

1 . 天気予報のできるまで

札幌管区气象台 松 村 崇 行

1 . はじめに

テレビやラジオ、新聞などでお茶の間に届けられる天気予報は、日々の生活に密着した情報として欠かせないもののひとつでしょう。最近、民間気象会社が独自に行う天気予報も広まり、携帯電話やインターネットの普及もあって、多彩な気象情報をいつでも気軽に手に入れることができるようになりました。

事業としての気象観測が日本で初めて行われたのは函館で 1872 年（明治 5 年）のこととされています。そして、1884 年（明治 17 年）に全国の天気予報が東京の中央气象台（当時）から毎日発表されるようになりました。それから 120 年あまり、（戦時中一時的に天気予報の公表が中断されたことはありましたが）気象の観測と予測は社会の変化に対応し幾多の変遷を重ねながら弛み無く続けられてきました。

天気の変化には一定の規則性が認められる場合があって、昔は雲の動きや太陽の見え方など空の様子を観察して天気を予測する観天望気が主流でした。その手法の一部は地域の“ことわざ”として受け継がれている場合もあるようです。また、そうした規則性は天気図の上でも見ることができるので、広範囲に行われた観測の成果を集めて描いた実況天気図から熟練した予報官が将来の気圧配置を予想し天気予報を作る時代が長く続きました。

現在は、高性能電子計算機（スーパーコンピューター）を用いた大気の数値シミュレーションが毎日の天気予報を支えています。ここでは、現在の天気予報や防災気象情報がどのように作られているのか、その舞台裏を紹介します。

2 . 数値予報の原理

天気は大気の運動（風）や状態（気温、気圧、水蒸気量など）と密接に関わっています。大気は物理学で言うところの流体ですから、その運動や状態は流体の物理法則に従って変化しています。流体の運動や状態をきめる物理法則はいくつかの微分方程式で書き表すことができますので、現在の大気の運動と状態を与えてこの連立方程式を解けば未来の大気の運動や状態がわかることとなります。このような予測手法を「数値予報」と言います。また、大気の運動や状態を表す微分方程式をコンピューターで解くように書き下したプログラムは「数値予報モデル」と呼ばれています。

自由落下する金属球や微小振動する振り子の運動ならば方程式系も簡単で、これを解くのも容易です。飛んでくる球を捕ったり、蹴ったり、打ち返したりするとき、人は直感的に物理法則を解いて未来の球の位置を予測していることになります。日食や月食など天体運動や、人工衛星、ロケットなどの軌道計算はこれより複雑になりますが、それでも対象となる物体の数が限られているので、長い期間を比較的精度良く予測することができます。数値予報では大気を網の目状の小さな空気の塊に分割し（図1）、そのひとつひとつについて運動や状態がどのように変化するか計算しますので、その計算量は膨大です。しかも、ある空気塊は隣接

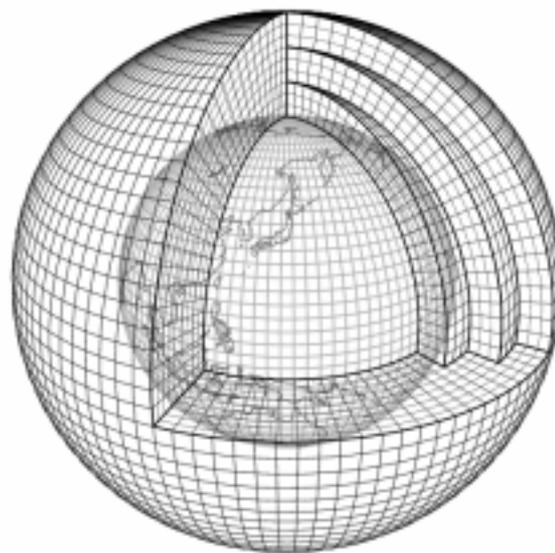


図1 数値予報モデルで使う網の目のイメージ。

する空気塊や地面などに強く影響されますし、水蒸気が水滴に変化するときの放熱が空気の流れを変えたりします。これらの過程を方程式系に考慮することで計算は極めて複雑なものになります。数値予報モデルには、現実の大気で起こる様々な過程が網羅的に組み込まれています（図2）。あたかも仮想的な地球大気がコンピューターの中で実現されているようなものなのです。

明日の天気を予測するために24時間を費やしては天気予報になりません。限られた時間に膨大な計算を処理するため、数値予報にはスーパーコンピューターが必要です。数値予報モデルの振る舞いが現実の大気と似ていれば似ているほど、より精度の高い予測結果が得られるでしょう。コンピューターの計算性能が向上すれば、それだけ精緻な数値予報モデルを用いることができます。現実には、本来の物理法則に何らかの仮定や近似を適用して数値予報モデルをある程度簡略化していますし、網の目状に分割した空気塊の大きさは有限です。現在の最新鋭のコンピューターをもってしても、理想の数値予報を実現するにはまだまだ力不足なのです。

3. 気象観測データの収集

数値予報を行うために忘れてならないこと、それは現在の大気の状態をできるだけ正確に把握することです。その第一歩は観測です。大気に国境はないと言われるように、日本の天気を予測するには外国の観測も必要です。世界気象機関(WMO)の公表によると、現在世界には地上気象観測地点が約3900か所、国際観測通報船舶が約6900隻、気球を使った高層観測地点が約900か所あります。また航空機や人工衛星からも気象観測が行われています。気象観測は観測方法や使用する測器の性能、観測時刻から通報形式にいたるまで国際協定で詳しく決められていて、観測後速やかに国際通信回線を通じて交換されています。気象庁にも毎日何十万件もの観測データが入電しています。この他、日本国内には気象レーダー網や地域気象観測システム(アメダス)、ウインドプロファイラー高層風観測網などがあります。

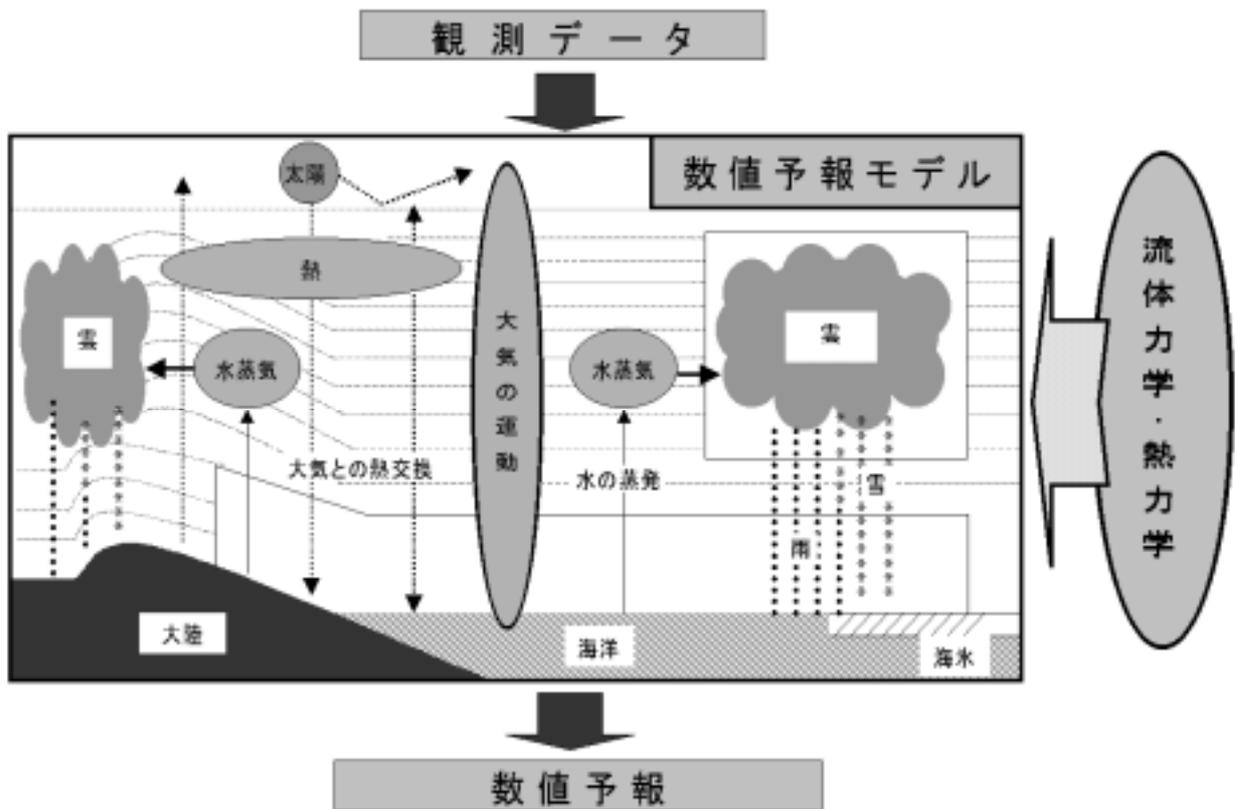


図2 数値予報の概念図

観測データの利用にも工夫が必要です。これだけたくさんの観測データがあっても、数値予報モデルの全ての網の目に不足なく気温、風、気圧、水蒸気量などを与えるには不十分です。地上や高層の観測地点は陸上の人口稠密地帯に偏っていて、観測データの分布は空間的にも時間的にも著しく不均質です。また、人工衛星によって得られる観測データは、可視光や赤外線、マイクロ波といった電磁波の放射強度ですから、これを気温や水蒸気量などに変換しなければなりません。測器や観測手法によって観測誤差も違いますから、異なる観測データを同時に利用するためには観測誤差の程度に応じて取り扱いを変える必要があります。こうした点に留意しながら、様々な観測データを数値予報モデルに取り込んで、コンピューター上に現在の大気の状態を再現することを「データ同化」といいます。

個々の観測が独立に行われたとしても、風と気温のような要素の間には互いに物理法則に基づく因果関係があります。近隣の他の観測データとの間にも、その地点の過去の観測データとの間にも、やはり物理法則が成り立っています。例えば、一般に上空に行くほど気圧は下がりますし（静力学平衡）、北半球の低気圧は左巻き渦です（地衡風平衡）、ジェット気流はおおよそ西から東へ吹いていますし（温度風平衡）、発達中の温帯低気圧が地上にあれば上空の低圧部はその西側です（傾圧不安定理論）。データ同化では、こうした物理法則を拘束条件として利用することで互いに独立な観測データを結びつけ、空間的にも時間的にも一貫した現在の大気の状態を与えます。

4 . 気象庁の数値解析予報システム（NAPS）

数値予報等を実施する気象庁のコンピューターシステムは数値解析予報システム（NAPS）とよばれています。初代の大型計算機は1959年（昭和34年）に導入されました。今年（平成18年）3月に第8世代に更新したばかりです。その中核をなすスーパーコンピューターは3機構成で、その総合演算性能（計算速度の合計）は、天気予報用としては世界でも指折りです。

現在、NAPSで常時運用されている主な数値予報モデルは4種類あり、用途に応じて使い分けられています（表1）。全球モデル（GSM）は、その名の通り地球全体を予報対象域としています。網の目は水平方向に約60km間隔、高さ方向には地上から高度約55kmまでを40分割しており、計算する空気塊の数は約820万に上ります。最も基盤的な数値予報モデルで、明後日予報や週間予報、台風予報などのために1日4回予測結果を出力しています。

領域モデル（RSM）は今日と明日の天気予報などのために予報対象領域を東アジアに限定したモデルで、1日2回予測結果を出力しています。網の目は水平方向に約20km間隔、高さ方向には地上から高度約31kmまでを40分割しており、計算する空気塊の数は約330万です。

メソ数値予報モデル（MSM）は短時間予報のためのモデルで、予報対象領域を日本付近に限定しています。1日8回予測結果を出力しています。網の目は水平方向に約5km間隔で、高さ方向には地上から高度21.8kmまでを50分割しています。計算する空気塊の数は約2100万に達します。

台風モデル（TYM）は台風予報のために必要に応じて最大2個の台風を対象に1日4回予測結果を出力しています。予報対象領域は台風の位置に応じて北西太平洋領域に機動的に設定されます。網の目は水平方向に約24km間隔、高さ方向には地上から高度約28kmまでを25分割しており、計算する空気塊の数は約180万です。

