

気候変動監視レポート

2013

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26年6月
気象庁

気候変動監視レポート 2013

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 2013 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。解説など詳細は 5 ページに掲載。

はじめに

2013 年を振り返ると、冬には北日本から西日本にかけて低温となり、青森県の酸ヶ湯で積雪の深さが 566cm となるなど、北日本日本海側では記録的な積雪となりました。また、夏には全国的に高温となり、高知県四万十市で国内最高記録となる日最高気温 41.0 度を観測し、日最高気温の高い記録を更新した地点が 143 点にのぼるなど、各地で記録的な猛暑となりました。このように、社会的な影響を与える極端な気象現象が度々発生し、夏の天候については、気象庁では大学・研究機関の専門家から成る異常気象分析検討会を開催して、「極端な天候であった」との見解をまとめました。

2013 年 9 月に公表された IPCC（気候変動に関する政府間パネル）第 5 次評価報告書第 1 作業部会報告書では、気候システムの温暖化については疑う余地がない、人間活動が 20 世紀半ば以降に観測された温暖化の主な要因であった可能性が極めて高い、といった強いメッセージが改めて示されました。また、将来の予測について、地球温暖化の進行に伴い極端な高温の出現がより頻繁になることはほぼ確実であり、極端な降水がより強く・より頻繁になる可能性が非常に高いことが示唆されております。上述の夏の猛暑に代表されるように、日本においても猛暑日や熱帯夜といった顕著な高温となる日が増加しています。将来にわたって気候変動が予測されている中、その影響を評価し社会・経済活動へのリスクを軽減するためには、科学的な情報や知見は必要不可欠です。

「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、冬の北日本～西日本及び東アジア北部の低温や夏の極端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、気候変動対策に貢献するとともに、地球環境に関する科学的理解の一助となることを期待しています。また、より分かりやすく、かつ利用しやすい気候情報の作成・提供に向け、本レポートへのご要望等利用者からの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 26 年 6 月
気象庁長官 西出 則武

目次

第1章	2013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	5
1.3	大気・海洋の特徴	10
1.3.1	季節ごとの特徴	10
1.3.2	特定事例の解析	16
第2章	気候変動	20
2.1	気温の変動	20
2.1.1	世界の平均気温	20
	【コラム】最近15年間の世界平均気温の変化傾向	22
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	23
2.1.4	日本の都市のヒートアイランド現象	25
	【コラム】日本の平均気温算出に用いる地点の変更	27
2.2	降水量の変動	28
2.2.1	世界の陸域の降水量	28
2.2.2	日本の降水量	29
2.2.3	日本の積雪量	29
2.2.4	日本における大雨等の発生頻度	30
2.2.5	アメダスでみた大雨発生回数の変化	32
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	33
2.4	台風の変動	34
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	36
	【コラム】海洋の健康診断表 総合診断表 第2版の公開	37
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	38
2.6.1	エルニーニョ/ラニーニャ現象	38
2.6.2	太平洋十年規模振動(Pacific Decadal Oscillation: PDO)	39
2.7	世界の海洋表層の貯熱量の変動	40
2.8	日本沿岸の海面水位の変動	40
2.9	海氷域の変動	42
2.9.1	北極・南極の海氷	42
2.9.2	オホーツク海の海氷	43
2.10	北半球の積雪域の変動	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】国内の3観測地点で二酸化炭素濃度の月平均値が400 ppmを超える	48
3.1.2 世界と日本におけるメタン	52
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	55
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	59
3.3.1 エアロゾル	59
3.3.2 黄砂	59
3.3.3 日射と赤外放射	60
変化傾向の有意性の評価について	62
用語一覧	63
参考図	67
参考文献	69
謝辞	71

第1章 2013年の気候

1.1 世界の天候・異常気象

【ポイント】

東日本から中国中部にかけて異常高温(3月、7~8月)となった。
オーストラリアではほぼ年を通して気温が高く、異常高温(1月、3~4月、7~10月)となった。
フィリピンで台風(11月)、インド・ネパールで大雨(6月)、パキスタン・アフガニスタンで大雨(8月)の影響による気象災害が発生した。

2013年に発生した主な異常気象・気象災害は、図1.1-1及び表1.1-1のとおり。

東日本から中国の中部にかけて、3月、7~8月は異常高温となった(図中)。中国気象局によると、上海市のシージャーハウエイ(徐家匯)では、8月7日に統計開始(1872年)以降で最も高い気温(40.8)を記録した。

オーストラリアではほぼ年を通して気温が高く、1月、3~4月、7~10月に異常高温となった(図中)。オーストラリア気象局によると、1月と9月は1910年の統計開始以降で月平均気温が最も高くなった。

フィリピンでは11月に台風第30号の影響で6200人以上が死亡した(図中)。インド及びネパールでは6月に大雨による洪水や地滑りの影響を受け、インド北部のウッタラカンド州で600人以上が死亡し、さらに5700人以上が死亡と推定され、ネパールで50人以上が死亡した(図中)。また、8月に大雨の影響により、パキスタンで230人以上、アフガニスタンで60人以上が死亡するなど(図中)、多くの気象災害が発生した。

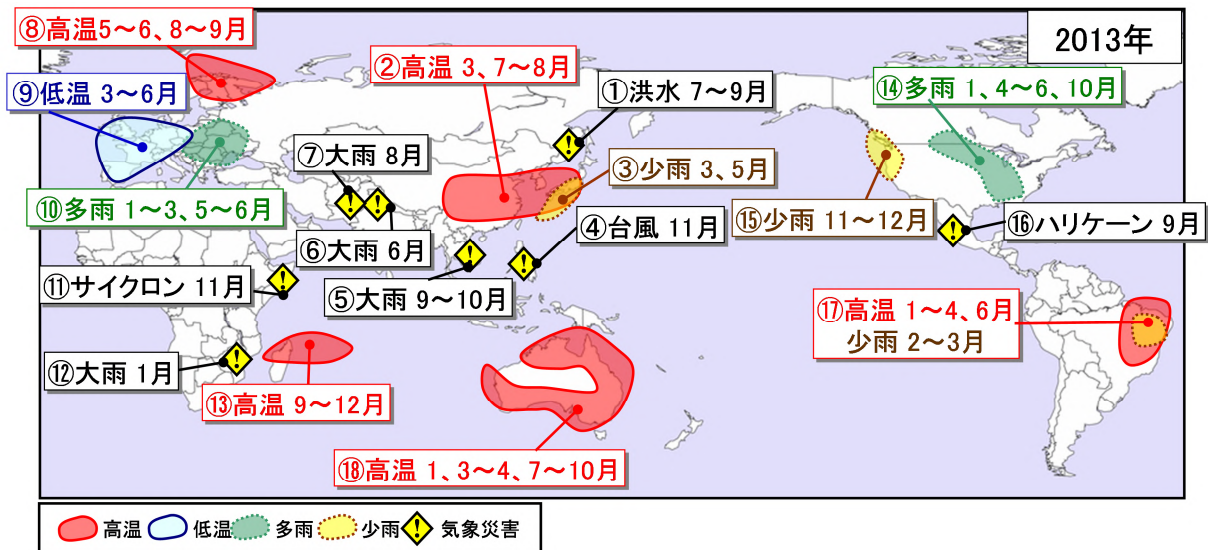


図1.1-1 2013年の主な異常気象・気象災害の分布図

2013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の異常気象を示し、そのほかは気象災害を示す。

(第1章 2013年の気候)

表 1.1-1 2013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)や各国の政府機関の発表等に基づいている。

異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
洪水(7~9月)	東シベリア南部	東シベリア南部のアムール川流域では7月以降、広い範囲で平年よりも雨が多く、中流・下流域で洪水が発生した。ロシア極東域で1万4千の家屋、総延長1600kmに及ぶ道路や170以上の橋が洪水の影響を受け、アムール川下流のコムソモリスク・ナ・アムールでは680棟以上の家屋が浸水し、約2700人が避難した。
高温(3、7~8月)	東日本~中国中部	東日本から中国中部にかけて、3月、7~8月は異常高温となった。東京都の東京では、3月の月平均気温が12.1(平年差+2.7)だった。福岡県の福岡では、7~8月の2か月平均気温が30.0(平年差+2.3)、中国ホーナン(河南)省のチェンチョウ(鄭州)では、29.6(平年差+3.1)だった。上海市のシージャーホウエイ(徐家匯)では、8月7日に統計開始(1872年)以降で最も高い気温(40.8)を記録した(中国気象局)。また、高知県の江川崎では8月12日に最高気温が41.0となり、国内の日最高気温の記録を更新した。
少雨(3、5月)	東日本及び西日本	東日本及び西日本では3月、5月に異常少雨となった。宮崎県の宮崎では、3月の月降水量が49.5mm(平年比27%)、5月の月降水量が67.0mm(平年比28%)だった。東日本太平洋側・西日本太平洋側では、5月の月降水量が1946年の統計開始以降で最も少なかった。
台風(11月)	フィリピン	フィリピンでは台風第30号により1200万人以上が影響を受け、6200人以上が死亡、1700人以上が行方不明となった。
大雨(9~10月)	インドシナ半島	インドシナ半島では、大雨による洪水により、カンボジアで14万人以上が避難し、180人以上が死亡、タイで70人以上、ベトナムで40人以上が死亡した。
大雨(6月)	インド・ネパール	大雨による洪水や地すべりの影響で、インド北部のウッタラカンド州を中心に600人以上が死亡し、さらに5700人以上が死亡と推定され、また、ネパールでは50人以上が死亡した。
大雨(8月)	パキスタン・アフガニスタン	パキスタンでは大雨による洪水により、149万人以上が影響を受け、230人以上が死亡し、また、アフガニスタンでは60人以上が死亡した。
高温(5~6、8~9月)	ヨーロッパ北部	ヨーロッパ北部では、5~6月、8~9月に異常高温となった。ノルウェー北部のバルデでは、5~6月の2か月平均気温が7.9(平年差+3.1)、8~9月の2か月平均気温が11.3(平年差+3.0)だった。
低温(3~6月)	ヨーロッパ西部	ヨーロッパ西部では3~6月に異常低温となった。フランスのラアーグ岬では、3~6月の4か月平均気温が9.6(平年差-1.8)だった。

(第1章 2013年の気候)

異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
多雨(1~3、5~6月)	ヨーロッパ東部~中部	ヨーロッパ東部から中部にかけて、1~3月、5~6月に異常多雨となった。クロアチアのザグレブでは、1~3月の3か月降水量が379mm(平年比247%)、チェコのプラハでは、5~6月の2か月降水量が347mm(平年比265%)だった。
サイクロン(11月)	ソマリア	サイクロン「Three」の影響により、100人以上が死亡、数百人が行方不明となった。
大雨(1月)	モザンビーク・ジンバブエ	モザンビークでは、1週間以上続いた大雨による洪水の影響で、110人以上が死亡し、ジンバブエでは洪水により120人以上が死亡した。
高温(9~12月)	モーリシャス~マダガスカル	モーリシャスからマダガスカルにかけて、9~12月に異常高温となった。モーリシャスのアガレーガ諸島では、9~12月の4か月平均気温が27.4(平年差+0.7)だった。
多雨(1、4~6、10月)	カナダ南部~米国南東部	カナダ南部から米国南東部では、1月、4~6月、10月に異常多雨となった。米国ウィスコンシン州のマディソンでは、1月の月降水量が73mm(平年比217%)、4~6月の3か月降水量が591mm(平年比198%)、オハイオ州のシンシナティでは、10月の月降水量が144mm(平年比183%)だった。
少雨(11~12月)	米国北西部及びその周辺	米国北西部及びその周辺では、11~12月に異常少雨となった。米国カリフォルニア州のユーリカでは、11~12月の2か月降水量が47mm(平年比14%)だった。
ハリケーン(9月)	メキシコ	メキシコでは、2つのハリケーン「Manuel」と「Ingrid」がそれぞれ太平洋側、大西洋側からほぼ同時に接近・上陸した影響で、130人以上が死亡、50人以上が行方不明となった。
高温(1~4、6月) 少雨(2~3月)	ブラジル東部	ブラジル東部では、1~4月、6月に異常高温、2~3月に異常少雨となった。ブラジル東部のレンソイスでは、1~4月の4か月平均気温が26.8(平年差+1.8)、6月の月平均気温が23.1(平年差+1.8)だった。パトスでは、2~3月の2か月降水量が37mm(平年比11%)だった。
高温(1、3~4、7~10月)	オーストラリア	オーストラリアでは、ほぼ年を通して気温が高く、1月、3~4月、7~10月に異常高温となった。オーストラリア南部のユークラでは、1月の月平均気温が23.3(平年差+2.4)、3~4月の2か月平均気温が21.3(平年差+2.2)、7~10月の4か月平均気温が16.7(平年差+2.4)となった。オーストラリアの1月の月平均気温は、統計を開始した1910年以降で最も高くなり、オーストラリア中部のムーンバでは、1月12日に49.6を記録した。また、オーストラリアの9月の月平均気温及び12~2月、9~11月の3か月平均気温が統計開始の1910年以降で最も高くなった(オーストラリア気象局)。

(第1章 2013年の気候)

年平均気温¹は、シベリア、中国東部～ヨーロッパ東部、アフリカ、アラスカ～カナダ西部、北米北東部、南米北部・南部、オーストラリアなどで平年より高く、中国北東部周辺、インド北部、ヨーロッパ西部、カナダ中部～米国中部、ペルーなどで平年より低かった(図 1.1-2)。

年降水量は、東シベリア～中国北東部、中央シベリア南部～中央アジア、インド、東南アジア、アラスカ、米国北部～南東部、中米、オーストラリア北西部などで平年より多く、アフリカ北西部、米国西部、南米南部、オーストラリア中部などで平年より少なかった(図 1.1-3)。

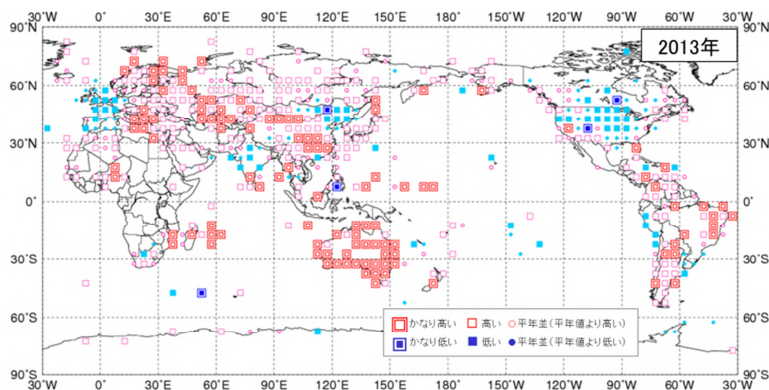


図 1.1-2 年平均気温規格化平年差階級分布図(2013年)

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、+1.28²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。なお、平年値は1981～2010年の平均値。標準偏差の統計期間も1981～2010年。

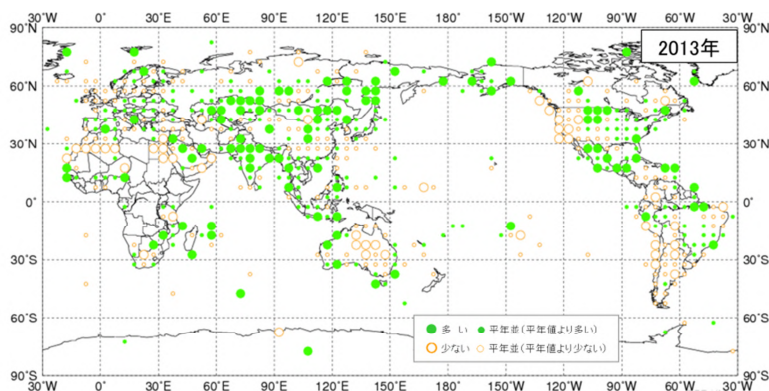


図 1.1-3 年降水量平年比分布図(2013年)

各観測点の年降水量平年比を緯度・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。なお、平年値は1981～2010年の平均値。

¹ 年平均気温及び年降水量の平年図は、気象庁ホームページに掲載している。

<http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/climfig/?tm=normal&el=tn>

² 階級を区分する±1.28及び±0.44は、それぞれ出現確率10%(10年に1回に相当)及び33.3%(3年に1回に相当)に対応する。

1.2 日本の天候・異常気象³

【ポイント】

北・東日本では2年連続、西日本では3年連続の寒冬となった。北日本日本海側の所々では記録的な積雪となり、最深積雪の歴代全国1位⁴となる566 cmが酸ヶ湯（青森県）で観測された。

全国で暑夏となり、西日本では夏平均気温が1946年以降最も高くなった。また、日最高気温の歴代全国1位となる41.0が江川崎（高知県）で観測された。

梅雨前線や台風等の影響によりたびたび大雨に見舞われ、記録的な豪雨となった所もあった。

(1) 年間の天候（図1.2-1）

平均気温：年平均気温は、東日本、西日本と沖縄・奄美で高く、北日本で平年並だった。春の前半までは気温の低い時期と高い時期が交互に現れた。春の後半から秋の前半にかけては高温傾向が続き、周期的に顕著な高温の時期が見られた（図1.2-2）。

降水量：年降水量は、北・東日本日本海側ではかなり多く、北日本太平洋側で多かった。一方、沖縄・奄美では少なかった。東日本太平洋側、西日本は平年並だった。

日照時間：年間日照時間は、東・西日本ではかなり多く、沖縄・奄美で多かった。一方、北日本では少なかった。

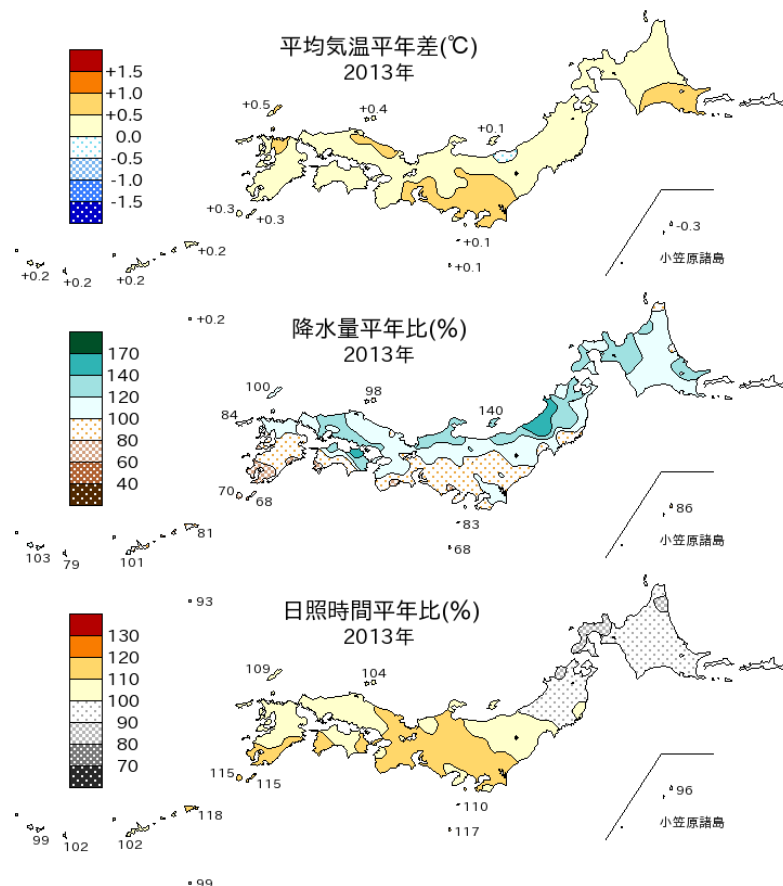


図1.2-1 日本における2013年の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布
平年値は1981～2010年の平均値。

³ 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。

⁴ 過去に観測されていた山岳官署の記録を除く。

(第1章 2013年の気候)

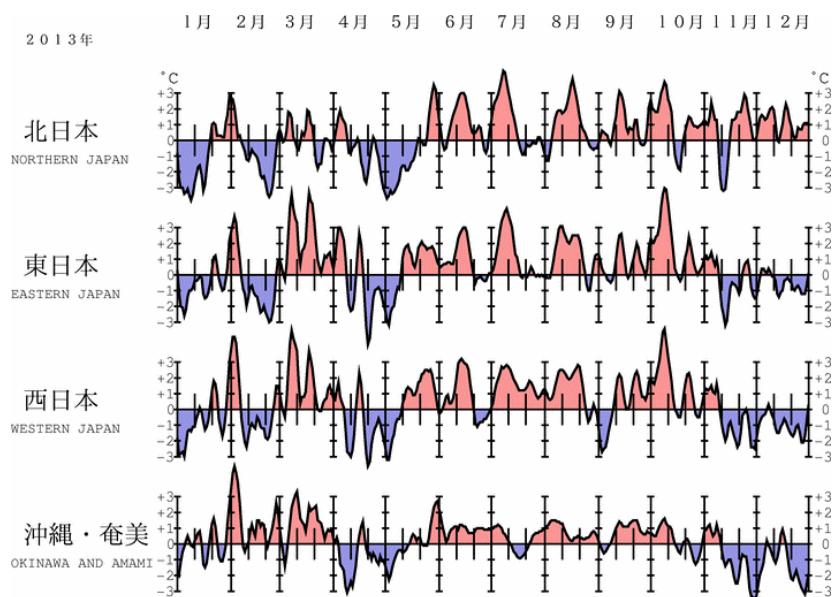


図1.2-2 地域平均気温平年偏差の5日移動平均時系列(2013年1月~12月)
 平年値は1981~2010年の平均値。

(2) 季節別の天候

冬(2012年12月~2013年2月)(図1.2-3(a))

平均気温：北日本、東日本、西日本で低く、沖縄・奄美では高かった。
 降水量：北日本日本海側ではかなり多く、北日本太平洋側、東日本日本海側、西日本で多かった。東日本太平洋側、沖縄・奄美は平年並だった。
 日照時間：北日本日本海側で少なかった。一方、東日本太平洋側では多かった。北日本太平洋側、東日本日本海側、西日本、沖縄・奄美は平年並だった。

北日本を中心に冬型の気圧配置となる日が多かった。周期的に強い寒気が南下したため、北日本から西日本にかけての平均気温は低く、日本海側では降水量が多く、日照時間が少なかった。一方、太平洋側では平年と同様に晴れの日が多かったが、低気圧の通過時にはまとまった雨または雪となった。降雪量が多かった北日本日本海側の一部では記録的な積雪となり、酸ヶ湯(青森県青森市)で積雪の深さが566cmとなるなど、アメダス12地点で年最深積雪の大きい記録を更新した。沖縄・奄美では、2月には顕著な高温となった時期があり、暖冬となった。

春(2013年3月~5月)(図1.2-3(b))

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

4月中旬から5月上旬にかけては寒気の影響で全国的に低温となる一方、その他の時期は暖かい空気に覆われて、東・西日本を中心に高温となり、気温の変動が大きかった。東・西日本では高気圧に覆われて晴れた日が多かったため、春の降水量は西日本でかなり少なく、日照時間は東・西日本でかなり多かった。西日本太平洋側の降水量は最も少ない記録を、東日本太平洋側と西日本の日

日照時間は最も多い記録を更新した。一方、北日本日本海側では期間を通じて寒気や気圧の谷の影響で曇りや雨または雪の日が多く、日照時間はかなり少なかった。また、北海道では、3月上旬に発達した低気圧の影響で暴風雪に見舞われた。

夏(2013年6月~8月)(図1.2-3(c))

平均気温：東日本、西日本、沖縄・奄美ではかなり高く、北日本で高かった。

降水量：東日本日本海側ではかなり多く、北日本日本海側で多かった。一方、東日本太平洋側、沖縄・奄美ではかなり少なかった。北日本太平洋側、西日本は平年並だった。

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

太平洋高気圧の勢力が日本の南海上から西日本にかけて強く、全国的に高温となり、夏平均気温は、西日本で最も高い記録を更新したほか、東日本から沖縄・奄美にかけての気象官署26地点で最も高い記録を更新し、13地点でタイ記録となった(表1.2-1)。また、日最高気温の記録を更新したアメダス地点も多く、8月12日には、江川崎(高知県四万十市)で歴代全国1位となる41.0の日最高気温を観測した。沖縄・奄美では、太平洋高気圧に覆われ晴れる日が続いたため、顕著な少雨多照となった。また、東日本太平洋側でも降水量はかなり少なかった。一方で、梅雨前線や太平洋高気圧の縁に沿った湿った気流の影響で、日本海側ではたびたび大雨に見舞われ、東日本日本海側や東北日本海側の降水量はかなり多かった。また、7月28日は山口県と島根県で、8月9日は秋田県と岩手県で、8月24日は島根県で記録的な豪雨となった。

秋(2013年9~11月)(図1.2-3(d))

