

地球温暖化の 現状と将来予測

野沢 徹

(岡山大学大学院自然科学研究科)

アウトライン

1. 地球の平均的な気候状態 + 観測された長期気候変化
2. 気候を変化させ得る要因 + 放射強制力
3. 気候モデル + 気候変化シグナルの検出と原因特定
4. 将来の気候変化予測

“放射(輻射)”とは？

- 物体から電磁波が放出される現象

ガンマ線、エックス線、紫外線、可視光線、赤外線、電波、etc.

“熱”を
伝える！

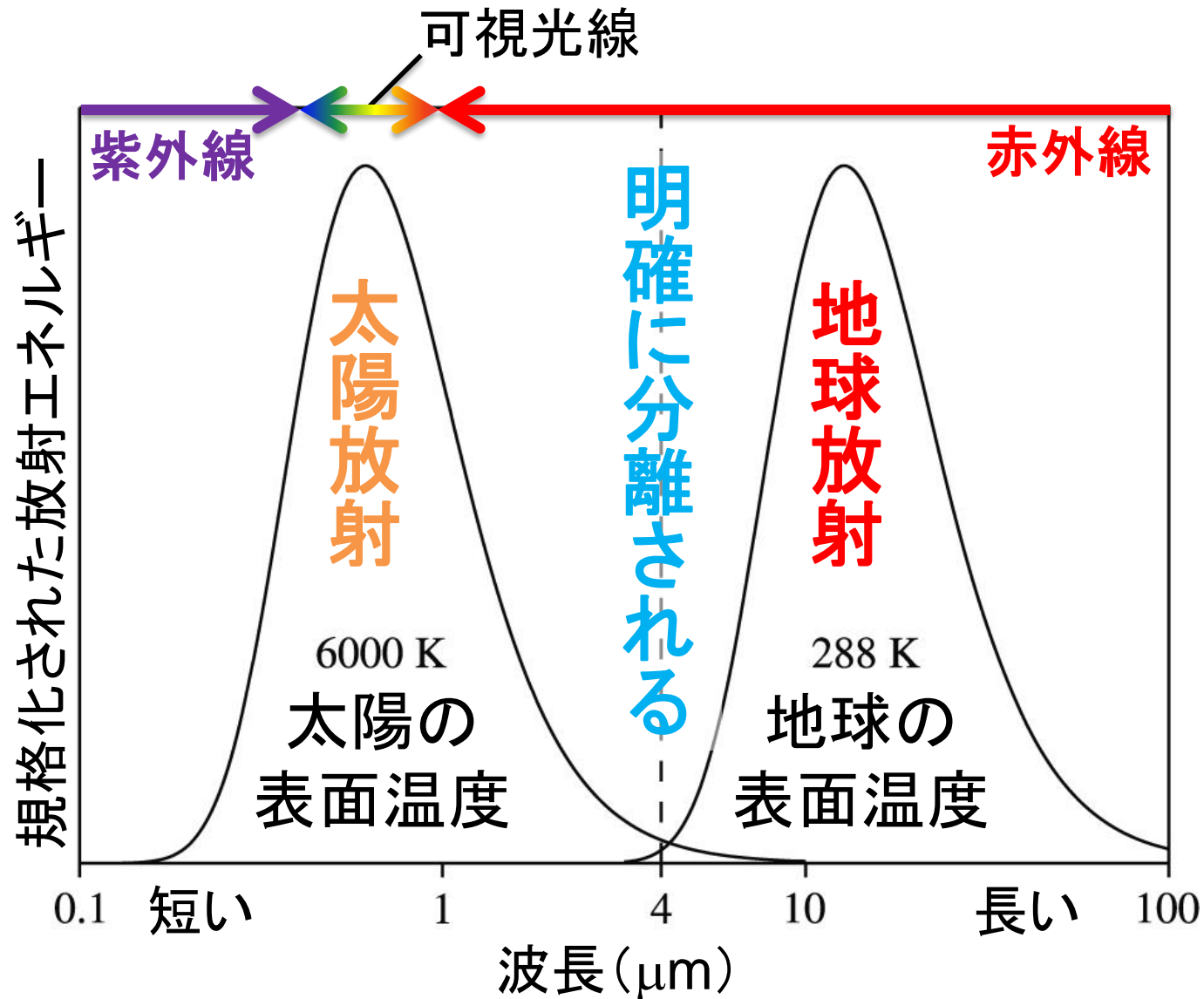
- 電磁波の放射エネルギーが最大となる(ピーク)波長は物体の温度に依存

→ 温度が高いほどピーク波長は短い

→ 太陽表面は約6000K: 主に可視光線

→ 地球上の物体は約300K: 赤外線

太陽放射と地球放射

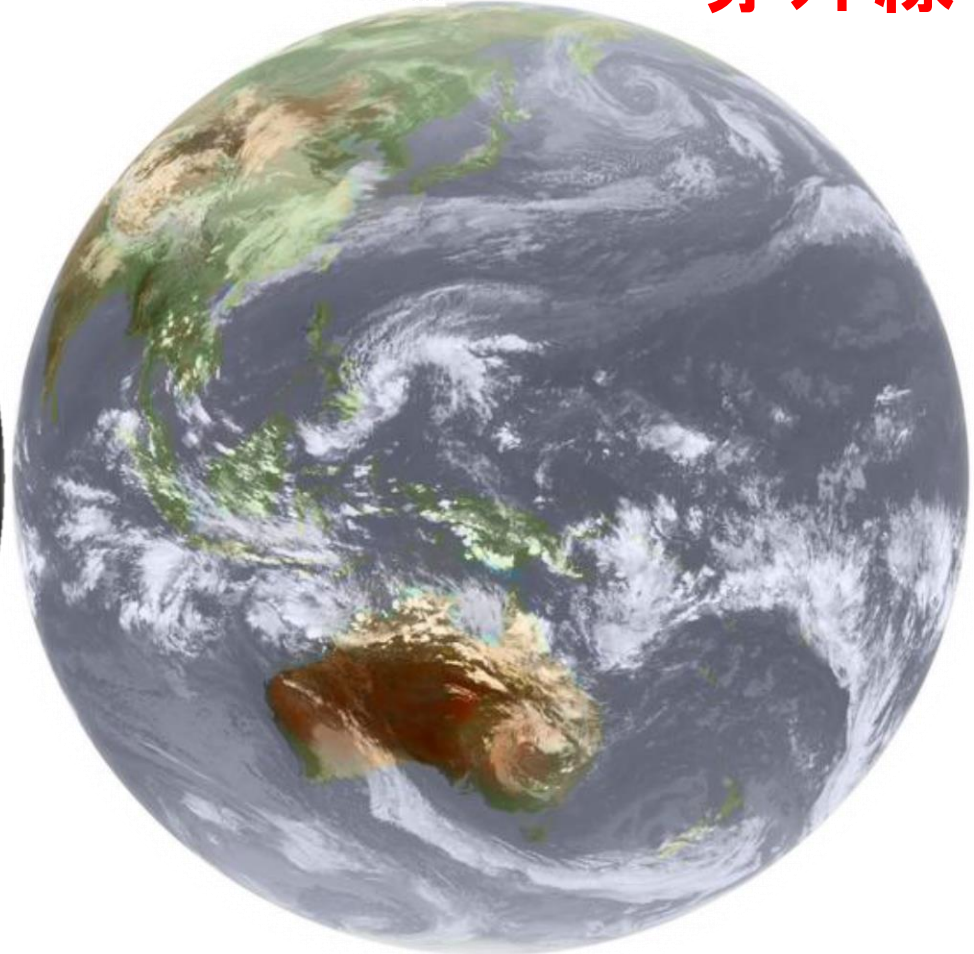


異なる波長で見た地球

2017年3月19日16時(日本時間)の“ひまわり”画像

可視光線

赤外線



(NICTサイエンスクラウドHPより引用)

(高知大学気象情報頁HPより引用)

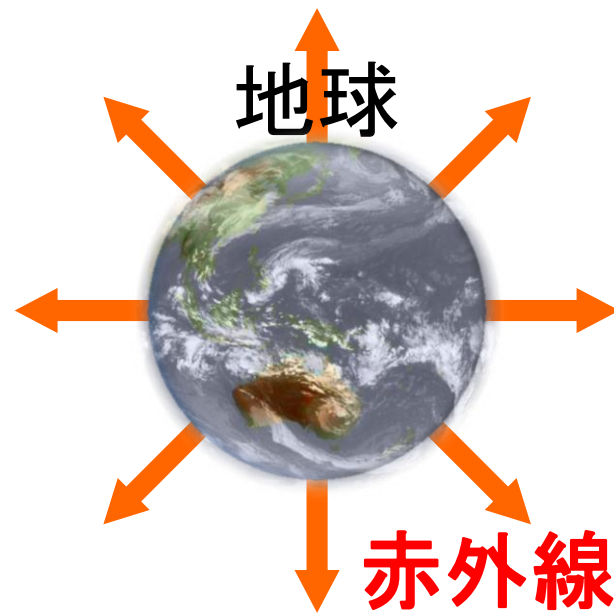
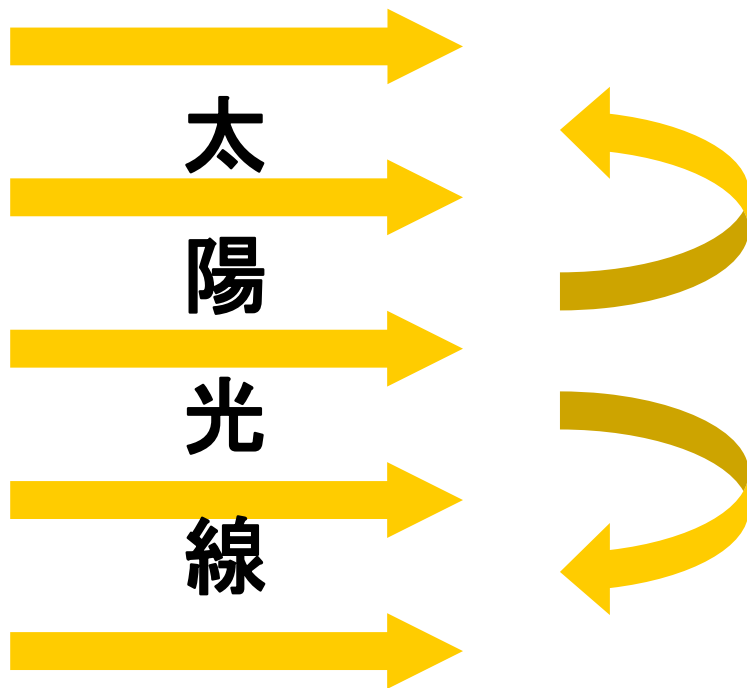
地球の気温はどう決まる？

太陽

太陽から受け取る正味の
放射エネルギー

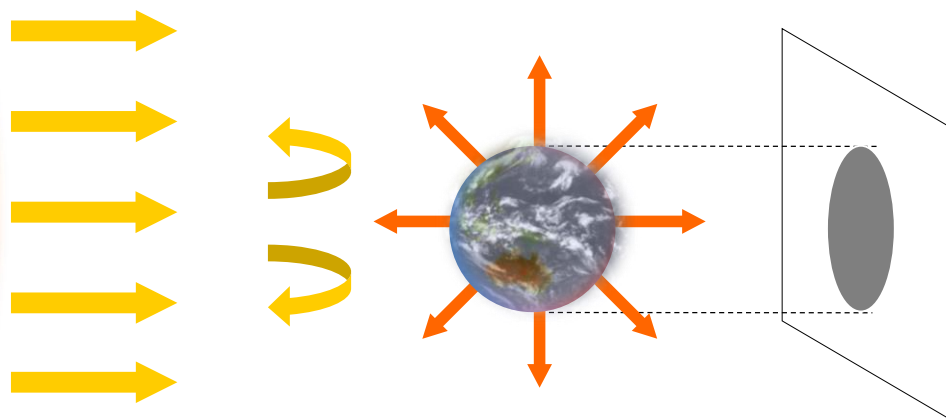
=

地球が放出する
放射エネルギー



太陽からの放射エネルギーに見合うだけの放射エネルギーを放出するように、地球の温度が決まる

地球の平均気温はどう決まる？



入射量

射出量

$$S(1-A)\pi a^2 = 4\pi a^2 \sigma T_e^4$$

$S = 1362 \text{ W/m}^2$: 太陽定数

$A = 0.3$: アルベド

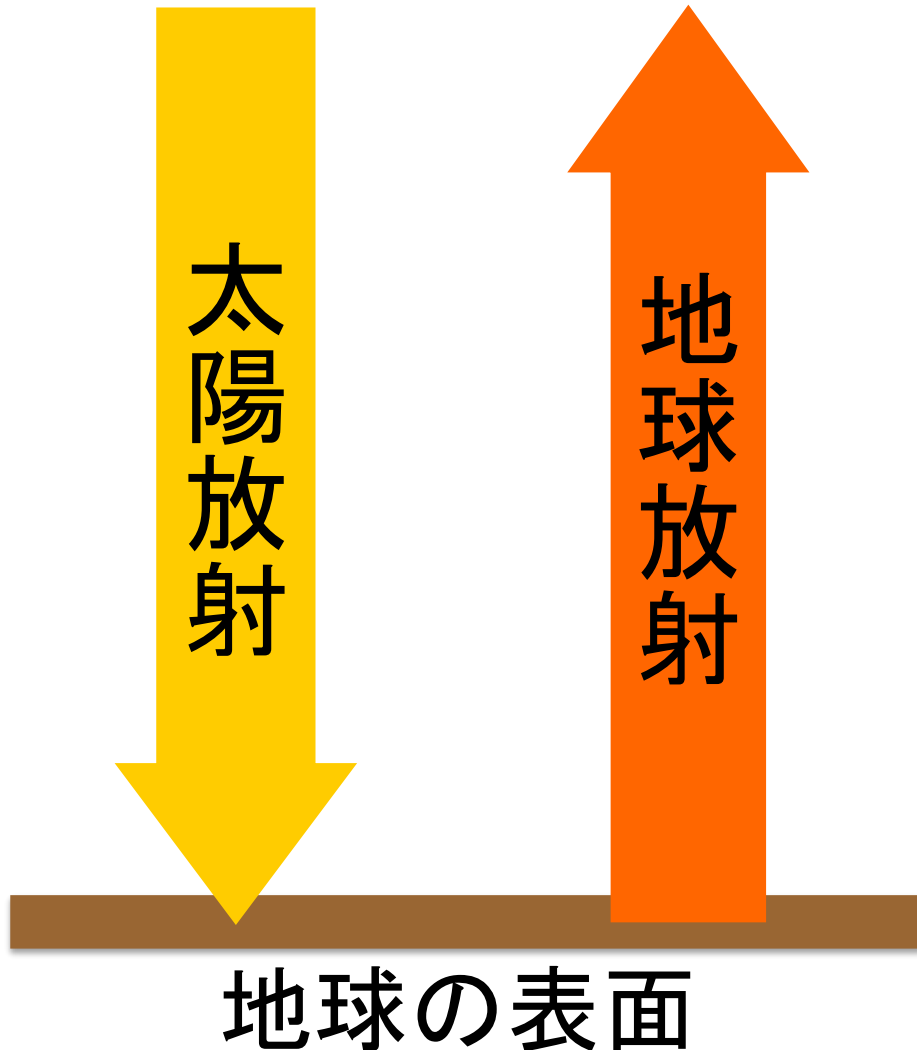
$a = 6371 \text{ km}$: 地球半径

$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$

: ステファン・ボルツマン定数

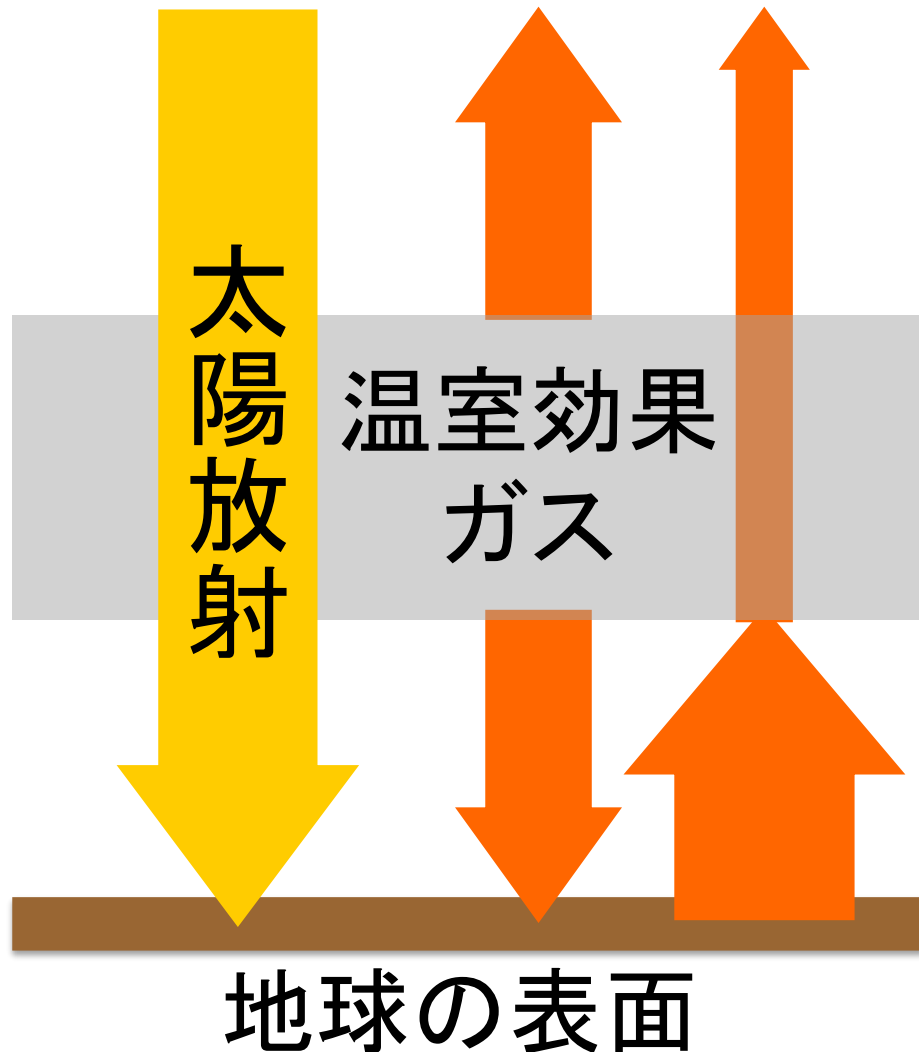
$$T_e = \sqrt[4]{\frac{S(1-A)}{4\sigma}} = 255 \text{ K} : \text{有効放射温度}$$

温室効果とは？



- 地球は太陽光から受け取るのと同じだけの地球放射(赤外線)を放出
- この平衡状態における地上気温は**-18°C**！

温室効果とは？

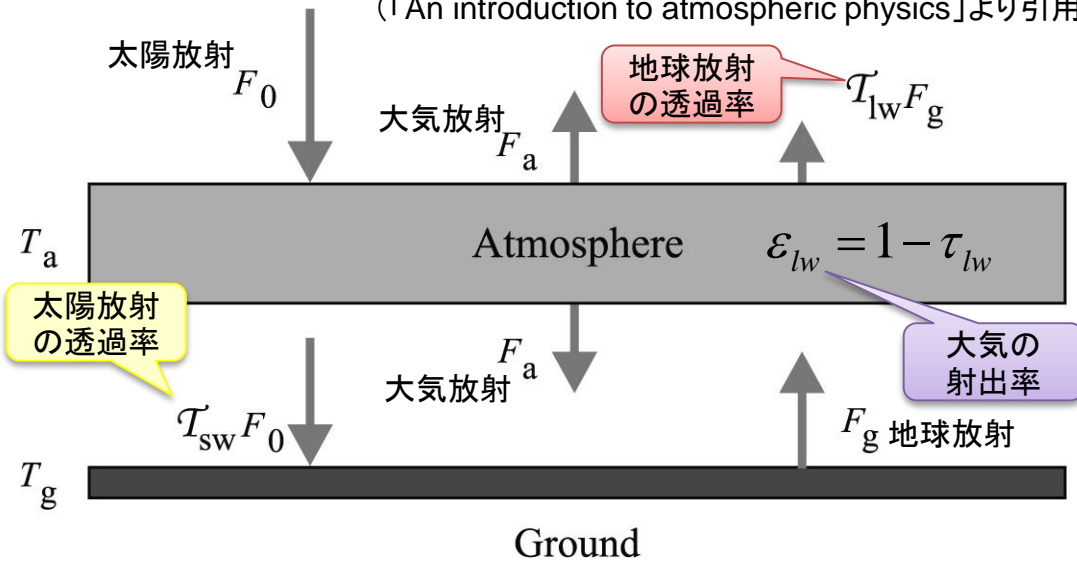


- 温室効果ガスが地球から放出する**赤外線**の大半を吸収し、地球に放射し返す
- 地上気温は**約15°C**に保たれている

温室効果とは

1層の灰色大気を考える

(「An introduction to atmospheric physics」より引用)



大気上端での放射収支

$$F_0 = F_a + \tau_{lw}F_g$$

地表面での放射収支

$$\tau_{sw}F_0 + F_a = F_g$$

$$F_0 = \sigma T_e^4 = S(1 - A)/4$$

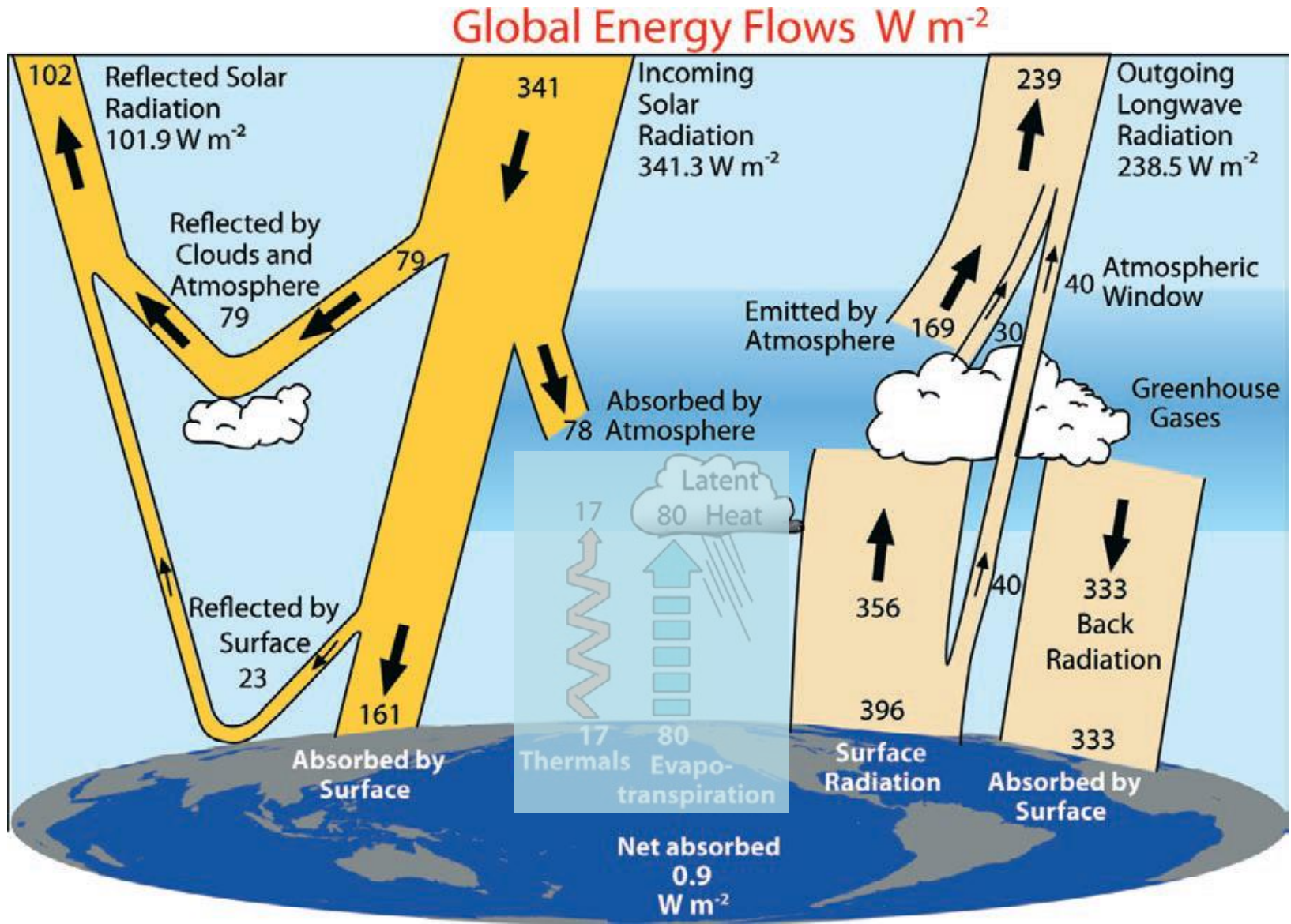
$$F_a = (1 - \tau_{lw})\sigma T_a^4 \leftarrow \text{大気は黒体でない}$$

$$F_g = \sigma T_g^4 \leftarrow \text{地表面は黒体と仮定}$$

$$T_a = \sqrt[4]{\frac{1 - \tau_{lw}\tau_{sw}}{1 - \tau_{lw}^2}} T_e$$

$$T_g = \sqrt[4]{\frac{1 + \tau_{sw}}{1 + \tau_{lw}}} T_e$$

地球の放射収支(全球・年平均)

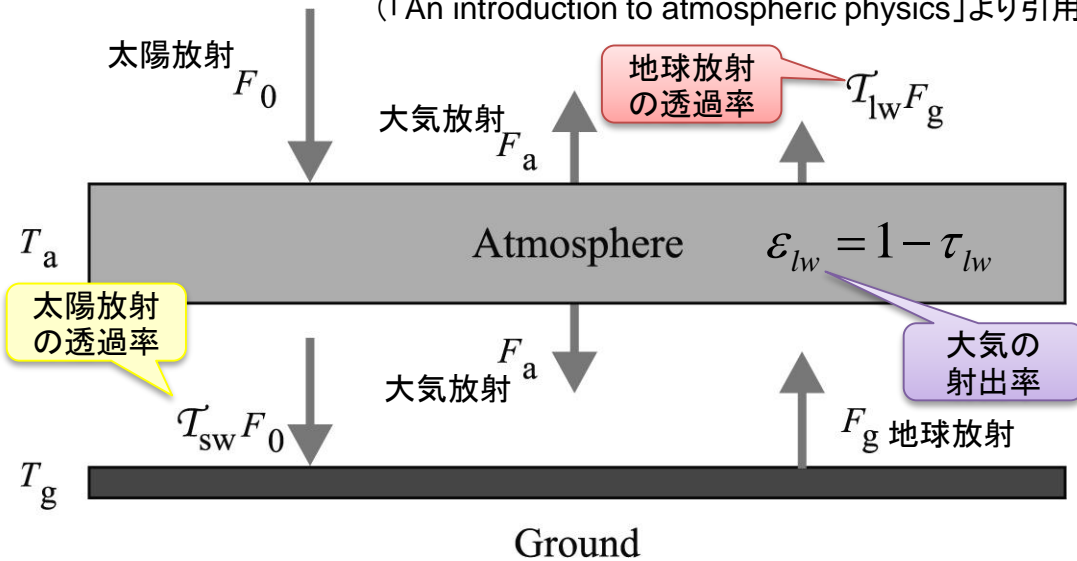


(Trenberth, et al., BAMS, 90, 311-323, 2009)

温室効果とは

1層の灰色大気を考える

(「An introduction to atmospheric physics」より引用)



大気上端での放射収支

$$F_0 = F_a + \tau_{lw} F_g$$

地表面での放射収支

$$\tau_{sw} F_0 + F_a = F_g$$

$$F_0 = \sigma T_e^4 = S(1 - A)/4$$

$$F_a = (1 - \tau_{lw}) \sigma T_a^4 \leftarrow \text{大気は黒体でない}$$

$$F_g = \sigma T_g^4 \leftarrow \text{地表面は黒体と仮定}$$

$$T_a = \sqrt[4]{\frac{1 - \tau_{lw} \tau_{sw}}{1 - \tau_{lw}^2}} T_e$$

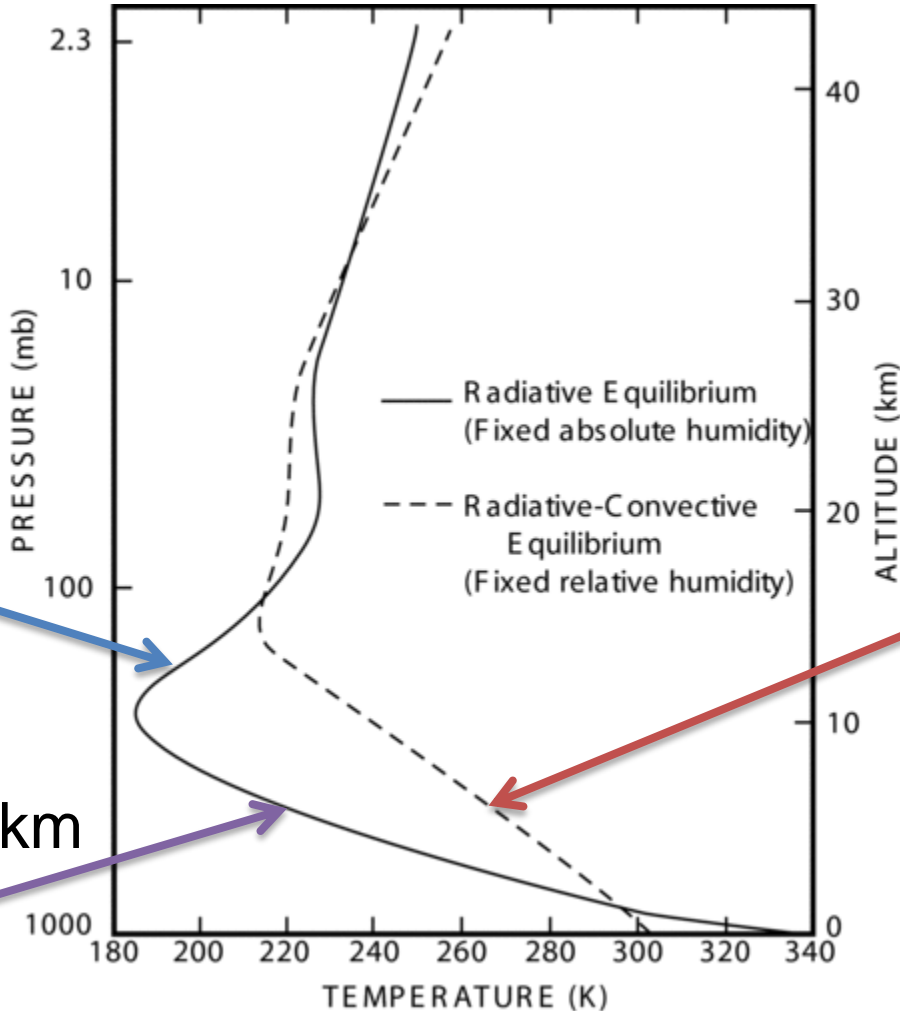
$$T_g = \sqrt[4]{\frac{1 + \tau_{sw}}{1 + \tau_{lw}}} T_e$$

$$\tau_{sw} = 0.7, \tau_{lw} = 0.1 \text{ とすると } T_a = -22^\circ\text{C}, T_g = 11^\circ\text{C}$$

全球平均気温の鉛直分布

鉛直1次元のモデル大気における気温の鉛直分布

水蒸気、オゾン、
二酸化炭素の
平均的な鉛直
濃度分布を与
える



放射のみを
考慮した場合

放射 + 対流を
考慮した場合

温度減率 $> 10^{\circ}\text{C}/\text{km}$

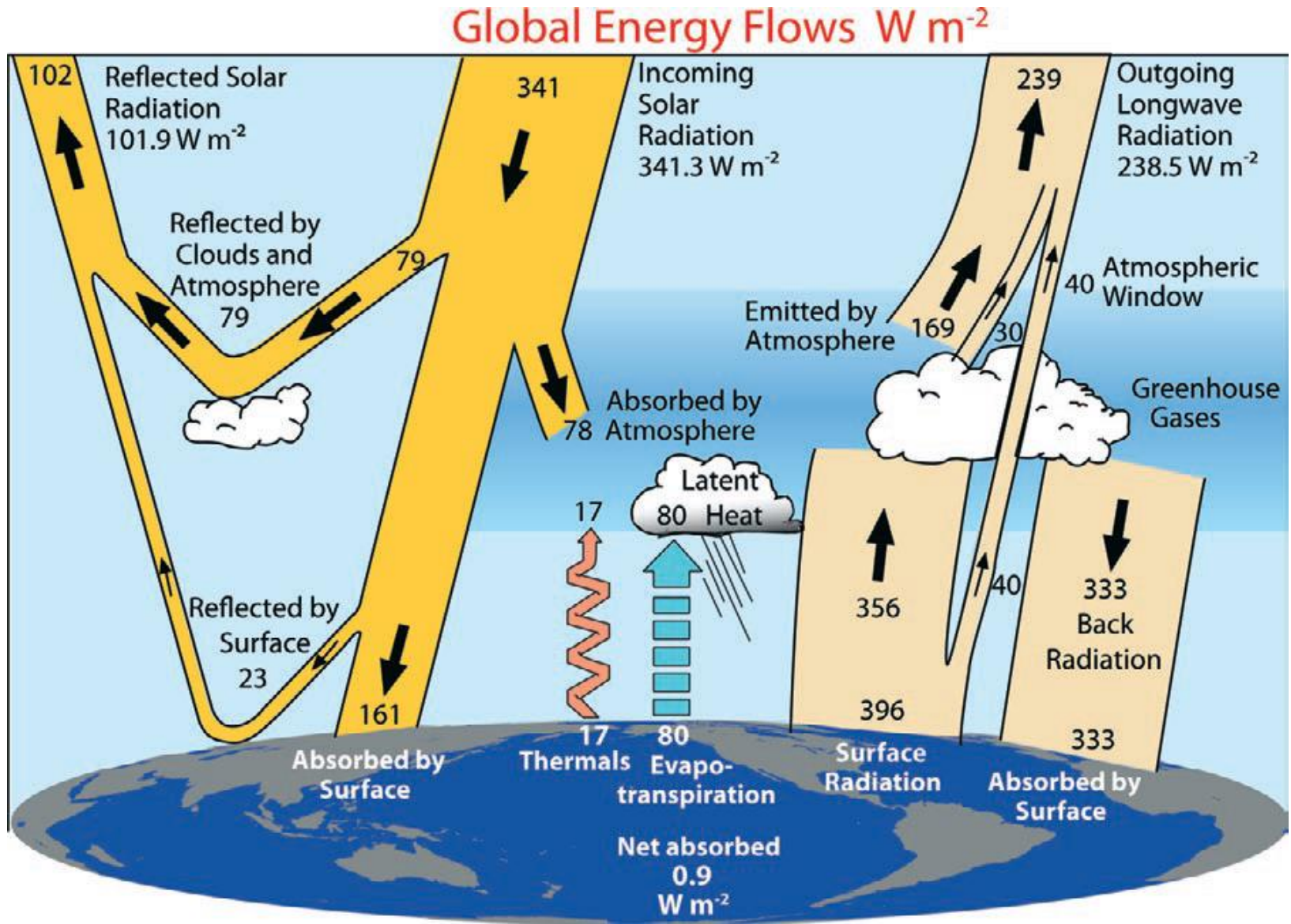
絶対不安定

現実に近い

対流による熱輸送

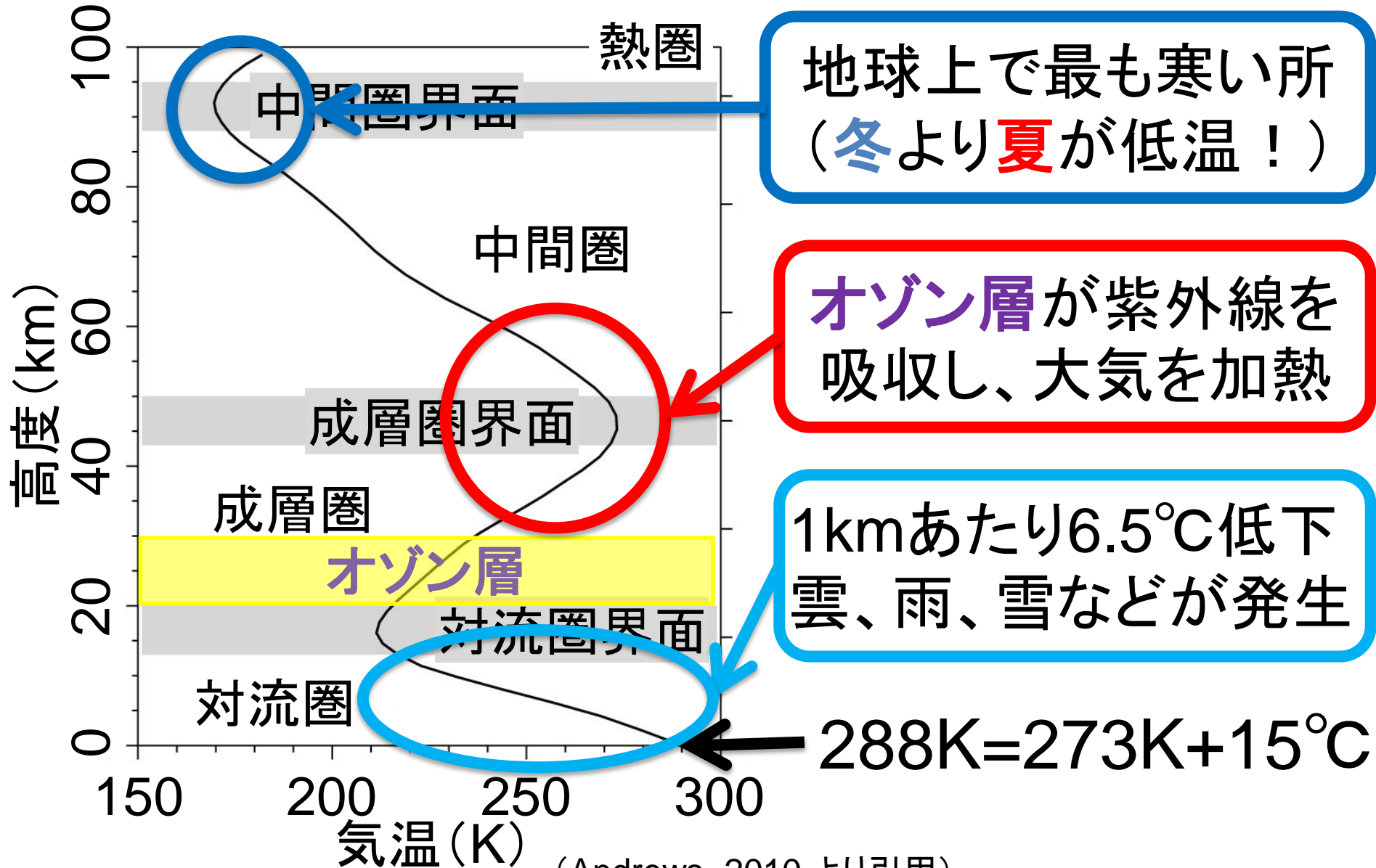
(Physics of the Atmosphere and Climate より引用)

地球の放射収支(全球・年平均)

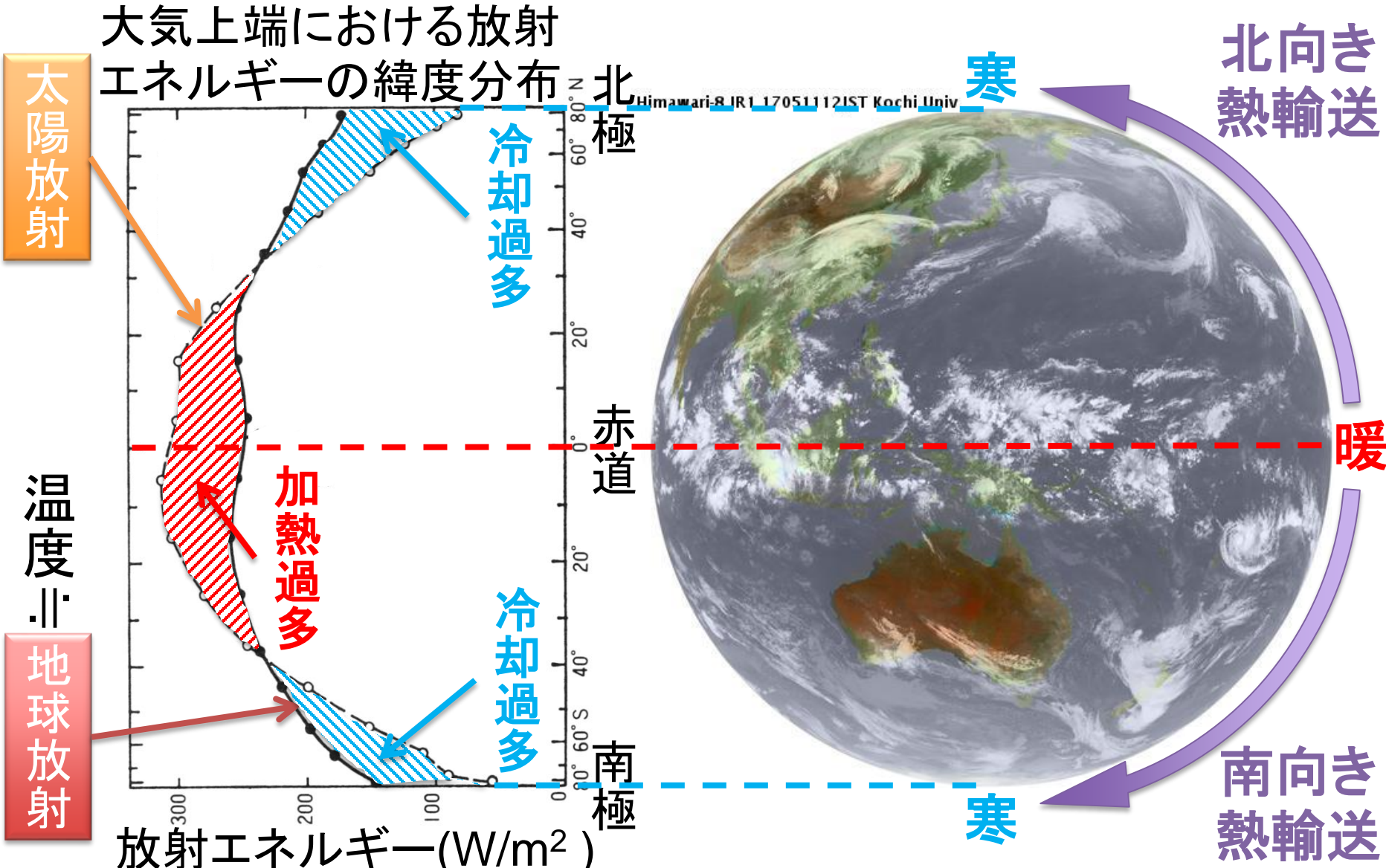


(Trenberth, et al., BAMS, 90, 311-323, 2009)

平均大気温度の鉛直分布



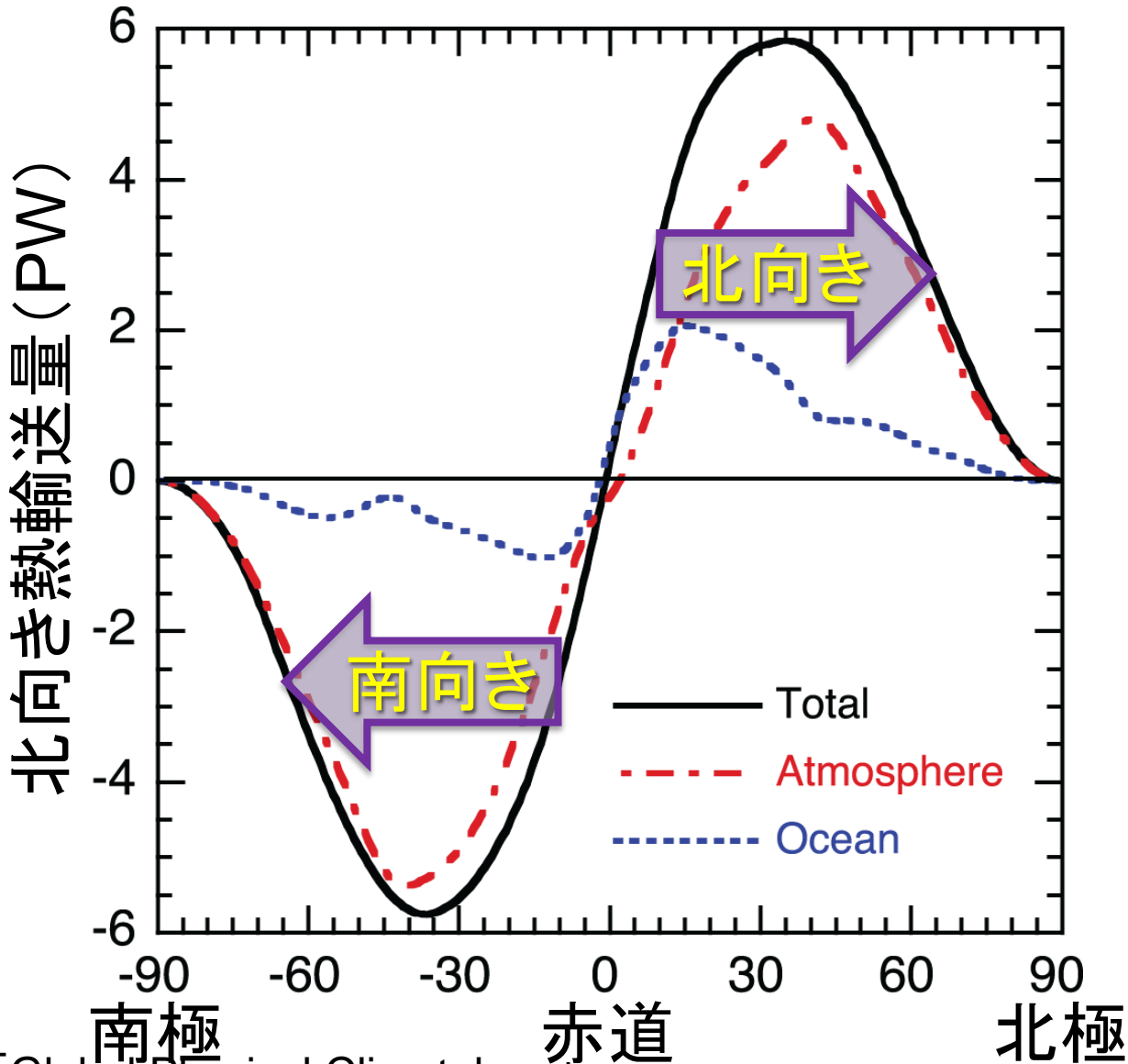
緯度別の放射収支と南北熱輸送



(小倉, 「一般気象学」, 1999)

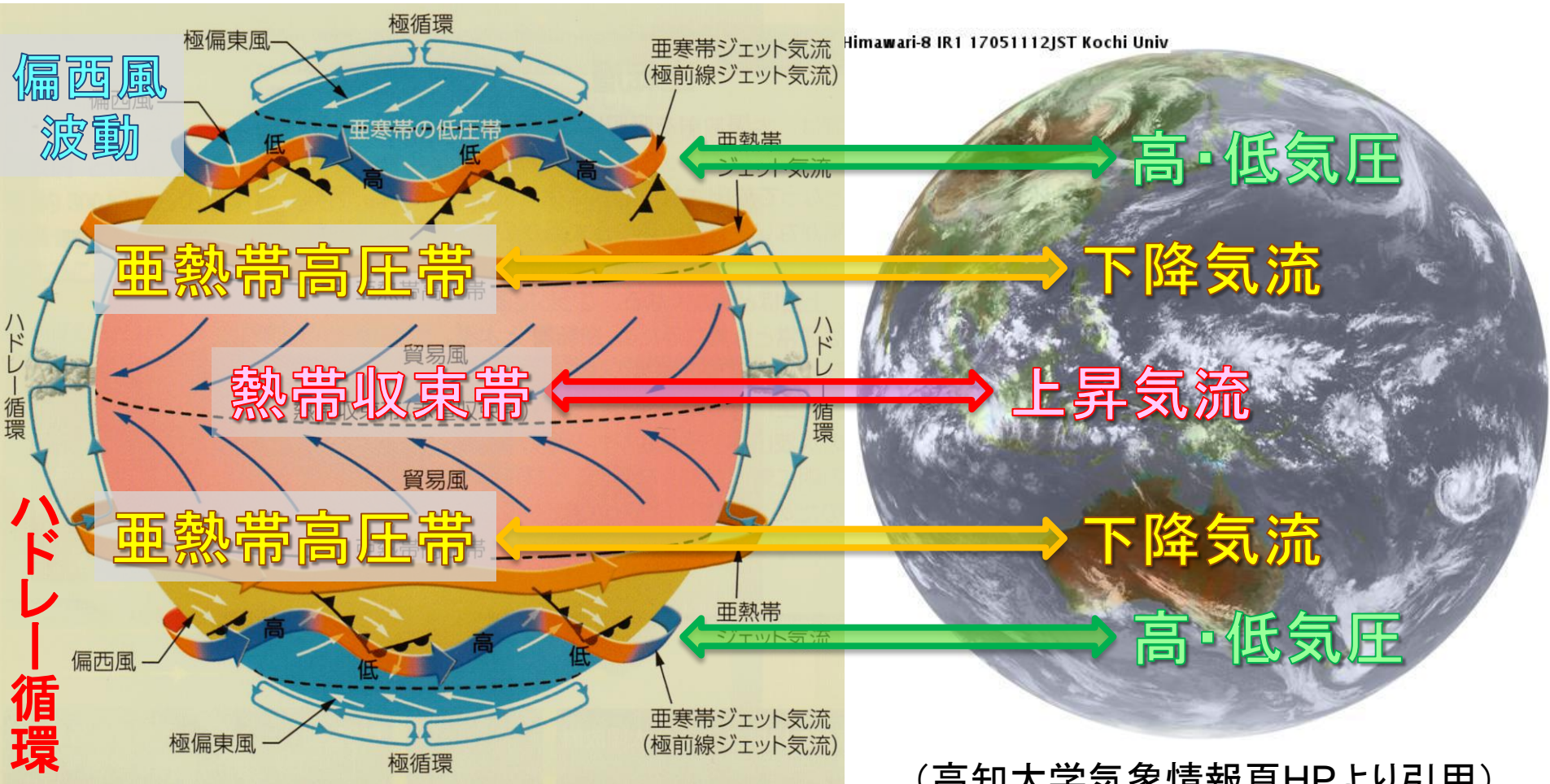
(高知大学気象情報頁HPより引用)

大気や海洋の南北熱輸送



(Hartmann, 「Global Physical Climatology」, 2013)

大気大循環の模式図

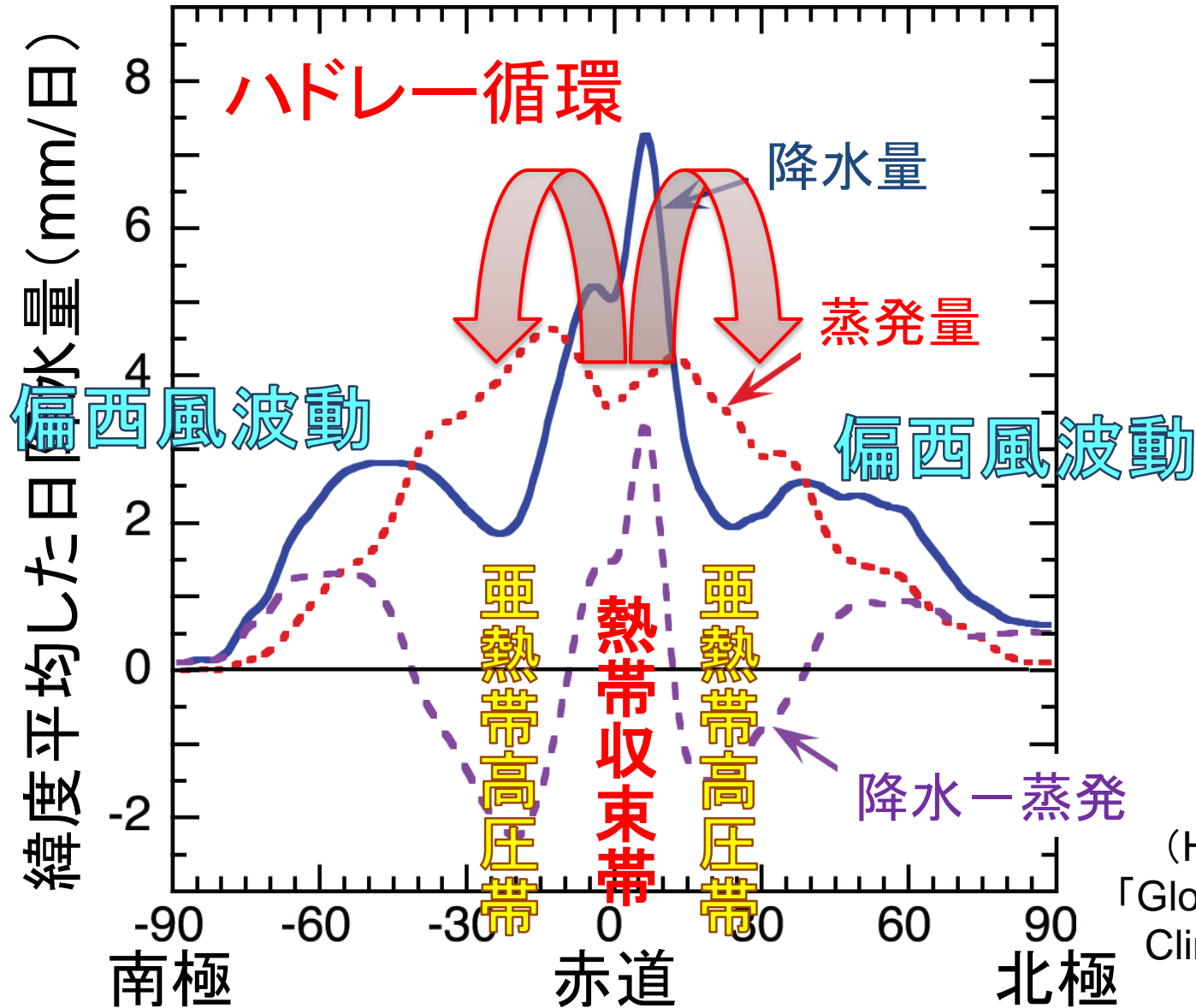


(高知大学気象情報頁HPより引用)

(「視覚でとらえるフォトサイエンス地学図録」より引用)

低緯度：**ハドレー循環** (鉛直 (子午面) 循環) による熱輸送
 中緯度：**偏西風波動** (準水平面内の循環)

緯度別の水収支



(Hartmann, 「Global Physical Climatology」, 2016)

海水の組成

組成: 水と塩類 (NaCl, MgCl₂, Na₂SO₄, CaCl₂, ...)

68%	14%	11%	3%
-----	-----	-----	----

塩類の存在比はほぼ一様

塩分: 海水1kg中に含まれる全塩類の質量を千分率で表す

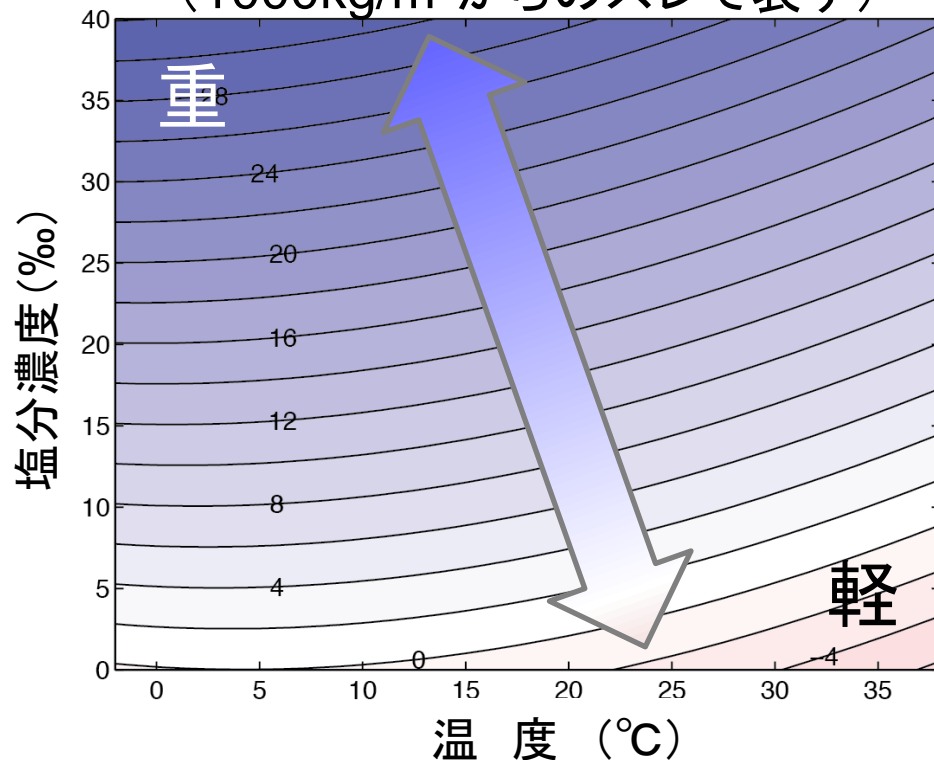
密度: 温度と塩分に依存

$$\rho = \rho(T, S)$$

T: 海水温 (°C)

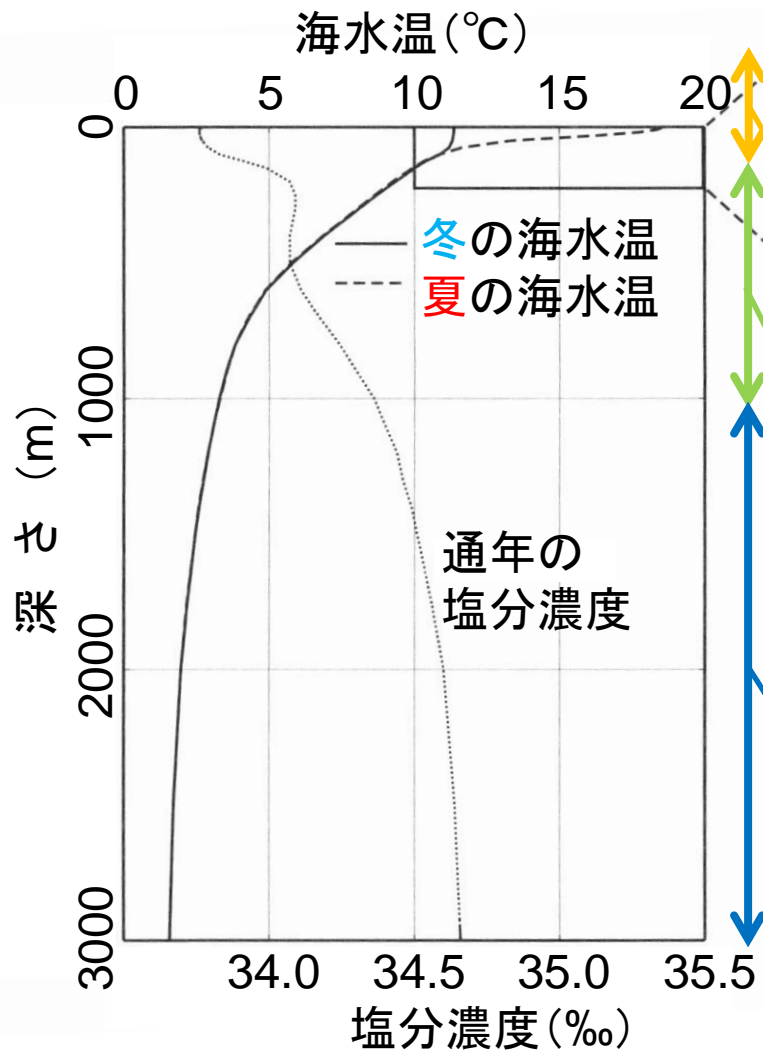
S: 塩分濃度 (‰)

海水密度の温度・塩分依存性
(1000kg/m³からのズレで表す)



「Global Physical Climatology」より引用

海洋の鉛直構造



冬は表層水温が低く海水が重たいので、鉛直によく混合される

夏は表層水温が高く海水が軽いので、鉛直に混合されない

季節温度躍層

海水温が季節的に変動する薄い層 (夏は薄く冬は厚い)

主温度躍層

水深1000m前後までの、海水温が深さとともに減少する層

深層

水深1000m以下の海水温がほぼ一定である層

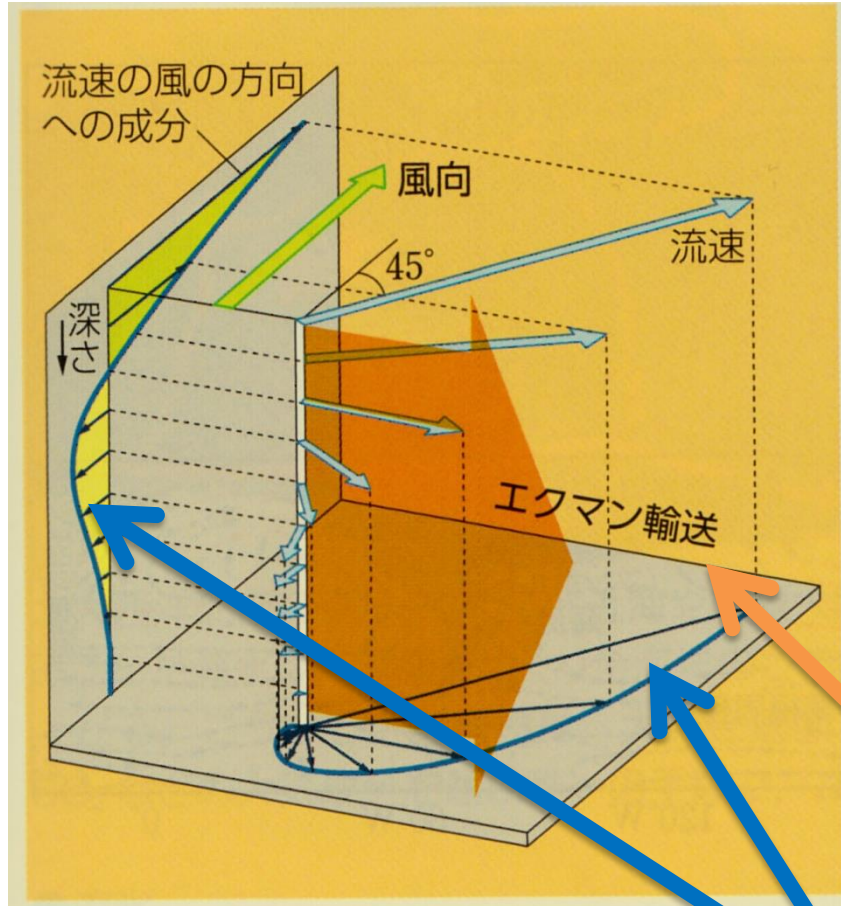
風による海面付近の流れ

エクマン層

コリオリ力と摩擦力の影響で

- 表面の海水が風向に対して45°ずれて流れ、
- 深さとともに流れが螺旋(らせん)状に分布する

ような海洋表面の層



エクマン層全体の海水は、風向に対して(北半球では)直角右向きに輸送される

「視覚でとらえるフォトサイエンス
地学図録」より引用

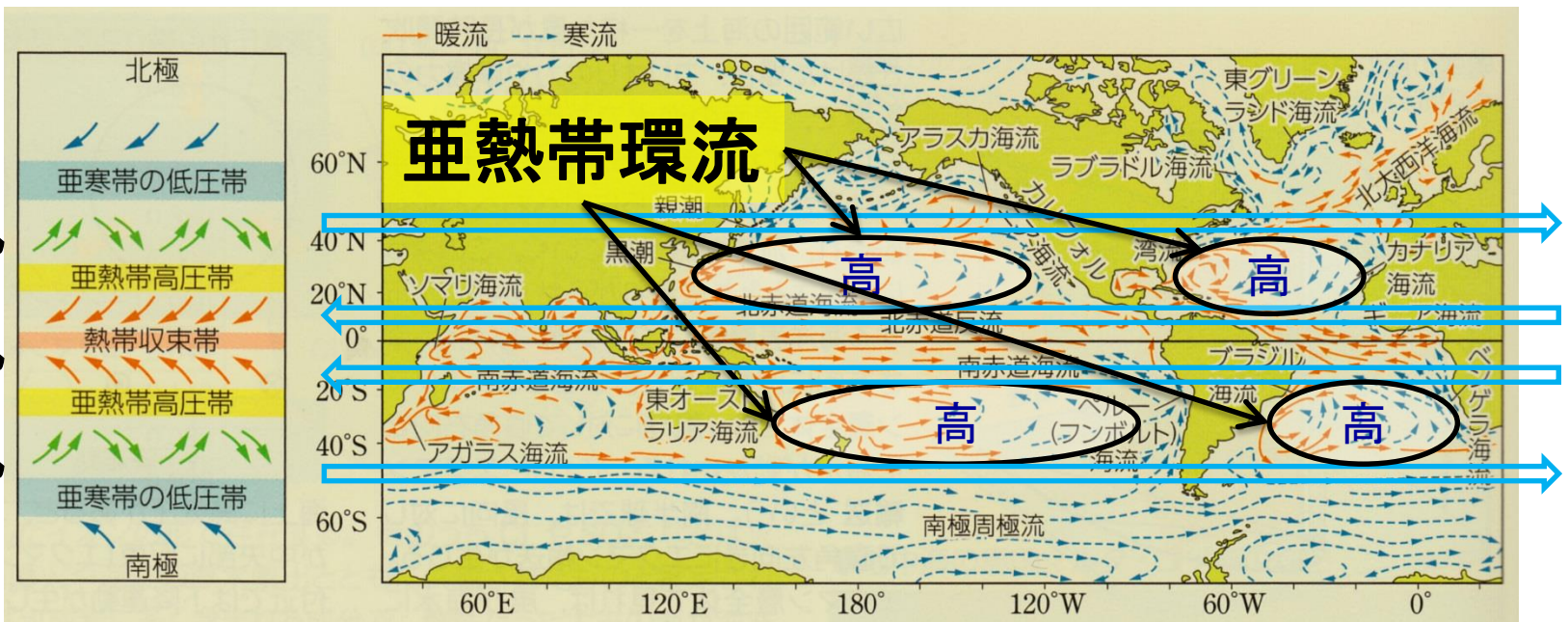
エクマン螺旋(らせん)