モデル名称 (略称)	予報対象領域	水平格子間隔 東西×南北格子数	最上層 鉛直層数	予報時間 (初期時刻)	主な用途
全球モデル (GSM)	全球	60km 640×320	0.4hPa 40層	90時間(00UTC) 36時間(06UTC) 216時間(12UTC) 36時間(18UTC)	明後日予報、週間予報、台風進路予報、国際空域予報
領域モデル (RSM)	東アジア	20km 325×257	10hPa 40層	51時間 (00, 12UTC)	今日・明日 天気予報
メソ数値予報 モデル(MSM)	日本付近	5km 721×577	21.8km 50層	15時間(00, 03, 06, ..., 21UTC)	防災気象情報、 降水短時間予報
台風モデル (TYM)	北西太平洋(台 風位置による)	24km 271×271	17.5hPa 25層	84時間(00, 06, 12, 18UTC)	台風予報 (進路、強度)

表1 気象庁の主な数値予報モデル

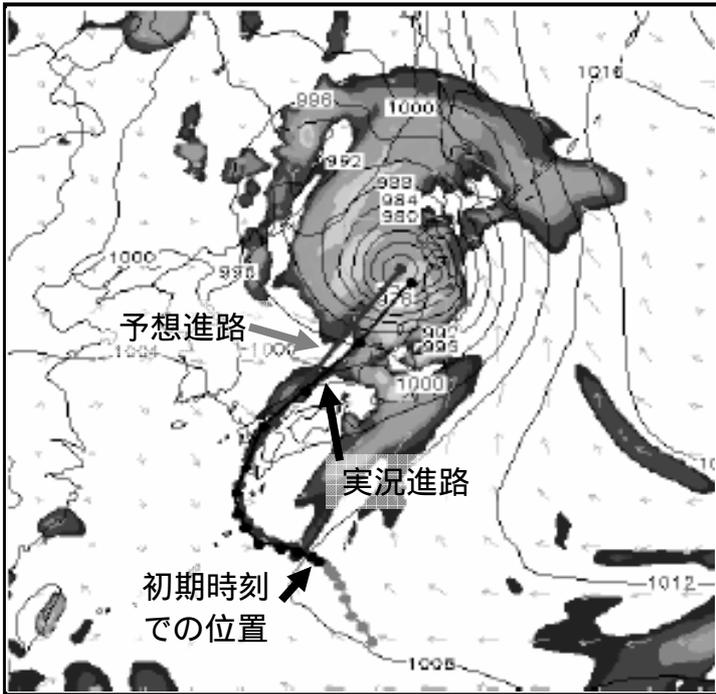


図3 台風モデルによる平成16年第16号台風の進路予想。2004年(平成16年)8月28日00UTCを初期時刻とする72時間後の予想図。等値線は海面更正気圧、塗り潰しは前6時間降水量。濃灰の太線が予想進路、黒太線は実況の進路で、6時間毎に丸印をつけた。淡灰の太線は初期時刻前の実況進路。

数値予報の例として、2004年(平成16年)の台風16号の進路予報を図3に示します。8月28日00UTC(日本時間午前9時)からスタートした72時間予想図です。濃灰線が台風モデルによる予想進路、淡灰線と黒線が実際の進路です。奄美諸島の北で大きく進路を変えていることや、九州上陸後に速度を早めていることが良く予想できています。

来年(平成19年)には、全球モデルの網の目が水平方向に約20kmまで細くなり、現在の領域モデルや台風モデルに取って代わる計画になっています。

これらの計算結果は(財)気象業務支援センターを通じて気象事業者や一般利用者に届けられています。また、国際通信回線を通じて世界各国の気象機関に配信しています。

5. 降水短時間予報、降水ナウキャスト

数値予報は究極の天気予測手段ですが、観測データを収集してデータ同化を行い予測結果が得られるまでにそれ相応の時間が掛かります。たとえば、最も速報性の高いメソ数値予報モデルでも、観測終了から予測結果出力までに2時間あまり掛かります。3時間ごとに更新されますから、最新の予測結果が得られるまでは3時間前に得られた予測結果を使うことができますが、目先の1~2時間は既に実況が経過し予測として使うことができません。このため、数時間先までの予測には、もっと速報性の高い予

名称	予報要素	発表頻度	予報時間	格子間隔
降水短時間予報	1時間降水量	30分毎	6時間	1km x 1km
降水ナウキャスト	10分間降水量	10分毎	1時間	1km x 1km

表2 降水短時間予報と降水ナウキャスト

測手法が必要です。

降水短時間予報は、全国（一部離島を除く）を対象に30分ごとに6時間先までの降水分布（1時間降水量）を1km四方で予測します（表2）。降水短時間予報は、複数の気象レーダーが観測した雨量分布を合成し、アメダスや自治体等の雨量計を使って補正したレーダーアメダス解析雨量を使います。レーダーアメダス解析雨量から雨域の移動速度を求め、地形による雨雲の発達や衰弱も考慮しながら、雨量を予測します。これを実況補外予測といいます。降水短時間予報の目先数時間にはこの実況補外予測を使い、後半は直近のメソ数値予報モデルが予測した降水量を組み合わせて6時間先までの予報を行います。降水短時間予報は観測終了から約20分で予測結果が得られます。

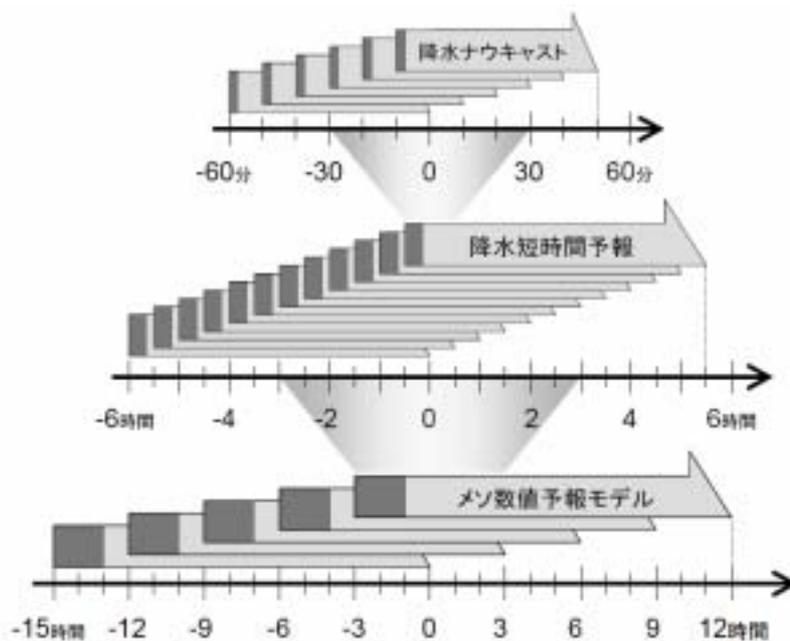


図4 降水ナウキャスト、降水短時間予報、メソ数値予報モデルの予報時間と予報頻度。予報のはじめの濃灰部分は結果出力までに実況が経過し予報に利用できないことを示す。

さらに速報性を高めた予測手法として、降水ナウキャストがあります。ナウキャスト（now・cast）とは、予報を意味する英語のフォアキャスト（fore・cast）に対して、現在（now）およびごく近い先まで（ここでは1時間以内）の“予報”を指します。降水ナウキャストは、降水短時間予報と同じ領域を対象に10分ごとに1時間先までの降水分布（10分雨量）を1km四方で予測します（表2）。降水ナウキャストの原理は降水短時間予報の実況補外予測と同じですが、速報性を高めるため少し簡略化しています。降水ナウキャストは観測終了から約3分で予測結果が得られます。メソ数値予報、降水短時間予報、降水ナウキャストの予報時間と予報頻度を表す図を図4に示します。

降水短時間予報、降水ナウキャストも(財)気象業務支援センターを通じて部外に配信されています。また、気象庁ホームページでも見ることができます。

6. 気象台での予報作成・発表

気象台の予報官は、数値予報や降水短時間予報、降水ナウキャストの予測結果を分布図や地点時系列表などとして手元のコンピューター画面に表示し確認しています。また、気象衛星「ひまわり6号」の雲画像や気象レーダー合成図、ウインドプロファイラー高層風、アメダス、高層観測など様々な実況データもコンピューター画面に表示して監視しています。

数値予報、降水短時間予報、降水ナウキャストは予測の対象となる現象の時間的・空間的スケールに応じて階層的に構成されています。予報官はこれら異なる手法の予測特性や有効期限、更新頻度などを

天気予報・防災気象情報のできるまで

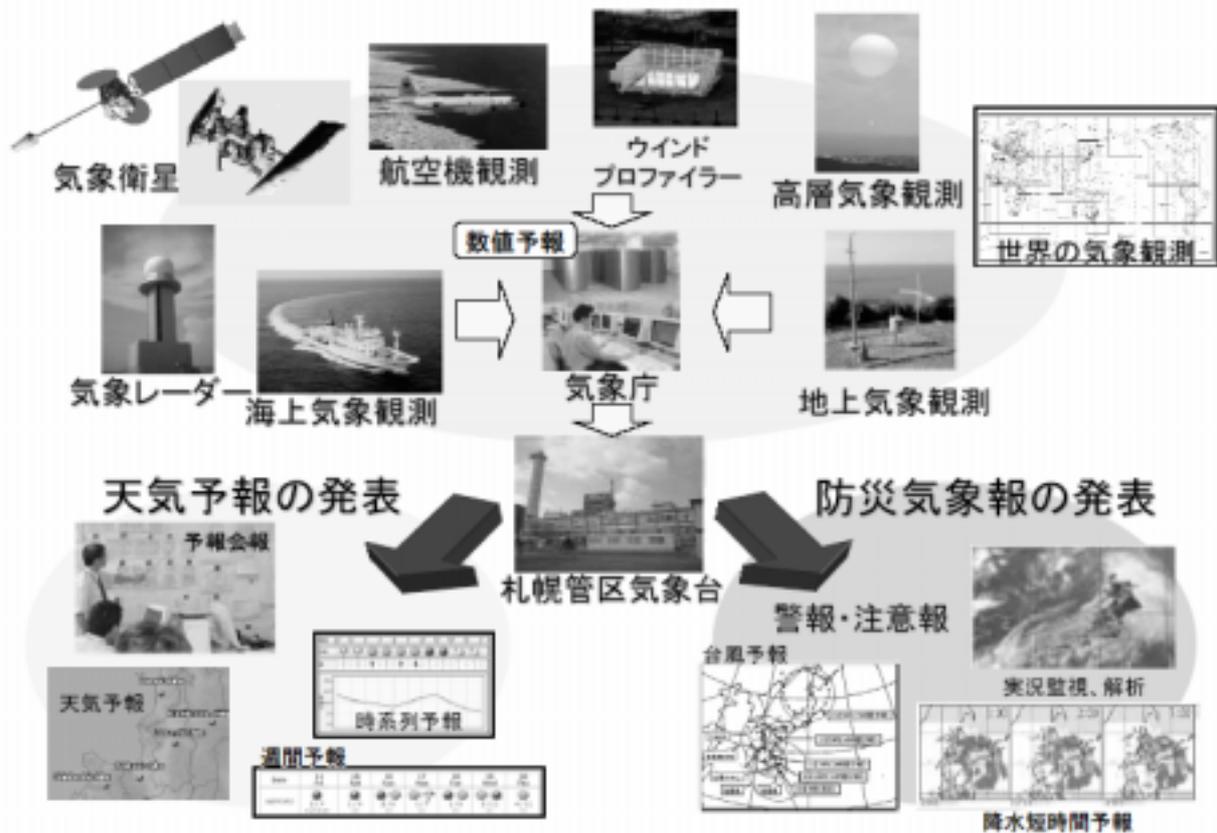


図5 天気予報・防災気象情報のできるまで（概念図）

勘案しながら、今後の天気推移のシナリオを組み立て、天気予報を作成します。定時の天気予報は1日3回、5時、11時、17時に発表しています。また、顕著な現象により気象災害が発生するおそれがあると判断した場合は、警報・注意報など防災気象情報を随時発表して関係機関や地域住民に警戒・注意を呼びかけます。そして、気象実況を常時多角的に監視して、予測シナリオを修正すべき兆しを捉えた場合には、直ちにこれを修正して予報や防災気象情報の発表に反映させます。

