

第12章 海洋酸性化

観測結果

- 世界の海洋表面で酸性化が進行している。表面海水の水素イオン濃度指数 (pH) は、世界の海洋の平均で 10 年当たりおよそ 0.02 の割合で低下し、北西太平洋や日本周辺海域でも同程度の割合で低下している。

将来予測

- 世界の海洋の表面海水 pH の低下は、4°C 上昇シナリオ (SSP5-8.5) では今後も進行する (確信度が高い) が、2°C 上昇シナリオ (SSP1-2.6) では進行が 2060 年頃までには止まり、それ以上の低下は抑えられる (確信度が中程度)。21 世紀末 (2081~2100 年平均) と 20 世紀末 (1986~2005 年平均) の状態を比較すると、世界の海洋の平均表面海水 pH は、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) では 0.31 (0.30~0.32)、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) では 0.065 (0.06~0.07) 低下し、日本南方の北西太平洋域では、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) で 0.29~0.36、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) で 0.06~0.09 と世界平均と同程度の低下が見込まれる (確信度が中程度)。

化石燃料の燃焼などにより人為的に大気中に排出された二酸化炭素 (CO₂) の一部は、海洋に吸収されている。1990 年代以降、世界中の海洋で高精度な観測を行うことで海洋による二酸化炭素の吸収を定量する国際的な枠組みとして、世界海洋循環実験 (WOCE) や全球海洋各層観測調査プログラム (GO-SHIP) が設けられており、気象庁の船舶観測もその一部を担っている。これらの取り組みによって、1750 年から 2023 年に人間活動により大気中に排出された二酸化炭素のおよそ 4 分の 1 に当たる 195 ± 40 GtC の二酸化炭素を海洋が吸収していることが明らかとなった (Friedlingstein et al., 2025)。海洋による二酸化炭素の吸収がなければ、大気中の二酸化炭素濃度は現在より約 92 ppm 高くなっていたと推定され (1 ppm = 2.124 GtC で計算)、気候変動もより激しいものになっていた可能性がある。この大量の二酸化炭素吸収により、世界の海洋表面で広く酸性化が進行している。

海水は弱アルカリ性で、その水素イオン濃度指数 (pH¹⁰⁵) はおよそ 8 を示すが、吸収された二酸化炭素は炭酸として作用するため、海水の pH は少しずつ低下している (第 12.3.1 項参照)。また、サンゴ、貝類、ウニ、有孔虫、円石藻類など、様々な海洋生物が炭酸カルシウムの骨格や殻を作るが、pH が低下することで海水の炭酸カルシウム飽和度も低下しており、それらの骨格や殻を作りにくくなりつつあるなど、海洋の生態系に大きな影響を与えることが懸念されている (第 12.3.2 項参照)。

海洋酸性化は、「もう一つの二酸化炭素問題」とも呼ばれ、地球温暖化と並び人為的な二酸化炭素排出により生じる深刻な地球環境問題である。工業化以降 (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、表面海水の平均的な pH は現在までに約 0.1 低下した (水素イオン濃度の約 25% の増加に相当) と見積もられている (Orr et al., 2005)。また、冬季に冷たい大気により冷やされ重くなった表面付近の海水が鉛直混合により海

105 mol/L 単位で表した溶液中の水素イオン濃度の逆数の対数。水温 25°C の場合、pH が 7 未満で酸性、7 を超えるとアルカリ性を示す。pH には温度依存性があり、同じ水でも水温が高いほど pH は小さくなる。本報告書で取り扱う pH は全て現場水温における値である。

洋内部まで運ばれて全世界に広がっていくため、海洋内部でも酸性化は進行している。北大西洋や南大洋では深度約 4,000 m (Rios et al., 2015; Lauvset et al., 2020)、北太平洋でも約 1,000 m (Carter et al., 2017) という深海まで、長期的な pH の低下が観測されている。

12.1 世界

12.1.1 観測結果

世界の様々な海域で、過去数十年にわたり pH の観測が行われており、pH が 10 年当たり 0.003 から 0.026 の速度で低下傾向にあることが報告されている (IPCC, 2021)。図 12.1.1 に、代表的な時系列観測点における pH の変化を示す。世界の海洋で広く酸性化が進行していることが明らかになってきている。

