

Supporting Information of Steffen et al. Trajectories of the Earth System in the Anthropocene, Proc Natl Acad Sci U S A. 2018 Aug 14;115(33):8252-8259

www.pnas.org/lookup/suppl/doi:10.1073/pnas.1810141115/-/DCSupplemental

付録のサポート情報の和訳（三ツ井孝仁，東京大学 大気海洋研究所，2018年12月24日）

完新世の変動性と人新世における変化のスピード

地球システムは地圏と生物圏が高度に絡み合った複雑系である。人新世を理解するためには地球システムをダイナミクスで分析する必要がある(1)。ここで我々は現生人類が進化して発展した期間を含む第四期後期の過去 120 万年に焦点を当てる(1)。その中でも特に完新世に焦点を当てる。この完新世は最も最近の間氷期であり、人間社会の発展を可能にしたことが示されている。

第四期後期の気候は二つのある程度良く定義された境界状態、発達した氷期と間氷期の間の準周期的な鋸歯状の振動で特徴づけられる。発達した氷期と間氷期は地球平均気温や海水準、大陸氷床量、大気組成の数千年に渡る極値によって定義される。最も新しい間氷期である完新世は今から約 11,700 年前に始まった。この完新世の時代はその前の最終氷期最盛期からの遷移期と比べると相対的に安定であった。この遷移は温度の急激な上昇と約 130mの海水準上昇を伴っていた。完新世の間に、ホモサピエンスはかつて無いほどの規模で環境を改変して利用するようになり、狩猟採集や農業を行うコミュニティから高度に技術的な 21 世紀の都市社会へと変わった。

しかしながら、取り分け地域レベルでは完新世を通じてかなりの変動があり、しばしば人間社会に非常に重大な挑戦をしてきた(本文の「そこにある危機とは?」のセクション)。完新世の変動性は特に北半球において顕著であり、主に軌道要素の変化、太陽の出力エネルギーの変化、アルベド(特に氷床による太陽放射の反射)に駆動されて来た。軌道要素の変化による日射量変化は約 11,000 年前にピークに達したが、この日射量の多くが巨大な北半球氷床の残りの部分を解かすことになった。完新世の気候最適期はグリーンランド以外の氷床が解ける約 7,000 年前まで起こらず、その頃には日射量は現在のレベルまで下がっていた。海水準は低かったが上昇しており、約 7,000 年前に現在の水準達している(2)。氷床の南側(例えば中東のような場所)における暖かい気候条件は、広がった熱帯収束帯(ITCZ)から来る雨も伴い、そこでの農耕や狩猟や、今ではサハラ砂漠と呼ばれる場所での牧畜を支えた。軌道要素の変化による日射量の減少はゆっくりとした寒冷化を引き起こし、ITCZを縮小後退させ、4,500 年前までにはサハラから降雨を取り除き、モンスーンを弱体化させた。

4,000 年前までに、軌道要素の変化は北半球の日射量を減少させ、山岳氷河の進展で特徴づけられる新氷期(neogacial)と言われる状態に導いている。約 6,000 年前に始まった農耕の拡大が、森林伐採を通じて十分な二酸化炭素を排出することで、完新世の新氷期がより一層寒冷化するのを妨げたのかもしれないとラディマンらは考えている(3)。

軌道要素の変化による日射量の降下は次第に平坦になり、今ではその変化にほとんど気づかない程度である。そして今後 1000 年間ほとんど変わらないと予測されている(4)。この軌道要素起源の日射量の降下に重なり、太陽出力の小さい変化があった(5)。これらはローマ温暖期と中世温暖

期へとつながった。軌道要素の変化により日射量のベースラインは下降していたので、ローマ温暖期はその後の中世温暖期よりもいくらか温かった。その間にある太陽出力の弱化した期間(5)には寒冷化が起き、一般に西ヨーロッパに渡って多雨となった(6, 7)。近い時代の最大の寒冷期は小氷期(西暦 1250-1850 年)である。小氷期は4つの主要な寒冷期からなり、その間には中世温暖期と近い暖かさの期間があった。偶発的な火山の噴火の中で、成層圏に火山灰を排出するほど大きなものは短期間の寒冷期を引き起こした。1815年のタンボラ山の噴火は1816年に夏の無い年につながった。水文気候の地域変化は完新世に高頻度で見られる特徴である。それらの多くは地球の平均的条件の変化より顕著であり(例えば6, 7)、しばしば当時の人類社会の生活に深刻な結果を与えた(本文の「そこにある危機とは?」のセクション)。

