HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	南極における雪氷学の現況
Author(s)	楠, 宏
Citation	低温科學. 物理篇, 19, 231-255
Issue Date	1960-12-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/17980
Type	departmental bulletin paper
File Information	19_p231-255.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Kou KUSUNOKI 1960 Recent Progress in Antarctic Glaciology. *Low Temperature Science, Ser. A, 19.*

綜　説

南極における雪氷学の現況*

楠　　宏
(低温科学研究所　海洋学部門)

(昭和35年8月受理)

I. はしがき

国際地球観測年 (IGY) を契機として南極大陸における雪氷学の研究は急速な発展段階に入つた。今世紀の始めより南極地域に多くの探検隊が送られ，それらの多くは雪氷学に関する知識の集積に貢献するところが多大であつた。しかし現在ほどの急速な発展はかつて見られなかつたことは明らかである。IGYにおける観測は全世界にはられた観測網を通じて広い立場から地球全体の地球物理学的現象を把握することにある。したがつて雪氷学の観測においてもこのような主旨のもとに地球の熱収支や水収支 (水蒸気—水—氷の輪廻) という立場から，とくに地球の雪氷圏 (cryosphere) の現状を正確に認識しようとするものである。よく云われるように，地球の熱収支や大気大循環という点で従来観測の少なかつたのは南半球であり，とくにその中心の南極地域はいわゆる寒冷の貯蔵所として大いに注目されたわけである。面積約1400万 km^2 (わが国の面積は約36.5万 km^2) の南極大陸の氷，その上の大気，周囲の海洋については未知の点が多いが，日進月歩の勢いで解明されつつある現状である。この報告ではIGYを中心とし，その後の国際協力年 (IGC)，さらに現在にいたる間の雪氷学の動向について紹介する。しかし結果の多くは充分整理されてはおらず，筆者の抄覧の不足もあり不備の点が多いことと考えるが，この点は予め御了承をお願い致しておきたい。

個々の問題に入る前にIGY以前の状態およびIGYにおける観測目的といつた点に触れておきたい。

II. 雪氷学研究の目的

南極大陸の陸(氷)・海・空は互いに関連し地球全体の気象・気候・海洋さらに地質・地理などの諸現象に大きな役割をはたしている。全世界の大陸氷の85% (面積) は南極大陸氷が占め，体積では90%に及んでいる[1]。したがつてこの莫大な雪と氷に注目されるのは当然である。古くから大陸氷や氷河が融けると海水面が上昇するといわれているが，その値は20～120

* 北海道大学低温科学研究所業績　第559号
南極シンポジアム (1960年5月30日，東京) において発表

m と推定され人によつて結果はかなり異なる。これには南極大陸氷の平均氷厚の推定に差があるためであつて，600 m という値が昔は多く採用されていた。しかし近年の Greenland での測定などを考慮して IGY 以前には 1600 m から 2000 m などの値が考えられるようになつた[2]。このように大陸氷の現況すらよく判つていないので，まず大陸氷の地形学的情報を集め，さらに過去および将来の予測をすることにある。また気温はほとんど氷点以上に昇らない寒冷な気候条件のもとでの積雪・万年雪・氷河氷の物理的・化学的性質の研究も重要である。南極の雪氷について如何なる問題があるかについてはすでに英国雪氷学会[3]で 1948 年に論ぜられ，雪・氷河（一般的および氷河気候的項目）・棚氷・海氷・氷河地形・一般問題（地図作成）が対象となつた。その後 IGY にあたつては雪氷圏の諸現象について広く観測することが IGY の国際雪氷委員会によつて勧告された。したがつて中・低緯度においては氷河の状況について広範な測定，すなわち，氷河の所在地，面積，高度分布，質量収支，熱収支が観測され，北氷洋の海氷（航空機による観察），凍土なども含まれている。しかし南極については劃一的な観測項目や方法が示されたわけではなく（氷河調査においても同様であるが），参加各国隊の事情によることは当然であつた。しかし国際委員会としては主に米国の観測法をもとにしてつぎのような観測報告の表示を提案している（1958 年 2 月）[4]。

1. 単位はメートル法，温度は °C か °K。
2. 氷河状況 (glacier regimen)—氷河の計測，質量収支，熱収支。とくに南極での観測については上記のほかに年間降雪水量，融解量，氷河の流動 (divergence)，これらの間の収支。
3. 雪と氷の成層状況 (stratigraphy)。
4. 熱交換—氷河微気象の観測が含まれる。
5. 雪氷の物理。
6. 氷河調査 (glacier census) と近年の氷河変動（主に地形・地理・地質学的調査）。
7. 氷河地質—地質学的観察による氷河の過去の状況の報告。

IGY における各国の観測は地理的条件，観測主目的，設営技術などの点で相異があるので同一方法，同一精度でしかも全世界にわたつて行なわれたとは云いえないが，莫大な資料が集積されつつあることは事実である。すでに南極大陸においても各国隊が雪氷学の観測に従事しており幾多の成果をあげているが，これらは今世紀の始め頃からの各国の探険隊の研究による基礎に立つものである。初期の研究は大陸沿岸で行なわれ，多くは記述的・定性的であるが，Wright と Priestley[5] の報告のごとき代表的なものもある。1930 年代に人工地震法による地下構造の研究法は氷河にも利用されるようになり，1933–35 年の第 2 回 Byrd 探険隊で Poulter[6] は Ross 海の棚氷の厚さを求めた。1940 年代にはヨーロッパの氷河などを中心として氷の結晶構造や組織の詳しい観察が始まつた，いわゆる crystal fabrics の仕事である[7]。1939–41 年の U. S. Antarctic Service Expedition ではこの方向の仕事がなされた[8]。戦後になつて注目すべきは 1948 年以降の Terre Adélie におけるフランス隊，1949–52 年の Queen Maud Land におけ

るノルウエー・イギリス・スェーデン三国共同探険隊であつて，とくに後者は大陸氷の氷厚測定，積雪層の観察（密度，組織，構造など），ボーリング，棚氷の移動や変形，雪面での熱交換などについて，いわば今回の IGY の先駆ともいえる観測をしている。ここで国際南極特別委員会（SCAR: Special Committee on Antarctic Research）の勧告をしめしておく，現在および将来にわたる南極における雪氷学の指向する点が明らかになるであろう（1959 年 9 月）[9]。

(a) 人工地震法による大陸氷の厚さ，構造，体積。氷の下の基盤の調査（人工地震法）。

(b) 長期間観測。

1) 人工地震，重力，通常の測量法による氷表面の高さの変化。

2) 氷の絶対移動を天測で繰返し測定。

3) 氷の発散による損失と降雪による蓄積との比の測定。

(c) 万年雪の年々の成層から気候学的な降水記録を求める。

(d) 深い穴（pit）やボーリングで大陸氷と棚氷の構造を明らかにする。とくに氷冠の頂上附近で行なう。

(e) 特異な氷の地帯では屈折法やボーリングの穴での爆発で氷中の弾性波速度の垂直分布を求める。同時に波の伝播と深さ，温度，応力などとの関係を求める。

(f) 電気的方法などを用いて間接的に氷の下の岩盤の調査。

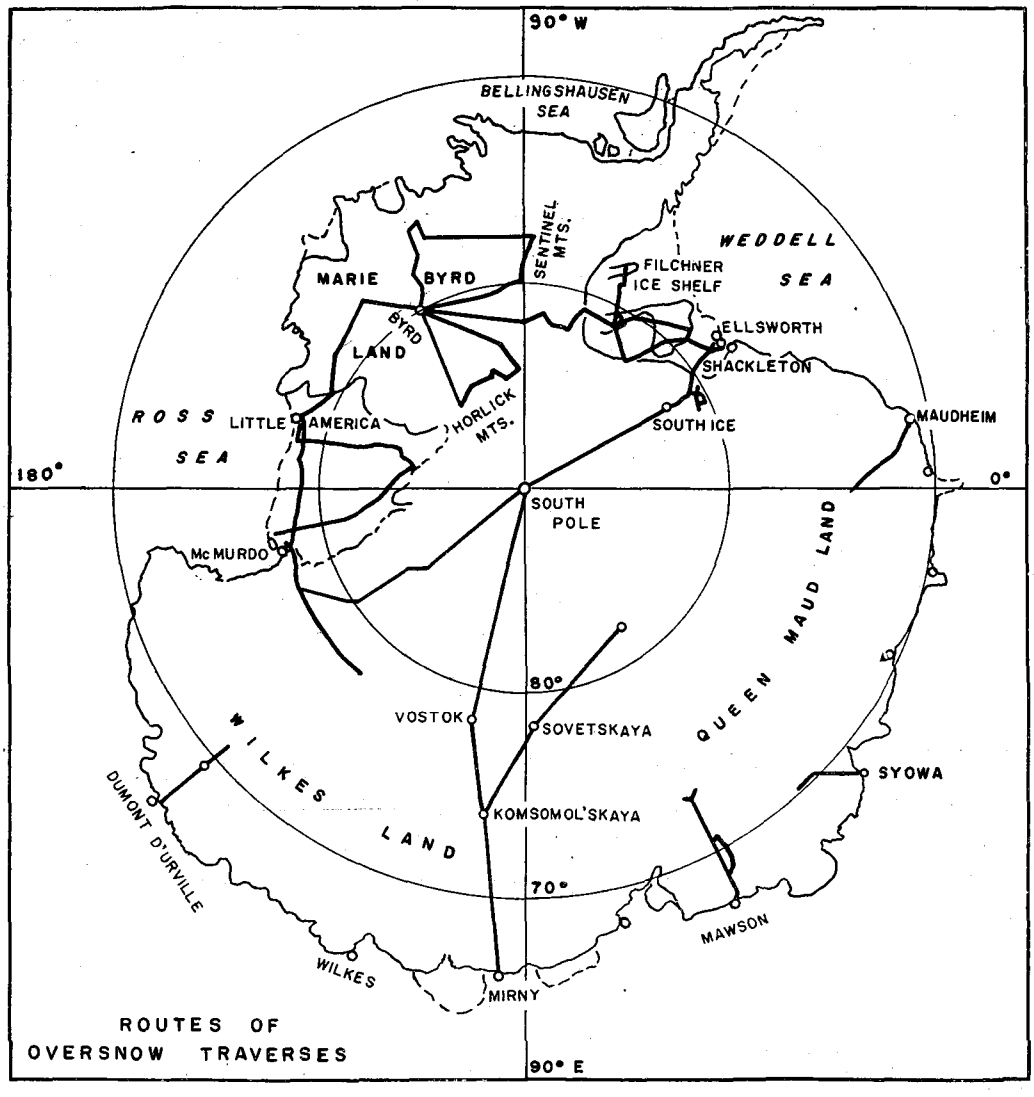
(g) 氷の化学成分，氷中の気泡の化学成分の測定。

もとより雪氷学は気象学その他の地学分野と関係しているので，SCAR の勧告においても気象学では大陸氷および大気の熱収支，水蒸気収支，地面近くの空気の流動（これは飛雪や熱交換に重要），スカブラの観察，雪面の反射率，表面から 15 m 下の温度（表面の年平均温度にほぼ等しい），飛雪量の観測などがあげられている。南極の正確な地図の作成，後氷期と第四紀の地質，古地磁気，古気候，海底地質，岩石・鉱物・海底堆積物の地球化学なども関係する点が多い。

