

気候変動監視レポート

2014

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27年7月
気象庁

気候変動監視レポート 2014

世界と日本の気候変動および温室効果ガスとオゾン層等の状況について

気 象 庁

(表紙の説明)

図は、日本における 2014 年の年平均気温、年降水量及び年間日照時間の平年差(比)分布。解説など詳細は 6 ページに掲載。

はじめに

2014 年を振り返りますと、8 月の広島県での大規模な土砂災害など、全国各地で豪雨による災害が相次ぎました。北海道から九州にかけて記録的な大雨となり、気象庁では「平成 26 年 8 月豪雨」と命名しました。約 1 か月にわたり不順な天候が続いたことから、大学・研究機関の専門家から成る異常気象分析検討会を臨時に開催して、その要因についての見解をまとめました。

また、2014 年の世界の年平均気温は 1891 年の統計開始以来、最も高い値となりました。多くの地域で高温となった一方で、北米では強い寒波に見舞われたほか、各地で発生した干ばつなどの気象災害により社会経済活動にも大きな影響が生じました。

IPCC（気候変動に関する政府間パネル）は、2014 年 11 月に第 5 次評価報告書統合報告書を公表しました。この報告書では、1950 年頃以降、多くの極端な気象・気候現象の変化が観測され、その変化の中には人為的影響と関連付けられるものがあることが指摘されており、今後、熱波はより頻繁に発生し、より長く続き、極端な降水はより強く、より頻繁になる可能性が非常に高いことなどが示唆されています。さらに、このような気候変動のリスクを低減し管理するために、適応及び緩和が相互補完的な戦略であることが指摘されています。

「気候変動監視レポート」は、気象庁における気候、海洋、大気環境の観測・監視結果をとりまとめ、平成 8 年より毎年刊行しているものです。本年は、2014 年夏の不順な天候についての解析結果をまとめるとともに、IPCC 第 5 次評価報告書の内容に触れるなど、最新の科学的な情報・知見を掲載しております。

本レポートが国内外の関係機関や気候情報の利用者に広く活用され、適応や緩和などの様々な気候変動対策に貢献するとともに、地球環境に関する科学的理解の一助となることを期待しています。また、より分かりやすく、かつ利用しやすい気候情報の作成・提供に向け、本レポートへのご要望など利用者の皆様からご意見を賜れば幸いです。

最後に、本レポートの作成に当たり、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 27 年 7 月
気象庁長官 西出 則武

目次

第1章	2014年の気候	1
1.1	世界の天候・異常気象	1
1.2	日本の天候・異常気象	6
1.3	大気・海洋の特徴	11
1.3.1	季節ごとの特徴	11
1.3.2	特定事例の解析	17
第2章	気候変動	21
2.1	気温の変動	21
2.1.1	世界の平均気温	21
2.1.2	日本の平均気温	23
2.1.3	日本における極端な気温	24
2.1.4	日本の都市のヒートアイランド現象	25
2.2	降水量の変動	27
2.2.1	世界の陸域の降水量	27
2.2.2	日本の降水量	28
2.2.3	日本の積雪量	28
2.2.4	日本における大雨等の発生頻度	29
2.2.5	アメダスでみた大雨発生回数の変化	31
2.3	日本におけるさくらの開花・かえでの紅（黄）葉日の変動	32
2.4	台風の変動	33
2.5	海面水温の変動	34
2.5.1	世界の海面水温	34
2.5.2	日本近海の海面水温	35
2.6	エルニーニョ/ラニーニャ現象と太平洋十年規模振動	36
2.6.1	エルニーニョ/ラニーニャ現象	36
2.6.2	太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation：PDO）	37
2.7	世界の海洋表層の貯熱量の変動	38
2.8	日本沿岸の海面水位の変動	38
2.9	海氷域の変動	40
2.9.1	北極・南極の海氷	40
2.9.2	オホーツク海の海氷	41
2.10	北半球の積雪域の変動	42
	【コラム】気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第5次評価報告書 統合報告書の公表	43
第3章	地球環境の変動	45
3.1	温室効果ガスの変動	45
3.1.1	世界と日本における二酸化炭素	46
	【コラム】太平洋域の海洋酸性化の情報提供開始	50

3.1.2	世界と日本におけるメタン	51
3.1.3	世界と日本における一酸化二窒素	53
3.2	オゾン層と紫外線の変動	54
3.2.1	世界と日本におけるオゾン層破壊物質	54
3.2.2	世界と日本におけるオゾン層	56
3.2.3	日本における紫外線	58
3.3	日本におけるエアロゾルと地上放射の変動	58
3.3.1	エアロゾル	58
3.3.2	黄砂	59
3.3.3	日射と赤外放射	59
	変化傾向の有意性の評価について	61
	用語一覧	62
	参考図	66
	参考文献	68
	謝辞	70

第1章 2014年の気候

1.1 世界の天候・異常気象

【ポイント】

低緯度域の各地で、6月以降に異常高温となる月が多かった。

米国中西部及びその周辺では異常低温となる月が多く、一方、米国南西部からメキシコ北西部にかけてはほぼ1年を通して異常高温となり、米国南西部は干ばつが続いた。

アフガニスタン北部(4~6月)、インド各地(7~9月)、ネパール(8月)、パキスタン(9月)などでは、大雨により大きな気象災害が発生した。

2014年に発生した主な異常気象・気象災害は、図1.1-1、表1.1-1のとおりである。

マレーシアからインドネシア、アフリカ西部、マダガスカル北部及びその周辺、カリブ海周辺など低緯度域の各地では、年の後半に異常高温となる月が多かった(図1.1-1中)。

米国中西部及びその周辺で1~3月、7月、11月に異常低温となり(同)、一方、米国南西部からメキシコ北西部にかけてはほぼ1年を通して異常高温となった(同)。米国のミシガン州デトロイトでは1~3月の3か月平均気温が-5.8 (平年差-4.9)、カリフォルニア州サンフランシスコでは2014年の年平均気温が16.7 (平年差+2.2)だった。また、米国南西部では2013年から引き続き干ばつにより、森林火災や農業被害が伝えられた(同)。

日本では7月30日から8月26日にかけて各地で大雨に見舞われ(「平成26年8月豪雨」¹)、土砂災害などにより全国で80人以上が死亡した(同)。アフガニスタン北部では4~6月に洪水や地すべりが発生し、死者数は750人を超えた(同)。また、インド、ネパール、パキスタンでも7~9月を中心に洪水や地すべりが発生し(同)、夏のモンスーン期間中の死者数がそれぞれ1,000人以上、250人以上、360人以上となるなど、各地で大雨により大きな気象災害が発生した。

年平均気温は、世界の多くのところで平年より高く、西シベリア~中央アジア、フィリピン、カナダ中部~米国南部などで平年より低かった(図1.1-2)。

年降水量は、中央シベリア~中央アジア東部、スカンジナビア半島南部、ヨーロッパ南東部、紅海周辺、米国北東部、メキシコ西部、南米南部、ミクロネシア~フィリピン南部などで平年より多く、アラビア半島南部、アルジェリア南部などで平年より少なかった(図1.1-3)。

¹ 以下 の気象庁報道発表資料を参照のこと。

「平成26年7月30日から発生した豪雨の命名について」

(http://www.jma.go.jp/jma/press/1408/22a/20140822_gouumeimei.pdf) 及び

その参考資料 (http://www.jma.go.jp/jma/press/1408/22a/20140822_gouumeimei_sanko.pdf)

「平成26年8月豪雨」の期間について (http://www.jma.go.jp/jma/press/1409/03a/20140903_gouukikan.pdf)

(第1章 2014年の気候)

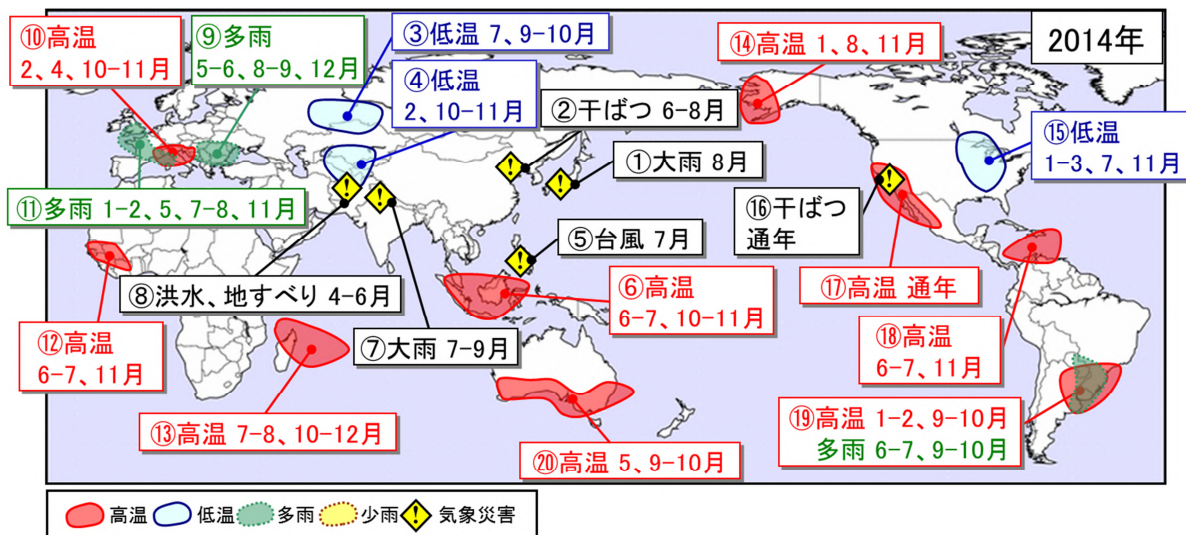


図 1.1-1 2014 年の主な異常気象・気象災害の分布図

2014 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。図中の丸数字は表 1.1-1 と対応している。「高温」「低温」「多雨」「少雨」は月平均気温や月降水量にみられる異常気象を示し、そのほかは気象災害を示す。

表 1.1-1 2014 年の世界の主な異常気象・気象災害の概要

気象災害の記述は米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究所（ベルギー）の災害データベース（EM-DAT）や各国の政府機関・国連機関等の発表に基づいている。

異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
大雨(8月)	日本	日本は7月30日から8月26日にかけて各地で大雨に見舞われ、土砂災害などにより全国で80人以上が死亡した。これらの大雨について、気象庁は「平成26年8月豪雨」と命名した。8月の西日本太平洋側の月降水量は平年比301%となり、8月としては1946年の統計開始以降で最も多くなった。
干ばつ(6~8月)	中国北東部・東部	中国の北東部と黄河及び淮河の流域では、6~8月の降水量が平年の半分に満たないところがあり、深刻な干ばつを引き起こしたと伝えられた。中国のリャオニン(遼寧)省シェンヤン(瀋陽)では6~8月の3か月降水量が163mm(平年比37%)、ホーナンの(河南)省チェンチョウ(鄭州)では146mm(平年比41%)だった。
低温(7、9~10月)	西シベリア南部	西シベリア南部では、7月と9~10月に異常低温となった。西シベリア南部のタラでは、7月の月平均気温が15.7(平年差-3.0)、9~10月の2か月平均気温が2.6(平年差-3.1)だった。
低温(2、10~11月)	中央アジア南部	中央アジア南部では、2月と10~11月に異常低温となった。カザフスタン南部のクジルオルダでは2月の月平均気温が-14.6(平年差-11.2)、ウズベキスタン西部のウルゲンチでは10~11月の2か月平均気温が5.2(平年差-4.4)だった。
台風(7月)	フィリピン	フィリピンでは、7月に台風第9号により100人以上が死亡したと伝えられた。フィリピン東部のレガスピでは、7月の月降水量が443mm(平年比166%)だった。

(第1章 2014年の気候)

異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
高温(6~7、10~11月)	マレーシア~インドネシア	マレーシアからインドネシアにかけて、6~7月と10~11月に異常高温となった。マレーシアのクアラルンプールでは6~7月の2か月平均気温が29.7(平年差+2.0)、インドネシアのタラカン(カリマンタン島)では10~11月の2か月平均気温が28.0(平年差+0.9)だった。
大雨(7~9月)	インド・ネパール・パキスタン	インド各地で7~9月に、ネパールで8月に、パキスタンで9月に、大雨により洪水や地すべりが発生し、合計で、インドでは1,000人以上、ネパールでは250人以上、パキスタンでは360人以上が死亡したと伝えられた。
洪水、地すべり(4~6月)	アフガニスタン北部	アフガニスタン北部では、4~6月に洪水や地すべりが発生し、合計で750人以上が死亡したと伝えられた。
多雨(5~6、8~9、12月)	ヨーロッパ南東部	ヨーロッパ南東部では、5~6月、8~9月、12月に異常多雨となった。ブルガリア東部のバルナでは5~6月の2か月降水量が307mm(平年比397%)、ハンガリーのブダペストでは8~9月の2か月降水量が337mm(平年比332%)、ルーマニアのブカレストでは12月の月降水量が140mm(平年比317%)だった。セルビア、ボスニア・ヘルツェゴビナ、クロアチアで、5月中旬の洪水により合計で70人以上が死亡したと伝えられた。
高温(2、4、10~11月)	ヨーロッパ南部	ヨーロッパ南部では、2月、4月、10~11月に異常高温となった。イタリア北東部のトリエステでは2月の月平均気温が10.3(平年差+4.1)、フランス南東部のニースでは、4月の月平均気温が15.3(平年差+1.8)、10~11月の2か月平均気温が16.9(平年差+2.4)だった。
多雨(1~2、5、7~8、11月)	ヨーロッパ西部	ヨーロッパ西部では、1~2月、5月、7~8月、11月に異常多雨となった。フランス南東部のニースでは1~2月の2か月降水量が436mm(平年比381%)、英国東部のウォディントンでは5月の月降水量が118mm(平年比245%)、フランスのバスティア(コルシカ島)では7~8月の2か月降水量が154mm(平年比592%)、フランス南部のペルピニャンでは11月の月降水量が266mm(平年比436%)だった。1月と2月の英国の月降水量は、どちらも1910年の統計開始以降で3番目に多かった(英国気象局)。
高温(6~7、11月)	アフリカ西部	アフリカ西部では、6~7月と11月に異常高温となった。セネガル西部のディウルベルでは6~7月の2か月平均気温が30.5(平年差+1.2)、コートジボアールのヤムスクロでは11月の月平均気温が26.2(平年差+0.9)だった。
高温(7~8、10~12月)	マダガスカル北部及びその周辺	マダガスカル北部及びその周辺では、7~8月と10~12月に異常高温となった。フランス領レユニオン島のサンドニでは7~8月の2か月平均気温が22.1(平年差+0.9)、マダガスカルのアンタナナリボでは10~12月の3か月平均気温が21.4(平年差+1.8)だった。

(第 1 章 2014 年の気候)

異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
高温(1、8、11月)	アラスカ西部	アラスカ西部では、1月、8月、11月に異常高温となった。米国のアラスカ州コツェビューでは、1月の平均気温が-9.8(平年差+9.1)、8月の月平均気温が14.7(平年差+3.7)、11月の月平均気温が-7.0(平年差+5.6)だった。
低温(1~3、7、11月)	米国中西部及びその周辺	米国中西部及びその周辺では、1~3月、7月、11月に異常低温となった。米国のミシガン州デトロイトでは1~3月の3か月平均気温が-5.8(平年差-4.9)、インディアナ州インディアナポリスでは、7月の月平均気温が21.2(平年差-3.0)、11月の月平均気温が2.2(平年差-4.2)だった。
干ばつ(通年)	米国カリフォルニア州	米国カリフォルニア州では、前年(2013年)から引き続く干ばつによる森林火災や農業被害が伝えられた。米国のカリフォルニア州ロサンゼルスでは、2014年の年降水量が213mm(平年比66%)だった。なお、ロサンゼルスの2013年の年降水量は、95mm(平年比30%)だった。
高温(通年)	米国南西部~メキシコ北西部	米国南西部からメキシコ北西部にかけて、1~12月に異常高温となった。米国のカリフォルニア州サンフランシスコでは、2014年の年平均気温が16.7(平年差+2.2)だった。
高温(6~7、11月)	カリブ海周辺	カリブ海周辺では、6~7月と11月に異常高温となった。コロンビア北部のカルタヘナでは、6~7月の2か月平均気温が29.3(平年差+1.0)、11月の月平均気温が28.7(平年差+0.9)だった。
高温(1~2、9~10月)・多雨(6~7、9~10月)	ブラジル南部及びその周辺	ブラジル南部及びその周辺では、1~2月と9~10月に異常高温、6~7月と9~10月に異常多雨となった。ブラジル南部のフロリアノポリスでは、1~2月の2か月平均気温が26.5(平年差+1.4)、9~10月の2か月平均気温が21.1(平年差+1.8)だった。パラグアイ中部のコンセプションでは6~7月の2か月降水量が401mm(平年比449%)、ブラジル南部のバジェでは9~10月の2か月降水量が461mm(平年比160%)だった。6月には、ブラジル南部、パラグアイ、アルゼンチンで洪水が発生し、合計で10人以上が死亡し、70万人以上が影響を受けたと伝えられた。
高温(5、9~10月)	オーストラリア南部	オーストラリア南部では、5月と9~10月に異常高温となった。オーストラリア南部のセドゥーナでは5月の月平均気温が17.6(平年差+2.9)、オーストラリア南東部のネルソン岬では9~10月の2か月平均気温が14.3(平年差+1.6)だった。オーストラリアの5月と10月の月平均気温は、統計を開始した1910年以降で、それぞれ3番目と2番目に高かった(オーストラリア気象局)。

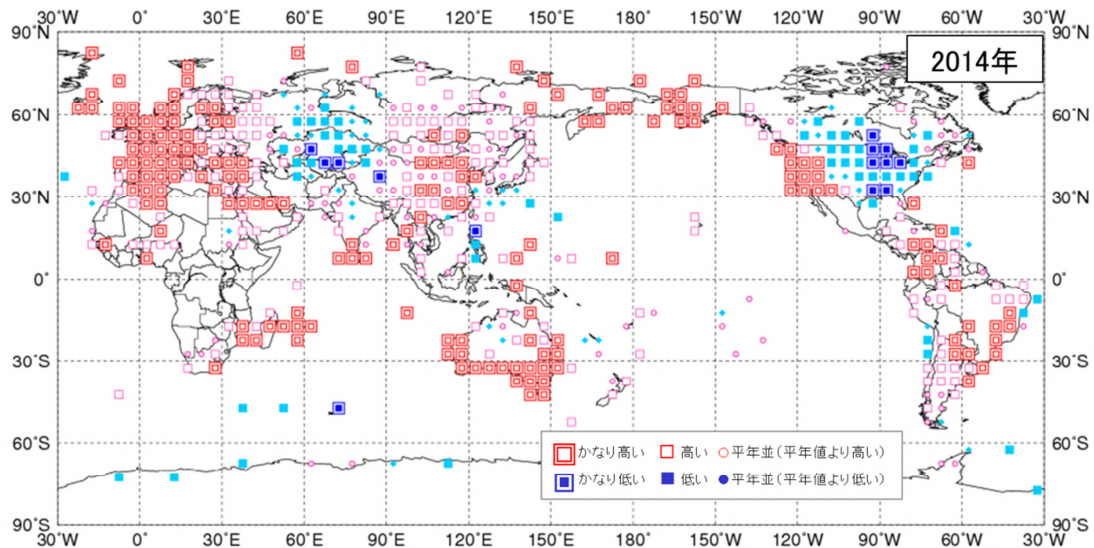


図 1.1-2 年平均気温規格化年差階級分布図(2014年)

各観測点の年平均気温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」「平常並(平常値より低い)」「平常並(平常値より高い)」「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、平常値がない領域を意味する。なお、平常値は1981~2010年の平均値。標準偏差の統計期間も1981~2010年。

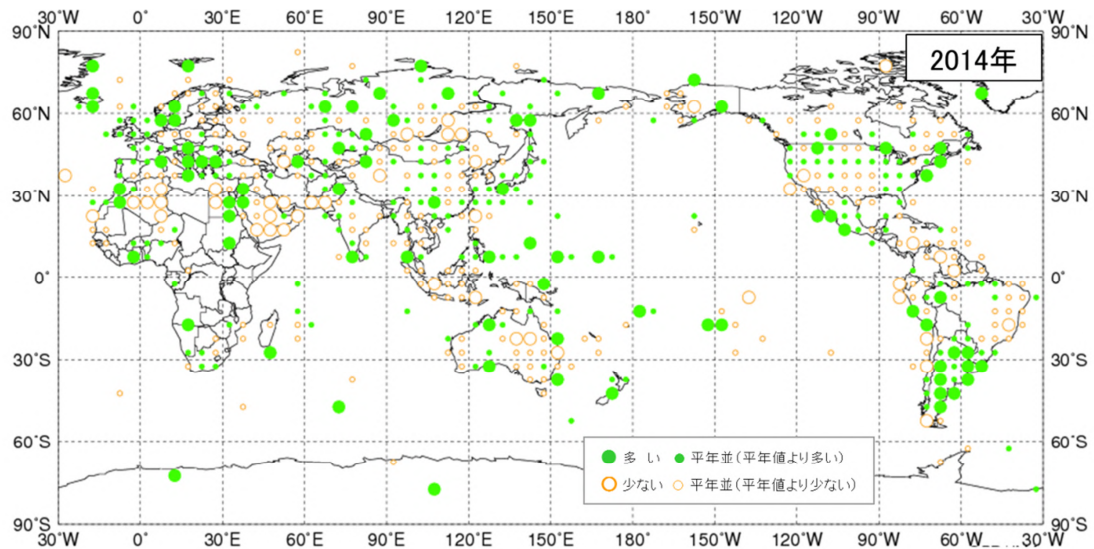


図 1.1-3 年降水量年比分布図(2014年)

各観測点の年降水量年比を緯度・経度5度格子の領域ごとに平均した。階級区分値を70%、100%、120%とし、それぞれの階級区分を「少ない」「平常並(平常値より少ない)」「平常並(平常値より多い)」「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、平常値がない領域を意味する。なお、平常値は1981~2010年の平均値。

(第1章 2014年の気候)

1.2 日本の天候・異常気象²

【ポイント】

北・東日本太平洋側と東日本日本海側では、春と秋に高気圧に覆われて晴れる日が多く、年間日照時間はかなり多かった。
太平洋高気圧の西日本方面への張り出しが弱く、西日本は、2003年以来11年ぶりに冷夏となり、夏の日照時間もかなり少なかった。
太平洋側では2月に2度の大雪に見舞われ、関東甲信地方を中心に記録的な大雪となった。
2つの台風や前線、湿った気流の影響で広範囲で大雨となり、平成26年8月豪雨が発生した。

(1) 年間の天候 (図1.2-1)

年平均気温：全国で平年並だった。気温の高い時期が、北・東日本では春の後半から夏の前半にかけて、沖縄・奄美では夏から秋の前半にかけて続き、気温の低い時期が西日本を中心に夏の後半から初秋にかけて続いたものの、他の期間は気温の高い時期と低い時期が交互に現れた(図1.2-2)。

年降水量：北・東日本日本海側と北・西日本太平洋側は多かった。一方、沖縄・奄美では少なかった。東日本太平洋側と西日本日本海側は平年並だった。

年間日照時間：北・東日本太平洋側と東日本日本海側はかなり多く、北日本日本海側も多かった。一方、西日本では日本海側、太平洋側ともに少なかった。沖縄・奄美は平年並だった。

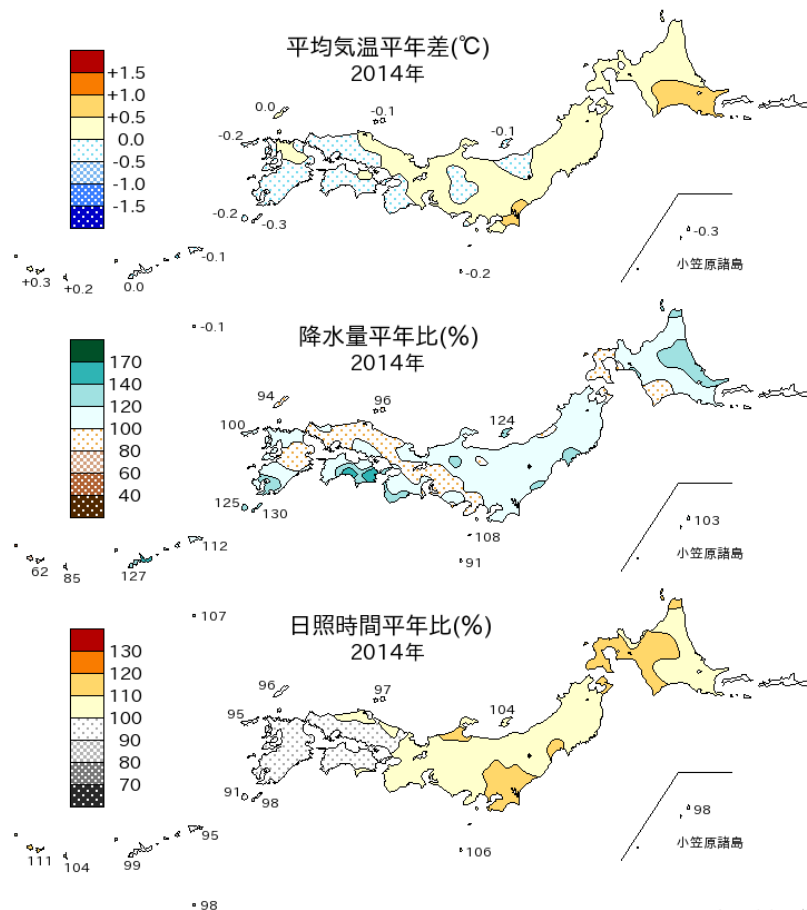


図1.2-1 日本における2014年の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布
平年値は1981～2010年の平均値。

² 観測された気温や降水量が、平年値(1981～2010年の平均値)を計算した期間の累積度数の上位10%の値を超える場合に「かなり高い(多い)」、下位10%以下の場合に「かなり低い(少ない)」と表現している。

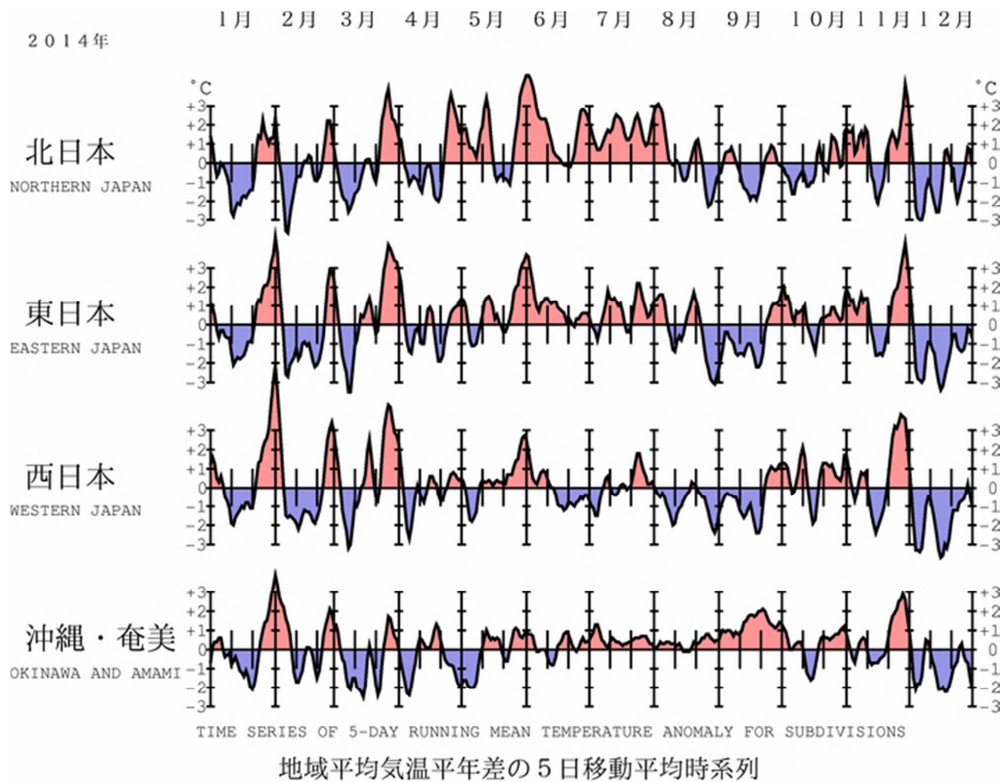


図1.2-2 地域平均気温平年偏差の5日移動平均時系列（2014年1月～12月）
平年値は1981～2010年の平均値。

(2) 季節別の天候（図1.2-3、表1.2-1）

冬（2013年12月～2014年2月）（図1.2-3（a））

平均気温：東日本、沖縄・奄美で低かった。北日本、西日本は平年並だった。
降水量：北日本、東・西日本太平洋側が多かった。一方、東日本日本海側では少なかった。
西日本日本海側、沖縄・奄美は平年並だった。
日照時間：東・西日本太平洋側、沖縄・奄美が多かった。北日本、東・西日本日本海側は平年並だった。

東日本と沖縄・奄美では、一時期を除いて寒気に覆われることが多く、冬の平均気温は低くなり、東日本では3年連続の寒冬となった。前年12月の気温が高かった北日本と1月下旬に気温がかなり高くなった西日本では平年並だった。一方で、上空の強い寒気の南下は一時的だったことから、日本海側の降雪量は北日本の山沿い等を除いて平年を下回ったところが多く、特に北陸地方の平地では平年を大きく下回った。また、2月には低気圧が発達しながら日本の南岸を2度通過し、太平洋側では広い範囲で大雪となり、特に14～16日にかけては、関東甲信地方を中心に過去の最深積雪の記録を大幅に上回る記録的な大雪となった。

春（2014年3～5月）（図1.2-3（b））

平均気温：東・西日本では高かった。一方、沖縄・奄美では低かった。北日本は平年並だった。
降水量：北日本日本海側、西日本で少なかった。北日本太平洋側、東日本、沖縄・奄美は平年並だった。
日照時間：北・東・西日本でかなり多かった。沖縄・奄美は平年並だった。

北日本から西日本にかけては、期間を通して高気圧に覆われる日が多かった。春の日照時間は沖

(第1章 2014年の気候)

縄・奄美を除いてかなり多く、東日本日本海側、東日本太平洋側、西日本日本海側では、統計を開始した1946年以降最も多かった。また、春の降水量は、北日本日本海側と西日本では少なかったが、北日本太平洋側と東日本では低気圧の通過時にまとまった降水があったことから平年並だった。東・西日本では、寒気が南下し低温となる時期もあったが、3月下旬と5月下旬に南から暖かい空気が流れ込み、気温が平年を大幅に上回ったことなどから、春の平均気温は高かった。沖縄・奄美では、冷涼な高気圧や寒気の影響を受けて気温の低い日が多く、春の平均気温は低かった。

夏(2014年6~8月)(図1.2-3(c))

平均気温：北・東日本、沖縄・奄美で高かった。一方、西日本では低かった。

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

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

梅雨前線の影響は沖縄・奄美を除いて小さかったが、7月30日以降、2つの台風や前線等の影響で広い範囲で大雨に見舞われた(「平成26年8月豪雨」)ことから、北日本、西日本太平洋側では夏の降水量がかなり多く、東・西日本日本海側でも多かった。また、西日本では、気圧の谷の影響と太平洋高気圧の張り出しが弱かった影響で、夏の日照時間がかなり少なく、夏の平均気温は低く、2003年以来11年ぶりに冷夏となった。一方、日本の東海上で高気圧が強かった影響で、高気圧の縁をまわって暖かい空気が南から流れ込んだ北・東日本及び暖かい空気に覆われることが多かった沖縄・奄美の夏の平均気温は高く、北・東日本では5年連続の暑夏となった。

秋(2014年9~11月)(図1.2-3(d))

平均気温：沖縄・奄美でかなり高かった。北・東・西日本は平年並だった。

降水量：北日本と沖縄・奄美で少なかった。東・西日本は平年並だった。

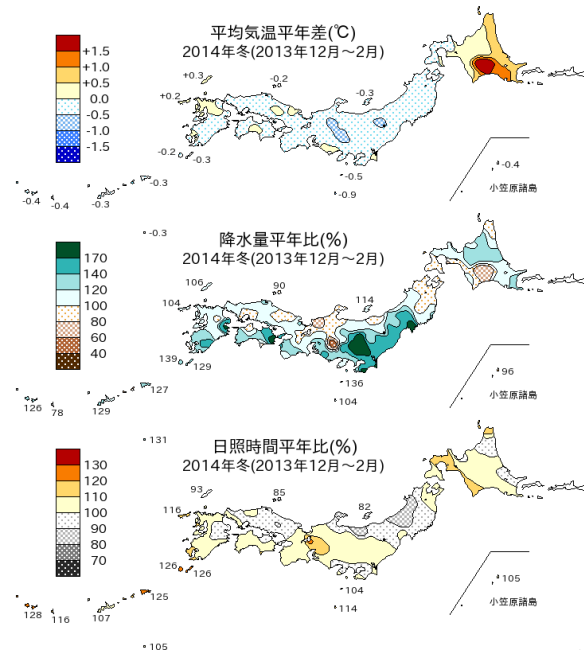
日照時間：北日本と東日本日本海側でかなり多く、東日本太平洋側と沖縄・奄美で多かった。西日本では平年並だった。

北日本から東日本にかけては、大陸からの移動性高気圧に覆われて、晴れる日が多かった。このため、東日本日本海側と北日本の秋の日照時間はかなり多く、東日本日本海側と東北地方では1946年の統計開始以来、秋としては最も多い記録を更新した。北日本と東日本では、2010年から4年連続で秋の平均気温が高い年が続いていたが、9月を中心に大陸からの冷たい空気を伴った高気圧に覆われる日が多かったため、5年ぶりに秋の平均気温は平年並となった。また、沖縄・奄美では、先島諸島を中心に高気圧の勢力が平年より強かったため、秋の平均気温がかなり高く、秋の降水量は少なかった。