海洋大循環：表層の流れ

風成循環（表層の海洋大循環）

- 深さ数百mまでの表層で起こる海流
- 海面上を吹く地球規模の風によって駆動されている

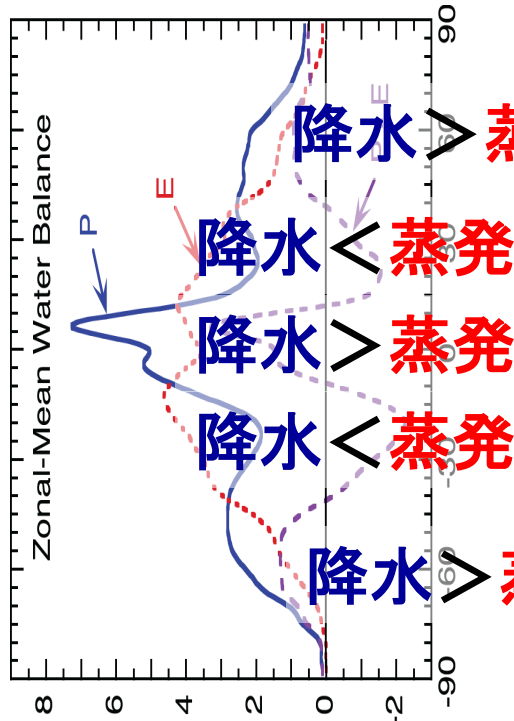
偏西風
貿易風
偏西風



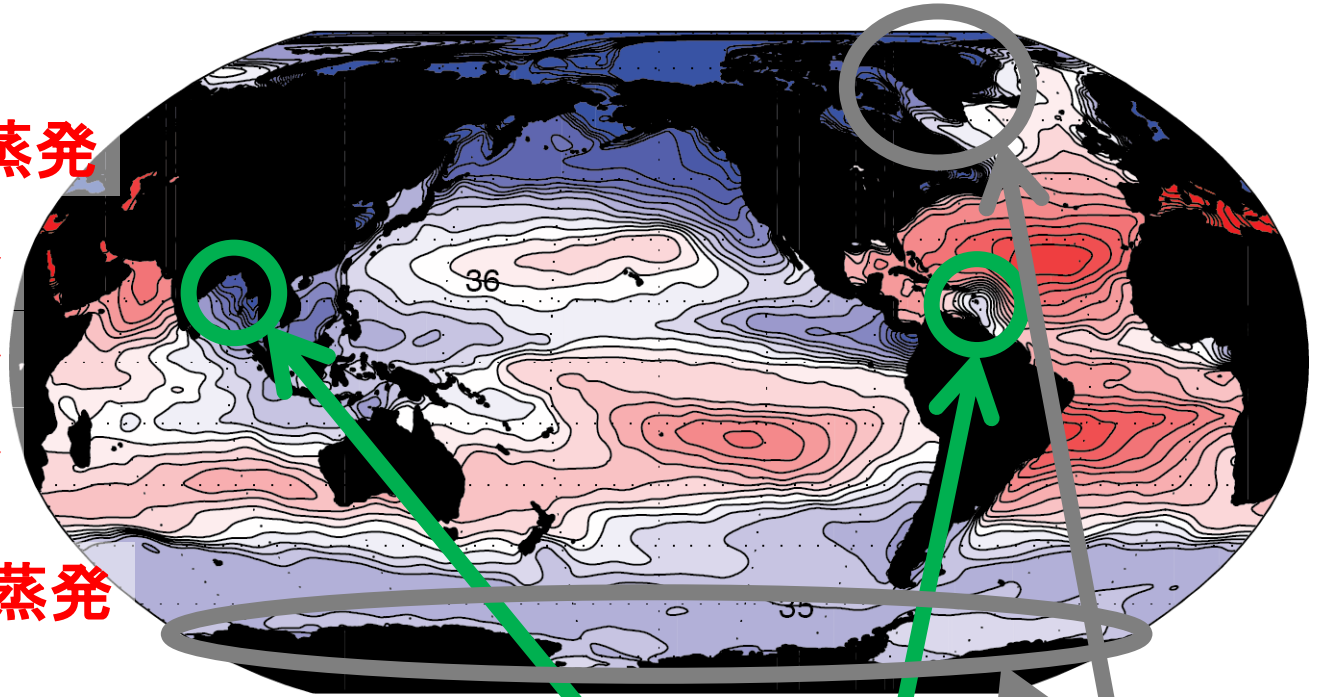
「視覚でとらえるフォトサイエンス地学図録」より引用

亜熱帯環流は海洋による南北熱輸送を担っている
(低緯度域で過剰に受け取った熱を高緯度域へ輸送)

海洋表層の塩分濃度の分布



(Hartmann, 「Global Physical Climatology」, 2016)



塩分: 多い ← → 少ない

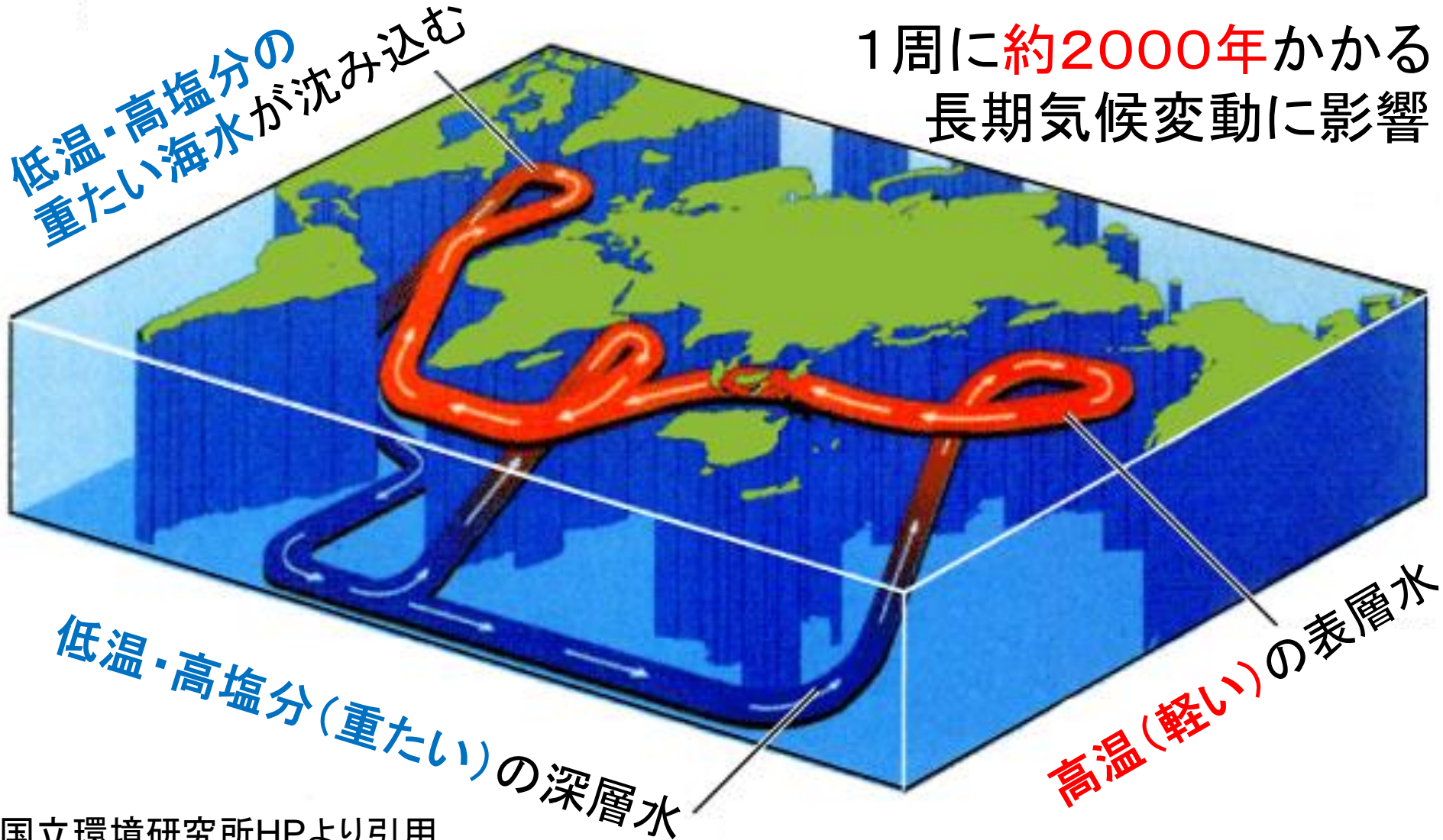
海洋表層の塩分濃度は淡水流入量とよい相関

$$\text{淡水流入量} = \text{降水量} - \text{蒸発量} + \text{河川水} + \text{融解水}$$

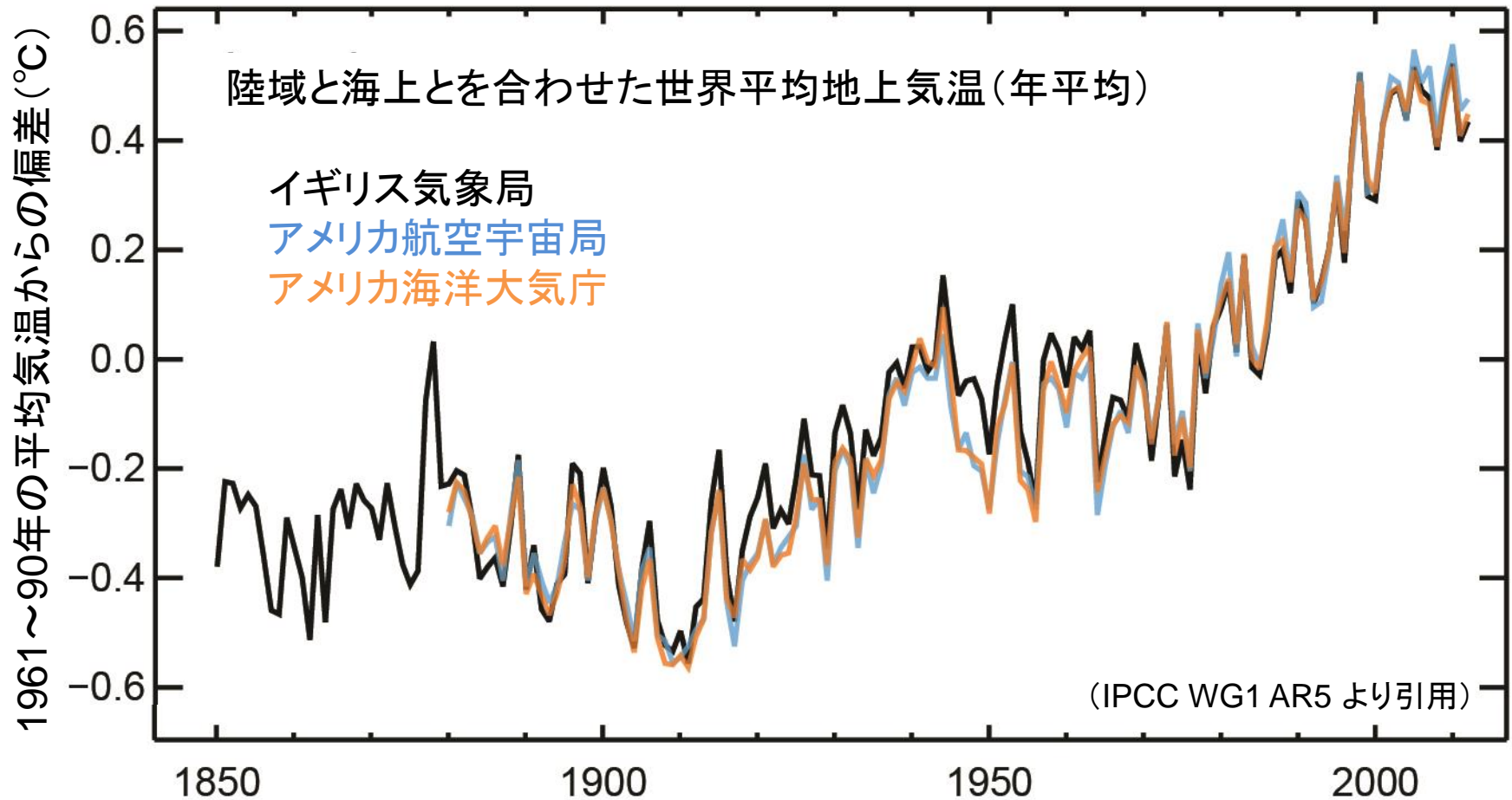
海洋大循環：深層の流れ

密度（水温と塩分に依存）差により駆動：**熱塩循環**

1周に**約2000年**かかる
長期気候変動に影響



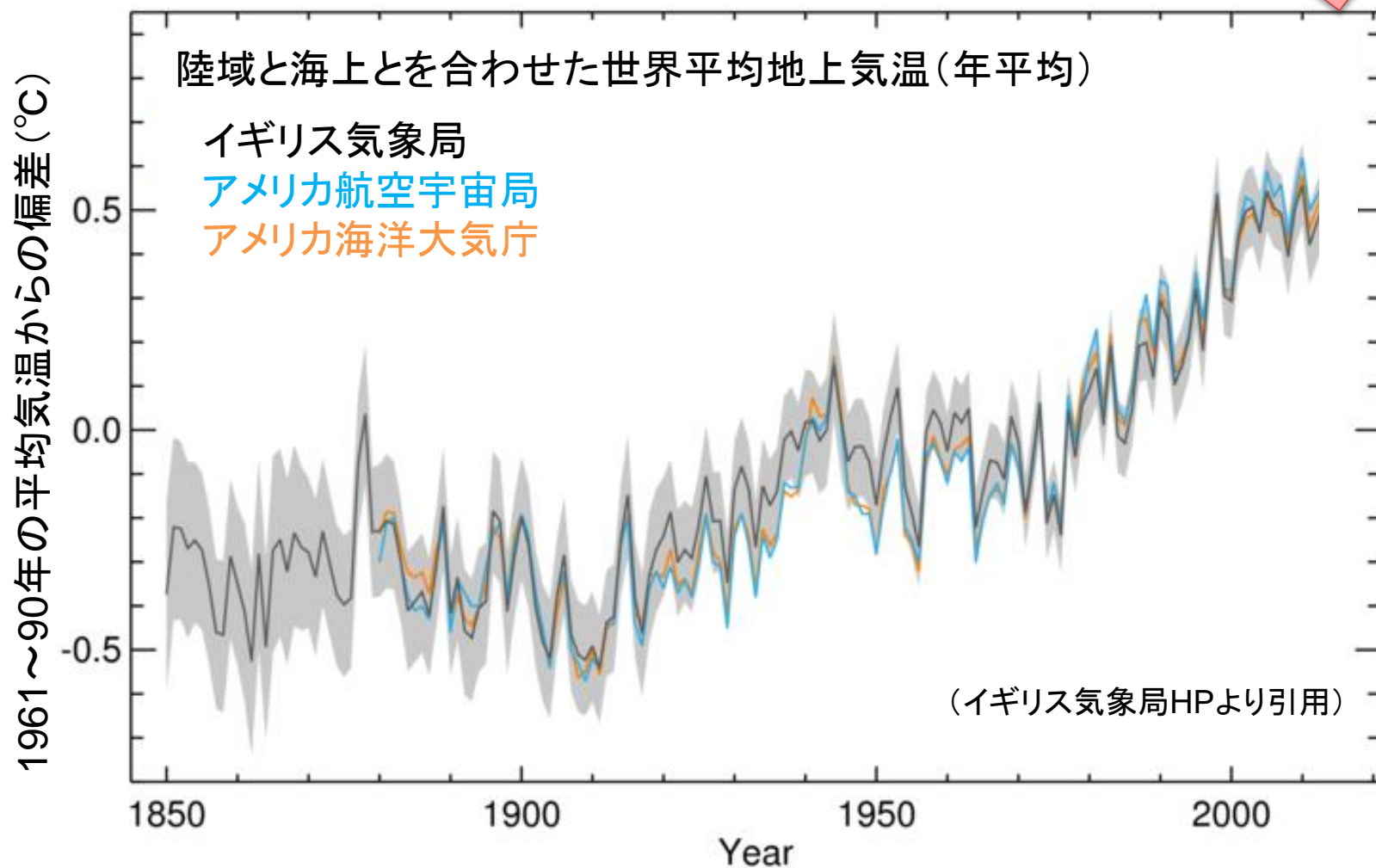
地球の平均気温の変化



- 19世紀終盤(1880年)～現在(2012年)までに地球の平均気温は約 0.85°C も上昇
($\sim 0.64^{\circ}\text{C}/100\text{年}$)

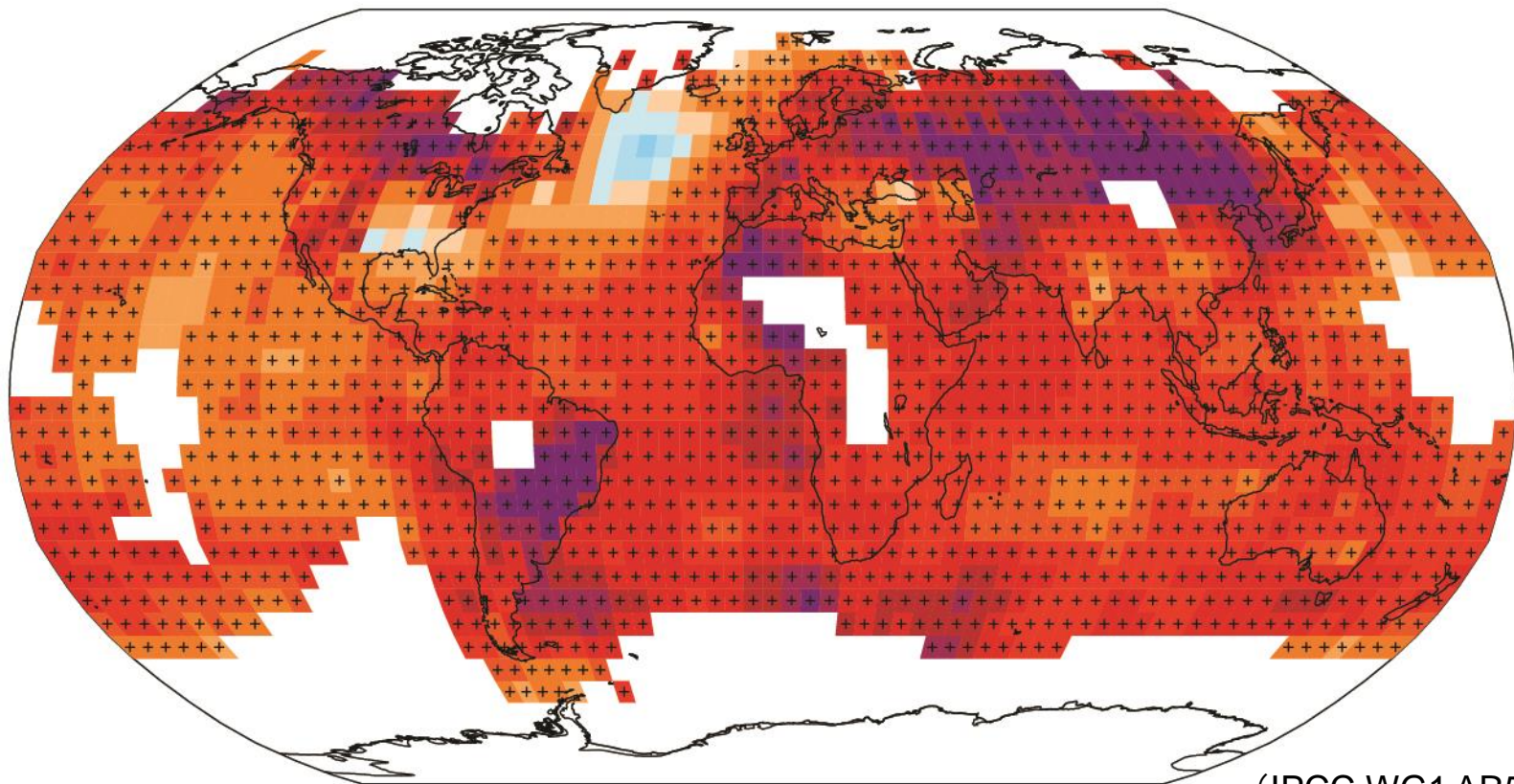
地球の平均気温の変化

2016年も観測史上最高！



➤ 2016年も観測史上最高を大幅に更新！

地上気温の長期変化の地理分布



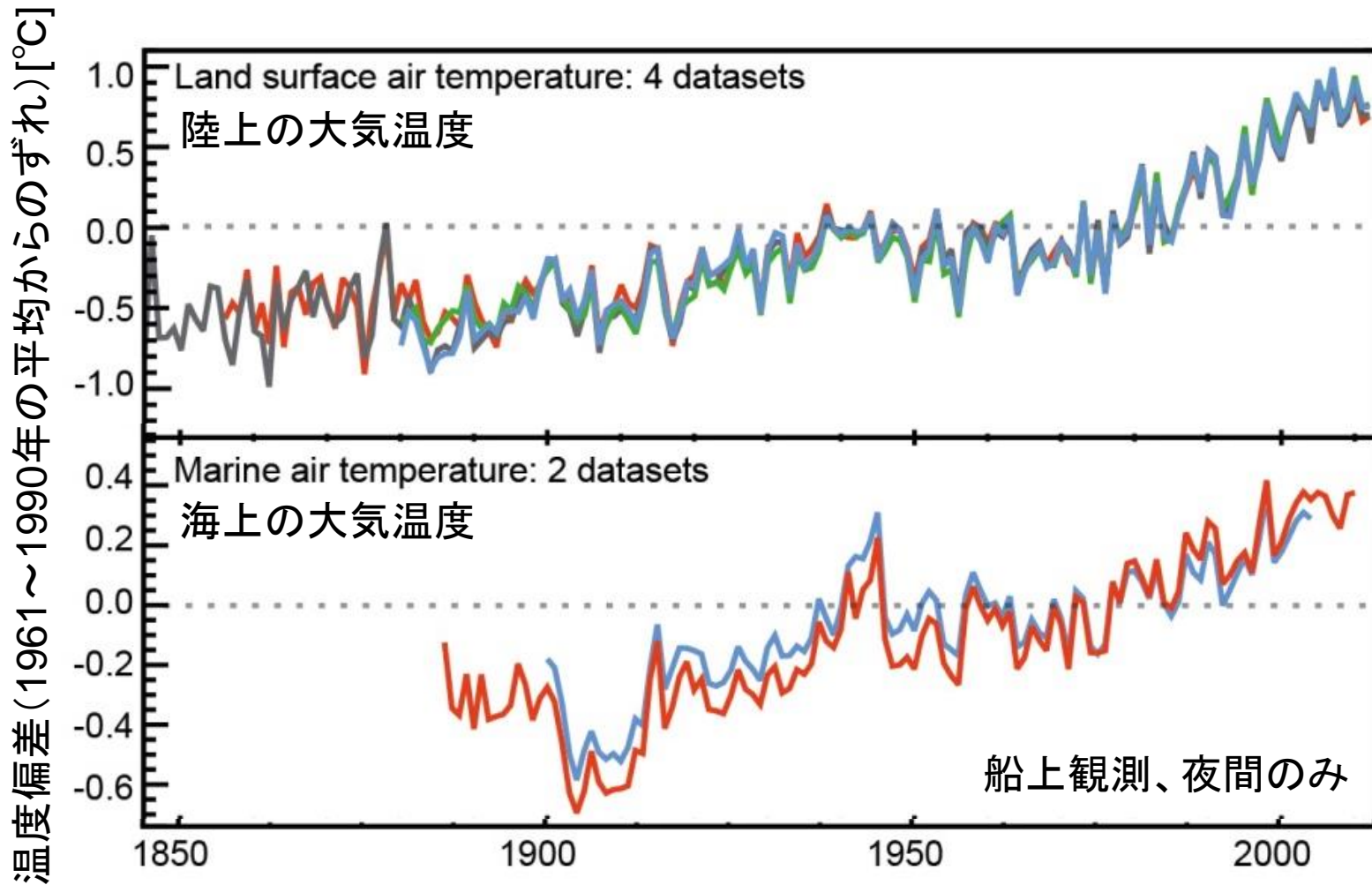
(IPCC WG1 AR5 より引用)



1901～2012年の112年間で上昇した気温(°C)

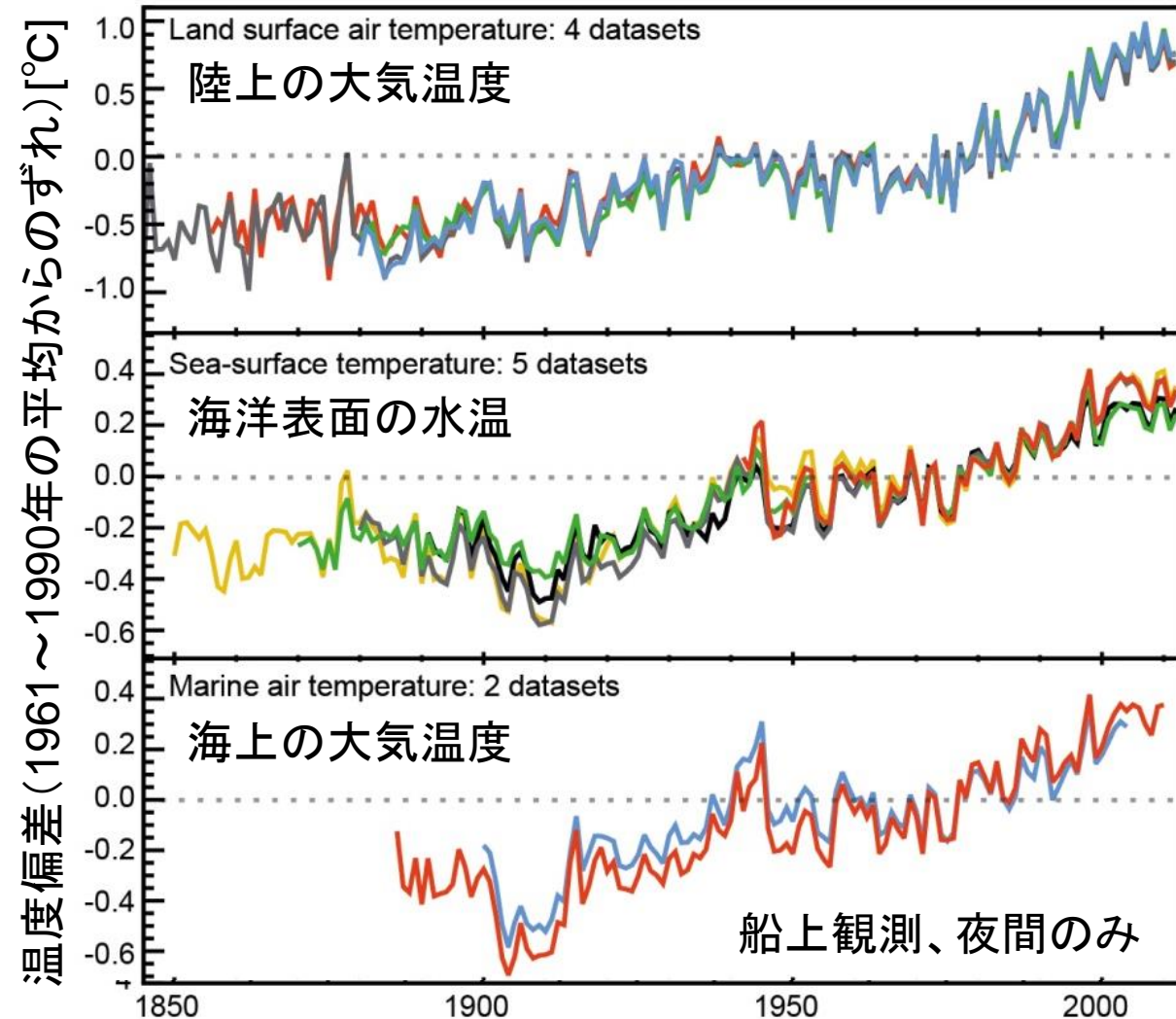
- 地球上の**ほぼすべての地域で温暖化**
- 北半球陸上で温度上昇が大きい

地球の平均気温の変化



(IPCC WG1 AR5 より引用)

地球の平均気温の変化

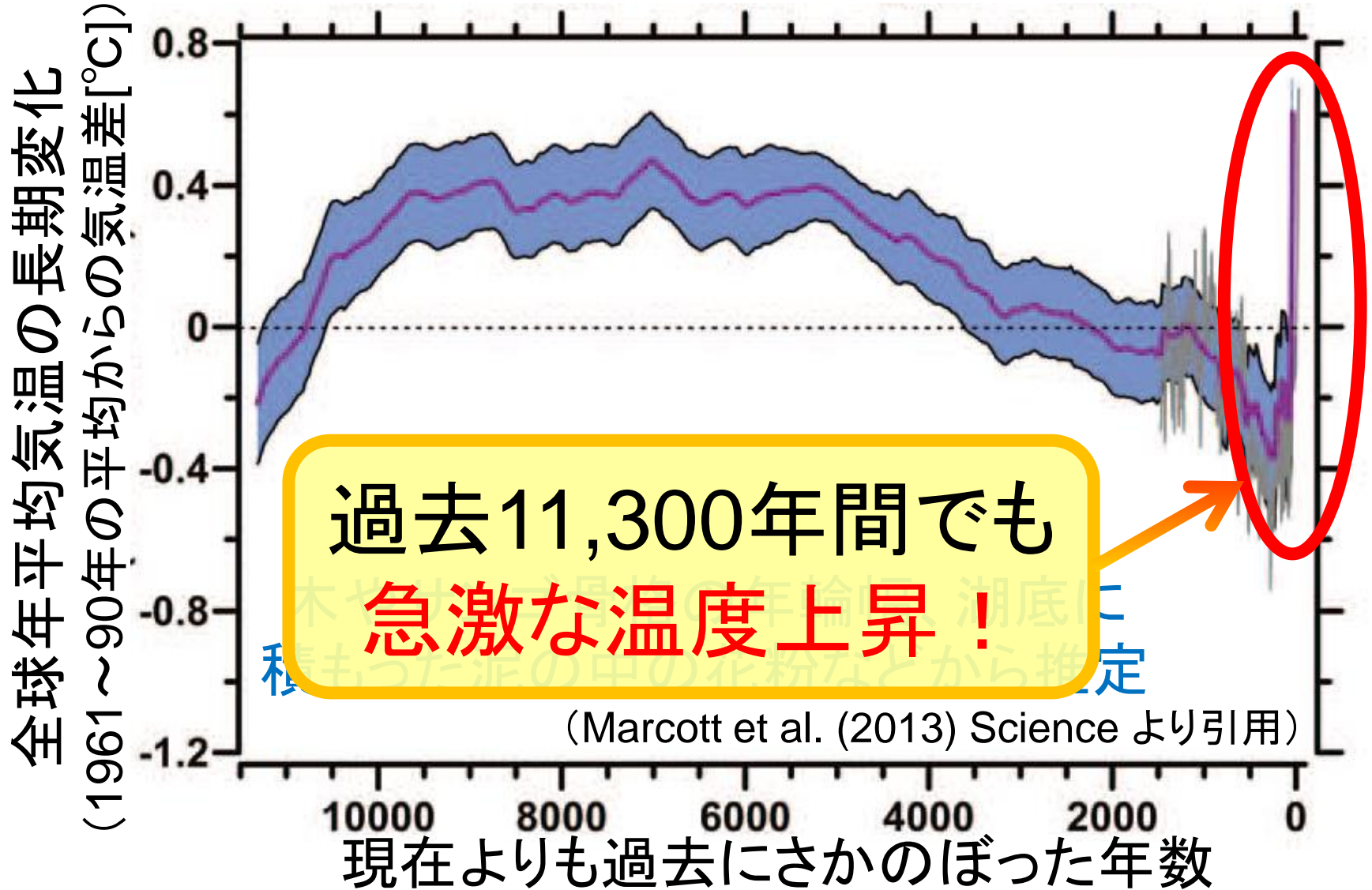


海上の大気温度は
海洋表面水温で代用
(S/N比を稼ぐため)

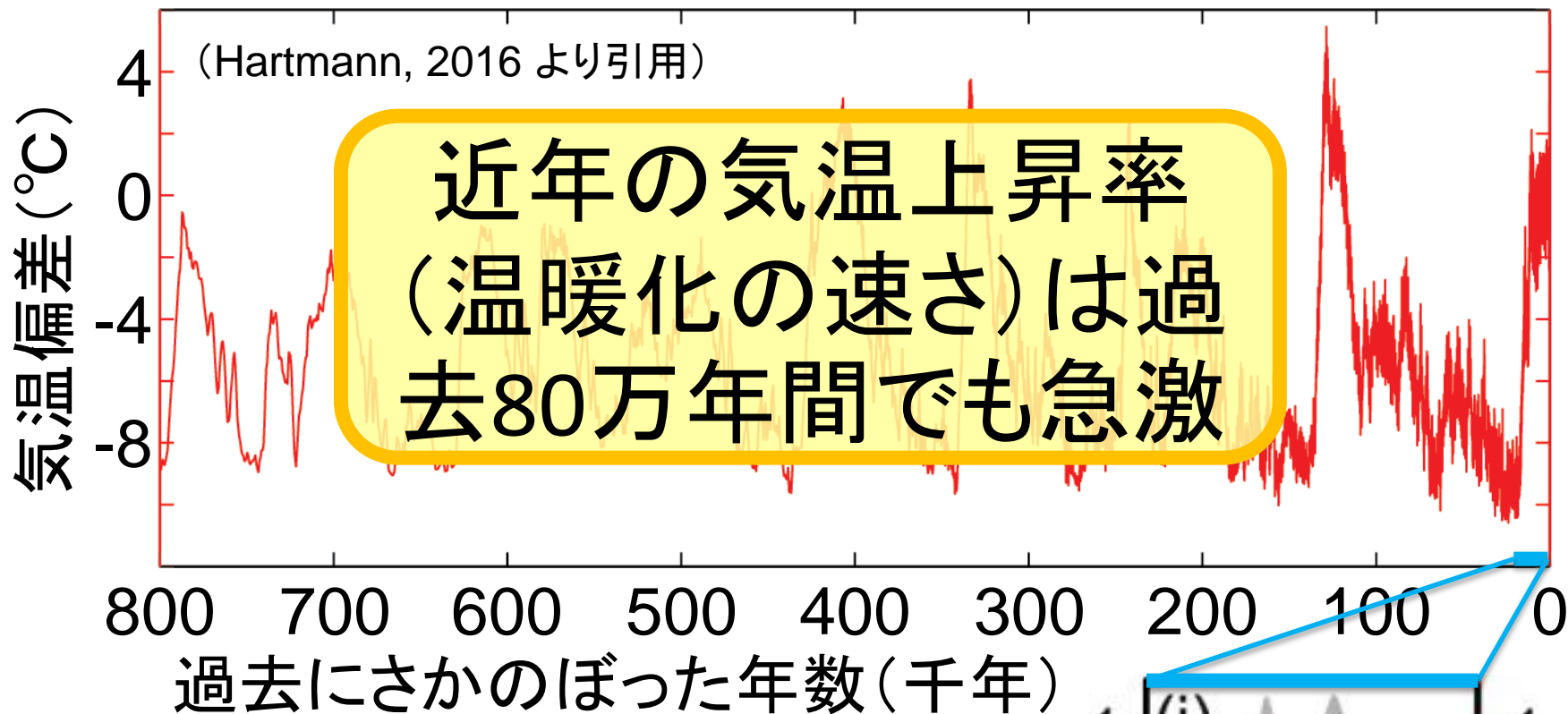


月平均より長い時間
スケールの場合には
ほぼ同じ変化傾向

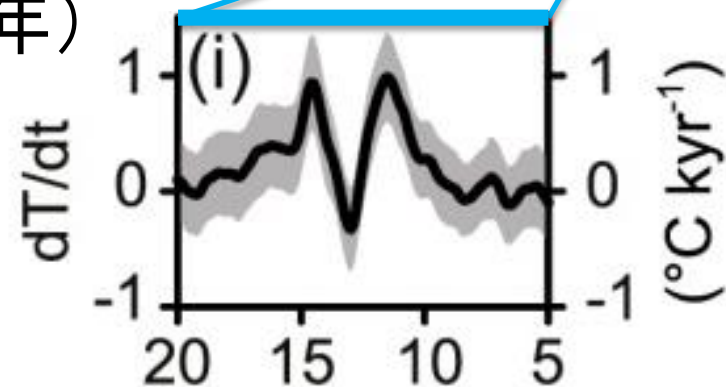
過去1.1万年間の気温変動



過去80万年間の気温変動

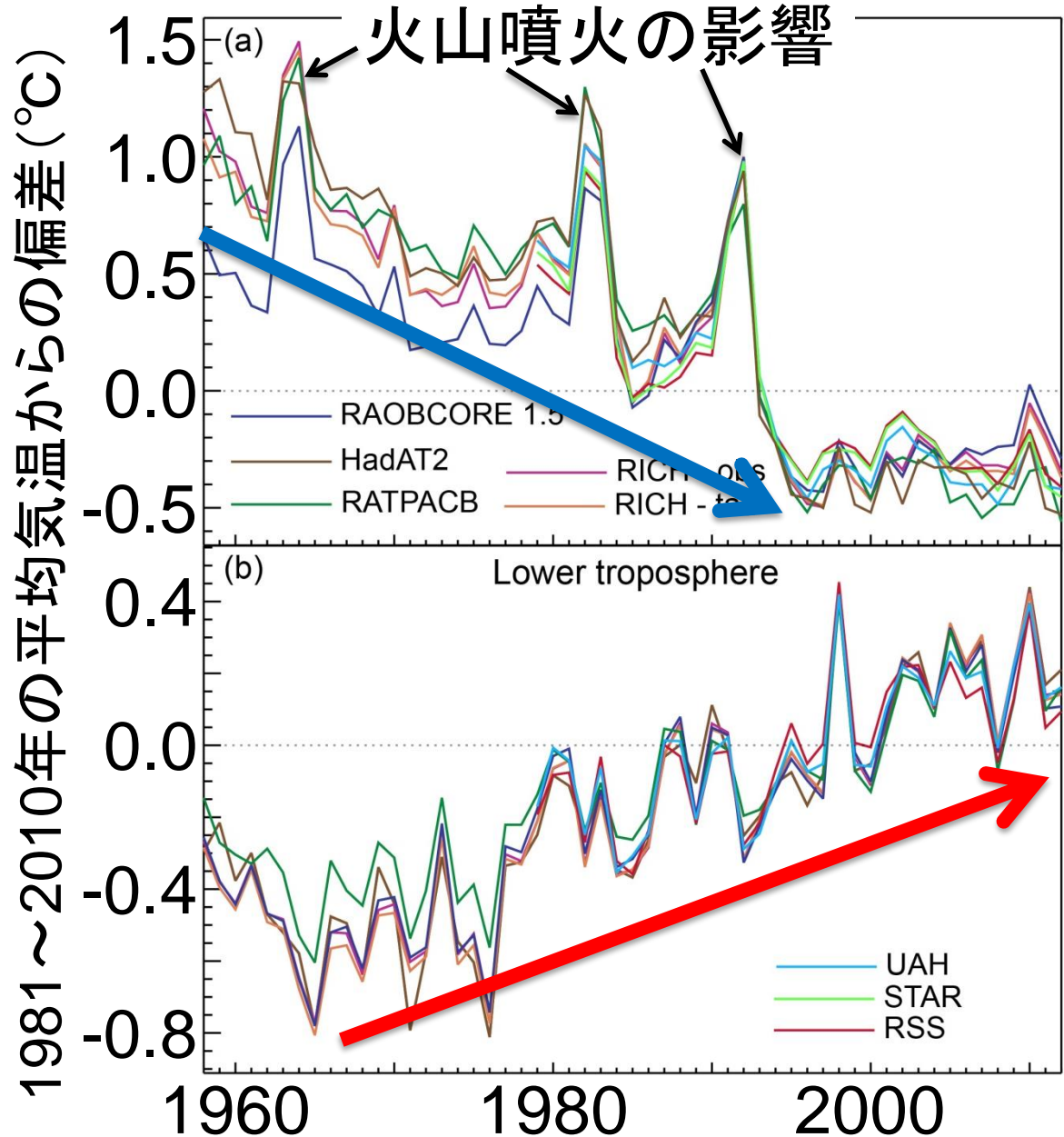


2万年前からの気温上昇率は
せいぜい千年あたり1°C程度



(IPCC WG1 AR5 より引用) ↗ 過去に遡った年数(千年)

大気中の平均気温の変化



下部成層圏
の大気温度
(~15km)

➤ 寒冷化傾向

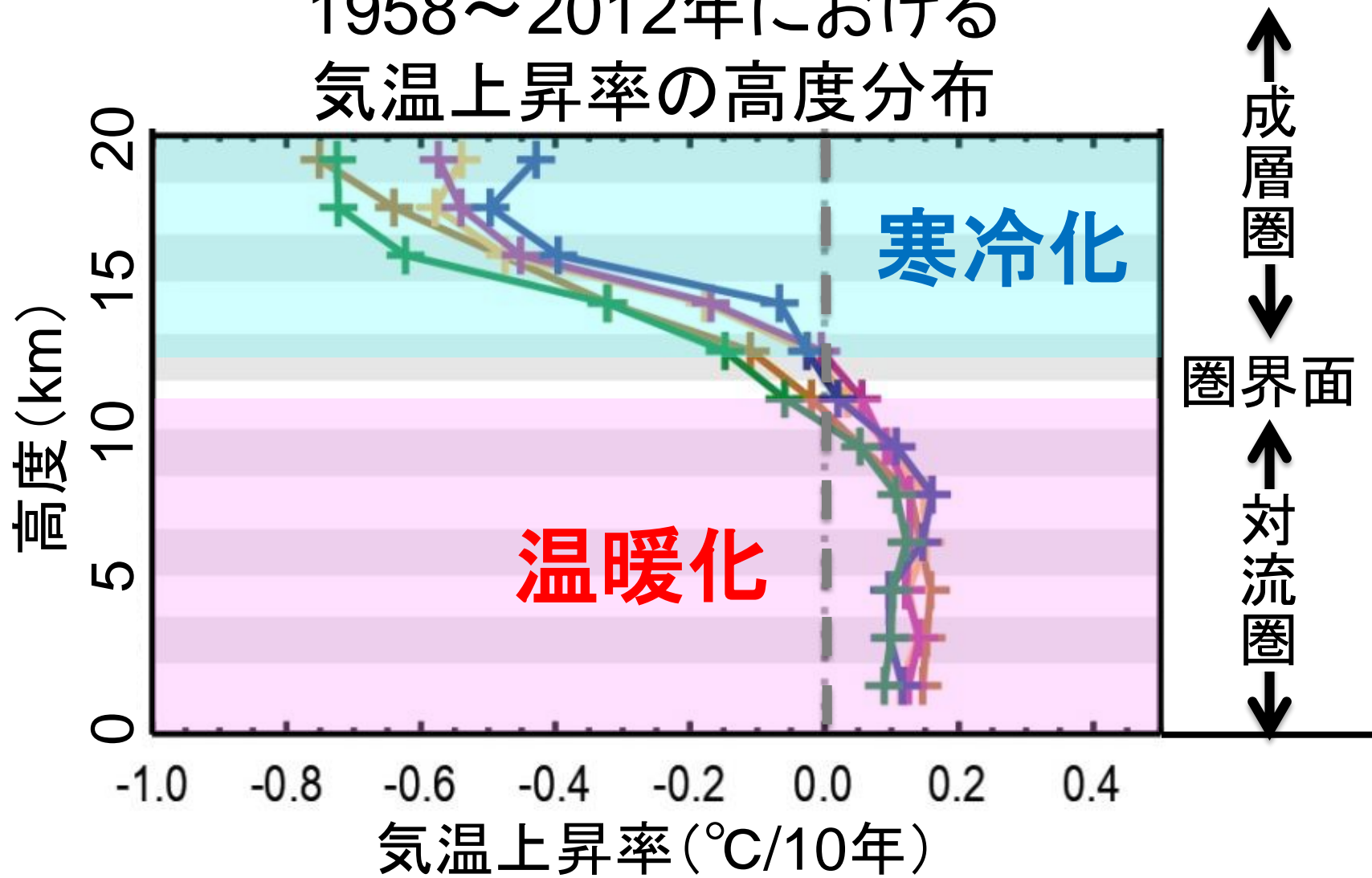
対流圏下層
の大気温度
(~3km)

➤ 温暖化傾向

(IPCC WG1 AR5 より引用)

大気中の平均気温の変化

1958~2012年における
気温上昇率の高度分布

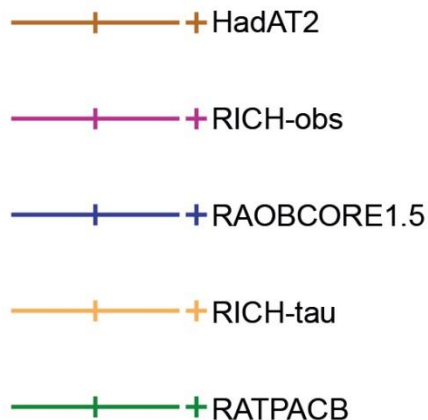


大気中の平均気温の変化傾向

(IPCC WG1 AR5 より引用)

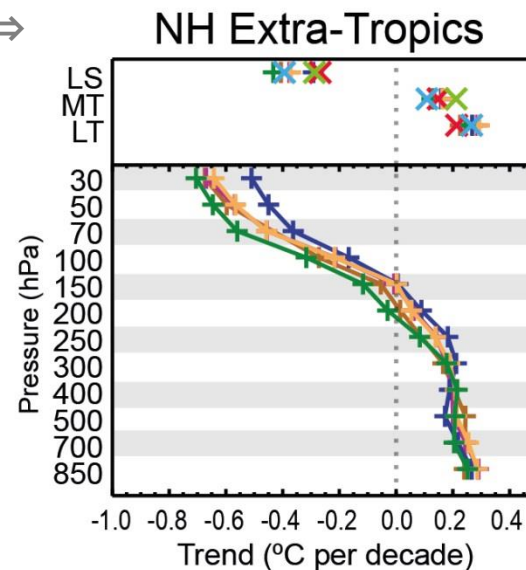
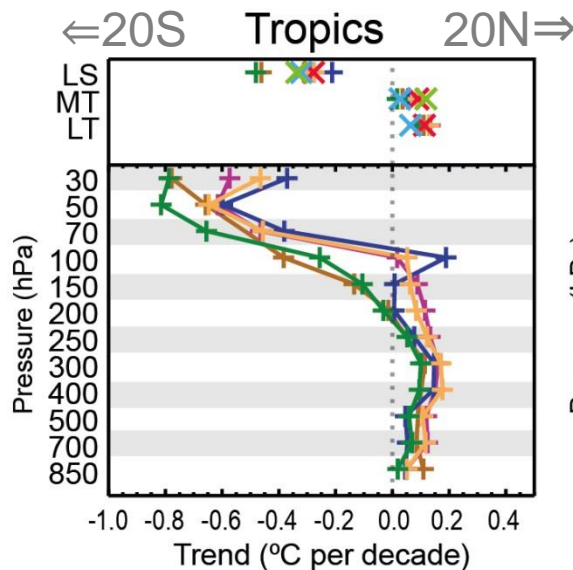
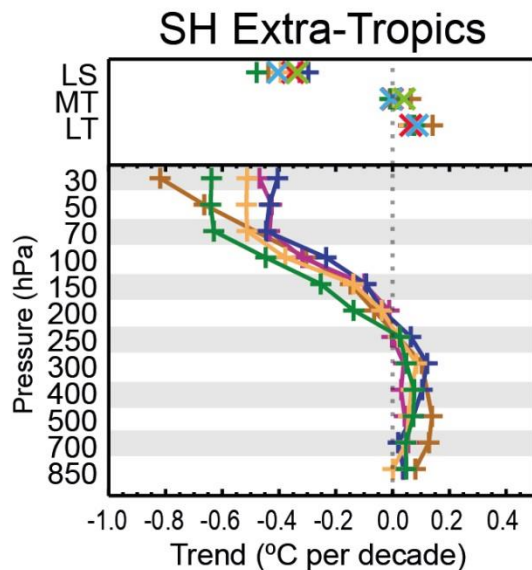
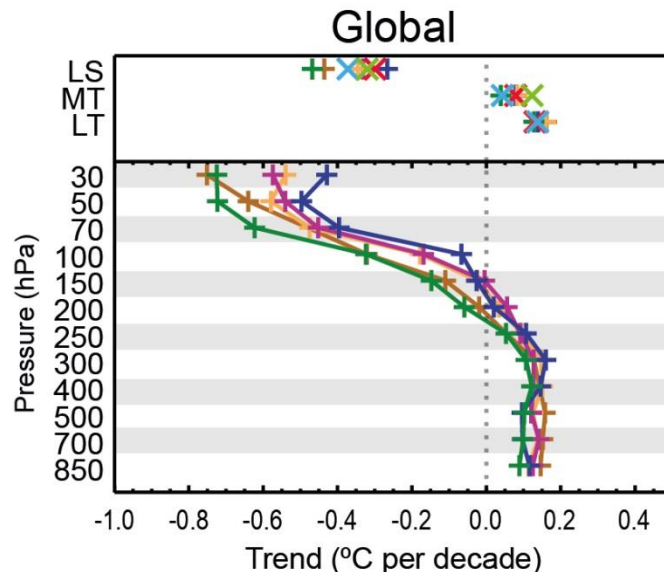
(1958~2012年)

Radiosonde Datasets



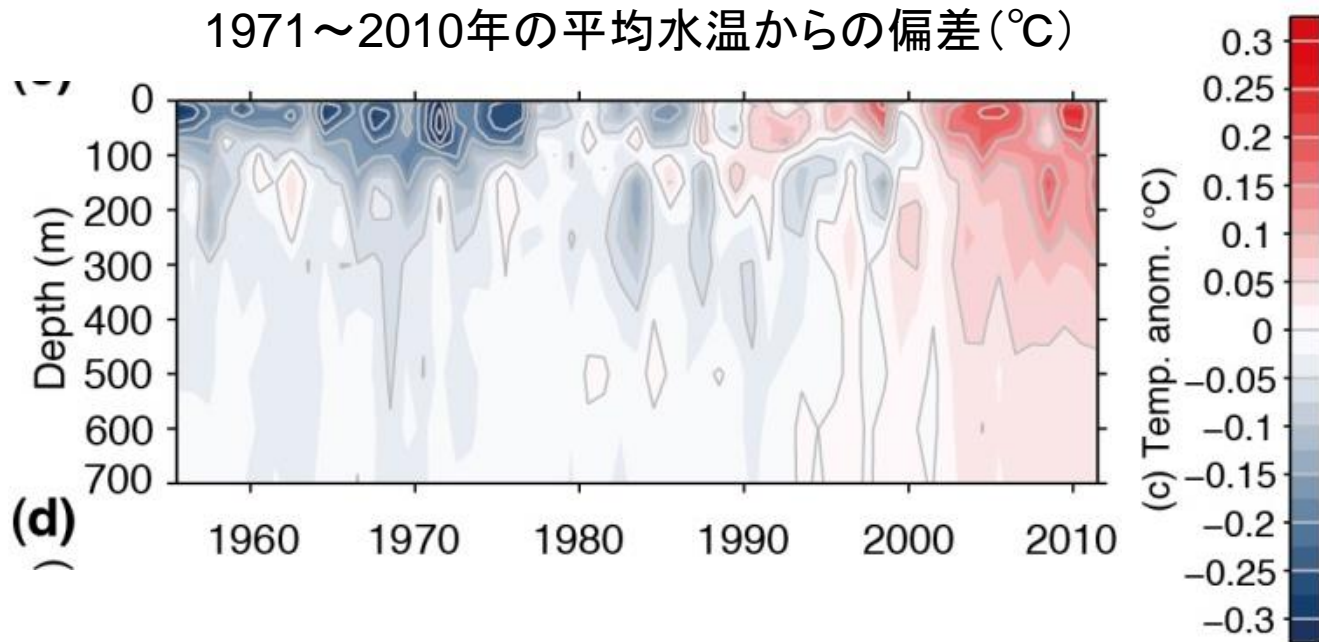
(1979~2012年)

Satellite Datasets



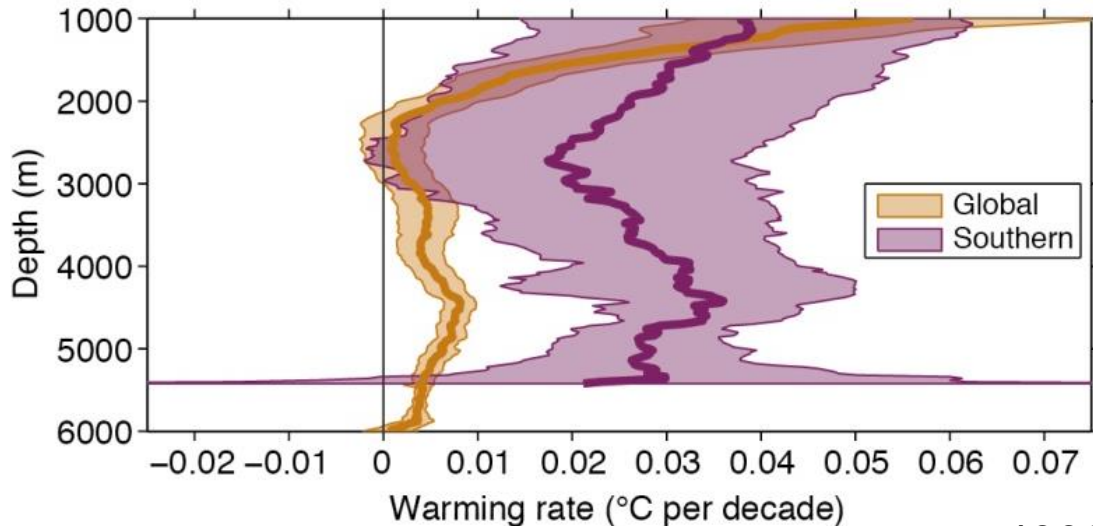
海洋表層(0~700m)での平均水温の変化

全海洋で平均した海水温の鉛直分布の経年変化



- 海洋表層でも温暖化、上部75mでは $0.11^{\circ}\text{C}/10\text{年}$
- 深さとともに昇温率は小さくなり、水深700mでは $0.015^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ にまで減少

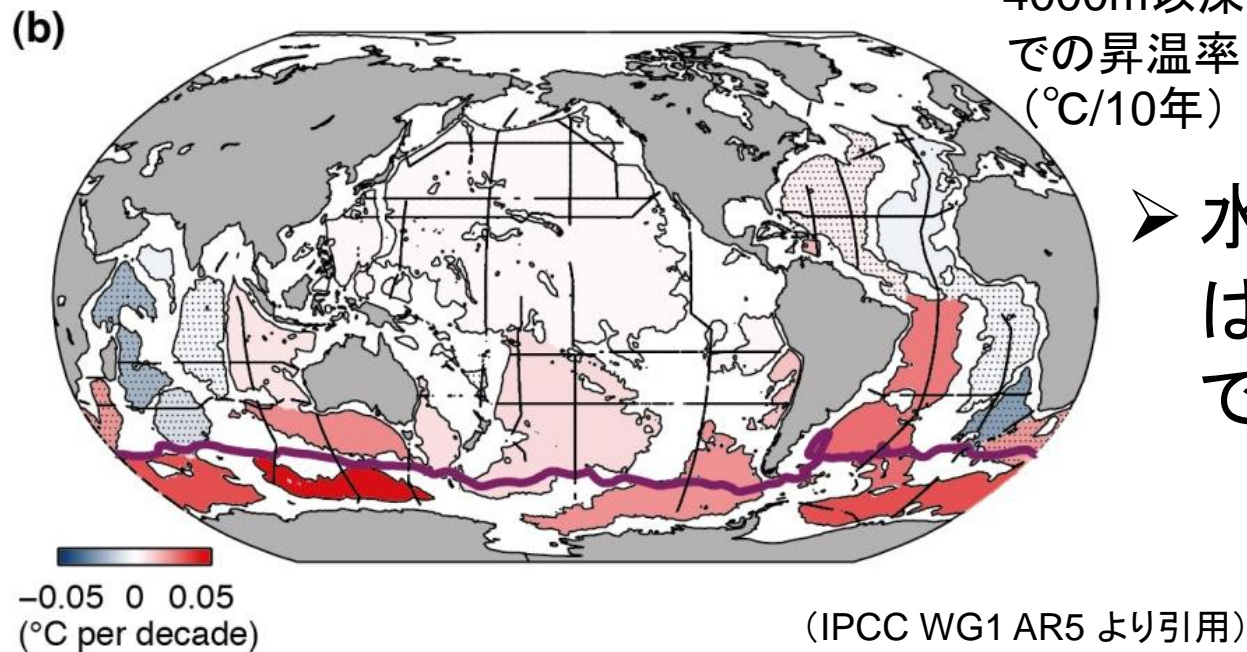
海洋深層(1000m以下)での平均水温の変化傾向



1992~2005年で推計

オレンジ: 全海洋平均
紫: 亜南極前線以南

➤ 水深2000mまでは
全球で**温暖化傾向**

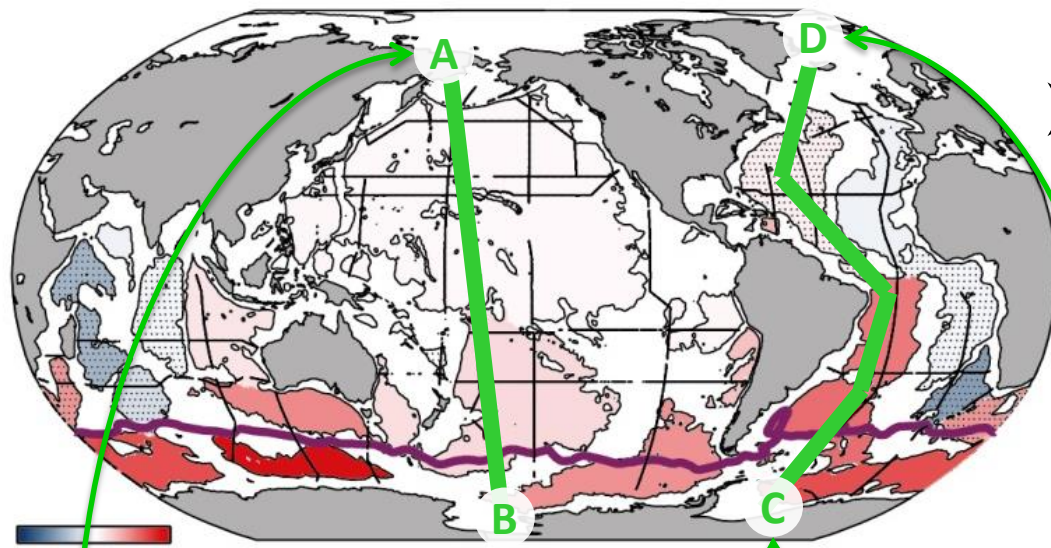


➤ 水深3000m以下で
は南半球中高緯度
で**温暖化傾向**

(IPCC WG1 AR5 より引用)

海洋深層での平均海水温の変化傾向

(IPCC WG1 AR5 より引用)



➤ 水深3000m以下では
南半球中高緯度で
温暖化傾向

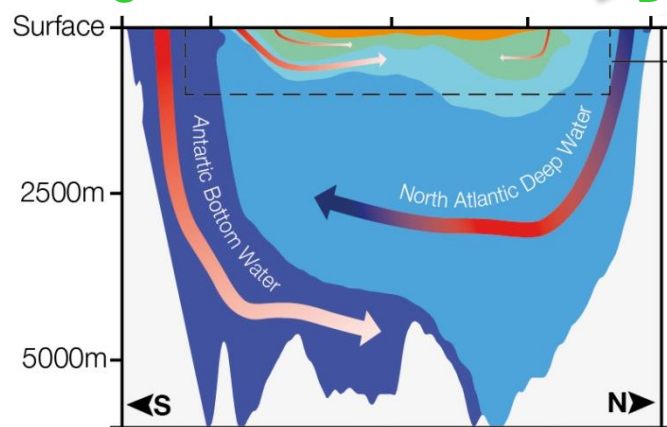
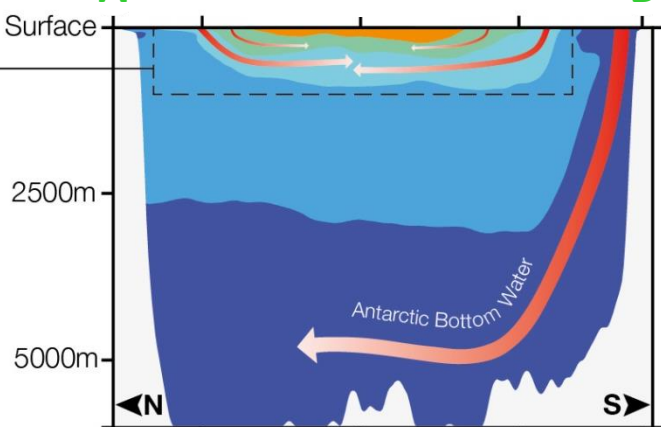


海洋大循環に関係

-0.05 0 0.05 4000m以深での昇温率(°C/10年)

太平洋

大西洋



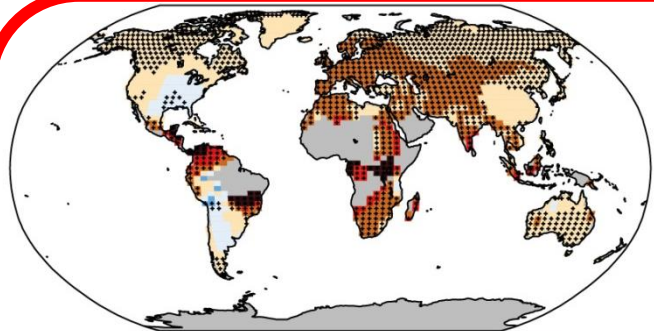
北極 赤道 南極

南極 赤道 北極

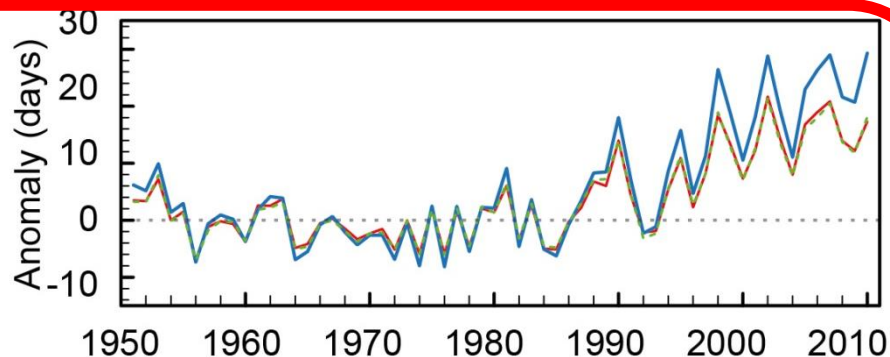
異常高温/低温の日数の変化

(IPCC WG1 AR5 より引用)

真夏日に相当

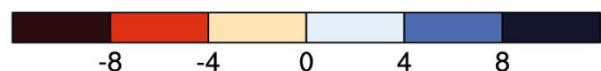
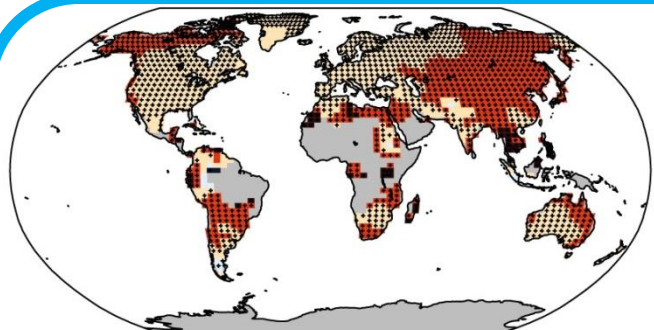


1951～2010年の異常高温日数の変化[日/10年]の地理分布

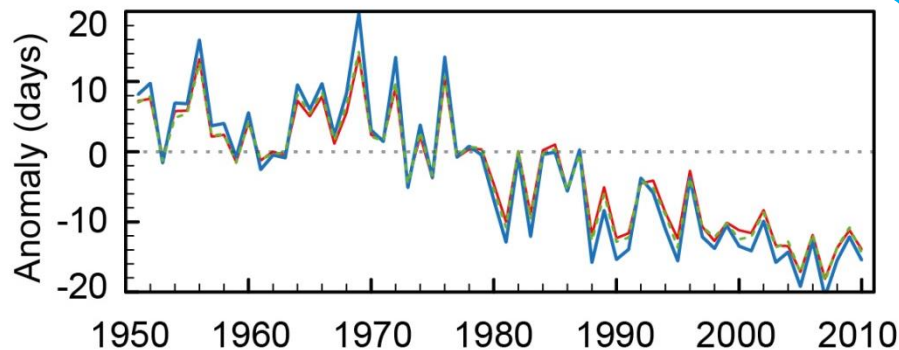


世界平均した異常高温日数の変化
(1961～1990年の平均からのずれ[日])

真冬日に相当



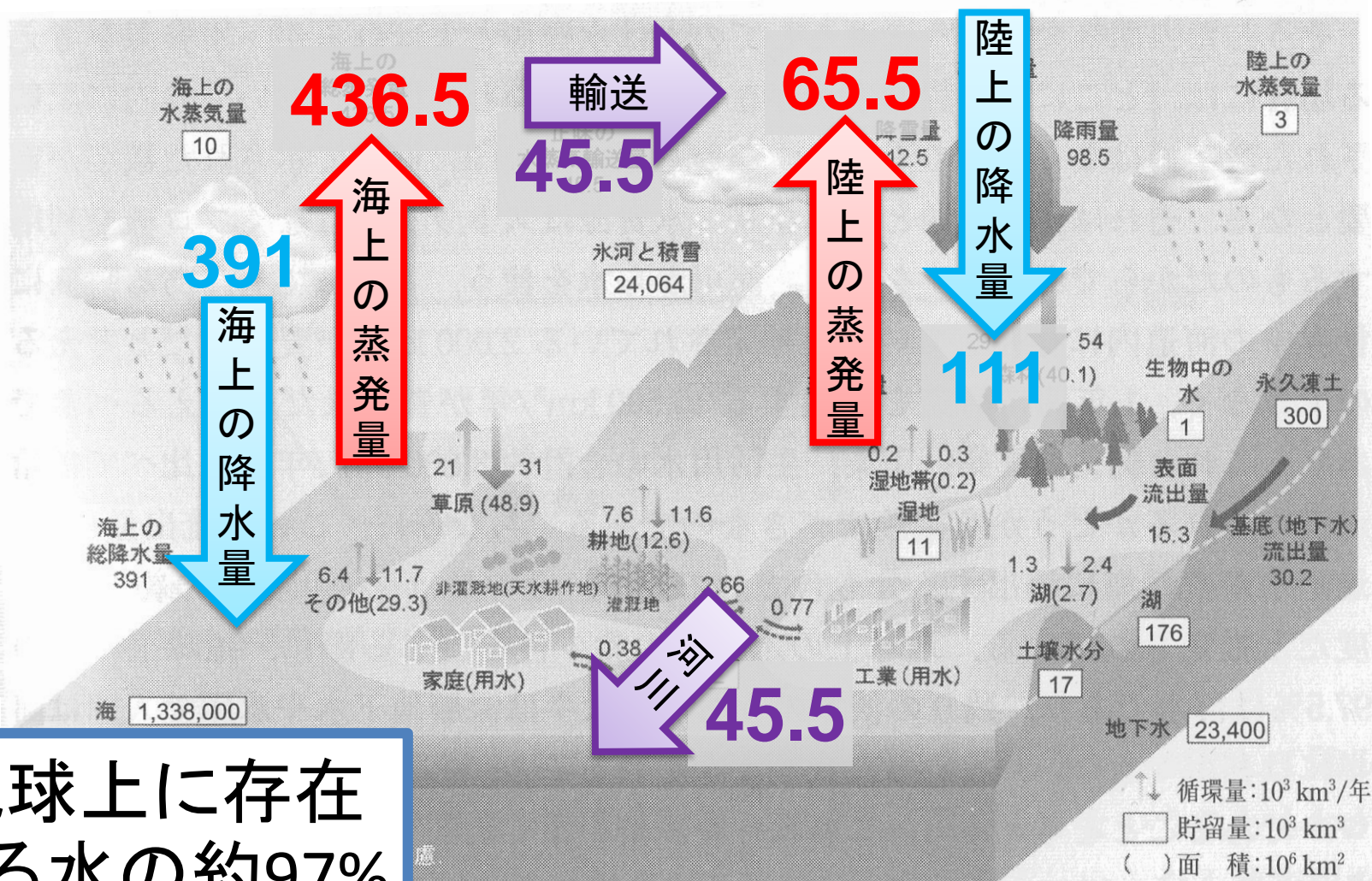
1951～2010年の異常低温日数の変化[日/10年]の地理分布



世界平均異常低温日数の変化
(1961～1990年の平均からのずれ[日])

