まえがき

「大気・海洋環境観測報告」は、地球温暖化、オゾン層破壊、酸性雨や海洋汚染といった地球規模の環境問題に関わる大気や海洋の状況について、気象庁が行っている最新の観測データや気象庁が 収集した国内外の最新の観測データをもとに、解析した結果を報告するものである。

報告の対象は、大気中や海洋中の温室効果ガスの状況、オゾン層破壊物質とオゾン層や紫外線の 状況、黄砂などのエーロゾルの状況、降水・降下じん(酸性雨と関係)の状況、海洋汚染の状況である。こ れらの多くは、自然界での生物活動や化学反応だけでなく人間活動とも関わりが深く、その変動メカニズ ムなどには未だ十分な科学的知見が得られていない部分が多い。そのため、観測データの解析や解析 結果の解釈には、最新の科学的知見を取り込むとともに、できるだけ分かりやすい説明を行っている。

本報告は、気象庁のホームページからも閲覧できるようになっており、より広い利用を期待している。また CD-ROM には、本報告で用いた観測データを収録しているので、有効に活用願いたい。本観測報告が、地球環境問題に関わる幅広い理解や施策の一助となることを願っている。



平成 20 年 3 月

気象庁 地球環境 海洋部長 小佐野 愼悟

本報告の内容に関する問い合わせ先は、観測要素毎に以下の通りである。

〒100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4 気象庁

代表電話:03-3212-8341

大気中の温室効果ガスなどに関する照会は...

地球環境 海洋部 環境気象管理官室

電話:内線 4138

E-mail: <u>atenv@climar.kishou.go.jp</u>

海洋の温室効果ガス、海洋汚染などに関する照会は... 地球環境・海洋部 海洋気象課汚染分析センター

電話:内線 5133

E-mail: seadata@climar.kishou.go.jp

オゾン層及び紫外線に関する照会は...

地球環境・海洋部 環境気象管理官付オゾン層情報センター

電話:内線 4213, 4214

E-mail: <u>ozone@met.kishou.go.jp</u>

エーロゾル及び大気混濁度に関する照会は... 地球環境・海洋部 環境気象管理官室 電話:内線 4148,4136 E-mail:<u>atenv@climar.kishou.go.jp</u>

©気象庁 2008

この CD-ROM を複製し、第3者に提供することは禁じます。

この CD-ROM に含まれているデータを利用した場合は,気象庁による提供の旨を明示してください。 この CD-ROM に含まれているデータを利用して学術論文を出版した場合は,上記照会先まで別刷りの 送付をお願いします。

このCD-ROMに含まれているデータは、過去に遡って改訂される場合があります。毎年最新のCD-ROM を御利用下さい。

まえがき

1. 要旨

2. 温室効果ガス

2.1 二酸化炭素

- 2.1.1 大気中の二酸化炭素
- 2.1.2 海洋上及び海水中の二酸化炭素
- 2.1.3 参考文献

2.2 **メタン**

- 2.2.1 大気中のメタン
- 2.2.2 海洋上及び海水中のメタン
- 2.2.3 参考文献
- 2.3 **ハロカーボン類**
 - 2.3.1 日本におけるハロカーボン類の観測結果
 - 2.3.2 世界のハロカーボン類濃度の経年変化
- 2.3.2 参考文献

2.4 一酸化二窒素

- 2.4.1 日本における一酸化二窒素の観測結果
- 2.4.2 世界の一酸化二窒素濃度の経年変化
- 2.4.3 参考文献

2.5 一酸化炭素

- 2.5.1 日本における 2006 年の一酸化炭素濃度変動
- 2.5.2 日本における一酸化炭素濃度の経年変化
- 2.5.3 世界の一酸化炭素濃度と濃度増加率の経年変化
- 2.5.4 世界の一酸化炭素濃度季節変動の緯度による違い
- 2.5.5 参考文献

2.6 対流圏オゾン

- 2.6.1 日本における 2006 年の地上オゾン濃度変動
- 2.6.2 日本における地上オゾン濃度の経年変化
- 2.6.3 オゾンゾンデによる対流圏オゾン鉛直分布の 2006 年の濃度変動
- 2.6.4 オゾンゾンデによる対流圏オゾン鉛直分布の平均の季節変動
- 2.6.5 昭和基地における 2006 年の地上オゾン濃度変動
- 2.6.6 昭和基地における地上オゾン濃度の経年変化
- 2.6.7 参考文献

3. オゾン層及び紫外線

3.1 オゾン層

- 3.1.1 日本上空の 2006 年のオゾン全量とオゾン分圧鉛直分布
- 3.1.2 日本上空の 2006 年のオゾン全量の平均との比較
- 3.1.3 日本上空のオゾン全量の経年変化
- 3.1.4 日本上空のオゾン鉛直分布の経年変化
- 3.1.5 南極域上空のオゾン層
- 3.1.6 世界のオゾン全量

3.2 紫外線

- 3.2.1 日本における 2006 年の紫外線
- 3.2.2 日本における紫外線の経年変化
- 3.2.3 日本における UV インデックスの 2006 年の季節変動

3.2.4 昭和基地での紫外線

3.3 参考文献

4. エーロゾル及び大気混濁度

4.1 サンフォトメータによるエーロゾル光学的厚さ

- 4.1.1 日本における 2006 年のエーロゾル光学的厚さとオングストローム指数
- 4.1.2 日本におけるエーロゾル光学的厚さとオングストローム指数の経年変化
- 4.1.3 昭和基地のエーロゾル光学的厚さとオングストローム指数
- 4.2 ライダーによるエーロゾル鉛直分布の観測
 - 4.2.1 日本における 2006 年のエーロゾル鉛直分布
 - 4.2.2 高度別のエーロゾル量の月平均値
 - 4.2.3 エーロゾルの消散係数の鉛直分布の季節変化

4.3 黄砂現象

- 4.3.1 2006年の黄砂現象
- 4.3.2 黄砂現象の経年変化
- 4.4 直達日射計による直達日射量観測
- 4.4.1 直達日射観測による直達日射積算量

4.5 直達日射観測による大気混濁係数(ホイスナー・デュボアの混濁係数)

- 4.5.1 日本の直達日射観測による大気混濁係数(ホイスナー・デュボアの混濁係数)
- 4.5.2 昭和基地の直達日射観測による大気混濁係数(ホイスナー・デュボアの混濁係数)
- 4.6 参考文献

5. 降水・降下じんの化学成分

- 5.1 2006 年の降水・降下じん化学成分
 - 5.1.1 降水中の pH
 - 5.1.2 ナトリウムイオン
 - 5.1.3 硫酸イオン
 - 5.1.4 硝酸イオン

5.2 降水・降下じんの経年変化

- 5.2.1 pHの経年変化
- 5.2.2 硫酸イオンと硝酸イオンの経年変化
- 5.3 参考文献

6. 海洋汚染

6.1 油汚染

- 6.1.1 プラスチックなどの浮遊汚染物質及び海面油膜
- 6.1.2 浮遊タールボール (油塊)

6.2 重金属

- 6.2.1 カドミウム
- 6.2.2 水銀

7. **観測所と観測方法**

7.1 地上観測所

- 7.1.1 温室効果ガスなどの GAW 観測所
- 7.1.2 オゾン・紫外線の GAW 観測所
- 7.1.3 直達日射観測所

7.2 観測方法について

7.2.1 大気二酸化炭素観測

- 7.2.2 大気メタン観測
- 7.2.3 大気一酸化炭素観測
- 7.2.4 地上オゾン観測
- 7.2.5 大気クロロフルオロカーボン類の観測
- 7.2.6 大気 1,1,1-トリクロロエタン及び大気四塩化炭素観測
- 7.2.7 大気一酸化二窒素観測
- 7.2.8 サンフォトメータによるエーロゾル光学的厚さ観測
- 7.2.9 エーロゾルの鉛直分布(散乱比と偏光解消度)観測
- 7.2.10 直達日射計による大気混濁係数の観測
- 7.2.11 降水・降下じん化学成分分析
- 7.2.12 地上気象観測
- 7.2.13 オゾン全量観測
- 7.2.14 オゾン反転観測
- 7.2.15 オゾンゾンデ観測
- 7.2.16 紫外線観測

7.3 較正について

- 7.3.1 大気二酸化炭素観測
- 7.3.2 大気メタン観測
- 7.3.3 大気一酸化炭素観測
- 7.3.4 大気一酸化二窒素観測
- 7.3.5 地上オゾン観測
- 7.3.6 オゾン全量観測
- 7.3.7 紫外線観測
- 7.3.8 直達日射観測
- 7.3.9 サンフォトメータによるエーロゾル光学的厚さ観測
- 7.3.10 降水降下じん化学分析

7.4 **海洋気象観測船**

- 7.4.1 観測実施海域及び観測点
- 7.4.2 海洋気象観測船での観測方法

7.5 参考文献

8. その他

8.1 解析手法

- 8.1.1 濃度傾向解析方法
- 8.1.2 全球濃度解析方法
- 8.1.3 逆解法を用いた二酸化炭素フラックス解析方法
- 8.1.3 参考文献

8.2 国際協力

- 8.2.1 WMO 全球大気監視 (GAW) 計画
- 8.2.2 WMO 温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)
- 8.2.3 WMO 品質保証科学活動センター(QA/SAC)
- 8.2.4 WMO 全球大気監視較正センター(WCC)
- 8.2.5 WMO 第 II (アジア) 地区放射センター
- 8.2.6 参考文献

略語集

ボックス

2. 温室効果ガス

[大気中の二酸化炭素濃度変動の歴史]

- [陸上生物圏や海洋との二酸化炭素を通した炭素のやりとり(炭素循環)]
- [人間活動による排出量と実際の大気二酸化炭素の濃度変動]
- [炭素の同位体を用いた植物による炭素吸収量の推定]
- [酸素濃度の変動を用いた陸上生物圏と海洋による炭素吸収量の推定]
- [気温上昇が引き起こす二酸化炭素放出量増加の正のフィードバックについて]
- [ピナトゥボ火山噴火によるエーロゾルが引き起こした散乱光増加による光合成の促進とそれによる
- 二酸化炭素濃度増加率の減少]
- [海洋における鉄分のプランクトンへの影響と海洋による二酸化炭素吸収能力増加の可能性]
- [日本付近の二酸化炭素濃度季節変動の特徴]
- [エルニーニョと二酸化炭素濃度年増加量との関係]
- [最近の二酸化炭素濃度年増加量の増大について]]
- [ピナトゥボ火山噴火の二酸化炭素濃度年増加量への影響]
- [熱帯の陸上気温と二酸化炭素濃度年増加量との関係]
- [北半球中高緯度での二酸化炭素濃度の季節変動の原因]
- [逆解法による観測点配置の評価の試み]
- [大気と海洋間の二酸化炭素交換と大気濃度と海洋中の分圧の関係]
- [海洋中の二酸化炭素濃度の観測方法]
- [大気・海洋間の二酸化炭素フラックスの算出]
- [南大洋における大気中二酸化炭素の吸収量の低下について]
- [大気中のメタン濃度変動の歴史]
- [大気メタンの放出源と消滅源]
- [大気メタンの全球分布]
- [植物からのメタンの放出][熱帯林地域からのメタン放出の観測]
- [日本付近のメタン濃度の季節変動の特徴]
- [メタン濃度年増加量の変動要因]
- [ピナトゥボ火山噴火のメタン濃度年増加量への影響]
- [エルニーニョ現象とメタン濃度年増加量との関係]
- [1993年以降の長期的なメタン濃度年増加量減少の原因]

[ハロカーボンの特徴と規制]

[一酸化二窒素の放出源と消滅源]

[一酸化炭素の放出源と消滅源]

[大気中の一酸化炭素濃度変動の歴史]

- [一酸化炭素の全球濃度分布と放出量]
- [日本付近の一酸化炭素濃度の季節変動の特徴]
- [アジア大陸での一酸化炭素濃度と輸送過程の影響]
- [1998年のシベリア森林火災の日本付近の一酸化炭素濃度への影響について]
- [ピナトゥボ火山噴火の一酸化炭素濃度変動への影響]
- [1997年のインドネシア周辺での大規模な森林火災の一酸化炭素濃度変動への影響]
- [シベリアでの大規模な森林火災の一酸化炭素濃度変動への影響]
- [一酸化炭素濃度の緯度による季節変動の違いの原因]
- [バイオマス燃焼の一酸化炭素濃度の季節変動への影響]

[対流圏オゾンの基本的性質]

- [近年の光化学オキシダントの状況について]
- [対流圏オゾンの濃度変動とトレンド]
- [対流圏オゾンの供給源と消滅源]
- [対流圏オゾンの緯度と季節による変動]
- [対流圏オゾンによる生物への影響]
- [東アジア域における対流圏オゾンのトレンド]
- [極域における地上オゾンの一時的な減少]

[オゾン濃度変動と輸送過程の関係]

- [日本付近のオゾン濃度の季節変動]
- [オゾン濃度と一酸化炭素濃度の比と水蒸気との関係]
- [アジア大陸東部のオゾン濃度]
- [大規模森林火災のオゾン濃度への影響]

[上部対流圏のオゾン濃度]
[下部対流圏のオゾン濃度]
[オゾンゾンデ観測と地上オゾン濃度との比較]
[ジェット気流の季節による位置と成層圏からのオゾン流入]
[対流圏オゾンの長期的な変化傾向]
[南極での地上オゾン濃度変動要因について]

3. 成層圏オゾン

[成層圏オゾン分圧の子午面分布] [成層圏オゾン分圧とオゾン全量の季節変動] [EESC フィッティングによるトレンドの評価] [反転観測] [オゾンホール発生のメカニズム]

[紫外線に関する基礎知識と人間への影響]
[紫外線の気候への影響]
[UV インデックスが定められた背景]
[紅斑紫外線量とUV インデックスの定義]
[UV インデックスの利用方法]

4. エーロゾル

[エーロゾルの気候への影響] [大規模森林火災からのエーロゾルによる気候への影響] [ブラックカーボンの気候への影響] [東アジアでのエーロゾル光学的厚さの特徴] [エーロゾルと地域的な気候との関連] [直達日射計によるエーロゾル光学的厚さの算出]

[黄砂現象とその社会的影響]

[黄砂現象の気候への影響]

[気候による黄砂現象の変動]

[黄砂現象と生態系]

5. 降水降下じんの化学成分

[過去の火山噴火による世界の大気混濁度の変動について] 「酸性沈着とその定量化]

[東アジア域での酸性雨の動向]

[日本での酸性雨の状況]

[三宅島の噴火による日本の酸性雨への影響]

8. その他

[WMO 温室効果ガス年報について]

1. 要旨

気象庁が実施している、大気及び海洋での温室効果ガス、オゾン層、紫外線、エーロゾル、大気混濁 度、降水・降下じん、及び海洋汚染に関する 2006 年までの観測結果及び解析結果の概要は、以下のと おりである。

二酸化炭素

| | | 2006 年平均濃度 | 前年との濃度差 | 季節による最大 |
|----|------|------------|---------|---------|
| | | (ppm) | (ppm) | 濃度差 |
| | | | | (ppm) |
| | 綾里 | 385.3 | +2.8 | 12.6 |
| 日本 | 南鳥島 | 383.7 | +3.0 | 6.0 |
| | 与那国島 | 384.6 | +2.1 | 8.9 |
| 世界 | | 381.2 | +2.0 | - |

(南鳥島は 9,10 月のデータが欠測となっている)

世界の「季節による最大濃度差」は地域によって差が大きいので掲載していない。

| | | 2006 年平均濃度 | 384.9(大気) | |
|------|----------------------------------------------|---------------|-----------|--|
| | 冬季の東経 137 度 | (ppm) | 342.0(海水) | |
| | (北緯 7~33 度) | 前年との濃度差 | +3.6(大気) | |
| | | (ppm) | +2.3(海水) | |
| | | 平均の年増加量 | 1.7(大気) | |
| | | (ppm/年、1984~) | 1.6(海水) | |
| 海洋 | 北西太平洋亜熱帯域 (東級 120 - 165 度 - 北緯 11 - 20 | 2006 年正味交換量 | 0.064 | |
| /母/十 | | (推定値、PgC/年) | -0.004 | |
| | (朱莊 150~105 反、 北辉 11~50 | 前年との差 | 0.002 | |
| | | (推定値、PgC /年) | 0.002 | |
| | 大亚洋去道域 | 2006 年正味交換量 | 0.52 | |
| | ス十/洋が道域 (東経 135~西経 95 度、南緯 10~・ 北緯 5 度 | (推定値、PgC/年) | 0.52 | |
| | | 前年との差 | -0.03 | |
| | 10祥 3 反 | (推定値、PgC /年) | | |

1 PgC は炭素換算で 10 億トン

- 日本における濃度増加率は、2006年に何れの地点も2 ppm/年を超えた。これまではエルニーニ ∃現象時に濃度年増加量が大きくなる傾向があったが、2005~2006年はエルニーニョ現象はお こっておらず、この大きな濃度年増加量は2005~2006年の記録的な高温(北半球平均で2005年は過去最高、2006年は第3位)による陸上生物圏からの放出の増加によるものと考えられる。
- 温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)に報告された世界の大気中の二酸化炭素の観測デ ータによれば、2006年の世界の平均濃度は381.2 ppmとなっており、産業革命(18世紀後半)以 前の平均的な値である280 ppmに比べて36%増加している。
- 世界の大気中の二酸化炭素の濃度増加率は、1997 年から 1998 年にかけて、最も大きくなった。
 これは、1997/1998 年の大規模なエルニーニョ現象が引き起こした世界的な高温によって、主に

熱帯陸域における陸上生物圏から大気への二酸化炭素放出が増大したためとみられる。基本的 にエルニーニョ時は高い濃度年増加量を引き起こす。近年では 2002 年 ~ 2003 年のエルニーニ ョの時期に増加率が高くなり、北半球中高緯度で 3 ppm/年を超えた。しかし、2005-2006 年はラ ニーニャ現象が起こっていたにもかかわらず、高い濃度年増加量が見られた。過去 10 年間の世 界の平均濃度増加率は 1.93 ppm/年であったが、これは 1990 年代の平均濃度年増加量 約 1.5 ppm より大きくなっている。

- 2006年の東経137度における表面海水中の二酸化炭素濃度は、1~2月の北緯24~27度及び7月の北緯10~19度で大気より低く、7月の北緯25度で高い値となった。赤道線の東経142~165度における表面海水中の二酸化炭素濃度は、2005年秋季~2006年春季のラニーニャ現象の影響で2月の東経158~165度では大気中の濃度より45~80ppm程度高くなったが、7月は、ほぼ全域で大気中の濃度に近くなった。
- 冬季の東経 137 度に沿った表面海水中の二酸化炭素の濃度年増加量(北緯 7~33 度の平均、 1984~2006年)は1.6 ppm/年であり、大気中の二酸化炭素の濃度年増加量 1.7 ppm/年とほぼ同 じである。

メタン

| | | 2006 年平均濃度 | 前年との濃度差 |
|----|------|------------|---------|
| | | (ppb) | (ppb) |
| | 綾里 | 1,859 | +1 |
| 日本 | 南鳥島 | 1,805 | +6 |
| | 与那国島 | 1,824 | +1 |
| 世界 | | 1,782 | -1 |

(南鳥島は 9,10 月のデータが欠測となっている)

- WDCGG に報告された世界の大気中のメタンの観測データによれば、2006 年の世界の平均濃度は 1,782 ppb で、産業革命以前の平均的な値とされている約 700 ppb に比べて 155% 増加している。
- 大気中のメタンの 1990 年代の世界の濃度増加率は、1980 年代に比べて低下したが、1998 年の 濃度増加率は低緯度域を除きほぼ世界的に高かった。その後増加率は減少したが、2002 年 /2003 年のエルニーニョにともなって再び一時的に上昇した。過去 10 年間の世界の平均濃度増 加率は 2.4 ppb/年であった。
- 北西太平洋における2006年1~2月の亜熱帯域、赤道域、2006年6~7月の亜寒帯域、亜熱帯 域はメタンの放出域となっていた。観測海域での大気中のメタン濃度は1.8 ppm 前後(1.72~ 1.89 ppm)であり、表面海水中のメタン濃度は1.87~2.93 ppm であった。

ハロカーボン類

| | | 2006 年平均濃度 |
|----|---------|------------|
| | | (ppt) |
| | CFC-11 | 253 |
| 綾里 | CFC-12 | 544 |
| | CFC-113 | 79 |

● 人為起源のハロカーボン類であるCFC-12とCFC-113は、綾里において濃度増加がほとんど止まっており、CFC-11 と 1,1,1-トリクロロエタンは減少傾向がみられる。これは、これらの物質が「オゾン層の保護のためのウィーン条約」に基づく「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によって生産などを規制された結果である。

一酸化二窒素

| | 2006 年平均濃度 | |
|----|------------|--|
| | (ppb) | |
| 綾里 | 321.1 | |
| 世界 | 320.1 | |

- 大気中の一酸化二窒素の濃度は、徐々に増加している。日本(綾里)の2006年の大気中の一酸 化二窒素の濃度は、321.1 ppb であり、過去 10 年間の平均濃度増加率は 0.7 ppb/年である。
- WDCGG に報告されたデータから算出した世界の2006年の大気中一酸化二窒素の平均濃度は 320.1 ppb であり、過去 10 年間の世界の平均濃度増加率は 0.76 ppb/年であった。

一酸化炭素

| | | 2006 年平均濃度 | 前年との濃度差 |
|----|------|------------|---------|
| | | (ppb) | (ppb) |
| | 綾里 | 165 | +7 |
| 日本 | 南鳥島 | - | - |
| | 与那国島 | 159 | +1 |
| 世界 | | 約 94 | -3 |

(南鳥島では、装置不具合により未掲載)

- WDCGG に報告された世界の大気中一酸化炭素の観測データから算出した 2006 年の世界の平 均濃度は約 94ppb であった。
- 1997 年から 1998 年にかけての熱帯や北半球での顕著な濃度増加は、エルニーニョによるインドネシア周辺やシベリアでの大規模な森林火災の影響を受けたためと考えられる。2002 年の北半球中・高緯度での高い濃度増加率もエルニーニョによる高温が森林火災などを引き起こしたためである可能性がある。

対流圏オゾン

| | 観測所 | 2006 年平均濃度 (ppb) | 昨年との濃度差 (ppb) |
|----|------|---------------------|------------------|
| 日本 | 綾里 | 39 | 0 |
| | 南鳥島 | 30 | +1 |
| | 与那国島 | 39 | +3 |

- 綾里では1990年以降、全体として緩やかな増加傾向がみられたが2003年以降増加傾向ははっ きりしていない。
- 国内の地上オゾン濃度は、3 地点とも夏季に濃度が低くなる季節変動がみられる。これは、夏季に卓越するオゾン濃度が低い海洋性気団による影響を強く受けるためと考えられる。オゾンゾンデによる対流圏オゾンの観測でも同様の季節変動がみられるが、つくばの地上付近では光化学的な生成によるとみられる濃度の上昇が夏季に時折みられる。

オゾン層

- 2006年の日本上空におけるオゾン全量は、つくばと那覇で8月から11月にかけて多く、特に11 月にはどちらの地点も、観測開始以来、その月として最多となった。つくばでは4月と9月にも過 去最多となった。オゾン全量が年とともに変動するのは、準2年周期振動(QBO)など大気の流れ の影響によるものと考えられる。
- 日本上空におけるオゾン全量は、札幌とつくばで 1980 年代から 1990 年代半ばにかけて減少したが、これ以降はほとんど変化がないか、緩やかな増加傾向が見られる。那覇では観測開始以来、緩やかに増加している。
- 2006年のオゾンホールは、9月24日に2006年の最大の面積である2,929万km²となり、これは 過去第2位の規模だった。その後、11月にかけて過去最大規模で推移したが、12月にはいって 急速に縮小し、12月17日に消滅した。2006年の南極昭和基地上空におけるオゾン全量は、8 月下旬から11月にかけて、オゾンホールの目安である220m atm-cmを下回る非常に少ないオゾ ン全量を観測し同時期における過去最少レベルで推移した。
- オゾン全量の世界的な長期変化傾向は、低緯度域で減少率が少なく、高緯度ほど大きい。減少 は春季に顕著である。

紫外線

- 2006 年の紅斑紫外線量日積算値の月平均値は、札幌では、年の前半は並か少なかったが、後半は多い月が多かった。つくばでは4月と6月に少なかったことを除き、1年を通して並の月が多かった。那覇では1年を通して並か少ない月が多かった。これら紫外線量の状況は、主に各地点での天気の状況を反映したものとみられる。
- 札幌、つくば、那覇とも 1990 年代初め以降、地表に到達する紅斑紫外線量には増加傾向が現れている。同期間、国内のオゾン全量観測値に減少傾向がみられないことから、この増加傾向は

エーロゾル量や天気傾向の変化が原因である可能性がある。

エーロゾル

- 国内(綾里、南鳥島及び与那国島)における2006年のサンフォトメータによる観測では、エーロゾル光学的厚さは、例年と同様の春季に極大が現れる季節変動がみられた。綾里の4月のエーロゾル光学的厚さの月平均値は、1998年1月以降の月平均値の中で、2003年5月に次ぐ、2番目に大きな値となった。台風の影響で、南鳥島は9月のデータが欠測となった。
- 2006年の綾里のライダーによるエーロゾルの鉛直分布の観測によれば、対流圏は成層圏に比べて散乱比が大きく、一般的にエーロゾル濃度の高いことがわかる。季節別に見ると、散乱比は、対流圏中層では春に大きく、対流圏下層では夏に大きかった。高度別のエーロゾル量の月平均値の季節変化を見ると、対流圏の上層は対流圏の下層に比べ、極大が出現する月が遅れる傾向がある。

黄砂現象

- 2006 年は黄砂の観測のべ日数が 606 日と比較的多い年であった。
- 2006 年 4 月 24 日から 27 日にかけて観測された黄砂現象は、南西諸島から北海道地方にかけ ての広い範囲で観測された。

大気混濁係数

- 全国 14 か所で行っている直達日射観測のデータから導かれる大気混濁係数は、夏季に大気中の水蒸気量の増加にともなう高まりを示すとともに、春季には黄砂に起因すると考えられる変動を示している。
- 2006 年は黄砂が比較的多い年であったが、春季の月平均混濁係数は平年に比べて特別高くは なかった。各地点共、ほぼ全般的に平年並みであった。
- 1991 年 6 月のピナトゥボ火山噴火にともなって大気混濁係数は一時大幅に上昇したが、その後 低下し、1995 年以降は、1982 年 3~4 月のエルチチョン火山噴火以前のレベルに戻った。その 後わずかに減少しながら、ほぼアグン火山噴火直前のレベルまで下がっている。

降水・降下じん

● 2006年の降水中の酸性度は、綾里でpH 4.8、南鳥島でpH 5.5であった。綾里では、観測を開始した当初の1976年~1977年までpH 5.0以上であったが、それ以降はpH 4.4~pH 5.0の間で推移しており、南鳥島では、1996年の観測開始以降、pH 5.5~pH 5.8とほぼ一定で推移していたが、近年 pH が低下している。

海洋汚染

- 日本周辺海域・北西太平洋で 2006 年に観測された浮遊汚染物質は、平均 5.4 個/100 km で 2005 年(5.2 個/100 km)とほぼ同じだった。
- 2006 年は、春季及び夏季に日本海で、約 0.1 mg/m²と少量の浮遊タールボールが採取された。

1996年以降、北西太平洋全般にタールボールが採取されることはまれになっている。

日本周辺海域・北西太平洋で2006年に観測された重金属(カドミウム、水銀)のうち、カドミウムの表面海水中の濃度は、北海道南東で高かった(15~79 ng/kg)。2006年の北緯30度以南の平均濃度は1.6 ng/kgで、1997年以降ほぼ同レベルで推移している。水銀の濃度は、海域による違いが小さく、全観測点の平均濃度は海面で3.1 ng/kg、1000 m 深で2.6 ng/kg であり、1986年以降ほぼ同レベルで推移している。



2. 温室効果ガス

産業革命以降、特に近年は急速に、二酸化炭素やメ タン、人工物質であるハロカーボン類などの温室効果ガ スが増加しつつあり、これらがもたらす地球温暖化は人類 が直面する大きな問題となっている。温室効果ガスの中 にはオゾン層の変動にも関わっているものもある。さらに、 それ自体は温室効果ガスではなくても、一酸化炭素のよ うに光化学反応過程を通じて他の温室効果ガスに影響を 与えるものもある。これら大気成分の濃度変化は、地球環 境の将来にとって重大な関心事となっている。

温室効果ガスの増加による温室効果は、まず放射量 の変化として現れ、その程度は放射強制力*として評価す ることができる(放射によるエネルギーバランスは図 4.4.1 参照)。米国海洋大気庁(NOAA)は、世界に展開した観 測点からの温室効果ガス濃度データを集めて、温室効果

ガスによる放射強制力と温室効果ガス年指標(Annual Greenhouse Gas Index: AGGI)を公表している (Hofmann *et al.*, 2006)。それによると、2006 年の温室効果ガスによる放射強制力は、1990 年と比べて約 22.7%増加し、合計で 2.67 W/m²であった。NOAAと同様の手法(IPCC,2001)を用いて、WDCGGの解析 した主要3温室効果ガス(CO₂, CH₄, N₂O)の全球平均濃度による放射強制力の経年変化を図.1.1 に示す。 2006 年のこれら主要 3 温室効果ガスによる放射強制力は、2.35 W/m²であった。



図 2.1.1 WDCGG の解析した温室効果ガス濃度による主要 3 温室効果ガスの放射強制力の経年変化。 Fig. 2.1.1 Inter-annual variations on radiative forcing of three major greenhouse gases from WDCGG data.

^{*} 放射強制力とは、ある因子によって地球 大気システムに出入りするエネルギーのバランスを変化させる影響力の尺度 であり、気候変化させる可能性の大きさを示す。通常18世紀後半からの増加量として表す。

気象庁は世界気象機関(WMO)/全球大気監視(GAW: Global Atmosphere Watch)計画(第8.2.1節 を参照)のもと、南鳥島に「全球観測所」、綾里と与那国島に「地域観測所」を設置して温室効果ガスなど の連続観測を行うとともに、日本周辺海域及び亜寒帯循環域から赤道域に至る北西太平洋において、洋 上大気中及び海水中の温室効果ガスの定期観測(第7.4節を参照)を実施している。海洋での観測は、 海洋気象観測船凌風丸と啓風丸によって、年4回定期的に行われている。南極の昭和基地においては、 地上オゾンの観測を行っている。観測地点や手法については、第7章に詳述している。

また、気象庁は、GAW 計画のもと要素毎に設立されている世界気象機関世界資料センター(WDC: World Data Centre)の一つである、温室効果ガス世界資料センター(WDCGG: World Data Centre for Greenhouse Gases)を運営し、世界各地の温室効果ガスなどのデータの収集・管理・提供及び収集された データの解析を行い、その成果を公表している(第 8.2.2 節を参照)。

本章では、気象庁自らが観測して得た大気及び海洋での観測データとともに、WDCGGで収集された データを解析した結果を用いて、温室効果ガス及び関連ガスの状況について報告する。なお、濃度(混 合比)の単位は、SI単位系では、µmol/mol(10⁻⁶)、nmol/mol(10⁻⁹)、pmol/mol(10⁻¹²)、となるが、ここで は慣例として、それぞれ ppm、ppb、ppt で表現している。



2.1 二酸化炭素

二酸化炭素(CO₂)は、無色無臭、不燃性で、化 学的には不活性な気体であり、波長 15 µmの赤外 域に強い吸収帯があって、強い温室効果を持つ。 二酸化炭素は大気、海洋、陸上生物圏の間を循 環しており、それぞれ異なる時間スケールのさまざ まな過程を通じて、大気中から除去される。大気中 での二酸化炭素の滞留時間は、その吸収放出のメ カニズムによって変わるため、単一に定めるのが困 難である。大気と陸上生物圏及び海洋との間の交 換量から見積もられる大気中の二酸化炭素の滞留 時間(寿命)は約5年であるが、大気に二酸化炭素 が付加されたときに大気・海洋表層間で平衡に近 づくには、付加された炭素が海洋表層水から中深

層水に移動するために最大 200 年の応答時間を要するとみられている。そのため、IPCC(2001)によると 大気中での二酸化炭素の滞留時間は 5~200 年とされている。また、IPCC(2007)によると、1750 年以降 の二酸化炭素の増加による放射強制力は 1.66 [1.49~1.83] W/m²であり、1995~2005 年の間に 20 %増 加した。これは、少なくとも過去 200 年間のあらゆる 10 年間における最大の変化である。また、産業革命 以降の長寿命温室効果ガスの増加による放射強制力のうち、二酸化炭素の寄与は約 63%と考えられる。

地球環境問題に関連する二酸化炭素の基礎知識

<u>[大気中の二酸化炭素濃度変動の歴史]</u>

現在の大気中二酸化炭素濃度は、南極氷床コアの分析により決定された過去 65 万年間の自然変動 の範囲(180~300 ppm)をはるかに上まわっている(IPCC,2007)。また、過去約 2000 年間の濃度変動に ついて、18 世紀の産業革命以前の濃度は約 280 ppm でほぼ安定していたが、1800 年以降徐々に高くな り、特に近年は急速に濃度が増加しており、20 世紀における増加率は少なくとも過去 2 万年間で前例の ない値とされている(IPCC, 2007)(図 2.1.2)。産業革命以前の大気中の二酸化炭素濃度が安定していた のは、大気と陸上生物圏、大気と海洋との間の交換が、長期的には平衡していたことを意味する。産業革 命以降の濃度増加は、人間活動にともなう化石燃料の消費とセメント生産、また森林破壊など土地利用 の変化によって、大気中へ二酸化炭素が放出されたことにより起きたとされる。第 2.1.1.d の[最近の異常 高温による二酸化炭素濃度年増加量の上昇について]で述べるように、おおよそ 2000 年以降について それ以前と比べて濃度年増加量が大きくなってきている。

大気中の二酸化炭素が、実際に季節変化しながらも増えてきていることがわかったのは、1958年に Keelingがハワイのマウナロアで実際に観測を開始してからである。実際に二酸化炭素の変動を目の当た りにして、観測の重要性が明らかになり、世界各地で観測が行われるようになった。しかし、当初は資金的 に観測を継続することが難しく、マウナロアの初期のデータには観測が中断された期間がある。2007年に はマウナロアでの二酸化炭素観測 50 周年の記念セレモニーが開催された (http://www.mlo.noaa.gov/LatestNews/50thanniversary.html)。また京都議定書をはじめとして、世界中が 議論している地球温暖化問題であるが、その基盤的な情報となっている温室効果ガス観測は、その地道 さゆえの資金的な困難性や評価の低さから未だに抜け出せていない。これについて Nisbet (2007)は、 Nature誌の中で、マウナロアでの観測を例に出して、本当は素晴らしい価値があるのに評価されないシン デレラに例えてシンデレラ・サイエンスだと述べている。



図 2.1.2 過去 2000 年間の重要な長寿命温室効果ガスの大気中の濃度(IPCC (2007)による)。 Fig. 2.1.2 Atmossheric concentration of important long-lived greenhouse gases over the last 2000 years (from IPCC, 2007).

[陸上生物圏や海洋との二酸化炭素を通した炭素のやりとり(炭素循環)]

大気中には炭素換算で約762 GtC(7,620 億トン)が二酸化炭素の形で存在しているが、人為起源による排出(炭素換算約6.4 Gt(約64 億トン)(IPCC,2007))のほかに大気は二つの大きな貯蔵庫である陸上 生物圏及び海洋との間で大量の二酸化炭素の交換を行っている(2005 年の日本の人為起源による排出 量は、環境省によると炭素換算で約3億7,090 万トン)。これらはいわゆる「炭素循環」の大気に関連する 部分である。二酸化炭素の濃度年増加量は、それらのそれぞれ毎年200 Gt(2,000 億トン)にものぼる放 出量と吸収量のバランスで決まっており、現在は、人為起源を含めた放出量のわずかな超過分が毎年大 気中に蓄積されて濃度を増加させ続けている(図 2.1.3)。大気と陸上生物圏との間の交換は、光合成に よる二酸化炭素の取り込みと、呼吸及び土壌有機物の分解による放出によって行われており、強い季節 依存性がある。また、大気と海洋表層水との間でも、海域や季節で変化する二酸化炭素濃度差に応じ て、大気から海洋への吸収、または海洋から大気への放出が起こっている。これらが、大気中の二酸化炭 素濃度の季節変動を作り出す主因となっている。

これまで、地上観測点のデータ解析から、陸上生物圏の吸収は北半球中高緯度の森林が主だと考え られてきた。しかし、Stepheanes *et al.*, (2007)の航空機観測による二酸化炭素鉛直分布を加味したモデ ル計算によると、北半球森林による炭素の吸収は、従来の 2.4 GtC(24 億トン)から 1.8 GtC(18 億トン)へ 減少し、熱帯の森林の放出が、従来の 1.5 GtC(15 億トン)から 0.1 GtC(1 億トン)に減少して(吸収が増加 したことを意味する)、これまで考えられていた以上に熱帯の森林が、陸上生物圏の吸収に貢献している と考えられるようになっている。また、このように航空機観測による鉛直分布を用いたモデル計算は、それ までのモデル毎の大きな吸・放出量の違いを縮めるものと期待されている。

また、「対流圏オゾンに関連する最近の知見」のところで述べるように、対流圏オゾンの増加によって は、今後の陸上生物圏への炭素の吸収量が変わる可能性も指摘されている。



The Global Carbon Cycle for the 1990s

- 図 2.1.3 毎年の炭素換算の全球での二酸化炭素放出量(Emission)と吸収量(Absorption)とその内訳(平均 値)。内訳は、セメント生産と化石燃料(Fossil fuel)、海洋との交換(Surface Ocean)、土地利用の変 化(Land Use Change)、全球の正味の基礎生産と呼吸(Vegitation, Soil and Detritus)からなる。これ らは炭素循環の大気に関連する部分である。単位は GtC(1GtC は炭素換算で 10 億トン)。しかし、 その値はまだ不確定さが大きいとされている(IPCC 2007 をもとに作成)
- Fig. 2.1.3 The annual carbon budgets on the globe and their breakdown in 1990s (based on IPCC 2007).

[人間活動による排出量と実際の大気二酸化炭素の濃度変動]

二酸化炭素を主体とする炭素循環は定量的に全て把握されているわけではない。図 2.1.4 は、石油な どの化石燃料の消費による二酸化炭素排出量から計算した濃度年増加量と、観測から得られた実際の 全球の濃度年増加量の経年変動を示したものである。人間活動により排出された二酸化炭素が、そのま ま大気中の濃度増加には反映されていないことがわかる。実際の濃度増加は、排出量による濃度増加よ リ少なくなっている上に、人為起源による二酸化炭素排出量は年によってそれほど大きな変動はないの に、観測された濃度年増加量は大きく変動している。実際の濃度増加が排出量から想定される濃度増加 より少ないことは、排出された二酸化炭素が海洋や森林・土壌に吸収・蓄積され続けているとともに、その 吸収・蓄積量が年によって変わることを意味している。その二酸化炭素の吸収量は、気温や海水温、気 象条件などによって変わるため、どこにどれだけ吸収されているのか正確に見積もることは大変難しい。 地球全体における炭素循環の定量的把握が今後の課題となっている。



図 2.1.4 人為起源による排出量から想定される二酸化炭素濃度年増加量(棒の高さ)と実際の観測による大 気中二酸化炭素濃度年増加量(黄色部分)と自然による二酸化炭素年吸収量(緑部分)の経年変 動。排出量は国連のエネルギー統計をもとに CDIAC(米国二酸化炭素情報解析センター)が二酸 化炭素放出量に換算したもの(Marland *et al.*, 2007)。観測による濃度年増加量は WDCGG の解析 による。

Fig. 2.1.4 Time series of estimated growth rate from anthropogenic emissions (green+yellow), observed annual mean growth rate of CO₂ concentration of in the atmosphere (yellow), and estimated absorption by nature (green). CO₂ Emissions were calculated by CDIAC based on the United Nations Energy Statistics (Marland *et al.*, 2007). Observed growth rate is analyzed by the World Data Centre for Greenhouse Gases (WDCGG).

[炭素の同位体を用いた植物による炭素吸収量の推定]

二酸化炭素を主体とする炭素循環を定量的に見積もる手法として、炭素の同位体¹³C を用いる方法 や、酸素濃度の測定から推定する方法がある。¹³C は炭素(¹²C)の同位体で、大気中の二酸化炭素のうち 約1%を占めている。植物は¹²C をより効率よく吸収するため、化石燃料に含まれる炭素は大気中より¹²C の割合が高い。したがって化石燃料の燃焼により二酸化炭素が放出されると、大気中の炭素のうち¹³C の 割合は低下する。逆に植物活動により大気中の二酸化炭素が吸収されると¹³C の濃度が高くなる。一方、 海洋中に溶け込む二酸化炭素は¹²C か¹³C かに依存しないので、両者を比較すれば陸上生態系と海洋 における二酸化炭素吸収量の割合を推定することができる。

[酸素濃度の変動を用いた陸上生物圏と海洋による炭素吸収量の推定]

酸素濃度を用いた方法は、化石燃料の使用による炭素の放出が酸化という形で酸素を消費するのに 対して、海洋が二酸化炭素を吸収する際に大気中の酸素をほとんど吸収しないことを利用する。つまり、 化石燃料の燃焼による酸素濃度の減少量と二酸化炭素濃度の増加量、及び海水温の上昇により放出さ れる酸素の量は推定可能である。実際の酸素の減少量と二酸化炭素の増加量は観測からわかるので、 これに植物による陸域吸収の酸素と二酸化炭素の交換比率を当てはめれば、二酸化炭素の陸域吸収量 と海洋吸収量が推定できる(気象庁, 2005)。IPCC(2001)では、この手法を用いて、化石燃料の燃焼によ って毎年放出される二酸化炭素のうち、平均すると、約 27%が海洋、約 22%が陸域の植生によって吸収 されて、残りの約 51%が大気中の増加分であると計算している。このように、酸素濃度の測定は陸域と海 洋の放出量の算出に有用であるが、酸素濃度の変動を測定するためには、7 桁という極めて高精度の観 測が必要である。我が国でもガスクロマトグラフを用いて酸素濃度(酸素/窒素濃度比)の高精度な観測 が、地上では沖縄県波照間島と北海道落石岬で(Tohjima, 2000; Tohjima *et al.*, 2003)、成層圏をはじめ とする大気上層では岩手県三陸上空と南極上空(Ishidoya *et al.*, 2006)で行われている。

二酸化炭素を含む炭素循環のメカニズム解明をめぐる最近の知見

地球の炭素循環には大気中だけでなく、海洋や植生、土壌の中で様々なメカニズムが関わっており、 それらを解明する研究が進められている。それらの代表的な取り組みについて以下のボックスで紹介する。 しかし、これら以外のメカニズムも、大きな影響を及ぼしており、例えば森林火災は火災時の二酸化炭素 放出だけでなく、火災後も放出を続けることがわかっている。これについては、大気・海洋環境観測報告 第7号(気象庁,2007)の第2.1節で解説している。

[気温上昇が引き起こす二酸化炭素放出量増加の正のフィードパックについて]

将来の二酸化炭素濃度がどうなるかは、将来の気温の予測を行う上でも重要なポイントである。これま での研究によると、気温が上昇すると自然から放出される二酸化炭素が増えることがわかっており、気温 が上昇すると二酸化炭素濃度が増えてさらに気温が上昇すると言う意味で、正のフィードバックと呼ばれ ることがある。Friedlingstein *et al.* (2003)は、この気温の上昇によって二酸化炭素濃度が増える原因とし て、昇温によって主に南大洋の循環と、植生と土壌炭素の応答が変わるためとしている。その正のフィー ドバックの結果、Cox *et al.* (2000)は、現在吸収の約半分を担っている陸上生物圏は昇温によって 2050 年以降は反対に放出源になると指摘しており、Friedlingstein *et al.* (2006)は、21世紀末までに昇温によ ってさらに 20~200 ppm 増加し、それが 0.1~1.5 のさらなる温暖化をもたらすとしている。Scheffer *et al.* (2006)も、二酸化炭素だけ考慮してもこの正のフィードバックによって温暖化がさらに 15~78%促進され ると計算している。これらの結果は、気温に対する炭素循環の応答の重要性を示唆している。

これまでの気温の将来予測のための二酸化炭素濃度は、人為起源による二酸化炭素量のみをシナリ オの形で与えて将来の二酸化炭素濃度を予測していたが、実際の大気中濃度は自然界の炭素循環の 影響も受けるため、正確な濃度予測には自然の吸収・放出サイクルも含める必要がある。ところが、自然 界の炭素循環は複雑であり、例えばその時の気温などの影響も受けるため、その定量的な予測は簡単で はない。IPCC 第4次評価報告書では、人為起源の排出量(A2シナリオ)に、炭素循環モデルによる自然 による二酸化炭素の変動を加味した濃度将来予測を行っているが、結果は各モデルにより大きくばらつ いているだけでなく、人為起源の排出シナリオを超える濃度を予測した結果も多く示されている。



図 2.1.5 炭素循環結合モデルによる SRES A2 シナリオに対する二酸化炭素将来予測濃度(赤)と IPCC 第4 次評価報告書で使われている標準的な二酸化炭素濃度(黒)。 IPCC(2007)より。

Figure 2.1.5 CO2 concentration as simulated by the Coupled Climate-Carbon Cycle Models for the SRES A2 emission scenario (red) compared with the standard atmospheric CO2 concentration used as a forcing for many IPCC AR4 climate models (black) (from IPCC (2007)).

また、別な要因として、シベリアなどの永久凍土表層に炭素が 450 Gt(4,500 億トン: 現在の大気中総 量の半分以上に相当)蓄積されており、これが高緯度の急速な昇温によって溶け出せば、急速に分解し て二酸化炭素になり、さらに温暖化を加速する可能性も指摘されている(Zimov *et al.*, 2006)。

<u>[ピナトゥボ火山噴火によるエーロゾルが引き起こした散乱光増加による光合成の促進とそれに</u> よる二酸化炭素濃度年増加量の減少<u>]</u>

第 2.1.1.d 節に示すように、一般的に、全球の気温が低下すると土壌生物の活動が低下するため、二酸化炭素濃度の年増加量が低下することが知られている。ピナトゥボ火山噴火後の二酸化炭素濃度年増加量の減少は、噴火によるエーロゾル増加にともなう日射の減少がもたらす気温低下によるものと思われてきた。ところが、気温の変動と濃度年増加量の変動には、通常時間差があるにもかかわらず、ピナトゥボ火山噴火の場合はその濃度年増加量への反映が早かったうえに、気温の低下に比べて濃度年増加量の減少がこれまでになく大きかった。樹木によっては、直達日射(太陽からまっすぐ届く光)より散乱光の方が光合成効率が高いことが知られており、1991年から1992年にかけての濃度年増加量の減少は、気温低下による濃度年増加量の低下だけでなく、ピナトゥボ火山噴火による成層圏エーロゾルの影響で太陽の散乱光の増加による植生の光合成が高まったため、二酸化炭素がより多く吸収されたとも考えられている(Gu et al., 2004; Angert et al., 2004)。

[海洋における鉄分のプランクトンへの影響と海洋による二酸化炭素吸収能力増加の可能性]

陸域だけでなく海洋の生態系の状態についても、二酸化炭素の吸収に大きな影響があることがわかってきている。20世紀前半から、栄養塩が豊富であるにもかかわらず植物プランクトンの活動が不活発な海域が知られていた。鉄は、植物プランクトンの光合成や呼吸において、極めて重要な役割を果たしていることが知られてはいたが、1980年代に微量な鉄分の測定が可能になった結果、植物プランクトンの活動が不活発な海域では、鉄分が枯渇していることがわかった。これから、鉄分の不足が植物プランクトンの成長を制限しているのではないかという説が提案された。

最近、南大洋や赤道太平洋での鉄の散布実験によって、海洋中の植物プランクトンが劇的に増殖す ることがわかってきている(Coale et al., 1996; Boyd et al., 2000)。北太平洋でも2001年に約80 km²の海 域に350 kg の硫酸鉄を散布することによって、植物プランクトンが1日当たり2.6 倍増えて海水中の二酸 化炭素濃度が減少することがわかっている(Tsuda et al., 2003)。これは、鉄の投入によって、海洋の二酸 化炭素吸収能力が増加したことを示している。また実験だけでなく、実際に南大洋ケルゲレン高原付近 で、海流による下層からの自然の鉄の供給により、植物プランクトンの大規模な増殖が確認され、さらにこ の場合供給された鉄に対する炭素の取り込みが散布実験時より10 倍以上高かったことがわかっている (Blain et al., 2007)。

この理論は、人間が実際に扱える量の鉄で海洋中の植物プランクトンを制御できそうなことから、実現 可能性のある大気中の二酸化炭素抑制策のひとつとして注目されている。しかし、植物プランクトンに取り こまれた炭素はどこに行くのか、栄養塩のバランスを崩して全体としては植物プランクトンの生産性を下げ るのではないかなど検討する余地も多く残っている。そのため、鉄の散布が生態系へ及ぼす影響につい て、今後正確な科学的知見を得ることが課題となっている。また、第4.3節に記述するように、黄砂現象が 海洋への鉄の供給を通して植物プランクトンの成長に影響を及ぼしているという説もある。

二酸化炭素に関する気象庁の取り組み

気象庁では、GAW 計画(第8.2.1 節参照)のもと、3 つの観測所で二酸化炭素濃度などの温室効果ガ スの観測を実施している(観測所については第7.1 節を参照、観測方法の詳細は、第7.2 節、較正方法の 詳細は第7.3 節を参照)。観測の結果は、WMO 温室効果ガス世界資料センター(第8.2.2 節参照)へ報 告され、地球全体の監視の一翼を担っている。また、海洋と大気との間の二酸化炭素交換量を正確に把 握し、大気中濃度に及ぼす海洋の役割を定量的に明らかにするために、海洋で洋上大気と表面海水中 の二酸化炭素濃度の観測を行っている。さらに、海洋の表層から中深層水にいたる炭素の輸送のメカニ ズムを把握するため、全炭酸など関連物質を含めた鉛直方向の観測も行っている。

複数の観測所で観測を実施する理由は、地域での濃度とその変動特性を把握するためである。それ らは、地域によって異なる放出源や吸収源の強さと変動を明らかにし、複雑な炭素循環のメカニズムの解 明に貢献する。実際に、航空機観測と気象庁の観測点を含む地上観測を組み合わせて、アジア域での 二酸化炭素の放出量を推定する試みも行われている(Vay et al., 2004)。また、気象庁では、第 2.1.1.f 節 で詳述するように、輸送モデルに逆解法と呼ばれる手法を適用することで、それぞれの陸域や海域ごとの 放出量や吸収量を算出する試みを、各国と協力して進めている(Gurney et al., 2002)。

大気、陸上生物圏、海洋の間の炭素循環のメカニズムの定量的な理解が進めば、二酸化炭素濃度の 変動要因の解明に役立つと共に、人為起源による二酸化炭素排出にともなう将来の大気中の濃度を、自 然の変動を含めてより正確に予測することが可能となる。気象庁の観測は、そのために必要な観測デー タを取得することに貢献している。

2.1.1 大気中の二酸化炭素

2.1.1.a 日本における 2006 年の濃度変動

第 7.2.1 節に基づいてバックグランドデータとして選択された時別値を一月にわたって平均したものを 月別値とし、これを 12 個平均したものを年平均濃度としている。

結果

図 2.1.1.1 ~ 図 2.1.1.3 に、綾里、南鳥島、与那国島で観測された 2006 年の大気中の月別二酸化炭素 濃度と参照濃度(第 8.1.1 節参照)の時系列図を示す。

2006 年の年平均濃度は、綾里で 385.3 ppm、南鳥島で 383.7 ppm、与那国島では 384.6 ppm で、前 年に比べ、綾里で 2.8 ppm、南鳥島で 3.0 ppm、与那国島で 2.1 ppm 増加した。前年差は 3 地点とも平年 より大きなものであった。綾里における濃度は、5 月に最大、7 月に最小、最大と最小の差は 12.6 ppm、南 鳥島における濃度は、5 月に最大、8 月に最小、最大と最小の差は 6.0 ppm、与那国島における濃度は、 4 月に最大、9 月に最小で、最大と最小の差は 8.9 ppm である。

ただし、南鳥島の観測値は例年濃度が低くなる 9、10 月が欠測となっており、年平均濃度、前年差が 大きめに、最大と最小の差は小さめに出ている可能性が大きい。



図 2.1.1.1 綾里における大気中の月別二酸化炭素濃度の時系列図(2006 年)。実線は 2006 年の濃度、点線 は参照濃度(第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は ± 1 (月別濃度と参照濃度の差の標準偏 差)を示す。

Fig. 2.1.1.1 Time series of monthly atmospheric CO2 concentrations at Ryori in 2006. Solid line shows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration).



- 図 2.1.1.2. 南鳥島における大気中の月別二酸化炭素濃度の時系列図(2006 年)。実線は 2006 年の濃度、点線は参照濃度(第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は ± 1 (月別濃度と参照濃度の差の標準 偏差)を示す。9 月と10 月は台風第 12 号の影響により観測を休止した。
- Fig. 2.1.1.2 Time series of monthly atmospheric CO_2 concentrations at Minamitorishima in 2006. Solid line shows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration). The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to the Typhoon 0612 "Ioke".



- 図 2.1.1.3 与那国島における大気中の月別二酸化炭素濃度の時系列図(2006 年)。実線は 2006 年の濃度、 点線は参照濃度(第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は±1 (月別濃度と参照濃度の差の標 準偏差)を示す。
- Fig. 2.1.1.3 Time series of monthly atmospheric CO_2 concentrations at Yonagunijima in 2006. Solid lineshows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration).

解説

綾里では春季の最大濃度と夏季の最小濃度の差が大きく、5月から7月にかけての減少と9月から11

月にかけての増加が急であるのに対し、南鳥島と与那国島では比較的緩やかに変化し、濃度が最小となる時期が綾里に比べ1か月ほど遅い。これらは、綾里における二酸化炭素濃度が北半球中高緯度帯の陸上生物圏の季節変動の影響をより強く受けることと、南鳥島や与那国島を含む低緯度帯にその影響が及ぶのに時間を要するためと考えられる。これらの特徴は後に第 2.1.1.e 節で見るように、それぞれ、北半球中高緯度帯及び低緯度帯の季節変動にみられるものとほぼ同様である。

観測された濃度と参照濃度を、両者の差の標準偏差を考慮しつつ比較すると、綾里では観測された 濃度は5月と8月に高く、7月に低かった。南鳥島では1月、5月、11月に高く、2月、12月に低かった。 与那国島では、1月、2月、4月、11月に高く、9月に低かった。これらの観測された濃度と参照濃度の差 に現れる変動の要因として、観測所に到来する気団そのものの変動と気団の到来頻度の変化が考えら れる。二酸化炭素の場合、北半球中緯度では、夏季は大陸起源の気団の濃度の方が海洋性気団の濃 度より低く、冬季は逆に大気陸起源の気団濃度の方が高くなり、その関係は複雑となる。第7.1.1.g 節の 空気塊の地域通過図を、過去10年間の平均と比べてみると、綾里の7月の低濃度と8月の高濃度に関 しては、これらの時期に濃度が高い東太平洋域起源の気団の流入頻度がそれぞれ7月は低く、8月は高 かったこと、また南鳥島の11月の高濃度と12月の低濃度については、これらの時期に濃度の低い海洋 性気団の流入頻度が、それぞれ、低かったことと高かったこととに対応している(図7.1.1.22参照)。

背景となる一般的知識

[日本付近の二酸化炭素濃度季節変動の特徴]

大気中の二酸化炭素濃度の季節変動は、主に陸上の植物活動の季節依存性に由来する。光合成や 呼吸、それに土壌有機物の分解を含めた陸上生物圏の活動は夏季を中心に活発になる。大気と海洋表 層水との間の二酸化炭素の交換にも季節変動があるが、陸上生物圏との間の交換の季節変動に比べれ ば海洋表層水が季節変動に及ぼす効果は小さい。炭素同位体観測の結果からも、日本付近での大気 中の二酸化炭素濃度の季節変動は、主に植物活動の季節依存性に由来し、海洋の影響をほとんど受け ていないとみられている(Nakazawa *et al.*, 1993; 1997; Morimoto *et al.*, 2000)。

2.1.1.b日本における二酸化炭素濃度の経年変化

第 7.2.1 節に基づいてバックグランドデータとして選択された時別値を一月にわたって平均したものを 月別値とし、これを用いて二酸化炭素濃度の長期変動ならびに季節変動に関する以下の解析を行った。 解析手法の詳細は第 8.1.1 節に記載した。

結果

図 2.1.1.4 は綾里、南鳥島及び与那国島で観測された大気中の二酸化炭素濃度月別値の変動と、季節変動成分を除いた濃度変動(長期変動成分)を示す。いずれの観測点でも、第 2.1.1.a 節でも示した冬季から春季に濃度が高く、夏季から秋季に濃度が低いという季節変動と、年とともに濃度が増加する傾向

が明瞭にみられる。長期変動成分の傾向をみると、綾里の全期間(20年)で1.72 ppm/年、最近10年間で 1.99 ppm/年、南鳥島の全期間(13年)で1.85 ppm/年、最近10年間では1.93 ppm/年、与那国島の全期 間(10年)で2.07 ppm/年の有意な増加トレンドが見られる。



図 2.1.1.4 綾里、南鳥島及び与那国島の大気中の二酸化炭素濃度月別値と、第 8.1.1 節の方法によって季節 変動成分を除いた濃度の経年変化。

解説

3 つの観測所の間には濃度差がみられ、この中では最も北に位置する綾里の濃度が夏季を除いて最 も高いことが多く、このことは北半球の全般的な特徴に一致する(第 2.1.1.d 節参照)。一方、ほぼ同緯度 に位置する南鳥島と与那国島の間にも明らかな差がみられ、与那国島の濃度は南鳥島より高いことが多 い。これは、南鳥島で観測される空気塊が、到達するまで主に海洋上を長時間かけて比較的混合されな がら移流してくるのに対し、アジア大陸に近い与那国島では、人為起源による放出の影響や、秋季から春 季にかけての植物の呼吸や分解で濃度の高くなる大陸からの空気の影響を強く受けるという違いを反映 しているためと考えられる。各観測所に到達する空気塊の移流経路は第 7.1.1.e 節に示されている。

また、3つの観測所の濃度の年々変動の中では、綾里の夏季の濃度の年々変動が比較的顕著である。 綾里では、例えば 2004 年夏季の濃度は、2003 年夏季の濃度と同程度となっているだけでなく、2001 年 の夏季にも濃度が大きく減少しており、これは光合成の活発化によって夏季に濃度が低くなるアジア大陸 北方の空気が、しばしば綾里への流入していたことが寄与していた(気象庁, 2004)。これらの綾里の夏季 の濃度の大きな年々変動が、図 2.1.1.1 の綾里の夏季の月別濃度と参照濃度の差の標準偏差を大きくし ている。

2.1.1.c日本における濃度年増加量の経年変化

二酸化炭素の濃度年増加量(濃度の長期変動成分の時間微分)の経年変化に関する以下の解析を 行った。

結果

図 2.1.1.5 に綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素の濃度年増加量の経年変化

Fig. 2.1.1.4 Time series of monthly atmospheric CO₂ concentrations and deseasonalized concentrations at Ryori, Minamitorishima, and Yonagunijima.

を示す。3 観測所の間で多少の違いはあるものの、ほぼ同期した濃度年増加量の年々変動がみられる。 南鳥島の観測が始まった1993年以降では、1994~1995年、1997年後半~1998年、2002年~2003年、 2004年後半~2006年前半に濃度年増加量の上昇がみられ、特に、2002年以降、2004年を除いて濃度 年増加量が 2.0 ppm/年より大きくなっているのが特徴である。



図 2.1.1.5 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素濃度年増加量の経年変化。濃度年増 加量は季節変動成分を除いた濃度変動の時間微分である。

解説

これまでで顕著であったのは、1997年から1998年にかけての最大で3 ppm/年を超える濃度年増加量 の上昇と、綾里での 2000 年後半から 2001 年前半にかけての低下である。綾里での 2000 年後半から 2001 年前半にかけての低下については、大気・海洋環境報告第 3 号(気象庁, 2003)に解説している。 2002 年から 2003 年にかけての高い増加率の継続は後述するエルニーニョに起因すると思われる(第 2.1.1.d節参照)。しかし、2005 年から 2006 年の高い濃度年増加量は、この時期はエルニーニョ現象はお こっておらず、2005 ~ 2006 年の記録的な高温(北半球平均で 2005 年は過去最高、2006 年は第 3 位)に よる陸上生物圏からの放出の増加などによるものと考えられる。

背景となる一般的知識

こうした年々変動の特徴の多くは、世界の濃度変動でも共通してみられる。2002 年以降、2004 年を除いて濃度年増加量が大きくなっていることは、近年濃度年増加量が大きくなってきている世界的傾向とも 合致しており、世界の濃度変動の節(第2.1.1.d節)で詳しく述べる。また、年々変動の要因の一つとして、 エルニーニョ南方振動(ENSO)が広く知られており、これについても第2.1.1.d節を参照で触れる。

与那国島においては、Tsutsumi et al. (2006)が、観測開始(1998年)から 2004 年までのデータを用 いて、アジア大陸の影響を受けたと考えられる地域規模(数百 km 程度)を持った気団に覆われた時と、 比較的清浄なバックグランド規模(数千 km 程度)を持った気団に覆われた時の二酸化炭素の濃度変動 の違いについて調査を行っている。その結果によると、地域規模の気団はバックグランド規模の気団より 平均濃度で 1.17 ppm 高かった。さらに、バックグランド規模の気団での濃度年増加量は、1.86 ppm/年と ほぼ同緯度帯の増加量と同程度なのに対し、地域規模の気団では、濃度年増加量が 1.97 ppm/年とバッ

Fig. 2.1.1.5 Time series of annual growth rates in atmospheric CO₂ concentration at Ryori, Minamitorishima, and Yonagunijima. The annual growth rates are estimated by the time derivative of the deseasonalized concentration.

クグランド規模の気団より高い値となった。これは、アジア大陸での経済発展に伴った二酸化炭素排出の 増大による濃度上昇が、地域的な規模で起こっていることを示している。

2.1.1.d 世界の二酸化炭素濃度と濃度年増加量の経年変化

温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)に報告された 2006 年までの二酸化炭素濃度観測データ を用いて、国内観測所のデータに対して行ったのと同様の濃度変動解析を行った。全球濃度の解析方 法は第 8.1 節に記述してある。

結果

WDCGGの解析による 2006 年の全球平均濃度は 381.2 ppm となっており、産業革命(18 世紀後半) 以前の平均的な値である 280 ppm に比べて 36%増加している。

図 2.1.1.6 は、緯度帯別に平均した大気中の二酸化炭素濃度の月別値、季節変動成分を除去した濃度及び濃度年増加量の経年変化を3次元的に表現したものである。これらの図から、季節変動の振幅は 北半球中高緯度では大きいが南半球では小さいか不明瞭であること、濃度の増加は北半球中高緯度で 先行して次第に南半球に拡がっていくこと、濃度年増加量は全球的なスケールで変動しているが、北半 球中高緯度で変動幅が大きいことなどがわかる。





- 図 2.1.1.6 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度(上)、季節変動成分を除いた濃度(中)、及び濃度年増加 量(下)の経年変化の3次元表現図(1983年~2006年)。
- Fig. 2.1.1.6 Three-dimensional representation of the latitudinal distributions of atmospheric CO₂ concentrations (top), deseasonalized concentrations (middle), and growth rates (bottom) for the period 1983-2006.

図 2.1.1.7 は、30 度毎の緯度帯別の、季節変動成分を除いた濃度変動(長期変動成分)と、その時間 微分である濃度年増加量の変動を示している。北半球中高緯度で濃度が高く、南半球中高緯度では低 い。季節変動を除いたときに北半球中高緯度でもっとも濃度が高いのは、人間活動にともなう化石燃料の 消費による二酸化炭素の放出がこれらの緯度帯で大きいことを示している。



2温室効果ガス

- 図 2.1.1.7 30 度緯度帯毎の季節変動成分を除いた大気中の二酸化炭素濃度(上)と、その時間微分である 濃度年増加量(下)の経年変化。
- Fig.2.1.1.7 Time series of deseasonalized atmospheric CO₂ concentrations (top) and growth rates (bottom) for each 30-degree latitudinal zone.

解説

1983 年から2006 年の期間で平均してみると、全ての緯度帯でほぼ 1.6 ppm/年~1.7 ppm/年の割合で 濃度の増加が続いている。また、濃度年増加量には大きな年々変動がみられ、緯度帯により多少の違い はあるものの、おおむね、1987/1988 年、1997/1998 年、2002/2003 年、2005 年で全ての緯度帯で 2 ppm/ 年を上回り、1989/1990 年、1992/1993 年(北半球高緯度では増加率が負の値となった)、1996 年で 1 ppm/年を下回るところがあった。総合すると、過去 10 年間の世界の平均濃度年増加量は 1.93 ppm/年で あったが、これは 1990 年代の平均濃度年増加量 約 1.5 ppm より大きくなっている。この原因の一つとし て、人為起源の二酸化炭素放出量の近年の増加が挙げられている(Canadell *et al.*, 2007)。

また、人為起源の放出以外に年々変動を引き起こす要因の一つとして、エルニーニョ南方振動 (ENSO)が広く知られている。1982/1983年、1986-1988年、1991/1992年、1997/1998年、2002/2003年は エルニーニョ現象、1984/1985年、1988/1989年、1995/1996年、1998-2000年、2005/2006年はラニーニ ャ現象が発生した年であり、基本的にエルニーニョ時は高い濃度年増加量、ラニーニャ時は低い濃度年 増加量とおおむね良い対応がみられる。しかし、2005-2006年はラニーニャ現象が起こったにもかかわら ず、高い濃度年増加量が見られた。これは、世界の平均気温が高かった(北半球平均で2005年は過去 最高、2006年は第3位)ためと考えられる。

背景となる一般的知識

[エルニーニョと二酸化炭素濃度増加率との関係]

エルニーニョ現象は高温などの全球的な異常天候をもたらし、植物の呼吸活動の活発化や土壌有機物の分解作用の強化によって、陸上生物圏から大気への二酸化炭素の放出を強める(Keeling *et al.*, 1995)。一方、東部赤道太平洋域には海洋深層の二酸化炭素濃度の高い海水の湧昇域があり、海洋から大気に二酸化炭素が放出されているが、エルニーニョ現象の発生にともなってこの湧昇が抑えられるために、大気への二酸化炭素放出は小さくなる。この2つが大気中の二酸化炭素の濃度変動に与える効果は相反するものであるが、後者が東部赤道太平洋に限られた現象であるのに対し、前者は世界的な現象であるため、前者のほうが大気中の二酸化炭素濃度の変動に与える影響が大きい(Dettinger *et al.*, 1998)。

このエルニーニョ時の二酸化炭素放出量の増加は、逆解法(第 2.1.1.f 節参照)による推定によって、 主として熱帯で起こっていることがわかっている(Patra *et al.*, 2005)。また、炭素同位体の観測結果でも、 エルニーニョにともなう二酸化炭素濃度の変動は、大気・海洋間での炭素循環の変動よりも、大気・陸上 生物圏間での炭素循環の変動によってもたらされることが判っている(Keeling *et al.*,1989; Nakazawa *et* *al.*,1993; Morimoto *et al.*, 2000)。1997/1998 年の大規模なエルニーニョ現象も、森林火災や干ばつを東 南アジアに頻発させ、また全球的な高温をもたらし、陸上生物圏からの二酸化炭素の放出を強めたと考 えられる(Watanabe *et al.*, 2000; Patra *et al.*, 2005)。

[最近の二酸化炭素濃度年増加量の増大について]

2002 年から 2003 年にかけて、濃度年増加量は比較的高い期間が継続した。確かに 2002 年夏から 2002/2003 年冬は、エルニーニョが起こった時期であったが、Jones and Cox (2005) は、この高い濃度 年増加量は、エルニーニョだけでは説明できず、同時期に起こった北半球森林火災や 2003 年夏のヨー ロッパでの異常高温(熱波)との関連の可能性を示している。Ciais *et al.* (2005)も、2003 年の高い濃度年 増加量は、ヨーロッパ西部の異常高温とヨーロッパ東部の干ばつによる総一次生産量の減少による、二 酸化炭素の通常の吸収から、放出への転化によるとしている。このように高温による陸上生物圏からの二 酸化炭素放出(吸収の減少)は、IPCC 第 4 次報告書でも気候の炭素循環に対する正のフィードバック効 果(第 2.1 節の「二酸化炭素を含む炭素循環のメカニズム解明をめぐる最近の知見」を参照)として、指摘 されている。

さらに、Canadell et al. (2007)は、2000~2006年の平均の濃度年増加量が1970~1999年の平均に 比べて約 35%増加していることを指摘している。これは過半が人間活動の活発化による排出量の増加に よるが、それだけではなく、自然の吸収源による炭素の吸収効率が落ちてきていることも指摘している。そ の原因として南大洋での湧昇流の増大(第 2.1.2 節「海洋の二酸化炭素に関連する最近の知見」参照)、 2002~2005 年の中緯度での干ばつを上げている。彼らは、この濃度年増加量の増大は、モデルで予想 されていたより大きいようであるとも指摘している。

[ピナトゥボ火山噴火の二酸化炭素濃度年増加量への影響]

この一方で、1991/1992年のようにエルニーニョ現象が発生していたにもかかわらず、濃度年増加量が 小さかった年がある。これは 1991年6月にピナトゥボ火山が噴火し、それよる全球的な平均気温の低下 (Dutton *et al.*, 1992)が、北半球陸上植物の成長(Lucht *et al.*, 2002)や土壌有機物の分解を抑制した (Conway *et al.*, 1994; Lambert *et al.*, 1995; Rayner *et al.* 1999)上に、本節の最初の「最近の知見」で述べ たように、成層圏に注入された二酸化硫黄を起源とするエーロゾルが引き起こした散乱光の増加が光合 成の増加を引き起こし(Gu *et al.*, 2004)、これらが複合して二酸化炭素濃度年増加量の減少を招いたた めと考えられる(Angert *et al.*, 2004)。

[熱帯の陸上気温と二酸化炭素濃度年増加量との関係]

本節の最初の「エルニーニョと二酸化炭素濃度年増加量との関係」で述べたように、エルニーニョ時に は陸上生物圏から大気への二酸化炭素の放出が強まる。これを詳しく調べるために、図 2.1.1.8 に 1983 年~2006年の熱帯域(北緯 30度~南緯 30度)における濃度年増加量とエルニーニョの指数(SOI)、東 部赤道太平洋域における海面水温(SST)平年偏差及び熱帯域の気温との関係を示す。SOI 及び SST 平年偏差の変動は熱帯域の濃度年増加量の変動と比較的良い対応関係にあり、エルニーニョに強く関 連していることを示唆しているが、ピナトゥボ火山噴火後の 1992年頃はこの二つの指数の変動とは一致し ていない(図 2.1.1.8 上・中図)。一方、熱帯域の陸上気温の変動は、1992年頃も含めて熱帯域の濃度増 加率の変動に対して、他の二つより良い一致を示している(図 2.1.1.8 下図)。南方振動指数、東部赤道太 平洋の海面水温平年偏差、及び熱帯域の陸上気温平年偏差のそれぞれの指数と濃度年増加量との相 関係数を、1983年~2005年について調査してタイムラグを調整した場合、それぞれ、0.35、0.46、0.70と なった(タイムラグはそれぞれ濃度年増加量の、6 か月,5 か月,0 か月遅れ)。従って、熱帯域の濃度年増 加量はエルニーニョの影響による熱帯域陸上気温による熱帯生物圏の影響をより密接に受けていると考 えられる。



- 図 2.1.1.8 熱帯域(30°N 30°S)における大気中の二酸化炭素濃度年増加量と南方振動指数(SOI)(上)、 東部赤道太平洋(4°N - 4°S、90°W - 150°W)における海面水温(SST)平年偏差(中)、熱帯域 (30°N - 30°S)の陸上気温平均偏差(下)の変動。陸上気温偏差は、JRA-25 再解析データ(Onogi *et al.*, 2007)(地表面気温)から求めた。実線が濃度年増加量、点線が各要素の 5 か月移動平均値 を示す。
- Fig.2.1.1.8 Time series of atmospheric CO₂ growth rates in the tropics (30°N-30°S) and its comparison with Southern Oscillation Index inversed sign (top), SST anomaly in the east equatorial Pacific (4°N-4°S, 90°W-150°W) (middle), and temperature anomaly of surface on land in the tropics (bottom) calculated from JRA-25 reanalysis data(Onogi *et al.*, 2007). A solid line shows the growth rate, and a dotted line shows each parameter (5 months running-mean).

2.1.1.e 世界の 2006 年の二酸化炭素濃度変動の緯度による違い

温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)に報告された 2006 年までの二酸化炭素濃度観測データ を用いて、国内観測所のデータに対して行ったのと同様の濃度変動解析を行った。全球濃度の解析方 法は第 8.1 節に記述する。

結果

図 2.1.1.9 に、2006 年の 30 度毎の緯度帯別月平均濃度と参照濃度の時系列図を示す。北半球の季 節変動振幅が大きい。また、北半球では、中高緯度での極小が 8 月であるのに対して低緯度では 9 月で あるなど、中高緯度に比べて低緯度では季節進行が遅れている。これは、北半球中高緯度を中心に植 物活動によって誘起される季節変動が、低緯度に伝搬するのに時間を要すること(Tanaka *et al.*, 1987) や、 雨季・乾季にともなって中緯度より遅れて季節進行する低緯度の植物活動の影響(Nemry *et al.*, 1996)に よるものと考えられる。



- 図 2.1.1.9 30 度緯度帯毎の大気中の二酸化炭素濃度の時系列図(2006 年)。実線は 2006 年の濃度、点線 は参照濃度(第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は ± 1 (月別濃度と参照濃度の差の標準偏 差)を示す。
- Fig. 2.1.1.9 Time series of atmospheric CO_2 concentrations for each 30-degree latitudinal zone in 2006. Solid line shows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration).

