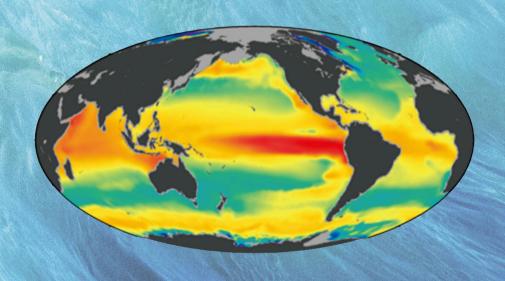
気候変動監視レポート 2017

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



平成30年7月 気象庁

気候変動監視レポート 2017

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

平成 30 年 7 月 気 象 庁



はじめに

「気候変動監視レポート」は、社会・経済活動に影響を及ぼす気候変動に関して、 我が国と世界の気候・海洋・大気環境の観測及び監視結果に基づいた最新の科学的な 情報・知見をとりまとめた年次報告であり、平成8年より刊行しています。

近年、世界各地で極端な気象・気候現象が頻発しており、社会・経済活動に影響を及ぼしています。2017年は、世界の年平均気温が統計開始以降3番目に高い値となり、世界各地で異常高温が発生しました。また、中国南部、アメリカ南東部、中南米等では、大雨や熱帯低気圧による甚大な被害がありました。日本では、沖縄・奄美地方で8月、9月の月平均気温が統計開始以降で最も高くなった他、「平成29年7月九州北部豪雨」が発生しました。また、太平洋沿岸で12年ぶりに黒潮の大蛇行が発生し、この影響で沿岸の潮位が高くなる中、台風21号が静岡県に上陸し、東海地方で高潮・高波による被害が発生しました。この夏の天候、黒潮大蛇行に関しては本レポートのトピックスとして取り上げています。

近年の極端な気象・気候現象の増加には、地球温暖化による気候変動の影響があると考えられており、今後も増加していくと予測されています。こうした状況に対応するため、地球温暖化対策の新たな国際的枠組みである「パリ協定」が2016年に発効しました。日本でも、気候変動の影響に対する適応策の充実・強化を図るため「気候変動適応法」が本年6月に成立し公布され、国や地方公共団体における気候変動対策に関する取り組みが加速しています。

本レポートが、気候変動の適応や緩和などの対策に係る国内外の関係機関・関係者に広く活用されるとともに、地球環境に関する理解の一助になることを願っております。

平成 30 年 7 月 気象庁長官 橋田 俊彦

目次

トピッ	<i>,</i> クス	·····1
I 20	017 年 8 月の北・東日本太平洋側の不順な天候と沖縄・奄美の顕著な高温	1
I.1		
I.2	大気の流れの特徴	2
II #	黒潮の大蛇行が 12 年ぶりに発生	4
	1 黒潮の大蛇行の経過	
II.2	2 黒潮の大蛇行の影響	6
II.3	3 黒潮の大蛇行に関する情報	6
III	2017年の南極オゾンホールの年最大面積が 29年ぶりに最小	8
	全球で海洋酸性化が進行・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	
	<u> 2017年の気候</u>	
1.1	世界の天候・異常気象	11
1.2	日本の天候・異常気象	17
1.2	2.1 年間の天候	17
1.2	2.2 季節別の天候	18
1.3	大気・海洋の特徴	22
1.3	3.1 季節別の大気・海洋の特徴	22
1.3	3.2 対流圏の平均気温	28
1.3	3.3 夏季アジアモンスーン	28
1.3	3.4 台風	29
第2章	章 気候変動	30
2.1	気温の変動	30
2.1	1.1 世界の平均気温	30
2.1	1.2 日本の平均気温	31
2.1	L.3 日本における極端な気温······	32
2.1	l.4 日本の大都市のヒートアイランド現象 ······	34
2.2	降水量の変動	36
2.2	2.1 世界の陸域の降水量	36
2.2	· · · · · · · · · ·	
2.2		
2.2		
2.2	2.5 日本の積雪量	40
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	41
2.4	台風の変動	43

2.5 海	面水温の変動44
2.5.1	世界の海面水温 44
2.5.2	日本近海の海面水温45
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46
	エルニーニョ/ラニーニャ現象46
2.6.2	太平洋十年規模振動(Pacific Decadal Oscillation: PDO) ······ 47
2.7 世	界の海洋表層の貯熱量の変動48
2.8 日	本沿岸の海面水位の変動49
2.9 海	氷域の変動
2.9.1	北極・南極の海氷
2.9.2	オホーツク海の海氷
2.10	比半球の積雪域の変動 ······53
第3章	地球環境の変動・・・・・・・・・55
3.1 温	室効果ガスの変動 ·······55
3.1.1	世界と日本における二酸化炭素
3.1.2	世界と日本におけるメタン
3.1.3	世界と日本における一酸化二窒素
3.2 オ	ブン層と紫外線の変動68
3.2.1	世界と日本におけるオゾン層68
3.2.2	日本における紫外線70
3.2.3	世界と日本におけるオゾン層破壊物質70
3.3 目	本におけるエーロゾルと地上放射の変動73
3.3.1	エーロゾル
3.3.2	黄砂
3.3.3	日射と赤外放射74
変化傾向	1の有意性の評価について76
用語一覧	(五十音順)77
参考図・	81
参考文献	83
謝辞 …	86
地球環境	・海洋に関する情報リスト87

トピックス

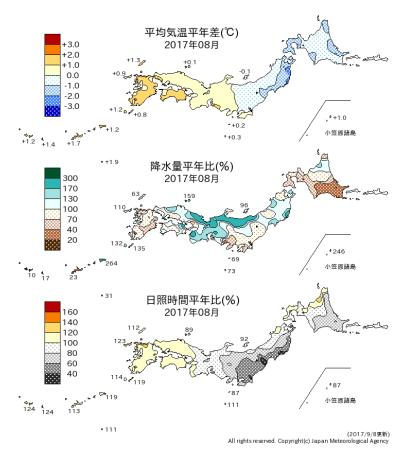
I 2017 年 8 月の北・東日本太平洋側の不順な天候と沖縄・奄美の顕著な高温

- 北・東日本太平洋側では8月の上旬から中旬にかけて不順な天候となり、沖縄・奄美では8月 はかなりの高温となった。
- 8月上旬から中旬にオホーツク海高気圧が出現し、8月の太平洋高気圧は平年と比べて日本の 南海上で強く、本州付近への張り出しは弱かった。

Ⅰ.1 天候の状況(図Ⅰ.1-1)

北・東日本太平洋側では8月上旬から中旬にかけて曇りや雨の日が多く、8月の日照時間は平年と比べてかなり少なかった。特に北日本太平洋側の8月中旬の日照時間は平年比34%で1、1961年の統計開始以降で最も少ない記録となった。また、平均気温も8月中旬は北・東日本で平年より低かった。8月中旬まで不順な天候が続いた影響で、東北北部と東北南部の梅雨明けは特定できなかった。東北地方で梅雨明けが特定できなかったのは2009年以来で、1951年の統計開始以降で東北南部では5回目、東北北部では6回目だった。

一方、沖縄・奄美では8月の月平均気温が平年差+1.4°Cとなり、1946年の統計開始以降で第1位の高温となった。なお、沖縄・奄美では8月以降も10月まで気温が平年よりかなり高い状態が続き、9月の月平均気温も1946年の統計開始以降で第1位タイ(平年差+1.3°C)の高温となった。



図Ⅰ.1-1 2017年8月の気温平年差、降水量・日照時間平年比の分布2

平年値は1981~2010年の平均値。

_

¹ 気象庁ホームページでは、1961 年以降の日本の地域平均気候表(年・季節・月・旬)を公開している。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/cgi-bin/view/kikohyo/

² 気象庁ホームページでは、1951 年以降の月平均の図を公開している。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/longfcst/trsmap_monthly.html

I.2 大気の流れの特徴

(1) 北・東日本太平洋側の不順な天候に関連する大気の流れの特徴

2017 年夏は、熱帯大気の季節内変動が明瞭であった。熱帯域の積雲対流活動は 7 月下旬にインドネシア付近で不活発となり、その後の8月上旬から中旬にはフィリピン付近で不活発となった(図 I.2-1 (a))。フィリピン付近の積雲対流活動が不活発だったことに対応して、太平洋高気圧は日本の南海上で強く、本州付近への張り出しは弱かった(図 I.2-1 (b))。このように、夏のフィリピン付近の積雲対流活動と日本付近の太平洋高気圧の強弱には相関があることが知られており、このような関係は太平洋・日本(PJ)パターンと呼ばれている(Nitta, 1987; Kosaka and Nakamura, 2010)。一方、同じく8月上旬から中旬にかけては、ユーラシア大陸上では偏西風が蛇行して、東シベリア付近でブロッキング高気圧が発達した(図 I.2-1 (c))。このブロッキング高気圧の発達と持続に伴い、大気下層にはオホーツク海高気圧が出現し(図 I.2-1 (b))、北・東日本の太平洋側に北東からの冷たく湿った気流が流れ込みやすい状態が続いた。また、8月上旬には台風第5号が接近・上陸し、その後も本州付近は低気圧や前線の影響を受けやすく、上空の寒気の影響で大気の状態が不安定となった日もあった。

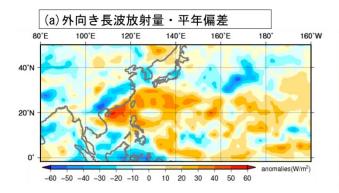
これらの影響により、北・東日本太平洋側では8月上旬から中旬にかけて曇りや雨の日が続く不順な天候となり、特に日照時間がかなり少なくなった。

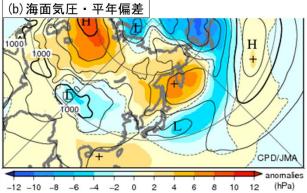
(2) 沖縄・奄美の高温に関連する大気の流れの特徴

(1)で述べたように、8月上旬から中旬にかけてフィリピン付近の積雲対流活動が不活発となり、太平洋高気圧が日本の南海上で強かった。このため、沖縄・奄美では太平洋高気圧に覆われやすく、強い下降流による大気下層の昇温や太平洋高気圧の縁辺に沿った西からの暖かい気流により、顕著な高温となった。また、上空のチベット高気圧が平年の位置と比べて南側にあたる沖縄・奄美方面に張り出したことや、平年より日射量が多かったことも、沖縄・奄美の8月のかなりの高温に寄与した可能性がある。

なお、太平洋高気圧が日本の南海上で強い状況は、8月から10月にかけてみられており、これには、継続的にインドネシア付近で積雲対流活動が活発だったことや、西部太平洋熱帯域で海面水温が高かったことが、季節内変動に加えて影響した可能性がある。

2017 年 8 月上旬から中旬の北・東日本太平洋側の不順な天候及び沖縄・奄美の高温の要因に関連する大気の流れの特徴をまとめると、図 I.2-2 のとおりとなる。





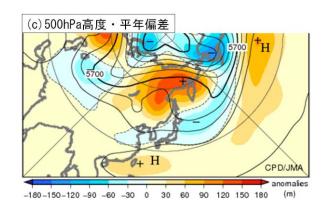


図 I. 2-1 2017 年 8 月中旬 (8 月 11~20 日) 平均の (a) 外向き長波放射量・平年偏差、(b) 海面気圧・平年偏差、 (c) 500hPa 高度・平年偏差³

等値線の単位・間隔は、(a) W/m²、(b) 4hPa、(c) 60m。 平年値は 1981~2010 年の平均値。

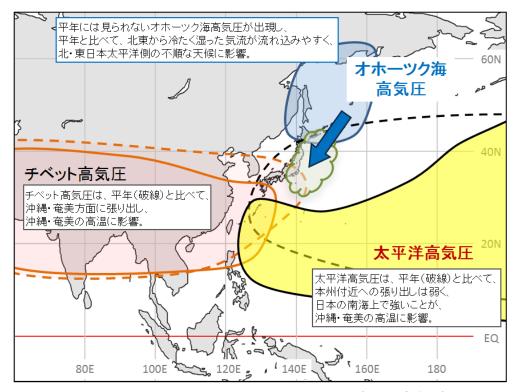


図 I. 2-2 2017 年 8 月上旬から中旬の北・東日本太平洋側の不順な天候及び沖縄・奄美の高温の要因に関連する 大気の流れの模式図

3

³ 気象庁ホームページでは、1958年以降の旬平均の図を公開している。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db hist jun.html

II 黒潮の大蛇行が 12 年ぶりに発生

○ 平成29年8月下旬から、黒潮の大蛇行が発生している。

II.1 黒潮の大蛇行の経過

黒潮は、日本の南岸に沿って流れる世界有数の強い海流で、流速が 2.5m/s(約5ノット)に達することもある。

平成29年(2017年)3月下旬、黒潮は九州南東方で小さな蛇行が発生した後ゆっくり東進し、8月下旬以降、潮岬、東海沖で大きく離岸して流れる状態が続き、大蛇行となった。大蛇行となったのは、平成17年(2005年)8月以来12年ぶりで、その後、平成29年(2017年)12月現在まで大蛇行が続いている(図II.1)。

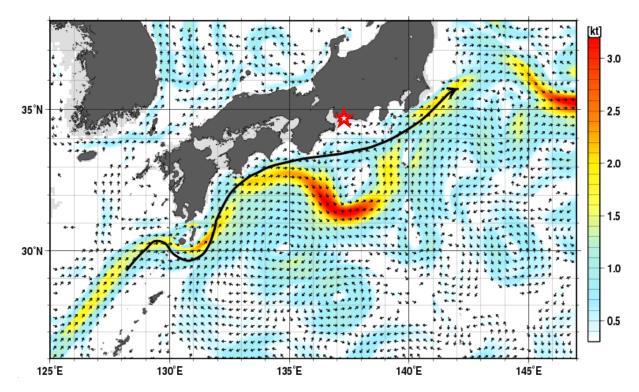


図 II.1 2017年11月1日の深さ50mの海流実況図

赤色は強い流れを示す。黒線は非大蛇行時の典型的な流路を、星印は図 II.3 の赤羽根の位置を示す。

気象庁の海洋気象観測船は、2017 年 9 月以降定期的に、伊豆諸島近海から東海沖にかけて海洋観測を実施しており、大蛇行している黒潮の流路や黒潮に対応した水温の分布を確認している(図 II.2)。

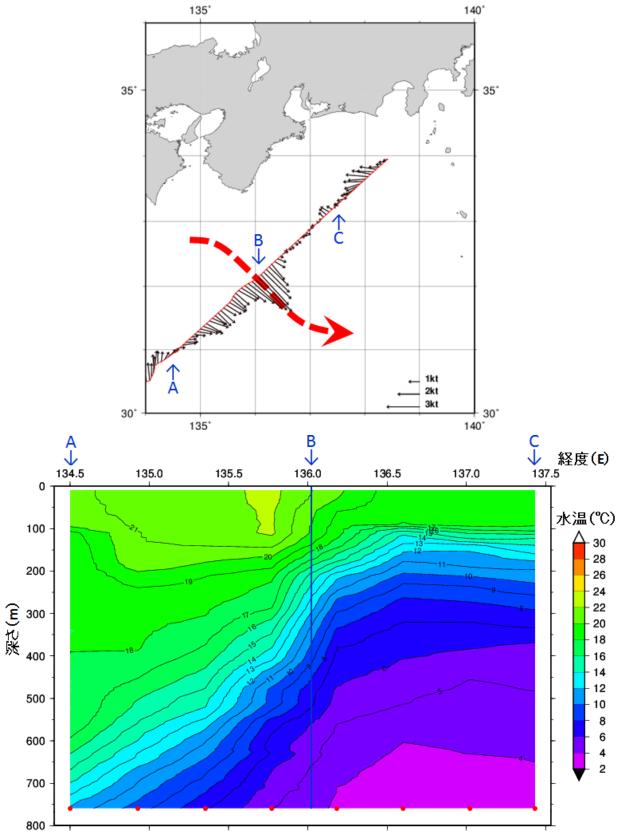


図 II.2 気象庁の海洋気象観測船「凌風丸」が 12月22日に観測した海流(上)、航路 A-C に沿った水温の深さ方向の分布(下)

黒い矢印は観測した海流の速さと向きをあらわす。赤い矢印は黒潮の流路をあらわす。 B 点は観測線上で、最も強い流れを観測した点。

II.2 黒潮の大蛇行の影響

大蛇行の発生や終息等により黒潮の流路が変わると、船舶の経済的な運航コースや漁場の位置が変わるほか、海流により波の変化が激しくなる海域も変わる。

また、大蛇行期間中は、東海から関東地方の沿岸潮位が上昇する傾向がある。黒潮の影響による沿岸潮位の上昇に、台風や低気圧の接近に伴う潮位上昇が加わると、低地では浸水などの被害がさらに大きくなる。

2017年の台風第21号は、強い勢力のまま10月23日に静岡県に上陸し、関東地方を北東に進んだ。東海地方では大蛇行により潮位が通常より20~30cm上昇していたところに台風による潮位上昇、大潮の時期、満潮時刻が重なり、高潮、高波による被害が発生した(図II.3、表II.1)。



図 II.3 赤羽根(愛知県)潮位観測地点における潮位偏差(2017年10月15日~26日)

地点名	瞬間値	平滑値
赤羽根(愛知県)	+162cm	+117cm
舞阪(静岡県)	+146cm	+123cm
鳥羽(三重県)	+121cm	+107cm

表 II.1 10月22日から23日にかけての最大潮位偏差

II.3 黒潮の大蛇行に関する情報

気象庁では、観測データや海洋モデルの結果を利用して、海流の実況や1か月先までの見通しを10日ごとに発表している。黒潮の大蛇行に関する最新の状況や予測、海洋気象観測船による実際の観測結果等の関連する情報は、「黒潮の大蛇行関連ポータルサイト」*として一元的に掲載しているので、ご活用いただきたい。

黒潮の大蛇行流路は、安定した流路の一つであり、過去の例では、1 年から数年程度継続する傾向がある(表 II. 2) ことから、引き続き、注意深く監視及び情報の提供に努めていきたい。

*黒潮の大蛇行関連ポータルサイト

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/db/kaikyo/etc/kuroshio_portal_201710.html

表 II.2 これまでの黒潮大蛇行の発生期間

期間	継続月数
①1975年8月~1980年3月	4年8か月
②1981年11月~1984年5月	2年7か月
③1986年12月~1988年7月	1年8か月
④1989年12月~1990年12月	1年1か月
⑤2004年7月~2005年8月	1年2か月
⑥2017年8月~	

Ⅲ 2017年の南極オゾンホールの年最大面積が29年ぶりに最小

- 2017年の南極オゾンホールの年最大面積は、1,878万km²を記録し、1988年以来の小さな値となった。要因としては、成層圏の気温がかなり高く推移したことが考えられ、これによりオゾン層破壊の進行が抑えられたとみられる。
- O 南極上空のオゾン層が1980年以前の状態に戻るのは、今世紀半ば以降と予測されており、引き続き監視が必要である。

気象庁が米国航空宇宙局 (NASA) の衛星観測データを基に解析した結果、2017年の南極オゾンホールは、例年と同様に8月に現れ、11月19日に例年より早く消滅した。その面積は、8月下旬以降、最近10年間の平均値より小さく、9月中旬から下旬にかけては最近10年間の最小値より小さく推移した(図III.1左図)。今年の最大面積は、9月11日に記録した1,878万km²(南極大陸の約1.4倍)で、1988年以来の小さな値となった(図III.1右図)。

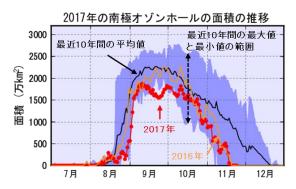




図 III. 1 南極オゾンホールの 2017 年の面積の推移と年最大面積の経年変化

左図:2017年と前年(2016年)の南極オゾンホール面積の推移

右図:オゾンホールの年最大面積の経年変化

米国航空宇宙局(NASA)提供の衛星観測データを基に気象庁で解析。

オゾンホールの形成・発達には、クロロフルオロカーボン類(日本では一般にフロン類と呼ぶ)等の人為起源のオゾン層破壊物質の大気中濃度と南極上空の気象条件が密接に関連する。オゾン層破壊物質に関しては、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(1987年採択。以下、モントリオール議定書という)に基づく生産規制等の効果により、世界的に 1990年代半ば以降緩やかに減少しているが依然として高い状態にある(図 3.2-7参照)。一方、2017年の南極上空では、8月以降、極渦(冬季から春季にかけて極域に形成される非常に気温の低い渦)が偏在化したため、気温が例年より高い状態となった(図 III.2)。これにより急激なオゾン層破壊が抑えられてオゾンホールの発達が進まなかったとみられる(極域におけるオゾン破壊のメカニズムについては、トピックス最後に記述)。

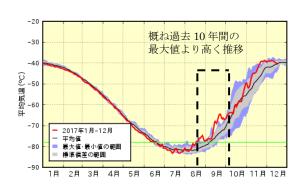


図 III. 2 南極上空 (50hPa) における南緯 60 度以上の領域 平均気温の推移図

赤線:2017年

黒線:過去10年間(2007~2016年)の平均値

灰色領域:過去10年間の標準偏差

紫色領域:過去10年間の最大値と最小値の範囲 気象庁55年長期再解析(JRA-55)を基に作成。 オゾン層の世界的な状況とその見通しについては、世界気象機関(WMO)と国連環境計画(UNEP)が「オゾン層破壊の科学アセスメント」として定期的に取りまとめている。2014年に取りまとめられた最新のアセスメントによると、モントリオール議定書が完全に履行され、このままオゾン層破壊物質の減少が続けば、ほとんどの地域のオゾン全量は今世紀半ばまでに 1980年以前の状態に回復すると予測されているが、南極上空のオゾン層が 1980年以前の水準に戻るのは他の地域より遅く、今世紀半ば以降になると予測されている。