人新世は人類により駆動された非常に変化の速い道筋の始まりに当たる。この道筋は完新世の全球的に安定した状態から、新しくより暑い気候条件と、大いに異なる生物圏へと向かっている(8,9,10)。400 ppmを超えた現在の大気二酸化炭素濃度は、完新世の最大値や間氷期の上限を既に十分上回っている(11)。30年平均に基づく地球平均気温は産業革命から約0.9°C上昇している(12より導出)。そして2015-2017年間の地球平均気温の偏差は産業革命のベースラインを1°C上回る(13)。これは過去の間氷期の変動幅の上限に近い。

人新世における変化率は、必然的に、長期のベースラインの変化率を計算するのに使われる期間よりもずっと短い期間で評価されている。従って、直接的な比較は挑戦的な試みであるが、それでも注目値に値する。2000年以降の平均二酸化炭素濃度の上昇は10年当たり約20 ppmである。この値は過去80万年のどんな二酸化炭素の持続的な上昇よりも10倍以上大きい(14)。過去7000年の間に100年で0.01°Cの割合で温度が下降しているのに対し、1970年以降では、世界平均気温は100年当たり1.7°Cの割合で上昇している(12,15)。

これらの人類駆動の変化の現在の変化率は、過去に地球システムの道筋を変えてきた地球物理学的強制力や生物圏の強制力に駆動される変化率を大きく上回っている(例えば16,17); 突然の地球物理学的イベントでさえ人類駆動の変化の変化率には及ばない。例えば、5600万年前の暁新世・始新世境界温暖化極大期(PETM)の温暖化は5°Cから6°Cに至り、約10万年続いた。この温暖期は海水準の上昇や海洋酸性化を伴い、35%から50%の深海有孔虫を絶滅に追い込み、陸生の植物や動物の分布の大陸規模の変化のを引き起こした(18-21)。その温暖化はおよそ年1.1 Gt Cの炭素放出に駆動されていた(14)。初期の推定では暁新世・始新世境界温暖化極大期に2,500から4,500 Gt Cの累積炭素放出があったと示唆されたが(22)、より最近の分析では炭素放出量は10,000 Gt Cに近づき、そのほとんどは北大西洋の火成岩岩石区から放出されたと示唆されている(23)。これと比較して現在の人類の大気への炭素放出率は約一桁大きく年間約10 Gt Cである(24)。1870年から2017年の人類による累積二酸化炭素放出量は約610 Gt Cに上っている(24)。

過去の生物圏の変化で最も速かったものは破壊的レアイベントによって引き起こされたもので、例えば、6600万年前の中生代の終わりの巨大隕石の衝突などである。恐竜の絶滅と哺乳類の時代の始まりを引き起こしたそのイベントは、散発的に起きた一連の溶岩流出の一つであるデカントラップの噴火と時を同じくした。それは広い巨大火成岩岩石区においておそらく10万年ほどの短い期間に広大な台地玄武岩を形成した。巨大火成岩岩石区の火山活動は一般に主要な生物絶滅期を伴っている(25)。例えば、約2億5200万年前のペルム紀末期におけるシベリアトラップの溶岩の噴火は、96%に上る海洋生物種と70%の陸生生物種の絶滅を伴っている。そしてその回復には数百万年を要した(26)。

これと比較して人類の活動は、海洋、淡水、陸域の生態系内において、生物組織の異なるレベルの複数のプロセスに関わる多くの変化を駆動し(28)することで、100年にも満たない間で気候を大幅に変えてきた(27)。気候変化に応答した種の移動率は、既に更新世の始まりや終わりの時期の変化率に匹敵するか上回っており、将来一桁増加するかもしれない(29)。炭素循環や気候への影響においては、人新生の人類駆動の変化は、過去に比較的突然の大量絶滅イベント(30)を引き起こした本質的に非可逆な変化(31)の変化率に匹敵するかそれを超えようとしている。