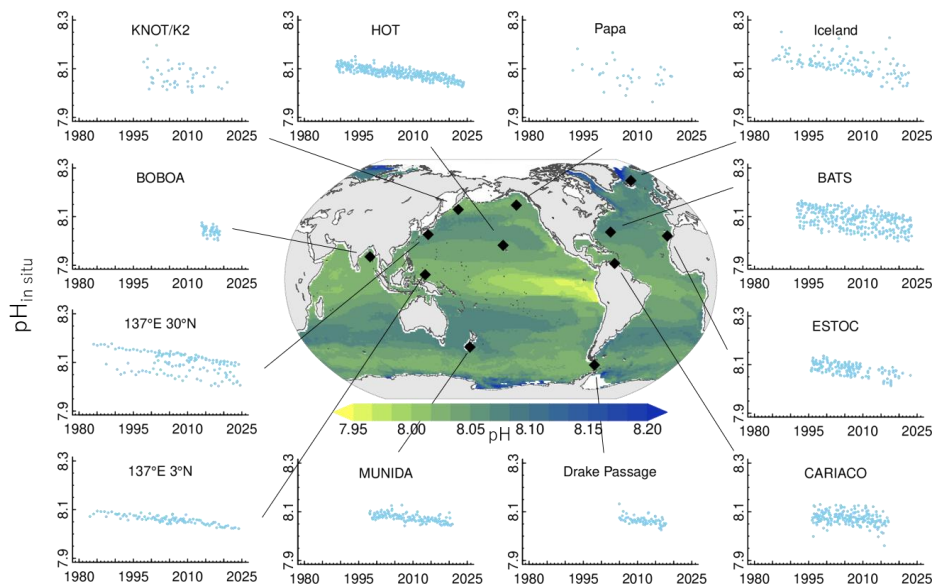


図 12.1.1 表面海水 pH の全球分布（2023 年）及び時系列観測点における表面海水の pH 長期変化傾向

表 12.1.1 pH 時系列観測点

時系列点	データソース	引用	pH 算出方法*1
137E 30N/3N	https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html	Ono et al., 2019	
KNOT/K2	https://www.godac.jamstec.go.jp/data_catalog	Wakita et al., 2017	DIC*2 及び TA*3 より算出
HOT	https://hahana.soest.hawaii.edu/hot/hotco2/hotco2.html	Dore et al., 2009	
Papa	https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/ncei/ocads/metadata/0234342.html	Franco et al., 2021	DIC 及び TA より算出
MUNIDA	https://data.mfe.govt.nz/table/110170-ocean-acidification-munida-state-1998-2020/	Currie, 2022	
BOBOA	https://www.pmel.noaa.gov/co2/timeseries/BOBOA.txt	Sutton et al., 2019	pCO ₂ 及び lida et al. 2021 に基づく TA 推定値より算出
Iceland Sea	https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/ncei/ocads/data/0100063/	Olafsson et al., 2010	2009 年以前は pCO ₂ 及び DIC、以降は TA 及び DIC より算出
BATS	https://bios.asu.edu/bats/bats-data	Bates and Johnson, 2020	DIC 及び TA より算出
ESTOC	https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.959856	González-Dávila et al., 2023	DIC 及び TA より算出
CARIACO	https://www.bco-dmo.org/dataset/3093	Muller-Karger et al., 2019	
Drake Passage	https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/ncei/ocads/data/0171470/	Takahashi et al., 2018	

*1 元のデータセットに pH が含まれていない時系列点にのみ記述

*2 全炭酸濃度 (Dissolved Inorganic Carbon)

*3 全アルカリ度 (Total Alkalinity)

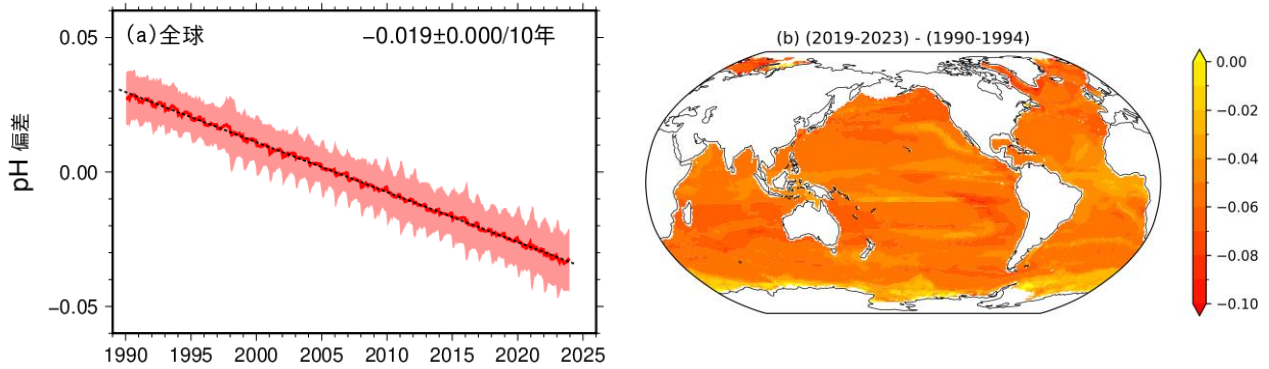


図 12.1.2 観測データに基づく表面海水 pH の長期変化

(a) 世界の表面海水の平均 pH の長期変化。pH の値の 1991～2020 年の月平均値からの偏差で示す。太線は偏差の平均値、破線はその長期変化傾向、塗りつぶしは偏差の空間的変動幅 ($\pm 1\sigma$) を示している。(b) 2019～2023 年平均の pH の、1990～1994 年平均からの偏差の分布。(a) は気象庁 (2024a) より転載、(b) は気象庁 (2024a) のデータを元に作成。

国連の持続可能な開発目標 (SDGs) には海洋酸性化の影響に対処し最小限化するというターゲット (SDG14.3) が掲げられており、その指標として、世界の海水の平均的な pH が挙げられている。しかし図 12.1.1 の地図にあるように、pH の観測が 10 年間以上継続されている海域は少なく、しかも北半球に偏在しているため、上述の pH の観測のみに基づいて世界の海水の平均的な pH の長期変化傾向を正確に算出することは困難である。また、長期変化を検出できるだけの高い精度で pH を測定することはとても難しい。そのため、空間的にも広い海域で観測されている海水中的二酸化炭素濃度のデータなどを用いて世界の表面海水の pH を計算する試みが行われている (Iida et al., 2021; Gregor and Gruber, 2021; Chau et al., 2022)。その結果 (図 12.1.2) から、世界の海水の平均的な pH が 10 年当たりおよそ 0.02 の割合で低下しており、低緯度域での進行が遅いなど海域による多少の違いは見られるものの、世界の海洋で酸性化が進行していることが示されている。

12.1.2 将来予測

(1) 世界の海洋酸性化の平均的な進行

結合モデル相互比較プロジェクト第 6 期 (CMIP6) 参加モデルによる予測¹⁰⁶に基づく、海洋酸性化は、4°C 上昇シナリオ (SSP5-8.5) では 21 世紀を通じて進行する可能性が高い (確信度が高い)。2°C 上昇シナリオ (SSP1-2.6) では、海洋酸性化の進行が 2060 年頃までには止まり、それ以降、pH の低下は起こらない可能性が高い (確信度が中程度。図 12.1.3)。IPCC (2021) では CMIP5 の予測に基づき、世界平均の表面海水の pH は、21 世紀末 (2081～2100 年平均) には、20 世紀末 (1986～2005 年平均) と比べて、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) では 0.31 (0.30～0.32) 低下し、2°C