平均気温：北日本と東日本で高かった。西日本と沖縄・奄美は平年並だった。

降水量：北日本、東日本日本海側、西日本ではかなり多く、東日本太平洋側で多かった。一方、沖縄・奄美では少なかった。

日照時間：東日本太平洋側ではかなり多く、東日本日本海側、西日本、沖縄・奄美で多かった。一方、北日本では少なかった。

11月上旬にかけては、偏西風が平年より北側を流れたため、北日本から西日本にかけて気温の高い状態が続いた。11月中旬以降は、強い寒気が流れ込み、北日本を除いて気温の低い日が多かった。9月から10月にかけては台風や秋雨前線の影響でたびたび大雨に見舞われたほか、11月には低気圧や寒気の影響で日本海側では雨の日が多かった。このため、北・西日本と東日本日本海側の降水量はかなり多く、北・東日本日本海側では最も多い記録を更新した。また、秋の台風の日本への接近数が9個と1951年以降では1966年と並んで最も多かった。一方で、東・西日本と沖縄・奄美では高気圧に覆われて晴れの日が多かった。

初冬(2013年12月)

冬型の気圧配置となる日が多かったため、北日本から西日本にかけての日本海側では曇りや雪または雨の日が多く、太平洋側では晴れの日が多かった。沖縄・奄美では、気圧の谷や寒気の影響を受ける日が多かったため、曇りや雨の日が多く、月間日照時間がかなり少なくなった。たびたび低気圧が本州付近を通過したため、月降水量は東日本太平洋側を除き全国的に多かった。西日本を中心に寒気が流れ込んだため、月平均気温は、沖縄・奄美でかなり低く、東・西日本で低かった。一方、北海道地方は寒気の南下が平年に比べて弱かったため、月平均気温はかなり高かった。

(第1章 2013年の気候)

表 1.2-1 月/季節平均気温、月/季節降水量、月間/季節日照時間の記録を更新した地点数と地域(2013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	
	最高	最低	最大	最小	最大	最小
1月	0	0	0	0	2	0
2月	0	0	1	0	0	1
冬	0	0	0	0	0	0
3月	26 / 9㍻ 東・西日本	0	2	8 / 1㍻ 北～西日本	1	2
4月	0	0	2	0	0	1
5月	0	0	0	16 北～西日本	23 東・西日本	2
春	2 / 1㍻	0	0	10 西日本	36 北～西日本	5
6月	2 / 1㍻	0	1	5	0	0
7月	9 / 1㍻ 西日本	0	6 北・東日本	11 / 1㍻ 東・西日本、 沖縄・奄美	1	0
8月	16 / 10㍻ 東・西日本、 沖縄・奄美	0	1	3	0	0
夏	26 / 13㍻ 東・西日本、 沖縄・奄美	0	1	8 東・西日本、 沖縄・奄美	0	0
9月	0	0	0	1	8 東・西日本	0
10月	16 / 14㍻ 北～西日本	0	3	0	0	1
11月	0	0	2	0	0	0
秋	0	0	3	0	0	0
12月	0	0	0	0	0	0

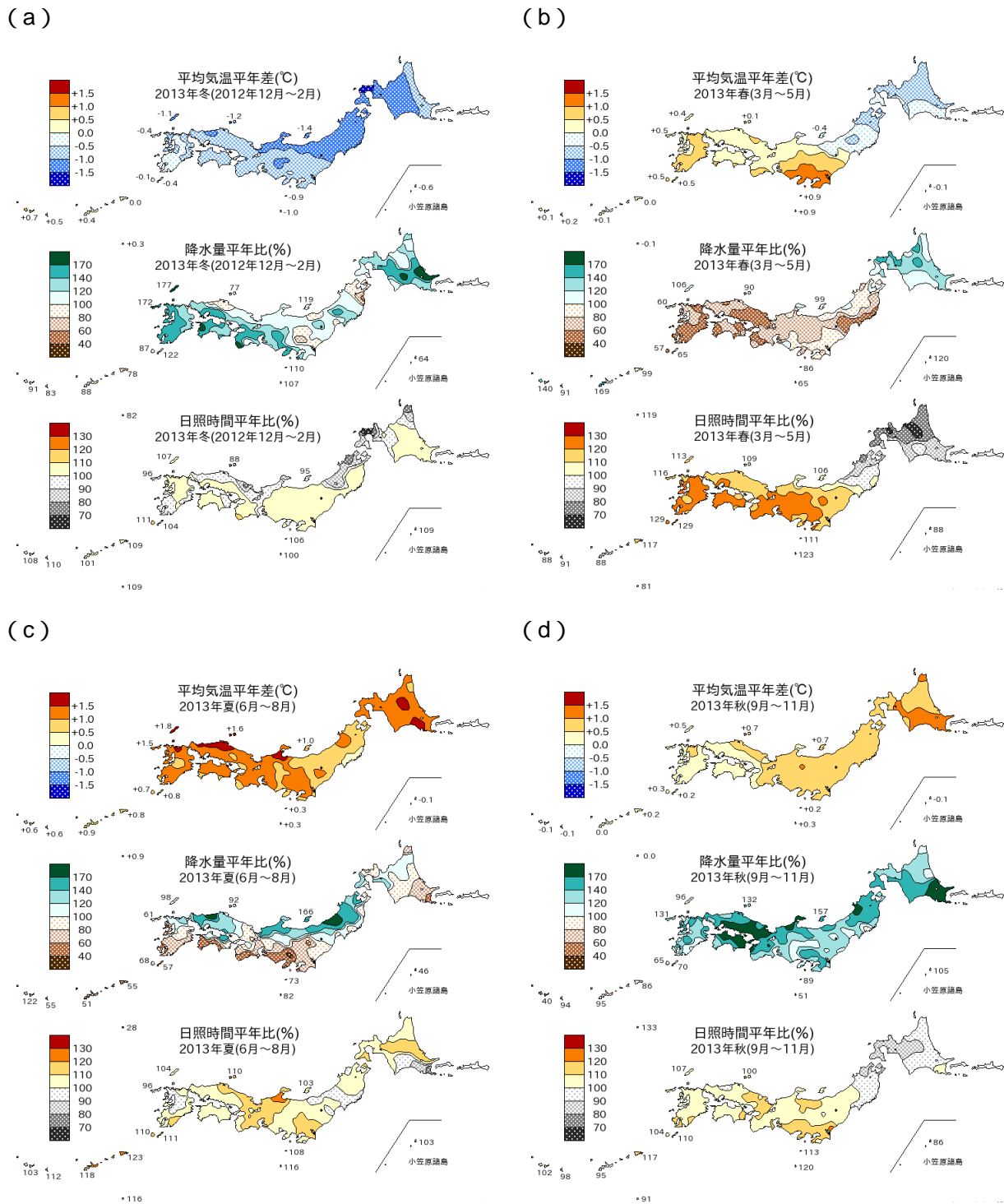


図 1.2-3 日本における 2013 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）分布

(a): 冬 (2012 年 12 月 ~ 2013 年 2 月) (b): 春 (2013 年 3 月 ~ 5 月) (c): 夏 (2013 年 6 月 ~ 8 月) (d): 秋 (2013 年 9 月 ~ 11 月)

平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。

1.3 大気・海洋の特徴⁵

【ポイント】

冬は、北日本を中心に西高東低の冬型の気圧配置が強く、また、インド洋東部付近で積雲対流活動が活発だったことによって日本付近で偏西風が南に蛇行し、たびたび上空に強い寒気が入り、北日本～西日本で低温となるとともに、北日本日本海側で降雪量が多かった。

夏は、アジアモンスーン域の積雲対流活動が広い範囲で活発だったことによって太平洋高気圧とチベット高気圧が強まり、西日本を中心に全国で暑夏となった。日本海側では、西に強く張り出した太平洋高気圧の周縁を吹く暖かく湿った空気が流れ込んだため、たびたび大雨となった。

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⁶。以下では、2013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⁷

(1) 冬(2012年12月～2013年2月)⁸

太平洋赤道域の海面水温は西部で平年より高く、東部で平年より低かった(図1.3-1)。また、インド洋熱帯域の海面水温は平年より高かった。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東部からマレー半島付近や西部太平洋赤道域で平年より活発、中部太平洋赤道域では平年より不活発だった(図1.3-2)。

500hPa高度や海面気圧は、北極海やユーラシア大陸北部では正偏差(平年と比べて高い)、中緯度域では負偏差(平年と比べて低い)のところが多かった(図1.3-3及び図1.3-4)。これは負の北極振動を示し、北極地方の寒気が中緯度に流れ込みやすかった。東アジア北部から日本の東海上にかけての500hPa高度は負偏差となり、これに対応して日本付近では偏西風が南に蛇行し、上空には寒気が流入しやすかった。シベリア高気圧は平年と比べて南東への張り出しが強く、また、アリューシャン低気圧は日本の北東海上で平年より強かったため、北日本を中心に西高東低の冬型の気圧配置となりやすかった。このため、北日本から西日本にかけては低温となった。また、北日本では日本海側を中心に降雪量が多くなり、所々で記録的な積雪となった。優勢なシベリア高気圧に関連して、東アジア北部は顕著な低温となった。

⁵ 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。

⁶ 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、雲のある場合には雲の上端から、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5000m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/kaikyo/ocean/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

⁷ 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>

⁸ 冬の日本や東アジア北部の低温については第1.3.2項(1)を参照のこと。

(2) 春(2013年3月~5月)

海面水温は南シナ海やフィリピンの東では平年より高く、東部太平洋赤道域では平年より低かった(図1.3-5)。熱帯の積雲対流活動は北インド洋やインドネシア付近で平年より活発、太平洋中部で平年より不活発だった(図1.3-6)。

500hPa高度は、北極域で正偏差、ヨーロッパや東アジア北部では負偏差となった(図1.3-7)。これに対応して、ヨーロッパや東アジア北部では極域から寒気が流れ込みやすく低温となった。ヨーロッパでは低気圧の影響を受けやすく(図1.3-8)多雨となり、特に5月から6月にかけてはヨーロッパ中部を中心に大雨になるところがあった。

(3) 夏(2013年6月~8月)

東部太平洋赤道域の海面水温は基準値より低かったが、ラニーニャ現象の発生には至らなかった⁹。海面水温はインドネシア周辺海域や南シナ海、西部太平洋熱帯域では平年より高く、インド洋では平年より低かった(図1.3-9)。熱帯の積雲対流活動は、インドネシア付近、南シナ海、ベンガル湾、アラビア海北部からインド北西部などアジアモンスーン域(東南アジアや南アジア)の広い範囲で平年より活発だった(図1.3-10)。アジアモンスーンの活動が活発だったことに関連して、6月のインドやネパール、8月のパキスタン付近では大雨となった。

太平洋高気圧は、アジアモンスーン域の活発な積雲対流活動に関連して本州の南海上を中心に優勢となり、特に7月以降は西への張り出しが強かった(図1.3-11及び図1.3-12)。このため、日本は暑夏となり、特に西日本は1946年の統計開始以降で最も暑い夏となった。また、太平洋高気圧の周縁を吹く暖かく湿った空気が東北地方や日本海側の地域に流れ込みやすくなり、これらの地域では大雨となった¹⁰。西への張り出しが強かった太平洋高気圧は中国にも顕著な高温をもたらした。中国北東部やロシア極東域では低気圧や前線の影響を受けやすく(図1.3-12)多雨となり、アムール川流域では洪水が発生した。

(4) 秋(2013年9月~11月)

海面水温は西部太平洋熱帯域で平年より高く、中・東部太平洋赤道域では平年より低かった(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、インドネシア付近やフィリピンの東海上では平年より活発、日付変更線付近では平年より不活発だった(図1.3-14)。9月のインドシナ半島付近ではモンスーンの活動が活発で、多雨となった。

本州付近では500hPa高度が正偏差となり、偏西風は平年と比べて北寄りを流れ、本州の南海上では平年より弱かった(図1.3-15)。太平洋高気圧は本州の南東海上で平年より強かった(図1.3-16)。9月と10月の台風の日本への接近数は平年より多かったが、これは本州の南東海上で太平洋高気圧が優勢だったため高気圧の西縁をまわって台風が北上しやすかったことと、偏西風が本州の南海上で平年より弱かったため台風が東に流されにくかったことが関連したとみられる。

⁹ エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生については第2.6節を参照のこと。

¹⁰ 夏の日本の極端な天候については第1.3.2項(2)を参照のこと。

(第1章 2013年の気候)

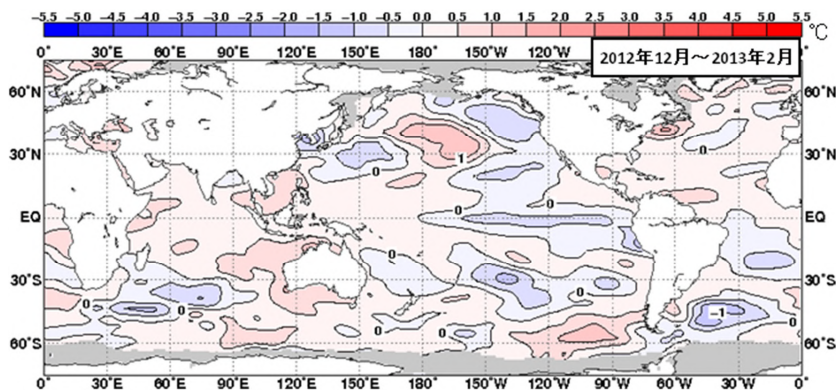


図 1.3-1 3 か月平均海面水温
 年偏差 (2012 年 12 月 ~
 2013 年 2 月)
 等値線の間隔は 0.5 。灰色陰
 影は海氷域を表す。年偏差は
 1981 ~ 2010 年の平均値。

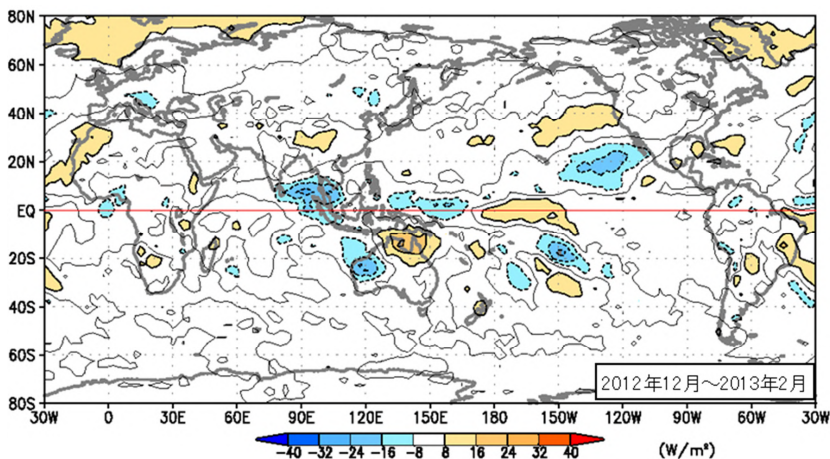


図 1.3-2 3 か月平均外向き
 長波放射量年偏差 (2012 年
 12 月 ~ 2013 年 2 月)
 等値線の間隔は 8 W/m²。年偏
 偏差は 1981 ~ 2010 年の平均値。
 熱帯域では、負偏差 (寒色)
 域は積雲対流活動が年より
 活発で、正偏差 (暖色域) は
 年より不活発と推定される。

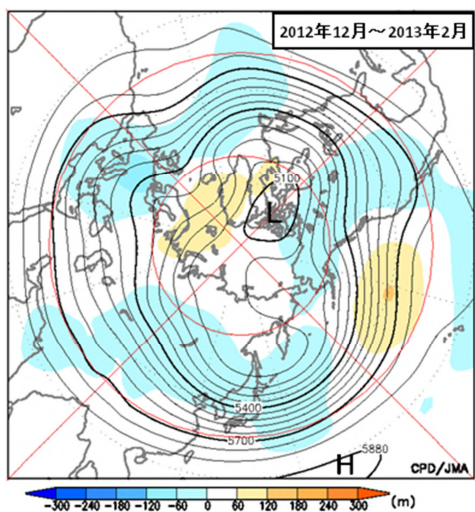


図 1.3-3 3 か月平均 500hPa 高度・年偏差
 (2012 年 12 月 ~ 2013 年 2 月)
 等値線の間隔は 60 m。陰影は年偏差。年偏差は
 1981 ~ 2010 年の平均値。図中の H と L はそれぞ
 れ高気圧と低気圧を示す。等値線が高緯度側に出
 っ張っているとこ (凸部分) は高圧部、低緯度
 側に凹んでいるところは低圧部に対応する。偏西
 風は等値線に沿って流れ、等値線間隔の密なとこ
 ろは風速が速く、粗いところは遅い。

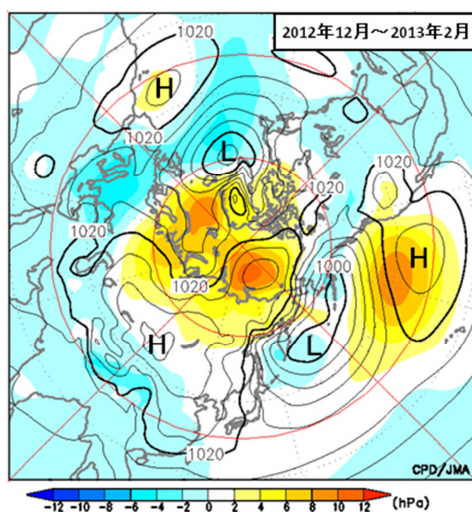


図 1.3-4 3 か月平均海面気圧・年偏差
 (2012 年 12 月 ~ 2013 年 2 月)
 等値線の間隔は 4 hPa。陰影は年偏差。年偏差は
 1981 ~ 2010 年の平均値。図中の H と L はそれ
 ぞれ高気圧と低気圧を示す。

(第1章 2013年の気候)

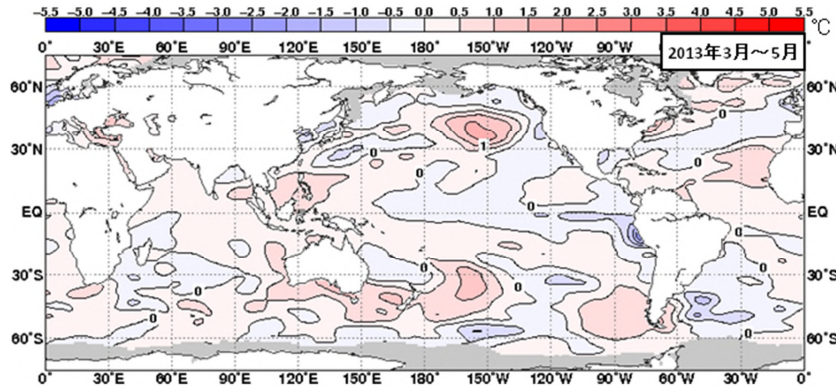


図 1.3-5 3 か月平均海面水温平年偏差(2013年3月~5月)
図の見方は図 1.3-1 と同様。

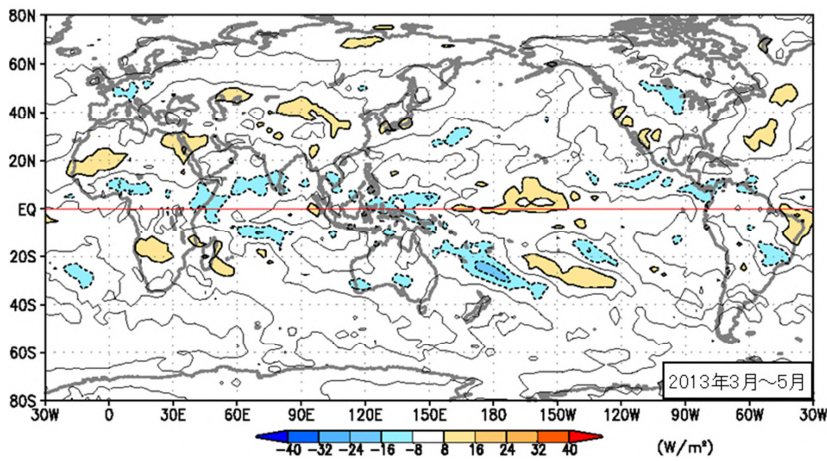


図 1.3-6 3 か月平均外向き長波放射量平年偏差(2013年3月~5月)
図の見方は図 1.3-2 と同様。

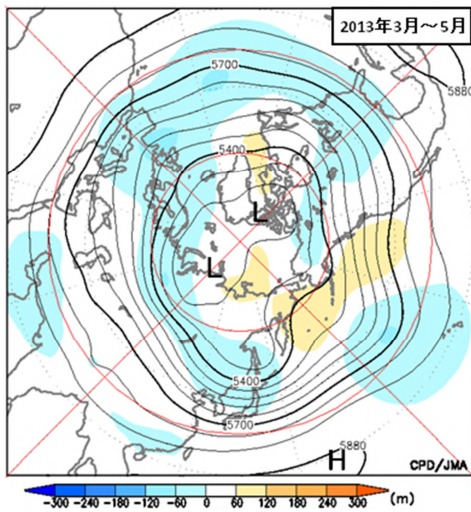


図 1.3-7 3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差(2013年3月~5月)
図の見方は図 1.3-3 と同様。

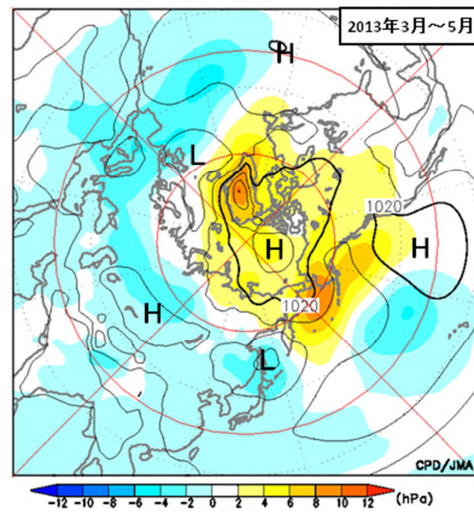


図 1.3-8 3 か月平均海面気圧・平年偏差(2013年3月~5月)
図の見方は図 1.3-4 と同様。

(第1章 2013年の気候)