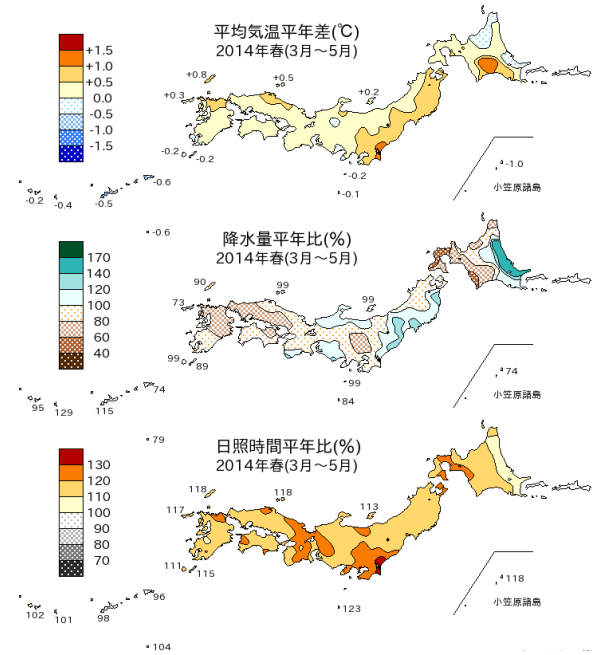
初冬(2014年12月)

12月は、冬型の気圧配置となる日が多く、日本付近には周期的に強い寒気が南下した。このため、全国的に気温の低い日が続き、日本海側では曇りや雪または雨の日が平年より多く、降雪量、積雪ともに平年を大きく上回ったところが多かった。また、寒気の影響を受けて、太平洋側でも東日本を除いて平年より晴れの日が少なく、局地的な大雪となったところがあった。低気圧が通過した際には太平洋側でもまとまった雨となったため、月降水量は沖縄・奄美を除いて全国的に多く、北・東日本日本海側では12月としては統計を開始した1946年以降で最も多い記録を更新した。

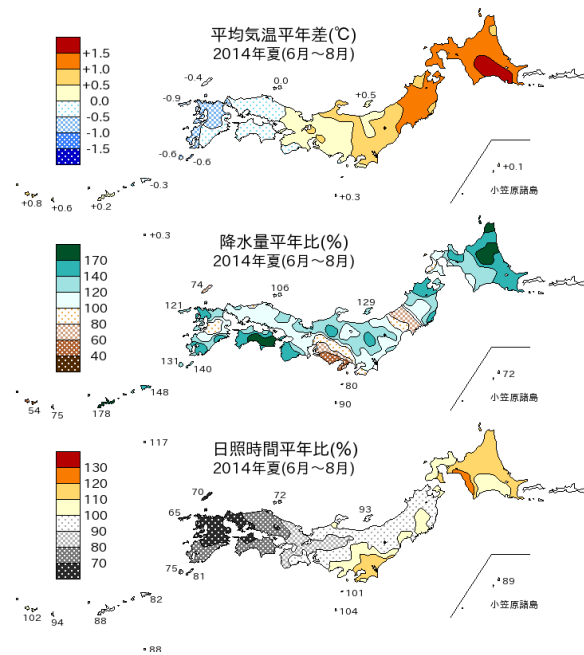
(a)



(b)



(c)



(d)

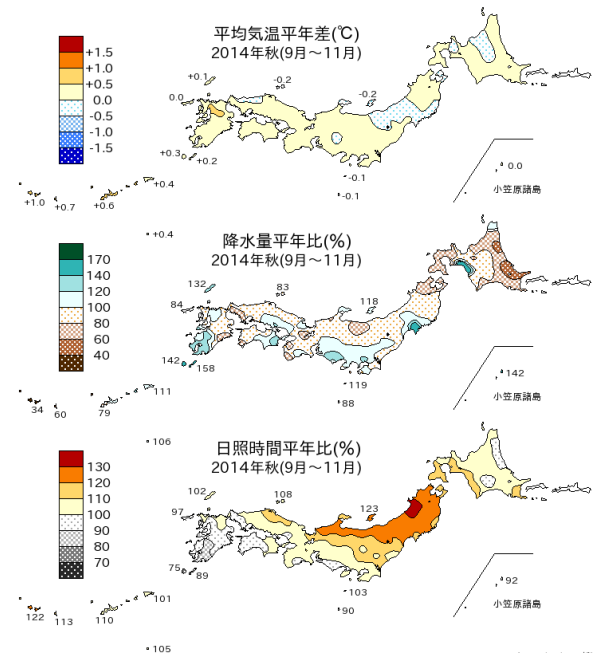


図 1.2-3 日本における 2014 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差(比)分布
(a): 冬(2013年12月~2014年2月) (b): 春(3~5月) (c): 夏(6~8月) (d): 秋(9~11月)
平年値は 1981~2010 年の平均値。

(第1章 2014年の気候)

表 1.2-1 月平均気温、月降水量、月間日照時間の記録を更新した地点数と地域(2014年)

全国154の気象官署及び特別地域気象観測所のうち、各要素の記録を更新した地点数を示す。「タイ」はこれまでの記録と同じ値となった地点数(更新した地点数には含まない)、地域は更新及びタイ記録の地点数の合計が6以上のとき記載した。

	平均気温		降水量		日照時間	
	高い記録	低い記録	多い記録	少ない記録	多い記録	少ない記録
1月	0	0	0	3	24 東日本～沖縄・奄美	0
2月	0	0	3	1	0	0
3月	0	0	7 北・東日本	1	1	0
4月	0	0	0	6 北日本	35 北・東日本	0
5月	3、3タイ 北日本	0	0	0	30 東・西日本	0
6月	7 北日本	0	1	8 東・西日本	0	1
7月	0	0	0	0	0	0
8月	0	0	17、1タイ 北～西日本	0	0	29 東・西日本
9月	4、1タイ	0	0	2	11 北日本	0
10月	0	0	1	1	0	0
11月	0	0	0	0	0	0
12月	0	0	11 北・東日本	0	0	3

1.3 大気・海洋の特徴³

【ポイント】

冬は、北極域の寒気を中心に北米側に偏るとともに、北米中・東部では偏西風が大きく南に蛇行したため、しばしば強い寒波に見舞われた。

8月は、台風の影響や、日本付近の上空の偏西風が平年と比べて南偏・蛇行したことに関連して本州付近に前線が停滞するとともに南からの湿った気流が入りやすくなったことにより、西日本を中心に記録的な多雨・日照不足となった。

エルニーニョ現象が夏に発生し、その後持続したが、大気の状態にはエルニーニョ現象時の特徴が明瞭には現れなかった。

異常気象の要因を把握するためには、上空の大気の流れや熱帯の積雲対流活動、海面水温等の状況など、大気・海洋の特徴を把握することが重要である⁴。以下では、2014年のこれらの特徴について記述する。

1.3.1 季節ごとの特徴⁵

(1) 冬(2013年12月～2014年2月)

太平洋赤道域の海面水温は、西部で平年より高く、中・東部で平年より低かった(図1.3-1)。この海面水温分布に関連して、熱帯の積雲対流活動は、インドネシア付近から太平洋西部では平年より活発、太平洋中部では平年より不活発だった(図1.3-2)。

500hPa高度は、北極域では正偏差(平年と比べて高い)、北米中・東部では負偏差(平年と比べて低い)となった(図1.3-3)。これは、北極域の寒気が平年と比べて北米中・東部に流れ込みやすかったことを示す。このため、北米中・東部はしばしば寒波に見舞われ、社会・経済活動に大きな影響が生じた⁶。米国の南西海上を中心とする高気圧は、平年と比べて北に大きく広がったため、高気圧の東側に当たる米国南西部では北寄りの風が卓越し、南からの湿った空気が入りにくい状態となり、少雨となった。ヨーロッパの西海上では500hPa高度は負偏差で、等高度線が低緯度側に凹んだ形となった。これは上空に気圧の谷があることを示し、これに関連してヨーロッパの西海上を中心に低気圧が発達し(図1.3-4)、英国やフランスでは多雨となった。

³ 本節の説明で言及する「エルニーニョ現象/ラニーニャ現象」「モンスーン」「北極振動」については、巻末の用語一覧を参照のこと。

⁴ 大気・海洋の特徴の監視に用いられる代表的な図としては、以下のものがある。

- ・海面水温図：海面水温の分布を表し、エルニーニョ/ラニーニャ現象等の海洋変動の監視に用いられる。
- ・外向き長波放射量図：晴天時は地表から、雲のある場合は雲の上端から、宇宙に向かって放出される長波放射の強さを表す。この強さは雲の上端の高さに対応するため、積雲対流活動の監視に用いられる。
- ・500hPa高度図：上空5,000m付近の大気の流れや気圧配置を表し、偏西風の蛇行や北極振動等の監視に用いられる。
- ・海面気圧図：地表の大気の流れや気圧配置を表し、太平洋高気圧やシベリア高気圧、北極振動等の監視に用いられる。

これらの要素の平年図は、気象庁ホームページに掲載している。

・海面水温平年図：http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/db/kaikyoocean/clim/glbsst_mon.html

・外向き長波放射量、500hPa高度及び海面気圧の平年図：

http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db_hist_3mon.html

⁵ 気象庁ホームページでは、世界各地で起こった異常気象をもたらしたと考えられる大気大循環、海洋の状態等の監視結果を、月別に「気候系監視速報」として取りまとめて公表している。

<http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/diag/sokuho/index.html>

⁶ 北米の寒波については第1.3.2項(1)を参照のこと。

(第1章 2014年の気候)

(2) 春(2014年3月~5月)

太平洋赤道域の海面水温は、日付変更線付近を中心にほぼ全域で平年より高かった(図 1.3-5)。熱帯の積雲対流活動は、インド洋中部や太平洋の北半球側では平年より活発、インドネシア付近では平年より不活発だった(図 1.3-6)。

500hPa 高度は、北極域では負偏差、ヨーロッパや東アジアでは正偏差となった(図 1.3-7)。これに対応して、ヨーロッパや東アジアでは極域から寒気が流れ込みやすく高温となった。ヨーロッパ南東部では、500hPa 高度の等高線が低緯度側に凹んだ形となり(図 1.3-7) また、海面気圧は負偏差となった(図 1.3-8)。これは、上空の気圧の谷に関連して低気圧が頻繁に通過したことを反映している。このため、ヨーロッパ南東部では多雨となり、特にボスニア・ヘルツェゴビナなどでは大雨による洪水被害が発生した。

(3) 夏(2014年6月~8月)

東部太平洋赤道域の海面水温は春に引き続いて平年より高く(図 1.3-9)、基準値からの差は春より広がり、エルニーニョ現象が発生した(第 2.6 節)。エルニーニョ現象発生時には西部太平洋赤道域の海面水温が平年より低くなることが多いが、この夏は平年より高かった(図 1.3-9)。熱帯の積雲対流活動は、北太平洋中・東部で平年より活発、インド洋西部で不活発だった(図 1.3-10)。エルニーニョ現象発生時にはインドネシア付近の積雲対流活動が平年より不活発になることが多いが、この夏は平年より活発だった。アジアモンスーン域(東南アジアや南アジア)の積雲対流活動は季節内の変動が大きく、7月は全般に活発だったが、8月は不活発となった。

500hPa 高度は、中国東部から日本付近では負偏差となった(図 1.3-11)。これは、偏西風が平年の位置と比べて南寄り flowed ことを示す。太平洋高気圧は、日本の南東海上を除いて平年より弱かった(図 1.3-12)。このような偏西風と太平洋高気圧の特徴は8月に明瞭に現れた。日本では、8月中旬から下旬前半にかけて、上空の偏西風が平年と比べて南偏・蛇行(日本の西側で南に、東側で北に蛇行)したことに関連して本州付近に前線が停滞するとともに南からの湿った気流が入りやすくなったことにより、上旬の台風の影響とあわせて、8月は西日本を中心に記録的な多雨・日照不足となった⁷。

(4) 秋(2014年9月~11月)

太平洋赤道域の海面水温は平年より高く、平年差はほぼ全域で夏より大きくなった。また、インド洋熱帯域の海面水温も平年より高かった(図 1.3-13)。これらの海面水温分布に関連して、熱帯の積雲対流活動は、インド洋や北太平洋の多くのところで平年より活発だった。一方、インドネシア付近の積雲対流活動は平年より不活発となった(図 1.3-14)。エルニーニョ現象発生時には日付変更線付近の太平洋赤道域の積雲対流活動が平年より活発になることが多いが、この秋は平年より不活発だった。

500hPa 高度は、西・中央シベリアから中央アジア、北米東部で負偏差となった(図 1.3-15)。これは、これらの地域で偏西風が南に蛇行し、北からの寒気が流入しやすかったことを示す。ヨーロッパの西海上では、500hPa 高度の等高線が低緯度側に凹んだ形となり(図 1.3-15) また、海面気圧は負偏差となった(図 1.3-16)。このような特徴は11月に明瞭に現れ、ヨーロッパ南西部では低気圧の影響を受けやすく、多雨となった。

⁷ 8月の日本の不順な天候については第 1.3.2 項 (2) を参照のこと。

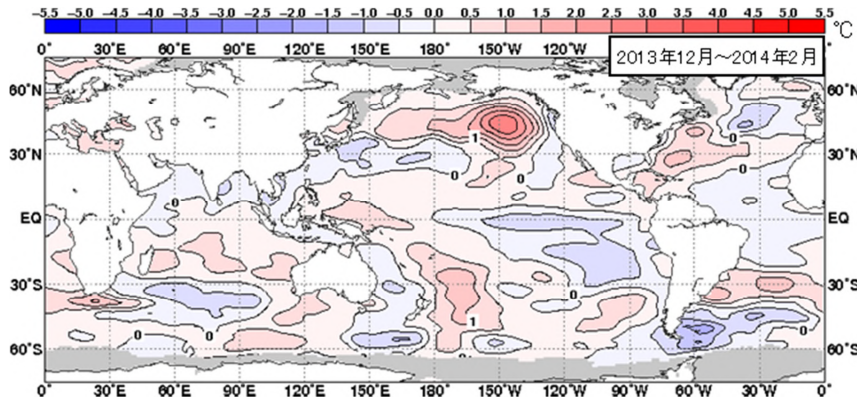


図 1.3-1 3 か月平均海面水温平年偏差 (2013 年 12 月 ~ 2014 年 2 月)
等値線の間隔は 0.5 。灰色陰影は海氷域を表す。平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。

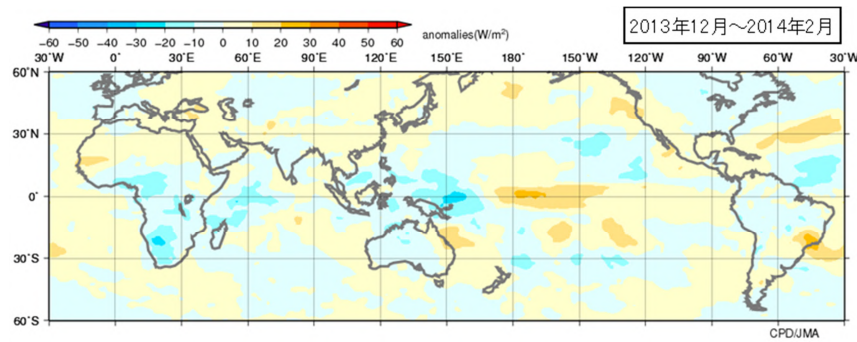


図 1.3-2 3 か月平均外向き長波放射量平年偏差 (2013 年 12 月 ~ 2014 年 2 月)
単位は W/m^2 。熱帯域では、負偏差 (寒色) 域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差 (暖色域) は平年より不活発と推定される。平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。

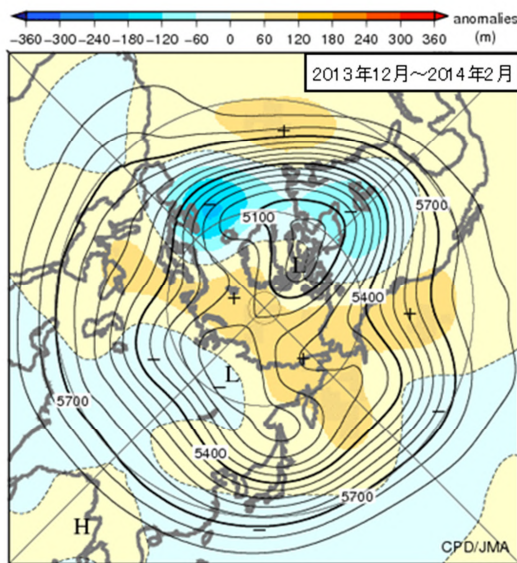


図 1.3-3 3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差 (2013 年 12 月 ~ 2014 年 2 月)
等値線の間隔は 60m。陰影は平年偏差。平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。等値線が高緯度側に出っ張っているとこは高圧部、低緯度側に凹んでいるところは低圧部に対応する。偏西風は等値線に沿って流れ、等値線間隔の広いところは風が強く、狭いところは弱い。

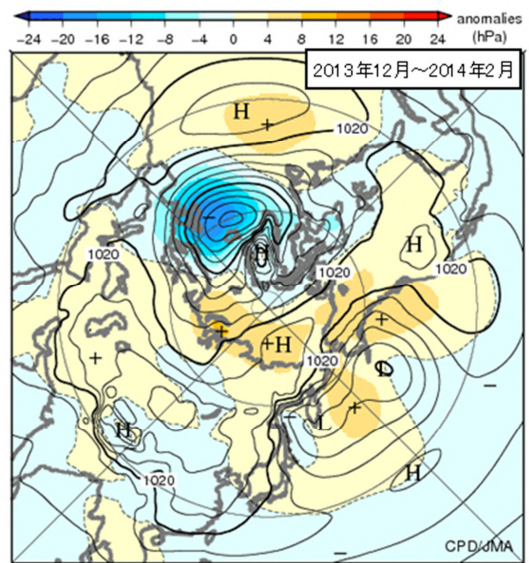


図 1.3-4 3 か月平均海面気圧・平年偏差 (2013 年 12 月 ~ 2014 年 2 月)
等値線の間隔は 4hPa。陰影は平年偏差。平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。

(第1章 2014年の気候)

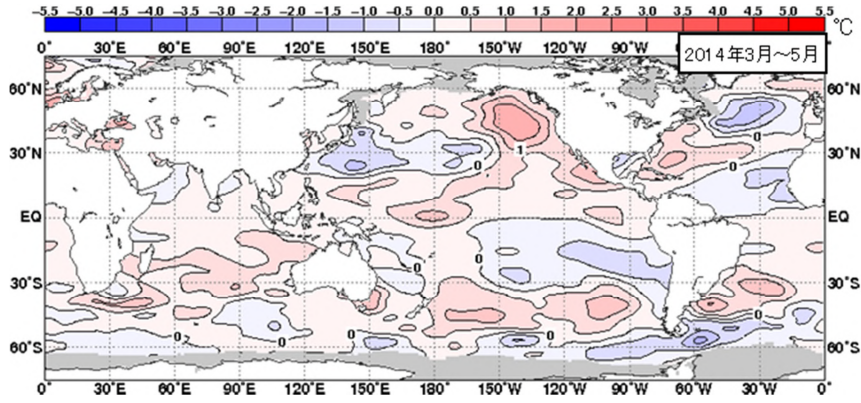


図 1.3-5 3 か月平均海面水温平年偏差 (2014年3~5月)
図の見方は図 1.3-1 と同様。

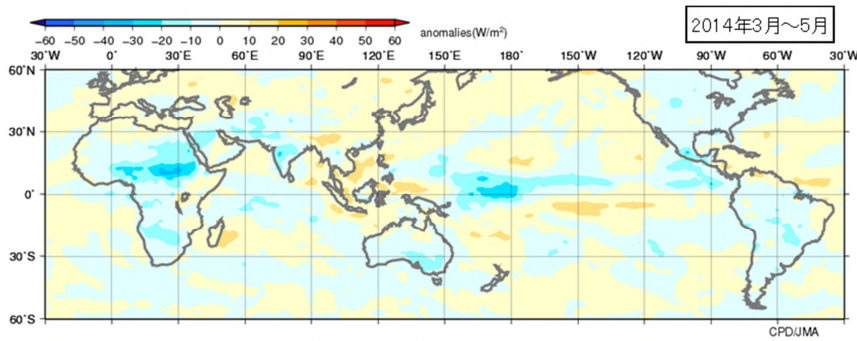


図 1.3-6 3 か月平均外向き長波放射量平年偏差 (2014年3~5月)
図の見方は図 1.3-2 と同様。

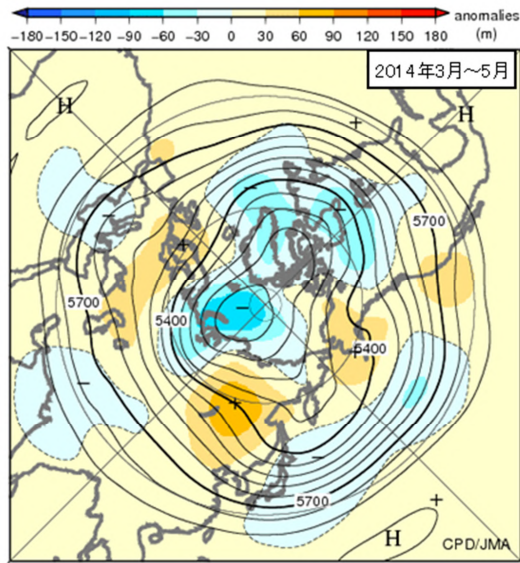


図 1.3-7 3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差 (2014年3~5月)
図の見方は図 1.3-3 と同様。

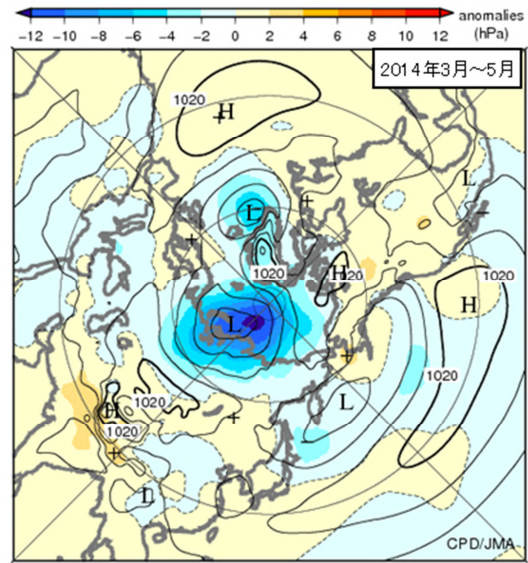


図 1.3-8 3 か月平均海面気圧・平年偏差 (2014年3~5月)
図の見方は図 1.3-4 と同様。

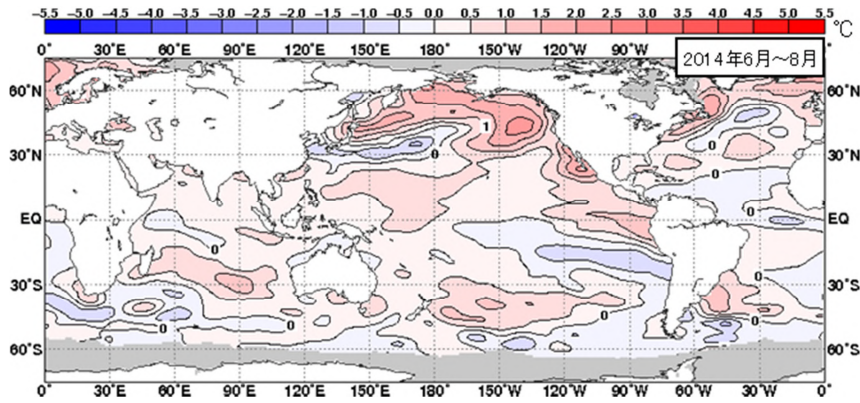


図 1.3-9 3 か月平均海面水温平年偏差 (2014年6~8月)
図の見方は図 1.3-1 と同様。

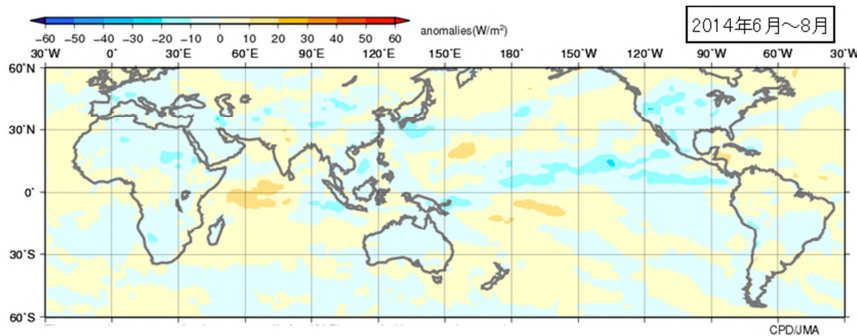


図 1.3-10 3 か月平均外向き長波放射量平年偏差 (2014年6~8月)
図の見方は図 1.3-2 と同様。

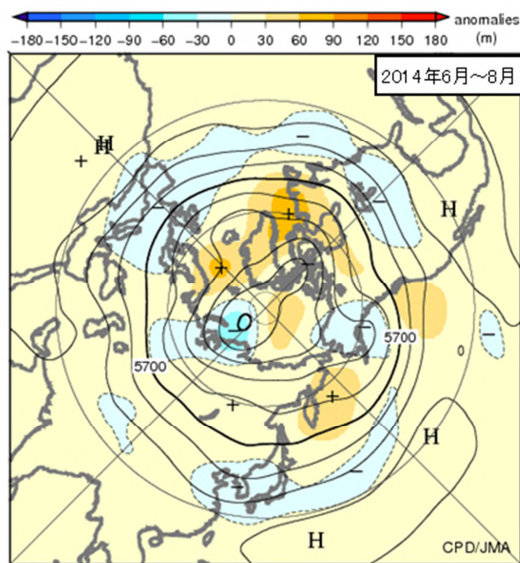


図 1.3-11 3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差 (2014年6~8月)
図の見方は図 1.3-3 と同様。

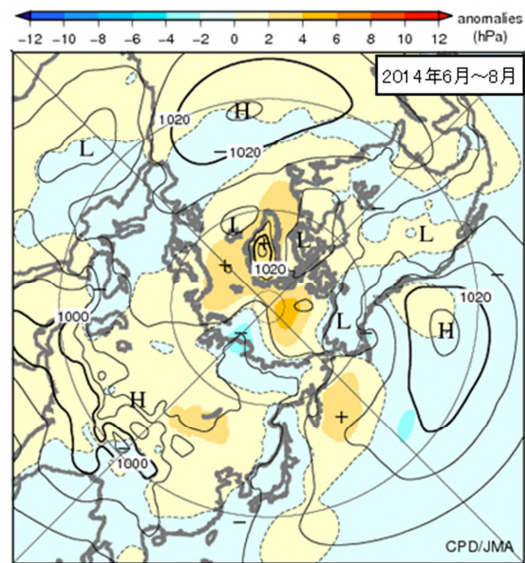


図 1.3-12 3 か月平均海面気圧・平年偏差 (2014年6~8月)
図の見方は図 1.3-4 と同様。

(第1章 2014年の気候)

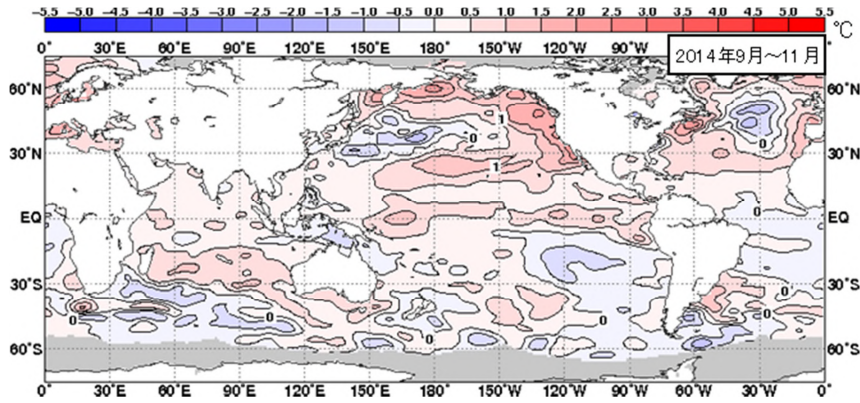


図 1.3-13 3 か月平均海面水温平年偏差 (2014年9~11月)
図の見方は図 1.3-1 と同様。

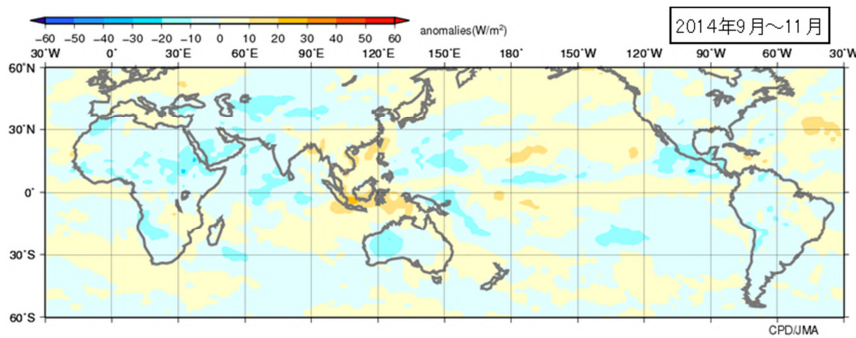


図 1.3-14 3 か月平均外向き長波放射量平年偏差 (2014年9~11月)
図の見方は図 1.3-2 と同様。

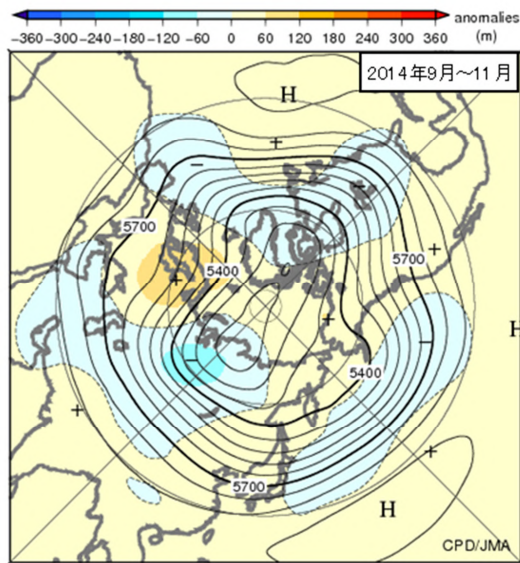


図 1.3-15 3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差 (2014年9~11月)
図の見方は図 1.3-3 と同様。

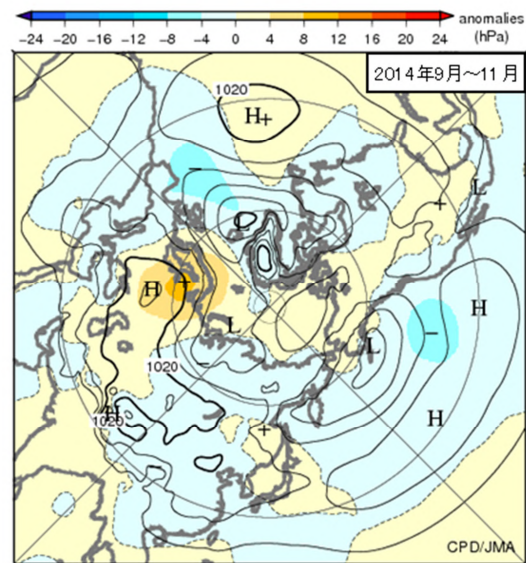


図 1.3-16 3 か月平均海面気圧・平年偏差 (2014年9~11月)
図の見方は図 1.3-4 と同様。

1.3.2 特定事例の解析⁸

(1) 冬の北米の寒波

2013/2014年冬(2013年12月~2014年2月)は、北米中・東部ではしばしば強い寒波に見舞われ、各地で顕著な低温が記録されるとともに、低温や強風による被害が発生するなど社会経済活動に大きな影響が生じた。

2013/2014年冬の北米の平均気温は、アラスカ州や米国南西部、フロリダ半島付近を除いて平年より低く(図1.3-17)特に、カナダ中部から米国南部にかけて平年よりかなり低くなった。米国のミネソタ州ミネアポリス・セントポールは、12月上旬後半~中旬前半と、1月上旬、1月下旬~2月上旬、2月下旬に気温が大きく低下し、1月上旬には日平均気温が -25 (同時期の平年値:約 -9)を下回った(図1.3-18(a))。米国のイリノイ州シカゴでも、1月上旬と下旬に -20 (同時期の平年値:約 -4)を下回る低温の日があった(図1.3-18(b))。

このような強い寒波の影響により、米国では12月中旬~1月上旬の期間に少なくとも40人が死亡した。また、寒波に伴う強風等の影響を受けて、数十万戸が停電となったほか、航空機の遅延や欠航といった交通機関への影響が生じた。さらに、12~2月の間の低気圧の通過に伴う大雪等の影響による死亡者数は米国全体で80人以上に上った。カナダ東部でも、12月下旬を中心に、寒波により少なくとも10人が死亡した(被害の情報は、米国政府、災害データベース(EM-DAT⁹)のまとめによる)。

2013年12月以降、北極域の寒気は平年と比べて北米側に偏った。また、上空の偏西風は北米西部で大きく北に蛇行し、中・東部で大きく南に蛇行しやすかった。このため、強い寒気がしばしば米国中・東部まで南下した(図1.3-19)。このような偏西風の南北蛇行には、インドネシア付近から太平洋西部の積雲対流活動が平年より活発だったことが関連した可能性がある。

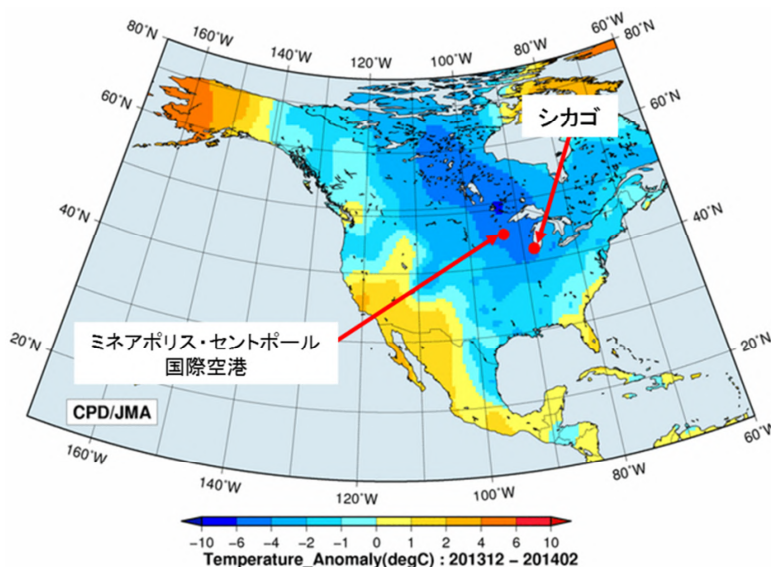


図 1.3-17 3 か月平均気温の平年偏差
(単位: °C)(2013年12月~2014年2月)
平年値は1981~2010年の平均値。

⁸ 本分析にあたっては、異常気象分析検討会委員の協力を頂いた。同検討会は気象庁が2007年6月に設置し、大学・研究機関等の気候に関する専門家から構成される。社会経済に大きな影響を与える異常気象が発生した場合に、検討会は最新の科学的知見に基づいて発生要因を分析し、気象庁は検討会の分析結果を踏まえて異常気象の発生要因等に関する見解を迅速に発表している。