解説

大気と海洋表層水との間の二酸化炭素の交換にも季節変動がある。同じ海水であれば、海面水温が 高くなると海洋表層水中の二酸化炭素濃度は高まる(第 2.1.2 節参照)。ただ、陸上生物圏との間の交換 の季節変動に比べれば海洋表層水が季節変動に及ぼす効果は小さいとされている。

一方、南半球中高緯度帯では小さいながら位相がおおよそ半年のずれをともなっていることが明瞭に 見える。南半球中高緯度では、植物活動の舞台である陸域が少ないために、夏季に集中する植物活動 の影響が現れにくいと考えられる。南半球低緯度(赤道 ~ 南緯 30 度)では、振幅は小さいものの北半球と 南半球中高緯度帯の二つの季節変動が重なり合っているように見え、振幅の大きな北半球の変動の影 響が徐々に南半球まで及んでいることをうかがわせる。南半球中高緯度帯の季節変動の波形は正弦波 に近いものであるが、北半球、特に高緯度では正弦波から大きくひずんだ形をしている。特に 2 月から 5 月にかけては季節変動成分にほとんど変化がない。

背景となる一般的知識

[北半球中高緯度での二酸化炭素濃度の季節変動の原因]

大気中の二酸化炭素濃度の季節変動は、主に陸上の生物活動の季節依存性に由来する。光合成や 呼吸、それに土壌有機物の分解を含めた陸上生物圏の活動は夏季を中心に活発になる。この中で、光 合成による吸収は日射に強く依存し、夏至近くを中心に比較的短い期間に集中して活発になるのに対し て、呼吸や分解による放出は気温(あるいは地温)に依存して比較的緩やかに変化する。そのために、一 般的には北半球夏季の前半は光合成が上回って濃度が下がり、夏季の終わりから濃度が上昇を始め る。このほかの季節も呼吸や分解にともなって二酸化炭素を放出するが、気温の低い季節はその活動も 低調となるため、濃度の増加は緩やかになる。

2.1.1.f 逆解法による二酸化炭素放出量推定

近年、濃度の観測データからモデルを使って二酸化炭素放出・吸収量(フラックス)を推定する試みが 行われている。気象庁でも、地球圏-生物圏国際協同研究計画(IGBP)主催の大気トレーサー輸送モデ
ル相互比較計画(TransCom)で採用された時系列逆解法(Baker *et al.*, 2006)を用いて、二酸化炭素放 出・吸収量の推定を行っており(第 8.1.3 節参照)、ここでその結果の一部を紹介する。ここでの輸送モデ ルによる前方演算は、同プロジェクトに参加した気象庁の二酸化炭素輸送モデル(CDTM、Maki *et al.*, 2001)を用い、気象庁と電力中央研究所が実施した長期再解析(JRA-25: Onogi *et al.*, 2007)を利用して 実施した。用いた観測データは、WMO 温室効果ガス世界資料センター(第 8.2.2 節参照)が収集した世 界中の二酸化炭素濃度月平均値を、逆解法自体を用いてデータセレクション(Maki *et al.*, 2005)を行っ た後、それを用いて 1985 年~2006 年にかけての月別の二酸化炭素フラックスを算出した。

結果

図 2.1.1.10 は陸域・海域における推定された二酸化炭素の放出量の変化とエルニーニョ監視指数と の関係を示している。図 2.1.1.10 によると、1991~1992 年を除いて、エルニーニョの時期(1986~1988 年、 1997~1998 年、2002~2003 年)にやや遅れて陸域の放出量が増大していることが分かる。1991~1992 年にエルニーニョが発生したにもかかわらず、陸域の放出量が大きく減少しているのはピナトゥボ火山の 噴火による影響と考えられている(Baker *et al.*, 2006)。これらの結果は他の多くの研究結果(Rödenbeck *et al.*, 2004、Patra *et al.*, 2005 など)とほぼ一致している。



図 2.1.1.10 逆解法による陸域と海域の月平均総二酸化炭素推定放出量(負は吸収量を示す)とエルニーニョ 監視指数との関係。バックグラウンドとしてのフラックス(海洋は-2Gt/年、人為起源を含む陸域は 4Gt/年)が差し引かれている。

Fig. 2.1.1.10 Time series of ENSO index and estimated monthly CO₂ fluxes from the land and the ocean estimated by inversion analysis. Background fluxes (ocean absoption (-2Gt/year), land and anthropogenic emission (4Gt/year)) are substraced.

背景となる一般的知識

<u>[逆解法による観測点配置の評価の試み]</u>

逆解法はこのように、地域的な二酸化炭素フラックスの変動を推定するのに有効であるが、それだけ でなく、この手法を使って、どこに新たな観測点を設置したらよいか、あるいはそれぞれの観測点がどの 程度二酸化炭素フラックス量の推定精度に寄与しているか、という評価も行われている(Patra and Maksyutov, 2002; Patra *et al.*, 2004; Sasaki *et al.*, 2004)。それによると、シベリアはフラックスの不確かさが 大きい地域の一つであり、観測点の設置が望ましい地域である(Maksyutov *et al.*, 2004)。しかしシベリア の冬は厳寒になり、また夏季は多くの地域で泥沼化するため、観測点の設置及びその維持管理は非常 に困難と考えられている。そのため、シベリアでなくてもその風下の太平洋岸に観測点があればフラックス 量の推定に有効であることが確かめられている(Patra *et al.*, 2004)。それを裏付けるように Suntharalingam *et al.*(2004)は、気象庁の大気環境観測所(岩手県大船渡市綾里)が、アジア大陸太平洋岸にあるととも に、連続観測によるデータ数の多さと小さな標準誤差によって、フラックス評価に大きな影響力のある観 測点になっていることを指摘している。

また、逆解法を用いて異なる機関や方法(フラスコ観測、連続観測)の観測データを用いた際の影響 に関する研究も行われている(Röedenbeck *et al.*, 2006)。これによると、観測実施機関の違いや観測プロ グラムの違いに起因する解析結果の違いはフラックスの年々変動やモデル誤差などから推定される変動 よりも遙かに小さく、異なる機関や方法の観測データを統合して逆解法で取り扱うことの妥当性を示して いる。



2.1.2 海洋上及び海水中の二酸化炭素

第2.1節の「基礎知識」で述べたように、海洋は 陸上生物圏とともに、大気中に排出された二酸化 炭素の大きな吸収源となる。二酸化炭素は水に溶 けると、その多くは重炭酸イオンとなるが、このイオ ンとしての存在形態(無機炭酸)は、分子状の二 酸化炭素として海水中に存在するより100倍以上 も多く炭素を溶解することが出来る。また海洋表層 では、植物プランクトンなどの海洋生物が光合成 によって二酸化炭素を体内に取り込むため、二酸 化炭素濃度が低下し、さらに大気中の二酸化炭 素を取り込むことが可能となる。海洋生物に取り込 まれた二酸化炭素は、海洋生物の死骸や排泄物 の沈降・分解により、海洋内部の中・深層に輸送さ

れ蓄えられる。海洋表層の二酸化炭素が中·深層へと輸送されるこの働きは、海洋生物が重要な役割を 果たしていることから、「生物ポンプによる海洋の二酸化炭素の貯蔵機能」と呼ばれている。このように、海 洋内部で二酸化炭素は多様な変化をするので、二酸化炭素の状況を把握するためには、表面海水中の 二酸化炭素濃度だけでなく、関連物質である無機炭酸の総量(全炭酸)も観測する必要がある。

海洋の二酸化炭素に関する基礎知識

[大気と海洋間の二酸化炭素交換と大気濃度と海洋中の分圧の関係]

海洋は海面を通して大気と二酸化炭素を交換しており、この交換過程を経て大気中の濃度に影響を 与えている。そのため、大気・海洋間での二酸化炭素交換量(フラックス)を把握し、またそれが変動する 要因を把握することは、将来の大気中の二酸化炭素濃度を予測する上で重要である。二酸化炭素フラッ クスは洋上大気中と表面海水中の二酸化炭素の圧力の差である分圧差(*p*CO₂)に依存する。本報告 では、大気・海洋間の二酸化炭素分圧差は、海水中の分圧が大気中より高い場合を正と定義する。分圧 差が正値の海域は二酸化炭素の放出域となり、逆に分圧差が負値の海域は吸収域となる。

[海洋中の二酸化炭素濃度の観測方法]

気象庁では、洋上大気中の二酸化炭素濃度は、水蒸気の影響を除くため乾燥空気中の体積混合比 (CO₂air(ppm))として観測している。また、表面海水中の二酸化炭素濃度は、密閉した空気中に表面 海水をシャワー状に流して、海水中の二酸化炭素と密閉した空気中の二酸化炭素を平衡にし、この平衡 状態に達した空気中の二酸化炭素濃度を大気と同様に乾燥空気中の体積混合比(CO₂sea(ppm))と して測定している。

大気と海洋の二酸化炭素分圧及び大気・海洋間の分圧差(*p*CO₂air, *p*CO₂ sea, *p*CO₂)は、二酸 化炭素濃度(体積混合比)に、大気圧(P)と飽和水蒸気圧(e)の差を乗じ、次式で計算している。

 $pCO_2 air = (P - e) \times CO_2 air$

 $pCO_2 \text{ sea} = (P - e) \times CO_2 \text{ sea}$

 $pCO_2 = pCO_2$ sea - pCO_2 air

$$=$$
 (P - e) × (CO₂ sea - CO₂air)

ただし、P = 1atm とした。

詳しくは第 7.4 節に記述している文献を参照のこと。本報告では洋上大気中及び表面海水中の二酸 化炭素濃度には ppm の単位を用い、大気と海洋の二酸化炭素分圧及び大気・海洋間の二酸化炭素分 圧差には μatm の単位を用いる。

[大気・海洋間の二酸化炭素フラックスの算出]

大気・海洋間の二酸化炭素の正味のフラックス(F)は、ガス交換係数(K)、大気・海洋間の二酸化炭素分圧差(pCO2)により、次式で計算している。

 $F = K \times pCO_2$

ここで、ガス交換係数は風速や海面水温・塩分に依存した係数である。

海洋の二酸化炭素に関連する最近の知見

[南大洋における大気中二酸化炭素の吸収量の低下について]

南大洋(Southern Ocean)は、大気中の二酸化炭素の大きな吸収源として知られており、IPCC 第4次 評価報告書では、およそ 1.5 GtC/年の割合で二酸化炭素を吸収しているとされている。ところが、最近の 研究によりその吸収量が低下してきていることがわかってきた。Quéré et al. (2007)は、南半球における 40 の観測点での大気中二酸化炭素データと逆解法によって、南緯 45 度以南の南大洋では 1981 年から 2004 年の 24 年間で、10 年間当たり 0.08 GtC/年の割合で吸収が弱まってきていると推測している。しかも これは当分(約 25 年)は継続し、将来の大気中二酸化炭素の安定濃度にも影響する可能性があると指摘 している。この理由として、南極を取り囲んで吹く風(南半球環状モード: SAM)が強まっており、この強い 風が比較的二酸化炭素濃度の高い深層の海水を表層に持ち上げる海洋の循環を促進し、それによる二 酸化炭素の放出が吸収を相殺していると説明している。この風の強まりにはオゾン層の破壊による南極の 低温化も関連していると考えられている(Shindell and Schmidt, 2004)。 2.1.2.a 北西太平洋の洋上大気中及び表面海水中の二酸化炭素濃度

表面海水中の二酸化炭素濃度は、大気・海洋間での二酸化炭素交換のほか、水温の変動、生物活動、降水や蒸発による海水の希釈や濃縮、表面下の海水との混合などの影響により変動する。

気象庁では、1981 年から二酸化炭素観測を実施している気象庁地球環境・海洋部所属の凌風丸に 加え、2000 年 10 月からは神戸海洋気象台所属の啓風丸でも二酸化炭素観測を実施している。図 2.1.2.1 に凌風丸及び啓風丸が観測した 2006 年の大気・海洋間の二酸化炭素分圧差(*p*CO₂)の分布を示す。



図 2.1.2.1 大気・海洋間の二酸化炭素分圧差(*p*CO₂)の分布。(a) 2006 年 1 月 15 日 ~ 3 月 5 日、(b) 2006 年 4 月 18 日 ~ 5 月 8 日、(c) 2006 年 6 月 9 日 ~ 8 月 10 日、(d) 2006 年 10 月 13 日 ~ 11 月 06 日。 Fig. 2.1.2.1 Distributions of the difference in the CO₂ partial pressure (*p*CO₂) between the sea water and the air: (a) January 15 - March 5, 2006, (b) April 18 - May 8, 2006, (c) June 9 August 10, 2006, and (d) October 13 November 6, 2006.

亜熱帯域

結果

図 2.1.2.2 ~ 7 に 2006 年の東経 137 度線及び東経 165 度線に沿った洋上大気中及び表面海水中の 二酸化炭素濃度、海面水温、海面塩分、全炭酸、リン酸及びクロロフィル a の緯度分布を示す。これらの 図によると、2006 年の 1 ~ 2 月の東経 137 度線及び東経 165 度線に沿った北西太平洋亜熱帯域(おお むね北緯 10 ~ 30 度)における表面海水中の二酸化炭素濃度は、大気中のそれと比べて低かった。また、 6 ~ 7 月の表面海水中の二酸化炭素濃度は、東経 137 度線に沿った北緯 20 ~ 30 度では大気中のそれと 比べて高かったが、東経 137 度線に沿った北緯 10 ~ 19 度及び東経 165 度線北緯 10 ~ 30 度では大気と ほぼ同程度であった。

また、図 2.1.2.8 に 2006 年の冬季及び夏季の東経 137 度線に沿った大気・海洋間の二酸化炭素分圧 差の観測値、平均値(冬季が 1984 ~ 2005 年、夏季が 1990 ~ 2005 年)、標準偏差の範囲を示す。分圧差 が標準偏差の範囲にあったとき平均的な値とし、それを上回った(下回った)場合を分圧差が高い(低い) とすると、分圧差が 1 ~ 2 月の北緯 24 ~ 27 度及び 7 月の北緯 10 ~ 19 度で低く、7 月の北緯 25 度、30 ~ 32 度で高い値となった。それ以外の海域では平均的な値であった。

解説

亜熱帯域の表面海水中の二酸化炭素濃度は、これまでの観測から「冬季に低く夏季に高くなる季節 変動」を示すことが、さらにこの季節変動は、主として水温の変動に依存していることがわかっている。

東経 137 度線に沿った 1~2 月の北緯 24~27 度及び 7 月の北緯 10~19 度でみられた表面海水中の二酸化炭素濃度の偏差はそれぞれ-10.5~-6.4 µ atm 及び-21.1~-10.0 µ atm の範囲で低くなった。この濃度低下には、それぞれ-1.8~-1.5 及び-1.2~-0.4 という水温の低下が大きく影響している。



- 図 2.1.2.2 東経 137 度線(下図参照)に沿った(a)洋上大気中(赤)及び表面海水中(青)の二酸化炭素濃度、 (b)海面水温、(c)海面塩分、(d)全炭酸、(e)リン酸及び(f)クロロフィル a の緯度分布(2006 年 1 月 19 日~1 月 31 日)。
- Fig. 2.1.2.2 Latitudinal distributions of (a) the atmospheric and the oceanic CO₂, (b) sea surface temperature (SST), (c) sea surface salinity, (d) total inorganic carbon (TIC), (e) phosphate and (f) chlorophyll a along 137°E (shown at the bottom panel) in January 19 January 31, 2006.



- 図 2.1.2.3 東経 137 度線(下図参照)に沿った(a)洋上大気中(赤)及び表面海水中(青)の二酸化炭素濃度、 (b)海面水温、(c)海面塩分、(d)全炭酸、(e)リン酸及び(f)クロロフィル a の緯度分布(2006 年 4 月 19 日~5 月 2 日)。
- Fig. 2.1.2.3 Latitudinal distributions of (a) the atmospheric and the oceanic CO₂, (b) sea surface temperature (SST), (c) sea surface salinity, (d) total inorganic carbon (TIC), (e) phosphate and (f) chlorophyll a along 137°E (shown at the bottom panel) in April 19 May 2, 2006.



- 図 2.1.2.4 東経 137 度線(下図参照)に沿った(a)洋上大気中(赤)及び表面海水中(青)の二酸化炭素濃度、 (b)海面水温、(c)海面塩分、(d)全炭酸、(e)リン酸及び(f)クロロフィル a の緯度分布(2006 年 7 月 7 日 ~ 7 月 18 日)。
- Fig. 2.1.2.4 Latitudinal distributions of (a) the atmospheric and the oceanic CO₂, (b) sea surface temperature (SST), (c) sea surface salinity, (d) total inorganic carbon (TIC), (e) phosphate and (f) chlorophyll a along 137°E (shown at the bottom panel) in July 7 July 18, 2006.



- 図 2.1.2.5 東経 137 度線(下図参照)に沿った(a)洋上大気中(赤)及び表面海水中(青)の二酸化炭素濃度、 (b)海面水温、(c)海面塩分、(d)全炭酸、(e)リン酸及び(f)クロロフィル a の緯度分布(2006 年 10 月 21 日~10 月 31 日)。
- Fig. 2.1.2.5 Latitudinal distributions of (a) the atmospheric and the oceanic CO₂, (b) sea surface temperature (SST), (c) sea surface salinity, (d) total inorganic carbon (TIC), (e) phosphate and (f) chlorophyll a along 137°E (shown at the bottom panel) in October 21 October 31, 2006.



- 図 2.1.2.6 東経 165 度線(下図参照)に沿った(a)洋上大気中(赤)及び表面海水中(青)の二酸化炭素濃度、 (b)海面水温、(c)海面塩分、(d)全炭酸、(e)リン酸及び(f)クロロフィル a の緯度分布(2006 年 1 月 23 日~2 月 9 日)。
- Fig. 2.1.2.6 Latitudinal distributions of (a) the atmospheric and the oceanic CO₂, (b) sea surface temperature (SST), (c) sea surface salinity, (d) total inorganic carbon (TIC), (e) phosphate and (f) chlorophyll a along 165°E (shown at the bottom panel) in January 23 February 9, 2006.



- 図 2.1.2.7 東経 165 度線(下図参照)に沿った(a)洋上大気中(赤)及び表面海水中(青)の二酸化炭素濃度、 (b)海面水温、(c)海面塩分、(d)全炭酸、(e)リン酸及び(f)クロロフィル a の緯度分布(2006 年 6 月 15 日~7 月 11 日)。
- Fig. 2.1.2.7 Latitudinal distributions of (a) the atmospheric and the oceanic CO₂, (b) sea surface temperature (SST), (c) sea surface salinity, (d) total inorganic carbon (TIC), (e) phosphate and (f) chlorophyll a along 165°E (shown at the bottom panel) in June 15 July 11, 2006.



- 図 2.1.2.8 (a) 2006 年 1 ~ 2 月及び(b) 2006 年 7 月の東経 137 度線に沿った大気・海洋間の二酸化炭素分圧 差(*p*CO₂)の観測値(青丸)、季節平均値(白丸、平均期間は(a) 1984 ~ 2005 年、(b) 1990 ~ 2005 年)及び標準偏差の範囲(陰影部)。
- Fig. 2.1.2.8 The observed values (closed circles) of the difference in the CO_2 partial pressure (pCO_2) between the sea water and the air in (a) January February and (b) July, 2006, the seasonal mean values (open circles, the periods are (a) from 1984 to 2005 and (b) from 1990 to 2005) and the ranges of standard deviation (shaded areas).

赤道域

結果

図2.1.2.9~10に2006年2月と7月の赤道に沿った洋上大気中及び表面海水中の二酸化炭素濃度、 海面水温、海面塩分、全炭酸、リン酸塩及びクロロフィル a の経度分布を示す。2月の表面海水中の二酸 化炭素濃度は、東経142~157度で大気中の濃度と同じ濃度であるが、東経158~165度で大気中の濃 度より45~80 ppm 程度高かった。7月の表面海水中の二酸化炭素濃度は、東経145~165度のほぼ全 域で大気中の濃度と同じ程度の濃度であった。

観測された海面塩分は2月の東経142~157度で33.9~34.4、7月は東経142~165度で32.25~ 34.95であり、2月の東経142~157度及び7月の東経142~165度は暖水域(目安としている海面塩分 35.0以下)であった。2月の東経158度~165度の海面塩分は35.3~35.5であり、全炭酸濃度は暖水域 より100µmol/l前後高く、太平洋赤道域東部の湧昇域の影響がみられた。

解説

太平洋赤道域の表層構造は西部の暖水域と東部の湧昇域によって特徴付けられる。一般的に、太平 洋赤道域東部の湧昇域の表面海水は、西部の暖水域と比べて低温、高塩分で全炭酸濃度が高い。この 湧昇域と暖水域の境界が東風(貿易風)の強い(弱い)時期は西方(東方)へ移動し、太平洋赤道域西部 の表面海水中の二酸化炭素濃度が大きく変動する(Ishii *et al.*, 2004)。1996~2004年の観測では、太平 洋赤道域の東経 165 度以西における表面海水中の二酸化炭素濃度は、大気中の濃度と比べて、ラニー ニャ現象の時期に高く、エルニーニョ現象の時期に同じ濃度となる傾向がみられた。

2005 年秋季~2006 年春季のラニーニャ現象の影響で、2006 年2月には、赤道湧昇域の境界が東経 158 度付近まで西方に移動したため、それ以東では表面海水中の二酸化炭素濃度が高くなっていた。



- 図 2.1.2.9 赤道に沿った(a)洋上大気中(赤)及び表面海水中(青)の二酸化炭素、(b)海面水温、(c)海面塩 分、(d)全炭酸、(e)リン酸塩及び(f)クロロフィル a の経度分布(2006 年 2 月 7 日~2 月 17 日)。
- Fig. 2.1.2.9 Longitudinal distributions of (a) the atmospheric and the oceanic CO₂, (b) sea surface temperature (SST), (c) sea surface salinity, (d) total inorganic carbon (TIC), (e) phosphate and (f) chlorophyll a along the equator in February 7- February 17, 2006.



図 2.1.2.10 赤道に沿った(a)洋上大気中(赤)及び表面海水中(青)の二酸化炭素、(b)海面水温、(c)海面 塩分、(d)全炭酸、(e)リン酸塩及び(f)クロロフィル a の経度分布(2006 年 7 月 3 日 ~ 7 月 21 日)。 Fig. 2.1.2.10 Longitudinal distributions of (a) the atmospheric and the oceanic CO₂, (b) sea surface temperature

(SST), (c) sea surface salinity , (d) total inorganic carbon (TIC), (e) phosphate and (f) chlorophyll a along the equator in July 3 July 21, 2006.

2.1.2.b 北西太平洋の二酸化炭素濃度の経年変化

気象庁は、北西太平洋の東経 137 度線に沿った洋上大気中及び表面海水中の二酸化炭素濃度の 観測を1981年より実施している。このうち1~2月の観測は、1981年から2006年まで毎年行われており、 表面海水中の二酸化炭素濃度の経年変化が明らかになっている。

結果

図 2.1.2.11 に東経 137 度線の北緯 7~33 度で平均した洋上大気中及び表面海水中の二酸化炭素濃 度の経年変化を示す。洋上大気中の二酸化炭素濃度は 1~2 月(北半球の冬季)、表面海水中の二酸 化炭素濃度は 1~2 月(北半球の冬季)及び 6~8 月(北半球の夏季)に観測されたものである。

2006 年冬季の大気中の二酸化炭素濃度は 384.9 ppm であり、前年より 3.6 ppm 増加した。1984~2006 年の平均した濃度年増加量は 1.7±0.1 ppm/年で、この期間ほぼ一定の割合で増加している。ここで、濃度年増加量の変動幅は 95%信頼限界を示す。2006 年冬季の表面海水中の二酸化炭素濃度は大気中より低い 342.0 ppm であり、前年より 2.3 ppm 増加した。1984~2006 年の平均した濃度年増加量は 1.6±0.3 ppm/年であり、年々変動が大きいものの大気とほぼ同じ率で増加している。

2006 年夏季の表面海水中の二酸化炭素濃度は大気中より高い 391.3ppm であり、前年より 6.5 ppm 増加した。1990 ~ 2006 年の平均した濃度年増加量は 1.3 ± 0.8 ppm/年であり、年毎の変化が大きいもの の夏季の表面海水中の二酸化炭素濃度も増加している。



図 2.1.2.11 東経 137 度線の 7°N ~ 33°N で平均した海洋と大気中の二酸化炭素濃度の経年変化(1984 ~ 2006 年)。

Fig. 2.1.2.11 Inter-annual variations in atmospheric and oceanic CO₂ in summer (oceanic only) and winter averaged between 7°N and 33°N along 137°E from 1984 to 2006.

解説

表面海水中の二酸化炭素濃度は1~2月(冬季)、6~8月(夏季)ともに増加しており、大気中へ放出 された人為起源の二酸化炭素を海洋が吸収していることを示していると考えられる。また、安定したデー タを得やすい冬季の表面海水中の二酸化炭素濃度の増加率は、大気中の増加率と有為な差がみられ ない。このことは、1984~2006年の23年間の長期的な傾向として、当該海域における二酸化炭素を吸収 する能力が大きく変化しなかったことを示している。

図 2.1.2.12 に東経 137 度線に沿った冬季の表面海水中の二酸化炭素濃度の南北分布(北緯 3~33 度)の経年変化を示す。表面海水中の二酸化炭素濃度は年々変動が大きく、特に低緯度において変動幅が大きくなる傾向がみられるが、いずれの緯度においても長期的には増加傾向である。



図 2.1.2.12 冬季の東経 137 度線の 3°N ~ 33°N における表面海水中の二酸化炭素濃度の経年変化(1984 ~ 2006 年)。

Fig. 2.1.2.12 Inter-annual and latitudinal variations in CO_2 in the sea surface water at latitudes $3^{\circ}N - 33^{\circ}N$ along $137^{\circ}E$ in the winters from 1984 to 2006.

2.1.2.c 北西太平洋の海水中の二酸化炭素関連物質

結果

図 2.1.2.13 ~ 17 に 2006 年の東経 137 度線(1、7月)、東経 165 度線(6月)に沿った全炭酸濃度の緯 度断面図及び赤道線(2、7月)に沿った全炭酸濃度の経度断面図を示す。亜熱帯域(おおむね北緯 10 ~ 30 度)及び赤道域における表面付近の全炭酸濃度は、2100 µ mol/kg 以下と低く、1000 ~ 2000m 深で 高い濃度となっている。亜寒帯域(ここでは東経 165 度に沿った北緯 38 度以北)では、極大層がみられる 深度が亜熱帯域及び赤道域と同じ 1000 ~ 2000m 深にみられるが、表面付近から 1000m 深にかけての全 炭酸濃度が、亜熱帯域及び赤道域と比べて高くなっている。これらの結果は前年とほぼ同様である。



図 2.1.2.13 東経 137 度線に沿った全炭酸 (µmol/kg)の鉛直断面図 (2006 年 1 月 22 日 ~ 1 月 31 日)。 Fig. 2.1.2.13 Latitude-depth cross section of total inorganic carbon (µmol/kg) along 137°E in January 22 - January 31, 2006.



図 2.1.2.14 東経 137 度線に沿った全炭酸(µmol/kg)の鉛直断面図(2006 年 7 月 7 日 ~ 7 月 16 日)。 Fig. 2.1.2.14 Latitude-depth cross section of total inorganic carbon (µmol/kg) along 137°E in July 7 July 16, 2006.



図 2.1.2.15 東経 165 度線に沿った全炭酸(µmol/kg)の鉛直断面図(2006 年 6 月 15 日 ~ 7 月 10 日)。 Fig. 2.1.2.15 Latitude-depth cross section of total inorganic carbon (µmol/kg) along 165°E in June 15 - July 10, 2006.





7 - February 17, 2006.



図 2.1.2.17 赤道に沿った全炭酸(µmol/kg)の鉛直断面図(2006 年 7 月 4 日 ~ 7 月 19 日)。

Fig. 2.1.2.17 Longitude-depth cross section of total inorganic carbon (μ mol/kg) along the equator in July 4-July 19, 2006.

背景となる一般的知識

IPCC(2007)によると、海洋は現在人為起源の二酸化炭素の約30%にあたる2.2 PgC/年(炭素換算で22 億トン/年)の炭素を吸収していると評価されている。海水に溶解した二酸化炭素は主に炭酸塩として海洋に蓄積されるので、その総量である全炭酸も海水中で増加する。しかしながら、海水中の全炭酸の存在量に対して、推定される年間の全炭酸の増加量は約1/2000と非常に小さいため、海洋が吸収する二酸化炭素の量を全炭酸濃度の増加から評価するには、長期間にわたる監視が必要である。全炭酸の鉛直分布は、本節の「海洋の二酸化炭素に関する基礎知識」に述べた生物ポンプの作用によって、海面から2000m付近の極大層までは濃度が増加する。

2.1.2.d 北西太平洋の二酸化炭素フラックス

亜熱帯域

結果

図 2.1.2.18 に、北西太平洋亜熱帯域(北緯 11~30 度、東経 130~165 度)における 2006 年の月毎の 大気・海洋間の二酸化炭素分圧差の計算結果を示す。当該海域は、おおむね6~10月には二酸化炭素 の放出域となり、その他の時期に吸収域となっている。

図 2.1.2.19 に、北西太平洋亜熱帯域について、1996 年から月毎及び年毎に求めた大気・海洋間の二酸化炭素フラックス推定値を示す。当該海域は年間を通じてみると二酸化炭素の吸収域で、1996 ~ 2006年の年間吸収量は、0.026 ~ 0.083 PgC/年(炭素換算で 0.26 ~ 0.83 億トン/年)で、平均すると 0.061 PgC/年(炭素換算で 0.61 億トン/年)である。2006 年の二酸化炭素の年間吸収量は、前年と同程度の 0.064 PgC/年(炭素換算で 0.64 億トン/年)であり、1996 ~ 2006 年の平均とほぼ同じである。

解説

大気・海洋間の二酸化炭素フラックスを見積もるには、年間を通して大気・海洋間の二酸化炭素分圧 差のデータが必要である。観測船による年間を通じた海洋全域の観測は困難であるため、観測が行なわ れていない時期と海域の二酸化炭素濃度を推定する必要がある。

北西太平洋亜熱帯域では、表面海水中の二酸化炭素濃度と水温とが時間変動についてよい相関を 持つことが知られている(Inoue et al., 1995)。この相関に基づく経験的内挿法を用いて観測が行なわれ ていない時期・海域の表面海水中の二酸化炭素濃度を推定することによって、大気中の二酸化炭素濃 度の観測結果と併せ、大気・海洋間の二酸化炭素分圧差を見積もることができる(村田ほか、1996)。この ようにして見積もった大気・海洋間の二酸化炭素分圧差と風速、海面水温、海面塩分の解析値から算出 したガス交換係数から、大気・海洋間の二酸化炭素フラックスを求めた。ここで、大気二酸化炭素濃度は 南鳥島気象観測所の観測値を用いた。風速には気象庁と(財)電力中央研究所が共同で実施した長期 解析値(JRA-25、2004年まで)及び気象庁気候データ同化システム(JCDAS、2005年から)解析値、海面 水温には気象庁全球日別海面水温解析値(MGDSST)、海面塩分には気象庁海洋データ同化システム (ODAS)の解析値をそれぞれ用いた。また、ガス交換係数を求める式には Wanninkhof (1992)による長期 間の平均風速を使う方法を用いた。

1998 年に二酸化炭素の吸収量が大きく減少したように、北西太平洋亜熱帯域での大気・海洋間の二 酸化炭素フラックスには、大きな季節変動のほかに大きな経年変動がみられる。一般的に、二酸化炭素 フラックスの変動要因には、海面水温や風速の変動のほか、海洋表層の混合(風や波による攪拌や海面 の冷却などにより海面付近の水が二酸化炭素濃度の高い深い層の水と混合すること)や生物活動(植物 プランクトンによる二酸化炭素の取り込みなど)による海水中の二酸化炭素濃度の変動などが挙げられる。 1998 年に吸収量が大きく減少したことには、年間を通じてこの海域での海水中の二酸化炭素濃度が高か ったことと、1998 年 11~12 月に海面水温が高かったことが要因として働いたと考えられる。

当該海域の年間平均吸収量0.061 PgC/年(炭素換算で0.61 億トン/年)は、全海洋での見積もり値2.2

PgC/年(炭素換算で 22 億トン/年)の 2.8%に相当する。この割合は、当該海域の全海洋に占める面積比 2.6%に近い値である。





Fig.2.1.2.18 Monthly distributions of the difference in the CO_2 partial pressure (pCO_2) between the sea water and the air in 2006, estimated using the empirical interpolation method.



- 図 2.1.2.19 北西太平洋亜熱帯域(11°N~30°N、130°E~165°E)における(a)月毎及び(b)年毎の大気・海洋間の二酸化炭素フラックス推定値。正の値は海洋が二酸化炭素を放出していることを、また負の値は吸収していることを示す。大気・海洋間の二酸化炭素分圧差には、図 2.1.2.18 に示したものを使用した。ガス交換係数(Wanninkhof, 1992)の計算に必要な風速データは気象庁の客観解析の月平均値を使用した。1 PgC は炭素換算で 10 億トン。
- Fig. 2.1.2.19 Estimates of (a) monthly flux and (b) annual flux for CO₂ in the western subtropical North Pacific (11°N-30°N, 130°E-165°E). A positive value indicates the CO₂ emission from the ocean into the atmosphere, and a negative value indicates the absorption of atmospheric CO₂ by the ocean. The *p*CO₂ value was taken from the monthly distributions shown in Fig. 2.1.2.18. The gas transfer coefficients (Wanninkhof, 1992) were calculated using the monthly mean wind of the global objective analysis data of the Japan Meteorological Agency.

赤道域

結果

図 2.1.2.20 に、太平洋赤道域(南緯 10~北緯 5 度、東経 135~西経 95 度の範囲)における 2006 年の月毎の大気・海洋間の二酸化炭素分圧差の計算結果を示す。当該海域は、年間を通して放出域となっている。

図 2.1.2.21 に、太平洋赤道域について、1992 年から月毎及び年毎に求めた大気・海洋間の二酸化炭 素フラックス推定値を示す。当該海域は年間を通して二酸化炭素の放出域で、1992 ~ 2006 年の年間放 出量は 0.37 ~ 0.66 PgC/年(炭素換算で 3.7 ~ 6.6 億トン/年)、平均すると 0.53 PgC/年(炭素換算で 5.3 億 トン/年)である。2006 年の二酸化炭素の年間放出量は、前年より 0.03 PgC/年(炭素換算で 0.3 億トン/年) 少ない 0.52 PgC/年(炭素換算で 5.2 億トン/年)で、上述の 1996 ~ 2006 年の平均とほぼ同じである。2002 年以降、二酸化炭素の年間放出量の経年変動に大きな変化はみられない。 解説

第2.1.2.a 節で述べたように赤道域では、赤道湧昇域と暖水域の境界の移動により表面海水中の二酸 化炭素分圧が大きく変化する。この海域の表面海水中の二酸化炭素分圧は、全炭酸濃度と全アルカリ度 を海面水温・塩分、年から導く経験式によって求めたのち、これらと二酸化炭素のヘンリー定数、炭酸や ホウ酸の酸解離平衡定数などを用いて求めている(Ishii *et.al.*, 2004; 中舘・石井, 2007)。全炭酸濃度を 導く経験式は、東部の赤道湧昇域と西部の暖水域のそれぞれに適用する2つの式があり、赤道湧昇域と 暖水域の区別は、海面塩分で行っている。このようにして見積もった大気・海洋間の二酸化炭素分圧差と 風速、海面水温及び海面塩分の解析値から算出したガス交換係数から、大気・海洋間の二酸化炭素フラ ックスを求めた。ここで、大気中二酸化炭素濃度には、米国海洋大気庁地球システム調査研究所地球監 視部(NOAA/GMD)によるクリスマス島(北緯1度42分、西経157度10分)での観測値を用いた。風速、 海面水温及び海面塩分は亜熱帯域における二酸化炭素フラックスの推定に使用した解析値と同じものを 用いた。

海洋は、全体で平均すると二酸化炭素を吸収しているが、赤道域や北太平洋と南大洋の高緯度域な どには放出域が存在している。特に太平洋熱帯域は二酸化炭素の放出量が最も多い海域と言われてお り、実際に、解析対象とした南緯 10~北緯 5 度、東経 135~西経 95 度の太平洋赤道域は、年間を通し て大きな放出量を示している。

二酸化炭素の放出量が前年と比べて、1997年に大きく減少し、1999年に大きく増加したように、太平 洋赤道域での大気 - 海洋間の二酸化炭素フラックスには、大きな経年変動がみられる。この経年変動に は、エルニーニョ/ラニーニャ現象にともなう海水中の二酸化炭素濃度の変動が大きく影響している。太平 洋赤道域の西部と東部で海水中の二酸化炭素濃度を比べると、太平洋東部の赤道湧昇域の表面海水 は、西部の暖水域と比べて低温、高塩分で全炭酸濃度が高い。この湧昇域と暖水域の境界が、エルニー ニョ/ラニーニャ現象によって移動すると、海水中の二酸化炭素濃度の水平分布は変化し、大気 - 海洋間 の二酸化炭素フラックスも変化する。エルニーニョ現象の期間には、海水中の二酸化炭素濃度の低い暖 水域が西部から東部へと広がり、通常期と比べて二酸化炭素の放出量が減少する傾向がある。1997年 の二酸化炭素の放出量の減少は、1997年春から1998年春にかけて発生したエルニーニョ現象が影響し、 1999年の放出量の増加は、1998年夏から2000年春にかけて発生したラニーニャ現象が影響したと考え られる。

当該海域の全海洋に占める面積比は 6.0%であるにもかかわらず、二酸化炭素の年間平均放出量 0.53 PgC/年(炭素換算で 5.3 億トン/年)は、全海洋の年間吸収量の見積もり値 2.2 PgC/年(炭素換算で 22 億トン/年)の 24%に相当している。よって、当該海域は大気 - 海洋間の二酸化炭素の正味交換量に 大きな影響を与えているといえる。



図 2.1.2.20 経験的手法により求めた 2006 年の月毎の大気・海洋間の二酸化炭素分圧差(pCO₂)の分布。 Fig.2.1.2.20 Monthly distributions of the difference in the CO₂ partial pressure (pCO₂) between the sea water and the air in 2006, estimated by using the empirical method.



- 図 2.1.2.21 太平洋赤道域(10°S ~ 5°N、135°E ~ 95°W)における(a)月毎及び(b)年毎の大気・海洋間の二酸化 炭素フラックス推定値。正の値は海洋が二酸化炭素を放出していることを示す。大気・海洋間の二 酸化炭素分圧差には、図 2.1.2.20 に示したものを使用した。また、エルニーニョ期間を赤で、ラニー ニャ期間を青で(a)に示している。
- Fig. 2.1.2.21 Estimates of (a) monthly flux and (b) annual flux for CO_2 in the equatorial Pacific (10°S ~ 5°N, 135°E ~ 95°W). A positive value indicates the CO_2 emission from the ocean into the atmosphere, and a negative value indicates the absorption of atmospheric CO_2 by the ocean. The pCO_2 value was taken from the monthly distributions shown in Fig. 2.1.2.20. Duration of El Niño events are shown as red-colored boxes, and that of La Niña events as blue-colored boxes in (a).

2.1 参考文献

- Angert A., S. Biraud, C. Bonfils, W. Buermann, I. Fung, 2004: CO₂ seasonality indicates origins of post-Pinatubo sink, Geophys. Res. Lett., 31, L11103, doi:10.1029/2004GL019760.
- Baker, D. F., R. M. Law, K. R. Gurney, P. Rayner, P. Peylin, A. S. Denning, P. Bousquet, L. Bruhwiler, Y. –H.
 Chen, P. Ciais, I. Y. Fung, M. Heimann, J, John, T. Maki, S. Maksyutov, K. Masarie, M. Prather, B.
 Pak, S. Taguchi, and Z. Zhu, 2006: TransCom 3 inversion intercomparison: Impact of transport model errors on the interannual variability of regional CO2 fluxes, 1988-2003. Global Biogeochemical Cycles, 20, GB1002, doi:10.1029/2004GB002439.
- Bell, G. D., M. S. Halpert, C. R. Ropelewski, V. E. Kousky, A. V. Douglas, R. C. Schnell, and M. E. Gelman, 1999: Climate assessment for 1998. Bull. Amer. Meteor. Soc., 80, S1-S48.
- Blain, S., et al., 2007: Effect of natural iron fertilization on carbon sequestration in the Southern Ocean. Nature, 446, 1070-1074.
- Boyd, P. W., A. J. Watson, C. S. Law, E. R. Abraham, T. Trull, R. Murdoch, D. C. E. Bakker, A. R. Bowie, K.
 O. Buesseler, H. Chang, M. Charette, P. Croot, K. Downing, R. Frew, M. Gall, M. Hadfield, J. Hall, M. Harvey, G. Jameson, J. Laroche, M. Liddicoat, R. Ling, M. T. Maldonado, R. M. Mckay, S. Nodder, S. Pickmere, R. Pridmore, S. Rintoul, K. Safi, P. Sutton, R. Strzepek, K. Tanneberger, S. Turner, A. Waite1 and J. Zeldis, 2000: A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization, Nature 407, 695 702, doi:10.1038/35037500.
- Canadell, J.G., Quere L. C., Raupach M.R., Field C.B., Buitehuis E.T., Ciais P., Conway T.J., Gillett N.P., Houghton R.A. and Marland G., 2007: Contributions to accelerating atmospheric CO2 growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks. Proceedings of the National Academy of Sciences USA DOI: 10.1073/pnas.0702737104.
- Ciais, P. et al., 2005: Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. Nature, 437, 529-533, doi: 10.1038/nature03972.
- Coale, K. H., K. S. Johnson, S. E. Fitzwater, R. M. Gordon, S. Tanner, F. P. Chavez, L. Ferioli, C. Sakamoto, P. Rogers, F. Millero, P. Steinberg, P. Nightingale, D. Cooper, W. P. Cochlan, M. R. Landry, J.Constantinou, G. Rollwagen, A. Trasvina and R. Kudela, 1996: A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean, Nature 383, 495 501, doi:10.1038/383495a0.
- Conway, T. J., P. P. Tans, L. S. Waterman, K. W. Thoning, D. R. Kitzis, K. A. Masarie and N. Zhang, 1994: Evidence for interannual variability of the carbon cycle from the National Ocean and Atmospheric Administration/Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Global Air Sampling Network. J. Geophys. Res., 99, 22831-22855.
- Cox, P. M., R. A. Betts, C. D. Jones, S. A. Spall and lan J. Totterdel, 2000: Acceleration of global wagming due to carbon-cyde feedbacks in a coupled climate model. Nature, 408, 184-187.
- Dettinger, M. D., and M. Ghil, 1998: Seasonal and interannual variations of atmospheric CO₂ and climate. Tellus, 50B, 1-24.
- Dutton, E. G. and J. R. Christy, 1992: Solar radiative forcing at selected locations and evidence for global lower tropospheric cooling following the eruptions of El Cichon and Pinatubo. Geophys. Res. lett., 19, 2313-2316.
- Friedlingstein, P., J.-L. Dufresne, P. M. Cox, and P. Rayner, 2003: How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle? Tellus B 55, 692-700, doi: 10.1034/j.1600-0889.2003.01461.x
- Friedlingstein, P., P. Cox, R. Betts, L. Bopp, W. Von Bloh, V. Brovkin, P. Cadule, S. Doney, M. Eby, I. Fung, G. Bala, J. John, C. Jones, F. Joos, T. Kato, M. Kawamiya, W. Knorr, K. Lindsay, H. D. Matthews, T. Raddatz, P. Rayner, C. Reick, E. Roeckner, K.-G. Schnitzler, R. Schnur, K. Strassmann, A. J. Weaver, C. Yoshikawa, and N. Zeng, 2006: Climate.Carbon Cycle Feedback Analysis: Results from the C⁴MIP Model Intercomparison. J. Climate, 19, 3337-3353

- Gu, L., D. D. Baldocchi, S. C. Wofsy, J. W. Munger, J. J. Michalsky, S. P. Urbanski, T. A. Boden, 2004: Response of a deciduous forest to the Mount Pinatubo eruption enhanced photosysthesis. Science, 299, 2035-2038.
- Gurney, K. R., R.M. Law, A.S. Denning, P.J. Rayner, D. Baker, P. Bousquet, L. Bruhwiler, Y.-H. Chen, P. Ciais, S. Fan, I. Y. Fung, M. Gloor, M. Heimann, K. Higuchi, J. John, T. Maki, S. Maksyutov, K. Masarie, P. Peylin, M. Prather, B. C. Pak, J. Randerson, J. Sarmiento, S. Taguchi, T. Takahashi, and C.-W. Yuen, 2002: Towards robust regional estimates of CO₂ sources and sinks using atmospheric transport models. Nature, 415, 626-630.
- Hofmann, D. J., J. H. Butler, E. J. Dlugokencky, J. W. Elkins, K. Masarie, S. A. Montzka and P. Tans, 2006: The role of carbon dioxide in climate forcing from 1979 to 2004: introduction of the Annual Greenhouse Gas Index. Tellus, 58B, 614-619.
- Inoue, H. Y., H. Matsueda, M. Ishii, K. Fushimi, M. Hirota, I. Asanuma, and Y. Takasugi, 1995: Long-term trend of the partial pressure of carbon dioxide(pCO₂) in surface waters of western North Pacific, 1984-1993. Tellus, 47B, 391-413.
- Inoue, Y. H., M. Ishii, H. Matsueda, M. Aoyama, and I. Asanuma, 1996: Changes in longitudinal distribution of the partial pressure of CO₂ (pCO₂) in the central and western equatorial Pacific, west of 160°W. Geophys. Res. Lett., 23, 1781-1784.
- 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, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007. The Physical Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Forth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- Ishidoya, S., S. Sugawara, G. Hashida, S. Morimoto, S. Aoki, T. Nakazawa, and T. Yamanouchi, 2006: Vertical profiles of the O2/N2 ratio in the stratosphere over Japan and Antarctica. Geophys. Res. Lett., 33, L13701, doi:10.1029/2006GL025886.
- Ishii, M., S. Saito, T. Tokieda, T. Kawano, K. Matsumoto, and H. Y. Inoue, 2004: Variability of surface layer CO₂ parameters in the western and central equatorial Pacific. In: Global Environmental Change in the Ocean and on Land. ed. Shiyomi et al., TERRAPUB, Tokyo, 59-94.
- Jones, C. D., and P. M. Cox 2005: On the significance of atmospheric CO₂ growth rate anomalies in 2002-2003. Geophys. Res. Lett., 32, L14816, doi:10.1029/2005GL023027.
- Keeling, C. D., R. B. Bacastow, A. F. Carter, S. C. Piper, T. P. Whorf, M. Heimann, W. G. Mook, and H. Roeloffzen, 1989: A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 1. Analysis of observational data. Geophysical Monograph, 55, 165-236.
- Keeling, C. D., T. P. Whorf, M. Wahlen and J. van der Plicht, 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. Nature, 375, 666-670.
- 気象庁, 1999: 気候変動監視レポート 1998, 45pp.
- 気象庁, 2003: 大気·海洋環境観測報告第3号平成13年観測成果,

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report2001k.html

- 気象庁, 2005: 近年における世界の異常気象と気候変動 ~その実態と見通し~ (VII)(各論). http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/climate_change/index.html
- Lambert, G., P.Monfray, B.Ardouin, G.Bonsang, A.Gaudry, V.Kazan and G.Polian, 1995: Year-to-year changes in atmospheric CO₂. Tellus, 47B, 53-55.
- Lucht, W., I. C. Prentice, R. B. Myneni, S. Sitch, P. Friedlingstein, W. Cramer, P. Bousquet, W. Buermann, and B. Smith, 2002: Climatic Control of the High-Latitude Vegetation Greening Trend and Pinatubo Effect. Science, 296, 1687-1689.

- Maki, T, T. Koide, T. Sasaki, and TransCom 3 modelers, 2001: Sensitivity of Japan Meteorological Agency Carbon Dioxide Transport Model to Carbon Dioxide Monitoring Network. Extended abstracts 6th International CO₂ conference, Sendai, Japan, Oct. 2001, 835-838.
- Maksyutov, S., T. Machida, H. Mukai, P. Patra, T. Nakazawa, G. Inoue, and Transcom-3 modelers, 2004: Effect of recent observations on Asian CO₂ flux estimates by transport model inversions, Tellus, 55B, 522-529.
- Marland, G., T.A. Boden, and R. J. Andres, 2007: Global, Regional, and National CO2 Emissions. In Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- Morimoto, S., T. Nakazawa, K. Higuchi, and S. Aoki, 2000: Latitudinal distribution of atmospheric CO₂ sources nad sinks inferred by δ^{13} C measurements from 1985 to 1991. J. Geophys. Res., 105(D19), 24,315-24,326.
- 村田昌彦,伏見克彦,吉川久幸,廣田道夫,根本和宏,岡邉光邦,矢吹英雄,浅沼市男,1996:北西太平 洋域における大気・海洋間のCO₂の交換についての評価 - pCO₂の分布とCO₂フラックス - .研 究時報,48,2,33-58
- 中舘明,石井雅男,2007:太平洋赤道域における大気-海洋間の二酸化炭素フラックスの推定.測候時報, 73,特別号.(印刷中)
- Nakazawa, T., S. Morimoto, S. Aoki, and M. Tanaka, 1993: Time and space variations of the carbon isotopic ratio of tropospheric carbon dioxide over Japan. Tellus, 45B, 258-274.
- Nakazawa, T., S. Morimoto, S. Aoki and M. Tanaka, 1997: Temporal and spatial variations of the carbon isotopic ratio of atmospheric carbon dioxide in the western Pacific region. J.Geophys.Res., 102, 1271-1285.
- Nemry, B., L. Francois, P. Warnant, F. Robinet, and J.-C. Gerard, 1996: The seasonality of the CO₂ exchange between the atmosphere and the land biosphere: A study with a global mechanistic vegetation model. J. Geophys. Res., 101(D3), 7111-7125.
- Nisbet, E, 2007: Earth monitoring: Cinderella science, Nature 450, 789-790, doi:10.1038/450789a.
- Onogi, J. K., Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. Journal of the Meteorological Society of Japan, 85, No.3, 369-432.
- Page, S. E., F. Siegert, J. O. Rieley, H.-D. V. Boehm, A. Jaya, and S. Limin, 2002: The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997, Nature, 420, 61-65.
- Patra, P. K., and S. Maksyutov, 2002: Incremental approarch to the optimal network design for CO2 surface source inversion. Gephys. Res. Lett., 29, 10, doi:1029/2001GL013943.
- Patra, P., S. Maksyutov, and Transcom-3 modellers, 2004: Sensitivity of optimal extension of CO₂ observation networks to model transport. Tellus, 55B, 498-511.
- Patra, P. K., S. L. Maksyutov, and T. Nakazawa, 2005: Analysis of atmospheric CO₂ growth rates at Mauna Loa using CO₂ fluxes derived from an inverse model. Tellus B 57 (5), 357-365.
- Quéré, C. L., C. Rodenbeck, E. T. Buitenhuis, T. J. Conway, R. Langenfelds, A. Gomez, C. Labuschagne, M. Ramonet, T. Nakazawa, N. Metzl, N. Gillett, M. Heimann, 2007: Saturation of the Southern Ocean CO₂ sink due to recent climate change. Science, DOI: 10.1126/science.1136188
- Rödenbeck, C., S. Houweling, M. Gloor, and M. Heimann, 2004: CO₂ flux history 1982–2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport. Atmospheric Chemistry and Physics, 3, 1919-1964.
- Rödenbeck, C., T. J. Conway, R. L. Langenfelds, 2006: The effect of systematic measurement errors on atmospheric CO2 inversions: a quantitative assessment. Atmospheric Chemistry and Physics, 6, 149-161.

- Rayner, P. J., I. G. Enting, R. J. Francey, and R. Langenfelds, 1999: Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO₂, ¹³C and O₂/N₂ observations. Tellus, 51B, 213-232.
- Ramonet, M. and P. Monfray, 1996: CO₂ baseline concept in 3-D atmospheric transport models. Tellus, 48B, 502-520.
- Sabine, C.L., R.A. Feely, N. Gruber, R.M. Key, K. Lee, J.L. Bullister, R. Wanninkhof, C.S. Wong, D.W.R. Wallace, B. Tilbrook, F.J. Millero, T.-H. Peng, A. Kozyr, T. Ono, and A.F. Rios, 2004: The oceanic sink for anthropogenic CO₂. Science, 305, 367-371.
- Sasaki, T, T. Maki, S. Oohashi and K. Akagi, 2004: Optimal sampling network and availability of data acquired at inland sites. Global Atmosphere Watch Report, No. 148, 77-79.
- Scheffer, M., V. Brovkin, and P. Cox, 2006: Positive feedback between global warming and atmospheric CO2 concentration inferred from past climate change, Geophys. Res. Lett., 33, L10702, doi:10.1029/2005GL025044.
- Shindell, D. T., and G. A. Schmidt 2004: Southern Hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases. Geophys. Res. Lett., 31, L18209, doi:10.1029/2004GL020724.
- Stephens et al., 2007: Weak northern and strong tropical land carbon uptake from vertical profiles of atmospheric CO2. Science, 316, 5832, 1732-1735.
- Suntharalingam, P., C. M. Spivakovsky, J. A. Logan, and M. B. McElroy, 2004: Estimating the distribution of terrestrial CO₂ sources and sinks from atmospheric measurements: Sensitivity to configuration of the observation network. J. Geophys. Res., 108(D15), 4452, doi:10.1029/2002JD002207.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates, R. Wanninkhof, R. A. Feely, C. Sabine, J. Olafsson, Y. Nojiri, 2002: Global sea-air CO2 flux based on climatological surface ocean pCO2, and seasonal biological and temperature effects. Deep-Sea Research, II, 49, 1601-1622.
- Tanaka, M., T. Nakazawa, and S. Aoki, 1987: Seasonal and meridional variations of atmospheric carbon dioxide in the lower troposphere of the northern and southern hemispheres. Tellus, 39B, 29-41.
- Tans, P. P., I. Y. Fung, T. Takahashi, 1990: Observational Constraints on the Global Atmospheric CO₂ Budget. Science, 247, 1431-1438.
- Tohjima,Y.,2000: Method for measuring changes in the atmospheric O₂/N₂ ratio by gaschromatograph equipped with a thermial conductivity detector, J. Geophys. Res., 105, 575-584.
- Tohjima, Y., H. Mukai, T. Machida, and Y. Nojiri, 2003: Gas-chromatographic measurements of the atmospheric oxygen/nitrogen ratio at Hateruma Island and Cape Ochi-ishi, Japan. Geophys. Res. Lett., 30(12), 1653, doi:10.1029/2003GL017282.
- Tsuda, A., S. Takeda, H. Saito, J. Nishioka, Y. Nojiri, I. Kudo, H. Kiyosawa, A. Shiomoto, K. Imai, T. Ono, A. Shimamoto, D. Tsumune, T. Yoshimura, T. Aono, A. Hinuma, M. Kinugasa, K. Suzuki, Y. Sohrin, Y. Noiri, H. Tani, Y. Deguchi, N. Tsurushima, H. Ogawa, K. Fukami, K. Kuma, and T. Saino, A, 2003: Mesoscale Iron Enrichment in the Western Subarctic Pacific Induces a Large Centric Diatom Bloom, Science, 300, 958-961, doi:10.1126/science.1082000.
- Tsutsumi, Y., K. Mori, M. Ikegami, T. Tashiro, and K. Tsuboi, 2006: Long-term trends of greenhouse gases in regional and background events observed during 1998-2004 at Yonagunijima located to the east of the Asian continent. Atmos. Env., 40, 5868-5879.
- Vay, S. A., J.-H. Woo, B. E. Anderson, K. L. Thornhill, D. R. Blake, D. J. Westberg, C. M. Kiley, M. A. Avery, G. W. Sachse, D. G. Streets, Y. Tsutsumi, and S. R. Nolf, 2004: Influence of regional-scale anthropogenic emissions on CO₂ distributions over the western North Pacific. J. Geophys. Res., 108(D20), 8801, doi:10.1029/2002JD003094.
- Wanninkhof, R., 1992: Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. J. Geophys. Res., 97, 7373-7382.
- Watanabe, F., O. Uchino, Y. Joo, M. Aono, K. Higashijima, Y. Hirano, K. Tsuboi, and K. Suda, 2000: Interannual variation of growth rate of atmospheric carbon dioxide concentration observed at the

JMA's three monitoring stations: Large increase in concentration of atmospheric carbon dioxide in 1998. J. Meteor. Soc. Japan, 78, 673-682.

Wittenberg, U., M. Heimann, G. Esser, A.D. Mcguire, and W. Sauf, 1998: On the influence of biomass burning on the seasonal CO₂ signal as observed at monitoring stations. Global Biogeochem. Cycles, 12, 531-544.

WMO, 1999: WMO Statement on the Status of the Global Climate in 1998.

Zimov, S. A., S. P. Davydov, G. M. Zimova, A. I. Davydova, E. A. G. Schuur, K. Dutta, and F. S. Chapin, 2006, Permafrost carbon: Stock and decomposability of a globally significant carbon pool. Geophys. Res. Lett., 33, L20502, doi:10.1029/2006GL027484.

2温室効果ガス



2.2 メタン

メタン(CH4)は無色無臭の可燃性気体で、8 µm付近に強い吸収帯があり、効率的に赤外放 射を吸収・放出する。現在の大気組成における1 分子あたりの放射強制力は二酸化炭素の約25 倍、1750年以降2005年までのメタンの増加によ る放射強制力は0.48[0.43~0.53] W/m²であり、 これは長寿命温室効果ガスの増加による放射強 制力の18%と考えられる(IPCC,2007)。また同報 告書によると、大気中の滞留時間は約8.7年と推 測されている。メタンは二酸化炭素に次ぐ影響を 持つ温室効果気体として重要である。

なお、大気中のメタン濃度は比較的均一で、

年々のわずかな増加量を論じることの便宜から「2.2.1 大気中のメタン」の項では ppb 単位を用い、海洋中のメタンは変動幅が大きく、表示上の便宜から「2.2.2 海水中のメタン」では ppm 単位を用いることとする(1 ppm=1,000 ppb)。

地球環境問題に関連するメタンの基礎知識

<u>[大気中のメタン濃度変動の歴史]</u>

現在のメタン濃度は、南極及び北極域における氷床コア中の空気の分析により決定された、過去 65 万年の自然変動の範囲(320~790ppb)をはるかに上まわっている(IPCC, 2007)。また、産業革命前の 18 世紀以前のメタン濃度は~700 ppb で、二酸化炭素の場合と同じくほぼ安定していたが、それ以降急速 に増大した(図 2.1.2)。しかし、1984 年以降のデータによると濃度年増加量は減少しており、この数年は 特に低くなっている。南極やグリーンランドの氷床コアの分析によれば、1000 年から 1800 年の期間の北 半球と南半球高緯度のメタン濃度差は 24 ppb から 58 ppb の間であったと見積もられている(Etheridge *et al.*,1998)。現在は北半球と南半球高緯度の濃度差は約 150 ppb に拡大している。これは、メタン濃度の 増大の原因が人間活動にあり、その主な放出源が北半球にあることを示している。

[大気メタンの放出源と消滅源]

大気メタンの放出源は動物の腸内発酵、自然の湿地及び水田などにおけるいろいろな種類の嫌気性 微生物(空気が完全に又は部分的に存在しない状態で生存できる微生物)の活動、天然ガス採掘、バイ オマス燃焼など多岐にわたる。WMO(1995)は、主な放出源からの全球の放出量として、湿地(110 Tg/年 (1.1 億トン/年))、エネルギー関連(100 Tg/年(1 億トン/年))、家畜などの反芻動物(80 Tg/年(0.8 億トン/ 年))、水田(60 Tg/年(0.6 億トン/年))、バイオマス燃焼(40 Tg/年(0.4 億トン/年))、その他(シロアリ、海 洋、ゴミ処理、下水処理など、125 Tg/年(1.25 億トン/年))の合計 515 Tg/年(5.15 億トン/年)と推定してい るが、自然起源も含めて、その放出量の詳細はまだよく分かっていない。IPCC (2007)は 582 Tg/年(5.82 億トン/年)、Lelieveld *et al.* (2006)は、メタンを分解する OH ラジカル濃度を一定と仮定した上で、合計で 556 ± 10 Tg/年(5.56 ± 0.1 億トン/年)と推定している。

対流圏での消失は、主として、OH ラジカル(ラジカルとは遊離基とも言い、非常に不安定な分子種)と の反応による分解と成層圏への輸送である。このOH ラジカルは第2.6節でも記述するように、オゾンに紫 外線が当たることによって水蒸気が分解されて発生する反応性の高い物質である。成層圏ではメタンは 酸化されて最終的に水蒸気と二酸化炭素になるため、成層圏オゾンに影響を与える水蒸気の重要な供 給源ともなっている。大気中での滞留時間はおよそ12年とみられている(IPCC, 2007)が、メタンを分解す る OH ラジカルの濃度は気温や湿度に影響されるうえに、放出源から放出される量も気温に依存する。ま た、両半球の中高緯度においては、紫外線強度と水蒸気濃度の変動によりOH ラジカル濃度が夏季に高 〈冬季に低くなることに対応して、メタン濃度は主として夏季に低く冬季に高くなる季節変動を示す。

湿地や植物からのメタン放出量は気温や湿度に敏感に応答し、気温の上昇による放出量増加の正の フィードバックを引き起こすとされている。しかし、Bousquet *et al.* (2006)によると、高温による乾燥化は湿 地からの放出を減らす負のフィードバックがあることがわかってきた。一方、乾燥化は森林火災の多発を 引き起こし、それから発生する大量の一酸化炭素は、メタンを壊す OH ラジカルを減らすため、高温化に よる負のフィードバックの効果は大きくないかもしれないという意見もある。メタンは温室効果を引き起こす 主要な気体の一つであり、今後も注意深く濃度を監視する必要がある。

[大気メタンの全球分布]

全球的な分布としては、第 2.2.1.d 節で示すように、北半球中・高緯度で濃度が高く、南へ行くに従っ て濃度が下がる。メタンは、主な放出域が北半球の中高緯度帯にあり、赤道付近が OH ラジカル濃度が 高い消滅域となっているため、空気塊が北半球中・高緯度から赤道付近に運ばれるにつれて濃度が大き 〈減少する(Saeki *et al.*, 1998)。

近年、ENVISAT 衛星に搭載された SCIAMACHY 分光計よってメタン全量(気柱積分量)の全球分布 の観測が可能になりつつある。観測された 2002 ~ 2003 年の観測結果とモデルを組み合わせた全球の濃 度分布によると、これまでの産業統計等を用いた放出量インベントリーでは、熱帯林でのメタン放出量を かなり過小評価していること(Frankenberg *et al.*, 2005)や、中国南東部、南アメリカ北部、インドのガンジス 川沿岸、アフリカ中央部で高濃度域が見られ、特にアジアでの水田からの放出による濃度の季節変動が 指摘されている(Frankenberg *et al.*, 2006)。

また、逆解法(第 8.1.3 節参照)を用いたメタンの放出量を推定する試みもなされている。Mikalove Fletcher *et al.* (2004)は、炭素同位体のデータを使って、湿地からの放出量について、それまでの見積も

りの2倍に近い値を提示している。Chen and Prinn (2006)も、地上観測のメタン濃度から1996~2001年 の地域の放出源別の放出量の推定を行い、従来の方法による結果と比べて、エネルギー使用による排 出は比較的少なく、むしろ水田やバイオマス燃焼からの放出が大きいことを示している。そのため、それま で8月とされていた放出のピークが7月に起こっているとも指摘している。

メタンに関連する最近の知見

メタン濃度年増加量は、1993年以降世界的に見て減少してきており、ここ数年ははっきりした増加傾 向が見られていない。この原因については、第2.2.1.d節世界のメタン濃度と濃度年増加量の経年変化 で記述する。

<u>[植物からのメタンの放出]</u>

「大気メタンの放出源と消滅源」の所で述べたメタンの放出源の内訳には植物からの直接の放出は入っていない。しかし、2006年になって新たに生きた植物から直接メタンが放出されており、その量は 62~236 Tg/年(0.62~2.36億トン/年)にのぼるという推定が提案された(Keppler *et al.*, 2006)。また、大気輸送 モデルによるメタン放出シナリオの検証からも、植物からの直接放出量の上限として、125 Tg/年(1.25 億トン/年)が推定されている(Houweling, *et al.*, 2006)。これが、「大気メタンの全球分布」でFrankenberg *et al.* (2005)が指摘している熱帯林での予想外の高濃度メタンを説明する可能性もあることから、今後、植物からの放出量に関する研究の進展が待たれる。

<u>[熱帯林地域からのメタン放出の観測]</u>

「大気メタンの全球分布」の所で述べたように、現在の地上観測によるメタン観測点の世界配置は、北 半球の放出源に対しては良いが熱帯域の放出源からの特徴を捉えにくい(Chen and Prinn, 2006)。近年 衛星観測によって、これまでの観測による結果が、熱帯林からのメタン放出をかなり過小評価していること がわかってきた。これを確かめるために、最近アマゾン地域でメタンの地上観測が行われ、衛星観測の結 果を裏付ける結果を得ている。Carmo *et al.* (2006)は、アマゾンの高地原生林の観測から最大で 21 mg/ 日・m²、Miller *et al.* (2007)は、アマゾン川流域での観測から 27 mg/日・m²のメタン放出を推定している。

メタンに関する気象庁の取り組み

気象庁では、GAW 計画(第 8.2.1 節参照)のもと、3 つの観測所でメタン濃度の観測を実施している (観測所については第 7.1 節を参照、観測方法の詳細は、第 7.2 節、較正方法の詳細は第 7.3 節を参照)。 観測の結果は、WMO温室効果ガス世界資料センター(第8.2.2節参照)へ報告され、地球全体の監視の

ー翼を担っている。さらに、海洋と大気との間のメタン交換量を正確に把握し、大気中濃度に及ぼす海洋の役割を定量的に明らかにするために、海洋で洋上大気と表面海水中のメタン濃度の観測を行っている。

複数の観測所で観測を実施する理由は、地域での濃度とその変動特性を把握するためである。それ らは、地域によって異なる放出源や吸収源の強さと変動を明らかにし、複雑なメタンの放出・消滅プロセス の解明に貢献する。放出源や消滅域でのプロセスの定量的な理解が進めば、大気中のメタン濃度の変 動要因の解明に役立つと共に、濃度を制御できる可能性がある。気象庁の観測は、そのために必要な観 測データを取得することに貢献している。
2.2.1 大気中のメタン

2.2.1.a 日本における 2006 年の濃度変動

第 7.2.2 節に基づいてバックグランドデータとして選択された時別値を一月にわたって平均したものを 月別値とし、これを 12 個平均したものを年平均濃度としている。

結果

図 2.2.1.1 ~ 図 2.2.1.3 に、綾里、南鳥島、与那国島で観測された 2006 年の大気中の月別メタン濃度と 参照濃度(第 8.1.1 節参照)の図を示す。月別値の算出方法は第 7.2.2 節を参照。

2006年の年平均濃度は、綾里が 1,859 ppb、南鳥島が 1,805 ppb、与那国島が 1,824 ppb で、前年に 比べて綾里および与那国島で 1 ppb、南鳥島で 6 ppb いずれも増加した。なお、南鳥島は台風被害のた め、例年濃度が低い 9、10月が欠測となっており、両月を除いた平均値の前年差は 3 ppb の増加となった。 綾里における濃度は、2、3 月に最大、8 月に最小、最大と最小の差は 72 ppb、南鳥島における濃度は、1 月に最大、8 月に最小、最大と最小の差は 59ppb、与那国島における濃度は、2 月に最大、7 月に最小、 最大と最小の差は 94 ppb である。



- 図 2.2.1.1 綾里における大気中の月別メタン濃度の時系列図(2006 年)。実線は 2006 年の濃度、点線は参照 濃度(第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は ± 1 (月別濃度と参照濃度の差の標準偏差)を示 す。
- Fig. 2.2.1.1 Time series of monthly atmospheric CH_4 concentrations at Ryori in 2006. Solid line shows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration).



- 図 2.2.1.2 南鳥島における大気中の月別メタン濃度の時系列図(2006 年)。実線は 2006 年の濃度、点線は 参照濃度(第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は±1 (月平均濃度と参照濃度の差の標準偏 差)を示す。9 月と10 月は台風第 12 号の影響により観測を休止した。
- Fig. 2.2.1.2 Time series of monthly atmospheric CH_4 concentrations at Minamitorishima in 2006. Solid line shows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration). The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to the Typhoon 0612 "Ioke".



- 図2.2.1.3 与那国島における大気中の月別メタン濃度の時系列図(2006年)。実線は2006年の濃度、点線は 参照濃度(8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は±1 (月別濃度と参照濃度の差の標準偏差)を 示す。
- Fig. 2.2.1.3 Time series of monthly atmospheric CH_4 concentrations at Yonagunijima in 2006. Solid line shows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration).

解説

アジア大陸南東沿岸域に位置する与那国島で最大と最小の濃度差が大きくなっているのは、夏季の 海洋域からの低濃度の気団と、冬季の大陸域からの高濃度の気団の交代が明瞭にみられるからであると 考えられる(図 7.1.1.12、図 7.1.1.21 参照)。

綾里、南鳥島、与那国島で観測された濃度と参照濃度を比較すると、綾里で観測された濃度は 9, 12
月に高く、8 月に低く、南鳥島では、1, 5 月に高く、2, 12 月に低かった。与那国島では、2-4 月に高く、6
月に低かった。これらの変動の要因として、観測所に到来する気団そのものの変動と気団の到来頻度の
変化が考えられる。各観測点の観測濃度と参照濃度との差は、到来頻度の例年との差に比較的よく対応
している。特に綾里の 8 月の低濃度は高濃度である大陸起源の気団の流入頻度が低かったこととよく対応している。また南鳥島の 12 月の低濃度については、この時期に濃度の低い海洋性気団の流入頻度が
高かったことと対応している。

背景となる一般的知識

[日本付近のメタン濃度の季節変動の特徴]

メタン濃度の季節変動は、まず第一に、OH ラジカルとの反応によるメタンの消失と、湿地などからのメ タンの放出の季節変動の結果としてもたらされる。メタンの消失の速さは、紫外線が強く水蒸気濃度が高 い夏季に OH ラジカル濃度が高まることで、夏季に最大になる。一方、微生物の活動にともなうメタンの放 出量も、気温の高い夏季を中心として最大になる。しかし、OH ラジカルとの反応によるメタンの消失の方 が、夏季のより短い期間に集中して強くなるため、結果的に夏季にメタン濃度は減少する。9月になると気 温がまだ高いにもかかわらず分解をもたらす紫外線が急速に弱まるため放出がまさり、メタンの濃度は急 速に増加する。気温の低い季節はメタンの放出も弱まるので、濃度の増加も緩やかになる。

日本付近では、アジア大陸中高緯度に主な放出域があるため一般的に濃度が高いが、海洋域では 紫外線と豊富な水蒸気から生成されるOHラジカルによって消失するため、メタン濃度は低い。そのため、 大陸からの移流が卓越する季節は濃度が高く、海洋域からの移流が卓越する季節は濃度が低くなる (Hirota *et al.*, 1989)。

2.2.1.b日本におけるメタン濃度の経年変化

第 7.2.2 節に基づいてバックグランドデータとして選択された時別値を一月にわたって平均したものを 月別値とし、これを用いて長期変動ならびに季節変動に関する以下の解析を行った。解析手法の詳細は 第 8.1.1 節に記載した。

結果

図 2.2.1.4 は綾里、南鳥島と与那国島で観測された大気中のメタン濃度の月別値と季節変動成分を除

いた濃度変動を示す。3 地点とも季節変化を繰り返しながら、長期的に見ると濃度が増加している。長期 変動成分の傾向をみると、綾里の全期間(11年)で3.0 ppb/年、南鳥島の全期間(12年)で2.4 ppb/年、 与那国島の全期間(9年)で2.0 ppb/年の有意な増加トレンドが見られる。しかし、2004年、2005年と2年 連続して3 地点とも年平均濃度が減少するなど、最近は増加の傾向が不明瞭となっている。季節変動成 分を除いた濃度は、綾里がもっとも高く、南鳥島がもっとも低い。



図 2.2.1.4 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタン濃度の月別値と、第 8.1.1 節の方法によって 季節変動成分を除いた濃度の経年変化。

解説

メタンは全球的に見ると緯度方向に濃度勾配があり、北から南に向かって濃度が低くなる(第 2.2.1.d 節参照)。綾里の濃度が 3 地点の中で最も高いのは、最も緯度が高いためである。南鳥島と与那国島は 緯度はほとんど同じであるが、与那国島の方が濃度が高い。特に、秋季から翌年の春季にかけては南鳥 島よりかなり高くなる。人口の密集度が高いアジアの都市域から、人口増やエネルギー使用の増加によっ て、ゴミの埋め立て、汚水処理、燃料消費によって高濃度のメタンが放出されていると考えられている (Bartlett *et al.*, 2004)。このため与那国島では、夏季以外は、放出源が多く分布する大陸からの移流の影 響を強く受けていると考えられる(図 7.1.1.21、図 7.1.1.22 参照)。

2.2.1.c日本における濃度年増加量の経年変化

メタンの濃度年増加量(濃度の長期変動成分の時間微分)の経年変化に関する以下の解析を行った。

Fig. 2.2.1.4 Time series of monthly mean atmospheric CH₄ concentrations and deseasonalized concentrations at Ryori, Minamitorishima, and Yonagunijima.

結果

図 2.2.1.5 に綾里、南鳥島、与那国島における大気中のメタン濃度の年増加量(長期変動成分の時間 微分)の変動を示す。各観測所によって濃度年増加量が大きく異なる年があると共に、濃度年増加量に 年々変動がある。



図 2.2.1.5 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタン濃度年増加量の経年変化。濃度年増加量 は季節変動成分を除いた濃度変動の時間微分である。

Fig. 2.2.1.5 Time series of annual growth rates in atmospheric CH₄ concentration at Ryori, Minamitorishima, and Yonagunijima. The annual growth rates are estimated by the time derivative of the deseasonalized concentration.

