

第2章 気候変動とは

この章では、本報告書を理解するために必要な「気候変動」の基本的な概念を解説する。まず「気候」とは何か、そして地球規模の気候を支配している地球の放射収支と温室効果について解説する。さらに、気候変動の要因である「放射強制力」、及び気候変動予測と密接に関わる「気候フィードバック」と「気候感度」などの用語について解説する。

2.1 気候と気候システム

気候とは、「十分に長い時間について平均した大気の状態」を言う。ここで言う大気の状態には、例えば気温や降水量があり、十分に長い期間とは、日々変わる天気などで左右されない、例えば30年といった期間の平均値や変動幅などの統計量で表されるものである。元来、気候とは大気の状態を指しているが、気候に大きく影響する地球の構成要素には、大気以外に海洋、陸面、雪氷などがあり、それらの構成要素は様々な影響を相互に及ぼし合っている（図2.1.1）。例えば、大気は風により海洋に波や海流を生じさせて影響を及ぼし、海洋は大気に熱や水蒸気を与えて影響を及ぼす。このような構成要素と相互作用を「システム」ととらえ、気候システムと呼んでいる。また、このような気候システムを計算機でシミュレーションする大規模なプログラムを気候モデルと呼び、これを用いて気候変動の再現や予測が行われる。

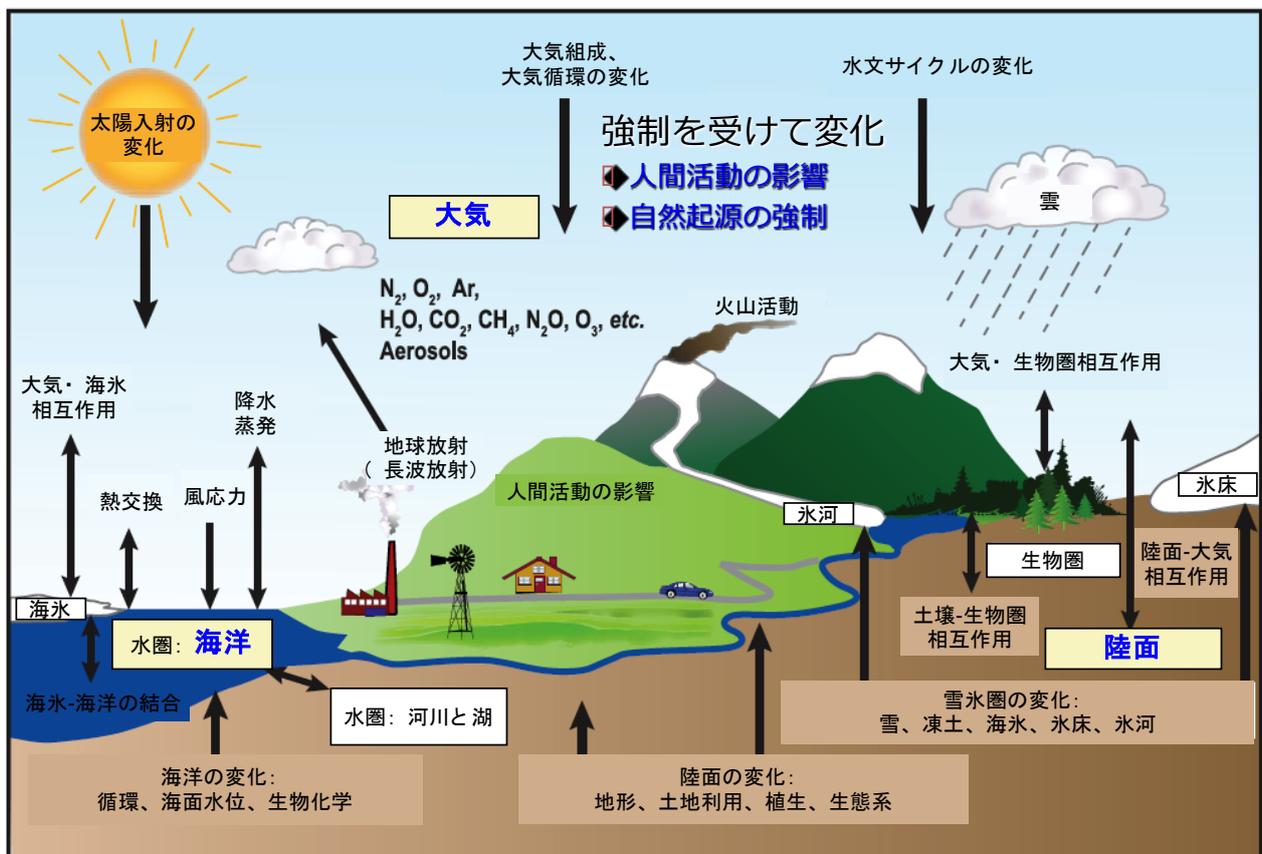


図 2.1.1 気候システムとその変動要因

気候システムを構成する要素とその中の様々な過程や要素間の相互作用、及び気候を変化させる要因 (IPCC, 2007; FAQ 1.2, Figure 1 より和訳・加筆転載。)