⁹ 米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究所(ベルギー)の災害データベース <http://www.emdat.be/>

(第1章 2014年の気候)

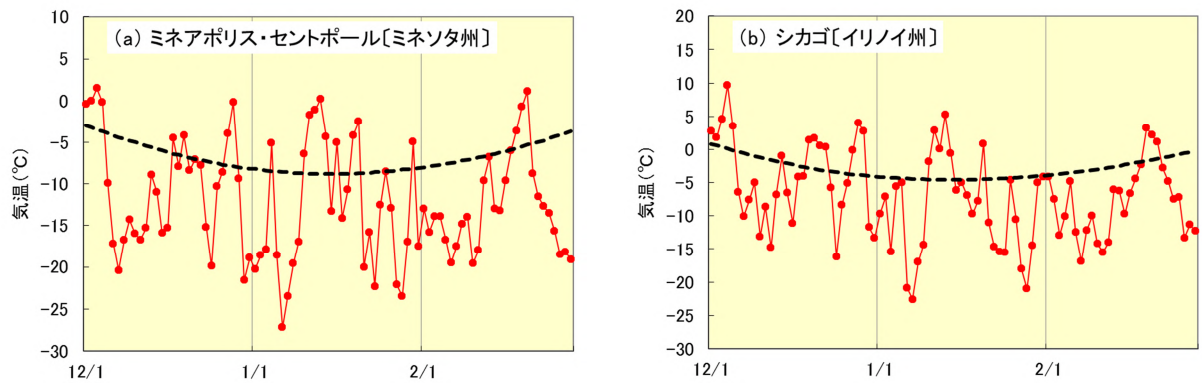


図 1.3-18 日平均気温及び平年値の推移 (2013年12月1日~2014年2月28日)
 (a)米国のミネソタ州ミネアポリス・セントポールと(b)イリノイ州シカゴにおける日平均気温の推移。赤実線が日平均気温、黒破線が平年値(1981~2010年の平均値)。

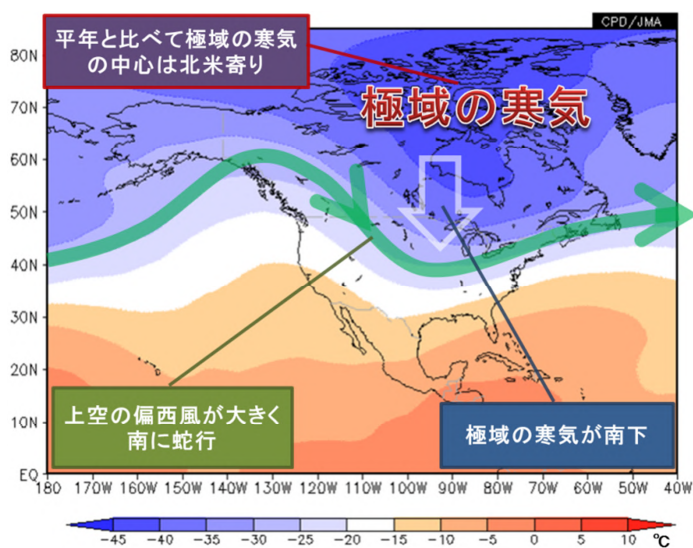


図 1.3-19 北米中・東部に寒波をもたらした大気の流れの特徴 (2013年12月末~2014年1月上旬頃)
 緑線は上空の偏西風の強いところを示す。陰影域は500hPa気圧面(上空5000m付近)の気温を表す。

(2) 8月の日本の不順な天候

日本では、2014年7月30日以降、沖縄・奄美や関東地方を除いて全国的に曇りや雨の日が多く、晴れの日が少なくなった。8月の降水量平年比は、西日本太平洋側で301%となり、1946年の統計開始以来最も多い記録となったほか、北日本と東・西日本日本海側でもかなり多くなった(図1.3-20)。長期間にわたって大雨の降りやすい状態が続き、北海道から九州にかけては記録的な大雨になったところがあった。これらの大雨について、気象庁は「平成26年8月豪雨」と命名した。8月の日照時間平年比は西日本太平洋側で54%(1946年の統計開始以来最も少ない記録)、西日本日本海側で42%(1980年に次いで2番目に少ない記録)となったほか、東日本でもかなり少なくなった(図1.3-20)。

7月30日~8月11日の期間は、各地で大雨が発生し、全国で死者6人、全壊・半壊・床上浸水等の被害を受けた住家は7,844棟に及んだ(内閣府, 2014a)。8月19日からの大雨により、広島県では土砂崩れが発生し、死者74人、被害を受けた住家は全壊174棟をはじめ、半壊・床上浸水等も含めると住家被害は合計で4,769棟となった(内閣府, 2014b)。8月15~26日の期間は、広島県以外の各地でも大雨が発生し、全国(広島県除く)で死者8人、全壊・半壊・床上浸水等の被害を受けた住家は8,721棟となった(内閣府, 2014c)。

この西日本を中心とした不順な天候をもたらした要因として、次の3つがあげられる。1つ目は西日本を中心に南からの暖かく湿った空気が入りやすかったこと、2つ目は台風第12号と第11号

が相次いで西日本に接近したこと、3つ目は前線が本州付近に停滞しやすかったことである。南からの暖かく湿った空気が入りやすかったのは、太平洋高気圧が関東の南東海上で強い一方、西日本への張り出しが弱かったためである。このような気圧配置の持続や前線の停滞には、日本付近の上空の偏西風が平年と比べて南に偏りかつ南北に蛇行（日本の西側で南に、東側で北に蛇行）したことが関係した。この偏西風の南偏や蛇行の要因としては、太平洋東部やインド洋東部で海面水温が高かったことと熱帯大気の季節内振動¹⁰によって、インドからフィリピン付近にかけての広い範囲で積乱雲の発生が平年より少なかったことなどがあげられる。これらの現象の1つ1つは珍しいものではなかったが、2014年8月は3つの要因が重なったことで、記録的な多雨・日照不足になったと考えられる。2014年8月の日本の不順な天候をもたらした大気の流れの特徴と要因を図1.3-21にまとめる。

2014年8月は、広島市で1時間降水量が100mmを超える猛烈な雨が降るなど、短時間強雨に伴う被害が発生した。地域気象観測所（アメダス）における、1時間降水量が50mm以上や80mm以上といった短時間強雨の観測回数には、長期的にみると増加傾向が現れている（図2.2-7）。また、我が国の高層気象観測による上空の水蒸気量にも増加傾向がみられる（図1.3-22）。気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の第5次評価報告書第1作業部会報告書（IPCC, 2013）は、地球温暖化の進行に伴って今世紀末までに、我が国を含む中緯度の陸域のほとんどでは極端な降水がより強く、より頻繁となる可能性が非常に高いこと、大気中の水蒸気量が世界平均で5～25%増加することを予測している。これらのことから、我が国における短時間強雨の増加傾向には、地球温暖化が関連している可能性があるが、観測期間が短いことから、地球温暖化との関連性をより確実に評価するためには今後のさらなるデータの蓄積が必要である。

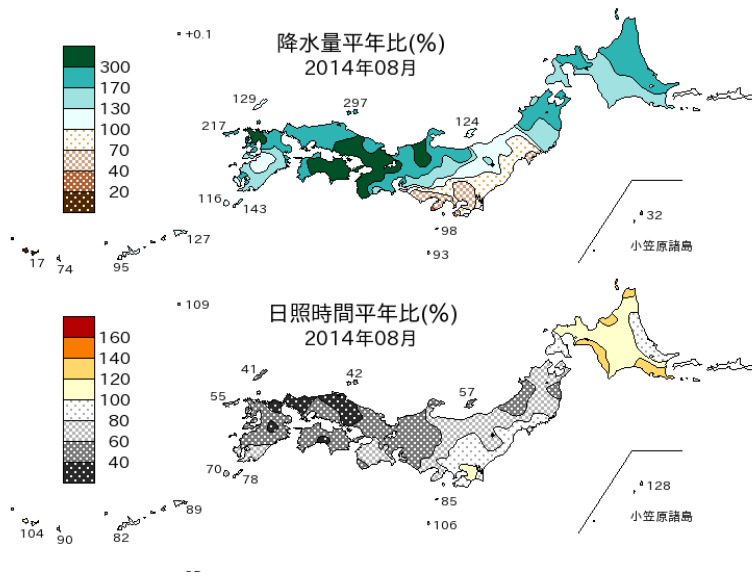


図1.3-20 2014年8月の降水量平年比、日照時間平年比
平年値は1981～2010年の平均値。

¹⁰ 熱帯域では30～60日くらいの周期で大規模な積雲対流活動の活発な領域（積乱雲の発生が多いところ）と不活発な領域（積乱雲の発生が少ないところ）が交互に現れる変動がみられ、季節内振動と呼ばれる。2014年の8月は熱帯大気の季節内振動に伴う積雲対流活動の不活発な領域が太平洋西部にみられた。

(第1章 2014年の気候)

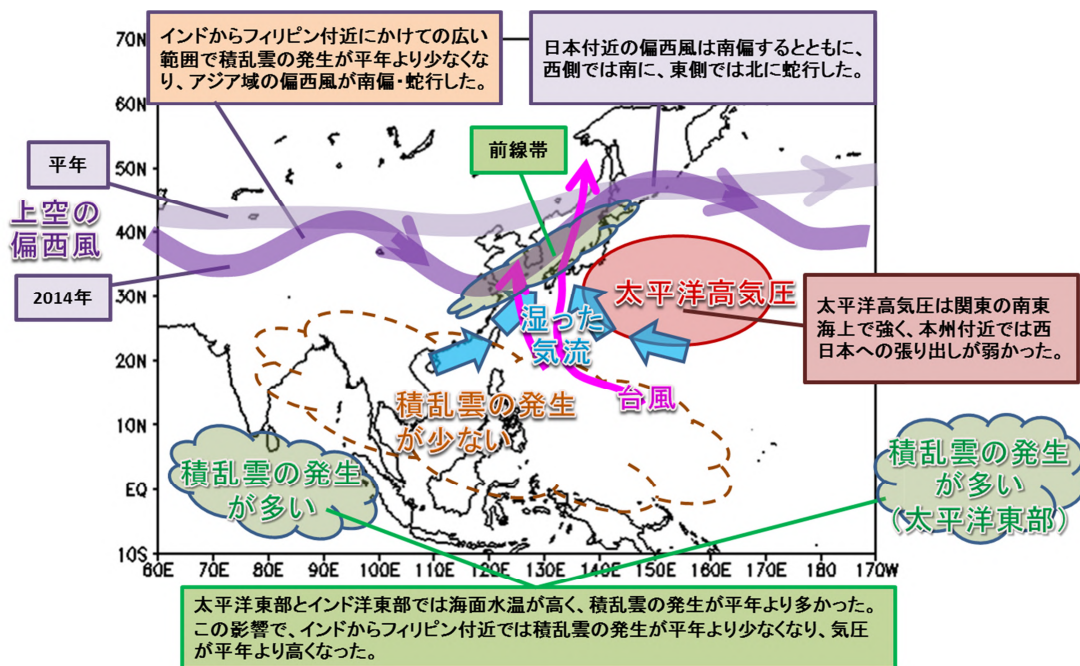


図 1.3-21 2014年8月の日本の不順な天候をもたらした要因の概念図

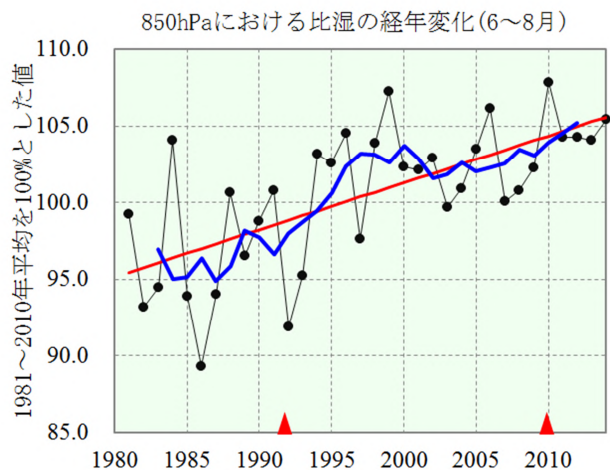


図 1.3-22 日本の上空における夏季(6~8月)の水蒸気量の経年変化(1981~2014年)

日本域における夏季(6~8月)平均した850hPa気圧面(上空1500m付近)の比湿(空気1kgあたりに含まれる水蒸気量、1981~2010年平均を100%とした値)の経年変化。ここでは、国内13高層気象観測地点(稚内、札幌、秋田、輪島、館野、八丈島、潮岬、福岡、鹿児島、名瀬、石垣島、南大東島、父島)の算術平均を用いた。細線(黒)は国内13高層観測地点の平均値を、太線(青)は5年移動平均値を、直線(赤)は期間にわたる変化傾向(信頼度水準95%で有意)を示す。赤三角は測器の変更のあった年を示す。

第 2 章 気候変動

2.1 気温の変動¹²

【ポイント】

2014 年の世界の年平均気温は、1891 年以降で最も高い値になった。また、日本の年平均気温は 1898 年以降で 18 番目に高い値になった。

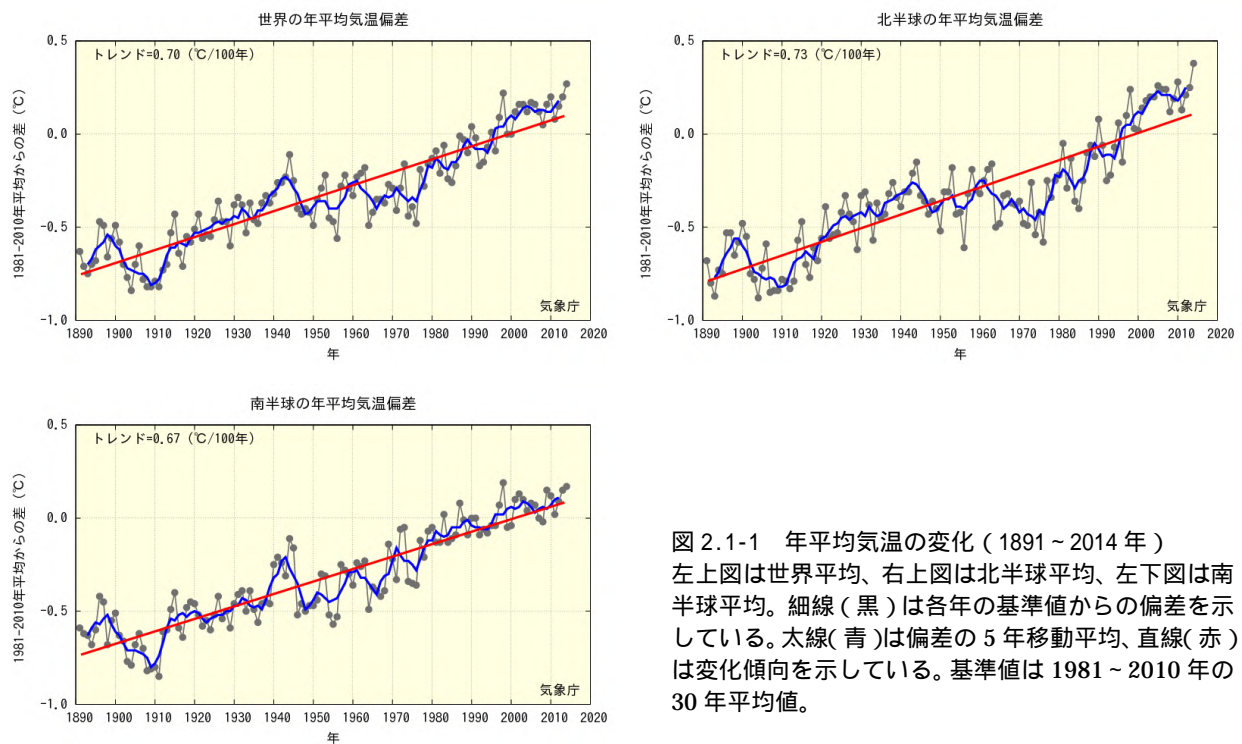
世界の年平均気温は、100 年あたり 0.70 の割合で上昇している。また、日本の年平均気温は、100 年あたり 1.14 の割合で上昇している。

日本の月平均気温における異常高温は増加しており、異常低温は減少している。

冬日の日数は減少し、熱帯夜の日数は増加している。猛暑日の日数は増加傾向が明瞭に現れている。

2.1.1 世界の平均気温

2014 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）の偏差（1981～2010 年平均からの差）は +0.27 で、統計開始年の 1891 年以降では最も高い値となった。北半球の年平均気温偏差は +0.38 で最も高い値に、南半球の年平均気温偏差は +0.17 で 2 番目に高い値になった（図 2.1-1）。



¹² 気象庁ホームページでは、世界及び日本の月別、季節別、年別の平均気温を公表している。
<http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html>

(第2章 気候変動)

世界の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、上昇率は100年あたり0.70である¹³(信頼度水準99%で統計的に有意¹⁴)。北半球、南半球ともに年平均気温は上昇しており、上昇率はそれぞれ100年あたり0.73、0.67である(いずれも信頼度水準99%で統計的に有意)。また、緯度経度5度格子ごとの変化傾向を見ると、長期的な統計ではほとんどの地域で上昇傾向がみられる(図2.1-2上図)。短期的な統計では地域的な変動が現れやすいため一部の格子では下降傾向がみられるものの、最近の30年余りの上昇率は多くの地域でそれ以前に比べてより大きくなっている(図2.1-2下図)。これらの年平均気温の経年変化には、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響に、数年～数十年程度で繰り返される自然変動が重なって現れているものと考えられる。

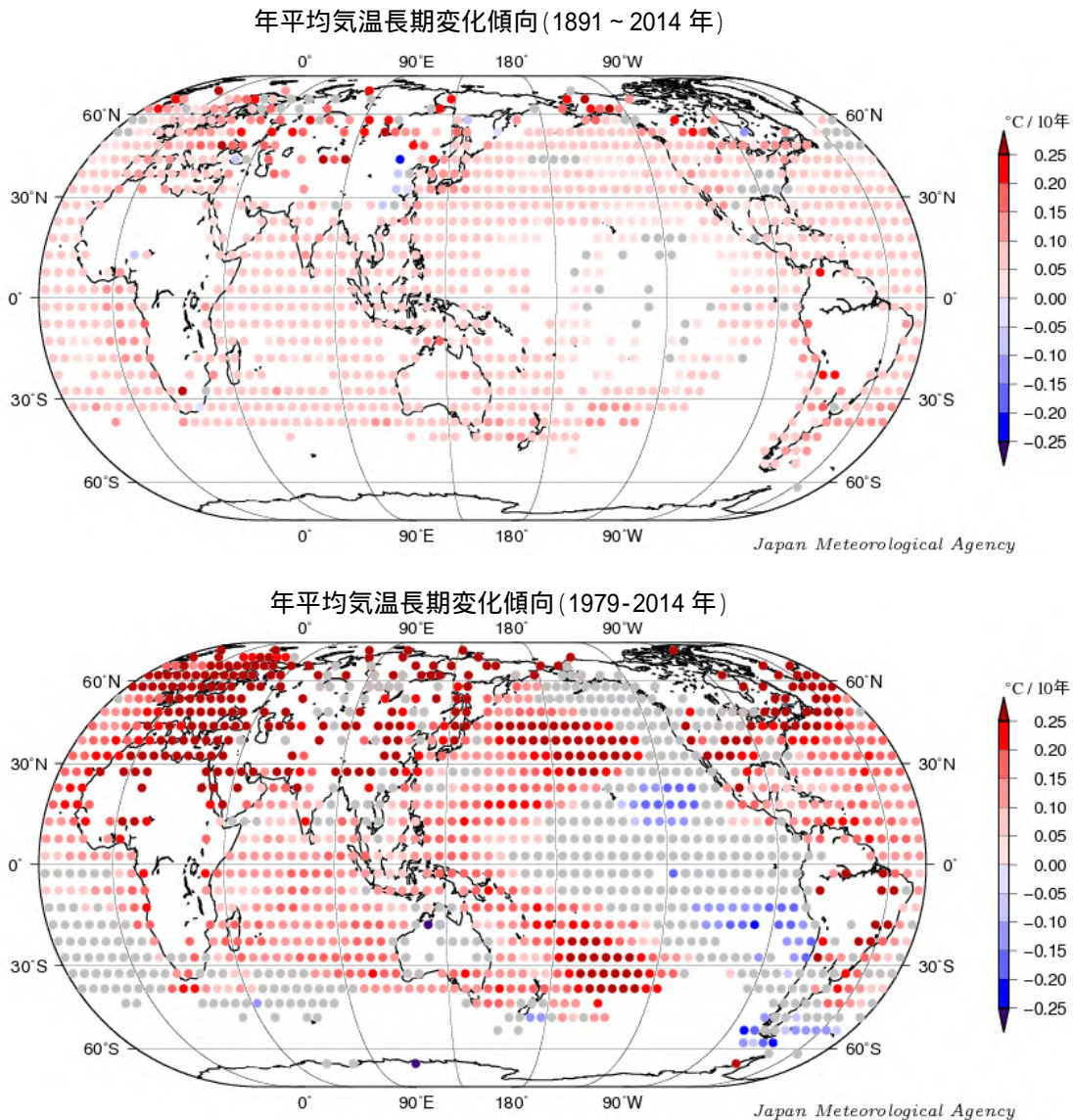


図2.1-2 緯度経度5度の格子ごとに見た年平均気温の変化傾向

上図は1891~2014年、下図は1979~2014年の期間の変化傾向で、10年あたりの割合で示している。灰色は変化傾向が見られないことを示す。図中の丸印は、5°×5°格子で平均したそれぞれの期間(上図:1891~2014年、下図:1979~2014年)の長期変化傾向(10年あたり)を示す。灰色は信頼度90%で統計的に有意でない格子を示す。

¹³ IPCC第5次評価報告書(IPCC, 2013)では、世界の平均気温は1880~2012年の期間に0.85(可能性が高い範囲は0.65~1.06)上昇していると評価されている。100年あたりの上昇率に換算した値は本レポートとは異なるが、長期的に上昇し1990年代半ば以降高温となる年が多いという同様の変動を示している。なお、本レポートと異なる値となるのは、元となるデータや世界平均の算出方法及び統計期間の違いによる。

¹⁴ 本レポートにおける有意性の評価と表現については、巻末の「変化傾向の有意性の評価について」を参照。

2.1.2 日本の平均気温

日本の気温の変化傾向をみるため、都市化の影響が比較的少ないとみられる気象庁の15観測地点(表2.1-1)について、1898~2014年の年平均気温の偏差(1981~2010年平均からの差)を用いて解析した。

2014年の日本の年平均気温の偏差は+0.14℃で、1898年以降で18番目に高い値となった(図2.1-3)。様々な変動を繰り返しながら日本の年平均気温は上昇しており、上昇率は100年あたり1.14℃である(信頼度水準99%で統計的に有意)。季節別には、それぞれ100年あたり冬は1.08℃、春は1.29℃、夏は1.06℃、秋は1.19℃の割合で上昇している(いずれも信頼度水準99%で統計的に有意)。

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年代後半に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、世界の年平均気温と同様である。

表2.1-1 日本の年平均気温偏差の計算対象地点

都市化の影響が比較的少なく、長期間の観測が行われている地点から、地域的に偏りなく分布するように選出した。なお、宮崎は2000年5月に、飯田は2002年5月に観測露場を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正を行ったうえで利用している。

要素	観測地点
地上気温 (15観測地点)	網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、境、浜田、彦根、多度津、宮崎、名瀬、石垣島

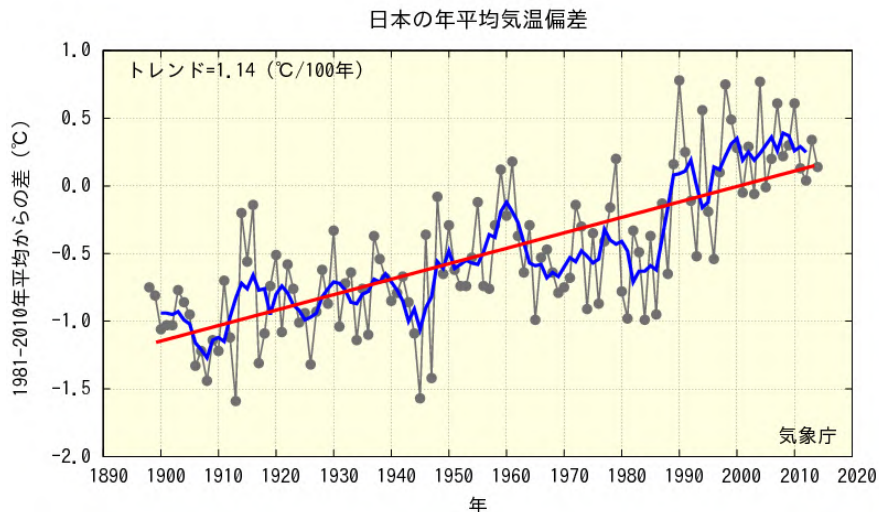


図2.1-3 日本における年平均気温の経年変化(1898~2014年)

細線(黒)は、国内15観測地点(表2.1-1参照)での年平均気温の基準値からの偏差を平均した値を示している。太線(青)は偏差の5年移動平均を示し、直線(赤)は長期的な傾向を示している。基準値は1981~2010年の平均値。

(第2章 気候変動)

2.1.3 日本における極端な気温

表 2.1-1 の 15 観測地点の観測値を用い、日本における極端な気温の変化傾向の解析を行った。なお、宮崎及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が、日最高気温、日最低気温については移転による影響を除去することが困難であるため、当該地点を除く 13 観測地点で解析を行った。

(1) 月平均気温における異常値¹⁵の出現数

統計期間 1901～2014 年における異常高温の出現数は増加しており、異常低温の出現数は減少している（いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意）(図 2.1-4)。これらの特徴は第 2.1.2 項に示されている年平均気温の上昇傾向と符合している。

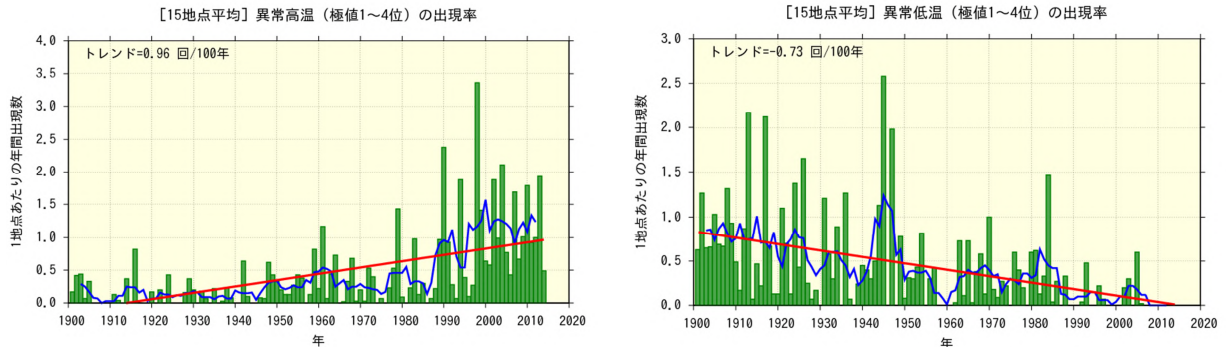


図 2.1-4 月平均気温の高い方から 1～4 位（異常高温、左図）と低い方から 1～4 位（異常低温、右図）の年間出現数の経年変化

1901～2014 年の月平均気温の各月における異常高温と異常低温の年間出現数。年々の値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。折れ線は 5 年移動平均値、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

(2) 日最高気温 30 以上（真夏日）及び 35 以上（猛暑日）の年間日数

日最高気温が 30 以上（真夏日）の日数については、統計期間 1931～2014 年で変化傾向は見られない。一方、日最高気温が 35 以上（猛暑日）の日数は同期間で増加傾向が明瞭に現れている（信頼度水準 95%で統計的に有意）(図 2.1-5)。

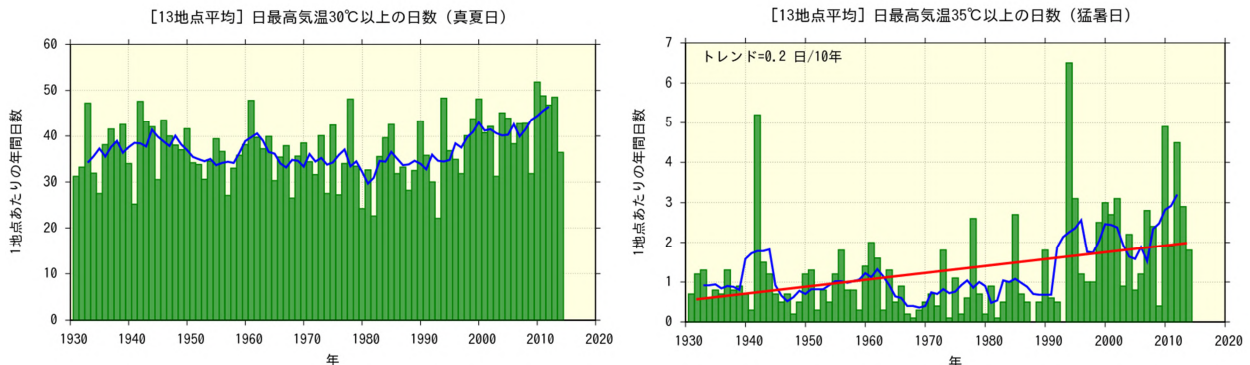


図 2.1-5 日最高気温 30 以上（真夏日、左図）及び 35 以上（猛暑日、右図）の年間日数の経年変化

1 地点あたりの年間日数。棒グラフは年々の値を、折れ線は 5 年移動平均値、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

¹⁵ ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2014 年の 114 年間で各月における月平均気温の高い方・低い方から 1～4 位の値」と定義している。ある地点のある月に、月平均気温の高い方あるいは低い方から 1～4 位の値が出現する割合は、114 年間に 4 回で、つまり約 29 年に 1 回（約 0.035 回/年）となり、本レポートの異常気象の定義（巻末の用語一覧参照）である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。

(3) 日最低気温 0 未満(冬日)及び 25 以上(熱帯夜¹⁶)の年間日数

日最低気温が 0 未満(冬日)の日数は、統計期間 1931~2014 年で減少しており、日最低気温が 25 以上(熱帯夜)の日数は同期間で増加している(いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.1-6)。

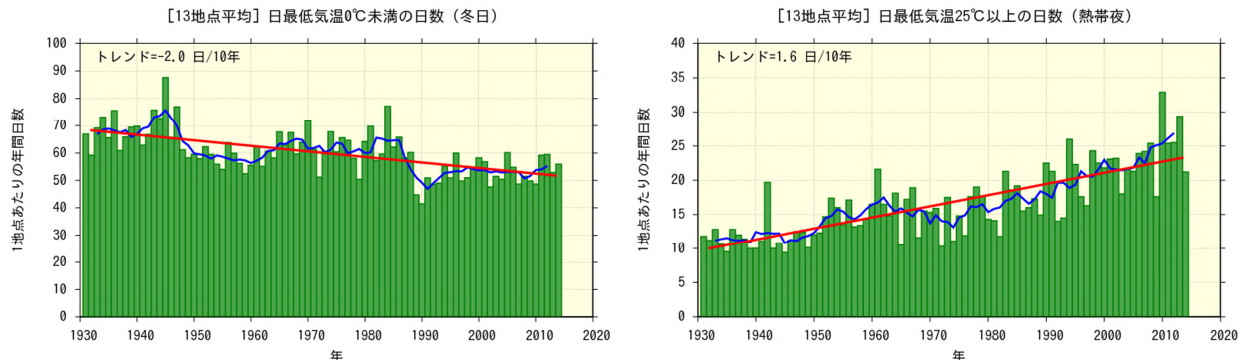


図 2.1-6 日最低気温 0 未満(冬日、左図)及び日最低気温 25 以上(熱帯夜、右図)の年間日数の経年変化図の見方は図 2.1-5 と同様。

2.1.4 日本の都市のヒートアイランド現象¹⁷

長期間に渡って均質なデータを確保できる日本の各都市(札幌、仙台、名古屋、東京、横浜、京都、広島、大阪、福岡、鹿児島)と都市化の影響が比較的少ないとみられる 15 観測地点(表 2.1-1)を対象に、1931~2014 年における気温の変化率を比較すると、各都市の上昇量の方が大きな値となっている(表 2.1-2)。

表 2.1-2 各都市における気温の変化率

1931~2014 年までの観測値から算出した値を示し、都市化の影響が比較的少ないとみられる 15 観測地点(表 2.1-1 参照)について平均した変化量をあわせて表示した。斜体字は信頼度水準 90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。を付した 4 地点と 15 観測地点のうちの飯田・宮崎は、統計期間内に観測露場の移転の影響があったため、気温の変化率については移転に伴う影響を補正してから算出している。

観測地点	気温変化率(/100 年)														
	平均気温					日最高气温					日最低气温				
	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋
札幌	2.7	3.3	2.6	2.0	2.9	1.0	1.4	1.1	0.7	0.7	4.5	5.6	4.5	3.5	4.5
仙台	2.3	3.0	2.5	1.3	2.6	1.0	1.4	1.2	0.7	0.9	3.1	3.6	3.7	1.9	3.4
名古屋	2.8	3.0	3.0	2.3	3.1	1.1	1.3	1.4	0.8	1.1	3.9	3.9	4.4	3.3	4.3
東京	3.2	4.4	3.2	2.0	3.4	1.6	1.8	1.7	1.1	1.7	4.4	6.0	4.5	2.8	4.5
横浜	2.7	3.5	2.9	1.7	2.9	2.3	2.6	2.7	1.7	2.4	3.5	4.6	3.7	2.2	3.6
京都	2.6	2.6	2.9	2.3	2.7	1.0	0.8	1.3	0.9	0.8	3.7	3.8	3.9	3.3	3.9
広島	2.0	1.6	2.3	1.6	2.5	1.0	0.7	1.5	1.1	0.5	3.1	2.8	3.2	2.7	3.9
大阪	2.7	2.7	2.6	2.2	3.1	2.2	2.1	2.3	2.1	2.2	3.6	3.3	3.5	3.5	4.2
福岡	3.1	2.9	3.3	2.3	3.8	1.7	1.6	2.0	1.3	1.7	5.1	4.5	5.9	3.8	6.1
鹿児島	2.8	2.8	3.2	2.4	3.0	1.3	1.2	1.7	1.2	1.2	4.0	3.8	4.5	3.5	4.6
15地点	1.5	1.5	1.7	1.1	1.5	1.0	1.1	1.4	0.9	0.9	1.8	1.8	2.0	1.6	1.9