➤ 世界的にも異常高温は増加、異常低温は減少

地球全体の水循環



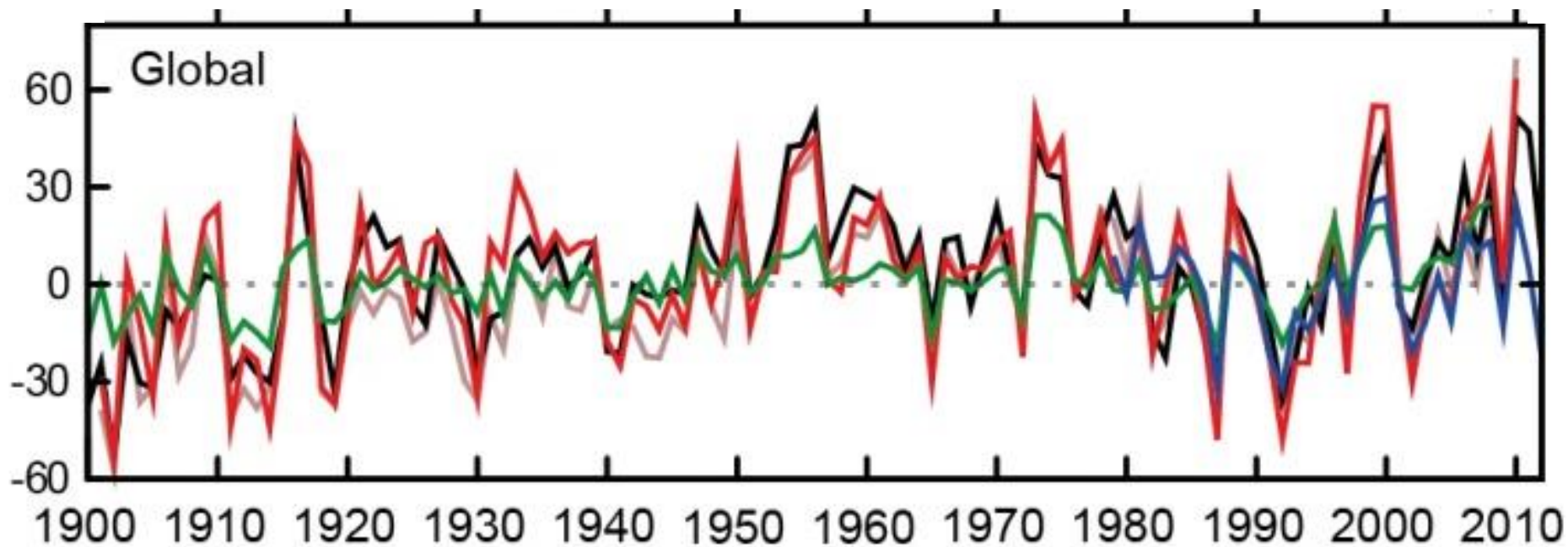
地球上に存在する水の約97%が海洋にある

値や推計値に基づいたグローバルな水循環の模式図 (Milly and Kanai, (2006) の耕地, その他面積の誤りを修正)

(国立環境研究所地球環境研究センター, 「地球温暖化の事典」, 2014)

陸域の平均降水量の変化

陸域だけで平均した世界の降水量の変化(1981~2000年の平均からのずれ[mm/年])

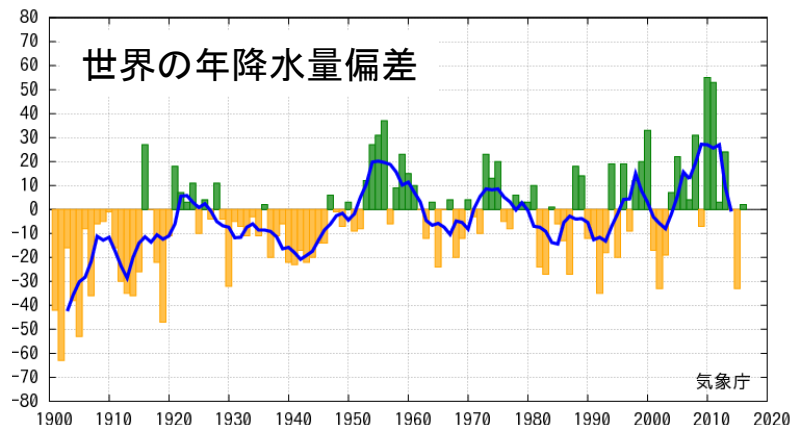
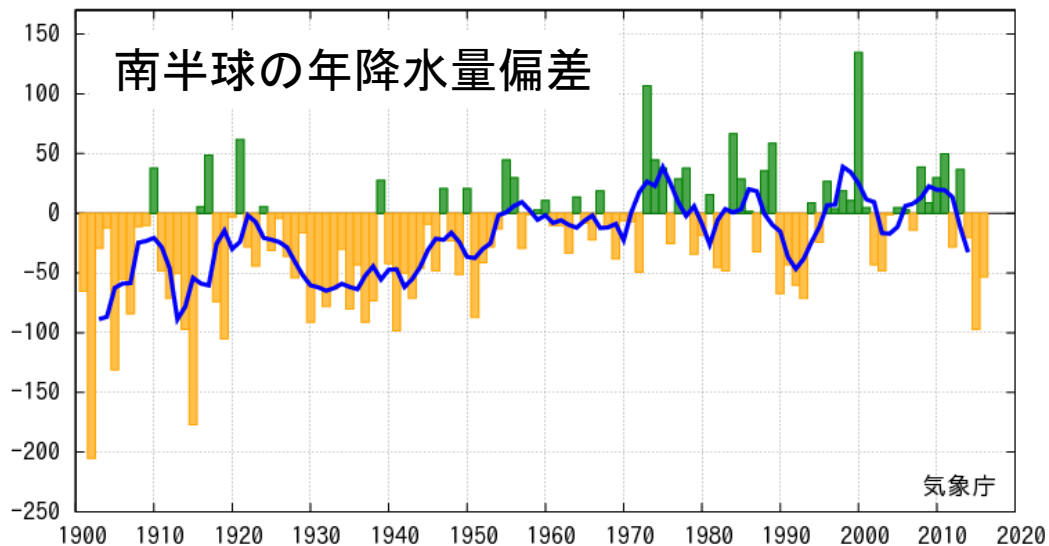
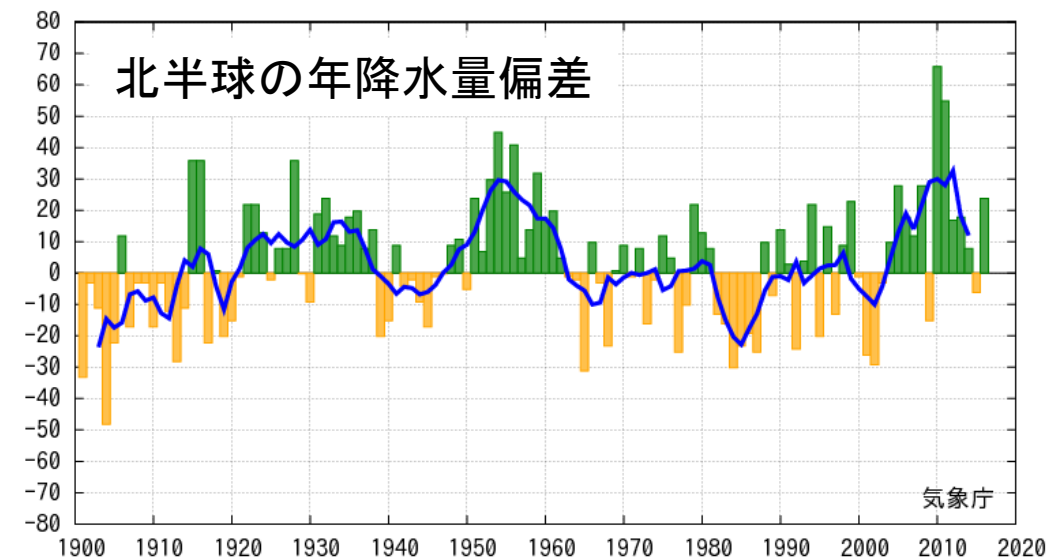


(IPCC WG1 AR5 より引用)

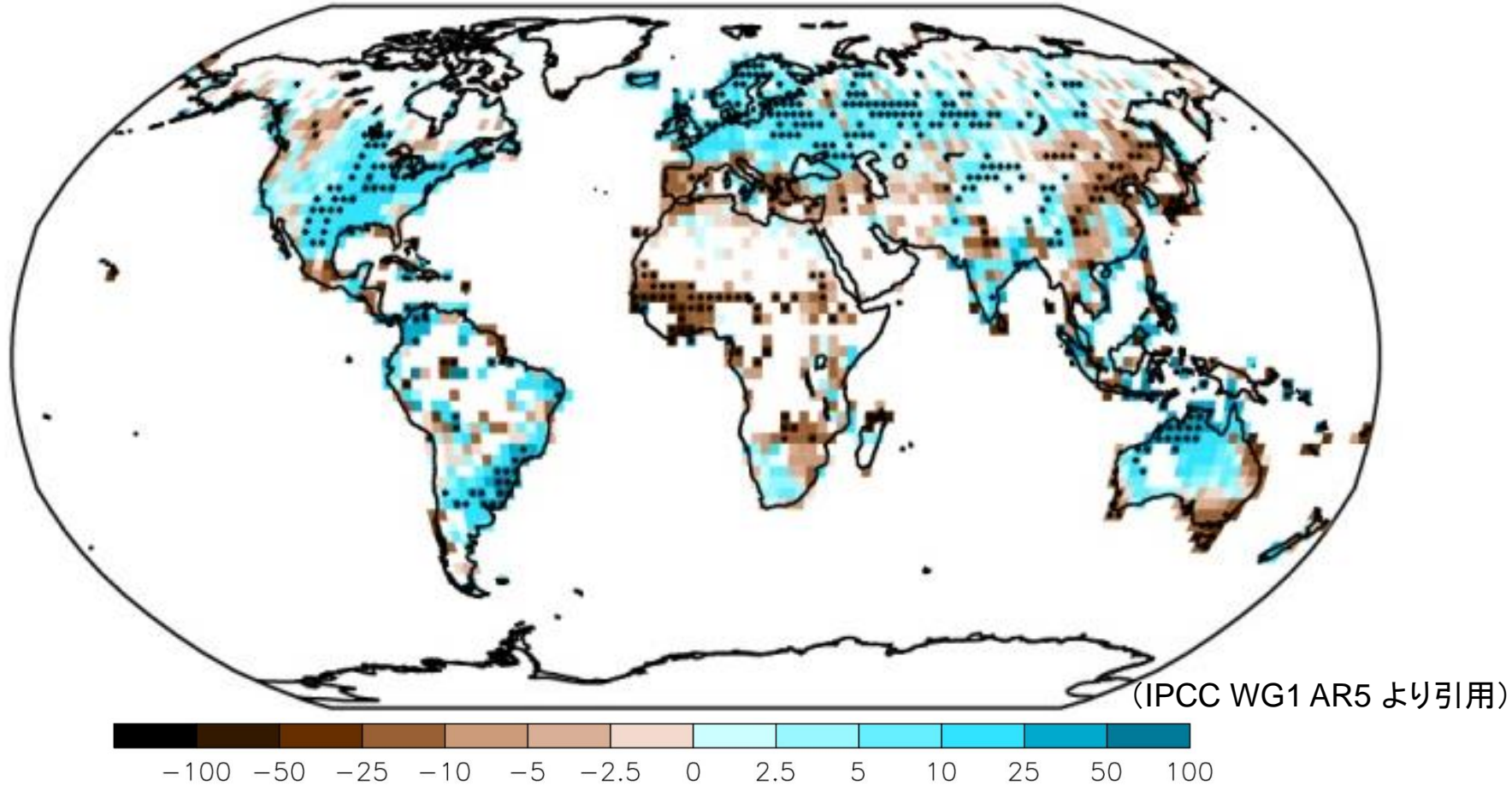
➤ 全球年平均値には目立った変化傾向は見られない

陸域の平均降水量の変化

1981～2010年の平均からのズレ[mm/年]



陸域降水量の変化傾向の地理分布



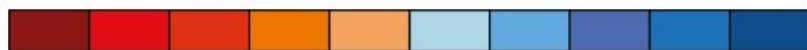
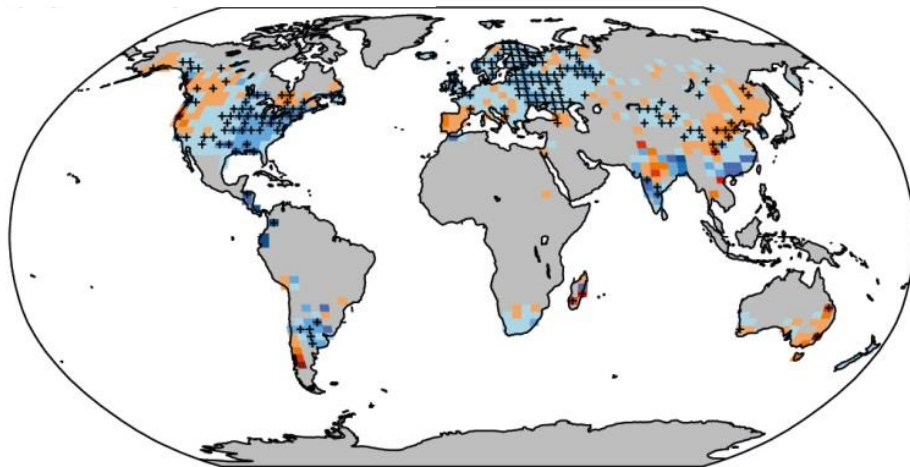
1951～2010年の陸域降水量の変化[mm/日/10年]

- 南米・北米大陸東部、北欧～東欧などで**増加**
- 地中海沿岸、サヘル地域、中国東北部で**減少**

極端な降水の変化

(IPCC WG1 AR5 より引用)

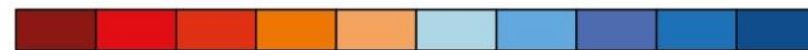
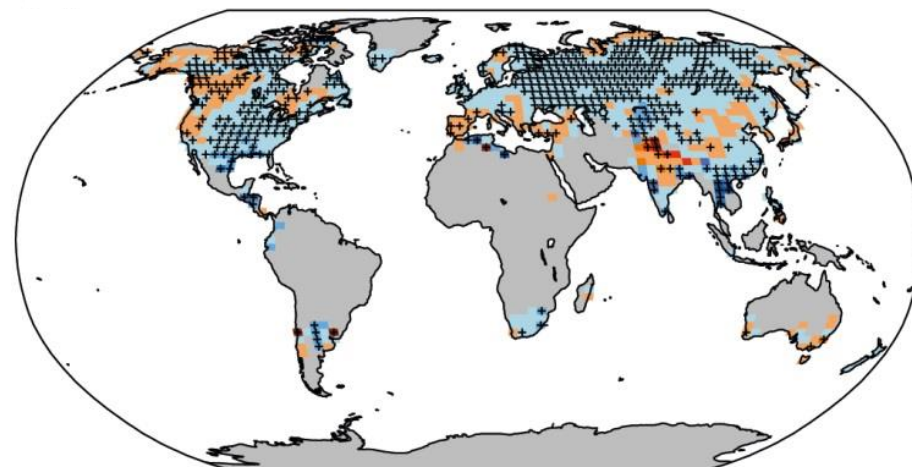
大雨の割合の変化



-20 -15 -10 -5 0 5 10 15 20

1951～2010年における大雨の割合
の変化[%/10年]の地理分布

降水強度の変化



-20 -15 -10 -5 0 5 10 15 20

1951～2010年における降水強度の
変化[%/10年]の地理分布

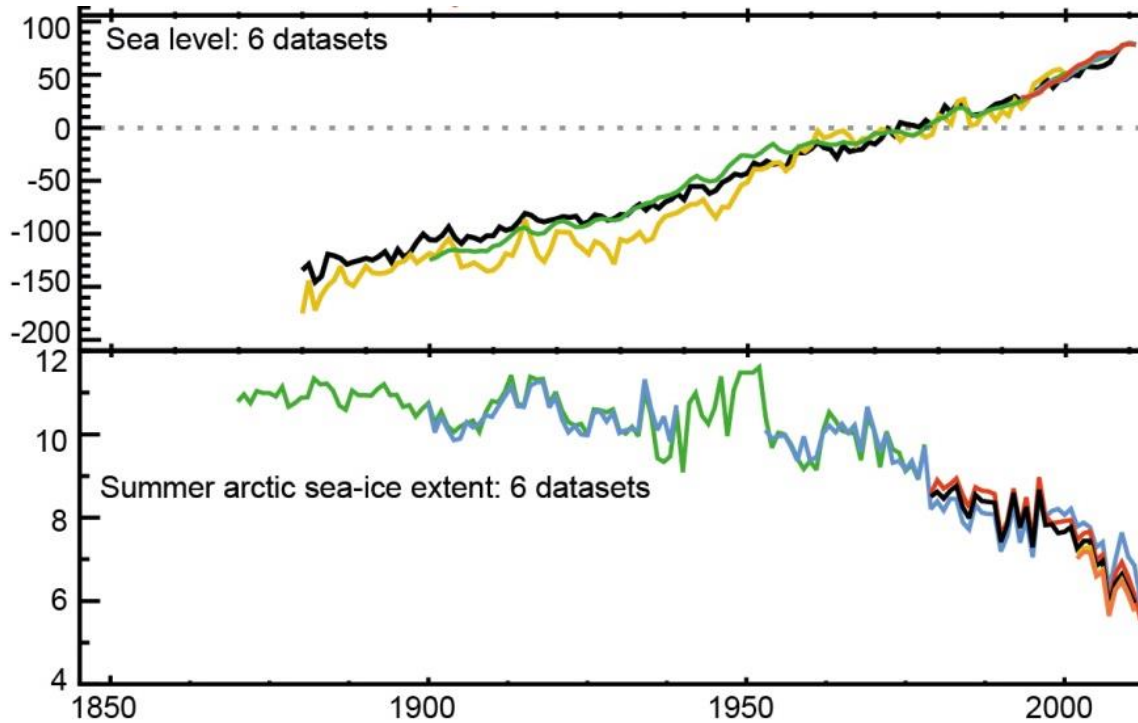
- 欧米では**大雨の割合が増加**
- 北半球の高緯度域では**降水強度が増加**

降水強度：日降水量が1mm以上の日数で割った年平均降水量

他にも長期的な変化傾向が見られる

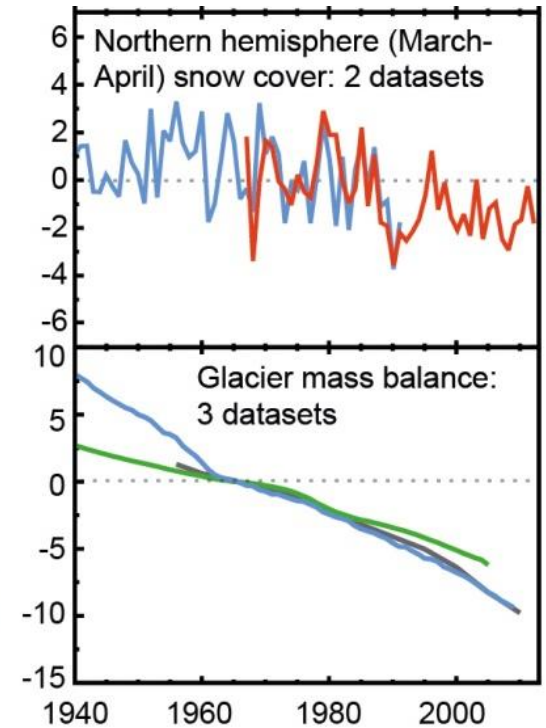
(IPCC WG1 AR5 より引用)

海面水位 (1961~1990年の平均からのずれ[mm])



夏の北極の海氷面積 [10^6 km^2]

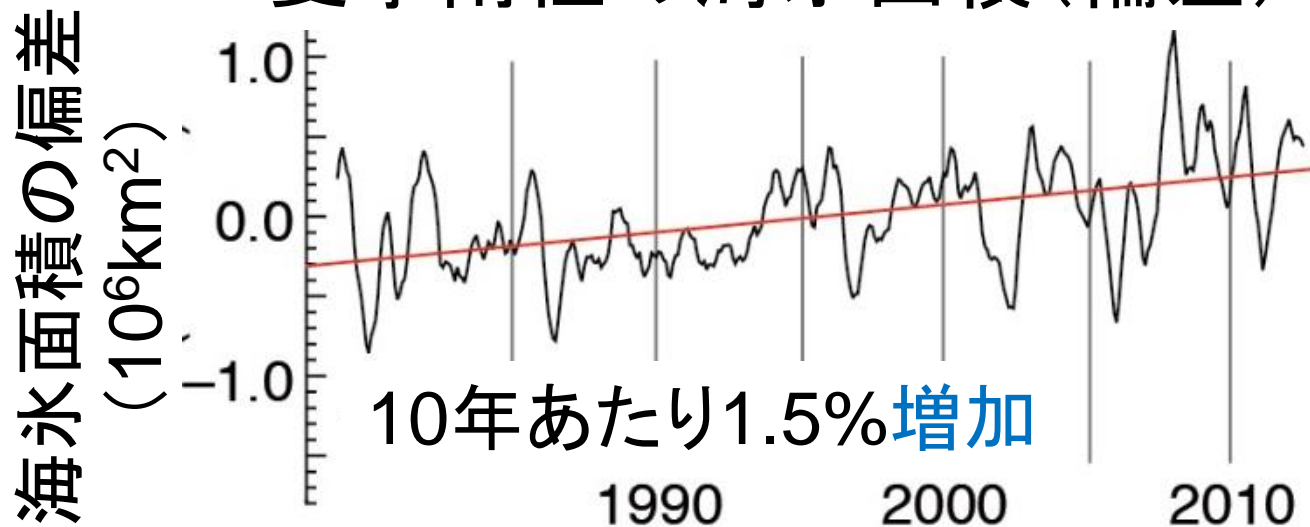
北半球の春の積雪面積
(1967~1990年の平均
からのずれ [10^6 km^2])



氷河の質量収支
(1961~1970年の平均
からのずれ [10^{15} GT])

温暖化と整合しない変化も

夏季南極の海水面積(偏差)



(IPCC WG1 AR5 より引用)

南極周りの海水面積は**増加**傾向！

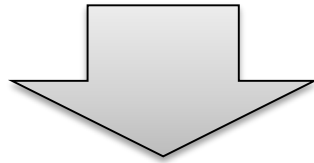
南極上空が温暖化、水蒸気量も増加

→降雪量/積雪深が増加？

→南極周りの海水面積が増加？

目立った変化がないものも

台風や竜巻、降雹(ひょう)、
ダストストーム(砂塵嵐)など

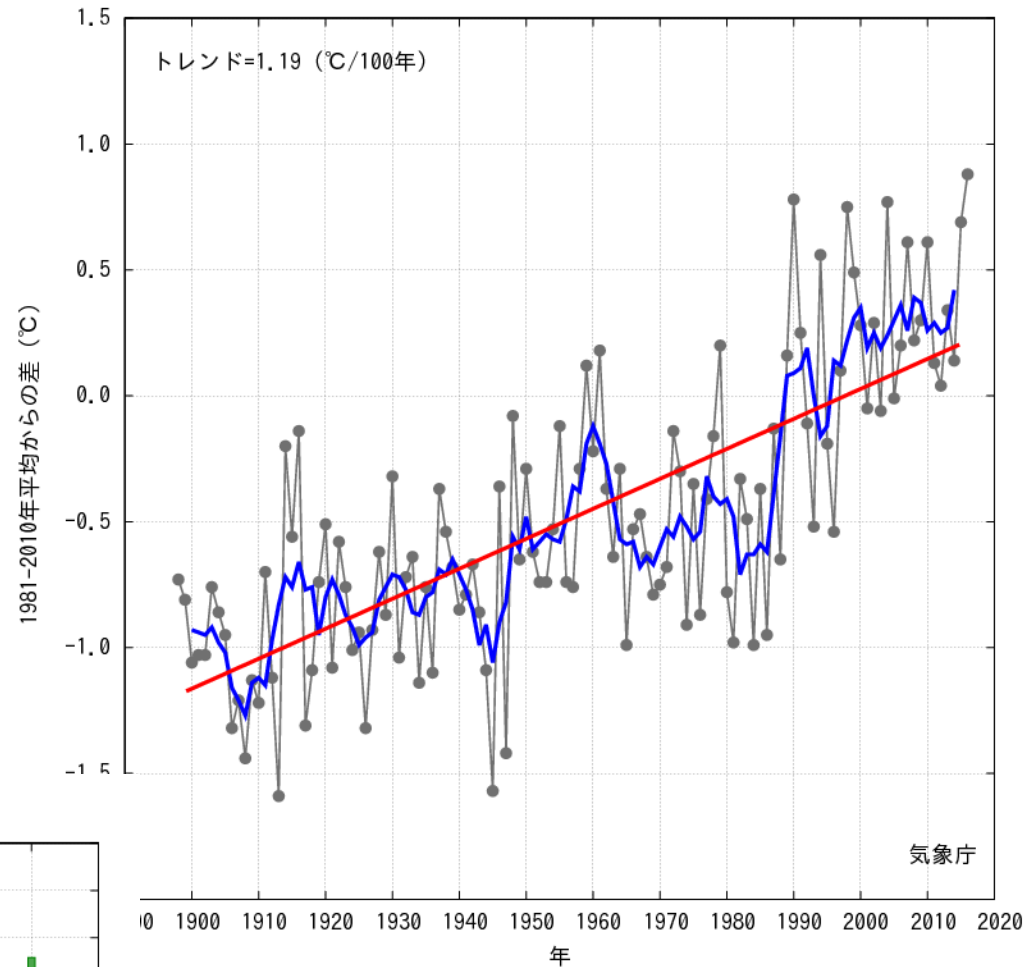


空間スケールが比較的小さく、
観測データも限られるため、
有意な長期変化が求められない

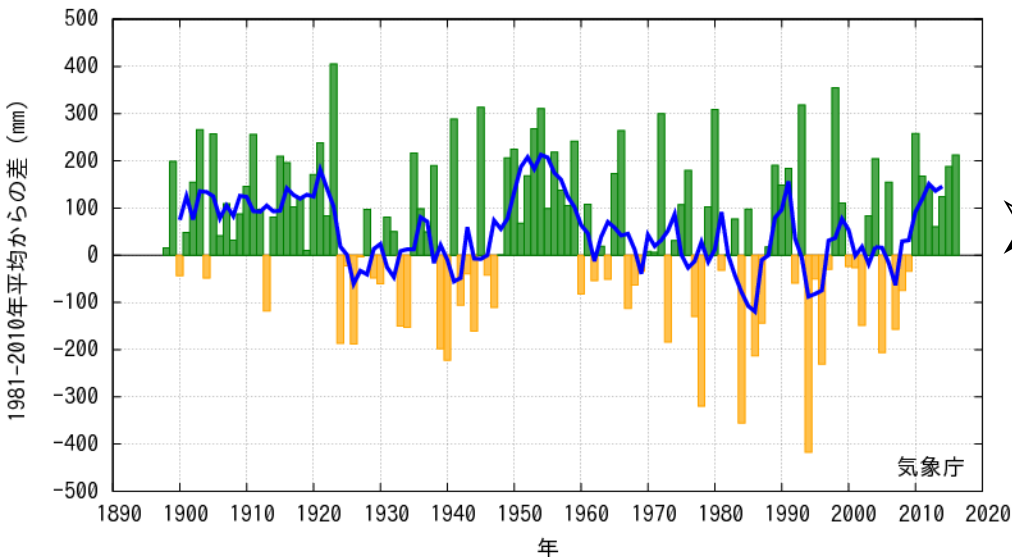
日本の気温と降水量

- 日本の年平均気温は100年あたり約 1.19°C の割合で上昇
- 長期的な気温上昇率は春季(3~5月)、秋季(9~11月)の順に高い

日本の年平均気温偏差



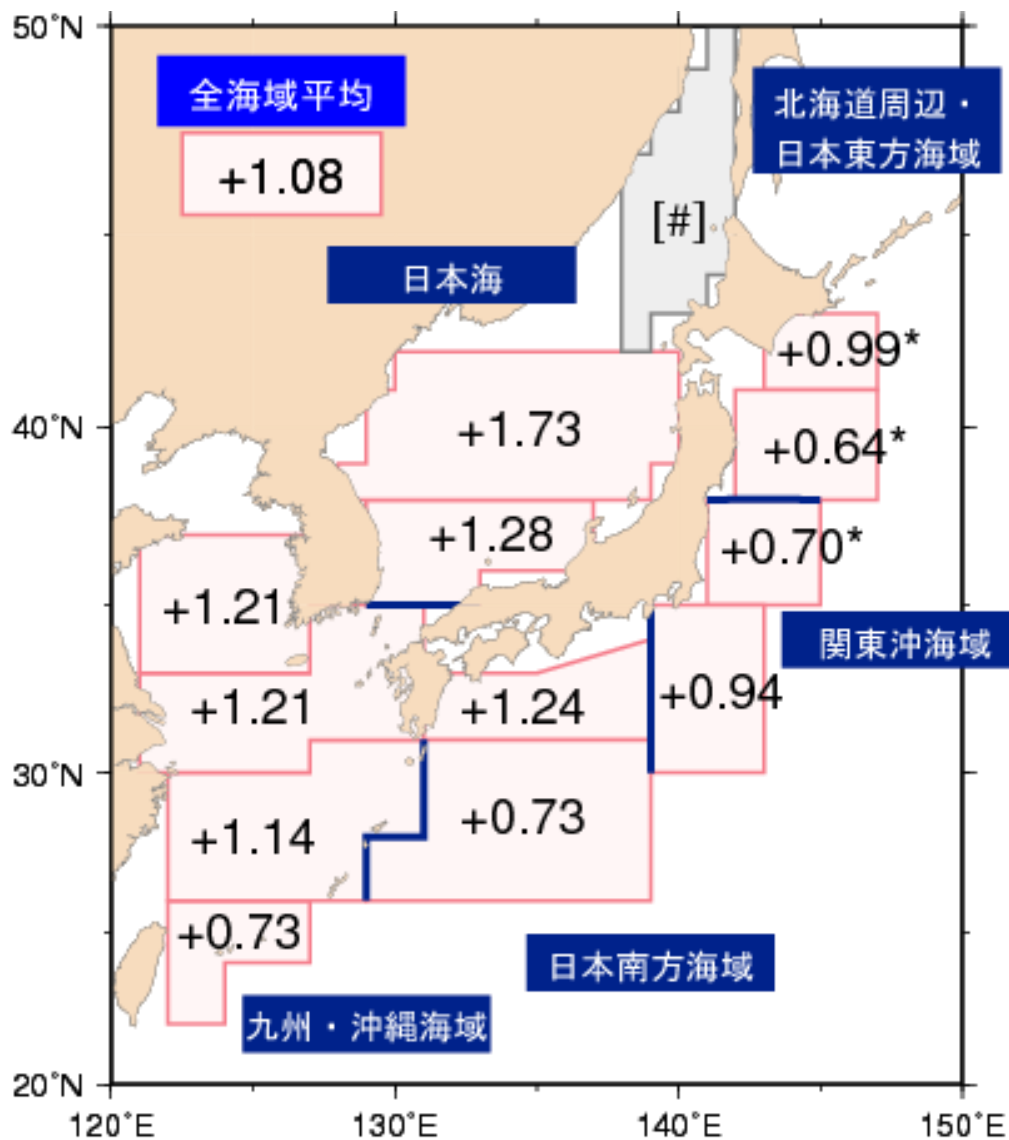
日本の年降水量偏差



- 日本の年平均降水量には目立った長期変化傾向は見られない

(いずれも気象庁HPより引用)

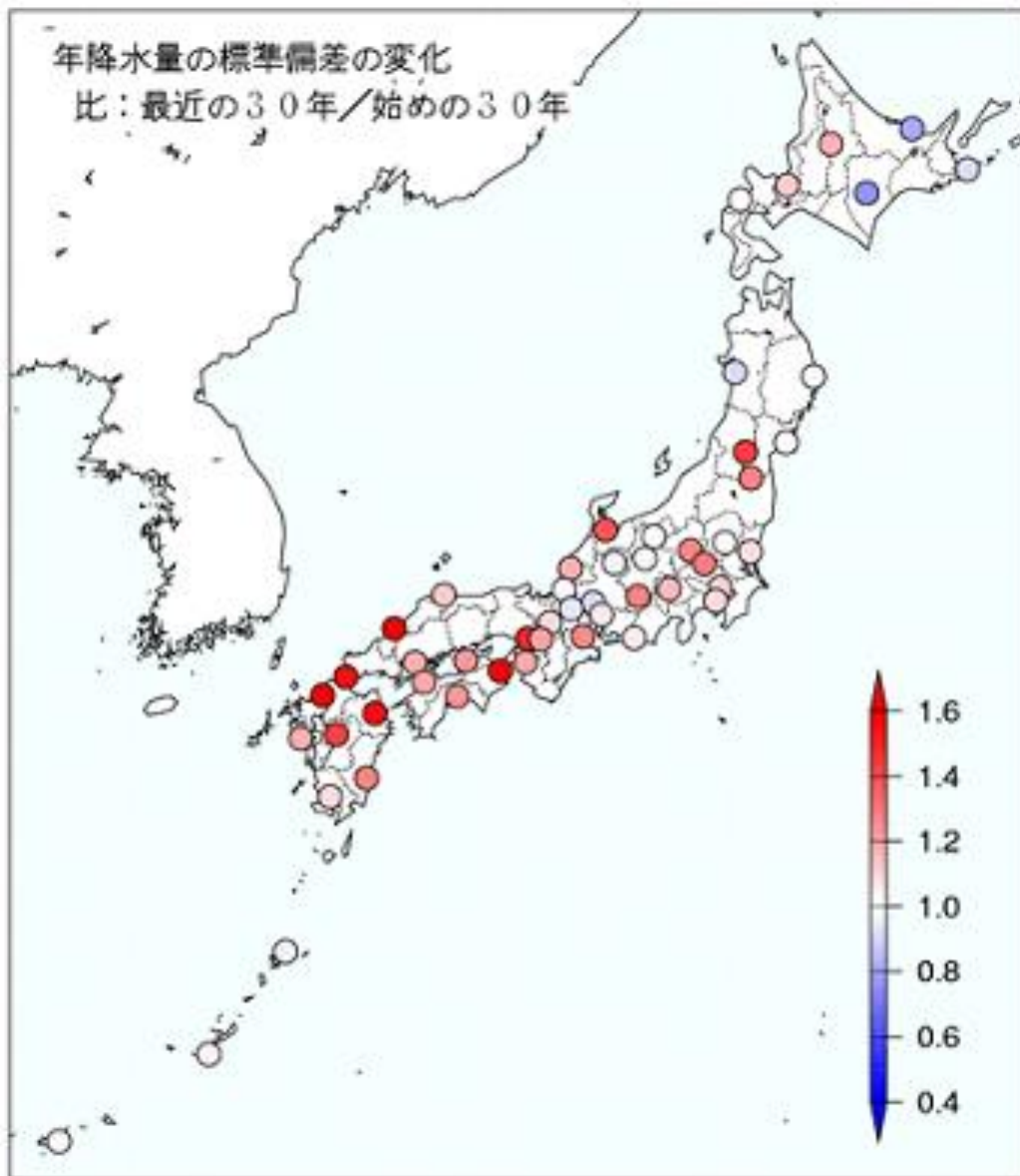
日本近海の海面水温(年平均)



- 日本近海の海面水温の上昇率は**100年あたり約1.08°C**の割合で上昇
- **世界全体**で平均した海面水温の上昇率(100年あたり約0.51°C)より**大きい**

(気象庁HPより引用)

日本の年平均降水量の変動幅



- 1901～1930年の標準偏差と1977～2006年の標準偏差の比率（地点別に算出）
- 西日本を中心にほとんどの地点で標準偏差が増大傾向
- 多雨年と少雨年の差が大きくなっている

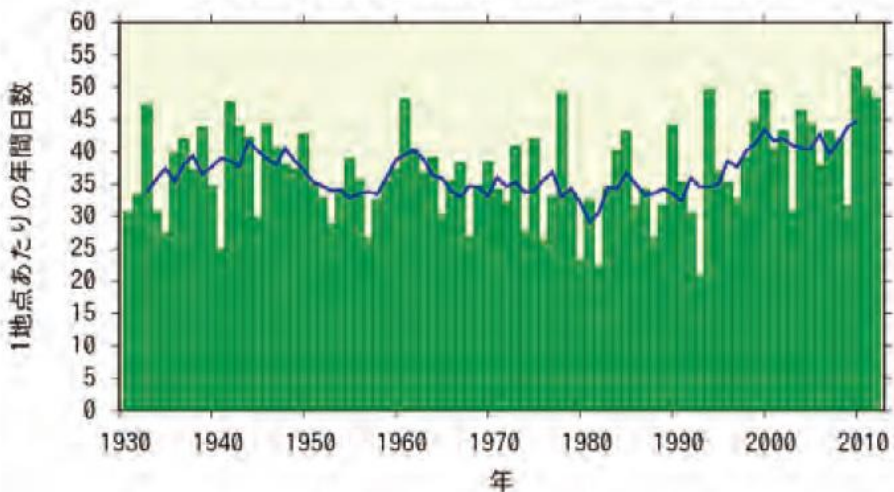
（気象庁HPより引用）

真夏日/猛暑日の長期変化(日本編)

真夏日(日最高気温30℃以上の日) } の長期変化
猛暑日(日最高気温35℃以上の日) } (全国15地点の平均)

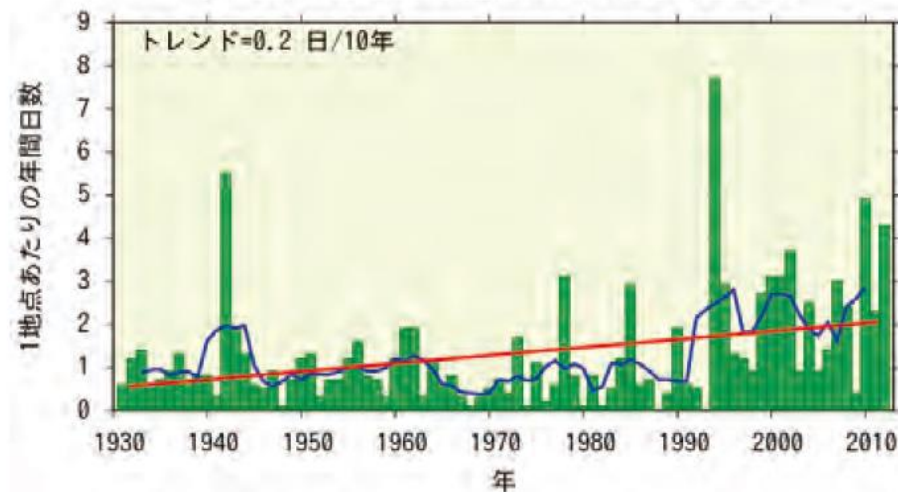
真夏日

[15地点平均] 日最高気温30℃以上の日数(真夏日)



猛暑日

[15地点平均] 日最高気温35℃以上の日数(猛暑日)

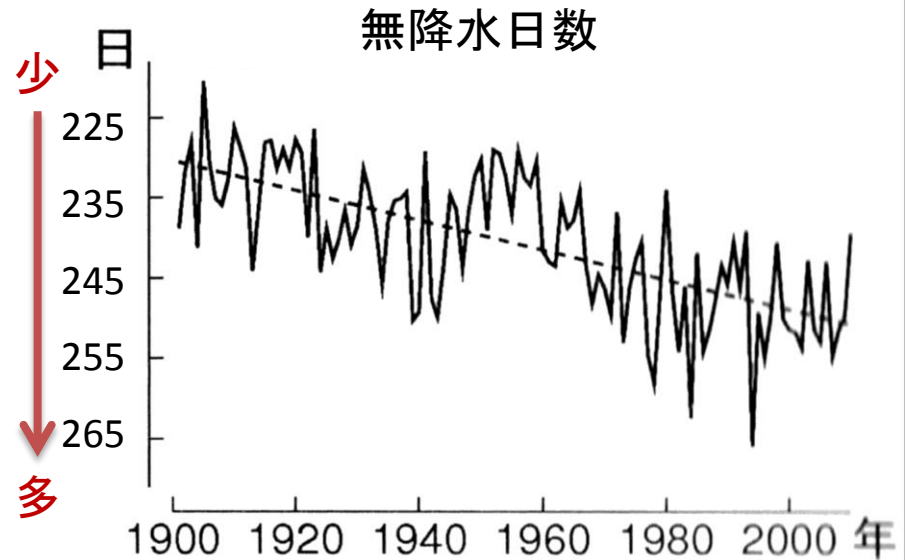
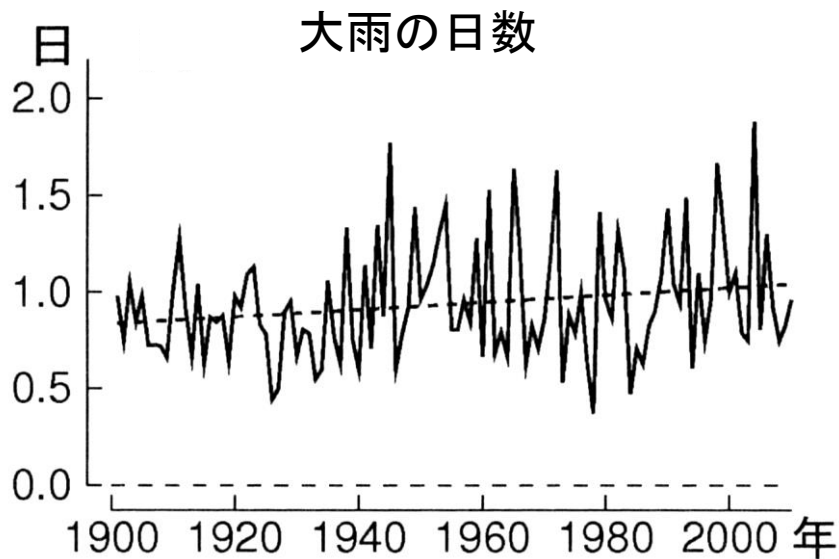


- 真夏日には顕著な変化傾向は見られない
- 猛暑日は10年あたり0.2日の割合で増加傾向

(気候変動監視レポート2012 より引用)

大雨(豪雨)の長期変化(日本編)

大雨の日数(日降水量100mm以上の日) } の長期変化
無降水日数(日降水量1mm未満の日) } (全国51地点の平均)

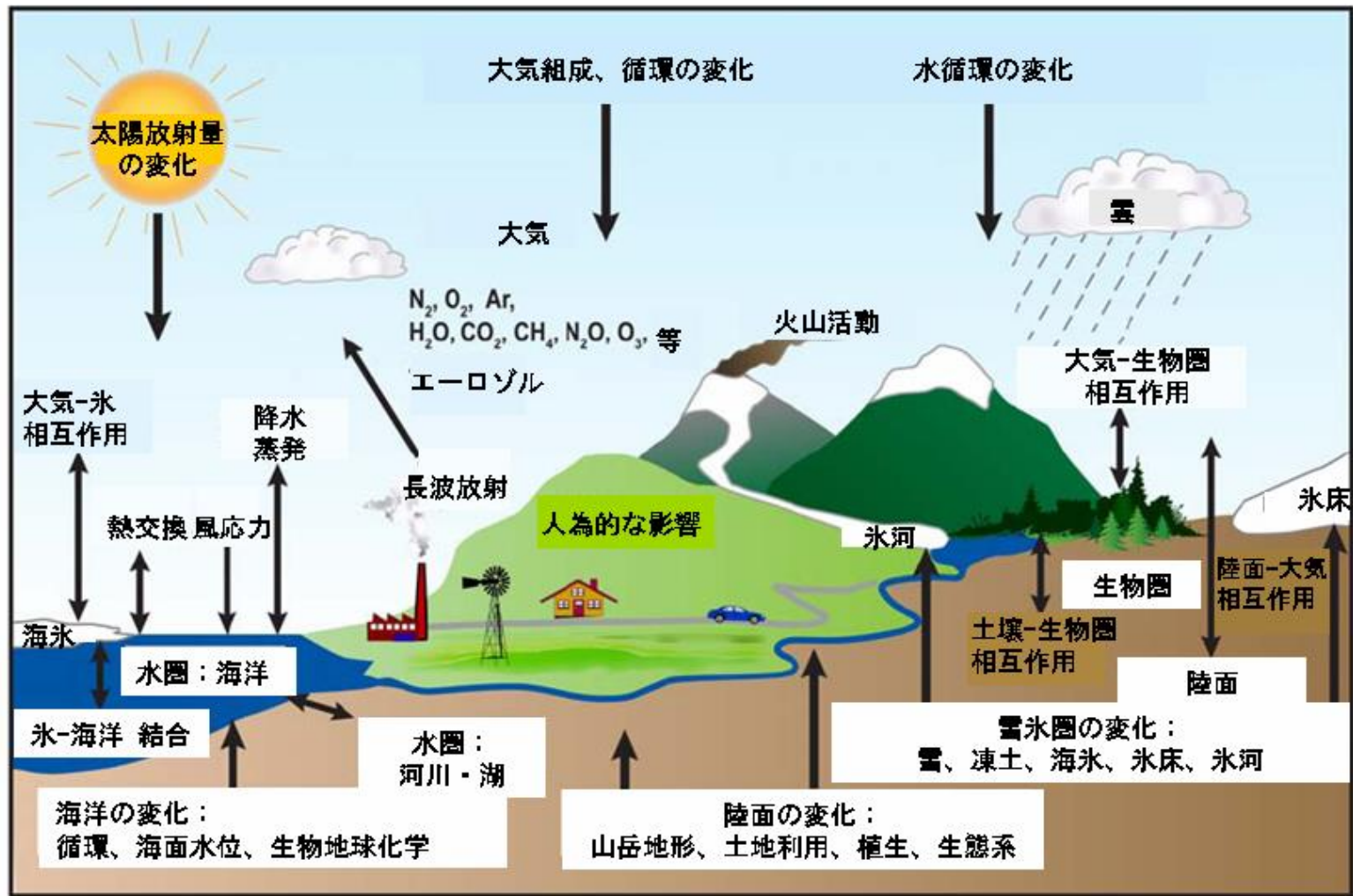


- 日降水量100mm以上の大雨日数は増加
- 日降水量1mm未満の無降水日数も増加

アウトライン

1. 地球の平均的な気候状態 + 観測された長期気候変化
2. 気候を変化させ得る要因 + 放射強制力
3. 気候モデル + 気候変化シグナルの検出と原因特定
4. 将来の気候変化予測

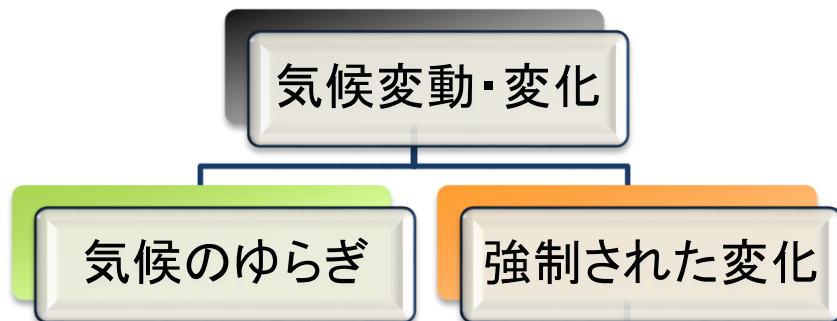
気候システムの概念図



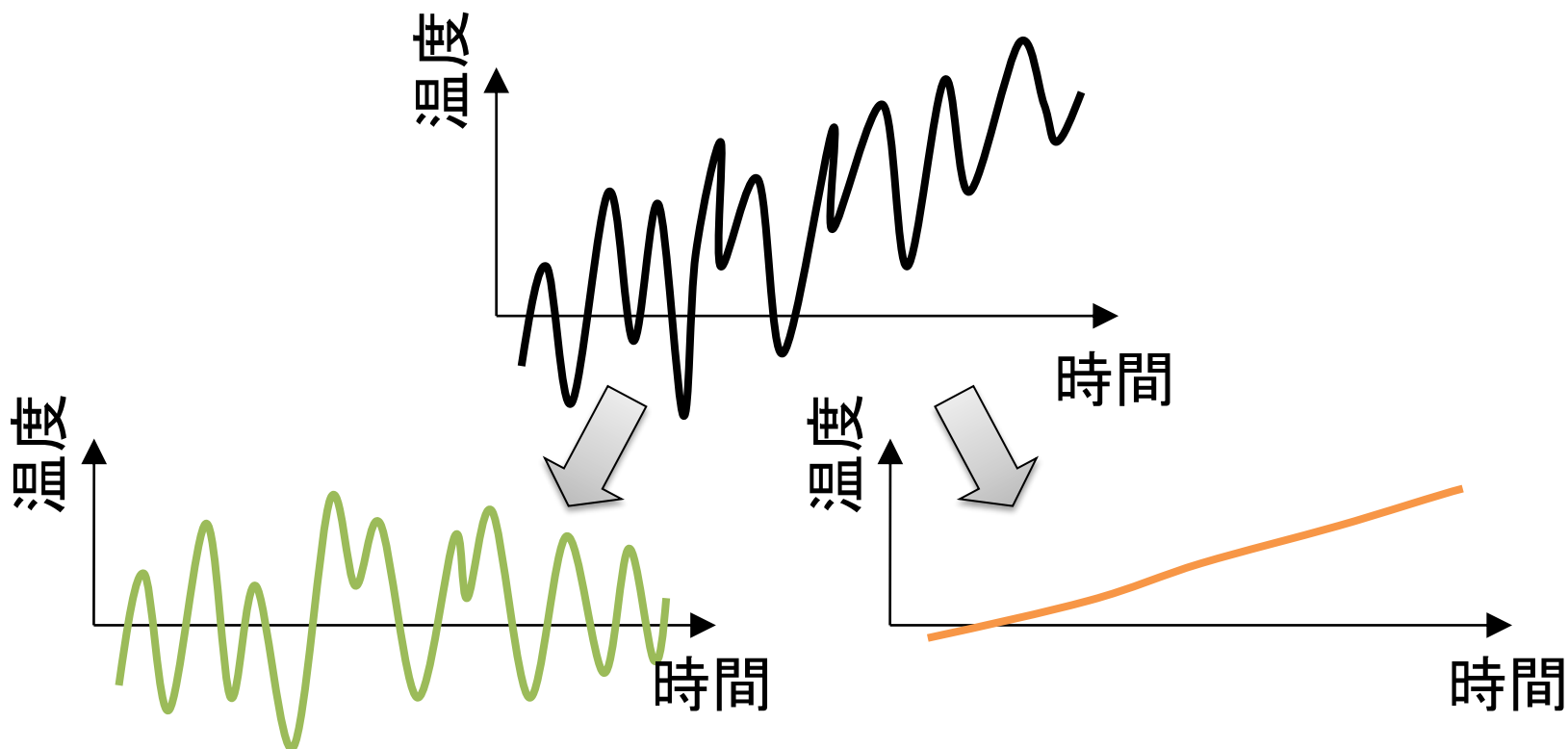
(IPCC WG1 第4次評価報告書概要及びよくある質問と回答(気象庁訳)(2007)より引用)

気候システムはサブシステム(大気、海洋、陸面など)とそれらの間の相互作用から構成されている

気候を変化させる要因



気候変動・変化を気候システム外部から強制された変化と気候の揺らぎ(内部変動)に分けて考えることができる



“気候のゆらぎ”の例

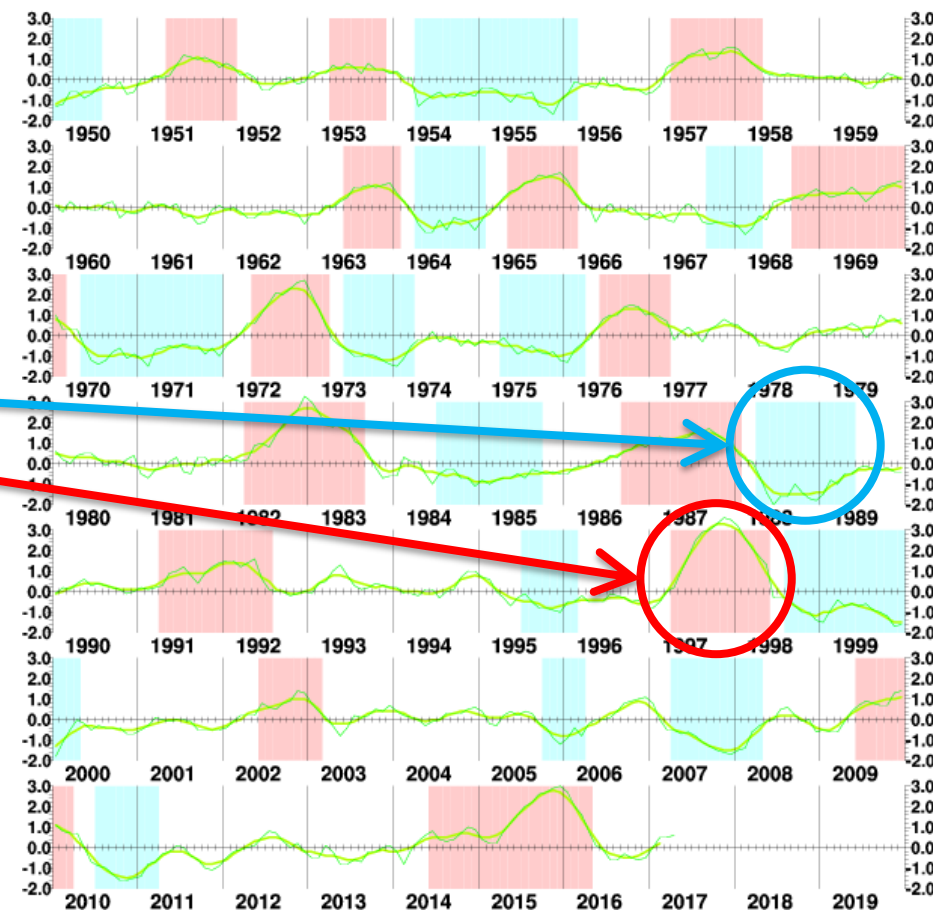
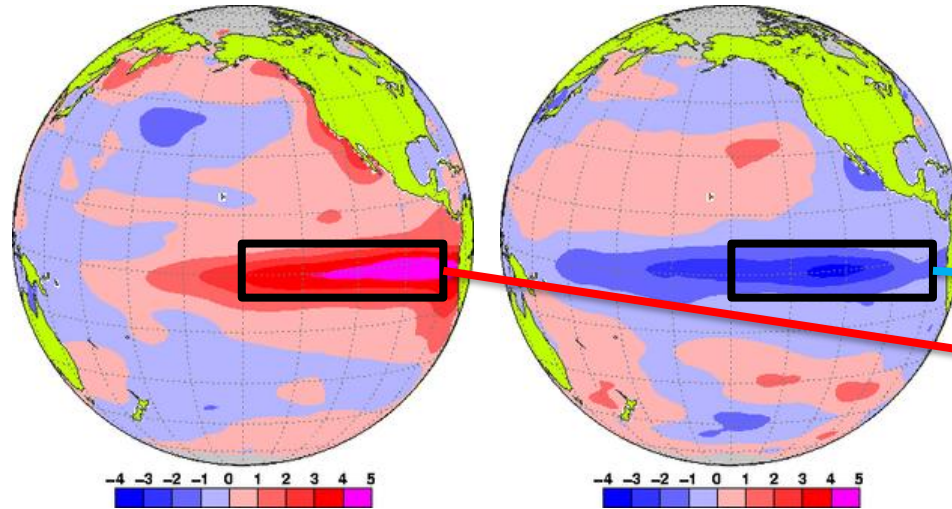
(いずれも気象庁HPより引用)

エルニーニョ/ラニーニャ現象：太平洋赤道域での数年規模変動 (日付変更線～ペルー沖)

エルニーニョ
海面水温が平
年より**高い**状態

ラニーニャ
海面水温が平
年より**低い**状態

↓ エルニーニョ監視海域 (5S-5N, 150W-90W)
における海面水温の基準値との差(°C)

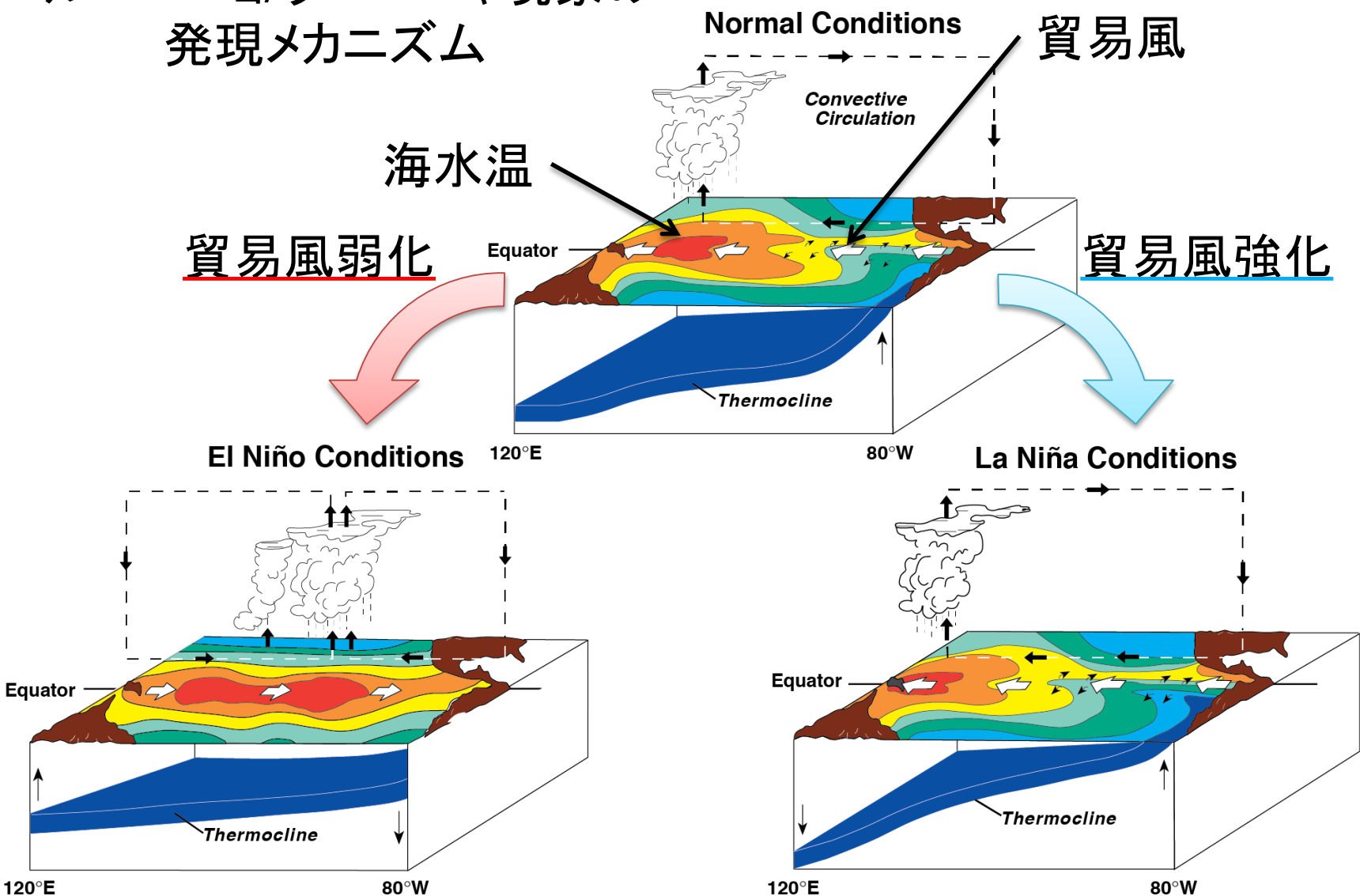


↑ 太平洋における海面水温の平年偏差
(左) 1997/98 **エルニーニョ**現象
(右) 1988/89 **ラニーニャ**現象

“気候のゆらぎ”の例

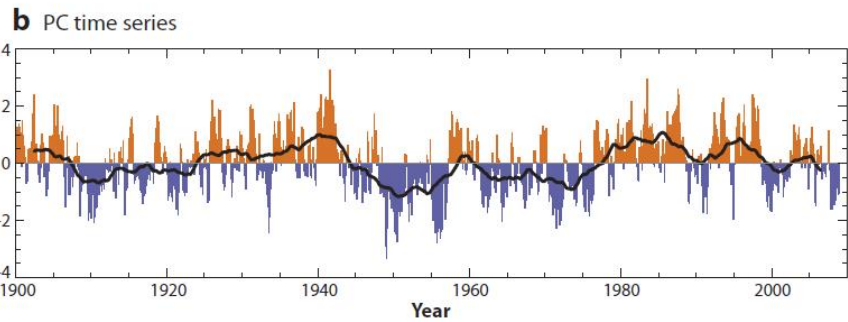
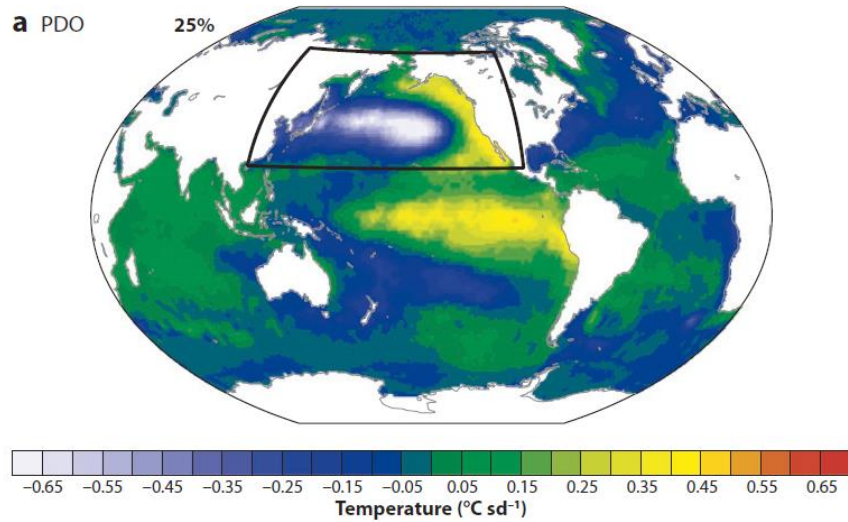
(Global Physical Climatology (2016) より引用, 一部改変)

エルニーニョ/ラニーニャ現象の 発現メカニズム

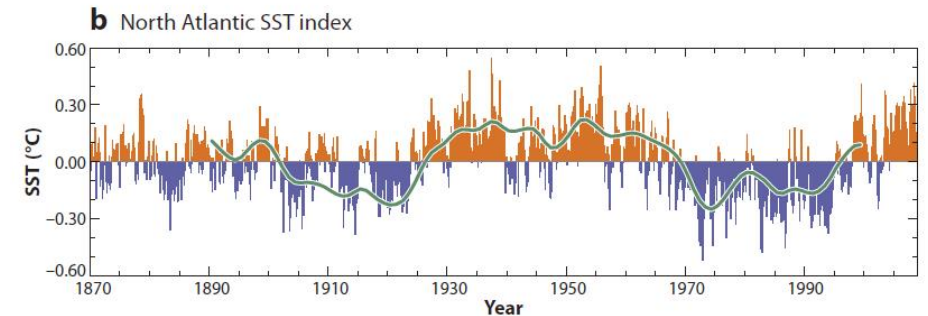
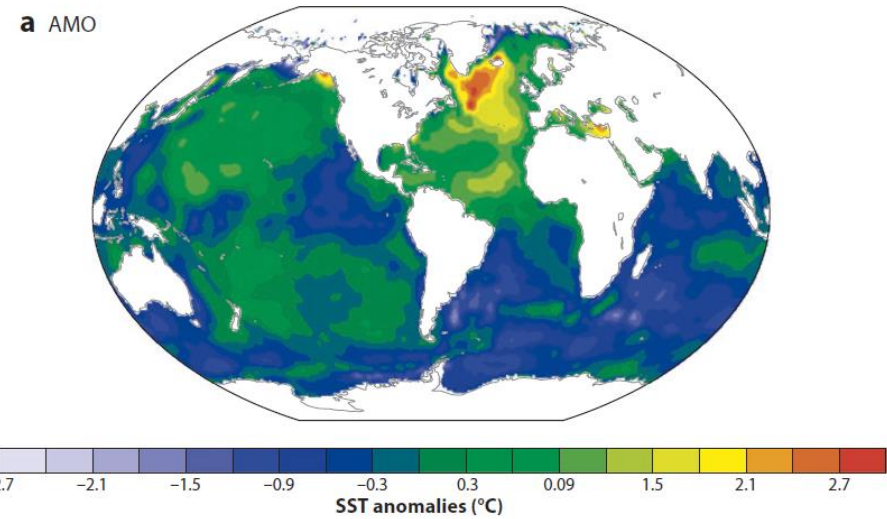


“気候のゆらぎ”の例

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

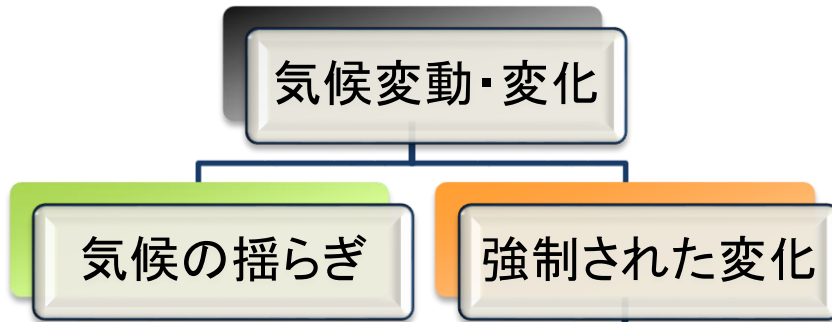


北大西洋数十年規模振動 Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO)

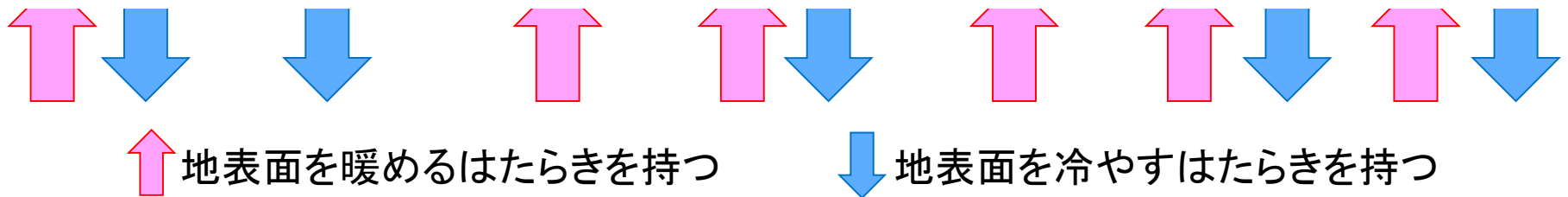


(Deser, et al., Annu. Rev. Mar. Sci. 2010. 2:115-43 より引用)