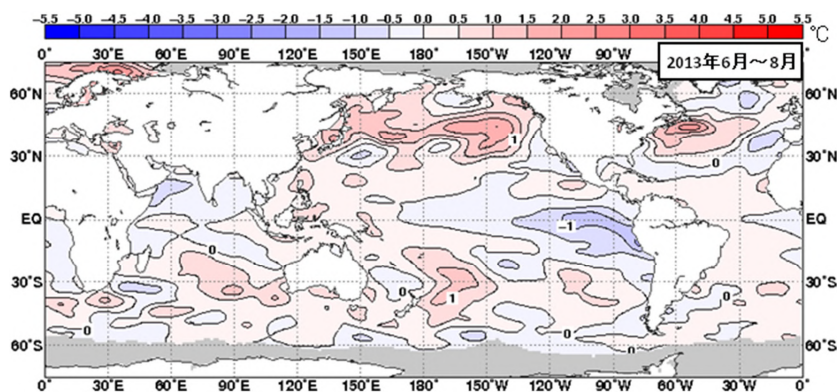


図 1.3-9 3か月平均海面水温
 年偏差(2013年6月～8月)
 図の見方は図 1.3-1 と同様。

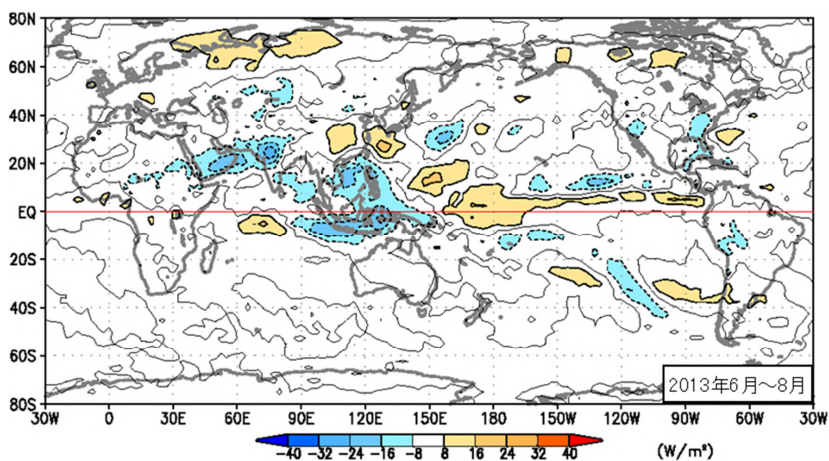


図 1.3-10 3か月平均外向
 き長波放射量年偏差
 (2013年6月～8月)
 図の見方は図 1.3-2 と同様。

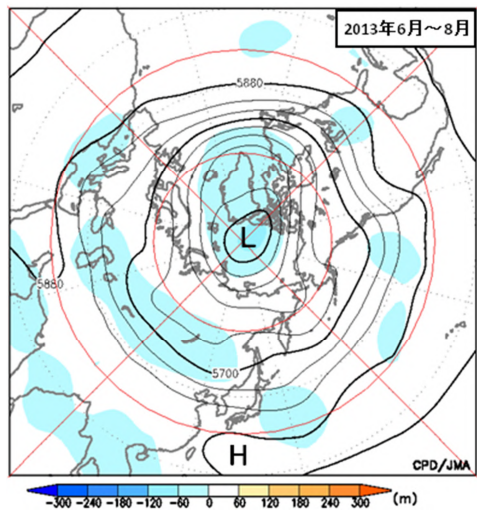


図 1.3-11 3か月平均 500hPa 高度・年偏差
 (2013年6月～8月)
 図の見方は図 1.3-3 と同様。

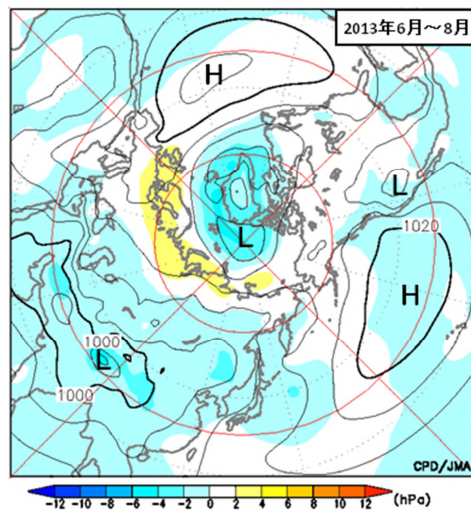


図 1.3-12 3か月平均海面気圧・年偏差
 (2013年6月～8月)
 図の見方は図 1.3-4 と同様。

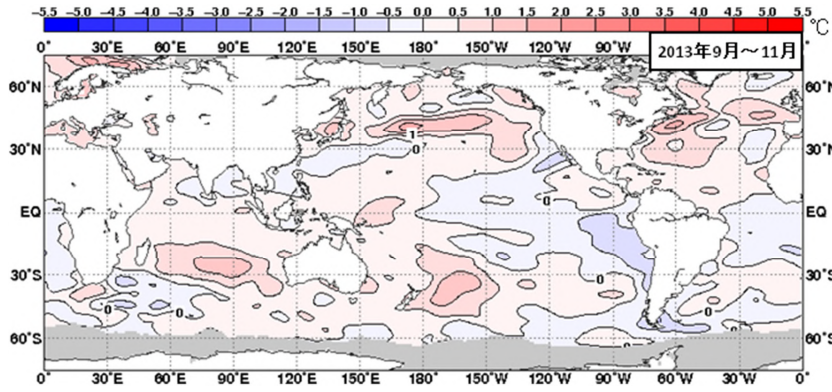


図 1.3-13 3か月平均海面水温平年偏差 (2013年9月～11月)
図の見方は図 1.3-1 と同様。

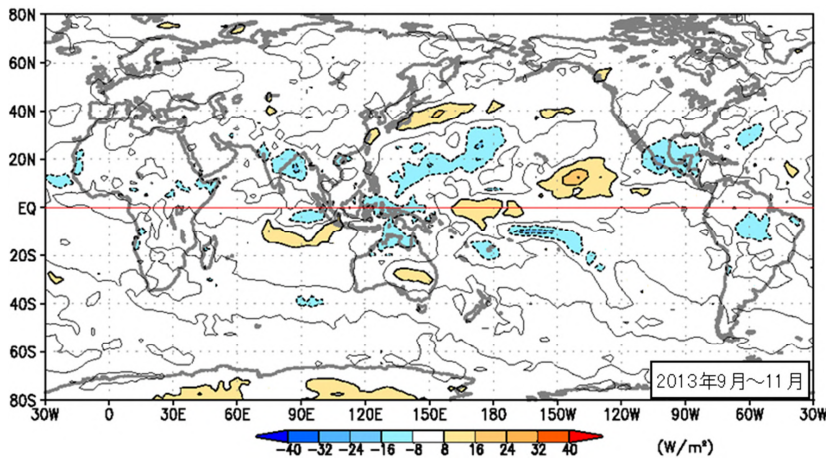


図 1.3-14 3か月平均外向き長波放射量平年偏差 (2013年9月～11月)
図の見方は図 1.3-2 と同様。

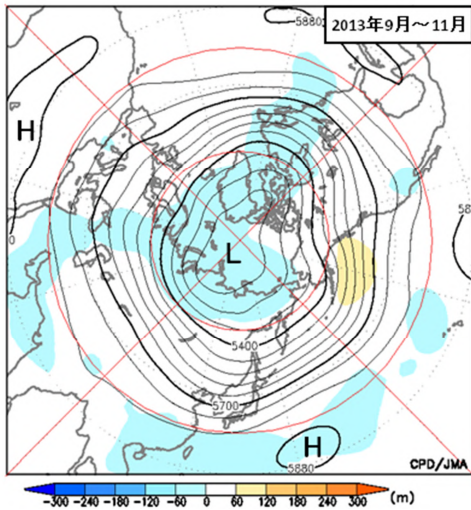


図 1.3-15 3か月平均 500hPa 高度・平年偏差 (2013年9月～11月)
図の見方は図 1.3-3 と同様。

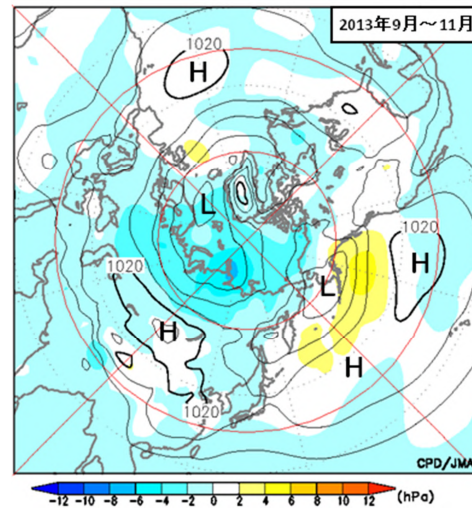


図 1.3-16 3か月平均海面気圧・平年偏差 (2013年9月～11月)
図の見方は図 1.3-4 と同様。

(第1章 2013年の気候)

1.3.2 特定事例の解析¹¹

(1) 冬の北日本～西日本及び東アジア北部の低温¹²

2012/2013年冬(2012年12月～2013年2月)は、北日本～西日本では低温となり、北日本では日本海側を中心に降雪量が多かった(図1.3-17)。北・東日本は2年連続、西日本は3年連続の寒冬となった。一方、沖縄・奄美は暖冬だった。世界に目を向けると、この冬は東アジア、中央アジア、ロシア、ヨーロッパなどユーラシア大陸の広い領域でも低温となり、特に東アジア北部では顕著な低温となった(図1.3-18)。

この冬のシベリア高気圧は平年と比べて南東への張り出しが強く、また、アリューシャン低気圧は日本の北東海上で強かった。このため、北日本を中心に西高東低の冬型の気圧配置となりやすかった。日本付近では偏西風が南に蛇行し、たびたび上空に強い寒気が流入した。偏西風が日本付近で南に蛇行しやすかった要因としては、インド洋東部付近の積雲対流活動が活発だったことが考えられる。12月や1月にはベーリング海付近で形成されたブロッキング高気圧が東シベリアに西進し、これに関連してシベリア高気圧が強化した。この冬は負の北極振動となり、北極地方の寒気がユーラシア大陸に流れ込みやすかった。これは北大西洋北部の高い海面水温や北極海の少ない海氷が関連した可能性がある(メカニズムについては現在様々な研究が行われている)。北～西日本の低温をもたらした大気の流れの特徴と要因を図1.3-19にまとめる。

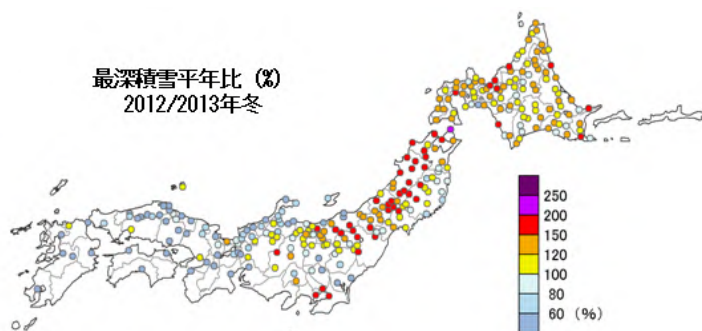


図 1.3-17 2012/2013年冬の最深積雪平年比(%)
平年値は1981～2010年の平均値。

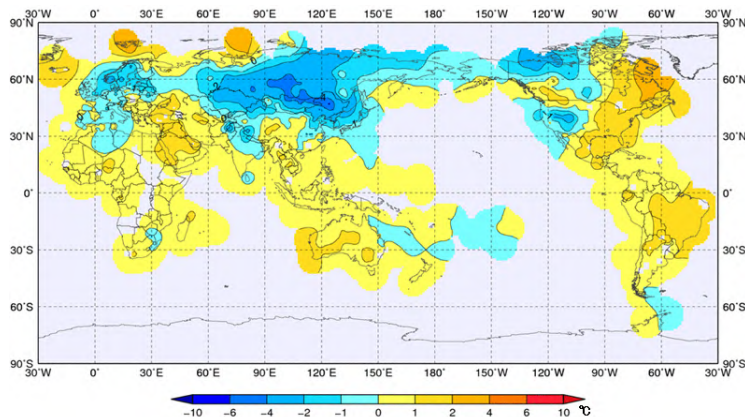


図 1.3-18 2012/2013年冬の平均気温平年差(°C)
平年値は1981～2010年の平均値。

¹¹ 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。

¹² 冬の日本の天候の詳細については第1.2節(2)を参照のこと。

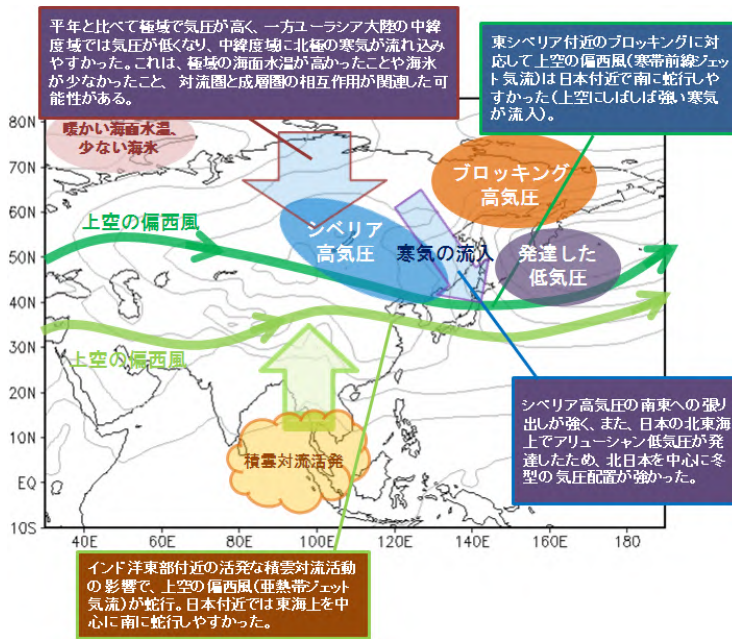


図 1.3-19 2012/2013 年冬の北～西日本の低温をもたらした要因の概念図

(2) 夏の日本の極端な天候¹³と日本近海の海況

2013 年の夏(6～8 月)は全国的に高温となった。夏の平均気温は、西日本では 1946 年の統計開始以降で第 1 位の高温(平年差 +1.2、これまでの記録は 1994 年の +1.1)、沖縄・奄美では第 2 位(タイ記録)、東日本では第 3 位(タイ記録)となった。8 月上旬後半～中旬前半は、東・西日本太平洋側を中心に厳しい暑さとなり、多くの地点で真夏日や猛暑日を記録した(図 1.3-20)。夏の降水量は東北地方と本州の日本海側で多く、特に、東北地方では 7 月の降水量が統計開始以降で最も多くなった(平年比 182%)。また、山口、島根、秋田、岩手の各県の一部の地域では、過去に経験したことのない豪雨に見舞われた。アメダスによる猛烈な雨(1 時間降水量 80 mm 以上)のこの夏の観測回数は 1976 年以降の夏で 3 番目に多くなった(図 1.3-21)。一方、東・西日本太平洋側と沖縄・奄美の一部では降水量が少なく、九州南部・奄美地方では 7 月の降水量が統計開始以降で最も少なくなった(平年比 11%)。

夏の日本の天候を支配する太平洋高気圧(下層の高気圧)とチベット高気圧(上層の高気圧)は、7 月以降ともに平年より強くなった。特に、太平洋高気圧は西への張り出しの強い状態が続き、沖縄・奄美や西日本では勢力が非常に強くなった。これらの高気圧がともに優勢となった一因は、海面水温がインドネシアやフィリピン周辺で平年よりかなり高くなる一方、中・東部太平洋赤道域で平年より低くなったことにより、アジアモンスーン域(東南アジアや南アジア)の広い範囲で積雲対流活動が平年と比べて非常に活発になったことによるとみられる。これらの高気圧の強まりによって、西日本を中心に全国的に暑夏となり、また、高気圧に覆われやすかった東・西日本太平洋側と沖縄・奄美は少雨となった。一方、東北地方や日本海側の地域では西に強く張り出した太平洋高気圧の周縁を吹く暖かく湿った空気が流れ込みやすくなり、このことが大雨の要因になったと考えられる。さらに、偏西風の蛇行に伴って上空に寒気が流入するときがあり、そのため大気の状態が不安定になったことも大雨を降りやすくしたとみられる。2013 年 7～8 月の日本の顕著な天候をもたらした大気の流れの特徴と要因を図 1.3-22 にまとめる。

太平洋高気圧の西への張り出しが強かったことに関連し、8 月の日本近海の海面水温は平年よりかなり高くなった(図 1.3-23)。特に、四国・東海沖や東シナ海北部では 8 月の平均値としては 1985 年以降の統計で最も高くなった。これは、高気圧に覆われて日射量が平年より多くなったことに加

¹³ 夏の天候の詳細については第 1.2 節(2)を参照のこと。

(第1章 2013年の気候)

えて、四国・東海沖では風が平年より弱く、大気への蒸発や下層の冷たい海水との混合が平年より少なかったこと、東シナ海北部では海面に接する大気が顕著に暖かく湿っていたために大気への蒸発による熱の放出が平年より少なかったことが要因と考えられる。また、山陰から北陸地方の日本海沿岸では、8月中旬以降、潮位が平常と比べて15 cm程度高くなる状態が続く「異常潮位」が発生し、これらの地方の沿岸にある5か所の潮位観測地点では8月の月平均潮位が観測開始以降で最も高くなった(図1.3-24及び表1.3-1)。これは、対馬暖流や暖水渦が沿岸近くにあったことや、太平洋高気圧の周縁を吹く南西風が日本海側で卓越し、海面付近に水温が高い(単位質量あたりの体積が大きい)海水がたまったことが一因と考えられる。なお、海面付近の海水は風との摩擦及び地球の自転の効果で風向きに対して右に運ばれることから、南西風は海水を南東方向に移動させる効果がある。

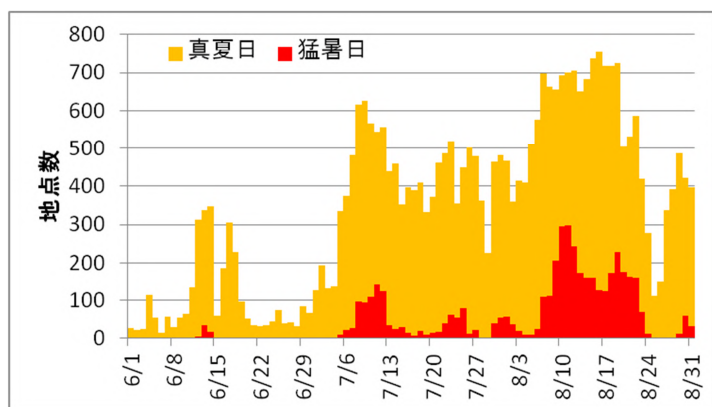


図1.3-20 2013年の猛暑日・真夏日の地点数の推移(6月1日~8月31日)
 全国927地点における猛暑日・真夏日の地点数。猛暑日は日最高気温35以上、真夏日は日最高気温30以上。

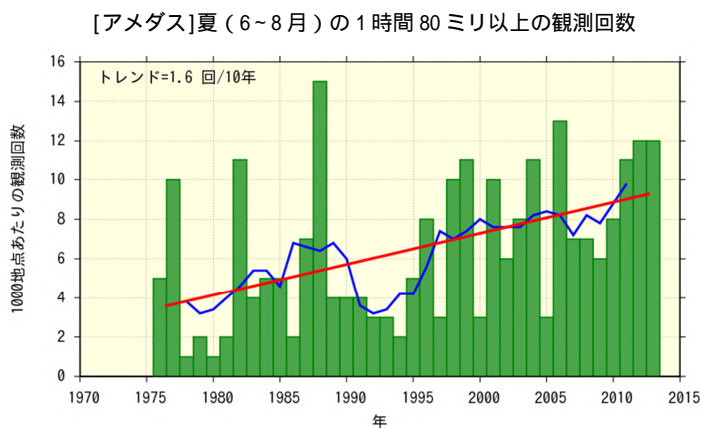


図1.3-21 アメダス地点における1時間降水量80mm以上の夏(6~8月)の観測回数の経年変化(1976~2013年)
 期間を通して均質な統計値を得るために、正時に観測された1時間降水量を対象とし、1,000地点あたりの観測回数を用いた。棒グラフ(緑)は各年の値、折れ線(青)は5年移動平均値、直線(赤)は期間にわたる変化傾向を示す。

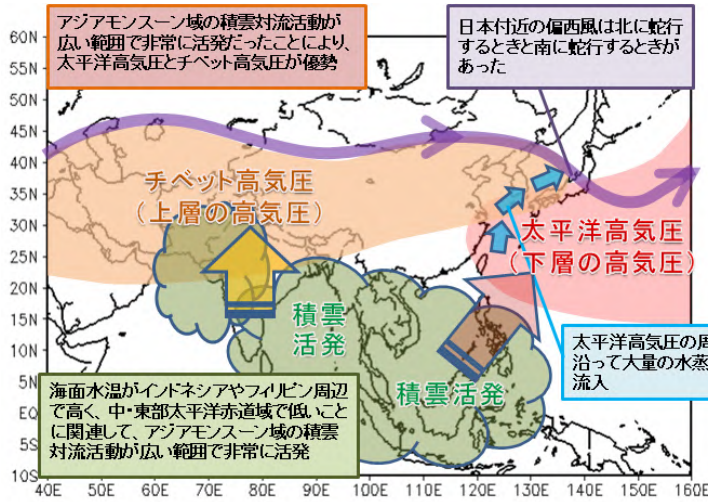


図1.3-22 2013年7~8月の日本の極端な天候をもたらした要因の概念図

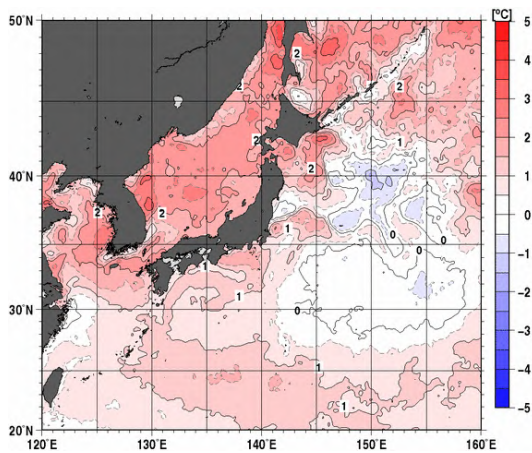


図1.3-23 2013年8月の日本近海の海面水温平年差
海面水温の平年値(1981~2010年の30年間の平均値)からの差を示す。平年差は、図の右にある0.5毎のスケールと同じ色で色分けされている。

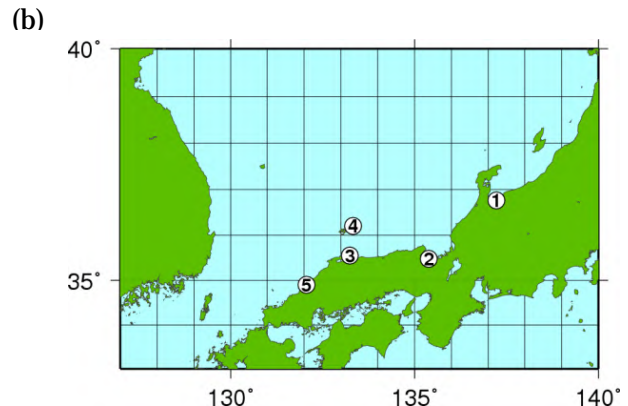
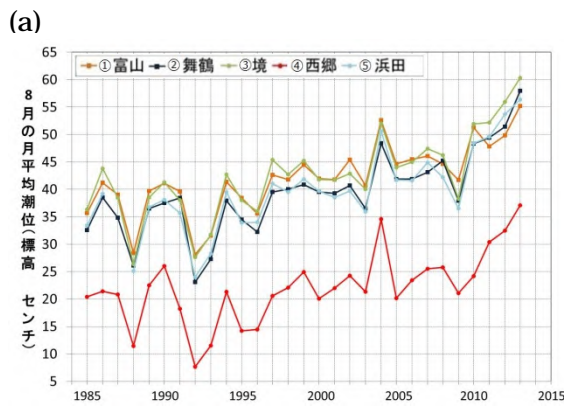


図1.3-24 2013年8月に月平均潮位が過去最高となった潮位観測地点

(a)8月の平均潮位の経年変化、(b)地図上の白抜き数字は(a)及び表1.3-1中の地点名の番号の位置を示す。

表1.3-1 2013年8月の月平均潮位及びこれまでの最高潮位

地点名	2013年8月の月平均潮位 (標高 単位:センチ)	これまでの最高とその年月	統計期間
①富山	55.2	52.4 (2010年9月)	1969年~
②舞鶴	58.0	51.4 (2012年8月)	1968年~
③境	60.3	56.0 (2012年8月)	1957年~
④西郷	37.1	34.8 (2004年8月)	1965年~
⑤浜田	56.4	53.1 (2012年8月)	1894年~

第2章 気候変動

2.1 気温の変動¹⁴

【ポイント】

2013年の世界の年平均気温は、1891年以降で2番目に高い値に、日本の年平均気温は1898年以降で8番目に高い値になった。

世界の年平均気温は、100年あたり0.69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

2013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+0.20で、統計開始年の1891年以降では2番目に高い値となった。北半球の年平均気温偏差は+0.24で3番目に高い値、南半球の年平均気温偏差は+0.14で2番目に高い値となった（図2.1-1）。

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0.69である¹⁵（信頼度水準99%で統計的に有意¹⁶）。北半球、南半球の年平均気温も上昇しており、上昇率はそれぞれ100年あたり0.72、0.66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（図2.1-2左）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右）。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（22ページ【コラム】最近15年間の世界平均気温の変化傾向を参照）。

¹⁴ 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>

¹⁵ 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および統計期間の違いによる。

¹⁶ 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。

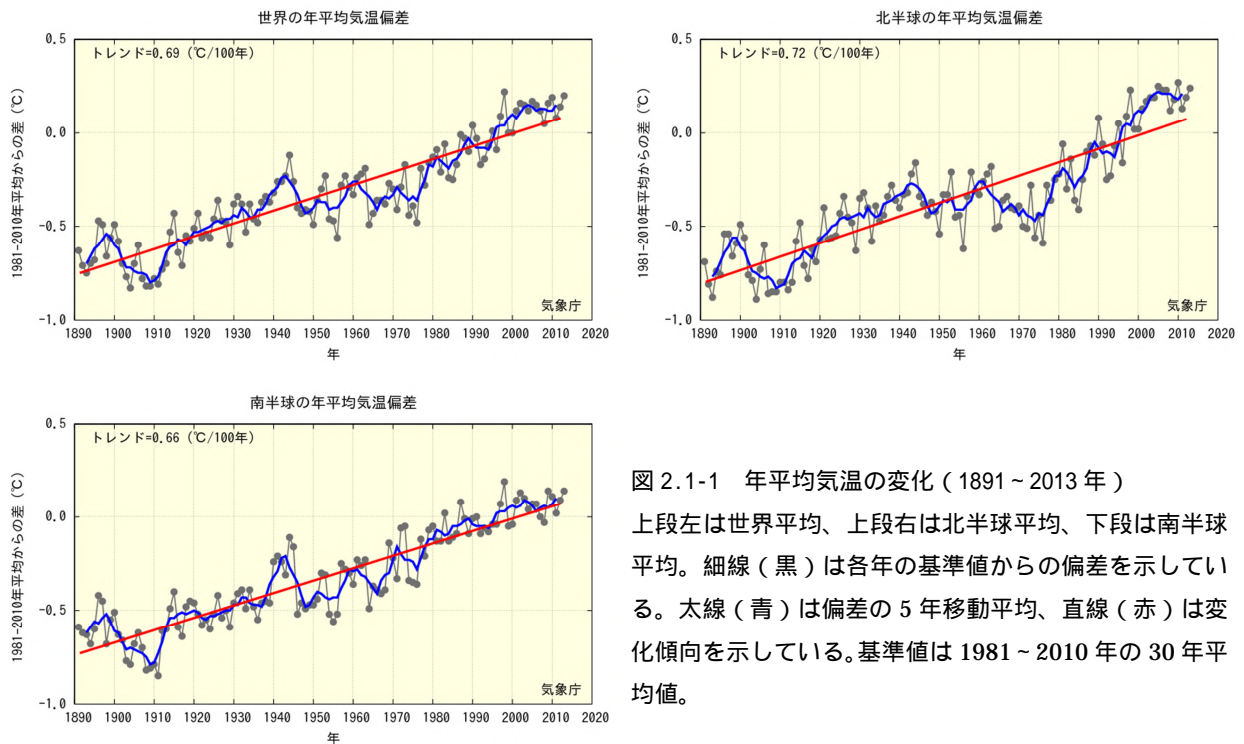


図 2.1-1 年平均気温の変化 (1891 ~ 2013 年)
 上段左は世界平均、上段右は北半球平均、下段は南半球平均。細線(黒)は各年の基準値からの偏差を示している。太線(青)は偏差の5年移動平均、直線(赤)は変化傾向を示している。基準値は1981~2010年の30年平均値。