III. 大陸氷の氷厚

氷厚の測定は南極大陸氷の体積を知り，同時に南極大陸の地形を明らかにすることにある。人工地震法の反射および屈折法で氷厚は求められるが，重力や地磁気の測定も並行するのが普通である。すでに述べたように大陸氷の融解による海面の上昇量は 20～120 m という大きな巾があり，多くは南極大陸氷の厚さの推定の差に基づく。三国共同探険隊の Robin によれば Maudheim より内陸へ約 500 km の地点の氷厚は 2500 m であり[10]，1956 年頃の米国隊の内陸への飛行によつて氷面の高度は 4000 m に達する地点が見出され，従来の平均氷厚の値はかなり増すものと予想された。現在氷上旅行による氷厚調査はかなり進められており，その調査経路は第 1 図に示すごとくである。

人工地震法による氷厚測定に先立つて南極の地図作成や高度の測定などがあり，これらについてまず考えてみる。



第1図 氷上調査経路図

1. 南極の地図・面積

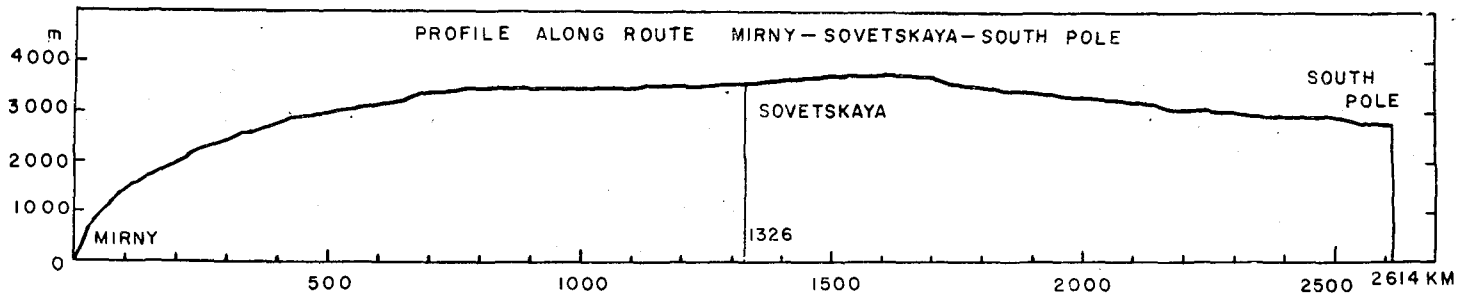
大陸氷の体積や地形学的状況を明らかにするのが南極における雪氷学の1課題であるが，南極の地図，したがつて大陸氷の面積が正しく求められる必要がある。従来南極の地図はかなり不正確であり，1946–47年の米国隊による広範囲の空中写真撮影が特記すべきものであろう。現在各国隊とも各基地を中心として地図作成に従事している。わが国においては昭和基地を中心とし東方へは42° E (Prince Olav Coast)，西南は70° S，38° E (Lützow-Holm 湾奥) に及んで航空機による空中写真測量および地上での天測点での位置決定がなされ，今後もこの領域は

拡大するはずである[11]。Prince Hárald Land では1937年にノルウェーの Lars Christensen の隊によつて斜写真から25万分の1の地図が作られた (Hansen が1946年に編集)[12]。しかし日本隊の測量によるとかなりの地図の歪が見出され，その図上ではたとえば昭和基地 (Ongul 島) の位置は緯度で2.5′，経度9.5′それぞれ北と東にずれていた。現在南極全域については100万分の1の地図が当面の規準となるもので，各国隊はそれぞれ小縮尺のものを部分的に作成している。すでに Ross Ice Shelf についてはかなり正確なものがあるが，まだ地上の基準点の数は充分ではない。近年のソビエト隊の動きは注目に価する。地図作成には地上基準点の数を増すことが必要であり，航空機による着陸，沿岸地帯では船での上陸などで主に夏期に行なわれている。もとより氷の体積の算出のためには沿岸附近の正確な地図と高度とが必要なわけであり，南極の面積 (氷に被われた) としては Kosack[13] の1400万 km² (陸地1310万，棚氷93万) という値から今後の測定によつてあまり変ることはないであろう。南極の面積といつても実はあまり意味がない，その大部分が氷に被われ，他の陸地のように海岸線がはつきりしないからである。特に Ross, Filchner Ice Shelf などの氷の下の様子が判明しなければ面積という概念もはつきりしない。また棚氷や氷河も流動し分裂しているので一定の氷縁をもつているわけではない。大切なことは氷縁や海岸線の位置を正確に知るということである。

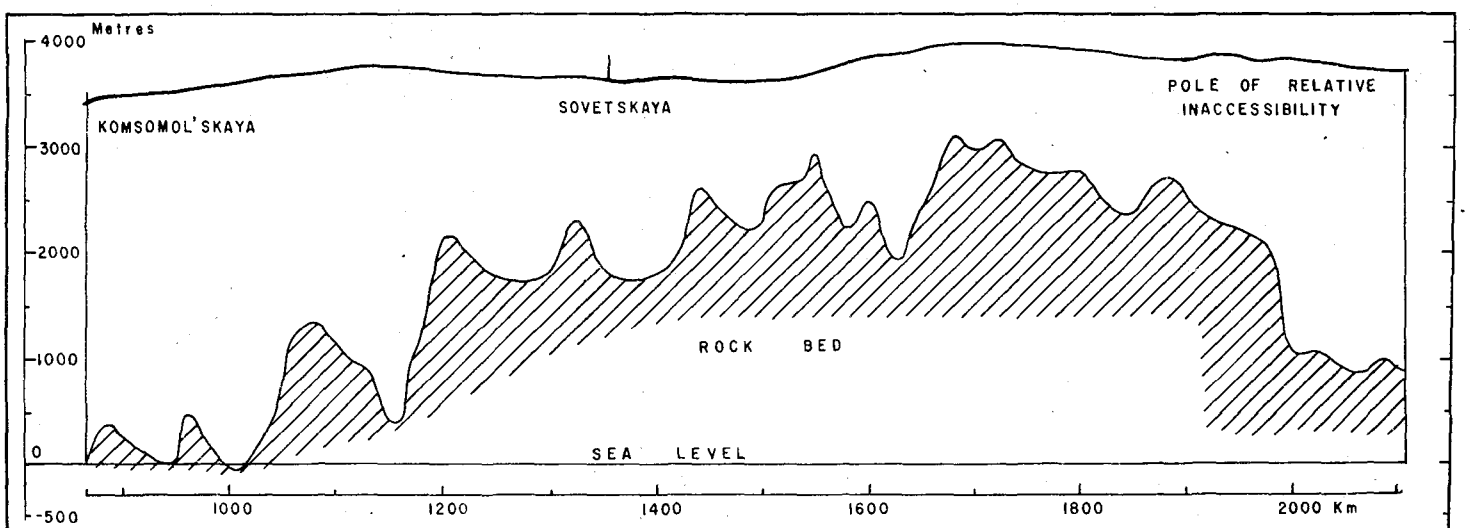
2. 高度・位置の測定

氷上調査旅行においてはまず自己の位置と高度を知らねばならない。位置の決定は天測，地文航法 (内陸部では殆んど不可能，また沿岸地帯でも地図が不正確) によるが，天測による誤差はまず2 km 以内におさえられる。小範囲では雪上車や橇の磁気コンパス，距離計 (sledge-wheel や speedometer) などを用いて内挿ができる。夏期であれば太陽観測のため曇天や太陽高度の低い時，時間に制限のある時などには誤差が大きくなることは免かれないが，地文航法を併用して位置の精度はおとさずに済む。近年では良好な受信器があるので時報を受けることができ時間による誤差は1秒程度ですむ。

土地の高度の測定にはいわゆる気圧測高法が用いられる。もとより光学レベルを用いて測量はできるが，南極では数100 km 以上の長い距離の旅行が多いので不都合なことが多い。気圧測高法は Laplace の測高公式によるものであるが，実は公式中には基準点 (たとえば基地) の気圧，気温，重力，空気の密度，水蒸気張力，膨張係数などが入る。一番やつかいなのは同一高度の地帯でも低圧帯と高圧帯があれば低圧帯では高度が高くでる。このために地衡風による補正を加える必要がある。また気圧計も1台では気圧の時間的変化の影響がきいてくるので普通は2台以上を用い，また2台を交互に用いたり (leap-frog method)，loop-back (旧位置へたびたび戻る)，single or multiple base (1台を前進基点に残しておく) などの方法によつて精度を高めている。実際には時間の制約があるため，これらの方法を簡便にして用いている。Robin[10] によれば Maudheim より内陸600 km までの調査では最大25 m の誤差であろうと見積つている。また IGY においてアメリカ隊が Little America (43 m) から Byrd 基地 (1513 m) までは約5浬間隔で測定し，Byrd を基点とする内陸部での調査 (1026浬にわたる) では，1957



第 2 図　航空機による Mirny-南極点間の表面の形状
(Bugayev & Tolstikov)



第 3 図　東部南極中心部の氷状 (Shumskiy)

年11月19日に出発し (1513 m), 翌年2月21日に帰着し (1515 m) 高度の差は2 mであつた。これは南極での高度測定において精度の高い例である[14]。しかしその途中などでは ±15 m の精度であろうといつている。

高度のみを測定するために航行機の利用ということが考えられる。これに成功した例として1958年10月末ソビエト隊が Mirny-South Pole-McMurdo-Mirny の飛行で高度測定をしたものがある[15]。この結果の一部を第2図にしめしておいた。用いた測器は通常の航空機用高度計，電波高度計，2台のアネロイド，機外温度計，連続記録高度計 (テープに) である。最後の計器の詳細は不明であるが，垂直方向の加速度を2回積分する，いわゆる近頃の慣性航法 (inertial navigation system) を応用したものであろう。また機体の上下による垂直速度成分を気圧の小さな変化から求める方法もあるという (Robin)[16]。この飛行では約5分ごと (25 km 間隔) に測定をしておりかなりの精度 (最大30～40 m) をあげている。ここでも位置の測定が問題になる。南極地域では電波航法の設備が不充分なので時には位置測定の誤差が大きくなることはありうる。

