

要約

地球温暖化により海水面の上昇が生じるが、これは全世界での人間活動に大きな影響を及ぼす可能性が高い。それは海水面から比高が10m以下の地域をLECZ（Low Elevation Coastal Zone）とすると、2000年の統計でも陸域面積の僅か2%のLECZに人口の約10%が生活し、世界の5百万人以上の都市の65%があるからである。ここでは温暖化による海面上昇の要因に関する理解の現状と主に21世紀末までのその予測についての最新の知見をまとめる。

海面上昇の指標である全球平均海面水位（GMSL）の上昇をもたらす温暖化による要因は、主に海水の熱膨張と陸域の水、特に氷河やグリーンランドと南極の氷床の融解である。一方、地殻の変動や地球固体が持つ弾性的な性格により生じる地域的な海水面の変動も存在する。従って温暖化の影響による各地域の海水面の上昇は、これらの固体地球での変動を補正して推定される。

海水面の変動の観測では世界各地の沿岸定点における過去2世紀近くに亘る潮位の変化を観測した験潮記録がある。また、20世紀の後半からは衛星搭載の海面高度計による海水面変動の全球観測が始まり、さらに2002年から始まったGRACE衛星では直接海洋全体の質量の変化を推定することが出来るようになった。このような観測とモデルを使った最新期間（2006 - 2018）での温暖化によるGMSLの上昇は3.69mm/年であり、これは前世紀（1901-1990）平均での上昇値の1.35mm/年の3倍に近い。また、直近でのGMSLの上昇への各要因の寄与は海水熱膨張が34.4%、山岳氷河が15.4%、グリーンランド氷床が22.4%、南極氷床が13.0%となっている。このように2つの氷床を合わせると全体の35.4%となり、わずかではあるが海水熱膨張の寄与を越えている。なお、山岳氷河は今後全部が融解したとしてもGMSLの上昇への寄与は0.32 mであるが、同様の寄与はグリーンランド氷床の7m、南極氷床の58mと桁違いに大きい。地球温暖化による気温の上昇は特に北極域で著しいことが知られており、その違いを反映してグリーンランド氷床では氷床の表面からの融解が主であるのに対し、南極氷床では棚氷の底面からの融解を含む氷体の海洋への流出の効果が大きいと考えられている。

将来の経済シナリオの違いを考慮した温暖化の進行による最新のIPCCでの2100年における予測では、GMSLは温暖化を抑制する経済シナリオでは0.41-0.53cm/年となり、一方抑制無しの経済シナリオでは0.77-1.01cm/年となる。さらに2150年における予測では前者の経済シナリオで0.69-0.84cm/年、後者の経済シナリオで1.35-3.48cm/年となっている。このような推定幅の違いは主に南極氷床が温暖化にどう応答するかに依存し、推定幅での高い方の予測値では南極氷床における大規模な棚氷の崩壊等の可能性を含んでいるが、IPCCではこれは信頼度が低いと判断されている。

以上の事から今後は南極氷床が温暖化に対してどのように応答するかが大きな課題となることは明らかであるが、南極氷床は広大な面積を占めることもあり、観測等に基づく氷床融解・流出のプロセス研究の進展がまだ充分でない。結果として全体像を把握し将来予測を行うためのプロセスを精緻に組み込んだ気候・氷床結合のモデル化が遅れている。しかし、この10年で明らかになって来た海洋と氷床末端との相互作用などの研究が加速度的に進展することで、南極氷床の平均海面上昇への寄与推定の精度は今後向上することが期待される。

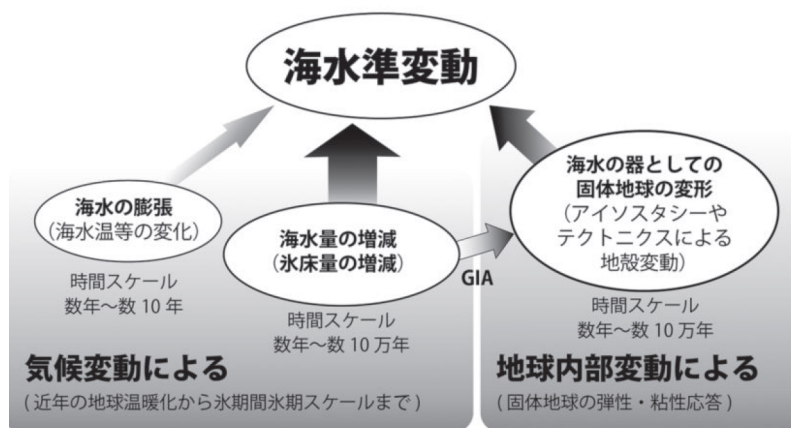
1. 始めに

海面水位の上昇は地球温暖化による環境変動の中でも、生物種の絶滅と並んで人類の生活に直接大きな被害をもたらすものとして、これまでの気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の評価報告書でもその実態と将来予測に大きな関心が払われてきた。この海水面の変化を示すものとして良く使われるのが全球平均海面水位（GMSL）である。これはある時間での海洋全体の容積をそ

の表面積で割ったものとして決まってくるとされ、以下で示すように海水の密度変化や雪氷圏や陸域の貯水量と海洋との交換などを反映する。

図1は全球での平均海面水位（GMSL）の変動をもたらす要因を、温暖化などの気候変動と地球の内部変動に大別したものである（奥野、2018）。この内、温暖化で海面水位が上昇する要因は（1）温暖化による海水の熱膨張と、（2）陸域にある水、特に氷河や氷床などから溶けた水の海洋への移動とに分けられる。さらに人間活動による陸域での貯水池などの増加も規模が大きくなればGMSLに影響する。この海水の熱膨張による海面上昇は、数年から数10年の時間スケールで生じるのに対し、温暖化で陸域の氷河や氷床が融解することによる海面水準の変動のタイムスケールは数年から数10万年と幅が広い。

図1 海面水準変動の諸要因とそのタイムスケール（奥野、2018）



もう一つの主要因である地球内部変動によるGMSLの変動には、地球表面における陸域、氷体、海洋での水塊の分布の変化によって生じる地球の回転や重力場の分布の変化を反映した、海洋や氷床の受け皿である固体地球の粘弾性的な変化が関係している。例えば、氷床が質量を失った地域の海岸域では、GMSLは氷床の融解した水によって上昇しているにも拘らず、その地域の海面は氷床の重力減少により地殻の上昇が生じることで低下する。このことを氷河性地殻均衡

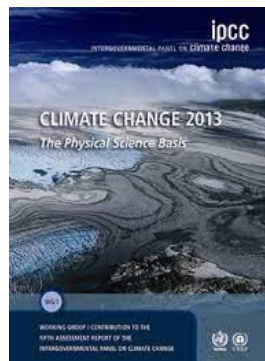
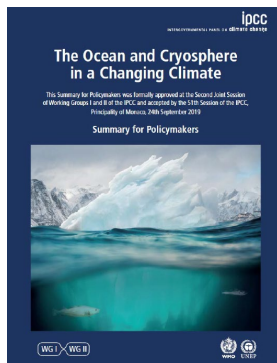
（Glacial Isostatic Adjustment: GIA）と呼ぶ。これは氷床の質量の変化が固体地球に対しての「荷重変化」として作用し、粘弾性的な性質を持つ地球固体がその荷重と浮力とのバランスを回復させようとする変化である。例えば3000mの厚さを持つ氷床が消失した場合、そこでの地殻は1000mも隆起する（奥野、2018）。この現象は幅広い時間経過を持つが、時間スケールの長いものでは約2万年前の最終氷期には氷床で覆われていたスカンジナビア半島の隆起がある。このスカンジナビア半島で氷床が消失してから既に1年以上経過しているが、これらの地域では年間に最大10mm以上の地殻の上昇が継続している（Lidberg et al., 2010）。

2007年のIPCC第4次評価報告書（AR4）では、21世紀にはGMSLの上昇速度はより速くなるが、その主要因は温暖化による海洋の熱膨張と大陸氷河の融解とされ、グリーンランドや南極の氷床の融解がGMSLの上昇に大きく寄与する可能性は低いと考えられていた。しかし、AR4(2007)が提出された前後から、氷床における観測や氷床モデル作成等によって、それまで理解が充分でなかった氷床融解のプロセスが次第に明らかになってきた。また、地球史における過去の海面変動と気温との関係から、現在考えられる近未来の気温上昇でもこれらの氷床の融解が大きく生じる可能性も指摘されるようになった。

この報告書ではGMSLに関する最近の研究の進展について、2013年に出されたIPCC第5次評価報告書（AR5）の第13章「Church, et al.: Sea Level Change.」（以後AR5, 2013として引用）と2019年に出された「IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate

(SROCC)：地球温暖化における海洋と雪氷圏に関する特別報告書」の第4章「Oppenheimer, et al.：Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities」(以後 SROCC, 2019 として引用)の2つのレポートに主に基づいてこれまでの知見をまとめる。なお、将来予測などに関しては、2021年8月に IPCC 第6次評価報告書 (AR6) の Physical Science Basis が刊行され、その第9章「Ocean, Cryosphere and sea level change」(以後 AR6, 2021 として引用)で海面上昇が取り上げられている。ここでは、SROCC (2019)以降で明らかになった重要な知見についても出来るだけ取り上げる様にした。

IPCC「変化する気候下での海洋・雪氷圏に関する IPCC 特別報告書(SROCC)」2019
IPCC[気候変動 2013、自然科学的根拠]2013



2. 験潮記録や衛星による海水面高度の計測による全球平均海面水位 (GMSL) の推移

これまでの海面水位の変動に関しては世界各地における過去2世紀近くに亘る潮位の変化を見た験潮記録がある。験潮とはたえず変化する潮位を海岸の定位置に設置した測器で連続的に観測するものであり、一部の先進国では19世紀の半ばには験潮場が整備され観測が始まっている。わが国でも1881年に当時の陸地測量部が全国の6カ所で潮位の観測を始めている。従って、験潮による海面変動に関してはその観測の地理的な密度にばらつきはあるが、世界各地で一世紀以上の観測によるデータ蓄積が存在する。

わが国では潮位の昇降を計測する測器を験潮儀と呼んである。古くは海面に浮かべたフロートの上下運動を機械的に記録するような測器も使われたが、現在の験潮儀には海面への風や波の影響が少ない検潮所内に設置されたマイクロ波の送受波器が使われている。送受波部から海面に向けてマイクロ波パルスを送信し、電波が海面で反射し戻ってくるまでの時間で海面までの高さを求めるがその観測精度は± 10mmである。