¹⁶ 熱帯夜は夜間の最低気温が 25 以上のことを指すが、ここでは日最低気温が 25 以上の日を便宜的に「熱帯夜」と呼んでいる。

¹⁷ ヒートアイランド現象とは、都市域の気温が周囲地域よりも高い状態になる現象。気温分布図を描くと、等温線が都市を丸く取り囲んで島のような形になることから、このように呼ばれる(heat island = 熱の島)。気象庁ホームページでは、ヒートアイランド現象の解析や数値モデルによる再現実験の結果を、「ヒートアイランド監視報告」として毎年公表している。http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr/index.html

(第2章 気候変動)

15 観測地点の平均気温の変化率は、日本全体としてのヒートアイランド現象によらない平均的な変化率を表していると考えられることから、およその見積もりとして、各都市と 15 観測地点平均の変化率の差が、各都市におけるヒートアイランド現象による影響とみられる(ただし、15 観測地点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)。

これら都市において夏の平均気温の上昇率は冬・春・秋に比べ小さく、日最低气温の上昇率は日最高气温の上昇率より大きい傾向がみられる。また、札幌・仙台・東京・横浜など北日本や東日本の都市では冬に上昇率が最大となる傾向がみられる一方、京都・大阪・福岡・広島・鹿児島など西日本の都市では春や秋に上昇率が最大となるなど、季節や地域による違いもみられる。

統計期間内に観測露場の移転の影響が無かった各都市及び東京の階級別日数の経年変化については、冬日の年間日数は減少傾向が現れており、熱帯夜の年間日数は札幌を除いて増加傾向が現れている。真夏日の年間日数は都市化の影響が比較的少ないとみられる 13 観測地点平均(表 2.1-1 の 15 観測地点のうち観測露場の移転の影響がある飯田・宮崎を除いた 13 観測地点の平均)では変化傾向がみられない一方、札幌と仙台を除く都市では増加傾向が現れており、猛暑日の年間日数も札幌と仙台を除いて増加傾向が現れている(表 2.1-3)。

表 2.1-3 各都市における階級別日数の変化率

変化量については 1931～2014 年まで(猛暑日は 1961～2014 年まで)の観測値から算出した値を示し、都市化の影響が比較的少ないとみられる 13 観測地点(表 2.1-1 の 15 観測地点のうち観測露場の移転の影響がある飯田・宮崎を除いた 13 観測地点の平均)の平均変化率をあわせて表示した。斜体字は信頼度水準 90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。†を付した東京については、2014 年 12 月 2 日に観測露場を移転したため、2014 年の統計値は 12 月 1 日までの観測値により算出し、変化率を求めた。ただし、冬日の変化率は移転の影響を無視できないことから表示しない。

観測地点	冬日 (日/10年)	熱帯夜 (日/10年)	真夏日 (日/10年)	猛暑日 (日/10年)
札幌	-4.6	0.0	0.1	0.0
仙台	-5.7	0.3	0.9	0.1
名古屋	-7.1	3.7	1.1	2.3
東京†	---	3.9†	1.2†	0.8†
横浜	-6.5	3.0	2.2	0.5
京都	-7.5	3.6	1.2	2.2
福岡	-5.2	4.8	1.2	1.6
13地点	-2.0	1.6	0.5	0.4

2.2 降水量の変動¹⁸

【ポイント】

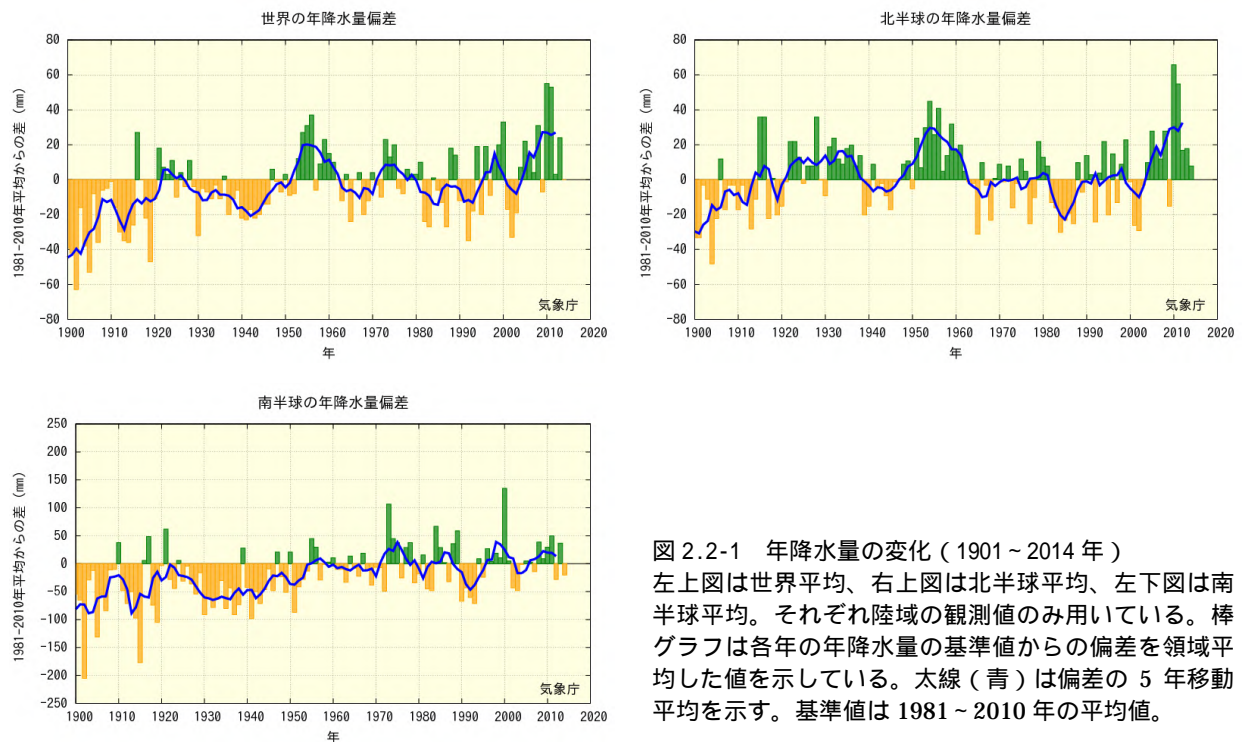
2014年の世界の年降水量偏差（陸域のみ）は0mmだった。

2014年の日本の年降水量偏差は+124mmだった。

日本の日降水量100mm以上の大雨の年間日数及び200mm以上の大雨の年間日数は増加している。弱い降水も含めた降水の日数（日降水量1.0mm以上）は減少している。

2.2.1 世界の陸域の降水量

世界各地の陸上の観測所で観測された降水量から計算した、2014年の世界の陸域の年降水量の偏差（1981～2010年平均からの差）は0mmであった（図2.2-1）。世界の陸域の年降水量は1901年の統計開始以降、周期的な変動を繰り返している。北半球では、1930年頃、1950年代に降水量の多い時期が現れている。なお、世界全体の降水量の長期変化傾向を算出するには、地球表面積の約7割を占める海上における降水量を含める必要があるが、本レポートにおける降水量は陸域の観測値のみを用いており、また統計期間初期は観測データ数が少なく相対的に誤差幅が大きいことから、変化傾向は求めていない。



¹⁸ 気象庁ホームページでは、世界及び日本の年降水量を公表している。
<http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html>

(第2章 気候変動)

2.2.2 日本の降水量

日本の降水量の変化傾向をみるため、1898～2014年までの気象庁の観測点における年降水量の偏差(1981～2010年平均からの差)を用いて解析した(表2.2-1)。

表2.2-1の51地点による2014年の年降水量の偏差は+123.8mmであった。長期的には変化傾向は見られない。降水量の変化をみると(図2.2-2)統計開始から1920年代半ばまでと1950年代に多雨期がみられ、1970年代以降は年ごとの変動が大きくなっている。

表2.2-1 日本の年降水量偏差の計算対象地点

降水量は、気温に比べて地点による変動が大きく、変化傾向の解析にはより多くの観測点を必要とするため、観測データの均質性が長期間継続している51観測地点を選出している。

要素	観測地点
降水量 (51観測地点)	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

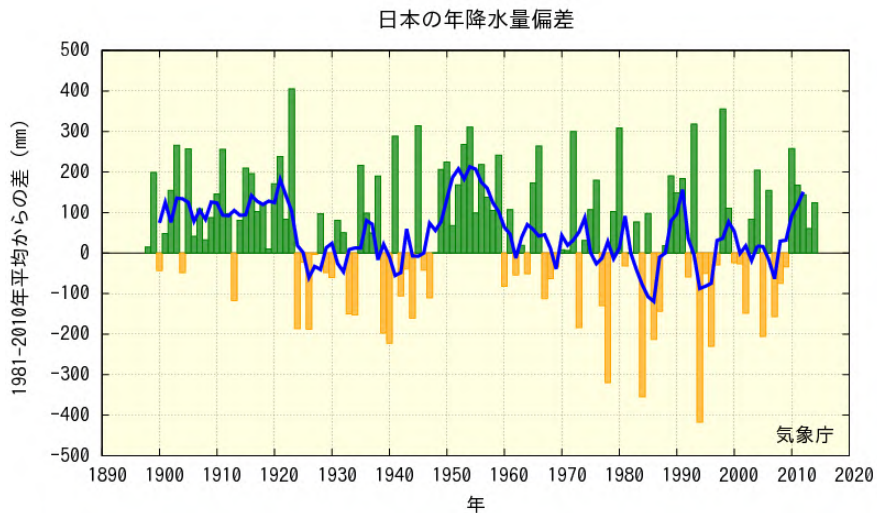


図2.2-2 日本における年降水量の経年変化(1898～2014年)

棒グラフは、国内51観測地点(表2.2-1参照)での年降水量の偏差(1981～2010年平均からの差)を平均した値を示している。青線は偏差の5年移動平均を示している。

2.2.3 日本の積雪量

日本の積雪量の変化傾向をみるため、1962～2014年までの気象庁の日本海側の観測点における年最深積雪の1981～2010年平均に対する比¹⁹(%で表す)を平均して解析した。計算に用いた観測点を地域ごとに表2.2-2に示す。

2014年の年最深積雪の1981～2010年平均に対する比は、北日本日本海側で100%、東日本日本海側で48%、西日本日本海側で39%であった。最深積雪の変化をみると(図2.2-3)全ての地域において、1980年代初めの極大期から1990年代はじめにかけて大きく減少しており、それ以降は特に東日本日本海側と西日本日本海側で1980年以前と比べると少ない状態が続いている。特に西日本日本海側では1980年代半ばまでは1981～2010年平均に対する比が200%を超える年が出現していたものの、それ以降は全く現れていない。

1962～2014年の期間の年最深積雪の変化傾向を見ると、東日本日本海側と西日本日本海側では

¹⁹ 年最深積雪の値は地域による差が大きいため、偏差ではなく比(平均に対する割合)を用いることで、各観測点の変動を適切に反映させることができる。

減少しており、減少率はそれぞれ10年あたり12.9%、15.8%である(いずれも信頼度水準99%で統計的に有意)。北日本日本海側では変化傾向は見られない。なお、年最深積雪は年ごとの変動が大きく、それに対して統計期間は比較的短いことから、変化傾向を確実に捉えるためには今後さらにデータの蓄積が必要である。

表 2.2-2 日本の年最深積雪比の計算対象地点

地域	観測地点
北日本日本海側	稚内、留萌、旭川、札幌、岩見沢、寿都、江差、倶知安、若松、青森、秋田、山形
東日本日本海側	輪島、相川、新潟、富山、高田、福井、敦賀
西日本日本海側	西郷、松江、米子、鳥取、豊岡、彦根、下関、福岡、大分、長崎、熊本

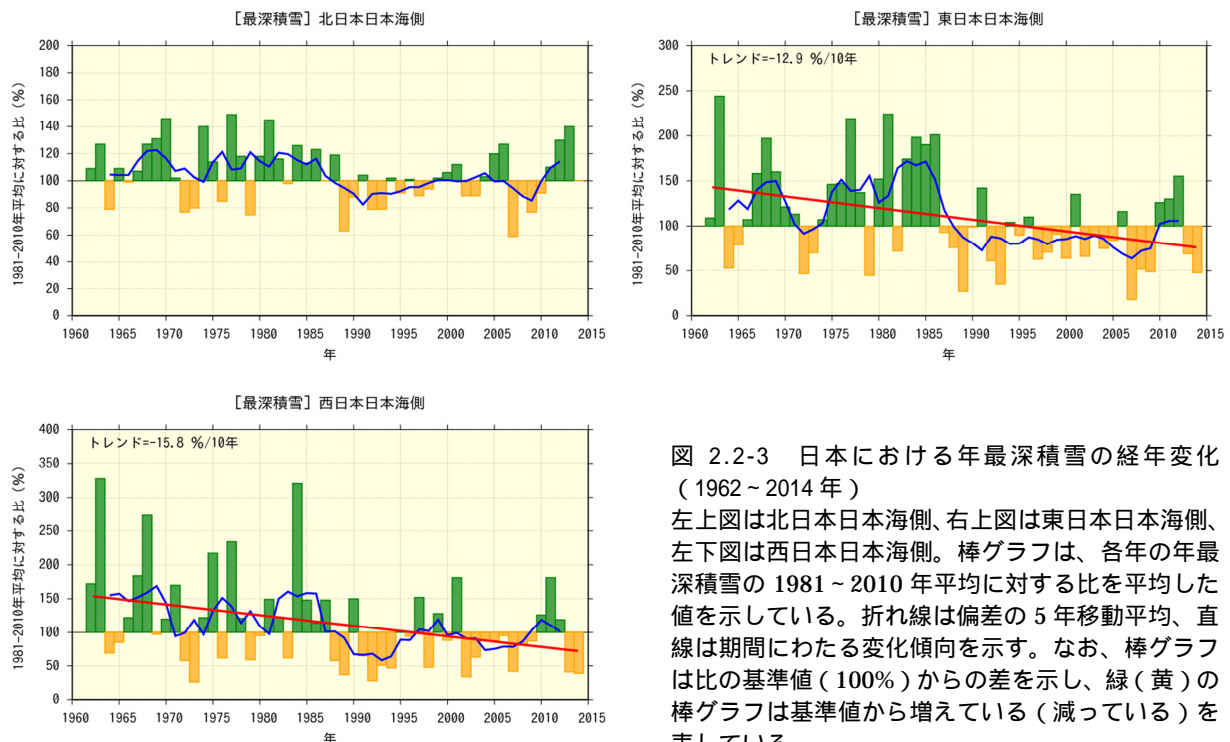


図 2.2-3 日本における年最深積雪の経年変化(1962～2014年)

左上図は北日本日本海側、右上図は東日本日本海側、左下図は西日本日本海側。棒グラフは、各年の年最深積雪の1981～2010年平均に対する比を平均した値を示している。折れ線は偏差の5年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。なお、棒グラフは比の基準値(100%)からの差を示し、緑(黄)の棒グラフは基準値から増えている(減っている)を表している。

2.2.4 日本における大雨等の発生頻度

表 2.2-1 の 51 地点の観測値を用い、日本における大雨等の発生頻度の変化傾向の解析を行った。

(1) 月降水量の異常値²⁰の出現数

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901～2014年の114年間で増加している(信頼度水準99%で統計的に有意)(図 2.2-4 左図)。異常多雨については同期間で変化傾向は見られない(図 2.2-4 右図)。

²⁰ ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2014年の114年間で各月における月降水量の少ない方・多い方から1～4位の値」と定義している。ある地点のある月に、月降水量の少ない方あるいは多い方から1～4位の値が出現する割合は、114年間に4回で、つまり約29年に1回(約0.035回/年)となり、本レポートの異常気象の定義(巻末の用語一覧参照)である「30年に1回以下」とほぼ一致する。

(第2章 気候変動)

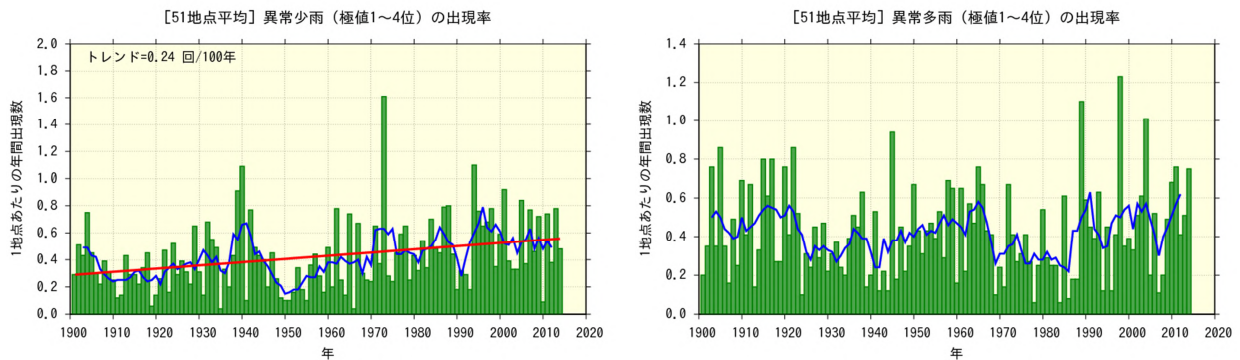


図 2.2-4 月降水量の少ない方から 1~4 位 (異常少雨、左図) と多い方から 1~4 位 (異常多雨、右図) の年間出現数の経年変化

1901~2014 年の月降水量における異常少雨と異常多雨の年間出現数。年々の値はその年の異常少雨あるいは異常多雨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。折れ線は 5 年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

(2) 日降水量 100 mm 以上、200 mm 以上及び 1.0 mm 以上の年間日数

日降水量 100 mm 以上の日数は 1901~2014 年の 114 年間で増加している (信頼度水準 99% で統計的に有意) (図 2.2-5 左図)。日降水量 200 mm 以上の日数についても同期間で増加している (信頼度水準 99% で統計的に有意) (図 2.2-5 右図)。一方、日降水量 1.0 mm 以上の日数は減少し (信頼度水準 99% で統計的に有意) (図 2.2-6)、大雨の頻度が増える反面、弱い降水も含めた降水の日数は減少する特徴を示している。

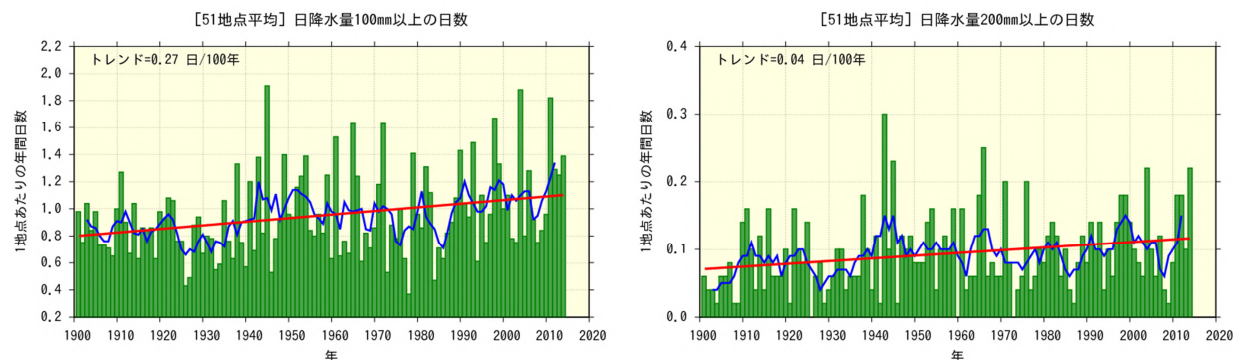


図 2.2-5 日降水量 100 mm 以上 (左図)、200 mm 以上 (右図) の年間日数の経年変化
折れ線は 5 年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

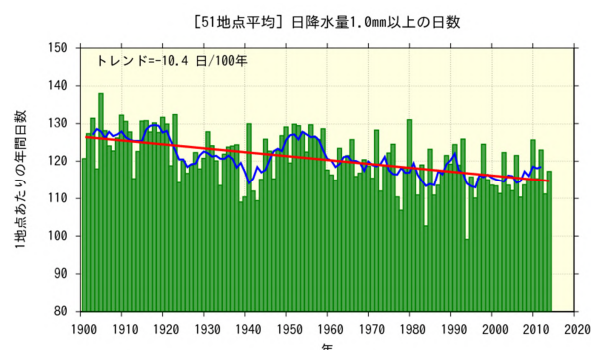


図 2.2-6 日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化
図の見方は図 2.2-5 と同様。

2.2.5 アメダスでみた大雨発生回数の変化

気象庁では、現在、全国約 1,300 地点の地域気象観測所（アメダス）において、降水量の観測を行っている。地点により観測開始年は異なるものの、多くの地点では 1970 年代後半に観測を始め、1976 年からの 39 年間のデータが利用可能となっている。気象台や測候所等では約 100 年間の観測データがあることと比較するとアメダスの 39 年間は短い、アメダスの地点数は気象台や測候所等の約 8 倍あり面的に緻密な観測が行われていることから、局地的な大雨などは比較的良好に捉えることが可能である。

ここでは、アメダスで観測された 1 時間降水量（毎正時における前 1 時間降水量）50 mm 及び 80 mm 以上の短時間強雨の発生回数（図 2.2-7）そして日降水量 200 mm 及び 400 mm 以上の大雨の発生回数（図 2.2-8）を年ごとに集計し、最近 39 年間の変化傾向をみた²¹。

1 時間降水量 50 mm 以上の年間観測回数は統計期間 1976～2014 年で増加しており（信頼度水準 99% で統計的に有意）、1 時間降水量 80 mm 以上の年間観測回数については、同期間で増加傾向が明瞭に現れている（信頼度水準 95% で統計的に有意）が、日降水量 200 mm 以上の年間観測回数については同期間で変化傾向は見られない。一方、日降水量 400 mm 以上の年間観測回数については増加傾向が明瞭に現れている（信頼度水準 95% で統計的に有意）。

ただし、大雨や短時間強雨の発生回数は年ごとの変動が大きく、それに対してアメダスの観測期間は比較的短いことから、変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

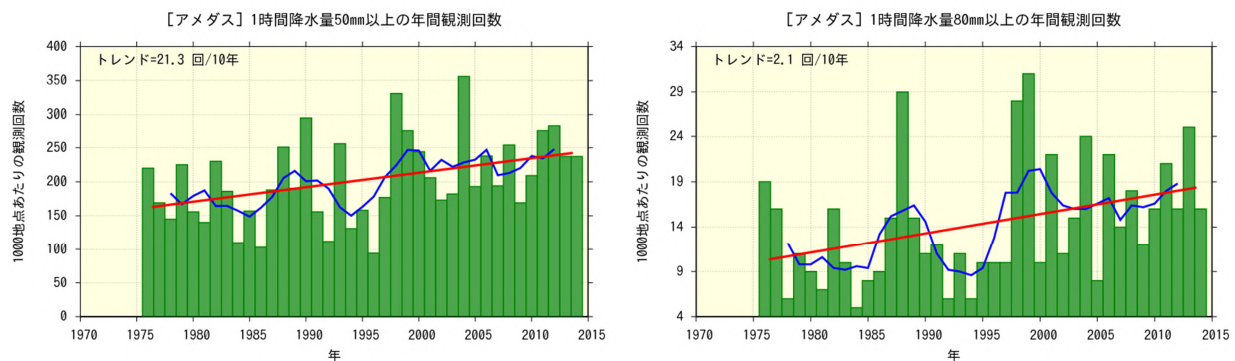


図 2.2-7 アメダス地点で 1 時間降水量が 50 mm、80 mm 以上となった年間の回数（1,000 地点あたりの回数に換算）折れ線は 5 年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

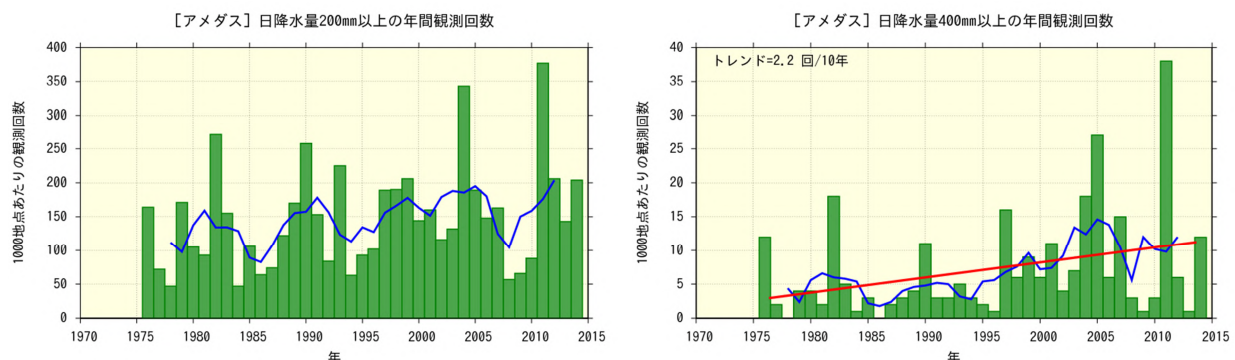


図 2.2-8 アメダス地点で日降水量が 200 mm、400 mm 以上となった年間の回数（1,000 地点あたりの回数に換算）図の見方は図 2.2-7 と同様。

²¹ この調査に用いるアメダスの地点数は、1976 年当初は約 800 地点であるが、その後増加し、2014 年では約 1,300 地点となっている。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している。なお、山岳地域に展開されていた無線ロケット雨量観測所のうち、廃止された観測所は除外している。

(第2章 気候変動)

2.3 日本におけるさくらの開花・かえでの紅(黄)葉日の変動

【ポイント】

さくらの開花日は早くなっている。
かえでの紅葉日は遅くなっている。

気象庁では、季節の遅れ進みや、気候の違いや変化など総合的な気象状況の推移を知ることを目的に、植物の開花や紅(黄)葉などの生物季節観測を実施している。

さくらの開花とかえでの紅(黄)葉²²の観測対象地点(2015年1月1日現在)を表2.3-1に、同地点の観測結果を統計した開花日、紅(黄)葉日の経年変化を図2.3-1に示す。

この経年変化によると、1953年以降、さくらの開花日は、10年あたり1.0日の変化率で早くなっている。また、かえでの紅(黄)葉日は、10年あたり2.9日の変化率で遅くなっている(いずれの変化も信頼度水準99%で統計的に有意)。

さくらの開花日が早まる傾向やかえでの紅(黄)葉日が遅くなる傾向は、これらの現象が発現する前の平均気温との相関が高いことから、これら経年変化の特徴の要因の一つとして長期的な気温上昇の影響が考えられる。

表 2.3-1 さくらの開花とかえでの紅(黄)葉の観測対象地点(2015年1月1日現在)

観測項目	観測地点
さくらの開花 (58観測地点)	稚内、旭川、網走、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島、名瀬、石垣島、宮古島、那覇、南大東島
かえでの紅(黄)葉 (51観測地点)	旭川、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島

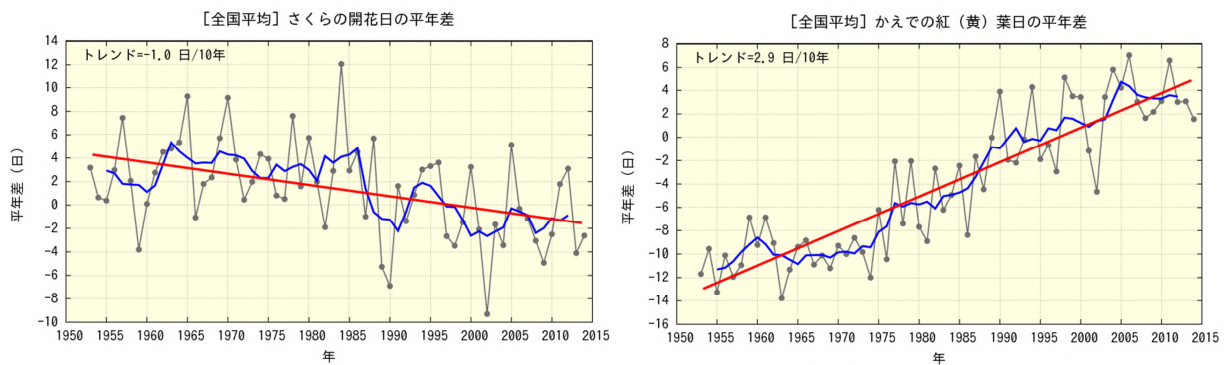


図 2.3-1 さくらの開花日の経年変化(1953~2014年:左図)と、かえでの紅(黄)葉日の経年変化(同:右図) 黒の実線は平年差(観測地点(表2.3-1参照)で現象を観測した日の平年値(1981~2010年の平均値)からの差を全国平均した値)を、青の実線は平年差の5年移動平均値を、赤の直線は変化傾向をそれぞれ示す。

²² さくらの開花は「そめいよしの、えぞやまざくら、ひかざくら」を対象に、かえでの紅(黄)葉は「いろはかえで、やまもみじ、おおもみじ(以上紅葉)、いたやかえで(黄葉)」を対象に観測を行っている。

2.4 台風の変動²³

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

2014年の台風の発生数は23個で、平年より少なかった。

台風の発生数に明瞭な長期変化傾向は見られない。

2014年の台風の発生数は23個(平年値25.6個)で、平年より少なかった。1990年代後半以降はそれ以前に比べて発生数が少ない年が多くなっている(図2.4-1)ものの、長期変化傾向は見られない。

「強い」以上の台風の発生数や発生割合の変動については、統計期間を台風の中心付近の最大風速データが揃っている1977年以降とする。「強い」以上の勢力となった台風の発生数は、1977年～2014年の統計期間では減少傾向が見られる(信頼度水準90%で統計的に有意)(図2.4-2)ものの、統計期間が比較的短く、年々の変動が大きいことから、今後新しいデータが追加されることにより検定結果が変わる可能性がある。このため、変化傾向を確実に評価するためには今後さらにデータを蓄積する必要がある。なお、「強い」以上の勢力となった台風の、全発生数に対する割合には長期変化傾向は見られない(図2.4-2)。

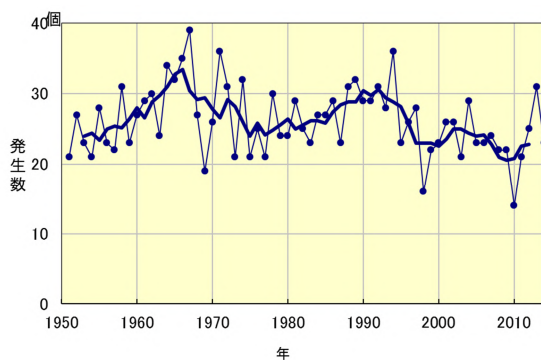


図2.4-1 台風の発生数の経年変化
細い実線は年々の値を、太い実線は5年移動平均を示す。

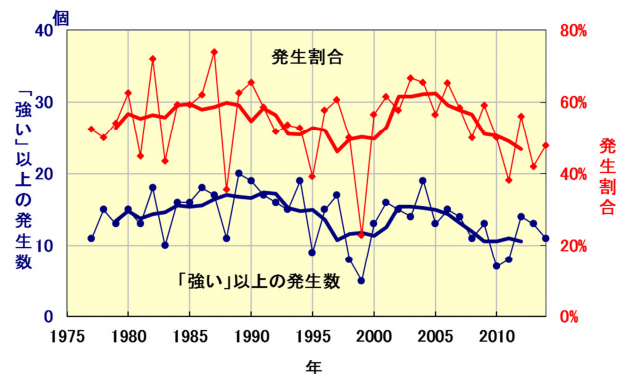


図2.4-2 「強い」以上の勢力となった台風の発生数と全発生数に対する割合の経年変化
細い実線は、「強い」以上の勢力となった台風の発生数(青)と全台風に対する割合(赤)の経年変化。太い実線は、それぞれの5年移動平均。

²³ 熱帯または亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋に存在し最大風速(10分間の平均風速)がおおよそ17m/s以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。また、台風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。

2.5 海面水温の変動²⁴

【ポイント】

2014年の世界全体の年平均海面水温平年差は+0.20 で、1891年以降では最も高い値となった。

世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は100年あたり0.51 である。日本近海における、2014年までのおよそ100年間にわたる海域平均海面水温(年平均)は上昇しており、上昇率は100年あたり+1.07 である。

2.5.1 世界の海面水温

2014年の世界全体の年平均海面水温平年差(1981~2010年の平均値からの差)は+0.20 で、1891年以降ではこれまで最も高かった1998年の+0.14 を大幅に上回って最も高い値となった。世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は100年あたり0.51 である(信頼度水準99%で統計的に有意。統計期間:1891~2014年)(図2.5-1)。この長期的な上昇傾向と合わせて、太平洋熱帯域ではエルニーニョ現象の発生に伴って明瞭な正偏差が広がり、北太平洋では大気からの強制によって海面水温が非常に高い状態となったことなど、短期的な変動も2014年に観測された記録的な正偏差の要因と考えられる。各大洋について海域平均した海面水温の上昇率は、100年あたり0.43~0.71 と海域による違いがある(信頼度水準99%で統計的に有意)(図2.5-2)。

また、地球温暖化の指標として用いられる世界の平均気温(第2.1節参照)と同様、年平均海面水温偏差は十年規模で上下を繰り返しながら長期的に上昇している。数年以上の時間規模での変動に注目すると、最近では1970年代半ばから2000年前後にかけて明瞭な上昇傾向を示した後、横ばい傾向で推移している(図2.5-1 青線)。これは温暖化に伴う百年規模の変動(変化傾向)に十年から数十年規模の自然変動が重なっているためと考えられており、地球温暖化を正確に評価するためには、この自然変動による影響の評価が欠かせない。海面水温に見られる十年規模の変動のうち、代表的なものである太平洋十年規模振動(PDO)については第2.6.2項で解説する。

