

〈大会記念講演〉地球の温暖化と海面の上昇

YOSHIKAWA, Torao / 吉川, 虎雄

(出版者 / Publisher)

法政大学地理学会

(雑誌名 / Journal or Publication Title)

JOURNAL of THE GEOGRAPHICAL SOCIETY OF HOSEI UNIVERSITY / 法政地理

(巻 / Volume)

25

(開始ページ / Start Page)

1

(終了ページ / End Page)

12

(発行年 / Year)

1997-03-21

(URL)

<https://doi.org/10.15002/00025886>

地球の温暖化と海面の上昇

吉 川 虎 雄

- | | |
|---------------------|-------------------|
| I 早くから知られていた地球の温暖化 | V Scott のパラドックス |
| II 地球温暖化の推移 | VI 温暖化に対する南極氷床の反応 |
| III 温暖化にともなう海面の上昇 | VII 終わりに |
| IV ユースタティックな海面上昇の要因 | |

I 早くから知られていた地球の温暖化

大気中の温室効果気体の増加が地球の温暖化を招いていることは、近年国際的な問題として取り上げられ、これにともなう海面の上昇することが憂慮されている。『気候変動に関する政府間パネル』(IPCC)が1995年末に発表した第2次報告によると(環境庁地球環境部監修, 1996), 19世紀末以来、地球の平均気温は0.3-0.6°C上昇し、海面は10-25cm上昇したが、現在のような状況が続けば、2100年には、平均気温は約2°C上昇し、海面は約50cm上昇すると予測されている。後氷期には氷床の融解によって海面は約10mm/yの速さで上昇したと推定されるが、現在進行している温暖化は、これには及ばないにしても、かなり異常な速さで海面を上昇させているといえよう。

全地球的な規模における気温の上昇は比較的近年になってから知られたのではなく、既に半世紀前に地球の温暖化に気付いていた先覚者が存在したことは、あまり知られていない。Ahlmann教授が主宰するストックホルム大学自然地理学教室では、第2次世界大戦が始まった頃、北半球、特にその高緯度地帯においては、19世紀末以来温暖化が進み、氷河の後退、海水の減少、生物の生息帯の移動などが進行していることを明らかにしていた(Ahlmann, 1953)。Ahlmannの高弟Thorarinsson(1940)(注1)は、世界の諸地域における氷河の衰退率から、19世紀末以来0.5mm/yの速さで海面が上昇していると算定した。この推定に当たって彼は、気温がきわめて低い南極大陸に

おいては、内陸部で氷河が衰退しているとは考えられず、氷河が縮小しているとしても、それは主として大陸周縁の海に浮かぶ氷棚においてであるから、南極氷床の変動は海面変動には寄与していないと考えていた。

ところが、その翌年、地球物理学者 Gutenberg(1941)は、世界各地の検潮記録を用いて現在進行中の海面変動の速さを推定し、スカンディナヴィア半島など、最終氷期の氷床の消失にともなうアイスタティックな隆起が現在なお続いている地域を除いて、1880年頃以後平均1.1mm/yの速さで世界的に海面が上昇していると算定した。この値はThorarinssonの推定した海面上昇の速さのほぼ2倍にあたり、両者の推定値の間には大きな差があった。

一方、第2次世界大戦の最中、1938-39年にドイツが実施した南極探検の報告(Ritscher, 1939)を読んでいたAhlmannは、その中に収録された空中写真に注目した(Giaever, 1954)。南極大陸の海岸から約300km離れた内陸に連なる山地に、氷河の衰退を示す地形が認められたからである。それまでAhlmann(1949)は、北半球高緯度地帯の温暖化は、北半球における大気の南北循環が強まったことに原因があると推測していた。しかし、北半球と同様に、南極大陸にも氷河の衰退を生じる温暖化が起きているならば、温暖化は全地球的な現象であるから、その原因は太陽放射の変化に求めなければならない。さらに、地球上に分布する氷河の総量の約90%を占める南極氷床(第1表)の内陸部においても氷河の衰退が起きているならば、南極氷床も現在進行中の海面

第1表 地球上に現存する氷河の規模 (Warrick & Oerlemans, 1990, による)

	南 極*	グリーンランド	小 氷 河
面積 (10 ⁶ km ²)	11.97 (84.3%)	1.68 (11.8%)	0.55 (3.9%)
体積 (10 ⁶ km ³)	29.33 (90.6%)	2.95 (9.1%)	0.11 (0.3%)
平均の厚さ (m)	2,488	1,575	200
海面上昇量 (m)	65	7	0.35
全量交換時間 (年)	~ 15,000	~ 5,000	50 ~ 1,000

*氷棚を除く

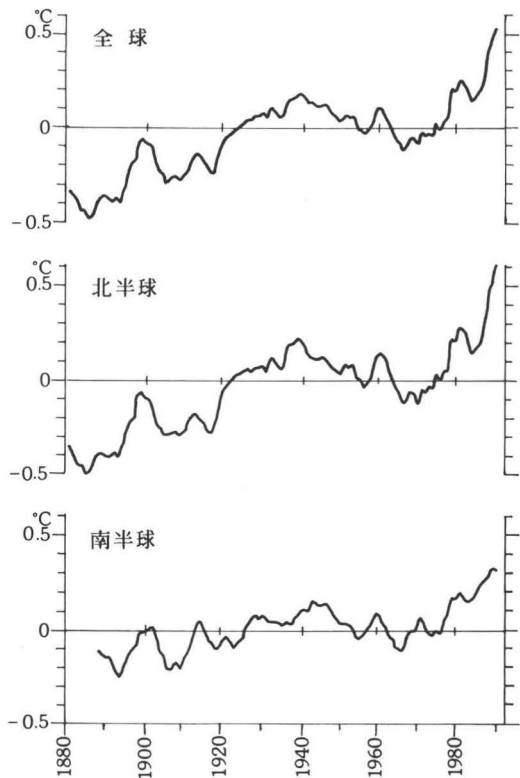
上昇に与っていると考えられるので、これによって Thorarinsson (1940) と Gutenberg (1941) が算定した海面上昇の速さの間に認められる差を埋めることができるかもしれない。このように推測した Ahlmann は、南極氷床の現状に強い関心を抱き、戦後直ちに実施計画を推進したのがノルウェー・イギリス・スウェーデン3国の協力による南極観測であった。