このような験潮儀による潮位の観測では短期的あるいは長期的な変動が生じ、周期的な短期変動としては潮汐があり、また高潮、津波なども短期的な変動である。さらに地震などによる急激な地殻の変動でも大きな潮位の変動が生じることがある。一方、長期的な変動としてはここでの主題である温暖化の影響の他に、各観測地点に特有な地殻の変動がある。これは既に述べた氷河性地殻均衡やプレートテクトニクス等による地殻の変動である。複数のプレートの境界に位置する日本列島では特に地殻の変動が大きく、太平洋岸の三浦半島の油壺では現在でも年間約 4 mm 近くの沈降が、また御前崎では年間約 8 mm もの沈降が験潮計で観測され、これらはフィリピン海プレート沈み込みによるものと考えられている(海岸昇降検知センター、HP)。このように、験潮儀で観測される潮位は、温暖化による変動以外に多くの要因で短期・長期に変化する。従って、験潮儀が設置された場所ではこれらの要因をすべて検討した上で、その地点における気候変動に起因する海水面変動を抽出する必要がある。

20世紀の後半に人工衛星による地球観測が行われるようになると、衛星に高度計を搭載し海面

までの距離を測定して海面高度を計測する試みが行われるようになった。1990年代に入るとこの衛星による海面高度計の精度が向上したことによって、衛星によるGMSLの変化のデータが得られるようになった。人工衛星の海面高度計による海面水位の計測では、衛星の直下にマイクロ波のパルスを発射し、海面で反射した電波を受信してその往復時間を計測することで、衛星と海面間の距離を計測する（市川香、2014）。マイクロ波のパルスを用いる点では験潮儀と同じであるが計測する距離は極めて長い。1992年に打ち上げられた海面高度計を搭載した人工衛星である TOPEX/Poseidonは、1336kmの高度にあり地球を112分で一周し同一地点に約10日で回帰する。従って、ここで要求される観測精度はけた違いに厳しいが、回転楕円体としての地球の中心から衛星までの距離は、衛星の軌道計算や衛星搭載の全地球測位システム（GPS）などによって正確に求められ、現在ではその差としての衛星と海面までの距離は1~2cmの精度で求められている。なお、衛星から海面までは距離があることでマイクロ波のパルスは拡散するので、ここでは数Km範囲の面での平均的な反射を見ていることになる。

図2は1992年のTOPEX/Poseidon衛星からそのミッションを引き継いだJason-1、さらにその後継機であるJason-2によって得られたGMSLの観測結果である。これらの衛星は1992年に設定された軌道パターンを観測を20年以上継続しており、そのため、長期間における信頼できる観測データが得られている。このグラフを見ると季節的な変化やエル・ニーニョなどのイベントでの変動の上に、1993年からの20年間に年間で 3.2 ± 0.4 mmのGMSLの上昇が生じていることが分かる（市川香、2014）。

図2. 3世代の衛星海面高度計による平均海面水位（GMSL）の変化（市川香、2014）

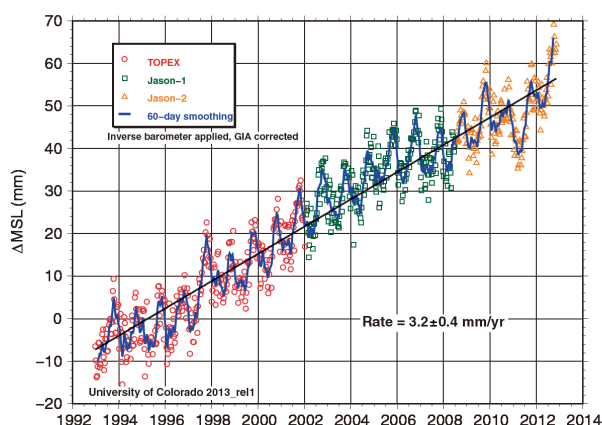


Fig. 3. Time series of the global mean sea level measured by satellite altimeters (Credits, University of Colorado; Nerem et al., 2010).

これらの観測機器によるGMSLの最近の変動をまとめたIPCC評価報告書によれば、GMSLは高い確度でその上昇が加速しているとしている（SRCC, 2019; AR6, 2021）。世界各地での験潮計のデータや衛星での海水面高度の計測の結果をまとめた最新の報告によると1901~1990年の間における上昇は $1.35 [0.78 \text{ to } 1.92]$ mm/年であったが、1971~2018年の間では $2.33 [1.55 \text{ to } 3.12]$ mm/年に増加し、1993~2018年では $3.25 [2.88 \text{ to } 3.61]$ mm/年へ、さらに2006~2018年では $3.69 [3.21 \text{ to } 4.17]$ mm/年となっており、この主要な要因が人為的なものであることは間違えないとしている（AR6, 2021）。また、次節で詳細に検討するように海水の熱膨張に加えて大陸氷河やグリーンランド氷床や南極氷床の寄与は今や主要なGMSLの上昇の原因になっていると考えられている。

3. GMSLの上昇に対する各要因の寄与について

既に述べたように温暖化によるGMSLの上昇には、大きく分けて海水の熱膨張と、陸域の氷河、両極の氷床の融解と海洋への付加、陸域の淡水貯留量の増加などがある。ここでは、それぞれの

要因のGMSLへの寄与をどのようにして推定するかの手法について簡単に紹介した後、それぞれの寄与がどの位と推定されているか、また、それらの寄与の時系列的な変化について示すことにする。

3.1 海水の熱膨張のGMSLへの寄与

地球表層の気候システムでの熱収支に関する観測やモデルは、いずれもこの数10年間を通じて熱収支で増加した分の90%以上が海洋に貯蓄されてきたことを示している。海洋はその質量を変えなくても熱膨張によってその容積が増加するので、このことがGMSLの上昇をもたらすことになる(SROCC, 2019)。例えば20℃の海水が1℃上昇すると海水の体積は約0.025%膨張する。そこで、仮に海面から水深500mまで20℃の海水がありそれが2℃上昇したとすると、海面水位は25cm上昇することになる。また、1℃当たりの海水の膨張率は温度にも依存し温度の高いほど膨張率も大きい。つまり、暖かい海域における熱の取り込みは冷たい海域でのそれに比べて大きいのでGMSLの上昇により寄与することになる。従って、このことは海流などによる変化と同じような海域レベルでの海面水位の変化にも影響する。

AR5 (2013) では、最近におけるこの海洋の熱膨張の観測に大きく寄与したものとして、(1) 長期にわたって水温データが得られている投げ捨て式の鉛直水温記録装置(XBT)における計測水深のバイアスの補正、(2) 2000年以降のアルゴ計画による全球での高精度な水温、塩分の観測データ、(3) 全海洋で行われたWOCE航海とその再訪問航海による深海での海洋観測による温度膨張に対する深海の寄与の見積もりの3つを挙げている。実際の海水温の上昇は、緯度/経度によっても、また水深によっても大きく異なるが、水深3000mから5000mまでの深海においても1990年から2010年までのポテンシャル水温の上昇は、全球平均で年間に $0.3\text{--}0.8\times 10^{-3}\text{℃}$ 程度との報告がある(Purkey & Johnson, 2010)。また、南極周辺域に限るとこの深層水の水温上昇は、全球平均よりほぼ1桁高い値が得られており、極域の深層水の温度上昇と氷床の融解との関係も注目される(Purkey & Johnson, 2010)。なお、調査船でのCTD観測における水温の観測精度は、0.001℃なので深層においては十年間程度の間隔がないとこれらの水温変化を検出するのは難しい。

このような測定に基づく表層から深層における海水温の上昇のGMSLの上昇への寄与は、1971年—2018年で $1.01[0.73\sim 1.29]\text{mm/年}$ 、1993年—2018年で $1.31[0.95\sim 1.66]\text{mm/年}$ 、2006年—2018年で $1.39[0.74\sim 2.05]\text{mm/年}$ となっている(AR6, 2021)。従って、20世紀の後半からにおいても海水の熱膨張に起因するGMSLの上昇は次第に加速されていることが分かる。なお、最新の2006 - 2018年での海水熱膨張によるGMSL上昇への寄与率は34.4%となっている(AR6, 2021)。

3.2 氷河融解のGMSLへの寄与

一般に高緯度から低緯度まで広がる大陸氷河の消長は両極に位置する氷床に比べて温暖化の影響を受けやすく、気候変動に対して敏感に応答するため気候変動の良い指標の一つと考えられている。なお、主にその面積が5万平方Km以下の氷塊を氷河と呼びそれ以上を氷床と呼ぶことになっているが、現在氷床と呼ばれるものはグリーンランド氷床と南極氷床の二つであり、それ以外の大陸上の氷塊はすべて氷河とIPCCの評価報告書では分類している。この氷河は全部融解したとしても、GMSLが $0.32 \pm 0.08\text{ m}$ 上昇するだけの質量しかなく、これは完全融解の寄与がグリーンランド氷床の7m、南極氷床の58mに比べるとはるかに小さい。しかし、大陸の氷河は山岳地域での水資源としての役割が大きいと、その消長には大きな関心が寄せられている(SROCC, 2019)。

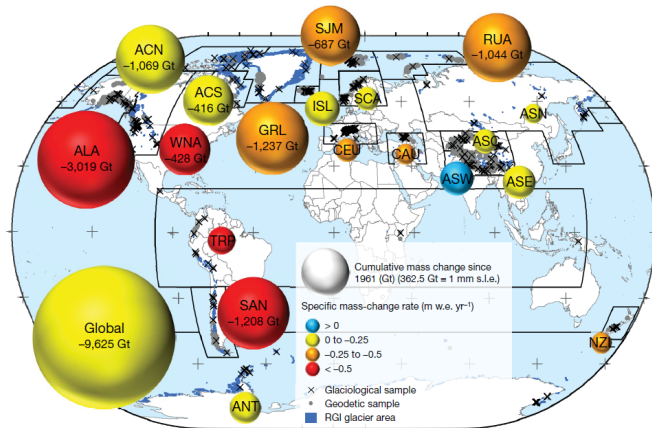
氷河質量の測定には、主に氷河学での伝統的な氷河質量の収支観測と最近行われている人工衛星での高度や重力測定などによる測地的な調査方法がある。前者の代表的なものには氷河の表面にポールなどの標識を立て毎年の変化量を測定する方法があり古い歴史を持っている。この手法では、各ポイントにおける質量変化の計測を対象とする氷河全体あるいは近傍の氷河に拡大していくことになる。一方、測地的な方法は衛星や航空機搭載の高度計や重力計で氷河の表面空間を時系列的に観測し、これらのデータから各氷河の質量変化を推定する。また、氷河の高度などに関しても1990年代の後半以降は氷河の表面高度と位置の測量にGPSが使われるようになった。なお、全球における氷河の数は20万を超すとされているが、その内、氷河学での現地観測が行われている氷河は僅か450か所であり、衛星等での測地的手法で調査されている氷河も9%程度とされている（Zemp et al., 2019）。

最近まとめられた世界の各地域における19の氷河の1961年から2016年までのGMSL上昇への寄与を図3に示した（Zemp et al., 2019）。図3ではこの間における積算した質量変化を球の大きさで示し、また、年間当たりの単位面積当たりの変化の大きさは球の色で示してある。この中でアラスカ氷河（ALK）がGMSLの上昇には最も貢献しており、1961年から2016年の間で8mmの海面水位に相当する氷河が融解している。これはこの氷河の単位面積当たりの激しい質量の減衰速度と大きな面積とによるものである。一方、南アジア西部（ASW）はこの間に氷河が増えた唯一の地域となっている。

