼねかした楯状をなす大陸氷塊の縁の部分に突き出ている形を想像すれば、よく理解できよう。

現在の海岸線から内陸方向に向つて、基盤の地形がどのように変わつて行くかについては、これまでのところ、この地方では正確な資料がまだ全く得られていないが、上のことを考えに入れると、このまま基盤地形が海水準上を保つて行く場合のほかに、少なくとも現在の沿岸部大陸氷塊の下底が海水準下に達することも多く、オングル諸島その他の現在の沿岸諸島だけではなく、ラングホブデ地区その他の露岩地域もまた、地理学的南極大陸には属せず、あるいは沿岸諸島であるかも知れないという場合も、十分にあり得ることと考えられる\*。

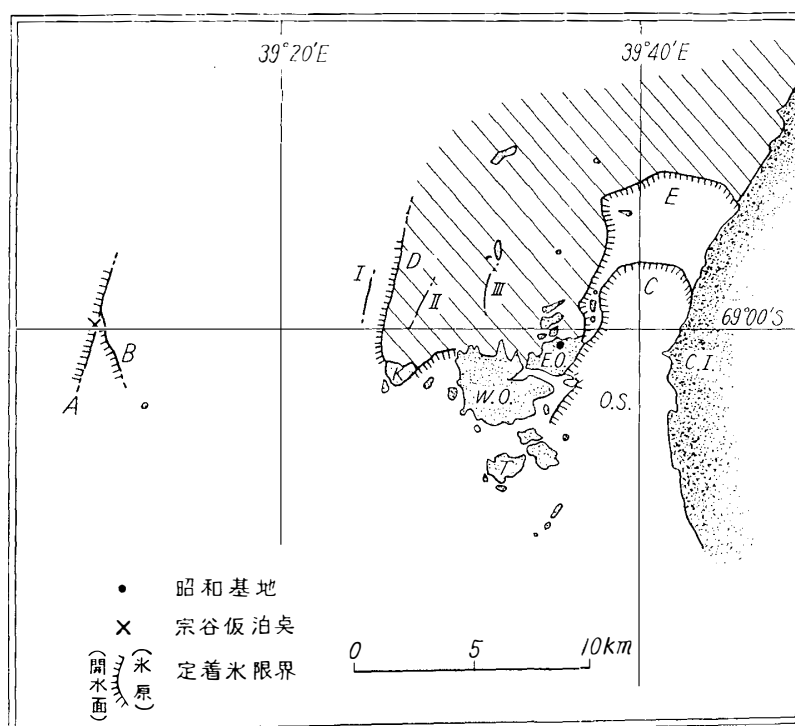
**2. 海氷 (1) 定着氷** 1957 年 1 月下旬におけるオングル島西北西方海面での定着氷の限界は、ほぼ  $38^{\circ}40'E$  辺りで、宗谷はこれを砕氷しながら南東東進した。この附近の定着氷の性質は、7 ケ所におけるハンドボーリングの結果によれば、全層厚（表面積雪を除く）73~82 cm で、どこでも次のような断面を持つていた。

a. 表面積雪層（ザラメ雪）	4~13 cm
b. 上部氷層	10~12 cm
c. 極めて水分にとむ層	13~28 cm
d. 下部氷層	32~78 cm

さらに前進してほぼ  $39^{\circ}09'E$ ,  $69^{\circ}00S$  辺りに達した時、定着氷はその表面で僅かの段違いを示して別の性質のものに変つた。すなわち、断面構造は同じであつたが、厚さの点では、場所による差はあつたが全層厚ほぼ 160~240 cm に達した。定着氷面上では何処でも、パドルの発達が著しかつたが、その伸びの方向が両者の間で多少違つていたようである。