3. 氷厚の測定

人工地震法による大陸氷の氷厚測定は IGY においていつそう規模を大きくして行なわれた。1949-52年の三国共同隊において Robin の報告するところによると平均氷厚は2000 m に近いものと考えられている。この方法では火薬を爆発させ氷の下面 (あるいは岩盤) で反射してくる弾性波を捉える反射法，受振器の測線を長くしたり深い穴の中で爆発させたりして記録をとる屈折法がある。まず屈折法によつて波の速度 (P 波) を求める必要がある。積雪があるので大陸氷の表面近くの密度は小さく，温度の勾配があり，結晶粒の大きさや軸の配向も深さとともに変化している。したがつて P 波の速度は表面から氷の下面まで一様ではない。実験および現場 (アルプス，グリーンランド，南極) の測定では 3500 m/sec から 4000 m/sec のあいだに入つている。たとえば Maudheim より 600 km 内陸の地点では 133 m の深さで 3826±17 m/sec をえている[10]。表面では 1000 m/sec 以下である。反射法による氷厚の測定ではつぎのような誤差因子が入つてくる：反射波の到達時刻の測定。火薬爆発点の深さ。P 波の速度分布 (とくに表面附近では速度が小さい)。温度分布，結晶軸の配向などによる P 波の速度の差 (たとえば 3886 (C_{11}), 4043 (C_{33}) m/sec が Jona と Scherrer[17] の実験で知られている)。距離の測定 (爆発点と受振器との間隔など)。氷の表面と下面の傾斜。Robin によるとつぎのような誤差の評価をしている。

第1表　人工地震法による氷厚測定の誤差 (Robin 1958)[10]

氷厚	底面の傾斜を無視した場合 (平均) の誤差		底面の傾斜のための誤差も考慮した場合	
	反射波の強度			
	弱	強	弱	強
250 m	11 m	6	12	8
500	12	8	15	12
2000	23	21	47	45

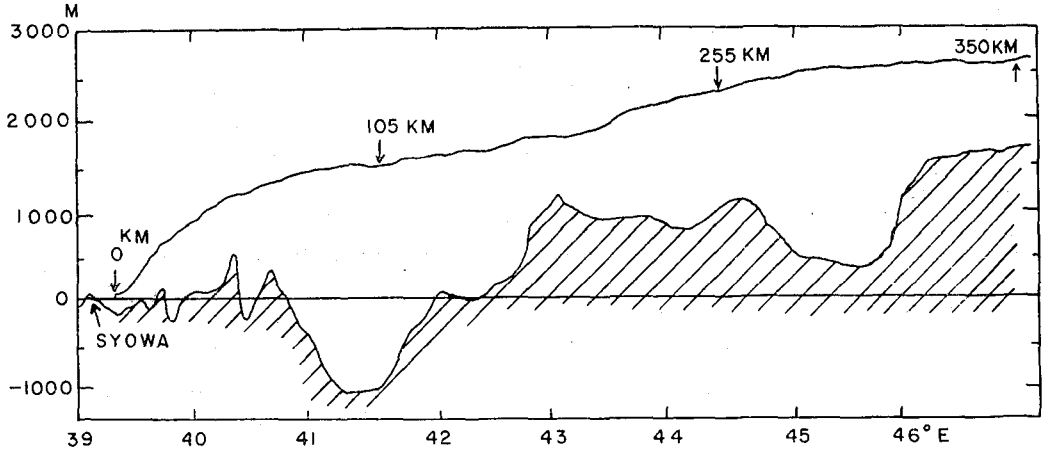
第1表によると氷厚が浅いときには時刻や表面の低速度層による誤差がきいており，深くなると波の速度自身と底面の傾斜によるものがきいている。

最近の例としては Weddell 海の Ells-

worth 基地（棚氷の上にある）での氷厚は5種類の人工地震法で222～242 m[18]をしめしている。またソビエト隊ではP波の速度として3750 m/secを用いており，これによる氷厚測定の誤差は±2～5%といつている。棚氷の底面のごとく海水の侵入や弱い構造をもつ場合にはかなりの誤差はさけられないようである。例えばMaudheimのある棚氷の厚さは密度分布（深さ100 mまで測定）と海面上の高さとから186±5 m，一方人工地震の反射法では210±6 m，反射—屈折法で198±20 mと出ている。ただしこの場合では底面での海水侵入は地震現象から見て余り考えられないという。

人工地震法の調査の結果南極大陸の性格，棚氷の地形などが判明しつつある。Ross-Weddell地峡を境とする東部南極*は広大な氷に被われた地域でその中心部では氷厚4000 mにも達する。その例として第3図に内陸部の断面図をしめす[19]。

東部南極の沿岸地帯ではわが国をはじめ，オーストラリヤ，ソビエト，フランス，アメリカの各国が人工地震法による氷厚測定を行なつている。その例として第4図にわが昭和基地より東南へ約350 kmまでの調査結果をしめす[20]。この調査では1～2 kmおきに気圧測高をし，



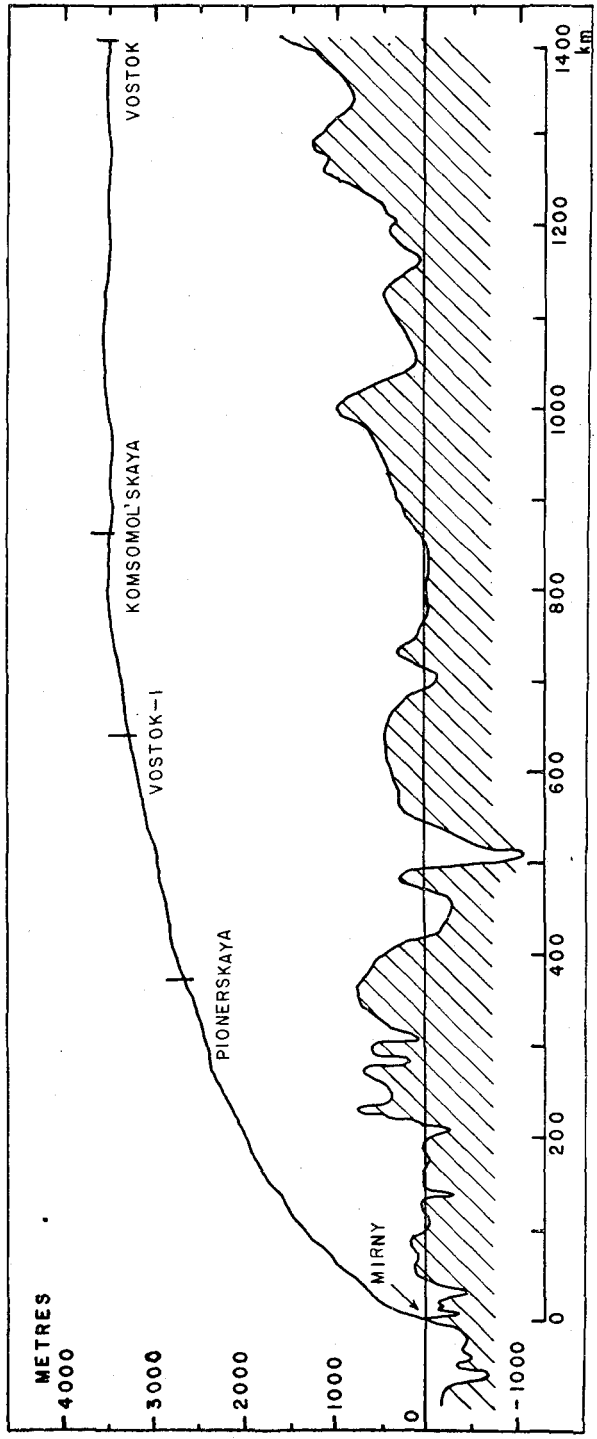
第4図　日本隊の氷厚測定結果（村内必典）

37地点で氷厚を測定している。このうち5 km，105 km，255 kmの各地点で屈折法を用い表面附近の速度分布を求めている。これらの結果についてはまだ補正などが済んでいないので第4図の形状も少し変るであろう。沿岸より内陸部に至る氷の表面はゆるやかに高度を増している。このことは第5図のソビエト隊，第6図のフランス隊の例を見ても窺うことができる。

沿岸より内陸に至る距離（x km）と高度（H km）との間には楕円の方程式で示されるような関係がある。

---

* ここではRoss-Weddell地峡を境として東半球（印度洋側）を東部南極，Palmer半島を含む西半球を西部南極とよぶ。



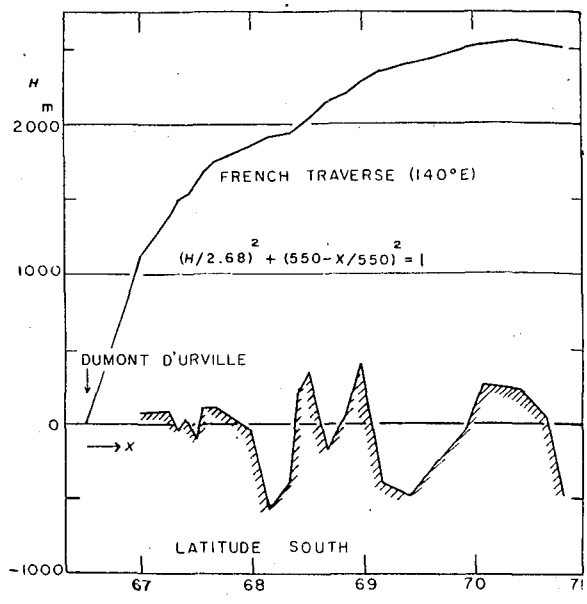
第5図　Mirny-Vostok 間の 氷状 (Shumskiy)

$$\left(\frac{x}{a}\right)^2+\left(\frac{H}{b}\right)^2=1$$

フランス隊の場合は第6図にしめしておいた[21]。この式による平均自乗誤差は ±25 m という。第5図の氷状について Shumskiy[22] は同様の式を示している：

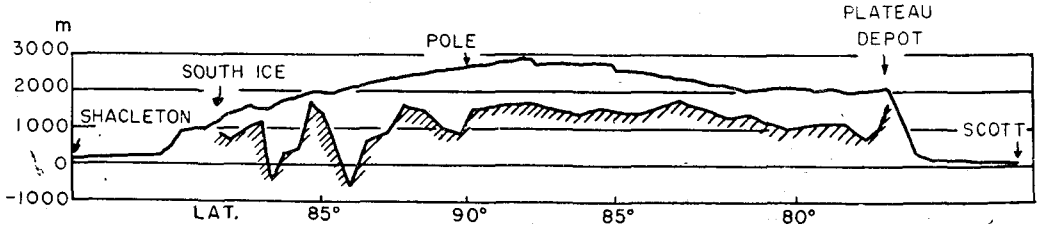
$$\left(\frac{x}{a}\right)^2+\left(\frac{H}{b}\right)^n=1$$