図3．世界の各地域における19の氷河の1961年から2016年までの平均海面上昇への寄与
（Zemp et al., 2019）

寄与は融解した水の量で示し、図の略称は以下の通り

ACN, 北極域カナダ北部; ACS, 北極域カナダ南部; ALK, アラスカ; ANT, 南極及び周辺域; ASC, 中央アジア; ASE, 南アジア東部; ASN, 北アジア; ASW, 南アジア西部; CAU, コーカサスおよび中東; CEU, 中央ヨーロッパ; GRL, グリーンランド; ISL, アイスランド; NZL, ニュージーランド; RUA, ロシア北極域; SAN, アンデス南部; SCA, スカンジナビア; SJM, スヴァールバル諸島およびヤンマイエン島; TRP, 低緯度域; WNA, 西部カナダ及び米国



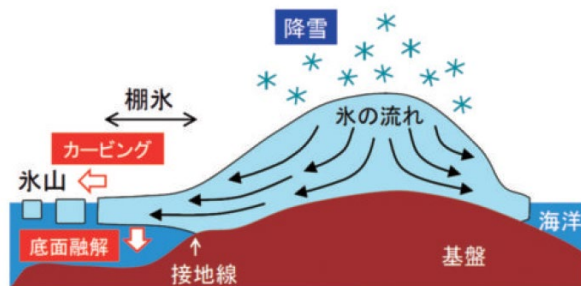
氷河の融解によるGMSLの年間での上昇を時系列的に見ると、1901年—1990年の間では0.58 (0.34-0.82)mmであったのが、1993年—2018年では0.55 (0.40-0.70)mm、さらに2006年—2018年では0.62 (0.57-0.68)mmとなっている（AR6, 2021）。なお、全球での氷河によるGMSL上昇に対する寄与の割合は減少しており、1901-1990年では52.3%を占めていたのが、2006—2018年では15.4%となっている（AR6, 2021）。

3.3 グリーンランド氷床と南極氷床のGMSLへの寄与

体積比で地球上の水の約97%は平均水深が3700mの海洋に存在しているが、残りの約3%は陸域の氷雪体や地下水として分布している(理科年表、2021)。氷床や氷河などの氷雪体はこの陸域にある水の3/4を占め、陸域氷雪体の約91%を南極氷床が、また、約9%をグリーンランド氷床が占めている。これは既に述べたようにそれぞれの氷雪体が融解しその質量が海洋に加わると仮定すると南極氷床では58m、グリーンランド氷床では7mのGMSLの上昇が生じることになる。従ってこれらの氷床の温暖化への応答が今後の海面上昇での大きな課題となることは明らかであろう。

図4に示したように氷床では大気プロセスに支配される日射や降雪などによる表面からの質量の増減が生じるが、雪氷学では質量が増えるプロセスを涵養と呼び逆に減少するプロセスを消耗と呼んでいる。消耗には氷床の海洋末端における棚氷の底部の融解や冰山への分離(カービング)などで質量を失うプロセスがある。この棚氷は既に海洋に浮いているので、棚氷におけるこれらの変化は海水面上昇には直接的にはあまり寄与しない。しかし、棚氷は大陸からの氷床が海洋に流出するのを抑止する役割を担っており、図4のように棚氷が少なくなることで氷床全体の海洋への流出が加速され質量の減少が促進されることになる。

図4：南極氷床の縦断面を示す概念図、主要な氷床の涵養・消耗プロセスをそれぞれ青四角と赤四角で示す。(杉山、2018)



ここでグリーンランド島と南極大陸の両極における氷床下の地形の異なりや、気候変動の状況とそれへの応答の違いについてまとめておく。その一つは氷床とその底部を構成する基盤岩との関係である。グリーンランド島では氷床で覆われている面積は島の81%に達するが、氷床そのものが大きな規模で海岸線まで到達していないため南極氷床のような大規模な棚氷の形成が見られない。このことはグリーンランド氷床では、氷床と海洋との直接的な相互作用があまり無いことを意味する。一方、南極氷床ではほぼグリーンランド氷床と同じ面積の棚氷が存在し、氷河の浮氷舌を含めると南極大陸の海岸線の75%を占めている(Rignot et al., 2013)。海洋との直接の接点である棚氷に大陸上の氷床が支えられている南極氷床では、氷床と海洋との相互作用が重要となるが、同時にその融解プロセスが複雑になることを意味する。

さらに図5に示すように南極氷床は海岸部を含めてそのほぼ半分が海水面下であり海洋に存在する形になっている。すなわち、これらの氷床底部の基盤は数百mもの海面下に存在している。一方、グリーンランド氷床では逆に島の中央部の基盤は海面下にあるが海岸部では海面上に位置している。図6にグリーンランド島と南極大陸における氷床の分布を示したが、南極大陸では図5の海水面下2000m以浅の所が氷床で覆われており、一方、グリーンランド島では海岸近くには大きな氷床が無いことが分かる。このように南極大陸のいわば海洋に浮かんでいる氷床は環境変動に関して不安定であり、その部分の質量を合わせると約20mのGMSLの変化に相当する。また、南極周辺海域での暖かい海流との接触が生じやすい所での質量の損失が大きなことも、この海洋と棚氷との相互作用が南極氷床では重要なことを示唆している(Khazendar et al., 2016)。

図5：グリーンランドと南極大陸における氷床が覆っている基盤岩の高度分布(SROCC, 2019)

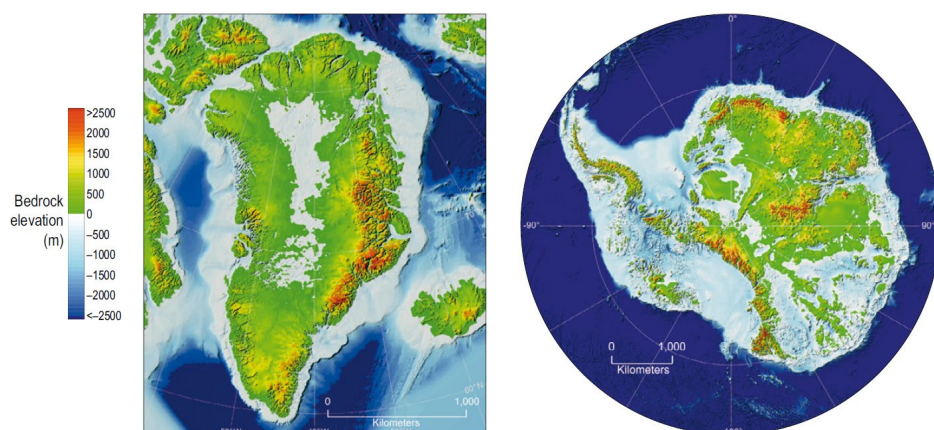
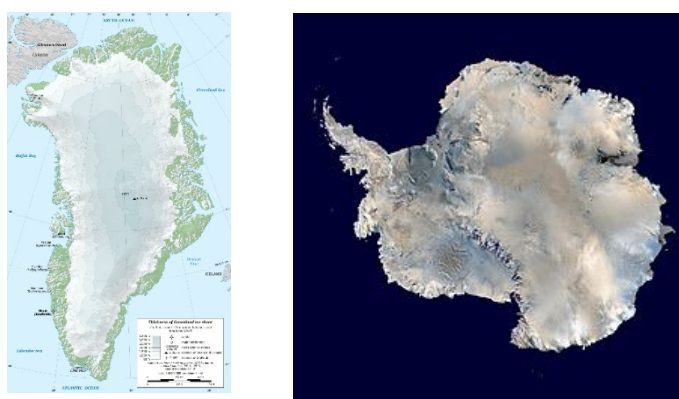
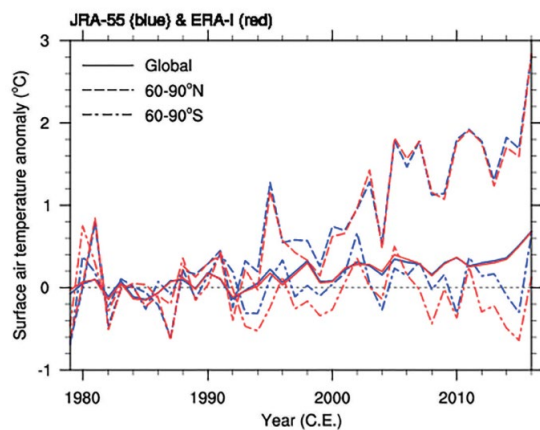


図6：グリーンランド島(左図)と南極大陸（右図）における氷床の広がり



この両極の二つの氷床におけるさらなる異なりは、地球温暖化が与える気温上昇の北極域と南極域での違いである。地球温暖化による極域の著しい気温上昇は、温暖化が認識され始めた1980年代から知られており、特にこれが北極域で顕著な事から最近では北極温暖化増幅（Arctic Amplification）と呼ばれている（吉森、2019）。図7は吉森（2019）がまとめた1980年からの全球と北極域、南極域の平均気温の推移について観測データを基にした2つの再解析データの結果を示したものであるが、北極域での気温の上昇が著しいことを示している。

図7：1979～1993を基準にした全球，北極域，南極域の年平均地上気温の変化（℃）．JRA-55（青）とERA Interim（赤）再解析データより作成．両色とも実線が全球平均，破線が北極域平均，鎖線が南極域平均（吉森、2019）



一方、南極域では全球平均に比べてその変動幅は大きいもののその上昇幅は小さい。この北極圏に特異的な温暖化による気温上昇の要因に関しては北極域の海水の大幅な減少と海水、積雪のアルベド効果の減少と関係しているという説明がされているがまだその全体としての理解は出来ていないようである。なお、北極域での気温上昇は秋から冬にかけて著しく全球平均値よりも上昇することが分かっている。これに関しては日射量が多くアルベド効果が期待できる夏には、得た熱が海水の融解や開いた海水面の水温上昇に使われてしまい、気温が下がってくる秋から冬にかけて海洋が大気への熱源となって気温上昇に寄与すると言う説明もなされている（吉森、2019）。

上記で述べたような両極での違いを反映し、地球温暖化に対するグリーンランド氷床と南極氷床での応答の機構には大きな異なりがある。すなわち、前者が主にSMB（Precipitation-runoff-sublimation-evaporation）と呼ばれる氷床の表面質量収支によってその消耗が進展しているのに対し、南極氷床ではむしろ棚氷の底面からの融解を含む氷体の海洋への流出（Discharge）によってその消耗が進展していると考えられている。既に述べたように、これには南極氷床のかなりの部分が海水面より下の岩盤上にあることが、これらの氷床が海洋の駆動する融解や海洋での氷床の不安定さを招いていることも関係している。

