

気候変動監視レポート
2005

気 象 庁

はじめに

近年、人口の増加や産業の発展に伴う化石燃料の大量消費などの人間活動が気候に大きな影響を与えることが懸念されており、今日、地球温暖化をはじめとする気候変動は人類にとってその存在基盤をも脅かしかねない緊急の課題のひとつである。このような中、温室効果ガスの具体的な削減目標を定めた「京都議定書」が平成 17（2005）年 2 月に発効し、我が国においてもその目標達成に向けた取り組みが急務となっている。

気候変動と関連して、異常気象に伴う被害発生への関心が年々高まっている。我が国では、平成 16（2004）年には、10 個上陸した台風や新潟・福島豪雨、福井豪雨は甚大な風水害をもたらした。平成 17 年 9 月に上陸した台風第 14 号では、総降水量が多いところで 1,300 ミリを超え、各地で洪水や土砂災害が生じた。また、米国では、ハリケーン「カトリーナ」が高潮や高波により死者 1,300 人以上の被害をもたらした。

異常気象と気候変動との関連性については、気象庁をはじめ、国際的にも科学的な評価が進みつつある。気象庁は、平成 17 年 10 月に「異常気象レポート 2005」を公表した。その中では、我が国で過去約 100 年間に日降水量 200 ミリ以上といった大雨の回数が増加してきていること、このような変化には地球温暖化が影響している可能性があることを明らかにしている。また、昭和 63（1988）年に国連のもと設置された「気候変動に関する政府間パネル（IPCC）」は、平成 13（2001）年に公表した第三次評価報告書において、今後、世界的に、強い降水や干ばつなどの「極端な現象」が増加する可能性が高いことなどを指摘している。

気象庁では、世界気象機関（WMO）をはじめとする国内外の関係機関と協力しつつ、気候変動に関する観測・監視を行うとともに、その変動要因の解明を積極的に推進しており、その一環として、平成 8（1996）年から毎年「気候変動監視レポート」を刊行し、世界や日本における気候変動の最新の状況を公表している。

今回の「気候変動監視レポート 2005」では、平成 17 年の夏に西日本を中心として渇水が生じたこと、同年 12 月に 20 年ぶりの寒波や大雪に見舞われたことなど、平成 17 年に我が国で発生した異常気象の状況やその要因についてトピックスとして取り上げている。また、世界に関しては、平成 17 年の年平均気温は、過去約 120 年間で 2 番目の高温となったこと、近年、高温となる年が多くなっていることが注目される。

本レポートが、国民ひとりひとりの気候変動に関する理解の一助になるとともに、温室効果ガスの排出削減対策をはじめとした国内外の関係機関の施策の策定に資することを期待する。

気候問題懇談会検討部会の花輪公雄部会長をはじめ委員各位には、ご多忙のなか、本レポートの作成にあたり多大のご協力をいただいた。ここに厚くお礼を申し上げます。

平成 18 年 3 月

気象庁長官 長坂 昂一

目 次

2005 年の主な監視結果

トピックス 1	2005 年の少雨と渇水	1
トピックス 2	平成 18 年豪雪	4
トピックス 3	長期再解析 (JRA-25)	7
第 1 章	世界の気候変動	10
1.1	2005 年の世界の天候	10
1.1.1	2005 年の主な天候の特徴	10
1.1.2	地域ごとの天候の特徴	13
1.2	気温と降水量	14
1.3	2005 年の海面水温	18
1.4	エルニーニョ／ラニーニャ現象	19
1.5	北極域および南極域の海氷	23
第 2 章	日本の気候変動	24
2.1	2005 年の日本の天候	24
2.2	2005 年の日本の主な気象災害	30
2.3	気温と降水量	33
2.4	台風	35
2.5	2005 年の北西太平洋の海面水温	37
2.6	オホーツク海の海氷	37
2.7	日本沿岸および近海の海面水位	39
第 3 章	温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質などの状況	42
3.1	大気中の温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質	43
3.1.1	二酸化炭素	43
3.1.2	メタン	47
3.1.3	一酸化二窒素	48
3.1.4	ハロカーボン類など	49
3.1.5	一酸化炭素	50
3.1.6	地上オゾン	52
3.2	海洋の二酸化炭素	54
3.3	エアロゾル	56
3.3.1	大気の混濁状況の経年変化	56
3.3.2	エアロゾルの状況	58
3.3.3	エアロゾルの鉛直分布	59
第 4 章	オゾン層および紫外線の状況	60
4.1	オゾン層	60
4.1.1	世界のオゾン層	60
4.1.2	日本上空のオゾン層	61
4.1.3	南極域上空のオゾン層・オゾンホール	62
4.2	紫外線	64
参考文献		66
用語一覧		68
参考図		70

2005年の主な監視結果

*詳細は () 内に示した本文の節を参照。

第1章 世界の気候変動

- ・世界的に異常高温が多く出現し、特に熱帯域、中国、グリーンランドで多発した。また、降水量については、異常多雨や異常少雨の出現頻度に世界的な規模での傾向はみられなかったが、8月末に米国ルイジアナ州に上陸して合計1,300人以上の死者を出したハリケーン「カトリーナ」など、北大西洋からカリブ海では1944年以降の従来記録(19個)を上回る28個のトロピカル・ストーム(最大風速17.2m/s以上の熱帯低気圧)が発生し、カリブ海周辺諸国を中心に異常多雨が多発した。(1.1)
- ・2005年の世界の年平均気温の平年差は+0.32°Cで、1891年の統計開始以降1998年に次いで2番目に高くなった。世界の気温は、北半球中・高緯度を中心に近年高い状態が続いており、長期的には100年あたりおよそ0.66°Cの割合で上昇している。(1.2)
- ・2005年の世界の年平均海面水温の平年差は+0.21°Cで、1891年の統計開始以降では1998年に次いで2番目に高い値となった。世界の海面水温は、長期的には100年あたりおよそ0.49°Cの割合で上昇している。(1.3)
- ・北極域の海氷域面積は、2001年5月以降、平年より小さい状態が続いている。2005年冬期の最大海氷域面積は、1979年の統計開始以来最小を記録した。(1.5)

第2章 日本の気候変動

- ・2005年の日本の年平均気温はおおむね平年並となった。気温の変動が大きく、12月には強い寒気が日本付近に南下し、全国的に20年ぶりの低温になり、日本海側の各地で記録的な大雪となった。また、東日本太平洋側から西日本にかけては、4月以降少雨が続き、6月の降水量が記録的に少なかったことから四国地方を中心に渇水状況となった。(2.1、トピックス1、トピックス2)
- ・2005年の日本の年平均地上気温の平年差は+0.18°Cであった。長期的には100年あたりおよそ1.06°Cの割合で上昇している。(2.3)
- ・2005年の台風の発生数は23個で、平年より少なかった。また、西日本への台風の接近数は少なかったが、台風第14号は強い勢力を維持したまま比較的ゆっくり西日本を北上したため、長時間にわたって大雨と暴風をもたらした。(2.4)
- ・オホーツク海の積算海氷域面積は、2002年以降4年連続で減少し、1971年以降では1996年、1991年に次いで3番目の小ささであった。(2.6)
- ・日本沿岸の海面水位は、1980年代半ばを境として下降から上昇に転じ、長期的な海面水位を監視している13地点の内、函館を除く12地点で、1970年以降の最高値を1999年以降の期間中に記録した。(2.7)

第3章 温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質などの状況

- ・日本における2005年の年平均二酸化炭素濃度は、綾里(岩手県大船渡市)で382.4 ppm(ppm:容積比で100万分の1)、南鳥島(東京都小笠原村)で380.7 ppm、与那国島(沖縄県与那国町)で382.5 ppmで、前年に比べそれぞれ2.1 ppm、2.4 ppm、2.5 ppm増加しており、増加量には年々の変動があるが増加を続けている。世界全体でみると、1983年から2004年までの増加率は1.6

ppm/年である。2004年の世界全体の年平均二酸化炭素濃度は377.1 ppmとなり、18世紀前半の濃度より35%増加した。(3.1.1)

- ・日本における2005年の年平均メタン濃度は、綾里で1,860 ppb (ppb:容積比で10億分の1)、南鳥島で1,800 ppb、与那国島で1,824 ppbであり、前年に比べそれぞれ2 ppb、7 ppb、2 ppb減少した。2004年のメタンの世界の平均濃度は1,783 ppbで産業革命以前の濃度の約2.5倍に増加しているが、近年はメタンの濃度増加はほとんど止まっており、消失量と放出量がほぼ釣り合った状態に近いと考えられている。(3.1.2)
- ・綾里で観測されたフロン類の濃度をみると、トリクロロフルオロメタン(CFC-11)の濃度は1993~1994年のおよそ270 ppt (ppt:容積比で1兆分の1)をピークとして減少傾向にある。ジクロロフルオロメタン(CFC-12)の濃度はおよそ550 pptでこの数年間増加がほとんど止まっており、トリクロロトリフルオロエタン(CFC-113)の濃度はおよそ80 pptで1992年の観測開始以来ほとんど変化がない。(3.1.4)
- ・日本南方の海域の表面海水中の二酸化炭素濃度の増加率(東経137度線上、北緯7~33度の平均値)は、1984~2005年の22年間の平均で 1.6 ± 0.3 ppm/年であり、この海上の大気中の濃度の増加率 1.7 ± 0.1 ppm/年とほぼ同じである。大気と海洋間で交換される二酸化炭素量は表面海水中大気中の濃度差に比例することから、この海域における二酸化炭素の吸収能力は変化していないと推定される。全海洋の2.6%を占める北西太平洋亜熱帯域(北緯11~30度、東経130~165度)における二酸化炭素の年間の吸収量は、炭素の重さに換算して、0.25~0.75(平均0.57)億トンであり、2004年は0.66億トンであった。これは海洋全体の吸収量の約3%に相当する。(3.2)
- ・成層圏に浮遊するちりなどの微粒子の量は、1982年のエルチヨン火山噴火(メキシコ)および1991年のピナトゥボ火山噴火(フィリピン)により一時的に増えた(大気混濁係数が大きい)期間があったが、1996年頃にはエルチヨン火山噴火以前のレベルに戻った。その後、現在までやや減少傾向で推移している。(3.3)

第4章 オゾン層および紫外線の状況

- ・2005年の世界のオゾン全量は、1年を通じて平年より少なめであった。特に、春季を中心として両半球高緯度に顕著なオゾン層破壊が出現した。世界のオゾン全量は低緯度を除いて1980年代を中心に大きく減少し長期的な減少傾向を示しているが、1990年代半ば以降減少は進んでいない。(4.1.1)
- ・2005年の日本(札幌、つくば、那覇)におけるオゾン全量は、札幌、つくばでは、おおむね平年並の状態であったが、12月には多くなった。那覇では年の前半を中心に多く、特に1、3月は観測開始以来最も多かった。日本上空におけるオゾン全量は、那覇を除いて1980年代を中心に減少が進んだが、1990年代半ば以降はほとんど変化していないか、緩やかな増加傾向がみられる。(4.1.2)
- ・2005年の南極域上空のオゾンホールは、例年より早く8月前半に急速に拡大して、9月から10月上旬にかけて最も大きく発達した。2005年のオゾンホールは、過去10年の中で平均的な規模となり、依然として大規模な状態が継続している。(4.1.3)
- ・2005年の札幌、つくば、那覇における紫外線量の状況は、札幌、つくばではおおむね平年並か多かった。一方、那覇ではおおむね平年並か少なかった。札幌、つくば、那覇ともに観測を開始した1990年代初め以降、地表に到達する紫外線量には増加傾向があらわれている。この増加傾向の原因としては、雲量やエアロゾル量が減少したことが考えられる。(4.2)

トピックス 1 2005 年の少雨と渇水

1.1 渇水状況

2005 年は、春から夏にかけて西日本を中心に少雨傾向が続いた。西日本では 6 月としては記録的な少雨となったほか、7 月初旬に梅雨前線が西日本に停滞した時期を除いて、7 月から 8 月にかけての盛夏期も少雨傾向が続いた。渇水のピークとなった 7 月 1 日には、九州北部から関東にかけて 20 の一級河川水系で取水制限が行われるまでに拡大した。特に四国地方を中心として盛夏期に厳しい渇水状態が続き、高知県の早明浦ダムで利水容量の貯水率が二度にわたってゼロとなり、発電専用容量からの緊急放流が行われた（写真 1）。これは 1994 年以来 11 年ぶりの措置であった。9 月上旬の台風第 14 号の降雨によってようやく夏の取水制限が全面解除となったが、晩秋から冬にかけて再び渇水傾向となり、沖縄の座間味島、四国の銅山川、仁淀川、東海地方の木曾川および天竜川での渇水は越年した。



写真 1 2005 年 9 月 5 日の高知県早明浦ダムの状況（利水容量の貯水率 0 %）

国土交通省河川局提供。

1.2 2005 年の少雨の経過

2005 年 4 月は平年に比べ移動性高気圧に覆われて晴れる日が多く、東・西日本は記録的な少雨・多照となり、5 月も引き続き移動性高気圧に覆われて少雨が続いた（図 1）。6 月に入っても梅雨前線が日本の南海上から南西諸島付近にあることが多く、梅雨入りは平年に比べて遅れ、梅雨入りの後も晴れる日が多かった。このため、6 月は岡山、高松、徳島、福岡など 29 地点で 6 月の月降水量の最小値を更新するなど、西日本を中心に記録的な高温・少雨となり、各地で渇水となった。7 月の前半には梅雨前線が本州中部に北上し、一時北日本から西日本にかけて大雨となったところもあるが、7 月中旬には太平洋高気圧が西日本中心に張り出したため梅雨明けとなり、少雨傾向が持続した。8 月も西日本を中心に太平洋高気圧の勢力が強く、四国地方を中心とした渇水の状況が続いた。その後、9 月初めに九州に上陸した台風第 14 号により、各地で日降水量の記録を更新する大雨となったため、渇水状況は概ね解消した。しかし、その後、秋の降水量が一部の地域を除いて全般に少なくなった

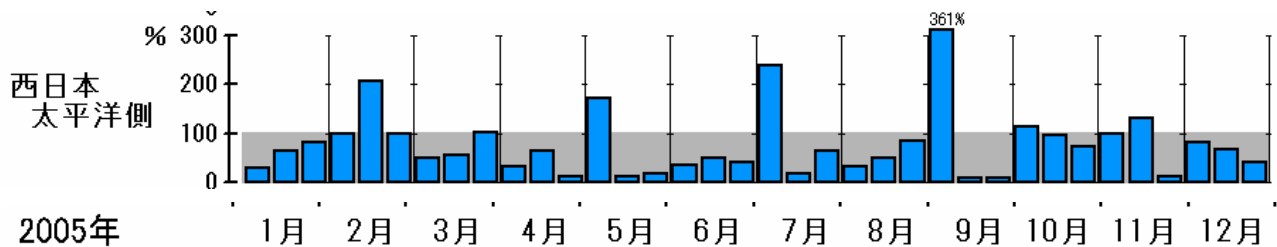


図1 2005年の西日本太平洋側降水量平年比の旬別経過

平年の降水量（平年比100%）は灰色で示した。

ため、再び、西日本や南西諸島の一部で渇水状況が続いた。

1.3 少雨をもたらした要因

<6月に梅雨前線が北上しなかった>

西日本と東日本太平洋側では梅雨期の降水量が少なく、特に6月が記録的な少雨となった。その要因としては、インドネシア付近の熱帯の対流活動が平年に比べ弱く、日本付近の太平洋高気圧の季節的な北上が遅れて梅雨前線が日本の南海上に停滞することが多かったことが挙げられる。図2は西日本のほぼ全域で梅雨入りした6月11日以降10日間の太平洋高気圧と雲の分布であるが、フィリピン付近からインドネシア付近の対流活動が平年に比べ不活発であったため、日本付近の太平洋高気圧が平年に比べて南偏し、その北縁に沿う梅雨前線に対応する雲域も日本の南に下がり、日本付近では平年に比べ梅雨前線の活動が不活発となった。

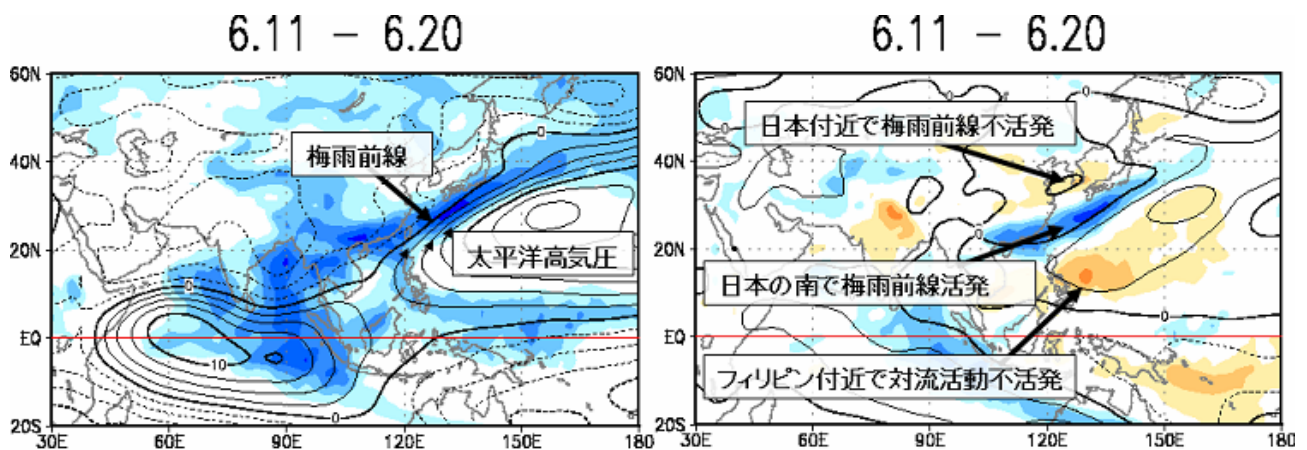


図2 西日本のほぼ全域で梅雨入りした6月11日以降10日間の太平洋高気圧と雲の分布

左図は2005年6月11日～20日の平均した太平洋高気圧（上空約1,500mの大気の流れであらわす）と対流活動の状況。青色が濃いほど対流活動が活発なことを示す。右図は平年の状況からの差をとったもので、青は対流活動が平年より強く、オレンジは対流活動が平年より弱いことを示す。図中の線は実線で囲まれた部分は高気圧が強く、点線部分は低気圧が強いことを示す。

<台風の影響が小さかった>

暖候期のまとまった降水は、主に梅雨前線と台風によってもたらされる。2005年の渇水では9月上旬に台風第14号で大雨となったほかは、西日本にまとまった降水をもたらした台風はなく、前年の2004年に記録的な10個の台風上陸があった状況と大きく異なっていた。2005年盛夏期から秋にかけて太平洋高気圧が平年に比べ西に張り出し、高気圧の張り出しの軸が西日本となっていたため、台風が太平洋高気圧の南縁を西進し、沖縄本島から西日本にかけては台風の影響をあまり受けなかったことが西日本で雨が少なかった要因として考えられる。図3の9月中旬の太平洋高気圧と熱帯の対流活動の状況を見ると、インドのベンガル湾付近からフィリピン付近にかけ対流活動が平年に比べ活発であった。熱帯域でこのように対流活動が活発であると、その北側の太平洋高気圧を強化することが知られており、図3で示すように、太平洋高気圧は平年よりも西へ張り出していた。

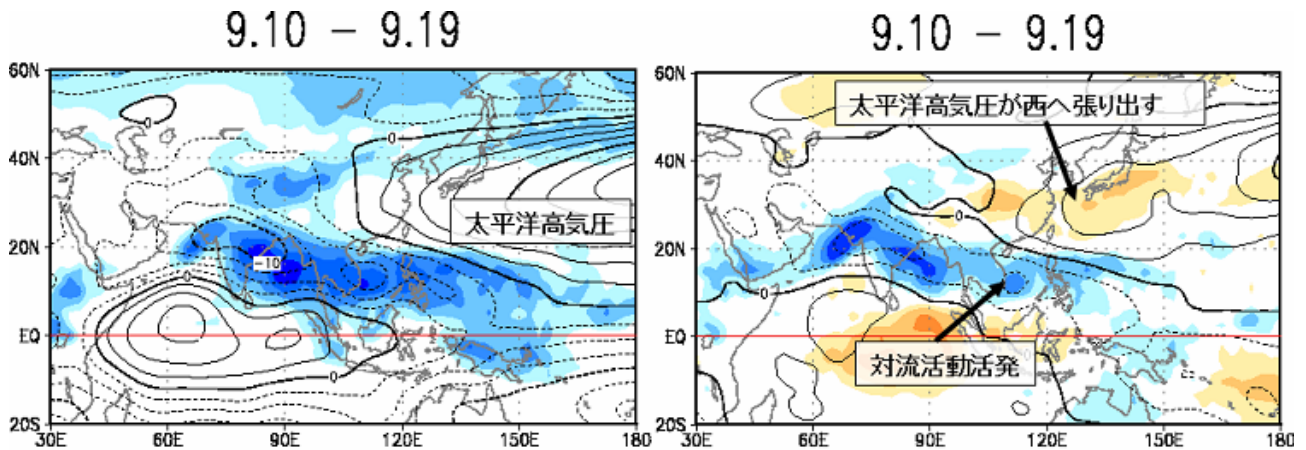


図3 西日本中心に大雨をもたらした台風第14号上陸の後の9月10日以降10日間の太平洋高気圧と雲の分布
図の説明は図2参照。

トピックス 2 平成 18 年豪雪

2.1 大雪・寒波の状況

2005 年 12 月は、非常に強い寒気が断続的に流れ込み、強い冬型の気圧配置の日が多く、このため、日本海側の地方を中心に 12 月としては記録的な大雪となり（図 4）、積雪を観測している気象官署とアメダス 339 地点のうち 106 地点で月最深積雪の最大記録を更新した（図 5）。この大雪により、12 月は雪下ろし中の転落事故や落雪で 50 名の死者（消防庁資料）が出たほか、交通障害が多数発生するなど甚大な被害が発生した。また、全国的に月初めから気温の低い日が続き、月平均気温は 1985 年以來 20 年ぶりの全国的な低温となり、12 月の月平均気温平年差は東日本、西日本で 1946 年の地域平均統計開始以來の低い記録を更新した。気象官署では、福井、敦賀、鳥取、洲本、阿蘇山、室戸岬など全国 29 地点で観測開始からの最低記録を更新した。この強い寒気の南下は 12 月から 1 月上旬にかけて続き、その後も山沿いを中心に一時的な大雪となった。冬全体では気象庁が雪を観測している 339 地点において、23 地点で観測開始以來の最深積雪記録を更新し、月毎の最深積雪では、12 月は 106 地点の他、1 月は 54 地点、2 月は 18 地点で記録を更新した。この記録的な大雪により、屋根の雪下ろし、除雪作業中の事故等で冬の期間中に 139 名（2 月 28 日現在、消防庁調べ）の死者・行方不明者が発生した。気象庁ではこれらの記録的な降雪状況、被害に関する状況から、平成 18 年の冬（平成 17 年 12 月～平成 18 年 2 月）に発生した大雪を「平成 18 年豪雪」と命名した。

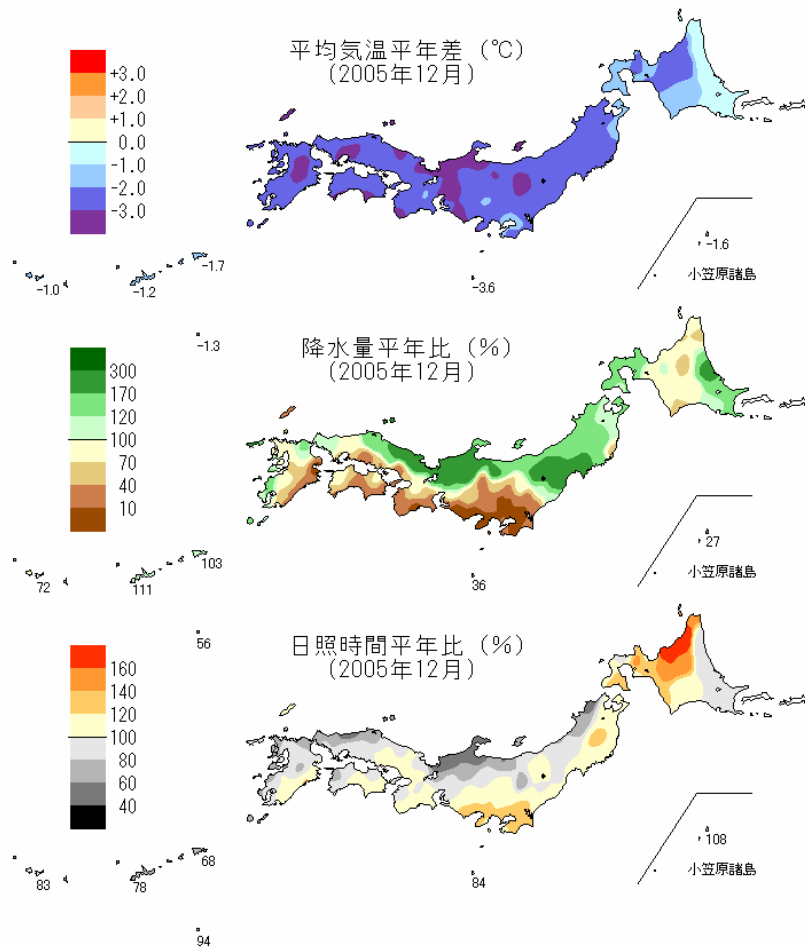


図 4 2005 年 12 月の平均気温、降水量および日照時間の平年差（比）分布

降雪量は降水量として換算している。

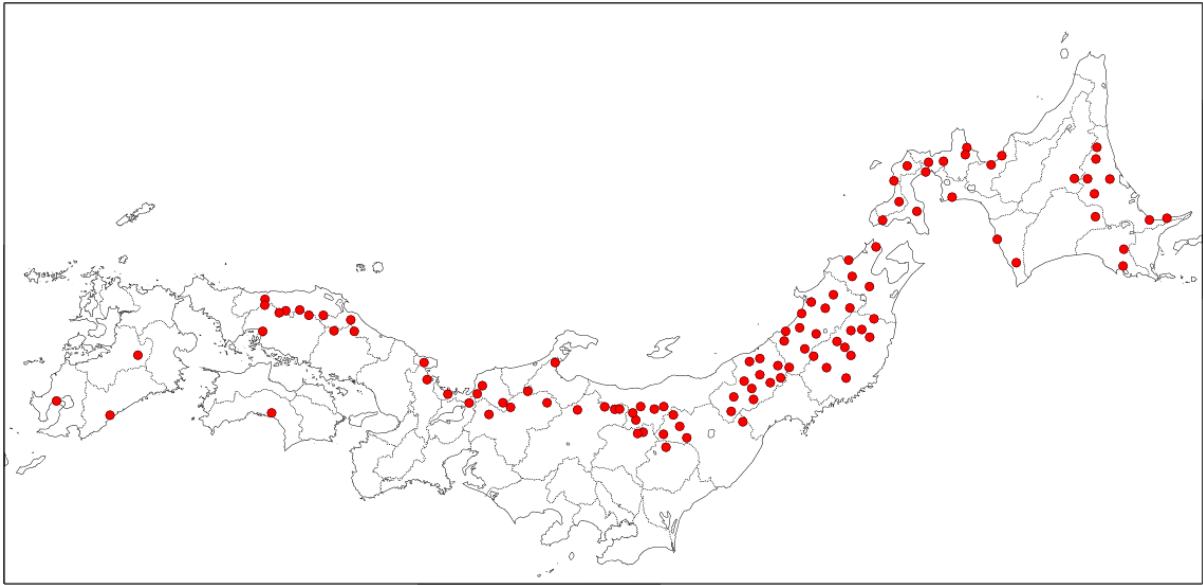


図5 12月の月最深積雪の最大値を更新した地点（気象官署およびアメダス）

2.2 2005年12月の大雪・寒波の要因

2005年12月の記録的な大雪、寒波をもたらした大きな要因として、①平年より大きく南に蛇行した偏西風に沿って、寒気を中心から強い寒波が次々と流入したことに加え、②熱帯の活発な対流活動が偏西風の蛇行を強化し、寒気の流入がさらに活発化したことが考えられる（図6）。

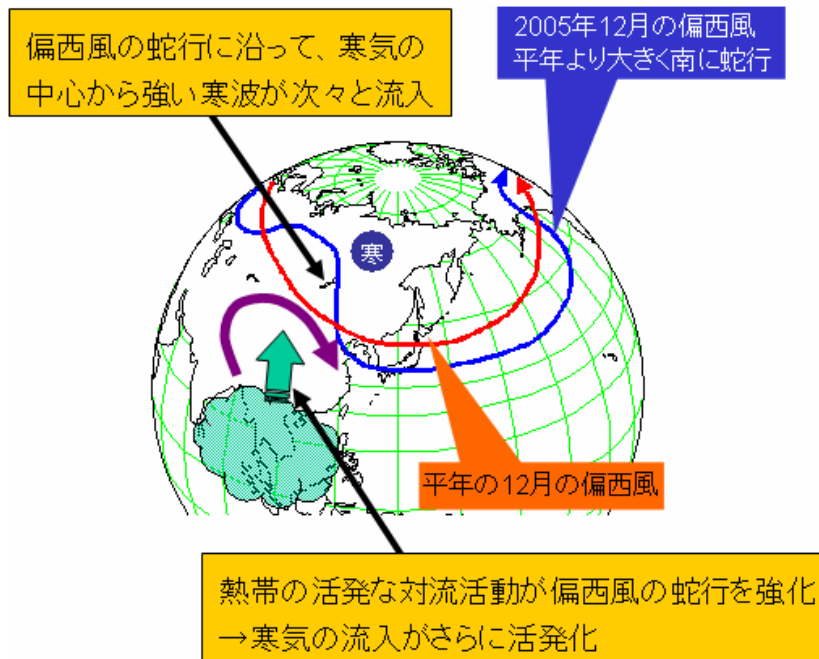


図6 2005年12月の大雪・寒波をもたらした要因の概念図

<強い寒気の放出の様子>

北半球中緯度を巡る偏西風（青）が、平年の流れ（赤）に比べて、シベリア付近で大きく南に蛇行し、偏西風に沿ってシベリア付近にあった寒気を中心から非常に強い寒波が次々と流れ込んだ（図6）。

寒気の北極からの放出と、北極への蓄積の強さの変化（北極振動）をみると（図 7）、11 月半ばから 1 月はじめにかけて、寒気が北極から放出されたことがわかる。

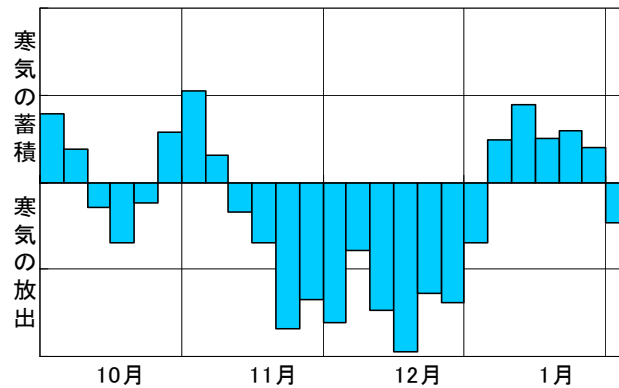


図 7 2005 年 10 月以降の寒気の北極からの放出・北極への蓄積の強さをあらわす指数

プラスが北極に寒気が蓄積されていることをマイナスが北極から寒気が放出されていることを示す（北極振動指数*）。

<熱帯の対流活動の影響>

2005 年 12 月は期間を通じ、ベンガル湾からフィリピン付近にかけての積乱雲の活動（対流活動）が平年に比べて非常に活発だった。

熱帯域でこのように対流活動が活発であると、その北側の上空に時計回りの、そのさらに東側に反時計回りの流れを作るため、北極振動による偏西風の蛇行がさらに強化され、寒波の流入をさらに強めたと考えられる（図 8）。

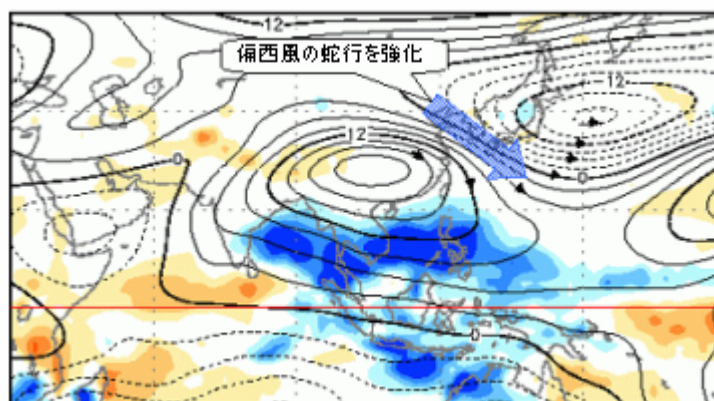


図 8 2005 年 12 月の対流活動の強さの平年からの違い

青は対流活動が平年より強いことを示す。

実線・点線に付した矢印は対流活動が引き起こす上空約 12,000m の大気の流れの変化。

そのほか、日本海の海面水温が 12 月の前半に平年に比べ高い状況があり、暖かい海面から水蒸気を大気に供給しやすかったことも記録的な大雪の一因との意見もあるが、12 月後半には日本海の海面水温は平年を下回ったにもかかわらず大雪は続いた。両者の関連については今後さらに検討する必要がある。

北極振動指数*：気象庁では、過去に北極から寒気が放出されていた時の 500hPa（上空約 5,500m）の天気図のパターンとある時点におけるそのパターンがどれだけ似ているかを指数化して、北極振動の状況を監視している。

トピックス 3 長期再解析 (JRA-25)

<気候を正しく知るには?>

自然変動に起因する異常気象や地球環境問題に的確に対処するためには、長期にわたる地球大気および表層の気候状態を定量的に正確に把握することが重要である。そのための情報源として、過去百年以上にわたる地上・海上の観測データや、過去数十年の高層観測、航空機・衛星観測などのデータが存在するが、これらの観測データの全てを網羅的に収集・品質管理することはこれまで充分になされておらず、さまざまな単位・書式や媒体で各国・組織に分散して保管されているのが現状である。つまり、それぞれが断片的・局所的な情報としてしか機能せず、地球温暖化のような世界的な問題に対処するためには十分ではなかった。