このように、オゾン層が元の状態に回復するまでにはまだ数十年が必要とされており、オゾン層破壊の問題は、人間の手で一度自然に対して与えた影響を元に戻すためには、非常に多くの努力と時間が必要であることを私たちに教えている。採択されてから 2017 年で 30 周年を迎えたモントリオール議定書は、オゾン破壊物質である特定フロン(※)等の生産や消費を世界的に規制することにより、オゾン層の保護に大きな成果を挙げてきた。

近年、特定フロン等の大気中濃度は減少している一方、これらの代わりに広く使用されるようになった代替フロン(※)の濃度は急激に上昇し、その温室効果により間接的にオゾン層に影響を与えることが確認されている。このため、2016年10月に、ルワンダ・キガリで開催された、第28回モントリオール議定書締約国会議では、代替フロンを新たに規制対象とし、段階的削減義務を定めたキガリ改正が採択され、2019年1月に発効予定となっている。今回の改正により、オゾン層保護の世界的な取り組みが、益々有効なものとなるよう、気象庁では引き続き注意深く監視を行っていく。

※ 特定フロンと代替フロン

特定フロンは、モントリオール議定書によって、オゾン層破壊物質として規制の対象となった CFC や HCFC といったフロン類を指す。代替フロンは、特定フロンの代替として利用されている HFC を指し、オゾン破壊効果はないものの、高い温室効果を有している。

「極域におけるオゾン破壊のメカニズム」

オゾン層破壊物質であるフロン類は、上部成層圏(高度 40km 付近)で紫外線により分解され、この際に生じる塩素原子が触媒となってオゾンを連鎖的に破壊する。その後、塩素原子は下部成層圏に輸送され、通常はオゾンを破壊しない比較的安定な塩素化合物(硝酸塩素(ClONO2)や塩化水素(HCl))に変化する。極域では冬季、成層圏に形成される極渦により、極域上空とその周囲との空気の交換が著しく制限され、極域上空の成層圏大気は周囲から孤立する。冬季は太陽光があたらないため、極渦の内部は放射冷却により著しく低温となる。成層圏の気温が低下する(-78 度を目安としている)と硝酸や水蒸気などが凝結し、極域成層圏雲(Polar Stratospheric Clouds; PSCs)と呼ばれる雲が形成される。その表面では、特殊な化学反応により、フロン類から変化した塩素化合物から塩素分子(Cl2)が生成され、冬季の間に極渦内に蓄積される。そして、春季になって極域上空の成層圏に太陽光が射すようになると、冬に蓄積された塩素分子などが光によって解離して塩素原子になり、これが触媒となってオゾンを破壊する。オゾンホールは、このメカニズムにより急激なオゾン破壊が進行することで形成される。

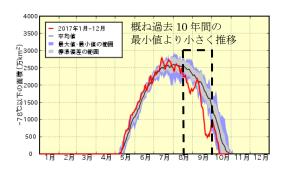


図 III.3 南極上空(50hPa)における気温-78 度以下(極域成層圏雲出現の目安)の面積の年変化

赤線:2017年

黒線:過去10年間(2007~2016年)の平均値

灰色領域:過去10年間の標準偏差

紫色領域:過去10年間の最大値と最小値の範囲 気象庁55年長期再解析 (JRA-55)を基に作成。

IV 全球で海洋酸性化が進行

○ 1990年以降全球海面のpHは約0.05 (10年あたり0.018) 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。

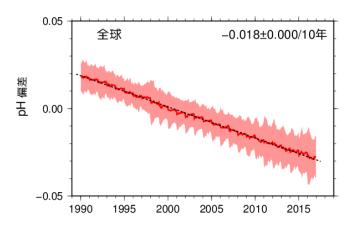
海洋は、大気から地球温暖化への影響が最も大きいとされる二酸化炭素を吸収してきたことから、海洋酸性化(=水素イオン濃度指数(pH)の低下)が世界規模で進行している。特に、近年、海洋酸性化に伴いサンゴやプランクトン等の海洋生態系に影響が及ぶことが懸念されている。

気象庁は、平成 29 (2017) 年 11 月に、気象庁の海洋気象観測船「凌風丸」、「啓風丸」をはじめ、海洋の二酸化炭素に係わる国際的な観測データを利用し、全球の海洋酸性化の監視情報の提供を開始した。全球の海洋酸性化に関する監視情報の毎年定期的な提供は世界で初めてである。

気象庁の解析結果から、1990 年以降全球海面の pH は約 0.05(10 年あたり 0.018)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(図IV.1、IV.2)。IPCC 第 5 次評価報告書/WG1 (IPCC, 2013)では、産業革命前(1750 年)以降の約 250 年間で、pH が全球平均でおよそ 0.1(10 年あたり約 0.004)低下したと報告されており、今回の結果から、近年の海洋酸性化の進行が過去 250年間より速いことが分かった。

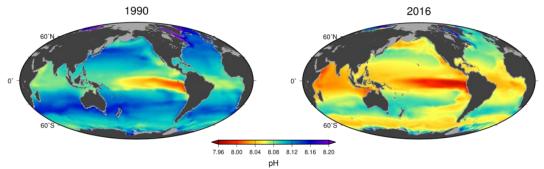
この情報は、気候モデルの検証や国内外の適応策検討等のため非常に重要な基礎資料であり、気象庁では、今後も観測船による観測を継続的に実施し、気象庁ホームページ「海洋の健康診断表」 を通じて情報提供を行っていく。

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



図Ⅳ.1 全球の表面海水中の水素イオン濃度 指数(pH)偏差の長期変化

塗りつぶしは標準偏差、黒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。



図IV. 2 表面海水中の水素イオン濃度指数(pH)の 1990年(左)と 2016年(右)における分布図

1.1 世界の天候・異常気象

- エルニーニョ現象の影響を大きく受けて異常高温が頻発した 2016 年ほどではなかったものの、2017 年も世界各地で異常高温が発生した。
- コロンビア南西部~ペルーの大雨(2~4月)、中国南部の大雨・台風(6~8月)、南アジア~アフガニスタン北東部の大雨(6~9月)、米国南東部~カリブ海諸国のハリケーン(8~9月)、ベトナムの台風・大雨(9~11月)など大きな気象災害が発生した。

2017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。

エルニーニョ現象の影響を受けて異常高温が頻発した 2016 年ほどではなかったものの、2017 年はエルニーニョ現象が発生していなかった年にもかかわらず、世界各地で異常高温が発生した(図1.1-1 中①③⑦⑨⑩⑫⑬⑭⑱⑨②③⑭⑤)。

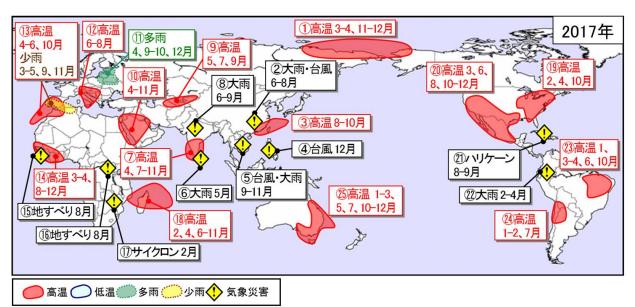


図 1.1-1 2017 年の主な異常気象・気象災害の分布図4

2017年に発生した異常気象や気象災害のうち、規模や被害が大きかったものについて、おおよその地域・時期を示した。「高温」「低温」「多雨」「少雨」は、月平均気温と月降水量から異常と判断した現象が1年のうち3か月以上繰り返された場合に、地理的広がりも考慮しつつ取り上げた。ここでは異常気象を、ある場所において30年に1回以下の稀な頻度で発生する現象と定義している。気象災害は、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)が共同で運用する災害データベース(EM-DAT)や各国の政府機関・国連機関等の発表に基づき、人的被害や経済的損失の大きさ、地理的広がりを考慮して取り上げた。

沖縄・奄美から中国南東部では、8月から 10月にかけて異常高温となった(図 1.1-1 中③)。沖縄県の那覇では8月の月平均気温が30.4℃(平年差+1.7℃)、宮古島では8月から 10月までの3か月平均気温が28.5℃(平年差+1.4℃)となり、沖縄・奄美の8月、9月の月平均気温は、1946年の統計開始以降でともに最も高かった(8月は1位、9月は1位タイ)。また香港では、8月22日に観測記録上最高となる36.6℃の気温を観測した(香港気象台、統計期間1884~1939年、1947~2016年)。サウジアラビア及びその周辺では4月から11月までの8か月間異常高温が継続し(図1.1-1中⑩)たほか、オーストラリア東部(図 1.1-1中⑤)、モーリシャスからモザンビーク北東部(図 1.1-1中⑩)、西アフリカ南部及びその周辺(図 1.1-1中⑭)、米国南西部からメキシコ(図 1.1-1中⑩)、インド南部からスリランカ(図 1.1-1中⑦)では異常高温が発生した月が6か月以上あった。

⁴ 気象庁ホームページでは、2006 年以降の主な異常気象・気象災害の分布図を公開している。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/annual/index.html

ョーロッパ北東部では 4 月、9 月から 10 月、12 月に異常多雨となり(図 1.1-1 中⑪)、ラトビア南東部のダウガフピルスでは 4 月の月降水量が 76mm(平年比 271%)、同西部のリエパヤでは 9 月から 10 月までの 2 か月降水量が 358mm(平年比 242%)、ウクライナのキエフでは 12 月の月降水量が 129mm(平年比 312%)だった。イベリア半島から北アフリカ北西部では、3 月から 5 月、9 月、11 月に異常少雨となった(図 1.1-1 中⑬)。アルジェリア北東部のコンスタンティーヌでは 3 月から 5 月までの 3 か月降水量が 32mm(平年比 21%)、 ポルトガル北東部のブラガンサでは 9 月の月降水量が 90mm(平年値 91、92、93、93 か月降水量が 94、95 の 95 の 97 の 97 に乗作 98 の 99 に 99 の 99 の

コロンビア南西部からペルーでは、2月から4月の大雨によって土砂災害等が発生し(図1.1-1中②)、計420人以上が死亡したと伝えられた(コロンビア政府、ペルー政府)。3月31日にはコロンビア南西部モコア市で死者262人の大規模土砂災害が発生した(コロンビア政府)が、そこから約90キロメートル離れたイピアレスの3月の積算降水量は160mmを超えて3月の平年値(96.4mm)と比べて約1.7倍となっていた。

米国南東部からカリブ海諸国では、8月から9月にかけて3つのハリケーン「HARVEY」、「IRMA」、「MARIA」が接近・上陸し(図 1.1-1 中②)、公式発表だけでも計 190 人以上の死者が発生したと伝えられた(米国政府、欧州委員会)。8月の月降水量はテキサス州ヒューストンで 993mm(平年比 1066%)、熱帯低気圧の存在期間と強度を合わせた統計指標(熱帯低気圧積算エネルギー)で見ると、9月の北大西洋の熱帯低気圧の活動は非常に活発だった(米国海洋大気庁)。

ベトナムでは、9月から11月にかけて台風第19号、台風第23号、台風第25号や熱帯低気圧による大雨の影響で(図1.1-1中⑤)、計190人以上が死亡したと伝えられた(ベトナム政府)。また、フィリピンでは、12月に台風第26号と台風第27号による大雨の影響で(図1.1-1中④)、200人以上が死亡したと伝えられた(フィリピン政府)。秋以降、平年に比べて西寄りのフィリピン付近で発生し南シナ海を西ー北西進する台風が多かったが、これは過去のラニーニャ現象時に見られた台風の発生位置が平年に比べて西にずれる傾向、及び台風の発生から消滅までの寿命が短くなる傾向と一致している。

表 1.1-1 2017年の世界の主な異常気象・気象災害の概要

	異常気象の種類	地域	概況			
	(発生月)					
1	高温	アラスカ北西部~	アラスカ北西部から東シベリア北部では、3月から4月、11月			
	(3~4、11~12月)	東シベリア北部	から 12 月にかけて異常高温となった。東シベリア北部のイリル			
			ネイでは、3~4月の2か月平均気温が-16.3℃(平年差+6.0℃)、			
			11 月の月平均気温が−17.4℃(平年差+8.5℃)、米国のアラス			
			カ州バローでは、12月の月平均気温が−14.5℃ (平年差+7.6℃)			
			となった。			
			米国アラスカ州の 12 月の月平均気温は、1925 年以降で最も高			
			かった(米国海洋大気庁)。			
2	大雨・台風	中国南部	中国では南部を中心に、6月から8月にかけての大雨と8月の台			
	(6~8月)		風第 13 号及び第 14 号の影響により 270 人以上が死亡したと伝			
			えられた (中国政府、マカオ政府)。			
3	高温	沖縄・奄美~中国南	沖縄・奄美から中国南東部では、8月から10月にかけて異常高			
	(8~10月)	東部	温となった。沖縄県の那覇では8月の月平均気温が30.4℃(平			
			年差+1.7℃)、沖縄県の宮古島では8~10月の3か月平均気温			
			が 28.5℃(平年差+1.4℃)となった。			

	田帯信免の孫野	+14+ 1=1:	(第1章 2017年の気候)			
	異常気象の種類	地域	概況			
	(発生月)		油畑・太美の0日 0日の日辺桁岸辺は 1010 左の佐利田は以			
			沖縄・奄美の8月、9月の月平均気温は、1946年の統計開始以際でしょに最ままかった(8月は1位、0月は1位なる)			
	/ IR	- 11 2.º \ .	降でともに最も高かった(8月は1位、9月は1位タイ)。			
4	台風	フィリピン	フィリピンでは、12月に台風第26号と台風第27号による大雨			
	(12月)		の影響で、200 人以上が死亡したと伝えられた(フィリピン政			
			府)。			
5	台風・大雨	ベトナム	ベトナムでは、9月から11月にかけて台風第19号、台風第23			
	(9~11月)		号、台風第 25 号や熱帯低気圧による大雨の影響で、190 人以上			
			が死亡したと伝えられた(ベトナム政府)。			
6	大雨	スリランカ南部	スリランカ南部では、5月の大雨によって210人以上が死亡した			
	(5月)		と伝えられた(スリランカ政府)。			
7	高温	インド南部~スリ	インド南部からスリランカでは、4月、7月から 11月にかけて			
	(4、7~11月)	ランカ	異常高温となった。スリランカのコロンボでは4月の月平均気温			
			が 29.8℃ (平年差+1.2℃)、インド南東部のマチリパトナムで			
			は 10 月の月平均気温が 29.8℃ (平年差+1.6℃)、インド南部の			
			コジコーデでは 7~11 月の 5 か月平均気温が 28.5℃ (平年差+			
			1.4°C) だった。			
8	大雨	南アジア〜アフガ	南アジアからアフガニスタン北東部では、6月から9月にかけて			
	(6~9月)	ニスタン北東部	の大雨によって 2,800 人以上が死亡したと伝えられた (国連人道			
			問題調整事務所、欧州委員会、インド政府、パキスタン政府)。			
9		中央アジア南東部	中央アジア南東部では、5月、7月、9月に異常高温となった。			
	(5、7、9月)		キルギス北西部のタラスでは 5 月の月平均気温が 17.9℃ (平年			
			\dot{E} +3.0℃)、ウズベキスタンのタシケントでは7月の月平均気温			
			 が 29.7℃ (平年差+1.9℃)、トルクメニスタン西部のキジルア			
			ルバトでは9月の月平均気温が26.0°C (平年差+2.0°C) だった。			
(10)	高温	サウジアラビア及	サウジアラビア及びその周辺では、4月から11月にかけて異常			
	(4~11月)	びその周辺	高温となった。サウジアラビア西部のメッカでは4月の月平均気			
			温が 33.3 \mathbb{C} (平年差 $+2.4$ \mathbb{C})、エジプト北東部のアリーシュで			
			は 7 月の月平均気温が 29.4℃ (平年差+2.5℃)、サウジアラビ			
			ア南部のジーザーンでは7~11月の5か月平均気温が33.3℃(平			
			年差+1.4°C) だった。			
(11)		ヨーロッパ北東部	ヨーロッパ北東部では、4月、9月から10月、12月に異常多雨			
	(4、9~10、12月)	7 107/146	となった。ラトビア南東部のダウガフピルスでは4月の月降水量			
			が 76mm (平年比 271%)、ラトビア西部のリエパヤでは 9~10			
			月の2か月降水量が358mm (平年比242%)、ウクライナのキエ			
			フでは 12 月の月降水量が 129mm (平年比 312%) だった。			
(12)	高温	ヨーロッパ南東部	ヨーロッパ南東部では、6月から8月にかけて異常高温となった。			
	(6~8月)	> 114715BB	ドイツ南部のシュトゥットガルトでは 6 月の月平均気温が			
	(0 0)1)		20.6℃ (平年差+4.0℃)、イタリア南部のカターニアでは 7~8			
			月の 2 か月平均気温が 28.8℃ (平年差+2.0℃)、セルビアのベ			
			オグラードでは 8 月の月平均気温が 26.0 \mathbb{C} (平年差 $+3.2$ \mathbb{C}) だ			
			った。			
			71-0			

(第1章 2017年の気候)

(211	1 草 2017 年の気 異常気象の種類	地域	概況
	(発生月)		
13	高温 (4~6、10月) 少雨 (3~5、9、11月)	イベリア半島〜北アフリカ北西部	イベリア半島から北アフリカ北西部では、4月から6月、10月に異常高温、3月から5月、9月、11月に異常少雨となった。スペイン南部のグラナダ空港では4~6月の3か月平均気温が21.3℃(平年差+3.4℃)、ポルトガル中部のカシュテロブランコでは10月の月平均気温が20.8℃(平年差+4.6℃)だった。アルジェリア北東部のコンスタンティーヌでは3~5月の3か月降水量が32mm(平年比21%)、ポルトガル北東部のブラガンサでは9月の月降水量が0mm(平年値48.4mm)、アルジェリア北部のジェルファでは11月の月降水量が3mm(平年比12%)だった。スペインの月平均気温は5月、6月としては1965年以降でそれ
			ぞれ2番目、1番目に高かった(スペイン気象局)。
(A)	高温(3~4、8~12月)	西アフリカ南部及 びその周辺	西アフリカ南部及びその周辺では、 3 月から 4 月、 8 月から 12 月にかけて異常高温となった。マリ南西部のキータでは $3\sim4$ 月の 2 か月平均気温が 33.9 °C(平年差 $+1.8$ °C)、コートジボワール南部のディンボクロでは 8 月の月平均気温が 26.3 °C(平年差 $+0.8$ °C)、セネガル南部のコルダでは $9\sim11$ 月の 3 か月平均気温が 28.5 °C(平年差 $+1.7$ °C)、コートジボワール中部のダロアでは 12 月の月平均気温が 26.7 °C(平年差 $+1.8$ °C)だった。
15	地すべり	シエラレオネ西部	シエラレオネ西部では、8月の地すべりによって500人以上が死
	(8月)		亡したと伝えられた (国連人道問題調整事務所)。
16	地すべり	コンゴ民主共和国	コンゴ民主共和国北東部では、8月の地すべりによって170人以
	(8月)	北東部	上が死亡したと伝えられた(国連人道問題調整事務所)。
17)	サイクロン	ジンバブエ	ジンバフエでは、2 月にサイクロン「DINEO」等の影響によっ
	(2月)		て 250 人以上が死亡したと伝えられた (欧州委員会)。
(18)	高温(2、4、6~11月)	モーリシャス〜モ ザンビーク北東部	モーリシャスからモザンビーク北東部では、 2 月、 4 月、 6 月から 11 月にかけて異常高温となった。マダガスカルのアンタナナリボでは 2 月の月平均気温が 21.9 °C(平年差 $+1.1$ °C)、モーリシャスのアガレーガ諸島では 4 月の月平均気温が 29.0 °C(平年差 $+1.2$ °C)、モーリシャスのロドリゲス島では 6 ~ 10 月の 5 か月平均気温が 23.9 °C(平年差 $+1.5$ °C)、マダガスカル北東部のトアマシナでは 11 月の月平均気温が 25.5 °C(平年差 $+1.1$ °C)だった。
(19)	高温 (2、4、10 月)	カナダ南東部〜米国東部	カナダ南東部から米国東部では、 2 月、 4 月、 10 月に異常高温となった。米国ジョージア州のオーガスタでは 2 月の月平均気温が 14.6 \mathbb{C} (平年差 $+5.1$ \mathbb{C})、米国ニューヨーク州のニューヨークでは 4 月の月平均気温が 14.2 \mathbb{C} (平年差 $+2.6$ \mathbb{C})、カナダケベック州のマニワキでは 10 月の月平均気温が 10.1 \mathbb{C} (平年差 $+3.6$ \mathbb{C}) だった。
20	高温 (3、6、8、10~12 月)	米国南西部〜メキシコ	米国南西部からメキシコでは、 3 月、 6 月、 8 月、 10 月から 12 月にかけて異常高温となった。米国のテキサス州ミッドランドでは 3 月の月平均気温が 18.0 \mathbb{C} (平年差 $+4.9$ \mathbb{C})、米国のネバダ