106 本章において、4°C 上昇シナリオ (SSP5-8.5) による予測に基づく図に使用した CMIP6 モデルは以下のとおり。

pH: CESM2-WACCM, CESM2, CNRM-ESM2-1, GFDL-CM4, GFDL-ESM4, IPSL-CM6A-LR, MIROC-ES2L, MPI-ESM1-2-HR, NorESM2-LM, UKESM1-0-LL, MRI-ESM2-0 (図 12.1.3 及び図 12.1.4 で使用)

Ω_A : CESM2-WACCM, CESM2, GFDL-ESM4, NorESM2-LM, UKESM1-0-LL (図 12.1.5 で使用)

また、2°C 上昇シナリオ (SSP1-2.6) による予測に基づく図に使用した CMIP6 モデルは以下のとおり。

pH: CESM2-WACCM, CESM2, CNRM-ESM2-1, GFDL-ESM4, IPSL-CM6A-LR, MIROC-ES2L, MPI-ESM1-2-HR, NorESM2-LM, UKESM1-0-LL (図 12.1.3 で使用)

上昇シナリオ（RCP2.6）では 0.065（0.06～0.07）低下すると推定されている。なお、括弧内の範囲は、計算に使用した 11 のモデルが示した値の範囲である。

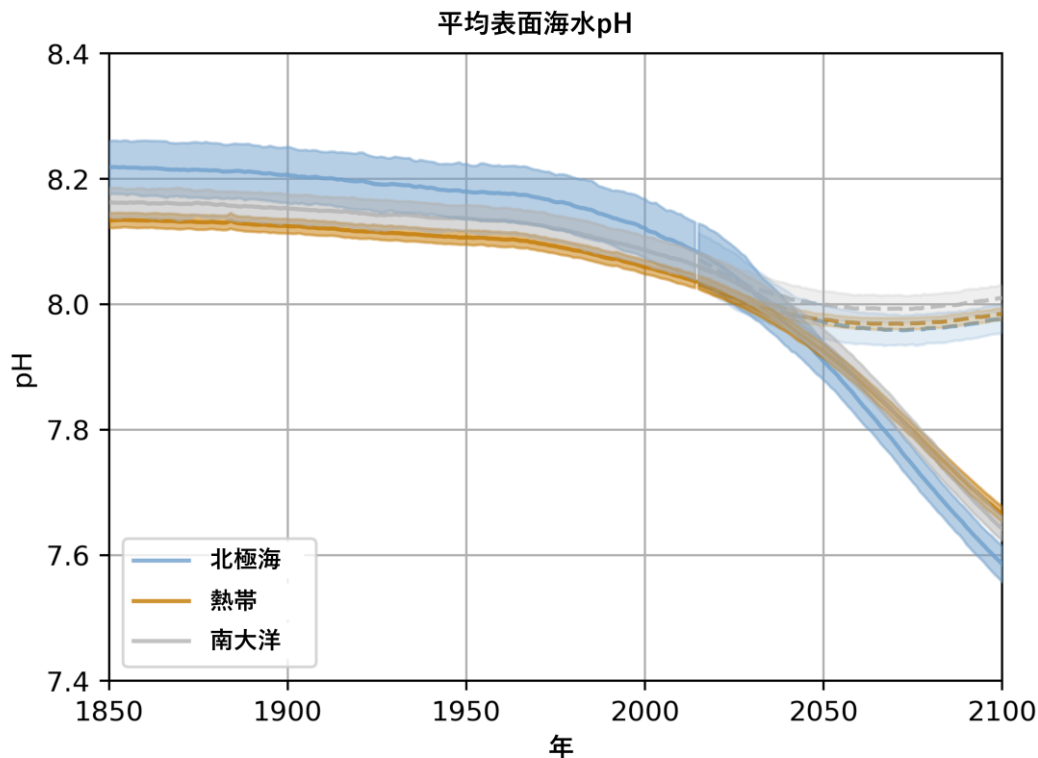


図 12.1.3 CMIP6 参加地球システムモデルによる海域別表面海水 pH の時系列

実線は 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5; 11 モデル; 脚注 106）、破線は 2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6; 9 モデル; 脚注 106）による予測の平均値、陰影はモデルが示した値の範囲。青は北極海、橙は熱帯、灰色は南大洋。

(2) 海洋酸性化とその影響の地理的分布

4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）による予測によると、表面海水の pH の低下は一様ではなく、極域や亜寒帯域で低下速度が大きい（確信度が中程度。Kwiatkowski et al., 2020; 図 12.1.4）。サンゴや貝類などの殻や骨格は、炭酸カルシウム（石灰質）で作られており、サンゴや貝類が骨格や殻を作るためには、海水中の炭酸イオン濃度が十分に高い必要がある。このため、海洋酸性化の生物影響を評価する際に、pHに加えて炭酸カルシウム飽和度が指標として用いられる（第 12.3.2 項参照）。炭酸カルシウム飽和度が 1 を下回ると炭酸カルシウムは未飽和状態となり溶解するが、1 より大きい場合でも飽和度が低下すると生体内での炭酸カルシウムの形成がより困難になる。サンゴの骨格の主成分であるアラゴナイトは、炭酸カルシウムの形態の中でも特に海洋酸性化による影響を受けやすいと考えられている（第 12.3.2 項参照）。アラゴナイト飽和度（ Ω_A ）が 3 を下回ると、サンゴ礁への重大な影響が顕在化することが危惧される。4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）による予測に基づくと、炭酸カルシウム飽和度は熱帯域や亜熱帯域での低下速度が大きい（確信度が中程度。Jiang et al., 2023; 図 12.1.5）。また、別の研究では、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）条件下では、前述のとおりの Ω_A の低下速度は低緯度域の方が大きいものの、元々高緯度域の方が Ω_A は低いことから、高