一方、気象庁など先進的な国家気象機関においては、天気予報のために、全世界の気象観測データを通信回線で収集し、スーパーコンピュータ上で地球大気の状態を再現する「数値解析予報システム」が構築され、運用されている。そこで作成される地球大気の状態を再現した気温や気圧などの各種物理量のデータセットは、それぞれの時代において気象業務・研究に役立ってきた。

1959年に気象庁で数値解析予報システムの運用が開始されてから既に半世紀近くが経過した。この間には計算機能力の飛躍的な向上があり、数値解析予報システムの高分解能化、力学・物理過程の精緻化がなされている。また、観測システムの改良、衛星データの登場など、解析値の作成に使用できる観測データにも変遷があり、数値解析予報システムに観測データの情報を取り込んで大気の状態を解析する技術(データ同化)は大きく変化してきた。

このため、数十年前に作成された解析値と現在の最新のシステムで作成された解析値の品質には大きな隔たりがある。季節変化などと比べて微弱なシグナルである数十年以上の規模を持った気候変動を正しく捉えるためには長期間にわたって均質で高精度の解析値が必要であるが、解析値の品質にこのような変遷があることが気候変動を正しく評価する上で大きな障害となっていた。

<長期再解析(Reanalysis)とは何か?>

品質についての問題を解決し、気象学・気候学における基礎的なデータを整備することを目的に、1990年代の半ばから米国や欧州において、そして2001年からは日本においても、「長期再解析」(あるいは、「再解析」とも呼ぶ)が相次いで計画・実施された。再解析とは過去数十年に観測されたあらゆる気象観測データを収集して可能な限りの品質管理を行い、最新の数値解析予報システムとスーパーコンピュータを使って均質で高精度な数十年間にわたる解析値を生成しようとする試みである(図9)。十年以上にわたる長期の再解析は、気象機関として全球数値解析予報システムを運用することのできる高度な技術基盤と、様々に変遷する過去の観測データを現在のシステムで利用するための新たな技術開発や、過去データの品質管理など極めて大きな労力と技能を要する。日本に先駆けては、わずかに米国環境予測センター(NCEP)、欧州中期予報センター(ECMWF)で実施されたのみである。

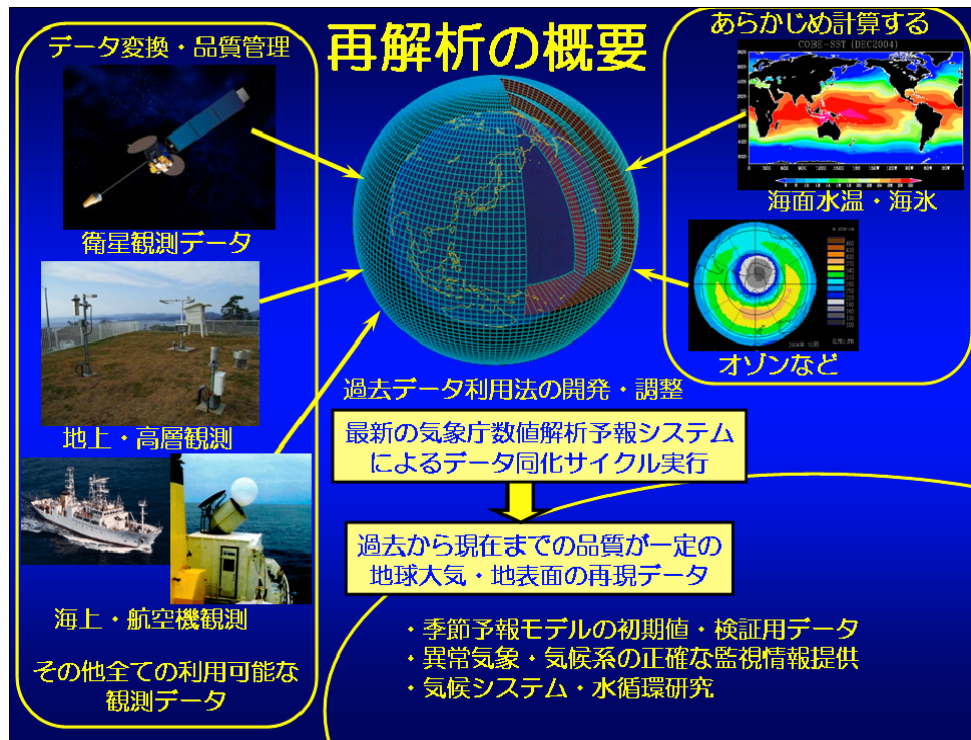


図 9 長期再解析の概要

<JRA-25 長期再解析>

国際的な数値予報センターとして、日本の気象庁はこれまで世界でもトップレベルの技術力を保持しており、例えば全球数値予報モデルの予報成績においては英国気象局と並んで欧州中期予報センターに次ぐ第 2 位の技術水準をもつ(2005 年 12 月現在)。気象庁は、このような高度なレベルの数値解析予報システムを使用して、(財)電力中央研究所と共同で、2001 年から日本の再解析 JRA-25(Japanese 25-year ReAnalysis)を開始し、2006 年 3 月に 1979 年から 2004 年までの 26 年間の再解析を完了した。JRA-25 はアジアの気象機関が行った最初の長期再解析である。JRA-25 データの特徴として、降水量や亜熱帯の大陸西岸海洋上で下層雲の表現が他の再解析と比べて最も良く、これまで使用されなかった熱帯低気圧の観測データの取り込みにより、台風やハリケーンなど全世界の熱帯低気圧の表現にも際立って優れていることがわかっている。熱帯域の対流活動や降水は地球大気の大循環を駆動する源であり、その表現が優れていることは精度の高い気候解析で使用するための重要な要件である。

<JRA-25 を利用してできること>

JRA-25 データは、全世界の気温、気圧、風、降水量、海面水温、海氷、積雪量など 100 以上の物理要素、地上から高度約 50km まで鉛直方向に 40 層、水平方向に約 120km 間隔の解像度を持つ 6 時間ごとのデータを収録し、総容量は約 13 テラバイト(CD-ROM 換算で約 2 万枚分)に達する。その利用方法としては、様々な過去事例に対する予報実験の初期値に JRA-25 データを使い、その検証データとしても利用して数値予報モデルの特性を精密に評価することにより、季節予報等の予測精度向上に大きく役立つことが見込まれる。また、高精度化された降水量、土壌中の水分量、河川への流出量等

のデータを用いて世界全体の水循環を詳細に把握することにより、図 10 に示すような、より詳細な世界の降水量分布の気候図などの作成が可能となり、水資源の評価など環境政策を適切に実行していくための基礎資料としての利用が期待される。

さらには、地球科学の研究者に、研究のベースとなる包括的な基礎データを提供し、気象・気候その他の研究の促進に大いに貢献することが期待される。

2006年3月からはJRA-25を引き継ぐ形で気象庁気候同化システム(JCDAS: JMA Climate Data Assimilation System)が運用開始され、現在の気候の状況を再解析と全く同じ仕組みでリアルタイムで把握することができるようになった。過去の気候データと比較することにより、現在の気象・気候の状況を格段に正確に把握することが可能となり、異常気象や気候の年々変動の未知のメカニズムを解明するための道具として期待される。

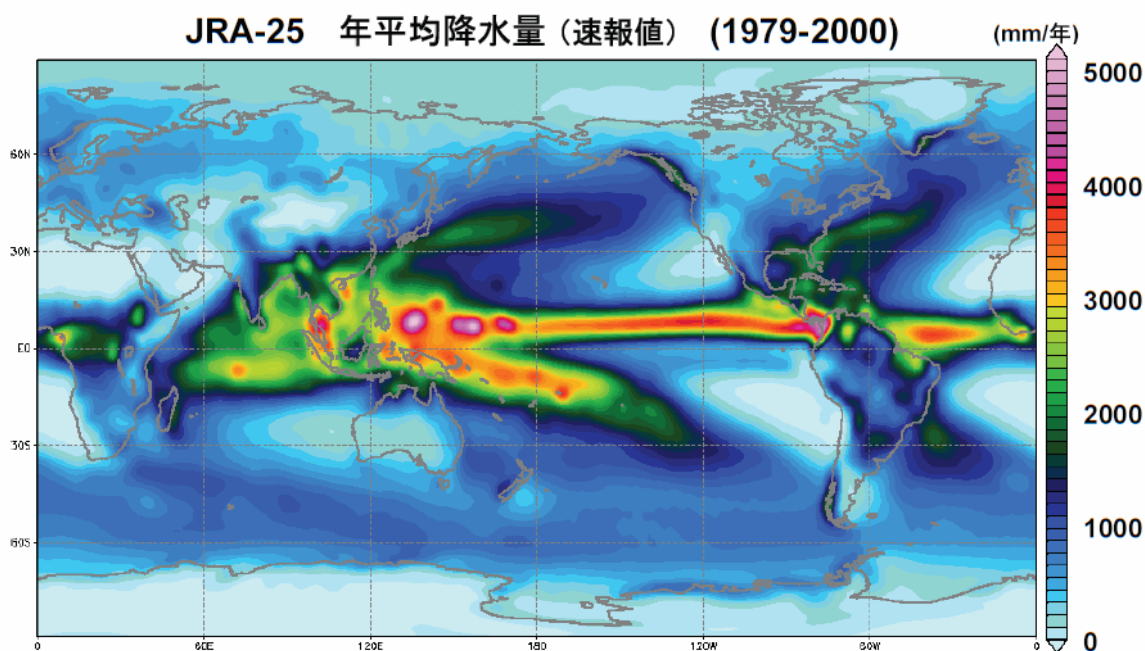


図 10 JRA-25 データから作成した世界の年平均降水量分布 (速報値)

<今後の課題と展望>

再解析においては、同じ数値解析予報システムで数十年の計算を行うが、過去にさかのぼって観測をやりなおすことは不可能であるため、観測データの変遷の影響を完全に排除することはできない。再解析の最大の課題は、これをいかにして軽減するかである。用いる数値予報モデルやデータ同化手法の違いによって、最新の再解析においても結果が異なる部分があり、再解析の決定版といえるものはまだ存在しない。欧米では次世代の再解析のため、このような欠点を補う根本的な技術開発を進めている。また、一方で再解析の登場により、過去の膨大な観測データの保存と維持管理、あるいはこれまで使用できなかった観測値の復元やデジタル化は、これまでも増して重要な課題となりつつある。

2006年春の時点で、JRA-25とJCDASは、実況と対になった再解析として、多くの面で世界最高性能を有するが、これからも国内外の行政・研究などの分野に貢献していくために、気象庁では、JRA-25のデータ特性を詳細に調査し、将来、より高精度な再解析を行うことを計画している。

第1章 世界の気候変動

気候は、大気・海洋・陸地・雪氷・植生などが相互に作用しながら、数週間、季節、年、数十年、さらにそれ以上の様々な時間スケールで変動する。また、火山噴火などの自然要因に加えて、人間活動にともなう二酸化炭素などの温室効果ガスの放出など人為的要因による大気組成の変化によっても変動する。

このように複雑な気候変動を監視するために、気象庁では地上気象観測、高層気象観測、海洋観測などの様々な観測を実施するとともに、世界中から観測データを収集し、解析している。例えば、異常気象などを監視するため、世界各地のおよそ 1,200 地点の観測所における気温や降水量などの地上観測データを、全球通信システム (GTS) を用いて収集し、解析している。また、エルニーニョ現象など、気候に大きな影響を与える海洋の動向について監視するために、海洋気象観測船、商船や漁船、海洋気象観測ブイ、中層フロート、気象衛星により、海洋観測データを収集し、海洋の数値モデルなどを用いて解析している。さらに、海氷の動向についても、気象衛星や航空機による観測データを収集し、解析している。

1.1 2005 年の世界の天候

1.1.1 2005 年の主な天候の特徴

図 1-1、図 1-2 に 2005 年の年平均気温平年差と年降水量平年比の分布図を示す。また、図 1-3、図 1-4 に異常高温・低温と異常多雨・少雨の出現頻度分布図を示す。ここで用いている異常高温・低温、異常多雨・少雨とは、月の観測値が 30 年に 1 度程度観測される程度の極端な値を記録した場合としている。平年値は基本的に 1971~2000 年の 30 年間の値から求めている。

年平均気温はモンゴル西部、オーストラリア西部など一部を除き、平年を上回り、シベリアからヨーロッパ北部、中国東部からアジア南部、西部を除くオーストラリアなどでかなり高くなった (図 1-1)。世界全体の平均気温は、1880 年の統計開始以来、2 番目に高くなった。このような高温傾向を反映して、世界的に広範囲で異常高温が出現し、特に熱帯域、中国、グリーンランドで多発した (図 1-3)。

年降水量はシベリア北部、中央シベリア南部からアラビア半島中部、中国沿岸部からインド南部、ヨーロッパ南東部、アフリカ西部沿岸、カナダ中部、米国南西部、カリブ海周辺諸国で多かった (図 1-2)。特に、北米北東部やカリブ海周辺諸国では異常多雨が多く観測された (図 1-4)。一方、年降水量が少なかった地域は、モンゴル東部から中国北部、ペルー、オーストラリアで、特にモンゴルから中国北部、スペイン付近では、異常少雨が多く観測された。

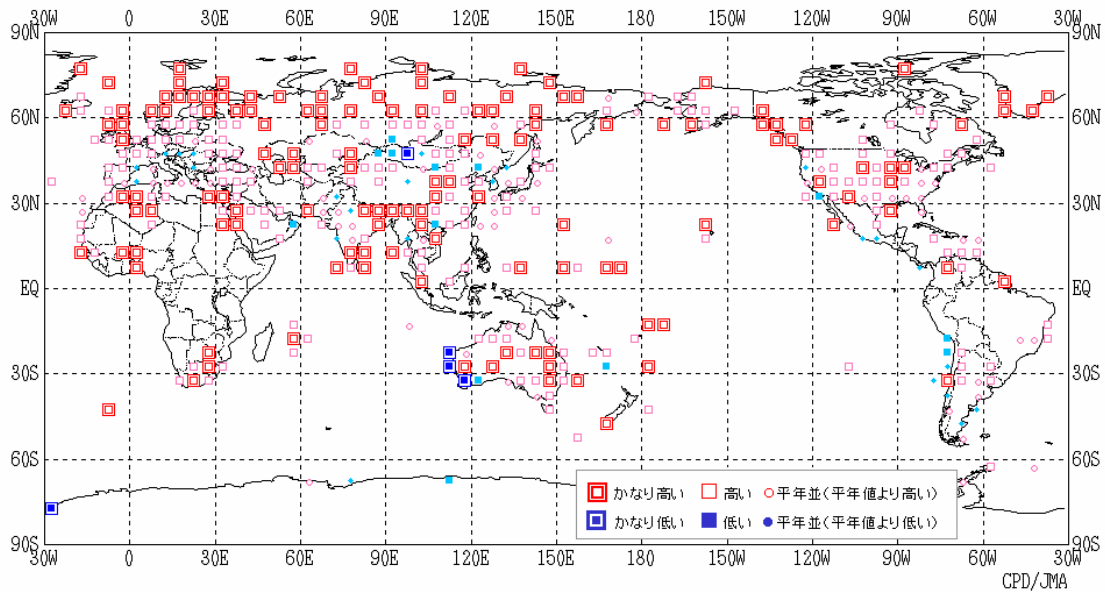


図 1-1 年平均気温階級分布図 (2005 年)

各観測点の年平均気温平年差を年の標準偏差で割り (規格化)、緯度・経度 5 度の領域ごとにそれらを平均した。階級区分値を -1.28、-0.44、0、+0.44、+1.28 とし、それぞれの階級を「かなり低い」「低い」「平年並 (平年値より低い)」「平年並 (平年値より高い)」「高い」「かなり高い」とした。

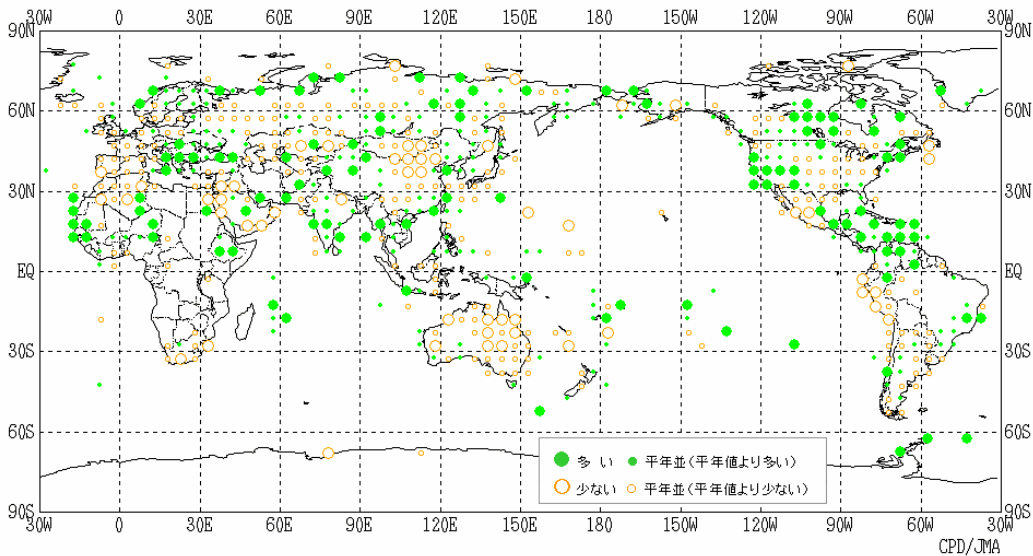


図 1-2 年降水量平年比階級分布図 (2005 年)

各観測点の年降水量平年比を緯度・経度 5 度の領域ごとにそれらを平均した。階級区分値を 70%、100%、120% とし、それぞれの階級区分を「少ない」「平年並 (平年値より少ない)」「平年並 (平年値より多い)」「多い」とした。

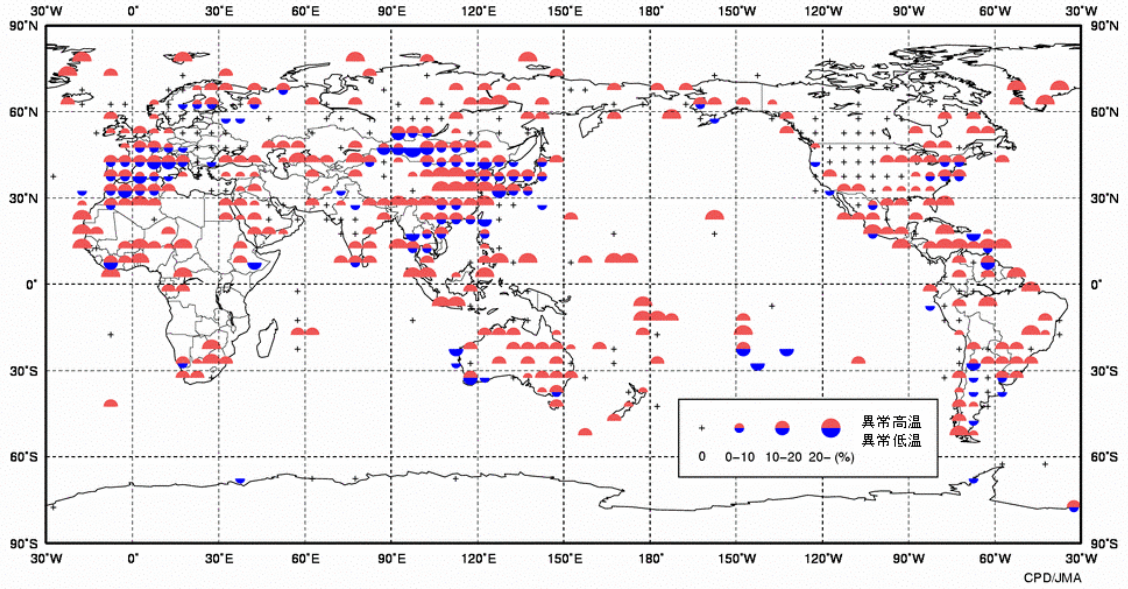


図 1-3 異常高温・異常低温出現頻度分布図（2005 年）

赤（青）は 2005 年の異常高温（低温）の出現頻度をあらわす。緯度・経度 5 度格子内に含まれる観測点で観測された月ごとの異常高温・低温の年間の総数を全観測数で割り、1 格子あたりの出現頻度として、半円の大きさであらわしている。

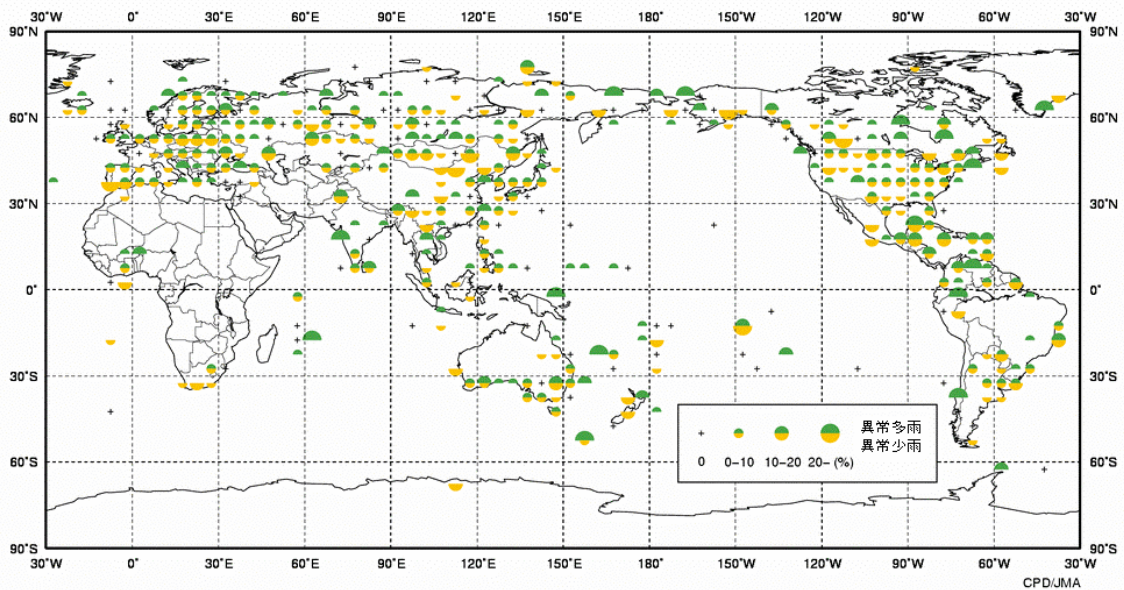


図 1-4 異常多雨・異常少雨出現頻度分布図（2005 年）

緑（橙）は 2005 年の異常多雨（少雨）の出現頻度をあらわす。緯度・経度 5 度格子内に含まれる観測点で観測された月ごとの異常多雨・少雨の年間の総数を全観測数で割り、1 格子あたりの出現頻度として、半円の大きさであらわしている。

1.1.2 地域ごとの天候の特徴

2005年の世界の地域ごとの天候の特徴は以下のとおりである。図1-5に2005年に発生した世界の主な気象災害をまとめた。気象災害の被害状況などは報道記事にもとづいている。

(1) 東アジア・シベリア

年平均気温はモンゴル西部などを除き高かったが、12月には、中央シベリア南部から日本にかけて、北極方面からの寒気が南下しやすい大気の流れが続き、異常低温となった。日本の秋田で12月の最深積雪が58cmとなり従来の12月の記録を更新するなど、日本海側の各地で記録的な大雪となり、屋根の雪下ろしで転落するなどして多数の死者が出た。中国東北区や韓国でも大雪により交通機関に障害が発生したなどの影響が報じられた。

年降水量は、シベリア北部、中国沿岸部、中央シベリア南部から中国西部で多く、モンゴル東部から中国北部で少なかった。2005年の台風の発生数は23個と平年より約4個少なかったが、経路は中国大陸へ西進するものが多く、中国では南部や東部中心に、台風や前線による大雨災害が相次いだ。2005年の中国での自然災害による死者はおよそ1,800人に達したと伝えられた。日本でも台風第14号により、九州の一部で総降水量が1,300mmを超えるなど大雨となり、死者26人などの大きな被害がでた。

(2) アジア南部

年平均気温は全般に高く、5～6月には、インドなどで熱波に見舞われ、300人以上が死亡した。インド北部のアラハバードでは6月の日最高気温の平均が平年より4℃以上高い44.1℃となった。一方、パキスタン周辺では1～3月に、寒波、大雨や大雪に見舞われた。

年降水量は、インドシナ半島からインド南部、パキスタンで多かった。7月下旬にはムンバイ周辺で記録的豪雨が発生し、1,000人以上が死亡したと報じられた。7月27日のムンバイの24時間降水量は944mmに達し、従来の記録(375mm)を大幅に上回った。

(3) ヨーロッパ

年平均気温はヨーロッパ南東部を除き、全般に高かった。

年降水量は、ヨーロッパ北部・南東部で多く、スペイン・ポルトガル付近では異常少雨の頻度が高かった。ポルトガル、スペインでは9月にかけて干ばつが続き、大規模な森林火災、穀物生産量や水力発電量の低下などの被害に見舞われたと伝えられた。スペインのマドリッドでは、9月までの9か月の降水量が82mmと平年のわずか29%にとどまった。

(4) アフリカ・中東

年平均気温は観測データのある地域のほとんどで高かった。

年降水量はアフリカ西部沿岸、サウジアラビア中部からエチオピアで多く、紅海北部周辺やアフリカ北西部で少なかった。アフリカ南部やケニアで干ばつの被害が報じられた。

(5) 北アメリカ

年平均気温は全般に高かった。

年降水量はカナダ中部、米国南西部、カリブ海周辺諸国で多かった。米国海洋大気庁(NOAA)によれば、北大西洋からカリブ海では1944年以降の従来の記録(19個)を上回る28個のトロピカル・ストーム(最大風速17.2m/s以上の熱帯低気圧)が発生し、そのうち、14個がハリケーン(最大風速32.7m/s以上の熱帯低気圧)にまで発達した(従来の記録12個)。また、カリブ海周辺の活発な対流活動に対応して、異常多雨が頻発した。このように、北大西洋でトロピカル・ストームが多発した要

因として、NOAAによれば、北大西洋熱帯域の海面水温が高かったこと、北大西洋熱帯域中部で大気の下層と上層の風速の差が小さかったことなど、トロピカル・ストームを生成しやすい、いくつかの要因が重なったことが関係しているとされる。

特に、2005年のハリケーン被害として顕著なものは、ハリケーン「カトリーナ」が8月末に米国ルイジアナ州に上陸し、ニューオーリンズなどで合計1,300人以上の死者を出し、国際防災戦略 (ISDR)によれば「カトリーナ」による米国内の損害額は1,250億ドル (約14兆6,000億円)に達したこと、10月上旬に同「スタン」により、グアテマラで死者2,000人以上が報じられたことが挙げられる。

(6) 南アメリカ

年平均気温は南米北部で高く、チリ北部で低かった。

年降水量はベネズエラ、コロンビアで多く、ペルーで少なかった。ベネズエラとコロンビアでは、2月に豪雨による洪水や地滑りが発生し、少なくとも86人が死亡、約2万1千人が家を失った。ベネズエラのコロでは、2月の降水量が250mmと平年の約38倍に達した。コロンビアでは10月にも大雨による地滑りで26人が死亡した。一方、ブラジルで干ばつの被害が報じられた。

(7) オセアニア

年平均気温はオーストラリア西部を除き、高かった。

年降水量はオーストラリアで少なかった。オーストラリアのシドニーでは、年の前半の干ばつにより、ダムの水位が記録的に低下し、厳しい節水が義務づけられた。シドニーでは、5月までの5か月の降水量が318mmで、平年の54%にとどまった。このほか、オーストラリアの農地の約半分が干ばつの影響を受けていると伝えられた。

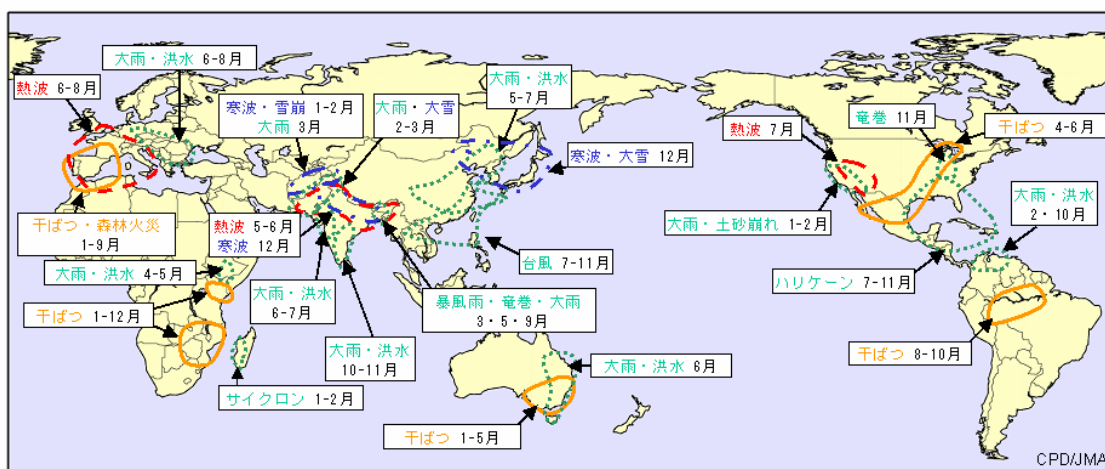


図 1-5 2005 年の主な気象災害

主な気象災害のおよその発生地域と時期を示した。

1.2 気温と降水量

地球温暖化の進行を監視するために、これまでは世界各地の陸上にある観測所 (およそ1,200地点)で観測された気温データから世界の平均気温の経年変化を評価していたが、より信頼度の高い監視を行うためには、海上の気温変化を考慮した世界全体の気温変化の評価を行う必要がある。今般、気象庁では、過去約100年にわたる長期的な海面水温データ (COBE-SST)を整備した。海面水温の変化は、その海面直上の気温の変化と、広域的・長期的にみて等しいとみなせることが確かめられている。このため、気候変動監視レポート2005より、陸上での気温観測データに加え、海面水温データも考慮して算出した世界の平均気温を用いて、その経年変化についての評価を行うことができるよう

になった。

2005年の世界の年平均気温（陸域における地表付近の気温と海面水温の平均）の平年差は+0.32°Cで、1891年の統計開始以降、1998年に次いで第2位となった。世界の年平均気温は、北半球中・高緯度を中心に依然として高い状態が続いている。

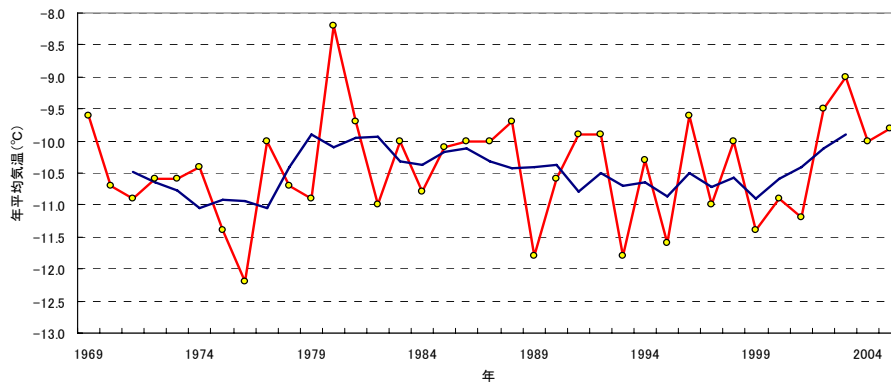
世界の年平均気温は、数年程度から数十年程度の時間スケールの大気や海洋の自然変動の影響を受けながら、長期変化傾向としては、100年あたりおよそ0.66°Cの割合で上昇している（図1-6）。このような長期的な気温の上昇傾向の要因は、温室効果ガス濃度の増大などの人為的な影響によるものである可能性が高い。2005年の北半球平均の気温は、1891年の統計開始以降、最も高くなった。100年あたりの気温上昇率は、北半球平均の気温が約0.67°C、南半球平均の気温が約0.66°Cである。

一方、世界各地の観測所（およそ1,200地点）で観測された降水量から計算した2005年の世界の年平均降水量の平年比は、104%であった。1880年の統計開始以降、世界全体や北半球では顕著な長期的変化傾向はみられないものの、南半球では顕著な長期的増加傾向がみられる（図1-7）。

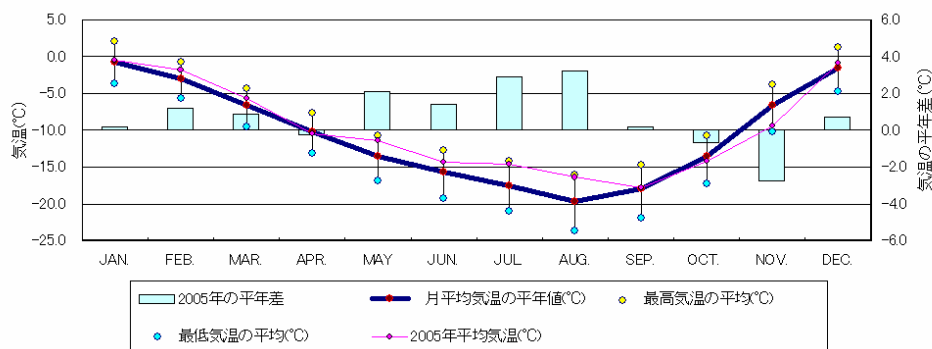
南極昭和基地の気候

日本が南極で観測を始めたのは昭和32年（1957年）で、当初から気象庁は観測に参加している。昭和基地における観測データは、1969年以降が整備されている。

2005年の年平均気温は-9.8°Cで、平年値（1971～2000年）の-10.5°Cより0.7°C高く、4年連続して平年値より高くなった。2005年の月別平均気温をみると、1～9月までは4月を除き平年より高く、特に5、7、8月は平年より2°C以上高かったものの、極値の更新はなかった。一方、10、11月は平年より低く経過し、特に11月は平年より2°C以上低く、これまでの極値-8.4°C（1983年）を更新し-9.4°Cであった。



