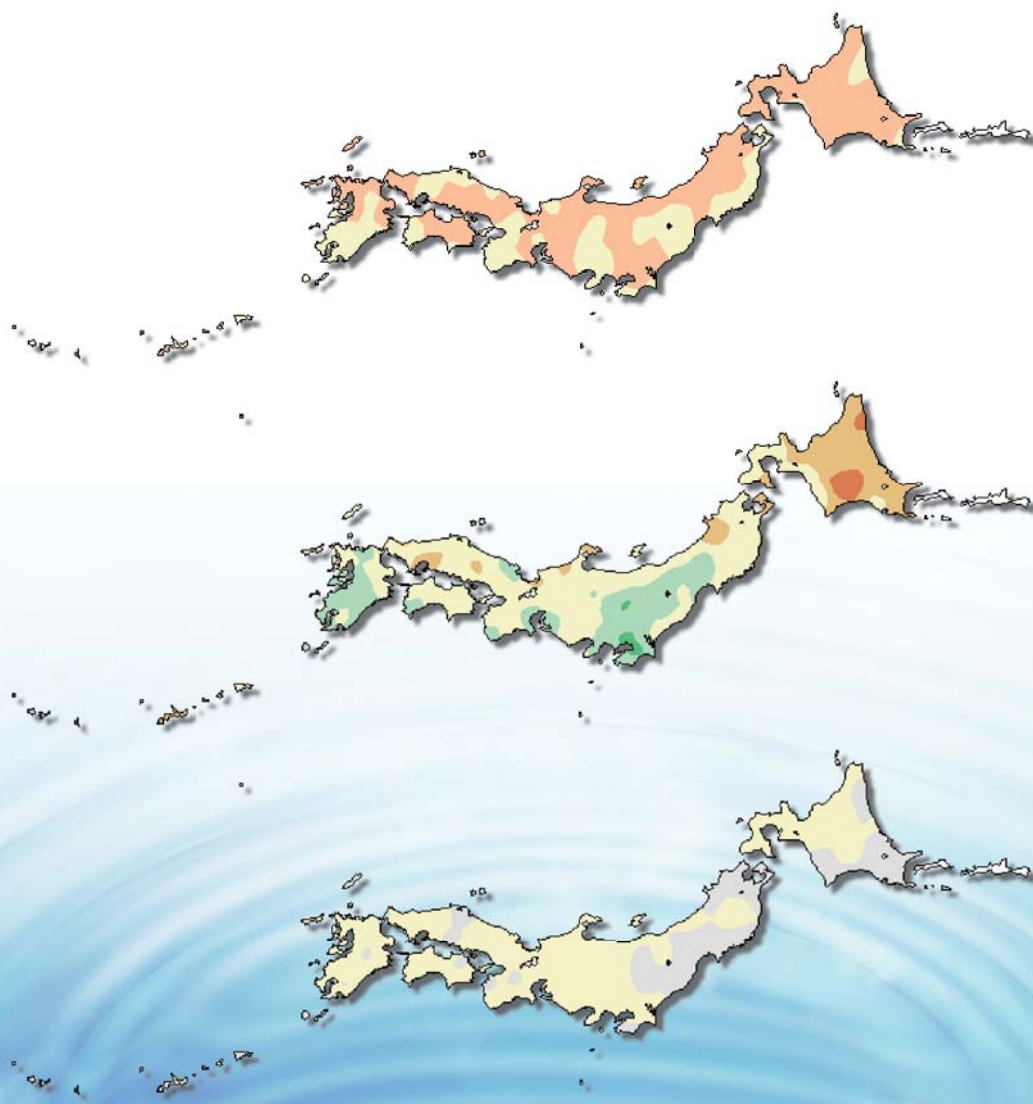


気候変動監視レポート

2008

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21年6月
気象庁

気候変動監視レポート 2008

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）

表紙の図は、日本における 2008 年の年平均気温、年降水量および年間日照時間の平年差（比）分布
図表の説明など詳細は、18 ページに掲載。

はじめに

2008年から各国の温室効果ガス削減目標などを定めた京都議定書の第一約束期間（2008～2012年までの5年間）に入り、各方面で温室効果ガスの排出量削減が進められています。また、第一約束期間後の枠組を今年末までに決定するための世界的な調整や、さらなる「低炭素社会」実現への検討が進められるなど、地球温暖化問題に関する議論が国内外で活発化しています。

この地球温暖化問題に関して、温室効果ガスの排出量を削減する「緩和策」とともに、避けられない温暖化に対処していくための「適応策」の検討が様々な分野で始まっており、この検討の基礎となる気候変動についての科学的な情報や知見の提供は、気象庁が果たすべき重要な役割です。

気象庁では平成8年より毎年「気候変動監視レポート」を刊行し、気候変動をはじめとした地球環境に関する観測・監視データなどの科学的情報を提供するなど、気候変動対策に貢献してきました。この「気候変動レポート 2008」では、これらの監視結果に加え、昨夏の西日本を中心とした高温、少雨についてトピックとして取り上げるとともに、適応策の検討への活用が期待される「異常気象リスクマップ」、過去から現在までの世界の二酸化炭素の濃度変動や分布を解析した「二酸化炭素分布情報」について紹介しています。引き続き、本レポートが国内外の関係機関に広く活用されるとともに、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。

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21年6月
気象庁長官 櫻井 邦雄

目次

2008 年の主な監視結果	1
トピックス 平成 20 年夏の西日本を中心とした高温、少雨について	3
第 1 部 気候	6
第 1 章 世界の気候	
1.1 2008 年の世界の天候	6
1.2 世界の気温と降水量	11
第 2 章 日本の気候	
2.1 2008 年の日本の天候	14
2.2 日本の主な気象災害	20
2.3 日本の気温と降水量	22
2.4 極端現象の長期変化傾向	24
【コラム】アメダスでみた大雨発生回数の長期変化	31
2.5 台風	34
2.6 日本の都市のヒートアイランド現象	36
第 2 部 海洋	39
第 1 章 世界の海洋	
1.1 世界の海面水温	39
1.2 エルニーニョ/ラニーニャ現象	41
1.3 北極・南極域の海氷	44
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	45
2.2 日本沿岸および近海の海面水位	47
2.3 オホーツク海の海氷	50
2.4 北西太平洋の海洋汚染	51
第 3 部 環境	55
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	56
1.2 海洋の二酸化炭素	67
1.3 エーロゾル	70
第 2 章 オゾン層および紫外線の状況	
2.1 オゾン層	73
2.2 紫外線	77
第 3 章 黄砂・酸性雨の状況	
3.1 黄砂	80
3.2 酸性雨	82
話題 I 異常気象リスクマップについて	84
話題 II 二酸化炭素分布情報の公開開始	86
用語一覧	88
参考図	91
謝辞	93

2008年の主な監視結果

()内は対応する章節番号。

第1部 気候

第1章 世界の気候

- ・ 年平均気温は、アラスカや米国北部、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。(1.1)
- ・ 年降水量は、シベリアからヨーロッパ北部や東南アジア、中米から南米北部で平年より多く、中東やオーストラリアで平年より少なかった。(1.1)
- ・ 世界の年平均気温の平年差は $+0.20^{\circ}\text{C}$ で、1891年の統計開始以降、10番目に高い値となった。長期的には100年あたり 0.67°C (統計期間：1891～2008年)の割合で上昇している。(1.2)
- ・ 世界の年平均降水量の平年比は101%であった。(1.2)

第2章 日本の気候

- ・ 7月後半から8月に大気の状態が不安定となり、局地的に大雨となった。特に、8月終わりには、北日本から西日本にかけて、広い範囲で大雨となり、各地で局地的な豪雨となった(「平成20年8月末豪雨」)。(2.1)
- ・ 日本の年平均気温の平年差は $+0.46^{\circ}\text{C}$ 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 1.11°C (統計期間：1898～2008年)の割合で上昇している。(2.3)
- ・ 日本の年降水量の平年比は94%であった。(2.3)。
- ・ 台風の発生数は22個(平年26.7個)、日本への接近数は9個(同10.8個)、日本への上陸数は0個(同2.6個)であった。台風の日本への上陸がなかったのは2000年(平成12年)以来のことだった。(2.5)

第2部 海洋

第1章 世界の海洋

- ・ 世界の年平均海面水温平年差は、 $+0.12^{\circ}\text{C}$ で、1891年以降では10番目に高い値となった。長期的には100年あたり 0.50°C の割合で上昇している。(1.1)
- ・ 2007年春に発生したラニーニャ現象は、2008年春に終息した。(1.2)
- ・ 北極域の海氷域面積は、1994年以降平年より小さい状態が続いており、2008年は2007年について2番目に小さい記録となった。(1.3)

第2章 北西太平洋・日本近海

- ・ 日本近海の年平均海面水温は、長期的には100年あたり0.7～1.7℃の割合で上昇した。(2.1)
- ・ 日本沿岸の年平均海面水位は平年値と比べて22mm高く、1960年以降で第8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。(2.2)
- ・ 2007年12月～2008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、期間を通してほとんど平年より小さい状態で経過した。面積が最大となったのは2月10日で、昨シーズンの最大海氷域面積(107.28万km²)より大きく、最大海氷域面積の平年値(122.83万km²)より小さい110.69万km²であった。(2.3)

第3部 環境

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

- ・ 世界の大気中の二酸化炭素濃度は増加を続けており、2007年の世界平均濃度は前年より1.9ppm増加して383.1ppmであった。産業革命以前の平均的な値とされる280ppmと比べて37%増加している。(1.1)
- ・ 2008年の国内の二酸化炭素年平均濃度は、綾里で388.5ppm、南鳥島で386.6ppm、与那国島では388.0ppmで、それぞれ前年に比べ1.9ppm、2.0ppm、1.7ppm増加し、いずれも観測開始以来最高となった。(1.1)

第2章 オゾン層および紫外線の状況

- ・ 世界のオゾン全量は、1979～1992年の平均値と比較すると、ほとんどの地域で少なめだった。特に、南半球の中高緯度では平均からの偏差が-5%を下回ったところが多かった。(2.1)
- ・ オゾンホールは8月下旬に発生し、9月12日に最大面積である2650万km²まで発達した。最近10年の平均を上回る規模だった。(2.1)

第3章 黄砂・酸性雨の状況

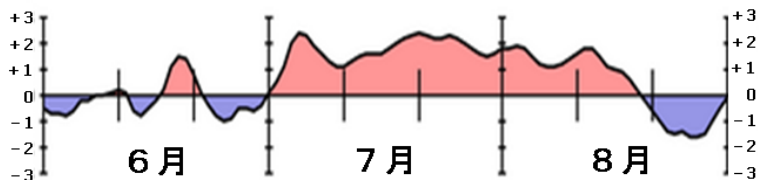
- ・ 黄砂観測日数は、11日、黄砂観測のべ日数(国内の気象官署で黄砂現象を観測した日数の合計)は113日であった。近年わが国で黄砂が観測されることが多いが、黄砂は年々変動が大きく、長期的な傾向は明瞭でない。(3.1)
- ・ 国内の降水中pHの2007年の年平均値は綾里がpH4.6、南鳥島がpH5.4であった。南鳥島は近年急激にpHが低下している。(3.2)

トピックス 平成20年夏の西日本を中心とした 高温・少雨について

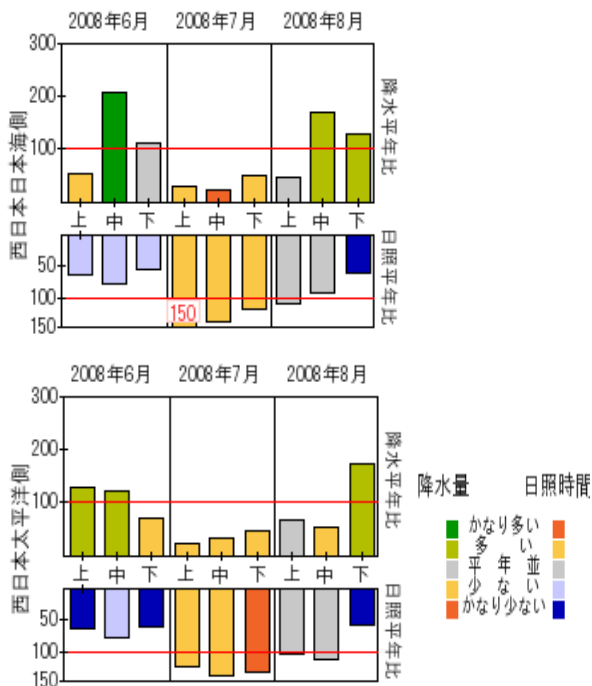
平成20年（2008年）7月から8月前半にかけて、西日本は高気圧に覆われて、晴れて気温の高い日が続き、顕著な高温・少雨・多照となった。このような状況を受けて、気象庁では8月8日に異常気象分析検討会を開催し、7月以降の西日本を中心とした高温・少雨について、その状況と要因に関する見解を取りまとめた。

1. 高温と少雨の状況

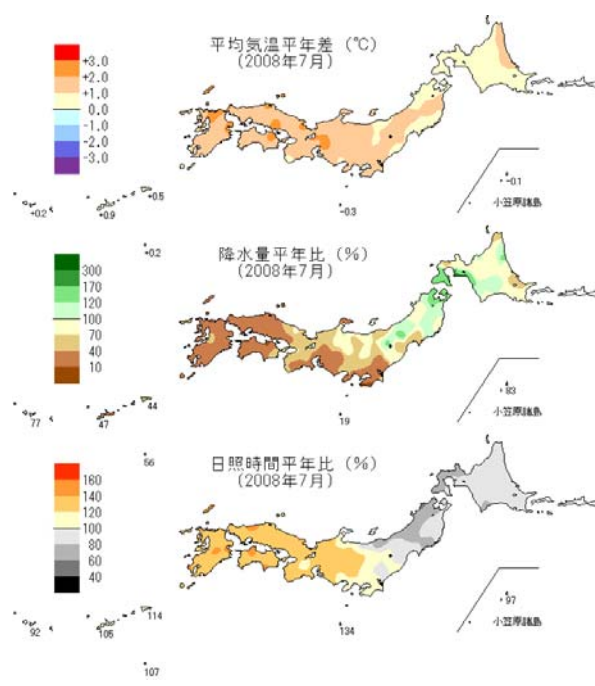
西日本では、平年より7～14日も早い7月6日ごろに梅雨が明けた後（近畿地方のみ梅雨明けは7月12日ごろ）、8月上旬にかけて高気圧に覆われて晴れる日が続き、日照時間が平年より多く、降水量が平年より少ない状態が続いた（図トピックス-2）。気温も平年より1～2℃高い状態が8月半ばまで続き（図トピックス-1）、7月の西日本の地域平均気温平年差は、+1.6℃と1946年以降で第3位の高い記録となった。また、西日本太平洋側の降水量平年比は29%と最も少ない記録を更新するなど、西日本を中心に顕著な高温・少雨・多照となった（図トピックス-3）。



図トピックス-1 平成20年夏の西日本の地域平均気温平年差の経過（5日移動平均値）



図トピックス-2 平成20年夏の西日本日本海側（上）と太平洋側（下）の地域平均月降水量平年比（%）と旬間日照時間平年比（%）の経過



図トピックス-3 平成20年7月の地域平均気温平年差・降水量平年比・日照時間平年比の分布

2. 高温をもたらした直接的な要因

西日本では7月上旬に急激に気温が高くなり、その後、7月中旬から8月半ばまで気温の高い状態が続いた。気温の変化にどのような現象が寄与していたかを熱収支解析という手法を用いて調べたところ、西日本では、7月初めに沿海州で発達した低気圧に向かって南海上の高気圧から流れ込んだ暖かい気流によって気温が上昇したことがわかった。また、その後の高温の持続には、晴れの日が続き、強い日射により地面が暖められた効果の寄与が大きかった。これは、表トピックス-1の米子の高層観測の結果が示すように、西日本上空の気温が地表に近いほど高温が顕著であったことから裏付けられる。

表トピックス-1 米子の高層観測結果(平成20年7月平均)

高度	気温平年差
5700m	-0.1℃
1600m	+1.1℃
地表付近	+2.3℃

3. 高温・少雨をもたらした大気の流れ

日本付近の大気の流れの特徴として、日本上空の偏西風が7月前半を中心に平年よりかなり弱かったことが挙げられる。偏西風が弱かったことに伴って、日本付近では気温の南北傾度が小さく、南海上から西日本に向かう水蒸気の流れも平年より弱かった。このため、梅雨前線の活動は不活発で、西日本では平年より早い梅雨明けとなった。また、偏西風の蛇行に伴って東経130度付近の上空では気圧の尾根になることが多く、地表付近でも高気圧が強弱を繰り返しながら西日本を覆う状態が続いた。

統計的な調査によれば、北西太平洋を中心とした北緯20度帯やインド洋西部赤道域で対流活動が活発(=積乱雲の発達が盛ん)であると、日本上空の偏西風が弱くなる傾向が明瞭である。このことから、平成20年7月にこれらの領域で活発だった対流活動が日本付近の大気の流れに影響を与えた可能性が大きい。また、これらの活発な対流活動には、平成20年7月に見られた太平洋熱帯域(西部で平年より高く、中部で平年より低い)やインド洋赤道域(西部から中部で平年より高く、東部で平年より低い)の海面水温の分布が影響しているものと考えられる。

また、北緯20度帯で活発だった対流活動は、対流活動に伴う上昇流がその北側にあたる西日本の南海上で下降流となって高気圧を強めたり、波のエネルギーを作り出して西日本付近の高気圧を強めたりするなど、より直接的に西日本の晴天の持続に影響を与えたことが解析された。特に活発だった南鳥島周辺の対流活動は、偏西風の大きな蛇行に伴って東シベリアで発達した気圧の尾根の東側で寒気が次々と南下したことにより活発な状態が続いたと考えられるが、この気圧の尾根の発達には、春のシベリアの高温が関係するという研究があり、平成20年7月はその影響が現れた可能性がある。

4. 異常気象分析検討会における見解の公表

気象庁では、平成19年の発足以降初めてとなる、実際の異常気象を対象とした異常気象分析検討会(会長 木本昌秀 東京大学大学院教授)を8月8日に開催した。分析検討会では、上述の解析結果を元に議論が行われ、西日本を中心とした高温・少雨について、その状況と要因に関する見解を次のように取りまとめて概念図(図トピックス-4)とともに公表した。今回は、分析検討会当日において、現象がまだ継続中であった。このため、見解には今後の見通しも付加されており、西日本を中心とした高温・少雨が、今どのような状況で、なぜ起きていて、今後どうなるのか、という情報を社会に伝えた。その後、西日本では、見通しどおり8月中旬まで気温が平年より高い状態が続いた。

平成 20 年 7 月の西日本に高温・少雨をもたらした要因に関する見解

【実況】

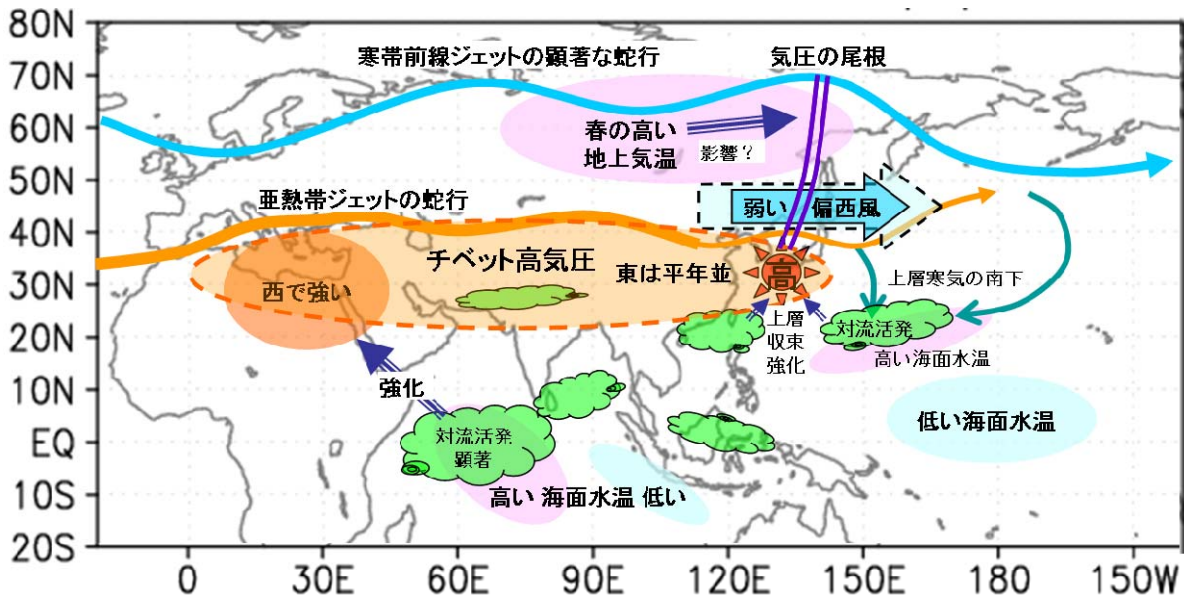
2008 年 7 月は、西日本の気温は第 3 位の高い記録となり、西日本太平洋側の降水量は最も少ない記録を更新した（1946 年以降の統計による）。

【要因】

- ① 西日本上空の気温は地表に近いほど高温が顕著であり、高気圧に覆われて強い日射により地面が暖められた効果が寄与していたと考えられる。
- ② 日本上空の偏西風は 7 月前半に平年よりかなり弱く、梅雨前線の活動は不活発だった。西日本は、高気圧に覆われる日が続いた。
- ③ このような大気の流れには、北西太平洋を中心とした北緯 20 度帯およびインド洋西部赤道域で活発だった対流活動が影響した可能性が大きい。また、これらの対流活動には、太平洋西部やインド洋の海面水温分布が影響しているものと考えられる。

【見通し】

西日本では、今後 2 週間も、一時的に曇りや雨の日もあるが、高気圧に覆われて晴れる日が多く、平年に比べて気温の高い日が続く見込み。



※現象の高低・強弱の表現は全て平年の7月と比較。破線は平年の状態をイメージ。

図トピックス-4 平成 20 年 7 月の西日本に高温・少雨をもたらした要因の概念図

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153 地点の気象台や測候所等と約1,300 地点の地域気象観測所（アメダス）などにおいて、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、2008 年の監視結果を示す。なお、2009 年以降の監視状況は、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 2008 年の世界の天候

1.1.1 2008 年の世界の天候の特徴

図 1.1-1、図 1.1-2 に 2008 年の年平均気温平年差と年降水量平年比の分布図を陸上の観測に基づいて示す。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。なお、週や月、季節ごとの図表類は、気象庁ホームページ (<http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/>) で提供している。

年平均気温は、アラスカや米国北部、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）。東シベリアからアフリカ北部にかけての広い範囲で異常高温となる月が多かったが、中国から中央アジアでは 1～2 月に異常低温となった。オーストラリア東部では 8 月まで異常低温となる月が多かった（図 1.1-3）。

年降水量は、シベリアからヨーロッパ北部や東南アジア、中米から南米北部で平年より多く、中東やオーストラリアで平年より少なかった（図 1.1-2）。シベリアからヨーロッパ北部、東南アジア、中米から南米北部で異常多雨、地中海域やアルゼンチン北部、オーストラリア南部で異常少雨となる月が多かった（図 1.1-4）。

1.1.2 主な異常気象・気象災害

2008 年に発生した主な異常気象・気象災害を図 1.1-5 に示す。各異常気象・気象災害の概況は以下のとおり。「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。気象災害の記述は国連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。

- ① 中国～中央アジアの低温（1～2 月） 中国から中央アジアでは、シベリアからの寒気が南下し、異常低温の月が続いた。ウズベキスタンのタシケント：1 月の月平均気温 -6.3°C （平年差 -7.3°C ）、中国のスーチョワン（四川）省のシーチャン：2 月の月平均気温 6.7°C （平年差 -5.5°C ）。中国では低温や大雪により 70 人以上、アフガニスタンでは寒波の影響により 800 人以上が死亡したと伝えられた。
- ② シベリア南東部～アフリカ北部の高温（3～11 月） シベリア南東部からアフリカ北部では、3 月以降、広い範囲で異常高温となる月が多かった。モンゴルのウランバートル：3～11 月の

- 9 か月平均気温 7.9℃ (平年差+3.1℃)。
- ③ 中国南部の大雨 (5~6 月) 中国南部では、5~6 月に梅雨前線による大雨が各地で発生し、合わせて 140 人以上が死亡したと伝えられた。中国ユンナン (雲南) 省のモンツォー：6 月の月降水量 256mm(平年比 230%)。
 - ④ 中国南部~フィリピン・ベトナムの台風・大雨 (6~11 月) 2008 年の台風は、フィリピン東方で発生して中国南東部やベトナム方面に進むものが多かった。6 月の台風第 6 号によりフィリピンで 640 人以上、8 月の台風第 9 号によりベトナム北部で 120 人以上、9 月の台風第 14 号により中国やベトナムで合計 50 人以上が死亡したと伝えられた。また、10 月末にはベトナム北部で大雨により 50 人以上が死亡したと伝えられた。中国南部のマカオ：6 月の月降水量 1,204mm(平年比 350%)、ベトナム北部のハノイ：10~11 月の 2 か月降水量 728mm(平年比 348%)。
 - ⑤ マレーシア~インドネシア東部の多雨 (通年) マレーシアからインドネシア東部では、2008 年春まで続いたラニーニャ現象などの影響により対流活動が平年より活発で、各地で異常多雨となる月が多かった。マレーシアのクアラルンプール：年降水量 3,294mm (平年比 138%)。
 - ⑥ ミャンマーのサイクロン (5 月) ミャンマーでは、5 月初めにサイクロン「ナルギス」が上陸し、大雨や高潮などにより 13 万人以上が死亡したと伝えられた。フィリピン周辺からベンガル湾では、4 月下旬から 5 月初めにかけて対流活動が平年より活発だった。ベンガル湾アンダマン諸島のポートブレア：5 月の月降水量 976mm (平年比 293%)。
 - ⑦ インド北部周辺の大雨 (6~9 月) インドやパキスタン、ネパールでは、モンスーンに伴う大雨がたびたび発生し、インドでは 6~9 月に北部を中心に合わせて 2700 人以上が死亡したと伝えられた。インド北東部のブバネシュワール：6~9 月の 4 か月降水量 1,585mm (平年比 139%)。
 - ⑧ ウクライナ周辺の大雨 (7 月) ウクライナやモルドバでは、洪水により合わせて 40 名が死亡したと伝えられた。ルーマニア北部のクルージュナポカ：7 月の月降水量 162mm(平年比 203%)。
 - ⑨ ヨーロッパ北西部の多雨 (6~8 月) ヨーロッパ北西部では、夏を通して低気圧や前線の影響を受けることが多く、3 か月降水量が異常多雨となった。アイルランドのコーク：6~8 月の 3 か月降水量 450mm (平年比 197%)。イギリス気象局によると、イギリスの 6~8 月の降水量は 1914 年以降で 7 番目の多さだった。
 - ⑩ 地中海西部周辺の大雨 (7、9~11 月) 地中海西部周辺では、年の後半に低気圧や前線の影響により異常多雨となる月が多かった。アルジェリア北西部のベシヤル：10 月の月降水量 153mm (年降水量平年値：85.9mm)。アルジェリアでは 10 月初めに鉄砲水により 80 人以上が死亡したと伝えられた。
 - ⑪ イエメンの大雨 (10 月) イエメンでは、熱帯低気圧の影響で大雨となり、70 人以上が死亡したと伝えられた。隣接するオマーンのサララ：10 月の月降水量 37mm(平年比 638%)。
 - ⑫ マダガスカルサイクロン (2 月) マダガスカルでは、2 月にサイクロン「アイヴァン」により 90 人以上が死亡したと伝えられた。隣接するインド洋西部のアガレーガ諸島：2 月の月降水量 444mm (平年比 178%)。
 - ⑬ アフリカ南東部の高温 (8~12 月) アフリカ南東部では 8 月以降、異常高温の月が続いた。南アフリカ北部のピーターズバーグ：8~12 月の 5 か月平均気温 20.4℃ (平年差+1.8℃)。
 - ⑭ グリーンランド周辺の大雨 (6~12 月) グリーンランド周辺では 6 月以降、異常高温の月が続いた。グリーンランド北東部のデンマークシャウン：6~12 月の 7 か月平均気温 -5.3℃ (平年差+2.1℃)。
 - ⑮ 米国北東部~中部の多雨 (2~3、5~6、9 月) 米国北東部や中部では、低気圧や前線の影

- 響により異常多雨となる月が多かった。米国ミズーリ州のセントルイス：2～9月の8か月降水量1,228mm(平年比178%)、イリノイ州のシカゴ：9月の月降水量347mm(平年比403%)。米国では、2月には嵐により50人以上、5月には各地で発生した竜巻により合わせて40人以上、6月にはミシシッピ川流域の大規模な洪水により20人以上が死亡したと伝えられた。
- ⑯ 米国南部～カリブ海諸国のハリケーン(8～9月) 8～9月にハリケーン「グスタフ」「ハンナ」「アイク」などにより、米国南部で合わせて70人以上の死者のほか、カリブ海諸国でもハイチで合わせて350人以上の死者などの被害が伝えられた。ジャマイカのキングストン：8月の月降水量549mm(平年比664%)。米国海洋大気庁によると、2008年のハリケーンの発生数は平年より多かった。
- ⑰ 米国カリフォルニア州の森林火災(10月) 米国カリフォルニア州では、10月に大規模な森林火災が発生し、多数の住民が避難したと伝えられた。米国南西部では雨季である2008年2～4月に少雨となり、年間降水量も少なかった。米国カリフォルニア州のロサンゼルス：2～4月の3か月降水量55mm(平年比36%)。
- ⑱ 中米南部～南米北部の多雨(通年) 中米南部から南米北部では、ラニーニャ現象などの影響により対流活動が平年より活発で、各地で異常多雨となる月が多かった。ペルー北部沿岸のチクラヨ：1～4月の4か月降水量49mm(平年比445%)。パナマやホンジュラスなど各国で熱帯低気圧や大雨による被害が伝えられた。
- ⑲ オーストラリア東部の低温(3～5、8月) オーストラリア東部では、8月頃まで異常低温となる月が多かった。オーストラリア東部のブリスベン：3～5月の3か月平均気温19.5℃(平年差-1.8℃)。
- ⑳ オーストラリア南部の少雨(通年) オーストラリア南部では、ほぼ年を通して少雨傾向で異常少雨となる月もあった。オーストラリア南東部のメルボルン：年降水量390mm(平年比69%)。オーストラリア気象局によると、マーレー・ダーリング川流域南部ではここ数年続いている少雨が2008年も継続した。

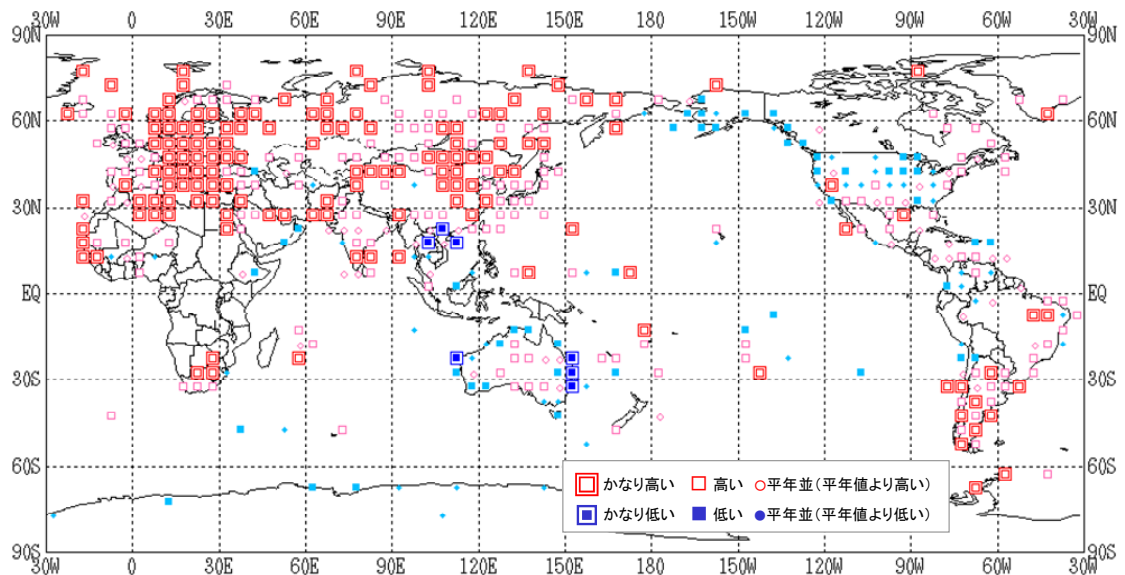


図 1.1-1 年平均気温平年差規格化階級分布図 (2008 年)

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。

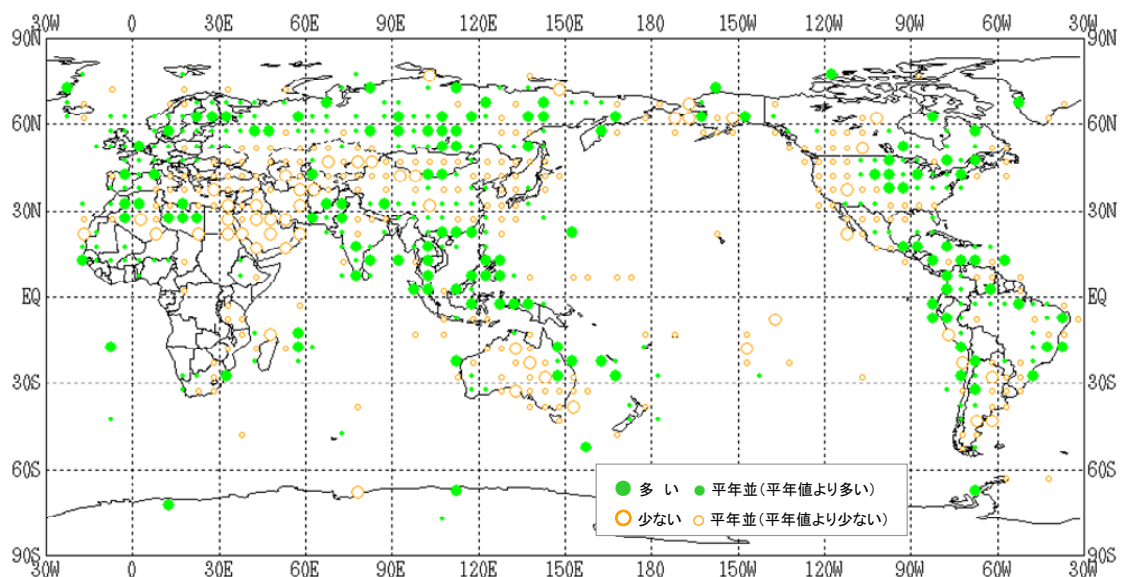


図 1.1-2 年降水量平年比分布図 (2008 年)

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

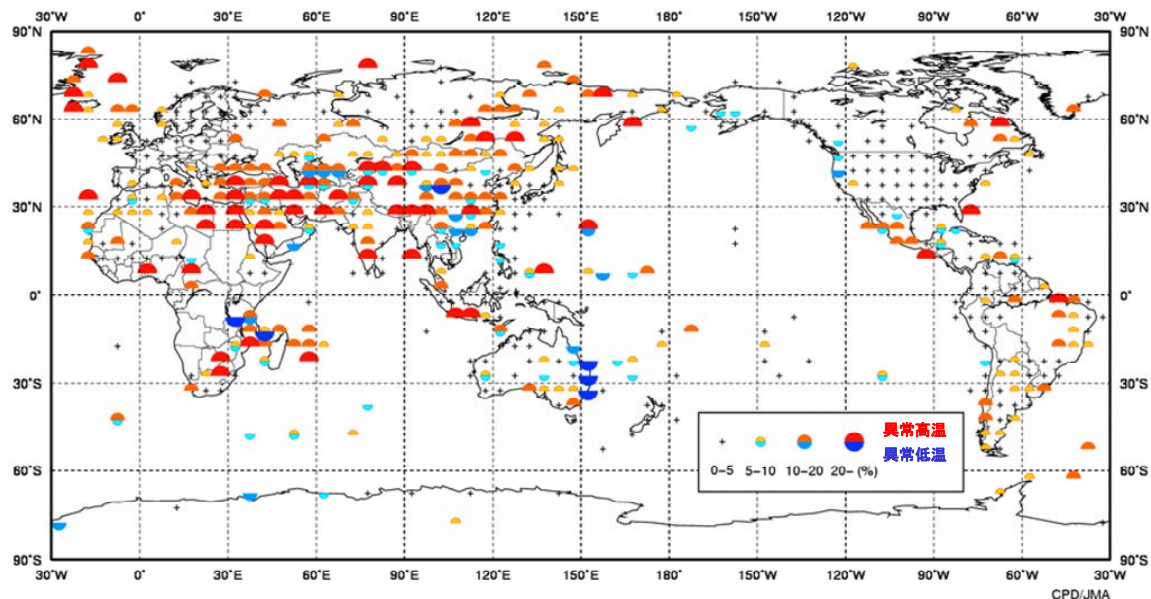


図 1.1-3 異常高温・異常低温出現頻度分布図（2008 年）

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り、1 格子あたりの出現割合として、半円の大きさであらわしている。30 年に 1 度の現象の発生率は平均して約 3%なので、便宜上、異常高温・低温の発生率が 10-20%かそれ以上となった場合に異常値の発生が平常より多かったと判断する。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。

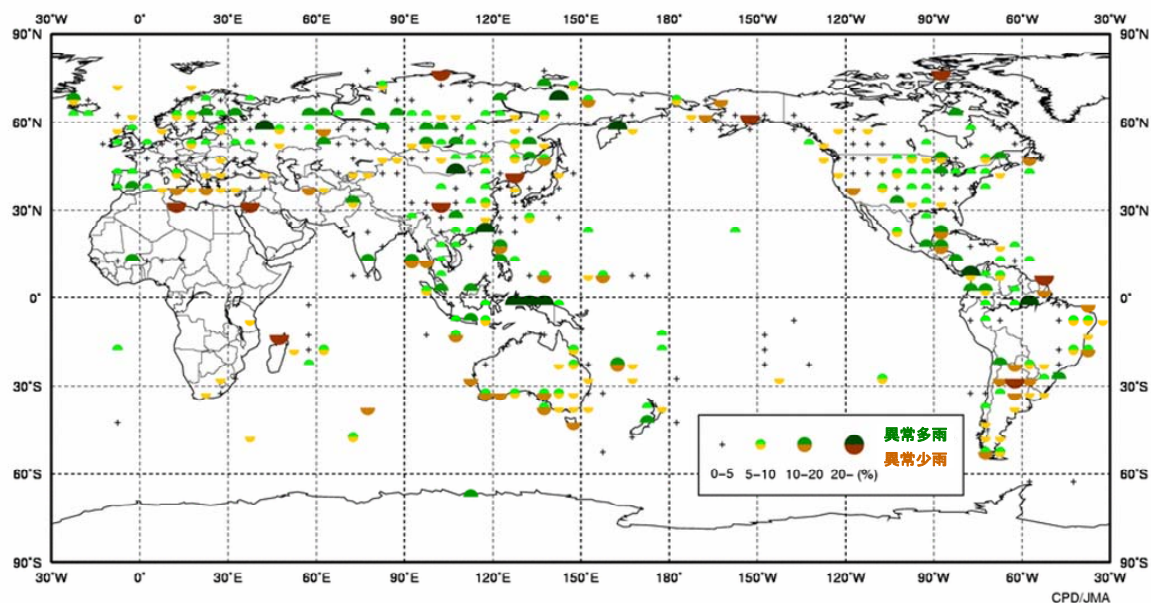


図 1.1-4 異常多雨・異常少雨出現頻度分布図（2008 年）

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り、1 格子あたりの出現割合として、半円の大きさであらわしている。30 年に 1 度の現象の発生率は平均して約 3%なので、便宜上、異常多雨・少雨の発生率が 10-20%かそれ以上となった場合に異常値の発生が平常より多かったと判断する。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。