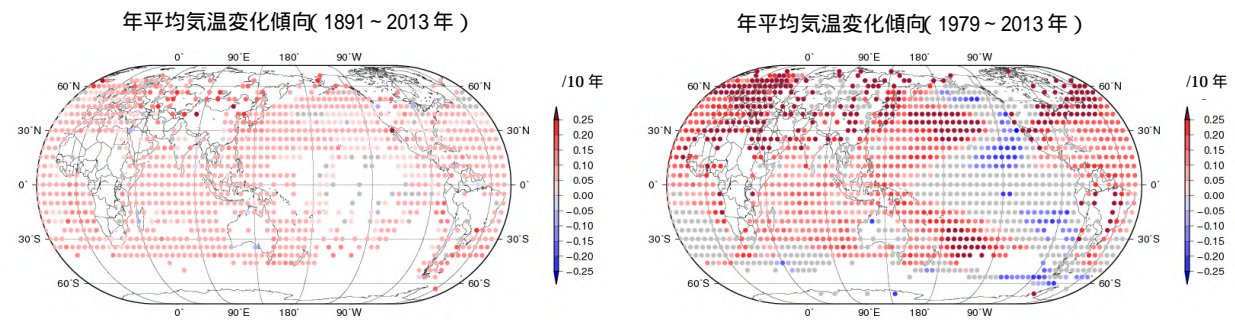


図 2.1-2 緯度経度5度の格子ごとに見た年平均気温の変化傾向
 左は1891~2013年、右は1979~2013年の期間の変化傾向で、10年あたりの割合で示している。灰色は変化傾向が見られないことを示す。

【コラム】最近15年間の世界平均気温の変化傾向

世界の年平均気温は、数年～数十年周期の変動を繰り返しながら長期的に上昇しており、上昇率は100年当たり0.69である(第2.1.1項参照)。しかし、最近15年程度の期間だけに着目して見ると、1998年に統計開始以来第1位の高温を記録して以降、横ばい傾向になっている(図2.1-1)。その一方で、地球温暖化の支配的な要因である二酸化炭素等の温室効果ガス濃度は上昇を続けている(第3.1.1項参照)。このような世界平均気温の横ばい傾向(「停滞」を意味する英語から「ハイエータス」と呼ばれる)と温室効果ガス濃度の上昇傾向との乖離の理由について、最近さかんに研究が行われている。

2013年9月に公表された気候変動に関する政府間パネル(IPCC)第5次評価報告書第1作業部会報告書でも、この傾向について評価している。同報告書ではまず、世界平均気温の経年変化は、温暖化の傾向に加えて、かなりの大きさの自然変動を含んでおり、短期間の記録による変化傾向は、エルニーニョ現象の影響を受けて高温となった1998年を始点とした場合のように、長期的な気候の変化傾向を反映したものにはならないとして、注意を喚起している。その上で、最近15年程度の期間のハイエータスの主たる要因として、

この期間に大規模ではないもののいくつかの火山噴火が起きたこと、及び11年周期の太陽活動の下降位相の時期に重なったことのため、温室効果ガス濃度の増加による放射強制力の変化を部分的に打ち消したこと

十年規模の自然変動が温暖化を打ち消す方向に作用したこと。これには、放射収支の不均衡によって気候システムに蓄積されている熱が、海洋の深層(ここでは深さ700mから海底までを指す)を含む海洋内部で再配分されているため、大気の温度上昇として現れなかった可能性も含まれる

を挙げ、この二つが概ね同程度に寄与していたとしている(同報告書第9章 Box9.2)。

海洋は膨大な熱量を蓄える能力をもつ。温室効果ガス濃度の増加によってこれまで地球の気候システムに蓄積されてきた熱量の90%以上は、海水の温度上昇に使われており、ハイエータスの期間においても海洋の温暖化は続いている。これに対して大気の温度上昇に使われた熱量は2%程度である(図2.1-3)。このことは、海洋内部の変動に伴う熱の吸収量のわずかなゆらぎの影響が、大気の側には大きなゆらぎとして現れる可能性があることを示唆している。地球温暖化の進行を的確に検出するには、大気だけでなく、海洋を含めた気候システム全体を対象として捉え、変化傾向を監視することが不可欠である。

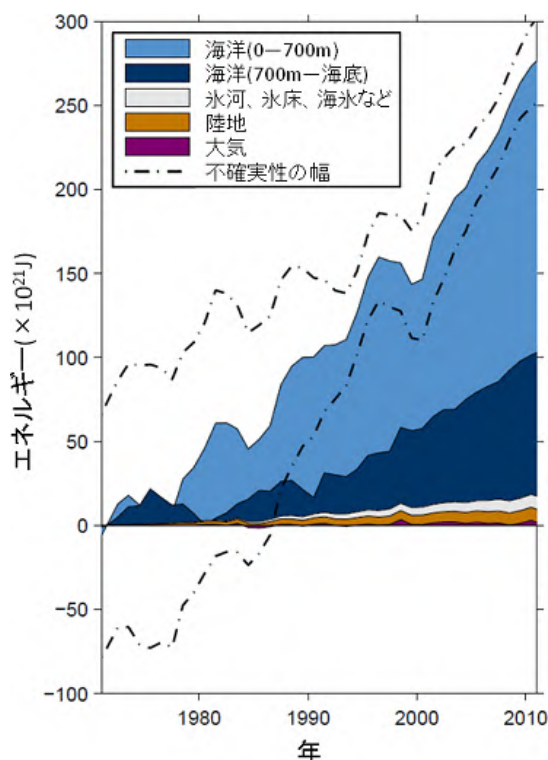


図2.1-3 気候システムの各要素に蓄えられた熱量の経年変化(IPCC, 2013)
1970年を基準とした変化量で示している。

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)¹⁷について、1898～2013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。

2013年の日本の年平均気温の偏差は+0.34で、1898年以降で8番目に高い値となった(図2.1-4)。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1.15、春は1.28、夏は1.05、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

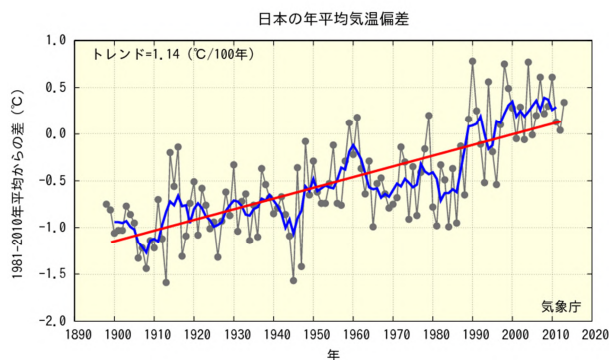


図2.1-4 日本における年平均気温の経年変化(1898～2013年)

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。

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。

¹⁷ 今回のレポートより、従来の17観測地点から長野と水戸を除き、15観測地点とした。(27ページ【コラム】日本の平均気温算出に用いる地点の変更参照)

(第2章 気候変動)

(1) 月平均気温における異常値¹⁸の出現数

統計期間 1901～2013 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 2.1-5)。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。

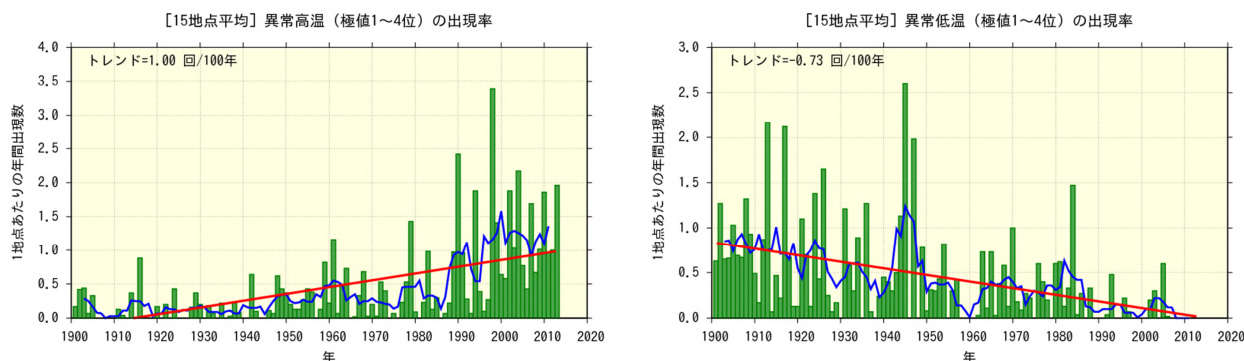


図 2.1-5 月平均気温の高い方から 1～4 位(異常高温)と低い方から 1～4 位(異常低温)の年間出現数の経年変化
1901～2013 年の月平均気温の各月における異常高温と異常低温の年間出現数。年々の値はその年の異常高温あるいは異常低温の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値で、1 地点あたりの出現数を意味する。折れ線は 5 年移動平均値、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

(2) 日最高気温 30 以上(真夏日)および 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 1931～2013 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 2.1-6)。

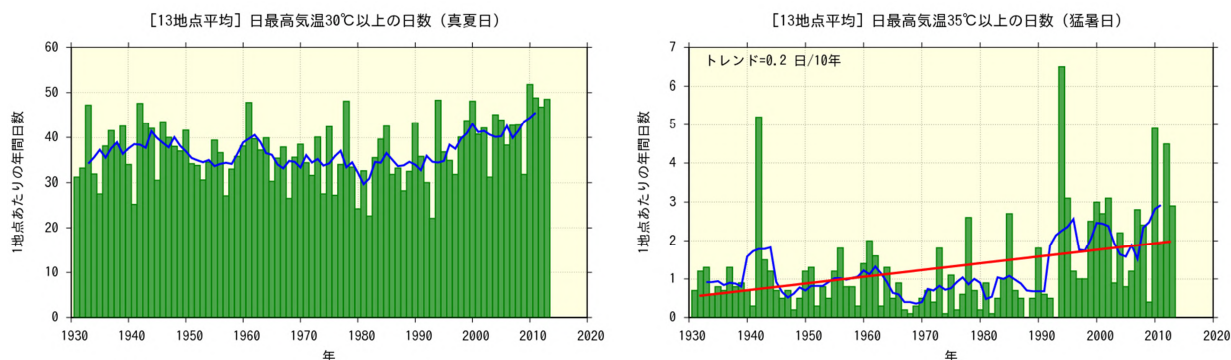


図 2.1-6 日最高気温 30 以上(真夏日)及び 35 以上(猛暑日)の年間日数の経年変化
1 地点あたりの年間日数。棒グラフは年々の値を、折れ線は 5 年移動平均値、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

(3) 日最低気温 0 未満(冬日)および 25 以上(熱帯夜¹⁹)の年間日数

日最低気温が 0 未満(冬日)の日数は、統計期間 1931～2013 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 2.1-7)。

¹⁸ ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2013 年の 113 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、113 年間に 4 回で、つまり約 28 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。

¹⁹ 熱帯夜は夜間の最低気温が 25 以上のことを指すが、ここでは日最低気温が 25 以上の日を便宜的に「熱帯夜」と呼んでいる。

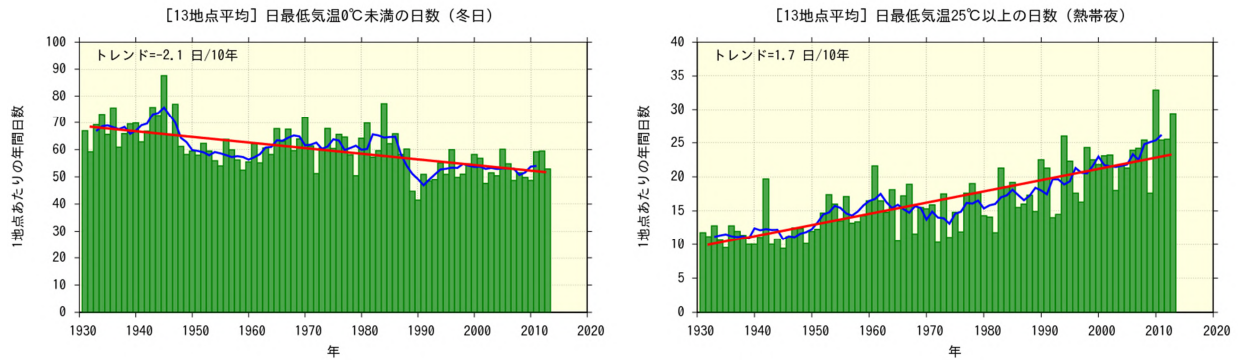


図 2.1-7 日最低気温 0 未満（冬日）及び日最低気温 25 以上（熱帯夜）の年間日数の経年変化
図の見方は図 2.1-6 と同様。

2.1.4 日本の都市のヒートアイランド現象²⁰

日本の各都市（札幌、仙台、新潟、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 年から 2013 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 年から 2013 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					日最高気温					日最低気温				
	年	春	夏	秋	冬	年	春	夏	秋	冬	年	春	夏	秋	冬
札幌	2.7	2.6	1.9	2.9	3.3	0.9	1.1	0.6	0.7	1.4	4.5	4.6	3.4	4.5	5.6
仙台	2.3	2.5	1.2	2.6	3.0	1.0	1.1	0.6	0.9	1.5	3.1	3.7	1.8	3.4	3.7
新潟	2.0	2.4	1.5	2.0	2.2	1.8	2.3	0.9	1.7	2.5	2.3	2.6	2.0	2.1	2.4
名古屋	2.9	3.0	2.2	3.2	3.0	1.1	1.3	0.7	1.1	1.3	4.0	4.4	3.3	4.4	3.9
東京	3.2	3.1	2.0	3.4	4.5	1.5	1.6	1.1	1.7	1.8	4.5	4.5	2.8	4.4	6.1
横浜	2.7	2.9	1.7	2.9	3.6	2.3	2.6	1.7	2.4	2.7	3.5	3.7	2.2	3.6	4.7
京都	2.6	2.9	2.3	2.7	2.7	0.9	1.3	0.9	0.7	0.9	3.8	4.0	3.2	4.0	3.9
広島	2.0	2.3	1.7	2.5	1.6	1.0	1.5	1.2	0.5	0.7	3.1	3.3	2.7	3.9	2.8
大阪	2.7	2.6	2.3	3.2	2.8	2.2	2.3	2.1	2.2	2.2	3.7	3.6	3.5	4.3	3.4
福岡	3.1	3.3	2.4	3.8	3.0	1.7	1.9	1.4	1.7	1.6	5.1	5.9	3.9	6.2	4.6
鹿児島	2.8	3.2	2.5	3.0	2.8	1.3	1.7	1.3	1.2	1.2	4.0	4.5	3.6	4.6	3.9
15 地点	1.5	1.8	1.0	1.5	1.7	1.0	1.3	0.7	0.8	1.2	1.9	2.1	1.5	1.9	2.0

²⁰ 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。

(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春・秋・冬に比べ小さく、日最低気温の上昇率は日最高気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。

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 年から 2013 年まで(猛暑日は 1961 年から 2013 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。を付した地点は、統計期間内に観測露場の移転があり、階級別日数の変化率については累年の統計が行えないため表示しない。

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	-5.8	0.3	0.9	0.1
新潟	---	---	---	---
名古屋	-7.2	3.8	1.1	2.5
東京	-8.2	3.9	1.3	0.8
横浜	-6.5	3.0	2.2	0.5
京都	-7.6	3.6	1.2	2.3
広島	---	---	---	---
大阪	---	---	---	---
福岡	-5.2	5.0	1.3	1.8
鹿児島	---	---	---	---
13地点	-2.1	1.7	0.5	0.4

【コラム】日本の平均気温算出に用いる地点の変更

気象庁は、地球温暖化の監視指標の1つとして、日本の平均気温の経年変化を監視し、本レポート等で公開している。日本の平均気温の算出には、「長期間にわたる気温観測データが存在すること」、「都市化による影響が少ないこと」、「特定の地域に偏らないこと」を考慮して選定した地点の気象官署等の観測値を用いているが、平成25年度からこれらの地点を一部変更した。

従来は、上記の条件により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、宮崎、多度津、名瀬、石垣島）を採用していた。しかし、長野と水戸では観測点周辺の都市化の割合が近年上昇していることから、今後はこれらを除いた15地点（図2.1-8）のデータにより日本の平均気温を算出することとした。

ここで、観測点周辺の都市化の割合とは、国土交通省が公開している「国土数値情報 土地利用3次メッシュデータ」を用いて算出した、観測点から半径7km内の都市化率（建物用地と幹線交用地の割合として定義）である。平成18年度版の国土数値情報によると、長野、水戸の都市化率は40%前後に増加しており（上述の15地点の平均は約16%）、今後、都市化率の上昇が気温観測値の長期変化傾向に影響する可能性があることから、日本の平均気温の算出地点からこれら2地点を除外した。

この変更に伴う影響について、日本の年平均気温の上昇率（1898～2012年期間）を比較したところ、従来の17地点による上昇率は100年あたり1.15であったのに対し、15地点による上昇率は1.13で、その差はわずかであった（表2.1-4）。

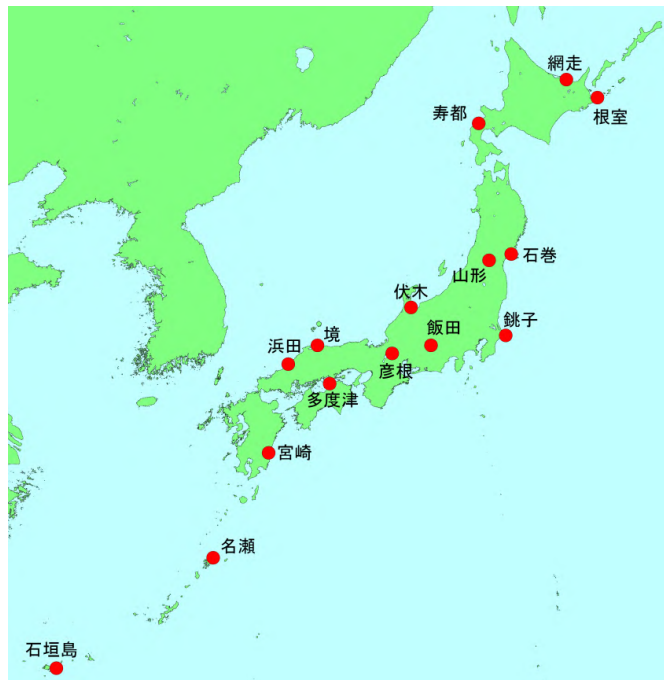


図 2.1-8 日本の平均気温の算出に用いている 15 地点

表 2.1-4 17 地点と 15 地点による日本の平均気温の比較（1898～2012 年）

表中(*)の列は、平年値（1981～2010年の平均値）からの偏差。

	トレンド（ / 100 年）		歴代 1 位（ 、（西暦））	
	17 地点	15 地点	17 地点(*)	15 地点(*)
年	1.15	1.13	+ 0.80 (1990)	+ 0.78 (1990)
春	1.30	1.28	+ 1.56 (1998)	+ 1.56 (1998)
夏	1.02	1.01	+ 1.46 (2010)	+ 1.41 (2010)
秋	1.17	1.17	+ 1.03 (1999)	+ 0.99 (1999)
冬	1.15	1.12	+ 1.32 (2007)	+ 1.29 (1949)

2.2 降水量の変動²¹

【ポイント】

2013年の世界の年降水量偏差(陸域のみ)は+24 mm だった。

2013年の日本の年降水量偏差は+60 mm だった。

日本の日降水量 100 mm 以上の大雨の年間日数、および 200 mm 以上の大雨の年間日数は、増加傾向が明瞭に現れている。弱い降水も含めた降水の日数(日降水量 1.0 mm 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、2013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+24 mm 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。

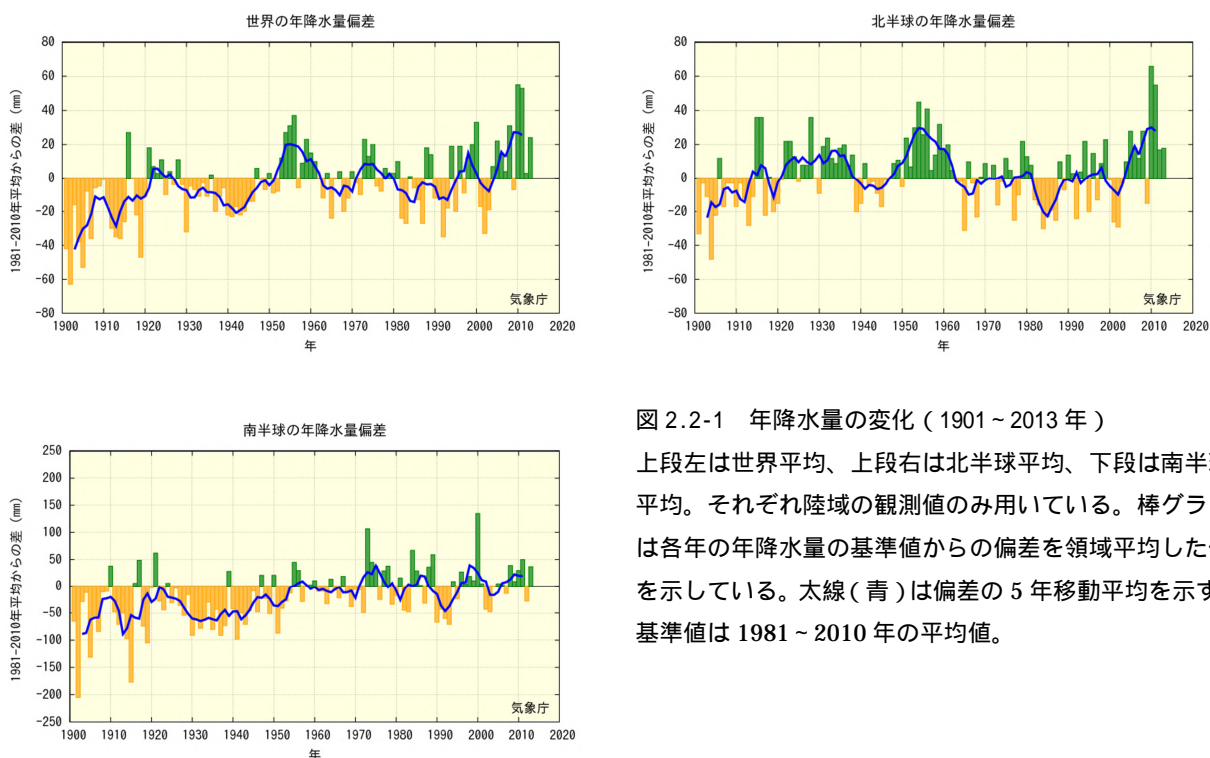


図 2.2-1 年降水量の変化(1901~2013年)

上段左は世界平均、上段右は北半球平均、下段は南半球平均。それぞれ陸域の観測値のみ用いている。棒グラフは各年の年降水量の基準値からの偏差を領域平均した値を示している。太線(青)は偏差の5年移動平均を示す。基準値は1981~2010年の平均値。

²¹ 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>

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年から2013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2013年の年平均降水量の偏差は+60.4mm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）、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

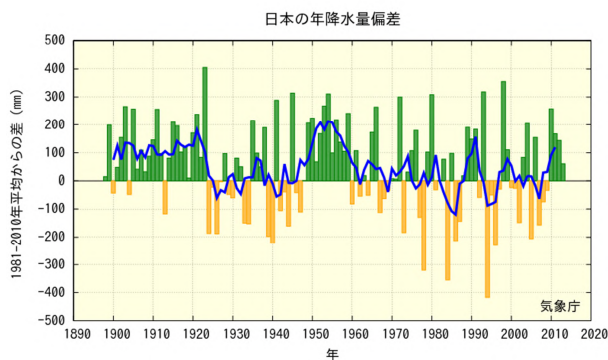


図2.2-2 日本における年降水量の経年変化（1898～2013年）

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年から2013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²²（％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。