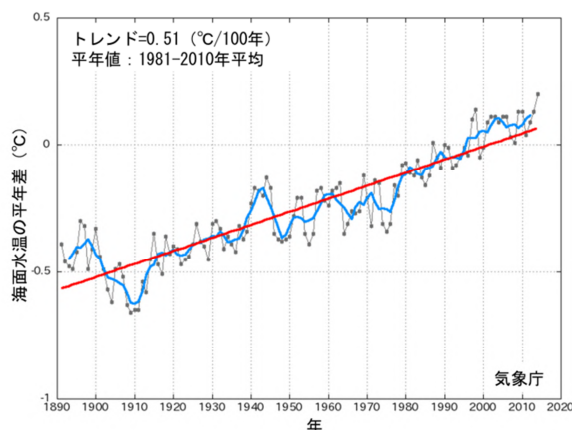


図2.5-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化(1891~2014年)
各年の値を黒い実線、5年移動平均値を青い実線、変化傾向を赤い実線で示す。

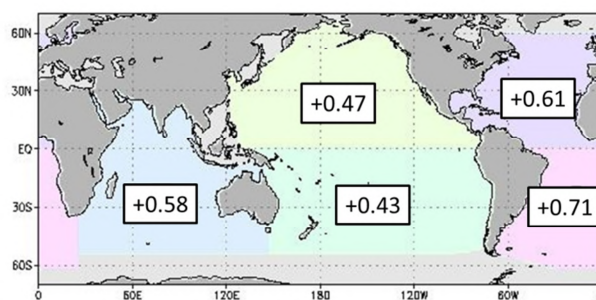


図2.5-2 各大洋の海域平均海面水温(年平均)の変化傾向(/100年)
1891~2014年までの上昇率を示す。いずれも信頼度水準99%で統計的に有意。

²⁴ 気象庁ホームページでは、世界及び日本近海の海面水温の変化傾向を解析した結果等を公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/glb_warm/glb_warm.html (世界)
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/japan_warm/japan_warm.html (日本近海)

2.5.2 日本近海の海面水温

図2.5-3に、日本近海(海域別)の年平均海面水温の長期変化傾向を示す。日本近海における、2014年までのおよそ100年間にわたる海域平均海面水温(年平均)の上昇率は、 $+1.07$ /100年となっており、北太平洋全体で平均した海面水温の上昇率($+0.47$ /100年)(図2.5-2)よりも大きな値となっている。

日本近海を海域別にみると、海域平均海面水温の上昇率は、黄海、東シナ海、日本海南西部、四国・東海沖では日本の気温の上昇率($+1.14$ /100年)と同程度となっており、釧路沖、三陸沖、関東沖海域、沖縄の東および先島諸島周辺では日本の気温の上昇率よりも小さく、日本海中部では日本の気温の上昇率よりも大きくなっている。日本海北東部では、年平均では統計的に有意な長期変化傾向はみられないが、冬季は有意に上昇している。

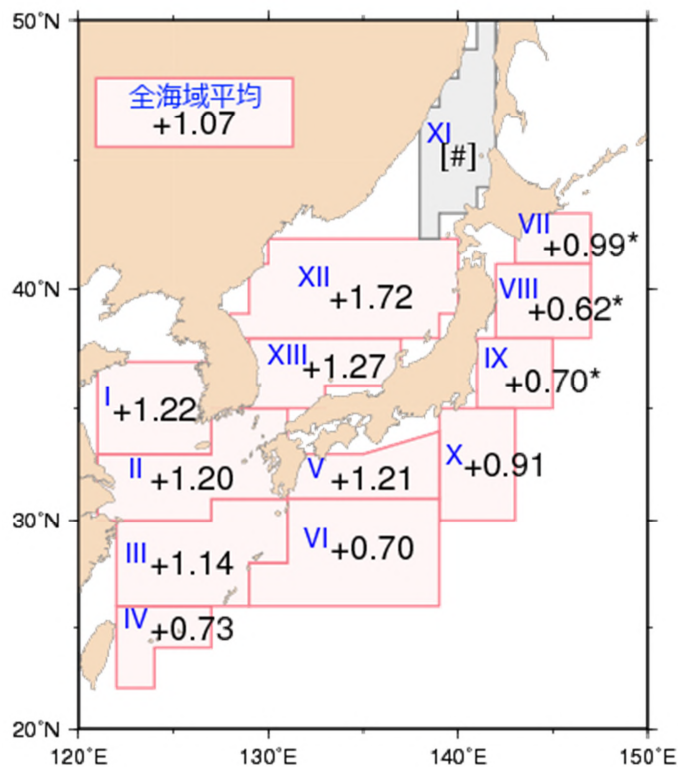


図 2.5-3 日本近海の海域平均海面水温(年平均)の変化傾向(/100年) 1900～2014年までの上昇率を示す。無印の値は信頼度水準99%で統計的に有意、*付の値は信頼度水準95%で統計的に有意であることを示す。上昇率が[#]とあるものは、100年間の変化傾向が明確に見出せないことを示す。

海域番号	海域名	海域番号	海域名
I	黄海	VII	釧路沖
II	東シナ海北部	VIII	三陸沖
III	東シナ海南部	IX	関東の東
IV	先島諸島周辺	X	関東の南
V	四国・東海沖	XI	日本海北東部
VI	沖縄の東	XII	日本海中部
		XIII	日本海南西部

2.6 エルニーニョ/ラニーニャ現象²⁵と太平洋十年規模振動²⁶

【ポイント】

2014年は、夏からエルニーニョ現象が発生し、冬にかけて続いた。

PDO指数は2000年頃以降はおおむね負の状態が続いているが、2014年は年平均値で正の値となり、近年の傾向とは異なっていた。

2.6.1 エルニーニョ/ラニーニャ現象

エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の中央部から南米ペルー沿岸にかけての広い海域で海面水温が平年より高い状態が半年から一年半程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。エルニーニョ/ラニーニャ現象が発生すると、大気の流れが地球規模で変化するため、世界中の天候に影響を及ぼす。日本においては、エルニーニョ現象が発生すると冷夏・暖冬、ラニーニャ現象が発生すると暑夏・寒冬となる傾向がある。

図 2.6-1 はエルニーニョ監視海域における海面水温の基準値との差の1950年以降の変化を示したものである。2014年は夏からエルニーニョ現象が発生し、冬にかけて続いた。

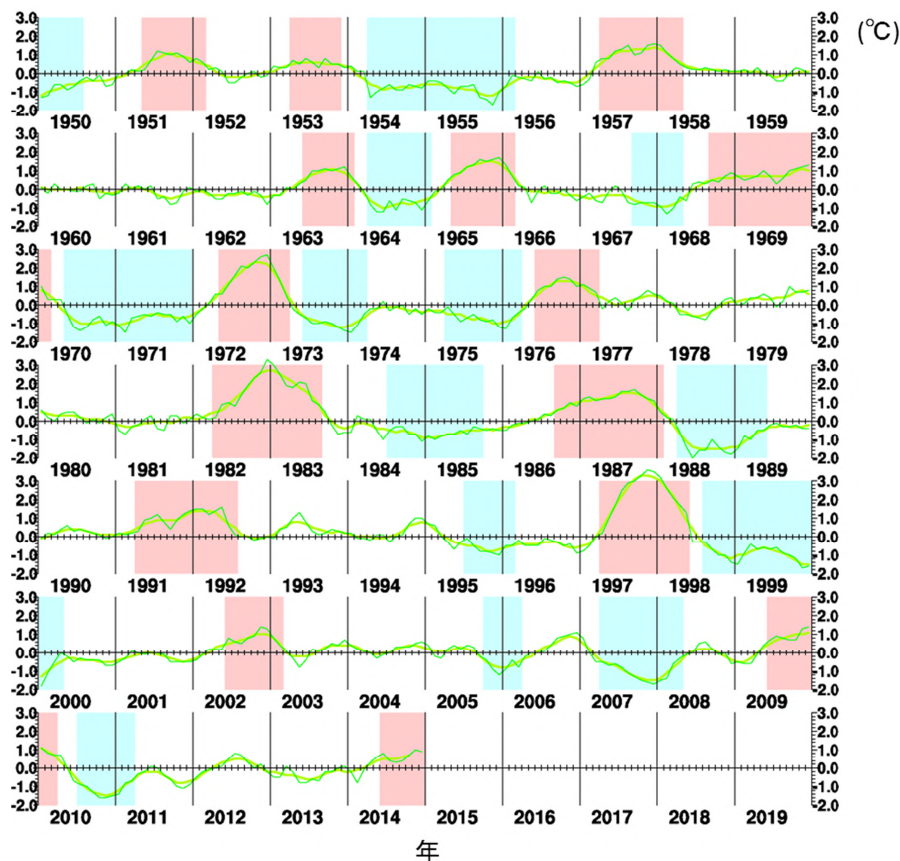


図 2.6-1 エルニーニョ監視海域における海面水温の基準値との差の時間変化()

折線は月平均値、滑らかな太線は5か月移動平均値を示し、正の値は基準値より高いことを示す。エルニーニョ現象の発生期間は赤、ラニーニャ現象の発生期間は青で陰影を施してある。

²⁵ 「エルニーニョ/ラニーニャ現象」については、巻末の用語一覧を参照のこと。気象庁ホームページでは、エルニーニョ現象など熱帯域の海洋変動の実況と見通しに関する情報を「エルニーニョ監視速報」として毎月1回発表している。

http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/elnino/kanshi_joho/kanshi_joho1.html

²⁶ 気象庁ホームページでは、太平洋十年規模振動(Pacific Decadal Oscillation: PDO)指数の変動についての診断結果を公表している。

http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/b_1/pdo/pdo.html

2.6.2 太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation: PDO)

海面水温の変動には、エルニーニョ/ラニーニャ現象に伴う数年規模の変動や温暖化に伴う百年規模の変動(変化傾向)に加え、十年から数十年規模の変動が存在する。特に太平洋に見られる十年以上の周期の気と海洋が連動した変動は、太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation、PDO と略す) と呼ばれ、海面水温に見られる代表的な十年規模変動として知られている。PDO では、海面水温が北太平洋中央部で平年より低く(高く) になるとき北太平洋東部や赤道域で平年より高く(低く) なるといったシーソーのような変動を、十年以上の周期でゆっくりと繰り返している。この変動を表わす指標として、北太平洋の北緯 20 度以北の海面水温の偏差パターンから定義される PDO 指数が用いられる。なお、PDO の空間分布および指数は月毎の海面水温偏差に基づいて定義されており、十年から数十年規模の変動に加えて ENSO などの相対的に短い時間規模の変動も反映されている点には注意が必要である。

PDO 指数が正(負)のとき、海面水温は、北太平洋中央部で平年より低く(高く) なり、北太平洋東部や赤道域で平年より高く(低く) なる(図 2.6-2)。また、PDO 指数が正(負)のとき、海面気圧は、北太平洋高緯度で平年より低く(高く) なる傾向がある(図 2.6-3)。これは、冬季・春季においてアリューシャン低気圧が平年より強い(弱い)ことを示している。こうした大気循環の変化に伴って、北米を中心に天候への影響も見られる。PDO 指数が正のときは、冬季の気温は、北米北西部、南米北部などで高い傾向が、一方、米国南東部、および中国の一部などで低い傾向が見られる (Mantua and Hare, 2002)。

PDO 指数は 1940 年代に正から負へ、1970 年代末に負から正へ変化し、その後 1990 年代まではおおむね正の値で推移していたが、2000 年頃以降はおおむね負の状態が続いている。2014 年の PDO 指数(年平均値)は+1.1 と 2006 年以来 8 年ぶりに正の値となり、近年続いている傾向とは異なっていた。(図 2.6-4)。

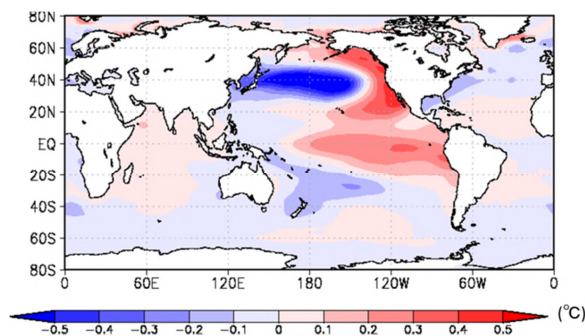


図 2.6-2 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

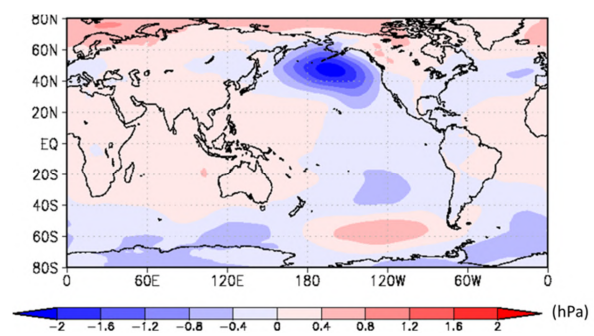


図 2.6-3 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

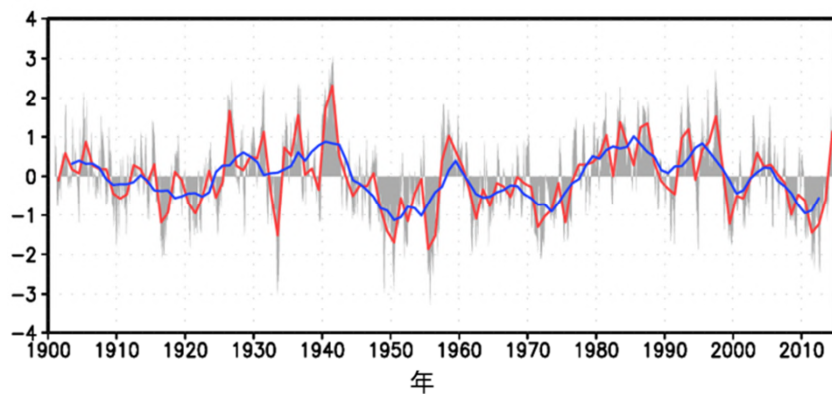


図 2.6-4 PDO 指数(年平均値)の経年変化

縦軸は PDO 指数、横軸は年である。赤線は PDO 指数の年平均値、青線は 5 年移動平均値を表す。また、月毎の指数を灰色の棒グラフで示している。

(第2章 気候変動)

2.7 世界の海洋表層の貯熱量の変動²⁷

【ポイント】

世界の海洋表層の貯熱量は、10年あたり 2.11×10^{22} J の割合で増加している。

地球表面の7割を占める海洋は、大気に比べて熱容量が大きいいため、わずかな水温の変化でも大量の熱を大気とやり取りすることになり、気候に大きな影響を与える。IPCC 第5次評価報告書 (IPCC, 2013) は、1971~2010年の40年間で気温の上昇や氷の融解などを含む地球上のエネルギー増加量の60%以上が海洋の表層(ここでは海面から深さ700mまでを指す)に、およそ30%は海洋の700mよりも深いところに蓄えられたと評価している。このように海洋が熱を蓄えると、海水が熱膨張して海面水位が上昇するなどの影響がある。

海洋表層の全球貯熱量の経年変化を図2.7-1に示す。1950年以降、海洋表層の貯熱量は上昇と下降を繰り返しつつも増加しており、増加率は10年あたり 2.11×10^{22} J である(信頼度水準99%で統計的に有意)。近年では1990年代中ごろから2000年代初めにかけて顕著に増加した。2000年代中ごろからは世界の平均気温や平均海面水温と同様に一旦傾きが緩やかになったものの海洋表層の貯熱量は引き続き増加している。この貯熱量の増加に対応して、海洋表層の水温は全球で平均して10年あたり0.022 上昇していた。IPCC (2013) は、1970年代以降の海洋の表層水温上昇に、人間活動による寄与がかなりあった可能性が非常に高いとしている。

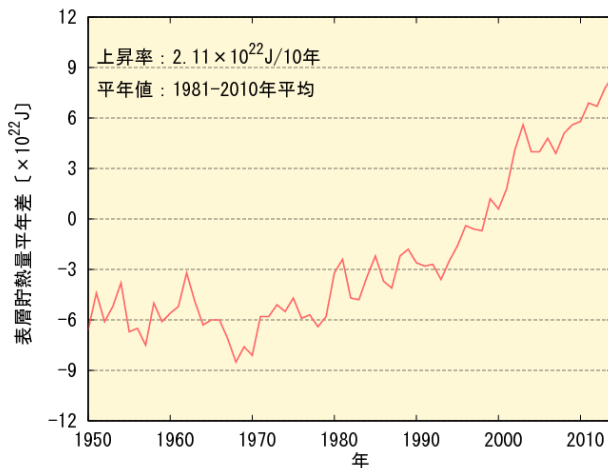


図 2.7-1 海洋表層 (0-700 m) の全球貯熱量の経年変化
1981年~2010年の平均からの偏差。
2014年の値は暫定値。

2.8 日本沿岸の海面水位の変動²⁸

【ポイント】

日本沿岸の海面水位は、1980年代以降、上昇傾向が見られる。
1906~2014年の期間では明瞭な上昇傾向は見られない。

IPCC 第5次評価報告書 (IPCC, 2013) では、地球温暖化による海水の熱膨張及び山岳氷河やグリーンランド・南極の氷床の変化及び陸域の貯水量の変化等のため、世界平均の海面水位は明瞭な上昇傾向があるとしている。また、世界平均海面水位の平均上昇率は、1901~2010年の期間で1年あたり1.7[1.5~1.9]mm、1971~2010年の期間で1年あたり2.0[1.7~2.3]mm、1993~2010

²⁷ 気象庁ホームページでは、貯熱量の変動に関連して、海洋表層の水温を解析し公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/ohc/ohc_global.html

²⁸ 気象庁ホームページでは、日本沿岸の海面水位の長期変化傾向を公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/sl_trend/sl_trend.html

年の期間で1年あたり3.2 [2.8 ~ 3.6] mmであった可能性が非常に高いことが示されている²⁹。日本沿岸の海面水位は、1980年代以降、上昇傾向が見られる。IPCC第5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求めると、1971~2010年の期間で1年あたり1.1 [0.6 ~ 1.6] mmの割合で上昇し、1993~2010年の期間で1年あたり2.8 [1.3 ~ 4.3] mmの割合で上昇した。近年だけで見ると、日本沿岸の海面水位の上昇率は、世界平均の海面水位の上昇率と同程度になっている。一方、1906~2014年の期間では明瞭な上昇傾向は見られない(図2.8-1)。その理由としては、世界の各海域では一様に海面水位が上昇しているわけではなく、海上風の変化・温暖化した海水の拡大・融解した氷の増加により、海流が変化することで、地域によって海面水位の変化が異なること(IPCC, 2013)等が挙げられるが、まだ全ての理由が明らかにはなっているわけではなく、今後明らかにすべき重要な課題である。

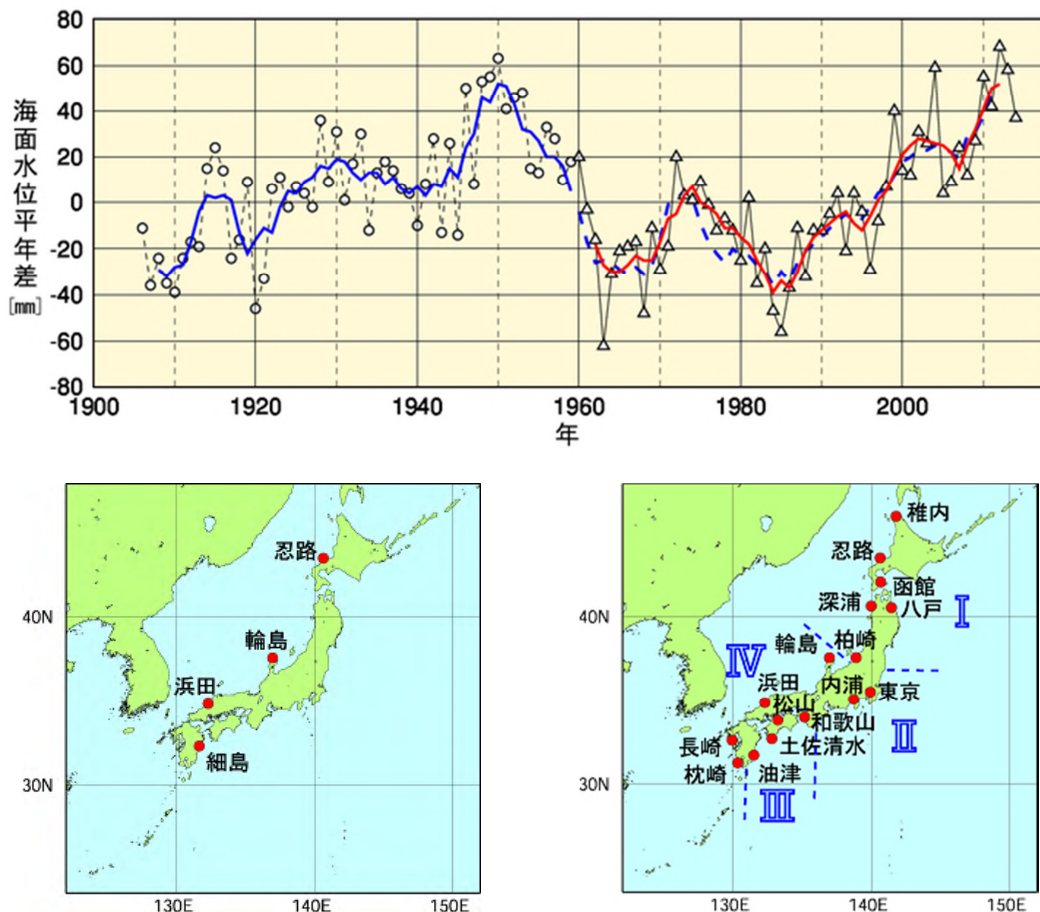


図2.8-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化(1906~2014年、上図)と検潮所位置図(左下図、右下図) 日本沿岸で地盤変動の影響が小さい検潮所を選択している。1906~1959年までは日本沿岸の検潮所の数が少なかったため、左下図に示した4地点の検潮所それぞれについて求めた年平均海面水位平年差を平均した値の変化を示している。1960年以降については、変動パターンが類似している海域別に日本周辺をⅠ：北海道・東北地方の沿岸、Ⅱ：関東・東海地方の沿岸、Ⅲ：近畿太平洋側~九州太平洋側の沿岸、Ⅳ：北陸地方~九州東シナ海側の沿岸の4海域に区分(右下図に、使用した16地点の検潮所とともに示す)し、海域ごとに求めた年平均海面水位平年差をさらに平均し、その変化を示している。グラフの海面水位は、1981~2010年までの期間で求めた平年値を0mmとした各年の年平均海面水位平年差の時系列である。青実線は4地点平均の平年差の5年移動平均値、赤実線は4海域平均の平年差の5年移動平均値を示している。なお、青破線は、4地点平均の平年差の5年移動平均を期間後半(1960年以降)について算出し、参考として示したものである(1962~2011年における赤実線と青破線の値の相関係数は0.97で両者の対応は良く、1959~1960年にかけての地点の追加・削除がその間の海面水位平年差の変化に与えた影響は小さいと考えられる)。使用した検潮所のうち、忍路、柏崎、輪島、細島は国土地理院の所管する検潮所である。東京は1968年以降のデータを使用している。平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の影響を受けた函館、深浦、柏崎、東京、八戸は、2011年以降のデータを使用していない。

²⁹ []内に示した数値は、解析の誤差範囲(信頼区間90%)を表している。

(第2章 気候変動)

また、全期間を通して、10年から20年周期の変動があり、1950年頃に極大が見られる。北太平洋において10年から20年周期で海面水位が変動する原因は、北太平洋上の大気循環場の変動である。北太平洋では、冬季はアリューシャン低気圧が発達し、中緯度偏西風が卓越する。北太平洋では大気と海洋が十年規模で変動することが知られている。この大気循環の変動によって、北太平洋中央部では海面水位変動が生じる。例えば、北太平洋において生じた高気圧性の風の偏差は、北太平洋中央部での海面水位の上昇をもたらす。こうして生じた正の海面水位偏差は地球自転の影響を受けて西方に伝播し、日本沿岸海面水位の上昇をもたらす。

2.9 海氷域の変動³⁰

【ポイント】

北極域の海氷域面積は減少している。2014年の海氷域面積の年最小値は519万km²で、1979年以降8番目に小さい記録であった。

南極域の海氷域面積は増加している。2014年の海氷域面積の年最大値は2085万km²で、1979年以降最も大きい記録となった。

オホーツク海の海氷の勢力をあらわす指標である積算海氷域面積は、10年あたり186万km²の割合で減少している。

2.9.1 北極・南極の海氷

海氷とは海水が凍ってできた氷であり、北極域及び南極域に分布する。海氷域は、海水面に比べ太陽光の反射率(アルベド)が大きいという特徴がある。このため、地球温暖化の影響により海氷が減少すると、海水面における太陽放射の吸収が増加し、地球温暖化の進行を加速すると考えられている。また、海氷生成時に排出される高塩分水が深層循環の駆動力の一つと考えられており、海氷の変動は海洋の深層循環にも影響を及ぼす。

北極域の海氷域面積は、同一の特性を持つセンサーによる衛星データが長期間継続して入手可能となった1979年以降、長期的に見ると減少している(信頼度水準99%で統計的に有意)(図2.9-1)。特に、年最小値は減少が顕著で、1979年から2014年までの減少率が年あたり8.9万km²となり、2014年の年最小値は519万km²で、1979年以降8番目に小さい記録であった。また、北極域の年平均値は2014年までに年あたり5.7万km²の割合で減少している。

一方、南極域の海氷域面積の年平均値は、年あたり2.9万km²の割合で増加している(信頼度水準99%で統計的に有意)。2014年の海氷域面積の年最大値は2085万km²で、1979年以降最も大きい記録となった。

³⁰ 気象庁ホームページでは、北極域・南極域の海氷域面積、オホーツク海の冬季の海氷域面積を公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html (北極域・南極域)
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html (オホーツク海)

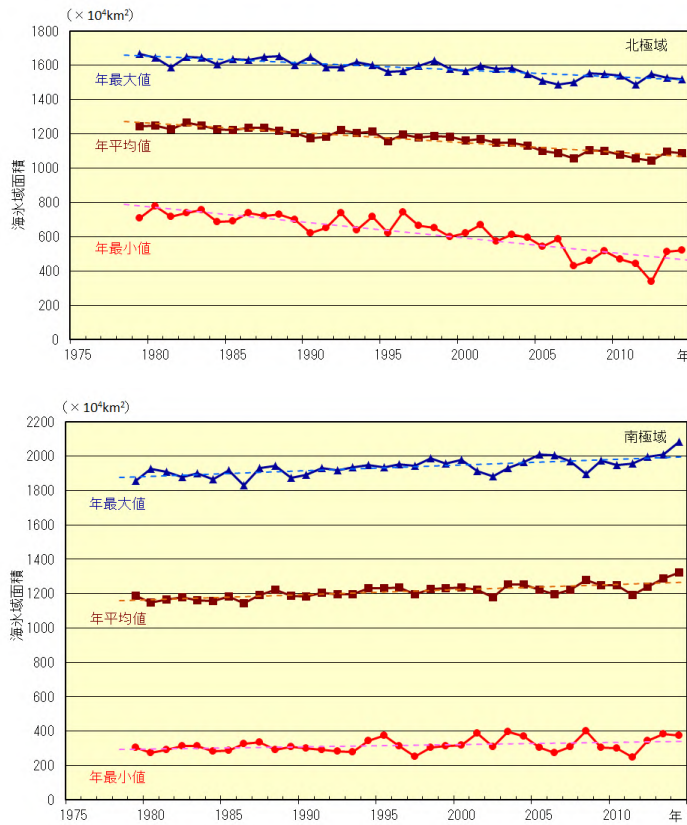


図 2.9-1 北極域(上図)と南極域(下図)の海氷域面積の経年変化(1979~2014年) 折れ線は海氷域面積(上から順に年最大値、年平均値、年最小値)の経年変化、破線は各々の長期変化傾向を示す。海氷データは、NSIDC(米国雪氷データセンター)等が提供している輝度温度データを使用して作成している。

2.9.2 オホーツク海の海氷

オホーツク海は、広範囲に海氷が存在する海としては北半球で最も南にある海である。オホーツク海の海氷の変化は、北海道オホーツク海沿岸の気候や親潮の水質などにも影響を及ぼす。

オホーツク海の積算海氷域面積³¹や最大海氷域面積³²は年ごとに大きく変動しているものの長期的には減少している(信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.9-2)。オホーツク海の海氷の勢力をあらわす指標である積算海氷域面積は10年あたり186万 km²の割合で減少しており、最大海氷域面積は、10年あたり6.0万 km²(オホーツク海の全面積の3.8%に相当)の割合で減少している。

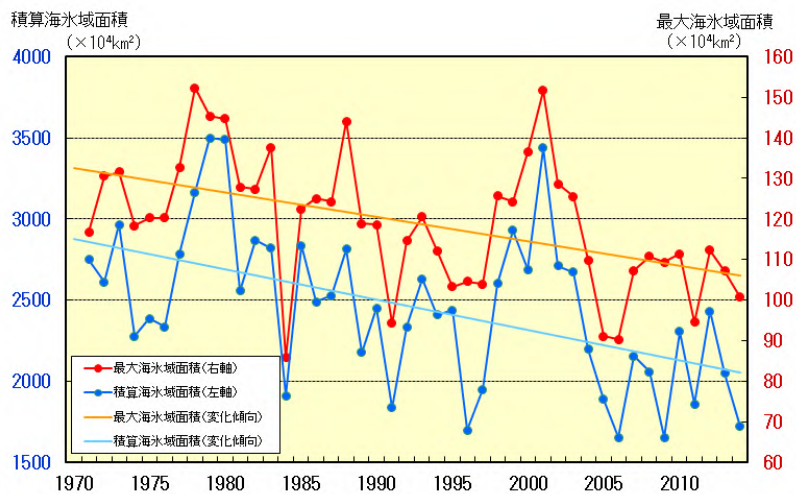


図 2.9-2 オホーツク海の積算海氷域面積(青)と最大海氷域面積(赤)の経年変化(1971~2014年) 直線は各々の変化傾向を示す。

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

³² 最大海氷域面積：海氷域が年間で最も拡大した半旬の海氷域面積。

(第2章 気候変動)

2.10 北半球の積雪域の変動

【ポイント】

北半球の積雪域面積の経年変化には、5月、9月、11月及び12月に減少傾向がある。
2013/2014年冬の積雪日数は、米国中・東部で平年より多く、西部で平年より少なかった。

積雪に覆われた地表面は、覆われていないところと比べて太陽放射を反射する割合（アルベド）が高い。このため、積雪域の変動は、地表面のエネルギー収支や地球の放射平衡に影響を与え、その結果、気候に影響を及ぼす。また、融雪に伴い、周辺の熱が奪われたり、土壌水分量が変化するなどによっても、結果として気候に影響を及ぼす。一方、大気の流れや海況の変動は、積雪分布に影響を及ぼすなど、気候と積雪域は相互に密接な関連がある。

気象庁は、北半球の積雪域の変動を監視するため、独自に開発した解析手法に基づいて米国の国防気象衛星プログラム（DMSP）衛星に搭載されたマイクロ波放射計（SSM/I 及び SSMIS）の観測値を解析し、積雪域を求めている（気象庁，2011）。北半球（北緯30度以北）の積雪域面積の1988～2014年の過去27年間の経年変化には、5月、9月、11月及び12月に減少傾向があり（信頼度水準95%で統計的に有意）、1～4月や10月には統計的に有意な傾向はない（図2.10-1左上図、左下図）。2013/2014年冬（2013年12月～2014年2月）の積雪日数は、しばしば寒波に見舞われた米国中・東部では平年より多く、米国西部やヨーロッパでは平年より少なかった。11月は西シベリアと米国北部で平年より多く、ヨーロッパ北部からロシア西部で平年より少なかった（図2.10-1右上図、右下図）。

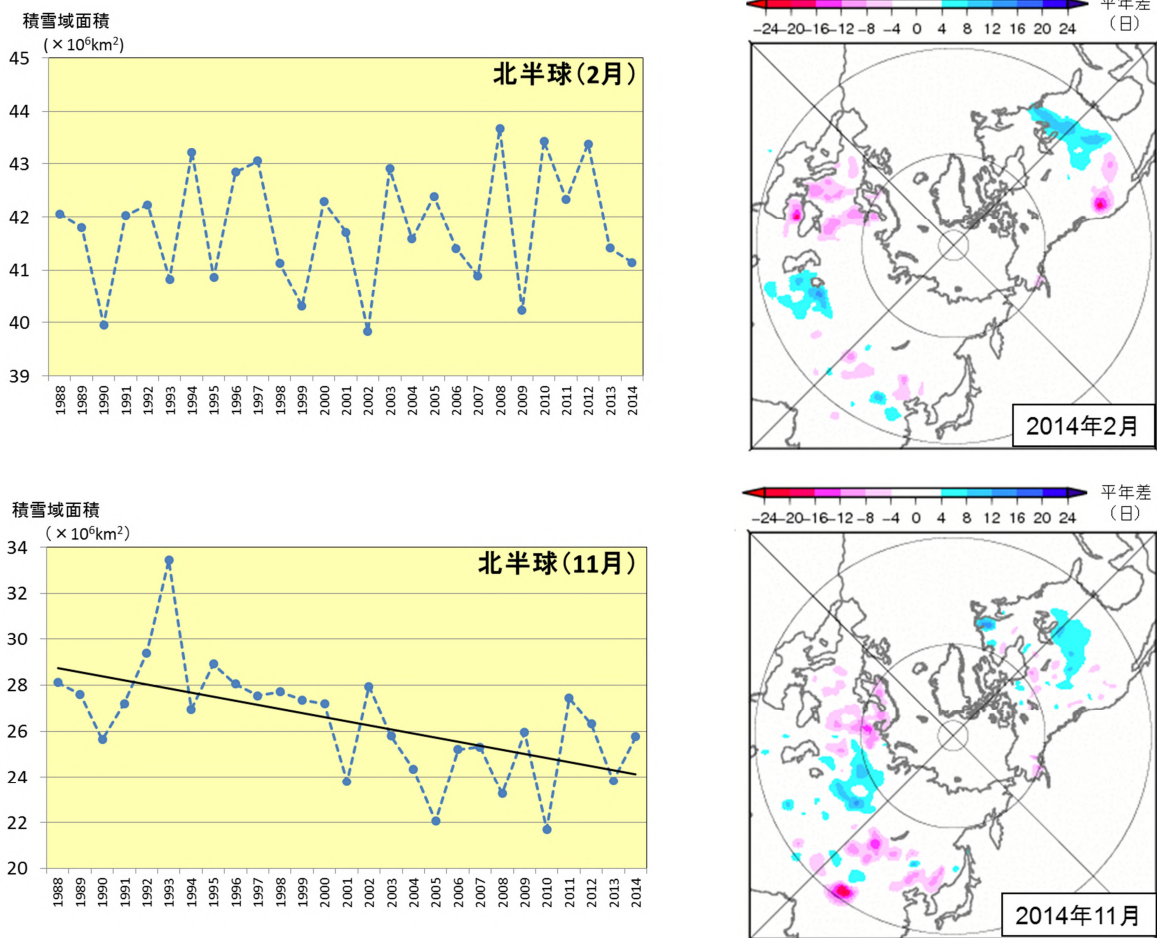


図2.10-1 北半球（北緯30度以北）における2月（左上図）及び11月（左下図）の積雪域面積の経年変動（1988～2014年）と2014年2月（右上図）及び11月（右下図）の月積雪日数平年偏差図
左図の直線（黒色）は積雪域面積の変化傾向を示す。右図の暖色（寒色）域は、平年と比べて積雪日数が少ない（多い）ところを示す。平年値は1989～2010年の平均値。