解説

綾里と与那国島では1998年に濃度年増加量が10 ppb/年まで高まった。第2.2.1.d節でも示すように、
1998年の濃度年増加量の上昇は全球的なもので、エルニーニョ現象にともなう高温と関係しているとみら
れる。その後、2002年から2003年の前半にかけても濃度年増加量で最大10 ppb/年の上昇がみられ、や
はりエルニーニョ現象と対応している。濃度年増加量は2004年には下降し負となったが、その後上昇し、
2005年半ばまでには正となった。

2.2.1.d 世界のメタン濃度と濃度年増加量の経年変化

温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)に報告された、2006 年までメタン濃度観測データを用いて、二酸化炭素と同様の濃度変動解析を行った。全球濃度の解析方法は第 8.1 節に記述してある。

結果

WDCGG の解析による 2006 年の全球平均濃度は 1,782 ppb であり、2005 年から 1 ppb 減少し、2003 年からは 2 ppb 減少している。しかし、観測開始以来の最高濃度水準を維持しており、2006 年の全球平 均濃度は、産業革命以前の平均的な値である約 700 ppb に比べて 155% 増加している。

図 2.2.1.6 は、緯度帯別に平均した大気中のメタン濃度の月別値、季節変動成分を除いた濃度及び 濃度年増加量の経年変化を3次元的に表現したものである。これによると、季節変動の振幅は南半球より 北半球で大きいこと、濃度の増加は北半球高緯度で先行して次第に南半球に拡がっていくこと、濃度年



増加量は全球的なスケールで変動していることなど、二酸化炭素の場合に類似した特徴がみられる。

図 2.2.1.6 緯度帯別の大気中のメタン濃度(上)、季節変動成分を除いた濃度(中)及び濃度年増加量(下)の 経年変化の3次元表現図(1984年~2006年)。

Fig.2.2.1.6 Three-dimensional representation of the latitudinal distributions of atmospheric CH₄ concentrations (top), deseasonalized concentrations (middle), and growth rates (bottom) for the period 1984-2006.

図 2.2.1.7 は、30 度毎の緯度帯別の、季節変動成分を除いた濃度変動と、その時間微分である濃度 年増加量の変動を示している。濃度は北半球中高緯度で高く、南半球で低い。南半球中高緯度での濃 度差は小さく、濃度勾配は北半球の中緯度から赤道域にかけて大きいことがわかる。過去10年間の全球の平均濃度年増加量は2.4 ppb/年であった。

メタン濃度年増加量は、徐々に減少している。濃度年増加量は、1991 年に上昇した後、1992 年と 1996 年頃に 0 ppb/年前後まで下降した。1998 年に濃度年増加量は全球的に増加し、特に北半球中高 緯度で15 ppb/年以上まで上昇した後、2000~2001 年は、再び濃度年増加量が 0 ppb/年前後まで下がっ た。その後 2002 年から 2003 年にかけて、特に北半球中高緯度で濃度年増加量がおよそ 10 ppb/年まで 上昇した。その後 2004 年には -3ppb/年前後の負の濃度年増加量であった。後述するように 1998 年や 2002/2003 年のエルニーニョに伴い高い濃度年増加量となることはあるものの、この 10 年間の濃度年増 加量(2.4 ppb/年)は、1990 年代よりさらに低下してきている。



- 図 2.2.1.7 30 度緯度帯毎の季節変動成分を除いた大気中のメタン濃度(上)と、その時間微分である濃度年 増加量(下)の経年変化。
- Fig. 2.2.1.7 Time series of deseasonalized atmospheric CH_4 concentrations (top) and growth rates (bottom) for each 30-degree latitude zone.

解説

<u>[メタン濃度年増加量の変動要因]</u>

メタン濃度年増加量には大きな年々変動がある。高温は湿地などからのメタン放出の増加とOHラジカ ルによる除去を促進すると考えられる(Bekki and Law., 1997)。また、アイスコアなどの中の過去のメタン 濃度の変動と当時の気温の関係からは、気温の上昇が湿地からのメタン放出を増加させ、メタン濃度の 増加を引き起こしていることがわかっている(Etheridge *et al.*, 1998)。図2.2.1.8 に全球平均のメタン濃度年 増加量と地表付近の気温偏差の変動を示す。この図から1990年~1998年の全球平均のメタン濃度年増 加量の変動は全球平均気温の変動と高い相関がみられ、この期間では高温によるメタン放出が除去の 効果より卓越していたと思われるが、その期間以外のメタン濃度年増加量の変動には、気温の変動以外 の要因が含まれる可能性がある。



- 図 2.2.1.8 全球平均のメタン濃度年増加量(実線)とJRA-25 再解析データによる地表面での気温偏差(点線)の変動。気温偏差は5か月の移動平均をしている。
- Fig. 2.2.1.8 Time series of the global mean CH₄ growth rates and their comparison with surface temperature anomaly calculated from JRA-25 reanalysis data. The solid line shows the growth rates, and the dots show temperature anomaly. Temperature anomaly is averaged by 5 months running mean.

<u>[ピナトゥボ火山噴火のメタン濃度年増加量への影響]</u>

1991年の全球平均のメタン濃度年増加量の上昇は、1991年6月のピナトゥボ火山噴火によって、成 層圏で急増した硫酸エーロゾルによる散乱で日射量が減少し(第4.4.1節参照)、メタンの消失を支配す るOHラジカル濃度が減少したためと考えられている(Dlugokencky *et al.*, 1996)。1992年の下降に対して は、Bekki *et al.*(1994)は、急増した硫酸エーロゾルとの化学反応により成層圏オゾンが減少し、紫外線 量が増加して OH ラジカル濃度が増加したためとしたが、Lelieveld *et al.*(1998)は、火山噴火にともなう低 温による湿地や水田地帯からの発生量の減少や、モンスーン活動低下による乾燥化でメタンの分解が促 進されたのが主たる原因とした。一方、Lowe *et al.*(1997)はメタンの炭素同位体観測から、低緯度帯での バイオマス燃焼の減少が原因としている。

[エルニーニョ現象とメタン濃度年増加量との関係]

1998 年、2002/2003 年の濃度年増加量の上昇は、エルニーニョ現象にともなう全球的な高温が関連し ていると考えられている。1998 年の高い濃度年増加量について、van der Werf et al. (2004)はほとんどは 高温乾燥による火災からのメタンの放出を原因としている。しかし、Dlugokencky et al. (2001)は、高温と降 水量の増加による北半球高緯度及び熱帯域の湿地からの放出量の増加を主な原因としており、 Mikalove Fletcher et al., (2004)や Chen and Prinn (2006)も湿地からの放出の増加を指摘している。 Morimoto et al. (2006)も、ノルウェーのニーオールセンでの同位体比の観測から、1998 年のバイオマス 燃焼による濃度増加は湿地の影響のほぼ半分と計算している。

[1993 年以降の長期的なメタン濃度年増加量減少の原因]

1980 年代には毎年 10 ppb 程度増加を続けていたメタン濃度は、1990 年代に入って濃度年増加量が 減少し、1998 年以降は継続的な増加が見られなくなっている。Lelieveld *et al.*(1998)は、濃度年増加量 が 1980 年代より低下したことの原因を地球規模でのメタン放出量の減少によると指摘したが、 Dlugokencky *et al.*(1998)や Etheridge *et al.*(1998)は、1980 年代以降メタンの放出量に大きな変化はな く、その放出量に見合う定常状態の濃度に近づきつつあるためと説明している。

1999 年以降全球のメタン濃度年増加量は非常に低く、ほとんど増加は止まっているように見える。最 近この原因として、Fiore *et al.* (2006)は対流圏化学輸送モデルを使った実験により、この濃度年増加量 の低下を温暖化による対流圏下層でのメタン分解反応の活発化と、メタンを分解する OH ラジカル濃度の 増加のためとしている。その OH ラジカル濃度の増加原因は、温暖化によって対流活動が活発化すること によって雷放電(稲妻)の頻度が増加し、OH ラジカル濃度に影響する NOx 生成が増加するためと推定し ている。一方、Bousquet *et al.* (2006)によると、1990 年代の濃度年増加量の減少は人為起源からの排出 が減少したためであるが、1999 年以降は人為的排出が増加しており、その分は湿地からのメタン放出減 少により相殺されて増加が起こっていないと指摘している。この場合、もし湿地からの放出が 1990 年代の レベルに戻れば、再びメタンが増加する可能性がある。

このように、メタンの放出・消滅のメカニズムにはまだ不確定な部分が多く残っている。

2.2.1.e 世界のメタン濃度季節変動の緯度による違い

温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)に報告された、2006 年までのメタン濃度観測データを用いて、二酸化炭素と同様の濃度変動解析を行った。全球濃度の解析方法は第 8.1.1 節、第 8.1.2 節に記述してある。

結果

図 2.2.1.9 に、2006 年の 30 度毎の緯度帯別月平均濃度と参照濃度の時系列図を示す。参照濃度で

は、北半球の各緯度帯では1~2月に濃度極大、7月に濃度極小となる。南半球では、各緯度帯ともに9 月に濃度極大となり、濃度極小は中・高緯度で2月、低緯度で4月に出現する。2006年の変化を参照濃 度と比較すると、1~2月に北半球高緯度の濃度が低かったこと、両半球とも低緯度の濃度が高かったこと 等の特徴が指摘される。



- 図 2.2.1.9 30 度緯度帯毎の大気中のメタン濃度の時系列図(2006 年)。実線は 2006 年の濃度、点線は参照 濃度(第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は ±1 (月別濃度と参照濃度の差の標準偏差)を示 す。
- Fig. 2.2.1.9 Time series of atmospheric CH_4 concentrations for each 30-degree latitudinal zone in 2006. Solid line shows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration).

解説

このメタン濃度の季節変動は、OH ラジカルとの反応によるメタンの消失と、湿地などからのメタンの放 出の季節変動の結果としてもたらされる。夏季はメタン放出量より OH ラジカル濃度の増加によるメタンの 消失量の方が大きくなるため、夏季にメタン濃度は減少する。南半球低緯度では、南半球中高緯度の位 相とほぼ同じ1年周期の変動の上に、明瞭な半年周期の変動が重なっている。1~2月に現れる第2のピ ークは、メタン濃度の高い北半球の空気塊が南半球に流入することによる。

2.2.2 海洋上及び海水中のメタン

ここでは、表面海水中のメタン濃度(海水と平衡になった空気中のメタンの体積混合比 CH4sea (ppm)おおむねメタン分圧(µ atm)に相当している。)を、海水中に溶存するメタン濃度(溶存メタン濃度と呼ぶ。)の観測値から平衡定数を用いて求めた。大気と海洋のメタン分圧及び大気・海洋間の分圧差 (*p*CH4air, *p*CH4sea, *p*CH4)は、第 2.1.2 節で述べた二酸化炭素と同様に定義される。

結果

2006年は1~2月に東経165度線、赤道線を含む海域において、6~7月に東経137度線、東経165 度線を含む海域において凌風丸によってメタンの観測を行った。図2.2.2.1に2006年1~2月及び6~7 月の大気・海洋間のメタン分圧差を示す。これまでの観測でも海洋はほぼメタンの放出域となっていが、 2006年も観測した海域全体(赤道域、亜熱帯域及び亜寒帯域)でメタンの放出域となっていた。7月の東 経137度線に沿った北緯4度及び北緯34度で大気・海洋間のメタン分圧差が比較的大きく、それぞれ 0.73µatm及び0.80µatmであった。

図 2.2.2.2~5 に、東経 137 度、東経 165 度及び赤道線の各観測線に沿った洋上大気中及び表面海 水中のメタン濃度(分圧)、海面水温及び海面塩分の緯度・経度分布を示す。観測海域での大気中のメ タン濃度(分圧)は 1.8 ppm 前後 (1.72~1.89 ppm)であったのに対し、表面海水中のメタン濃度(分圧) は 1.87~2.93 ppm と変動幅が大きかった。



- 図 2.2.2.1 大気・海洋間のメタン分圧差(*p*CH₄)の分布。(a)2006 年 1 月 15 日~2 月 17 日、(b)2006 年 6 月 10 日~7 月 31 日。
- Fig.2.2.2.1 Distributions of the difference of the CH_4 partial pressure between the sea water and the air (pCH_4): (a) January 15 February 17, 2006, (b) June 10 July 31, 2006.



図 2.2.2.2 東経 137 度線に沿った(a)洋上大気中(赤)及び表面海水中(青)のメタン、(b)海面水温、(c)海面塩 分の緯度分布(2006 年 7 月 7 日 ~ 7 月 18 日)。

Fig. 2.2.2.2 Latitudinal distributions of (a) the atmospheric and the oceanic CH₄, (b) sea surface temperature (SST) and (c) sea surface salinity along 137°E during July 7 - July 18, 2006.



図 2.2.2.3 東経 165 度線に沿った(a)洋上大気中(赤)及び表面海水中(青)のメタン、(b)海面水温、(c)海面塩 分の緯度分布(2006 年 1 月 23 日 ~ 2 月 9 日)。

Fig. 2.2.2.3 Latitudinal distributions of (a) the atmospheric and the oceanic CH₄, (b) sea surface temperature (SST) and (c) sea surface salinity along 165°E during January 23 - February 9, 2006.



- 図 2.2.2.4 東経 165 度線に沿った(a)洋上大気中(赤)及び表面海水中(青)のメタン、(b)海面水温、(c)海面塩 分の緯度分布(2006 年 6 月 15 日 ~ 6 月 21 日)。
- Fig. 2.2.2.4 Latitudinal distributions of (a) the atmospheric and the oceanic CH₄, (b) sea surface temperature (SST) and (c) sea surface salinity along 165°E during June 15 June 21, 2006.



図 2.2.2.5 赤道に沿った(a)洋上大気中(赤)及び表面海水中(青)のメタン、(b)海面水温、(c)海面塩分の緯度 分布(2006 年 2 月 7 日 ~ 2 月 17 日)。

Fig. 2.2.2.5 Latitudinal distributions of (a) the atmospheric and the oceanic CH₄, (b) sea surface temperature (SST) and (c) sea surface salinity along the equator during February 7 - February 17, 2006.

2.2 参考文献

- Bartlett, B. B., G. W. Sache, T. Slate, C. Haward, and D. D. Blake, 2004: Large-scale distribution of CH4 in the western Pacific: Sources and transport from the Asian continent. J. Geophys. Res., 108 (D20), 8807, doi:10.1029/2002JD003076, 2004
- Bekki, S., K. S. Law, and J. A. Pyle, 1994: Effects of ozone depletion on atmospheric CH₄ and CO concentrations. Nature, 371, 595-597.
- Bekki, S., and K. S. Law, 1997: Sensitivity of atmospheric CH₄ growth rate to global temperature change observed from 1980 to 1992. Tellus, 49B, 409-416.
- Bousquet, P., P. Ciais, J. B. Miller, E. J. Dlugokencky, D. A. Hauglustaine, C. Prigent, G. R. Van der Werf, P. Peylin, E.-G. Brunke, C. Carouge, R. L. Langenfelds, J. Lathiere, F. Papa, M. Ramonet, M. Schmidt, L. P. Steele, S. C. Tyler and J. White 2006: Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability. Nature, 443, 439-443.
- Carmo, J. B., M. Keller, J. D. Dias, P. B. Camargo, and P. Crill 2006: A source of methane from upland forests in the Brazilian Amazon. Geophys. Res. Lett., 33, L04809,doi:10.1029/2005GL025436.
- Chen, Y.-H., and R. G. Prinn, 2006: Estimation of atmospheric methane emissions between 1996 and 2001 using a three dimensional global chemical transport model. J. Geophys. Res., 111, D10307, doi:10.1029/2005JD006058.
- Dlugokencky, E. J., E. G. Dutton, P. C. Novelli, P. P. Tans, K. A. Masarie, K. O. Lantz, and S. Mardronich, 1996: Changes in CH₄ and CO growth rates after the eruption of Mt. Pinatubo and their link with changes in tropical tropospheric UV flux. Geophys. Res. Lett., 23, 2761-2764.
- Dlugokencky, E. J., K. A. Masarie, P. M. Lang, and P. P. Tans, 1998: Continuing decline in the growth rate of the atmospheric methane burden. Nature, 393, 447-450.
- Dlugokencky, E. J., B. P. Walter, K. A. Masarie, P. M. Lang, and E. S. Kasischke, 2001: Measurements of an anomalous global methane increase during 1998. Geophys. Res. Lett., 28, 499-502.
- Dlugokencky, E. J., S. Houweling, L. Bruhwiler, K. A. Masarie, P. M. Lang, J. B. Miller, P. P. Tans, 2004: Atmospheric methane levels off: Temporary pause or a new steady state? Geophys. Res. Lett., 30(19), 1992, doi:10.1029/2004GL018126.
- Etheridge, D. M., L. P. Steele, R. J. Francey, and R. L. Langenfelds, 1998: Atmospheric methane between 1000 A.D. and present: Evidence of anthropogenic emissions and climatic variability. J. Geophys. Res., 103, 15979-15993.
- Fiore, A. M., L. W. Horowitz, E. J. Dlugokencky, and J. J. West, 2006: Impact of meteorology and emissions on methane trends, 1990-2004. Geophys. Res. Lett., 33, L12809, doi:10.1029/2006GL026199.
- Frankenberg, C., J. F. Meirink, M. van Weele, U. Platt, T. Wagner, 2005: Assessing methane emissions from global space-borne observations. Science, 308, 5724, 1010-1014, DOI: 10.1126/science.1106644.
- Frankenberg, C., J. F. Meirink, P. Bergamaschi, A. P. H. Goede, M. Heimann, S. Körner, U. Platt, M. van Weele,and T. Wagner 2006: Satellite chartography of atmospheric methane from SCIAMACHY on board ENVISAT: Analysis of the years 2003 and 2004. J. Geophys. Res., 111, D07303, doi:10.1029/2005JD006235.
- Hirota, M., H. Muramatsu, Y. Makino, M. Ikegami, and Y. Tsutsumi, 1989: Gas-chromatographic measurement of atmospheric methane in Japan. Atmos. Environ., 23, 1835-1839.
- Houweling, S., T. Rockmann, I. Aben, F. Keppler, M. Krol, J. F. Meirink, E. J. Dlugokencky, and C. Frankenberg, 2006: Atmospheric constraints on global emissions of methane from plants. Geophys. Res. Lett., 33, L15821, doi:10.1029/2006GL026162.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007. The Physical Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Forth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Keppler, F., John T. G. Hamilton, M. Braß, and T. Röckmann, 2006: Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions, Nature, 439,187-191.

気象庁, 1999 年:近年における世界の異常気象と気候変動~その実態と見通し~().341pp.

気象庁, 2004: 大気·海洋環境観測報告 第4号 平成14年観測成果. http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report k.html

- 気象庁, 2005: 大気·海洋環境観測報告 第5号 平成15年観測成果. http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report k.html
- Lelieveld, J., P. J. Crutzen, and F. J. Dentener, 1998: Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. Tellus, 50B, 128-150.
- Lelieveld, J., C. A.M. Brenninkmeijer, P. Joeckel, I.S.A. Isaksen, M.C. Krol, J.E Mak, E. Dlugokencky, S.A. Montzka, P.C. Novelli, W. Peters and P.P. Tans, 2006: New Directions: Watching over tropospheric hydroxyl (OH). Atmos. Env., 40, 5741–5743.
- Lowe, D. C., M. R. Manning, G. W. Brailsford, and A. M. Bromley, 1997: The 1991-1992 atmospheric methane anomaly: Southern hemisphere ¹³C decrease and growth rate fluctuations. Geophys. Res. lett., 24, 857-860.
- Mikaloff Fletcher., S. E., P. P. Tans, L. M. Bruhwiler, J. B. Miller, and M. Heimann, 2004: CH₄ sources estimated from 29 atmospheric observations of CH₄ and its ¹³C/¹²C isotopic ratios: 1. Inverse modeling of source processes, Global Biogeochem. Cycles, 30, 18, GB4004, doi:10.1029/2004GB002223.
- Miller, J. B., L. V. Gatti, M. T. S. d'Amelio, A. M. Crotwell, E. J. Dlugokencky, P. Bakwin, P. Artaxo, and P. P. Tans 2007: Airborne measurements indicate large methane emissions from the eastern Amazon basin. Geophys. Res. Lett., 34, L10809, doi:10.1029/2006GL029213.
- Morimoto, S., S. Aoki, T. Nakazawa, and T. Yamanouchi, 2006: Temporal variations of the carbon isotopic ratio of atmospheric methane observed at Ny Alesund, Svalbard from 1996 to 2004. Geophys. Res. Lett., 33, L01807, doi:10.1029/2005GL024648.
- Saeki, T., T. Nakazawa, M. Tanaka, and K. Higuchi, 1998, Methane emissions deduced from a two-dimensional atmospheric transport model and surface measurements. J. Meteor. Soc. of Japan, 76, 307-324.
- van der Werf, G. R., J. T. Randerson, G. J. Collatz, L. Giglio, P. S. Kasibhatla, A. F. Arellano, Jr., S. C. Olsen, and E. S. Kasischke, 2004: Continental-Scale Partitioning of Fire Emissions During the 1997 to 2001 El Nino/La Nina Period. Science, 303, 73-76.
- WMO, 1995: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994, Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No.37, Geneva.
- WMO, 2004: WMO WDCGG Data Summary, No.28, GAW DATA Volume IV-Greenhouse Gases and Other Atmospheric Gases, published by Japan Meteorological Agency in co-operation with World Meteorological Organizasion.



2.3 ハロカーボン類

ハロカーボン類とは、ハロゲン原子であるフッ素、塩素、 臭素、ヨウ素を含んだ炭素化合物の総称であり、その多く は本来自然界には存在せず、工業的に生産されるもの である。この中でハロゲンとしてフッ素と塩素のみを含む ものがクロロフルオロカーボン類(CFCs: chlorofluorocarbons、これを日本ではフロン(国外ではフ レオン)とよぶ場合がある)、これに水素が加わったものが ハイドロクロロフルオロカーボン類(HCFCs: hydrochlorofluorocarbons)、塩素を含まないものがハイド ロフルオロカーボン類(HFCs: hydrofluorocarbons)、また 全てフッ化された炭素化合物がパーフルオロカーボン類 (PFCs: perfluorocarbons)である。また、ハロゲンとして臭 素が加わったものをハロン類という。このほか、四塩化炭

素(CCl₄)や 1,1,1-トリクロロエタン(CH₃CCl₃)などが工業的に生産されるハロカーボンである。自然界 にも塩化メチルや臭化メチルなどのハロカーボンが存在する。ハロカーボン類は一般に大気中では極め て濃度が低い。しかし、ハロカーボン類は強い温室効果を持つため、濃度が低いにも関わらず 1750 年以 降 2005 年までのハロカーボン類の増加による放射強制力は、0.34 [0.31 ~ 0.37] W/m²と推定されており、 これは長寿命温室効果ガス全体の増加による放射強制力の 13%となる (IPCC, 2007)。

ハロカーボン類の地球環境問題に関連する基礎知識

[ハロカーボンの特徴と規制]

CFCs の多くは、無色無臭、不燃、無毒で、かける圧力によって容易に気化または液化し、表面張力が 小さいことから、冷蔵庫やクーラーの冷媒、スプレーの噴射剤、半導体の洗浄剤などとして広く用いられ、 大気中濃度は1980年代頃まで急速に増加した。第3.1節に述べるように、CFCsをはじめとする塩素や臭 素を含むハロカーボン類は成層圏オゾンを破壊することが明らかになったことから、「オゾン層の保護のた めのウィーン条約」及び「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によって生産などが規 制されるようになった。その結果、多くのハロカーボン類で大気中の濃度増加が止まるか減少し始めてい る(WMO, 2004)。そのため、対流圏中のハロカーボン類に含まれている全塩素量は 1993 年をピークに 減少している(Prinn *et al.*, 2000)。反面、それらの代替物質である HCFCs や HFC の濃度は増加してい る。気候変動に関する政府間パネル(IPCC)とモントリオール議定書の技術・経済評価パネル(TEAP)の 特別報告書 (IPCC/TEAP, 2005)によれば、毎年 HCFCs は+3 ~ +7%、HFC は+13 ~ +17%の割合で増加 している。HFCs、PFCs は二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素とともに京都議定書における削減対象の温 室効果ガスである。

ハロカーボン類に関する気象庁の取り組み

気象庁では、岩手県大船渡市綾里でハロカーボン類の観測(観測所については第7.1.1.a 節を参照、 観測方法の詳細は、第7.2.5~6 節を参照)を実施して、大気中の濃度の監視を行っている。観測の結果 は、WMO 温室効果ガス世界資料センター(第8.2.2 節参照)へ報告され、地球全体の監視の一翼を担っ ている。

2.3.1日本におけるハロカーボン類の観測結果

第 7.2.5 節、第 7.2.6 節に基づいてバックグランドデータとして選択された時別値を一月にわたって平均したものを月別値とした。

結果

図 2.3.1.1 と図 2.3.1.2 は、綾里で観測され、バックグランドデータとして選択された CFC-11(CCl₃F)、 CFC-12(CCl₂F₂)、CFC-113(CCl₂FCClF₂)濃度の月別値及び 1,1,1-トリクロロエタン(CH₃CCl₃)、四塩化 炭素(CCl₄)濃度月別値の時系列図を示す。各要素いずれも季節変動は認められない。綾里の観測によ れば、CFC-11 濃度は 1993 ~ 1994 年の約 270 ppt をピークとしてゆるやかに減少している。CFC-12 濃度 は 1995 年まで増加し、その後ほとんど変化がない。CFC-113 濃度はほとんど変化がない。1,1,1-トリク ロロエタン濃度はここ 10 年間で大きく濃度が減少している。四塩化炭素濃度は観測値の変動が大きい がここ 10 年間でやや減少し近年はほとんど変化がない。

2006 年の年平均濃度は CFC-11 が 253 ppt、 CFC-12 が 544 ppt、 CFC-113 が 79 ppt、 1,1,1-トリクロロ エタンが 17 ppt、 四塩化炭素が 99 ppt である。



図 2.3.1.1 綾里における大気中の CFC-11、CFC-12 及び CFC-113 濃度の月別値。 Fig.2.3.1.1 Time series of monthly mean atmospheric CFC-11, CFC-12 and CFC-113 concentrations at Ryori.





- 図 2.3.1.2 綾里における大気中の 1,1,1-トリクロロエタン (CH₃CCl₃) 及び四塩化炭素 (CCl₄) 濃度月別値 (大気 バックグランドデータ)の時系列図。
- Fig.2.3.1.2 Time series of monthly mean atmospheric CH₃CCl₃ and CCl₄ concentrations at Ryori. These show data selected as backgroud.

解説

ハロカーボン類は、寿命が長いので、日本だけでなく日本周辺の放出源の影響を受ける可能性もある。 例えば中国は、近年急速に経済成長しているが、モントリオール議定書第5条に該当する国になっており、 規制が適用されていない。最近の中国都市大気の分析によると(Barlett *et al.*, 2006)、2001年1~2月の 45都市の平均で、CFC-11が284 ppt、CFC-12が564 ppt、CFC-113が90 ppt、1,1,1-トリクロロエタンが49 ppt、四塩化炭素が114 ppt と綾里での値に比べてやや高い濃度を示している。

2.3.2 世界のハロカーボン類濃度の経年変化

温室効果ガス世界資料センター (WDCGG) に報告された 2006 年までの濃度観測データを用いて月 別値を算出した。対象とした気体は、CFC (CFC-11, 12, 113, HCFC (HCFC-22, 141b, 142b)、1,1,1-トリク ロロエタン (CH₃CCl₃) 及び四塩化炭素 (CCl₄) の 7 種類である。

結果

図 2.3.2.1 は、世界におけるハロカーボン類の月平均濃度をプロットしたものである。CFC-11 は北半球 で 1992 ~ 1993 年頃、南半球で 1993 ~ 1994 年頃を境に、増加からゆるやかな減少傾向に転じている。 CFC-12 は、1990 年頃から増加率が低下し始め、現在ではほぼ変動のない状態となっている。CFC-113 は CFC-11 と同様な傾向を示し、北半球で 1993 ~ 1994 年頃を境としてゆるやかな減少傾向に、南半球で は 1997 年前後を境としてゆるやかな減少傾向に転じている。HCFC-22, 141b, 142b は増加を続けてい る。



- 図 2.3.2.1 主な八ロカーボン類CFC-11、CFC-12、CFC-113、HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b、CCl₄、 CH₃CCl₃の月平均濃度の時系列図。黒丸が北半球にある観測所の値、白丸が南半球にある観測 所の値を示している。WDCGGに報告のあった観測点すべての値をプロットしている。
- Fig.2.3.2.1 Time series of monthly mean concentrations of atmospheric CFC-11, CFC-12, CFC-113, HCFC-22, HCFC-141b, HCFC-142b, CCl₄, and CH₃CCl₃. Solid circles show the data at sites located in the Northern Hemisphere and open circles show the sites located in the Southern Hemisphere. Data at all sites reported to the WDCGG are shown.

解説

HCFC-22,141b,142bを除いて、工業生産による濃度増加とモントリオール議定書締結を受けた生産 規制による増加の停止または減少傾向がはっきり見て取れる。減少傾向の違いは、放出量の減少ととも に、それぞれの物質の大気中の寿命を反映していると考えられる。CCl₄及びCH₃CCl₃については、それ ぞれ1990~1991 年頃及び1992 年頃を境に、それまで上昇傾向だったのが減少に転じている。特に CH₃CCl₃については、急激な減少により、現在の濃度は一番古い観測データのある1978 年よりも低い値 となっている。これは、CH₃CCl₃の寿命が他のハロカーボン類に比べて相対的に短い(約5年)のと、放出 が急速に減少したためである(IPCC,2001)。また、工業的に生産されるものがほとんどであるため、南半 球より北半球の濃度が高めの傾向を示している。

一方、代替フロンとして生産が開始されたハイドロクロロフルオロカーボン類(HCFC-22, 141b, 142b) は、気候変動に関する政府間パネル(IPCC, 2007)とモントリオール議定書の技術・経済評価パネル (TEAP)の特別報告書 (IPCC/TEAP, 2005)でも指摘されているように上昇を続けている。

2.3 参考文献

- Barlett, B, S. Meinardi, I. J. Simpson, F. S. Rowland, C-Y. Chan, X. Wang, S. Zou, L. Y. Chan, D. R. Blake, 2006: Ambient halocarbon mixing ratios in 45 Chinese cities. Atmos. Env., 40, 7706-7719.
- 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, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
- IPCC/TEAP, 2005: IPCC/TEAP Special Report on Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System: Issues Related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons, Summary for Policymakers and Technical Summary, WMO and UNEP, 88pp.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007. The Physical Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Forth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Prinn, R. G., R. F. Weiss, P. J. Fraser, P. G. Simmonds, D. M. Cunnold, F. N. Alyea, S. O'Doherty, P. Salameh,
 B. R. Miller, J. Huang, R. H. J. Wang, D. E. Hartley, C. Harth, L. P. Steele, G. Sturrock, P. M.
 Midgley, and A. McCulloch, 2000: A history of chemically and radiatively important gases in air deduced from ALE/GAGE/AGAGE. J. Geophys. Res., 105(D14), 17,751-17,792.
- WMO, 2004: WMO WDCGG DATA SUMMARY, No.28, GAW DATA Volume IV-Greenhouse Gases and Other Atmospheric Gases, published by Japan Meteorological Agency in co-operation with World Meteorological Organizasion.



2.4 一酸化二窒素

-酸化二窒素(N₂O)は無色の気体で、対流圏ではき わめて安定である。8 μm付近の赤外域に吸収帯があり、 強い温室効果を示す。現在の大気組成における1分子 あたりの放射強制力は、二酸化炭素の約300倍と見積も られている。IPCC(2007)によると、2005年には1750年以 降濃度が約18%増加している。過去2000年間でみると 1800年前までは大きな増加はなく、それ以降顕著に増 加している(図2.1.2参照)。産業革命以降2005年までの 一酸化二窒素の増加による放射強制力は、0.16[0.14~ 0.18] W/m²であり、長寿命温室効果ガスの増加による放 射強制力の6%と考えられている(IPCC, 2007)。

地球環境問題に関連する一酸化二窒素の基礎知識

[一酸化二窒素の放出源と消滅源]

一酸化二窒素(N₂O)の放出源は、土壌や海洋からの自然起源のものがある。一酸化二窒素の主な自 然の放出源は、海洋、大気中のアンモニアの酸化及び土壌である。人為起源の排出としては、窒素肥料 の一酸化二窒素への転化とその農地土壌からの排出、バイオマス燃焼、牛の飼育及びナイロン製造など の工業活動がある(IPCC, 2007)。一方、大気からの消失過程は、成層圏での光解離などによる分解がほ とんどである。分解された一酸化二窒素は成層圏においてオゾンに影響する窒素酸化物(NO_x)の起源と 考えられている。大気中における一酸化二窒素の寿命は114年と長い(IPCC, 2007)。放出源や消失源、 輸送過程の状況により、大気中の濃度は振幅で 0.8 ppbと微小な季節変動をしており(Liao *et al.*, 2004)、 それは南大洋での微生物活動による放出と深く関連しているという指摘がある(Nevison, *et al.*, 2005)。

一酸化二窒素に関する気象庁の取り組み

気象庁では、岩手県大船渡市綾里で一酸化二窒素の観測(観測所については第 7.1.1.a 節を参照、 観測方法の詳細は、第 7.2.7 節を参照)を実施して、大気中の濃度の監視を行っている。観測の結果は、 WMO温室効果ガス世界資料センター(第8.2.2 節参照)へ報告され、地球全体の監視の一翼を担ってい る。

2.4.1 日本における一酸化二窒素の観測結果

第 7.2.7 節に基づいてバックグランドデータとして選択された時別値を一月にわたって平均したものを 月別値とし、これを 12 個平均したものを年平均濃度としている。

結果

図 2.4.1.1 は、綾里で観測され、バックグランドデータとして選択された大気中の一酸化二窒素濃度の 月別値をプロットしたものである。大気中の一酸化二窒素濃度は引き続き増加している。はっきりした季節 変動は認められない。2006 年の年平均濃度は 321.1 ppb で、過去 10 年間の平均の濃度年増加量は 0.7ppb/年である。



図 2.4.1.1 綾里における大気中の一酸化二窒素濃度の月別値の経年変化。 Fig. 2.4.1.1 Time series of monthly mean atmospheric N₂O concentrations at Ryori.

2.4.2 世界の一酸化二窒素濃度の経年変化

温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)に報告された 2006 年までの濃度観測データを用いて月 別値を算出した。

結果

図 2.4.2.1 に、全球平均の一酸化二窒素濃度の変動を示す。一酸化二窒素濃度は引き続き増加して おり、2005年には大気中濃度が319±0.12 ppbまで増加した(IPCC, 2007)。WDCGGに報告されたデー タから算出した全球平均濃度は、2006年には320.1 ppbまで上昇し、産業革命以前に比べ19%増加して いる。過去10年間の平均でみると、世界の一酸化二窒素の濃度年増加量は0.76 ppb/年である。



- 図2.4.2.1 世界の大気中一酸化二窒素の月平均濃度(緑色のドット)と季節変動成分を除いた濃度(赤い線)の経年変化。
- Fig.2.4.2.1 Time series of monthly mean N₂O concentrations (green dots) and deseasonalized concentrations (red line) for the globe.

解説

多くの観測点では、1991 年から 1993 年にかけて増加率がやや低下しているのがみられる。 IPCC(2001)によると、これは、全球的な窒素肥料の使用量の減少とともに、北半球の低温傾向によって一酸化二窒素の放出源である土壌微生物活動が低下したことによるものとされている。また、1991 年のピナ トゥボ火山噴火による成層圏エーロゾルの増加にともなって、対流圏と成層圏の間の循環に変化が起こっ たためとも考えられている(IPCC, 2001)。

2.4 参考文献

- 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, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007. The Physical Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Forth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Liao T., C. D. Camp, Y. L. Yung, 2004: The seasonal cycle of N₂O. Geophys. Res. Lett., 31, L17108, doi:10.1029/2004GL020345.
- Nevison, C. D., R. F. Keeling, WR. F., Weiss, B. N. Popp, X. JIN, P. J. Fraser, L. W. Porter, P. G. Hess, 2005: Southern Ocean ventilation inferred from seasonal cycles of atmospheric N2O and O2/N2 at Cape Grim, Tasmania. Tellus B 57, 3, 218-229.
- WMO, 2004: WMO WDCGG DATA SUMMARY, No.28, GAW DATA Volume IV-Greenhouse Gases and Other Atmospheric Gases, published by Japan Meteorological Agency in co-operation with World Meteorological Organizasion.



2.5 **一酸化炭素**

一酸化炭素(CO)は人間にとって有毒なガスであり、 国の環境基準は「8 時間における 1 時間値の平均は 20 ppm 以下、かつ 24 時間における 1 時間値の平均は 10 ppm 以下」とされている。一般に地球環境で議論する濃 度はこれよりはるかに低い濃度であるが、人間に直接有 害でなくても、一酸化炭素は地球環境に影響を与えるガ スである。一酸化炭素自体は温室効果ガスではなく、地 球表面からの赤外放射をほとんど吸収しない。しかし、 OH ラジカルとの化学反応を通じ、メタン、ハロカーボン 類、また対流圏オゾンなど他の温室効果ガスの濃度を左 右する重要な働きをする。現在の一酸化炭素の放出は、 これらの温室効果ガスを増加させており、それによる間 接的な放射強制力は、現在の一酸化二窒素の増加によ

る直接的な放射強制力より大きいという研究もある(Daniel and Solomon, 1998)。IPCC(2001)においても、 一酸化炭素は重要な間接的な温室効果ガスと見なされている。

地球環境問題に関連する一酸化炭素の基礎知識

[一酸化炭素の放出源と消滅源]

ー酸化炭素の放出源はIPCC (2001)によると、化石燃料の燃焼や産業からの放出(650 Tg/年(6.5 億 トン/年))やバイオマス燃焼による放出(700 Tg/年(7 億トン/年))、メタンの酸化(800 Tg/年(8 億トン/ 年))、メタン以外の炭化水素類の酸化(430 Tg/年(4.3 億トン/年))、海洋からの放出(50 Tg/年(0.5 億トン /年))、植生からの放出(150 Tg/年(1.5 億トン/年))であり、その合計は 2,780 Tg/年(27.8 億トン/年)とされ ている。消失源は OH ラジカルとの反応であるが、地面での吸収も無視できない程度ある。大気中の一酸 化炭素の寿命は、およそ数か月と比較的短いため、人間活動により多量に放出されているにもかかわら ず、二酸化炭素のように継続的な濃度増加を引き起こしてはいない。また、人為起源の発生源が地域的 に偏ることから、その濃度は時間的、空間的に大きく変化する。また、その特性を利用して、人為起源によ る汚染大気のトレーサー(追跡物質)として使われることもある。

全球的な分布では、第 2.5.3 節に示すように、放出源を反映して北半球高緯度で高く、南半球高緯度 に行くほど濃度が低くなる。中高緯度では、OH ラジカル濃度変動にともなうと思われる夏季に低く冬季に 高くなる季節変動をする。但し、大規模な森林火災などがあると、それから放出される一酸化炭素により、 濃度が一時的に上昇することがある。このような局在する放出源と比較的短い寿命のため、一酸化炭素 の地域的な濃度分布は季節により大きく異なるとみられているが、西太平洋域では夏季も冬季も比較的 濃度が高くなっている(Holloway *et al.*, 2000)。

<u>[大気中の一酸化炭素濃度変動の歴史]</u>

氷床コアの分析によれば、南極大陸では過去 2000 年間、一酸化炭素濃度は 50 ppb 程度で大きな濃 度変動がなく、グリーンランドでは 19 世紀半ばまで 90 ppb 程度であったものが 1950 年頃には 110 ppb 程度まで増加した(Haan and Raynaud, 1998)。一方、ヨーロッパアルプスにおける大気全層の一酸化炭 素量の観測によれば、1950 年代以降、年間 1%弱程度の割合で増加したが、1980 年代の半ばには減少 傾向に転じた(WMO, 1999)。現在は、長期的に見ると森林火災などによる一時的な増加を除いて、ほぼ 0.5 ppb/年の割合でわずかながら減っている(Novelli *et al.*, 2003)。その原因の約 30%は第 2.5.3 節に示 すようにピナトゥボ火山の噴火による、一酸化炭素を壊す OH ラジカルの増加によるもので、残りは人間活 動による排出が減ったためとみられている(Bakwin *et al.*, 1994)。しかし、第 2.5.3 節に示すように、近年大 規模な森林火災による一酸化炭素の放出が注目されている。最近では、森林火災などのバイオマス燃焼 による一酸化炭素の放出は、全放出量に対して 30%に達するとみられている(Holloway *et al.*, 2000)。

一酸化炭素に関連する最近の知見

[一酸化炭素の全球濃度分布と放出量]

最近になって、全球の一酸化炭素について、衛星観測を用いた全球分布の推定が行われるようになった。アメリカ航空宇宙局(NASA)の Aqua 衛星に搭載されている AIRS(Atmospheric Infrared Sounder) や Terra 衛星の MOPITT(Measurement of Pollution in the Troposphere)による全球の一酸化炭素濃度分 布の日々の観測が試みられている(e.g. McMillan *et al.*, 2005; Detter *et al.*, 2003)。

また、逆解法(第 8.1.3 節参照)を用いて、一酸化炭素の地上観測や衛星観測を用いた放出量推定が 行われている。Pétron *et al.* (2002)、Bergamaschi *et al.* (2000)、Stavrakou and Müller (2006)は、全球で の一酸化炭素の放出・生成量を、それぞれ、2,960~3,067 Tg/年(29.60~30.67 億トン/年)、2,867~3,009 Tg/年(28.67~30.09 億トン/年)、2,907 Tg/年(29.07 億トン/年)と見積もっている。そのおおよそ 50%近く が、化石燃料の消費やバイオマス燃焼などからの直接放出と見られている(Pétron *et al.*, 2004)。しかし、 観測から推測した人間活動による排出量は、エネルギー使用量などの産業統計等から作成された排出 量の値より大きい(Bergamaschi *et al.*, 2000; Kasibhatla *et al.*, 2002; Arellano Jr *et al.*, 2004)。正確な収支 の解明には、衛星による全球の濃度分布観測と逆解法による解析が、今後大きな役割を果たすと考えら れる。

なお、最近の研究による東アジアでの化石燃料使用による一酸化炭素放出量については、大気・海 洋環境観測報告第7号(気象庁,2007)の第2.5節にとりまとめた。

一酸化炭素に関する気象庁の取り組み

気象庁では、GAW 計画(第8.2.1節参照)のもと、3つの観測所で一酸化炭素濃度の観測を実施している(観測所については第7.1節を参照、観測方法の詳細は、第7.2.3節を参照)。観測の結果は、WMO 温室効果ガス世界資料センター(第8.2.2節参照)へ報告され、地球全体の監視の一翼を担っている。

複数の観測所で観測を実施するのは、地域での濃度とその変動特性を把握するためである。それら は、地域によって異なる放出源や吸収源の強さと変動を明らかにし、一酸化炭素の放出・消滅プロセスや 濃度変動プロセスの解明に貢献する。それらの定量的な理解が進めば、一酸化炭素に関連している温 室効果ガスの変動要因の解明に役立つと共に、越境大気汚染などの広域の大気汚染の現状把握にも 貢献する。

2.5.1 日本における 2006 年の一酸化炭素濃度変動

第 7.2.3 節に基づいてバックグランドデータとして選択された時別値を一月にわたって平均したものを 月別値とし、これを 12 個平均したものを年平均濃度としている。

なお、南鳥島では、2004年1月から2006年10月まで、一酸化炭素観測装置の不具合と台風被害に より観測値を掲載していない。本節では綾里と与那国島の2地点の観測結果についてのみ記述する。

結果

図 2.5.1.1 ~ 図 2.5.1.2 に、綾里、与那国島で観測された 2006 年の大気中の月別一酸化炭素濃度と 参照濃度(第 8.1.1 節参照)の図を示す。2006 年の年平均濃度は、綾里が 165 ppb、与那国島が 159 ppb で、前年と比較すると、綾里で 7 ppb、与那国島で 1 ppb いずれも増加した。

綾里における濃度は、3月に最大、8月に最小、最大と最小の差は105 ppb、与那国島における濃度は、2月に最大、7月に最小、最大と最小の差は147ppb である。

綾里、与那国島で観測された濃度と参照濃度を比較すると、綾里では 5~7 月と 12 月に高く、8 月、9
月に低かった。与那国島では、1 月と9~11月に高く 5~7 月と 12 月に低かった。



- 図 2.5.1.1
 綾里における大気中の月別一酸化炭素濃度の時系列図(2006 年)。実線は 2006 年の濃度、点線は参照濃度(第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は±1 (月別濃度と参照濃度の差の標準 偏差)を示す。
- Fig.2.5.1.1 Time series of monthly atmospheric CO concentrations at Ryori in 2006. Solid line shows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration).



- 図 2.5.1.2 与那国島における大気中の月別一酸化炭素濃度の時系列図(2006 年)。実線は 2006 年の濃度、 点線は参照濃度(第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は±1 (月別濃度と参照濃度の差の標 準偏差)を示す。
- Fig. 2.5.1.2 Time series of monthly atmospheric CO concentrations at Yonagunijima in 2006. Solid line shows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1).
 Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration).

解説

2 地点で観測された一酸化炭素濃度にみられる季節変動の特徴として、参照濃度で比較して1月~3 月には与那国島の濃度が緯度の高い綾里での濃度より高くなっていることが挙げられる。この特徴をもた らしている要因として後に第2.5.2 節でも述べるようにアジア大陸の大気汚染の影響が考えられる。

例年と異なる季節変動の要因として、観測所に到来する気団そのものの濃度変動と気団の到来頻度 の変化が考えられる。 綾里の8月、与那国島の5月から7月の低濃度は大陸起源の気団の到来頻度が 少なかったことと良く対応している。 与那国島の9月から11月の高濃度に関しては、同時期にインドネシ アの大規模な森林火災により一酸化炭素濃度が上昇したことが MOPITT で観測されており、その影響を 受けている可能性もある。

背景となる一般的知識

[日本付近の一酸化炭素濃度の季節変動の特徴]

一酸化炭素は OH ラジカルとの反応により破壊されるため、その濃度の季節変動は、一般に OH ラジ カルの濃度が高まる夏季に最低となり、冬季に最大となる。本報告第3号において、与那国島における地 上オゾンと一酸化炭素濃度の時別値の関係を、水蒸気混合比を指標として大陸から移流した空気塊と海 洋から移流した空気塊に分けて調査を行った(気象庁, 2003)。それによると、一酸化炭素濃度は、冬季 に大陸から移流した空気塊の中では人間活動の影響でしばしば高濃度となる。このアジア大陸からの気 団の輸送については第2.6 節に詳しく記述している。

[アジア大陸での一酸化炭素濃度と輸送過程の影響]

西太平洋域では夏季も冬季も比較的濃度が高い。アジア大陸での一酸化炭素濃度については、例 えば、Chan *et al.* (2002)は香港郊外において、冬季に月中央値(メジアン)で500 ppbを超える一酸化炭 素濃度を観測しており、これは大都市域や工業地域を除くと世界のほとんどの地域よりはるかに高いとし ている。Wang *et al.* (2001)は、この高い一酸化炭素濃度を、石炭の多用による中国独自のエネルギー の消費形態のためと指摘している。

さらに、Liu et al. (2004)は、東アジアにおける一酸化炭素濃度の季節変動を、季節風がもたらす汚 染大気の輸送過程の違いから説明している。つまり、冬季はアジア大陸の境界層内に高濃度に蓄積され た汚染物質が北西の季節風によって南東に吹き出すのに対し、夏季は東風によって清浄な太平洋の気 団に覆われるため低濃度になる。春は寒冷前線の移動にともなう輸送により、前線通過時に急増するとと もに、東南アジアで頻発するバイオマス燃焼(森林火災)からの放出により濃度が最大になる。このような 大陸からの空気塊と海洋からの空気塊の、季節による出現頻度の変化が、3 地点において観測されるよう な季節変動をもたらしている。

2.5.2 日本における一酸化炭素濃度の経年変化

第 7.2.3 節に基づいてバックグランドデータとして選択された時別値を一月にわたって平均したものを 月別値とし、これを用いて長期変動ならびに季節変動に関する以下の解析を行った。解析手法の詳細は 第 8.1.1 節に記載した。

結果

図2.5.2.1 は綾里、南鳥島及び与那国島で観測された大気中の一酸化炭素濃度月別値の変化と季節 変動成分を除いた濃度変動を示す。綾里と与那国島には全期間通して見るとわずかな減少傾向がある ようにも見えるが、年による濃度変動もあり、有意なものではない。1998 年夏季から秋季にかけて、綾里の 濃度が比較的高かった。綾里での同様な濃度上昇は、2003 年の春季にも見られた。2002 年の夏季の与 那国島での濃度は例年に比べて下がり方が少なかった。いずれの観測点でも冬季から春季にかけて濃 度が高く、夏季には濃度が低いという季節変動が明瞭にみられる。



図 2.5.2.1 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の一酸化炭素濃度の月別値と、季節変動成分を除いた濃度の経年変化。

Fig. 2.5.2.1 Time series of monthly mean atmospheric CO concentrations and deseasonalized concentrations at Ryori, Minamitorishima, and Yonagunijima.

解説

綾里では、1991 年から 1997 年にかけて、長期的な減少傾向があるようにも見え、Novelli *et al.* (2003)が 1990 年~2002 年の米国海洋大気庁地球システム調査研究所地球監視部(NOAA/GMD)の 観測結果から求めた全球的な濃度減少傾向とも合致している。しかし、1998 年には夏から秋にかけて綾 里で濃度上昇がみられ、特に8月は例年より70 ppb 以上高くなった。この濃度上昇はシベリアで起こった 大規模な森林火災のためと考えられる(気象庁(2003)の第2.5.2節)。同様な森林火災による濃度の増大 は、2003 年の4月、5月にもみられ、この時は綾里で瞬間的に 900 ppb を超える一酸化炭素濃度を観測 するとともに、北日本の直達日射量や綾里のエーロゾル光学的厚さに著しい影響を与えた(気候変動監 視レポート 2003 の話題参照(http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/monitor/2003/topics1.html)。 なお、シベリアの森林火災については、第2.5.3節の「背景となる一般的知識」に詳述する。 南鳥島における季節変動成分を除いた濃度変動(長期変動)には、1994 年から 1995 年にかけてと 1997 年から 1998 年にかけて、二つの顕著な増大がみられる。気象研究所が(財)日航財団、国土交通省、 日本航空の協力を得て日本 ~ オーストラリア間の上空で行った航空機観測において、1994 年、1997 年 の後半に南半球低緯度を中心に、一酸化炭素の急激な増大を観測した(Matsueda *et al.*, 1998; Matsueda *et al.*, 2002; Taguchi *et al.*, 2002)。これは、同時期に起こったインドネシア周辺の大規模森林 火災が原因と考えられる。さらに、この森林火災による一酸化炭素濃度の上昇は、インドネシア付近にと どまらず、NOAA/GMD が運営している観測所の北半球低緯度の結果からも得られている(Novelli *et al.*, 2003)。南鳥島の濃度変動はこれらの影響を受けている可能性がある。なお、1997 年のインドネシアの森 林火災については、第 2.5.3 節の「背景となる一般的知識」に詳述する。

1998 年から観測を開始した与那国島では、観測期間を通じて、おおむね、ほぼ同緯度に位置する南 鳥島より濃度が高く、冬季にはより高緯度に位置する綾里よりも高濃度となることが多い。トラジェクトリー 解析などから判断すると、与那国島はアジア大陸のすぐ東に位置することから、アジア大陸からの人為起 源の高濃度一酸化炭素を含む空気塊が到来することが多いためと考えられる。2003 年以降与那国島で 冬季に高濃度となる傾向が 2000 年から 2002 年の期間と比べて明瞭となっているようである。Tsutsumi *et.al.*(2006)は、与那国島における 1998 年から 2004 年までの毎時データを用いて、濃度変動を地域(数 百 km)規模の現象によるものとバックグランド(数千 km 以上)規模の現象によるものとの分類し、地域規 模の現象に伴う年平均濃度がバックグランド規模の現象に伴う年平均濃度よりも約 60 ppb 大きいこと、そ れらの差は 3 ppb/年で増加していること、地域規模の現象に伴う年平均濃度は、中国における年間石炭 使用量と高い相関を持つこと、地域規模の現象に伴う濃度とバックグランド規模の現象に伴う濃度の月平 均の差は、特に 2002 年冬季より大きくなっていることを示し、2002 年冬季以降の濃度差の増大への、中 国大陸における化石燃料の使用状況の変化の寄与を示唆している。

一方、Edwards *et al.* (2006)によれば、2002 年後半の東南アジアの森林火災により大量の CO 放出が あったとされており、2002 年の夏季の与那国島での濃度の下がり方が例年に比べて小さかったことは、東 南アジアの空気隗が与那国島に到来する時期とも一致していることから、その影響を受けたものである可 能性がある。

2.5.3 世界の一酸化炭素濃度と濃度年増加量の経年変化

WDCGG に報告された 2006 年までの一酸化炭素濃度観測データを用いて、二酸化炭素、メタンと同様の濃度変動解析を行った。全球濃度の解析方法は第 8.1 節に記述してある。

結果

WDCGGの解析による2006年の全球平均濃度は約94 ppb である。図2.5.3.1 は、緯度帯別に平均した大気中の一酸化炭素濃度の月別値、季節変動成分を除いた濃度及び濃度年増加量の経年変化を3 次元的に表現したものである。これによると、季節変動の振幅は北半球中緯度で大きく、南半球では小さい。また、季節変動成分を除いた濃度は北半球中緯度でもっとも高く、南半球では低い。



図 2.5.3.1 緯度帯別の大気中の一酸化炭素濃度(上)、季節変動成分を除いた濃度(中)、及び濃度年増加 量(下)の経年変化の3次元表現図(1992~2006年)。

Fig. 2.5.3.1 Three-dimensional representation of the latitudinal distributions of atmospheric CO concentrations (top), deseasonalized concentrations (middle), and growth rates (bottom) for the period 1992-2006.

図 2.5.3.2 は、30 度毎の緯度帯別の、季節変動成分を除いた濃度変動と、その時間微分である濃度 年増加量の変動を示している。主に北半球で、1992 年から 1993 年にかけて一時的な減少、1997 年から 1998 年にかけてと 2002 年から 2003 年にかけて、一時的な増大がみられる。濃度年増加量で見ると、濃 度変化に対応して 1997 年後半の南半球低緯度と北半球低緯度での増大と 1998 年前半の北半球中・高 緯度での増大及び 2002 年の北半球での増大が特徴的である。





Fig. 2.5.3.2 Time series of deseasonalized atmospheric CO concentrations (top) and growth rates (bottom) for each 30-degree latitudinal zone.

解説

季節変動による振幅の緯度による違いは、衛星による観測結果とモデルを組み合わせて算出した全球の一酸化炭素濃度分布とほぼ一致している(例えば、Bergamaschi *et al.*, 2000; Holloway *et al.*, 2000; Clerbaux *et al.*, 2001)。濃度勾配は北半球中緯度から南半球の低緯度にかけて大きく、南半球における 緯度による濃度差は小さい。これも Novelli *et al.* (1998)の観測結果と良く対応している。これは、一酸化炭素の主な放出あるいは生成域が北半球の中緯度帯にあり、主な消滅域である赤道付近に運ばれると 濃度が大きく減少するためと考えられる。
1997 年から 1998 年にかけての北半球や南半球低緯度での高い濃度年増加量は、1997 年後半には インドネシア周辺で、1998 年夏から秋にかけてはシベリアで大規模な森林火災が発生しており、これらの 影響によると考えられる。また、2002 年の高い濃度年増加量も、同じ時期にシベリアでエルニーニョに対 応した大規模な森林火災が発生しており(Simmonds *et al.*, 2005)、それによる影響である可能性がある。

背景となる一般的知識

[ピナトゥボ火山噴火の一酸化炭素濃度変動への影響]

ー酸化炭素の濃度変動は、Allen *et al.* (1996)が示すように大気の流れの年々変動によってももたらさ れることが考えられる。しかし、1992年から1993年にかけての濃度低下は全球にわたっている。Novelli *et al.* (1998)は、1991年末から1993年中頃までの一酸化炭素濃度の低下とその後1994年中頃までに引 き続いて起こった濃度回復を示した。この濃度低下は第2.2.1.d 節で示すメタンの濃度年増加量の低下と ほぼ対応しており、共通の消滅源の変動によるものと考えられる。この原因は、第3.1.1 節にも述べるよう に、1991年のピナトゥボ火山噴火が引き起こした成層圏での硝酸エーロゾルの増加により、成層圏オゾン が減少して地上に到達する紫外線量が増加し、共通の消滅源である OH ラジカル濃度が対流圏におい て増加したことによると考えられている(Bekki *et al.*, 1994; Dlugokencky *et al.*, 1996)。

[1997年のインドネシア周辺での大規模な森林火災の一酸化炭素濃度変動への影響]

1997年の初めから発生したエルニーニョ現象により、1997年後半にインドネシア周辺で、大規模な森林火災が発生した。実際に、1997年には、気象研究所とオーストラリア及びインドネシアの研究機関と共同で行ったインドネシアの森林火災付近での航空機観測で、高度1.3kmで最大で約9pm(9,000pb)という極めて高濃度の一酸化炭素を検出している(気象庁,1998;Sawa et al., 1999)。大規模な森林火災は、大量の一酸化炭素などを大気中に放出するとみられており(Levine, 1999;Duncan et al., 2003)、北半球や南半球低緯度での1997年から1998年にかけての濃度増加は、これらの森林火災から放出される大量の一酸化炭素の影響によるものと考えられる(Novelli et al., 2003)。Duncan et al. (2003)は衛星などのデータから、インドネシアとマレーシアからのバイオマス燃焼による一酸化炭素の放出量は1997年で133 Tg(1.33億トン)と推定しており、これは彼らの推定によるその年の全世界のバイオマス燃焼からの放出量の約4分の1に相当する。また、日本航空と気象研究所による旅客機を用いた定期的な航空機観測の結果とモデルのシミュレーションから、その際の東南アジアの森林火災は、太平洋上空の高度10 km付近においても一酸化炭素の濃度増加を引き起こしていることがわかっている(Matsueda et al., 1998;Matsueda et al., 2002; Taguchi et al., 2002)。

[シベリアでの大規模な森林火災の一酸化炭素濃度変動への影響]

シベリアをはじめとする北半球高緯度での亜寒帯森林火災は、規模の差はあるが春から秋にかけて 毎年のように起こっており、その年間平均焼失面積は、Wotawa *et al.* (2001)によると480万 ha、Kajii *et al.* (2002)によると 510 万 ha と推定されている。北半球中高緯度の森林火災からの平均的な CO 放出量と して、Yurganov *et al.* (2004)は、52 Tg/年(0.52 億トン/年)と推定しているが、その年の火災の状況により 大きく変動することが想定される。

1998 年夏から秋にかけて亜寒帯のシベリアで大規模な森林火災が発生した(Kasischke *et al.*, 1999)。この時の火災の面積はKajii *et al.*(2002)は1,100 万 ha、Conard *et al.*(2002)は1,330 万 ha、 Kasischke and Bruhwiler(2003)は1,310 万 ha と見積もっている。これに伴い、Yurganov *et al.*(2004) は、1998 年は例年より96 Tg(0.96 億トン)多い148 Tg(1.48 億トン)の一酸化炭素がバイオマス燃焼から 放出されたと推定している。この増分のほとんどは、亜寒帯森林火災からによるとしている。1998 年のシベ リア森林火災で Kasischke and Bruhwiler(2003)は88 Tg(0.88 億トン)から128 Tg(1.28 億トン)、Duncan *et al.*(2003)は1998 年夏だけで 69 Tg(0.69 億トン)の一酸化炭素が放出されたと推定している。

この大規模なシベリア森林火災では、シベリアに近い利尻島の一酸化炭素濃度観測で、12 時間平均 値が 800 ppb を超えたり(Tanimoto *et al.*, 2000)、8 月の平均値からの偏差が 130 ppb 以上高かったことが 報告されている(Yurganov *et al.*, 2004)。また、北海道の茂尻と陸別でのフーリエ変換赤外分光光度計 (Fourier Transform Infrared Spectroscopy: FTIR)を用いた一酸化炭素の対流圏気柱全量の観測でも、 1998 年 8 月から 10 月にかけて、値が著しく増大しており、流跡線解析などから、その原因は、シベリアで の森林火災によるとみられている(Zhao *et al.*, 2002)。

2002 年から 2003 年にかけてもロシアと北アメリカで大規模な森林火災が発生して、日本の日照にも影響が出た (気候変動監視レポート 2003 の話題参照 (http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/ monitor/2003/topics1.html))。その規模は、不確定さが大きいながらも、Simmonds *et al.* (2005)は、ロシ アの火災による消失面積は 3100 万 ha、2003 年の亜寒帯森林火災からの CO の放出量として 142 Tg (1.42 億トン)と推定している。 2温室効果ガス

2.5.4 世界の一酸化炭素濃度季節変動の緯度による違い

WDCGG に報告された 2006 年までの一酸化炭素濃度観測データを用いて、二酸化炭素、メタンと同様の濃度変動解析を行った。全球濃度の解析方法は第8.1 節に記述してある。

結果

図 2.5.4.1 に、2006 年の 30 度毎の緯度帯別月平均濃度と参照濃度の時系列図を示す。北半球の各 緯度帯では 2~3 月に濃度極大、7~8 月に濃度極小となる。南半球では、各緯度帯ともに 10 月に濃度 極大となり、濃度極小は中・高緯度で 2~3 月、低緯度で 5 月に出現する。なお、南半球低緯度では、北 半球からの高濃度空気の流入によると思われる濃度極大が 1 月に見られる。



図 2.5.4.1 30 度緯度帯毎の大気中の一酸化炭素濃度の時系列図(2006 年)。実線は 2006 年の濃度、点線 は参照濃度(第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は±1 (月別濃度と参照濃度の差の標準偏 差)を示す。

Fig. 2.5.4.1 Time series of atmospheric CO concentrations for each 30-degree latitudinal zone in 2006. Solid line shows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration).

解説

南半球低緯度の季節変動の形が、南半球中高緯度と異なっているのは、北半球の空気が赤道を越 えて南半球に流入するためで、二酸化炭素やメタンと同様に高濃度の北半球の影響が南半球に及んで いることを示している。季節変動の振幅は北半球では南半球の3~4倍の大きさである。

背景となる一般的知識

[一酸化炭素濃度の緯度による季節変動の違いの原因]

メタンと同様、主な一酸化炭素の消失過程は OH ラジカルとの反応であり、OH ラジカル濃度が高まる 夏季に一酸化炭素濃度は減少する。しかし、大気中での寿命の違い、放出量・生成量の季節変動の違 いから、一酸化炭素濃度の季節変動の形はメタンの場合と明らかに異なっている。気温の高い夏季に放 出量が大きいメタンの濃度は極小を過ぎてから急速に増加するのに対し(Saeki *et al.*, 1998)、放出・生成 量の季節変動の小さい一酸化炭素は秋季から翌年の春季にかけて比較的単調に増加する。

[バイオマス燃焼の一酸化炭素濃度の季節変動への影響]

直接の一酸化炭素の放出が特有の季節変動を引き起こすことがある。南半球の熱帯・亜熱帯地域で は毎年 8~10 月の乾期末に焼き畑や森林火災などバイオマス燃焼を起源とする一酸化炭素が放出され る。南半球の低緯度で 8~10 月に比較的大きな一酸化炭素の濃度増大があるのはこの影響とみられる。 全球の一酸化炭素濃度分布のモデルシミュレーションによると、その季節ごとの地域分布はバイオマス燃 焼のような局地的な放出源の影響を強く反映している (Bergamaschi *et al.*, 2000; Holloway *et al.*, 2000)。 地表だけでなく、南半球太平洋上の対流圏上層でも10 月から11 月にかけて熱帯のバイオマス燃焼の影 響を受けていることがわかっている (Matsueda *et al.*, 1998)。

2.5 参考文献

- Allen, D. J., P. Kasibhatla, A. M. Thompson, R. B. Rood, B. G. Doddridge, K. E. Pickering, R. D. Hudson, and S.-J. Lin, 1996: Transport-induced interannual variability of carbon monoxide determined using a chemistry and transport model. J. Geophys. Res., 101, 28655-28669.
- Arellano Jr., A. F., P. S. Kasibhatla, L. Giglio, G. R. Werf, J. T. Randerson, 2004: Top-down esitmates of global CO sources using MOPITT measurements, Geophys. Res. Lett., 31, L01104, doi:10.1029/2004GL018609.
- Bakwin, P.S., P. P. Tans, and P. C. Novelli, 1994: Carbon monoxide budget in the Northern Hemisphere. Geophys. Res. Lett., 21, 433-436.
- Bekki, S., K. S. Law and J.A. Pyle, 1994: Effects of ozone depletion on atmospheric CH₄ and CO concentrations. Nature, 371, 595-597.
- Bergamaschi, P., R. Hein, M. Heimann, and P. J. Crutzen, 2000: Inverse modeling of the global CO cycle, 1. Inversion of CO mixing ratios. J. Geophys. Res., 105(D2), 1909-1928, 10.1029/1999JD900818.
- Chan, C. Y. and L. Y. Chan, K. S. Lam, Y. S. Li, J. M. Harris, and S. J. Oltmans, 2002: Effects of Asian air pollution transport and photochemistry on carbon monoxide variability and ozone production in subtropical coastal south China. J. Geophys. Res., 107(D24), 4746, doi:10.1029/2002JD002131.
- Clerbaux, C, J. Hadji-Lazaro, D. Hauglustaine, G. Megie, B. Khattatov, and J-F. Lamarque, 2001: Assimilation of carbon monoxide meaured from satellite in a three-dimensional chemistry-transport model. J. Geophys. Res., 106(D14), 15385-15394.
- Conard, S. G., A. I. Sukhinin, B. J. Stocks, D. R. Cahoon, E. P. Davidenko, and G. A. Ivanova, 2002: Determining Effects of Area Burned and Fire Severity on Carbon Cycling and Emissions in Siberia. Climatic Change, 55, 197-211.
- Daniel, J. S., and S. Solomon, 1998: On the climate forcing of carbon monoxide. J. Geophys. Res., 103(D11), 13249-13260.
- Deeter, M. N., et al. 2003: Operational carbon monoxide retrieval algorithm and selected results for the MOPITT instrument. J. Geophys. Res., 108(D14), 4399, doi:10.1029/2002JD003186.
- Dlugokencky, E. J., E.G. Dutton, P. C. Novelli, P. P. Tans, K. A. Masarie, K. O. Lantz and S. Madronich, 1996: Changes in CH4 and CO growth rates after the eruption of Mt. Pinatubo and their link with tropical tropospheric changes in UV flux. Geophys. Res. Lett., 23, 2761-2764.
- Duncan, B. N., R. V. Martin, A. C. Staudt, R. Yevich, and J. A. Logan, 2003: Interannual and seasonal variability of biomass burning emissions constrained by satellite observations. J. Geophys. Res., 108 (D2), 4100, doi:10.1029/2002JD002378.
- Edwards, D. P., G. Pétron, P. C. Novelli, L. K. Emmons, J. C. Gille, and J. R. Drummond, 2006: Southern Hemisphere carbon monoxide interannual variability observed by Terra/Measurement of Pollution in the Troposphere (MOPITT). J. J. Geophys. Res.,111, D16303, doi:10.1029/2006JD007079.
- Haan, D. and D. Raynaud, 1998: Ice core record of CO variations during the last two millennia: atmospheric implications and chemical interactions within the Greenland ice. Tellus, 50B, 253-262.
- Heald, C. L., D. J. Jacob, D. B. A. Jones, P. I. Palmer, J. A. Logan, D. G. Streets, G. W. Sachse, J. C. Gille, R. N. Hoffman, and T. Nehrkorn 2004: Comparative inverse analysis of satellite (MOPITT) and aircraft (TRACE-P) observations to estimate Asian sources of carbon monoxide. J. Geophys. Res., 109, D23306, doi:10.1029/2004JD005185.
- Holloway, T., H. Levy II, and P. Kasibhatla, 2000: Global distribution of carbon monoxide. J. Geophys. Res., 105(D10), 12123–12148.
- 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, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.

- Kajii, Y., S. Kato, D. G. Streets, N. Y. Tsai, A. Shvidenko, S. Nilsson, I. McCallum, N. P. Minko, N. Abushenko, D. Altyntsev, and T. V. Khodzer, 2002: Boreal forest fires in Siberia in 1998: Estimation of area burned and emissions of pollutants by advanced very high resolution radiometer satellite data. J. Geophys. Res., 107, No. D24, 4745-4752.
- Kasibhatla, P., A. Arellano, J. A. Logan, P. I. Palmer, and P. Novelli, 2002: Top-down estimate of a large source of atmospheric carbon monoxide associated with fuel combustion in Asia. Geophys. Res. Lett., 29(19), 1900, doi:10.1029/2002GL015581.
- Kasischke, E. S., K. Bergen, R. Fennimore, F. Sotelo, G. Stephens, A. Janetos, and H. H. Shugart, 1999: Satellite imagery gives a clear picture of Russia's boreal forest fires, EOS Trans. AGU, vol. 80, 141-147.
- Kasischke, E. S., and L. P. Bruhwiler, 2003: Emission of carbon dioxide, carbon monoxide, and methane from boreal forest fires in 1998, J. Geophys. Res., 108(D1), 8146, doi:10.1029/2001JD000461.
- 気象庁,1998:気候変動監視レポート1997,53pp.
- 気象庁, 2003: 大気·海洋環境観測報告 第3号 平成13年観測成果. http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report2001k.html
- 気象庁, 2007: 大気·海洋環境観測報告 第7号 平成17年観測成果. http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report2005k.html
- Levine, J. S., 1999: The 1997 fires in Kalimantan and Sumatra, Indonesia: Gaseous and particulate emissions. Geophy. Res. Lett., 26, 815-818.
- Liu, H., J. Jacob, I. Bey, R. M. Yantosca, B. N. Duncan, and G. W. Sache, 2004: Transport pathways for Asian pollution outflow over the Pacific: Interannual and seasonal variation. J. Geophys. Res., 108(D20), 8786, doi: 10.1029/2002JD003102.
- Matsueda, H., H. Inoue, Y. Sawa, Y. Tsutsumi, and M. Ishii, 1998: Carbon monoxide in the upper troposphere over the western Pacific between 1993 and 1996. J. Geophys. Res., 103, 19093-19110.
- Matsueda., H., S. Taguchi, H. Y. Inoue, and M. Ishii, 2002: A large impact of tropical biomass burning on CO and CO₂ in the upper troposphere, Science in China, 45, 116-125.
- McMillan, W. W., C. Barnet, L. Strow, M. T. Chahine, M. L. McCourt, J. X. Warner, P. C. Novelli, S. Korontzi,
 E. S. Maddy, and S. Datta, 2005: Daily global maps of carbon monoxide from NASA's Atmospheric Infrared Sounder, Geophys. Res. Lett., 32, L11801, doi:10.1029/2004GL021821.
- Novelli, P. C., K. A. Masarie, and P. M. Lang, 1998: Distributions and recent changes of carbon monoxide in the lower troposphere. J. Geophys. Res., 103, 19015-19033.
- Novelli, P. C., K. A. Masarie, P. M. Lang, B. D. Hall, R. C. Myers, and J. W. Elkins, 2003: Reanalysis of tropospheric CO trends: Effects of the 1997-1998 wildfires. J. Geophys. Res., 108(D15), 4464, doi:10.1029/2002JD003031.
- Pétron, G., C. Granier, B. Khattatov, J. Lamarque, V. Yudin, J. Müller, and J. Gille 2002: Inverse modeling of carbon monoxide surface emissions using Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory network observations, J. Geophys. Res., 107(D24), 4761, doi:10.1029/2001JD001305.
- Pétron, G., C. Granier, B. Khattatov, V. Yudin, J. Lamarque, L. Emmons, J. Gille, and D. P. Edwards 2004: Monthly CO surface sources inventory based on the 2000–2001 MOPITT satellite data, Geophys. Res. Lett., 31, L21107, doi:10.1029/2004GL020560
- Saeki, T., T. Nakazawa, M. Tanaka, and K. Higuchi: 1998: Methane emissions deduced from a two-dimensional atmospheric transport model and surface measurements. J. Meteor. Soc. Japan, 76, 307-324.
- Sawa, Y., H. Matsueda, Y. Tsutsumi, J. B. Jensen, H. Y. Inoue, and Y. Makino, 1999: Tropospheric carbon monoxide and hydrogen measurements over Kalimantan in Indonesia and northern Australia during October, 1997. Geophys. Res. Lett., 26, 1389-1392.
- Simmonds, P.G., A. J. Manning, R. G. Derwent, P. Ciais, M. Ramonet, V. Kazan, and D. Ryall, 2005: A burning question. Can recent growth rate anomalies in the greenhouse gases be attributed to large scale biomass burning events? Atmos. Env., 39, 2513-2517.

- Stavrakou, T., and J.-F. Müller, 2006: Grid-based versus big region approach for inverting CO emissions using Measurement of Pollution in the Troposphere (MOPITT) data, J. Geophys. Res., 111, D15304, doi:10.1029/2005JD006896.
- Streets, D. G., Q. Zhang, L. Wang, K. He, J. Hao, Y. Wu, Y. Tang, and G. R. Carmichael 2006), Revisiting China's CO emissions after the Transport and Chemical Evolution over the Pacific (TRACE-P) mission: Synthesis of inventories, atmospheric modeling, and observations, J. Geophys. Res., 111, D14306, doi:10.1029/2006JD007118.
- Taguchi, S., H. Matsueda, H. Y. Inoue, and Y. Sawa, 2002: Long-range transport of carbon monoxide from tropical ground to upper troposphere: a case study for South East Asia in October 1997. Tellus, 54B, 22-40.
- Tanimoto, H., Y. Kajii, J. Hirokawa, H. Akimoto, and N. P. Minko, 2000: The atmospheric impact of boreal forest fires in far eastern Siberia on the seasonal variation of carbon monoxide: Observcations at Rishiri, A northern remote island in Japan. Geophys. Res. Lett., 27, 4073-4076.
- Tsutsumi, Y., K. Mori, M. Ikegami, T. Tashiro, and K. Tsuboi, 2006: Long-term trends of greenhouse gases in regional and background events observed during 1998-2004 at Yonagunijima located to the east of the Asian continent. Atmos. Env., 40, 5868-5879.
- Yumimoto, K., I. Uno, 2006: Adjoint inverse modeling of CO emissions over Eastern Asia using four-dimensional variational data assimilation. Atmos. Env., 40, 6836-6845.
- Wang, T., V. T. F. Cheung, M. Anson, and Y. S. Li, 2001: Ozone and related gasous pollutants in the boudary layer of eastern China: Overview of the recent measurements at a rural site. Geophys. Res. Lett., 28, 2373-2376.
- Wang, Y. X., M. B. McElroy, T. Wang, and P. I. Palmer 2004: Asian emissions of CO and NOx: Constraints from aircraft and Chinese station data. J. Geophys. Res., 109, D24304, doi:10.1029/2004JD005250.
- WMO, 1999: Scientific assessment of ozone depletion: 1998. WMO global ozone research and monitoring project --- Report No.44, World Meteorological Organization, Geneva.
- Wotawa, G., P. C. Novelli, M. Trainer, and C. Granier, 2001: Inter-annual variability of summertime CO concentrations in the Northern Hemisphere explained by boreal forest fires in North America and Russia. Geophys. Res. Lett., 28, 24, 4575-4578.
- Yurganov, L. N., *et al.*, 2004: A quantitative assessment of the 1998 carbon monoxide emission anomaly in the Northern Hemisphere based on total column and surface concentration measurements. J. Geophys. Res., 109, D15305, doi:10.1029/2004JD004559.
- Zhao, Y., K. Strong, Y. Kondo, M. Koike, Y. Matsumi, H. Irie, C. P. Ronsland, N. B. Jones, K. Suzuki, H. Nakajima, H. Nakane, and I. Murata, 2002: Spectroscopic measurements of tropospheric CO, C₂H₆, C₂H₂, and HCN in northern Japan, J. Geophys. Res., 107 (D18), 4343, doi:10.1029/2001JD000748.