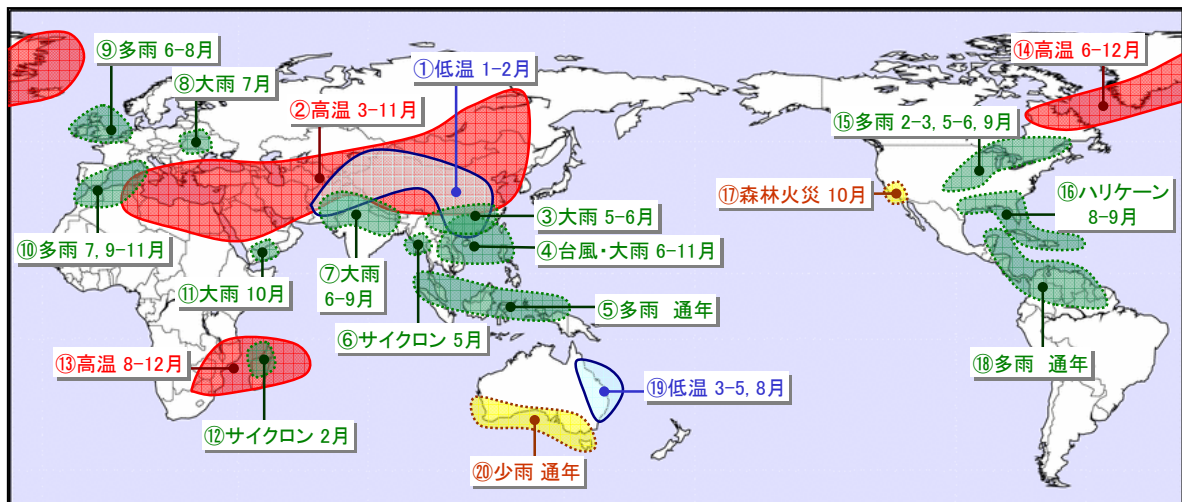


図 1.1-5 2008 年の主な気象災害分布図

2008 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丸数字と対応している。

1.2 世界の気温と降水量

2008 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 $+0.20^{\circ}\text{C}$ で、1891 年の統計開始以降、10 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 年あたり約 0.67°C ¹（統計期間：1891～2008 年）の割合で上昇している。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。気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第 4 次評価報告書によれば、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されている。

2008 年の北半球平均の気温は、1891 年の統計開始以降、9 番目に高い値となった。100 年あたりの気温上昇率は、北半球平均の気温が約 0.69°C 、南半球平均の気温が約 0.66°C である。

世界各地の観測所で観測された降水量から計算した、2008 年の世界の年降水量の平年比は 101% であった。1880 年の統計開始以降、南半球では周期的な変動を繰り返しながらも、長期的には増加しており、100 年あたりの変化率に増加傾向がみられる。一方、北半球では、1880 年代、1930 年頃、1950 年代後半、1990 年代に降水量の多い時期がみられるが、100 年あたりの変化率には有意な変化傾向は認められない（図 1.1-7）。なお、北半球の観測地点数が南半球に比べ多いため、全球平均でも北半球と同様に長期的な変化傾向は明瞭ではない。

¹ 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°C （1906～2005 年）となっている。統計期間や算出方法に違いがあるため厳密には同じ値とならないが、両者は同様の変化傾向を示していると考えられる。

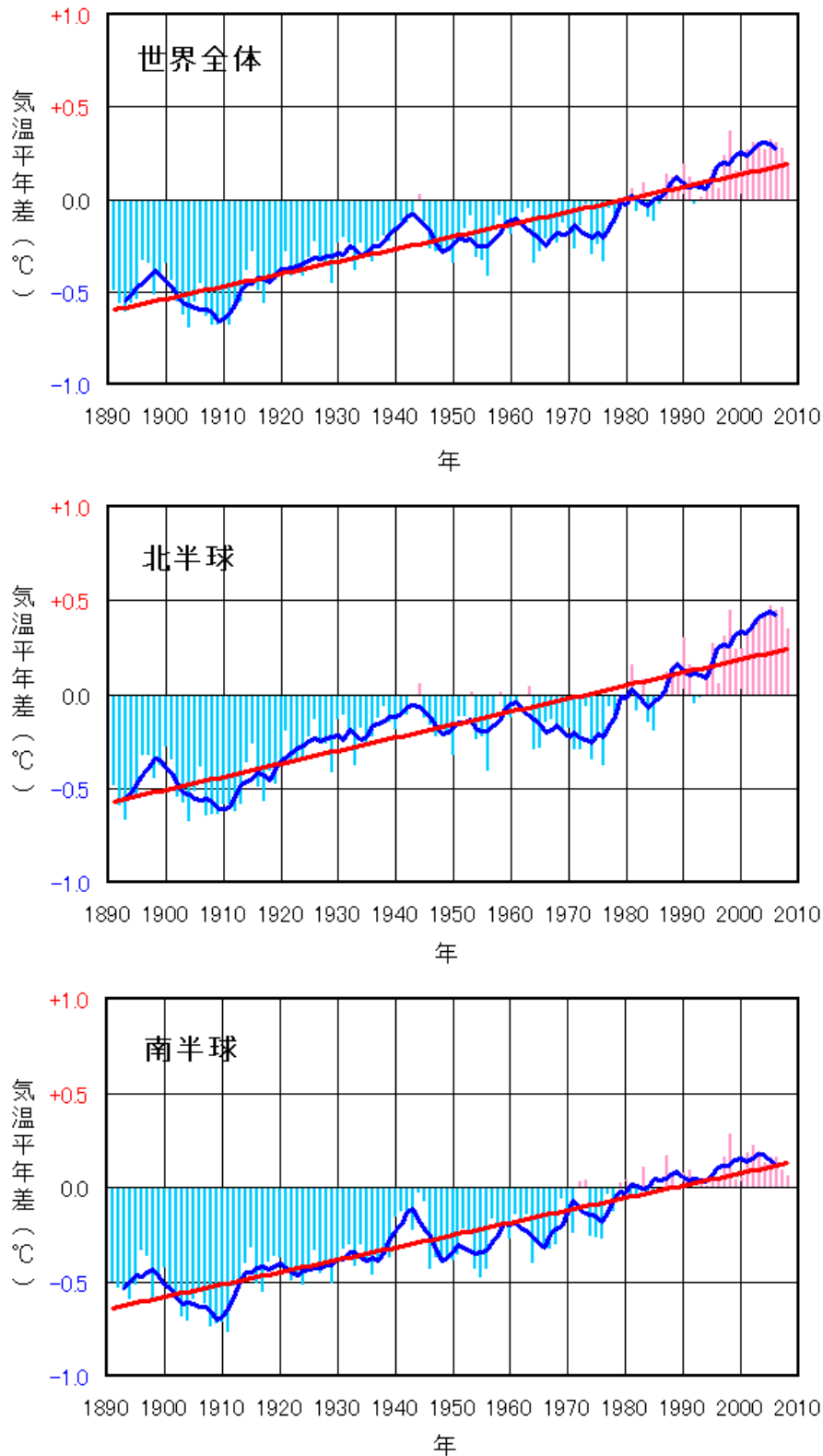


図 1.1-6 年平均気温の変化 (1891~2008 年)

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。

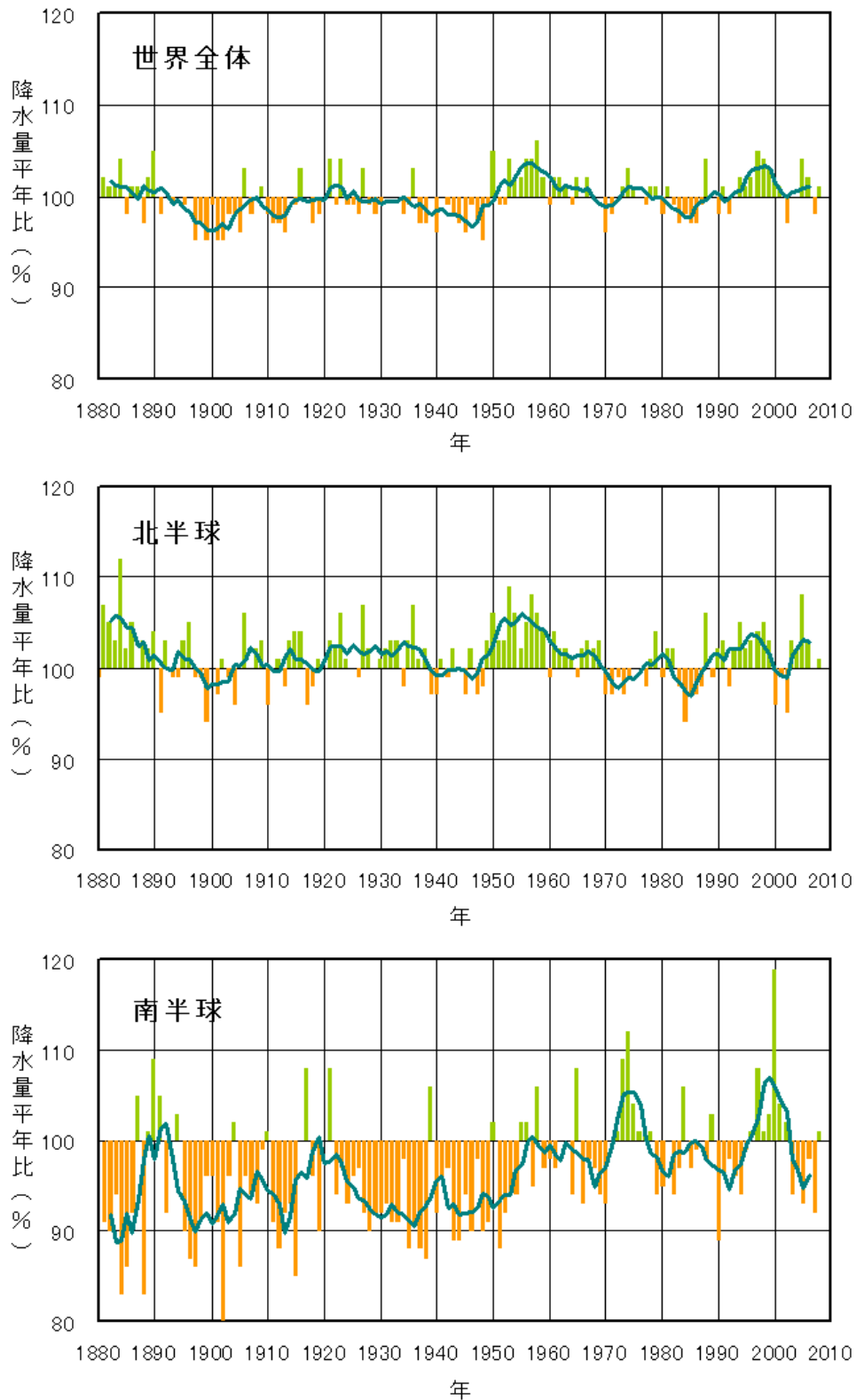


図 1.1-7 年降水量の変化（1880～2008 年）

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比（平年値に対する比で、%であらわす）を示している。太線（緑）は平年比の 5 年移動平均を示す。平年値は 1971～2000 年の 30 年平均値。

第2章 日本の気候

2.1 2008年の日本の天候

冬（2007年12月～2008年2月）は、1月半ばまでは、気温は平年を上回ることが多く、後半は平年を下回ることが多いなど寒暖の変動が大きかった。冬前半を中心に、低気圧や前線が日本付近を数日の周期で通過したことから、西日本で冬の降水量が多くなったほか、全国的に日照時間が少なかった。また、日本海側の地方では冬の降雪量は少なかった。

春は、5月には気温の変動が大きかったが、3、4月と寒気の影響を受けにくく、春の平均気温は高かった。低気圧の影響をしばしば受けた東日本太平洋側では春の降水量がかなり多く、影響の小さかった北・東日本日本海側ではかなり少なかった。また、西日本では、移動性高気圧に覆われて晴れた日が多く、西日本太平洋側では春の日照時間がかなり多くなった。

夏は天候の変動が大きかった。東日本と西日本では、6月は曇りや雨の日が多かったが、7月から8月前半は晴れて暑い日が多く、降水量も少なかった。北日本では、6月は晴れる日が多く、7月には曇りや雨の日が多く、気温も、7月には高温、8月後半には低温となるなど変動が大きかった。沖縄・奄美では、熱帯低気圧の影響が小さく、高温・少雨であった。7月後半から8月には大気の状態が不安定となって、局地的に大雨となった。特に、8月終わりには、広い範囲で記録的な大雨となった（「平成20年8月末豪雨」）。

11月には寒暖の変動が大きかったものの、9月と10月に気温が高かったことから全国的に秋平均気温は高かった。北日本では、高気圧に覆われ晴れる日が多かったため、秋の日照時間が多く、降水量がかなり少なかった。特に北日本太平洋側では、1946年以降秋としては第1位の少雨となった。沖縄・奄美では前線や低気圧、台風の影響を受け、日照時間が少なく、降水量がかなり多かった。特に、9月中旬の台風第13号の接近により、与那国島では日降水量765.0mmを記録するなど記録的な大雨となった。

台風発生数は22個（平年26.7個）、日本への接近数は9個（平年10.8個）、上陸数は0個（平年2.6個）といずれも平年を下回った。沖縄・奄美では6個の台風が接近し、暴風雨に見舞われた。

2.1.1 年間（図1.2-1参照）

(1) 年平均気温

2008年の年平均気温平年差は北日本+0.6℃、東日本+0.6℃、西日本+0.5℃、沖縄・奄美+0.4℃で、全国的に高かった¹。

(2) 年降水量

2008年の年降水量は、北日本と東日本日本海側でかなり少なかった。特に北海道では平年の80%未満となったところが多く、60%未満となったところもあった。北見枝幸、雄武、帯広（以上、北海道）、むつ（青森県）では、年降水量の最小値を更新した。東日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美では平年並だった。

(3) 年間日照時間

2008年の年間日照時間は、東日本日本海側が多かった。一方、北日本太平洋側では少なく、北日本日本海側、東日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美では平年並だった。

¹ 「低い（少ない）」「平年並」「高い（多い）」の階級は、1971～2000年における30年間の観測値をもとに、これらが等しい割合で各階級に振り分けられる（各階級が10個ずつになる）ように決めている。また、値が1971～2000年の観測値の下位または上位10%に相当する場合には、「かなり低い（少ない）」「かなり高い（多い）」と表現する。

2.1.2 季節ごとの天候（図 1.2-2 参照）

(1) 冬（2007年12月～2008年2月）

冬前半は気温の高い日が多く、後半には低い日が多く寒暖の変動が大きかった。1月半ばまでは低気圧や高気圧が交互にとおり、天気は数日の周期で変わり、気温も高かった。その後シベリアの高気圧が強まり、北日本中心に寒気が入ったが、日本付近を通過した低気圧はあまり発達せず、東日本日本海側、北日本では降水量は少なかった。2月には中・下旬に冬型の気圧配置が強まり、東日本以西に寒気が入り、日本海側の地方では大雪となったほか、太平洋側の地方でも強風や高波に見舞われた。日本海側の地方では、2月上旬まで降雪が少なかったことから、冬の降雪量は少なく、特に北・東日本日本海側ではかなり少なかった。冬前半を中心に、低気圧や前線が日本付近を数日の周期で通過したことから、太平洋側の地方でも曇りや雨または雪となり、西日本で冬の降水量が多くなったほか、全国的に日照時間が少なかった。

平均気温は、沖縄・奄美で高かったほかは、北日本から西日本にかけ平年並だった。降水量は、北日本日本海側でかなり少なく、北日本太平洋側と東日本日本海側では少なかった。西日本では多く、東日本太平洋側と沖縄・奄美では平年並だった。日照時間は、北日本、東日本日本海側、西日本太平洋側、沖縄・奄美では少なく、東日本太平洋側と西日本日本海側では平年並だった。

(2) 春（3月～5月）

春は、天気はおおむね数日の周期で変わった。5月には中旬や下旬に寒気が入るなど、全国的に気温の変動が大きかったが、3、4月は寒気の影響が小さく、気温の高い状況が続いた。特に3月は、低気圧の通過後の寒気の南下が弱かったことに加え、移動性高気圧に覆われ、晴れる日が多く、気温はかなり高かった。西日本では春の日照時間も多かった。また、北日本では4月も移動性高気圧に覆われ、気温が高かった。北日本から西日本にかけ、春の平均気温は高く、特に、北日本、東日本でかなり高かった。東日本日本海側や北日本では、期間を通して低気圧や寒気の影響が小さく、春の降水量は少なかった。東日本太平洋側では、4月に、発達した低気圧や動きの遅い低気圧の影響でまとまった量の雨となった。また、5月には、本州南岸を低気圧が東進することが多く、東日本太平洋側、西日本でまとまった量の雨となり、春の降水量も多かった。

平均気温は、北日本と東日本でかなり高く、西日本で高かった。沖縄・奄美では平年並だった。降水量は、東日本太平洋側でかなり多く、西日本太平洋側で多かった。北・東日本日本海側ではかなり少なく、北日本太平洋側では少なかった。西日本日本海側と沖縄・奄美では平年並だった。日照時間は、西日本太平洋側でかなり多く、東・西日本日本海側で多かった。北日本太平洋側では少なく、北日本日本海側、東日本太平洋側、沖縄・奄美では平年並だった。

(3) 夏（6月～8月）

東日本と西日本では、前線が日本列島南岸に停滞した6月には曇りや雨の日が多く、7月から8月前半にかけては、高気圧に覆われ晴れて暑い日が多く、降水量も少なかった。北日本では、6月は高気圧に覆われて晴れの日が多く、7月には低気圧や前線の影響で曇りや雨の日が多いなど、北日本から西日本にかけて、天候の変動が大きかった。また、気温も、7月には高温、8月後半には低温となるなど変動が大きかった。梅雨入りは、沖縄・奄美と東北地方でかなり遅く、東日本と西日本ではかなり早かった。梅雨明けは早いところが多かったが、北陸地方と東北南部ではかなり遅く、地域により差が大きかった。梅雨の明けた7月は、東日本、西日本では降水量はかなり少なく、気温もかなり高かった。しかし、7、8月には、上空の寒気や湿った気流などにより、各地で局地的な大雨がたびたび発生した。特に8月終わりには、上空の寒気や、低気圧、前線の影響で、北日本から西日本にかけて、広い範囲で記録的な大雨となった（「平成20年8月末豪雨」）。沖縄・奄美では、梅雨明け後は高気圧に覆われ、熱帯低気圧の影響も小さく、晴れて気温の高い日が続いた。

台風の発生は7個（平年11.2個、6月1個（平年1.7個）、7月2個（平年4.1個）、8月4個（平年5.5個））、上陸した台風はなく（平年1.5個）、日本に接近した台風は4個（6月1個（平年0.7個）、7月2個（平年2.1個）、8月1個（平年3.4個））で、平年を下回った。

平均気温は、東日本、西日本、沖縄・奄美で高く、北日本では平年並だった。降水量は、北日本日本海側、西日本太平洋側、沖縄・奄美で少なく、北日本太平洋側、東日本、西日本日本海側では平年並だった。日照時間は、北日本太平洋側で少なく、その他の地方では平年並だった。

(4) 秋（9月～11月）

9月、10月と気温が高かったことから、秋平均気温は全国的に高く、特に沖縄・奄美ではかなり高かった。11月は寒暖の変動が大きく、後半には、強い寒気が入り、一時冬型の気圧配置となり、日本海側の各地で雪となった。低気圧や前線が例年よりやや南を通ることが多く、平年より前線の影響を受けた西日本では日照時間が少なかった。東日本では前線の影響が小さかったことに加え、台風の接近も少なかったことから、降水量は少なかった。北日本では、高気圧に覆われ晴れる日が多く、降水量がかなり少なかった。特に北日本太平洋側では、秋としては1946年以降、最も少なかった。東日本日本海側や北日本では、冬の降雪量、春の降水量も少なかったことから、年降水量もかなり少なくなった。沖縄・奄美では前線や低気圧、台風の影響を受けることが多く、特に、9月中旬の台風第13号の接近により、与那国島では日降水量765.0ミリを記録するなど記録的な大雨となった。

台風の発生数は平年より少ない9個（平年11.5個、9月5個（平年5.1個）、10月1個（平年3.9個）、11月3個（平年2.5個））、上陸した台風はなく（平年1.1個）、接近数は3個（9月2個（平年2.6個）、10月1個（平年1.3個）、11月0個（平年0.7個））であった。

平均気温は、全国的に高く、特に沖縄・奄美ではかなり高かった。降水量は、沖縄・奄美でかなり多く、北日本ではかなり少なく、東日本では少なく、西日本では、中国地方で少なく、九州南部では多く、地域により異なった。日照時間は、東日本日本海側と北日本で多く、特に北日本日本海側でかなり多かった。西日本と沖縄・奄美では少なく、東日本太平洋側では平年並だった。

(5) 初冬（12月）

12月は冬型の気圧配置になることが少なかったため、北日本から西日本にかけての日本海側の降雪量は少なく、東日本日本海側では日照時間がかなり多かった。また、沿海州や日本海を通過する低気圧に向かって暖かい南風が入り、北・東日本では気温はかなり高かった。また、低気圧がしばしば通ったことから、北日本、東日本太平洋側、西日本日本海側では降水量が多かった。一方、沖縄・奄美では、大陸からの高気圧におおわれ、平年に比べ晴れることが多く、降水量はかなり少なく、日照時間はかなり多くなった。

表 1.2-1 2008 年の月、季節、年別の平均気温、降水量などの最高（低）値、最大（小）値を更新した地点数
 数字は 1 位を更新した地点数でタイ記録は含めない、タイ記録がある場合には「地点数タイ」として横に併記した。
 地域名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	2	1	0	0
2 月	0	0	1	1	11 東・西日本	2	0、1 ㍎	0
冬 (2007 年 12 月～ 2008 年 2 月)	0	0	0	1	1	0	0	
3 月	16、4 ㍎ 北・東日本	0	0	3	4	0	0	0
4 月	0	0	4	6 北日本	0	0	0	0
5 月	0	0	2	0	0	0		
春	0、1 ㍎	0	6 東日本	5 北日本	0	0		
6 月	0	0	2	2	0	1		
7 月	0、2 ㍎	0	0	4	0	0		
8 月	0	0	0	2	1	0		
夏	0	0	0	1	0	0		
9 月	0	0	1	5、1 ㍎ 北日本	0	2		
10 月	0	0	0	2	0	0		
11 月	0	0	0	0	0	0	1	0
秋	0	0	1	7 北・西日本	0	2		
12 月	1、1 ㍎	0	1	1	4	0	0	0
年 (2008 年)	0	0	0	4	0	0	0	0

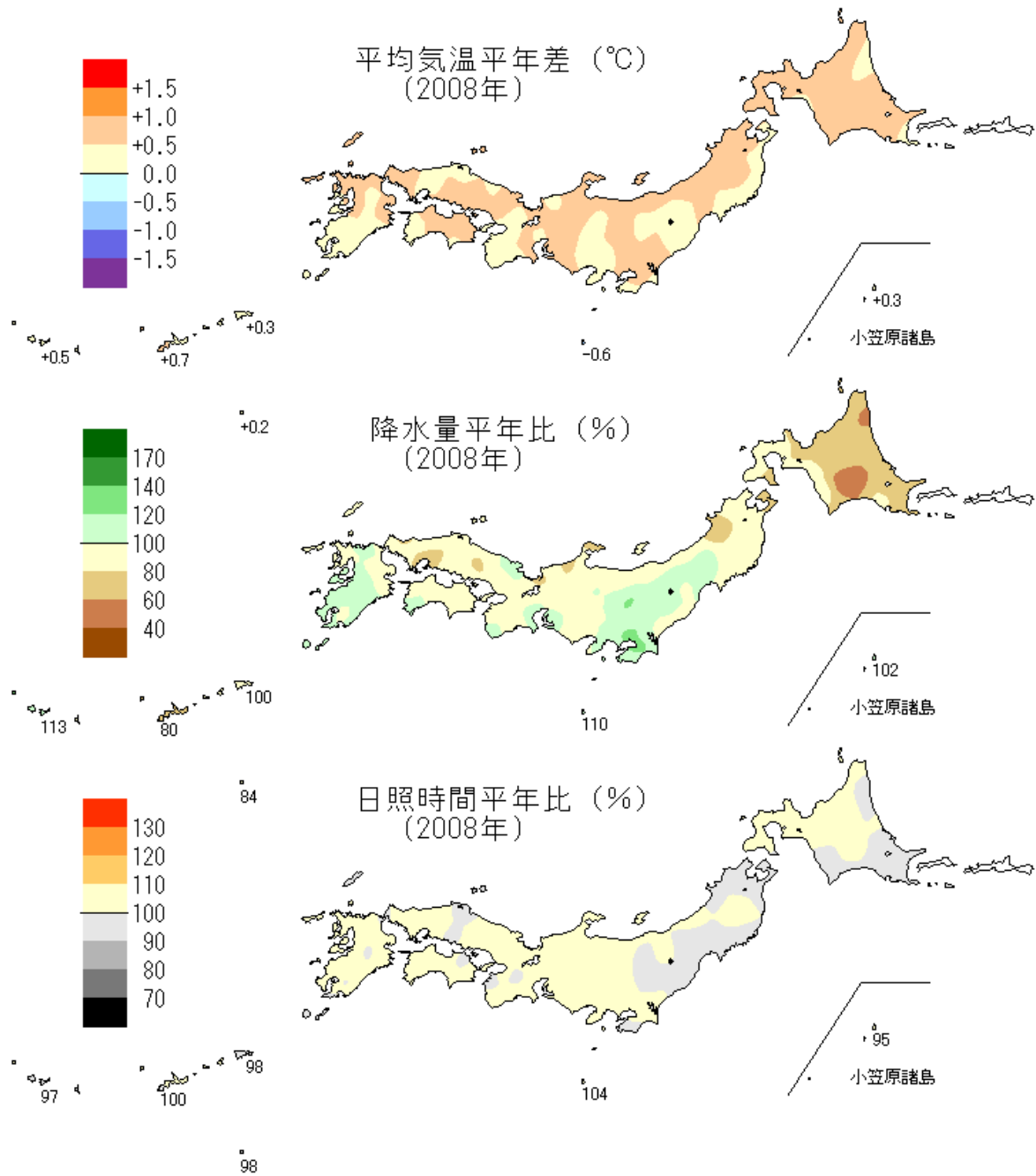


図 1. 2-1 日本における 2008 年の年平均気温、年降水量および年間日照時間の平年差（比）分布

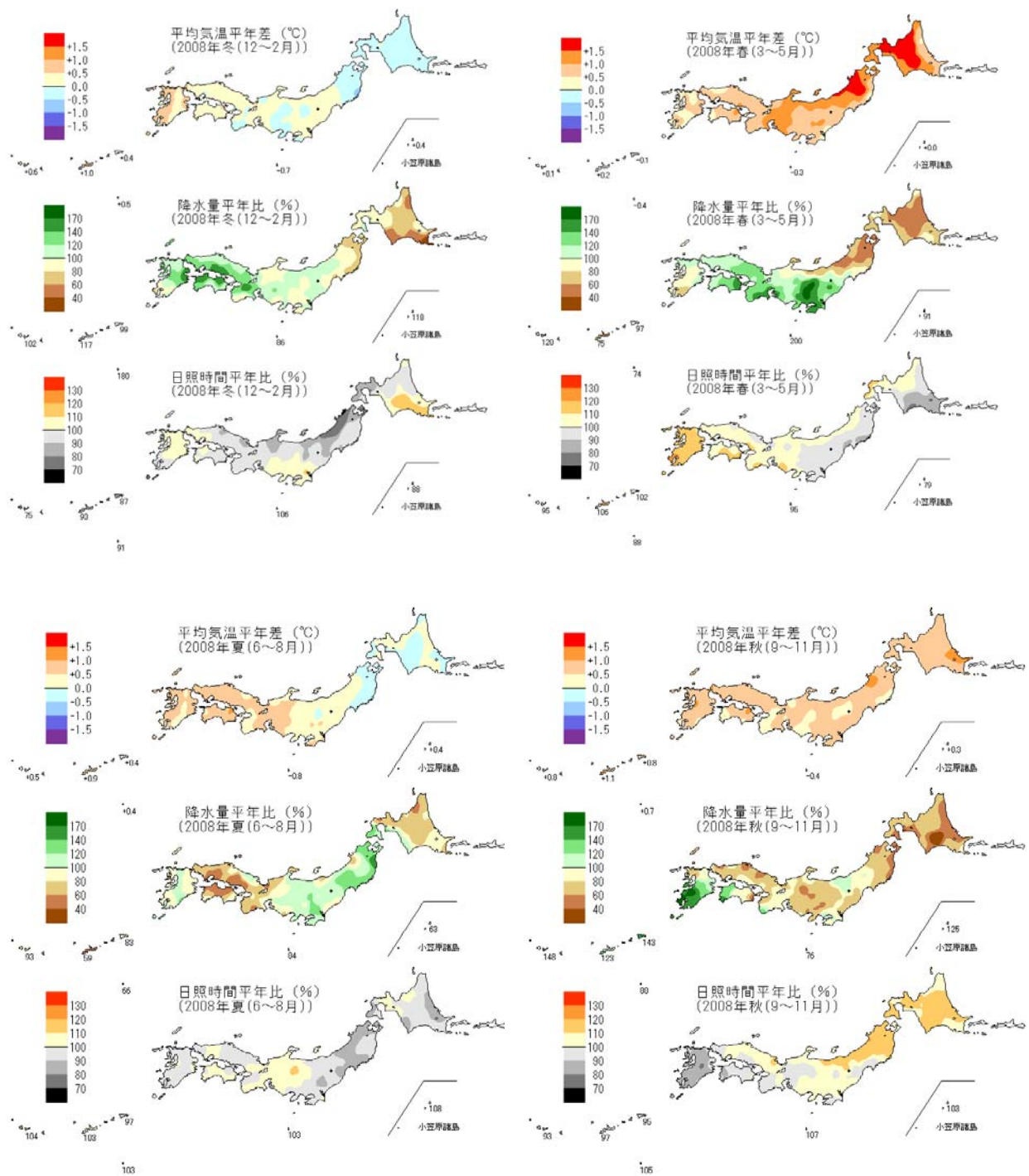


図 1.2-2 日本における 2008 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）分布
 左上：冬（2007 年 12 月～2008 年 2 月）、右上：春（3～5 月）、左下：夏（6～8 月）、右下：秋（9～11 月）

2.2 日本の主な気象災害

2008年の気象災害の特徴は、「平成20年8月末豪雨」をはじめとして、夏季に局地的な短時間強雨による被害が大きかったことである。2008年の気象災害による被害の合計は、死者・行方不明者147人、住家損壊1,647棟、住家浸水22,038棟、被害額328億円（内訳：農業被害97億円、林業被害23億円、水産業被害207億円）であった（2009年4月1日現在）。

2008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。
2000年から2008年までの気象災害の被害状況を表1.2-3に示す。

○大雨（6月19日～25日）

19日から22日にかけて、九州から関東付近で梅雨前線が停滞した。また、22日に前線上で発生した低気圧が日本の南岸をゆっくりと通過し、24日に三陸沖に抜けた。このため、九州から東北地方にかけての各地で6月の月間平均雨量を超える大雨となった。死者・行方不明者1名、住家損壊14棟、住家浸水1,172棟、農業被害3億円等の被害があった。

○大雨、落雷、突風（7月27日～29日）

27日から29日にかけて、日本付近は上空の寒気と高気圧の縁を回る下層の暖かく湿った空気により、大気の状態が不安定となった。このため、中国、近畿、北陸および東北地方を中心に局地的に雷を伴う大雨となり、9箇所の地点で1時間雨量の記録を更新した。また、27日から28日にかけて、東北から近畿地方の広い範囲で、突風による被害が発生した。これらにより、死者・行方不明者8名、住家損壊72棟、住家浸水2,794棟、農業被害1億円等の被害があった。

○大雨、落雷（8月4日～9日）

4日から5日にかけて、中国地方から東北地方に停滞する前線が関東地方までゆっくり南下し、9日にかけて、日本の南海上を低圧部が西へ進んだ。前線の影響や低圧部周辺の暖かく湿った空気が流れ込んだため、大気の状態が不安定となった。このため、関東甲信、東海、近畿、四国および九州地方を中心に、局地的に雷を伴う大雨となり、5箇所の地点で1時間雨量の記録を更新した。死者・行方不明者8名、住家損壊21棟、住家浸水3,819棟、農業被害4億円等の被害があった。

○「平成20年8月末豪雨」（8月26日～31日）

26日から27日にかけて、低気圧の影響で西日本の太平洋側を中心に南から暖かく湿った空気が流れ込んだ。また28日から31日にかけて、本州付近に停滞した前線に向かって南から非常に湿った空気の流れ込みが強まり、東海、関東、中国および東北地方などで大気の状態が不安定となった。このため、各地で局地的に短時間の非常に激しい雨が降り、愛知県岡崎市岡崎では29日の1時間雨量が146.5mmとなるなど、21箇所の地点で1時間雨量の観測史上1位を更新した。死者・行方不明者3名、住家損壊23棟、住家浸水9,579棟、農業被害16億円等の被害があったほか、愛知県名古屋市では住家浸水9,209世帯となった。なお、気象庁はこの豪雨について、「平成20年8月末豪雨」と命名した。

表 1.2-2 2008 年の主な日本の気象災害と年間被害合計

作成基準は、死者・行方不明者 5 人以上、または住家損壊（全壊・半壊・一部損壊）1,000 棟以上、住家浸水(床上・床下浸水)1,000 棟以上、あるいは農業被害 100 億円以上とした。各都道府県(支庁を含む)の防災機関等からの資料を基に 2009 年（平成 21 年）1 月 22 日現在で集計。2008 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)	被 害 額(億円)			
						農業 被害	林業 被害	水産 業 被害	合計
大雨	6.19~ 6.25	東北~九州	1	14	1,172	3	0	0	3
大雨、落雷 突風	7.27~ 7.29	東北~ 中国、四国	8	72	2,794	1	3	0	3
大雨、落雷	8.4~8.9	関東~九州	8	21	3,819	4	0	0	4
平成 20 年 8 月末豪雨	8.26~ 8.31	北海道~九 州	3	23	9,579 ^{*1}	16	0	0	16
2008 年合計			147	1,647	22,038	97	23	207	328

*1 このほか名古屋市で住家浸水 9,209 世帯

表 1.2-3 2000 年から 2008 年までの日本の気象災害の推移

各都道府県(支庁を含む)の防災機関等からの資料を基に 2009 年（平成 21 年）1 月 22 日現在で集計。

種 別	被 害 状 況						
	死者・行方不明 (人)	住家損壊 (棟)	住家浸水 (棟)	被 害 額(億円)			
				農業被害	林業被害	水産業被害	合計
2000年	63	1,755	82,585	433	202	67	703
2001年	110	1,804	12,936	516	208	33	758
2002年	85	2,919	16,194	809	170	85	1,065
2003年	145	3,122	16,151	2,777	204	88	3,071
2004年	327	103,458	172,504	2,963	1,355	597	4,916
2005年	162	7,829	27,199	567	536	61	1,164
2006年	319	19,254	14,729	531	195	356	1,082
2007年	151	2,757	11,273	401	194	55	652
2008年	147	1,647	22,038	97	23	207	328

2.3 日本の気温と降水量

日本の気温および降水量についての長期的な変化傾向をみるため、1898年から2008年までの気象庁の観測点における年平均気温の平年差および年降水量の平年比を平均して解析した。気温の解析には、観測データの均質性が長期間維持され、かつ都市化などによる環境の変化が比較的少ない17地点を、降水量の計算には、観測データの均質性が長期間継続している51地点を対象とした(表1.2-4)。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、気温の解析に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。

表 1.2-4 日本の年平均気温平年差および年降水量平年比の計算対象地点

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

2008年の日本の年平均気温の平年差は+0.46℃となった。気温の変化をみると(図1.2-3)、長期的な傾向として、100年あたり約1.11℃(統計期間:1898~2008年)の割合で上昇している。なお、この解析では都市化の影響が少ない17地点を選んで気温を求めているが、都市化の影響は完全には除去できていない。1940年代までは比較的低温の期間が続いたが、その後上昇に転じ、1960年頃を中心とした高温の時期、それ以降1980年代半ばまでのやや低温の時期を経て、1980年代後半から急速に気温が上昇した。日本の気温が顕著な高温を記録した年は、おおむね1990年以降に集中している。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(1.2節参照)と同様であると考えられる。

また、上記51地点による2008年の年降水量の平年比は94%であった。降水量の変化をみると(図1.2-4)、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。なお、「異常気象レポート2005」によれば、20世紀初頭に比べ、近年の年変動の大きさは有意に増加している。

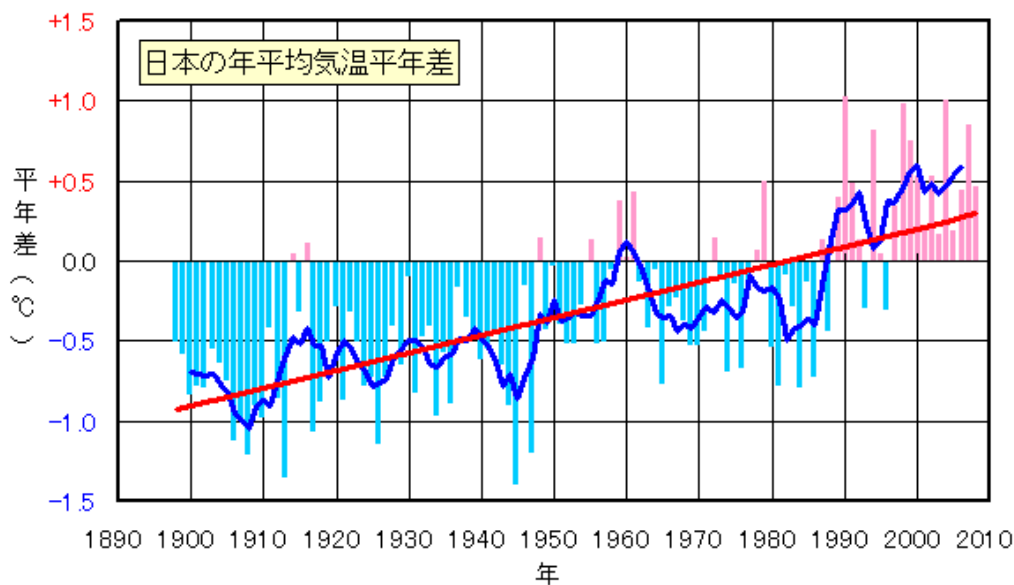


図 1.2-3 日本における年平均気温の経年変化（1898～2008 年）

棒グラフは、国内 17 地点（表 1.2-4 参照）での年平均気温の平年差（平年値との差）を平均した値を示している。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。

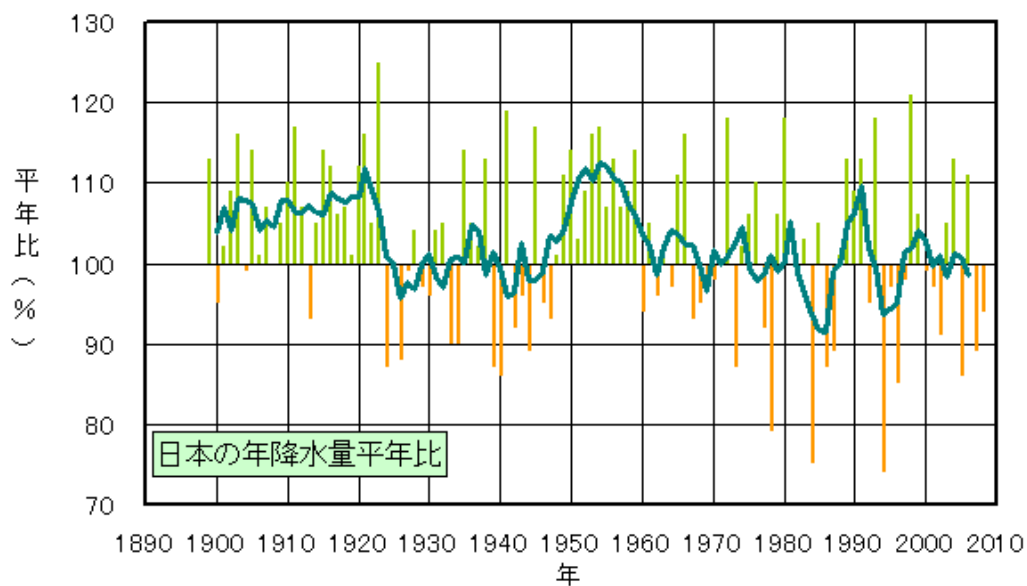


図 1.2-4 日本における年降水量の経年変化（1898～2008 年）

棒グラフは、国内 51 地点（表 1.2-4 参照）での年降水量の平年比（平年値に対する比で、%であらわす）を平均した値を示している。緑線は平年比の 5 年移動平均を示す。平年値は 1971～2000 年の 30 年平均値。