【コラム】気候変動に関する政府間パネル(IPCC)第5次評価報告書統合報告書の公表

気候変動に関する政府間パネル(IPCC)は、人為起源による気候変化、影響、適応及び緩和策に関し、科学的、技術的、社会経済学的な見地から包括的な評価を行うことを目的に1988年に設立された国連の組織で、これまで5~7年ごとに科学的文献をもとに評価報告書を公表している。

平成26年(2014年)10月27日~31日にデンマーク・コペンハーゲンで開催された第40回総会では、2013年秋以降公表されてきた3つの作業部会報告書を分野横断して包括的に取りまとめた第5次評価報告書統合報告書の政策決定者向け要約(SPM)が承認されるとともに、統合報告書本体が採択された。本報告書は、気候変動に関する国際連合枠組条約(UNFCCC)をはじめとする、地球温暖化対策のための様々な議論に科学的根拠を与える重要な資料として利用される。

第5次評価報告書の日本語訳については、気象庁のほか、関係省庁が分担して作成しており、これらの資料は気象庁ホームページに掲載あるいはリンクされている。

統合報告書は大きく4つの節に分けられており、政策決定者向け要約の各節及び各項の冒頭にはその主要な結論がまとめられている。その主な内容は以下のとおり、気候変動によるリスクを抑えるには、温室効果ガスの排出削減による緩和と気候変動によって生じる影響を小さくするための適応がともに必要であることを強く示すものとなった。

1. 観測された変化及びその原因

気候システムに対する人間の影響は明らかであり、近年の人為起源の温室効果ガス排出量は史上最高となっている。近年の気候変動は、人間及び自然システムに対し広範囲にわたる影響を及ぼしてきた。

2. 将来の気候変動、リスク及び影響

温室効果ガスの継続的な排出は、更なる温暖化と気候システムの全ての要素に長期にわたる変化をもたらし、それにより、人々や生態系にとって深刻で広範囲にわたる不可逆的な影響を生じる可能性が高まる。気候変動を抑制する場合には、温室効果ガスの排出を大幅かつ持続的に削減する必要があり、適応と合わせて実施することで、気候変動のリスクの抑制が可能となるだろう。

3. 適応、緩和及び持続可能な開発に向けた将来経路

適応及び緩和は、気候変動のリスクを低減し管理するための相互補完的な戦略である。今後数十年間の大幅な排出削減は、21世紀とそれ以降の気候リスクを低減し、効果的に適応する見通しを高め、長期的な緩和費用と課題を減らし、持続可能な開発のための気候にレジリエントな(強靱な)経路に貢献することができる。

4. 適応及び緩和

多くの適応及び緩和の選択肢は気候変動への対処に役立つが、単一の選択肢だけでは十分ではない。これらの効果的な実施は、全ての規模での政策と協力次第であり、他の社会的目標に適応や緩和がリンクされた統合的対応を通じて強化されうる。

(第2章 気候変動)

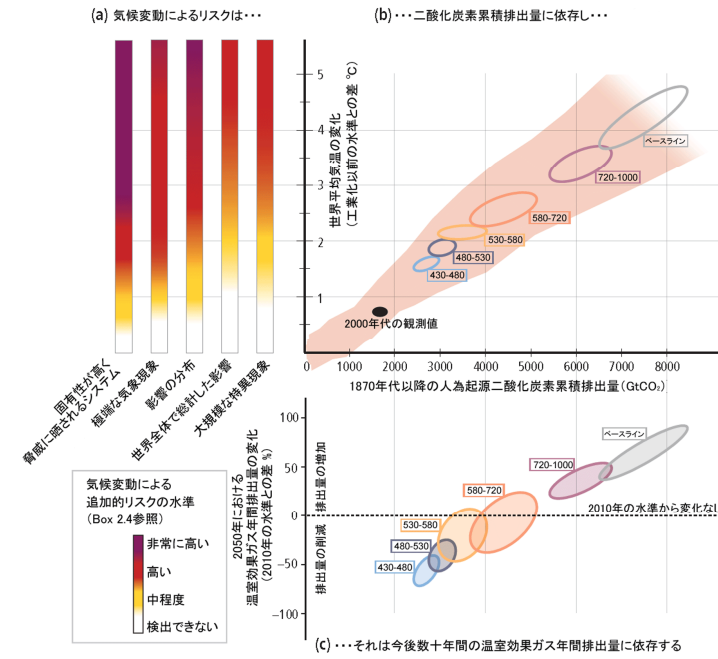


図 気候変動によるリスク、気温の変化、累積二酸化炭素排出量及び 2050 年までの温室効果ガス年間排出量変化の関係
懸念材料におけるリスク(a)を抑えることは、将来の累積二酸化炭素排出量を抑え(b)、これから先数十年にわたる温室効果ガスの年間排出量(c)を抑制することを意味する。(b)と(c)の 6 つの楕円はベースライン (排出を抑制する追加的努力のないシナリオ)及び 5 つの緩和シナリオ区分 (数字は 2100 年における二酸化炭素換算の温室効果ガス濃度) に対する簡易気候モデルに基づく。3 つの作業部会で得られた知見をまとめて示した図である。SPM 掲載の図を一部改変。

第3章 地球環境の変動

3.1 温室効果ガスの変動³³

【ポイント】

二酸化炭素の濃度は、大気、海洋ともに長期的に増加している。
メタンの濃度は、ほぼ横ばいだった 1999～2006 年を除き、長期的に増加傾向にある。
一酸化二窒素の濃度は、長期的に増加傾向にある。

気象庁では世界気象機関（WMO）/ 全球大気監視（GAW）計画に基づき、温室効果ガスの変動を把握するため、世界の監視ネットワークの一翼として温室効果ガスの観測を行うとともに、温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）³⁴を運営し、世界各国の温室効果ガスのデータを収集し、集めたデータの解析及び国内外へのデータの提供を行っている。WDCGG に報告されたデータを見ると、化学的に安定していて気候に長期的な影響を与える代表的な温室効果ガスの世界平均濃度は引き続き増加している（表 3.1-1）。

気象庁では国内 3 地点（綾里（岩手県大船渡市）、南鳥島（東京都小笠原村）、与那国島（沖縄県与那国町））において、地上付近の温室効果ガス濃度を観測している。また、海洋気象観測船によって、日本周辺海域及び北西太平洋における洋上大気及び海水中の二酸化炭素等の観測を実施している。2011 年から、北西太平洋において航空機による上空の温室効果ガス観測を行っている（図 3.1-1）。

表 3.1-1 温室効果ガス等の世界平均濃度（2013 年）³⁵

温室効果ガスの種類	大気中の濃度			前年との差	参考数値 寿命 (年)
	工業化以前 (1750 年頃)	2013 年平均濃度	工業化以降 の増加率		
二酸化炭素	約 278 ppm	396.0 ppm	+ 42%	+2.9 ppm	不定
メタン	約 722 ppb	1824 ppb	+153%	+6 ppb	12.4
一酸化二窒素	約 270 ppb	325.9 ppb	+ 21%	+0.8 ppb	121

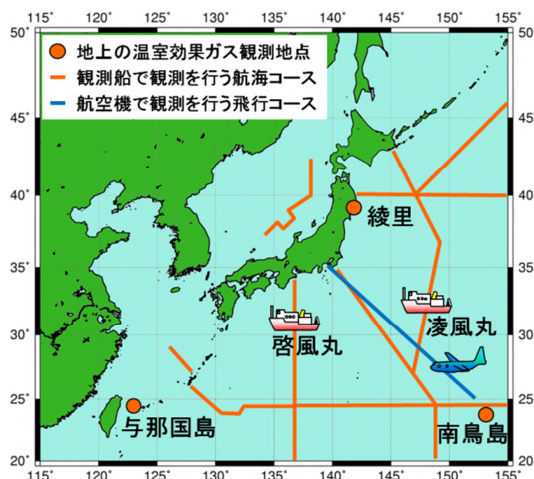


図 3.1-1 気象庁における温室効果ガスの観測網
気象庁では、綾里、南鳥島及び与那国島の 3 地点で連続観測を実施しているほか、2 隻の海洋気象観測船（凌風丸、啓風丸）により洋上大気及び海水中の、航空機により上空の温室効果ガス観測を定期的に行っている。

³³ 気象庁ホームページでは、温室効果ガス等の監視成果を公表している。

http://ds.data.jma.go.jp/ghg/info_ghg.html（大気中の温室効果ガス）

http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index_co2.html（海洋の温室効果ガスと海洋酸性化）

<http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/data/report/data/>（大気・海洋環境観測年報）

³⁴ WDCGG の詳細についてはホームページを参照のこと

http://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg/jp/wdcgg_j.html

³⁵ 工業化以前の値及び寿命については最新の知見による IPCC(2013)を、2013 年の値及び前年との差は WMO(2014)を参照した。また、工業化以降の増加率については、工業化以前の値及び 2013 年の値との差から算出した。なお、寿命は IPCC(2013)にある応答時間(一時的な濃度増加の影響が小さくなるまでの時間)を採用した。

(第3章 地球環境の変動)

3.1.1 世界と日本における二酸化炭素

(1) 世界における二酸化炭素濃度

世界の二酸化炭素濃度は季節変動を伴いながら年々増加している(図 3.1-2)。春から夏に減少し、秋から翌春にかけて増加する季節変動は、主に陸域生態系の活動(植物の光合成や土壌有機物の分解)によるものである。二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するため、二酸化炭素濃度は相対的に北半球の中・高緯度帯で高く、南半球で低い(図 3.1-3)。季節変動の振幅は北半球の中・高緯度ほど大きく、陸域の面積の少ない南半球では小さい(Keeling et al., 1989)。WDCGG の解析によると 2013 年の濃度は 396.0 ppm であり、前年に比べて 2.9 ppm 増えている(表 3.1-1)。また、最近 10 年間の平均年増加量は約 2.1 ppm であり、1990 年代の平均年増加量(約 1.5 ppm)より大きい。

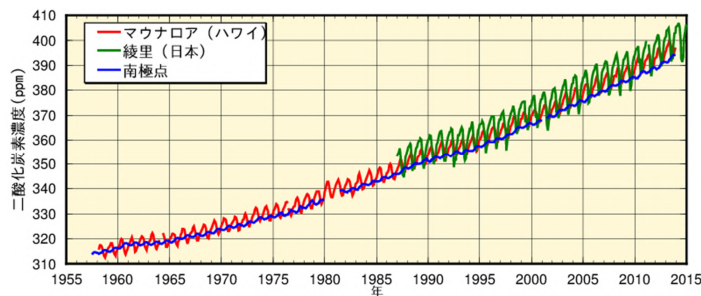


図 3.1-2 大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

マウナロア、綾里及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)及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。

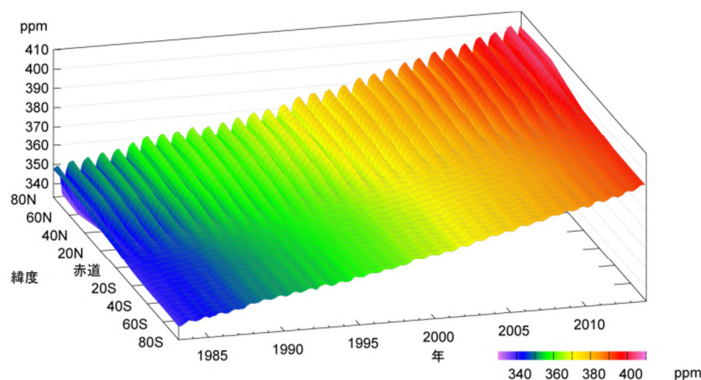


図 3.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

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の経年変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。

(2) 国内の観測点における二酸化炭素濃度

国内の二酸化炭素濃度は、植物や土壌微生物の活動の影響による季節変動を繰り返しながら増加し続けている(図 3.1-4 (a))。綾里は与那国島や南鳥島に比べて高緯度に位置する(図 3.1-1)ため、陸上の植物活動による影響を受けやすく、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るものの与那国島の濃度が高く、季節変動の振幅も大きい。これは、与那国島がアジア大陸に近く、そこで排出される人為起源の二酸化炭素の影響に加え、秋から春にかけて植物の呼吸や土壌有機物の分解によって大陸の二酸化炭素濃度が高くなる影響を強く受けるためである。2014 年の年平均濃度は、綾里で 401.3 ppm、南鳥島で 399.5 ppm、与那国島では 401.7 ppm で、前年に比べていずれも増加し、観測開始以来の最高値となった(いずれも速報値)。

二酸化炭素濃度の年増加量が大きくなる時期は主にエルニーニョ現象に対応している。これはエルニーニョ現象がもたらす熱帯域を中心とした高温と少雨により植物の呼吸や土壌有機物分解作用の強化及び光合成活動の抑制が生じ、陸上生物圏から大気への二酸化炭素放出が強まるためである(Keeling et al., 1995 ; Dettinger and Ghil, 1998)。最近では 2009~2010 年のエルニーニョ現象発生を追うように、二酸化炭素濃度が大きく増加した(図 3.1-4 (b))。これは世界でも同様の傾向である。

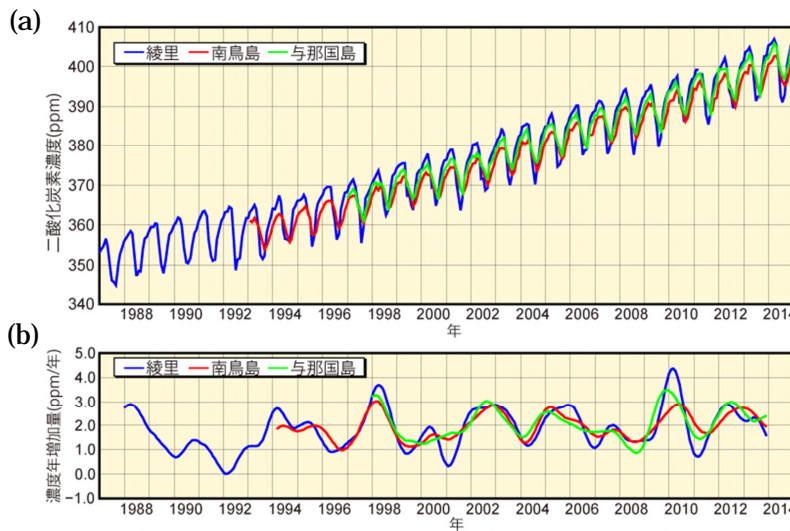


図 3.1-4 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素濃度 (a) と濃度年増加量 (b) の経年変化
濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を 1 年あたりに換算して求めている。算出方法は WMO (2009) による。

(3) 海洋の二酸化炭素濃度

気象庁の海洋気象観測船によって観測された、東経 137 度線上 (北緯 7 ~ 33 度の平均) の冬季の表面海水中及び洋上大気中の二酸化炭素濃度の経年変化を見ると、表面海水中及び洋上大気中の二酸化炭素濃度はいずれも増加し続けている (図 3.1-5)。1984 ~ 2014 年の濃度年増加量は、表面海水中では 1.6 ppm/年、洋上大気中では 1.8 ppm/年であった (いずれも信頼度水準 99% で統計的に有意)。また、2014 年冬季の洋上大気中の二酸化炭素濃度の平均値は 400.6ppm となり、1984 年の観測開始以降初めて 400ppm を超えた。

これまで蓄積された国内外の海洋観測データから、表面海水中の二酸化炭素濃度と水温・塩分・クロロフィル濃度との間には、海域や季節によってそれぞれ特徴の異なる相関関係があることがわかっている。この相関関係を利用して、水温と塩分の解析データや衛星によるクロロフィル濃度の観測データから、全海洋の表面海水中の二酸化炭素濃度を推定し、二酸化炭素の吸収・放出を解析した (飯田ほか, 2014 : 図 3.1-6)。

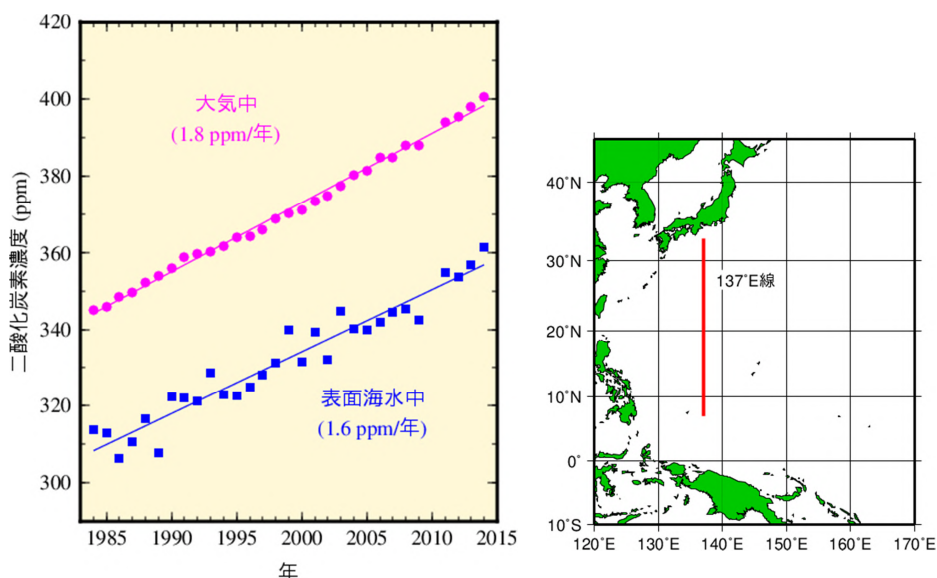


図 3.1-5 東経 137 度線 (右図の赤線部分) 上の冬季 (1 ~ 2 月) の表面海水中と洋上大気中の二酸化炭素濃度の経年変化 (北緯 7 ~ 33 度の航行中連続観測データの平均値、1984 ~ 2014 年)

気象庁では海洋気象観測船凌風丸及び啓風丸によって、亜寒帯から赤道域にいたる北西太平洋で、表面海水中及び洋上大気中の二酸化炭素濃度の観測を実施している。これらの二酸化炭素濃度は、表面海水及び大気試料をポンプで船内に取り込み、観測室内に設置した装置で航行中に連続的に観測している。

(第3章 地球環境の変動)

図 3.1-6 左図は、二酸化炭素の吸収・放出の分布(左図)を示している。赤道付近やインド洋北部では、二酸化炭素を多く含む海水が下層から湧き上がり、表面海水中の二酸化炭素濃度が大気中よりも高い海域となっているため、海洋から大気中に二酸化炭素が放出(赤色域)されている。それ以外の広い海域では表面海水よりも大気中の二酸化炭素濃度が高くなっているため、海洋が大気から二酸化炭素を吸収(青色域)している。特に中緯度から高緯度にかけては、冬季における海面水温の低下や、春から秋にかけての生物活動による二酸化炭素の消費に伴い、表面海水中の二酸化炭素濃度が低下するため、二酸化炭素の吸収が大きくなっている。海洋全体では、1990~2013年の平均で年間に19億トン炭素(炭素の重量に換算した年間吸収量)の二酸化炭素を吸収している。河川からの流入を含む自然の炭素循環による7億トン炭素(IPCC, 2013)を考慮すると、海洋が吸収する二酸化炭素の量は、化石燃料の燃焼や土地利用の変化といった人間の活動によって放出された二酸化炭素(2000年代において1年あたりおよそ90億トン炭素(IPCC, 2013))の約3割に相当する。海面水温や生物活動の季節変動に伴い、海洋全体における二酸化炭素吸収量は、北半球の夏季に減少し、北半球の冬季に増加する。年間の二酸化炭素吸収量は1990年代半ば以降増加傾向にある。

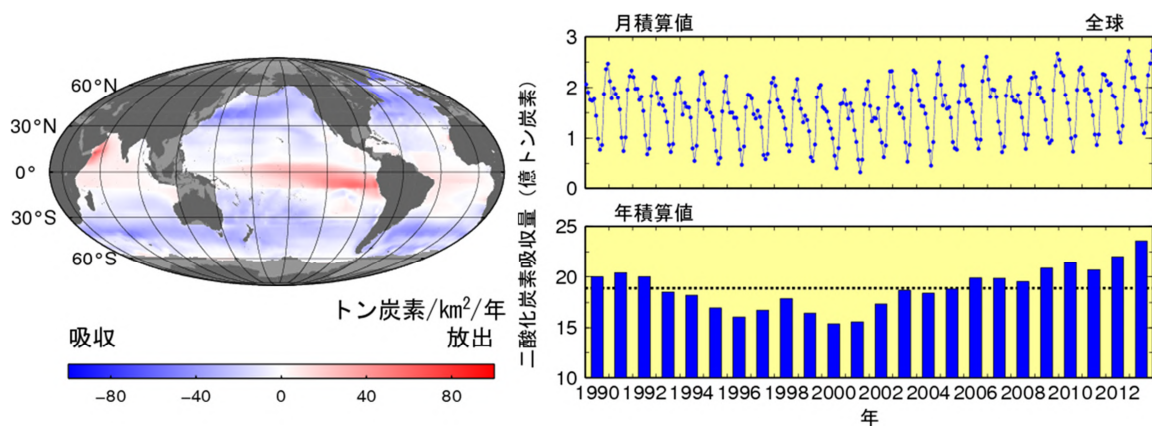


図 3.1-6 全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の2013年の分布(左図)及び二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値(1990~2013年)(右図)

左図は2013年の全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の分布を表したもので、赤で着色した海域は海洋から大気へ二酸化炭素が放出されていることを、青で着色した海域は大気中の二酸化炭素が海洋に吸収されていることを、灰色の領域は解析対象範囲外であることを示す。右図は月積算値及び年積算値を示したもので、年積算値の図の点線は1990~2013年の平均19億トン炭素を表す。単位は、炭素の重量に換算した値を用い、分布図では1年あたり単位面積あたりの「トン炭素/km²/年」、積算値では「億トン炭素」を用いている。

1990年代以降の海洋内部の二酸化炭素の長期時系列観測データを利用して、東経137度に沿った北緯10~30度と東経165度に沿った北緯10~35度の海域に蓄積された二酸化炭素量を見積もった(図3.1-7)。1990年代以降、海面から深さ約1200~1400mまでの海洋中に蓄積した二酸化炭素量は、東経137度で3~12トン炭素/km²/年(単位面積1年あたりに蓄積した炭素の重量に換算)、東経165度で4~13トン炭素/km²/年であった。特に北緯20~30度付近で二酸化炭素の蓄積量が大きい。東経137度と東経165度のこれらの海域では、大量の二酸化炭素が溶け込んだ海水が北太平洋亜熱帯モード水や北太平洋中層水と呼ばれる水塊によって海洋内部に輸送され、より深くまで分布しているため、その他の海域に比べて二酸化炭素蓄積量が大きいと考えられる。

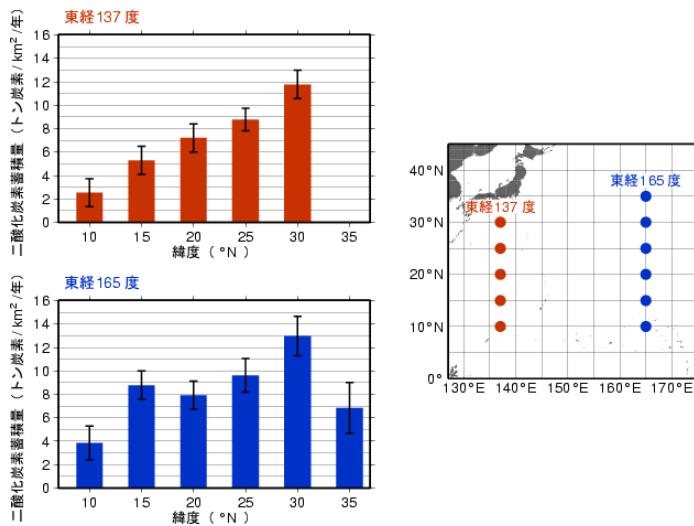


図 3.1-7 東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における、1990 年代以降での 1 年あたりの二酸化炭素蓄積量(左図)と解析対象とした海域(右図)
左図中のエラーバーは、信頼区間 95%の範囲を示す。

(4) 海洋酸性化

海洋は人間活動によって排出された二酸化炭素の最大の吸収源であり、海洋が二酸化炭素を吸収し内部に蓄積することで大気中の二酸化炭素増加を緩和する反面、海水の化学的性質に変化が生じている。特に、“海洋酸性化”として知られている海水中の pH (水素イオン濃度指数) の低下は、海洋による大気中の二酸化炭素の吸収能力を低下させて地球温暖化を加速させたり (Raven et al., 2005)、プランクトンの成長を阻害して海洋の生態系に影響を与えたりするなど、懸念すべき問題となっている。IPCC 第 5 次評価報告書では、産業革命以降 (1750 年以降) の人間活動で排出された大気中の二酸化炭素を海洋が吸収することにより、現在までに全球平均の海洋表面 pH は 0.1 低下したと見積もっており、今世紀末までには更に 0.065 ~ 0.31 低下すると予測している。

北西太平洋における海洋酸性化の現状を把握するため、1984 年以降の冬季における東経 137 度線上 (北緯 3 ~ 34 度) の表面海水中の二酸化炭素濃度等のデータを用いて pH を見積もった (図 3.1-8、図 3.1-9)。その結果、北西太平洋における pH は全ての緯度で明らかに低下しており、各緯度における低下率は 10 年あたり 0.014 ~ 0.020 の範囲、平均では 0.017 であった (信頼度水準 99% で統計的に有意)。大気中及び海水中の二酸化炭素が年々増加しているために表面海水中の pH が低下していると考えられる。

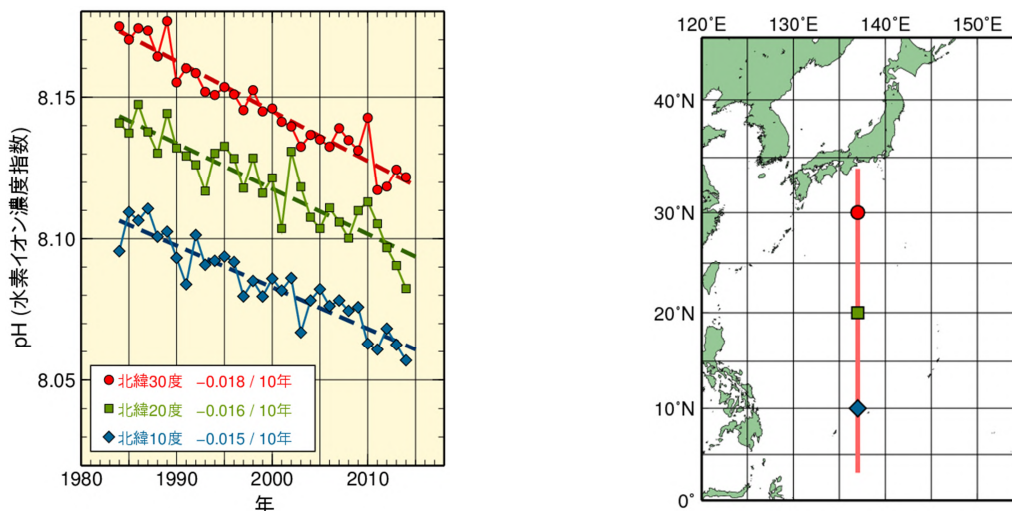


図 3.1-8 東経 137 度線 (右図) における冬季 (1 ~ 2 月) の表面海水 pH の経年変化 (左図)
東経 137 度線のうち北緯 10 度、20 度及び 30 度における経年変化を代表して図示した。図中の数字は各緯度における 10 年あたりの変化率を示す。

(第3章 地球環境の変動)

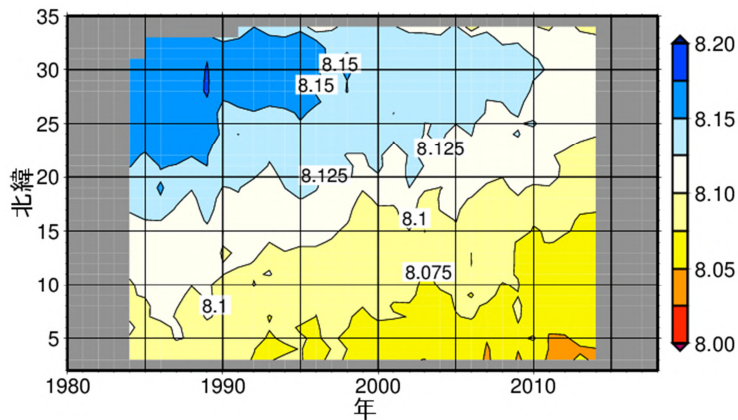


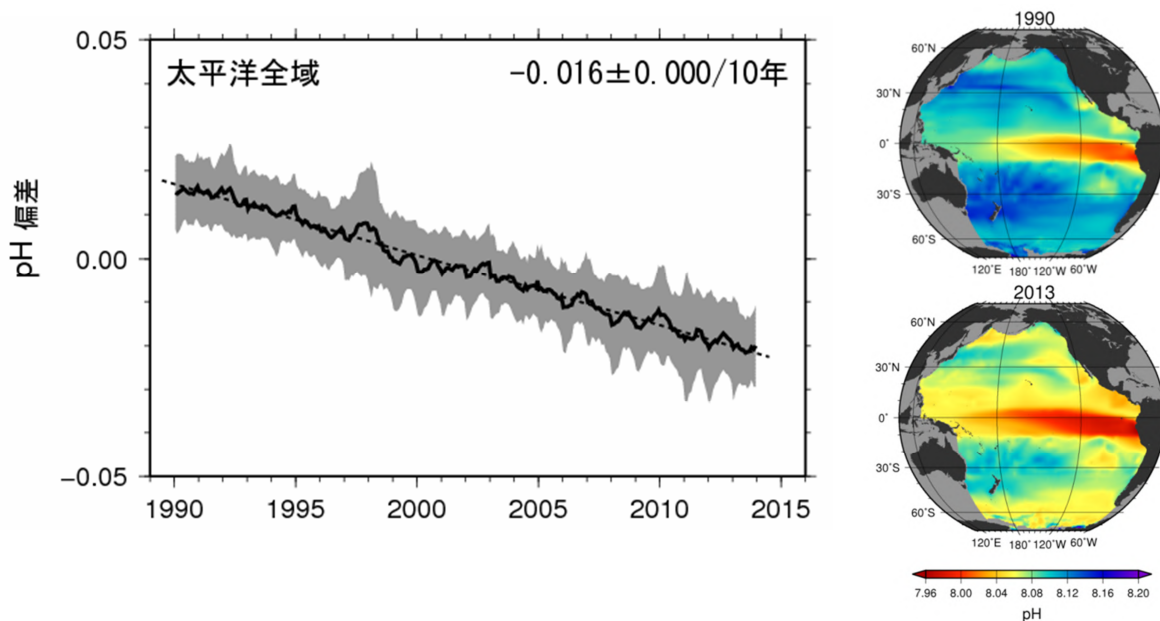
図 3.1-9 冬季(1~2月)の東経137度線上における表面海水中のpHの緯度-時間断面

【コラム】太平洋域の海洋酸性化の情報提供開始

気象庁では、これまで「海洋酸性化」の指標となる表面海水中の pH (水素イオン濃度指数) について、東経 137 度定線の観測に基づいた情報を提供してきた。今回、当庁による観測データに加え、国際的な観測データも取り入れ、太平洋域の pH の分布と長期傾向を解析した。その結果、1990 年以降太平洋域の pH は約 0.04 (10 年あたり 0.016) 低下しており、海洋酸性化が進行していることが分かった。IPCC 第 5 次評価報告書 (IPCC, 2013) では、産業革命前 (1750 年) から現代にかけて pH が全球平均でおよそ 0.1 低下し、今世紀末までにさらに 0.065 ~ 0.31 低下すると予測しており、今回の結果から、近年の海洋酸性化の進行が過去 250 年間より速く、予測されている pH の低下速度に匹敵することが分かった。

太平洋域における海洋酸性化に関する監視情報は、今後も気象庁ホームページ「海洋の健康診断表」を通じて、毎年定期的に提供していく。

(海洋の健康診断表 : <http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index.html>)



1990 年と 2013 年における太平洋の pH 分布図 (右図)、及び表面海水中的の水素イオン濃度指数の偏差の長期変化図 (左図)

pH の分布図は、暖色系ほど pH の数値が低いことを示す。時系列図中の塗りつぶしは標準偏差、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年あたりの変化率 (減少率) と、"±"以降の数値は変化率に対する 95%信頼区間を示す。

(5) 上空の二酸化炭素濃度

気象庁気象研究所と独立行政法人国立環境研究所などが共同で、1993年から定期航空便を利用した上空の二酸化炭素濃度の観測³⁶を行っている (Matsueda et al., 2002、Machida et al., 2008)。この結果によると、上空でも地上と同様に、季節変動を繰り返しながら濃度が増加していることがわかる (図 3.1-10)。北半球低緯度帯上空でみられる季節変動は地上における季節変動を反映したもののだが、振幅は地上より小さい。また、南半球低緯度帯上空では季節変動に濃度のピークが2度出現するなど、複雑な変動をしている。これは南半球の地上付近の季節変動が小さいことと、北半球からの輸送が原因であると考えられる (Sawa et al., 2012)。