2.6 対流圏オゾン

ここで報告する対流圏オゾンの観測は、観測所に設 置されたオゾン濃度計や気球で飛揚するオゾンゾンデに よって行われている。オゾン濃度計で観測する大気境界 層内のオゾンを、気柱全量などとの違いを明確にするた めに、「地上オゾン」と呼んでいる。本節では、地上オゾ ンデータ及びオゾンゾンデデータを用いて、対流圏オゾ ンの状況について報告する。

地球環境問題に関連する対流圏オゾンの基礎知識

<u>[対流圏オゾンの基本的性質]</u>

大気中のオゾン(O₃)の大半は成層圏に存在し、対流圏にあるオゾンの総量は大気中のオゾン総量の 10%に満たないが、地球大気の中で重要な役割を担っている。オゾンは紫外域ばかりでなく赤外域にも 吸収帯をもっており、対流圏オゾンは温室効果ガスの一つである。この対流圏オゾンによる温室効果は、 特に対流圏界面近くで顕著になると言われている。IPCC(2007)によると、対流圏オゾンの、1750 年以降 の増加による放射強制力は 0.35[0.25 ~ 0.65]W/m² であり、対流圏オゾンは二酸化炭素、メタンに次いで 影響力のある気体とされている。全球に比べて気温上昇が加速されている熱帯地方や北極域では、二酸 化炭素やメタンなどの長寿命の温室効果ガスに加えて、それぞれ発展途上国と北半球中高緯度から放 出されたオゾンが温暖化に大きな役割を果たしているとの指摘もある(Shindell *et al.*, 2006)。

また、対流圏オゾンは、大気汚染の原因の一つであるオキシダントの大部分を占め、光化学スモッグ を引き起こして人間の呼吸機能や皮膚に 被害を与えることが知られている。そのため、大気汚染防止法 では、地方自治体は、一般に1時間平均濃度が120 ppbを超えた状態が継続しそうな場合は光化学オキ シダント注意報を発令して、一般住民に注意を呼びかけるほか、工場等にオゾンの原因物質の排出を削 減するように協力を要請することとなっている。さらに、望ましい環境として、1時間平均値で 0.06 ppm(60 ppb)以下であることが国の環境基準として定められている。さらに、オゾンは、紫外線のもとで水蒸気と反 応して強い酸化能力を持つ OH ラジカルを生成する。OH ラジカルは、大気中のメタンや一酸化炭素など の除去に大きな役割を果たしており、メタンや一酸化炭素などの反応を含む対流圏化学に大きな影響を 与えている(第 2.2 節、第 2.5 節を参照)。

<u>[近年の光化学オキシダントの状況について]</u>

高濃度の光化学オキシダント(太陽光との反応によって出来るオキシダント)は、人間の呼吸器や目に 被害を与える。そのため、各地方自治体等がその状況を監視することとなっている。しかし、環境省の発 表によると、環境基準の達成状況は、低い状態で推移している(図 2.6.1)。しかも光化学オキシダントの濃 度は増加傾向にあり、全国の年平均濃度で 1985 年から 2004 年までで約 5 ppb 増加したとされている(環 境省, 2007)。また近年、これまで光化学オキシダント注意報が発令されたことがなかった長崎県、熊本県 (2006 年)、新潟県、大分県(2007 年)で初めて発令されるなどが特徴となっている。



図 2.6.1 環境基準達成局数の推移(1時間値の年間最高値をクラス分けした観測局数)。環境省の報道発表 資料より

Figure 2.6.1 The site numbers that are classified by annual maximum ozone concentration. (from a press release material by the Ministry of Environment)

<u>[対流圏オゾンの濃度変動とトレンド]</u>

IPCC (2007) によると、産業時代以前に比べて、現在の対流圏オゾン濃度は 38%増加した。1990 年代 初めには、1900 年頃と 1990 年前後における山岳などの高所における観測結果の比較から、都市域だけ でなく全球規模での対流圏オゾンの増加が危惧された (Staehelin *et al.*, 1994)。実際にヨーロッパ中部対 流圏における地上オゾンの増加のほとんどは 1980 年代前半に起こった。しかし、その後は増加傾向が小 さくなっている (Logan *et al.* 1999; Oltmans *et al.* 1998)。地上オゾンの観測データによると、北半球で最も 増加率の大きいドイツの Zugspitze (47°N, 11°E, 標高 2,937 m) においても、1978 ~ 1995 年の統計期間に おいて平均すると 1.5%/年の増加率であったが、この期間の前半の増加率は 3.06%/年であるのに対し、 後半は 0.63%/年となっている (Oltmans *et al.*, 1998; WMO, 1999)。Oltmans *et al.* (2006) によると、北半 球中緯度では近年増加が止まったか減少していると報告している。

ハワイの Mauna Loa(20°N, 156°W, 標高 3,397 m)ではわずかな増加(1973~1997 年)だが、増加が

大きいのはやはり 1980 年代前半である。一方、南極点(90.0°S, 標高 2,835 m)では明瞭な減少傾向 (1975~1997 年)がみられ、季節的にはオゾンホールの発生する春の減少が大きい(Oltmans *et al.*, 1998; WMO, 1999)。また、自由対流圏内においては、1980 年以降明瞭な変化はみられない(Oltmans *et al.*, 1998)。このように対流圏オゾンのトレンドは、地域や統計期間によって大きく異なる(WMO, 1999; 2004)。

しかし、今後の予想として、Lelieveld and Dentener (2000)は、化学輸送モデルを用いて、IPCCIS92a シナリオを適用すると、2025年までに特にアジア東部と南部の北半球低緯度地方が非常に強いオゾン放 出源となりうると計算している。そしてこれらは半球規模でオゾン濃度に影響するため、ヨーロッパやアメリ カでの大気汚染の規制にかかわらず、地上オゾン濃度は上昇し続けると見ている。

なお、東アジアでのトレンドは、「対流圏オゾンに関連する最近の知見」で述べる。

[対流圏オゾンの供給源と消滅源]

対流圏オゾンの供給源は、成層圏からの流入と対流圏での光化学反応による生成である。成層圏か らの流入は、中高緯度の低気圧活動にともなう圏界面の折れ込みや寒冷渦付近での圏界面の不安定化 などによって起こる。その発生場所は、ジェット気流の蛇行と密接に関連するという特徴がある(第2.6.4 節 「背景となる一般的知識」参照)。光化学反応による生成は、日射のもとで窒素酸化物が一酸化炭素や炭 化水素類と反応することによって起こる(そのため、これらのオゾン生成に寄与する物質を「オゾン前駆物 質」と呼ぶことがある)。一方、対流圏オゾンの消滅は、OH ラジカルなどとの光化学反応や地表などとの 接触である。そのため、陸上の地表に近い所では、一般的に日射による生成と対流による上空からの混 合が盛んな昼間に濃度が上昇し、大気が安定する夜間に地表との接触によって濃度が下がるという日変 化をする所が多い。

対流圏オゾンの総量は、IPCC(2001)によると 370 Tg(3.7 億トン)であるが、近年 Stevenson *et al*, (2006) は、26 のモデルの平均から、340 Tg (3.4 億トン)、Sudo and Akimoto (2007)は、やはりモデル計 算から 344 Tg(3.44 億トン)と推定している。また、対流圏オゾンの寿命は高度や地域、季節によって大き く異なる。一般的に対流圏オゾンの寿命は、大気境界層内では短く(1 日 ~ 数日)、自由対流圏では長い (数十日 ~ 数か月)。また光化学反応が活発な夏季は短く、冬季は長くなる。

<u>[対流圏オゾンの緯度と季節による変動]</u>

緯度分布としては、例えば大西洋上については Marenco and Said (1989)が、西太平洋上について は Tsutsumi *et al.*(2004)が示したように、対流圏中層では南北両半球とも中・高緯度で濃度が高く、熱帯 海洋域で濃度が低くなっている。但し、地域や季節による変動が大きい。

季節的な変動を見ると、北半球中高緯度では、第 2.6.3 節でも示すように、多くの地点で春季に地上 付近のオゾン濃度が最大になる。その原因については、冬季に蓄積したオゾン前駆物質によるオゾン光 化学生成が、春季の日射量の増加によって高まることと、春季の低気圧活動にともなう成層圏からのオゾ ン輸送の活発化の2つが候補として挙げられている(Monks, 2000)。

対流圏オゾンに関連する最近の知見

アジア大陸は越境汚染を引き起こす大気汚染物質の大きな放出源の一つとみられており、その西太 平洋域への影響を調べるために、1990年代にアジア域で航空機などを用いて数多くの研究がなされた。 これらの中で、アジア大陸が風下の西太平洋域へ与える主な影響やメカニズムについては、大気・海洋 環境観測報告第7号(気象庁,2007)第2.6節に記述している。

[対流圏オゾンによる生物への影響]

対流圏オゾンは、光化学スモッグとして人間に影響を与えるだけでなく、農作物や森林にも影響を与 えることがわかっている。世界保健機関(WHO)は、ヨーロッパにおいてオゾンの植生への影響の指標とし て、濃度が40 ppb以上の時の濃度と時間の積(AOT40)を提示している(WHO, 2000)。そして同時に、作 物収量へ影響の尺度として、昼間の AOT40 の 3 か月間の積算値、森林への影響の尺度として、昼間の AOT40 の 6 か月間の積算値を示している。Pochanart *et al.* (2002)は、利尻、隠岐、小笠原、沖縄での観 測を通して、日本においてもこの基準を超える場合があることを指摘している。実際に Wang and Mauzerall (2004)は、長時間のオゾン暴露により、1990 年に中国、日本、韓国において、小麦、米、トウ モロコシは 1~9%、大豆は 23~27%生産が減少したと見積もるとともに、2020 年にはオゾン濃度の上昇 により、さらに生産が減少するだろうと予測している。

この植物への影響は、穀物生産だけでなく、光合成を通して大気中の二酸化炭素濃度にも影響を及 ぼすと考えられている。Sitch *et al.* (2007)は、植生への対流圏オゾンの影響は、二酸化炭素濃度増加 による気孔の閉鎖によって被害が相殺される部分があるものの、A2 SRES シナリオを使った 2100 年まで の計算によると、対流圏オゾンの増加によって、陸上生物圏による炭素取り込みが 17~31%減少すると見 積もっている。また、これによる間接的な放射強制力の増加は、対流圏オゾンそのものの温室効果による 放射強制力に匹敵するとも指摘している。

[東アジア域における対流圏オゾンのトレンド]

オゾンゾンデ観測は、成層圏のオゾン変動の状況を高度別に把握する上で有効であるとともに、東ア ジア域での対流圏のオゾンの分布とトレンドを知る上でも有効な手段となっている(例えば、Logan, 1985; Akimoto *et al.*, 1994; Lee *et al.*, 1998; Oltmans *et al.*, 1998; Logan 1999; Logan *et al.*, 1999; Naja and Akimoto, 2004)。Akimoto *et al.*(1994)の札幌、つくば、鹿児島の高度 0-2 km での 22 年間のデータを使 った解析によると、オゾン濃度は 1.4 ~ 2.5%/年の割合で増えている。また、Lee *et al.*(1998)は、那覇の 9 年間のデータから、2.5±0.6%/年の割合で増えているとしている。Naja and Akimoto (2004)は、1970 ~ 1985 年と 1986 ~ 2002 年の上記 3 地点の平均濃度を比較して、オゾン濃度が大気境界層内で 5.5 ppb (15.7%)~10.7 ppb(30.8%)増加、対流圏下層で 5.7 ppb(12.2%)~7.8 ppb(18.0%)増加したことを示している。

一方、TOMS(Total Ozone Mapping Spectrometer: オゾン全量マッピング分光計)を使った 25 年間の トレンドも、中緯度太平洋上で対流圏オゾン全量の増加を示している(Ziemke *et al.*, 2005)。また、衛星観 測によるオゾン前駆物質である窒素酸化物の東アジアでのトレンドが評価できるようになってきており(Irie *et al.*, 2005)、Richter *et al.*(2005)は、衛星搭載測器の GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) の観測結果から、2002年の東アジアの窒素酸化物(二酸化窒素)濃度が、1996年と比べて4割以上増加 していることを示している。その後、やはり衛星搭載の SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric CHartographY)の観測結果と合わせて、2003年から 2004年にさらに増加 していることも示している。そのため、Naja and Akimoto (2004)は、日本上空の対流圏オゾン濃度の増 加は、中国や韓国など東アジア地域から放出された窒素酸化物などの影響によるものであると指摘して いる。

さらに、定期航空便を使った大気化学観測プロジェクト(MOZAIC: Measurements of Ozone, Water Vapour, Carbon Monoxide and Nitrogen Oxides by In-Service Airbus Aircraft)では、東京、名古屋、大阪 上空の対流圏オゾンを、1995 年から 2001 年までに 1,899 個の鉛直分布から全量として観測しており (Zbinden *et al.*, 2006)、その結果によると、日本付近では対流圏オゾン全量が年 0.8%の割合で、増加し ていると結論している。

東アジアの大都市(メガシティと呼ばれている)は、面積では全体の 2%以下であるのに、約 10%の大 気汚染物質を放出しているという説もある(Guttikunda *et al.*, 2005)。一方、東アジアから放出されるオゾン とその前駆物質は、ヨーロッパ、北アメリカを含むほぼ北半球全域のオゾン濃度を押し上げる(Wild and Akimoto, 2001; Akimoto, 2003)とともに、アメリカやヨーロッパからのオゾンの大陸間規模の輸送も日本上 空の高濃度オゾンに寄与していることが示唆されている(Wild *et al.*, 2004)。これらは、たとえ汚染源から 離れていても、遠方の大気汚染の影響を受ける可能性を示しており、長距離越境汚染として懸念されて いる。

[極域における地上オゾンの一時的な減少]

第 7.2.4 節の実際の南極昭和基地での地上オゾン濃度変動に示すように、極夜明けにおいて短時間 ではあるが地上において地上オゾンの低濃度現象が観測されることがある。通常雪面や氷面上でのオゾ ン破壊は少ないため、この原因として、通常の地表面との接触によるオゾン破壊とは異なったメカニズム が考えられる。北極域では、成層圏オゾン破壊メカニズムと同様の、臭素化合物が引き起こすオゾン破壊 による地上オゾンの低濃度現象がしばしば観測されている(例えば Barrie *et al.*, 1988; Haussmann and Platt, 1994)。また、南極域においてもやはり同様な原因による短期間の地上オゾンの低濃度現象が観測 されている(Wessel *et al.*,1998)。熱帯海洋域では波のしぶきから海水中の臭素が放出されることが知られ ているが、極域での臭素の起源は不明であった。近年、氷の上の霜の花(Frost flowers; 新鮮な氷の上 に成長するポップコーン大の氷の結晶)が、成長する際に氷上に濃縮された成分を花弁状の結晶から放 出するとして、極域での臭素の起源の一つとして考えられている(Kaleschke, *et al.*, 2004)。しかし、 Kalnajs and Avallone (2006)は、霜の花から臭素が直接気体として放出されるというより、霜の花から放 出される海塩エーロゾルが臭素の起源かもしれないとも指摘している。

対流圏オゾンに関する気象庁の取り組み

気象庁では、GAW 計画(第8.2節参照)のもと、綾里、南鳥島、与那国島の観測所で地上オゾン濃度 の観測を、札幌、つくば、那覇の観測所でオゾンゾンデを用いた対流圏を含むオゾン鉛直分布の観測を 実施している(観測所については第7.1節を参照、地上オゾンの観測方法の詳細は第7.2.4節、較正の詳 細は第7.3.3節を参照、オゾンゾンデの観測は、第7.2.15節を参照)。地上オゾンの観測の結果は、 WMO 温室効果ガス世界資料センター(第8.2.2節参照)に、オゾンゾンデによる対流圏オゾンの観測結 果は、GAW オゾン・紫外線世界資料センターに報告され、地球全体の監視の一翼を担っている。

複数の観測所で観測を実施するのは、地域での濃度とその変動特性を把握するためである。それら は、地域によって異なる放出源や吸収源の強さと変動を明らかにし、対流圏オゾンの生成・消滅プロセス や濃度変動プロセスの解明に貢献する。それらの定量的な理解が進めば、温室効果ガスとしての対流圏 オゾンの変動要因の解明に役立つと共に、越境大気汚染などの広域の大気汚染の現状把握にも貢献す る。

2.6.1 日本における 2006 年の地上オゾン濃度変動

時別値を一月にわたって平均したものを月別値とし、これを 12 個平均したものを年平均濃度としている。

結果

図 2.6.1.1 ~ 図 2.6.1.3 に、綾里、南鳥島、与那国島で観測された 2006 年の大気中の地上オゾンの月 別濃度と参照濃度(第 8.1.1 節参照)の図を示す。2006 年の年平均濃度は、綾里が 39 ppb、南鳥島が 30 ppb、与那国島が 39 ppb であり、前年と比べて綾里は変わらず、南鳥島は 1 ppb、与那国島は 3 ppb 増加 した。綾里における濃度は、5 月に最大、8 月に最小、最大と最小の差は 23 ppb、南鳥島における濃度は、 1 月に最大、8 月に最小、最大と最小の差は 26 ppb、与那国島における濃度は、10 月に最大、7 月に最 小、最大と最小の差は 34 ppb であった。



なお、 与那国島で 2006 年 11 月 11 日 16 時にこれまでで最高の 129 ppb を観測した。

図 2.6.1.1 綾里における大気中の月別地上オゾン濃度の時系列図(2006 年)。実線は 2006 年の濃度、点線 は参照濃度(第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は±1 (月別濃度と参照濃度の差の標準偏 差)を示す。

Fig. 2.6.1.1 Time series of monthly surface O_3 concentrations at Ryori in 2006. Solid line shows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration).



- 図 2.6.1.2 南鳥島における大気中の月別地上オゾン濃度の時系列図(2006 年)。実線は 2006 年の濃度、点線 は参照濃度(第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は ± 1 (月別濃度と参照濃度の差の標準偏 差)を示す。9 月は台風第 12 号の影響により観測を休止した。
- Fig. 2.6.1.2 Time series of monthly surface O_3 concentrations at Minamitorishima in 2006. Solid line shows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration). The observation in Minamitorishima was paused in September, 2006 due to the Typhoon 0612 "Ioke".



- 図 2.6.1.3 与那国島における大気中の月別地上オゾン濃度の時系列図(2006 年)。実線は 2006 年の濃度、 点線は参照濃度(第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は ±1 (月別濃度と参照濃度の差の標 準偏差)を示す。
- Fig. 2.6.1.3 Time series of monthly surface O_3 concentrations at Yonagunijima in 2006. Solid line shows the monthly concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly concentration and the reference concentration).

解説

各月の月平均濃度と参照濃度の差の標準偏差から判断すると、綾里では夏季に年々の変動が大きく、 他の季節は比較的安定している。南鳥島と与那国島では、春季と秋季が比較的年々変動が大きく、夏季 と冬季に比較的変動が小さいという特徴がみられる。

綾里、南鳥島、与那国島で観測された濃度を参照濃度と比較すると、綾里では観測された濃度は1,6,
10月に高く、4,8月に低かった。南鳥島では5,11月に高く、2,12月に低かった。与那国島では3,4,8-10
月に高く、1,2,5-7月に低かった。これらの変動の要因として、観測所に到来する気団そのものの変動と
気団の到来頻度の変化が考えられる。図7.1.1.22の到来した気団の通過地域を見ると、与那国島の8月
から10月の高濃度は、例年より大陸起源の気団の到来頻度が高かったことと関連していると思われる。

綾里の 8 月の低濃度は、一般に低濃度である海洋性気団に覆われる頻度が増えて、大陸起源の気 団の移流が減っていることと対応している。南鳥島の5月の高濃度と12月の低濃度与那国島の5,6月の 低濃度、8,9 月の高濃度なども大陸起源の気団の移流の増減と対応している。これらの大陸起源の気団 の流入頻度の変化に伴う変動のパターンは、第 2.2.1 節のメタンや第 2.5.1 節の一酸化炭素.でみられる 変動パターンと共通することが多い。

背景となる一般的知識

[オゾン濃度の季節変動と輸送過程の関係]

地上付近のオゾンは、寿命が短い上に主に光化学反応により生成されるため、一酸化炭素や炭化水 素類、窒素酸化物などのオゾンの原料となる前駆物質を含む空気塊の輸送による影響を強く受ける。そ のため、その季節変動は、日射の強度と風系すなわち気象状態に依存する。冬季は光化学活性が低い ために、オゾンが一酸化炭素などのオゾン前駆物質から光化学反応によって充分生成される前に、観測 点に到達することが多い。一方、春季や秋季に相対的に一酸化炭素濃度が低くなりオゾン濃度が高くな るのは、活発な光化学反応によって一酸化炭素がオゾンに転化するためと考えられる。

<u>[日本付近のオゾン濃度の季節変動]</u>

日本でのオゾン濃度の平均した季節変動の特徴として、南鳥島では冬季に濃度増大し夏季に濃度が 減少する「ひと山型」であるのに対し、綾里と与那国島では春と秋の二回に濃度増大がみられ、夏季に濃 度が減少する「ふた山型」であることが挙げられる。この特徴をもたらしている要因として、綾里と与那国島 は、本来夏季に最も濃度が高くなる大陸都市域に似た季節変動の傾向をもつとも考えられるが、実際に は真夏はアジア東部は清浄な海洋性気団に覆われるため、濃度が減少してふた山形になることが考えら れる。

Tanimoto et al.(2005)は地上観測のデータから、日本での最大の月平均濃度の発現時期について、 低緯度では3月、高緯度では4月であるが、中緯度では5月になることを示している。これはアジア大陸 東部を起源とする高濃度オゾンの日本付近への流入が季節による風のパターンに影響されるためとして いる。また、Yamaji et al. (2006)は、2002年のモデルと観測値の解析から、日本付近では春季のピーク が2つあり、最初のピーク(3~4月)は東アジア域の外から流入するオゾンの影響を受け、後のピーク(5 ~6月)は、東アジア域で光化学生成されたオゾンの影響を受けることを示している。アジア大陸のワリガ ン山(中国青海省、標高3816 m)では、夏季にオゾン濃度が最大であり、これは、成層圏のオゾンが夏季 に頻繁に流入するためである(Ding and Wang, 2006)。このように、オゾン濃度の季節変動は、気象条件 に依存するとともに地域によって大きく異なる。

[オゾン濃度と一酸化炭素濃度の比と水蒸気との関係]

各観測所において異なった季節変動がみられる要因として、季節によって卓越する風系が変わる(濃度変動に影響を及ぼす空気塊が変わる)ことや、それぞれの風系の空気塊の中で生じている光化学的な 生成及び消滅が考えられる。気象庁(2003)では、与那国島の地上オゾンとオゾン前駆物質の一つである 一酸化炭素の濃度比を、水蒸気混合比ごとに分けて、その関係を調べた。その結果、一酸化炭素濃度 に対する地上オゾン濃度の傾き(O3/CO)が、夏季に大きくなるとともに水蒸気混合比の小さい大陸 性気団では小さく、水蒸気混合比の大きい海洋性気団では大きくなることがわかった。大陸性気団での 値は、Chan *et al.* (2002)の香港での値とほぼ一致した。

2.6.2 日本における地上オゾン濃度の経年変化

時別値を一月にわたって平均したものを月別値とし、これを用いて長期変動ならびに季節変動に関す る以下の解析を行った。解析手法の詳細は第8.1.1節に記載した。

結果

図 2.6.2.1 は綾里、南鳥島と与那国島で観測された地上オゾン濃度の月別値と季節変動成分を除い た濃度変動を示す。与那国島は、ほぼ同緯度にある南鳥島と比べて濃度が高く、季節変動成分を除いた 濃度は綾里に近い。綾里では 1990 年の観測開始以降の全期間では有意な増加傾向がみられるが、南 鳥島、与那国島には有意な変化傾向は見られない。与那国島では 2003 年半ば以降、濃度の減少傾向 が見られたが、2006 年は増加に転じた。



図 2.6.2.1 綾里、南鳥島及び与那国島における地上オゾン濃度の月別値と、第 8.1.1 節の方法によって季節 変動成分を除いた濃度の経年変化。



解説

3 つの観測所の間には濃度差がみられ、夏季を除いて綾里より与那国島の濃度の方が高くなることが 多いが、季節変動成分を除いた変動では、与那国島の濃度が綾里をほぼ上回っている。一方、ほぼ同 緯度に位置する南島島と与那国島の間には明らかな差がみられ、与那国島の濃度は南島島より著しく高 い。与那国島のオゾン濃度が南島島より高いのは、第7.1.1.f節の空気塊の地域通過図から、アジア大陸 の高濃度オゾン(背景となる一般的知識参照)の流入頻度が与那国島のほうが大きいことの影響と考えら れる。

綾里における地上オゾン濃度増加の原因として、日本国内だけでなく、1980年代から経済発展の急速な中国や韓国で放出される窒素酸化物やオゾン前駆物質の増加の影響が考えられる(気象庁, 1999)。

背景となる一般的知識

<u>[アジア大陸東部のオゾン濃度]</u>

Chameides *et al.* (1999)によれば、中国東部の観測点(Longfengshan, Qingdao, Linan)及び Hong Kong では地上オゾン濃度が高く、特に長江河口近くのデルタ地帯にある Linan における月平均濃度の 極大は 60 ppb を超えている。Wang *et al.* (2001)は、やはり Linan において、場合によっては 130 ppb を 超える日最大オゾン濃度とやはり高濃度の大気汚染物質を報告している。また、この節の「対流圏オゾン に関連する最近の知見」の[東アジア域における対流圏オゾンのトレンド]で示したように、Wild and Akimoto (2001)はモデルを使って、東アジア域でのオゾンを含む大気汚染物質の放出が、ヨーロッパや 北アメリカに比べて、放出源付近だけでなく風下の対流圏に大きな影響を与えることを示唆している。今後、中国を含めた東アジア域での人間活動の活発化にともないオゾン前駆物質の排出量が増加すれ ば、地上オゾン濃度はさらに上昇する可能性がある。

[大規模森林火災のオゾン濃度への影響]

オゾン濃度は森林火災の影響を強く受けることが指摘されている。第 2.5.3 節にも示したように、 1997/1998年はエルニーニョ現象にともない、インドネシアのカリマンタン島などでは大規模森林火災が多 発した。森林火災周辺で行われた航空機観測では、上空に広範囲にわたって高濃度の一酸化炭素が観 測さるとともに、高濃度のオゾンの層が出現していた(Sawa et al., 1999; Tsutsumi et al., 1999)。これは、 オゾン前駆物質である窒素酸化物や一酸化炭素などが大規模な森林火災により大量に放出されたため とみられている(Levine, 1999; Duncan et al., 2004)。モデル計算によれば、光化学反応によって大量のオ ゾンが対流圏で生成され、森林火災発生域だけでなく周辺域まで輸送されることが示されている (Hauglustaine et al., 1999)。また、シベリア域では毎年のように大規模な森林火災が発生しており、最近 では 1998年の夏季から秋季にかけての森林火災の規模が大きかった(Tanimoto et al., 2000; Kajii et al., 2002; Kasischke and Bruhwiler, 2004)。1998年夏季から秋季にかけて綾里においても一酸化炭素濃度 の増加がみられており、オゾンもこの時期に月平均で数 ppb ほど濃度が増加していることがわかっている ことから、この増加はシベリアの森林火災の影響によると考えられる(気象庁, 2003)。

2.6.3 オゾンゾンデによる対流圏オゾン鉛直分布の 2006 年の濃度変動

オゾンゾンデは、地表付近から高度 30 km を越える範囲まで、オゾン濃度の鉛直分布を測定するもの である。オゾンゾンデによる観測値は通常、オゾン分圧(それぞれの高度での気圧のうちオゾンによる寄 与分を圧力で示したもので単位は mPa)で表現されることが多いが、ここでは対流圏での輸送や化学過 程の効果がわかりやすいように、また地上オゾンの観測値との比較の便を考慮して、混合比で表示する。 混合比は、空気塊が移流される間に生成や消滅が起こらなければ、気圧が変化しても保存されるので、 鉛直輸送の効果を推定する上でも都合のよい量である。

結果

図 2.6.3.1 ~ 図 2.6.3.3 に、札幌、つくば、那覇のオゾンゾンデ観測による 2006 年のオゾン鉛直分布の 推移を示す。



- 図 2.6.3.1 札幌のオゾンゾンデ観測に基づくオゾン混合比の高度時間断面図(2006 年)。×印は、観測の行われた日の対流圏界面高度を示す。
- Fig. 2.6.3.1 Time-height cross section of ozone mixing ratio at Sapporo in 2006. The symbol x shows the tropopause height.



- 図 2.6.3.2 つくばのオゾンゾンデ観測に基づくオゾン混合比の高度時間断面図(2006 年)。×印は、観測の行われた日の対流圏界面高度を示す。
- Fig. 2.6.3.2 Time-height cross section of ozone mixing ratio at Tsukuba in 2006. The symbol x shows the tropopause height.



- 図 2.6.3.3 那覇のオゾンゾンデ観測に基づくオゾン混合比の高度時間断面図(2006 年)。×印は、観測の行われた日の対流圏界面高度を示す。
- Fig. 2.6.3.3 Time-height cross section of ozone mixing ratio at Naha in 2006. The symbol x shows the tropopause height.

解説

地点・季節により、対流圏界面高度は 300 hPa(約 9 km)付近から 100 hPa(約 16 km)付近まで大きく 変化する。対流圏界面高度の昇降にともない、高濃度のオゾン域も一般に昇降する。

対流圏内の濃度は大きく変動するものの、一般に、高度が低くなるにつれ、濃度は減少する。これは、 成層圏内の高濃度のオゾンが対流圏に入って地上付近で破壊され、濃度が減少するためである。ここに 示す図は、各地点上空での鉛直構造の時間的な変動を示すものであって、上層よりも高濃度の層が下 層にあったとしても直ちに光化学反応による生成があったことを示すものではない。しかし、つくばの夏季 を中心とした 850 hPa(約 1.5 km)以下の高濃度層は、上層の高濃度層から大きく離れていること、その高 度の風系が南から南西であることなどから、汚染大気の中で光化学的にオゾンが生成されたものと考えら れる。 Oltmans *et al.* (2004)は気象庁のオゾンゾンデ観測の結果を用いた解析を行って、夏季につくば 上空の高度 1 km 付近で、東京の都市汚染の影響があることを指摘している。一方、那覇の夏季では、地 上付近から上層にかけて低濃度の層がのびている。これは、オゾン濃度が低い海洋性の大気が流入して いることによるものと考えられる。

2.6.4 オゾンゾンデによる対流圏オゾン鉛直分布の平均の季節変動

結果

札幌、つくば、那覇の各観測地点での、平均的なオゾン鉛直分布の季節変動を見るために、1989 年 から 2006 年までの月ごとの平均のオゾン鉛直分布を、図 2.6.4.1 ~ 図 2.6.4.3 に示す。



- 図 2.6.4.1 札幌のオゾンゾンデ観測に基づくオゾン混合比の高度時間断面図。データは 1989~2006 年の平均値。
- Fig. 2.6.4.1 Time-height cross section of ozone mixing ratio averaged over 1989-2006 from ozonesonde observations at Sapporo.



図 2.6.4.2 つくばのオゾンゾンデ観測に基づくオゾン混合比の高度時間断面図。データは 1989 ~ 2006 年の平均値。

Fig. 2.6.4.2 Time-height cross section of ozone mixing ratio averaged over 1989-2006 from ozonesonde observations at Tsukuba.



- 図 2.6.4.3 那覇のオゾンゾンデ観測に基づくオゾン混合比の高度時間断面図。データは 1989~2006 年の平均値。
- Fig. 2.6.4.3 Time-height cross section of ozone mixing ratio averaged over 1989-2006 from ozonesonde observations at Naha.

解説

[上部対流圏のオゾン濃度]

対流圏界面の変動にともなう季節変動を見るために、鉛直方向でオゾン濃度が急激に変化している 150 ppb 濃度の高度の変動に注目する。札幌では冬季から春季にかけて250 hPa 付近と低い高度で推移 し、亜熱帯ジェットの北上に伴って熱帯圏界面が出現しやくなる 8 月を中心にした比較的短い期間のみ 150 hPa 付近まで上昇するのに対し、つくば、那覇と南の地点ほど長期間高い高度で推移し、ほぼ通年 熱帯対流圏界面が出現する那覇では一年を通じて100 hPa 付近となっている。

成層圏から上部対流圏へのオゾン輸送の季節変動を見るために 70~80 ppb の濃度が最も低い層に 降りている月に注目すると、札幌で7月、つくばで6月、那覇で4月と、南に位置する地点ほど早くなって おり、その高度は札幌、つくばは 400-500 hPa、那覇は 200 hPa となっている。

<u>[下部対流圏のオゾン濃度]</u>

下部対流圏までの輸送は、上部対流圏とは異なる様子を示す。下部対流圏の 1000 hPa から 700 hPa での濃度の季節変動を見ていく。札幌では 4 月を中心に上層からつながる高濃度層がみられ、上層からのオゾン輸送が盛んになることが示唆される。これに対し、つくばでは下部対流圏で 5 月、6 月に濃度が

高くなるが、4月から9月頃にかけては700 hPa から1000 hPa に向かって濃度減少が緩やかか、あるいは 逆転して増加する層が連続してみられることから、下層において汚染大気に起因する光化学反応による オゾン生成の影響も加わっていることが示唆される。同様な、オゾンの対流圏上層での成層圏からの輸送 と下層での光化学生成は、中国の Linan においてもみられることがわかっている(Chan *et al.*, 2004)。

那覇では5月頃から9月頃まで、低濃度層が地表付近から上層に拡がる様子がみられる。これは、夏 季になると梅雨前線や秋雨前線の南側にある低濃度のオゾンを含む海洋性気団(第 2.6.2 節参照)に、 安定しておおわれるためであると考えられる。Tsutsumi *et al.* (2004)は夏季に航空機を使って対流圏中 層で、梅雨前線を境にして南側で海洋性の低濃度オゾン大気を、北側で成層圏起源と思われる高濃度 オゾン大気を観測した。この観測結果は、ゾンデ観測の考察を裏付けている。

[オゾンゾンデ観測と地上オゾン濃度との比較]

次にオゾンゾンデ観測の結果と地上オゾン観測の結果を比較してみる。両者のデータを、比較する際 には、異なる測定装置の間で測定濃度の比較の評価が十分になされていないこと、大気バックグランド観 測を目的として、島や海岸近くにおかれた地上オゾン観測地点と、おおむね市街地におかれているオゾ ンゾンデの観測地点とは観測環境が大きく異なること、観測時刻やデータの取得頻度、データ処理法が 異なることなど、両者のデータ間の違いには様々な要素が絡んでいることに留意しなければならない。特 に、濃度絶対値についての比較には注意が必要であるが、季節変動の特徴など定性的な議論を行うこと は可能であろう。比較の対象とするオゾンゾンデのデータは、市街地の地上付近の影響が現れやすい飛 揚直前の地上での濃度値ではなく、地上 100 m から 200 m 程度に相当することの多い 1000 hPa 高度で の観測データとする。

綾里での地上オゾン濃度の最大は4月に出現する(第2.6.2節参照)。これは札幌の1000 hPaで4 月に最大となることと一致していることから、綾里における地上オゾンの変動に、成層圏からのオゾン輸送 も関係していることが示唆される。また、綾里では夏季の7、8月を中心に大きくオゾンが減少する季節変 動がみられるが、この現象は札幌ではみられない。これは、綾里の7月から8月にかけては、海洋性の低 濃度オゾンの空気が頻繁に入り込むために生じる現象と考えられる。

那覇のオゾンゾンデデータを見ると、12 月から 2 月にかけては成層圏からの輸送の影響が強くないと みられるが、与那国島における地上オゾン及び那覇の下部対流圏のオゾンは比較的高い濃度が持続し ている。このことは、中国大陸の汚染大気の影響を継続的に受けていることを示唆している。一方、南島 島での地上オゾン濃度の最大は 2 月、最小は 8 月で、これも全体としては那覇の 1000 hPa 付近の濃度 変動と類似しているが、那覇よりも濃度が高い期間が短くなっている。これは、大陸の影響を受ける期間 が与那国島より短いためと考えられる。

背景となる一般的知識

[ジェット気流の季節による位置と成層圏からのオゾン流入]

対流圏上層では、全般に春季から夏季にかけて成層圏からのオゾン流入がみられる(Tsutsumi et al., 1994)が、時期により少しずつ場所がずれている。これは、圏界面の折れ込みによって成層圏からのオゾ ンの流入がジェット気流周辺で起こるため、特に日本付近では亜熱帯ジェット気流の存在頻度の、時期 による違いを反映している。冬季は一般的に亜熱帯ジェット気流が南下して日本付近から離れるため、圏 界面付近を除いて鉛直濃度勾配は大きくない。これらの結果は Oltmans et al. (2004)による日本のオゾ ンゾンデの解析結果とも一致する。なお、圏界面の折れ込みによる成層圏空気の流入ついては、小倉 (2000)の第8章に詳しい解説がある。ただ、第2.6節の「対流圏オゾンの基礎知識」に示すように、春季か ら夏季にかけての成層圏からの流入が、地上オゾン濃度の季節変動にどこまで影響しているかは、まだ はっきりとわかっていない。温暖化が進むと、成層圏と対流圏の循環の強化により、成層圏から対流圏へ 流入するオゾン量が増加するという説もある(Sudo et al., 2003)。

<u>[対流圏オゾンの長期的な変化傾向]</u>

札幌、つくばでは、1960年代末からオゾンゾンデ観測を行っている。つくばの観測開始以降の変化を 見ると(図 2.6.4.4)、1980年代末まで増加傾向が見られるが、それ以降は、ほとんど変化がないか、もしく は緩やかな減少傾向がみられる。Oltmans *et al.*(2006)の解析では、ドイツのホーヘンパイセンベルグ観 測所におけるオゾンゾンデ観測による対流圏オゾンの変化傾向もつくばと同様に、1980年代末まで増加 傾向、それ以降は減少傾向であることが示されている。



図 2.6.4.4 つくばのオゾンゾンデ観測による 1970 年以降の 700 hPa におけるオゾン分圧(mPa)の経年変化。 季節変動、太陽活動、QBO の影響を除去している。

Fig. 2.6.4.4 Time series of partial ozone pressure (mPa) at 700 hPa height at Tsukuba from 1970 to 2006 after subtracting such influences as seasonal variation, effects of solar activity and QBO.

2.6.5 昭和基地における 2006 年の地上オゾン濃度変動

時別値を一月にわたって平均したものを月別値とし、これを 12 個平均したものを年平均濃度としている。

結果

図 2.6.4.1 に、昭和基地で観測された 2006 年の大気中の地上オゾンの月平均濃度と参照濃度(第 8.1.1 節参照)の図を示す。2006 年の年平均濃度は 24 ppb で、昨年より1 ppb 低い濃度値であった。昭和 基地における濃度は、6 月に最大、1 月に最小、最大と最小の差は 14 ppb であり、最大と最小の差はどの 国内観測所における値よりも小さい。また、月毎の変動の幅も国内観測所に比べて小さく、安定した季節 変動が表れることを示している。



- 図 2.6.5.1 昭和基地における大気中の月平均地上オゾン濃度の時系列図 (2006 年)。実線は 2006 年の濃度、 点線は参照濃度 (第 8.1.1 節参照)。参照濃度の誤差範囲は ± 1 (月平均濃度と参照濃度の差の 標準偏差)を示す。
- Fig. 2.6.5.1 Time series of monthly mean surface O_3 concentrations at Syowa in 2004. Solid line shows the monthly mean concentration and dotted line shows the reference concentration (see Section 8.1.1). Error bars indicate the range within ± 1 (standard deviation of the difference between the monthly mean concentration and the reference concentration).

解説

南極地上オゾンの季節変動は、一般に中緯度から対流圏上層を通って運ばれる成層圏起源のオゾンの影響によるものとの解釈がなされている(Murayama *et al.*, 1997)。昭和基地で観測された濃度と参照 濃度を比較すると、2006年の濃度変動は10月に低かった。10月の月別値22.3ppbは、10月の値として は1997年の観測開始以来の最小値となっている。

背景となる一般的知識

[南極での地上オゾン濃度変動要因について]

南極は、オゾンホールに代表されるオゾン層破壊が地球上で最も顕著に表れる地域である。しかし、 オゾン層破壊はほとんどが成層圏で起こるため、対流圏を代表する地上オゾンは、オゾン層破壊の影響 を直接は受けない。一方、南極は人間活動による影響が最も少ない地域であり、人為起源の窒素酸化物 や炭化水素などのオゾン前駆物質は極めて少ないと考えられる。そのため南極の対流圏のオゾン濃度を 主に制御しているのは、大気中の輸送過程と考えられている。しかし、そのメカニズムはまだよくわかって いない部分がある。南極の昭和基地では、1997年1月から地上オゾン濃度の連続観測を行っている。南 極では数時間という短時間であるが急激に濃度が減少することがある。これらの現象については、第2.6 節「対流圏オゾンに関連する最近の知見」と第7.2.4節のデータの取得状況のところで記述する。

2.6.6 昭和基地における地上オゾン濃度の経年変化

時別値を一月にわたって平均したものを月別値とし、これを用いて長期変動ならびに季節変動に関す る以下の解析を行った。解析手法の詳細は第8.1.1節に記載した。

結果

図 2.6.6.1 は、昭和基地で観測された地上オゾン濃度の月別値と季節変動成分を除いた濃度変動を示す。



図 2.6.6.1 昭和基地における地上オゾン濃度の月別値と、季節変動成分を除いた濃度の経年変化。 Fig. 2.6.6.1 Time series of monthly mean surface O₃ concentrations and deseasonalized concentrations at Syowa.

解説

第2.6節で触れたように、南極点での地上オゾン濃度について1975年から1997年にかけて明瞭な減 少トレンドが指摘されている(WMO,1999)。昭和基地での地上オゾン濃度について、1997年から2006年 までの期間での長期トレンドは明瞭ではないが、昭和基地においても引き続き地上オゾン濃度の監視を 続ける必要がある。

2.6 参考文献

- Akimoto, H., H. Nakane, and Y. Matsumoto, 1994: The chemistry of oxidant generation: Tropospheric ozone increase in Japan, in Chemistry of the Atmosphere: The Impact on Global Change, edited by J. G. Calvert, pp. 261-273, Blackwell Sci., Malden, Mass.
- Akimoto, H., 2003: Global Air Quality and Pollution, Science, 302, 1716-1719.
- Bey, I., D. J. Jacob, J. A. Logan, and R. M. Yantosca, 2001: Asian chemical outflow to the Pacific in spring: Origins, pathways, and budgets. J. Geophys, Res., 106(D19), 23097-23113.
- Browell, E. V., M. A. Fenn, C. F. Butler, W. B. Grant, J. T. Merrill, R. E. Newell, J. D. Bradshaw, S. T. Sandholm, B. E. Anderson, A. R. Bandy, A. S. Bachmeier, D. R. Blake, D. D. Davis, G. L. Gregory, B. G. Heikes, Y. Kondo, S. C. Liu, F. S. Rowland, G. W. Sachse, H. B. Singh, R. W. Talbot, and D. C. Thornton, 1996: Large scale air mass characteristics over western Pacific during summer time. J. Geophys, Res., 101(D1), 1691-1712.
- Chameides, W. L., Li Xingsheng, Tang Xiaoyan, Zhou Xiuji, Luo Chao, C. S. Kiang, J. St. John, R. D. Saylor, S. C. Liu, K. S. Lam, T. Wang, and F. Giorgi, 1999: Is ozone pollution affecting crop yields in China? Geophy. Res. Lett., 26, 867-870.
- Chan, C. Y. and L. Y. Chan, K. S. Lam, Y. S. Li, J. M. Harris, and S. J. Oltmans, 2002: Effects of Asian air pollution transport and photochemistry on carbon monoxide variability and ozone production in subtropical coastal south China. J. Geophys. Res., 107(D24), 4746, doi:10.1029/2002JD002131.
- Chan, C. Y. and L. Y. Chan, K. S. Lam, Y. S. Li, J. M. Harris, and S. J. Oltmans, 2002: Effects of Asian air pollution transport and photochemistry on carbon monoxide variability and ozone production in subtropical coastal south China, J. Geophys. Res., 107(D24), 4746, doi:10.1029/2002JD002131.
- Chan, C. Y., L. Y. Chan, H. Cui, X. D. Zheng, Y. G. Zheng, Y. Qin, and Y. S. Li, 2004: Origin of the pringtime tropospheric ozone maximum over east China at LinAn in 2001. Tellus, 55B, 982-992.
- Davis, D. D., J. Crawford, G. Chen, W. Chameides, S. Liu, J. Bradshaw, S. Sandholm, G. Sacse, G. Gregory, B. Anderson, J. Barrick, A. Bachmeier, J. Collins, E. Browell, D. Blake, S. Rowland, Y. Kondo, H. Singh, R. Talbot, B. Heikes, J. Merrill, J. Rodriguez, and R. E. Newell, 1996: Assessment of ozone photochemistry in the western North Pacific as inferred from PEM-West A observations during the fall 1991. J. Geophys. Res., 101, 2111-2134.
- Ding, A., and T. Wang, 2006: Influence of stratosphere-to-troposphere exchange on the seasonal cycle of surface ozone at Mount Waliguan in western China. Geophys. Res. Lett., 33, L03803, doi:10.1029/2005GL024760.
- Duncan, B. N., I. Bey, M. Chin, L. J. Mickley, T. D. Fairlie, R. V. Martin, H. Matsueda, 2004: Indonesian wildfires of 1997: Impact on tropospheric chemistry. J. Geophys. Res., 108 (D15), 4458, doi:10.1029/2002JD003195.
- Guttikunda, S. K., Y. Tang, G. R. Carmichael, G. Kurata, L. Pan, D. G. Streets, J. Woo, N. Thongboonchoo, and A. Fried, 2005: Impacts of Asian megacity emissions on regional air quality during spring 2001. J. Geophys. Res., 110, D20301, doi:10.1029/2004JD004921.
- Hauglustaine, D. A., G. P. Brasseur, and J. S. Levine, 1999: A sensitivity simulation of tropospheric ozone changes due to the 1997 Indonasian fire emissions. Geophy. Res. Lett., 26, 3305-3308.
- 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, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
- Irie, H., et al., 2005: Evaluation of long-term tropospheric NO₂ data obtained by GOME over East Asia in 1996-2002, Geophys. Res. Lett., 32, L11810, doi:10.1029/2005GL022770.
- Kajii, Y., S. Kato, D. Streets, N. Y. Tsai, A. Shvidenko, S. Nilsson, I. McCallum, N. P. Minko, N. Abushenko, D. Altyntsev, and T. Khodzer, 2002: Boreal forest fires in Siberia in 1998: Estimation and area burned

and emissions of pollutants by advanced very high resolution radiometer satellite data. J. Geophys. Res., 107(D24), 4745, doi:10.1029/2001JD001078.

- Kaleschke, L., et al. 2004: Frost flowers on sea ice as a source of sea salt and their influence on tropospheric halogen chemistry. Geophys. Res. Lett., 31, L16114, doi:10.1029/2004GL020655.
- Kalnajs, L. E., and L. M. Avallone, 2006: Frost flower influence on springtime boundary-layer ozone depletion events and atmospheric bromine levels. Geophys. Res. Lett., 33, L10810, doi:10.1029/2006GL025809.
- Kasischke, E. S., and L. P. Bruhwiler, 2004: Emission of carbon dioxide, carbon monoxide, and methane from boreal forest fires in 1998. J. Geophys. Res., 108(D1), 8146, doi:10.1029/2001JD000461.
- 環境省,2007: 光化学オキシダント・対流圏オゾン検討会報告書中間報告,50pp.
- 気象庁,1999:近年における世界の異常気象と気候変動~その実態と見通し~().341pp.
- 気象庁,2003: 大気·海洋環境観測報告 第3号 平成13年観測成果.
 - http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report2001k.html
- 気象庁, 2004: 大気·海洋環境観測報告 第4号 平成 14 年観測成果. http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report2002k.html
- 気象庁, 2005: 大気·海洋環境観測報告 第5号 平成15年観測成果. http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report2003k.html
- 気象庁, 2007: 大気·海洋環境観測報告 第7号 平成17年観測成果. http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report2005k.html
- Lee, S., H. Akimoto, H. Nakane, S. Kurnosenko, and Y. kinjo, 1998: Lower tropospheric ozone trend observed in 1989-1997 at Okinawa, Japan. Geophys. Res. Lett., 25, 1637-1640.
- Lelieveld, J., and F. J. Dentener, 2000: What controls tropospheric ozone? J. Geophys. Res., 105, D3, 3531-3551.
- Levine, J. S., 1999: The 1997 fires in Kalimantan and Sumatra, Indonesia: Gaseous and particulate emissions. Geophy. Res. Lett., 26, 815-818.
- Liang, Q., L. Jaegle, D. A. Jaffe, P. Weiss-Penzias, A. Heckman, and J. A. Snow, 2004: Long-range transport of Asian pollution to the northeast Pacific: Seasonal variations and transport pathways of carbon monoxide. J. Geophys. Res., 109, D23S07, doi:10.1029/2003JD004402.
- Logan, J. A., 1985: Tropospheric ozone: Seasonal behavior, trends, and anthropogenic influence. J. Geophys. Res., 90, 10,463-10,482.
- Logan, J. A., 1999: An analysis of ozonesonde data for the troposphere: Recommendations for testing 3-D models and development of a gridded climatology for tropspheric ozone. J. Geophys. Res., 104(D13), 16445-16149.
- Logan, J. A., I. A. Megretskaia, A. J. Miller, G. C. Tiao, D. Choi, L. Zhang, R. S. Stolarski, G. W. Labow, S. M. Hollandsworth, G. E. Bodeker, H. Claude, D,De Muer, J. B. Kerr, D. W. Tarasick, S. J. Oltmans, B. Johnson, F. Schmidlin, J. Staehelin, P. Viatte, O.Uchino, 1999: Trends in the vertical distirbution of ozone: A comparison of two analyses of ozonesonde data. J. Geophys. Res., 104(D21), 26373-26399.
- Marenco, A, and F. Said, 1989: Meridional and vertical ozone distribution in the background troposphere from Scientific aircraft measurements during the STRATOZ III experiment. Atmos. Env., 23, 201-214,
- Monks, P. S., 2000: A review of the observations and origins of the spring ozone maximum. Atmos. Env., 34, 3545-3561.
- Murayama, S., K. Yamazaki, S. Aoki, and T. Nakazawa, 1997: Seasonal variation of tropospheric ozone and the impact of transport over Syowa station, Antarctica. Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 11, 161-177.
- Naja, M., and H. Akimoto, 2004: Contribution of regional pollution and long-range transport to the Asia-Pacific region: Analysis of long-term ozonesonde data over Japan, J. Geophys. Res., 109, D21306, doi:10.1029/2004JD004687.
- 小倉義光, 2000: 総観気象学入門, 東京大学出版会, ISBN 4-13-060732-4, 289pp.

- Oltmans, S. J., A. S. Lefohn, H. E. Scheel, J. M. Harris, H. Levy II, I. E.Galbally, E. G. Brunke, C. P. Meyer, J. A. Lathrop, B. J. Johnson, D. S. Shadwick, E. Cuevas, F. J. Schmidlin, D. W. Tarasick, H. Claude, J. B. Kerr, O. Uchino, V. Mohnen, 1998: Trends of ozone in the troposphere. Geophys. Res. Lett., 25, 139-142.
- Oltmans, S. J., B. J. Johnson, J. M. Harris, A. M. Thompson, H. Y. Liu, C. Y. Chan, H. Vömel, T. Fujimoto, V. G. Brackett, W. L. Chang, J.-P. Chen, J. H. Kim, L. Y. Chan, H.-W. Chang, 2004: Tropospheric ozone over the North Pacific from ozonesonde observations. J. Geophys. Res., 109, D15S01, doi:10.1029/2004JD003466.
- Oltmans, S. J., A.S. Lefohn, J.M. Harris, I. Galbally, H.E. Scheel, G. Bodeker, E. Brunke, H. Claude, D. arasick, B.J. Johnson, P. Simmonds, D. Shadwick, K. Anlauf, K. Hayden, F. Schmidlin, T. Fujimoto, K. Akagi, C. Meyerd S. Nichol, J. Davies, A. Redondas, E. Cueva, 2006: Long-term changes in tropospheric ozone. Atmos. Env., 40, 3156-3173.
- Pochanart, P., H. Akimoto, Y. Kinjo, H. Tanimoto, 2002: Surface ozone at four remote island sites and the preliminary assessment of the exdceedances of its ciritical level in Japan, Atmos. Env., 36, 4235-4250.
- Richter, A., Burrows, J. P., Nuss H., Granier, C., Niemeier, U., 2005: Increase in tropospheric nitrogen dioxide over China observed from space. Nature, 437, 7055,129-132
- Sawa, Y., H. Matsueda, Y. Tsutsumi, J. B. Jensen, H. Y. Inoue, and Y. Makino, 1999: Tropospheric carbon monoxide and hydrogen measurements over Kalimantan in Indonesia and northern Australia during October, 1997. Geophy. Res. Lett., 26, 1389-1392.
- Shindell, D., G. Faluvegi, A. Lacis, J. Hansen, R. Ruedy, and E. Aguilar, 2006: Role of tropospheric ozone increases in20th-century climate change. J. Geophys. Res., 111, D08302, doi:10.1029/2005JD006348.
- Sitch, S., Cox, P. M., Collins, W. J. and Huntingford, C., 2007: Indirect radiative forcing of climate change through ozone effects on the land-carbon sink. Nature, 448, doi:10.1038/nature06059.
- Staehelin, J., J. Thudium, R.Buehler, A. Voltz-Thomas, and W. Graber, 1994: Trends in surface ozone concentrations at Arosa (Switzerland). Atmos. Env., 28, 75-87.
- Stevenson, D. S., et al. 2006: Multimodel ensemble simulations of present-day and near-future tropospheric ozone. J. Geophys. Res., 111, D08301, doi:10.1029/2005JD006338.
- Sudo, K., M. Takahashi, and H. Akimoto, 2003: Future changes in stratosphere-troposphere exchange and their impacts on future tropospheric ozone simulations. Geophys. Res. Lett., 30(24), 2256, doi:10.1029/2003GL018526.
- Sudo, K., and H. Akimoto 2007: Global source attribution of tropospheric ozone: Long-range transport from various source regions. J. Geophys. Res., 112, D12302, doi:10.1029/2006JD007992.
- Takigawa, M., K. Sudo, H. Akimoto, K. Kita, N. Takegawa, Y. Kondo, and M. Takahashi, 2005: Estimation of the contribution of intercontinental transport during the PEACE campaign by using a global model. J. Geophys. Res., 110, D21313, doi:10.1029/2005JD006226.
- Tanimoto, H., Y. Kajii, J. Hirokawa, H. Akimoto, and N. P. Minko, 2000: The atmospheric impact of boreal forest fires in far eastern Siberia on the seasonal variation of carbon monoxide: Observcations at Rishiri, A northern remote island in Japan. Geophys. Res. Lett., 27, 4073-4076.
- Tanimoto, H., Y. Sawa, H. Matsueda, I. Uno, T. Ohara, K. Yamaji, J. Kurokawa, and S. Yonemura, 2005: Significant latitudinal gradient in the surface ozone spring maximum over East Asia. Geophys. Res. Lett., 32, L21805, doi:10.1029/2005GL023514.
- Tsutsumi, Y., Y.Igarashi, Y Zaizen and Y. Makino, 1998: Case studies of tropospheric ozone events observed at the summit of Mt. Fuji. J. Geophys. Res., Vol. 103(D14), 16935-16951.
- Tsutsumi, Y., Y. Sawa, Y. Makino, J.B. Jensen, J. L. Gras, B. F. Ryan, S. Diharto, and H. Harjant, 1999: Aircraft measurements of ozone, NOx, CO, and aerosol concentrations in biomass burning smoke over Indonesia and Australia in October 1997: Depleted ozone layer at low altitude over Indonesia. Geophys. Res. Lett., 26. 595-598.

- Tsutsumi, Y, Y. Makino, and J. B. Jensen, 2003: Vertical and latitudinal distributions of tropospheric ozone over the western Pacific: Case studies from the PACE aircraft missions. J. Geophys. Res., 108(D8), 4251, doi:10.1029/2001JD001374.
- Yamaji, K., T. Ohara, I. Uno, H. Tanimoto, J. Kurokawa, and H. Akimoto, 2006: Analysis of the seasonal variation of ozone in the boundary layer in East Asia using the Community Multi-scale Air Quality model: What controls surface ozone levels over Japan?. Atmos. Env., 40, 10, 1856-1868.
- Wang, T., V. T. F. Cheung, M. Anson, and Y. S. Li, 2001: Ozone and related gasous pollutants in the boudary layer of eastern China: Oreview of the recent measurements at a rural site. Geophys. Res. Lett., 28, 2373-2376.
- Wang, X., and D. L. Mauzerall, 2004: Characterizing distributions of surface ozone and its impact on grain production in Chinam Japan, and south Korea: 1990 and 2020. Atmos. Env., 38, 4383-4402.
- Wild, O., and H. Akimoto, 2001: Intercontinental transport of ozone and its precursors in a three-dimensional global CTM. J. Geophys. Res., 106(D21), 27729-27744.
- Wild, O., P. Pochanart, and H. Akimoto, 2004: Trans-Eurasian transport of ozone and its precursors, J. Geophys. Res., Vol. 109, D11302, doi:10.1029/2004JD004501.
- WMO, 1999: Scientific assessment of ozone depletion: 1998. WMO global ozone research and monitoring project --- Report No.44, World Meteorological Organization, Geneva.
- WHO, 2000: WHO air quality guidelines, 2nd edition, WHO Regional Publications, European Series, No. 91, http://www.euro.who.int/air/Activities/20020620 1.
- Zbinden, R. M., J.-P. Cammas1, V. Thouret, P. Nedelec1, F. Karcher, and P. Simon, 2006: Mid-latitude tropospheric ozone columns from the MOZAIC program: climatology and interannual variability, Atmos. Chem. Phys., 6, 1053–1073.
- Ziemke, J. R., S. Chandra, and P. K. Bhartia, 2005: A 25-year data record of atmospheric ozone in the Pacific from Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) cloud slicing: Implications for ozone trends in the stratosphere and troposphere. J. Geophys. Res., 110, D15105, doi:10.1029/2004JD005687.



3. オゾン層及び紫外線

1970 年代半ば、人造物質であるクロロフルオロ カーボン類(CFCs)がオゾン層を破壊する可能性が あることが指摘された(Molina and Rowland, 1974)。 これは CFCs に含まれる塩素が上部成層圏のオゾ ンを破壊するというものである。これを契機としてオ ゾン層保護に関して世界的な関心が集まり、1985 年にオゾン層の保護を目的とする国際協力のため の基本的枠組みを設定する「オゾン層の保護のた めのウィーン条約」が、1987 年にはオゾン層を破壊 するおそれのある物質を規制するための「オゾン層 を破壊する物質に関するモントリオール議定書」が 締結され、国際的なオゾン層保護の取り組みが進 められた。

当初、塩素によるオゾン層破壊は上部成層圏の 現象と考えられていたが、オゾンホールの発見により、オゾン濃度(オゾン分圧)の最も大きい下部成層圏 でも大規模なオゾン層破壊が生じることが明らかになった。このオゾンホールの発見や研究には気象庁 が行っている南極昭和基地での観測結果が大きな貢献を果たしている。その後の観測で、下部成層圏 のオゾン層破壊は北半球でも発生していることがわかった。このようなオゾン層破壊に関する新たな知見 を踏まえて、モントリオール議定書によるオゾンを破壊する物質への規制は強化されてきた。これらの国 際的な規制により、CFCs を始めとするオゾン層破壊物質は、第 2.3 節で示したように増加が止まっている か既に減少し始めている。しかし、大気中の滞留時間が長い物質もあるため、オゾン層の破壊はなおしば らく続くとみられており、今後の推移を注視していく必要がある。

オゾン層及び紫外線に関する基礎知識

大気オゾンの多くは成層圏に存在し、オゾン層を形成している。成層圏オゾンは、太陽から地球に注 ぐ放射のうち、生体にとって有害な紫外線の多くを吸収している。成層圏オゾンは紫外線の吸収により成 層圏での熱源となり、成層圏大気の循環と気温構造を作り出している。また、成層圏で吸収されずに対流 圏に到達した紫外線の一部は対流圏で反応性の高い物質を作り出し、対流圏化学過程に大きく影響を 与えている。このようにオゾン層は、対流圏オゾンをはじめとする温室効果ガスの消長にも影響するので、 気候変動にとっても重要な因子である。なお、オゾン層の破壊のメカニズムについては、異常気象レポー ト 2005(気象庁, 2005)の付録 3 に詳しい解説がある。

気象庁のオゾン層及び紫外線に関する取り組み

気象庁は、1957 年からオゾン層の観測を、1990 年から紫外線の観測を国内及び昭和基地で実施して(観測地点については第7.1.2 節参照、オゾン全量の観測方法については第7.2.13 節を参照、オゾン

反転観測方法については第 7.2.14 節を参照、オゾンゾンデ観測方法については第 7.2.15 節を参照、紫 外線の観測方法については第 7.2.16 節を参照)、その変動の監視に努めている。観測の結果は、GAW オゾン・紫外線世界資料センター(カナダ・トロント)に報告され、地球全体の監視網の一翼を担っている。 また、オゾン層破壊物質についても、岩手県綾里で観測を行っており、その結果は、第 2.3 章に記述して いる。さらに、気象庁では、国民が紫外線対策を有効に行えるように 2005 年から UV インデックスを用い た紫外線予測情報、観測情報、解析情報をホームページ等を通じて提供している。

本報告では、気象庁の実施している観測の成果を中心に、衛星観測データなども用いて解析したオ ゾン層及び紫外線の状況について述べる。また、この中では、オゾンは他の気象要素における「平年値」 と区別し、オゾンの変動をあらわすための基準として「参照値」(第 3.1.1 節参照)を定義し、用いることとす る。

3.1 オゾン層

オゾン層と地球環境問題との関係

先に述べたように成層圏オゾンは紫外線の多くを吸収するので、成層圏オゾンの減少は、地上に到達 する有害紫外線量を増加させて、人間を含めた生態系に悪い影響をおよぼすことが懸念される。また、 成層圏オゾンの減少は、成層圏の循環や大気構造を変化させることにより、また紫外線到達量の変化を 通して対流圏化学過程に変化をもたらすことにより、気候の変化、すなわち地球温暖化にも影響を与える と考えられる。実際、成層圏オゾンの減少は成層圏の気温を下げることで負の放射強制力を持っているこ とから、現在の成層圏オゾンの状況は、地球温暖化を緩和する効果をもたらしていると評価されている。 逆に、地球温暖化をもたらす二酸化炭素の増加は成層圏では気温を降下させるので、オゾン層破壊に 密接な関係がある極域成層圏雲の発生量並びに発生頻度を増加させ、オゾン層の回復を遅らせることも 考えられる。また、メタンなどの変化もオゾン層破壊に影響を与える。このようにオゾン層破壊の問題は、 他の地球環境問題と密接に関連している。

オゾン全量とオゾン分圧の観測について

オゾン全量とは、地表から大気上端までに含まれる気柱あたりのオゾンの総量をいい、オゾン分子を 全て1気圧0 の地表に集めたときの厚さで表現する。300 m atm-cm(ミリアトムセンチメートル)は3 mm の厚さに相当する。一方、オゾン分圧とは、その高度での気圧の中でオゾン分子が寄与している圧力のこ とで、単位はmPa(ミリパスカル:1 mPa=10⁻⁵ hPa)で表現する。本報告で示すオゾン分圧の鉛直分布は週 1回程度行われるオゾンゾンデ観測によるものである。

3.1.1 日本上空の 2006 年のオゾン全量とオゾン分圧鉛直分布

ここで示すオゾン全量は日代表値で、参照値として、南鳥島を除いては 1971 年から 2000 年までの観 測値から計算される平均とその標準偏差(ただし、那覇では 1974 年から 2000 年の平均と標準偏差)の範 囲も示してある。南鳥島では 1994 年から 2005 年のデータから求められる平均を参照値として示す。

結果

2006 年の札幌、つくば、那覇の上空におけるオゾン全量及びオゾン分圧の鉛直分布の推移を図 3.1.1.1 ~ 3.1.1.3 に示す。また、南鳥島の上空におけるオゾン全量の推移を図 3.1.1.4 に示す。

オゾン全量が多い日が継続していたのは、札幌では3月ごろ、つくばでは4月ごろと8月から11月に かけてだった。那覇でも8月から11月にかけて多い日が目立った。一方、オゾン全量が少ない日が継続 していたのは、つくばの2月ごろだった。

2月は北半球中緯度全体に帯状にオゾン全量の負偏差域が広がり(図3.1.6.2参照)、つくばで2月に オゾン全量が少ない日が継続していたことと対応している。また、札幌で3月ごろにオゾン全量が多かっ たのは、月を通して日本付近は気圧の谷に覆われていたことに加え、中旬ごろに日本の北を通過した低 気圧に伴い、オゾン全量が550m atm-cm を超える領域が、北日本を通過したことを反映している。


- 図 3.1.1.1 札幌におけるオゾン全量(上)及びオゾン分圧鉛直分布(下)の推移(2006年)。オゾン全量では、 参照値(1971年から2000年の平均)とその標準偏差の範囲を示す。オゾン分圧鉛直分布の×印は、 観測の行われた日の対流圏界面の高度を示す。
- Fig. 3.1.1.1 Time series of daily total ozone (top) and mean time-height cross section of ozone partial pressure (bottom) at Sapporo in 2006. In the top panel, daily mean values (over 1971-2000) and standard deviation (green area) are shown. The symbol x in the bottom panel denotes the tropopause height.



- 図 3.1.1.2 つくばにおけるオゾン全量(上)及びオゾン分圧鉛直分布(下)の推移(2006年)。オゾン全量では、 参照値(1971年から2000年の平均)とその標準偏差の範囲を示す。オゾン分圧鉛直分布の×印は、 観測の行われた日の対流圏界面の高度を示す。
- Fig. 3.1.1.2 Time series of daily total ozone (top) and mean time-height cross section of ozone partial pressure (bottom) at Tsukuba (Tateno) in 2006. In the top panel, daily mean value (over 1971-2000) and standard deviation (green area) are shown. The symbol x in the bottom panel denotes the tropopause height.



- 図 3.1.1.3 那覇におけるオゾン全量(上)及びオゾン分圧鉛直分布(下)の推移(2006年)。オゾン全量では、 参照値(1974年から2000年の平均)とその標準偏差の範囲を示す。オゾン分圧鉛直分布の×印は、 観測の行われた日の対流圏界面の高度を示す。
- Fig. 3.1.1.3 Time series of daily total ozone (top) and mean time-height cross section of ozone partial pressure (bottom) at Naha in 2006. In the top panel, daily mean value (over 1974-2000) and standard deviation (green area) are shown. The symbol x in the bottom panel denotes the tropopause height.



図 3.1.1.4 南鳥島におけるオゾン全量の推移(2006年)。参照値は、1994年から 2005年の平均である。9月と 10月は台風第12号の影響により観測を休止した。

Fig. 3.1.1.4 Time series of daily total ozone at Minamitorishima in 2006. The mean over 1994-2005 is shown. The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to Typhoon Ioke.

3.1.2 日本上空の 2006 年のオゾン全量の平均との比較

札幌、つくば、那覇、南鳥島において、参照値からの差が標準偏差以内の場合を「並」、それより大き い場合を「多い」、それより小さい場合を「少ない」とした。

結果

図 3.1.2.1 に、2006 年のオゾン全量の月平均値を、月別参照値(1971 年~2000 年の平均、但し那覇 は 1974 年~2000 年、南鳥島は 1994 年~2005 年、昭和基地は 1961 年~1980 年の平均)とともに示し た。2006 年のオゾン全量は、つくばと那覇で8月から11月にかけて多く、特に11月にはどちらの地点も、 観測開始以来、その月として最多となった。つくばでは4月と9月にも過去最多となった。南鳥島では6 月から8月にかけて多かった。



- 図 3.1.2.1 国内及び南極の5地点におけるオゾン全量月平均値の推移(2006年)。 印は2006年の月平均値、 実線は参照値(札幌、つくばは 1971~2000年、那覇は 1974~2000年、南鳥島は 1994~2005年 の平均値)、昭和基地は 1981~2000年の平均値、縦棒はその標準偏差。昭和基地の点線はオゾ ンホールが出現する前の 1961~1980年の平均値(参照値)。南鳥島では 9 月と 10 月は台風第 12 号の影響により観測を休止した。
- Fig. 3.1.2.1 Monthly means and normals of total ozone at four stations in Japan: Sapporo, Tsukuba/Tateno, Naha, Minamitorishima, and Syowa Station in Antarctica. Closed circles indicate the values in 2006 and solid lines indicate normal (average over 1971-2000 except Naha (1974-2000) and Minamitorishima (1994-2005)) with bars of standard deviations. As for Syowa, a solid line indicates monthly mean values before the appearance of the ozone hole (1961-1980) and a dotted line indicates those after the appearance (1981-2000). The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to Typhoon Ioke.

解説

オゾン全量が年とともに変動するのは、準2年周期振動(QBO)など大気の流れの影響によるものと考えられる。また、オゾン全量は、高緯度に位置する観測点ほど全般に多く、冬季から春季にかけて最大になる。最大になる月は、札幌で2月、那覇で5月と、低緯度ほど遅い。

背景となる一般的知識

[成層圏オゾン分圧の子午面分布]

成層圏のオゾンは紫外線により光化学的に生成されることから、太陽高度角が高いほど活発に生成される。那覇上空のオゾン分圧の最大が6月頃に出現するのはその理由による。しかしオゾンは、生成の強 さだけに応じてその濃度が決まるわけではない。低緯度域上空で作られたオゾンは、ブリューワー・ドブソ ン循環と呼ばれる循環によって中高緯度に運ばれ、そこで下降する。下降にともなってオゾンを含む大気 は圧縮され、オゾン分圧は高くなる。このためオゾンは、中高緯度では低緯度よりも低い高度でオゾン分 圧の最大が現れ、しかもその値は低緯度よりも高くなる。

[成層圏オゾン分圧とオゾン全量の季節変動]

高緯度の方がオゾン分圧が高くなる特徴は、中高緯度への輸送が最も活発になる冬季から春季にかけて明瞭となる。札幌の上空では3月頃を中心に、最大のオゾン分圧が、那覇で最大のオゾン分圧が観測される高度よりも低い50~70 hPa の高度域で、しかも那覇よりも高いオゾン分圧が観測されるのは、このような理由による。オゾン全量は、このような変動をするオゾン濃度の鉛直積分量である。低緯度側では夏季に最も活発となるオゾン生成の影響を強く受け、高緯度側では冬季から春季に最も活発となる輸送の効果の影響を強く受ける。そのため、オゾン全量が最大となる時期は、緯度により異なる。このような季節変動とともに、日々観測されるオゾン全量は、数日から時には2~3 か月にわたる時間スケールで大きく変動している。このような変動は、主に大気の循環場の変動に起因するものと考えられる。

3.1.3 日本上空のオゾン全量の経年変化

オゾンは、季節変動、太陽活動、準2年周期振動など既知の自然要因によって周期的な変動をする ことが知られている。そこで、これら既知の変動要因のオゾンに与える影響を見積もり、これをオゾンの時 系列データから除去することで、信頼度の高いオゾントレンドを得ることができる。また、トレンドの算出方 法は「オゾン層破壊の科学アセスメント 2006」(WMO, 2006)で採用されている方法である EESC(等価実 効成層圏塩素)の長期変化によるオゾン変化成分を示す方法を用いている。解析方法の詳細は、気象庁 (2007)に示す。

結果

図 3.1.3.1 は、札幌、つくば、那覇、南鳥島について、オゾン全量の年平均値の推移を示したものであ る。オゾン全量は、札幌とつくばで 1980 年代から 1990 年代半ばにかけて減少したが、これ以降はほとん ど変化がないか、緩やかな増加傾向が見られる。那覇では観測開始以来緩やかに増加している。

札幌、つくば、那覇の 1979 年から 2006 年までのオゾン全量について、準2年周期振動、太陽活動に よる変動成分を除去して求められた月別のトレンドの結果を図 3.1.3.2 に示す。これによると、札幌の 2、5 月に顕著な減少トレンドがみられる。また、つくばでも 8、10、11 月以外の月に減少トレンドがみられる。一 方、那覇では 6~11 月を中心に増加トレンドがみられる。



図 3.1.3.1 国内4地点(札幌、つくば、那覇、南鳥島)上空におけるオゾン全量年平均値の変化。 Fig. 3.1.3.1 Time series of annual mean total ozone from the beginning of observation at four stations in Japan: Sapporo, Tsukuba/Tateno, Naha and Minamitorishima.