気候を変化させる要因



地上気温を暖めるはたらきを持つものもあれば、地上気温を冷やすはたらきを持つものもある



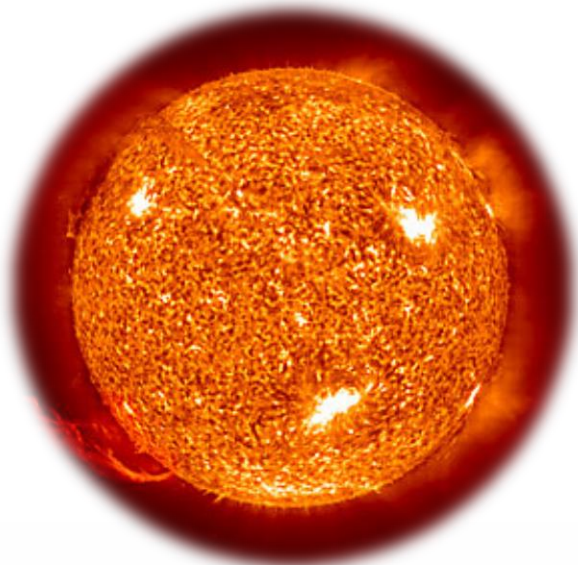
気候を変化させる要因



地上気温を暖めるはたらきを持つものもあれば
地上気温を冷やすはたらきを持つものもある

ミランコビッチサイクル

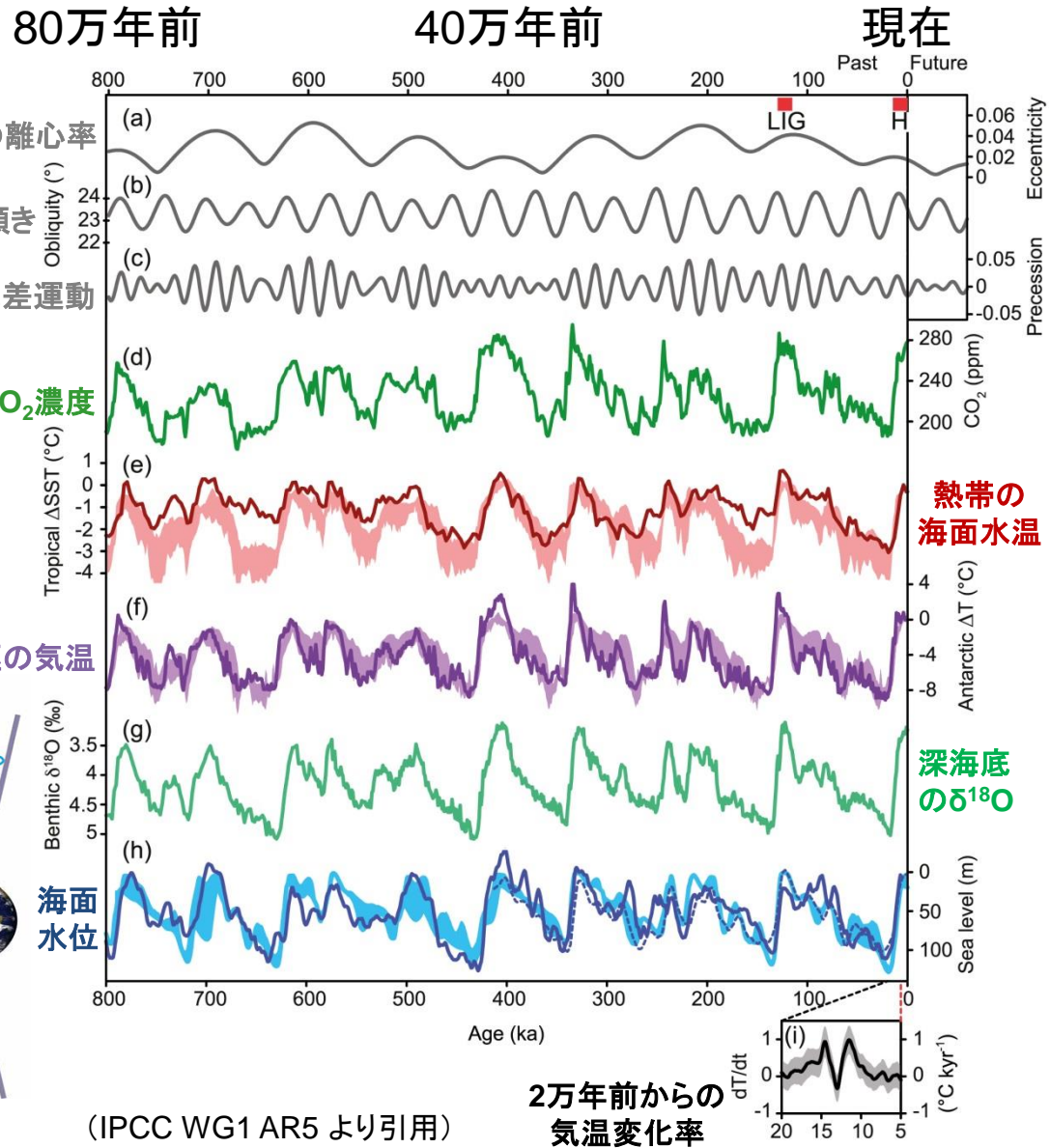
地球の軌道要素の変動
 → 太陽放射量が変動
 → 気候変動



(NASAのHPより引用)



(IPCC WG1 第4次評価報告書概要及びよくある質問と回答(気象庁訳)(2007)より引用)

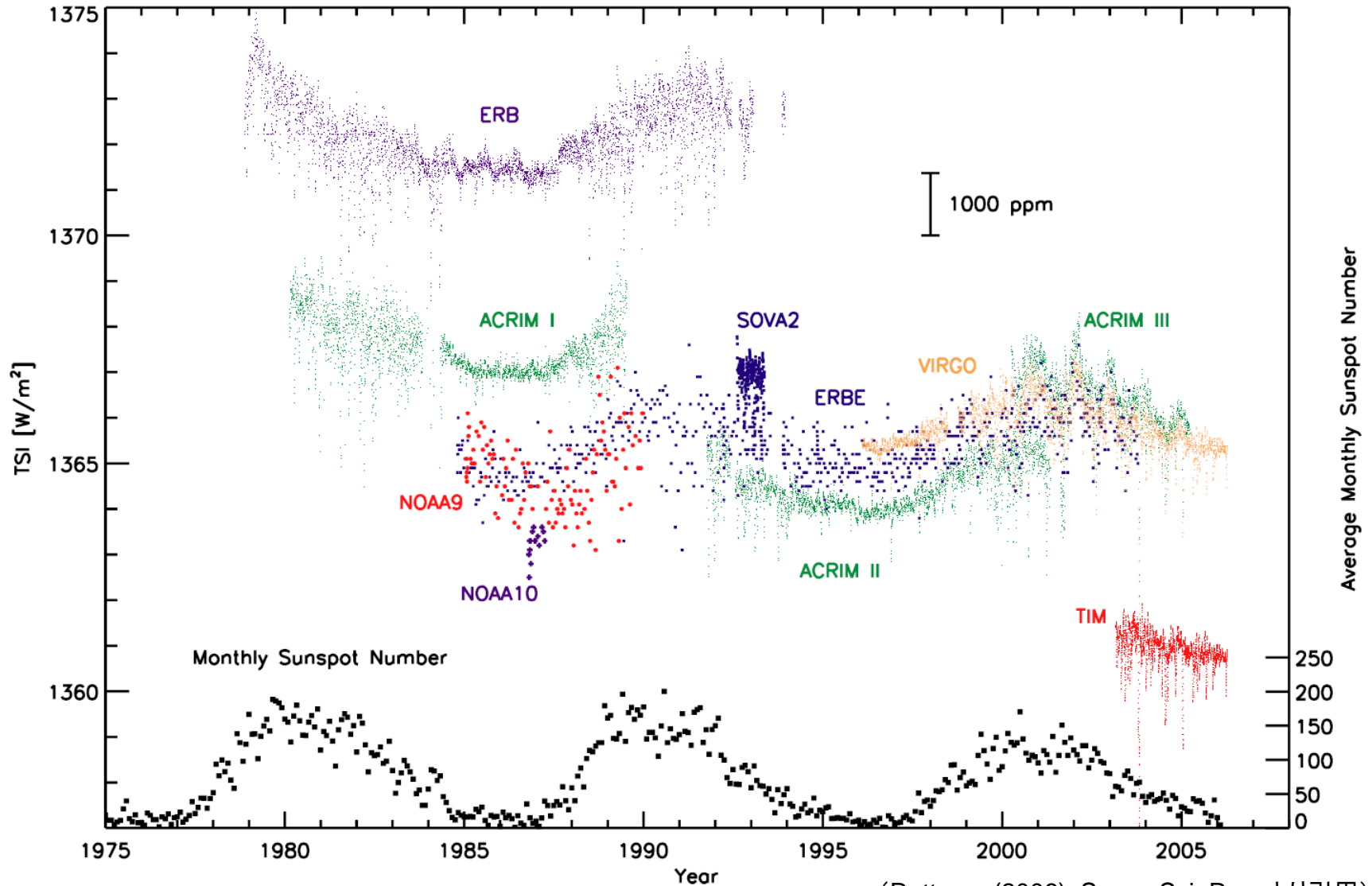


(IPCC WG1 AR5 より引用)

2万年前からの
気温変化率

太陽活動の変化

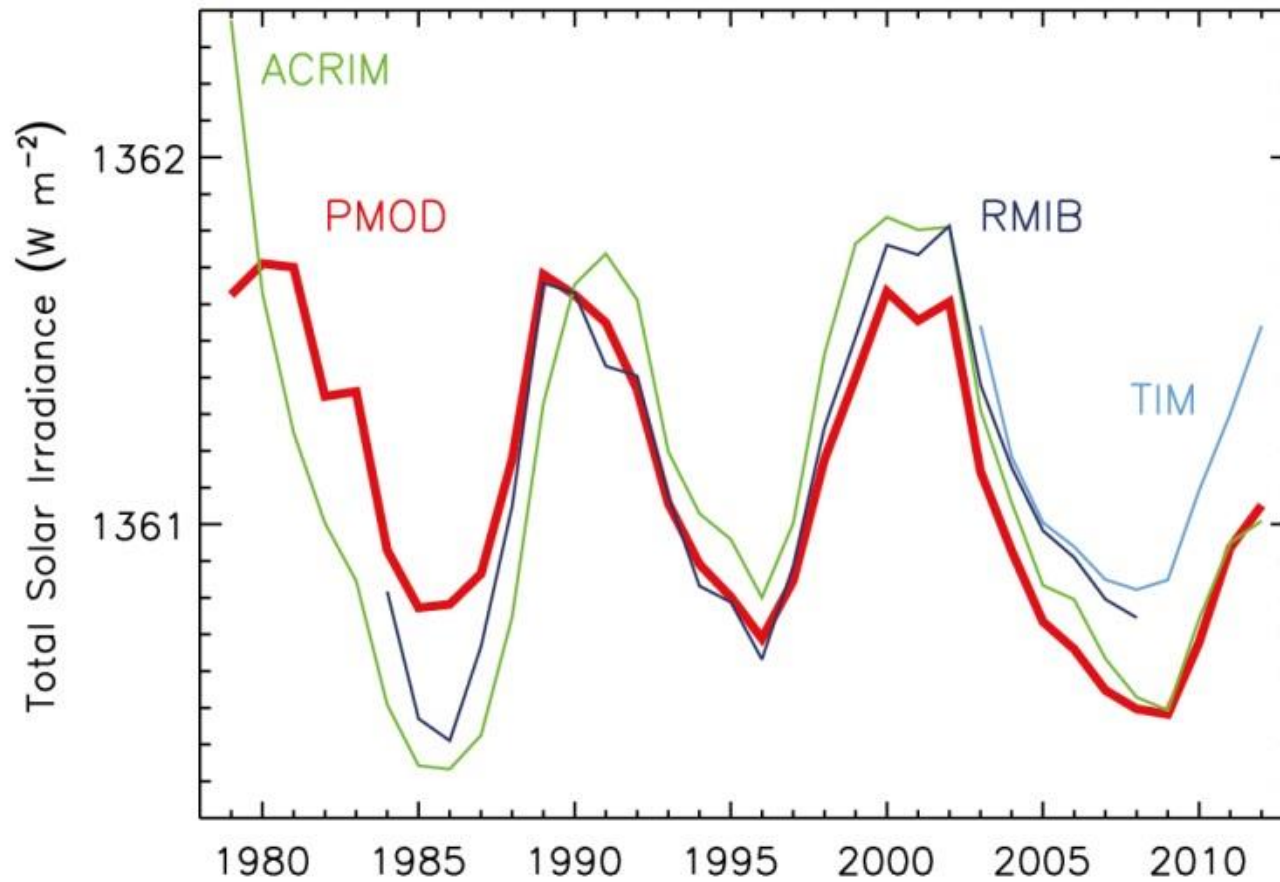
人工衛星により観測された全太陽放射量



(Rottman (2006), Space Sci. Rev. より引用)

太陽活動の変化

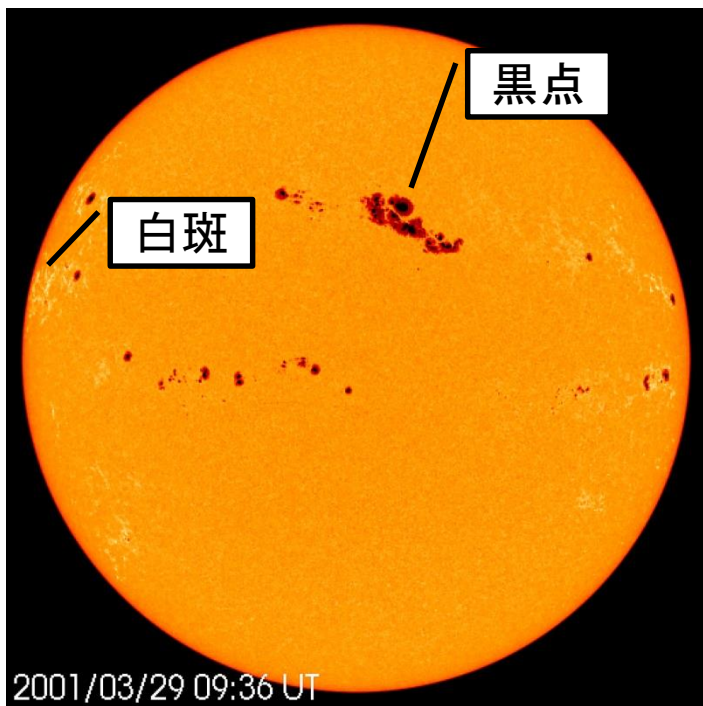
人工衛星観測をもとに合成した年平均全太陽放射量



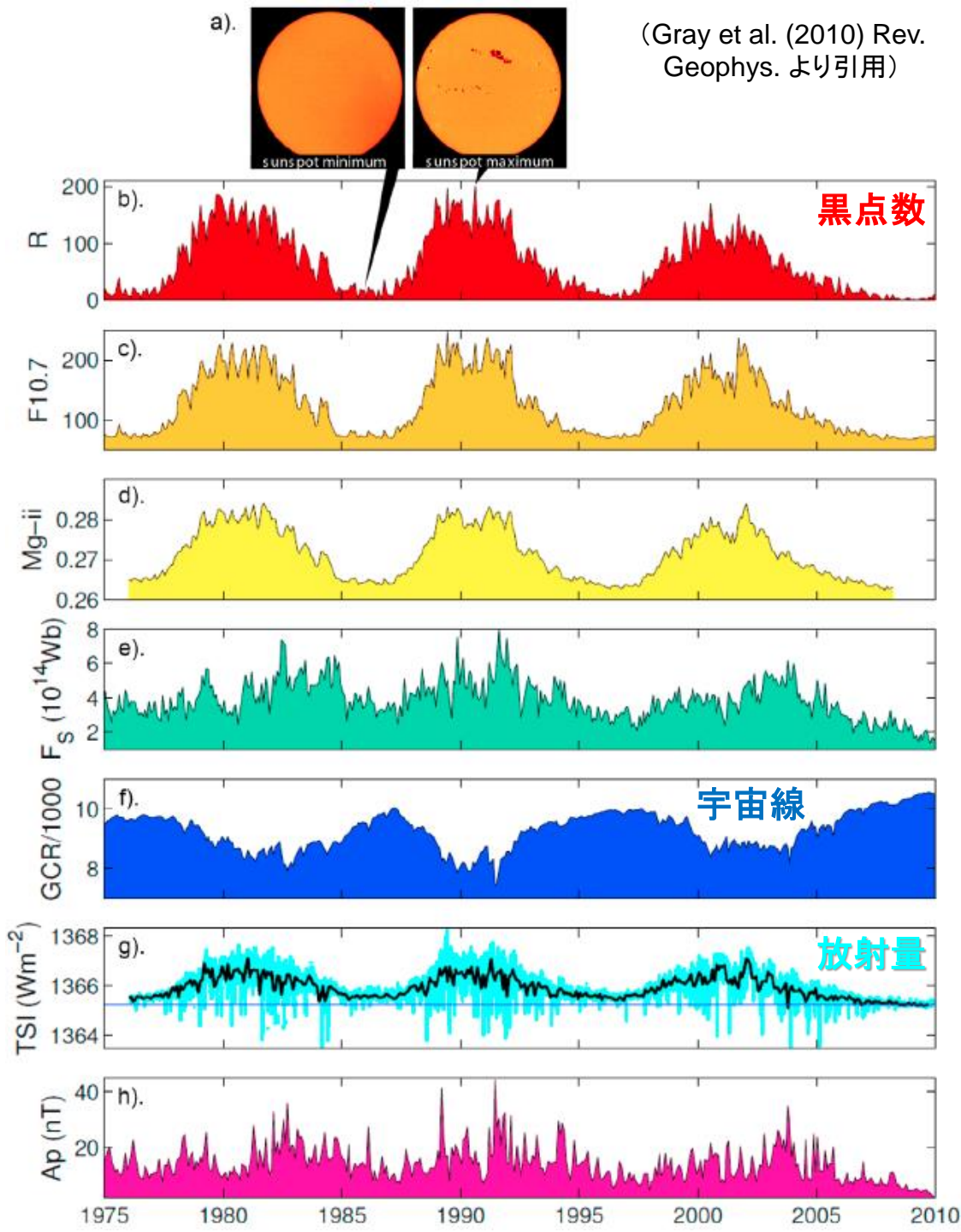
(IPCC WG1 AR5 より引用)

太陽活動の変化

(Gray et al. (2010) Rev. Geophys. より引用)



- 太陽活動が活発化
- ① 黒点 & 白斑が増加
→ 太陽放射量増加
- ② 太陽磁場の影響大
→ 宇宙線減少
→ 下層雲減少??



太陽活動の変化に伴う気候影響

➤ 直接的な影響

- ✓ 短波放射量の増減に伴い気温も変化
- ✓ 紫外線量の増減に伴い上部成層圏の気温が変化

➤ 間接的な影響

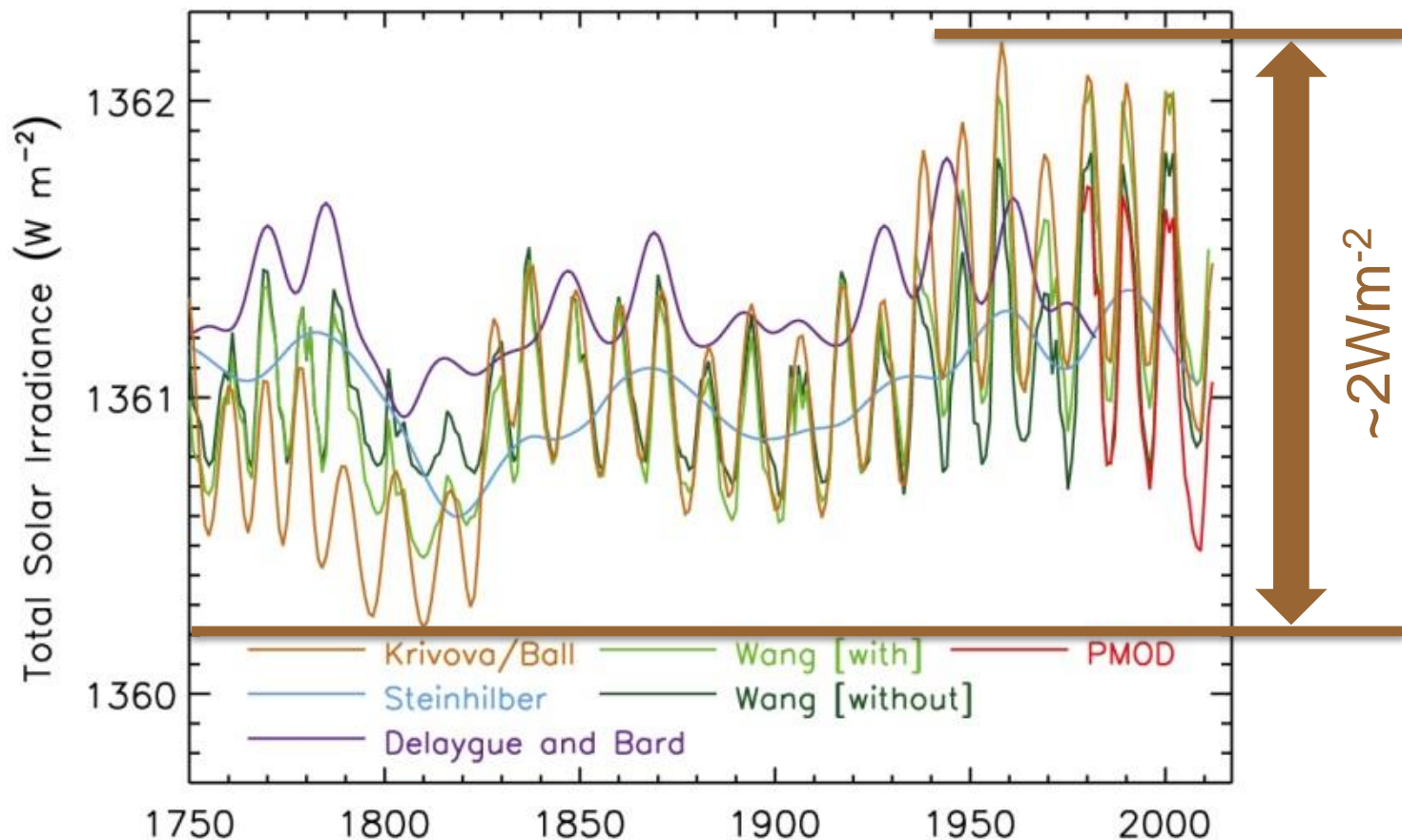
- ✓ 太陽磁場の変動に伴い地球の気温が変化

太陽磁場の弱化 → 地球に到達する宇宙線量が増加
→ 大気中に生成されるイオンが増加
→ イオンを核として下層の雲量が増加
→ 地球の気温低下

- ✓ 高エネルギー粒子の変動に伴い、
極域上部成層圏の化学反応を介して気温が変化

太陽活動の変化

代替指標などにより再構築した太陽放射の長期変動



➤ $2\text{Wm}^{-2} / 1361\text{Wm}^{-2} = 0.15\%$ の変化

(IPCC WG1 AR5 より引用)

太陽活動にともなう気温変化は？

短波放射量の増減に伴う直接影響の見積もり

$$4\sigma T_e^4 = S(1 - A)$$

$S = 1361 \text{ W/m}^2$: 太陽定数

$A = 0.3$: アルベド

$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2$

: ステファン・ボルツマン定数

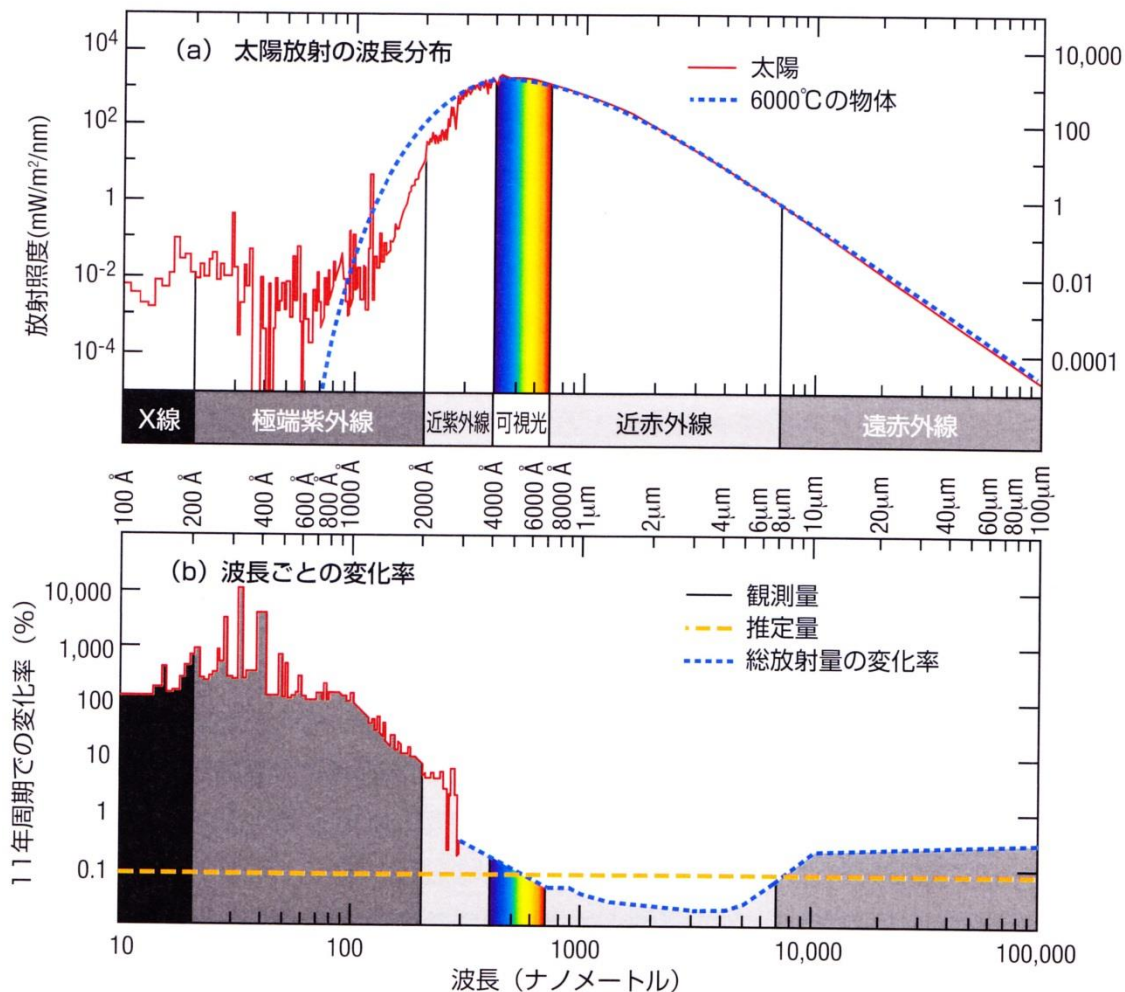
$$\Delta T_e / T_e = (1/4)(\Delta S / S)$$

太陽定数が 2 W/m^2 変化すると、
放射平衡温度は 0.1 K 変化する

➤ 全球平均気温への影響は軽微

太陽活動にともなう紫外線量の変化

太陽放射の波長分布(スペクトル)とその変化率

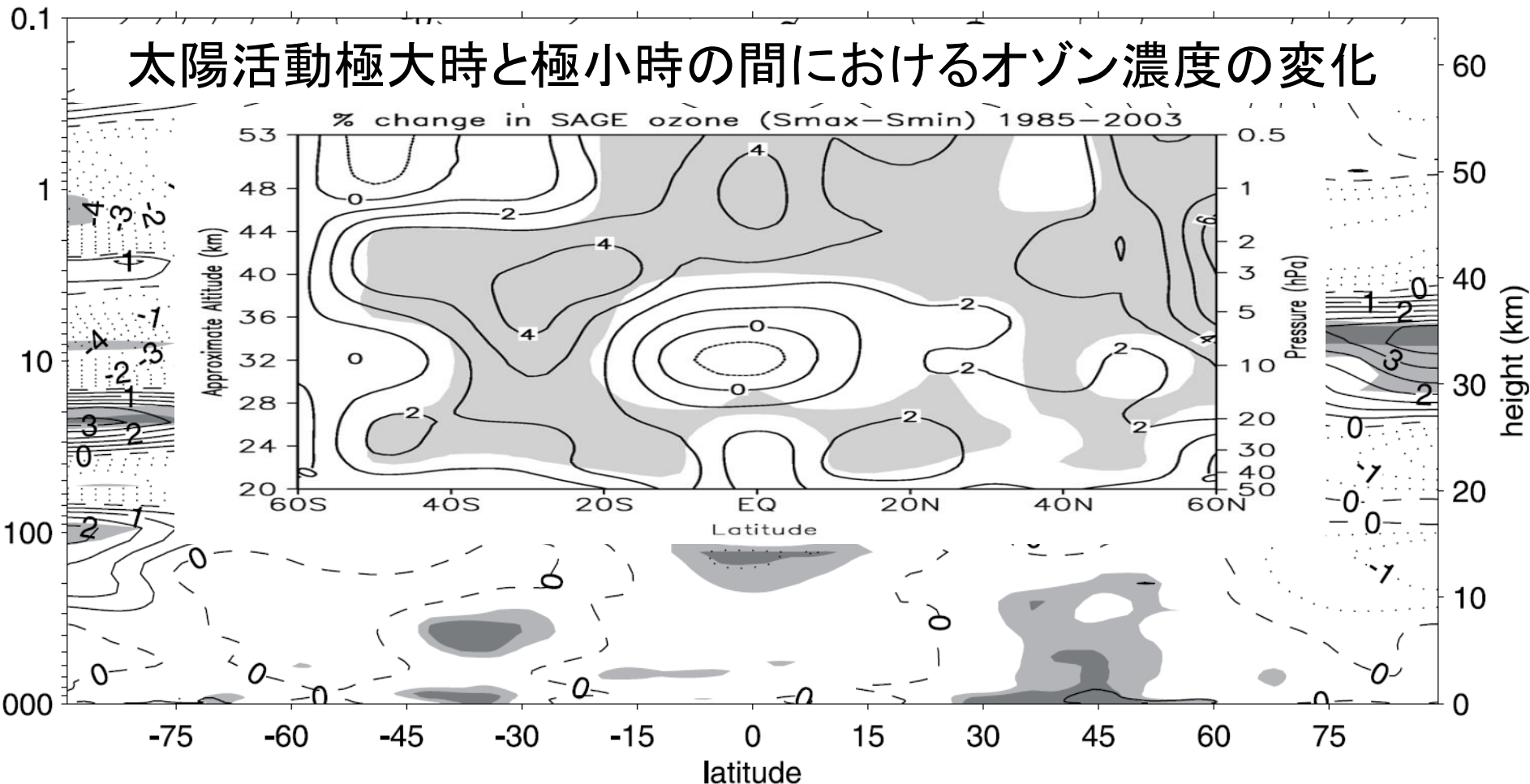


(「太陽活動と地球」より引用)

紫外線量の変化にともなう大気の変化

太陽活動極大時と極小時の間における気温の変化

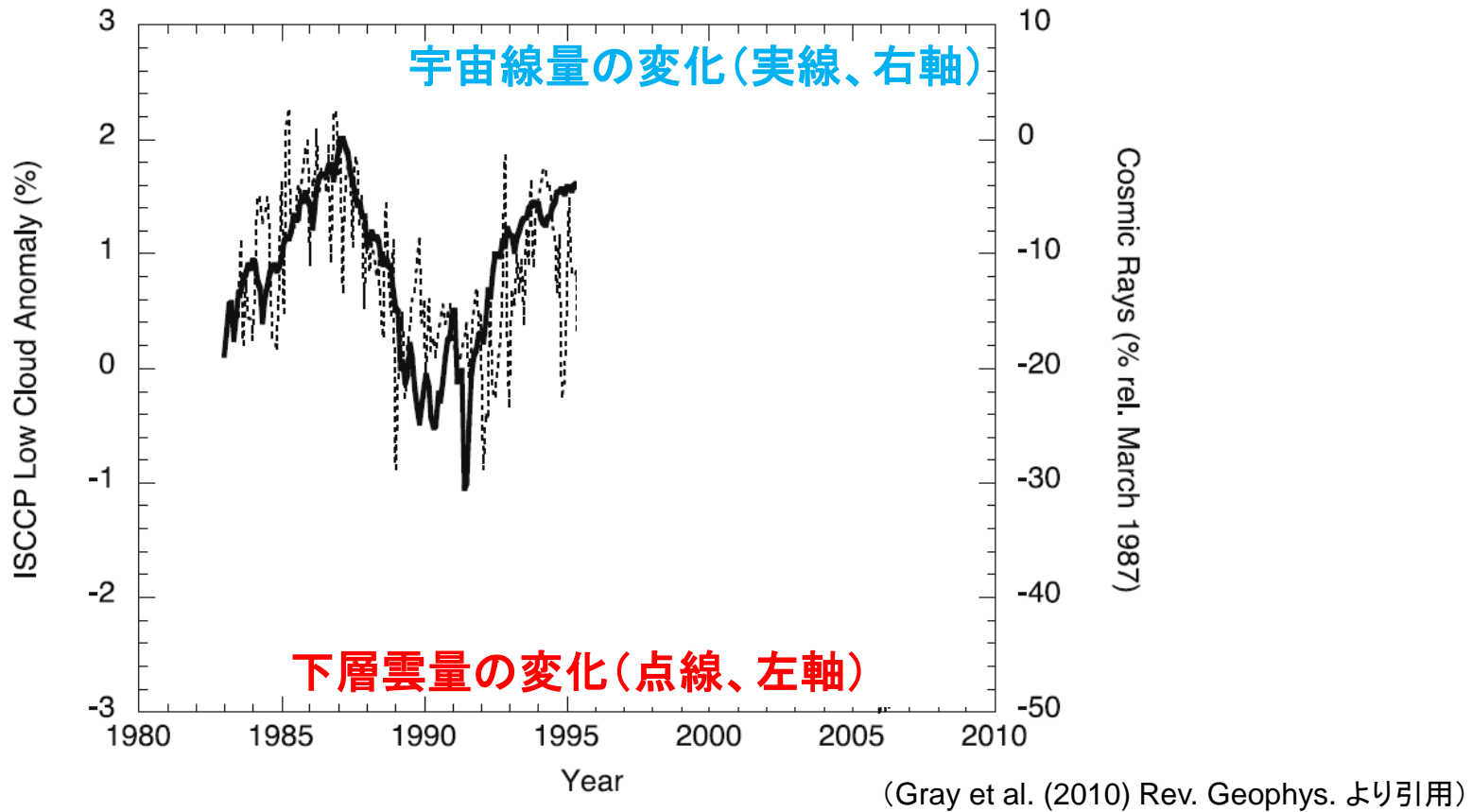
太陽活動極大時と極小時の間におけるオゾン濃度の変化



➤ 成層圏の気温には影響アリ

(Gray et al. (2010) より引用)

宇宙線と下層雲量の相関関係



- 少なくとも2000年以降は正の相関関係が破れている
- 宇宙線の変化を介した間接的な影響は根拠が薄弱

太陽活動の変化に伴う気候影響

地上気温への影響は軽微

➤ 直接的な影響

- ✓ 短波放射量の増減に伴う気温変化は小さい
- ✓ 紫外線量の増減に伴い上部成層圏の気温は変化

➤ 間接的な影響

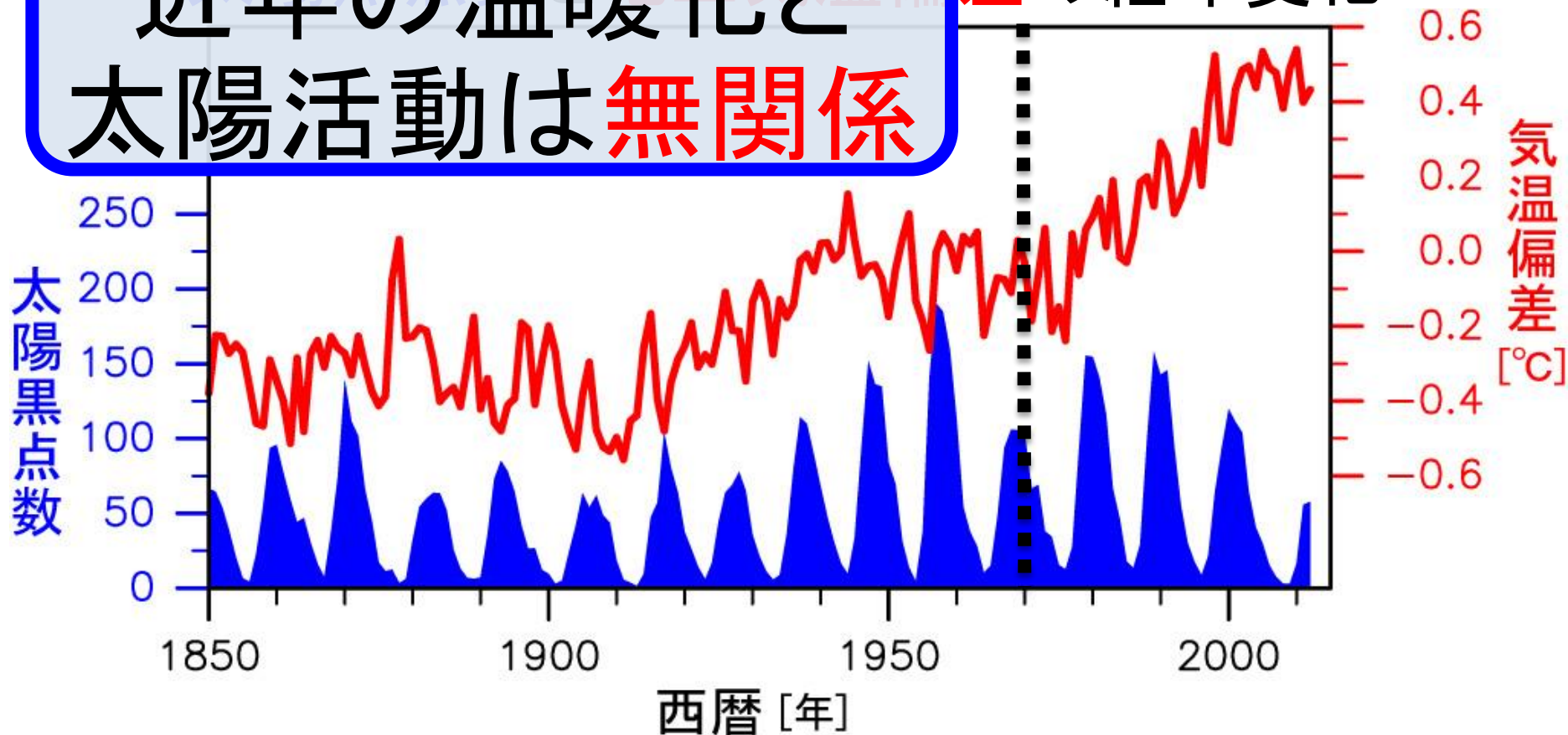
- ✓ 太陽磁場の変動に伴い地球の気温が変化

- 物理的にはあり得るメカニズム
- 根拠となる宇宙線と下層雲に明瞭な相関関係がない
- 雲凝結核となる物質は他にもたくさん存在する
- 現段階では信憑性の高くない可能性のひとつ

- ✓ 高エネルギー粒子の変動に伴う気温変化は局所的
(極域上部成層圏に限定)

太陽活動の変化にともなう気候影響

近年の温暖化と太陽活動は無関係



1970年以降、黒点数と地上気温に相関がない

気候を変化させる要因



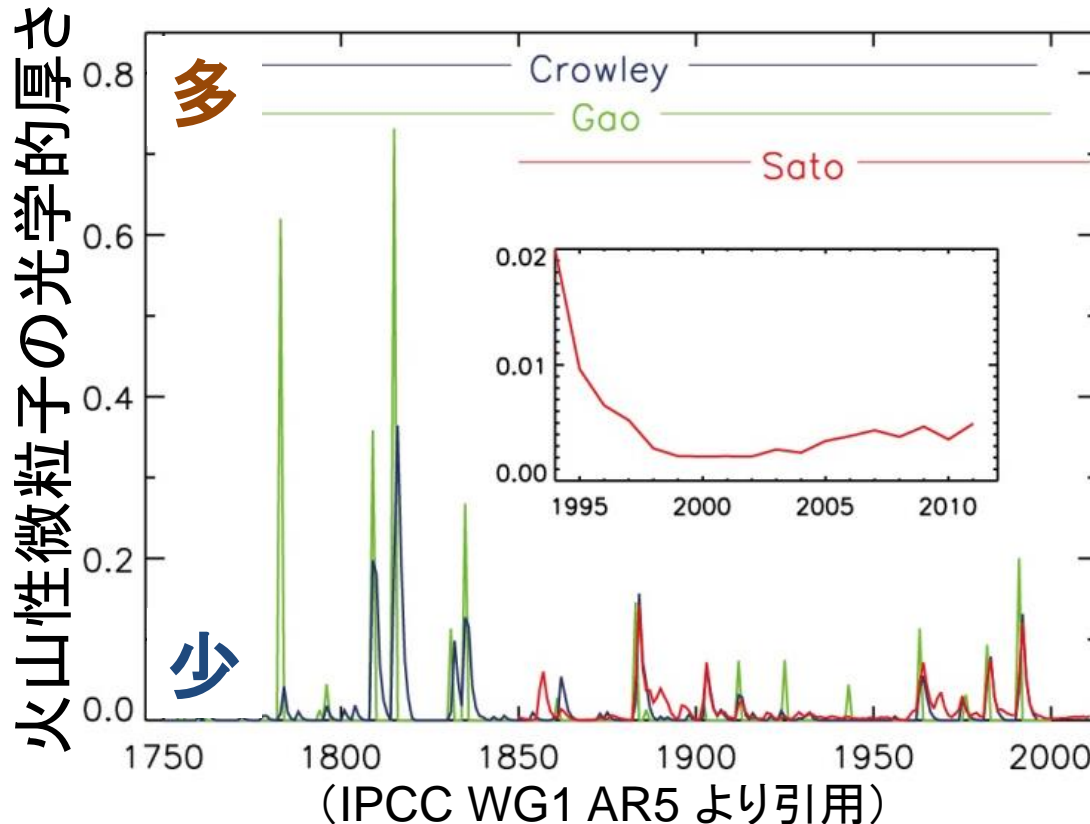
地上気温を暖めるはたらきを持つものもあれば
地上気温を冷やすはたらきを持つものもある

大規模な火山噴火

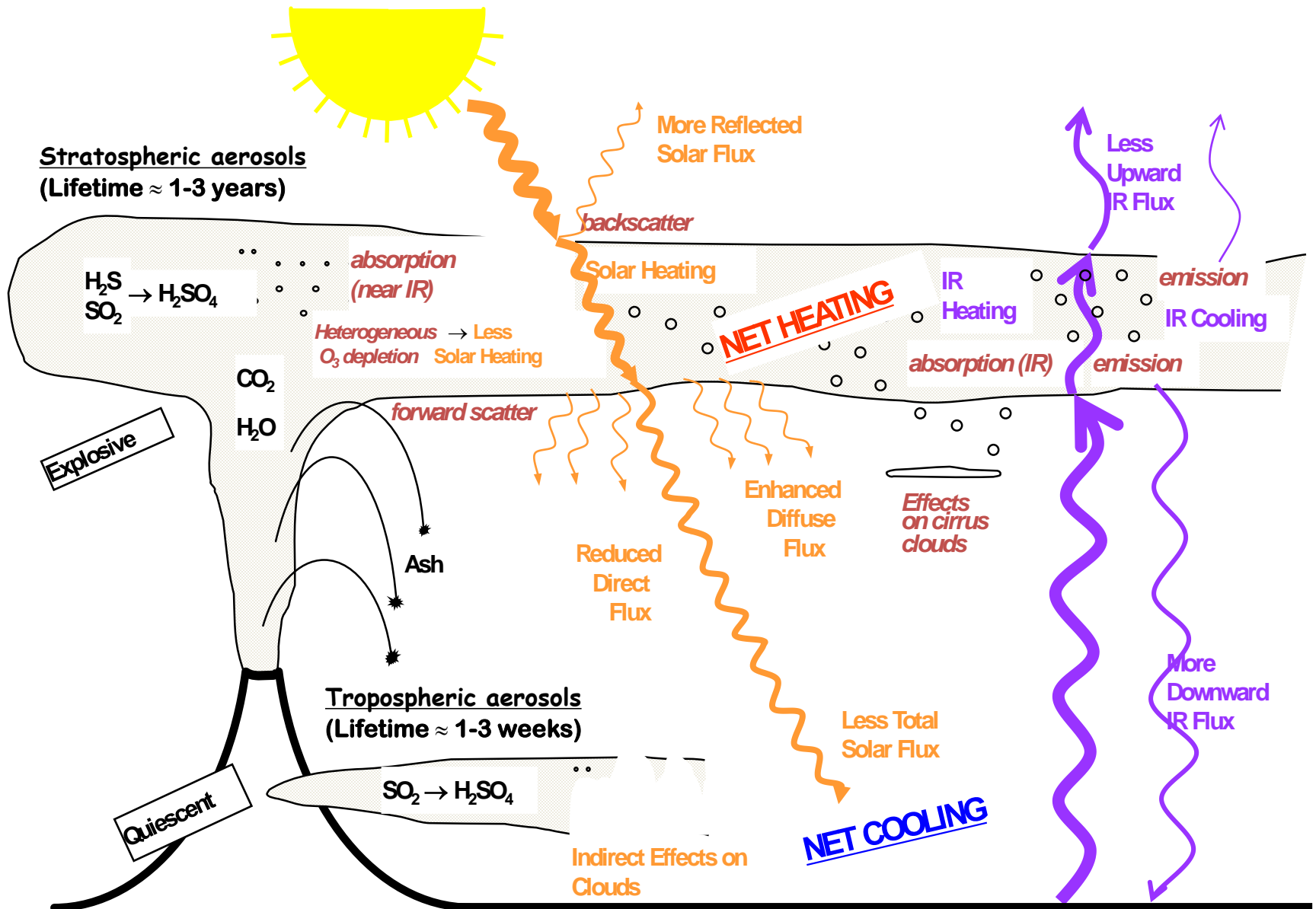
- 火山灰が上空(成層圏)に到達
- 硫酸の滴を生成、太陽光を散乱
- 地表に届く**太陽光が減少**
- 地上**気温の低下**を招く



ピナツボ火山の噴火
(米国地質調査所より引用)



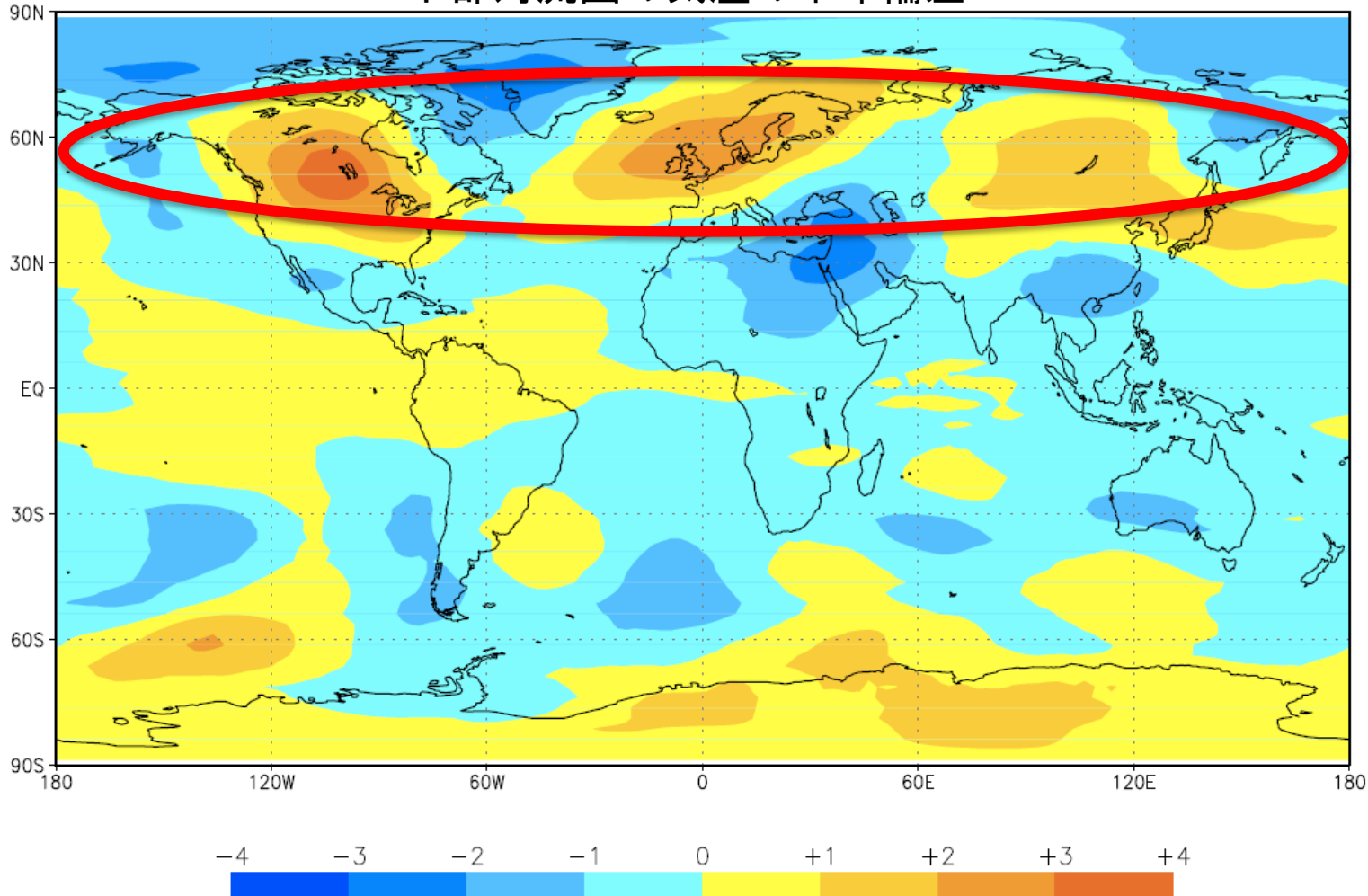
大規模火山噴火に伴う気候影響



(米国Rutgers大学の Alan Robock 教授による資料より引用)

大気循環を介した大規模火山噴火の影響

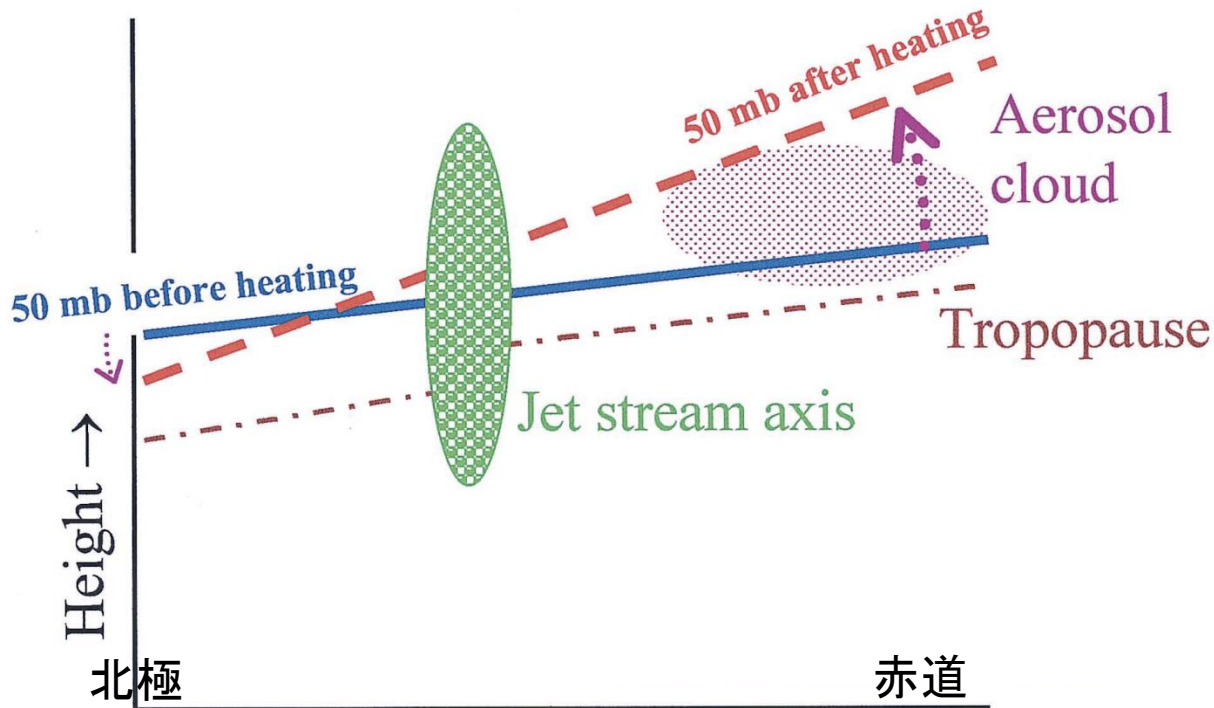
ピナツボ噴火後の冬(1991年12月～1992年2月)における
下部対流圏の気温の平年偏差



北半球の
高緯度が
平年より
暖かい

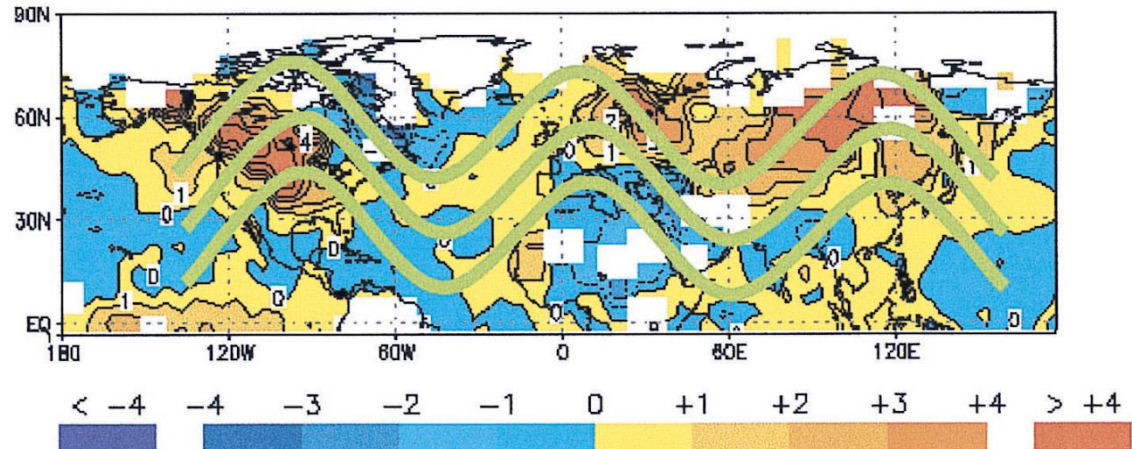
(Robock (2015) より引用)

大気循環を介した大規模火山噴火の影響



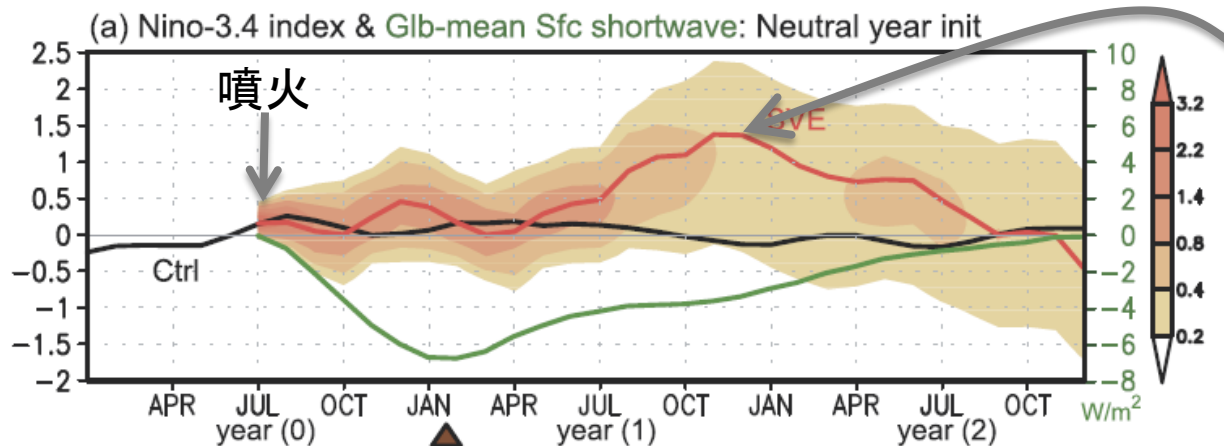
- 赤道－北極間の温度差が拡大
- 高度差も拡大
- 上層ジェット強化
- NAOを増幅
- 冬季に温暖化

Winter 1991-92 (DJF) Surface Air Temperature Anomalies (°C)

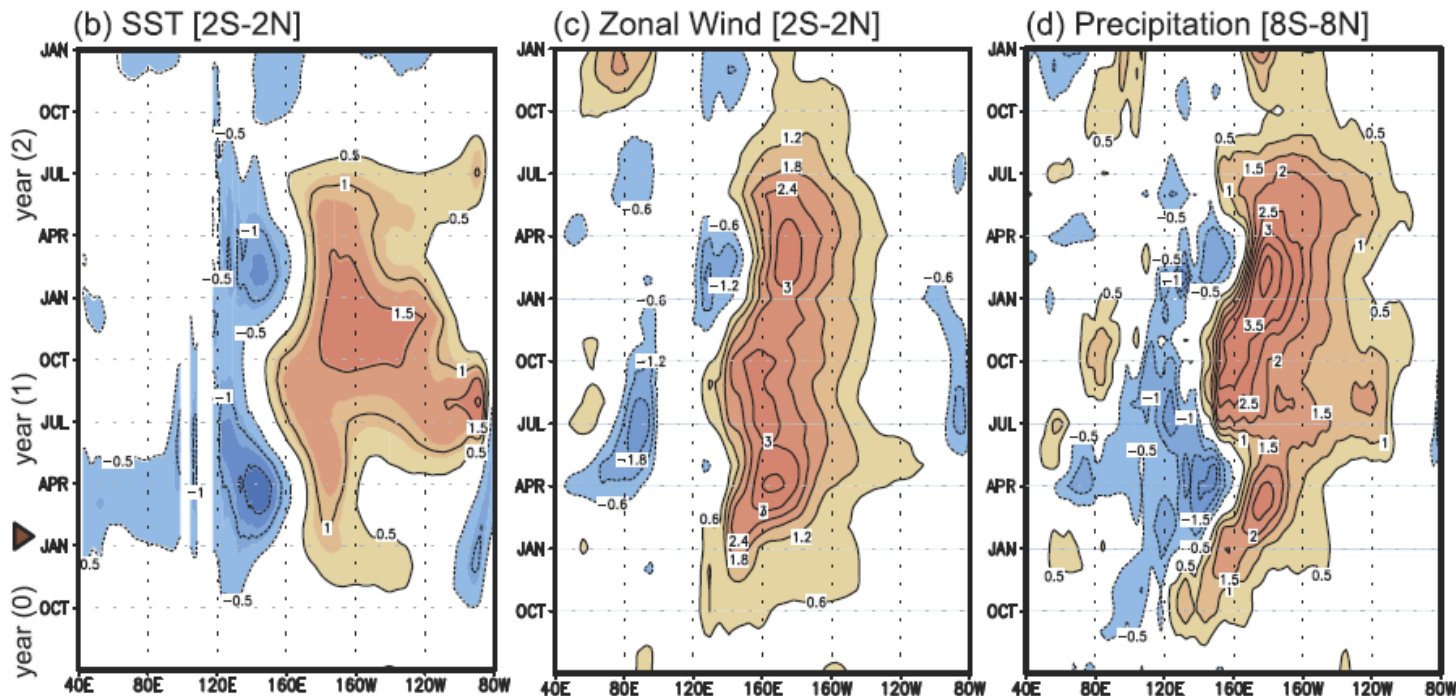


(Robock (2000) より引用)

大規模火山噴火はENSOを誘起する？



噴火強制
のピーク
から1年
遅れで
ENSOに



(Ohba et al. (2013) より引用)

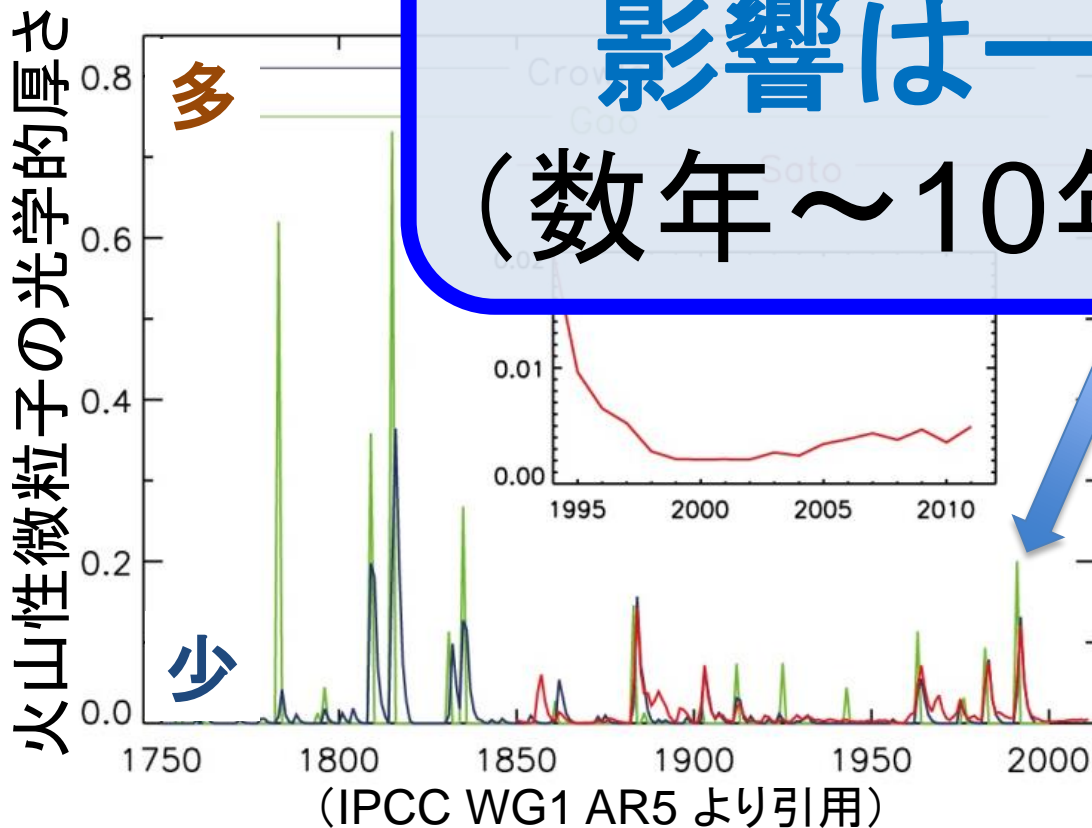
大規模な火山噴火

- 火山灰が上空(成層圏)に到達
- 硫酸の滴を生成、太陽光を散乱
- 地表に届く太陽光が減少
- 地上気温の低下

気候におよぼす
影響は一時的
(数年~10年程度)



ピナツボ火山の噴火
(米国地質調査所より引用)



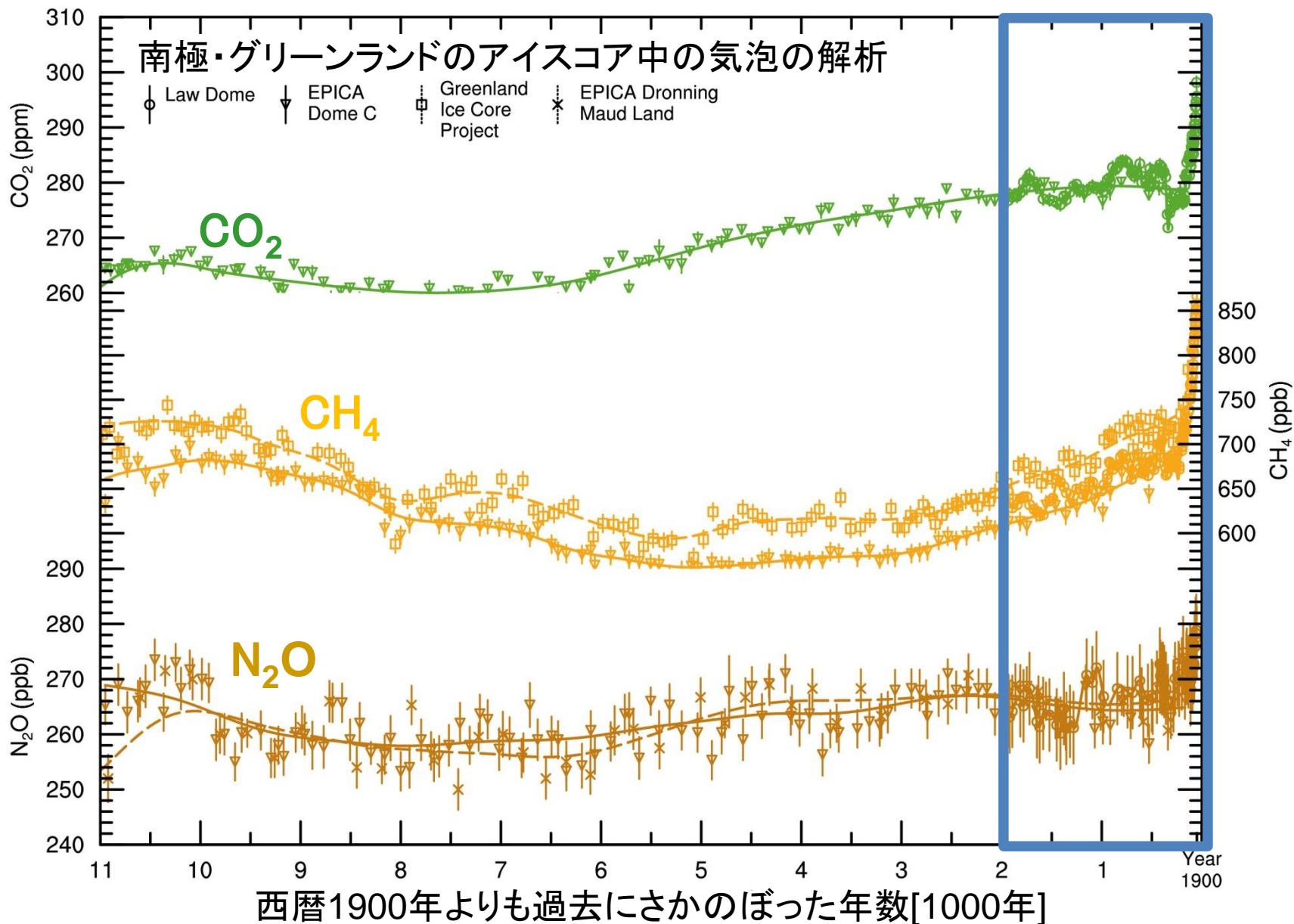
気候を変化させる要因



地上気温を暖めるはたらきを持つものもあれば
地上気温を冷やすはたらきを持つものもある

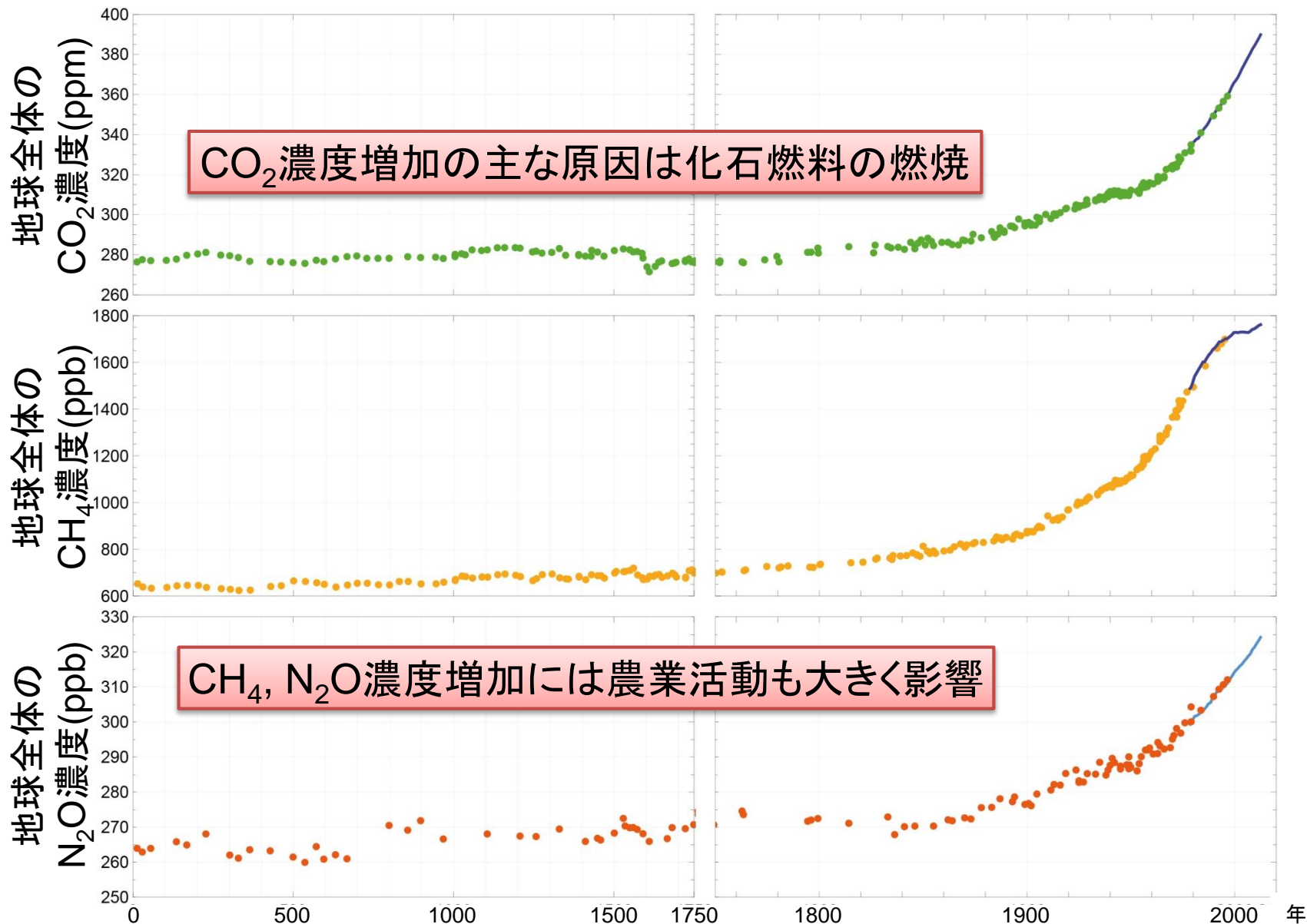
温室効果ガス濃度の長期変化

(IPCC WG1 AR5 より引用)



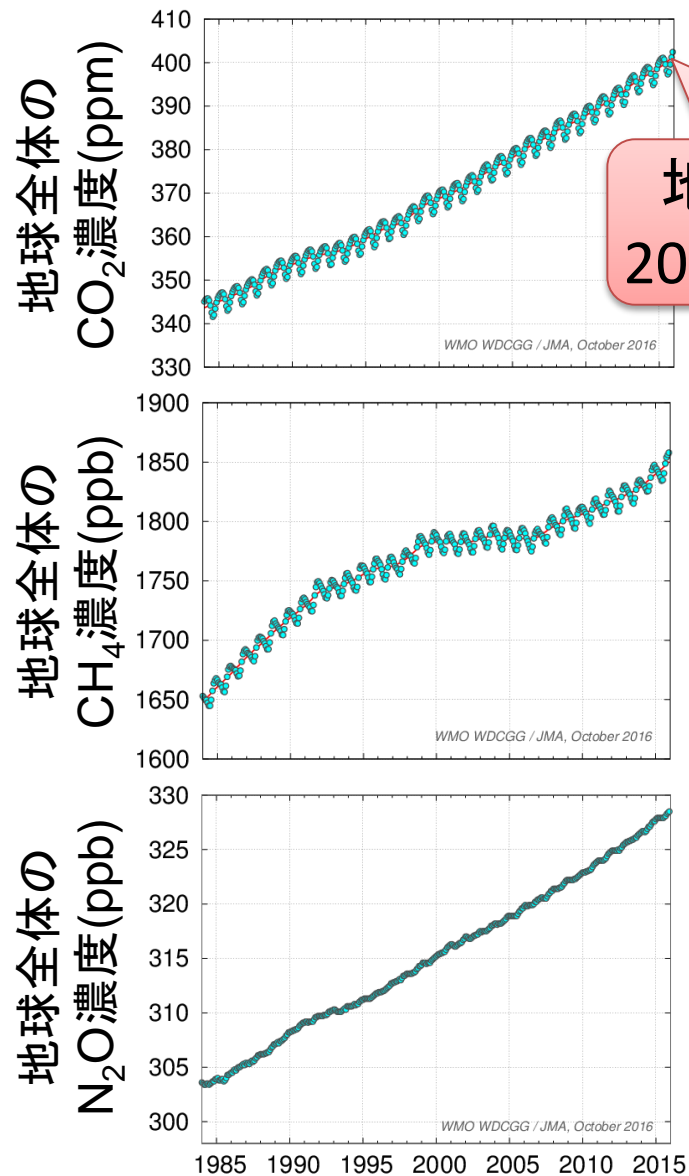
温室効果ガス濃度の長期変化

(IPCC WG1 AR5 より引用)

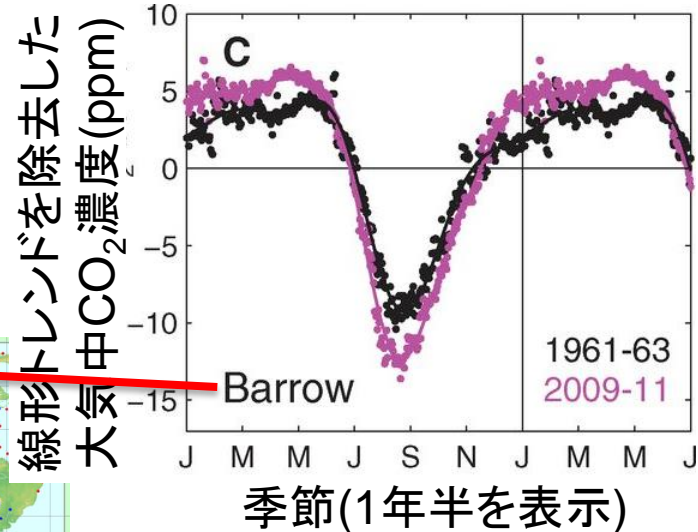
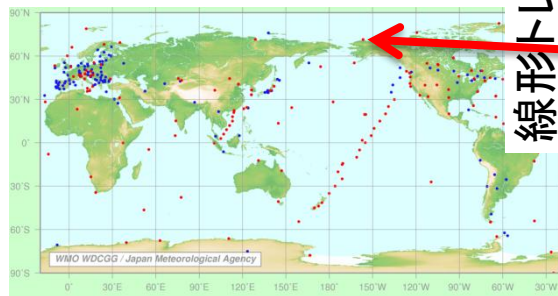


温室効果ガス濃度の長期変化

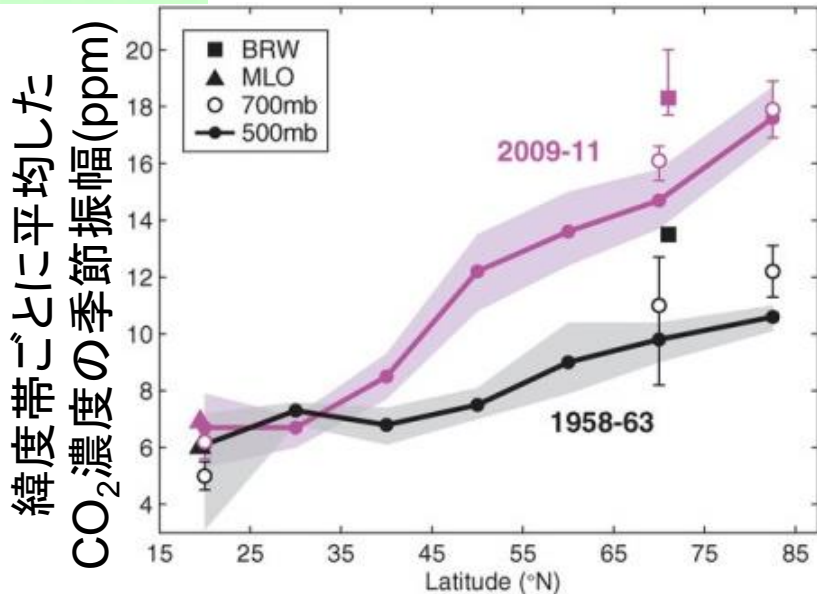
(Graven, et al., 2013 より引用)



地球のCO₂濃度は
2015年に400ppm超!