1990年から5～6年ごとに改訂を重ねているIPCCの評価報告書では、温暖化によるGMSLの上昇に対する氷床の寄与の考え方も大きく変わってきた。IPCCの第4次評価報告書（AR4, 2007）の頃までに、各地の験潮計による海面変動に加えて衛星からの海面高度計でのデータの蓄積が行われ、その変化要因のいつかの理解が進んだ。その一方で温暖化による海水熱膨張や氷河や氷床の融解の各要因によるGMSLの上昇を合計した推定値と、観測されたGMSLの上昇の速度はあまり良く合致していなかった。しかし、それぞれの寄与における規模の推定は大きな誤差範囲を持っていたので詰めた議論は難しく、さらに陸域での最大の水貯蔵庫である両極の氷床の動態に関する理解が進んでいなかった。

例えば、2001年に出版されたIPCC第3次評価報告書（AR3）では、氷床に関しては主にグリーンランド氷床に注目していた。これは氷床の質量の増減は温暖化による表面や氷床の海洋末端での融解と、気温上昇に伴う水蒸気の増加による降水量増加のバランスで決まるという研究結果に基づいていた。この場合グリーンランドでは降水量の増加よりもその流出量の増加が大きいので、氷床の質量は減る可能性が高いと考える事が出来る。一方、南極氷床での質量は温暖化による降水量の増加によって増える可能性が高いと想定していた。これは、西部南極氷床が海面下で陸地に接していることによる氷床の溶解は小さいと思われていたからである（AR3, 2001）。その結果、1990～2006年の平均海面水位の上昇予測は2mm/年だったが、実際は既に第2章で示したように3mm/年以上と大きくその予測を超えていた（SROCC, 2019）。

既に述べたように氷床質量の増減は大気-雪氷相互作用の結果である表面質量収支（Surface Mass Balance）によるものと、氷床流動による氷体の海洋への流出（カービング）と棚氷と海洋との相互作用での棚氷底面融解に大別される。この内、表面質量収支に関連する地上気象・雪氷物理量を現地で直接測定は、自動気象観測装置や雪尺等で行われ、各観測点での観測結果は氷床全体での表面質量収支をモデルで求めるための観測値として使われる。また、氷河の項でも示したように人工衛星や航空機に搭載されたレーザー高度計やレーダー高度計、及び重力センサーなどによって氷床変動を面的に測定する試みも行われている（杉山、2018）。これらリモートセンシング観測手法の発展によって、現地観測だけでは困難であった氷床全域の質量変動の把握が可能となってきた。しかしながら、これらの手法は氷床の質量変化を直接観測するものではない。例えば衛星などの高度計で測定された氷床の表面高度の時系列変化を質量変化に換算するには、まず氷床表層の密度を知る必要がある。さらに表面高度の変化は表面での質量変化のほかに氷床の流動や、氷河性地殻平衡による基盤岩の隆起などを総合した結果である。従って、これら

のプロセスを一つ一つ定量的に評価していく必要がある。

氷床の流動によるその末端での海洋への流出に関しては、大陸と海洋の境界である接地線 (GL) の断面における氷床の流動速度とその断面積を推定できれば、その質量が求められる。現地で氷床の厚さに関しては音響測深法が古くから用いられているが、氷河性地殻均衡による基盤の変化による誤差を仮定し衛星等からの高度計による氷床高度による間接的な推定法も使われている。また、氷床の海洋方向へのフラックスに関しては合成開口レーダーによる氷床表面の観測データが最近では用いられている。この合成開口レーダーによる氷床表面の観測は、わが国の南極観測でも1980年代の終わり頃から始められたが、氷床表面の従来の航空写真や目視による観測よりも精度が高い点や光学センサーと異なり雲があっても観測できる点で優れている (小澤他、1999)。

Rignot et al. (2013)は、21世紀初頭での南極全域での棚氷の接地面での氷床の流出速度を上記のような方法で推定して2400Gt/年の融解速度を得ている。このうち棚氷末端での氷山生成分離などでは1089±139Gt/年しか説明出来ず、棚氷底面での融解が1325 ±235Gt/年と前者を上回っていると推定している。なお、彼らは、南極域で全体の面積の2/3を占めるロス棚氷やロンネ棚氷などは全体の融解の15%しか占めておらず、南極域での融解の半分は、南東太平洋に面する暖水の入りやすい面積にしてわずか8%しかない10あまりの小さな棚氷で生じているとしている。その後の研究でもこの氷床の質量変化と氷床をとりまく海水の温暖化など海洋の変化のデータが次第に集積されることで、南極氷床の消耗に棚氷底部での融解が大きな役割を果たしていることが共通認識となった。なお、最近では棚氷での掘削孔や自動無人潜水艇 (AUV) を使った棚氷底部の直接観測なども行われるようになった (Gwyther, et al., 2020)。我が国でも極地研究所がAUVを使った棚氷底面での海洋循環、底面融解の直接観測を行うことを計画している。

AR6(2021)によれば、GMSLの上昇に対する寄与はグリーンランド氷床では、1901年—1990年で0.33 (0.18-0.47)mm、1993年—2018年で0.44(0.36-0.51)mm、2006年—2018年で0.91 (0.79-0.1.02)mmとなっている。また、南極氷床では1993年—2018年で0.26 (0.17-0.34)mm、2006年—2018年で0.53 (0.40-0.66)mmとなっている。従って、これまではグリーンランド氷床の方の寄与が大きい、南極氷床の寄与も次第に増加していることが分かる。なお、グリーンランドと南極の両氷床を合わせた氷床融解によるGMSLの上昇への寄与は、2006-2018年では全体の35.4%となり、わずかではあるが海水熱膨張の寄与を超えた。

繰り返し述べたように南極氷床は積雪や海洋と棚氷の接点での付着等によってその質量を増し、一方氷山の分離や氷床の底面での融解、特に棚氷での底面での暖水との接触による融解などで質量を減少させる。この棚氷の末端で亀裂が入り氷山が分離する速度は氷の内部強度や海洋での波浪や潮汐への応答と言った多くのプロセスに支配されている。また、棚氷底面での融解は、大規模な海洋循環から局所的な熱や淡水のフラックス、さらには氷—海洋の境界面におけるマイクロスケールのプロセスなどにより支配されている。表面での融解が大きい時は棚氷上に出来たクレバスは水圧によってさらに裂け目が深くなり棚氷末端が崩壊することもある。これらの複雑な氷床と海洋の相互作用についてはプロセスの理解は進んでいるが、そのモデル化は難しく特に氷床全体のスケールになるとさらに困難である。このことが後で述べるように南極氷床の融解の速度の将来予測を難しくしている1つの大きな原因でとなっている。

3.4 陸域の貯水池等の影響

陸域では氷河などの氷の他に地下水、土壌水、河川、湖沼、貯水池等の形で水が存在し、その短期、長期的な変化は地球全体の水収支に影響する。つまりこれらが増加することで平均海面

変化に対してマイナスの効果が生じるからである。これらの変化は気候変動によっても、また人間活動によっても起こるが、20世紀においてのこの変化は主に地下水の欠乏と貯水池の増加の2つの要因によって生じたと考えられている。この地下水の欠乏は現在まで継続的に生じており、それが平均海水面の上昇に寄与していると考えられるが、一方で貯水池の増加はそのカウンターバランスとなっている。

2006年—2018年における最新の見積もりでは、陸域での水の貯留によるGMSLへの寄与は0.60 (0.32-0.88) mm/年と見積もられており、平均海水面をおし上げる方に寄与している

(AR6, 2021)。なお、この陸域での貯水による平均海水面変動への寄与はSROCC (2019) では-0.21 mm/年となっており上記の推定とは大きく異なっていた。推定値が大きく変わった理由としては、2002年から始まった地球重力場を測定するGRACE衛星での観測成果が蓄積されてきたことにある。このGRACE衛星は、高度500kmを同一軌道において220km間隔で回る2つの衛星から構成され、地域における地球重力の変化を受けて変化する衛星速度を2つの衛星間の距離を連続的に正確に計測することで、重力場のマッピングを行うものである。高精度の加速度計も搭載され速度の変化を記録しており、GRACE衛星の軌道は約2000kmの高高度にあるGPS衛星により精度高く追跡されている。これらの組み合わせにより高精度の重力場の時空間的な分布がモニター出来るようになった (福田, 2018)。これにより陸域の氷床/氷河や帯水層など陸域の水の全量の変化を推定することが出来るようになった (Caceres et al, 2020)。

3.5 海面上昇に関する諸要因のまとめ

表1に上記で説明したGMSLの上昇に対する諸要因がそれぞれの位寄与しているかを合計した値と、観測による全体での数値とを5つの期間別に示した (AR6, 2021)。諸要因の中で氷河、グリーンランド氷床や陸域の貯水量など平均海水面への寄与に関しては、20世紀の初頭からの観測等のデータがあるが、南極氷床のように1990年以降のデータしかないものもある。また、GMSLの変動を直接測定した最新 (2006年—2018年) での観測値は験潮記録や衛星高度計観測によるデータの他、2002年から始まったGRACE衛星の結果や、全海洋に展開されたアルゴブイによる観測データも取り込まれている。既に述べたようにGRACE衛星により陸域の氷床/氷河や帯水層など陸域の水の全量の変化を推定することが出来、その値は直接海洋の質量の変化となる。従って、このGRACE衛星およびその後継機での観測で独立に平均海面水位の変化を求めることが出来るようになったことはこの分野での大きな進展である。

SROCC (2019) では、1993年-2015年 (衛星高度計時代) での観測されたGMSLの上昇は、3.16 [2.79 to 3.53] mm/年であり、2006年-2015年 (GRACE/Argo時代) では、これが3.58 [3.10 to 4.06] mm/年に増加したと結論している。AR6 (2021) で更新された最新の推定では1993年から2018年までと2006年-2018年までの観測されたGMSLの上昇は3.25 [2.88 to 3.61] と3.69 [3.21 to 4.17] mm/年であり、SROCC (2019) と比べて中央値が少し上昇している。1993年-2018年、および2006年-2018年の衛星観測時代においては、いずれもGMSLへの各要因の寄与を合計した数値は観測値でのGMSLと整合性を持っている。しかし、後半期間の方がその中央値がより近くなっていることは、衛星やアルゴブイ観測のデータの質や量が後半期間により充実した結果と考えられる。表1における各期間におけるGMSLへの各要因の貢献に関しては、1960年代の後半からのGMSL上昇の加速化は主に氷床の質量損失の増加に起因している。すなわち、2006年—2018年においては、いずれの要因もGMSLに対する寄与を1993年-2018年に比べると増加させているが、その中で氷床の寄与率は全体の35%を占めるまでになっている。

表1 異なる5つの期間における全球平均海面水位 (GMSL) の上昇の推定値 海面水位に寄与する諸要因の観測等による寄与、それらを積算した値と験潮記録や衛星高度計などからの観測値の比較。単位はmm/年である (AR6, 2021)。