人新世の生物圏への人類駆動の直接的な変化は、気候システム内で自然に起きる変化より恐らくもっと重大なものになるだろう(例えば 32)。人類は主に 1700 年頃から(34)、地球の陸地の 51% を森林や草原から人為的に改良した穀物畑や都市、そして放牧地に変えてきた(33)。現在の種の絶滅率は、以前の平均的な絶滅率に比べて少なくとも恐らく数十から数百倍大きい(35)。そしてその絶滅には海陸両方の生態系を脅かすような、分布や生物季節学的変化を伴っている。生物相の均質化率(地球における種の移動)は 20 世紀半ばから急激に上昇している(32,36)。

まとめると、人新世は激しい変遷期であり、生物圏と気候システムは全て非常に速いペースで変化している。

地球の過去の期間からの洞察

生物・地球物理学的フィードバックとティッピングカスケード(本文の「生物・地球物理学的フィードバックとティッピング・カスケード」のセクション)に関する考察は、地球システムが、より温かい状態へと不可逆的に向かう道筋に入る閾値を越えてしまう可能性を示している。その状態がどのようなものになり得るか、またなり得ないかに関する方向性を知るために、次の数千年の経路(Figure 1, Table S1)において、それと似た状態に出くわす可能性のある過去の地球の 4 つの期間を考察しよう。軌道要素や海陸地形、海洋や大気の循環、生物相の特徴の違いのため、これらの過去の状態は将来の地球の直接的な類似物とはならないが、将来の地球の経路上の様々な時点で起こりうる地球システムの一般的な特徴についての洞察を与えてくれるだろう。第四期後期の間氷期(Table S1 の最初の二つの期間)における全球的な温度の違いは、二酸化炭素の小さな違いと地球の公転軌道と地軸傾斜の変化に起因する季節的な日射強制力によりある程度説明できる。正確には、数十年から数千年の時間スケールで起こる強制または非強制の自然変動のモードも産業革命以前のベースラインに寄与している。それでもやはり、いくつかロバストな洞察がこの比較から現れる。

第一に、完新世中期とエーミアン間氷期の条件は既にアクセス不可能である。なぜなら、現在の二酸化炭素濃度は約 400ppm で上昇中であり、さらに温度はこれらの期間の上限に急速に近づくかそれを超えるように上昇しているからである。すなわち、地球システムは第四紀後期の氷期・間氷期のリミットサイクルから離れようとしているのである(42,43)。この洞察は地球システム科学と層序学の両観点からの人新世の分析と一致している(例えば 31,44)。

第二に、地球は既にエーミアン間氷期と同じくらい温かく、現在の二酸化炭素濃度は既に鮮新世中期の下限に近付こうとしている(Table S1)、二酸化炭素の放出を急速に減らし、既に出てしまった二酸化炭素が回収されないと、海水準は最終的には 10 m かそれ以上上昇するだろう。

Table S1: Figure 1に記載した4つの期間の温暖化レベルと長期的に見た海水準上昇のレベル

気候状態/条件	現在からの時間	大気二酸化炭素濃度	平均地表面気温 (°C) ¹	古気候記録における海水準上昇 (m) ²	人新世をこれらの気候条件の近くの状態に安定化できるかどうかの可能性	参考文献
現在 (2017)	0	400	>1.0	適用されない	現在の条件で安定化することは不可能; さらなる温度, 二酸化炭素, 海水準の上昇は避けられない	13,37
A. Mid-Holocene 完新世中期	~6000-7000年前	260	0.6-0.9	適用されない	アクセスできない状態; 現在の状態からはなれつつある	15
B. Eemian エーミアン期	~125千年前	280-300	1.0-1.5	6-9	アクセスできない状態: 現在のCO ₂ は既にもっと高く上昇している; 温度はエーミアンのレベルより上昇したのち安定するだろう. 海水準もこの高さに到達するか, もっと高くなるだろう	38
C. Mid-Pliocene 鮮新世中期	~300-400万年前	400-450まで	2-3	10-22	パリ協定の目標である2°C上昇以内(最も良い場合のシナリオ)が達成されればアクセス可能かもしれない	39
D. Mid-Miocene 中新世中期	~1500-1700万年前	300-500まで	4-5	10-60	高排出シナリオで起こる確率が高い; 現在の道筋	40,41