天気予報や防災気象情報ができるまでの概念図を図5に示します。

7. おわりに

国の機関としての気象庁は、国民の安全と安心のため、前節でも紹介した警報・注意報など防災気象情報の発表を責任を持って行っています。また、条約などで決められた国際的な責任を果たすため、世界に向けて気象情報を発信しています。そして、これらを実施するために備えられた機能を活用して、食糧、水資源、環境など国の重要課題に関わる気象情報や、国民の共有財産としての天気予報などを、民間気象事業者と分担・協力しながら、社会に提供し続けています。これらの業務を適切におこなうため、気象庁は、必要な観測網や監視体制を構築し維持するとともに、予測精度の向上を目指して調査研究・技術開発に日々努めています。

2 . 雲のできるまで

北海道大学 低温科学研究所 藤 吉 康 志

1. はじめに

雲は、最も身近な大気現象のひとつです。雲は地球上の水循環、エネルギー循環、物質循環、そして生命活動に大きな役割を果たしていますが、最近、地球温暖化に関連して「雲の研究」の重要性が見直されています。その理由は、現今モデルでは雲の取り扱いが極めて不十分で、気象・気候モデルでもっとも不確定性が大きい要素のひとつだからです。例えば、世界中の気象研究機関で行われた温暖化予測実験において、2100年の気温が最大で5℃も違う結果が公表されました（第3次地球温暖化に関する政府間パネル（IPCC）報告書）。その最大の理由がモデルの中で作られた雲の違いにあり、将来の温度変化に大きな違いが出た2つのモデルで、背の低い雲（下層雲）の雲量変化が場所によって正負全く逆になっています。

今回の講演では、科学やコンピューターが進んだ現在でも、なぜ未だに「雲を掴む」ことができないのか、その理由と、最新の「雲を掴む」試みを紹介します。

2. 雲の形と分類

世界各地の気象台では、世界気象機関（WMO）が定めた標準分類に従って雲の観測が業務的に行われています。雲の名前は、アマチュア気象学者の Luke Howard によって、1802年12月にロンドンで開催された研究会で提案され、以降約200年にわたって踏襲されています。すなわち、下層、中層、上層という雲の出現高度による分類と、対流性か層状性、そして降水の有無がそれらの基準です。表1は、気象庁発行の分類表で、雲形（あるいは雲級）は10類で区別

表1 雲の分類表（気象庁、1989）

層	名称	高 名	略号	よく現れる高さの説明
上層	巻雲	cirrus	Ci	極地方 3~8 km
	巻積雲	cirrocumulus	Cc	温帯地方 5~13km
	巻層雲	cirrostratus	Cs	熱帯地方 6~18km
中層	高積雲	altostratus	Ac	極地方 2~4 km 温帯地方 2~7km 熱帯地方 2~8 km
	高層雲	altostratus	As	普通中層にみられるが、上層まで広がっていることが多い。
	乱層雲	nimbostratus	Ns	普通中層にみられるが、上層及び下層まで広がっていることが多い。
下層	層積雲	stratocumulus	Sc	極地方 地面付近~2 km
	層雲	stratus	St	温帯地方 地面付近~2km 熱帯地方 地面付近~2km
	積雲	cumulus	Cu	Cs, Cs: 雲底は普通下層にあるが、雲頂は中、上層まで発達していることが多い。
	積乱雲	cumulonimbus	Cb	

されており、各類はさらにいくつかの種と変種に分類されています。しかしながら、これまで無数に出されたどの教科書や解説書も、「何故雲が3層構造を示しているのか」「高層雲や高積雲といった雲がどうして或

る高度範囲に形成されるのか」といった単純な疑問について明確な答えを与えてはいません。これらの疑問は、後で述べるように、新たな観測装置の導入によって、次第に解明されつつあります。

ところで、秦の時代 (222 B.C. ~ 206 A.D.) から既にあったという「雲という文字の形」はどのようにしてできてきたのでしょうか？図1は、雲という文字の成立過程を示したものです (岡, 1969)。この字の意味するところは、中国漢代に編纂された漢字の最古の字典「説文解字」では、「雲は山川の気であって、雨、云にしたがい、雲の回転の形を象る」とあり、諸橋轍次の「大漢和辞典」では、「回転して上昇する形にかたどる。更に雲は雨をともなう故に雨の字を加えて雲に作る」と書かれています。すなわち、暖かい気塊が単にまっすぐに昇って雲を作るのではなく、「雲の形が気流によって旋回するようすを観察してできた象形文字」 (岡, 1969) ということになります。

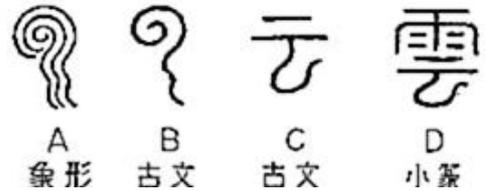


図1 雲の文字の変遷 (岡, 1969)

雲という文字の大凡の成立過程が分かったところで、それでは、世界最古の「雲の形の記録」 (雲文) というのはどのようなものなのでしょうか？Gezelman(1989)によれば、紀元前 6200 年前のトルコの古代都市 Catal Huyuk に、噴煙と火山雷が描かれていたそうです。気象に関連した積雲や雨足は、紀元前 3000 年頃にエジプトのヒエログリフに使われていたことが分かっていますが、面白いことに、エジプトの絵画には雲は完璧に排除されているそうです。それは、太陽神信仰のためと思われるが、出現する時にはいつも雷と雲を伴う神ヤハウエを信仰するイスラエルの民との抗争や、雨雲をもたらす「竜神信仰」と太陽神である天照大神の弟の須佐之男命との戦いにも共通したものを感じます。

他にも文献を調べましたが、どうやら図2に示したような雲形が一番古そうです (渡辺素舟, 1971)。すなわち、エスキモーの雲形は半円形であり、これに点を描いて朝、昼、晩を示唆したり (A)、北アメリカ東岸に住んでいたオジブワ人は半円形を重ねて雲を表現し (B)、北アメリカ西岸に住むモーキー人は、(B) に稲光を示すジグザグと雨を示す線を加えています (C)。同じく渡辺によれば、紀元前 1027 年西周の中期以降の簋 (き) や鼎 (てい) などの銅器に、山形唐草様の雲形が鋳出されていて、雲形のモチーフ

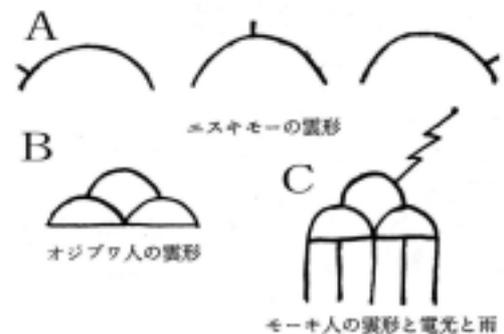


図2 古代人が描いた雲形 (渡辺, 1971)

は、図3に示したような山形の曲線であると述べています。これは、ちょうど積雲の雲頂部の形に似ていて、我々に馴染みのある大風呂敷の唐草模様のルーツが実は積雲だったことが分かります。同じ雲を眺めても、図1のような文字と図4のような雲文とに分かれたのは、科学者と芸術家の感性の違いかも知れません。

さらに、雲文は天象ということで、中国では図4のような天上人の乗り物や天界の動物のモチーフとして転用されていきました (岡, 1969)。このようなデザイン化が盛んに行われたのは、神仙世界に傾倒した後漢時代 (西暦 25~220 年) で、日本には遣隋使や遣唐使によって、飛鳥時代以降、仏教文化と共に輸



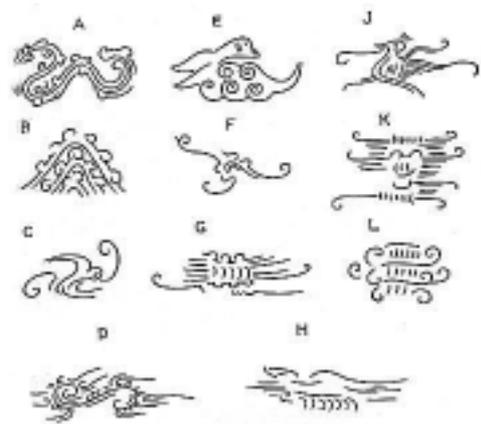
図3 中国の戦国後期の雲形のモチーフ (渡辺, 1971)

入されたようです。従って、雲のデザインは普通の家の家紋には用いられず、寺紋で使われることが多く（京都の東寺、興正寺など）、神社・仏閣の建築にも使われています（雲合掌齧、雲斗、雲肘木、雲齧など）。また、雲という文字には、巡るという意味がありますので、輪廻転生という思想からも、雲と信仰とは結びつきやすかったのでは無いでしょうか。一方、ヨーロッパで雲のタイプを意識して書き分けるようになったのは西暦 1425 年～1675 年の間と言われています(Gezelman, 1989)。またキリスト教の宗教画に描かれた雲はほとんどが力強い積乱雲（雷雲）か積雲（いわゆる対流雲）で、天女の羽衣を連想させる巻雲を好んで描いた中国・日本とは好対照です。

3. エアロゾル（大気中の塵）と雲

大気中にはエアロゾルと呼ばれる直径数 μm 以下の小さな微粒子、いわゆる塵が数多く存在しています。エアロゾルは、太陽光を反射または吸収しますが、重要なことは、可視光の波長領域である $0.4\sim 0.7\mu\text{m}$ を含む $0.1\sim 1\mu\text{m}$ の大きさの範囲に、エアロゾルの全質量のかなりの部分が含まれていることです。このために、エアロゾルは大気の視程、地表に到達する太陽光の量などに重要な影響を与えています。すなわち、エアロゾルが多いと散乱光が増えるため空全体が白く見え、少ないと濃い青に見えます。それならば、過去に描かれた絵の空の色を調べることによって、描かれた時代の大気汚染度が分かるのではないかと Neuberger (1970) は考えました。彼は、1400 年から 1967 年に描かれた、ヨーロッパ各地の美術館の絵の中で、白い空と濃い青空が描かれた絵の枚数の比と、その期間の平均視程とを比較しました。図 5 はその結果を示したのですが、両者は実に良い相関を示しています。従って、氷河末端を描いた絵から気候復元を行うのと同様に、絵画を使うことによって大気汚染の進行状況を調べることが可能であると同時に、大気環境が芸術にまで影響を与えていることが分かります。

このように、エアロゾルはそれ自体で太陽光に対して大きな影響を与えており、エアロゾルの（放射に対する）直接効果と呼ばれています。一方、エアロゾルの中で、雲粒の生成に関係するものは雲凝結核と呼ばれています。ここで雲粒とは、雲を構成する数 μm から数 $10\mu\text{m}$ の半径をもつ微小水滴のことです。空気塊が上昇すると、断熱膨張によって気温が下がるため相対湿度が増加し、やがて気塊中に含まれる吸湿性の塵（雲凝結核）が凝結成長を開始しま



- A 當城子古墳壁画
- B 朝鮮高句麗古墳大塚前天井（平南龍岡碑安城洞）
- C 漢代雲文
- D 平南三處里第二古墳壁画
- E 漢代百象石
- F 奈良法隆寺（王肝墓前畫ノ雲文）
- G 新安縣舞羅塚玄室（六朝時代）
- H 同上
- J 朝鮮平城洞大塚前室壁画
- K 新安縣角抵塚玄室壁画（高句麗古墳）
- L 百濟山景文埵

図 4 壁画や遺物に残された雲文（岡、1969）

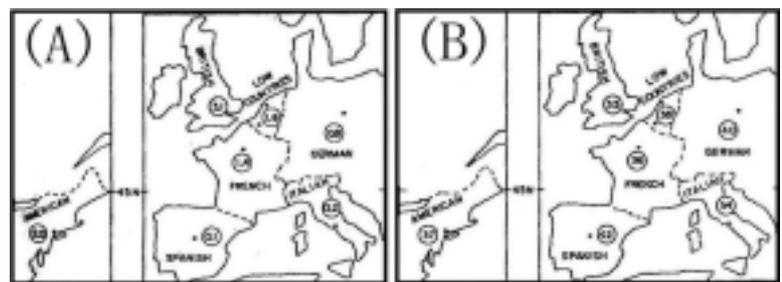


図 5 白い空と濃い青空が描かれた絵の枚数の比 (A) と、その期間の平均視程 (B) (Neuberger, 1970) .