GMSLの要因		1901-1990	1971-2018	1993-2018	2006-2018	1901-2018
海水の熱膨張		0.36 [0.17 to 0.54]	1.01 [0.73 to 1.29]	1.31 [0.95 to 1.66]	1.39 [0.74 to 2.05]	0.54 [0.40 to 0.68]
氷河		0.58 [0.34 to 0.82]	0.44 [0.21 to 0.67]	0.55 [0.40 to 0.70]	0.62 [0.57 to 0.68]	0.57 [0.36 to 0.79]
グリーンランド氷床		0.33 [0.18 to 0.47]	0.25 [0.16 to 0.34]	0.43 [0.36 to 0.51]	0.63 [0.51 to 0.74]	0.35 [0.23 to 0.46]
南極氷床		0.00 [-0.10 to 0.11]	0.14 [-0.08 to 0.37]	0.26 [0.17 to 0.34]	0.53 [0.40 to 0.66]	0.06 [-0.03 to 0.15]
陸域水貯留		-0.15 [-0.35 to 0.04]	0.15 [-0.05 to 0.36]	0.31 [0.13 to 0.49]	0.60 [0.32 to 0.88]	-0.11 [-0.39 to 0.17]
各寄与の合計		1.11 [0.71 to 1.52]	2.01 [1.52 to 2.49]	2.86 [2.42 to 3.30]	4.06 [3.32 to 4.79]	1.41 [1.00 to 1.82]
観測値からのGMSL		1.35T [0.78 to 1.92]	2.33T&A [1.55 to 3.12]	3.25A [2.88 to 3.61]	3.69A [3.21 to 4.17]	1.73T&A [1.28 to 2.17]

観測値からのGMSLの上昇における数値の後のT, A, およびT&Aは、験潮計からの再構成値 (T)、衛星高度計 (A)、およびその混合である (T&A)。なお、験潮計の記録は1993年より前、衛星高度計の記録は1993年以降に使っている。

4. 世界での各地域における海水面の上昇とその要因

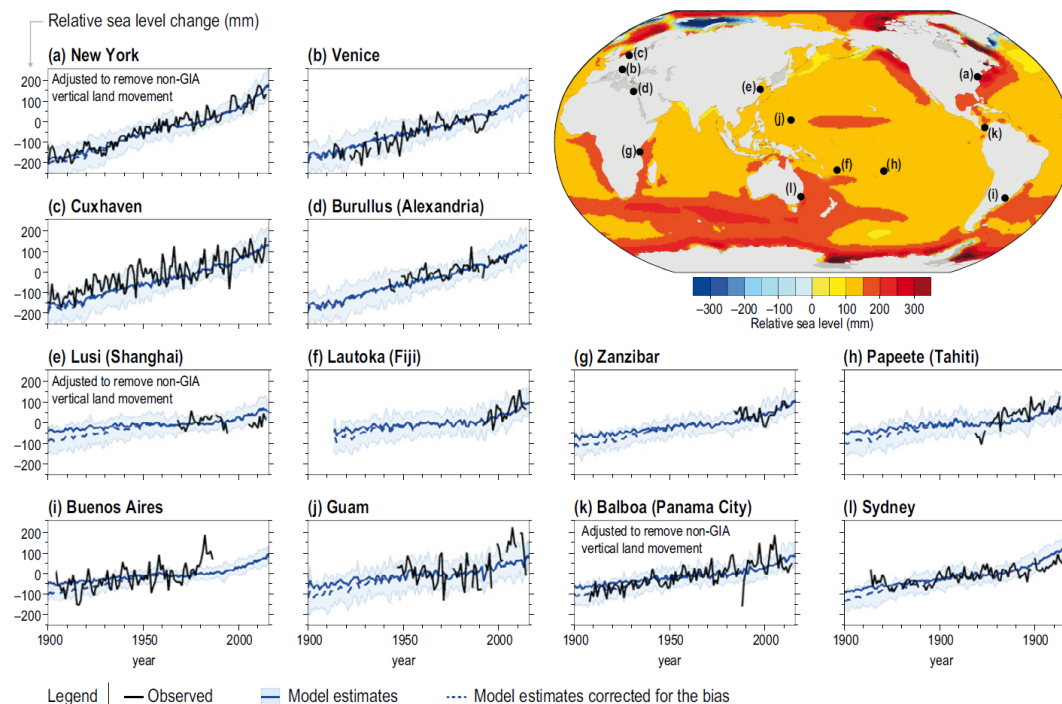
海水面水位は世界のどの地域でも同じように上昇するものではない。これらの地域的な海面水位の変動はまず風や大気-海洋間の熱や淡水のフラックス、大気圧、海洋への融解した氷の流入などによる海洋での循環を変える様々なプロセスにも大きく影響される。大陸からの海洋への水の移動はジオイドを変化させ、さらには地球の回転を変えて海底の形状を変化させ海水面に影響する。また、外洋域における衛星高度計での観測が常時行われるようになってから、海面水位の空間的な変動は海水の熱膨張が大きく寄与していることが分かってきた。この海水の熱膨張には、大気からの熱輸送や風などの流れの海域での異なりが関与している (SROCC, 2019)。

一方、浅い陸棚域や高緯度域では地殻質量の変動による影響が重要になっている。既に述べたようにスカンジナビア半島などの最終氷期に氷床で覆われた高緯度地域ではスカンジナビア半島などでは、氷床が消失した後もそのアイソスタシーのバランスを元に戻すためにゆっくりと地殻が上昇している。また、プレートの境界面に位置する日本列島などでは、プレートと地殻との相互作用により、地震や火山活動などが生じて地殻の上下動が起きる。例えば、2011年の東北地方太平洋沖地震では牡鹿半島で約1.2mの沈降が生じている (国土地理院, 2011)。なお、ここで相対的な海面水位 (RSL) の変動は、特定の時間と場所における陸域と海面との高度の変化と定義され沿岸のほぼ100Kmスケールの範囲を言う。

世界各地の12カ所の験潮計での観測データによる20世紀における各地域での平均海水面の変動と気候モデルで推定されたこの間の変動を合わせて図8に示した (SROCC, 2019)。この図中の世界地図での表示は気候モデルで出力した、1901 - 1929年の期間から1996 - 2015年の間での各海域での相対的な海面上昇の様子を示している。一方、各地点の図では験潮計観測点における1900 - 2015年の間の観測された相対的な海水面水位の変動 (黒の実線)、これと比較のために気候モデルで推定したその測点における相対的な海水面の変動 (青の線とその推定誤差幅) も合わせ

て示してある。従って、この図では大気―海洋結合モデルにアイソスタシーなどによる地殻変動の効果も含め考えられる要因をすべて入れ込んだ変動の推定結果を現地観測や最近の衛星高度計での観測値と比較していることになる。

図8 20世紀における気候モデルによる地域的な平均海水面変動の推定（世界地図での表示）と、各地の験潮計による観測値とトレンドとの比較（SROCC, 2019）。図の説明は本文参照。



まず、験潮計でのトレンドを見ると地域による平均海面上昇の状況が大きく異なり、また、10年周期やそれ以上の周期での変動が観測されていることが分かる。その一方で、世界各地で平均海面上昇が生じていることは明らかであり、その大きな原因は気候変動によるものであらうと報告書では結論している（SROCC, 2019）。しかし、地域的な平均海水面の推移にはそれ以外の周期性を持つ要因も大きく寄与していることは確かである。太平洋域では表面風の平均場からの変異が海水面の時空間的な変動に対応していると考えられ、太平洋表層での周期性変動であるENSOやPacific Decadal Oscillation (PDO)なども各地域の平均海面水位に関係している。また、図8での年周期から数10年周期までの変動に関しては、1900年から2015年における気候モデルで計算した各地での平均海水面と験潮計での観測値はほぼ一致している。すなわち、黒の実線で表した短期の大きな振動は自然の気候変動によるものであり、モデルでの推定値での推定の幅の中に入っている。なお、20世紀前半に関してはモデルでの平均海水面は多くの地域で、実際の験潮計での測定よりも海面上昇を過大評価しているが、これはモデルにおけるグリーンランド氷床や大陸氷河の寄与でのバイアス（過大評価）があることによる。図8での点線はこのバイアスを補正したもので観測値とモデル推定値がより近くなっている。SROCC(2019)ではこのようにGIAや、海水の熱膨張、大陸氷河やグリーンランド氷床の変化による20世紀の各地域の海水面の推移を気候モデルで再現出来たことは、AR5（2013）からの大きな進展であるとしている。

すでに述べたようにわが国は複数のプレートの境界に位置するために、地殻変動による海岸線付近での地盤の沈降や上昇が大きい地域が存在する。また、わが国には人間活動の影響による海岸域での地盤の変動として、最終氷河期以後の海水準上昇での堆積で形成された沖積平野におけ

る、地下水などの過剰な採取による地盤沈下が大きな社会問題となった歴史がある。日本では1960年代に制定された環境基本法において、大気汚染、水質の汚濁、騒音などと並んで地盤沈下が「典型7公害」の1つに入っていた。これは、主に深層での地下水などの地下流体資源の過剰な採取によるもので、例えば関東平野の南部では深層地下水の採取が始まった1910年位から沈下が生じている。第二次大戦後少し沈下速度は収まったが、直ぐに沈降は加速され1970年代には累積沈降量は約4.5mにも達した。なお、1960年代に始まった地下水からのメタンガスの採取もこの地盤沈下を促進したと考えられる（環境省、2021）。

その結果、東京の湾岸部や東部に広域にわたるいわゆる海拔ゼロメートル地帯が生じた（環境省、2021；堅田、2022）。高潮、津波などでの大きな被害がこれらの地域では想定されたため、堤防や水門の整備が行われると共に、地盤沈下の主因である地下水採取の規制が行われた。その結果、地盤沈下は止まりゆっくりとした回復に転じたがその回復速度は極めて遅いため、広がった海拔ゼロメートル地帯は現在もあまり変わらない。深層地下水の採取においては、不透水層である粘土層より下部の砂・礫層から採取するためこの粘土層からの地下水が抽出されて収縮し地盤沈下を起こすが、一度収縮した粘土層の回復は極めて遅いからである（香川、2022）。以上のようにわが国では、地盤沈下による「相対的な海面上昇」は東京湾だけでなく大都市圏のある伊勢湾や大阪湾でも同様の海拔ゼロメートル地帯を生じさせ、そこでの居住人口が400万人と大きな社会問題となった。しかし、現在では地下水の汲み上げ規制などが全国的に実施されこの問題がさらに拡大する事は避けられている。

このような人間活動による地盤沈下による「相対的な海面上昇」について、全球的に検討した論文も最近まとめられている。Nicholls, et al. (2021) は全球の沿岸域における「相対的な海面上昇」の内訳を、気候変動や GIA に起因するものと、自然あるいは人為的な地盤の変動を合わせたものとの比較を行っている。かれらはこの比較において（1）沿岸域を海岸線の物理的な長さ（2）各沿岸域（海拔 10m 以下）区分に居住する人口の大きさと言う 2 つの重みでの比較を試みている。つまり、後者ではどれだけの人口がどの位の「相対的な海面上昇」の影響を受けるかを見ることになる。なお、沿岸域の解析には南極大陸を除いた全球の沿岸域を 12148 の区分に分けたデータベースを使っており、各区分の海岸線の長さは変動するが平均では 70 km の海岸線をカバーしている（Vafeidis, et al., 2008）。各区分において気候変動や GIA による SLR のデータや人口、三角州や沖積平野における地盤沈下の情報などを与えてこれらを積算することで全球レベルでの推定を行っている。