南極昭和基地の年平均気温の経年変化（赤：年平均気温、青：5年移動平均）



2005年の南極昭和基地の気温の変化

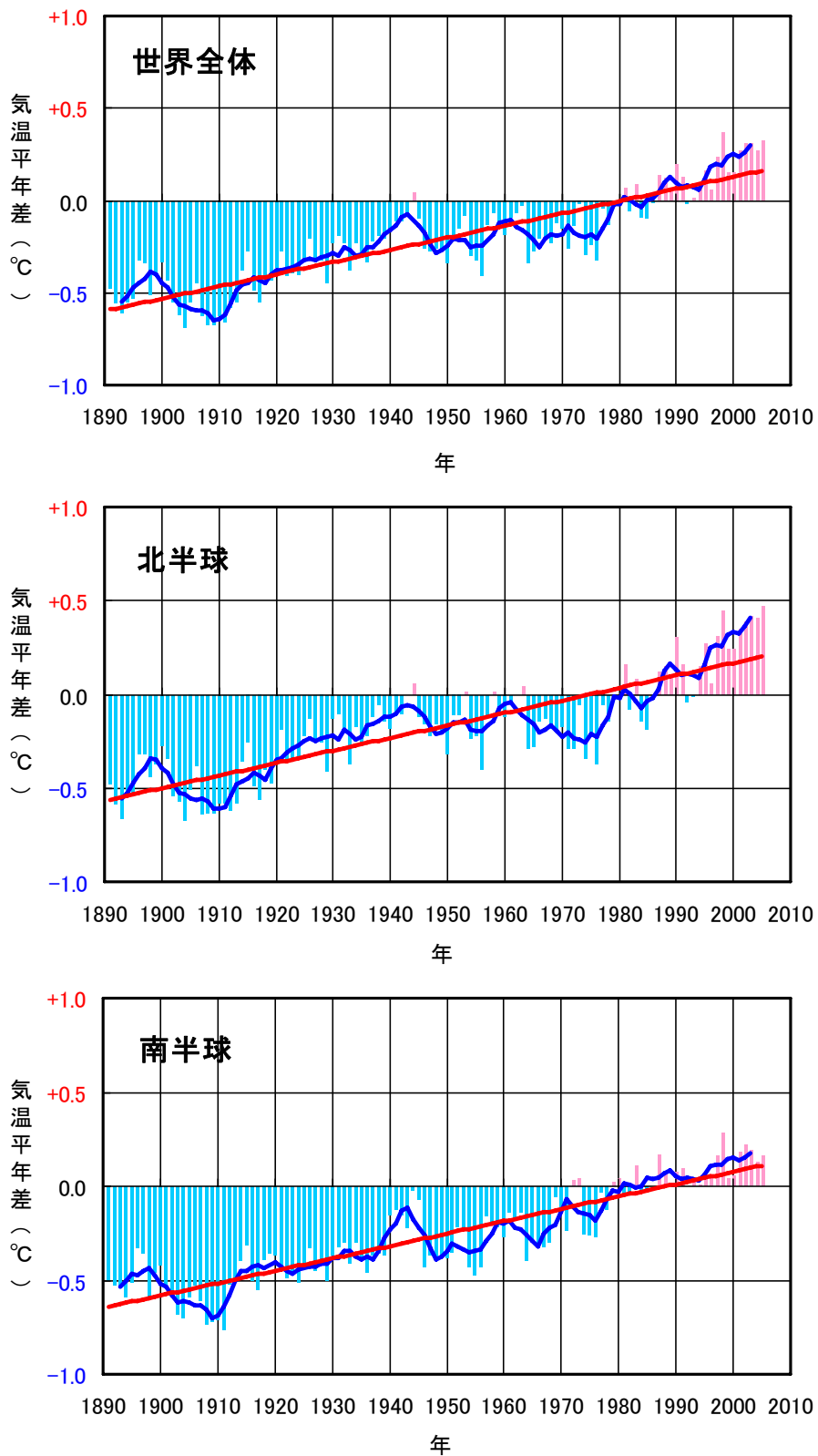


図 1-6 年平均気温の変化 (1891~2005 年)

上段は世界平均、中段は北半球平均、下段は南半球平均である。棒グラフは各年の平均気温の平年差（平年値との差）を示している。太線（青）は平年差の 5 年移動平均を示し、直線（赤）は平年差の長期的傾向を直線として表示したものである。平年値は 1971~2000 年の 30 年平均値。

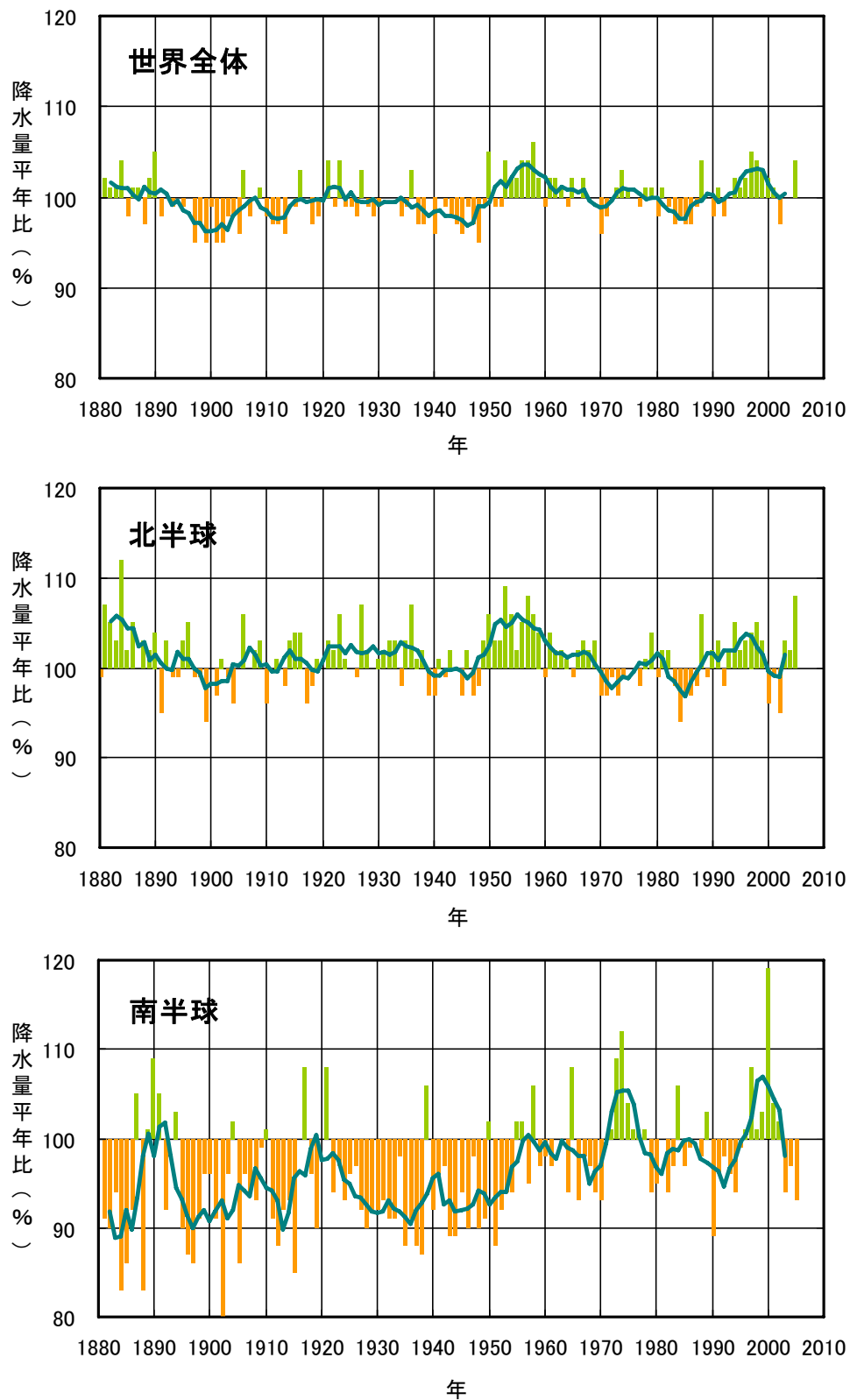


図 1-7 降水量の変化 (1880~2005 年)

上段は世界平均、中段は北半球平均、下段は南半球平均である。棒グラフは、各地点での年降水量の平年比（平年値に対する比で、%であらわす）を領域平均した値を示している。曲線（緑）は平年比の 5 年移動平均を示す。平年値は 1971~2000 年の 30 年平均値。

1.3 2005年の海面水温

世界全体の年平均海面水温平年差（1971～2000年の平均値からの差）は、長期的には100年あたり0.49℃の割合で上昇している（図1-8）。2005年の平年差は+0.21℃で、1891年以降では1998年に次いで2番目に高い値となった。

図1-9は、2005年2、5、8、11月における月平均海面水温の平年との差を示す。

北太平洋中高緯度では、2月はおおむね平年より海面水温が高く、特に、アラスカ湾南方では平年より1℃以上高かった。一方、日付変更線の北緯40度付近は海面水温が平年より低かった。5月の海面水温は、アラスカ湾南方の平年よりも高い状態、日付変更線の北緯40度付近の平年より低い状態はともに強まった。8月以降、これらの海面水温が平年より高い海域と低い海域はともに縮小し、日付変更線の北緯40度付近では、11月に平年より1℃以上高い海域があらわれた。

南太平洋中高緯度では、2月以降ほぼ全ての月でオーストラリア東方からニュージーランド付近にかけての海域で平年より0.5℃以上高かった。また、11月は、南緯20度、西経160度付近、および南緯30度、西経110度付近で平年より1℃以上高かった。

インド洋の海面水温は、2004年末から2005年8月にかけて、南緯30度以北においてほぼ平年より高かった。それ以後、平年より海面水温の高い海域は次第に縮小し、11月には南インド洋で広く平年より低くなった。また、南緯30度以南では平年より1℃以上低くなった。

北大西洋では、2005年前半は北緯40度付近の中緯度で平年より低く、その高緯度側および低緯度側で平年より高くなっていった。それ以後、平年より海面水温の低い海域は縮小して北大西洋のほぼ全域で平年より高くなり、特に、8月は北緯10度から北緯30度の緯度帯で平年より0.5℃以上高くなった。

南大西洋では、2月にはブラジル東方の南緯30度付近で平年より1℃以上低かったが、5月から11月にかけては同海域で平年より0.5℃以上高い状態が継続した。

なお、太平洋赤道域の海面水温については、1.4節を参照されたい。

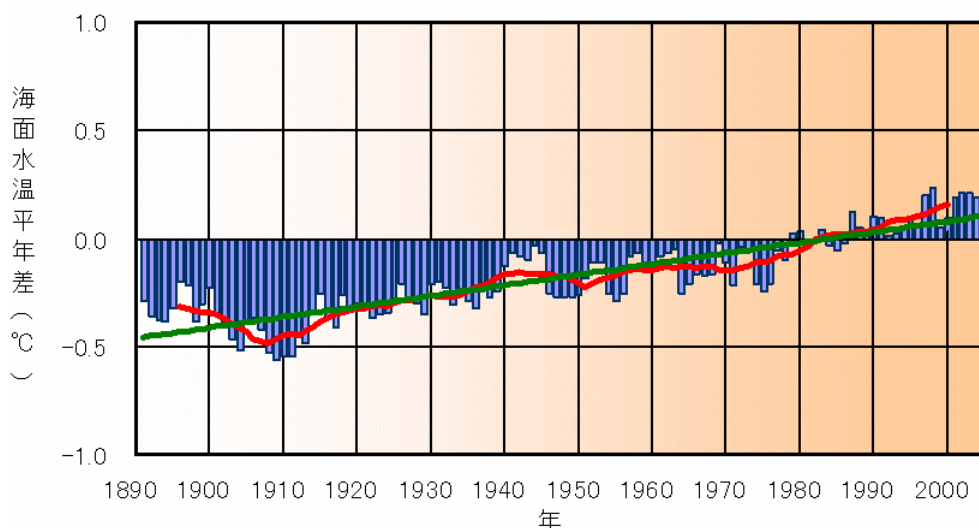


図1-8 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化（1891～2005年）

棒グラフ（青）は年々の値、曲線（赤）は11年移動平均値、直線（緑）は長期変化傾向をあらわす。平年値の期間は1971～2000年。

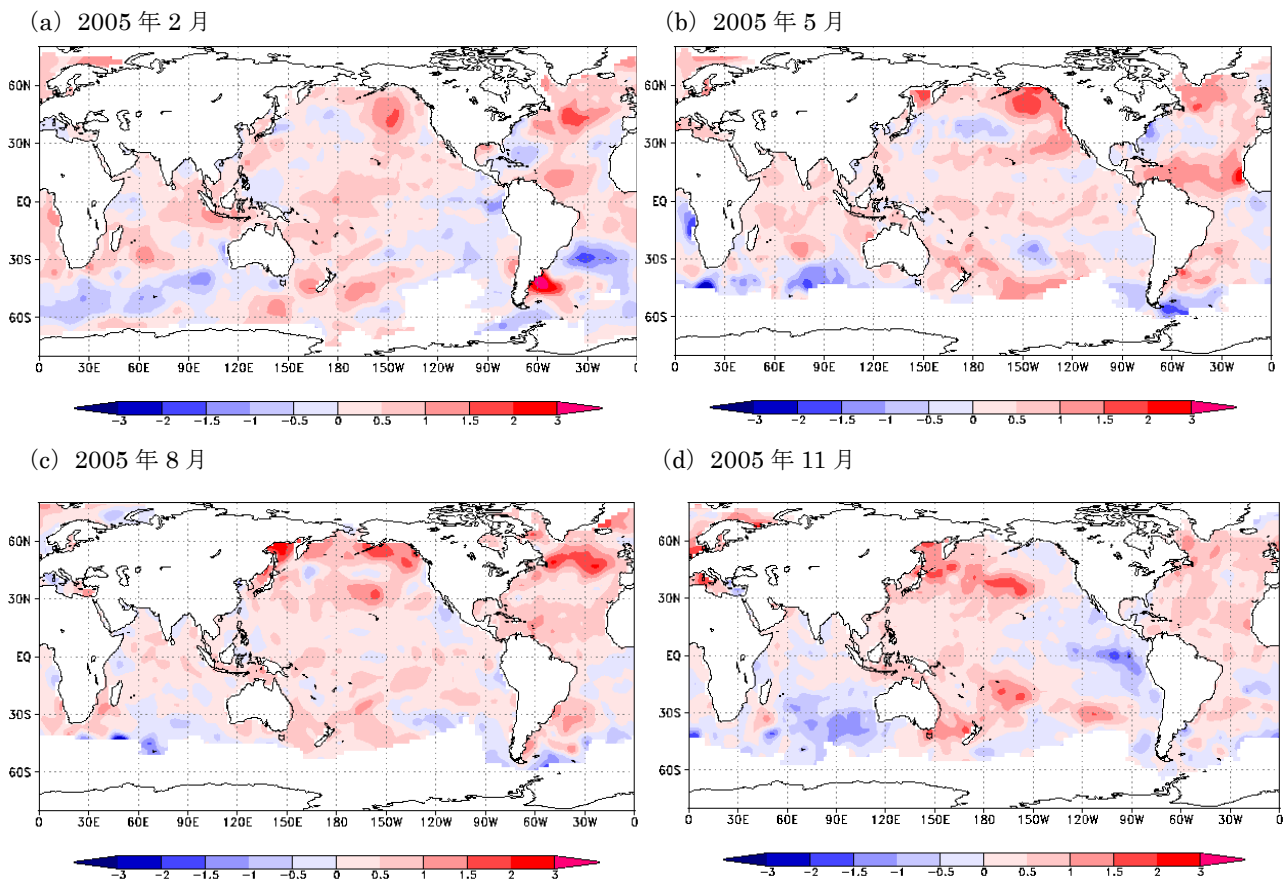


図1-9 世界の海洋の月平均海面水温の平年偏差(°C)

2005年 (a) 2月、(b) 5月、(c) 8月、(d) 11月。平年値は1971~2000年の平均値。青い領域は海面水温が平年より低いことを、赤い領域は海面水温が平年より高いことを示す。

1.4 エルニーニョ／ラニーニャ現象

エルニーニョ現象は、東部太平洋赤道域の海面水温が平年より高い状態が半年から一年半程度続く現象である。逆に同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれる。エルニーニョ／ラニーニャ現象は、赤道上を吹く東風（貿易風）の強弱と密接に関係しており、一般に貿易風は、エルニーニョ現象時には弱く、ラニーニャ現象時には強い。貿易風の強弱は、太平洋赤道域の東部と西部の気圧差の大小に対応している。この気圧差の変動は南方振動として知られている。エルニーニョ／ラニーニャ現象と南方振動は別々の現象ではなく、海洋と大気が密接に関わり合っただけで起きる一つの現象を、それぞれ海洋側と大気側からみたものである。そこで、これらの現象を総合的に捉える場合には、両者をあわせて「エルニーニョ・南方振動(El Niño and the Southern Oscillation)」またはその頭文字をとって「ENSO」と呼んでいる。また、海洋内部の水温構造にも海面水温の変化に先駆けて大きな変化が生じており、その変化の把握がエルニーニョ／ラニーニャ現象の監視には重要である。

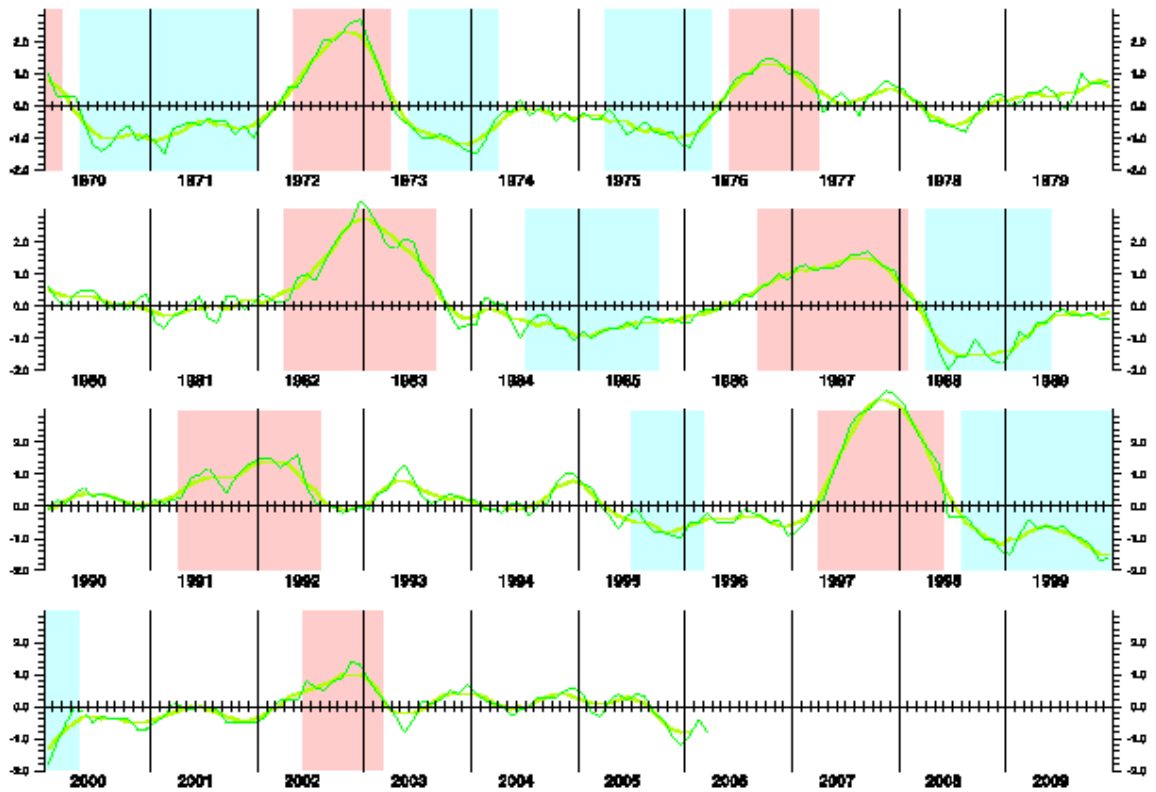
図1-10(a)は、エルニーニョ監視海域（北緯5度～南緯5度、西経150度～西経90度）で平均した月平均海面水温の基準値（その年の前年までの30年平均値）との差の時間変化を示している。2004年夏季以降やや高めの値であった基準値との差は、2005年2月に一時的に負の値になった以外は、8月まで正の値が継続した。9月以降、負の値に転じ、12月に-1.2°Cとなった。図1-10(b)は、タヒチとダーウィンの海面気圧偏差の差を指数化した南方振動指数の時間変化である。南方振動指数は、

一般にエルニーニョ現象時には負、ラニーニャ現象時には正となる。2005年は2か月程度の短い周期の変動が顕著であったが、その変動を取り除いて5か月移動平均でみると、2004年夏季以降、負となり、その傾向は2005年半ばまで続いた。その後は0前後の値で推移している。

図1-9(a)~(d)に示した2005年2、5、8、11月の月平均海面水温偏差によると、2005年2月の太平洋赤道域では日付変更線付近で平年より1°C以上高く、南米沿岸で平年より1°C以上低かった。5月から8月にかけて太平洋赤道域のほぼ全域が平年より高くなった。それ以後、東部で平年より低くなり、11月には日付変更線付近まで平年より低くなり、東部では平年より1°C以上低くなった。

図1-11(a)~(d)は、太平洋の赤道に沿った海面から深さ400mまでの水温とその平年との差を2005年の2、5、8、11月について示している。平年の状態では、赤道上を吹く東風（貿易風）のために西部に暖かい海水が吹き寄せられるとともに、東部で海面下から冷たい海水が湧き上がり、表層の暖かい海水と下層の冷たい海水の境である水温躍層（その深さは20°Cの等温線の深さにほぼ相当する）は、西で深く東で浅くなっている。2月の水温は、西部で水温躍層を中心に平年より高く、東部で平年より低いという分布を示し、水温躍層の東西の傾きが通常より大きい状態であった。それ以後、2か月程度の短い周期で西・中部において発生する西風、東風偏差によって正、負の水温偏差が繰り返し励起され、それらが東進した結果、8月の水温は西部で水温躍層を中心に平年よりやや高く、中・東部で平年より低くなった。11月には中部を中心に東風が強まったため、中・東部の海域でラニーニャ現象時の特徴である平年より水温の低い状態が強まった。

(a)



(b)

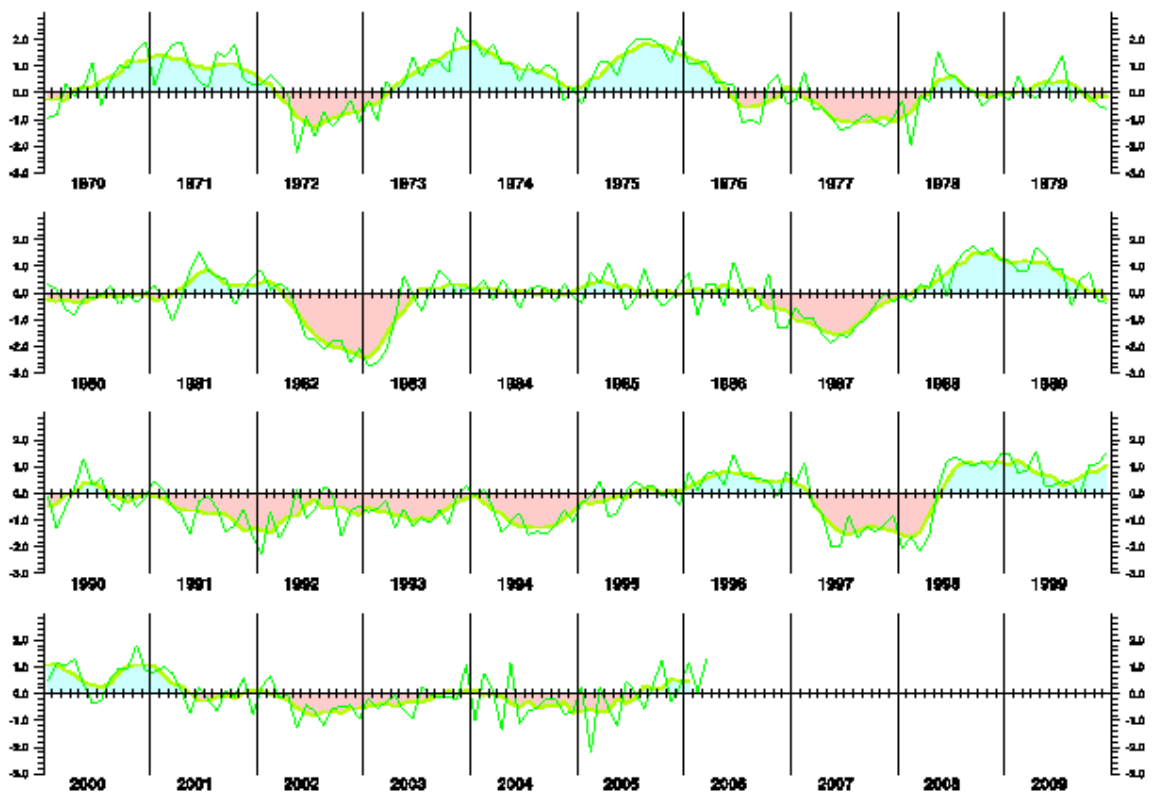
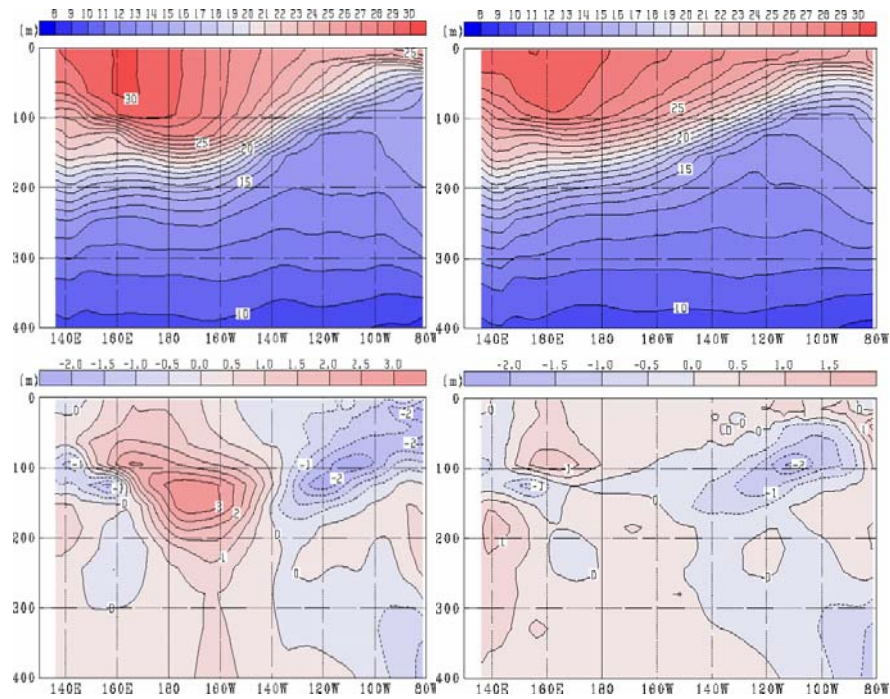


図 1-10 (a)エルニーニョ監視海域(北緯 5 度～南緯 5 度、西経 150 度～西経 90 度)の月平均海面水温の基準値(その年の前年までの 30 年平均値)との差(°C)、および(b)南方振動指数の経年変化(1970～2005 年)

細線は月の値、太線は 5 か月移動平均値を示す。(a)では、5 か月移動平均値が 6 か月以上続けて +0.5°C 以上となった場合をエルニーニョ現象の期間として赤で、6 か月以上続けて -0.5°C 以下となった場合をラニーニャ現象の期間として青で示している。(b)では、正の期間を青、負の期間を赤で示している。

(a)2005年2月

(b)2005年5月



(c)2005年8月

(d)2005年11月

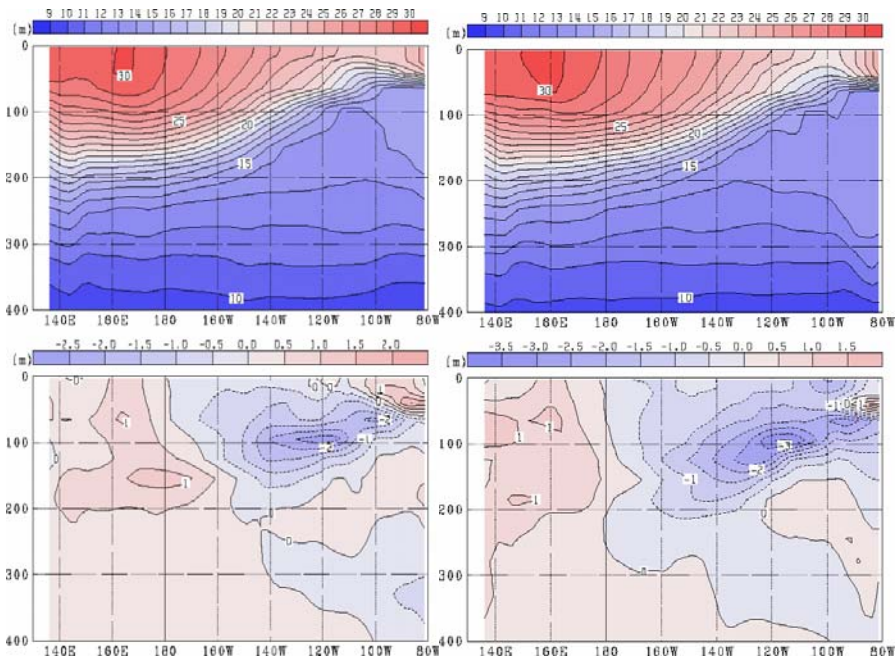


図 1-11 太平洋の赤道に沿った水温および偏差の深度-経度断面図(°C)

2005年(a)2月、(b)5月、(c)8月、(d)11月。それぞれの上図は水温断面図、下図は平年値との差(偏差)の断面図。平年値は1987~2004年の18年平均値。

1.5 北極域および南極域の海氷

図 1-12 は、北極域、南極域および世界全体の月別海氷域面積の平年との差（偏差）の推移を示したものである。それぞれの海氷域面積は、米国航空宇宙局から提供されている NIMBUS 7 号の多重チャンネルマイクロ波走査放射計（SMMR）（1978 年 10 月～1987 年 9 月）および米国雪氷データセンターから提供されている DMSP 衛星のマイクロ波撮像装置（SSM/I）（1987 年 10 月～2005 年 9 月）による観測データから求めた海氷密接度データを用いて算出した。

北極域の海氷域面積は、1979 年以降 1987 年までは平年より大きい状態で推移していたが、1987 年から 1990 年にかけて減少傾向となり、1989 年から平年より小さくなった。その後 1993 年に平年値まで回復したが、1994 年以降はふたたび平年より小さくなり、2001 年 5 月以降、さらに大きく減少してきている。2005 年冬期の最大海氷域面積は、統計開始（1979 年）以来最小を記録した。

南極域の海氷域面積は、3 年移動平均が算出されている 2003 年までは目立った長期的傾向はみられない。2003 年以降は平年より大きい状態で推移している。

世界全体（北極域と南極域の合計）の推移をみると、北極域の海氷域面積が大きく減少しているため、1996 年以降は平年より小さい状態で推移している。

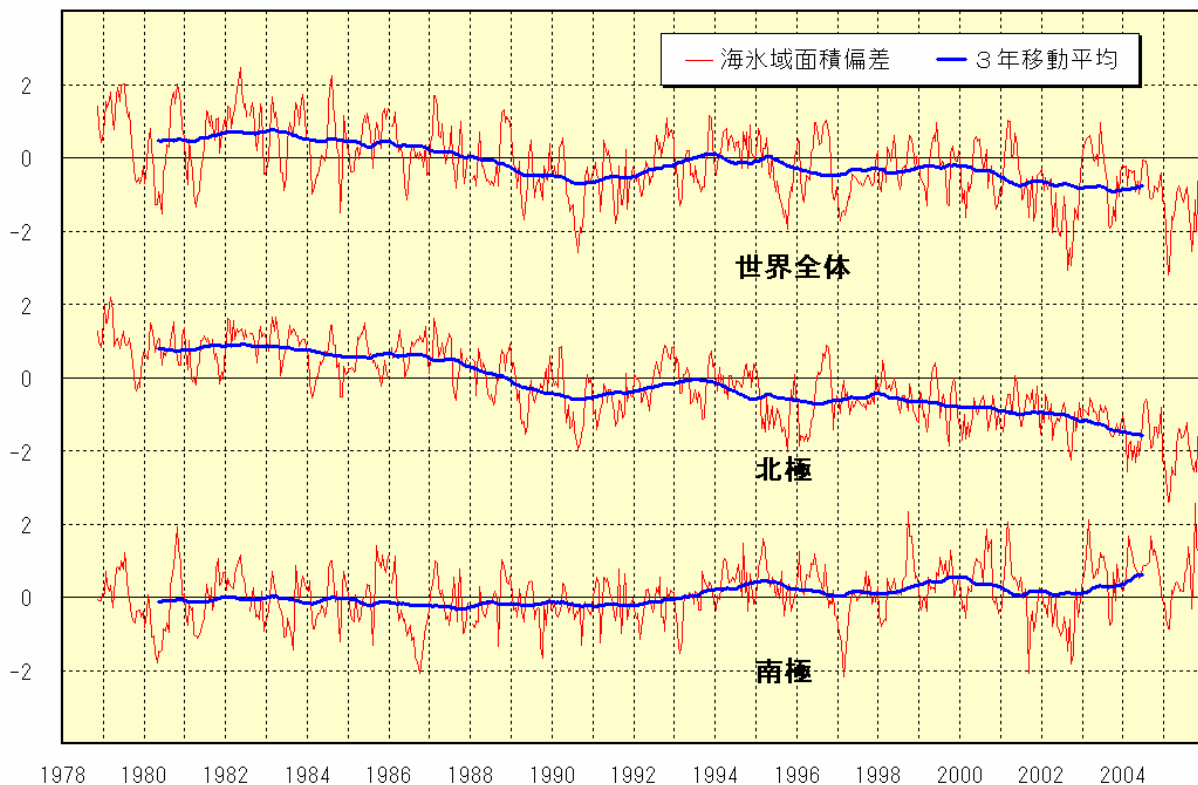


図 1-12 北極域、南極域および世界全体の海氷域面積の平年差の推移

細線は半月ごとの海氷面積の平年差を標準偏差で割った（規格化した）値で、太線はその 3 年移動平均。平年値は 1979～2000 年の 22 年平均値。海氷は季節による変動が大きく、北極域、南極域および世界全体の比較をみやすくするために海氷面積の平年差を標準偏差で割っている。