緯度域から徐々に 3 を下回っていき、現在年平均の Ω_A が 3 以上の海域のほとんどで 2060 年までに年平均 Ω_A が 3 を下回る（確信度が中程度。Matear and Lenton, 2018; 図 12.1.5）。

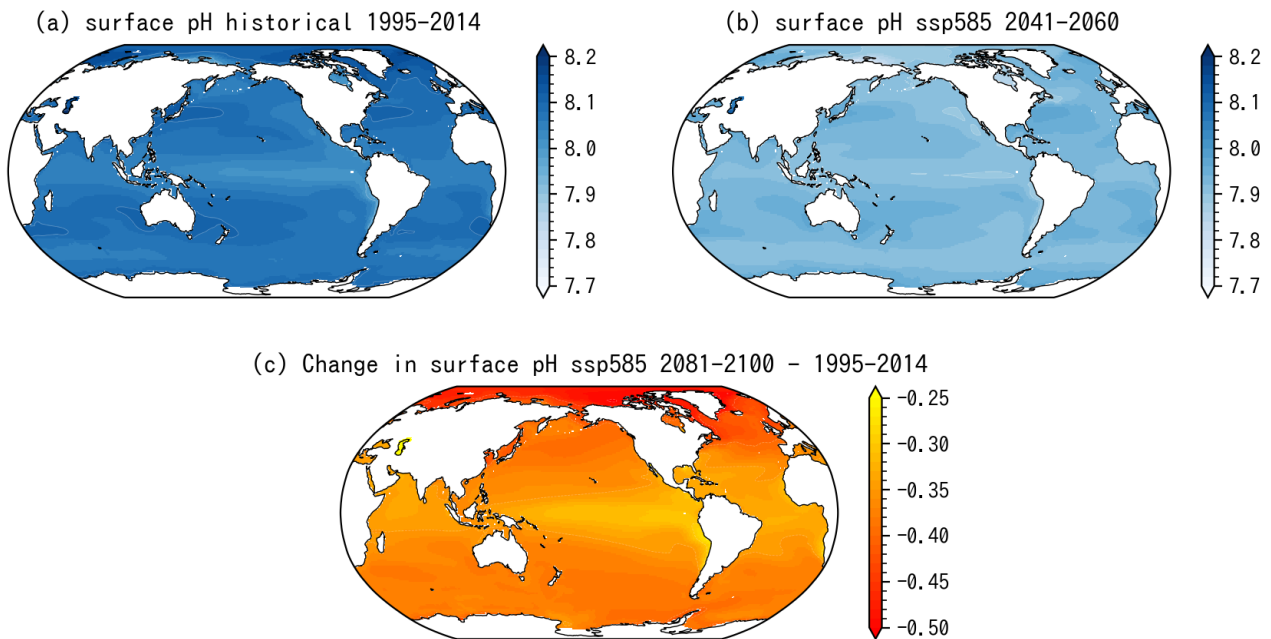
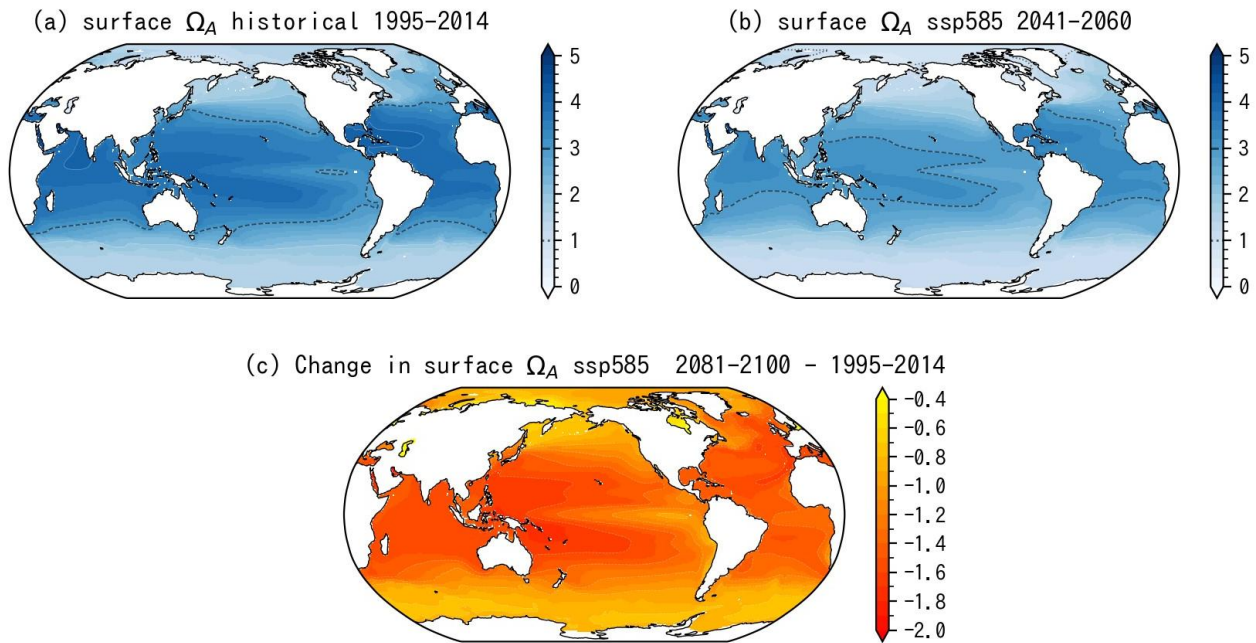