この南極観測は1949-52年にわたって実施されたが、研究・設営の両分野においてこれら3国の優れた面を活かして計画され、専ら科学的調査を目的とする画期的な事業であった。現地においては、同一隊員が2年連続の越冬に耐えて優れた観測成果を挙げたが、最近始まった氷河の衰退は認められず、ドイツ探険隊撮影の空中写真から読み取られた氷河の縮小は、約6000年前に始まったことが判明した (Schytt, 1961)。

Ahlmann の予想は外れて、南極大陸では北半球の高緯度地帯に対応する温暖化の傾向は認められなかった。1957年に日本で開催された国際地理学連合地域会議に出席した Ahlmann は、気候の温暖化が南・北両半球に対応して認められないことから、北半球高緯度地帯における温暖化の原因は、化石燃料の消費による大気中の二酸化炭素の増加であろうと語った (私的談話による)。このように、既にこの時点において、Ahlmann は現在憂慮されている事態の進行をほぼ把握していた。半世紀前に地球の温暖化を指摘し、その原因を確めるために南極観測を企画して、その実態を正しくとらえていた先覚者が地理学界にいたことを、私はこの機会に強調しておきたい。

II 地球温暖化の推移

Ahlmann が指摘した19世紀末からの温暖化の傾向は (第1図)、1940年頃をピークにして停滞し、それ以後は、1960年頃の一時的な気温上昇期を挟んで、むしろ寒冷化の傾向すら見られ、当



第1図 1880-1991年間に於ける気温の経年変化 (気象庁, 1991, 地球温暖化監視レポート1991, の資料による)

1951-80年の平均からの偏差を5年移動平均で示す。

時小氷期の再来を警告する人もあった。しかし、1970年代後半から気温は世界的に急激な上昇を示すようになり、1980年代には観測史上かつてない高温の年が続出した。

ところで、森林の伐採や化石燃料の消費などの人間活動によって大気中に放出される二酸化炭素が気温の上昇に作用する効果は、温室効果気体全体のそのほぼ半ばを占めると推定されている。一方、大気中の二酸化炭素の18世紀半ば以来の増加は、大局的には気温の上昇とほぼ同じ傾向を示している。したがって、過去約100年間における気温上昇の原因は、主として人間活動による大気中の温室効果気体の増加にあると考えられる。しかし、1940-70年の期間に寒冷化の傾向が見られる原因として、太陽放射の変動、火山性エアロゾルの増加、水爆実験による大気の混濁などが挙げられているが、いずれもこの期間における寒冷化を説明するのに十分な証拠は認められず、この問題はまだ解決されていない。

過去約100年間における気温の上昇は、全世界を平均すれば約 0.5°C であるが、その量や推移は世界中どこでも同じであったわけではない。低緯度地帯に比べて、高緯度地帯では気温の上昇した量もその間における変動の幅も大きい。このように気温変動の推移が地域によって異なるのは、大気循環のパターンが変動したためであると考えられている(三上, 1978, 1981)。なお、北半球に比べて、南半球においては気温の上昇量が小さい(Jones *et al.*, 1986) (第1図)。これは、北半球では人間活動によって放出される温室効果気体の量が多いのに対して、南半球では、南氷洋における海水の垂直循環によって、地表の熱が深海に運ばれるためであると考えられている(Stouffer *et al.*, 1989)。

III 温暖化にともなう海面の上昇

地球の温暖化は、気温のみならず、降水量の分布などにも変化を引き起こすことが指摘されている。さらに、気候の変化に止まらず、氷河の融解や海水の膨張に由来する海水量の増加によって、

海面が上昇し、沿岸の低湿地や低い珊瑚礁の島などは水没することが憂慮されている。本稿においては、温暖化にともなう生じる海面の上昇に視点をしばって、以下にやや詳しく検討する。

現在進行している海面変動の速さを算定した研究は、前々節で紹介したThorarinsson (1940)やGutenberg (1941)に始まり、地球の温暖化が広く話題に上るようになった1980年代以後、かなり多くの研究が発表されるようになった。これらの研究は主として検潮記録を利用しており、対象とする期間に多少の違いはあるが、世界の多くの地点で潮汐の観測が始まった19世紀後期以後、おおむね $1-2\text{mm/y}$ の速さで海面が上昇してきたと算定している(第2表)(注2)。

ところで、検潮記録は地表に固定された検潮儀によって海面の高さを観測した記録であるから、これから読み取ることができるのは陸地に対する海面の相対的な高さ(relative sea level; 以下RSLと略記する)の変動である。一般にRSLはきわめて複雑なパターンの変動を示し、その年平均を求めて1年以下の短い周期の変動を消去しても、RSLの経年変動には様々な周期の変動が認められる。ところで、地球の温暖化にともなう生じることが予想される海面変動は、海水の温度変化による膨張・収縮や氷河の融解・成長などが引き起こす海水の増減に起因する現象である。このような性質の海面変動をユースタティック(eustatic)な海面変動という。RSLの変動には、ユースタティックな海面変動と検潮儀が固定されている地表の変動、すなわち地殻変動、とが含まれている。したがって、RSLの変動からユースタティックな海面変動の成分を検出するためには、地殻変動の成分を除去しなければならない。