す。成長初期は凝結水量が少ないので、高濃度の溶液滴となり、同じ大きさの純水液滴に比べて平衡水蒸気圧が低い（ラウール効果と呼ばれます）、相対湿度が 100%以下でも成長が可能です。成長がさらに進んで溶液滴の濃度が薄くなると、今度は曲率効果（ケルビン効果と呼ばれます）がラウール効果を上回ることで平衡水蒸気圧が高くなるため、相対湿度が 100%以上の過飽和状態でしか凝結成長を続けることができなくなります。上昇する気塊中の水蒸気圧が十分に高い場合には凝結成長がさらに進みますが、溶液滴の半径が大きくなると曲率効果が弱まり、平衡水蒸気圧も低くなります。すなわち、凝結成長中の溶液滴の過飽和度は、或る大きさで極大を示すこととなります（注：過飽和度とは、溶液滴の平衡水蒸気圧と無限の水平面上での平衡水蒸気圧との比から 1 を引いた値）。過飽和度が極大となる液滴の半径は臨界半径（約数 μm ）と呼ばれ、その時の過飽和度は臨界過飽和度と呼ばれます。雲内では、雲底から数 10m 入った高度付近で過飽和度が最大となり、その高度以上（だいたい数 10m）では過飽和度が急激に低下します。雲底付近の最大過飽和度は最大達成過飽和度と呼ばれ、その値は、凝結核の粒径分布と化学組成、および空気塊の上昇速度によって決まります。従って、臨界過飽和度が最大達成過飽和度以下の溶液滴しか大きな雲粒に成長できないこととなります。

と、理論上では簡単に雲粒ができてしまいます。しかしこれを実際に観測するとなると、雲は途端に掴み所が無くなってしまいます。その最大の理由は非再現性、すなわち、雲が時々刻々変化するため、全く同じ雲を繰り返し見ることができないという点にあります。そこで私たちは、鉱山の換気用として作られた長大立坑を利用した準実スケールの雲科学実験を、岩手県釜石市の釜石鉱山の地下で行っています。このプロジェクトは、孫悟空（マジックモンキー）が自在に雲を操って魔物を退治したことにあやかって、マジックモンキープロジェクトと命名されました。図 6 は、地下の立坑の概要を示したものです。地下の横穴（C）から流入した空気は、坑頂（a）に取り付けられたファンによって吸い上げられ、幅 5.5 m、奥行き 2.8 m、高さ 430 m の立坑内を毎秒約 1 m の速さで上昇し、この上昇流内で雲が発生します。この実験の最大の関心事は、雲底近くに存在する過飽和層の検出でした。通常、最大達成過飽和度は 1 % 以下と小さく、過飽和層の厚さも数 10m 程度ですので、航空機などによる実際の雲を対象とした観測では検出不可可能です。

この層は、相対湿度が 100 % を越えていますので、通常の湿度計では測定できません。そこで、他の方法でこの層を検出することを考えます。図 7 は、雲凝結核の粒径分布と空気の上昇速度を与えて計算した、上昇する空気塊の気温と過飽和度の鉛直分布です。図から分かるように、雲底から過飽和度が最大になる 25m までの気温は、雲内にも拘わらず乾燥断熱減率に従い、過飽和度がほぼ一定となった 50 m よりも上空では湿潤断熱減率に一致しています。その中間の 25 m ~ 50 m の極めて薄い層内では、気温減率は湿潤断熱減率よりもかなり緩やかです。この薄い層こそが上記の過飽和層に対応します。この層内では、0.1 μm 前後の小さい雲凝結核が短時間に急速に凝結成長するため、大量の凝結熱が放出されたために、気温の高度変化が小さくなっています。従って、感度の良い温度計を用いて気温の鉛直分布を測定することで、雲凝結核から雲粒が生まれていく過飽和層の検出が可能です。図 8 は、その

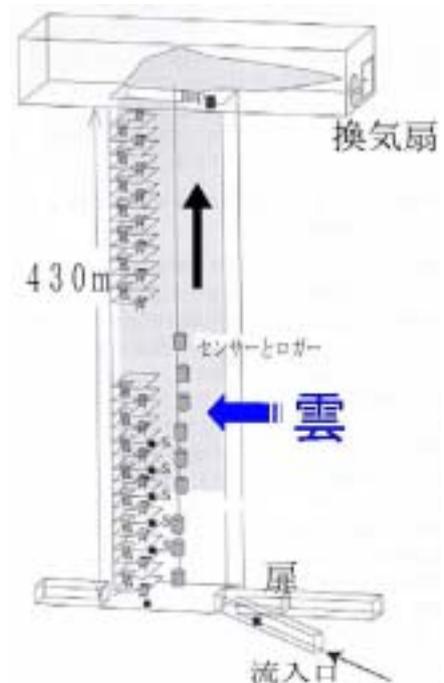


図 6 準実スケールの人工雲物理実験装置の概略図

測定結果の一例です。多少ばらつきがありますが、高さ 30 m~50 m の範囲で気温の減率が小さい層が見られ

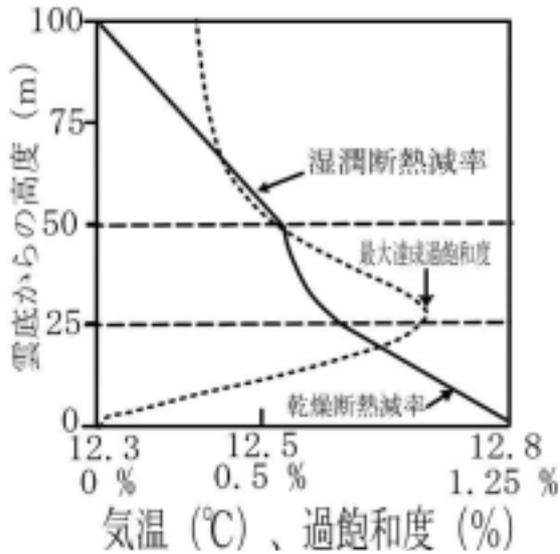


図7 理論的に求めた雲底付近の気温と過飽和度の高度変化。

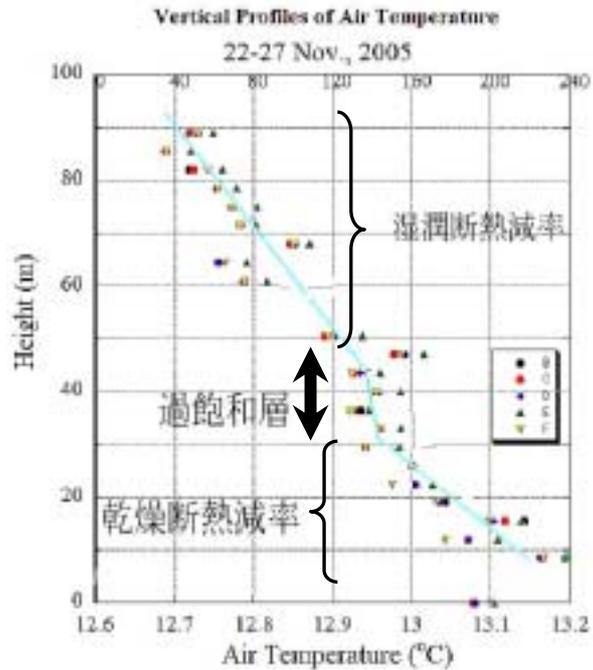


図8 準実スケールの雲物理実験装置で実測された雲底付近の気温の高度変化。

ます。また、この層で実際に雲粒が大量に発生していたことも、雲水を採集することで確かめられています。ここで注意していただきたいのは、横軸の目盛りです。30 m と 50 m の気温差は $0.05\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下です。言い換えれば、 $0.05\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下に環境温度の変化を抑えることが可能な地下の立坑実験であったからこそ、ようやく、一部ですが「雲を掴むこと」ができたと言えます。

雲凝結核として代表的なものは、海塩粒子や硫酸塩粒子がありますが、近年は、有機物を含んだエアロゾルの雲凝結核としての重要性が指摘されています (例えば、河村、2006)。図9は、全球大気大循環モデルを用いて計算した、雲の雲頂部に存在する雲粒の粒径の水平分布を示したものです。上段は有機エアロゾルを含んだ大気、下段は無機エアロゾルのみを含んだ大気の計算例です。図から明らかなように、有機エアロゾルを含んだ方が、地球上のあらゆる場所で雲粒の大きさがかなり小さくなっています。このことは、人間を含んだ生態系によって放出される有機物も、雲の性質を変え

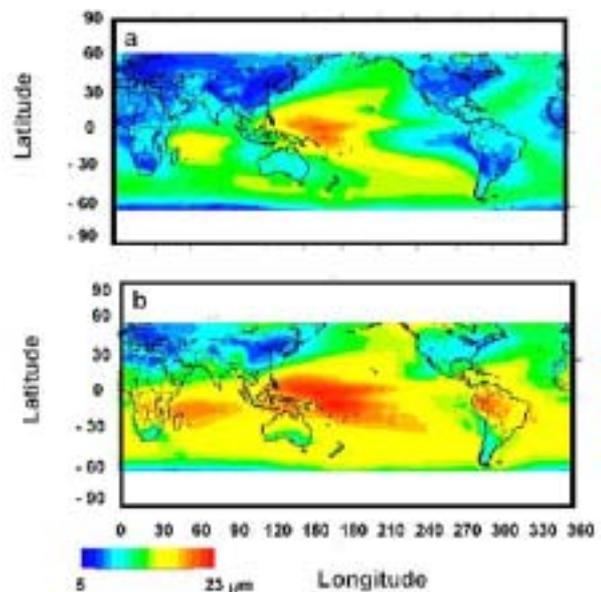


図9 モデルで計算した、雲の雲頂部に存在する雲粒の粒径の全球分布。上段は有機エアロゾルを含んだ大気、下段は無機エアロゾルのみを含んだ大気の計算例。

る少なからぬ可能性を有していることを示しています。逆に、雲は生態系の成長に重要な放射場を支配しますので、生態系と雲との相互作用は、有機エアロゾルを介して行われるとも言われています (Barth et al., 2005)。

話は少し逸れますが、背景全体に靄 (もや) を配したヨーロッパで最初の作品が、レオナルド・ダ・ヴィンチのモナリザであると言われていています (Gezelman, 1989)。風景を意識して描き分けたのは、今から 1000 年ほど前の 11 世紀北宋の文人画家・宋迪が画題として選んだ瀟湘八景が最初と言われていています (青木, 2002)。瀟湘とは中国・湖南省の瀟江と湘江の二河が合流して洞庭湖に注ぐ一帯のことですが、八景による風景評価はその後周辺諸国へと広まりました。日本では室町時代にこの瀟湘八景が多くの文人に採り上げられ、日本各地で八景選びが行われ、現代でも数多くの八景が存在します (近江八景、東京八景、金沢八景、函館八景などなど)。八景とは、夜雨、晴嵐 (朝もや)、落雁、夕照、晩鐘、秋月、暮雪、帰帆のことですが、夜雨と晴嵐、夕照、暮雪以外は気象とは直接関連がありません。ところが横山大観は、生涯のあいだに三度にわたって描いた瀟湘八景のなかで、遠浦“帰”帆を敢えて遠浦“雲”帆として描いています。彼は、「生成流転」を描くなど、水循環にも少なからぬ関心を持っていたので、八景に物足りなさを感じたのかも知れません。

4. 雲の層構造

地球表面がどれだけ雲で覆われているか (平均雲量) によって、地球表面が吸収する太陽 (短波) 放射エネルギーと地球大気系から宇宙に向かって放射される赤外 (長波) 放射エネルギーが変化します。もちろん、雲量が多いほど長波放射エネルギーが増加し、吸収される短波放射エネルギーが減少します。また、雲の長波 (赤外) 放射エネルギーは、雲の表面温度に依存するため、雲が存在する高度が高いほど雲の単位面積当たりから放射されるエネルギーも少なくなります。従って、雲量が多いほど、かつ背の低い雲ほど地球を冷やす方向に働き、一方、雲量が少ないほど、かつ背の高い雲ほど地球を暖める方向に働きます。1983 年から開始された国際衛星雲気候計画 (International Satellite Cloud Climatology Project, ISCCP) によれば、現在の地球全体の平均雲量は約 63% のことです。仮に、同じ高度に存在する雲によって地球表面の 63% が覆われているとすると、雲頂高度が約 6km のときに短波放射と長波放射が平衡に達します。すなわち、今後何らかの理由で高度 6km 以下の雲の雲量が増えるようであれば、雲は地球の気温を下げる効果を持ち、高度 6km 以上の雲の雲量が増えるようであれば、逆に気温を上げる効果を持つことになります。

そこで重要になるのが、雲の鉛直分布に関する情報です。図 10 は、世界中の気象観測所で放球されたゾンデの湿度データから求めた、20 年間 (1976 年~1995 年) にわたる雲の鉛直構造の平均値を示したものです (Wang et al., 1997)。ここで、雲は相対湿度が約 85% 以上の層として定義されています。図を見ると、雲が一層で出現する割合はほぼ 1/2、二層重なって出現する割合は全体の約 1/3、三層重なって出現する割合は約 1/6 で

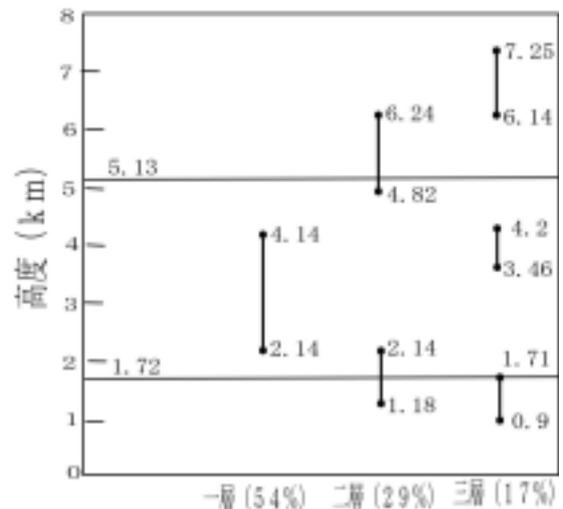


図 10 20 年間にわたる世界各地の気象観測所のゾンデの湿度データから求めた、雲の鉛直層分布 (Wang et al., 1997) .