図 12.1.4 全球の年平均表面海水 pH

脚注 106 に示す 11 の CMIP6 参加地球システムモデルによる 4°C 上昇シナリオ(SSP5-8.5)マルチモデル平均。(a) 歴史実験における 1995～2014 年の平均、(b) 2041～2060 年の平均。(c) 1995～2014 年から 21 世紀末 (2081-2100 年平均) に予測される pH 変化。

海洋酸性化の原因である大気中の二酸化炭素濃度の増加速度には地域差がほぼないのに対し、ここで示したように、世界の表面海水の pH や Ω_A の低下速度は一様ではない。pH の低下速度は熱帯域や亜熱帯域で小さく、極域や亜寒帯域で大きいと予想されている（図 12.1.4）。これは水温が低い海域の方が、大気からの二酸化炭素を吸収しやすいことが原因として挙げられる。また、 Ω_A は熱帯域や亜熱帯域で低下速度が大きくなっている（図 12.1.5）が、これは Ω_A が炭酸イオン濃度に比例して変動するため、元々 Ω_A の大きい熱帯域や亜熱帯域では絶対的な変動幅も大きくなるためである。海水は大気と比べて混ざりにくく、これらの海域差が維持されやすい。

観測に基づく過去約 30 年間の海洋酸性化傾向（図 12.1.2 (b)）では、地球システムモデルによる 100 年程度の海洋酸性化予測で見られるような明瞭な海域差はない。これは、30 年程度の期間では長期的な海洋酸性化進行速度と比較して、年々変動の海域差が相対的に大きいこと等が関連していると考えられる。

図 12.1.5 全球の年平均表面海水 Ω_A

脚注 106 に示す 5 つの CMIP6 参加地球システムモデルによる 4°C 上昇シナリオ(SSP5-8.5)マルチモデル平均。(a) 歴史実験における 1995～2014 年の平均、(b) 2041～2060 年の平均。(c) 1995～2014 年から 21 世紀末(2081-2100 年平均)に予測される Ω_A の変化。

12.2 日本

12.2.1 観測結果

北西太平洋域では、気象庁の海洋気象観測船により、長期にわたり海洋観測が行われている。図 12.2.1 に、二酸化炭素濃度の観測期間の長い東経 137 度（1983 年開始）及び 165 度（1996 年開始）における pH の変化を示す。pH は、海面水温の高い低緯度ほど低い値を示すが、全ての緯度で明らかな低下傾向を示している。また、図 12.1.2 と同様の手法で、日本近海における表面海水中の pH の長期変化傾向を求めた結果を図 12.2.2 に示す。日本近海の pH は、海域間で長期変化傾向に有意な差はなく、1998 年から 2024 年までの期間で 10 年当たり 0.022 の割合で低下している。以上のことから、日本付近では、世界各地の時系列観測点と同程度の速度で海洋酸性化が進行していることが分かる。

日本の沿岸域に関しては、国立環境研究所が提供している公共用水域水質年間値データに基づく解析によると（Ishizu et al., 2019）、沿岸域は河川や陸域の影響を受けるため海域による違いが大きく、酸性化が見られないところもあるものの、平均的には酸性化する傾向にある。日本沿岸域で平均した 1978 年から 2009 年の期間における pH の低下速度は、年間最小値（夏季）で 10 年当たり 0.014、年間最大値（冬季）で 0.024 と、外洋域の観測値と同程度の値となっている。近年では、北海道沿岸や東京湾、津軽海峡など、そのほかの沿岸域においても海洋酸性化の連続観測網の整備が進んでいる（Fujii et al., 2021; Yamamoto-Kawai et al., 2021; Wakita et al., 2021）。津軽海峡では、2012 年から 2019 年の期間における深度 0 m～200 m の pH の低下速度が、10 年当たり 0.030～0.051 と大きく、二酸化炭素濃度が高い日本海下層からの水の影響を受けることで、外洋域に比べて海洋酸性化が早く進行していたことが分かった。

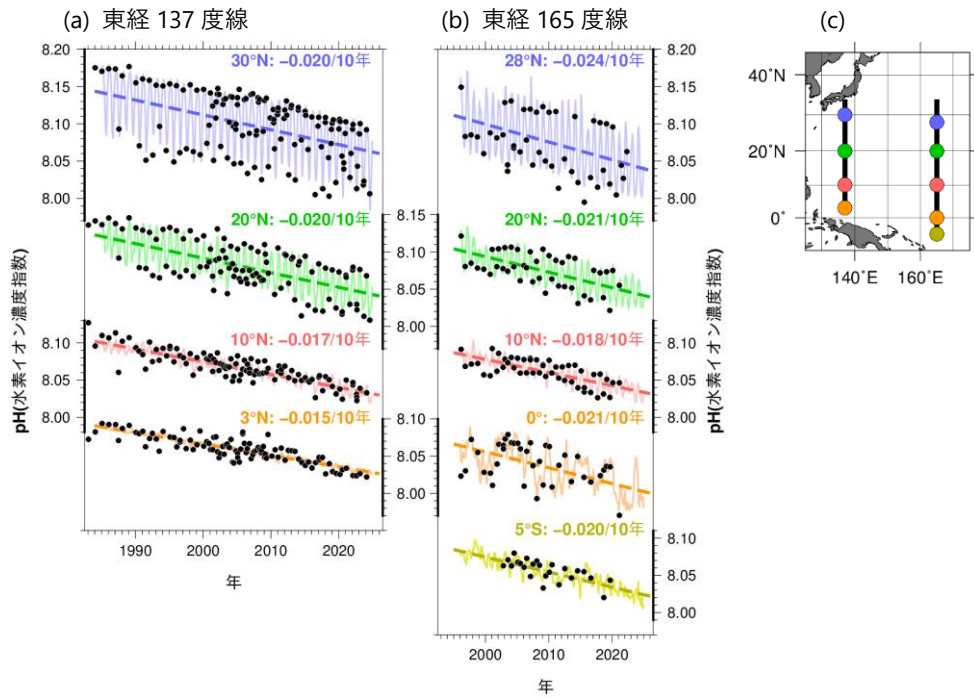


図 12.2.1 東経 137 度線及び 165 度線における表面海水 pH の長期低下

(a) 及び (b) において、黒丸は表面海水中の二酸化炭素分圧の観測値から計算した pH、細線は解析によって得られた pH、破線は長期変化傾向を、図中の数字は 10 年当りの変化率（低下率）を示す。観測位置は (c) に示す。