第2表に示した近年における海面変動の速さを算定した研究においては、その下部に注記したように、様々な方法を用いて、検潮記録に含まれている地殻変動の成分を除去することを試みているが、それらの方法にはいずれもなお改善すべき問題点が残っている。私はこれらの問題点を検討した結果、比較的定常的な地殻変動が続く地点において得られた検潮記録から、RSLの変動の速さ

が変化する時点を見出して、その前後の速さの変化量をユースタティックな海面変動量と見なす(3)の方法が、もっとも適切であると判断した。

第2表においてこの方法を採用しているのは、Lisitzin (1974)である。彼女は、バルト海沿岸地域のように、後氷期のアイソスタティックな地殻変動が長期にわたってきわめて徐々に減速しながらほぼ一定のパターンで進行している地域においては、ユースタティックな海面変動が始まると、RSLの変動の速さに変化することに注目した。そして、相当長い期間にわたって検潮記録が得られる地点について、RSLの変動の速さに変化が現れる時点を見出し、その変化量がその時点以後の期間におけるユースタティックな海面変動の速

さであると考えた。そして、バルト海沿岸の3地点について、1891年以後におけるユースタティックな海面上昇の速さを0.8mm/y, 1.2mm/y, 0.7mm/yと推定した(注3)。

一方、Ekman (1988)は、1774年に始まる世界最長の検潮記録が残っているストックホルムについて、ユースタティックな海面変動の速さを推定した。すなわち、この地域においては、後氷期以後、きわめて徐々にアイソスタティックな隆起が継続してきたが、温暖化の始まった19世紀末を境として、RSLの変動の速さが;

1774-1884年 $-4.93 \pm 0.23 \text{mm/y}$

1885-1984年 $-3.92 \pm 0.19 \text{mm/y}$

と変化した(第2図)。この地域におけるアイソス

第2表 検潮記録を用いて推定された海面変動の速さ(吉川, 1992)

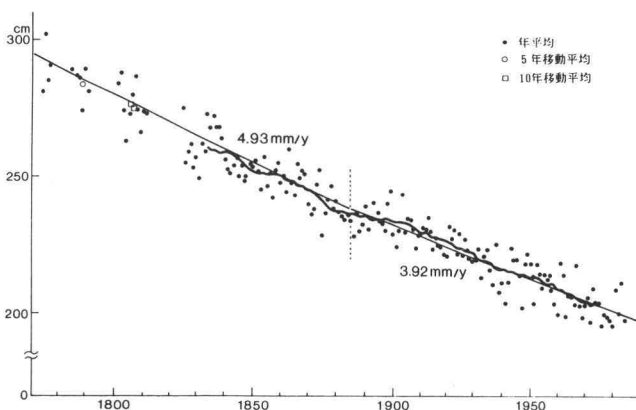
速さ (mm/y)	期 間	地 域	方 法	文 献
+1.1	1807-1939	世界	(1)	GUTENBERG (1941)*
+1.1~+1.3	1832-1942	オランダ	(2)	KUENEN (1945); KUENEN (1950)*
+1.02	1845-1942	オランダ	(2)	KUENEN (1945, 1954); EMERY and AUBREY (1991)*
+1.2	1880-1940	世界	(1)	VALENTIN (1952)*
+1.4	1880-1948	世界	(1)	VALENTIN (1952)*
+1.12±0.36	1807-1943	6地点	(3)	LISITZIN (1958); LISITZIN (1974)*
+1.2	1900-1950	選択した諸地点	(1)	FAIRBRIDGE and KREBS (1962)*
+1.1	1840-1950	3地点	(2)	MÖRNER (1973)*
0またはわずかに負	1950-1970	3地点	(2)	MÖRNER (1973)*
+3.0	1850-1979	世界	(1)	EMERY (1980); EMERY and AUBREY (1991)*
+1.0	1880-1980	世界	(2)	GORNITZ <i>et al.</i> (1982)*
+1.4±0.14	1881-1980	世界	(1)	BARNETT (1984)*
+2.3±0.23	1930-1980	世界	(1)	BARNETT (1984)*
+1.2±0.3	1880-1982	世界	(2)	GORNITZ and LEBEDEFF (1987); EMERY and AUBREY (1991)*
+1.0±0.1	1880-1982	世界	(2)	GORNITZ and LEBEDEFF (1987); EMERY and AUBREY (1991)*
+1.15	1880-1986	世界	(1)	BARNETT (1988); EMERY and AUBREY (1991)*
+0.75	1920-1950	ヨーロッパ	(2)	PIRAZZOLI (1989)*
+0.2	1950-1980	ヨーロッパ	(2)	PIRAZZOLI (1989)*
+2.4±0.9	1920-1970	世界	(2)	PELTIER and TUSHINGHAM (1989)*
+1.7±0.13	1900-1980	世界	(2)	TRUPIN and WAHR (1990)*
0~+3		世界	(1)	EMERY and AUBREY (1991)*

方法: (1) 平均・頻度分布・成分分析などの統計処理による

(2) 氷河性アイソスタシー・ハイドロ=アイソスタシーを含む各種の地殻変動の成分を除去した後、統計処理

(3) 相対的海面変動の速さの変化から推定

* 参照した文献



第2図 ストックホルムにおける海水準の経年変化 (Ekman, 1988, の資料による)