- 図 3.1.3.2 日本上空におけるオゾン全量の月別トレンド(%/10年)。1979~2006年のオゾン全量の月別値に対して EESC フィッティングをおこない、1980年代における変化量(トレンド、%/10年)を示した。
- Fig. 3.1.3.2 Monthly trend of total ozone over Japan estimated from total ozone data for the period 1979-2006 (%/decade). The trends were estimated using regression to an EESC (Equivalent Effective Stratospheric Chlorine) curve and converted to %/decade using the variation of EESC with time in the 1980s.

解説

図 3.1.3.1 で、1993 年を中心として札幌、つくば、那覇とも一時的にオゾンが少ないのは、1991 年のピ ナトゥボ火山噴火にともない増加した成層圏エーロゾルの影響でオゾンが破壊されたためである。

背景となる一般的知識

[EESCフィッティングによるトレンドの評価]

成層圏のオゾンは EESC(等価実効成層圏塩素)の長期変化にほぼ比例して推移している。EESC は、 1979 年~1989 年(以下では 1980 年代と呼ぶ)の期間はほぼ直線的に変化しているが、1990 年代中頃 以降は傾向が変化しているため、現在までの全期間を含めて直線的なトレンドをもとめることは適切では ない。

このため、たとえは 1979 年から 2006 年の期間のトレンドについては、この期間のデータに EESC フィ ッティングを行い、フィッティングデータの 1980 年代における変化量(1979 年と1989 年の値の差)に基づ いてトレンドを求め、10 年あたりのオゾン量の変化(%/10 年)として表記している。1979 年を基準とする 2005 年のオゾン量の変化量は、1980 年代における変化量の 1.4 倍として換算される(1990 年代中頃以 降は傾向が変化しているため、単純に直線を延長することは適切ではない)。例えば、1980 年代の 10 年 間の変化量が-5%であった場合、1979 年を基準とする 2005 年の正味の変化は-7%である。

3.1.4 日本上空のオゾン鉛直分布の経年変化

結果

図 3.1.4.1 は、反転観測とオゾンゾンデ観測の結果から求められたオゾントレンドの高度分布を示した ものである。下部成層圏でオゾンの減少トレンドが現れており、図 3.1.3.2の月別トレンド同様、札幌で特に 顕著である。また、上部成層圏を中心に全観測所で有意な減少トレンドが現れている。このように日本上 空のオゾン層の破壊は、上部成層圏と下部成層圏の二つの高度領域で起こっている。



- 図 3.1.4.1 札幌、つくば、那覇におけるオゾンの高度別トレンド。1979~2006 年のオゾンゾンデと反転観測デ ータに対して EESC フィッティングをおこない、1980 年代における変化量(トレンド、%/10 年)を示し た。 はオゾンゾンデ観測、 は反転観測によるトレンドを示す。実線はトレンドの 95% 信頼限界を 示す。
- Fig. 3.1.4.1 Vertical profiles of ozone trend at three stations in Japan: Sapporo, Tsukuba/Tateno and Naha estimated from ozonezondes and Umkehr for the period 1979-2006. The trends were estimated using regression to an EESC (Equivalent Effective Stratospheric Chlorine) curve and converted to %/decade using the variation of EESC with time in the 1980s. Closed circles show ozone sonde observations and open circles show umkehr observations. Solid lines show 95% confidence limits.

背景となる一般的知識

<u>[反転観測]</u>

晴天時に日の出もしくは日の入りの前後で、天頂光の分光観測を行って得た適当な二つの波長の光 の強度比は、太陽高度角が小さくなるとともに連続的に増加するが、途中から減少し始める。この強度比 の変化の様子を「反転」と呼び、反転現象を観測することを反転観測と呼ぶ。反転現象の効果は高度によって異なるため、反転観測によって得られたデータを使えば、大気を高度別にいくつかの層に分け、それ ぞれの層別のオゾン量を求めることが可能である。

3.1.5 南極域上空のオゾン層

3.1.5.a 南極域上空の 2006 年のオゾン全量とオゾン分圧鉛直分布

結果

図 3.1.5.1 は、昭和基地における、2006年のオゾン全量ならびにオゾン分圧鉛直分布の推移を示した ものである。昭和基地では、オゾンホールに覆われた 8 月下旬から 11月にかけて、オゾンホールの目安 である 220m atm-cm を下回る非常に少ないオゾン全量を観測し同時期における過去最少レベルで推移 した。10 月 17 日には 2006年の最小値である 114m atm-cm を記録し、これは日別オゾン全量の過去最 小値となった。10 月、11 月の月平均オゾン全量もそれぞれ 137m atm-cm、192m atm-cm と、その月として の過去最小値を記録した。このようにオゾン全量の少ない記録が多いのは 2006年の南極オゾンホールが 過去最大級の規模であり、オゾンホールの中心位置が10月以降、昭和基地側に偏っていたことが影響し ている。



図 3.1.5.1 昭和基地におけるオゾン全量(上)及びオゾン分圧鉛直分布(下)の推移(2006年)。オゾン全量で は、参照値(1971年から2000年の平均)とその標準偏差値の範囲を示す。オゾン分圧鉛直分布の ×印は、観測の行われた日の対流圏界面の高度を示す。

Fig.3.1.5.1 Time series of daily total ozone (top) and vertical profile of ozone partial pressure (bottom) at Syowa in Antarctica in 2006. In the top panel,daily mean values (over 1971-2000) and standard deviation (green area) are shown. The symbol x in the bottom panel denotes the tropopause height.

オゾン分圧は通常、高度 14~20km (100~50 hPa 付近)で最も高くなる。図 3.1.5.1 に示すように、こ の高度のオゾン分圧は 8 月中旬以降低下し、9 月中旬から 11 月までの期間では、3 mPa 以下というきわ めて低いオゾン分圧が観測された。高度 20km(50hPa)付近では、11 月下旬から 12 月にかけての時期に 回復しているが、高度 14km(100hPa)付近では、5 mPa 以下の状態が続いた。

3.1.5.b 南極域上空の 2006 年のオゾンホール

結果

衛星によるオゾン全量の観測によれば、2006年のオゾンホールは、9月24日に2006年の最大の面積である2,929万km²となった(図3.1.5.2)。またオゾン欠損量(オゾンホール内で破壊されたオゾンの総量の目安)も9月24日に10,535万トンとなり、2003年9月25日の10,726万トンに次ぐ、過去第2位の規模だった。2006年オゾンホールは過去最大級であったということができる。その後、11月にかけて、同時期における最大規模で推移したが、12月にはいってからオゾンホールは急速に縮小し、12月17日に消滅した。(図3.1.5.3参照)。

オゾンホールの面積の経年変化を図 3.1.5.3 の下図に示す。2002 年と2004 年のオゾンホールの規模 は最近の他の年と比較すると小さかったものの、これはそれらの年の気象状況によるものであり現時点で オゾンホールに縮小する兆しがあるとは判断できない。



図 3.1.5.2 オゾンホール面積が年最大を記録した 2006 年 9 月 24 日の南半球のオゾン全量分布図。米国航 空宇宙局(NASA)提供の OMI(オゾン監視装置)データによる。

Fig.3.1.5.2 Total ozone distribution in the Southern Hemisphere on September 24, 2006, when the ozone hole area reached the maximum in 2006. This is produced from OMI (Ozone Monitoring Instrument) data supplied by NASA.



- 図 3.1.5.3 オゾンホールの面積(オゾン全量が 220 m atm-cm以下の領域)の推移。上図赤線は 2006 年、黒線 は過去 10 年(1996~2005 年)の日別の最大値及び最小値を示す。下図は 1979 年からの年最大値 の経年変化で、黒い横線は南極大陸の面積(約 1,400 万km²)を示す。
- Fig.3.1.5.3 Daily changes of the ozone hole area in 2006 (top) and the changes in the annual maximum ozone hole area since 1979 (bottom). Ozone hole area is defined as the area of the region where total ozone 220 m atm-cm. In top figure, a red line shows daily changes of the ozone hole area in 2006 and black lines show the daily maximum and minimum values in the last 10 years (1996-2005). Bottom figure shows inter-annual course of the annual maximum area since 1979. A black horizontal line in the bottom figure shows the area of Antarctica. These are based on TOMS data and OMI data supplied by NASA.

解説

オゾン層破壊の科学アセスメント(WMO, 2006)によると、南極オゾンホールは、引き続き今後数十年 現れると予想されている。極域成層圏におけるオゾン層破壊物質濃度の将来予測から見て、南極域のオ ゾン濃度が 1980 年以前のレベルに戻るのは、2060~2075 年頃と見積もられている。オゾンの持つ変動 性のため、回復が始まったことを確認するには、まだしばらくの時間を要すると考えられる。

背景となる一般的知識

<u>[オゾンホール発生のメカニズム]</u>

1980年代初めから南極域では春季に当たる9、10月頃を中心にオゾン全量の顕著な減少が観測され るようになり、南極域を中心にオゾン層に穴のあいたような状態となることから、この現象は「南極オゾンホ ール」と呼ばれるようになった。その後、オゾンホールの規模は年々拡大し、近年は大規模なものが継続 して現れるようになっている。

オゾンホールは、クロロフルオロカーボン類(CFCs)をはじめとする人為起源のオゾン層破壊物質から 遊離した塩素、臭素の増加と、南極域の冬季から春季にかけての特有の気象条件によって、急速なオゾ ン破壊が下部成層圏で起こる現象である。オゾンホールの発見以前、下部成層圏の塩素は常にオゾン 破壊作用のない塩素化合物として存在すると考えられていたことから、この高度でのオゾン破壊は予測さ れなかった。その予想に反してオゾンホールが発生したのは、南極域の冬季に特徴的な極渦内部の低 温の領域での特殊な化学反応(不均一反応)によるものである。極渦とは、南極域の成層圏で極点付近 を中心として南極域周辺を速い速度で周回する大気の流れである。

成層圏の気温は、主にオゾンの日射吸収による加熱、赤外放射による冷却及び空気の移流により変 化する。極域上空では冬季に日射がなくなるとオゾンによる加熱がなくなり、赤外放射による冷却が進む 状態となる。また、極渦内はこの気流により極渦外の比較的高温の大気との交換が著しく制限されること から、低温化が進み、極域成層圏雲(PSCs)と呼ばれる雲が発生する。この非常に低い気温のもとで発生 する雲粒の表面において、不均一反応と呼ばれる化学反応が進み、オゾン破壊作用のない塩素化合物 から塩素分子が発生する。南極域に日射がもどってくるとこの塩素分子から光解離した塩素原子がオゾ ンと反応し、急速なオゾン破壊反応を引き起こす。なお、より詳しい解説は、異常気象レポート 2005 付録 3(http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/climate_change/2005/a3.3.html)に掲載している。

3.1.6 世界のオゾン全量

3.1.6.a 世界の 2006 年のオゾン全量

結果

2006年の全球のオゾン全量について、参照値(1979~1992年の平均)からの偏差の年平均値と月別 値を図 3.1.6.1と図 3.1.6.2 にそれぞれ示す。2006年の全球のオゾン全量は、ほとんどの地域で参照値よ り少なかった。特に、南緯 30度以南では年平均で-5%以下の場所が多かった。南緯 60度以南は 2006 年のオゾンホールの規模が大きかったことを反映してほとんどの地域で-10%以下となった。一方、赤道付 近は帯状に参照値よりも多かった。ユーラシア大陸の高緯度域も参照値より多い地域があった。これは 3 月から 5月にかけて特に顕著だった。



- 図 3.1.6.1 オゾン全量の参照値からの偏差(%)の年平均全球分布(2006年)。米国航空宇宙局(NASA)提供の OMI(オゾン監視装置)データに基づいて作成。
- Fig. 3.1.6.1 Global distribution of deviations of annual-mean total ozone from the normals (%) in 2006. This is produced from OMI (Ozone Monitoring Instrument) data supplied by NASA.



図 3.1.6.2 オゾン全量の月別参照値からの偏差(%)の全球分布(2006年)。米国航空宇宙局(NASA)提供の OMI(オゾン監視装置)データに基づいて作成。

Fig. 3.1.6.2 Global distribution of deviations of monthly-mean total ozone from the normals (%) in 2006. This is produced from OMI (Ozone Monitoring Instrument) data supplied by NASA.

解説

赤道域のオゾン全量は、準2年周期振動(QBO)の影響を強く受ける。高度30~50 hPaより上層で西風、下層で東風の時、赤道付近のオゾン全量が増加する傾向がある。2006年の赤道域のオゾン全量が 多かったのはQBOの影響と考えられる。

背景となる一般的知識

衛星からの観測に基づくオゾン全量の参照値の分布を図3.1.6.3 に示す。オゾン全量は赤道域では少なく、南北両半球とも高緯度で多い。特にオホーツク海上空で最も多くなっている。



- 図 3.1.6.3 TOMS データに基づいて解析したオゾン全量の全球分布(1979-1992 年平均)。 NASA 提供の TOMS(オゾン全量マッピング分光計)データによる。
- Fig.3.1.6.3 Global distribution of annual mean total ozone averaged over 1979-1992. This is produced from TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) data supplied by NASA.

3.1.6.b 世界のオゾン全量のトレンド

1979 年から 2006 年までの TOMS および OMI のデータを用いて、オゾン全量の全球のトレンドの算出 を行った。トレンドは、既知の自然変動要因(季節変動、太陽活動、準2年周期振動)の影響を取り除い て求めている。

結果

図 3.1.6.4 は、TOMS および OMI のデータに基づいて解析したオゾン全量トレンドの全球分布である。 EESC フィッティングをおこない、1980 年代における変化量(トレンド、%/10 年)を示している。

オゾン全量トレンドは緯度帯によって異なり、同じ緯度帯でも場所によって異なっている。北緯 60 度付 近ではヨーロッパ北部上空でオゾン減少が大きい。南緯 60 度付近では南米南方からアフリカ南方上空に かけて減少が大きく、オーストラリア南方から南太平洋上空では減少率が小さい。また、図には示してい ないが、オゾン全量の減少は両半球とも春季に顕著である。

なお、図 3.1.6.4 では低緯度域も全般にオゾン全量は減少しているが、一方、3.1.3 節で低緯度域に位置する那覇の地上からの観測データは緩やかな増加傾向を示している。この違いは、既知の自然変動要



因の考慮の有無、衛星データの精度等に帰因するものと思われる。

- 図 3.1.6.4 1980 年代におけるオゾン全量変化量(トレンド、%/10 年)の全球分布。TOMS 及び OMI の 1979 年から 2006 年のデータに対して EESC フィッティングをおこなっている。
- Fig.3.1.6.4 Global distribution of trends in total ozone (% per decade) in 1980s estimated from TOMS and OMI data for the period 1979-2006 supplied by NASA. The trends were estimated using regression to an EESC (Equivalent Effective Stratospheric Chlorine) curve.

3.2 紫外線

オゾン層及び紫外線に関する基礎知識

[紫外線に関する基礎知識と人間への影響]

紫外線は、その波長域により、長波長側から UV-A(315-400 nm)、UV-B(280-315 nm)、UV-C (100-280 nm)と分類されている。この中で、UV-C は上空の酸素やオゾンなどによって完全に吸収されて 地上には到達しない。UV-A はオゾンによる吸収をほとんど受けないので、成層圏オゾンの量が変化して も対流圏に到達する量はほとんど変化しない。しかし、UV-B はオゾンに吸収されやすく、成層圏のオゾン 量によって対流圏への到達量が大きく変化するため、オゾン層破壊により地表に到達する UV-B の増加 が懸念されている。

UV-Bは日焼けを引き起こすだけでなく、皮膚の表皮を通過して真皮まで達し、細胞のDNAに損傷を 与えたり、免疫機能を低下させたりすると言われている。その結果、皮膚ガンや白内障などを引き起こす 恐れがある。また、動植物の生態系にも影響を及ぼすと言われている。

[紫外線の気候への影響]

紫外線は対流圏の大気成分の変動にも影響する。対流圏に到達した UV-B の一部は、対流圏に存 在するオゾンに吸収されて励起状態の酸素原子を生成し、これが水蒸気と反応して OH ラジカルを生成 する。OH ラジカルは対流圏で多くの物質と反応し、対流圏の化学過程で大きな役割を果たしている。例 えば、一酸化炭素などと反応して対流圏オゾン濃度を制御するとともに、メタン、ハロカーボン類などの温 室効果ガスの分解を通してそれらの濃度にも影響する(第 2.6 節参照)。そのため、気候変動の解明の上 からも、紫外線の変動の把握は重要な課題である。

紅斑紫外線量とUV インデックスについて

[UVインデックスが定められた背景]

太陽光に含まれる紫外線にさらされることは、皮膚がん、白内障などの病気や体内免疫力の低下など をもたらす。特にメラニン色素の少ない人に、皮膚がん、悪性腫瘍が世界的に増加しているという報告が あり、紫外線をさえぎるオゾン層の破壊は、日射を浴びることが健康的であるとする生活習慣と合わせて、 その影響を深刻化させることにつながりかねない。このような状況のなか、世界保健機関(WHO)、 WMO、国連環境計画(UNEP)などは2002年7月に共同で、紫外線からの防御に関する「UV インデック ス(UV 指数)の運用ガイド」(WHO et al., 2002)を作成した。

[紅斑紫外線量とUVインデックスの定義]

紫外線の生物に与える影響度が波長によって異なることを考慮して、波長域全体としての影響の大き さを評価するために国際照明委員会(CIE)は皮膚に対する波長別相対影響度を表した CIE 作用スペクト ル(図 3.2.1 参照)を定義した。波長別の紫外線強度に CIE 作用スペクトル(McKinlay and Diffey,1987)の 重みをかけて波長積分すると、生物に対する影響度の尺度で測られた紫外線量が得られる。これを紅斑 紫外線量(CIE 紫外線量)と呼び、この紅斑紫外線量を 25 mW/m²単位で指標化したものが、UV インデッ クスである。



図 3.2.1 紫外線の CIE 作用スペクトル関数。

Fig. 3.2.1 CIE erythema reference action spectrum.

<u>[UVインデックスの利用方法]</u>

「UV インデックス(UV 指数)の運用ガイド」では、公衆衛生の観点から、もっとも影響を受けやすい人々 (メラニン色素の少ない人や子供達)を基準にして、UV インデックスに応じた対処法をわかりやすく人々 に伝えるよう提唱している。これによれば、UV インデックスが 3~7 の場合には、出来るだけ日陰を利用 し、長袖シャツなどを利用するように、また UV インデックスが 8 以上の場合には、外出は控えるとともに、 必ず長袖シャツなどを利用することを推奨している。 また、環境省は 2003 年 6 月に紫外線に係る保健指 導を目的として、保健師など保健活動に関わる人を対象に「紫外線保健指導マニュアル」を作成して (2006 年 6 月更新)、「UV インデックスの運用ガイド」と同様に UV インデックスを用いた紫外線対策を推 奨している。

3.2.1 日本における 2006 年の紫外線

国内観測所における 2006 年の紫外線の状況を示す。なお、月別の参照値(累年平均値)からの差が 標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」と表している。

結果

図 3.2.1.1 ~ 3.2.1.3 は、札幌、つくば、那覇における 2006 年の紅斑紫外線量の日積算値の推移を、参 照値(観測開始から 2005 年までの累年平均値)と標準偏差とともに示したものである。これらの図から、N ずれも夏季を中心に多くなる明瞭な季節変動がみられるとともに、日々大きく変動していることがわかる。 図 3.2.1.4 は、2006 年の上記 3 地点の日積算値の月平均値を参照値(観測開始から 2005 年までの累年 平均値)とともに示したものである。これによれば、札幌における月平均紅斑紫外線量は、年の前半は並 か少なかったが、後半は多い月が多かった。つくばでは 4 月と 6 月に少なかったことを除き、1 年を通して 並の月が多かった。那覇では 1 年を通して並か少ない月が多かった。









図 3.2.1.2 つくばにおける紅斑紫外線日積算値の推移(2006 年)。





図 3.2.1.3 那覇における紅斑紫外線日積算値の推移(2006 年)。





- 図 3.2.1.4 国内3地点(札幌、つくば、那覇)における紅斑紫外線量日積算値の月平均(2006 年)。 印は 2006 年の月平均値、実線は参照値(観測開始から 2005 年までの累年平均値)、縦棒は参照値の 標準偏差。
- Fig. 3.2.1.4 Monthly mean values of erythemal UV daily accumulation in 2006 at four stations in Japan: Sapporo, Tsukuba/Tateno and Naha. Closed circles indicate the values in 2006 and solid lines indicate normal (averaged over 1990-2005 for Tsukuba and 1991-2005 for the other stations) with bars of standard deviation.

紅斑紫外線量の季節変動は、太陽高度角の変動に強く依存しているが、オゾン全量の変動にも依存 している。同じ太陽高度角の春分と秋分頃を比較すると、秋分の方の紅斑紫外線量日積算値が多いの は春季よりも秋季の方がオゾン全量が少ないためである。日々の変動は主に天気(雲量や雲の状態)に よるものである。また、つくばの平年値で2つ山の分布となっているのは、6月頃を中心に梅雨の影響で 天気が悪く、その時期は平均的に紫外線量が少なくなっているためである。2006年6月は那覇において も紅斑紫外線量が少なかったが、これは月前半に南西諸島に梅雨前線が停滞し、大雨の日が続き多雨 となり、日照時間が少なくなったことが一因である。

3.2.2 日本における紫外線の経年変化

気象庁における紫外線観測は世界でも先駆的に開始されたものであり、観測開始当初は検定体制が 確立していなかった。そのため、初期のある期間については観測基準が変化していた可能性があり、現 在、点検記録、波長別の観測記録、全天日射量など他の気象要素との比較など、詳細な検討によって最 終的な観測基準を決定するための作業を進めている。本報告の経年変化の解析においては、札幌とつく ばの一部期間について、全天日射量などの気象要素との比較検討に基づいて補正を施したデータを用 いることとする。補正量は、札幌の 1994 年 1 月以前の期間では-5%、つくばの 1997 年 12 月以前の期間 では + 5%としてある。

結果

図 3.2.2.1 に札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線年積算値の推移を示す。この図によれば、3 地点 ともに 1990 年代初め以降、地表に到達する紅斑紫外線量は長期的には増加傾向を示している。



図 3.2.2.1 国内 3 地点(札幌、つくば、那覇)における紅斑紫外線量年積算値の変化。 直線は全期間の長期的な傾向(回帰直線)を示す。

Fig. 3.2.2.1 Time series of annual accumulation of erythemal UV from the beginning of observation at three stations in Japan: Sapporo, Tsukuba/Tateno and Naha. The linear lines indicate regression lines for the whole observation period.

解説

上空のオゾン量が多いと、地表に到達する紫外線はオゾンによる吸収を強く受けて減少する。また、 紫外線はエーロゾルによる散乱・吸収の影響を強く受け、雲の量や状態など天気にも大きく影響される。

1990 年代初め以降、札幌、つくば、那覇の紅斑紫外線量にはいずれも長期的な増加傾向が現れて いるが、同期間内にはオゾン全量に減少傾向がみられないことから(第3.1.3節参照)、この増加傾向の原 因をオゾン量の変化に求めることはできない。このため、紅斑紫外線量の増加傾向は、エーロゾル量や 天気傾向の変化が原因である可能性がある。

オゾン全量観測は、紫外線観測より前から行っている。日本上空のオゾン全量は 1980 年代を中心に 減少が進み、1990 年代以降は 1980 年以前と比べて少ない状態が続いている。このことから、1990 年代 以降の紅斑紫外線量は、エーロゾル量や雲量などに変化がないと仮定した場合、1980 年以前と比較し て増加しているものと推測される。オゾン全量の減少が大きい札幌の場合、オゾン全量の変化に起因す る紅斑紫外線量の増加量は、月により最大で 6%程度と推測される。また、南北両半球の 10 か所以上の 地点における観測からは、1980 年代前半より紅斑紫外線量が 6~14%増えたことが報告されている (WMO, 2003)。

3.2.3 日本における UV インデックスの 2006 年の季節変動

UV インデックス算出のもととなる紅斑紫外線量の算出にあたって、UV-B に加え UV-A の 400 nm ま での波長別紫外線データが必要であるが、観測を行っていない 325 nm から 400 nm までの波長域による 寄与分(mW/m²)については、観測を行っている波長域の中でオゾンの吸収の少ない 324 nm の観測値を 使って推定している。具体的には 324 nm の観測値(mW/(m²·nm))に 0.0722 を乗じて算出している。

結果

図 3.2.3.1 に 2006 年の札幌、つくば、那覇における日最大 UV インデックスの推移を示す。点は日最 大値、細実線は日最大値の累年平均の 15 日移動平均を示す。札幌では 6~8 月でも UV インデックスが 8 を超える日は少ないが、那覇では、7、8 月のほとんどの日で UV インデックスが 8 を超えていることがわ かる。



- 図 3.2.3.1 2006 年の国内 3 地点(札幌、つくば、那覇)における日最大 UV インデックスの推移。実線は日別の日最大 UV インデックスの累年平均値の 15 日移動平均値(つくばは 1990-2005 年の平均、その他は 1991-2005 年の平均)。
- Fig. 3.2.3.1 Changes in the daily maximum UV Index in 2006 at three stations in Japan: Sapporo, Tsukuba/Tateno and Naha. Solid lines show 15-day running mean value of daily maximum UV Index (mean of 1990-2005 for Tsukuba and mean of 1991-2005 for the other stations).

3.2.4 昭和基地での紫外線

昭和基地では 1991 年から 1994 年 1 月まで紫外線の試験観測を行い、1994 年 2 月から定常観測を 開始した。

結果

図 3.2.4.1 に 1993 年から 2006 年までの紅斑紫外線量日積算値の推移を示す。これによると、紅斑紫 外線量日積算値は毎年 11 月から 12 月にかけて最大となるが、その最大値は年により大きく異なっており、 その年のオゾンホールの規模や消滅時期に大きく左右されているものと考えられる。

図 3.2.4.2 に 2006 年の 8 月から 12 月にかけての紅斑紫外線量日積算値の推移を、全天日射量日積 算値およびオゾン全量の推移とともに図 3.2.4.2 に示す。10 月後半から 12 月初めにかけての紅斑紫外線 量は、オゾン全量がこの期間中少なかったことを反映して、参照値よりもかなり多くなった。また、オゾン全 量の変化の影響を受け、大きく変動している時期があることがわかる。10 月前半の一時期と 11 月中旬、 および、11 月の月末にオゾン全量が累年平均値程度となった時期があったが、これらの時期には紅斑紫 外線量も累年平均値程度まで減少している様子がみられた。また、2006 年の紅斑紫外線量日積算値の 最大値は 11 月 23 日に観測された 8.66 kJ/m²だった。この値は観測開始以来の最大値である。また、これ に対応して、UVインデックスも観測開始以来の最大である 12.0 を観測した。



図 3.2.4.1 昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の推移(1993~2006年)。

Fig. 3.2.4.1 Time series of Erythmal dose daily accumulation at Syowa station in Antarctica from 1993 to 2006.



- 図 3.2.4.2 昭和基地における紅斑紫外線量日積算値(赤 印)、オゾン全量(緑 印)及び全天日射量(青点線)の推移(2006年)。赤破線は紅斑紫外線量日積算値の累年平均値の15日移動平均、緑破線 はオゾン全量の累年平均値の15日移動平均を示す。ここでの累年平均値は紅斑紫外線量、オゾ ン全量ともに1993年から2005年までの平均値。
- Fig. 3.2.4.2 Daily accumulation of Erythmal dose (red closed circle) and global solar radiation (blue dotted line), and total ozone (green open circle) at Syowa station in 2006 are shown. Fifteen-day running mean of 12-year mean (1993-2005) of Erythmal dose daily accumulation (red dashed line) and total ozone (green dashed line) are also shown for reference.

解説

紅斑紫外線量の最大値が、全天日射量が最大になるよりかなり早い時期に最大となる理由としては、 昭和基地上空では 11 月から 12 月にかけてはまだオゾンホールが持続しており、早い時期ほどオゾン全 量が少ないことが挙げられる。日々の紫外線量は、天気の変化による全天日射量と対応して変動してい るが、10 月後半から 12 月初めにかけては、それ以上にオゾン全量の変動の影響を大きく受けて変動して いる。図 3.2.4.2 から紫外線量とオゾン全量との逆相関関係がよくわかる。

昭和基地でこれまでに観測された最大のUVインデックスは2006年11月23日に観測された12.0で、 これは国内では九州及び南西諸島における夏季の晴天時の観測値に相当する。昭和基地は日本国内 に比べ高緯度(南緯69度)に位置しており、最大時の太陽高度は国内に比べはるかに低いものの、オゾ ンホールの影響で上空のオゾン量が少ないこと、地表面が雪氷で覆われ反射率が高いこと、大気が清浄 でエーロゾル量が少ないといった要因が重なり合って、紅斑紫外線を強める方向に働き、UVインデックス を大きくしている。また、昭和基地で観測された紅斑紫外線日積算値の最大値は、2006年11月23日の 8.66 kJ/m²であり、これまでの国内で観測された最大値7.09 kJ/m²より約20%も大きい。これは、昭和基地 の夏季の日照時間が国内に比べて長かったことも影響している。

3. 参考文献

- 気象庁, 2005: 異常気象レポート 2005 近年における世界の異常気象と気候変動 ~ その実態と見通し~ (VII), http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/climate_change/index.html
- 気象庁,2007:オゾン層観測報告:2006.

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/9-0kankou.html

- McKinley, A.F., and B.L. Diffey, 1987: A reference action spectrum for ultraviolet induced erythemal in human skin, CIE Journal, 17-22.
- Molina, M. J., and F. S. Rowland, 1974: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom catalyzed destruction of ozone. Nature, 249, 810.
- WMO, 2004: Scientific assessment of ozone depletion: 2002. Global ozone research and monitoring project-report No.47.
- WMO, 2006: Scientific assessment of ozone depletion: 2006. Global ozone research and monitoring project-report No.50.

WHO, WMO, UNEP, NIR, 2002: Global Solar UV Index. A practical Guide.

4エーロゾル及び大気混濁度



4. エーロゾル及び大気混濁度

大気を構成するのは気体成分だけではない。 雲 粒のほか、エーロゾルと呼ばれる、固相、液相また はそれらの混合した相の半径1 nm 程度から10 µm 程度の浮遊微粒子も重要な構成要素である。 エー ロゾルには、人為起源あるいは自然起源のガスから 粒子変換で生成される硫酸(塩)粒子、風による巻き 上げで発生する海塩粒子、ダスト(黄砂・鉱物粒子)、 化石燃料やバイオマスの燃焼によるすす(黒色炭素 及び有機炭素)などがある。また、大規模な火山噴 火により成層圏へ吹き上げられた火山ガスは、成層 圏での大量のエーロゾル生成を引き起こす。なお、 黄砂については、第4.3 節にまとめて解説する。

地球環境に関するエーロゾルと大気混濁度の基礎知識

エーロゾルによる大気全層の濁り具合は「エーロゾル光学的厚さ」で表される(詳細は第7.2.8節参照)。 また、大気による日射の減衰の程度を表す「大気混濁係数」は、エーロゾルや水蒸気、オゾンなどのない 仮想的な大気の光学的厚さに対して実際に観測された光学的厚さの比で表される(詳細は第7.2.10節 参照)。

<u>[エーロゾルの気候への影響]</u>

エーロゾルは、直接的には、日射を散乱・吸収して地上に到達する日射量を減少させ、気温を低下さ せる日傘効果を持つ。一方で地球からの赤外放射を吸収・再放射するという温室効果も持っている。さら に、これらの直接的な効果の他に、雲粒の核となる微粒子(雲核)として雲の性状(雲粒の数や粒径分布 や滞留時間)を変化させることにより、間接的に地球の放射収支を変えるという効果も持っている。対流圏 中のエーロゾルは一般に寿命が短く、地上や海面からの放出量も変化が大きいので、その濃度は時間 や地域によってかなり変動する。そのため、その分布と変動の把握は難しい。

IPCC(2007)では、モデルや観測から得られた、産業革命以来のエーロゾル量の変化による直接的な 放射強制力の合計を-0.5W/m²と見積もっている。このうち、硫酸塩エーロゾルでは-0.4 W/m²、鉱物粒子 では-0.1W/m2、化石燃料起源の黒色炭素は+0.2W/m²、バイオマス燃焼によるエーロゾルでは、+0.03 W/m²などと見積もっている。一方、エーロゾルの間接的な効果は放射強制力にして-0.7W/m²と見積もら れているが、-1.8 から-0.3W/m²と広い不確定性を持っている。。

さらに、大規模な火山噴火は多量の二酸化硫黄を成層圏に注入し、そこで硫酸塩エーロゾルの発生 を引き起こす。成層圏での大量のエーロゾルは広範囲な領域に対して長期間にわたって日射に影響を 及ぼすことがある。例えば 1991 年に噴火したピナトゥボ火山は、噴火後約2年間にわたって全球平均気 温を 0.1 ~ 0.2 低下させた (Robock and Mao, 1995)。

エーロゾルの間接的な効果が気候に影響を及ぼす例として、Zhang *et al.* (2007)によると、アジアからの大気汚染に含まれるエーロゾルやエーロゾル前駆物質(原料となる物質)が、冬季に太平洋に吹き出して雲の成長に影響を及ぼし、北太平洋上で深い対流性の雲を増やすため、ストームトラックと呼ばれる北太平洋の嵐を強化していることがわかった。また、彼らはこれが全球の大気循環にも影響を及ぼしているようだと指摘している。

また、気候だけでなく、局所的には、大気の質の悪化や酸性沈着(酸性雨)にも関与するとともに、黄砂のようにその地域の社会生活に著しい影響を及ぼすものもある。

地球環境に関するエーロゾルの最近の知見

<u>[ブラックカーボンの気候への影響]</u>

エーロゾルの多くは太陽光を反射・散乱し、直接的には大気を冷却する効果を持つ一方で、ブラック カーボン(黒色炭素)と呼ばれるすすの一種のエーロゾルは、太陽光を吸収し大気を暖めて温暖化を促 進する。このブラックカーボンは石炭やディーゼルエンジン、薪などの生物燃料、バイオマスバーニングな どの不完全燃焼から放出される。中国は、それらの燃料が広く使われるとともに、その燃焼温度が比較的 低いため、ブラックカーボンの放出が特に多いとされている(Streets *et al.*, 2001)。Reddy and Boucher (2007)は、モデルによる計算によって、世界中のブラックカーボン量のうち、東アジアと南アジアがそれぞ れ 37%、16%を寄与しており、世界で過半を占めていると指摘している。

ブラックカーボンの特徴は、太陽光の吸収により直接大気を暖めるだけではなく、大気を暖めた結果、 大気の鉛直気温分布や水蒸気、潜熱フラックス、鉛直対流の強さなどに影響する(Wang, 2004)。このた め、ブラックカーボンはこれらの変動を通して、大気の大循環や降雨のパターンを変える恐れがある。 Menon *et al.* (2002)は、モデルを使った計算と実際の観測を比較して、過去数十年の中国における、南 部での降雨増加、北部での干ばつの増加は、ブラックカーボン増加との関連の可能性があることを指摘 している。また Wang (2007)は、熱帯太平洋においてブラックカーボンが引き起こす降水や低層循環へ の影響は、エルニーニョ時の気候に似ていることを指摘している。それらは放出域から離れた地域で起こ っており、遠隔地の気候へ影響することを示している。

WMO では、国連環境計画(UNEP)などと協力して Atmospheric Brown Cloud (ABC) プロジェクト (http://www-abc-asia.ucsd.edu/)を立ち上げ、この影響の把握に努めている。日本でも気象庁気象研究所 をはじめとして、大学、研究機関がこのプロジェクトに参加している。今後も引き続き、気候に影響する要 因の一つとして、エーロゾルに注意を払っていく必要がある。

これらの他、大規模な森林火災の煙もエーロゾルとして気候に影響することがある。例えば 2003 年 5 月にはバイカル湖付近で大規模な森林火災が発生しそれからの煙が日本へ流れ込んで北日本の日照 時間が減少する現象が起こった(気象庁,2005a)。シベリアに限らず、東南アジアや南米など世界各地で、 森林火災は毎年かなりの頻度で発生しており、それらの煙は気候変動に充分影響を与えうる。これらの知 見については、大気・海洋環境観測報告第7号(気象庁,2007)の第4章に解説している。

エーロゾル及び大気混濁度に関する気象庁の取り組み

気象庁では、GAW 計画(第8.2.1 節参照)のもと、綾里、南鳥島、与那国島及び南極の昭和基地でサ ンフォトメータによる波長別のエーロゾル光学的厚さの観測を行っている。観測の結果は、GAW エーロゾ ル世界資料センターに報告され、地球全体の監視の一翼を担っている。綾里ではライダーを用いたエー ロゾルの鉛直分布の観測を行っている。また、札幌など全国14地点と昭和基地で直達日射計による直達 日射量及び大気混濁係数の観測を行っている。サンフォトメータによるエーロゾル光学的厚さ観測の詳 細については、第7.2.8 節を参照のこと。ライダーによるエーロゾルの鉛直分布の観測方法については、 第7.2.9 節を参照のこと。直達日射計による大気混濁係数の観測地点については、第7.1.3 節を、観測方 法については、第7.2.10 節を参照のこと。

これらにより、気候を駆動している大きな要因である日射量に影響するエーロゾル分布及び大気混濁 係数を長期にわたって監視することによって、気候変動の要因の解明に貢献している。



4.1 サンフォトメータによるエーロゾル光学 的厚さ

エーロゾルによる大気全層の濁り具合は、サンフォトメ ータを用いて測定される「エーロゾル光学的厚さ」で表さ れる(詳細は第7.2.8節参照)。一般に、観測した日射量I とエーロゾル光学的厚さ τ_a は、I=(R₀/R)²·I₀・exp {-(τ_a + τ_{03} + τ_R)}の関係で表される。ここで、 τ_{03} はオゾンの 光学的厚さ、 τ_R は空気分子のレーリー散乱による光学的 厚さ、Rは観測時の太陽地球間距離、R₀は平均の太陽 地球間距離、I₀は大気外での日射量である。エーロゾル 光学的厚さの意味は、エーロゾルによる地上における太 陽光の減衰の程度を表し、値がnの時に、大気の上端に

入射した光が地上においてeⁿ分の 1 に減衰することになる。また、このエーロゾル光学的厚さを利用した オングストローム指数(α)が、粒径の大きなエーロゾルと小さなエーロゾルの相対的な割合を示す指標と して使われることがある。 α は波長 λ と光学的厚さ τ との間にほぼlog τ = - α log λ + β の式で表される関係があ り(β は切片)(Ångstöm, 1961)、 α の値が大きいほど小さい粒径のエーロゾルが相対的に多いことを示す。 ここでは、 α を各波長のエーロゾル光学的厚さをもとに最小二乗法を用いて決定している。

地球環境に関するエーロゾル光学的厚さの基礎知識と最近の知見

[東アジアでのエーロゾル光学的厚さの特徴]

日本を含む東アジア地域では、海塩粒子のような自然起源のエーロゾルに加えて、化石燃料の燃焼 ガスから生成される硫酸を主成分とするエーロゾル(硫酸塩エーロゾル)、化石燃料の燃焼時に直接放出 されるすす、森林火災からの煙粒子、黄砂に代表される砂塵など多様なエーロゾルが混在している。これ らは、それぞれ日射の反射や吸収特性が異なるため、その分布状況に応じて、気候に対して複雑な光学 的な特徴をもたらしている。例えば春季に日本付近のエーロゾル光学的厚さが大きくなるのは、一般的に は黄砂現象によるものと考えられている。しかし、Takemura *et al.* (2003)は、春季に東アジアから輸送さ れてきた大気汚染が、日本付近で黄砂と同程度にエーロゾル光学的厚さに影響していることを示してい る。また、Tsutsumi *et al.* (2004; 2005)は、春季に与那国島でアジア大陸からの大気汚染や森林火災の 煙とみられる大きなエーロゾル光学的厚さを観測している。

また、季節変動だけでなく、長期的な日本付近のエーロゾル光学的厚さの変動にも、アジア大陸が強 く影響していることがわかってきている。例えば、Massie *et al.* (2004)は TOMS(Total Ozone Mapping Spectrometer)によるエーロゾル解析から、冬季の中国沿岸平野部で10年間で17%の割合でエーロゾル 光学的厚さが増加してきていることを指摘している。また、Sobajima *et al.* (2004)も、NOAA 衛星による 1988年から2001年までの観測データをもとに、日本海で10年間に500 nmのエーロゾル光学的厚さ0.06 増加するなど、西太平洋域でエーロゾル光学的厚さが増加しつつあることを指摘している。 一方、1998 年夏季に、シベリアの森林火災からの煙粒子によると思われるエーロゾル光学的厚さの増 大が、札幌の地上観測(Aoki and Fujiyoshi, 2003)や TOMS(Massie *et al.*, 2004)によって観測されてい る。気象庁においても、大気環境観測所(岩手県大船渡市綾里)で 2003 年 5 月にシベリアの森林火災の 煙と考えられる、極めて大きなエーロゾル光学的厚さを観測した。(気象庁, 2005b)

オングストローム指数(α)は上空に存在しているエーロゾル粒子の粒径の指標となる。一般的には、α が小さいほど粒径が大きな粒子、大きいほど粒径が小さな粒子が卓越していることを示す。例えば典型的 な黄砂のような大きな粒子の場合は、0.5 以下(Tanaka *et al.*, 1989; 鈴木ほか, 2001; Uchiyama *et al.*, 2005)であり、大気汚染や森林火災の煙による比較的小さな粒子の場合は、1.5~2 程度になることが知ら れている(Moulin *et al.*, 1997; Eck *et al.*, 2003)。

[エーロゾルと地域的な気候との関連]

基礎知識の「エーロゾルの気候への影響」でも述べたように、エーロゾルは地球の放射に影響する。こ れが地域的な気候にも影響していることがわかってきている。Zhao et al. (2006)は、中国東部において、 エーロゾル光学的厚さの増大とともに、降水量が減少していることを示した。中国東部では主なエーロゾ ルの一つとしてこの後に述べるようにブラックカーボン(すす)があり、これは日射を吸収するため、エーロ ゾルの増加は上空を暖めて対流が起こりにくくする(大気の安定度を高める)。Zhao et al. (2006)は、実 際にエーロゾル光学的厚さの増加とともに大気の安定度が増大してきていることを示して、雲や降雨をも たらす上昇流の抑制を示唆している。また、降雨の減少はエーロゾルの寿命を延ばすため、さらにそれに よる降水量の減少という、正のフィードバックの可能性も指摘している。

[直達日射計によるエーロゾル光学的厚さの算出]

第 4.4 節に記述するように直達日射量から計算される大気混濁係数は、大気中のエーロゾル、オゾ ン、二酸化炭素、水蒸気などによる日射の減衰をあらわしており、エーロゾルだけの影響は、そのままで はわからない。しかし、直達日射量に大きな影響を及ぼす水蒸気やオゾンなどの影響を分けて評価でき れば、それらを除外することによって、エーロゾルの影響(エーロゾルの光学的特性)を評価することがで きる。Hashimoto *et al.* (2006)は可降水量とオゾン全量からそれらの影響を取り除くことによって、直達日 射量からおおよそエーロゾルのみの影響だけを評価することを可能にした。直達日射計は全国に展開さ れているため、これによって、地域的なエーロゾルの把握が可能になった。この成果は気象庁の紫外線 情報において、地域別なエーロゾルの影響を考慮した紫外線量の算出などに利用されている。

4.1.1 日本における 2006 年のエーロゾル光学的厚さとオングストローム指数

サンフォトメータによる観測点を第7.1.1 節に、その計算方法を第7.2.8 節に示す。サンフォトメータによる観測は1日に3回、太陽の高度角を考慮し、いずれも日本標準時で、綾里では9時、12時、15時、南 鳥島では8時、11時、14時、与那国島では10時、13時、16時に実施している。観測時に太陽方向に雲 などがない場合に観測値を取得する。

4.1.1.a 日本における 2006 年のエーロゾル光学的厚さとオングストローム指数

結果

図 4.1.1.1 に綾里、南鳥島、与那国島における波長 500nmのエーロゾル光学的厚さ(τ₅₀₀)とオングスト ローム指数(α)の 2006 年の月別平均値、参照値(1998 年から 2005 年の累年平均値)と参照値の標準偏 差を示す。



- 図 4.1.1.1 綾里、南鳥島、与那国島における波長 500 nmのエーロゾル光学的厚さ(500)とオングストローム指数()の月平均値の推移(2006 年)。黒丸は、2006 年の月平均値、折れ線は参照値(1998 年から2005 年までの累年平均値)、縦棒は参照値の標準偏差。南鳥島では、9 月は台風第 12 号の影響により観測を休止した。
- Fig. 4.1.1.1 Monthly means of aerosol optical depth at 500 nm (500) and Ångström exponent () at Ryori, Minamitorishima, and Yonagunijima in 2006. Solid circles and thin lines indicate the values in 2006 and the normals (averages from 1998 to 2005) with standard deviations, respectively. In Minamitorishima, the observation was paused in September, 2006 due to the Typhoon 0612 "Ioke".

表 4.1.1.1 に綾里、南鳥島、与那国島における波長 500nmのエーロゾル光学的厚さ(500)の 2006 年 における、季節毎の平均値と標準偏差を示す。 表 4.1.1.1 綾里、南鳥島、与那国島の 2006 年の波長 500 nmのエーロゾル光学的厚さ(500)の季節別平均 値。

| 観測地点 | 冬 ₅₀₀ 平均值 | 春 500平均值 | 夏 500平均值 | 秋 500平均值 |
|------------------------|----------------------|----------------|----------------|----------------|
| Station | Winter/Average | Spring/Average | Summer/Average | Autumn/Average |
| 綾 E Ryori | 0.09±0.06 | 0.35±0.31 | 0.20±0.13 | 0.15±0.08 |
| 南鳥島 Minamitorishima | 0.13±0.05 | 0.19±0.09 | 0.10±0.03 | 0.11±0.04 |
| 与那国島 Yonagunijima | 0.28±0.16 | 0.34±0.14 | 0.13±0.13 | 0.24±0.14 |

Table 4.1.1.1 Seasonal means of aerosol optical depth at 500 nm (₅₀₀) at Ryori, Minamitorishima, and Yonagunijima in 2006.

綾里では、エーロゾル光学的厚さの 4 月の月平均値が参照値に比べて大きくなった他は、参照値の
標準偏差の範囲内にあった。4 月のエーロゾル光学的厚さの増大は、黄砂飛来時(第 4.3.1 節)に綾里で
晴れていたため、直接サンフォトメータで、黄砂を観測したためと考えられる。、オングストローム指数の月
平均値は、参照値の標準偏差の範囲内にあった。

南鳥島では、エーロゾル光学的厚さの 4 月の月平均値が参照値に比べ大きくなった。月別の空気塊 の通過地域の割合(第7.1.1.f節)をみると、4月前半に大陸からの気団流入が多かったことが分かる。また、 1月のオングストローム指数の月平均値が、参照値に比べ大きな値を示したは、1月は大きな粒子の割合 が少ない状態であったと考えられる。月別の空気塊の通過地域の割合(第7.1.1.f節)をみると、1月に大 陸や日本近辺の空気塊の流入頻度が多かったことが分かる。これらのことから、南鳥島にも大陸の大気 汚染の影響を受けた粒径の小さいエーロゾルが飛来してきた可能性が示唆される。なお、9月の観測は、 南鳥島付近を通過した台風第 12 号の影響で、欠測となっている。

与那国島では、エーロゾル光学的厚さの月平均値は、ほぼ参照値の標準偏差内に収まった。オング ストローム指数の月平均値は、6、7 月が参照値に比べ小さかった。月別の空気塊の通過地域の割合(第 7.1.1.f 節)をみると、海洋性の空気塊の流入が多かったことがわかる。このことから、6、7 月の与那国の上 空の大気は、通常大きな形状を有する海塩粒子の割合が多い状態であったと考えられる。また、5 月にオ ングストローム指数が参照値に比べ大きな値を示した。空気塊の通過地域や、メタンや一酸化炭素濃度 の上昇を考慮すると、東南アジアの森林火災による粒径の小さなエーロゾルの飛来の可能性が考えられ る。

解説

エーロゾル光学的厚さの季節変動は、綾里では春季から夏季にかけて極大、冬季に極小になる。こ の傾向は、Aoki and Fujiyoshi (2003)の札幌や Eck *et al.* (2005)の 2001 ~ 2004 年の白浜の観測結果と もおおむね一致する。この原因は、局地的な大気汚染に加えて、春に大陸から飛来する黄砂による混濁 と夏に日本付近を覆う太平洋高気圧中の海洋性気団による清澄が考えられる。但し、1 年を通して両地 点より綾里の方がエーロゾル光学的厚さは小さい。なお、Takemura *et al.* (2002; 2003)のモデル計算によ ると、春季は日本全域で、アジア大陸の大気汚染によるエーロゾルが、黄砂と同程度の影響を与えている とされており、春季の極大は、上記要因にさらにこれが重なっている可能性がある。

南鳥島では、ほぼ年間を通して他の観測点に比べて光学的厚さが小さい。これは、大陸のエーロゾル 発生源から遠いためと考えられる。また、オングストローム指数が綾里や与那国島に比べて小さいことが多 いことは、綾里や与那国島の上空に比べて、南鳥島上空には粒径の小さなエーロゾルが相対的に少な いことを示している。南鳥島では、エーロゾル光学的厚さが春季に極大、秋季に極小をとることが多い。南 鳥島の春季の平均のエーロゾル光学的厚さは、ハワイのラナイの年平均値(0.06)(Smirnov *et al.*, 2002) よりはるかに高くなっており、アジア大陸からの黄砂や大気汚染の長距離輸送の影響が示唆される。

与那国島では、エーロゾル光学的厚さが冬季から春季にかけて極大となり、夏季から秋季にかけて極 小となっている。冬季から春季にかけて極大になるのは、大陸からの吹き出しの影響を受け、大陸に起源 を持つ黄砂や汚染大気、森林火災の煙などのエーロゾルが運ばれやすいためと考えられる。実際に、 Tsutsumi *et al.* (2004; 2005)は、春季に与那国島において、エーロゾル光学的厚さが大きなケースにつ いて、アジア大陸の都市汚染か春季に活発となる東南アジアのバイオマス燃焼の煙の影響を受けている 可能性を指摘している。

これらのエーロゾル光学的厚さの季節変動は、それぞれの観測所のエーロゾルの変動の特徴を表し ており、綾里は日本本土の、南鳥島は太平洋上の、与那国島は大陸の影響による変動をそれぞれ代表 していると考えられる。

4.1.1.b 日本における 2006 年のエーロゾル光学的厚さとオングストローム指数の出現頻度分布

結果

図 4.1.1.2 及び図 4.1.1.3 に綾里、南鳥島、与那国島における波長 500nmのエーロゾル光学的厚さ(500)とオングストローム指数()の 2006 年の頻度分布と参照値(1998 年から 2005 年までの累年平均値) を示す。

綾里における年の 500の分布では、例年は 0.05~0.1 に現れる最頻値が、2006 年は 0.1~0.15 とやや 大きくなったが、全体的な分布は、ほぼ例年と同様となった。また、綾里における 2006 年の の分布は、 ほぼ例年と同様となった。

南鳥島における 500の分布では、例年であれば0.00~0.05の頻度が20%程度であったものが、2006 年は0%であった。例年は0.05~0.1の頻度が45%程度で、明瞭にピークとなっていたが、2006年は0.05 ~0.1 と 0.1~0.15 の頻度が共に35%程度となった。全体的な分布は、例年に比べ大きな が多く観測さ れた。南鳥島における の分布では、参照値のピークは明瞭ではないが、2006年は0.7~0.8 に明瞭なピ ークが現れた。また、例年に比べて が 0.5 より小さなもの出現が減り、0.6 から 1.2 の間での出現が増え た。これは、例年に比べ、相対的に粒径の小さな粒子が多かったことを示す。

与那国島における 2006 年の 500の分布は、ほぼ例年と同様であった。与那国島における の分布 では、 が 1.1 を越すものの出現が減り、0.2 ~ 0.6 の間での出現が増えた。


- 図 4.1.1.2 綾里、南鳥島、与那国島における波長 500nmにおけるエーロゾル光学的厚さ(500)の頻度分布 (棒グラフが 2006 年、赤い実線が参照値)。
- Fig 4.1.1.2 Frequency distribution of aerosol optical depth at 500 nm (₅₀₀) at Ryori, Minamitorishima, and Yonagunijima in 2006.



図 4.1.1.3 綾里、南鳥島、与那国島におけるオングストローム指数()の頻度分布(棒グラフが 2006 年、赤い 実線が参照値)。

解説

南鳥島のエーロゾル光学的厚さとオングストローム指数の頻度分布は、オングストローム指数がより大 きい方に広がっているものの、ミッドウェーでの分布(Smirnov et al., 2003)と似ている。このため、南鳥島 でよく出現するのは、ミッドウェーと同様に粒径が比較的大きく成長する海塩粒子である可能性がある。ま た、南鳥島のエーロゾル光学的厚さの頻度分布は最頻値が 0.05~0.10 に現れていて、0.25 を越すもの の出現頻度は少ない。これは、南鳥島がアジア大陸から 3,000km 以上離れており、大陸起源の濃いエー ロゾルは途中で落下拡散して南鳥島まで到達することが少ないためと考えられる。綾里と与那国島のエ ーロゾル光学的厚さの頻度分布は、南鳥島に比べてエーロゾル光学的厚さの大きなものが多く出現して いる。これは、アジア大陸からの黄砂、森林火災、人為起源の大気汚染物質などの影響を受けるためで あると考えられる。また、綾里と与那国島のオングストローム指数の頻度分布は、南鳥島に比べ、オングス トローム指数の大きなものが多く出現している。また、与那国島は綾里に比べオングストローム指数の小さ なものの出現頻度が高い。これは、与那国島では海洋性気団に覆われて、粒径の大きな海塩粒子を観 測することが多いが、綾里では海洋性気団に覆われることが少ないため、この違いが生じたものと考えら れる。

Fig 4.1.1.3 Frequency distribution of Ångström exponent () at Ryori, Minamitorishima, and Yonagunijima in 2006.

4.1.2 日本におけるエーロゾル光学的厚さとオングストローム指数の経年変化

各観測値を平均して月平均値としている。サンフォトメータによる観測は、晴天時にしか行えないため、 観測数が少ないと月平均値は必ずしもその月を代表する値を示さない可能性があるので注意を要する。

結果

図 4.1.2.1 ~ 4.1.2.3 は、それぞれ綾里、南鳥島、与那国島における 1998 ~ 2006 年の波長 500 nmのエ ーロゾル光学的厚さ(τ₅₀₀)及びオングストローム指数(α)の月平均値の経年変化を示す。



- 図 4.1.2.1 綾里における波長 500 nmのエーロゾル光学的厚さ(500)及びオングストローム指数()の月別値の経年変化。1999 年 9 月から 11 月まではサンフォトメータのフィルター劣化のため、データを採用していない。
- Fig. 4.1.2.1 Time series of monthly-mean aerosol optical depth at 500 nm (500) and the Ångström exponent
 () at Ryori. Data were not adopted due to degradation of filters in the sunphotometer from September to November in 1999.



- 図 4.1.2.2 南鳥島における波長 500 nmのエーロゾル光学的厚さ(500)及びオングストローム指数()の月 別値の経年変化。1999 年 8 月から 11 月までサンフォトメータのフィルター劣化のため、データを採 用していない。2006 年 9 月は台風第 12 号の影響により観測を休止した。
- Fig. 4.1.2.2 Time series of monthly-mean aerosol optical depth at 500 nm (500) and the Ångström exponent () at Minamitorishima. Data were not adopted due to degradation of a filter in the sunphotometer from August to November in 1999. The observation was paused in September 2006 due to the Typhoon 0612 "Ioke"..





Fig. 4.1.2.3 Time series of monthly-mean aerosol optical depth at 500 nm (₅₀₀)and the Ångström exponent
 () at Yonagunijima. No data were obtained due to cloudy weather condition in December, 1999.

解説

綾里では、2003年5月の 500の月平均値が0.613と非常に大きな値となった。2003年5月の観測結
果によると、22日から23日にかけて 500が1.5を越す極めて大きなエーロゾル光学的厚さを観測した。このことは、シベリアで発生した大規模な森林火災による煙の影響を反映したものと考えられている(気象
庁,2005a)。2006年4月の 500の月平均値が0.547と、2003年5月に次ぐ大きな値となった。これは、東
北地方から西日本の広い範囲で黄砂が観測された18日に、綾里で 500が1を越す極めて大きな 500を 観測したことや、4日、10日と27日にも黄砂によると思われる0.5を越す大きな 500を観測したためであ
る。

南鳥島では、2004 年 7 月の 500の月平均値が約 0.171 と 1998 ~ 2004 年までの累年でみた 7 月の月 平均値と比べて大きな値を示した。これはアジア大陸の大気汚染の影響を受けたエーロゾルによるものと 考えられる(気象庁, 2006)。

与那国島では、2001年4月の 500の月平均値が0.575と非常に大きな値となった。2001年4月の観 測結果によると、13日に 500が0.8を越す大きなエーロゾル光学的厚さを観測した。与那国島の地上気 象観測記録によると、4月12、13日に黄砂を観測していたことから、これは黄砂の影響を受けたものと考 えられる。

4.1.3 昭和基地のエーロゾル光学的厚さとオングストローム指数

南極の昭和基地では、10秒毎にサンプリングし、大気路程が6以下で太陽面に雲がない時のデータ を使用し、エーロゾル光学的厚さ、オングストローム指数を求めている。太陽が出ないまたは太陽高度角 が低い5月下旬から7月中旬は観測を休止している。

結果

図 4.1.3.1 に 2006 年の昭和基地において観測された波長 500 nm におけるエーロゾル光学的厚さと オングストローム指数を示す。また図 4.1.3.2 に 1996 年 ~ 2006 年の経年変化を示す。



図 4.1.3.1 南極の昭和基地における時別値の波長 500 nmのエーロゾル光学的厚さ(500: 丸)とオングストロ ーム指数(: 三角)の時系列図(2006 年)。

Fig. 4.1.3.1 Time series of hourly aerosol optical depth at 500 nm (_{500:} closed circle) and Ångström exponent (: open triangle) at Syowa in 2006.





Fig. 4.1.3.2 Time series of monthly-mean aerosol optical depth at 500 nm (_{500:} closed circle) and Angstorm exponent (: open triangle) at Syowa.

図 4.1.3.3 に 2006 年の昭和基地における波長 500nmのエーロゾル光学的厚さ(τ₅₀₀)の頻度分布を示 す。また、図 4.1.3.4 に 2006 年の昭和基地におけるオングストローム指数(α)の頻度分布を示す。昭和基 地のエーロゾル光学的厚さは非常に小さく 0.015 ~ 0.018 に最頻値がある。



図 4.1.3.3 昭和基地における波長 500nmのエーロゾル光学的厚さ($_{500}$)の頻度分布(2006 年)。 Fig 4.1.3.3 Frequency distribution of aerosol optical depth at 500 nm ($_{500}$) at Syowa in 2006.



図 4.1.3.4 昭和基地におけるオングストローム指数()の頻度分布(2006 年)。 Fig 4.1.3.4 Frequency distribution of Ångström exponent () at Syowa in 2006.

解説

南極では年間を通して全ての波長で国内の観測所のエーロゾル光学的厚さよりも小さい値を示して おり、これは南極の大気が非常に清浄なことによる(日本国内の観測所のなかで比較的清浄と考えられて いる南島島におけるエーロゾル光学的厚さの最頻値は0.05~0.10である)。また、オングストローム指数を 見ると 0.2~2.2 の範囲に分布しているが、例年(1996~2005 年の平均)に比べて、1.4~1.5 の範囲でや やオングストローム指数が大きく、比較的粒径の小さいエーロゾルが多かったことがわかる。 Di Carmine *et al.* (2005)は、南極点をはさんで昭和基地のほぼ反対側であるテラ・ノバ・ベイで 2001、2002 年の夏季 に波長 500 nmのエーロゾル光学的厚さを測定している。その結果によると、日平均値がほぼ 0.01~0.02 の範囲で変動しており、最小値は変わらないものの、最大値では昭和基地の方が大きい。

4エーロゾル及び大気混濁度



4.2 ライダーによるエーロゾル鉛直分布の 観測

地球温暖化予測の誤差要因の一つとなっているエー ロゾルについて、その光学特性とその分布および変動の 把握が重要視されている。特にエーロゾルの鉛直分布 については、これまで定常的な観測が少なく、その解明 が求められている。このため、気象庁では2002年3月か ら岩手県大船渡市の大気環境観測所においてライダー を用いたエーロゾルの鉛直分布の観測を行っている。

エーロゾル観測に関するライダーの基礎知識

ライダーとは、パルス状のレーザー光を大気に射出し、大気分子・雲・エーロゾルなどの物質によって 後方に散乱されたレーザー光を望遠鏡で受信する測器である。レーザー光が大気中のエーロゾルにより 散乱され望遠鏡まで到達する遅延時間からその高度を、受信された散乱光の強度から求めた後方散乱 係数から、エーロゾル濃度に相当する散乱比(scattering ratio)やエーロゾルによる散乱・吸収で光が減衰 する割合を表すエーロゾルの消散係数(aerosol extinction coefficient)を求めることができる。また、エーロ ゾルにより散乱されたレーザー光の偏光の変化から、エーロゾル形状についての指標となる偏光解消度 (depolarization ratio)を求めることができる。

散乱比やエーロゾル消散係数は、値が大きいほどエーロゾルが多く存在していることをあらわす。 (編) 光解消度は、値が大きければそのエーロゾルの粒子が非球形であることを示しており、氷晶雲や黄砂な どの固体粒子の特定に利用される。このライダーによって、大気環境観測所上空に飛来してくるエーロゾ ルの量や高度などに関する情報を定常的に取得することが可能となった。

4.2.1 日本における 2006 年のエーロゾル鉛直分布

ここでは、雲が存在しなかった夜間の2006年の観測データを用いて、散乱比の鉛直分布の月別平均 値について調べた。図4.2.1.1は、晴天時の散乱比の鉛直分布の月別平均値とその平均に使用したデー タの個数を示す。なお、第7.2.9節で示した観測時間帯のうち昼の観測については、夜間観測と比較して 信号の品質が非常に悪いため、平均値算出には用いていない。

結果

ライダーによるエーロゾル鉛直分布の観測結果から、対流圏は成層圏に比べて散乱比が大きく、一般的にエーロゾル濃度の高いことがわかる。また、季節別に見ると、対流圏中層では春に散乱比が大きく、対流圏下層では夏に散乱比が大きかった。



図 4.2.1.1 晴天時の散乱比鉛直分布の 2006 年の月別平均値(夜間のデータのみ)。 Fig. 4.2.1.1 Monthly-mean vertical profiles of scattering ratio in 2006 (nighttime data only).

4.2.2 高度別のエーロゾル量の月平均値

ここでは、雲が存在しなかった夜間の 2002 年 3 月から 2006 年 12 月までの観測データを用いて、高 度別の散乱比の月別平均値について調べた。図 4.2.1.2 は、高度が 1.5km、3km、5km、7km、10km、 20kmでの晴天時の散乱比の月別平均値を年別に示したものである。なお、第7.2.9節で示した観測時間 帯のうち昼の観測については、夜間観測と比較して信号の品質が非常に悪いため、平均値算出には用 いていない。

結果

散乱比の季節変化をみると、高度1.5kmでは、春(4、5月)と夏(8月)の年2回、極大が現れる傾向が ある。春の極大は、高度が上がるにつれ小さくなるものの、高度10kmでも確認できる。高度10kmでの極 大が現れるのは5、6月となっており、下層に比べ1ヶ月程遅れて極大となる傾向がある。また、夏の極大 については、7kmで、ほとんど確認できなくなっている。なお、高度20kmでは、顕著な季節変化は現れ ていない。



図 4.2.2.1 高度別の晴天時の散乱比の月別平均値(2002 年 3 月 ~ 2006 年 12 月) Fig. 4.2.2.1 Monthly-mean scattering ratio from March, 2002 to December, 2006.

4.2.3 エーロゾルの消散係数の鉛直分布の季節変化

ここでは、雲が存在しなかった夜間の 2002 年 3 月から 2006 年 12 月の観測データを用いて、エーロ ゾルの消散係数の鉛直分布の季節別平均値について調べた。図 4.2.3.1 は、春(3、4、5 月)、夏(6、7、8 月)、秋(9、10、11 月)、冬(12、1、2 月)毎の、晴天時のエーロゾルの消散係数の鉛直分布の平均値を示 したものである。なお、第 7.2.9 節で示した観測時間帯のうち昼の観測については、夜間観測と比較して 信号の品質が非常に悪いため、平均値算出には用いていない。

結果

春は、高度 13km 以下のほとんどで、他の季節に比べ、エーロゾル消散係数が大きくなる傾向がある。 夏は、高度 13km から 5km の間で、秋、冬に比べエーロゾル消散係数が大きくなった。特に高度 10km 以 上では、春と同程度かやや大きなエーロゾル消散係数となった。秋と冬は、同じようなエーロゾル消散係 数の鉛直分布となった。また、高度 13km 以上のエーロゾル消散係数の鉛直分布に、季節による明瞭な 違いは見られなかった。



図 4.2.3.1 エーロゾル消散係数の鉛直分布の季節別平均値(2002 年 3 月から 2006 年 12 月)

Fig. 4.2.3.1 Seasonal-mean vertical profiles of aerosol extinction coefficient from March, 2002 to December, 2006 (nighttime data only).

解説

エーロゾルの鉛直分布からは、成層圏については、2002年以降、特に明記すべきようなエーロゾルの 増大はみられないことが分かる。しかし、大規模な火山噴火が起こると、成層圏に大量にエーロゾルが注 入されることがある。成層圏に一旦入ったエーロゾルの滞留期間は数年にも及ぶといわれ、日射の減少 を通して、気候の変化に少なからず影響を及ぼす。1991年のピナトゥボ火山噴火による成層圏エーロゾ ルの変動や気候への影響については、気象庁(1994)にまとめられている。大気環境観測所でのライダー による成層圏エーロゾルの定常的な観測体制は、そのような現象を監視する上でも有効な手段となり得る ものである。

綾里での季節別のエーロゾル消散係数の鉛直分布によると、夏季の高度 10km 付近で、消散係数の 増加がみられる。Matsuki et al.(2003)により、航空機観測、ライダー観測や等温位面上の流跡線解析から、 夏季の日本上空で輸送されてきた黄砂の存在が確認された。綾里ライダーでも、夏季に日本の上空に輸 送されてきた黄砂を捉えている可能性が考えられる。

4エーロゾル及び大気混濁度



4.3 黄砂現象

黄砂現象とは、アジア大陸の砂漠や耕地の乾燥、半 乾燥地帯の細かい砂(鉱物粒子)が、低気圧などによる 風によって上空数千メートルまで舞い上げられるとともに、 それが西風に乗って遠くまで輸送されて、落下したり大 気を混濁させたりする現象である。黄砂粒子が舞い上が る場所としては、タクラマカン砂漠、ゴビ砂漠、黄土高原 が知られており(Kai *et al.*, 1998; Kurosaki and Mikami, 2003)、舞い上がった黄砂粒子は、場合によっては太平 洋を越えてアメリカやカナダにまで到達することがあるこ とがわかっている(Jaffe *et al.*, 1999; McKendry *et al.*, 2001)。日本上空に輸送されてくる黄砂粒子は、

Uchiyama *et al.* (2005)の光学的な観測によると、その有効半径(粒子の幾何学的断面で重み付けをした平均半径)は、1.6~1.8 μm であり、一般的に 1 μm 以下が多い硫酸塩エーロゾルに比べて大きいのが 特徴である。

黄砂現象に関する基礎知識

[黄砂現象とその社会的影響]

黄砂現象の影響として、北東アジア地域の発生域周辺では砂塵嵐による農業生産や生活環境への 被害が拡大している。例えば中国では、1993 年 5 月の黄砂の砂塵嵐で 85 名の死者と12 万頭の家畜が 被害を受け、その総損害額は 5.6 億元に上っている(黄砂問題検討会, 2005)。また、韓国でも 2002 年の 黄砂現象では学校が休校になったり、精密機械工場が操業停止になるなど社会的に大きな影響が出 た。日本では、これまで人的な被害は報告されていないが、視程悪化により交通機関に影響が出たことが ある。

従来黄砂は、砂漠等から発生する自然現象であると理解されていたが、近年の黄砂の大規模化は中 国大陸内陸部における過放牧や耕地の拡大等の人為的要因によるとの指摘もあり、何らかの対策が必 要となっている。そのため 2003 年から、日本、中国、韓国、モンゴル政府の協力の下、地球環境ファシリ ティ(GEF)と ADB(アジア開発銀行)による「北東アジアにおける黄砂の防止と抑制」プロジェクトが実施さ れ、黄砂のモニタリングと早期警戒ネットワークの確立および発生源対策強化を促進するマスタープラン が作成された。2006 年 12 月の第 8 回日中韓三カ国環境大臣会合(TEMM)でもその重要性が認識され ている。

[黄砂現象の気候への影響]

黄砂現象は、このような社会的影響だけでなく、日射の散乱・吸収及び赤外放射の吸収過程、雲の生成などを通して、全球の気候に影響を及ぼしている。気象研究所の全球黄砂モデル(Tanaka *et al.*, 2005)によると、黄砂粒子は日射に対して弱い吸収特性を示すため大気を加熱するが、同時に日射を散乱させる日傘効果により地表面に達する日射を減少させている。結果として、全球平均すると、黄砂が大気中にない場合と比較して、-0.3 W/m²という弱い冷却効果を示している(気象庁, 2005b)。さらに、海洋に落下した黄砂粒子の化学成分は、海洋表層のプランクトンなどを通して海洋の生態にも大きな影響を与えていると考えられている(「黄砂現象に関する最近の知見」参照)。

黄砂現象に関する最近の知見

<u>[気候による黄砂現象の変動]</u>

黄砂現象に関する長期的なモニタリングとしては、気象観測による検出が有効なデータとなっている。 全ほか(2002)は、韓国における気象観測データを調べて、過去約 100 年間の黄砂観測日数の変化を明 らかにして、黄砂現象が 1940 年代に大きく増加した後減少し、最近になって再び増えてきていることを示 した。

それらの変動を気候や気候指数との関係から調べる試みも行われている。Ding et al. (2005)は、黄 砂現象が1980年中期以降に大きく減少したのは、モンゴル高原と中央シベリア上空に平均して現れた高 気圧性の定在波による中国西部での南風が、黄砂を引き起こす北西風を弱めたことと北西中国での降雨 の増加によることを示している。Gong et al. (2006)の1960~2003年間の解析によると、逆に気候が次の ように黄砂現象に影響を及ぼしているとしている。エルニーニョ年には、中国での砂塵嵐とダスト量が減少 するとともに、多くのダストエーロゾルは、北中国西部の砂漠とモンゴルの砂漠を起源とし、黄砂が太平洋 を横断する経路が北へ移動する。一方、ラニーニャ年には、北中国の中央・東部の砂漠が、対流圏中に ダストエーロゾルを提供している。さらに、Hara et al. (2006)は1972-2004年のモデル解析から、3月のア ジアの中高緯度のジオポテンシャル高度偏差(APMI)が、中緯度の方が極域よりも偏差が低いパター ン、つまり極域から中緯度への寒気の吹き出しが強い状態にあると、3月のダストの発生量が増加すること を示すとともに、4月は APMI のパターンではなく、むしろゴビ砂漠上空の気圧の南北緯度勾配がダスト 発生量と関係していることを示している。

黄砂は春に多く起こることが知られているが、秋に起こることもある。しかし、最近の研究によると、薄く ではあるが持続的に夏季にも発生していることがわかってきた(Matsuki *et al.*, 2003)。しかし、その舞上が りや輸送のメカニズムは不明な点が多い。そのため、気象研究所では平成 12 年度より 5 年計画で、中国 と共同で大学や他の研究所の協力の下、Aeolian Dust Experiment on Climate impact (ADEC) プロジェ クトを文部科学省科学振興調整費により実施した(三上, 2007)。その結果、中国での強風の発生頻度と 黄砂の発生頻度に良い相関があること(Kurosaki and Mikami, 2003)、黄砂を含む砂塵による全球の放 射強制力は、砂塵がない場合と比べて、0.3 W/m²低くなる(冷却される)こと(気象庁, 2005a)などがわか ってきている。

[黄砂現象と生態系]

また、黄砂を初めとする風送ダストは日射を通して気候に影響するだけでなく、第2.1節の最近の知見 でも述べたように、土壌中の鉄分などの微量栄養素を海に運ぶことによって海洋生態系を変え、それによ って気候にも重大な影響を及ぼすことがことがわかってきた。海洋中の植物プランクトンの生産や活動を 制限している微量栄養素のひとつに鉄分があるが、通常は鉄分の海洋への補給は沿岸に限られている。 しかし、東アジアでは、黄砂が大気汚染物質である二酸化硫黄と混合すると、鉄が水分に溶けやすい pH になるため、黄砂に付着してその長距離輸送にともなって北太平洋の鉄分が不足している地域に、鉄を 供給している可能性がある(Meskhidze, et al., 2005)。彼らは、実際に黄砂現象のあとに、北太平洋上で クロロフィルの増殖を衛星から確認している。ただし、この輸送メカニズムは黄砂現象の規模が大きすぎる と、二酸化硫黄より黄砂中の炭酸カルシウムの増大による pH の上昇のため効果が薄れるとも指摘してお り、また用いたモデルや化学プロセスの限界からも不確定さがあると述べている。また、北太平洋だけで なく、日本海でも雨を伴った黄砂現象があると、植物プランクトンの繁殖が例年より早く始まることが、衛星 観測によりわかっている(Jo et al., 2007)。このように鉄分を含む風送ダストの海洋への輸送は、地球規模 で広く海洋生物圏や地球化学への影響を与えていることが明らかになっている(Jickells, et al., 2005)。さ らに気候への影響も懸念されているが、その関係は複雑であり、もっと地球全体にわたる包括的な研究が 必要である。

さらに、第5章で記述するように、黄砂に含まれるカルシウムなどは、東アジアの酸性雨(酸性沈着)を 緩和しているとも推定されている。

黄砂現象に関する気象庁の取り組み

黄砂の観測はこれまで主として地上気象観測によって行われてきた。日本では、気象台や測候所の 職員が目視による観測をして、大気中に黄砂が浮遊していて視程が10km未満の場合や、視程が10km 以上でも明らかに黄砂現象と判断した場合に、「黄砂」を記録している。しかし、Tsutsumi *et al.* (2005)は、 サンフォトメータを用いたエーロゾルの光学特性の観測で、黄砂現象について目視観測と対応する結果 を示している。また、第4.2節に示すように、ライダーなどの新しい測器で上空の黄砂層の高度分布の検 出も可能になってきている。

また、気象庁では社会的な関心の増大に伴い、2004年1月から気象庁ホームページに、日本周辺の 黄砂現象の観測地点の分布図と予測モデルによる黄砂分布予測図を掲載している。

4.3.1 2006 年の黄砂現象

結果

図 4.3.1.1 に日本国内の気象台や測候所(全 98 地点)で黄砂を観測した 2006 年 1 月から 5 月の黄砂 観測地点数を示す。2006 年は 1 月の 1 日、2 日に福江(長崎県)で観測されて以降、合計で 3 月に 16 日、4 月に 21 日、5 月に 4 日にわたって黄砂現象が観測された。また図 4.3.1.2 に、黄砂現象の際の観測 地点の分布を示す。この図から黄砂現象は、主に西日本で観測されたことと、4 月 24 日から 27 日に観測 された黄砂現象は、北海道地方からから南西諸島にかけての広範な地域で観測されたことがわかる。



図 4.3.1.1 日本における黄砂観測地点数(2006 年 1 月から 5 月)。

Fig. 4.3.1.1 The daily number of meteorological stations which reported aeolian dust notification (from January to May 2006).