その結果では、海岸線の長さを単位にした場合では、気候変動に依存する RSL の上昇が 3.2mm/年に対し、GIA の効果は -0.8mm/年であった。これらに対して地盤沈下は殆ど無視できる大きさで、全球平均での「相対的な海面上昇」は 2.6mm/年となった。一方、沿岸域に居住する人口を単位とした全球平均での海面上昇は、4 つの要因を合計して 7.8-9.9mm/年となり、その内、都市部での地盤沈下の占める値は 2.7-4.8mm/年となり、これは気候変動による寄与量である 3.8mm/年とほぼ等しい。この結果は、地盤沈下の生じやすい沿岸部の三角州や沖積平野に世界の人口が集積している事を示しており、また、これらの地域での人為的な活動による地盤沈下が如何に大きいかを示している（Nicholls, et al., 2021）。なおこの論文でも、20 世紀における沖積平野に位置する都市における地盤沈下の例として、4m 以上の東京の湾岸部をまず挙げ、その後に 2-3m の例として、上海、バンコック、ジャカルタ、ニューオリンズを挙げている。

5. SROCC および AR6 における今後の海面水位の上昇の予測

AR5 が 2013 年に公表された後 2019 年に SROCC (2019) が出され、この間の研究の進展を踏まえて地球温暖化と GMSL 上昇との関係についての将来予測が行われた。この SROCC (2019) が出来てから最新の AR6 (2021) はまだ 2 年足らずであり、現在までの GMSL の上昇とその要因に関しては、陸水の貯留に関する推定の異なりを除いては大きな変更点は無かったことは既に述べた。また、2100 年までの

その将来予測に関しても、SROCC(2019)とAR6(2021)での予測における大きなずれは無いようである。ここでは、GMSLの上昇に関するAR6(2021)での将来予測を主に紹介するが、その前にSROCC(2019)で取り上げられたグリーンランドと南極の2つの氷床に関する将来予測についてまず紹介する。次にGMSLの上昇に関するAR6(2021)での最新の予測を紹介するが、そこでSROCC(2019)以降の主な進展として強調されているのは次の点である。まず、これまでの大気/海洋結合モデルであるCMIP5に代わって次世代モデルであるCMIP6に氷床モデルも組み込まれその各モデルの相互比較が初めて行われたことが挙げられる。このモデリングでの進展には、海洋での解像度の増加、複数のモデル研究による将来の気候変動への氷河や氷床の応答に関する予測、またすべての経済社会シナリオに対する海面上昇の将来予測についての海洋と雪氷圏モデルの統合化での新規の手法の導入などがある。特に、海面上昇とそれに関与する各要因の寄与について、大気中の二酸化炭素濃度が倍増した後で気候システムが再び平衡に戻ったときに地球全体の地表気温が何度上昇するかを示す平衡気候感度の想定と、全球での表面気温の変化予測との整合性がAR6(2021)の全体を通じて取れている点が強調されている。

5.1 SROCC(2019)でのグリーンランド氷床と南極氷床のGMSLの上昇への寄与の将来予測

AR5(2013)で使われているCMIP5は、1世紀スケールでの海洋における水温と塩分に影響される海水密度や海洋の循環によって支配される海面変動を全球あるいは海域別に将来予測が出来る。しかし、氷河や氷床の動態による海面水位の変化に関しては、大気/海洋結合モデルに直接は含まれず、気温や降水量の変動などをSMIP5から得て別の氷床モデルなどによる推定になっている。これらオフラインでの気温、降水量の変化などは氷河や氷床の規模に合致するようにダウンスケールされているがまたかなりの限界が生じる事も確かである。すなわち、このようなオフラインでの気候や海洋と氷床モデルとの結合では、例えば氷床の融解による淡水や氷山生成の海洋への影響などのフィードバックが無視されてしまうからである。また、現在の海面水変動予測における大きな課題である氷床の動態に関するモデル化そのものの困難さがある。これはこの分野での観測データが不足していることにも起因しており、さらに氷床の動態に関係する氷床とその下の地殻との相互作用のモデル化が難しいこともある。このような課題は残されているが、この数年で特に南極氷床に注目した新しいモデルもいくつか発表されており、SROCC(2019)ではそれらの成果も取り込んで将来予測を記述している。

既に述べたように現状では氷床の海面上昇に対する影響はグリーンランド氷床の方が南極氷床よりも大きく、ほぼ2倍の速度でその質量を失っている。SROCC(2019)では、将来の温室効果ガスの排出量を3つの社会経済シナリオを想定した時のグリーンランド氷床と南極氷床の平均海面上昇に対する寄与に関する研究成果をまとめている。まず、グリーンランド氷床に関してはAR5(2013)では、RCP2.6からRCP8.5までの社会経済シナリオにおける2000年から2100年の間における平均海面上昇に対する寄与は、4 - 10cm (RCP2.6) から7 - 21cm (RCP8.5) であった(表2)。これに対してその後のモデリングでの研究成果を基にした予測でも(表2: process based median)、その中央値はAR5(2013)の範囲にある。従って、予測の推定幅は大きい2100年までの予測は大きくは変わっておらず、また、プロセスとしてはグリーンランド氷床での21世紀の氷床の質量の損失は氷床が海洋に流れだすような形態での損失より氷床の表面での融解プロセスが卓越する。なお、グリーンランド氷床の動態モデルは気候変動の影響に対して最も変化することが分かっており、CMIP6でのより精度を高めた気候予測のデータインプットが必要であることも指摘されている。

表2: AR5 (2013) 以降に出されたプロセスを基礎にしたモデル研究でのグリーンランド氷床の2000年から2100年までの間の全球平均海面への各将来シナリオの条件での寄与 (cm) の予測。

なお、表中のAR5(2013)との比較で示しているProcess based medianは、Calov et al (2018)による異なるGCMモデルを使った3つの予測の平均値と他のモデル研究の中央値を合わせて求めた数値を示している。

Study	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5	Reported uncertainty
Aschwanden et al. (2019)	5–19	8–23	14–33	16–84% range
Calov et al. (2018)		1.9–5.6	4.6–13.0	Range of three GCMs
Fürst et al. (2015)	4.2 ± 1.8	5.5 ± 1.86	10.2 ± 3.24	RMSD from ensemble median
Golledge et al. (2019)		10.9	11.2	
Vizcaino et al. (2015)	2.7	3.4	5.8	
Process based median	6.3	7.8	11.9	
IPCC AR5 Table 13.5	4–10	4–13	7–21	likely range

一方、南極氷床では既に述べたように氷床の多くが海洋にその末端が接しており、さらに、基盤の多くが海水面の下にあることでグリーンランド氷床とは大きく異なる（図5, 6）。南極氷床のような海洋に直結した氷床は、海洋との応答によりその動態が不安定になる可能性があり、結果的に急速にその質量を失う危険性が指摘されている。このような動的な不安定性は棚氷がそれを取り巻く海洋の変化や棚氷表面での大気との相互作用などで、棚氷が分割され薄くなることがトリガーとして働く。AR5(2013)以降、南極の氷床や棚氷に関する多くのプロセス研究が進展したが、大陸スケールでのモデルにおけるこれらのモデルでの扱いは、その大部分がまだパラメータでの表現になっているのが現状である。つまり、氷床や、海洋、大気と氷床下の地殻との複雑な相互作用に関して総合的にモデル化するのが難しいのである。

SROCC(2019)に紹介された各温室効果ガスの排出シナリオの条件下における南極氷床の2050年、2100年、2200年における全球海面上昇に及ぼす寄与は各研究者のモデルの作り方の違いを反映して、例えば2100年ではRCP2.6のシナリオでの0.02–0.14m、RCP8.5では0.11–0.79mまでと依然として大きな推定幅となっている（表3）。

表3：IPCC AR5(2013)以後に出された各温室効果ガスの排出シナリオの条件下における南極氷床の2050年、2100年、2200年における全球海面上昇に及ぼす寄与の予測値（SROCC、2019）

	Levermann et al. (2014)	Ritz et al. (2015)	Golledge et al. (2015)	Golledge et al. (2019)	DeConto and Pollard (2016)	Bulthuis et al. (2019)
	RCP2.6/ RCP4.5/ A1B/ RCP8.5	RCP2.6/ RCP4.5/ A1B/ RCP8.5	RCP2.6/ RCP4.5/ A1B/ RCP8.5	RCP2.6/ RCP4.5/ A1B/ RCP8.5	RCP2.6/ RCP4.5/ A1B/ RCP8.5	RCP2.6/ RCP4.5/ A1B/ RCP8.5
Antarctica 2050 (m)	0.03/0.03/-0.03	-/-0.03/-	0.00/0.01/-0.02	-0.0/-0.02	0.02/0.03/-0.04	0.01/0.01/-0.03
Antarctica 2100 (m)	0.07/0.09/-0.11	-/-0.12/-	0.02/0.05/-0.18	-0.04/-0.11	0.14/0.41/-0.79	0.03/0.05/-0.11
Antarctica 2200 (m)	0.16/0.25/-0.54	-/-0.41/-	0.10/0.32/-1.15	-/-/-	0.35/1.67/-5.39/	0.08/0.15/-0.45

なお、AR5(2013)では南極氷床における全球海面上昇に対する寄与の将来予測は、氷床表面での質量変化と、氷床末端における動的な質量の変化に分けて予測が行われた。従って、南極氷床における全体の寄与はその両方を合わせたものになるが、1986–2005年から2018–2100年における相対的な海水面に対する寄与は、RCP2.6のシナリオでの平均値で0.05mからRCP8.5でのシナリオで0.03mとなっている（AR5、2013）。また、予測では南極氷床の表面での質量が降水量の増加によって増えることになっており、その結果、表面質量の変化のみではRCO2.6シナリオで–0.02m、RCP8.5シナリオでは–0.04mとわずかなではあるが海面低下に寄与することになっていた。

このようにAR5(2013)の予測では、グリーンランド氷床と同じように、南極氷床でも氷床表面での質量変化が大きく寄与すると考えていたが、それ以降の研究の進展により、南極氷床での質量の変化は主に棚氷におけるカービングや棚氷底面での融解などで生じると言う考えが主流になっ