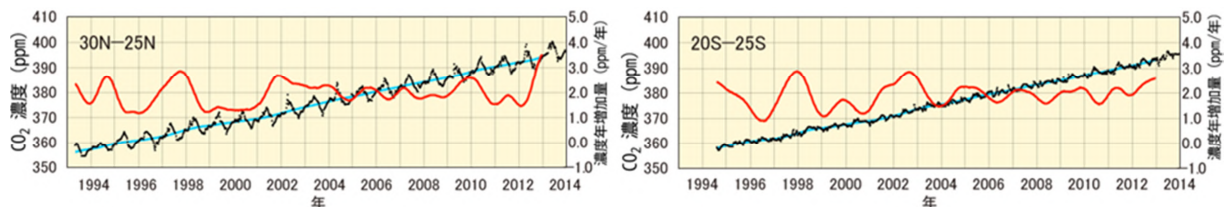


図 3.1-10 気象庁気象研究所と独立行政法人国立環境研究所による日本とオーストラリア間の定期航空便を利用して観測された上空の二酸化炭素濃度の経年変化 (1993年4月～2013年12月)

左図は北緯 25～30 度の、右図は南緯 20～25 度の緯度帯平均を表す。黒線、青線、赤線はそれぞれ高度 8～13km で観測された緯度帯別の二酸化炭素濃度、季節変動成分を除いた経年変化、濃度の年増加量を示す。算出方法は WMO (2009) による。

3.1.2 世界と日本におけるメタン

(1) 世界におけるメタン濃度

大気中のメタン濃度を図 3.1-11 に示す。WDCGG において世界的な濃度の把握が可能となった 1980 年代以来上昇を続けてきたが、1999～2006 年にかけてはその増加がほぼ止まった。しかし、2007 年以降は再び増加している。熱帯の湿地及び北半球中緯度での人為起源による排出がこの増加に寄与しているという見解が示されている (WMO, 2014)。WDCGG の解析では 2013 年の世界平均濃度は 1824 ppb で、1984 年以降で最高値となった (表 3.1-1)。

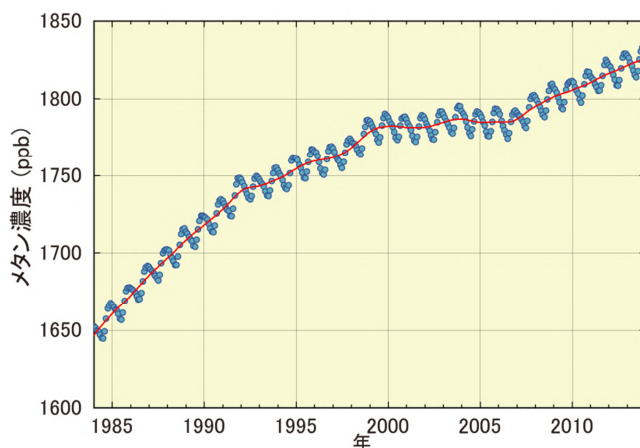


図 3.1-11 大気中のメタンの世界平均濃度
WDCGG が収集した観測データから作成した大気中のメタンの月別の世界平均濃度の経年変化 (青線) と、季節変動成分を除いた濃度変化 (赤線) を示す (WMO, 2014)。算出方法は WMO (2009) による。

³⁶ 上空の二酸化炭素濃度の観測成果は、国立研究開発法人 国立環境研究所、気象研究所、(公財) JAL 財団、日本航空 (株) (株) ジャムコが実施している「航空機による大気観測プロジェクト (CONTRAIL Project)」に基づく。このプロジェクトは、2006 年以降環境省予算で実施されている。一連の航空機観測は、1993 年に開始した気象研究所、日本航空 (株) (公財) JAL 財団及び運輸省 (現: 国土交通省) による共同プロジェクトが起点となった。

(第3章 地球環境の変動)

メタンの濃度は北半球の中・高緯度帯から熱帯域にかけて大きく減少している。これはメタンの主な放出源が北半球陸域に多く、かつ南半球に向かうにつれて熱帯海洋上の豊富な OH ラジカル³⁷と反応し消滅するためである。また、夏季には紫外線が強くなることにより OH ラジカルが増加し、これと反応することでメタンが消滅するため、夏季にメタン濃度が減少し冬季に増加する季節変動を繰り返している様子がみられる(図 3.1-12)。

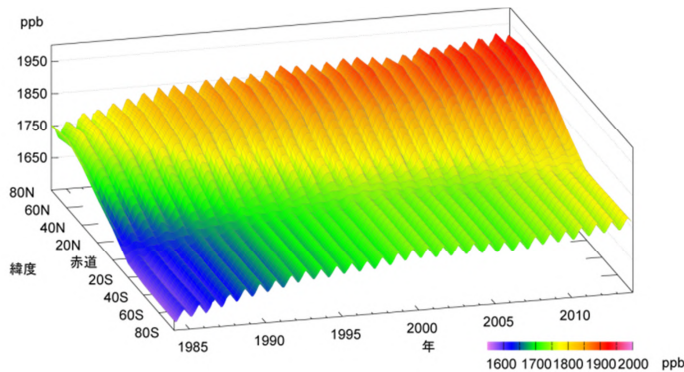


図 3.1-12 緯度帯別の大気中のメタン濃度の経年変化

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の経年変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。

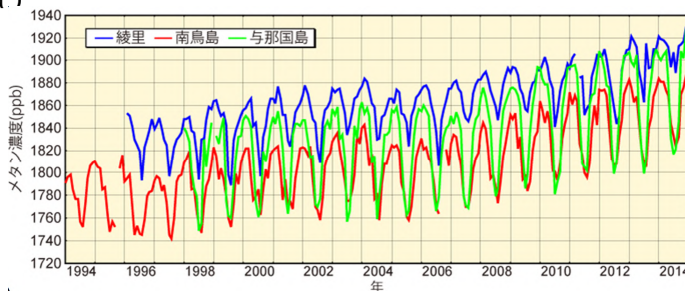
大気中のメタン濃度の増加は、工業化時代以降に著しく、二酸化炭素の増加率をはるかに上回っている(表 3.1-1)。これは、自然界での放出に対して、人間活動による排出が相対的に大きいと考えられる。一方で、その変動の要因については、人間活動に伴う排出や陸域の湿地等からの自然起源の放出、大気中での化学反応等が複合しており、定量的に未解明な部分が残されている。今後、世界規模での観測の充実が期待されている。

(2) 日本におけるメタン濃度

国内でのメタン観測によると、世界での傾向と同様に、3つの観測地点の中で最も高緯度に位置する綾里において最もその濃度が高い(図 3.1-13(a))。また夏季に濃度が減少し冬季に増加する季節変動も世界と同様であり、特に低緯度に位置する与那国島と南鳥島で夏の OH ラジカルによる消滅が綾里よりはるかに大きく、ともに海洋性気団におおわれて同じ濃度水準まで低下する。一方大陸性の気団が張り出す冬は、メタンの大きな排出源のあるアジア大陸の影響を受けやすい与那国島が南鳥島より高濃度になる。こうしたことから季節変動の振幅の大きさは、与那国島、南鳥島、綾里の順になるものと考えられる。2014年の年平均濃度は、綾里で 1912ppb、南鳥島で 1863ppb、与那国島では 1879ppb で、前年に比べて増加し、観測開始以来の最高値となった(いずれも速報値)。

大気中のメタンの濃度年増加量の経年変化(図 3.1-13(b))には年々変動があり、観測所によって濃度年増加量が大きく異なる年が見られる。

(a)



(b)

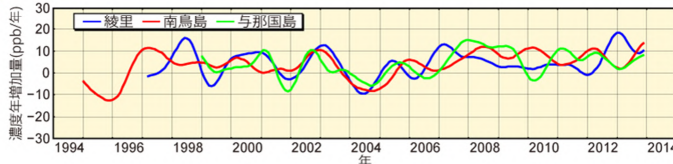


図 3.1-13 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタン濃度(a)と濃度年増加量(b)の経年変化

綾里、南鳥島及び与那国島で観測された(a)大気中のメタン月平均濃度の経年変化と、(b)濃度年増加量の経年変化を示す。濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を1年あたりに換算して求めている。算出方法は WMO (2009) による。

³⁷ OH ラジカルとは、オゾンに紫外線が作用し光分解することによって生じる酸素原子と、大気中の水蒸気が反応して生成する、極めて不安定で反応性が高い物質。紫外線と水蒸気が豊富な低緯度で多い。

3.1.3 世界と日本における一酸化二窒素

大気中的一酸化二窒素濃度を図 3.1-14 に示す。地球規模で増加を続けており、WDCGG の解析によると 2013 年の世界平均濃度は 325.9 ppb であった。これは、工業化以前 (1750 年当初) の平均的な値とされる 270 ppb と比べ 21% の増加である (表 3.1-1)。一酸化二窒素の季節変動は、二酸化炭素ほど顕著には見られないものの、季節変動を除いて北半球と南半球の差を比較すると、人為起源及び土壌の影響がより大きいと考えられる北半球が、南半球よりも数 ppb 程度高い (図 3.1-15)。

綾里における一酸化二窒素濃度の経年変化を見ると、明瞭な季節変動は認められないが、年々増加している (図 3.1-16)。2014 年の年平均濃度は 328.7 ppb (速報値) であった。

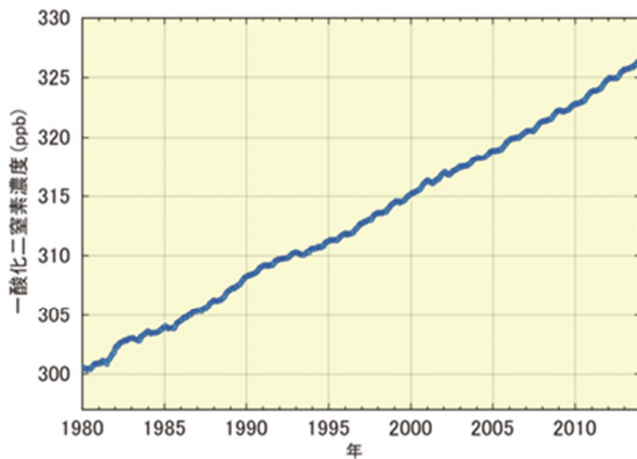


図 3.1-14 大気中的一酸化二窒素の世界平均濃度

WDCGG が収集した観測データから作成した大気中的一酸化二窒素の月別の世界平均濃度の経年変化を示す (WMO, 2014)。算出方法は WMO (2009) による。

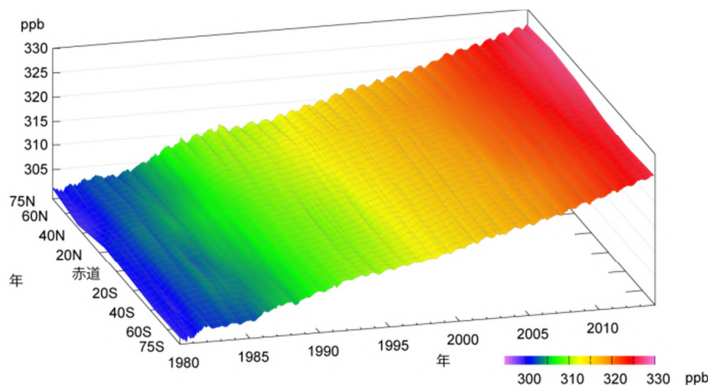


図 3.1-15 緯度帯別の大気中的一酸化二窒素濃度の経年変化

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二窒素月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。

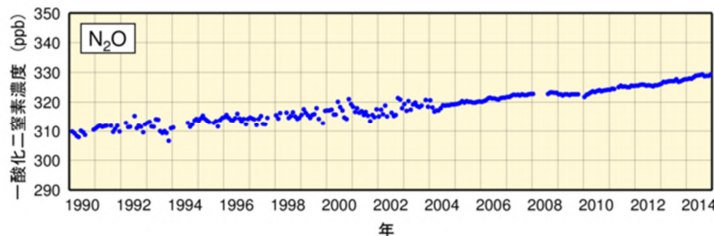


図 3.1-16 綾里における大気中的一酸化二窒素濃度の経年変化

綾里における大気中的一酸化二窒素月平均濃度の経年変化を示す。なお、2004 年初めに観測装置を更新したため観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

3.2 オゾン層と紫外線の変動³⁸

【ポイント】

オゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類（CFC 類）の大気中濃度は、減少傾向にある。

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、その後はわずかに増加傾向となっているものの、現在も少ない状態が続いている。

南極のオゾンホールは、1980年代から1990年代半ばにかけて急激に拡大したが、それ以降では拡大傾向はみられない。

札幌とつくばの紅斑（こうはん）紫外線量年積算値は、観測を開始した1990年代初めから増加している。

気象庁では、「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」第二十二条第一項³⁹に基づき、国内4地点（札幌、つくば、那覇、南鳥島）及び南極昭和基地においてオゾン層の状況を、また、綾里においてオゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類の大気中濃度を観測している（図3.2-1）。

また、紫外域日射観測（紫外線観測）を国内3地点（札幌、つくば、那覇）及び南極昭和基地において実施している。

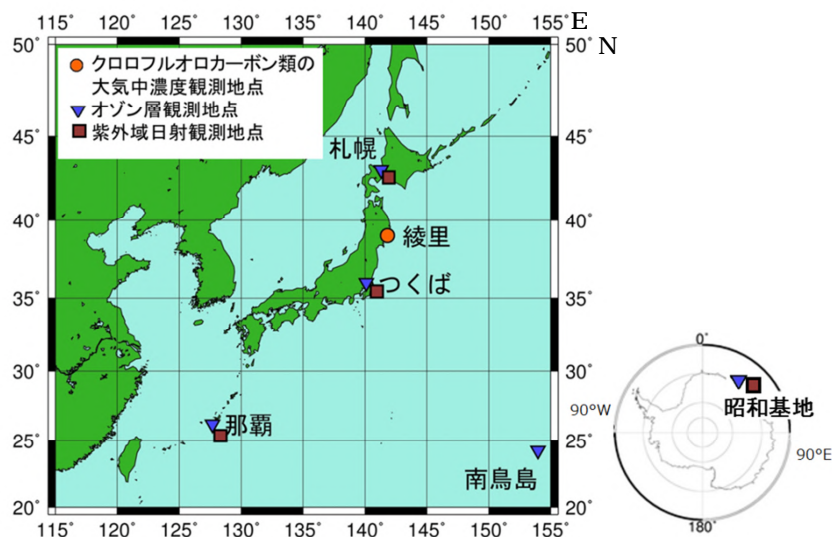


図3.2-1 気象庁におけるオゾン層・紫外線の観測網

3.2.1 世界と日本におけるオゾン層破壊物質

クロロフルオロカーボン類（CFC-11、CFC-12、CFC-113 など、塩素等ハロゲン元素を含んだ炭素化合物であるハロカーボンの一種。以下CFC類と表記。）は成層圏オゾン層を破壊する物質であり、1987年に採択され、1989年に発効した「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によりその生産等が規制されている。

また、ハロカーボン類は温室効果ガスであり、その大気中濃度は二酸化炭素の100万分の1程度であるが、単位質量あたりの温室効果は二酸化炭素の数千倍と大きい。

³⁸ 気象庁ホームページでは、オゾン層・紫外線に関する情報を公表している。

http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/diag_o3uv.html

³⁹ 「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」(昭和六十三年法律第五十三号)

第二十二条 気象庁長官は、オゾン層の状況並びに大気中における特定物質の濃度の状況を観測し、その成果を公表するものとする。

(1) 世界のオゾン層破壊物質

世界の大気中の CFC 類の濃度は、1980 年代までは急速に増加したが、1990 年代以降はモントリオール議定書による規制の効果により減少傾向が見られる(図 3.2-2)。要素別にみると、CFC-11 は 1992~1994 年頃を境に減少傾向に転じている。CFC-12 は 2005 年頃まで増加しその後減少傾向に転じている。CFC-113 は CFC-11 と同様な傾向を示し、北半球で 1993~1994 年頃を境に、南半球では 1997 年前後を境としてゆるやかな減少傾向に転じている。また、CFC 類の排出源が多く存在する北半球と排出源が少ない南半球の濃度を比較すると、1980 年代よりも 1990 年代以降の方が差が小さくなり、両半球の濃度が徐々に近づいてきている。このことから、CFC 類の排出を抑制した効果が大気中の CFC 類の濃度に現れてきていることが分かる。

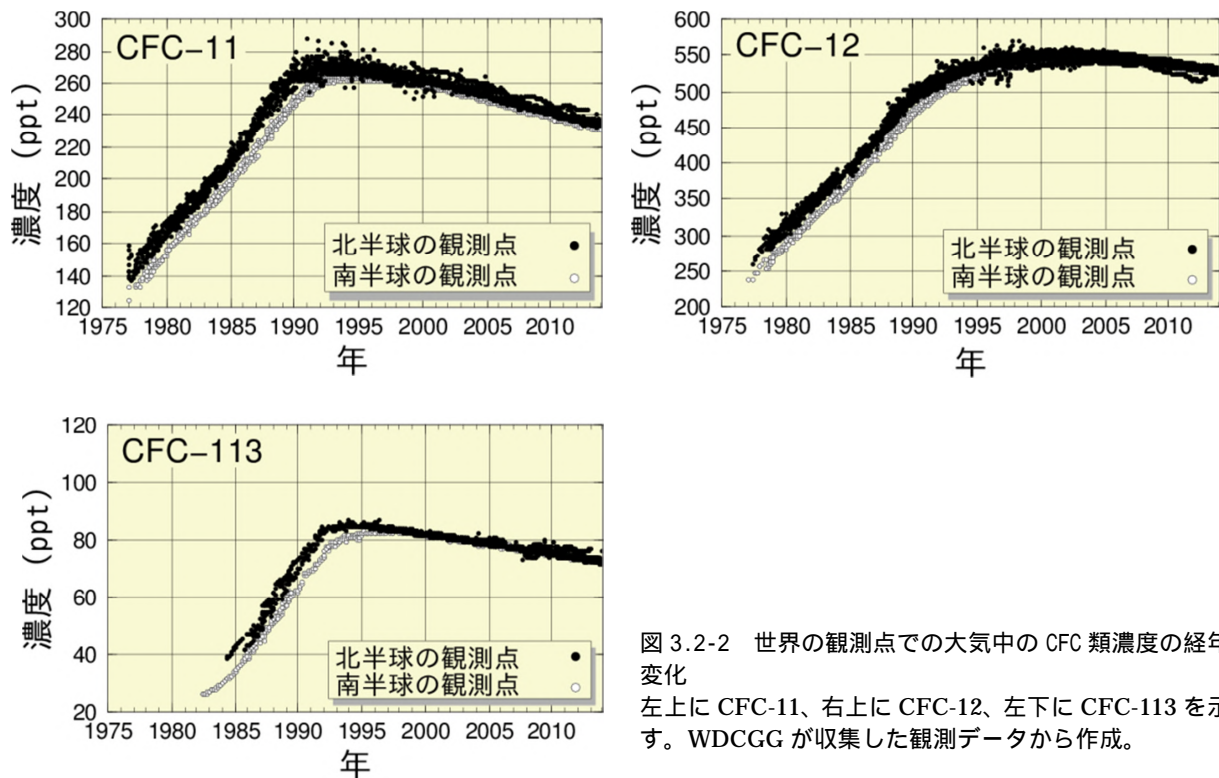


図 3.2-2 世界の観測点での大気中の CFC 類濃度の経年変化
左上に CFC-11、右上に CFC-12、左下に CFC-113 を示す。WDCGG が収集した観測データから作成。

(2) 日本のオゾン層破壊物質

綾里における CFC 類の観測結果においても、種類によりその時期は異なるが、いずれも減少傾向へ転じたことが確認できる(図 3.2-3)。要素別にみると、CFC-11 は世界的傾向と同様に 1993~1994 年の約 270 ppt をピークとして減少している。2011 年の夏季に CFC-11 の排出が明瞭な極大を示しているが、これは、2011 年 3 月 11 日の東日本大震災と津波に関して損傷したポリウレタン発泡断熱材から夏期間の高温で漏れ出した結果かもしれないとしている(Saito et al., 2015)。CFC-12 はその増加が 1995 年頃から緩やかになり 2005 年頃をピークに減少している。また、CFC-113 は 2001 年頃まで傾向がはっきりしないが、その後減少傾向がみられる。

(第3章 地球環境の変動)

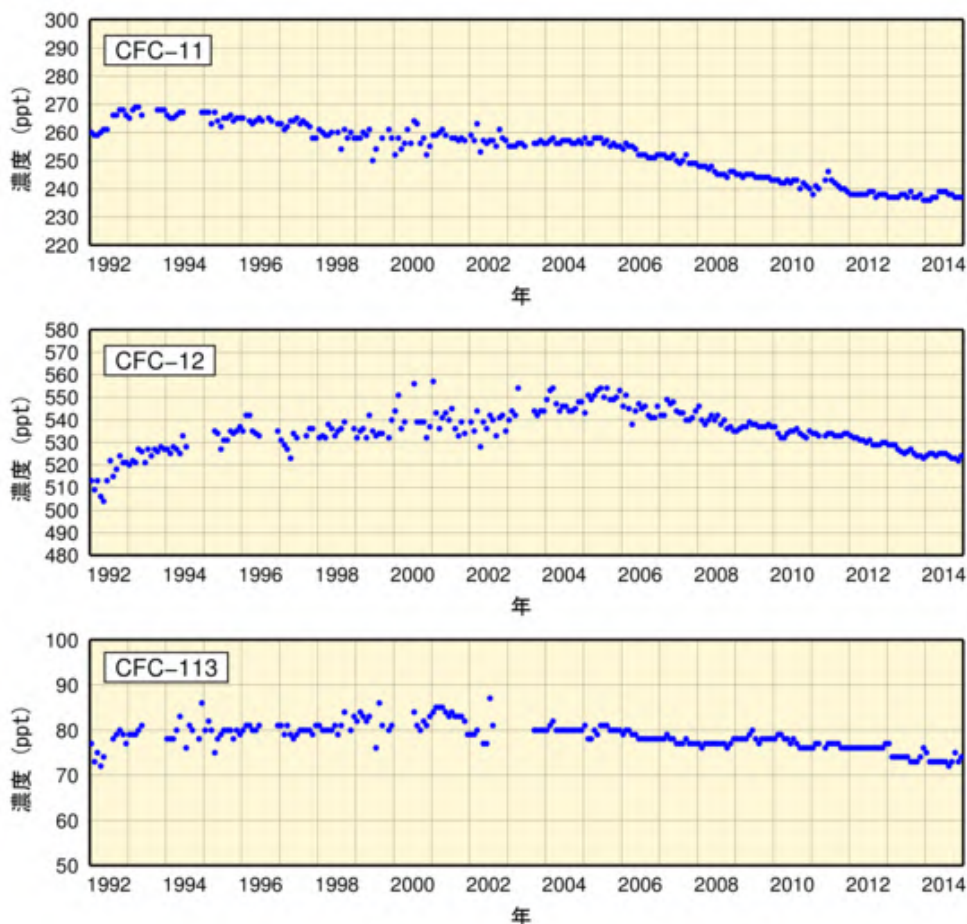


図 3.2-3 綾里における大気中の CFC 類濃度の経年変化
上から順に CFC-11、CFC-12、CFC-113 を示す。なお、2003 年 9 月に観測装置を更新したことにより観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

3.2.2 世界と日本におけるオゾン層

(1) 世界全体のオゾン層

世界のオゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少した。その後、1990 年代半ば以降はほぼ変化がないかわずかに増加傾向となっているものの、現在も少ない状態が続いている (図 3.2-4)。最近 5 年間 (2010~2014 年) の平均値は、1994~2008 年の平均値と比較すると約 1% 高いが、オゾン層破壊が進む前の値 (1970~1980 年平均) と比較すると、まだ 3% ほど低い。

世界気象機関 (WMO) と国連環境計画 (UNEP) による「オゾン層破壊の科学アセスメント：2014」(WMO, 2014) によると、2000 年以降はオゾン全量の変化が少ないものの、近年わずかな増加が見られるとしている。

オゾン層破壊の原因となる成層圏の塩素量は、1980 年代に急速に増加した後、1990 年代半ば以降はほとんど変化していないか緩やかに減少しており (気象庁, 2011)、オゾン全量はこの変化に対応していると考えられる。

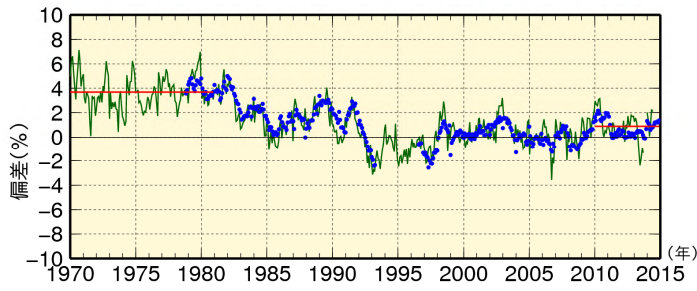


図 3.2-4 世界のオゾン全量の偏差(%)の経年変化

実線(緑)は世界の地上観測による月平均オゾン全量の偏差(%)。実線(赤)は1970~1980年の平均値と最近5年間(2010~2014年)の平均値。●印は衛星観測データ(北緯70度~南緯70度)による月平均オゾン全量の偏差(%)で季節変動成分を除去してある。使用した地上観測点数は65地点(北半球55地点、南半球10地点)、偏差の基準は1994~2008年の平均値である。

(2) 南極域上空のオゾンホール⁴⁰

オゾンホールの年最大面積は、1980年代から1990年代半ばにかけて急激に拡大したが、それ以降では拡大傾向はみられなくなった(図3.2-5)。2014年のオゾンホールの年最大面積は、過去10年間(2004~2013年)の平均と同程度の規模だった(図3.2-5及び図3.2-6)。

年毎のオゾンホールの規模は、気象状況により変動するが、長期的には成層圏のオゾン層破壊物質の総量に従って変化する。南極上空の成層圏のオゾン層破壊物質の総量は2000年代初めのピーク後も多い状態が続いているため、南極上空の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(WMO, 2014)。

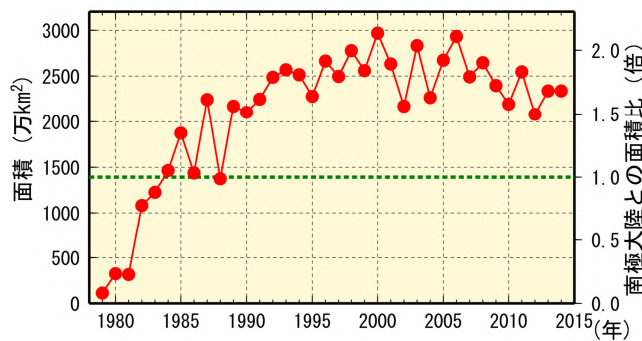


図 3.2-5 オゾンホールの面積の経年変化
オゾンホールの面積(オゾン全量が220 m atm-cm以下の領域の面積)の推移。1979年以降の年最大値の経年変化。なお、南極大陸の面積(1390万 km²)を緑点線で示す。米国航空宇宙局(NASA)提供の衛星データを基に作成。

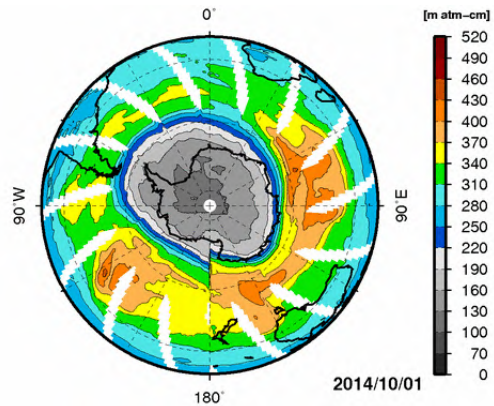


図 3.2-6 オゾンホール面積が年最大を記録した2014年10月1日のオゾン全量の南半球分布
中央の灰色の部分、オゾンホールの目安となる220 m atm-cm以下の領域。白色の部分は観測値が得られなかった領域。米国航空宇宙局(NASA)提供の衛星データを基に作成。

(3) 日本上空のオゾン層

国内のオゾン全量は、札幌とつくばでは1980年代から1990年代初めまで減少が進んだ(図3.2-7)。1990年代半ば以降は、国内4地点ともに緩やかな増加傾向がみられる。

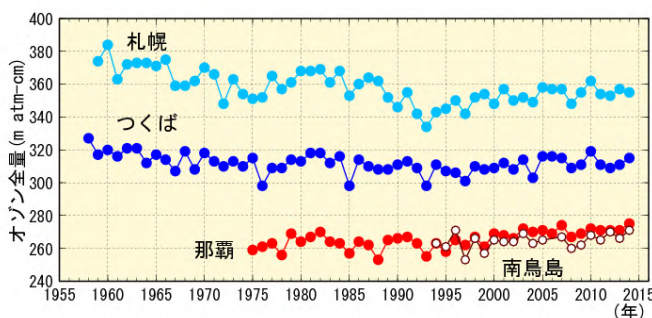


図 3.2-7 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化

札幌、つくば、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の観測開始からの年平均値の経年変化。気象庁におけるオゾン観測は、1957年につくばで開始し、現在は国内4地点(札幌、つくば、那覇、南鳥島)及び南極昭和基地でオゾン全量とオゾン鉛直分布の観測を実施している。

40 「オゾンホール」については巻末の用語一覧を参照。

(第3章 地球環境の変動)

3.2.3 日本における紫外線

国内の紅斑紫外線量⁴¹年積算値は、観測を開始した1990年代初め以降、札幌とつくばで増加しており、増加率はそれぞれ10年あたり4.3%、5.4%である(信頼度水準99%で統計的に有意)(図3.2-8)。増加の特徴としては、札幌では、1990年代半ばから2000年代に増加している。つくばと那覇では、1990年代に増加した後、2000年代は変化傾向がみられなかったが、つくばでは2011年以降に、観測開始以来の第1位を含む高い値が続いている。

これらの増加はオゾン全量の状況(図3.2-7)から説明することができず、第3.3.3項で示される全天日射量の長期変化に見られるように、雲量の減少など天候の変化やエアロゾル量の減少が原因として考えられる(UNEP, 2015; 気象庁, 2011)。

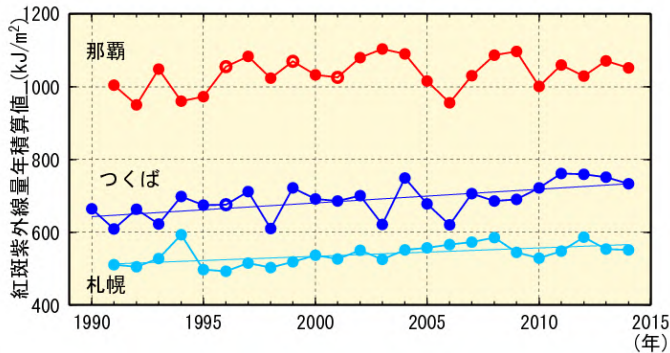


図3.2-8 紅斑紫外線量年積算値の経年変化
札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線量年積算値の観測開始からの経年変化。年積算値(及び印)は、月平均値に月日数をかけて12か月分を積算して算出する。印は、月平均値が資料不足値(1か月の日別観測数が20日未満)となる月が含まれることを示す。統計的に有意に増加している札幌・つくばについて、全期間の傾向を直線で示した。

3.3 日本におけるエアロゾル⁴²と地上放射の変動

【ポイント】

地球規模で大きな影響を与えるような大規模な火山噴火は、1991年のピナトゥボ火山噴火以降は発生していないため、日本におけるエアロゾル等による大気の大気混濁は1963年のアグン火山噴火以前のレベルに戻っている。

2014年の黄砂観測日数は10日、黄砂観測のべ日数は164日だった。

3.3.1 エアロゾル

国内の直達日射量⁴³観測により得られる大気混濁係数⁴⁴から対流圏の変動を除いたバックグラウンド値の経年変化を見ると、火山噴火による成層圏エアロゾルの影響が明瞭に確認できる(図3.3-1)。1963年から数年継続しているやや高い値、1982~1983年と1991~1993年にみられる極大は、それぞれ1963年2~5月のアグン火山噴火(インドネシア)、1982年3~4月のエルチチョン火山噴火(メキシコ)、1991年6月のピナトゥボ火山噴火(フィリピン)によって火山ガスが成層圏に大量に注入され、成層圏が長期間にわたって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、日本における大気混濁係数はアグン火山噴火前のレベルまで戻っている。

⁴¹ 「紅斑紫外線量」については巻末の用語一覧を参照。

⁴² 「エアロゾル」については巻末の用語一覧を参照。

気象庁ホームページでは、エアロゾルや黄砂に関する情報を公表している。

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/aerosolhp/aerosol_shindan.html (エアロゾル)

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/kosahp/kosa_shindan.html (黄砂の統計情報)

<http://www.jma.go.jp/jp/kosa/> (黄砂の予測や実況)

⁴³ 直達日射量とは、太陽から地表面に直接入射するエネルギーである。直達日射量からは大気の大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(大気混濁係数)を算出することができる。

⁴⁴ 大気混濁係数は、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的光学的厚さ(日射に対する大気の不透明さ、濁り具合)が、酸素や窒素などの空気分子以外の物質が存在しないと仮定した大気的光学的厚さの何倍であるかを表し、値が大きいくほど大気を濁す物質が多いことを示す。

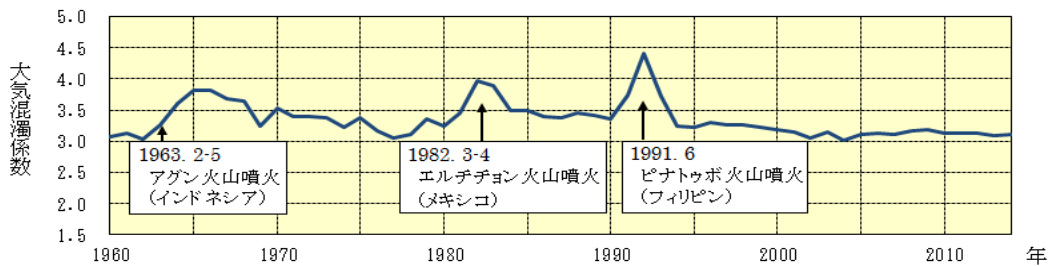


図 3.3-1 バックグラウンド大気混濁係数の経年変化 (1960～2014年)

大気混濁係数に含まれる水蒸気や黄砂、大気汚染エアロゾル等対流圏の変動による影響を除くため、大気混濁係数の月最小値を用いて国内5地点(札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島)の平均値を求め、年平均値を算出している。