その後定着氷の西縁は、強風のたびにはずれて行き、1957 年 2 月 15 日宗谷離岸の時にはこの場所以西は完全な開水面に変つていた。さらに 2 月末の嵐により 100~300 m にわたる巾の部分がはずれ、ついに 3 月 12~15 日の嵐の直後には、通称第Ⅱクラックの西方約 700m の地点より西方は一面に開水面となつた。この時オングル海峡の定着氷も割れて、海流に乗つて南方に移動し尽し、海峡は完全な開水面となつた。このころのオングル島周辺での海氷分布の変化の様子を第 38 図に示す。

\* ただし、このような考え方が直ちに、現在いわれている南極大陸の全てが、地理学的大陸ではなく、いわゆる群島であるということまで意味するものではない。ここでは、現在の沿岸部のみのごく小区域について考えている。むしろ、これまでのこの大陸内部の航空写真測量や弾性波探査による基盤地形の測定などの結果によれば、東部南極大陸においては、沿岸部 200~400 km を別とするとそれより奥地では現在の基盤の上面が海水準下になる部分はあつても、それほど深く下ることは知られていない（これに対してロス・ウツデル地溝帯では、アメリカ隊の測定<sup>12)</sup>によれば、リットルアメリカ V 基地よりバード基地に到る約 600 km の間、基盤が海面上にあることは少なく、またその大部分が海面下は 1 km に位置している）。従つて全体として面積の減ることはあつても、地理学的大陸としての位置はまず変りはないと推定される。現在南極大陸を覆う厚い大陸氷塊をなくした場合のアイソスタティックな運動の結果や、また地質学的な意味をもつけ加えて考えれば、東部南極大陸が真の大陸であることには十分な証拠があると考えられる。



第 38 図 1957 年 2～4 月におけるオングル島周辺海域定着氷の分布を示す図

- |                   |                  |
|-------------------|------------------|
| A 5/2/15          | 1956～57 年の夏季に一度も |
| B 3/ 1            | 開水面とならなかった範囲     |
| C 3/14            | E. O. 東オングル島     |
| D 3/23            | W. O. 西オングル島     |
| E 4/中旬            | T. テオイヤ島         |
| I, II, III 定着氷原中の | K. オングルカルベン島     |
| クラック              | C. I. 大陸氷        |
|                   | O. S. オングル海峡     |

Fig. 38. Map showing areal variation of fast-ice at the sea around Ongul Islands during the period from February to April in 1957.

A—boundary line between open-water and fast-ice at Feb. 15 B—March 1 C—March 14 D—March 23 E—middle of April I, II, III—show positions of cracks in fast-ice E. O.—East Ongul Island W. O.—West Ongul Island T—Teoya Island K—Ongulkalven Island C. I.—Continental ice slope O. S.—Ongul Strait •—Syowa Station

オングル海峡の開水面は 3 月末より周辺から凍り始め、氷泥から 1 年氷への移り変りが良く観察された。凍り始めから約 1 週間後には、氷泥は厚さ数 cm の不透明な軟い氷盤となり、すでに 3 月 31 日にはその上を人が歩けるようになった。なお、3 月下旬における日平均気温は  $-1.9^{\circ} \sim -10.3^{\circ}\text{C}$  であった。このころ一度明らかに開水面となつた部分の、その後の海水の厚さの増し方については、同一場所の連続的な測定値がはなはだ少いが、一部では次のような値が得られている（第 3 表参照）。これから判断すると、この地方では一冬氷は少くとも厚さおよそ 1.5 m 前後までは成長するものと思われる。また多年氷は、その下面が夏季とけることを考えに入れてもおよそ 2.5 m 前後、せいぜい 3 m 前後ではないかと想像される。ただしこれらの多年氷が何度冬を越したのかについての資料はない。

第3表 一冬氷および多年氷の厚さ.

Table 3. Thickness of fast-ice.