第2章 日本の気候変動

気象庁は、全国 153 地点の気象台などにおいて、気温や降水量などの地上気象観測を実施するとともに、日本周辺の北西太平洋や日本海などで、海面水温などの海洋気象観測を実施している。これらの観測データは、日々の天気予報のみならず、気候変動の監視のためにも重要な資料である。例えば、毎月、全国の気象台などにおける平均気温、降水量、日照時間などの観測値を統計し、気候状態を監視している。また、都市化の影響の少ない地点における過去 100 年間の気温、降水量の変動を解析し、地球温暖化など気候変動の監視を行っている。

2.1 2005 年の日本の天候

2005 年はその前年の 2004 年が全般的な高温傾向であったのに対し、年の前半の気温は平年並から低い状態で経過した。後半は高温傾向となったものの、12 月が記録的な低温となるなど気温の変動が大きく、年平均気温は概ね平年並となった。台風も 2004 年が過去の記録を大幅に上回る 10 個の上陸があったのに対し、2005 年は発生数が平年より少なく、上陸数は平年並だった。

2004 年 12 月下旬頃から短い周期で冬型の気圧配置が出現し、寒暖の変動の大きな状態が冬を通じ継続した。北日本日本海側の降雪量は平年を上回り、東日本以西の日本海側の降雪量は平年を下回ったが、東北地方や北陸地方の山沿いでは大雪となった地域もあった。3 月から 4 月にかけても天気が短い周期で変化し、5 月にはオホーツク海高気圧が出現して北日本を中心に寒気の影響を受けるなど、1 月から 5 月にかけては北極の寒気が日本付近に南下しやすい状態が続き、気温の変動が大きかった。6 月以降はそれまでの寒気の南下傾向が弱まって気温が平年を上回る事が多くなり、6 月、9 月、10 月は記録的な高温となった。6 月に入ってから梅雨前線が南西諸島から本州南岸に停滞することが多く、南西諸島では記録的な多雨となったが、6 月終わりごろからは梅雨前線が本州に停滞することが多くなり、北陸地方などで大雨となった。梅雨入りはおおむね平年よりも遅く、東北地方を除き梅雨明けはほぼ平年並か早かった。4 月以降に少雨が続き続いた東日本太平洋側から西日本にかけては、6 月の降水量が記録的に少なくなったことから四国地方を中心に渇水状況となった（詳細はトピックス 1 を参照）。その後、9 月初めに上陸した台風第 14 号の降雨により渇水状況はおおむね解消したが、秋の降水量も少なかったことから西日本や南西諸島の一部では渇水状況が続いた。9 月から 10 月にかけて日本付近は寒気の入りにくい状態が続き、高気圧に覆われて晴れて気温の高い日が多かったが、11 月中旬頃から日本付近に寒気が再び南下しやすくなり、12 月は極端な低温が続き、日本海側では記録的な大雪となった（詳細はトピックス 2 を参照）。

2005 年の台風の発生数は 23 個（平年 26.7 個）と平年より少なかった。また、台風第 14 号の上陸により九州地方を中心に大きな被害があったが、上陸数は 3 個（平年 2.6 個）、接近数は 12 個（平年 10.8 個）と平年並だった。盛夏期から秋にかけて太平洋高気圧が西に張り出したため、台風は日本の南海上を西進することが多かった。

(1) 年間（表 2-1、図 2-1 参照）

1) 年平均気温

2005 年の日本の年平均気温の平年差は +0.18℃で、統計を開始した 1898 年以降では、高いほ

うからの第14位であった（都市化の影響の少ない17地点の解析結果：2.3節参照）。地域ごとに平均した年平均気温は、北日本と東日本ではともに平年差+0.2℃となり平年並、西日本では+0.3℃で高く、南西諸島は+0.1℃で平年並であった。

2) 年降水量

年降水量は、北日本から東日本にかけての日本海側では多かったが、北日本から東日本にかけての太平洋側と西日本では少なく、特に東海地方から四国地方にかけてはかなり少なかった。南西諸島では平年並だった。伊良湖（愛知県）、名古屋（愛知県）、津（三重県）、尾鷲（三重県）、室戸岬（高知県）の5地点で年降水量の最小値を更新した。

3) 年間日照時間

年間日照時間は、北日本から東日本にかけての日本海側で少なく、南西諸島ではかなり少なかった。一方、東日本から西日本にかけての太平洋側では多く、北日本太平洋側と西日本日本海側は平年並だった。

(2) 季節ごとの天候（図2-2参照）

1) 冬（2004年12月～2005年2月）：

12月中旬までは冬型の気圧配置がほとんどあられわれず、暖かな日が続いたが、12月下旬頃から冬型の気圧配置が短い周期であられわれやすくなった。日本付近を低気圧や前線が通ることが多く、低気圧に向かって暖気が入り、通過後には寒気が南下するなど、気温の変動が大きかった。また、低気圧がしばしば日本付近を通過したことから、太平洋側の地方でも雨や雪となるなどほぼ全国的に降水量は平年を上回り、日照時間は平年を下回った。北日本日本海側では、冬型の気圧配置による降雪に加え、低気圧の通過にともなう降雪もあり、降雪量は平年を上回った。また、東日本以西の日本海側の降雪量は平年を下回ったが、北陸地方の山沿いでは大雪となった地域もあった。

平均気温は東日本、南西諸島は高く、北日本、西日本は平年並だった。降水量は北日本から西日本で多く、南西諸島で平年並だった。日照時間は北日本、西日本、南西諸島で少なく、東日本では平年並だった。

2) 春（3～5月）：

3月から4月にかけては、天気が短い周期で変化し気温の変動が大きかった。5月はオホーツク海高気圧が出現し、北日本を中心に寒気の影響を受けた。北日本では3月を中心に低気圧や前線の影響を受ける日が多く、東・西日本では4月を中心に移動性高気圧に覆われて晴れる日が多かった。また、南西諸島では前半に強い寒気の影響を受けた。移動性高気圧に覆われて晴れる日が多かった東・西日本は少雨・多照となり、太平洋側では降水量が平年を大きく下回った。また、低気圧や前線のほか、オホーツク海高気圧の影響を受けた北日本では、低温・寡照となり、春前半に強い寒気の影響を受けた南西諸島でも低温となった。また、オホーツク海高気圧の影響を一時的に受けた東日本で気温が平年並となり、移動性高気圧に覆われ晴れる日が多かった西日本では高温となるなど、地域による差が大きかった。

平均気温は北日本と南西諸島は低く、西日本では高く、また東日本では平年並だった。降水量は北日本日本海側で多かったほかは少なかった。日照時間は北日本で少なく、東・西日本で多く、南西諸島は平年並だった。

3) 夏（6～8月）：

太平洋高気圧の勢力はやや強い程度だったものの、世界的に対流活動が活発で北半球全体で気

温が高く、夏平均気温は全国で高温となった。一方、7月前半にはオホーツク海高気圧が出現し、北日本の7月は低温となった。また、梅雨後半の活発な梅雨前線の活動や盛夏期に暖湿流や上空の寒気の影響を受けたため、全国的に雷が多かった。東日本太平洋側や西日本では、6月の降水量が記録的に少なく、4月以降の少雨による渇水状況が続いた。その後、7月前半を中心に梅雨前線の活動が活発となったものの、梅雨明け後の西日本では太平洋高気圧に覆われて少雨となり、四国地方を中心に渇水状況が続いた。

梅雨入りは南西諸島を除き平年よりも遅く、特に九州南部、北陸、東北北部では平年より2週間程度遅かった。梅雨明けは沖縄地方で4日遅く、東北地方で10日程度遅かったほかはほぼ平年並か早かった。

台風は2個上陸し、南西諸島に4個接近した。

平均気温は全国で高く、西日本ではかなり高かった。降水量は南西諸島でかなり多く、北日本日本海側で多く、西日本で少なかったほかは、平年並だった。日照時間は南西諸島でかなり少なく、東日本で少なく、北日本と西日本で平年並だった。

4) 秋(9~11月):

11月中旬頃に日本付近に寒気が入り、北・東日本を中心に一時気温は平年を下回ったが、9月には強い勢力の太平洋高気圧に覆われて全国的に暑い日が多く、10月も移動性高気圧に覆われて暖かな日が続き、秋平均気温は全国的にかなり高かった。9月の台風第14号や低気圧の影響を受けやすかった地方を除き、全般に高気圧に覆われやすかったことから少雨傾向となり、特に、東日本太平洋側や南西諸島では少雨が顕著であった。一方、10月は本州南岸に前線が停滞したことから、広い範囲で寡照傾向となったが、秋全体では高気圧に覆われやすかったため、東日本太平洋側を中心に多照が顕著であった。台風の発生は9個で、上陸は第14号の1個であった。

平均気温は全国で高く、東日本を除きかなり高かった。降水量は北・東日本日本海側、西日本では平年並だったが、北・東日本太平洋側、南西諸島では少なく、特に東日本太平洋側、南西諸島では非常に少なかった。日照時間は東日本日本海側で平年並のほかは多く、特に東日本太平洋側で非常に多かった。

5) 初冬(12月):

期間を通して強い寒気が日本付近に南下し、全国的に気温の低い日が多く、20年ぶりに全国的な低温となった。強い冬型の気圧配置がたびたびあられ、日本海側の各地で記録的な大雪や暴風となったほか、東海地方から九州南部にかけても積雪を記録した。一方、東・西日本太平洋側で少雨となり、東日本太平洋側では晴れの日が多かった。

平均気温は全国でかなり低かった。降水量は北日本と東・西日本の日本海側で多く、東・西日本の太平洋側で少なく南西諸島は平年並だった。日照時間は東・西日本の日本海側と南西諸島で少なく、北日本日本海側、東日本太平洋側で多く、そのほかは平年並だった(トピックス2参照)。

表 2-1 2005 年の月、季節、年別の平均気温、降水量などの最高（低）値、最大（小）値を更新した地点数（数字は 1 位を更新した地点数でタイ記録は含めない、タイ記録がある場合には「タイ地点数」として横に併記した。地域は更新およびタイ記録の地点数の合計が 5 以上のとき記載）

	平均気温		降水量		日照時間		降雪の深さ	最深積雪
	最高	最低	最大	最小	最大	最小	最大	最大
1 月	0	0	2	0	0	1	0	0
2 月	0	1	3	0	0	8 北・東日本 南西諸島	2	1
冬	0	0	7 北・東・西日本	0	0	2	1	
3 月	0	3、タイ 3 北・西日本 南西諸島	0	0	0	2	2、タイ 1	4
4 月	0	0	0	12 西日本	6 西日本	1	0	0
5 月	0	0	0	0	5 西日本	0		
春	0	0	0	18 東・西日本	19 東・西日本	0		
6 月	38、タイ 9 北・東・西日本	0	4	29 北・東・西日本	0	0		
7 月	0	0	1	4	0	0		
8 月	0	0	1	1	0	0		
夏	0	0	2	2	0	0		
9 月	4、タイ 2 東・西日本	0	0	0	2	0		
10 月	6、タイ 2 北・西日本	0	0	0	0	0		
11 月	0	0	0	0	8 北・東・西日本	0	0	0
秋	5、タイ 6 北・西日本	0	0	2	0	0		
12 月	0	29、タイ 8 北・東・西日本	5 東・西日本	タイ 3	7 北日本	0	24、タイ 1 北・東・西日本	9、タイ 1 北・西日本
年 (2005 年)	0	0	0	5 東・西日本	0	0		

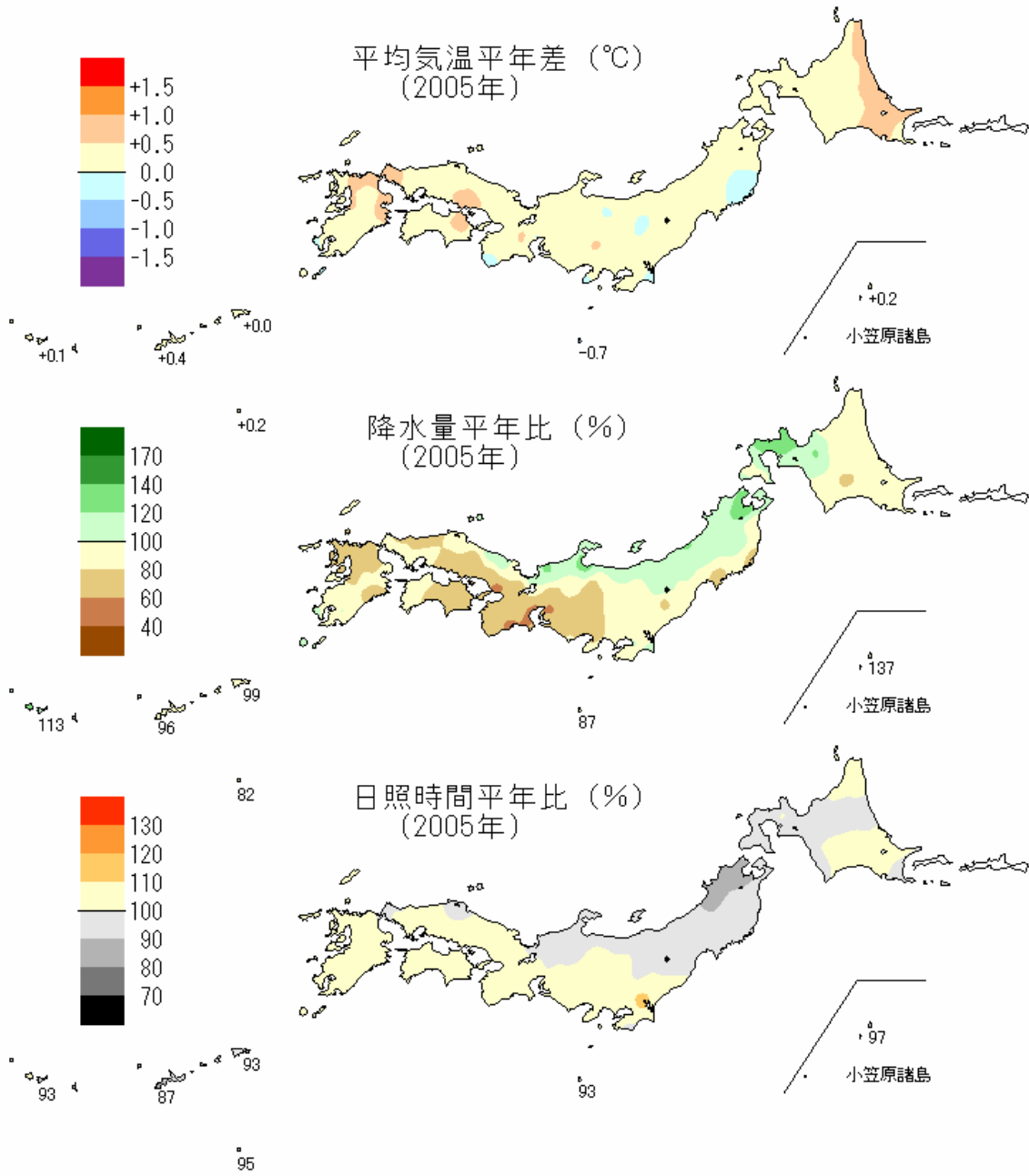


図2-1 日本における2005年の年平均気温、年降水量および年間日照時間の平年差（比）分布

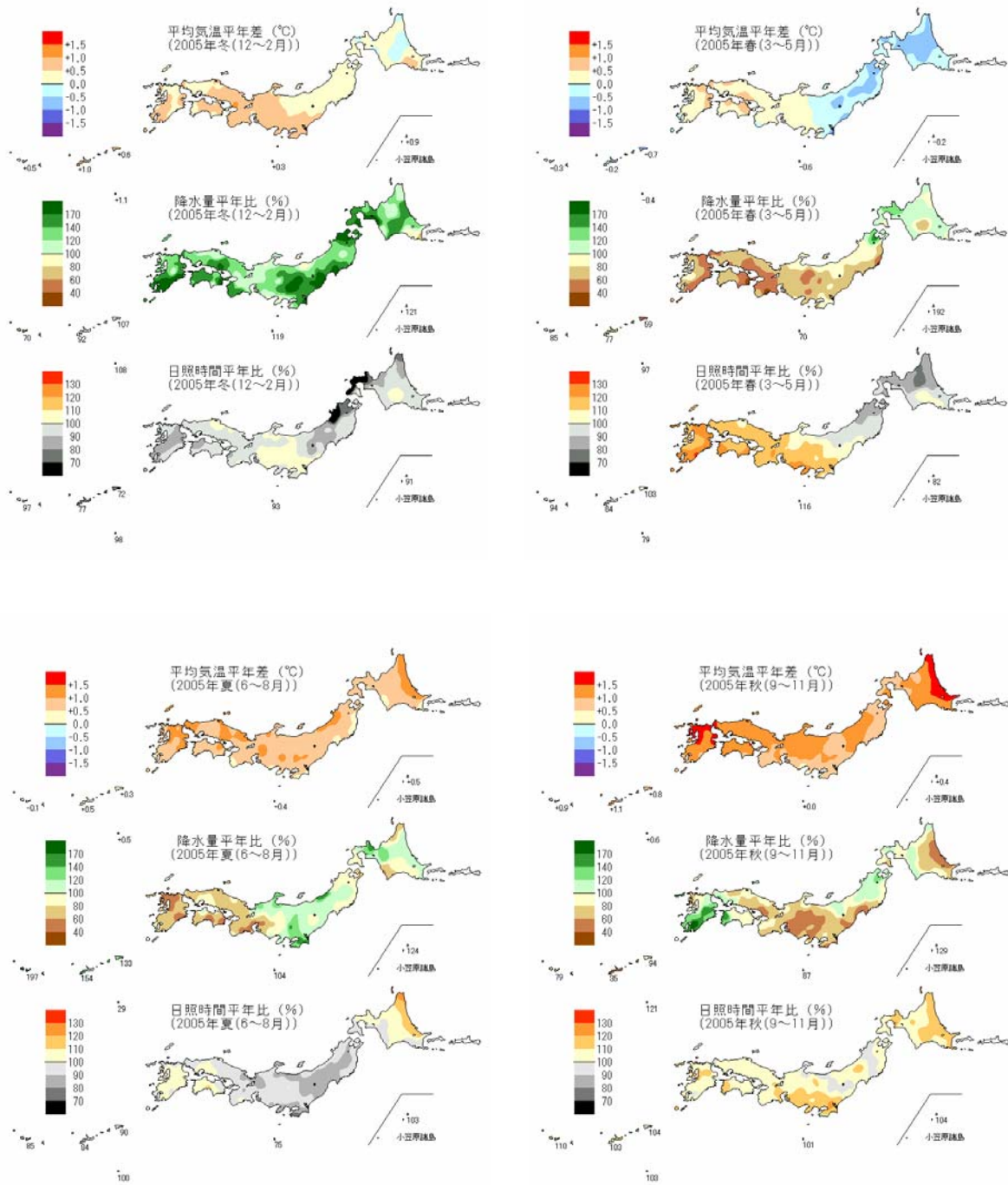


図2-2 日本における2005年の季節別（冬、春、夏、秋）の平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）

2.2 2005年の日本の主な気象災害

2005年の気象災害の特徴は、12月の大雪による被害が大きかったことである（なお、大雪による被害は2006年1月以降も続いたが、本レポートでは2005年12月末までの状況を報告する）。また、梅雨前線による豪雨や台風第14号による被害も大きかった。2005年の気象災害による被害の合計は、死者・行方不明者192人、住家損壊4,501棟、住家浸水30,668棟、被害額1,172.0億円（内訳：農業被害584.0億円、林業被害530.2億円、水産業被害57.8億円）であった（2006年2月27日とりまとめ）。

2005年の主な気象災害（死者・行方不明者5人以上、または住家損壊（全壊・半壊・一部損壊）1,000棟以上、住家浸水（床上・床下浸水）1,000棟以上、あるいは農業被害100億円以上）とその原因を表2-2に示すとともに、その概要を以下に記述する。なお、このほかに春から夏にかけて西日本の少雨により農業関係の被害が発生した。

2001年から2005年までの気象災害被害の状況を表2-3に示す。

○大雪（1月8日～13日）

7日に発達した低気圧が北日本を通過した後、13日頃まで冬型の気圧配置が続いた。日本付近に寒気が南下し、北陸地方以北の日本海側の地方では大雪になり、全国的に気温が下がった。全国で死者6名、住家損壊129棟であった。

○大雪、強風、波浪（1月29日～2月9日）

1月29日頃、低気圧が発達しながら北日本を通過しオホーツク海に進んだ後、冬型の気圧配置が2月2日頃まで続いた。日本付近に寒気が南下し、日本海側の地方では大雪になり、全国的に気温が下がった。2月3日から6日にかけては北日本を中心に冬型の気圧配置が続いた。加えて、7日から8日にかけては前線をともなった低気圧が本州南岸沖を東進し、関東地方北部から東北地方北部にかけては雪になった。全国で死者15名、住家損壊2棟、床上・床下浸水16棟、農業被害5,000万円であった。

○大雨（6月27日～7月6日）

朝鮮半島から本州付近に伸びる梅雨前線の活動が活発になり、九州地方北部から東北地方にかけての広い範囲で大雨になった。6月28日には北陸地方を中心に、7月3日には山口県と愛媛県で記録的な大雨になった。全国で死者・行方不明者6名、住家損壊18棟、床上・床下浸水3,638棟、農業被害24億9,000万円、林業被害4億6,000万円であった。

○大雨（7月8日～16日）

梅雨前線と低気圧の影響により、九州地方から道南地方にかけての広い地域で大雨になった。8日と10日には九州地方で、9日には静岡県を中心に、12日には北陸地方を中心に激しい雨が降った。死者・行方不明者6名、住家損壊8棟、床上・床下浸水583棟、農業被害8,000万円、林業被害4億6,000万円であった。

○濃霧（7月22日）

オホーツク海高気圧からの気流と太平洋高気圧からの気流の影響で千葉県の一部では濃霧にな

ったため、銚子沖で海難事故が発生した。死者・行方不明者 9 名が出た。

○高温（8月3日～5日）

太平洋高気圧に覆われて全国的に気温が上昇した。熱中症により死者 5 名が出た。

○大雨（8月9日～17日）

北陸地方から東北地方南部に停滞する前線や日本付近に流入する暖湿な空気、上空の寒気の影響などにより、大気の状態が不安定になった。このため東日本を中心に局地的な大雨、雷雨が多発した。全国で死者 2 名、住家損壊 36 棟、床上・床下浸水 2,064 棟、農業被害 6,000 万円であった。

○台風第 14 号、前線（9月2日～8日）

台風第 14 号は大東島付近を経て九州西岸に沿って北上し、長崎県に上陸した。九州北部を縦断した後、日本海を北東進、北海道に再上陸し、オホーツク海に進んだ。この台風は、大東島地方に接近してから山陰沖に抜けるまで広い暴風域を維持したまま、比較的ゆっくりとした速度で進んだため、長時間にわたって暴風、高波、大雨が続いた。九州、四国、中国の各地方と北海道で大雨になった。沖縄・九州地方では 50m/s を超える最大瞬間風速を記録した。また、日本海南部に停滞する前線に向かって、沖の鳥島付近から大東島付近を北上する台風第 14 号の東側の湿った空気が流入した。このため関東地方を中心に、関東地方から中国地方にかけて大雨になった。全国で死者・行方不明者 30 名、住家損壊 3,240 棟、床上・床下浸水 23,102 棟、農業被害 471 億 3,000 万円、林業被害 486 億 2,000 万円、水産業被害 47 億 5,000 万円であった。

○大雪、強風、波浪（12月4日～31日）

冬型の気圧配置が 12～14 日頃、18～20 日頃、22～24 日頃に強まった。日本付近に寒気が南下、全国的に気温が下がり、風が強まった。日本海側の地方では山間部を中心に大雪になり、西日本の太平洋側でも風雪が強まった。全国で死者 50 名、住家損壊 856 棟、床上・床下浸水 12 棟、農業被害 23 億 2,000 万円であった。

表 2-2 2005 年の日本の主な気象災害

種 別	月 日	地 域	被 害 状 況							
			死者・行方不明 (人)	住家損壊 (棟)	住家浸水 (棟)	被 害 額(億円)				
						農 業 被 害	林 業 被 害	水 産 業 被 害	合 計	
大雪	1.8~1.13	東北、関東 甲信、北 陸、山陰	6	129						
大雪、強風、波浪	1.29~2.9	北海道～ 九州	15	2	16	0.5				0.5
大雨(梅雨前線)	6.27~7.6	東北～中 国・四国	6	18	3,638	24.9	4.6			29.5
大雨(梅雨前線、 低気圧)	7.8~7.16	北海道、関 東甲信・北 陸～九州	6	8	583	0.8	4.6			5.4
濃霧	7.22	千葉	9							
高温	8.3~8.5	東北、関 東、北陸	5							
大雨(不安定)	8.9~8.17	東北～中 国・四国	2	36	2,064	0.6				0.6
台風第 14 号、前 線	9.2~9.8	全国	30	3,240	23,102	471.3	486.2	47.5		1005.0
大雪、強風、波浪	12.4~12.31	北海道～ 九州	50	856	12	23.2				23.2
2005 年合計			192	4,501	30,668	584.0	530.0	57.8		1,172.0

(注) 作成基準は、死者・行方不明者 5 人以上、または住家損壊(全壊・半壊・一部損壊) 1,000 棟以上、住家浸水(床上・床下浸水) 1,000 棟以上、あるいは農業被害 100 億円以上とした。各都道府県(支庁を含む)の防災機関などからの資料をもとに 2006 年(平成 18 年)2 月 27 日現在で集計。2005 年の合計については、主な気象災害以外の災害も含めて集計している。

表 2-3 2001 年から 2005 年の日本の気象災害の推移

種 別	被 害 状 況						
	死者・行方不明 (人)	住家損壊 (棟)	住家浸水 (棟)	被害額(単位:億円)			
				農 業 被 害	林 業 被 害	水 産 被 害	合 計
2001 年	110	1,782	12,856	520.6	205.1	33.3	759.0
2002 年	81	2,914	15,918	560.5	163.2	85.4	809.2
2003 年	132	3,120	16,164	2,779.0	204.8	88.7	3,072.6
2004 年	326	103,238	172,504	2,964.1	1,355.0	597.3	4,916.4
2005 年	192	4,501	30,668	584.0	530.0	57.8	1,172.0

2.3 気温と降水量

日本の気温および降水量についての長期的な変化傾向をみるため、1898年から2005年までの気象庁の観測点における年平均気温の平年差および年降水量の平年比を平均して解析した。気温の解析には、観測データの均質性が長期間維持され、かつ都市化などによる環境の変化が比較的少ない17地点を、降水量の計算には、観測データの均質性が長期間継続している51地点を対象とした(表2-4)。

表2-4 日本の年平均気温平年差および年降水量平年比の計算対象地点

要素	地点
地上気温 (17地点)	網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、長野、水戸、飯田、銚子、境、浜田、彦根、多度津、宮崎、名瀬、石垣島
降水量 (51地点)	旭川、網走、札幌、帯広、根室、寿都、秋田、宮古、山形、石巻、福島、伏木、長野、宇都宮、福井、高山、松本、前橋、熊谷、水戸、敦賀、岐阜、名古屋、飯田、甲府、津、浜松、東京、横浜、境、浜田、京都、彦根、下関、呉、神戸、大阪、和歌山、福岡、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、多度津、高知、徳島、名瀬、石垣島、那覇

2005年の日本の年平均気温の平年差は+0.18℃であった。気温の変化をみると(図2-3)、長期的な傾向として100年あたりおよそ1.06℃の割合で上昇している。温室効果ガスの増大などの人為的な影響が、このような気温の上昇傾向に現れている可能性が高い。なお、この解析では都市化の影響が少ない17地点を選んで気温を求めているが、都市化の影響は完全には除去できていない。1940年代までは比較的低温の期間が続いたが、その後上昇に転じ、1960年頃を中心とした高温の時期、それ以降1980年代半ばまでのやや低温の時期を経て、1980年代後半から急速に気温が上昇した。日本の気温が顕著な高温を記録した年は、おおむね1990年以降に集中している。この傾向は、世界の年平均気温(1.2節参照)と同様であると考えられる。

また、上記51地点による2005年の年降水量の平年比は86%であった。降水量の変化をみると(図2-4)、年ごとの変動は大きくなっている。長期的な変化傾向はみられないが、1920年代半ばまでと1950年代頃に多雨期がみられる。

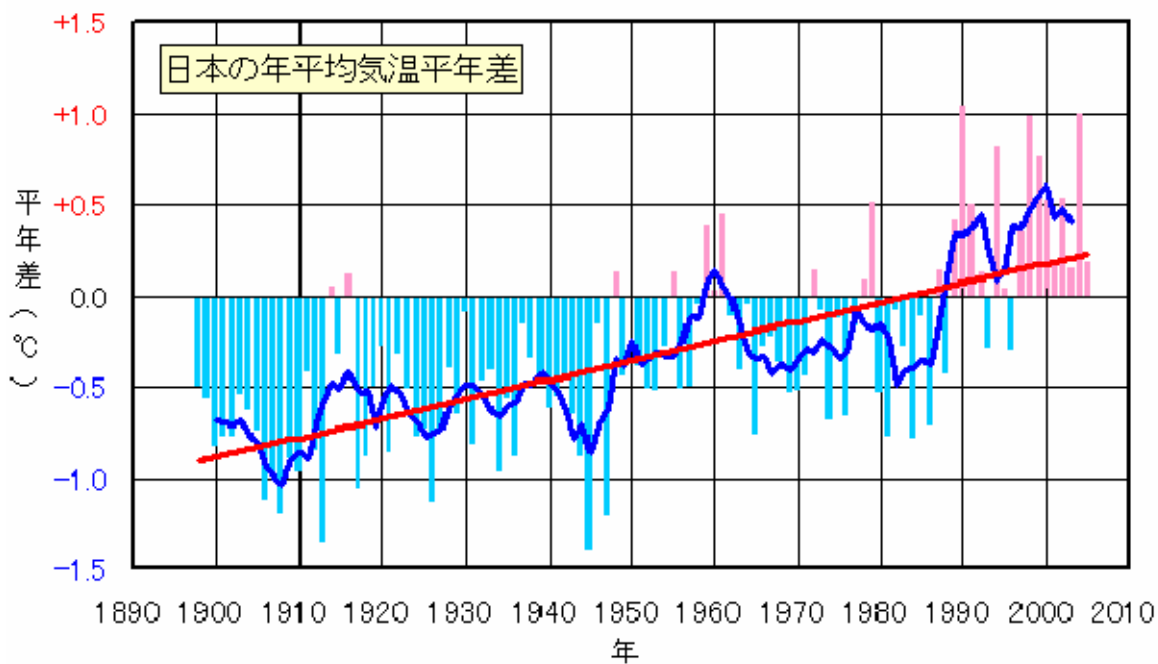


図 2-3 日本における年平均気温の経年変化（1898～2005 年）

棒グラフは、国内 17 地点（表 2-4 参照）での年平均気温の平年差（平年値との差）を平均したものを示す。太線（青）は、平年差の 5 年移動平均を示し、直線（赤）は平年差の長期的傾向を直線として表示したものである。平年値は 1971～2000 年の 30 年平均値。

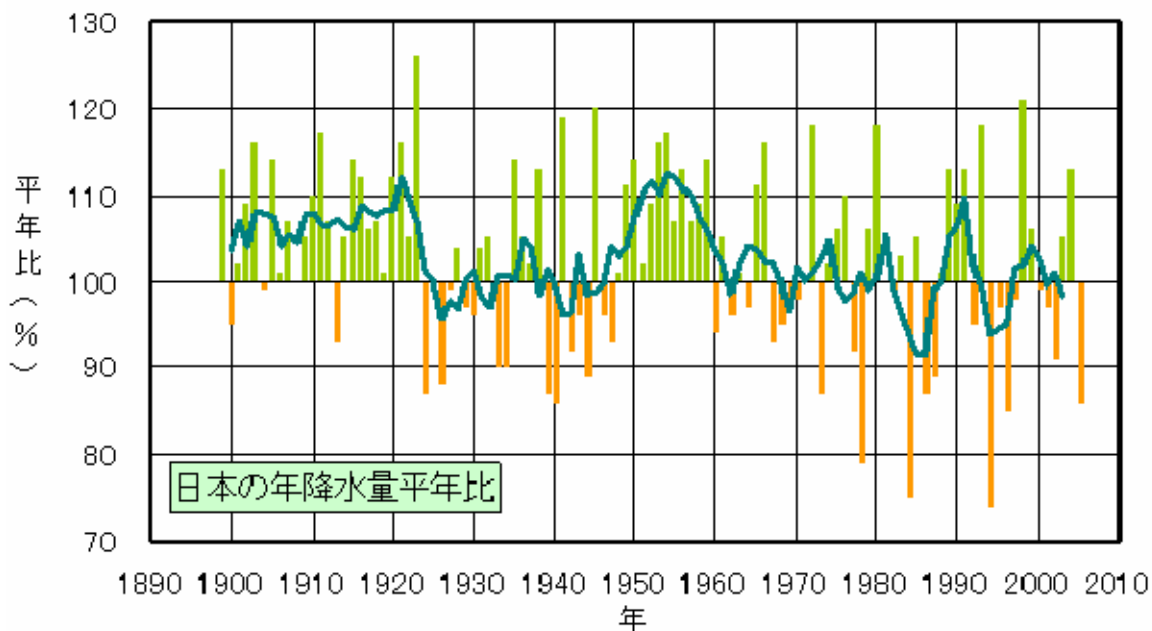


図 2-4 日本における年降水量の経年変化（1898～2005 年）

棒グラフは、国内 51 地点（表 2-4 参照）での年降水量の平年比（平年値に対する比で、%であらわす）を平均した値を示している。緑線は平年比の 5 年移動平均を示す。平年値は 1971～2000 年の 30 年平均値。