3.3.2 黄砂

大陸より日本へ飛来する黄砂もエアロゾルの一種である。気象庁では、国内60地点(2014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粒子が浮遊していると判断した場合に「黄砂」として記録している。2014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10日(図3.3-2)、黄砂観測のべ日数(黄砂現象を観測した国内の気象官署数の合計)は164日(図3.3-3)であった。

黄砂観測日数や黄砂観測のべ日数は、1967年～2014年の統計期間では増加傾向がみられるが、年々の変動が大きく、変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

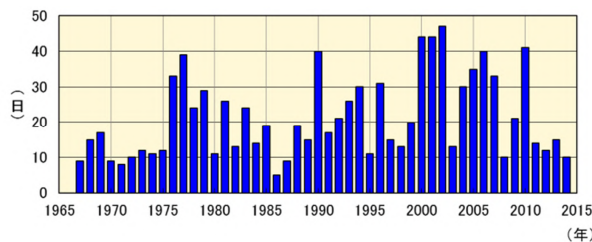


図 3.3-2 日本における年別の黄砂観測日数 (1967～2014年、国内60地点)

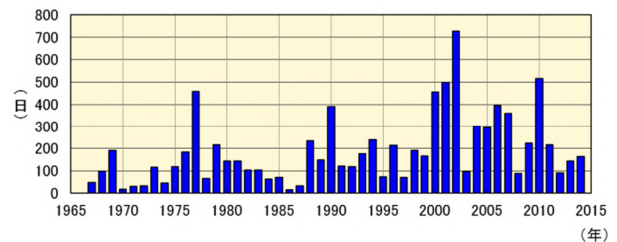


図 3.3-3 日本における年別の黄砂観測のべ日数 (1967～2014年、国内60地点)

3.3.3 日射と赤外放射

地球における放射収支の変化は気候変動をもたらすため、その変化を監視することは重要である。気象庁では、直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射⁴⁵を国内5地点(札幌・つくば・福岡・石垣島・南鳥島)で行っている(図3.3-4)。

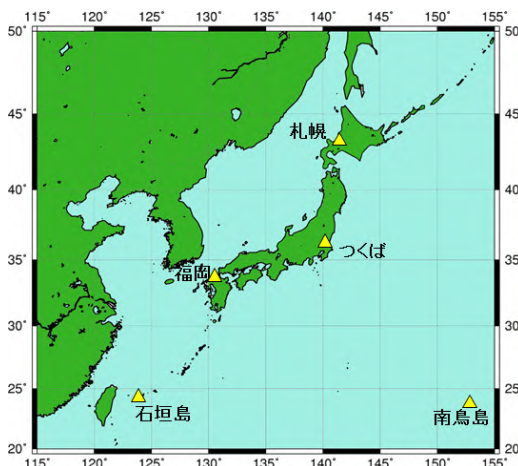


図 3.3-4 国内における日射及び赤外放射の観測地点

日本国内では札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島の5地点で直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射の観測を行っている。

⁴⁵ 下向き赤外放射とは、天空の全方向から地表面に入射する赤外放射(赤外線)である。下向き赤外放射は、大気中の雲・水蒸気・炭酸ガス等からその絶対温度の4乗に比例して放射されるので、地球温暖化の監視に利用できる。

(第3章 地球環境の変動)

(1) 全天日射量

世界の多くの地域における全天日射量は、1960年頃から1980年代後半まで減少し、1980年代後半から2000年頃まで急速に増加し、その後は大きな変化が見られないという傾向が報告されている(Ohmura, 2009)。日本における変化傾向(国内5地点平均)によると、1970年代後半から1990年頃にかけて急激に減少し、1990年頃から2000年代初めにかけて急激に増加し、その後は大きな変化は見られない。これは、前述の世界的な傾向とほぼ整合している(図3.3-5)。

全天日射量の長期変化の原因としては、大気中の人為起源エアロゾルの変化による影響が大きく、その他、雲量や雲の特性の変化も影響を与えていると考えられている(Wild, 2009)。日本の1990年頃からの2000年代初めにかけての急激な増加の原因についても、その2/3が人為起源エアロゾルの減少によるもので、残りの1/3が雲量の減少によるものと評価されており(Norris and Wild, 2009)。人為起源エアロゾルが全天日射量の変化に対して非常に大きな影響を与えていることが示されている。また、エアロゾルは種類によって光学特性が異なる。先述の日本における急激な増加には、大気中に含まれる人為起源エアロゾル総量の減少のみならず、その構成の変化による平均的な光学特性の変化が影響を及ぼしていることが解析により示されている(Kudo et al., 2012)。

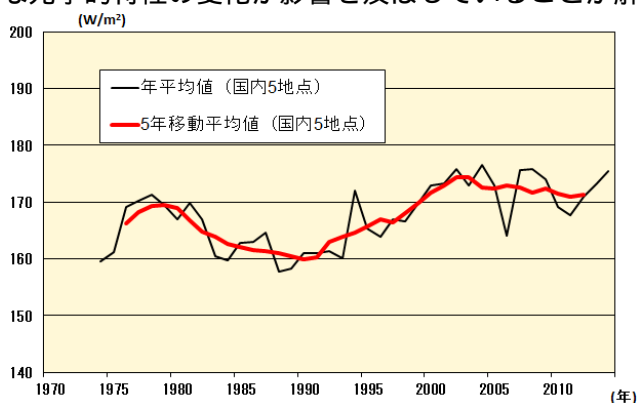


図 3.3-5 全天日射量の年平均値及び5年移動平均値の経年変化
国内5地点(札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島)の平均を示す。2010年に各地点で順次観測装置を更新し、より高精度な観測データが得られるようになった。

(2) 下向き赤外放射量

地球温暖化の原因物質である二酸化炭素を始めとする大気中の温室効果ガスは、人間活動により年々増加を続けている。温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化のシグナルは、地上気温の上昇よりも下向き赤外放射量の増加に明瞭に表れるため、下向き赤外放射量は地球温暖化の検出に有効な観測要素である。数値モデル実験の結果によれば、個々の観測地点における20年間の観測データを解析すれば、95%水準で統計的に有意な増加が検出可能であると示唆され、約10年間の実際の観測データによる解析では増加の兆候が明瞭に示されている(Wild and Ohmura, 2004)。

日本における下向き赤外放射量については、1990年代初めからつくばにおいて研究観測が行われている。この観測データを用いて長期変化傾向を解析すると、1993~2014年の期間に1年あたり約0.3 W/m²の割合で増加している(図3.3-6)。これは、全世界の基準地上放射観測網(BSRN)20観測地点の解析結果(1992~2009年において、年0.3W/m²の割合で増加)と整合している(WCRP, 2010)。

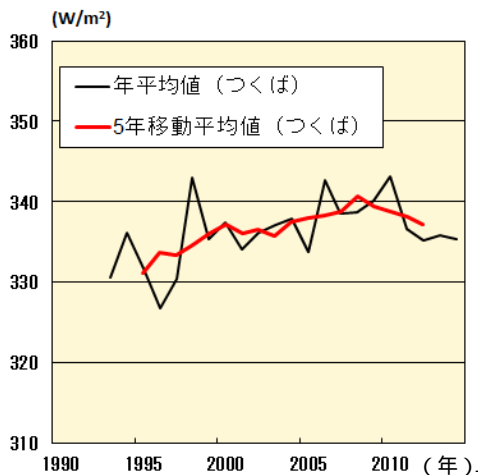


図 3.3-6 下向き赤外放射量の年平均値及び5年移動平均値の経年変化(つくば)

変化傾向の有意性の評価について

気温や降水量等の観測値は、様々な時空間スケールの大気や海洋の運動のため、大きく変動している。自然変動を背景に地球温暖化に伴う気候系の変化傾向をとらえるためには、観測データを適切な統計量に変換し、時系列で並べた統計量にランダムな変動要因だけでは説明しにくい系統的な変化傾向が含まれている可能性がどの程度か検定を行う。この「統計的検定」の結果、経年変化がランダムな変動要因だけでは説明できないと判断することが妥当な場合には、「統計的に有意な変化傾向がある」等と表現される。

本レポートでは、統計量に見られる経年変化傾向の有無の可能性について、統計的有意性を 99%、95%、90%の信頼度水準で検定した結果を判断基準としており、それぞれ本文中の記述とは下表のとおり対応させている。

信頼度水準	本文中の対応する記述
99%以上で有意	「増加（減少）している（信頼度水準 99%で統計的に有意）」 「上昇（下降）している（信頼度水準 99%で統計的に有意）」
95%以上で有意	「増加（減少）傾向が明瞭に現れている（信頼度水準 95%で統計的に有意）」 「上昇（下降）傾向が明瞭に現れている（信頼度水準 95%で統計的に有意）」
90%以上で有意	「増加（減少）傾向が現れている（信頼度水準 90%で統計的に有意）」 「上昇（下降）傾向が現れている（信頼度水準 90%で統計的に有意）」
上記以外	「変化傾向は見られない」

なお、この統計的検定にあたっては次のような手法により検定している。

（イ）統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できる場合

気温偏差の場合、トレンド成分を除去した年々の統計量の出現頻度はおおむね正規分布に従うと考えることができる。正規分布とみなしてよい統計量に対しては、西暦年と累年の統計量との相関係数を用いて、t 検定を行う。

（ロ）統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できない場合

猛暑日や熱帯夜等の階級日数、1 時間降水量 50mm 以上等の発生頻度の統計量は正規分布に従うことが仮定できない場合があるので、これらの統計量に対しては分布に依らない検定（ノンパラメトリック検定）を行う。

統計的検定では、原理的に、「統計的に有意」と判定されてもその結果が誤りである可能性が常に存在する。「信頼度水準 90%（95%、99%）以上で統計的に有意」の場合には、観測値における経年変化傾向がランダムな変動要因により出現しているにも関わらず誤って有意と判定してしまう確率をそれぞれ最大で 10%（5%、1%）まで許していることを意味している。逆に、系統的な変化傾向が存在していても、それを正しく検出できない場合もある。一般に、統計年数が短い、年々の変動幅が大きい、発生頻度が稀、等の場合には、今後新しいデータが追加されることにより検定結果が変化する可能性が大きい。本レポートの分析結果は、以上の性質に留意の上で活用されたい。

用語一覧

IPCC（気候変動に関する政府間パネル）

気候変動に関する政府間パネル。世界気象機関（WMO）と国連環境計画（UNEP）により、1988年に設立された。気候変動の（1）自然科学的根拠、（2）影響・適応策及び脆弱性、（3）緩和策について、各国の科学者や専門家による評価を行い、報告書としてとりまとめている。その報告書の内容は、地球温暖化に関する条約交渉などにおいて、様々な議論に科学的根拠を与える重要な資料として利用されている。

異常気象

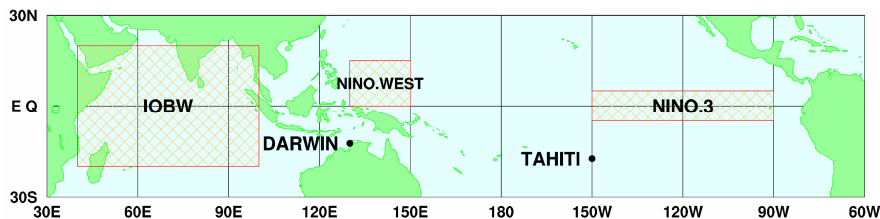
一般に、過去に経験した現象から大きく外れた現象のこと。大雨や強風等の激しい数時間の現象から数か月も続く干ばつ、極端な冷夏・暖冬なども含む。また、気象災害も異常気象に含む場合がある。気象庁では、気温や降水量などの異常を判断する場合、原則として「ある場所（地域）・ある時期（週、月、季節等）において30年に1回以下の頻度で発生する現象」を異常気象としている。

エルニーニョ現象に関する用語

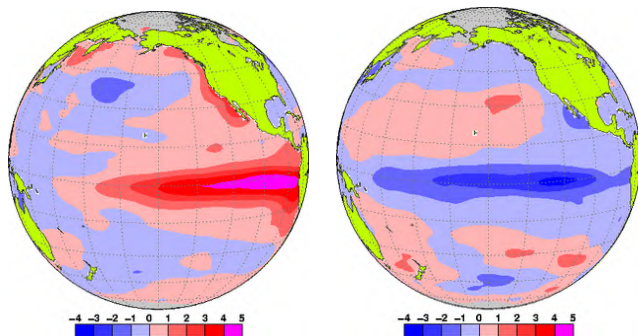
エルニーニョ現象 / ラニーニャ現象：エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の中央部から南米ペルー沿岸にかけての広い海域で海面水温が平年より高い状態が半年から一年半程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。ひとたびエルニーニョ現象やラニーニャ現象が発生すると、日本を含め世界中で異常な天候が起こると考えられている。

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；図A中のNINO.3の領域）の月平均海面水温の基準値（その年の前年までの30年間の各月の平均値）との差の5か月移動平均値が、6か月以上続けて+0.5以上 / -0.5以下となった場合をエルニーニョ / ラニーニャ現象としている。

図Bは典型的なエルニーニョ現象及びラニーニャ現象が発生している時の太平洋における海面水温の平年偏差の分布を示している。日付変更線（経度180度）の東から南米沿岸にかけての赤道沿いで、赤あるいは青の色が濃く、海面水温の平年偏差が大きくなっている。



図A エルニーニョ監視海域（NINO.3）の位置



図B エルニーニョ現象時（1997年11月）の月平均海面水温平年偏差（左）及び、ラニーニャ現象時（1988年12月）の月平均海面水温平年偏差（右）赤が平年より高く、青が平年より低く、色が濃いほど平年偏差が大きいかを表す。左の図は、1997/1998 エルニーニョ現象が最盛期にあった1997年11月における海面水温の平年偏差、右の図は1988/1989 ラニーニャ現象が最盛期であった1988年12月における海面水温の平年偏差。

南方振動：エルニーニョ/ラニーニャ現象は、太平洋の赤道付近で吹いている持続的な東風（貿易風）と密接な関係がある。貿易風は、エルニーニョ現象時には弱く、ラニーニャ現象時には強い傾向が見られる。貿易風の強さを決める要因は太平洋の東部と西部の間の海面気圧の差だが、この気圧差は大小を交互に繰り返しており、これを南方振動という。エルニーニョ/ラニーニャ現象と南方振動は、それぞれが独立に起きているのではなく、大気と海洋が相互に影響を及ぼしあって起きている一つの現象の異なった側面であり、これらを総合的に捉えて「エルニーニョ・南方振動(El Niño - Southern Oscillation)」、略して「エンソ(ENSO)」という。

エアロゾル

大気中に浮遊している固体あるいは液体の微粒子。地表や海面から舞い上がるものや、工業活動によって排出される煤煙、気体（前駆物質）から生成される二次生成粒子などがある。太陽光の吸収・散乱や凝結核として雲の生成などに影響する。エアロゾルのうち、粒子の大きさ（粒径）が $2.5\mu\text{m}$ 以下と非常に小さいものを微小粒子状物質（PM2.5）という。PM2.5は、髪の毛の太さの $1/30$ 程度と非常に小さいため、吸引による健康への影響が懸念されている。

オゾン層に関する用語

オゾン全量：地表から大気圏上端までの気柱に含まれる全てのオゾンを積算した量。仮に大気中のオゾンを全て1気圧、0として地表に集めたときに、オゾンだけからなる層の厚みをセンチメートル単位で測り、この数値を1000倍したもので、単位は m atm-cm （ミリアトムセンチメートル）又はDU（Dobson Unit：ドブソン単位）である。地球全体の平均的なオゾン全量は約 300 m atm-cm で、これは地表で約 3 mm の厚さに相当する。

オゾン層破壊物質：成層圏オゾンを破壊する物質であり、通常、「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物質を指す。主要なものとして、クロロフルオロカーボン類（CFC-11、CFC-12、CFC-113など。これを日本では一般に「フロン」と呼ぶ場合がある）、四塩化炭素、ハイドロクロロフルオロカーボン類（HCFCs）、1,1,1-トリクロロエタン、塩化メチル、ハロン類、臭化メチルなどがある。また、これらのオゾン層破壊物質は温室効果ガスでもある。

オゾンホール：南極上空のオゾン量が極端に少なくなる現象で、オゾン層に穴のあいたような状態であることからその名が付けられた。南半球の冬季から春季にあたる8~9月頃発生、急速に発達し、11~12月頃に消滅するという季節変動をする。1980年代初めからこのような現象が観測されている。

モントリオール議定書：オゾン層を破壊するおそれのある物質を特定し、当該物質の生産や消費の規制とそのスケジュールを規定するために1987年にカナダで採択され1989年に発効した国際条約。我が国は1988年に締結した。採択後もオゾン層の破壊状況について各国で検討を行い、規制措置の強化のための改正がなされた。正式名称は「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」。

温室効果に関する用語

温室効果：地球の大気には二酸化炭素などの温室効果ガスと呼ばれる気体がわずかに含まれている。これらの気体は赤外線を吸収し、再び放出する性質があるため、太陽からの光で暖められた地球の表面から熱放射として放出された赤外線の多くが、大気に吸収され、再び射出された赤外線が地球の表面に吸収される。これらの過程により、地表面及び地表面付近の大気を暖めることを温室効果と呼ぶ。仮に温室効果が無い場合の地球の表面の温度は -19 と見積もられているが、温室効果のために世界の平均気温はおよそ 14 と推定される。大気中の温室効果ガスが増えると温室効果

が強まり、地球の表面の気温が高くなる。代表的な温室効果ガスには、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素などがある。なお、水蒸気は最も大きな温室効果を持つが、地球温暖化問題を議論する際には一般的に人為起源温室効果ガスとは区別して扱う。

二酸化炭素：地球温暖化に及ぼす影響が最も大きな温室効果ガス。工業化時代の始まり（18世紀半ば）以降、人間活動に伴う化石燃料の消費、森林減少などの土地利用の変化、セメント生産などによる二酸化炭素の排出により大気中の濃度が増加しつつある。大気中の二酸化炭素の増加量は、化石燃料の燃焼によって放出された二酸化炭素量のうち平均して55%に相当し、残りの45%は海洋や陸上生物圏によって大気中から除去されている。（WMO, 2014）

メタン：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る。大気中に放出されるメタンのおよそ40%は自然起源（湿地やシロアリなど）であり、人間活動（反芻動物、稲作、化石燃料採掘、埋め立て、バイオマス燃焼など）によるものはおよそ60%である。（WMO, 2014）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。

一酸化二窒素：1分子あたりの温室効果が二酸化炭素の約300倍と大きく、対流圏では極めて安定しているため大気中の寿命が121年と長い気体である。大気中への放出は海洋や土壌などの自然起源のものと、窒素肥料の使用や工業活動などによる人為起源のものがあり、これらは成層圏において主に太陽紫外線により分解されて消滅する。

ppm, ppb, ppt：ここでは物質の相対濃度（体積比）を示す。ppm（parts per million）は 10^{-6} （大気分子100万個中に1個）、ppb（parts per billion）は 10^{-9} （大気分子10億個中に1個）、ppt（parts per trillion）は 10^{-12} （大気分子1兆個中に1個）

気候変動

ある地点や地域の気候が変わること。ある時間規模から見て一方向に変化することを「気候変化」、可逆な変化を「気候変動」として区別することもある。地球の気候システムの内部変動に起因する数年規模の変動から、外部強制力による数万年以上の規模の変動までを含む。

極端現象

気候的な平均状態から大きく離れた現象。異常気象は30年に1回以下の発生頻度の現象を指すが、極端現象はこれより発生頻度が大きい現象も含む。台風のように年に複数回起こる現象でも気象災害を起こしたり、社会経済に大きな影響を及ぼすことから、統計上の発生頻度に関わらず極端現象と呼ぶ。

黄砂

中国大陸を発生源とする土壌粒子エアロゾルがもたらす現象。アジア域の砂漠地帯（ゴビ砂漠、タクラマカン砂漠）や黄土高原などから舞い上げられた砂塵が、上空の強い風によって東方へ輸送され、徐々に降下する現象。日本における黄砂現象は、春先から初夏にかけて観測されることが多く、空が黄褐色に煙ることにより、一般にもよく知られた現象である。現象が著しいときは、視程の悪化により交通機関へ影響を与える場合がある。

紅斑（こうはん）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。

人為起源

ある現象の原因のうち、人間活動に帰せられるもの。気候変動の場合、気候システムの内部変動等は自然起源であるのに対して、人間活動に伴う温室効果ガスやエアロゾル等の排出に起因する変動について人為起源と呼ぶ。

長期変化傾向

年々の値から短周期の変動を取り除いた際の変化の方向、又はその量。10年や100年あたりの変化量として表すことが多い。

平年値

その地点での気候を表す値で、その時々々の気象（気温、降水量、日照時間など）や天候（冷夏、暖冬、少雨、多雨）を評価する基準として利用される。気象庁では30年間の平均値を用い（現在は1981～2010年の平均）、西暦年の1位の数字が1になる10年ごとに更新している。

北極振動

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

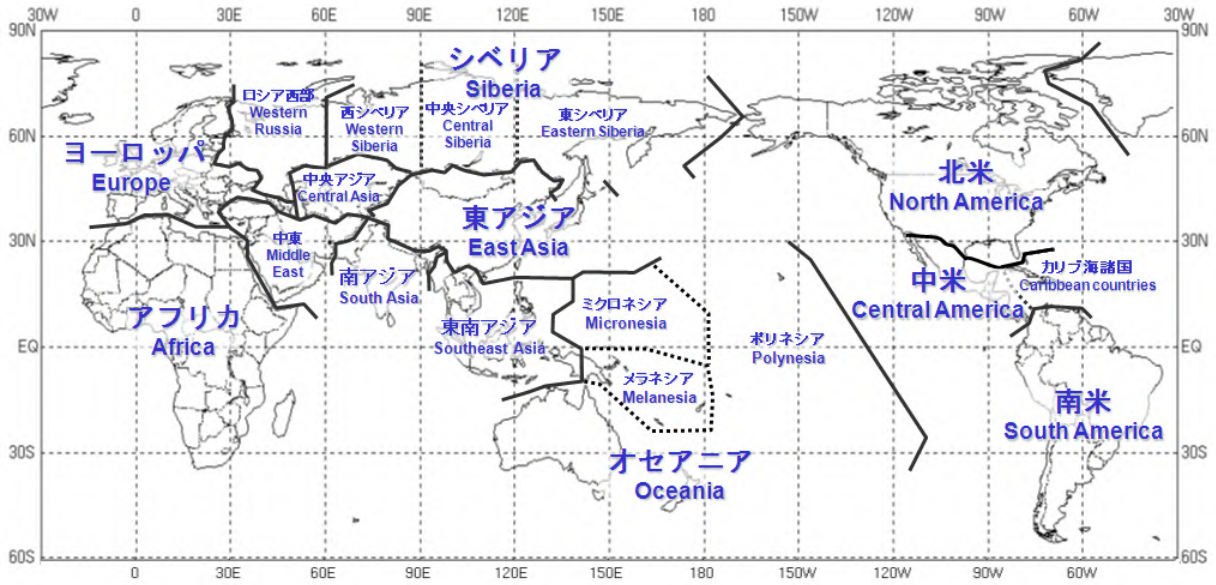
モンスーン

季節風（季節的に交替する卓越風系）を意味し、広い意味では、この季節風に伴う雨の変化（雨季・乾季）も含めてモンスーンと定義される。季節風が卓越する地域はモンスーン気候帯と呼ばれ、アジア大陸からオーストラリア北部にかけては最も典型的なモンスーン気候帯である。

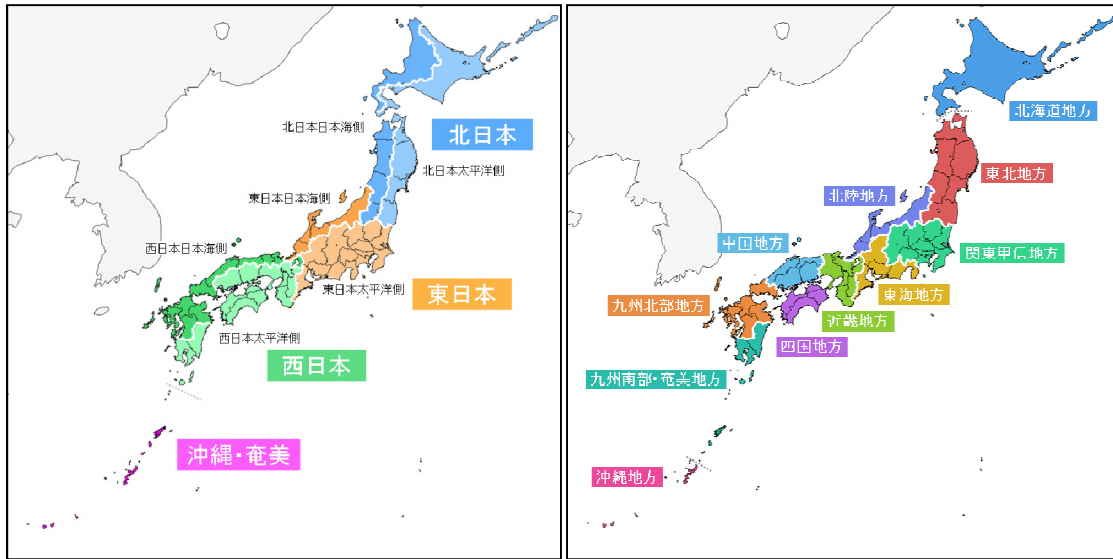
これらのほか、用語については気象庁ホームページの予報用語一覧も参考のこと。

(http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yougo_hp/mokuji.html)

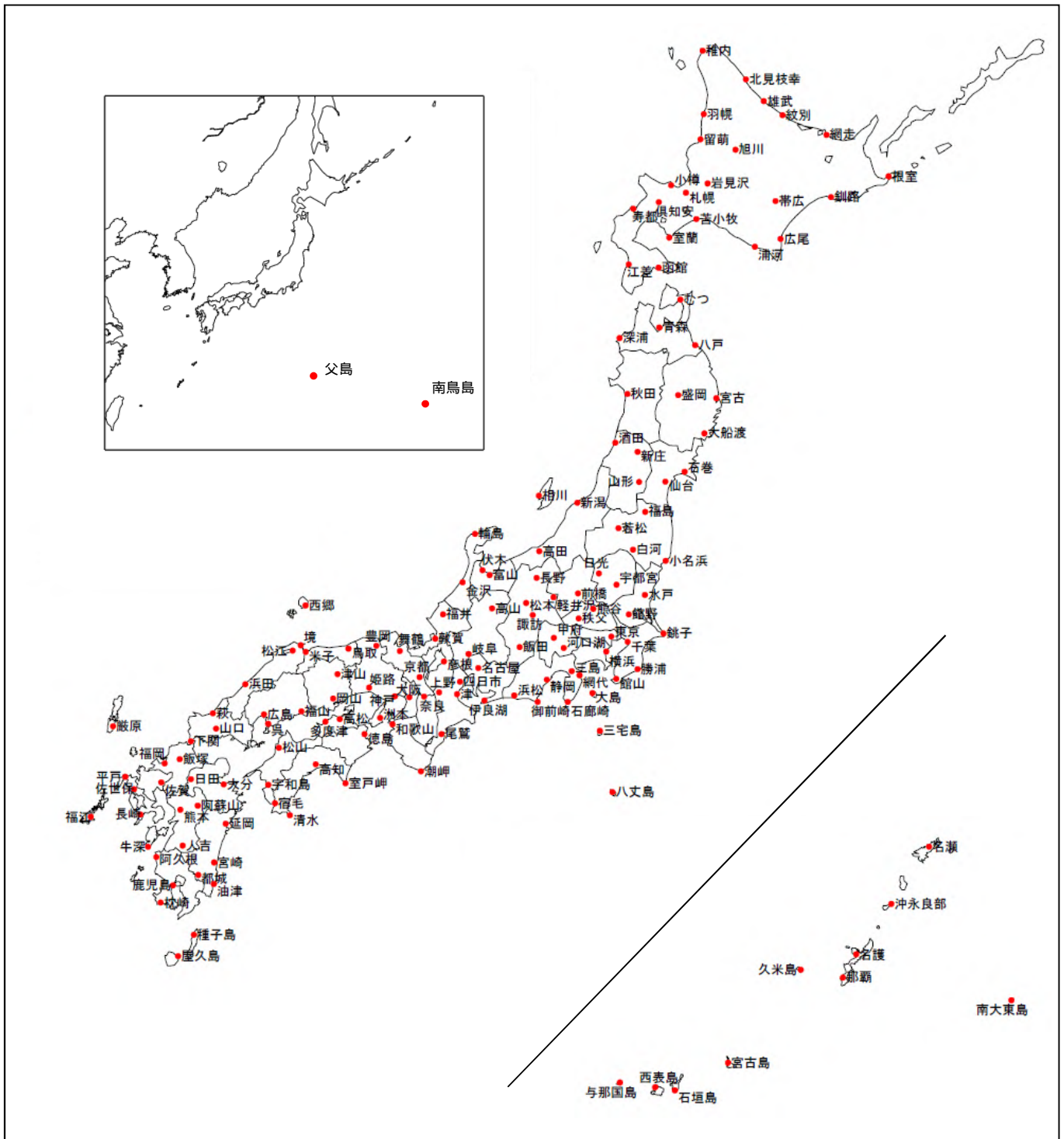
参考図



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

参考文献

【第1章】

EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster, Database – www.emdat.be – Université Catholique de Louvain – Brussels – Belgium (米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究所(ベルギー)の災害データベース)

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

内閣府, 2014a: 台風第12号及び第11号による被害状況等について(第23報)(7月30日~8月11日までの大雨等による災害)(平成26年11月6日12時現在)。

http://www.bousai.go.jp/updates/h26typhoon12/pdf/h26typhoon12_23.pdf

内閣府, 2014b: 8月19日からの大雨による広島県の被害状況等について(平成26年11月21日17時現在)。

<http://www.bousai.go.jp/updates/h260819ooame/pdf/h260819ooame36.pdf>

内閣府, 2014c: 8月15日からの大雨による被害状況等について《8月15日~8月26日までの大雨等による災害(8月19日からの大雨による広島県の被害等を除く)》(平成26年11月6日12時現在)。

<http://www.bousai.go.jp/updates/h26ooame/pdf/h26ooame13.pdf>

【第2章】

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Mantua, N. J. and S. R. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.*, 58, 35 - 44, doi: 10.1023/A:1015820616384.

気象庁, 2011: 衛星データによる積雪域解析. 気候系監視資料 2010.

【第3章】

Dettinger, M. D. and M. Ghil, 1998: Seasonal and interannual variations of atmospheric CO₂ and climate. *Tellus*, 50B, 1 - 24.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Keeling, C. D., S. C. Piper and M. Heimann, 1989: A three-dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 4. Mean annual gradients and interannual variations. *AGU Monograph*, 55, Washington, American Geophysical Union, 305 - 363.

Keeling, C. D., T. P. Whorf, M. Wahlen and J. van der Plicht, 1995: Interannual extremes in the

- rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature*, 375, 666 - 670.
- Kudo, R., A. Uchiyama, O. Ijima, N. Ohkawara, and S. Ohta, 2012: Aerosol impact on the brightening in Japan. *J. Geophys. Res.*, 117(D07208), doi:10.1029/2011JD017158.
- Machida, T., H. Matsueda, Y. Sawa, Y. Nakagawa, K. Hirokuni, N. Kondo, K. Goto, T. Nakazawa, K. Ishikawa and T. Ogawa, 2008: Worldwide measurements of atmospheric CO₂ and other trace gas species using commercial airlines. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 25(10), 1744-1754, doi:10.1175/2008JTECHA1082.1.
- Matsueda, H., H. Yoshikawa-Inoue and M. Ishii, 2002: Aircraft observation of carbon dioxide at 8-13km altitude over the western Pacific from 1993 to 1999. *Tellus*, 54B, 1 - 22.
- Norris, J. R., and M. Wild, 2009: Trends in aerosol radiative effects over China and Japan inferred from observed cloud cover, solar “dimming,” and solar “brightening.”. *J. Geophys. Res.*, 114(D00D15), doi:10.1029/2008JD011378.
- Ohmura, A., 2009: Observed decadal variations in surface solar radiation and their causes. *J. Geophys. Res.*, 114(D00D05), doi: 10.1029/2008JD011290.
- Raven, J., K. Caldeira, H. Elderfield, O. Hoegh-Guldberg, P.S. Liss, U. Reisbell, J. Shepard, C. Turley and A.J. Watson, 2005: Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. Policy Document 12/05. The Royal Society, London, UK, 60 pp.
- Saito, T., X. Fang, A. Stohl, Y. Yokouchi, J. Zeng, Y. Fukuyama, and H. Mukai, 2015: Extraordinary halocarbon emissions initiated by the 2011 Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:10.1002/2014GL062814.
- Sawa, Y., T. Machida, and H. Matsueda, 2012: Aircraft observation of the seasonal variation in the transport of CO₂ in the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 117(D05305), doi: 10.1029/2011JDO16933.
- UNEP, 2015: Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: 2014 assessment. 236 pp.
- WCRP, 2010: Summary Report from the Eleventh Baseline Surface Radiation Network (BSRN) Scientific Review and Workshop. WCRP Informal Report No. 08/2010, 21pp .
- Wild, M., 2009: Global dimming and brightening: A review. *J. Geophys. Res.*, 114(D00D16), doi:10.1029/2008JD011470.
- Wild, M. and A. Ohmura, 2004: BSRN longwave downward radiation measurements combined with GCMs show promise for greenhouse detection studies. *GEWEX news*, 14, 4, 20 pp.
- WMO, 2009: Technical report of global analysis method for major greenhouse gases by the World Data Center for Greenhouse Gases. GAW Report , 184, WMO/TD, 1473.
- WMO, 2014: Scientific assessment of ozone depletion: 2014. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report, 55, 416 pp.
- WMO, 2014: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 10.
 (英語版) <https://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ghg/GHGbulletin.html>
 (日本語訳) http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html
- 気象庁, 2011: オゾン層観測報告. 2010.
- 飯田洋介, 小嶋惇, 中野俊也, 石井雅男, 2014 : 全球における大気 - 海洋間二酸化炭素交換量推定手法の開発. 測候時報, 特別号, 81, S1-25.

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	一般財団法人	リモート・センシング技術センター	参与
	今村 隆史	独立行政法人	国立環境研究所	
			環境計測研究センター	センター長
	日下 博幸	筑波大学	計算科学研究センター	准教授
	須賀 利雄	東北大学	大学院理学研究科	教授
	早坂 忠裕	東北大学	大学院理学研究科	教授
	渡部 雅浩	東京大学	大気海洋研究所	准教授

(敬称略)