	異常気象の種類	地域	(第1草 2017年の気候) 概況			
	(発生月)	-2-54	1967/0			
	(元王万)		州ラスベガスでは 6 月の月平均気温が 33.2℃ (平年差+3.3℃)、			
			,,,,			
			メキシコ西部のシウダーコンスティチュシオンでは8月の月平			
			均気温が 30.3℃ (平年差+1.9℃)、メキシコ西部のテピクでは			
			10~12月の3か月平均気温が22.5℃(平年差+1.8℃)だった。			
			米国本土の 2017 年の年平均気温は、1895 年以降で 3 番目に高			
			かった(米国海洋大気庁)。			
21)	ハリケーン	米国南東部~カリ	米国南東部からカリブ海諸国では、8月から9月にかけてハリケ			
	(8~9月)	ブ海諸国	ーン「HARVEY」、「IRMA」、「MARIA」の影響により 190 人以			
			上が死亡したと伝えられた(米国政府、欧州委員会)。			
			テキサス州ヒューストンでは8月の月降水量が993mm (平年比			
			1066%) だった。			
22	大雨	コロンビア南西部	コロンビア南西部からペルーでは、2月から4月の大雨による土			
	(2~4月)	~ペルー	砂災害等によって 420 人以上が死亡したと伝えられた(コロン			
			ビア政府、ペルー政府)。			
23	高温	ブラジル東部	ブラジル東部では、1月、3月から4月、6月、10月に異常高温			
	$(1, 3\sim 4, 6, 10)$		 となった。ブラジル東部のボンジェズスダラパでは1月の月平均			
	月)		 気温が 29.8℃ (平年差+4.1℃)、ブラジル東部のバラドコルダ			
	, ,		では 3~4 月の 2 か月平均気温が 27.0℃ (平年差+1.3℃)、ブラ			
			ジル東部のクラテウスでは 6 月の月平均気温が 27.7℃ (平年差)			
			$+2.4^{\circ}$)、ブラジル東部のカロリナでは 10 月の月平均気温が			
			30.1℃ (平年差+2.7℃) だった。			
<u> </u>	立 ⁄4	フェギンチン北西	30.1 C (千年屋 + 2.7 C) たちた。 アルゼンチン北西部及びその周辺では、1月から2月、7月に異			
24)	高温	アルゼンチン北西				
	(1~2、7月)	部及びその周辺	常高温となった。アルゼンチン北西部のリバダビアでは1月の月			
			平均気温が 31.3℃ (平年差+3.5℃)、チリ北部のラセレナでは 1			
			~2月の2か月平均気温が19.0℃(平年差+2.0℃)、アルゼンチ			
			ン北西部のサンティアゴデルエステロでは 7 月の月平均気温が			
			15.3℃ (平年差+3.0℃) だった。			
25	高温	オーストラリア東	オーストラリア東部では、1月から3月、5月、7月、10月から			
	$(1\sim3, 5, 7, 10)$	部	12 月にかけて異常高温となった。オーストラリア東部のナウラ			
	~12月)		では 1~3 月の 3 か月平均気温が 22.6℃ (平年差+2.1℃)、オー			
			ストラリア北東部のケアンズでは3月の月平均気温が28.4℃(平			
			年差+1.8℃)、オーストラリア東部のロックハンプトンでは5月			
			の月平均気温が 21.8℃ (平年差+1.9℃)、オーストラリア東部			
			のグラッドストーンでは7月の月平均気温が20.3℃(平年差+			
			2.5℃)、オーストラリア南東部のマウントガンビアでは 10~11			
			月の 2 か月平均気温が 16.4℃ (平年差+2.8℃)、オーストラリ			
			ア南東部のナウラでは 12 月の月平均気温が 22.3℃ (平年差+			
			2.7°C) だった。			
			オーストラリアの3月、7月の月平均気温は、ともに1910年以			
			降で3番目に高かった(オーストラリア気象局)。			
			IT C 0 田日で開か フル (ターハエノフ/ A(3/円/))			

年平均気温は、世界のほとんどの陸上で平年値より高く、ユーラシア大陸東部、北米大陸南部、南米大陸、オーストラリア大陸(中部から北西部を除く)の広範囲で平年より非常に高かった(図 1.1-2)。

年降水量は、東南アジア、ヨーロッパ中部及びその周辺、米国西部、南米南部などで平年より多く、アラビア半島及びその周辺、ヨーロッパ南部から北アフリカ北西部、ブラジル東部などで平年より少なかった(図 1.1-3)。

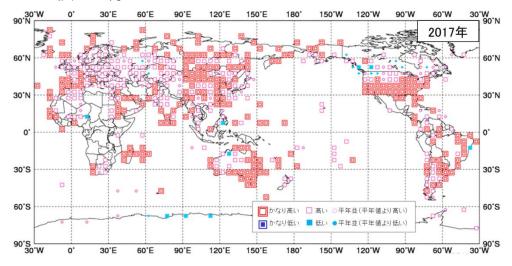


図 1.1-2 年平均気温規格化平年差階級分布図(2017年)5

各観測点の年平均気温平年差を年の標準偏差で割り(規格化)、緯度・経度 5 度格子の領域ごとにそれらを平均した。階級区分値を-1.28、-0.44、0、+0.44、+1.28 とし、それぞれの階級を「かなり低い」「低い」「平年並(平年値より低い)」「平年並(平年値より高い)」「高い」「かなり高い」とした。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平年値がない領域を意味する。なお、平年値は $1981\sim2010$ 年の平均値。標準偏差の統計期間も $1981\sim2010$ 年。

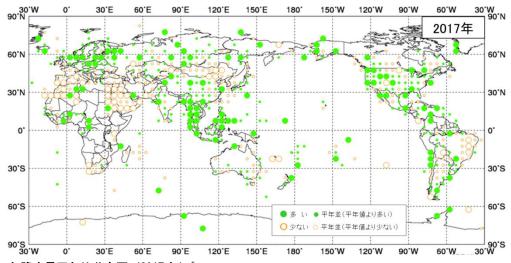


図 1.1-3 年降水量平年比分布図(2017年)5

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 $1981\sim2010$ 年の平均値。

⁵気象庁ホームページでは、2014年以降の年平均気温規格化平年差階級分布図、年降水量平年比分布図を公開している

https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/climfig/?tm=annual

1.2 日本の天候・異常気象6

- 梅雨の時期は、「平成29年7月九州北部豪雨」など記録的な大雨となる所があった。
- 8月は、北・東日本太平洋側で不順な天候となった。
- 10月は、北~西日本で顕著な多雨・寡照となった。
- 夏から秋にかけて、沖縄・奄美は顕著な高温が持続した。

1.2.1 年間の天候

2017年の日本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を図 1.2-1 に示す。年統計値の特徴は以下のとおり。

- 年平均気温:沖縄・奄美でかなり高かった。北・東・西日本は平年並だった。
- 年降水量:北・東日本日本海側、西日本太平洋側で多かった。一方、沖縄・奄美で少なかった。北・東日本太平洋側、西日本日本海側は平年並だった。
- O 年間日照時間:北・東・西日本で多く、特に東日本太平洋側、西日本日本海側でかなり多かった。沖縄・奄美は平年並だった。

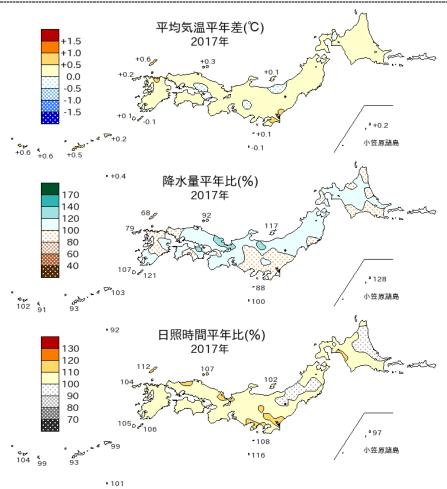


図 1. 2-1 日本における 2017 年の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布 平年値は $1981\sim 2010$ 年の平均値。

.

⁶ 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。

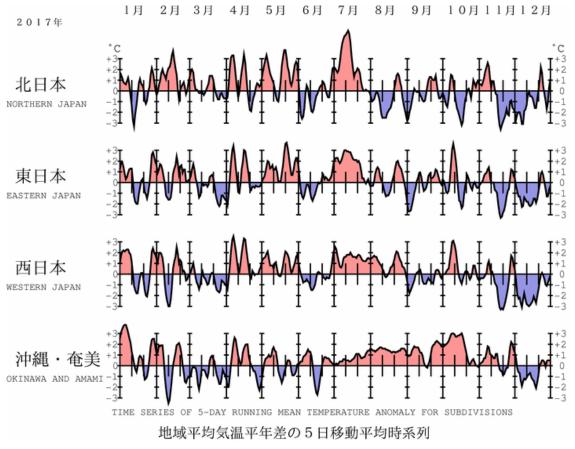


図1.2-2 地域平均気温平年差の5日移動平均時系列(2017年1~12月)

平年値は 1981~2010 年の平均値。

1.2.2 季節別の天候

2017年の日本の地域別平均気温平年差の経過を図 1.2-2 に、日本の季節別の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比の分布を図 1.2-3 に示す。また、月統計値で記録を更新した地点数と主な地域を表 1.2-1 に示す。季節別の天候の特徴は以下のとおり。

(1) 冬 (2016年12月~2017年2月)

- 平均気温:全国的に高く、特に沖縄・奄美でかなり高かった。
- O 降水量:西日本日本海側で多かった。一方、沖縄・奄美で少なかった。北・東日本、西日本 太平洋側では平年並だった。
- 日照時間:東日本太平洋側でかなり多く、西日本で多かった。一方、北日本日本海側で少なかった。北日本太平洋側、東日本日本海側、沖縄・奄美では平年並だった。

2016/17年の冬は、寒気の南下が弱く、気温の高い日が多かったため全国的に暖冬となったが、一時的に強い寒気が南下し、西日本日本海側では1月中旬~下旬前半と2月上旬後半~中旬前半に大雪となり、交通障害や農業施設被害が発生した。

(2) 春 (2017年3~5月)

- 平均気温:北・東・西日本で高かった。沖縄・奄美では平年並だった。
- O 降水量:北・東・西日本で少なく、特に北・東日本日本海側でかなり少なかった。沖縄・奄美では平年並だった。
- O 日照時間:北・東・西日本で多く、特に東日本と西日本日本海側でかなり多かった。沖縄・ 奄美では平年並だった。

春は、本州付近は高気圧に覆われやすかったため、北~西日本では春の降水量が少なく、春の日

照時間が多かった。また日本の北の低気圧に向かって暖かい空気が流れ込みやすく、北〜西日本の春の平均気温は高かった。

(3) 夏(2017年6~8月)

- 平均気温:沖縄・奄美でかなり高く、東・西日本で高かった。北日本で平年並だった。
- 降水量:東日本日本海側でかなり多く、北日本日本海側で多かった。一方、東日本太平洋側、 西日本日本海側、沖縄・奄美で少なかった。北・西日本太平洋側では平年並だった。
- O 日照時間:東日本日本海側、西日本、沖縄・奄美で多かった。北日本と東日本太平洋側では 平年並だった。

夏は、日本の南海上で太平洋高気圧が強く、沖縄・奄美では晴れて暑い日が続いたため、夏の平均気温がかなり高く、夏の降水量は少なく、夏の日照時間は多かった。特に8月の月平均気温は、平年差+1.4℃と1946年の統計開始以来第1位の高温となった。また、東・西日本でも夏の平均気温が高かった。梅雨前線は、6月は平年より南の本州の南海上に停滞することが多かったが、7月に入ると一転して平年より北の日本海に停滞することが多かったため、東日本太平洋側や西日本では梅雨前線の影響を受けにくく、梅雨の時期(6~7月)の降水量が少ない地方が多かった。ただし、梅雨前線の活動が活発となる時期があり、「平成29年7月九州北部豪雨」など記録的な大雨となった所があった。新潟県や秋田県などでも大雨となる日があり、北陸地方や東北地方では、梅雨の時期(6~7月)の降水量は多かった。また7月の北日本は、西よりの暖かい空気が流れ込んだことや太平洋側では山越えの気流で更に気温が上昇したこと、晴れて強い日射の影響を受けたことなどから、平年を著しく上回る高温となる時期があった。8月に入るとオホーツク海高気圧が出現し、北・東日本太平洋側では冷たく湿った空気が流れ込んだため、曇りや雨の日が多い不順な天候となり、月間日照時間がかなり少なかった。東北北部、東北南部の梅雨明けの時期は、2009年以来8年ぶりに「特定しない」となった。

(4) 秋 (2017年9~11月)

- 平均気温:沖縄・奄美でかなり高かった。一方、北日本で低かった。東・西日本では平年並だった。
- 降水量:全国的に多く、特に東日本太平洋側と西日本でかなり多かった。
- 日照時間:西日本でかなり少なく、沖縄・奄美で少なかった。北・東日本では平年並だった。

秋は、日本の南海上で太平洋高気圧が強い状態が続いた。この影響で沖縄・奄美では南から暖かい空気が流れ込みやすく、気温のかなり高い状態が続き、秋の平均気温はかなり高かった。特に、9月の月平均気温は平年差+1.3℃と1946年の統計開始以来2014年と並び第1位タイの高温となり、8月に続き2か月続けて記録的な高温となった。一方、北日本では北から寒気が流れ込みやすく、秋の平均気温は低かった。本州付近には秋雨前線が停滞しやすく、また台風第18号、第21号、第22号が日本に接近あるいは上陸したため、全国的に秋は多雨となった。特に10月は、北~西日本では月降水量がかなり多く、月間日照時間がかなり少なくなった。西日本では、月降水量が太平洋側で平年比334%、日本海側で平年比332%となり、いずれも1946年の統計開始以来10月としては最も多かった。11月中旬からは日本付近に強い寒気が流れ込み、北~西日本では気温が低い状態が続いた。

(5) 初冬(2017年12月)

日本付近に強い寒気が流れ込み、全国的に気温が低い状態が続き、日本海側では大雪となった所もあった。

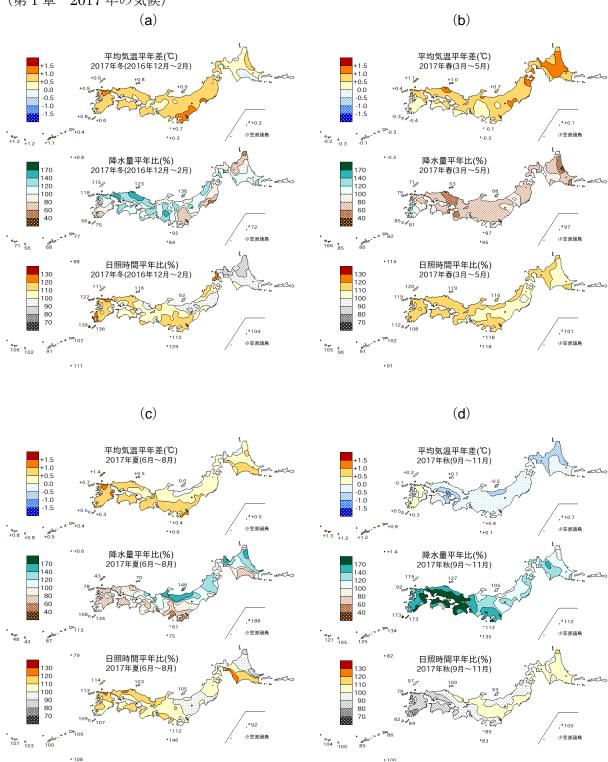


図 1.2-3 日本における 2017 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差(比)分布 (a): 冬(2016 年 12 月~2017 年 2 月)、(b): 春(3~5 月)、(c): 夏(6~8 月)、(d): 秋(9~11 月) 平年値は $1981\sim2010$ 年の平均値。

⁷ 気象庁ホームページでは、1961 年冬(前年 12~2月)以降の季節の分布図を公開している。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/longfcst/trsmap_seasonal.html

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(2017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(単独 1 位の地点数)と 1 位 タイを記録した地点数(「タイ」と表示)を示す。地域は更新及びタイ記録の地点数の合計が 5 以上のとき、主たる地域を記載した。

(気温) 北:北日本、東:東日本、西:西日本、沖奄:沖縄・奄美

(降水量、日照時間) 北日:北日本日本海側、北太:北日本太平洋側、東日:東日本日本海側、東太:東日本太平洋側、西日:西日本日本海側、西太:西日本太平洋側、沖奄:沖縄・奄美

	平均気温(地点)		降水量	上(地点)	日照時間(地点)		
	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	1			2			
2月					2		
3月							
4月							
5月	5、4 タイ 西			4	2		
6月			3		1		
7月	4、7 タイ 西		1	1	3		
8月	9、5 タイ 沖奄			1	1	3	
9月	4、1 9イ 沖奄		1				
10月	1		27 東太、西日、西太			5	
11月				1	1	1 タイ	
12月				1 タイ	1	1	

1.3 大気・海洋の特徴8

- 太平洋赤道域の海面水温は、2017年春には広く正偏差となったが、夏には東部、秋には中・ 東部で負偏差となった。一方、西部では正偏差が持続し、特に夏には正偏差が明瞭となった。
- 2017年8月は、フィリピン付近の積雲対流活動は不活発となり、太平洋高気圧は平年と比べて 日本の南海上で強く、本州付近への張り出しが弱かった。また、8月の上旬から中旬にかけて はオホーツク海高気圧が出現した。これらに関連して、北・東日本太平洋側で寡照、沖縄・ 奄美で高温となった。
- 対流圏の全球平均気温は平年より高い状態が続き、特に9月と10月はそれぞれの月として1958 年以降で最も高かった。

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、アジアモンスーン等の状況など、大気・海洋の特徴を把握することが重要である⁹。以下では、2017年のこれらの特徴について記述する。

1.3.1 季節別の大気・海洋の特徴

(1) 冬 (2016年12月~2017年2月)

海面水温は、中・東部太平洋赤道域で 2016 年夏以降に負偏差が続いていたが、2016/2017 年冬には負偏差は弱くなり、ラニーニャ現象の発生には至らなかった。西部太平洋赤道域では引き続き顕著な正偏差となった(図 1.3-1)。熱帯の積雲対流活動はインドネシア付近で活発、インド洋西・中部及び太平洋赤道域で不活発だった(図 1.3-2)。熱帯の対流圏下層には、インド洋東部からインドネシア付近で低気圧性循環偏差、太平洋中部で高気圧性循環偏差が南北半球対でみられた(図 1.3-3)。

500hPa 高度は、ヨーロッパ北部やアラスカの南で正偏差(平年と比べて高度が高い)、西シベリアや日本の東海上では負偏差(平年と比べて高度が低い)となった(図 1.3-4)。また、極うずは平年と比べて強かった。海面気圧をみると、アリューシャン低気圧は平年の位置と比べて西に偏って位置し、シベリア高気圧は平年と比べて弱かった(図 1.3-5)。また、850hPa 気温は、ヨーロッパ北部、東アジア、米国東部・南部で高温偏差、ヨーロッパ東部から西シベリア、米国北西部で低温偏差となった(図 1.3-6)。

⁸ 本節の説明で言及する「エルニーニョ/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。

⁹ 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。

^{・850}hPa 流線関数図:上空 1,500m 付近の大気の流れや気圧配置を表し、太平洋高気圧等の監視に用いられる。

^{・500}hPa 高度図: 上空 5,000m 付近の大気の流れや気圧配置を表し、偏西風の蛇行や極うず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。

^{・850}hPa 気温図:上空 1,500m 付近の気温の分布を表す。

[・]対流圏層厚換算温度:2つの等圧面(300hPa 面と850hPa 面)の間の気層の平均気温を表し、対流圏の平均気温の監視に用いられる。

これらの図やより詳しい情報については、下記の気象庁ホームページに掲載している。

[·]海面水温: https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/clmrep/sst-ano-global-seas.html

[・]外向き長波放射量、850hPa 流線関数、500hPa 高度、海面気圧及び 850hPa 気温: https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db hist 3mon.html

[•] 対流圏層厚換算温度: https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db hist indx.html

(2) 春(2017年3~5月)

太平洋赤道域では海面水温は日付変更線付近を除いて広く正偏差となった。また、南米北西部沿岸において明瞭な正偏差となった。インド洋熱帯域では南東部で負偏差、その他の領域では正偏差が持続した(図 1.3-7)。コロンビア南西部からペルーにおける大雨と、それに伴う大規模な土砂災害の発生には、南米北西部沿岸での海面水温の明瞭な正偏差が関連したとみられる。熱帯の積雲対流活動は引き続きインドネシア付近で活発、日付変更線付近で不活発だった(図 1.3-8)。熱帯の対流圏下層には、太平洋西部で高気圧性循環偏差が南北半球対でみられた(図 1.3-9)。

500hPa 高度は、ヨーロッパ西部とバイカル湖付近で正偏差、ヨーロッパ北部からロシア西部で 負偏差となった。また、日本付近から太平洋中部にかけては東西に広く負偏差となった(図 1.3-10)。 海面気圧をみると、中国北東部から本州の東海上にかけて広く負偏差となった。一方、本州の南で は正偏差となり、太平洋高気圧は平年と比べて南西側で強かった(図 1.3-11)。850hPa 気温は、ヨ ーロッパ西部から北アフリカ西部、中央・東シベリア、東アジア北部、米国周辺で高温偏差、ヨー ロッパ北部、中国南東部から西日本では低温偏差となった(図 1.3-12)。

(3) 夏(2017年6~8月)

太平洋赤道域の海面水温は、東部の海面水温が負偏差に転じたものの、広く正偏差が持続し、特に西部で顕著な正偏差となった。西太平洋熱帯域では8月を中心に顕著な正偏差となった。インド洋熱帯域は南東部を除いて正偏差が続いた(図 1.3-13)。熱帯の積雲対流活動はインドネシア付近で活発、北太平洋西部、インド洋中・東部の赤道域で不活発だった(図 1.3-14)。熱帯の対流圏下層は、東シナ海南部からフィリピンの東海上で高気圧性循環偏差となった(図 1.3-15)。

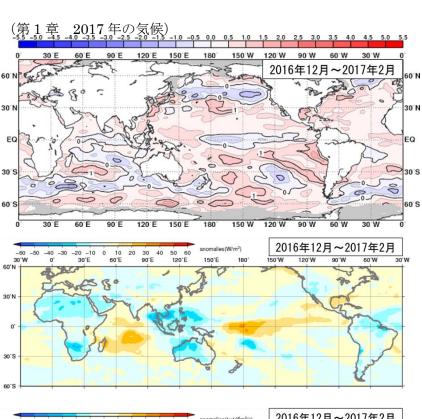
500hPa 高度は、中央・東シベリアや北米西部で正偏差、北日本付近、アラスカの南、そしてカナダ北東部からロシア西部では帯状に負偏差となった(図 1.3-16)。海面気圧は、極うずが平年と比べて強いことと対応して高緯度域で負偏差となった。また、太平洋高気圧は平年と比べて日本の南海上で強く、本州付近への張り出しは弱かった(図 1.3-17)。850hPa 気温は、ユーラシア大陸東部などで高温偏差、北大西洋北部からヨーロッパ北西部で低温偏差となった(図 1.3-18)。

