

公開講演会要旨

地球規模変動解明をめざす極域科学における 予測と発見

山内 恭^{1,2}

(2003 年 11 月 5 日, 統計数理研究所 講堂)

1. はじめに

極域科学とは何か, その中でどのような予測と発見があり, またこれからも期待できるか, 統計学との関わりも含めて概観してみよう. 極域科学といっても実は単一の学問分野ではない, むしろそういった学問分野が無いところになんとか新しく作っていかうというのが現実の状況である. 極域の研究をするということは, 未知なる領域を探る興味, 探検から始まり, 南極や北極という極地 = 局地の研究から始まったことは確かである. その面でも, 多くの貴重な先人の努力の賜物であり, 価値あるものであることは忘れてはならない. しかし, 今や極域科学とはグローバルなサイエンス, 地球システム科学になっており, その立場を抜きに語り得ないところにある. そして, その中で, 長年の観測の継続から, 予測できなかった現象が発見されており, また近年も統計学的な手法を適用して新たな発見がなされている.

2. 地球放射収支と極域

地球の気候を決めている第一の要素は, 入ってくる熱と出て行く熱の差し引き, 即ち大気-地表面系の放射収支(地球放射収支)である. 太陽からの放射エネルギー(太陽放射)を吸収する一方, 地球の温度に応じた放射エネルギー(長波放射)を宇宙空間に放出している. 両者がバランスする, 即ち放射収支が 0 になる状態が放射平衡であり, 地球全体では平衡となっている.ところが, 図 1 に示すように, 地球上の場所毎に平衡が成り立っているわけではない. 太陽放射は太陽の入射角度によって異なり, 太陽の入射角度の小さい赤道域で最大となり, 入射角度の大きい高緯度, 極域で小さくなる. 実際に取り込まれるエネルギーはさらに地球の反射率(アルベド)によって異なり, 海の上ではアルベドが小さく太陽放射の多くを吸収するのに対し, 極域では地表面が雪や氷でおおわれることでアルベドが高く, 太陽放射の吸収率は小さく, 従って吸収する太陽放射量は著しく小さいことになる. 太陽放射を多く吸収する熱帯域は温まり温度が高くなり, 放出する長波放射は大きくなり, 一方高緯度・極域では吸収する太陽放射量が少なく温まりにくく温度は低くなり, 放出する長波放射量も小さくなる. 南極域ではさらに氷床の表面高度が高いことで(平均標高 2450 m)気温がさらに低くなり, 長波放射量も小さくなっている. 放射収支がプラス, 過剰になっている低緯度・熱帯域は地球のエネルギーシステム

¹ 国立極地研究所: 〒173-8515 東京都板橋区加賀 1-9-10

² 総合研究大学院大学 極域科学専攻

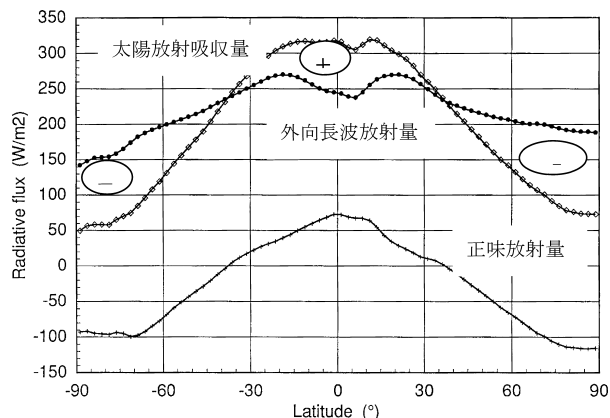


図 1. 太陽放射吸収量, 外向長波放射量(OLR), 正味放射量の緯度分布(Yamanouchi and Charlock(1997)). 地球平均では 240 W/m^2 で平衡, しかし場所毎には平衡でない. 過不足は大気や海洋の流れで補償されている.

ムの中では熱源になっており, 放射収支がマイナス, 不足している高緯度・極域は冷源, 即ちクーラーの役割を果たしている. 氷床や海氷, 積雪域といった雪氷圏の存在が冷源の力を左右しており, 雪氷圏が広がると寒くなり, さらに雪氷圏を広げるように働くという気候のフィードバックの仕組みも存在し, その意味から地球全体の気候を支配する場所となっている.