す。また、二層構造に比べて三層構造の方が上層雲はより高く、逆に下層雲はより低い高度に存在する傾向が見られます。ただし、ゾンデデータでは、雲のそれぞれの雲量が分からないこと、雲の定義（相対湿度の値）に任意性があること、観測点が陸上に多いこと、観測時間間隔が12時間と粗いことなどから、数値モデルなどの検証データとしてはまだまだ不十分です。

そこで、雲の鉛直分布・多層構造を明らかにするために、近年急速に利用され始めたのが、波長数 mm の電波で雲を探知するレーダー、通称雲レーダーです。気象庁や建設省では、強い雨を定量的に探知することが災害を未然に防ぐうえで重要であるため、いわゆるセンチ波レーダーを用いて観測を行っています。レーダーの感度は波長に逆比例するため、ミリ波レーダーの方がより弱い雨を探知できますが、雨による電波の減衰も大きく、強い雨や遠方の雨を捉えることはできません。その代わりに、雲のような小さな水滴でも探知でき、アンテナが小さくとも高い空間分解能が得られることから、雲の微細構造を捉えるのに最適です。このように、ミリ波レーダーは、従来のレーダーでは捉えることのできなかった雲の多層構造を観測するのに大変有力な装置であり、かつ小型軽量であることから、アメリカを初めとして、ヨーロッパや我が国でも、ミリ波レーダーを搭載した衛星打ち上げ計画が10年越しに検討され、ようやく2006年4月28日にNASAのCloudSATが打ち上げられました。図11は、この衛星に搭載された雲レーダーで観測された雲の鉛直構造です。10km以上にまで達した大きな雲と、高度5km付近に存在するやや小さい雲が明瞭に捉えられています。

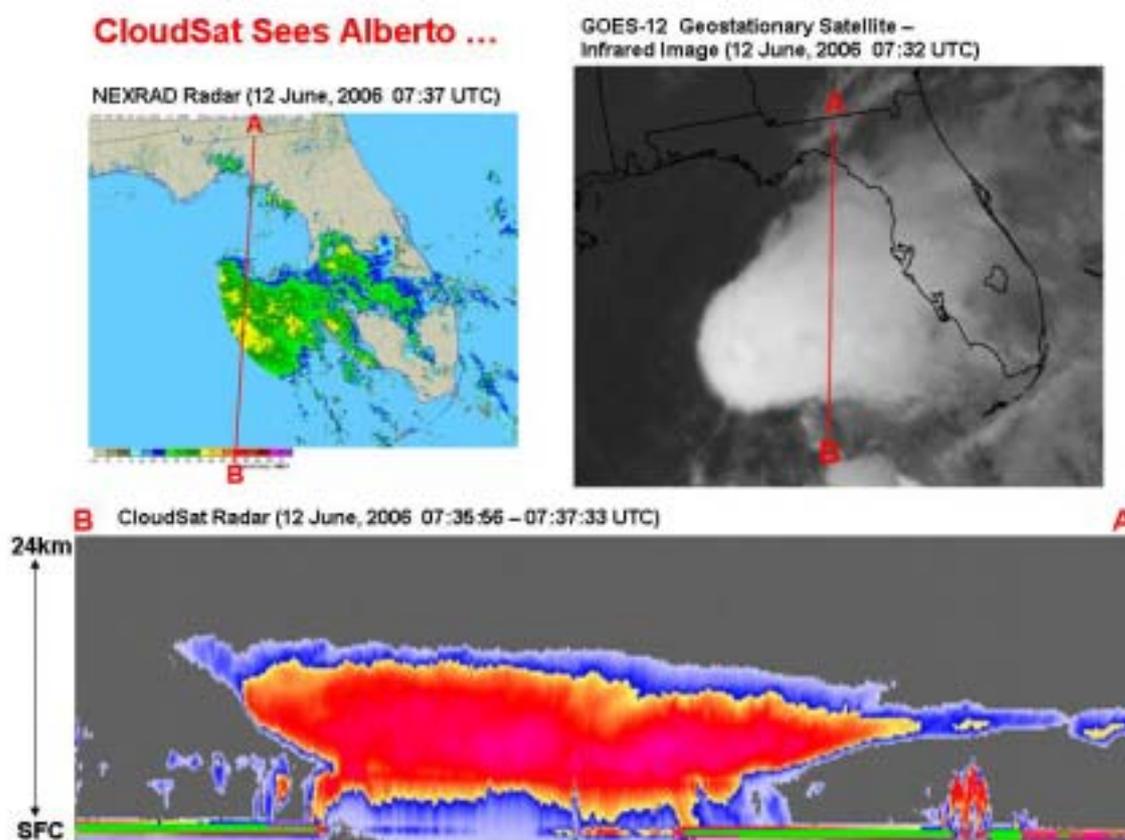


図11 2006年4月28日に打ち上げられたNASAのCloudSATに搭載された雲レーダーで観測された雲の鉛直構造（下段）。<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA08538>

この衛星の寿命は1年程度と短いですが、その後の2012年には、ヨーロッパ宇宙機関 (Europe Space Agency: ESA) と、我が国の宇宙航空研究開発機構 (Japan Aerospace Exploration Agency: JAXA) とが共同して、雲レーダーとライダーとを搭載して、雲とエアロゾルの全球の鉛直分布を測定することができる EarthCARE と呼ばれる衛星の打ち上げが予定されています。

5. 風を観て、雲も掴む観測 - 終わりに代えて

雲を作るには水蒸気と種 (雲凝結核) が必要ですが、同時に、地面近傍の水・熱・物質を更に上空まで輸送する、高さ数 km までの大気の流れの測定も重要です。上記の雲レーダーや通常の気象レーダーでは、散乱体として雲粒や雨粒などの比較的大きな粒子 ($100\mu\text{m}$ 以上) を利用して気流の測定を行っているため、雲や雨の無い領域での大気の流れは測定できません。そこで私の研究室では、3次元走査型のコヒーレントドップラーライダー (Coherent Doppler Lidar, 以下 CDL と記す) を用いて、大気中に浮遊する微粒子 (エアロゾル, 昆虫, 霧粒, 雲粒, 氷晶など) からの散乱を利用して、風の測定を行っています。CDL を用いることで、地上から対流圏の中層 (およそ 5km) までの、通常ではとらえることのできない波や乱流構造を3次元的に観測し、乱流、エアロゾル、雲の発生までをシームレスに研究することが可能となりました。

観測を開始して先ず驚いたことは、高層建築物が予想以上に広い範囲で、周囲 (特に風下) の気流を乱していることでした。例えば、JR 札幌タワーなどの高いビルの風下数 km にわたって、周囲に比べて風が弱まっていることが明らかとなりました (藤吉他, 2005)。容易に想像できるように、このような高層建築物が引き起こす風の乱れは、都市の汚染物質や熱の鉛直および水平方向の輸送効率を大きく変化させ、ヒートアイランドの形成にも密接に関わってきます。更に、海陸風や局地前線、水平ロール渦、プリュームなどの大気境界層内で形成される組織化された流れの構造、花火や煙の拡散過程までもとらえられています。

図 12 は、CDL の観測事例です。

半径 4km の半円形の中に、エアロゾルで可視化された乱流混合層内に存在するプリューム、その上端に形成された積雲、更にその上空に層雲が2層存在しています。これまでの観測によれば、乱流混合層の上には、エアロゾルの濃い層が何層も重なっていることが分かっています。そして、この層内でいわゆる層雲が形成されています。このような大気が多層構造は、CDL を用いて初めて目に見える形で示されました。その構造が地層に似ていることから、ようやく気層の研究が始まり、その結果としての、雲の多層構造の解明が本格的に開始されつつあるところです。

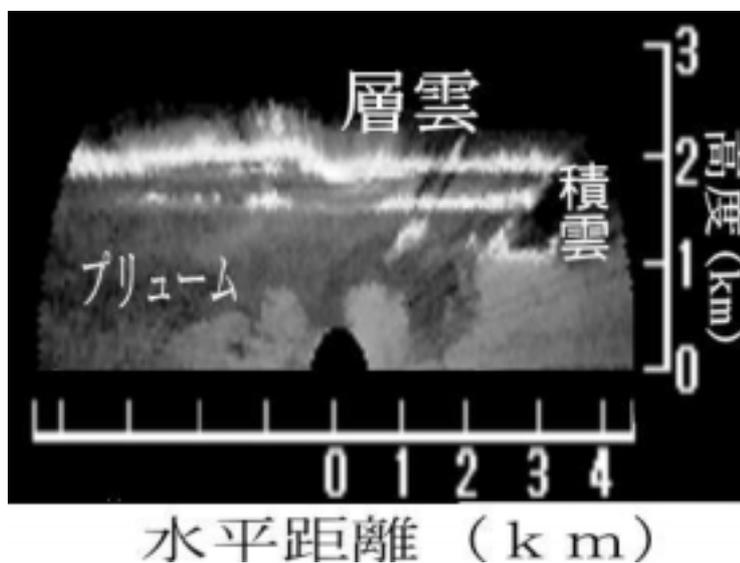


図 12 三次元走査型ドップラーライダーによってとらえられた、プリューム、積雲および層雲 (2層)。

参考文献

- 青木陽二、2002：風景研究の楽しみ、国立環境研ニュース、6月号
- Barth, M, et al., 2005: Coupling between land ecosystems and the atmospheric hydrologic cycle through biogenic aerosol pathways. *Bull. American Meteor. Soc.*, 86, 1738-1742.
- 藤吉康志, 山下和也、藤原忠誠, 2005:3次元走査型コヒーレントドップラーライダーによる大気境界層の流れの可視化, *天気*, 52, 665-666.
- Gezelman, S. D., 1989: Cloud classification before Luke Howard, *Bull. American Meteor. Soc.*, 70, 381-395.
- 河村公隆、2006：大気中に存在する有機エアロゾルの組成分布と変質、*地球化学*、40、65-82.
- 気象庁、1989：雲の観測（地上気象観測法別冊）
- Kuba, N. and Y. Fujiyoshi, 2006: Development of a cloud microphysical model and parameterizations to describe the effect of CCN on warm cloud, *Atmos. Chem. Phys.* (印刷中)
- Neuberger, H., 1970: Climate in art. *Weather*, 25, 46-56.
- 岡 順次、1969：古典美術に現れた雲、*科学史研究*Ⅱ、8、194-202.
- Wang, J., B. Rossow, and J. Curry, 1997: Cloud vertical structure from rawinsonde observation and its effect on atmospheric circulation in a GCM. Presented for Joint CloudSat/Atmos-B study meeting, Hawaii, 17-19 July, 1997.
- 渡辺素舟、1971：東洋文様史、集美堂、pp731.

