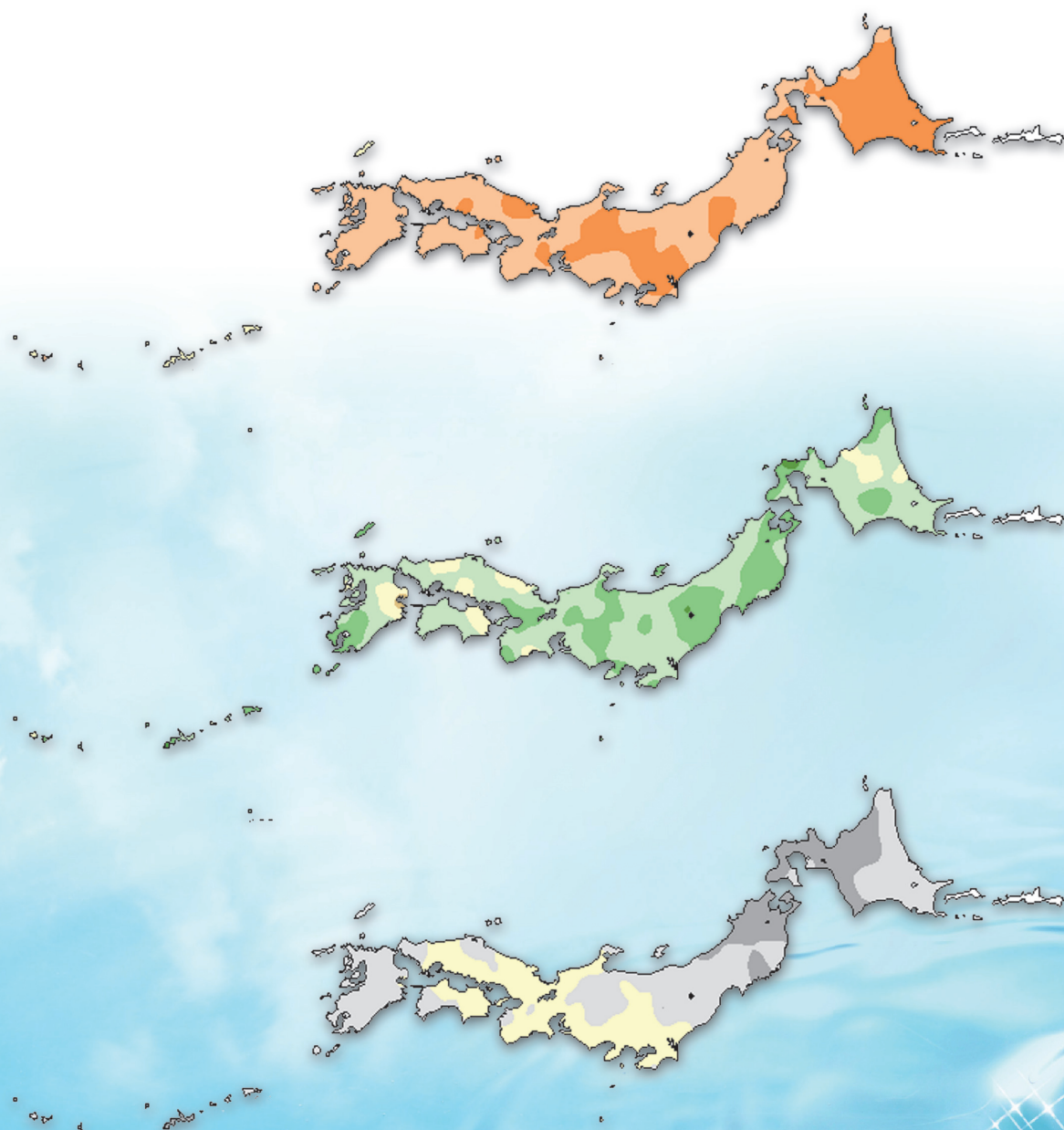


# 気候変動監視レポート

## 2010

世界と日本の気候変動および温室効果ガスとオゾン層等の状況について



平成23年6月  
気 象 庁

# 気候変動監視レポート 2010

世界と日本の気候変動および温室効果ガスとオゾン層等の状況について

気 象 庁

（表紙の説明）

図は、日本における 2010 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。詳細は 18 ページに掲載。

## はじめに

昨年夏の日本の平均気温は、統計を開始した 1898 年以降の 113 年間で最も高く、高温により様々な社会・経済活動に影響が現れました。また、海外においても、昨年夏はロシア西部で記録的な高温となり、パキスタンでは異常多雨に伴い大規模な洪水が発生しました。このような異常気象は様々な社会・経済活動に影響を及ぼすことから、利用者のニーズに応じた気候情報の作成及び提供の重要性が高まっています。国際的にも気候情報の利活用の拡大に向け、本年 5～6 月に開催された第 16 回世界気象会議において、「気候サービスのための世界的枠組み」の構築に向けた議論が行われました。

また、気候変動の観測・監視体制については、気象庁では昨年度より、温室効果ガスの観測に関して、海洋による温室効果ガスの吸収・蓄積をより詳しく把握するため海洋気象観測船の観測機能を強化するとともに、大気上空の温室効果ガスの状況を把握するための航空機による観測を開始しました。これらの観測成果は、陸上・海洋及び上空における温室効果ガスの総合的な監視を可能にするとともに、地球温暖化予測の精度向上に貢献することが期待されます。

本レポートは、気象庁における気候、海洋、大気環境の観測・監視結果を取りまとめ、平成 8 年より毎年刊行しているものです。本年は、上述の新たな温室効果ガスの観測や昨夏の猛暑などについてトピックとして取り上げています。本レポートが国内外の関係機関や気候情報の利用者に広く活用され、気候変動対策に貢献するとともに、地球環境に関する科学的理解の一助となることを期待しています。また、より分かりやすく、かつ利用しやすい気候情報の作成・提供に向け、本レポートへのご要望等利用者の皆様からのご意見を賜れば幸いです。

最後に、本書の作成にあたり、気候問題懇談会検討部会の近藤洋輝部会長をはじめ専門委員各位には、内容の査読にご協力をいただきました。ここに厚くお礼を申し上げます。

平成 23 年 6 月  
気象庁長官 羽鳥 光彦





# 目次

トピックス1 「炭素循環解明に向けた二酸化炭素観測の強化」	1
トピックス2 「2009/2010年冬の顕著な負の北極振動」	4
トピックス3 「2010年夏の猛暑」	6
<b>第1部 気候</b>	<b>8</b>
第1章 世界の気候	
1.1 2010年の世界の天候	8
1.2 世界の気温と降水量	13
第2章 日本の気候	
2.1 2010年の日本の天候	16
2.2 日本の主な気象災害	22
2.3 日本の気温と降水量	24
2.4 極端現象の長期変化傾向	26
【コラム】アメダスでみた大雨発生回数の長期変化	33
2.5 台風	36
2.6 日本の都市のヒートアイランド現象	38
【コラム】関東地方におけるヒートアイランド現象	39
<b>第2部 海洋</b>	<b>40</b>
第1章 世界の海洋	
1.1 世界の海面水温	40
1.2 エルニーニョ/ラニーニャ現象	42
1.3 北極・南極域の海氷	45
第2章 北西太平洋・日本近海	
2.1 北西太平洋の海面水温・海流	46
2.2 日本沿岸および近海の海面水位	49
【コラム】潮位に影響を及ぼす様々な要因	52
2.3 オホーツク海の海氷	53
2.4 北西太平洋の海洋汚染	55
<b>第3部 環境</b>	<b>59</b>
第1章 温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質などの状況	
1.1 大気中の温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質	60
1.2 海洋の二酸化炭素	71
1.3 エーロゾル	75
【コラム】精密な日射放射観測の開始	78
第2章 オゾン層および紫外線の状況	
2.1 オゾン層	79
2.2 紫外線	83
第3章 黄砂・酸性雨の状況	
3.1 黄砂	86
【コラム】秋から冬にかけての黄砂	88
3.2 酸性雨	90
用語一覧	92
参考図	95
謝辞	97



# トピックス 1

## 炭素循環解明に向けた二酸化炭素観測の強化

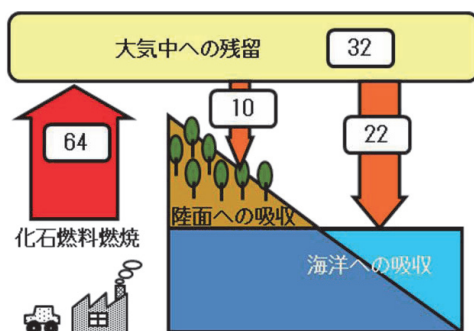
地球温暖化への適切な対応に必要となる将来の気候予測の不確実性を低減するためには、地球温暖化の主因とされている二酸化炭素の分布の全体像を明らかにし、炭素循環の状況をより詳細かつ正確に把握することが必要である。このため気象庁では、海洋気象観測船の観測機能を強化し、2010年から北西太平洋域で海水中の二酸化炭素及びそれに関連した物質の高精度の観測を開始するとともに、2011年からは航空機による上空の温室効果ガスの観測を開始した。本トピックスでは、炭素循環の解明に向けて実施するこれらの観測の概要について紹介する。

### 1. 炭素循環解明の重要性とその課題

大気中の二酸化炭素は、海水に溶けたり、森林や植物プランクトンの光合成で有機物として取り込まれたりして陸面や海洋に吸収される。また一方で、植物が死んで分解されたり、炭素を多く含む深層の海水が海洋表面にもたらされることで陸面や海洋から放出される。二酸化炭素を構成する炭素は、様々な化学物質に変化しながら、大気、海洋、陸面などの間を相互に移動している。このような地球全体の炭素の循環を炭素循環と呼んでいる。2007年に公表された気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の第4次評価報告書では、1990年代においては化石燃料の燃焼により大気中に排出された二酸化炭素のうち、約半分が大気に残留し、約3分の1が海洋に吸収されていると推定されている（図トピックス 1-1）。また、将来、さらに地球温暖化が進むと、海洋や陸面の二酸化炭素の吸収能力が低下することが予測されている。海洋などの吸収能力が弱くなれば、大気中に二酸化炭素がより多く残ることにより、地球温暖化がさらに加速することになる。しかし、炭素循環が地球温暖化の影響を受けてどのように変化するかについては解明が進んでおらず、地球温暖化予測の結果に大きな不確実性をもたらしている。この不確実性を低減させるためには、陸上、海洋、上空から地球全体を網羅的かつ高精度に長期間にわたって観測し、炭素循環の実態をより詳細かつ正確に把握することが重要である。

しかしながら、海洋や上空の観測は非常に少なく、その拡充・強化とともに、陸上の観測との連携が、炭素循環の状況を監視し、地球温暖化予測の不確実性を低減するための課題となっている。

気象庁は、これまで陸上の3地点（岩手県綾里、東京都南鳥島、沖縄県与那国島）及び2隻の海洋気象観測船において、二酸化炭素をはじめとする温室効果ガスを観測してきたほか、気象庁気象研究所と独立行政法人国立環境研究所が協力して、日本とオーストラリア間の定期航空便を利用して上空の大気分析を行ってきた（第3部参照）。これら観測を拡充・強化し、陸・海・空における温室効果ガスの総合的な監視を実施するため、気象庁では海洋気象観測船の観測機能を強化し、2010年から北西太平洋域で海水中の二酸化炭素及びそれに関連した物質について従来よりも高精度な観測を開始するとともに、2011年からは航空機による上空の温室効果ガスの観測を開始した。これらの観測データには、炭素循環解明のための基盤データとしての利用、更には地球温暖化予測の不確実性の低減への貢献が期待される。

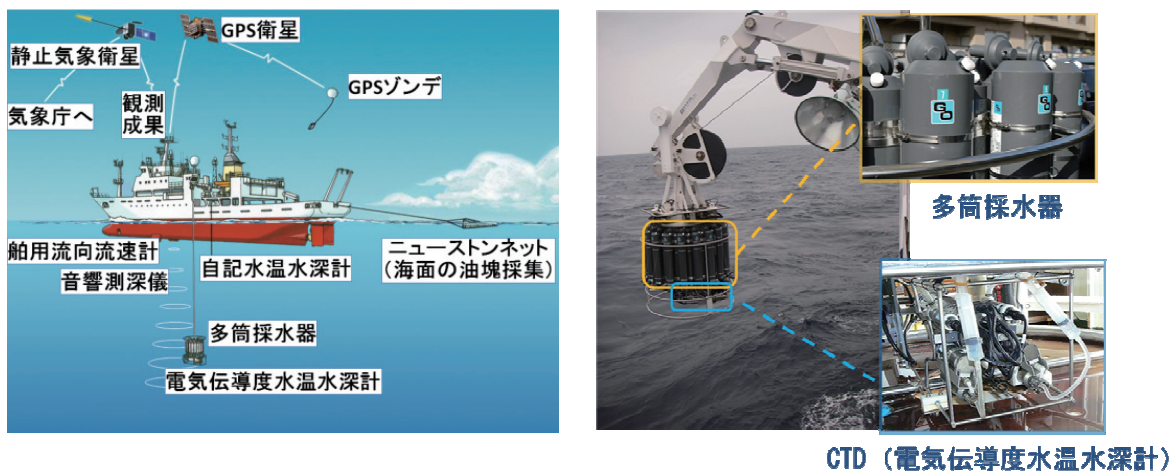


図トピックス 1-1 人間活動により大気中に排出された二酸化炭素の動向（1990年代の平均）  
数字は炭素に換算した重量（単位：億トン/年）、IPCC第4次評価報告書第1作業部会報告書（IPCC, 2007）を基に作図

## 2. 海洋の二酸化炭素観測の強化

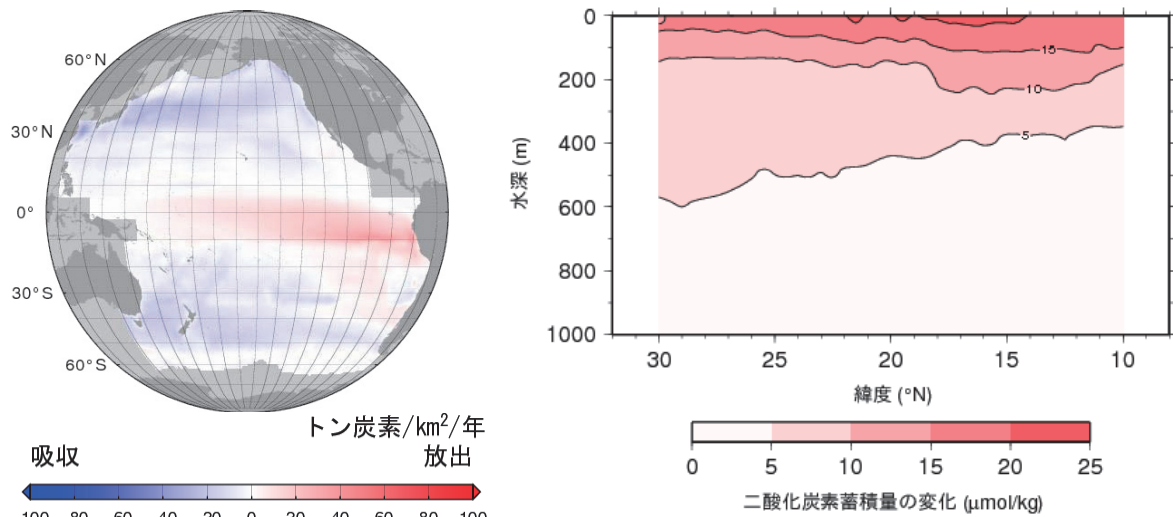
海洋は、二酸化炭素の最大の吸収源であり、地球温暖化の進行に密接に関係している。海洋の炭素循環の状況を詳細かつ正確に把握するため、ユネスコ政府間海洋学委員会（IOC）により設置された国際海洋炭素調整計画（IOCCP）の下、国際的な協力により、観測船による高精度の海洋観測が実施されている。気象庁は、2隻の観測船「凌風丸」と「啓風丸」の観測機能を強化し、二酸化炭素及びそれに関連した物質について従来よりも高精度な観測を北西太平洋域で2010年に開始した。

観測船では、電気伝導度水温水深計（CTD：Conductivity Temperature Depth profiler）と任意の深さ36層で海水を採取することのできる多筒採水器を海中に降ろして、海面から海底直上（最深6000m）までの水温や塩分、海水中に含まれる二酸化炭素などの化学物質の観測を行っている（図トピックス1-2）。この観測結果を解析することで、大気中の二酸化炭素が海洋にどのように吸収され、海洋内部にどのように蓄積されていくのかを調べることができる。



図トピックス1-2 気象庁の海洋気象観測船に搭載されている観測機器

得られた観測データは IOCCP を通じて国内外の政府・研究機関に提供されるとともに気象庁ホームページにおいて公開している。また2011年4月より、観測船で得られた観測データを基に、太平洋全体の大気－海洋間の二酸化炭素の交換量や北西太平洋における二酸化炭素蓄積量といった、海洋の炭素循環に関わる新たな監視情報を「海洋の健康診断表」にて提供を開始している（図トピックス1-3）。（海洋の健康診断表：<http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/index.html>）



図トピックス1-3 「海洋の健康診断表」で提供を開始した情報

(左) 大気－海洋間の二酸化炭素の年間あたりの正味の交換量

赤色（正の値）は海洋から大気に二酸化炭素が放出されていることを、青色（負の値）は大気から海洋に二酸化炭素が吸収されていることを表す。図は2009年の交換量で、数値は、年及び1km<sup>2</sup>の面積あたりの二酸化炭素交換量を炭素に換算した重量。気象庁の観測する北西太平洋は太平洋の中でも二酸化炭素の吸収量が比較的大きな海域である。

(右) 東経137度線において1994年～2010年に蓄積した二酸化炭素量

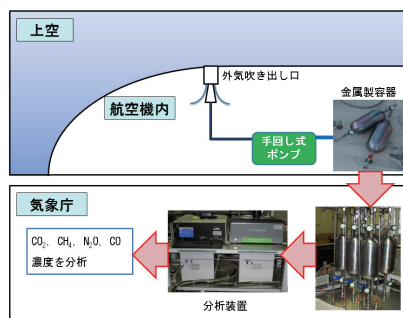
単位は、重量モル濃度：海水1kgあたりに含まれる無機炭酸の物質質量、μは百万分の1。

### 3. 航空機による上空の温室効果ガス観測

人為起源により排出される二酸化炭素等の温室効果ガスはその多くが陸上で排出され、大気の循環により上空にも運ばれ拡がっていく。温室効果ガスの循環の全体像を明らかにするためには、陸上及び海洋のみならず、上空も含めた温室効果ガスの状況を把握することが重要である。このため、気象庁では航空機による上空の温室効果ガスの観測を2011年から開始した。

この観測では、北西太平洋上空を南鳥島まで飛行する航空機内で金属製の容器（1.7リットル）に機外の大気を採取して気象庁に持ち帰り、4種の微量気体（二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素及び一酸化炭素）の濃度を分析する（図トピックス1-4、図トピックス1-5）。

得られた観測データは、気象庁が世界気象機関（WMO）の全球大気監視（GAW）の枠組みのもとで運営している温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）を通じて、国内外の政府・研究機関に提供するとともに、解析結果を今後気象庁ホームページや刊行物等を通じて公表していく。（航空機による上空の温室効果ガス観測：<http://ds.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/aircraft/aircraft.html>）



図トピックス1-4 上空の温室効果ガス観測の流れ



図トピックス1-5 大気試料採取に用いる金属製容器（左）と手動ポンプ（右）



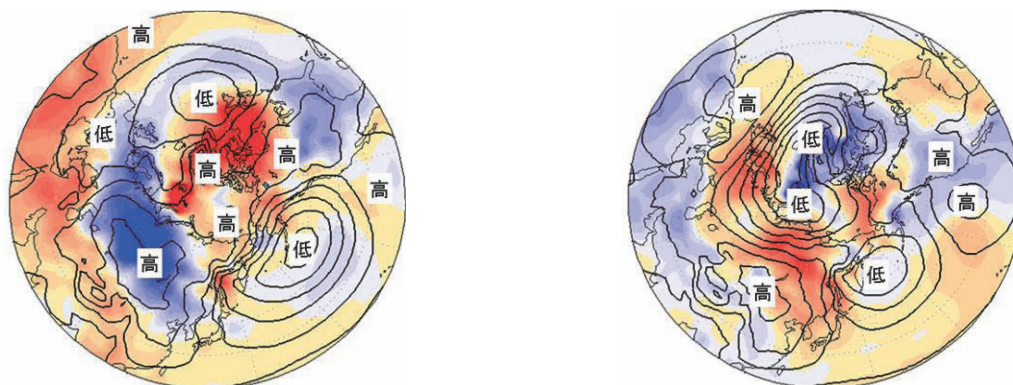
## トピックス 2

### 2009/2010 年冬の顕著な負の北極振動

2009/2010 年冬（2009 年 12 月～2010 年 2 月）は、ヨーロッパ、東アジア、米国などの北半球中緯度帯で顕著な寒波や記録的な大雪に見舞われた。気象庁では 2010 年 3 月 3 日に異常気象分析検討会を開催し、これが記録的な負の北極振動によってもたらされたとする見解を取りまとめ、公表した。

#### 1. 北極振動

北極振動とは、北半球の高緯度域と中緯度域における海面気圧が、シーソーのように一方が高いと一方が低くなる現象である。北極地方の海面気圧が平年より高く、中緯度帯の気圧が平年より低い場合を「負の北極振動」と呼び、北極地方から中緯度帯に向かって寒気が流れ込みやすくなる。逆に、北極地方の気圧が平年より低く、中緯度帯の気圧が平年より高い場合を「正の北極振動」と呼び、中緯度への寒気の南下が弱くなる（図トピックス 2-1）。



図トピックス 2-1 負の北極振動（左）と正の北極振動（右）

左図は負の北極振動が卓越した 2009/2010 年冬の、右図は正の北極振動が卓越した 1988/1989 年冬の海面気圧（実線）及び地上気温平年差（陰影）を表す。「高」は高気圧、「低」は低気圧を示す。暖色が平年より気温の高いことを、寒色が平年より気温が低いことを表す。

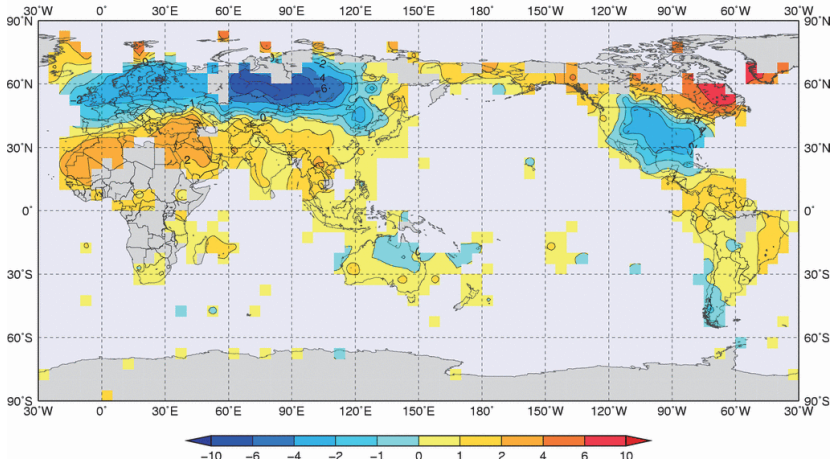
#### 2. 2009/2010 年冬の天候と北極振動

2009/2010 年冬の平均気温（図トピックス 2-2）は、ヨーロッパからロシア、東アジア北部にかけてとアメリカ合衆国では低温となり、異常低温となった地域があった。また、英国や米国、中国、韓国などでは記録的な大雪も観測された。ドイツのベルリンでは、12 月 19 日と 20 日の日最低気温が  $-14^{\circ}\text{C}$  を下回った（平年差：約  $-13^{\circ}\text{C}$ ）。また、米国のワシントン D.C. では、2 月 11 日に積雪深が 56cm となり、冬を通じた降雪量が過去最大になったと伝えられた（米国海洋大気庁）。一方、カナダ北東部からグリーンランドにかけては、著しい高温となった。

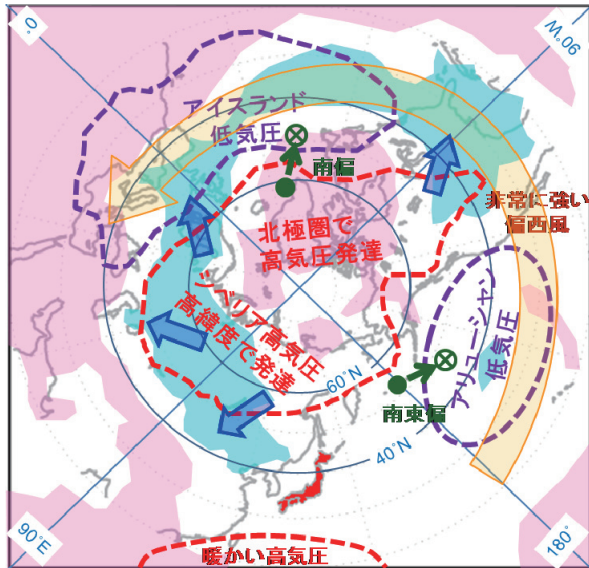
図トピックス 2-3 は、2009/2010 年冬に見られた大気の流れの特徴を示した概念図である。北極圏を中心とした高緯度では高気圧が発達する一方、アリューシャン低気圧とアイスランド低気圧が平年より南に位置するなど、中緯度帯で低気圧が優勢となった。このように、2009/2010 年冬は負の北極振動が卓越し、比較できるデータのある 1979/1980 年冬以降で、最も顕著なものであった（図トピックス 2-4）。この顕著な負の北極振動に伴って、地表付近では、高緯度から中緯度帯に向かう大気の流れが卓越し、ユーラシア大陸と北米大陸の中緯度帯には強い寒気が南下した。

なお、シベリア高気圧は高緯度で発達したが、日本付近への張り出しが平年より弱い傾向だったことに加え、エルニーニョ現象の影響でアリューシャン低気圧が平年より日本から離れたことや南

海上で暖かい高気圧が強かったことにより、日本付近では冬型の気圧配置が平年より弱く、このため全国的に高温となった。しかしながら、負の北極振動が顕著になった時期には、一時的に寒気が南下して日本海側の一部では大雪となるなど、寒暖の変動が非常に大きかった（第1部第2章2.1節図1.2-2）。

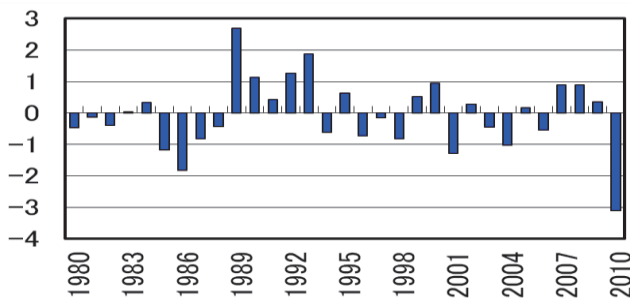


図トピックス2-2 2009年12月～2010年2月の3か月平均気温平年差(°C)  
寒色(暖色)は平年より低い(高い)領域を表す。



図トピックス2-3 2009/2010年冬に見られた特徴的な大気の流れの概念図

平年より高(低)気圧の勢力が強かった領域を赤色の点線(紫色の点線)で囲み、主な寒気の流れを青い太矢印で示した。薄いピンク色(濃い水色)陰影は、地表付近で高(低)温となった領域。アリューシャン低気圧とアイスランド低気圧の平年の中心位置を●、今冬を中心位置を⊗で記し、緑色の細矢印はそれらの平年からの偏りを示す。なお、黄色の網かけの反時計回りの矢印は、偏西風が北緯30～40度帯で非常に強かったことを表わしている。(異常気象分析検討会とりまとめ)



図トピックス2-4 冬の北極振動指数の経年変化  
横軸は年を、縦軸は冬(12月～2月)平均の北極振動指数を示す。指数が小さいほど、負の北極振動が顕著であることを表す。

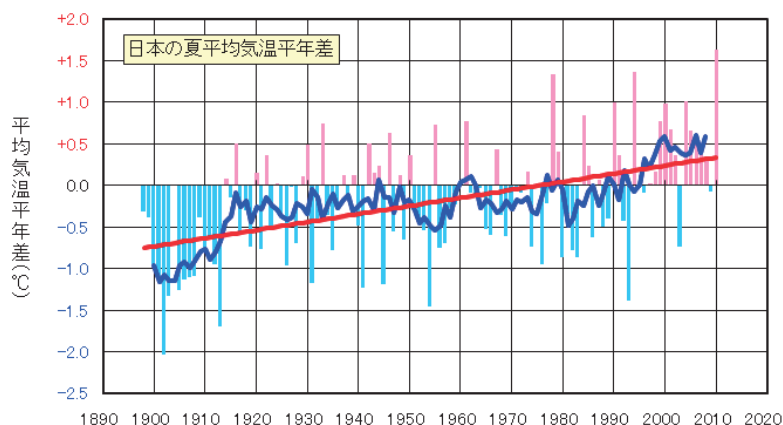
# トピックス 3 2010年夏の猛暑

2010年夏（6～8月）の日本の平均気温は、過去113年間で最も高くなるなど、全国的に記録的な高温となった。このような状況を受けて、気象庁は9月3日に異常気象分析検討会を開催し、この高温をもたらした大気の流れの特徴と要因に関する見解を取りまとめ、公表した。

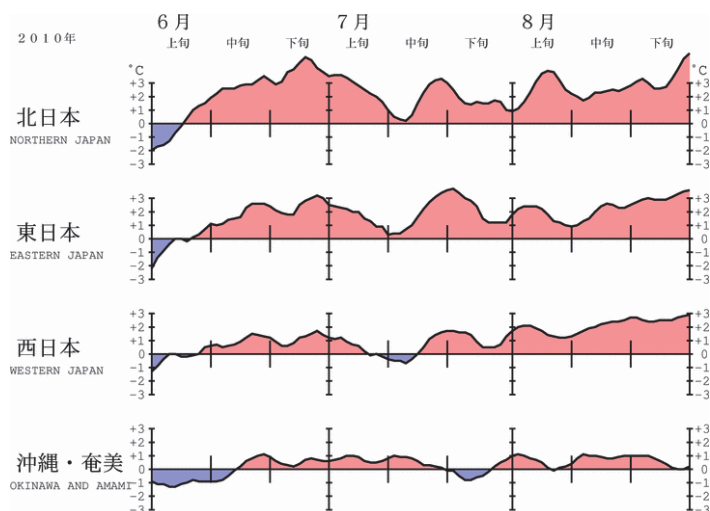
## 1. 天候の状況

2010年夏の日本の平均気温<sup>1</sup>の平年差（1971～2000年の平均値からの差）は+1.64℃となり、夏の気温としては統計を開始した1898年以降の113年間で、第1位の高い記録となった（図トピックス3-1）。また、全国の気象台・測候所等で観測した2010年夏の平均気温は、154地点中55地点で統計開始以来の高い記録を更新した。

各地域の夏の平均気温は、統計を開始した1946年以降で、北・東日本は第1位、西日本は第4位の高い記録だった。また、8月の地域平均気温は、統計を開始した1946年以降で、北～西日本は第1位となった。この夏の地域平均気温の経過（図トピックス3-2）をみると、各地域ともに、6月初め頃など平年値を下回った時期は非常に短く、ほぼ夏を通じて平年より高い状態が続いた。



図トピックス 3-1 夏（6～8月）平均した日本の平均気温平年差の経年変化（1898～2010年）  
横軸は年を表す。棒グラフは各年の値、青線は各年の値の5年移動平均を、赤線は長期変化傾向（+0.97℃/100年）を示す。



図トピックス 3-2 地域平均気温平年差の5日移動平均（2010年6～8月）

<sup>1</sup>都市化による影響が小さいと考えられる17の気象観測点における気温の観測値の平均値（第1部第2章2.3節参照）。



## 2. 高温をもたらした大気の流れの特徴と要因

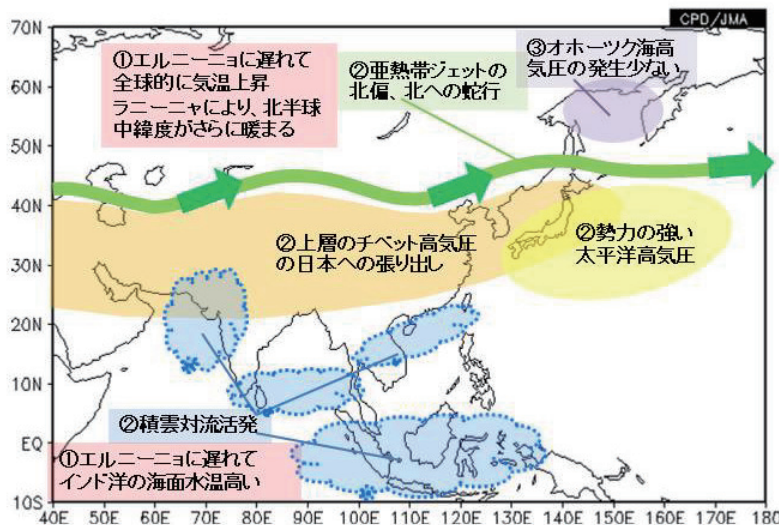
図トピックス 3-3 は、2010 年夏の記録的な高温をもたらした大気の流れの特徴と要因を示した概念図である。大気の流れの特徴は、主に次の 3 つにまとめることができる。

- ① 2010 年夏の北半球中緯度対流圏帯状平均の気温は、1979 年以降で最も高かった。
- ② 日本付近は、勢力の強い太平洋高気圧の影響を受けやすかった。
- ③ 冷涼なオホーツク海高気圧の影響をほとんど受けなかった。

まず、①について、対流圏の気温は、エルニーニョ現象に遅れて全球的に上昇し、同現象終了後も高い状態が数か月続くことがわかっており、また、ラニーニャ現象が発生している夏は、北半球中緯度の気温が高くなる傾向がある。2010 年は、春にエルニーニョ現象が終息し、夏にラニーニャ現象が発生した。このため、エルニーニョ現象終了後の昇温効果とラニーニャ現象が発生したことによる影響が合わさり、北半球中緯度の気温が非常に高くなった可能性がある。また、北半球中緯度対流圏の気温は長期的に上昇しており、これには地球温暖化が関係している可能性が考えられる。

次に、②について、7 月中頃の梅雨明け以降、日本付近の亜熱帯ジェット気流は、平年と比べて北寄りに位置し、太平洋高気圧が日本付近に張り出した。また、亜熱帯ジェット気流が日本付近でしばしば北側に蛇行し、上層のチベット高気圧が日本付近に張り出したことに伴い、本州付近で背の高い暖かい高気圧が形成された。夏の後半（7 月後半～8 月）の日本付近での亜熱帯ジェット気流の北偏は、インド洋及びその周辺海域の広い領域で対流活動が平年より活発になったことが一因とみられる。この領域の対流活動が活発だったことは、インド洋の海面水温が高かったこととラニーニャ現象が関連していた可能性がある。また、特に 8 月後半から 9 月初めにかけての日本付近の太平洋高気圧の強まりは、南シナ海北部からフィリピン北東の対流活動が活発になったことが一因と考えられる。

最後に、③について、6 月は北日本を中心に暖かい帯状の高気圧に覆われたため、かなり高温（「かなり」の定義については巻末の用語一覧を参照のこと）となった。例年夏の前半（6 月～7 月前半）東日本に影響するオホーツク海高気圧がほとんど形成されなかった。7 月後半には、一時的にオホーツク海高気圧が形成されたが、日本付近の亜熱帯ジェット気流が平年と比べて北寄りに位置し、また、日本の東海上の太平洋高気圧が強かったため、北・東日本はオホーツク海高気圧による影響をほとんど受けなかった。



図トピックス 3-3 2010 年夏（6～8 月）の日本の記録的な高温をもたらした要因の概念図

①～③は、本文中の「1.2 高温をもたらした大気の流れの特徴と要因」のそれぞれの番号に対応。

# 第1部 気候

気候は、大気や海洋、陸面などさまざまな要因が絡み合って相互に作用しながら、数週間、季節、年、数十年、さらにそれ以上のさまざまな時間スケールで変動する。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、日本国内では、全国156地点の気象台等と約1,300地点の地域気象観測所（アメダス）において、気温や降水量などの地上観測を実施しているほか、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)を用いて収集している。このように収集されたデータにより、気候の背景となっている大気の循環場の状態を診断・解析し、気候に関する現在の状況の的確な把握に努めている。第1部では、これらの気候に関する動向について、2010年の監視結果を示す。なお、2011年1月以降の監視状況は、地球環境の診断 (<http://www.data.kishou.go.jp/climate/index.html>) で提供している。

## 第1章 世界の気候

### 1.1 2010年の世界の天候

2010年の世界の天候の主な特徴は以下の通りである。

- 北緯30度～南緯30度の低緯度域、ロシア西部及びその周辺、北米東部及びその周辺で異常高温となる月が多かった。
- ヨーロッパでは1～2月、11～12月に、米国南東部及びその周辺では2～3月、12月に、それぞれ異常低温となった。
- パキスタンの多雨（6～9月）、中国中部の大雨（8月）、タイ、ベトナムの多雨（10月）、オーストラリア東部の多雨（12月）で気象災害が発生した。

#### 1.1.1 2010年の世界の天候の特徴

図1.1-1、図1.1-2に2010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。平年値は1971～2000年の値から求めている。また、図1.1-3、図1.1-4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。ここで用いる異常高温・低温、異常多雨・少雨とは、月平均気温や月降水量が、その地点・その月の値として30年に1回程度の値となった場合を指している。

年平均気温は、西シベリア～中央シベリア、ヨーロッパ、オーストラリアなどを除き、多くの地域で平年より高くなった（図1.1-1）。北緯30度～南緯30度の低緯度域、ロシア西部及びその周辺、北米東部及びその周辺で異常高温となる月が多かったが（図1.1-3）、ヨーロッパ、米国南東部及びその周辺ではそれぞれ異常低温となる月があった。

年降水量は、インドネシア、パキスタン及びその周辺、ヨーロッパ東部、アフリカ西部、米国北西部、カリブ海周辺、オーストラリアなどで平年より多く、南米南西部などで平年より少なかった（図1.1-2）。中国北東部、インドネシア南部及びその周辺、カリブ海周辺は異常多雨となる月が多く、南米南西部は異常少雨となる月が多かった（図1.1-4）。

なお、週や月、季節ごとの図表類は、気象庁ホームページで提供している。

(<http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/>)

#### 1.1.2 主な異常気象・気象災害

2010年に発生した主な異常気象・気象災害を図1.1-5に示す。「異常気象」の定義は巻末の用語一覧に示した。広範囲もしくは長期にわたった異常気象や、大規模な人的被害が発生した気象災害を選出した。「高温」「低温」「多雨」「少雨」は月平均気温や月降水量で異常気象を示し、そのほかの「大雨」「台風」などは気象災害を示す。気象災害の記述は米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究所（ベルギー）の災害データベース（EM-DAT）や国連の報道機関（IRIN）、各国の政府機関の発表等に基づいている。各異常気象・気象災害の概況は以下のとおり。

- (1) 西シベリア及びその周辺の低温（1～2月、12月） 西シベリア及びその周辺では、1月から2月にかけてと12月に、異常低温となった。ロシア中南部のオムスク：1月の月平均気温 $-24.9^{\circ}\text{C}$ （平年差 $-8.0^{\circ}\text{C}$ ）。
- (2) モンゴル及びその周辺の低温（2～4月、12月） モンゴル及びその周辺では、2月から4月にかけてと12月に、異常低温となった。モンゴルのウランバートル：2月の月平均気温 $-20.8^{\circ}\text{C}$ （平年差 $-3.6^{\circ}\text{C}$ ）。
- (3) 日本及びその周辺の高温（6～9月） 日本及びその周辺では、6月から9月にかけて、異常高温となった。北海道の帯広：8月の月平均気温 $23.4^{\circ}\text{C}$ （平年差 $+3.4^{\circ}\text{C}$ ）。
- (4) 中国中部の大雨（8月） 中国カンスー（甘肅）省ガンナン（甘南）チベット族自治州ズッチュ（舟曲）県では8日、大雨による土砂崩れが発生し、1760人以上が死亡したと伝えられた。
- (5) 西日本～タイの台風・多雨（10月） 奄美大島では停滞前線に台風第13号の暖湿流が流れ込み、名瀬では20日の日降水量が $622.0\text{mm}$ となった（10月の月降水量平年値： $238.7\text{mm}$ ）。南シナ海周辺では、積乱雲の活動が活発で、タイのナコンサワンでは月降水量が $588\text{mm}$ （平年比438%）となった。大雨による洪水で、タイでは100人以上が死亡、ベトナムでは60人以上が死亡したと伝えられた。
- (6) 東南アジアの高温（通年） 東南アジアでは、たびたび異常高温となった。タイのチェンマイ：5月の月平均気温 $31.4^{\circ}\text{C}$ （平年差 $+2.6^{\circ}\text{C}$ ）。
- (7) インドネシア南部及びその周辺の多雨（7～10月） インドネシア南部及びその周辺では積乱雲の活動が活発で、たびたび異常多雨となった。インドネシアのジャカルタ：7月の月降水量 $250\text{mm}$ （平年比460%）。
- (8) パキスタン及びその周辺の多雨（6～9月） パキスタン及びその周辺では、積乱雲の活動が活発で、6月から9月にかけて、異常多雨となった。7月下旬から8月上旬の大雨による洪水で1960人以上が死亡したと伝えられた。
- (9) ヨーロッパの低温（1～2月、11～12月） ヨーロッパでは、1月から2月にかけて、及び11～12月にかけて異常低温となった。ロシアのモスクワ：1月の月平均気温 $-14.5^{\circ}\text{C}$ （平年差 $-7.0^{\circ}\text{C}$ ）、ノルウェーのオスロ：11月の月平均気温 $-4.2^{\circ}\text{C}$ （平年差 $-3.3^{\circ}\text{C}$ ）。
- (10) ロシア西部及びその周辺の高温・少雨（6～8月） ロシア西部及びその周辺は、6月から8月にかけて、暖かい高気圧に覆われ、異常高温、異常少雨となった。ロシアのモスクワ：7月の月平均気温 $26.0^{\circ}\text{C}$ （平年差 $+7.6^{\circ}\text{C}$ ）。ロシア西部では、熱波・干ばつによる森林火災で40名以上が死亡したと伝えられ、干ばつによる小麦の生育への影響が報じられた。
- (11) 中東～アフリカ西部の高温（通年） 中東からアフリカ西部では、たびたび異常高温となった。イランのテヘラン：3月の月平均気温 $14.7^{\circ}\text{C}$ （平年差 $+4.2^{\circ}\text{C}$ ）、エジプトのアスワン：11月の月平均気温 $26.6^{\circ}\text{C}$ （平年差 $+5.0^{\circ}\text{C}$ ）、モーリタニアのヌアクショット：3月の月平均気温 $26.7^{\circ}\text{C}$ （平年差 $+3.1^{\circ}\text{C}$ ）。
- (12) マダガスカル及びその周辺の高温（通年） マダガスカル及びその周辺では、たびたび異常高温となった。マダガスカルのアンタナナリボ：5月の月平均気温 $18.8^{\circ}\text{C}$ （平年差 $+1.7^{\circ}\text{C}$ ）。
- (13) 北米東部及びその周辺の高温（通年） 北米東部及びその周辺では、たびたび異常高温となった。米国のニューヨーク：7月の月平均気温 $28.2^{\circ}\text{C}$ （平年差 $+3.2^{\circ}\text{C}$ ）。
- (14) 米国南東部及びその周辺の低温（2～3月、12月） 米国南東部及びその周辺では、2月から3月にかけてと12月に、異常低温となった。米国テキサス州ヒューストン：2月の月平均気温 $9.1^{\circ}\text{C}$ （平年差 $-5.0^{\circ}\text{C}$ ）。また、米国ワシントンDCでは、2月11日に積雪深が $56\text{cm}$ となるなど、この冬の降雪量は過去最大になったと伝えられた。
- (15) カリブ海周辺の多雨（6～12月） カリブ海周辺では、6月から12月にかけて、積乱雲の活動が活発で、たびたび異常多雨となった。コロンビア北部のバラキジャ：7月の月降水量 $359\text{mm}$ （平年比686%）。



- (16) 南米北部の高温 (1~11 月) 南米北部では、1 月から 11 月にかけて、たびたび異常高温となった。ブラジルのゴイアニア：9 月の月平均気温  $27.5^{\circ}\text{C}$  (平年差  $+3.1^{\circ}\text{C}$ )。
- (17) 南米南部の低温 (5 月、7~8 月、12 月) 南米南部では、5 月、7 月から 8 月にかけて、及び 12 月に、南から寒気が入ったため、異常低温となった。アルゼンチンのサンカルロスデバリロチェでは、8 月 1 日の日最低気温が  $-10^{\circ}\text{C}$  を下回った (平年差：約  $-9^{\circ}\text{C}$ )。
- (18) オーストラリア東部の多雨 (12 月) オーストラリア東部では、広範囲にわたり、洪水に見舞われたと伝えられた。クイーンズランド州ブリスベン：12 月の月降水量  $453\text{mm}$  (平年比  $390\%$ )。

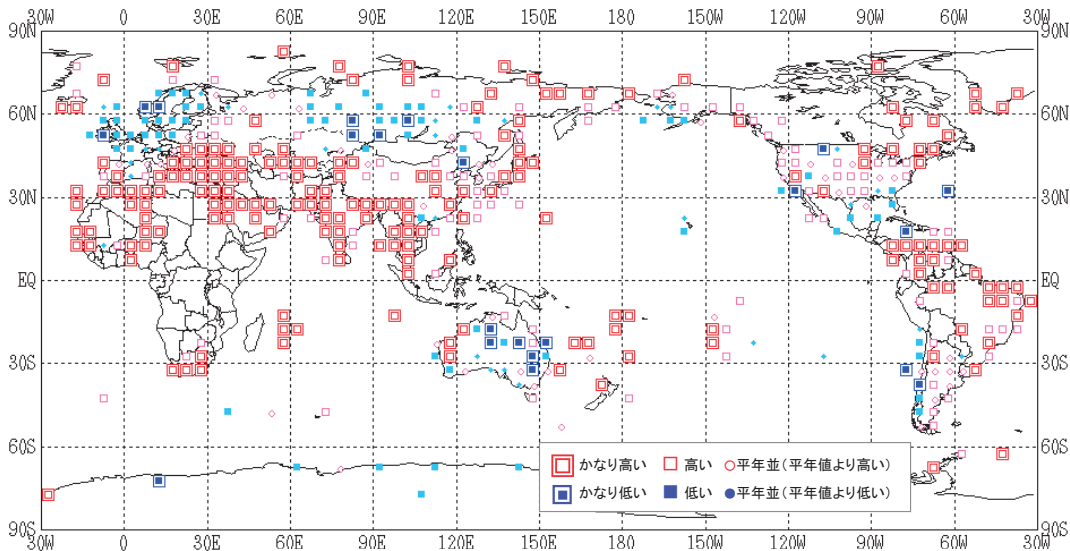


図 1.1-1 年平均気温平年差規格化階級分布図 (2010 年)