2.4 極端現象の長期変化傾向

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1.2-4参照）、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1.2-5に、1901～2008年の108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（1979～2008年）で平均した出現数を表1.2-5に示す。

ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2008年の108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観測値の年間総数を、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。なお、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、108年間に4回で、つまり27年に1回（約0.037回/年）となり、30年に1回程度とされる「異常気象」の頻度に相当する（「異常気象」の定義は用語一覧を参照）。なお、年間の発生数の期待値は1地点あたり0.037回×12か月＝約0.44回となる（図1.2-5の黒い横破線）。

1901～2008年における異常高温の出現数は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（1979～2008年）は約6倍に増えた。一方、異常低温は約3割にまで減少した。

表1.2-5 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

月平均気温で見た異常高温の出現数		
変化傾向	1901-1930年の平均	0.16回
+0.11回/10年(*)	1979-2008年の平均	0.99回
月平均気温で見た異常低温の出現数		
変化傾向	1901-1930年の平均	0.72回
-0.07回/10年(*)	1979-2008年の平均	0.20回

変化傾向は一次回帰式より求めた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地点あたりの異常気象の出現数も合わせて示す。

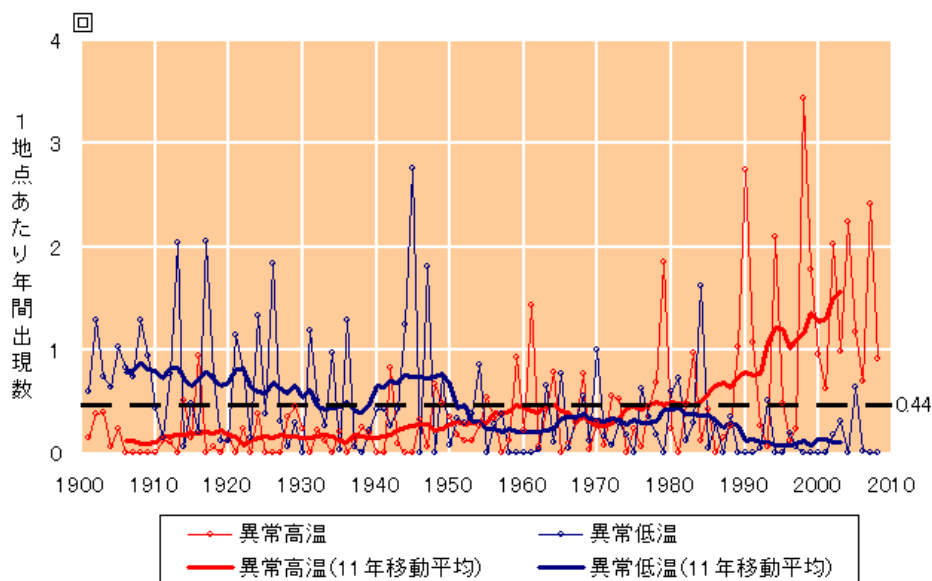


図 1.2-5 月平均気温の高い方から 1~4 位（異常高温）と低い方から 1~4 位（異常低温）の年間出現数の経年変化

1901~2008 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 1931~2008 年の 78 年間における経年変化を、それぞれ図 1.2-6 と図 1.2-7 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（1979~2008 年）で平均した日数を表 1.2-6 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ほとんど差がない。しかし、1980 年代以降は増加傾向があり、図 1.2-6 の 11 年移動平均で見ると、近年は、少なくとも 1931 年以降で真夏日の日数が最も多い時期となっている。一方、猛暑日の日数は 1931~2008 年の 78 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 1.6 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 日を超える年が多くなっている。

表 1.2-6 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

日最高気温 30℃以上の日数(真夏日)		
変化傾向 +0.21 日/10 年	1931-1960 年の平均	36.5 日
	1979-2008 年の平均	36.6 日
日最高気温 35℃以上の日数(猛暑日)		
変化傾向 +0.15 日/10 年(*)	1931-1960 年の平均	1.0 日
	1979-2008 年の平均	1.6 日

表の見方は表 1.2-5 と同じ。ただし、変化傾向は一回帰式より求めた 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。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。

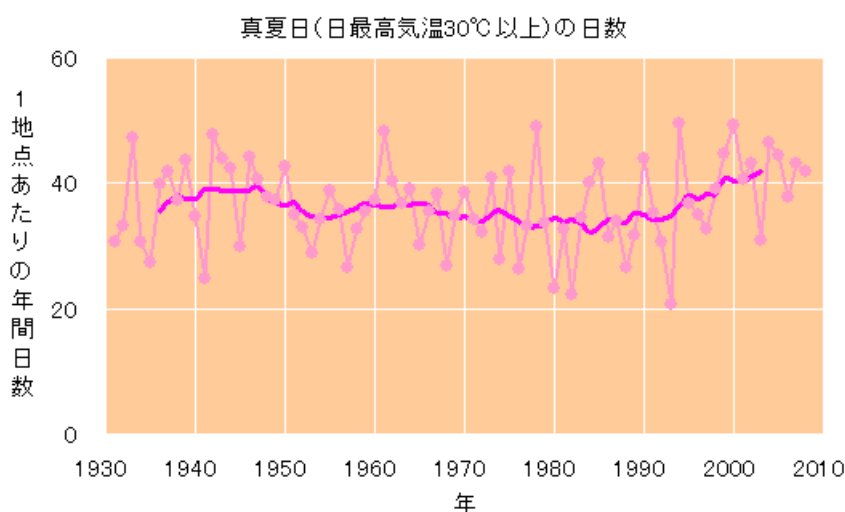


図 1.2-6 日最高気温 30℃以上の年間日数の経年変化

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。

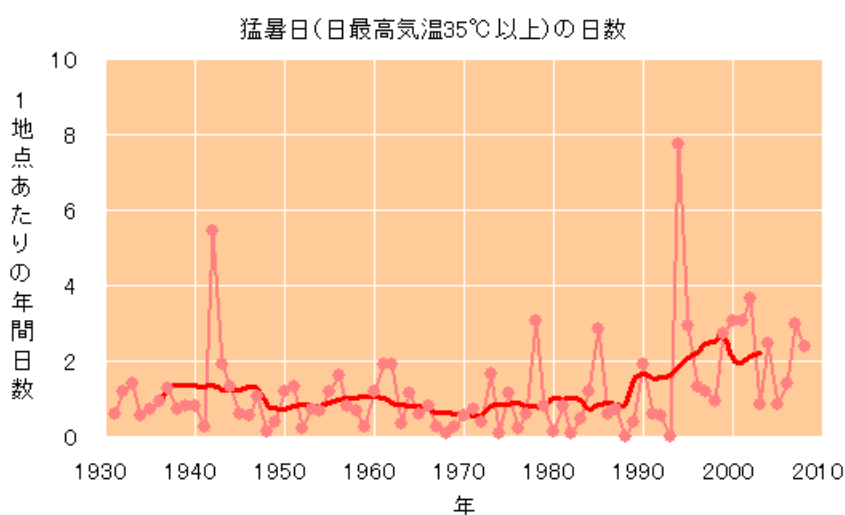


図 1.2-7 日最高気温 35℃以上の年間日数の経年変化

図の見方は図 1.2-6 と同様。

(3) 日最低気温 0°C未満および 25°C以上の年間日数

日最低気温が 0°C未満（冬日）と 25°C以上（熱帯夜¹）の年間日数（15 地点の平均）の 1931～2008 年の 78 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（1979～2008 年）で平均した日数を表 1.2-7 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 14%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 1.5 倍の出現頻度となっている。

表 1.2-7 日最低気温 0°C未満および 25°C以上の年間日数の長期変化傾向

日最低気温 0°C未満の日数(冬日)		
変化傾向 -2.29 日/10 年(*)	1931-1960 年の平均	69.8 日
	1979-2008 年の平均	60.0 日
日最低気温 25°C以上の日数(熱帯夜)		
変化傾向 +1.31 日/10 年(*)	1931-1960 年の平均	11.0 日
	1979-2008 年の平均	17.1 日

表の見方は表 1.2-6 と同じ。

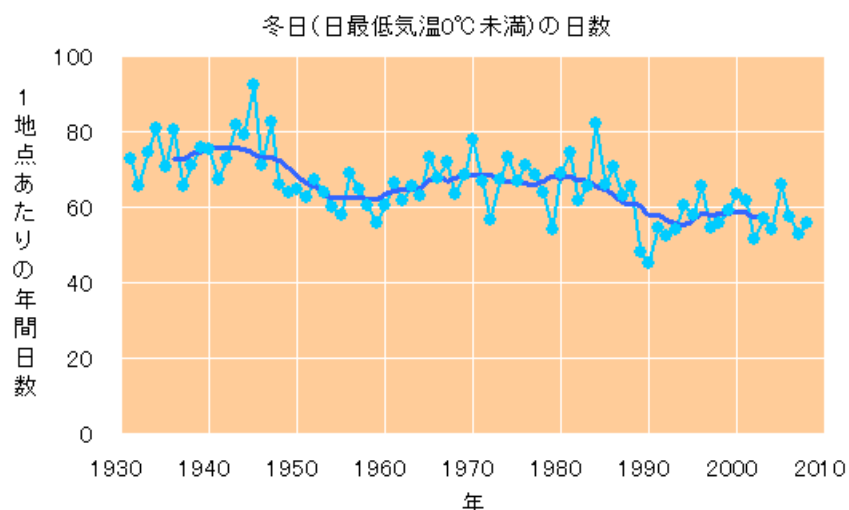


図 1.2-8 日最低気温 0°C未満の年間日数の経年変化

図の見方は図 1.2-6 と同様。

¹ ここでは日最低気温が 25°C以上の日を便宜的に「熱帯夜」と呼んでいる。

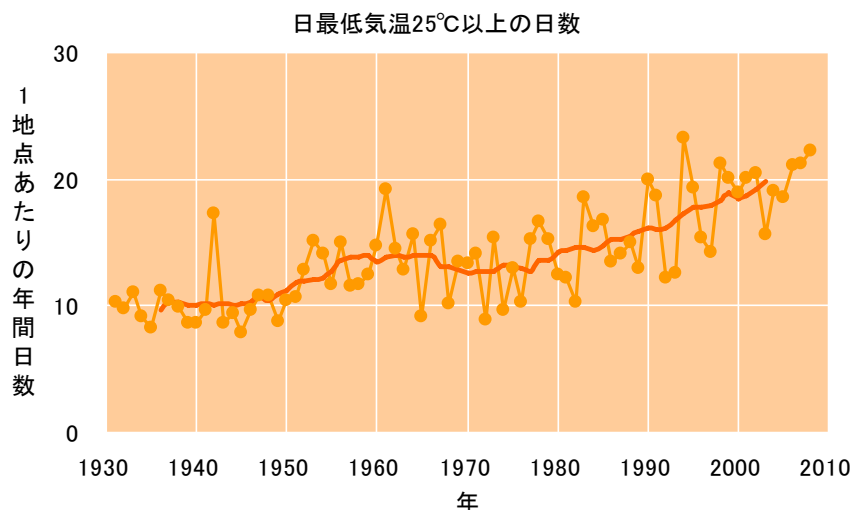


図 1.2-9 日最低気温 25°C以上の年間日数の経年変化
 図の見方は図 1.2-6 と同様。

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 1.2-10 に、1901～2008 年の 108 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(1979～2008 年)で平均した出現数を表 1.2-8 に示す。異常多雨・異常少雨の定義は、異常高温・異常低温と同様で、「1901～2008 年の 108 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(1979～2008 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。

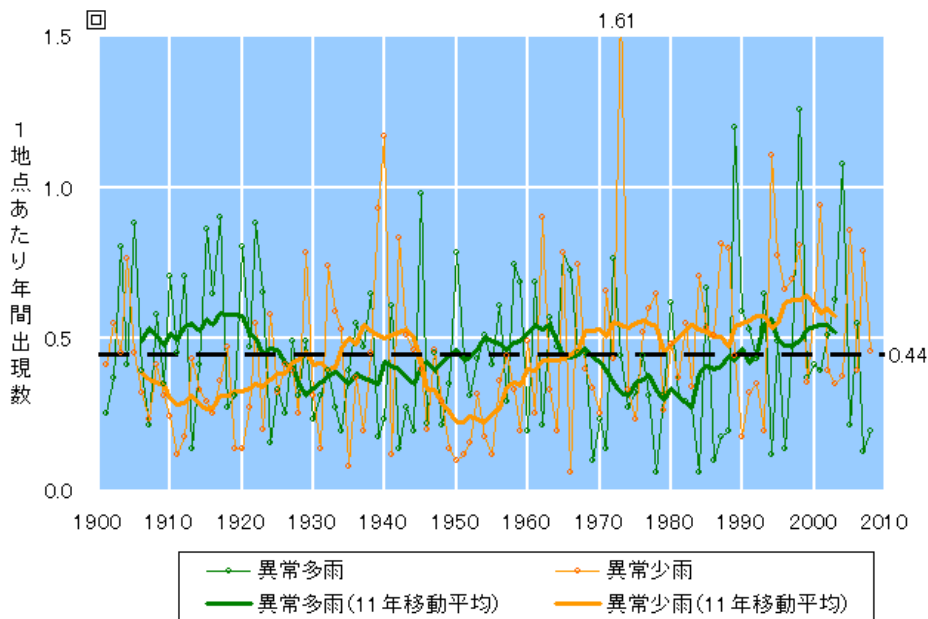


図 1.2-10 月降水量の多い方から1~4位(異常多雨)と少ない方から1~4位(異常少雨)の年間出現数の経年変化

図の見方は図 1.2-5 と同様。ただし、月降水量による図。

表 1.2-8 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

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	0.49回
0.00回/10年	1979-2008年の平均	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	0.37回
+0.02回/10年(*)	1979-2008年の平均	0.55回

表の見方は表 1.2-5 と同じ。

(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 1901~2008 年の 108 年間における経年変化を、それぞれ図 1.2-11 および図 1.2-12 に示す。1 地点あたりの出現日数で示している。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 (1979~2008 年) で平均した日数を表 1.2-9 に示す。日降水量 100mm 以上および 200mm 以上の日数は 108 年間で有意な増加傾向がある。最近 30 年間と 20 世紀初頭の 30 年間を比較すると 100mm 以上日数は約 1.2 倍、200mm 以上日数は約 1.4 倍の出現頻度となっている。

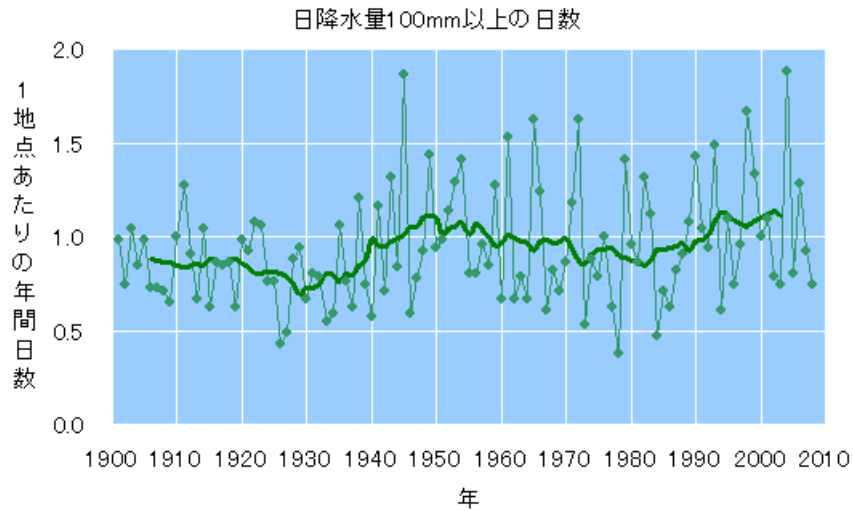


図 1.2-11 日降水量 100mm 以上の年間日数の経年変化
図の見方は図 1.2-6 と同様。

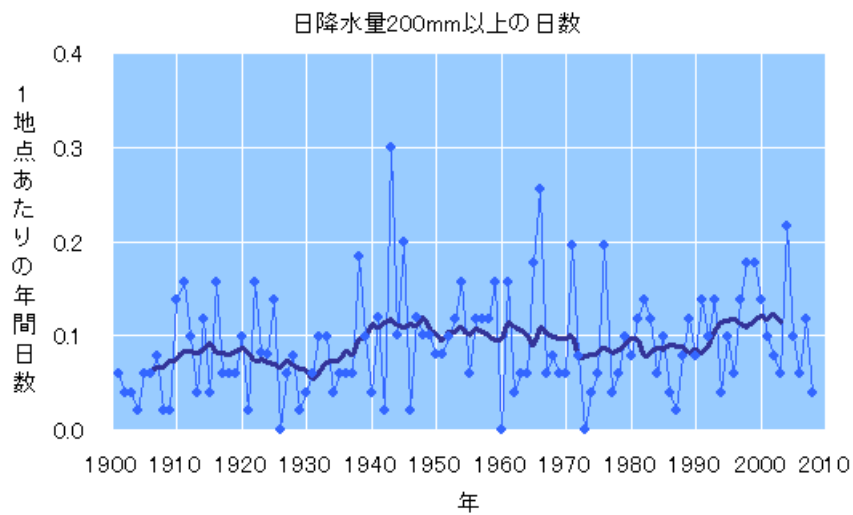


図 1.2-12 日降水量 200mm 以上の年間日数の経年変化
図の見方は図 1.2-6 と同様。

表 1.2-9 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

日降水量 100mm 以上の日数		
変化傾向	1901-1930 年の平均	0.84 日
+0.02 日/10 年(*)	1979-2008 年の平均	1.03 日
日降水量 200mm 以上の日数		
変化傾向	1901-1930 年の平均	0.07 日
+0.004 日/10 年(*)	1979-2008 年の平均	0.10 日

表の見方は表 1.2-6 と同じ。

【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、全国約 1,300 箇所の地域気象観測所（アメダス）において、毎時の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いる。したがって、約 1,300 もの地点における 30 年を越えるデータが利用可能となっている。気象台や測候所では約 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気象台や測候所の約 9 倍あるので、局地的な大雨などは比較的よく捉えることができる。

ここでは、アメダスが観測した 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。なお、アメダスの地点数は、1976 年当初は約 1,100 地点であるが、1979 年には約 1,300 地点に増え現在にいたっている。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 1.2-13 に、大雨の発生回数の変化を図 1.2-14 に示した。連続する 11 年の 3 つの平均（グラフ中、オレンジの線で表示した値）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 50mm 以上、80mm 以上、日降水量 400mm 以上の発生回数では統計的な有意性が認められたが、日降水量 200mm 以上の発生回数では認められなかった）。

しかしながら、大雨等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だといえる。

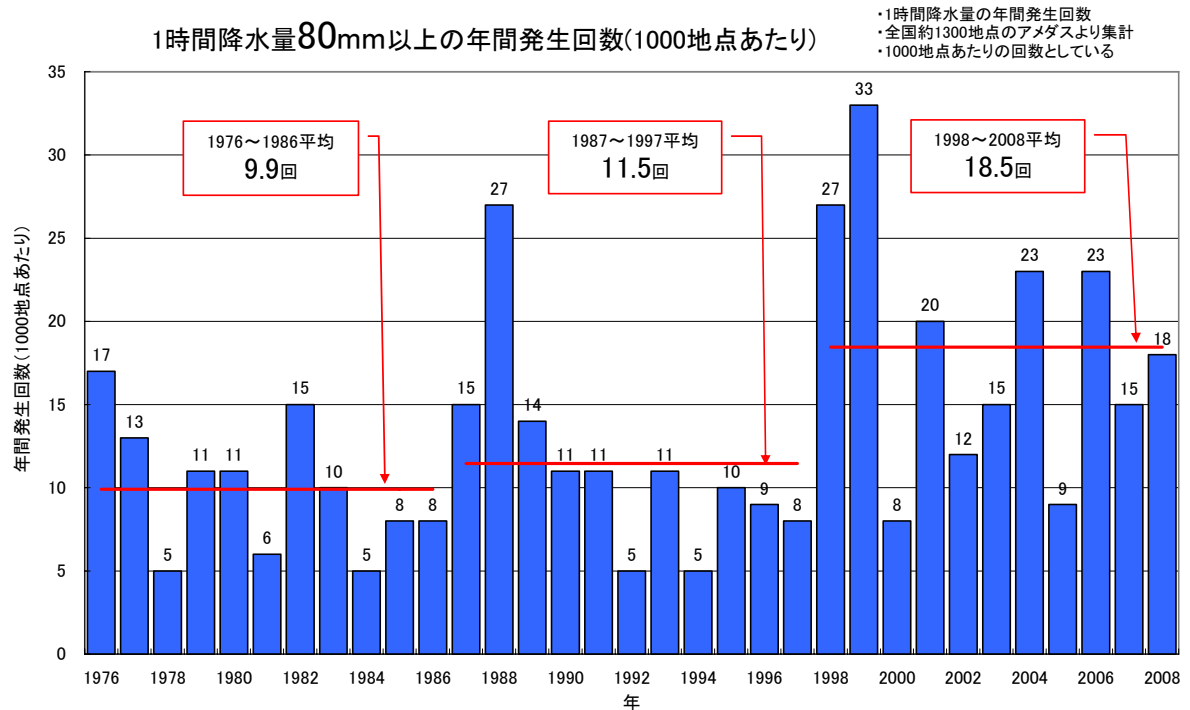
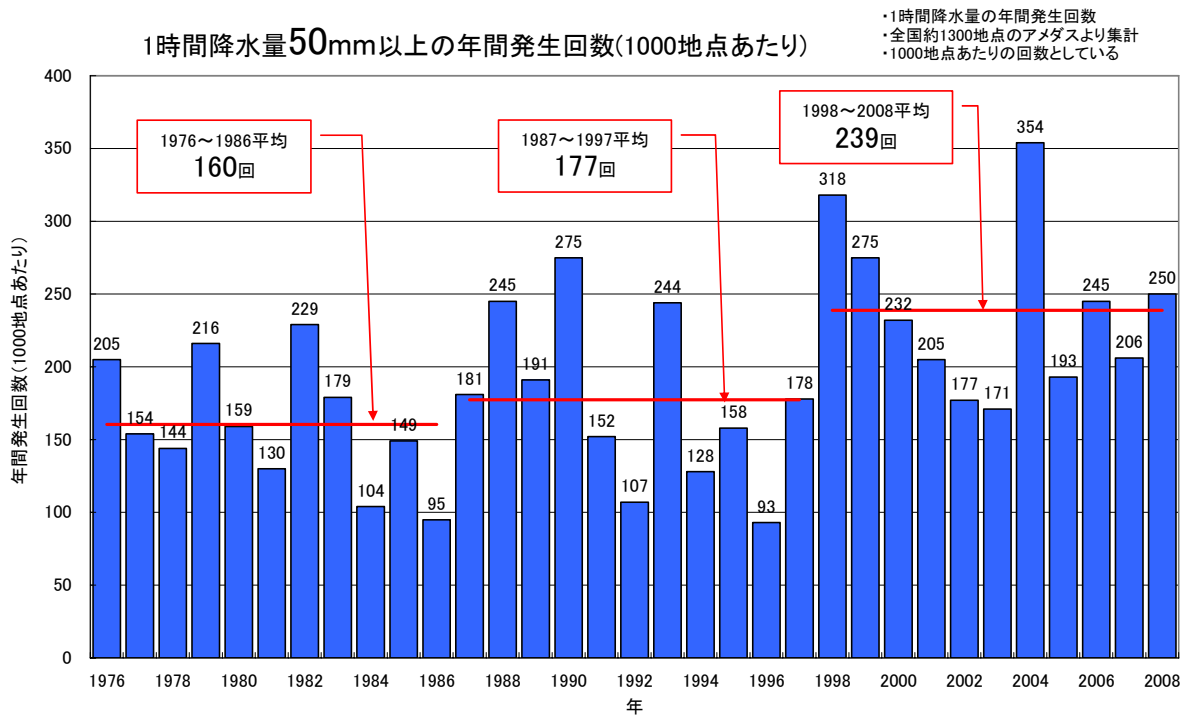


図 1.2-13 アメダス地点で1時間降水量が50mm、80mm以上となった年間の回数(1,000地点あたりの回数に換算)。

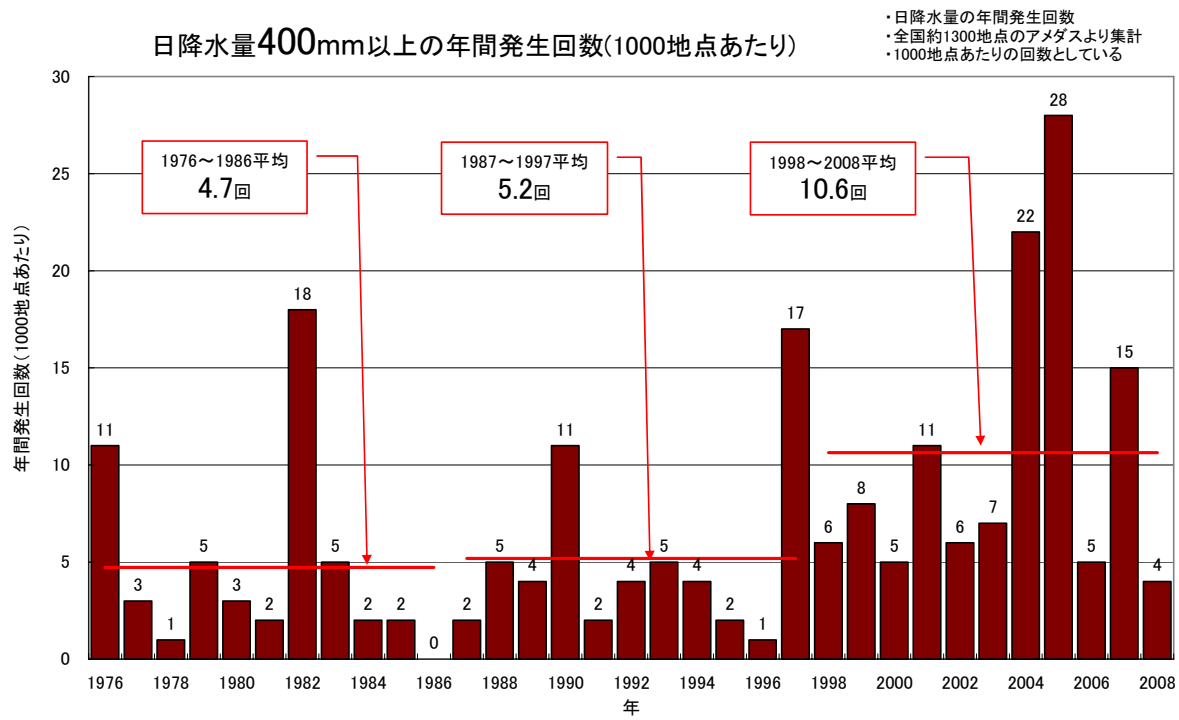
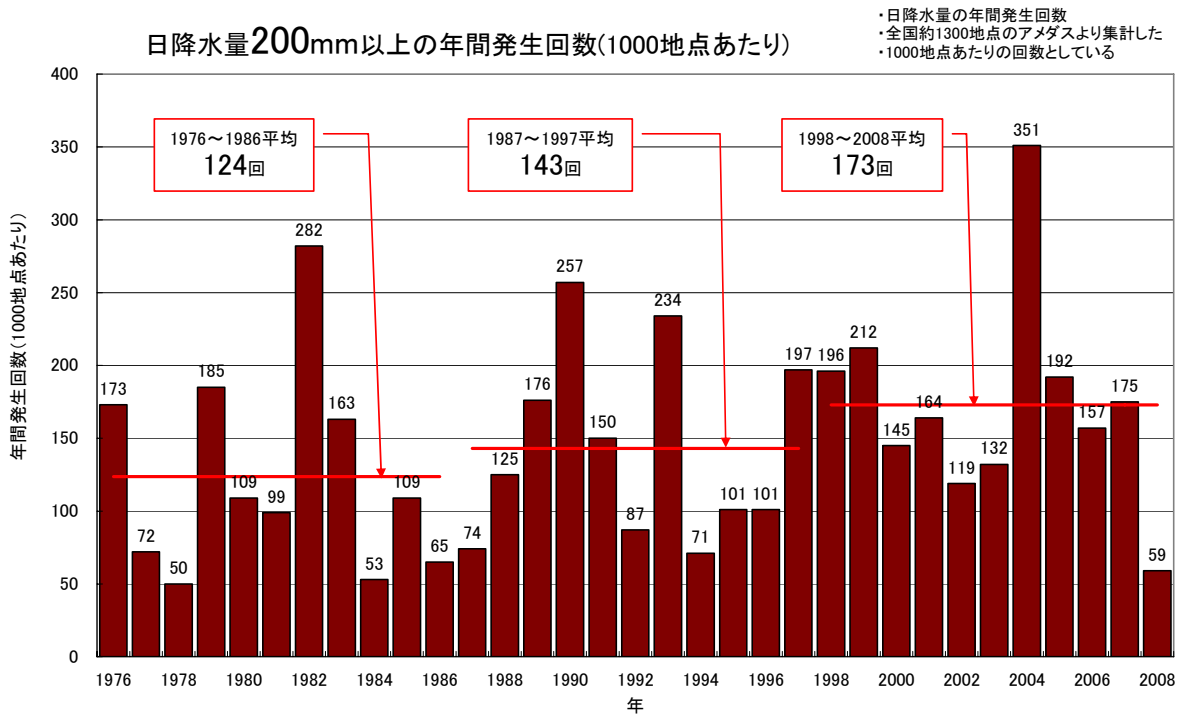


図 1.2-14 アメダス地点で日降水量が 200mm、400mm 以上となった年間の回数(1,000 地点あたりの回数に換算)。

2.5 台風

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、台風の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。

2008 年の台風の発生数は 22 個（平年 26.7 個）、日本への接近数は 9 個（同 10.8 個）、日本への上陸数は 0 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 1.2-15 に 2008 年の台風の経路を示す。2008 年は北緯 20 度以南、東経 140 度以東で 1 つも発生しなかった（平年値 8.3 個）。また、台風の日本への上陸がなかったのは 2000 年（平成 12 年）以来のことだった。これは台風の発生数が少なかったことと、発生しても高気圧が平年より日本の南や西に張り出し、日本に北上せず東シナ海や中国大陸へ進む台風が多かったことなどによる。台風による被害の状況は、1.1 節、2.2 節を参照。

1951 年から 2008 年までの台風の発生数、日本（小笠原、南西諸島を含む）への接近数および上陸数を図 1.2-16 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、台風の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 1.2-17 に示す。図 1.2-17 から、「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が、最近数年は 60%前後の年が多く、発生割合が比較的大きくなっている。

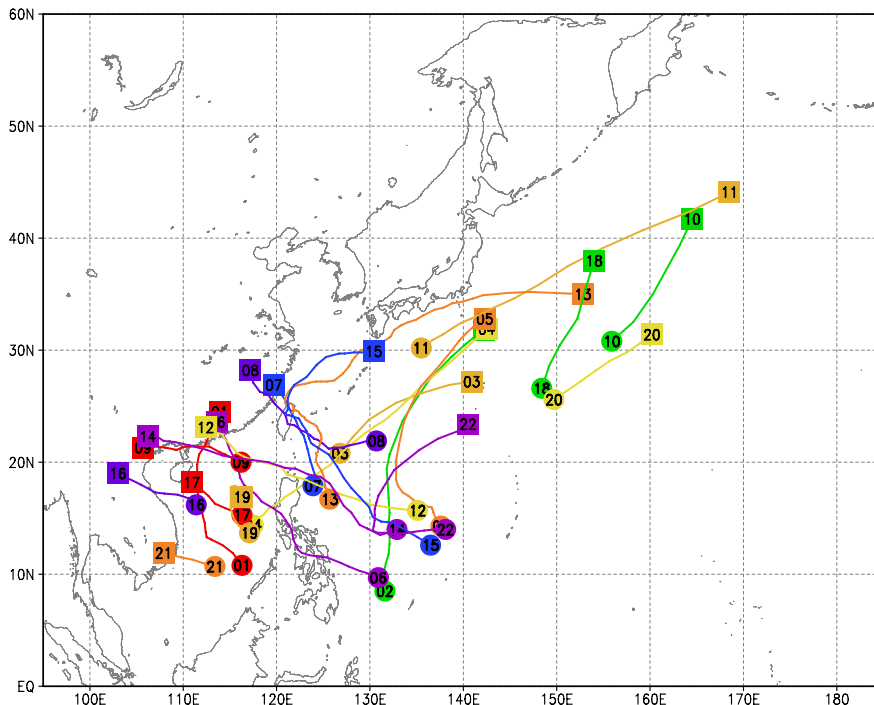


図 1.2-15 台風経路図（2008 年）

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。

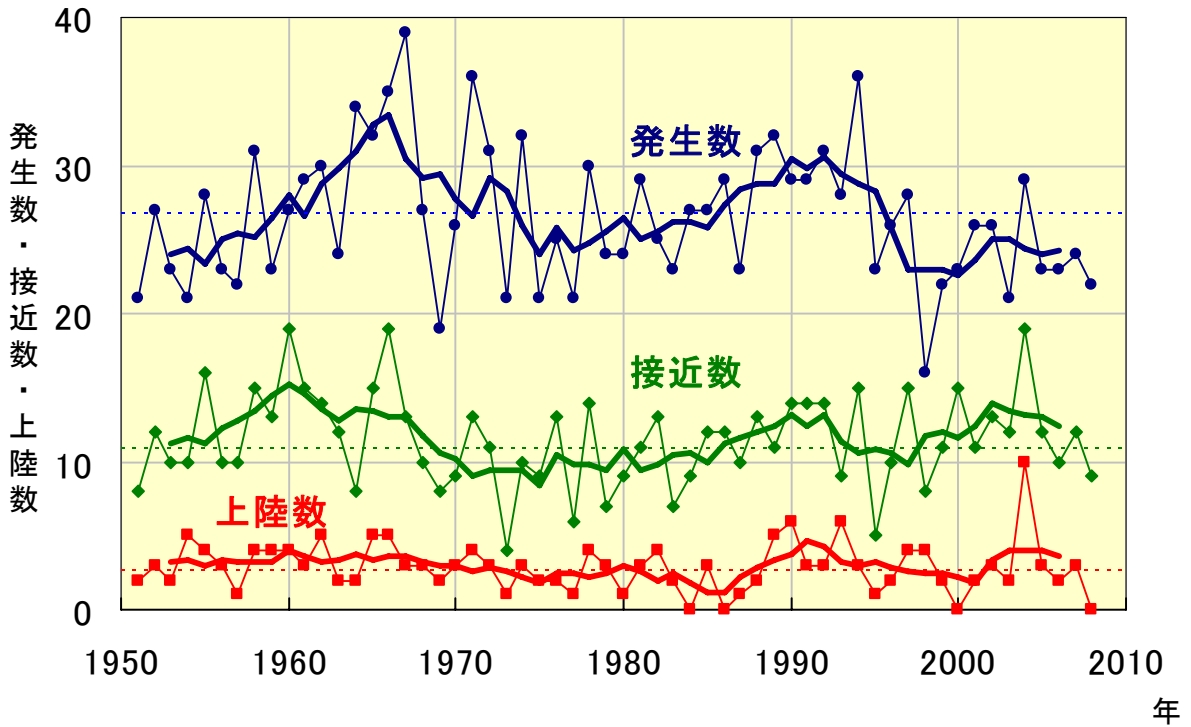


図 1.2-16 台風の発生数、日本への接近数および上陸数の経年変化

細い実線は、台風の発生数（青）、日本（小笠原、南西諸島含む）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）。

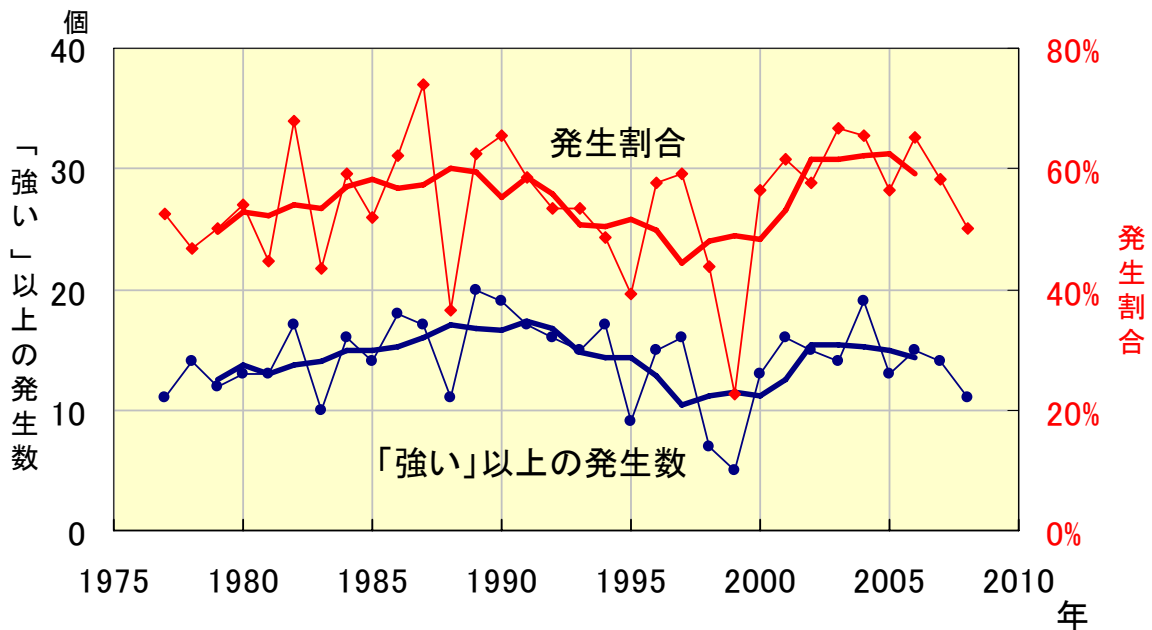


図 1.2-17 「強い」以上の勢力となった台風の数と全発生数に対する割合の経年変化

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

気象庁では、ヒートアイランド対策の検討に資するため、ヒートアイランドの実態やメカニズムの解明に取り組んでいる。西日本を中心に高温が顕著だった2008年夏季において、近畿地方で晴れて高温となった7月25日を対象に、都市気候モデルを用いたヒートアイランドによる影響について解析を実施した。また、都市の気温等の経年変化についても調査を行った。

2.6.1 都市の気温変化と2008年の実況

表1.2-10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（表1.2-4）平均の気温（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）の変化量を示す。気温について、大都市の変化量は、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平均的な上昇量をあらわしていることから、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100年あたりの上昇量は、8月に比べ大きい。また、日最低気温の100年あたりの上昇量は、日最高気温の上昇量より大きく、中小都市平均では+1.8℃、大都市では+3.1～+5.3℃となっている。階級別日数については、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。また、冬日の年間日数は、全般に減少傾向である。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、この効果が顕著にあらわれているものと考えられる。大都市におけるこれら日数の増加（減少）には、地球温暖化の影響を無視することはできないものの、ヒートアイランド現象の影響が大きいと考えられる。

2008年は、夏季に西日本を中心に高温となった。表1.2-10に示した大都市における熱帯夜の年間日数は、名古屋で28日（平年差：+15.2日）、広島で37日（平年差：+20.2日）などと顕著に多かった。東京では25日（平年差：+1.9日）だった。また、冬日の年間日数については、札幌で113日（平年差：-16.8日）、仙台で65日（平年差：-11.7日）など大都市で平年を下回った。

表1.2-10 大都市における100年あたりの気温と10年あたりの階級別日数の変化量

1931年から2008年までの観測値から算出した変化量を示す。都市化の影響の少ない17地点（表1.2-4参照）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。中小都市の日最高・日最低気温・熱帯夜日数・冬日日数は、官署の移転のあった宮崎・飯田を除いた15地点の平均を示す。表中の---は、統計期間内に庁舎の移転があり、累年の統計が行えないため表示しないことを示す。