図 4.3.1.2 2006 年日本で黄砂を観測した地点。

Fig. 4.3.1.2 Geographical maps of stations which reported aeolian dust notification in 2006.

4.3.2 黄砂現象の経年変化

結果

図 4.3.2.1 に、1967 年から 2006 年の間に日本国内の気象台や測候所(全 98 地点)において地上気 象観測で黄砂現象を観測した黄砂観測のベ日数の経年変化を示す。黄砂観測のベ日数の統計では、 同じ日に異なる観測地点で黄砂を観測していれば、それぞれを別として数えている(例えば同じ日に 5 つ の観測地点で観測があれば、黄砂観測のベ日数は 5 日と数える)。

2006年の黄砂観測のべ日数は 606日だった。1967年から 2006年までの間で黄砂観測のべ日数が 最多だったのは、2002年の 1109日である。2000年以降、黄砂観測のべ日数の大きい年が比較的多い が、2003年には 155日と前年に比べて極度に減少するなど、年々の変化が大きく、長期的な傾向は必ず しも明瞭でないと考えられる。



図 4.3.2.1 日本における年別黄砂観測のべ日数(1967~2006 年)。

Fig. 4.3.2.1 Annual course of the total daily number of meteorological stations which reported aeolian dust notification (from 1967 to 2006).

4.4 直達日射計による直達日射量観測

太陽からの放射を太陽放射という。日中の地球大気上端の太陽に垂直な面に到達する太陽放射のエネルギーは、1平方メートル当たり約毎秒 1370 ワット(W/m²)であり、全地球で平均するとこの4分の1となる。地球に到達する総太陽放射エネルギーのうち約 97%を占める波長 0.29 ~ 3.0µmの太陽放射を、 短波長放射または日射という。

日射は、大気中を通過する間に、空気分子・エーロゾル・雲などにより部分的に吸収・散乱及び反射される。大気上端に達した日射の約30%が宇宙空間に反射される。この反射の約3分の2は、雲やエーロ ゾルによるものである。残りの約3分の1は、主に雪、氷、砂漠からなる地球表面の明るい部分で反射さ れる。日射は、地球の気象・海象現象を駆動するエネルギー源として気象の基本的要素であり、地表の 熱収支・水収支あるいは大気大循環などを解明する上で、大気や地表からの放射量とともに重要な観測 要素である(図 4.4.1)。



- 図 4.4.1 地球の年平均のエネルギーバランス。太陽放射(Incoming Solar Radiation)のうち 49%(168Wm⁻²)は 地表で吸収(Absorbed by Surface)される。この熱は顕熱(Thermals)、蒸発散(潜熱) (Evapotranspiration, Latent Heat)、赤外放射(Surface Radiation)として大気に戻される。赤外放射 のほとんどは大気(温室効果ガス)により吸収され、再び四方に放射される。IPCC(2007)より。
- Fig. 4.4.1 The Earth s annual and global mean energy balance. Of the incoming solar radiation, 49% (168 Wm⁻²) is absorbed by the surface. That heat is returned to the atmosphere as sensible heat, as evapotranspiration (latent heat) and as thermal infrared radiation. Most of this radiation is absorbed by the atmosphere, which in turn emits radiation both up and down (From IPCC, 2007).

大気中で散乱または反射されることなく、太陽面から直接地上に到達する日射を直達日射という。直 達日射量は、太陽光線に垂直な面で受けた直達日射エネルギー量として定義されている。また、直達日 射量から計算される大気混濁係数は、大気中のエーロゾル、オゾン、二酸化炭素、水蒸気などによる日 射の減衰をあらわす指標となり、気候の長期変動、火山噴火などによる上層大気の混濁係数及び大気汚 染の調査などに利用される。 観測に使われる直達電気式日射計は、構造上の理由で、実際には太陽周辺の散乱光の一部も測定 している。直達日射計の感部は一年を通じて日の出から日の入りまでの直達日射を遮ったり、強い反射 光の影響を受けたりしないところに設置してあり、太陽追跡部で太陽を自動追尾する。データ収録装置は 観測室内のデータ収録状況が確認できる適当な場所に設置してある。直達日射量の単位は、国際単位 系(SI)に基づき、瞬間値についてはキロワット毎平方メートル(kW/m²)、積算量についてはメガジュール 毎平方メートル(MJ/m²)を使用している。

地球環境に関する日射の最近の知見

最近 50 年近い観測記録から、地上において、1960 年頃から日射量が減少し、1990 頃を境に逆に増加に転じたことがわかっている。これらは、地球の暗化(global dimming)と明化(global brightening)と呼ばれている。アジアにおいても、これに対応した、あるいは部分的に異なる日射量の経年変動が報告されている。また温室効果ガスによる温室効果により、実際に下向き長波放射量の増加が観測されている。これらについては、以前の大気・海洋環境観測報告(気象庁, 2007)の第 4.4 節において解説を行っている。

4.4.1 直達日射観測による直達日射積算量

直達日射積算量は 10 秒ごとの瞬間値をもとに1時間積算量、日積算量ともに 0.01 MJ/m²単位(小数 第3位を四捨五入)で求められる。日積算量は1時間積算量の合計値とする。停電などのために1時間積 算量が得られないときは、その1時間について欠測とし、その日の日積算量は求めない。

結果

図 4.4.1.1 に 2006 年の根室、松本、潮岬、石垣島における直達日射積算量の月平均値を示す(地点の詳細は第 7.1.3 節参照)。直達日射積算量の月平均値で天候(晴れの多寡)の状況をおおむね判断す ることができる。この図から、3 月の根室、5 月の潮岬、9 月の石垣島が平年より顕著に少なくかった。他の 月はほぼ平年並みであった。

図 4.4.1.2 に 1978 年(一部除く)から 2006 年までの直達日射日積算量(年平均値)の全国 14 地点平 均値を示す。青の実線は年毎の値で赤の実線は年変動を取り除くためのフィルタ(5 年移動平均)をかけ た値を示す。年毎の天候状況により少しの変動はあるものの太陽から受ける地上での直達日射エネルギ ー量は、10 から 11 MJ/m²前後であるが、長期的な傾向として 1990 年頃を境に増加が始まっており、お およそ 10 年で約1 MJ/m²の増加が見られる。



- 図 4.4.1.1 直達日射日積算量(月平均値)の時系列図(2006 年)。実線は平年値である。平年値の縦棒は平年 値の統計期間における月平均値の標準偏差をあらわす。
- Fig. 4.4.1.1 Time series of monthly mean of direct solar radiation daily accumulation in 2006. Solid lines show the monthly normals of direct solar radiation. Vertical error bars show standard deviations of monthly means during the period of normals.



- 図 4.4.1.2 直達日射日積算量(年平均値)の全国 14 地点平均値の経年変化(1978~2006年)。赤線は、5年 移動平均をあらわす。
- Fig. 4.4.1.2 Time series of yearly mean of direct solar radiation daily accumulation (1978-2006) averaged over 14 stations in Japan. Red line shows 5-year running mean of yearly direct solar radiation.

4.5 直達日射観測による大気混濁係数(ホイスナー・デュボアの混濁係数)

大気混濁係数とは、空気分子のみの仮想的な大気の光学的厚さに対して実際の大気のそれが何倍 になっているかをあらわす指標であり、直達日射瞬間値から算出する。様々な定義があるが、気象庁では ホイスナー・デュボアの混濁係数を採用している。ホイスナー・デュボアの混濁係数を変動させる要素に は、人間活動による局地的な大気汚染、火山噴煙などによる全球的汚染、季節や天候によって変動する 水蒸気量・オゾン量などがある。ホイスナー・デュボアの混濁係数については第7.2.10節の直達日射計に よる大気混濁係数の観測を参照のこと。

大気混濁度の最近の知見

[過去の火山噴火による世界の大気混濁度の変動について]

エーロゾルは通常、1~2 週間で雨により大気中から除去されるが、激しい火山噴火によって、最も高 い雲のさらに上まで火山ガスが吹き上げられた場合、火山ガスはエーロゾルへと転化し、対流圏に下り て、降水によって地表面に落とされるまでの 1~2 年の間、気候に影響を与える。最も新しいところでは、 1991 年にフィリッピンのピナトゥボ火山が噴火して、気候に大きな影響を及ぼした(第4章、地球環境に関 するエーロゾルと大気混濁度の基礎知識を参照)。近年、この百数十年間において、大規模火山噴火に よりしばしば大気が数年にわたり混濁したことがわかってきた。IPCC 第4次評価報告書では、気候モデル を使って過去 140 年にわたって、どの時期にどの程度大気が混濁したのかを報告している(IPCC, 2007)。



図 4.5.1 1860 年から 2000 年までの火山噴火によって成層圏で生成された硫酸エーロゾルによる推定された 波長 550nm での光学的厚さの推移(IPCC 第4次評価報告書による)。

Fig. 4.5.1 Time series of optical depth at 550 nm estimates of stratospheric sulphate aerosols formed in the aftermath of explosive volcanic eruptions that occurred between 1860 and 2000 (from IPCC, 2007).

4.5.1 日本の直達日射観測による大気混濁係数(ホイスナー・デュボアの混濁係数)

大気混濁係数は、各地における地方真太陽時の9時、12時、15時の前後30分の範囲内に太陽とその周辺に雲がない場合に、観測された瞬間値から求めている。雲の有無については、統計値の均質性を向上させるため、直達日射観測装置の自動処理で同じ基準で選択された瞬間値を採用し、これから混濁 係数を算出した。なお、比較に用いる平年値についても、同様の方法を用いて算出した混濁係数から求めている。

4.5.1.a 日本における 2006 年の大気混濁係数

結果

図 4.5.1.1 に 2006 年の根室、松本、潮岬、石垣島における大気混濁係数を示す(地点の詳細は第 7.1.3 節参照)。各地点共に全般的にほぼ平年並みであるが、石垣島では4月に平年より顕著に高い値を 示した。これは、観測回数が少ないことによるものと考えられる。



図 4.5.1.1 ホイスナー・デュボアの混濁係数(月平均値)の時系列図(2006 年)。実線は、混濁係数の月平年 値である。月平年値の縦棒は平年値の統計期間における月平均値の標準偏差をあらわす。

Fig. 4.5.1.1 Time series of Feussner-Dubois s turbidity coefficient (monthly mean) in 2006. Solid lines show the monthly normals of turbidity coefficient. Vertical error bars show standard deviations of monthly means in the period of observations.

4.5.1.b日本における大気混濁係数の経年変化

ここでは、地方真太陽時の9時、12時、15時の前後30分の範囲内に太陽とその周辺に雲がない場合のデータを用いた。また、本報告より混濁係数を求めるための大気路程等の計算式に最新のものを採用することですべての観測値が同じに扱えるようになった。さらに、観測開始された時点から現在までのデータを出来るだけ採用することにより長期間の経年変化を見られるようにデータ処理を実施した。日々大きく変動する水蒸気や黄砂の影響を除くために、大気混濁係数の月最小値を全国14地点で平均し、これを年平均した。

結果

図4.5.1.2に、大気混濁係数の、1935~2006年の期間の経年変化を示す。1963~70年の緩慢な増加 と1982~85年と1991~93年にみられる極大は、それぞれ1963年2~5月のアグン火山噴火(インドネシ ア)、1982年3~4月のエルチチョン火山噴火(メキシコ)、1991年6月のピナトゥボ火山噴火(フィリピン) によって大気中に大量の火山灰と硫酸塩エーロゾルの生成につながる二酸化硫黄が放出され、成層圏 が混濁した結果である。大気混濁係数はその後しだいに小さくなり、現在の日本における大気混濁係数 は、エルチチョン火山噴火以前のレベルに戻り、その後わずかながら減少しながら、ほぼアグン火山噴火 直前のレベルまで戻っている。



図 4.5.1.2 ホイスナー・デュボアの混濁係数(月最小値)の全国 14 地点平均値の経年変化(1935~2006年)。 Fig. 4.5.1.2 Time series of Feussner-Dubois s turbidity coefficient (1935-2006) monthly-minimum averaged over 14 stations in Japan.

解説

Mishchenko *et al.* (2007)は、1981 年から 2005 年までの衛星に搭載された Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)の観測データを用いて全球平均のエーロゾル光学的厚さの経年変動 を調べている。その結果は、エルチチョン火山噴火、ピナトゥボ火山噴火による上昇と、その後の下降を

示しており、日本における大気混濁係数の経年変動と類似している。またピナトゥボ火山噴火前と比べて、 1991 年から 14 年間で対流圏のエーロゾル光学的厚さが 0.03 減って、大気が澄んできていることを明ら かにしている。

Deshler *et al.* (2006)は、気球やライダー、衛星(SAGE II)の観測結果を用いて、1971 年から 2004 年 までの成層圏エーロゾルの全量濃度のトレンドを調べている。この大気混濁度の変動は、彼らによるエル チチョン火山噴火やピナトゥボ火山噴火による成層圏エーロゾル量の変動と定性的に一致している。また、 彼らは、火山噴火のイベントを除くと、成層圏エーロゾルの長期的な変化傾向はないと結論しており、火 山噴火以外の大気混濁係数の変動は、対流圏に原因があると考えられる。

4.5.2 昭和基地の直達日射観測による大気混濁係数(ホイスナー・デュボアの混濁係数)

南極の昭和基地では、直達日射計により直達日射量を1秒毎にサンプリングし、大気路程が6以下で 太陽面に雲がない時のデータを使用し、大気混濁係数を求めている。太陽が出ないまたは太陽高度角 が低い5月下旬から7月中旬は観測を休止している。

結果

図 4.5.2.1 に 2006 年の直達日射量から求めたホイスナー・デュボアの混濁係数を示す。また図 4.5.2.2 に 1980 ~ 2006 年までの経年変化を示す。2006 年は、年間通して日本国内の観測値よりも小さい値を示 している。これは南極大陸が清浄なことによるものである。



図 4.5.2.1 ホイスナー・デュボアの混濁係数の時系列図(2006 年)。 Fig. 4.5.2.1 Time series of Feussner-Dubois s turbidity coefficient in 2006.



図 4.5.2.2 ホイスナー・デュボアの混濁係数の時系列図(1980-2006 年)。 Fig. 4.5.2.2 Time series of Feussner-Dubois s turbidity coefficient for 1980-2006.

解説

1980 年からの経年変化では全球的に噴出物が拡散されたとされる 1982 年 3~4 月のエルチチョン火 山(17.20°N, 93.12°W)、1991 年 6 月のピナトゥボ火山(15.08°N,120.21°E)の噴火後に混濁係数は増加し、 その後数年かけて平年値に戻っている。なお、北半球で起きた火山噴火の影響が全球的に拡散するに は、ある程度時間を要し、ピナトゥボ火山噴火の場合、その影響は 1991 年末時点では衛星観測などによ り南緯 20 度程度までとされている。そのため、1991 年に昭和基地で観測された混濁係数の増加は、1991 年 8 月におきたチリにあるハドソン火山噴火(45.54°S, 72.58°W)の影響とみられる。その後の 1992~1993 年の増加は、ピナトゥボ火山による噴出物の全球的な拡散によるものと考えられる。

4. 参考文献

Ångström, A., 1961: Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. Tellus, 13, 214-223.

- Aoki, K., and Y. Fujiyoshi, 2003: Sky radiometer measurements of aerosol optical properties over Sapporo, Japan. J. Meteorol. Soc. of Japan, 81, 493-513.
- Deshler, T., R. Anderson-Sprecher, H. Jager, J. Barnes, D. J. Hofmann, B. Clemesha, D. Simonich, M. Osborn, R. G. Grainger, and S. Godin-Beekmann, 2006: Trends in the nonvolcanic component of stratospheric aerosol over the period 1971-2004. J. Geophys. Res., 111, D01201, doi:10.1029/2005JD006089.
- Di Carmine, C., M. Campanelli, T. Nakajima, C. Tomasi, and V. Vitale 2005: Retrievals of Antarctic aerosol characteristics using a Sun-sky radiometer during the 2001?2002 austral summer campaign. J. Geophys. Res., 110, D13202, doi:10.1029/2004JD005280.
- Ding, R., J. Li, S. Wang, and F. Ren 2005: Decadal change of the spring dust storm in northwest China and the associated atmospheric circulation, Geophys. Res. Lett., 32, L02808, doi:10.1029/2004GL021561.
- Eck T. F., B. N. Holben, J. S. Reid, N. T. O'Neill, J. S. Schafer, O. Dubovik, A. Smirnov, M. A. Yamasoe, and P. Artaxo, 2003: High aerosol optical depth biomass burning events: A comparison of optical properties for different source regions, Geophys. Res. Lett., 30(20), 2035, doi:10.1029/2003GL017861.
- Eck, T. F., et al. 2005: Columnar aerosol optical properties at AERONET sites in central eastern Asia and aerosol transport to the tropical mid-Pacific, J. Geophys. Res., 110, D06202, doi:10.1029/2004JD005274.
- Gong, S. L., X. Y. Zhang, T. L. Zhao, X. B. Zhang, L. A. Barrie, I. G. Mckendry, And C. S. Zhao, 2006: A simulated climatology of Asian dust aerosol and its trans-Pacific transport. Part II: Interannual variability and climate connections. J. Climate, 19, 104-122.
- Hara, Y, I. Uno, Z. Wang, 2006: Long-term variation of Asian dust and related climate factors. Atmos. Env., 40, 6730-6740.
- Hashimoto, T., T. Yamanouchi, K. Honda, 2006: A method of deriving aerosol optical depth from direct solar radiation. J. Meteorolo. Res., 58, 1-3, 1-10.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007. The Physical Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Forth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jaffe, D.A., T. Anderson, D. Covert, R. Kotchenruther, B. Trost, J. Danielson, W. Simpson, T. Berntsen, S. Karlsdottir, D. Blake, J. Harris, G. Carmichael, and I. Uno, 1999: Transport of Asian Air Pollution to North America, Geophys. Res. Lett., 26, 711-714.
- Jickells, T. D., Z. S. An, K. K. Andersen, A. R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, J. J. Cao, P. W. Boyd, R. A. Duce, K. A. Hunter, H. Kawahata, N. Kubilay, J. laRoche, P. S. Liss, N. Mahowald, J. M. Prospero, A. J. Ridgwell, I. Tegen, and R. Torres, 2005: Global Iron Connections Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry, and Climate. Science, , 308, 67-71, doi: 10.1126/science.1105959.
- Jo, C. O., J.-Y. Lee, K.-A. Park, Y. H. Kim, and K.-R. Kim 2007: Asian dust initiated early spring bloom in the northern East/Japan Sea. Geophys. Res. Lett., 34, L05602, doi:10.1029/2006GL027395.
- Kai, K., X.-N. Xiong, A. Koshiba, 1998: Geographical distribution and long-rang transport of dust storms in the East Asia, J. Arid Land Studies, 8, 173-176 (in Japanese).
- 気象庁, 1994: 近年における世界の異常気象と気候変動~その実態と見通し~(V), 444 pp.
- 気象庁, 2005a: 大気·海洋環境観測報告 第5号 平成 15 年観測成果 2005,

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report2003k.html

気象庁, 2005b: 近年における世界の異常気象と気候変動 ~ その実態と見通し ~ (VII) 各論 http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/climate_change/index.html 気象庁,2006: 大気·海洋環境観測報告 第6号 平成16年観測成果2006,

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report2004k.html

- 気象庁, 2007: 大気·海洋環境観測報告 第7号 平成17年観測成果 2007, http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report2005/html/4_0.htm
- Kurosaki, Y., and M. Mikami, 2003: Recent frequent dust events and their relation to surface wind in East Asia, Geophys. Res. Lett., 30, 14, 1736, doi:10.1029/2003GL017261.
- 黄砂問題検討会, 2005: 黄砂問題検討会報告書 2005 年 9 月, 102 pp.
- Massie, S. T., O. Torres, and S. J. Smith, 2004: Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) observation of increases in Aisan aerosol in winter from 1979 to 2000. J. Geophys. Res., 109, D18211, doi:10.1029/2004JD004620.
- Matsuki, A., Y. Iwasaka, K. Osada, K. Matsunaga, M. Kido, Y. Inomata, D. Trochkine, C. Nishita, T. Nezuka, T. Sakai, D. Zhang, and S. Kwon, 2003: Seasonal dependence of the long-range transport and vertical distribution of free tropospheric aerosols over east Asia: On the basis of aircraft and lidar measurements and isentropic trajectory analysis, J. Geophys. Res., 108, 8663, doi:10.1029/2002JD003266.
- McKendry, I. G., J. P. Hacker, R. Stull, S. Sakiyama, D. Mignacca, and K. Reid, 2001: Long-range transport of Asian dust to the Lower Fraser Valley, British Columbia, Canada, J. Geophys. Res., 106, 18361-18370.
- Menon, E. J. Hansen, L. Nazarenko, and Y. Luo, 2002: Climate Effects of Black Carbon Aerosols in China and India. Science, 297, 2250-2253.
- Meskhidze, N., W. L. Chameides, and A. Nenes, 2005: Dust and pollution: A recipe for enhanced ocean fertilization?, J. Geophys. Res., 110, D03301, doi:10.1029/2004JD005082.
- Mikami, M., O. Abe, M. Du, O. Chiba, K. Fujita, M. Hayashi, Y. Iwasaka, K. Kai, K. Masuda, T. Nagai, T. Ootomo, J. Suzuki, A. Uchiyama, S. Yabuki, Y. Yamada, M. Yasui, G. Shi, X. Zhang, Z. Shen, W. Wei, and J. Zhou, 2002: The impact of aeolian dust on climate: Sino-Japanese cooperative project ADEC, J. Arid Land Studies, 11, 211-222.
- 三上 正男,2007: 風送ダストの大気中への供給量評価と気候への影響に関する日中共同研究(ADEC). 天 気,54,2,142-150.
- Mishchenko, M. I., Igor V. Geogdzhayev, William B. Rossow, Brian Cairns, Barbara E. Carlson, Andrew A. Lacis, Li Liu, Larry D. Travis, 2007: Long-Term Satellite Record Reveals Likely Recent Aerosol Trend, Science, 315, 1543.
- Moulin, C., F. Dulac, C. E. Lambert, P. Chazette, I. Jankowiak, B. Chatenet, and F. Lavenu, 1997: Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP-B2 data 2. Accuracy of the method and validation using sun photometer measurements, J. Geophys. Res., 102(D14), 16959-16969.
- Qian, Y., D. P. Kaiser, L. R. Leung, and M. Xu, 2006: More frequent cloud-free sky and less surface solar radiation in China from 1955 to 2000. Geophys. Res. Lett., 33, L01812, doi:10.1029/2005GL024586.
- Qian, Y., W. Wang, L. R. Leung, and D. P. Kaiser, 2007: Variability of solar radiation under cloud-free skies in China: The role of aerosols, Geophys. Res. Lett., 34, L12804, doi:10.1029/2006GL028800.
- Reddy, M. S., and O. Boucher (2007), Climate impact of black carbon emitted from energy consumption in the world's regions, Geophys. Res. Lett., 34, L11802, doi:10.1029/2006GL028904.
- Robock, A. and J. Mao, 1995: The volcanic signal in surface temperature observations. J. Climate, 8, 1086-1103.
- Smirnov, A., B. N. Holben, Y. J. Kaufman, O. Dubovik, T. F. Eck, I. Slutsker, C. Pietras, and R. N. Halthore, 2002: Optical properties of atmospheric aerosol in maritime environments. J. Atmos. Sci, 59, 501-523.

- Smirnov, A., B. N. Holben, T. F. Eck, O. Dubovik, and I. Slutsker, 2003: Effect of wind speed on columnar aerosol optical properties at Midway Island, J. Geophys. Res., 108(D24), 4802, doi: 10.1029/2003JD003879.
- Sobajima, A., S. Asano, and H. Iwabuchi, 2004: An analysis of seasonal and decadal-long variations of aerosols over the Asian Pacific region using NOAA/AVHRR data. J. Meteorol. Soc. of Japan, Vol.82, No.5, 1459-1468, 2004
- Streets, D. G., S. Gupta, S. T. Waldhoff, M. Q. Wang, T. C. Bond, and Y. Bo, 2001: Black carbon emissions in China, Atmos. Environ., 35, 4281-4296.
- Streets, D. G., Y. Wu, and M. Chin, 2006: Two-decadal aerosol trends as a likely explanation of the global dimming/brightening transition. Geophys. Res. Lett., 33, L15806, doi:10.1029/2006GL026471.
- 鈴木 健司, 内野 修, 吉田 雅司, 本田 耕平, 青野 正道, 渡部 文雄, 大友 猛, 2001: サンフォトメータで 観測された 1998 年 4 月及び 1999 年 4 月の黄砂現象. 天気, 48, 27-32.
- Takemura, T., I. Uno, T. Nakajima, A. Higurashi, and I. Sano, 2002: Modeling study of long-range transport of Asian dust and anthropogenic aerosols from East Asia. Geophys. Res. Lett., 29 (24), 2158, doi:10.1029/2002GL016251.
- Takemura, T., T. Nakajima, A. Higurashi, S. Ohta, N. Sugimoto, 2003: Aerosol distributions and radiative forcing over the Asian Pacific region simulated by Spectral Radiation-Transport Model for Aerosol Species (SPRINTARS). J. Geophys. Res., 108(D23), 8659, 10.1029/2002JD003210.
- Tanaka, M., M. Shiobara, T. Nakajima, M. Yamano, and K. Arao, 1989: Aerosol optical characteristics in theyellow sand events observed in May, 1982 at Nagasaki-part 1 observations, J. Meteor. Soc. Japan, 67,267-278.
- Tanaka, T. Y. and M. Chiba, 2005: Global Simulation of Dust Aerosol with a Chemical Transport Model, MASINGAR". J Meteorol. Soc. of Japan, 83A, 255-278.
- Tsutsumi, Y., H. Morishita, M. Yoshida, K. Odashima, A. Saito, K. Suzuki, and O. Ijima, 2004: Analyses of aerosol events observed at four sun photometer sites in Japan during march-april 2002. J. Meteorol. Soc. of Japan, 82, 1161-1172.
- Tsutsumi, Y. T. Ohno, and K. Takeuchi 2005: Annual Variations of Spring Aerosol Events Observed by Sun Photometers from 1998 to 2002 over Japan. J. Meteorol. Soc. of Japan, 83A, 307-313.
- Uchiyama, A., A. Yamazaki, H. Togawa, and J. Asano 2005: Characteristics of Aeolian Dust Observed by Sky-Radiometer in the Intensive Observation Period 1 (IOP1), J. Meteorol. Soc. of Japan, 83A, 291-305.
- Wang, C. 2004: A modeling study on the climate impacts of black carbon aerosols, J. Geophys. Res., 109, D03106, doi:10.1029/2003JD004084.
- Wang, C. 2007: Impact of direct radiative forcing of black carbon aerosols on tropical convective precipitation, Geophys. Res. Lett., 34, L05709, doi:10.1029/2006GL028416.
- Zhang, R., Guohui Li, Jiwen Fan, Dong L. Wu, and Mario J. Molina, 2007: Intensification of Pacific storm track linked to Asian pollution, PNAS, 104, 5295-5299, doi:10.1073/pnas.0700618104.
- Zhao, C., X. Tie, and Y. Lin, 2006: A possible positive feedback of reduction of precipitation and increase in aerosols over eastern central China. Geophys. Res. Lett., 33, L11814, doi:10.1029/2006GL025959.
- 全 映信,金 相源,趙 慶美,金 正淑,2002:最近 100 年間の韓国における黄砂観測日数,地球環境,7, 225-231.



水降下じんの化学成分と呼んでいる。

降水降下じんの化学成分に関する基礎知識

[酸性沈着とその定量化]

酸性物質が地上に降下する過程は、雨、雪、霧などに溶け込み降水として降下する場合(湿性沈着・ 酸性雨)と、微粒子またはガスとして降下・付着する場合(乾性沈着)があり、両方を含めて酸性沈着と呼 んでいる。それらの影響は、大気から地上に降下した酸の量によって決まるので、雨の場合ならば、強い 酸性の雨が少し降るよりも、それぼど酸性が強くない雨がたくさん降ったときの方が沈着した酸の量が地 上に多くなることがある。実際には酸性沈着の影響は、酸の強度の変化が生物に影響を与える場合と、ア ンモニアのように沈着物質そのものが生物に影響を与える場合とがある。

一般に降水の酸性度は水素イオン濃度の対数pH=-log[H⁺]で表される。ここで[]は濃度を表し、7 より 小さいと酸性、大きいと塩基性(アルカリ性)となる。降水中では水素イオン濃度は他のイオン濃度との平 衡状態で決まっている。

降水降下じんの化学成分に関する最近の知見

[東アジア域での酸性雨の動向]

二酸化硫黄や窒素酸化物の放出は、酸性沈着を引き起こすが、一方、大気中のエーロゾルの中に は、大気中の酸を緩和する物質もあり、実際の大気中の挙動は未解明な点が多かった。近年、大気質 (air quality)モデルの発達にともない、酸性沈着の影響をモデルの数値計算で評価する研究が進みつ

5. 降水・降下じんの化学成分

降水降下じんというのは、科学的な見地からいう と、物質が大気から地上へ向かう沈着の過程であり、 物質の放出・輸送とともに物質循環を構成している 重要な概念である。近年、大気中の酸性物質が地 上に降下沈着し、河川、土壌、植物などの環境に 悪影響を及ぼすことが問題となっている。大気中の 主要な酸性物質は、化石燃料の燃焼で大気中に 放出される二酸化硫黄や窒素酸化物から光化学 反応過程などによって生成される硫酸や硝酸であ る。なお、一般には酸性雨と言われることが多いが、 気象庁では雨以外の粒子等の沈着も扱うため、降 つある。それによると、アジア大陸における汚染物質放出の急速な増加によって、東アジア域全体におい て降水の酸性化が進んでいる。Terada *et al.* (2002)は、モデルを使って 1985 年から 1995 年にかけて、中 国北東部を中心とした地域で月平均値で 0.3-0.8 の pH 減少、日本と韓国においても月平均値で 0.1-0.2 の pH 減少を推定している。一方、黄砂などの土壌エーロゾルは、カルシウムなど酸を中和する物質を含 んでおり、それが東アジアの降水中の酸を緩和し、pH を上げていることがわかってきた(Terada *et al.*, 2002; Wang *et al.*, 2002)。例えば、Wang *et al.* (2002)は、黄砂などの土壌エーロゾルにより、それらがな い場合に比べて中国北部で pH が 0.8-2.5、日本でも 0.1-0.4 上昇すると推定している。

[日本での酸性雨の状況]

全国の主な都道府県において行われている観測については、2004 年 6 月に環境省から発表された 酸性雨対策調査総合とりまとめ報告書にまとめられている(環境省, 2004)。それによると、第 1 次酸性雨 対策調査から第 4 次酸性雨調査まで(1983~2002)の降水 pH の地点別全期間(20 年間)平均値は、 pH4.49~5.85 の範囲にあり、全平均値は 4.77 であった。また、pH の変動を見るため、1988 年以降の、測 定地点ごとの年平均値を調べると、1999 年までは、変動してはいるものの基本的には横ばいであり、2000 年以降は pH が低下している傾向が認められると報告されている。これは、三宅島噴火によって放出され た二酸化硫黄の影響が考えられるが、さらに大陸における二酸化硫黄の放出量の増加についても検討 が必要であると報告されている。

[三宅島の噴火による日本の酸性雨への影響]

三宅島の雄山は、2000年6月から始まった噴火活動で、大量の火山ガス(二酸化硫黄)の放出を続け ている。火山ガスの放出は長期的には減少してきているものの、現在も多量の放出が継続中である。 Kajino *et al.* (2004)によると、噴火の始めからの一年の間の二酸化硫黄の放出量は9 Tg(0.09 億トン) で、世界中の火山からの放出量の70%、および人為起源の放出量の6.9%に相当したとみられている。ま た、数値シミュレーションによると、三宅島からの二酸化硫黄は、冬は北西風が卓越するため主として南 東の太平洋へと輸送され、夏は太平洋の亜熱帯高気圧のために、主として西日本、韓国および台湾へ 輸送されたとみられている。そのため、日本付近では降水中のpH が0.3-1.0 低下したと推測されている。

気象庁の降水降下じんの化学成分に関する取り組み

気象庁では、GAW 計画(第8.2.1節参照)のもと、大気中の化学成分などの組成の指標となる酸性沈 着の長期的な状況を監視するため、降水及び降下じんの採取を1976年から綾里、1996年から南鳥島で 開始し、pH と主なイオン濃度の分析を同時に行っている(第7.2.11節参照)。データの品質管理及び国 際比較調査については、第7.3.8節に紹介している。

これらの観測の結果は、GAW 降水化学世界資料センターへ報告され、地球全体の監視の一端を担っている。

5.1 2006 年の降水・降下じん化学成分

5.1.1 降水中の pH

結果

図 5.1.1.1 に、綾里及び南鳥島における降水中 pH の 2006 年の測定結果を示す。2006 年の年平均値 は綾里が pH 4.8、南鳥島が pH 5.5 であった。南鳥島に比べ、綾里での降水中の酸性度が高い。綾里と 南鳥島における日ごと降水中の pH 頻度分布を図 5.1.1.2 に示す。どちらも年平均の pH 値を中心とした 分布であるが綾里の方が分布幅が広がっている。



図 5.1.1.1 日ごとと月平均の降水中 pH(2006 年)。月平均値は降水量の重みをかけた加重平均値。(a)は綾 里、(b)は南鳥島。9月と10月は台風第12号の影響により観測を休止した。

Fig.5.1.1.1 Time series of pH in precipitation of daily sampling and monthly mean pH weighted by precipitation amounts obtained at Ryori (a) and at Minamitorishima (b) in 2006. The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to the Typhoon 0612 "Ioke".



図 5.1.1.2 日ごと降水中 pH の頻度分布(2006 年)。(a)は綾里、(b)は南鳥島。

Fig.5.1.1.2 Histograms of pH in precipitation of daily sampling obtained at Ryori (a) and at Minamitorishima (b) in 2006.

解説

南鳥島の南西約 1,200km にある北マリアナ諸島アナタハン火山が、2004 年 4 月から 2005 年 9 月に かけて活発な噴火活動を繰り返して、pH を下げる二酸化硫黄を大量に放出したことが知られている (Hilton *et al.*, 2007)。2005 年の南鳥島の顕著な pH 低下は、そこからの二酸化硫黄をを含む火山ガスの 流入が原因の一つと考えられる。第7.1.1.e節の空気塊の後方流跡線図によっても、5 月の低pHが観測さ れた時と、アナタハン火山付近を通過した気塊が南鳥島に達した時とがほぼ一致していたことが確認され ている。

背景となる一般的知識

降水には海水飛沫などによる海塩粒子や、土壌粒子、また人為起源の酸性物質などが取り込まれる。 化石燃料の燃焼、火山の噴火などによって放出された二酸化硫黄や、自動車排ガス中の窒素酸化物は、 酸化されて、それぞれ硫酸や硝酸となり、雲の中で雨滴が成長する過程で取り込まれたり(レインアウト)、 降下してくる雨滴に衝突して取り込まれたり(ウォッシュアウト)する。そのような雨滴中では硫酸や硝酸が 解離して水素イオン濃度が増加するため、降水が酸性化する。

大気中には自然起源によるものも含めて雨の pH に影響を与えるさまざまな物質があり、それらによる イオンが雨滴中で相互にバランスして pH を決めているので、厳密に人間活動の影響による酸性雨を定 義することは難しい。しかし、一般的には、大気中の二酸化炭素のみが純水中に溶けた場合の pH である pH 5.6 以下の雨を「酸性雨」と呼ぶことがある。

5.1.2 ナトリウムイオン

降水中のナトリウムイオン(Na⁺)はそのほとんどすべてが海水飛沫による海塩粒子を起源とし、その濃度は降水への海塩の寄与の尺度となる。

結果

図 5.1.2.1 と図 5.1.2.2 に、綾里と南鳥島のナトリウムイオンの降水中濃度と降水・降下じんによる降下量 を示す。四方を海に囲まれた南鳥島では、綾里に比較して、ナトリウムイオンの降水中濃度、降水・降下じ んによる降下量ともに大きい。降下量は、綾里ではほぼ年間を通して降水による比率が大きいが、南鳥島 は降下じんによる比率が大きい。綾里の 10 月の降下量が大きくなっているのは、東海上を通過する台風 や発達した低気圧が例年より多く、金華山付近の気象庁の江ノ島沿岸波浪計でも 10 月の月平均波高が 過去 29 年間で最高となるなど、海が荒れることが多かったことが原因と考えられる。





Fig.5.1.2.1 Time series of sodium ion concentrations in precipitation of daily sampling and monthly mean concentrations weighted by precipitation amounts obtained at Ryori (a) and at Minamitorishima (b) in 2006. The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to the Typhoon 0612 "Ioke".



Monthly Sodium Ion deposition (Na⁺)

- 図 5.1.2.2 月別降水(precipitation)・降下じん(dry deposition)によるナトリウムイオン降下量(2006 年)。(a)は 綾里、(b)は南鳥島。9月と10月は台風第12号の影響により観測を休止した。
- Fig.5.1.2.2 Time series of monthly sodium ion deposition amounts contained in precipitation and dry deposition obtained at Ryori (a) and at Minamitorishima (b) in 2006. The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to the Typhoon 0612 "Ioke".
5.1.3 硫酸イオン

硫酸イオン($SO_4^{2^-}$)には、化石燃料の燃焼などの人為起源あるいは火山噴火による自然起源で放出される二酸化硫黄 SO_2 が酸化した非海塩性のものと、海水飛沫などを起源とする海塩性のものがある。海塩性硫酸イオン($ss-SO_4^{2^-}$)は、観測された降水・降下じん中のナトリウムイオン(Na^+)量に、平均的な海水における組成比(2.649/10.556 = 0.251)を乗じて算出している。非海塩性硫酸イオン($nss-SO_4^{2^-}$)は硫酸イオン総量から海塩性硫酸イオン量を差し引いて求めている。

結果

図 5.1.3.1 に、綾里と南鳥島の降水中の硫酸イオン濃度を、図 5.1.3.2 に、綾里と南鳥島の降水・降下 じんによる硫酸イオン降下量を、海塩性と非海塩性に分けて示す。綾里での降水・降下じん中の硫酸イ オンの降下量は、一般に海塩性と比べて非海塩性の割合が大きいが、2006 年 10 月は海塩性の割合が 大きくなっている。これはナトリウムイオンの項でもふれたように、例年になく海が荒れることが多かったこと が原因と考えられる。南鳥島では海塩性硫酸イオンの割合が大きくなっている。



- 図 5.1.3.1 日ごとと月平均の降水中硫酸イオン濃度(2006 年)。月平均値は降水量の重みをかけた加重平均 値。(a)は綾里、(b)は南鳥島。南鳥島 9 月と 10 月の観測は台風第 12 号の影響により観測を休止 した。
- Fig.5.1.3.1 Time series of sulfate ion concentrations in precipitation of daily sampling and monthly mean concentrations weighted by precipitation amounts obtained at Ryori (a) and at Minamitorishima (b) in 2006. The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to the Typhoon 0612 "Ioke".



Monthly Sulfate Ion deposition $(SO_4^{2}-S)$

- 図 5.1.3.2 月別降水(precipitation)・降下じん(dry deposition)による海塩起源(ss)及び非海塩起源(nss)硫酸 イオン降下量(SO₄²-S)(2006 年)。(a)は綾里、(b)は南鳥島。南鳥島の9月と10月の観測は台風 第 12 号の影響により観測を休止した。
- Fig.5.1.3.2 Time series of monthly seasalt (ss) and non-seasalt (nss) sulfate ion deposition amounts (SO₄²⁻-S) contained in precipitation and dry deposition obtained at Ryori (a) and at Minamitorishima (b) in 2006. The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to the Typhoon 0612 "Ioke".

5.1.4 硝酸イオン

硝酸イオンは自動車などの排ガス中の窒素酸化物が酸化することで生ずる。

結果

図 5.1.4.1 に綾里と南鳥島の硝酸イオン(NO₃⁻)の降水中濃度を示し、図 5.1.4.2 に降水・降下じんによ る硝酸イオン降下量を示す。綾里では南鳥島に比べ、降水中濃度、降下量ともに大きく、また、日ごとの 降水中濃度に大きな変動がみられる。降下量は、両地点とも降下じんに比べ降水による割合の方が大き い。



- 図 5.1.4.1 日ごとと月平均降水中硝酸イオン濃度(2006 年)。月平均値は降水量の重みをかけた加重平均値。 (a)は綾里、(b)は南鳥島。南鳥島の9月と10月の観測は台風第12号の影響により観測を休止した。
- Fig.5.1.4.1 Time series of nitrate ion concentrations in precipitation of daily sampling and monthly mean concentrations weighted by precipitation amounts obtained at Ryori (a) and at Minamitorishima (b) in 2006. The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to the Typhoon 0612 "Ioke".



図 5.1.4.2 月別降水(precipitation)・降下じん(dry deposition)による硝酸イオン降下量(NO₃⁻-N)(2006年)。 (a)は綾里、(b)は南鳥島。南鳥島の9月と10月の観測は台風第12号の影響により観測を休止した。

Fig.5.1.4.2 Time series of monthly nitrate ion deposition amounts (NO_3^--N) contained in precipitation and dry deposition obtained at Ryori (a) and at Minamitorishima (b) in 2006. The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to the Typhoon 0612 "Ioke".

解説

観測結果から、綾里は人為起源の酸性物質の影響を強く受けていること、人間活動による酸性物質 の発生源から遠く離れた南鳥島においても酸性物質が長距離輸送されることがわかる。Hara *et al.* (2004)も南鳥島の観測結果から、硝酸イオンの濃度は他の海洋遠隔地での濃度とほぼ同一であるが、 硫酸イオン濃度はそれに比べてやや高く、大陸の影響が示唆されることを指摘している。

5.2 降水・降下じんの経年変化

5.2.1 pH の経年変化

結果

図 5.2.1.1 に綾里と南鳥島における降水中 pH の経年変化を示す。綾里では 1976 年の観測開始直後 は pH 5.0 以上を記録したが、それ以降は pH 4.4 から 5.0 の範囲で変動している。観測開始からの全期間 (1976 年から 2006 年の 31 年間)を通して見ると有意な長期変化傾向は見られない。南鳥島は 1996 年か ら 2002 年まで pH5.5 から 5.8 の範囲で推移していたが、近年は pH が低下している。



図 5.2.1.1 綾里と南鳥島における降水中 pH の年平均値の経年変化。年平均値は降水量の重みをかけた加 重平均値。

Fig.5.2.1.1 Time series of annual mean pH weighted by precipitation amounts at Ryori and Minamitorishima.

解説

Streets *et al.* (2000)は、酸性雨の原因となる物質の一つである二酸化硫黄の放出が、アジアでは 1990 年から 1997 年までに 16.3%増えたと指摘している。それにもかかわらず、綾里で顕著な長期変化傾向が みられない理由を、Massie *et al.* (2004)は、輸送の途中で酸性物質がカルシウムの豊富な黄砂によって 部分的に中和されているためと指摘している。

南鳥島の 2003 年、2005 年の大幅な pH 低下は、第 5.1 節で記述したようにアナタハン火山噴火により 放出された二酸化硫黄の影響による一時的なものである可能性が大きいが、他機関の観測でも沖縄、小 笠原父島で 2000 年以降 pH 低下が見られ、酸性物質が南鳥島にまで輸送されてくる頻度が高まってきて いる可能性もあり、今後の詳細な解析と経過の観察が必要である。

背景となる一般的知識

第 5.1 節で記述したように、化石燃料の燃焼によって放出された二酸化硫黄や、自動車などの排ガス 中の窒素酸化物は、酸化されて各々硫酸や硝酸となり、降水中に取り込まれる。降水中では、硫酸や硝 酸が解離し、水素イオンと硫酸イオン及び硝酸イオンとなる。水素イオンは大気中のアンモニアやアルカ リ性のカルシウム化合物によって中和されるため、降水中の水素イオン濃度を表す pH だけでは、酸性物 質の降下量を評価できない。硫酸イオン及び硝酸イオンの降下量の変化による評価が必要である。

5.2.2 硫酸イオンと硝酸イオンの経年変化

結果

図 5.2.2.1 は綾里での降水・降下じんにおいて、人間活動による影響とみられる非海塩起源の硫酸イ オン降下量の経年変化を示し、図 5.2.2.2 に同様の硝酸イオン降下量の経年変化を示す。いずれも 1986 年は降下量が大幅に少ないが、これは 1 月から 8 月まで降水試料採取装置故障による欠測を含むため である。Seto et al. (2002)によると、国内 17 個所の観測点の結果から、1989 年から 1998 年の 10 年間に 全地域で非海塩起源の硫酸イオンは減ったが、硝酸イオンは多くの地域ではっきりした傾向はみられな かったと報告している。しかし、綾里では非海塩起源の硫酸イオンには数年規模の変動がみられるが、こ の期間を通しての変化傾向を見るのは難しい。また、硝酸イオンは 1988 年以降、それ以前に比べ高い状 態が継続している。



- 図 5.2.2.1 綾里における降水(precipitation)・降下じん(dry deposition)による非海塩起源硫酸イオン降下量の 経年変化。
- Fig.5.2.2.1 Time series of annual non-sea salt sulfate ion deposition amounts contained in precipitation and dry deposition at Ryori.



図 5.2.2.2 綾里における降水 (precipitation)・降下じん (dry deposition) による硝酸イオン降下量の経年変化。 Fig.5.2.2.2 Time series of annual nitrate ion deposition amounts contained in precipitation and dry deposition at Ryori.

図 5.2.2.3 に南鳥島での降水・降下じんにおいて、人間活動による影響によるとみられる非海塩起源の 硫酸イオン降下量の経年変化を示し、図 5.2.2.4 に同様の硝酸イオン降下量の経年変化を示す。1997 年 は降水試料採取装置の故障により試料が少ない。また 2002 年の降下じんの非海塩性起源の硫酸イオン は、捕集した試料の信頼性が低いことから掲載していない。硝酸イオンの降下量はほぼ同じ程度で推移 しているが、降下じん中の硫酸イオンが 2004 年以降大幅に増加している。これは第 5.1 節で記述したよう に火山噴火の直接的な影響による可能性が大きいと考えられる。



- 図 5.2.2.3 南鳥島における降水(precipitation)・降下じん(dry deposition)による非海塩起源硫酸イオン降下量の経年変化。2002 年のデータは、付近での工事により捕集した試料の信頼性が低いため掲載していない。
- Fig.5.2.2.3 Time series of annual non-sea salt sulfate ion deposition amounts contained in precipitation and dry deposition at Minamitorishima.



図 5.2.2.4 南鳥島における降水(precipitation)・降下じん(dry deposition)による硝酸イオン降下量の年平均値の経年変化。年平均値は降水量の重みをかけた加重平均値。

Fig.5.2.2.4 Time series of annual nitrate ion deposition amounts contained in precipitation and dry deposition at Minamitorishima.

5. 参考文献

Hara, H., N. Sugiyama N., J. Ohyama, A. Nakadate, and K. Ogawa, 2003: Precipitation Chemistry on Minami-Torishima in the Western Pacific. J. Field Science, 3, 1-10.

- Hilton, D. R., T. P. Fischer, A. J. S. McGonigle, and J. M. de Moor 2007: Variable SO2 emission rates for Anatahan volcano, the Commonwealth of the Northern Mariana Islands: Implications for deriving arc-wide volatile fluxes from erupting volcanoes, Geophys. Res. Lett., 34, L14315, doi:10.1029/2007GL030405.
- Kajino, M., H. Ueda, H. Satsumabayashi, and J. An, 2004: Impacts of the eruption of Miyakejima Volcano on air quality over far east Asia. J. Geophys. Res., 109, D21204, doi:10.1029/2004JD004762.

環境省,2004:酸性雨対策調査総合とりまとめ報告書、酸性雨対策検討会 平成 16 年 6 月,432pp.

- Massie S. T., O. Torres, S. J. Smith, 2004: Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) observations of increases in Asian aerosol in winter from 1979 to 2000. J. Geophys. Res., 109, D18211, doi:10.1029/2004JD004620.
- Seto, S., A. Nakamura, I. Noguchi, T. Ohzumi, N. Fukuzaki, S. Toyama, M. Maeda, K. Hayashi, H. Hara, 2002: Annual and seasonal trends in chemical composition of precipitation in Japan during 1989-1998. Atmos. Env., 36, 3505-3517.
- Streets, D. G., N. Y. Tsai, H. Akimoto, K. Oka, 2000: Sulfur dioxide emissions in Asia in the period 1985-1997. Atmos. Env., 34, 4413-4424.
- Terada, H., H. Ueda, and Z. Wang, 2002: Trend of acid rain and neutralization by yellow sand in east Asia? a numerical study. Atmos. Env., 36, 503-509.
- Wang, Z., H. Akimoto, and I. Uno, 2002: Neutralization of soil aerosol and its impact on the distribution of acid rain over east Asia: Observations and model results. J. Geophys. Res., 107(D19), 4389, doi:10.1029/2001JD001040.



6. 海洋汚染

海洋汚染をめぐるこれまでの動きと気象庁の取り組み

海洋汚染の防止のためには国際的な取り組みが不可欠である。「廃棄物その他の物の投棄による海 洋汚染の防止に関する条約(ロンドンダンピング条約)」(1972 年採択)及び「船舶による汚染の防止のた めの国際条約(マルポール条約)」(1973 年採択)の採択を巡る国際的議論などを背景にして、我が国で は1971年に「海洋汚染及び海上災害の防止に関する法律(海洋汚染防止法)」が施行された。気象庁は 同法に基づき、海洋汚染の防止及び海洋環境の保全に資するために、海水中の有害金属(カドミウム、 水銀)などの海洋バックグランド汚染観測を1972 年に開始した。その後1976 年に油汚染関連の観測を 開始した。なお、観測の詳細は第7.4 節に記述している。

6.1 油汚染

観測種目及び観測方法は以下のとおりである(第7.4.2節に詳しく示す)。

・プラスチックなどの浮遊汚染物質及び海面油膜

日出から日没まで、観測船の船橋から目視によって種類、形状、大きさ、個数などを記録する。

・浮遊タールボール (油塊)

タールボール採取用ニューストンネットの曳航によってタールボールを採取し、乾燥した後、重量の測 定を行う。

6.1.1 プラスチックなどの浮遊汚染物質及び海面油膜

6.1.1.a 2006年の浮遊汚染物質及び海面油膜

結果

2006年のプラスチックなどの浮遊汚染物質の分布を図 6.1.1.1 に示す。図には、航走 100 km あたりの 浮遊汚染物質の観測個数を、各観測日の正午位置に黒丸の大きさ(観測されない時は +) で示してある。 浮遊汚染物質は一般に日本周辺海域で多く、北西太平洋の北緯 20 度以南や亜寒帯域で少ない。2006 年には、日本周辺海域の一部で春季から秋季にかけて 50 個/100 km を超える浮遊汚染物質が発見され た。また、黒潮及び黒潮続流域のやや南にあたる北緯 30 度付近の海域でも 100km あたり 10~20 個前 後と、比較的多く発見された。

海面油膜は、2006年には観測されなかった。



図 6.1.1.1 プラスチックなどの浮遊汚染物質の分布図(2006 年)。(a)冬季、(b)春季、(c)夏季、(d)秋季。 Fig.6.1.1.1 Distributions of floating pollutants: (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn, 2006.

解説

浮遊汚染物質の各海域における観測個数及びその内訳を図 6.1.1.2 に示す。全海域の観測個数は 平均 5.4 個/100 km で、2005 年の 5.2 個/100 km とほぼ同じであった。日本海は 12.6 個/100 km で 2005 年の 10.5 個/100 km より増加した。東シナ海では 7.2 個/100 km で、2005 年の 10.0 個/100 km と比較す ると減少した。観測された浮遊汚染物質の内訳は海域による差が小さく、発泡スチロ - ル(全海域平均 53%)の占める割合が高かった。

1981~2000年の20年間の浮遊汚染物質の平均分布を図 6.1.1.3 に示す。浮遊汚染物質は、日本周辺海域で多く、北緯20度以南や亜寒帯域で少ない。黒潮続流の南側にあたる東経150度以東の北緯

30 度付近の海域は、同じ経度の高緯度及び低緯度と比較して浮遊汚染物質が多い傾向がある。また、 低緯度でも北赤道反流域にあたるニューギニア島北方の海域で比較的多く、外洋の浮遊汚染物質の分 布に海流系が大きく影響していることを示唆している。



- 図 6.1.1.2 各海域におけるプラスチックなどの浮遊汚染物質の観測個数及びその種類の内訳(2006 年)。 青:発泡スチロール 緑:漁具類 黄:膜状のプラスチック 赤:その他プラスチック
- Fig. 6.1.1.2 Number of floating pollutants and their details in each area of the sea adjacent to Japan and the western North Pacific in 2006.



図 6.1.1.3 プラスチックなどの浮遊汚染物質の 20 年平均分布図(1981 ~ 2000 年、緯度・経度 5 度毎)。 Fig.6.1.1.3 20-year averaged distribution of floating pollutants from 1981 to 2000 in 5° (latitude) × 5° (longitude) grids.

6.1.1.b 浮遊汚染物質の経年変化

結果

1977~2006年の日本周辺海域及び東経 137度線における浮遊汚染物質の観測個数の経年変化を 図 6.1.1.4 に示す。2006年の浮遊汚染物質は、日本周辺海域で 7.4 個/100km、東経 137度線の北緯 20 ~30度で 2.5 個/100km、東経 137度線の北緯 0~20度で 0.8 個/100km であった。

2000 年代に入ってからの浮遊汚染物質の発見数は、北西太平洋のすべての海域で年間平均 100km あたり 10 個以下となっているものの、日本周辺海域では 2000 年代に入ってから増加傾向にあ る。

一方、東経 137 度線では、1990 年代以降に減少傾向はみられず、北緯 0~20 度の海域では逆に増 加傾向がみられる。



図 6.1.1.4 プラスチックなどの浮遊汚染物質の観測個数の経年変化(1977~2006年)。海域区分は図 6.1.1.5 による。

Fig.6.1.1.4 Time series of the number of floating pollutants in the seas adjacent to Japan and along 137°E from 1977 to 2006. Areas are shown in Fig.6.1.1.5.

解説

浮遊汚染物質の経年変化の調査海域を図 6.1.1.5 に示す。日本周辺海域の値は、緯度 5 度、経度 5 度の格子 10 個分の年平均であり、東経 137 度線の値はこの観測線に沿った年平均である。なお、東経 137 度線については、北緯 0 ~ 20 度及び北緯 20 ~ 30 度のそれぞれについて示した。

浮遊汚染物質の発見個数を海域別にみると、日本周辺海域では1988年から1990年をピークとして、

その後は漸減傾向となっている。1988年は、マルポール条約の付属書 V により船舶からのプラスチック類の排出規制処置が定められ、海洋汚染防止法が改正された年にあたっており、この海域においては規制の効果が認められる。



- 図 6.1.1.5 浮遊汚染物質及び浮遊タールボールの経年変化調査海域。(A):日本周辺海域、(B):東経 137 度線。
- Fig.6.1.1.5 Areas for statistics of floating pollutants and floating tar balls: (A) the sea adjacent to Japan and (B) along 137°E.

6.1.2 浮遊タールボール (油塊)

0

10°S

ating tar ball

(c)

Summer 2006

6.1.2.a 2006年の浮遊タールボール (油塊)

結果

2006年に観測した浮遊タールボールの分布を図 6.1.2.1 に示す。浮遊タールボールの重量をネット開 口部が通過した面積で除したタールボール密度(mg/m²)として、観測位置に黒丸の大きさ(観測されない 時は+)で示してある。2006年の春季及び夏季に、日本海で約 0.1 mg/m²と少量のタールボールが採取 された。また、夏季には東経 165 度線の亜寒帯域で、秋季には本州南方の黒潮域で、それぞれ微量のタ ールボールが採取された。



図 6.1.2.1 浮遊タールボールの分布図(2006 年)。(a)冬季、(b)春季、(c)夏季、(d)秋季。 Fig.6.1.2.1 Distributions of floating tar balls: (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn, 2006.

0

10°S

ating tar ball

(d)

Autumn 2006

6.1.2.b 浮遊タールボールの経年変化

結果

1978~2006年の日本周辺海域及び東経137度線における浮遊タールボールの経年変化を図6.1.2.2 に示す。海域区分は浮遊汚染物質の場合と同様である(図 6.1.1.5 参照)。1990年代半ばまでは、タール ボールがしばしば日本周辺海域で採取されたが、1996年以降は北西太平洋全般にタールボールが採 取されることはまれになっている。



図 6.1.2.2 浮遊タールボールの経年変化(1978~2006年)。海域区分は図 6.1.1.5 による。 Fig.6.1.2.2 Time series of the concentration of tar balls in the seas adjacent to Japan and along 137°E from 1978 to 2006. Areas are shown in Fig.6.1.1.5.

解説

1980 年代の初めまでは、日本周辺海域及び東経 137 度線の北緯 20~30 度でタールボールが多く 採取され、1979 年には海域平均で 0.6 mg/m²を上回っていた。しかし、マルポール条約の付属書Iに基 づいて船舶からの油類の排出が規制された 1983 年以降、タールボール密度は大幅に減少した。日本周 辺海域では、1978 年から 1982 年の 5 年平均が 0.29 mg/m²であったのに対し、規制処置後の 1984 年か ら 1988 年の 5 年平均は 0.08 mg/m²になっている。また、東経 137 度線の北緯 20~30 度では、1984 年 以降タールボールはまれにしか採取されていない。

6.2 重金属

観測種目及び観測方法は以下のとおりである(第7.4.2節に詳しく示す)。

カドミウム: 表面海水は船上から 500 ml のポリ容器に直接採取し、1,000 m の海水はニスキン採水器 を用いて採取する。海水を採取した後、塩酸を加えて保存する。APDC - DDTC 混合キレ - ト剤及びクロ ロホルムによる溶媒抽出で海水からカドミウムを分離・濃縮し、炭素炉原子吸光光度計により測定する。

水銀: 上記方法で採取した海水に硫酸を加えガラス瓶に保存する。塩化第一スズによる還元気化及 び金粒子によるトラップで海水から水銀を分離・濃縮し、冷原子吸光光度計により測定する。

6.2.1 カドミウム

結果

2006 年の季節ごとの海水中のカドミウム濃度を図 6.2.1.1 に示す。表面海水中のカドミウム濃度は、北海道南東沖で高く、15~79 ng/kg であった。この海域では鉛直混合による下層からの供給により、例年他の海域より高濃度になる傾向がある。1,000 m 深の値は、45~131 ng/kg の範囲にあり、これまで観測と同程度であった。

2006年の北西太平洋における北緯30度以南の海面のカドミウムの平均濃度は1.6 ng/kgであり、1997 年以降ほぼ同レベルで推移している。







- 図 6.2.1.1 表面海水中のカドミウム濃度(2006 年)。(a)冬季、(b)春季、(c)夏季、(d)秋季。図中の点は観測 点。()内は深度 1,000 m の値。
- Fig.6.2.1.1 Distributions of cadmium concentration in the surface sea water : (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn, 2006. Dots indicate observation stations. Values in parentheses indicate cadmium concentration at a depth of 1,000 m.

解説

カドミウムは、一般に海洋表面から 1,000 m 深付近まで深さとともに増加する鉛直分布を示す。これは、 カドミウムが栄養塩などと同様に、海洋表層で生物中に取り込まれること、またその生物粒子が下層へと 鉛直輸送され、有機物の分解とともに再び海水に溶け出すことによると考えられている。そのため、日本 周辺海域や亜寒帯域など冬季に強い鉛直混合が起こる海域では下層からの水が表層へ供給されるため 表面海水中のカドミウム濃度が高くなる。一方、そのような鉛直混合が弱い亜熱帯域や熱帯域では表面 海水中のカドミウム濃度は低い。

6.2.2 水銀

結果

図 6.2.2.1 に 2006 年の季節毎の海水中の水銀濃度を示す。ほとんどの観測点(105 試料中 101 試料) で水銀濃度は 10 ng/kg 以下であったが、4 測点で 10 ng/kg 以上の値がみられた。全観測点の平均濃度 は海面で 3.1 ng/kg、1,000 m 深で 2.6 ng/kg となっており、1986 年以降ほぼ同レベルで推移している。





(b)



110 °E 120 °E 130 °E 140 °E 150 °E 160 °E 170 °E 110°E 120°E 130°E 140°E 150°E 160°E 170°E

図 6.2.2.1 表面海水中の水銀濃度(2006 年)。(a)冬季、(b)春季、(c)夏季、(d)秋季。図中の点は観測点。 ()内は深度 1,000 m の値。

Fig.6.2.2.1 Distributions of mercury concentration in the surface sea water : (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn, 2006. Dots indicate observation stations. Values in parentheses indicate mercury concentration at a depth of 1,000 m.

解説

水銀の濃度は、これまでの観測において海域、季節及び深度による違いが小さく、ほぼ均一であると考え られる。

7. 観測所と観測方法

7.1 地上観測所

7.1.1 温室効果ガスなどの GAW 観測所

気象庁では1976年に岩手県気仙郡三陸町綾里(現大船渡市綾里)にWMO大気バックグランド汚染 地域観測所(現大気環境観測所)を設立し、降水降下じんの化学成分の観測等を開始した。この綾里で の降水降下じんの観測は、我が国で最も長い観測期間を持ち、酸性雨の長期監視に貢献している。さら にその後、温室効果による地球温暖化問題が世界的にクローズアップされるにつれ、気象庁は、 WMO/GAW(第8.2.1節参照)の一環として、1987年より綾里において大気二酸化炭素の定常的な観測 を日本で初めて開始した(気象庁,1988)。さらに、1990年よりオゾン層破壊物質および温室効果ガスとし て、順次フロン類(CFC-11、CFC-12、CFC-113)、一酸化二窒素、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタンを、 温室効果ガスととてメタン、地上オゾン、一酸化炭素の観測を開始した(気象庁、1994)。

1994 年には、観測環境の基準がより厳しい GAW の全球観測所として南鳥島気象観測所を開設し、 二酸化炭素、メタン、地上オゾン、一酸化炭素、エーロゾル光学的厚さ、降水降下じんの化学成分、オゾ ン全量の観測を順次開始した。さらに、1997 年から与那国島測候所でも、二酸化炭素、メタン、地上オゾ ン、一酸化炭素、エーロゾル光学的厚さの観測を順次開始し、現状に到っている。(表 7.1.1.1)。

| 観測所名 | 綾里 (大気環境観測 所) Ryor i | 南鳥島 (南鳥島気象観測 所) Minamitorishima | 与那国島 (与那国島測候 所) Yonagunijima | 昭和 (昭和基地) Syowa |
|-----------------------------------------|-------------------------------|------------------------------------------|---------------------------------------|-----------------------|
| 観測開始年月 Start of observation | 1976年1月 | 1993年3月 | 1997年1月 | 1997年1月 |
| 緯度 Latitude | 39°02 N | 24º17 N | 24º28 N | 69°00 S |
| 経度 Longitude | 141º49 E | 153°59 E | 123º01 E | 39°35 E |
| 標高 Altitude | 260 m | 8 m | 30 m | 18 m |
| WMO 国際 地点番号 WMO station number | 47513 | 47991 | 47912 | 89532 |
| GAW 観測所分類 Station class | 地域観測所 Regional | 全球観測所 Global | 地域観測所 Regional | 地域観測所 Regional |

表 7.1.1.1 気象庁が運営する GAW 観測所(温室効果ガスなど大気微量気体、大気混濁度、降水化学成分)。 Table 7.1.1.1 JMA GAW stations for greenhouse gases, aerosol optical depth, and precipitation chemistry.

7.1.1.a 綾里(大気環境観測所)

大気環境観測所は岩手県大船渡市三陸町綾里にあって、陸中海岸国立公園の中の三陸海岸に面した小高い山の上に位置する(図 7.1.1.1 及び図 7.1.1.2)。観測所は大船渡市(人口約4万3千人)の中

心部から東南東約 10 km に位置し、東北地方で最大の都市である仙台市(人口約 103 万人)からは約 120 km 離れている。周辺の人口密集地からも離れているため、局地的な汚染源による影響を大きくは受けず、GAW 地域観測所の設置条件をおおむね満足している。なお、2002 年 4 月に観測所がもとの位置から約 270 m 北東に移動した。この移動により、観測所の標高はそれまでの 230 m から 260 m、空気取り入れ口の標高は 260 m から 272 m に変わった。



大気環境観測所での観測種目、使用測器などは表 7.1.1.2 のとおりである。

図 7.1.1.1 大気環境観測所(綾里)の位置。 Fig. 7.1.1.1 Location map of Ryori station.



図 7.1.1.2 大気環境観測所(綾里)の様子。 Fig. 7.1.1.2 Location view of Ryori station.

表 7.1.1.2 大気環境観測所での観測種目、観測頻度、測器。

 Table 7.1.1.2
 Observation parameters, frequency, and instruments at Ryori station.

| 観測種目 | 観測開始 Start of | 観測頻度 | 使用測器 |
|---------------------------------------------------------|------------------|------------------------|----------------------------------------------------|
| Parameter | observation | Frequency | Instrument |
| | 1987年1月 | 連続 | 非分散型赤外線分析計 堀場製作所㈱ VIA500R |
| 二酸化炭素(CO ₂) | 2004年1月 | 連続 | 非分散型赤外線分析計 堀場製作所㈱ VIA510R |
| メタン(CH₄) | 1991年1月 | 連続 | 非分散型赤外線分析計 堀場製作所㈱)GA360-S |
| 一酸化炭素(CO) | 1991年1月 | 連続 | 非分散型赤外線分析計 堀場製作所㈱ GA360 - S |
| | 1990年1月 | 連続 | 紫外線吸収式オゾン濃度計 荏原実業㈱ EG - 2001F |
| 地上オゾン(0₃) | 2005 年 1 月 | 連続 | 紫外線吸収式オゾン濃度計 荏原実業㈱ EG - 2001FTP (温度・圧力補正付) |
| クロロフルオロカーボ | 1990年1月 | 1回/1時間 | ECD 付ガスクロマトグラフ ヤナコ応技㈱ AG - 1000EN |
| ン類 (chlorofluorocarbons) | 2003年9月 | 1回/1時間 | ECD 付ガスクロマトグラフ (株)環境総合テクノス (株)島津製作所 GC - 14B |
| | 1990 年 1 月 | 1回/1時間 | ECD 付ガスクロマトグラフ ヤナコ応技㈱ AG - 1000EN |
| 一酸化二窒素(N ₂ O) | 2004年3月 | 1回/1時間 | ECD 付ガスクロマトグラフ (㈱環境総合テクノス (㈱島津製作所 GC - 14B |
| 1,1,1-トリクロロエタ ン | 1991年1月 | 1回/1時間 | ECD 付ガスクロマトグラフ ヤナコ応技㈱)AG - 1000EN |
| (メチルクロロフォル ム) (CH ₃ CCI ₃) | 2005 年 3 月 | 1回/1時間 | ECD 付ガスクロマトグラフ (株)環境総合テクノス (株)島津製作所 GC - 14B |
| 四塩化炭素(CCI₄) | 1991年1月 | 1回/1時間 | ECD 付ガスクロマトグラフ ヤナコ応技㈱ AG - 1000EN |
| | 2005 年 3 月 | 1回/1時間 | ECD 付ガスクロマトグラフ (株)環境総合テクノス (株)島津製作所 GC - 14B |
| 降水・降下じん化学成分 (Atmospheric deposition) | 1976年1月 | 日毎(降水) 月毎(降下じ ん) | 降水・降下じん自動サンプリング装置 小笠原計器製作所㈱ |
| エーロゾル光学的厚さ (Aerosol optical | 1988年1月 | 3回/1日 | サンフォトメータ 英弘精機㈱ MS - 110 |
| depth) | 2006年1月 | 3回/1日 | サンフォトメータ PMOD/WRC PFR |
| エーロゾル鉛直分布 (Aerosol vertical profile) | 2002年3月 | 4回/1日 | ライダー 日本電気㈱ |

綾里は東北地方の太平洋側にあり、平年では年平均気温が10.3 、1、2月の平均気温は0 以下で 寒冷、8 月の平均気温は約 22 で涼しい。冬期間に雪の降ることはあっても降水量は少なく、降水量は 暖候期、特に6~9月に多い。また、平年の年降水量は約1,350 mmで日本の年平均降水量約1,600 mm に比べやや少ない。

2006 年の綾里における毎日の日平均、日最高、日最低気温と日降水量の変化を図 7.1.1.3 に示す。 2006 年の年平均気温は 10.1 、年降水量は 1,700.0 mm と平年よりも約 350 mm 多かった。



図 7.1.1.3 綾里の 2006 年の日平均・日最高・日最低気温と日降水量の変化。

2006 年の年間と各月ごとの風配図を図 7.1.1.4 に示す。2006 年は年間を通して西~西北西の風が卓越した。年平均風速は 4.1 m/s だった。

Fig .7.1.1.3 Daily mean, daily maximum and minimum temperatures, and daily precipitation amounts at Ryori station in 2006.



図 7.1.1.4 綾里の 2005 年の年間と月ごとの風配図。

Fig. 7.1.1.4 Monthly and annual wind roses at Ryori station in 2005.

7.1.1.b 南鳥島気象観測所

南鳥島気象観測所が置かれている東京都小笠原村南鳥島は、東京から南東へ約2,000 km離れた日本の最南東端の北太平洋上に位置する(図7.1.1.5及び図7.1.1.6)。南鳥島は周囲約5.5 km、面積約1.4 km²の珊瑚礁から形成された孤立島である。観測所は東側の海岸に近く、卓越風が東よりであるため、大気バックグランド汚染観測にとっては好適な場所にある。島には気象庁、海上保安庁、防衛庁の関係者だけしか居住していないため、局地的な汚染源がほとんどなく、今後数十年にわたっても大きな土地利用の変化は予想されないなど、GAW全球観測所の設置条件(第8.2.1節参照)を満足している。南鳥島気象観測所での観測種目、使用測器などは表7.1.1.3のとおりである。なお、オゾン層観測関連については第7.1.2節に示す。



図 7.1.1.5 南鳥島気象観測所の位置。

Fig. 7.1.1.5 Location map of Minamitorishima station.



図 7.1.1.6 南鳥島気象観測所の様子。

Fig. 7.1.1.6 Location view of Minamitorishima station.

| 観測種目 Parameters | 観測開始 Start of observation | 観測頻度 Frequency | 使用測器 Instruments |
|--------------------------------------------|---------------------------------|------------------------|----------------------------------|
| 二酸化炭素(CO ₂) | 1993年3月 | 連続 | 非分散型赤外線分析計 堀場製作所㈱ VIA510R |
| メタン(CH₄) | 1994年1月 | 連続 | 非分散型赤外線分析計 堀場製作所㈱)GA360-S |
| 一酸化炭素(C0) | 1994年1月 | 連続 | 非分散型赤外線分析計 堀場製作所㈱)GA360 - S |
| 地上オゾン(0₃) | 1994年1月 | 連続 | 紫外線吸収式オゾン濃度計 荏原実業㈱ EG - 2001F |
| エーロゾル光学的厚さ (Aerosol optical depth) | 1995 年 1 月 | 3回/1日 | サンフォトメータ 英弘精機㈱ MS - 110 |
| 降水・降下じん化学成分 (Atmospheric deposition) | 1996年1月 | 日毎(降水) 月毎(降下じ ん) | 降水・降下じん自動サンプリング装置 小笠原計器製作所㈱ |

表 7.1.1.3 南鳥島気象観測所での観測種目、観測頻度、測器。

Table 7.1.1.3 Observation parameters, frequency, and instruments at Minamitorishima station.

南鳥島は年間を通して月平均気温が20 を超える亜熱帯性の気候である。また、平年では2月から6 月が乾期で、年降水量は約1,080 mm である。また、ほぼ一年を通して太平洋高気圧の南側に位置する ため、平均風速5 m/s 前後の東よりの風が卓越する。

2006年の南鳥島における毎日の日平均、日最高、日最低気温と日降水量の変化を図 7.1.1.7 に示す。 2006年の年平均気温は 25.4 、年降水量は 835.5 mm であった。



- 図 7.1.1.7 南鳥島の 2006 年の日平均・日最高・日最低気温と日降水量の変化。9月は台風第 12 号の影響に より観測を休止した。
- Fig. 7.1.1.7 Daily mean, daily maximum and minimum temperatures, and daily precipitation amounts at Minamitorishima station in 2006. The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to the Typhoon 0612 " Ioke ".

2006年の年間と各月ごとの風配図を図 7.1.1.8 に示す。東北東~東の風が卓越し、年平均風速は 5.8 m/s だった。



図 7.1.1.8 南鳥島の 2006 年の年間と月ごとの風配図。

Fig. 7.1.1.8 Monthly and annual wind roses at Minamitorishima station in 2006.