¹約 200 年前の産業革命以前のベースラインとの比較であり、完新世の長期間のベースラインとの比較ではない。さらに第四期において、地球平均気温のシグナルの多くは、地球公転軌道と軌道傾斜角の変化に起因する日射強制力の季節変化で部分的には説明できる(47)。現在の温度は 2015 年/2016 年からの偏差である。現在の温度は 30 年平均値に基づいており、産業革命時点より約 0.9°C 高い。完新世中期の推定温度は 100 年平均値である。一方、その他の期間の推定温度は千年平均である。

²過去の海水準上昇の推定は千年またはそれ以上の期間の平均である。完新世に比べてより過去の海水準の推定には非常に大きな不確定性がある。それらは主に年代決定や、局所的な地殻上昇やアイソスタシー(地殻の均衡)などの非ユースタティックな過程の不確定性に起因する。

最後に、Table S1 が強調していることは、Figure 1 の閾値を超えた所に位置する鮮新世のような気候条件が実現してしまう状況に速やかに近づいているということである。もし地球システムがホットハウス・アースの経路を取り、中新世中期に似た条件に向かうなら、数世紀の内には温室効果ガスが最大となる条件に到達するだろう(2)。温暖化がピークを迎えた後、約 1 万年の時間スケールでの深海の炭酸塩が溶解し、さらに約 10 万年のスケールでのケイ酸塩の風化が起きるだろう。これらに続くアルカリ度のバランスの過渡的变化は、その期間での他の強制力に重大な変化がなければ、最終的には地球平均気温を産業革命のレベルまで減らすだろう。しかしながら、暁新世・始新世境界温暖化極大期の後の道筋に基づくなら、人類が変化を加える前のレベルに戻るには 10 万年のオーダーの年月がかかるだろう(45, 46; Figure 1 の赤い破線)。

生物・地球物理学的フィードバックの強度の推定(本文の「生物・地球物理学的フィードバック」のセクション)

Table S2: 地球システムをホットハウス・アース経路へ向けて加速する生物・地球物理学的フィードバック。TableはFigure 1の軸である温度と海水準の両方へのフィードバックを含む。

フィードバック	フィードバック強度の推定に用いられた強制力のレベル	フィードバック強度 ¹	地球システムの応答のスピード	注意事項と参考文献; フィードバックの推定についてより詳しくはS1を見よ
永久凍土層の融解とそれに伴う二酸化炭素の排出(有酸素条件下)且つ/またはメタン(無酸素条件下)の排出	~2.0°C	45(20-80) Gt C 0.09(0.04-0.16)°C; 融解は既に ~1.0°Cで起こっている	2100年までに推定されるフィードバック	48-50に基づく推定; 文献51の観測
海洋メタンハイドレートからのメタンの放出 ²	~2.0-6.5°C (1000 - 5000 Gt C の累積排出)	2100年まででは無視できるほど	漸次的でゆっくりとした千年スケールでの炭素の放出。 +0.4から +0.5°Cのフィードバック	52
大気から二酸化炭素を取り除く陸域及び海洋の生理学的炭素吸収源の弱化 ³	~2.0°C	吸収源の相対的弱化 0.25(0.13-0.37) °C	2100年までに推定されるフィードバック	RCP4.5に整合的な排出シナリオに基づく結果のリスクーリング(53)