ただし $n=2.12$ (大陸氷)。Drygalsky 島*(Mirny 沖合の Davis 海にある) の氷帽について $n=1.84$ をえた。さらに氷の粘弾性的性質を考慮して Vialov[23] が詳しく論じている。



第6図 Terre Adélie の氷状
(American Geographical Society の地図 (Dec. 1959) より)

第7図に英国の Trans-Antarctic Expedition による結果をしめす[24]。南極点の氷厚は約 1900 m でアメリカ隊の測定値より約 800 m 少ないが ±60 m の精度があり，極点附近でも同数の値がえられている。したがつて極点の氷厚は約 1900 m が正しいであろう。この時の South-ice 基地では表面速度 (P 波) 580 m/sec, 100 m 以深では 3940 m/sec をえている。全行程で 34 の反射法を試み，Worden 重力計による測定も並行している。



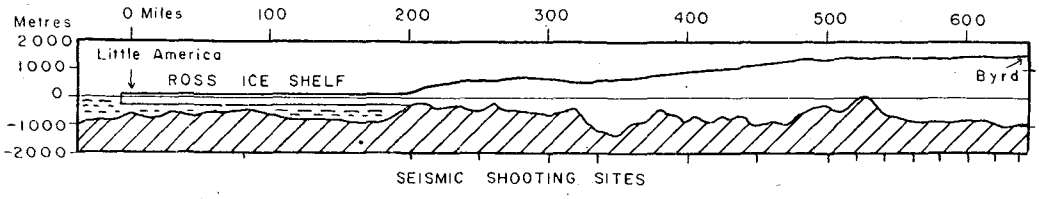
第7図 英国横断隊による氷状調査結果 (Pratt)

これらによる東部南極の性格としては大陸の特徴を有することである。氷厚 2000 m もの氷が融けたあとには地殻均衡によつて現在海水面下にある地域は，もとより大部分は海面上に隆起するであろう。このことは自然地震の表面波 (Love, Rayleigh) の分散によつても確かめられている。それによると地殻の厚さは 35 km 程度である[25]。さらに沿岸地域の各国隊の地質調査によつても先カンブリヤ紀の変成岩類を基盤とする安定した大陸塊であることはほぼ間違

* この島の基盤は海面下 100 m に達し周囲は海である (Kondrat'yev et al[49])。

いないようである。放射性同位元素 (A^{40}–K^{40}, Sr^{87}–Rb^{87}, Pb 法) の分析でこれらの年令が決定され約億5年前と10億年前とに変成期があつたという[26)~28)]。

西部南極については主としてアメリカ隊が広範な調査を行なつている。第1図の氷上調査の径路から窺えるであろう。その例を第8図にしめす。Marie Byrd Land の中央部にある



第 8 図 Little America-Byrd 間の測定結果 (Bentley & Ostenso)

Byrd 基地を中心とする調査と，Weddell 海の Ellsworth 基地を起点とする調査とがある。ここでの新らしい事実は Filchner 棚氷に被われた海が従来推定されていたよりもさらにも南西にのびていることである。さらに Ross 海と Bellingshausen 海とをむすぶ海峡が存在していることである。人工地震法による氷厚の測定と重力 (Frost, Worden)，地磁気 (Arvela の垂直成分計) の測定とを並行して確かめられた。この場合には氷厚の精度に表面高度の精度 (約 20 m) と人工地震法による氷厚測定の誤差の精度 (約 40 m) がきいている。重力測定* では ±10 mgal の精度，地磁気については精度はかなり落ちる。これらによつて Ross-Weddell をむすぶ海峡の存在はほとんど否定されるに至つた。Ross-Bellingshausen 海峡の存在によつて Palmer 半島から Sentinel 山脈さらに東部南極 (Horlick 山脈) への陸地の連続性が考えられる。しかし 83° S, 80° W より南東部にかけての調査はまだなので，今後の確証が必要である。とくに Filchner 棚氷の東部，Ross 棚氷の西南部には海面下 1000 m に近い海溝があることからその必要性が強調されるのである。西部南極は重力測定の結果ほぼ isostasy が成立していることがわかつた。その地殻は大陸の性格をもち，地殻の厚さは海面下約 30 km (海峡部) から 36 km (山脈地帯) に及んでいる[29)]。なお，東部南極についてはソビエト隊の重力測定による結果では，Mirny 附近の地殻の厚さを 35 km として内陸部では 53 km と増すことをしめしている[30)]。南極大陸では自然地震が発生することはほとんどないが，周囲の震源地から大陸を通る (たとえば New Zealand から昭和基地への) 径路について表面波の分散から地殻の厚さが求められるので，すでにのべた方法[25)] は今後さらに適用されるであろう。

人工地震法を中心とする大陸氷の氷厚測定および南極の地形に関する知見は急速に増しつつある。第1図より今後さらに調査を進めなければならないのは Queen Maud Land の内陸部である。Shumskiy[19)] によれば，Lars Christensen Land より Queen Maud Range (南極点) に

* Little America–Byrd 間の棚氷の氷厚測定では重力測定値 (Free air anomaly) 1 mgal は氷厚 13.56 m に相当し，人工地震測点間の底面の形を決めている。

かけてほぼ 70° E の子午線上を走る山脈 (horst) が考えられるというが，こういつた考察の実証のためにも今後調査が続けられることは疑いない。

IV. 大陸氷の質量収支

大陸氷の質量収支については各国隊の基地における測定が中心となる。もとより氷上旅行隊によつても関連のある事項，たとえば穴を掘つて年間の積雪量を求めること，が調べられている。大陸氷の収支は降雪による蓄積量と氷河の分裂，融解 (表面や底面) などによる損失との差し引きできまる。これらの量がいかにして測定されているかを考えてみる。

1. 積 雪 量

南極各地の積雪量は地域差がみられる。よく知られているように Terre Adélie などの強風地帯では降雪があつても吹雪となつて外洋へ運ばれ，かえつて雪面が強風によつて削りとられたりする。南極における積雪量 (積雪水量) の測定はこのために困難が多い。とくに吹雪によつて運ばれる量と自然降雪による堆積とを区別することがむずかしい。積雪量の測定には通常の雨量計型 (雪量計) のもののほか，雪尺* が多く用いられる。1回ごとの降雪を区別するために表面へ着色剤を散布したり，糸，軽い金網，板を水平に雪面においたりしている[31]。風速が 6 m/sec 以上になると吹雪が起こるので吹雪量の測定が試みられている。吹雪測定器** (捕捉器) としては塩谷[32] の用いたものと同様のものが多い。例えばオーストラリヤ隊の Mawson 基地では地面附近では "aerofoil" 型，50 cm 以上では "rocket" 型を用いていて，30 分ごとに地上 4 m まで (風速 40 m/sec まで耐えうる) 測定しているという。その捕捉率については風洞実験中ということである[33][34]。

Queen Maud Land の Maudhein では三国共同探検隊が積雪量の測定を行なつた。雪穴 (pit) を掘り年間の積雪水量を調べ 1934–51 年の平均として 36.5 cm を求めた[35]。1950–51 年の1年間には 42 cm という。また古くは Little America で 35 cm (1940 年) を求めている[36]。最近の同地での測定では 1929–54 年間に平均 45 cm を得た。場所によつては粒の大きさ，形状などによる年ごとの層を区別できないこともある***。Little America の棚氷上では夏は粒径が約 0.5 mm であるが，密度，硬度**** は小，冬は粒径約 0.2 mm，密度，硬度は大で Little America より Byrd に至る間積雪層はほとんど連続している[37]。Wilkes 基地 (Budd Coast) の南東 50 マイル (1140 m の高度) では 1783–1957 年 (61 m) について年平均 13.3 cm を求めた[38]。南極点では深さ 50 m までの斜坑を掘り 6.7 cm/year (1763–1957 年) を求めた。ただし 1763 年には ±12 年の誤差があり，深さ 25.92 m での層に相当している。これによると 16 世紀いらい大きな気候変化はなく 1900–1950 年の夏は暖かく多雪であつたことが推定された。一般に内陸

---

* Mirny では 100×100 m の区域に 41 本の雪尺をたてている。

** WMO (世界気象機構) ではこれの規準化を努力している。

*** グリーンランドでは火山灰が年令決定の目安のひとつになつた。

**** 硬度は Ramm Hardness による。

中心部の積雪水量は少ない[39]。内陸部と沿岸との間の積雪水量について1954–1959年のあいだMawson基地からPrince Charles山脈へかけて行なつた調査がある。これによると第2表のごとくである[33),31)]。

第2表　Mac Robertson Landの積雪水量 (Mellor)

	海岸からの距離 (km)	年間正味積雪水量 (cm) 雪尺	年間正味積雪水量 (cm) 雪穴	10ケ月間の積雪水量 (cm) 雪尺
(A)	26— 80	5		
	80—192	10		
	192—256	17		
	256—320	20		
(B)	60		8	
	130		12	
	160		2	
	230		12	11.5
	275			0.0
	300		8	15.0
	330		<11	16.5
	350		9–17 (?)	0.0
	365			9.0
	650			

(A): 1954～1956年　(B): 1957～1959年

第2表によれば海岸近くは氷の消衰域 (ablation zone) であり，大陸中心部との中間 (100～600 km) に多雪地帯 (約15 cm) のあることが考えられる。Mawson地区においては消衰域は20 kmで万年雪線 (firn limit) の高さは約950 mという[33)]。またMirnyの南部については沿岸から60 km以内で85 cm，70～450 kmでは20～30 cm，850 km地点で8 cmとなつていてMawson地帯とはかなり異なる。前述の三国共同隊では棚氷上で40 cm，大陸の斜面で25 cm，内陸で12 cmを求めている[35)]。またLoewe[40)]はTerre Adélieで20～30 cm (海岸より20～50 km) を求めた。一般に南極の印度洋沿岸では融解などのための消衰域であり，いくらか内陸に入つた地帯が正味の蓄積量の大きな地域となつているようである。広い棚氷の上ではQueen Maud Landの例のごとく沿岸より内陸部に入るにつれてしだいに減少している。