地球全体では放射収支は平衡している, 平衡となるように温度が決まっており, その温度, 放射平衡温度は -18°C である. ところが, 地球全体平均の地上気温は $+15^\circ\text{C}$ である. この違いをもたらす働きを温室効果という. 温室効果をもたらしているものが大気中の水蒸気や二酸化炭素, メタンなどの微量気体成分である. 二酸化炭素の量が多くなれば温室効果が強まり, 地上気温は高くなってしまふ. このことから, 人間活動による二酸化炭素増加が地球温暖化とって問題になるわけである(IPCC(2001)).

3. 温室効果気体のモニタリング

人間活動が盛んな北半球中緯度から主に発生される二酸化炭素はじめ温室効果気体であるが, 遠く離れた極域, 南極ではどうなっているのだろうか. 図 2 には昭和基地でこの 20 年近く観測してきた大気中の二酸化炭素濃度の変化を示した. 1 年毎の細かな季節変化が見られるとともに, 全体が右上がりに年々増加していることが分かる. 年々の増加をならすとおよそ 1 年間に 1.5 ppm (百万分の 1) の割合である. 同じ図に北極スパールバル, ニーオルスン観測基地での観測結果も合わせて示した. 北極そのものには人間活動は集中していないが, 大気中の輸送により多くの二酸化炭素は直ちに運ばれ, その季節変化は安定した変化としては地球上で最大の幅を示している. この北半球の平均濃度に比べ南極での濃度は平均では $4\text{--}5 \text{ ppm}$ 低いということもできるし, 南極の濃度が北半球の濃度に 2-3 年遅れて追隨しているとみることもできる. 即ち, この経年変化のずれは北半球で二酸化炭素が排出されてから南極に届くまでの時間差である.

南極には人間活動による排出源はないのにもかかわらず, これだけ人間活動の影響が見えてくる. 地球上で最も人間活動の影響が少ない場所ながら, 地球全体の様子, 最低の基底状態, バックグラウンドが見られる場所なのである. このように基本的な量について長年にわたり調

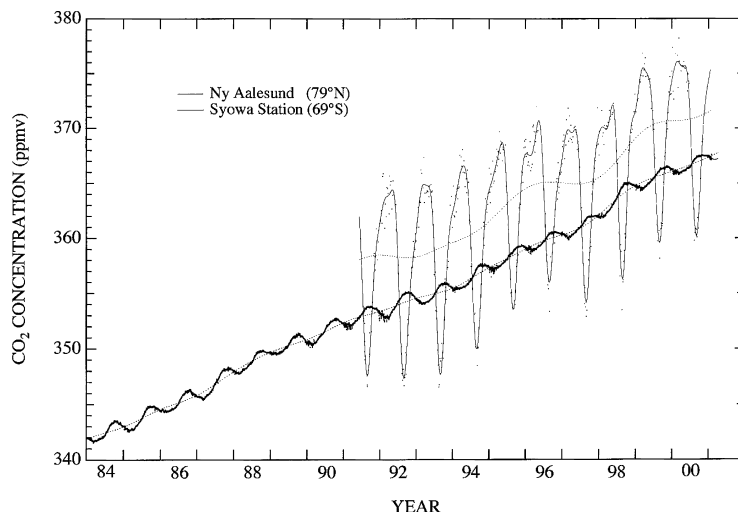


図 2. 大気中二酸化炭素濃度の変動，南極昭和基地および北極スパールバル・ニーオルスン(Morimoto et al.(2001, 2003))．季節変動，振幅の南北差，経年変動，経年増加率の変動，南北差が見られる．

べ続ける仕事を「モニタリング観測」と呼び、南極観測の中で重要な位置付けがされている。海洋や生物圏による吸収量の年々の変動、さらには南極(北極)までの輸送過程の変化が図 2 にみられる年々の増加率の変動になっている。局所的な汚染の影響の無い観測データは、このような微妙な変化をしらべることのできる貴重なデータである。