二酸化炭素の大気への放出を増加させる海洋におけるバクテリアの呼吸の増加	~2.0°C	12 Gt C 0.02°C	2100年までに推定されるフィードバック	RCP8.5の結果のリ スケーリング (54,55)
二酸化炭素を大気へ放出するアマゾンの立ち枯れ(しばしば森林火災により起こる)	2.0°C; 3.0-5.0°Cの範囲に ティッピング ポイントがあり 得る	25(15-55) Gt C 0.05 (0.03-0.11) °C	2100年までに推定されるフィードバック	観測されている変化からの外挿とモデル予測に基づく (56)
二酸化炭素を大気へ放出する北方林の立ち枯れ(しばしば森林火災により起こる)	2.0°C; 3.0-5.0°Cの範囲に ティッピング ポイントがあり 得る	30(10-40) Gt C 0.06(0.02-0.10) °C	2100年までに推定されるフィードバック	観測されている変化からの外挿とモデル予測に基づく (57-61)
北半球の春の積雪の減少. アルベドを低下させ, その結果, 地域的な温度を上げる	温度上昇とともにスケールする	およそ2倍のファクターを持つ極域気温増幅に寄与する	速い. 既にいくつかの積雪の減少は観測されている(63)	62のBox 5.1を見よ
北極の夏の海氷の減少. アルベドを低下させ, その結果, 地域的な温度を上げる	現在レベルからRCP4.5; 1.0-3.0°Cの範囲にティッピングポイントがあり得るだろう	およそ2倍のファクターを持つ極域気温増幅に寄与する	速い. 2040/50年までには北極海の夏の海氷はなくなるかもしれない	直接的な影響は主に地域的であるが, 大気循環と海洋循環に対して全球的な影響を持つ. 62のBox 5.1を見よ
南極の夏の海氷の減少. アルベドを低下させ, その結果, 地域的な温度を上げる	現在レベルの温暖化で海氷の減少が観測されている	北極域のフィードバックよりはずっと小さいと予測されている(66)	2100年までに30%減少すると推定されている	64,65 18,19
極域氷床の減少 ⁴	1.0-3.0°C	西南極氷床の消失で3-5mの海面上昇; グリーンランド氷床の消失で最大7m; 東南極氷床の海に接した部分の損失で最大12m	数百年から数千年	67-71

¹ここではフィードバックにより 2100 年までに生じる温度上昇と大気に放出される炭素量(Gt C 単位)を記載している. そこではまずフィードバックの強さを大気に放出される炭素量(Gt C)として推定し, そのフィードバック強度を, 大気への炭素放出 1000 Gt C 当たり気温が 2°C 上昇すると仮定して温度(°C)に変換している.

²21 世紀中にはメタンハイドレートによる炭素の大幅な放出は起こらないだろうと思われるが, ここでは海洋メタンハイドレートフィードバックも含まれている. なぜなら, より長期には2°C 上昇によりそれが活性化され, 大量の炭素放出が不可逆的に起こると予想されるからである.

³生理学的な炭素循環フィードバックは 2°C 上昇に整合的な累積炭素収支の計算に既に含まれている(53).

⁴ここでの焦点は, 西南極およびグリーンランドや東南極の一部など, 沿岸氷床に特有の不安定化メカニズムにさらされている極域氷床の脆弱な部分である. 極域氷床の大幅な損失は海水準に影響するだけでなく, 北大西洋や南大洋の子午面循環の変化を駆動し長期的な温度上昇を増幅する可能性がある(67).

永久凍土の融解

IPCC は、温暖化による永久凍土量の減少は凍結した有機物としての炭素の融解を引き起こすことに関して確信度が高いと述べている。しかしながら、永久凍土層から二酸化炭素とメタンが大気に放出されることで、どの程度の炭素量が失われるかに関しては確信度が低い。Ciaisらは IPCC 第5次報告書において、RCP8.5 の高炭素排出シナリオの下では 2000 年から 2100 年の間に 50 から 250 Gt C の炭素が二酸化炭素やメタンとして失われる危険性に晒されていると推定している(53)。