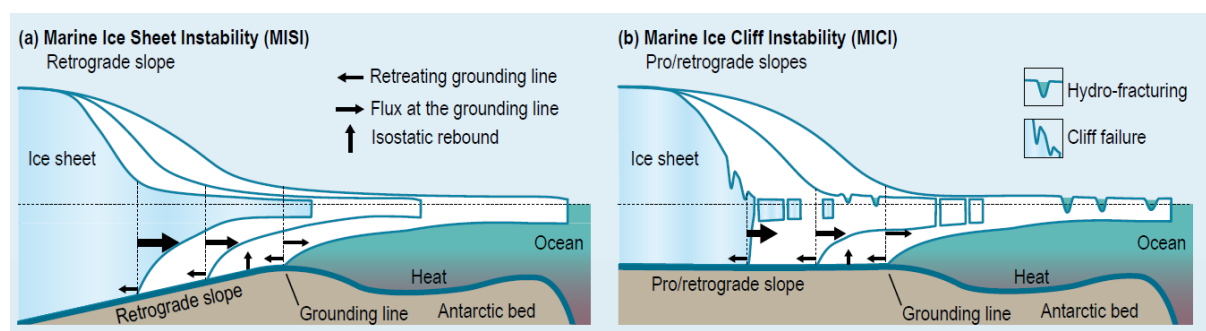
た。SROCC (2019) での予測値にはこの違いが反映され、南極氷床の海面上昇に対する寄与は大きくなっている。更に 2100 年より先では、海水準上昇に対する南極氷床からの寄与がグリーンランド氷床からの寄与を上回ることが懸念されている。例えば、表 3 に示した2200年における予測では、Golledge et al (2015)はRCP8.5のシナリオでは1.15m、DeConto and Pollard(2016)では同じシナリオで5.39mもの海面上昇を予測している。

5.2 AR6 (2021)における南極氷床の融解の将来予測

GMSL 上昇の将来予測に関しては氷床特に南極氷床が温暖化に対してどのような応答を示すかが重要であることは繰り返し述べてきた。AR6(2021)においても将来の南極氷床などの GMSL の上昇に対する寄与について議論されているが、そこでは将来予測に対する見解の確からしさから次の3つの予測に区分されるとしている。すなわち、1つは少なくとも“確信度が中程度”と考えられるプロセスから構成されるモデルから予測されるものである。一方、もう1つは南極氷床における予測モデルに Marine Ice Sheet Instability (MISI) や Marine Ice Cliff Instability (MICI) を組み込んだもの (DeConto and Pollard, 2016)、あるいは structured expert judgement (SEJ) (Bamber and Aspinall, 2013; Bamber et al., 2019)を組み込んだ予測モデルである。なお、SEJとは専門学会やワークショップなどで参加者の意見を総合して予測値を出すもので、GMSL の上昇に対する南極氷床の寄与に関してもこの手法を使った論文が出ている (Bamber, et al., 2019)。AR6(2021)では現時点での評価として後者の 2 つのカテゴリーの予測モデルによるこれらのプロセスの定量化は“確信度が低い”としている。

ここで南極氷床の海洋末端においての不安定性の結果、急速で不可逆的な氷床の損失をもたらすプロセスと考えられている Marine Ice Sheet Instability (MISI) と Marine Ice Cliff Instability (MICI) について説明する。図 9 はこの2つのプロセスを模式的に示したものであるが、いずれも、海洋からの熱源の流入により氷床の接地面 (氷床の陸側の先端) が後退し、結果として棚氷部分が不安定になる可能性を考えている。

図 9 南極氷床末端における 2 つの急速な質量の消耗に関する仮説 (a) Marine Ice Sheet Instability (MISI), (b) Marine Ice Cliff Instability (MICI). 仮説の説明は本文を参照。(SROCC, 2019)



MISIでは図 9 のように、氷床の基盤との接地部分が陸内部に向かってより深くなっているような地形の場合である。氷床末端が不安定になる原因の 1 つとして海洋表面より下にある棚氷は氷が海水よりも比重が小さいため、アルキメデスの原理によりそれが厚いほどより大きな上向きの力を受ける事になると言う事を挙げている。なお、SROCC(2019)ではこのモデルが示すような観測データが無い事などを指摘している。また、AR(2021)でもこのモデルの不確実性に関しては、議論が収斂すると言うよりはむしろ様々な側面から検討され現在でも議論が継続していると述べている。結果として、AR6(2021)の評価ではMISIのような現象をモデルでシミュレーションする

事に関しては、“確信度が中程度”を与えているが、これによる棚氷部分の融解やそれが誘因となる大規模な棚氷の分断化の予測に関しては、“確信度が低い”としている。

また、MICI仮説も同様に海洋からの熱により氷床の基盤との接地面が陸側に後退していき棚氷表面での融解なども寄与して棚氷部分が分断化され崩壊するプロセスであるが、MISIとの違いは基盤との接地面に勾配が無い事などである。この仮説では、氷床末端の厚さが800m以上ある場合は、海面上の100mが不安定になり末端の崖が崩壊する可能性も指摘されている。SROCC(2019)ではMICI仮説などを取り込んだ将来予測も取り上げているが(表3、DeConto and Pollard, 2016)、これらの仮説のメカニズムや過去や現在に生じている根拠などが限定されている課題もあると評価していた。なお、AR6(2021)におけるこれらの仮説を取り込んだ場合のGMSLの上昇に関する最新の将来予測の数値に関しては次節で示す。

5.3 AR6(2021)における各要因を合計した GMSL の上昇の将来予測

以上のような議論を踏まえAR6(2021)では表4に示したように2100年および2150年におけるGMSLの上昇に関するAR5, SROCC, およびAR6における2つの社会経済シナリオでの将来予測の結果をまとめている。なお、SROCC(2019)までは将来予測に関する社会経済シナリオは、「低排出・高緩和のRCP2.6シナリオ」から「高排出・無緩和のRCP8.5シナリオ」までが用意され、RCP2.6からRCP8.5までの数値が大きいほど、温室効果ガスの排出が多くなるシナリオであった。また、これらに対応する2100年までの平均気温の上昇はRCP2.6では約1.5℃、RCP8.5では約5.0℃とされていた。一方、AR6(2021)では、社会経済シナリオは「RCP2.6」ではなく「SSP1-2.6」のように表記された。この2つ並んだ数字の前者が社会経済的な要素「SSP (shared socioeconomic pathway: 共通社会経済経路)」で、後者がこれまでのRCPとなっている。このSSPは未来世界の発展についての道筋であり、具体的には「1. 持続可能」「2. 中道」「3. 地域対立」「4. 格差」「5. 化石燃料依存」という5つのパターンが用意された。表2ではRCP2.6とSSP1-2.6、またRCP8.5とSSP5-8.5を使ってそれぞれ類似した社会経済シナリオとしての比較を行っている。

これらの将来予測によれば、経済社会シナリオRCP2.6の条件では、2100年におけるGMSLの上昇は、“確信度が低い”SEJで0.53mと他の予測に比べて少し高い以外は、AR5を含む最近の予測値は0.40-0.44mの範囲である。一方、2150年になると、予測値は少しずつ高くなり、SROCCとAR6でも平均値はAR6の方が0.13m高くなっている。また、“確信度が低い”MICIやSEJではさらに高い予測値を与えている。また、化石燃料への依存がこれまでと同じように進むと考える経済社会シナリオRCP8.5でも、“確信度が中程度”でのプロセスに基づいたモデリングによるGMSLの上昇予測はAR5, SROCCとAR6においても2100年までは0.71-0.81mと殆ど変わっていない。しかし、2150年になるとより最新の予測の方がGMSLの上昇がより大きくなるとしている。

一方、“確信度が低い”MICIを組み込んだモデルでは南極氷床における大規模な崩壊の可能性が22世紀に入ってから高くなり2150年にはSSP5-8.5では3.5mのGMSLの上昇が予測されている。しかし2100年までは、このような大幅な海面上昇が生じる可能性はないとしている。また、SEJの予測では、RCP2.6とRCP8.5を通じてグリーンランド表層の融解が他の予測値に比べて倍近く大きくなるとしている。なお、2100年の予測において氷床における予測値の違いを除くと、海水の熱膨張、氷河の融解、陸域水貯留の三つの要因の寄与は、AR5, SROCC, AR6とも、2つの社会経済シナリオでの将来予測を通じて殆ど変わっていないことも分かる(表4)。

既に述べたように、AR6においてもまだ“確信度が低い”とされた南極氷床のMISIやMICIによる大規模な融解には、最近明らかになって来た海洋と氷床末端の棚氷との相互作用が密接にリンクしており地球温暖化との関係も複雑である。AR6では2300年におけるGMSLの上昇の予測値も出されているが、その値も社会経済シナリオの違いや氷床での大規模な崩壊等による質量の減少(MICIなど)を考慮するかどうかなどで大きく異なっている。グリーンランド氷床や南極氷床での融解が“確信度が中程度”のプロセスで2100年以降も進むと考え、社会経済シナリオではSSP1-2.6とSSP5-8.5を想定した場合、2300年におけるGMSLの上昇はそれぞれ0.8-2.0mと1.9-

4.1mである。一方、南極氷床でのMICIを取り込んだモデルでは、SSP1-2.6とSSP5-8.5のそれぞれのシナリオで、1.4-2.1mおよび9.5-16.2mとなっている（AR6, 2021）。このように2300年までこれまでの経済活動が継続した場合（SSP5-8.5）でのモデル間でのGMSLの上昇予測の大きな異なりは、強い気候変動の応力に対し数百年単位での氷床の応答の理解がまだ如何に不確実であるかを反映している。

表4：A5, SROCC, AR6における1995－2014年と2100年の間におけるGMSLの上昇の全体での変化と各要因別の寄与(中央値とその幅)の予測。表にはRCP2.6、RCP8.5でのAR5とSROCCでの予測、およびAR6でのSSP1-2.6、SSP5-8.5の2つの段階の社会経済シナリオの場合を示した。また、AR6では、MCP（“確信度が中程度”を持ったプロセスを基にしたモデル）、MICI(Marine Ice Cliff Instability)およびSEJ(Structured expert judgement)による予測である。なお、2150年での予測では全部の要因を合わせた時の予測値を示している。黄色の網掛けは“確信度が低い”数値であり、そうでない数値は“確信度が中程度”を持つことを示している。単位はcm/年である。

経済シナリオ：RCP2.6			経済シナリオ：SSP1-2.6		
	AR5	SROCC		AR6	
			MCP	MICI	SEJ
海水熱膨張	0.14(0.10-0.19)	0.14	0.14(0.11-0.18)	0.14	0.14
グリーンランド氷床	0.07(0.03-0.11)	0.07	0.06(0.01-0.10)	0.06	0.13(0.07-0.30)
南極氷床	0.06(-0.04-0.16)	0.04(0.01-0.11)	0.11(0.03-0.27)	0.08(0.06-0.12)	0.09(-0.01-0.25)
氷河	0.10(0.04-0.16)	0.1	0.09(0.07-0.11)	0.09	0.09
陸域水貯留	0.05(-0.01-0.11)	0.05	0.03(0.02-0.04)	0.03	0.03
合計（2100）	0.41(0.25-0.58)	0.40(0.26-0.56)	0.44(0.33-0.61)	0.41(0.35-0.48)	0.53(0.38-0.80)
合計（2150）	0.29-0.63	0.56(0.40-0.73)	0.69(0.46-1.00)	0.74(0.63-0.91)	0.84(0.56-1.34)
経済シナリオ：RCP8.5			経済シナリオ：SSP 5 -8.5		
	AR5	SROCC		AR6	
			MCP	MICI	SEJ
海水熱膨張	0.31(0.24-0.38)	0.31	0.30(0.24-0.36)	0.3	0.3
グリーンランド氷床	0.14(0.08-0.27)	0.14	0.13(0.09-0.18)	0.13	0.23(0.10-0.59)
南極氷床	0.04(-0.08-0.14)	0.12(0.03-0.28)	0.12(0.03-0.34)	0.34(0.19-0.53)	0.21(0.02-0.56)
氷河	0.17(0.09-0.25)	0.17	0.18(0.15-0.21)	0.18	0.18
陸域水貯留	0.05(-0.01-0.11)	0.05	0.03(0.02-0.04)	0.03	0.03
合計（2100）	0.71(0.49-0.95)	0.81(0.58-1.07)	0.77(0.63-1.02)	0.99(0.82-1.19)	1.01(0.70-1.61)
合計（2150）	0.34-1.35	1.27(0.80-1.79)	1.35(1.02-1.89)	3.48(2.58-4.83)	1.80(1.23-2.93)