都 市	気温の変化量（℃/100年）					階級別日数の変化量 （日/10年）	
	平均気温			日最高気温	日最低気温	熱帯夜の 年間日数	冬日の 年間日数
	年	1月	8月				
札幌	+2.6	+3.6	+1.1	+0.8	+4.5	+0.0	-4.9
仙台	+2.3	+3.2	+0.4	+0.8	+3.1	+0.2	-6.4
東京	+3.3	+4.8	+1.6	+1.4	+4.6	+3.5	-8.9
新潟	+2.1	+2.7	+1.4	---	---	---	---
名古屋	+2.8	+3.4	+2.3	+1.0	+4.0	+3.4	-7.6
大阪	+2.9	+2.7	+2.5	---	---	---	---
広島	+2.1	+2.2	+1.5	---	---	---	---
福岡	+3.2	+3.4	+2.3	+1.6	+5.3	+4.7	-5.6
鹿児島	+3.0	+3.5	+2.6	---	---	---	---
中小都市	+1.5	+1.9	+0.8	+0.9	+1.8	+1.3	-2.2

2.6.2 近畿地方における2008年7月25日を対象としたシミュレーション結果

2008年の夏季については、西日本を中心に高温日が続いたことから、その中でもヒートアイランドが発達しやすい気象条件の日「晴れて風が弱い日」を選び、近畿地方を対象に都市の存在による気温への影響を解析するため、都市気候モデルを用いて都市がある場合とない場合のシミュレーションを行った。なお、都市がない場合とは、モデルの中で都市域を草地に置き換えてシミュレーションすることを意味する。

図1.2-18は、大阪における2008年7月と8月の気温と日照時間の日別の時系列図である。7月中旬から8月中旬にかけて日照時間が長く気温の高い日が多かった。特に、7月下旬は「晴れて風が弱い日」が多く発生した。中でも2008年7月25日は、西日本を中心に高温となり、大阪では最高気温36.3℃を記録した。

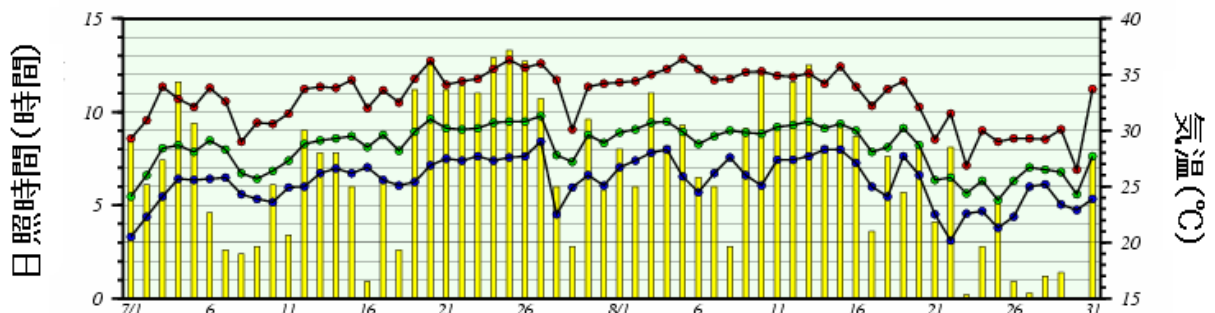


図1.2-18 大阪における2008年7月と8月の気温（赤線：最高気温 緑線：平均気温 青線：最低気温）と日照時間（棒グラフ）の日別時系列図

図1.2-19は同日15時、20時における地上の風と気温の分布である。20時になっても大阪平野から京都市街地にかけて気温30℃以上の領域が残っており、京都付近で極大となっている。図1.2-20に都市がある場合とない場合の気温と風の差を示す。夕方以降、大阪の都市部では都市の有無による気温差が大きい状態が続いており、大阪平野の沿岸からやや離れたところで気温差が極大となっている。この結果から大阪周辺の高温には都市化の影響も寄与していたものと推定される。

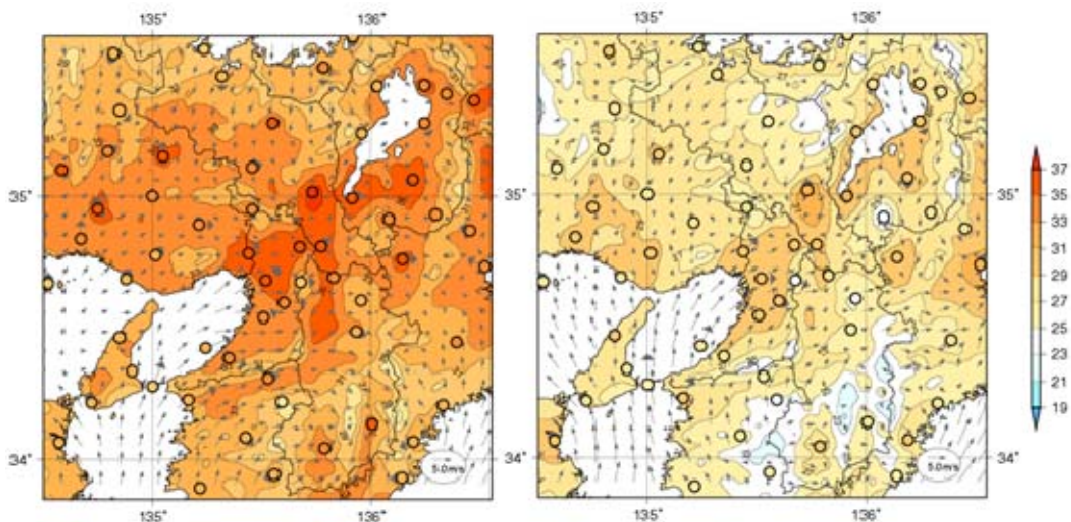


図1.2-19 近畿地方における2008年7月25日の15時(左)、20時(右)の気温(℃、等値線)と風(矢印)の分布 ○はアメダス観測点を示す。

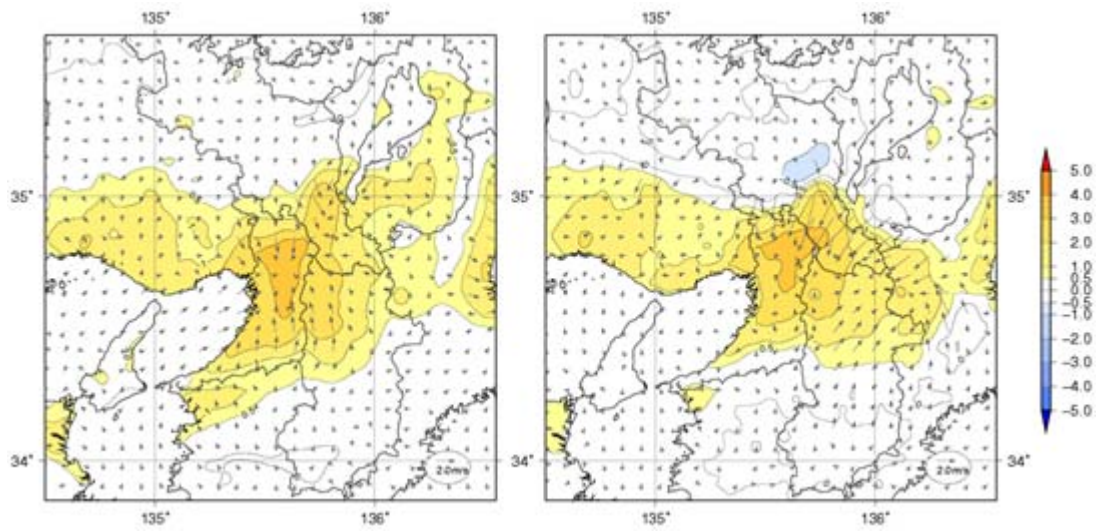


図 1.2-20 近畿地方における 2008 年 7 月 25 日の 15 時(左)、20 時(右)の「都市がある場合」と「都市がない場合」の気温(°C、等値線)と風(矢印)の差
 正の気温差は「都市がある場合」のほうが気温が高いことを示す。

第2部 海洋

地球環境や気候を考える際、地球表面の7割を占める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などを収集し、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し監視している。第2部では、これらの海洋の動向について、2008年の監視結果を示す。なお、詳細および2009年以降の監視状況は、「海洋の健康診断表」

(<http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/>) で提供している。

第1章 世界の海洋

1.1 世界の海面水温

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0.50℃の割合で上昇している（図2.1-1）。2008年の平年差は+0.12℃で、1891年以降では10番目に高い値となった。

図2.1-2は、2008年2、5、8、11月の世界の海面水温の平年との差を示している。北太平洋では、2月から5月にかけて、北緯30度帯で広く+1℃を超える正偏差が見られた。8月には、アリューシャン列島の南方で+3℃を越える正偏差が見られた。11月には、その正偏差は弱まったが、中国東岸からアリューシャン列島の南方にかけて正偏差が広がっていた。1年を通して、アラスカ湾及び北太平洋の中部熱帯域では負偏差が見られた。

太平洋赤道域では、2月には、中部から東部にかけて-2℃を超える負偏差が見られたが、5月には、その負偏差は弱まった。8月には、東部で+1℃を超える正偏差が見られたが、11月には解消した。

南太平洋では、1年を通して、西部太平洋熱帯域から南東方向に延びる正偏差が見られた。5月から8月にかけて、オーストラリア東岸に負偏差が見られたが、11月には解消した。

インド洋では、2月に、スマトラ島の北西沖、及びオーストラリア南西沖で正偏差が、マダガスカル北方沖で負偏差が見られた。5月には、南緯30度帯に正偏差が見られた。8月には、インド南方沖からオーストラリア西方沖にかけて正偏差が見られた。また、ジャワ島付近で負偏差が見られた。11月には、マダガスカル東方沖に正偏差が見られた。

北大西洋では、2月から5月にかけて東部で正偏差が見られた。2月に、北アメリカ東岸付近で正偏差が見られたが、5月には、負偏差となった。8月には、英国西方沖に負偏差が見られた。8月から11月にかけて、ラブラドル海で正偏差が見られた。

南大西洋では、2月には、南アフリカの南西沖で+1℃を超える正偏差が見られたが、5月以降弱まった。

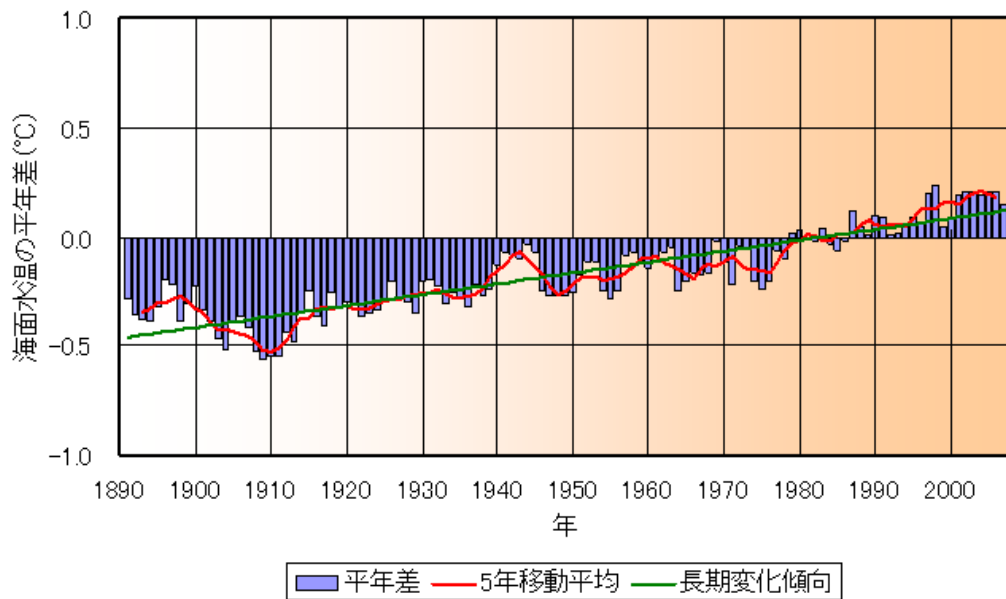
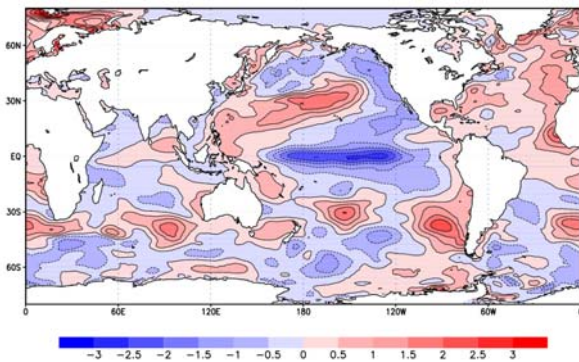


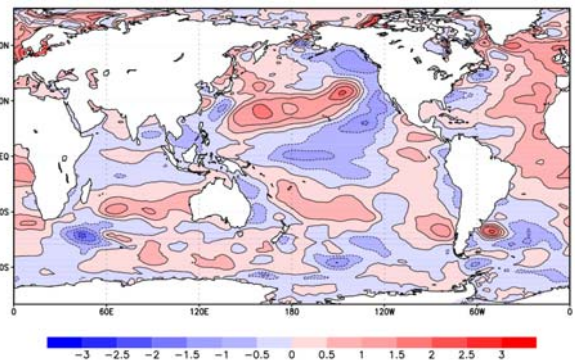
図 2.1-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化 (1891~2008 年)

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。

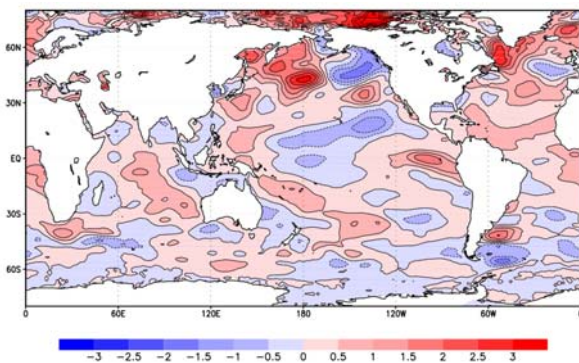
(a) 2008 年 2 月



(b) 2008 年 5 月



(c) 2008 年 8 月



(d) 2008 年 11 月

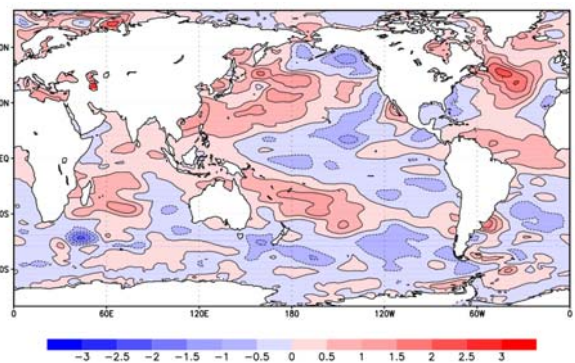


図 2.1-2 世界の海洋の月平均海面水温偏差 (°C)

2008 年 (a) 2 月、(b) 5 月、(c) 8 月、(d) 11 月。平年値の期間は 1971 年~2000 年。

1.2 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る。エルニーニョ/ラニーニャ現象は、赤道上を吹く東風（貿易風）の強弱と密接に関係しており、一般に貿易風は、エルニーニョ現象時には弱く、ラニーニャ現象時には強い。貿易風の強弱は、太平洋赤道域の東と西の気圧差の大小に対応している。この気圧差の変動は南方振動として知られている。エルニーニョ/ラニーニャ現象と南方振動は、海洋と大気が密接にかかわりあって起きる一つの現象をそれぞれ海洋側と大気側からみたものである。そこで、これらの現象を総合的にとらえる場合には、両者を合わせて「エルニーニョ・南方振動（El Niño and the Southern Oscillation）」またはその頭文字をとって「ENSO」と呼んでいる。エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視には、中部から東部にかけての海面水温の変化に先駆けて海洋内部の水温構造に大きな変化が生ずることから、その変化の把握が重要である。

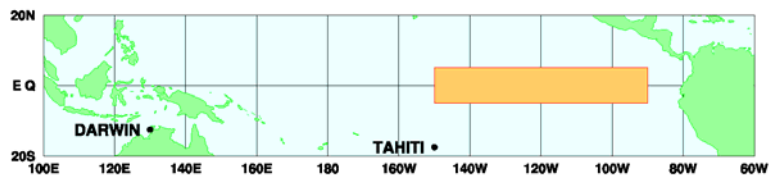
気象庁では、エルニーニョ監視海域（図 2.1-3(a)、北緯 5 度～南緯 5 度、西経 150 度～西経 90 度）で平均した月平均海面水温の基準値（その年の前年までの 30 年間の各月の平均値）との差の 5 か月移動平均値が、6 か月以上続けて $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上/ -0.5°C 以下となった場合をエルニーニョ/ラニーニャ現象としている。図 2.1-3 (b) は、エルニーニョ監視海域の月平均海面水温の基準値との差及びその 5 か月移動平均値の時間変化を示している。さらにエルニーニョ現象（ラニーニャ現象）の期間を赤（青）で示した。2007 年春に発生したラニーニャ現象は、2008 年春に終息した。2008 年は、7 月から 8 月にかけては基準値よりもやや高い値、12 月は基準値よりもやや低い値であった。5 か月移動平均は、基準値に近い値で推移した。

図 2.1-3 (c) は、南太平洋のタヒチとオーストラリアのダーウィンの海面気圧偏差の差を指数化した南方振動指数の時間変化である。南方振動指数は、一般にエルニーニョ現象時には負、ラニーニャ現象時には正の値を示す。2008 年は、4 月から 7 月にかけて値は小さくなったが、5 か月移動平均で見ると、1 年を通して正の値を示していた。

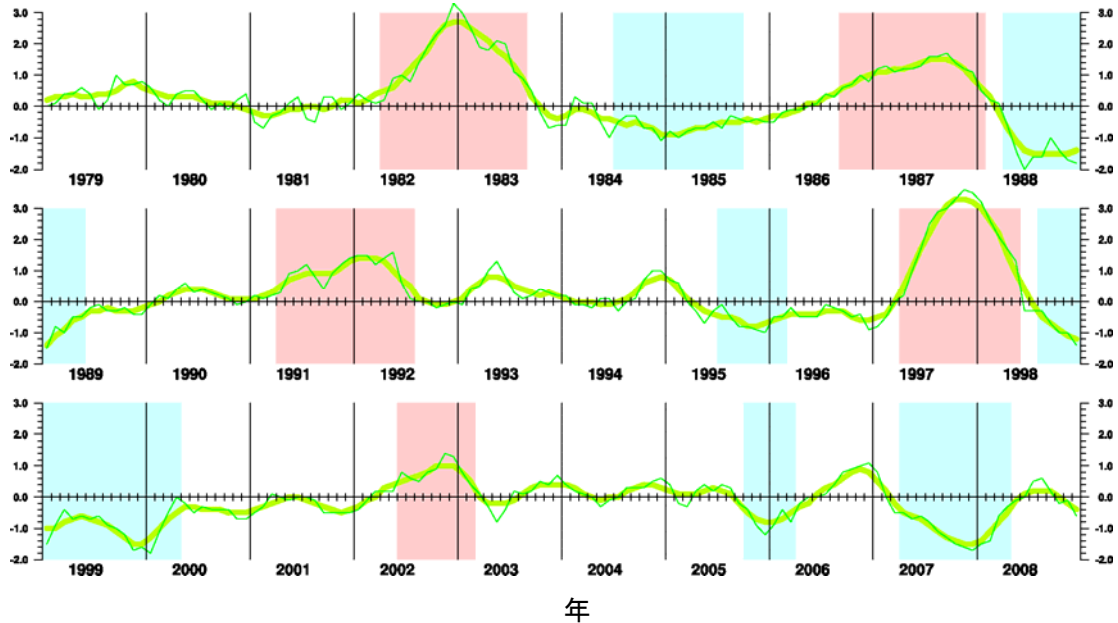
図 2.1-2 (a) ～ (d) に示されている 2008 年 2、5、8、11 月の月平均海面水温偏差によると、2 月には、中部から東部にかけて -2°C を超える負偏差が見られたが、5 月には、その負偏差は弱まった。8 月には、東部で $+1^{\circ}\text{C}$ を超える正偏差が見られたが、11 月には解消した。

図 2.1-4 (a) ～ (d) は、太平洋の赤道に沿った海面から深さ 400m までの水温とその偏差を 2008 年 2、5、8、11 月について示している。通常の状態では、赤道上を吹く東風（貿易風）のために西部に暖かい海水が吹き寄せられるとともに、東部で海面下から冷たい海水が湧き上がり、表層の暖かい海水と下層の冷たい海水の境である水温躍層（ 20°C の等温線の深さにほぼ相当する）は、西で深く東で浅くなっている。2 月には、中部から東部にかけて顕著な負偏差が見られたが、5 月には、その負偏差は弱まった。他方、西部ではこの間顕著な正偏差が見られた。8 月には、西部の正偏差は弱まったが、1 年を通して正偏差は持続した。5 月から 8 月にかけて、東部では正偏差が見られたが、11 月には、その正偏差は解消し、中部から東部にかけて、顕著な負偏差が見られた。

(a)



(b)



(c)

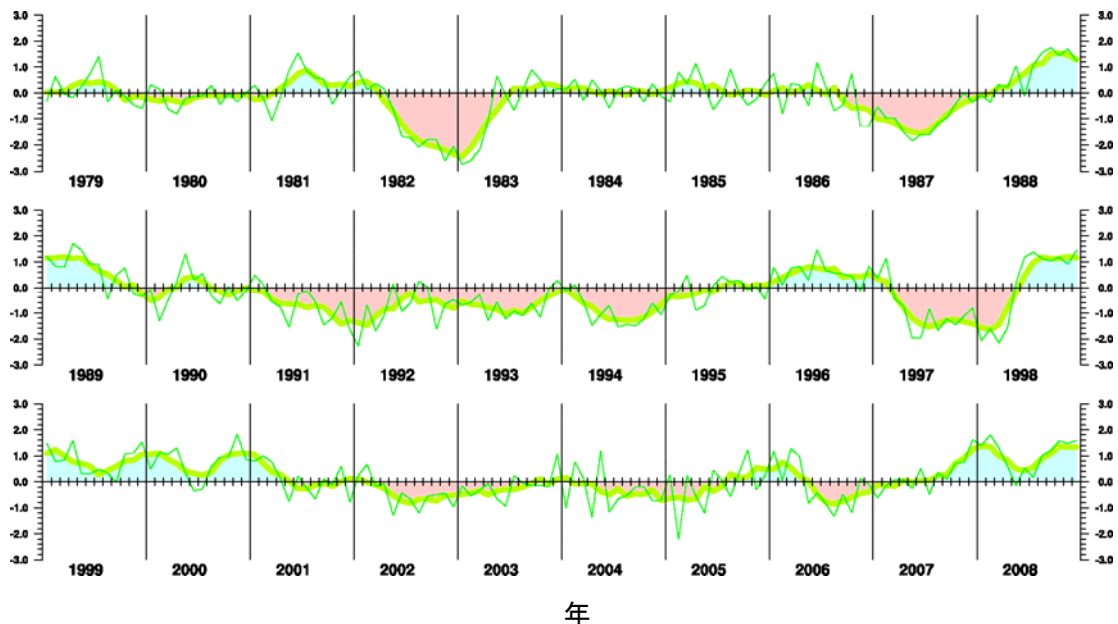
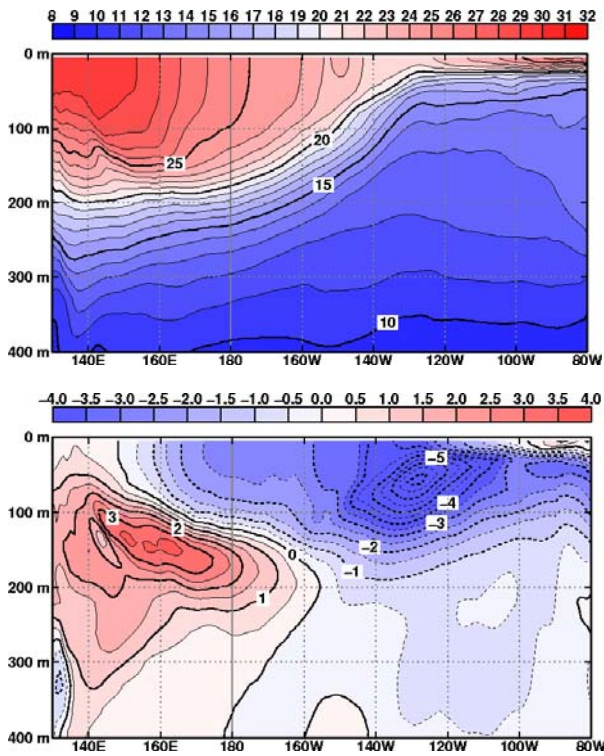


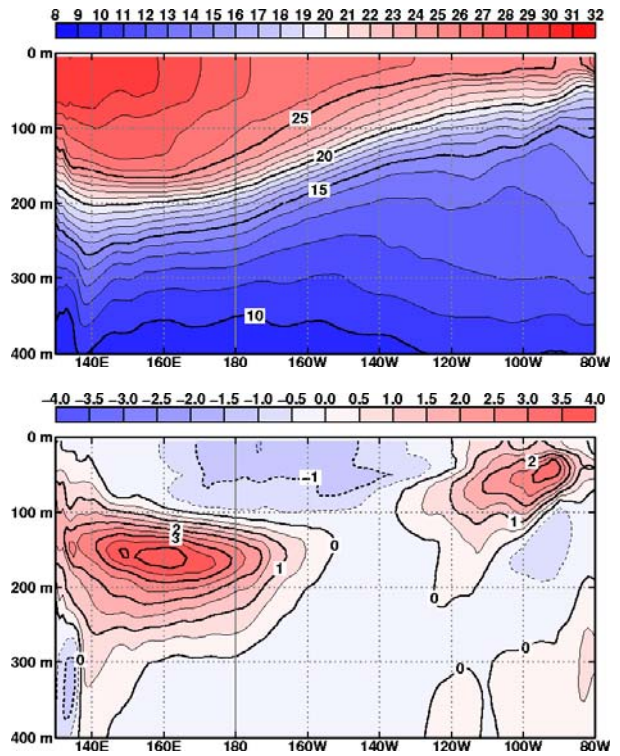
図 2.1-3 (a) エルニーニョ監視海域（北緯 5 度～南緯 5 度、西経 150 度～西経 90 度）と (b) エルニーニョ監視海域の月平均海面水温の基準値（その年の前年までの 30 年平均値）との差（ $^{\circ}\text{C}$ ）および (c) 南方振動指数の経年変化（1979～2008 年）

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

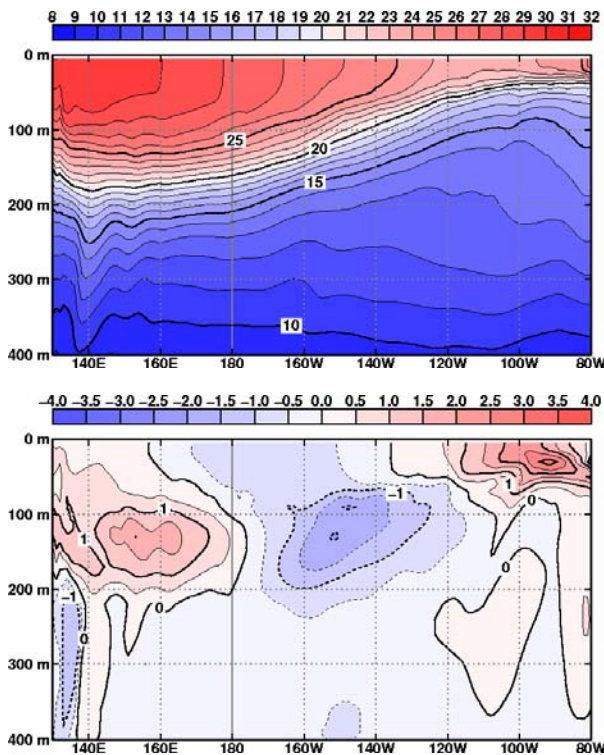
(a) 2008年2月



(b) 2008年5月



(c) 2008年8月



(d) 2008年11月

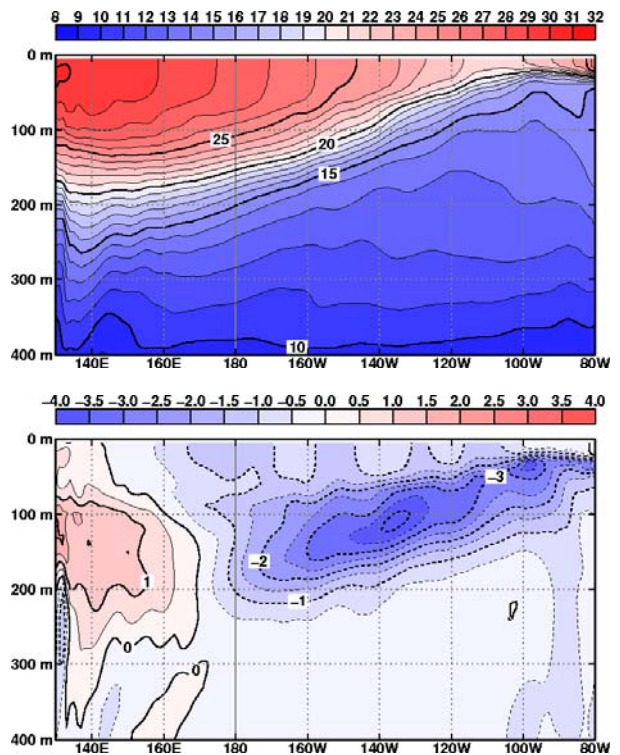


図 2.1-4 太平洋の赤道に沿った表層水温および偏差の深度-経度断面図 (°C)

2008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

図 2.1-5 は、北極域・南極域・世界全体における半月ごとの海氷域面積の平年（1979～2000 年の 22 年平均値）との差を示している。

北極域の海氷域面積は、1979 年以降 1987 年までは平年より大きい状態が続いていたが、1987 年から 1990 年にかけて減少傾向に転じ、1989 年からは平年よりも小さくなった。その後 1993 年に平年値まで回復したが、1994 年以降ふたたび平年より小さくなり、2001 年以降、さらに大きく減少している。2008 年の最小海氷域面積は、2007 年について 2 番目に小さい記録となった。

それに対して南極の海氷域面積は、1990 年代以降わずかながら増加傾向を示しているが、明瞭な増加とはいえない。

世界全体（北極域と南極域の合計）の海氷域面積の変化をみると、北極域の海氷域面積が減少しているため、1996 年以降は平年より小さい状態が続いている。

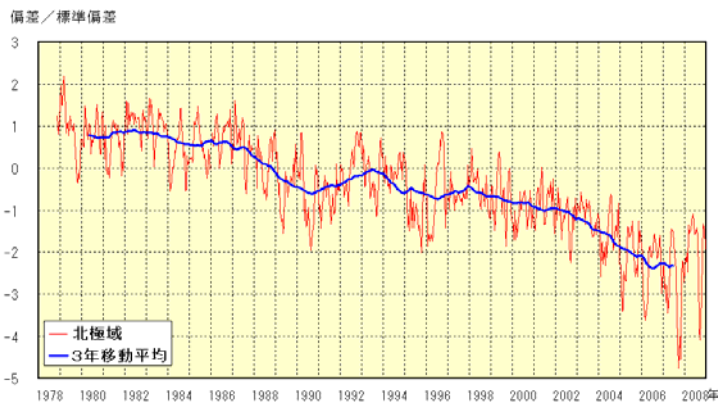


図 2.1-5 北極域、南極域および世界全体の海氷域面積の平年差の推移（1978 年 11 月～2008 年 12 月）

赤色の細線は半月ごとの海氷域面積の平年差を標準偏差で割った（規格化した）値で、北極域、南極域および世界全体の比較を見やすくするための処理である。青色の太線はその 3 年移動平均、平年値は 1979～2000 年の 22 年平均値である。

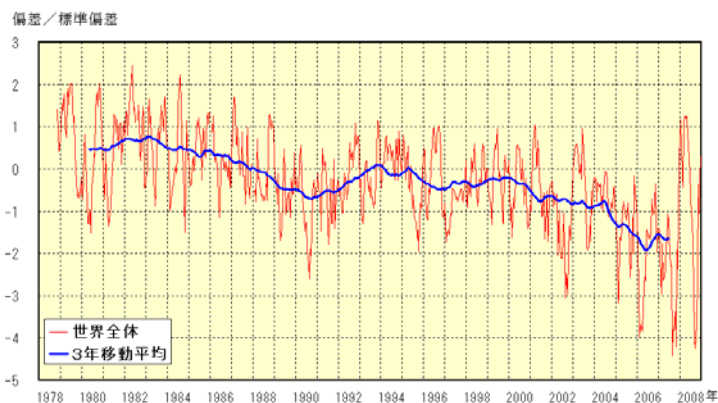
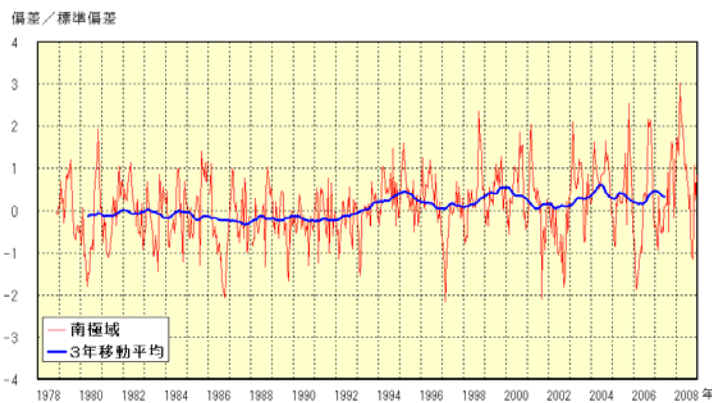
用いたデータ：

1978 年 11 月～1987 年 7 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 7 月～2008 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

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、日本海の中中部および南部、日本南方海域においては、2008 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 ($+0.50^{\circ}\text{C}/100$ 年) 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 2.2-2 に 2008 年 2、5、8、11 月の月平均海面水温の平年差を示す。2008 年の日本近海の海面水温は、1 月から 3 月にかけて、平年より低い海域が拡大した。1 月中旬から 2 月前半に冬型の気圧配置となる日が多かったことや、2 月に強い寒気の影響を受けたことなどが原因と考えられる。4 月から 6 月にかけても、海面水温が平年より低い海域が日本の南や日本の東を中心にみられた。4 月から 5 月は日本の東で発達した低気圧や台風第 2~4 号の影響を受け、6 月には梅雨前線による日照不足や梅雨前線上の低気圧の影響を受けたと考えられる。7 月から 8 月にかけては太平洋高気圧に覆われる日が多く、日本の南を中心に海面水温が平年より高い海域がみられるようになった。9 月は日本の東で南よりの風となる日が多く、日本の東の海面水温は平年より $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ 高くなった。10 月から 12 月にかけては、日本海、日本の南、東シナ海を中心に海面水温は平年より高い状態だった。

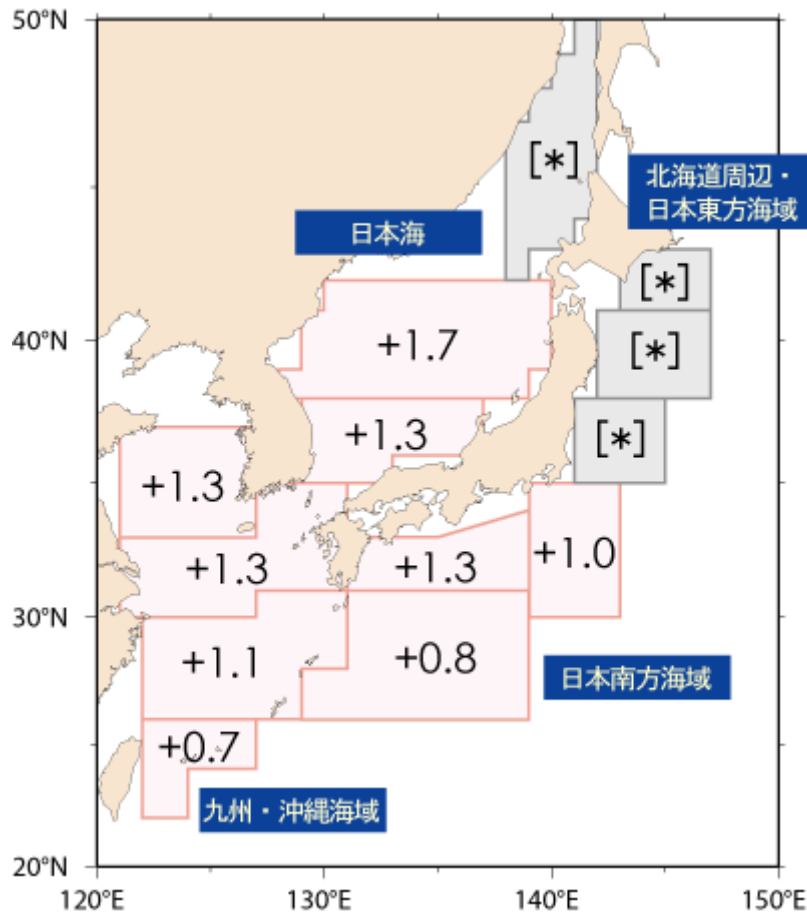


図 2.2-1 日本近海の海域平均海面水温 (年平均) の長期変化傾向 ($^{\circ}\text{C}/100$ 年)

1891 年から 2008 年までの船舶等の現場観測による水温の 100 年間あたりの上昇率を示す。上昇率が『*』とあるものは、統計的に有意な長期変化傾向が見出せないことを示す。

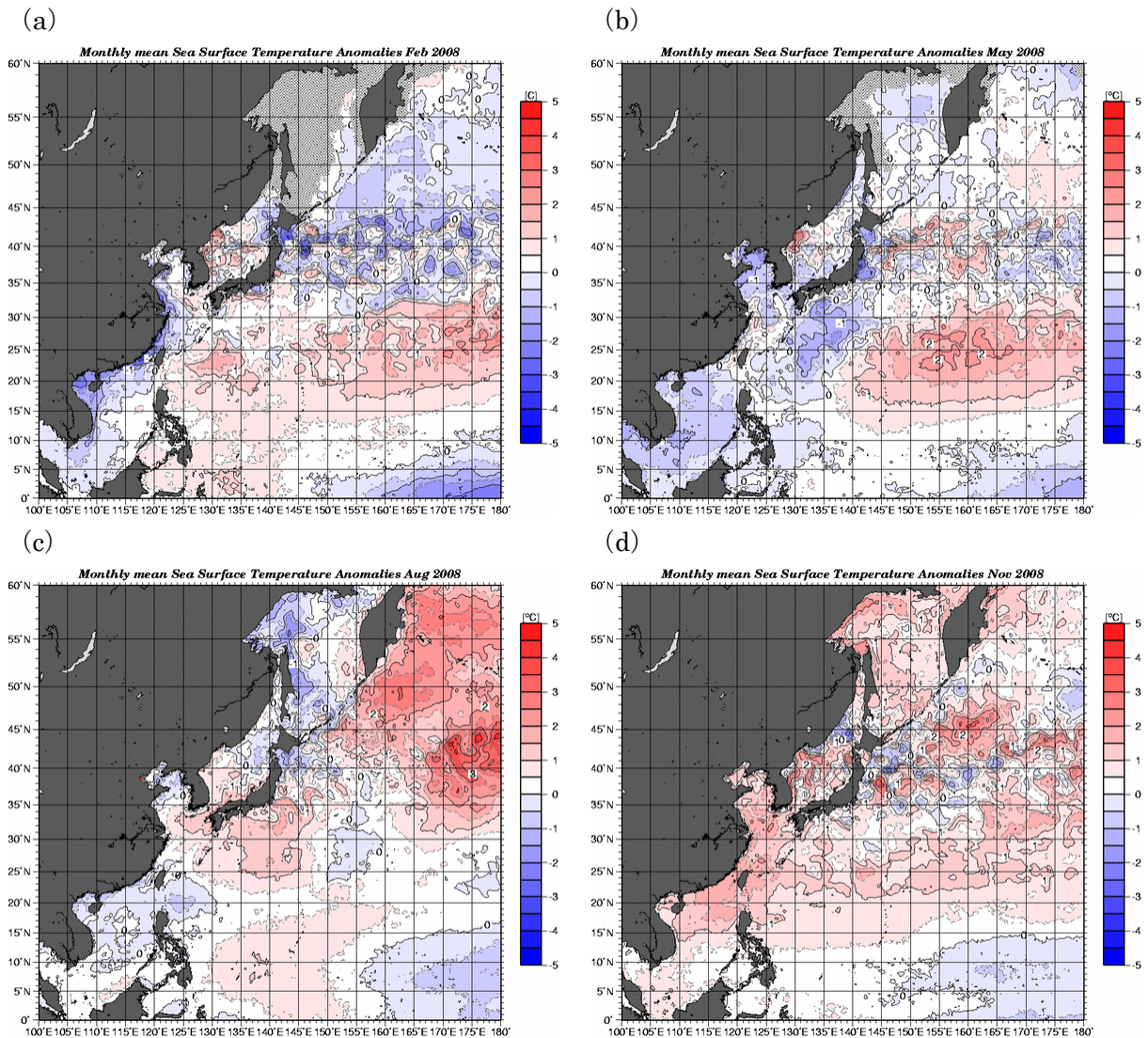


図 2.2-2 月平均海面水温偏差図

(a) 2008 年 2 月、(b) 5 月、(c) 8 月、(d) 11 月。平年値は 1971~2000 年の 30 年平均値。

2.1.2 海流

(1) 黒潮

1 月から 3 月にかけて、黒潮は東海沖を東に流れ、八丈島付近を東に流れた。4 月以降は東海沖を南東に流れるようになり、8 月以降、八丈島の南を流れて伊豆諸島の東を北上する流路をとった。東海沖での最南位置は、9 月と 11 月には北緯 32 度以南に達した。