3 . 海洋の植物プランクトン

と鉄が語る地球環境

北海道大学 低温科学研究所 西岡 純

1 . はじめに

海洋では、植物プランクトン(図 1)が行う光合成によって海洋表層へ溶け込んだ二酸化炭素から有機物が生産されています。このように生産された有機物は食物連鎖の底辺を支え、海洋の生態系を支えているのです。人間活動との関連を考えると、植物プランクトンの増殖は、水産資源を支える重要な要素です。また、海洋の表層で生産された植物プランクトンの死骸や、それを食べた動物プランクトンの死骸や糞、さらに高次生態系にとりこまれた有機物の粒子は、やがて海底に向かって沈降していきます。このような沈降粒子中の有機物に含まれる炭素(有機炭素)は、海洋の中層・深層でバクテリア等の働きを受けて分解再生され無機炭素に戻って行きますが、その一部は海底にまで達します。また、分解再生され中層・深層に溶け込んだ無機の炭素も、数十~数百年のオーダーで大気に触れることなく海の中に隔離されることになります。このような海洋の生物過程を介した炭素の中層・深層への移送は、海洋生物ポンプと呼ばれています(図 2)。この海洋生物ポンプは、地球温暖化に関わる大気中の二酸化炭素濃度を決定する重要な要因の一つと考えられています。このため、地球の炭素循環に果たす海洋植物プランクトンの役割が盛んに研究されています。

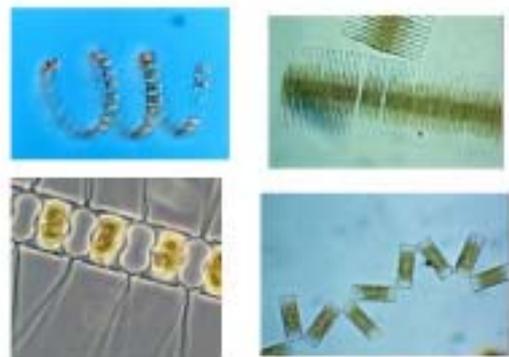


図-1 海の植物プランクトン

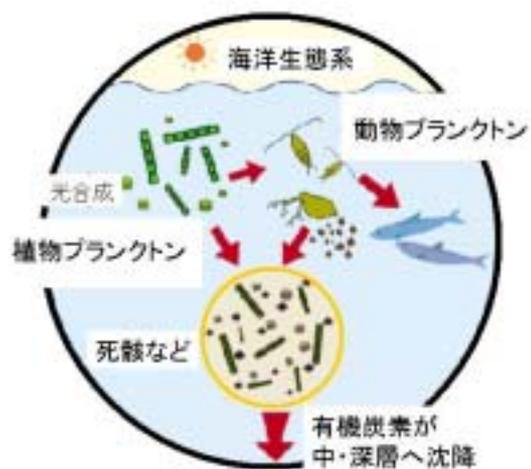


図-2 海洋生物ポンプ

海洋生物ポンプと呼ばれています(図 2)。この海洋生物ポンプは、地球温暖化に関わる大気中の二酸化炭素濃度を決定する重要な要因の一つと考えられています。このため、地球の炭素循環に果たす海洋植物プランクトンの役割が盛んに研究されています。

2. 海洋植物プランクトンと「鉄仮説」

海で植物プランクトンが光合成を行い増殖していくためには、その細胞を合成するための数多くの元素を海水から取り込む必要があります。元素の中には海水中に豊富に存在しているものから、不足しがちな元素までその濃度は様々です。なかでも硝酸塩、リン酸塩（また珪藻などにとっては珪酸塩）は主要栄養塩とよばれ、海水中でも不足しやすい物質です。このように植物プランクトンの増殖は、光合成をおこなうための光の量、栄養塩の量などによって大きく変わってきます。また、水温の影響も受けるし、動物プランクトンに食べられる量によっても植物プランクトンの現存量は変わってきます。

北太平洋亜寒帯域や南極海、東部太平洋赤道域（図 - 3）は他の海域と比べて特徴のある海域です。これらの海域では、植物プランクトンの増殖に必要な硝酸塩、リン酸塩、珪酸塩など主要な栄養塩が高い濃度で余っているにもかかわらず、植物プランクトンの増殖は低く抑えられていることが知られています。これらの海域を高栄養・低生産海域（high nutrient low chlorophyll）と呼んでいます。1990年代初めまで、「この高栄養・低生産海域でなぜ植物プランクトンが十分に増殖できないのか？」ということが海洋学者にとって謎となっていました。

主要な栄養塩以外にも植物プランクトンの増殖には欠かせないものがあります。さらに低濃度しか存在しないビタミンや、鉄分など微量元素などの必須微量物質も必要不可欠な物質です。鉄分が海洋の生物にとって不足しやすい元素であることについては、1930年代から指摘されていました。しかし、海水中の鉄濃度の測定は、汚染を簡単に受けてしまうため極めて難しい技術でした。近年まで海水中の鉄濃度の

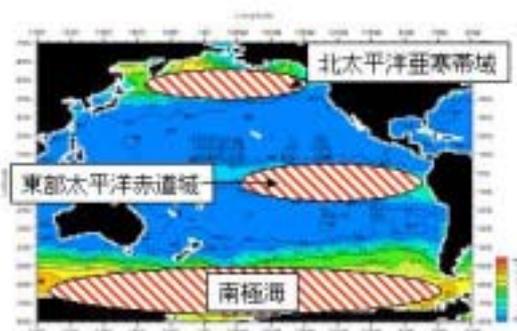


図-3 海洋の高栄養低生産海域

正確な値が出せなかったため、植物プランクトンにとって鉄が不足することは確認出来ませんでした。1980年代の終わりに米国のモスランディング海洋科学研究所の J. H. Martin 博士は、世界で初めて外洋水中の鉄濃度の測定に成功しました。この結果、高栄養・低生産海域の表層の鉄濃度が極低濃度であることが明らかになりました。彼らは、「高栄養・低生産海域と呼ばれる栄養塩の余っている海域の植物プランクトンは、鉄分が不足して増殖が制限されているのでは無いか？」と考え、これを「鉄仮説」(Martin, 1990)として提唱しました。その後、海洋の生態系や炭素循環の研究分野にとっても微量栄養物質として鉄分が広く興味の対象となりました。

3. 「鉄仮説」と地球温暖化対策

J. H. Martin 博士によって提唱された「鉄仮説」は、地球温暖化対策案にまで発展しまし

た。高栄養・低生産海域に人為的に鉄を散布することで植物プランクトンの増殖を促進させて、光合成による有機炭素生成量を増やし、海洋生物ポンプを活性化させ、大気中二酸化炭素の海洋への取り込みを高めることが出来るのではないかと考えたのです。1997年に京都で行なわれた気候変動枠組条約第3回締約国会議(COP 3)後に、CO₂排出権取引の世界的な市場が生まれる可能性が指摘され、この鉄散布による大気中CO₂の海洋への固定についても、欧米のベンチャー企業において特許取得の動きも見られました。しかし、人為的な鉄散布による海洋生物ポンプの促進効果については、炭素の固定量や環境への影響などの不確定な要素が多く含まれており、科学的な検証と評価が求められていました。このような背景が後押ししたため、国内外で、鉄と植物プランクトンの研究が数多く行われ、現在この分野は飛躍的に進展しています。その結果、海洋の生態系や物質循環における鉄の重要な役割が次々に明らかになってきています。

4. 海洋における鉄散布実験

実際の海洋における鉄と植物プランクトンの研究は、当初実験手法として、採取した現場の海水をボトルにつめて鉄分を加えて船の甲板上で培養する「船上ボトル培養実験」を中心に展開されてきました。この方法は、高栄養・低生産海域の植物プランクトンが生理的に鉄不足であることを示すには十分でしたが、高栄養・低生産海域で植物プランクトンが主要な栄養塩を使い尽くすまで増殖できない理由として、動物プランクトンの捕食や光の環境などの要因も考えられるため、鉄分の重要性を決定づけるには至りませんでした。また地球温暖化対策の視点から見ても、多種の生物群で構成される海洋プランクトン生態系が、人為的鉄の供給にどのように応答し、炭素固定を促進するのにどの程度効果があるのか、また海洋環境をどのように変えてしまうのかについては、船上ボトル培養実験では十分な情報が得られませんでした。これらの問題を解決したのは、実海域に実際に人為的に鉄を数十平方キロメートルスケールで散布して、その散布した海域の観測を行う「鉄散布実験」と呼ばれる方法でした。

この「鉄散布実験」は1993年に Moss Landing 海洋研究所のグループによって太平洋赤道域で初めて実現されました。その後2005年までの間に、北太平洋亜寒帯域や南極海で同様の実験が、日本、アメリカ、ヨーロッパ、ニュージーランドのグループによって10回以上行われています(図4)。

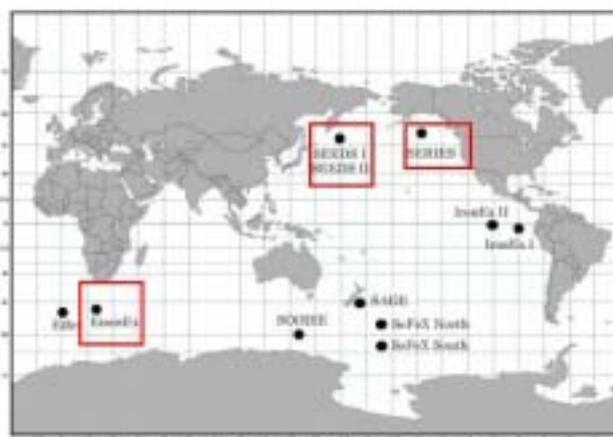


図-4 2005年までに行われた鉄散布実験
(赤枠は著者が参加した実験)

日本に近い北太平洋亜寒帯域の西側の海域では、黄砂の飛来による大気からの鉄分の供給が他の海域に比べて多いと考えられてきましたが、鉄が植物プランクトン増殖や海洋生態系全体に果たす役割についてはあまり調べられていませんでした。その後、北太平洋亜寒帯域の東西それぞれに見られる植物プランクトンの種類やその増殖量の違いなどを決めている因子として、鉄の供給量の違いが取り挙げられ、その重要性が指摘されるようになりました。日本のグループも、北太平洋亜寒帯域を対象として、「鉄分の供給量が植物プランクトンの増殖量を決める要因になるのか?」、「人為的な鉄の供給が地球温暖化対策になり得るのか?」という2つの疑問を明らかにするために、鉄散布実験を行うプロジェクトを立ち上げ、実験を実施しました。この結果、鉄分の供給がほかの海域に比べて多いと考えられてきた北太平洋亜寒帯の西側の海域でも、鉄分の不足が植物プランクトンの増殖を制限していたことが確かめられました(図-5)(Tsuda *et al.*, 2003, Nishioka *et al.*, 2003)。

地球温暖化対策として「鉄散布」が有効であるためには、植物プランクトンによって取り込まれた有機物としての炭素が、海洋の中深層に効

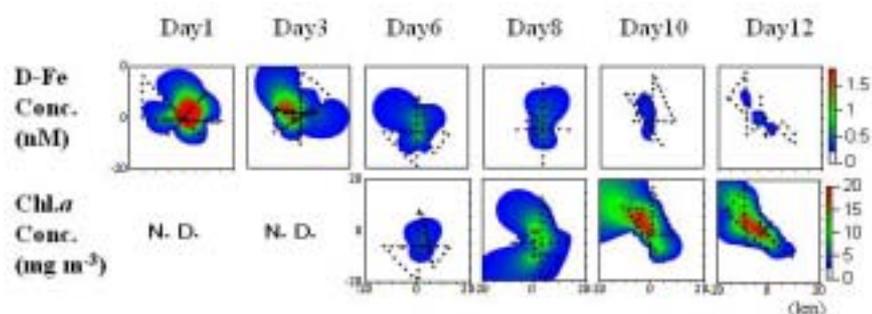


図-5 西部北太平洋亜寒帯域で行われた鉄散布実験の結果

上段: 海洋表面に降かれた鉄の濃度範囲

下段: 鉄が降かれた範囲の植物プランクトン量(色素量)

率よく沈降していく必要があります。鉄散布実験の結果では、鉄の供給によって生成された有機炭素の下層への移送量が増加することが観測されています(Boyd *et al.*, 2004, Coale *et al.*, 2004)。しかしその効率は悪く、表層で分解されて二酸化炭素に戻る量が、当初地球温暖化対策として鉄散布を想定したときの見積もりよりも多い結果となっています。このため地球温暖化対策としての鉄散布の有効性は大きな疑問符がついたままです。また、これまでの実験は短期的な時間スケールで局所的に行なわれたものです。今後、人為的な鉄の散布による海洋への炭素固定量の評価をしていくためには、長期的な時間スケールで行った局所的な海洋生態系の攪乱が、海洋全体の栄養塩および炭素の循環におよぼす影響を明らかにして行く必要があります(西岡、2005)。