場 所 Locality	月 日 Date	定 着 氷 の 厚 さ (cm) Thickness of fast-ice	表面積雪の 深さ (cm) Depth of drifting snow	表面海水の 温度 (°C) Temperature of surface sea water
1. 第2クラック西方 約0.7kmの地点	57/5/17	41	10	
2. 第2クラック南西 方約1kmの地点	12/07	135, そのうち 0~40 と 115~135 の部分 はだいたい軟かい氷	35	-1.5
3. 同上	12/18	132, そのうち 0~60 と 116~132 の部分 は軟かい氷, 0~25 の部分はひじょうに水 分にとむ	20	-1.1
4. 同上	12/29	136, そのうち 0~23 の部分はひじょうに 水分にとむ軟かい氷, 23~90 の部分は水分 は少ないがやはり軟かい氷, 90~136 の部分 は硬い氷	25	-0.8
5. 同上	58/1/13	147, そのうち 0~100 の部分は比較的軟か く, 100~147 の部分はずっと硬い氷	15	-1.1
6. 同上	2/06	127, そのうち 0~8 の部分は硬い淡青色の 氷, 8~42 の部分は軟かく水分にとむ氷, 42~127 の部分は硬い氷		
7. オングルカルベン 島北西端から北方 約0.2km, パドル 地帯	2/06	81, そのうち 0~15 の部分は硬い氷, 15~ 81 の部分は軟かく水分にとむ氷		
8. (2-6) の地点の西 南方にあるクラッ クの縁	57/12/29	125		
9. 同上	58/1/13	141		-0.6
10. 岩島南方, パドル 地帯	1/23	129, そのうち 0~9 の部分やや硬い氷, 9 ~54の部分は水分にとみざくざくの氷 (そ の中間に数 cm の硬い氷の層をはさむ), 54~129 の部分は硬い氷		
11. オングルカルベン 島北東東方約 1.5 km, クラックの縁	57/12/29	180+		
12. オングルカルベン 島北西端すぐ北方, クラック (中約 2 m) の縁	12/18	180+		
13. 同上	12/29	180+		+1.4
14. 第3クラック東方 約0.5kmの地点, パドル地帯	58/2/06	157, そのうち 0~20 の部分はひじょうに 硬い青氷, 20~54 の部分硬い氷, 54~109 の部分軟かく水分にとむ氷, 109~122 の 部分硬い氷, 122~157 の部分やや硬い氷		
15. 仮称兵力島北方約 0.25km, パドル地 帯	1/13	153, そのうち 0~3 の部分硬い氷, 3~15 の部分ひじょうに水分にとむ粗い結晶の 氷, 15~55 の部分やや軟かい氷, 55~153 の部分やや硬い氷		
16. 岩島西方, パドル 地帯	2/06	72, そのうち 0~6 の部分淡青色の新らし い氷, 6~41 の部分は水, 41~72 の部分 は蜂の巣氷		

- 註 1. (1)~(10) はすべて 1957 年 3 月中旬一度開水面となり, 同月末より凍り始めた一冬氷.  
 2. (11)~(16) は少なくとも 1956~57 年度の夏季に開水面とならなかった多年氷.  
 3. ボーリングは径約 7 cm のハンドオーガーによる.  
 4. 氷の硬さや水分の含み具合などは, ボーリングの時の手ごたえや切粉またはコアなどによる.  
 5. 表面海水温度は, 定着氷にボーリングした場合には, 穴を通して上って来た海水柱の最上部の  
 温度を手早く測った値, またクラックの場合は, 日射をうけている開水面の表面海水温度, い  
 ずれも棒温度計による.