太実線：年平均が連続して得られる 1825 年以降の期間における 20 年移動平均

細実線：1774-1884 年および 1885-1984 年の各期間における海水準の回帰直線

観測が断続する 1824 年以前については、連続した観測値が得られる期間に応じて、10 年移動平均または 5 年平均を示した。

タテックな隆起の減衰率は、隆起の中心に近いバルト海北部の海岸においても $0.16\text{mm}/100\text{y}$ であり (Kääriäinen, 1953), RSL が低下する速さの減衰率にくらべて、きわめて小さい。したがって、上記のように、RSL の低下する速さが 1885 年を境にして $1.0\text{mm}/\text{y}$ も減衰したのは、19 世紀末からの温暖化によってユースタティックな海面上昇が始まったためであると考えた。なお、Mörner (1973) も、これと同様な方法によって、ストックホルムにおける 19 世紀後期以来の海面上昇の速さを $1.1\text{mm}/\text{y}$ と算定している。

このようにして得られたストックホルムにおける海面上昇の速さは、Lisitzin (1974) がバルト海沿岸の 3 地点において算定した海面上昇の速さとほぼ一致する。したがって、これらの値を平均して得られる $1.0\text{mm}/\text{y}$ の速さで、19 世紀末以後世界的にユースタティックな海面上昇が始まったと考えるのが、現段階においてはもっとも妥当であると思われる。

IV ユースタティックな海面上昇の要因

温暖化にともなうユースタティックな海面上昇

の要因は、主として氷河の融解と海水温の上昇による海水の膨張である。

温暖化にともなう海水温の上昇には、海水の垂直構造や海水の運動などの複雑な条件が関与し、水の膨張係数は温度とともに直線的には変化しない。また、近年における海水温の変動を長期にわたって観測した資料は、広い海域について整っているわけでもない。したがって、温暖化にともなう生じる海水の膨張については、様々なモデルを設けて、その規模が算定されている (Gornitz *et al.*, 1982; Etkins and Epstein, 1982)。それらの中で比較的複雑なモデルを設定して考察したのが、Wigley and Raper (1987) の研究である。この研究では、1880-1985 年間ににおける気温上昇量を 0.5°C とし、海面からの熱拡散と湧昇流による水温上昇の緩和を考慮したモデルを用いて、この間における海水の膨張で生じた海面上昇の速さを $0.22\text{--}0.46\text{mm}/\text{y}$ と算定している。しかし、海水の垂直構造は海域によって異なり、その運動は複雑である。したがって、これまでの研究において設定されたモデルはそれらの実態にはなお程遠いので、実際の状況にもっと合致したかなり複雑なモデルの開発が望まれている。

一方、(気候の温暖化)→(氷河の融解)→(海面の上昇)というプロセスの進行については、誰しも直感的に思い浮かべることはできるが、このプロセスは必ずしもそれほど単純なものではない。一口に氷河とはいっても、アルプス・ヒマラヤ・アンデスなどの山地に分布する氷河と南極大陸やグリーンランドに発達する氷床とでは、性質が異なる。また、南極氷床とグリーンランド氷床とでも、規模や立地条件が違うために、その変動の様態を同一に論じることはできない。地球上に現存する氷河を体積から見ると、90.6%は南極氷床、9.1%をグリーンランド氷床が占めており、その他の山地に分布する小氷河は僅か1%にも満たない(第1表)。これらの氷河の規模を氷が全部融解した場合の海面上昇量に換算すると、南極氷床では65mに達するが、グリーンランド氷床やその他の山地氷河は、両者を合わせても、7mあまりの海面上昇をもたらすに過ぎない。

これらの氷河の中で温暖化にもっとも敏感に反応するのは、比較的緯度の低い地帯に分布する山地氷河である。これらの氷河についても、その変動が長期にわたって定量的に観測されてきたものは少なく、しかもそれらは北緯38-69度の北半球中緯度地帯に集中している。Meier(1984)は、このように地域的にも時間的にも限られた観測資料を利用して、南極およびグリーンランド両氷床を除く小氷河の変動によって生じる海面変動の規模を算出する方法を考案した。この方法を用いて、1900-1961年間における小氷河の融解によって海面は $0.46 \pm 0.26 \text{ mm/y}$ の速さで上昇し、アラスカ・パタゴニア・中央アジアの氷河の融解がこの海面上昇の1/3以上に寄与しているとの結論を得た。

一方、グリーンランド氷床は浅い皿状を呈する基盤の上に載った紡錘形の氷河で、内陸の高い氷原から周縁の山地を越えて海岸に達する溢流水河が発達する。西岸の中・南部に発達する溢流水河の多くは、今世紀になって著しく後退したことが知られている(Warrick and Oerlemans, 1990)。

グリーンランド氷床の質量収支に関する最近の観測結果は、地域的・時間的に正負の判定が異な

るので、全域についての長期的な質量収支を正負のいずれとも判定することは難しいという(Reeh and Gundestrup, 1985; Kostecka and Whillans, 1988; Zwally, 1989; Zwally *et al.*, 1989)。また、人工衛星による氷床表面の高度測定の結果をめぐって、内陸部の質量収支は負であるとする見解(Douglas *et al.*, 1990)と、正であるとする見解(Zwally *et al.*, 1990)とが対立している。

このようにグリーンランド氷床の質量収支については、現在なお観測資料が不足しているが、これまでの報告によれば、おおむね内陸部では正、沿岸部では負としている場合が多い。氷床全域について質量収支を検討した最近の2研究は、収支ゼロと判定しているが、基礎資料に不確実な点が多く、消耗量に関する見積りの内訳には大きな隔たりがあるという(Warrick and Oerlemans, 1990)。なお、数値モデル実験の結果によれば、気温が現在より 2°C 上昇するまでは、氷床にはほとんど変化がないという(Letréguilly *et al.*, 1991)。このような状況であるから、人工衛星による氷床表面の高度測定は、今後その精度が上がれば、情報の乏しいグリーンランド氷床の変動を観測するのに、大きな役割を果たすようになるであろう。