以上のようにたとえパリ協定での大気中の温室効果ガスの削減が期待のように進展しても、海水準上昇は21世紀以降にも継続されることが想定される。それは、海水準変動に關与する深海での海水の熱膨張、氷床の融解などのプロセスの時定数が長いからである。また、21世紀以降では、海水準変動に寄与する要因は変化すると考えられている。例えば、大陸氷河はその全てが融解しても0.32 ± 0.08 mの寄与であり、22世紀ではその寄与は減少する。一方、グリーンランド氷床と南極氷床の寄与は22世紀においてもさらに増大すると考えられている。しかし予測精度はまだ不確実性が大きく氷床融解・流出に關与する各プロセスの評価を含めた今後の研究に待つ所

が大きい。

なお、最近発表された2100年におけるGMSLの上昇に関する予測を最新の気候モデルを数多く集めて比較した論文では、南極氷床での海洋との相互作用による大規模なGMSLの不確実性以外にも、温室効果ガスの排出シナリオに対して南極氷床のGMSLの上昇に対する寄与は明確な応答をしていない事が示された(Tamsin, et al., 2021)。これは、モデルにおける南極氷床における温暖化での相反するプロセスである氷床の融解と積雪量増加とにおける不確実性があるためである。従って、現在の予測モデルでは、パリ協定での1.5度の上昇シナリオでも、21世紀初頭の海面上昇は13cmから42cmと3倍の幅がある。従って気候に対する施策と南極域での氷床応答の理解が今後より深まるまでは、海面上昇に対する適応は3倍を言う不確実性を考慮に入れて入れる必要があるとしている。

6. 最後に

この報告書ではGMSL上昇と温暖化との関係について、これまで大きな寄与を占めると考えられていた海水の熱膨張を含め、大陸氷河やグリーンランドと南極の氷床の動態に注目してSROCC(2019)やAR6(2021)の結果を中心にまとめた。この内、温暖化による海水の熱膨張に関しては、海洋観測などの進展によりその推定精度が向上したことが分かった。また、大陸氷河に関しても、全部融解したとしてもその絶対的な寄与の上限が小さい。従って、今後はグリーンランドや南極の氷床が温暖化に対してどのように応答するかが大きな課題となることは明らかである。中でも南極氷床に関しては広大な面積を占めることもあり、観測等に基づく氷床融解・流出のプロセス研究の進展がまだ充分でない。従って、全体像を把握し将来予測を行うためのプロセスを精緻に組み込んだ気候・氷床結合のモデル化が遅れている。しかし、この10年で明らかになって来た海洋と氷床末端との相互作用などの研究が加速度的に進展することで、南極氷床の平均海面上昇への寄与推定の精度は今後向上することが期待される。

この報告書では取り上げなかったが、過去の温暖期におけるグリーンランド氷床と南極氷床の動態を探ることから温暖化の進行による両極の氷床の応答を推定するような古環境に関する研究も盛んに行われている。例えば約1万年前までの更新世では、温暖な間氷期と寒冷な氷期が周期的に繰り返されたが、その中でも産業革命以前よりも温暖なスーパー間氷期も存在した。SROCC(2019)によれば、今から12.9-11.6万年前にピークだった最終間氷期には、地球表面平均気温は産業革命以前よりも0.5-1.0℃高かったと考えられているが、このような小さい温度上昇でもその時期のGMSLは現在よりも6-9m上昇したと推定されている。わが国ではこの海面上昇は下末吉海進として知られているが、このような過去のGMSLの推定には世界各地の生息の水深幅が分かっている浅海性サンゴの年代測定や、海岸地形の詳細な調査などで行われており、既に述べた各地における基盤変動などの補正も併せて行われている(Kopp, et al., 2009)。この時代におけるGMSLの上昇への寄与の多くはグリーンランド氷床と南極氷床の融解・流出によって生じたと考えられているが、アイスコアの研究からグリーンランド氷床の寄与は2m程度とされ南極氷床の寄与も大きいことが推定されている。また、この最終間氷期の気温上昇では、北極域(5~8℃)と同様に南極域での気温の顕著な上昇(3~5℃)が見られ、さらに表面海水温についても北半球よりは南半球の方の表層が温暖化していると推定されている(Hoffman et al., 2017)。なお、このような現在との気温、海水温の分布の違いは、最終間氷期における温暖化の機構の違いに由来すると考えられている。すなわち、最終間氷期では地球の自転軸の偏りや公転軌道の遠心率等の周期的な変化であるミランコビッチサイクルによって引き起こされる、地球への太陽放射量の季節的あるいは緯度的な変動によって、このような温暖化が引き起こされたと考えられているからである。

従って、現在の温暖化は、二酸化炭素などの温室効果ガスの大気への蓄積で生じており温暖化への機構が異なることへの注意が必要である(関宰, 2018)。しかし、平均気温が1~2℃上昇す

ることで、グリーンランド氷床と南極氷床の寄与が相対的に大きくなってしまおうという解析の結果は、GMSLの上昇のプロセスのモデル化を考える上では極めて重要である。我が国でも、国立極地研究所を中心に南極氷床の動態に関して、古環境、海洋学、気候・氷床統合モデルを含む大型研究が進展しておりその成果が期待される。

引用文献

- Bamber, J.L. and W.P. Aspinall, 2013: An expert judgement assessment of future sea level rise from the ice sheets. *Nat. Clim. Chang.*, **3**, 424–427.
- Bamber, J.L., M. Oppenheimer, R.E. Kopp, W.P. Aspinall, and R.M. Cooke, 2019: Ice sheet contributions to future sea-level rise from structured expert judgment. *PNAS*, 116(23), 11195–11200.
- Bindoff, N.L. et al., 2007: Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (AR4)* [Solomon, S., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Cáceres, D. et al., 2020: Assessing global water mass transfers from continents to oceans over the period 1948–2016. *Hydro. Earth Syst. Sci.*, 24(10), 4831–4851.
- Calov, R. et al., 2018: Simulation of the future sea level contribution of Greenland with a new glacial system model. *Cryosphere*, **12**, 3097–3121.
- Church, J.A., et al (2001): Changes in Sea Level. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (AR3)* [Houghton, J.T. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Church, J.A., et al (2013): Sea Level Change. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (AR5)* [Stocker, T.F et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- DeConto, R.M. and D. Pollard, 2016: Contribution of Antarctica to past and future sea level rise. *Nature*, 531(7596), 591–597.
- Fox-Kemper, B. et al. 2021: Ocean, Cryosphere and sea level change, in: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (AR6)*,
- Golledge, N.R. et al., 2015: The multi-millennial Antarctic commitment to future sea level rise. *Nature*, 526(7573), 421–425.
- Gwyther, D. E., Spain, E. A., King, P., Guihen, D., Williams, G. D., Evans, E., et al. ,2020: Cold ocean cavity and weak basal melting of the Sørsdal ice shelf revealed by surveys using autonomous platforms. *J. Geophys. Res.: Oceans*, 125, e2019JC015882.
- Hoffman, J. S., P. U. Clark, A. C. Parnell and F. He, 2017: Regional and global sea-surface temperatures during the last interglaciation. *Science*, 355, 276-279.
- Khazendar, A. et al., 2016: Rapid submarine ice melting in the grounding zones of ice shelves in West Antarctica. *Nat. Commun.*, **7**, 13243.
- Kopp, R.E. et al., 2009: Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature*, 462(7275), 863–867.
- Lidberg, M., J. M.Johansson, H. G. Scherneck, and G. A. Milned, 2010: Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST. *J. Geodyn.* 50(1) 8-18.
- Nicholls, R. J. et al., 2021: A global analysis of subsidence, relative sea-level change and coastal flood exposure. *Nat. Clim. Chang.*, 11, 338-342.

- Oppenheimer, M. et al., 2019: Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities, in: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (SROCC), edited by: H.-O. Pörtner, et al.
- Purkey, S. G., and G. C. Johnson, 2010: Warming of global abyssal and deep Southern Ocean waters between the 1990s and 2000s: Contributions to global heat and sea level rise budgets, *J. Clim.*, 23, 6336–6351.
- Rignot, E., S. Jacobs, J. Mouginot, and B. Scheuchl, 2013: Ice shelf melting around Antarctica, *Science*, 341(6143), 266–270.
- Tamsin, L.E. et al., 2021: Projected land ice contributions to twenty-first-century sea level rise. *Nature* 597, 74–82.
- Vafeidis, A. T. et al., 2008: A new global coastal database for impact and vulnerability analysis to sea-level rise. *J. Coast. Res.* 24, 917–924.
- Zemp, M. et al., 2019: Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature* 568, 382–386.
- 市川香（2014）21世紀初頭の衛星海面高度計、海の研究、23(1) 13–27
- 奥野淳一（2018）南極氷床変動と氷河性地殻均衡、低温科学、76、205–225.
- 小澤拓、土井浩一郎、渋谷和雄（1999）干渉合成開口レーダーから得られた東南極Zubchatyy棚氷の海洋潮汐による変形 測地学雑誌 45, 3, 165 - 179
- 海岸昇降検知センター、(<https://cais.gsi.go.jp/cmdc/tyoui.html#tyouki>)
- 香川淳（2022）地盤沈下の現状—千葉県を例に、環境管理、58, No. 2, 4–12.
- 堅田元喜（2022）地盤沈下対策で海面上昇へのレジリエンスを高める、環境管理、58, No. 2, 13–19.
- 環境省（2021）令和元年度全国の地盤沈下地域の概況
https://www.env.go.jp/water/jiban/gaikyo/gaikyo_r01.pdf
- 国土地理院（2011）平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震に伴う地盤沈下調査
<https://www.gsi.go.jp/sokuchikijun/sokuchikijun40003.html>
- 関宰（2018）最終間氷期の南極氷床崩壊と海水準上昇、低温科学、76、135–144.
- 杉山慎（2018）南極氷床—その変動と海洋との相互作用、低温科学、76、169–178.
- 福田洋一（2018）衛星観測による南極氷床質量収支、低温科学、76、187–204.
- 吉森正和（2019）北極温暖化増幅のメカニズムと将来予測、天気、66, 3., 214–219.
- 理科年表 2021（2021）地球の水量の分布、国立天文台（編）、丸善出版、pp. 1174.