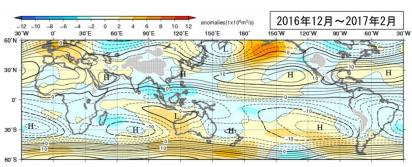
この夏は熱帯季節内変動が明瞭だった。特に8月はフィリピン付近の積雲対流活動が不活発となり、太平洋高気圧は平年と比べて日本の南海上で強く、本州付近への張り出しが弱かった。また、8月の上旬から中旬にかけてオホーツク海高気圧が出現した。これに関連して、北・東日本太平洋側で寡照、沖縄・奄美で高温となった(トピックス I 参照)。

(4) 秋(2017年9~11月)

海面水温は中・東部太平洋赤道域にて負偏差が明瞭となり、エルニーニョ監視海域の海面水温は 秋を通じて基準値より低い値(ラニーニャ現象の傾向)だった。西太平洋熱帯域では正偏差が持続 した。インド洋熱帯域では南東部の負偏差の領域が縮小した(図 1.3-19)。熱帯の積雲対流活動は 引き続きインドネシア付近で活発、西・中部太平洋赤道域で不活発だった(図 1.3-20)。熱帯の対 流圏下層には、インド洋で低気圧性循環偏差、太平洋で高気圧性循環偏差が、それぞれ南北半球対 でみられた(図 1.3-21)。これらの偏差は、ラニーニャ現象発生時にしばしば見られる特徴と整合 的である。

500hPa 高度は、アリューシャンの南で正偏差、バイカル湖付近から北日本付近で負偏差となった。極うずは平年と比べて弱かった(図 1.3-22)。海面気圧は、アリューシャンの南、バレンツ海からカラ海で正偏差、東シベリアで負偏差となった(図 1.3-23)。太平洋高気圧は日本の南海上で強かった。850hPa 気温は、ベーリング海からアリューシャンの南、米国西部、バレンツ海付近で高温偏差、バイカル湖付近から日本の東海上で低温偏差となった(図 1.3-24)。





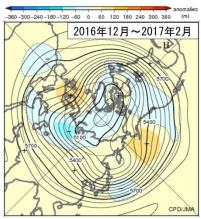


図 1.3-4 3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差

(2016 年 12 月~2017 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ろ(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、等値線間隔の広いところは強い。 風が弱く、狭いところは強い。

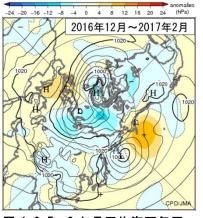


図 1.3-5 3 か月平均海面気圧・ 平年偏差 (2016 年 12 月~2017 年 2 月)

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。

図 1.3-1 3か月平均海面水 温平年偏差

(2016年12月~2017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

(2016年12月~2017年2月) 単位は W/m²。熱帯域では、

単位は W/m²。 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 850hPa 流線関数・平年偏差

(2016年12月~2017年2月)

等値線の間隔は 2.5×106 m²/s。陰影は平年偏差。平年値は 1981~2010 年の平均値。北(南)半球では、流線関数が正の値の場合は高(低)気圧性循環、負の値の場合は、低(高)気圧性循環を表す。

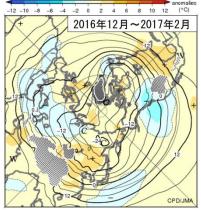
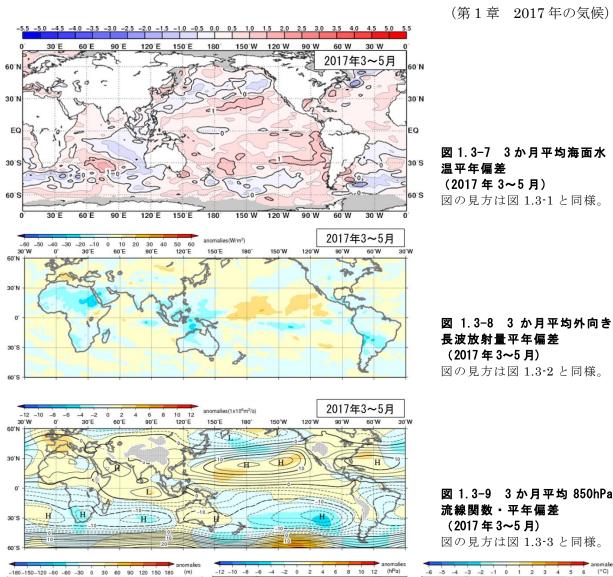


図 1.3-6 3 か月平均 850hPa 気温・平年偏差

(2016年12月~2017年2月)

等値線の間隔は 4℃。陰影は平年 偏差。平年値は 1981~2010 年 の平均値。点状の陰影域は高度 1,600m 以上の領域を表す。



90 120 150 180 2017年3~5月

図 1.3-10 3か月平均 500hPa 高 度・平年偏差 (2017年3~5月)

図の見方は図 1.3-4 と同様。

2017年3~5月 3 か月平均海面気

図 1.3-11 圧・平年偏差 (2017年3~5月)

図の見方は図 1.3-5 と同様。

図 1.3-9 3 か月平均 850hPa 図の見方は図 1.3-3 と同様。

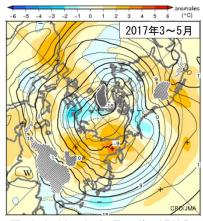


図 1.3-12 3 か月平均 850hPa 気温・平年偏差 (2017年3~5月)

図の見方は図 1.3-6 と同様。但 し、等値線の間隔は3℃。

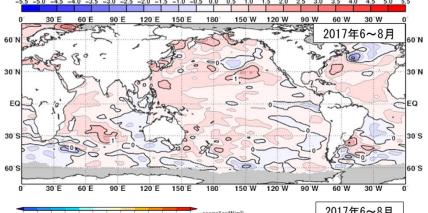


図 1.3-13 3か月平均海面水 温平年偏差 (2017年6~8月)

図の見方は図 1.3-1 と同様。

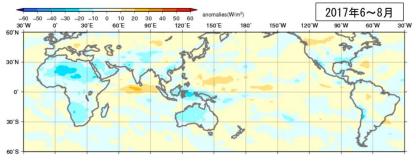


図 1.3-14 3か月平均外向き 長波放射量平年偏差 (2017年6~8月)

図の見方は図 1.3-2 と同様。

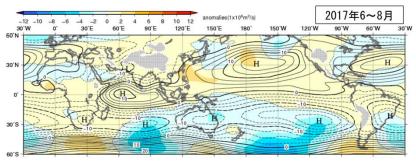
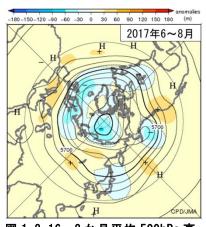


図1.3-15 3か月平均850hPa 流線関数・平年偏差

図の見方は図 1.3-3 と同様。

2 3 4 5 6 (°C)

2017年6~8月



6 8 10 12

2017年6~8月

(2017年6~8月)

図 1.3-16 3か月平均 500hPa 高 度・平年偏差 (2017年6~8月)

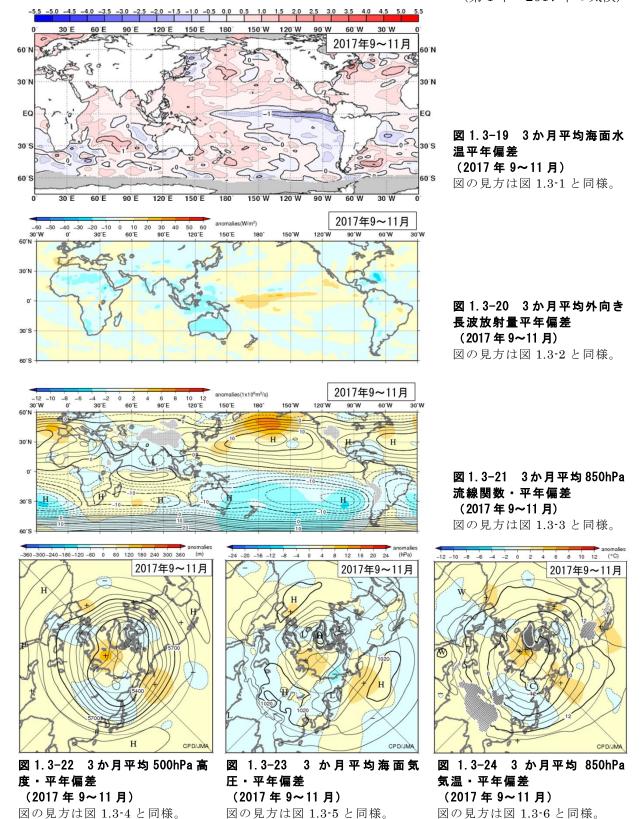
図の見方は図 1.3-4 と同様。

図 1.3-17 3 か月平均海面気 圧・平年偏差 (2017年6~8月)

図の見方は図 1.3-5 と同様。

図 1.3-18 3 か月平均 850hPa 気温・平年偏差 (2017年6~8月)

図の見方は図 1.3-6 と同様。但 し、等値線の間隔は3℃。



1.3.2 対流圏の平均気温

対流圏の全球平均気温は、2016年春に高温のピークとなった後、2017年春にかけて気温偏差は低下傾向を示したが、その後 2017年夏に再び上昇傾向に転じ、2017年 9 月と 10 月にはそれぞれの月において 1958年以降で最も高い値となった(図 1.3-25)。このように、対流圏の全球平均気温は高い状態で推移した。

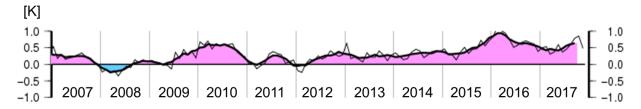
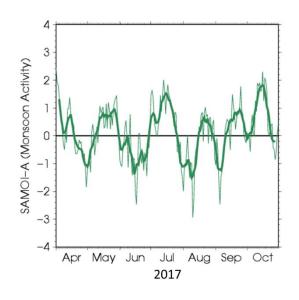


図1.3-25 対流圏の全球平均層厚換算温度平年偏差の時間変化(K) 細線は月平均値、滑らかな太線は5か月移動平均値を示し、正(負)の値は平年値より高い(低い)ことを示す。平年値は1981~2010年の平均値。

1.3.3 夏季アジアモンスーン

夏季モンスーン期($6\sim9$ 月)における熱帯域の積雲対流活動は、インドネシア付近で活発、北太平洋西部とインド洋中・東部の赤道域で不活発だった。夏季アジアモンスーンの活動を監視するため気象庁が独自に定義した指数(SAMOI (A); 気象庁, 1997)によると、夏季アジアモンスーンは季節内変動が明瞭だった(図 $1.3\cdot26$)。6月下旬から7月中旬にかけてモンスーンの活動は活発化してモンスーントラフが強まっており、この時期に台風の発生が多かったことと関連している。一方、7月下旬から8月中旬にかけてモンスーンの活動は不活発となり、太平洋高気圧が平年と比べて日本の南海上で強く本州付近への張り出しが弱かったこと、東北北部と東北南部で梅雨明けの時期を特定できなかったことに関係した。



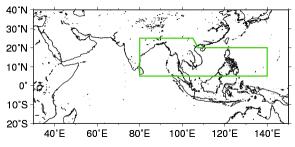


図 1.3-26 夏季アジアモンスーン 0LR 指数 (SAMOI (A)) の時系列 (2017 年 4~10 月)

上図の細線は日別値、滑らかな太線は7日移動平均値。SAMOI(A)は、外向き長波放射量(OLR)平年偏差を下図の緑枠の領域で平均し、年々変動の標準偏差で規格化した後に符号を反転した値で、正(負)の値は夏季アジアモンスーンの活動が活発(不活発)であることを示す。平年値は1981~2010年の平均値。

1.3.4 台風10

2017年の台風の発生数は 27 個(平年値 25.6 個)で平年並だった(図 1.3-27、表 1.3-1)。7 月には 8 個(平年値 3.6 個)の台風が発生し、7 月としては 1951 年の統計開始以降最も多かった(1 位 タイ)。2017年の日本への台風の接近数は 8 個(平年値 11.4 個)で平年より少なかった。日本に上陸した台風は、第 3 号、第 5 号、第 18 号、第 21 号の 4 個(平年値 2.7 個)だった。

7月20日に南鳥島近海で発生した台風第5号は、日本の南東~南の海上で動きが遅かった。8月8日に日本海で温帯低気圧に変わるまでの台風期間が19.0日(平均は5.3日)で、1951年の統計開始以降2位タイの寿命の長い台風となった。9月9日にマリアナ諸島で発生した台風第18号は、非常に強い勢力で宮古島付近を北上し、17日に鹿児島県に上陸した。その後、台風は暴風域を伴ったまま日本列島に沿って北上し、18日に新潟県沖で温帯低気圧となった。台風と活発な前線の影響によって、西日本から北日本にかけて1時間に80ミリを超える猛烈な雨となったところがあった。また、沖縄・奄美や西日本では、24時間の降水量が400ミリを超えたところがあった。10月16日にカロリン諸島で発生した台風第21号は、23日に超大型・強い勢力で静岡県に上陸した後、広い暴風域を伴ったまま北東に進み、23日に三陸沖で温帯低気圧となった。上陸日は1951年の統計開始以降3番目に遅く、超大型のまま上陸した台風は、上陸時の台風の大きさの統計を取り始めた1991年以降初めてだった。

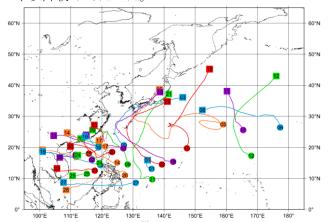


図 1.3-27 2017年の台風経路図

経路の両端の●と■は台風の発生位置と消滅位置、数字は台風番号を示す。

表 1.3-1 2017年の台風一覧

台風期間は協定世界時(UTC)による。最大風速は10分間平均した値である。

台風 番号	呼名	台風期間	最大風速 (m/s)	台風番号	呼名	台風期間	最大風速 (m/s)
T1701	ムイファー	4/25-4/27	18	T1715	サンヴー	8/28-9/3	40
T1702	マールボック	6/11-6/12	30	T1716	マーワー	8/31-9/3	25
T1703	ナンマドル	7/2-7/4	30	T1717	グチョル	9/5-9/6	18
T1704	タラス	7/15-7/17	25	T1718	タリム	9/9-9/17	50
T1705	ノルー	7/20-8/8	50	T1719	トクスリ	9/12-9/15	40
T1706	クラー	7/21-7/25	20	T1720	カーヌン	10/12-10/15	40
T1707	ロウキー	7/22-7/23	18	T1721	ラン	10/15-10/22	50
T1708	ソンカー	7/23-7/25	18	T1722	サオラー	10/24-10/29	30
T1709	ネサット	7/25-7/30	40	T1723	ダムレイ	11/2-11/4	35
T1710	ハイタン	7/28-7/31	23	T1724	ハイクイ	11/10-11/12	20
T1711	ナルガエ	8/2-8/5	23	T1725	キロギー	11/18-11/18	18
T1712	バンヤン	8/11-8/17	40	T1726	カイタク	12/14-12/21*	20
T1713	ハト	8/20-8/24	40	T1727	テンビン	12/20-12/25	35
T1714	パカー	8/24-8/27	30				

*T1726 カイタクの台風期間は、一時的に勢力が弱まり台風でなかった期間を含んでいる。

10 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または南シナ海に存在し最大 風速(10分間の平均風速)がおよそ 17m/s 以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。

気象庁ホームページでは、統計を開始した 1951 年以降に発生した台風に関する様々な統計資料を掲載している。https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/index.html

第2章 気候変動

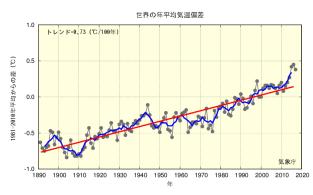
2.1 気温の変動11,12

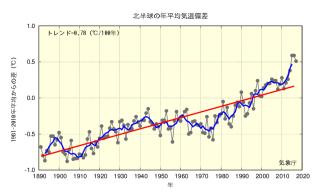
- 2017 年の世界の年平均気温は、1891 年の統計開始以降で 3 番目に高い値になった。世界の 年平均気温は、100 年あたり 0.73℃の割合で上昇している。
- O 2017年の日本の年平均気温は、1898年の統計開始以降で14番目に高い値になった。日本の 年平均気温は、100年あたり1.19℃の割合で上昇している。
- 全国的に、猛暑日や熱帯夜は増加し、冬日は減少している。

2.1.1 世界の平均気温

2017 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年平均値からの差)は+0.38 $^{\circ}$ で、統計を開始した 1891年以降では 3 番目に高い値となった。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 0.73 $^{\circ}$ である¹³(信頼度水準 99%で統計的に有意¹⁴)。

北半球の年平均気温偏差は+0.51 $^{\circ}$ $^{\circ}$ 、南半球の年平均気温偏差は+0.25 $^{\circ}$ $^{\circ}$ $^{\circ}$ で、北半球、南半球ともに3番目に高い値となった(図 2.1- $^{\circ}$ 1)。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 0.78 $^{\circ}$ $^{\circ}$ $^{\circ}$ 0.69 $^{\circ}$ $^{\circ}$ である(いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意)。





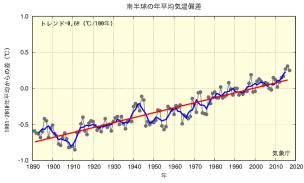


図 2.1-1 世界の年平均気温偏差の経年変化(1891~2017年)

左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南半球平均。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年移動平均値、直線(赤)は長期変化傾向(この期間の平均的な変化傾向)を示している。基準値は1981~2010年の30年平均値。

<u>https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html</u> (世界及び日本の年別等の平均気温) <u>https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html</u> (日本の猛暑日や熱帯夜等)

¹¹ 気象庁ホームページでは、気温等に関する長期変化の監視成果を公表している。

¹² 世界全体や日本全体の平均気温について、実際の値の算出は行わず、平均的な状態からのずれ(偏差)を用いている。その理由は、気温の観測が世界や日本をくまなく実施されているわけではなく、正確な見積もりが困難であることや、地球温暖化や気候変動を監視する上では実際の値よりも、通常の状態と比べて高いのか低いのか、長期的にどのくらい変化しているかを知ることが重要であるためである。

 $^{^{13}}$ IPCC 第 5 次評価報告書 (IPCC, 2013) では、世界の平均気温は $1880\sim2012$ 年の期間に 0.85 $^{\circ}$ (可能性が高い範囲は $0.65\sim1.06$ $^{\circ}$) 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。

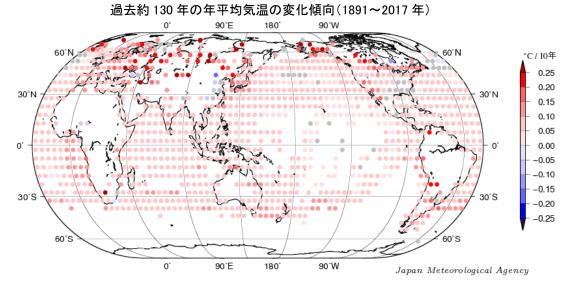


図 2.1-2 緯度経度 5度の格子ごとに見た年平均気温の長期変化傾向(1891~2017年)

図中の丸印は、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 格子で平均した $1891 \sim 2017$ 年の長期変化傾向(10 年あたりの変化量)を示す。灰色は長期変化傾向が見られない(信頼度水準 90 %で統計的に有意でない)格子、空白は利用可能なデータが十分でない格子を示す。

また、緯度経度 5 度の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しているとみられ、特に北半球高緯度域で明瞭である(図 2.1-2)。

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。

2.1.2 日本の平均気温

日本の気温の変化傾向を見るため、都市化の影響が比較的小さいとみられる気象庁の 15 観測地点 (表 2.1-1) について、 $1898\sim2017$ 年の年平均気温の偏差($1981\sim2010$ 年平均値からの差)を用いて解析した。

2017 年の日本の年平均気温の偏差は+0.26°Cで、統計を開始した 1898 年以降で 14 番目に高い値となった(図 2.1-3)。日本の年平均気温は、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 1.19°C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 1.14°C、春は 1.40°C、夏は 1.09°C、秋は 1.18°C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 年頃を中心とした比較的高温の時期、それ以降 1980 年代半ばまでの比較的低温の時期を経て、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、1990 年代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。

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小さく、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 日本の年平均気温偏差の経年変化 (1898~2017年)

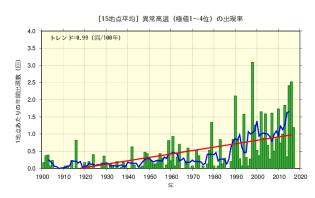
細線(黒)は、国内 15 観測地点(表 2.1·1 参照)での年平均気温の基準値からの偏差を平均した値を示している。 太線(青)は偏差の 5 年移動平均値、直線(赤)は長期変化傾向(この期間の平均的な変化傾向)を示している。 基準値は 1981~2010 年の 30 年平均値。

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、日最低気温に基づく猛暑日や熱帯夜等の日数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 $1901\sim2017$ 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)。異常高温の出現数は、1990 年頃を境に大きく増加している。



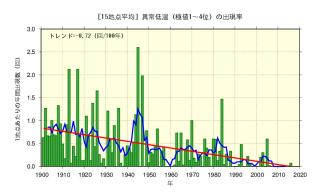


図 2.1-4 月平均気温の高い方から 1~4 位(異常高温、左図)と低い方から 1~4 位(異常低温、右図)の年間出現数の経年変化(1901~2017年)

月平均気温に基づく異常高温と異常低温の年間出現数。棒グラフ(緑)は各年の異常高温あるいは異常低温の出現数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値(1地点あたりの出現数)を示す。太線(青)は5年移動平均値、直線(赤)は長期変化傾向(この期間の平均的な変化傾向)を示す。

_

 $^{^{15}}$ ここでは、異常高温・異常低温を「 1901 ~ 2017 年の 117 年間で各月における月平均気温の高い方・低い方から 17 ~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 17 ~4位の値が出現する割合は、 117 年間に 19 4回、つまり約 19 29年に 19 1回となり、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「 19 30年に 19 1回以下」とほぼ一致する。