5. 自然界の植物プランクトン量の変動をコントロールする要因を探る

これまでの研究では、海洋に人為的に鉄を供給する実験手法を用いて、微量栄養素である鉄分が、高栄養低生産海域の植物プランクトンの増殖量を制限している元素であることが分かってきました。しかし、実際の外洋海域で起こっている植物プランクトン増殖量の

季節的な変動や経年的な変動が、本当に天然の鉄の供給量に依存しているのかについては実は未だによく分かっていません。例えば、我々日本人が水産資源の恩恵を受けているオホーツク海や隣接する親潮海域では、春季の植物プランクトンの大増殖が観測されますが、この春季の植物プランクトン増殖を生み出すための鉄分がどこから供給されているのかについてはよく分かっていません。

現在我々は2つの鉄の供給過程を考えて、植物プランクトンの大増殖を生み出す要因を探っています。一つは以前から考えられていた大気を経由してユーラシア大陸の砂漠等から運ばれる黄砂などのダストに含まれる鉄分です。また、近年になってオホーツク海の大

陸棚から巻きあがる鉄分が、海洋の中層に流れる水（中層水）の循環によって親潮海域や西部北太平洋に輸送されていることが分かってきました。これらの鉄分を使って、環オホーツク海域では高い生物生産が支えられている可能性があります。これらの植物プランクトン増殖を生み出すメカニズムを明らかにしていくこと目指して現在「環オホーツク海域」の研究を展開しています（図 6）。

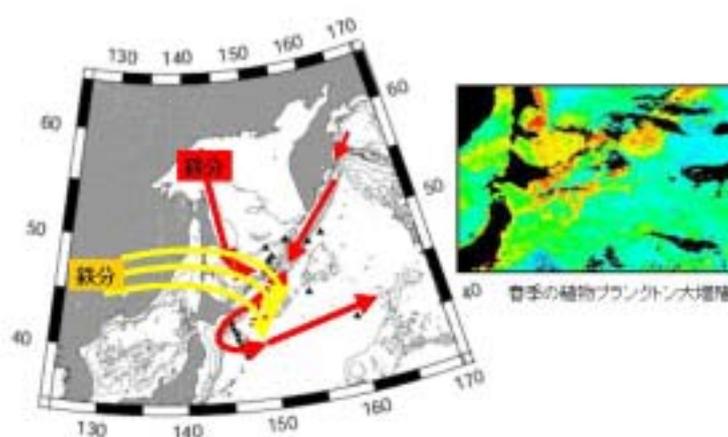


図-6 考えられる北太平洋への鉄の供給経路(左)と植物プランクトンの大増殖(右)
1:オホーツク海の大陸棚から中層の循環によってもたらされる鉄
2:大気経由のダストによってもたらされる鉄

6. おわりに

海水中の微量金属元素である鉄分の地球化学的な循環と植物プランクトン量の変動は密接に関係しています。この自然界における鉄分の供給と植物プランクトンの増殖のメカニズムを説き明かすことは、将来の気候変動や水産資源の変動など地球環境を予測する上でも重要な課題となっています。我々はこのような海洋の微量元素と生態系についてさらによく学ぶ必要があるのです。

参考文献

- Boyd, P.W., et al., (2004): The decline and fate of an iron-induced subarctic phytoplankton bloom. *Nature*, **428**, 549–553.
- Coale, K.H., et al., (2004): Southern Ocean iron enrichment experiment: Carbon cycling in high- and low-Si waters. *Science*, **304**, 408-414.
- Martin, J. H. (1990) Glacial-Interglacial CO₂ Change: THE IRON HYPOTHESIS. *Paleoceanography*, **5**, 1-13.

- Nishioka, J., S. Takeda, I. Kudo, D. Tsumune, T. Yoshimura, K. Kuma, and A. Tsuda (2003):
Size-fractionated iron and iron-limitation processes in the subarctic NW Pacific. *Geophys. Res.Lett.*, **30**, 14, 1730, doi:10.1029/2002GL016853.
- 西岡 純、(2005) 北太平洋における鉄の存在状態と鉄が生物生産に及ぼす影響に関する研究, *海の研究*, 15(1), 19-36
- Tsuda, A., et al., (2003): A mesoscale iron enrichment in the western subarctic Pacific induces large centric diatom bloom. *Science*, **300**, 958-961.

4 . 海 氷

- どこで生まれてどう動いているか -

北海道大学 低温科学研究所 木村 詞 明

1 . 海氷とは

「海氷」という言葉を聞きなれない方も多いかも知れませんが、「流氷」といえば耳にしたことがあるのではないのでしょうか。海氷と流氷はほぼ同じ意味で使われています。今回の話の主役である海氷とは、かんたんに言えば海の水が凍ったものです。真水は0度で凍りますが、海水には塩分が含まれているので凍る温度はそれより低く、だいたいマイナス1.8度くらいで凍りはじめます。また、海水は冷たいほど重いため、冷やされた水は深い方向へもぐり、暖かい水と入れかわります。そのため、海は寒くてもなかなか凍りません。海水の中で凍るのは真水の部分だけです。海氷ができるときには、塩分が海水中にはきだされていきます。ただし、一部の塩分は海氷の中に取り残されてしまうため、海氷はかじるとしょっぱい味がします。



図1：知床沖の海氷

海氷の存在は人間の活動に影響を及ぼします。海氷で覆われた海は一般の船では航行できませんので、船の往来や漁業の妨げとなってしまいます。一方、近年では観光資源として注目されるなど、その存在が有益になることも少なくありません。そういった直接の影響だけでなく、海氷は地域や地球全体の気候（気象）にも大きな影響を及ぼしています。それは、海氷には次のような特徴があるからです。一つめは、海氷は熱を遮断するということです。冬は大気にくらべて海のほうがはるかに暖かいため、多くの熱が海から大気へ輸送されますが、海氷があるとそれが遮断されてしまいます。二つめは、海氷は白いということ。海は太陽の熱をよく吸収しますが、海氷は太陽からの熱の多くを反射してしまいます。そのため、海氷があるのとないのとでは熱のバランスが変わってきます。三つめは、海氷は変動が激しいということ。海氷の影響が年や日によって異なるために、気候に及ぼす影響はますます大きくなります。以上のようなことから、海氷の変動のようすについて知ることは重要な意味があります。

2. 海氷のひろがり

世界中の海の中の約1割は海氷に覆われる海です。海氷の面積は北半球で3月頃に、南半球（南極周辺）では9月頃に最大になります。我々に身近なオホーツク海では11月頃から海氷ができて、北海道ではだいたい2月のはじめ頃に見られるようになります。オホーツク海全体での海氷の面積は3月のはじめ頃に最大になりますが、年によって若干の差があります。

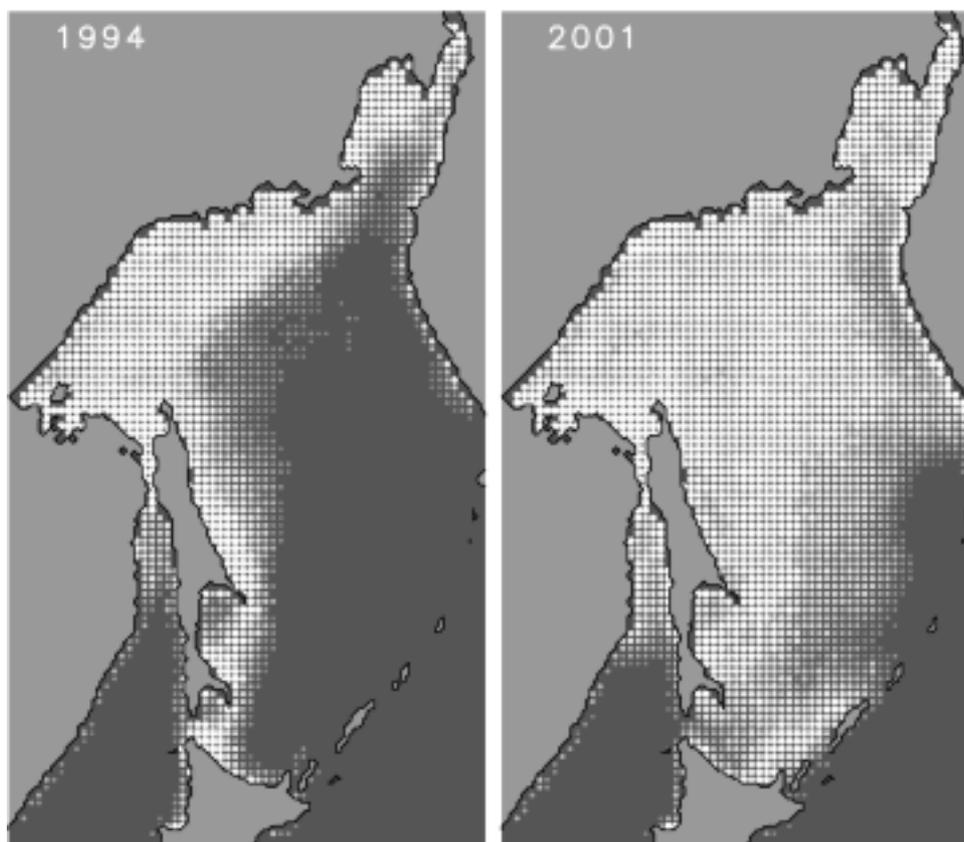


図2：海氷のひろがりの年による違い（左：1994年 右：2001年）

海氷の広がり方は毎年同じわけではありません。オホーツク海の北海道沿岸を見ても、長期間海氷に閉ざされることもあれば、全く海氷が接岸しない年もあります。図2は、オホーツク海の花氷の広がり数が少なかった年(1994年)と多かった年(2001年)の、3月はじめの花氷分布を示したものです。両者の花氷の面積には2倍以上の差があります。では、このような違いは何によって起こるのでしょうか？まず、花氷は気温が低くないとできませんので、気温の違いがあるでしょう。また、水温の年による違いも影響していると考えられます。それらに加えて、オホーツク海については、冬の花向きが大事だということが分かってきました。南東方向に向かって風が吹けば、花氷が沖に向かって流されやすく、花氷域が大きくひろがることとなります。また、北海道に花氷が達する時期も、風の花向きと強さに大きく左右されます。南向きの風が強い年ほど、北海道には花氷がやって来やすいこととなります。

3 . 花氷の動き

花氷のある場所は気象条件が苛酷で、また、船の航行も困難です。そのため、花氷を現場で観測するのはとても大変なことですし、観測できる範囲にも限界があります。花氷がおおまかにどのように広がっているのか、それを知るためには人工衛星からの観測画像が役に立ちます。海と花氷では目で見ただけでも温度も全く異なりますので、どこに花氷があるのか人工衛星からの画像で区別することは簡単です。このようにして得られた花氷の分布の情報は、いろいろなことに役立ちます。しかし、花氷がどのように変動しているのかを知るためには、その分布だけではな