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 度格子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。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平年値がない領域を意味する。

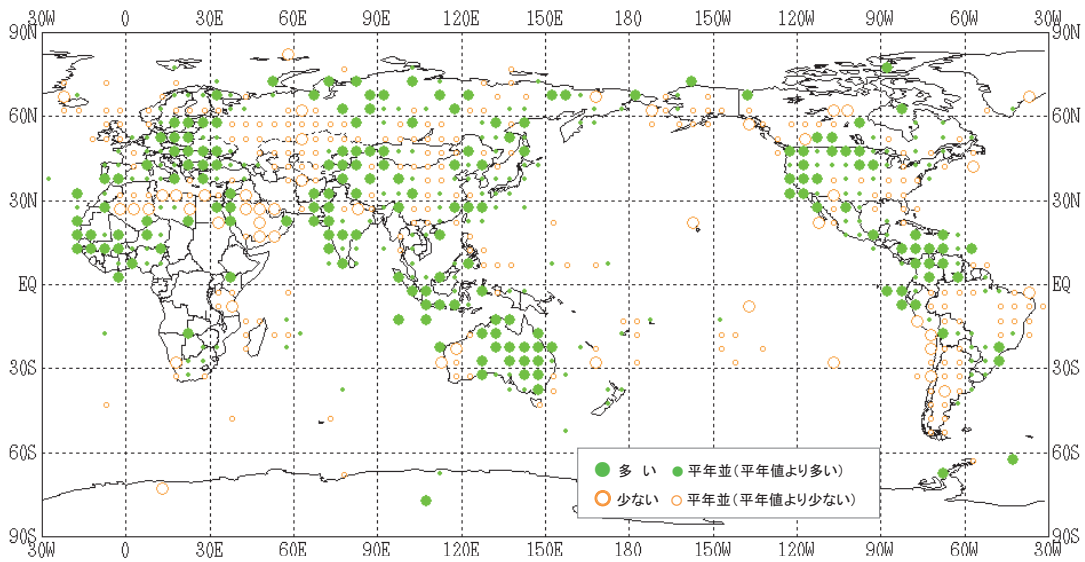


図 1.1-2 年降水量平年比分布図 (2010 年)

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。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平年値がない領域を意味する。

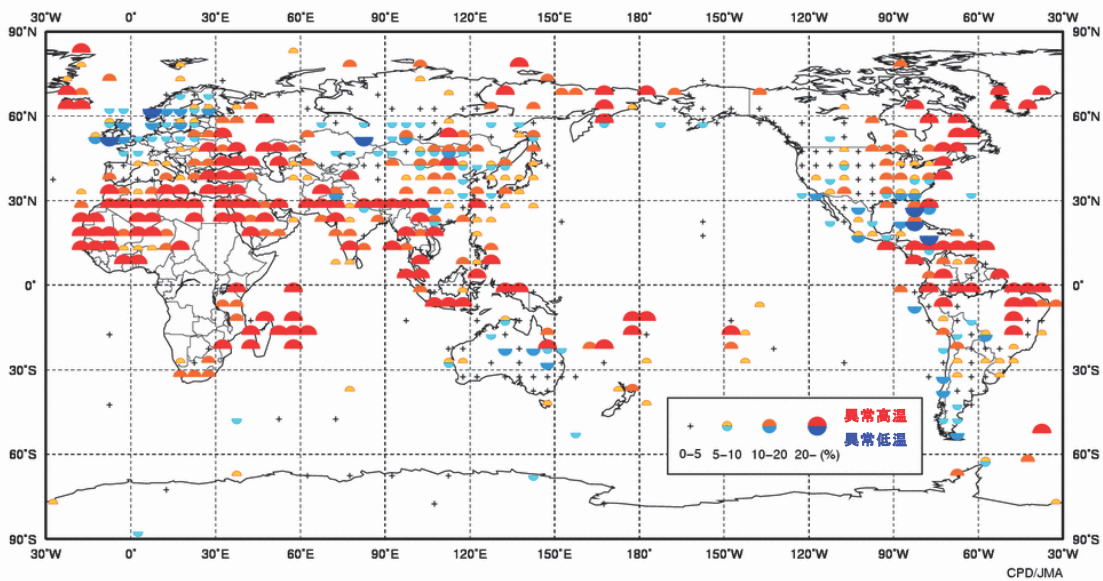


図 1.1-3 異常高温・異常低温出現頻度分布図 (2010 年)

本図の半円の大きさが表す異常高温・低温は、緯度・経度 5 度格子内に含まれる観測点で観測された月毎の異常高温・低温の年間の総数を全観測数で割った、1 格子あたりの出現割合である。この割合が 10~20%かそれ以上となった場合、当該格子の範囲で異常値の発生が平年より多かったと判断する。なお、観測点ごとの異常高温・低温の判定基準は 30 年に 1 度 (その現象の発生率は平均して約 3%) である。

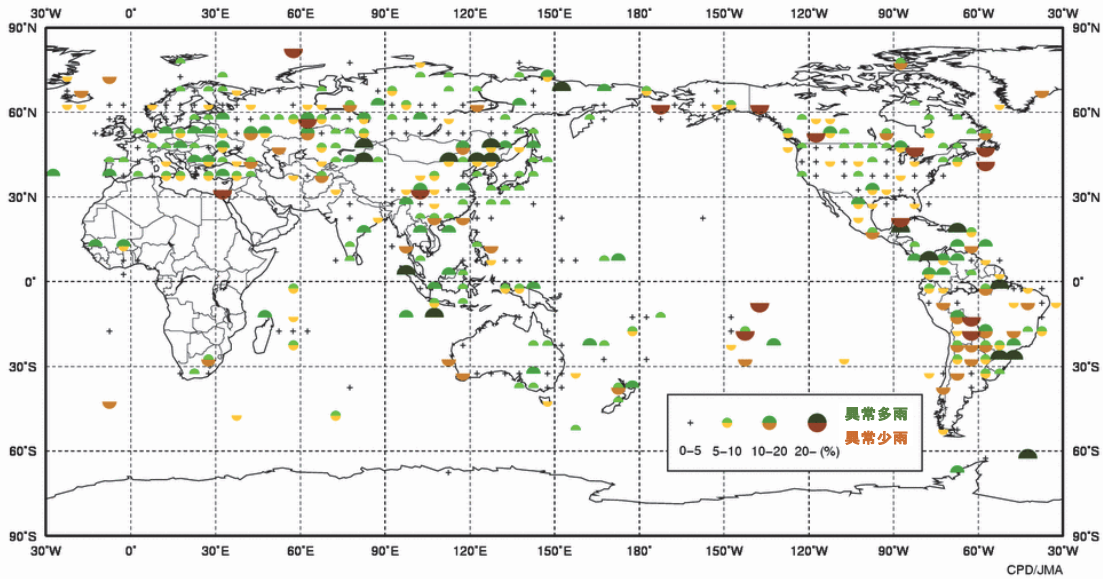


図 1.1-4 異常多雨・異常少雨出現頻度分布図（2010 年）

本図の半円の大きさが表す異常多雨・少雨は、緯度・経度 5 度格子内に含まれる観測点で観測された月毎の異常多雨・少雨の年間の総数を全観測数で割った、1 格子あたりの出現割合である。この割合が 10～20%かそれ以上となった場合、当該格子の範囲で異常値の発生が平年より多かったと判断する。なお、観測点ごとの異常多雨・少雨の判定基準は 30 年に 1 度（その現象の発生率は平均して約 3%）である。

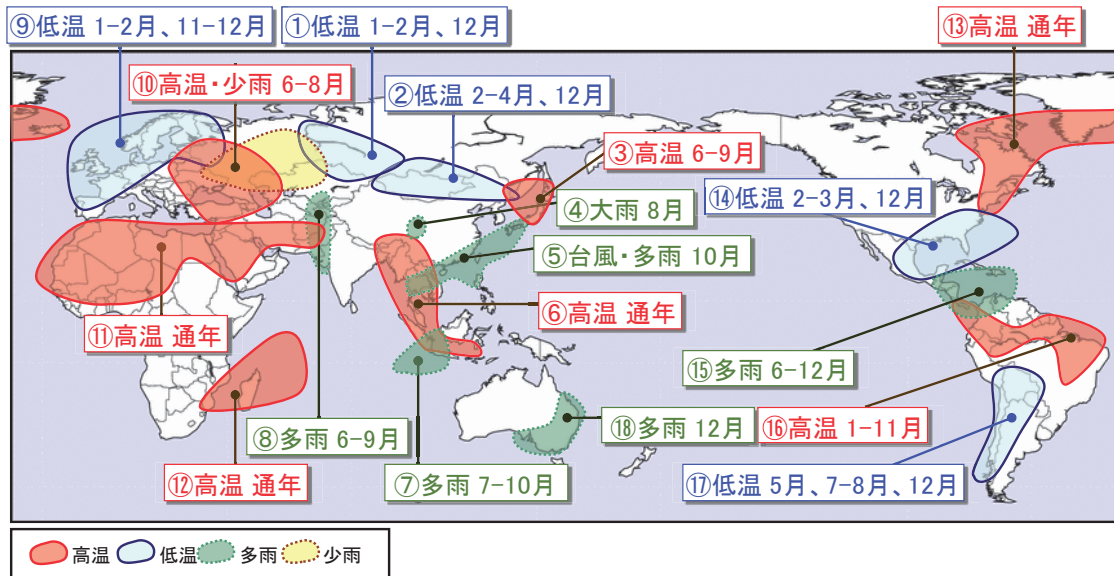


図 1.1-5 2010 年の主な異常気象・気象災害の分布図

2010 年に発生した異常気象や気象災害のうち、規模や被害が比較的大きかったものについて、おおよその地域・時期を示した。図中の丸数字は本文中の「1.1.2 主な異常気象・気象災害」の括弧数字と対応している。

## 1.2 世界の気温と降水量

- 2010年の世界の年平均気温は、1891年以降で第2位の高い値となった。
- 世界の年平均気温は、長期的には100年あたり0.68℃の割合で上昇している。

2010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+0.34℃で、1891年以降では、1998年に次いで2番目に高い値となった。北半球平均の気温は1891年以降で最も高い値、南半球平均の気温は4番目に高い値となった(図1.1-6)。

世界の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら、長期的には100年あたり0.68℃<sup>2</sup>(統計期間:1891~2010年)の割合で上昇している(北半球平均の気温が100年あたり約0.71℃、南半球平均の気温が約0.66℃)。これは、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響に、数年~数十年程度で繰り返される自然変動が重なっているものと考えられる。

長期的な気温の変化傾向について、気候変動に関する政府間パネル(IPCC)第4次評価報告書では、古気候学的な証拠から20世紀後半の北半球の平均気温が少なくとも過去1300年間のうちで最も高温であった可能性が高いと述べている。また、同報告書では、20世紀半ば以降に観測された世界平均気温の上昇のほとんどは、人為起源の温室効果ガスの増加によってもたらされた可能性が非常に高いとしている。

世界各地の観測所で観測された降水量から計算した、2010年の世界の年降水量の平年差は+57mmであった(図1.1-7)。世界の年降水量は1880年の統計開始以降、周期的な変動を繰り返している。北半球では、1930年頃、1950年代に降水量の多い時期が現れている。

---

<sup>2</sup> IPCC第4次評価報告書では、世界の平均気温の上昇率は100年あたり0.74℃(1906~2005年)であるが、両者は同様の変動を示している。なお、本レポートと異なる値となるのは、使用データを含め算出方法および統計期間の違いによる。

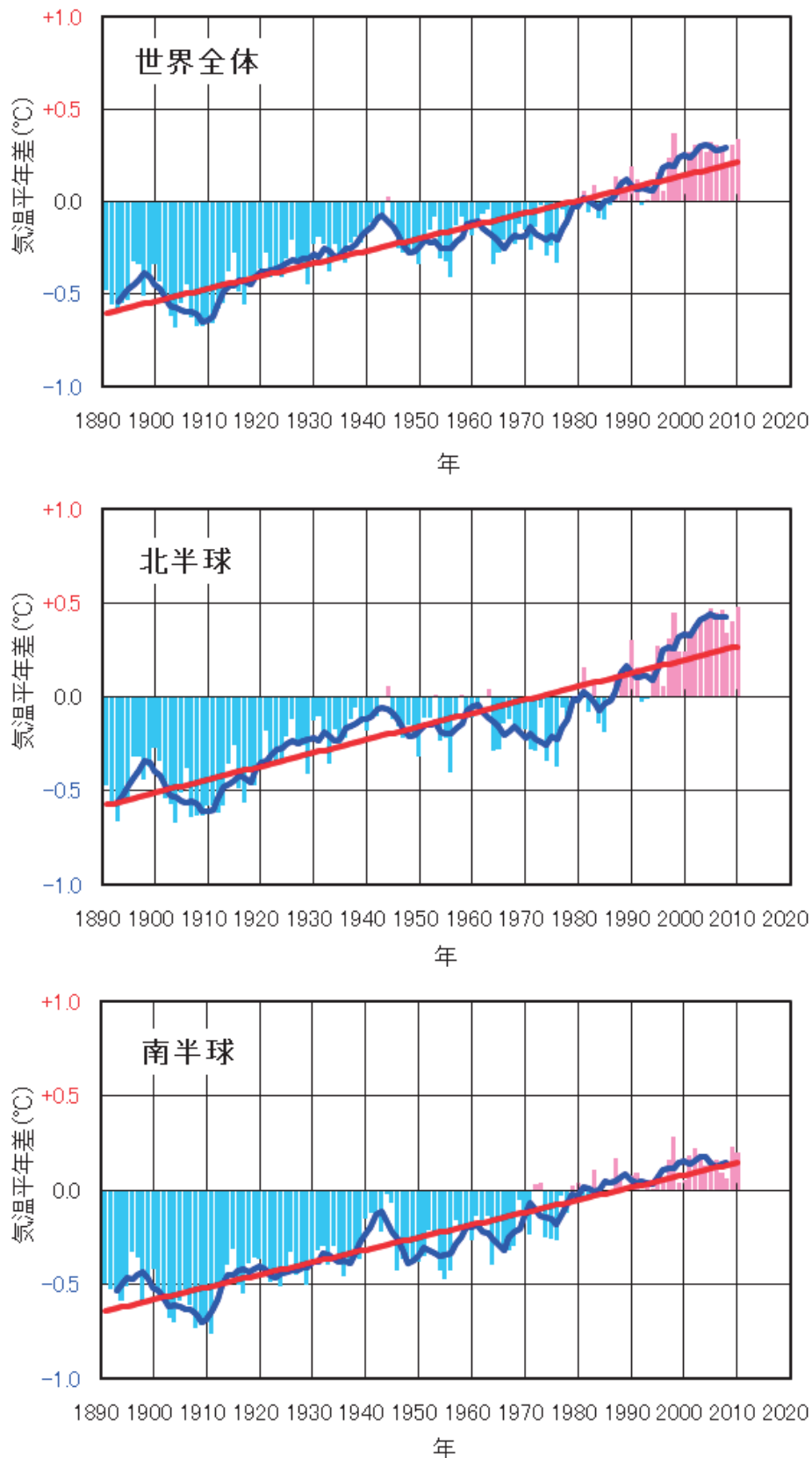


図 1.1-6 年平均気温の変化（1891～2010 年）

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。

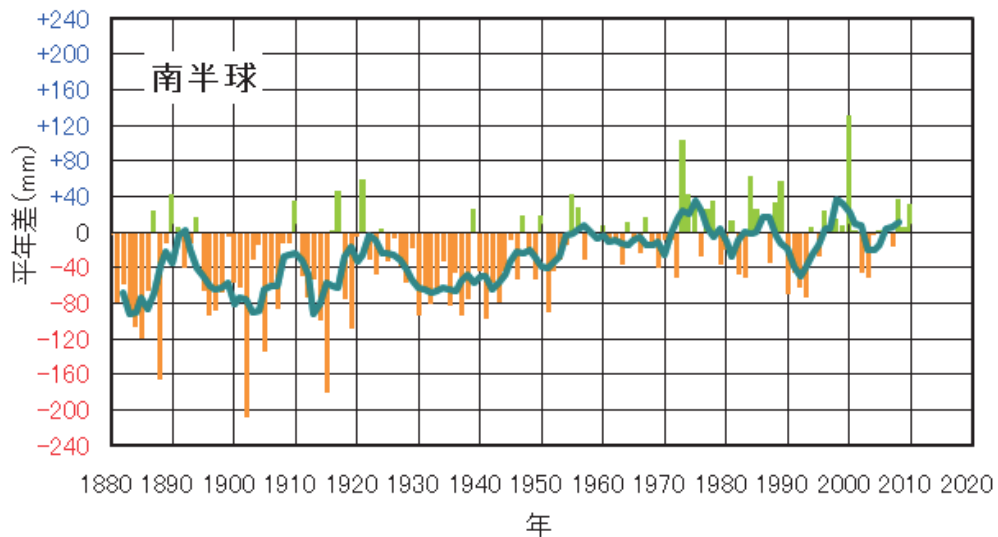
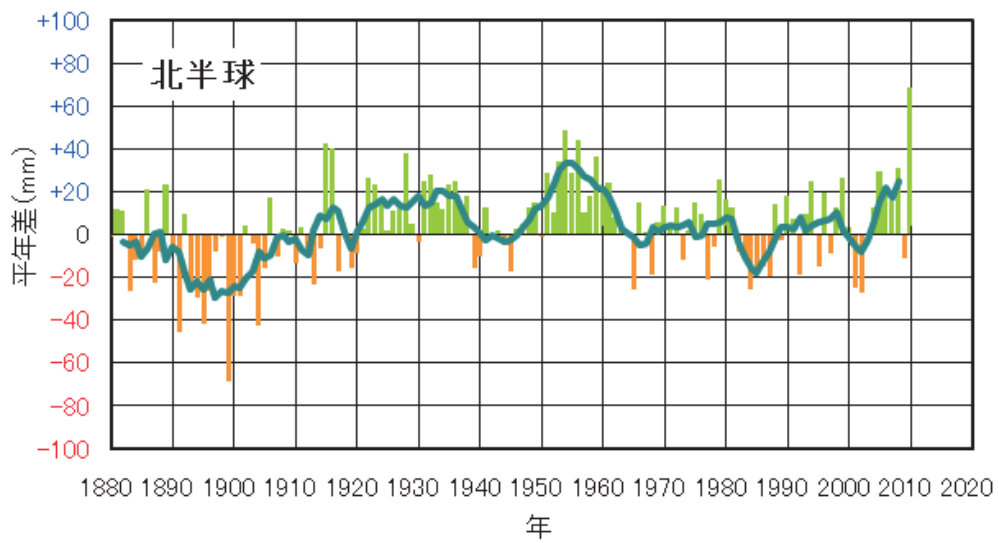
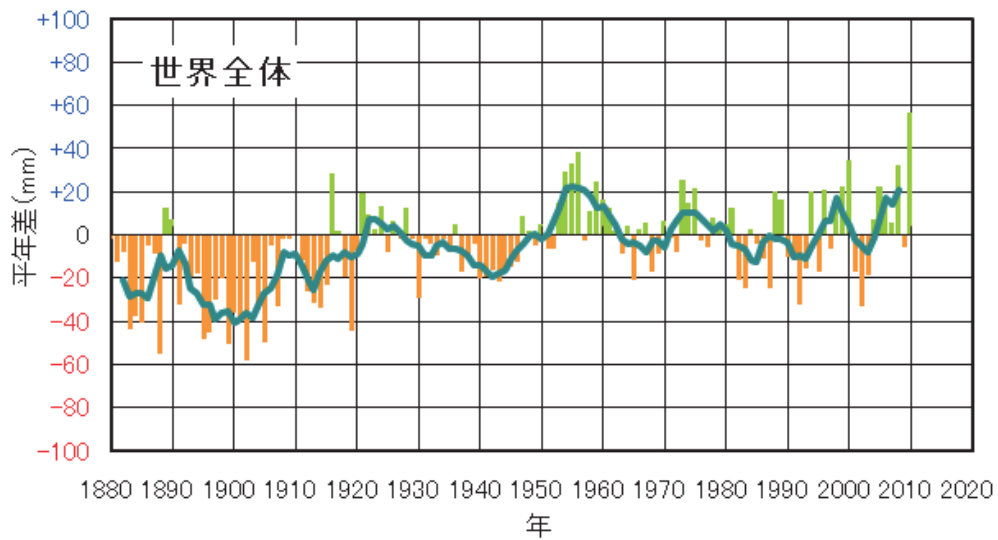


図 1.1-7 年降水量の変化 (1880~2010 年)

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。棒グラフは各年の年降水量の平年差（平年値との差）を示している。太線（緑）は平年差の 5 年移動平均を示す。平年値は 1971~2000 年の 30 年平均値。



## 第2章 日本の気候

### 2.1 2010年の日本の天候

2010年の日本の天候の主な特徴は以下のとおりである。

- 年平均気温は全国で高く、降水量は一部を除き多かった。全国的に高温・多雨・寡照傾向であった。
- 春は気温の変動が大きかった。
- 夏の日本の平均気温は過去113年間で最も高かった。
- 台風の発生数は1951年以降で最も少なかった。

#### 2.1.1 年間

##### (1) 平均気温

年平均気温は全国で高く、北日本から西日本にかけてかなり高くなった(図1.2-1 上段)。「かなり」の定義については巻末の用語一覧を参照のこと)。全国的に5月までは気温の変動が大きかったが、6月以降は高温となることが多かった。(図1.2-2)

##### (2) 年降水量

年降水量は西日本日本海側を除いて多く、低気圧や前線の影響を受けやすかった北日本ではかなり多かった。(図1.2-1 中段)

##### (3) 年間日照時間

年間日照時間は、北日本と沖縄・奄美でかなり少なく、西日本では少なかった。東日本では平年並だった。(図1.2-1 下段)

#### 2.1.2 季節別の天候の特徴(図1.2-2、表1.2-1)

##### (1) 冬(2009年12月～2010年2月)(図1.2-2、図1.2-3 左上、表1.2-1)

- 冬の平均気温は全国で高かったが、寒気が流れ込み低温となった時期もあるなど、気温の変動が大きかった。
- 東日本日本海側を中心に大雪となった。
- 北日本では日照時間がかなり少なかった。

冬の平均気温は全国で高かったが、強い寒気が流れ込み、気温が平年を大幅に下回った時期もあるなど、気温の変動が大きかった。日本海側の降雪量は、冬合計では北日本日本海側では少なく、東日本日本海側と西日本日本海側では平年並だったが、寒気の影響を受けた12月中旬、1月前半、2月上旬には各地で大雪となった。特に、1月中旬には新潟県の山沿いで3メートルを超える積雪となったのをはじめ、2月上旬前半には新潟で26年ぶりに81センチの積雪となるなど、東日本日本海側を中心に2005/2006年冬以来の大雪となった。このほか、12月下旬には北海道の太平洋側でも低気圧の影響により大雪となった。

平均気温：全国的に高かった。

降水量：東日本日本海側でかなり多く、東・西日本太平洋側で多かった。北日本、西日本日本海側及び沖縄・奄美では平年並だった。

日照時間：北日本でかなり少なく、東日本太平洋側で少なかった。一方、沖縄・奄美では多く、東日本日本海側と西日本では平年並だった。

##### (2) 春(3月～5月)(図1.2-2、図1.2-3 右上、表1.2-1)

- 全国的に気温の変動が大きかった。
- 北日本から西日本にかけては降水量がかなり多く、日照時間がかなり少なかった。

春は、暖かい空気が流れ込み、気温が平年を大幅に上回った時期と、寒気が南下し、気温が平年

を大幅に下回った時期があるなど、全国的に気温の変動が大きかった。3月上旬と中旬、5月上旬と中旬後半から下旬前半は南から暖かい空気が流れ込み、全国的に気温が平年を大幅に上回った。一方、3月下旬、4月中旬と下旬、5月中旬前半と下旬後半は強い寒気が流れ込み、全国的に気温は平年を大幅に下回った。強い寒気が流れ込んだ4月中旬には、17日に関東甲信地方から東北地方南部にかけての広い範囲で降雪を観測し、東京などでは41年前の1969年に観測した最も遅い降雪の記録に並んだ。また、本州付近を低気圧や前線が頻繁に通過したため、降水量は北日本から西日本にかけてかなり多く、日照時間は北日本と東・西日本日本海側でかなり少なかった。

平均気温：北日本で低く、東・西日本では平年並、沖縄・奄美で高かった。

降水量：北日本から西日本にかけてかなり多く、沖縄・奄美では平年並だった。

日照時間：北日本と東・西日本日本海側でかなり少なく、東・西日本太平洋側で少なく、沖縄・奄美では平年並だった。

### (3) 夏(6月～8月)(図1.2-2、図1.2-3左下、表1.2-1)

○夏の平均気温は、北日本から西日本にかけてかなり高かった。

○夏の降水量は、北日本日本海側でかなり多かった。

夏の気温は、北日本から西日本にかけて顕著に高かった。長期間にわたる気温観測データが存在し、都市化による影響の少ない17地点で平均した日本の夏の平均気温は、1898年以降の113年間で第1位の高い記録となった(トピックス3、及び第1部第2章2.3節)。また、北日本と東日本では1946年以降で第1位の高温となり、全国154地点の气象台、測候所等のうち55地点で夏の平均気温の高い記録を更新した。特に、強い太平洋高気圧に覆われることが多かった8月の気温が高く、77地点で月平均気温の高い記録を更新した。夏の降水量は、前線や湿った気流の影響を受けやすかった北日本日本海側ではかなり多く、西日本太平洋側と沖縄・奄美で多かった一方、東日本では少なかった。梅雨入りが遅く、梅雨明けの早い地方が多かったが、梅雨期間中の梅雨前線の活動は活発で、西日本を中心に大雨となる日もあった。また、梅雨の時期の降水量が少ない地方はなかった。

平均気温：全国で高く、北日本から西日本にかけてかなり高かった。

降水量：北日本日本海側でかなり多く、西日本太平洋側と沖縄・奄美で多かった。一方、東日本では少なく、北日本太平洋側と西日本日本海側では平年並だった。

日照時間：東日本太平洋側でかなり多く、東日本日本海側で多かった。一方、沖縄・奄美ではかなり少なかった。北日本と西日本では平年並だった。

### (4) 秋(9月～11月)(図1.2-2、図1.2-3右下、表1.2-1)

○秋の平均気温は全国で高く、北日本ではかなり高かった。

○沖縄・奄美では降水量がかなり多かった。

秋の平均気温は全国的に高く、特に北日本ではかなり高かった。9月は上・中旬を中心に日本の南で太平洋高気圧の勢力が強く、西日本と東日本太平洋側の広い範囲で猛暑日になる日があるなど、全国的に残暑が厳しかった。また、北日本から西日本にかけての9月上旬の高温が記録的であったことを反映して、46地点で9月としての猛暑日日数の多い記録を更新した。10月は、上・中旬にこの時期としては非常に暖かい空気に覆われて、北・東日本を中心に気温が平年を大幅に上回ったことなどから、9月に続いて全国的に気温が高かった。11月に入り、東日本以西では寒気の影響を受けやすくなって高温が解消したが、北日本では平年に比べ寒気の流入が弱く、引き続き気温が高かった。

平均気温：全国で高く、北日本ではかなり高かった。

降水量：沖縄・奄美でかなり多く、東日本で多かった。一方、西日本では少なく、北日本では平年

並だった。

日照時間：東・西日本太平洋側が多かった。一方、北日本太平洋側と沖縄・奄美では少なく、北日本から西日本にかけての日本海側では平年並だった。

(5) 初冬（12月）（表 1.2-1）

北・東日本では、12月としては暖かい日が多く、月平均気温がかなり高かった。下旬には日本の上空に次々と強い寒気が南下し、日本海側を中心に大雪となり、記録的な積雪となったところがあった。

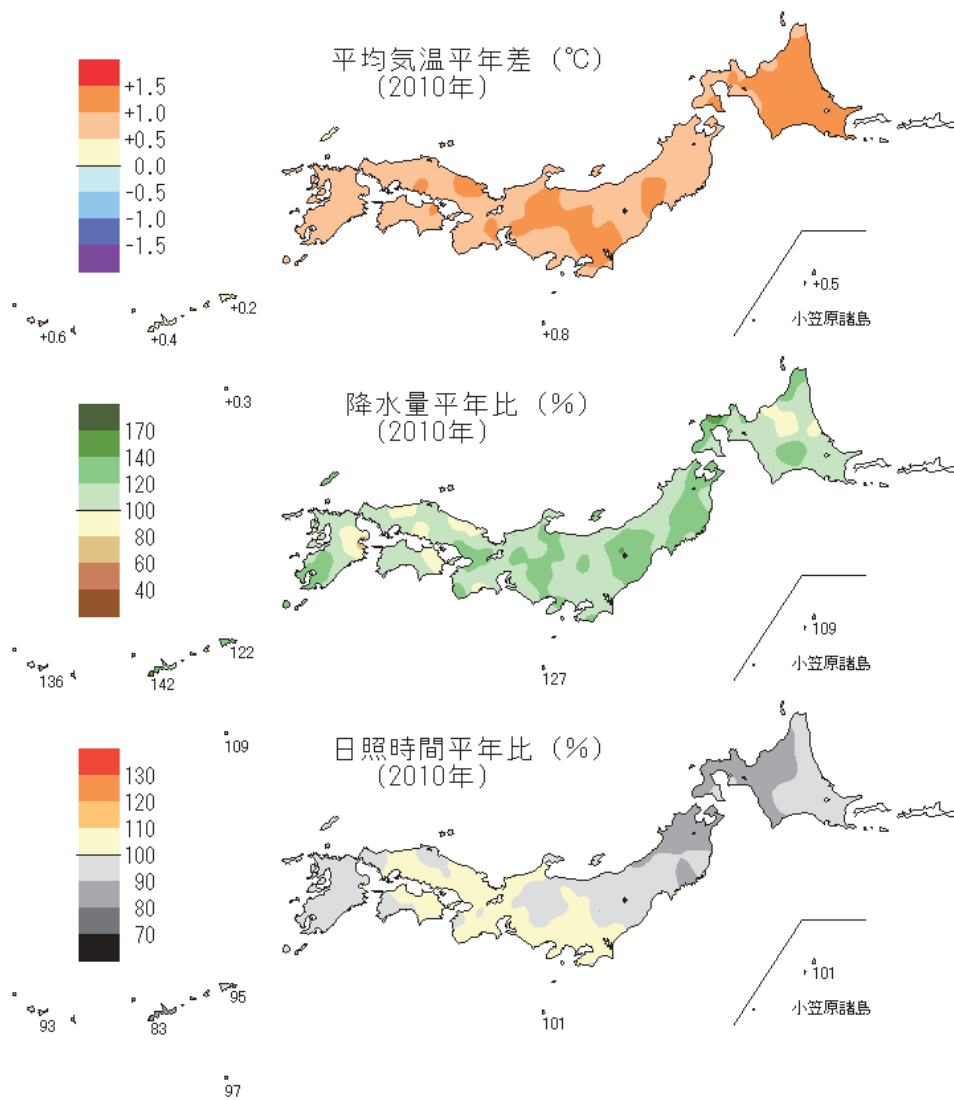


図 1.2-1 日本における 2010 年の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布

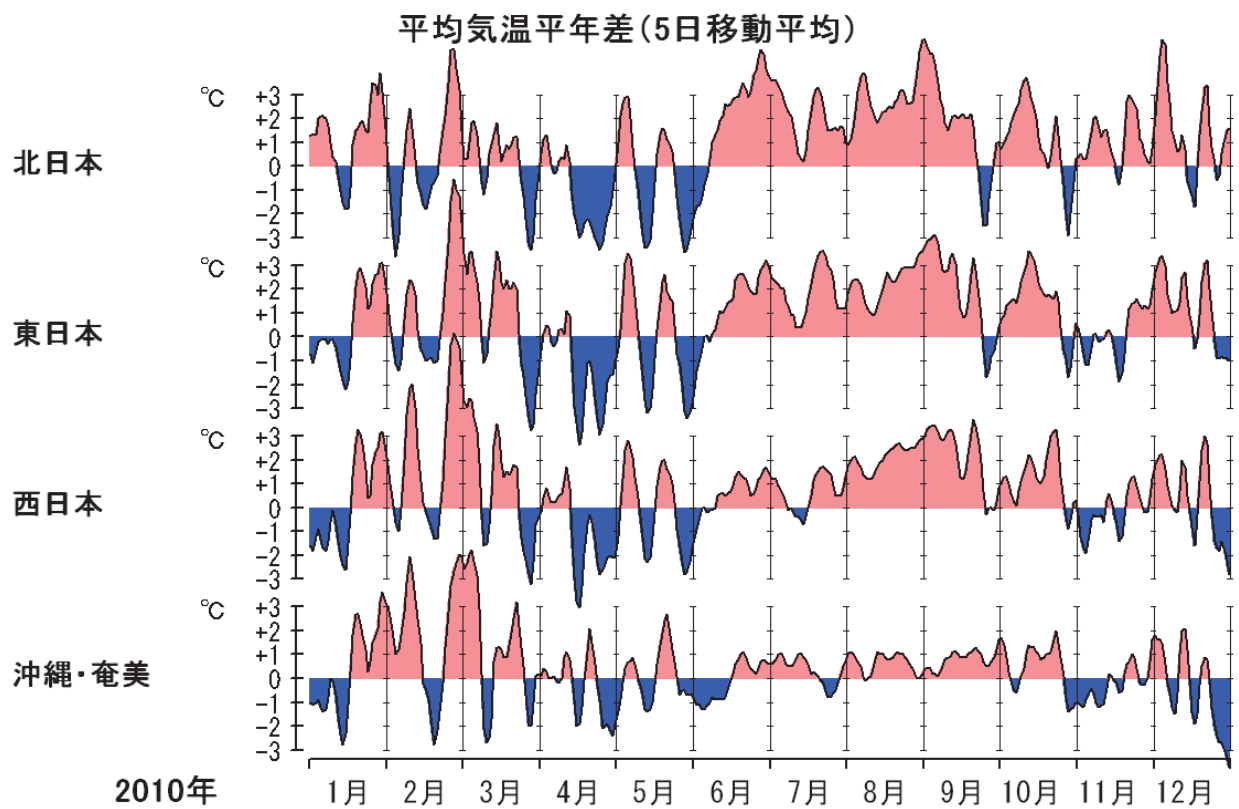


図1.2-2 地域平均気温平年偏差の5日移動平均時系列 (2010年1月~12月)

表 1.2-1 2010 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（全国 154 地点の気象台・測候所等）

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「値タイ」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 以上のとき記載した。

	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	0	1 タイ	0	1	2	0
2 月	0	0	1	0	0	2	0	0
冬	0	0	0	0	0	0	1	
3 月	0	0	9 東・西日本	1	0	6 東・西日本	2	1
4 月	0	0	7 北～西日本	0	0	9 北・東日本	1	1
5 月	0	0	0	0	0	0		
春	0	0	7 北～西日本	0	0	12 北～西日本		
6 月	4、2 タイ 北・東日本	0	2	0	0	0		
7 月	2、1 タイ	0	4	0	0	6 北日本、沖 縄・奄美		
8 月	77、7 タイ 北～西日本	0	0	4	0	0		
夏	55、6 タイ 北～西日本	0	0	0	0	3		
9 月	3、6 タイ 北～西日本	0	1	0	7 東・西日本、 沖縄・奄美	0		
10 月	1 タイ	0	2	0	0	5 西日本、沖 縄・奄美		
11 月	0	0	0	0	1	0	0	0
秋	3、1 タイ	0	0	0	0	0		
12 月	2、2 タイ	0	12 北・西日本	0	0	3	2	7 北・西日本
年 (2010 年)	3、3 タイ 北・東日本	0	1	0	0	2		

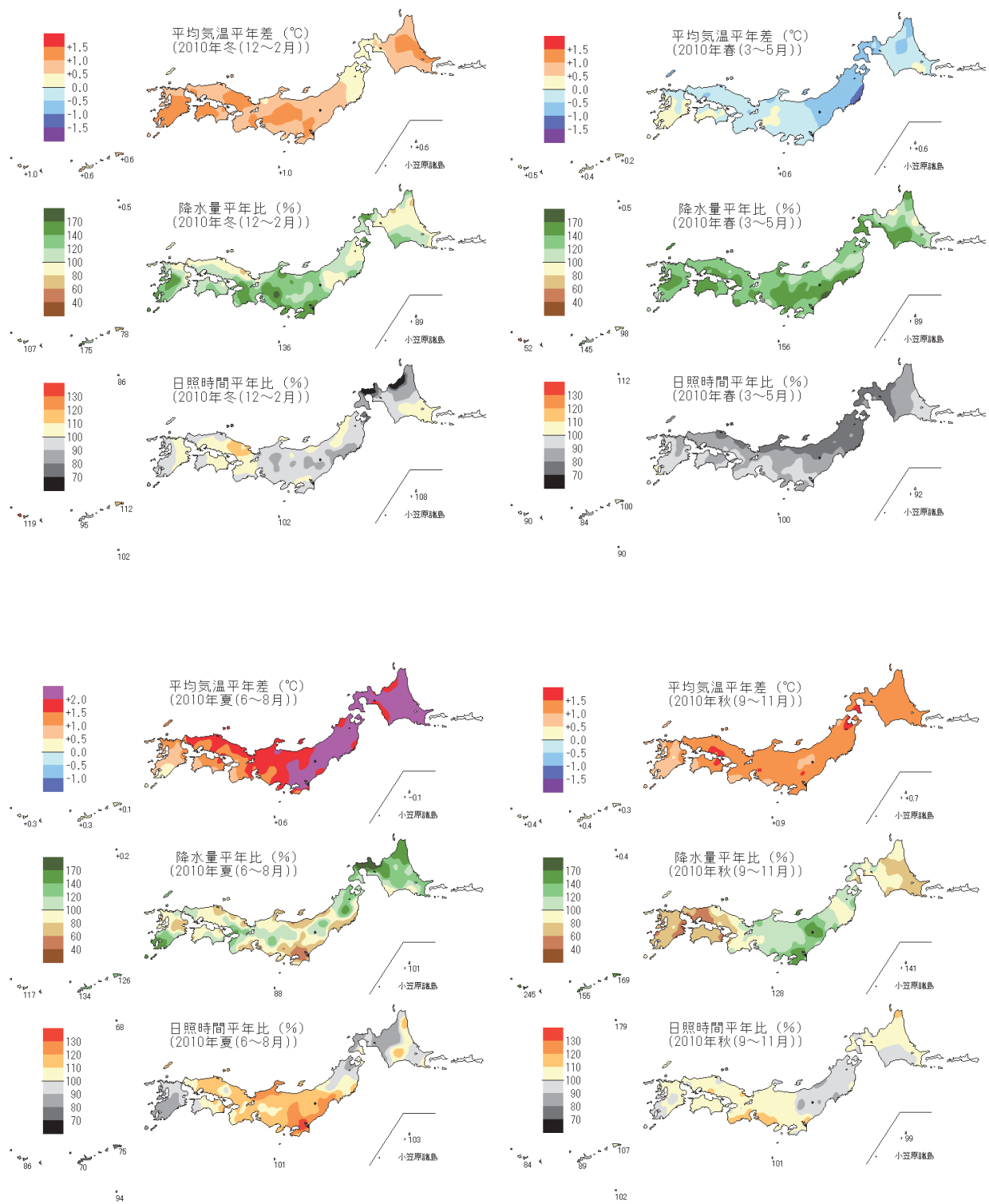


図 1.2-3 日本における 2010 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差 (比) 分布  
 左上：冬 (2009 年 12 月~2010 年 2 月)、右上：春 (3~5 月)、左下：夏 (6~8 月)、右下：秋 (9~11 月)



## 2.2 日本の主な気象災害

2010年は夏期に顕著な高温が続き、全国で被害が出たほか、梅雨期には本州各地で大雨の被害が発生した。10月には鹿児島県奄美地方で大雨による大きな被害が発生した。

2010年の主な気象災害とその原因を表1.2-2に示すとともに、その概要を以下に記述する。また、2001年から2010年までの気象災害の被害状況を図1.2-4に示す。

なお、この取りまとめは各都道府県の防災機関等からの資料を基に2011年4月7日現在で集計したものである。

### ○高温、前線（6月～9月）

6月から9月にかけて、太平洋高気圧に覆われ気温の高い日が多くなり、北日本と東日本では気温が平年を大幅に上回る状況が続き、1946年の地域平均の統計開始以来第1位の高温となった。このため、熱中症により271名の死者が出た。また、北海道では、この高温に加えて各地で前線による大雨が加わり、500億円以上の農業被害が生じた。

### ○気圧の谷、梅雨前線（7月1日～6日）

7月1日から6日にかけて、気圧の谷の通過や梅雨前線の影響で全国で局地的な大雨が降った。3日には九州南部で1時間降水量が100mmを超えたところがあった。4日には北海道などで、5日には関東地方などで局地的な大雨が降った。死者・行方不明者5名、住家損壊14棟、住家浸水1,186棟、農業被害13億円等の被害があった。

### ○梅雨前線（7月10日～17日）

7月10日から17日にかけて、本州付近に停滞した梅雨前線に向かって南から非常に湿った空気が流れ込み、前線の活動が活発となり、西日本から東日本にかけて大雨となった。期間降水量が多く、7月の月降水量平年値を上回ったほか、24時間降水量について4地点、1時間降水量について7地点で極値を更新した。死者・行方不明者14名、住家損壊242棟、住家浸水5,267棟、農業被害48億円等の被害があった。

### ○前線（10月18日～21日）

10月18日から21日にかけて、前線が奄美地方に停滞し、南シナ海にあった台風第13号の東側で非常に湿った空気が前線付近に流れ込んだため、大気の状態が不安定となり、奄美地方では、所により期間降水量が800mmを超える記録的な大雨となった。

20日の日降水量は、名瀬で622.0mmとなり、1896年の観測開始以来最大を記録した。死者・行方不明者3名、住家損壊500棟、住家浸水886棟、農業被害29億円等の被害があった。

表 1.2-2 2010 年の主な日本の気象災害と年間被害合計

本表掲載基準は、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、農業被害 100 億円以上である（但し、離島 4 法<sup>3</sup>対象の地域はこの限りでない）。各都道府県の防災機関等からの資料を基に 2011 年 4 月 7 日現在で集計。2010 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。

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)	農林水産業被害額(億円)			
						農業 被害	林業 被害	水産業 被害	合計
高温、前線	6 月～ 9 月	全国	271	0	0	503	0	0	503
気圧の谷、梅雨 前線	7. 1～ 7. 6	全国	5	14	1,186	13	5	0	18
梅雨前線	7. 10～ 7. 17	東北～ 九州北部	14	242	5,267	48	54	0	102
前線	10. 18～ 10. 21	奄美	3	500	886	29	9	0	38
2010 年合計			430	2,199	12,738	756	110	133	1,000

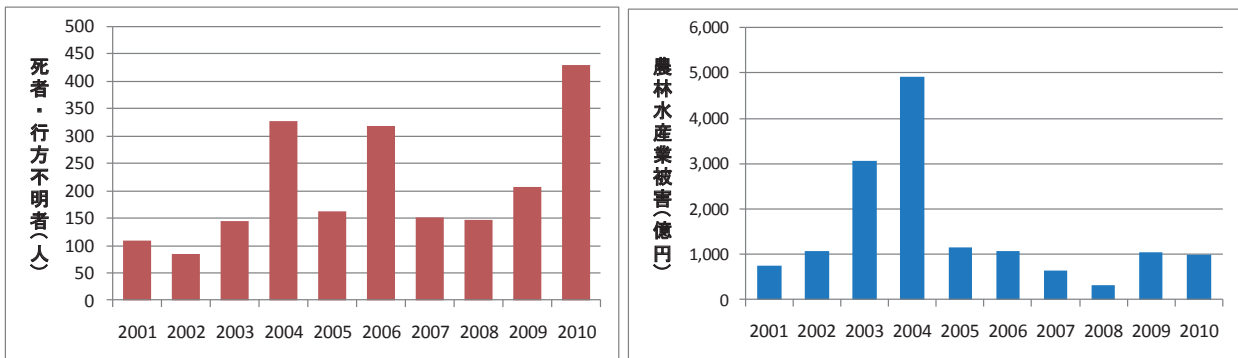


図 1.2-4 2001 年から 2010 年までの日本の気象災害による被害の推移

<sup>3</sup> 離島振興法、奄美群島振興開発特別措置法、小笠原諸島振興開発特別措置法、沖縄振興特別措置法を指す。

## 2.3 日本の気温と降水量

- 2010年の日本の年平均気温は、1898年以降で第4位の高い値となった。
- 日本の年平均気温は、長期的には100年あたり1.15℃の割合で上昇している。

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2010年までの気象庁の観測点における年平均気温の平年差（平年値との差）および年降水量の平年比（平年値に対する比で、%で表す）を平均して解析した（1971～2000年の平均値を平年値とする）。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く（都市化が進んだ地域では気温の上昇傾向が局地的に大きくなる傾向があるため。第1部第2章2.6節参照）、地域的に偏りなく分布するように選んだ17地点を対象とした。なお、宮崎は2000年5月に、飯田は2002年5月に庁舎を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正を行ったうえで利用している。降水量については、気温に比べて地点による変動が大きく、長期変化傾向の解析にはより多くの観測点を必要とするので、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1.2-3）。

表 1.2-3 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

2010年の日本の年平均気温の平年差は+0.86℃で、1898年以降で、4番目に高い値となった。気温の変化をみると、長期的な傾向として、100年あたりおよそ1.15℃（統計期間：1898～2010年）の割合で上昇している（図1.2-5）。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。近年、日本で高温となる年が頻出している要因としては、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響に、数年～数十年程度の時間規模で繰り返される自然変動が重なっているものと考えられる。この傾向は、世界の年平均気温（第1部第1章1.2節参照）と同様である。

また、上記51地点による2010年の年降水量の平年比は116%であった。降水量の変化をみると（図1.2-6）、1920年代半ばまでと1950年代頃に多雨期がみられ、1970年代以降は年ごとの変動が大きくなっている。