2.2 地球の放射収支と温室効果

地球規模の気候は、地球での放射エネルギーの出入り（すなわち放射収支）で決まる。太陽からの日射（太陽放射、短波放射ともいう）を受け取ることで地球にエネルギーが入る一方、大気や雲、地面など地球のあらゆるものから放出される赤外放射（地球放射、長波放射ともいう）で宇宙空間へとエネルギーが出ていく（図 2.2.1）。地球に入ってくる太陽放射は、1/3 程度が雲や地面などで反射されて宇宙に帰っていくが、残りは地表面（海面を含む）と大気に吸収されて地球を温めようとする。一方、温められた地表面や大気は赤外放射を出して冷えようとする。この赤外放射は直接宇宙に出ていくのではなく、大部分が大気中の二酸化炭素や水蒸気、雲によって吸収され、そこから再び宇宙（上向き）と地面に向けて（下向き）赤外放射を出して地表面が冷えすぎるのを緩和する。このような働きを温室効果と呼び、その効果を持つ大気中の微量ガス（二酸化炭素、メタンなど）を温室効果ガスと呼ぶ。なお、水蒸気も主な温室効果ガスであるが、二酸化炭素のように排出量の変化によって濃度が変化するのではなく、気候の変化によって濃度が変化する効果が大きいという特徴がある（第 2.4 節参照）。