(2) 親潮

親潮（深さ 100m の水温が 5°C 以下の領域）の沿岸寄りの分枝、沖合の分枝の南限位置は、7 月から 10 月にかけて平年ほどの北上はみられなかった。日本東方における親潮の面積は、7 月から 10 月にかけて平年より大きい状態だった。

2.2 日本沿岸および近海の海面水位

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：Intergovernmental Panel on Climate Change）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、解析の誤差範囲をあらわしている。

しかし、図2.2-3に示すここ100年の日本沿岸の海面水位には、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、図2.2-3で用いた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。2008年の日本沿岸の海面水位は平年値（1971~2000年平均）と比べて22mm高く、1960年以降で第8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。

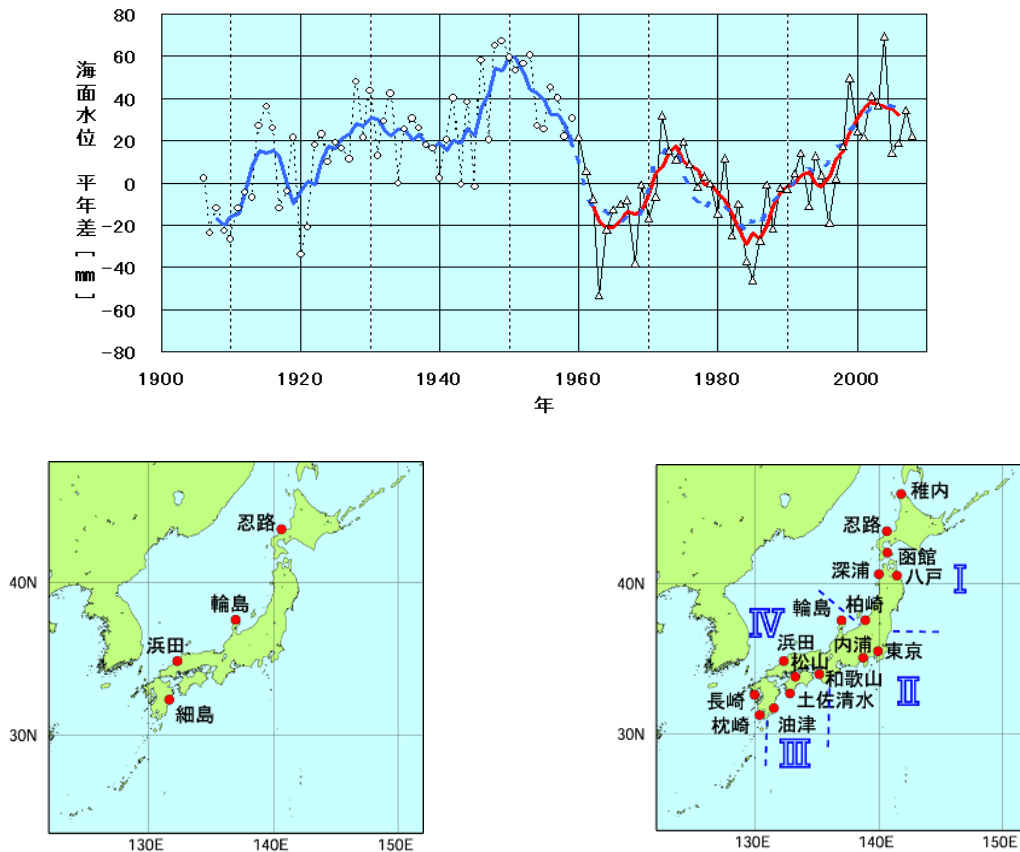


図 2.2-3 年平均海面水位の変化（1906~2008年）と検潮所位置図

1906年から1959年までは、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海域に分類（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0cm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について算出し、参考として示したものである（1962~2006年における赤実線と青破線の値の相関係数は0.96）。

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。東京については、昨年までの本レポートでは海上保安庁の所管する芝浦のデータを使用していたが、今年のレポートから気象庁の晴海の1968年以降のデータを使用している。

図 2.2-4 に、図 2.2-3 (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 年に最も高くなった後 2005 年は大きく低下している。2006 年は北海道・東北と関東・東海の沿岸で低下したのに対してそのほかの海域では上昇、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。このうち、関東・東海の沿岸に見られる大きな変動については、2004 年 7 月に発生し 2005 年 8 月に終息した黒潮の大蛇行の影響が主な要因と見られる。大蛇行発生時には黒潮の本流から分岐した流れが関東・東海地方の沿岸を西向きに流れ、地球の自転の影響によって海水が陸側へ輸送された。これに海水の熱膨張が加わり、2004 年は過去 10 年間で最も海面水位が高くなった。一方で黒潮大蛇行発生時には蛇行の北側の海域に冷水渦が生成されたが、2005 年に大蛇行が終息すると沿岸を西向きに流れる分枝も消失し、関東・東海地方の沿岸をこの冷水が覆った。このため 2005 年と 2006 年の海面水位は低下し、2006 年は 2004 年に比べて 11.6cm も低くなった。しかし、2007 年には東海地方沿岸の冷水の勢力が弱まったため、逆に 2006 年から 6cm の大きな上昇となった。

2008 年の海面水位は 4 海域の平均で 2007 年から 1.2 cm 低下した。海域別に見た前年からの低下量は北海道・東北で 2.7 cm と最も大きく、次いで北陸～九州の東シナ海側で 1.5 cm となったが、関東・東海と近畿～九州の太平洋側で低下量は 0.5 cm 以下でわずかであった。北海道・東北及び北陸～九州の東シナ海側の海面水位が低下した主な要因としては、これらの海域の沿岸で表層水温が 2007 年に比べて低下したことが考えられる。

1960 年から 2008 年までの海面水位の変化を海域別に見た場合、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みられる。

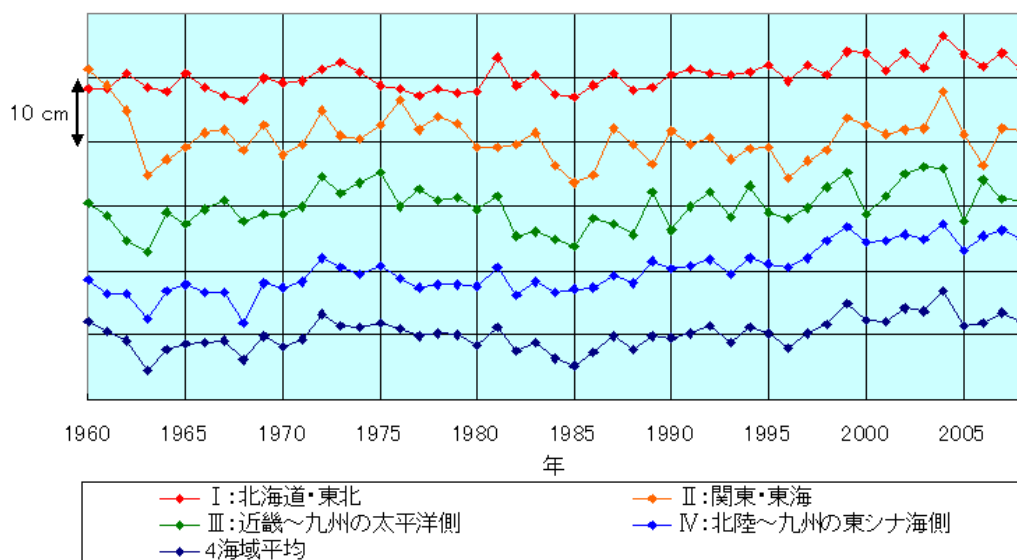


図 2.2-4 海域別の年平均海面水位の変化 (1960～2008 年)

図 2.2-3 で示した海域別に、上から 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 年から 2000 年までの期間で求めた平年値を 0cm 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、0 cm を示す横線を海域ごとに 10cm ずつずらして描画している。

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、塩分も加味し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ならびに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、海水の密度ならびに力学的海面高度（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2.2-5は日本海（A）、東シナ海（B）、本州南方（C）の海洋観測点（上図）の年平均力学的海面高度偏差と近傍の検潮所における年平均海面水位平年差の時系列（右図）である。海洋観測点B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近海の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、他の地点における力学的海面高度と海面水位の対応は、年代によっては各年の値にやや差がみられるが、海洋観測点Cの力学的海面高度と父島の海面水位の長期変化傾向には類似がみられる。

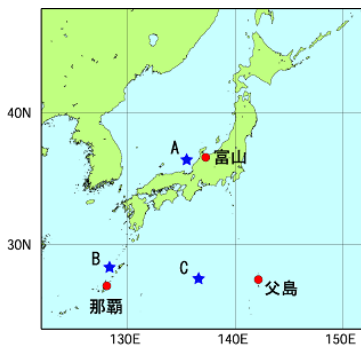
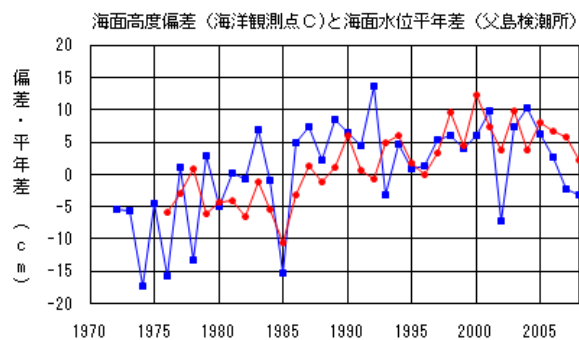
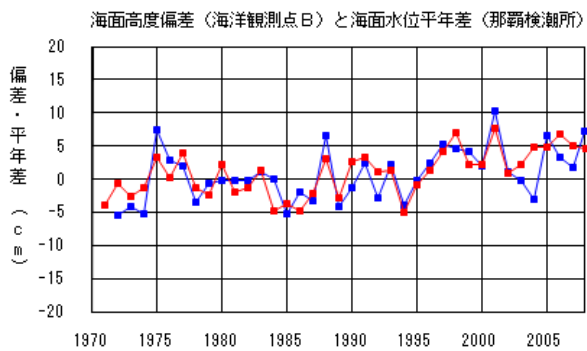
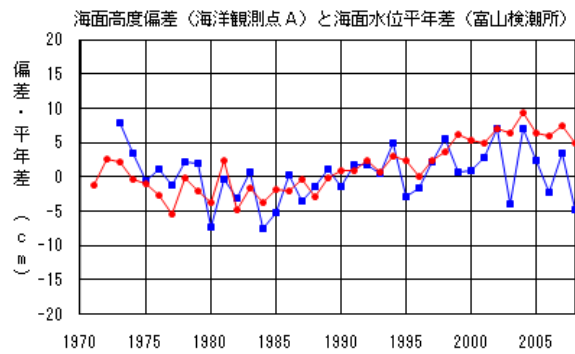


図2.2-5 海洋観測点（A、B、C）と近傍の検潮所の位置図（上）ならびに各点における力学的海面高度偏差と近傍の検潮所の海面水位平年差との比較（A：1973～2008年、B：1972～2008年、C：1976～2008年）（右）力学的海面高度偏差は、海洋表層の水温と塩分の分布から計算された海面の高さについて平年からの差（偏差）であらわしたものである。各海洋観測点における海面高度偏差の変化を青線で、近傍に位置する検潮所における年平均海面水位平年差の変化を赤線で示している。海洋観測点平年値は、Aは1973～2000年、Bは1972～2000年、Cは1976～2000年各年の海面高度の平均値。検潮所の平年値は、富山・那覇は1971～2000年、父島は1976～2000年の海面水位の平均値。



2.3 オホーツク海の海氷

2007年12月～2008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月上旬に一時的に平年より大きくなったことを除いて、期間を通してほとんど平年より小さい状態で経過した（図2.2-6）。面積が最大となったのは2月10日で、その値は前シーズンの最大海氷域面積（107.28万km²）より大きく、最大海氷域面積の平年値（122.83万km²）より小さい110.69万km²であった（図2.2-7）。

2008年12月におけるオホーツク海の半旬海氷域面積は、平年より小さい状態で経過している（図2.2-6）。

積算海氷域面積（*）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2.2-7）。2006年には、1971年の統計開始以降過去最小の面積となった。2007年に増加したものの、2008年は減少し、平年の80%であった。

（*）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である。その年の海氷の勢力をあらわす指標として用いている。

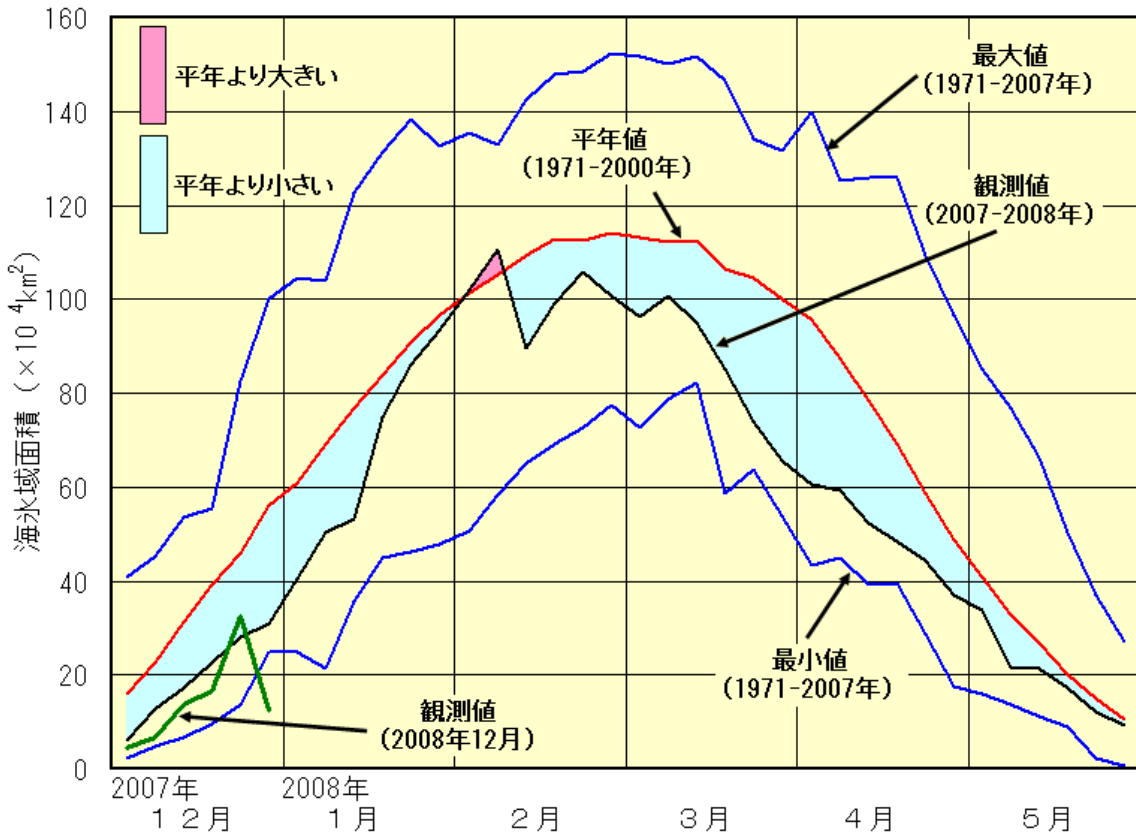


図 2.2-6 2007～2008年のオホーツク海の半旬ごとの海氷域面積の経過

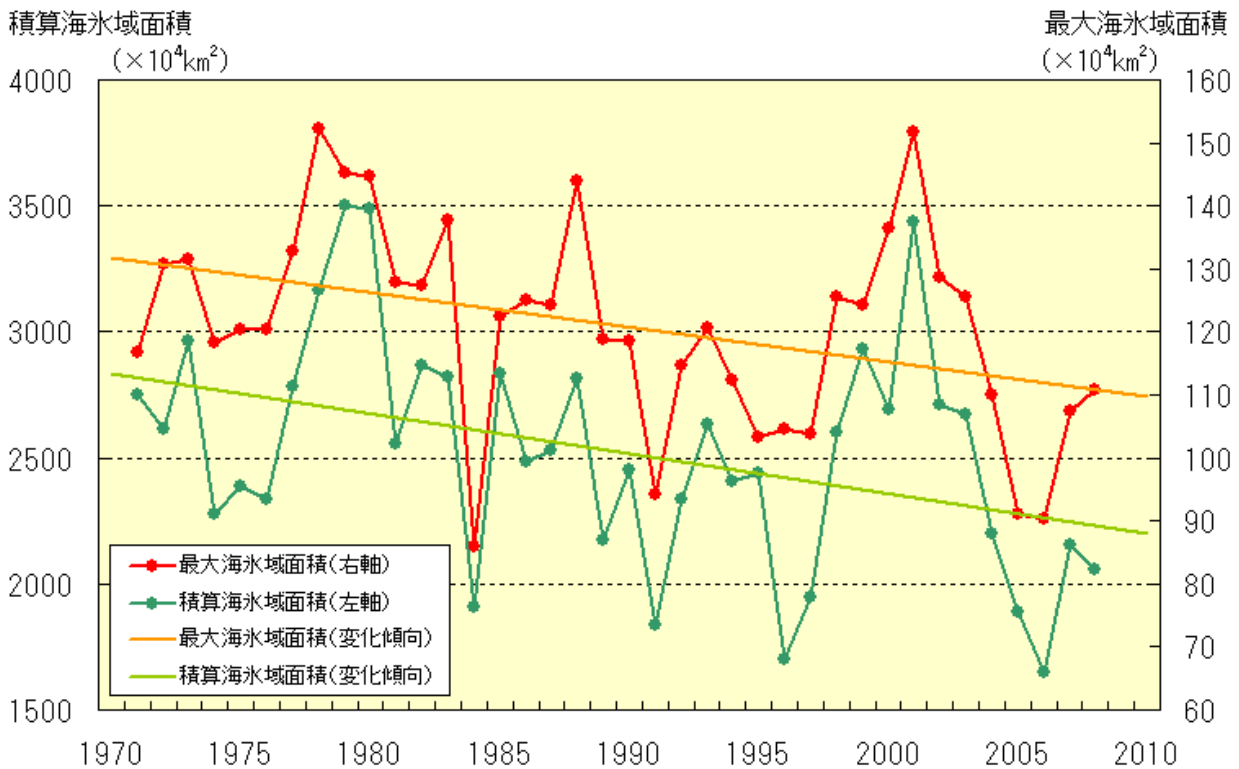


図 2.2-7 オホーツク海の積算海水域面積（緑）と最大海水域面積（赤）の経年変化（1971～2008 年）

2.4 北西太平洋の海洋汚染

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）

海面浮遊汚染物質の観測は、航海中毎日、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視によって行う。浮遊汚染物質を発見するたびに日時、位置、種類、形状、大きさ、個数などを記録する（発見されない場合は「なし」という記録を残す）。気象庁では、浮遊汚染物質の発見個数を航走 100 km あたりの数に換算してデータを整理している。

2008 年のプラスチックなどの浮遊汚染物質の分布を図 2.2-8 に示す。図には、航走 100 km あたりの浮遊汚染物質の発見個数を、各観測日の正午位置に黒丸の大きさ（発見されないときは+）で示してある。2008 年の冬季から夏季にかけて、日本周辺海域の一部で 20 個/100 km を超える浮遊汚染物質が発見された。日本周辺海域では 1988 年から 1990 年をピークとして、2000 年頃までは漸減傾向になっていたが、2000 年代に入ってから増加傾向となった。しかし、2008 年は減少し、2007 年の冬季から夏季にかけて発見された 50 個/100km を超えるような多量の浮遊汚染物質は見られず、2000 年頃と同程度になった。一方、東経 137 度、北緯 10 度以南の海域では、冬季及び春季には 10 個/100km 以下であったが、夏季には 300 個/100km 以上の非常に多くの浮遊汚染物質を観測した。

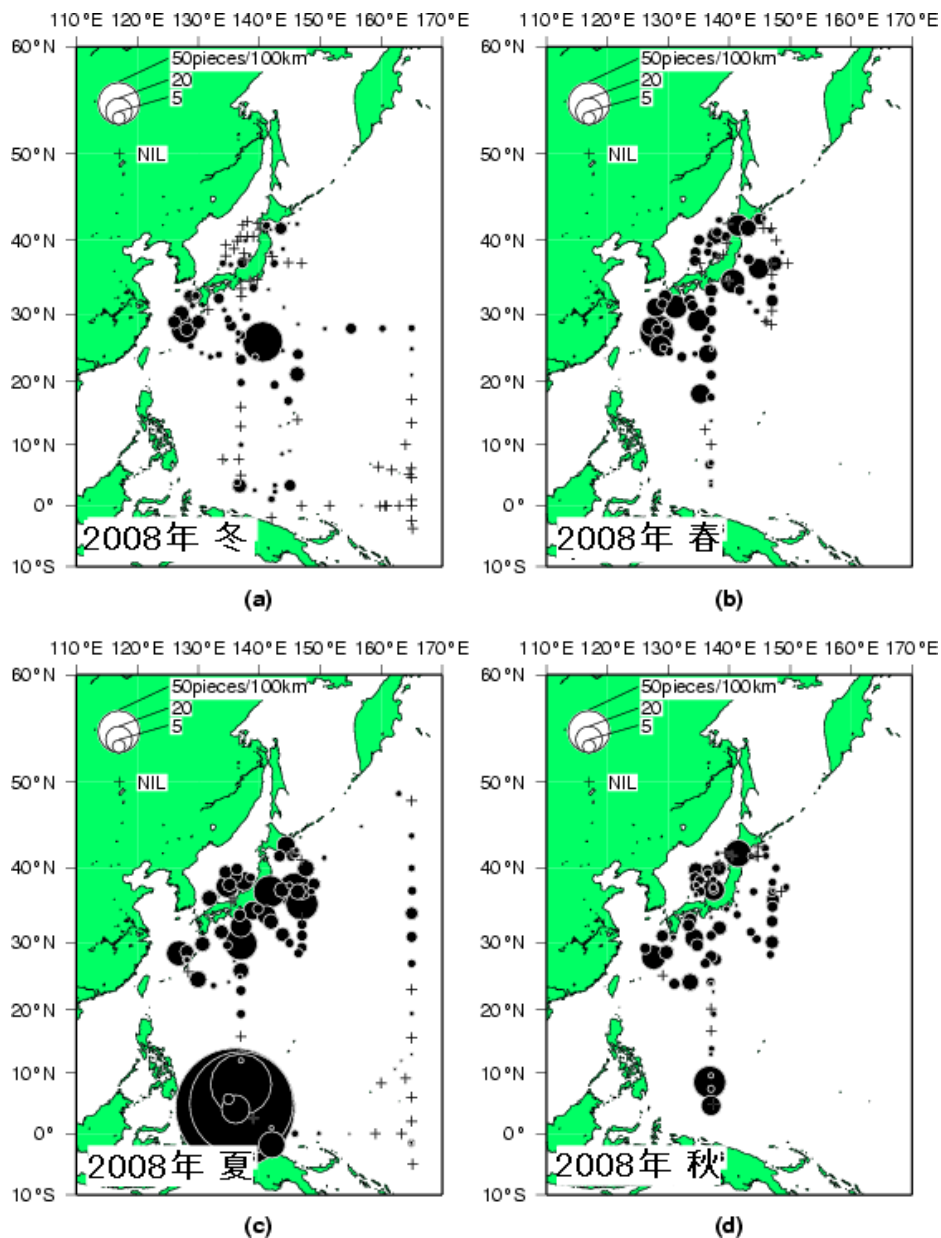


図 2.2-8 2008 年の海面浮遊汚染物質（プラスチック類）発見個数

(a) 冬季、(b) 春季、(c) 夏季、(d) 秋季。

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。

2.4.2 浮遊タールボール（油塊）

タールボールは、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 1 mm 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で割って、タールボール密度（単位： mg/m^2 ）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）。

2008 年に観測した浮遊タールボールの分布として、図 2.2-9 に、タールボール密度（ mg/m^2 ）を、観測位置に黒丸の大きさ（観測されないときは+）で示す。2008 年は、夏季に日本周辺海域の一部で $0.1\text{mg}/\text{m}^2$ 程度のタールボールが採取されている。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。

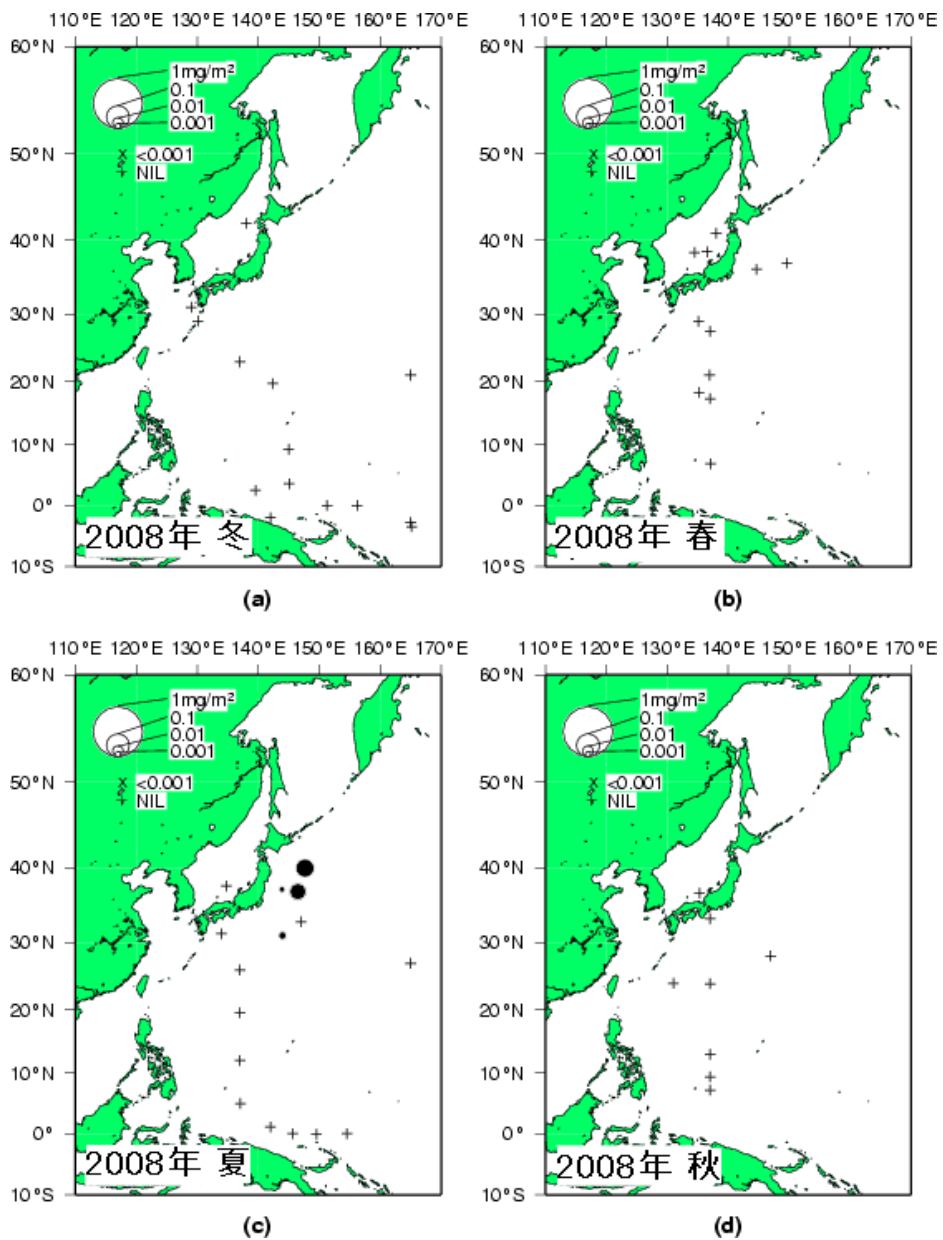


図 2. 2-9 2008 年に観測された浮遊タールボールの分布

(a) 冬季、(b) 春季、(c) 夏季、(d) 秋季。

図中の“+”はタールボールが採取されなかったことを示す。

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 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重金属の観測項目としている。

2008 年に観測された表面海水中の水銀およびカドミウムの濃度を表 2.2-1 に示す（観測地点は図 2.2-10 を参照）。

水銀の最高濃度は本州南方で観測された 26ng/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 20 分の 1 に満たない低濃度である。また、カドミウムの最高濃度は北海道南方で観測された 38ng/kg であった。この値も上記の環境基準値の 260 分の 1 という低濃度である。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わずかに高い値であるが、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ものとみられる。

なお、海水中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あたり、本州南方のように栄養塩に乏しい黒潮域に比べると、高濃度のカドミウムが検出される。

表 2.2-1 2008 年に観測された表面海水中の重金属（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	0 - 24	0 - 38
	日本海	0 - 12	4 - 18
	房総半島沖	1 - 14	2 - 13
	本州南方	1 - 26	0 - 12
	東シナ海	2 - 16	0 - 29
北西太平洋	東経 137 度線 北緯 20～30 度	3 - 7	0 - 1
	東経 137 度線 北緯 5～15 度	2 - 12	0
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

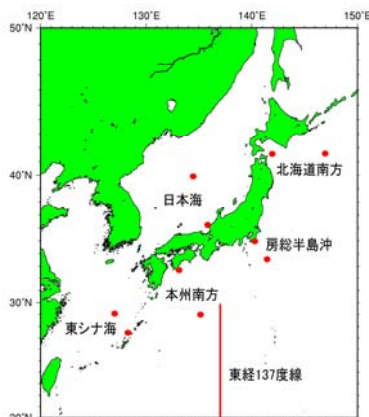


図 2.2-10 重金属（水銀およびカドミウム）の観測地点

赤丸は日本周辺海域の観測地点を示す。赤線は東経 137 度の経線を示し、観測地点はこの経線に沿って緯度 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、観測を行っている。

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については国内3地点において、南北太平洋上空8～13kmの大気中の濃度については、定期航空便を利用して観測している。さらに、日本周辺海域および北西太平洋における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。

地球の気候に影響を及ぼす、大気中に浮遊するちりなどの微粒子は、その状態をあらわす指標として、直達日射量から算出される大気の混濁度を国内4地点で、エアロゾルの光学的厚さを国内3地点で監視している。

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2008」もあわせて参照願いたい。

また、第3章では、従来の気候変動監視レポートでは扱わなかった黄砂と酸性雨について述べる。黄砂は全国76地点で、酸性雨は国内2地点で、観測を行っている。

以上の国内観測地点と海洋観測船による温室効果ガス等の観測ラインを図3.1-1に示す（黄砂の観測点を除く）。

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。これらの解析結果については第1章で述べるが、さらに詳しい解析が、毎年発行される大気・海洋環境観測報告（http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report_k.html）に記載されているので、こちらもあわせて参照願いたい。

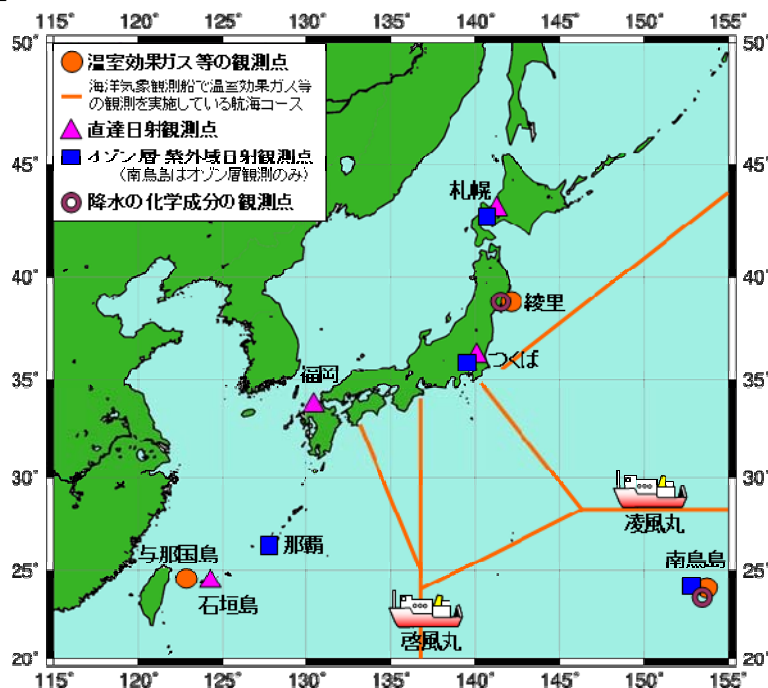


図3.1-1 温室効果ガス等の観測点（3地点）、直達日射観測点（4地点）、オゾン層・紫外域日射観測点（4地点）および降水の化学成分の観測点（2地点）の位置

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

2008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。WDCGGの解析によれば、二酸化炭素濃度と一酸化二窒素濃度は引き続き増加しつつあり、メタン濃度の2007年の増加量は2000年以降で最大であった。温室効果ガスではないが大気中での様々な化学反応を通してメタンなどの温室効果ガス濃度に影響を及ぼす一酸化炭素濃度には、大きな変動はみられない。

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	2007年平均濃度 (産業革命以降の増加率)		寿命(年)	放射強制力* (W/m ²)
二酸化炭素	約 280 ppm	383.1 ppm (+37%)	+1.9 ppm	不定	1.66 [1.49~1.83]
メタン	約 700 ppb	1789 ppb (+156%)	+6 ppb	12	0.48 [0.43~0.53]
一酸化二窒素	約 270 ppb	320.9 ppb (+19%)	+0.8 ppb	114	0.16 [0.14~0.18]
一酸化炭素		約 96 ppb	+1 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、数値が大きいほど気候を変化させる可能性が大きくなる。ここに示しているのは、産業革命以降2005年までの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。産業革命(18世紀後半)以降の人間活動にともなう化石燃料の消費、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新たな排出が、大気中の二酸化炭素濃度を増加させつつある。人間活動にともなう排出のうち、およそ4分の3は化石燃料の消費によるものである。

図3.1-2にハワイのマウナロア、綾里、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、季節変化を繰り返しながら、その後年々増加し、WDCGGの解析による2007年の世界平均濃度は383.1ppm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37%増加している。WDCGGの解析によると2007年の濃度は前年に比べて1.9ppm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。これは、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。

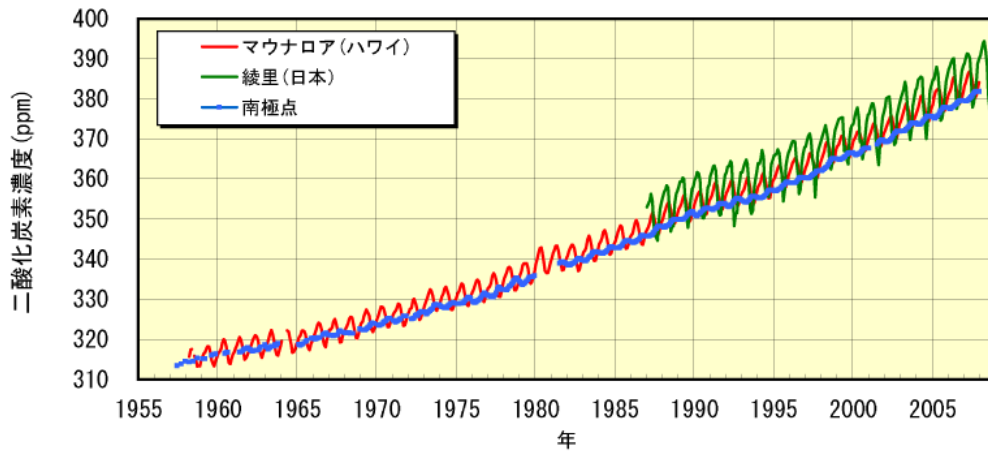


図 3.1-2 2008 年までの大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

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。

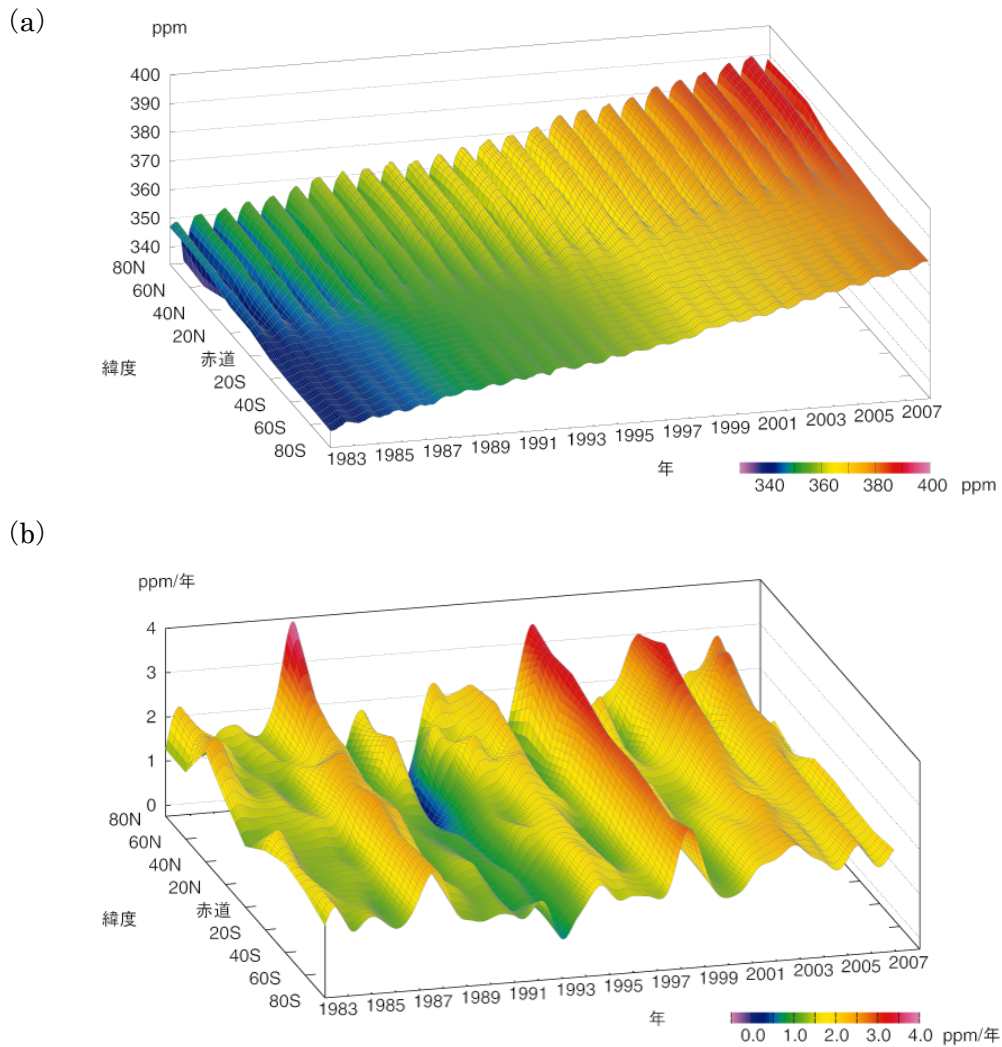


図 3.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度 (a) と濃度年増加量 (b) の経年変化

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と濃度年増加量の経年変化を示す。相対的に北半球の中・高緯度帯の濃度が高く、南半球では濃度が低くなっている。これは、二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するためである。また、春から夏に減少し、夏から翌春にかけて増加する季節変化は、主に陸域の植物活動によるものである。北半球中・高緯度ほど影響が大きく、陸域の面積の少ない南半球では季節変化の振幅が小さい。