2.4 台風

熱帯または亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋に存在し最大風速が 17.2m/s 以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。

2005 年の台風の発生数は 23 個（平年 26.7 個）、日本への接近数は 12 個（同 10.8 個）、日本への上陸数は 3 個（同 2.6 個）であった。なお、平年は 1971～2000 年の累年平均値である。（「接近」および「上陸」の定義は用語一覧参照。）

2005 年の台風の特徴としては、発生数が平年より少なかった（平年並の範囲は 25～29 個）こと、西日本への接近数が少なかったことがあげられる（図 2-5）。特に、中国、九州北部、九州南部、奄美の各地方は台風第 14 号が接近したのみであった（各地方の平年の接近数はそれぞれ 2.6、3.2、3.6、3.8 個）。ただし、台風第 14 号は強い勢力を維持したまま比較的ゆっくり北上したため、西日本を中心に長時間にわたって大雨と暴風をもたらした。また、日本の南海上を中国大陸方面へ西進する台風が目立ったが、その一因として盛夏期から秋にかけて太平洋高気圧が西に張り出したことがあげられる。

1951 年から 2005 年までの台風の発生数、日本（小笠原、南西諸島を含む）への接近数および上陸数を図 2-6 に示す。

台風の発生数、接近数、上陸数は年々の変動が大きいため、5 年移動平均の変化で長期的な傾向をみると、過去 55 年間では、いずれについても明瞭な変化傾向は認められない。近年に限ると、発生数は平年より少ない傾向、接近数は平年より多い傾向がみられる。

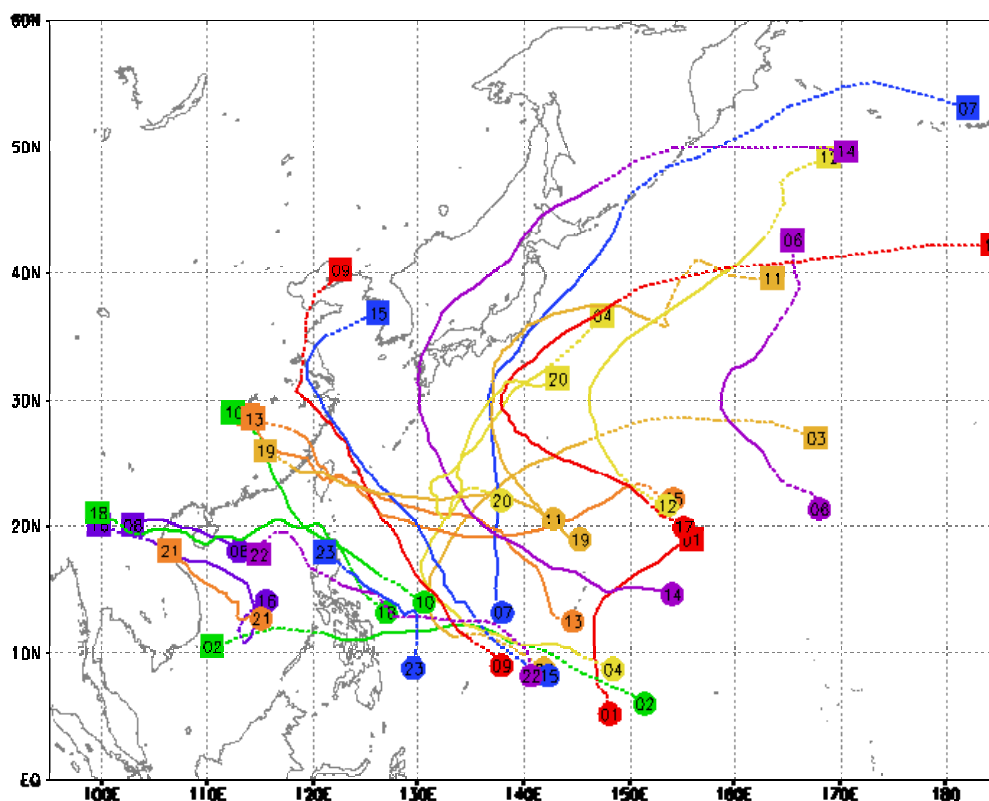


図 2-5 台風経路図（2005 年）

実線は台風期間の経路を、破線は最大風速が 17.2m/s 未満の熱帯低気圧あるいは台風から変わった温帯低気圧の期間の経路をあらわす。図中の数字は台風番号をあらわす。

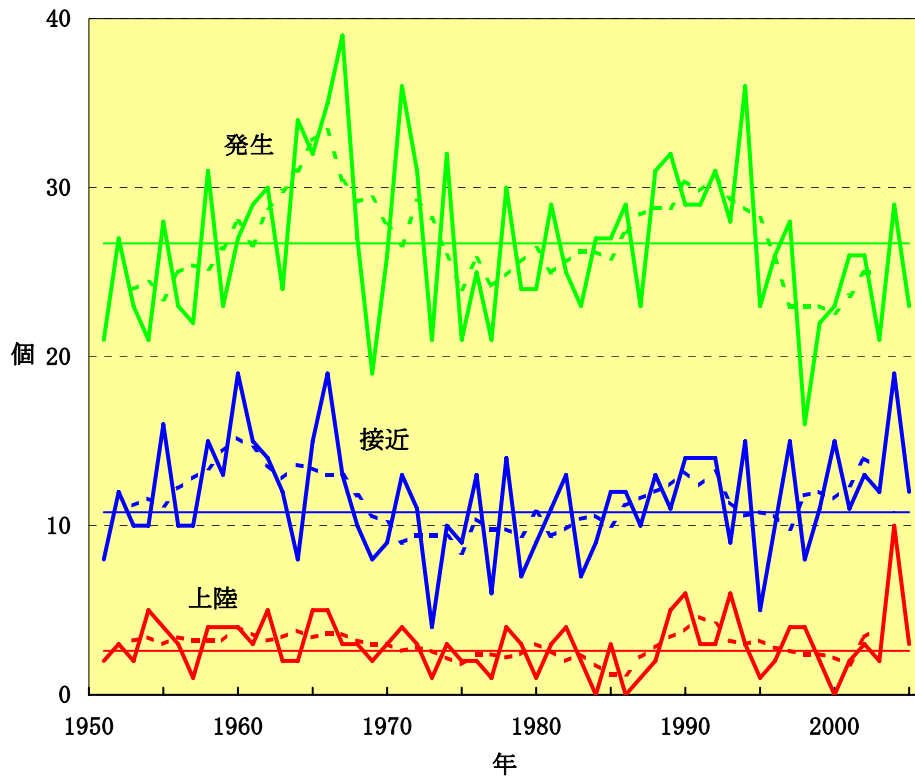


図 2-6 台風の発生数、日本への接近数および上陸数の経年変化

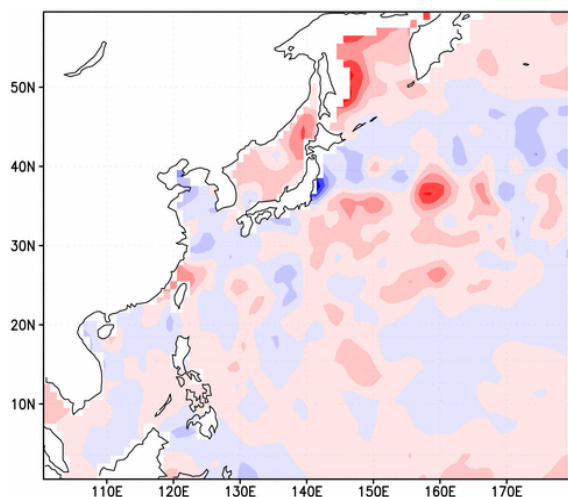
太い実線は、台風の発生数（緑）、日本（小笠原、南西諸島含む）への接近数（青）および上陸数（赤）の経年変化。破線は、それぞれの 5 年移動平均。直線はそれぞれの平年値（1971～2000 年の平均値）。

2.5 2005年の北西太平洋の海面水温

2005年の日本近海の海面水温は、1月には本州東方を除いて平年より高かったが、その後、強い寒気が入ったため、4月には正偏差は小さくなった（図2-7(a)）。本州東方では平年より低い状態が1月から8月まで続いた。6月には台風第4号による強い風の影響を受けて、日本の南から東にかけての海面水温は平年より低くなった。8~11月は日本付近で風が弱く、晴天が続いたことから、海面水温も北日本周辺の海域を中心に平年より1℃以上高い状態が11月まで続いた（図2-7(b)）。その後、11月末から日本付近に非常に強い寒気が入ったため、12月に入って広い範囲で海面水温は急速に低下し、下旬には北海道以北を除いて日本周辺の海面水温は平年より低くなった。

フィリピン近海からフィリピン東方にかけては2月、4月、9月に海面水温が一時的に平年より低くなったが、そのほかの時期は平年より高い状態が続いた。

(a) 2005年4月



(b) 2005年11月

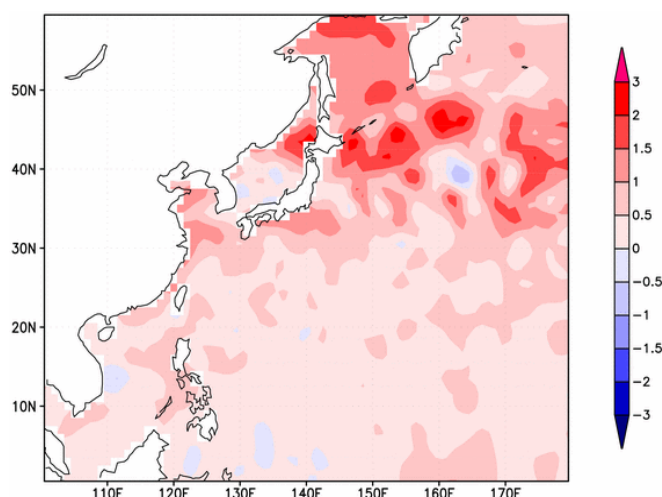


図2-7 2005年の北西太平洋の海面水温平年偏差(℃)

平年値は1971~2000年の30年間の平均。(a) 2005年4月、(b) 2005年11月。

2.6 オホーツク海の海氷

2004年12月~2005年5月におけるオホーツク海の5日ごとの海氷域面積(半旬海氷域面積)は、12月上旬、12月中旬、5月下旬が平年(1970/1971~1999/2000年の30年間の平均)並であったほかは、平年より小さい状態で経過した(図2-8)。

2004年12月~2005年5月において海氷域面積が最大となったのは3月5日で、その値は最大海氷域面積の平年値(122.83万km²)より小さい91.13万km²であった。これは1984年2月25日の85.81万km²について、統計開始(1971年)以来2番目の小ささであった。また、その年の海氷の勢力をあらわす指標として用いる積算海氷域面積(12月5日~5月31日までの5日ごとの海氷域面積の合計)は2002年以降4年連続で減少し、1996年、1991年について3番目の小ささであった。(図2-9)。

2005年12月におけるオホーツク海の半旬海氷域面積は、上旬、中旬は統計開始以来最小で経過した。12月末には最小ではなくなったものの、平年より小さい状況となっている(図2-8)。

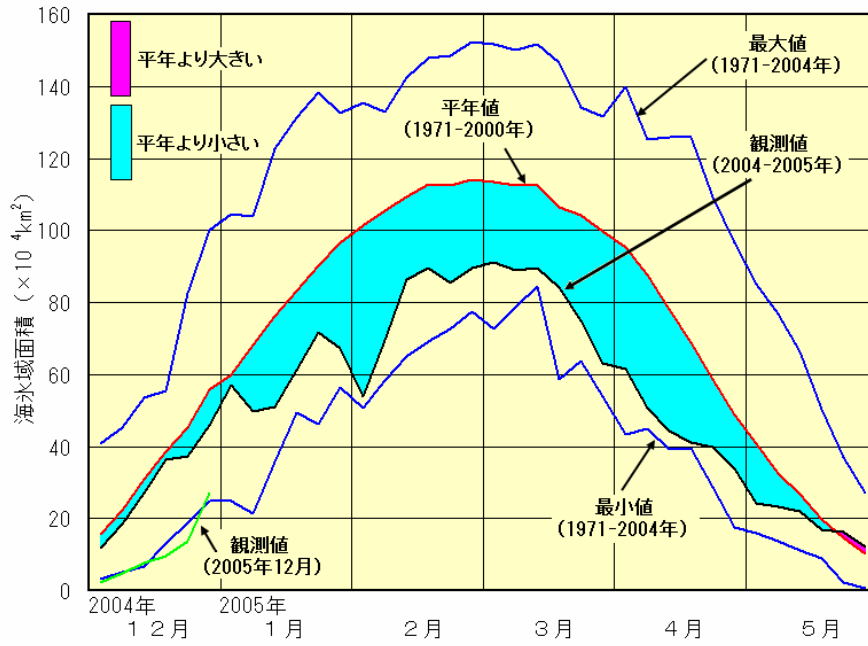


図 2-8 2004～2005 年のオホーツク海の半旬ごとの海氷域面積の経過

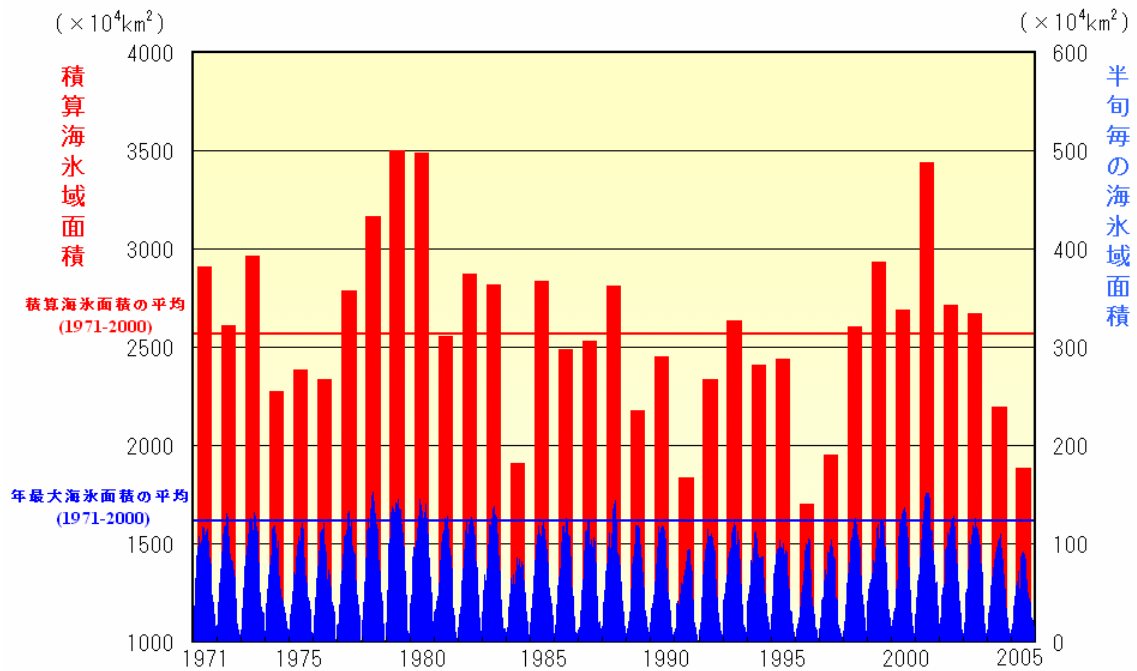


図 2-9 オホーツク海の半旬ごとの海氷域面積（青）とその積算値（赤）の経年変化

2.7 日本沿岸および近海の海面水位

日本沿岸の13地点（図2-10）で観測された2005年の平均海面水位は、2004年と比較すると、図2-11に示すように釧路、大船渡の北日本の一部と那覇、父島で上昇したほかは全ての地点で下降した。特に日本の南岸の串本、油津で下降幅が大きかった。一方、釧路、大船渡では観測開始以来の最高値を記録している。

日本沿岸の海面水位は、1980年代半ばを境として下降から上昇に転じ、函館を除く12地点では1970年以降の最高値を1999年以降の期間中に記録している。

表2-5に1970～2005年の海面水位の上昇率を示す。これによれば函館が $-0.3\text{mm}/\text{年}$ で下降しているほかは上昇しており、釧路の $9.4\text{mm}/\text{年}$ が最大である。なお、これらの上昇率には地盤が下降（上昇）することによって、見かけ上の海面水位が上昇（下降）する効果が含まれている。

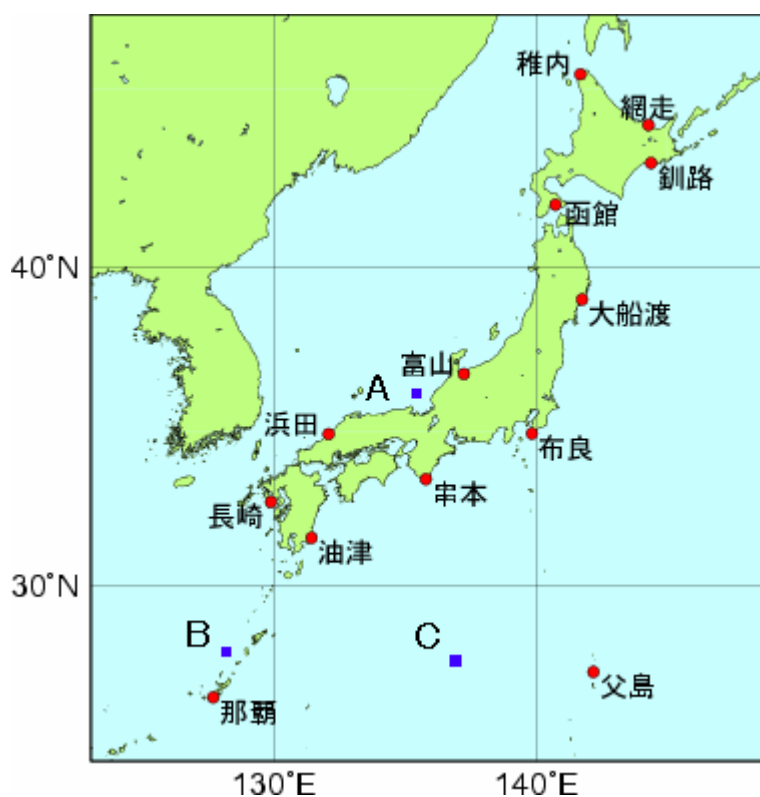


図2-10 検潮所および海洋観測点の位置

赤丸は、検潮所の位置を示す。青四角は海洋観測点を示す。

表2-5 日本沿岸13地点における1970～2005年の海面水位上昇率($\text{mm}/\text{年}$)

稚内	網走	釧路	函館	大船渡	富山	布良
2.7	2.3	9.4	-0.3	4.5	2.5	3.6
浜田	串本	長崎	油津	父島	那覇	
2.9	3.2	1.8	1.8	5.0	1.8	

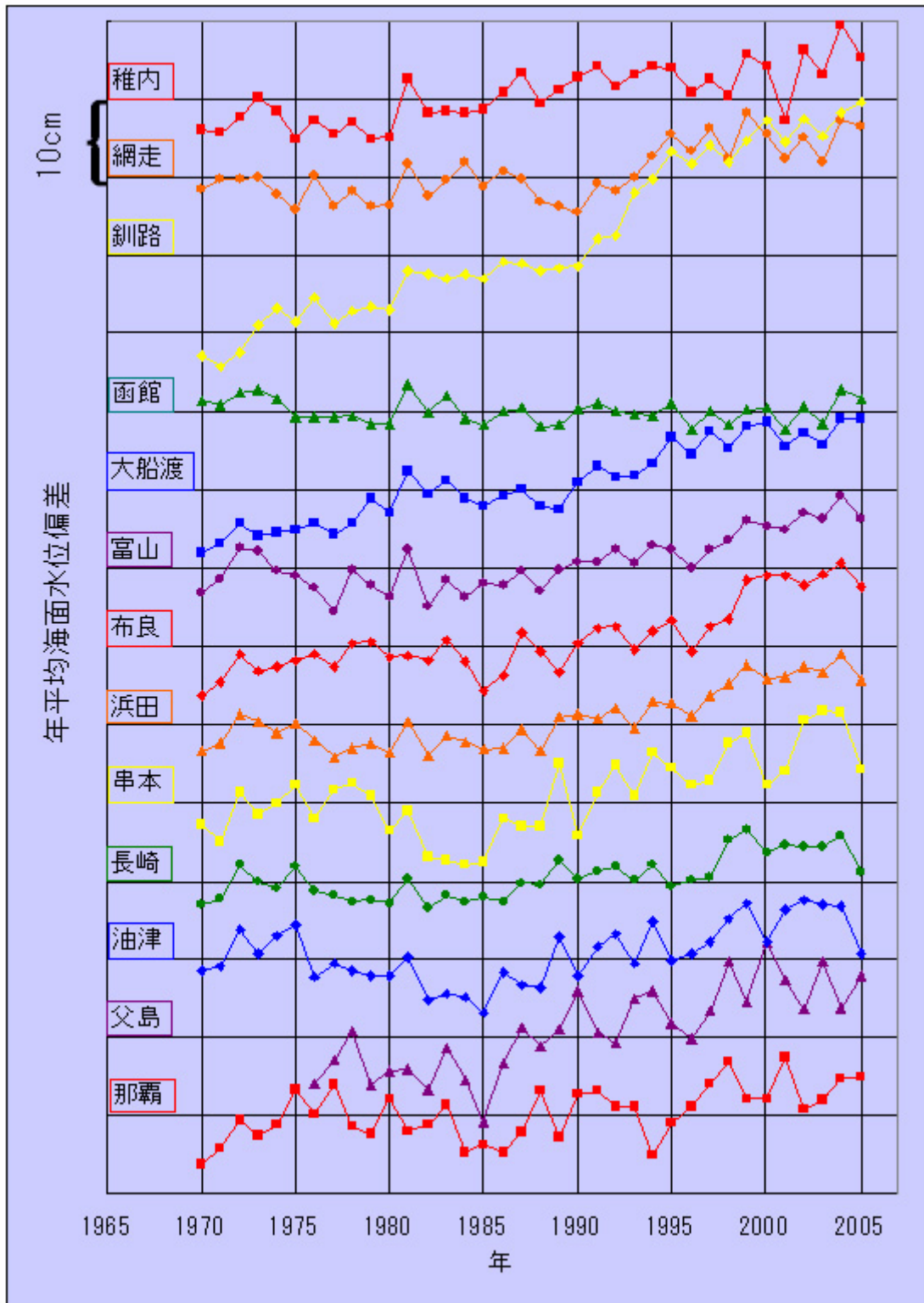
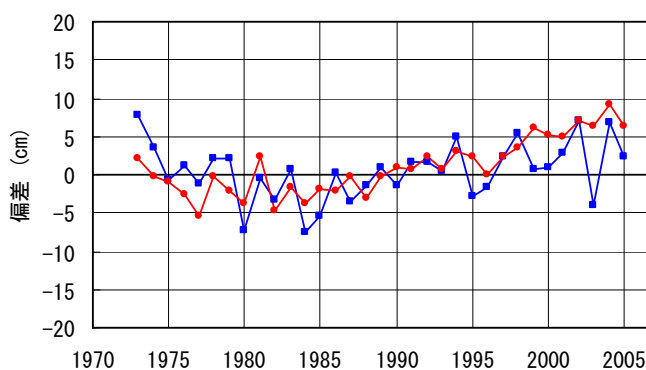


図2-11 日本沿岸13地点における年平均海面水位偏差の推移

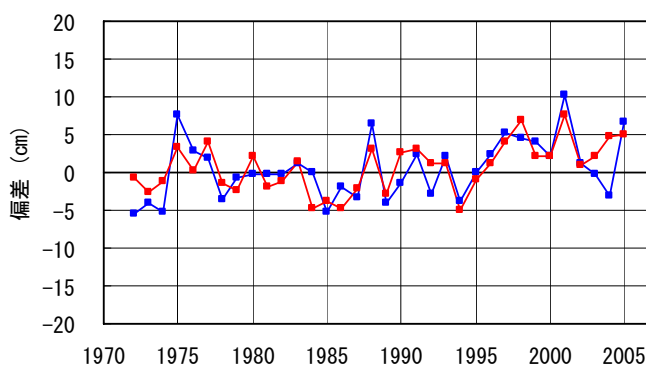
横軸に平行な線は、各観測点での年平均海面水位の30年平均値(1971~2000年、ただし父島は1976~2000年)を示す。縦軸の1目盛りは偏差の大きさ10cmに相当する。

図 2-12 は、気象庁の海洋気象観測船により過去 30 年以上にわたって海洋観測を行っている観測点のうち日本海 (A)、東シナ海 (B)、本州南方の太平洋 (C) における水温、塩分データをもとに計算した海面の高さ (青) の変化を示す。それぞれ図 2-12 に示した観測点近傍の富山、那覇、父島検潮所の海面水位 (赤) の長期変化と類似しており、日本近海域でも日本沿岸と同様の海面水位変化傾向となっていることを示し、図 2-11 で多くの地点にみられる 1980 年代半ば以降の海面水位の上昇は海洋内部の変動に基づくことがわかる。

海面高度偏差 (海洋観測点Aと富山検潮所)



海面高度偏差 (海洋観測点Bと那覇検潮所)



海面高度偏差 (海洋観測点Cと父島検潮所)

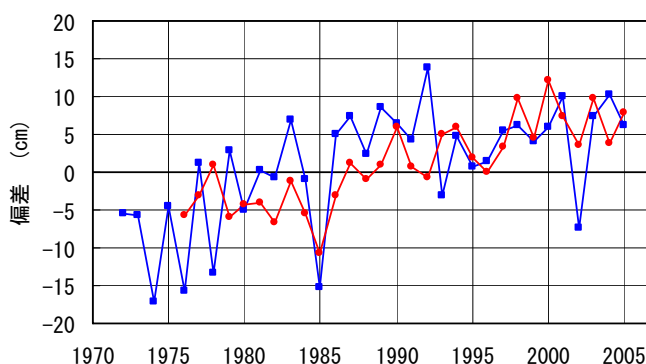


図 2-12 海洋観測点 (A、B、C、図 2-10 参照) での海面高度偏差と近傍の検潮所の海面水位の変化の比較

海面高度偏差は、海洋気象観測船により観測された海洋内部の水温と塩分の分布から計算された海面の高さを平年からの差 (偏差) であらわしたものである。各海洋観測点における海面高度偏差の変化を青線で、近傍に位置する検潮所における年平均海面水位の変化を赤線で示している。平年値は、観測点 A は 1973~2000 年、B は 1972~2000 年、C は 1976~2000 年の平均値。

第3章 温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質などの状況

地球温暖化の機構を解明しその予測を行うためには、温暖化の原因とされている二酸化炭素をはじめとする温室効果ガス濃度の時間・空間変動を正確に把握することが重要である。

気象庁では、温室効果ガスの観測を地上、上層大気および海洋において実施している。二酸化炭素やメタンなどの地上付近の濃度については国内3地点（図3-1）において、上空8~13kmの大気中の濃度については、定期航空便を利用して観測している。さらに、日本周辺海域および北西太平洋における海上の大気および海水中の濃度については海洋気象観測船による観測を行っている。

また、地球の気候に影響を及ぼす、大気中に浮遊するちりなどの微粒子（エアロゾル）の状態をあらゆる指標として、大気の混濁度を国内14地点で、エアロゾルの光学的厚さを国内3地点で監視している。

気象庁は、これらの観測を世界気象機関（WMO）が推進している全球大気監視（GAW）計画などの一環として実施している。また、気象庁は、WMOの温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）を運営しており、世界各地の温室効果ガスの観測データを収集するとともに、集めたデータの解析および国内外への提供を行っている。世界的に観測・収集されたデータは、温室効果ガスの世界的な状況の把握、今後の温室効果ガス濃度の予測や、大気・海洋・生物圏の間での炭素循環の解明などに利用されている。

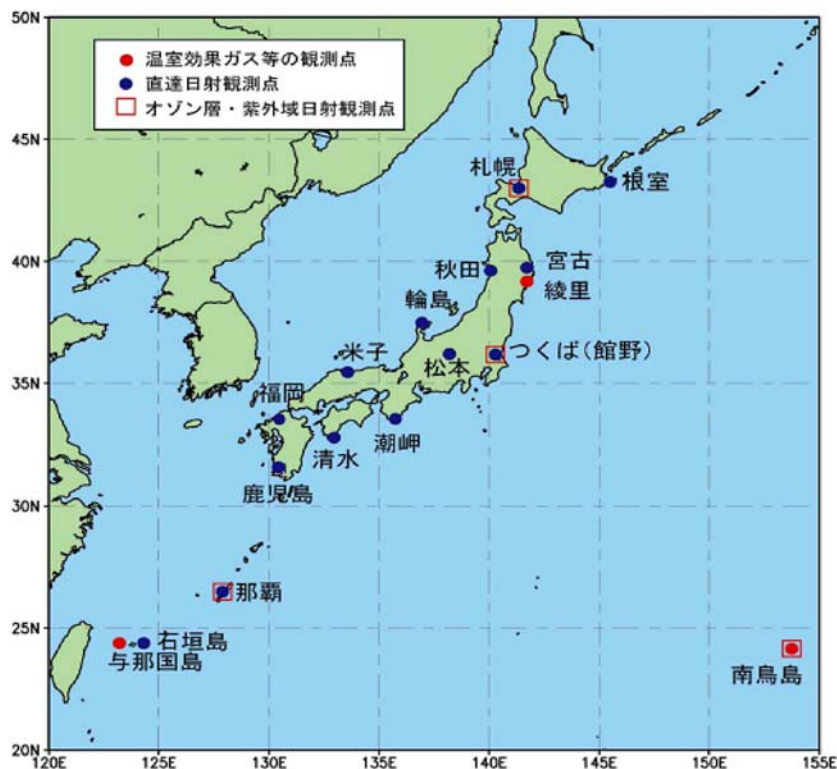


図3-1 温室効果ガスなどの観測点（3地点）、直達日射観測点（14地点）およびオゾン層・紫外域日射観測点（4地点）の位置

3.1 大気中の温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質

2005年までに気象庁が運営する WDCGG に報告があったデータをもとに計算した世界の平均濃度を表 3-1 に示す。二酸化炭素は着実に増加しつつある。メタンはほぼ一定で、一酸化二窒素はわずかに増加している。温室効果ガスではないが、温室効果ガス濃度に影響を及ぼす一酸化炭素濃度は、わずかに減少している。

表 3-1 温室効果ガスの世界全体の平均濃度

温室効果ガスの種類	大気中の濃度		前年との差	参考数値	
	産業革命前	2004年平均濃度 (産業革命以降の増加率)		寿命(年)	放射強制力** (W/m ²)
二酸化炭素	約 280 ppm	377.1 ppm (+35%)	+1.8 ppm	不定 (5~200)	1.46
メタン	約 700 ppb	1,783 ppb (+155%)	0 ppb	12	0.48
一酸化二窒素	約 270 ppb	319 ppb (+18%)	+0.7 ppb	114	0.15
一酸化炭素*		94 ppb	-4 ppb	約 0.25	-

*一酸化炭素それ自身は温室効果ガスではないが、大気中での様々な化学反応を通して、メタンなどの温室効果ガス濃度に影響を及ぼす。

**放射強制力とは、温室効果ガスの濃度変化や太陽放射の変化など、地球-大気系のエネルギーのバランスを変化させる影響力の大きさをあらわし、数値が大きいほど気候を変化させる可能性が大きくなる。ここに示しているのは、18世紀以降の濃度増加に対する値である。

ppm は容積比で 100 万分の一、ppb は容積比で 10 億分の一をあらわす。

3.1.1 二酸化炭素

二酸化炭素は地球温暖化に及ぼす影響が最も大きな温室効果ガスである。産業革命（18世紀後半）以降の人間活動にともなう化石燃料の消費とセメント生産および森林破壊などの土地利用の変化が、大気中の二酸化炭素濃度を増加させつつある。人間活動にともなう排出のうち、およそ4分の3は化石燃料の消費によるものである（IPCC, 2001）。

図 3-2 にハワイのマウナロア、岩手県大船渡市綾里の大気環境観測所、南極点における大気中の二酸化炭素濃度の経年変化を示す。南極点では 1957 年から、ハワイのマウナロアでは 1958 年から、また綾里では 1987 年からそれぞれ観測が行われている。南極点やマウナロアで観測が開始された当時、大気中の二酸化炭素濃度はおよそ 315 ppm であったが、季節変化を繰り返しながら年々増加し、WDCGG の解析による 2004 年の世界の平均濃度は 377.1 ppm となっている。現在の濃度は 18 世紀より前の平均的な値である 280 ppm に比べて 35% 増加している。

図 3-3 に、WDCGG が世界各地の観測所から報告された観測データにもとづいて解析した、緯度帯別の二酸化炭素濃度と濃度増加率の経年変化を示す。相対的に北半球の中・高緯度帯の濃度が高く、南半球では濃度が低くなっている。これは、二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するためである。また、春から夏に減少し、夏から翌春にかけて増加する季節変化は、主に陸域の植物活動によるものである。このため、陸域の面積の少ない南半球では季節変化の振幅が小さい。両半球ともに二酸化炭素濃度が年々増加していて、世界の平均濃度の増加率は 1983~2004 年の平均で 1.6 ppm/年である。