しかし、地上 1 点での濃度変化をみているだけでは変化の原因には迫りきれず、輸送の仕組みを調べるためには 3 次元の変化を知る必要がある。緯度方向の広域観測点データからインバージョンによる発生・吸収源の推定や、南極・北極上空の鉛直分布を調べる航空機観測や気球による観測も行われている。1998 年には昭和基地で回収気球実験が実施され、初めて南極の成層圏、高度 30 km までの空気が採取され、各種温室効果気体・トレースガスの成分分析がなされた。さらに第 2 回目の観測が 2003-2004 年の南極の夏に実施されようとしている。

4. オゾンホール発見

図 3 に示すように、南極の春、特に 9、10 月のオゾン量が 1980 年代以降急激に減少している。1982 年、昭和基地で初めてこのことを発見した第 23 次観測隊忠鉢繁隊員は、当初観測器の故障ではないかと心配した(Chubachi(1984))。学会等で発表するうちに、イギリスのハレー基地でも観測されていることが分かり(Farman et al.(1985))、さらに、人工衛星で上空から見ると、まさにオゾン層に孔が開いたように見えることから「オゾンホール」と呼ばれるようになった。長年の地道な観測が継続されてきたことによって初めて可能となった発見である。

オゾンホール、成層圏のオゾンの破壊は人為起源のフロンガスが原因である。フロンガスは人間活動が盛んな北半球中緯度で放出され、巡りめぐって地球全体におよび南極にも到達していることが観測されている。なぜ南極上空でオゾンホールが起こるのだろうか。南極は地上が著しい低温であるだけでなく、上空も非常に低温になっている。冬の南極上空には極渦が発達しており、太陽の当たらない極渦の内部には熱もオゾンも運ばれず、低温が進行している。ある温度より下がると、雲が生成するように大気中に含まれる硝酸や水蒸気の液滴や固体粒子が

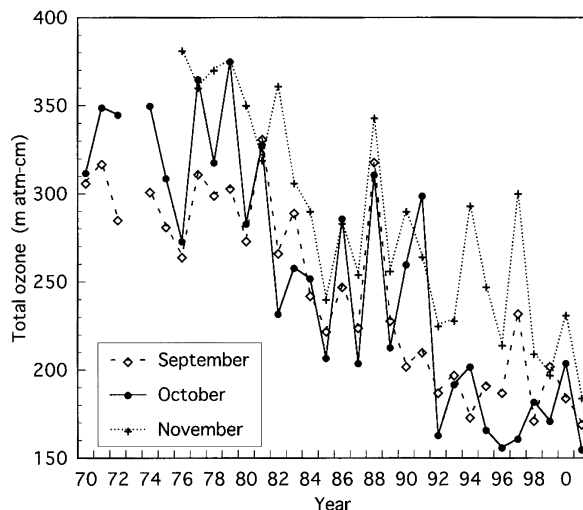


図 3. 南極昭和基地におけるオゾン全量の年々変動(春 9, 10, 11 月). 昭和基地では 1966 年(一部 1961 年)よりオゾン全量の観測が行われてきたが, 1980 年代に入って春先のオゾン量の減少が顕著になり, オゾンホールといわれるようになった.

凝結・凝固される(極成層圏雲). この雲粒の存在により, 粒子上の特有な反応が起こり, フロンガスから塩素分子等が生成され, そこに春先になって太陽光があたることにより光解離により塩素原子になりオゾンを破壊する. こうして春先に南極上空にオゾンホールが形成される. 北極上空では南極ほど条件が整い難いため, 大規模なものとはなり難いが, 年によってオゾンホールは発生している.

オゾン破壊の問題はいち早く国際的にも認識され, 原因物質の抑制の努力がなされている. ウィーン条約そして 1987 年に締結されたモントリオール議定書によりフロンガスの生産中止・使用禁止に至っている. この結果, 1990 年代末には主なフロンガス濃度は日本国内では減少傾向となり, 南極でも増加は頭打ちとなっている. 今後 50-100 年で, このフロンガス削減が効果を奏し, その濃度が 1980 年以前の値に下がれば, オゾンホールは解消するはずだとのことである(WMO/UNEP (1999)). 人間活動の悪影響を回避できた好例になることを期待している.