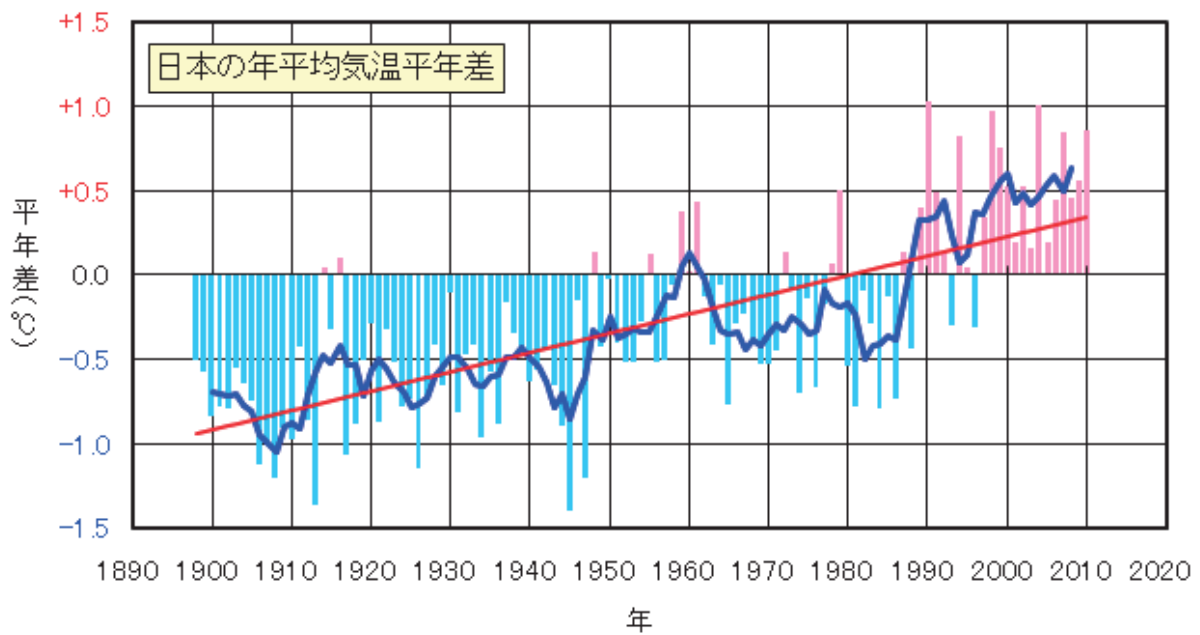


図 1.2-5 日本における年平均気温の経年変化（1898～2010 年）

棒グラフは、国内 17 地点（表 1.2-3 参照）での年平均気温の平年差（平年値との差）を平均した値を示している。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。

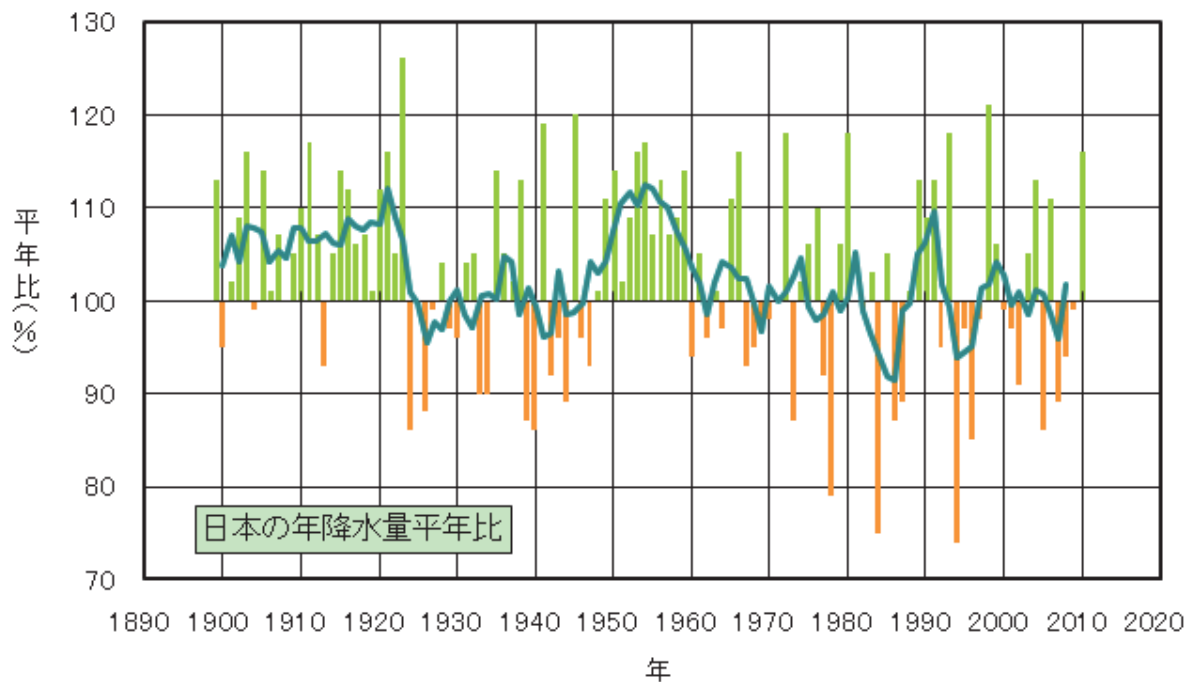


図 1.2-6 日本における年降水量の経年変化（1898～2010 年）

棒グラフは、国内 51 地点（表 1.2-3 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 極端現象の長期変化傾向

- 日本の月平均気温における異常高温は増え、異常低温は減っている。同様に、熱帯夜や猛暑日の日数は増え、冬日の日数は減っている。
- 日本の日降水量100mm以上の大雨の日数は、長期的に増加傾向がみられる。

この節では、月平均気温や月降水量における異常気象の出現数あるいは日降水量や日最高・最低気温が極端な値となる年間日数の長期変化傾向について説明する。用いた観測地点は、基本的には2.3節と同じ気温17地点、降水量51地点であり(表1.2-3参照)、宮崎および飯田の月平均気温は、移転による影響を除去するための補正を行ったうえで利用している。ただし、日最高気温、日最低気温の観測データについては、宮崎、飯田の移転による影響を除去することが困難であるため、2.4.1項の(2)、(3)では宮崎、飯田を除く15地点で解析を行なった。

### 2.4.1 極端な気温の長期変化傾向

#### (1) 月平均気温における異常値の出現数

図1.2-7に、1901～2010年の110年間における異常高温と異常低温の年間出現数の経年変化を示す。また、これらの出現数の長期変化傾向と、20世紀初頭の30年間(1901～1930年)と最近30年間(1981～2010年)で平均した出現数を表1.2-4に示す。

ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2010年の110年間で各月における月平均気温の高い方・低い方から1～4位の値」と定義している。ある地点のある月に、月平均気温の高い方あるいは低い方から1～4位の値が出現する割合は、110年間に4回で、つまり28年に1回(約0.036回/年)となり、本書の異常気象の定義(用語一覧参照)である「30年に1回以下」とほぼ一致する。ある年の異常高温・異常低温の出現数とは、17地点において異常高温・異常低温と判断された月平均気温の年間総数を、地点数の総数(欠測値を除く)で割った値で定義され、1地点あたりの平均年間出現数を意味する。年間の発生数の期待値(図1.2-7の黒い横破線)は1地点あたり0.036回×12か月=約0.44回である。

1901～2010年における異常高温の出現数は5%未満の危険率で統計的に有意に増加している。異常低温の出現数は有意に減少している。これらの特徴は2.3節に示されている年平均気温の上昇傾向と符合している。異常高温の出現数は1980年代以降に増加が顕著となり、20世紀初頭の30年間(1901～1930年)に比べて、最近の30年間(1981～2010年)は約6倍に増えた。一方、異常低温は3割以下にまで減少した。

表1.2-4 月平均気温の高いほうから1～4位(異常高温)と低いほうから1～4位(異常低温)の出現数の長期変化傾向と平均出現数

月平均気温で見た異常高温の出現数		
変化傾向 +0.10回/10年(*)	1901-1930年の平均出現数	0.16回
	1981-2010年の平均出現数	0.97回
月平均気温で見た異常低温の出現数		
変化傾向 -0.07回/10年(*)	1901-1930年の平均出現数	0.72回
	1981-2010年の平均出現数	0.18回

変化傾向は一回帰式より求めた10年間あたりの出現数の変化(傾き)で、1地点あたりの出現数で示した。(\*)は5%未満の危険率で変化傾向が有意であることを示す。また、20世紀最初の30年間と最近の30年間における1地点あたりの平均出現数も合わせて示す。

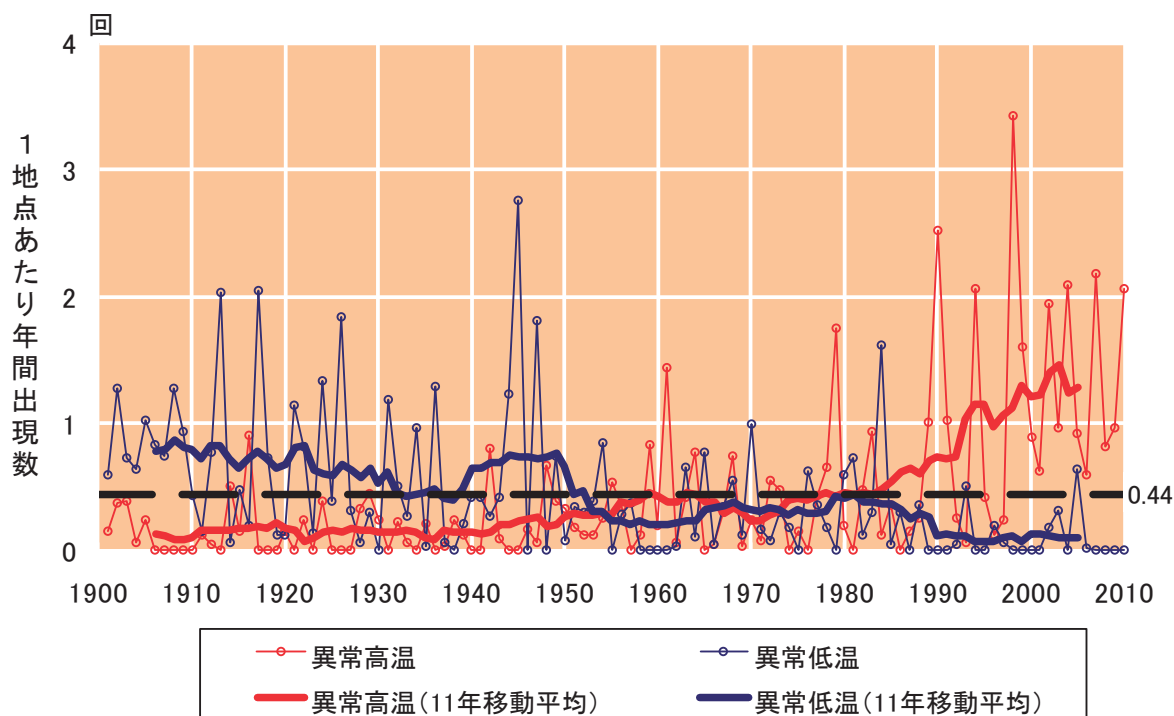


図 1.2-7 月平均気温の高い方から 1~4 位（異常高温）と低い方から 1~4 位（異常低温）の年間出現数の経年変化

1901~2010年の月平均気温の各月における高い方・低い方から 1~4 位の値の年間出現数。年々の値（細い折れ線）はその年の異常高温あるいは異常低温の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値で、1 地点あたりの出現数を意味する。太い折れ線は 11 年移動平均値。黒い横破線は異常高温・異常低温の平均的な年間出現数（0.44 回）を示す。

(2) 日最高気温 30℃以上および 35℃以上の年間日数

日最高気温が 30℃以上（真夏日）と 35℃以上（猛暑日）の年間日数（15 地点の平均）の 1931~2010 年の 80 年間における経年変化を、それぞれ図 1.2-8 と図 1.2-9 に示す。日数は 1 地点あたりの年間日数である。また、これらの日数の長期変化傾向と、最初の 30 年間（1931~1960 年）と最近 30 年間（1981~2010 年）で平均した日数を表 1.2-5 に示す。

真夏日の日数については、1931 年以降では有意な増加傾向はなく、1931~1960 年の 30 年間と最近の 30 年間で平均した日数を比較しても大きな差はない。しかし、1980 年代以降は増加傾向があり、図 1.2-8 に太線で示した 11 年移動平均値で見ると、近年の値は 1931 年以降で最も多くなっている。一方、猛暑日の日数は 1931~2010 年の 80 年間で有意な増加傾向があり、最初の 30 年間と比較すると、最近 30 年間は約 1.7 倍の出現数となっている。猛暑日の日数は 1980 年代後半以降に増加しており、特に 1990 年代半ば以降は 1 地点あたり 2 日を超える年がそれ以前に比べて多くなっている。



表 1.2-5 日最高気温 30℃以上および 35℃以上の年間日数の長期変化傾向と平均日数

日最高気温 30℃以上の日数(真夏日)		
変化傾向 +0.30 日/10 年	1931-1960 年の平均日数	36.5 日
	1981-2010 年の平均日数	37.5 日
日最高気温 35℃以上の日数(猛暑日)		
変化傾向 +0.16 日/10 年(*)	1931-1960 年の平均日数	1.0 日
	1981-2010 年の平均日数	1.8 日

変化傾向は一次回帰式より求めた 10 年間あたりの日数の変化(傾き)で、1 地点あたりの数で示した。(\*)は 5% 未満の危険率で変化傾向が有意であることを示す。また、最初の 30 年間の平均日数と最近の 30 年間の平均日数も合わせて示す。

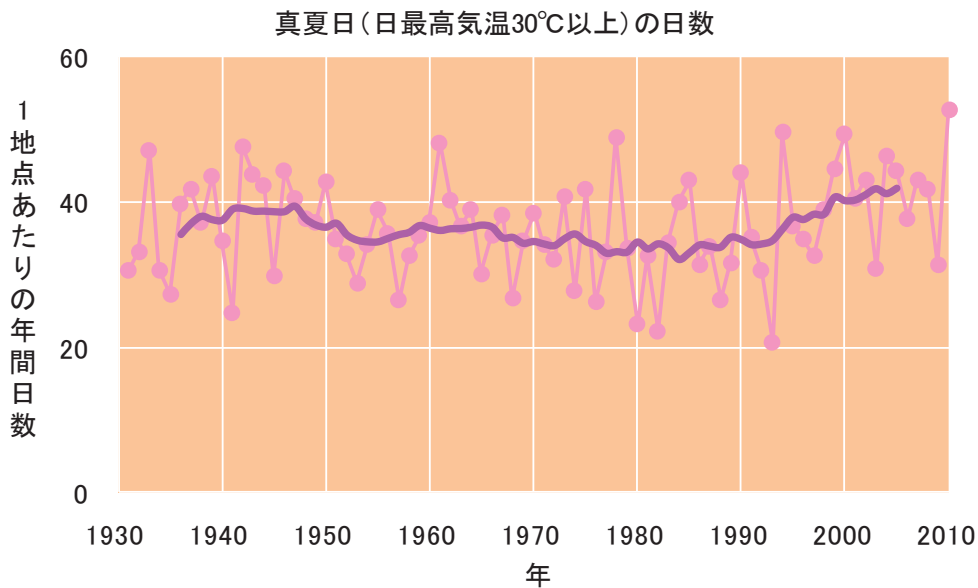


図 1.2-8 日最高気温 30℃以上の年間日数の経年変化

1 地点あたりの年間日数。細線は年々の値を、太線は 11 年移動平均値を示す。

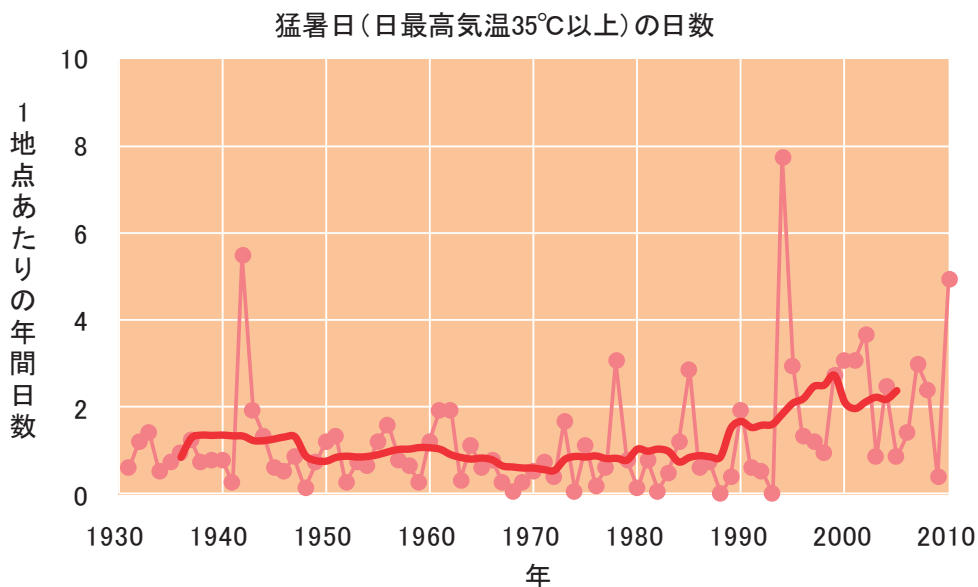


図 1.2-9 日最高気温 35℃以上の年間日数の経年変化

図の見方は図 1.2-8 と同様。

(3) 日最低気温 0℃未満および 25℃以上の年間日数

日最低気温が 0℃未満 (冬日) と 25℃以上 (熱帯夜<sup>4</sup>) の年間日数 (15 地点の平均) の 1931~2010 年の 80 年間における経年変化を、それぞれ図 1.2-10 と図 1.2-11 に示す。日数は 1 地点あたりの年間日数である。また、これらの日数の長期変化傾向と、最初の 30 年間 (1931~1960 年) と最近 30 年間 (1981~2010 年) で平均した日数を表 1.2-6 に示す。

冬日の日数は有意に減少しており、最近の 30 年間は最初の 30 年間と比べて約 15%少なくなっている。一方、熱帯夜の日数は有意に増加しており、最近の 30 年間は最初の 30 年間の約 1.6 倍の出現頻度となっている。

表 1.2-6 日最低気温 0℃未満および 25℃以上の年間日数の長期変化傾向と平均日数

日最低気温 0℃未満の日数 (冬日)		
変化傾向	1931-1960 年の平均日数	69.8 日
-2.36 日/10 年 (*)	1981-2010 年の平均日数	59.4 日
日最低気温 25℃以上の日数 (熱帯夜)		
変化傾向	1931-1960 年の平均日数	11.0 日
+1.37 日/10 年 (*)	1981-2010 年の平均日数	17.6 日

表の見方は表 1.2-5 と同様。

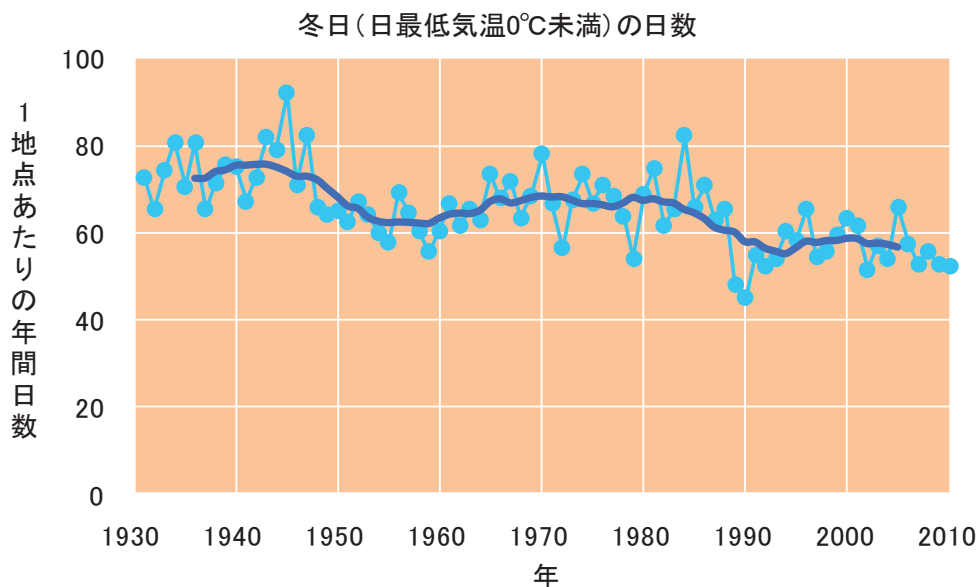


図 1.2-10 日最低気温 0℃未満の年間日数の経年変化

図の見方は図 1.2-8 と同様。

<sup>4</sup> 熱帯夜は夜間の最低気温が 25℃以上のことを指すが、ここでは日最低気温が 25℃以上の日を便宜的に「熱帯夜」と呼んでいる。

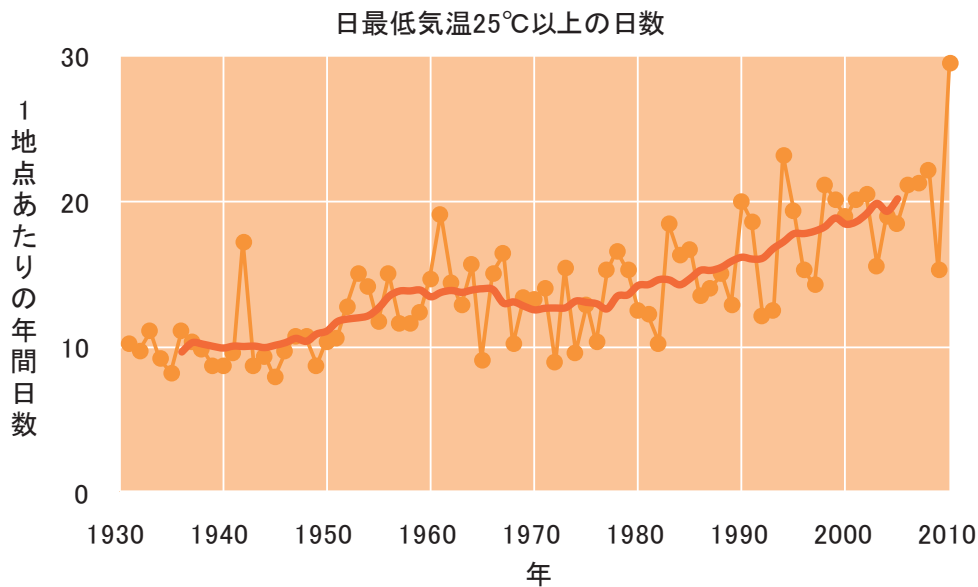


図 1.2-11 日最低気温 25℃以上の年間日数の経年変化

図の見方は図 1.2-8 と同様。

#### 2.4.2 極端な大雨などの長期変化傾向

##### (1) 月降水量の異常値

図 1.2-12 に、1901～2010 年の 110 年間における異常多雨と異常少雨の出現数（51 地点の平均）の経年変化を示す。また、これらの出現数の長期変化傾向と、20 世紀初頭の 30 年間（1901～1930 年）と最近 30 年間（1981～2010 年）で平均した出現数を表 1.2-7 に示す。異常多雨・異常少雨の定義は、異常高温・異常低温と同様、「1901～2010 年の 110 年間で各月における月降水量の多い方・少ない方から 1～4 位の値」である。

月降水量における異常少雨の年間出現数は有意に増加していて、20 世紀初頭の 30 年間に比べて、最近の 30 年間（1981～2010 年）は約 1.5 倍に増えた。異常多雨については長期的に有意な傾向はない。また、1980 年代頃までは数十年スケールの変動が見られ、異常少雨の出現数が多い時期には異常多雨の出現数が少ない（あるいはその逆）といった傾向があった。

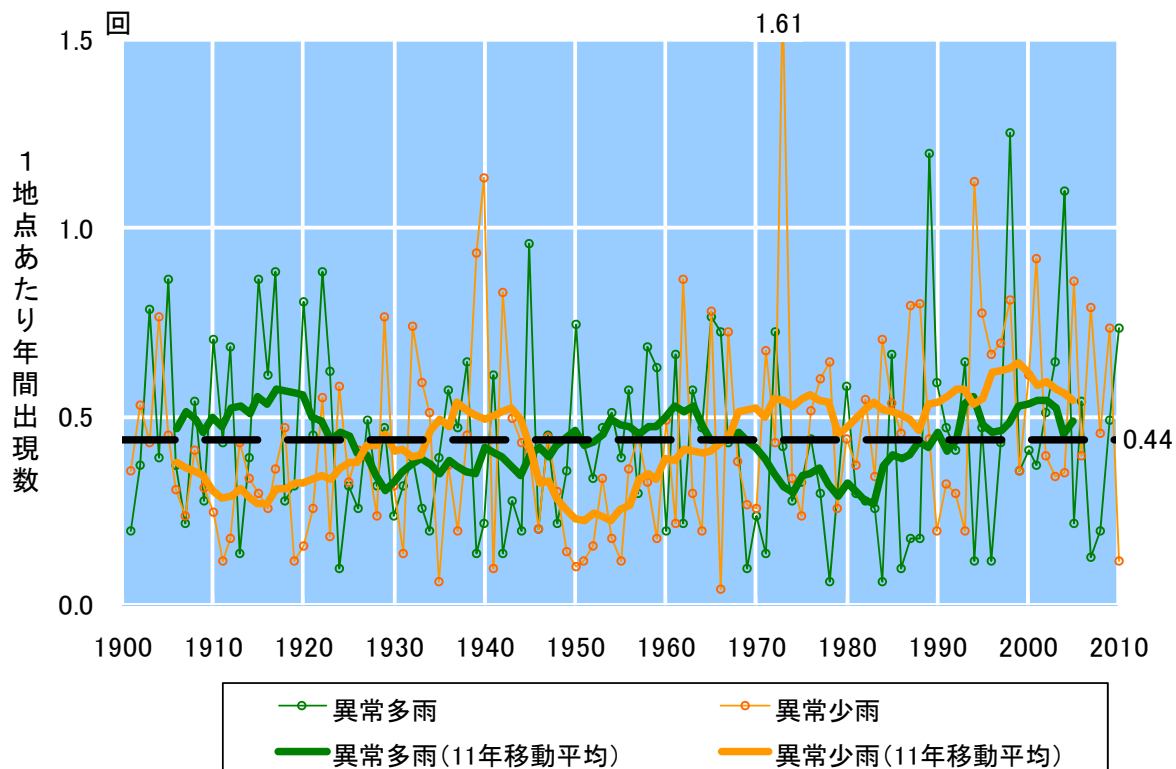


図 1.2-12 月降水量の多い方から 1~4 位 (異常多雨) と少ない方から 1~4 位 (異常少雨) の年間出現数の経年変化

図の見方は図 1.2-7 と同様。ただし、月降水量による図。

表 1.2-7 月降水量の多いほうから 1~4 位 (異常多雨) と少ないほうから 1~4 位 (異常少雨) の出現数の長期変化傾向と平均出現数

月降水量で見た異常多雨の出現数		
変化傾向	1901-1930 年の平均出現数	0.47 回
0.00 回/10 年	1981-2010 年の平均出現数	0.45 回
月降水量で見た異常少雨の出現数		
変化傾向	1901-1930 年の平均出現数	0.36 回
+0.02 回/10 年 (*)	1981-2010 年の平均出現数	0.55 回

表の見方は表 1.2-4 と同様。

## (2) 日降水量 100mm 以上、200mm 以上の年間日数

日降水量 100mm 以上および 200mm 以上の年間日数 (51 地点の平均) の 1901~2010 年の 110 年間における経年変化を、それぞれ図 1.2-13 および図 1.2-14 に示す。日数は 1 地点あたりの年間日数である。また、これらの日数の長期変化傾向と、20 世紀初頭の 30 年間 (1901~1930 年) と最近 30 年間 (1981~2010 年) で平均した日数を表 1.2-8 に示す。日降水量 100mm 以上の日数は 110 年間で有意な増加傾向があり、最近 30 年間と 20 世紀初頭の 30 年間で比較すると 100mm 以上日数は約 1.2 倍の出現頻度となっている。日降水量 200mm 以上の日数には有意な傾向はない。

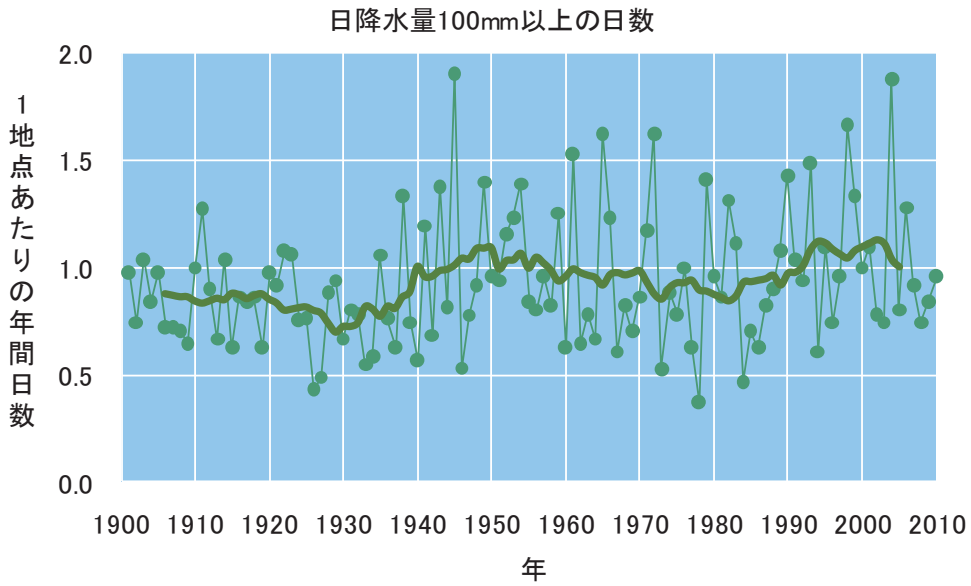


図 1.2-13 日降水量 100mm 以上の年間日数の経年変化

図の見方は図 1.2-8 と同様。

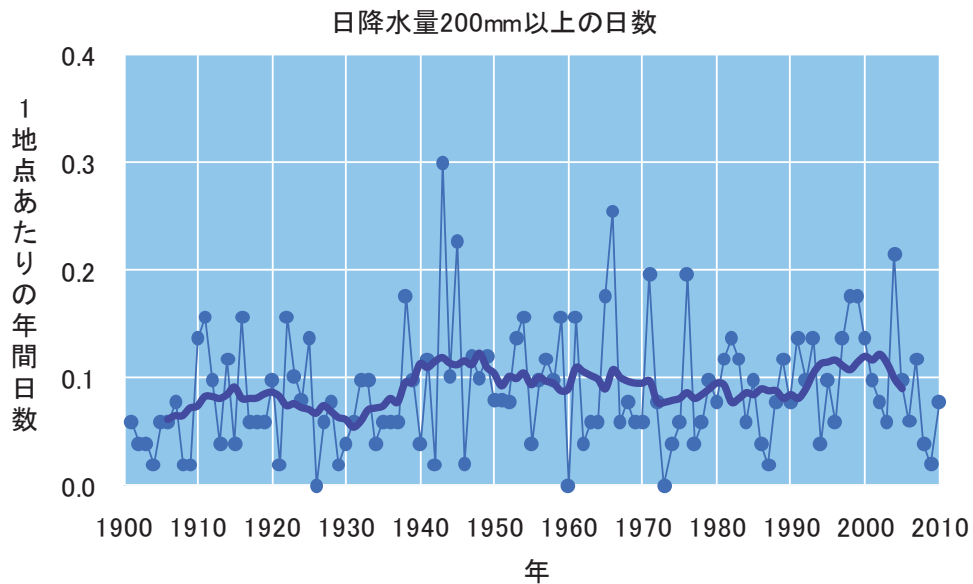


図 1.2-14 日降水量 200mm 以上の年間日数の経年変化

図の見方は図 1.2-8 と同様。

表 1.2-8 日降水量 100mm 以上および 200mm 以上の年間日数の長期変化傾向と平均日数

日降水量 100mm 以上の日数		
変化傾向	1901-1930 年の平均日数	0.84 日
+0.02 日/10 年 (*)	1981-2010 年の平均日数	1.01 日
日降水量 200mm 以上の日数		
変化傾向	1901-1930 年の平均日数	0.07 日
0.00 日/10 年	1981-2010 年の平均日数	0.10 日

表の見方は表 1.2-5 と同様。

## 【コラム】アメダスでみた大雨発生回数の長期変化

気象庁では、現在、全国約 1,300 箇所の地域気象観測所（アメダス）において、降水量の観測を行っている。地点により観測開始年は異なるものの、多くの地点では 1970 年代後半に観測を始めており、30 年を超えるデータが利用可能となっている。气象台や測候所等では約 100 年間の観測データがあるのと比べるとアメダスの 30 年間は短い、アメダスの地点数は气象台や測候所等の約 8 倍あるので、局地的な大雨などは比較的好く捉えることができる。

ここでは、アメダスで観測された 1 時間降水量（毎正時における前 1 時間降水量）50mm 及び 80mm 以上の短時間強雨の発生回数、そして日降水量 200mm 及び 400mm 以上の大雨の発生回数を年ごとに集計し、ここ 30 年余りの長期的な変化傾向をみた。この調査に用いるアメダスの地点数は、1976 年当初は約 800 地点であるが、その後増加し、2010 年では約 1,300 地点となっている<sup>5</sup>。そこで、年による地点数の違いの影響を避けるため、年ごとの発生回数を 1,000 地点あたりの回数に換算し比較することにした。

短時間強雨の発生回数の変化を図 1.2-15 に、大雨の発生回数の変化を図 1.2-16 に示した。連続する 11 年ないし 12 年の 3 つの平均（グラフ中、赤色の線で表示した値）は少しずつ増加してきており、アメダスデータを使って集計した短時間強雨や大雨の発生回数は、ここ 30 年間余りで増加傾向があることがわかる。ただし長期トレンドについては、1 時間降水量（毎正時における前 1 時間降水量）50mm 及び 80mm 以上の短時間強雨の発生回数、そして日降水量 200mm 及び 400mm 以上の大雨の発生回数のいずれにおいても、5%未満の危険率による統計的な有意性は認められなかった。大雨や短時間強雨の発生回数は年ごとの変動が大きく、それに対してアメダスの観測期間は比較的短いことから、長期変化を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

<sup>5</sup> 山岳地域に展開されていた無線ロボット雨量観測所のうち、廃止された観測所は除外している。



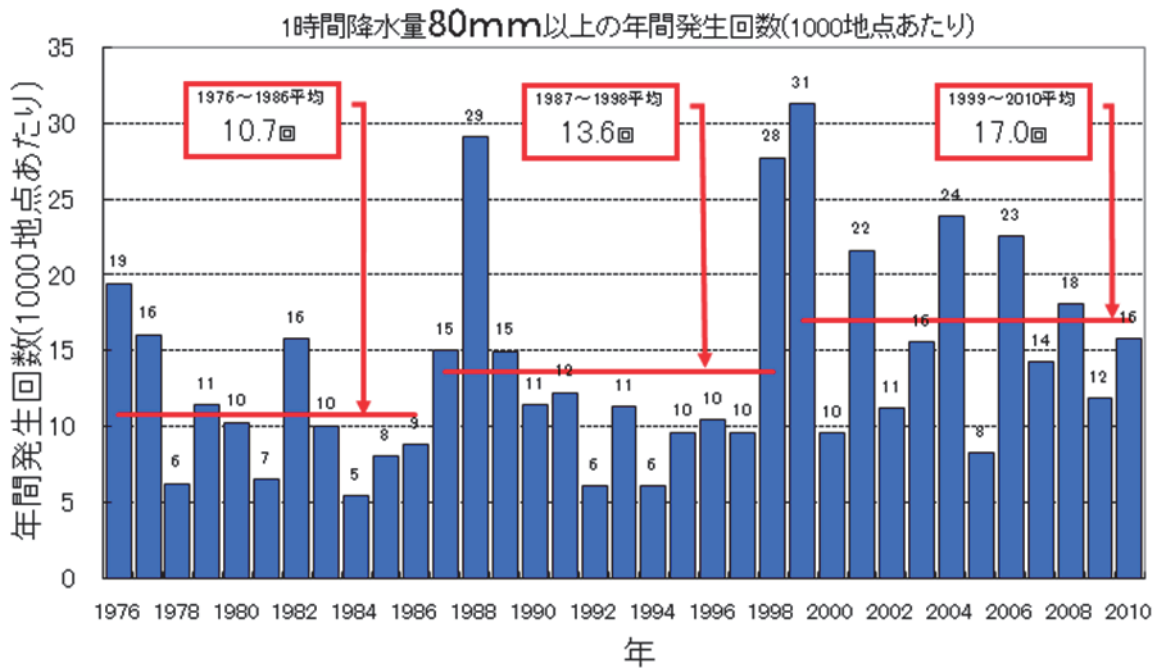
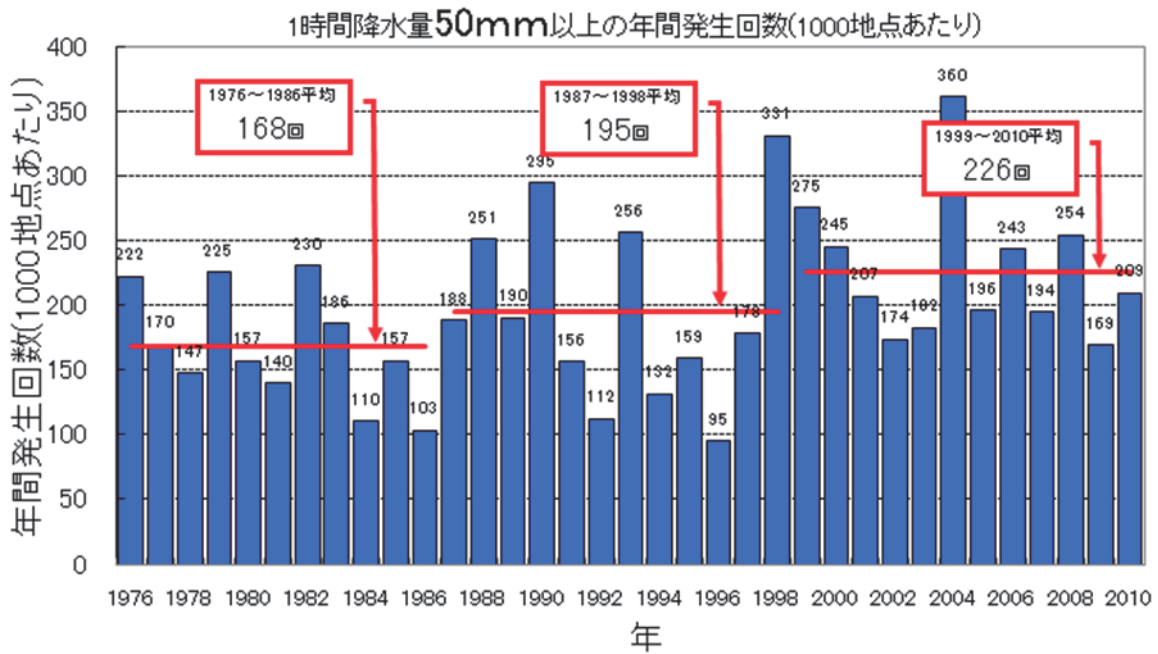


図 1.2-15 アメダス地点で1時間降水量が50mm、80mm以上となった年間の回数(1,000地点あたりの回数に換算)。

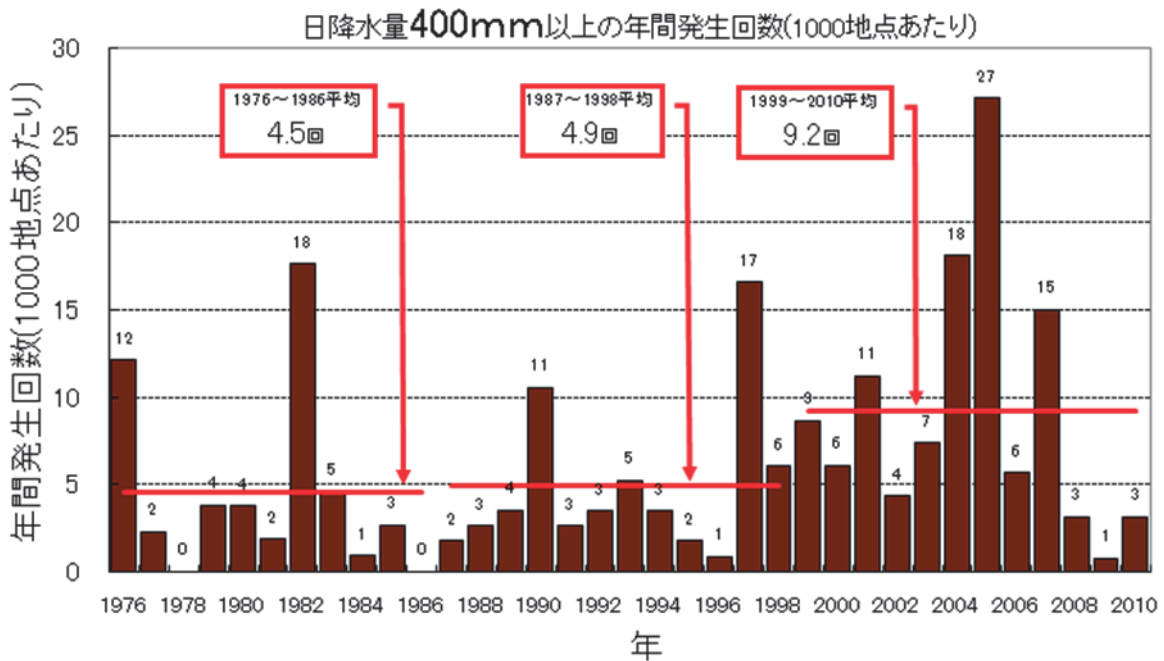
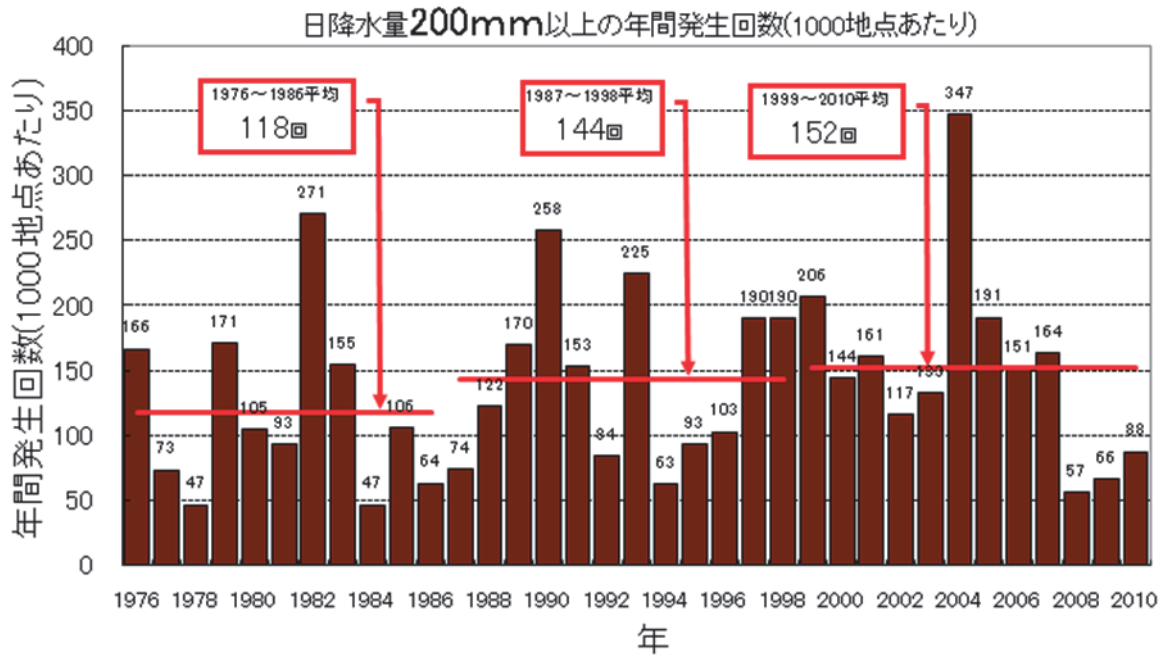


図 1.2-16 アメダス地点で日降水量が 200mm、400mm 以上となった年間の回数 (1,000 地点あたりの回数に換算)。

## 2.5 台風

- 2010年の台風の発生数は14個で、台風統計開始の1951年以降で最少となった。
- 太平洋高気圧が強かった影響により、フィリピン東方海上での発生数は特に少なかった。
- 台風の発生数、接近数、上陸数にははっきりした長期的な傾向は認められない。

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（10分間の平均風速）がおおよそ17m/s以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。また、台風を中心付近の最大風速により、勢力を「強い」（33m/s以上44m/s未満）、「非常に強い」（44m/s以上54m/s未満）、「猛烈な」（54m/s以上）と区分している。

2010年の台風の発生数は14個（平年26.7個）で、台風統計開始の1951年以降で最少となった。日本への接近数は7個（同10.8個）、日本への上陸数は2個（同2.6個）であった。なお、平年は1971～2000年の平均値である（「接近」および「上陸」の定義は用語一覧参照）。

図1.2-17に2010年の台風の経路を示す。2010年はフィリピンの東方海上での発生数が特に少なかった。同図中赤枠で示す北緯20度以南、東経120度以東での発生数は5個（平年値16.1個）と1951年以降では1998年の4個に次いで少なかった。これは、同海上では太平洋高気圧が強く、積乱雲の活動が抑制されたことが一因である。また、2010年は伊豆諸島・小笠原諸島への接近が2個（平年値5.0個）と少なく、上陸した台風はいずれも日本海側からの上陸となった。これは、台風の大半が発生した7月下旬から9月中旬にかけて日本付近から日本の南で太平洋高気圧が強かったことが影響したためである。台風による被害の状況は、第1部第1章1.1節、第2章2.2節を参照。

1951年から2010年までの台風の発生数、日本（小笠原、沖縄・奄美を含む）への接近数および上陸数を図1.2-18に示す。台風の発生数、接近数、上陸数は年々の変動が大きく、5年移動平均値で見ても長期的な傾向ははっきりしない。ただし、最近の数年は、発生数が平年値を下回る年がほとんどとなっている。

また、台風を中心付近の最大風速データが揃っている1977年以降について、「強い」以上の勢力となった台風の数と台風の全発生数に対する割合を図1.2-19に示す。「強い」以上の台風の発生数はおおむね10個から20個の間で変動し、増減いずれかに偏る傾向はない。発生割合もおおむね40%から60%の間で変動している。