2006 年第 12 号台風に伴う全職員の島外避難、および観測装置の破損等により、下記の期間、観測が休止となった。

| 観測種目 | 観測休止 | 観測再開 |
|------------|-------|--------|
| 地上気象 | 9月1日 | 9月29日 |
| 二酸化炭素 | 8月31日 | 11月10日 |
| メタン | 8月31日 | 11月13日 |
| 一酸化炭素 | 8月31日 | 11月13日 |
| 地上オゾン | 8月31日 | 10月22日 |
| エーロゾル光学的厚さ | 8月31日 | 10月23日 |
| 降水降下塵 | 8月31日 | 11月25日 |

7.1.1.c 与那国島測候所

与那国島測候所のある沖縄県八重山郡与那国町は、台湾までの距離がわずか 110 kmの日本最西端に位置する(図 7.1.1.9 及び図 7.1.10)。与那国島(人口約 1,700 人)は周囲約 27.5 km、面積約 28.9 km²の東西に長い島である。測候所は北側の海岸近くにあって、牧草地とサトウキビ畑に囲まれている。 また、測候所は集落の東端にあり、卓越風向が北北東~北東及び南で、西風の出現頻度はほとんどないため、台湾を含め、汚染源が集中する西方からの影響はほとんど受けない。このため、南西諸島域を 代表するGAW地域観測所としての設置条件を満足すると考えられる。与那国島測候所での観測種目、 使用測器などは表 7.1.1.4 のとおりである。



図 7.1.1.9 与那国島の位置。

Fig. 7.1.1.9 Location map of Yonagunijima station.



図 7.1.1.10 与那国島測候所の様子。

Fig. 7.1.1.10 Location view of Yonagunijima station.

表 7.1.1.4 与那国島測候所での観測種目、観測頻度、測器。

| able 7.1.1.4 Observation parameters, nequency, and instruments at Tonagunginia station. | | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|-------------------|----------------------------------|
| 観測種目 Parameters | 観測開始 Start of observation | 観測頻度 Frequency | 使用測器 Instruments |
| 二酸化炭素(CO ₂) | 1997年1月 | 連続 | 非分散型赤外線分析計 堀場製作所㈱ VIA510R |
| メタン(CH₄) | 1998年1月 | 連続 | 非分散型赤外線分析計 堀場製作所㈱)GA360 - S |
| 一酸化炭素(C0) | 1998年1月 | 連続 | 非分散型赤外線分析計 堀場製作所㈱)GA360-S |
| 地上オゾン(0₃) | 1997年1月 | 連続 | 紫外線吸収式オゾン濃度計 荏原実業㈱ EG - 2001F |
| エーロゾル光学的厚さ (Aerosol optical depth) | 1998年1月 | 3回/1日 | サンフォトメータ 英弘精機㈱ MS - 110 |

Table 7.1.1.4 Observation parameters, frequency, and instruments at Yonagunijima station.

与那国島の気候は、冬季には大陸の高気圧、夏季には太平洋高気圧の影響を受ける。与那国島は 平年では5月~10月の月平均気温は25 を超えるが、1~2月の月平均気温は18 前後で15 以下 となる日もある。ほぼ同緯度に位置する南鳥島に比べ、夏季は同程度の気温だが冬季は4 程度低く、 年較差が大きい。平年の年降水量は約2,360 mmで、冬季や梅雨期及び台風によりもたらされる。大陸の 高気圧の影響を受ける期間は北北東~北東、太平洋高気圧の影響を受ける期間は南よりの風が卓越す る。冬季には日最大風速10 m/sを超える日が半分以上ある。また、冬季には曇りや雨の日が多い。

2006 年の与那国島における毎日の日平均、日最高、日最低気温と日降水量の変化を図 7.1.1.11 に 示す。2006 年の年平均気温は 24.1 で平年並、年降水量は 2,782.5 mm で平年より多かった。



図 7.1.1.11 与那国島の 2006 年の日平均,日最高,日最低気温と日降水量の変化。

Fig. 7.1.1.11 Daily mean, daily maximum and minimum temperatures, and daily precipitation amounts at Yonagunijima station in 2006.

2006年の年間と各月ごとの風配図を図 7.1.1.12 に示す。1~3月と10~12月には北北東、6~7月は 南南東~南の風が卓越し、年平均風速は 6.7 m/s だった。



図 7.1.1.12 与那国島の 2006 年の年間と月ごとの風配図。

Fig. 7.1.1.12 Monthly and annual wind roses at Yonagunijima station in 2006.

7.1.1.d 昭和基地(南極)

南極の昭和基地は、リュツォ・ホルム湾東岸の南極大陸氷縁から西に4 km 離れた東オングル島に位 置している(図 7.1.1.13 及び図 7.1.1.14)。基地は、東オングル島の北部、東西に約 1.5 km、南北に約 1 km の範囲に設営されており、基地主要部には管理棟、居住棟があり、気象棟は、管理棟の西約 100 m に設けられている。昭和基地における風は、年間を通じて北東風が卓越しているため、ほとんど汚染の影 響はなく、夏期の作業による一時的な人為的汚染が考えられる程度である。昭和基地での観測種目、使 用測器などは表 7.1.1.5 のとおりである。但し、オゾン層及び紫外線観測関連については第 7.1.2 節に示 す。



図 7.1.1.13 南極の昭和基地の位置。

Fig. 7.1.1.13 Location of Syowa station.



図 7.1.1.14 昭和基地の様子。

Fig. 7.1.1.14 Location view of Syowa station.

表 7.1.1.5 昭和基地での観測種目、観測頻度、測器。

Table 7.1.1.5 Observation parameters, frequency, and instruments at Syowa station.

| 観測種目 Parameters | 観測開始 Start of observation | 観測頻度 Frequency | 使用測器 Instruments |
|------------------------------------------|---------------------------------|-------------------|------------------------------------|
| 地上オゾン(0₃) | 1997年1月 | 連続 | 紫外線吸収式オゾン濃度計 ダイレック(株) MODEL1100 |
| エーロゾル光学的厚さ (Aerosol optical depth) | 1980年1月 | 連続 | サンフォトメータ 英弘精機(株) MS-110 |

昭和基地の気候は、昭和基地が大陸から離れているため斜面下降風(カタバ風)の影響が少なく、南極の基地のうちでは比較的暖かく(年平均気温-10.5)、風もそれほど強くはなく(年平均風速 6.5 m/s)、沿岸弱風帯に分類されている。昭和基地は、極域にあるため 5 月下旬に極夜となり、太陽が再び現れるのは 7 月中旬である。また、11 月上旬に白夜が始まり、1月中旬に終わる。観測開始以来の最高気温は 10.0 (1977年1月21日)、また、最低気温は-45.3 (1982年9月4日)を記録している。発達した低気 圧が接近すると強風と降雪をもたらしブリザードとなる。ブリザードは、年間平均で 27 回程度あり、平均延 べ日数も 51 日を越える。最大風速の極値は 47.2 m/s (1975年5月26日)、最大瞬間風速の極値は 61.2 m/s (1996年5月27日)を記録し、年間雪日数は平均 191日で、年間通じて降雪があり、11~1月の白夜 期でも月 10 日以上ある。2006 年の昭和基地における毎日の日平均、日最高、日最低気温の変化を図 7.1.1.15 に示す。2006年の年平均気温は-11.0 と平年並みであった。なお、昭和基地においては、地吹 雪による積雪がほとんどであり、降水量の観測は行っていない。





2006 年の年間と各月ごとの風配図を図 7.1.1.16 に示す。年間を通して北東 ~ 北北東の風が卓越し、 年平均風速は 6.5 m/s と平年並みであった。



図 7.1.1.16 昭和基地の 2006 年の年間と月ごとの風配図。

Fig. 7.1.1.16 Monthly and annual wind roses at Syowa station in 2006.

7.1.1.e 月別の後方流跡線

温室効果ガスの濃度の変化は観測した空気塊の起源に大きく関係している。そのため、地点・月毎に 空気塊の移動経路を知ることは重要である。以下に、綾里、南鳥島、与那国島の3地点について行った 等温位面での後方流跡線計算の結果を月毎に示す。なお、気象データは気象庁の客観解析データを 使用している。





Fig. 7.1.1.17 Isentropic backward trajectories during January March, 2006 over Ryori (blue lines), Minamitorishima (red lines) and Yonagunijima (green lines). Trajectories reverse to 7 days before.


図 7.1.1.17 の続き(4~6月)。 Fig. 7.1.1.17 Same as 7.1.1.17, but during April - June.



図 7.1.1.17 の続き(7~9月)。 Fig. 7.1.1.17 Same as 7.1.1.17, but during July - September.



図 7.1.1.17 の続き(10~12月)。

Fig. 7.1.1.17 Same as 7.1.1.17, but during October - December.

なお後方流跡線計算の諸元は以下の通りである。 気象データ:気象庁客観解析データ(6時間間隔) 格子間隔:1.25度×1.25度 計算開始高度:観測所上空1000m 移流面:等温位面 移流計算間隔:30分

7.1.1.f 月別の後方流跡線通過図

さらに、空気塊が通過する領域を地域毎に区切り、各観測点の6時間毎の空気塊がどの地域を通過して来たかの軌跡調査を行った。図7.1.1.18はそのために地図上の地域を分けたものであり、TransCom(第2.1.1.f節参照)の全球区画を参考に、日本近辺の空気塊経路を考慮して10地域に分類した。それぞれの地域は、

- NW: 北西アジア域
- MS: 南西太平洋域
- NE: 北アジア域及び北太平洋域
- CN: 大陸東岸北域
- CW: 温帯中央アジア域
- CS: 大陸東岸南域
- ME: 東太平洋域
- MW: 日本近海域
- SE: 南西アジア域及びインド洋域
- JP: 日本域

である。



図 7.1.1.18 空気塊の軌跡調査に使用した地域分類図。

Fig. 7.1.1.18 Map divided by the regions for air-mass trajectory analysis.

図 7.1.1.19 に綾里、南鳥島、与那国島の 3 地点の空気塊について、6 時間毎に空気塊が図 7.1.1.18 に示された地域区分に従ってどの地域にあったかを色分けした図を示す。横軸は観測日時を示し、縦軸 は観測日時を起点として遡った時間数である。縦軸の最上段が 168 時間(7 日)前の位置、ゼロが各地点 への到達を示す。 この図では、地点が前線の通過などで異なった空気塊に覆われると、遡った時間軸に沿って色が全面的に変わることとなる(異なった履歴を持った気団に覆われたことを示す)。例えば、図 7.2.2.2 ~ 図 7.2.2.4 や図 7.2.3.1 ~ 図 7.2.3.3 の濃度変動とこの空気塊の履歴の変動は一致することが多い。

Trajectory Class Ryori 2006



図 7.1.1.19 綾里についての空気塊の地域通過図 (2006 年 1 月 ~ 6 月)。 Fig. 7.1.1.19 Divisional footprints of an air mass over Ryori during January June, 2006.

Trajectory Class Ryori 2006



図 7.1.1.19 の続き(2006 年 7 月~12 月)。

Fig. 7.1.1.19 Same as Fig. 7.1.1.19, but during July December, 2006.



Trajectory Class Minamitorishima 2006

図 7.1.1.20 南鳥島についての空気塊の地域通過図(2006 年 1 月 ~ 6 月)。 Fig. 7.1.1.20 Divisional footprints of an air mass over Minamitorishima during January June, 2006.

Trajectory Class Minamitorishima 2006



図 7.1.1.20 の続き(2006 年 7 月~12 月)。

Fig. 7.1.1.20 Same as Fig. 7.1.1.20, but during July December, 2006.



Trajectory Class Yonagunijima 2006

図 7.1.1.21 与那国島についての空気塊の地域通過図(2006 年 1 月 ~ 6 月)。 Fig. 7.1.1.21 Divisional footprints of an air mass over Yonagunijima during January June, 2006.



Trajectory Class Yonagunijima 2006

図 7.1.1.21 の続き(2006 年 7 月 ~ 12 月)。 Fig. 7.1.1.21 Same as Fig. 7.1.1.21, but during July December, 2006.

7.1.1.g 年別の後方流跡線通過図

綾里、南鳥島、与那国島の 3 地点における空気塊の通過域の割合の年別値について、1996 年から 2005年までの10年間の平均と2006年の状況を図7.1.1.22に示す。1996年から2005年までの10年間 の平均から、綾里では7、8月前後に太平洋からの移流が見られ、その他の月は、特に冬季を中心として シベリア、中国北部から移流して来ることが多いこと、南鳥島では冬季のみ大陸からの移流がしばしば見 られ、その他の月は東海上から移流して来ることが多いこと、与那国島では夏季には南海上から、冬季は 中国大陸から移流して来ることが多く、春季と秋季には東海上から移流して来ることが多いことがわかる。 3 地点における、空気塊通過域の 10 年間平均と 2006 年の状況を比較しての各温室効果ガスの濃度変 動の特徴については、第2章で記述した。

















図 7.1.1.22 綾里、南鳥島、与那国島の通過地域の年別割合。 左図は 1996 年から 2005 年の 10 年平均値を 右図は 2006 年の平均値を示す。上から綾里、南鳥島、与那国島について示す。

Fig. 7.1.1.22 Time series of monthly mean ratios of footprints of an air mass over Ryori (top), Minamitorishima (middle) and Yonagunijima (bottom). Left figures show average for the period from 1996 to 2005 and right figures show those for 2006.

7.1.2 オゾン・紫外線の GAW 観測所

気象庁では、1957年につくば、1958年に札幌及び鹿児島、1961年に南極の昭和基地、1974年に那 覇、1994年に南烏島においてオゾン層の観測を開始した。また紫外線観測を1990年からつくばで、1991 年から札幌、鹿児島、那覇及び昭和基地で開始した。なお、鹿児島については、2005年3月をもってオ ゾン・紫外線の観測を終了した。オゾン・紫外線観測所における観測種目を表 7.1.2.1 に、オゾン・紫外線 観測地点の配置図を図 7.1.2.1 に示す。

表 7.1.2.1 オゾン・紫外線観測所と観測種目。

Table 7.1.2.1 Location and observation parameters of the stations for ozone and ultraviolet radiation observation.

| 観測所名 | 緯度 | 経度 | 海抜 | 国際地点番号 | 観測種別 |
|-----------------|----------|-------------|-------------|--------------------|------------|
| Station name | Latitude | Long i tude | Altitude | WMO station number | Parameters |
| 札幌 | 43°04 N | 141º20 E | 17.2m | 47412 | T,U,S,UV |
| Sapporo | | | | | |
| つくば(館野) | 36°03 N | 140°08 E | 25.2m | 47646 | T,U,S,UV |
| Tsukuba | | | | | |
| 鹿児島 | 31º33 N | 130°33 E | 3.9m | 47827 | T,U,S,UV |
| Kagoshima | | | | | |
| 那覇 | 26º12 N | 127º41 E | 28.1m | 47936 | T,U,S,UV |
| Naha | | | | | |
| 南鳥島 | 24º17 N | 153°59 E | 8m | 47991 | T,U |
| Minamitorishima | | | | | |
| 昭和基地 | 69°00 S | 39°35 E | 18 m | 89532 | T,U,S,UV |
| Syowa | | | | | |

T : オゾン全量観測

U : オゾン反転観測

S : オゾンゾンデ観測

UV : 波長別紫外線観測



図 7.1.2.1 オゾン・紫外線観測地点の配置。

Fig. 7.1.2.1 Location of the stations for ozone and ultraviolet radiation observation.

7.1.3 直達日射観測所

気象庁による日射観測(直達日射)は、1932 年から当時の中央気象台において、銀盤式日射計の各 地への展開によって始められた。その数は 1938 年には 79 か所まで増えたが、その後整理され、1953 年 には 13 か所になった。以後観測所数は増減したが 1972 年以降は現在の 14 か所で実施されている(表 7.1.3.1)。これらの観測所では WMO の技術基準に基づいた地上気象観測が併せて実施されている。

図 7.1.3.1 に、直達日射観測地点の配置図を示す。直達日射の観測は、自動太陽追尾装置に搭載した直達日射計を用いて行っている。観測値は10秒ごとに日射量として記録保存される。直達日射量の観測は、日の出から日没まで連続して行い、1 時間積算値と日積算値を求めるとともに、地方真太陽時(LAT)における9、12(南中時刻)、15時の各正時前後30分以内の直達日射量瞬間値を求める。直達日射量瞬間値からは大気の全組成の光学的厚さをあらわす指標として、ホイスナー・デュボアの混濁係数を求めている。計算方法は第7.2.10節の直達日射計による大気混濁係数の観測または気象庁地上気象観測指針(2002)に示されている。

表 7.1.3.1 直達日射観測地点一覧。

| 1 able /.1.3.1 Stations for direct solar radiation observation | Table 7.1.3.1 | Stations for | direct solar | radiation | observation |
|----------------------------------------------------------------|---------------|--------------|--------------|-----------|-------------|
|----------------------------------------------------------------|---------------|--------------|--------------|-----------|-------------|

| 観測所名 | 緯度 | 経度 | 海 抜 | 国際地点番号 |
|--------------|----------|-------------|----------|--------------------|
| Station name | Latitude | Long i tude | Altitude | WMO station number |
| 札幌 | 43°03.5 | 141°19.7 | 17.2m | 47412 |
| Sapporo | | | | |
| 根室 | 43º19.8 | 145°35.1 | 25.2m | 47420 |
| Nemuro | | | | |
| 秋田 | 39°43.0 | 140°05.9 | 6.3m | 47582 |
| Akita | | | | |
| 宮古 | 39°38.8 | 141°57.9 | 42.5m | 47585 |
| Miyako | | | | |
| 輪島 | 37°23.5 | 136°53.7 | 5.2m | 47600 |
| Wajima | | | | |
| 松本 | 36º14.7 | 137°58.2 | 610.Om | 47618 |
| Matsumoto | | | | |
| つくば | 36°03.4 | 140°07.5 | 25.2m | 47646 |
| Tsukuba | | | | |
| 米子 | 35°26.1 | 133°20.3 | 6.4m | 47744 |
| Yonago | | | | |
| 潮岬 | 33°27.0 | 135°45.6 | 73.Om | 47778 |
| Shionomisaki | | | | |
| 清水 | 32°43.3 | 133°00.6 | 31.Om | 47898 |
| Shimizu | | | | |
| 福岡 | 33°34.9 | 130°22.5 | 2.5m | 47807 |
| Fukuoka | | | | |
| 鹿児島 | 31º33.2 | 130°32.8 | 3.9m | 47827 |
| Kagoshima | | | | |
| 那覇 | 26º12.4 | 127°41.1 | 28.1m | 47936 |
| Naha | | | | |
| 石垣島 | 24°20.2 | 124°09.8 | 5.7m | 47918 |
| Ishigakijima | | | | |



図 7.1.3.1 直達日射観測地点の配置。

Fig. 7.1.3.1 Direct solar radiation observation network

7.2 観測方法について

7.2.1 大気二酸化炭素観測

観測は、二酸化炭素の赤外線吸収特性を利用した非分散型赤外分析計(NDIR)を用いている。各観 測所で使用している測定器の型式を、表 7.1.1.1 ~ 表 7.1.1.3 に示し、観測装置の外観を図 7.2.1.1 に示す。 この観測装置の安定性は、15 分平均の標準偏差で 0.02 ppm 以下である。また再現性は、上記の安定性 の試験を 2 度行った際の差が±0.02 ppm 以下である。

大気試料は地上約 20 m の高さから取り込み、露点で-65 以下に除湿された後、観測装置へ導入さ れる。濃度の基準となる二酸化炭素観測用標準ガスは、南鳥島と与那国島は濃度の異なる 4 本、綾里は 5 本の自然空気ベースの標準ガスを使用する。これらの観測用標準ガスは観測所で使用を開始する前に、 気象庁において二酸化炭素標準ガス濃度較正装置を用いて気象庁標準ガスと比較測定されることにより、 正確な濃度が決定される。標準ガスは充填圧約 15 MPa(綾里は約 12 MPa)にて使用を開始されるが、圧 力が低いとボンベ壁面の影響により濃度が変わる(濃度ドリフトを起こす)恐れがあるため、標準ガス圧力 が約 3.5 MPa 以下になる前に使用を中止され、気象庁へ送られる。通常使用期間はおおよそ 4 か月(綾 里は 3 か月)である。使用後の観測用標準ガスは、気象庁地球環境・海洋部環境気象管理官室(以下、 本章では「環境気象管理官室」)において再び二酸化炭素標準ガス濃度較正装置を用い、気象庁の標 準ガスとの比較測定が行われる。その使用前と使用後の濃度を比較することにより、使用期間中の濃度ド リフトを精密に決定し、それに基づいて使用期間中の濃度が補正される。

大気試料の分析部への試料流量は、毎分 500 mlである。第 7.3.1 節で述べるように、気象庁の標準 ガスは米国海洋大気庁地球システム調査研究所地球監視部(NOAA/GMD)の維持する WMO 標準ガス との比較によって較正されているため、各観測所における観測濃度は WMO 標準ガスを用いている各国 の観測地点の濃度と直接比較できる。南鳥島と与那国島の観測は、4 本の観測用標準ガスの濃度を6分 ずつ順次測定し、次いで大気試料の二酸化炭素濃度を96分間測定するという、120分間の観測サイクル を自動的に繰り返して行う。綾里の観測は、5 本の観測用標準ガスの濃度を6分ずつ順次測定し、次い で大気試料の二酸化炭素濃度を90分間測定するという、120分間の観測サイクルを自動的に繰り返して 行う。観測用標準ガス及び大気試料の測定は、分析計の出力電圧を1秒間隔で読み取り、その30秒間 の平均値を電磁媒体に収録する。この観測値を収録した電磁媒体を気象庁環境気象管理官室に送付し、 データの処理を行う。データ処理にあたっては、観測用標準ガスの既知濃度と出力値から、出力値と濃 度の関係を示す二次式の検量線を各観測サイクル毎に決定し、この検量線を用いて大気試料の出力値 を濃度に換算する。分析計の応答の時間変化による誤差を最小にするため、大気試料の1 つの測定値 について測定時刻に近接する前後の2 つの検量線を用いて2 つの濃度を計算し、この2 つの濃度を時 間内挿して 30 秒毎に1 つの濃度(30 秒値)を得ている。

観測された濃度値には数時間の間でも大きな濃度変動がみられる。これは、気象状況によっては接 地境界層内の人間活動や植物活動などの影響による局地的な濃度変動を観測するからである。広い水 平空間を代表し、境界層内の平均的な濃度と考えることのできる大気バックグランド濃度を求めるために は、こうした局地的な濃度変動を取り除いたデータを選別する必要がある。局地的影響を受けた空気塊 は、その空間規模が小さいため観測値の時間的変動が大きいと考えられる。このような濃度データはでき るだけ除く一方で、信頼性の高いバックグランド濃度を求めるにはデータをできるだけ多く選択することが 望ましい。気象庁が行っているバックグランドデータ選択手順は以下のとおりである。

測器の点検、故障時などを除いた、全ての 30 秒ごとの観測値を1時間平均した時別値を求める。 時別値について、それを算出する観測値が 60 個未満の場合は棄却する。 時別値について、それを算出する際の標準偏差がある値(Aとする)を超えた場合は棄却する。 時別値について、その前後の時別値との差が両方ともある値(Bとする)を超えた場合は棄却する。 上記の手順により残った時別値を、バックグランドデータとする。

日別値は、バックグランドデータとして選択された時別値を日平均する。

月別値は、バックグランドデータとして選択された時別値を月平均する。

年平均濃度は月別値の年平均値である。

値 A 及び値 B は、観測所ごとに、過去の観測値を検討することによって、局地的な影響を受けている とみられる濃度データを取り除くとともに、バックグランドデータを数多く残せるように決められた。二酸化 炭素の場合、値 A は綾里と与那国島で 0.6 ppm、南鳥島で 0.3 ppm、値 B は綾里で 0.6 ppm、南鳥島と 与那国島で 0.3 ppm である。



図 7.2.1.1 大気二酸化炭素観測装置(綾里)。 Fig. 7.2.1.1 CO2 observation system (Ryori).

2006 年のデータ取得状況

図 7.2.1.2 ~ 図 7.2.1.4 は綾里、南鳥島、与那国島の全ての時別値で、バックグランド値として採用されたものを赤で、それ以外を青で表示している。

ー年間で得られた時別値のうちバックグランドデータとして選択されたデータの割合は綾里で53%、南 鳥島で87%、与那国島では57%である。南鳥島では年間を通じて高い選択率で安定しているが、綾里及 び与那国島では夏季に選択率が低下する。これは、観測所周辺の植物活動が影響しているためと考えら れる。



図 7.2.1.2 綾里における大気中の二酸化炭素濃度時別値の時系列図(2006年)。 Fig. 7.2.1.2 Time series of hourly mean atmospheric CO₂ concentrations at Ryori in 2006.





Fig. 7.2.1.3 Time series of hourly mean atmospheric CO₂ concentrations at Minamitorishima in 2006. The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to the Typhoon 0612 " Ioke ".



図 7.2.1.4 与那国島における大気中の二酸化炭素濃度時別値の時系列図(2006年)。 Fig. 7.2.1.4 Time series of hourly mean atmospheric CO₂ concentrations at Yonagunijima in 2006.

7.2.2 大気メタン観測

観測は、メタンの赤外線吸収特性を利用した非分散型赤外分析計(NDIR)を用いている。各観測所 で使用している測定器の型式を、表 7.1.1.1.~表 7.1.1.3 に示し、外観を図 7.2.2.1 に示す。この観測装置 の安定性は、16 分平均の標準偏差で 5 ppb 以下である(但し、南鳥島は 4 ppb 以下)。また再現性は、上 記の安定性の試験を 2 度行った際の差が ± 5 ppb 以下(但し、南鳥島は ± 1 ppb 以下)である。

大気試料は二酸化炭素濃度観測と同じ取り入れ口から取得し、途中で分岐される。その後、メタンの 赤外線吸収に干渉を及ぼさないようにメタン以外の炭化水素を触媒を用いて燃焼させ除去している。観 測には、濃度の異なる2本の空気ベースの観測用標準ガスを使用し、分析部への試料流量は、毎分3.5 リットルである。これらの観測用標準ガスは、使用開始前と使用終了後に気象庁環境気象管理官室のガ スクロマトグラフ方式のメタン標準ガス濃度較正装置を用いて気象庁標準ガスと比較測定を行うことにより、 その濃度及びドリフトの決定を行っている。

観測は、濃度が異なる2本のメタン観測用標準ガスと1本の一酸化炭素観測用標準ガス及び一酸化 炭素のゼロガス(観測装置への各ガスを停止した状態)について、7分ずつ順次濃度を測定し、次いで大 気試料のメタン濃度、一酸化炭素濃度を一定時間測定する。この観測サイクルを12時間ごとに繰り返す。 観測用標準ガス及び大気試料の測定は、分析計の出力電圧を1秒間隔で読み取り、その30秒間の平 均値を電磁媒体に収録する。この出力値を収録した電磁媒体を気象庁環境気象管理官室に送付し、濃 度に換算している。

濃度換算にあたっては、2本の観測用標準ガスの既知濃度と出力値から、出力値と濃度の関係を示 す1次式の検量線を各観測サイクルごとに決定し、この検量線を用いて大気試料の出力値を濃度に換算 する。分析計の応答の時間変化による誤差を最小にするため、大気試料の1 つの測定値について測定 時刻に近接する前後の2つの検量線を用いて2つの濃度を計算し、この2つの濃度を時間内挿して30 秒毎に1つの濃度(30秒値)を得ている。気象庁の較正装置を使った使用開始前と使用終了後の比較測 定によって、観測用標準ガス使用期間中の濃度ドリフトが検出された場合は、これらの観測値は、それに 応じて濃度補正される。

時別値、日別値、月別値を求めるためのバックグランドデータ選択手順は、二酸化炭素と同様である。 ただし、値 A は綾里と与那国島で 7 ppb、南鳥島で 6 ppb、値 B は全観測所とも 6 ppb である。



図 7.2.2.1 大気メタン・一酸化炭素観測装置(綾里)。 Fig. 7.2.2.1 CH4&CO observation system (Ryori).

2006年のデータ取得状況

図 7.2.2.2 ~ 図 7.2.2.4 は綾里、南鳥島、与那国島の全ての時別値で、バックグランド値として採用され たものを赤で、それ以外を青で表示している。全観測点ともに、季節変動とともに数日の時間スケールを もつ濃度変動がみられる。変動幅は与那国島が最も大きく南鳥島は小さい。これらの変動は、第 7.1.1.f 節に示す観測した空気塊の地域通過図による通過地域の違いと対応することが多い。アジア大陸や高 緯度から来た空気塊は濃度が高いことが多く、海洋から来た空気塊は濃度が低いことが多い。特に、与 那国島では、前線通過にともなうアジア大陸からの汚染大気の輸送による影響で、2,000 ppb 近いピーク がみられることがある。この輸送メカニズムについては第 2.6 節で解説する。

ー年間で得られた時別値のうちバックグランドデータとして選択されたデータの割合は、綾里で 96%、 南鳥島で 96%、与那国島で 83%である。



図 7.2.2.2 綾里における大気中のメタン濃度時別値の時系列図(2006 年)。 Fig. 7.2.2.2 Time series of hourly mean atmospheric CH₄ concentrations at Ryori in 2006.



- 図 7.2.2.3 南鳥島における大気中のメタン濃度時別値の時系列図(2006年)。9月と10月は台風第12号の 影響により観測を休止した。
- Fig. 7.2.2.3 Time series of hourly mean atmospheric CH_4 concentrations at Minamitorishima in 2006. The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to the Typhoon 0612 " Ioke ".



図 7.2.2.4 与那国島における大気中のメタン濃度時別値の時系列図(2006年)。 Fig. 7.2.2.4 Time series of hourly mean atmospheric CH₄ concentrations at Yonagunijima in 2006.

7.2.3 大気一酸化炭素観測

観測は、一酸化炭素の赤外線吸収特性を利用した非分散型赤外分析計(NDIR)を用いている。各観 測所で使用している測定器の型式を表7.1.1.1~表7.1.1.3 に示し、観測装置の外観を図7.2.2.1 に示す。 この観測装置の安定性は、16分平均の標準偏差で、綾里、南鳥島、与那国島でそれぞれ5 ppb、2 ppb、 3 ppb以下である。また再現性は、上記の安定性の試験を2度行った際の差が、綾里、南鳥島、与那国島 それぞれ、±5 ppb、±1 ppb、±3 ppb 以下である。

大気試料は、メタンと同様に二酸化炭素濃度観測と同じ取り入れ口から取得している。観測用標準ガ スは、1 本の窒素ベースの標準ガスを使用しており、(財)化学物質評価研究機構で一般検定を受けたも のとそれを使って観測装置により較正を行ったものを用いている。分析部への試料流量は、毎分 3.5 リッ トルである。観測は、1 本の一酸化炭素観測用標準ガス及び一酸化炭素のゼロガスについて、7 分ずつ 順次濃度を測定し、次いで大気試料の一酸化炭素濃度を一定時間測定する。この観測サイクルを 12 時 間ごとに繰り返す。観測用標準ガス及び大気試料の測定は、分析計の出力電圧を1 秒間隔で読み取り、 その 30 秒間の平均値を電磁媒体に収録する。この出力値を収録した電磁媒体を環境気象管理官室に 送付し、濃度に換算している。

濃度換算にあたっては、ゼロガス出力値及び観測用標準ガスの既知濃度と出力値から、出力値と濃度の関係を示す1次式の検量線を各観測サイクルごとに決定し、この検量線を用いて大気試料の出力値を濃度に換算する。分析計の応答の時間変化による誤差を最小にするため、大気試料の1 つの測定値について観測時刻に近接する前後の2 つの検量線を用いて2 つの濃度を計算し、この2 つの濃度を時間内挿して30 秒毎に1 つの濃度(30 秒値)を得ている。時別値、日別値、月別値を求めるためのバック グランドデータ選択手順は、二酸化炭素と同様である。ただし、値A は綾里と与那国島で8 ppb、南鳥島で4 ppb、値 B は全観測所とも4 ppb である。

2006年のデータ取得状況

南鳥島では、2004 年 1 月から一酸化炭素観測装置に不具合があったことが判明したため、それ以降の観測値を掲載していない。本節では綾里と与那国島の 2 地点の観測結果についてのみ記述する。

図 7.2.3.1 ~ 図 7.3.2.2 はすべての時別値で、バックグランド値として採用されたものを赤で、それ以外 を青で表示している。両観測点とも季節変動の上に数日の時間スケールを持つ短い時間変動が重なっ ている。これらの変動は第 2.2.1.a 節のメタンと同様に、第 7.1.1.f 節に示す観測した空気塊の地域通過図 による通過地域の違いと対応することが多い。一年間で得られた時別値のうちバックグランドデータとして 選択されたデータの割合は、綾里で 66%、与那国島で 71%であった。



図 7.2.3.1 綾里における大気中の一酸化炭素濃度時別値の時系列図(2006年)。 Fig. 7.2.3.1 Time series of hourly mean atmospheric CO concentrations at Ryori in 2006.



図 7.2.3.2 与那国島における大気中の一酸化炭素濃度時別値の時系列図(2006年)。 Fig. 7.2.3.2 Time series of hourly mean atmospheric CO concentrations at Yonagunijima in 2006.

7.2.4 地上オゾン観測

観測は、紫外線がオゾンに吸収される性質を利用した紫外線吸収式オゾン濃度計を用いて行っている。各観測所で使用している測定器の型式を表 7.1.1.1 ~ 表 7.1.1.4 に示し、観測装置の外観を図 7.2.4.1 に示す。

大気試料は、観測室屋上(高さは地上から綾里:8 m、南鳥島・与那国島:10 m)の専用の取り込み口 から観測装置へ毎分10リットルの流量で採取しており、オゾン濃度計へ毎分1.5 リットルの流量で分岐し ている。配管は全て、接触してもオゾンが破壊されにくいテフロン管を用いている。なお、南極の昭和基 地のオゾン観測では、大気試料を地上約5 m の高さからテフロン管を用いて、毎分1.5 リットルの流量で 直接オゾン計へ導入している。観測に使用するオゾン濃度計は、第7.3.3 節で記述しているように環境気 象管理官室にある標準のオゾン発生器により較正している。

観測は、較正を受けたオゾン濃度計を組み込んだ観測装置に大気試料を取り込み、大気中のオゾン 濃度を 15 秒に 1 回測定する。この 15 秒ごとの瞬時値は電磁媒体に収録された後、気象庁環境気象管 理官室に送付され、処理される。時別値(1 時間平均値)は、測器の点検、故障時等を除いた全データか ら算出する。なお、昭和基地では 12 秒に 1 回の測定である。

地上オゾンの観測値には接地境界層内の局地的な変動が含まれていると考えられるが、光化学的な 生成・消滅や地面との接触による消滅によって大気中で常に変動するのがオゾンの本来の性質であるの で、日別値、月別値を求める際に標準偏差、前後差によるバックグランドデータの選別は行っていない。 15 秒(12 秒)ごとの観測値が1時間に120個(150個)以上ある場合の時別値をもとに、日別値と月別値を 算出する。

なお、綾里の地上オゾン観測装置は気温気圧補正装置が組み込まれたものに更新されたため、2005 年1月以降のデータは観測時の気温気圧による補正後の値である。南鳥島と与那国島、および2004年 以前の綾里のデータは無補正の値である。



図 7.2.4.1 地上オゾン観測装置(綾里)。 Fig. 7.2.4.1 Surface O3 observation system (Ryori).

2006 年のデータ取得状況

図 7.2.4.2 ~ 図 7.2.4.5 は、綾里、南鳥島、与那国島、昭和基地(南極)で観測された 2006 年の地上オ ゾン濃度時別値の時系列図である。地上付近の気象状態によっては、地面との接触などによって急速に オゾンが壊された大気が滞留することがあり、数時間ではあるが濃度が急減することがある。このような場 合、日射などによって対流が起こると濃度の急減は解消されることが多い。昭和基地では、短時間での濃 度減少がみられることがあるのを除いて、国内観測所での時別値の変動に比べると、季節毎に非常に安 定した濃度変動を示す(図 7.2.4.5)。昭和基地では、極夜明けにおいて短時間の低濃度オゾンが観測さ れることがある。それらの原因については、成層圏でのオゾン層破壊と同様の、臭素化合物によるオゾン 破壊反応と考えられる(詳しくは第 2.6 節「対流圏オゾンに関連する最近の知見」参照)。短期間の低濃度 オゾンが観測される時の空気塊は、臭素の発生源である南極大陸周辺の海洋域から輸送されて来てい ると考えられる。



図 7.2.4.2 綾里における地上オゾン濃度時別値の時系列図(2006年)。 Fig. 7.2.4.2 Time series of hourly mean surface O₃ concentrations at Ryori in 2006.



図 7.2.4.3 南鳥島における地上オゾン濃度時別値の時系列図(2006 年)。9 月は台風第 12 号の影響により 観測を休止した。

Fig. 7.2.4.3 Time series of hourly mean surface O₃ concentrations at Minamitorishima in 2006. The observation in Minamitorishima was paused in September and October, 2006 due to the Typhoon 0612 " Ioke ".



図 7.2.4.4 与那国島における地上オゾン濃度時別値の時系列図(2006年)。 Fig. 7.2.4.4 Time series of hourly mean surface O₃ concentrations at Yonagunijima in 2006.



図 7.2.4.5 昭和基地における地上オゾン濃度時別値の時系列図(2006年)。

Fig. 7.2.4.5 Time series of hourly mean surface O₃ concentrations at Syowa in 2006.

7.2.5 大気クロロフルオロカーボン類の観測

観測は、非放射線源電子捕獲型検出器(ECD)を搭載したガスクロマトグラフにより行っていたが、観 測精度を向上させるために、2003年9月から放射線源を用いた ECD を搭載したガスクロマトグラフにより 行っている。大気フロン観測装置の外観を図 7.2.5.1 に示す。

大気試料は、地上からの高さ約7mに取り付けられている取入口からから室内に導入される。観測装 置側で1時間毎に10mlの定量管に大気試料を分取し、分析計に導入する。導入された大気試料中の 目的成分(ここでは、CFC-11、CFC-12、CFC-113)は、非常に低濃度であることから、低温濃縮用トラップ 剤(Res-Sil C 5cm+Porapak T 5cm)に試料中の目的成分を吸着させた後、これを急速加熱し、目的成分 を分離するカラム(Res-Sil C 2m)に導入する方式を用いている。観測用標準ガスは、重量法により大気レ ベルの濃度に調製した3種類の濃度のものを用いている。観測は、各観測用標準ガスを1回あたり40分 間、3種類を2時間で測定する。標準ガスを使った較正は8時間毎に行い、この検量線を基準として観測 値を求めている。また、検量線ごとに指標ガスを1回測定し、長期的な観測用標準ガスの変動や観測装 置の異常などを監視している。

バックグランドデータの選択手順は以下のとおりである。

測器の点検、故障時などを除いた、全ての1時間ごとの観測値から日別値を求める。

日別値について、それを算出する時別観測値が3個未満の場合は棄却する。

日別値について、それを算出する際の標準偏差がある値(Aとする)を超えた場合は棄却する。

上記の手順により残った日別値を、バックグランドデータとする。

月別値は、バックグランド値として選択された日別値の平均値である。

年平均濃度は月別値の年平均値である。

値Aは、CFC-11 の場合は 10 ppt、CFC-12 は 20 ppt、CFC-113 は 7 ppt であり、過去の観測値を検討 することによって、局地的な影響を受けているとみられる濃度データを取り除くとともに、バックグランドデ ータを数多く残せるように決められている。



図 7.2.5.1 大気フロン観測装置(綾里)。

Fig. 7.2.5.1 Chlorofluorocarbons observation system (Ryori).

7.2.6 大気 1,1,1-トリクロロエタン及び大気四塩化炭素観測

観測は、2005 年 2 月まで非放射線源の電子捕獲型検出器(ECD)を搭載したガスクロマトグラフにより 行っていたが、観測精度を向上させるために、2005 年 3 月から放射線源を用いた ECD を搭載したガスク ロマトグラフにより行っている。大気 1,1,1-トリクロロエタン・大気四塩化炭素観測装置の外観を図 7.2.6.1 に 示す。

大気試料は、地上からの高さ約7mに取り付けられている取入口からから室内に導入される。観測装 置側で1時間毎に150mlの定量管に大気試料を分取し、分析計に導入する。導入された大気試料中の 目的成分(ここでは大気1,1,1-トリクロロエタン及び大気四塩化炭素)は、非常に低濃度であることから、低 温濃縮用トラップ剤(Porapak P 50/80mesh 20 cm)に試料中の目的成分を吸着させた後、これを急速加熱 し、目的成分を分離するカラム(Silicon DC200 20% Chromosrb W(AW)DMSC 60/80 mesh 2 m)に導入 する方式を用いている。観測用標準ガスは、容量法で製造した標準ガスを3本使用しており、その濃度は、 重量法により大気レベルの濃度に調製した標準ガスから値付けたものを用いて決定している。観測は、各 観測用標準ガスを1回あたり40分間、3種類を2時間で測定する。標準ガスを使った較正は8時間毎に 行い、この検量線を基準として観測値を求めている。また、検量線毎に指標ガスを1回測定し、長期的な 観測用標準ガスの変動や観測装置の異常などを監視している。

バックグランドデータ選択手順は、大気クロロフルオロカーボン類と同様であり、 値 A は 10 ppt である。



図 7.2.6.1 大気 1・1・1-トリクロロエタン・四塩化炭素観測装置(綾里)。 Fig. 7.2.6.1 1,1,1 - Trichloroethane & Carbon Tetrachloride observation system (Ryori).

7.2.7 大気一酸化二窒素観測

観測は、2004 年 2 月まで非放射線源の電子捕獲型検出器(ECD)を搭載したガスクロマトグラフにより 行っていたが、観測精度を向上させるために、2004 年 3 月から放射線源を用いた ECD を搭載したガスク ロマトグラフにより行っている。大気一酸化二窒素観測装置の外観を図 7.2.7.1 に示す。

大気試料は、地上からの高さ約7mに取付られている取入口からから室内に導入される。観測装置側 で1時間毎に3mlの定量管に大気試料を分取し、分析計に導入する。大気試料中の目的成分(ここでは 一酸化二窒素)は、カラム(Porapak Q 80-100mesh 300cm + Porapak Q 80-100mesh 100cm)に導入し分離 する方式を用いている。観測用標準ガスは、大気レベルの4種類を用いている。これらの観測用標準ガス は、使用開始前と使用終了後に気象庁環境気象管理官室のガスクロマトグラフ方式の一酸化二窒素濃 度較正装置を用いて気象庁標準ガスと比較測定を行うことにより、その濃度及びドリフトの決定を行って いる。観測は、各観測用標準ガスを1回あたり15分間、4種類を1時間で測定する。標準ガスを使った較 正は、8時間毎に行い、この検量線を基準として観測値を求めている。また、検量線毎に指標ガスを1回 測定し、長期的な観測用標準ガスの変動や観測装置の異常などを監視している。

バックグランドデータ選択手順は、大気クロロフルオロカーボン類と同様である。ただし、値Aは 10 ppb である。



図 7.2.7.1 大気一酸化二窒素観測装置(綾里)。 Fig. 7.2.7.1 Nitrous oxide observation system (Ryori).

7.2.8 サンフォトメータによるエーロゾル光学的厚さ観測

サンフォトメータによるエーロゾル光学的厚さの観測は、自動太陽追尾装置にサンフォトメータを搭載して行っている。図 7.2.8.1 に観測装置概観を示す。南鳥島と与那国島の観測にはWMOが採用を勧告した複数の波長のうち5波長(1=500、2=368、3=862、4=675、5=778 nm)の測定ができる英 弘精機㈱製MS-110型を使用している。観測値はデータ収録装置(データロガー)に1分毎に電圧値とし て記録され、フロッピーディスクに保存される。また、2006年1月から、綾里の観測には、WMOが採用を 勧告した複数の波長のうち4波長(1=500、2=368、3=862、4=412 nm)の測定ができる PMOD/WRC製PFR型を使用している。観測値はデータロガーに1分毎に電圧値として記録され、ハード ディスクに保存される。エーロゾル光学的厚さの観測は、目視により晴天を確認した場合に、1日3回、綾 里では9、12、15時の各正時前後30分以内、南鳥島では8、11、14時の各正時前後30分以内に行わ れる。与那国島では10、13、16時の各正時前後30分以内に行われる。

光学的厚さは、EKO 製サンフォトメータについては、気象庁独自に実施したラングレープロット法で、 PMOD/WRC 製サンフォトメータについては GAW の世界光学的厚さ研究較正センター(WORCC)で基 準器との比較検定により予め決められたサンフォトメータごとの測器定数を用い、フィルターを通過して入 射した太陽光の強さに応じた検知器からの出力をもとに、太陽高度角や気圧を使って求めている。観測 データから、次式により大気の光学的厚さ(())が求まる。

(1)
$$\left(\right) = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{J_0()}{J() \cdot S} \right)$$

ここで J_0 は測器定数(mV)、Jはサンフォトメータ出力(mV)、mは大気路程、Sは地球-太陽間距離補正 係数をあらわす。

エーロゾル光学的厚さ(___A)は、この大気の光学的厚さから空気分子の散乱による光学的厚さとオゾンの吸収による光学的厚さを差し引いて求めている。空気分子の散乱による光学的厚さ(___R(__))は次式で求める。

(2)
$$_{\mathsf{R}}\left(\right) = \frac{P}{P_0} \cdot 0.00864 \quad \left(\frac{-(3.916 + 0.074 + 0.05)}{-(3.916 + 0.074 + 0.05)} \right)$$

ここで、Pは観測時の現地気圧(hPa)、P₀:標準気圧(1013.26(hPa))、そして は波長(µm)である。
また、オゾンの吸収による光学的厚さ(_₀₃(_))は、気象庁の観測を基に観測所付近の平均的なオ
ゾン全量を見積もった値を使用した。月別値は、観測が行われた時別値を月毎に平均している。

なお、2005年11月に、長野県駒ヶ根市において実施したラングレープロット法によるEKO製MS-110 型サンフォトメータの測器定数決め観測をした際に、GAWのWORCCで構成した PMOD/WRC製 PFR 型サンフォトメータとの比較観測を行い、MS-110型と PFR型とで観測したエーロゾル光学的厚さがほぼ 同じとなることを確認した。



図 7.2.8.1 サンフォトメータ。 Fig. 7.2.8.1 Sun photometer.

7.2.9 エーロゾルの鉛直分布(散乱比と偏光解消度)観測

ライダー(LIDAR:Light Detection and Ranging)はレーザーレーダーとも呼ばれ、パルス状のレーザ ー光を上空に発射し、エーロゾルなどによって散乱された光を望遠鏡で集光し、光電子増倍管で検出す る能動型の光学測器である。図 7.2.9.1 にライダー装置を図 7.2.9.2 に観測状況を示す。

ライダーでは、受信した光の強さからエーロゾルの濃度を、パルス発射から受信までの遅延時間から エーロゾルの存在高度を測定することができる。さらに、大気環境観測所に設置したライダーは受信した 光の偏光成分も測定しており、エーロゾルの球形・非球形性も知ることが可能である。



図 7.2.9.1 エーロゾルライダー観測装置。 Fig. 7.2.9.1 Aerosol LIDAR observation system.



図 7.2.9.2 観測の様子。 Fig.7.2.9.2 Observation view.

大気環境観測所のライダーの主要諸元は以下のとおりである。

表 7.2.9.1 ライダー主要諸元。

Table 7.2.9.1 Breif specifications of aerosol lidar

| レーザー部 | | | |
|-----------|------------------------------|------------------|--|
| 出力波長 | 532 [nm] 300 [mJ] / pulse | | |
| 出力エネルギー | | | |
| パルス幅 | 3.5 [nsec] | | |
| パルス繰返し周波数 | 10 [Hz] | | |
| ビーム拡がり角 | 0.12 [mrad] | | |
| レーザー型式 | Continuum 社製 Surelite II-10 | | |
| | | | |
| 集光部 | 対流圏観測用 | 成層圏観測用 | |
| 望遠鏡口径 | 28 [cm] | 35.5 [cm] | |
| 集光方式 | シュミットカセグレン方式 | シュミットカセグレン方式 | |
| 望遠鏡型式 | セレストロン社製 SC-280L | セレストロン社製 SC-355L | |
| | | | |
| 光検出部 | | | |
| 検出素子型式 | 浜松ホトニ | クス株式会社製 | |
| | R3234-01, R3237-01 | | |
| 信号処理部 | | | |
| データ収集方式 | アナログ検出方式 | アナログ検出方式 / | |
| | | フォトンカウンティン | |
| | | グ方式 | |
| 信号処理部型式 | Licel 社製 TR20-160 | | |

ライダーで得られる情報は、エーロゾル濃度に相当する散乱比と、エーロゾルの非球形性をあらわす 偏光解消度の2つである。

散乱比は、Fernald(1984)による以下の式から算出される。

$$aer(z) = \frac{X(z)\exp\left[-2(Saer - Smol)\int_{z_c}^{z} mol(z')dz'\right]}{\frac{X(Zc)}{aer(Zc) + mol(Zc)} - 2Saer\int_{z_c}^{z} X(Z')\exp\left[-2(Saer - Smol)\int_{z_c}^{z'} mol(Z'')dz''\right]dz'} - mol(z)$$

$$R(z) = \frac{aer(z) + mol(z)}{mol(z)}$$

ここに、Rは散乱比、X(z)は距離2乗補正を施した受信信号、 (z)は後方散乱係数、Sは消散係数と後 方散乱係数の比を表し、添え字のaer、 molはそれぞれエーロゾル、大気分子に関する変数であることを 意味する。大気分子による散乱成分(レイリー散乱成分)は、緯度的に一番近い高層気象官署である秋 田のゾンデ観測データを用いて計算を行う。エーロゾルが存在しないと仮定して、大気分子のみの散乱 を考慮する大気層高度であるマッチング高度Z_cは、主として成層圏のエーロゾルを観測する夜間の観測 については高度 25km、主として対流圏のエーロゾルを観測する昼間の観測についてはゾンデ観測から 得られる圏界面高度を採用する。また、S_{aer}は成層圏・対流圏ともに 35 を使用している。

偏光解消度 _Tは、送出レーザーの偏光軸と平行な成分と垂直な成分の検出信号(それぞれ、P_I、P

とあらわす)から、

$$\delta_{T_{obs}}(z) \equiv q \frac{P_{\perp}(z)}{P_{(z)}}$$
$$\delta_{T}(z) = \frac{(1-\gamma)\delta_{T_{obs}}(z) - \gamma}{(1-\gamma) - \gamma\delta_{T_{obs}}(z)}$$

で求められる。ここに、*q*は受信光学系の平行成分と垂直成分の検知感度の比、 *Tobs*はこの感度比*q*を用いて補正された偏光解消度である。感度比*q*は、毎年の定期保守時に白熱電灯を用いた測定結果を用いる。また は、成層圏大気分子の理論的な偏光解消度 *m*(=0.45[%]とする)を基準として偏光解消度を規格化するために用いられる定数である。エーロゾルが存在しないと考えられる成層圏のデータについて、その理論値 *m*と感度補正後の偏光解消度 *Tobs*から、以下の式で計算される定数である。

$$\gamma \equiv \int_{Zl}^{Zh} \left[\frac{\delta_{T_{obz}}(z) - \delta_m}{1 + \delta_{T_{obs}}(z) - \delta_m - \delta_{T_{obs}}(z) \delta_m} \right] dz / (z_h - z_l)$$

ここに、*z_hとz_i*は規格化定数・の算出に利用する高度範囲の上限、下限をあらわす。 大気環境観測所におけるライダーの観測は、毎日4回、以下の時間に実施している。

02時~04時の2時間

08時~09時の1時間

14時~15時の1時間

20時~22時の2時間

各々の観測で得た1分値の生データに対して、観測所職員がデータの取捨選択を行い、下層雲のデ ータを除去したのち、10分間及び1時間の積算データを作成する。積算データは気象庁本庁に送信さ れる。気象庁本庁では10分値データを用いてエーロゾルの鉛直分布を計算する。さらに中層/上層の 雲も存在しない観測データに関しては上記の1回の観測毎に積算データをもとにして散乱比・偏光解消 度の鉛直分布を計算する。

7.2.10 直達日射計による大気混濁係数の観測

気象庁による日射観測(直達日射)は、1932 年から当時の中央気象台において、銀盤式日射計の各 地への展開によって始められた。銀盤式日射計は精度が良く安定度に優れており、その蓄積されたデー タには信頼性がある(関根ほか,1973)。測器もその後変遷をたどり、現在は、直達電気式日射計を使用し ている。同装置は、直達電気式日射計感部(以下、感部という)、自動太陽追跡部及びデータ処理部で 構成される。

観測装置の概観を図 7.2.10.1 に示す。直達日射量は、太陽面から直接入射する日射量を入射光線 に垂直な面で受けたものである。大気混濁係数の観測は、地方真太陽時の 9 時、12 時、15 時の各正時 をはさむ前後 30 分間の中で安定した直達日射量瞬間値を使用し、ホイスナー・デュボアの混濁係数を算 出する。

直達日射の強さは、大気路程により指数関数的に減少する。地上に到達する波長の直達日射の強さ *I*()は、Beerの法則により、次式で表される。

 $I() = I_0() \exp(-k() \cdot m)$ (1)

ただし、直達日射の強さをI()、大気外日射を $I_0()$ 、大気路程をmとする。

この関係から、地上で観測された直達日射量を基に、大気混濁係数を求めることができる。Beer の法 則は、単一波長の日射に関する法則であり k()は波長に依存している。一方気象庁が行っている直達 日射観測は、約0.3~3.0µmの波長帯を対象としているが、波長積分した場合にも上式が成り立つとして 以下に述べる混濁係数を求める。

(1)式を波長積分した日射に対する減衰の式を次式であらわす。

 $I = I_0 \exp(-k \cdot m)$

(2)

(2)式の k は日射減衰量にあずかる要素に分けて次式で表される。

 $k = \frac{b}{ha}Ea + kg + ka \tag{3}$

ここで*Ea*は、オゾンや水蒸気、エーロゾルなどがない仮想的な大気での大気路程1のときのレイリー散 乱による光学的厚さの波長平均値、*kg*は気圧 *b*、大気路程1の時の気体(オゾン・水蒸気・二酸化炭素な ど)の吸収による光学的厚さの波長平均値、*ka*は気圧 *b*、大気路程1のときのエーロゾル光学的厚さの波 長平均値、bは観測時の現地気圧、b₀は標準気圧である。(3)式を(2)式に代入すると、

$$I = I_0 \exp\left[-\left(\frac{b}{b_0}Ea + kg + ka\right)m\right]$$
(4)

さらに、リンケの混濁係数をτ_Gとすると(4)式は

$$I = I_0 \exp\left(-\frac{b}{b_0} Ea \bullet g \bullet m\right)$$

となりリンケの混濁係数を求める式は次式で表される

$$a = -\frac{1}{\frac{b}{b_0}Ea \bullet m} \ln \frac{I}{I_0}$$
リンケの混濁係数は、水蒸気・オゾン・エーロゾル・二酸化炭素などを含む現実的な大気の光学的厚 さが、空気分子のみが存在するとした仮想的な大気の光学的厚さが何倍かをあらわす量である。 Gを求 めるために必要なEaは、絶対大気路程(b/b₀)mの関数として与えられるため、mが等しくとも、気圧が異な る場合、観測値を相互比較することができない。このため、ホイスナー・デュボアは Gを、標準気圧で更 正することを提案した。気象庁では標準気圧で更正したホイスナー・デュボアの混濁係数τ₀を採用する事 とした。ホイスナー・デュボアの混濁係数τ₀は、次式で表される。

$$_{0} = 1 + (_{G} - 1) \frac{b}{b_{0}} \cdot \frac{Ea}{Eu}$$

ここで、Euは標準気圧b₀、大気路程mの時のオゾンや水蒸気、エーロゾルなどがない空気分子のレイ リー散乱による光学的厚さの波長平均値である。

これらの毎日の観測値は時刻別に月と年の統計を行っている。



図 7.2.10.1 直達日射観測装置の概観。

Fig. 7.2.10.1 Direct solar radiation observation system.

7.2.11 降水・降下じん化学成分分析

降水・降下じん試料は、地上に設置された降水・降下じん試料自動採取装置により収集する(図 7.2.11.1)。降水試料は1日ごと、降下じん試料は1か月間の試料として、気象庁本庁に送付し、分析は地 球環境・海洋部海洋気象課汚染分析センターにおいて行う。観測所では、併せて、降水があった日の降 水量、最大風速及び風向を観測する。



図 7.2.11.1 降水・降下じん試料自動採取装置(南鳥島)。 Fig. 7.2.11.1 Precipitation and dry deposition sampling system (Minamitorishima).

気象庁海洋気象課汚染分析センターでは、1か月ごとに送付してくる降水試料のpH、電気伝導度、ア ルカリ度と化学成分(NH4⁺-N、Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Cl⁻、NO3⁻-N、NO2⁻-N、SO4²⁻-S、Cd、Hg)を 分析する。これらの分析には、フローセル型pH計、電気伝導度計、自動ビュレット、イオンクロマトグラフ、 原子吸光光度計及び冷原子吸光光度計を用いている。1日ごとに降水試料の分析を行い、月平均値は 各日の降水量を重みとした加重平均値とする。降下じん試料は、水溶性と難溶性とに分けて分析する。水 溶成分は化学成分(Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Cl⁻、NO3⁻-N、NO2⁻-N、SO4²⁻-S)の分析を行い、残りを エバポレーターで蒸留し重量を測定する。難溶成分は有機物を燃焼して除去し、得られた灰化降下じん 重量を測定し、それぞれ月間の総量を求める。

7.2.12 地上気象観測

綾里では、2002 年 1 月までは総合自動地上気象観測装置を用いて観測を行ってきた。観測していた 気象要素は風向風速、気温、気圧、露点温度、降水量、全天日射量及び日照時間である。2002 年 2 月 以降は天候監視装置を用いて観測を行っており、観測する気象要素は風向・風速、気温、気圧、露点温 度、降水量、全天日射量、日照時間、直達日射量、及び視程である。図 7.2.12.1 に観測露場を図 7.2.12.2 に天候監視装置データ処理部を示す。

南鳥島と与那国島では、JMA-95 型地上気象観測装置を用いて観測を行っている(南鳥島は 2002 年 2月、与那国島は 2000 年 2月まで JMA 80 型地上気象観測装置)。観測する気象要素は風向風速、気 温、気圧、露点温度、降水量、全天日射量(南鳥島のみ)、日照時間及び目視による観測種目(雲量な ど)である。 使用測器は、電気式気圧計、風車型風向風速計、電気式温度計、電気式湿度計(露点温 度含む)、転倒ます型雨量計、電気式全天日射計及び太陽追尾式日照計である。



観測は「地上気象観測指針」により、統計は「地上気象観測統計指針」に依っている。

図 7.2.12.1 観測露場。 Fig. 7.2.12.1 Meteorology observation filed at Ryori.



図 7.2.12.2 天候監視装置データ処理部。 Fig. 7.2.12.2 Meteorological data observation system.

7.2.13 オゾン全量観測

地上で太陽からの光の強度を測定することにより、大気中に含まれるオゾン全量を観測する。気象庁 では、ドブソン分光光度計(札幌、つくば、那覇、昭和基地)及びブリューワー分光光度計(南鳥島)の2 種の測器を用いている。なお、鹿児島については2005年3月をもって観測を終了した。地表に到達する 紫外域の太陽光を分光して、オゾンによって吸収の割合の大きく異なるいくつかの波長の強度比を測定 することによりオゾン全量を求める。分光するに当たり、ドブソン分光光度計ではプリズムを用い、ブリュー ワー分光光度計では回折格子を用いるという違いがある。なお、詳細については、「オゾン観測指針(オ ゾン全量、反転観測編)」(1991)を参照のこと。



図 7.2.13.1 ドブソン分光光度計。 Fig. 7.2.13.1 Dobson spectrophotometer.

7.2.14 オゾン反転観測

地上で観測する天頂からの散乱光の強さは、太陽高度角の変化にともない変化する。ドブソン分光光 度計あるいはプリューワー分光光度計を用いて、紫外域の適当な 2 つの波長の天頂光の強度比を連続 観測すると、太陽高度角が低くなるに従って 2 つの波長の強度比は初め増加し続けるが、途中から減少 し始める。この強度比の変化の様子を「反転」と呼び、反転現象を観測することを反転観測と呼んでいる。 反転観測によって得られたデータを使うことにより、大気を高度別にいくつかの層に分けた層別のオゾン 量を求めることが可能である。なお、詳細については、気象庁の「オゾン観測指針(オゾン全量、反転観 測編)」(1991)を参照のこと。

7.2.15 オゾンゾンデ観測

オゾンゾンデとは電気化学反応や光学的特性を利用してオゾンを測定する装置を吊り下げた気球を 飛揚し、地上約35 km までのオゾン量を直接観測する測器であり、オゾンの高度分布の詳細な観測が可 能である。気象庁が現在使用している RS2-KC96 型オゾンゾンデは、ヨウ化カリウム(KI)溶液にオゾンを 含む空気を注入した時に流れる酸化還元電流を測定することでオゾン濃度を求める、電気化学反応式の ゾンデである。なお、詳細については、気象庁の「オゾン観測指針(オゾンゾンデ観測編)」(1997)を参照 のこと。



図 7.2.15.1 RS2-KC96 型オゾンゾンデ。 Fig. 7.2.15.1 Ozonesonde (RS2-KC96)...

7.2.16 紫外線観測

気象庁では高精度の分光光度計を用いて、紫外線を回折格子などにより分光し、その波長別強度を 光電子増倍管で測定する波長別観測と、紫外線 B 領域の全量を測定する全量観測を実施している。波 長別観測では回折格子を利用した分光光度計であるブリューワー分光光度計を用いて、日の出から日 没の間の毎時に、290~325 nm の波長範囲について、0.5 nm 毎の波長別の紫外線強度を測定している。 詳細については、「紫外域日射観測指針」(1993)を参照のこと。また、詳細な測定精度については、伊藤 ほか(1991)に報告がある。全量観測では紫外域日射全量計を用いて毎秒毎の紫外線 B 領域日射の全 量を測定している。



図 7.2.16.1 ブリューワー分光光度計。 Fig. 7.2.16.1 Brewer spectrophotometer.

7.3 較正について

時間的空間的な違いを持った観測値を相互に比較できるようにするためには、測定尺度であるスケー ルの基準を一元化して定め、それぞれの観測がその基準に従っていなければならない。この報告では、 この相互のスケールの関係が定まることを、「トレーサビリティ」という言葉で表現する。これを保証するため に、個々の観測で用いているスケールに較正という作業が必要となる。ここでの「較正」と言う言葉は、観 測を行う際に、予めある基準と比較を行い、その結果に観測のスケールを合わせることを意味している。 地球規模の観測により環境の変動を正確に検出するためには、この較正という作業が必要不可欠とな る。

7.3.1 大気二酸化炭素観測

気象庁では、環境気象管理官室に二酸化炭素濃度較正装置(図 7.3.1.1)を置いて、3 段階に分けた 二酸化炭素標準ガスの管理を行っている(図 7.3.1.2)。まず、第1段目として、気象庁の二酸化炭素濃度 観測の基準となる気象庁一次標準ガスを、約 200~450 ppm の濃度範囲で 14 本使用している。この濃度 範囲は海洋から大気までの幅広い観測に対応している。これらの一次標準ガスは、容量 48 リットルの濃 度ドリフトの少ないアルミニウム製のボンベに充填されて、使用開始する前に米国海洋大気庁地球システ ム調査研究所地球監視部(NOAA/GMD)において WMO の標準ガス(Zhao *et al.*, 2006)を用いて正確に 濃度が決定される。これにより、WMO とのトレーサビリティが確保されている。

2 段目の標準ガスとして、一次標準ガスと同じ本数の二次標準ガスをほぼ一次標準ガスと同様な濃度 範囲で使用している。一次標準ガスは気象庁の観測の一元性を確保する上で重要であり、なるべく長期 間にわたって同じ標準ガスを使用することが望ましい。そのため、二次標準ガスを導入することにより、一 次標準ガスの使用量を抑えて長期間の使用を可能にしている。二次標準ガスは、二酸化炭素濃度較正 装置により、一次標準ガスによって濃度が決定される。

3 段目の各観測所や観測船で使用される観測用標準ガスは、それぞれの目的とする二酸化炭素濃度 に応じた濃度幅で作成されている。観測用標準ガスは、二酸化炭素濃度較正装置により、二次標準ガス を使って濃度が決定され、各観測所へ送られる。各観測所で観測に使用された後、濃度ドリフトの確認の ために、再び気象庁へ戻されて二次標準ガスで濃度確認が行われる(第7.2.1節参照)。

二酸化炭素の標準ガスには、濃度ドリフトという問題がつきまとう。これは、ボンベの内部壁面との相互 作用により、充分に管理された状態でもボンベ内の二酸化炭素濃度が時間とともに変化してしまうことに よる。そのため、この濃度ドリフトを監視するために、必ず上位の段階の標準ガスとの定期的な比較が必 要となる。しかし、頻繁に2つの段階の標準ガスを同時に用意することは効率が悪いため、標準ガスを残 りの同じ段階の標準ガスで濃度監視を行うことがある。これを自己較正と呼んでおり、単独のボンベの典 型的な濃度ドリフトであればこの自己較正でも監視できる。気象庁では、一次標準ガスと二次標準ガスに ついて、この自己較正を上位の標準ガスとの比較の合間に頻繁に行うことにより、標準ガスの精度管理を 行っている。2004 年には、過去の較正データの整理・再検討を行い、標準ガス交換時の濃度の差異など を補正して再計算することにより、観測開始以来の一次標準ガスの濃度の一貫した補正を行った(気象 庁, 2004; 松枝ほか, 2004; Tsutsumi, 2005)。現在は、観測開始から数えて第5世代目の標準ガスを NOAA/GMD で較正した後、2004 年 11 月から使用している。さらに、1999 年 8 月から 2004 年 11 月まで 使用した第 4 世代目の一次標準ガスについて、NOAA/GMD に送って再較正を行った。

なお、二酸化炭素濃度較正装置は、観測装置とほぼ同じように非分散型赤外線分析計(NDIR:堀場 製作所㈱製 VIA510R)を中心に構成されているが、実際の大気を分析しないので真空ポンプと除湿装置 はない。この較正装置の安定性は、15 分平均の標準偏差で 0.02 ppm 以下である。また再現性は、上記 の安定性の試験を 2 度行った際の差が 0.02 ppm 以下である。



図 7.3.1.1 二酸化炭素濃度較正装置。 Fig. 7.3.1.1 CO₂ calibration system.



図 7.3.1.2 二酸化炭素濃度較正体系。

Fig. 7.3.1.2 CO₂ calibration architecture in JMA.

7.3.2 大気メタン観測

気象庁では、環境気象管理官室にメタン濃度較正装置(図 7.3.2.1)を置いて、二酸化炭素と同様に 3 段階に分けたメタン標準ガスの管理を行っている(図 7.3.2.2)。気象庁のメタン濃度観測の基準となる1段 目の一次標準ガスは 5 本で構成されている。これらの一次標準ガスは、容量 48 リットルのアルミニウム製 のボンベに精密な重量法を用いて空気ベースで充填されて、米国海洋大気庁地球システム調査研究所 地球監視部(NOAA/GMD)において WMO の標準ガス(Dlugokencky *et al.*, 2005)を用いて正確に濃度 が決定される。これにより、WMO とのトレーサビリティが確保されている。

2 段目の標準ガスとして、一次標準ガスと同じ1,600~2,100 ppbの濃度範囲で5本の二次標準ガスを 使用している。二酸化炭素と同様に、二次標準ガスを導入することにより、一次標準ガスの使用量を抑え て長期間の使用を可能にしている。二次標準ガスは、容量48 リットルのアルミニウム製のボンベに容量法 を用いて充填されており、メタン濃度較正装置により一次標準ガスを用いて濃度が決定される。

3 段目の各観測所や観測船で使用される観測用標準ガスは、メタン濃度較正装置により、二次標準ガスを使って濃度が決定され、各観測所へ送られる。各観測所で観測に使用された後、濃度ドリフトの確認のために、再び気象庁へ戻されて二次標準ガスで濃度確認が行われる(第7.2.2 節参照)。

メタン濃度較正装置は、検出器に FID を使用したガスクロマトグラフ方式(島津製作所㈱製 GC-14BPF)である。装置の詳細は http://gaw.kishou.go.jp/wcc/ch4/system.html 及び Matsueda *et al.* (2004)に示されている。メタン濃度較正装置の再現性は、標準ガスを6回導入し、そのピーク面積平均の 標準偏差を平均面積で割った値が、0.07以下である。



図 7.3.2.1 メタン濃度較正装置。 Fig. 7.3.2.1 CH₄ calibration system.



図 7.3.2.2 気象庁のメタン標準ガスの較正体系。 Fig. 7.3.2.2 CH₄ calibration architecture in JMA.

7.3.3 大気一酸化炭素観測

気象庁では、環境気象管理官室に一酸化炭素濃度較正装置(図 7.3.3.1)を置いて、2 段階に分けた 一酸化炭素標準ガスの管理を行っている。気象庁の一酸化炭素濃度観測の基準となる 1 段目の一次標 準ガスは濃度の異なる5本で構成されている。これらの一次標準ガスは、容量48リットルのアルミニウム製 のボンベに精密な重量法を用いて空気ベースで充填されて、使用前に米国海洋大気庁地球システム調 査研究所地球監視部(NOAA/GMD)において WMO の標準ガスを用いて正確に濃度が決定される。こ れにより、WMO とのトレーサビリティが確保されている。

2 段目の各観測所で使用される観測用標準ガスは、一酸化炭濃度較正装置により、一次標準ガスを 使って濃度が決定され、各観測所へ送られる。各観測所で観測に使用された後、濃度ドリフトの確認のた めに、再び気象庁へ戻されて一次標準ガスで濃度確認が行われる(第7.2.2節参照)。2段目以降の体制 については 2008 年から実施される。

一酸化炭素標準ガス較正装置は、検出器に RGD(Reduction Gas Detector)を使用したガスクロマトグ ラフ方式(㈱ラウンドサイエンス製 TRA-1)である。一酸化炭素濃度較正装置の再現性は、標準ガスを 10 回導入し、そのピーク面積平均の標準偏差で 3 ppb 以下である。



図 7.3.3.1 一酸化炭素濃度較正装置。 Fig. 7.3.3.1 CO calibration system.

7.3.4 大気一酸化二窒素観測

気象庁では、環境気象管理官室に一酸化二窒素濃度較正装置(図 7.3.4.1)を置いて、一酸化炭素と 同様に2段階に分けた一酸化二窒素標準ガスの管理を行っている。まず、第1段目として、気象庁の一 酸化二窒素濃度観測の基準となる気象庁一次標準ガスを、約290~335 ppbの濃度範囲で5本使用して いる。この一次標準ガスは、容量48リットルの濃度ドリフトの少ないアルミニウム製のボンベに充填されて、 使用開始する前に米国海洋大気庁地球システム調査研究所地球監視部(NOAA/GMD)において WMOの標準ガスNOAA-2006スケール(Hall *et al.*, 2007)を用いて正確に濃度が決定される。これによ り、WMOとのトレーサビリティが確保されている。

2 段目の観測所で使用される観測用標準ガスは、一酸化二窒素濃度較正装置により、一次標準ガス を使って濃度が決定され、観測所へ送られる。観測所で観測に使用された後、濃度ドリフトの確認のため に、再び気象庁へ戻されて一次標準ガスで濃度確認が行われる(第 7.2.2 節参照)。

一酸化二窒素濃度較正装置は、検出器に ECD を使用したガスクロマトグラフ方式(島津製作所㈱製 GC-2014)である。一酸化二窒素濃度較正装置の再現性は、標準ガスを 10 回導入し、そのピーク面積平 均の標準偏差で 3 ppb 以下である。



図 7.3.4.1 一酸化二窒素濃度較正装置。 Fig. 7.3.4.1 N₂O calibration system.

7.3.5 地上オゾン観測

気象庁では、観測開始当初 GAW において地上オゾンの濃度基準が決まっていなかったため、2002 年3月までは、JIS B7957 で定められたヨウ化カリウム(KI)法を使用した較正装置を用いていた。この方 法は、基準との比較ではなく、較正作業そのものが絶対濃度を決定するものであり、ヨウ化カリウム溶液の 作成、基準ヨウ素溶液の希釈など計量作業が多く、専門的な化学分析技術を必要とするものであった。 その後、世界気象機関(WMO)は、米国国立標準技術研究所(NIST)が開発した安定して誤差の少ない 光学的な方法を用いたオゾン標準参照フォトメータ(Standard Reference Photometer)を全球大気監視プ ログラム(GAW)の地上オゾン濃度の基準として採用した。

気象庁では 2002 年 3 月に、GAW の基準に従うべく地上オゾン較正装置を整備し、光学的な手法を 用いた較正を開始した。新較正装置(図 7.3.5.1)は、オゾン発生器を中心とするオゾン濃度計較正部、清 浄空気生成部及びパソコンを中心とする制御処理部の 3 つの部から構成されている。

新較正装置は、オゾンガス発生器に MODEL 49C-PS(日本サーモ㈱)を使用しており、較正精度は1 ppb で、直線性が±0.1%以内(フルスケール)、応答速度が20秒(95%まで)である。このオゾン発生器を 定期的に NIST へ送って GAW 基準と比較している。これにより気象庁の地上オゾン較正装置は GAW の 基準スケールとトレーサビリティを維持している。

較正装置の変更にともない新・旧較正装置の較正係数をもとに基準スケールを比較検討した。この結果、新・旧較正装置で基準スケールが異なっていたことから、旧較正装置での較正係数の補正を行うとと もに、それまで気象庁の3観測所で得られた観測値についても補正を行い連続性を確保した(気象庁, 2004)。

観測所で使用するオゾン濃度計の新しい較正装置による較正は、以下の手順で行っている。オゾン 発生器から0 ppb(ゼロガス)、150 ppb、100 ppb、50 ppb の順にオゾン標準ガスを発生させる。各濃度に ついて、置換時間を5分とったのち、15分間濃度測定を行う。以上の4種類の濃度で1つの較正サイク ルとし、これを10回繰り返す。濃度測定は10秒ごとに行われ、プログラムはこれを記録するとともに、指示 濃度毎にオゾン発生器、較正を受けるオゾン濃度計それぞれの平均濃度値と標準偏差、較正を受けるオ ゾン濃度計のサイクル毎の較正係数を計算する。全較正終了後に、較正を通して得られた10回の較正 係数を平均して、オゾン濃度計の較正係数を決定する。

オゾン濃度計は、各観測所へ送られる前に気象庁で上記の較正(送り較正)を行い、約半年間使用さ れた後、交換され気象庁へ送り返される。その際に較正係数の変化の確認(戻り較正)を行う。その後、オ ゾン濃度計は、水銀ランプなどの消耗部品の交換と点検のオーバーホールを行い、次の観測まで待機 する。観測所での交換時には、確認のため2台での比較観測を約1か月間行っている。



図 7.3.5.1 地上オゾン較正装置。 Fig. 7.3.5.1 O₃ calibration system.