2. 飛　雪

すでに1951–52年のTerre Adélieにおける観測でLoeweは吹雪のために海岸から (海岸線の長さ1 km当り1年間に) 外洋へ運ばれる雪の量を 0.18×10^{14} gm/km·yearと見積つている。Mawsonにおける観測でLoeweのは真の値の1/2程度で吹雪密度の垂直分布も急に上空で減少しすぎることがわかつた。Mawsonの値では153 gm/cm·sec (28 m/secの風速) でLoeweの値は28 gm/cm·sec (36 m/sec) となつている。吹雪については乱流拡散による輸送現象の取り扱いがなされる (塩谷[32)], Loewe[40)], Mellor[34)])。Mawsonでは4 cm，0.5 m，1 m，2 m，4 mの高さで測定をしているが乱流理論による値よりも大きく，転動 (Saltation) などによる地面のごく近くでの流雪が考慮されなければならない。流雪による雪の移動量は乱流によるものの5%位の値が求められている。結局Mawson附近の値としては乱流による飛雪量 0.21×10^{14} gm/km·year，流雪量 0.012×10^{14} gm/km·year，計 0.22×10^{14} gm/km·yearでLoeweの値と大差はない。吹雪については南極大陸氷上いたるところに発達するSkavlerの生成機構に関連していて重要である。砂漠の砂の移動や砂丘の生成と同様の問題であるが，地面附近の乱流

に関する微気象観測が将来必要であろう。同様の観測はソビエト隊が Vostok-1 において行なつている（吹雪測定器 VO-2 といい，筒状のもので風向のままに向く）。これによると風速 4.7 m/sec 以上になると吹雪が始まり風速とともに指数函数的に増加する。表面の積雪の密度は 0.38～0.44 gm/cm³ (Komsomol'skaya では 0.36～0.40 gm/cm³,[41])。イギリス隊においては Filchner 棚氷の Shackleton および内陸の South-ice (1340 m) において積雪量を求めた，雪面に張つた糸で 2～3 週間ごとの積雪量を求め同時に雪尺，雪穴による測定も試みた。South-ice においては 1895 年以降の積雪層が見分けられ，1900 年の始めに 10 gm/cm² となつていたのが 1930 年ころから少なくなつていて現在 7 gm/cm² 位である。大陸横断旅行の結果として内陸高地での値は 7 gm/cm² が求められた[42]。昭和基地においては 1957–58 年の越冬において雨またはみぞれが 5 回あり，積雪量は地物の影響を大きくうけている所を除いては大きくないようである。6 本の雪尺による値は（積雪深）0～110 cm をしめしているのみで積雪水量の値は求められていない[43]。

3. 消　　雪 (Ablation)

雪の融解，蒸発，昇華をいつしよにして消雪と称することにする。沿岸地帯では夏期の気温は 0°C 近くに上昇し，日射量も大きい。このため雪や氷が融解し氷上に融け水がたまり (puddle, melt water pool) 一部は外洋へ流れだす。また蒸発や昇華による損失もある。一般に蒸発や昇華による損失は小さいものと考えられている。もとより蒸発の直接測定や水蒸気圧の勾配から求める測定などは低温では困難が予想されるところである。沿岸附近での消雪量は雪尺の読み取りで行なわれる。Mawson 地区では白ペンキ塗りの竹竿（直径 2.5 cm，長さ 2.5 m）を上部 30 cm ほどを雪面から出るようにして穴に埋めて雪面の低下量を読み取つている。これによると年間の消失水量は 50～80 cm となつている。1957–58 年にかけての 1 年間の消失量と高度との関係が求められている（第 3 表）[34]。

消雪量として蒸発や昇華の寄与する点については，Lister[42] は内陸部で風が積雪内部に吹きこむために水蒸気が積雪層内から押しだされたり，積雪がしまるため空気が逃げだすとき水蒸気が運ばれる（1 m/sec 以上の気流の吹きだしをボーリングの穴で観察した）。これらによる消雪量として内陸部では 1 gm/cm² を見込んでいる。このほかの消雪量の測定としては Mc Murdo Sound で 15～30 cm (Wright and Priestley[5])，Terre Adélie で 10 cm (Loewe[40]) がある。Little America と Maudheim ではそれぞれ Wade[36] と Schytt[35] が調べているが蒸発量は無視できるといつている。一般にごく海岸近く（主として印度洋側）では夏に氷が融けることがある，大陸への傾斜地帯では融解と蒸発による消雪量は大きく内陸へ

第 3 表 Mac Robertson Land における消失水量 (Mellor[34] による)
(1957. 2. 22～1958. 2. 26)

海抜高度 (m)	消雪量 氷 (cm)	消雪量 水 (cm)
60	62.5	53.5
150	57.5	49.5
180	57.0	49.0
305	30.0	26.0
335	27.0	23.0
365	25.5	22.0
425	27.5	23.5 (1箇所の測定)

(測定した箇所は消費域で青氷の出ている地域)

入るにつれて減少しているようである。

4. 海水による融解

大陸氷が沿岸地帯に氷河となつて流れだしその一部は海上に浮んで氷舌 (ice tongue afloat) となつている。Filchner, Ross をはじめとする棚氷は海に浮んでいる部分が広大である。大陸氷，とくに棚氷の底面が海氷のために融解していることが考えられる。これは大陸氷の質量収支の見つもりに大切である。しかし Wexler[44] のように底面での融解をかなり大きく見積る考えと，逆に底面で氷が生長しているという考えがある (Debenham)[45]。また Maudheim における Swithinbank[46] の測定では底面の融解量について異なつた仮定をすると 5 倍もの値の相異がでている。同時に氷の温度分布の測定 (Schytt)[35] や附近の海洋観測 (Sverdrup[47] が融解を論じ，Wexler がこの値を採用している) がなされてこれによると融解が認められている。底面における融解については Little America での 255 m までのボーリング (氷厚 260 m) の資料 (温度分布) と海洋観測の結果を用いて Wexler[48] が論じている。これによると 200 年間に 120 m 融解したとすれば現在の温度分布を説明できる計算になつている (雪や氷が垂直方向に縮まないとして)。また氷の垂直方向の縮み (50 cm/year) を考慮しても温度分布の説明は可能である。Mellor[34] は作業仮説として氷縁から 30 km 入つたところで 20 cm (水相当) の融解を考えている。

5. 氷河の分裂 (Calving)

大陸氷の周辺には各種形態の氷河が分布する。これらが海中に伸び分裂 (calving) して氷山となつて流出する。南極周辺でどれ位の氷山が生成されるかは，氷河の断面積 (幅と厚さ) および流動速度の測定で求められる。実際には南極沿岸部の地図作成も完成途上にあり (幅の測定)，氷厚は一部の棚氷や氷河以外には測定されておらず，流動速度も同様に資料が少ない。したがつて Wexler[44] と Mellor[34] の氷河分裂による損失量の評価には 1 桁の差がある。もとより Wexler の計算は IGY 以前の資料によるものである。

氷河の長さや幅については各国の航空写真測量や地上測量によつて求められつつある。棚氷の厚さについては人工地震法によつて測定された値をすでにしめしておいた。氷河について

第 4 表　Bunger Oasis (Queen Mary Coast) 附近の氷河の大きさと流動速度 (Dolgouchine)

名　称	巾 (km)	氷　厚 (m)	流　速 (m/day)	流出量 (km^3/year)
Scott	20	350	1.5 (500)*	3.5
Obruchev	10	250	1.0 (350)	0.88
Denman	22	400	3.0 (≒1000)	8.8
Reid	11	250	1.1 (≒ 400)	0.9
Apfel	8	200	0.9 (≒ 300)	0.5
計	71		≈600	14.5

* 1 年間当り

の測定はあまり例がないようである。ソビエト隊は Mirny 東方の Helen 氷河で測定し氷厚 1000 m をえている[49]。また Oasis (Bunger) 附近の Denman 氷河を中心とする一帯については航空写真測量で流動速度その他を求めている[50]。その結果を第4表にしめす。

ソビエトは 1956 年いらい 80° E—110° E の沿岸地帯の航空測量をおこなつているが，氷河の分裂に関する資料を集積するのが目的のひとつである。

日本隊は 1957 年と 1959 年に Prince Olav 海岸の空中写真撮影をおこなつた。この結果 41° 20′ E にある氷河 (ice stream) について 300～600 m/year という流動速度が求められた[51),(52)]。その氷厚は不明であるが海面上の高さは 25～30 m であり平均密度を 0.8 とすれば 120 m の厚さとなる。また第1次観測の際に氷山の厚さを人工地震法で測定し約 100 m の値を得ている[53]。昭和基地周辺の氷舌や大陸氷の氷厚測定は今後の日本隊の課題のひとつであろう。

南極周辺での氷の流出は，まず棚氷の分裂によるものが多量であろう。たとえば Little America 附近では 320～450 m/year[48]，Maudheim 棚氷では 300 m/year[46] の値がえられている。各国隊の天測や空中写真撮影によつて移動量に関する資料は増加しつつある（オーストラリヤ隊でも空中写真観量を行ない，氷河の上の標尺の移動を測定している：Mawson の地区で 10～100 m/year[33] を求めている)。結局氷の分裂による消失量として Mellor[34] は棚氷 0.48×10^{18} gm/year，Stream flow 0.07×10^{18}，Sheet flow 0.02×10^{18} を求めている。ここで Stream flow とは ice stream (周囲の氷面と氷河面とで地形的に高低差が著るしくない流れで ice stream は南極周辺に多い。谷氷河のごとく周囲にけわしい山や露岩が見られない）の流れである。Sheet flow は全般的な大陸氷の海岸へ向つての流れで，たとえば昭和基地の対岸附近のようにごく流れの遅いところが相当している（流速は年に m の order であると測定された)[54]。

6. 南極大陸氷の質量収支

本節においては以上の各項目をとりまとめて南極大陸氷の質量収支にふれる。すでにのべた蓄積量と損失については Wexler[44]，が諸測定をまとめ，オーストリヤ隊の測定をもとにして Mellor[34] が，英国横断隊の観測によつて Lister[42] が質量収支を考察している。質量収支には2つの見方がある：気象学的には水蒸気が氷の損失といかに均合つているか (meteorological balance) を考え，雪氷学的には正味の蓄積量と，正味の氷の損失とを考える (glaciological balance)。正味の蓄積量は雪尺による測定で求められるし，雪穴での断面測定からも過去に遡つて求められるので誤差は少ない。損失量についてはすでに述べたように誤差の入りうる余地がかなりあり，とくに氷舌などの氷の海中部分での融解はまつたく分つていないといつてもよいであろう。Mellor の方法と同様の他の例としてソビエト隊のものを第5表にしめしておく。この測定で誤差は 8% というが，海水による融解を考慮していない（収支に入れている）し，蓄積水量を雪尺や雪穴の断面測定で求めたとすれば蒸発，融解による損失をすでに差し引いて観測していることになる。また南極大陸の風系は Pole of relative inaccessibility 附近の高気圧を中心とする反時計廻りとなつていて，Terre Adélie などでの飛雪量を南極全体の収支にそのまま適用できないのは当然である。外洋に運び出される量は案外少ないのではないかとも見

第 5 表　Queen Mary Land における質量収支 (Zakiev)[55] (単位は不明)