2013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140％、東日本日本海側で69％、西日本日本海側で57％であった。最深積雪の変化をみると（図2.2-3）、すべての地域において、1980年代はじめの極大期から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300％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年から2013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減少傾向が明瞭に現れており、減少率はそれぞれ10年あたり12.3％、14.5％である（いずれも信頼度水準95％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。

²² 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。

(第2章 気候変動)

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

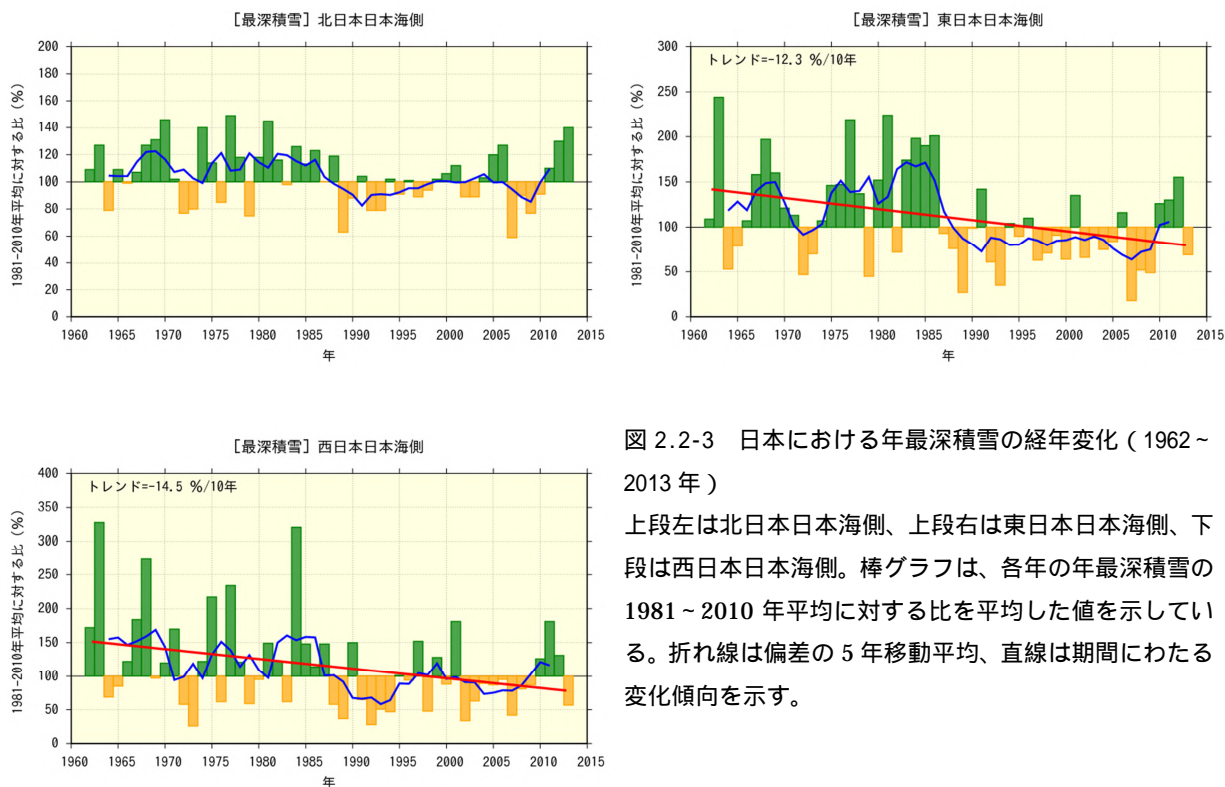


図 2.2-3 日本における年最深積雪の経年変化 (1962～2013年)

上段左は北日本日本海側、上段右は東日本日本海側、下段は西日本日本海側。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。

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²³の出現数

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901～2013年の113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)。異常多雨については同期間で変化傾向は見られない。

²³ ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2013年の113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、113年間に4回で、つまり約28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。

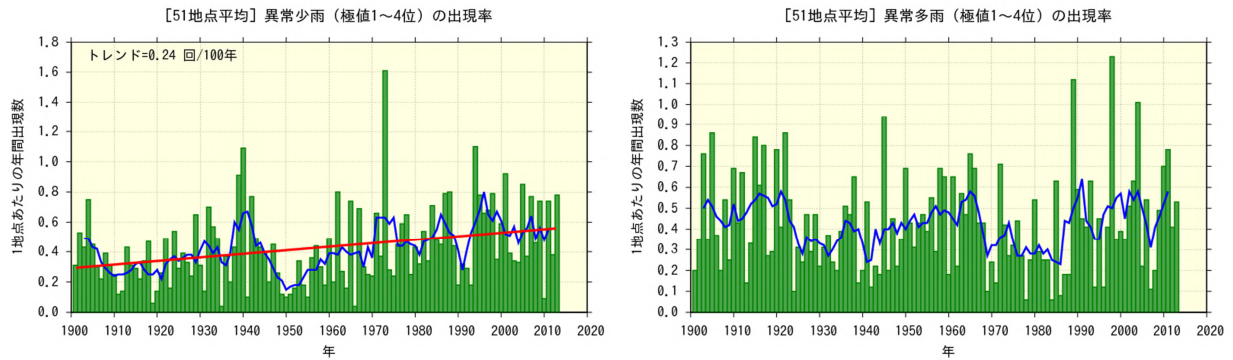


図 2.2-4 月降水量の少ない方から 1～4 位（異常少雨）と多い方から 1～4 位（異常多雨）の年間出現数の経年変化

1901～2013 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 1901～2013 年の 113 年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 2.2-5 左）。日降水量 200 mm 以上の日数についても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 2.2-5 右）。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。

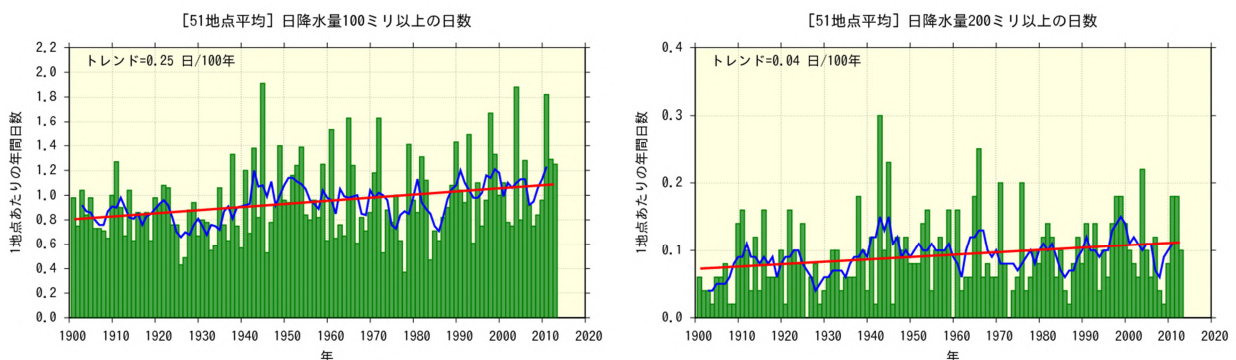


図 2.2-5 日降水量 100 mm 以上、200 mm 以上の年間日数の経年変化

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。

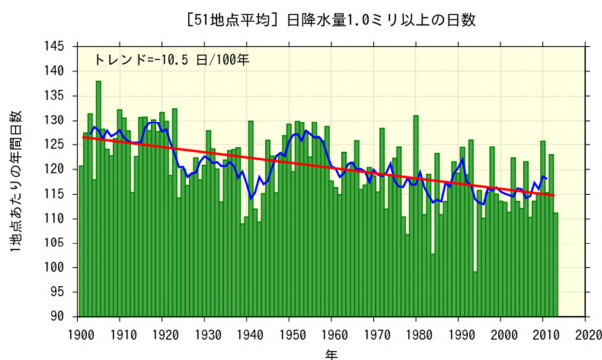


図 2.2-6 日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化
図の見方は図 2.2-5 と同様。

(第2章 気候変動)

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ており、1976 年からの 38 年間のデータが利用可能となっている。气象台や測候所等では約 100 年間の観測データがあることと比較するとアメダスの 38 年間は短い、アメダスの地点数は气象台や測候所等の約 8 倍あり面的に緻密な観測が可能であることから、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 38 年間の変化傾向をみた²⁴。

1 時間降水量 50 mm 以上の年間観測回数は統計期間 1976～2013 年で増加傾向が明瞭に現れており（信頼度水準 95% 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も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）。一方、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が、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現れている（信頼度水準 90% 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小さいことから、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。

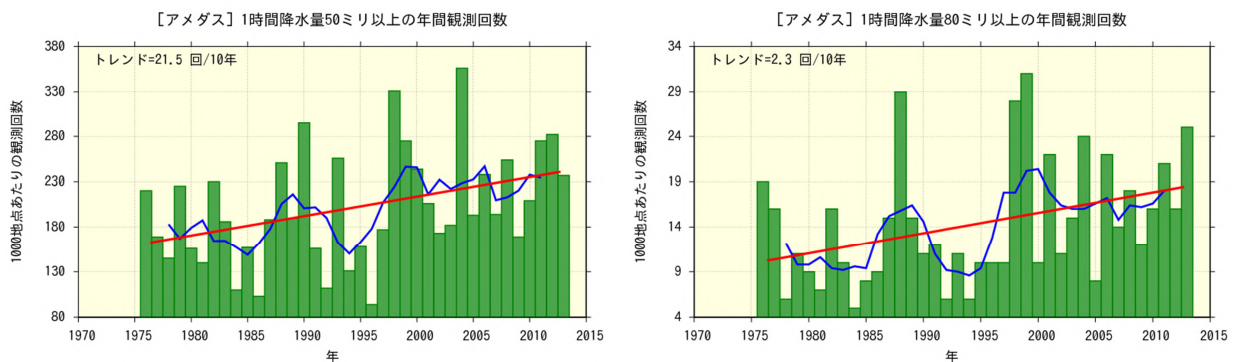


図 2.2-7 アメダス地点で 1 時間降水量が 50 mm、80 mm 以上となった年間の回数（1,000 地点あたりの回数に換算）折れ線は 5 年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

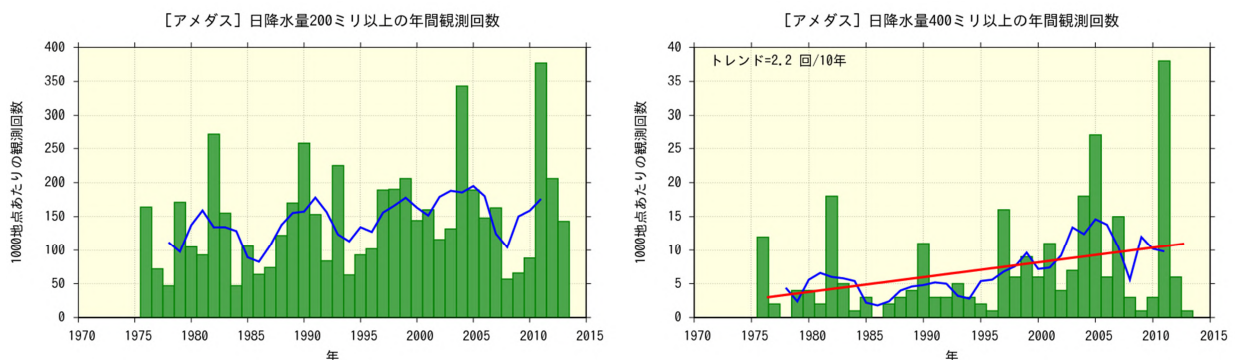


図 2.2-8 アメダス地点で日降水量が 200 mm、400 mm 以上となった年間の回数（1,000 地点あたりの回数に換算）図の見方は図 2.2-7 と同様。

²⁴ 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、2013 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ボット雨量観測所のうち、廃止された観測所は除外している。

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²⁵の観測対象地点(2014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0.9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3.0日の変化率で遅くなっている(いずれも信頼度水準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(2014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

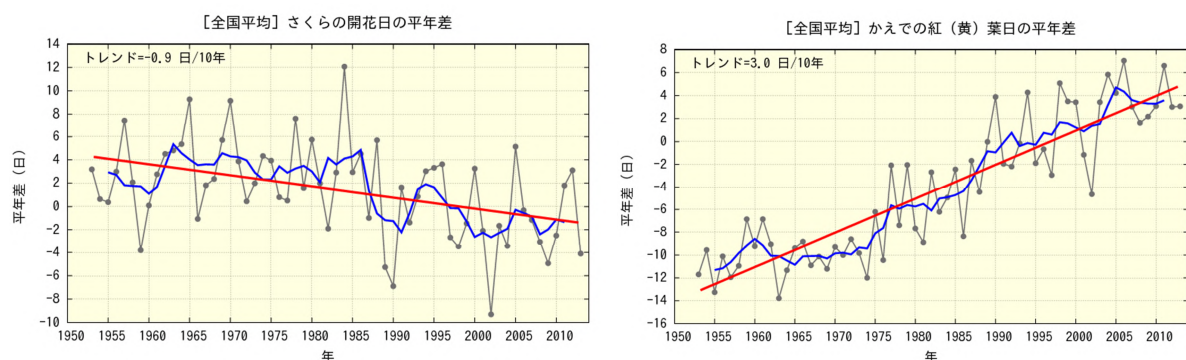


図2.3-1 さくらの開花日の経年変化(1953~2013年:左図)と、かえでの紅(黄)葉日の経年変化(同:右図) 黒の実線は年平均差(観測地点(表2.3-1参照)で現象を観測した日の年平均値(1981~2010年の平均値)からの差を全国平均した値)を、青の実線は年平均差の5年移動平均値を、赤の直線は変化傾向をそれぞれ示す。

²⁵ さくらの開花は「そめいよしの、えぞやまざくら、ひかんざくら」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²⁶の変動

【ポイント】

2013年の台風の発生数は31個で、平年より多かった。
台風の発生数に明瞭な長期変化傾向は見られない。

2013年の台風の発生数は31個(平年値25.6個)で、平年より多かった。年間発生数が30個を超えたのは、1994年以来19年ぶりだった。1990年代後半以降それ以前に比べては発生数が少ない年が多くなっている(図2.4-1)ものの、明瞭な長期変化傾向は見られない。

また、台風を中心付近の最大風速データが揃っている1977年以降について、「強い」以上の勢力となった台風の発生数、および全発生数に対する割合にも変化傾向は見られない(図2.4-2)。

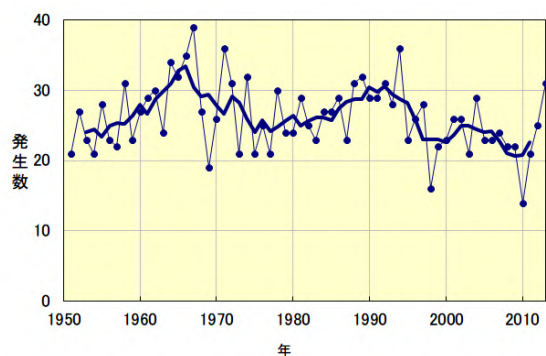


図 2.4-1 台風の発生数の経年変化
細い実線は年々の値を、太い実線は5年移動平均を示す。

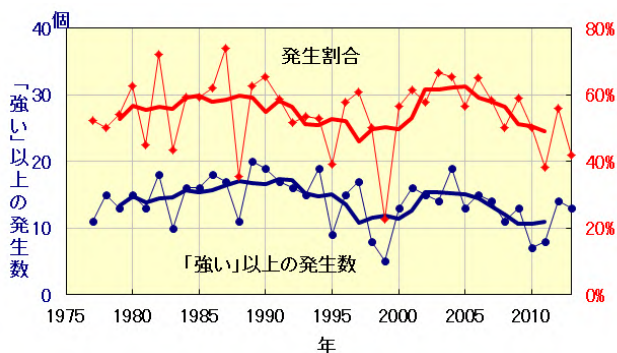


図 2.4-2 「強い」以上の勢力となった台風の発生数と全発生数に対する割合の経年変化
細い実線は、「強い」以上の勢力となった台風の発生数(青)と全台風に対する割合(赤)の経年変化。太い実線は、それぞれの5年移動平均。

2.5 海面水温の変動²⁷

【ポイント】

2013年の世界全体の年平均海面水温平年差は+0.13 で、1891年以降では2番目に高い値となった。

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、2013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+1.08 である。

2.5.1 世界の海面水温

2013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+0.13 で、1891年以降では2番目に高い値となった。世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、

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

²⁷ 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)

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:1891~2013年)(図2.5-1)。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、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おり、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いる。これは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)についても同様であり、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。

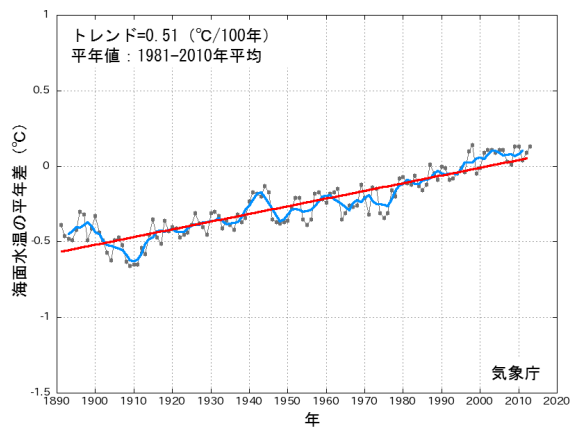


図2.5-1 世界全体の年平均海面水温年平均差の経年変化(1891~2013年)
各年の値を黒い実線、5年移動平均値を青い実線、変化傾向を赤い実線で示す。

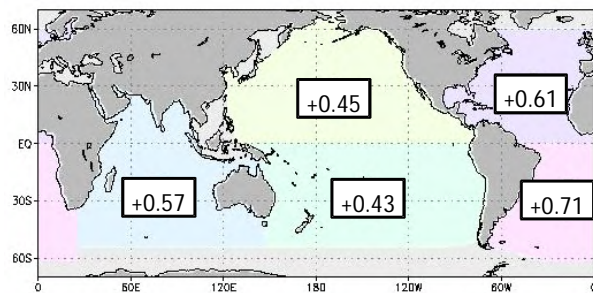


図2.5-2 各大洋の海域平均海面水温(年平均)の変化傾向(/100年)
1891年から2013年までの上昇率を示す。いずれも信頼度水準99%で統計的に有意である。

(第2章 気候変動)

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、2013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、+1.08 /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(+0.45 /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。

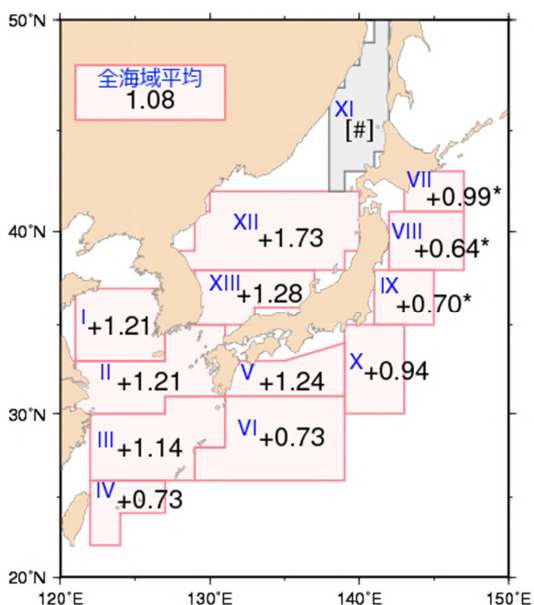


図 2.5-3 日本近海の海域平均海面水温(年平均)の変化傾向(/100年)

1900年から2013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

【コラム】海洋の健康診断表 総合診断表 第2版の公開

海洋は、その大きな熱容量により大気と比べて非常に多くの熱を吸収するとともに、人間活動により排出された二酸化炭素の多くを吸収していることから、地球温暖化の進行や気候変動に密接に関わっている。気象庁では、最新の観測結果や研究の成果を踏まえ、地球温暖化に関わる海洋の長期変化や気候に関連する海洋の変動などについて「海洋の健康診断表 総合診断表」としてとりまとめ、平成18年に第1版を公表し、随時気象庁ホームページで更新している。

気象庁では、地球温暖化へ対応するため、北西太平洋域の二酸化炭素等の観測を1984年から実施してきた。この成果に基づいて、第1版の公表以降、新たに「海洋による二酸化炭素吸収量」や「海洋中の二酸化炭素蓄積量」の解析を行い、また、これまでの長期にわたる海洋気象観測の成果に基づき「表層水温の長期変化」や「海洋酸性化」に関する解析を行った。そして、これらの解説を加えるとともに第1版以降に蓄積された観測結果を追加した「総合診断表 第2版」を平成25年10月に公表した（内容の一例を図2.5-4に示す）。

また、「総合診断表」による地球温暖化に関わる海洋の長期変化傾向等の解説に加え、より短い時間スケールの変動や、海域ごとの海水温・海流、潮位、海水等の変動に関する気象庁の発表する海洋情報全般を「海洋の健康診断表」（<http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index.html>）に掲載し、随時更新している。気象庁の海洋に関する情報を産業、防災及び調査研究等にご活用願いたい。

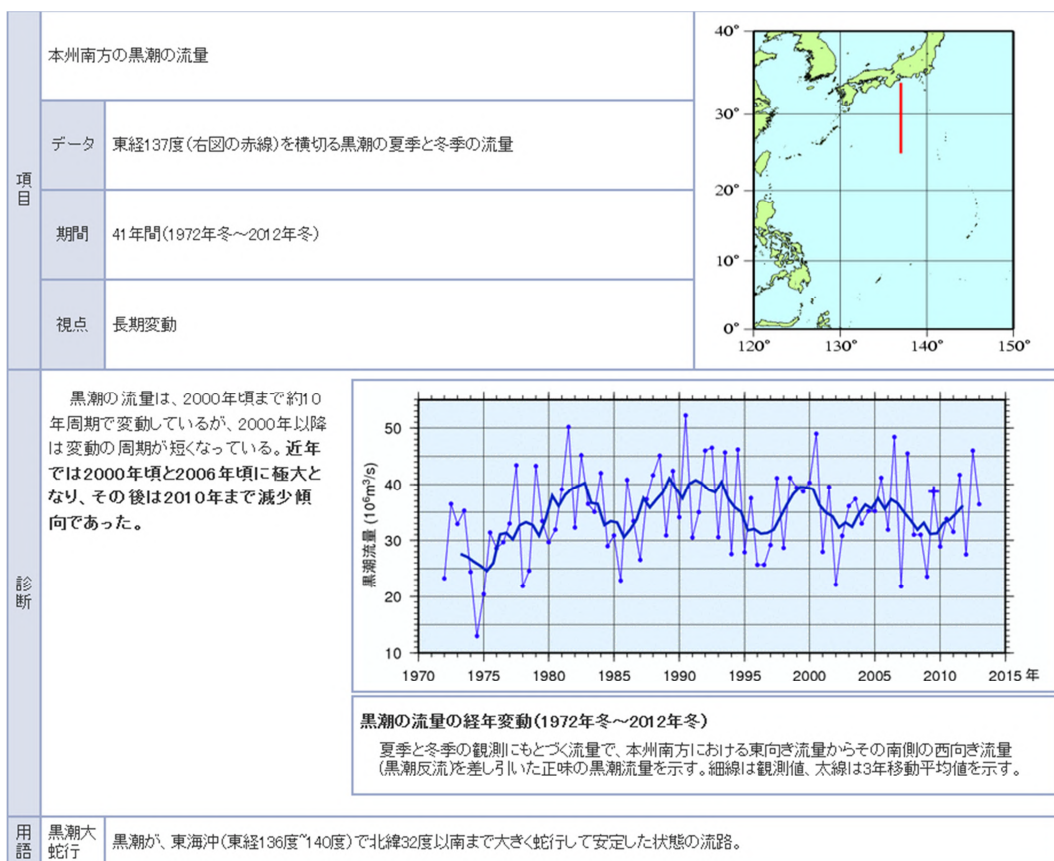


図 2.5-4 総合診断表の内容の一例（黒潮の流量に関する解説（要約））

黒潮は、大量の熱を低緯度から中緯度へ運んでおり、その流量の変動は気候に影響を与えられている。

2.6 エルニーニョ/ラニーニャ現象²⁸と太平洋十年規模振動²⁹

【ポイント】

2013年は、エルニーニョ現象もラニーニャ現象も発生しない状態が続いた。
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。

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。最近では、エルニーニョ現象は 2009 年夏～2010 年春に、ラニーニャ現象は 2010 年夏～2011 年春に発生した。