5. 新しい発見—地球温暖化と北極振動

北極振動(Arctic Oscillation: AO)と言って, 冬の北半球の大気循環場での卓越する振動パターン, 北極域と中緯度のシーソー的変動パターンが話題になっている. 南半球の南極の周りで環状のシーソー現象が知られている(南極大陸の周りは海が取り囲み, 北極と比べ元々軸対称の環状の現象が卓越している)と同様に, 北極周りでも成層圏の極渦や地上気温の温暖化傾向などに軸対称の環状現象があるのではないかと言われていた. Thompson and Wallace (1998)は(図 4), 北緯 20 度以北の北半球で冬季, 11 月から 4 月の月平均海面気圧偏差場に主成分分析(気象学では「経験的直交関数(Empirical Orthogonal Function: EOF)展開」と呼ぶ)を行い最も卓越するモード(第 1 モード)を抽出し, その形状から北極振動と名づけた. その物理的メカニズムや実在性についてはまだ議論のあるところだが, 本質的には大気内部の固有の変動モードであると言われている(山崎(2001), 中村(2002)). 単に地上気圧だけでなく, 地表から下部成層圏までつながる一様な現象(順圧的構造)で, 海洋や海氷, 雪氷の変動まで関連している.

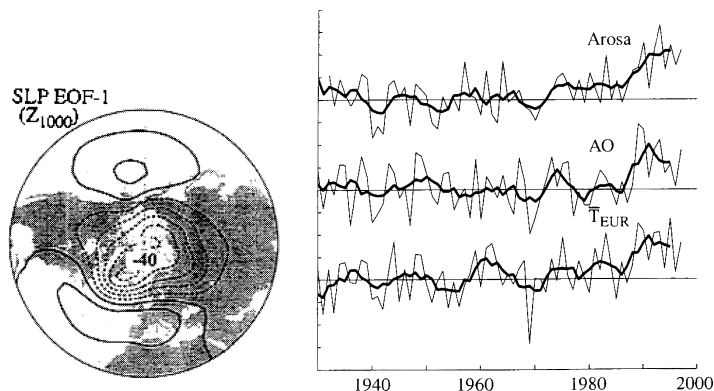


図 4. 月平均海面気圧偏差場に主成分分析を行い最も卓越するモードを抽出したものを、北極振動(左: Thompson and Wallace (1998))とその指数の変動(AO)をオゾン量(Arosa)とユーラシア地上気温(\bar{T}_{EUR})と併せ示す(右: Thompson et al.(2000)).

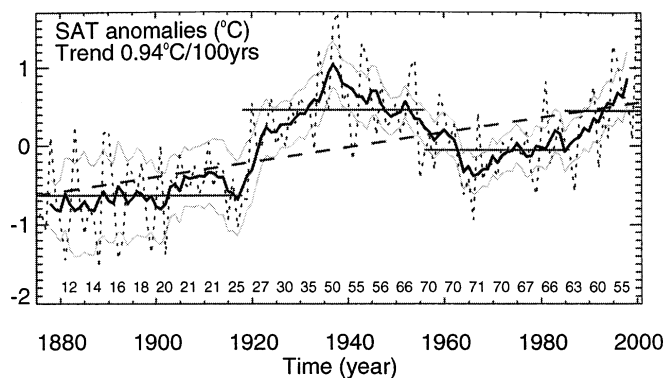


図 5. 1875 年以来的の北極域地上気温変動．最近 30 年間の昇温が顕著であるとともに，1930 年代の温度上昇も大きい(Polyakov et al.(2003)).