(2) パドル パドルの成長の様子は、島や氷山の風下側ま裏に当り冬季ほとんど雪が積らないかあるいは全く積らずに青氷の出ている海氷面、およびタイダルクラックの直ぐ側で春のころからすでに時々海水の滲み出している部分などと、厚さ 20~50 cm の積雪層を被る一般の部分とでは、多少異なるようである。

a. 海氷面が露出しているか、またはその上にごく薄い積雪しかない場合. 1957 年における昭和基地附近の気温は、9月中旬に入ると共に急に上り始め、11月になると旬別平均気温が  $-10^{\circ}\text{C}$  より高くなつた。11月下旬には気温の上り方が特に激しく、1957 年 11 月 22 日朝には、基地においてもまたラングホブデ地区においても、短時間ではあつたが曇が降るほどであつた。またこの日湿球温度計も (+) に上つた。このころから積雪層表面ではザラメ雪化が始まり、また露出した海氷面の最上部でも、一部の融解と共に、氷のザラメ雪化が認められた。露出した海氷面から直接融解して生じた水は、その表面の低所に大小のごく浅いプールをまず作る。これらは、気温の日変化により時に薄く凍ることもあるが、しだいに成長して行く。しかし、このようなことは、次の場合に比べてずっと少ない。ザラメ雪化した海氷面下でのパドルの成長は次の場合と同様にして発達する。

b. 厚さ 20~50 cm またはそれ以上もの積雪層を被つた海氷面の場合。この場合には、多くはその表面が冬期の風の浸蝕作用のため凸凹にとみ、従つて積雪層の厚さは局部々々でむしろ変化しているのがふつうである。現象的にいえば、パドルの発達はほぼ次のような過程を経てゆく。

i) まず積雪層のより薄い部分（積雪層の表面の地形からいえば、その凹所に当る部分）が極めて水分にとむようになる\*。

ii) ついでここにまず水溜まりが生じる。

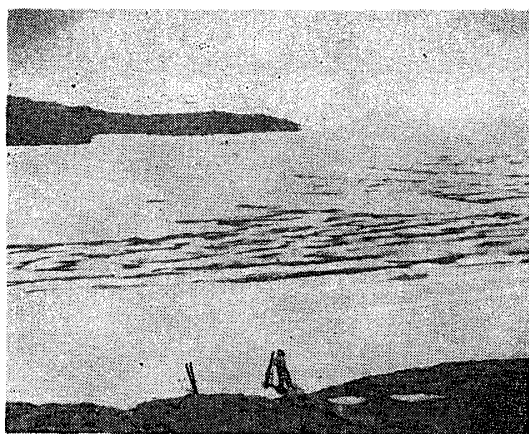
iii) この水溜まりは、季節の進行と共にしだいに範囲を拡げてゆく。

iv) ある時期まで達すると、海氷面上の雪原の相当の部分にわたつて、表面からの深さ 15~30 cm ぐらいより下位の部分に、極めて水分にとむザラメ雪の層（あるいはむしろ水層中にザラメ雪を混える）を生じる。このような部分が、もともとは積雪層であつたのか、あるいは海氷のザラメ雪化した部分に当るのかについては確かな証拠を得ていない。

v) 各個の水溜まりは面積を拡げると共に、隣り同志が連なり合い、複雑な模様を形作る（第 39 図）。パドルの発達過程に従い、パドルの伸びの方向は、積雪面の凸凹の様子、すなわちその場所の卓越風の方向とほぼ一致する場合が多い。なお、底のあるパドルの場合、その水層の深さは 30~50 cm、最大約 80 cm であつた。

---

\* この水分が、その場所で生じたものなのか、あるいはより積雪の深い下部で生じたものが滲み出して来たものなのかは、野外では直接確かめていない。この段階に相当する時季に、積雪の断面を調査しておかなかったのは残念であつた。



第 39 図 発達程度の高い段階に達したパドル  
(オングル島北方にて)。

Fig. 39. Puddles on fast-ice.  
(north of Ongul Island).

vi) さらに発達が進むと、ついにその底の一部は完全に下の海水と連なり、以後急激にその部分の面積を拡げてゆく。このような場合、海氷面下底部での融解もパドルの下位の部分の方が他の部分より先に進むらしく、パドルの底に見られる蜂の巣氷 (rotten ice) の上面は、パドル周縁のそれよりずつと上つている。