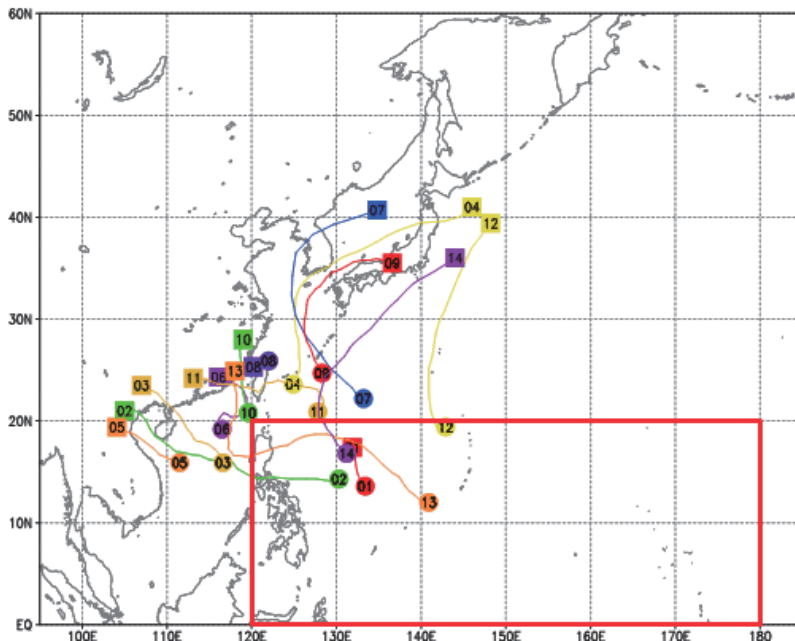


図1.2-17 台風経路図（2010年）

実線が台風の経路を表す。図中の数字は台風番号をあらわし、数字のついた丸が台風の発生位置、数字のついた四角は台風が消滅した位置である。

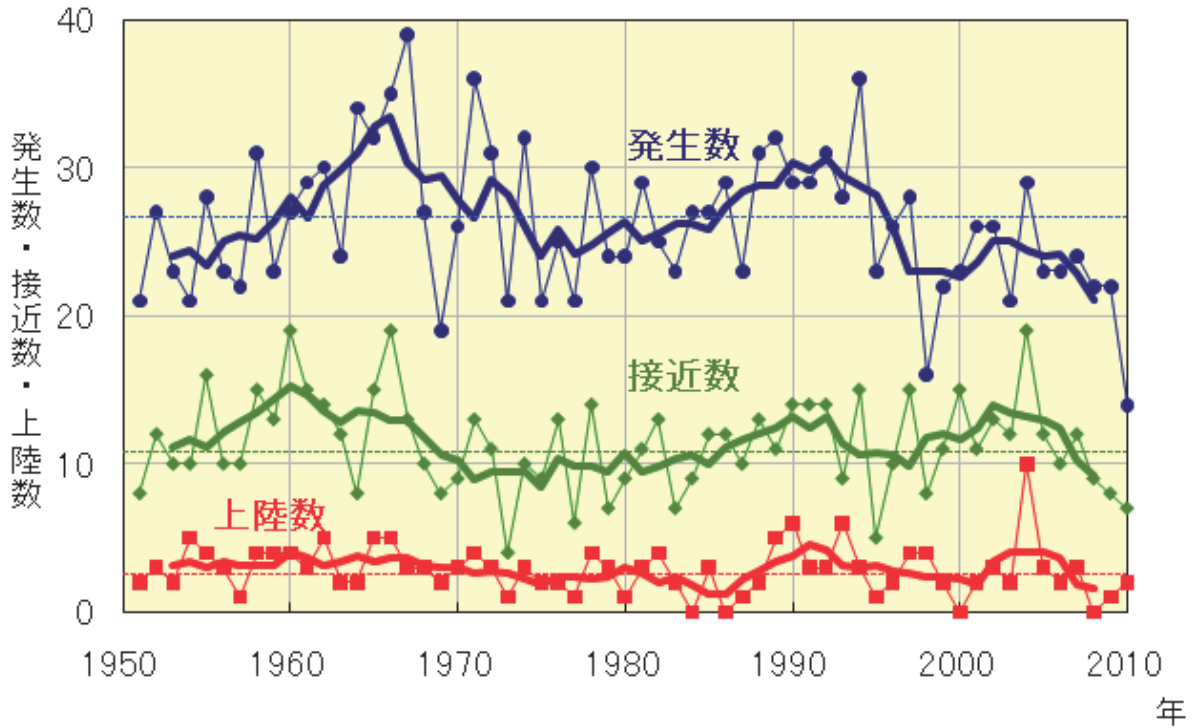


図 1.2-18 台風の発生数、日本への接近数および上陸数の経年変化

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

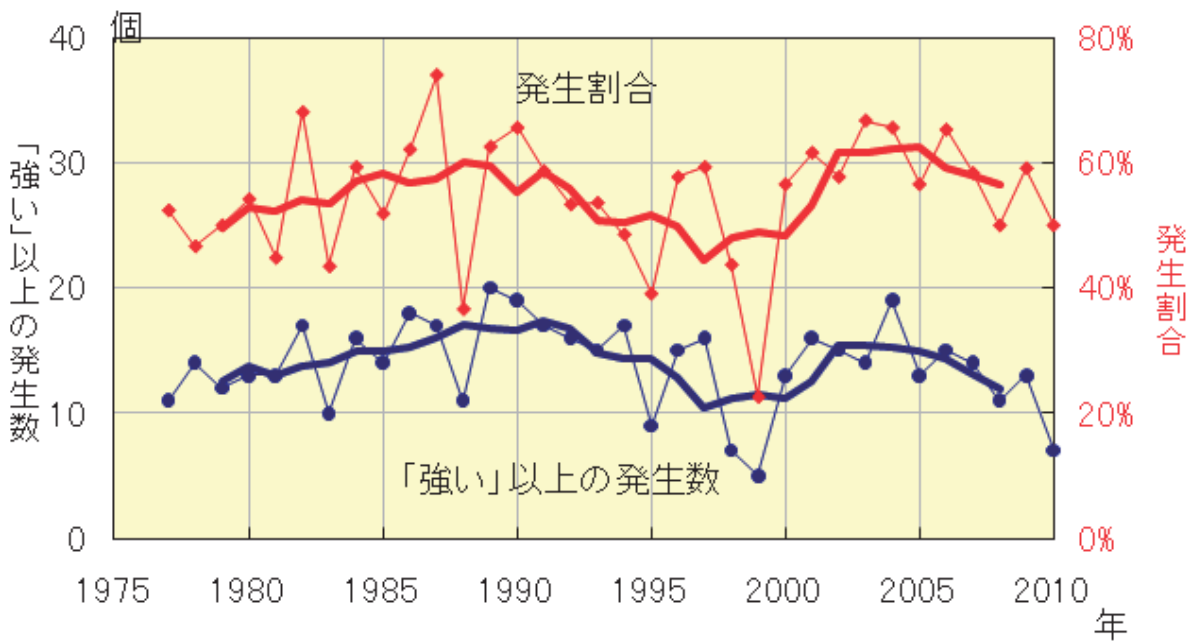


図 1.2-19 「強い」以上の勢力となった台風の数と全発生数に対する割合の経年変化

細線は、「強い」以上の勢力となった台風の数（青）と全発生数に対する割合（赤）の経年変化。太線は、それぞれの 5 年移動平均。

## 2.6 日本の都市のヒートアイランド現象

大都市における気温や熱帯夜日数は中小都市に比べて顕著に増加しており、ヒートアイランド現象による影響が現れていると考えられる。

表 1.2-9 に日本の 9 つの都市（以下、大都市）と都市化の影響の少ない中小都市 17 地点（以下、中小都市。表 1.2-3 参照。）の平均気温（年、1 月、8 月平均、日最高気温、日最低気温）と階級別日数（熱帯夜（日最低気温が 25℃以上の日）と冬日（日最低気温が 0℃未満の日）の年間日数）の 1931 年から 2010 年における変化量及び 2010 年の大都市の熱帯夜と冬日の年間日数と平年差を示す。

気温の変化量については、大都市の上昇量は、中小都市に比べ大きな値となっている。中小都市平均の気温の上昇量は日本全体としてのヒートアイランド現象によらない平均的な上昇量を表していると考えられることから、およその見積もりとして、各都市と中小都市平均の上昇量の差が、各都市におけるヒートアイランド現象による上昇分とみられる（中小都市も都市化の影響を多少は受けており、厳密にはこの影響を考慮しなければならない）。

1 月の平均気温の上昇量は 8 月に比べ大きく、日最低気温の上昇量は日最高気温の上昇量より大きい。また、階級別日数の経年変化については、熱帯夜の年間日数は、札幌と仙台を除き顕著な増加傾向を示しているほか、冬日の年間日数は、全般に顕著な減少傾向である。ヒートアイランド現象にともなう郊外との気温差は、夏季より冬季に、日中より夜間に大きいといわれており、この効果が顕著に現れているものと考えられる。

2010 年の夏季は、勢力の強い太平洋高気圧に長期間覆われたため、全国的に高温となった。全国の大都市では熱帯夜の年間日数は札幌を除いて平年を大きく上回り、仙台、東京、新潟、名古屋では 1931 年以降で最多日数となった。冬季は、冬型の気圧配置が長続きせず、冬日の年間日数は全国的に平年を下回った。

表 1.2-9 大都市における気温と階級別日数の変化量、2010 年の熱帯夜と冬日の年間日数

変化量については 1931 年から 2010 年までの観測値から算出した値を示し、都市化の影響の少ない 17 地点(表 1.2-3 参照)の平均変化量をあわせて表示した。斜体字は統計的に有意な変化傾向がないことを意味する。※を付した地点(中小都市は 17 地点のうちの飯田・宮崎)は、統計期間内に庁舎の移転があったため、気温の変化量については移転に伴う影響を補正してから算出し、階級別日数の変化量については累年の統計が行えないため表示しない(ただし、中小都市は宮崎・飯田を除いた 15 地点の平均を示す)。2010 年の日数の( )内の数字は平年との差を示す。

都 市	気 温					年間の階級別日数			
	変化量 (°C/100 年)					変化量 (日/10 年)		2010 年 (日)	
	平均気温			日最高 気温	日最低 気温	熱帯夜	冬日	熱帯夜 (平年差)	冬日 (平年差)
	年	1 月	8 月						
札 幌	2.7	3.9	1.2	0.9	4.5	0.0	-4.9	0(-0.1)	120(-9.8)
仙 台	2.3	3.3	0.6	0.9	3.2	0.3	-6.4	10(+9.2)	61(-15.7)
東 京	3.3	4.8	1.7	1.5	4.6	3.6	-8.7	56(+32.9)	2(-8.2)
新 潟 ※	2.1	2.8	1.4	1.9	2.4	---	---	38(+29.6)	26(-17.4)
名 古 屋	2.9	3.4	2.4	1.1	4.1	3.5	-7.7	48(+35.2)	14(-21.6)
大 阪 ※	2.9	2.9	2.5	2.3	3.9	---	---	55(+23.5)	2(-8.1)
広 島 ※	2.1	2.1	1.6	1.1	3.2	---	---	52(+35.2)	15(-9.0)
福 岡	3.2	3.3	2.4	1.6	5.2	4.7	-5.5	51(+24.2)	1(-5.8)
鹿 児 島 ※	3.0	3.4	2.7	1.4	4.3	---	---	70(+34.2)	1(-8.7)
中小都市 ※	1.5	1.9	0.9	1.0	1.9	1.4	-2.4	---	---



## 【コラム】 関東地方におけるヒートアイランド現象

2010年の夏季は、梅雨明け後から勢力の強い太平洋高気圧に覆われて全国的に晴天が続き、高温となる日が多かった。中でも2010年8月17日は、東京でこの年最高の37.2℃(平年差:+6.4℃)を記録するなど、関東地方の都市域は高温となった。この日のヒートアイランド現象の解析のため、都市気候モデルを用いたシミュレーションを行った。

図1.2-20は、15時と20時における関東地方の地上の気温と風の分布図である。15時には35℃以上の高温域が関東平野西部の都市域全体に広がっている。また、夜の20時になっても練馬区付近を中心に広い範囲で31℃以上の高温域が島状に残り、夏季の典型的なヒートアイランドの気温分布となっている。

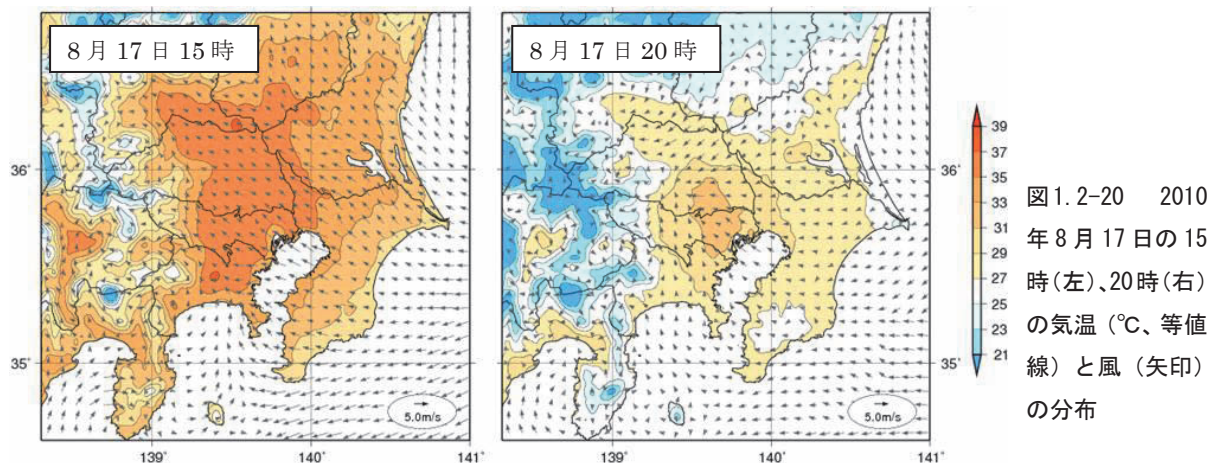


図1.2-20 2010年8月17日の15時(左)、20時(右)の気温(℃、等値線)と風(矢印)の分布

図1.2-21は、都市化による気温への影響を評価するため、「都市がある場合」と「都市がない場合」<sup>6</sup>のシミュレーションを行い、気温と風の両者の差を示したものである。都市化に伴う昇温のピークは都心部ではなく、やや内陸側の地域にあることが分かる。これは、都心部では東京湾からの冷涼な海風により昇温が抑えられた一方、内陸部では都市の存在によって東京湾から内陸への冷涼な海風の流入が弱められたためであると考えられる。

以上の結果から、都市域においては、勢力の強い太平洋高気圧等に覆われたことに加え、ヒートアイランド現象も観測された高温に一定の影響を及ぼしていたと考えらる。

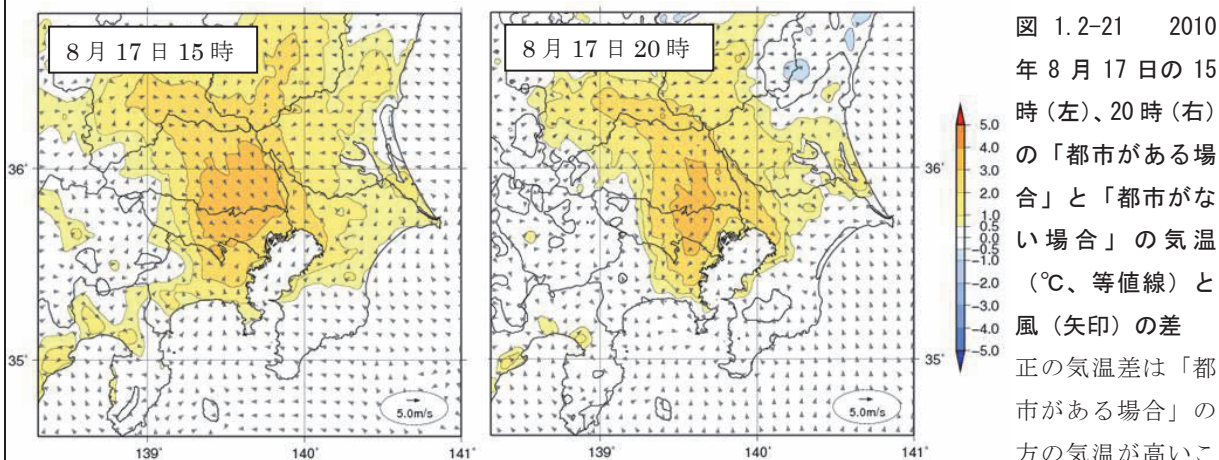


図1.2-21 2010年8月17日の15時(左)、20時(右)の「都市がある場合」と「都市がない場合」の気温(℃、等値線)と風(矢印)の差  
正の気温差は「都市がある場合」の方の気温が高いことを示す。

<sup>6</sup> 「都市がない場合」とは、人工被覆域(国土交通省国土計画局の国土数値情報で建物用地・幹線交通用地・その他の用地に分類される地域)を草地に置き換え、人工排熱を0としてシミュレーションすることを意味する。



## 第2部 海洋

地球環境や気候を考える際、地球表面の7割を占め熱容量の大きい海洋の存在は大きく、海洋は大気の変動に大きな影響を与えている。さらに、人間の社会経済活動の拡大にともなって海洋環境の広域かつ長期的な汚染が懸念されているなど、海洋は地球環境問題に深く関わっている。

気象庁では、海洋の動向を監視するために、海洋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。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、気象衛星で観測したデータを収集し、エルニーニョ現象や黒潮大蛇行など海水温や海流の動向を、海洋の数値モデルなどを用いて解析し監視している。また、海洋汚染の状況についても海洋気象観測船で定期的に観測を行って監視している。第2部では、これらの海洋の動向について、2010年の監視結果を示す。なお、詳細及び2011年1月以降の監視状況は、「海洋の健康診断表」で提供している。(http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/index.html)

### 第1章 世界の海洋

#### 1.1 世界の海面水温

2010年の世界全体の年平均海面水温平年差は $+0.23^{\circ}\text{C}$ で、1891年以降では2番目に高い値となった。大西洋の熱帯域と北緯 $50$ 度以北およびインド洋では、ほぼ年間を通して正偏差が卓越した。太平洋では、2010年4月までは中部赤道域で顕著な正偏差が見られたが、その後急速に弱まり、夏以降は日付変更線の西側から東部にかけての負偏差が顕著となった。

世界全体の年平均海面水温平年差(1971年~2000年の平均値からの差)は、長期的には100年あたり $0.51^{\circ}\text{C}$ (統計期間:1891~2010年)の割合で上昇している(図2.1-1)。2010年の平年差は2009年と同じく $+0.23^{\circ}\text{C}$ で、1891年以降では1998年の $+0.24^{\circ}\text{C}$ に次いで世界の年平均気温と同様に2番目に高い値となった。

図2.1-2に、2010年2月、5月、8月、11月の世界の海面水温の平年との差を示す。

北太平洋では、2月には北緯 $35$ 度、西経 $150$ 度付近で顕著な負偏差が見られたが、その後弱まった。5月にはフィリピン東方沖で顕著な正偏差が見られるようになり、8月以降はフィリピン付近および日本近海から日本の東方沖にかけての顕著な正偏差、北米西方沖の顕著な負偏差が持続して見られた。

太平洋赤道域では、2月には中部で顕著な正偏差が見られたが、4月に急速に弱まり(図省略)、5月には西部で正偏差、中部で負偏差が見られるようになった。8月には西部の正偏差、日付変更線の西側から東部にかけての負偏差が顕著となり、11月にも同じ状態が続いた。

南太平洋では、2月はフィジー諸島付近と南米西方沖で顕著な負偏差が見られた。特に南米西方沖の負偏差は年間を通じて見られ、8月以降に強まり範囲も拡大した。一方、ニューギニア付近から南緯 $40$ 度、西経 $160$ 度付近にかけての正偏差は5月以降に強まり、11月にかけて持続した。

インド洋では、2月から8月頃にかけて、ほぼ全域で顕著な正偏差が持続したが、11月にはその状況は解消した。

大西洋では、2月から5月にかけて南緯 $30$ 度から北緯 $30$ 度にかけてと北緯 $45$ 度以北で顕著な正偏差、米国東方沖で顕著な負偏差が持続して見られた。8月以降米国東方沖の負偏差は解消したが、熱帯域および北緯 $55$ 度以北で顕著な正偏差が持続した。11月頃には再びメキシコ湾およびその東方で負偏差が見られるようになった。

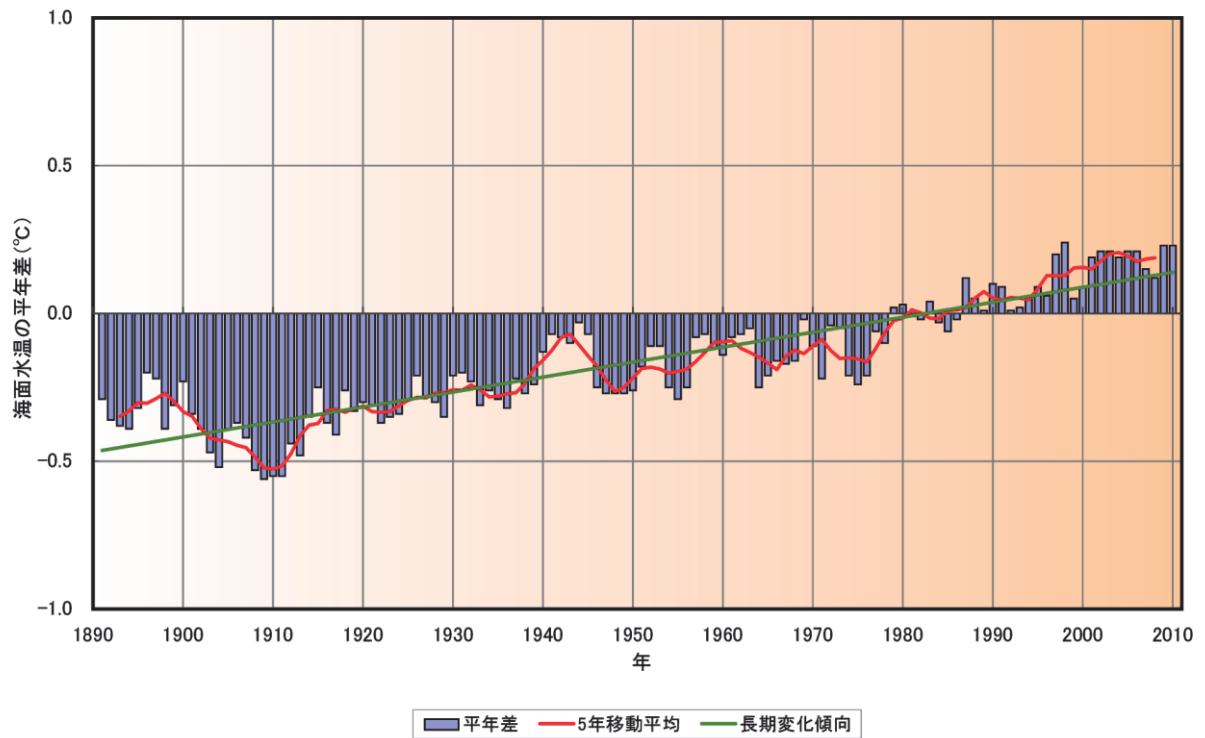
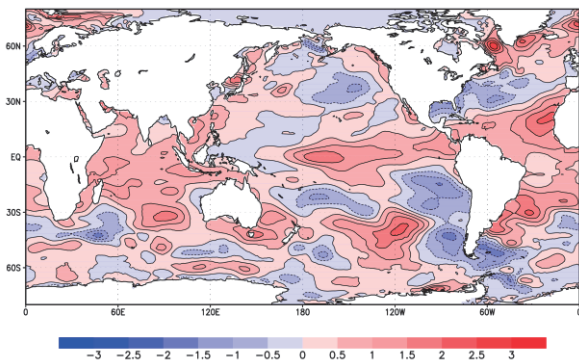


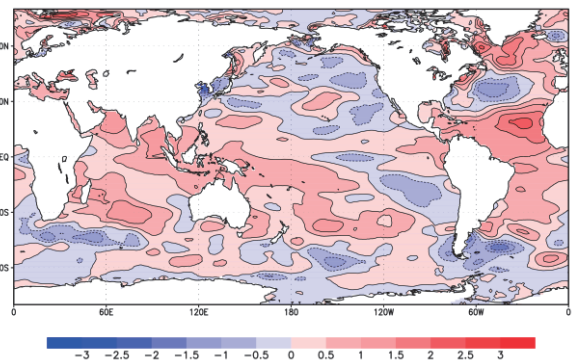
図 2.1-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化（1891～2010 年）

棒グラフ（薄い青）は年々の値、曲線（赤）は 5 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。

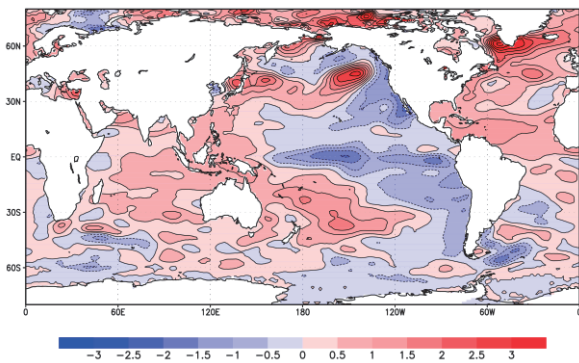
(a) 2010 年 2 月



(b) 2010 年 5 月



(c) 2010 年 8 月



(d) 2010 年 11 月

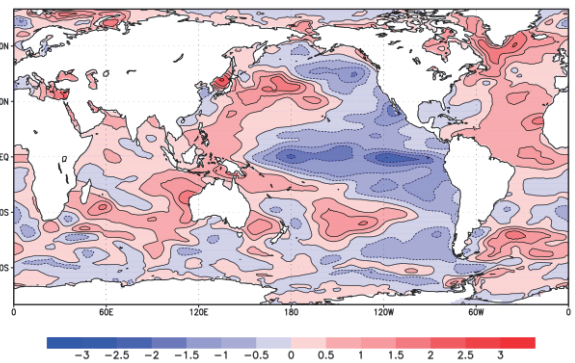


図 2.1-2 世界の海洋の月平均海面水温平年差 (°C)

平年値の期間は 1971～2000 年。

## 1.2 エルニーニョ／ラニーニャ現象

2009年夏に発生したエルニーニョ現象は2010年春に終息した。その後、2010年夏にラニーニャ現象が発生した。

エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の中央部から南米ペルー沿岸にかけての広い海域で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、太平洋の赤道付近で吹いている持続的な東風（貿易風）と密接な関係がある。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傾向が見られる。貿易風の強さを決める要因は太平洋の東部と西部の間の海面気圧の差だが、この気圧差は大小を交互に繰り返しており、これを南方振動という。エルニーニョ／ラニーニャ現象と南方振動は、それぞれが独立に起きているのではなく、大気と海洋が相互に影響を及ぼしあっている一つの現象の異なった側面であり、これらを総合的に捉えて「エルニーニョ・南方振動（El Niño・Southern Oscillation）」、略して「エンソ（ENSO）」という。なお、太平洋赤道域の中部から東部にかけての海面水温の変化に先立って、海面下（海洋内部）の水温構造に大きな変化が見られることから、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。

西太平洋熱帯域およびインド洋熱帯域における平年の海面水温は、一年を通じてそれぞれ28℃および27℃以上（これらを暖水プールと呼ぶ）であり、これらの海域における海面水温の変動は熱帯の対流活動に大きな影響を及ぼす。西太平洋熱帯域の海面水温は、エルニーニョ現象（ラニーニャ現象）時に平年よりも低く（高く）なる傾向がある。一方、インド洋熱帯域の海面水温は、エルニーニョ現象（ラニーニャ現象）の発生後、1季節程度遅れて平年より高い（低い）状態になる傾向がある。

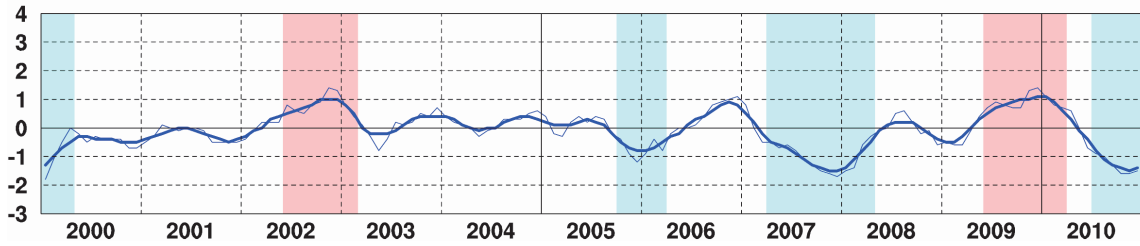
図2.1-3 (a) に示すエルニーニョ監視海域（NINO.3：北緯5度～南緯5度、西経150度～西経90度）で平均した月平均海面水温の基準値（その年の前年までの30年間の各月の平均値）との差の時間変化が図2.1-3 (b) である。2010年春から秋にかけてエルニーニョ監視海域の海面水温は急速に下がり、基準値より低い値で推移した。このことは2009年夏に発生したエルニーニョ現象が2010年春に終息し、2010年夏にラニーニャ現象が発生したことを示している。2010年秋にはエルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差がさらに広がった。

図2.1-3 (c) は、南太平洋のタヒチ（TAHITI）とオーストラリアのダーウィン（DARWIN）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の値を示す。2010年は、3月まで負の値が続いたが、4月には正の値に転じ、その後は正の値で推移した。図2.1-3 (d)、(e) は、それぞれ西太平洋熱帯域（NINO.WEST）の海面水温の基準値との差およびインド洋熱帯域（IOBW）の海面水温の基準値との差の時間変化を示している。2010年は、西太平洋熱帯域の海面水温は4月まで負の値が続いたが、5月以降は正の値で推移した。インド洋熱帯域の海面水温は3月に正の値がピークを迎えたが、その後低下し、11月以降は負の値を示している。図2.1-4 (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値（1979～2004年の26年平均値）からの偏差を2010年2月、5月、8月、11月について示している。通常の状態では、貿易風により西部に暖かい海水が吹き寄せられ、また東部では下層の冷たい海水が湧き上がっているため、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（20℃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（図2.1-4 (a)）は西部で低温偏差（負偏差、水温躍層が浅い）、中部で顕著な高温偏差（正偏差、水温躍層が深い）が見られたが、5月（図2.1-4 (b)）には、ラニーニャ現象の発生に先行して西部にあった低温偏差が東方へ拡大し、中部から東部にかけても低温偏差が見られるようになった。8月から11月にかけては（図2.1-4 (c)、(d)）、中部から東部にかけての低温偏差が顕著となった。一方、西部では高温偏差が強まった。

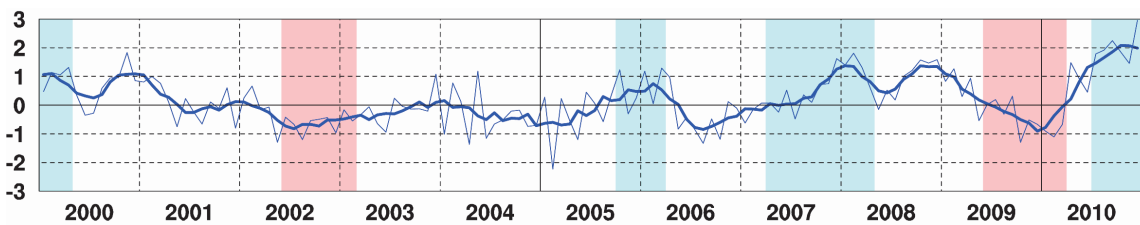
(a)



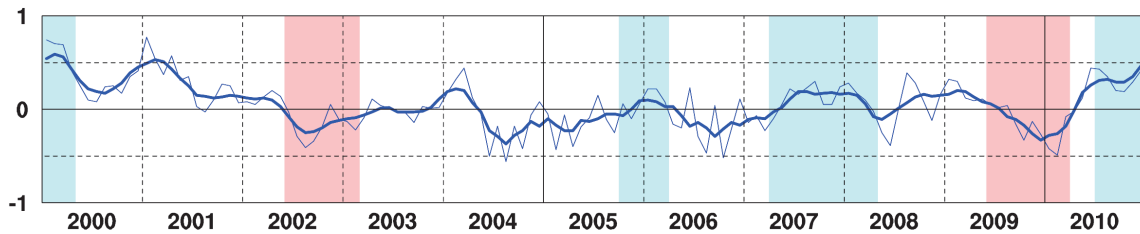
(b)



(c)



(d)



(e)

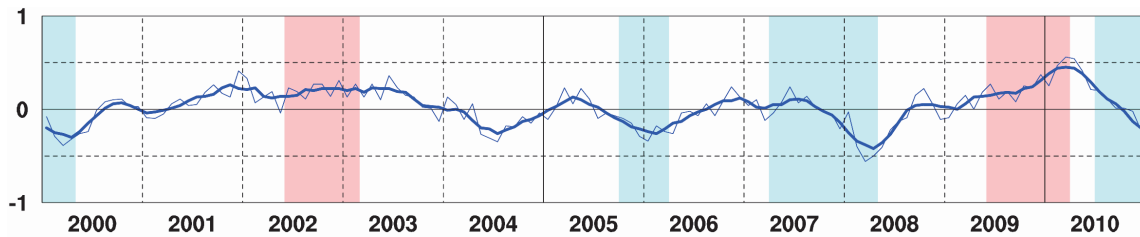
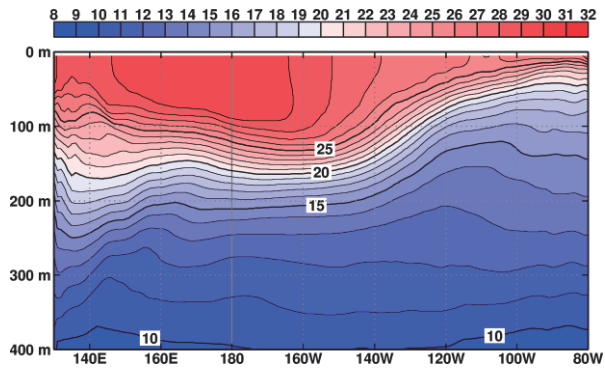


図 2.1-3 (a) エルニーニョ現象等監視海域、(b) エルニーニョ監視海域の月平均海面水温の基準値（その年の前年までの30年平均値）との差（ $^{\circ}\text{C}$ ）、(c) 南方振動指数の経年変化（2000～2010年）、(d) 西太平洋熱帯域の海面水温の基準値との差および (e) インド熱帯域の海面水温の基準値との差

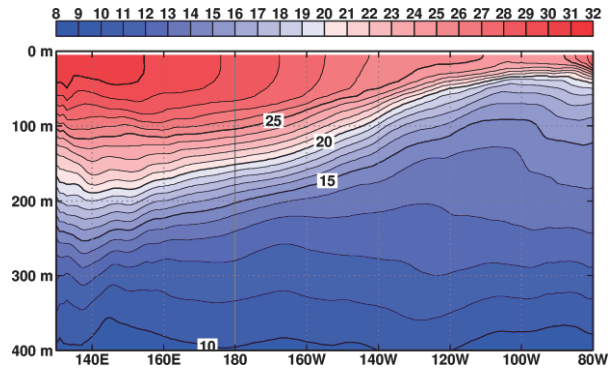
(b)～(e)における細線は月の値、太線は5か月移動平均値を示す。また赤色の陰影はエルニーニョ現象の期間（エルニーニョ監視海域での5か月移動平均値が6か月以上続けて $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上となった場合）を、青色の陰影はラニーニャ現象の期間（同じく $-0.5^{\circ}\text{C}$ 以下となった場合）をそれぞれ示している。



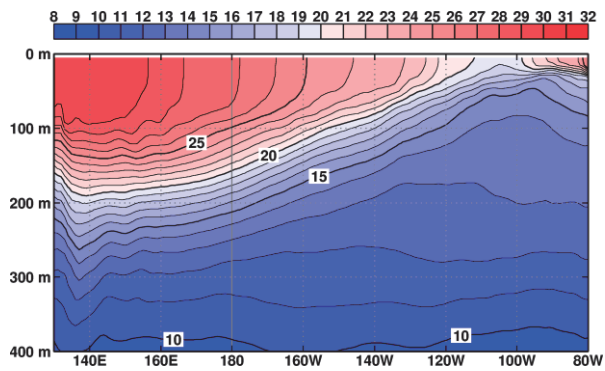
(a) 2010年2月



(b) 2010年5月



(c) 2010年8月



(d) 2010年11月

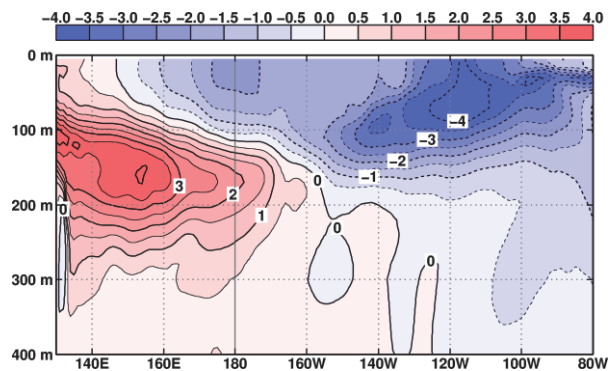
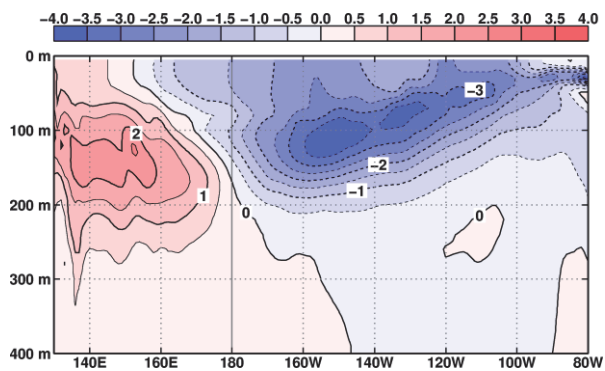
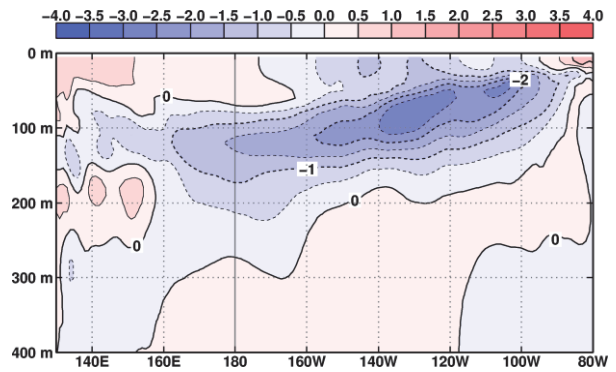
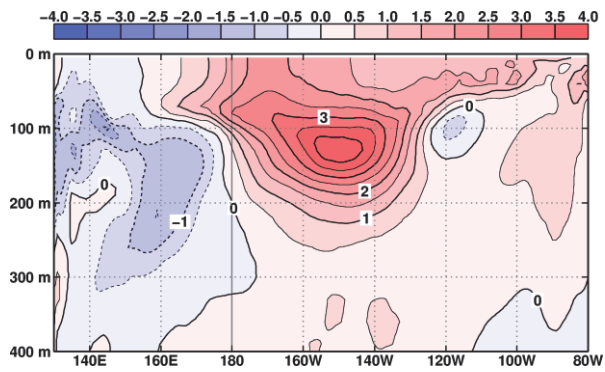
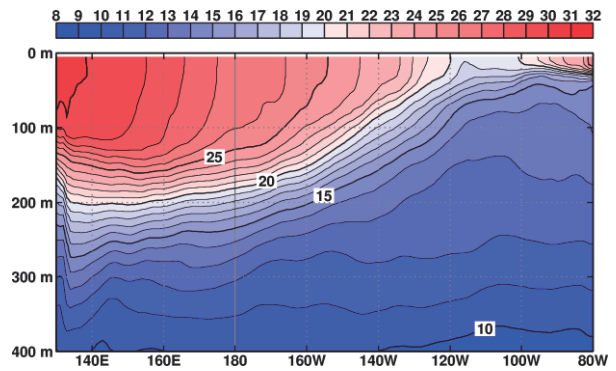


図 2.1-4 太平洋の赤道に沿った表層水温および表層水温年差の深度-経度断面図 (°C)  
2010年 (a) 2月、(b) 5月、(c) 8月、(d) 11月。平年値は1979~2004年の26年平均値。



### 1.3 北極・南極域の海氷

2010年の北極域の海氷域面積の年最小値は474万km<sup>2</sup>で、1979年以降では2007年、2008年について3番目に小さい記録となった。

図 2.1-5 は、北極域の海氷域面積の年最小値・年平均値の経年変化、南極域の海氷域面積の年平均値の経年変化（1979～2010年）を示している。

2010年の北極域の海氷域面積の年最小値は474万km<sup>2</sup>で、2007年、2008年について1979年以降3番目に小さい記録となった。

北極域の海氷域面積は、1979年以降、長期的に見ると減少傾向を示している。特に、年最小値は減少傾向が顕著で、1979年から2010年までの減少率が8.1万km<sup>2</sup>/年となった（図 2.1-5(a)）。また、海氷域面積の年平均値は2010年までの減少率が5.5万km<sup>2</sup>/年であった（図 2.1-5(b)）。

一方、南極域の海氷域面積の年平均値は、2.9万km<sup>2</sup>/年と増加傾向を示している（図 2.1-5(c)）。

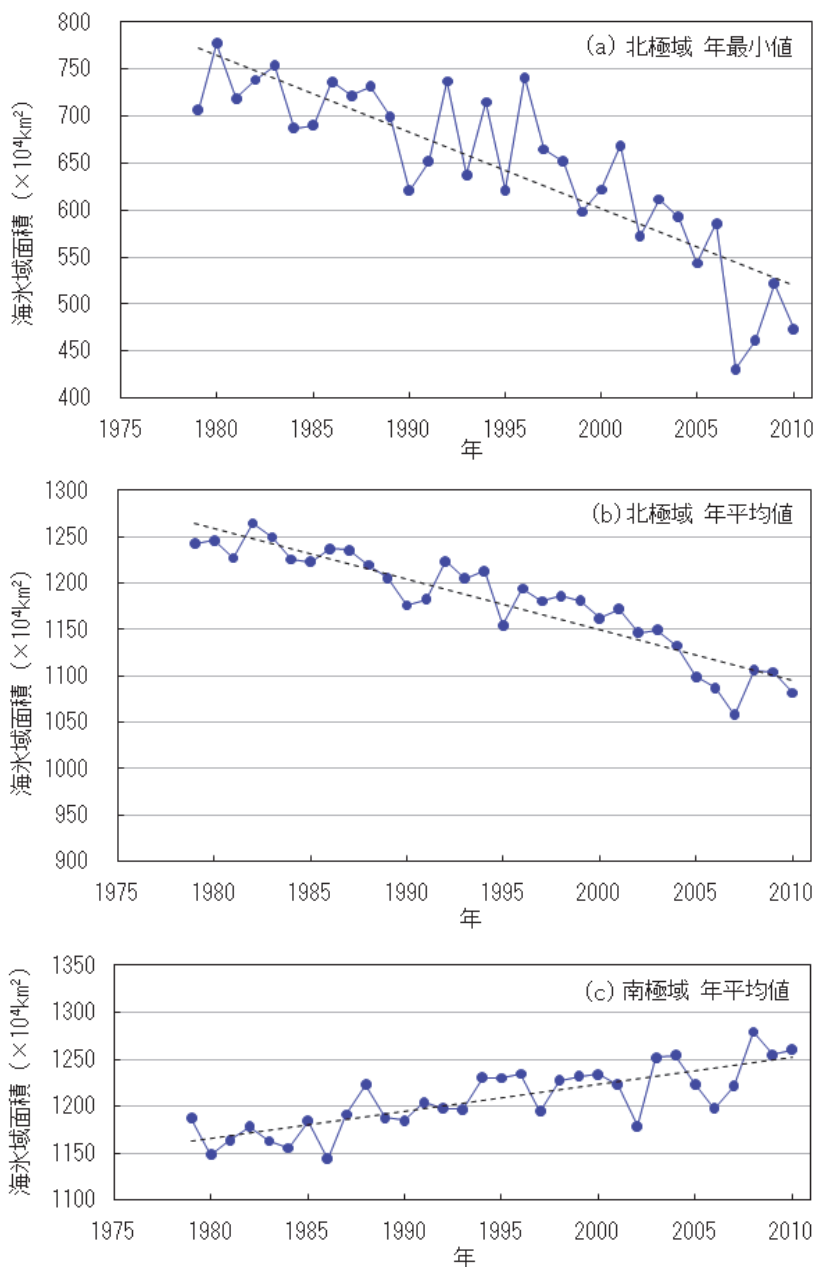


図 2.1-5 北極域の海氷域面積の(a)年最小値、(b)年平均値の経年変化、(c)南極域の海氷域面積の年平均値の経年変化（1979～2010年）

青色の折れ線は海氷域面積の経年変化を示す。点線は各々の長期変化傾向を示す。海氷データは、下記の修正された最新の輝度温度データセットを用いて2010年に再計算しており、以前に発表した資料とは値が異なる。

使用した輝度温度データセット：  
 1979年1月～1987年8月：  
 NIMBUS 7号の多重チャンネルマイクロ波走査放射計（米国航空宇宙局提供）  
 1987年8月～2010年12月：  
 DMSP衛星のマイクロ波撮像装置（米国雪氷データセンター提供）

## 第2章 北西太平洋・日本近海

### 2.1 北西太平洋の海面水温・海流

- 九州・沖縄海域、日本海の中部および南部、日本南方海域における、2010年までのおよそ100年間での年平均海面水温の長期変化傾向は、 $+0.7\sim+1.7^{\circ}\text{C}/100$ 年の割合であった。
- 2010年の日本近海の海面水温は、1月から6月にかけて本州東方で平年より低い状態が続いていた。7月から12月にかけては、日本近海の海面水温はおおむね平年より高い状態が続き、8月の月平均海面水温は1985年以降<sup>7</sup>で過去最高となった。
- 2010年の黒潮は、九州の東から本州南岸に沿って小蛇行の東進が数回みられたものの、おおむね四国・本州の南岸に沿って流れ、伊豆諸島では八丈島の北を流れた。
- 2010年の親潮の面積は、9月を除き、おおむね平年より大きかった。

#### 2.1.1 海面水温

図2.2-1に、日本近海における海域別の年平均海面水温の長期変化傾向を示す。九州・沖縄海域、日本海の中部および南部、日本南方海域においては、2010年までのおよそ100年間で、 $+0.7\sim+1.7^{\circ}\text{C}/100$ 年の割合で有意に上昇した。これらの上昇率は、世界全体で平均した海面水温の上昇率( $+0.51^{\circ}\text{C}/100$ 年)(第2部第1章1.1節)よりも大きな値となっている(但し、図2.2-1に示した13海域のうち、日本海北部および北海道周辺・日本東方の4海域では、有意な傾向が見出せなかった)。