特に極渦の強弱を表しており成層圏の変動の多くが北極振動で説明され、オゾン量の変動への寄与も言われている。地上気温に対しての寄与も高く、北極振動が正の位相ではユーラシア大陸北部は高温偏差となり、ひいては日本付近の冷夏にもつながるとのこと。

近年話題の地球温暖化と北極振動が関連しているのではないかという議論が進んでいる。即ち、10 年スケールの振動現象である北極振動だが、その正偏差の時期と北極域の温暖化の顕著な時期が重なっているように見える(Thompson et al.(2000))。地球温暖化については、それだけで長い議論になるが、この 100 年で、地球全体で約 0.6°C の平均気温の上昇が言われているところ、北極域では最近の 30 年間でも 1°C に及ぶ温暖化が見られる、温暖化がより顕著に現れているのではないかということである。しかし、北極域の気温変動を詳しく調べてみると、図 5 に示したように単調な昇温を示しているわけではなく、1930 から 40 年代に一旦顕著な昇温が見られ、その後気温は下がり 1960 年代は極小期となり、再び 1980 年代から急激な上昇が見られるというものである。従って、100 年間をならすと、約 0.5°C の上昇にしかならないというものである(Polyakov et al.(2003))。さて、北極振動との関係に戻ると、近年の北極

域の地上気温の温暖化傾向の半分は北極振動で説明できるということである。一方、北極振動の変化傾向(図4)を見てもここ20年の正の偏差が目立つが、北極振動指数の増加傾向自体が温室効果気体の増加によるいわゆる地球温暖化によるものではないかとされている。このように、北極域を含む北半球の気候変化を考えると、北極振動は一つの重要な要素として忘れてはならない要素である。

6. おわりに

以上、極域とはどういうところであるか、その極域を科学するという意味、極域科学の位置付けを話してきた。極域科学が決して極域だけで閉じた特異な科学ではなく、地球全体のことに關する、むしろ地球全体のことを考えるときに無くてはならない要素、グローバル・サイエンスであること、また極域科学が気象学とか生態学とか単一の学問分野でのみ成り立つものではなく、多くの分野にまたがる学際的な「地球システム科学」であること。そして、その中には未だ解決されない多くの課題があり、情報とシステムの観点からの新しい発見を求められていることを感じとっていただければ幸いである。今回は筆者の關する気候・気象学關連の話題を中心に話したが、まだまだ多くの分野、話題に拡がっていることを付け加え、終わりとさせていただきます。

参 考 文 献

- Chubachi, S. (1984). Preliminary results of ozone observations at Syowa Station from February 1982 to January 1983, *Memoir National Institute of Polar Research, Special Issue*, **34**, 13–19.
- Farman, J. C., Gardiner, B. G. and Shankin, J. D. (1985). Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/Nox interaction, *Nature*, **315**, 207–210.
- IPCC (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds. J. T. Houghton et al.). Cambridge University Press, Cambridge and New York.
- Morimoto, S., Aoki, S. and Yamanouchi, T. (2001). Temporal variations of atmospheric CO₂ concentration and carbon isotope ratio in Ny-Alesund, Svalbard, *Environmental Research in the Arctic 2000, Memoir National Institute of Polar Research, Special Issue*, **54**, 71–80.
- Morimoto, S., Nakazawa, T., Aoki, S., Hashida, G. and Yamanouchi, T. (2003). Concentration variations of atmospheric CO₂ observed at Syowa Station, Antarctica from 1984 to 2000, *Tellus*, **55B**, 170–177.
- 中村尚(2002). 北極振動, 新用語解説, 天気, **49**, 687–689.
- Polyakov, I. V., Bekryaev, R. V., Alekseev, G. V., Bhatt, U. S., Colony, R. L., Johnson, M. A., Maskhatas, A. P. and Walsh, D. (2003). Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875–2000, *Journal of Climate*, **16**, 2067–2077.
- Thompson, D. W. J. and Wallace, J. M. (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research Letters*, **25**, 1297–1300.
- Thompson, D. W. J., Wallace, J. M. and Hegerl, G. C. (2000). Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends, *Journal of Climate*, **13**, 1018–1036.
- WMO/UNEP (1999). Scientific assessment of ozone depletion: 1998, Report No. 44, WMO/UNEP, Geneva.
- Yamanouchi, T. and Charlock, T. P. (1997). Effects of clouds, ice sheet and sea ice on the earth radiation budget in the Antarctic, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 6953–6970.
- 山崎孝治(2001). 北極振動(Arctic Oscillation), 2000年秋季極域・寒冷域研究連絡会の報告, 天気, **48**, 426–428.