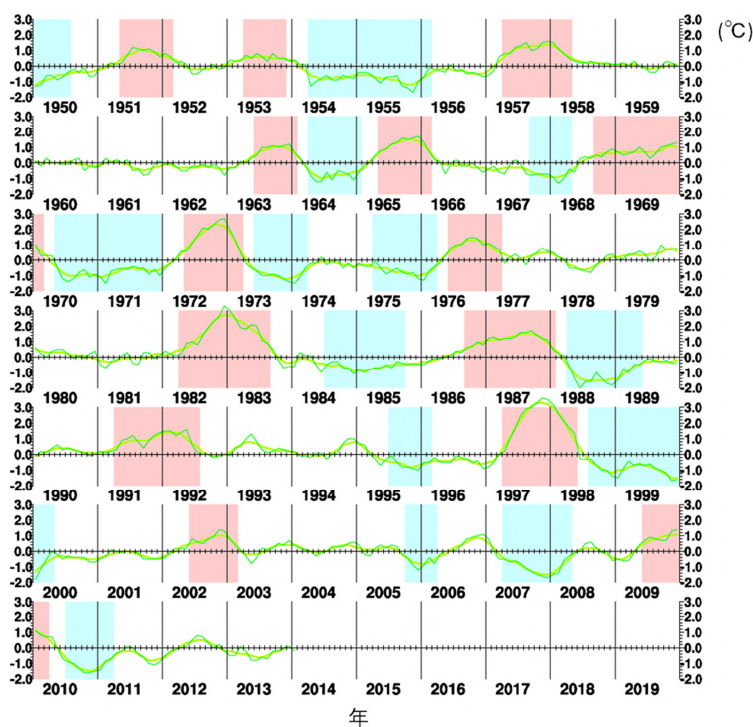


図 2.6-1 エルニーニョ監視海域における海面水温の基準値との差の時間変化()

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。

²⁸ 「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

²⁹ 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大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。

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。2013/2014 年冬季の PDO 指数は-0.2 であり、2000 年以降としては負の傾向がやや弱かった(図 2.6-4)。

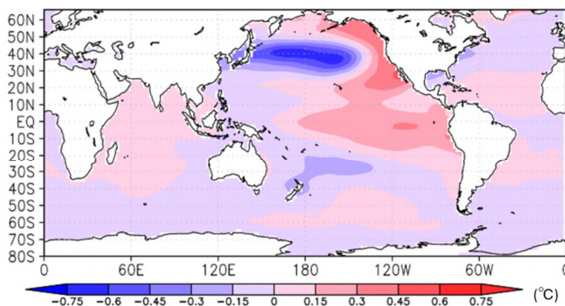


図 2.6-2 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

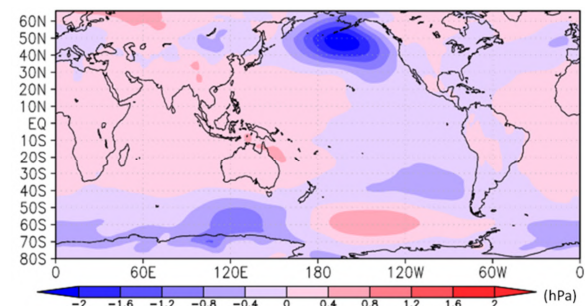


図 2.6-3 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

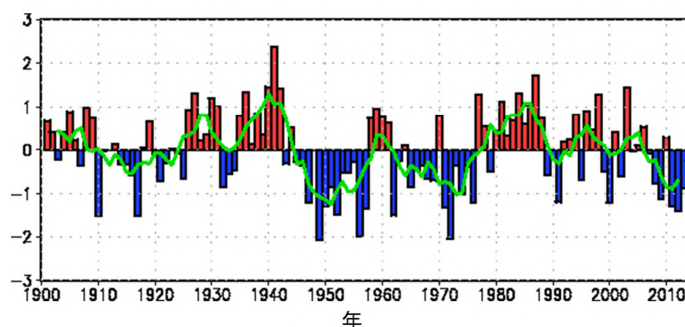


図 2.6-4 PDO 指数(冬季平均値)の経年変化

縦軸は PDO 指数、横軸は年である。棒グラフは PDO 指数の冬季平均値、実線は 5 年移動平均値を表す。

2.7 世界の海洋表層の貯熱量の変動³⁰

【ポイント】

世界の海洋表層の貯熱量は、10年あたり 2.05×10^{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年から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 2.05×10^{22} Jである(信頼度水準99%で統計的に有意)。近年では1990年代半ばから2000年代初めにかけて急速に増加し、その後も1950年以降最も多い状態が続いている。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0.021°C上昇していた。海洋表層の貯熱量増加の要因としては、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や、様々な時間規模の自然変動による影響などが考えられる。

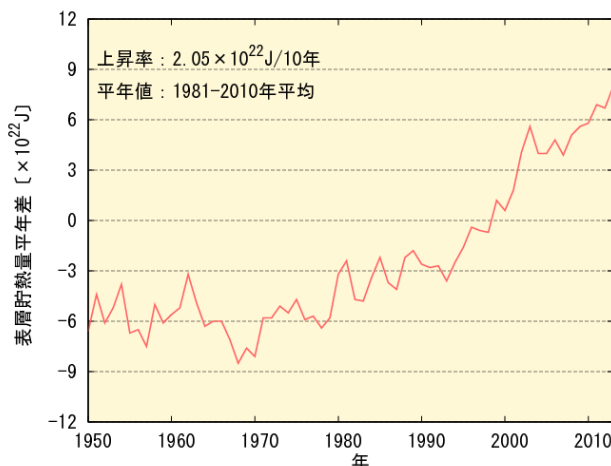


図2.7-1 海洋表層(0-700m)の全球貯熱量の経年変化
1981年~2010年の平均からの偏差。2013年の値は暫定値。

2.8 日本沿岸の海面水位の変動³¹

【ポイント】

日本沿岸の海面水位を長期的に見た場合、世界平均の海面水位にみられるような明瞭な上昇傾向はみられない。

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³²があるとしているが、1906年以降の日本沿岸の海面水位を長期的に見た場合、明瞭な上

³⁰ 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

³¹ 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

³² IPCC第5次評価報告書(IPCC, 2013)では、「世界平均海面水位は1971年から2010年にかけて、年あたり2.0[1.7~2.3]mmの割合で上昇した。1993年から2010年にかけての上昇率はさらに大きく、年あたり3.2[2.8~3.6]mmの割合であった。」ことが示されている。([]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)。

昇傾向はみられない(図 2.8-1)。1950 年頃に極大がみられ、1990 年代までは約 20 年周期の変動が顕著である。また 1990 年代以降は上昇傾向と共に約 10 年周期の変動が確認できる。なお、現在の観測体制となった 1960 年以降は上昇傾向が明瞭に現れており、2013 年までの上昇率は年あたり 1.1 mm であった(上昇率は信頼度水準 99%で統計的に有意)。ただし、この評価についてはまだ年数が短い為、今後も注意深く監視し続ける事が重要である。2013 年の日本沿岸の海面水位は平年値(1981~2010 年平均)と比べて 58 mm 高く、1960 年以降で第 3 位となった。

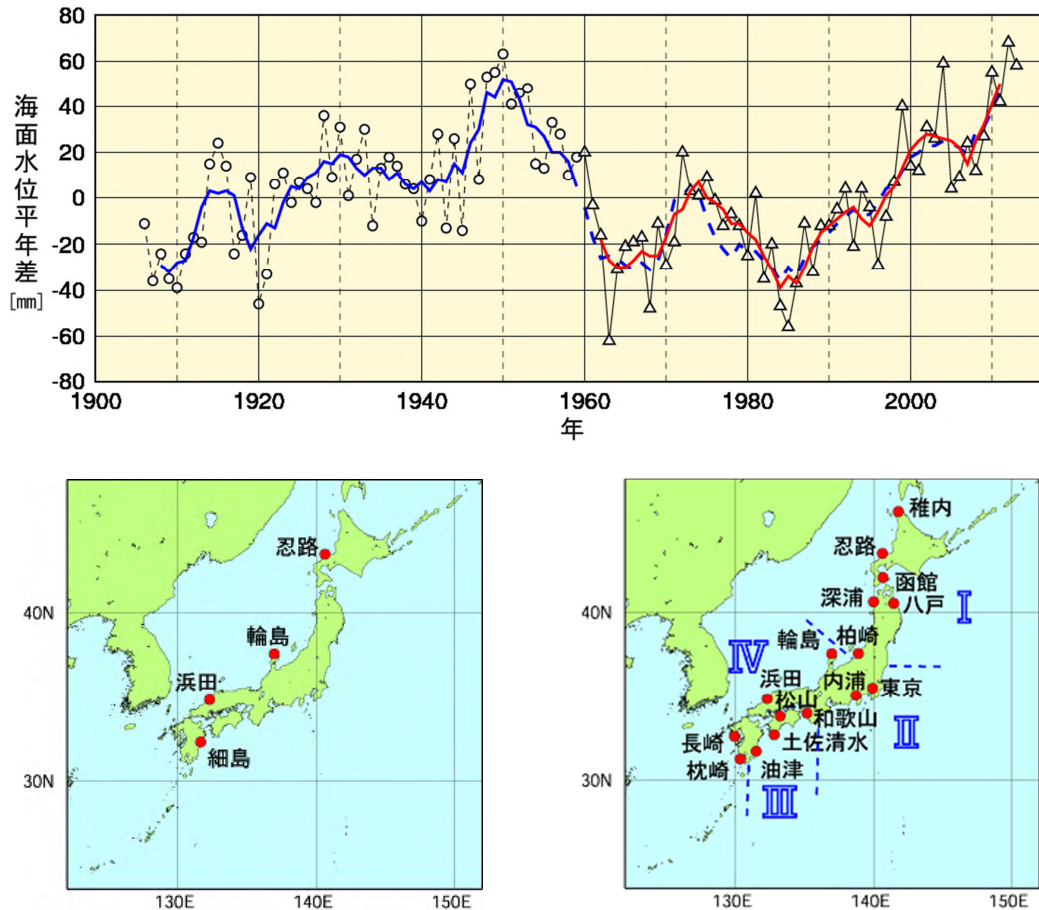


図 2.8-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化(1906~2013 年)と検潮所位置図

日本沿岸で地盤変動の影響が小さい検潮所を選択している。1906 年から 1959 年までは日本沿岸の検潮所の数が少なかったため、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：北海道・東北地方の沿岸、：関東・東海地方の沿岸、：近畿太平洋側~九州太平洋側の沿岸、：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 年から 2010 年までの期間で求めた平年値を 0 mm 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 年から 1960 年にかけての地点の追加・削除がその間の海面水位平年差の変化に与えた影響は小さいと考えられる)。使用した検潮所のうち、忍路、柏崎、輪島、細島は国土地理院の所管する検潮所である。東京は 1968 年以降のデータを使用している。平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震の影響を受けた可能性のある函館、深浦、柏崎、東京は、2011 年~2013 年のデータから除外している。八戸は検潮所が流失したため 2011 年以降欠測としている。

2.9 海氷域の変動³³

【ポイント】

北極域の海氷域面積は減少している。2013年の海氷域面積の年最小値は513万km²で、1979年以降6番目に小さい記録とであった。

南極域の海氷域面積は増加している。2013年の海氷域面積の年最大値は2016万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175万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2013年までの減少率が年あたり9.2万km²となり、2013年の年最小値は513万km²で、1979年以降6番目に小さい記録であった。また、北極域の年平均値は2013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2.6万km²の割合で増加している(信頼度水準99%で統計的に有意)。2013年の海氷域面積の年最大値は2016万km²で、1979年以降最も大きい記録となった。

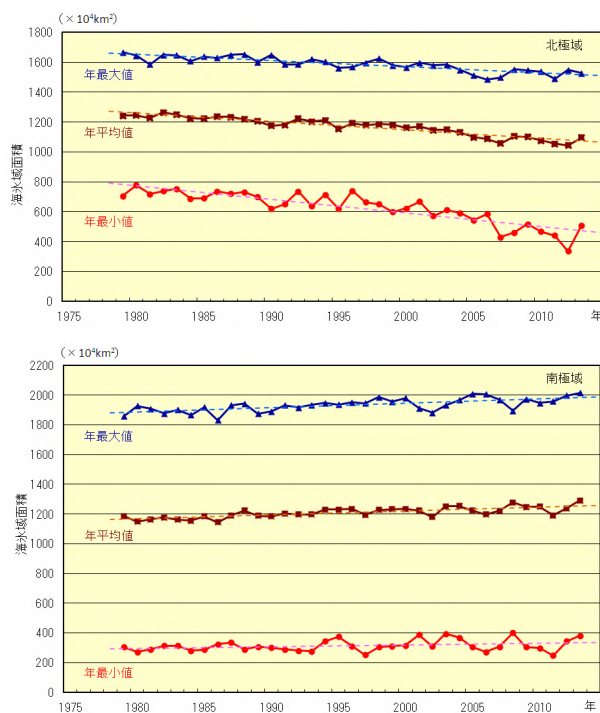


図2.9-1 北極域(上)と南極域(下)の海氷域面積の経年変化(1979~2013年)

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。

³³ 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)

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³⁴や最大海氷域面積³⁵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 175 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 5.8 万 km²（オホーツク海の全面積の 3.7%に相当）の割合で減少している。

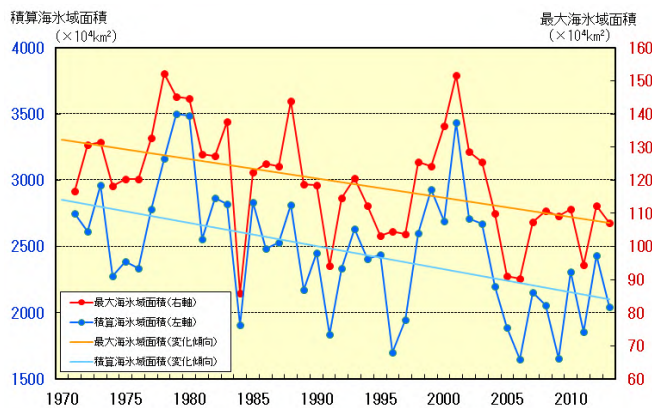


図 2.9-2 オホーツク海の積算海氷域面積（青）と最大海氷域面積（赤）の経年変化（1971～2013年）。直線は各々の変化傾向を示す。

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月や11・12月に明瞭な減少傾向がある。2012/2013年冬の積雪日数は、ヨーロッパや東アジア北部で平年より多かった。

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、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、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）の観測値を用いて、独自に開発した解析手法に基づいて積雪域を解析している（気象庁，2011）。解析結果を見ると、北半球（北緯 30 度以北）における積雪域面積の過去 26 年間の経年変化には、5 月や 11・12 月に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）（図 2.10-1 左下図）。一方、1～4 月には変化傾向は見られない（図 2.10-1 左上図）。2012/2013 年冬（2012 年 12～2013 年 2 月）の積雪日数は、ヨーロッパや東アジア北部で平年より多く、中国西部で平年より少なかった（図 2.10-1 右上図）。11 月は中国西部や北米で平年より多く、ロシア西部からシベリア西部で平年より少なかった（図 2.10-1 右下図）。

³⁴ 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。

³⁵ 最大海氷域面積：海氷域が年間で最も拡大した半月の海氷域面積。

(第2章 気候変動)

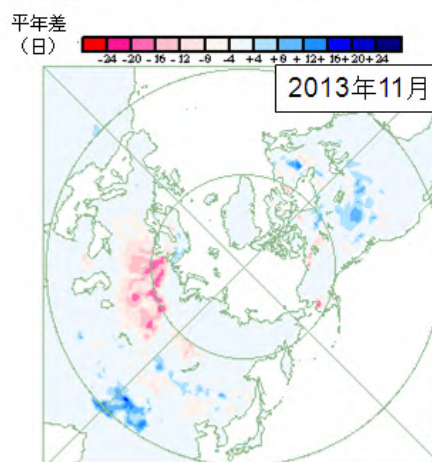
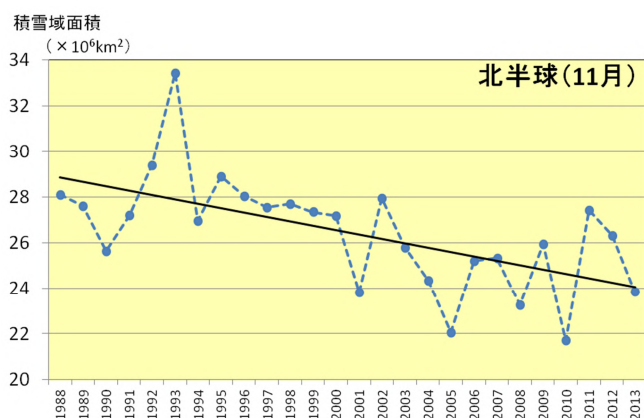
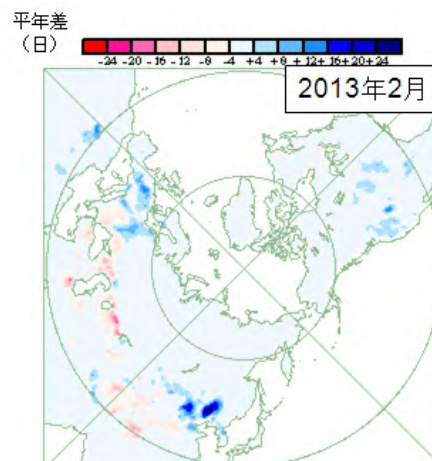
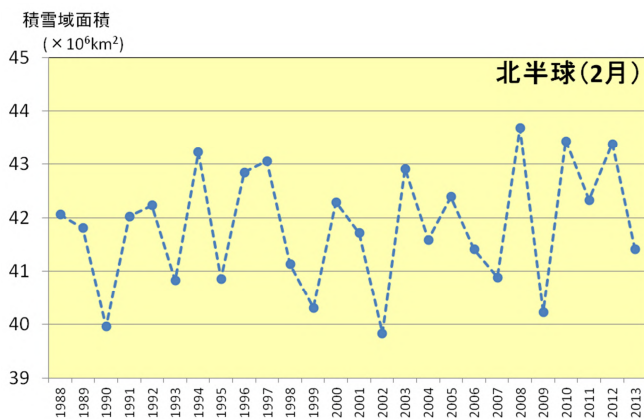


図 2.10-1 北半球（北緯 30 度以北）における 2 月（左上）及び 11 月（左下）の積雪域面積（ km^2 ）の経年変化（1988～2013 年）と 2013 年 2 月（右上）及び 11 月（右下）の月積雪日数平年偏差図
 左図の直線（黒色）は積雪域面積の変化傾向を示す。右図の暖色（寒色）域は、平年と比べて積雪日数が少ない（多い）ところを示す。平年値は 1989～2010 年の平均値。

第3章 地球環境の変動

3.1 温室効果ガスの変動³⁶

【ポイント】

二酸化炭素の濃度は、大気、海洋ともに長期的に見て増加している。
メタンの濃度は、1999～2006年にはほぼ一定だったが、2007年以降再び増加傾向にある。
一酸化二窒素の濃度は、長期的に見て増加傾向にある。

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)³⁷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。2010年からは海洋気象観測船による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高精度化したほか、2011年からは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開始した(図3.1-1)。

表3.1-1 温室効果ガス等の世界平均濃度(2012年)³⁸

温室効果ガスの種類	大気中の濃度			前年との差	参考数値
	工業化以前 (1750年当初)	2012年平均濃度	工業化以降 の増加率		寿命 (年)
二酸化炭素	約278 ppm	393.1 ppm	+41%	+2.2 ppm	不定
メタン	約722 ppb	1819 ppb	+152%	+6 ppb	12.4
一酸化二窒素	約270 ppb	325.1 ppb	+20%	+0.9 ppb	121

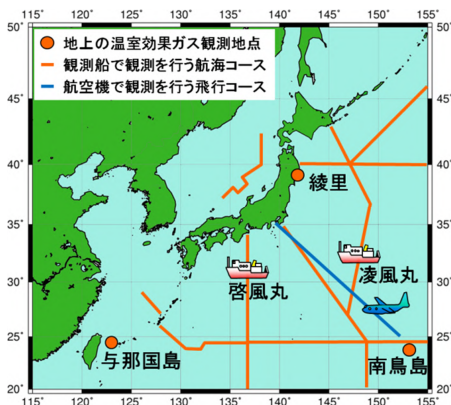


図3.1-1 気象庁における温室効果ガスの観測網

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。

³⁶ 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)

³⁷ WDCGG ホームページ http://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg/jp/wdcgg_j.html

³⁸ 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、2012年の値及び前年との差は WMO(2013)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2012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・高緯度帯ほど大きく、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 2012 年の濃度は 393.1 ppm であり、前年に比べて 2.2 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 2.0 ppm であり、1990 年代の平均年増加量(約 1.5 ppm)より大きい。

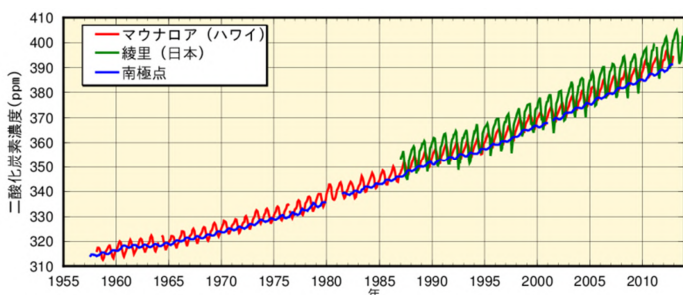


図 3.1-2 大気中の二酸化炭素濃度の経年変化
マウナロア、綾里及び南極点における大気中の二酸化炭素月平均濃度の経年変化を示す。温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)及び米国二酸化炭素情報解析センター(CDIAC)が収集したデータを使用した。

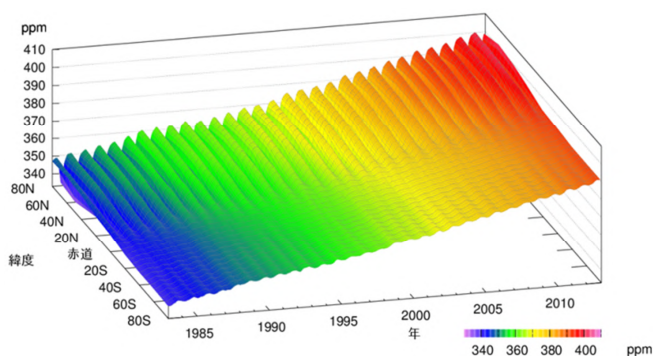


図 3.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の経年変化
WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の二酸化炭素月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。

(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。2013 年の年平均濃度は、綾里で 399.6 ppm、南鳥島で 397.5 ppm、与那国島では 399.5 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。

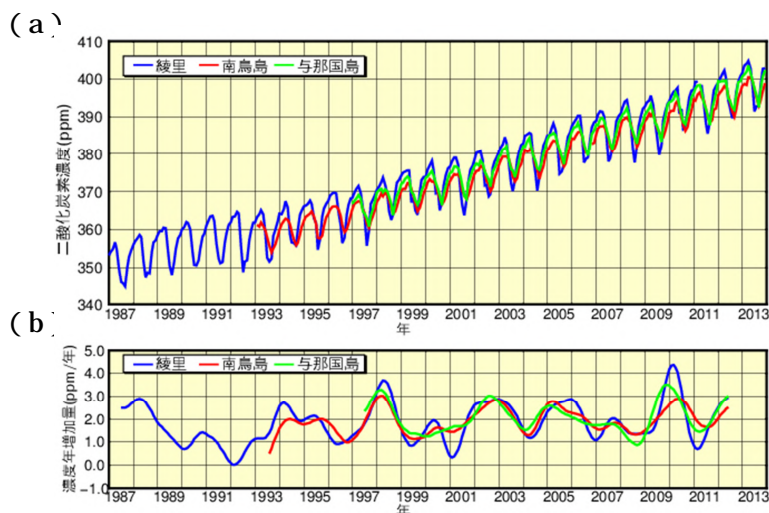


図 3.1-4 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素濃度(a)と濃度年増加量(b)の経年変化
濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を1年あたりに換算して求めている。算出方法はWMO(2009)による。

(3) 海洋の二酸化炭素濃度

気象庁の海洋気象観測船による観測から得られた、東経 137 度線上の北緯 7 ~ 33 度で平均した冬季の表面海水中及び大気中の二酸化炭素濃度の経年変化を見ると、表面海水中及び大気中の二酸化炭素濃度がそれぞれ増加している(図 3.1-5)。1984 ~ 2013 年の増加率はそれぞれ年あたり 1.6 ppm、1.8 ppm であった(いずれも信頼度水準 99% で統計的に有意)。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ことがわかる。

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きている。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 3.1-7)。