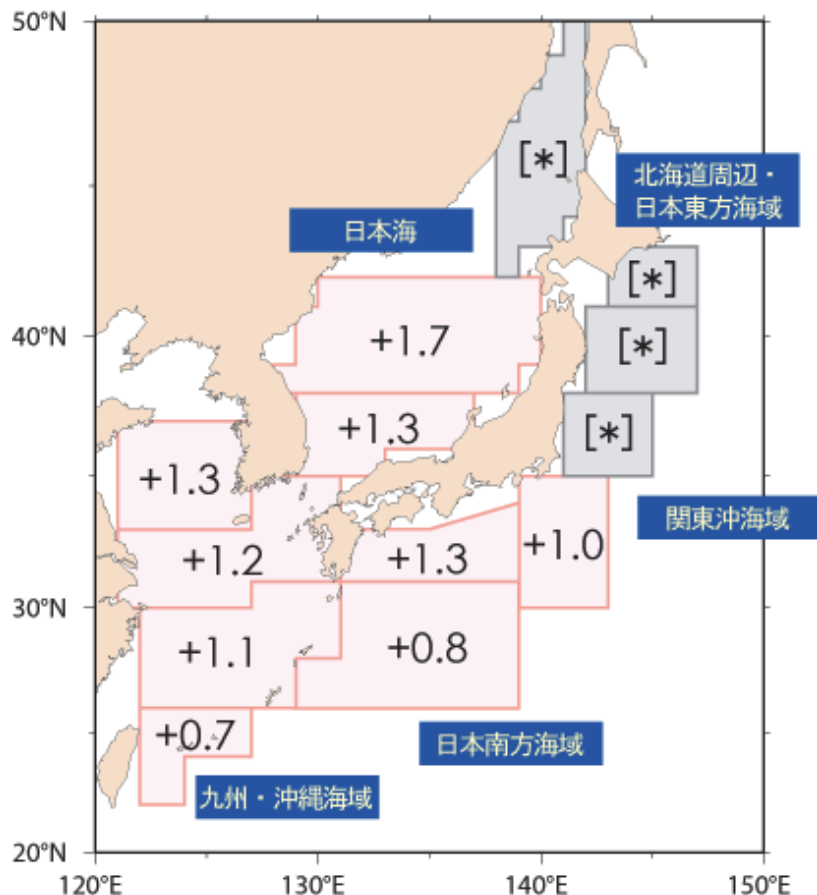


図 2.2-1 日本近海の海域平均海面水温(年平均)の長期変化傾向( $^{\circ}\text{C}/100$ 年)

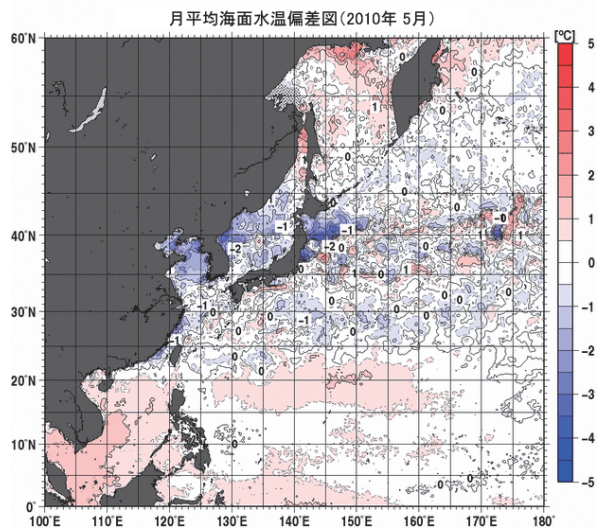
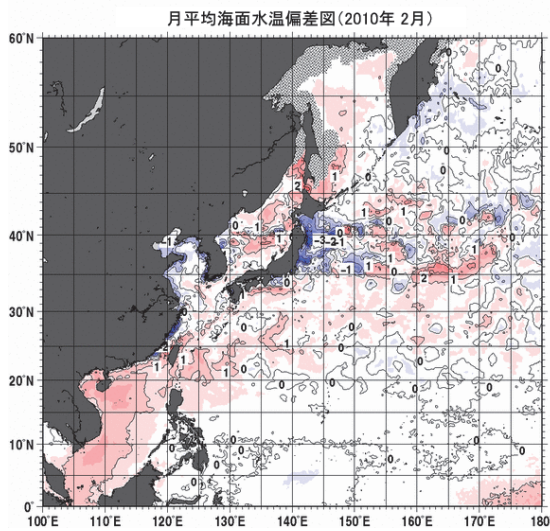
1900年から2010年までの上昇率を示す。上昇率が『\*』とあるものは、十年規模の変動が顕著なため、100年間の上昇率が明確に見出せないことを示す。

<sup>7</sup> ブイや船舶による海洋観測資料に加え、人工衛星による観測資料が利用できる期間。

図 2.2-2(a)~(d)に 2010 年 2 月、5 月、8 月、11 月の月平均海面水温の平年差を示す（平年値は 1971 年から 2000 年までの 30 年平均値）。日本近海の海面水温は、2 月（図 2.2-2(a)）から 3 月にかけては、本州東方で平年より低かったが、父島近海から沖縄周辺にかけては、平年より高い海域が広がった。4 月から 5 月（図 2.2-2(b)）にかけては、本州東方や日本海を中心に、日照時間が少なく寒気の影響も受けたため、海面水温が平年より低い海域がみられたが、6 月は、日本海では日照時間が多かったため、平年より高い海域が広がった。7 月は本州東方、オホーツク海南部で、南からの暖かい風による影響を受けて、海面水温が平年より低い状態が解消した。8 月（図 2.2-2(c)）から 9 月にかけては、太平洋高気圧の日本付近への張り出しが強くなり、日本近海の海面水温は平年より高い状態が続いた。特に、8 月の日本周辺海域（図 2.2-2(c) 中の青枠の範囲）の月平均海面水温は、1985 年以降で最も高くなった（図 2.2-3）。10 月から 12 月にかけては、台風の通過や寒気の影響で一時的に海面水温が平年より低い海域がみられたが、日本近海の海面水温はおおむね平年より高い状態が続いた。

(a)

(b)



(c)

(d)

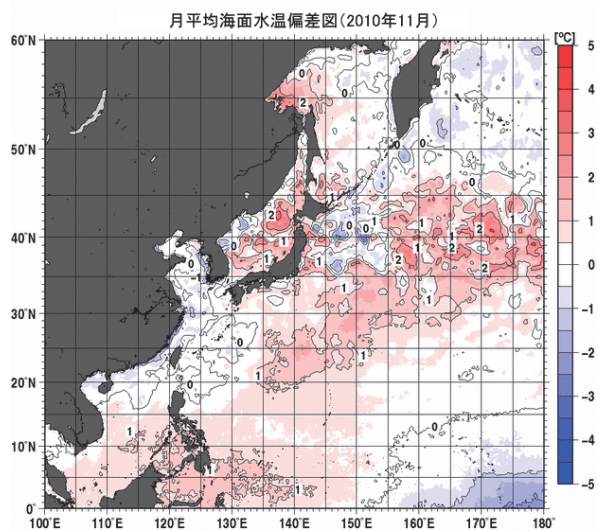
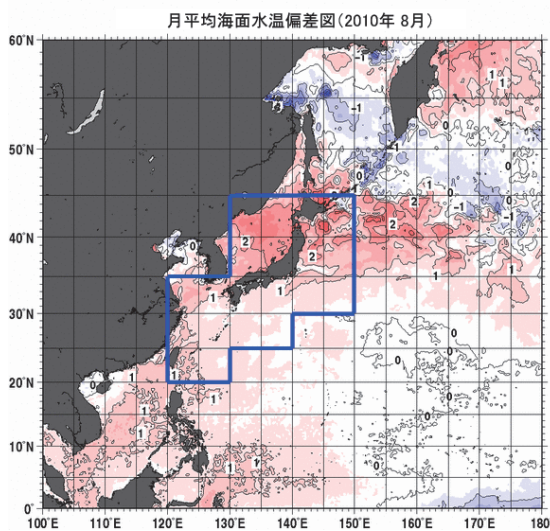


図 2.2-2 月平均海面水温偏差図

(a) 2010 年 2 月、(b) 5 月、(c) 8 月、(d) 11 月。ただし、11 月は速報値を基に作図している。平年値は 1971 ~2000 年の 30 年平均値。図中の灰色の陰影部は、海氷の存在により海面水温が解析できなかった海域を示す。

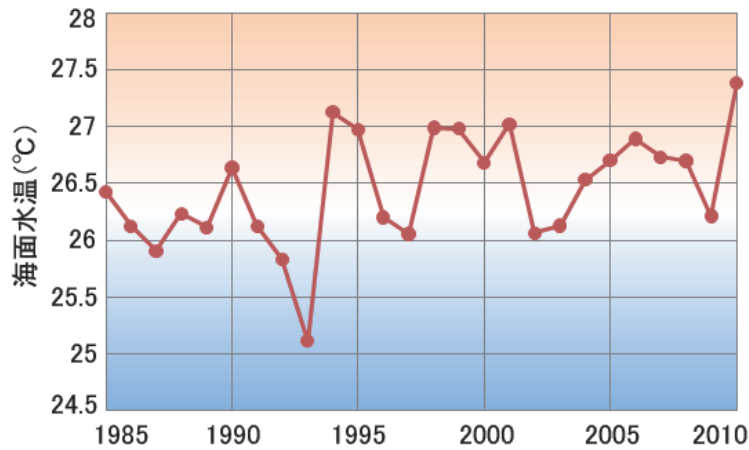


図 2.2-3 1985 年以降の日本周辺海域の月平均海面水温(8 月)  
平均した海域は、図 2.2-2(c) 中の青枠の範囲。

## 2.1.2 海流

### (1) 黒潮

日本南岸における黒潮（日本南岸で表層流速が最も大きな部分を連ねた経路）は、1 月は九州から四国にかけておおむね接岸していた。2 月には九州の東で小蛇行が発生し（図 2.2-4(a)）、その小蛇行は 3 月に四国沖へ東進し、4 月には潮岬へ達した。東海沖では 1 月から 3 月まではおおむね東に流れ、八丈島と三宅島の間を北東に流れる流路となっていたが、4 月には小蛇行の通過に伴い一時的に八丈島の南を流れた。5 月には九州の東で再び小蛇行が発生し（図 2.2-4(b)）、5 月後半から 6 月にかけて四国沖まで東進し、7 月には潮岬へ達した（図 2.2-4(c)）。5 月になると伊豆諸島での流路は北上し（図 2.2-4(b)）、7 月までは三宅島付近を北東へ流れた。8 月以降も、九州の東や四国沖では小蛇行がみられたが、いずれも潮岬では接岸の状態であった。伊豆諸島では、8 月以降は、おおむね八丈島と三宅島の間を北東に流れたが、10 月（図 2.2-4(d)）、11 月、12 月に小蛇行の通過に伴い一時的に八丈島の南を流れる時期があった。

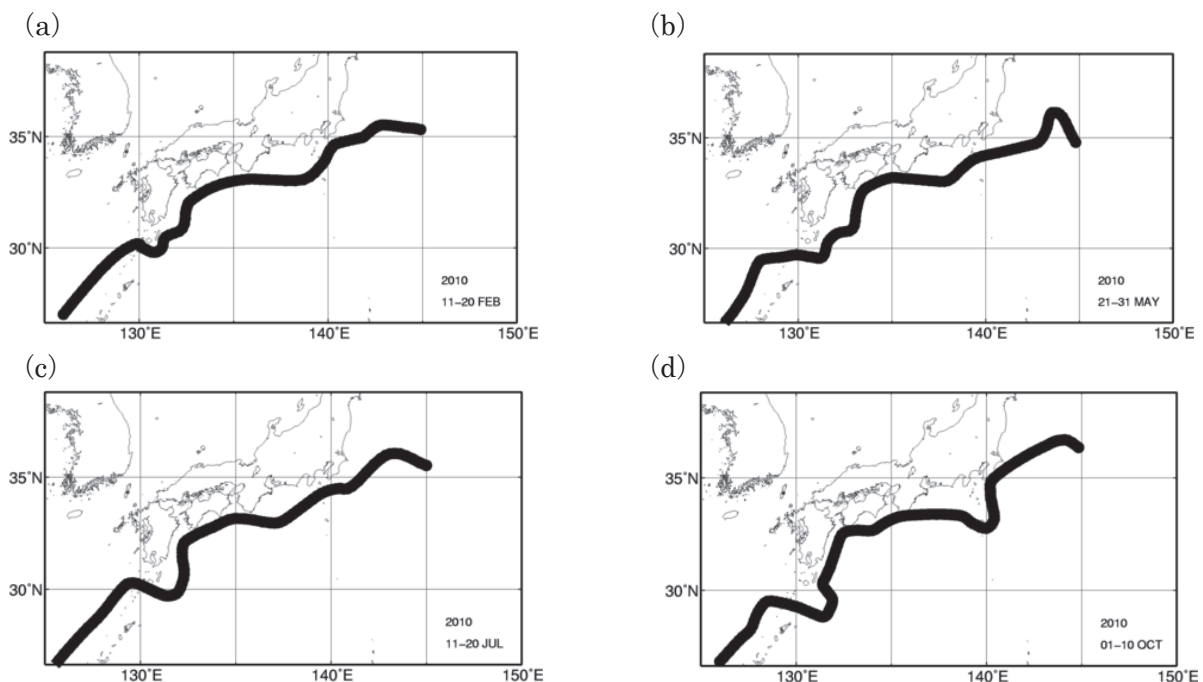


図 2.2-4 旬別黒潮流軸図

(a) 2010 年 2 月中旬、(b) 5 月下旬、(c) 7 月中旬、(d) 10 月上旬。



## (2) 親潮

親潮（深さ 100mにおける水温が 5℃以下の領域）の沿岸寄りの分枝の南限位置は、1 月は北緯 40 度付近にあった。2 月から 3 月にかけて次第に南下し、3 月には北緯 37 度付近まで南下した。4 月から 8 月にかけては北緯 39 度付近にあったが、9 月中旬から下旬にかけては、襟裳岬の東へ後退した。10 月以降は北緯 40.5 度付近にあった。親潮の沖合の分枝の南限位置は、1 月は北緯 40 度付近にあった。2 月から 3 月にかけて次第に南下し、3 月から 6 月にかけては北緯 39 度付近にあった。7 月以降は、北緯 39.3～39.8 度付近にあった。親潮の面積は、9 月を除き、おおむね平年より大きかった。

## 2.2 日本沿岸および近海の海面水位

日本沿岸の海面水位を長期的に見た場合、世界平均の海面水位にみられるような明瞭な上昇傾向はみられない。2010 年の日本沿岸の海面水位は 1960 年以降、高い方から第 2 位であった。

2007 年 2 月に発表された、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第 4 次評価報告書第 1 作業部会報告書では「世界平均海面水位は 1961 年から 2003 年にかけて、年あたり 1.8 [1.3～2.3] mm の割合で上昇した。1993 年から 2003 年にかけての上昇率はさらに大きく、年あたり 3.1 [2.4～3.8] mm の割合であった。」と結論づけられている。ここで、[ ] 内に示した数値は、解析の誤差範囲（90%信頼区間）を表している。

しかし、図 2.2-5 に示すとおり、1960 年以降の日本沿岸の海面水位を長期的に見た場合、世界平均の海面水位にみられるような明瞭な上昇傾向はみられない。1950 年ころに極大がみられ、また約 20 年周期の変動が顕著である。上記の IPCC 第 4 次評価報告書と同じ期間で日本沿岸の海面水位の変化を比較すると、1961 年から 2003 年にかけての上昇率は年あたり 0.8 [0.3～1.3] mm であり、1993 年から 2003 年にかけての上昇率は年あたり 4.9 [2.1～7.7] mm であった。なお、これらの海面水位データは日本沿岸の地盤変動の影響が小さい検潮所の値である。

2010 年の日本沿岸の海面水位は平年値（1971～2000 年平均）と比べて 65mm 高く、1960 年以降、高い方から第 2 位に相当する。1990 年代後半以降は平年値と比べて高い年が続いている。

図 2.2-6 に、図 2.2-5（下右図）で示した I～IV の海域ごとに求めた 1960 年以降の年平均海面水位平年差を示す。

ここ数年の各海域の海面水位を見ると、各海域とも 2004 年に高くなった後 2005 年は大きく低下している。2006 年は北海道・東北（I）と関東・東海（II）の沿岸で低下したのに対して近畿～九州（III）と北陸～九州（IV）の海域では上昇、2007 年は近畿～九州の太平洋側沿岸で低下した以外は上昇した。各海域とも 2007 年から 2009 年にかけての海面水位の変動は比較的小さかったが、2010 年の海面水位は 4 海域の平均で 2009 年から大きく（28mm）上昇した。海域別に見た前年からの上昇量は関東・東海で 30mm と最も大きく、次いで北陸～九州の東シナ海側（IV）で 29mm、北海道・東北で 28mm、近畿～九州の太平洋側（III）で 25mm となった。

各海域とも海面水位が大きく上昇した主要な要因としては、沿岸の表層水温が前年に比べて高かったことが考えられる。2010 年は、日本沿岸で月平均表層水温が 8 月以降広い範囲で高くなった。このため、各海域での年平均海面水位は前年に比べ大きく上昇し、平年と比べると、北海道・東北の海域では 70mm、北陸～九州の東シナ海側の海域では 94mm 高くなり、1960 年以降最も高くなった。1960 年から 2010 年までの海面水位の変化を海域別にみた場合、北陸～九州の東シナ海側で他の海域に比べて大きな上昇傾向が認められる。4 海域の平均では平年と比べると 65 mm 高くなり、1960 年以降では黒潮の大蛇行の影響による関東・東海の沿岸で海面水位が高かった 2004 年に次いで第 2 位となった。

また、気圧が一定の場合、実際の海面水位は水温だけでなく、塩分が加わった海水の密度によって決定される。気象庁では 1960 年代から観測船を用いて日本近海及び北西太平洋の海洋観測を実

施しており、水温や塩分の鉛直分布を計測し、海水の密度及び力学的海面高度（水温・塩分をもとに計算した海面の高さ）を算出している。図 2.2-7（左）は東シナ海（A）、本州南方（B）の海洋観測点と近傍の検潮所（那覇と父島）の位置を示す。図 2.2-7 右（上・下）は A 及び那覇、B 及び父島における年平均海面水位平年差の時系列である。海洋観測点 A の力学的海面高度と那覇の海面水位は各年の値、長期変化傾向とも類似しており、この海域での海洋表層の密度変化にともなう海面水位変化が沿岸の検潮所における海面水位変化の主要因になっていることがわかる。一方、海洋観測点 B の力学的海面高度と父島の海面水位の対応は、年代によっては各年の値にやや系統的な差がみられるが、長期変化傾向には類似がみられる。

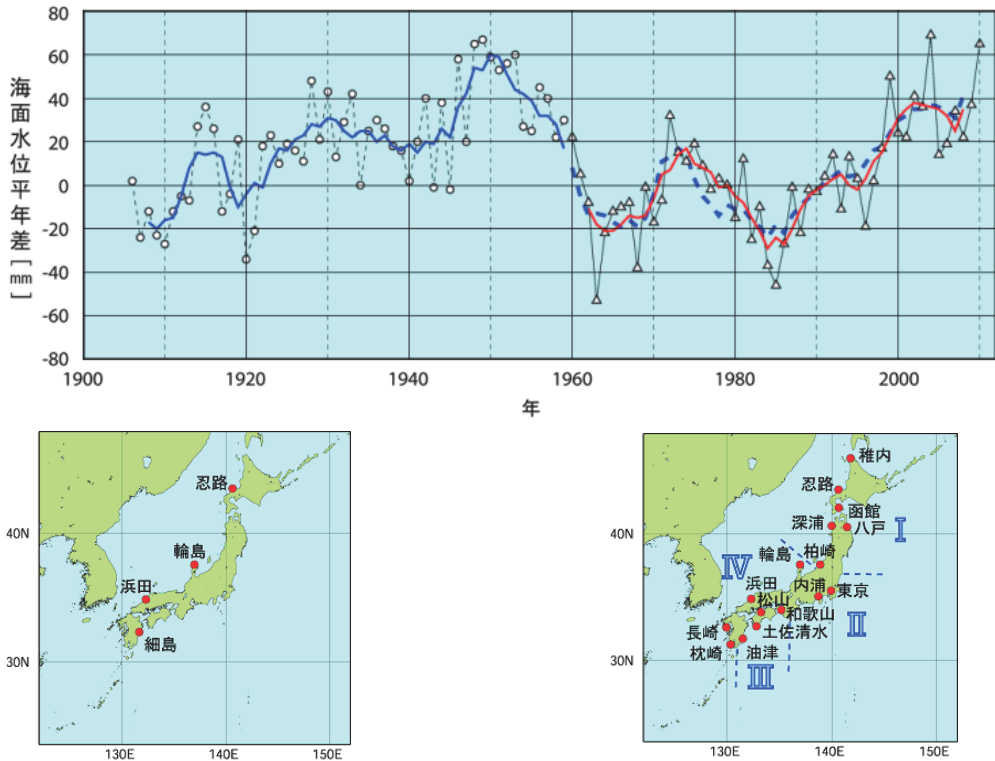


図 2.2-5 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（1906～2010 年）と検潮所位置図

日本沿岸で地盤変動の影響が小さい検潮所を選択している。1906 年から 1959 年までは日本沿岸の検潮所の数が少なかったため、下左図に示した 4 地点の検潮所それぞれについて求めた年平均海面水位平年差を平均した値の変化を示している。1960 年以降については、変動パターンが類似している海域別に日本周辺を I：北海道・東北地方の沿岸、II：関東・東海地方の沿岸、III：近畿太平洋側～九州太平洋側の沿岸、IV：北陸地方～九州東シナ海側の沿岸の 4 海域に区分（下右図に、使用した 16 地点の検潮所とともに示す）し、海域ごとに求めた年平均海面水位平年差をさらに平均し、その変化を示している。グラフの海面水位は、1971 年から 2000 年までの期間で求めた平年値を 0mm とした各年の年平均海面水位平年差の時系列である。青実線は 4 地点平均の平年差の 5 年移動平均値、赤実線は 4 海域平均の平年差の 5 年移動平均値を示している。なお、青破線は、4 地点平均の平年差の 5 年移動平均を期間後半（1960 年以降）について算出し、参考として示したものである（1962～2008 年における赤実線と青破線の値の相関係数は 0.96 で両者の対応は良く、1959 年から 1960 年にかけての地点の追加・削除がその間の海面水位平年差の変化に与えた影響は小さいと考えられる）。

使用した検潮所のうち、忍路、柏崎、輪島、細島は国土地理院の所管する検潮所である。

東京は 1968 年以降のデータを使用している。



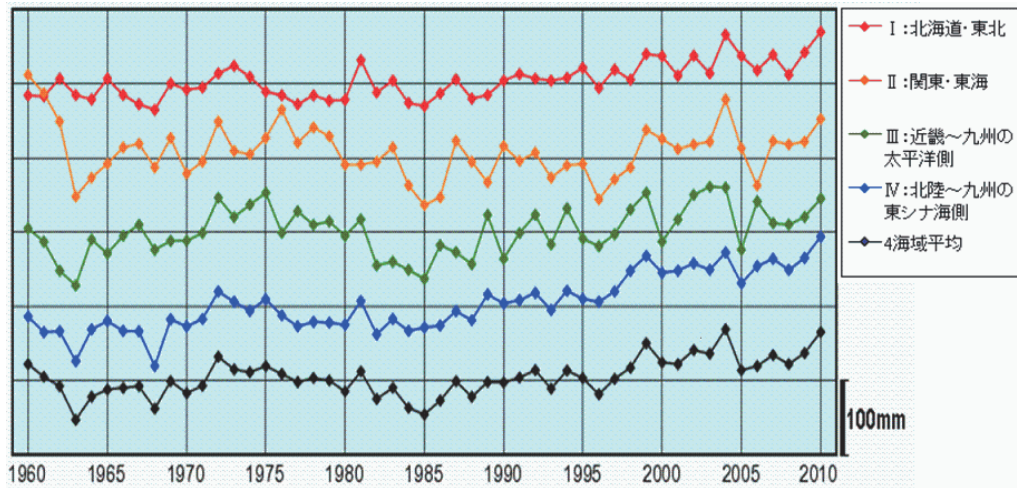


図 2.2-6 海域別の年平均海面水位の経年変化（1960～2010 年）

上から図 2.2-5（右下）に示した海域、Ⅰ：北海道・東北地方、Ⅱ：関東・東海地方、Ⅲ：近畿太平洋側～九州太平洋側、Ⅳ：北陸地方～九州東シナ海側の各沿岸及び 4 海域平均について、それぞれの 1971～2000 年までの期間で求めた平年値を 0mm として横線で示し、各年の年平均海面水位平年差の時系列を示している。また、表示をみやすくするため、0mm を示す横線を海域ごとに 100mm ずつずらして描画している。

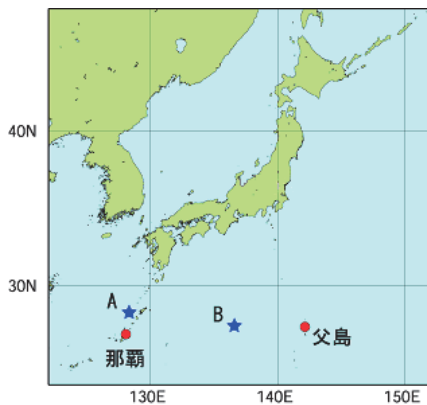
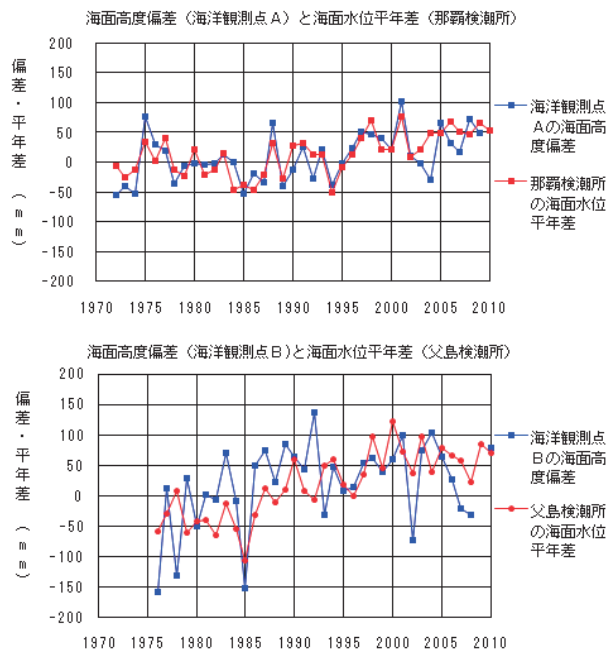


図 2.2-7 海洋観測点 (A、B) と近傍の検潮所（那覇と父島）の位置図（上）。各両点における力学的海面高度偏差と近傍の検潮所の海面水位平年差との比較（A：1972～2010 年、B：1976～2010 年）（右）

力学的海面高度偏差は、海洋表層の水温と塩分の分布から計算された海面の高さについて平年からの差（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平年差の変化を赤線で示している。海洋観測点平年値は、Aは1972～2000年、Bは1976～2000年各年の海面高度の平均値。検潮所の平年値は、那覇は1971～2000年、父島は1976～2000年の海面水位の平均値。



## 【コラム】潮位に影響を及ぼす様々な要因

潮位の変化といえば、釣りや潮干狩りなどの機会に実感する潮の満ち引きが馴染み深い。この潮の満ち引きが生じるのは、月や太陽の運行や地球の自転によって、海洋に対する月や太陽の引力（起潮力）が刻々と変化することが主な原因であるが、実際にはこの他にも様々な要因が影響を与えている。通常、潮位に影響を及ぼす要因としては、主に以下のものが挙げられる。

### 1 気象の要因

- (1) 気圧の低い（高い）状態が続くと、大気が海面を押さえる力が弱く（強く）なるため、潮位が高く（低く）なる。
- (2) 岸を右（左）に見る風が吹き続けると、地球の自転の影響で北半球では風の吹いて行く方向の右側に海水が運ばれ、沿岸の潮位が高く（低く）なる。

### 2 海洋の要因

(1) 海水は温度が高いほど熱膨張により単位質量あたりの体積が大きくなるため、沿岸の表層の水温が高く（低く）なると潮位が高く（低く）なる。このため、例えば黒潮や暖水渦が接近した沿岸域では、潮位が高くなる。

(2) 地球の自転の影響により北半球では海流の進行方向右側の海面が左側より高くなっている。毎年夏から秋にかけては、強い日射や高い気温の影響で海面から深さ数10mまでを中心に水温が高くなるため、海水の熱膨張により日本沿岸の潮位が他の季節と比べ20～30cm程度高くなる。2010年は、日本周辺海域での海面水温が8月に過去最高となるなど（第2部第2章2.1節）水温が高かったために、この季節的な潮位の高まりが特に顕著であったことに加え、日本の沿岸で海面から深さ数100mまでの水温も比較的高かったことの影響で、全国的に潮位が高くなった。さらに、関東から四国にかけての太平洋側の地域においては、これらに加えて黒潮がもたらす暖水の影響による潮位の上昇も見られた。（図2.2-8）

また、2010年は夏から秋にかけての大潮の時期に、月が地球との公転軌道上の近点に来て引力と遠心力が通常の大潮よりも強く働く年<sup>8</sup>に当たっていたため、他の年の大潮よりも満干の差が大きかった。

これらの影響により、北海道沿岸、東北地方の太平洋沿岸の一部、東海地方から近畿地方の太平洋沿岸、九州西岸、関門海峡、山陰地方から北陸地方にかけての日本海沿岸では年間最高潮位が最近5か年間で最も高くなった地点が多かった（図2.2-9）。

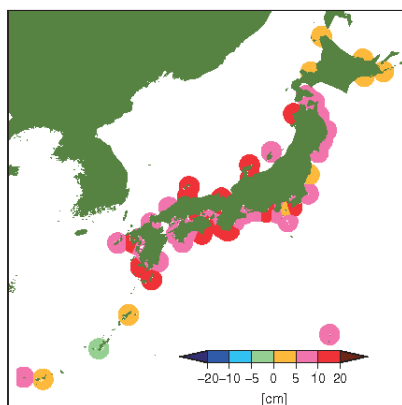


図2.2-8 2010年10月の月平均潮位偏差分布 (cm)

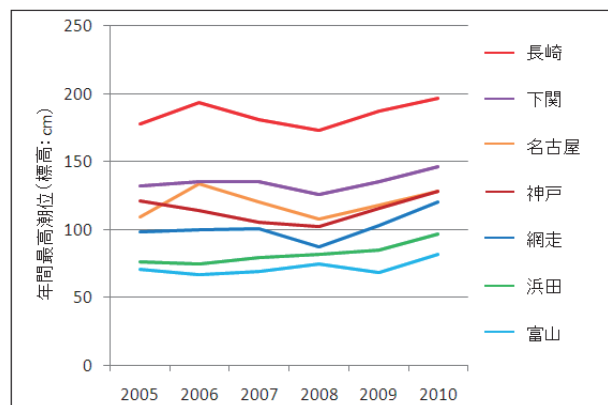


図2.2-9 2005年から2010年までの年間最高潮位

<sup>8</sup> 月の軌道はわずかに楕円を描いており、月は周期的に地球に近づいたり遠ざかったりしている。月が地球に最も近づく点を「近点」といい、近点通過が夏から秋にかけての大潮の時期に重なる年は4～5年の周期で巡って来る。

### 2.3 オホーツク海の海氷

2009年～2010年のオホーツク海の海氷域面積は、前半は平年より小さく後半は概ね平年並又は平年より大きく経過した。また、網走では海明けが平年より30日早い2月22日で、1956年の統計開始以来早い方から3番目の記録となった。

2009年12月～2010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、2月までは平年より小さく経過したが、3月以降は概ね平年並又は平年より大きく経過した（図2.2-10）。面積が最大となったのは3月10日で、その値は111.41万km<sup>2</sup>であった（図2.2-11）。なお、前シーズンの最大海氷域面積は109.34万km<sup>2</sup>であった（図2.2-12）。また、最大海氷域面積の平年値は122.83万km<sup>2</sup>である（平年値の統計期間は1971年～2000年）。

海氷域面積の長期変化傾向については、最大海氷域面積<sup>9</sup>や積算海氷域面積<sup>10</sup>は年ごとに大きく変動しているものの、長期的には緩やかに減少している（図2.2-12）。最大海氷域面積は10年あたり5.5万km<sup>2</sup>減少している。この値はオホーツク海の全面積の3.5%に相当する。

北海道オホーツク海沿岸の網走では、海明け<sup>11</sup>が平年より30日早い2月22日で、1956年の統計開始以来早い方から3番目の記録となった。また、稚内、根室、釧路では2年連続で流氷が観測されなかった。根室で流氷が観測されなかったのは1946年の統計開始以来5度目で、その全ては1990年以降の年である。

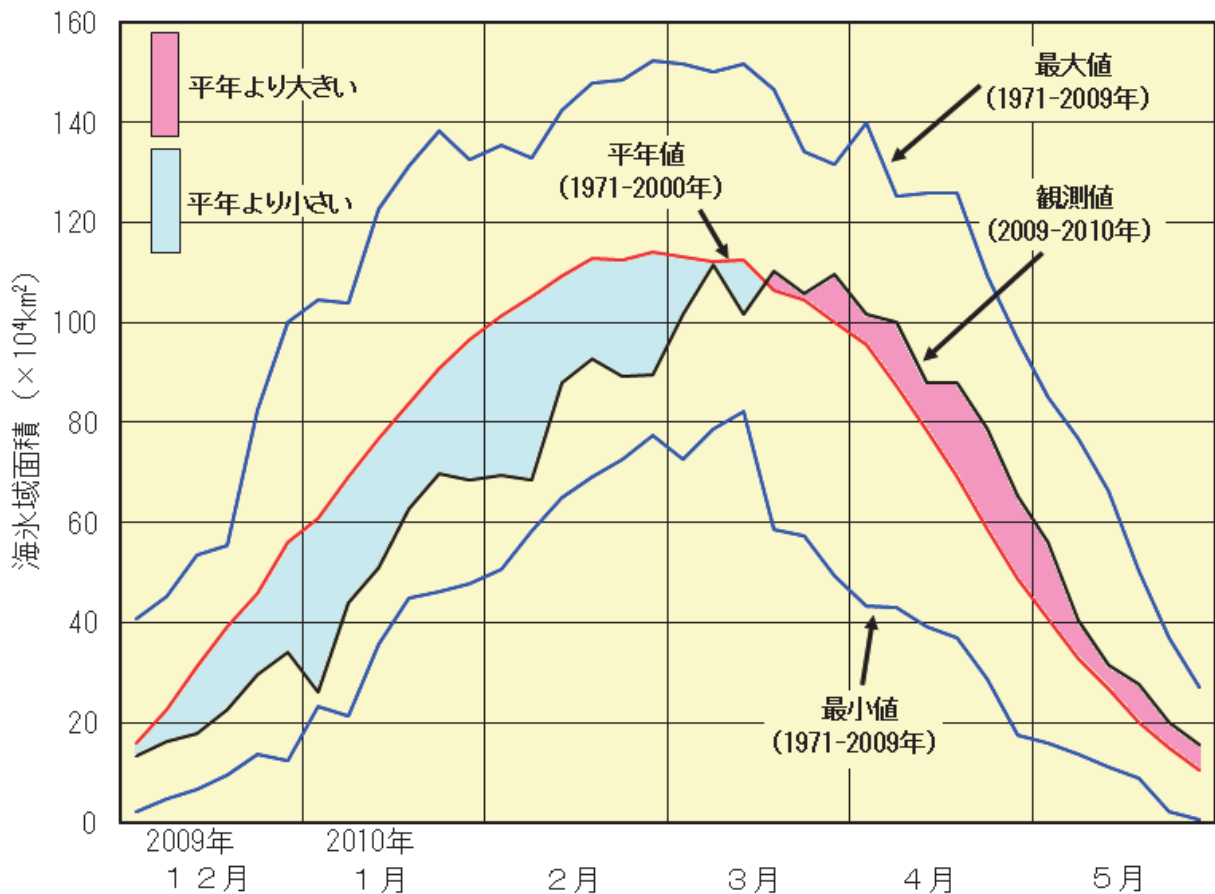


図 2.2-10 2009～2010年のオホーツク海の半旬ごとの海氷域面積の経過

<sup>9</sup> 最大海氷域面積：海氷域が年間で最も拡大した半旬の海氷域面積。

<sup>10</sup> 積算海氷域面積：前年12月5日～5月31日までの5日ごとの海氷域面積の合計。その年の海氷の勢力をあらわす指標として用いている。

<sup>11</sup> 海明け：全氷量が5以下になり、かつ沿岸水路ができて船舶の航行が可能になった最初の日。



図 2.2-11 2010年3月10日のオホーツク海の海氷分布図  
 平年（1971～2000年）の海氷域の外縁を赤線で示す。

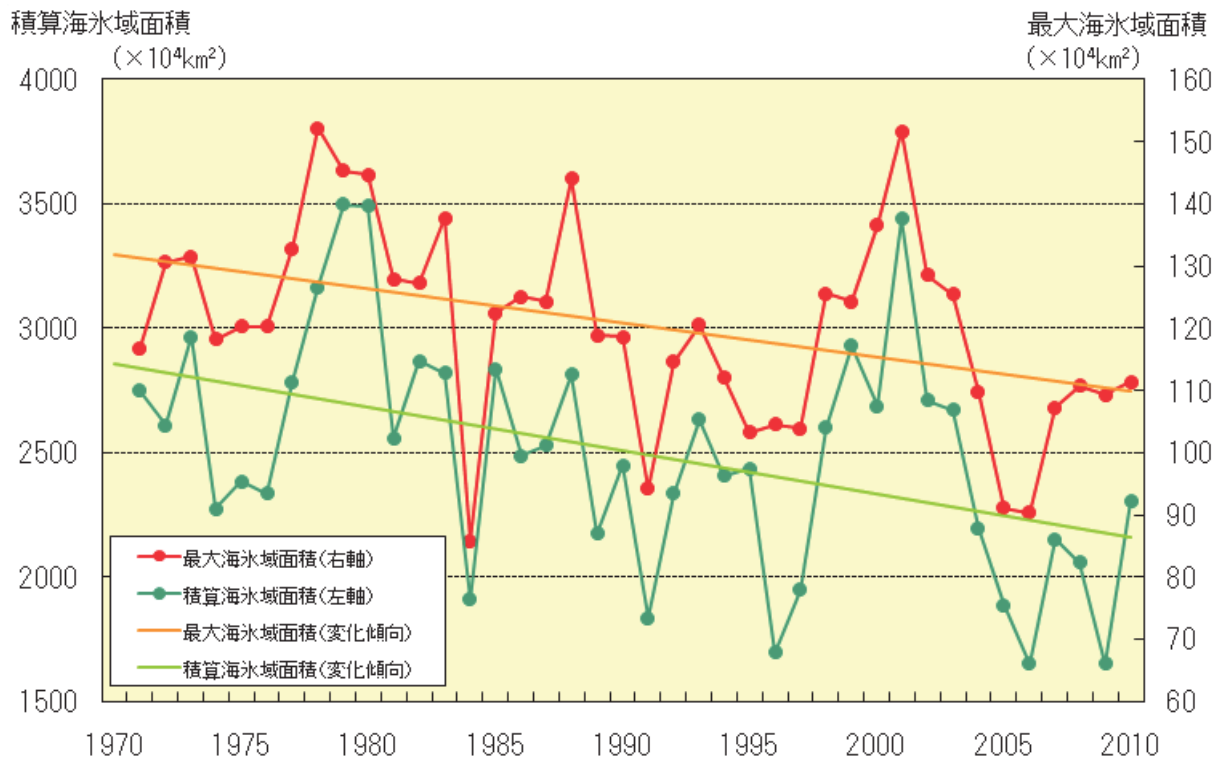


図 2.2-12 オホーツク海の積算海氷域面積（緑）と最大海氷域面積（赤）の経年変化（1971～2010年）

## 2.4 北西太平洋の海洋汚染

- 日本周辺海域では7～9月、赤道付近の海域では1～3月に100kmあたり50個を超える海面浮遊汚染物質が観測された。
- 浮遊タールボールは、1996年以降採取されることはまれになった。
- 北西太平洋全般に、水銀、カドミウムとも自然界の濃度レベルにある。

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。わが国では、「廃棄物その他のものの投棄による海洋汚染の防止に関する条約（ロンドンダンプング条約）」（1972年採択）および「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、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。気象庁は同法にもとづき、海洋汚染の防止および海洋環境の保全に資するため、1972年から海洋バックグラウンド汚染観測を実施している。

### 2.4.1 海面浮遊汚染物質（プラスチック類）

気象庁では、プラスチックなどの海面浮遊汚染物質の観測を、観測船の航海中に毎日、日の出から日の入りまでの間、海洋気象観測船の船橋から目に見える範囲で行っている。観測では、日時、位置、種類、形状、大きさ、個数などを記録し（海面浮遊汚染物質が発見されない場合はその旨を記録に残す）、海面浮遊汚染物質の観測個数を航走100kmあたりの数に換算して海面浮遊汚染物質の状況を監視している。

2010年の海面浮遊汚染物質の分布を図2.2-13に示す。図は航走100kmあたりの海面浮遊汚染物質の観測個数を各観測日の正午位置に示したものである。日本周辺海域ではいずれの季節も20個/100kmを超える海面浮遊汚染物質が観測されており、特に7～9月には50個/100kmを超える海面浮遊汚染物質が観測された。北緯20度以南の海域では、観測個数が10個/100kmを超える観測は少ないが、赤道付近の海域では、1～3月に50個/100km、7～9月に10個/100kmを超える海面浮遊汚染物質が観測された。

### 2.4.2 浮遊タールボール（油塊）

タールボール（油塊）は、船舶から排出されたビルジ（船底にたまった海水・水あか）や、海難事故などにより流出した重油が風化作用で揮発成分を失って、ボール状に固まったものである。大きさは、多くの場合直径1mmから数mm程度だが、まれに数十cmに達することもある。浮遊タールボールは、観測船からロープで繰り出した水平曳きネット（開口部の幅：75cmまたは50cm、網目：0.35mm）を1.5海里（約2.8km）曳航（えいこう）して採取する。採取した重量をネット開口部が通過した面積（曳航距離×開口部幅）で除して、タールボール密度（単位：mg/m<sup>2</sup>）とし、観測を実施した位置、日時等とともに記録する（タールボールが採取されない場合は「なし」という記録を残す）。

2010年に観測した全ての海域でタールボールは採取されなかった。北西太平洋全般に、1996年以降、タールボールが採取されることはまれになっている（経年変化は図2.2-14、海域区分は図2.2-15を参照）。



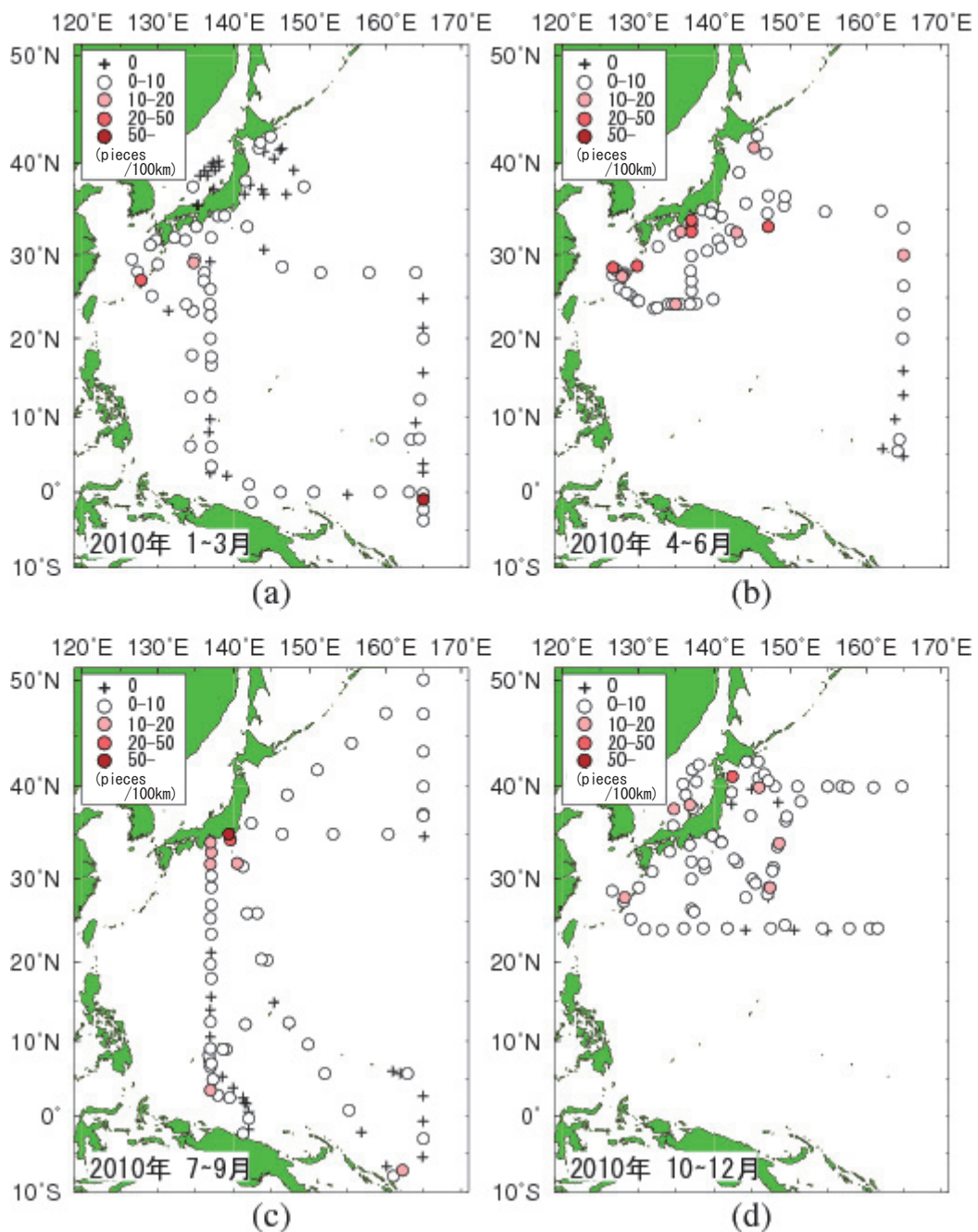


図 2.2-13 2010 年の海面浮遊汚染物質（プラスチック類）観測個数  
 (a) 冬季（1～3月）、(b) 春季（4～6月）、(c) 夏季（7～9月）、(d) 秋季（10～12月）。  
 図中の“+”は海面浮遊汚染物質が発見されなかったことを示す。