地　区	面　積 (km^2)	蓄積水量	融　解	蒸　発	飛　雪	氷河の分裂	収　支
沿岸地帯	535	+ 0.3	−0.5	− 0.8	− 1.0	−29.0	−31.0
大陸氷斜面	194700	+111.0	−	−20.0	−48.0	−	−43.0
中間地帯	58405	+ 6.0	−	− 1.0	− 1.0	−	+ 4.0
大陸高原	176360	+ 10.7	−	− 2.2	− 4.0	−	+ 4.5
計	430000	+128.0	−0.5	−24.0	−54.0	−29.0	+20.9

られている (Lister[42])。ソビエト隊の測定は東径 87—90°, Davis 海より南緯 80° に及ぶ区域に対するものである。第 5 表の数字では蓄積量が上廻つているが南極の全体について現在はたして氷量が増えているかどうかは早急な結論が下せないと Zakiev ものべている。一応南極全体についての見積りをはじめにのべた 3 人と Kosack のものを示しておく (第 6 表)。

第 6 表　南極大陸の質量収支　($\times 10^{18}$ gm/year)

蓄　積　量	1.62 (Loewe による)	1.84	1.7	2.85
蒸　発　量		0.14	0.063	2.05
正味融解量			0.074	
飛　雪　量	0.28 (Mawson と Loewe)	0.014	0.19	1.20
氷河の分裂量	0.04 (Loewe)	0.56	0.57	0.55
海水による融解量	1.30 (Sverdrup)	0.76	0.048	
	(Wexler)	(Lister)	(Mellor)	(Kosack)

南極氷の収支については以上の結果から蓄積がやや多いか平衡を保つているかという状態になる。とくに Lister や Mellor は蓄積量が上廻つているとしているが，もし氷が 5 gm/cm²·year の割合で増加しているものとすれば，そのための海面低下は 1 mm/year と推定される。一方 19 世紀後半より北半球では氷河の衰退がみられ海面の上昇は 1～2 mm/year であるという。もとより海水面の上昇には水温上昇 (密度低下) もきいてくるし，海と陸との相対的な運動であるから海面変化と大陸氷の消長と一義的な関係をもたせることはむずかしい。しかしながら全世界の氷の 90% をしめる南極大陸氷が平衡か増加の状態にあつて氷河の衰退による海面上昇とは反対の関係にあることは今後の一課題をしめすものである。このためには前述の人工地震法による氷厚測定を特定の地点で今後くりかえして実施することが望まれるわけである。

V. 南極大陸氷の熱収支

地球全体の熱収支を考えるときには熱源である太陽からの輻射がまず問題になる。一方地殻の中からも熱が発生している。南極地域はいうまでもなく，一年中を通じて冷熱源であり，たとえば北氷洋はそれを被う薄い海氷を通じて熱が大気中に供給されているのに反し，南極は

氷厚 2000 m もの氷に被われ長い極夜によつていわゆる tropopause の消失が見られる。とくに雪面での熱収支が注目され，Liljequist[57] によれば Maudheim において 25 ly/day (1 langley (ly)=1 cal/cm²) の輻射損失があることが観測された。Port Martin (Terre Adélie) では 20 ly/day，全氷冠について約 100 ly/day の損失があるという (Loewe)[58]。100 ly/day の熱は 4 m の firn を 1°C 冷すに足り，この熱を補足するためには暖かい周囲の海洋気団が大陸上へ移流することによつてなされる。地殻を通して 1 年間に流れる熱は約 38 ly/year であつて輻射損失の 1 日分にすぎず，雪層間の摩擦熱，雪の結晶熱 (最大で 10 ly/day) もとるに足らない。一方グリーンランドでは降雪量が多く (平均 29 gm/cm²)[59] 輻射損失は雪の結晶熱で補なわれると考えられている。

Liljequist の測定によれば Maudheim での輻射損失は大気からの乱流による熱輸送と雪層内部からの熱の表面への移動とで平衡が保たれると考えて，なお 4.5 ly/day の不足があつてこれは 1 年間に約 2.4 gm の雪層内の hoarfrost の生成で補足できるとしている。Maudheim においては雪の albedo は春に 65～70%，夏と秋に 60～55% であるが一般に 85～90% (曇り)，80% (晴天) である。晴天の地面附近に気温の逆転のある時有効輻射量は 57 ly/day で，逆転の少ない時には 144 ly/day の程度である。

南極と北極とでは熱交換の状態が異なり，たとえば北氷洋の観測では夏 7 月 (1953, 1958 年の氷島 T-3 での値) に 150 ly/day の受熱があるが，南極点 (Amundsen-Scott 基地の 1958 年 1 月) に −34 ly/day という損失が観測された。

IGY における観測の例としてソビエト隊の結果をしめす。

1. 全天輻射量 (Q) は夏期で Mirny で 800 ly/day，附近の島で 900～1000 ly/day。年間総計でも中緯度の値に等しく同緯度の北極地方よりもちろん多い。大気の透過度，晴天日数，近日点，土地高度，地面の albedo，雲の 2 次反射などによるものである。

2. 散乱輻射 (D) 晴天日の正午 Mirny では 0.16～0.18 ly/min，内陸部では 0.08～0.12 ly/min。低い地ふぶきや高層雲のある時には D の値は増加し 0.3 ly/min となる。

3. 直達日射量 (S, S') 最大値は 12 月の正午，晴天日に測定され沿岸で 1.50 ly/min，内陸で 1.78～1.80。水平面への直達日射量は年平均 40% となる (太陽高度の低下のため) が春に 40～50%，夏に 50～60% である。

4. 反射 (R) と Albedo (A) 雪面の反射率は 1 年を通じて大きいが，Mirny は Pionerskaya (60～85%) よりも少ない。夏にはとくに減少する。

5. 吸収量 (Q) この量は比較的小さく 20000～25000 ly/year である (北極地方の半分)。

6. 輻射平衡 (B) 沿岸地帯で −6～8 ly/day，Pionerskaya で −19～22 ly/day。バランスが 0 になるのは Mirny で 10 月中旬と 3 月中旬，Pionerskaya では 2～11 月の 10 カ月間。

7. 有効輻射 (E_{eff}) Mirny で夏の表面温度は 0°C 以上にならないが気温は 0°C 以上になることがあり，日中 E_{eff} は正になる。Pionerskaya では E_{eff} は朝と夕最高値に達する。結局負の輻射平衡は沿岸地帯で 75%，Pionerskaya で 83% で，これは雪面での反射率が高いため

である。

南極全体の熱収支，とくに輻射収支については各国隊の観測結果によつてさらに明らかにされるであろう。かつて Maudheim において雪中に光電池を入れ（フイルターをかけ）雪中への光の吸収を調べているが，表面近くの熱の吸収については微気象学的測定と相俟つて今後続けなければならない問題であろう。他の問題としては大陸氷の底面での温度勾配の測定がある。これは底面での圧力による氷の融解*，氷の流動機構とも関連し，地熱の供給量を推定し，さらに古気候の問題の解決にも役立つであろう。

VI. 積雪・氷の研究

ここでは今までにふれなかつた事項について述べることにする。南極大陸氷を構成する雪および氷に関する知識の増加することは，南極氷の質量収支や熱収支の基礎になることはいうまでもない。雪や氷の基礎的性質は北半球での実験や現場での観測によつて明らかにされたものが多く，たとえば Glen の氷の粘性に関する実験に基づいて Nye のたてた氷河流動の機構に関する説などはその著るしい例であろう。まず南極の現地での観測についてのべる。

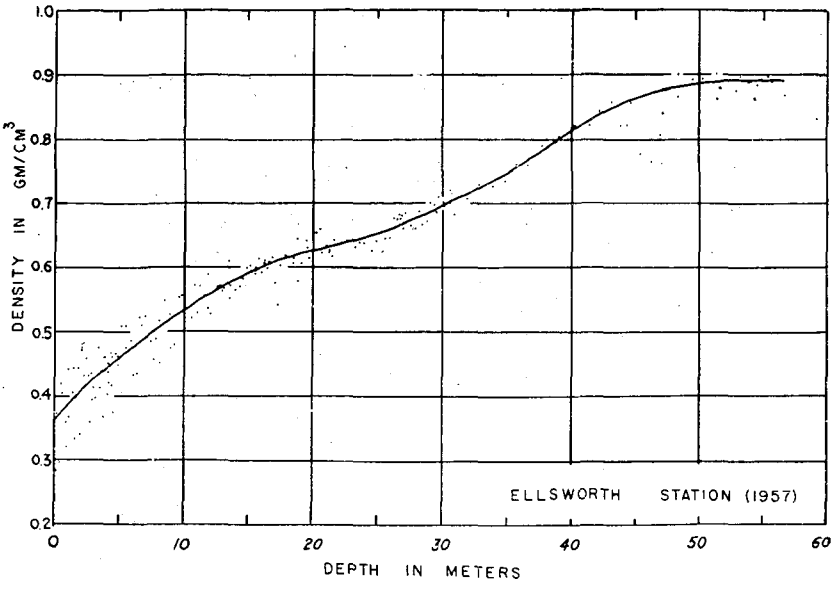
1. 積　　雪

表面附近の積雪については雪穴 (pit) や横穴を掘つて結晶の粒形，大きさ，結晶軸配向，密度，硬度などを測定している。この代表的な例としてすでに Maudheim において Schytt[35] がこのような調査し，1934 年までの過去について年々の層を決定し年平均の積雪水量 36.5 cm を求めたことをのべておいた。実際に年代決定はそう易しいものではない。主として夏期の氷層（融解層**）を含む一般に密度の小さな層（氷層の下には霜の層がある）と，風でつまつた粒の小さな冬の層とで区別される。しかし暖かい夏が 2 年以上続いたりなどすると成層状態 (Snow stratigraphy) は変化し年代をきめたり，したがつて年間積雪水量をきめたりするのに誤差が生ずるわけである。さいきん Greenland での研究も利用され III-1 で述べたようにかなり昔にまで遡つて年代がきめられている。年代決定の別の方法としては化学成分とくに O^{18}/O^{16} で季節的変化を求めているのを注目したい。H_2O^{18} の蒸気圧はふつうの水より低く凝結温度（降雪時の温度）が低いほど少なくなる。したがつて夏と冬の雪を比べると O^{18}/O^{16} の比は冬に小さくなる。Greenland で求めた試料では深さ 300 m（粒の様子からは夏冬の区別はできない）でも明瞭な季節変化が求められた。また南極点では O^{18}/O^{16} が今までの測定値で最小であつた，これは低温のためと考えている[62]。Byrd 基地でボーリングをしたが，この試料からは 500～1000 年以前の気候変化がわかるものと予想されている。積雪の crystal fabrics については各国とも表面附近の雪穴やボーリングによつて調べている (Schytt[35], Stephenson and Lister[63])。