図 3.1-4 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、および濃度年増加量の経年変化を示す。いずれの地点でも、植物活動の影響による季節変化を繰り返しながら、濃度は増加し続けている。綾里は与那国島や南鳥島に比べて高緯度に位置するため、陸上の植物活動の影響を受けやすく、季節変動が大きくなっている。また、与那国島と南鳥島はほぼ同じ緯度帯にありながら与那国島のほうが濃度が高い。これは、与那国島が大陸に近く、人為起源の排出の影響を受けやすいのに加え、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、大陸からの影響を強く受けるためである。2008 年の年平均濃度は、綾里で 388.5ppm、南鳥島で 386.6ppm、与那国島では 388.0ppm で、前年に比べ綾里で 1.9 ppm、南鳥島で 2.0 ppm、与那国島で 1.7 ppm いずれも増加し、観測開始以来の最高となった。

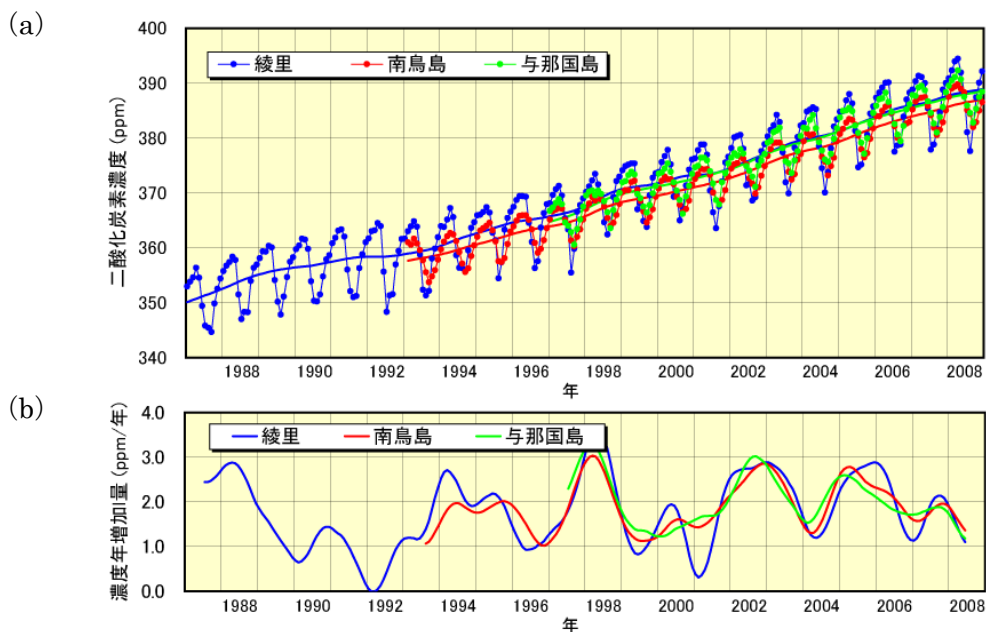


図 3.1-4 綾里、南鳥島および与那国島における大気中の二酸化炭素濃度 (a) と濃度年増加量 (b) の経年変化
綾里、南鳥島および与那国島で観測された大気中の二酸化炭素月平均濃度およびその季節変化成分を除いた濃度の経年変化と、濃度年増加量の経年変化を示す。

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、(財)日航財団、国土交通省、(株)日本航空の支援のもと、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 3.1-5 は、この観測で得られた 1993 年 4 月から 2007 年 12 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。北半球上空で見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。南半球上空の季節変化には濃度のピークが 2 度出現するなど複雑な変動がみられる。

ここまでに示したように、二酸化炭素濃度の濃度年増加量は一定ではない。世界的には、図 3.1-3 でみられるように、濃度年増加量は 1983 年、1987~1988 年、1994~1995 年、1997~1998 年、2002~2003 年、2005 年に高まり、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 3.1-4 に示す国内観測所や図 3.1-5 に示す太平洋上空でも、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 年の世界的な記録的高温は、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、エルニーニョ現象が発生した 1991～1992 年の後半と重なるが、濃度年増加量は大きく減少した。これは、1991 年 6 月のピナトウ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と海洋による二酸化炭素の吸収が強まったことによる。また、2005 年から 2006 年にかけては、エルニーニョ現象ではなく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かった

(北半球で 2005 年は過去最高、2006 年は第 3 位) ことも関係していると考えられる。なお、ラニーニャ現象時には熱帯の海域での大気への二酸化炭素放出が強まる傾向があるものの、海洋全体では弱まることが多い。ただし、この時期には海洋全体で見ると顕著な放出・吸収は見られなかった。

このように、二酸化炭素の濃度増加量の年々変動は、気候の年々変動がもたらす環境の変化が、炭素循環システムに大きな影響を与えているためであると解釈することができる。さらに、炭素循環の変動は温室効果を通して気候に影響を及ぼすため、将来の地球温暖化に対する精度の高い予測を可能とするためには、年々変動を含めた炭素循環システムの解明を進める必要がある。

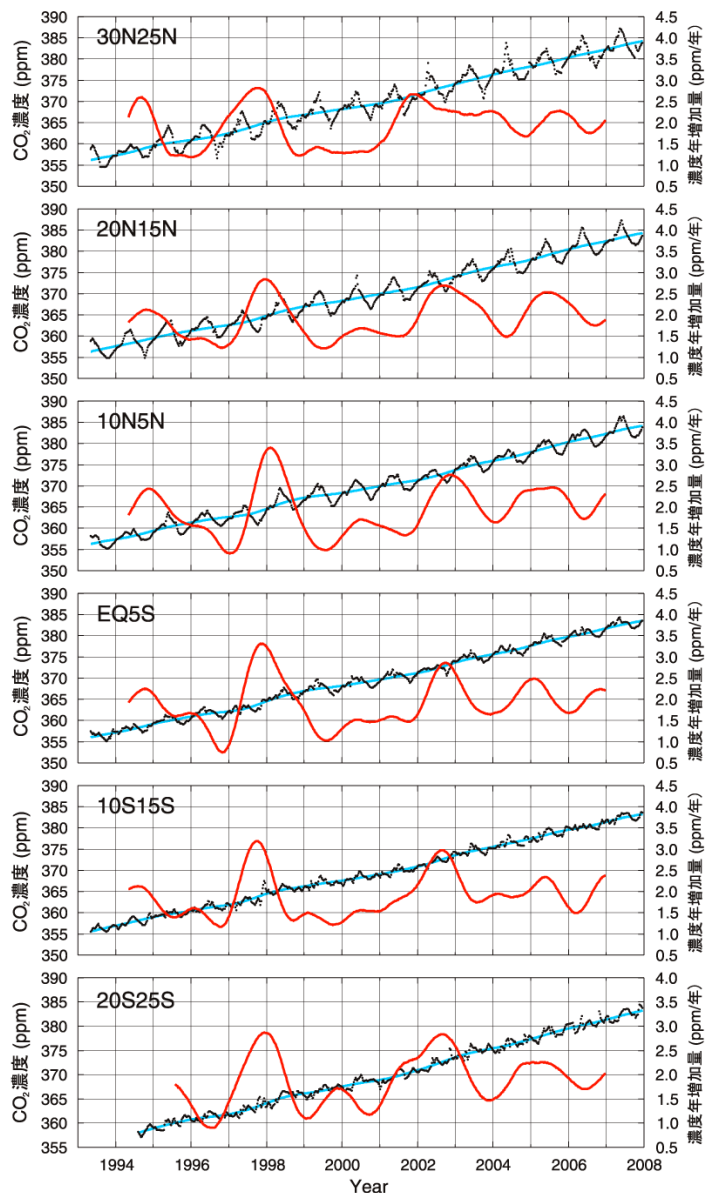


図 3.1-5 高度 8～13 km で観測された緯度帯別の二酸化炭素濃度と濃度年増加量の経年変化

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

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、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る。近年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が、2007 年は 2000 年以降で最大の増加が見られた。WDCGG の解析では 2007 年の世界平均濃度は 1789 ppb で、2003 年に記録した最高値（1785 ppb）を上回った。この値は 18 世紀以前の平均的な値とされる 700 ppb と比べて 156%増加している。

図 3.1-6 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。各緯度帯とも、濃度が季節変化を繰り返しながら年々増加している様子がみられる。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、その濃度減少は二酸化炭素より著しい。これはメタンの主な放出源が北半球陸域に多く、南半球に向かうにつれて、高い湿度と強い紫外線により豊富に生成される OH ラジカルと反応してメタンが熱帯海洋上で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、近年は消失量と釣り合った状態に近いと考えられている。ただし、そのメカニズムはよくわかっていない。また、2007 年の増加傾向が今後続くのかどうかも現段階では判断できない。引き続き見守っていく必要がある。

図 3.1-7 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。2008 年の年平均濃度は、綾里で 1876 ppb、南鳥島で 1814 ppb、与那国島では 1840 ppb で、前年に比べ、綾里で 8 ppb、南鳥島で 9 ppb、与那国島で 16 ppb いずれも増加し、観測開始以来の最高となった。

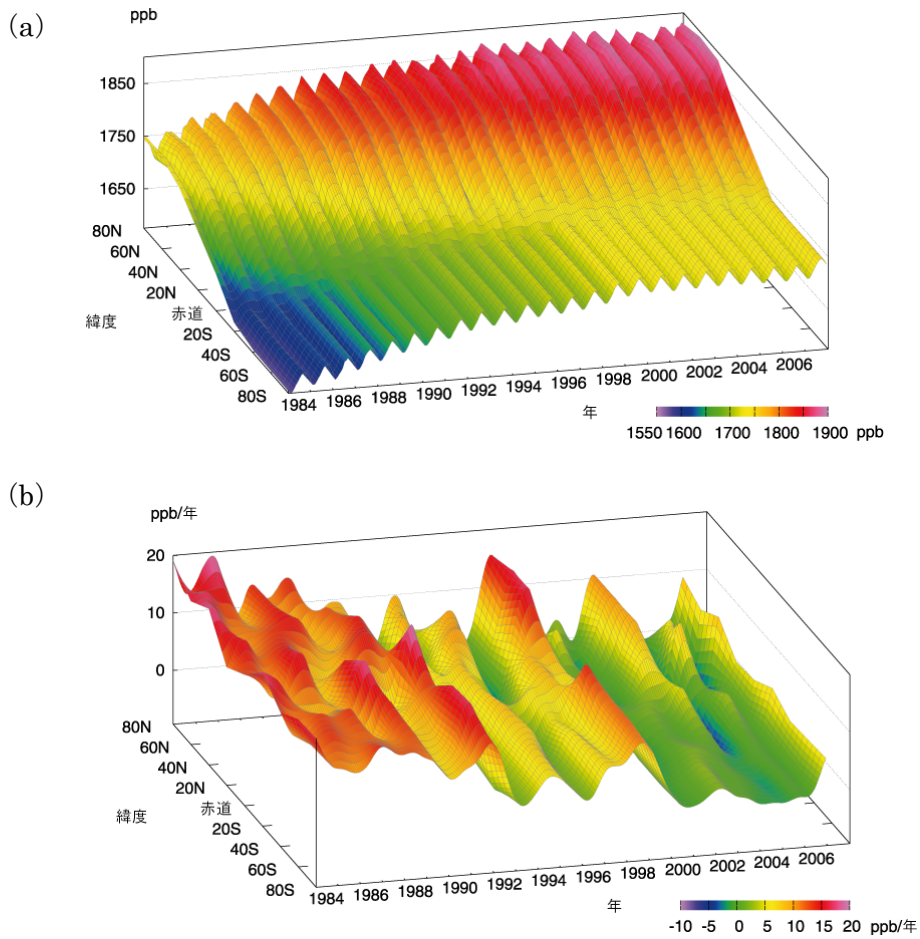


図 3.1-6 緯度帯別の大気中のメタン濃度(a)と濃度年増加量(b)の経年変化

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メタン月平均濃度と濃度年増加量の経年変化を示す。

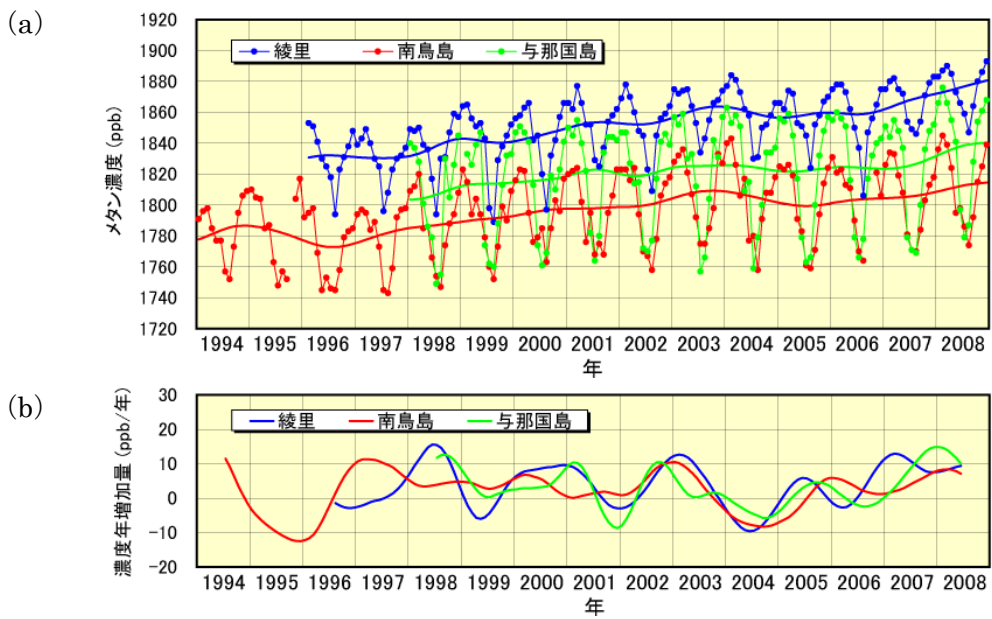


図 3.1-7 綾里、南鳥島および与那国島における大気中のメタン濃度(a)と濃度年増加量(b)の経年変化

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

一酸化二窒素の大気中濃度は増加を続け、WDCGGによると2007年の世界平均濃度は320.9 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%の増加となる。

綾里における一酸化二窒素濃度の経年変化を図3.1-8に示す。明瞭な季節変化は認められない。2008年の年平均濃度は323.2 ppbで、引き続き増加傾向にある。なお、2004年、2008年はじめに観測装置を更新している。

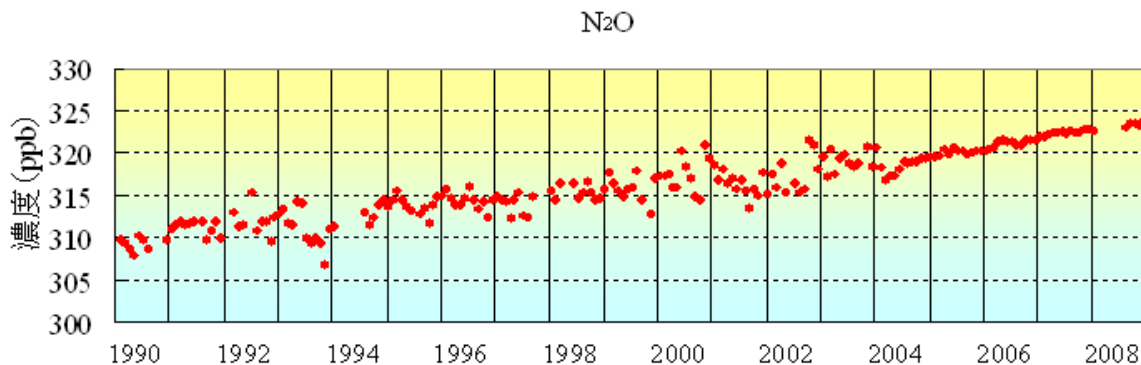


図 3.1-8 綾里における大気中の一酸化二窒素濃度の経年変化

綾里における大気中の一酸化二窒素月平均濃度の経年変化を示す。

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程度だが、単位質量あたりの温室効果が数千倍と大きいため、わずかな増加でも地球温暖化への影響は大きい。また、大気中の寿命が比較的長いことから、その影響は長期間に及ぶ。

この中で、主要なハロカーボンであるクロロフルオロカーボン類 (CFCs) は、フッ素、塩素を含む炭素化合物である。CFCsは「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によりその生産等が規制されている。その結果、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およびCFC-113濃度の経年変化を図3.1-9に示す。季節変化は認められない。CFC-11濃度は1993～1994年の約270 pptをピークとして減少傾向にある。CFC-12濃度は1995年頃まで増加し、その後もごく緩やかに増加していたが、近年はほとんど変化していない。CFC-113濃度は2004年頃からごく緩やかな減少傾向がみられる。2008年の年平均濃度はCFC-11が247ppt、CFC-12が539ppt、CFC-113が77pptであった。

一方、CFCsの代替物質として使用されているハイドロクロロフルオロカーボン類 (HCFCs) やハイドロフルオロカーボン類 (HFCs)、パーフルオロカーボン類 (PFCs) の濃度は増加を続けている。例えば、気候変動に関する政府間パネル (IPCC) とモントリオール議定書の技術・経済評価パネル (TEAP) 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%、HFC は+13~+17%の割合で増加している。HFCs、PFCs は二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素とともに京都議定書における削減対象の温室効果ガスである。

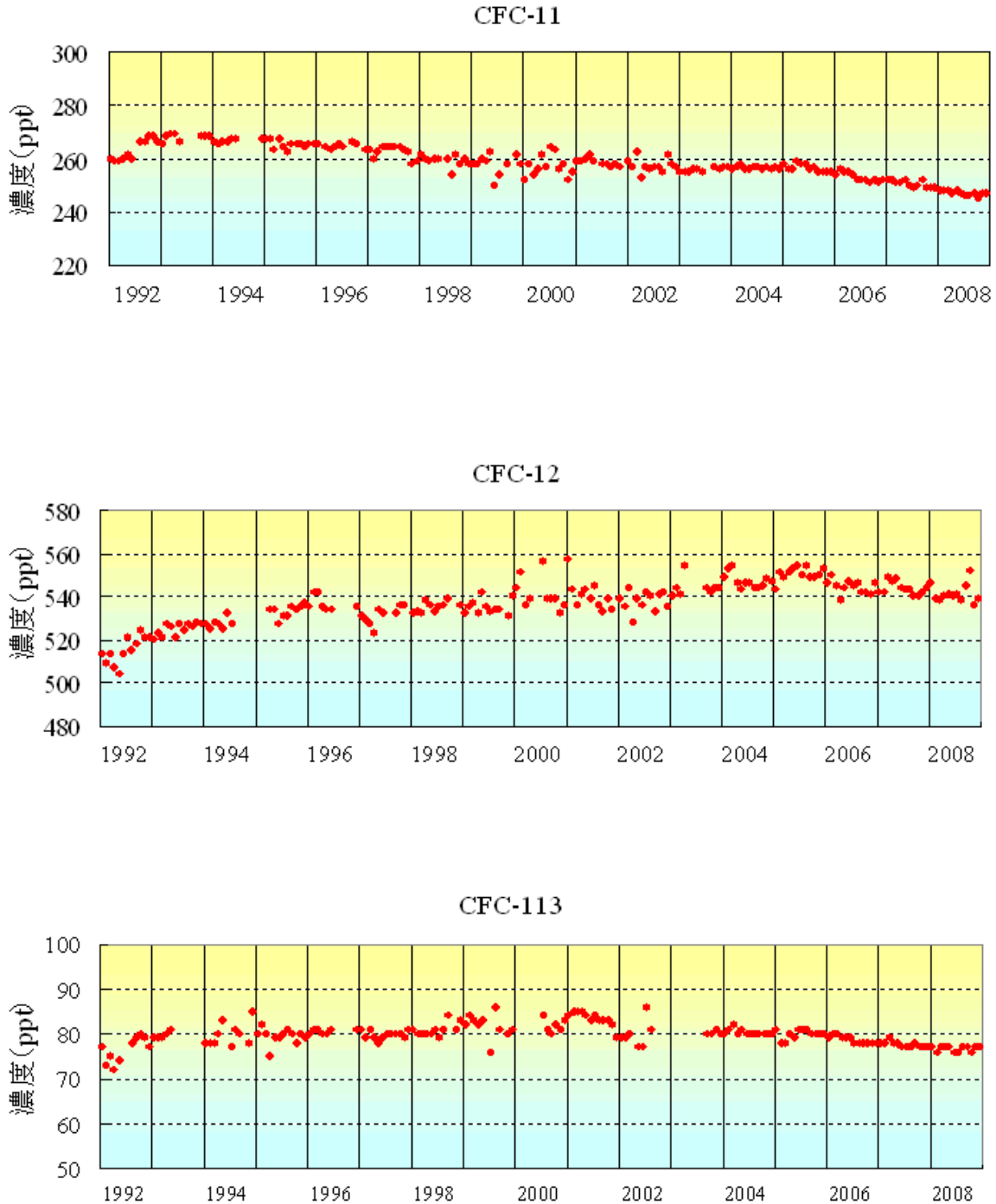


図 3.1-9 綾里における大気中のクロロフルオロカーボン類濃度の経年変化

綾里における大気中の CFC-11 (上)、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、放出源との関係により、濃度は空間的、時間的な変動が大きい。一酸化炭素は温室効果ガスではないので地球表面からの赤外放射をほとんど吸収しないが、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 2007 年の世界年平均濃度は約 96 ppb である。氷床コアの分析によれば、南極大陸では過去 2000 年間、一酸化炭素濃度は 50ppb 程度で大きな濃度変動がなく、グリーンランドでは 19 世紀半ばまでは 90ppb 程度であったものが 1950 年頃には 110ppb 程度まで増加した。

図 3.1-10 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 2007 年までの変化を示す。冬季から春季にかけて濃度が高く、夏季には濃度が低くなる季節変動が明瞭にみられる。また北半球中高緯度で濃度が高く、南半球では低い。これは、主な放出源が北半球中高緯度にあり、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、濃度が減少するためと考えられる。

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

図3.1-11に国内3地点における一酸化炭素濃度の経年変化を示す。各地点とも、冬から春に極大、夏に極小となる季節変化を示す。また、1997～1998年に濃度の上昇がみられ、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。2008年の一酸化炭素年平均濃度は、綾里で168 ppb、南鳥島で106 ppb、与那国島で139 ppbであり、前年に比べ綾里で2 ppb増加、南鳥島で5 ppb、与那国島で19 ppb減少した。

中国は一般に石炭を多用していると言われており、中国沿岸地域では一酸化炭素が大量に放出されていると考えられている。ほぼ同緯度に位置しながら、南鳥島より与那国島での濃度が高いのは、この地域からの放出の影響を受けているためと考えられる。また、2003 年以降各年前半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。

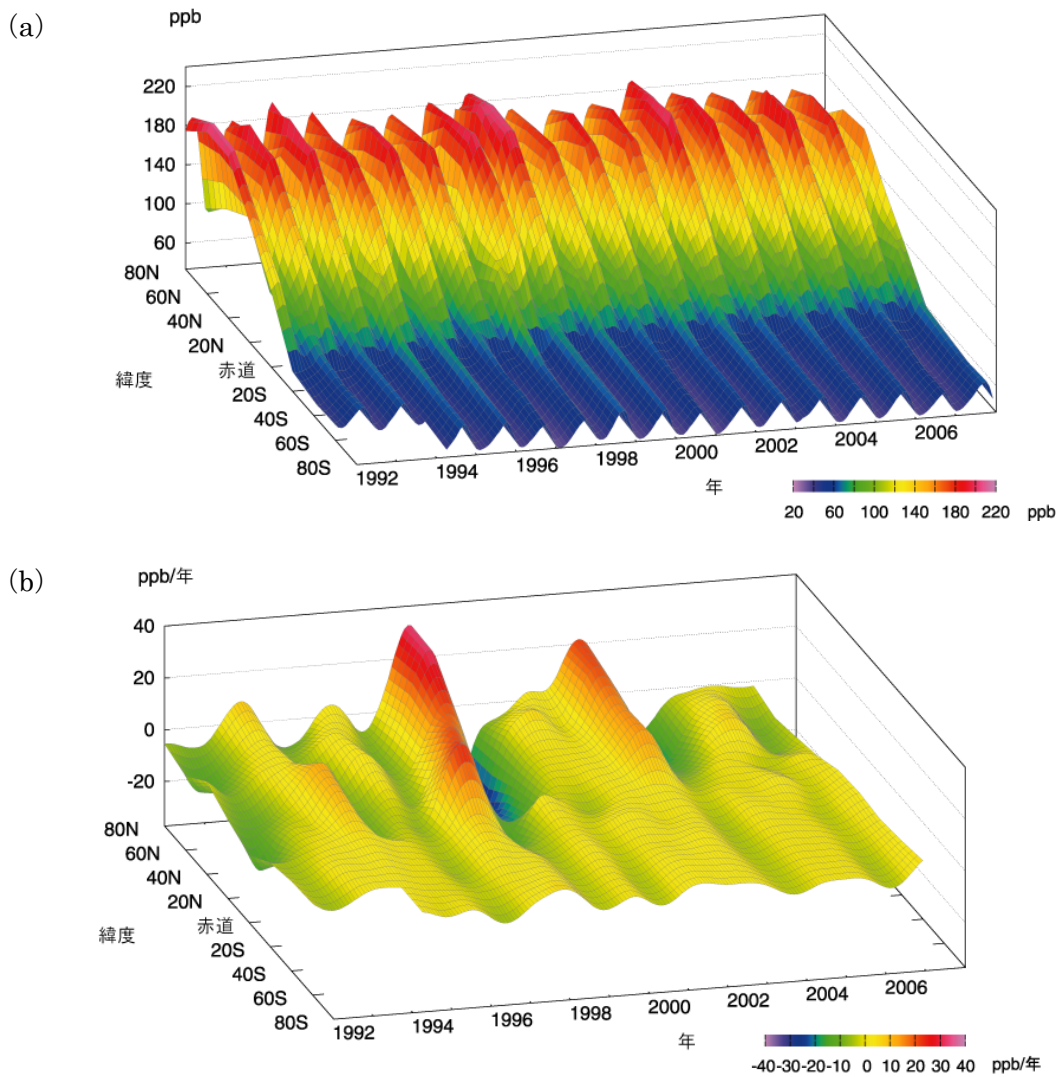


図 3.1-10 緯度帯別の大気中的一酸化炭素濃度(a)と濃度年増加量(b)の経年変化

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的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。

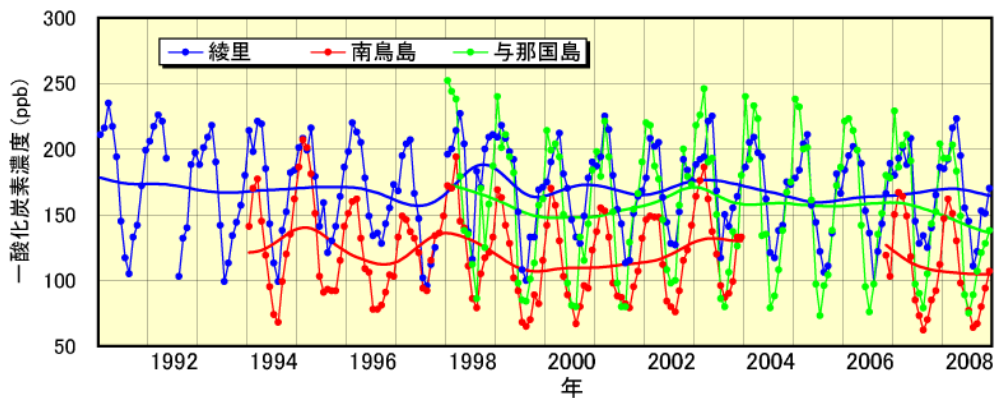


図 3.1-11 綾里、南鳥島および与那国島における大気中的一酸化炭素濃度の経年変化

綾里、南鳥島および与那国島で観測された大気中的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。(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: HO₂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3.1-12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、夏季は水蒸気量の増加により、オゾンを減少させるOHラジカルが増加するためと考えられている。また、同じ緯度帯にある二つの観測地点の中で、与那国島は南鳥島より濃度が高い。中国東部における観測では、月平均濃度の極大が秋にあり、長江デルタ地帯では60 ppbを超える。与那国島の濃度は秋から春には綾里より高く、中国大陸からのこのような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。2008年の年平均濃度は綾里で38 ppb、南鳥島で24 ppb、与那国島では38 ppbであった。前年に比べて、綾里で2 ppb、南鳥島で1 ppbの減少、与那国島で変化なしであった。南鳥島の2008年の濃度は、1994年の観測以来の最低年平均濃度となった。

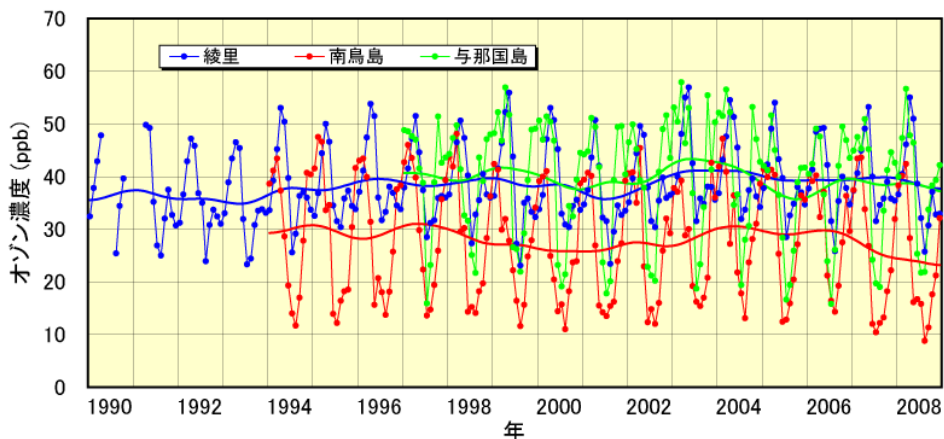


図3.1-12 綾里、南鳥島および与那国島における地上オゾン濃度の経年変化

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

1.2 海洋の二酸化炭素

人間活動によって大気中に放出された二酸化炭素のうち、海洋に吸収される量を把握することは、大気中の二酸化炭素濃度の将来予測、さらにはその結果にもとづいた地球温暖化の予測にとって重要な課題である。海洋全体では毎年約 20 億トン（炭素換算）の二酸化炭素を吸収していると見積もられている。しかし、二酸化炭素の吸収量は海域によって大きく異なり、太平洋の赤道域のように、逆に大気中に二酸化炭素を放出している海域もある。さらに、季節によって吸収域となったり放出域となったりする海域もある。このように海域や季節によって吸収・放出の状況が一様でないことが、海洋による大気中の二酸化炭素吸収量の見積もりにおける不確実性を大きくしている。この不確実性を小さくするためには、観測にもとづいて海域別・季節別に二酸化炭素の吸収量または放出量の見積もりを行わなければならない。気象庁では海洋気象観測船凌風丸および啓風丸によって、亜寒帯から赤道域にいたる北西太平洋で、海水中および大気中の二酸化炭素濃度の観測を定期的に実施している。図 3.1-13（左）に海洋気象観測船による観測線を示す。

図 3.1-13（右）に、2008 年冬季、春季、夏季および秋季の凌風丸と啓風丸による二酸化炭素観測結果を、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として示す。表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧は、それぞれの二酸化炭素濃度、大気圧および飽和水蒸気圧を用いて計算される。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は二酸化炭素の海洋から大気への放出域、負である海域は大気から海洋への吸収域となる。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、赤道域の冬季、夏季および亜熱帯域の夏季に放出域が出現する。なお、大気－海洋間の二酸化炭素フラックス（移動速度）は表面海水中と大気中の濃度差に比例する。

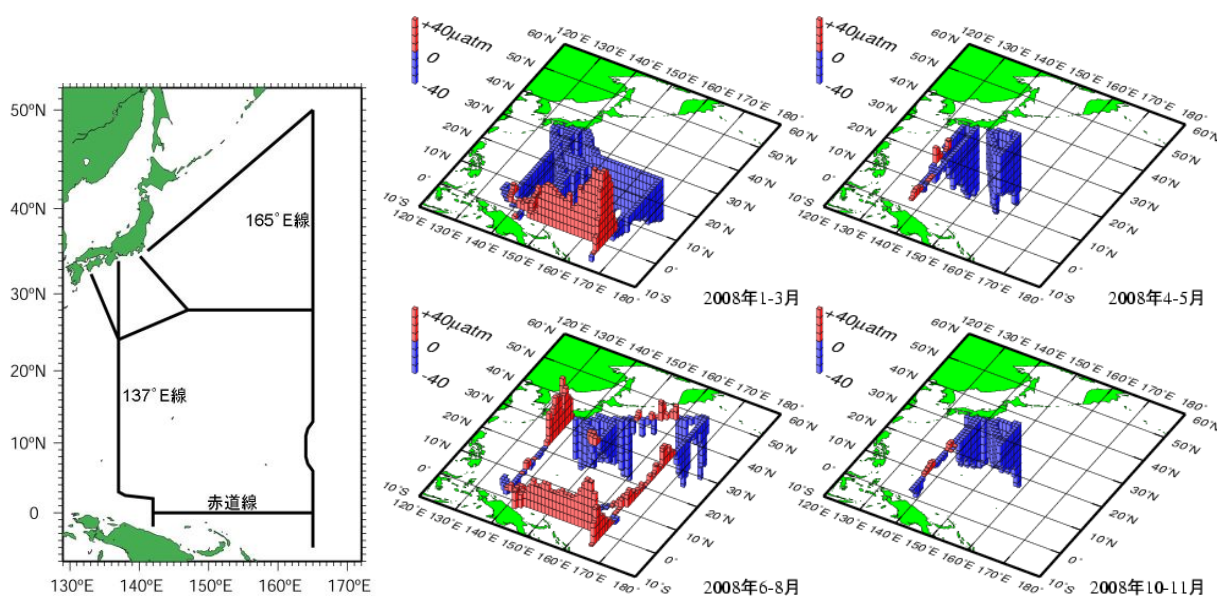


図 3.1-13 （左図）海洋気象観測船の観測線 （右図）2008 年冬季（1～3 月）、春季（4～5 月）、夏季（6～8 月）、秋季（10～11 月）の二酸化炭素観測結果

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 μatm ）。

二酸化炭素の海洋から大気への放出域を赤、大気から海洋への吸収域を青であらわしている。

図 3.1-14 に、東経 137 度線に沿って平均（北緯 7～33 度）した冬季の表面海水中およ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。冬季の表面海水中の二酸化炭素濃度の増加率は、1984～2008 年の 25 年間の平均で 1.6 ± 0.2 ppm/年（±は 95%信頼限界）であり、ここでの大気中の濃度の増加率 1.7 ± 0.1 ppm/年とほぼ同じである。表面海水中の二酸化炭素濃度の年ごとの変動は大気中のそれより大きい、長期的な増加率は大気中の増加率と有意な差がみられないことから、この海域における二酸化炭素の吸収能力は変化していないと推定される。

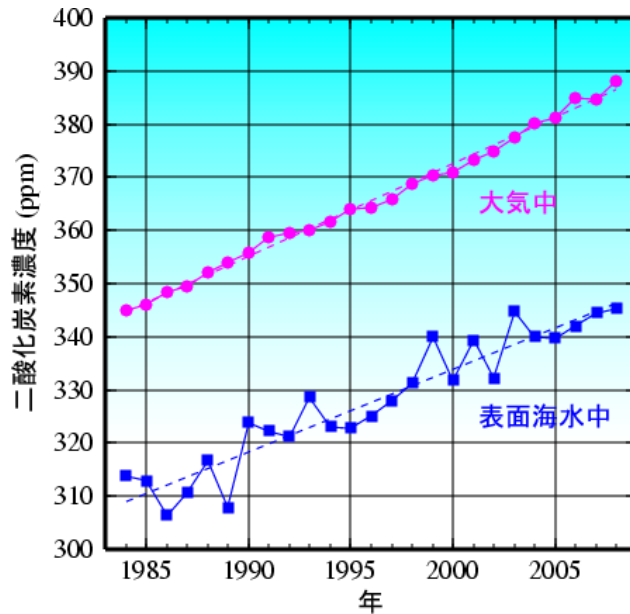


図 3.1-14 東経 137 度線に沿った冬季の表面海水中と大気中の二酸化炭素濃度の経年変化（北緯 7～33 度の平均値、1984～2008 年）

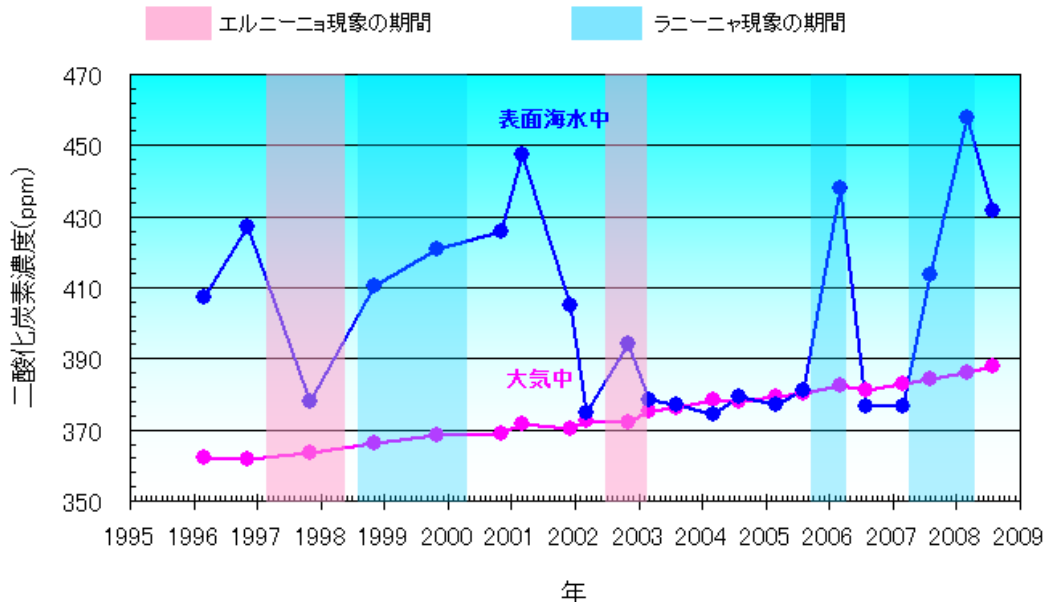


図 3.1-15 太平洋西部の赤道に沿った表面海水中（青線）および大気中（赤線）の二酸化炭素濃度の経年変化（東経 156～165 度の平均値、1996～2008 年）

エルニーニョ現象の期間を赤、ラニーニャ現象の期間を青であらわしている。

図 3.1-15 に、太平洋西部の赤道に沿って平均（東経 156～165 度）した表面海水中および大気中の二酸化炭素濃度の経年変化を示す。この海域での表面海水中の二酸化炭素濃度は、2002 年冬季から大気中の濃度との差が小さくなっていったが、2006 年冬季には 50ppm 以上、2008 年冬季には約 70ppm 大気中の濃度より高くなった。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高く、西部の暖水域は東部と比較して二酸化炭素濃度が低くなっており、湧昇域と暖水域の境界が東西に移動することが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とされている。東経 156～165 度の観測範囲で、2005 年秋季～2006 年春季および 2007 年春季～2008 年春季のラニーニャ現象の発生期間に表面海水中の二酸化炭素濃度が高くなったのは、東風（貿易風）が強まって湧昇域と暖水域の境界が西方に移動したためと考えられる。湧昇域と暖水域の境界は、2008 年冬季に東経 147 度付近、ラニーニャ現象終息後の 2008 年夏季にも依然として東経 145 度付近にあり、観測範囲は湧昇域の性質を持った表面海水で占められていた。

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とが高い正の相関をも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およ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あわせて大気－海洋間の二酸化炭素分圧差を計算した。さらに、この解析値と海上の風速の月平均値から求められるガス交換係数を用いて、大気－海洋間の二酸化炭素フラックスを計算した。図 3.1-16 に、全海洋の 2.6% を占める北西太平洋亜熱帯域（北緯 11～30 度、東経 130～165 度）で 1 年間に吸収された正味の二酸化炭素量の、1996 年から 2007 年までの季節変動および経年変動を示す。この海域は夏季に二酸化炭素の放出域となり冬季に二酸化炭素の吸収域となるが、冬季の吸収量が夏季の放出量を上回るため、年間で積算すると二酸化炭素の吸収域となっている。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、炭素の重量に換算して、0.27～0.83（平均 0.63）億トンであり、2007 年は 0.68 億トンであった。年間の吸収量の平均値は世界規模でみたときの海洋の吸収量（2000～2005 年の平均で炭素換算 22 億トン＝22 億トン炭素）の約 2.9% に相当する。