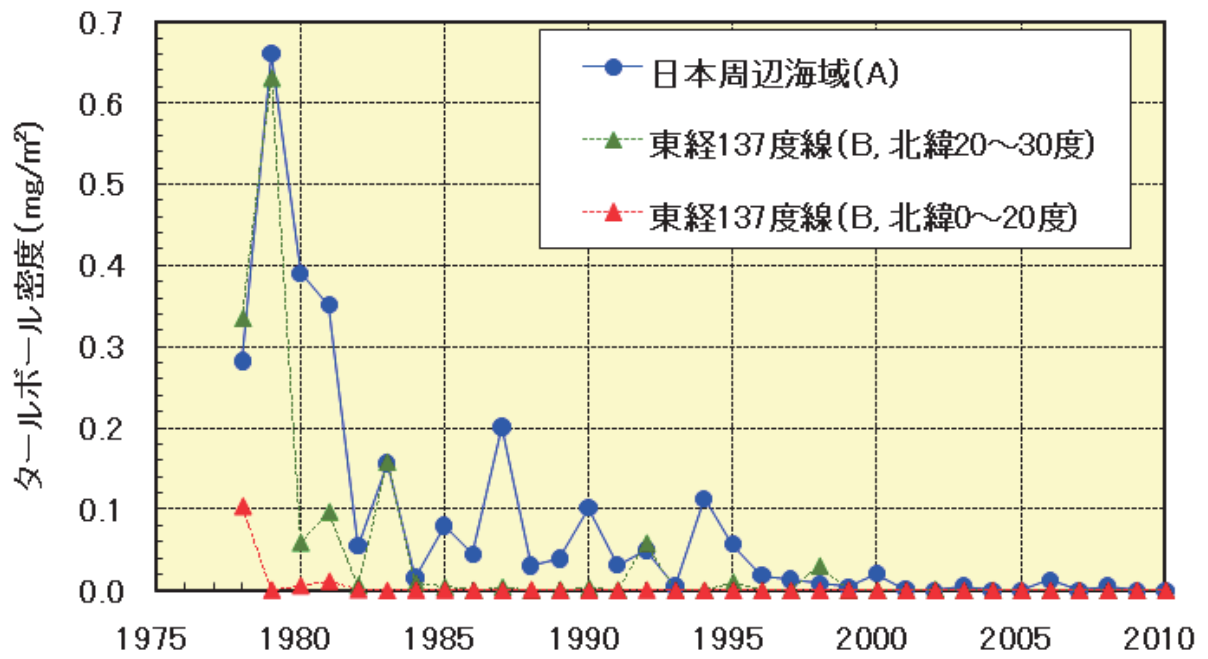


図 2. 2-14 海域別のタールボール密度の経年変化

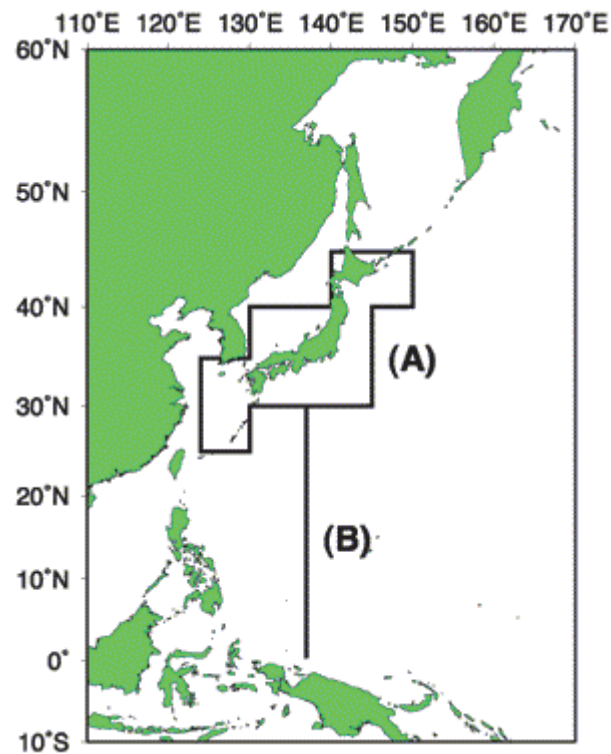


図 2. 2-15 タールボールの海域区分

### 2.4.3 重金属

重金属とは、金属の中でも比重がある程度大きい（4～5以上が目安）ものをいう。その多くが生物にとって必須の元素だが、生物にとって有害なものもある。気象庁では、生体内に蓄積されやすく、しかも有害とされる、水銀とカドミウムを対象に定点観測している（観測定点は図 2.2-16 を参照）。

2010年に測定された表面海水中的の水銀およびカドミウムの濃度（試薬等により海水から分離・濃縮を繰り返した後、測定した値）を表 2.2-1 に示す。

水銀の最高濃度は日本海で10月に、また東シナ海で12月に観測された17ng/kgであった。この値は「水質汚濁に係る環境基準（昭和46年・環境庁告示第59号）」に示された公共用水域における環境基準値の30分の1ほどの低濃度である。また、カドミウムの最高濃度は北海道南方海域の12月に観測された60ng/kgであった。この値も上記の環境基準値の150分の1に満たない低濃度である。外洋域における水銀およびカドミウムの自然界の濃度（バックグラウンドレベル）は、それぞれ0.4～2ng/kg および0.1～110ng/kg の範囲とされている。気象庁の観測値をこれらと比較すると、水銀はおおむね同レベルかやや高い値であるが、カドミウムは範囲に収まっている。北西太平洋全般に、水銀、カドミウムとも自然界のバックグラウンドレベルにある。

なお、汚染されていない海水中的のカドミウム濃度はリン酸塩濃度と高い相関を示すことが知られており、その鉛直分布も類似している。北海道南方海域は、リン酸塩などの栄養塩に富む親潮域に当たり、本州南方のように栄養塩に乏しい黒潮域に比べて、高濃度のカドミウムが検出される。

表 2.2-1 2010年に観測された表面海水中的の重金属（水銀およびカドミウム）濃度（単位：ng/kg）

海 域		水 銀	カドミウム
日本周辺海域	北海道南方	2 - 13	16 - 60
	日本海	1 - 17	9 - 14
	房総半島沖	1 - 14	3 - 16
	本州南方	1 - 3	1 - 11
	東シナ海	1 - 17	0 - 9
北西太平洋	東経137度線 北緯20～30度	1 - 9	0 - 8
	東経137度線 北緯5～15度	3 - 13	0 - 1
環境基準値*		500	10,000

\*「水質汚濁に係る環境基準（昭和46年・環境庁告示第59号）」において mg/l 単位で示された基準値を ng/kg 単位に換算したもの

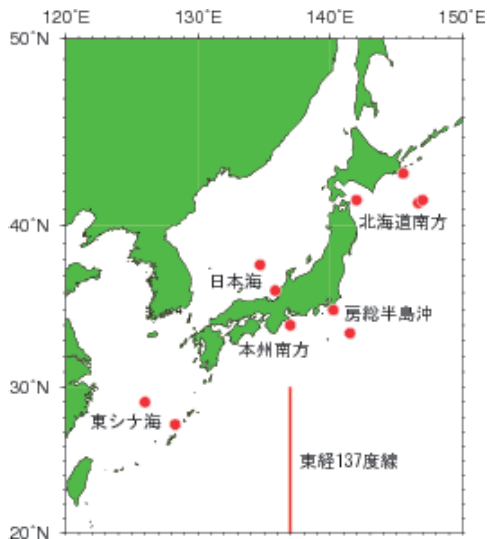


図 2.2-16 重金属（水銀およびカドミウム）の観測定点  
赤丸は日本周辺海域の観測定点を示す。赤線は東経137度の経線を示し、観測定点はこの経線に沿って北緯5度から30度まで緯度5度間隔としている。

## 第3部 環境

温室効果ガスの削減など環境施策を推進するにあたっては、基礎情報として環境に関する現状および変化を科学的見地から正確に把握することが重要である。気象庁ではこれらの観測を、世界気象機関（WMO）が推進している全球大気監視（GAW）計画等の世界規模の観測網の一環として行っている。

第1章では、温室効果ガス、オゾン層破壊物質と微粒子（エアロゾル）の観測について述べる。二酸化炭素やメタンなどの地上付近の濃度は国内3地点において、南北太平洋の上空大気中の濃度は航空機を利用してそれぞれ観測しており、2011年には北西太平洋においても航空機による観測を開始した（トピックス1参照）。さらに、日本周辺海域および北西太平洋における洋上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。大気中に浮遊するちりなどの微粒子は、その状態をあらわす指標として、日射放射観測から算出される大気の混濁度を国内5地点で、エアロゾル光学的厚さを国内3地点で監視している。

第2章では、国内4地点で行っているオゾン層、紫外線の観測について述べる。これらの詳細については「オゾン層観測報告2010」もあわせて参照願いたい。

第3章では、黄砂と酸性雨について述べる。黄砂は全国61地点で、酸性雨は国内2地点で、観測を行っている。

黄砂の観測点を除く国内観測地点と海洋気象観測船および航空機による温室効果ガス等の観測ラインの一部を図3.1-1に示す。

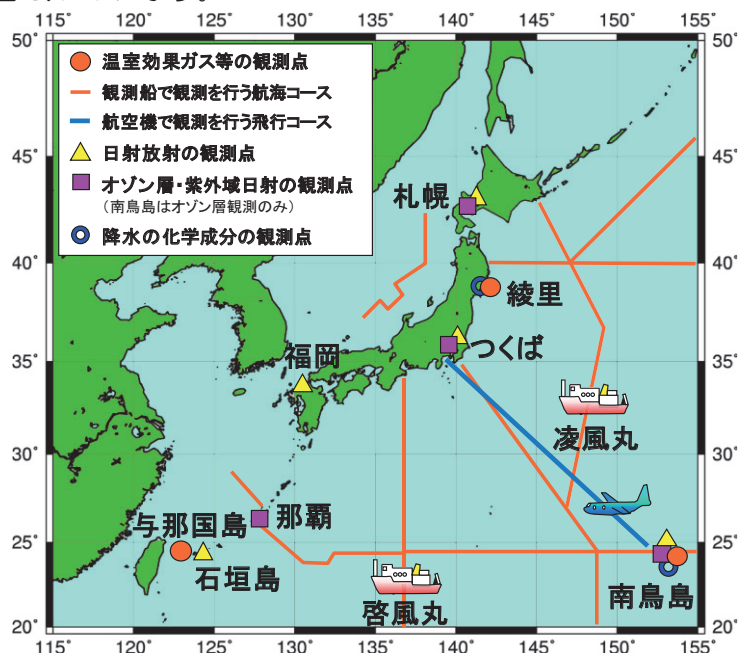


図 3.1-1 温室効果ガス等の観測点（3 地点）、日射放射観測点（5 地点）、オゾン層・紫外域日射観測点（4 地点）および降水の化学成分の観測点（2 地点）の位置と、観測船および航空機の観測ライン

さらに、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、WMO 温室効果ガス年報での温室効果ガスの世界的な状況の解析をはじめ、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（トピックス1参照）。これらの解析結果については第1章で述べるが、さらに詳しい解析は、毎年発行される大気・海洋環境観測報告に記載されているので、こちらをあわせて参照願いたい。

([http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report\\_k.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report_k.html))

# 第1章 温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質などの状況

## 1.1 大気中の温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質

- 大気中の二酸化炭素、メタンおよび一酸化二窒素の濃度は、引き続き増加している。
- 一酸化炭素と地上オゾンは、濃度に大きな長期変化傾向はみられない。
- ハロカーボン類のうち、クロロフルオロカーボン類の多くは濃度が緩やかな減少傾向にある。

2010年までに気象庁が運営するWDCGGに報告されたデータをもとに計算した温室効果ガス等の世界平均濃度を表3.1-1に示す。

表 3.1-1 温室効果ガス等の世界平均濃度

温室効果ガス等の種類	大気中の濃度		前年との差	参考数値	
	産業革命前	2009年平均濃度 (産業革命以降の増加率)		寿命(年)	放射強制力*増加分 (W/m <sup>2</sup> ) [推定幅]
二酸化炭素	約 280 ppm	386.8 ppm (+38%)	+1.6 ppm	不定	1.66 [1.49~1.83]
メタン	約 715 ppb	1803 ppb (+152%)	+5 ppb	12	0.48 [0.43~0.53]
一酸化二窒素	約 270 ppb	322.5 ppb (+19%)	+0.6 ppb	114	0.16 [0.14~0.18]
一酸化炭素		約 89 ppb	-2 ppb	約 0.25	-

\* 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、数値が大きいかほど気候を変化させる可能性が大きくなる。ここに示している増加分は、産業革命以降 2005 年までの温室効果ガス濃度増加分に対応する推定値と推定幅である。

### 1.1.1 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。先進工業国の産業革命（18世紀後半）以来、人間活動にともなう化石燃料の消費、セメント生産、森林破壊などの土地利用の変化などによる二酸化炭素の排出が、大気中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。

図3.1-2にハワイのマウナロア、綾里（岩手県大船渡市）、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315ppmであったが、季節変化を伴いながら、その後年々増加し、WDCGGの解析による2009年の世界平均濃度は386.8ppmとなっている。現在の濃度は産業革命以前の平均的な値とされる280ppmと比べて38%増加している。

WDCGGの解析によると2009年の濃度は前年に比べて1.6ppm増えており、最近10年の平均では1.9ppm/年の割合で増えているが、この濃度増加量は1990年代の平均濃度増加量約1.5ppm/年より大きい。近年、当時に比べて主に化石燃料の燃焼による排出が増えたためと考えられている。

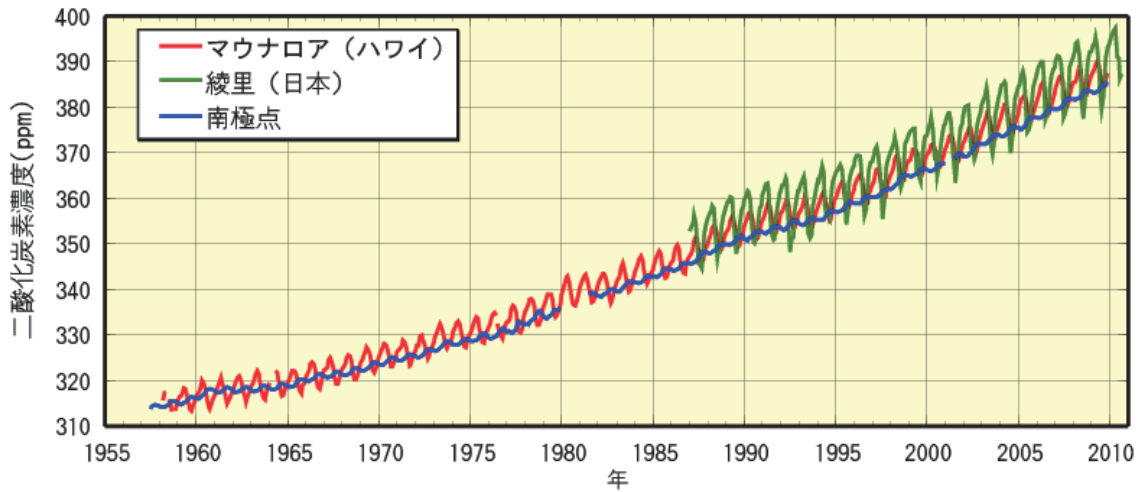


図 3.1-2 2010 年までの大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

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。温室効果ガス世界資料センター (WDCGG) および米国二酸化炭素情報解析センター (CDIAC) が収集したデータを使用した。

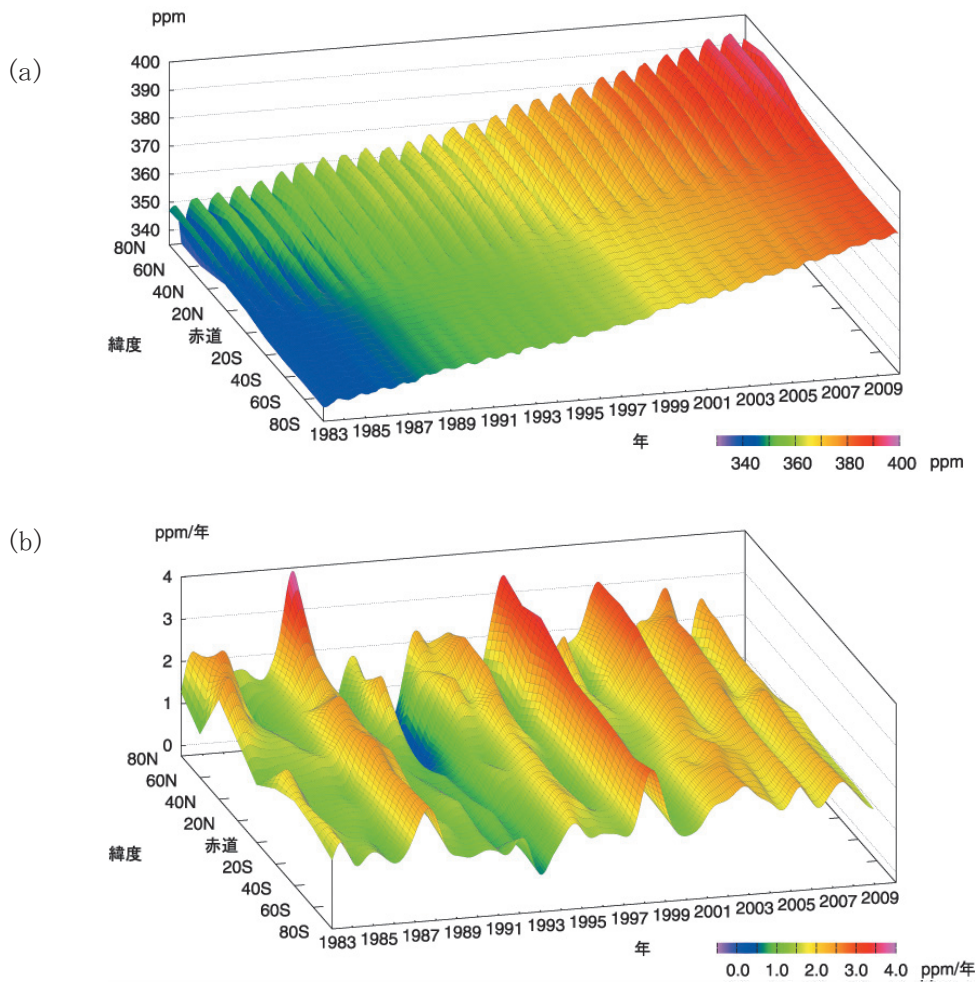


図 3.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度 (a) と月別濃度年増加量 (b) の経年変化

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月別濃度年増加量の経年変化を示す。



図 3.1-3 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（上）、濃度年増加量の経年変化（下）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い。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、秋から翌春にかけて増加する季節変化は、主に陸域生態系の活動(植物の光合成や土壌中有機物の分解)によるものである。季節変化の振幅は北半球中・高緯度ほど大きく、陸域の面積の少ない南半球では小さい。

また、図 3.1-4 に、世界の二酸化炭素観測や大気の循環などのデータを基に推定した 2009 年の年平均二酸化炭素濃度の全球分布図を示す。二酸化炭素濃度は、北半球の中でも、経済活動が盛んなヨーロッパ周辺、アジア東部、北米東部で相対的に高い様子を示している。他方で大きな人為的な放出源の少ない南半球では、濃度分布が比較的一様になっている。

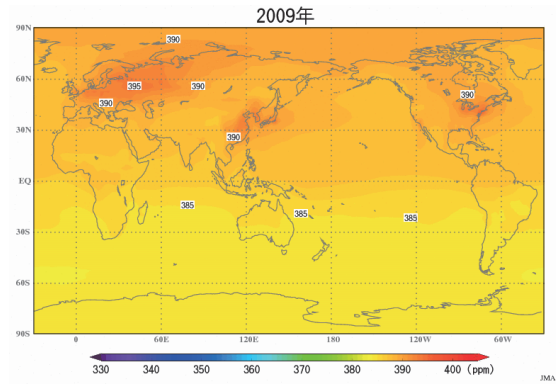


図 3.1-4 二酸化炭素濃度の全球分布（2009 年）

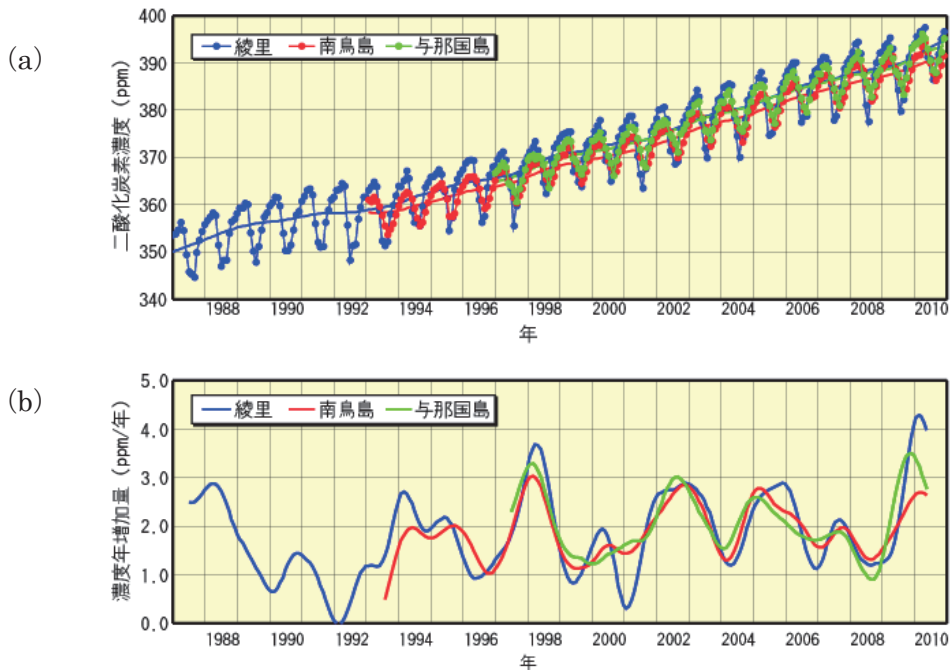


図 3.1-5 綾里、南鳥島および与那国島における大気中の二酸化炭素濃度(a)と濃度年増加量(b)の経年変化  
綾里、南鳥島および与那国島で観測された、(a) 大気中の二酸化炭素月平均濃度（●）およびその季節変化成分を除いた濃度の経年変化（実線）と、(b) 濃度年増加量の経年変化を示す。

図 3.1-5 に、国内 3 地点における大気中の二酸化炭素濃度と、季節変化より短い周期成分を取り除いた濃度（上）、濃度年増加量の経年変化（下）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（東京都小笠原村）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ほうが高く、季節変化の振幅も大きい。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、植物の呼吸や分解によって大陸で濃度の高くなる秋から春に、その影響を強く受けるためである。2010 年の年平均濃度は、綾里で 393.3ppm、南鳥島で 390.5ppm、与那国島では 392.7ppm で、前年に比べ綾里で 3.6 ppm、南鳥島で 2.5 ppm、与那国島で 3.3 ppm いずれも増加し、観測開

始以来の最高となった。(いずれの値も速報値)

また、気象庁気象研究所と独立行政法人国立環境研究所は協力して、環境省、(株)日本航空、(財)日航財団の支援のもと、温室効果ガス観測の一環として、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 3.1-6 は、この観測で得られた 1993 年 4 月から 2009 年 3 月までの二酸化炭素濃度と濃度年増加量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を反映したものだが、振幅は地上より小さい。南半球上空では季節変化に濃度のピークが 2 度出現するなど変動は複雑になる。

この図でも示されるように、二酸化炭素の濃度年増加量は一定ではない。世界的には、図 3.1-3 の濃度年増加量の経年変化図から、濃度年増加量は 1983 年、1987~1988 年、1994~1995 年、1997~1998 年、2002~2003 年、2005 年に大きくなった。1992~1993 年には大きく低下し、北半球高緯度では負の値になった。図 3.1-5 に示した国内観測所も、これら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 年にかけての濃度年増加量の急激な増加とその後の減少は、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し、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。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 年の世界的な記録の高温は、陸上生物圏から大気への二酸化炭素放出を強めたとみられる。

一方、1992~1993 年は、1991~1992 年に発生したエルニーニョ現象の後半と重なるが、濃度年

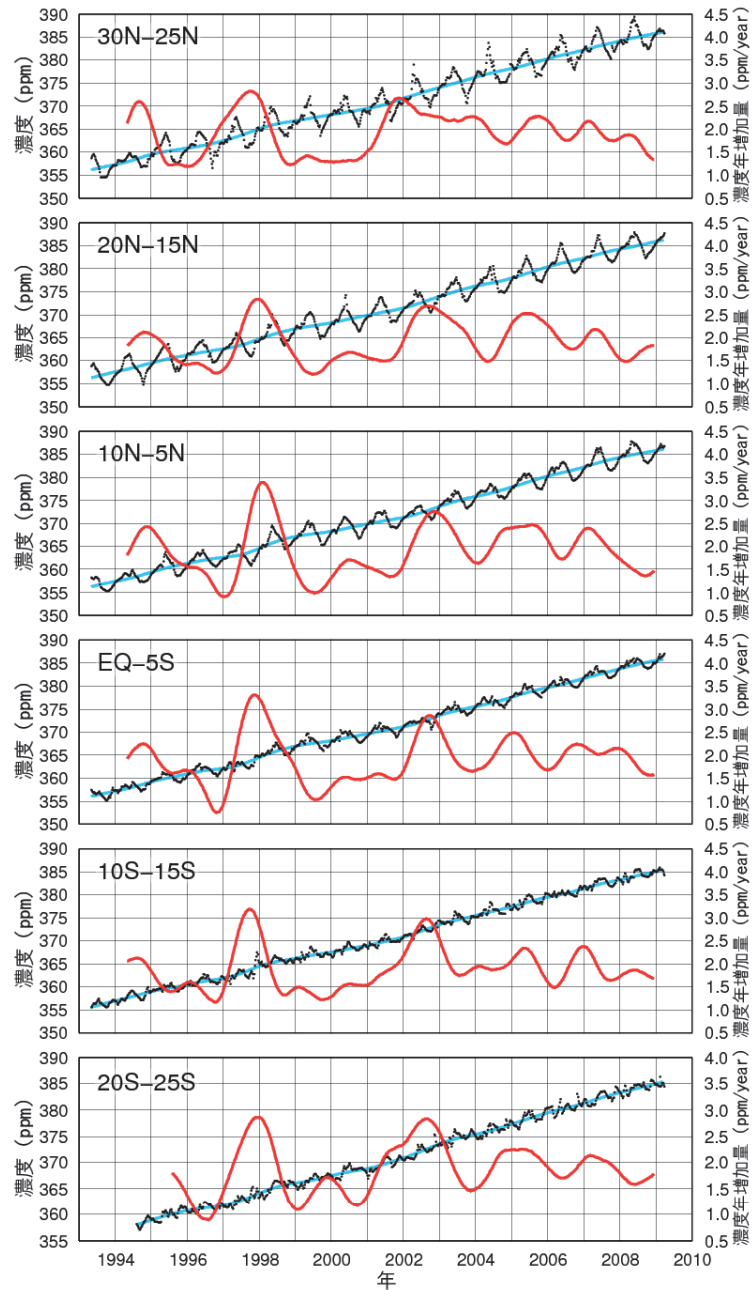


図 3.1-6 日本とオーストラリア間の定期航空便を利用して観測された二酸化炭素濃度と年増加量の経年変化

黒線、青線、赤線はそれぞれ高度 8~13km で観測された緯度帯別の二酸化炭素濃度、季節変化成分を除いた濃度変化、濃度年増加量を示す。

増加量は大きく減少した。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をもたらされ、陸上植物の呼吸低下や土壌有機物分解を抑制したことも要因の一つと考えられる。また、2005年から2006年にかけては、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、化石燃料の消費による排出の増加に加えて、世界の平均気温が記録的に高く陸上生物圏から大気への二酸化炭素放出が強まったことも関係していると考えられる。

### 1.1.2 メタン

メタンは二酸化炭素について地球温暖化に及ぼす影響が大きな温室効果ガスであり（表 3.1-1）、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（ラジカルとは非常に反応性が高く不安定な分子のこと）と反応し、消失する（大気中の寿命は約12年）。図を示すことは省略するが、大気中のメタン濃度は19世紀初頭から長期的にみて増加を続けていた。2000年頃からは濃度の増加量が減少し、継続的な増加はほぼ止まっていた。しかし、2007年以降再び増加してきている。WDCGGの解析では2009年の世界平均濃度は1803ppbで、1984年以降で最高の濃度となった。この値は18世紀以前の平均的な値とされる715ppbと比べて152%増加している。

図 3.1-7 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、緯度帯別のメタン濃度と濃度年増加量の経年変化を示す。夏季はメタンの放出量よりOHラジカル増加による消失量の方が大きくなってメタン濃度が減少するという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る。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急激に減少しており、その濃度減少率は二酸化炭素より著しい。これはメタンの主な放出源である北半球陸域から南半球に輸送されるに際して、高い湿度と強い紫外線により熱帯海洋上で豊富に生成されるOHラジカルと反応してメタンが消滅するためである。

長期的なメタン濃度の増加傾向は、1980年代に比べ1990年代に低下した。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、その後は消失量と釣り合った状態に近くなったと考えられているが、そのメカニズムはよくわかっていない。しかし、2007年以降、再び増加している。この傾向は今後も続くかははっきりしていない。引き続き見守っていく必要がある。

図 3.1-8 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、および濃度年増加量の経年変化を示す。2010年の年平均濃度は、綾里で1882ppb、南鳥島で1833ppb、与那国島では1852ppbで、前年に比べ、綾里で3ppb、南鳥島で11ppb増加し、観測開始以来の最高値となった。（いずれの値も速報値）



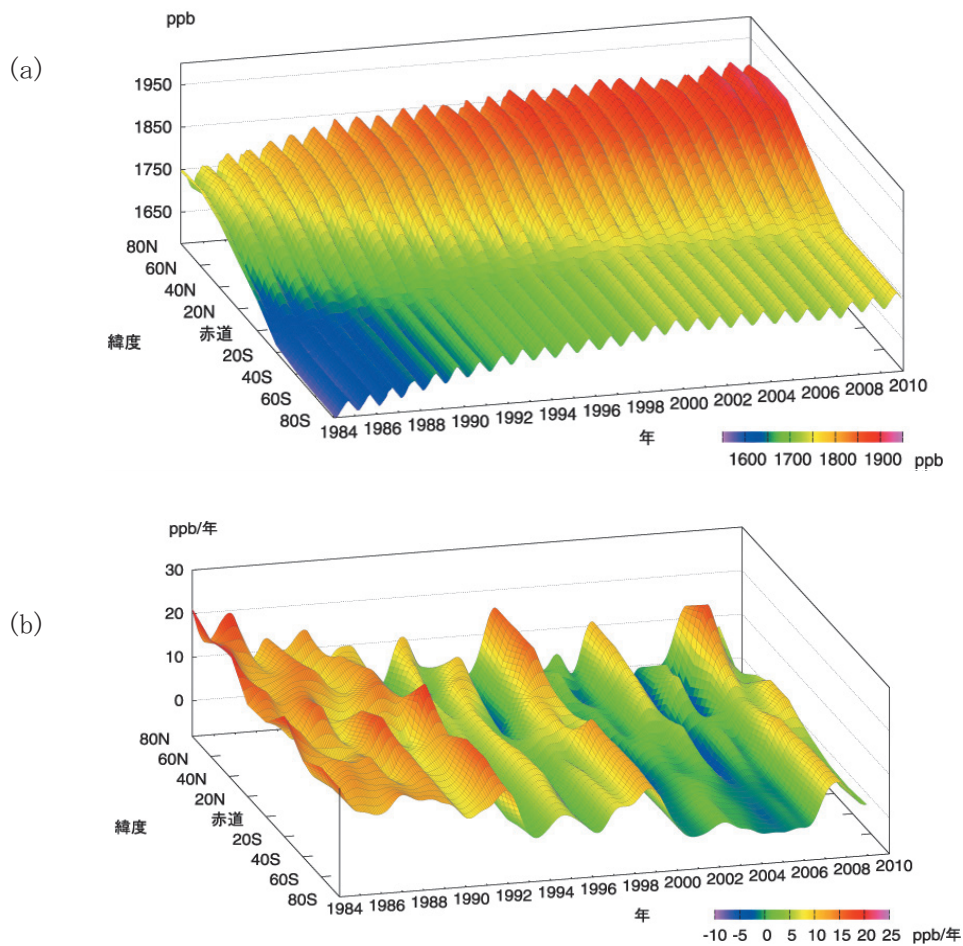


図 3.1-7 緯度帯別の大気中のメタン濃度(a)と月別濃度年増加量(b)の経年変化

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月別濃度年増加量の経年変化を示す。

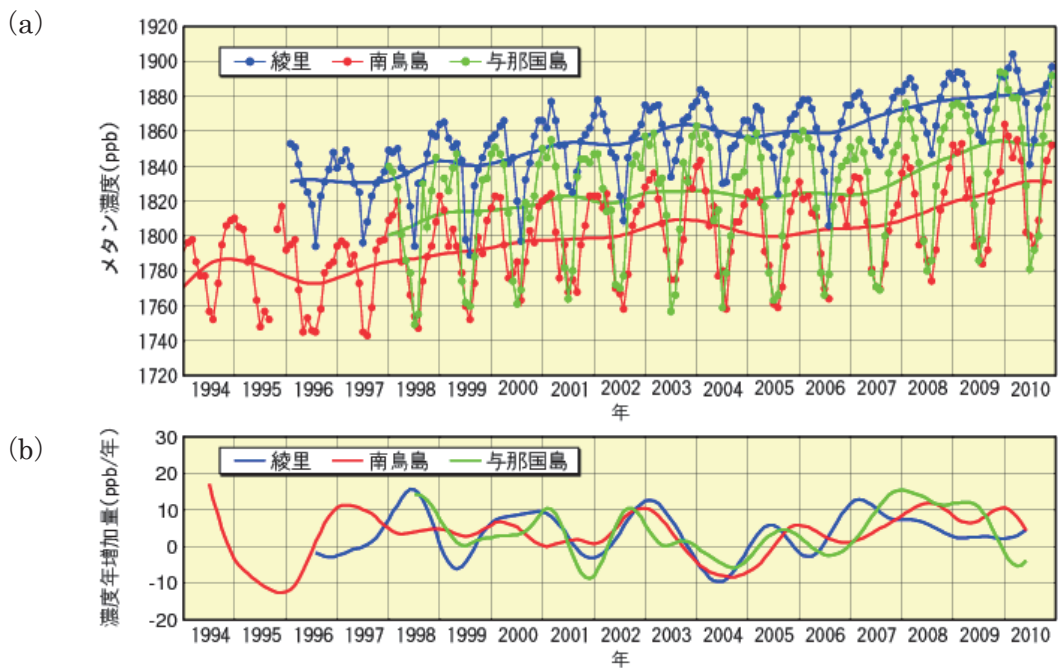


図 3.1-8 綾里、南鳥島および与那国島における大気中のメタン濃度(a)と濃度年増加量(b)の経年変化

綾里、南鳥島および与那国島で観測された(a)大気中のメタン月平均濃度およびその季節変化成分を除いた濃度の経年変化と、(b)濃度年増加量の経年変化を示す。

### 1.1.3 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約300倍の放射強制力を持つ温室効果の大きな気体であり、その大気中の寿命は114年と長い。海洋や土壌などの自然から、あるいは窒素肥料の使用や工業活動などの人間活動に伴って放出され、成層圏において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ており、WDCGGによると2009年の世界平均濃度は322.5 ppbであった。これは、18世紀以前の平均的な値とされる270 ppbと比べると19%の増加である(表3.1-1)。

綾里における一酸化二窒素濃度の経年変化を図3.1-9に示す。明瞭な季節変化は認められない。2010年の年平均濃度は323.3ppb(速報値)で、引き続き増加傾向にある。なお、2004年のはじめに観測装置を更新したため観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

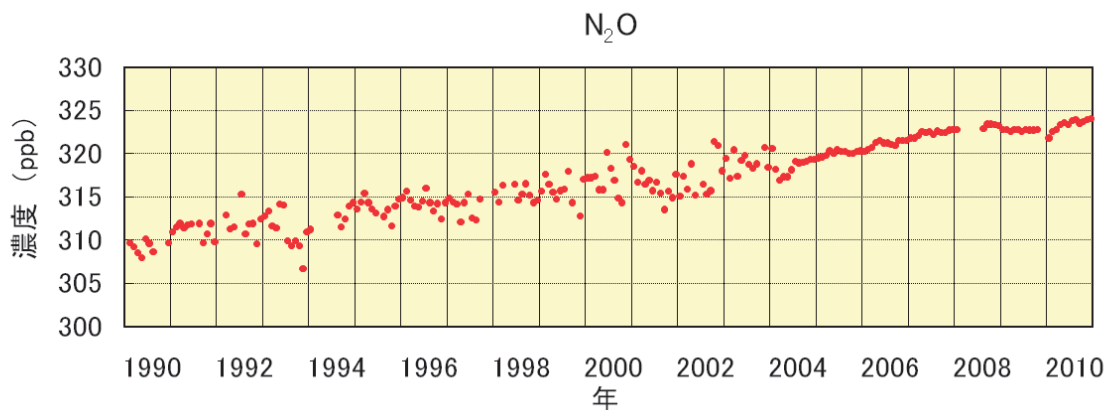


図3.1-9 綾里における大気中の一酸化二窒素濃度の経年変化

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。

### 1.1.4 ハロカーボン類等

ハロカーボン類は、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、一部を除き成層圏オゾン破壊物質でもある。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程度であるが、単位質量あたりの温室効果が数千倍と大きいため、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。

ハロカーボン類のうち、主要なものとしてクロロフルオロカーボン類(フッ素、塩素を含む複数の炭素化合物の総称である。フロン類:CFCs)が挙げられる。CFCsは、1987年に採択された「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」によりその生産等が規制されている。世界各地からWDCGGに報告された観測データによると、CFC-11濃度は1993年頃を境に増加から緩やかな減少傾向に転じ、CFC-12濃度は1990年頃から増加傾向が減少し始め、近年はほぼ変動がない。CFC-113濃度は1996年頃までに増加が止まり、その後緩やかに減少している。

綾里におけるCFC-11、CFC-12及びCFC-113の濃度の経年変化を図3.1-10に示す。季節変化は認められない。CFC-11濃度は、世界的傾向と同様、1993~1994年の約270pptをピークとして減少傾向にある。CFC-12濃度の増加は1995年頃から緩やかにない、2005年頃をピークに減少している。CFC-113濃度は2001年頃までにごく緩やかな増加が止まり、その後減少傾向がみられる。2010年の年平均濃度はCFC-11が243ppt、CFC-12が534ppt、CFC-113が77ppt(いずれの値も速報値)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、低いものの



急速な増加を示している。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）による特別報告書（「オゾン層及び気候システムの保護：ハイドロフルオロカーボン類とパーフルオロカーボン類に関連した問題」、2005年）によれば、毎年HCFCsは+3～+7%、HFCsは+13～+17%の割合で増加している。また、世界気象機関（WMO）の温室効果ガス年報第6号（2010年）によれば、電気絶縁体として使われている六フッ化硫黄（SF<sub>6</sub>）は長寿命で強力な温室効果ガスであり、その大気中濃度は1990年代半ばに比べ倍増していると指摘されている。モントリオール議定書において規制の対象ではなかったHFCs、PFCs及びSF<sub>6</sub>は、二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素とともに温室効果ガスとして京都議定書における排出削減対象となっている。

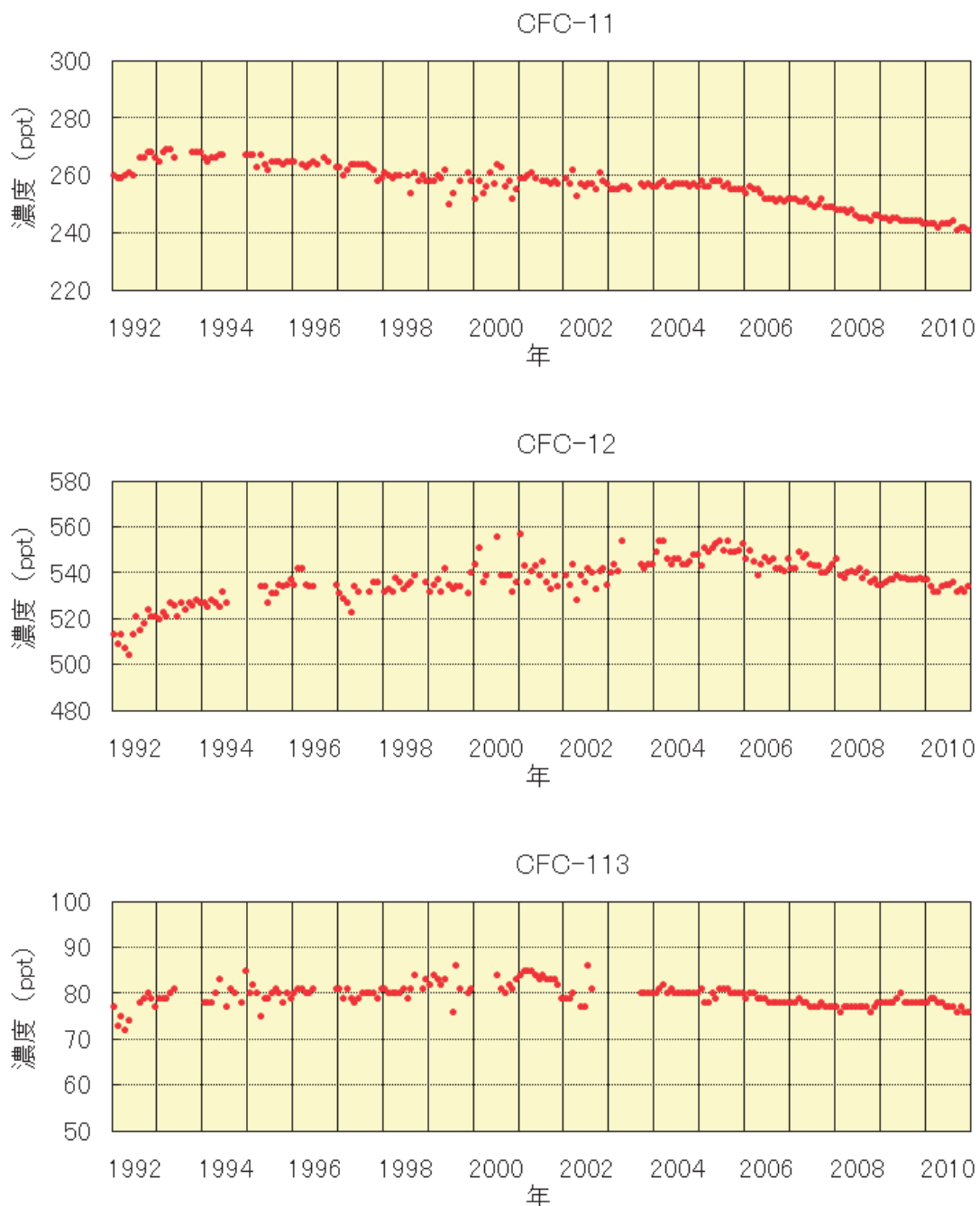


図 3.1-10 綾里における大気中のクロロフルオロカーボン類濃度の経年変化

綾里における大気中の CFC-11（上）、CFC-12（中）、CFC-113（下）の月平均濃度の経年変化を示す。

### 1.1.5 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等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。一酸化炭素の大気中での寿命は 2～3 か月であり、濃度は空間的、時間的な変動が大きい。一酸化炭素は地球表面からの赤外放射をほとんど吸収せず、温室効果ガスではないが、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。

WDCGG の解析による 2009 年の世界年平均濃度は約 89 ppb である。図 3.1-11 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、緯度帯別の一酸化炭素濃度と濃度年増加量の 1992 年から 2009 年までの変化を示す。冬季から春季にかけて濃度が高く、OH ラジカルによる消散が盛んとなる夏季には濃度が低下す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、一酸化炭素は赤道域に運ばれるにつれてそこで豊富な OH ラジカルと反応して消滅し濃度が減少する、メタンと同様な説明が考えられる。

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、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ており、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いる。濃度増加はこれらの影響を受けていると考えられる。また、2002 年から 2003 年にかけても森林火災によるものとみられる赤道域から北半球中高緯度で濃度上昇があった。

図3.1-12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、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。これらは上述したように、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。2010年の一酸化炭素年平均濃度は、綾里で155 ppb、南鳥島で102 ppb、与那国島では147 ppb（いずれの値も速報値）であり、前年に比べ綾里で10 ppb、与那国島で3 ppb増加した。南鳥島の観測装置は2010年1月に更新されており、新旧観測装置の補正方法を現在調査中のため、前年との比較は行わない。

アジア域は一酸化炭素の大きな放出域として注目されており、近年の解析によると東アジア域における一酸化炭素の放出量は全世界の化石燃料からの放出量のおよそ 3 分の 1 を占めている。与那国島はアジア大陸のすぐ東に位置するため、ほぼ同緯度に位置する南鳥島よりもアジア大陸からの放出の影響をより受けているものと考えられる。また、2003 年以降冬季に与那国島での濃度が他の 2 地点に比べて高くなる傾向があるのも、大陸からの大気の流れと関連していると考えられる。