IPCC 第5次報告書の出版以来、永久凍土の融解に関していくつかの核心に迫る研究が報告されている(48-50)。これらの研究を総合すると、異なる RCP シナリオに対する累積二酸化炭素排出量・累積メタン排出量を示すことができる。例えば Schaefer らは、RCP4.5 シナリオの下で 27 Gt C から 100 Gt C の炭素放出量を与えている(48)。Schneider von Deimling らは RCP2.6 シナリオの下で 20 から 58 Gt C の炭素放出量を与えている(49)。Koven らは 2100 年までに 1°C の昇温当たり 14 Gt C から 19 Gt C のおよそ線形な損失が起こると見ている(50)。すなわち、2°C 上昇では 28 Gt C から 38 Gt C の炭素の損失になる(メタンを考慮するためには 1.1 から 1.18 を乗じれば良い)。後者の 2100 年で 2°C の温度上昇を取ると、これは二酸化炭素では 28 Gt C から 38 Gt C に相当し、メタンも含めると 31 Gt C から 45 Gt C に相当する。これより 45 Gt C を我々の中心的な推定値とする。RCP2.6 の研究(49)から下限を 20 Gt C とする。RCP2.6 シナリオは典型的には温暖化を 2°C 以下に抑える。また、Schaefer ら(48)の RCP4.5 に対する推定値の高い方をスケールダウンして約 80 Gt C (=100*2/2.5 Gt C)を上限とする。

海洋細菌による呼吸

海洋のカーボンポンプの弱体化は表層水中の二酸化炭素の減少を弱める異なるプロセスを含む。Ciais ら(53)で使われたモデルは非生物学的なプロセス(すなわち海水への二酸化炭素の溶解度への温度効果)と生物学的なプロセスの両方を考察している。このモデルは、後者に関して、海面水温の温暖化によってもたらされると予測される水柱の成層状態の変化がどのように生態系の機能に影響を与えるかを検討している。従って、モデルは、熱的な原因による成層の強化が海洋表層への栄養塩のインプットを減少させ、その結果、第一次生産を減少させると仮定している(中程度の信頼度)。それは炭素を生体物質として海洋表層から深海へ移送して隔離する生物ポンプを弱めることにつながるだろう。

暖かな海洋表層中で炭素生産量に影響を与えるもう一つのプロセスで、Ciais ら(53)のモデルで明確に扱われていないものは、温度上昇に応じて増加する細菌性呼吸である(55)。細菌活動の増加による表層水中の有機物の再石灰化の増加は(全てではないが一部の植物プランクトンの生産を刺激して)栄養塩の再生産につながる。そして、二酸化炭素分圧の増加につながる(大気から海への二酸化炭素の流速を減らす)。

Segsneider と Bendtsen (54)は、植物プランクトンの集団組成の予測される変化を考慮して、温暖化した海洋において再石灰化の温度依存性の影響を検討した(しかし石灰化生物に対する海洋酸性化の影響は考慮していない)。彼らの解析に基づき、我々はここで海洋表層の細菌活動の変化を考慮に入れる。彼らは RCP8.5 の温暖化シナリオのもとで累積で約 18 Gt C の海洋から大気への炭素流入を見積もった。なのでこの推定は 2°C の温暖化のシナリオに調整しなければ

ならない。海表面温度は地球平均気温よりは増加しない。IPCC の推定では、2060 年に、RCP4.5 が現在より 1°C 暖かい海表面温度につながり、RCP8.5 が 1.5°C 暖かい海表面温度につながる。従って、我々の解析においては、推定値は RCP8.5 の 2/3 で約 1.2 Gt C である。

アマゾンの立ち枯れ

我々はアマゾンの熱帯雨林で起きうる炭素消失について(i)立ち枯れのモデル予測と(ii)観測された変化からの外挿によりアプローチする。

Jones ら(56)の研究は 2°C の温暖化でアマゾンの熱帯雨林は 40% 立ち枯れることになるだろうと示唆している。彼らのモデルでは、立ち枯れが完全に広がるには今世紀の終わりよりも時間がかかる可能性がある。しかしながら、そのモデルは火災の可能性を含んでいない。一旦好ましくない気候になると、火災は熱帯雨林においてより急速な炭素損失を引き起こす可能性がある。我々は、40% の立ち枯れに伴う炭素放出量を計算するために、立ち枯れとして、熱帯雨林が熱帯のサバンナや草原に変わることを仮定している。我々はアマゾン盆地の熱帯雨林においてトータルで 150 Gt C から 200 Gt C の炭素貯蔵があると推定している(Table 3)。これが熱帯性の草原やサバンナに置き換わると 97 Gt C から 150 Gt C の貯蔵となり、損失は 53 Gt C から 70 Gt C となる。この 40% は 21 Gt C から 28 Gt C または約 25 Gt C である。