---

* Mirny より 5 km の内陸で 350 m（氷厚 540）まで測温した結果では底面での融解は認められないという (Bogoslovski)。

** 表面より少し入つたところに厚さ 2 mm 位の日射によつて生ずる氷層ができる。南極地方 (Vickers[60], Shumskiy[60]) で各地に見られ，吉田[61] の理論がある。もとより雨や表面での融解とは別である。



第 9 図 Ellsworth Station における積雪の密度分布 (Thiel & Behrendt)

密度については多くの測定があるがその一例として Ellsworth (Filchner Ice Shelf) における測定をしめす[64]。

第 9 図の雪穴は表面が 3×3 m, 31 m の底で 2×2 m の大きさで, Filchner 棚氷の縁から約 2 km のところにある。 さらに穴の底から径 4 インチのドリルで 57 m まで試料を採取して図の密度のほかに温度 (表面附近で −19.5°C, 50 m で −26.7°C) 化学分析のための採雪, 結晶構造なども調べている。穴の収縮を調べるため壁面にクサビを打込み, 壁面に受振器を水平・垂直において爆発による波動 (P と S) をとらへて弾性常数を計算している。密度約 0.9 の 50 m 附近の値は Poisson 比 0.34, 剛性率 3.5×10^{10} dyne/cm², Young 率 9.3×10^{10}, Lamé 常数 7.5×10^{10} となつている。

2. 深層へのボーリング

南極においてはかつて Maudheim において Schytt が棚氷へ 100 m のボーリングを試み, 結晶構造, 密度, 温度などを測定した。ボーリングによつて測定されるべきものは, (1) 温度分布, (2) 雪と氷の結晶構造, 軸配向, 雪から氷への変化の状態, (3) 過去の気温変化, (4) 流動速度の垂直分布*, (4) 底面での融解などであろう。IGY においてはアメリカ隊が Little America において 255 m まで棚氷にボーリングをしており, Byrd においては 1957 年 12 月 16 日から 1 月 26 日までかかつて径 4 インチのコアを 310 m まで (98% の回収率) 採取している[65]。恐らく 1400 年以前の氷まで追跡 (グリーンランドでは最も深い層で 950 年) できるであろうと考えら

* 穴の傾斜, 方向, 直径の変化から求める (ヨーロッパ, グリーンランドで実施されたが南極ではまだ聞いていない)。Wilkes 基地では横穴を堀り径の収縮を調べている。

れている。表面から 123 m (密度 0.885) までは成層が見られ，これ以深では一様な氷に見える。これらの試料は米本土に運ばれて詳細な研究がなされる予定である (密度，粒の大きさ，petro-fabrics，含有物 (砂塵，宇宙塵等)，気泡，ガス分析，O^{18}/O^{16}，その他の放射性同位元素の分析)。この穴で温度を測定したところ 15 m で −27.9°C，深くなるにつれ温度が低くなり 305 m (1000′) では −28.59°C であつた[66]。

その他ソビエトではさきにも述べたように Mirny 附近でのボーリング (350 m) があり (Bogoslovski)[67]，最近では内陸部で深層までボーリングをしているものと思われる。とくに内陸部で人工地震の調査の際には表面の積雪や firn の層がかなりの深さまであつて (沿岸で 0～50 m，内陸部で 140～170 m) 表面の低速層の影響が大きい。これを避けるために 60 m 位の深さで爆発をしている。これに関連し，表面附近には firn quake[68] といわれる雪層中の空隙 (恐らく昇華によるものであろう) に雪が落ち込んで生ずる小規模の地震が内陸部で観察されていることつけ加えておく。またオーストラリヤ隊では 2 本の穴を接近して掘り，Co^{60} の γ 線を一方の穴から照射し，他方で受け間接的に密度の垂直分布を測る試みがある[33]。

大陸氷の温度分布は気温，流動状態，地熱，雪と氷の熱的常数などによつてきまるので上述の温度分布の測定はこれらの関係を知るために必要である。一般には 2 次元の熱伝導の方程式で，しかも積雪内部での熱の出入があり地熱の供給，2 方向への速度成分，深さによる熱的常数の変化を考慮した複雑な式となる。簡単な場合については Robin[68] が考察した。Mirny のデータについては hydro-analogy によつて機械的に解いて実測と合うことを示した (Bogoslovski)[67]。

3. 氷の粘弾性的性質

氷河の流動機構に関係する点の多い氷の粘弾性的性質については Mirny における研究がある。Vialov[69] は雪と氷の圧縮，超音波による雪や氷の弾性率，雪と氷のクリープなどの測定をおこなつた。また Shumskiy[70] は氷の shear test によつて結晶軸の配向，再結晶化などを調査した。Mirny の実験室は −8°C (雪のなかに設けた) でさらに低温の条件を必要とするときには Komsomol'skaya (−15°C) で行なつた。Mawson 基地で採取した氷について Mellor[71] もクリープの測定を行なつている。

氷のクリープについては古くから多くの実験があり，ひずみ速度 ($\dot{\varepsilon}$) と応力 (τ) との間にはいわゆる Glen[72] の法則とよばれる関係がある。

$$\dot{\varepsilon} = \left(\frac{\tau}{A}\right)^n$$

A とは n は常数で，温度に依存する。τ が大きいときには $n \fallingdotseq 4$ である。このような関係をもとにして Nye[73]，Weertman[74] は塑性理論によつて大陸氷の氷厚，表面の形状，流動機構について論じている。たとえばすでに示したフランス隊やソビエト隊のしめした表面の形 (楕円の式) についても Nye は流速が底面でのずり応力の m 乗に比例するとして求めている。定常状態では氷厚は降雪量に左右されないし，非定常の場合には南極地域での表面の起伏 (波長 5

~30 km, 振幅 20 m*) は風による大規模なスカブラではなく基盤の形状に支配されていると推定された[75]。

VII. むすび

将来南極における雪氷学の研究はすでに第II節でしめしたような事項についてなされるであろう (SCAR の勧告)。とくに南極の現地特有の状態を明らかにするのが第1になされなければならない。したがつて geomorphological な性格を明らかにする努力が続けられるであろう。東部南極においては氷上調査の空白地帯も多く Queen Maud Land は構造地質学的にも興味をもたれ，この地域の調査が今後進められるであろう。人工地震法による氷厚調査が一応南極全域を被うまではまだかなりの日時を要するであろうし，精度も満足すべきものではない (Nye の氷厚と底面の地形や表面の傾斜の関係の理論を検討するためなどの点でも)。人工地震法の問題と関連して受振器も3成分用い，ボーリングにより氷の試料を採取し (密度や結晶構造の測定) 温度分布も測定しておけば，従来種々の問題があつた振動エネルギーの減衰や振幅などについて (陸地と異なり密度分布や温度分布，構造がわかつていて，しかも変化がはげしくない) 実験地震学的研究に寄与するところが大きいであろう。

日本隊の昭和基地は印度洋側の他の基地 (Mawson, Mirny, Wilkes) と同様に気候は温和であり，また大陸氷縁まで5 km ほどある。したがつて大陸氷についての研究には前進基地を設けない限り本格的な調査は困難であろう。すでに現在まで昭和基地を中心とする雪氷学的研究の成果はあげられており，大陸氷の氷厚調査もなされた。こんごも基地を中心として大陸氷の氷厚，基盤の形状などの調査は進められるであろう。とくに1次元 (線) 的な調査よりも2次元的に調査区域を拡大して行くことが望ましい (たとえば 1959 年の調査で大陸内部に海面下 1000 m に達する低地が見出されたが，これの性格—海峡か盆地かを明らかにする)。いわゆる雪氷学として南極地域における研究は現在では大陸氷の性格を明らかにすることにあり，長期間の旅行やかなりの施設を必要としている。日本隊の現況から考えると基地 (Ongul 島) での雪や氷の融解現象に関した測定がひとつ考えられる。また飛雪の問題は日本内地でのふぶきや飛砂にも関係するところが大きい。大陸氷上に前進基地を設けるとしても輸送，通信，設営等の制約があるが，基地対岸の大陸氷上に設けてとくに ablation に注目して仕事をすすめるのも一法であろう。基地周辺の適当な氷河，大陸斜面，氷厓などの基準地区を早急に決定する必要がある。ここを中心として氷河の流動，積雪量—消雪量，雪穴による断面測定，温度分布などの測定をおこない，今後長時日にわたる変化が調べられるようにしておくことが望まれる。雪や氷の基礎的性質—とくに結晶構造や粘弾性的性質—はこれらの基準区について測定しておくと今後大いに有益であろう。

---

* 英国横断隊の測定 (Lister)

IGY および現在にいたる南極における雪氷研究の状況を展望した。気象・地質・地理などに関係のある問題についてはふれなかつたが，南極大陸の性格，大陸氷の過去および将来といつた重要な問題に関連のある分野である。現在多くの研究者が苛酷な環境のもとで観測に従事されているが深い敬意を表しつつむすびとする。