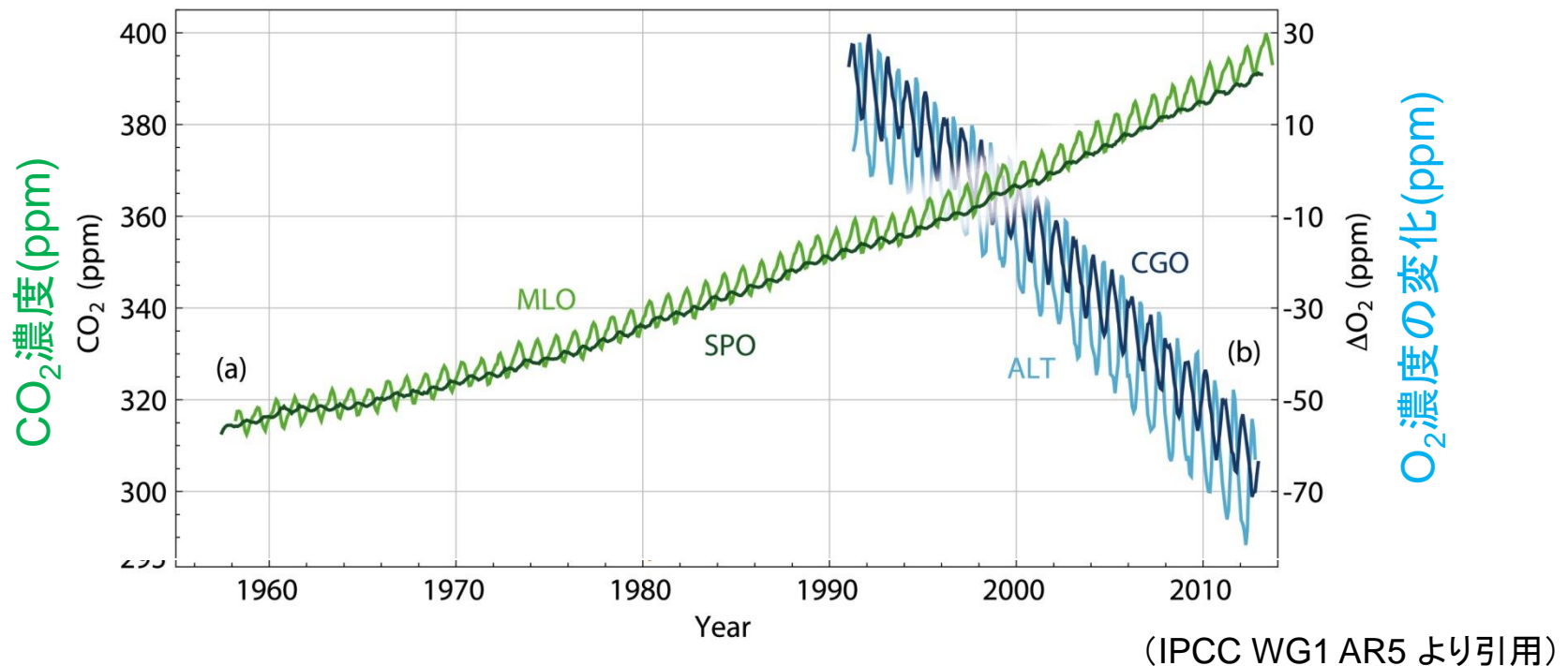


季節振幅も
増大傾向!



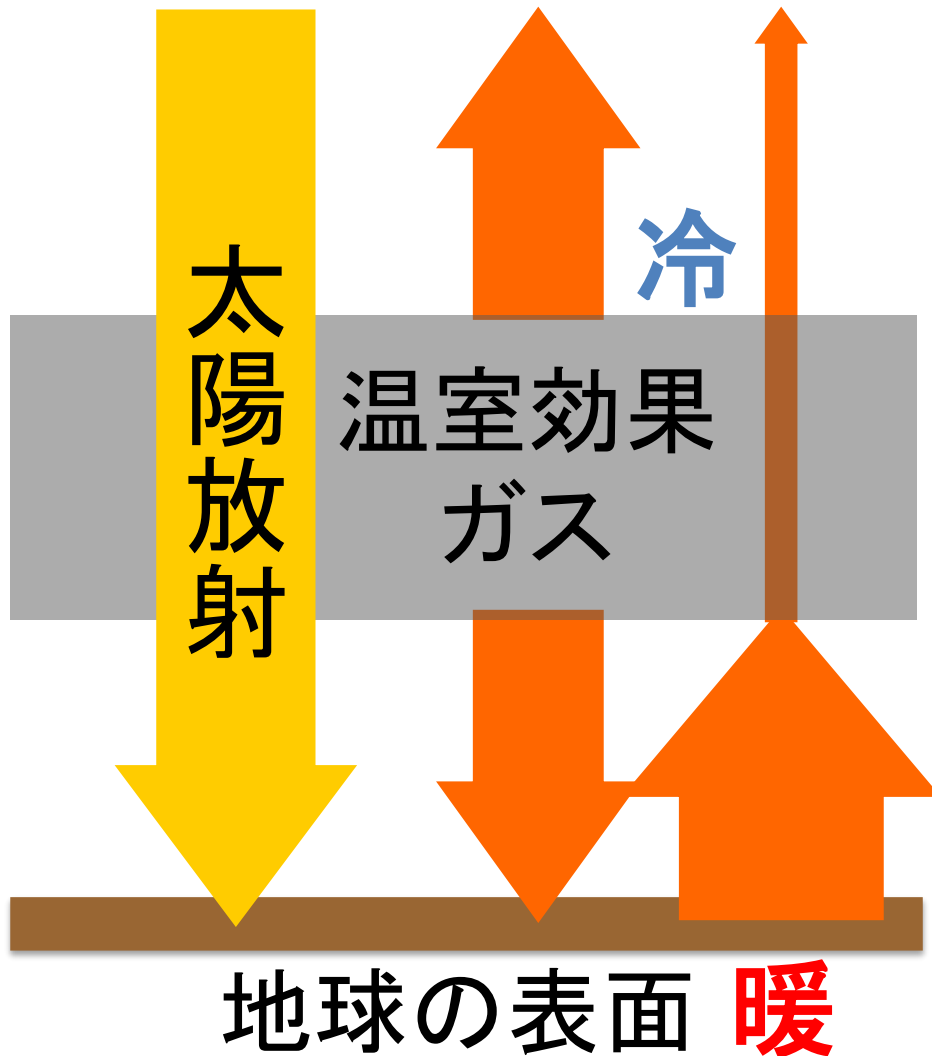
(温室効果ガス世界資料センターHPより引用)

温室効果ガス濃度の長期変化



- 二酸化炭素濃度の増加に伴って酸素濃度が減少
⇒化石燃料の燃焼によりCO₂濃度が増えている証拠
- 酸素は大気中に豊富に存在→影響は軽微(ほぼ皆無)

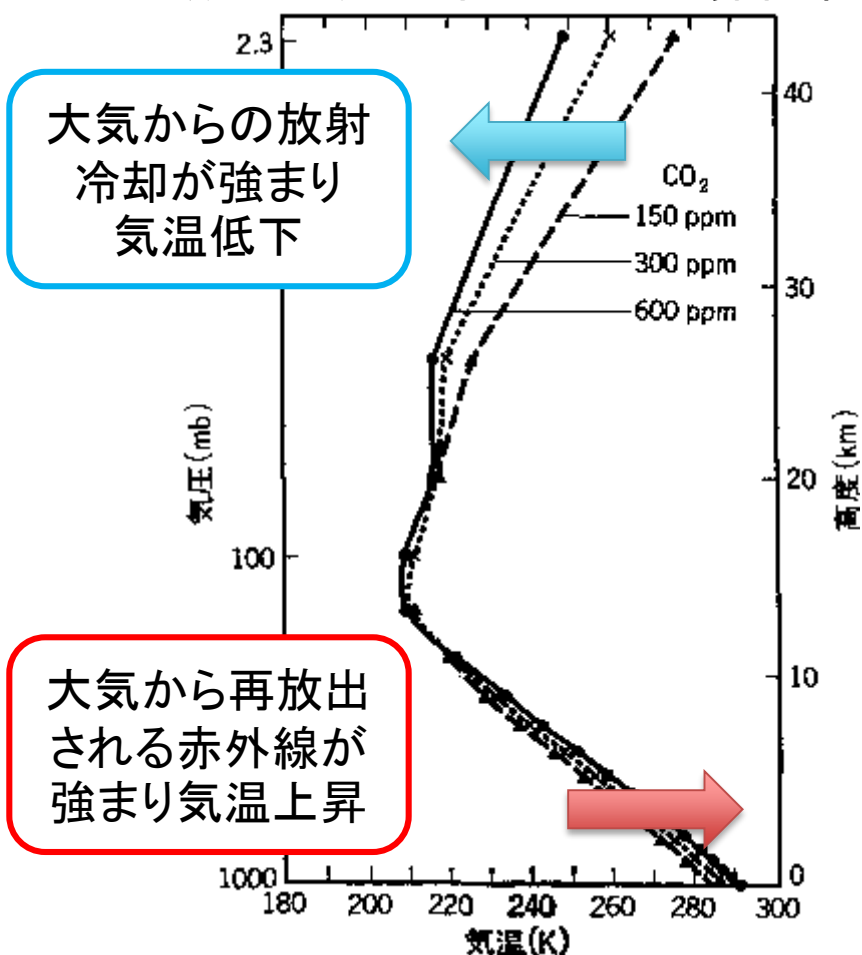
温室効果ガス増加の影響



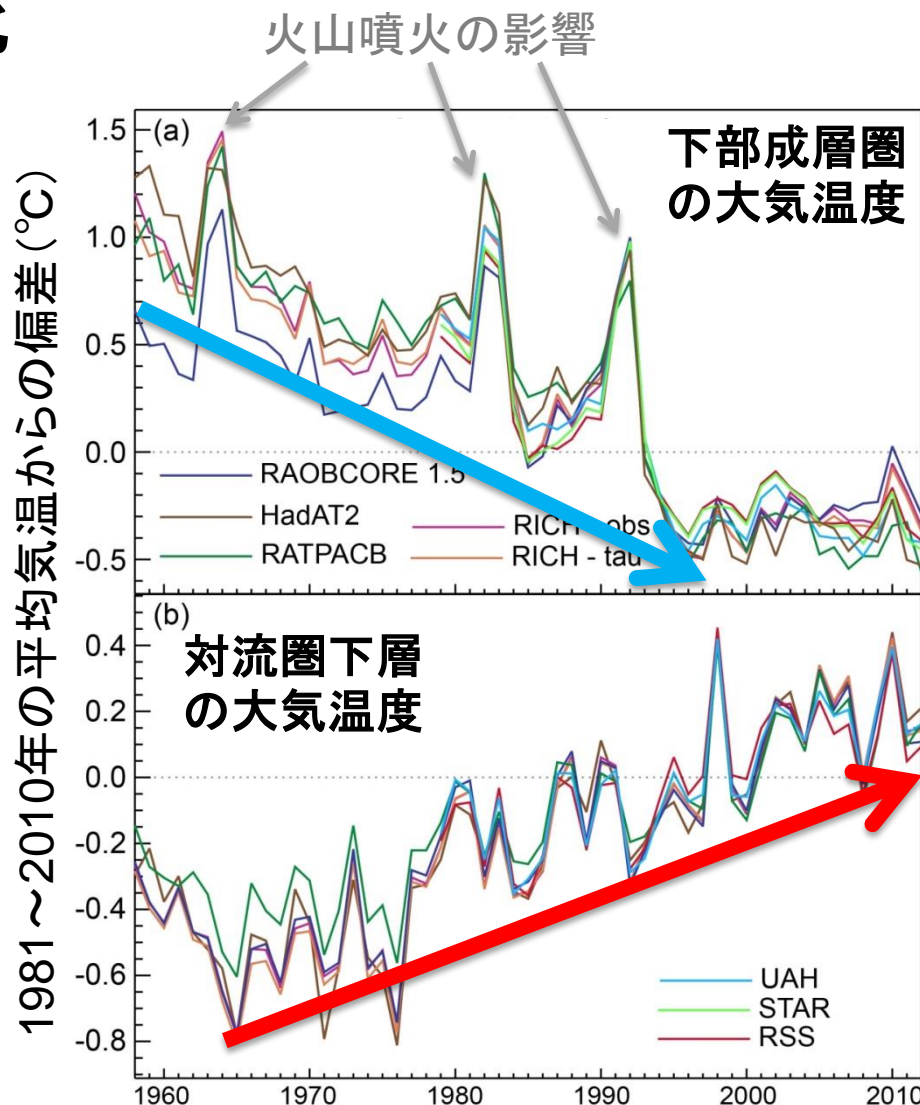
- 放射冷却の増大により
下部成層圏は低温に
- 温室効果ガス増加により、**吸収される赤外線も再放出する赤外線も増加**
- 地上気温は**15°C以上**に

大気中での平均気温の変化

放射対流平衡モデルの計算結果



(Manabe and Wetherald, 1967 より引用)



(IPCC WG1 AR5 より引用)

➤ 対流圏では**温暖化**傾向、成層圏では**寒冷化**傾向

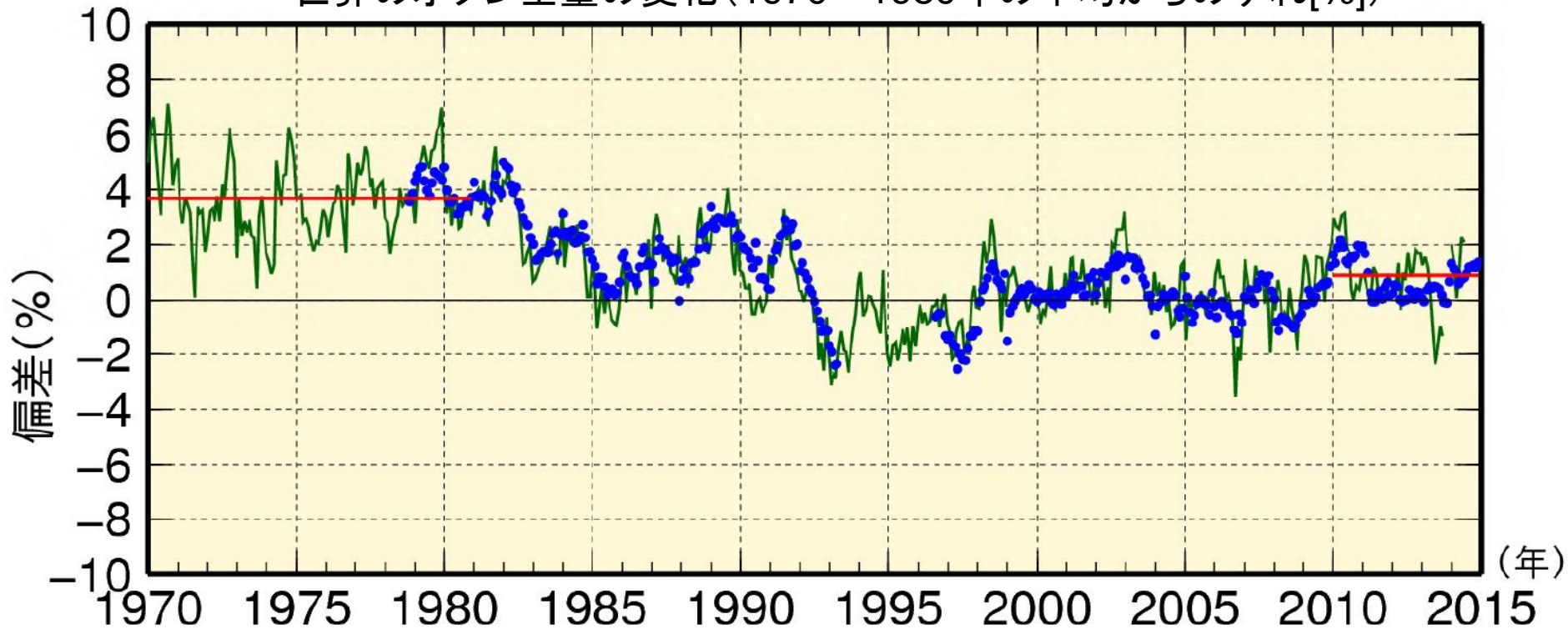
気候を変化させる要因



地上気温を暖めるはたらきを持つものもあれば
地上気温を冷やすはたらきを持つものもある

成層圏オゾン濃度の変化

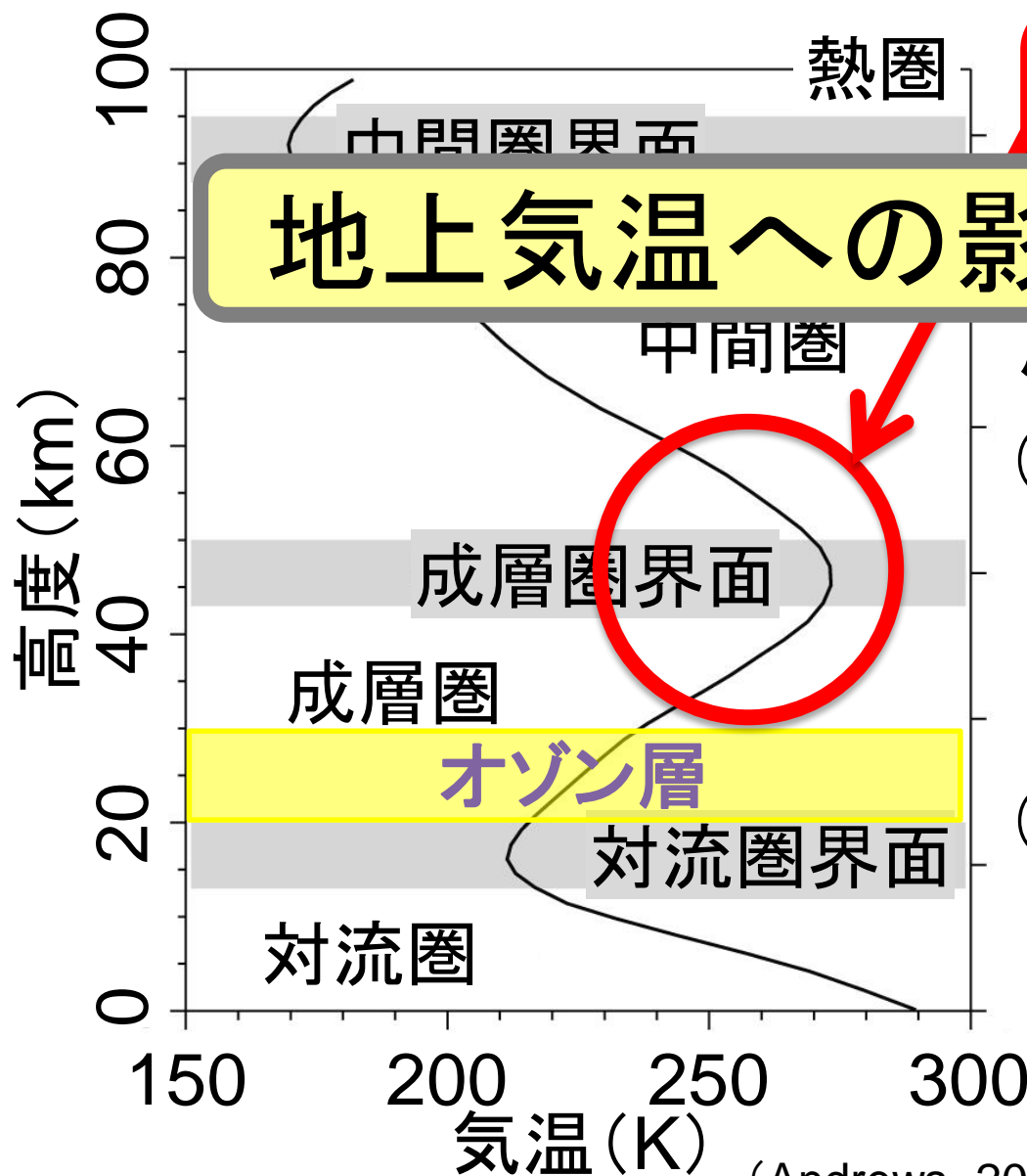
世界のオゾン全量の変化(1970~1980年の平均からのずれ[%])



(気象変動監視レポート2014より引用)

- ✓ 1970年頃から減少 → オゾンホール の出現
- ✓ フロンなど(純粋な人為起源物質)による破壊
- ✓ 国際的な規制により2000年頃から回復傾向

成層圏オゾン濃度減少の影響



地上気温への影響は小さい

オゾン層が紫外線を吸収し、地表を加熱

成層圏オゾンが減少

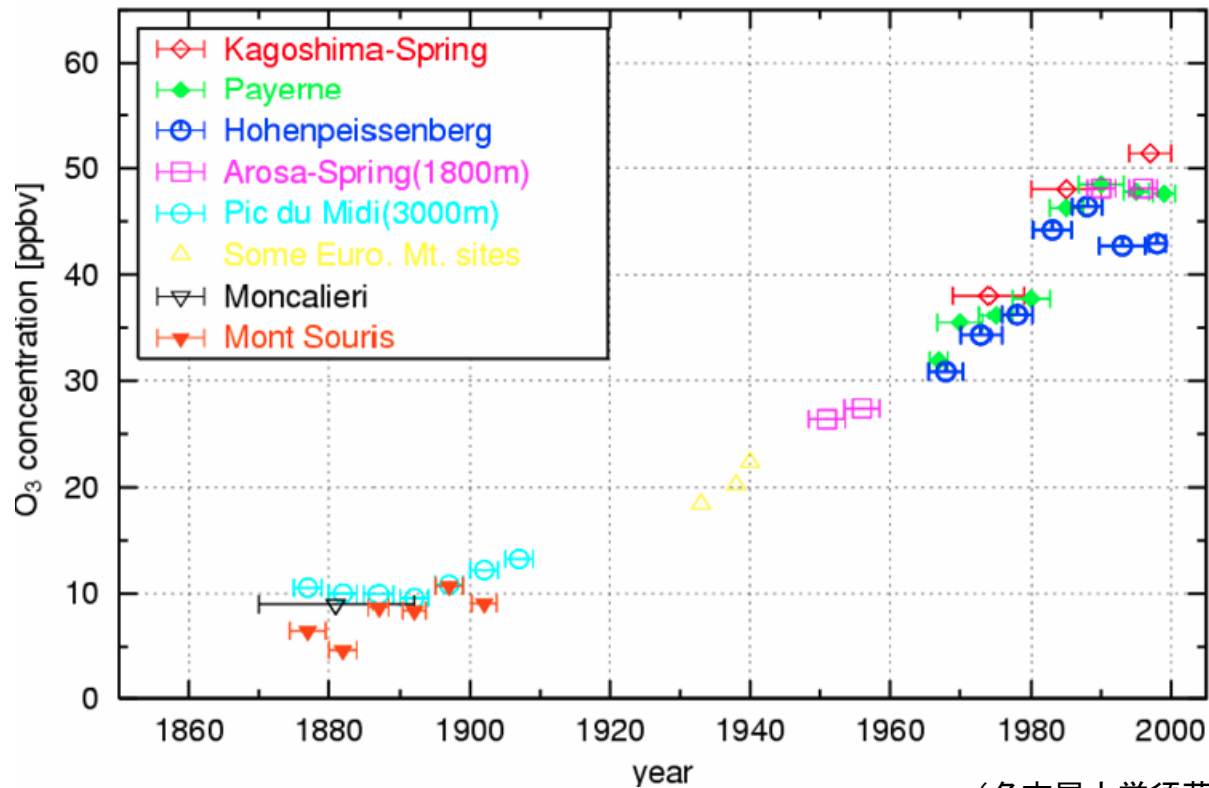
- ① 紫外線の吸収が減る
→ 地表に届く紫外線増
→ 地表を暖める
- ② 赤外線の放出も減る
→ 地表に届く赤外線減
→ 地表を冷やす

気候を変化させる要因



地上気温を暖めるはたらきを持つものもあれば
地上気温を冷やすはたらきを持つものもある

対流圏オゾン濃度の変化



(名古屋大学須藤准教授より提供)

- ✓ 大気汚染物質の増加にともない増加
- ✓ 主要な排出源は自動車等からの排気ガス
- ✓ 温室効果ガスのひとつ → 地表面を暖める傾向

気候を変化させる要因

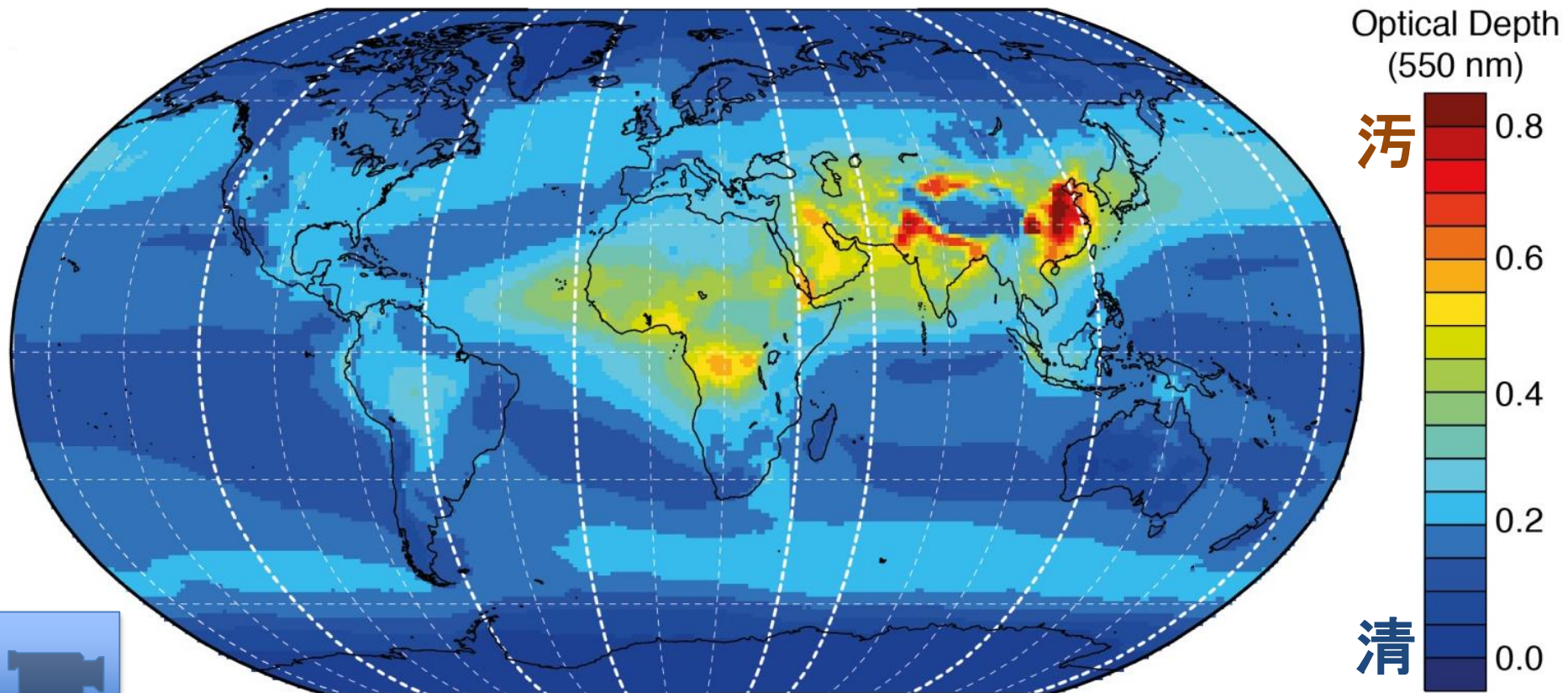


地上気温を暖めるはたらきを持つものもあれば
地上気温を冷やすはたらきを持つものもある

エアロゾル(大気浮遊微粒子)

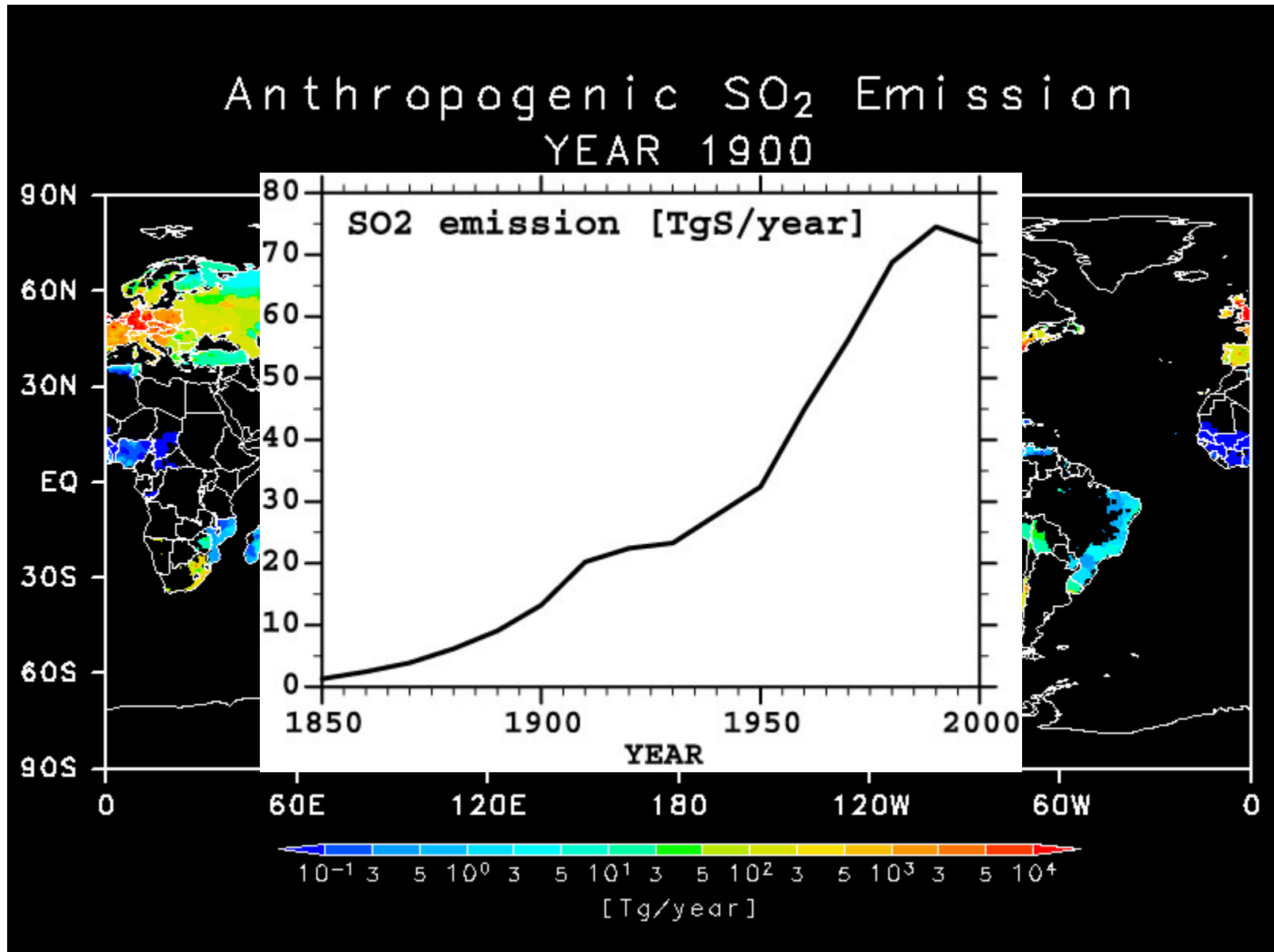
- 大気中に浮かぶ微小粒子(半径 $0.001 \sim 10 \mu\text{m}$)
- **人為起源**: 硫酸塩、黒色炭素(粒径小、粒子数多い)
- **自然起源**: 鉱物粒子、海塩(粒径大、粒子数少ない)

エアロゾルの光学的厚さの地理分布



(IPCC WG1 AR5 より引用)

人間活動に伴うSO₂排出量の変化



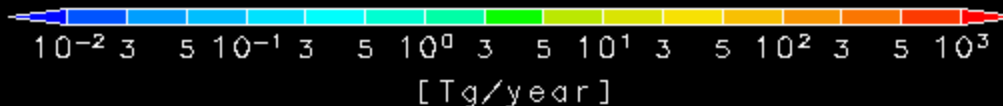
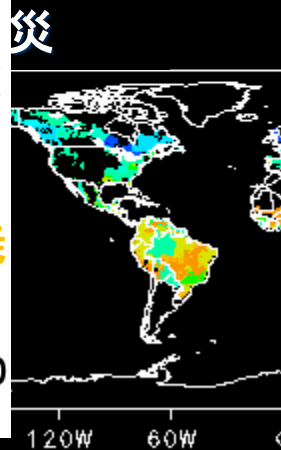
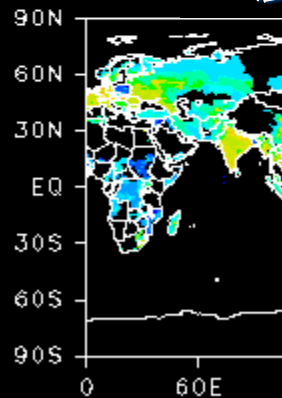
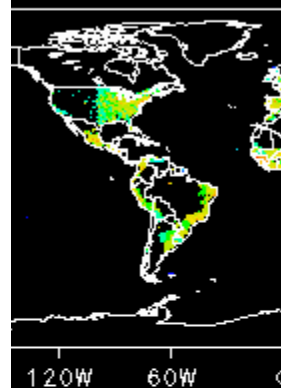
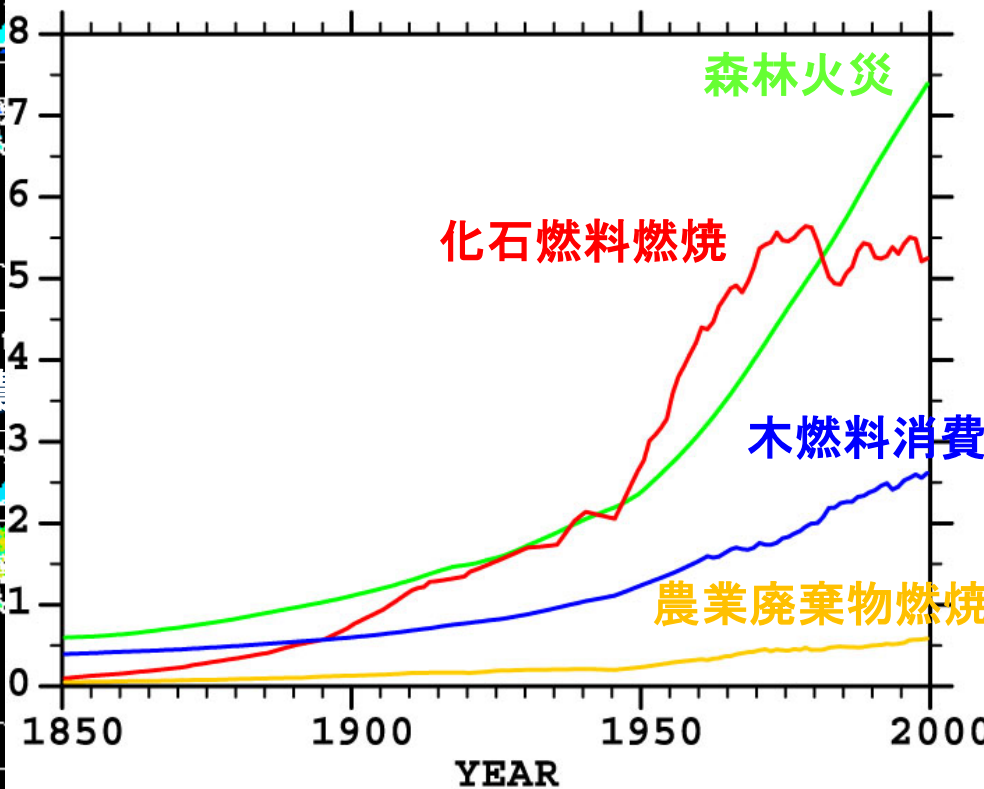
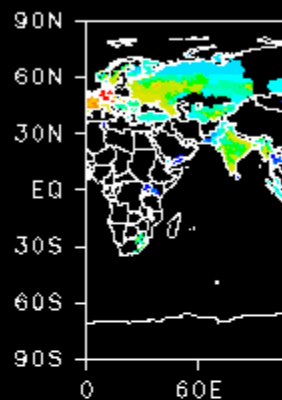
人間活動に伴うBC排出量の変化

Anthropogenic BC Emission YEAR 1900

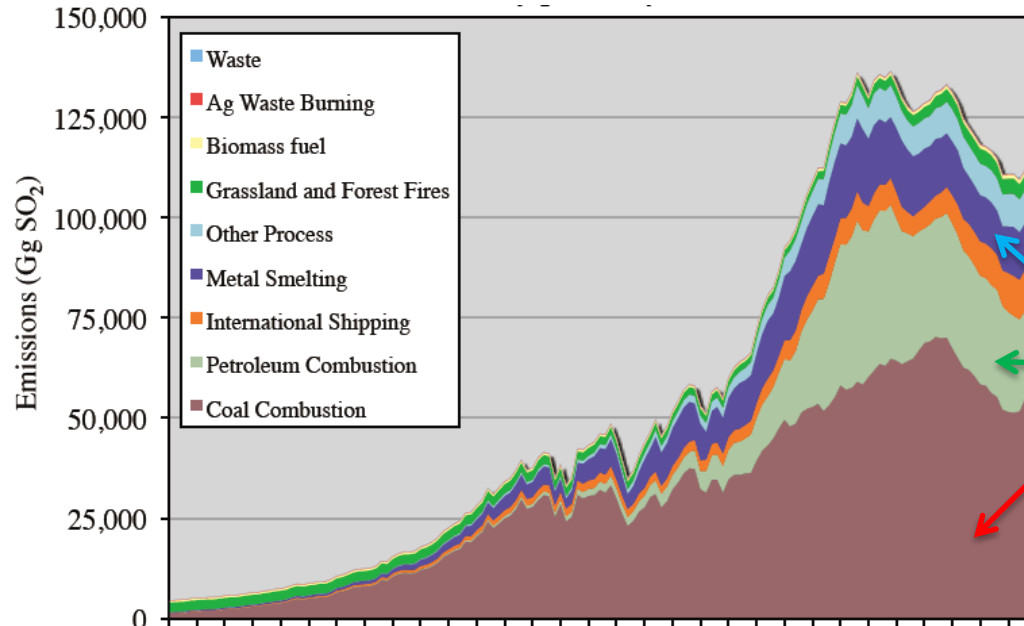
化石燃料燃焼

木燃料消費

BC emission [Tg/year]

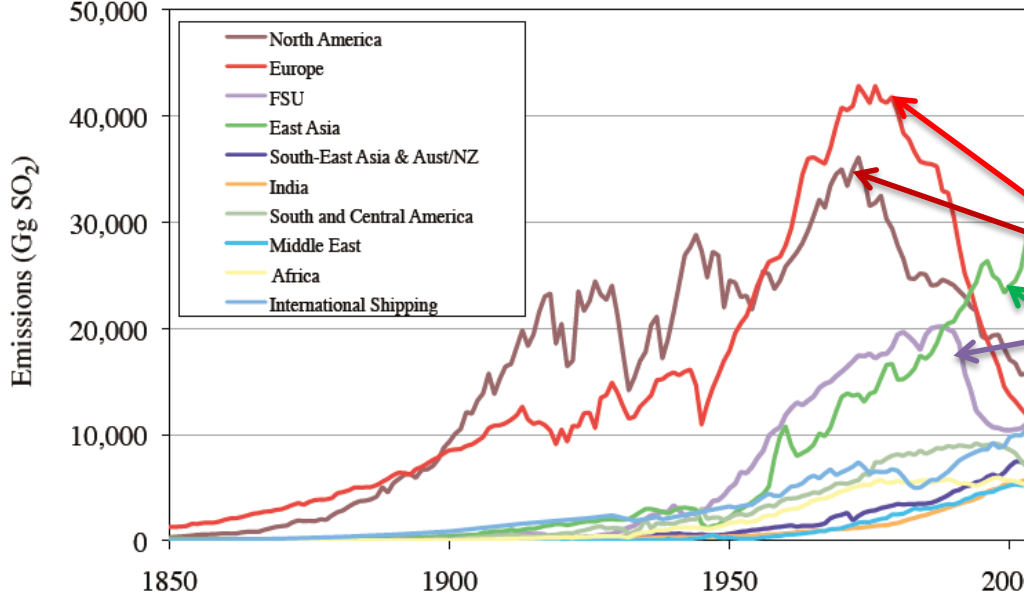


人間活動に伴うSO₂排出量の変化



排出源別SO₂排出量の経年変化

主要な排出源は
- 石炭の燃焼
- 石油の燃焼
- 金属の製錬



地域別SO₂排出量の経年変化

主要な排出地域は
- 欧米(1980年代まで)
- 旧ソ連(1980年代頃)
- 中国(1990年代以降)

エアロゾルの気候影響



地上気温の低下を招く

大気上端

太陽放射

雲粒

エアロゾル

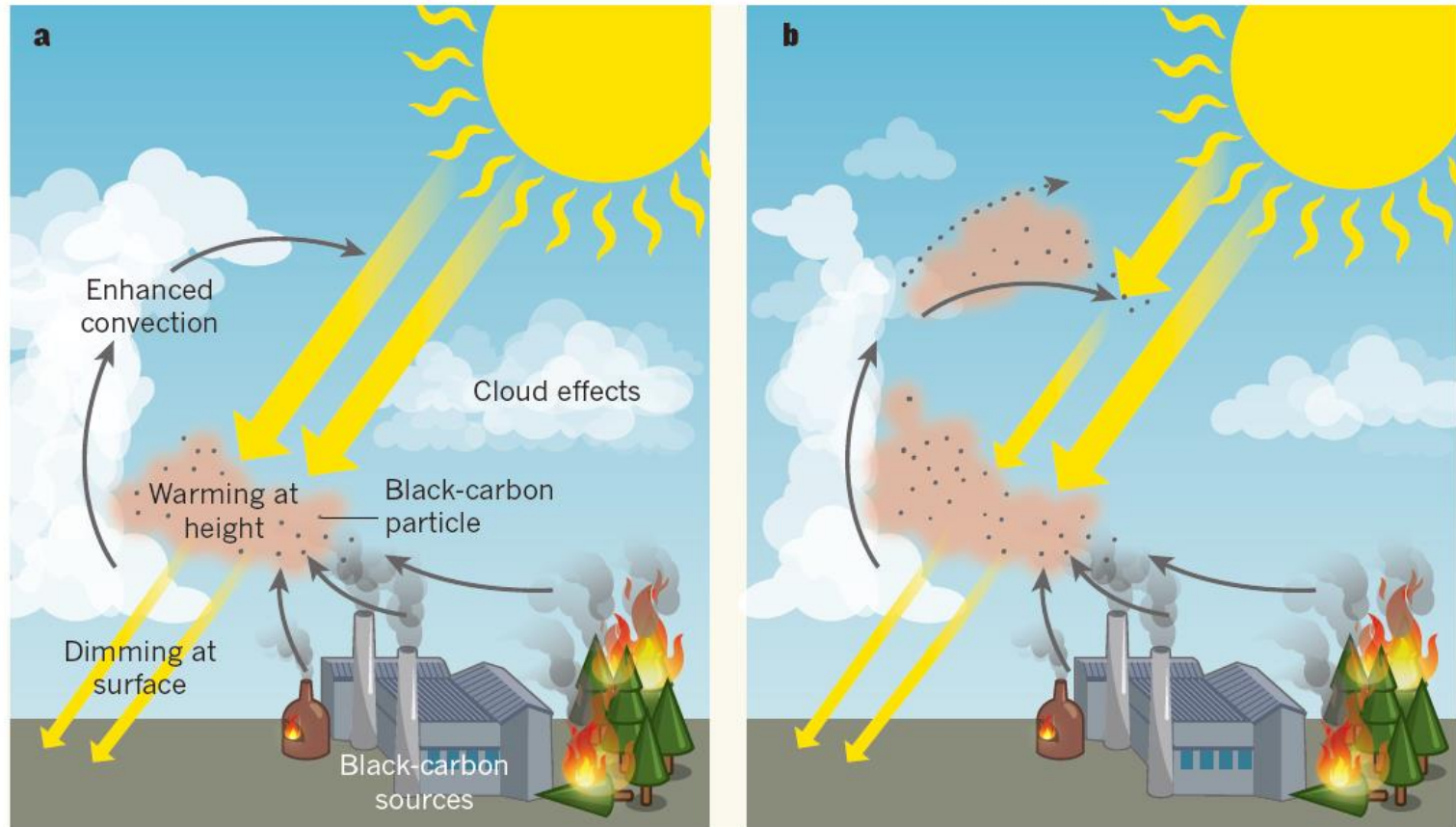
地表面

太陽放射を
散乱・吸収

(IPCC WG1 第4次評価報告書(2007)をもとに作成)

エアロゾルの気候影響

黒色炭素(BC/EC)が大気循環を介して及ぼす気候影響の模式図



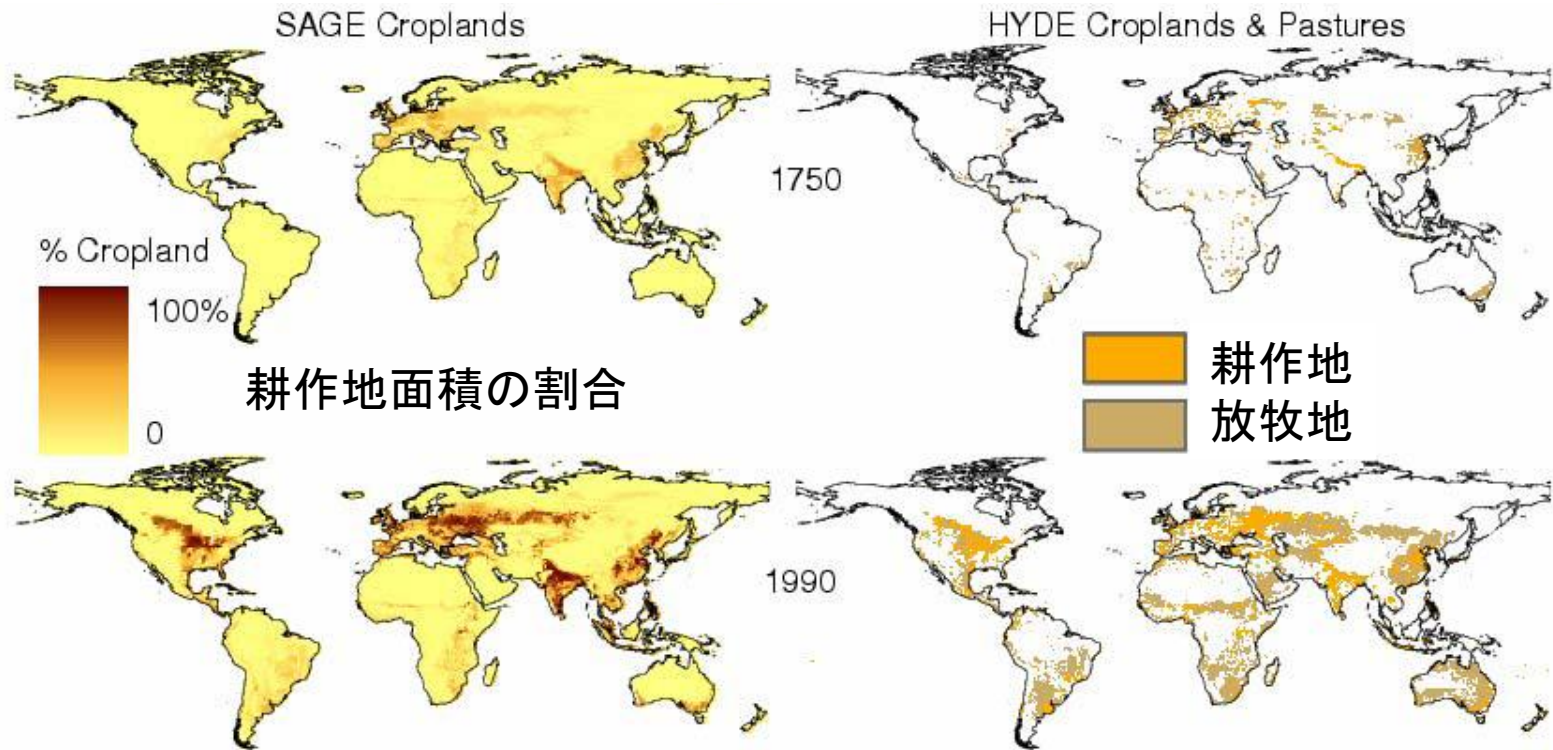
(Booth and Bellouin (2015) より引用)

気候を変化させる要因



地上気温を暖めるはたらきを持つものもあれば
地上気温を冷やすはたらきを持つものもある

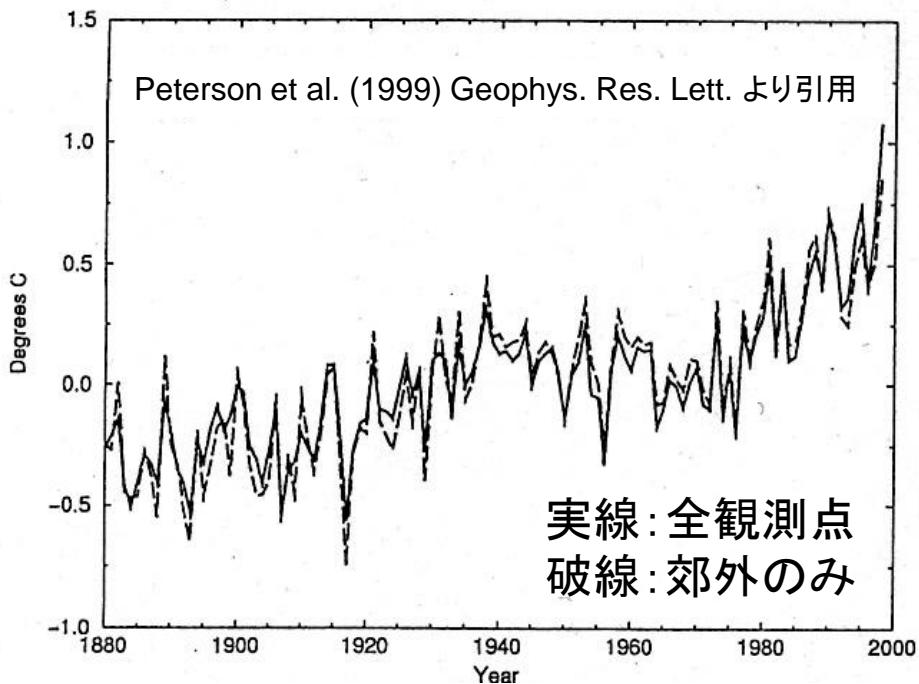
土地利用(地表面状態)の変化



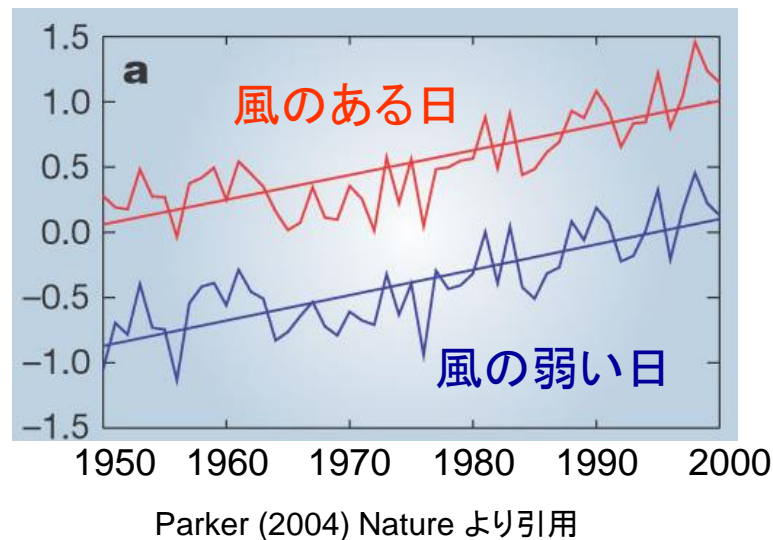
(IPCC WG1 第4次評価報告書(2007)より引用)

- 森林が伐採されて耕作地に転換されるなどして地表面のアルベド(日射の反射率)や蒸発散が変化し、**気温を変化させる**

都市化の気候影響

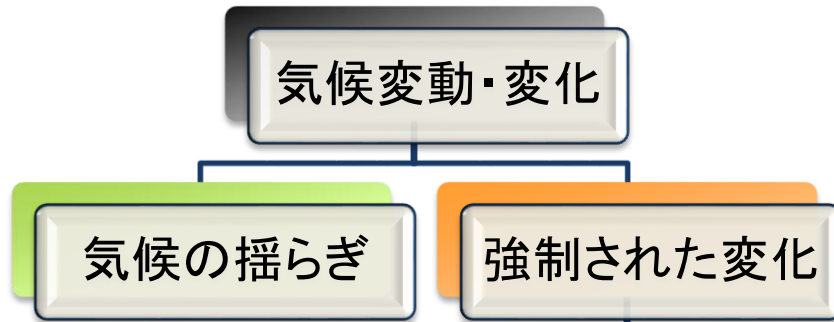


地球全体・1年間で平均した
日最低気温の経年変化

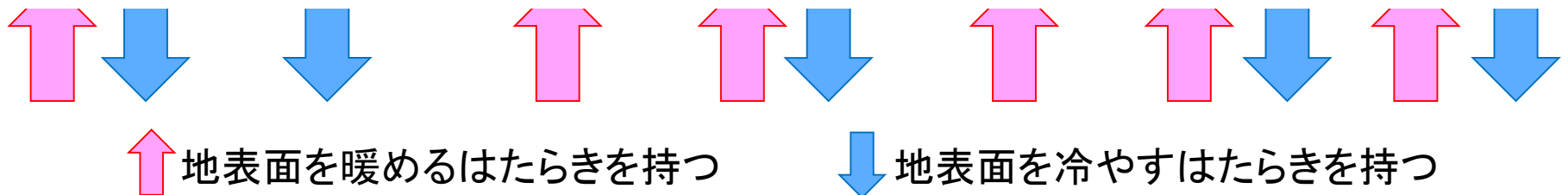


- 人口や夜間の光、土地被覆などにより、都市と郊外を仕分け
- 地球全体の平均気温への影響は見られない
- 日最低気温（夜間に記録され、都市化影響が大きい）にも、風の強弱による影響は見られない
- 狭い領域への影響は残る（地表面を暖める効果を持つ）

気候を変化させる要因

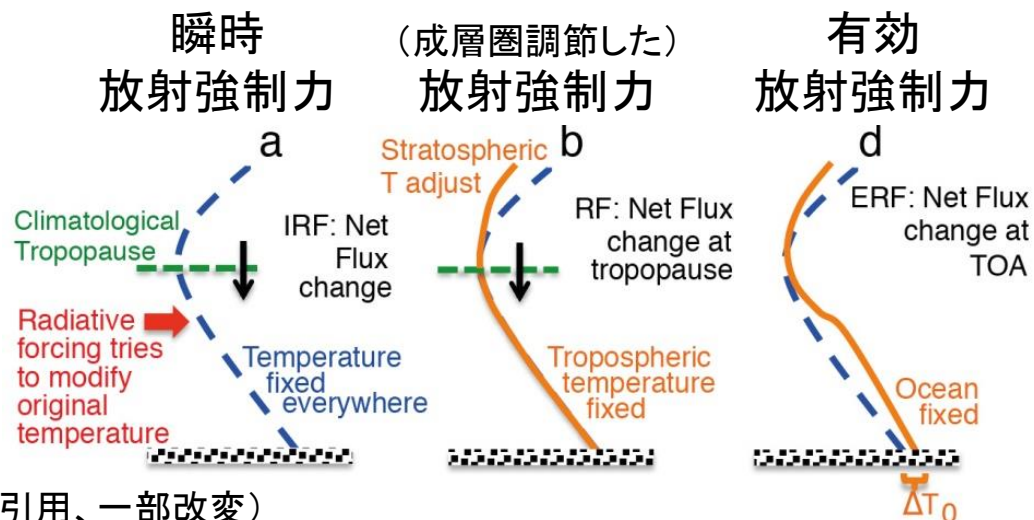


地上気温を暖めるはたらきを持つものもあれば、地上気温を冷やすはたらきを持つものもある



放射強制力

- ✓ 温室効果ガスやエアロゾル等が変化することにより、地球に出入りするエネルギーのバランスを変化させる影響力のこと
- ✓ さまざまな気候影響を比較する指標
- ✓ 正の放射強制力は地表面を暖め、負の放射強制力は地表面を冷やすはたらき

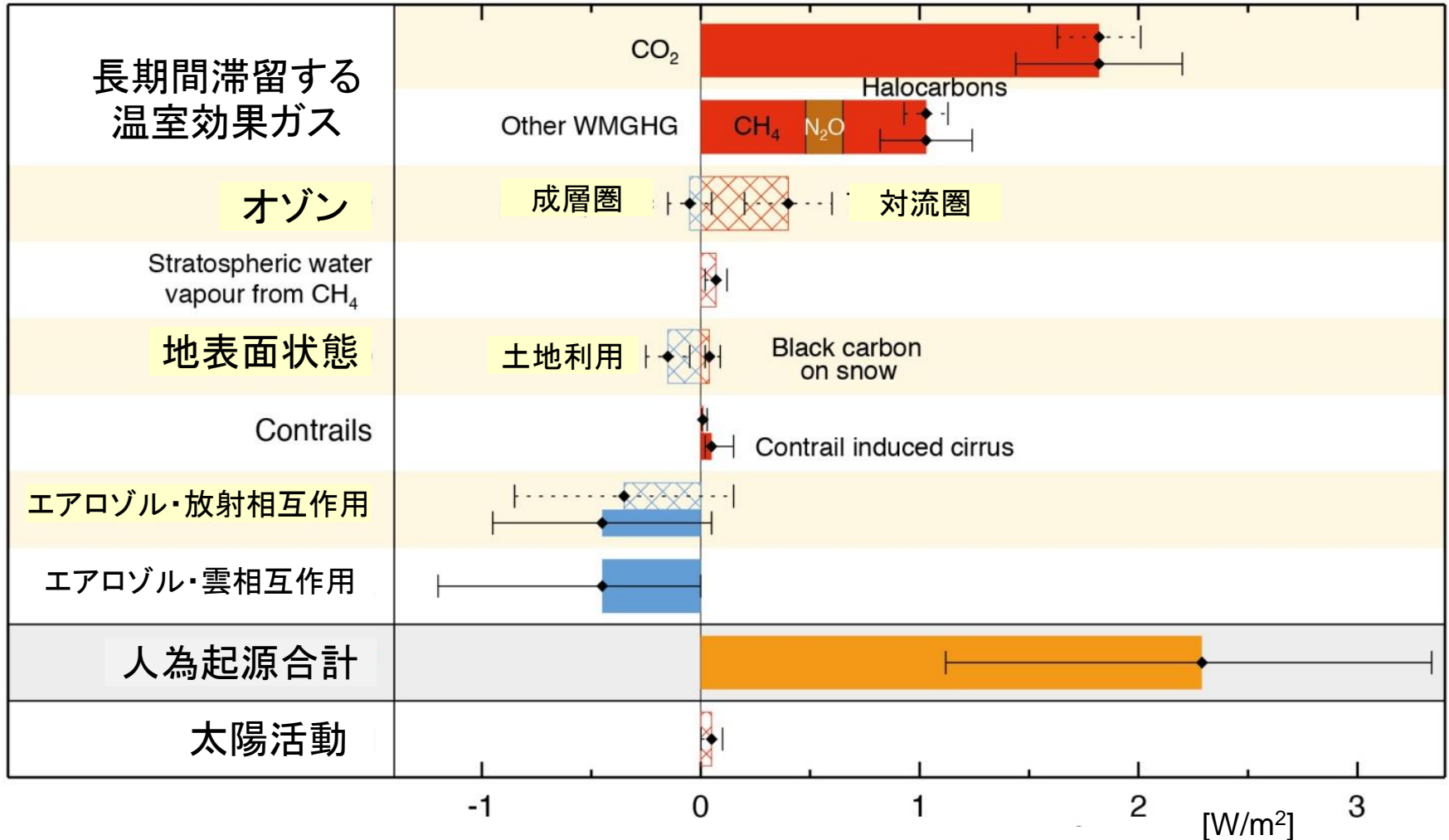


(IPCC WG1 AR5 より引用、一部改変)