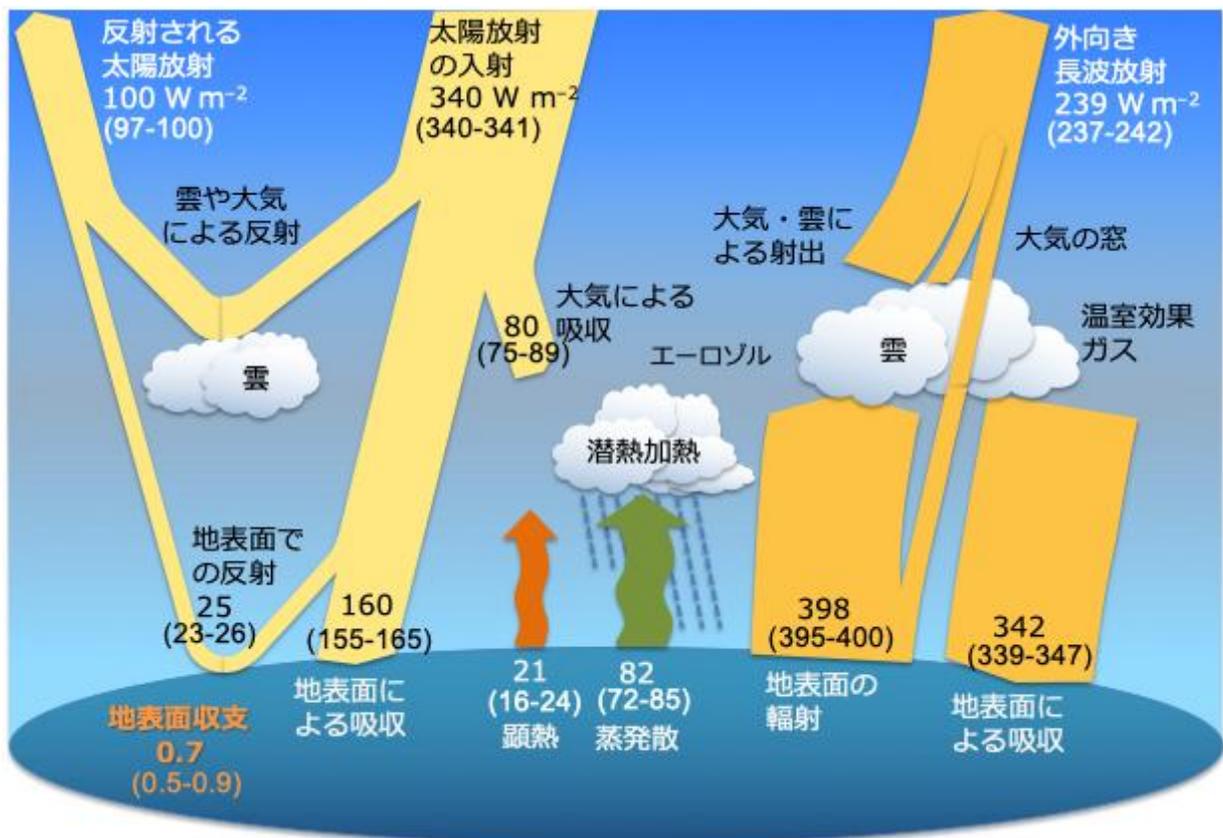


図 2.2.1 地球のエネルギー収支

図中の数値は 21 世紀初めにおける地球平均のエネルギーの流れの大きさで、単位は 1 平方メートル当たりのワット (W/m²) とし、地表面収支は小数点第 2 位以下、それ以外は小数点以下を四捨五入している。括弧内の数字は誤差を考慮した推定の範囲。数値は Wild et al. (2015) 及び IPCC (2021; Figure 7.2) による。薄黄色は太陽放射（短波放射）、濃黄色は赤外放射（長波放射）を表す。大気上端、すなわち地球と宇宙との間の収支を見ると、太陽からの 340 W/m² の入射は、雲や地表面で反射され、うち 100 W/m² が宇宙へ戻っていく。一方、長波放射で地球は冷却し、239 W/m² が宇宙へ出ていく。地表面（海面も含む）での収支を見ると、地表面まで届く太陽放射のうち 160 W/m² が地表面で吸収される。地表面は長波放射で 398 W/m² を冷却しようとするが、大気の温室効果で 342 W/m² が戻ってくる。また、地表面は顕熱（21 W/m²）や蒸発散（82 W/m²）という形でも冷却されている。これらの収支 0.7 W/m² が地表面（主に海洋）を温め続けることで、地球温暖化が進行している。

2.3 気候変動の要因と放射強制力

地球の放射収支は「おおむね」釣り合っているが、完全なバランスからずれて変動することがある。そのずれを生じさせる要因には、人間活動など気候システムの外部からの強制（これを放射強制力という。）によるものと、外部からの強制なしに生じる内部変動がある。以下では、外部からの強制による変動について解説する。そのずれを生じさせる要因は様々であるが、自然起源のものとは人為起源のものに大きく分けられる。

自然起源のものには、火山活動や太陽活動の変化などがある。大規模な火山噴火があると、高度十数キロメートルより高い上空にエアロゾルが広がり、日射を遮る効果が生じる。エアロゾルとは、大気中に浮遊する微細な粒子の総称である。その効果は、大規模な噴火の場合、日射量全体の1%程度になるものもあるが、長続きはせず、噴火から数年以内には平常に戻る。太陽活動については、よく知られた11年周期の変動のほかに、長期的に活動が変動しており、それに伴い地球に届く日射が変化する。ただし、18世紀半ばからの変化量は 0.01 W/m^2 （日射量全体の0.003%程度）と、非常に小さいと見積もられている（IPCC, 2021; 7.3.4.4）。このほか、十万年単位の非常に長期的な変動としては、地球の公転軌道や自転軸の傾きの変動による日射の変化も存在する。

人為起源のものには、温室効果ガスやエアロゾルの排出、土地利用変化などがある。温室効果ガスには、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、ハロカーボン類、オゾンなどがあり、主に長波放射を変化させて温室効果により地球を温めようとする、すなわち正の放射強制力を持つ。エアロゾルには様々な種類があるが、中でも石油などを燃やした時に出る二酸化硫黄（亜硫酸ガス）が変化してできる硫酸塩エアロゾルなどは、それ自体が日射を遮る効果を持つ上に、雲の性質を変えて雲が日射を反射する能力を強くする効果があるため、負の放射強制力を持つ。土地利用変化は、森林を伐採して畑に変えることなどを指し、それが温室効果ガスの排出につながるだけでなく、その土地の日射の反射率を変えて放射収支を変化させる効果を持つ。