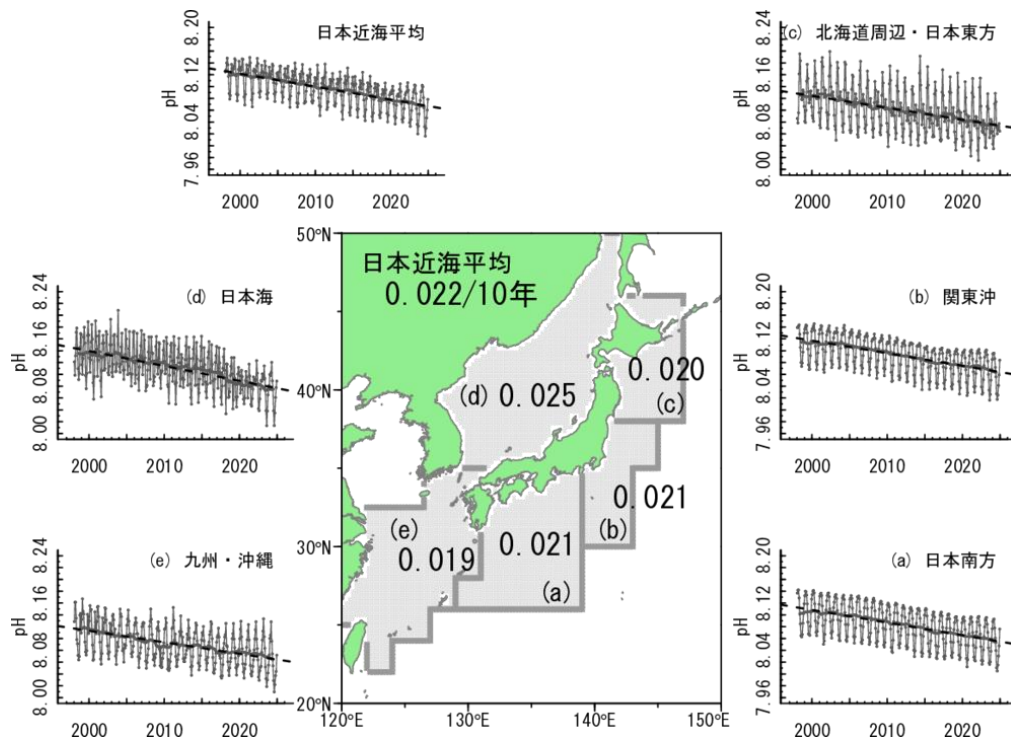


図 12.2.2 日本近海の pH の 10 年当りの低下速度

pH の値を表し、時系列図の黒丸及び細線は海域内の pH の月平均値、太線はその 13 か月移動平均、破線は長期変化傾向を示す。

12.2.2 将来予測

図 12.2.3 に『気候予測データセット 2022』の日本域海洋予測データに基づく日本周辺 5 海域（日本南方、関東沖、北海道周辺・日本東方、日本海、九州・沖縄周辺）の海洋酸性化予測、加えて経験的手法（Kosugi et al., 2023）による北緯 30 度東経 137 度（日本南方海域内）及び北緯 27 度東経 128 度（九州・沖縄周辺海域内）の海洋酸性化予測を示した。4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では、21 世紀を通じて海洋酸性化が進行する（確信度が高い）。一方、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では、2060 年頃までに海洋酸性化の進行が止まる（確信度が中程度）。図 12.2.4 に示す通り、pH の低下幅は北海道周辺・日本東方と日本海では他の 3 海域よりもやや大きいと予測されている（確信度が中程度）。これは、第 12.1.2 項で述べた全球規模の pH 低下幅が高緯度域で大きく、低緯度域で小さいという予測と一致する。 Ω_A は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では、20 世紀末（1986～2005 年平均）と比較して 21 世紀末（2081～2100 年平均）では年平均で 1.0～1.5 程度低下する。九州・沖縄周辺や日本南方では、サンゴの生育域の目安とされる $\Omega_A=3$ を 2030 年代には季節的に、2060 年代には年間を通じて下回ると予測される（表 12.2.1）。また、日本海や北海道周辺・日本東方海域では、21 世紀末には季節的に $\Omega_A < 1$ となり、アラゴナイトが未飽和になる予測もある。