産業革命前(1750年)～現在(2011年)の放射強制力

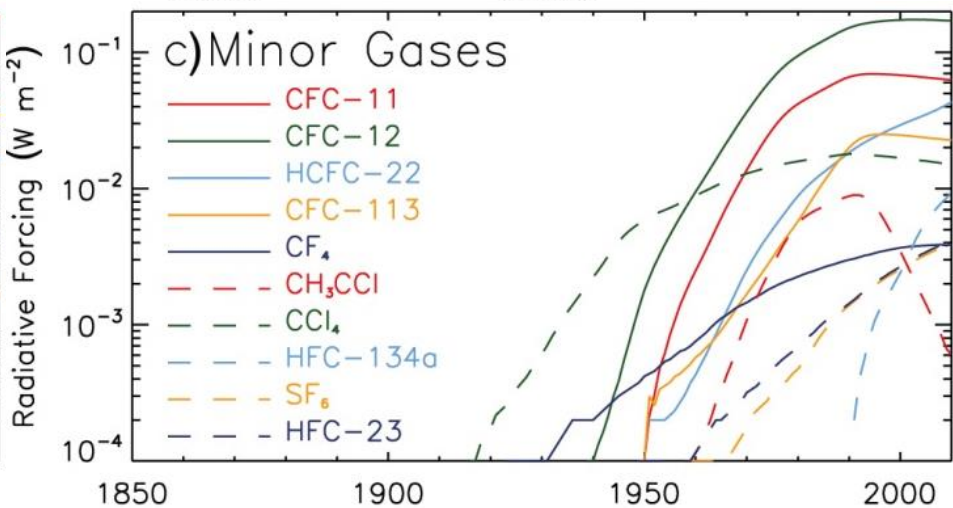
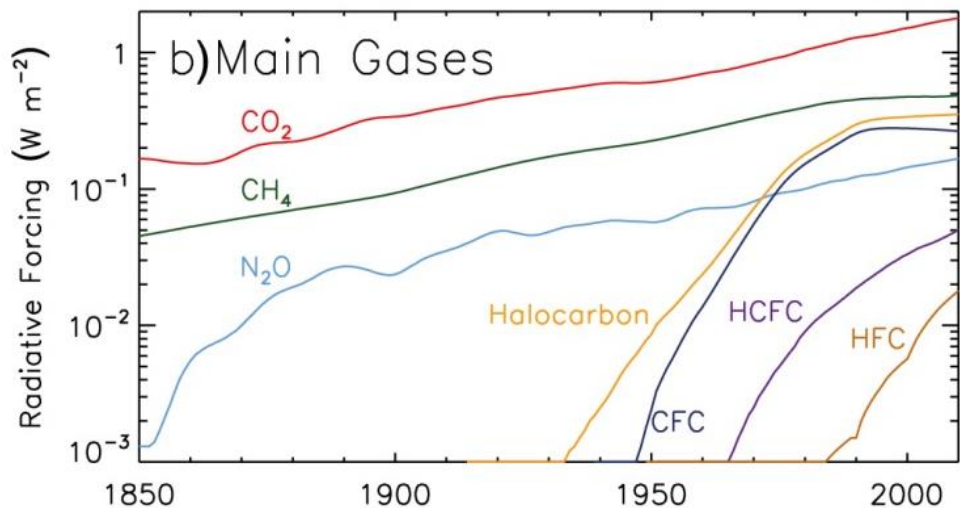
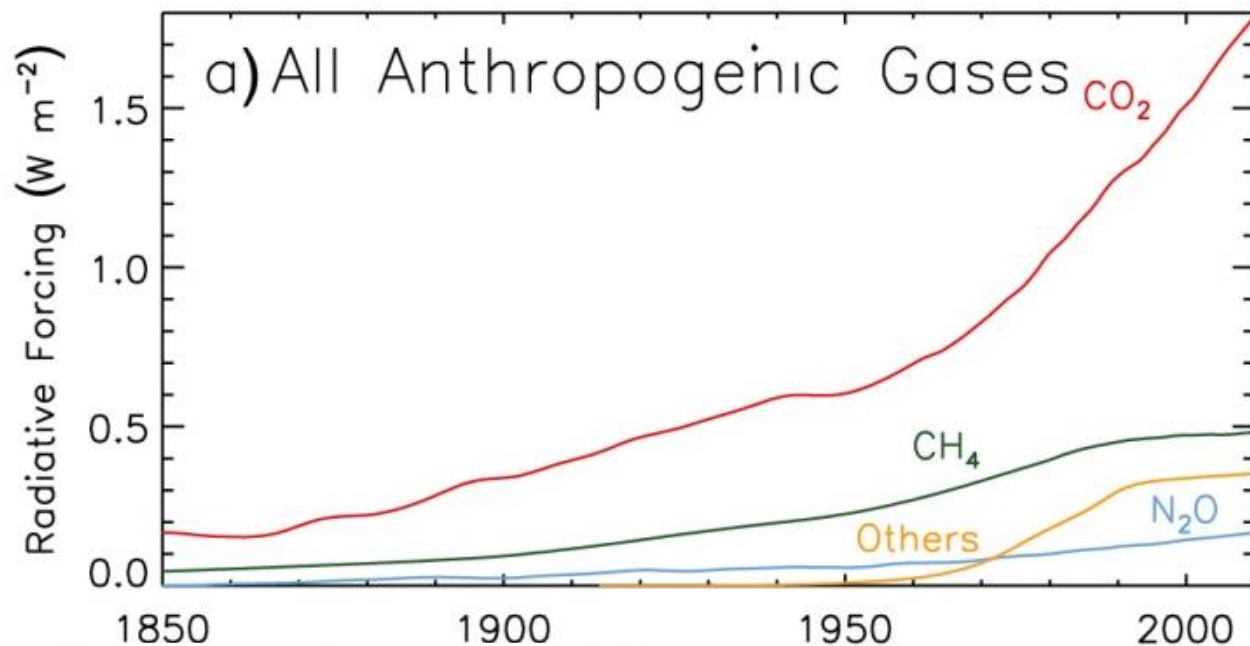
寒冷化 ← → 温暖化

(IPCC WG1 AR5 より引用)



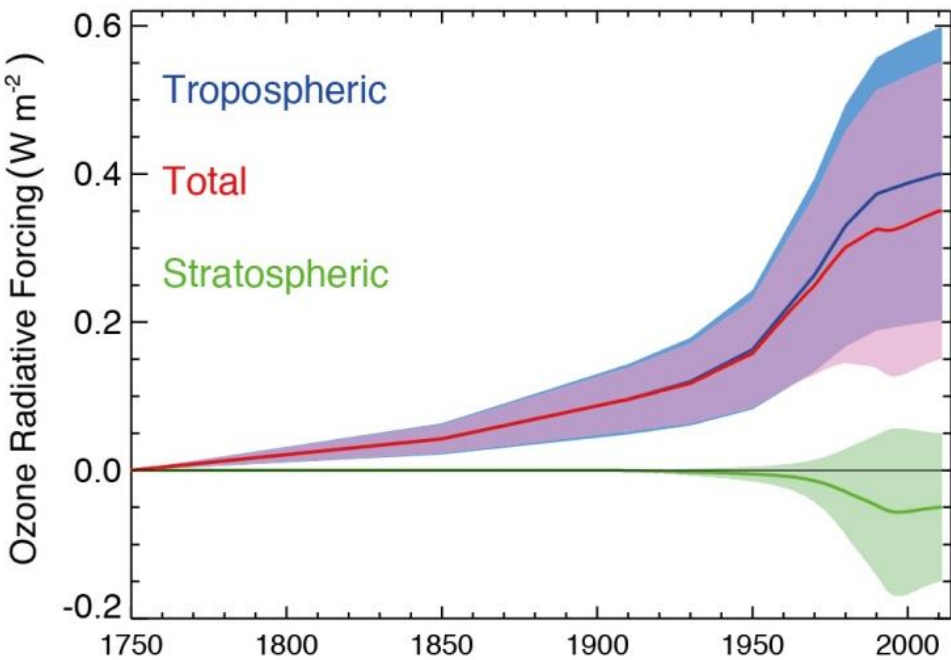
- 地球全体としては産業革命以降のさまざまな人間活動が**正味の温暖化**の効果をもたらしている

産業革命前～現在の放射強制力：温室効果ガス



(IPCC WG1 AR5 より引用、一部改変)

産業革命前～現在の放射強制力:オゾン



← 成層圏オゾン(緑)および対流圏オゾン(青)による放射強制力の経年変化

(IPCC WG1 AR5 より引用)

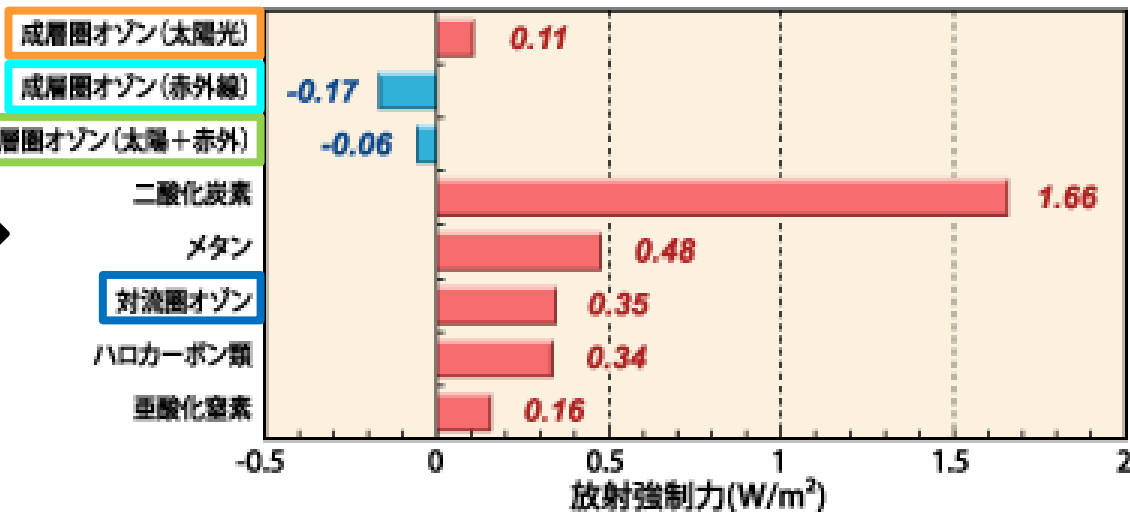
成層圏O₃減少 → 成層圏で紫外線吸収減少
→ 対流圏に届く紫外線増加
→ 対流圏は**温暖化**

成層圏O₃減少 → 成層圏の気温低下
→ 対流圏に届く赤外線減少
→ 対流圏は**寒冷化**

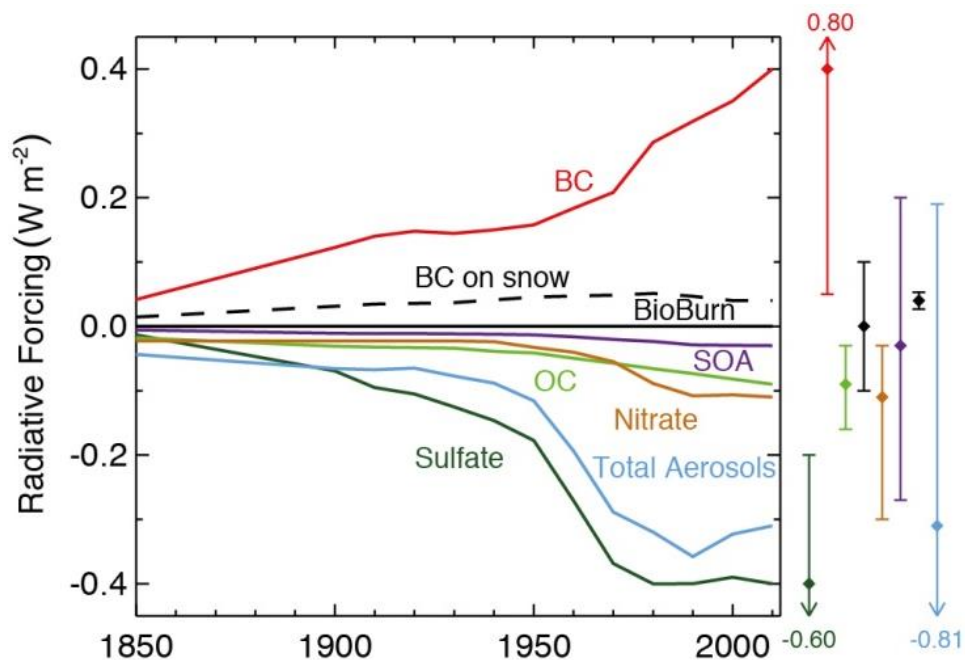
寒冷化 ← → 温暖化

さまざまな温室効果ガスの放射強制力の比較

(秋吉, 「ココが知りたい地球温暖化」より引用)



産業革命前～現在の放射強制力:エアロゾル



← さまざまなエアロゾルによる放射強制力の経年変化

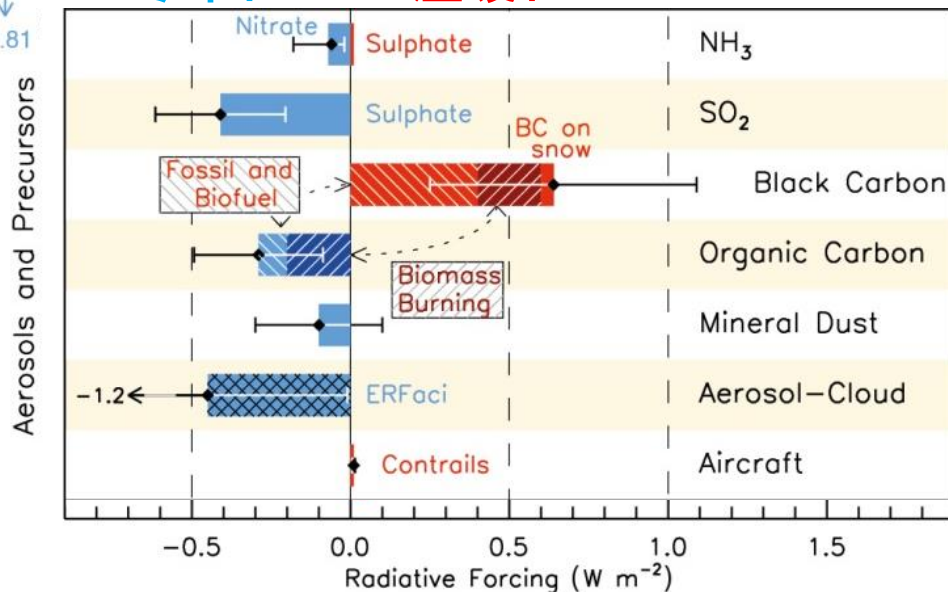
(IPCC WG1 AR5 より引用)

※エラーバーは不確実性の幅を示す

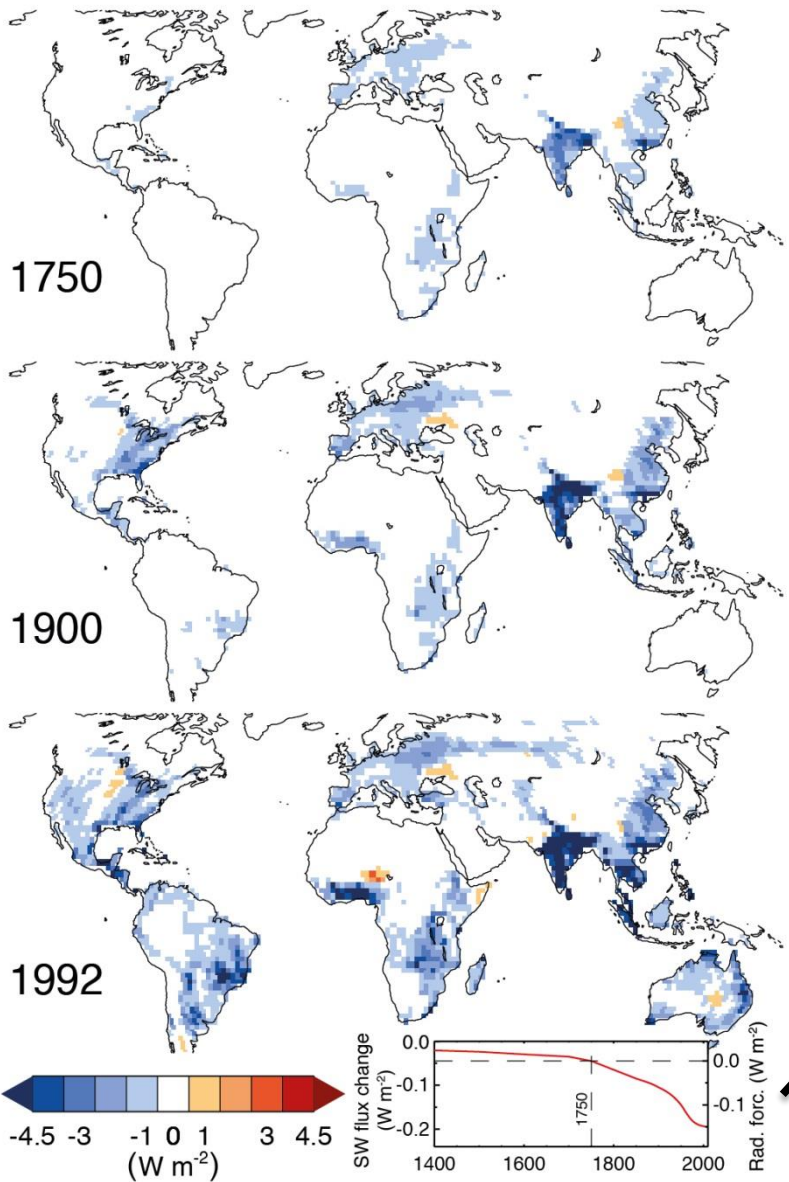
さまざまなエアロゾルによる放射強制力の比較

(IPCC WG1 AR5 より引用、一部改変)

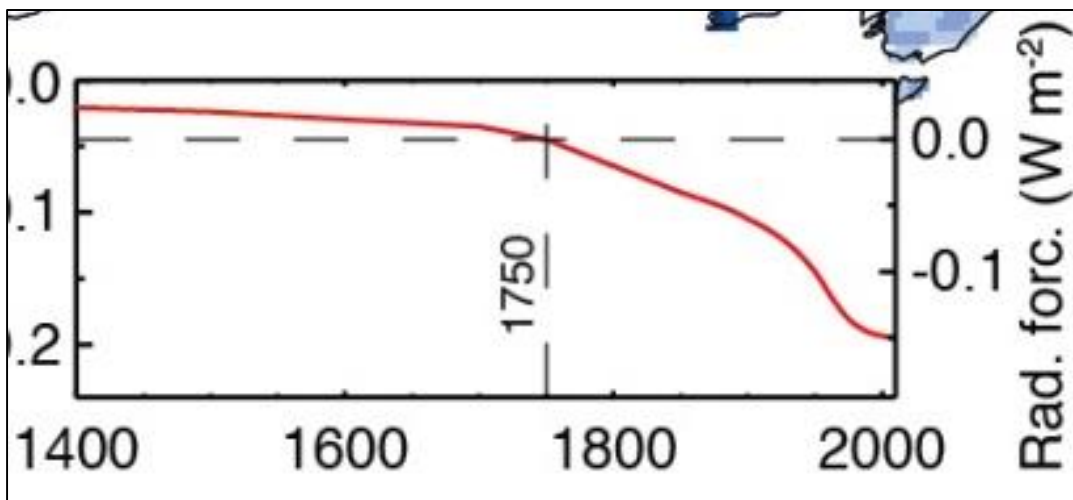
寒冷化 ← → 温暖化



産業革命前～現在の放射強制力:土地利用変化



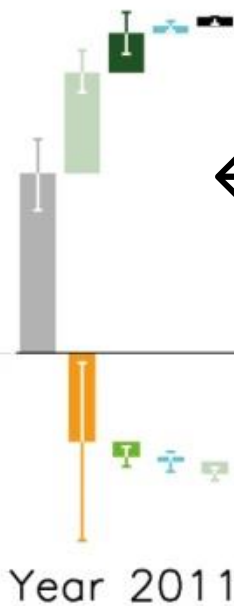
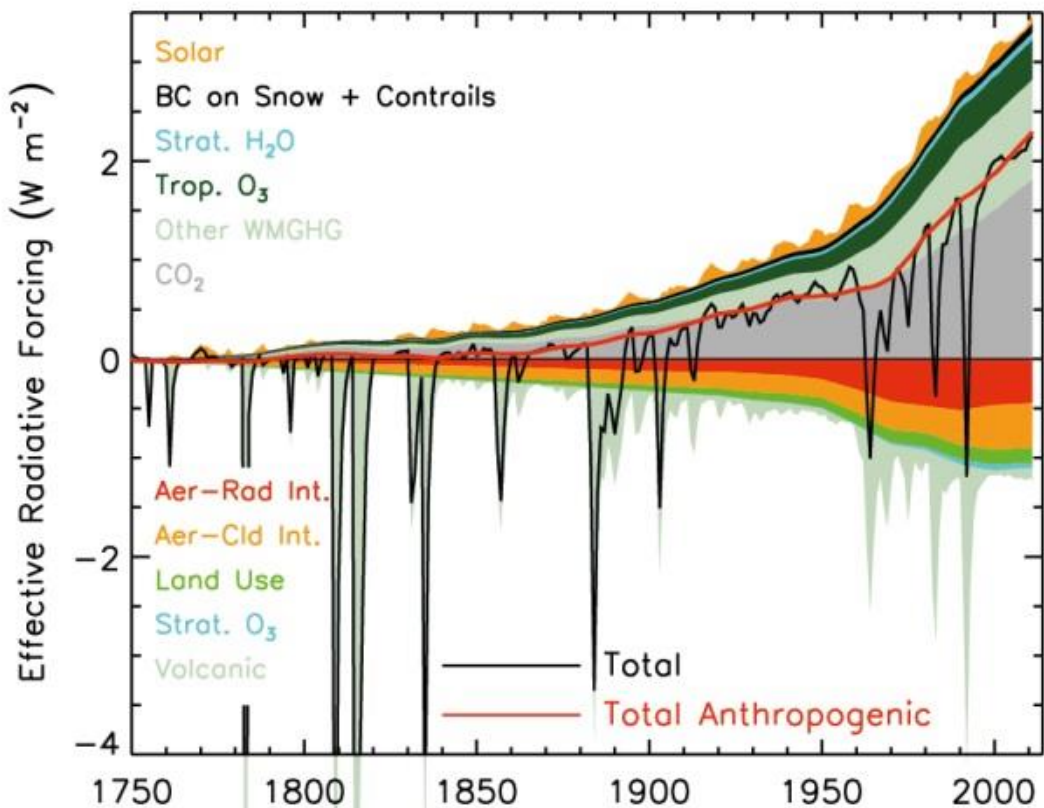
土地利用変化(森林伐採、農地・放牧地拡大)による放射強制力の経年変化



拡大

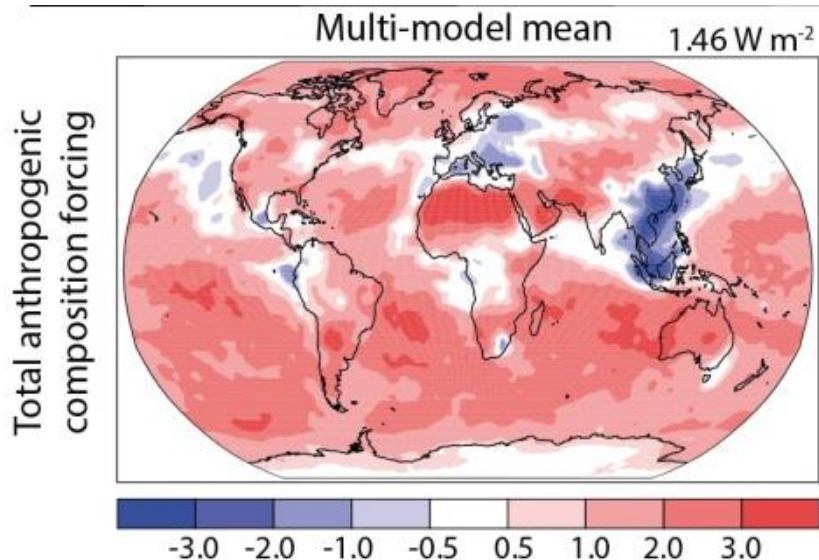
(IPCC WG1 AR5 より引用、一部改変)

産業革命前～現在の放射強制力

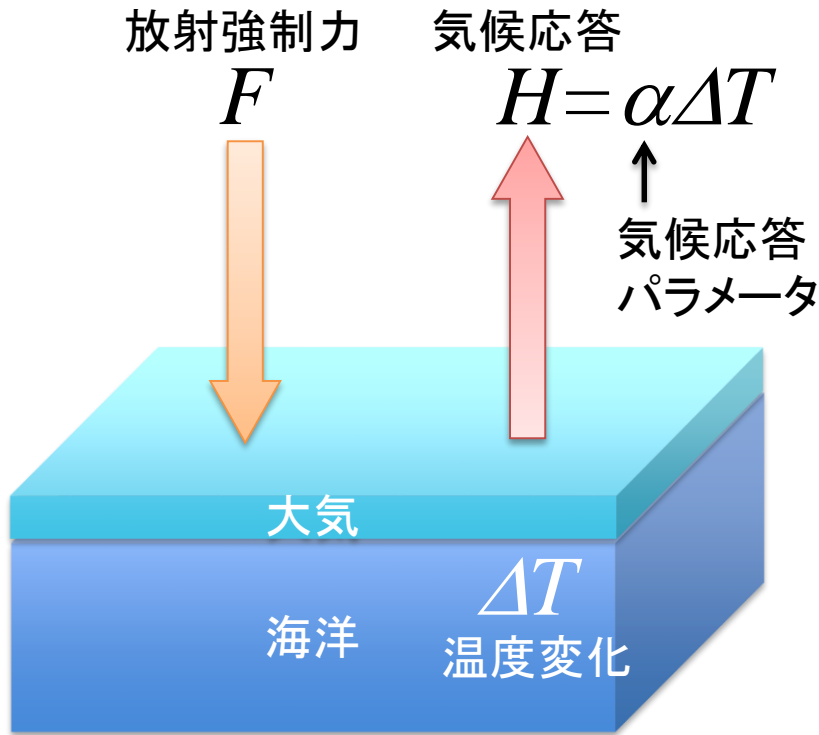


← さまざまな気候変動
要因による放射強制力の経年変化
(IPCC WG1 AR5 より引用)

人為的な気候変動要因による
放射強制力の地理分布
(複数の気候モデルによる推計の平均)
(IPCC WG1 AR5 より引用、一部改変)



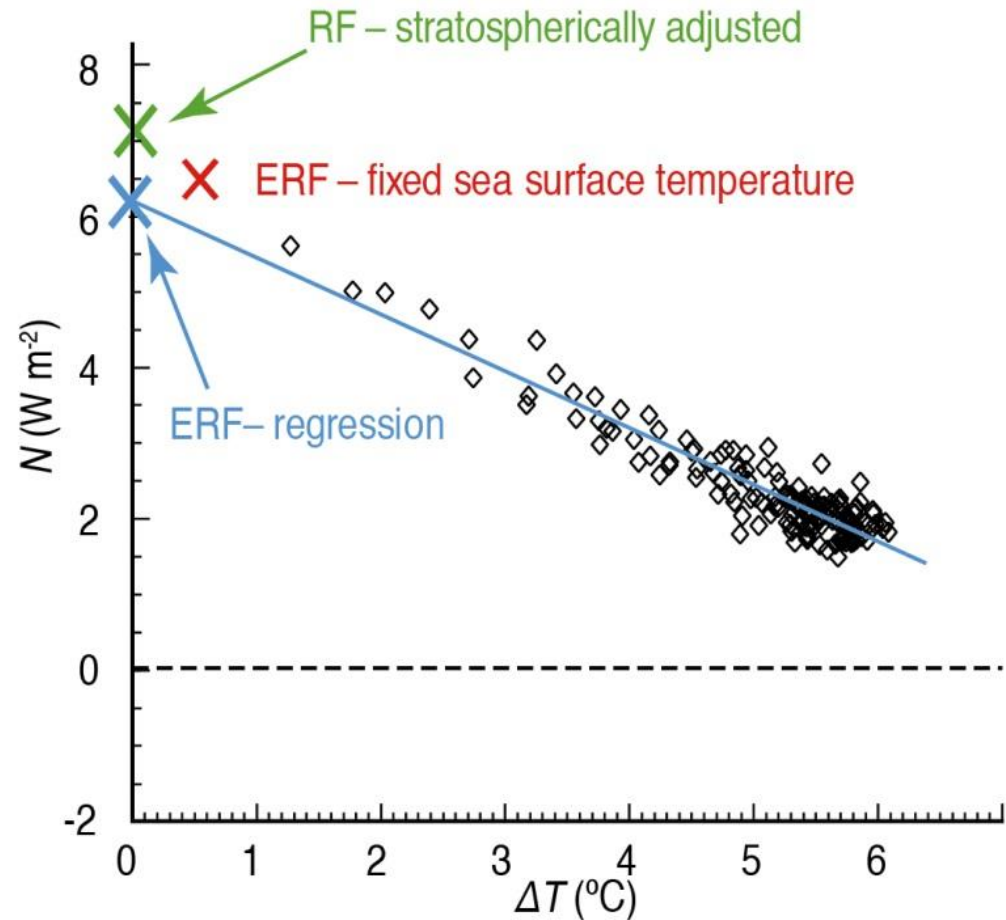
放射強制力と気候応答パラメータ(気候感度)



$$N = F - H = F - \alpha \Delta T$$

↑
(大気上端での)放射収支

$$\lambda = \alpha^{-1} : \text{気候感度}$$



(IPCC WG1 AR5 より引用)

アウトライン

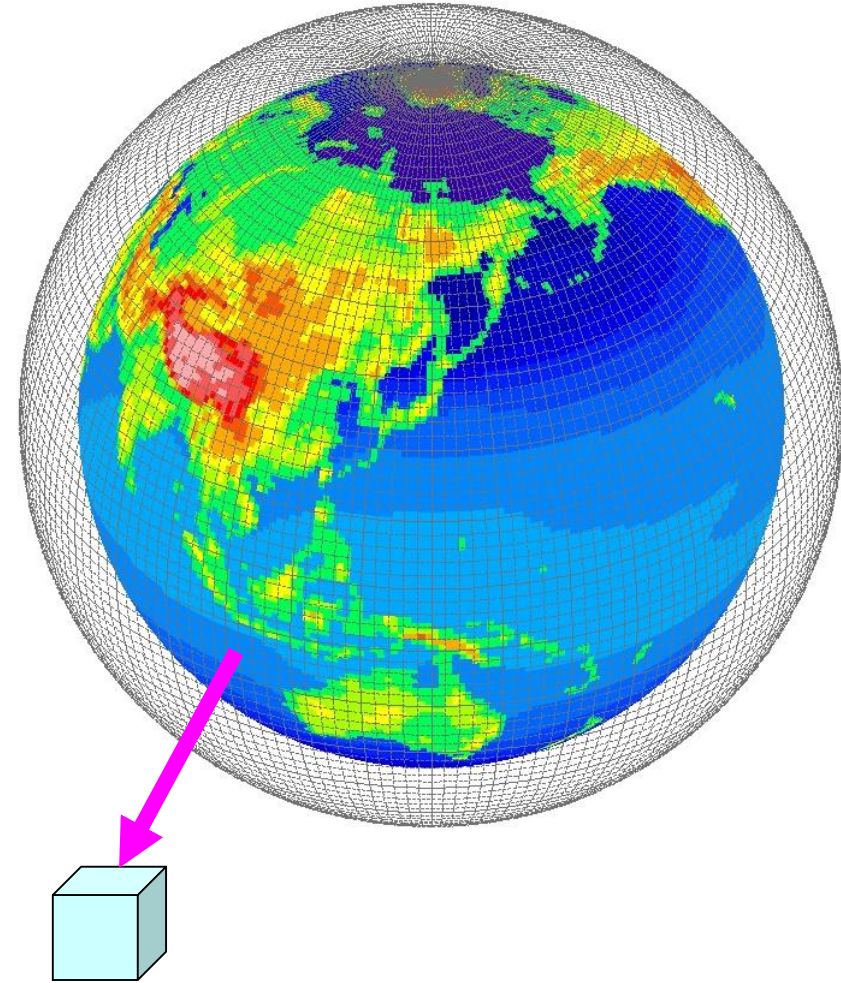
1. 地球の平均的な気候状態 + 観測された長期気候変化
2. 気候を変化させ得る要因 + 放射強制力
3. 気候モデル + 気候変化シグナルの検出と原因特定
4. 将来の気候変化予測

気候モデルとは？

コンピュータ上で地球の気候を再現(仮想的な地球)

大気や海洋の変化を支配している基本的な物理法則に基づく

大気、海洋、陸面を3次元の格子(数十～数百km)に区切って計算



支配方程式系の概要

流体の方程式を離散化して解く

$$\frac{du}{dt} - \left(f + \frac{u \tan \varphi}{a} \right) v = -\frac{1}{\rho a \cos \varphi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + F_\lambda$$

$$\frac{dv}{dt} + \left(f + \frac{u \tan \varphi}{a} \right) u = -\frac{1}{\rho a} \frac{\partial p}{\partial \varphi} + F_\varphi$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g$$

$$\frac{dp}{dt} + \rho \left\{ \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial w}{\partial z} \right\} = 0$$

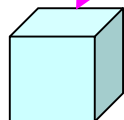
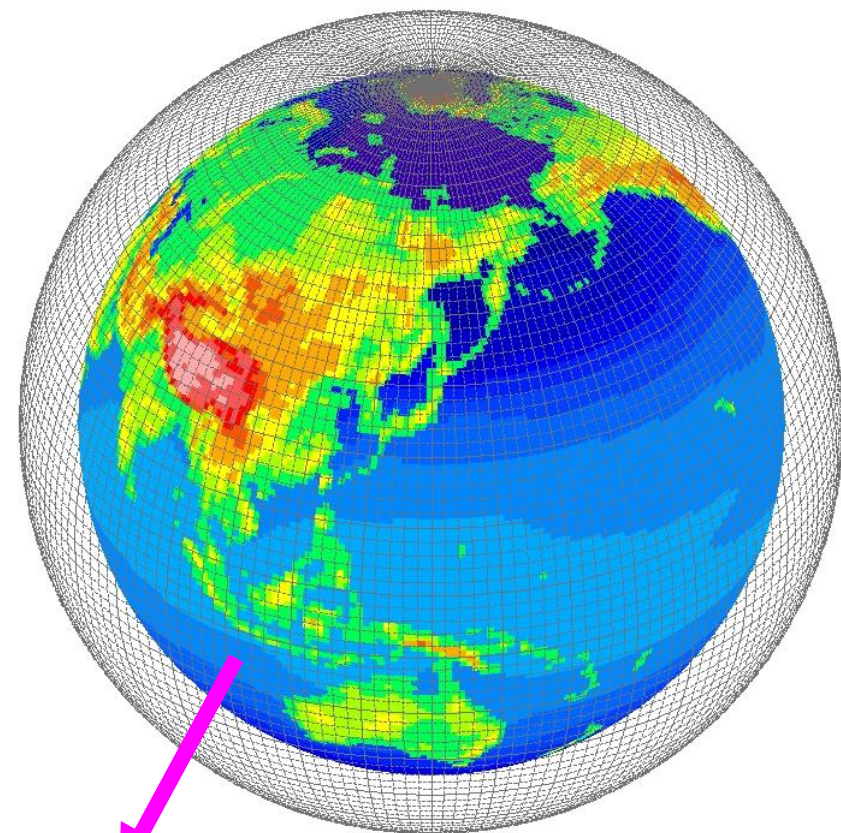
$$c_v \frac{dT}{dt} + p \frac{d\alpha}{dt} = Q$$

$$\frac{dq}{dt} = S$$

$$p = \rho RT$$

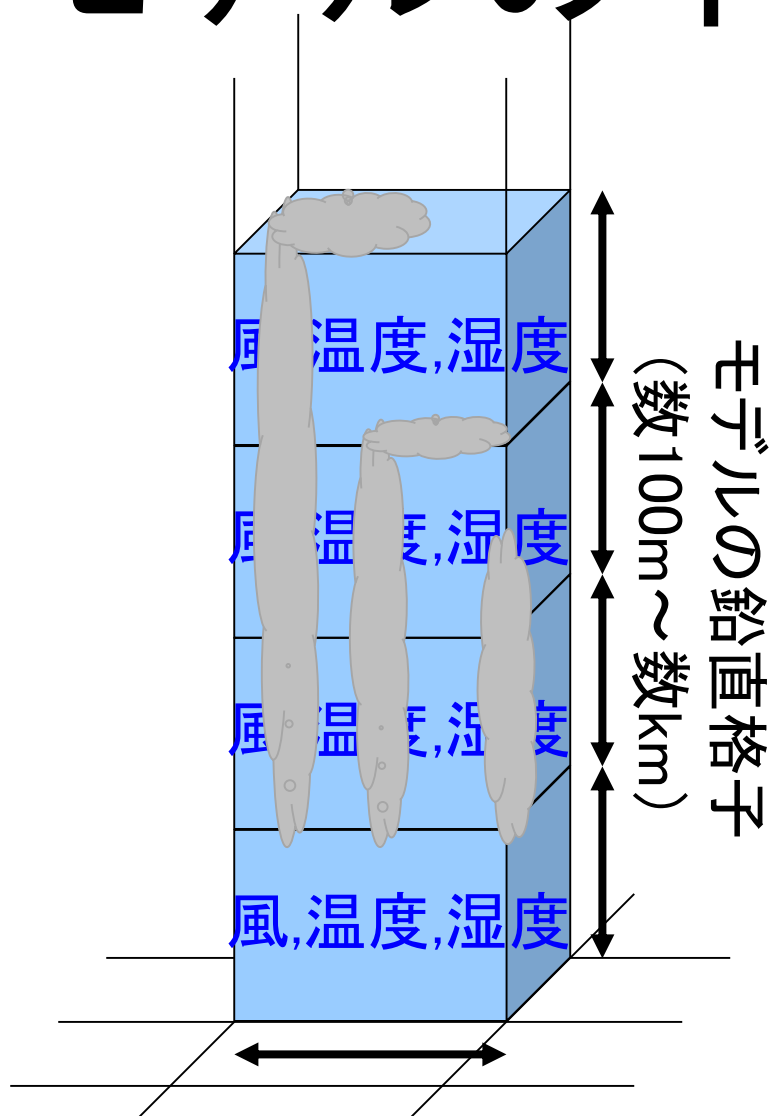
流体力学の方程式で表現
できない部分

↓
半理論・半経験的に表現
(パラメタ化)

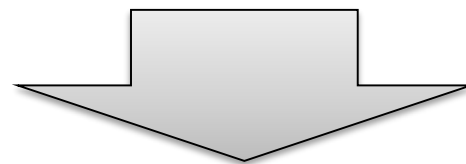


各格子で温度、気圧、風
(流速)、湿度などを定義

モデルの不確実性



格子よりも小さい規模の現象（雲、雨など）は半理論的・半経験的に表現



モデルの不確実性をもたらす原因

複雑さの進展

1970年代半ば：
放射・降水・循環を考慮

1980年代半ば：
陸面過程、雲、海氷の導入

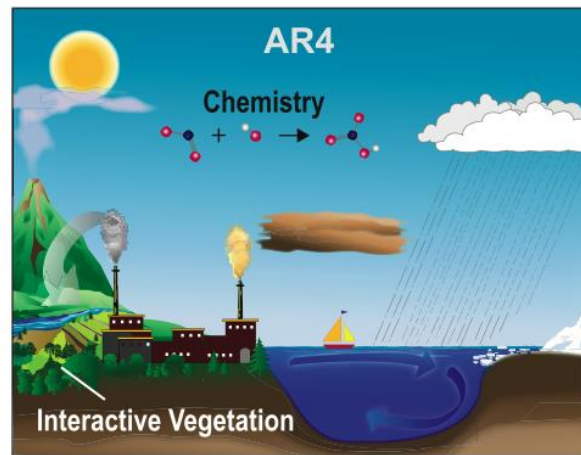
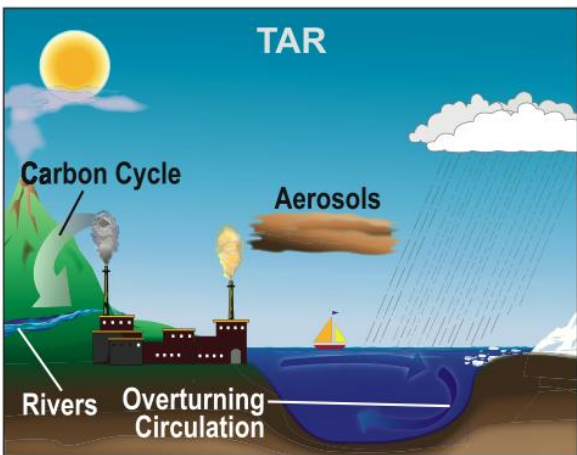
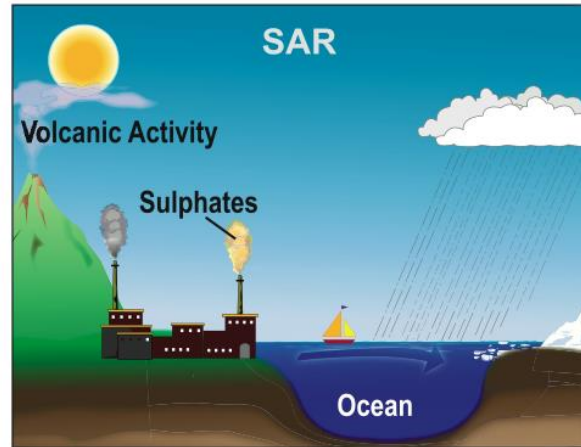
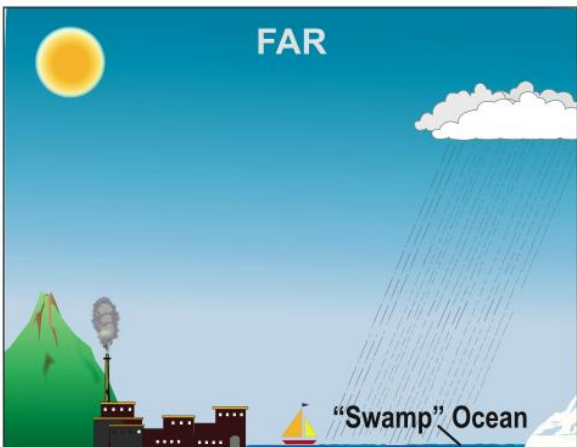
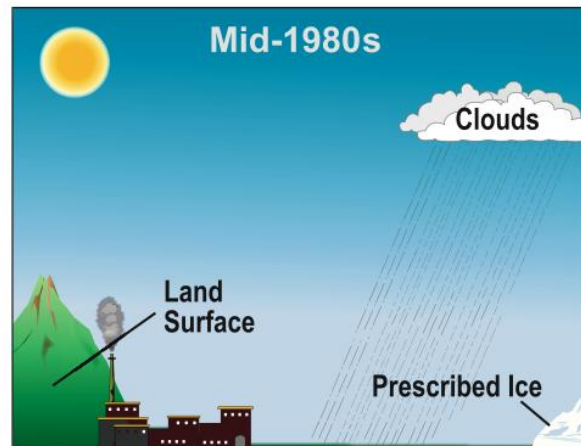
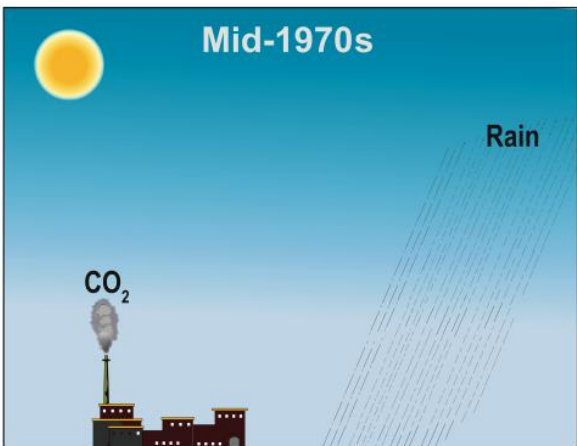
第1次報告書(FAR): 1990
海洋混合層の導入
(熱平衡のみ、循環ナシ)

第2次報告書(SAR): 1996
海洋循環、火山噴火、
硫酸エアロゾルの導入

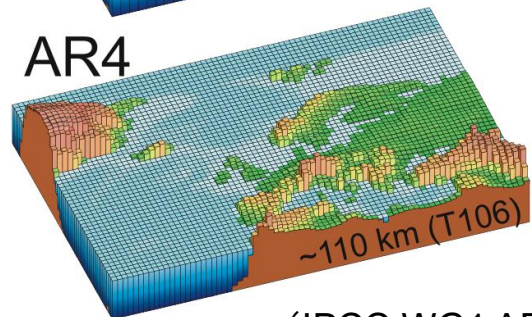
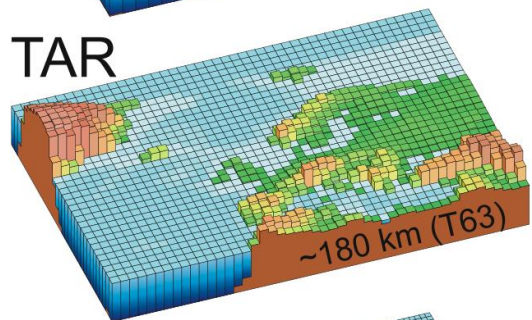
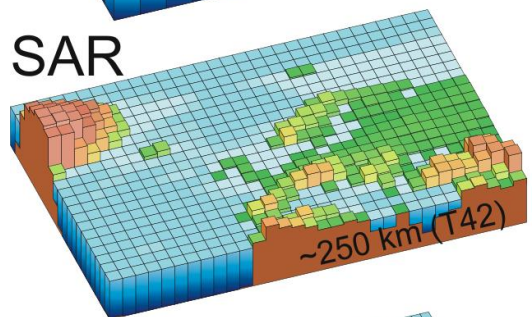
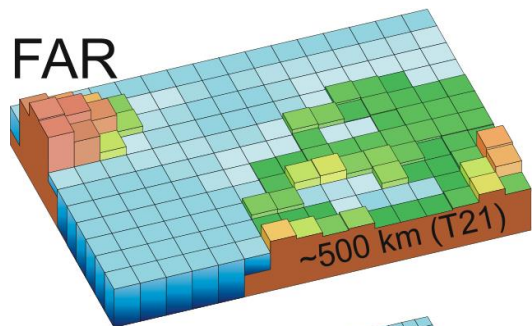
第3次報告書(TAR): 2001
エアロゾル、炭素循環、
河川、熱塩循環の導入

第4次報告書(AR4): 2007
大気化学、動態植生の導入

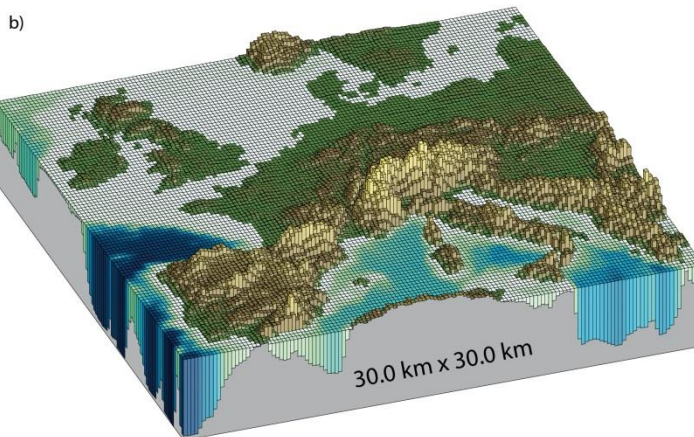
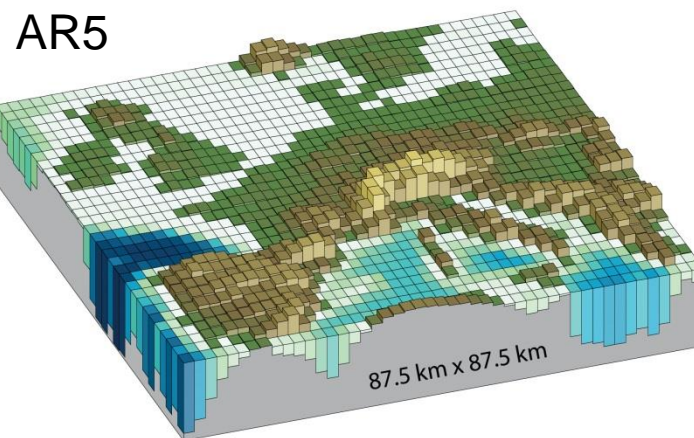
(IPCC WG1 AR4 より引用)



解像度の進展



(IPCC WG1 AR4 より引用)

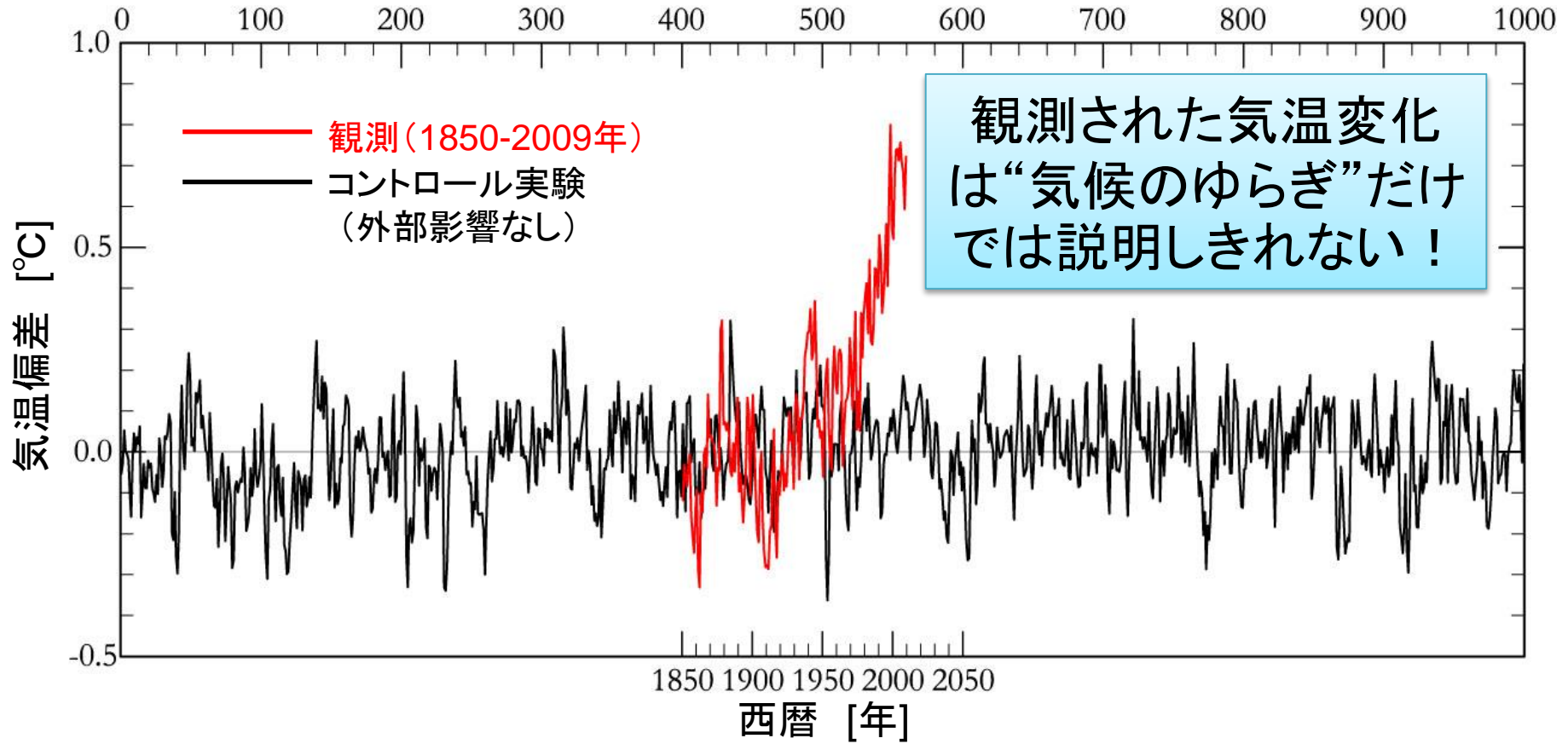


(IPCC WG1 AR5 より引用)

“気候のゆらぎ”だけで近年の温暖化は説明可能か？

全球気候モデルのコントロール実験*と観測された地上気温の比較

* : 外的な気候変動要因の変化を考慮しない場合の長期積分



過去の気候再現実験における気候変動要因

➤ 自然起源の気候変動要因

✓ 太陽活動度の変化

✓ 大規模火山噴火

➤ 人為起源の気候変動要因

✓ 温室効果気体の濃度変化

✓ 成層圏オゾンの濃度変化

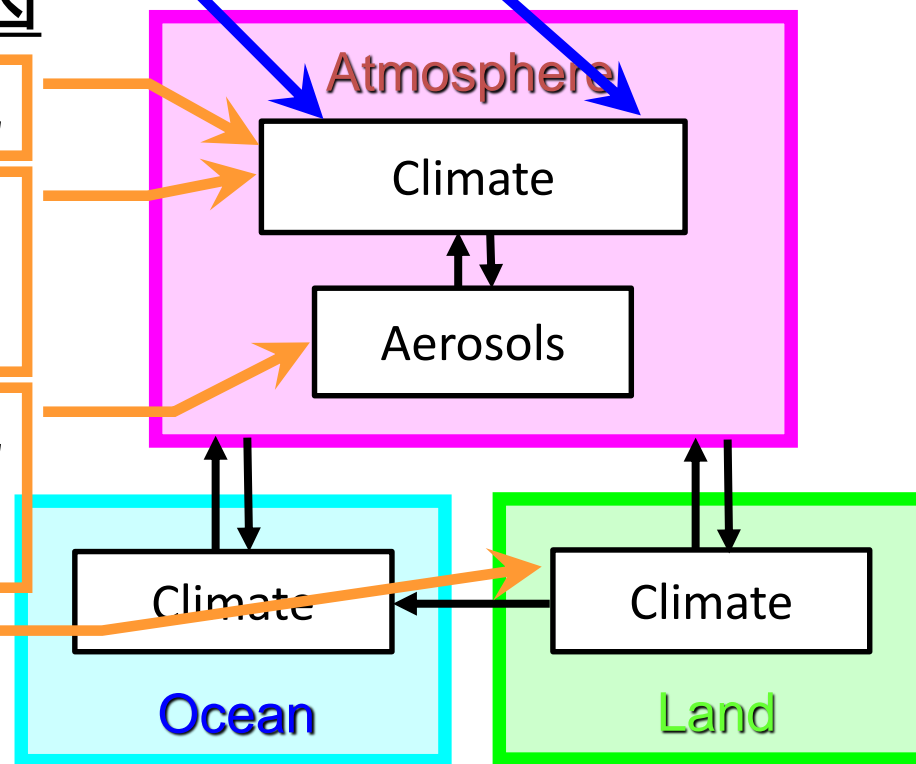
✓ 対流圏オゾンの濃度変化

✓ 二酸化硫黄の排出量変化

✓ 黒色炭素の排出量変化

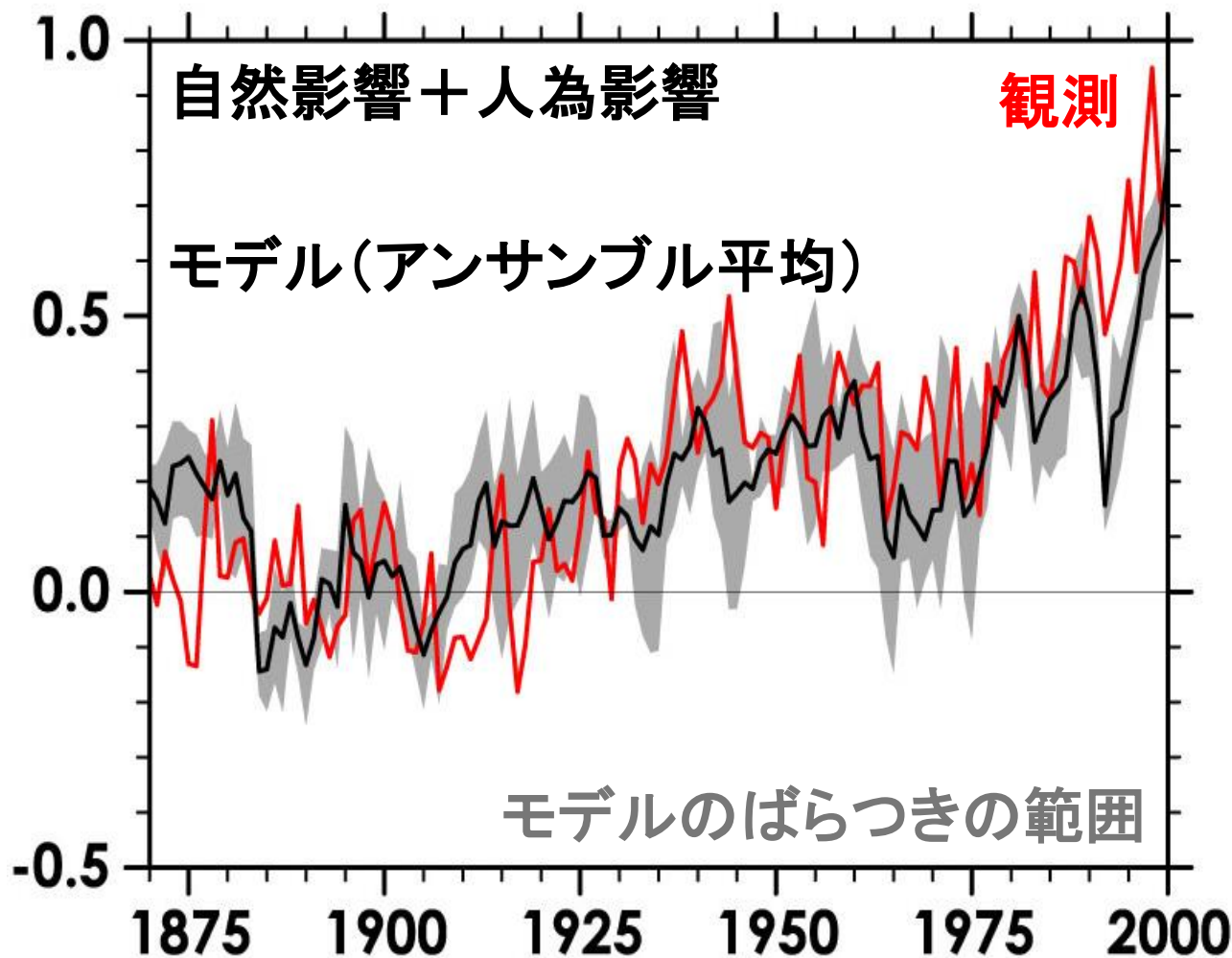
✓ 土地利用変化

※ ダスト、海塩粒子の濃度変化



過去の気候再現実験

1881～1910年の差
平均気温からの差



赤線: 観測値、
黒線: 計算結果
(初期値の異なる
4実験の平均)、
灰色部分: 初期
値の異なる4実
験結果のばらつ
きの範囲

- 気候モデルは観測された気温変化をよく再現している

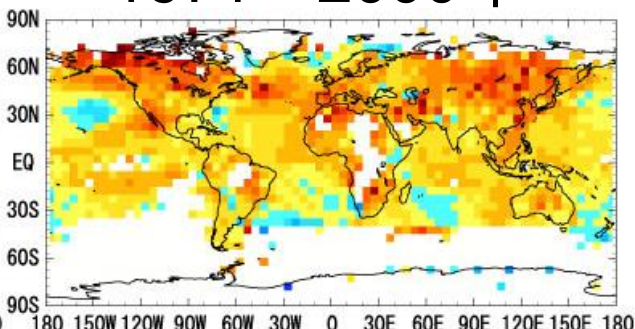
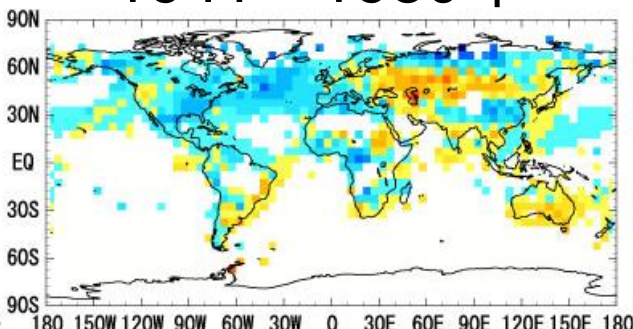
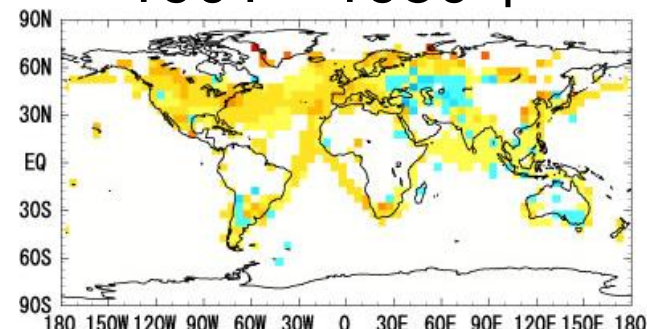
地上気温のトレンド(変化傾向)の地理分布

観測データ

1901-1950年

1941-1980年

1971-2000年

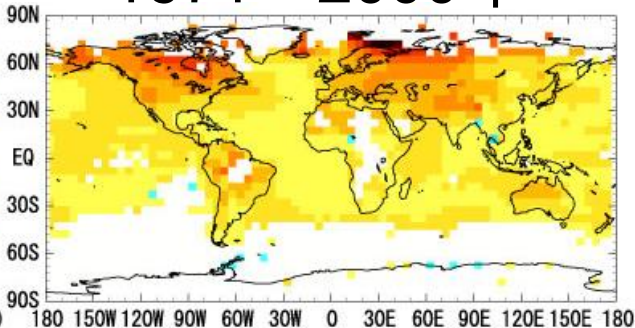
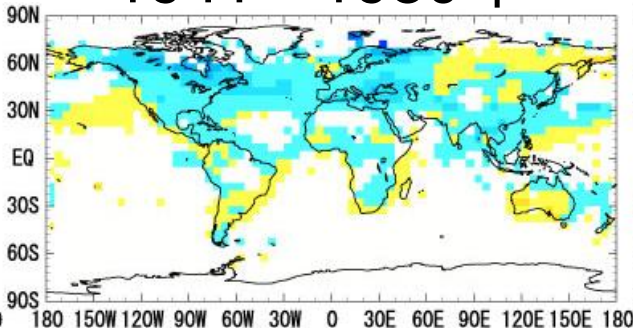
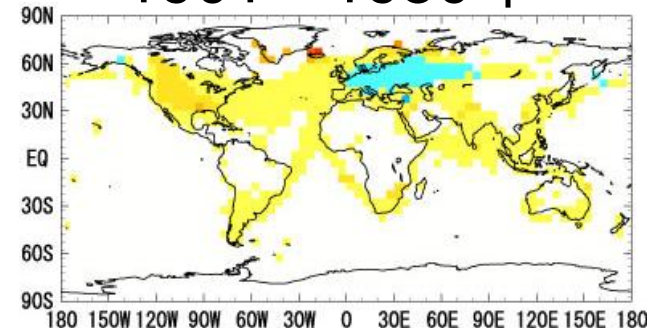


モデル結果

1901-1950年

1941-1980年

1971-2000年



-1 -0.8 -0.6 -0.4 -0.2 0 0.2 0.4 0.6 0.8 1 [°C/10年]

➤ 気温の長期トレンドの地理分布もよく再現している

大気海洋結合モデルによる過去の気候再現実験

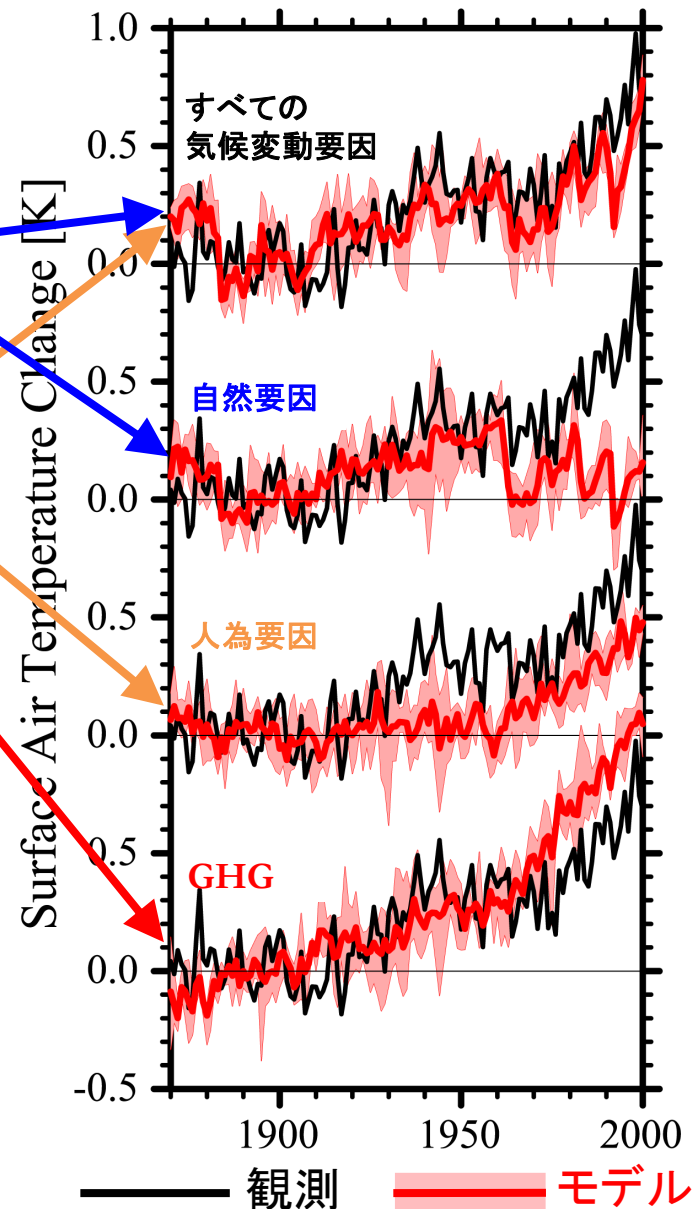
➤ 自然起源の気候変動要因

- ✓ 太陽活動度の変化
- ✓ 大規模火山噴火

➤ 人為起源の気候変動要因

- ✓ 温室効果気体の濃度変化
- ✓ 成層圏オゾンの濃度変化
- ✓ 対流圏オゾンの濃度変化
- ✓ 二酸化硫黄の排出量変化
- ✓ 黒色炭素の排出量変化
- ✓ 土地利用変化

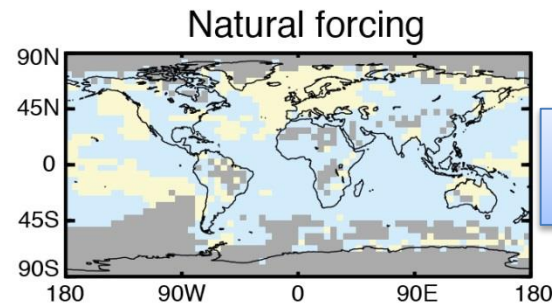
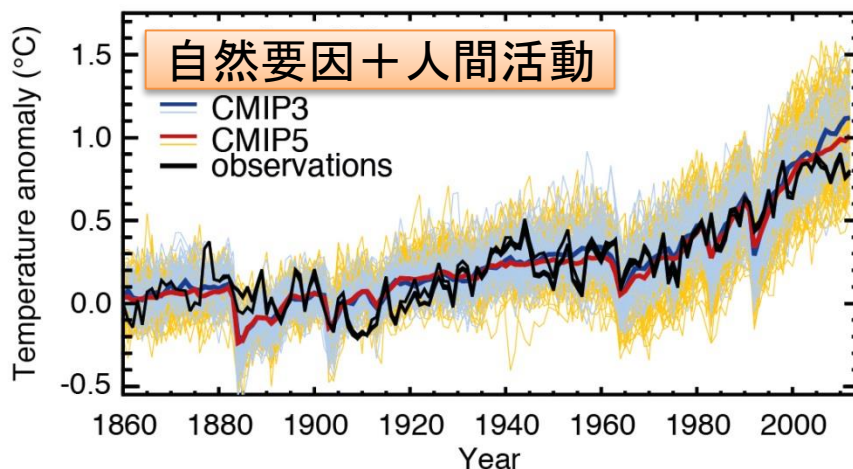
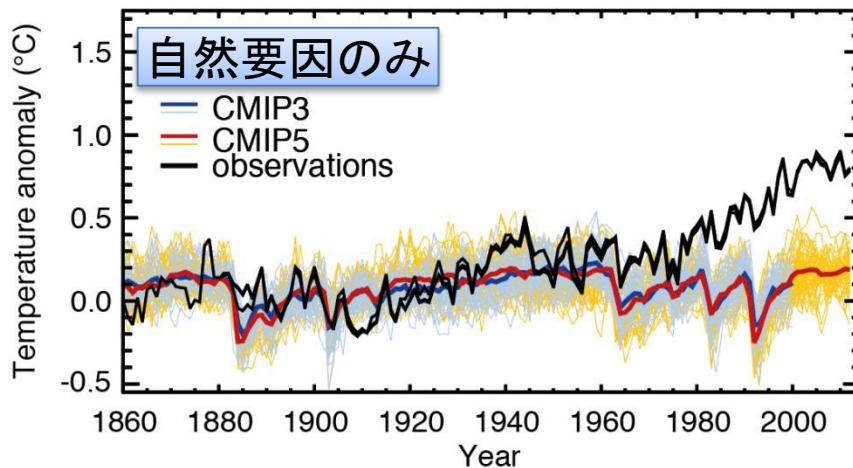
※ ダスト、海塩粒子の濃度変化は内部的に計算