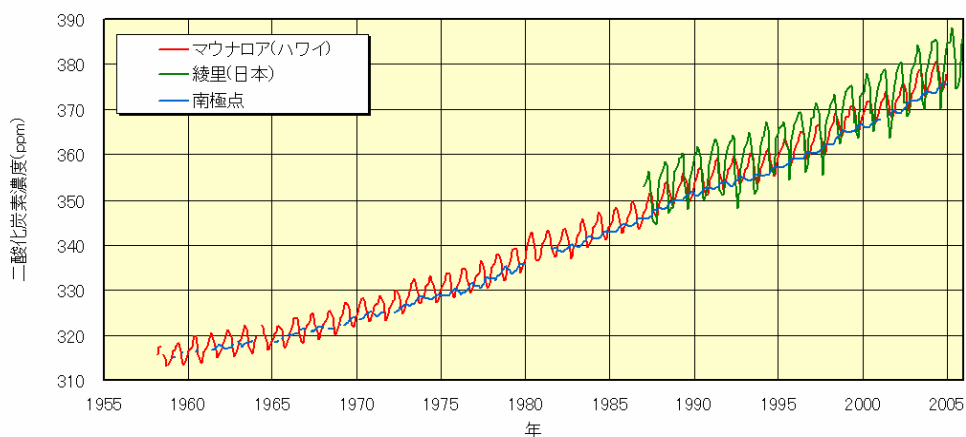
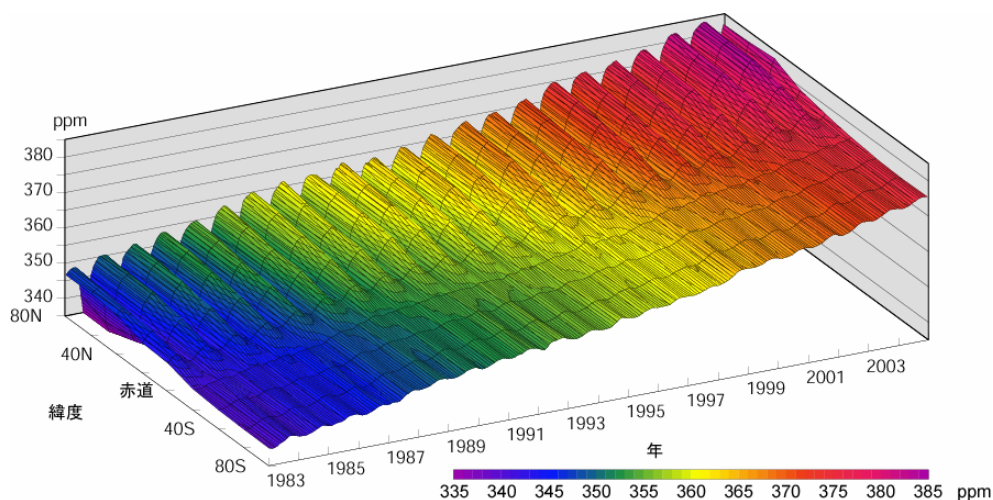


図 3-2 2005 年までの大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

マウナロア、綾里および南極点における大気中の二酸化炭素月平均濃度の経年変化を示す。WDCGG および米国二酸化炭素情報解析センターが収集したデータを使用した。

(a) 二酸化炭素濃度



(b) 二酸化炭素濃度増加率

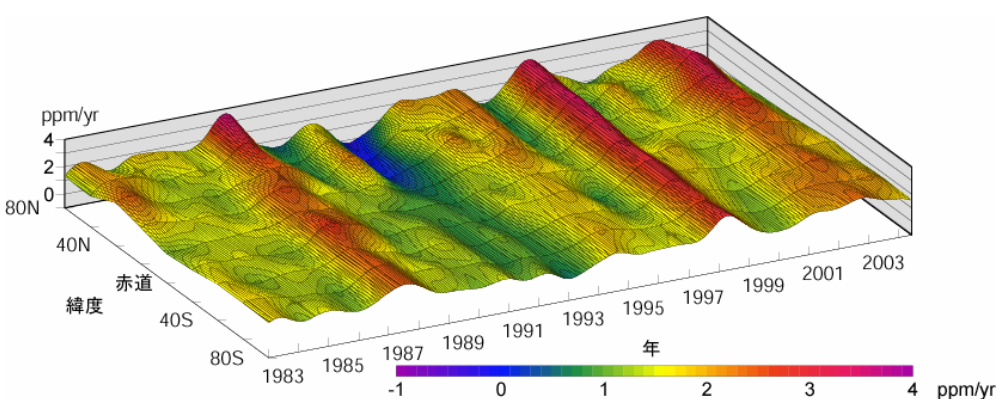


図 3-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度(a)と濃度増加率(b)の経年変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の二酸化炭素月平均濃度と濃度増加率の経年変化を示す。

図 3-4(上)に国内 3 地点における二酸化炭素濃度と、季節変化より短い周期成分を取り除いた変動とともに、図 3-4 (下) に濃度増加率の経年変化を示す。いずれの地点でも、植物活動の影響による季節変化を繰り返しながら、濃度は増加し続けている。綾里は与那国島や南鳥島に比べて高緯度に位置するため、陸上の植物活動の影響を受けやすく、季節変動が大きくなっている。また、与那国島と南鳥島はほぼ同じ緯度帯にありながら与那国島の濃度の方が高い。これは、与那国島が大陸に近く、人為起源の排出の影響を受けやすいのに加え、秋から春にかけて植物の呼吸や分解によって濃度が高くなった大陸の空気が、季節風により運ばれることが多いためである。

2005 年の年平均濃度は、綾里で 382.4 ppm、南鳥島で 380.7 ppm、与那国島では 382.5 ppm で、前年に比べ綾里で 2.1 ppm、南鳥島で 2.5 ppm、与那国島で 2.5 ppm いずれも増加した。過去 10 年間の平均では（与那国島は 8 年）、年平均濃度は綾里と南鳥島は 1.9 ppm/年、与那国島は 2.1 ppm/年の割合で増加した。国内 3 地点での 2005 年の前年からの増加の割合は過去 10 年間平均の増加の割合に比べていずれも大きかった。

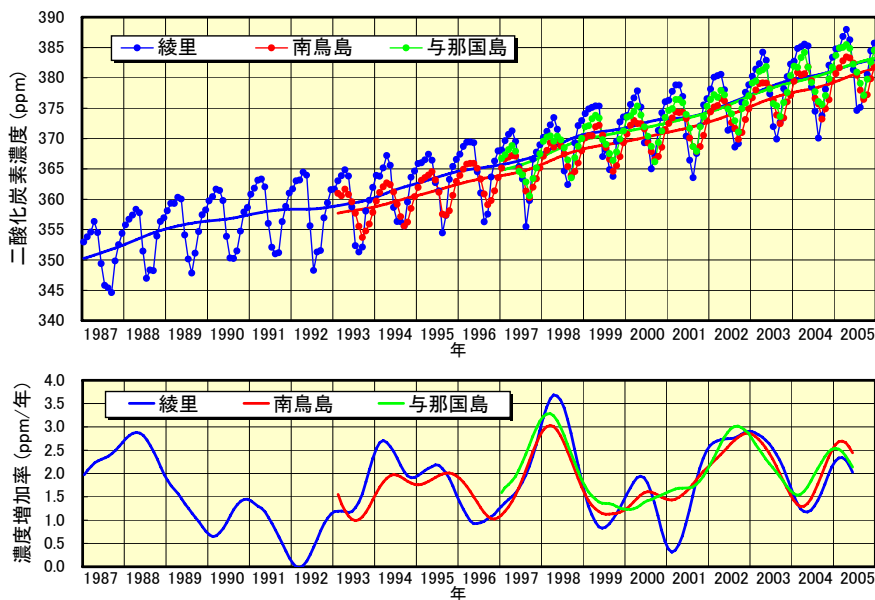


図 3-4 綾里、南鳥島および与那国島における大気中の二酸化炭素濃度と濃度増加率の経年変化

綾里、南鳥島および与那国島で観測された大気中の二酸化炭素月平均濃度（上図（点、細線））、季節変化成分を除いた濃度の経年変化（上図（太線））と、濃度増加率の経年変化（下図）を示す。

二酸化炭素濃度の増加率は決して一定ではない。世界的には、図 3-3 でみられるように、1983 年、1987～1988 年、1994～1995 年、1997～1998 年、2002～2003 年に増加率が高まり、1992～1993 年には北半球高緯度で負の値になるほど低下した。図 3-4 に示す国内観測所や図 3-5 に示す太平洋上空でも、これに対応した変動がみられる。

1997 年から 1998 年にかけてと 2002 年から 2003 年にかけての濃度増加率の急激な変化は、1997/1998 年、2002/2003 年のエルニーニョ現象の発生に対応している。エルニーニョ現象は、東部赤道太平洋域で二酸化炭素を多く含んだ海水の湧昇を弱めるため、海洋から大気への二酸化炭素の放出を弱めるが、反対に熱帯域を中心とした高温と少雨をもたらす、植物の呼吸や土壌有機物分解作用の強化および光合成活動の抑制によって陸上生物圏から大気への二酸化炭素放出を強める。全体とし

ては後者の効果がまさるため、エルニーニョ現象に数か月遅れて、大気中の二酸化炭素濃度が増大することが知られている (Keeling et al., 1989; Nakazawa et al., 1993; Dettinger et al., 1998)。1997～1998年の東南アジアなどに山火事や干ばつを頻発させた少雨や、1998年の世界的な記録的高温は、陸上生物圏から大気への二酸化炭素の放出を強めたとみられる。

1992～1993年は、濃度増加率は大きく減少した。これは、1991年6月のピナトゥボ火山噴火の影響によって世界的な低温がもたらされ、陸上植物の呼吸低下 (Conway et al., 1994) と海洋による二酸化炭素の吸収が強まったことによる (Rayner et al., 1999)。このように、二酸化炭素の濃度増加率の年々変動は、気候の年々変動がもたらす環境の変化が、炭素循環に大きな影響を与えているためであると解釈することができる。さらに、炭素循環の変動は温室効果を通して気候に影響を及ぼすため、将来の地球温暖化に対する精度の高い予測を可能とするためには、年々変動を含めた炭素循環の解明を進める必要がある。

気象庁気象研究所では温室効果ガス観測の一環として、(財)日航財団、国土交通省および(株)日本航空の協力を得て、日本とオーストラリア間の定期航空便を利用して南北両半球太平洋上空 8～13kmの大気分析を行っている。図3-5は、この観測で得られた1993年から2005年3月までの二酸化炭素濃度と年増加率の緯度帯別の経年変化である。地上における観測と同様に、季節変化を繰り返しながら濃度が増加している。北半球上空でみられる季節変化は地上における季節変化と同様であるが、振幅は地上より小さい。南半球上空の季節変化には濃度のピークが2度出現するなど複雑な変動がみられる (Matsueda et al., 2002)。

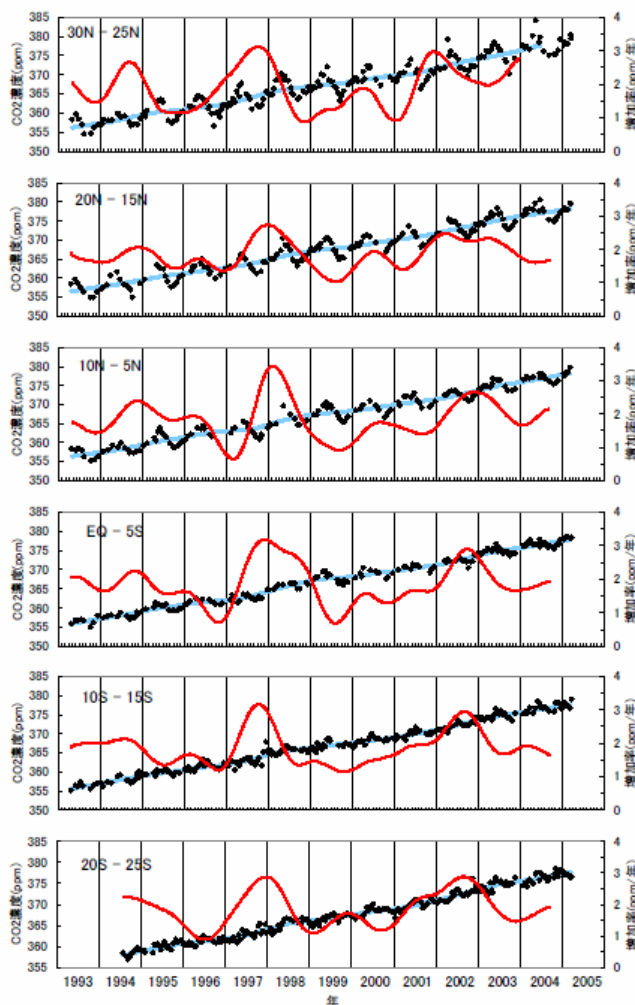


図3-5 高度8～13 kmで観測された緯度帯別の二酸化炭素濃度と年増加率の経年変化

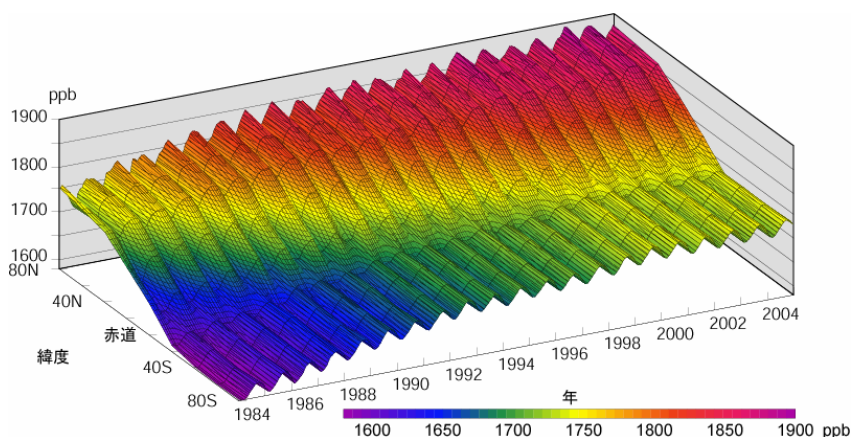
プロットしたデータは、日本とオーストラリア間の定期航空便を利用し、高度8～13 kmで観測された二酸化炭素濃度である。青破線は季節変化成分を除いた濃度変化、赤実線は濃度増加率を示す。

3.1.2 メタン

メタンは二酸化炭素に次いで地球温暖化に及ぼす影響が大きな温室効果ガスであり、湿地や水田、あるいは家畜および天然ガスの生産やバイオマス燃焼など、その放出源は多岐にわたる。メタンは、主に大気中の OH ラジカル（非常に反応性が高く不安定な分子種）と反応し、消失する。大気中のメタン濃度は 19 世紀初頭から増加を続けており、2004 年の世界の平均濃度は 1,783 ppb である。この値は 18 世紀以前の平均的な値である 700 ppb に比べて約 2.5 倍に達している。

図 3-6 に、世界各地の観測所から報告された観測データにもとづいて解析した緯度帯別のメタン濃度と濃度増加率の経年変化を示す。各緯度帯とも、濃度が季節変化を繰り返しながら年々増加している様子がみられ、いずれの年も北半球の中・高緯度帯から南半球に向かうにつれて濃度が二酸化炭素に比べて急激に低くなっている。これはメタンの主な放出源が北半球陸域に多くかつ、南半球に向かうにつれて、熱帯海洋上の豊富な OH ラジカルと反応し消滅するためである。メタン濃度の増加率は、1980 年代に比べ 1990 年代は低下した。メタンの放出量は、農業や工業などの人間活動にともなって増加し、1980 年代までは濃度もそれにつれて大きく増加したが、近年は消失量と釣り合った状態に近いと考えられている (Etherridge et al., 1998; Dlugokencky et al., 2003)。今後もこの状態が継続するのかどうか引き続き見守っていく必要がある。

(a) メタン濃度



(b) メタン濃度増加率

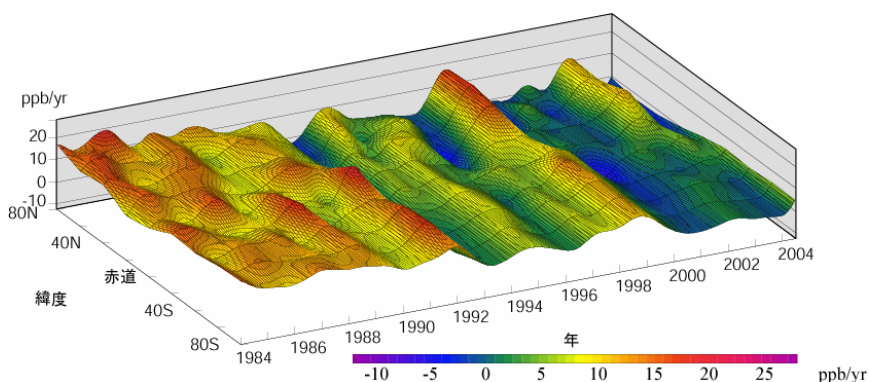


図 3-6 緯度帯別の大気中のメタン濃度(a)と濃度増加率(b)の経年変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中のメタン月平均濃度と濃度増加率の経年変化を示す。

図 3-7 (上) に国内 3 地点におけるメタン濃度と、その時系列データから季節変化やそれより短い周期成分を取り除いた濃度および図 3-7 (下) に濃度増加率の経年変化を示す。2004 年以降、綾里と与那国島では濃度のはっきりした変化はみられないが、南鳥島ではわずかながら減少している。2005 年の年平均濃度は、綾里で 1,860 ppb、南鳥島で 1,800 ppb、与那国島では 1,824 ppb で、前年に比べ、綾里および与那国島で 2 ppb、南鳥島で 7 ppb 減少した。過去 10 年間の平均では (綾里は 9 年、与那国島は 7 年)、年平均濃度は、綾里は 2.9 ppb/年、南鳥島は 1.4 ppb/年、与那国島は 2.3 ppb/年の割合で増加しており、長期的には増加しているといえる。

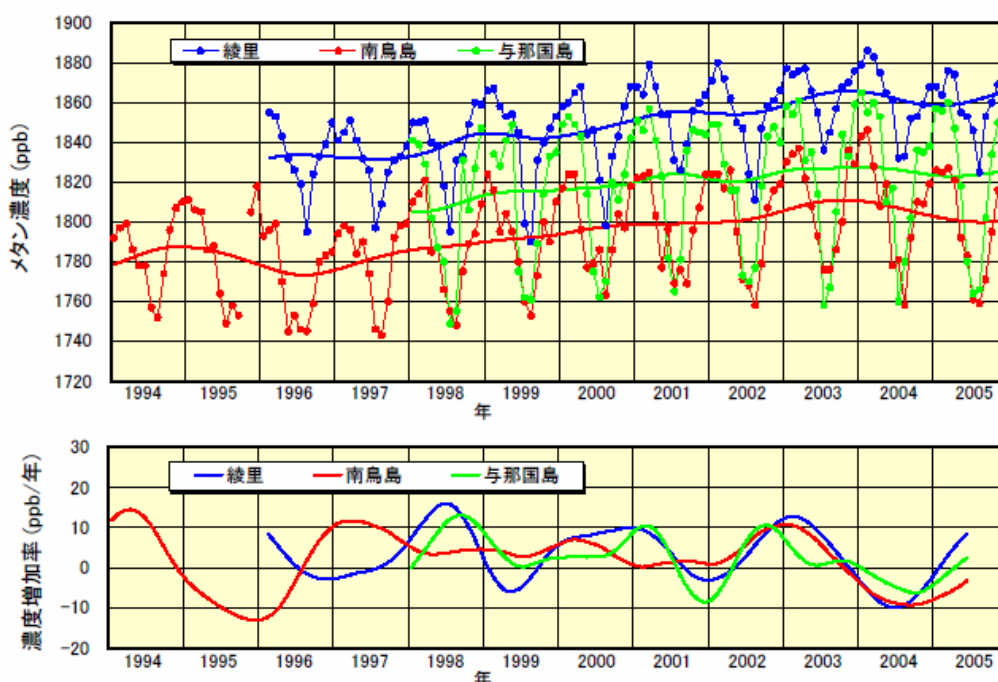


図 3-7 綾里、南鳥島および与那国島における大気中のメタン濃度と濃度増加率の経年変化

綾里、南鳥島および与那国島で観測された大気中のメタン月平均濃度 (上図 (点、細線)) およびその季節変化成分を除いた濃度の経年変化 (上図 (太線)) と、濃度増加率の経年変化 (下図) を示す。

3.1.3 一酸化二窒素

一酸化二窒素は 1 分子あたり二酸化炭素の 200 倍の大きな温室効果を持つ気体であり、大気中の寿命が 114 年と長い。海洋や土壌から、あるいは窒素肥料の使用や工業活動にともなって放出され、成層圏で主に太陽紫外線により分解されて消滅する。

一酸化二窒素の大気中濃度は増加を続け、2004 年の世界の平均濃度は 319 ppb であった。これは、18 世紀以前の平均的な値である 270 ppb と比べると 18% の増加となる。

綾里における一酸化二窒素濃度の経年変化を図 3-8 に示す。季節変化は認められない。2005 年の年平均濃度は 320 ppb で、わずかであるが引き続き増加傾向にある。

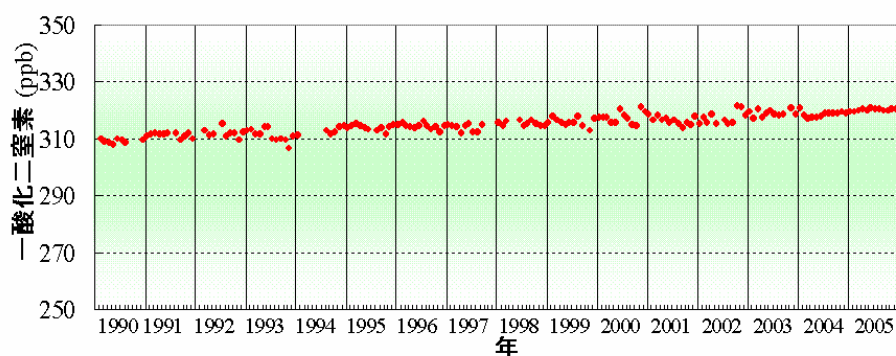


図 3-8 綾里における大気中の一酸化二窒素濃度の経年変化

綾里における大気中の一酸化二窒素月平均濃度の経年変化を示す。なお、2004年3月より観測装置を変更している。

3.1.4 ハロカーボン類など

ハロカーボン類（一般にはフロンと呼ぶ）は、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しない人工物質である。これらは温室効果ガスであるとともに、一部のハロカーボン類は成層圏オゾンを破壊する物質でもある。ハロカーボン類の大気中濃度は二酸化炭素に比べ 100 万分の 1 程度だが、単位質量あたりの温室効果が数千倍と大きいいため、わずかな増加でも地球温暖化への影響は大きい。また、大気中の寿命が比較的長いことから、その影響は長期間に及ぶ。

この中で、主要なハロカーボンであるクロロフルオロカーボン類（CFCs）は、フッ素、塩素を含む炭素化合物である。CFCs は「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」によりその生産などが規制されている。その結果、大気寿命実験/全球大気気体実験（ALE/GAGE）の観測データによると、CFC-11 濃度は 1993 年に最大値に達して 1994 年から減少を開始し、CFC-12 濃度は増加が続いているものの増加率が非常に小さくなり、CFC-113 濃度は 1996 年までに増加が止まった（WMO, 1999）。

綾里における CFC-11、CFC-12 及び CFC-113 濃度の経年変化を図 3-9 に示す。季節変化は認められない。CFC-11 濃度は 1993～1994 年のおよそ 270 ppt（ppt は容積比で 1 兆分の一）をピークとして減少傾向にある。CFC-12 濃度はわずかに増加しつつある。CFC-113 濃度は観測開始以来ほとんど変化がない。2005 年の年平均濃度は CFC-11 がおよそ 260 ppt、CFC-12 がおよそ 550 ppt、CFC-113 がおよそ 80 ppt であった。

一方、CFCs の代替物質として使用されているハイドロクロロフルオロカーボン類（HCFCs）やハイドロフルオロカーボン類（HFCs）、パーフルオロカーボン類（PFCs）の濃度は増加を続けている。例えば、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%、HFCs 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。

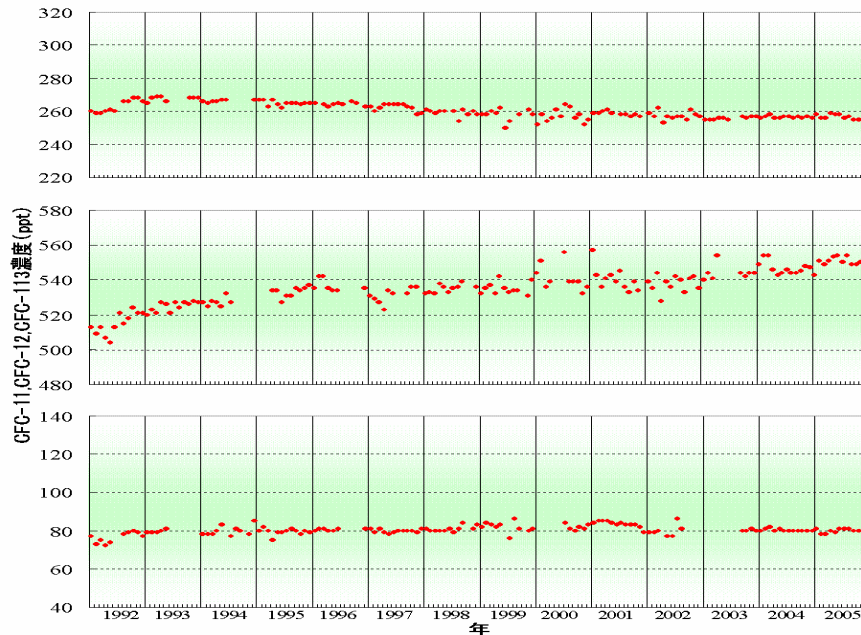


図 3-9 綾里における大気中のクロロフルオロカーボン類濃度の経年変化

綾里における大気中の CFC-11 (上図)、CFC-12 (中図)、CFC-113 (下図) の月平均濃度の経年変化を示す。
 なお、2003 年 3 月より観測装置を変更している。

3.1.5 一酸化炭素

一酸化炭素は、化石燃料やバイオマスの不完全燃焼およびメタンなどの炭化水素類の酸化過程が主な放出源であり、大気中の OH ラジカルとの反応により消失する。一酸化炭素は地球表面からの赤外放射をほとんど吸収しないため、温室効果ガスではない。しかし、対流圏オゾンの前駆物質（元になる物質）であるとともに、OH ラジカルとの反応を通してほかの温室効果ガス濃度に影響を与える。

2004 年の世界の年平均濃度はおよそ 94 ppb である。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 世紀半ばまでは 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)。

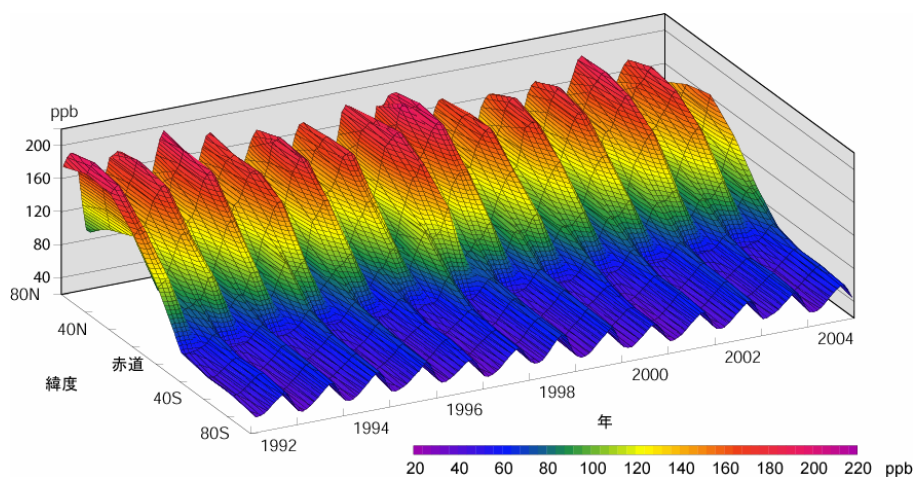
図 3-10 に、世界各地の観測所から報告された観測データにもとづいて解析した、緯度帯別の一酸化炭素濃度と濃度増加率の 1992 年から 2004 年までの変化を示す。冬季から春季にかけて濃度が高く、夏季には濃度が低くなる季節変動が明瞭にみられる。また、北半球中高緯度で濃度が高く、南半球では低い。これは、主な放出源が北半球中高緯度にあり、OH ラジカルの多い熱帯海洋上に運ばれるにつれて消滅し、濃度が減少するためと考えられる。

1997 年から 1998 年にかけて、赤道域から北半球中高緯度で濃度が一時的に上昇した。1997 年後半にはインドネシアで大規模な森林火災が発生し、また、1998 年夏から秋にかけてシベリアで大規模な森林火災が起こった。森林火災からは高濃度の一酸化炭素が放出されることが知られており、濃度増加はこれらの影響を受けていると考えられる (Novelli et al., 2003)。その後は、2002 年から 2003 年にかけても赤道域から北半球中高緯度で濃度上昇が観測されている。

図 3-11 に国内 3 地点における一酸化炭素濃度の経年変化を示す。各地点とも、冬から春に極大、夏に極小となる季節変化を示す。また、1997~1998 年に濃度の上昇がみられるが、これは上述したように、インドネシアやシベリアでの森林火災と関係している可能性がある。2002~2003 年にも 1997

～1998年ほど明瞭ではないが、濃度の増加傾向がみられる。2005年の一酸化炭素年平均濃度は、綾里で158 ppb、南鳥島で149 ppb、与那国島で158 ppbであり、前年に比べて、綾里と与那国島はそれぞれ10 ppbと1 ppb減少し、南鳥島は11 ppb増加した。一酸化炭素の大気中での寿命は2～3か月であり、放出源との関係により、濃度は空間的、時間的な変動が大きい。アジア大陸東部は一酸化炭素の活発な放出域と考えられており、これは、石炭の多用による中国独自のエネルギー消費形態によると考えられている(Wang et al., 2001)。ほぼ同緯度に位置しながら、南鳥島より与那国島での濃度が高いのは、この大陸の放出源の影響を受けているためと考えられる。また、2003～2005年各年前半に与那国島の濃度が高くなっているのも、大陸からの大気の流れと関連していると考えられる。

(a) 一酸化炭素濃度



(b) 一酸化炭素濃度増加率

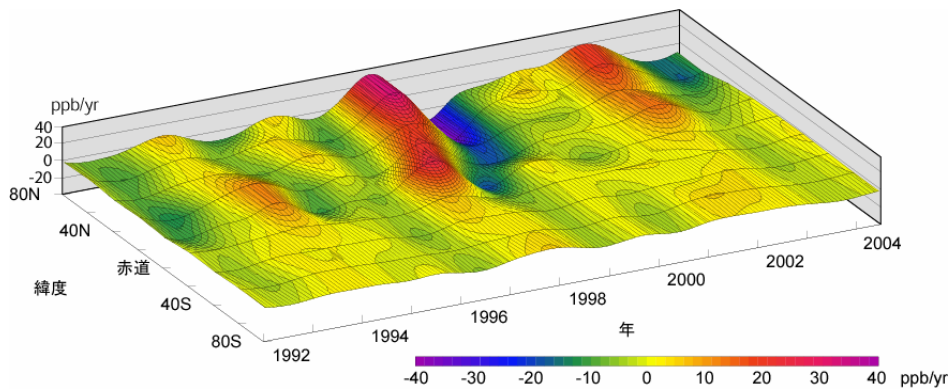


図 3-10 緯度帯別の大気中的一酸化炭素濃度(a)と濃度増加率(b)の経年変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中的一酸化炭素月平均濃度と濃度増加率の経年変化を示す。

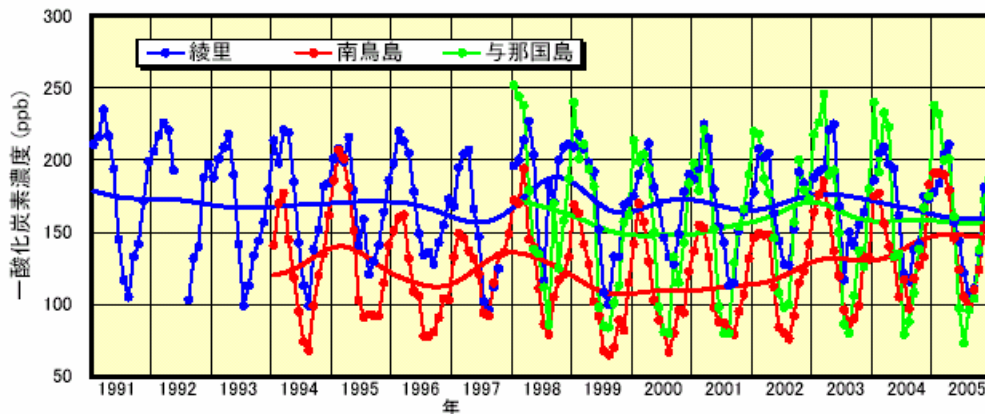


図 3-11 綾里、南鳥島および与那国島における大気中の一酸化炭素濃度の経年変化

綾里、南鳥島および与那国島で観測された大気中の一酸化炭素月平均濃度とその季節変化成分を除いた濃度の経年変化を示す。

3.1.6 地上オゾン

大気中のオゾンは大部分が成層圏にあって、太陽から降り注ぐ紫外線を吸収することによって、地球上の生物を守る役割を果たしている。対流圏に存在するオゾンは、量としては地球上の全量の 10% にも満たないが、高濃度のオゾンは目への刺激やのどの痛みなど人体への影響を及ぼすほか、植物を枯らすなどの被害を及ぼす。そのため、オゾンを含むオキシダント濃度の環境基準は、1 時間平均値が 60 ppb 以下と定められている。さらに、オゾンは紫外域だけでなく赤外域にも強い吸収帯があるため、温室効果ガスとしても働く。また、大気中の OH ラジカルを生成する主要成分であり、例えばメタンなどほかの対流圏における温室効果ガスの濃度変化に大きく影響を及ぼす。

対流圏オゾンは、成層圏から輸送されてくるほか、自動車や工場から排出される一定濃度以上の窒素酸化物 (NO_x) と一酸化炭素や炭化水素などが、太陽光による光化学反応を起こすことによって生成される。消滅は、水素酸化物 (HO_x : HO_2 および OH) との反応や地面などとの接触による。対流圏オゾンは反応性が高いことから、その濃度は地域、高度、時期によって大きく異なり、その長期的変動を把握するためには、人間活動の影響が少ない都市域からの遠隔地などで観測を行う必要がある。