放射強制力は、単位面積当たりの放射の強さの変化量（単位は W/m^2 ）で表される。二酸化炭素の増加やエアロゾルの増加など、変化の要因ごとに放射強制力が見積もられており、2019年時点の人為起源放射強制力は、全体で合計約 2.72 W/m^2 とされている（IPCC, 2021; 7.3.5.2）。これに地球の表面積（約510兆 m^2 ）を乗ずることで地球全体として増加する放射エネルギーを算出することができる。これは約1.4兆kWにもなり、世界の1次エネルギー年間消費量（2022年で $604 \times 10^{18} \text{ J}$, Energy Institute, 2023）をたった5日で上回る量である。人為起源による温室効果は、石油や石炭など化石燃料の燃焼で消費されるエネルギーよりはるかに大きな力を持っていることを意味する。ちなみに、 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）や、 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では、2100年時点でのおおよその放射強制力が 8.5 W/m^2 である（コラム3参照）。

2.4 気候フィードバックと気候感度

地球の放射収支を変化させようとする放射強制力が分かっても、地球の平均気温が何°C 上昇するか、単純に変換することはできない。強制力に応答して気温が変化するとき、その気温変化に応じて長波放射の強さが変化するだけでなく、水蒸気や雲が増えたり減ったりする可能性がある。水蒸気や雲が変化する結果、短波放射や長波放射が変化し、元の放射強制力に対する応答を更に強めたり弱めたりする。これが気候フィードバックと呼ばれるもので、地球の平均気温が1°C 変化した時に放射収支が何 W/m² 変化するかという単位 (W/m²/°C) で定義される。元の強制力を更に強める場合が正のフィードバック、弱める場合が負のフィードバックである。例えば、気温が上昇したことに伴い水蒸気が増加すると、水蒸気の温室効果が強まって気温上昇を更に大きくする正のフィードバックが働く。気候フィードバックは、水蒸気や雲のほかに気温減率や雪氷などが関係し、これらの振り舞いの総合で決まる気候の応答を非常に複雑なものにする。これら個々のフィードバックの正負や大きさはある程度分かっているが、それでも総合した気候フィードバックの推定にはばらつきが残る。気候モデルにより表現される気候フィードバックにもばらつきがある。このため、将来の気候を予測する場合、同じ放射強制力のシナリオ（例えば4°C 上昇シナリオ (SSP5-8.5)）を使用しても、予測される気温上昇量は気候モデルにより3°C から7°C (IPCC, 2021; FAQ 7.3) と、大きなばらつき（不確実性）が生じる。

地球温暖化を議論する際によく使われる用語の一つとして、気候感度がある。これは、地球の気温が一定の放射強制力に対してどのくらい敏感に変化するかを表す指標で、主に次の二つがよく使われる。一つは平衡気候感度 (ECS) と呼ばれ、単に気候感度というと、通常この ECS を指すことが多い。ECS は、大気中の二酸化炭素濃度を2倍にした放射強制力 ($F_{2\times\text{CO}_2}$) の下で十分時間が経った時（平衡に達した時）の地球の平均地表気温の変化量 (ΔT_{ECS}) で定義される。平均地表気温変化を ΔT 、気候フィードバックを λ とすると、放射強制力 $F_{2\times\text{CO}_2}$ の下での地球のエネルギー収支 ΔN は、 $\Delta N = F_{2\times\text{CO}_2} + \lambda \Delta T$ で表される。十分時間が経ち ΔN がゼロになる平衡時（海洋の深層まで熱的に平衡になるには実際は数千年以上がかかる）の温度変化は、 $\Delta T_{\text{ECS}} = -F_{2\times\text{CO}_2} / \lambda$ となる。すなわち、ECS は放射強制力 $F_{2\times\text{CO}_2}$ に比例し、気候フィードバック λ に反比例する。これは、気候フィードバックの推定が少しばらつくだけでも ECS が大きくばらつく場合があることを意味する。気候感度のもう一つの指標は過渡的気候応答 (TCR) と呼ばれ、大気中の二酸化炭素濃度を年率1%で漸増させていき、濃度が2倍になる時（増加開始から70年後）における地球の平均地表気温の変化量で定義される。TCR は、放射強制力及び気候フィードバックに加え、海洋による熱の取り込み具合にも依存する。海洋が効率よく熱を取り込むほど地表温度の上昇は抑えられる。また、温度変化の空間パターンによって、海洋の表層に熱がより多く蓄えられたり、深層への熱の取り込みが促進されたりすることも影響する。IPCC 第6次評価報告書 (IPCC, 2021; 7.5.5) では、気候モデルで表現される気候感度を直接使用するのではなく、気候フィードバックのプロセス研究や、過去の観測記録からの推定、古気候データからの推定など、複数の証拠を総合することにより、ECS の最良推定値を3°C (可能性の高い範囲は2.5°C~4°C)、TCR の最良推定値を1.8°C (可能性の高い範囲は1.4°C~2.2°C) と評価している。