7.3.6 オゾン全量観測

第8.2.4 節で述べるように、気象庁はアジア地区のドブソンオゾン分光光度計によるオゾン全量観測に ついて、WMOの較正センター業務を行っている。そのため高層気象台(つくば)においてドブソンオゾン 分光光度計のアジア地区の地区準器を所有し、その維持・管理を行っている。この地区準器は、アジア 地区のオゾン観測網の観測データの精度維持のためほぼ3年に一度米国海洋大気庁(NOAA)が保有 しているWMOの世界準器と比較観測を実施している。世界準器の較正はハワイ・マウナロア観測所にお いてラングレー法を用いた絶対検定により行われている。表7.3.6.1 に、地区準器と世界準器との相互比 較観測の履歴を示す。最近の相互比較観測は2007年に米国・ボールダーで実施した。その際の地区準 器の観測精度は、オゾン全量値で世界準器との差は平均して0.1%以下であり、前回の国際比較以後3 年間の観測データについては、補正処理なしで使用できることが確認された。

| 実施年 | 実施場所 |
|--------|---------------|
| 1977 年 | 米国・ボールダー |
| 1984 年 | オーストラリア・メルボルン |
| 1989 年 | 米国・マウナロア |
| 1992 年 | 米国・ボールダー |
| 1995 年 | スイス・アローザ |
| 1998 年 | 米国・ボールダー |
| 2001 年 | 米国・マウナロア |
| 2004 年 | 米国・ボールダー |
| 2007 年 | 米国・ボールダー |

表 7.3.6.1 アジア地区準器のドブソンオゾン分光光度計の国際相互比較の履歴。 Table 7.3.6.1 Dobson Spectrophotometer Intercomparison for Regional standard.

表 7.3.6.2 国内各オゾン観測地点のドブソンオゾン分光光度計の最近の比較観測履歴。 Table 7.3.6.2 Recent Dobson Spectrophotometer comparison for network of Japan.

| 観測所 | 札幌 | 鹿児島 | 那覇 |
|--------------|------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|
| 比較観測 実施年月 | 1994年9月 1997年7月 1998年4月 2000年10月 2003年9月 | 1995 年 10 月 1998 年 8 月 2001 年 11 月 2004 年 7 月 2005 年 5 月 | 1994年3月 1996年10月 1999年11月 2002年10月 2005年7月 |

また、高層気象台を除く国内3観測所のドブソンオゾン分光光度計については、ほぼ3年に1度、ア ジア地区準器と比較較正を行った移動準器との比較観測を実施し、観測精度の維持を図っている。表 7.3.6.2 に国内3観測所のドブソンオゾン分光光度計について、最近実施された比較観測の年月を示す。

観測実施観測所では測器の精度維持のため定期的に下記の各種ランプ点検を実施している。なお、 これらの点検の詳細については、「オゾン層観測指針(オゾン全量、反転観測編)」(気象庁, 1991)に示さ れている。

(1)標準ランプ点検

標準ランプ点検は週1回実施し、測器の較正基準を一定に保つためのオゾン全量の補正値を決定する。

(2)水銀ランプ波長点検

水銀ランプ波長点検は月1回実施し、測器の測定波長の状態を確認する。

(3)2 ランプ点検

2ランプ点検は各波長組について年3回程度実施し、2波長の強度比を調整する光学くさびの濃度勾 配が適正に保たれているか否かを確認する。

南極の昭和基地のドブソン分光光度計については、高層気象台のアジア地区準器で比較較正を行った測器を通常3年ごとに持ち込んで観測に使用している。3年以上継続して同一測器で観測を行う場合には、高層気象台で比較較正を行った測器を昭和基地に持ち込み、観測に使用している測器との比較観測を実施することにより、精度の維持を図っている。また、国内観測所と同様に各種点検も行っている。

南鳥島のブリューワーオゾン分光光度計については、年1回高層気象台で比較較正した測器を持ち 込んで比較観測を実施し、観測精度の維持を図っている。

なお、国内及び昭和基地の測器の変更履歴については、本 CD-ROM のデータ部に収録されている。

7.3.7 紫外線観測

現時点では、ブリューワー分光光度計を用いた紫外線観測の較正方法について、国際的に確立した 方法はない。気象庁では、ブリューワー分光光度計の測器定数を NIST ランプ(米国国立標準技術研究 所(NIST)の検定証つきの標準ランプ)による照度を基準にして定めている。また、高層気象台では、この NIST ランプにより値付けした国内準器を維持・管理している。WMO の枠組みによる国際比較は現時点 では実施されていないので、ブリューワー分光光度計の開発を行ったカナダ気象局との間で、二国間の 技術協力として相互比較を実施している。表 7.3.7.1 にこれまでの相互比較観測の履歴を示す。直近の比 較観測は 2006 年にカナダ・トロントで実施している。その比較観測の結果によれば、カナダと日本の準器 による観測値の差は 3%程度であった。

表 7.3.7.1 国内準器のブリューワー分光光度計の国際相互比較の履歴。 Table 7.3.7.1 Brewer Spectrophotometer intercomparison for Japanese standard.

| 実施年 | 実施場所 |
|--------|----------|
| 1994 年 | 米国・ボールダー |
| 1997 年 | カナダ・トロント |
| 2002 年 | カナダ・トロント |
| 2006 年 | カナダ・トロント |

国内3観測所のブリューワー分光光度計については、ほぼ3年に1度、国内準器との比較観測など を用いた較正を実施し、観測精度の維持を図っている。表7.3.7.2に国内3観測所のブリューワー分光光 度計について、最近実施された比較観測の年月を示す。

表 7.3.7.2 国内各紫外線観測地点のブリューワー分光光度計の最近の比較観測履歴。 Table 7.3.7.2 Recent Brewer Spectrophotometer comparison for network of Japan.

| 観測所 | 札幌 | 鹿児島 | 那覇 | |
|--------------|------------------------------------------|-------------|------------------|--|
| | 1996 年 2 月 | 1995 年 10 月 | 1996 年 10 月 | |
| | 1997 年 7 月 | 1997 年 10 月 | 1999 年 11 月 | |
| 比較観測 実施年月 | 2000 年 10 月 2001 年 8 月 2001 年 11 月 | 1998 年 9 月 | 2000 年 5 月(検定のみ) | |
| | | 2000 年 3 月 | 2001 年 8 月 | |
| | | 2001 年 8 月 | 2001 年 12 月 | |
| | 2003 年 7 月 | 2001 年 11 月 | 2001 年 11 月 | |
| | 2007 年 10 月 | 2002 年 11 月 | 2004 年 11 月 | |
| | | 2005 年 5 月 | 2006 年 9 月 | |

さらに、これらの比較観測以外にも、毎日、水銀ランプ点検などの点検を自動的に行うとともに、外部 標準ランプ(タングステン - ハロゲンランプ)を用いた点検を週に1回実施し、波長別感度の変化を確認し ている。なお、これらの点検の詳細については、「紫外線観測指針」(気象庁, 1993)に示されている。

紫外線 B 領域の全量を測定する紫外域日射全量計については、測器感度の変化に対してブリューワ ー分光光度計の月別値による補正を行っている。 南極の昭和基地のブリューワー分光光度計については、高層気象台の国内準器で比較較正を行っ た測器を通常3年ごとに持ち込み観測に使用している。3年以上継続して同一測器で観測を行う場合に は、高層気象台で比較較正された測器を昭和基地に持ち込み、観測に使用している測器との比較観測 を実施することにより、精度の維持を行っている。また、国内観測所と同様に点検作業を行っている。

なお、国内及び昭和基地の測器の変更履歴については、本 CD-ROM のデータ部に収録されている。

7.3.8 直達日射観測

日射観測の当初は、オングストローム式補償日射計を用いてスミソニアンスケールに補正して日射計 の比較較正を行っていた(中央気象台, 1940)。1956年に、スイスのダボスで開催された国際放射委員会 で決定された日射基準スケール「1956年国際日射スケール(IPS-56)」が WMO に採用された。その後 1981年に、日射基準スケールは WRR(World Radiation Reference)に変更された。

基準の維持・管理については、全球的に均質で精度の高い直達日射観測データを得る目的で、スイスにWMO世界放射センター(ダボス物理気象観測所/スイス)が設立され、1971年に図8.2.5.1に示す直達日射計の較正体系が確立された。日射の基準は、世界放射センターが維持している世界基準器群による世界放射基準(WRR: World Radiometric Reference)である。この世界放射基準は、5年ごとに各地区や各国の基準器を較正する国際日射比較によって、各々の測器に伝達され、日射観測の精度が世界規模で保たれている。

我が国は、1965年(昭和40年)に開催されたWMO第 地区(アジア)第4回会議において、WMO 第 地区(アジア)放射センターに指名された。気象庁は、1970年から世界放射センターで5年毎に開 催される世界基準器群との比較観測に参加し、地区基準器群の維持・管理に努めるとともに、第 II 地区 内の各国の国家基準器との相互比較観測を実施し、地区内日射観測の精度維持に貢献している(第 8.2.5節参照)。

また、我が国(気象庁)の地区放射センターは国家放射センターの役割も担っており、日本国内で使用される直達日射計の較正を担当している。気象庁において観測に使用している直達日射計については、国家基準器との比較観測、温度変化及び日射強度の変化に対する出力の線形性の検査(特性検査)からなる検査を毎年(一つの測器について見れば 5 年毎に)実施することにより、精度を維持している。



図 7.3.8.1 世界基準器群(絶対放射計)。

Fig.7.3.8.1 World Standard Group (Absolute Radiometer).

表 7.3.8.1 国際日射計比較観測履歴

Table 7.3.8.1 History of International pyrheriometer comparison

| | 1959 年 | 第1回国際日射計比較観測 |
|---|--------|-----------------|
| | 1964 年 | 第2回国際日射計比較観測 |
| | 1970 年 | 第3回国際日射計比較観測 |
| | 1975 年 | 第4回国際日射計比較観測 |
| | 1980年 | 第5回国際日射計比較観測 |
| | 1985 年 | 第6回国際日射計比較観測 |
| | 1990 年 | 第7回国際日射計比較観測 |
| | 1995 年 | 第8回国際日射計比較観測 |
| | 2000 年 | 第9回国際日射計比較観測 |
| 2 | 2005 年 | 第 10 回国際日射計比較観測 |
| | | |

7.3.9 サンフォトメータによるエーロゾル光学的厚さ観測

サンフォトメータの較正は、ラングレー方法により各測器の測器定数を決める方法や、基準器との比較 観測を行う方法で行う。

ラングレー方法とは、快晴時に大気路程が長い日出から大気路程が最も短くなる正午前後まで(正午 前後から始める場合は日没まで)出力値を測定し、この測定値を仮想的に大気路程が0となる値まで外 挿して、大気外での出力値を推定する方法である。大気外での日射量は一定とし、また測定時間内に大 気中のエーロゾルなどの状態が一定と仮定することにより、基準となる測器定数を決定することができる。

測定時間内に大気中のエーロゾルなどの状態がなるべく変わらない方が望ましいため、ラングレー方 法観測は清浄な高地で行うというWMOの勧告(WMO, 1993b)に従い、1998年から2005年までの毎年 秋に標高2,612 mの長野県駒ヶ根市千畳敷カール内において行った。駒ヶ根でのラングレー方法により 測器定数を決定した後、各観測地点において、新たに較正した測器と1年間観測に使用してきた測器に よる比較観測を行うことにより、1年間観測に使用してきた測器の測器定数の変化を把握して観測値を補 正している。比較観測後、新たに較正した測器はそのまま観測に使用し、1年間使用してきた測器はオー バーホールに出された後、翌年、駒ヶ根市千畳敷カール内でラングレー方法によって再び較正される。

1996 年に、ダボス物理気象観測所/世界放射センター (PMOD/WRC) に WMO/GAW の世界光学的 厚さ研究較正センター (WORCC) が設立された。2006 年 1 月から綾里で観測に使用している PMOD/WRC 製の PFR 型サンフォトメータは、WMO/GAW の WORCC が維持する基準器との比較観測 により測器定数が決定されたものである。



図 7.3.9.1 ラングレー方法による観測の様子。 Fig.7.3.9.1 Appearance of observation using Langley method.

7.3.10 降水降下じん化学分析

分析データの品質管理

気象庁では WMO が実施している全球大気監視(GAW)計画の一環として、地球規模の大気の汚染 状況を示す降水の pH、各種イオン濃度などの観測を実施している。降水試料の採取から分析までの処 理、及び分析値の品質管理については、WMO(1993a)及び WMO(1994)に準拠している。

降水の採取は綾里と南鳥島で日毎に行い、月毎に海洋気象課汚染分析センターに送付する。送付された降水試料は汚染分析センターで分析を行い、品質管理を行った後に公表している。

品質管理は、測定した陽イオン(水素イオン濃度(pH)とナトリウムイオン、アンモニウムイオン、カリウム イオン、マグネシウムイオン、カルシウムイオン)の当量の合計と陰イオン(塩化物イオン、硝酸イオン、硫 酸イオン)の当量の合計を比較するイオンバランス、及び測定した電気伝導度と水素イオン濃度(pH)及 び各種イオン濃度から理論的に計算される電気伝導度を比較する伝導度バランスの合致する程度で行 っている。イオンバランスと伝導度バランスの両方で基準値以内になった分析結果を公表している。

陽イオンと陰イオンの比較

Ion difference [%] = $100 \times (CE - AE) / (CE + AE)$

AE: 陰イオン当量(µ eq/l)の合計、次式より算出

 $AE = 1000 \times [C_{Ai} / (Eq.Wt.)_{Ai}] + 5.1 / 10^{(6-pH)}$

C_{Ai}: i番目の陰イオンの濃度(mg / l)

(Eq.Wt.)_{Ai}: i番目の陰イオンの当量

5.1 / 10^(6-pH): 重炭酸塩濃度(25 、pH > 5.0 における計算値濃度、µ eq/l)

CE: 陽イオン当量(µ eq / l)の合計、次式より算出

 $CE = 1000 \times [C_{Ci} / (Eq.Wt.)_{Ci}] + [10^{(6-pH)}]$

C_{Ci}: i番目の陽イオンの濃度(mg / l)

(Eq.Wt.)_{Ci}: i番目の陽イオンの当量

10^(6-pH): H⁺イオン濃度(µeq / l)

表 7.3.10.1 陽イオン、陰イオン当量重量。

Table 7.3.10.1 Equivalent weights for selected anion cation.

| 陽イオン、陰イオン | 当量重量(g) |
|-------------------------------|---------|
| 塩化物イオン (Cl ⁻) | 35.45 |
| 硝酸イオン (NO ₃ -) | 62.01 |
| 硫酸イオン (S0, ²⁻) | 48.03 |
| アンモニウムイオン (NH ₃ +) | 18.04 |
| ナトリウムイオン (Na⁺) | 22.99 |
| カリウムイオン (K⁺) | 39.1 |
| マグネシウムイオン (Mg ²⁺) | 12.15 |
| カルシウムイオン (Ca²+) | 20.04 |

表 7.3.10.2 必要とされるイオンバランスの基準値。

Table 7.3.10.2 Required criteria for the ion balance.

| 陽イオン+陰イオン (μ eq / | Ion Difference許容値(%) |
|-------------------|----------------------|
| 1) | |
| 50 | ± 60 |
| > 50 100 | ± 30 |
| > 100 500 | ± 15 |
| > 500 | ± 10 |

伝導度の比較

 $k (\%) = 100 \times [(k - k_{meas}) / k_{meas}]$

k_{meas}: 測定された伝導度 (µS/cm)

k: 計算から求めた伝導度(µS/cm)

 $k = ci \times i^0$

ci: i 番目のイオンのモル濃度(mmol / 1)

i⁰: i番目のイオンの1 モルまたは1 当量当たりのイオン伝導度(S cm²/mol)

次式より算出

 $k = 10^{(3-pH)} \times 349.7 + c(SO_4^{2-}) \times 160.0 + c(NO_3^{-}) \times 71.4 + c(Cl^{-}) \times 76.3 + c(NH_4^{+}) \times 73.5 + c(Na^{+}) \times 50.1 + c(K^{+}) \times 73.5 + c(Ca^{2+}) \times 119.0 + c(Mg^{2+}) \times 106.0 + c(HCO_3^{-}) \times 44.5$

 $c(HCO_3) = 5.1 / H^+ (25$ 、 pH > 5.0 において、 5.1 / 10^(3-pH))

表 7.3.10.3 理想溶液、25 における 1 モルまたは 1 当量当たりのイオン伝導度。

Table 7.3.10.3 Molar or equivalent ionic conductances at infinite dilution and 25(from CRC Handbook of
Chemistry and Physics, 66th Edition, 1985-1986, pp. 167-168).

| イオン | 1モル当たりのイオン伝導度 i ^o (Scm²/mol) |
|-------------------------------|-----------------------------------------|
| 水素イオン (H⁺) | 349.7 |
| 塩化物イオン (Cl ⁻) | 76.3 |
| 硝酸イオン (NO ₃ -) | 71.4 |
| 硫酸イオン (S0₄²-) | 160.0 |
| アンモニウムイオン (NH ₃ +) | 73.5 |
| ナトリウムイオン (Na⁺) | 50.1 |
| カリウムイオン (K⁺) | 73.5 |
| マグネシウムイオン (Mg²+) | 106.0 |
| カルシウムイオン (Ca²+) | 119.0 |
| 重炭酸イオン (HCO ₃ -) | 44.5 |

表 7.3.10.4 必要とされる伝導度バランスの基準値。

Table 7.3.10.4 Required conductivity balance criteria.

| 伝導度測定値 (µS / cm) | 許容値 k (%) |
|------------------|-----------|
| 5 | ± 50 |
| > 5 30 | ± 30 |
| > 30 | ± 20 |

酸性雨国際比較調查

降水降下じんの観測では高い分析技術が求められることから、GAW 計画に参加している各機関の分 析技術の維持・向上及び分析データの品質管理を目的として、降水の分析技術に関する国際比較が行 われている。この国際比較の実施及び取りまとめは、WMO/GAW 品質保証科学センターであるアメリカ 地区品質保証科学センター(ニューヨーク州立大学に設置)が担当している (http://mica.asrc.cestm.albany.edu/qasac/index.html)。

国際比較は 1978 年から毎年 1 回実施されてきたが、1999 年 12 月の WMO/GAW 会議で、重金属に ついてはGAW の枠組では実施しないことになった。一方、降水の pH、各種イオンなどについては従来 どおりGAW の品質保証科学センターが担当し、2001 年からは年 2 回国際比較を実施することとなった。 この変更にともない、GAW 計画に参加するためには国際比較への参加が必要となり、参加しない場合は 降水降下じんの観測データが GAW データとして認められないこととなった。気象庁は GAW の品質保証 科学センターが担当する降水の pH、各種イオンなどの国際比較に 1983 年(第6回)から参加している。

重金属の国際比較は、2000 年 1 月よりヨーロッパ以外の国も含めてヨーロッパ監視・評価計画 (Co-operative Programme for Monitoring and Evaluation of the Long-range Transmission of Air pollutants in Europe: EMEP)の枠組で実施することになった。EMEP は、国連ヨーロッパ経済委員会(UNECE)が推 進している重金属、酸性雨などによる大気汚染や広域輸送の監視・評価を行う計画であり、この国際比較 の実施及び取りまとめは、EMEP 化学調整センター(ノルウェー大気研究所に設置)が担当している (http://www.nilu.no/projects/ccc/index.html)。気象庁は EMEP による重金属の国際比較に第 2 回(2002 年)から参加している。

降水の国際比較の手順は次のとおりである。アメリカ地区品質保証科学センターが、各成分を降水に 近い濃度に調製した3種類の水溶液試料を濃度を伏せたまま参加各機関に配布し、各機関はそれらの 試料を分析して結果を報告する。重金属の国際比較も同様に、ノルウェー大気研究所が、重金属を降水 に近い濃度に調製した4種類の水溶液試料を濃度を伏せたまま参加各機関に配布し、各機関はそれら の試料を分析して結果を報告する。各機関が報告した分析値は、それぞれの国際比較担当機関で集 計・評価が行われ、その結果が分析機関の実名入りで公表される。許容値から外れた分析値にはフラッ グが付けられ、この結果が各機関の分析能力の評価になる。気象庁では毎回許容値の範囲内の結果を 出している。

7.4 海洋気象観測船

気象庁は日本周辺海域及び北西太平洋において、温室効果ガス、オゾン層破壊物質、重金属・油分 などの海洋環境汚染の観測(海洋バックグランド汚染観測)を気象庁所属の 5 隻の海洋気象観測船(図 7.4.1)によって行っている。海洋気象観測船として、気象庁地球環境・海洋部(東京)に凌風丸、函館海 洋気象台に高風丸、神戸海洋気象台に啓風丸、長崎海洋気象台に長風丸、舞鶴海洋気象台に清風丸 が配置されている。



図 7.4.1 気象庁の海洋気象観測船(凌風丸、高風丸、啓風丸、長風丸及び清風丸) Fig. 7.4.1 JMA research vessels (Ryofu maru, Kofu maru, Keifu maru, Chofu maru and Seifu maru).

7.4.1 観測実施海域及び観測点

重金属及び油汚染などの観測は、日本周辺の主要な海流を横断する観測線と北西太平洋を南北に 走る観測線で、5 隻の観測船によって実施している。洋上大気中及び海水中の温室効果ガスの観測は、 日本周辺海域及び北西太平洋において、凌風丸と啓風丸により行っている。主要な観測線と重金属・油 分などの観測点を図 7.4.1.1 に示す。



図 7.4.1.1 海洋気象観測船の主要な観測線と重金属・油分などの観測点(白丸)

Fig. 7.4.1.1 Principal observational lines (solid lines) and stations (open circle) for heavy metals and petroleum hydrocarbons (open circle) of JMA research vessels.

7.4.2 海洋気象観測船での観測方法

温室効果ガス及びオゾン層破壊物質の観測種目、分析機器及び試料採取方法を表 7.4.2.1 に示す。 観測方法の詳細については海洋気象部海洋課汚染分析センター(1992、1993)及び海洋観測指針(気 象庁,1999)に掲載されている。

表 7.4.2.1 温室効果ガス及び関連物質の観測種目、分析機器及び試料採取方法。

Table 7.4.2.1 List of observation parameters, instruments, and sampling methods of greenhouse gases and a related substance.

| 観測種目 | 分析機器 | 試料採取方法 | 試料 |
|-------|------------------------------|---------|--------|
| 二酸化炭素 | 非分散型赤外線分析計 | 連続 | 洋上大気及び |
| | Rosemount Analytical MLT 3.1 | | 表面海水 |
| 全炭酸 | 電量滴定装置 | 観測点での採水 | 海水 |
| | UIC Inc. MODEL 5012 | | |
| メタン | 水素炎イオン化検出器付 | 連続 | 洋上大気及び |
| | ガスクロマトグラフ | | 表面海水 |
| | (株)島津製作所 GC-8A | | |
| | 水素炎イオン化検出器付 | 観測点での採水 | 海水 |
| | ガスクロマトグラフ | | |
| | (株)島津製作所 GC-8A | | |
| | | | |

海洋汚染物質の観測種目、分析機器及び観測点を表 7.4.2.2 に示す。観測方法の詳細は海洋観測 指針(気象庁,1999)に掲載されている。

表 7.4.2.2 海洋汚染物質の観測種目、分析機器及び観測点。

Table 7.4.2.2 List of observation parameters, instruments, and frequencies of marine pollutants.

| 観測種目 | 観測要素 | 分析機器 | 観測頻度または観測点 |
|-------|------------|------------------------|-------------|
| 油汚染関連 | 海面油膜およびプラス | (目視) | 連続(日中) |
| | チックなどの浮遊物質 | | |
| | 浮遊タールボール | (ニューストンネット) | 随時(1 回/1 日) |
| | 溶存または分散状石油 | 蛍光光度計 | 海洋バックグランド汚 |
| | 系炭化水素(油分) | (株)島津製作所 RF-5300PC | 染観測定点 |
| 重金属 | カドミウム | 炭素炉原子吸光光度計 | 海洋バックグランド汚 |
| | | VARIAN Spector AA 220Z | 染観測定点 |
| | 水銀 | 冷原子吸光光度計 | 海洋バックグランド汚 |
| | | (株)日本インスツルメント | 染観測定点 |
| | | CR-1A、MD-1 | |

7 参考文献

中央気象台, 1940:日射報告, pp117.

- Dlugokencky, E. J., R. C. Myers, P. M. Lang, K. A. Masarie, A. M. Crotwell, K. W. Thoning, B. D. Hall, J. W. Elkins, and L. P. Steele, 2005: Conversion of NOAA atmospheric dry air CH4 mole fractions to a gravimetrically prepared standard scale, J. Geophys. Res., 110, D18306, doi:10.1029/2005JD006035.
- Fernald, F. G., 1984: Analysis of atmospheric lidar observations: some comments, Appl. Opt., 23, 652-653.
- Hall, B. D., G. S. Dutton, and J. W. Elkins, 2007: The NOAA nitrous oxide standard scale for atmospheric observations, J. Geophys. Res., 112, D09305, doi:10.1029/2006JD007954.
- 伊藤朋之、上野丈夫、梶原良一、下道正則、上窪哲郎、伊藤真人、小林正人、1991:地上到達紫外線量の監 視技術の開発、-オゾン層変化にともなう地上到達紫外線量の変化のスペクトル観測による評価-、 研究時報、43 巻、5 号、213-273.
- 海洋気象部海洋課汚染分析センター,1992:海洋気象観測船凌風丸による温室効果気体及びオゾン層破壊 物質の観測.測候時報,59,145-159.
- 海洋気象部海洋課汚染分析センター, 1993:海洋気象観測船凌風丸による温室効果気体及びオゾン層破壊 物質の観測().測候時報, 60, 173-179.
- 気象庁, 1988: 気象庁による大気二酸化炭素観測業務. 測候時報, 55, 3, 91-109.
- 気象庁,1991:オゾン層観測指針(オゾン全量、反転観測編).
- 気象庁,1993:紫外域日射観測指針.
- 気象庁,1994: 気象庁による大気バックグランド汚染観測について. 測候時報,61,4,145-179.
- 気象庁,1997:オゾン層観測指針(オゾンゾンデ観測編).
- 気象庁, 1999: 海洋観測指針(第1部), 200pp.
- 気象庁, 2004: 地上オゾン較正装置の GAW 基準への準拠と基準変更に伴う観測濃度の補正について、測候 時報,第71巻第4-6号,165-176.
- 観測部環境気象課,2004:気象庁における二酸化炭素観測の基準となる標準ガスの維持 観測データの時 間的な連続性の確保について - . 測候時報,70,217-236.
- Klausen, J., C. Zellweger, B. Buchmann, and P. Hofer, 2004: Uncertainty and bias of surface ozone measurements at selected Global Atmosphere Watch sites. J. Geophys. Res., 108(D19), 4622, doi:10.1029/2004JD003710.
- 関根正幸、志村英洋、鈴木宣直,1973:日射・放射観測の基準化と観測網の展開,天気,20,12,653-679.
- 松枝秀和、須田一人、西岡佐喜子、平野礼朗、澤庸介、坪井一寛、堤 之智、神谷ひとみ、根本和宏、長井秀 樹、吉田雅司、岩野園城、山本 治、森下秀昭、鎌田匡俊、和田 晃、2004: 気象庁及び気象研究 所における二酸化炭素の長期観測に使用された標準ガスのスケールとその安定性の再評価に関す る調査・研究、気象研究所技術報告、45、64pp.
- Matsueda, H., Y. Sawa, A. Wada, H. Y. Inoue, K. Suda, Y. Hirano, 2004: Methane stadard gases for atmospheric measurements at the MRI and JMA and intercomparison experiments, Papers in Meteorology and Geophysics, 54, 3/4, 91-113.
- Tsutsumi, Y., H. Matsueda, S. Nishioka, 2005: Consistency of the CO₂ primary standards in JMA, 12th WMO/IAEA meeting of experts on carbon dioxide concentration and related tracers measurement techniques (Toronto, Canada, 15-18 September 2003), Global Atmospheric Watch Report No. 161, WMO/TD-No. 1275.
- WMO, 1993a: Chemical Analysis of Precipitation for Gaw: Laboratory Analytical Methods and Sample Collection Standards, Global Atmosphere Watch Report No.85, WMO/TD-No.550.
- WMO, 1993b: Report of the WMO Workshop on the Measurement of Aatmospheric Optical Depth and Turbidity, Global Atmosphere Watch Report No. 101, WMO/TD-No.659.
- WMO, 1994: Report of the Workshop on Precipitation Chemistry Laboratory Techniques, Global Atmosphere Watch Report No.102, WMO/TD-No.658.

Zhao, C. L., and P. P. Tans, 2006: Estimating uncertainty of the WMO mole fraction scale for carbon dioxide in air. J. Geophys. Res., 111, D08S09, doi:10.1029/2005JD006003.

8 その他



8.1 解析手法

8.1.1 濃度傾向解析方法

二酸化炭素などの濃度変動を季節変動成 分と長期変動成分に分離する解析方法として、 従来から、三角関数などの関数当てはめ法(例 えば、1995年以前の大気バックグランド汚染観 測年報で使用していたKeeling *et al.*, 1989)や 数値フィルタリング(例えば、Thoning *et al.*, 1989やNakazawa *et al.*, 1991)、あるいは両方 を組み合わせた手法(例えば、Conway *et al.*, 1994)が開発されてきた。本報告では、以下に 述べるNakazawa *et al.*(1991)と同様の方法によ

って、観測値の時系列データから長期変動成分と平均的季節変動成分を求めた。

観測値の時系列データから線形トレンド(メタンは2次式のトレンド)を差し引く。

トレンドを差し引いた時系列データに対して、平均的な季節変動として次のフーリエ級数展開を適用する。

$$S(t) = \sum_{i=1}^{k} [A_i \sin(2\pi i t) + B_i \cos(2\pi i t)]$$

ここで、tは観測開始以来の経過時間(単位は年)を示し、kはすべての観測所における平均的な季節 変動を表現できるように3に固定した。

もとの時系列データから で求めた季節変動を差し引いた時系列データに対して、Lanczos フィル ター(Duchon, 1979)をかけて長期変動成分を求める。この数値フィルターのカットオフ周波数(フィルター からの出力信号が入力信号の半分になる周波数)は 0.48 サイクル/年とした。

もとの時系列データから で求めた長期変動成分を差し引く。この長期変動成分を差し引いた時 系列に対して、 と同様の操作によって、平均的な季節変動を求める。

及び の操作を、平均的な季節変動及び長期変動成分が変化しなくなるまで繰り返す。これは おおむね数回の繰り返しによって達成される。上記の方法で使用した Lanczos フィルターの応答関数を 図 8.1.1.1 に示す。入力信号の周波数が 0.48 サイクル/年の時に出力信号の振幅が半分の大きさになるこ とがわかる。



図 8.1.1.1 Lanczos フィルターの応答関数。このフィルターでは入力信号の周波数が0.48 サイクル/年の時に出力信号の振幅が半分の大きさになっている。

図 8.1.1.2 に、1 例として、入力した信号のパワースペクトルとこの手法を適用した出力信号のパワース ペクトルを示す。入力信号には大気環境観測所(岩手県綾里)で観測された二酸化炭素濃度の月別平 均値を用いた。この手法によって、観測値の時系列に含まれていた季節変動(1.0 サイクル/年)より高周 波の成分がフィルターによって除去されていることがわかる。



Frequency (cycle/year)

- 図 8.1.1.2 入力信号のパワースペクトル(実線)とこの手法を適用した出力信号のパワースペクトル(破線)。入 力信号は綾里で観測された二酸化炭素の月平均値、出力信号はその長期変動成分である。
- Fig. 8.1.1.2 Power spectra of a monthly mean variation (solid line) and a deseasonalized long-term variation (broken line) of CO₂ concentration at Ryori. The deseasonalized long-term variation is derived by the filtering method described in the text.

図 8.1.1.3 上は大気環境観測所(岩手県綾里)で観測された二酸化炭素濃度の月別平均値と上記の 手法によって求めたその長期変動成分(季節変動成分を除いた濃度変動)である。なお、長期変動成分

Fig. 8.1.1.1 Response function of the Lanczos filter. An input signal with a frequency of 0.48 cycle/year is halved in amplitude after passing this low-pass-filter.

の算出には、それよりおおよそ半年以上先の濃度値が必要なため、最後の半年分の長期変動成分は、 誤差を含み得る。また、観測値から長期変動成分を差し引いた各年ごとの季節変動成分を図 8.1.1.3 下 に示す。

第2章で使用している各月の参照濃度は、この長期変動成分を差し引いた季節成分により当該月の 濃度を推定したものである。また、月毎に、参照濃度の誤差範囲を、各年の月別濃度と参照濃度の差の 標準偏差で示す。



- 図 8.1.1.3 上: 綾里で観測されたCO2の月平均値(点及び細線)とその長期変動成分(太線)。下: 綾里で観測 されたCO2の月平均値から長期変動成分を差し引いた各年ごとの季節変動成分。
- Fig.8.1.1.3 Time series of monthly mean CO_2 concentrations (dots and thin line) and deseasonalized long-term variation (thick line) at Ryori (top). Detrended yearly seasonal cycles of CO_2 concentration expressed as deviation of monthly mean concentrations from deseasonalized long-term variation at Ryori (bottom). The reference concentration is derived from adding the mean seasonal cycle to deseasonalized long-term trend.

8.1.2 全球濃度解析方法

第 8.1.1 節の手法で各観測所の濃度解析値を算出した。なお、解析に用いた観測点の中で、解析対象とした期間に欠測期間があると、欠測の前後で緯度帯平均値にギャップを生じる。そこで、欠測期間については、同一緯度帯の平均的な濃度増加率及びその観測所の平均的な季節変動成分をもとに濃度値を推定して緯度帯平均の計算に組み入れ、欠測にともなうギャップが生じないようにした。その後、20度毎あるいは 30 度毎の緯度帯別に単純平均し、その緯度帯の平均濃度として変動の特徴を調べた。

二酸化炭素の全球濃度解析に用いた観測点は、観測に使用した標準ガス濃度が WMO の規準に基 づいて較正されており、かつ、平均濃度がその緯度分布曲線の近傍に分布していることからバックグラン ド観測所として適切であると考えられる地点とした。メタンに関しては、WMO 規準は 2005 年に確立され、 現在普及されつつある段階であることから、観測に使用した標準ガス濃度が WMO の基準に基づいて較 正されている観測点に加えて、それと WMO 基準との差が科学的に決定されている観測点で、かつ、二 酸化炭素と同様な手法でバックグランドデータとして適切であると考えられる地点を選別して用いた。一 酸化二窒素に関しては、WMO 基準を採用しているか、または WMO 基準との差が科学的に決定されて いる観測所を選別して用いた。なお、濃度変動の安定している一酸化二窒素については、二酸化炭素や メタンで用いたバックグランドデータとしての選別処理は行っていない。

8.1.3 逆解法を用いた二酸化炭素フラックス解析方法

二酸化炭素のフラックスを解析する方法として、輸送モデル(Forward model)と逆解法(Inverse model)を組み合わせた研究が近年実施されるようになってきた。地球圏 - 生物圏国際協同研究計画 (IGBP)主催の大気トレーサー輸送モデル相互比較計画(TransCom)は、多数の輸送モデルを用いることによって、逆解法を用いて炭素収支を解析する際に輸送モデルの違いに起因する不確かさ (uncertainty)を解明するためのプロジェクトである(Gurney *et al.*, 2000)。本報告における二酸化炭素フラックスの解析は同プロジェクトで実施された手法(Baker et al., 2006)におおむね準拠しており、以下に 概要を示す。前提条件として、(1)式で表される行列式によって観測データ行列*d*_Nはフラックス行列*m*_Mと 大気輸送行列*G*_{MN}(輸送モデルの結果を用いる)の積で表されると仮定する。ここで、*M*は分割された領域の数を示し、*N*は逆解法に利用する観測値の数を示す。

| $\left(d_{1} \right)$ | | G_{11} | G_{12} | • | • | G_{1M} | (m_1) | |
|------------------------|---|----------|----------|---|---|---------------|-----------------------|---------|
| d_2 | | G_{21} | G_{22} | • | • | • | <i>m</i> ₂ | |
| • | = | • | • | ٠ | ٠ | • | • | (1) |
| • | | • | ٠ | • | • | • | • | |
| $\left(d_{N}\right)$ | | G_{N1} | • | • | • | $G_{_{NM}}$) | (m_M) | |

各領域のフラックスは、評価関数 *S*(*m*)を(2)式のように定義して、これを最小とする<*m*>を (3)式より求める。

$$S(m) = (Gm - d_{obs})^{T} C_{d}^{-1} (Gm - d_{obs}) + (m - m_{p})^{T} C_{m}^{-1} (m - m_{p}) \quad \cdots \quad (2)$$
$$\langle m \rangle = m_{p} + (G^{T} C_{d}^{-1} G + C_{m}^{-1})^{-1} G^{T} C_{d}^{-1} (d_{obs} - Gm_{p}) \quad \cdots \quad (3)$$

両式において*d_{obs}はバックグランドフラックスの*寄与を除いた各観測所の月平均濃度行列、*C_d*は各観 測所の月平均濃度の標準偏差行列を示し、*m_p*は各領域のフラックスの第一推定値行列、*C_m*はフラックス 第一推定値の標準偏差行列を示す。また、添字^Tは転置行列を、⁻¹は逆行列を示す。逆解法の具体的な 手順は以下のとおりである。

観測データから月平均値とその標準偏差((2)、(3)式のC_d)を算出する。

バックグランドフラックス(化石燃料の燃焼から推定される放出量、陸上生態系・海洋との二酸化炭素 交換量)を与えて、輸送モデルで各観測値に対する二酸化炭素濃度への寄与分を計算する。

の月平均値から で計算された各観測値におけるバックグランドフラックスによる二酸化炭素濃度 の寄与分を引き、(2)、(3)式の*d*_{obs}を求める。

各領域(地球を陸上 11、海洋 11 の合計 22 領域)から 1 GtC/y の二酸化炭素を 1 か月間のみ放出した時の、輸送モデルで各観測値に対する二酸化炭素濃度の応答((2)、(3)式の G)を計算する。

様々な研究から求められた各領域の月平均フラックスの第一推定値 (m_p) とその標準偏差((2), (3)式の $C_m)$ を計算する。
式(3)を用いて(2)式の評価関数 *S*(*m*)を最小とするような各領域の月別フラックスの組み合わせ(*<m>*) を求める。この際、、で求められた標準偏差を重みとして考慮している。

本報告の解析においては、温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)が収集した二酸化炭素月平 均値を逆解法を用いた選別を行い利用している。データ選別手法(Maki *et al.*, 2005)は以下の通りであ る。

WDCGG 月平均値データセットより重複した観測地点を除外する。

各観測地点に対して、解析期間(1984~2005 年)を前節で紹介した手法を用いて欠測値を内挿もしく は外挿で補完したデータセットを作成する。この際、連続した観測が一定期間以上ない観測地点は解析 から除外される。観測値の不確かさには、フィッティングカーブと実測値の標準偏差で与えた。ただし、欠 測時の不確かさはペナルティとして大きな値を与えて、解析から実質的に除外した。

で作成した全観測地点データセットを用いて逆解析を行う。

観測値と逆解析後の観測地点における解析値を比較し、しきい値以上(今回はしきい値として 2ppm (3))を採用した)の観測値の不確かさにペナルティを与えて解析から除外し、逆解析を行う。

を除外される観測値がなくなるまで繰り返す。

8.1 参考文献

- Baker, D. F.; Law, R. M.; Gurney, K. R.; Rayner, P.; Peylin, P.; Denning, A. S.; Bousquet, P.; Bruhwiler, L.;
 Chen, Y.-H.; Ciais, P.; Fung, I. Y.; Heimann, M.; John, J.; Maki, T.; Maksyutov, S.; Masarie, K.;
 Prather, M.; Pak, B.; Taguchi, S.; Zhu, Z, 2006: TransCom 3 inversion intercomparison: Impact of transport model errors on the interannual variability of regional CO₂ fluxes, 1988–2003. Global Biogeochem. Cycles, 20, GB1002, doi:10.1029/2004GB002439.
- Conway, T. J., P. P. Tans, L. S. Waterman, K. W. Thoning, D. R. Kitzis, K. A. Masarie, and Ni Zhang, 1994: Evidence for interannual variability of the carbon cycle from the National Oceanic and Atmospheric Administration/Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Global Air Sampling Network. J. Geophys. Res., 99, 22831-22855.
- Gurney, K., R. Law, P. Rayner, and A. S. Denning, 2000: "TransCom 3 Experimental Protocol," Department of Atmospheric Science, Colorado State University, USA, Paper No. 707.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. J. Appl. Meteor., 18, 1016-1022.
- Keeling, C. D., R. B. Bacastow, A. F. Carter, S. C. Piper, T. P. Whorf, M. Heimann, W. G. Mook, and H. Roeloffzen, 1989: A three-dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 1. Analysis of observational data. Geophysical Monograph, 55, 165-236.
- Maki, T, K. Kamide, Y. Tsutsumi, 2005: Observational Data Screening Technique using Transport Model and Inverse Model in Estimating CO2 Flux History, Extended abstracts 7th International CO2 conference, Broomfield, Cororado, Sep. 2005.
- Nakazawa, T., K. Miyashita, S. Aoki, and M. Tanaka, 1991: Temporal and spatial variations of upper tropospheric and lower stratospheric carbon dioxide. Tellus, 43B, 106-117.
- Thoning, K. W., P. P. Tans, and W. D. Komhyr, 1989: Atmospheric carbon dioxide at Mauna Loa observatory: 2. Analysis of the NOAA GMCC data, 1974-1985. J. Geophys. Res., 94, 8549-8565.



するための各種国際センターを運営している。

8.2 国際協力

地球環境の観測・監視にあたっては、国際的な枠組 みのもと、観測の方法、観測データの交換、観測成果の 解析などについて各国及び各機関が協調して行うととも に、関係する国や機関の間でこれらに関連する知識や 技術などに関する情報を共有・交換することが必要であ る。

気象庁では、世界気象機関(WMO)の全球大気監視 (GAW)計画などを軸に、温室効果ガス、エーロゾル、日 射、オゾン層などの観測を国内観測所で実施するととも に、アジア地区などにおける国際協力・情報交換を推進

以下に、GAW 計画の概要及び最近の動き、並びに気象庁が業務を実施している「温室効果ガス世 界資料センター」、「品質保証科学活動センター(アジア・南西太平洋地区)」、「全球大気監視較正セン ター(アジア・南西太平洋地区)」、「第II(アジア)地区放射センター」の各センターの活動状況について、 それぞれ記述する。

8.2.1 WMO 全球大気監視 (GAW) 計画

世界気象機関(WMO:World Meteorological Organization)は、1989 年に「全球大気監視」(GAW: Global Atmosphere Watch)計画を開始した。これは、地球温暖化、オゾン層破壊、酸性雨などの地球環 境問題に対する世界的な関心の高まりを背景にして、1950 年代に設立された「全球オゾン観測システム」 (GO₃OS: Global Ozone Observing System)と1960 年代に設立された「大気バックグランド汚染観測網」 (BAPMoN: Background Air Pollution Monitoring Network)の二つの観測網を統合し発展させたもので ある。

GAW の主な目的は、以下のとおり(WMO, 2007)。

大気中の化学成分および特定の物理的特性について、地球規模の長期的な監視を継続的に実施する。

品質保証および品質管理に重点を置く。 利用者に対し、関連する統合プロダクト・サービスを提供する。 を通じて、 社会に与える環境上のリスクを低減し、環境に関する条約の要件を満たす。 気候、気象および大気質の予報能力を高める。 環境政策の支援に関する科学的評価に寄与する。

GAW 計画の下での主要分野は、オゾン、温室効果ガス、反応性ガス、降水・降下じん化学成分、紫 外線、エーロゾルである。さらに、太陽放射、気象要素、放射性核種も観測項目に含まれている。なお、 紫外線を除く太陽放射の観測は、WMO全球気象監視(WWW: World Weather Watch)計画、世界気候 研究計画(WCRP: World Climate Research Programme)、及び基準地上放射観測網(BSRN: Baseline Surface Radiation Network)との密接な協力の下で実施されている。

WMOでは、2008年から2015年までの期間においてGAW計画を実施するための枠組み、目標、目 標達成のための戦略及びスケジュールを規定する「GAW戦略計画: 2008-2015」(WMO, 2007)を策定し、 関係機関に配布・公表している。この戦略では、GAWは統合地球観測戦略(IGOS)の大気化学テーマ (IGACO: International Global Atmospheric Chemistry Observations)に基づき、地上観測データだけでな く、衛星や航空機などの多様な観測施設からの観測データを数値モデルによって統合して、大気環境に 関する監視を推進することとなっている(堤, 2007)。このため、世界の気象機関、研究施設、専門家など の協力の下、世界各地のGAW全球・地域観測所のほか、観測基準を維持する中央較正施設、観測デ ータを収集・提供する世界資料センター、各国・機関の観測基準を共通にするための世界較正センター、 観測データの品質向上を目指す品質保証科学活動センターなどを通して観測を支援するとともに、 GAWの下での組織的な観測実施のための枠組みや関連技術などを観測項目ごとに専門的に検討し勧 告する科学諮問部会(SAG: Scientific Advisory Group)などが設立されている(図 8.2.1.1参照)。



- 図 8.2.1.1 WMO 全球大気監視(GAW)計画の品質システムの概念枠組みと主な相互作用。GAW 観測所に おける観測を調整・支援するため、各種 GAW センターや専門検討部会が設置されている。
- Fig.8.2.1.1 Conceptual framework of the WMO Global Atmosphere Watch (GAW) programme quality systems and major interactions involved..

GAW においては、周囲の観測環境から、観測所を全球観測所と地域観測所に分けている。全球観 測所は、局地的また地域的な汚染の影響を受けない地点で、気象や気候に影響を与える大気成分の地 球規模での長期変化を明らかにすることを目的としており、できる限り観測所からのあらゆる方向の適当 な範囲(30~50 km)内において、この先数十年間にわたり際だった土地利用の変化が起こらないと考えら れる遠隔地に設置されるべきであると定義されている。一方、地域観測所はその地域を代表し、局地的な 影響を受けない地点でかつ、地域的な工業活動、土地利用、エネルギー利用、森林資源の利用と言っ た人間活動の変化に起因する、大気成分の長期変化を明らかにすることを目的とし、観測値がその地域 の特性を代表するようなところに設置されるべきであると定義されている。

気象庁では、南鳥島などに GAW 全球観測所及び地域観測所を設置して(第 7.1 節参照)世界の GAW 観測の一翼を担うとともに、以下に記述するように、温室効果ガス世界資料センター、アジア・南西 太平洋地区における品質保証科学活動センター及び全球大気監視較正センターの各業務を行い、 GAW 計画の実施面で大きな役割も果たしている。また、科学諮問部会においても気象庁の専門家が委 員として活躍している。

<u>[WMO温室効果ガス年報について]</u>

WMOは、2006年から地球温暖化に影響力の大きい温室効果ガス(二酸化炭素、メタン、一酸化二窒 素など)とその他の温室効果ガスの世界の状況について、GAW 計画に参加している観測所の結果をとり まとめて、WMO 温室効果ガス年報として刊行している。この年報は、世界の温室効果ガス濃度の最新の 状況と米国海洋大気庁(NOAA)の温室効果ガス年指標(AGGI)から構成されている。第8.2.2 節で記述 する気象庁が運営する温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)は、世界の GAW 観測所からデータ を収集するとともに、この温室効果ガスの濃度解析を担当して、この年報の作成に大きく貢献している。こ の年報は、2007年12月にインドネシア、バリで開催された COP13(気候変動枠組条約第13回締約国会 議)及び COP/MOP3(京都議定書第3回締約国会合)でも配布されている。この年報によって、今後政策 決定者をはじめとする世界の人々が大気中の温室効果ガスの最新の状況をより正しく認識することが期 待される。この年報はWDCGGのホームページ(http://gaw.kishou.go.jp/wdcgg_j.html)やWMO/GAWの ホームページからも取得できる(http://www.wmo.ch/web/arep/gaw/gaw_home.html)。



図 8.2.1.2 WMO 温室効果ガス年報の表紙 Fig.8.2.1.2 Cover page of WMO Greenhouse Gas Bulletin

8.2.2 WMO 温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)

GAW 計画の下で観測されたデータを一元的に収集・保管し、利用者に提供するため、世界資料セン ター(World Data Centre: WDC)が設立されている。世界資料センターは現在、オゾン・紫外線(カナダ)、 温室効果ガス(日本)、降水化学成分(米国)、放射(ロシア)、エーロゾル(イタリア)の5か所に設置されて おり、各観測要素についてのデータを出版物、CD-ROM、あるいはインターネット上などで提供している。

このうちWMO温室効果ガス世界資料センター(World Data Centre for Greenhouse Gases: WDCGG) は、WMOの要請により、1990 年に気象庁に設置されて運営されている。このセンターでは、世界中の GAWの下のあるいはGAWに協賛する観測所で得られたCO₂、CH₄、CFCs、N₂Oなどの温室効果ガス及 び関連する物質の観測データを、一元的に収集・管理・保管して世界中へ提供する業務を行っている。 また、2002 年 10 月からは、それまでノルウェーにデータセンターが設置されていた地上オゾンの観測デ ータをも取り扱うこととなった。

WDCGG に集められた観測データのうち要素、地区別の数を表 8.2.2.1 に示す。また WDCGG に報告 された観測所数とデータ量の経年変化を図 8.2.2.1 に、WDCGG に観測データを報告している観測所の 位置を図 8.2.2.2 に示す。

表 8.2.2.1 WDCGG へのデータ報告地点数(2008 年 1 月現在)。

Table 8.2.2.1 Number of reporting stations to the WDCGG as of January 2008.

| | Region I | Region II | Region | Region IV | Region V | Region VI | Antarctica | Mobile | Total |
|----------------------------------|-------------|--------------|--------|--------------|-------------|--------------|------------|--------|-------|
| Submission | 14 | 32 | 6 | 50 | 22 | 114 | 14 | 41 | 295 |
| Station | 10 | 31 | 6 | 44 | 16 | 95 | 11 | 41 | 256 |
| Country | 9 | 10 | 5 | 5 | 7 | 31 | 1 | 3 | 59 |
| | | | | | | | | | |
| C0 ₂ | 11 | 28 | 4 | 30 | 17 | 40 | 10 | 18 | 158 |
| CH_4 | 10 | 16 | 3 | 35 | 17 | 27 | 10 | 21 | 141 |
| CO | 7 | 9 | 3 | 23 | 14 | 27 | 9 | 3 | 95 |
| 03 | 5 | 6 | 2 | 17 | 7 | 51 | 4 | 0 | 92 |
| H ₂ | 5 | 5 | 2 | 17 | 12 | 12 | 7 | 3 | 63 |
| ¹³ CO ₂ | 7 | 6 | 2 | 17 | 8 | 12 | 4 | 3 | 59 |
| C ¹⁸ O ₂ | 7 | 5 | 2 | 17 | 8 | 12 | 4 | 3 | 58 |
| N ₂ 0 | 1 | 7 | 0 | 17 | 13 | 9 | 7 | 2 | 56 |
| SO ₂ | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 48 | 0 | 0 | 50 |
| NO ₂ | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 | 46 | 0 | 0 | 49 |
| CFCs | 0 | 4 | 1 | 13 | 8 | 7 | 3 | 8 | 44 |
| CH ₃ CCI ₃ | 0 | 1 | 1 | 12 | 8 | 6 | 3 | 7 | 38 |
| CCI ₄ | 0 | 1 | 0 | 11 | 8 | 5 | 3 | 7 | 35 |
| HCFCs | 0 | 0 | 1 | 11 | 8 | 4 | 3 | 7 | 34 |
| SF ₆ | 0 | 0 | 0 | 14 | 8 | 6 | 3 | 1 | 32 |

| HFCs | 0 | 0 | 1 | 12 | 10 | 4 | 3 | 1 | 31 |
|---------------------------------|---|---|---|----|----|----|---|---|----|
| NO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 15 | 0 | 0 | 15 |
| VOCs | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 14 | 0 | 0 | 14 |
| CH ₂ CI ₂ | 0 | 0 | 0 | 5 | 6 | 1 | 1 | 0 | 13 |
| CH₃Br | 0 | 0 | 0 | 2 | 2 | 1 | 0 | 7 | 12 |
| CH₃C I | 0 | 0 | 0 | 2 | 2 | 1 | 0 | 7 | 12 |
| ¹³ CH ₄ | 0 | 0 | 0 | 2 | 4 | 0 | 2 | 0 | 8 |
| C_2CI_4 | 0 | 0 | 0 | 3 | 4 | 0 | 1 | 0 | 8 |
| NOx | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 0 | 0 | 8 |
| CBrCIF ₂ | 0 | 0 | 0 | 2 | 2 | 1 | 0 | 0 | 5 |
| CBrF₃ | 0 | 0 | 0 | 2 | 2 | 1 | 0 | 0 | 5 |
| CHCI3 | 0 | 0 | 0 | 2 | 2 | 1 | 0 | 0 | 5 |
| NOy | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 4 |
| TIC | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 3 |
| ²²² Rn | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 |
| $H_{2}O_{2}$ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 |
| PAN | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 |
| ROOH | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 |

Region I: Africa, II: Asia, III: South America, IV: North/Central America, V: South-West Pacific, VI: Europe



図 8.2.2.1 WDCGG に報告された観測所数とデータ量の経年変化。

Fig.8.2.2.1 Time series of the number of data reporting stations to the WDCGG and the amount of data.





Global Station Regional Station/Contributing Station

図 8.2.2.2 WDCGG へのデータ報告地点。GAW 観測所とGAW への協力観測所の両方を表示してある。 Fig.8.2.2.2 Locations of station that submits data to the WDCGG.

集められたデータ及び関連する情報は、CD-ROM(年 1 回)の形で配布されるほか、ホームページか らも提供されており、誰でも閲覧、取得が出来る(http://gaw.kishou.go.jp/wdcgg/jp/wdcgg_j.html、図 8.2.2.3)。また、集められたデータをもとに世界の温室効果ガスの状況について解析した結果をまとめた WMO WDCGG データサマリーは年1回刊行され、印刷物の形で関係機関に配布されるほか、電子形式 でホームページから誰でも閲覧できる。また 2006 年 6 月には、WDCGG へのデータ報告様式等を定めた 利用ガイド(上記ホームページから取得可能)を 15 年ぶりに発行した。



図 8.2.2.3 WDCGG のホームページ。 Fig.8.2.2.3 Top page of the WDCGG website.

8.2.3 WMO 品質保証科学活動センター(QA/SAC)

GAW の下で観測・公表されているデータの品質を確保・向上することを目的に、品質保証科学活動 センター(QA/SAC: Quality Assurance/Science Activity Centre)が設立されている。QA/SACでは、測定 の技術・方法やデータ品質管理手順などの設定・普及、観測技術などに関する研修・セミナーの開催や、 観測施設を訪問しての調査や技術移転など、様々な活動を行っている。QA/SAC は現在、ドイツ、スイス、 米国、日本(気象庁)に設置されており、地域的な技術交流に対しても重要な役割を果たしている。

1995年に気象庁に設置された QA/SAC はアジア・南西太平洋地区を対象としている。ここでは、二酸 化炭素やメタンなどの観測データの選別手法について開発・普及させるとともに、地域内の観測施設を訪 問して観測及びデータ管理などに関する技術協力などの活動を行っている。2001年からは、GAW 実施 戦略に基づき、同地区におけるオゾン全量観測の QA/SAC 業務も開始した。さらに、温室効果ガスの観 測データの品質保証に関係する活動の一つとして、局地的な排出・吸収の影響を受けた観測値を観測 データの中から区別する手法についての調査を行っている。

1999年に中国のワリガン観測所と韓国のアンミョンドー観測所、2002年にはインドネシアのブキトコトタ バン観測、2003年にはマレーシア・ボルネオ島ダナムバレー観測所を訪問して、温室効果ガス観測に関 する技術協力を行った。また、2004年には、気象庁のオゾン全量観測の専門家をフィリピンと韓国に派遣 し、観測技術や体制などについて支援を行った(宮川とCristi, 2005;宮川ほか2005)。これまでの活動は、 過 去 の 大 気 · 海 洋 環 境 観 測 報 告 に 掲 載 さ れ て い る (http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report_k.html)。2004年11月には、気象庁のオゾン全量観 測の専門家を韓国気象局の協力によりソウルの延世大学に派遣し、同大学の専門家に対して観測技術 や体制などについて支援を、また、2006年7~8月には、同大学のドプソン分光光度計の自動化支援並 びに技術研修を実施した。これまでに QA/SAC 活動として訪問した観測所及び研究者を受け入れた国 の一覧を、表 8.2.3.1に示す。



図 8.2.3.1 韓国・ソウルでの QA/SAC 活動風景。 Fig.8.2.3.1 QA/SAC activities at Seoul, the Republic of Korea.

| Table 8.2.3.1 Visitation or reception cour | tries on QA/SAC activiti | les. |
|--------------------------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| (1) | 現地調査、訪問 (visit | t) |
| アンミョンドー観測所(韓国) | 1000 年 11 日 | 温室効果ガス観測等現地調査 |
| Anmyondo, Korea | 1999 年 11 月 | Greenhouse gases monitoring |
| ワリガン観測所(中国) | 1000 年 11 日 | 温室効果ガス観測等現地調査 |
| Waliguan, China | 1999 中 11 月 | Greenhouse gases monitoring |
| ケープグリム観測所(オーストラリ | | 温室効果ガス観測等現地調査 |
| ア) | 2001 年 1 月 | Greenhouse gases monitoring |
| Cape Grim, Australia | | |
| ブキコトタバン観測所(インドネシ | | 温室効果ガス観測等現地調査 |
| ア) | 2002 年 1 月 | Greenhouse gases monitoring |
| Bukit Koto Tabang, Indonesia | | |
| ダナムバレー観測所(マレーシア) | | 温室効果ガス観測等現地調査 |
| Danum Valley, Malaysia | 2003年2月 | Greenhouse gases monitoring |
| マニラ観測所(フィリピン) | | オゾン全量観測現地調査 |
| Manila, Philippines | 2004年3月 | Ozone layer monitoring |
| 延世大学(韓国) | | オゾン全量観測現地調査 |
| Yonsei University, Seoul, Korea | 2004年11月 | Ozone layer monitoring |
| 延世大学(韓国) | | オゾン全量観測装置自動化・技術 |
| Yonsei University, Seoul, Korea | 2006年7~8月 | 研修 |
| ·······, ······, ······ | | Ozone laver monitoring |
| (2) 専[| 」 門家受け入れ (Accepta | ance) |
| キルギス国立大学 | | 温室効果ガス観測等研修 |
| lssyk-Kul, Kyrgyztan | 2000年1~2月 | Greenhouse gases monitoring |
| | | 温室効果ガス観測等研修 |
| Korea Meteorological | 2000 年 6 月 | Greenhouse gases monitoring |
| Administration | | 5 5 |
| | | 温室効果ガス観測等研修 |
| China Meteorological | 2001年2~3月 | Greenhouse gases monitoring |
| Administration | | 5 5 |
| | | オゾン全量観測研修 |
| China Academy of Science | 2002年3月 | Ozone layer monitoring |
| | | 温室効果ガス観測等研修 |
| Korea Meteorological | 2003 年 10 月 | Greenhouse gases monitoring |
| Administration | | 3 |
| 韓国気象局 | | 温室効果ガス観測等研修 |
| Korea Meteorological | 2004 年 10 月 | Greenhouse gases monitoring |
| Administration | | 3 |
| マレーシア気象局 | | 温室効果ガス観測等研修 |
| Malaysian Meteorological Service | 2005年11月 | Greenhouse gases monitoring |
| | | 温室効果ガス観測等研修 |
| Korea Meteorological | 2007年7月 | Greenhouse gases monitoring |
| | | |

| 表 8.2.3.1 | QA/SAC 訪問国及び専門家受け入れ国- | -覧。 |
|-----------|-----------------------|-----|
|-----------|-----------------------|-----|

 Table 8.2.3.1
 Visitation or reception countries on QA/SAC activities.

8.2.4 WMO 全球大気監視較正センター(WCC)

GAWの下では、観測データを世界共通のスケールで比較可能にするため、各観測項目ごとにGAW における参照基準(Reference Standard)となる基準器または標準ガスが定められている。世界各地の GAW 観測所での観測に使用されている観測基準をこの基準に準拠することが必要であり、そのための 業務を行う全球大気監視較正センター(WCC: World Calibration Centre)が世界各地に設立されている。 また、この基準に準拠することを「トレーサビリティ」という言葉で表現する。気象庁では、アジア・南西太平 洋地区のメタン観測、及びアジア地区のドブソンオゾン分光光度計によるオゾン全量観測についての較 正センター業務を行っている。

メタン観測については、2001 年から 2004 年にかけてアジア・南西太平洋地区に対して、メタンガス巡回比較(図 8.2.4.1)を実施して、担当域内の大気メタンの観測精度の確認を行った(表 8.2.4.1、図 8.2.4.2)。さらに、2005 年から第 2 回目のメタンガス巡回比較を実施中である。

図 8.2.4.1 世界におけるメタンガス巡回比較の概念図。

Fig.8.2.4.1 Schematic diagram of Methane Reference Gas Intercomparison Experiment.



Circulate, Measure, Report, and Compare

表 8.2.4.1 メタンガス巡回比較の結果。

 Table 8.2.4.1
 Results of Methane Reference Gas Intercomparison Experiment.

| ボンベ番号 | | CPB13002 | | | CPB13003 | | | |
|-------------------------------------------|--------------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|-------------------|------------------------------------|----------------------------|-------------------|--|
| Cylinder N | Number | | | | | | | |
| 参加機関 Participants | 測定日 Measuremen t date | CH₄濃度 (ppb) Mole Fraction | 標準偏 差 (ppb) Std. Dev. | 測定 回数 Times | CH₄濃度 (ppb) Mole Fraction | 標準偏差 (ppb) Std. Dev. | 測定 回数 Times | |
| 気象庁 JMA | 2001.4.24 ~4.25 | 1809.8 | 1.1 | 10 | 1960.1 | 0.9 | 10 | |
| 中国気象局 (瓦里関山) CAMS (Mt. Waliguan) | 2001.7.21 ~7.24 | 1822.9 | 11.7 | 99 | 1980.5 | 9.8 | 99 | |
| 韓国気象局 (安眠島) KMA (Anmyeon-do) | 2001.9.3 ~9.5 | 1786.4 | 1.1 | 45 | 1935.7 | 1.4 | 45 | |
| 気象庁 JMA | 2001.11.5 ~11.6 | 1810.5 | 2.2 | 10 | 1960.5 | 1.0 | 10 | |
| 気象庁 JMA | 2002.4.15 ~4.16 | 1810.3 | 1.3 | 10 | 1959.8 | 1.1 | 10 | |
| オーストラリア 連邦科学産業研 究機関 CSIRO | 2003.3 | 1787.38 | 2.0 | 67 | 1937.33 | 2.10 | 72 | |
| ニュージーラン ド国立水・大気研 究所 NIWA | 2003.7 | 1817.84 | 1.79 | 10 | 1968.95 | 2.23 | 10 | |
| 気象庁 JMA | 2003.12.15 ~12.16 | 1810.6 | 0.8 | 10 | 1959.3 | 1.7 | 10 | |
| 東北大学 Tohoku Univ. | 2004.9.28 | 1810.5 | 1.7 | 11 | 1961.2 | 1.6 | 11 | |
| 国立環境研究所 NIES | 2004.12.20 ~ 2005.2.14 | 1812.1 | 1.4 | 84 | 1963.4 | 1.0 | 82 | |
| 気象庁 JMA | 2005.3.3~ 8 | 1809.8 | 1.9 | 10 | 1960.3 | 1.7 | 10 | |

| ボンベ番号 Cylinder Number | | (| CPB31289 | | | CPB31288 | |
|--------------------------|--------------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|-------------------|------------------------------------|----------------------------|-------------------|
| 参加機関 Participants | 測定日 Measuremen t date | CH₄濃度 (ppb) Mole Fraction | 標準偏 差 (ppb) Std. Dev. | 測定 回数 Times | CH₄濃度 (ppb) Mole Fraction | 標準偏差 (ppb) Std. Dev. | 測定 回数 Times |
| 気象庁 JMA | 2005.7.6 | 1695.4 | 1.6 | 10 | 1874.3 | 1.8 | 10 |

| 中国気象局 (瓦里関山) CAMS (Mt.Waliguan) | 2006.2 | 1670.1 | 1.9 | 167 | 1845.4 | 2.3 | 103 |
|------------------------------------------|--------------------|--------|-----|-----|--------|-----|-----|
| 韓国気象局 (安眠島) KMA (Anmyeon-do) | 2006.4.18 ~4.27 | 1695.8 | 1.5 | 70 | 1872.7 | 1.4 | 80 |
| 韓国計量研究所 (大田) KRISS (Daejeon) | 2006.6.26 ~6.30 | 1698.3 | 1.2 | 9 | 1877.1 | 0.9 | 8 |
| 気象庁 JMA | 2006.8.21 ~8.22 | 1696.0 | 0.7 | 10 | 1875.0 | 1.1 | 9 |



- 図 8.2.4.2 メタンガス巡回比較の結果。JMA: 気象庁, CMA: 中国気象局, KMA: 韓国気象局, CMDL: 米国 海洋大気庁気候診断研究所(現 NOAA/GMD), CSIRO: オーストラリア連邦科学産業研究機関, NIWA:ニュージーランド国立水大気研究所, TU: 東北大学, NIES: 国立環境研究所, KRISS: 韓 国標準科学研究所
- Fig 8.2.4.2 Results of Methane Reference Gas Intercomparison Experiment. JMA:Japan Meteorological Agency, CMA:China Meteorological Administration, KMA:Korea Meteorological Administration, CMDL:Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory, CSIRO:Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, NIWA:National Institute of Water & Atmospheric Research Ltd., TU:Tohoku University, NIES:National Institute for Environmental Studies, KRISS:Korea Research Institute of Standards and Science

ドブソンオゾン分光光度計については、気象庁が保有するアジア地区準器(#116)を、GAWの参照基 準である米国海洋大気庁地球システム調査研究所地球監視部(NOAA/GMD; 旧気候監視診断研究所 NOAA/CMDL)の世界準器(#83)と3年毎に比較・較正している(宮川, 2005)。また、アジア地区内の観 測測器について、国際的なトレーサビリティを確保するため、アジア地区準器(#116)を用いた比較・較正 を行っている(図 8.2.4.3)。1996年には中国、インド、韓国、マレーシア、パキスタン、フィリピン、タイ、 2003年には中国、2004年には韓国の測器の比較・較正を実施した。



図 8.2.4.3 ドブソン分光光度計の較正体系。

Fig.8.2.4.3 Calibration system of Dobson spectrophotometers.

2006年3月には、インド、イラン、パキスタン、フィリピン及びタイの5か国のドブソンオゾン分光光度計 国内準器の比較・較正のための観測並びに技術研修を、各国のオゾン観測担当者の参加のもとで、気 象庁高層気象台において実施した(図8.2.4.4)。本比較観測では、米国海洋大気庁やチェコ水文気象局 の専門家の参加・協力も得て、各国から移送されたドブソンオゾン分光光度計の光学調整と不良部品の 交換修理等を行い、詳細なランプ点検を繰り返し行った。その後の比較観測によって、最大で8%あった オゾン全量観測値の地区準器からの誤差を、最終的にWMO/GAW計画におけるオゾン全量観測の品 質目標とされる1%以内に調整したことを確認した。今回の比較観測を通して、アジア地域でのオゾン 層の現況が正確に把握され、さらに各国でのオゾン層破壊防止に係わる意識の向上と対策の推進が期 待される。



図 8.2.4.4 高層気象台(つくば市)で実施したドブソン分光光度計アジア地区国際比較(2006年)。 Fig.8.2.4.4 Dobson Regional Intercomparison for Asia at the Aerological Observatory in Tsukuba, Japan in 2006.

8.2.5 WMO 第 II (アジア) 地区放射センター

WMO は、全球的に均質で精度の高い日射観測データを得ることを目的として、図 8.2.5.1 に示す日 射計の較正体系を確立している。較正の基準となるのは、スイス連邦ダボスにある世界放射センター (WRC: World Radiation Centre)が維持する7台の絶対放射計群(WMO世界基準器群)による世界放射 基準(WRR)である。WMO 世界基準器群を較正の大本にして、地区基準器及び国家基準器へと階層的 に比較観測を実施することにより、世界放射基準が各々の測器に伝達され、これにより日射観測の精度 が世界規模で保たれている。



図 8.2.5.1 日射計の世界較正体系

Fig. 8.2.5.1 World calibration scheme for solar radiation observation.

気象庁は 1965 年の WMO 第 II 地区(アジア)協会会議においてインドとともに地区放射センター (RAII-RRC: Regional Association-II, Regional Radiation Centre)に指名された。これを受けて気象庁は 第 II 地区の地区基準器を整備、維持・管理しており、5 年に1 度 WRC で開催される国際日射計比較観 測に参加し、WMO 世界基準器群と地区基準器を比較することによって地区基準器の較正を行っている。 その翌年には、地区内の国家基準器を対象に筑波山において比較観測を実施し、日射観測の精度維 持に貢献している(図 8.2.5.2 ~ 図 8.2.5.3)。

2005 年 9 月 26 日から 10 月 14 日まで、第 10 回国際日射計比較観測が世界放射センターにおいて 実施され、気象庁が維持・管理する第 II 地区地区基準器も参加した。この地区基準器は、平成 22 年度 に開かれる予定の次の国際日射計比較観測までの 5 年間、第 II 地区の放射基準器として使用される。

また、2007年1月22日から2月2日には、第II地区日射計比較観測を筑波山で開催し、中華人民 共和国、香港天文台、大韓民国、日本及び世界放射センターの専門家が参加した。この比較観測にお いて各国の国家基準器が高い精度で維持されていることが確認された。





図 8.2.5.2 2007 年 1 月に筑波山において開催された WMO 第 II 地区日射計比較観測の様子。 Fig. 8.2.5.2 The Pyrheliometer Intercomparison of WMO Regional Associations II at Mt. Tsukuba in January 2007.

8.2 参考文献

- 宮川, 2005: ボールダーでのWMOドブソンオゾン分光光度計の国際相互比較, Journal of the Aerological Observatory, 65, 77-86.
- 宮川, H. F. Cristi, 2005: WMO/GAW のフィリピン・マニラにおけるオゾン観測の現状, Journal of the Aerological Observatory, 65, 87-92.
- 宮川, J. Kim, H. K. Cho, 2005: 韓国・延世大学でのドブソンオゾン分光光度計の較正, Journal of the Aerological Observatory, 65, 93-98.
- 堤,2007:全球大気監視(GAW)プログラムにおける新戦略計画について、天気,No.54,8,733-739.
- WMO, 2007: WMO Global Atmospheric Watch (GAW) Stragegic Plan: 2008-2015, GAW Report, No. 172,104pp.

略語集

- ABC: Atmospheric Brown Cloud
- ABM: Australian Bureau of Meteorology
- ADEC: Aeolian Dust Experiment on Climate Impact
- ADEOS: Advanced Earth Observing Satellite
- BAPMoN: Background Air Pollution Monitoring Network
- BSRN: Baseline Surface Radiation Network
- CAMS: Chinese Academy of Meteorological Sciences
- CAS: Commission for Atmospheric Sciences
- CCL: Central Calibration Laboratory
- CDTM: Connection-dependent threshold model
- CFC: Chlorofluorocarbon
- CSIRO: Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization
- DWD-MOHp: German Weather Service Meteorological Observatory at Hohenpeissenberg
- EMEP: European Monitoring and Evaluation Programme
- EPAC: Environmental Pollution and Atmospheric Chemistry
- FID: Flame Ionization Detector
- FTIR: Fourier Transform Infrared Spectroscopy
- GAIM: Global Analysis, Interpretation and Modeling
- GAW: Global Atmosphere Watch
- GMD: Global Monitoring Division
- GO₃OS: Global Ozone Observing System
- HCFC: Hydrochlorofluorocarbon
- HFC: Hydrofluorocarbon
- IGBP: International Geosphere-Biosphere Programme
- IMG: Interferometric Monitor for Greenhouse Gases
- JMA: Japan Meteorological Agency
- KMA: Korea Meteorology Administration
- KRISS: Korea Research Institute of Standards and Science
- Lidar: Light Detection and Ranging
- MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
- MOPITT: Measurements of Pollution In The Troposphere
- MOZAIC: Measurements of Ozone, Water Vapour, Carbon Monoxide and Nitrogen Oxides by In-Service Airbus Aircraft
 - NASA: National Aeronautics and Space Administration
 - NDIR: Non Dispersive Infrared detector
 - NIES: National Institute for Environmental Studies

- NIST: National Institute of Standards and Technology
- NIWA: National Institute of Water & Atmospheric Research Ltd.
- NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration
- IGBP: International Geosphere-Biosphere Programme
- IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change
- PEM-West: Pacific Exploratory Mission in the western Pacific
- PFC: Perfluorocarbon
- PSC: Polar Stratospheric Cloud
- QA/SAC: Quality Assurance/Science Activity Centre
- QBO: Quasi-Biennial Oscillation
- RAII-RRC: Regional Association-II, Regional Radiation Centre
- SAG: Science Advisory Group
- SAWS: South African Weather Service
- SCIAMACHY: Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Chartography
- SMNA: National Meteorological Service of Argentina
- SST: Sea Surface Temperature
- TOMS: Total Ozone Mapping Spectrometer
- TransCom: Transport Model Intercomparison
- UV: Ultra Violet
- WCC: World Calibration Centre
- WCRP: World Climate Research Programme
- WDC: World Data Centre
- WDCGG: World Data Centre for Greenhouse Gases
- WHO: World Health Organization
- WMO: World Meteorological Organization
- WRC: World Radiation Centre
- WRR: World Radiometric Reference
- WWW: World Weather Watch