図 3-12 に対流圏オゾンの中で地表付近の濃度である地上オゾン濃度について、国内 3 地点における経年変化を示す。綾里では、観測を開始した 1990 年代以降緩やかな濃度増加がみられる。各地点とも冬または春に極大、夏に極小となる季節変化を示す。これは、夏季は水蒸気量の増加により、オゾンを減少させる OH ラジカルが増加するためと考えられている。また、同じ緯度帯にある二つの観測地点の中で、与那国島は南鳥島より濃度が高い。中国東部における観測では、月平均濃度の極大が秋にあり、長江デルタ地帯では 60 ppb を超える (Chameides et al., 1999)。与那国島の濃度は秋から春には綾里より高く、中国大陸からのこうしたオゾン濃度の高い空気の影響を受けていると考えられる。また、2003~2005 年の各春季に与那国島および綾里で観測された高濃度のオゾンも、大陸からの流入が多かったことが原因と考えられる。2005 年の年平均濃度は綾里で 39 ppb、南鳥島で 29 ppb、与那国島では 36 ppb であり、前年に比べて、綾里と南鳥島はともに 2 ppb、与那国島は 6 ppb 減少した。

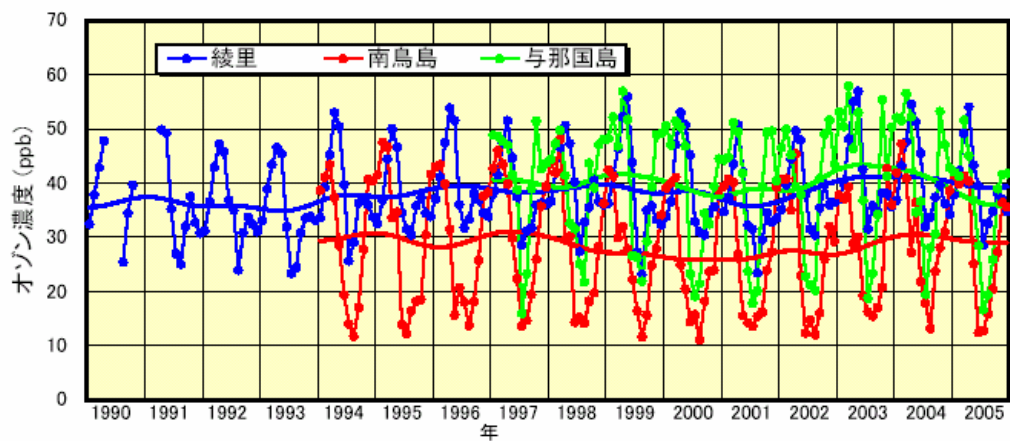


図 3-12 綾里、南鳥島および与那国島における地上オゾン濃度の経年変化

綾里、南鳥島および与那国島で観測された地上オゾン月平均濃度とその季節変化成分を除いた濃度の経年変化を示す。

3.2 海洋の二酸化炭素

人間活動によって大気中に放出された二酸化炭素のうち、海洋に吸収される量を把握することは、大気中の二酸化炭素濃度の将来予測、さらにはその結果にもとづいて行われる地球温暖化の予測にとって重要な課題である。海洋全体では毎年炭素に換算した重量で約 20 億トンの二酸化炭素を吸収していると見積もられている (IPCC,2001)。しかし、二酸化炭素の吸収量は海域によって大きく異なり、太平洋の赤道域のように、逆に大気中に二酸化炭素を放出している海域もある。さらに、季節によって吸収域となったり放出域となったりする海域もある。このように海域や季節によって吸収・放出の状況が一様でないことが、海洋による大気中の二酸化炭素吸収量の見積もりにおける不確実性を大きくしている。この不確実性を小さくするためには、海域別・季節別に二酸化炭素の吸収量または放出量を見積もることが必要である。気象庁では海洋気象観測船凌風丸および啓風丸によって、亜寒帯から赤道域に至る北西太平洋で、海水中および大気中の二酸化炭素濃度の観測を定期的に行っている (図 3-13 (右))。

図 3-13 (左) に、1~2 月の東経 137 度線に沿った表面海水中および大気中の二酸化炭素濃度 (北緯 7~33 度の平均値) の経年変化を示す。この海域では、冬季の表面海水中の二酸化炭素濃度が大気中の濃度より低く、海洋が大気中の二酸化炭素を吸収していることを示している。表面海水中の二酸化炭素濃度の増加率は、1984~2005 年の 22 年間の平均で 1.6 ± 0.3 ppm/年 (±は 95%信頼限界) であり、ここでの大気中の濃度の増加率 1.7 ± 0.1 ppm/年とほぼ同じである。表面海水中の二酸化炭素濃度の年ごとの変動は大きいですが、長期的な増加率は大気中のそれとほぼ一致し有意な差がみられないこと、また大気-海洋間の二酸化炭素フラックス (移動量) は表面海水中と大気中の濃度差に比例することから、この海域における二酸化炭素の吸収能力は変化していないと推定される。

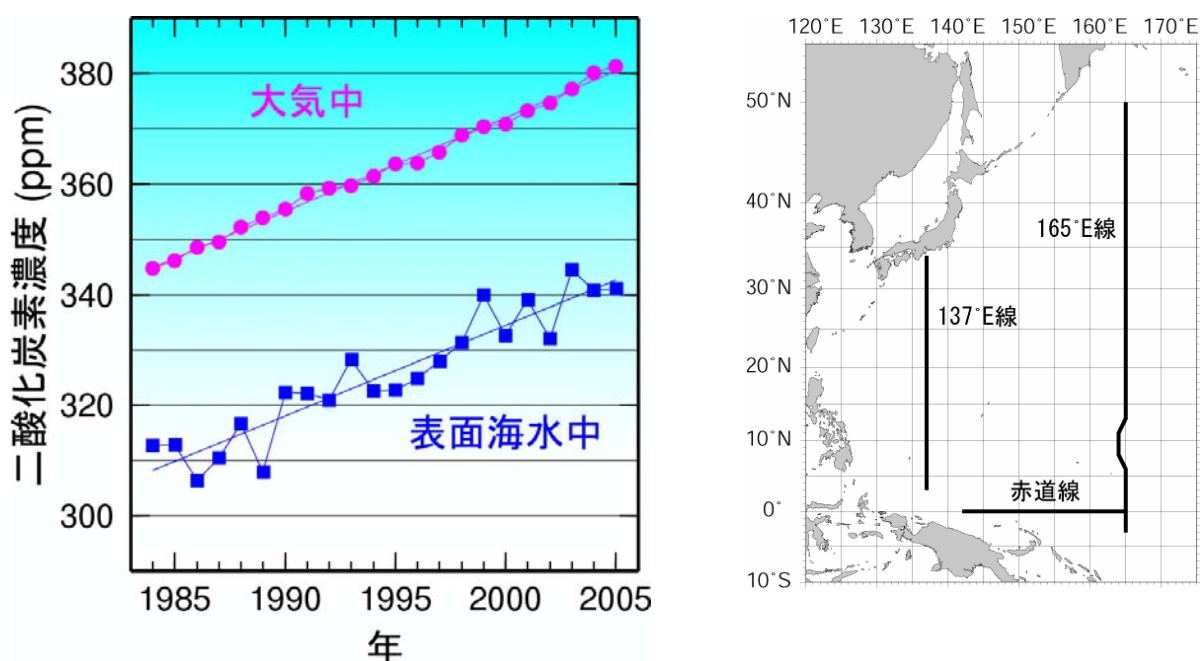


図 3-13 (左図) 東経 137 度線に沿った冬季 (1~2 月) の表面海水中 (青線) および大気中 (赤線) の二酸化炭素濃度の経年変化 (北緯 7~33 度の平均値、1984~2005 年)
(右図) 海洋気象観測船の観測線

図 3-14 に、太平洋西部の赤道に沿った表面海水中および大気中の二酸化炭素濃度（東経 156～165 度の平均値）を示す。これは、1996～2005 年に実施した航海中の平均濃度をプロットしたものである。この海域では表面海水中の二酸化炭素濃度は、1996 年および 1998 年秋季から 2001 年秋季までの期間は大気中の濃度より 30 ppm 以上高く、1997 年秋季および 2002 年冬季以降は大気中の濃度との差が小さくなっている。太平洋赤道域の東部は湧昇によって二酸化炭素濃度が高く、西部の暖水域は東部と比較して二酸化炭素濃度が低くなっており、この観測海域にみられる二酸化炭素濃度の変動の主な原因としてこれらの境界が東西に移動することが示されている (Inoue et al., 1996)。この境界の位置はエルニーニョ・南方振動 (ENSO) と関連が深く、その指標である南方振動指数 (図 1-10(b)) が正 (負) のときは西 (東) 方に移動する (Ishii et al., 2004)。2002 年冬季以降、南方振動指数の 5 か月移動平均は負または 0 前後で推移していることから、この観測海域は二酸化炭素濃度の低い西部の暖水で占められていたと考えられる。

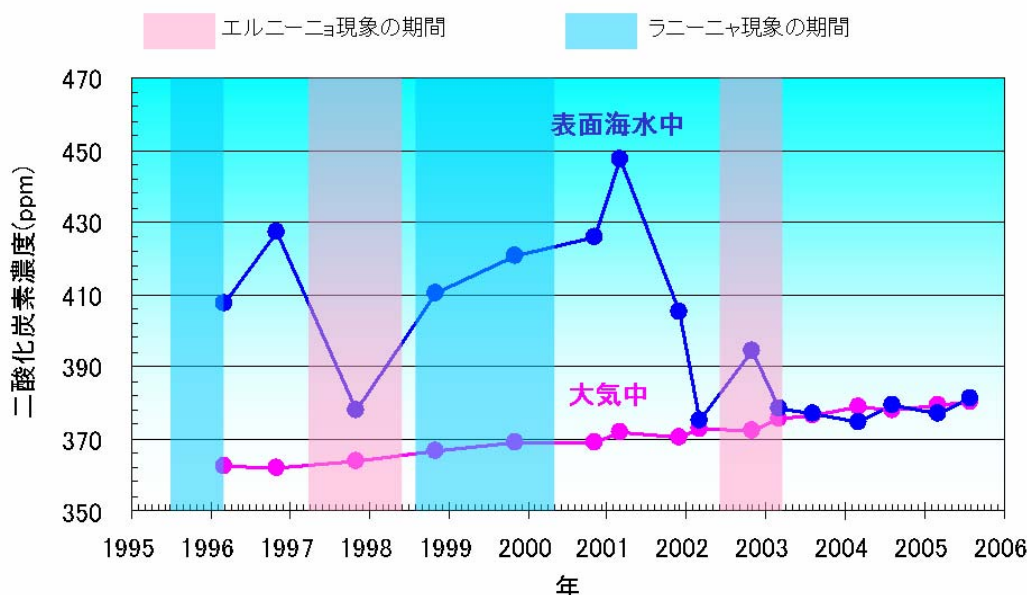


図 3-14 太平洋西部の赤道に沿った表面海水中（青線）および大気中（赤線）の二酸化炭素濃度（東経 156～165 度の平均値、1996～2005 年に実施した航海中の平均濃度をプロットしたもの）
エルニーニョ現象の期間を赤、ラニーニャ現象の期間を青であらわしている。

東経 137 度線や東経 165 度線などの観測結果から、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海面水温とが高い正の相関を持つことがわかっている (Inoue et al., 1995)。この相関を利用して、観測が行われていない時期および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あわせて大気-海洋間の二酸化炭素分圧差が計算できる (村田ほか, 1996)。この解析値と海上の風速の月平均値から求められるガス交換係数を用いると、大気-海洋間の二酸化炭素フラックスを見積もることができる。図 3-15 に、全海洋の 2.6% を占める北西太平洋亜熱帯域（北緯 11～30 度、東経 130～165 度）で 1 年間に吸収された正味の二酸化炭素量の 1996 年から 2004 年までの季節変動および経年変動を示す。この海域は夏季に二酸化炭素の放出域と

なり冬季に二酸化炭素の吸収域となるが、冬季の吸収量が夏季の放出量を上回るため、年間で積算すると二酸化炭素の吸収域となっている。この海域での上記観測期間における二酸化炭素の年間の吸収量は、炭素の重量に換算して、0.25～0.75（平均 0.57）億トンであり、2004 年は 0.66 億トンであった。年間の吸収量の平均値は世界規模でみたときの海洋の吸収量（1990 年代の平均で炭素換算 17 億トン（IPCC, 2001））の約 3%に相当する。

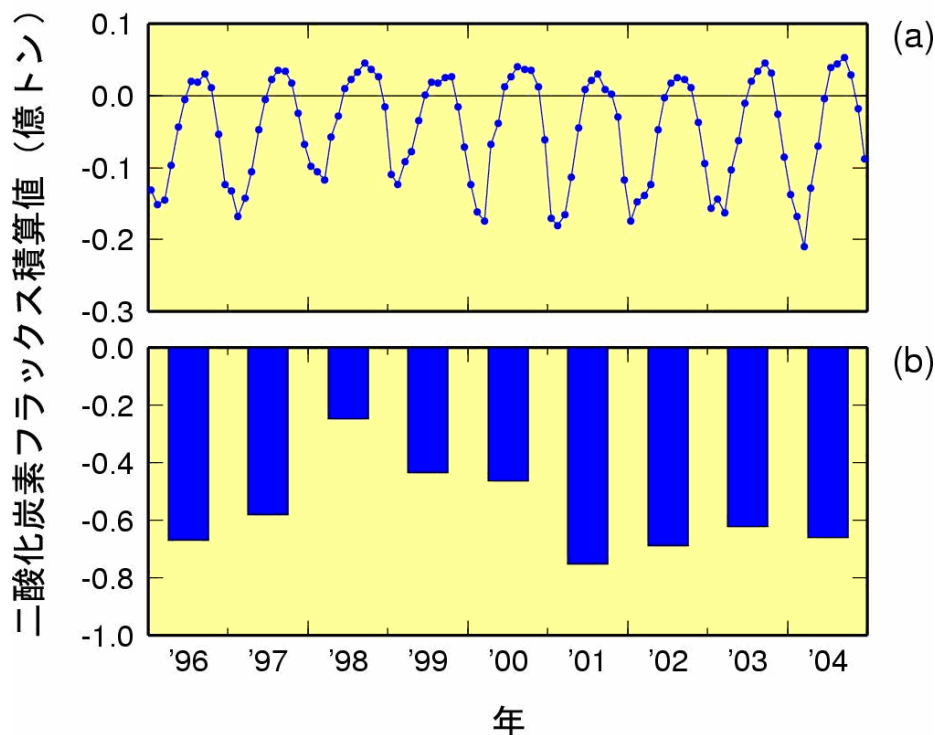


図 3-15 北西太平洋亜熱帯域（北緯 11～30 度、東経 130～165 度）における海洋による正味の二酸化炭素フラックスの (a)月ごとの積算値および (b)年間積算値（1996～2004 年）

単位は炭素に換算した重量（億トン）で、大気への放出を正としている。大気中の二酸化炭素濃度には南鳥島の観測値、風速と海面水温には気象庁の解析値（月平均値）を使用した。ガス交換係数は Wanninkhof（1992）の長期間の平均風速を用いる方法により求めた。

3.3 エーロゾル

大気中に浮遊するちりなどの微粒子をエーロゾルという。エーロゾルには、すすなどのように気温を上昇させる効果を持つものもあるが、エーロゾル全体では、太陽放射を散乱・吸収して地上に到達する日射量を減少させることで、気温を低下させる効果を持つ。一方、地球からの赤外放射を吸収・再放射するという保温効果も持っている。さらに、このように直接的に気候に影響を与える効果のほかに、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）を変化させることで、地球と宇宙の間の熱の収支に影響を与え、間接的に気候に影響を与える効果もある。これら相反する複数の効果が絡むため、エーロゾルの増減がどの程度気候に影響するかを量的に評価することは難しいが、エーロゾルが増えると地球全体の気温が下がると考えられている。

3.3.1 大気の混濁状況の経年変化

気象庁は全国 14 地点（図 3-1）において、太陽から地表面に直接入射するエネルギー（直達日射量）を観測し、ホイスナー・デュボアの混濁係数（以下、「混濁係数」）を算出している。混濁係数は、

エアロゾルのほか、水蒸気・オゾン・二酸化炭素などの日射の散乱・吸収に寄与する種々の物質を含む実際の大気の光学的厚さ（大気の濁り具合）が、それらが無いと仮定した大気の光学的厚さの何倍であるかをあらわしている。つまり混濁係数が大きいほど大気を濁す物質が多いことを示している。

1961～2005年について図3-16に、季節変化およびそれより短い周期成分を除いた混濁係数の変動を示す。ここでは、日々大きく変動する水蒸気や黄砂の影響を除くために、混濁係数の月最小値を全国14地点で平均した上で、季節変化などの短い周期の変動を除去した。1982～1985年と1991～1993年にみられる極大は、それぞれ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）によって二酸化硫黄が成層圏に大量に注入され、その結果生成された硫酸塩エアロゾルにより成層圏が長期間にわたって混濁した結果である。1996年頃には日本における混濁係数は、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ている。

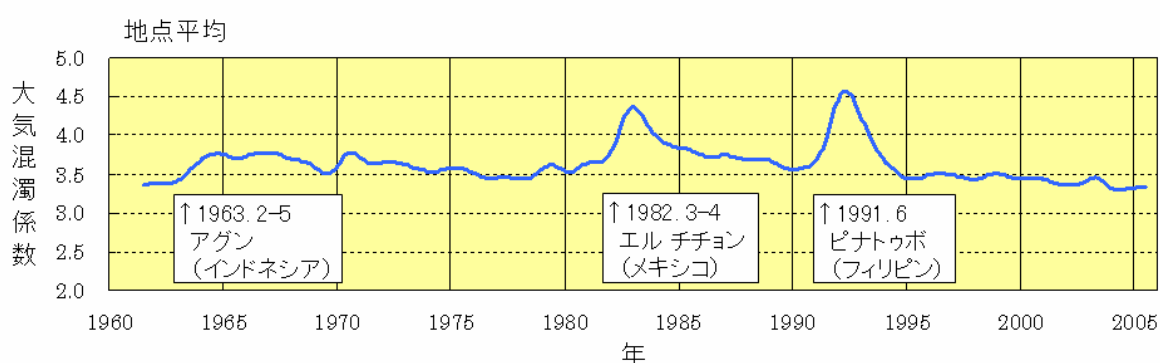


図3-16 混濁係数の経年変化（1961～2005年）

水蒸気や黄砂の影響を取り除くため月最小値を使用し、さらに季節変化およびそれより短い周期成分を取り除いた。

3.3.2 エーロゾルの状況

図3-17は、気象庁が綾里、南鳥島、与那国島で観測した1998～2005年の波長500nmのエーロゾル光学的厚さ(エーロゾルによる大気への濁り具合)およびオングストローム指数(エーロゾル粒径の指標で、値が大きいほど粒径の小さいエーロゾルが相対的に多いことを示す)の月平均値の経年変化を示す。

綾里では春季から夏季にかけてエーロゾルが多く、冬季に少なくなる。この傾向は、Aoki and Fujiyoshi (2003)により観測された札幌の季節変化ともおおむね一致する。この原因は、春に大陸から飛来する黄砂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影響が考えられる。なお、Takemura et al. (2002; 2003)が行った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、これらが重なり合って春季にエーロゾルが多くなっている可能性がある。綾里のオングストローム指数が3地点のうちで最も大きいことは、綾里上空では与那国島や南鳥島に比べて粒径の小さなエーロゾルの割合が多いことを示している。

南鳥島では、ほぼ年間を通してほかの観測点に比べて光学的厚さが小さい。これは、エーロゾルの発生源である大陸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く、南鳥島上空では、綾里や与那国島の上空に比べて粒径の小さなエーロゾルの割合が少ないことを示している。南鳥島では、春季にエーロゾルが多く、秋季に少なくなることが多い。南鳥島で春季にエーロゾル光学的厚さが増える際にオングストローム指数が大きくなることが多く、春季に粒径の小さなエーロゾルの割合が多くなる。この原因として、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考えられる。

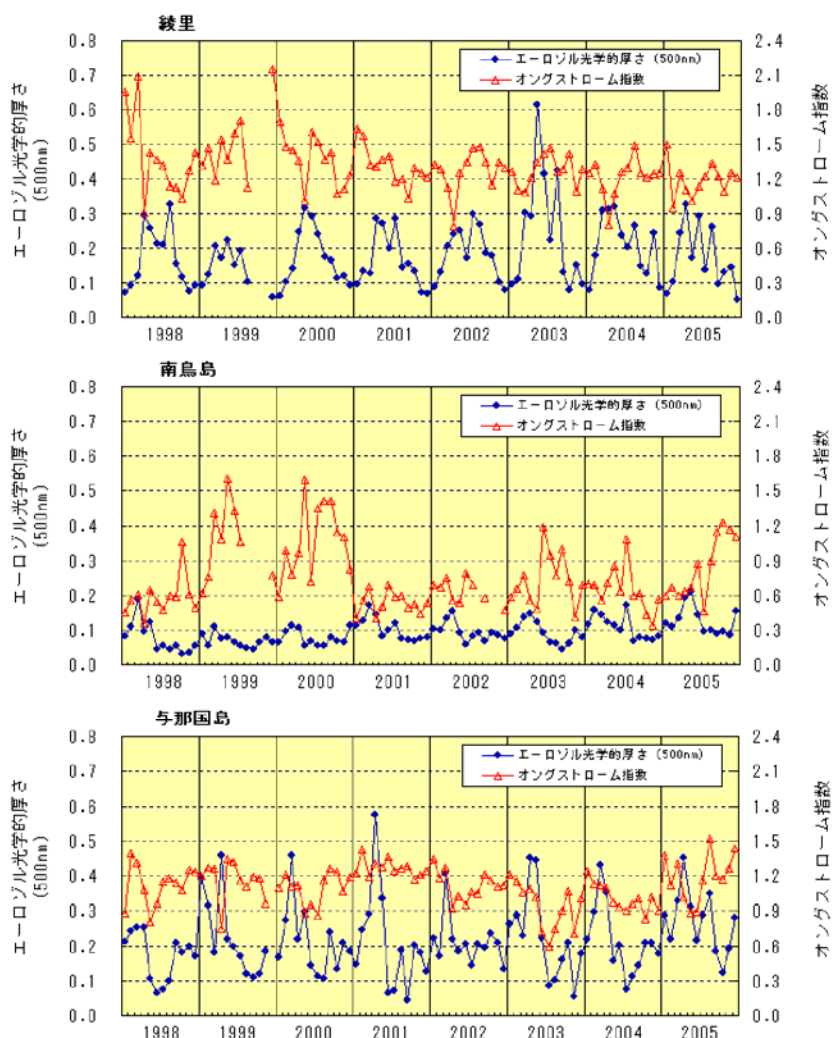


図3-17 綾里、南鳥島、与那国島における1998～2005年の波長500nmのエーロゾル光学的厚さとオングストローム指数

与那国島では、冬季から春季にかけてエアロゾルが多くなり、夏季から秋季にかけて少なくなっている。冬季から春季にかけて多くなるのは、大陸からの季節風の吹き出しの影響で、大陸起源の黄砂や汚染大気、森林火災の煙などのエアロゾルが運ばれやすいためと考えられる。Tsutsumi et al. (2004; 2005) は、春季に与那国島において、エアロゾル光学的厚さが大きなケースについて、アジア大陸の汚染大気や東南アジアのバイオマス燃焼(焼き畑や森林火災など)の煙の影響を受けた可能性を指摘している。

3.3.3 エアロゾルの鉛直分布

ライダー(レーザーレーダー)は、レーザー光を上空に向けて発射し、大気分子やエアロゾルによる散乱光を望遠鏡で受信することで、エアロゾル濃度に相当する量の鉛直分布を観測する装置である。また反射する際の光の特性の違いを利用して、硫酸塩エアロゾルのような比較的球形のエアロゾルと黄砂のような角張ったエアロゾルを区別することができる。気象庁では2002年3月から大気環境観測所(綾里)で観測を行っている。

図3-18に2004年12月から2005年11月の間を3か月ごとに平均したエアロゾルの鉛直分布を示す。成層圏(季節によっても異なるが、おおむね高度10 km以上)のエアロゾルの量は、対流圏と比較して極めて少ない。対流圏内のエアロゾルは変動が大きい。地面に近づくほどエアロゾルの量は多くなっている。これは、エアロゾルの発生源が主に地面付近に存在していることによる。春季(3~5月)は、ほかの季節に比べて特に対流圏中層のエアロゾルの量が多い。これは主に大陸から飛来する黄砂によるものと考えられる。

黄砂や硫酸塩エアロゾル、すすなどの対流圏エアロゾルは、気候変動に対して大きな影響を与える。一方、火山噴火により火山灰やガスが成層圏に大量に注入されると、成層圏エアロゾルとして、数年にわたって気候に影響する。空間的にも時間的にも大きく変動するエアロゾルの把握は、気候の監視や地球温暖化の予測精度を向上させるために重要であり、ライダーはその動態を明らかにするための有効な観測手段となっている。

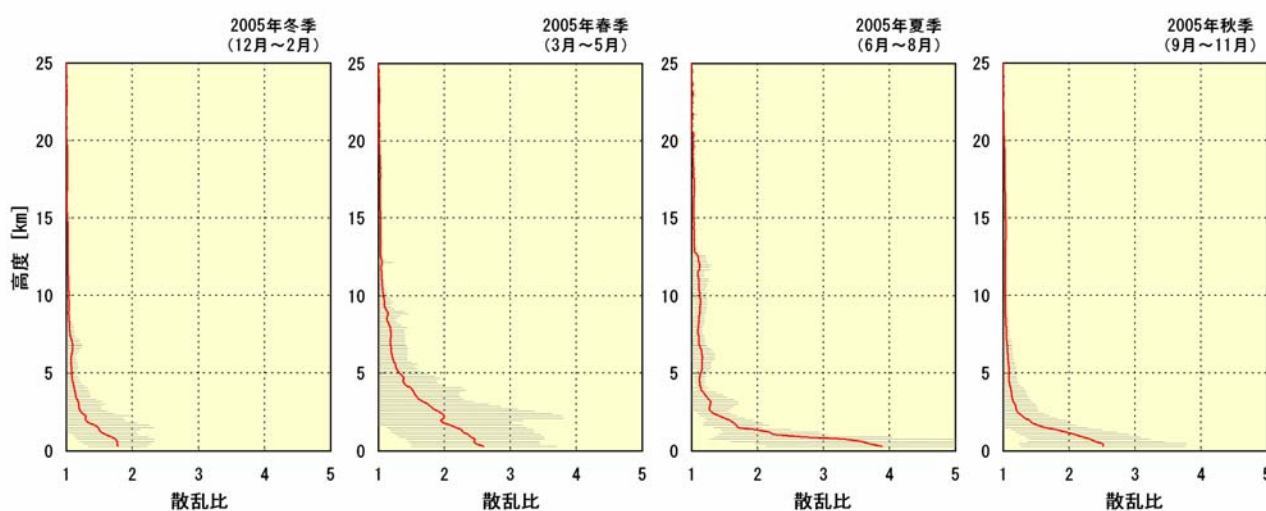


図3-18 綾里における2005年のエアロゾルの鉛直分布3か月平均値(冬, 春, 夏, 秋)

実線は晴天時に波長532nmのライダーで測定した散乱比(エアロゾルの濃度に相当する量)の3か月平均値。その両側の影は標準偏差の範囲を示す。

第4章 オゾン層および紫外線の状況

オゾンは成層圏（高度 10～50km）に多く存在し、紫外域の日射を吸収し、地上の生態系を保護している。南極域の上空では 1980 年代初めから、毎年 9 月から 11 月にかけて、成層圏のオゾンが大きく減少する現象が出現するようになり、オゾンホールと呼ばれている。オゾンホールが南極域に出現したことには、極夜や南極大陸の地形などに起因する南極域特有の気象条件が強く関わっているが、オゾンホールを出現させた主因は、クロロフルオロカーボン類（一般にフロンと呼ぶ）などの人工物質の存在である。これらの物質は、化学的な安定性、不燃、無毒などの特性を生かして洗剤、噴射剤、冷媒、消火剤などに広く利用されてきた。しかし、その化学的安定性から、対流圏ではほとんど分解されず徐々に成層圏へと広がり、成層圏で分解して放出する塩素がオゾンを破壊することがわかった。オゾンホールに代表されるオゾン層の破壊は南極域だけにとどまらず、赤道付近を除く両半球で確認されている。

一般的なオゾン層破壊のメカニズムは次のとおりである。塩素を含むクロロフルオロカーボン類が成層圏の高度およそ 40km まで達すると、太陽からの紫外線により光解離（光のエネルギーで分解されること）し、塩素原子を放出する。この塩素原子は成層圏内を運ばれながらまわりのオゾンと反応してオゾンを破壊（酸素原子 1 個を奪って酸素分子に変える）した後、続いて酸素原子やそのほかの分子との反応によって再び塩素原子に戻るといった反応を繰り返すことにより、オゾンを次々と破壊していく。

4.1 オゾン層

世界全体、日本上空、南極域上空に分けて、オゾン層の 2005 年の状況ならびに長期変化傾向について述べる。本章では、オゾン層の状況を説明するために、国内および南極昭和基地で観測されたオゾン全量とオゾン鉛直分布に関する資料を用いている。オゾン層の状態を面的に説明する際には衛星による観測データを用いている。また、2005 年の状況を表現するのに、基準となる月別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」としている。月別平均値と直接比較するときは、「多め」「少なめ」と表現している。なお、成層圏以外の地上近くのオゾンの状況に関しては、3.1.6 項で詳しく述べる。

4.1.1 世界のオゾン層

衛星観測による 2005 年のデータによれば、1979～1992 年の月別平均値と比較すると、大気中オゾンの全量は全般的に 1 年を通じて少なめであった。特に、両半球高緯度の春季を中心として、顕著なオゾン層破壊が出現した。北半球高緯度では、2、3 月に 1979～1992 年の月別平均値と比較して 20% 以上減少している領域がみられた（図 4-1）。

世界全体のオゾン全量の長期変化傾向を図 4-2 に示す。オゾン全量は、低緯度を除いて減少傾向を示しており、高緯度ほどその傾向が強い。図には示していないが、オゾン全量の減少は、1980 年代に大きく進み、1990 年代半ば以降はみとめられない。また、季節的には両半球ともにそれぞれの春に顕著な減少傾向を示している。塩素によるオゾン層破壊は、低温の気象条件で促進されるため、より低温の高緯度ほど減少が大きくなる。また、冬から春にかけてオゾン層の破壊が進むため、春に最も減少傾向が顕著となる。なお、南極域のオゾン層・オゾンホールの状況は 4.1.3 項に詳しく述べる。

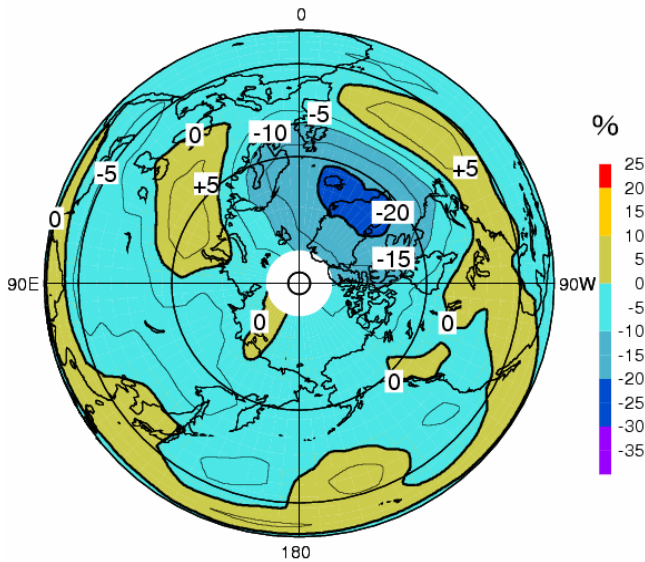


図 4-1 衛星観測による 2005 年 3 月のオゾン全量比偏差(%)の北半球分布図

2005 年 3 月の北半球オゾン全量について、これまでの平均(1979～1992 年)からの偏差を示す。米国航空宇宙局 (NASA) 提供の OMI、TOMS データをもとに作成した。

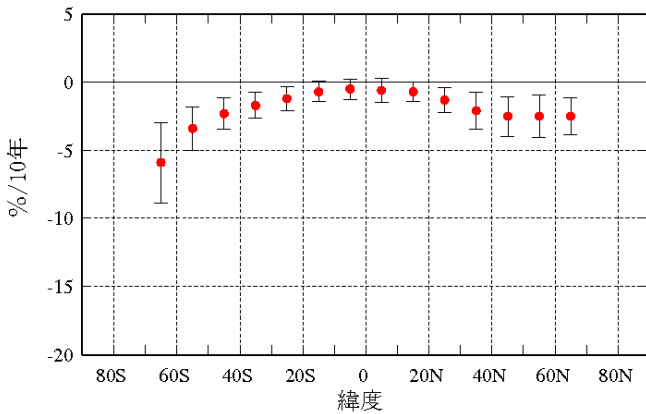


図 4-2 衛星観測によるオゾン全量の長期変化傾向の緯度分布

緯度 10 度ごとの平均オゾン全量の時系列(1979～2005 年)から、季節変動や太陽活動等の影響を除去して求めた 10 年あたりの変化率 (%)。縦線は 95% 信頼限界。米国航空宇宙局 (NASA) が作成した TOMS データと OMI データから評価。

4.1.2 日本上空のオゾン層

気象庁では、1957 年のつくばを最初として国内および南極昭和基地でオゾン全量とオゾン鉛直分布の観測を実施している (図 3-1 参照、なお鹿児島については 2005 年 3 月で観測を終了した)。図 4-3 に 2005 年の日本上空におけるオゾン全量の推移を示す。札幌、つくばでは、概ね並の状態であったが、12 月には多くなった。那覇では年の前半を中心に多い月がみられ、特に 1、3 月は観測開始以来、その月として最も多かった。南鳥島では、1 年を通じて並であった。