南極氷床にくらべれば暖かいグリーンランド氷床においては、温暖化にともなって氷河の平衡線が高くなるので、消耗域は拡大する。しかし、気温の上昇は降水量の増大をもたらすので、消耗域の拡大はそれだけ減殺される。IPCC第1作業部会では、その第1次報告において(Warrick and Oerlemans, 1990)、既存の資料を利用して、気温が 1°C 上昇した場合には、グリーンランド氷床は $0.3 \pm 0.2 \text{ mm/y}$ の海面上昇をもたらすと算定した。そして、これまでの夏季気温の観測記録を利用して、1866年以後に生じたグリーンランド氷床の変動は、 $0.23 \pm 0.16 \text{ mm/y}$ の海面上昇を引き起こしたと推定している。

なお、IPCC第1作業部会は近年地下水面が世界的に低下していることに注目し、地下水が海洋に流出していると推測した。そして、このような地下水の流出によって引き起こされた海面上昇の

第3表 ユースタティックな海面上昇とその要因

要 因	期 間	速さ(mm/y)	文 献
ユースタティックな海面上昇	1885—1984	1.0	吉川 (1992)
小氷河の融解	1900—1961	0.46	Meier (1984)
海水の膨張	1880—1985	0.22~0.46	Wigley & Raper (1987)
地下水の海洋への流出		0.06	Warrick & Oerlemans (1990)
グリーンランド氷床の変動	1880—1980	0.23	Warrick & Oerlemans (1990)
南極氷床の変動		?	

速さを0.06mm/yと算定している(Warrick and Oerlemans, 1990)。

以上において検討した諸要因によるユースタティックな海面変動の成分を合計すると(第3表), これだけで前世紀末以来進行してきたと推定される1mm/yの速さの海面上昇をおおむね説明することができる。この中で, 海水の膨張による海面の上昇量については, 推定値に幅があるので, その下限の値を採れば, 南極氷床は現在進行している海面上昇にほとんど関与していないことになるが, 上限の値を採ると, 南極氷床はむしろ0.2mm/y程度の速さで海面を低下させる方向に働いていることになる。これはいささか予期しない結論であるが, 果たして南極氷床の実態はどのようなのであろうか。

V Scottのパラドックス

今を去る85年前, 南極点の先陣争いに敗れ, その帰途悲運の死を遂げたR. F. Scott (1905)は, 第1次探険(1901-04)から帰国した1905年に, Royal Geographical Societyにおいて探険の成果を報告した際, 南極大陸Victoria Landにはかつて氷河が現在よりも拡大していたことを明らかにし, 気候と南極氷床の変動との関係について, 次のような興味ある見解を述べた。

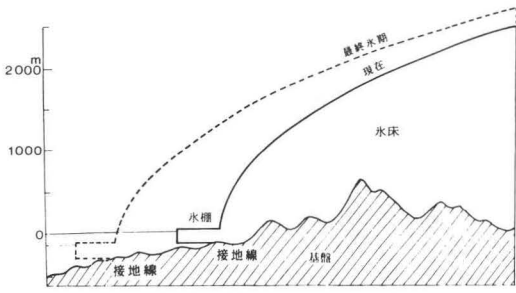
すなわち, 冷たい大気は多量の水蒸気を含むことができないから, 厳しい寒さの下では氷河は成長しにくい。実際に南極大陸において降雪が多かったのは, 夏季である。したがって, Victoria Landに氷河の拡大した時期には, 南極大陸の気候は現在よりもずっと温暖であったことは疑う余

地がない。

ところで, 北半球に氷床が拡大したのは寒期であり, 南・北両半球の気温は大気の循環によってほぼ同じ傾向の変動を示すと考えられる。このように考えると, 南・北両半球における氷河の変動は全く逆の位相を示すという結論に達する。

以上のようなScottの所論から導かれる逆説的な結論は, その後Scottのパラドックスと呼ばれることがあった。そして, これを解決するために種々の説明が試みられてきたが, これを最終的に解決したのはHollin (1962)である。

すなわち, 南極氷床はほぼ放物線状の横断面を示し, その末端において空中に露出した氷崖の高さが30mを越えることは稀である。その原因は, 空中に露出した氷崖がこの程度の高さになると, 氷は塑性的に変形して展張し, 氷崖が低くなるからであろう。したがって, 厚い氷床が海に進出して氷棚になると, 一般にその末端の厚さが200m内外になるまで展張して, 末端の氷崖は30m内外の高さに保たれるようになる(注4)。海に浮いた氷棚は一般に不安定であり, その周縁部は崩壊しやすく, 氷棚の安定度は接地線からその周縁までの距離に制約される。ところで, 海面が上下に変動すると, 海に浮いている棚氷の接地線は移動する(第3図)。北半球に氷床が発達すると, 世界的に海面が低くなるので, 南極氷床の接地線は海側に移動し, 氷床は拡大する。しかし, 北半球の氷床が衰退すると, 海面が上昇して, 南極氷床の接地線が陸側に移動する。その結果, 拡大した氷棚は不安定になって崩壊しやすく, 氷床は縮小する。アルベドの大きい海水におおわれた熱容量の大きい海洋が取り囲む南極氷床は, 周縁を大陸に



第3図 海面変動によって引き起こされる氷床の変動 (Hollin, 1962, による)

囲まれた北半球の氷床にくらべて、太陽放射の変動に対する反応が遅い。したがって、気候変動に速やかに反応して生じる北半球氷床の変動が引き起こす海面変動に誘発されて、同じ位相を示す南極氷床の変動がやや遅れて進行するようになる。

Hollinはこのように説明して、Scottのパラドックスを解決した。したがって、Scottのパラドックスは、南極氷床の変動は北半球における氷床の変動に誘発されて位相がやや遅れて進行することを示唆する。この点において、Scottのパラドックスは、現在進行中の地球の温暖化に対する南極氷床の反応を考察する際にも、通じるところがある。