(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

統計期間 1931~2017 年における日最高気温が 30℃以上(真夏日)の日数には増加傾向が現れ(信頼度水準 95%で統計的に有意)、また、日最高気温が 35℃以上(猛暑日)の日数は増加している(信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.1-5)。特に、猛暑日の日数は、1990 年代半ば頃を境に大きく増加している。

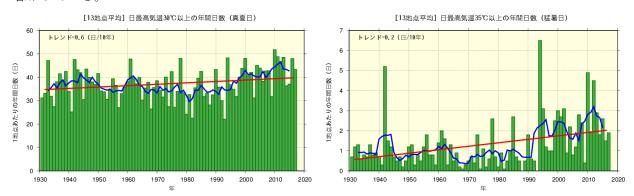


図 2.1-5 日最高気温 30℃以上(真夏日、左図)及び 35℃以上(猛暑日、右図)の年間日数の経年変化(1931~2017年)

棒グラフ(緑)は各年の年間日数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値(1 地点あたりの年間日数)を示す。 太線(青)は5年移動平均値、直線(赤)は長期変化傾向(この期間の平均的な変化傾向)を示す。

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

統計期間 1931~2017 年における日最低気温が 0℃未満(冬日)の日数は減少し、また、日最低気温が 25℃以上(熱帯夜)の日数は増加している(いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.1-6)。

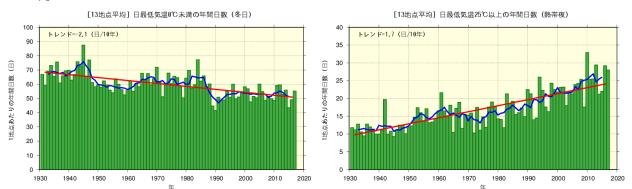


図 2.1-6 日最低気温 0℃未満 (冬日、左図) 及び日最低気温 25℃以上 (熱帯夜、右図) の年間日数の経年変化 (1931~2017年)

図の見方は図 2.1-5 と同様。

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。

2.1.4 日本の大都市のヒートアイランド現象17

長期間にわたって均質なデータを確保できる日本の大都市(札幌、仙台、東京、横浜、名古屋、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島)の観測地点と都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点(表 2.1-1)を対象に、1931~2017年における気温の変化率を比較すると、大都市の上昇量の方が大きな値となっている(表 2.1-2、図 2.1-7)。

表 2.1-2 大都市における気温の変化率

1931~2017年の観測値から算出した、大都市における変化率(100年あたり)及び都市化の影響が比較的小さいと みられる 15 観測地点(表 2.1·1 参照)の平均変化率を示す。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。

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り影響を補止してから昇出している。 															
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							
地流	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋
札幌	2.7	3.3	2.9	1.9	2.6	1.0	1.4	1.5	0.7	0.6	4.5	5.6	4.7	3.4	4.2
仙台	2.4	3.0	2.8	1.4	2.5	1.2	1.6	1.6	0.9	0.9	3.2	3.7	3.9	2.0	3.3
東京※	3.2	4.4	3.3	2.1	3.3	1.7	2.0	2.0	1.2	1.6	4.4	6.0	4.6	2.9	4.3
横浜	2.8	3.5	3.1	1.8	2.8	2.4	2.7	2.8	1.8	2.3	3.6	4.7	3.9	2.2	3.5
名古屋	2.9	3.0	3.2	2.2	3.1	1.2	1.4	1.7	0.9	1.1	3.9	3.9	4.5	3.2	4.3
京都	2.7	2.6	3.0	2.3	2.7	1.1	0.9	1.6	1.0	0.7	3.7	3.8	4.1	3.2	3.9
大阪※	2.7	2.7	2.7	2.2	3.0	2.2	2.2	2.5	2.0	2.0	3.6	3.3	3.6	3.3	4.0
広島※	2.0	1.6	2.3	1.5	2.4	1.0	0.7	1.7	1.1	0.4	3.1	2.9	3.4	2.6	3.8
福岡	3.1	3.0	3.4	2.3	3.7	1.8	1.8	2.2	1.5	1.6	5.0	4.5	5.9	3.8	6.0
鹿児島※	2.6	2.7	2.9	2.1	2.8	1.3	1.3	1.7	1.2	1.2	4.0	3.7	4.5	3.4	4.6
15地点※	1.5	1.6	1.9	1.2	1.5	1.1	1.2	1.6	0.9	0.8	1.9	1.9	2.1	1.6	1.8

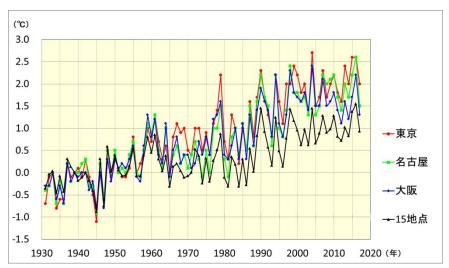


図 2. 1-7 東京、名古屋、大阪と都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点平均の年平均気温偏差の経年変化(1931~2017 年)

年平均気温偏差は、 $1931\sim1960$ 年平均値からの差を表す($1931\sim1960$ 年における東京、名古屋、大阪の各平均値と 15観測地点平均の平均値はそれぞれ 0で一致する)。

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。https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr/index.html

15 観測地点平均の気温の変化率は、日本全体としての都市化の影響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は、都市化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平均気温の上昇率を季節別に見ると、最小となるのはすべての都市で夏となっている。一方、最大となるのは札幌、仙台、東京、横浜、名古屋といった北日本や東日本の都市では冬や春に、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島といった西日本の都市では春や秋になっており、季節や地域による違いも見られる。また、日最低気温は日最高気温より上昇率が大きい傾向が見られる。

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顕著であり、また、熱帯夜や真夏日の年間日数は札幌を除いて増加しているとみられる。猛暑日の年間日数は、札幌、名古屋を除いて増加しているとみられる(表 2.1-3)。

表 2.1-3 大都市における階級別日数の変化率

 $1931\sim2017$ 年の観測値から算出した、大都市における変化率(10 年あたり)及び都市化の影響が比較的小さいとみられる 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)の平均変化率を示す。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。

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	- 4.5	0.0	0.1	0.0
仙台	- 5.9	0.3	0.9	0.1
横浜	- 6.3	3.0	2.1	0.2
名古屋	- 7.1	3.7	1.1	0.7
京都	- 7.4	3.6	1.3	1.2
福岡	- 5.0	4.8	1.2	1.1
13 地点	- 2.1	1.7	0.6	0.2

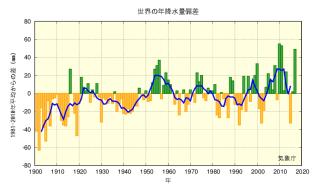
2.2 降水量の変動18,19

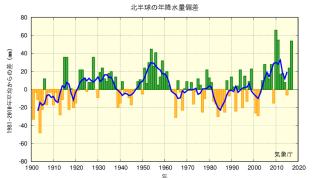
- 2017年の世界の年降水量偏差(陸域のみ)は+49 mm だった。
- 2017年の日本の年降水量偏差は+30 mm だった。日本の年降水量には長期変化傾向は見られない。
- 全国的に、大雨や短時間強雨の発生頻度は増加しており、一方、降水の日数は減少している。
- 北日本、東日本、西日本の日本海側で、積雪量は減少傾向が見られる。

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、2017年の世界の陸域の年降水量の偏差 (1981~2010年平均値からの差) は+49 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、2000年代半ば以降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。





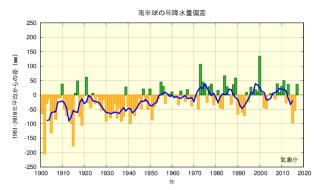


図2.2-1 世界の年降水量偏差の変化 (1901~2017 年) 左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南 半球平均。それぞれ陸域の観測値のみ用いている。棒 グラフは各年の年降水量の基準値からの偏差を領域平 均した値を示している。太線(青)は偏差の 5 年移動 平均値を示す。基準値は 1981~2010 年の 30 年平均値。

<u>https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html</u> (世界及び日本の年降水量)

https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html (日本の大雨の発生回数や降水日数等)

¹⁸ 気象庁ホームページでは、降水量等に関する長期変化の監視成果を公表している。

¹⁹ 世界全体や日本全体の降水量について、実際の値の算出は行わず、平均的な状態からのずれ(偏差)を用いている。その理由は、降水の観測が世界や日本をくまなく実施されているわけではなく、正確な見積もりが困難であることや、地球温暖化や気候変動を監視する上では実際の値よりも、通常の状態と比べて多いのか少ないのか、長期的にどのくらい変化しているかを知ることが重要であるためである。

2.2.2 日本の降水量

日本の降水量の変化傾向を見るため、気象庁の 51 観測点(表 2.2-1) について、1898~2017 年の年降水量の偏差(1981~2010年平均値からの差)を用いて解析した。

2017年の日本の年降水量の偏差は+30 mm であった。日本の年降水量には長期変化傾向は見られないが、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 年代から 2000年代までは年ごとの変動が比較的大きかった(図 2.2-2)。

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
	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、
降水量	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、
(51 観測地点)	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

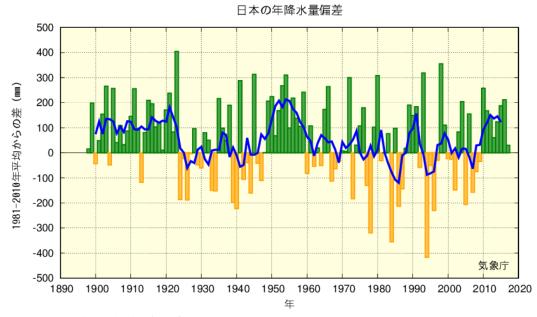


図 2.2-2 日本の年降水量偏差の経年変化(1898~2017年)

棒グラフは国内 51 観測地点 (表 2.2-1 参照) での各年の年降水量の基準値からの偏差を平均した値を示す。緑 (黄) の棒グラフは基準値と比べて多い (少ない) ことを表す。太線 (青) は偏差の 5 年移動平均値を示す。基準値は $1981\sim2010$ 年の 30 年平均値。

2.2.3 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、 $1901\sim2017$ 年の 117年間で増加している(信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.2-3左図)。一方、異常多雨については同期間で変化傾向は見られない(図 2.2-3右図)。

 $^{^{20}}$ ここでは、異常少雨・異常多雨を「 $1901\sim2017$ 年の 117年間で各月における月降水量の少ない方・多い方から $1\sim4$ 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 $1\sim4$ 位の値が出現する割合は、117年間に 4回、つまり約 29年に 1回となり、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)

[51地点平均] 異常少雨 (極値1~4位) の出現率 トレンド=0.21 (回/100年) 1.8 1.6 |地点あたりの年間出現数(回) 1.4 1.2 1.0 0.8 0.4 0.2 1970 1980 1990 2000 2010 2020 1900 1930 1940 1950 1960

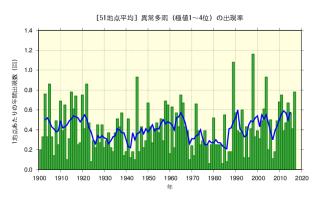
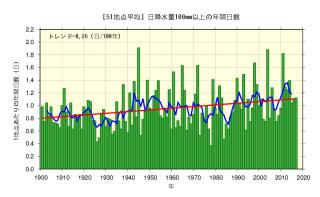


図 2.2-3 月降水量の少ない方から 1~4 位(異常少雨、左図) と多い方から 1~4 位(異常多雨、右図) の年間出現数の経年変化(1901~2017年)

月降水量に基づく異常少雨と異常多雨の年間出現数。棒グラフ(緑)は各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(1 地点あたりの出現数)を示す。太線(青)は 5 年移動平均値、直線(赤)は長期変化傾向(この期間の平均的な変化傾向)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 以上及び日降水量 200 mm 以上の日数は、1901~2017 年の 117 年間でともに増加している(それぞれ信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.2-4)。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 2.2-5)、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。



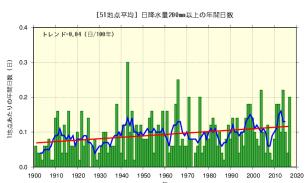


図 2. 2-4 日降水量 100 mm 以上 (左図) 及び 200 mm 以上 (右図) の年間日数の経年変化 (1901~2017 年) 棒グラフ (緑) は各年の年間日数の合計を有効地点数の合計で割った値 (1 地点あたりの年間日数) を示す。太線 (青) は 5 年移動平均値、直線 (赤) は長期変化傾向 (この期間の平均的な変化傾向) を示す。

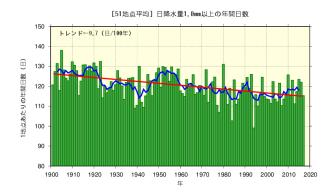


図 2.2-5 日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化 (1901~2017 年)

図の見方は図 2.2-4 と同様。

2.2.4 アメダスで見た大雨発生頻度

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 年からの約 40 年間のデータが利用可能となっている²¹。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約 40 年間は短いが、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よく捉えることが可能である。

1時間降水量(毎正時における前 1時間降水量)50 mm 以上及び 80mm 以上の短時間強雨の年間発生回数はともに増加している(信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.2-6)。50mm 以上の場合、統計期間の最初の 10 年間($1976\sim1985$ 年)平均では 1000 地点あたり約 174 回だったが、最近の 10 年間($2008\sim2017$ 年)平均では約 238 回と約 1.4 倍に増加している。

日降水量 200 mm 以上の大雨の年間日数では長期変化傾向は見られないが、日降水量 400 mm 以上の大雨の年間日数は増加しているとみられる(信頼度水準 90%で統計的に有意)(図 2.2-7)。

ただし、大雨や短時間強雨の発生回数は年々変動が大きく、それに対してアメダスの観測期間は 比較的短いことから、長期変化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。

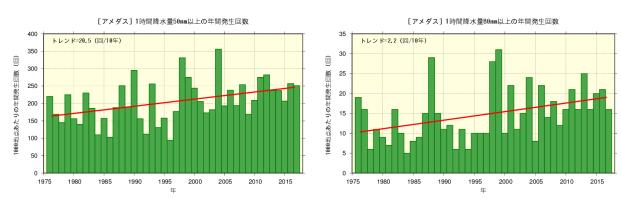


図 2. 2-6 1時間降水量 50 mm 以上 (左図) 及び 80 mm 以上 (右図) の年間発生回数の経年変化 (1976~2017 年) 棒グラフ (緑) は各年の年間発生回数を示す (全国のアメダスによる観測値を 1000 地点あたりに換算した値)、直線 (赤) は長期変化傾向 (この期間の平均的な変化傾向) を示す。

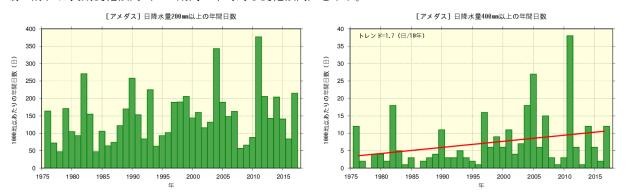


図 2. 2-7 日降水量 200 mm 以上 (左図) 及び 400 mm 以上 (右図) の年間日数の経年変化 (1976~2017 年) 棒グラフ (緑) は各年の年間日数を示す (全国のアメダスによる観測値を 1000 地点あたりに換算した値)、直線 (赤) は長期変化傾向 (この期間の平均的な変化傾向) を示す。

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、2016 年では約1,300 地点となっている。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。

2.2.5 日本の積雪量

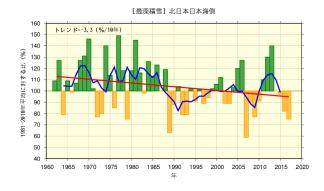
日本の積雪量の変化傾向を見るため、気象庁の日本海側の観測点(表 2.2-2)について、1962~2017年22の年最深積雪の基準値に対する比(1981~2010年平均値に対する比²³、%で表す)を用いて解析した。

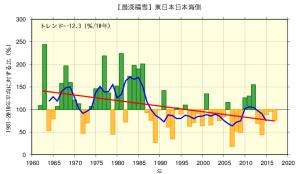
2017 年の年最深積雪の基準値に対する比は、北日本日本海側で 75%、東日本日本海側で 76%、西日本日本海側で 113%であった。年最深積雪の基準値に対する比は、各地域とも減少傾向が見られ、10 年あたりの減少率は北日本日本海側で 3.3%(信頼度水準 90%で統計的に有意)、東日本日本海側で 12.3%(信頼度水準 99%で統計的に有意)、西日本日本海側で 13.8%(信頼度水準 95%で統計的に有意)である(図 2.2-8)。また、全ての地域において、1980 年代はじめの極大期から 1990年代はじめにかけて大きく減少しており、それ以降は特に東日本日本海側と西日本日本海側で 1980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年代半ばまでは基準値に対する比が 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。

ただし、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、長期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。

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

表 2.2-2 日本の年最深積雪基準比の計算対象地点





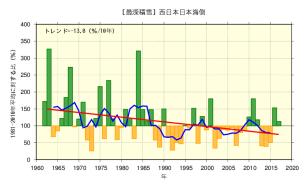


図 2.2-8 日本の年最深積雪の基準値に対する比の経 年変化 (1962~2017年)

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。棒グラフは各地域の観測地点(表 2.2-2 参照)での各年の年最深積雪の基準値に対する比を平均した値を示す。緑(黄)の棒グラフは基準値と比べて多い(少ない)ことを表す。太線(青)は偏差の5年移動平均値、直線は長期変化傾向(この期間の平均的な変化傾向)を示す。基準値は1981~2010年の30年平均値。

 $^{^{22}}$ 第 2.2.5 項では、年は寒候年(前年 8 月から当年 7 月までの 1 年間)である。例えば、 2017 年は 2016 年 8 月 2017 年 7 月の期間を意味する。

²³ 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。

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24

- O 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(2018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。また、主な都市の さくらの開花日の平年値と 1990 年までの 30 年平均値との比較を表 2.3-2 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2.8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(2018年1月1日現在)

観測項目	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、
さくらの開花	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、
(58 観測地点)	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
	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、
かえでの紅(黄)葉	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、
(51 観測地点)	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

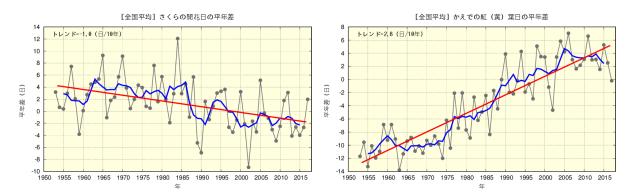


図 2.3-1 さくらの開花日の経年変化(1953~2017年:左図)と、かえでの紅(黄)葉日の経年変化(同:右図) 黒の実線は平年差(観測地点(表 2.3-1 参照)で現象を観測した日の平年値(1981~2010年の平均値)からの差を 全国平均した値)を、青の実線は平年差の5年移動平均値を、赤の直線は変化傾向をそれぞれ示す。

24 気象庁ホームページでは、さくらをはじめとした生物季節観測の情報を公表している。 https://www.data.jma.go.jp/sakura/data/

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。

(第2章 気候変動)

表 2.3-2 主な都市におけるさくらの開花日の比較

1961 年~1990 年の平均値と平年値(1981~2010 年)とを比較し、平年値から 1990 年までの平均値を引いた日数の差を示す。

	30年平均値 (1961-1990年)	平年値 (1981-2010年)	差		30年平均値 (1961-1990年)	平年値 (1981-2010年)	差
釧路	5月19日	5月17日	2日早い	大 阪	4月1日	3月28日	4日早い
札幌	5月5日	5月3日	2日早い	広島	3月31日	3月27日	4日早い
青 森	4月27日	4月24日	3日早い	高 松	3月31日	3月28日	3日早い
仙 台	4月14日	4月11日	3日早い	福岡	3月28日	3月23日	5日早い
新 潟	4月13日	4月9日	4日早い	鹿児島	3月27日	3月26日	1日早い
東京	3月29日	3月26日	3日早い	那 覇	1月16日	1月18日	2日遅い
名古屋	3月30日	3月26日	4日早い	石垣島	1月15日	1月16日	1日遅い

2.4 台風の変動26

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

- 2017年の台風の発生数は27個で、平年並だった。
- 台風の発生数に長期変化傾向は見られない。

2017年の台風の発生数は 27 個(平年値 25.6 個)で、平年並だった。 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、 $1951\sim2017$ 年の統計期間では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、1977~2017年の統計期間では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。

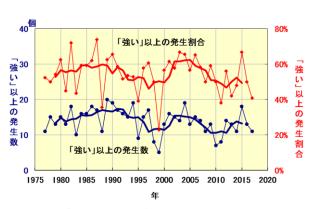


図 2.4-2 「強い」以上の勢力となった台風の発生数と全発生数に対する発生割合の経年変化

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。

 $^{^{26}}$ 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または南シナ海に存在し最大風速(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、台風の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。

気象庁ホームページでは、統計を開始した1951 年以降に発生した台風に関する様々な統計資料を掲載している。 https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/index.html

2.5 海面水温の変動27

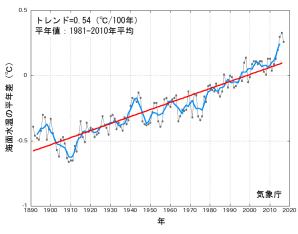
- 2017 年の世界全体の年平均海面水温平年差は+0.26℃で、1891 年以降ではエルニーニョ現象が発生していた 2016 年、2015 年に次いで 3 番目に高い値となり、エルニーニョ現象が発生していない年の最も高い値となった。
- 世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は100年あたり+0.54℃である。
- 日本近海における、2017年までのおよそ 100年間にわたる海域平均海面水温(年平均)は上昇しており、上昇率は 100年あたり+1.11℃である。

2.5.1 世界の海面水温

2017 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+0.26℃で、1891 年以降ではエルニーニョ現象が発生していた 2016 年、2015 年に次いで 3 番目に高い値となり、エルニーニョ現象が発生していない年の最も高い値となった。エルニーニョ現象が発生していない年の最も高い値となった。エルニーニョ現象が発生していない年のこれまでの最も高い値は 2013 年の+0.13℃だった。