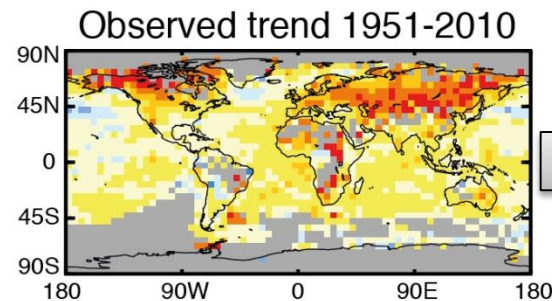
複数の気候モデルを用いた解析結果

(IPCC WG1 AR5 より引用)

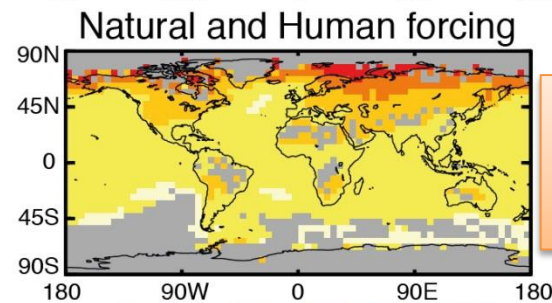
全球平均気温の変化(°C)



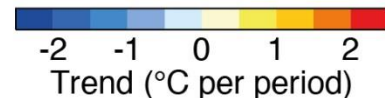
自然要因のみ



観測事実



自然要因+人間活動

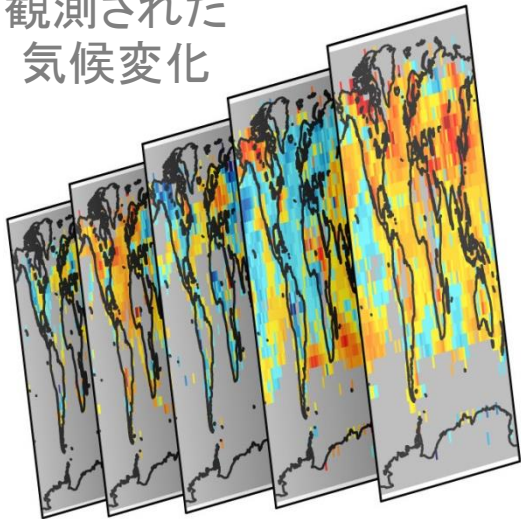


➤ 人間活動が20世紀半ば以降に観測された温暖化の主要要因であった可能性が極めて高い(>95%)

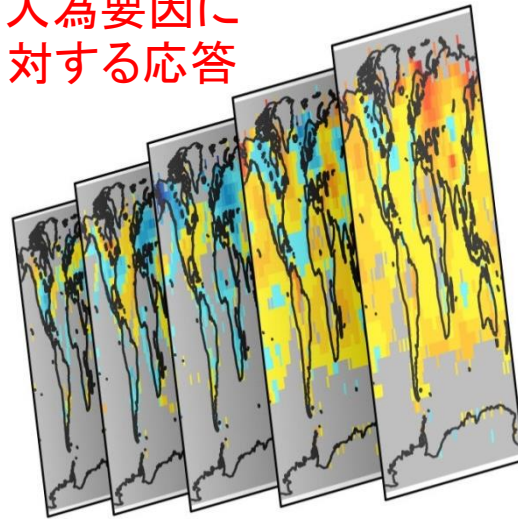
“最適指紋法”の概念図

気候モデルによる仮想実験から求めた“指紋”

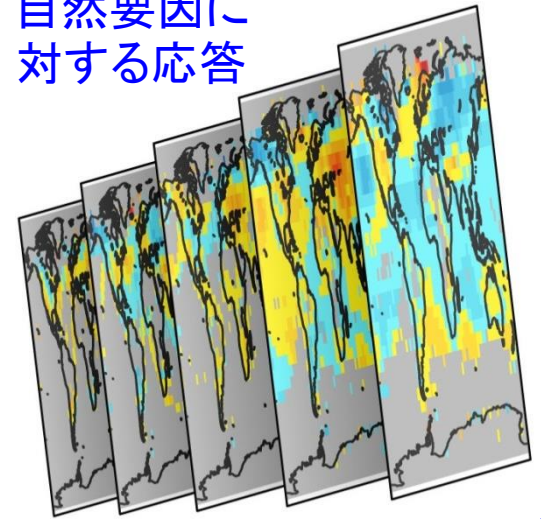
観測された
気候変化



人為要因に
対する応答



自然要因に
対する応答



$$Y = \beta_1 \times X_1 + \beta_2 \times X_2 + \nu$$

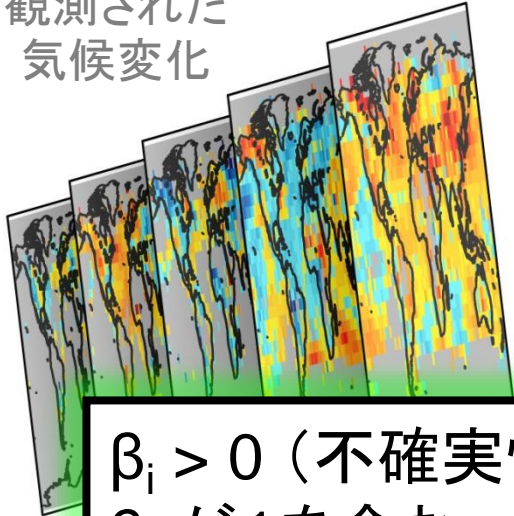
回帰係数を推定

気候の揺らぎを考慮

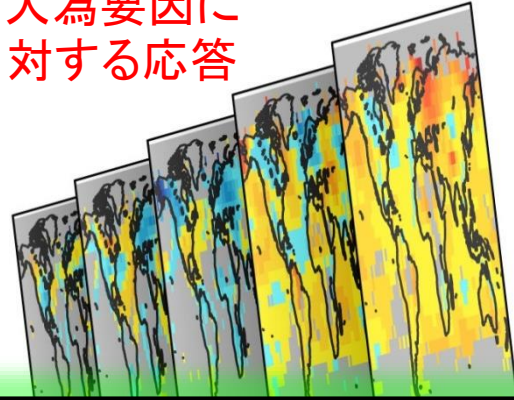
“最適指紋法”の概念図

気候モデルによる仮想実験から求めた“指紋”

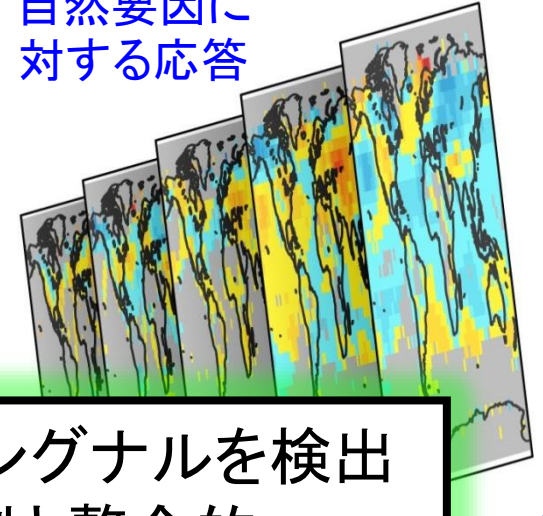
観測された
気候変化



人為要因に
対する応答



自然要因に
対する応答



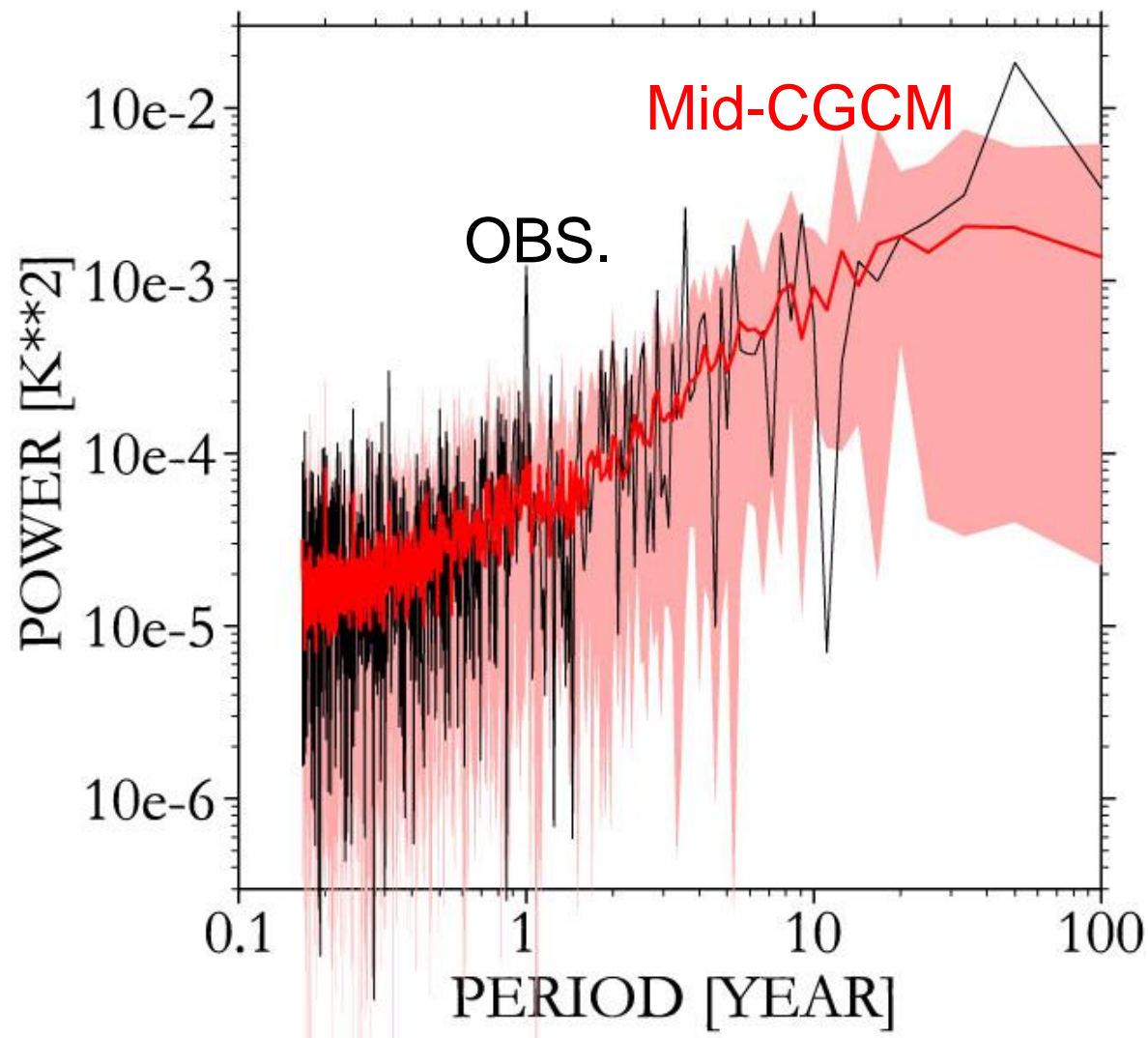
$\beta_i > 0$ (不確実性の幅も含めて) \Rightarrow 有意なシグナルを検出
 β_i が1を含む \Rightarrow 検出されたシグナルは観測と整合的

$$Y = \beta_1 \times X_1 + \beta_2 \times X_2 + \nu$$

回帰係数を推定

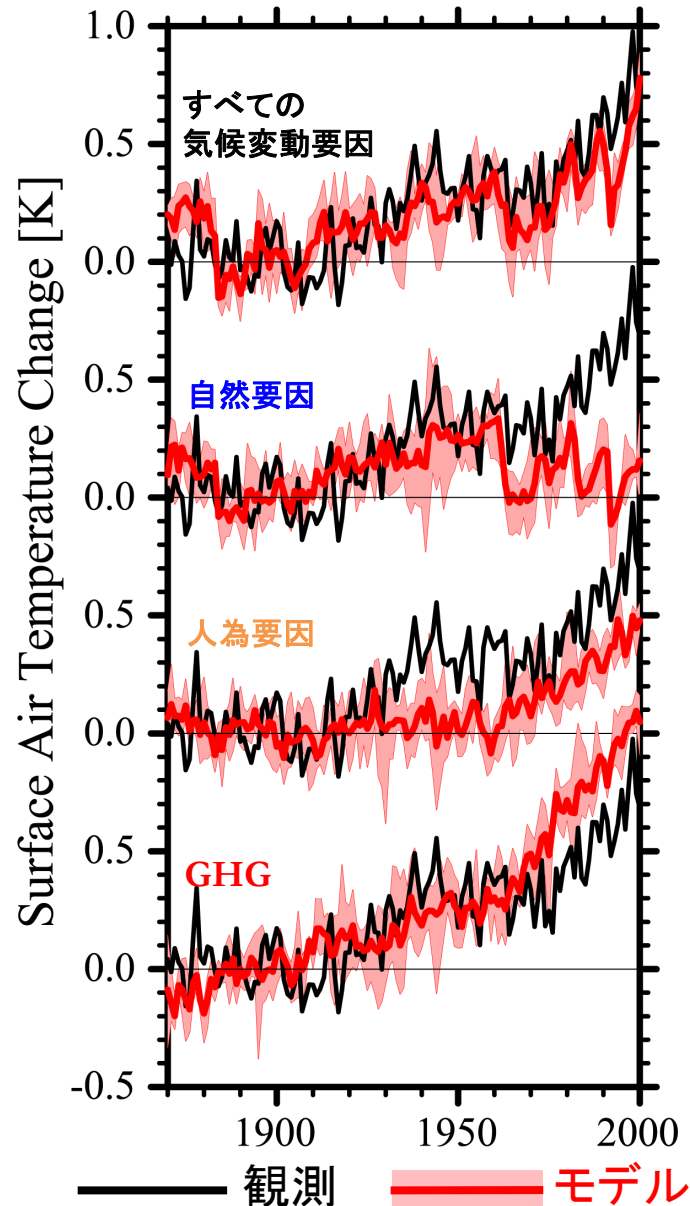
気候の揺らぎを考慮

気候学的なノイズ(内部変動)の妥当性



コントロール実験の内部変動は観測と整合的

単回帰分析の例：20世紀全体の解析



観測された地上気温の時空間変動を、すべて(人為+自然)の変動要因に対する応答、自然要因に対する応答、人為要因に対する応答、GHGに対する応答でそれぞれ単回帰する

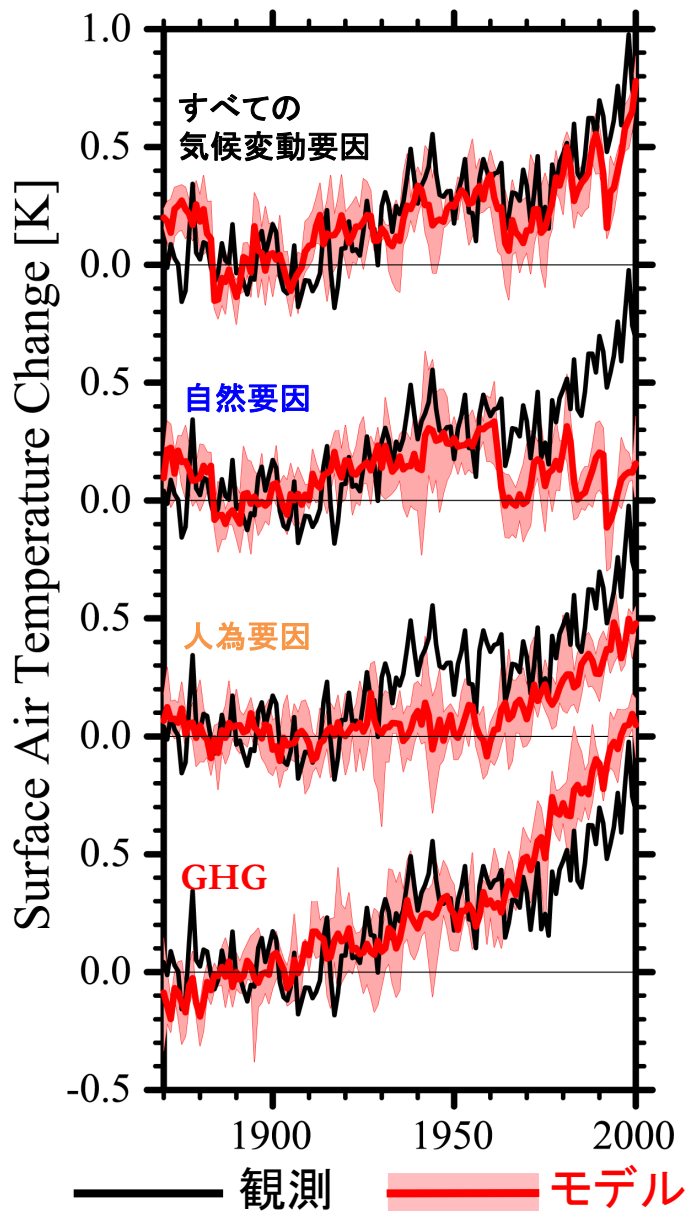
$$Y = \beta_{ALL} X_{ALL} + U$$

$$Y = \beta_{ANT} X_{ANT} + U$$

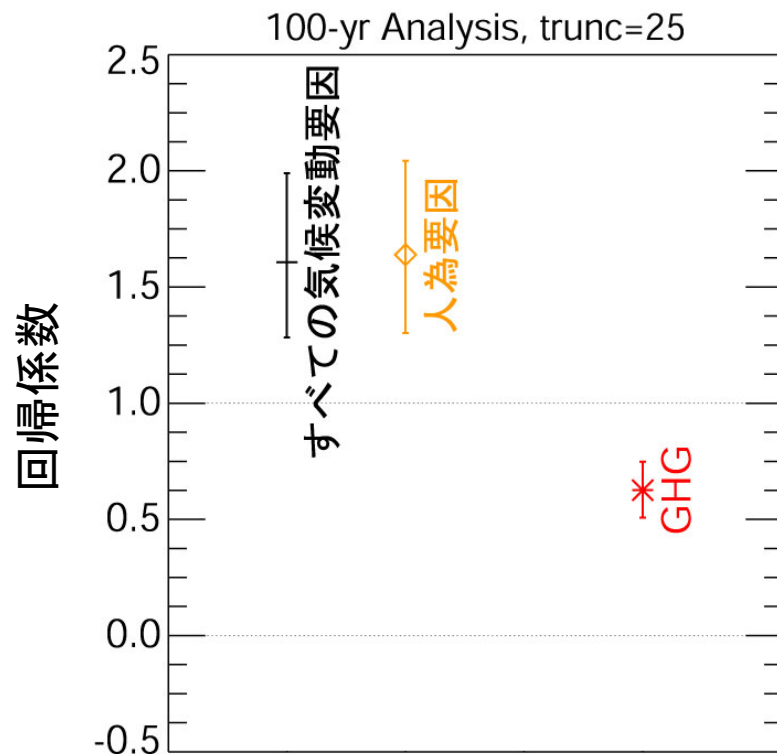
$$Y = \beta_{NAT} X_{NAT} + U$$

$$Y = \beta_{GHG} X_{GHG} + U$$

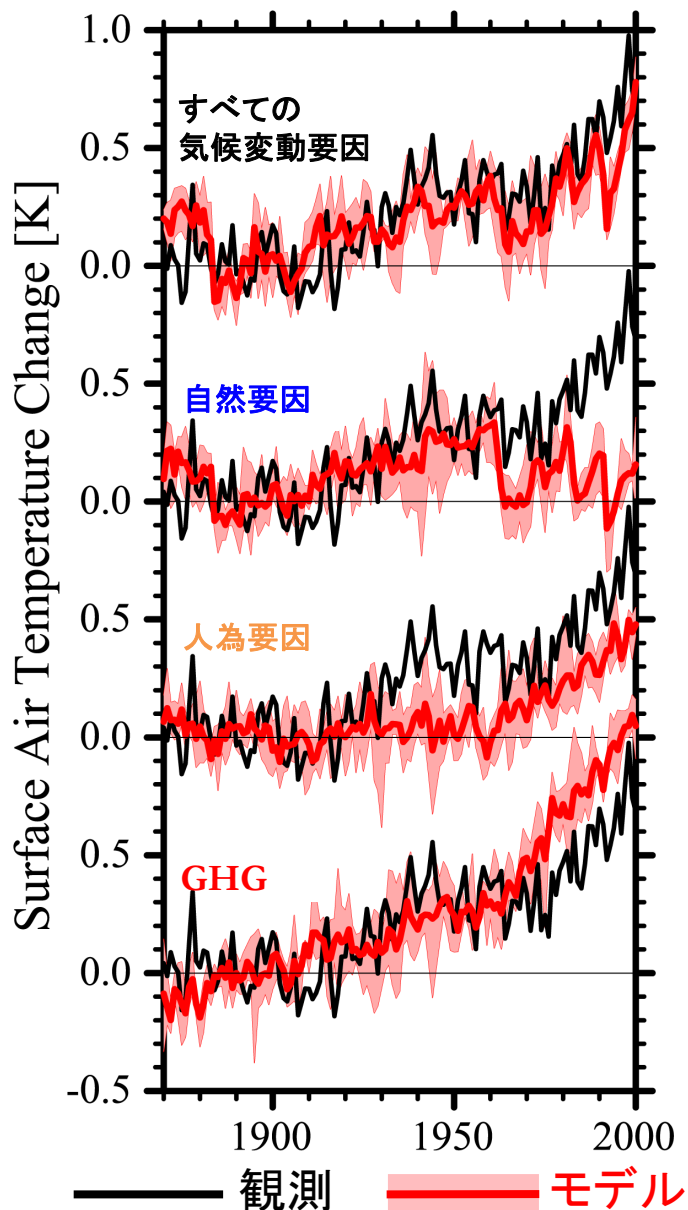
単回帰分析の例: 20世紀全体の解析



すべておよび人為要因のみに対する気候応答が有意に検出可能ただし、GHGに対する応答のみでは観測を過大評価



20世紀に観測された気温変化の解析



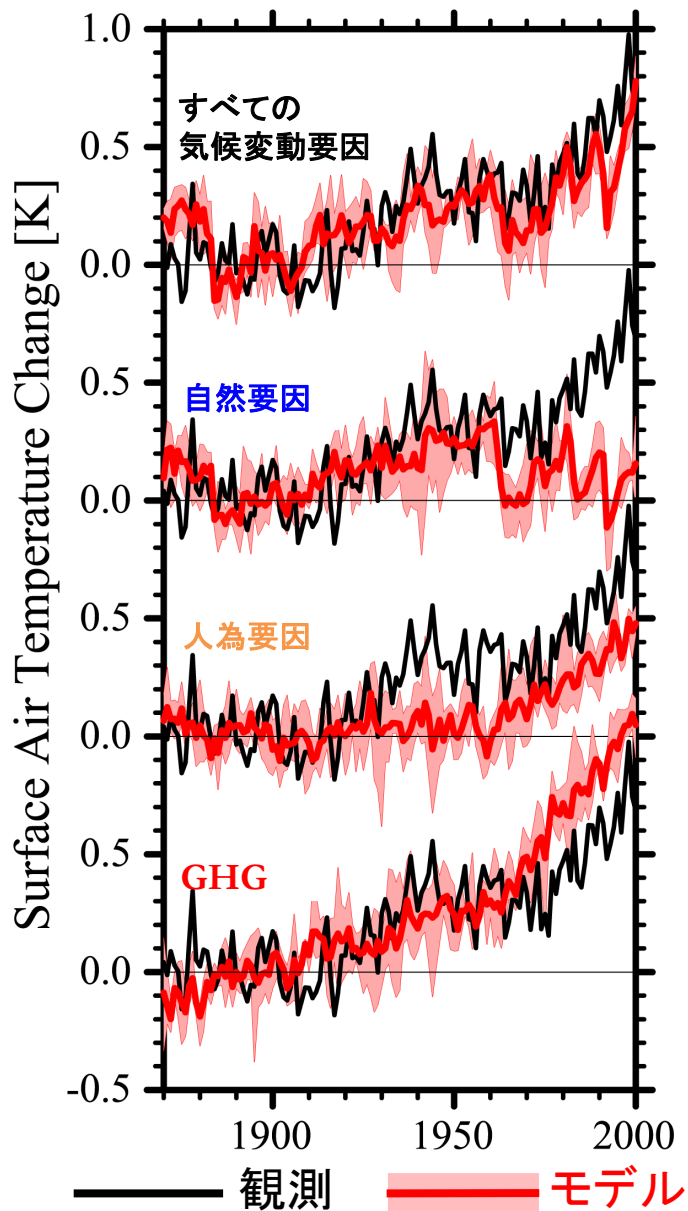
観測された地上気温の時空間変動を、**GHG**に対する応答、**GHG**を除く人為要因に対する応答、**自然要因**に対する応答で重回帰する

$$\begin{aligned} Y &= \beta_{\text{GHG}} X_{\text{GHG}} \\ &+ \beta_{\text{ANT-G}} X_{\text{ANT-G}} \\ &+ \beta_{\text{NAT}} X_{\text{NAT}} \\ &+ U \end{aligned}$$

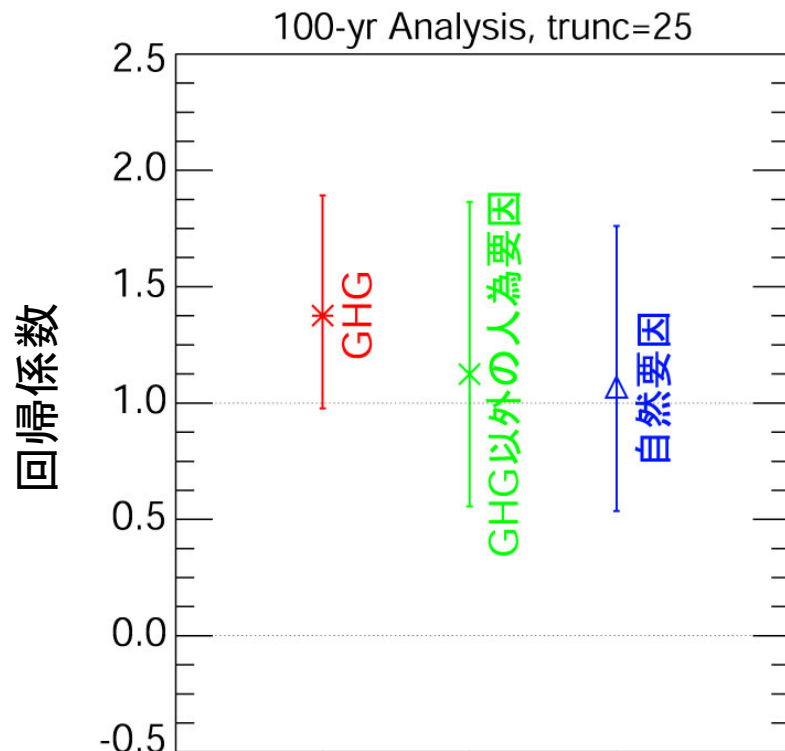
ただし、

$$X_{\text{ANT-G}} = X_{\text{ANT}} - X_{\text{GHG}}$$

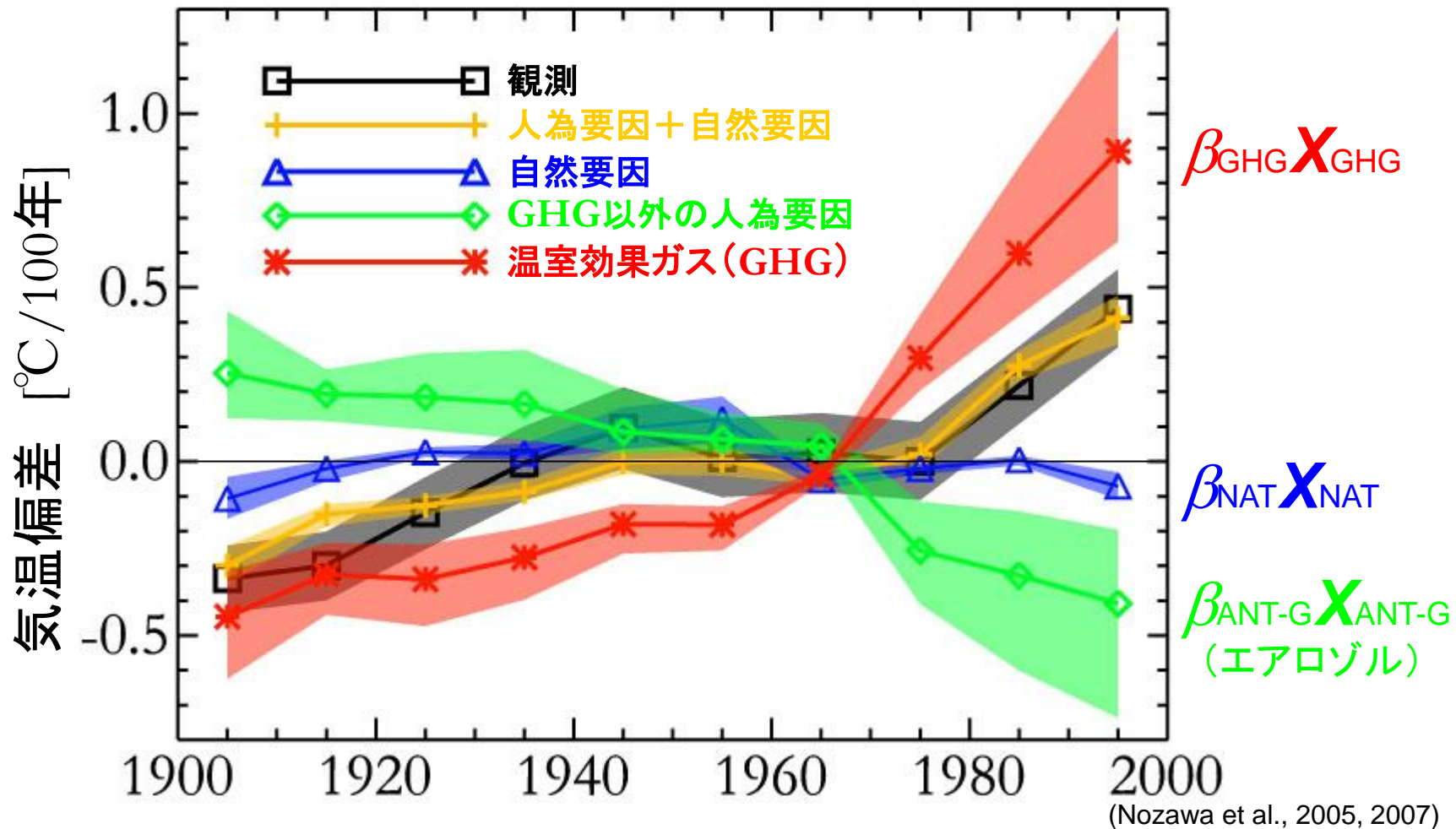
20世紀に観測された気温変化の解析



GHGに対する応答はやや過小評価のみであるものの、**いずれのシグナルも有意に検出可能、かつ、観測とも整合的**



20世紀の地上気温変化の要因分析

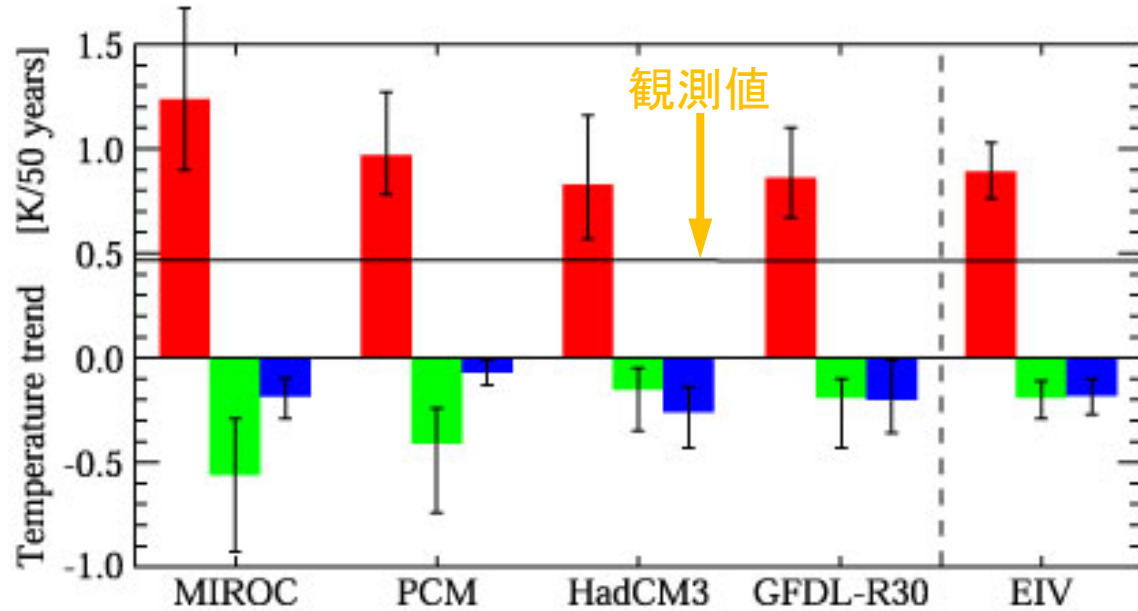


- 観測された気温変化は人為要因抜きでは説明できない
- 温室効果ガスによる昇温効果の一部が人為起源エアロゾルによる冷却効果に相殺されている可能性が高い

複数モデルの結果から推定した20C後半の気温トレンド

赤: GHGによる温度変化
 緑: GHG以外の人為要因による温度変化
 青: 自然要因による温度変化

(IPCC WG1 第4次評価報告書(2007)より引用)

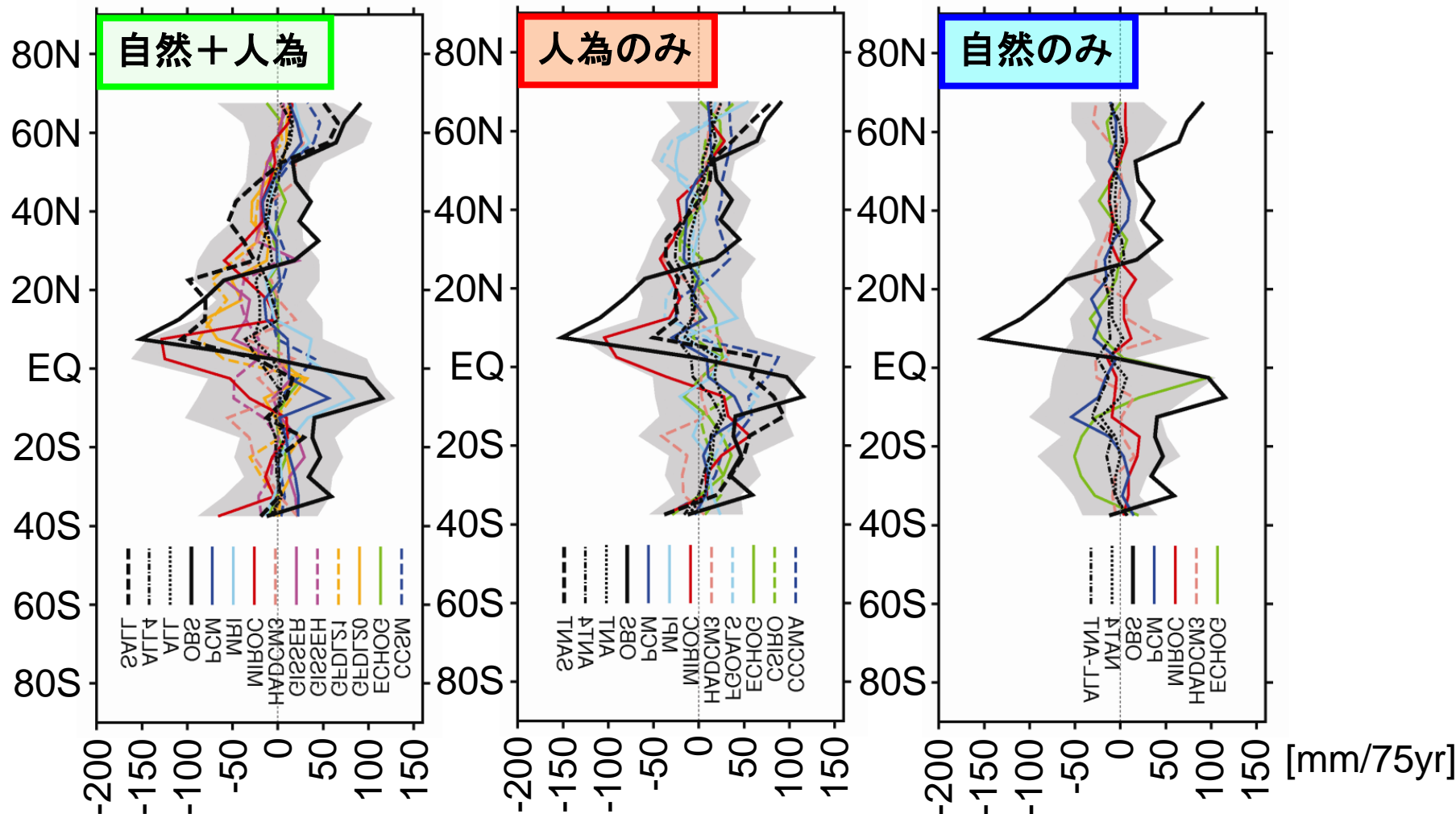


	MIROC (日本)	PCM (アメリカ)	HadCM3 (イギリス)	GFDL (アメリカ)
気候フィードバックパラメータ [W/m ² /K]	0.7	2.0	1.2	0.9
海洋の熱吸収効率 [W/m ² /K]	0.8	0.6	0.6	0.9
過渡的な気候応答 [K/century]	3.01	1.89	2.86	2.80
産業革命以降のエアロゾル強制[W/m ²]	-1.37	-0.58	-1.1	-0.64

特徴の異なる複数のモデルの結果がほぼ同じ⇒信頼度が高い

陸域降水量の緯度分布変化の原因特定

(Zhang et al., 2007)



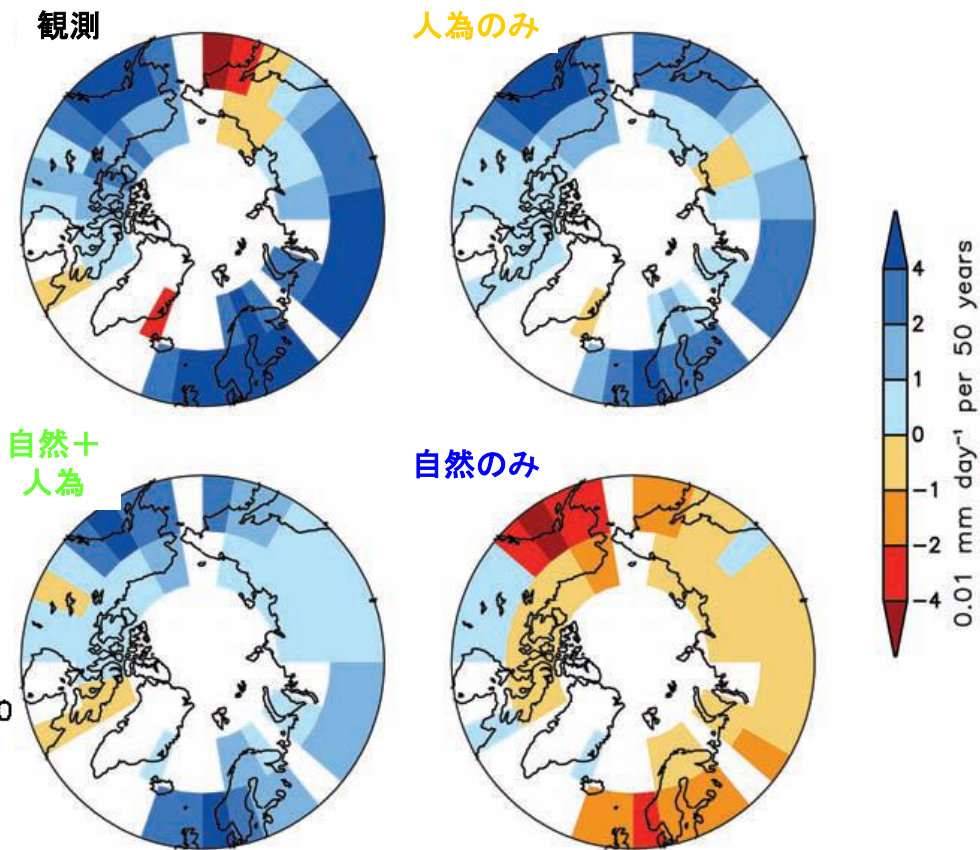
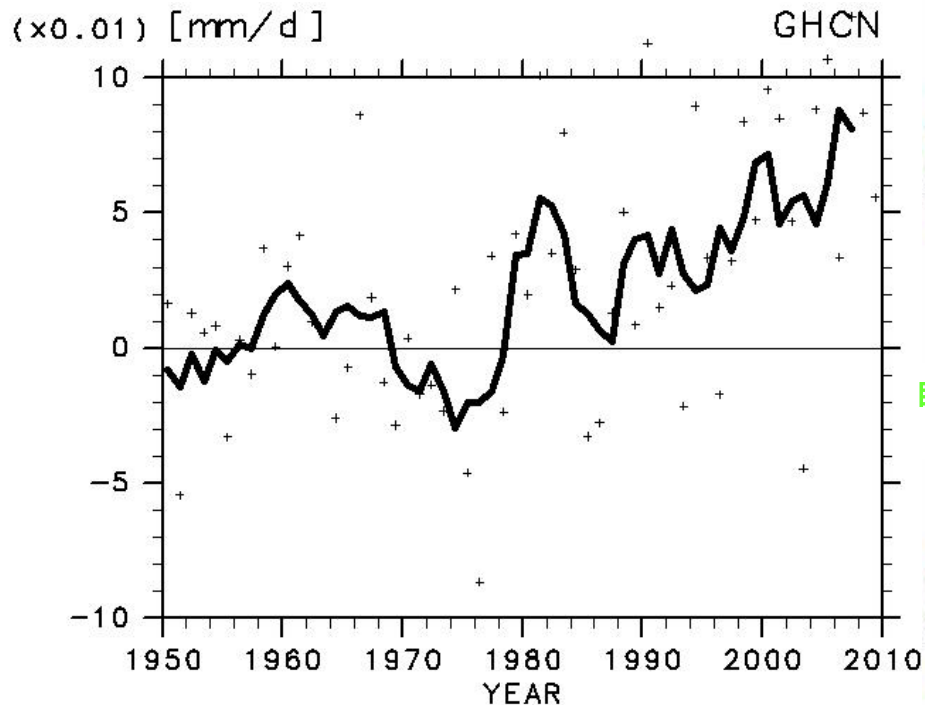
- 人間活動を考慮しなければ、帯状平均した陸域降水量の長期変化を説明できない

北極域の陸域降水量変化の原因特定

↓(Min et al., 2008, Science)

Precipitation Trends (1950–99)

北極平均降水量の経年変化



北極圏陸域の20世紀後半における降水増加は人間活動に起因する可能性が非常に高い

人間活動に起因する気候変化が明らかにされつつある

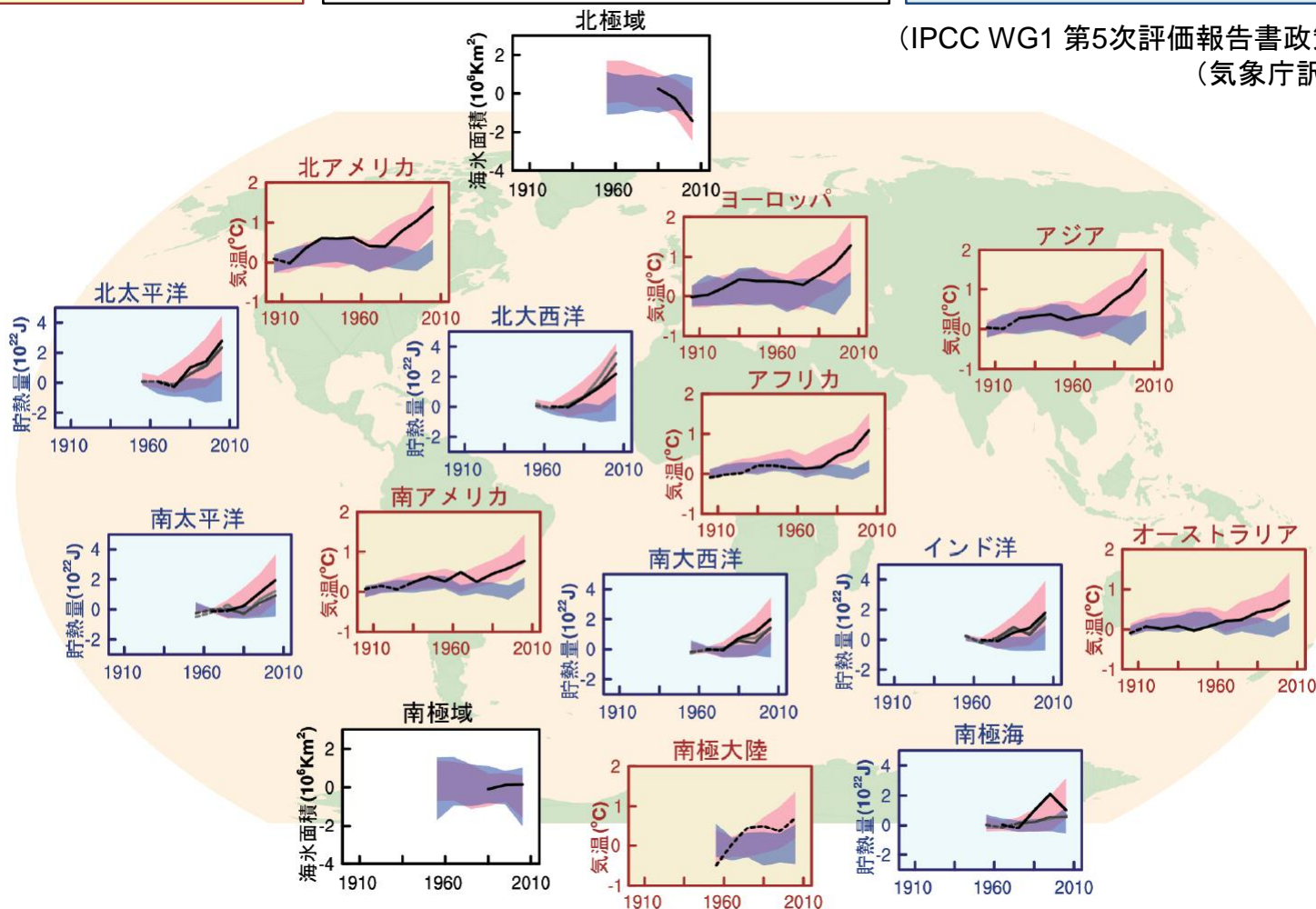
観測およびシミュレーションで再現された気候変動の比較

(黄背景)大陸上の気温

(白背景)両極域の海氷面積

(青背景)主な海域の表層貯熱量

(IPCC WG1 第5次評価報告書政策決定者向け要約
(気象庁訳)(2013)より引用)



≡ 観測

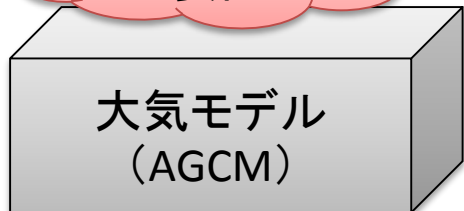
■ 自然起源強制力のみを使ったモデル

■ 自然起源と人為起源の両方の強制力を使ったモデル

極端気象現象の確率的原因究明 ～Event Attribution～

ALL実験

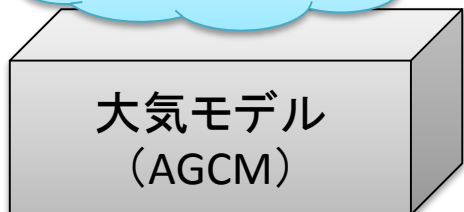
人為+自然
要因



観測された
SST, SICE

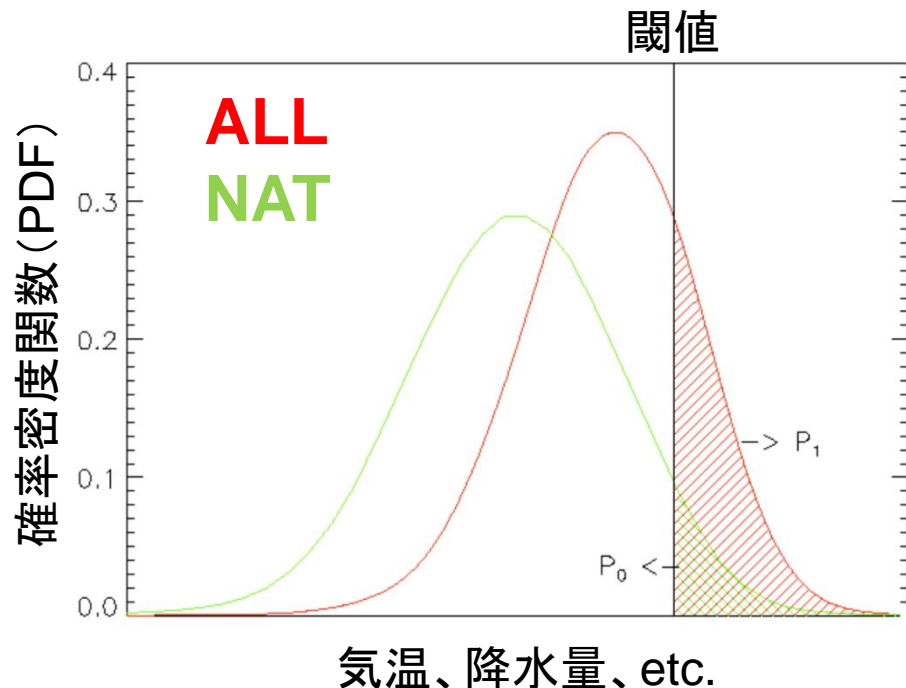
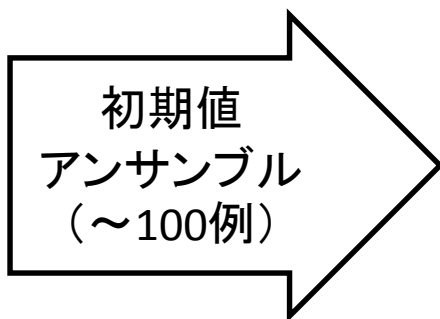
NAT実験

自然要因



人為要因を抜いた
SST, SICE

人為的なGHG放出が、極端現象発生危険性をどのくらい増大させたのか、**確率的に評価**する



Fraction of Attributable Risk (FAR)

$$FAR = 1 - \frac{P_0}{P_1}$$

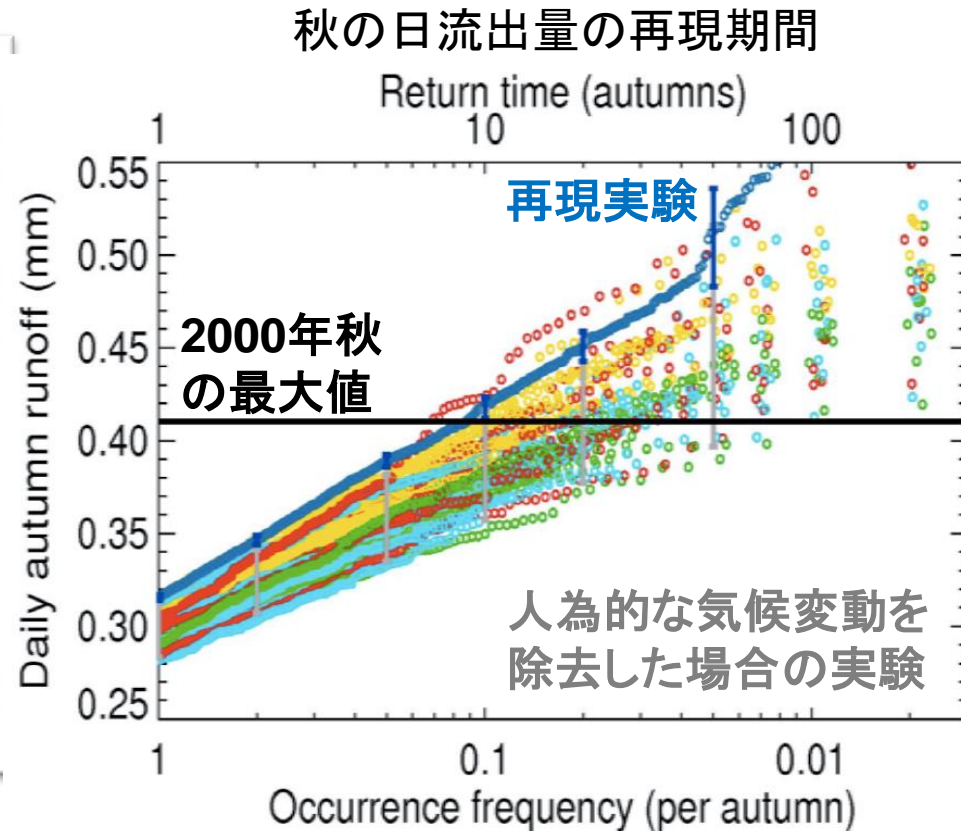
- ✓ D&Aによる推計
- ✓ 観測されたトレンドにより人間活動にともなう昇温量を除去

極端気象現象の確率的原因究明 ～Event Attribution～

気候モデルによる膨大な量(～10,000例)のアンサンブル実験を用いて、全球的な人為起源GHGの放出が、イングランドおよびウェールズにおける2000年秋の洪水発生危険性をどのくらい増大させたのか、**確率的に評価**した

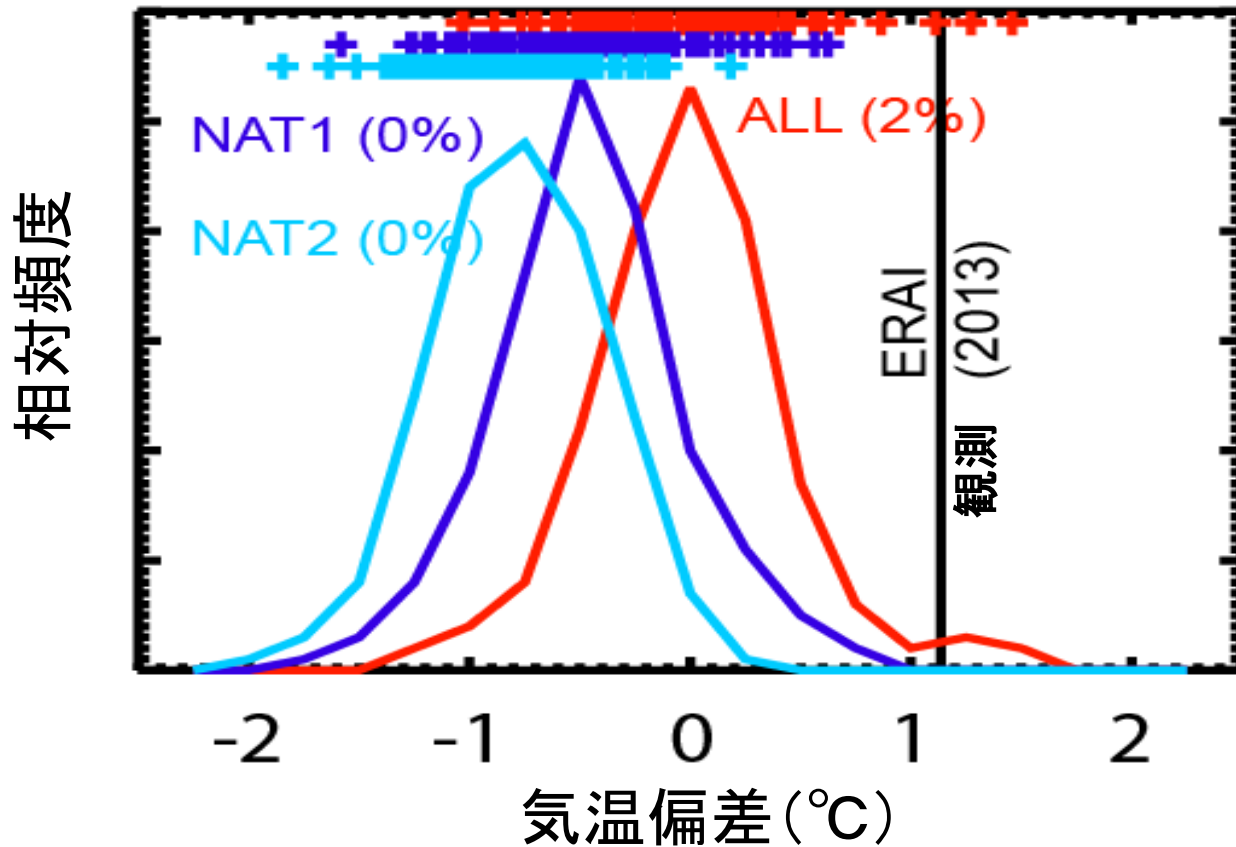


(Pall et al. (2011) Nature より引用)



極端気象現象の確率的原因究明 ～Event Attribution～

2013年6-7月米国南西部気温偏差の頻度分布



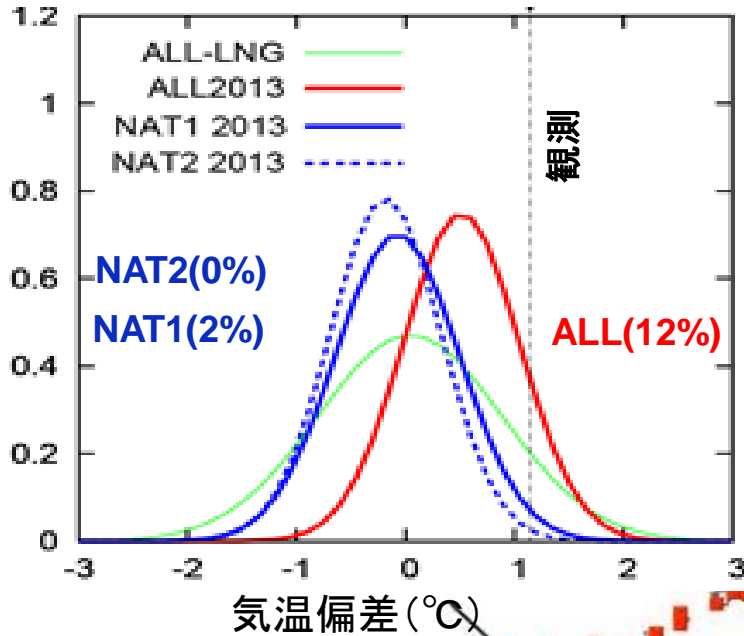
極端気象現象の確率的原因究明 ～Event Attribution～

← Imada et al. (2014, BAMS)

2013年7-8月の南日本猛暑

人間活動にともなうGHG放出により、
猛暑の発生確率が高められている！

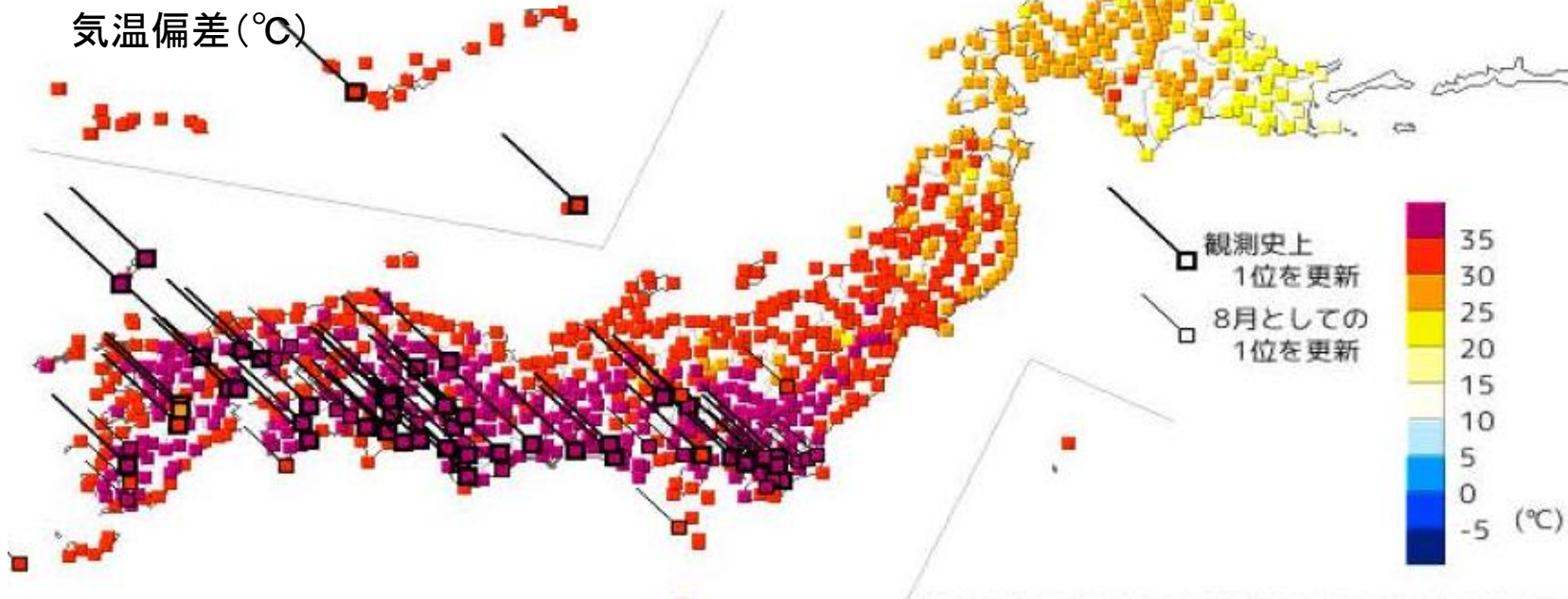
相対頻度



↓ 気象庁HPより引用

日最高気温

2013年8月11日24時00分



アウトライン

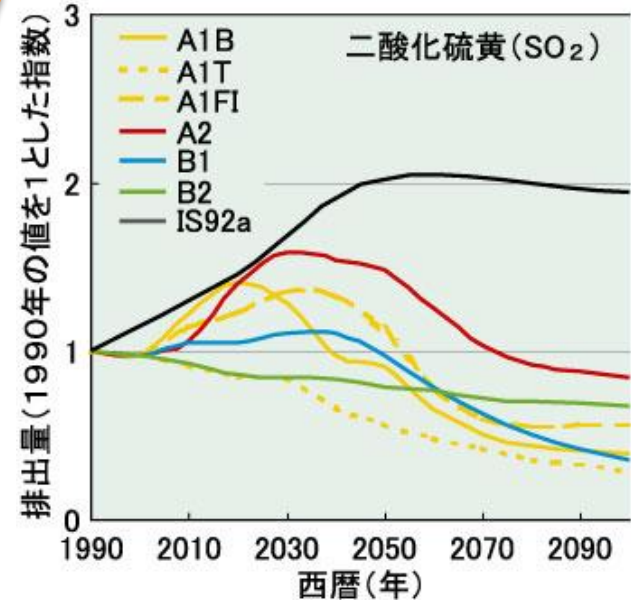
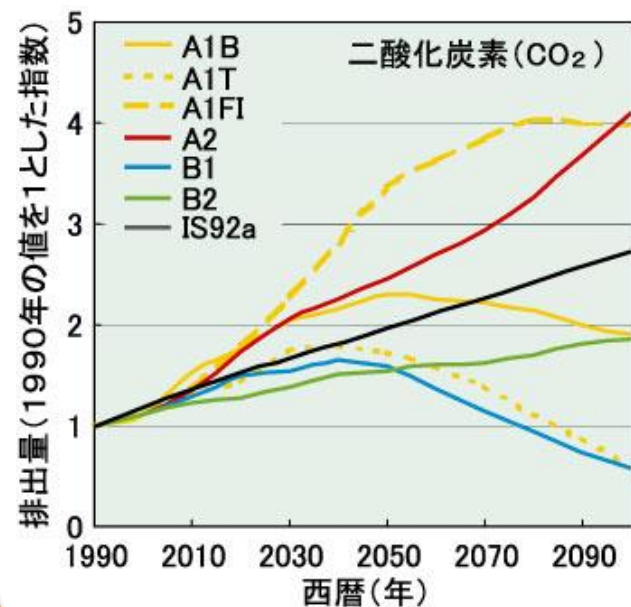
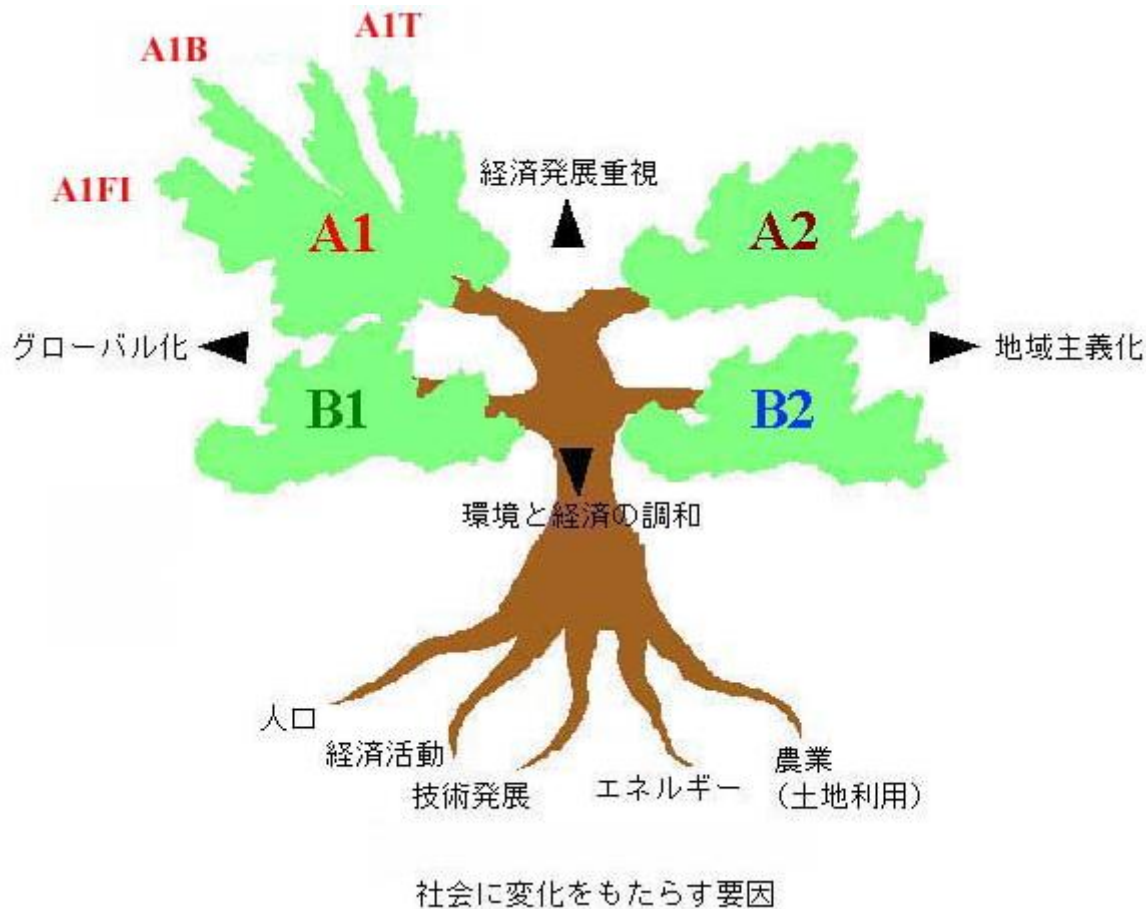
1. 地球の平均的な気候状態 + 観測された長期気候変化
2. 気候を変化させ得る要因 + 放射強制力
3. 気候モデル + 気候変化シグナルの検出と原因特定
4. 将来の気候変化予測