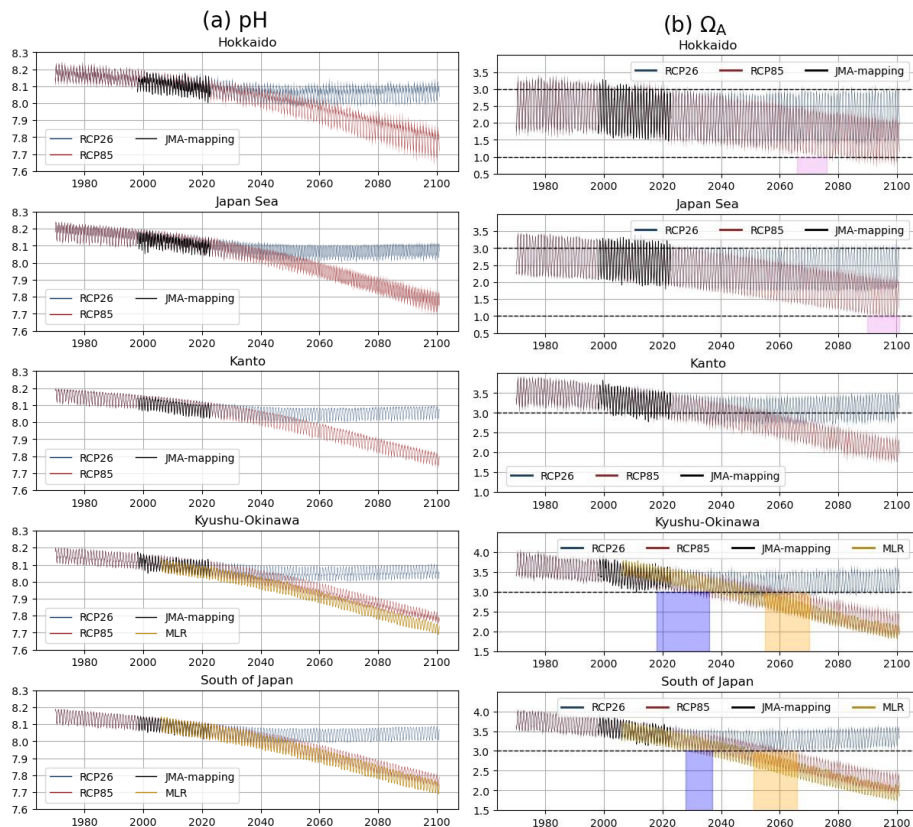


図 12.2.3 海域別 pH 時系列

4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）による予測における、海域別の表面海水 (a) pH 及び (b) Ω_A の変化。(b) の 4°C 上昇シナリオの Ω_A における青色陰影は Ω_A が季節的に初めて 3 を下回る年、黄色陰影は年間を通じて 3 を下回る年、赤色陰影は季節的に初めて 1 を下回る年のばらつき（表 12.2.1 参照）。

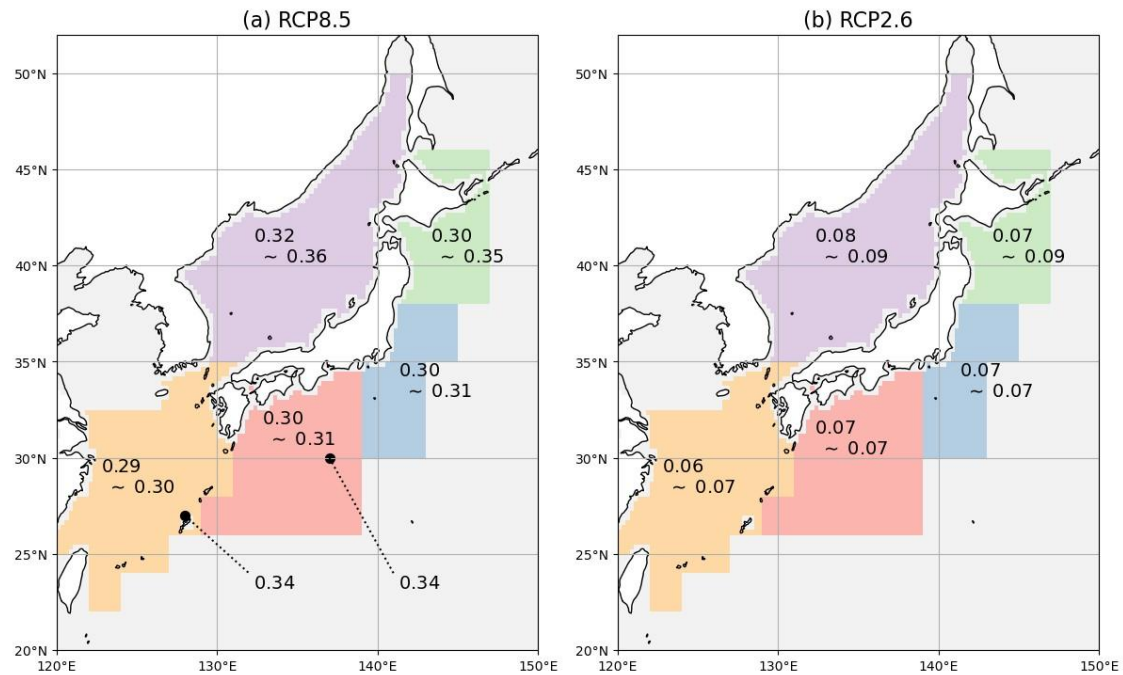


図 12.2.4 海域別 pH 低下予測値

(a)4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) 及び (b)2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) で予測される 20 世紀末 (1986~2005 年) と 21 世紀末 (2081~2100 年) の pH の差。なお、経験的手法 (MLR) による北緯 30 度東経 137 度及び北緯 27 度東経 128 度の予測は、計算期間が 2006 年からとなっている。比較期間を統一させるため、MLR による 2006~2015 年から 21 世紀末 (2081~2100 年) にかけての pH 低下に、1986~2005 年から 2006~2015 年にかけてのマルチモデル平均の pH 低下を加えた。

表 12.2.1 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) 下の各予測において、海域ごとに一定の Ω_A を下回る年

海域	日本 南方	九州・沖縄 周辺	日本 南方	九州・沖縄 周辺	日本海	北海道周辺 ・日本東方
使用モデル	季節的に初めて $\Omega_A < 3$ となる年		年間を通じて $\Omega_A < 3$ となる年		季節的に初めて $\Omega_A < 1$ となる年	
MRI-CGCM3	2032	2018	2062	2062	2090	2067
MIROC5	2036	2026	2065	2069	—	2076
GFDL-ESM2M	2034	2023	2058	2057	2092	2073
IPSL-CM5A-MR	2034	2025	2063	2064	—	2073
経験的予測	2028*	2035**	2051*	2055**		