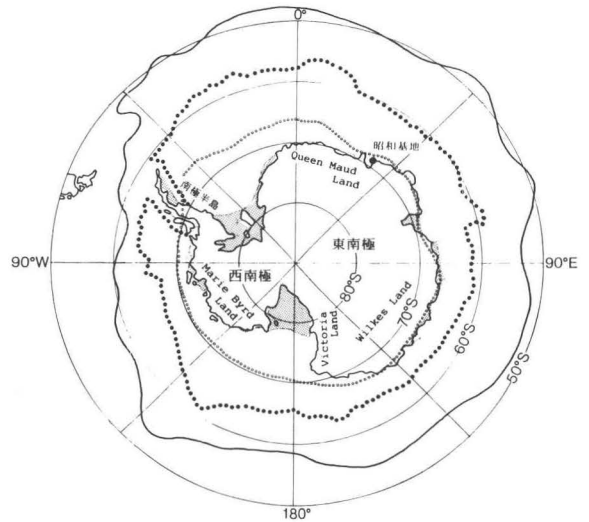
VI 温暖化に対する南極氷床の反応

アルベドの大きい南極氷床とそれを取り巻く海水域は、寒冷で乾燥した南極気団におおわれている(第4図)。南極大陸における降水は、主として中緯度地帯から接近する温帯低気圧によってもたらされ、降水量は沿岸部および海岸線の湾入した内陸部に多い。1957年の国際地球観測年(IGY)以後の約30年間における南極大陸の気候には、特に顕著な変動は認められないが、全域を平均すれば気温は約0.8°C上昇したという(山内, 1991)。

Robin(1988)によれば、南極大陸においては降水の大部分が沿岸の氷床斜面を吹き上げる大気の断熱膨張によって生じるので、年平均気温が高くなると、自由大気中の水蒸気量が増すために、氷河の集積量が増大する。したがって、きわめて

低温な内陸部においては、温暖化が進んでも、氷河の消耗はほとんど起こらず、集積量が増加するので、氷河の表面質量収支は正に保たれる。一方、沿岸部でも、年平均気温はおおむね-10°C以下で、最暖月の平均気温も氷点より低いところが多いから(第4図)、温暖化とともに氷河の集積量・消費量はいずれも増加するが、気温の上昇量が小さい間は、消費量の増加は小さい。また、気温が上昇すると、海水域が縮小して、南極前線が大陸に接近するので、温帯低気圧が大陸に侵入しやすくなって、沿岸部では集積量が増大する。しかし、温暖化がさらに進んで、海水温が上昇すると、沿岸に広がる棚氷は底面の融解が進んで、崩壊しやすくなる。したがって、温暖化は降水量を増加させるが、それにくらべて消費量は大きくならないので、気温の上昇量が小さい間は、表面質量収支は正の状態が維持され、氷床は成長する方向をたどり、南極氷床の変動は海面を低下させる方向に作用すると考えられる。

IGY以後に実施された約1500地点における質



第4図 南極大陸およびその周縁海域における自然条件 (吉川, 1992)

- 太実線：南極収束線
- 黒点線：80%以上を海水におおわれる海域のもっとも拡大した外縁
- 白丸線：年平均気温-10°Cの等温線
- 網をかけた部分は氷棚を示す。

量収支の観測成果をまとめた報告によると、南極氷床の表面質量収支は、局地的には負の地域も認められるが、大部分の地域では正であり、一般に沿岸地帯で急に大きくなっている (Giovinetto and Bentley, 1985; Giovinetto *et al.*, 1989)。

温暖化にともなう南極氷床の変動については、0.3-1.1mm/y 程度の海面低下を生じる正の質量収支を推定する見解と、集積量と消耗量がほぼ釣り合っているという見解があり (Drewry, 1991)、氷床が衰退して海面を上昇させる方向に作用しているという見解は見られない。しかし、氷山の分離や海への飛雪による氷河の消耗量を観測した資料が欠けているので、現在の観測精度では上記二つの見解のいずれが正しいかを判定することは難しい。しかし、温暖化が一層進めば、表面質量収支の負になるところが増加する可能性はある。さらに、南極大陸以外の地域における温暖化によって海面の上昇がさらに進めば、底面の大部分が海面下であって、最深部は-440m に達する西南極氷床の一部が、海底から離れて不安定になり、ついには部分的に崩壊して、たとえ規模は小さくても、急激な海面上昇を引き起こす事態が生じる場合もあろう。

なお、表面高度の分布から、南極氷床は多くの氷河流域に分けることができる。日本の南極地域観測隊はリュツォ・ホルム湾に流入する白瀬氷河の流域において氷床の変動を観測し、表面質量収支は正であるが、表面高度が低下していることを発見した (Mae and Naruse, 1978; Nishio *et al.*, 1989; 中尾, 1989; 成瀬・前, 1991)。これは、現在では氷河の表面質量収支が正であるにもかかわらず、氷河の流出が激しいために、流域全体としては氷河が衰退していることを物語っている。種々の観測によって、このような氷河の変動は、1500-1000年前の温暖期に生じた海面上昇に起因して、約 1000 年前から始まり、氷床の表面は約 400m 低くなったと推定されている。

このように氷河流域を単位として氷床の部分的な変動が進行すれば、当然隣接する氷河流域にもやがてはその影響が及び、氷床全体の変動を誘発することは確実である。白瀬氷河流域における氷

床の変動は現在進行中の温暖化によるものではないが、温暖化にともなう南極氷床の変動を解明するためにも、その原因をさらに究明することが望ましい。また、温暖化に対する反応が遅いと考えられてきた南極氷床において、その一部の氷河流域であるとはいえ、このようにかなり急激な変動が見られることは、南極氷床の安定性を再吟味する必要があることを示唆している。