将来の気候変化予測

✓“排出シナリオ”に基づく

今後100年程度の期間における世界（人口や経済、産業など社会全体）の方向性を描いた物語的な将来の見通しをもとに、CO₂やエアロゾル等の人為起源物質の排出量を定量的に予測した将来像のこと

排出シナリオ作成の概念図



(IPCC 排出シナリオに関する特別報告書(2000)に加筆)

将来の気候変化予測

✓ “排出シナリオ”に基づく

今後100年程度の期間における世界（人口や経済、産業など社会全体）の方向性を描いた物語的な将来の見通しをもとに、CO₂やエアロゾル等の人為起源物質の排出量を定量的に予測した将来像のこと

例えば..... （高位参照シナリオ [RCP8.5] の場合）

✓ **温暖化対策ナシ**、地球に出入りするエネルギーは産業革命前から2100年までに8.5W/m² 増加

✓ 2100年のCO₂濃度は**930ppm**

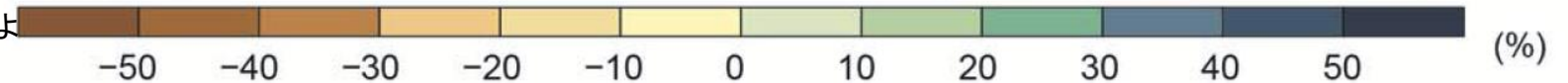
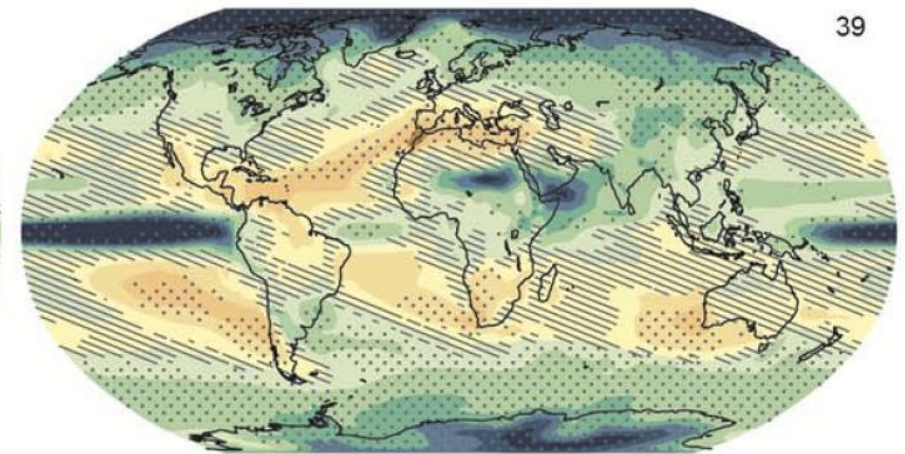
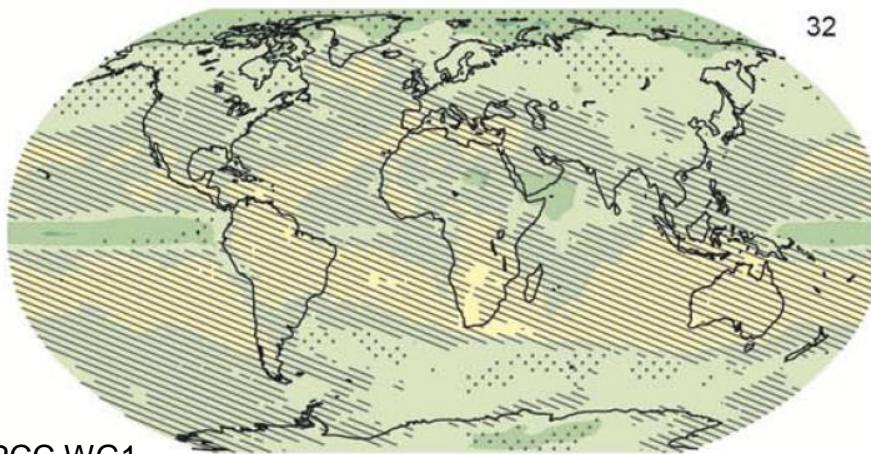
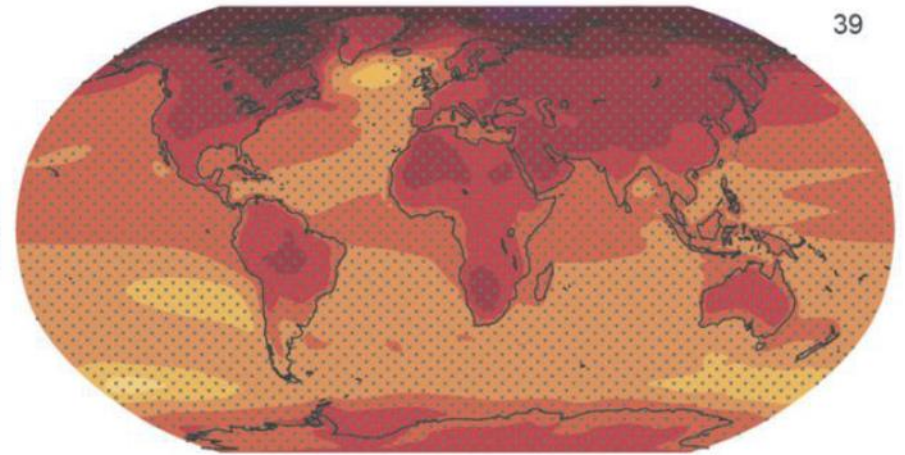
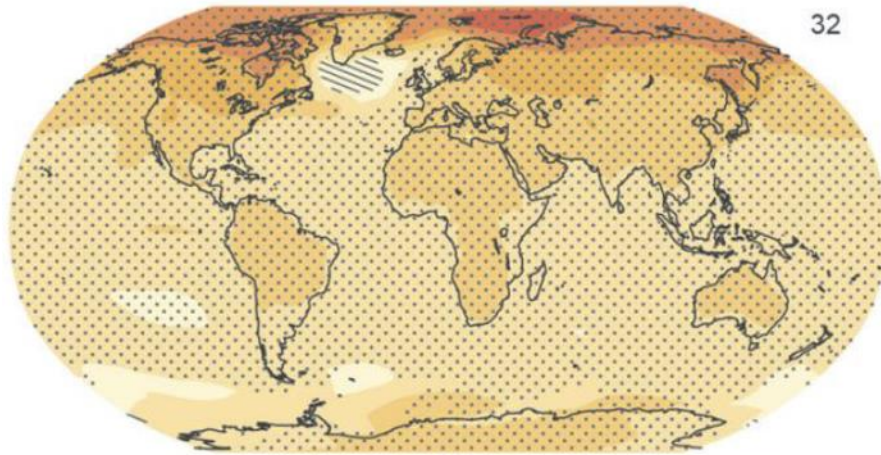
（**産業革命前の約3.3倍、2015年の約2.3倍**）

地上気温(上段)、降水量(下段)の変化の分布

RCP2.6

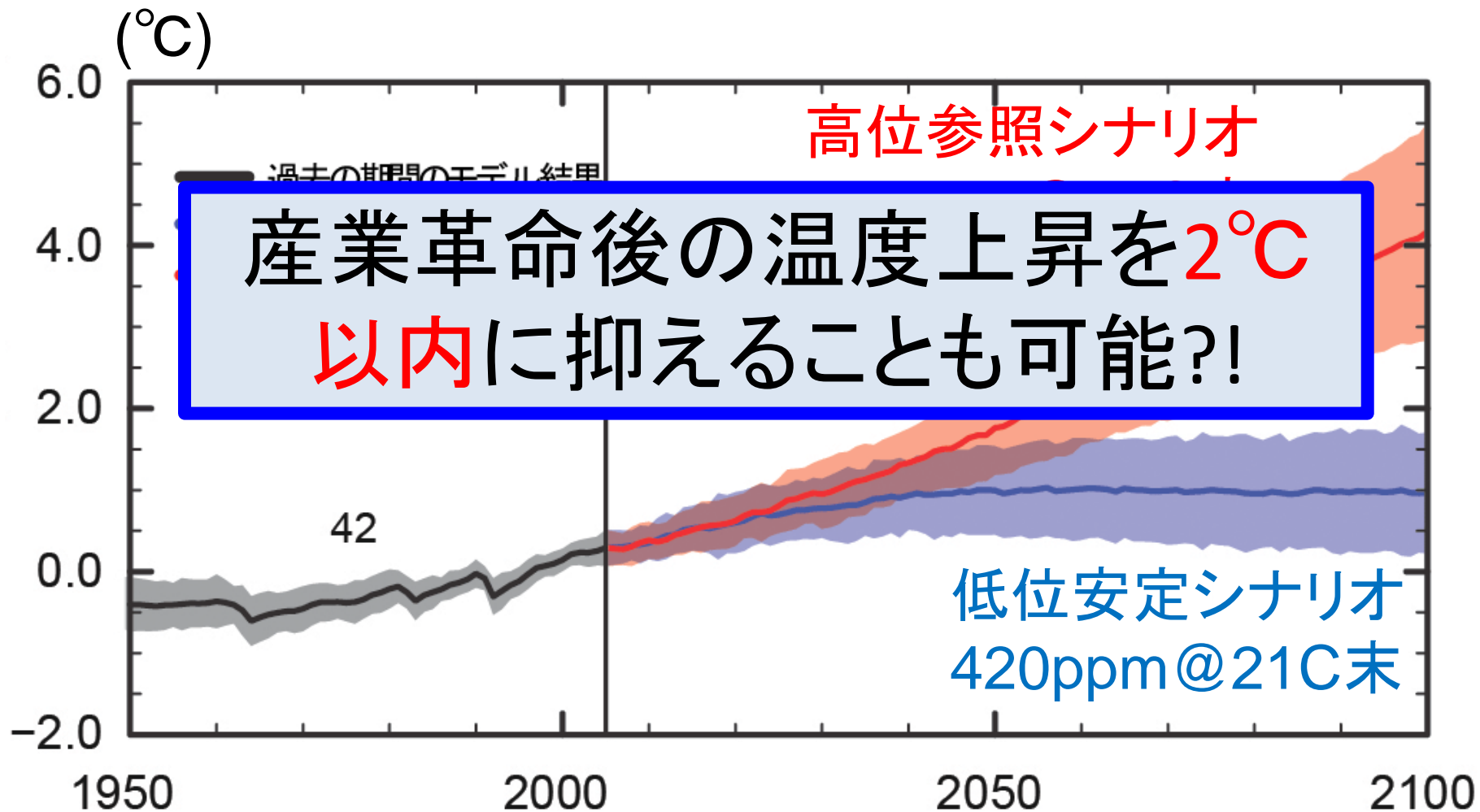
RCP8.5

(1986~2005年と2081~2100年の差)



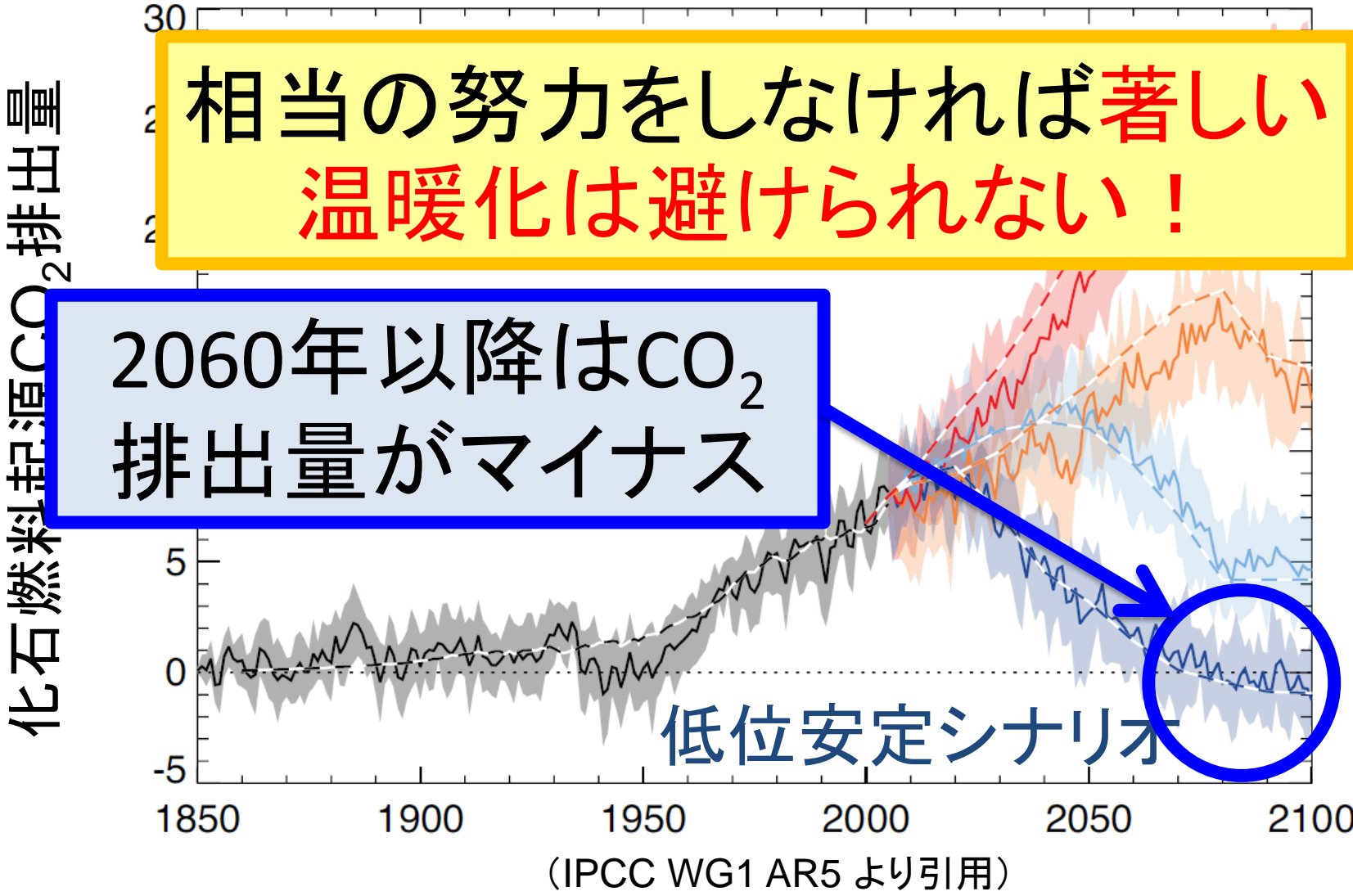
全球平均気温の将来予測

1986～2005年の平均からの偏差



(IPCC WG1 第5次評価報告書政策決定者向け要約(気象庁訳)(2013)より引用)

CO₂はどのくらい排出可能か



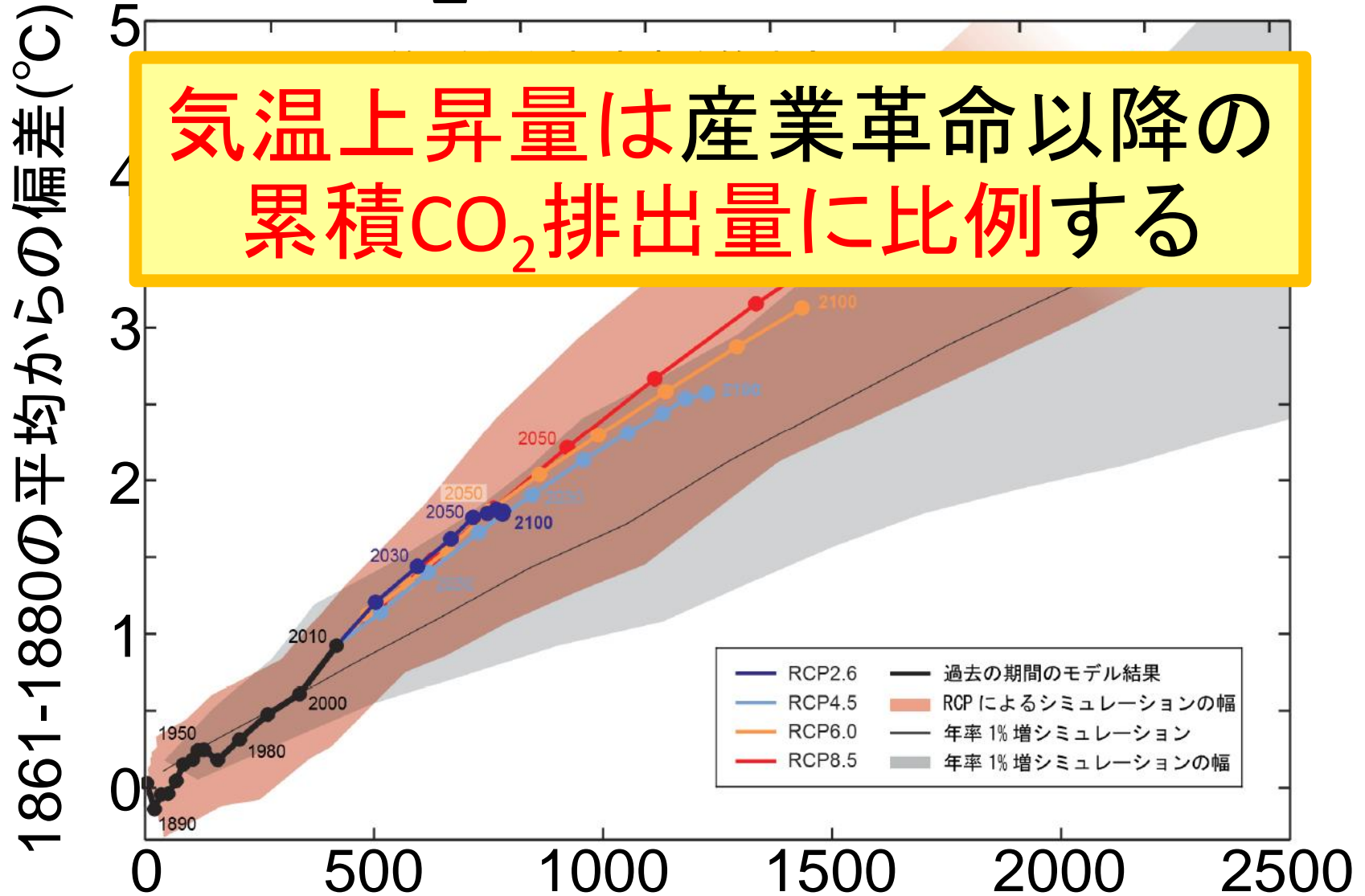
相当の努力をしなければ**著しい**
温暖化は避けられない!

2060年以降はCO₂
排出量がマイナス

低位安定シナリオ

(IPCC WG1 AR5 より引用)

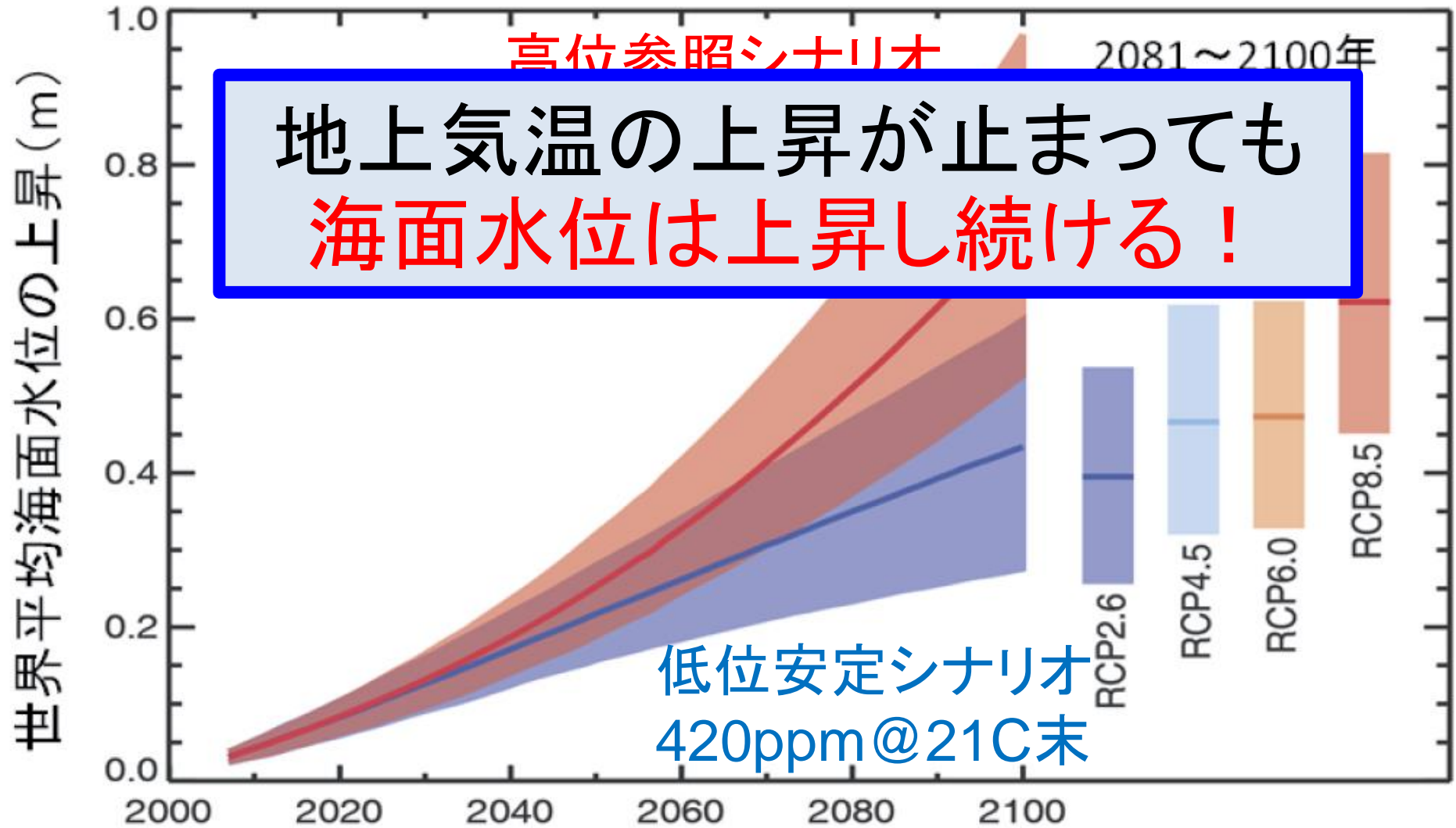
累積CO₂排出量と温暖化



気温上昇量は産業革命以降の累積CO₂排出量に比例する

産業革命(1870年)以降の累積人為起源CO₂排出量(GtC)

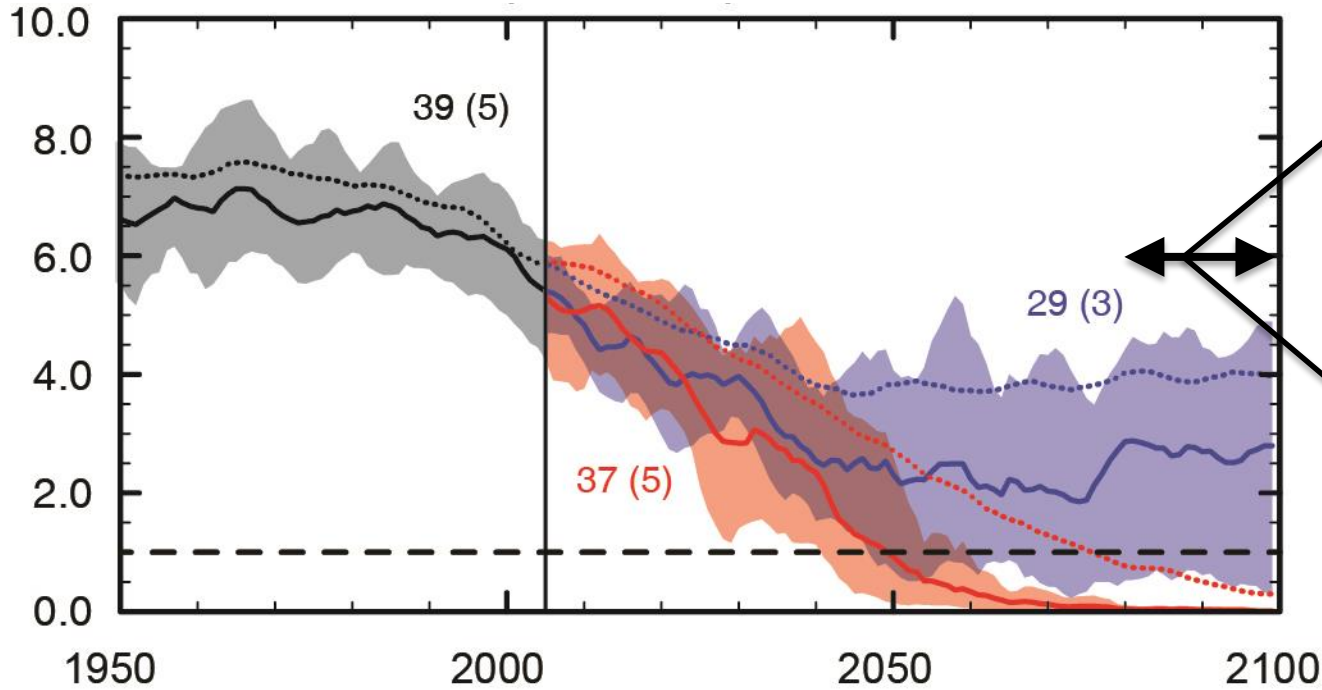
海面水位上昇の将来予測



(IPCC WG1 第5次評価報告書政策決定者向け要約(気象庁訳)(2013)より引用)

複数の気候モデルによる温暖化の将来予測

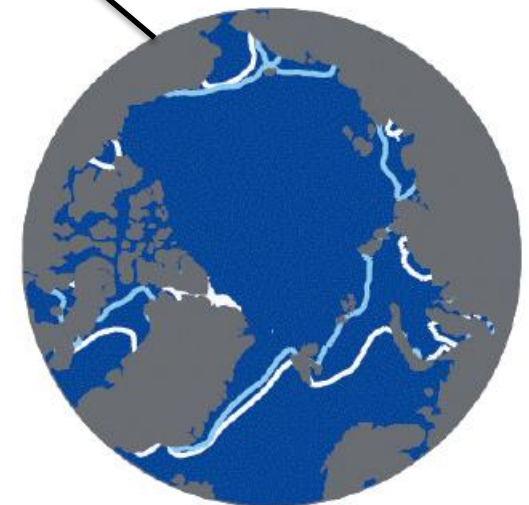
北半球夏季(9月)における海氷面積の経年変化



RCP2.6



RCP8.5

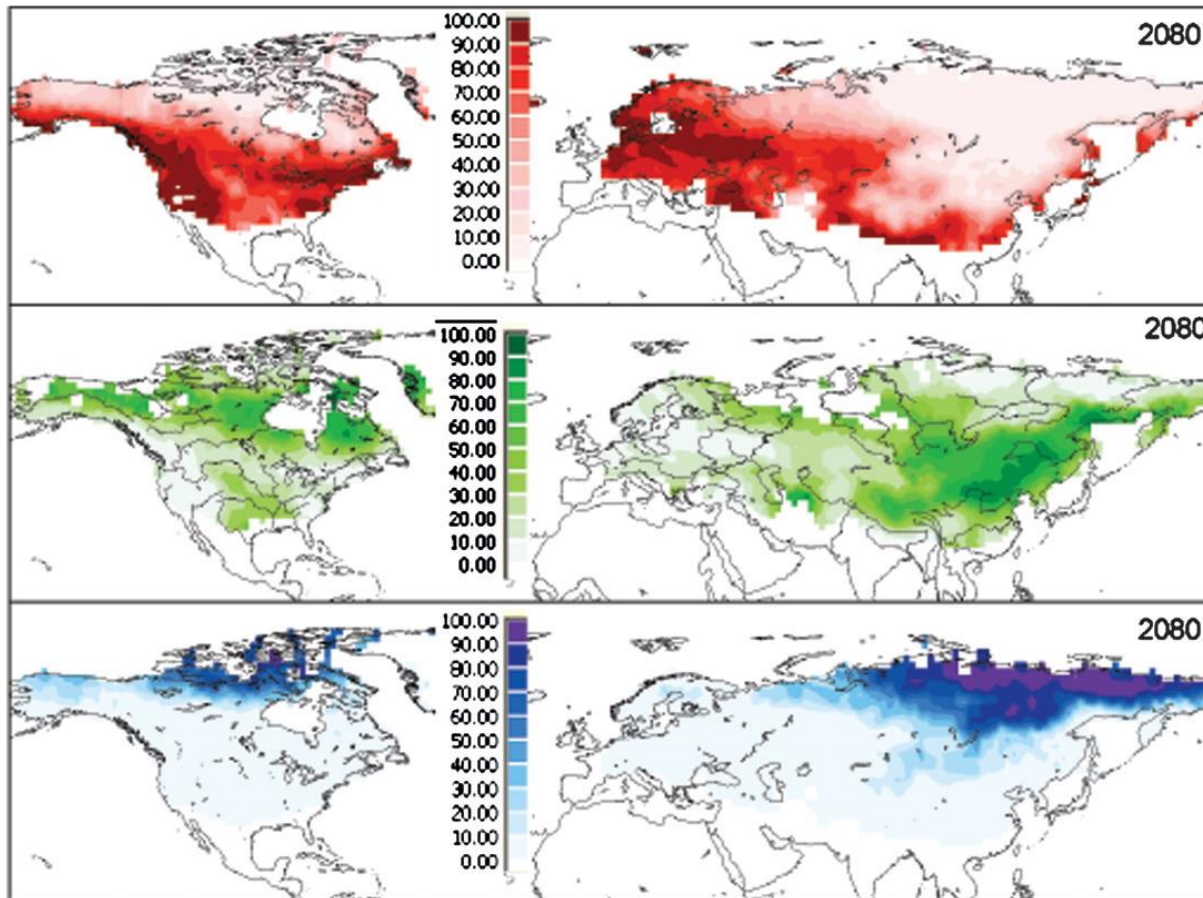


今世紀半ばに北極海の
海氷が消失する可能性も

(IPCC WG1 AR5 より引用)

年最大積雪水当量 (SWE_{max}) の変化

(21世紀後半 (SRES A2) と20世紀後半の差)



SWE_{max}が減少
するGCMの割合

SWE_{max}が変化し
ないGCMの割合

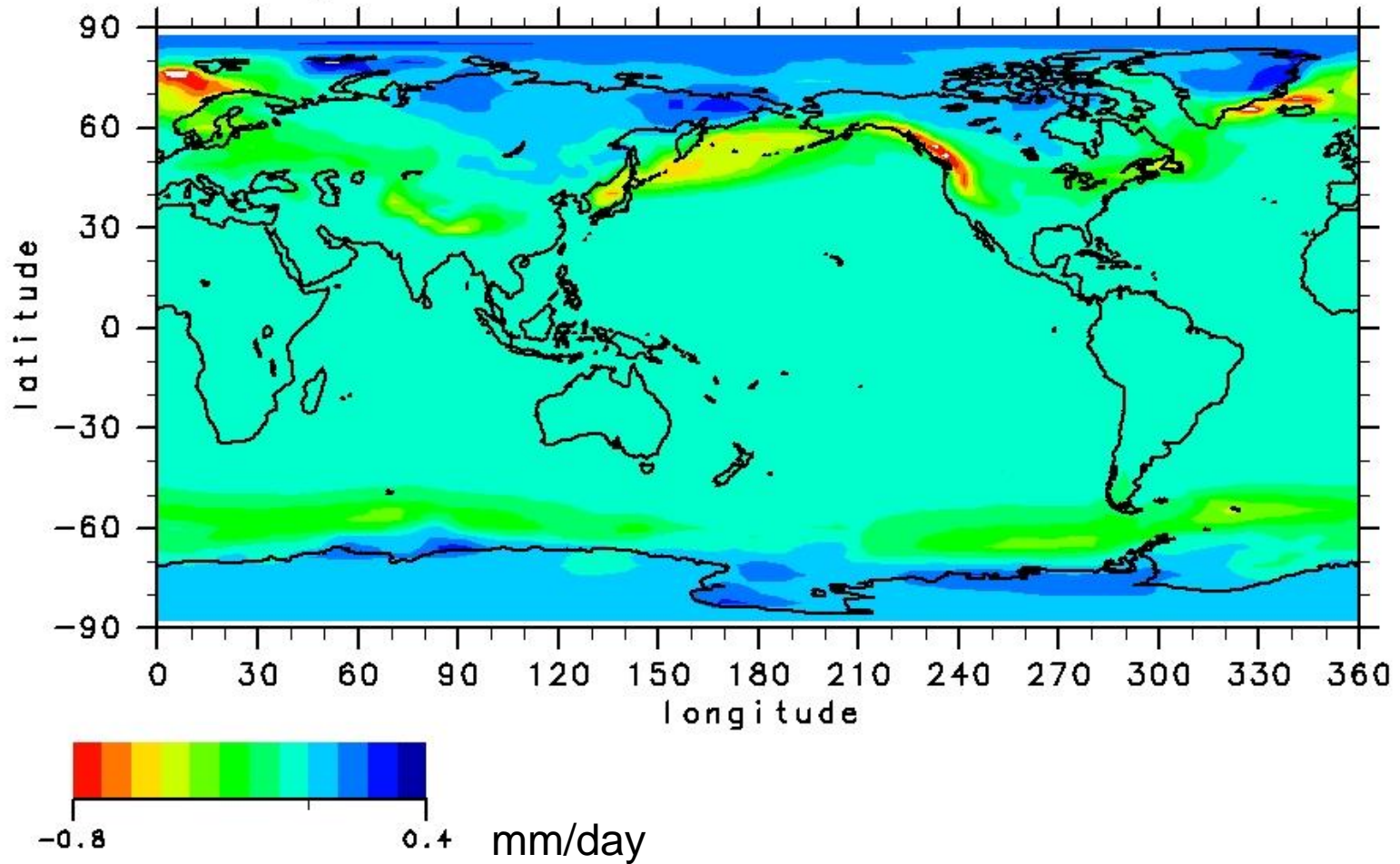
SWE_{max}が増加
するGCMの割合

(Brown and Mote, 2009)

- 現在の降雪期の平均気温が0°C前後 ⇒ SWE_{max} 減少
- 現在の降雪期の平均気温が-20°C以下 ⇒ SWE_{max} 増加

年平均降雪量の変化

(21世紀後半(SRES A1B)と20世紀後半の差)

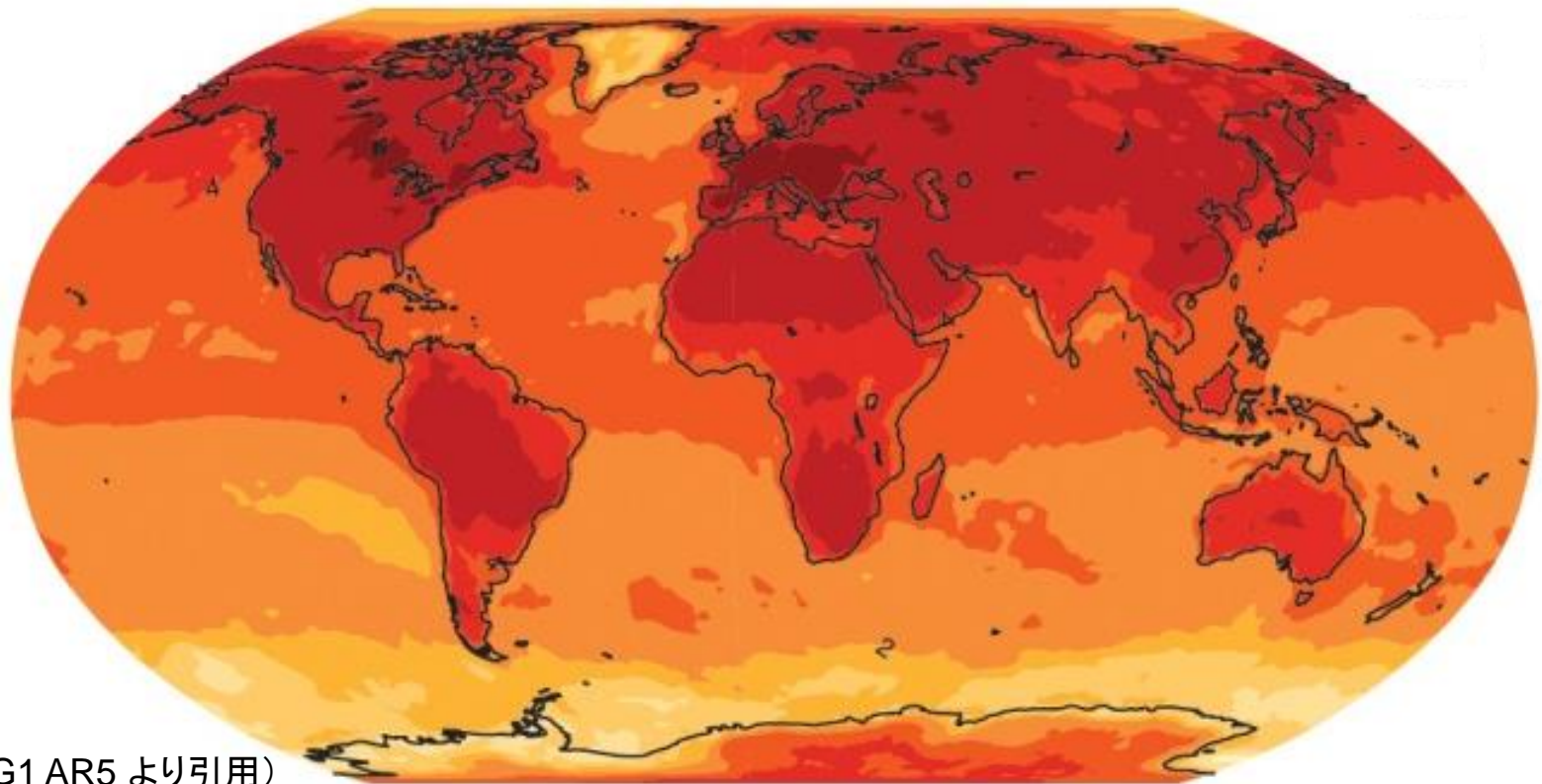


➤ 積雪水当量変化の分布と降雪量変化の分布はよく似ている

極端に暑い日の将来変化

20世紀末に、20年に一度の頻度で生じていた日最高気温が、
今世紀末には何°C上昇しているか？

(RCP8.5シナリオの場合)

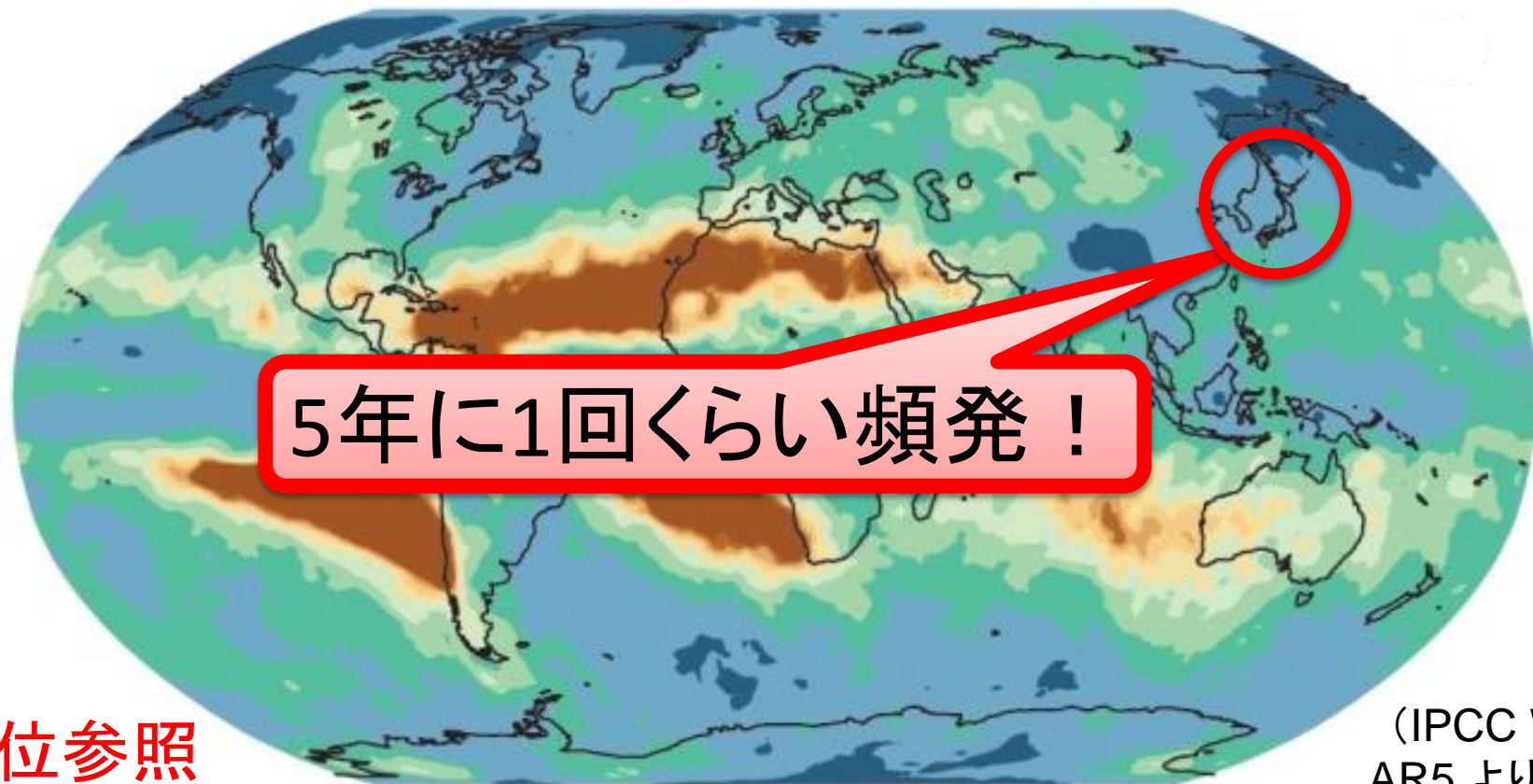


(IPCC WG1 AR5 より引用)



極端降水現象の将来予測

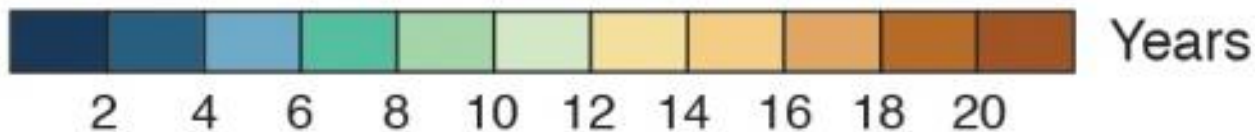
20世紀末に1回/20年の割合で起こった豪雨が、
今世紀末には何年に1回の割合で生じるか？



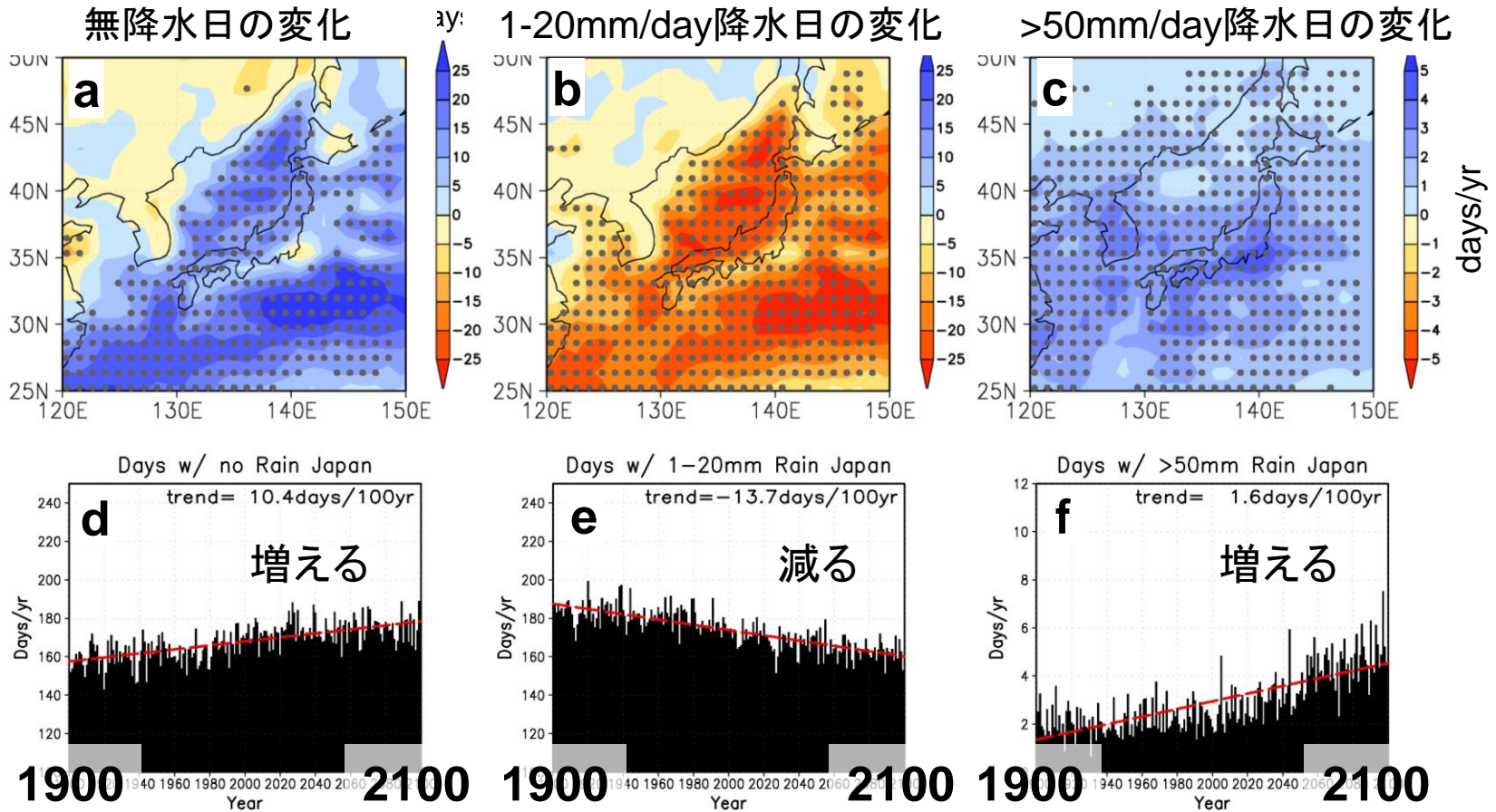
5年に1回くらい頻発！

高位参照
シナリオの
場合

(IPCC WG1
AR5 より引用)



日本域における階級別の降水予測

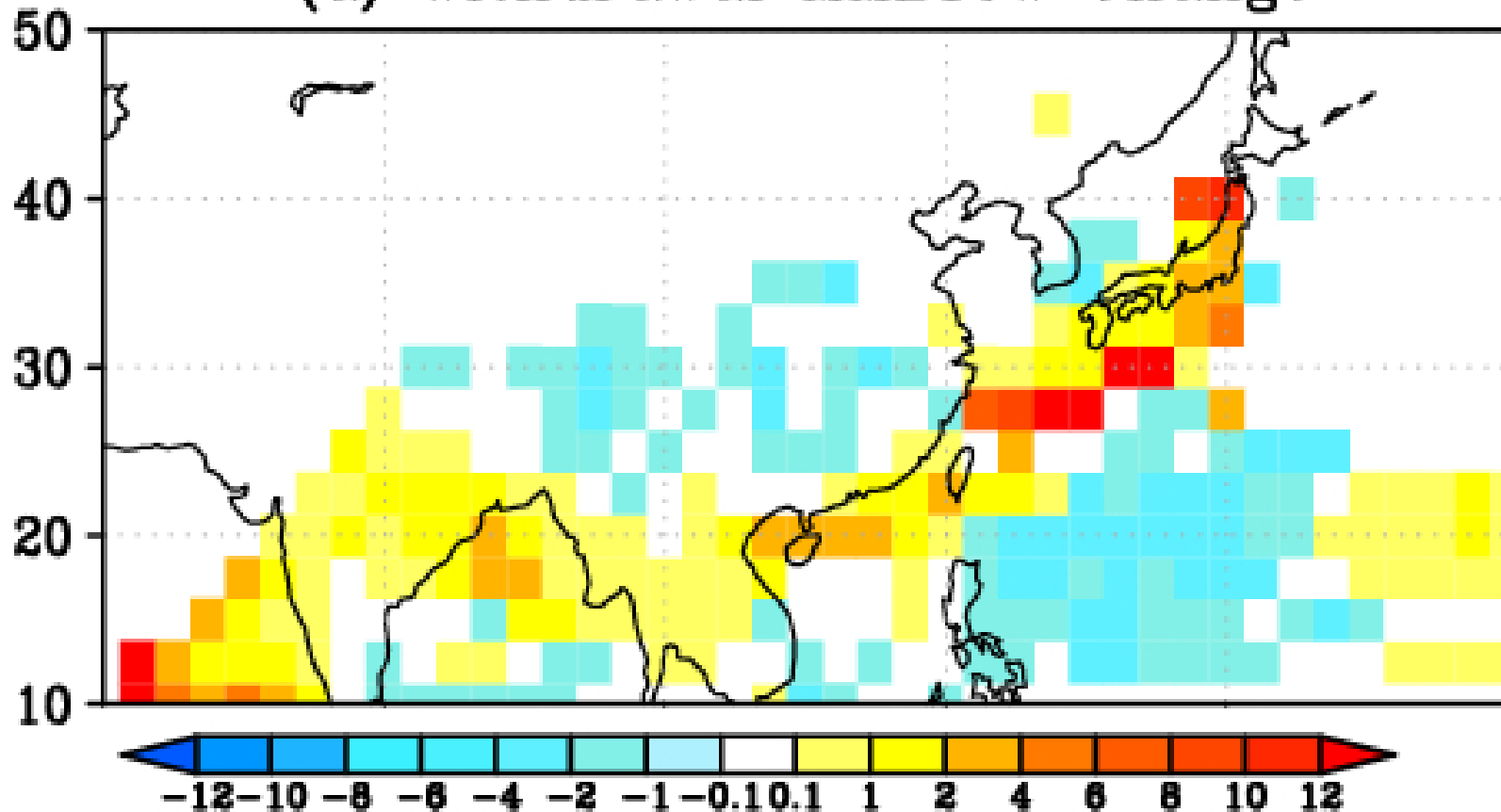


Kimoto et al. (2005)

- 無降水日は緩やかな増加傾向
- 弱い(普通の)降水の日数は減少傾向
- 大雨の日数は著しい増加傾向

梅雨明け日の変化予測

(a) Withdrawal MME15w Change

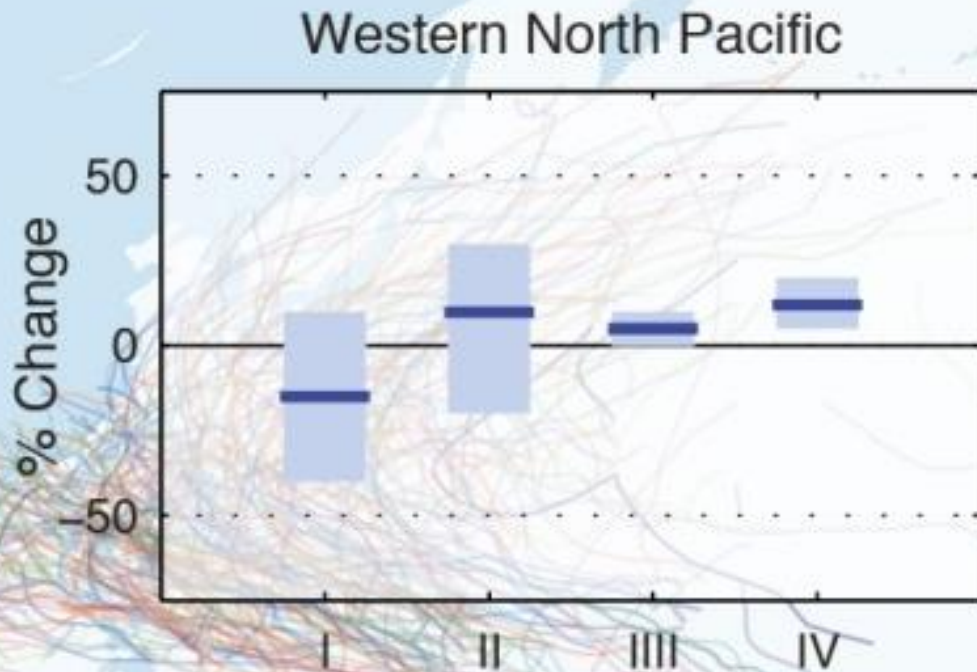


(IPCC WG1 第4次評価報告書(2007)より引用)

日本域では梅雨明けが遅れることを示唆

北西太平洋における熱帯低気圧の将来変化

今世紀初め(2000~2019年)から
今世紀末(2081~2100年)までの変化率



- I : 全熱帯低気圧の発生数
- II : 大型台風の発生数
- III : 最大発達強度(平均値)
- IV : 熱帯低気圧にともなう降水量

- 全熱帯低気圧の発生数は減少傾向
- 大型台風の発生数は増加傾向
- 平均的な最大発達強度は増加傾向
- 熱帯低気圧にともなう降水量は増加傾向

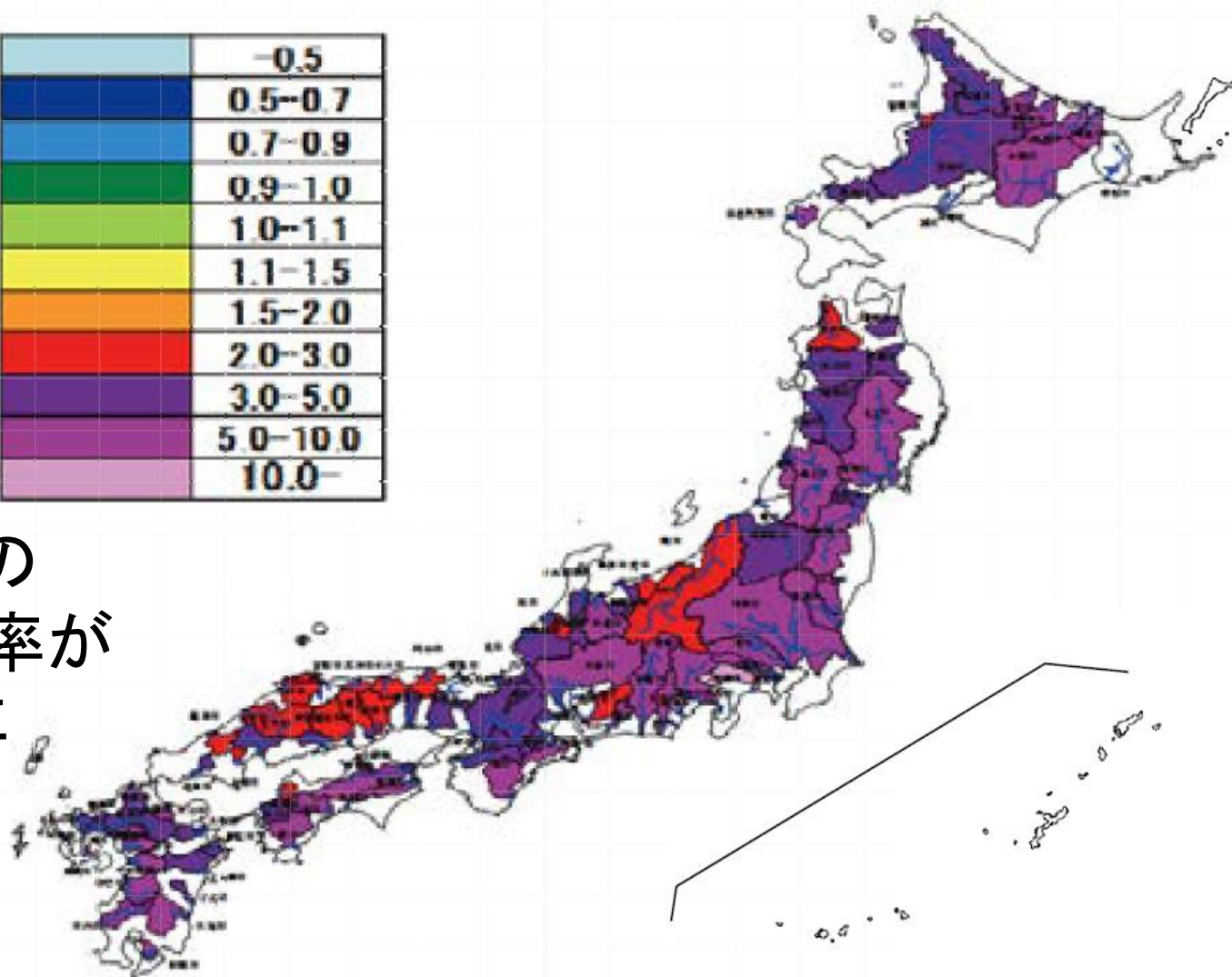
(IPCC WG1 AR5 より引用)

大雨・洪水災害の深刻化

将来気候(2075~2099)
の氾濫発生確率を
現在気候(1979~2003)
の氾濫発生確率で
割った倍率(中央値)

	-0.5
	0.5-0.7
	0.7-0.9
	0.9-1.0
	1.0-1.1
	1.1-1.5
	1.5-2.0
	2.0-3.0
	3.0-5.0
	5.0-10.0
	10.0-

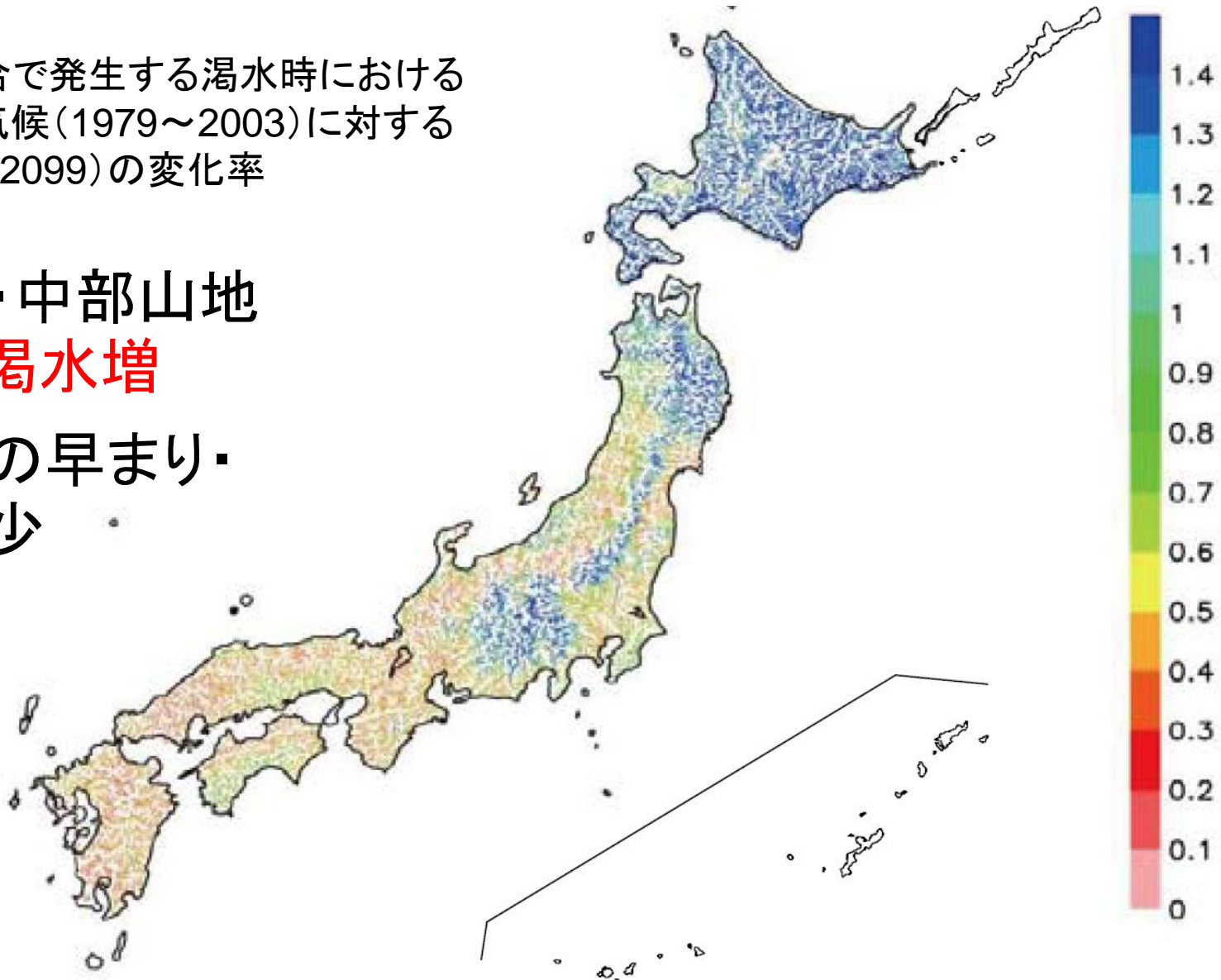
➤ 一級河川での
洪水発生確率が
1.8~4.4倍に



渇水のリスクが増加

10年に一度の割合で発生する渇水時における
河川流量の現在気候(1979~2003)に対する
将来気候(2075~2099)の変化率

- 北日本・中部山地
以外で**渇水増**
- 融雪期の早まり・
流量減少



(日本の気候変動とその影響(2012年度版)、文科省・気象庁・環境省(2013)より引用)

動植物の生息域が北上

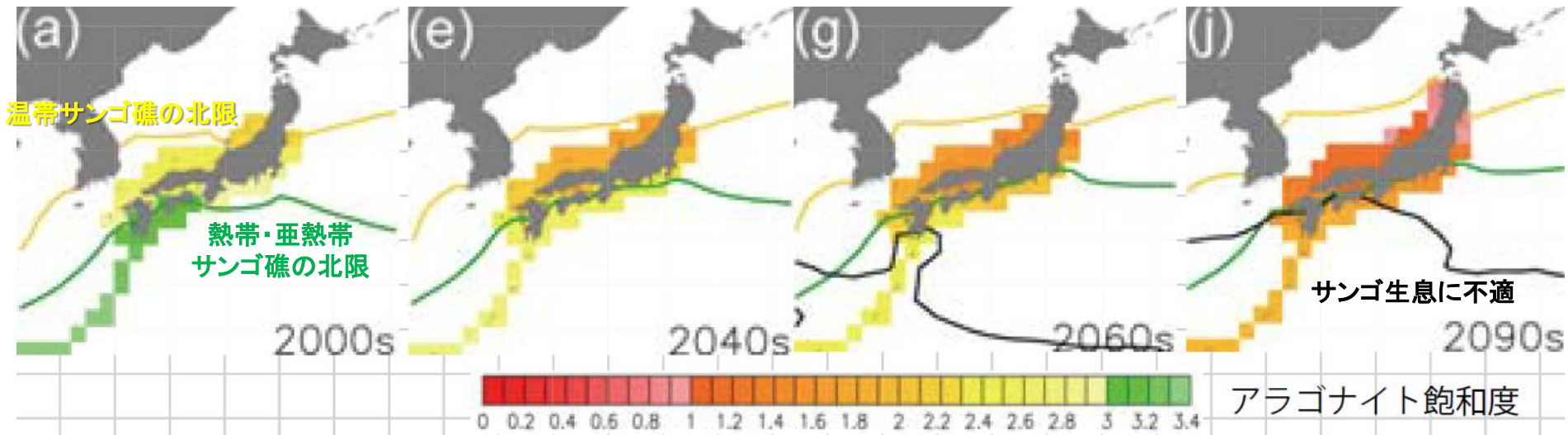
現在～将来におけるサンゴ礁の北限の変化

2000年代

2040年代

2060年代

2090年代



- 熱帯・亜熱帯サンゴ礁に適する海域が**減少・消失**
- ニホンジカ・イノシシの分布拡大
- チョウ類、トンボ類も北上・分布拡大
- 植物の分布域も北上・高高度化

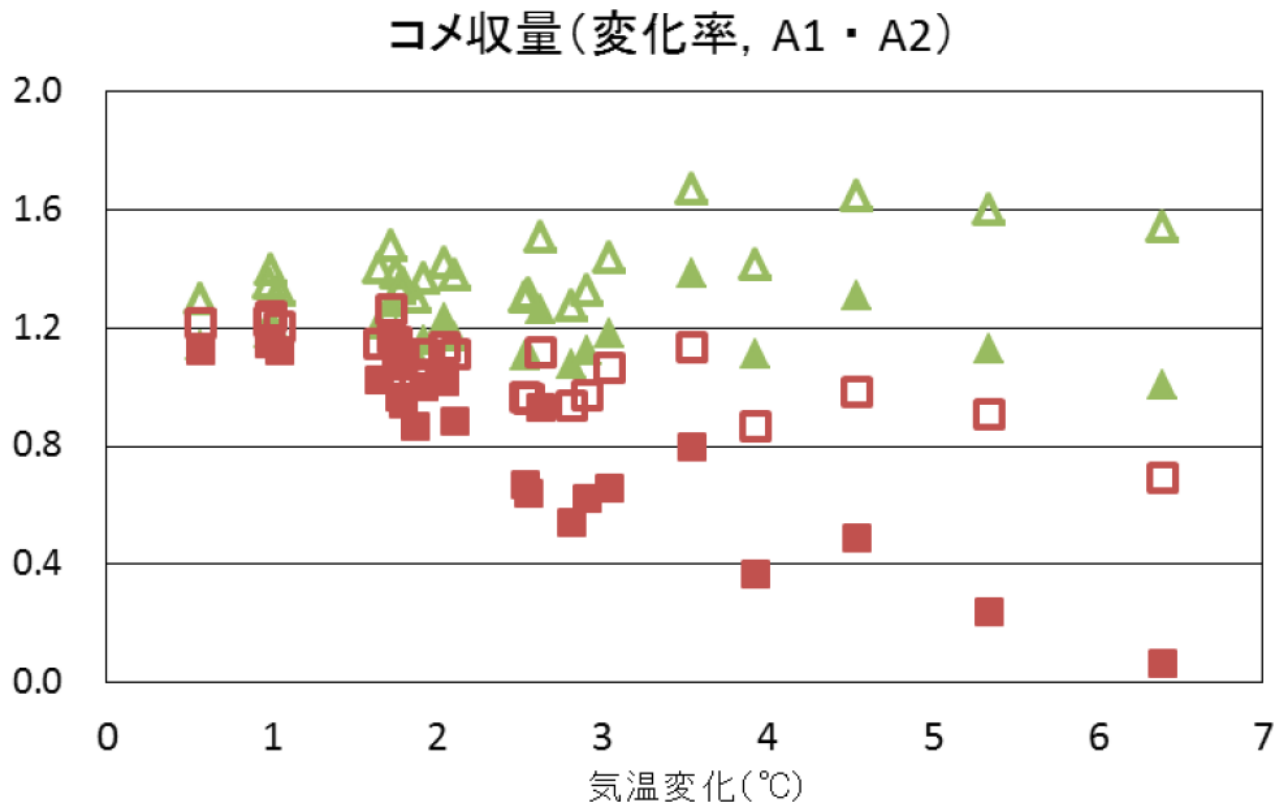
(日本の気候変動とその影響(2012年度版)、文科省・気象庁・環境省(2013)より引用)

水稻の収量増加は一時的

全国平均した気温上昇量
とコメ収量の関係

色の違いはシナリオの違い
を表す

白抜き記号は適応策あり
の場合の結果を示す



▲コメA1(適応なし) ▲コメA1(適応あり) ■コメA2 (適応なし) □コメA2 (適応あり)

- 気温上昇が小さければ収量増、大きいと収量減
- 適応策を施しても収量が減少する場合も

まとめ(1)

- ✓地球の表面温度は太陽・地球間の放射エネルギーの釣り合いと大気の温室効果により決まる.
- ✓気候システムの**温暖化には疑う余地はない.**
- ✓**人間の影響が**20世紀半ば以降に観測された**温暖化の支配的な要因**であった可能性が極めて高い(>95%).

まとめ(2)

- ✓RCPシナリオによれば、今世紀末までの世界平均気温の変化は0.3～4.8°Cの範囲に、海面水位の上昇は0.26～0.82mの範囲に入る可能性が高い。
- ✓気候変動を抑制するには、温室効果ガス排出量の抜本的かつ持続的な削減が必要である。