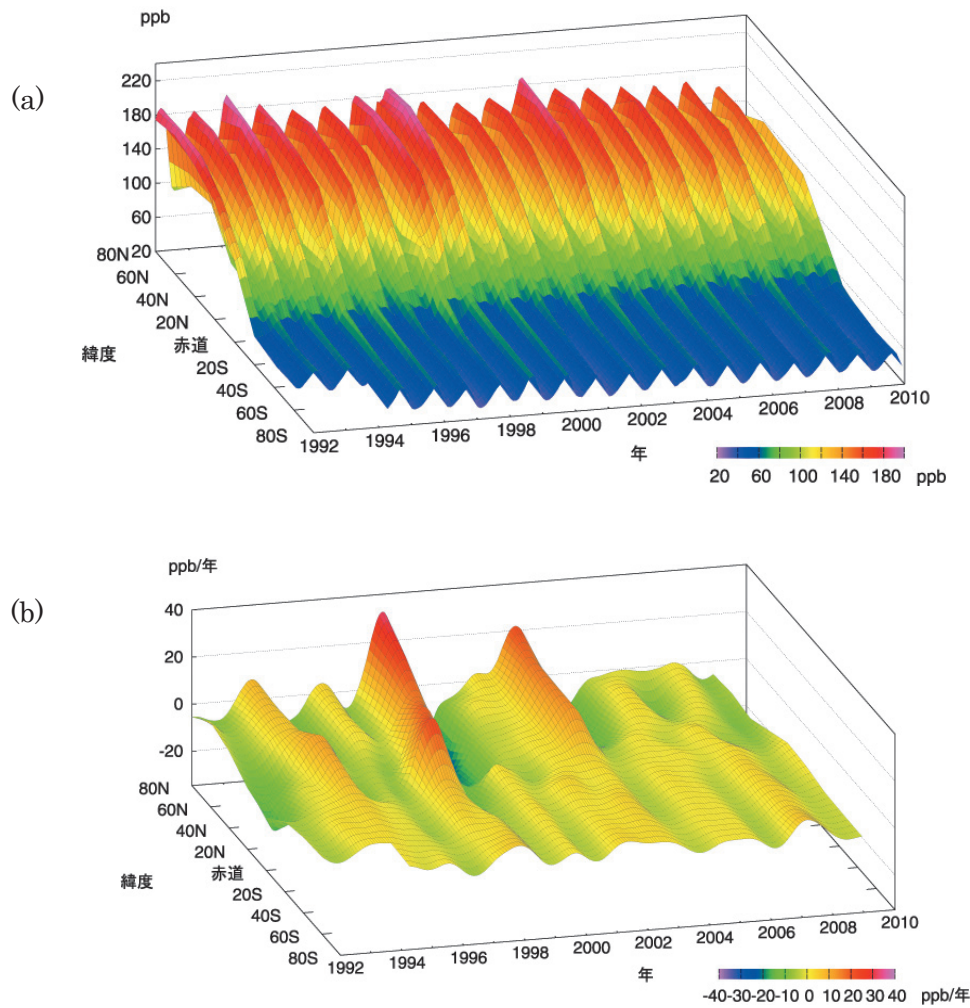


図 3.1-11 緯度帯別の大気中の一酸化炭素濃度 (a) と濃度年増加量 (b) の経年変化

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一酸化炭素月平均濃度と濃度年増加量の経年変化を示す。

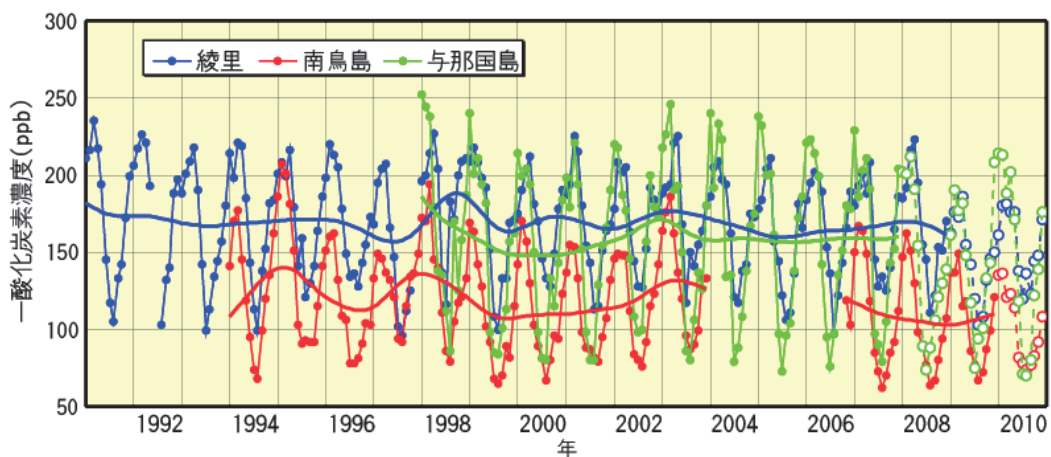


図 3.1-12 綾里、南鳥島および与那国島における大気中の一酸化炭素濃度の経年変化

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。与那国島の観測装置は 2008 年 1 月、綾里は 2009 年 1 月、南鳥島は 2010 年 1 月に更新されており、新旧装置の間の補正方法を現在調査中のため、上記以降のデータは白抜きで示している。(南鳥島では観測装置の不具合および台風の被害により 2004 年 1 月から 2006 年 10 月まで月平均濃度を算出していない。)

### 1.1.6 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もたらす。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、例えばメタンなど対流圏におけるほかの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(NOx)と一酸化炭素や炭化水素等が、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(HOx: HO<sub>2</sub>およびOH)との反応や地面等との接触による。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、都市域から離れた遠隔地域で観測を行う必要がある。

図3.1-13に対流圏オゾンの中で地表付近の濃度をあらわす地上オゾン濃度の国内3地点における経年変化を示す。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、夏季是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。与那国島の濃度は秋から春には綾里と同程度に高く、アジア大陸からのオゾン濃度の高い空気塊の影響を受けていると考えられる。2003年、2004年および2005年春季の与那国島および綾里における高濃度は、大陸からの空気塊の流入と関連していると考えられる。2010年の年平均濃度は綾里で40ppb、南鳥島で27ppb、与那国島では37ppbであった。前年に比べて、綾里で1ppbの減少、南鳥島で3ppbの増加、与那国島で2ppbの減少であった。(いずれの値も速報値)

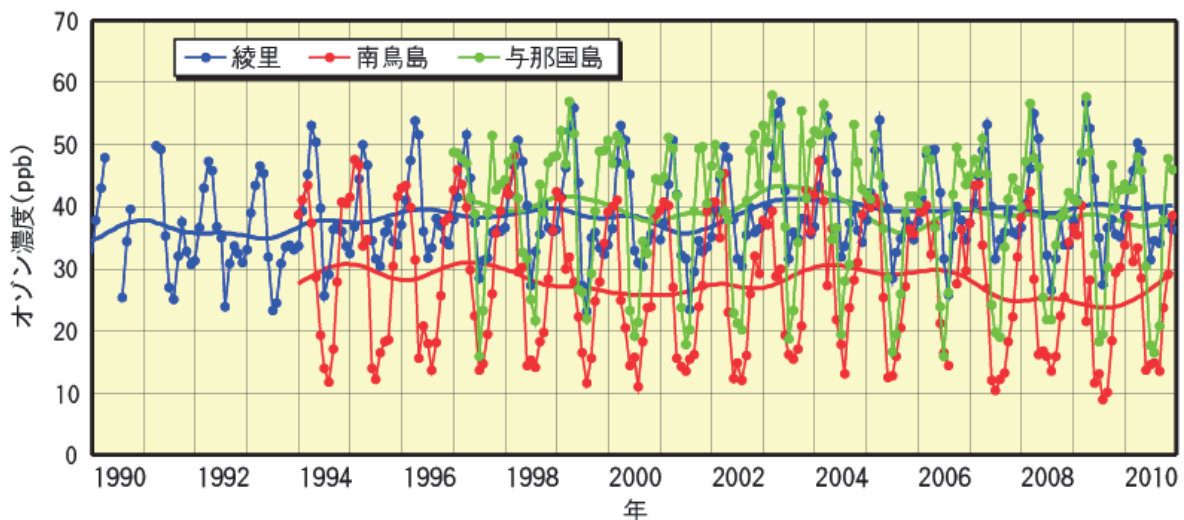


図 3.1-13 綾里、南鳥島および与那国島における地上オゾン濃度の経年変化

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。



## 1.2 海洋の二酸化炭素

- 2010年の北西太平洋はおおむね二酸化炭素の吸収域となっていた。夏季には北緯10～40度が大気への放出域となる例年同様の状態が観測された。
- 北西太平洋亜熱帯域（北緯11～30度、東経130～165度の範囲）の2009年の二酸化炭素の吸収量は、炭素の重量に換算して0.76億トンであった。

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た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換算約 22 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 第 4 次評価報告書、2007）。しかし、二酸化炭素の吸収量は海域、季節あるいは年ごとに大きく異なっている。たとえば、気象庁の観測によれば太平洋の赤道域では西部と東部で二酸化炭素の吸収量は大きく異なり、時期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あるいは年ごとで吸収・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、観測に基づく海域別・季節別の二酸化炭素の吸収量・放出量の見積もりを蓄積していかなければならない。

気象庁では海洋気象観測船凌風丸及び啓風丸によって、亜寒帯から赤道域にいたる北西太平洋で、表面海水中及び大気中の二酸化炭素濃度の観測を実施している。表面海水中及び大気中の二酸化炭素濃度は、表面海水及び大気試料をポンプで船内に引き込み、観測室内に設置した装置で航行中に連続的に観測している。ただし、2010年冬季の表面海水中の二酸化炭素濃度は、観測装置の不具合により正常なデータを取得できなかったため、全炭酸濃度とアルカリ度から計算で求めた二酸化炭素濃度の推定値を表している。

表面海水と大気との二酸化炭素のやりとりは、表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧の大小で決まる。表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧の差が正である海域では二酸化炭素を海洋から大気へ放出し、負である海域では大気から海洋へ吸収している。表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧（ $\mu\text{atm}$ ）は、それぞれにおいて観測された二酸化炭素濃度（ppm）と、大気圧及び飽和水蒸気圧を用いて計算される。

図 3.1-14 に、2010年冬季、春季、夏季及び秋季の二酸化炭素観測結果を、表面海水中の二酸化炭素分圧と大気中の二酸化炭素分圧の差の形で示す。北西太平洋はおおむね二酸化炭素の吸収域となっているが、夏季には、水温が上昇することに伴い、表面海水中の二酸化炭素分圧が高くなり、2010年は例年同様北緯 10～40 度に放出域が観測された。春季の三陸沖では、活発な生物活動で二酸化炭素が消費されるため、表面海水中の二酸化炭素分圧が低くなる。最も大きな分圧差（ $-150\ \mu\text{atm}$ ）が観測されたのは、春季の北緯 40 度付近であった。この海域が大量の二酸化炭素を吸収していたと考えられる。



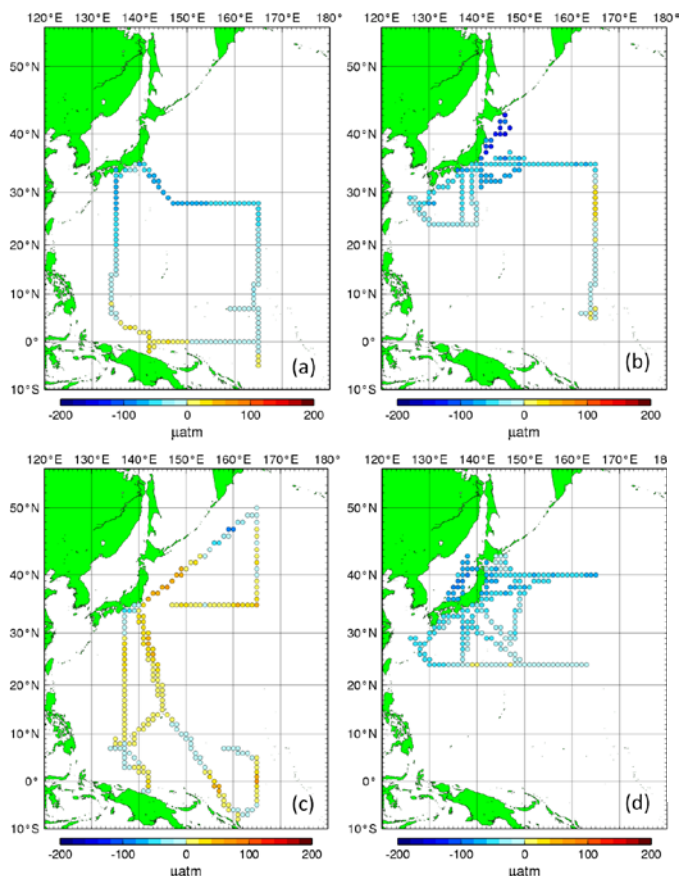


図 3.1-14 2010 年 (a) 冬季 (1~3 月)、(b) 春季 (4~6 月)、(c) 夏季 (7~9 月)、(d) 秋季 (10~12 月) の二酸化炭素観測結果  
 表面海水中の二酸化炭素分圧の大気中の二酸化炭素分圧に対する差 (単位は  $\mu\text{atm}$ )。  
 暖色 (赤) 系は海洋から大気への放出、寒色 (青) 系は海洋の大気からの吸収を表している。

図 3.1-15 に、東経 137 度線上の北緯 7~33 度で平均した冬季の表面海水中及び大気中の二酸化炭素濃度の経年変化を示す。この海域では、冬季には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。1984~2009 年の大気における二酸化炭素濃度の増加率は、 $1.7 \pm 0.1 \text{ ppm/年}$  であり、表面海水中の二酸化炭素濃度の増加率は、 $1.5 \pm 0.2 \text{ ppm/年}$  であった。

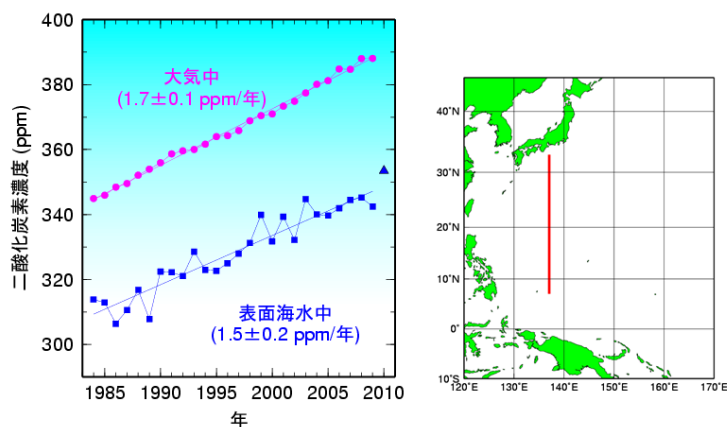


図 3.1-15 東経 137 度線 (右図の赤線部分) 上の冬季 (1~2 月) の表面海水中と大気中の二酸化炭素濃度の経年変化 (北緯 7~33 度の航行中連続観測データの平均値、1984~2010 年)

図 3.1-16 に、太平洋西部赤道域の東経 156~165 度 (右図の青線部分) で平均した表面海水中及び大気中の二酸化炭素濃度の経年変化 (ただし、2009 年夏季のみ東経 159.5~165 度) を示す。一般に、太平洋赤道域の東部は湧昇によって二酸化炭素濃度が低く、西部の暖水域は東部と比較して二酸化炭素濃度が高い、太平洋西部の赤道付近の表面海水中の二酸化炭素濃度が変動する主な原因は湧昇域と暖水域の境界が東西に移動することであるとされている。太平洋西部赤道域では、2010

年冬季の表面海水中の二酸化炭素濃度は、2009年夏季に引き続き低く推移していたが、2009年夏季からのエルニーニョ現象がこの時期まで継続しており、東風（貿易風）が弱く、高い二酸化炭素濃度を持つ湧昇水の西端は調査海域より東側にあったと考えられる。

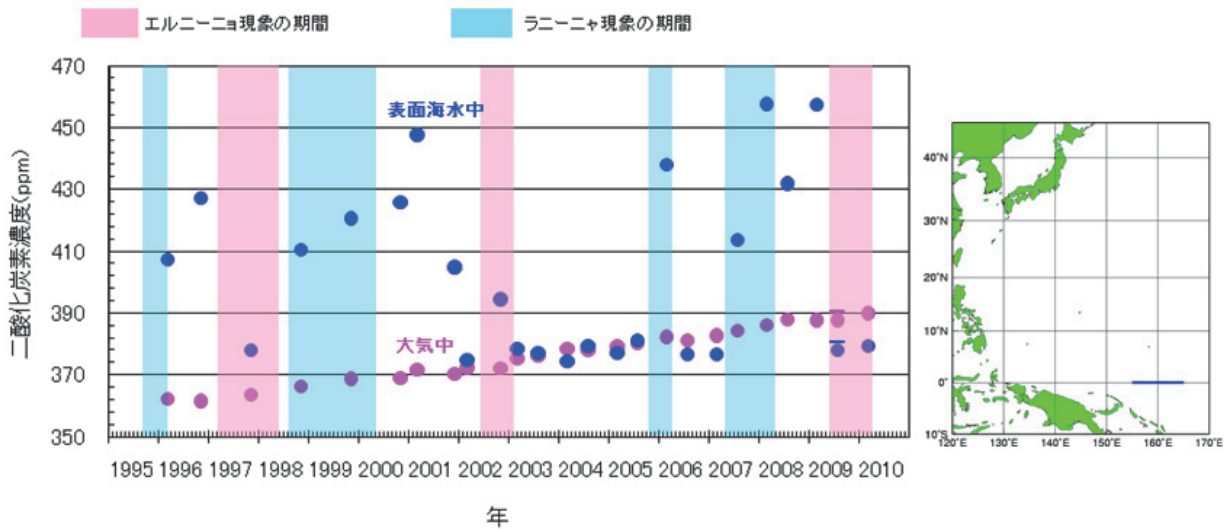


図 3.1-16 太平洋西部の赤道域（右図の青線部分）の表面海水中（青丸）及び大気中（赤丸）の二酸化炭素濃度の経年変化（東経 156～165 度の航走中連続観測データの平均値、1996～2010 年、ただし、図中上線を付した 2009 年夏季は東経 159.5～165 度の平均値）

エルニーニョ現象の期間を薄赤、ラニーニャ現象の期間を薄青で表わしている。

東経 137 度線や東経 165 度線等の観測データの解析から、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が高い正の相関を持つことがわかっている。この相関を利用して、観測が行われていない時期及び海域の表面海水中の二酸化炭素濃度を推定し、大気中の二酸化炭素濃度の観測結果と併せて大気－海洋間の二酸化炭素分圧差を計算した。さらに、この分圧差の値と海上の風速の月平均値から求めたガス交換係数を用いて、大気－海洋間の二酸化炭素交換量を月単位で計算し積算した。単位は炭素に換算した重量として「億トン炭素」を用いる。図 3.1-17 に、1996 年から 2009 年までの 14 年間について、北西太平洋亜熱帯域（北緯 11～30 度、東経 130～165 度）で正味の二酸化炭素交換量の、月積算交換量 (a) 及び年間積算値 (b) の経年変動を示す。ここでは正味の交換量が海洋から大気へ放出される場合を正、海洋が大気から吸収する場合を負で表している。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季節変化を示すが、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。上記期間におけるこの海域での二酸化炭素の年間の吸収量は、0.27～0.83（平均 0.63）億トン炭素であり、2009 年は 0.76 億トン炭素であると見積もられた。この海域の面積は全海洋の 2.6% を占めるが、年間の吸収量の平均値は世界規模で見たときの海洋の吸収量（2000～2005 年の平均で 22 億トン炭素）の 2.9% に相当する。

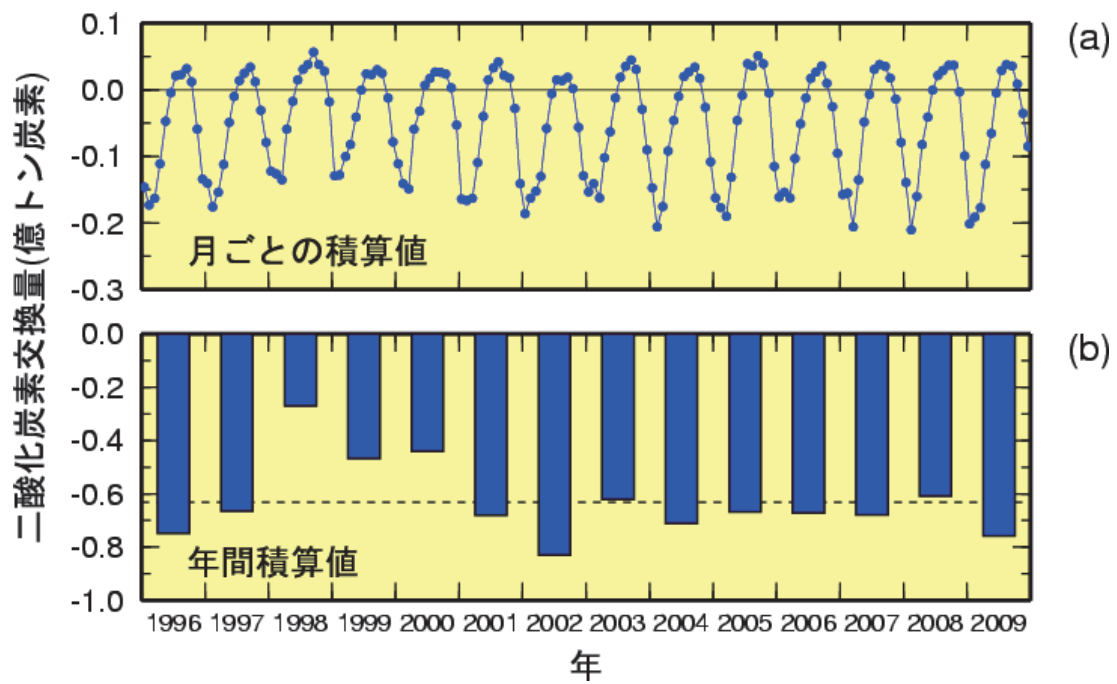


図 3.1-17 北西太平洋亜熱帯域（北緯 11～30 度、東経 130～165 度）における大気－海洋間の正味の二酸化炭素交換量の (a) 月ごとの積算交換量及び (b) 年間積算値（1996～2009 年）

単位は炭素に換算した重量（億トン炭素）で、海洋から大気への放出を正としている。(b)の破線は、1996～2009 年の平均-0.63 億トン炭素を表している。

### 1.3 エロゾル

- 1991年のピナトゥボ火山噴火以降大規模な火山噴火が発生していないため、日本におけるエロゾル等による大気の大濁は1963年のアグン火山噴火以前のレベルに戻っている。
- ライダー観測によると、2009年のサリチェフ火山噴火によるエロゾルが2010年冬まで成層圏に滞留していたと考えられる。

大気には、雲粒のほかに固相、液相またはこれらが混合した半径0.001 $\mu\text{m}$ 程度から10 $\mu\text{m}$ 程度の粒子が浮遊しており、これをエロゾルと呼んでいる。エロゾルには、人為起源・自然起源のガスから粒子変換で生成される硫酸（塩）、海水の波しぶきが大気中で乾燥してできる海塩、風による巻き上げで発生するダスト（黄砂）、化石燃料やバイオマスの燃焼によるすす（黒色炭素および有機炭素）などがある。また、大規模な火山噴火は大量の噴煙や火山ガスを成層圏に持ち込み、成層圏で大量のエロゾルが滞留する原因となる。

エロゾルは、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もつ一方で、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もっている。また、例えばすす（黒色炭素）の増加は太陽放射を吸収し大気を暖める。さらに、これら直接効果のほかに、雲粒の核となる微粒子（雲核）として雲粒の数や粒径分布を変化させることで、地球の放射収支を変えようという間接効果もある。これら相反する複数の効果が絡むため、エロゾルの増減と組成の変化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。

#### 1.3.1 日射放射観測による大気大濁係数の経年変化

気象庁では、気候変動を監視し、また地球温暖化予測の不確実性を低減するため、全国5地点（図3.1-1）において精密な日射放射（直達日射、散乱日射、下向き赤外放射）観測を行っている（コラム「精密な日射放射観測の開始」参照）。このうち、太陽から地表面に直接入射するエネルギーである直達日射量からは大気の大濁具合に関する指標であるホイスナー・デュボアの混濁係数（以下、「大気混濁係数」）を算出することができる。大気混濁係数は、エロゾルのほか、水蒸気、オゾン、二酸化炭素等の日射の散乱・吸収に寄与する種々の物質を含む現実の大気の光学的厚さ（日射に対する大気の不透明さ、大濁具合）が、酸素や窒素などの空気分子以外の物質が存在しないと仮定した大気の大濁係数の何倍であるかを表している。つまり大気混濁係数が大きいほど大気を大濁物質が多いことを示している。

1960～2010年について、季節変化およびそれより短い周期成分を除いた大気混濁係数の経年変化を図3.1-18に示す。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、大気混濁係数の月最小値を用いて全地点の平均値を求め、年平均値を算出している。1963年から数年継続しているやや高い値、1982～83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）によって火山ガスが成層圏に大量に注入され、成層圏が長期間にわたって大濁した結果である。ピナトゥボ火山噴火以降は大規模な火山噴火が発生していないため、日本における大気混濁係数はアグン火山噴火前のレベルまで戻っている。

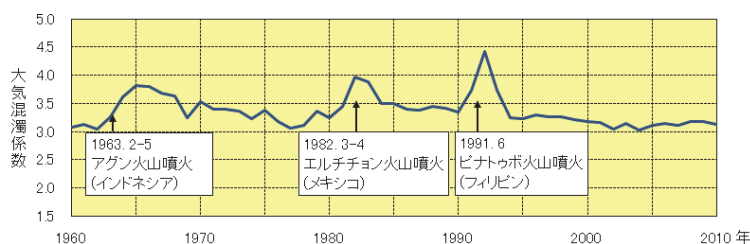


図 3.1-18 大気混濁係数の経年変化（1960～2010年）



### 1.3.2 サンフォトメータ観測によるエアロゾル光学的厚さ

気象庁では国内3地点（綾里、南鳥島、与那国島）でサンフォトメータを用いて、波長別のエアロゾルによる大気全層の濁り具合を表すエアロゾル光学的厚さやエアロゾルの粒径分布の観測を行っている。図3.1-19に、それぞれの観測地点における1998～2010年のエアロゾル光学的厚さの月平均値の経年変化を示す。

綾里ではエアロゾル光学的厚さが春に極大、冬に極小となる。春の極大の原因として、アジア大陸から飛来する黄砂などによる影響がある。なお、春は日本全域でアジア大陸の大気汚染によるエアロゾルが黄砂と同程度の影響を与えているとする研究もあり、春の極大はこれらが重なり合っている可能性がある。2003年5月にエアロゾル光学的厚さが例年の約2倍となっているのは、シベリアでの森林火災の煙による影響である。これについては、気象庁「気候変動監視レポート2003」で詳しい解説を行った。また、2006年の春の大きなエアロゾル光学的厚さは、大規模な黄砂の影響によるものである。

南鳥島では、ほぼ年間を通して綾里や与那国島よりもエアロゾル光学的厚さが小さい。これは、陸上起源エアロゾルの発生源であるアジア大陸から遠いためと考えられる。しかし、他の季節に比べるとアジア大陸の影響を受けやすい春で平均した南鳥島のエアロゾル

光学的厚さは、ハワイの年平均値よりはるかに大きくなっており、黄砂や大気汚染の長距離輸送の影響も示唆される。この期間で最大の値となった2006年4月のエアロゾル光学的厚さは、後方流跡線解析（空気塊がどこから来たのかを気象モデルを用いて時間を遡って追跡する解析方法）によると月の前半にアジア大陸からの空気の流入が多かったため、アジア大陸起源のエアロゾルの影響を受けていたことが考えられる。また、南鳥島では500nmと862nmのエアロゾル光学的厚さの差が綾里や与那国島に比べて小さいことが多い。これは綾里や与那国島と比べて、エアロゾルの中で粒径が大きい部類に入る海塩エアロゾルが相対的に多いことを示している。南鳥島のエアロゾル光学的厚さは、春に極大、秋に極小をとることが多い。

与那国島ではエアロゾル光学的厚さは、春に極大となり、夏から秋にかけて極小となっている。春に極大になるのは綾里と同様、アジア大陸から黄砂や汚染大気および森林火災の煙などのエアロゾルが運ばれるためと考えられるが、混濁の程度は綾里より大きい。特に、2007年3月にエアロゾル光学的厚さが大きな値となったのは、後方流跡線解析の結果などからインドシナ半島北部の野焼き等によるエアロゾルと考えられる。

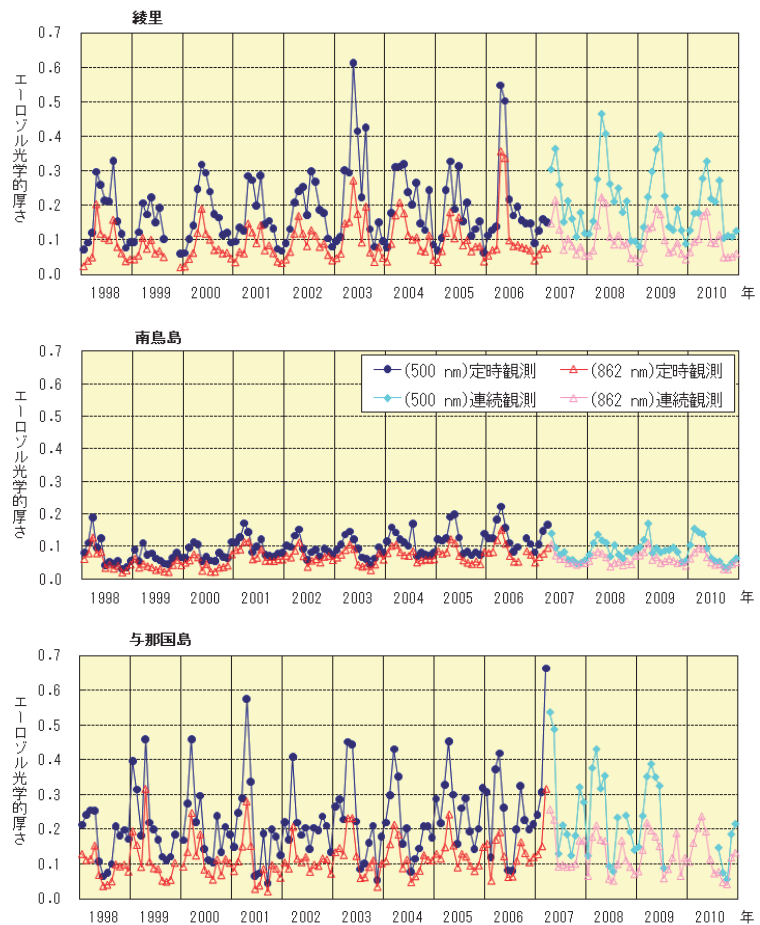


図3.1-19 綾里、南鳥島、与那国島における1998～2010年の波長500nmと862nmのエアロゾル光学的厚さ

2007年3月までは1日3回の定時観測値を集計し、それ以降は連続観測値を集計している。2010年は速報値で、後日修正される場合がある。



### 1.3.3 ライダー観測によるエアロゾル鉛直分布

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って後方に散乱された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。また散乱される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丸い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、岩手県大船渡市三陸町綾里の大気環境観測所で観測している。

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火山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の期間にわたって気候に影響する。空間的にも時間的にも、また発生源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上げ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力な観測手段となっている。

図 3.1-20 に 2009 年 12 月から 2010 年 11 月までの間を 3 か月ごとの季節別に平均したエアロゾル鉛直分布を示す。成層圏（季節によっても異なるが、おおむね高度 10km 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の量は変動が大きい、地面に近づくほど多くなっている。これらは、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（3～5 月）は、ほかの季節に比べて特に対流圏中層 7km 付近のエアロゾルの量が多い。これらは主に、アジア大陸から飛来する黄砂によるものである。

2010 年冬に高度 8km～15km で見られるわずかな極大については、月別に見ると成層圏において散乱比が大きい状態が 2009 年 7 月から 2010 年 2 月まで月の経過と共に高度を下げながら継続していた。このエアロゾルは、火山活動の状況や衛星観測などから、2009 年 6 月の千島列島のサリチェフ火山の噴火によって発生したエアロゾルが成層圏に滞留していたことによると考えられる。

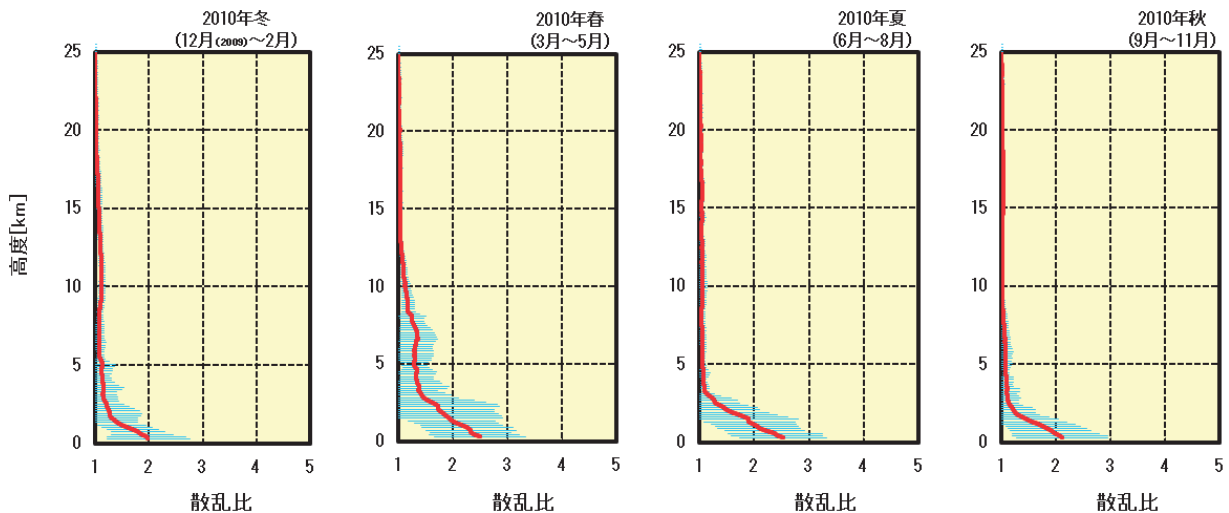


図 3.1-20 綾里における 2010 年のエアロゾル鉛直分布の 3 か月平均値（冬、春、夏、秋）

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

## 【コラム】精密な日射放射観測の開始

### 1. 精密な日射放射観測

気象庁では、2010年3月31日から札幌、つくば（高層気象台）、福岡、石垣島、南鳥島の5地点において、従来の直達日射観測に加え、散乱日射及び下向き赤外放射の観測を加えた精密な日射放射観測業務を開始した（図3.1-21）。（日射放射観測網は図3.1-1参照）

日射（直達日射および散乱日射）は、大気や海洋の様々なスケールの運動を駆動するエネルギーの源である。日射の変化は地表から放出される赤外放射を変化させ、また、大気中の温室効果ガスの増加は地表に向けて再び放出される赤外放射を増加させる（図3.1-22）。このような放射収支の変動は気候変動をもたらす重要な要因となっている。したがって、気候変動を監視するためには、日射の変動と赤外放射の変動をも併せて高精度に観測することが重要である。

また、日射や赤外放射のより正確な把握は、地球温暖化予測における不確実性の低減にも資する。気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第4次評価報告書（2007）では、気候変動を起こす要因のなかで、日射やエアロゾルは科学的理解の水準が低いとされている。エアロゾルは、日射を散乱・吸収するばかりでなく、凝結核として雲の形成に寄与して日射を遮り、大気の熱収支に大きな影響を及ぼすが、そのメカニズムの詳細は解明されていない。精密な日射放射観測の成果は、気候変動のメカニズムを解明するための基盤データになるとともに、科学的理解の向上に伴う予測モデルの改善を通じ、地球温暖化予測の精度向上に貢献するものである。

### 2. 観測事例（黄砂飛来時）

黄砂などのエアロゾルが飛来すると、その影響が日射放射観測データに明瞭に表れる。精密日射放射観測装置試験運用中の2010年3月19日の福岡は1日中快晴だったが、日射放射観測データ（図3.1-23）によれば午前中から上空に黄砂が飛来している。太陽高度角が最も高くなる南中時（12時26分）前から直達日射は減衰し、散乱日射は次第に増加した。また、直達日射から計算される大気の濁り具合を示す大気混濁係数（図3.1-24）は、早朝は大気の濁りが少なく値は小さかったが、昼頃から次第に値が大きくなり、15時以降は大気が混濁して顕著に値が大きくなった。

黄砂などのエアロゾルは太陽からの光を散乱するため、直達日射は減衰し、散乱日射が増加する。図3.1-23、図3.1-24に示した観測データからはこの傾向が明瞭に見てとれる。このように、高精度な日射放射観測により地表に到達する日射放射を総合的に観測することで、エアロゾルによる日射放射への影響を詳細に把握することができる。



図 3.1-21 精密日射放射観測装置外観

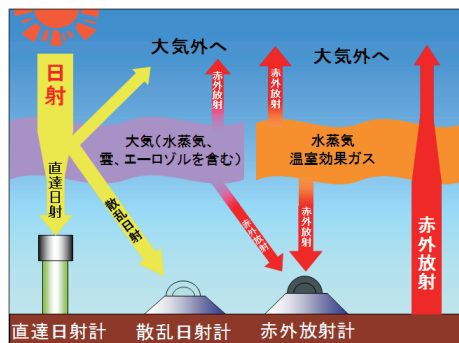


図 3.1-22 日射放射観測概要

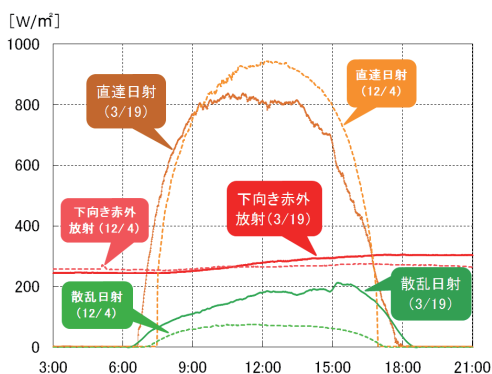


図 3.1-23 日射放射観測データ（福岡）

黄砂の日の例（実線）：3月19日

空気が清浄な日の例（破線）：12月4日

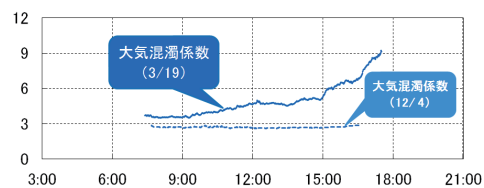


図 3.1-24 大気混濁係数（福岡）

黄砂の日の例（実線）：3月19日

## 第2章 オゾン層および紫外線の状況

大気中のオゾンは成層圏（高度 10～50km）に多く存在し、このオゾンの多い層をオゾン層と呼んでいる。オゾン層は太陽からの有害な紫外線を吸収し、地上の生態系を保護している。南極域の上空では、9月から11月にかけて成層圏のオゾンが著しく少なくなる現象が1980年代初めから毎年現れるようになった。この現象はオゾンホールと呼ばれている。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ではなく、赤道付近を除く両半球で確認されている。オゾンは紫外線を吸収する特性をもっており、オゾン量の減少に伴い生物に有害な紫外線の地表到達量の増加が懸念されている。

オゾン層破壊の主因は、クロロフルオロカーボン類（CFCs）等の人工的なオゾン層破壊物質の大気への放出である。これらの物質は、化学的な安定性、不燃性、無毒性等の特性により、洗浄剤、噴射剤、冷媒、消火剤等に広く利用されてきた。これらは化学的な安定性から対流圏ではほとんど分解されないため、徐々に成層圏にも広がり、そこで強い紫外線により分解されてオゾンを破壊する原因となる塩素原子等を放出することが明らかになっている。

この章では、世界全体、日本上空、南極域上空に分けて、オゾン層の2010年の状況および長期変化傾向、ならびに紫外線の地上到達量の状況について述べる。オゾン層および紫外線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データ、紫外線データおよび衛星による観測データを用いている。また、2010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。成層圏以外の地上近くのオゾンの状況に関しては、第3部第1章1.1.6で詳しく述べる。

### 2.1 オゾン層

- オゾン全量は、低緯度を除いて1980年代から1990年代前半にかけて大きく減少し、1990年代半ば以降はほぼ変化がないうずかに増加傾向となっている。
- 2010年のオゾンホールの年最大面積は、1990年以降では3番目に小さかった。

#### 2.1.1 世界全体のオゾン層

地上観測および衛星観測にもとづく世界のオゾン全量の偏差(%)の経年変化を図3.2-1に示す。オゾン全量は1980年代から1990年代前半にかけて大きく減少した。その後、1990年代半ば以降はほぼ変化がないうずかに増加傾向となっているものの、現在も少ない状態が続いている。地上観測データによれば、オゾン層の破壊が進んだ1980年代の直前である1979年を基準とした場合、2010年のオゾン全量は世界平均で約 $2.1 \pm 0.1\%$ 少ない状態である。CFCs等のオゾン層破壊物質の大気中濃度は、1990年代半ば以降ほとんど増加していないか緩やかに減少しており（第3部第1章1.1.4節参照）、オゾン全量の減少が1990年代半ば以降緩やかになったことに関係していることが示唆される。ただし、北半球中緯度のオゾン全量は、近年オゾン層破壊物質の減少から推定される以上に増加しており、これに関しては地球規模の大気循環の変動による寄与が大きいとする研究がある。

衛星観測にもとづく、オゾン全量の長期変化傾向の分布を図3.2-2に示す。世界的に減少しているが、中・高緯度で減少が大きく、低緯度では減少が小さいことがわかる。北半球中緯度では、1979年を基準とした場合、2010年のオゾン全量は平均して4～5%少ない状態である。

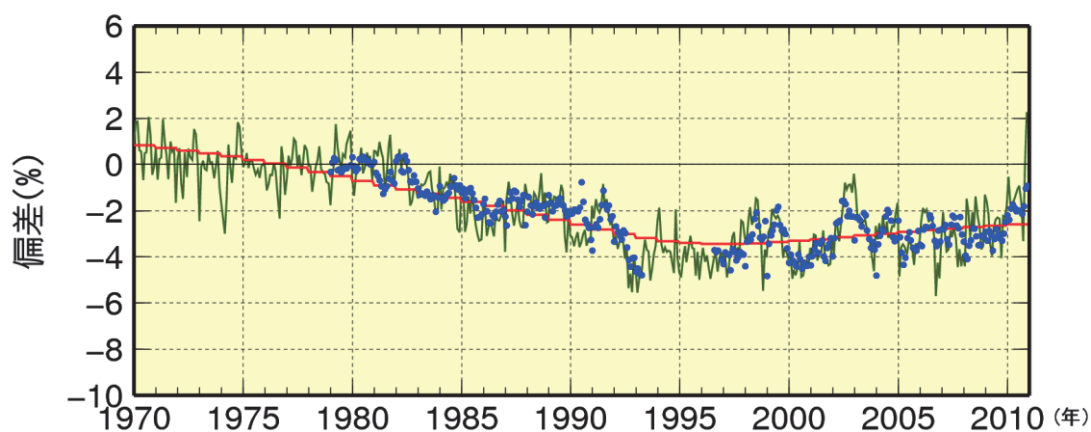


図 3.2-1 世界のオゾン全量の偏差(%)の経年変化

実線(緑)は世界の地上観測によるオゾン全量の偏差(%)。実線(赤)は EESC フィッティング曲線(用語一覧参照)。  
●印は衛星観測データ(北緯 70 度～南緯 70 度)によるオゾン全量の偏差(%)。比較の基準は 1970～1980 年の平均とした。観測データからは、季節変動、太陽活動、QBO の影響を除去している。使用した地上観測点数は 62 地点(北半球は 53 地点、南半球 9 地点)である。

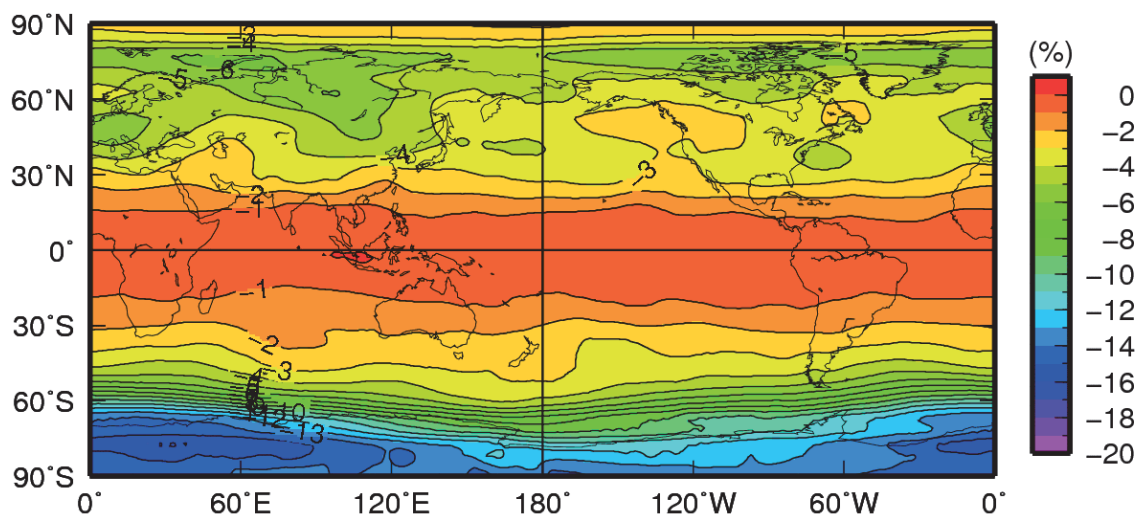


図 3.2-2 世界のオゾン全量の長期変化傾向の分布

1979 年のオゾン全量を基準とした 2010 年オゾン全量の変化の割合(%)。EESC フィッティング曲線(用語一覧参照)から得られる季節変動、太陽活動、QBO の影響を除去して算出。等値線間隔は 1%。NASA 提供の衛星観測データから作成。



### 2.1.2 日本上空のオゾン層

気象庁におけるオゾン観測は、1957年につくばで開始し、現在は国内4地点（札幌、つくば、那覇、南鳥島）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3.1-1参照）。

図3.2-3に2010年の日本上空におけるオゾン全量の年変化を示す。オゾン全量の長期的な減少が見られなくなった1994～2008年と比較した。国内では平均的には、冬季から春季にかけてオゾン全量が多くなる季節変動をしており、高緯度ほどオゾン全量が多くなる傾向がある。2010年のオゾン全量の月平均値は、基準となる1994～2008年の平均と比べて札幌では1～2月、4～6月に、つくばでは4～7月と9月に、那覇では5月と11月に多かった。特につくばと那覇の5月は、観測開始以来最も多い値となった。

札幌、つくば、那覇、南鳥島のオゾン全量の年平均値の経年変化を図3.2-4に示す。札幌とつくばのオゾン全量は主に1980年代を中心に1990年代はじめまで減少が進んだ。1990年代半ば以降は、国内4地点ともにほとんど変化がないか、緩やかな増加傾向がみられる。また、1980年代のオゾンの減少は高緯度ほど大きい。

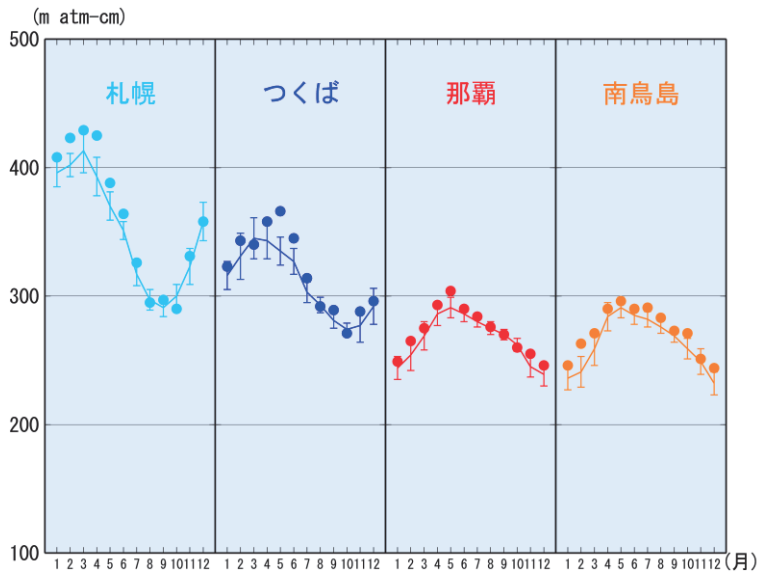


図 3.2-3 2010年における月平均オゾン全量の年変化

国内4地点（札幌、つくば、那覇、南鳥島）における月平均オゾン全量の年変化。丸印は2010年の月平均値。国内4地点の折線は1994～2008年の平均値。縦線はその標準偏差。