日本上空におけるオゾン全量は、長期的には那覇を除いて 1980 年代を中心に減少が進んだが、1990 年代半ば以降はほとんど変化していないか、緩やかな増加傾向がみられる (図 4-4)。また、図には示していないが、高度別の観測によると、那覇を含めて国内の 3 地点とも上部成層圏を中心に有意な減少傾向があらわれている。これらの変化傾向は世界の観測結果とほぼ同様である。

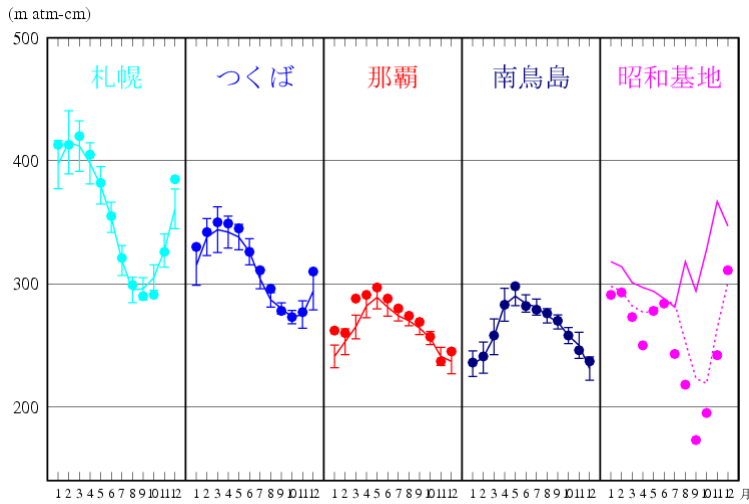


図 4-3 月平均オゾン全量と月別平均値

国内 4 地点（札幌、つくば、那覇、南鳥島）および南極昭和基地における月平均オゾン全量の推移を示す。●印は 2005 年の月平均値、実線は月別平均値(1971~2000 年、ただし、那覇は 1974~2000 年、南鳥島は 1994~2004 年、昭和基地はオゾンホール出現以前の 1961~1980 年の平均)を示す。縦の細実線は平均値の標準偏差。なお、昭和基地については点線により 1981~2000 年の平均を示す。

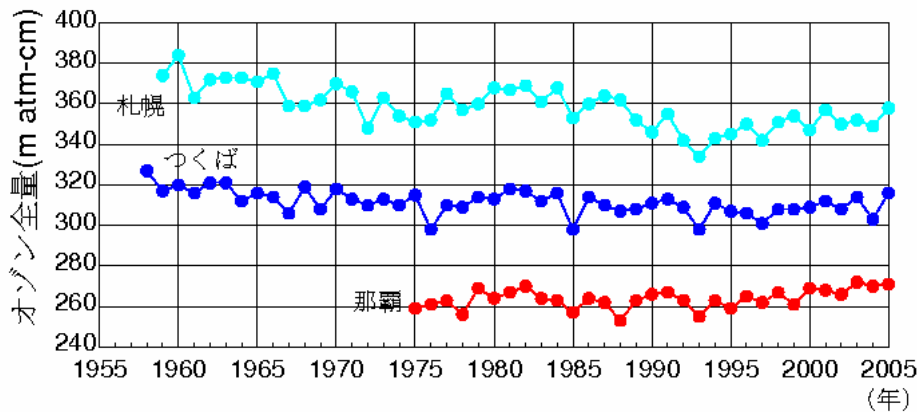


図 4-4 日本のオゾン全量年平均値の変化

札幌、つくば、那覇におけるオゾン全量の観測開始から 2005 年までの年平均値。

4.1.3 南極域上空のオゾン層・オゾンホール

衛星観測によれば、2005 年の南極域上空のオゾンホールは、例年より早い 8 月前半に急速に拡大して、9 月から 10 月上旬にかけて最も大きく発達した。その後、11 月中旬から急速に縮小し、12 月中旬には消滅した。オゾンホールの面積およびオゾン欠損量の今年の最大値は、過去 10 年の中では平均的な値となり、依然として大規模なオゾンホールが観測された（図 4-5、図 4-6）。

また、2005 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 10 月中旬までオゾンホールの目安である 220 m atm-cm をほぼ継続して下回っていた。昭和基地がオゾンホールに覆われているときの観測によると、高度 13 km から 24 km までのオゾンが大きく破壊されており、特に高度 15 km から 19 km 付近ではほとんどオゾンが観測されなかった。これは、オゾンホールが大規模に発達したときによくみられる現象である。また、高度 12 km から 20 km までの 10 月の月平均オゾン量は、1990 年代初めからほぼ毎年大きく減少した状態が続いている（図 4-7）。

今年のオゾンホールが例年より早い時期に拡大した理由の一つとして、成層圏のオゾン層破壊物質の総量が依然として多い状況のもとで、8 月から 9 月にかけて、南極域の上空で、オゾンが破壊されやすい低温の気象状況が例年に比べ長く続いたことが考えられる。

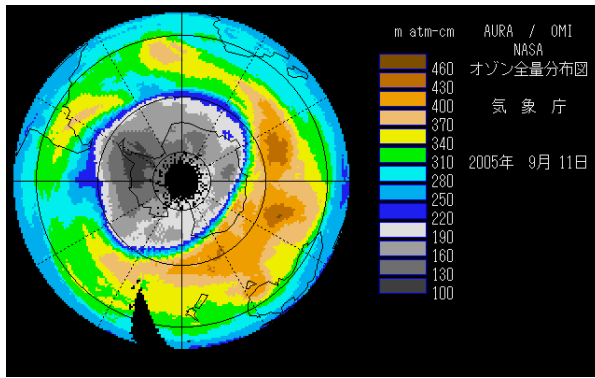


図 4-5 オゾンホール面積が年最大を記録した 2005 年 9 月 11 日のオゾン全量の南半球分布
 米国航空宇宙局 (NASA) 提供の OMI データをもとに作成。

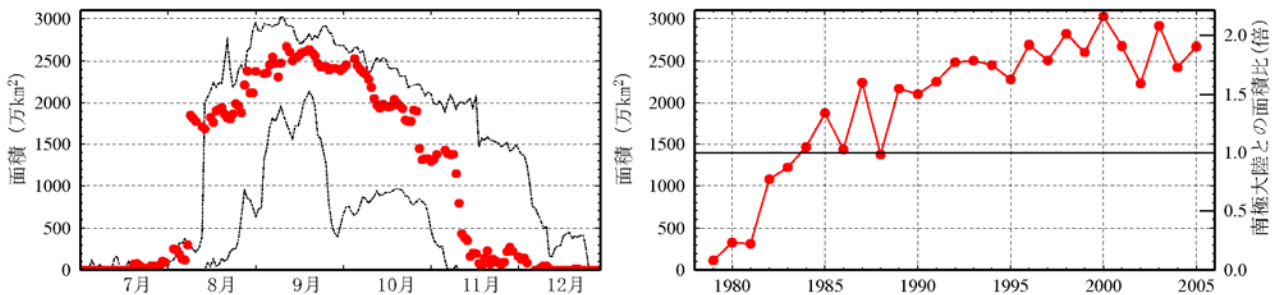


図 4-6 オゾンホールの面積の推移

オゾンホールの規模を示す要素の一つであるオゾンホールの面積 (オゾン全量が 220 m atm-cm 以下の領域の面積) の推移。左図は 2005 年の日別の値 (赤丸) と過去 10 年 (1995~2004 年) の日別の最大値・最小値 (破線) の推移、右図は 1979 年以降の年最大値の経年変化。なお、横線は南極大陸の面積を示す。米国航空宇宙局 (NASA) 提供の TOMS および OMI データをもとに作成。

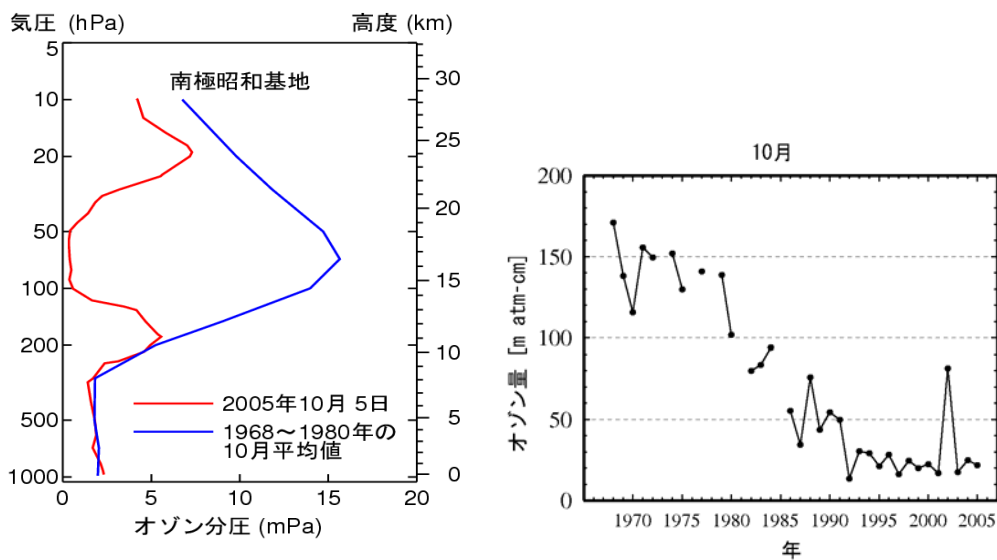


図 4-7 南極昭和基地におけるオゾンゾンデによるオゾンの高度分布の観測結果

左図の青線はオゾンホールが出現する前の 10 月の平均オゾン高度分布 (1968 年~1980 年)、赤線は 2005 年 10 月 5 日の観測結果を示す。右図は、オゾンホールの領域内でのオゾンの破壊状況を知る一つの目安とされている高度 12 km から 20 km までのオゾン量の 10 月の月平均値の経年変化を示す。2002 年は南極域の成層圏が高温であったことからオゾン層破壊が顕著でなかった。

4.2 紫外線

オゾンには生物に有害な紫外線を吸収する特性を持っており、オゾン全量の減少に伴い、地表に到達する紫外線量の増加が懸念され、国内外で紫外線対策の重要性が指摘されている。そのため、気象庁では、1990年のつくばを最初として、国内および南極昭和基地で紫外線の観測を実施している（鹿児島については2005年3月で観測を終了）。ここでは、人体に対する影響を示す紫外線量である紅斑紫外線量やUVインデックスを用いて観測結果を紹介する（詳細については次ページの囲み記事参照）。

図4-8に国内3地点における2005年の毎日の最大UVインデックスの推移を示す。UVインデックスは、太陽高度との関係から1年のうちでは夏、地域的には低緯度で大きくなる。紫外線対策の実施が奨められているUVインデックス3以上の値が、那覇では1年を通して、北に位置する札幌でも3月から10月にかけて観測されている。日々の観測値が大きくばらついているのは主に天気の変化によるものであり、紫外線に与える天気の影響の大きさを示している。

紅斑紫外線量について、2005年の状況を日積算値の月平均値で見ると、札幌では4月を除き、つくばでは1年を通して並か多かった。一方、那覇では10、11月を除くと通年で並か少なかった（図4-9）。これらの紫外線量の状況は、主に各地点での天気の状況を反映したものとみられる。

日本上空のオゾン全量は、1980年代を中心に減少が進み、1990年代以降は減少した状態が続いている。このことから、現在の紅斑紫外線量は、天気の状態やエアロゾル量などに変化がなければ、1980年以前と比較して増加しているものと推測される。オゾン全量の減少に起因する紅斑紫外線量の増加は、オゾン量の減少量が大きい札幌の場合、月により最大で6%程度に達しているものと推測される。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)。

気象庁で紫外線の観測を開始した1990年代初め以降の地表に到達する紫外線量には3地点ともに増加傾向があらわれている（図4-10）。1990年代半ば以降にはオゾン全量に減少傾向がみられないことなどから、この期間の増加傾向の原因としては、雲量の減少など天気傾向の変化やエアロゾル量の減少が考えられる。

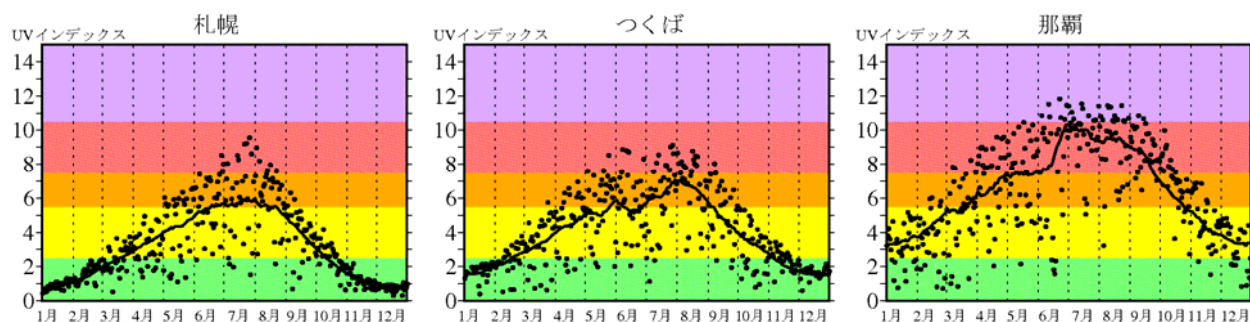


図4-8 2005年の国内3地点における日最大UVインデックスの推移

●印は国内3地点（札幌、つくば、那覇）における2005年の日最大UVインデックスの推移、実線は日最大UVインデックスの累年平均値（つくばは1990~2004年、札幌および那覇は1991~2004年の平均）の15日移動平均値を示す。

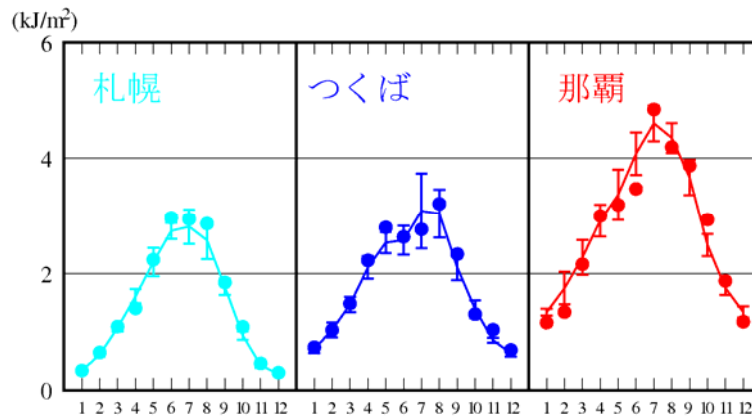


図 4-9 紅斑紫外線量の日積算値の月平均

国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）における日積算値の月平均の推移を示す。●印は 2005 年の月平均値、実線は月別平均値（つくばは 1990～2004 年、札幌および那覇は 1991～2004 年の平均）、縦棒は標準偏差の範囲を示す。

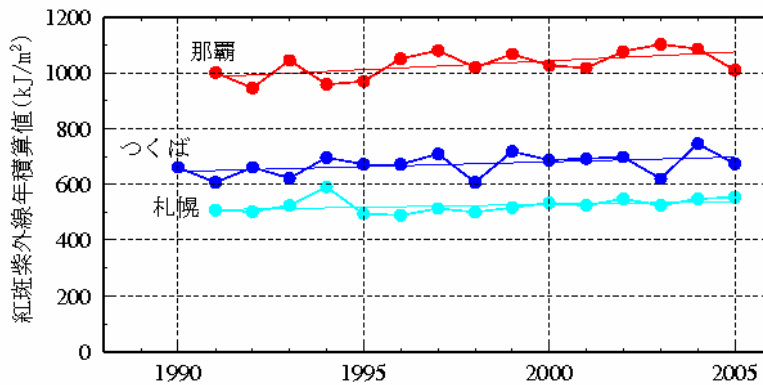


図 4-10 国内 3 地点における紅斑紫外線年積算値の推移

●印は札幌、つくば、那覇における観測開始から 2005 年までの値、直線は全期間の長期的な傾向を示す。

紅斑紫外線量と UV インデックス(UV 指数)

太陽光に含まれる紫外線を継続的に浴びることで、皮膚ガンや白内障の発症率の増加など健康に悪影響を与えることが知られている。人体に対する影響を示す紫外線量として、波長による影響度を考慮して算出した紅斑紫外線量を用いられている。UV インデックスはこの紅斑紫外線量を指標化したもので、通常、日本国内で観測される UV インデックスは 0～12 の範囲である。現在、世界保健機関(WHO)などでは、UV インデックスを用いた紫外線対策を行うよう奨めている(WHO ほか、2002)。国内でも環境省から UV インデックスが 3 以上の場合はできるだけ日差しを避け、8 以上の場合はできるだけ外出を控えたほうがよいといった具体的な対処方法が示されている（環境省、2003）。

参考文献

第3章

- Aoki, K., and Y. Fujiyoshi, 2003: Sky radiometer measurements of aerosol optical properties over Sapporo, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81, 493-513.
- Chameides, W. L., L. Xingsheng, T. Xiaoyan, Z. Xiuji, L. Chao, C. S. Kiang, J. St. John, R. D. Saylor, S. C. Liu, K. S. Lam, T. Wang, F. Giorgi, 1999: Is ozone pollution affecting crop yields in China? *Geophys. Res. Lett.*, 26, 867-870.
- 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.
- Dettinger, M. D. and M. Ghil, 1998: Seasonal and interannual variations of atmospheric CO₂ and climate. *Tellus*, 50B, 1-24.
- Dlugokencky, E. J., S. Houweling, L. Bruhwiler, K. A. Masarie, P. M. Lang, J. B. Miller, P. P. Tans, 2003: Atmospheric methane levels off: Temporary pause or a new steady state? *Geophys. Res. Lett.*, 30(19), 1992, doi:10.1029/2003GL018126.
- Etherridge, 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.
- 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.
- Inoue, H., 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 the western North Pacific, 1984-1993. *Tellus*, 47B, 391-413.
- Inoue, H., M. Ishii, H. Matsueda, and M. Aoyama, 1996: Changes in longitudinal distribution of the partial pressure of CO₂(p CO₂) in the central and western equatorial Pacific, west of 160°W. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1781-1784.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Cambridge University Press, UK, 944pp.
- Intergovernmental Panel on Climate Change and Technology and Economic Assessment Panel, 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.
- 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, pp. 59-94.
- 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.
- Matsueda, H., H. Y. Inoue, and M. Ishii 2002: Aircraft observation of carbon dioxide at 8-13 km altitude over the western Pacific from 1993 to 1999. *Tellus*, 54B, 1-21.
- 村田昌彦, 伏見克彦, 吉川久幸, 廣田道夫, 根本和宏, 岡邊光邦, 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 交換についての評価- ΔpCO₂ の分布と CO₂ フラック

スー. 研究時報, 48, 33-58.

- 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.
- 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.
- Rayner, P. J., I. G. Enting, R. J. Francey and R. Langenfelds, 1999: Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO₂, δ¹³C and O₂/N₂ observations. *Tellus*, 51B, 213-232.
- 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.
- 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.
- Wang, T., V. T. F. Cheung, M. Anson, and Y. S. Li, 2001: Ozone and related gaseous pollutants in the boundary layer of eastern China: Overview of the recent measurements at a rural site. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2373-2376.
- Wanninkhof, R., 1992: Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97, 7373-7382.
- WMO, 1999: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, 44, World Meteorological Organization, Geneva.

第4章

環境省, 2003: 紫外線保健指導マニュアル.

WMO, 2003: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, 47, World Meteorological Organization, Geneva.

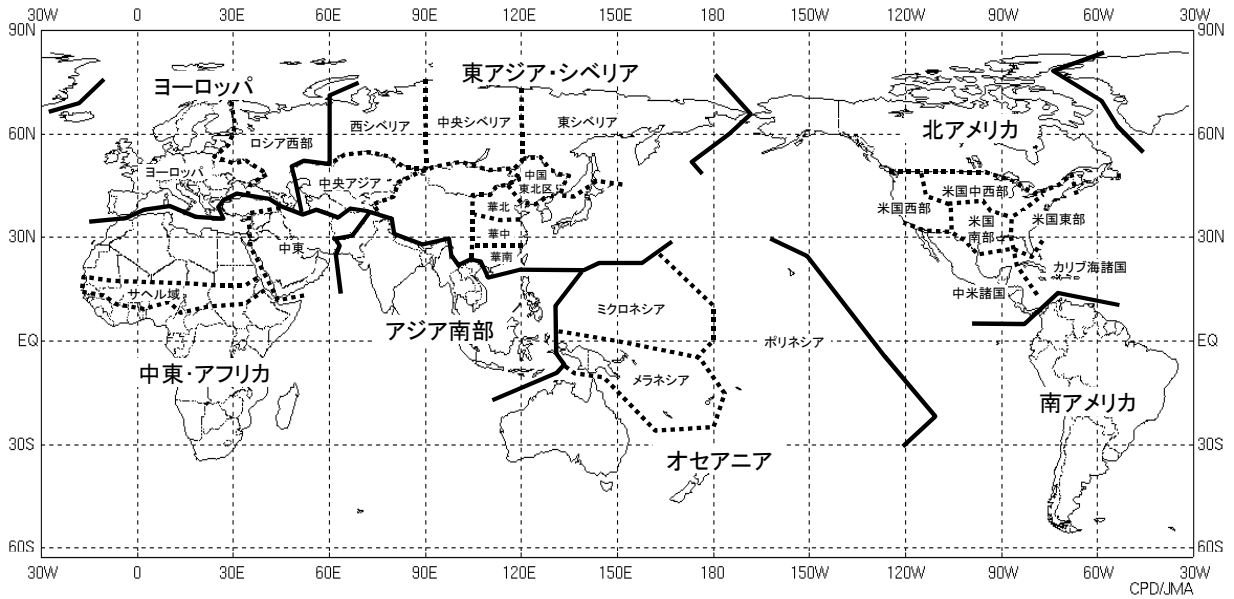
WHO, WMO, UNEP, NIR, 2002: Global Solar UV Index. A practical Guide.

用語一覧

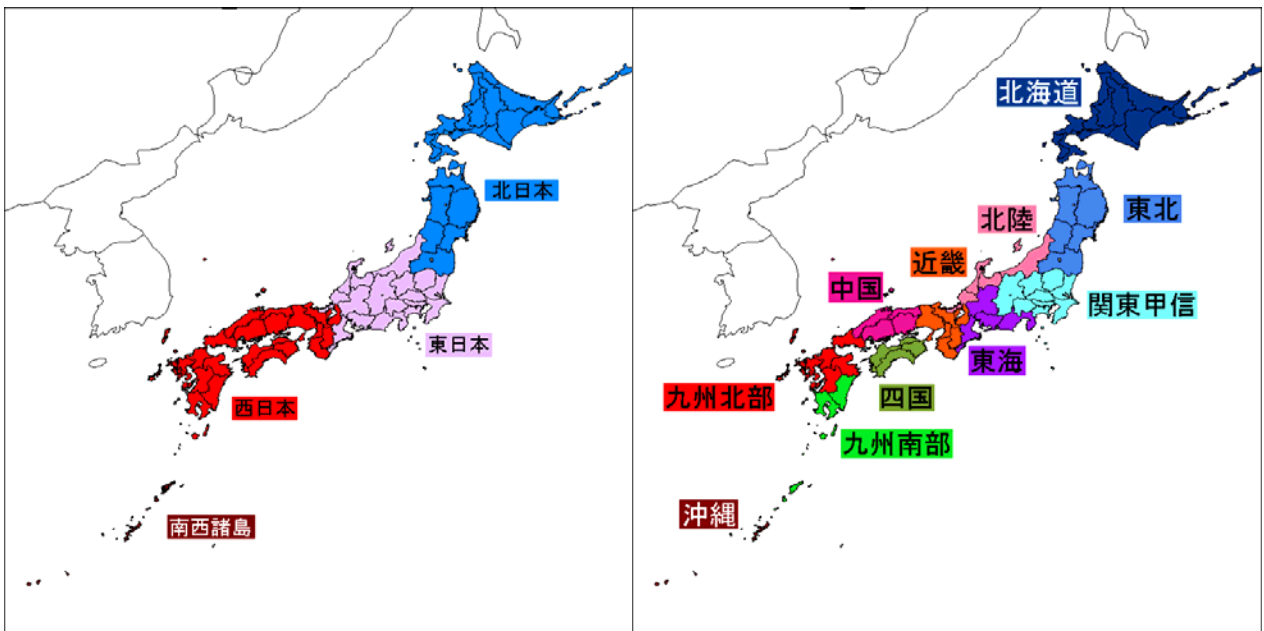
- 異常気象：** 一般に過去に経験した現象から大きく外れた現象で、人が一生の間にまれにしか経験しない現象をいう。大雨や強風等の激しい数時間の気象から数か月も続く干ばつ、冷夏などの気候の異常も含まれる。気象庁では、過去 30 年間に観測されなかったような値を観測した場合を異常気象と定義している。
- 異常高（低）温、異常多（少）雨：** 世界の天候監視においては、次の基準で気温と降水量の異常を判断する。月平均気温の平年差が平年値統計期間（1971～2000 年）の標準偏差の 2 倍以上となった場合に異常高（低）温とする。月降水量が平年値統計期間における最大値を上回る（最小値を下回る）場合に異常多（少）雨とする。
- エルニーニョ／ラニーニャ現象：** エルニーニョ現象は、東部太平洋赤道域の海面水温が平年より高い状態が半年から一年半程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれる。気象庁では、エルニーニョ監視海域（北緯 5 度～南緯 5 度、西経 150 度～西経 90 度）の月平均海面水温の基準値（その年の前年までの 30 年間の平均値）との差の 5 か月移動平均値が、6 か月以上続けて $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上／ -0.5°C 以下となった場合をエルニーニョ／ラニーニャ現象としている（2006 年 3 月変更）。
- 水温躍層：** 水温が鉛直方向に大きく変わる層で、赤道域では表層の暖水と下層の冷水の境界にあたり、その深さは 20°C の等温線の深さにほぼ相当する。
- 全球：** 地球全体
- 台風 接近：** 台風が中心が、その地域の地理的な境界線（海岸線、県境線等）から半径 300km 以内の域内に入ることをいう。
- 台風 上陸：** 台風が中心が、日本本土（北海道、本州、四国、九州）の海岸線に達した場合をいう。ただし、島や小さい岬、半島を横切った場合は上陸としない。
- 南方振動指数：** 気象庁では、ダーウィン（南緯 12.5 度、東経 131 度）とタヒチ（南緯 17.5 度、西経 150 度）それぞれの月平均海面気圧の平年差を標準偏差で割ったものを求め、両者の差をとり（タヒチの値からダーウィンの値を引く）、さらにそれを標準偏差で割ったものを南方振動指数としている。南方振動指数は、ENSO の大気側の指標としてよく使われ、一般にエルニーニョ現象時には負、ラニーニャ現象時には正の値を示す。
- 平年値：** 特に断りのない限り、1971 年から 2000 年の 30 年間の平均値を平年値として使用する。
- 平年並、平年より～：** 「平年並」「平年より高い」などの表現は、それぞれの節の文中や図の説明により示す「平年並」、「高い」といった階級区分の範囲に値が入ることを意味する。階級区分を示していない節においては、「平年より～」といった表現は用いず、平年値との差を示す「平年値を上回る」といった表現を用いている。
- 偏差：** 特に断りのない限り、平年値からのずれを示す。平年差と意味は同じ。

- ppm : 容積比で 100 万分の 1
 ppb : 容積比で 10 億分の 1
 ppt : 容積比で 1 兆分の 1
 PgC : 炭素換算でペタグラム (10¹⁵g) 1 ペタグラムは 10 億トン
 μm : マイクロメートル (10⁻⁶m)
 nm : ナノメートル (10⁻⁹m)
 m atm·cm : ミリアトムセンチメートル (オゾン全量を表す単位。地表から大気圏上限までのすべてのオゾンを 1 気圧、0°C の地表に集めたときに出来るオゾンだけからなる層の厚みをセンチメートル単位で表し、この数値を 1000 倍したもの)。SI 単位系との関係は以下のとおりである。
 1m atm·cm=2.687×10²⁰ 分子数 m⁻²
 (断面積 1m² の大気柱内のオゾン分子数)
 なお、1 気圧のもとで大気柱内のすべての空気分子数は、2.150×10²⁹ 分子数 m⁻² であるので、1ppb (容積比で 10⁻⁹) の濃度のオゾンが地表から大気圏上限まで一様に分布したと仮定した場合のオゾン全量は、
 2.150×10²⁹ 分子数 m⁻²×10⁻⁹/ 2.687×10²⁰ 分子数 m⁻²=0.80
 の計算より、0.80 m atm·cm となる。
- CFCs : クロロフルオロカーボン類
 CFC-11 : CCl₃F、トリクロロフルオロメタン
 CFC-12 : CCl₂F₂、ジクロロジフルオロメタン
 CFC-113 : CCl₂FCF₃、トリクロロトリフルオロエタン
 CO : 一酸化炭素
 CO₂ : 二酸化炭素
 HFCs : ハイドロフルオロカーボン類
 HFC-23 : CHF₃、トリフルオロメタン
 HCFCs : ハイドロクロロフルオロカーボン類
 HCFC-22 : CF₂HCl、クロロジフルオロメタン
 O₃ : オゾン
 PFCs : パーフルオロカーボン類
 PFC-14 : CF₄、パーフルオロメタン (テトラフルオロメタン)
 SF₆ : 六フッ化硫黄
 TOMS : オゾン全量マッピング分光計 (Total Ozone Mapping Spectrometer)
 OMI : オーラ衛星のオゾン監視装置 (Ozone Monitoring Instrument)
 GAW : WMO が推進している全球大気監視計画 (Global Atmosphere Watch)
 WDCGG : WMO の温室効果ガス世界資料センター
 (World Data Centre for Greenhouse Gases)

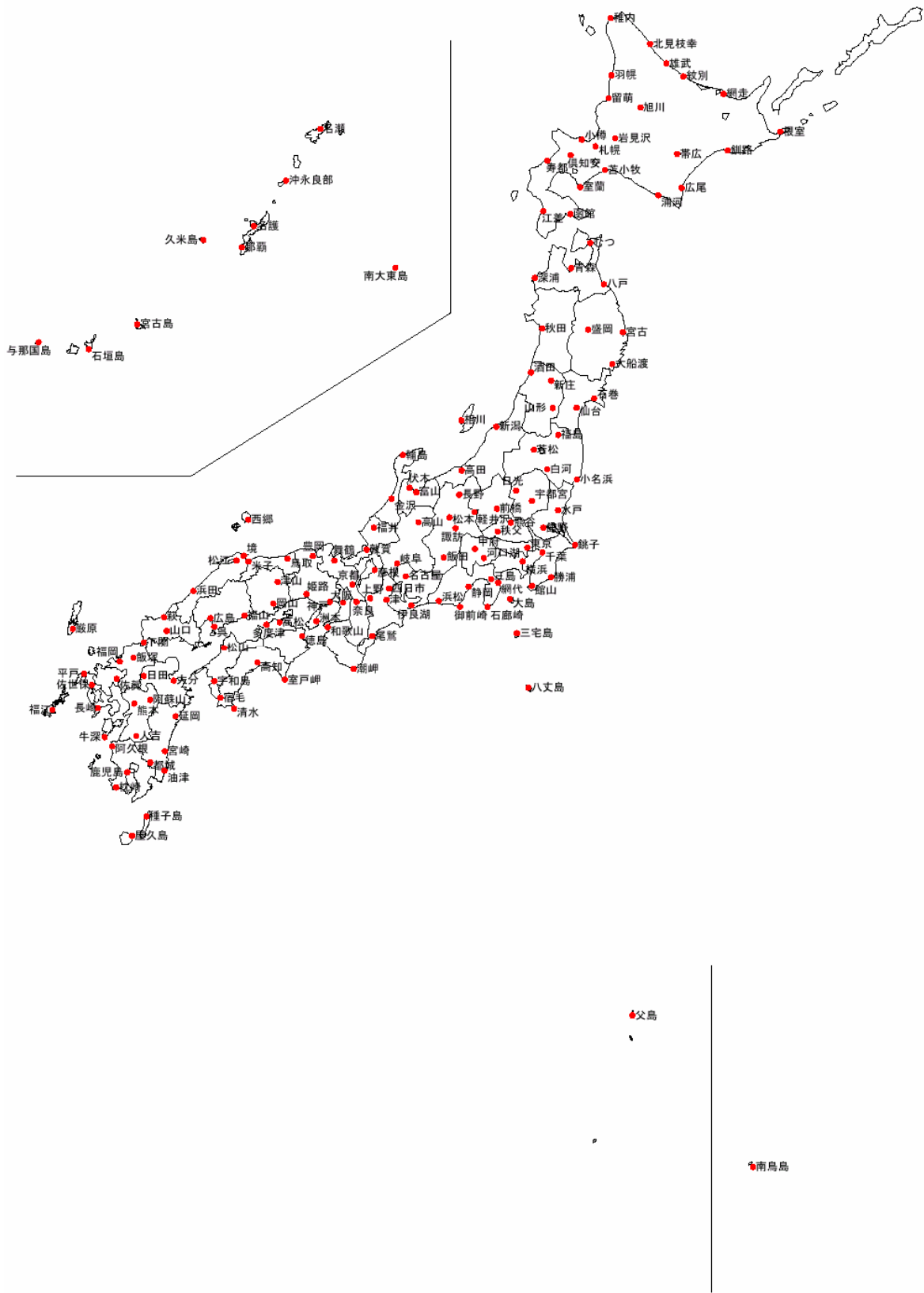
参考図



参考図 1 世界の地域区分



参考図 2 日本の地域区分



参考図 3 日本の気象観測所一覽

本書は、気象庁関係各部、気象研究所が作成し、内容に関する検討は、花輪公雄 東北大学大学院教授を部会長とする気候問題懇談会検討部会の協力を得た。

気候問題懇談会検討部会

部会長 花輪 公雄 東北大学大学院 理学研究科 教授

植松 光夫 東京大学 海洋研究所 附属海洋科学国際共同
研究センター 教授

木本 昌秀 東京大学 気候システム研究センター 教授

田宮 兵衛 お茶の水女子大学 文教育学部 教授

林田佐智子 奈良女子大学 理学部 教授

山中 康裕 北海道大学大学院 地球環境科学研究科 助教授

(敬称略)