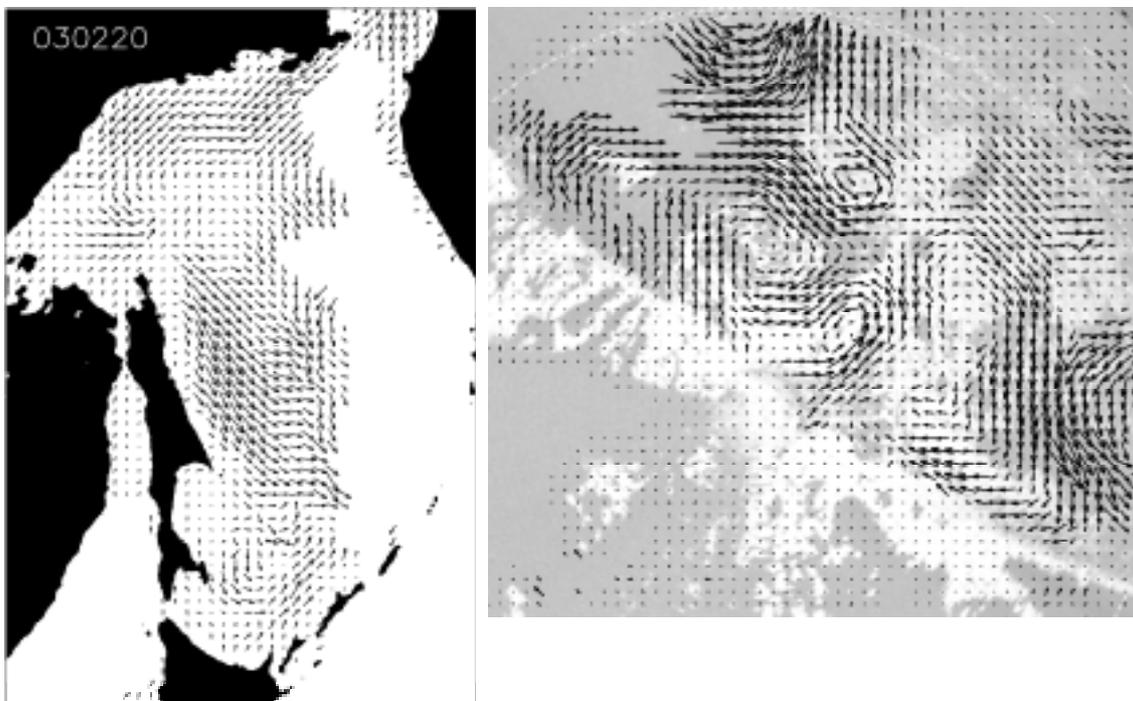


図3：花氷の動きの例。左：衛星画像から計算したオホーツク海全体の花氷の動き(2003年2月20日)。右：地上のレーダー画像から計算した紋別周辺の花氷の動き(2000年3月17日17時)。

く動きも知る必要があります。たとえば、昨日は海氷のなかった場所に今日海氷があるとき、その海氷がそこでできたものなのか流されてきたものなのかは、海氷の動きが分からないと区別できないからです。

海氷の動きは時間をおいた2枚の画像から計算します。衛星画像のある場所に海氷があったとします。少し時間をおいて同じ場所の画像を見たとき、海氷が動いていれば場所が移動して見えるはずですが、この移動量から海氷の動く方向と速さが分かります。このような計算を海氷域全体で行うことによって、海氷の動きの分布図が作成できるのです。図3は、衛星画像とレーダー画像から計算した海氷の動きの例です。オホーツク海全体では、海氷は南向きに動いていることが多いです。これは南向きにながれる海流があることと、冬の平均的な風向きがだいたい南向きだからです。また、レーダー画像から計算した紋別付近での動きを見ると、海氷が10キロメートルくらいの大きさの渦をつくっているようすがわかります。これは海の渦を反映したもので、北海道の沿岸付近でよく見られる現象です。このようにして分かった海氷の動きの情報と、どこにどれだけ海氷があるかという情報を使って、海氷域が何によってどのように変動しているか知ることができます。図4に示すような結果もこの2つの情報をもとに計算したものです。

海辺に立って海氷を見ていると、海氷はほとんど動いていないように見えるかもしれませんが。しかし、海氷は意外と身軽に動いています。岸までを覆いつくしていた海氷が、次の日にはまったく見えなくなってしまうこともあります。オホーツク海では、海氷は風速の2から4パーセントくらいの速さで動きます。つまり、風速10メートルの風が吹くと、海氷は1秒間に20から40センチの速さで動くことになります。これに海流の速さも加わりますので、速いときには1秒間に1メートル以上の速さで動きます。これは1日で約100キロメートルを移動するような速さです。

4. 海氷はどこからやってくるか

海氷はどこで生まれているのでしょうか？それを知るために、まず海氷がどういう場所でできるかを考えてみましょう。ひとつは気温が低いことがあげられるでしょう。その他に水温や海のまざりやすさなども関係しますが、さらに大事なものは「海氷がないこと」です。すでに海氷がある場所では、その下の海水は冷やされにくいいため、海氷ができにくくなってしまいます。

オホーツク海の中でも、「気温が低く」「海氷がない」という条件を満たす場所で海氷が多く生まれています。それは「沿岸ポリニヤ」と呼ばれる場所です。沿岸ポリニヤは海岸線に沿った場所で、沖向きに風が吹くことによって海氷が流されて海面が顔を出す場所です。ここでできた海氷は風によってどんどん沖に流されていきますので、沖向きの風が吹いている限りは海氷ができつづけることとなります。図4に示すように、実際に観測データをもとに計算してみると、たしかに沿岸付近での生成量が多いことが分かります。特に生成量の多い沿岸ポリニヤは、北部のシベリア沿岸と樺太の東岸に見られます。衛星写真(図4右)を見ると、これらの海域の周辺に、生まれたばかりの薄い海氷を見ることができます。オホーツク海の海氷は、これらの海域でかなり集中的に生産されていると考えられています。また、オホーツク海だけでなくベーリング海やバレンツ海など北半球の多くの海域で、海氷は沿岸ポリニヤ域で多く生まれています。

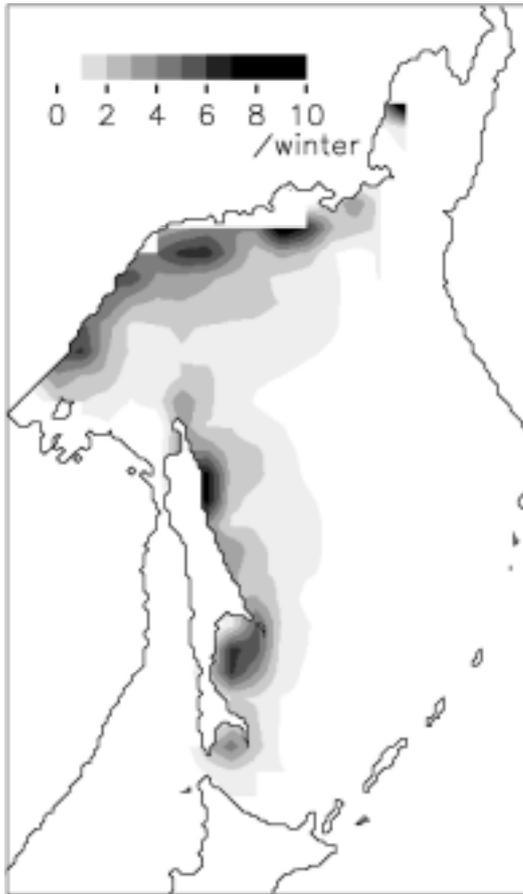


図4：オホーツク海で海氷の生成量が多い場所（左）と、オホーツク海の可視画像（右）。海氷の生成量は沿岸付近で多い。衛星画像で見るとその海域は黒っぽく見え、海氷が薄いあるいは海氷に覆われていない海域であることが分かる。これらの海域は沿岸ポリニヤ域と呼ばれる。

最後に、北海道の近くで見られる海氷がどこでできたものかを考えてみます。北海道に海氷がやってきた時、ニュースなどで「アムール川から流氷がやってきました」と言われることがあります。たしかに、オホーツク海の家氷はまずアムール川の河口付近でできはじめ、その範囲が徐々に南に広がっていきます。そのため、アムール川でできた氷が広がっていくようにも見えます。実際、多くの海氷は北から南へ移動していますが、どれくらいの距離を動いているのかはよく分かっていません。そこで人工衛星の画像から計算した海氷の動きを使って、北海道沖の家氷がどこからきたものかさかのぼってみます。

図5は、3月中旬に北海道の近く（黒い点の場所）にあった海氷が、過去にどこにあったかをさかのぼった結果です。それを見ると、北海道の近くの海氷の多くは樺太南部のテルペニア湾やアニア湾付近から来ていることが分かります。図4の家氷生産場所の分布を見ると、確かにテルペニア湾とアニア湾は海氷の生産が盛んな場所です。その量を計算すると、2つの湾での生産量はそれより南の家氷域すべての面積を十分に覆いつくすほどです。北海道の近くで見られる海氷の多くが、これらの湾からやってきていると考えてもおかしくはなさそうです。

一方で、北海道の近くでも海氷が生まれています。北海道沿岸はオホーツク海の中では暖かい場所で、海氷ができるのにそれほど適している場所ではありません。しかし、一度海氷がやってくると海氷が融け、冷たくて塩分の少ない（凍りやすい）融け水が海の表面にたまるので、海氷

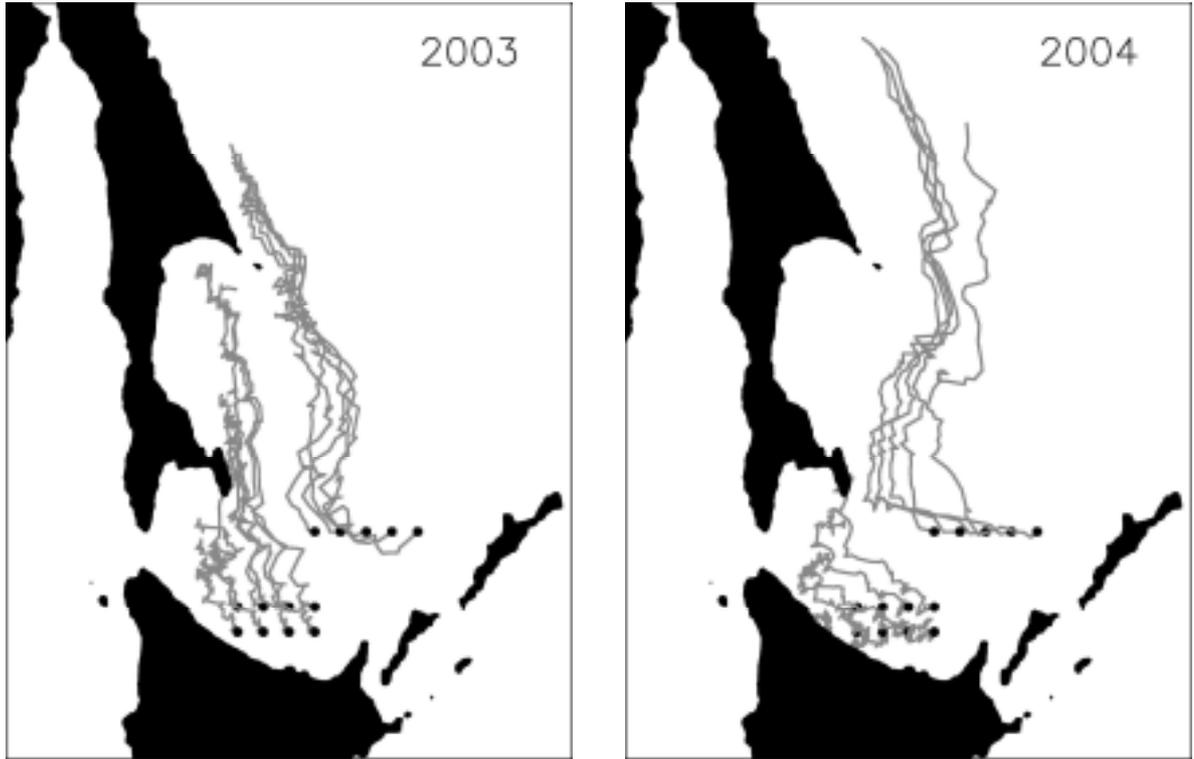


図5：北海道付近の海水の起源をさかのぼった結果（3月15日から1月1日までの軌跡）

ができやすくなります。実際に、図6のように、北海道のすぐそばで海氷が生まれ成長しているようすを見られることがあります。



図6：枝幸沖で成長しつつある海氷

5 . おわりに

北海道に暮らす私たちは、海氷を目にする機会に恵まれています。海氷の時期になるとテレビのニュースなどでその映像が流されますし、海氷がやってくるオホーツク海沿岸には、網走や紋別などの都市があります。また、札幌からでも数時間で海氷を見に行くことができます。このように多くの人々が暮らしているそばまで海氷がやってくる場所は、世界中でも北海道くらいしかありません。オホーツク海の北海道沿岸は世界でもっとも簡単に海氷を見ることができる場所なのです。私たちは世界でもっとも海氷を身近に感じていると言えるでしょう。

海氷の存在は時として人間の活動をさまたげとなり、また、海難事故の原因になることもあります。それでも、海氷のある風景は美しいものです。特に北海道沿岸では、いろいろな場所で生まれた海氷がまざりあっていて、できたての薄い海氷やハスの葉状の海氷、重なりあって数メートルにも達する厚さになった海氷などさまざまな種類のものを見ることができます。

今、北極海では海氷が年々減少しています。また、オホーツク海の海氷の勢力も衰えてきているといわれています。海氷を見ながら地球の気候変動について考えてみるのもいいのではないのでしょうか。