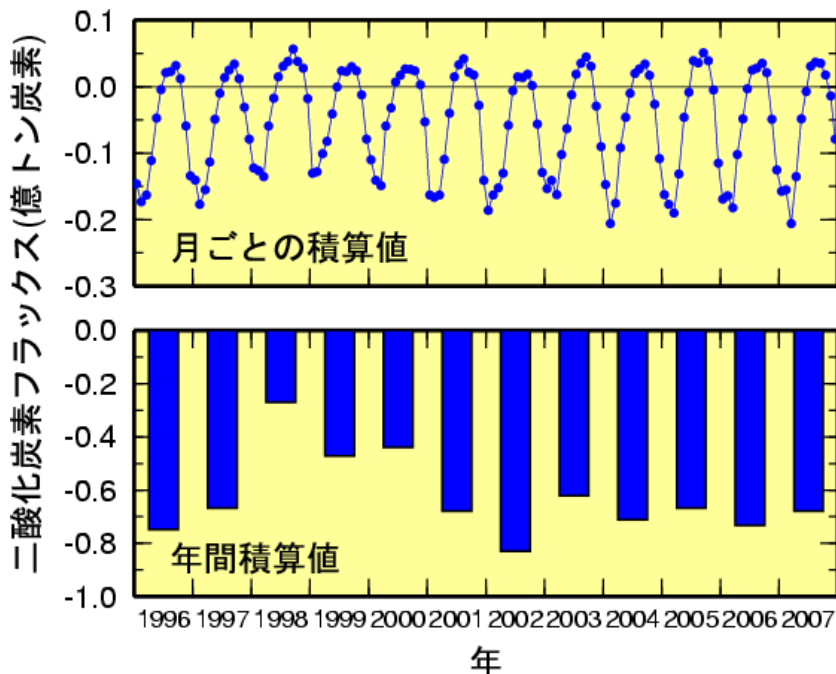


図 3.1-16 北西太平洋亜熱帯域（北緯 11～30 度、東経 130～165 度）における大気－海洋間の正味の二酸化炭素フラックスの (a) 月ごとの積算値および (b) 年間積算値（1996～2007 年）
単位は炭素に換算した重量（億トン炭素）で、海洋から大気への放出を正としている。

1.3 エロゾル

大気中に浮遊するちりなどの微粒子をエアロゾルという。エアロゾルは、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、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。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）として雲の性状（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るという間接効果もある。また、すす（黒色炭素）の増加は太陽放射を吸収し大気を暖めるなど、これら相反する複数の効果が絡むため、エアロゾルの増減がどの程度気候に影響するかを量的に評価することは難しいが、エア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 直達日射観測による大気混濁係数の経年変化

気象庁は全国4地点（図3.1-1）において、太陽から地表面に直接入射するエネルギー（直達日射量）を観測している。直達日射量からは大気混濁に関する指標であるホイスナー・デュボアの混濁係数を算出することができる。ホイスナー・デュボアの混濁係数（以下、「混濁係数」）は、エアロゾルのほか、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（日射に対する大気不透明さ、濁り具合）が、酸素や窒素などの空気分子のみが存在すると仮定した大気の光学的厚さの何倍であるかをあらわしている。つまり混濁係数が大きいほど大気を濁す物質が多いことを示している。

1935～2008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混濁係数の変動を図3.1-17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、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と1982～85年と1991～93年にみられる極大は、それぞれ1963年2～5月のアグン火山噴火（インドネシア）、1982年3～4月のエルチチョン火山噴火（メキシコ）、1991年6月のピナトゥボ火山噴火（フィリピン）によって硫酸塩エアロゾルの生成につながる二酸化硫黄が成層圏に大量に注入され、成層圏が長期間にわたって混濁した結果である。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、日本における混濁係数はアグン火山噴火前のレベル付近まで戻っている。

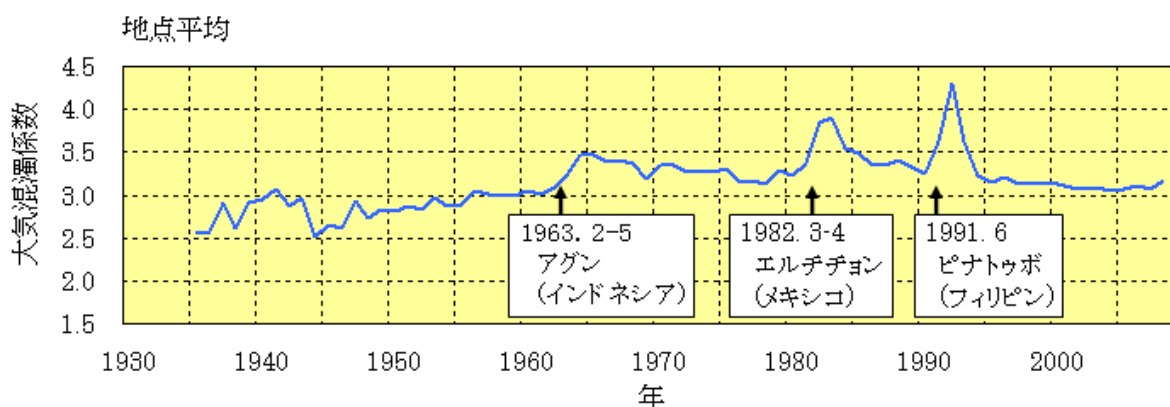


図3.1-17 混濁係数の経年変化（1935～2008年）

水蒸気や黄砂の影響を取り除くため、各地点の月最小値を平均したものを年平均した。

（2007年9月までは、全国14地点の観測値、それ以降は全国4地点の観測値から算出。全国14地点の配置は、「気候変動監視レポート2006」を参照。）

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

図 3.1-18 は、それぞれ綾里、南鳥島、与那国島における 1998～2008 年のエアロゾル光学的厚さ（平均的な粒径のエアロゾル量の影響が顕著な波長 500nm と大きな粒径のエアロゾルの影響が顕著な波長 862nm における光学的厚さ）の月平均値の経年変化を示す。（ただし、サンフォトメータによる観測は晴天時に限られるため、観測数が少ない場合は月平均値がその月の実際の平均的な状態と異なる場合がある。）

綾里ではエアロゾルの光学的厚さが春季から夏季にかけて極大、冬季に極小になる。極大の原因として、春に大陸から飛来する黄砂と夏に日本付近を覆う太平洋高気圧中の海洋性気団による影響が考えられる。なお、春季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、春季の極大では、これらが重なり合っている可能性が考えられる。2003 年 5 月の高いエアロゾル光学的厚さの値は、シベリアでの森林火災の煙によるものである。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 年と 2008 年の春季の高いエアロゾル光学的厚さは、黄砂の影響によるものである。2008 年は気象官署での目視における黄砂観測数は少なかったものの、ライダーなどの観測により上空を通過する黄砂が多かったとみられる。

南鳥島では、ほぼ年間を通して綾里や与那国島に比べて光学的厚さが小さい。これは、大陸のエアロゾル発生源から遠いためと考えられる。しかし、南鳥島の春季の平均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、アジア大陸からの黄砂や大気汚染の長距離輸送の影響が示唆される。また、南鳥島では 500nm と 862nm の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く、綾里や与那国島に比べて粒径の大きなエアロゾルが相対的に多いことを示している。南鳥島では、春季に極大、秋季に極小をとることが多い。

与那国島でも光学的厚さは、冬季から春季にかけて極大となり、夏季から秋季にかけて極小となっている。冬季から春季にかけて極大になるのは、大陸からの吹き出しの影響で、大陸起源の黄砂や汚染大気、森林火災の煙などのエアロゾルが運ばれやすいためと考えられる。

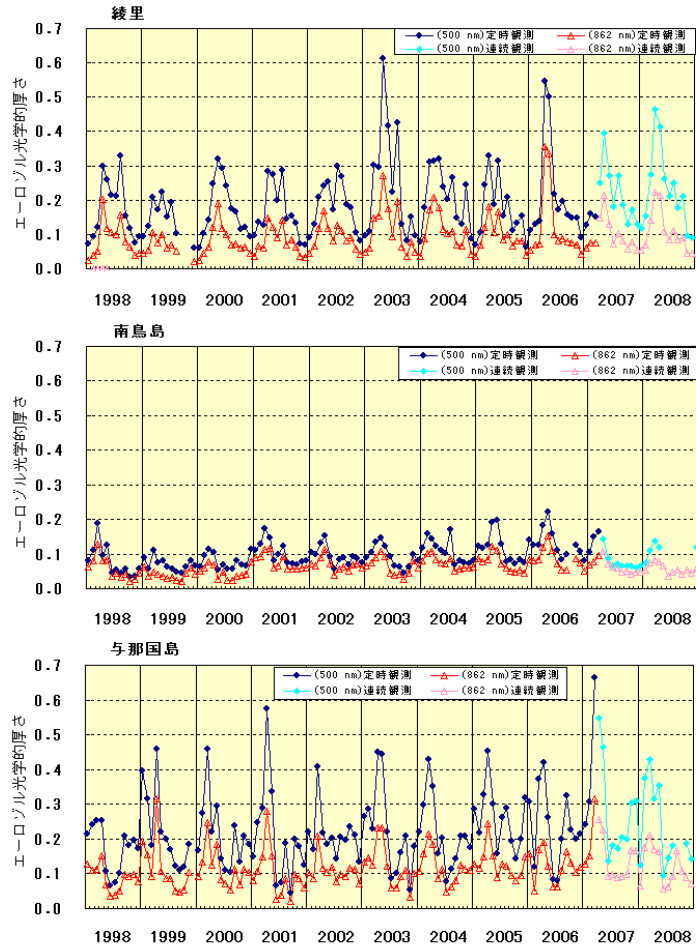


図 3.1-18 綾里、南鳥島、与那国島における 1998～2008 年の波長 500nm と 862nm のエアロゾル光学的厚さ
2007 年 3 月までは、1 日 3 回の定時観測値の集計で、それ以降は連続観測値を集計している。

1.3.3 ライダー観測によるエアロゾルの鉛直分布

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

図 3.1-19 に 2007 年 12 月から 2008 年 11 月までの間を 3 か月ごとに平均したエアロゾルの鉛直分布を示す。成層圏（季節によっても異なるが、おおむね高度 10 km 以上）のエアロゾルは、対流圏と比較して極めて少ない。対流圏内のエアロゾルは変動が大きい。地面に近づくほどエアロゾルの量は多くなっている。これらは、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。春季（3～5 月）は、ほかの季節に比べて特に対流圏中層のエアロゾルの量が多い。これは大陸から飛来する黄砂によるものである。

黄砂や硫酸塩エアロゾル、すすなどの対流圏エアロゾルは、気候変動に対して大きな影響を与える。一方、火山噴火により火山灰やガスが成層圏に大量に注入されると、成層圏エアロゾルとして、数年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効な観測手段となっている。

2008 年は、秋季に高度 15km～20km 付近に極大があり、アリューシャン列島のカサトチ火山噴火の影響と考えられる。

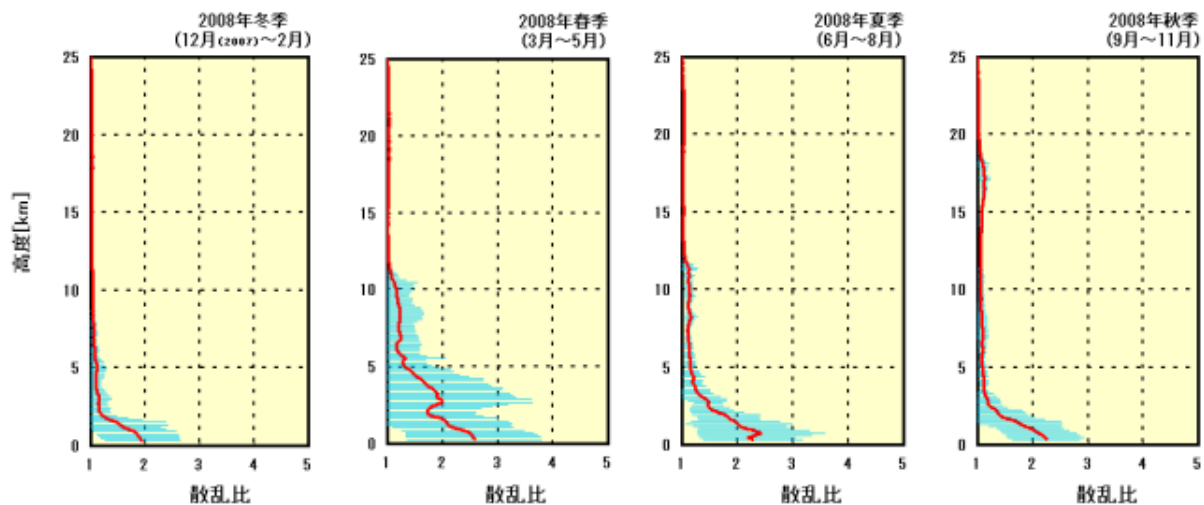


図 3.1-19 綾里における 2008 年のエアロゾルの鉛直分布 3 か月平均値（冬、春、夏、秋）

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

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。南極域でのオゾンホールの出現には、南極大陸の影響をうけた南極域特有の気象条件や一日中太陽が沈んだ状態が続く極夜の時期があることが大きく関わっている。しかし、オゾンホール出現の主因は、クロロフルオロカーボン類（一般にフロンと呼ぶ）等の人工物質の存在である。これらの物質は、化学的な安定性、不燃性、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、その化学的安定性から対流圏ではほとんど分解されないが、徐々に成層圏へと広がり、そこで分解して塩素を放出する。この塩素がオゾンを破壊する原因であることが明らかになっている。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。

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

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 2008 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全量とオゾン鉛直分布に関する資料、紫外線観測資料を用いている。オゾン全量データを面的に説明する際には衛星による観測データを用いている。また、2008 年の状況を表現するのに、基準となる月別平均値からの差が標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」としている。月別平均値と直接比較するときは、「多め」「少なめ」と表現している。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

2.1.1 世界全体のオゾン層

衛星観測データによれば、2008 年のオゾン全量は、1979～1992 年の平均値と比較すると、世界のほとんどの地域で少なめだった（図 3.2-1）。特に、南半球の中高緯度では平均からの偏差が -5% を下回ったところが多かった。一方、赤道付近は平均よりも多めだった。これは成層圏でのいわゆる準 2 年周期振動の影響と考えられる。北半球の中緯度では 2 月から 3 月にかけて、高緯度域では 4 月から 5 月にかけて平均より少なかった。南半球高緯度の状況は 2.1.3 に詳しく述べる。

地上観測及び衛星観測にもとづく世界のオゾン全量比偏差の推移を図 3.2-2 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ており、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、1979 年を基準とした場合、2008 年のオゾン全量は全球平均で約 2.4 ± 0.1% 少ない状態である。

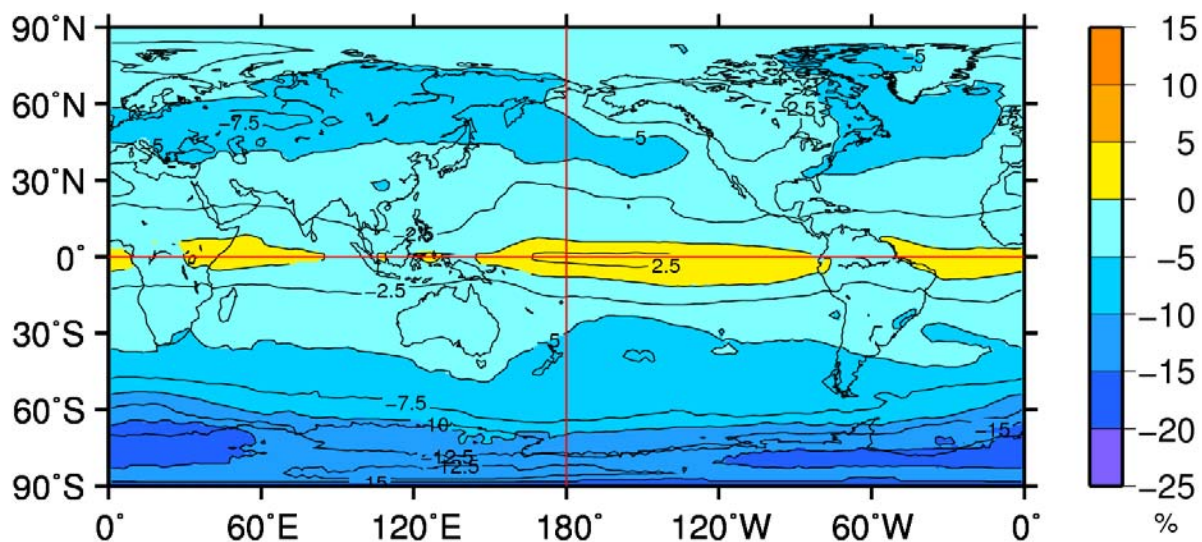


図 3.2-1 2008 年のオゾン全量比偏差 (%) の全球分布

月平均オゾン全量比偏差 (%) の 2008 年平均分布。等値線間隔は 2.5%。基準となる月別平均値 (参照値) は 1979 ~1992 年の平均値。北緯 60 度以北の 1 月と 11、12 月および南緯 60 度以南の 5~7 月は、太陽高度角の関係で観測できない時期があるため省いて計算した。NASA 提供の衛星観測データから作成。

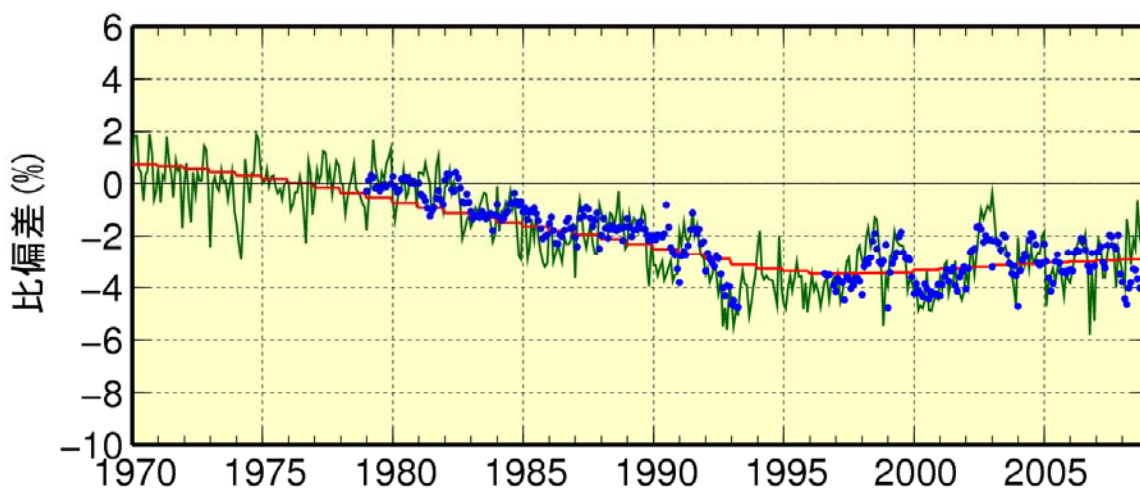


図 3.2-2 世界のオゾン全量比偏差の推移

実線(緑)は世界の地上観測によるオゾン全量比偏差。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) によるオゾン全量比偏差。比較の基準である参照値は 1970~1980 年の平均値。季節変動、太陽活動、QB0 の影響を除去。全球の地上観測点数は 63 地点。北半球は 55 地点、南半球 8 地点である。

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地点および南極昭和基地でオゾン全量とゾンデによる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2008年の日本上空におけるオゾン全量の推移を示す。札幌では、通常オゾン全量の多い1月から5月にかけて、参照値に比べ少なめとなり、特に札幌の3月は少なかった。つくばでは2月と5月に少なかったが、7月以降、多くの月で参照値と比べ多めとなり、8月から10月にかけてオゾン全量が多かった。那覇でも、7月から10月にかけてオゾン全量が多かった。

札幌、つくば、那覇、南鳥島のオゾン全量の年平均値の推移を図3.2-4に示す。日本付近のオゾン全量は主に1980年代を中心に減少が進み、1990年代半ば以降はほとんど変化がないか、緩やかな増加傾向がみられる。1980年代のオゾンの減少は高緯度ほど大きい傾向がみられる。

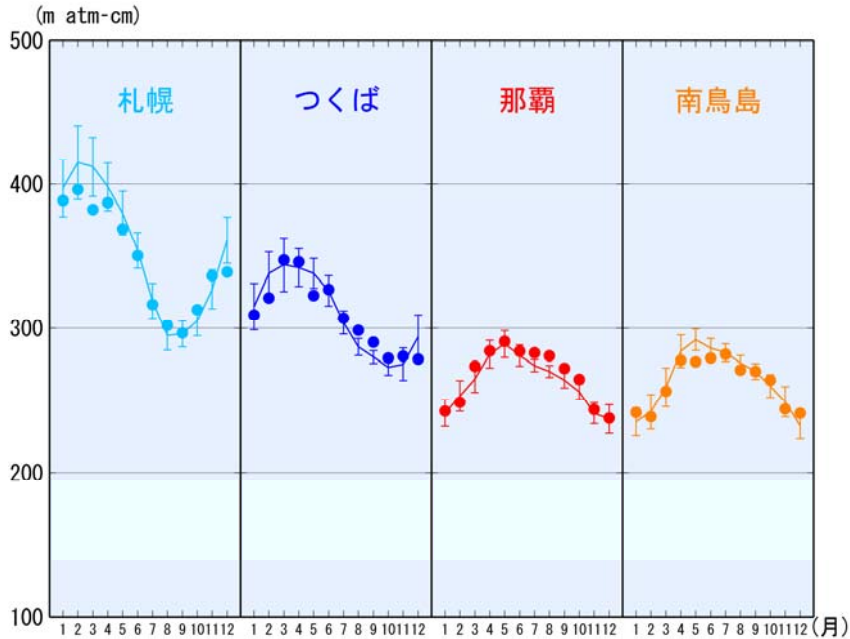


図 3.2-3 2008年における月平均オゾン全量の推移

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推移。丸印は2008年の月平均値。国内4地点の折線は参照値。縦線はその標準偏差。ただし、参照値は、札幌、つくばでは1971~2000年、那覇は1974~2000年、南鳥島は1994~2007年の平均値。

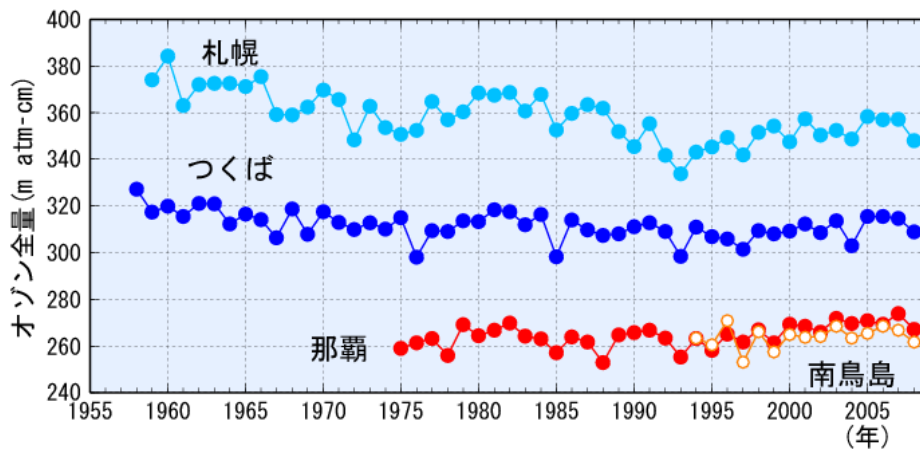


図 3.2-4 日本上空のオゾン全量の年平均値の推移

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

2008年のオゾンホールは8月下旬に発生し、9月12日に2008年の最大面積である2650万km²まで発達した(図3.2-5、図3.2-6)。その後12月半ばまで、過去の同時期と比べ大きい規模で推移したが、12月28日にオゾンホール面積はゼロになり消滅した。2008年のオゾンホールは、最近10年の平均を上回る規模だった。これは、オゾン層破壊の促進に関する南極域上空の低温域(−78℃以下)の面積が6月から8月にかけて大きかったことが原因の一つと考えられる。

オゾンホールの規模はその年の気象状況等により変化するが、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。

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11月にかけて、オゾンホールの目安である220m atm-cmを下回る状態がほぼ継続していた。10月16日には2008年の最低値である140 m atm-cmを記録している。12月以降は220m atm-cmを上回るようになった。オゾン全量の月平均値の推移(図3.2-8)からも、7月以降、1981~2000年の平均値を大きく下回り、オゾン全量が少なかったことがわかる。

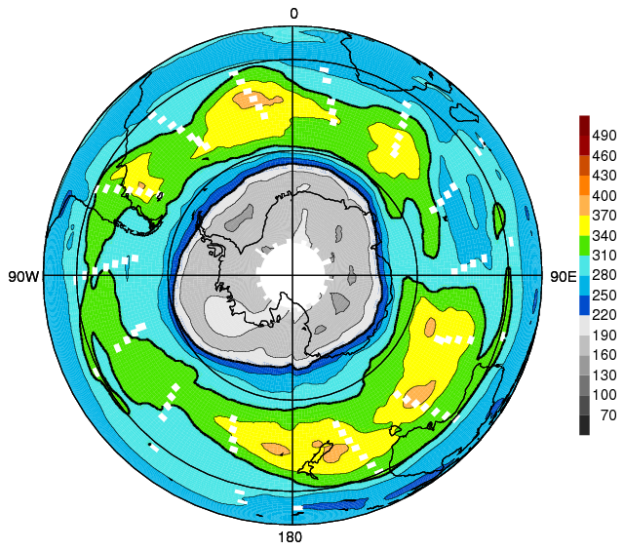


図3.2-5 オゾンホール面積が年最大を記録した2008年9月12日のオゾン全量の南半球分布
中央の灰色の部分がオゾンホール。米国航空宇宙局(NASA)提供のOMIデータをもとに作成。

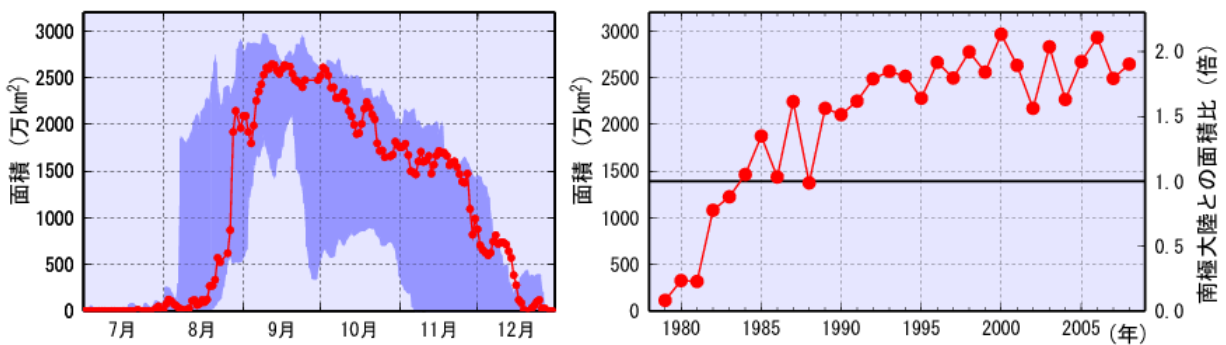
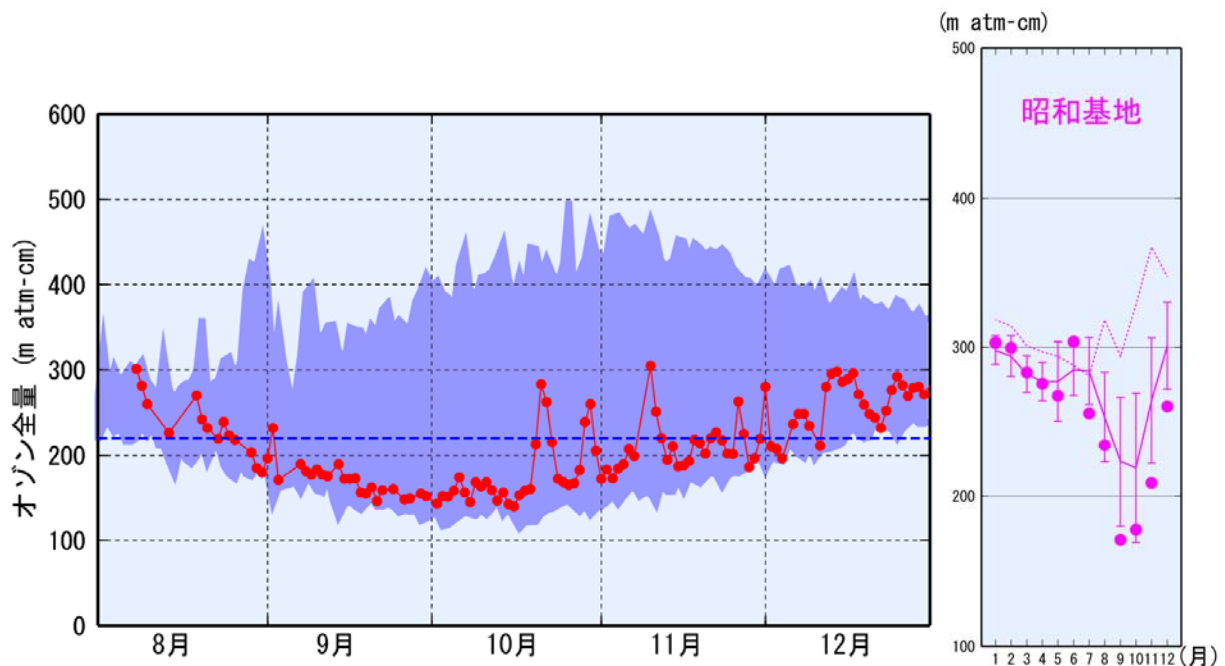


図3.2-6 オゾンホールの面積の推移

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2008年の日別の値(赤丸)と最近10年(1998~2007年)の日別の最大値・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、1390万km²の所の横線は南極大陸の面積を示す。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 (2008 年 8~12 月)

丸印は 2008 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。昭和基地におけるオゾン全量観測から作成。

(右) 図 3.2-8 南極昭和基地における 2008 年の月平均オゾン全量の推移

丸印は 2008 年の月平均値。点線 (参照値) は 1961~1980 年の平均値。折線は 1981~2000 年の平均値で、縦線はその標準偏差である。

2.2 紫外線

オゾンは紫外線を吸収する特性をもっており、オゾン全量の減少にともない、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。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 2008 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) の推移として図 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、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 以上の日が、那覇では 1 年を通して、北に位置する札幌でも 3 月から 10 月にかけて観測されている。日々の観測値が大きくばらついているのは主に天気の変化によるものであり、紫外線に与える天気の影響の大きさを示している。

2008 年の月別紫外線量の状況を、月平均紅斑 (こうはん) 紫外線量 (用語一覧参照) 日積算値として図 3.2-10 に示す。3 地点とも年を通して多めであり、通常紫外線量の多い 6 月から 8 月の平均は全ての地点で多めとなった。特に、札幌の 6 月、那覇の 7、8 月は多かった。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、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 10 月以降は多めであり、特に 12 月は多かった (図 3.2-11)。

紫外線量の年毎の変化を、年積算紅斑紫外線量の推移として図 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紫外線量は、1990 年代初めから増加傾向がみられ、札幌は統計的にも有意 (有意水準 5%) である。

1990 年以降のオゾン量は、2.1 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。このため、国内 3 地点における 1990 年以降の地上での紫外線量の増加傾向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。世界

的に、汚染の少ない場所における地上に到達する紫外線量は 1990 年以降減少しているが、北半球中緯度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、雲量の減少など天気傾向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。国内における紫外線の増加傾向も天気傾向の変化やエアロゾル量の減少が原因として考えられる。

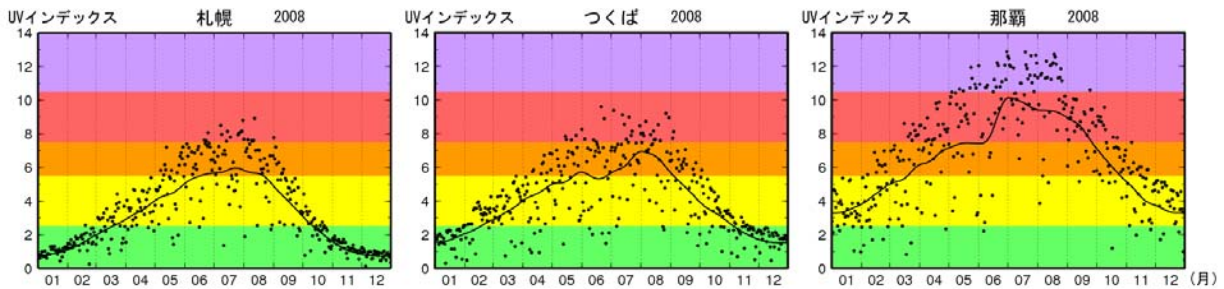


図 3.2-9 2008 年の国内 3 地点における日最大 UV インデックスの推移

丸印は国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）における 2008 年の日最大 UV インデックスの推移、実線は日最大 UV インデックスの累年平均値（つくばは 1990～2007 年、札幌および那覇は 1991～2007 年の平均）。

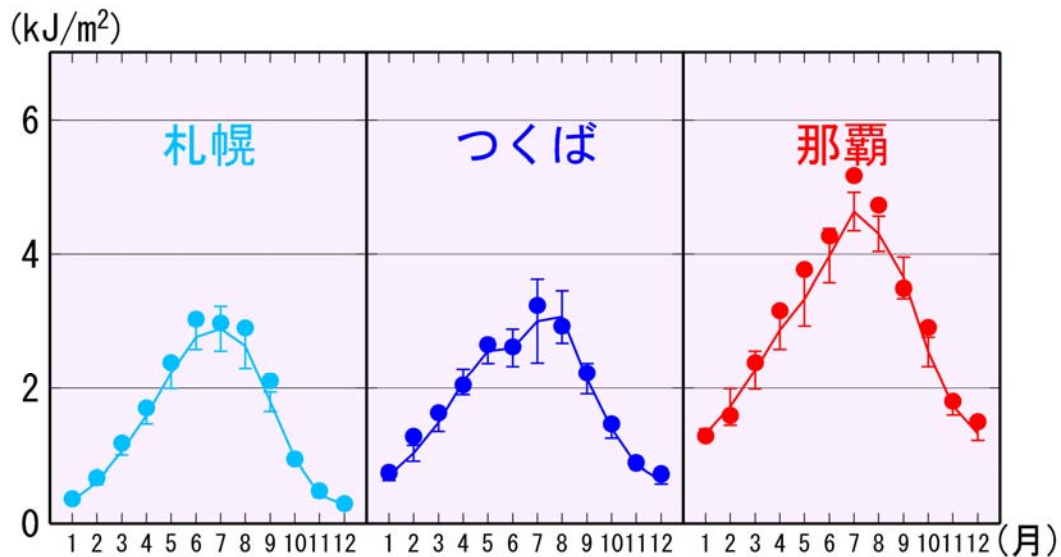


図 3.2-10 2008 年における月平均紅斑紫外線量日積算値の推移

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推移。丸印は 2008 年の月平均値。折線は参照値。縦線はその標準偏差。ただし、参照値は、札幌、那覇では 1991～2007 年、つくばでは 1990～2007 年の平均値である。

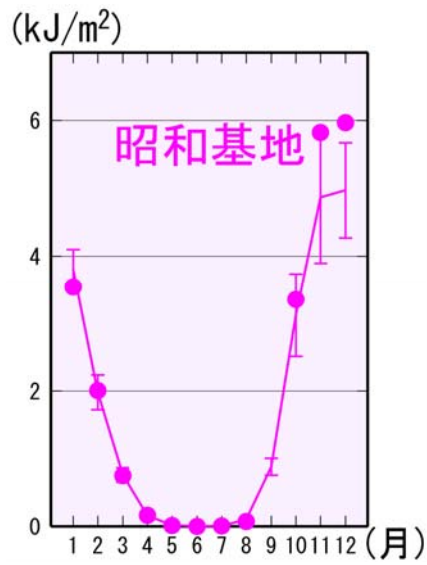


図 3.2-11 南極昭和基地における 2008 年の月平均紅斑紫外線量日積算値の推移
丸印は 2008 年の月平均値 (9 月は欠測)。折線は参照値。縦線はその標準偏差。ただし、参照値は 1993~2007 年の平均値である。

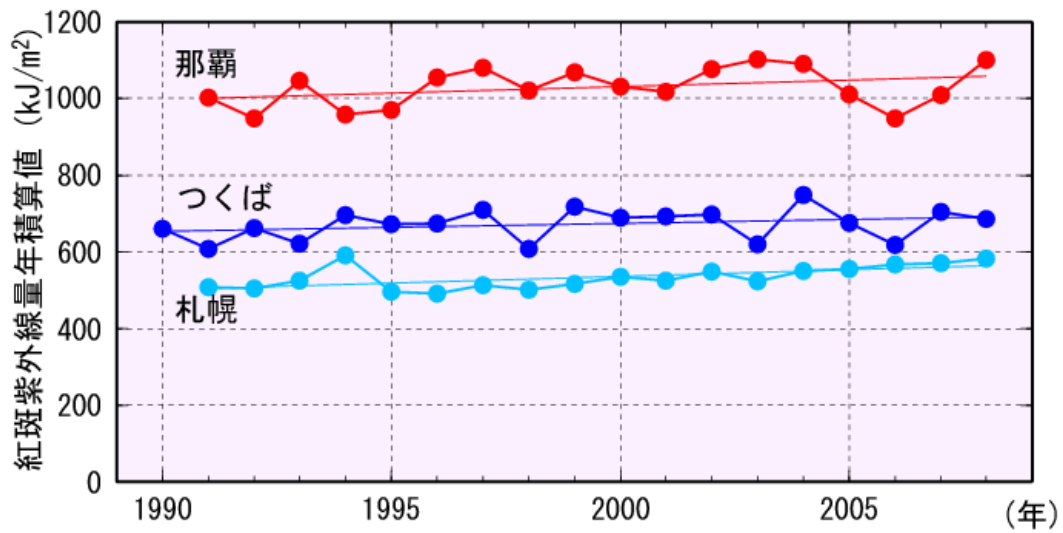


図 3.2-12 紅斑紫外線量年積算値の推移
丸印は札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線量年積算値の観測開始からの推移。直線は全期間の長期的な傾向。

第3章 黄砂・酸性雨の状況

3.1 黄砂

黄砂現象とは、アジア大陸の砂漠や耕地の乾燥、半乾燥地帯の細かい砂塵（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るとともに、それが西風に乗って遠くまで輸送されて、落下したり大気を混濁させたりする現象である。黄砂粒子が舞い上がる場所としては、タクラマカン砂漠、ゴビ砂漠、黄土高原が知られており、舞い上がった黄砂は、場合によっては太平洋を越えてアメリカやカナダにまで到達することがあることが知られている。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 μm という研究もあり、一般的に1 μm 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、黄砂は春に多く起こることが知られているが、秋に起こることもある。しかし、最近の研究によると、薄くではあるが夏季にも継続して発生していることがわかってきている。

黄砂発生源では、黄砂の原因となる大規模な砂塵嵐により人的被害を受けることがある。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。このような影響の結果として、気象研究所の全球黄砂モデルによると、世界の平均では、黄砂が大気中にない場合と比較して、 $-0.3\text{W}/\text{m}^2$ という弱い冷却効果を示すとされている。

3.1.1 2008年の黄砂現象

気象庁では、国内76ヶ所（2008年12月31日現在）の気象台や測候所で、職員が目視により大気中に黄砂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2008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、11日、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113日であった。なお、1971~2000年の黄砂観測日数平均値は21.4日、黄砂観測のべ日数平均値は181.6日であり、2008年の黄砂は少なめであった。