なお、最近新聞紙上などにおいて、南極半島の東岸に広がるラルセン氷棚の崩壊が南極大陸温暖化の兆しとして報じられている。私はその実態や原因を未だ詳らかにしていないが、たとえこれが南極大陸における温暖化の一つの現れであるとしても、南極氷床の変動に直ちに結びつくとは考えられない。ラルセン氷棚は南極大陸の最北部を占める南極半島の先端部に位置し、南極氷床の本体からは離れた小規模な氷棚である。南極大陸の沿岸部とくらべれば、この地域は温暖で降水量も多い海洋性の気候に支配されている。したがって、それだけ温暖化には敏感に反応すると考えられるが、寒冷な大陸性の気候に支配された南極大陸においては、前に述べたように、温暖化に対する反応がそれほど迅速に現れるとは考えられない。

温暖化の規模が小さい間は、南極氷床の変動が海面上昇に寄与するとは考えられず、むしろ海面を低下させる方向に作用する可能性が大きい。しかし、どの程度温暖化が進めば、南極氷床にも大規模な衰退が生じるかは、まだ十分解明されていない。この問題の究明は、地球の表面に展開する自然システムの機構を解明する壮大な研究の一環をなすものである。

VII 終わりに

一般的に言えば、温暖化の進行は氷河の融解と海水の膨張を招き、海面の上昇をもたらす。本稿においては、前世紀末以来進行してきた地球の温暖化にともなう、ユースタティックな海面変動が 1.0mm/y の速さで進行してきたと算定したが、その要因はグリーンランド氷床および小氷河の融解と海水の膨張で一応説明することができ

る。しかし、海水の膨張による海面上昇に関する推定値の上限を採ると、0.23mm/y程度の海面低下を招く南極氷床の成長を考えなければならない。この程度の海面低下が生じるためには、南極氷床において $30-40 \times 10^{12}$ kg/yの正の質量収支があればよいと推定される。しかし、このオーダーの質量収支を算定することは現在の観測精度では困難であるといわれている。

量的には地球上の氷河のほとんどすべてを占める南極およびグリーンランド氷床の温暖化に対する反応については、定性的にはある程度明らかになってきた。しかし、基礎的な資料に不確実な点が多く、定量的な見積もりには誤差が大きい。さらに、広い氷床において現在進行している変動は地域的にも異なると推測されるので、その全体像についてはまだ断定的な結論が得られていない。地球の温暖化にともなう海面変動の推移をとらえるためには、南極氷床の動態を解明することが必須の研究課題として残されている。

[注]

- 1 アイスランド人で、Ahlmann教授門下の逸材。「テフロクロロジー」という術語を提唱した。『法政地理』第24号(1996)の浅井辰郎氏の論文には、同氏に触れた記述がある。
- 2 Thorarinsson (1940) は氷河の融解だけで生じる海面上昇の速さを推定した。この点が他の研究とはやや異なるので、彼の推定した値を第2表には列記しなかった。
- 3 第2表には、Lisitzinが算定した海面変動の速さとして、 $+1.12 \pm 0.36$ mm/yという値が示されている。これはバルト海沿岸以外の地点における値を含めて求めた平均値である。バルト海沿岸以外の地点は、本節で述べた地殻変動の条件には当てはまらないので、本稿ではバルト海沿岸の地点についてのみ海面上昇の速さを示した。
- 4 厚さが200mの棚氷の場合には、厚さの約1/6、すなわち約30mだけ、その表面が海面より高い。したがって、棚氷縁の水崖もそれにほぼ等しい高さを示すようになる。

引用文献

環境庁地球環境部(監修)(1996) IPCC [気候変動に関する政府間パネル](編) IPCC 地球温暖化第二次レ

- ポート. 中央法規出版, 128p.
- 中尾正義(1989)南極の崩壊と海面上昇. 地学雑誌, **98**, 562-575.
- 成瀬廉二・前 晋爾(1991)氷床のダイナミクス. 国立極地研究所(編)南極の科学:1. 総説, 古今書院, 85-96.
- 三上岳彦(1978)北半球における気候変動の地域差に関する動気候学的研究. 地理学評論, **51**, 38-59.
- 三上岳彦(1981)南半球における気温変動傾向の地域的差異. 地理学評論, **54**, 660-667.
- 山内 恭(1991)気候変動の可能性とその実態. 国立極地研究所(編)南極の科学:1. 総論, 古今書院, 158-165.
- 吉川虎雄(1992)気候-氷河-海面の変動. 東京農大総合研究所紀要, **3**, 44-61.
- Ahlmann, H.W. (1949) The contribution of polar expeditions to the science of glaciology. *Polar Record*, **5**, 324-331.
- Ahlmann, H. W. (1953) *Glacier Variations and Climatic Fluctuations*. Bowman Memorial Lecture, **3**, American Geographical Society, New York, 51p.
- Barnett, T. P. (1984) The estimation of "global" sea level change: a problem of uniqueness. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 7980-7988.
- Douglas, B.C., Cheny, R.E., Miller, L., Agreen, R.W., Carter, W.E., and Robertson, D.S. (1990) Greenland ice sheet: Is it growing or shrinking? *Science*, **248**, 288.
- Drewry, D. J. (1991) The response of the Antarctic ice sheet to climatic change. In: C. M. Harris and B. Stonehouse (Eds.) *Antarctica and Global Climatic Change*, Belhaven Press, London, 90-106.
- Ekman, M. (1988) The world's longest continued series of sea level observations. *Pure and Applied Geophys.*, **127**, 73-77.
- Emery, K. O. and Aubrey, D. G. (1991) *Sea Levels, Land Levels, and Tide Gauges*. Springer-Verlag, New York, 69-79, 151-166.
- Etkins, R. and Epstein, E. S. (1982) The rise of global mean sea level as an indication of climatic change. *Science*, **215**, 287-289.
- Fairbridge, R. W. and Krebs, O. A. (1962) Sea level and the southern oscillation. *Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc.*, **6**, 532-545.
- Gjaever, J. (1954) *The White Desert: The Official Account of the Norwegian-British-Swedish Ant-*