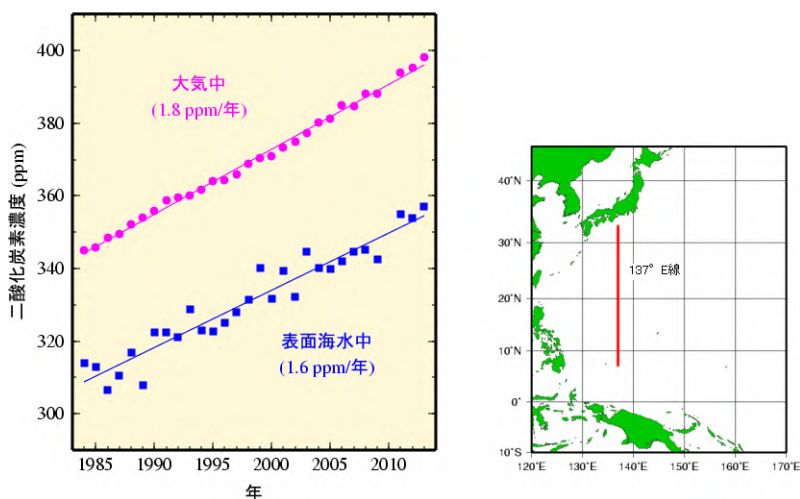


図 3.1-5 東経 137 度線(右図の赤線部分)上の冬季(1 ~ 2 月)の表面海水中と大気中の二酸化炭素濃度の経年変化(北緯 7 ~ 33 度の航行中連続観測データの平均値、1984 ~ 2013 年)

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、表面海水中及び大気中の二酸化炭素濃度の観測を実施している。表面海水中及び大気中の二酸化炭素濃度は、表面海水及び大気試料をポンプで船内に引き込み、観測室内に設置した装置で航行中に連続的に観測している。

【コラム】国内の3観測地点で二酸化炭素濃度の月平均値が400 ppmを超える

気象庁は、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）において大気中の二酸化炭素等の濃度の観測を実施している。このうち綾里では、2012年3月の二酸化炭素の月平均値が401.2 ppmとなり、1987年の観測開始以降初めて400 ppmを超える値を記録した。また、綾里以外の地点についても年々増加しており、2013年4月の月平均値が、それぞれ400.5 ppm（南鳥島）、403.5 ppm（与那国島）となり、国内3つの観測地点すべてで400 ppmを超えた。図3.1-6に南鳥島の二酸化炭素の月平均値を示す。南鳥島は大都市や大陸から遠く離れた島であり、局地的な排出源が周囲にほとんどない。そのような環境においても二酸化炭素濃度は季節を問わず年々確実に上昇していることが分かる。400 ppmを超えたことにより気候に直ちに急激な変化が生じるわけではないが、濃度増加が継続していることにより地球温暖化が進み、極端な高温や降水の頻度の増加といった、地球環境への影響が増大することが懸念される。

国外においても同様の傾向が見られ、1958年から観測を続けているハワイのマウナロア観測所において、2013年5月に日平均値および週間平均値が400 ppmを超えた。気候変動に関する国際連合枠組条約（UNFCCC）事務局は直ちに警告を旨とする声明を発表し、人間の安全保障および福祉、経済発展において、この事実がどんな意味を持つのか認識を高めるよう訴えている。マウナロア以外でも、WDCGGに400 ppmを超えたと報告してきた観測地点の数は増加している。

2013年に発表されたIPCC第5次評価報告書では、気候変動と温室効果ガス濃度との関係について、4つのRCP（代表的濃度経路）シナリオに基づく予測結果が示されている。そのうち、2100年までに世界平均の二酸化炭素濃度が538 ppmに達するとした「中位安定化シナリオ（RCP4.5）」では、今世紀終わり頃までのおよそ100年間で、世界の平均地上気温が1.1～2.6 上昇するという結果が示されている。地球温暖化対策を適切に講じていくためには、今後も濃度の変化を監視することが重要である。

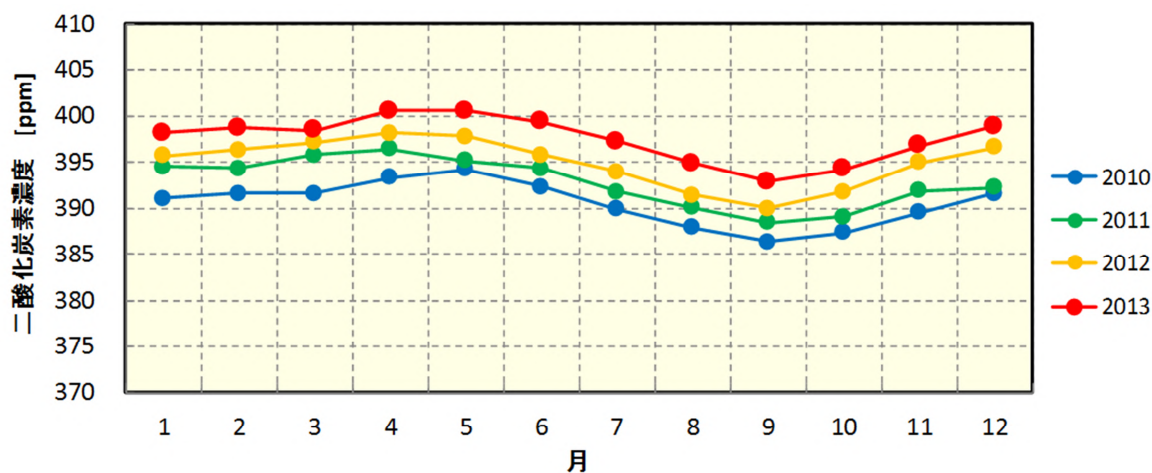


図3.1-6 南鳥島における二酸化炭素濃度の月平均値（2010～2013年）

図 3.1-7 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高い海域となっているため、海洋から大気に二酸化炭素が放出(赤色)されている。それ以外の広い海域では海洋が大気から二酸化炭素を吸収(青色)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、1990～2012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。河川から流入する9億トン炭素(IPCC, 2013)を考慮すると、この量は、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。年ごとの二酸化炭素吸収量には、1990年代半ば以降増加傾向がみられる。

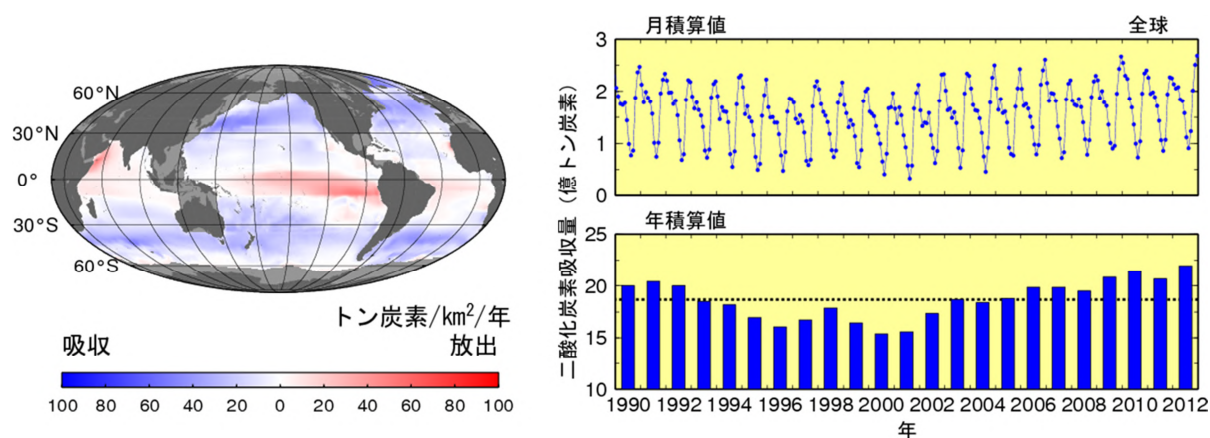


図 3.1-7 全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の 2012 年の分布(左図)及び二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値(1990～2012年)(右図)

左図は 2012 年の全海洋における二酸化炭素交換量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の外側を示す。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 1990～2010 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 3.1-8)。1990 年代以降、海面から深さ約 1200～1400 m までの海洋中に蓄積した二酸化炭素量は、東経 137 度で 2～11 トン炭素/km²/年(単位面積あたりに蓄積した炭素の重量に換算)、東経 165 度で 3～13 トン炭素/km²/年であった。特に北緯 20～30 度付近で 1 年あたりの二酸化炭素の蓄積量が多い。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輸送され、より深くまで分布していることにより、その他の海域に比べて単位面積あたりの二酸化炭素蓄積量が多いと考えられる。

(第3章 地球環境の変動)

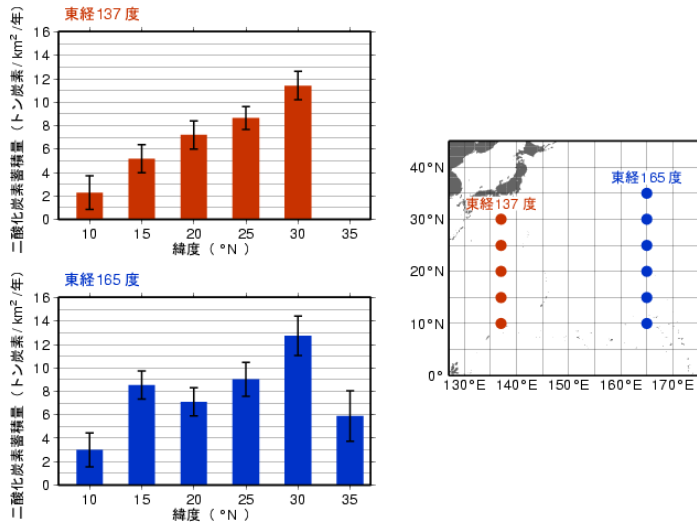


図 3.1-8 東経 137 度および東経 165 度における緯度ごとの 1 年あたりの二酸化炭素蓄積量(左図)と解析対象とした海域(右図) 左図中のエラーバーは、信頼区間 95%の範囲を示す。

(4) 海洋酸性化

海洋は、人間活動により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することで、海洋表面の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 (IPCC, 2013) 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 3.1-9、図 3.1-10)。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 0.013 ~ 0.020 の範囲、平均では 0.017 であった (信頼水準 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。

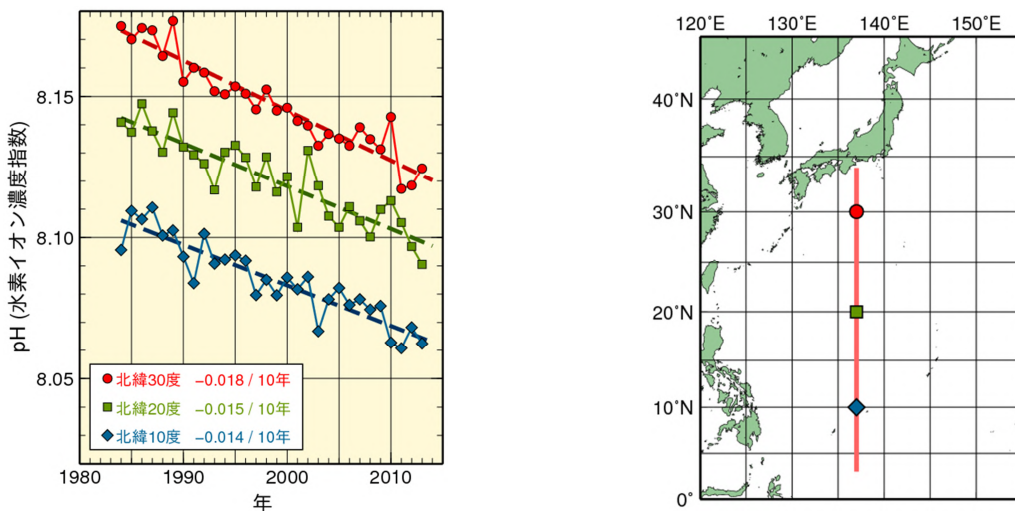


図 3.1-9 東経 137 度線 (右図) における冬季 (1 ~ 2 月) の表面海水 pH の経年変化 (左図) 東経 137 度線のうち北緯 10 度、20 度及び 30 度における経年変化を代表して図示した。図中の数字は各緯度における 10 年あたりの変化率を示す。

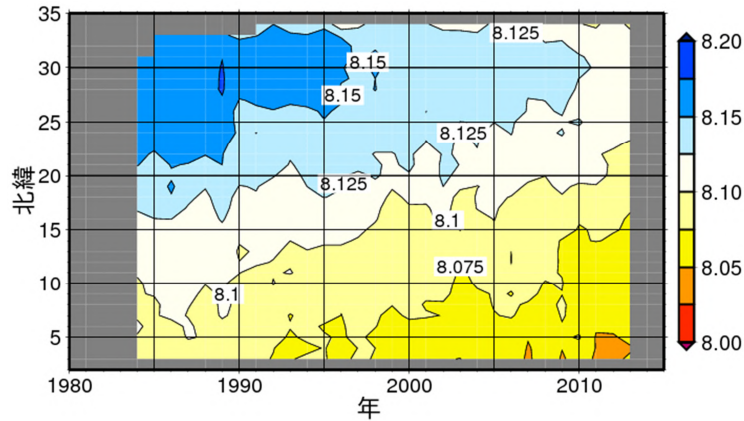


図 3.1-10 冬季 (1~2 月) の東経 137 度線上における表面海水中の pH の緯度-時間断面

(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て上空の二酸化炭素濃度の観測を行っている (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 3.1-11)。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)。

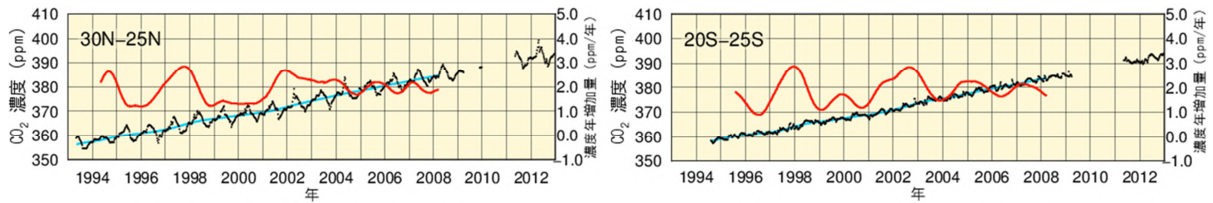


図 3.1-11 気象庁気象研究所と独立行政法人国立環境研究所による日本とオーストラリア間の定期航空便を利用して観測された上空の二酸化炭素濃度の経年変化 (1993 年 4 月 ~ 2012 年 12 月、環境省、(株)日本航空、(財)日航財団の支援による)

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。

(第3章 地球環境の変動)

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 3.1-12 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。熱帯および北半球中緯度からの排出がこの増加に寄与しているといった見解が示されている(WMO, 2013)。WDCGG の解析では 2012 年の世界平均濃度は 1819 ppb で、1984 年以降で最高値となった(表 3.1-1)。

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³⁹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 3.1-13)。

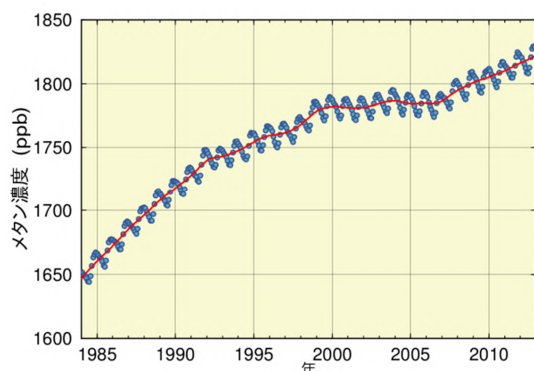


図 3.1-12 大気中のメタンの世界平均濃度

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, 2013)。算出方法は WMO (2009) による。

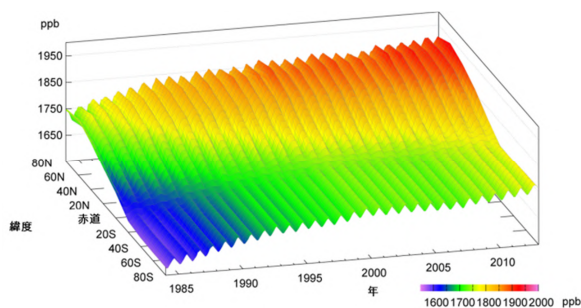


図 3.1-13 緯度帯別の大気中のメタン濃度の経年変化

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。

³⁹ 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。

(2) 日本におけるメタン濃度

国内で観測しているメタン濃度は、世界での傾向と同様に、夏季に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(図 3.1-14 (a))。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3つの観測地点の中で最もその濃度が高い。与那国島は南鳥島とほぼ同じ緯度帯にありながら、秋から春にかけて南鳥島よりも濃度が高くなる。これは与那国島が人口密集度の高いアジア大陸の都市域に近く、人為起源の排出の影響を受けやすいためと考えられる。2013年の年平均濃度は、綾里で1902 ppb、南鳥島で1851 ppb、与那国島では1872 ppb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 3.1-14 (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。

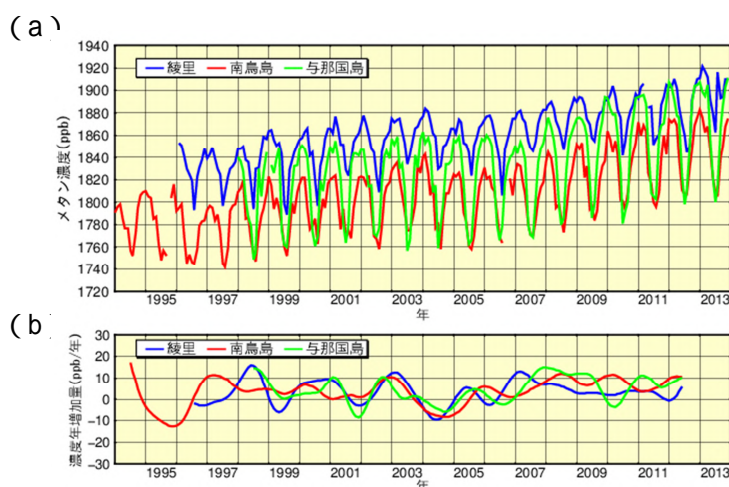


図 3.1-14 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタン濃度 (a) と濃度年増加量 (b) の経年変化

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。

3.1.3 世界と日本における一酸化二窒素

一酸化二窒素の大気中濃度は増加を続けており、WDCGG の解析によると 2012 年の世界平均濃度は 325.1 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 20% の増加である(表 3.1-1)。

綾里における一酸化二窒素濃度の経年変化を見ると、明瞭な季節変動は認められないが、年々増加している(図 3.1-15)。2013 年の年平均濃度は 326.9 ppb (速報値) であった。



図 3.1-15 綾里における大気中の一酸化二窒素濃度の経年変化

綾里における大気中の一酸化二窒素月平均濃度の経年変化を示す。なお、2004 年のはじめに観測装置を更新したため観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

3.2 オゾン層と紫外線の変動⁴⁰

【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、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、それ以降では増加傾向はみられない。

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」第二十二條第1項⁴¹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。

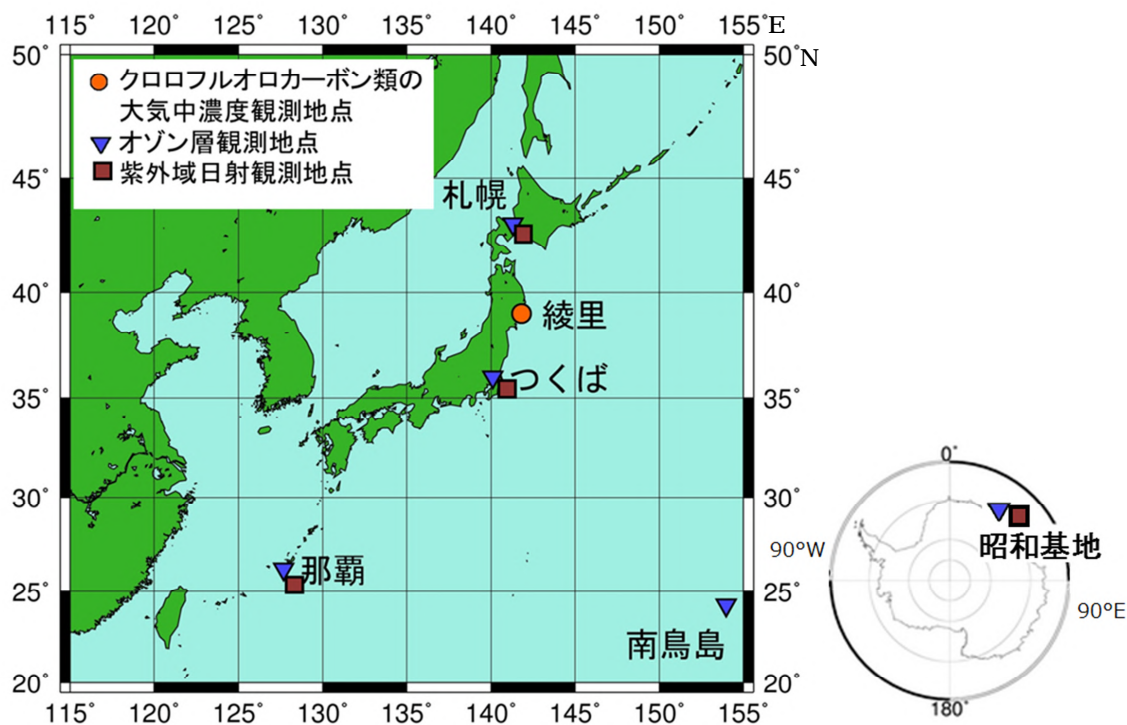


図3.2-1 気象庁におけるオゾン層・紫外線の観測網

⁴⁰ 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

⁴¹ 「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」(昭和六十三年五月二十日法律第五十三号) 第二十二條 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。

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。

(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。

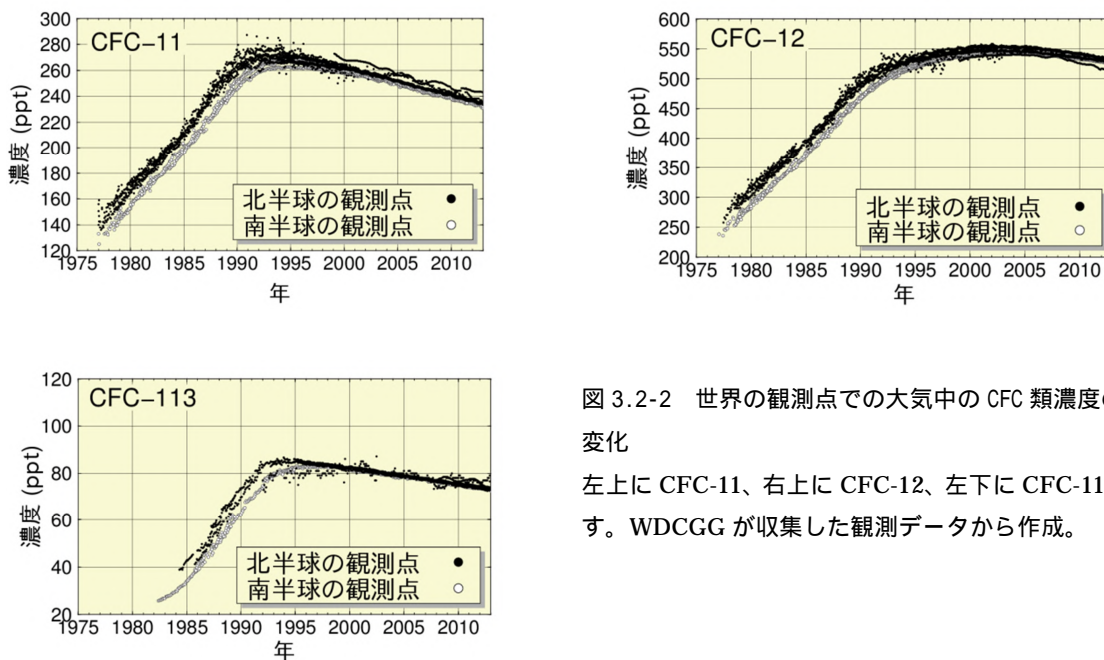


図 3.2-2 世界の観測点での大気中のCFC類濃度の経年変化

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、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、CFC-113はごく緩やかな増加が2001年頃までに止まり、その後減少傾向がみられる。

(第3章 地球環境の変動)