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+0.54℃である(信頼度水準 99%で統計的に有意。統計期間:1891~2017年)(図 2.5-1)。世界全体の平均海面水温は、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)と同様、その長期的な上昇には地球温暖化の影響が考えられるが、数年から数十年程度の時間規模での変動の影響も受けて変動している。海面水温の長期変化傾向には海域による違いがあるが、多くの海域で上昇傾向が現れている(図 2.5-2)。

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、2010 年代前半にかけての期間は横ばい傾向で推移した(図 2.5-1 青線)。これは地球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。



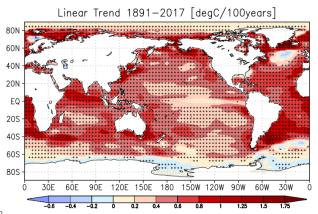


図 2.5-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年 変化 (1891~2017 年)

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 年平均海面水温の長期変化傾向 (℃/100 年) 1891~2017 年の期間から算出した変化傾向を示す。+記号は変化傾向が信頼度水準 95%で統計的に有意であることを示す。

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。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/glb_warm/glb_warm.html (世界) https://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

気象庁が収集している船舶やブイ等の現場観測データと100年以上にわたる海面水温格子点データ(COBE-SST) (Ishii et al.,2005) を用いて、日本近海における100年あたりの海域別海面水温の上昇率を見積もった。海域は、海面水温の特性が類似している13の海域に分けている。

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、2017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、+1.11°C/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(+0.51°C/100年)よりも大きく、日本の気温の上昇率(+1.19°C/100年)と同程度の値となっている。

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、釧路沖では日本の気温の上昇率と同程度となっており、三陸沖、関東の東、関東の南、 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。

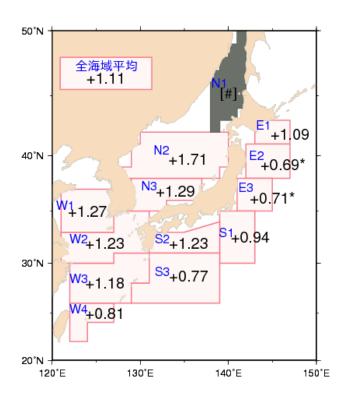


図 2.5-3 日本近海の海域平均海面水温(年平均)の変化傾向(°C/100年)

1900~2017年までの上昇率を示す。上昇率の数字に印が無い場合は、信頼度水準99%以上で有意な変化傾向があることを、「*」が付加されている場合は信頼度水準95%以上で有意な変化傾向があることを示す。上昇率が伸出しまないことを示す。

クタに関門が切開に加田とないことでかり。						
海域	海域名	海域	海域名			
番号	何场石	番号	何以石			
E1	釧路沖	N1	日本海北東部			
E2	三陸沖	N2	日本海中部			
E3	関東の東	N3	日本海南西部			
S1	関東の南	W1	黄海			
S2	四国・東海沖	W2	東シナ海北部			
S3		W3	東シナ海南部			
	沖縄の東	W4	先島諸島周辺			

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

- 2017年秋以降、ラニーニャ現象の特徴が明瞭となって持続した。
- 太平洋十年規模振動 (PDO) 指数は 2000 年頃から 2010 年代前半にかけておおむね負の状態 が続いていたが、2014 年以降、PDO 指数の年平均値は正の値が続いている。

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、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけて海面水温が平年より高くなり、その状態が1年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。日本では、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と西太平洋熱帯域における海面水温の基準値との差の 2007 年 以降の変化を示したものである(海域の範囲と基準値30については脚注と巻末の用語一覧参照)。 エルニーニョ監視海域の海面水温は 2017 年 2 月から 4 月にかけては基準値より高い値で、9 月以降は基準値より低い値で推移した。 西太平洋熱帯域の海面水温は 2017 年 5 月以降基準値より高い値が続き、特に 8 月にかなり高い値となった。

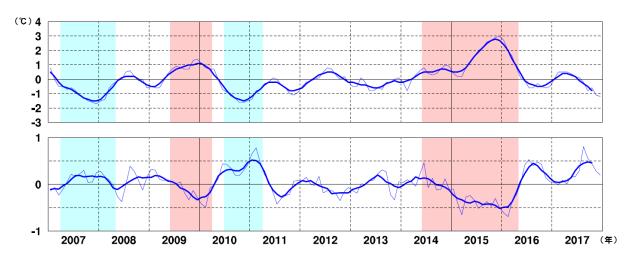


図 2. 6-1 エルニーニョ監視海域 (上図) 及び西太平洋熱帯域 (下図) における海面水温の基準値との差の時間変化 (℃) 折線は月平均値、滑らかな太線は 5 か月移動平均値を示し、正の値は基準値より高いことを示す。 エルニーニョ現象の発生期間は赤、ラニーニャ現象の発生期間は青で陰影を施してある。

⁻

^{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。

https://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) 指数の変動についての診断 結果を公表している。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/b 1/pdo/pdo.html

³⁰ エルニーニョ監視海域の基準値については巻末の用語一覧を参照のこと。西太平洋熱帯域の基準値はその年の前年までの30年間における当該月の海域の海面水温の平均値に、同期間の変化傾向から推定される変化分を加えた値。基準値より高い(低い)とは、エルニーニョ監視海域では基準値より+0.5℃以上(-0.5℃以下)、西太平洋熱帯域では基準値より+0.15℃以上(-0.15℃以下)である場合。

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地球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を持つ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)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指数とこれに伴う海面水温偏差の空間分布は北太平洋の月ごとの海面水温偏差に基づいて求められることから、十年から数十年規模の変動に加えてエルニーニョ/ラニーニャ現象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。このような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、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、米国南東部及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 1920 年代後半から 1940 年前半にかけてと、1970 年代末から 2000 年頃にかけての 期間はおおむね正の値、1940 年代後半から 1970 年代半ばにかけてと、2000 年頃から 2010 年代前 半にかけての期間はおおむね負の値で推移していた。2014 年以降の PDO 指数(年平均値)は正の 値が続いており、2017 年は+0.5 となった(図 2.6-4)。

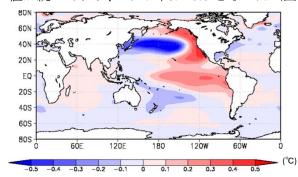


図 2.6-2 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

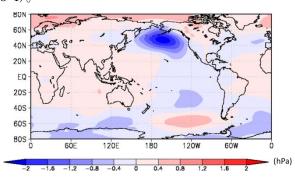


図 2.6-3 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の 偏差パターン

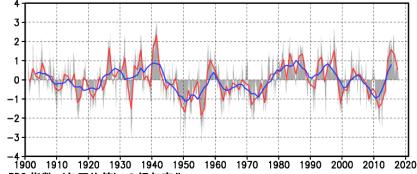


図 2.6-4 PDO 指数 (年平均値) の経年変化

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、月ごとの指数を灰色の棒グラフで示している。

2.7 世界の海洋表層の貯熱量の変動31

○ 世界の海洋表層の貯熱量は、10年あたり 2.28×10²² 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。

Ishii and Kimoto (2009) の手法を用いて解析した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 2.28×10^{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 1950 年から 2017 年の間に 10 年あたり 0.024 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。

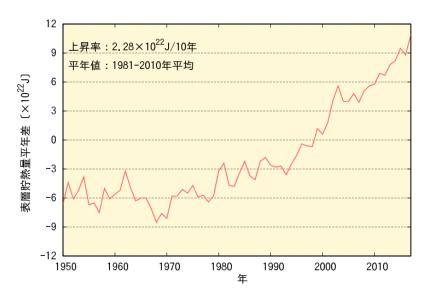


図 2.7-1 海洋表層 (0-700 m) の全球 貯熱量の経年変化

1981~2010年の平均からの偏差。

_

³¹ 気象庁ホームページでは、貯熱量の変動に関連して、表層水温の長期変化傾向について公表している。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/ohc/ohc_global.html

2.8 日本沿岸の海面水位の変動32

- 日本沿岸の海面水位は、1980年代以降、上昇傾向が見られる。
- 1906~2017年の期間では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 [$1.5\sim1.9$] mm、 $1971\sim2010$ 年の期間で 1 年あたり 2.0 [$1.7\sim2.3$] mm、 $1993\sim2010$ 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33。

日本沿岸の海面水位は、1906~2017年の期間では上昇傾向は見られない(図 2.8-1)ものの、1980 年代以降、上昇傾向が見られる。IPCC 第5次評価報告書に準じて最近の日本沿岸の海面水位の変 化を求めると、 $1971\sim2010$ 年の期間で1年あたり $1.1[0.6\sim1.6]$ mmの割合で上昇し、 $1993\sim2010$ 年の期間で1年あたり2.8 [$1.3\sim4.3$] 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。

日本沿岸の海面水位は、1906~2017年の期間を通して、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、冬季に中緯度偏西風が卓越する。この偏西風が 十年規模で変動することによって、北太平洋中央部では海面水位変動が生じ、その海面水位変動は 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変動をもたらす。

日本沿岸の海面水位は、地球温暖化のほか上述したような海洋の十年規模の変動など様々な要因 で変動しているため、地球温暖化の影響がどの程度現れているのかは明らかでない。地球温暖化に 伴う海面水位の上昇を検出するためには、引き続き監視が必要である。

33 [] 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。

³² 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。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a 1/sl trend/sl trend.html

(第2章 気候変動)

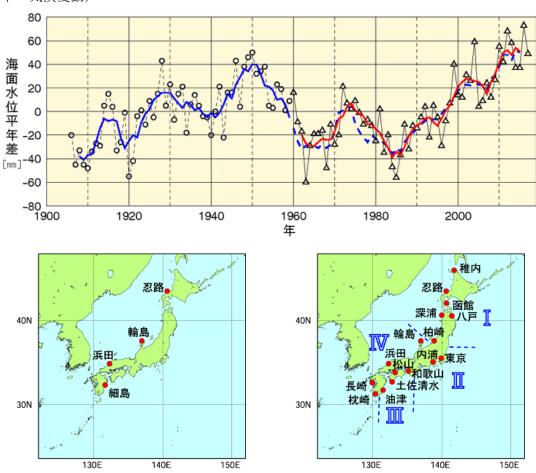


図 2.8-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化(1906~2017年、上図)と検潮所位置図(左下図、右下図)

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 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(1962~2014年における赤実線と青破線の値の相関係数は0.98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。

2.9 海氷域の変動34

- 北極域の海氷域面積は減少している。2017年の海氷域面積の年最大値は1455万km²で、1979年以降最小、また年最小値は465万km²で、1979年以降7番目に小さい記録となった。
- 南極域の海氷域面積は増加している。しかし、2017年の海氷域面積の年平均値は 1109万 km²で、1979年以降最も小さかった。
- オホーツク海の最大海氷域面積は、10年あたり 6.9 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 2017 年までの減少率は年あたり $9.0~\rm F~km^2$ であった。一方、南極域の海氷域面積の年平均値は増加しており、増加率は年あたり $1.9~\rm F~km^2$ である (信頼度水準 99%で統計的に有意)。しかしながら、2016 年と 2017 年は平年値を下回っており、2017年の海氷域面積の年平均値は $1979~\rm F~s$ 以降で最も小さい $1109~\rm F~s$ km²となった。

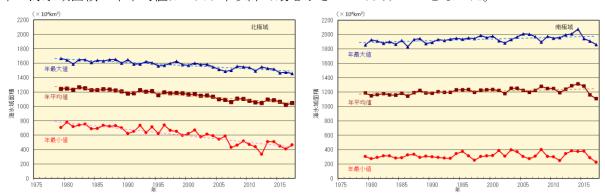


図 2.9-1 北極域(左図)と南極域(右図)の海氷域面積の経年変化(1979~2017年)

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。

2017年の海氷域面積は、北極域では 3 月 4 日に年最大値(1455 万 km^2)となり、年最大値としては 1979年以降で最も小さかった。その後北半球の夏にかけて海氷域面積は減少し、9 月 12 日に年最小の 465 万 km^2 となった。年最小値としては 1979 年以降 7 番目に小さい値であった。一方、南極域では 3 月 1 日に年最小値(224 万 km^2)となり、1979 年以降最小を記録した。その後南半球の冬にかけて海氷は増加し、9 月 12 日に年最大値(1863 万 km^2)となったが、年最大値としては 1979 年以降で 3 番目に小さい値であった(図 2.9-1、図 2.9-2、図 2.9-3)。

³⁴ 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。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html (北極域・南極域) https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html (オホーツク海)

(第2章 気候変動)

Arctic Sea Ice Extent 1500 1500 1000 1

2000 2017 2016 2016 2014 2013 2012 2011 2009 2009 2008

month

03 04 05 06 07

Antarctic Sea Ice Extent

図 2.9-2 2017年の北極域と南極域の海氷域面積の推移

黒線は平年値、灰色陰影は平年並の範囲を示す。

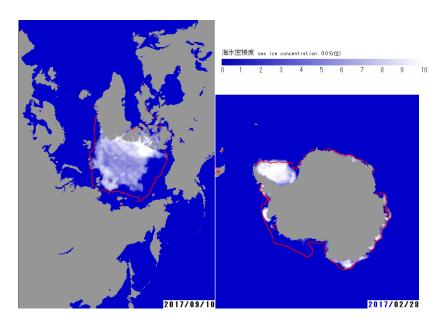


図 2.9-3 北極域、南極域それぞれ の年最小となった時期の海氷分布 (半旬ごとの図より作成)

09 10

左は2017年9月10日の北極域の海 氷密接度、右は2月28日の南極域 の海氷密接度、赤線はそれぞれの時 期の平年の海氷域を示す。

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おり(信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.9-4)、10年あたり 6.9 万 km 2 (オホーツク海の全面積の 4.4%に相当)の割合で減少している。



図 2.9-4 オホーツク海の最大海氷域面積の経年変化 (1971~2017年)

破線は変化傾向を示す。

³⁵ 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。

2.10 北半球の積雪域の変動36

- 北半球では6月と9~12月に、ユーラシア大陸では6月と9月と11~12月に、積雪域面積 の減少傾向が現れている。
- 2016/2017年冬の積雪日数は東アジアや北米で平年より少ない地域があった。

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ことなどによっても、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)。

積雪域面積の 1988~2017 年の過去 30 年間の経年変化は、北半球(北緯 30 度以北)では 6 月と 9~12 月に減少傾向が現れている(信頼度水準 95%で統計的に有意、以下同様)一方、1~5 月には変化傾向は見られない(2 月、11 月のみ図 2.10-1 の(a)と(c)に示し、他は図略)。同じくユーラシア大陸(北緯 30 度以北、東経 0 度~東経 180 度)の積雪域面積の経年変化は、6 月と 9 月と 11~12 月に減少傾向が現れている一方、1~5 月と 10 月には変化傾向は見られない(2 月、11 月のみ図 2.10-1 の(b)と(d)に示し、他は図略)。2016/2017 年冬(2016 年 12 月~2017 年 2 月)の積雪日数は、東アジアや北米で平年より少ない地域があった(図 2.10-1(e))。2017 年 11 月の積雪日数は、北米北部で平年より多く、ヨーロッパ東部~ロシア西部で平年より少なかった(図 2.10-1(f))。

20

³⁶ 気象庁ホームページでは、衛星観測による積雪日数及び平年偏差を公表している。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db_hist_mon.html (北半球)

(第2章 気候変動)

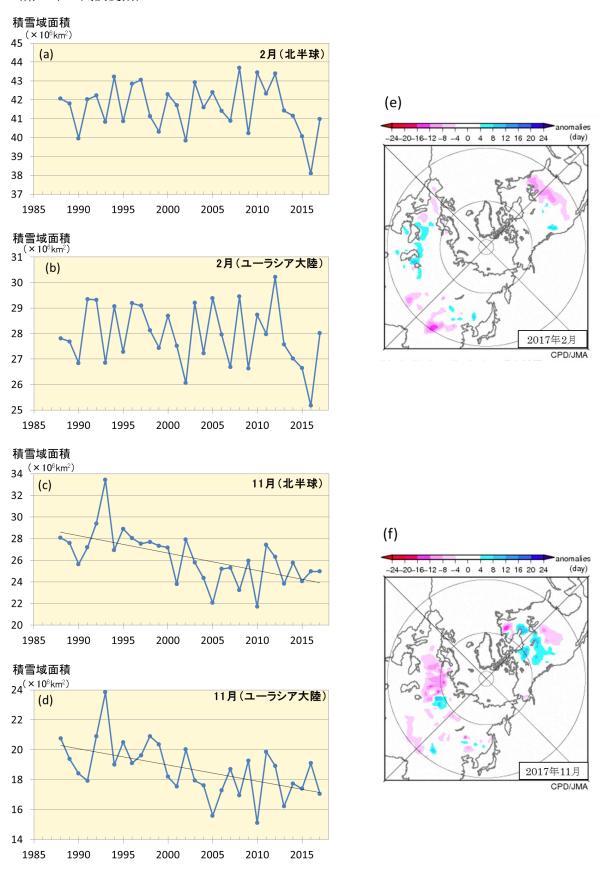


図 2.10-1 北半球 (北緯 30 度以北) ((a):2 月、(c):11 月) 及びユーラシア大陸 (北緯 30 度以北、東経 0 度〜東経 180 度) ((b):2 月、(d):11 月) の積雪域面積の経年変動 (1988〜2017 年) と 2017 年(e)2 月及び(f)11 月の月積雪日数平年偏差図

(a) \sim (d) の直線(黒色)は積雪域面積の変化傾向を示す。(e) (f) 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 $1989\sim2010$ 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37

- 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。
- 大気中のメタンの濃度は、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。
- 大気中の一酸化二窒素の濃度は、長期的に増加している。

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) 38 を運営し、世界各国の温室効果ガスのデータを収集・管理し、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もとにした解析によると、地球温暖化に及ぼす影響の大きい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 $3.1\cdot1$)。

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)。

Section 1 description of the party of the pa									
温室効果ガスの種類		大気中の濃度		前年から	参考数值				
	工業化以前 (1750 年)	2016 年平均濃度	工業化以降 の増加率	前年との差	の増加率	寿命 (年)			
二酸化炭素	約 278 ppm	403.3 ppm	+ 45%	+3.3 ppm	+0. 83 %	不定			
メタン	約 722 ppb	1853 ppb	+157%	+9 ppb	+0. 49 %	12. 4			
一酸化二窒素	約 270 ppb	328. 9 ppb	+ 22%	+0.8 ppb	+0. 24 %	121			

表 3.1-1 代表的な温室効果ガスの世界平均濃度(2016年)39

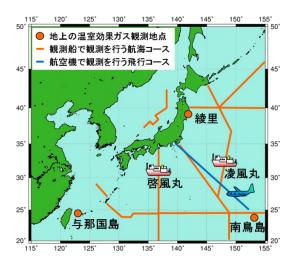


図 3.1-1 気象庁における温室効果ガスの観測網

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実施している。

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

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

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

³⁷ 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。

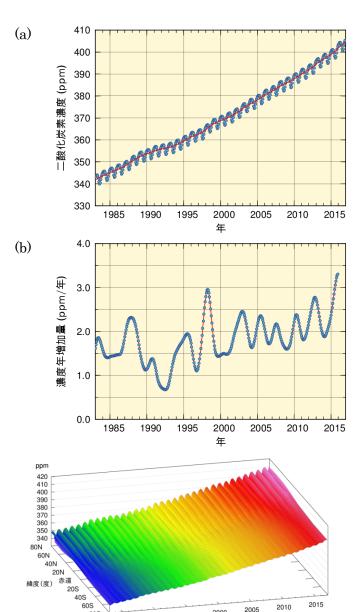
³⁸ WDCGG の詳細についてはホームページを参照のこと。

³⁹2016 年平均濃度、前年との差及び前年からの増加率は WMO (2017) を、工業化以前の濃度及び寿命については IPCC (2013) を参照した。また、工業化以降の増加率については、工業化以前の濃度と 2016 年平均濃度の差から算出した。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。

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

大気中の二酸化炭素濃度は季節変動を伴いながら経年増加している(図 3.1-2(a))。この経年増 加は、化石燃料の消費、森林破壊等の土地利用変化といった人間活動により二酸化炭素が大気中に 放出され、一部は陸上生物圏や海洋に吸収されるものの、残りが大気中に蓄積されることによって もたらされる。二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するため、相対的に北半球の中・高緯度帯 で濃度が高く、南半球で低い(図3.1-3)。また、季節変動は主に陸域生態系の活動によるものであ り、夏季に植物の光合成が活発化することで濃度が減少し、冬季には植物の呼吸や土壌有機物の分 解活動が優勢となって濃度が上昇する。濃度が極大となるのは、北半球で3~4月頃、南半球で9 ~10 月頃である。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(図 3.1-3)。そのため、世界平均濃度は北半球の季節変動を反映して4月頃に極大となる。 WDCGG の解析によると 2016年の世界平均濃度は 403.3 ppm であり、前年からの増加量 (3.3 ppm) は解析開始以降で最大であった (表 3.1-1)。また、最近 10 年間の平均年増加量は約 2.2 ppm であ り、1990年代の平均年増加量(約1.5 ppm)より大きい。



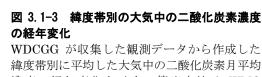
2000

1990

1985

図 3.1-2 大気中の二酸化炭素の世界平均濃度 (a) と濃度年増加量(b)

温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)が 収集した観測データから作成した大気中の二酸 化炭素の月別の世界平均濃度の経年変化(青丸) と、季節変動成分を除いた濃度変化(赤線)を 示す (WMO, 2017)。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。解析に使用したデータ の提供元は WMO (2018) に掲載されている。



濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供 元は WMO (2018) に掲載されている。

340 360 380 400

二酸化炭素濃度の年増加量は一定ではなく年々変動がみられる40(図 3.1-2 (b))。年増加量が大きくなる時期はエルニーニョ現象の発生時期におおむね対応しており、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ことが知られている(Keeling et al., 1995; Dettinger and Ghil, 1998)。図 3.1-4 は、人為起源放出量から大気中の増加量及び海洋による吸収量を差し引く方法(Le Quéré et al., 2016)により推定した陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量である。例えば 2015 年には、2014 年夏から 2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象に呼応するように陸上生物圏による吸収量が減少した(WMO, 2017)。2015 年の吸収量は年間 22±11 億トン炭素で、これは前の 10 年間(2006~2015 年)の平均(34±10 億トン炭素)よりも小さい。同様に 1997~1998 年、2002~2003 年及び 2009~2010 年に発生したエルニーニョ現象に対応して陸上生物圏による吸収量が減少している。特に 1998 年は、陸上生物圏による正味の吸収量が 1990 年以降で最も小さく、ほぼゼロであった。例外的に、1991~1992 年はエルニーニョ現象が発生したにも関わらず、濃度年増加量が小さかった。これは、1991 年 6 月のピナトゥボ火山の噴火が世界規模で異常低温をもたらし、土壌有機物の分解による放出が抑制されたためと考えられている(Keeling et al., 1996; Rayner et al., 1999)。

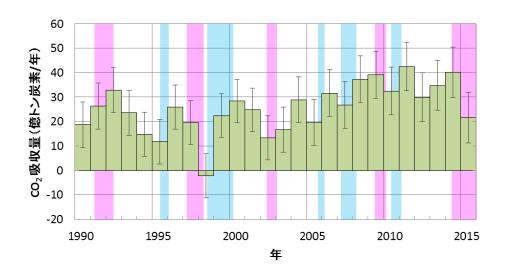


図 3.1-4 陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量の経年変化

人為起源の放出量(化石燃料の消費、セメント生産及び土地利用変化による放出量(Le Quéré et al., 2017)の合計)から、大気中増加量(図 3.1-2 (b) を年平均したもの)と海洋による吸収量(気象庁が解析した海洋による吸収量(Iida et al., 2015; 3.1.1 (3) 節も参照)に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/年(IPCC, 2013)を考慮したもの)を差し引くことによって推定した。正の値が陸上生物圏による吸収を、負の値が放出を示す。エラーバーは、推定値の不確かさ(信頼区間 68%の範囲)である。桃色の背景色はエルニーニョ現象の発生期間、水色の背景色はラニーニャ現象の発生期間を表す。

(2) 日本における二酸化炭素濃度

国内観測点における二酸化炭素濃度は、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 3.1-5 (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

⁴⁰ 二酸化炭素濃度の年々変動とその要因については気象庁ホームページも参照のこと。 https://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/tour/tour_c1.html

(第3章 地球環境の変動)

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。2017年の年平均濃度は、綾里で 409.2 ppm、南鳥島で 407.7 ppm、与那国島では 409.5 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)。国内観測点においても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。最近では 2014 年夏~2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象を追うように、二酸化炭素濃度が大きく増加した(図 3.1-5 (b))。

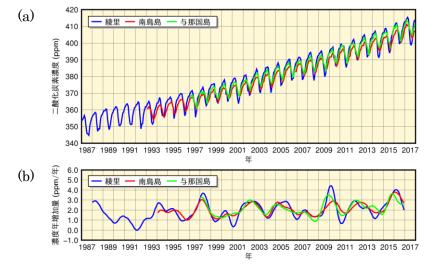


図3.1-5 綾里、南鳥島及び与那国島 における大気中の二酸化炭素月平均 濃度(a)と濃度年増加量(b)の経年 変化

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

気象庁の海洋気象観測船によって観測された、北西太平洋(東経 137 度線上の北緯 3~34 度及び東経 165 度線上の南緯 5~北緯 35 度)の表面海水中及び大気中の二酸化炭素分圧は、全ての海域において増加し続けている(図 3.1·6、図 3.1·7)。二酸化炭素分圧の年増加量は、表面海水中では東経 137 度で $1.3\sim2.1\,\mu$ atm/年、東経 165 度で $1.4\sim3.1\,\mu$ atm/年であり、大気中では東経 137 度で $1.7\sim1.9\,\mu$ atm/年、東経 165 度で $1.8\sim2.0\,\mu$ atm/年であった。表面海水中の二酸化炭素分圧は、海面水温が高くなる夏季に高く、海面水温が低くなる冬季に低いという季節変動をしており、その変動幅は東経 137 度線、東経 165 度線ともに緯度が高いほど大きくなるという特徴がある。 それに対して大気中の二酸化炭素分圧の季節変動は小さく、夏季以外には表面海水中の二酸化炭素分圧が大気中の二酸化炭素分圧の季節変動は小さく、夏季以外には表面海水中の二酸化炭素分圧が大気中の二酸化炭素分圧を下回るため、一年を通じて平均すると海洋が大気中の二酸化炭素を吸収している。

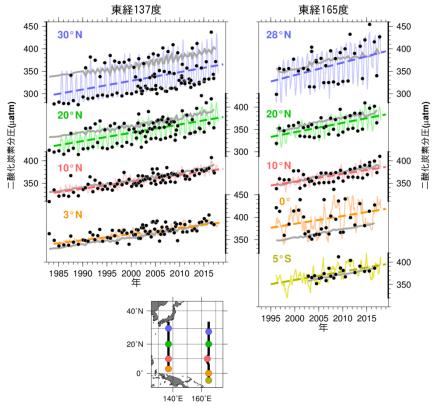


図 3. 1-6 東経 137 度線(左図)及び東経 165 度線(右図)における表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧の長期変化 41

図は、表面海水中の二酸化炭素分圧の観測値(●) および解析によって得られた推定値(細線)と長期変化傾向 (破線)並びに大気中の二酸化炭素分圧(灰色の実線)を示している。

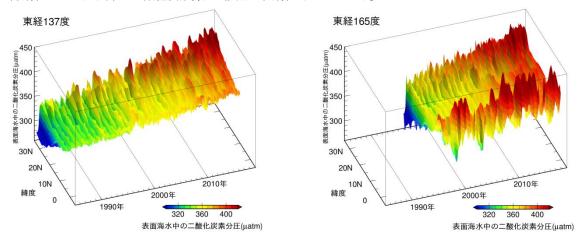


図 3.1-7 緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化 41

図は東経 137 度線の北緯 3 度~北緯 34 度 (左)、東経 165 度線の南緯 5 度~北緯 35 度 (右) における緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化を示している。

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

41 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素の吸収(北西太平洋)について公表している。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_trend/co2_trend.html

(第3章 地球環境の変動)

した (Iida et al., 2015:図 3.1-8)。

図 3.1-8 左図は、二酸化炭素の吸収・放出の分布を示している。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。図 3.1-8 右図は、二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値を示している。海洋全体では、1990~2016 年の平均で年間に18億トン炭素(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。また、海洋の二酸化炭素吸収量は2000年以降増加傾向にある。

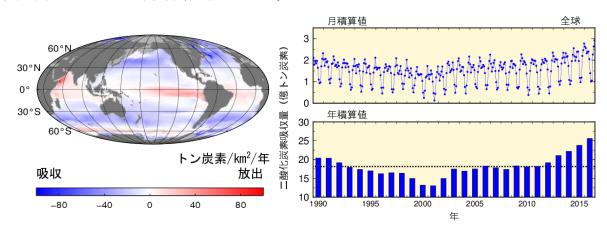
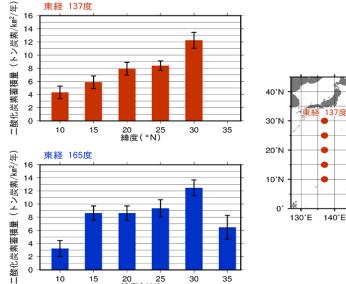


図 3. 1-8 全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の 2016 年の分布(左図)及び二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値(1990~2016 年)(右図) 42

左図は 2016 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 $1990\sim2016$ 年の平均 18 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 3.1-9)。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 度及び東経 165 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)であった。特に北緯 20~30 度付近で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海洋内部に輸送され、より深くまで分布しているため、北緯 10 度や北緯 35 度に比べて二酸化炭素蓄積量が多くなっていると考えられる。

⁴² 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素吸収量について公表している。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_flux_glob/co2_flux_glob.html



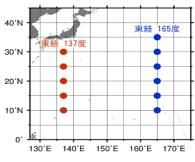


図 3.1-9 東経 137 度及び 東経 165 度における緯度 ごとの 1 年あたりの二酸 化炭素蓄積量(左図)と解 析対象とした海域(右図)43 左図中のエラーバーは、信 頼区間95%の範囲を示す。

海洋酸性化 (4)

15

20 25 緯度(°N)

海洋は人間活動によって排出された二酸化炭素の大きな吸収源であり、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水素イオン濃度指数(pH)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 低下したと見積もられており、今世紀末までには更に $0.065\sim0.31$ 低下すると予測 している。また、海洋に吸収された二酸化炭素は、海洋の循環や生物活動により海洋内部に運ばれ 蓄積し、海洋内部での酸性化も指摘されている (Doney et al., 2009)。

海洋酸性化の現状を把握するため、二酸化炭素濃度等のデータを用いて、北西太平洋(東経 137 度及び 165 度線) の表面海水中及び海洋内部の pH を見積もった (図 3.1-10、図 3.1-11、図 3.1-12)。 その結果、表面海水中の 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、東 経 137 度線では 1985 年から 2017 年までの約 30 年間で 10 年あたり $0.013 \sim 0.021$ (平均では 0.018)、 東経 165 度線では 1996 年から 2017 年までの約 20 年間で 10 年あたり 0.012~0.031 (平均では 0.020) であった。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。深さ約 $150\sim800$ m における海洋内部の pH については、1990 年代以降、10年あたり 0.007~0.035 低下していた。亜熱帯北部のほうが南部よりも低下率が大きい傾向がみら れ、これは亜熱帯北部ほど二酸化炭素蓄積量が多いことと整合している。

⁴³ 気象庁ホームページでは、海洋中の二酸化炭素蓄積量に関する情報を公表している。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_inventory/inventory.html

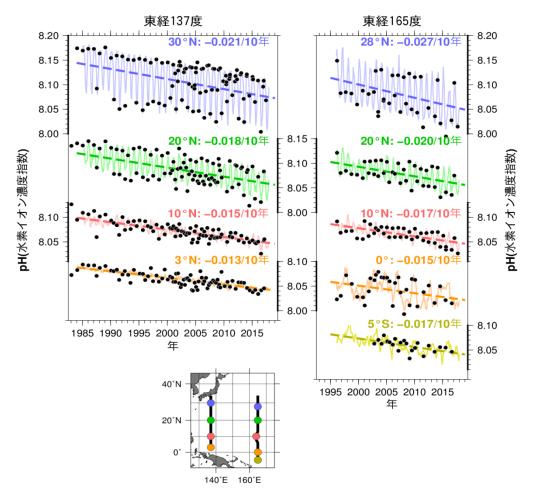


図 3.1-10 東経 137 度線 (左上図)、東経 165 度線 (右上図) の各緯度における表面海水中の水素イオン濃度指数 (pH) の長期変化⁴⁴

●黒丸は表面海水中の pH の観測値、実線細線は解析値、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年当たりの変化率を示す。

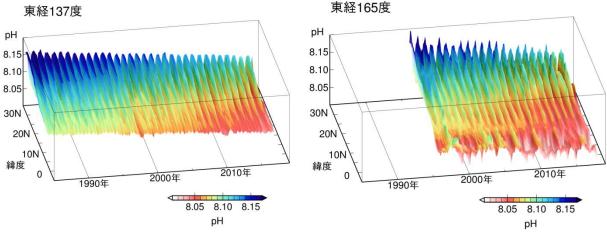


図 3.1-11 東経 137 度線(左図)、東経 165 度線(右図)における表面海水中の水素イオン濃度指数(pH)の変化⁴⁵

_

⁴⁴ 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向(北西太平洋) について公表している。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a 3/pHtrend/pH-trend.html

⁴⁵ 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向(北西太平洋) について公表している。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html

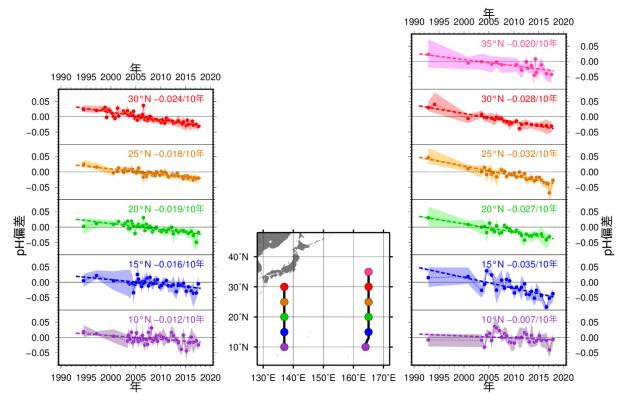


図 3. 1-12 東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での水素イオン濃度指数偏差の長期変化⁴⁶ 東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における深さ約 150m から 800m の海洋内部での pH の平均平年偏差時系列を示す。平年値は 1991 年から 2010 年までの平均である。塗りつぶしは標準偏差、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年当たりの変化率(減少率)を示す。

(5) 上空の二酸化炭素濃度

気象庁は防衛省の協力の下、2011年から厚木航空基地(神奈川県綾瀬市)-南鳥島間の輸送機による上空約6km、北緯約34~25度の航路上で二酸化炭素濃度の観測を行っている(Tsuboi et al., 2013; Niwa et al., 2014)。この結果によると、南鳥島の地上における観測値とほぼ同様に季節変動を示しながら増加しているが、冬から春にかけては地上に比べ上空で低濃度を示す傾向が認められる(図3.1-13)。

気象庁気象研究所と国立研究開発法人国立環境研究所などは共同で、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47を行っている (Matsueda et al., 2015; Machida et al., 2008)。 図 3.1-14 は、日本とオーストラリア間の定期航空便により上空 8~13km で観測された北緯 25~30度及び南緯 20~25度の緯度帯平均濃度である。この結果によると、上空 8~13km 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。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北半球上空に比べ振幅が小さく、複雑な季節変動をしている。この季節変動に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寄与している考えられる (Sawa et al., 2012)。

46 気象庁ホームページでは、海洋内部の pH の長期変化傾向(北西太平洋)について公表している。 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a 3/pHin/pH-in.html

⁴⁷ 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)、(財) 日航財団(現:(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)

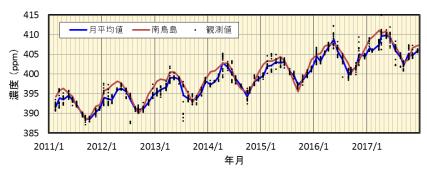


図 3.1-13 厚木航空基地-南鳥島間の航空機観測による高度 6km 付近の二酸化炭素濃度観測値(黒点)とその平均値(青線)及び南鳥島の二酸化炭素濃度月平均値(赤線)の経年変化

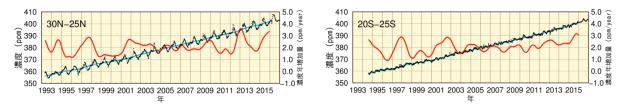


図 3.1-14 気象庁気象研究所と国立研究開発法人国立環境研究所による日本とオーストラリア間の定期航空便を利用して観測された上空の二酸化炭素濃度の経年変化 (1993 年 4 月~2016 年 12 月)

左図は北緯 $25\sim30$ 度の、右図は南緯 $20\sim25$ 度の緯度帯平均を表す。黒点、青線、赤線はそれぞれ高度 $8\sim13$ km 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 3.1-15 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。増加が止まった原因については、IPCC(2013)等でいくつかの 可能性が指摘されているが、まだ特定されていない。一方、2007 年以降の増加については、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寄与しているという見解が示されている(WMO, 2017)。WDCGG の解析では 2016 年の世界平均濃度は 1853 ppb で、1984 年以降で最高値となった(表 3.1-1)。

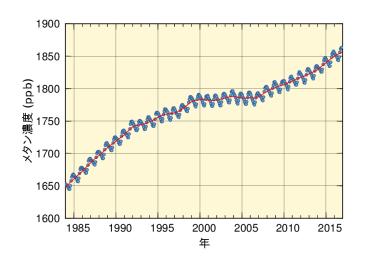


図 3.1-15 大気中のメタンの世界平均濃度

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(青丸)と、季節変動成分を除いた濃度変 化(赤線)を示す(WMO,2017)。算出方法は WMO(2009)による。解析に使用したデータ の提供元はWMO(2018)に掲載されている。

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⁴⁸ 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 3.1-16)。

大気中のメタン濃度の増加は、工業化時代以降に著しく(157%増)、二酸化炭素の増加率(45%増)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ためと考えられる。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。

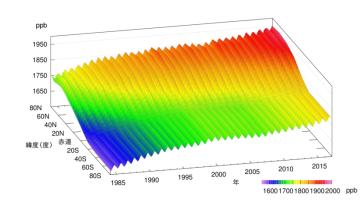


図3.1-16 緯度帯別の大気中のメタン濃度の 経年変化

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。解析に使用したデータの提 供元は WMO (2018) に掲載されている。

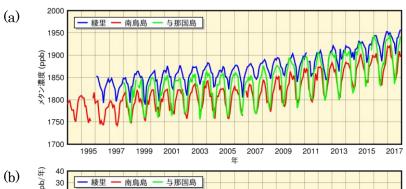
⁴⁸ OH ラジカルとは、オゾンに紫外線が作用し光分解することによって生じる酸素原子と、大気中の水蒸気が反応して生成する、極めて不安定で反応性が高い物質。紫外線と水蒸気が豊富な低緯度で多い。

(第3章 地球環境の変動)

(2) 日本におけるメタン濃度

国内のメタン濃度は、世界での傾向と同様に、高緯度ほど濃度が高く、夏季に濃度が減少し冬季に増加する季節変動を伴いながら増加している(図 3.1-17 (a))。高緯度に位置する綾里は OH ラジカルとの反応による消滅が少なく、また放出源が多く存在する大陸に近いため、3 つの観測地点の中で最も濃度が高い。ほぼ同じ緯度帯にある与那国島と南鳥島は、夏季は同程度の濃度だが、冬季は与那国島の方が高濃度である。これは、夏季の与那国島と南鳥島が OH ラジカルの豊富な低緯度帯の海洋性気団にともに覆われる一方、冬季は大陸性の気団の張り出しにより、与那国島の方が大陸の放出源の影響を受けやすいためである。与那国島では、2010 年以降、冬季の濃度が綾里と同程度となることもあった。2017 年の年平均濃度は、綾里で 1940 ppb、南鳥島で 1889 ppb、与那国島では 1905 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 3.1-17 (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。



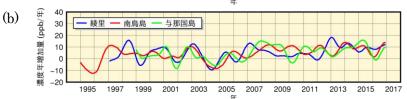


図 3.1-17 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタン月平均濃度(a)と 濃度年増加量(b)の経年変化

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。

3.1.3 世界と日本における一酸化二窒素

大気中の一酸化二窒素濃度を図 3.1-18 に示す。地球規模で増加を続けており、WDCGG の解析によると 2016 年の世界平均濃度は 328.9 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 22%の増加である(表 3.1-1)。一酸化二窒素の季節変動は、二酸化炭素やメタンほど顕著には見られない。また、季節変動を除いた北半球と南半球の濃度の差も二酸化炭素やメタンほど顕著に見られないが、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 3.1-19)。

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 3.1-20)。2017年の年平均濃度は 331.9 ppb (速報値)であった。

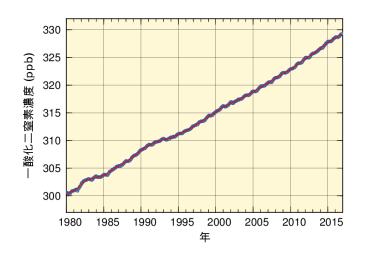


図 3.1-18 大気中の一酸化二窒素の世界平 均濃度

WDCGG が収集した観測データから作成した大気中の一酸化二窒素の月別の世界平均濃度の経年変化(青丸)と、季節変動成分を除いた濃度変化(赤線)を示す(WMO,2017)。算出方法はWMO(2009)による。解析に使用したデータの提供元は WMO(2018)に掲載されている。

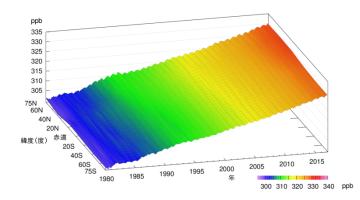


図 3.1-19 緯度帯別の大気中の一酸化二窒 素濃度の経年変化

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の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。解析に使用したデータの提供元はWMO(2018)に掲載されている

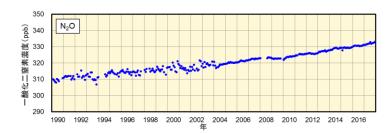


図 3.1-20 綾里における大気中の一酸化二 窒素月平均濃度の経年変化

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49

- O 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い。2017 年は成層圏の気温が高かったことにより顕著に小さくなった。
- O 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 年代以降、増加 している。
- 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。

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⁵⁰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を観測し、南鳥島を除く同4地点においては、紫外域日射観測(紫外線観測)を実施している(図 3.2-1)。

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。

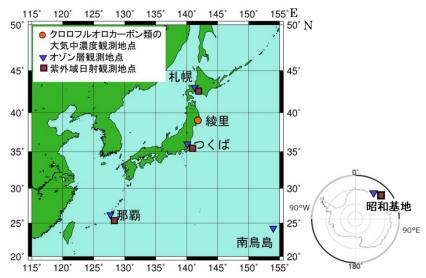


図 3.2-1 気象庁におけるオゾン層・紫外線の観測網(2017年12月31日現在)

3.2.1 世界と日本におけるオゾン層

(1) 世界全体のオゾン層

公表するものとする。

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 3.2-2)。地上観測データの全球解析が可能な最近 5 年間(2012~2016 年)の平均値は、1994~2008 年の平均値と比較すると 1%ほど高いが、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:

49 気象庁ホームページでは、気象庁で実施した観測データ等を用いたオゾン層および紫外線に関する解析結果を「オ ゾン層・紫外線の年のまとめ」として、毎年公表している。