以上のような変化は 1957~58 年のシーズンでは、i) 11 月下旬、iv) 12 月中旬ないし下旬、v) 1 月中旬のころであつた。2 月に入ると共に、パドルの発達はむしろ止り、積雪層下

の水分にとむ部分は再び氷化し、またパドルの表面でも凍結が進んでゆく。

この地方のパドルの成因については、すでに高橋<sup>13)</sup>により積雪中における “hothouse phenomenon” 類似の現象として、物理的な説明が与えられている。

(3) サストルギ 海氷面や大陸氷の上には、多くの場合積雪層がある。この層の性状は、季節により、また積つてからの時間経過により、著しく変つて来るのがふつうである。

海氷面上の場合、冬季に入るとしだいに降雪を増し、さらにブリザードによる極めて大量の雪の移動が行なわれ、その結果として海氷面上はまず表面のごく平らな積雪層を生じる。多くの場合、この層は激しい卓越風のためにひじょうに固く締まっている\*。このような積雪層がブリザードによつて浸蝕作用を受けると、いわゆるサストルギを生じる。その峯に当る稜部の伸びの方向は、もちろんその土地での卓越風の方向に一致している。サストルギの発達経過を写真 16 に示す。

調査地域内での観察に関する限り、サストルギの高さは、最大 60~70 cm であつた。その伸びの方向は、場所によつて異り、オングル諸島地区やラングホブデ地区周辺ではほぼ NE であつたが、パッダ島方面では SES であつた\*\*。1957 年 9 月初旬犬ぞり旅行の際の観察によると、ほぼ 60°20'S, 38°45'E 辺り\*\*\*ではこれら両方のサストルギが見られ、ある地点では、不完全な形でではあつたが両者の交叉している場合を発見した。これから判断すれば、この附近では時季により卓越風の方向を異にするものと思われ、それぞれ NE あるいは SES の卓越風の吹く地域のちょうど境目に位置するところと考えられる。

\* 風のないごく穏やか日に降雪のあった場合を除けば、その上を雪上車 (自重約 2.8 t, 接地圧約 0.12 kg/cm<sup>2</sup>) が走ってキャタピラの跡が深さ 3~10 cm の溝になる程度。深さ 20 cm を越すことはほとんどない。

\*\* ボツンヌーテン山附近では、このヌナタクの風下側に発達している巨大な吹き溜まりの伸びの方向はほぼ NWW であつた。これに対しこの附近のサストルギの方向はほぼ NS であつた。

\*\*\* ただしこの数値は、ノルウェー隊編 25 万分 1 地形図による。



## 文 献

- 8) Holland, Th. H. (1900): The charnockite series, a group of Archean hyperthenic rocks in Penninsula India. Mem. Geol. Surv. India, 28, pt. 2, 119-249.
- 9) 例えば南極大陸については,  
Tilley, C. E. (1937): Rocks from Enderby Land, Antarctica. B. A. N. Z. Ant. Res. Exp., Reports No. 2, pt. 1, 1-16.  
Ravch, M. G. & Voronov, P. S. (1958): Geology of East Antarctic Coast, between 55N-110N. Sovetskaya Geologiya, 2, 3-26.
- 10) Roots, E. F. (1953): Preliminary note on the geology of Western Dronning Maud Land. Norsk. Geol. Tidsk., 33, 18-33.
- 11) Segnit, E. R. (1957): Sapphirine-bearing rocks from MacRobertson Land, Antarctica. Min. Mag., 31, 690-697.
- 12) Preliminary report of the thickness of ice in Antarctica. IGY Bulletin, No. 13, Nat. Acad. Sci. Am., Trans. Am. Geoph. Union, 39, 772-778, 1958.
- 13) Takahashi, Y. (1959): On the puddles of Lützow-Holm Bay. 1959 年 2 月キャンベラで行なわれた SCAR のシンポジウムにおける講演.