文　献

1) Bauer, A. 1955 Über die in der Vergletscherung der Erde als Eis gebundene Wassermasse. Eiszeitalter u. Gegenwart, ***6***, 60–70.
2) Sharp, R. P. 1956 Antarctic glaciological research. Geophys. Monogr., No. 1, 27–35.
3) Discussion on glaciological research in the Antarctic. 1948, J. of Glaciol., ***1***, 3, 105–115.
4) Instructions for provision of reports of observations made in glaciology during the IGY programme. Wordie, J. M. (Glaciology 分科主任) の勧告.
5) Wright, C. S. and Priestley, R. E. 1922 Glaciology. British (Terra Nova) Antarctic Expedition, 1910–13. Harison & Sons, London, 581 pp.
6) Poulter, T. C. 1947 Seismic measurements on the Ross Shelf Ice. Trans. Amer. geophys. Union, ***28***, 2, 162–170; 3, 367–384.
7) Perutz, M. F. and Seligman, G. 1939 A crystallographic investigation of glacier structure and the mechanism of glacier flow. Proc. Roy. Soc., ***172***, 335–360.
8) Wade, F. A. 1945 The physical aspects of the Ross Shelf Ice. Proc. Amer. phil. Soc., ***89***, 1, 160–173. With appendix: Warner, L. A. Summary of crystallographic investigations of the Ross Shelf Ice (172–173).
9) S. C. A. R. Bulletin No. 3. Scott Polar Research Institute, England.
10) Robin, G. de Q. 1958 Seismic shooting and related investigations. Norweg.-Brit.-Swed. Antarct. Exped. 1949–52, Sci. Res., ***5*** (Glaciology 3), 134 pp.
11) 南極資料 附図 オングル島 (***1***, 1957); Prince Olav Coast I, II. (***9***, 1960)
12) Hansen, H. E. 1946 Atlas over dele av det Antarktiske Kystland (12 Sheets). Grøndahl & Søns Boktrykkeri, Oslo.
13) Kosack, H. P. 1954 Die Antarktis. Keysersche Verlag., Heidelberg, 310 pp.
14) Ostenso, N. A. and Bentley, C. R. 1959 The problem of elevation control in Antarctica, and elevations on the Marie Byrd Land Traverses, 1957–1958. IGY Glaciol. Rep. Ser. No. 2, Amer. Geogr. Soc.
15) Бугаев, В. А. и Толстиков, Е. И. 1959 Профиль поверхности антарктиды по линии Мирный -Южный Полюс-Мак Мёрдо-Мирный. Изв. АНК, Сер. географ. No. 3, 72–79.
16) Robin, G. de Q. 1960 Progress report on the Antarctic ice sheet. Polar Record, ***10***, 64, 3–10.
17) Jona, F. and Scherrer, P. 1952 Die elastische Konstanten von Eis-Einkristallen. Helv. Phys. Acta, ***25***, 1/2, 35–54.
18) Thiel, E. and Behrendt, J. C. 1959 Seismic studies on the Filchner Ice Shelf, Antarctica, 1957–1958. IGY Glaciol. Rep. Ser. No. 2, Amer. Geogr. Soc.
19) Shumskiy, P. A. 1959 Is Antarctica a continent or an archipelago? J. of Glaciol., ***3***, 26, 455–457.
20) 村内必典 1960 地学報告，南極観測隊第3次越冬報告 (南極特別委員会).
21) Gaskell, T. F. 1959 Characteristics of the Antarctic ice-sheet. Nature, ***183***, 4675, 1575–1577.
22) Шумский, П. А. 1959 Советские гляциологические исследования в Антарктиде. Сейсм. и гляциол. исслед. в период МГГ, Сборник статей. No. 2, 77–82.

23) Vialov, S. S. 1958 Regularities of glacial shields movement and the theory of plastic viscous flow. Assoc. Intern. d'Hydrol. Scient., IUGG. Publ. No. 47. 266–275.
24) Pratt, G. 1959 Geophysical investigations of the Commonwealth Trans-Antarctic Expedition. II. The seismic and gravitational investigations. Geogr. J., ***125***, 3/4, 351–354.
25) Evison, F. F., Ingham, C. E. and Orr, R. H. 1959 Thickness of the earth's crust in Antarctica. Nature, ***183***, 4657, 306–308.
26) 斉藤信房・佐藤和郎・立見辰雄 1960 昭和基地附近産 Euxenite 及び片麻岩系の年代. 南極シンポジアム (1960年5月30日).
27) Cameron, R. L., Goldich, S. S. and Hoffman, J. H. 1959 Radioactive dating of rocks from Windmill Islands, Budd Coast, Antarctica. Resum. trab. presant. Simposio Antartico de Buenos Aires (Nov. 1959).
28) Ravich, M. G. 1959 Geology of the East Antarctic platform basement. Ditto.
29) Bentley, C. R., Crary, A. P., Ostenso, N. A. and Thiel, E. C. 1960 Structure of West Antarctica. Science, ***131***, 3394, 131–136.
30) Sorokhtin, O. G., Avsyuk, Yu. N. and Kondratyev, O. K. 1959 Structure of central sector of Eastern Antarctic Continent from seismic and gravimetric data. Resum. trab. presant. Simposio Antartico de Buenos Aires (Nov. 1959).
31) Nagel, J. F. 1957 Meteorological instrumentation and observation in Polar regions. Meteorology of the Antarctic, 39–50.
32) 塩谷正雄 1953 吹雪について. 雪氷の研究, No. 1, 29–33.
33) Mellor, M. 1958 Australian glaciological contributions in Antarctica. J. of Glaciol., ***3***, 24, 279–285.
34) Mellor, M. 1959 Mass balance studies in Antarctica. J. of Glaciol., ***3***, 26, 522–533.
35) Schytt, V. 1958 Norweg.-Brit.-Swed. Antarct. Exped., 1949–52. Sci. Res. ***4***, B, (Glaciology II. A.B.C.), 151 pp.
36) Wade, F. A. 1945 The physical aspects of the Ross Shelf Ice. Proc. Amer. phil. Soc., Philadelphia, ***89***, 1, 160–173.
37) Vickers, W. 1959 Confirmation of stratigraphic correlation in snow of Western Antarctica. Resum. trab. presant. Simposio Antartico de Buenos Aires (Nov. 1959).
38) Cameron, R. L. 1959 Firn studies in a 35-meter deep pit near Wilkes station, Antarctica. Ditto.
39) Giovinetto, M. 1959 Glaciological studies at South Pole station. Ditto.
40) Loewe, F. 1956 Études de glaciologie en Terre Adélie, 1951–52. Paris, Hermann & Cie. 159 pp.
41) Котляков, В. М. 1959 Особенности строения верхней толщи ледникого покрова центральных районов Антарктиды. Изв. АНК., Серя географ., No. 4, 3–16.
42) Lister, H. 1959 Geophysical investigations of the Commonwealth Trans-Antarctic Expedition. I. The climate and ice mass balance. Geogr. J., ***125***, 3/4, 343–351.
43) 村越望 1958 第1次越冬隊気象部門報告. 南極資料, ***4***, 1–22.
44) Wexler, H. 1958 Some aspects of Antarctic geophysics. Tellus, ***10***, 1, 76–82.
45) Debenham, F. 1948 The problem of the Great Ross Barrier. Geogr. J., ***112***, 4–6, 196–218.
46) Swithinbank, C. 1958 The movement of the ice shelf at Maudheim. Norweg.-Brit.-Swed. Antarct. Exped., 1949–52, Sci. Res., ***3***, Glaciology, 1, 81–96.
47) Sverdrup, H. U. 1953 The currents off the coast of Queen Maud Land. Norsk Geogr. Tidsskr., ***14***, 1–4, 239–49.
48) Wexler, H. 1960 Heating and melting of floating ice shelves. J. of Glaciol., ***3***, 27, 626–645.
49) Кондратьев, О. К., Лопатин, С. С. и Манилв, С. А. 1959 Методика и некоторые предварительные результаты сейсмогляциологических исследований в Антарктиде. Сейсмические и гляциологические исследования в период МГГ, No. 2, 66–76.

50) Dolgouchine, L. D. 1958 Les particularités morphologiques essentielles et les régularités des mouvements des glaciers de la marge de l'Antarctide orientalle (d'apprès les observations (les relevès) dans la région des travaux de la partie continentale de l'expédicomplexe antarctique de l'Académie des Sciences de l'URSS). Assoc. Intern. d'Hydrol. Sci., IUGG, Publ. No. 47. 111–124.

51) Kusunoki, K. and Ono, N. 1960 Ice conditions in Lützow-Holm Bay, Antarctica, 1956–1959, Presented on the basis of photo-interpretation. (In preparation).

52) Nakano, T., Kaji, T. and Harada, Y. 1960 Some information on the glacier and geology in the vicinity of Ongul Island. 南極資料 (Antarctic Record), ***10***, 32–36.

53) 村内必典・立石哲夫・松本利松 1958 南極昭和基地近傍の氷山及び定着氷の弾性波探査. 南極資料, ***5***, 40–50.

54) 立見辰雄・菊池徹 1959 南極昭和基地附近の地学的観察 (その 2). 南極資料, ***8***, 1–21.

55) Zakiev, Ch. Ya. 1959 Experiments on approximate determination of snow and ice balance in a part of the eastern Antarctica (Soviet Antarctic Expedition research area). Resum. trab. presant. Simposio Antartico de Buenos Aires (Nov. 1959).

56) 吉川虎雄・戸谷洋 1957 第 1 次南極地域観測隊地理部門報告. 南極資料, ***1***, 1–13.

57) Liljequist, G. H. 1956 Energy exchange of Antarctic snow field. Long-wave radiation and radiation balance. Norweg.-Brit.-Swed. Antarct. Exped., 1949–52, Sci. Res. ***2***, 1 B, 113–184.

58) Loewe, F. 1956 Contributions to the glaciology of the Antarctic. J. of Glaciol., ***2***, 19, 657–665.

59) Bull, C. 1958 Snow accumulations in North Greenland. J. of Glaciol. ***3***, 24, 237–248.

60) Vicars, W. W. 1959 Antarctic snow stratigraphy. IGY Bull. No. 22, 181–184.

61) 吉田順五 1960 日射による積雪の内部融解. 低温科学, 物理篇 ***19***, 97–110.

62) Epstein, S. and Sharp, R. 1959 Oxygen isotope studies. IGY Bull. No. 21, 81–84.

63) Stephenson, P. J. and Lister, H. 1959 Preliminary results of the glaciological work on the Trans-Antarctic Expedition, 1955–58. J. of Glaciol., ***3***, 25, 426–431.

64) Thiel, E. and Behrendt, J. C. 1959 Seismic studies at the Ellsworth snow pit. IGY Glaciol. Rept. Ser., Amer. Geogr. Soc., No 2, VII–1–14.

65) Patenaude, R. W. 1958 Core drilling in ice, Byrd Station, Antarctica, Pt. I. Drilling techniques. IGY Glaciol. Rept. Ser., Amer. Geogr. Soc., No. 1. V–1–6.

66) Marshall, E. and Gow, A. 1958 Ditto, Pt. II. Core examination and drill hole temperatures. Ditto, V–6–10.

67) Bogoslovski, V. N. 1958 The temperature conditions (regime) and movement of the Antarctic glacial shield. Assoc. Intern. d'Hydrol. Scient., IUGG, Publ. No. 47, 287–305.

68) Robin, G. de Q. 1955 Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets. J. of Glaciol., ***2***, 18, 523–532.

69) Vialov, S. S. 1958 Regularities of ice deformation (Some results of laboratory researches). Assoc. Intern. d'Hydrol. Scient., IUGG, Publ. No. 47, 383–391.

70) Shumskiy, P. A. 1958 The mechanism of ice straining and its recrystallization. Ditto. 244–248.

71) Mellor, M. 1959 Creep test on Antarctic glacier ice. Nature, ***184***, 4687, 717.

72) Glen, J. W. 1955 The creep of polycrystalline ice. Proc. Roy. Soc., A, ***228***, 1175, 519–538.

73) Nye, J. F. 1959 The motion of ice sheets and glaciers. J. of Glaciol., ***3***, 26, 493–507.

74) Weertman, J. 1957 On the sliding of glaciers. Ditto, ***3***, 21, 33–38.

75) Nye, J. F. 1959 Surface topography of the Antarctic Ice Sheet. Nature, ***184*** 4689, 786–787.