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

50 「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 **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(3.2.3節参照)、オゾン全量はこの変化に対応していると考えられる。

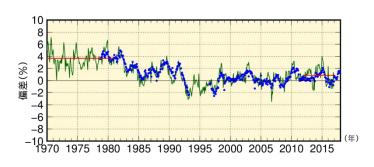


図 3.2-2 世界のオゾン全量の偏差(%)の経 年変化

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 (%) で、実線(赤) はその 1970~1980 年の平均値と全球解析が可能な最近 5 年間 (2012~2016 年) の平均値。●印は衛星観測データ (北緯 70 度~南緯 70 度) の月平均オゾン全量偏差 (%)。地上観測及び衛星観測データは共に季節変動成分を除去している。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51

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 3.2-3)。2017年のオゾンホールの年最大面積は、過去 29年間で最も小さな値となった。(図 3.2-3及び図 3.2-4)その要因は、成層圏気温が 8 月以降かなり高く推移したことが考えられる(詳細は、トピックス III「2017年の南極オゾンホールの最大面積」を参照)。

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)。

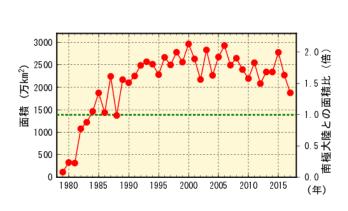


図 3.2-3 オゾンホールの面積の経年変化

オゾンホールの面積 (南緯 45 度以南のオゾン全量が 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。

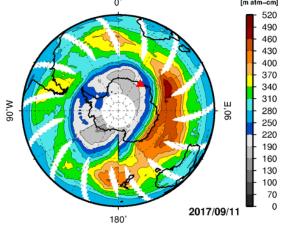


図 3.2-4 オゾンホール面積が年最大を記録した 2017 年 9 月 11 日のオゾン全量の南半球分布

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。

-

^{51 「}オゾンホール」については巻末の用語一覧を参照。

(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 年代初めまで減少した後、緩やかな 増加傾向がみられる (図 3.2-5)。また、那覇及び南鳥島のオゾン全量は、2000 年以降緩やかな増 加傾向がみられる。

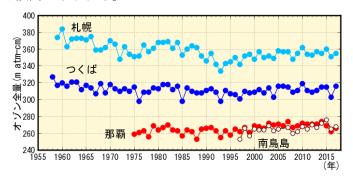


図3.2-5 日本上空のオゾン全量の年平均値の 経年変化

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。

3.2.2 日本における紫外線

国内の紅斑紫外線量 52 年積算値をみると、札幌、つくばでは観測を開始した 1990 年 (札幌は 1991年) 以降増加しており (図 3.2-6)、10 年あたり札幌で 3.2%、つくばで 4.2%増加した。増加の特徴として、札幌では、1990 年代半ばから 2000 年代に顕著な増加がみられ、つくばでは 1990 年代に顕著な増加がみられる。那覇では 1990 年代は増加傾向がみられたが、2000 年代は変化傾向がみられなかった。

国内 3 地点における紅斑紫外線量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ーロゾル量の減少が増加の要因として考えられる(UNEP, 2015;気象庁、2011)。

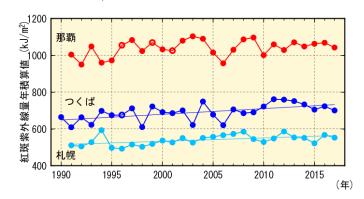


図 3.2-6 紅斑紫外線量年積算値の経年変化

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。直線は年積算 値の回帰直線であり、統計的に有意な増加傾向 を示す。

3.2.3 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を超えるものもある。

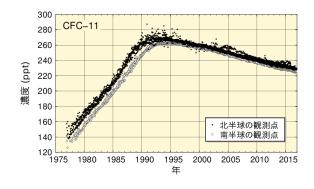
(1) 世界のオゾン層破壊物質

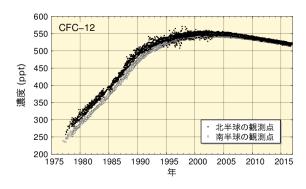
世界の大気中の CFC 類の濃度は、1980 年代までは急速に増加したが、1990 年代以降はモントリオール議定書による規制の効果により減少傾向が見られる (図 3.2-7)。要素別にみると、CFC-11

_

^{52 「}紅斑紫外線量」については巻末の用語一覧を参照。

は 1992~1994 年頃を境に減少傾向に転じている。CFC-12 は 2003 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 年頃を境に、南半球では 1996 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。このことからも、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。





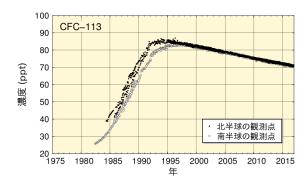


図 3.2-7 世界の観測点での大気中の CFC 類濃度の経年変化

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。解析に使用したデータの提供元は WMO (2018) に掲載されている。

(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 3.2-8)。要素別にみると、CFC-11 は世界的傾向と同様に $1993\sim1994$ 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係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されている(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)

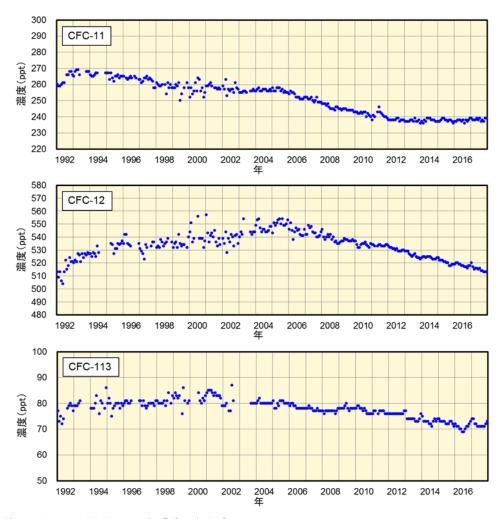


図 3.2-8 綾里における大気中の CFC 類濃度の経年変化

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。

3.3 日本におけるエーロゾル53と地上放射の変動

- 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、日本におけるエーロゾル等による大気混濁係数のバックグランド値は1963年のアグン火山噴火以前のレベルに戻っている。
- 2017年の黄砂観測日数は3日、黄砂観測のべ日数は108日だった。

3.3.1 エーロゾル

国内の直達日射量54観測により得られる大気混濁係数55から対流圏の変動を除いたバックグランド値の経年変化を見ると、火山噴火による成層圏エー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。



図 3.3-1 バックグランド大気混濁係数の経年変化(1960~2017年)

大気混濁係数に含まれる水蒸気や黄砂、大気汚染エー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ーロゾルの一種である。気象庁では、国内 59 地点(2017 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。2017 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。同じ日に何地点で観測しても 1 日として数える。)は 3 日(図 3.3-2)、黄砂観測のベ日数(国内のそれぞれの気象官署で黄砂現象を観測した日数の合計。同じ日に例えば 5 地点で黄砂が観測された場合には 5 日として数える。)は 108 日(図 3.3-3)であった。

1967~2017 年の統計期間では、黄砂観測日数には変化傾向が見られないが、黄砂観測のベ日数には増加傾向がみられる。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。

気象庁ホームページでは、エーロゾルや黄砂に関する情報を公表している。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/kosahp/aerosol.html (黄砂・エーロゾル)

<u>https://www.jma.go.jp/jp/kosa/</u> (黄砂情報 (実況図))

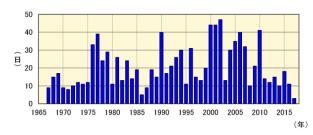
https://www.jma.go.jp/jp/kosafcst/index.html (黄砂情報(予測図))

^{53 「}エーロゾル」については巻末の用語一覧を参照。

⁵⁴ 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濁り具合に関する 指標であるホイスナー・デュボアの混濁係数(大気混濁係数)を算出することができる。

⁵⁵ 大気混濁係数は、エーロゾルのほか、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光学的厚さの何倍であるかを表し、値が大きい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)



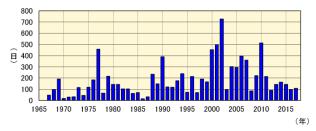


図 3.3-2 日本における年別の黄砂観測日数(1967~2017年、国内 59 地点)

図 3.3-3 日本における年別の黄砂観測のベ日数 (1967~2017年、国内 59 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56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)。

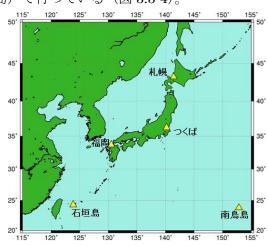


図 3.3-4 国内における日射及び赤外放射の観測 地点

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ー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 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 が人為起源エー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)、人為起源エー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、エー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ー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)。

_

⁵⁶ 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。

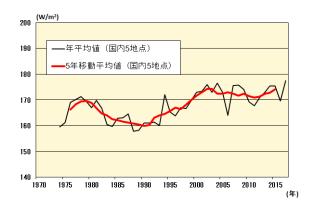


図 3.3-5 全天日射量の年平均値及び5年移動平均値の経年変化

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、1993~2017 年の期間に 1 年あたり約 $0.3~\rm W/m^2$ 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 $(1992\sim2009$ 年において、年 $0.3~\rm W/m^2$ の割合で増加)と整合している $(\rm WCRP, 2010)$ 。

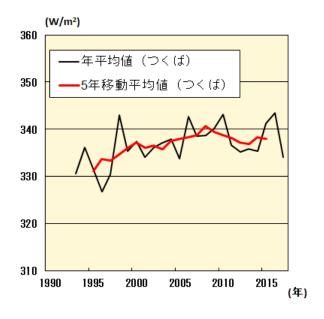


図 3.3-6 下向き赤外放射量の年平均値及び 5 年移動平均値の経年変化(つくば)

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)しているとみられる(信頼度水準 90%で統計的に有意)」		
	「上昇(下降)しているとみられる(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。

(1) 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。

(2) 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(五十音順)

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。

エーロゾル

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。エーロゾルのうち、粒子の大きさ(粒径)が2.5μm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。

オゾン層および紫外線に関する用語

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 <math>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。なお、オゾンホール面積は、南緯45度以南におけるオゾン全量が220DU以下の領域面積として算出している。

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」。

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。

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 $^{\circ}$ C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 $^{\circ}$ C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。工業化以降に人間活動によって排出された二酸化炭素量のおよそ半分が大気中に残留しており、残りは大気から取り除かれ、海洋や陸域生態系に蓄積されている(IPCC、2013)。

メタン: 二酸化炭素についで地球温暖化に及ぼす影響が大きな温室効果ガスである。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, 2017)。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: 対象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} (乾燥空気中の分子 100 万個中に 1 個)、ppb (parts per billion) は 10^{-9} (10 億個中に 1 個)、ppt (parts per trillion) は 10^{-12} (1 兆個中に 1 個)。

海面水温の変動に関する用語

エルニーニョ/ラニーニャ現象: エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけて海面水温が平年より高くなり、その状態が一年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

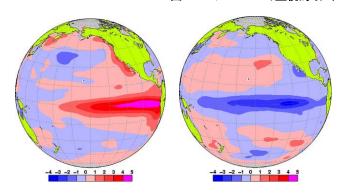


図 B エルニーニョ現象時 (1997 年 11 月) の月平 均海面水温平年偏差 (左) 及び、ラニーニャ現象 時 (1988 年 12 月) の月平均海面水温平年偏差 (右) 赤が平年より高く、青が平年より低く、色が濃い ほど平年偏差が大きいことを表す。左の図は、 1997/1998 エルニーニョ現象が最盛期にあった 1997 年 11 月における海面水温の平年偏差、右の 図は 1988/1989 ラニーニャ現象が最盛期であった 1988 年 12 月における海面水温の平年偏差。

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。

太平洋十年規模変動 (Pacific Decadal Oscillation: PDO): 北太平洋で大気と海洋が連動して十年から数十年の時間規模で変動する現象。海面水温が北太平洋中央部で平年より低く(高く)なるとき、北太平洋東部や太平洋赤道域の中部から東部で平年より高く(低く)なる変動。このとき、海面気圧が北太平洋の高緯度で平年より低く(高く)なる傾向がある。このような大気循環の変化に伴い、北米を中心に天候への影響が見られる。

海水の性質に関する用語

北太平洋亜熱帯モード水 (NPSTMW: North Pacific Subtropical Mode Water): 黒潮続流南側の 亜熱帯循環北西部海域において形成される冬季の深い混合層の水が海洋内部に沈みこむことで形成 された等温層として定義される。137 度定線においては、 $20^\circ \sim 30^\circ N$ の $100 \sim 400 m$ 深にみられる $16 \sim 18 \circ C$ の等温層がこれにあたる。

北太平洋中層水 (NPIW: North Pacific Intermediate Water): 本州東方において、黒潮系の海水と親潮系の海水が混合することで形成される中層塩分極小で特徴付けられる水。 137 度定線においては、 $20^{\circ}\sim30^{\circ}$ N の 800m 深を中心に塩分 34.0 以下の領域がこれにあたる。

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ー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。

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ー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。

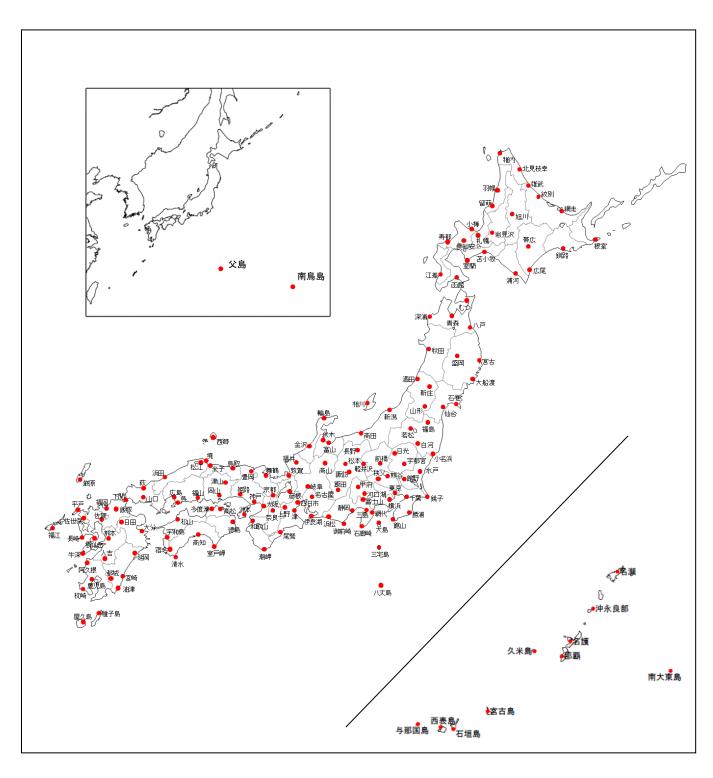
(https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/yougo hp/mokuji.html)

参考図





参考図1 日本の地域区分



参考図 2 日本の地上気象観測所分布図

参考文献

【トピックス】

- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 373 390.
- Kosaka, Y., and H. Nakamura, 2010: Mechanisms of meridional teleconnection observed between a summer monsoon system and a subtropical anticyclone. Part I: The Pacific-Japan pattern. J. Climate, 23, 5085 5108.
- 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.

【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.
- 気象庁, 1997: 表紙の説明: 夏のアジアモンスーン OLR インデックス. 気候系監視報告, 平成 9 年 6 月.

【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.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century Using ICOADS and the KOBE Collection. Int. J. of Climatology, 25, 865-879.
- Mantua, N. J. and S. R. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. J. Oceanogr., 58, 35-44, doi: 10.1023/A:1015820616384.
- Trenberth, K. E., J. M. Caron, D. P. Stepaniak and S. Worley, 2002: The evolution of El Niño—Southern Oscillation and global atmospheric surface temperatures, J. Geophys. Res., 107, D8, doi: 10.1029/2000JD000298.
- 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.
- Doney, S. C., V. J. Fabry, R. A. Feely and J. A. Kleypas, 2009: Ocean acidification: The other CO₂ problem, Annu. Rev. Mar. Sci., 1, 169–192, doi:10.1146/annurev.marine.010908.163834.
- Iida Y., A. Kojima, Y. Takatani, T. Nakano., T. Midorikawa, M. Ishii, 2015: Trends in *p*CO₂ and sea-air CO₂ flux over the global open oceans for the last two decades. J. Oceanogr. doi:10.1007/s10872-015-0306-4.
- 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., 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.
- Keeling, R. F., S. C. Piper, and M. Heinmann, 1996: Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration. Nature, 381: 218-221.
- 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.
- Le Quéré, C., et al., 2016: Global Carbon Budget 2016, Earth Syst. Sci. Data, 8, 605-649, doi:10.5194/essd-8-605-2016.
- Le Quéré, C., et al., 2017: Global Carbon Budget 2017, Earth Syst. Sci. Data Discuss., https://doi.org/10.5194/essd-2017-123.
- Machida, T., H. Matsueda, Y. Sawa, Y. Nakagawa, K. Hirotani, 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., T. Machida, Y. Sawa and Y. Niwa, 2015: Long-term change of CO₂ latitudinal distribution in the upper troposphere. Geophys. Res. Lett., 42, 2508–2514, doi:10.1002/2014GL062768.
- Niwa, Y., K. Tsuboi, H. Matsueda, Y. Sawa, T. Machida, M. Nakamura, T. Kawasato, K. Saito, S. Takatsuji, K. Tsuji, H. Nishi, K. Dehara, Y. Baba, D. Kuboike, S. Iwatsubo, H. Ohmori, Y. Hanamiya, 2014: Seasonal Variations of CO₂, CH₄, N₂O and CO in the Mid-Troposphere over the Western North Pacific Observed Using a C-130H Cargo Aircraft. J. Meteorol. Soc. Japan, 92(1), 50-70, doi:10.2151/jmsj.2014-104.
- 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.
- Rayner, P. J., I. G. Enting, R. J. Francey, and R. Langenfelds, 1999: Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO_2 , $\delta^{13}C$ and O_2/N_2 observations. Tellus, 51B, 213-232.

- 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: 10.1029/2011JD016933.
- Tsuboi, K., H. Matsueda, Y. Sawa, Y. Niwa, M. Nakamura, D. Kuboike, K. Saito, H. Ohmori, S. Iwatsubo, H. Nishi, Y. Hanamiya, K. Tsuji and Y. Baba, 2013: Evaluation of a new JMA aircraft flask sampling system and laboratory trace gas analysis system. Atmos. Meas. Tech., 6, 1257–1270, doi:10.5194/amt-6-1257-2013.
- 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, 2017: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 13.
 - (英語版) https://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ghg/GHGbulletin.html (日本語訳) https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html
- WMO, 2018: WMO WDCGG DATA SUMMARY, WDCGG No.42, GAW Data Volume IV-Greenhouse Gases and Other Atmospheric Gases, published by the Japan Meteorological Agency in co-operation with World Meteorological Organisation, March 2018. Available at https://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg/products/publication.html.
- 気象庁, 2011: オゾン層観測報告. 2010.

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 リモート・センシング技術センター 参与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 国立研究開発法人 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 国立大学法人 筑波大学 計算科学研究センター 教授

須賀 利雄 国立大学法人 東北大学 大学院理学研究科

地球物理学専攻長·教授

早坂 忠裕 国立大学法人 東北大学 大学院理学研究科 教授

渡部 雅浩 国立大学法人 東京大学 大気海洋研究所 教授

(敬称略)

地球環境・海洋に関する情報リスト

ジャンル	名称	開始年 報告頻度	概要
観測·監視	気候変動監視レポート https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ monitor/index.html	平成8年より 毎年	その年までの地球環境・海洋の観測・監視情報を、報 道機関や政策決定者向けに横断的に提供するもの。英 語版を「Climate Change Monitoring Report」とし て提供している。
	海洋の健康診断表 定期診断表 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kai you/shindan/index.html	平成 17 年より 随時	海水温、海流、波浪、潮汐などの要素に加え、地球温暖化や海洋酸性化、海洋汚染など海洋に関する環境について診断するとともに、今後の見通しに関する情報や過去のデータを提供するもの。
	オゾン層・紫外線年のまとめ https://www.data.jma.go.jp/gmd/env /ozonehp/annualreport_o3uv.html	平成 23 年より 毎年	その年のオゾン層と紫外線についての観測・解析情報 を提供するもの。
	WMO 温室効果ガス年報の 和訳 https://www.data.jma.go.jp/gmd/env /info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html	平成 18 年より 毎年	世界の温室効果ガスの状況を示す「WMO Greenhouse Gas Bulletin」を気象庁が和訳したもの。 掲載されている解析は気象庁が行っている。
予測•見解	異常気象レポート https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ climate_change/index.html	昭和 49 年よりおよそ 5 年毎	我が国や世界の異常気象、地球温暖化などの気候変動 及びその他の地球環境の変化や現状・見通しについて の気象庁の見解を示すもの。
	地球温暖化予測情報 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ GWP/index.html	平成8年よりおよそ3年毎	我が国における地球温暖化予測に関する気象庁の見 解を示すもの。
	海洋の健康診断表 総合診断表 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kai you/shindan/sougou/index.html	平成 18 年よりおよそ 10 年毎	気候変動に加え、気候より短い時間スケールの現象、 海洋汚染、診断項目に関する過去文献のレビューや海 洋に関する基礎知識を提供するもの。
	オゾン層破壊の 科学アセスメント: 総括要旨の和訳 https://www.data.jma.go.jp/gmd/env /ozonehp/9-0kankou.html	平成 24 年より およそ 4 年毎	オゾン層に関する WMO の見解を示すもの。気象庁のオゾン層についての見解は、このアセスメントに沿っている。
	温暖化の観測・予測 及び影響評価統合レポート https://www.env.go.jp/earth/ondank a/knowledge.html	平成 21 年より 随時	日本を対象とした気候変動の観測・予測・影響評価に関する知見を示すもの。
	ヒートアイランド監視報告 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ himr/	平成 16 年より 毎年	ヒートアイランド対策大綱に基づき、ヒートアイランドについての観測・監視・予測情報を体系的に提供するもの。