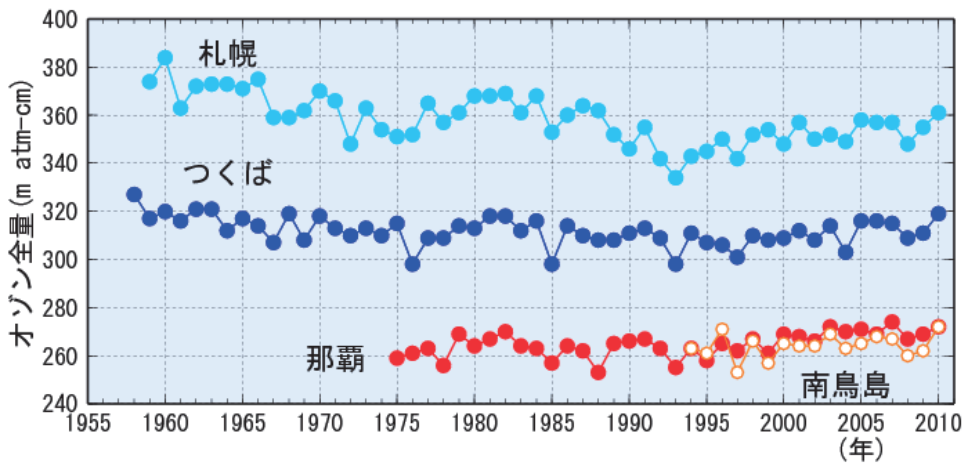


図 3.2-4 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化

札幌、つくば、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の観測開始からの年平均値の経年変化。



### 2.1.3 南極域上空のオゾン層・オゾンホール

2010年のオゾンホールは8月に現れたが、9月中旬までは過去10年間の最小規模であった。その面積（南緯45度以南でオゾン全量が220m atm-cm以下の領域となる面積）は9月25日に2010年の最大である2,190万km<sup>2</sup>まで発達した（図3.2-5、図3.2-6）。その後、11月にかけて過去の同時期と比べ大きくなったが、12月上旬からは急激に面積が縮小し、12月22日にオゾンホールは消滅した。2010年のオゾンホールの年最大面積は、1990年以降では3番目に小さかった。この原因として、オゾン層破壊の促進に関係する6月から8月の南極域上空の低温（-78℃以下）の領域が小さかったことが考えられる。このように、オゾンホールの規模はその年の気象状況等との関連で変化する。しかし、成層圏のオゾン層破壊物質の総量は1990年代後半のピーク後も多い状態が続いているため、オゾン層が破壊されやすい状況は依然として続いていると考えられる。

昭和基地で観測したオゾン全量の日代表値の変化を図3.2-7に示す。9月から10月にかけて、オゾンホールの目安である220m atm-cmを下回る状態がほぼ継続しており、10月4日に2010年の最低値である145 m atm-cmを記録した。11月以降は昭和基地がオゾンホールの外側に位置することが多くなり、オゾン全量が頻繁に220m atm-cmを上回るようになった。12月7日以降は300m atm-cm程度で推移した。オゾン全量を月平均値で見ると、全ての月で近年（1994～2008年）の平均とほぼ同程度であった（図3.2-8）。

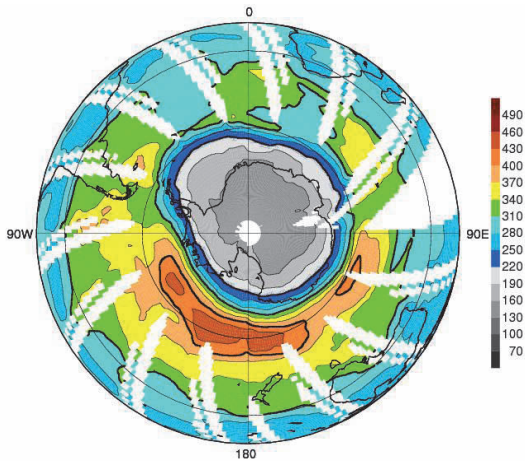


図 3.2-5 オゾンホール面積が年最大を記録した2010年9月25日のオゾン全量の南半球分布

中央の灰色の部分がおゾンホール。白色の部分はお観測値が得られなかった領域。米国航空宇宙局（NASA）提供のOMIデータをもとに作成。

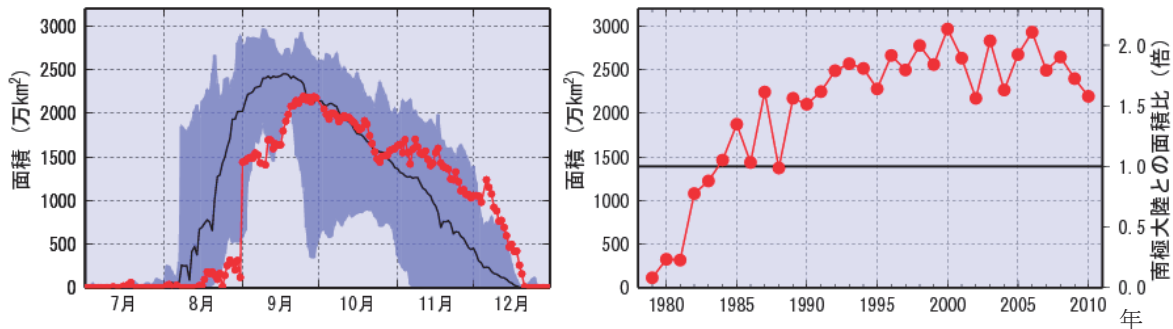
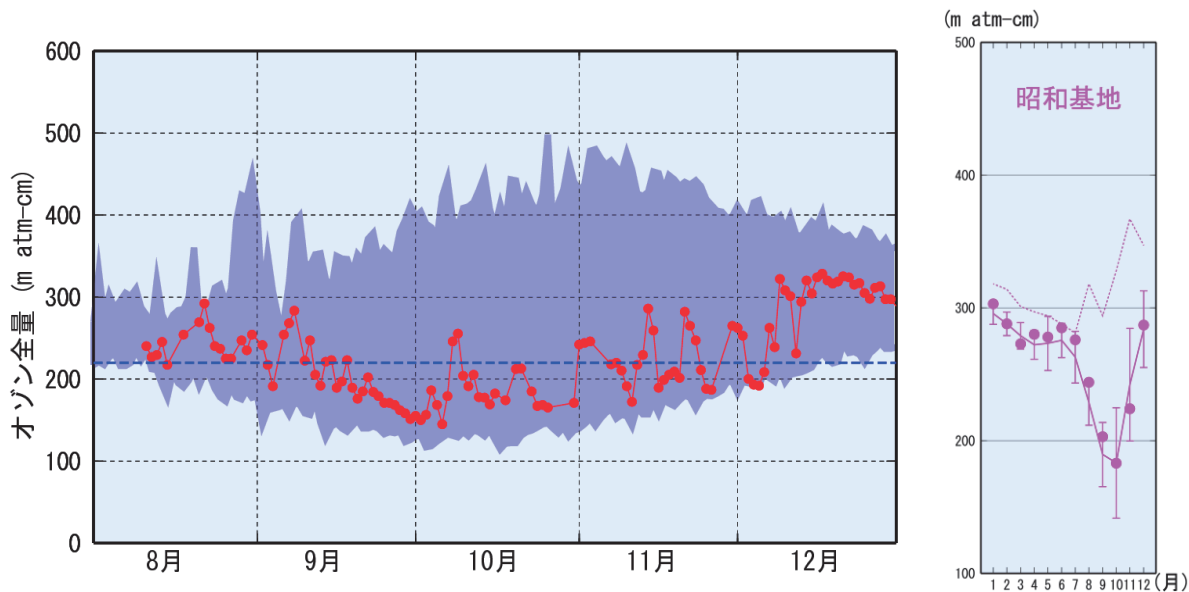


図 3.2-6 オゾンホールの面積の推移

オゾンホールの面積（オゾン全量が220m atm-cm以下の領域の面積）の推移。左図は2010年の日別の値（赤丸）と過去10年（2000～2009年）の日別の平均値（黒線）およびその期間の最大値・最小値（濃い紫色の領域の上端と下端）の推移、右図は1979年以降の年最大値の経年変化。なお、南極大陸の面積を横線（1390万km<sup>2</sup>）で示す。米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星データを基に作成。



(左) 図 3.2-7 南極昭和基地における日別オゾン全量の推移 (2010 年 8~12 月)

丸印は 2010 年の観測値 (日代表値)。濃い紫色の領域の上端と下端は観測開始 (1961 年) 以来の最大および最小値。太い破線はオゾンホールを目安である 220m atm-cm の値。

(右) 図 3.2-8 南極昭和基地における 2010 年の月平均オゾン全量の年変化

丸印は 2010 年の月平均値。点線はオゾンホール出現以前の 1961~1980 年の平均値。折線は 1994~2008 年の平均値で、縦線はその標準偏差である。

## 2.2 紫外線

2010 年の紅斑紫外線量の年平均値は、1994~2008 年平均と比べ、つくばで多く、札幌・那覇で並だった。南極昭和基地の紅斑紫外線量の月平均値は、オゾンホール時期 (9~12 月) の全ての月で並だった。札幌、つくば、那覇の年積算紅斑紫外線量は、観測を開始した 1990 年代初めから緩やかな増加傾向にある。

気象庁における紫外線観測は、1990 年につくばで開始し、現在は国内 3 地点および南極昭和基地で実施している。国内 3 地点における 2010 年の毎日の紫外線の強さの変化を、日最大 UV インデックス (用語一覧参照) の年変化として図 3.2-9 に示す。UV インデックスは、特に太陽高度との関係から 1 年のうちでは夏に大きく、地域的には低緯度で大きくなる。紫外線に対する対策が奨められている UV インデックス 3 以上の日は、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を意味している。

2010 年の紫外線量の状況を、紅斑紫外線量 (用語一覧参照) 日積算値の月平均・年平均値として図 3.2-10 と表 3.2-1 に示す。1994~2008 年の平均と比べ、札幌では年平均では並であったが、4 月、7 月、12 月はいずれもその月として過去最少となった。つくばでは年平均で多く、6 月と 8~9 月に多かった。特に、8 月はその月として過去最多となった。那覇では年平均では並であったが、4~5 月、7 月と 11 月に少なかった。特に 7 月はその月として過去最少となった。これらの特徴は、主に各地点の天気の状態を反映したものとみられる。また、図 3.2-11 に示す南極昭和基地の月平均紅斑紫外線量日積算値は、オゾンホールの時期である 9~12 月は、全ての月で並だった。

年積算紅斑紫外線量の経年変化を図 3.2-12 に示す。札幌、つくば、那覇の 3 地点における地表に到達する紅斑紫外線量は、観測を開始した 1990 年代初めから緩やかな増加傾向がみられる。札幌は全期間で、つくばと那覇は 2000 年代前半までの期間で統計的に有意 (有意水準 5%) な増加で

あった。1990 年以降、世界のオゾン量は、2.1 節で示したように、1990 年代初めに最も少なく、その後はほとんど変化がないか、もしくは緩やかに増加している。したがって、国内における 1990 年以降の地上での紅斑紫外線量の増加を上空のオゾン量の変動に関連づけて説明することはできない。中緯度の汚染の少ない場所における地上に到達する紫外線量は世界的に 1990 年代後半以降ほとんど変化していないが、ヨーロッパでは増加しているところもある。この増加はオゾン量の状況から説明できず、雲量の減少など天候の変化やエアロゾル量の減少が原因として考えられている。国内における紅斑紫外線の増加も同様の原因が考えられる。

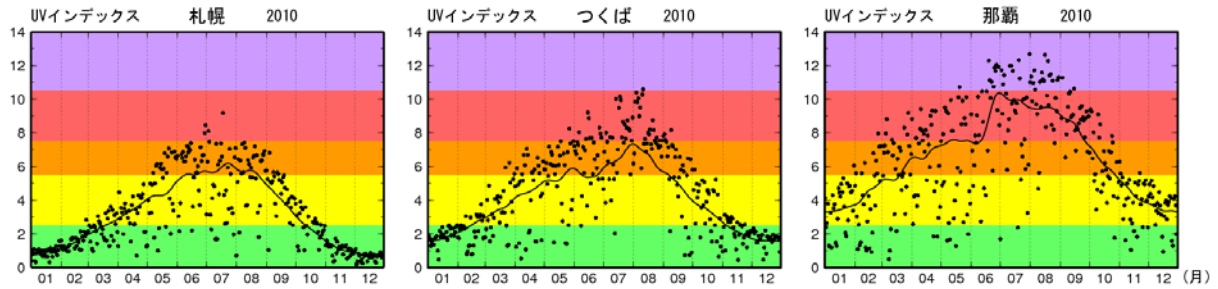


図 3.2-9 2010 年の国内 3 地点における日最大 UV インデックスの年変化

丸印は国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）における 2010 年の日最大 UV インデックス、実線は日最大 UV インデックスの 1994～2008 年の平均値。

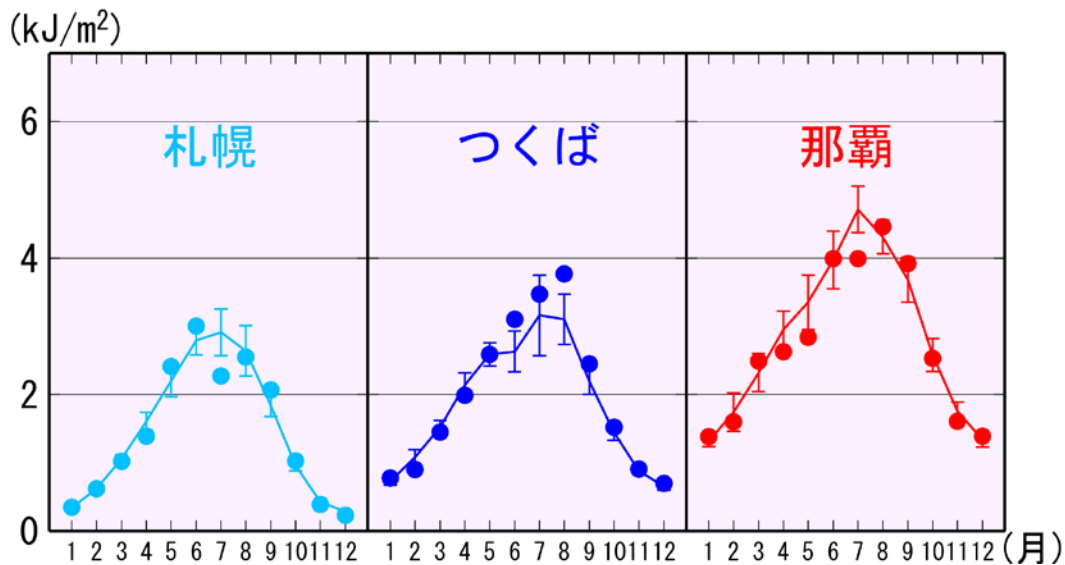


図 3.2-10 2010 年における月平均紅斑紫外線量日積算値の年変化

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値の年変化。丸印は 2010 年の月平均値。折線は、1994～2008 年の平均値である。縦線はその標準偏差。

表 3.2-1 2010 年における紅斑紫外線量日積算値の年平均値の階級および月平均値の階級（「多い」、「少ない」）

観測地点名	年平均値の階級	月平均値の階級が「多い」月	月平均値の階級が「少ない」月
札幌	並	9 月	4 月、7 月、12 月
つくば	多い	6 月、8～9 月	2 月
那覇	並		4～5 月、7 月、11 月

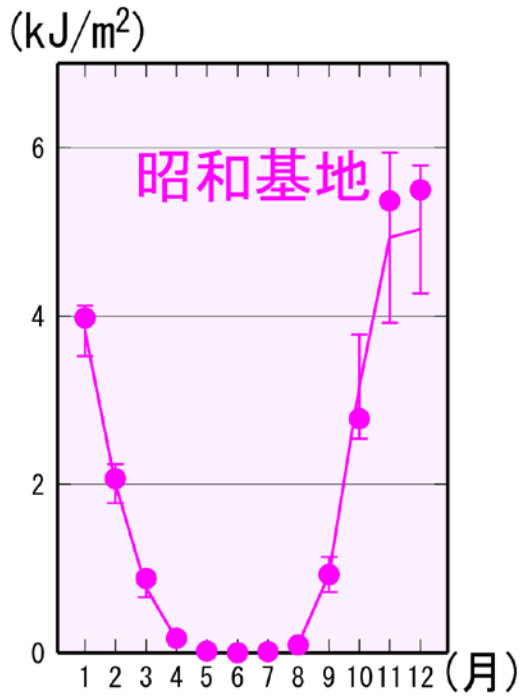


図 3. 2-11 南極昭和基地における 2010 年の月平均紅斑紫外線量日積算値の年変化  
丸印は 2010 年の月平均値。折線は 1994～2008 年の平均値。縦線はその標準偏差。

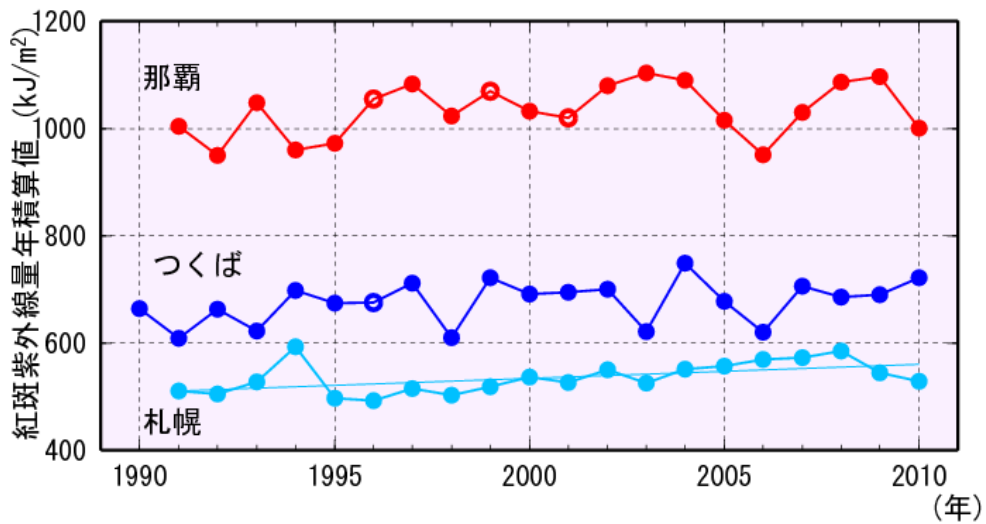


図 3. 2-12 紅斑紫外線量年積算値の経年変化

丸印は札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線量年積算値の観測開始からの経年変化。年積算値は、月平均値に月日数をかけて 12 カ月分を積算して算出する。○印は、月平均値が資料不足値（1 カ月の日別観測数が 20 日未満）となる月が含まれることを示す。統計的に有意に増加している札幌についてのみ、全期間の長期的な傾向を直線で示した。

## 第3章 黄砂・酸性雨の状況

### 3.1 黄砂

2010年3月21日は国内61地点の气象台や測候所のうち58地点で黄砂を観測し、1967年の統計開始以降で観測地点数が最も多い日となった。また、11月と12月にも黄砂を観測し、それぞれの月の黄砂観測日数や黄砂観測のべ日数が過去最多となった。

黄砂現象とは、アジア大陸の砂漠や半乾燥地帯の耕地等から細かい砂塵（黄砂粒子）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（砂塵嵐）、西風に乗って遠距離輸送された先で大気を混濁させたり落下し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いる。また、舞い上がった黄砂粒子は、場合によっては太平洋や大西洋を越えて地球を一周以上も輸送されることが明らかにされている。日本上空に輸送されてくる黄砂粒子は、その半径がおよそ1.6~1.8 $\mu\text{m}$ という研究もあり、一般的に1 $\mu\text{m}$ 以下が多い硫酸塩エアロゾルに比べて大きいのが特徴である。また、黄砂現象は春に多く起こることが知られているが、春以外の季節でも起こる。最近の研究によると、地上では視程が低下しないため黄砂現象として観測されないが、上空では薄い黄砂粒子が夏にも存在していることがわかってきた。

黄砂粒子の発生源では、黄砂現象の原因となる大規模な砂塵嵐により人的被害が発生することもある。日本では、視程の悪化による交通障害、洗濯物や車両の汚れ等の影響がある。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・吸収および赤外放射の吸収過程、雲の生成などを通して、世界の気候に影響を及ぼしている。黄砂粒子は日射を多少吸収して大気を加熱するが、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。気象研究所の全球黄砂モデルによると、このような影響の結果として、世界の平均では、黄砂粒子が大気中不在の場合と比較して放射強制力は $-0.3\text{W/m}^2$ となり、弱い冷却効果を示すとされている。また、海洋に落下した黄砂粒子に含まれる化学成分は、海洋表層のプランクトンの栄養分となること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。

#### 3.1.1 2010年の黄砂現象

気象庁では、国内61地点（2010年12月31日現在）の气象台や測候所で、職員が目視により大気中に黄砂粒子が浮遊していると判断した場合に「黄砂」として記録している。

日本における2010年の黄砂観測日数（国内の気象官署のいずれかで黄砂現象を観測した日数）は41日（図3.3-1）、黄砂観測のべ日数（国内の気象官署で黄砂現象を観測した日数の合計）は526日（図3.3-2）であった。これは、1967年の統計開始以降でそれぞれ4番目、2番目に多い日数である。なお、1971~2000年の黄砂観測日数平年値は20.1日、黄砂観測のべ日数平年値は153.9日である。

2010年3月21日は、3月18日から19日にかけてゴビ砂漠周辺で発生した黄砂粒子が日本に飛来し、日本のほぼ全域にあたる58地点で黄砂現象を観測した（図3.3-3）。1日あたりの黄砂観測地点数は1967年の統計開始以降で最多となり、この黄砂現象により地方空港で航空機の運休が発生した。黄砂現象は2月~5月に観測されることが多いが、2010年は11月と12月にも黄砂現象を観測し、それぞれの月の黄砂観測日数や黄砂観測のべ日数が過去最多となった。また、12月3日は西日本や沖縄・奄美を中心に30地点で黄砂現象を観測し、12月の1日当たりの黄砂観測地点数が過去最多となった（コラム「秋から冬にかけての黄砂」参照）。

#### 3.1.2 黄砂現象の年々変動

これまでに黄砂観測日数が最も多かったのは2002年の47日である（図3.3-1）。また、黄砂観測のべ日数が最も多かったのも2002年で、743日であった（図3.3-2）。

2000年以降は、黄砂観測日数が30日以上となる年が多く、黄砂観測のべ日数も300日以上とな





## 【コラム】秋から冬にかけての黄砂

### 1. 黄砂の発生と輸送のしくみ

黄砂は、黄砂発生域の東アジア内陸部で地表面が乾燥しているときに強風が吹き、地表の砂が大気中に舞い上げられることで発生し、上空の風により日本などへ輸送される。日本で黄砂が観測されるためには、これらの発生と輸送の条件が揃う必要がある。

日本では、黄砂は春に観測されることが多い。春は、黄砂発生域の東アジア内陸部で積雪がなく地表面が乾燥しており、まだ植物が芽吹き始める頃であることに加え、低気圧が数日の周期で通過することで、発生と輸送の条件が揃いやすいためである。ただし、春でなくてもこれらの条件が揃えば日本で黄砂が観測される場合がある。

### 2. 2010年の秋から冬にかけての黄砂の観測状況

2010年11～12月は、国内でたびたび黄砂を観測した。黄砂観測日数は11月が4日、12月が7日となり、1967年の統計開始以降で月の値としてはそれぞれ最多となった(図3.3-4)。なお、平年値(1971～2000年)は、11月が0.3日、12月が0.5日である。また、12月3日は西日本や沖縄・奄美を中心に国内61地点中30地点で黄砂を観測し、12月の1日あたりの黄砂観測地点数が過去最多となった。

2010年11～12月に日本で観測された黄砂は、静止気象衛星(ひまわり6号)の2種類の赤外画像を基に判定した黄砂領域(図3.3-5)や黄砂予測モデルを用いて遡って追跡した結果、そのほとんどがゴビ砂漠周辺で舞い上がり、上空の西風によって日本へ飛来していたことがわかった。

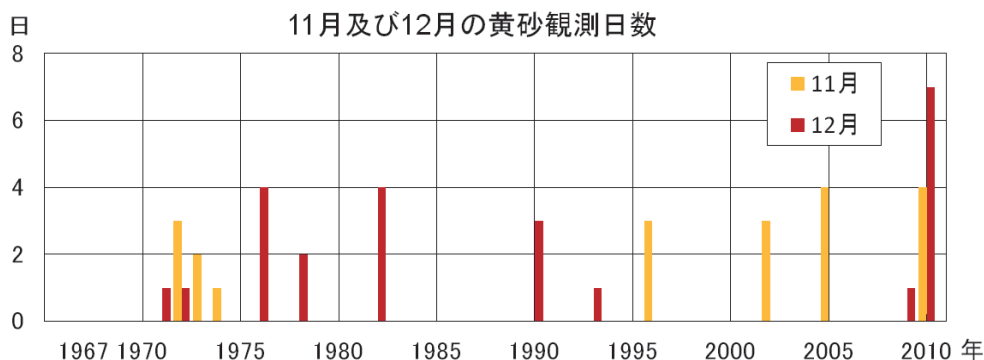


図 3.3-4 国内の気象官署における11月及び12月の黄砂観測日数の経年変化

2010年12月31日現在で黄砂観測を行っている国内61地点での統計。

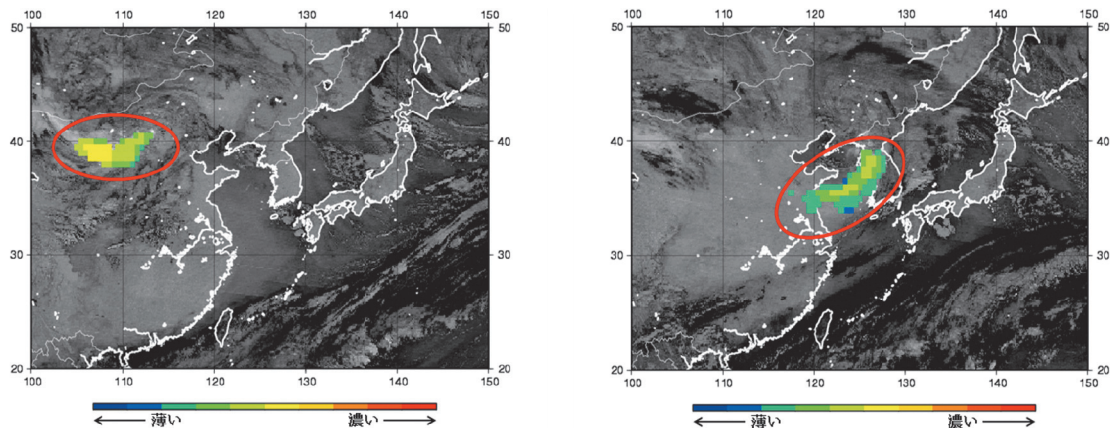


図 3.3-5 2010年11月10日21時(左)と11日21時(右)の静止気象衛星(ひまわり6号)の2種類の赤外画像を基に判定した黄砂領域(赤枠内の色つき部分)

2010年11～12月、ゴビ砂漠周辺では月降水量がそれぞれ10mm未満と少なく地表面は乾燥しており、この期間に気象官署が黄砂の舞い上りを通報した頻度は例年よりも多くなっていた。こうして巻き上げられた黄砂が偏西風により日本付近に運ばれたことで、日本でもたびたび黄砂が観測されたと考えられる。

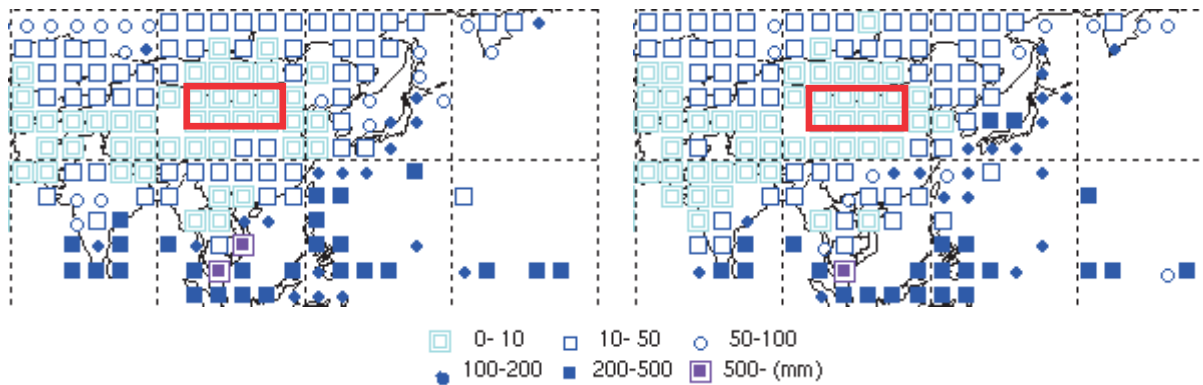


図 3.3-6 2010年11月（左）と12月（右）の月間降水量（赤枠はゴビ砂漠周辺）

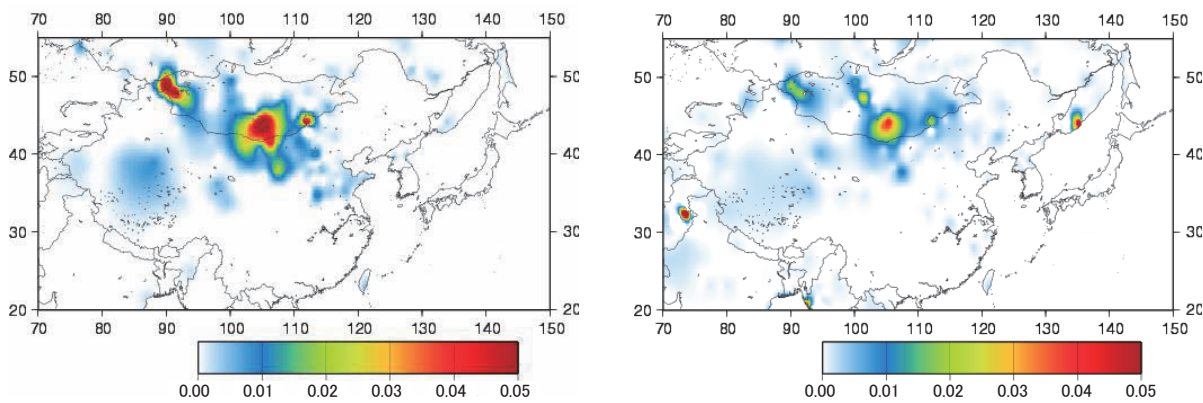


図 3.3-7 11～12月に気象官署が地上実況気象通報式（SYNOP）により黄砂（現在天気=07～09、30～35、98）を通報した頻度（左：2010年、右：2001～2009年までの集計）

## 3.2 酸性雨

環境へ悪影響を及ぼすことが近年問題となっている酸性雨について、降水の酸性度を示す pH でみると、綾里では年による増減はあるが有意な長期変化傾向はみられず、南鳥島では 2002 年まで 5.5 以上で推移していたが近年低下して酸性が強くなる傾向にある。

酸性雨とは、大気中の酸性物質が地上へ向かう過程の一つであり、物質の放出・輸送とともに酸性物質の循環を構成する重要な現象である。大気中の主要な酸性物質は硫酸及び硝酸であり、これらは化石燃料の燃焼などにより大気中に放出された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。近年、大気中の酸性物質が地上に降下して河川、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。

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（いわゆる酸性雨や酸性霧）降下する場合（湿性沈着）と微粒子又はガスとして降下・付着する場合（乾性沈着）とがあり、両方を含めて酸性沈着と呼んでいる。こ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ため、雨の場合なら、酸性がそれほど強くない雨でも降る量が多ければ、酸性の強い雨が少量降るよりも地上へ降下した酸の量が多くなることがある。酸性沈着が生物に与える実際の影響としては、降下した酸により地上の土壌や湖沼等の酸の強度が変化することによる場合と、アンモニアのように沈着物質そのものが生物に直接影響する場合とがある。

一般に降水の酸性度は、水素イオン濃度 $[H^+]$ の対数である  $pH = -\log[H^+]$  で表される。pH が 7 より小さいと酸性、大きいと塩基性（アルカリ性）である。降水中では、他のイオン濃度との平衡状態により水素イオン濃度が決まる。

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、2009 年 3 月に環境省から発表された「酸性雨長期モニタリング報告書」にまとめられている。これによると、2003 年度から 2007 年度の 5 年間の降水 pH の地点別平均値（降水量の加重平均）は pH4.51～pH4.95 の範囲（全平均値は pH4.68）にあつて依然として酸性雨が観測されており、10 年以上調査が実施されている地点における降水 pH の変動については、年により増減があり近年やや低い地点もあるが、全体として横ばいの状況であったと報告されている。また、近年 pH が低めの地点については、今後のモニタリング結果に特に注意を払う必要があるともしている。

### 3.2.1 気象庁の観測点での酸性雨の経年変化

酸性雨の分析においては採取した試料の分析に時間がかかるため、ここでは 2009 年までの結果を記述する。

綾里及び南鳥島における降水中 pH の 2009 年の年平均値は綾里が pH4.7、南鳥島が pH5.2 であった。経年変化をみると、綾里では 1976 年の観測開始直後は pH5.0 以上を記録したが、それ以降は pH4.4 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 2009 年の 34 年間）を通してみると有意な長期変化傾向はみられない（図 3.3-8）。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 pH が低下している。2003 年及び 2005 年の南鳥島の顕著な pH 低下は、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において 2003 年 5 月～6 月及び 2004 年 4 月～2005 年 9 月にかけて噴火活動が活発化しており、気象解析等の結果、そこから流入する火山ガスが原因の一つと考えられる。しかし、2008 年以降の値が 2002 年以前の値までは戻っていないこと、他機関が実施している小笠原父島での降水 pH の観測値にも年により変動はあるが pH の低下傾向がみられることなどから、大陸から輸送されてきた酸性物質の影響が増えている可能性も否定できない。

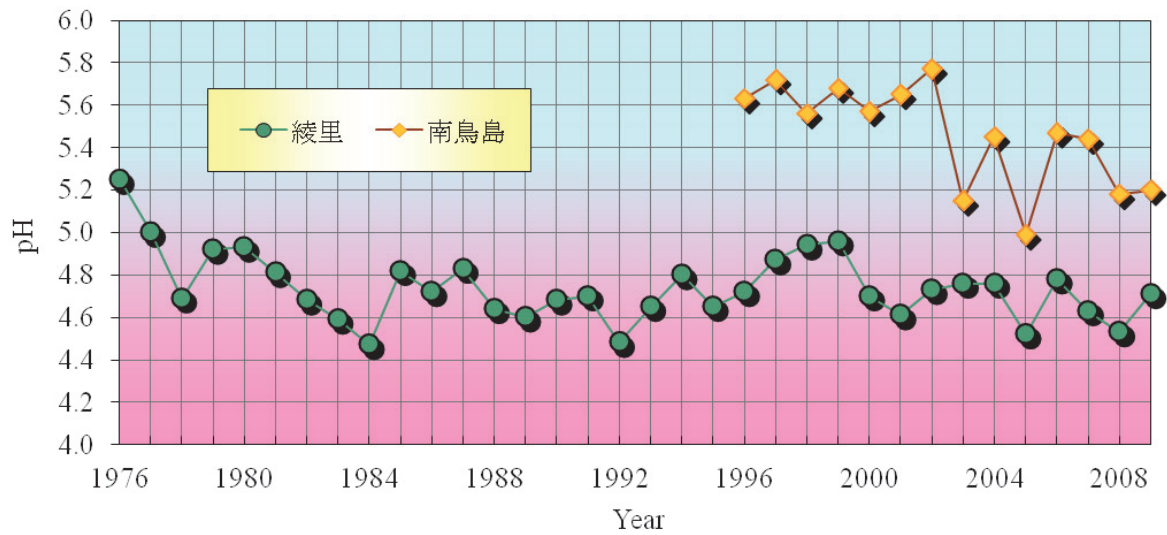


図 3.3-8 綾里（岩手県）及び南鳥島における降水中 pH の経年変化



## 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「ある場所・ある時季において 30 年に 1 回以下（30 年に 1 回よりまれ）の頻度で発生する現象」を異常気象としている。
- 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 1.83 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、太平洋赤道域の中央部から南米ペルー沿岸にかけての広い海域で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、いずれも数年に一度発生する。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 年間の各月の平均値）との差の 5 か月移動平均値が、6 か月以上続けて+0.5℃以上/-0.5℃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。
- 紅斑紫外線量：** 太陽光に含まれる紫外線を継続的に浴びると、皮膚が赤くなる(紅斑)などの変化が起きる。これが長年にわたって繰り返されると、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。紅斑紫外線量は、人体に及ぼす影響を示すために、波長によって異なる影響度を考慮して算出した紫外線量である。
- 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℃の等温線の深さにほぼ相当する。
- 台風 接近：** 台風の中心が、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：** 台風の中心が、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。
- バイオマス：** 化石資源を除いた、再生可能な生物由来の有機性資源の総称。廃棄される紙、生ゴミ、家畜排せつ物などの廃棄物系のもの、稲わらやもみ殻などの農作物の非食用部分、トウモロコシなどの飼料穀物、木材（森林）、動物の屍骸など多岐にわたる。
- ヒートアイランド：** 都市域の気温が周囲地域よりも高い状態になる現象。気温分布図を描くと、等温線が都市を丸く取り囲んで島のような形になることから、このように呼ばれる。(heat island=熱の島)

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。

かなり高い（低い）、  
かなり多い（少ない）： 観測された気温や降水量が、平年値を計算した期間（1971年から2000年）の累積度数の上位10%の値を超える場合に「かなり高い（多い）」、下位10%以下の場合に「かなり低い（少ない）」と表現している。

偏差： 特に断りのない限り、平年値との差を表す。

冷水渦： 海洋中の水平方向に数十～数百 km、鉛直方向には数百 m のスケールをもつ渦のうち、周囲より水温が低く、北（南）半球で反時計回り（時計回り）の循環をもつ渦を冷水渦と呼ぶ（冷水塊ともいう）。また、周囲より水温が高く、北（南）半球で時計回り（反時計回り）の循環をもつ渦を暖水渦と呼ぶ（暖水塊ともいう）。冷（暖）水渦の中心では、水位が周囲に比べて低い（高い）という特徴がある。

ppm： 100 万分の 1（本書では体積比）

ppb： 10 億分の 1（本書では体積比）

ppt： 1 兆分の 1（本書では体積比）

ng： ナノグラム（ $10^{-9}\text{g}$ ）

$\mu\text{m}$ ： マイクロメートル（ $10^{-6}\text{m}$ ）

nm： ナノメートル（ $10^{-9}\text{m}$ ）

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に 1 気圧、 $0^{\circ}\text{C}$ の地表に集めたときにでき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あらわし、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。

$$1\text{m atm-cm}=2.687\times 10^{20}\text{分子数 m}^{-2}$$

（断面積  $1\text{m}^2$  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、 $2.150\times 10^{29}$  分子数  $\text{m}^{-2}$  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、

$$2.150\times 10^{29}\text{分子数 m}^{-2}\times 10^{-9}/2.687\times 10^{20}\text{分子数 m}^{-2}=0.80$$

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（いわゆる、フロンガスの総称）

CFC-11：  $\text{CCl}_3\text{F}$ 、トリクロロフルオロメタン

CFC-12：  $\text{CCl}_2\text{F}_2$ 、ジクロロジフルオロメタン

CFC-113：  $\text{CCl}_2\text{FCClF}_2$ 、トリクロロトリフルオロエタン

CO： 一酸化炭素

CO<sub>2</sub>： 二酸化炭素

HFCs： ハイドロフルオロカーボン類

HFC-23：  $\text{CHF}_3$ 、トリフルオロメタン

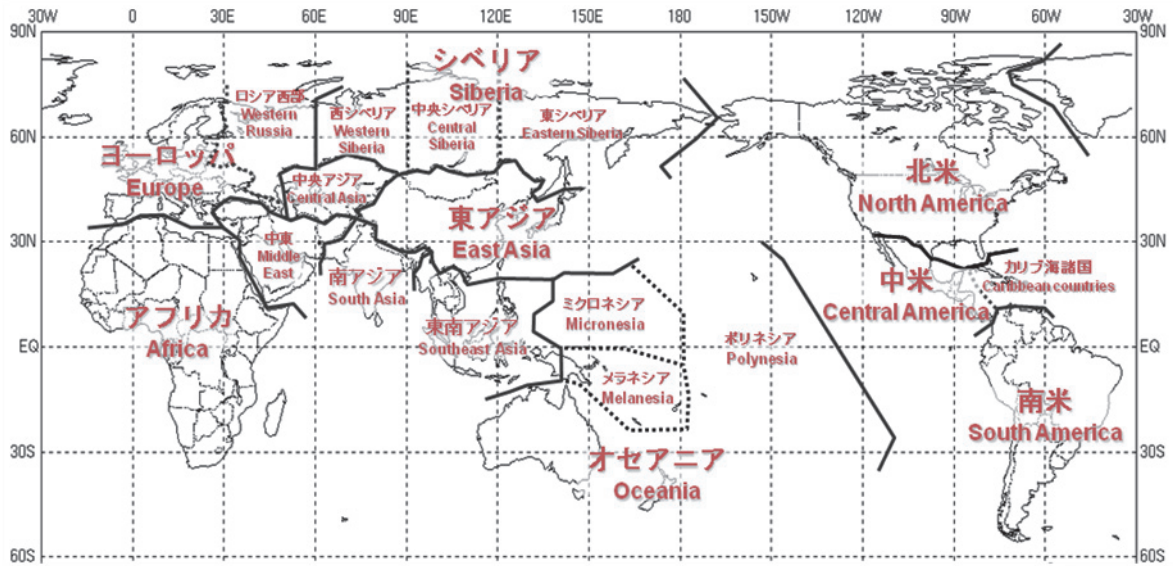
HCFCs： ハイドロクロロフルオロカーボン類

HCFC-22：  $\text{CF}_2\text{HCl}$ 、クロロジフルオロメタン

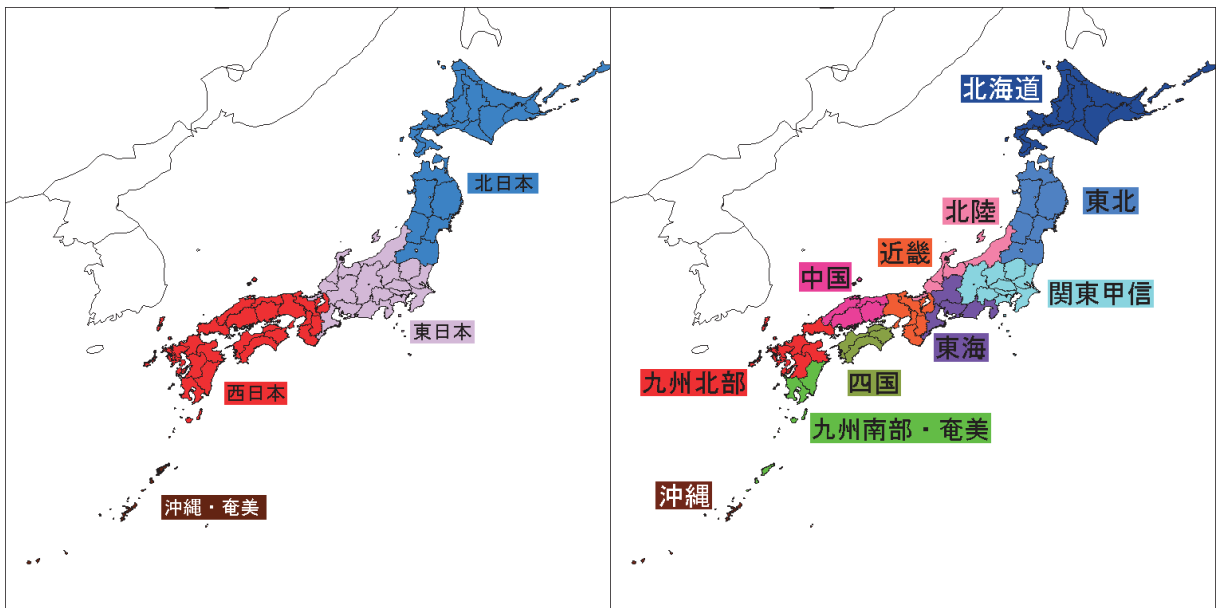
O<sub>3</sub>： オゾン

- OH ラジカル :** 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が高く不安定な物質。OH ラジカルは対流圏で多くの物質と反応するため、対流圏の化学過程に大きな役割を果たしており、一酸化炭素、オゾン、メタン、ハロカーボン類などの濃度にも影響を与える。
- PFCs :** パーフルオロカーボン類
- PFC-14 :** CF<sub>4</sub>、パーフルオロメタン (テトラフルオロメタン)
- SF<sub>6</sub> :** 六フッ化硫黄
- EESC フィットティング :** オゾンの長期変化 (トレンド) を議論する際に、EESC (Equivalent Effective Stratospheric Chlorine、等価実効成層圏塩素と訳され、成層圏における臭素と塩素のオゾン破壊能力に関する標準化された指標) の変化の関数に当てはめて解析する方法。「オゾン層破壊の科学アセスメント 2006」(WMO、UNEP) において採用されている方法である。
- OMI :** オーラ衛星のオゾン監視装置 (Ozone Monitoring Instrument)
- TOMS :** オゾン全量マッピング分光計 (Total Ozone Mapping Spectrometer)
- UV インデックス :** UV インデックスとは、紫外線が人体に及ぼす影響度をわかりやすく示すために红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 程度である。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。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。
- 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





## 謝辞

本書は、気象庁関係各部が作成し、内容に関する検討は、近藤洋輝 専門委員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 近藤 洋輝 独立行政法人 海洋研究開発機構  
IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト 特任上席研究員  
植松 光夫 東京大学 大気海洋研究所国際連携研究センター  
センター長・教授  
木本 昌秀 東京大学 大気海洋研究所 教授  
田宮 兵衛 帝京平成大学 健康メディカル学部 教授  
三上 岳彦 帝京大学 文学部 教授  
山中 康裕 北海道大学大学院 地球環境科学研究院 教授

(敬称略)