*北緯 30 度、東経 137 度における予測

**北緯 27 度、東経 128 度における予測

12.3 背景要因

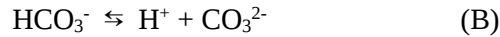
12.3.1 海洋酸性化のしくみ

工業化以前においては、数十年から数百年の長い時間スケールで地球全体を見た場合、大気中の二酸化炭素 (CO_2) 濃度や海洋の溶存 CO_2 濃度はほぼ一定であったと考えられている。工業化以降、化石燃料の燃焼により大気中の CO_2 濃度が増加すると、大気中の CO_2 の分圧が高まり、海洋に吸

収される CO_2 が増加するようになった。海水に溶けた CO_2 は水 (H_2O) と反応し、水素イオン (H^+) と炭酸水素イオン (HCO_3^-) が生成される。



更に、 HCO_3^- は H^+ と炭酸イオン (CO_3^{2-}) に電離する。



(A)、(B) の反応は、いずれも一方的ではなく、両辺の間を行き来する平衡反応である。従って海水中には、 CO_2 、 HCO_3^- 、 H^+ 、 CO_3^{2-} の 4 種が共存しており、海水の pH 条件（およそ 8）下では、存在比はおおむね $10^3 : 10^5 : 1 : 10^4$ ($\text{HCO}_3^- > \text{CO}_3^{2-} > \text{CO}_2 > \text{H}^+$) である。

ここで新たに海水に CO_2 が溶けると、(A) の反応は右に移動し、 HCO_3^- と H^+ がともに増加する。すると (B) の反応両辺の HCO_3^- と H^+ が同じ数だけ増加するが、前述のように海水中の存在比は HCO_3^- の方が圧倒的に大きいため、 H^+ に比べて HCO_3^- の増加比は無視できるほど小さい。そのため、(B) の反応は左に移動し、 CO_3^{2-} は減少する。まとめると、海水に CO_2 が溶けると、 H^+ は増加し、 CO_3^{2-} が減少する。 H^+ の増加により pH も低下するが、低下幅は (B) が左に移動する分、(A) だけから想定されるものよりは穏やかになる。これは海水の緩衝作用と呼ばれている。なお、現在海水の pH はおよそ 8（弱アルカリ性）であるため、今世紀中に予測されている pH の低下は、海水が酸性となることを意味するものではない。

人間活動による二酸化炭素の排出がこのまま続けば、更に酸性化は進行することが見込まれるものの（第 12.2 節参照）、地球温暖化に伴う海水温の上昇と鉛直混合の抑制、大量の二酸化炭素溶解に伴う海水の緩衝能力の低下などにより、二酸化炭素の吸収が抑制される傾向も生じる（Arora et al., 2013）。しかしながら、地球システムモデルによる予測結果は、 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）の下では海洋への二酸化炭素吸収が続くことで、21 世紀末までは着実に酸性化が進行することを示している。

12.3.2 海洋生物への影響を評価する指標（炭酸カルシウム飽和度 Ω ）

海洋には、目に見える大きさのサンゴや貝類からごく小さなプランクトンまで、炭酸カルシウム (CaCO_3) の殻や骨格を持つ多種多様な生物が生息している。これらの生物を総称して石灰化生物と呼んでいる。炭酸カルシウムには結晶構造などが異なる様々な種類があるが、石灰化生物の殻や骨格は、アラゴナイト（アラレ石）かカルサイト（方解石）のどちらか、またはそれらの両方からできている。海洋酸性化の石灰化生物への影響を評価する際には炭酸カルシウム飽和度 (Ω) が指標として用いられる。

$$\Omega = [\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]/K_{\text{sp}} \quad (\text{C})$$

ここで、 K_{sp} は炭酸カルシウムの溶解度積（炭酸カルシウム結晶の飽和溶液中におけるカルシウムイオンと炭酸イオン濃度の積）である。アラゴナイトとカルサイトでは溶解度が異なり、アラゴナイトの方がカルサイトよりも Ω が小さい。そのため、アラゴナイトの骨格・殻を持つ石灰化生物

の方が酸性化の影響を受けやすいと予想される。このため、海洋酸性化の進行状態を表すにはアラゴナイトの Ω (Ω_A) を指標とすることが多い。

$\Omega = 1$ のときは炭酸カルシウムが飽和状態であることを示し、1 を下回ると炭酸カルシウムは未飽和状態となり溶解する。人為起源の二酸化炭素が海洋へ溶解することにより海水中の炭酸イオン濃度が低下すると、 Ω が低下する。現在、世界の表層海洋はおおむね $\Omega > 1$ であるが、 $\Omega > 1$ であっても Ω が低下すると炭酸カルシウムを形成する生物の成長速度が低下することが実験で判明している (Gattuso et al., 1998; Langdon et al., 2000; Albright et al., 2018)。

海洋酸性化が石灰化生物に及ぼす影響は、生育環境や食物網を通じて他の生物にも及ぶ。例えば、熱帯や亜熱帯に広がるサンゴ礁は、全海底面積の 0.1% にも満たないが、サンゴ礁が作り出す複雑な地形は、多様な海洋生物にとって貴重な産卵や捕食者からの待避の場所となる。そのため、サンゴ礁の減少は熱帯域の海洋生態系に深刻な打撃を与える上、地域の社会経済にも大きな影響を及ぼすと懸念される (Gattuso et al., 1998)。また、酸性化の影響で小型の翼足類、有孔虫、円石藻が減れば、これらを餌とする生物を介して、食物連鎖の上位の生物にまで影響が広く及ぶだろう。現在、サンゴの生息する海域は $\Omega_A > 3$ の海域とほぼ一致する (Kleypas et al., 1999)。そのため第 12.2.2 項では、 $\Omega_A = 3$ をサンゴの成長に影響が出始める閾値として用いた。