3月3日は48官署で黄砂を観測するなど、2~4日にかけて東北地方南部から南西諸島の広範囲で黄砂を観測したものの、その後は西日本を中心に単発的に観測されるに留まった。特に4月の黄砂観測日数は1日のみであり、1971~2000年の平均値7.6日を大きく下回った。図3.3-1に2008年3~6月の状況を示す。

3.1.2 黄砂現象の年々変動

統計値が整備されている1967年からこれまでに黄砂観測日数が最も多かったのは2002年の49日である（図3.3-2）。また、黄砂観測のべ日数が最も多かったのも2002年で、857日であった（図3.3-3）。

黄砂観測日数は、2000年以降ほぼ毎年30日を越しており、また、黄砂観測のべ日数も、2000年以降ほぼ毎年300日を越しているように、近年わが国で黄砂が観測されることが多いが、黄砂は年々変動が大きく、長期的な傾向は明瞭でない。

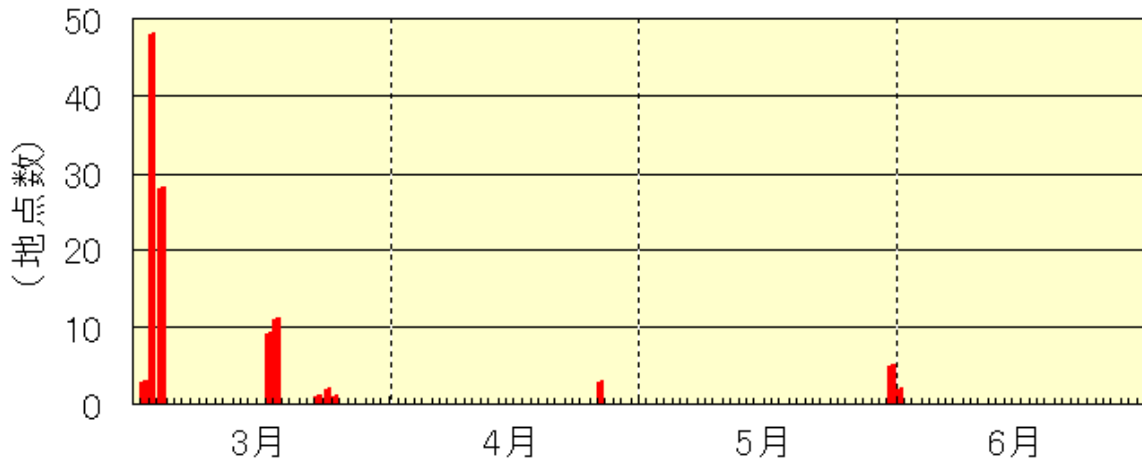


図 3.3-1 日本における 2008 年 3 月から 6 月の日別の黄砂観測地点数

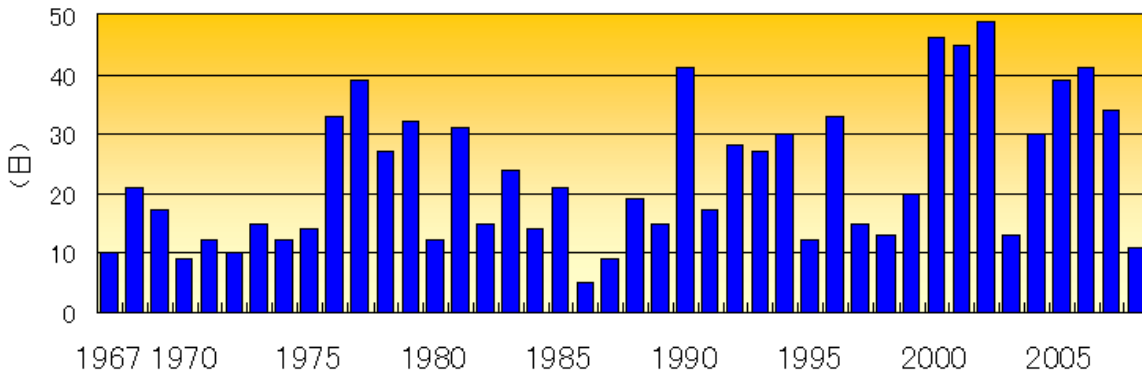


図 3.3-2 日本の年別の黄砂観測日数 (1967~2008 年)

2008 年 12 月 31 日現在で黄砂の目視観測を行っている国内 76 地点の記録を過去にさかのぼり集計した。

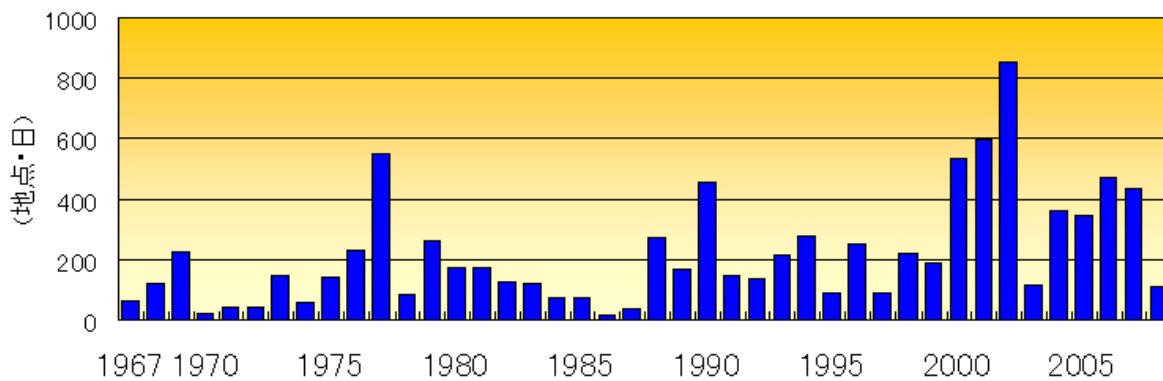


図 3.3-3 日本の年別の黄砂観測のべ日数 (1967~2008 年)

2008 年 12 月 31 日現在で黄砂の目視観測を行っている国内 76 地点の記録を過去にさかのぼり集計した。

3.2 酸性雨

酸性雨というのは、酸性物質が大気から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している重要な現象である。近年、大気中の酸性物質が地上に降下し、河川、土壌、植物などの環境に悪影響を及ぼすことが問題となっている。大気中の主要な酸性物質は、化石燃料の燃焼で大気中に放出される二酸化硫黄や窒素酸化物から光化学反応過程などによって生成される硫酸や硝酸である。

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（酸性霧）として降下する場合（湿性沈着）と、微粒子またはガスとして降下・付着する場合（乾性沈着）があり、両方を含めて酸性沈着と呼んでいる。それらの影響は、大気から地上に降下した酸の量によって決まるため、雨の場合、強い酸性の雨が少し降るよりも、それほど酸性が強くない雨がたくさん降ったときのほうが降下した酸の量が多くなることがある。実際には酸性沈着の影響は、酸の強度の変化が生物に影響を与える場合と、アンモニアのように沈着物質そのものが生物に影響を与える場合とがある。一般に降水の酸性度は水素イオン濃度の対数 $\text{pH} = -\log[\text{H}^+]$ であらわされる。pHが7より小さいと酸性、大きいと塩基性（アルカリ性）となる。降水中では水素イオン濃度はほかのイオン濃度との平衡状態で決まる。

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

3.2.1 気象庁の観測点での酸性雨の経年変化

酸性雨の分析は、試料の採取から分析まで時間がかかるため、ここでは、2007年までの結果を記述する。

綾里（岩手県大船渡市）および南鳥島（東京都小笠原村）における降水中pHの2007年の年平均値は綾里がpH4.6、南鳥島がpH5.4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の範囲で変動しており、観測開始からの全期間（1976年から2007年の32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3.3-4）。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、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が、2003年5月から6月、2004年4月から2005年9月にかけて活発な噴火活動を繰り返しており、気象解析等の結果から、そこからの火山ガスの流入が原因の一つと考えられる。しかし、2007年のpHも2002年以前の値までは戻っていないこと、他機関が実施した沖縄、小笠原父島での降水pHの観測値にもここ数年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た可能性もある。

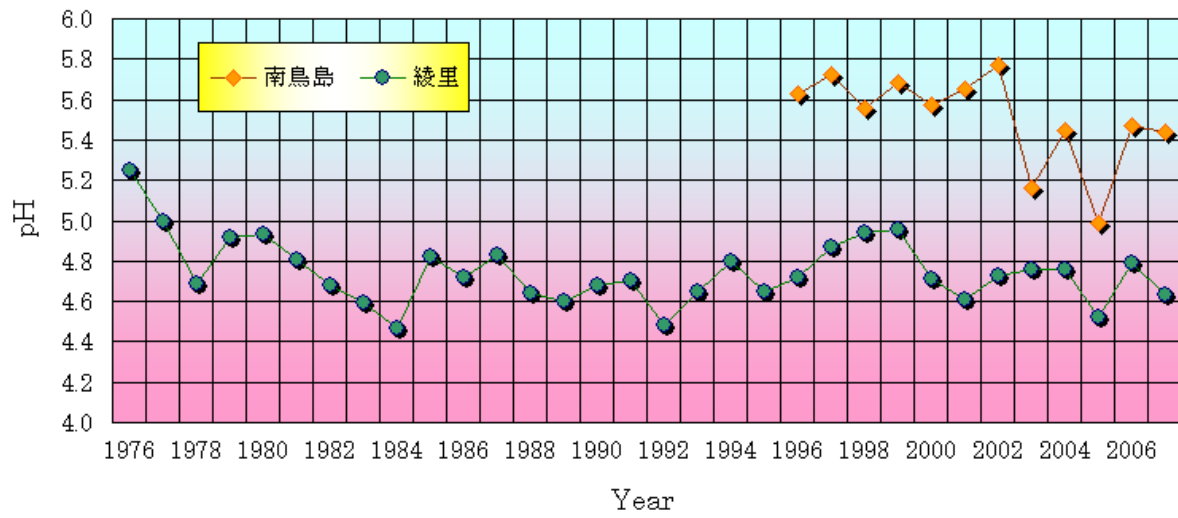


図 3.3-4 綾里（岩手県）および南鳥島における降水中 pH の経年変化

話題 I 異常気象リスクマップについて

地球温暖化に伴って異常気象の増加が懸念される中、大雨や高温の発生頻度等に関する、空間的・時間的に詳細な情報が求められている。気象庁では、こうした要望に応えるため、全国各地における極端な現象の発生頻度や長期変化傾向に関する情報をわかりやすい図表形式で示した「異常気象リスクマップ」の提供を、平成 18 年度から開始した。

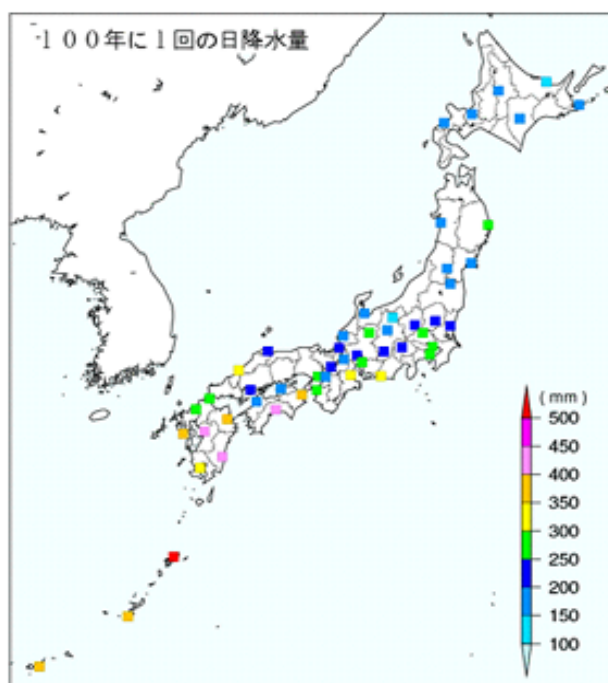
平成 18 年度には、過去 100 年以上にわたる気象庁の観測データを用いて推定した全国 51 地点における「100 年に 1 回の日降水量」やアメダスの平年値を用いた「10 年に 1 回の年降水量」などを公表し、平成 19 年度には気象庁ホームページ内に異常気象リスクマップのページを開設した。平成 20 年度には、全国約 1,300 のアメダス地点における 30 年に 1 回の 24 時間降水量を示すリスクマップなどを追加した。

(URL:<http://www.data.kishou.go.jp/climate/riskmap/index.html>)

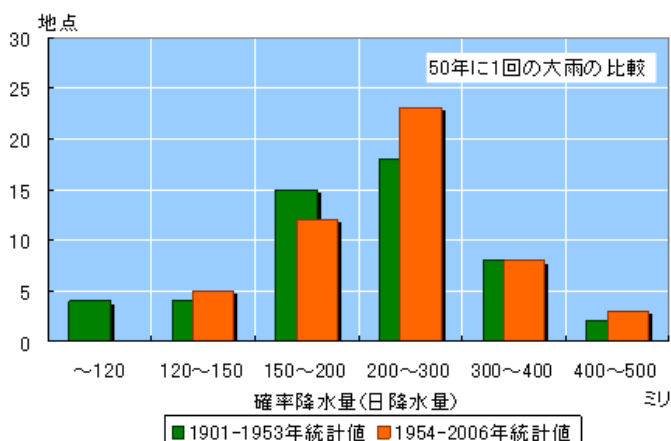
主な内容は以下のとおりである。

図話題 I-1 は、全国 51 地点における 1901 年～2006 年の 106 年間の観測データから、100 年に 1 回起こりうる日降水量を統計的に推定したものである。100 年に 1 回の日降水量は、北日本では 100～200mm 程度、東・西日本では 200～400mm 程度であることがわかる。異常気象リスクマップのホームページでは、30・50・100・200 年に起こりうる日降水量のデータを取得することができる。

図話題 I-2 は、106 年間のデータを前半の 53 年と後半の 53 年に分けて、それぞれの期間において 51 地点の 50 年に 1 回の日降水量を算出し、ヒストグラムで示したものである。前半の 1901～1953 年(緑色の棒グラフ)と後半の 1954～2006 年(橙色の棒グラフ)の分布を比べると、51 地点全体としては、後半の期間の方が 50 年に 1 回の日降水量が増大していることが分かる。「異常気象レポート 2005」などにも示されているように、こうした大雨の長期的な増加傾向には地球温暖化による影響が含まれている可能性がある。



図話題 I-1 全国 51 地点における 1901～2006 年の年最大日降水量のデータから統計的に推定した 100 年に 1 回起こりうる日降水量の分布図



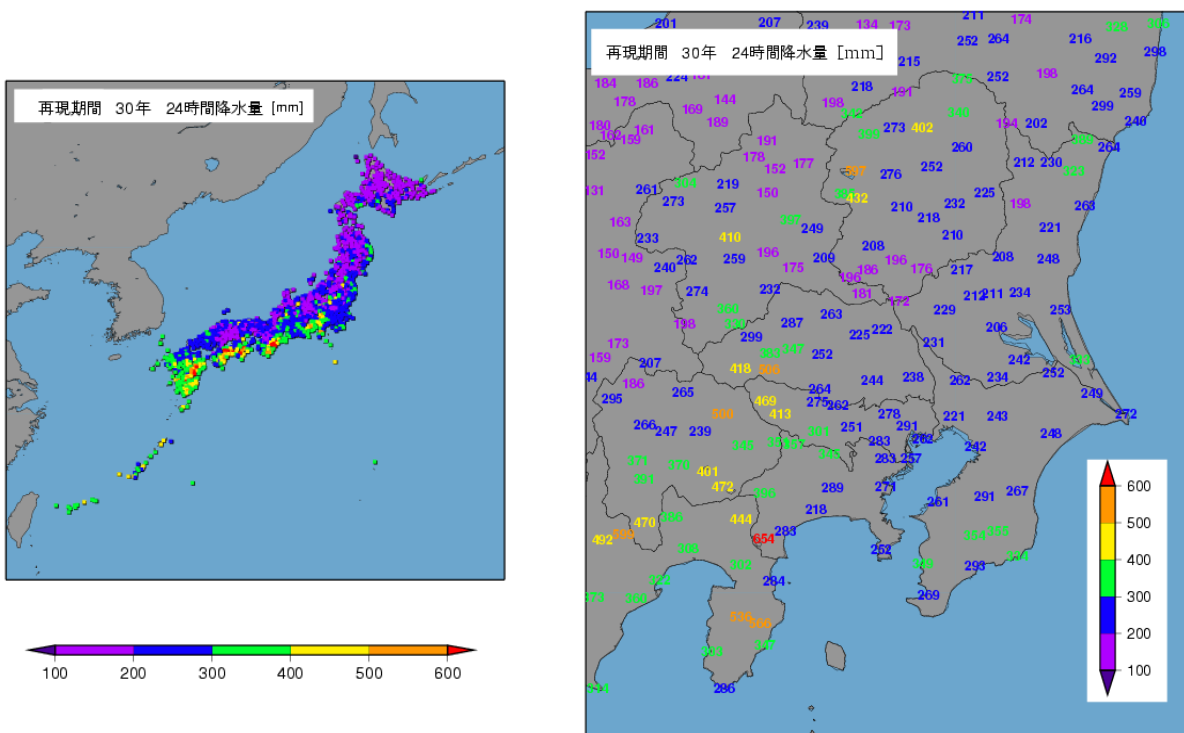
図話題 I-2 全国 51 地点における 50 年に 1 回起こりうる日降水量のヒストグラム

緑色の棒グラフ：1901～1953 年のデータによる確率降水量における 50 年に 1 回の日降水量
 橙色の棒グラフ：1954～2006 年のデータによる確率降水量における 50 年に 1 回の日降水量

図話題 I-3 は、アメダス地点の 1976～2007 年における観測データから図話題 I-1 と同じ手法によって推定した 30 年に 1 回起こりうる 24 時間降水量である。30 年に 1 回の 24 時間降水量は、北日本では概ね 100～200mm で多いところでは 300mm 以上、西日本の太平洋側では概ね 200～400mm で多いところでは 600mm 以上などとなっている。異常気象リスクマップのホームページでは、30 年・50 年に 1 回の 24 時間降水量のデータを取得できるほか、図話題 I-3 右図のような各地域の拡大図を見ることができる。

なお、「24 時間降水量」は任意の 24 時間の合計降水量であり、1 日毎に 0 時で区切られる「日降水量」と比べて大きくなることが多く、同じ 30 年・50 年に 1 回の値であっても、24 時間降水量の方がおおよそ 1～3 割大きくなる。

大雨や高温がどの地域でどの程度発生しているのか、どの程度増加しているかといった情報は、全国各地域における各種計画や対策に役立つと期待される。今後も利用者からの要望などを踏まえ、気温に関連した要素などを追加する予定である。



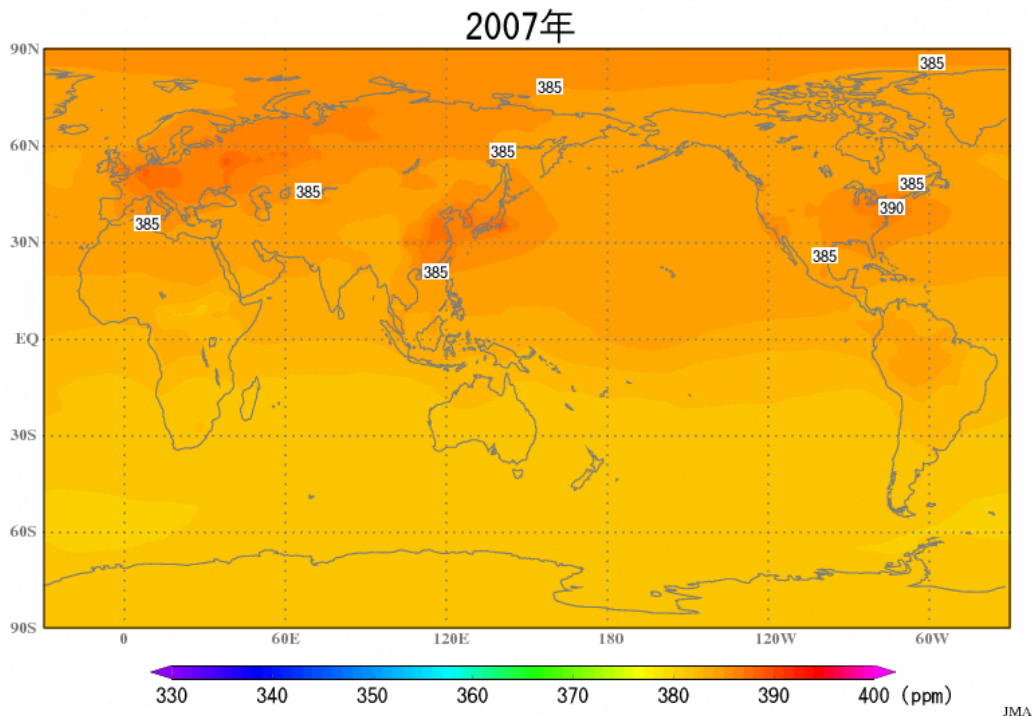
図話題 I-3 アメダス地点における 30 年に 1 回起こりうる 24 時間降水量の分布図

1976～2007 年のアメダス地点の毎正時の 24 時間降水量の観測値をもとに推定した 30 年に 1 回の値。

左：全国図、右：関東地方拡大図

話題Ⅱ 二酸化炭素分布情報の公開開始

気象庁は、平成21年（2009年）2月3日に、気象庁ホームページで「二酸化炭素分布情報」の一般公開を開始した。二酸化炭素分布情報とは、世界中で観測された二酸化炭素濃度を解析することで得られた、世界全体の地表面付近の二酸化炭素濃度の分布情報である。ホームページでは、主に図の形で情報を公開しており、過去から現在までの濃度変動や分布の特徴などが一目で分かる内容となっている。



図話題Ⅱ-1 二酸化炭素分布情報の例（平面図）

2007年の年平均二酸化炭素濃度分布図。ppmは100万分の1を意味する（体積比）。

1 はじめに

気候変動に関する政府間パネル（IPCC）が、平成19年（2007年）に公表した第4次評価報告書では、気候システムの温暖化には疑う余地がないことや、20世紀半ば以降の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ことが述べられている。

地球温暖化を予測するためには、二酸化炭素をはじめとする、温室効果ガスの時間・空間変動を正確に把握することが重要である。また、温室効果ガスについて正しく理解することは、地球温暖化問題やその対策について考える上で不可欠である。

2 二酸化炭素分布情報とは

気象庁は、大気・海洋の温室効果ガス濃度を観測するとともに、世界気象機関（WMO）温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）を運営し、世界中で観測されている温室効果ガスの観測データの収集と提供を行っている。また、収集した観測データを解析し、温室効果ガスに関する情報の提供も行っている。

温室効果ガスの観測地点はまばらであり、観測データが得られない地域の濃度分布は分からなかった。しかし、解析手法の発展により、二酸化炭素については世界全体の濃度分布を推定できるようになった。そこで、気象庁が従来からホームページなどで公開していた温室効果ガスに関する情報を充実させ、新たに二酸化炭素分布情報を公開することとした。

3 二酸化炭素分布情報の利用

二酸化炭素分布情報のページでは、世界中の観測データから作成した濃度分布を、図を中心に公開している。期間や地域を自由に選択して、濃度分布を表示させることができるようになっており、大気中の二酸化炭素濃度が増加している様子や、濃度分布の季節ごとの特徴などを見ることができ。また、「温室効果ガス Web 科学館」では分布情報の着目すべき点などを解説している。

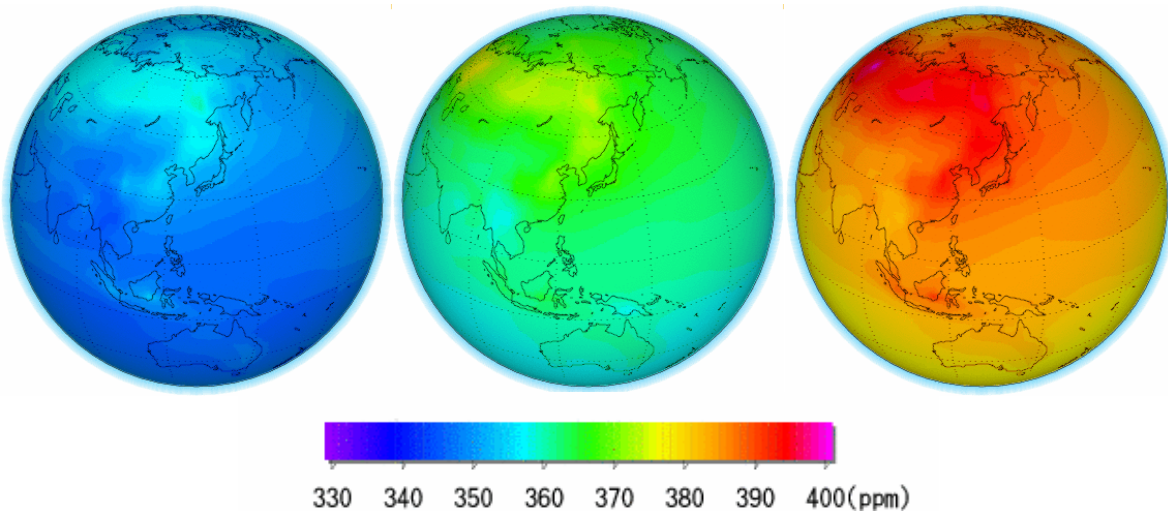
図情報としての提供以外にも、二酸化炭素分布情報は地球温暖化の研究者などを対象に数値データとしても提供される予定であり、地球温暖化予測の研究への貢献が期待されている。

4 二酸化炭素分布情報の今後

二酸化炭素をはじめとする温室効果ガスの動態については、十分に解明されていない部分が残されており、このことが地球温暖化を予測する際の不確かさの要因の一つとして挙げられている。そこで、気象庁では、航空機や気象衛星により観測されたデータの利用や、解析手法の改良等により、二酸化炭素分布情報の高度化を図っていく予定である。また、二酸化炭素以外の温室効果ガスについても、分布情報の作成を計画している。

平成 21 年（2009 年）1 月には、温室効果ガス観測技術衛星「いぶき」が打ち上げられた。「いぶき」は、地球全体をカバーする 5 万 6 千点で温室効果ガス濃度を測ることが可能で、詳細な濃度分布を得られると期待されている。今回公開した二酸化炭素分布情報は「いぶき」のデータ較正などへの利用も可能であり、逆に「いぶき」のデータの利用により二酸化炭素分布情報の精度の向上が見込まれる。このように、二酸化炭素分布情報と「いぶき」のデータは、相互に補完しあい全球の濃度分布の精度を向上させ、さらには地球温暖化予測の不確かさを低減させると期待される。

なお、二酸化炭素分布情報は、毎年 1 回、新しい観測データを追加して更新を行う予定である。



図話題Ⅱ-2 二酸化炭素分布情報の例（球面図）

1985 年 12 月（左）、1995 年 12 月（中央）、2007 年 12 月（右）の月平均二酸化炭素濃度分布図。HP では、期間や方向を選択して表示することができる。

用語一覧

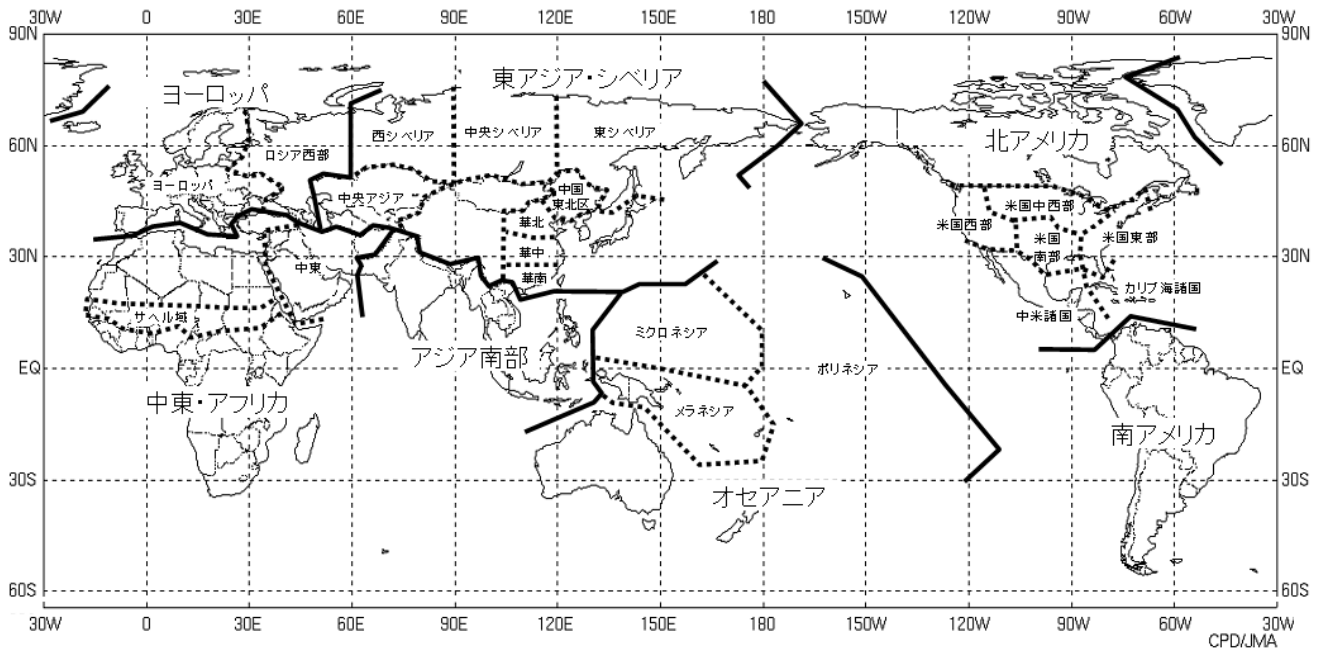
- 異常気象：** 一般に過去に経験した現象から大きく外れた現象で、人が一生の間にまれにしか経験しない現象をいう。大雨や強風等の激しい数時間の気象から数か月も続く干ばつ、冷夏などの気候の異常も含まれる。気象庁では「ある場所・ある時季において30年に1回以下（30年に1回よりまれ）の頻度で発生する現象」を異常気象としている。
- 異常高（低）温、異常多（少）雨：** 世界の天候監視においては、次の基準で気温と降水量の異常を判断する。月平均気温の平年差が平年値統計期間（1971～2000年）の標準偏差の1.83倍以上となった場合に異常高（低）温とする。月降水量が平年値統計期間における最大値を上回る（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、東部太平洋赤道域の海面水温が平年より高い状態が半年から一年半程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれる。気象庁では、エルニーニョ監視海域（北緯5度～南緯5度、西経150度～西経90度）の月平均海面水温の基準値（その年の前年までの30年間の平均値）との差の5か月移動平均値が、6か月以上続けて+0.5℃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（2006年3月変更）。
- 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：** 台風が中心が、その地域の地理的な境界線（海岸線、県境線等）から半径300km以内の域内に入ることをいう。
- 台風 上陸：** 台風が中心が、日本本土（北海道、本州、四国、九州）の海岸線に達した場合をいう。ただし、島や小さい岬、半島を横切った場合は上陸としない。
- 南方振動指数：** 気象庁では、ダーウィン（南緯12.5度、東経131度）とタヒチ（南緯17.5度、西経150度）それぞれの月平均海面気圧の平年差を標準偏差で割ったものを求め、両者の差をとり（タヒチの値からダーウィンの値を引く）、さらにそれを標準偏差で割ったものを南方振動指数としている。南方振動指数は、ENSOの大気側の指標としてよく使われ、一般にエルニーニョ現象時には負、ラニーニャ現象時には正の値を示す。
- バイオマス：** 化石資源を除いた、生物由来の有機性資源、生物体の総称。木材（森林）、動物の屍骸などの自然起源のもの、紙、生ゴミ、飼料穀物など多岐にわたる。
- ヒートアイランド：** 都市の気温が周囲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。特に断りのない限り、平年値からのずれを示す。平年差と意味は同じ。

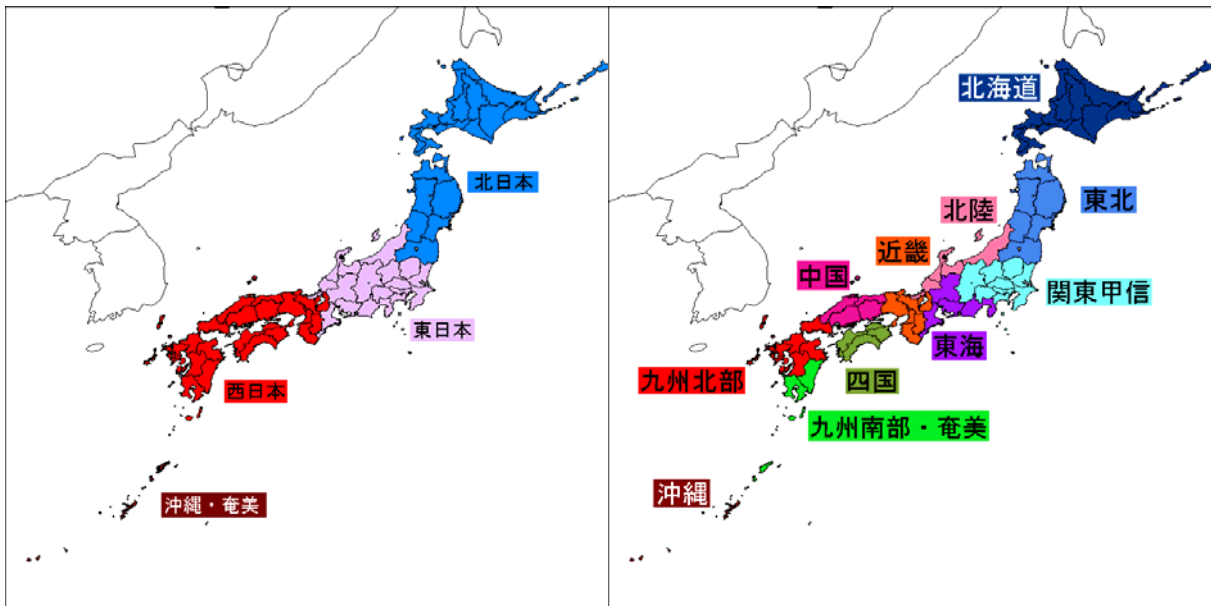
- 偏差 :** 特に断りのない限り、平年値からのずれを示す。平年差と意味は同じ。
- 冷水渦 :** 水平方向に数十～数百 km、鉛直方向には数百 m のスケールをもつ海洋中に存在する渦動。中規模渦のうち、周囲より水温が低く、北半球（南半球）で反時計回り（時計回り）の循環をもつ渦を冷水渦と呼ぶ（冷水塊ともいう）。また、周囲より水温が高く、北半球（南半球）で時計回り（反時計回り）の循環をもつ渦を暖水渦と呼ぶ（暖水塊ともいう）。冷水渦（暖水渦）の中心では、水位が周囲に比べて低い（高い）という特徴がある。
- ppm :** 100 万分の 1（本書では体積比）
- ppb :** 10 億分の 1（本書では体積比）
- ppt :** 1 兆分の 1（本書では体積比）
- PgC :** 炭素換算でペタグラム (10^{15}g) 1 ペタグラムは 10 億トン
- μm :** マイクロメートル (10^{-6}m)
- nm :** ナノメートル (10^{-9}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を 1 気圧、 0°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。
 $1\text{m atm-cm}=2.687\times 10^{20}$ 分子数 m^{-2}
（断面積 1m^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、 2.150×10^{29} 分子数 m^{-2} であるので、1ppb（容積比で 10^{-9} ）の濃度のオゾンが地表から大気圏上限まで一様に分布したと仮定した場合のオゾン全量は、
 2.150×10^{29} 分子数 $\text{m}^{-2}\times 10^{-9}/2.687\times 10^{20}$ 分子数 $\text{m}^{-2}=0.80$
の計算より、0.80 m atm-cm となる。
- CFCs :** クロロフルオロカーボン類
- CFC-11 :** CCl_3F 、トリクロロフルオロメタン
- CFC-12 :** CCl_2F_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
- CO₂ :** 二酸化炭素
- HFCs :** ハイドロフルオロカーボン類
- HFC-23 :** 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 :** CF_2HCl 、クロロジフルオロメタン
- O₃ :** 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_4 、パーフルオロメタン（テトラフルオロメタン）
- SF₆ :** 六フッ化硫黄

- EESC フィッティング :** 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)

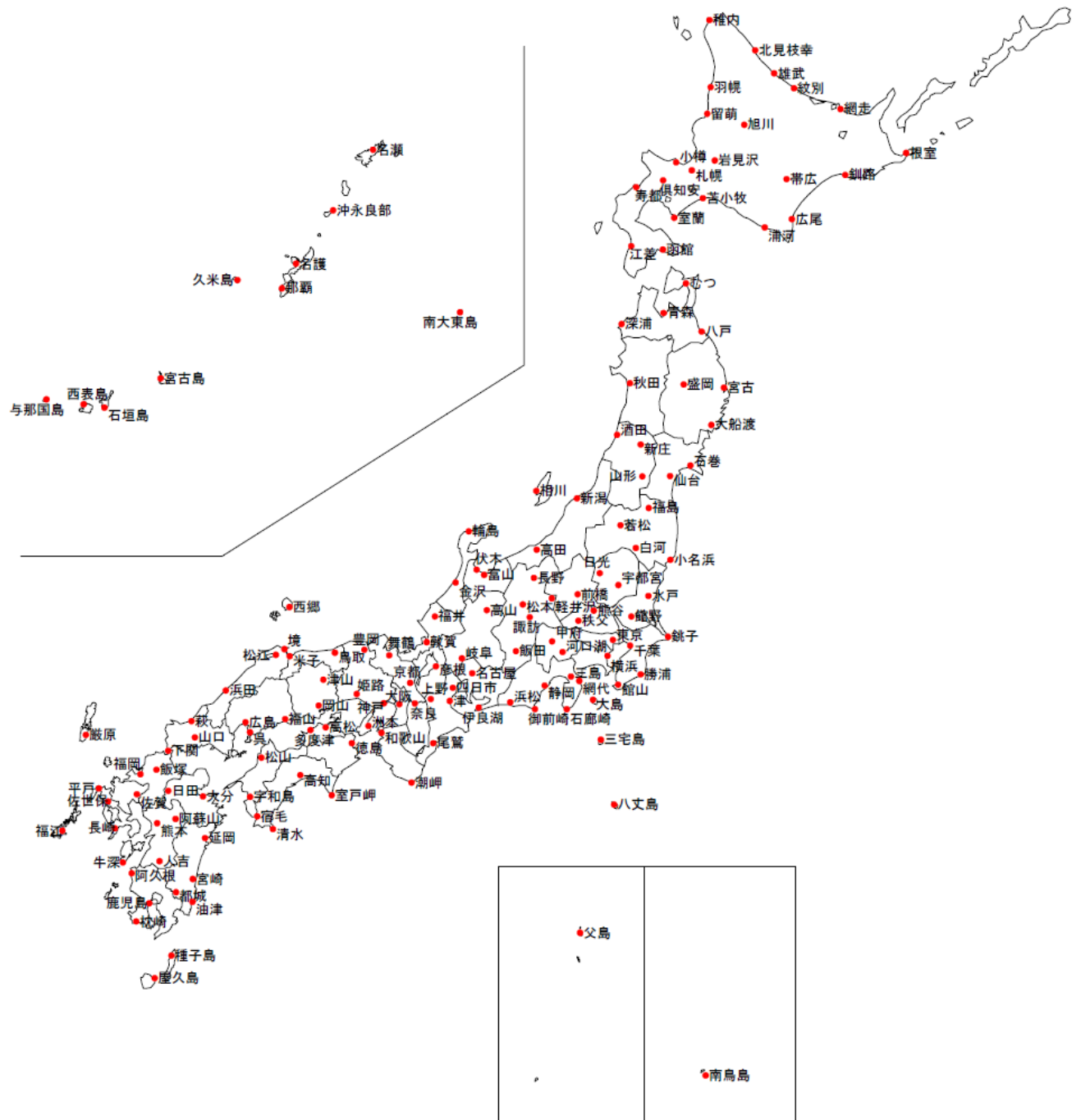
参考図



参考図 1 世界の地域区分



参考図 2 日本の地域区分



参考図 3 日本の地上気象観測所分布図

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 海洋研究所 海洋科学国際共同研究センター センター長・教授
	木本 昌秀	東京大学気候システム研究センター 教授
	田宮 兵衛	帝京平成大学 現代ライフ学部 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 准教授

(敬称略)