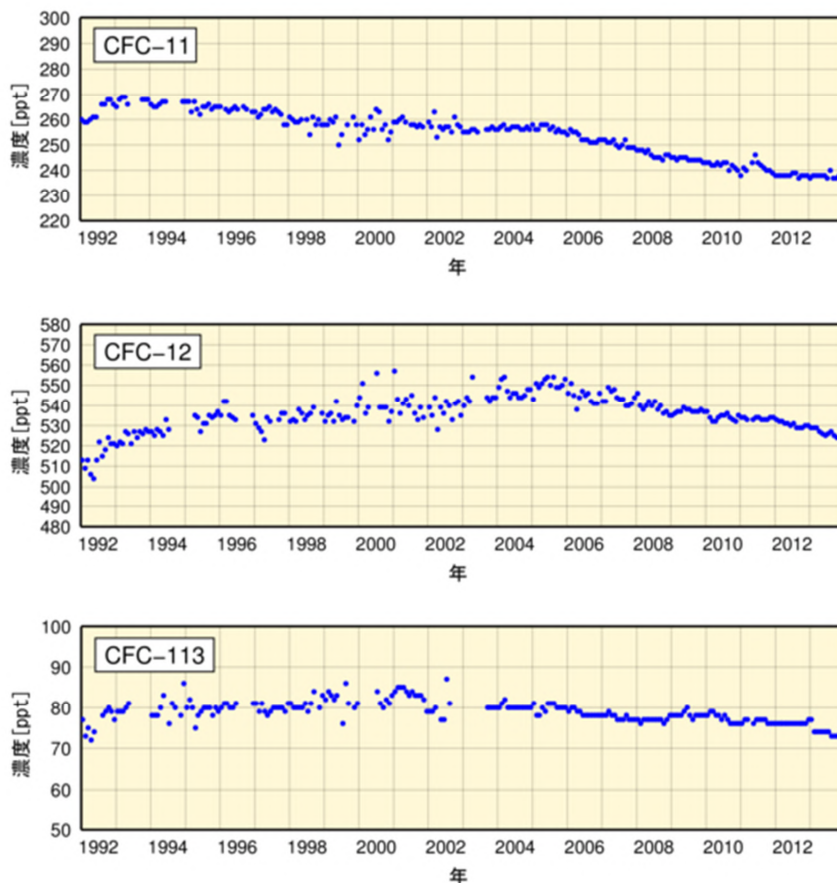


図 3.2-3 綾里における大気中の CFC 類濃度の経年変化

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)。地上観測データによれば、オゾン層の破壊が進んだ 1980 年代の直前である 1979 年を基準とした場合、2013 年のオゾン全量は世界平均で約 2.0% 少ない状態である⁴²。

1990 年代半ば以降、オゾン全量にほとんど変化が無いかわずかな増加傾向がみられることは、CFC 類等のオゾン層破壊物質の緩やかな減少に関係していると思われる。ただし、オゾン全量の経年変化には、自然の変動や観測の不確実性のほか、成層圏の気温や水蒸気の変化のように切り分けることが困難な要因もあり、オゾン層破壊物質の減少だけがその原因と判断することはできない(WMO, 2011)。

⁴² オゾン全量の長期的な変化傾向を示す曲線(図 3.2-4 の赤線)上の値から算出。

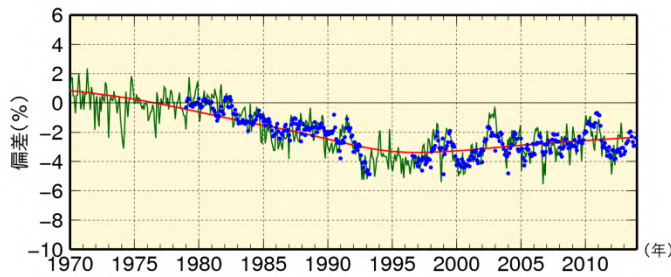


図 3.2-4 世界のオゾン全量の偏差(%)の経年変化

実線(緑)は世界の地上観測によるオゾン全量の偏差(%)、実線(赤)は EESC フィッティング曲線⁴³。印は衛星観測データ(北緯 70 度～南緯 70 度)によるオゾン全量の偏差(%)。比較の基準は 1970～1980 年の平均とした。観測データからは、季節変動、太陽活動、QBO⁴⁴の影響を除去している。使用した地上観測点数は 63 地点(北半球は 54 地点、南半球 9 地点)である。

(2) 日本上空のオゾン層

国内のオゾン全量は、札幌とつくばでは主に 1980 年代を中心に 1990 年代初めまで減少が進んだ(図 3.2-5)。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。

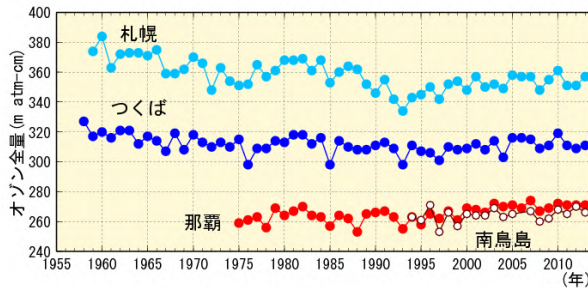


図 3.2-5 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化

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。

(3) 南極域上空のオゾンホール⁴⁵

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、それ以降では増加傾向はみられなくなった(図 3.2-6)。2013 年のオゾンホールの年最大面積は、過去 10 年間(2003～2012 年)の平均と同程度の規模だった(図 3.2-6 及び図 3.2-7)。

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 年代はじめのピーク後も多い状態が続いている(WMO, 2011)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。

⁴³ 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)の変化の関数にフィッティングしたトレンドを表す曲線。「オゾン層破壊の科学アセスメント 2010」(WMO, 2011)において採用されている方法である。

⁴⁴ QBO (Quasi-Biennial Oscillation : 準 2 年周期振動)とは、赤道付近の成層圏で、東風と西風が約 2 年の周期で交互に出現する現象。

⁴⁵ 「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)

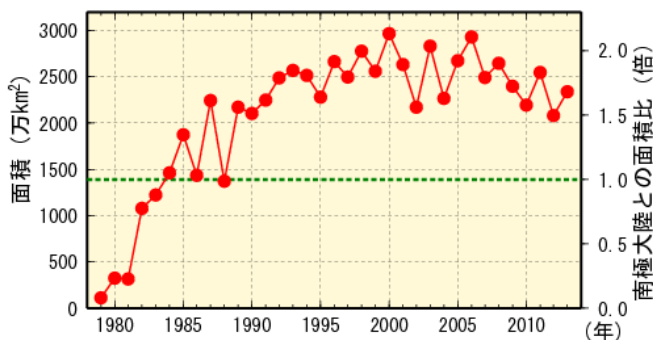
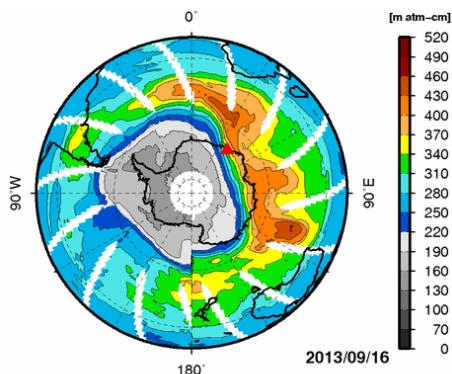


図 3.2-6 オゾンホールの面積の経年変化

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。



米国航空宇宙局(NASA)の衛星観測データを基に作成 気象庁

図 3.2-7 オゾンホール面積が年最大を記録した 2013 年 9 月 16 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。

3.2.3 日本における紫外線

国内の紅斑紫外線量⁴⁶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 4.6%、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、主に 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、つくばの最近 3 年間は、観測開始以来の第 1～3 位と高い値が続いた。これらの増加はオゾン全量の状況（図 3.2-5）から説明することができず、雲量の減少など天候の変化やエアロゾル量の減少が原因として考えられる（WMO, 2011；気象庁, 2011）。

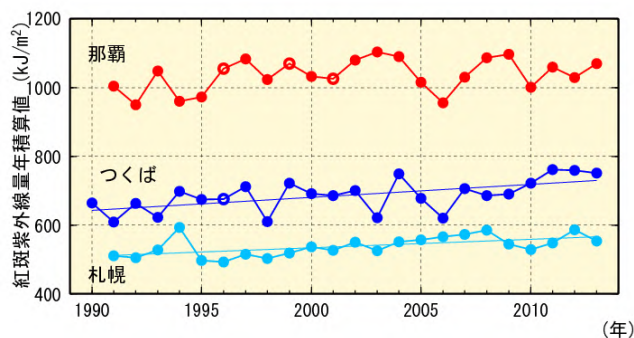


図 3.2-8 紅斑紫外線量年積算値の経年変化

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。

⁴⁶ 「紅斑紫外線量」については巻末の用語一覧を参照。

3.3 日本におけるエアロゾルと地上放射の変動⁴⁷

【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。

2013年の黄砂観測日数は15日、黄砂観測のべ日数は144日だった。

3.3.1 エアロゾル

国内の直達日射量⁴⁸観測により得られる大気混濁係数⁴⁹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、1982~83年と1991~93年にみられる極大は、それぞれ1963年2~5月のアグン火山噴火(インドネシア)、1982年3~4月のエルチチョン火山噴火(メキシコ)、1991年6月のピナトゥボ火山噴火(フィリピン)によって火山ガスが成層圏に大量に注入され、成層圏が長期間にわたって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。

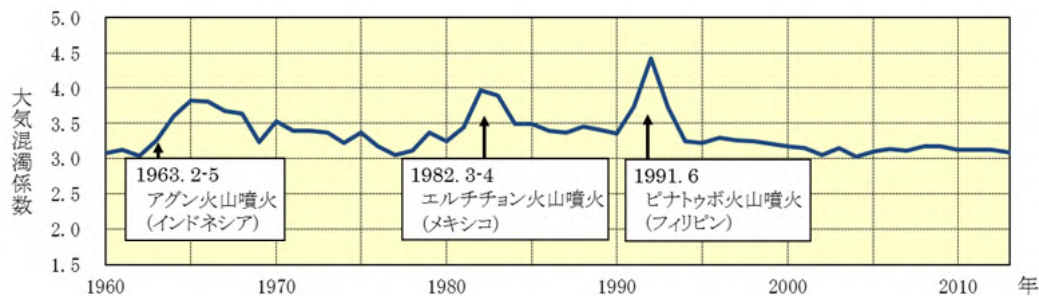


図3.3-1 バックグラウンド大気混濁係数の経年変化(1960~2013年)

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(2013年12月31日現在)の气象台や測候所で、職員が目視により大気中に黄砂粒子が浮遊していると判断した場合に「黄砂」として記録している。2013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15日(図3.3-2)、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144日(図3.3-3)であった。

⁴⁷ 「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)

⁴⁸ 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係数(大気混濁係数)を算出することができる。

⁴⁹ 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の光学的厚さ(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の大気混濁係数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。

(第3章 地球環境の変動)

黄砂観測日数や黄砂観測のべ日数は、1967年～2013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。

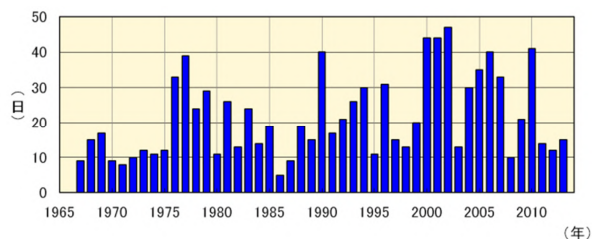


図 3.3-2 日本における年別の黄砂観測日数 (1967～2013年、国内60地点)

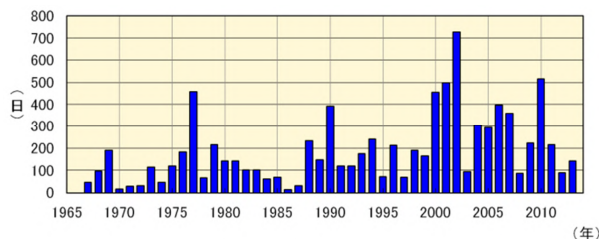


図 3.3-3 日本における年別の黄砂観測のべ日数 (1967～2013年、国内60地点)

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⁵⁰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)。

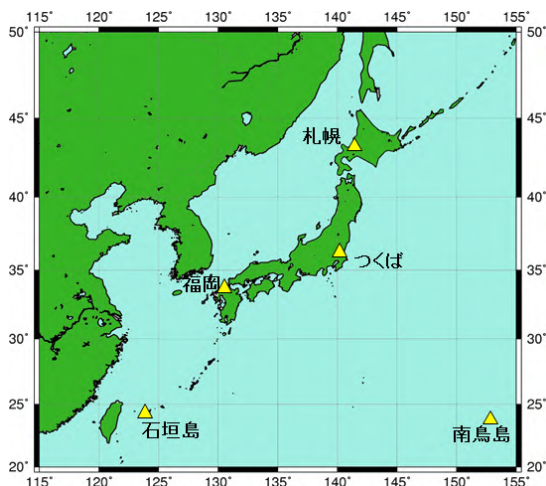


図 3.3-4 国内における日射及び赤外放射の観測地点
日本国内では札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島の5地点で直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射の観測を行っている。

(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

⁵⁰ 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。

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的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)。

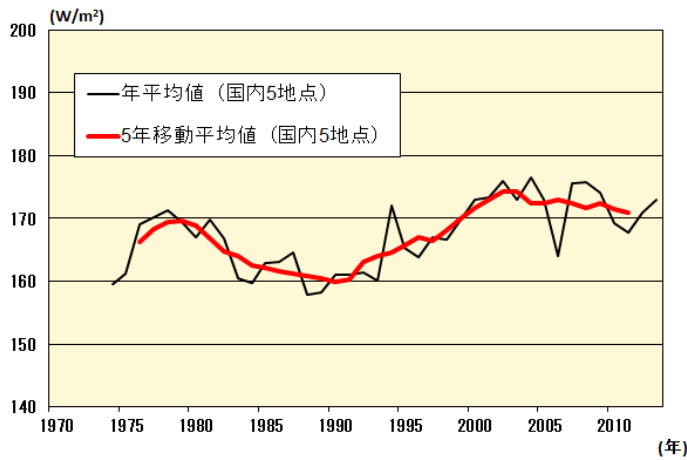


図 3.3-5 全天日射量の年平均値及び 5 年移動平均値の経年変化
国内 5 地点 (札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島) の平均を示す。2010 年に各地点で順次観測装置を更新し、より高精度な観測データが得られるようになった。

(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 年～2013 年の期間に 1 年当たり約 $0.4 W/m^2$ 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 年～2009 年において、年 $0.3 W/m^2$ の割合で増加) と整合している (WCRP, 2010)。

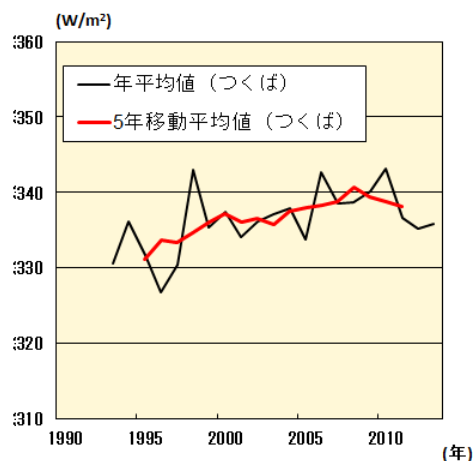


図 3.3-6 下向き赤外放射量の年平均値及び 5 年移動平均値の経年変化 (つくば)

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

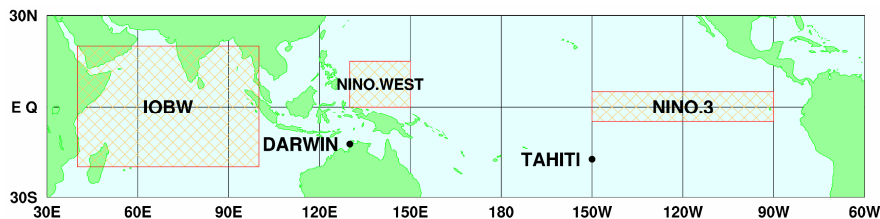
一般に過去に経験した現象から大きく外れた現象で、人が一生の間にまれにしか経験しない現象をいう。大雨や強風等の激しい数時間の気象から数か月も続く干ばつ、冷夏などの気候の異常も含まれる。気象庁では「ある場所・ある時季において30年に1回以下（30年に1回よりまれ）の頻度で発生する現象」を異常気象としている。

エルニーニョ現象に関する用語

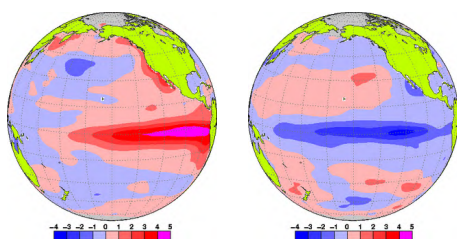
エルニーニョ現象／ラニーニャ現象：エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の中央部から南米ペルー沿岸にかけての広い海域で海面水温が平年より高い状態が半年から一年半程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。ひとたびエルニーニョ現象やラニーニャ現象が発生すると、日本を含め世界中で異常な天候が起こると考えられている。

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ことを表す。

左の図は、1997/98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1988/89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）または 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。先進工業国の産業革命（18世紀後半）以来、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, 2013）

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り、湿地や水田、あるいは家畜及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（WMO, 2013）。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：測定している物質が、どの程度大気中に存在しているかを表す割合。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、またはその量。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。

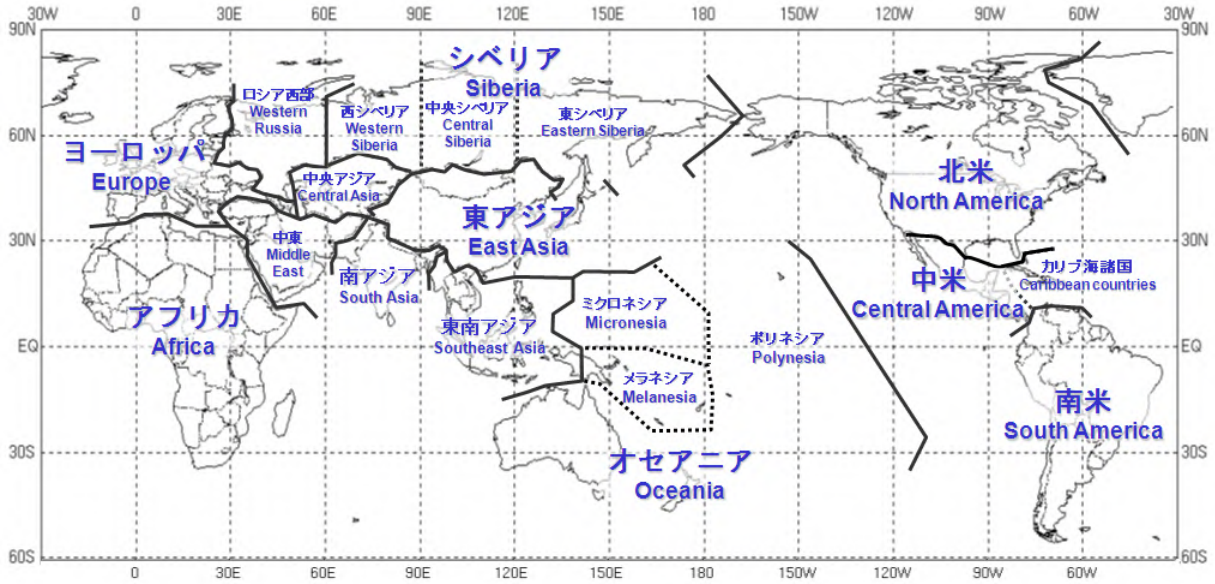
モンスーン

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。

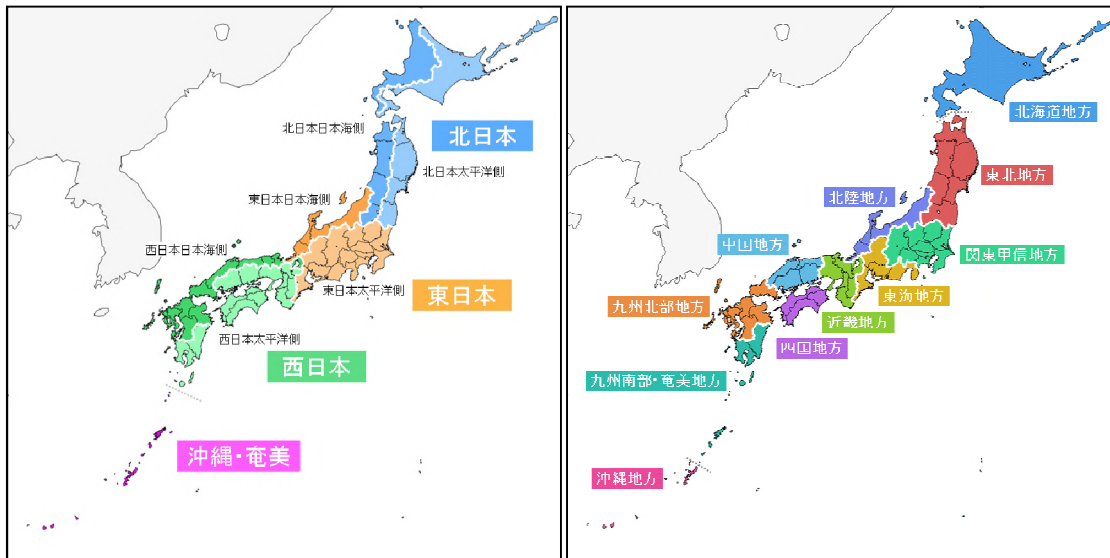
これらのほか、用語については気象庁ホームページの予報用語一覧も参考のこと。

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

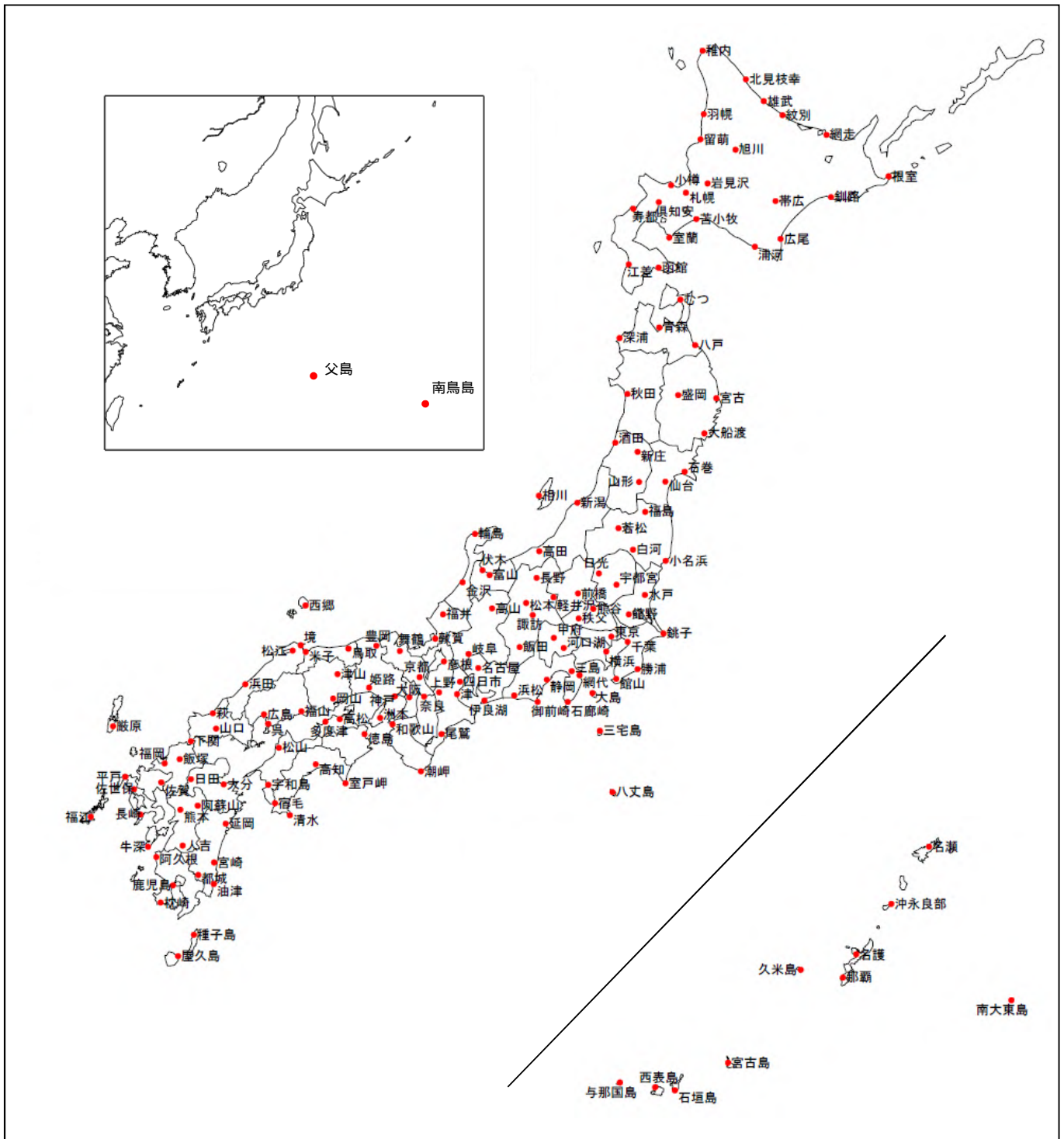
参考図



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)

【第2章】

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.

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, 166 pp.

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

【第3章】

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, 印刷中.

気象庁, 2011: オゾン層観測報告: 2010.

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, 166 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*, vol. 55, Washington, American Geophysical Union, pp.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.

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, 60pp.
- 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.
- 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 Vol. 14, No. 4, 20pp.
- WMO, 2009: Technical Report of Global Analysis Method for Major Greenhouse Gases by the World Data Center for Greenhouse Gases. GAW Report No. 184, WMO/TD No.1473.
- WMO, 2011: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No.52, 516pp.
- WMO, 2013: WMO Greenhouse Gas Bulletin No.9.
(http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html)

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	
			ソリューション事業部	特任首席研究員
	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)