- arctic Expedition, Chatto and Windus, London, 11-18.
- Giovinetto, M.B. and Bentley, C.R. (1985) Surface balance in ice drainage systems of Antarctica. *Antarc. Jour. U.S.*, **20**(4), 6-13.
- Giovinetto, M.B., Bentley, C.R. and Bull, C. (1989) Choosing between some incompatible regional surface-mass-balance data sets in Antarctica. *Antarc. Jour. U.S.*, **24**(1), 7-13.
- Gornitz, V., Lebedeff, S. and Hansen, J. (1982) Global sea level trend in the past century. *Science*, **215**, 1611-1614.
- Gutenberg, B. (1941) Changes in sea level, postglacial uplift, and mobility of the earth's interior. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **52**, 721-772.
- Hollin, J.T. (1962) On the glacial history of Antarctica. *Jour. Glac.*, **4**, 173-195.
- Jones, P.D., Wigley, T.M.L. and Wright, P.B. (1986) Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature*, **322**, 430-434.
- Kääriäinen, E. (1953) On the recent uplift of the earth's crust in Finland. *Fennia*, **77**(2), 1-106.
- Kostecka, J. M. and Whillans, I. M. (1988) Mass balance along two transects of the west side of the Greenland ice sheet. *Jour. Glac.*, **34**, 31-39.
- Kuenen, P. H. (1950) *Marine Geology*. John Wiley, New York, 532-535.
- Letrégouilly, A., Huybrechts, P. and Reeh, N. (1991) Steady-state characteristics of the Greenland ice sheet under different climates. *Jour. Glac.*, **37**, 149-157.
- Lisitzin, E. (1974) *Sea-Level Changes*. Elsevier, Amsterdam, 177-183.
- Mae, S. and Naruse, R. (1978) Possible causes of ice sheet thinning in the Mizuho Plateau. *Nature*, **273**, 291-292.
- Meier, M. F. (1984) Contribution of small glaciers to global sea level. *Science*, **226**, 1418-1421.
- Mörner, N. A. (1973) Eustatic changes during the last 300 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **13**, 1-14.
- Nishio, F., Mae, S., Ohmae, H., Takahashi, S., Nakawo, M. and Kawada, K. (1989) Dynamical behavior of the ice sheet in Mizuho Plateau, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteor. Glac.*, **2**, 97-104.
- Peltier, W. R. and Tushingham, A. M. (1989) Global sea level rise and the greenhouse effect: Might they be connected? *Science*, **244**, 806-810.
- Pirazzoli, P. A. (1989) Recent sea-level changes in the North Atlantic. In: D. B. Scott, P. A. Pirazzoli and C. A. Honig (Eds.) *Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications*, NATO ASI Ser., **C256**, Kluwer, Dordrecht, 153-167.
- Reeh, N. and Gundestrup, N. S. (1985) Mass balance of the Greenland ice sheet at Dye 3. *Jour. Glac.*, **31**, 198-200.
- Ritscher, A. (1939) Die geographischen Verhältnisse im Abschnitt zwischen 12° West und 20° Ost der Antarktis auf Grund der Arbeiten der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39. *Zeits. Gesell. Erdk. Berlin*, **45**, 353-363.
- Robin, G. de Q. (1988) The Antarctic ice sheet, its history and response to sea level and climatic changes over the past 100 million years. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **67**, 31-50.
- Schytt, V. (1961) Blue ice-fields, moraine features and glacier fluctuations. *Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, Scientific Results*, **4**, Glaciology II-E, 183-204.
- Scott, R. F. (1905) Results of the National Antarctic Expedition— I. Geographical. *Geogr. Jour.*, **25**, 353-373.
- Stouffer, R. J., Manabe, S. and Bryan, K. (1989) Inter-hemispheric asymmetry in climate response to a gradual increase of atmospheric CO₂. *Nature*, **342**, 660-662.
- Thorarinsson, S. (1940) Present glacier shrinkage, and eustatic changes of sea-level. *Geogr. Ann.*, **22**, 131-159.
- Trupin, A. and Wahr, J. (1990) Spectroscopic analysis of global tide gauge sea level data. *Geophys. Jour. Internat.*, **100**, 441-453.
- Valentin, H. (1952) *Die Küsten der Erde*: Beiträge zur Allgemeinen und Regionalen Küstenmorphologie. Petermanns Geogr. Mitteil., Erg.-Hf. **246**, 118s.
- Warrick, R. and Oerlemans, J. (1990) Sea level rise. In: J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums (Eds.) *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment—Report prepared for IPCC by Working Group I* —, Univ. of Cambridge Press, Cambridge, 257-281.
- Wigley, T. M. L. and Raper, S. C. B. (1987) Thermal expansion of sea water associated with global warming. *Nature*, **330**, 127-131.

- Zwally, H. J. (1989) Growth of Greenland ice sheet : interpretation. *Science*, **246**, 1589-1591.
- Zwally, H. J., Brenner, A. C., Major, J. A., Bindschadler, R. A. and Marsh, J. G. (1989) Growth of Greenland ice sheet : measurement. *Science*, **246**, 1587-1589.
- Zwally, H. J., Brenner, A. C., Major, J. A., Bindschadler, R. A. and Marsh, J. G. (1990) Greenland ice sheet : Is it growing or shrinking? (Response). *Science*, **248**, 288-289.