Table S3: 主要な生物群系の炭素貯蔵

生物群系	貯蔵炭素, Gt C	生物群系の面積, 10 ⁶ km ²	Gt C/10 ⁶ km ²
熱帯林/亜熱帯林	547.8	20.33	26.94
熱帯/亜熱帯の 草地/サバンナ	285.3	16.31	17.49
砂漠/灌木地	178.0	25.22	7.06
温帯の草地/サバンナ	183.7	14.50	12.67
温帯林	314.9	20.48	15.38
北方林	348.2	19.23	18.11
ツンドラ	155.4	16.52	9.40

出典:

生物群系の炭素貯蔵量: GRID Arendal (<http://old.grida.no/publications/rr/natural-fix/page/3725.aspx>)

生物群系の面積: gk12glacier.bu.edu/wordpress/pasquarella/data-sets/location-and-area-of-biomes/

観測が示唆するところでは、アマゾンの炭素吸収源は 1990 年代の 0.54 (0.45-0.63) Gt C/yr から 2000 年代の 0.38 (0.28-0.49) Gt C/yr へと約 30% 減少している。これは部分的には気候変動にリンクした木々の死滅の増加に起因している(72)。さらに、個別的な旱魃が、2005 年に 1.6 Gt C と 2010 年に 1.1 Gt C だけ炭素吸収量を減少させている。2010 年のイベントではアマゾンの炭素吸収量は 0.07 Gt C/yr となり、実質的にカーボンニュートラルになっている(73)。1990 年代から 2000 年代にかけての炭素吸収源の 0.16 Gt C/yr の弱化を今世紀の残り 83 年に外挿すると、アマゾンからの炭素放出の保守的な見積もりの最小値として 13 Gt C が与えられる。この数量を丸めて約 15 Gt C しよう。また別な見積もりとして、今世紀残り 80 年において、2005 年と 2010

年の規模の旱魃イベントが 10 年あたり平均 2 回起こると仮定すると、炭素放出は約 22 Gt C になるだろう。これは上で計算した立ち枯れの推定の範囲に入る。従って我々は約 25 Gt C という量は最もらしい最良の見積もりであると考え。代案としては、もし観測されたアマゾンの吸収源の減少率(0.016 Gt C/yr/yr) が今世紀の残りの間も続くなら、その時は 2090 年代までにアマゾンは 1.06 Gt C/yr の炭素排出元になるだろう。そして 21 世紀全体では約 80 Gt C の炭素排出、2017 年からの 83 年間では約 55 Gt C になるだろう。我々は後者を推定値の見積もりの上限として考える。

北方林の立ち枯れ

我々は、北方林の立ち枯れにより起こり得る炭素損失を(i)観測される変化の外挿と(ii)モデルによる将来予測の見地から予測する。

1. 観測された変化からの外挿予測： Kurz and Apps (57)による 1920 年から 1989 年にかけてのカナダの森林での炭素収支の解析では、1920 年から 1970 年におけるバイオマスの炭素貯蔵の増加 (11.0-16.4 Gt C)とそれに続く 1970 年から 1989 年にかけての減少(16.4-14.5 Gt C)を示している。これらは主に、温暖化した気候に伴うの擾乱(虫害と火災)の増加に駆動されている。DOM(死んだ有機物)は 70 年間で 61.2 Gt C から 71.4 Gt C の増加を示した。1920 年から 1970 年間のバイオマスと DOM の増加は、部分的にはそれ以前の擾乱頻度の高かった期間からの回復に起因するだろう。

もし、気候が暖かくなり続け 1970 年から 1989 年のバイオマスの減少率(20 年で 1.9 Gt C または年 0.095 Gt C)が 21 世紀末まで保たれると仮定すると、損失は(0.095 Gt C/yr)(110 yrs) = 10.4 Gt C になると見積もられる。カナダの北方林では 1920 年から 1970 年の 50 年間で 5.4 Gt C のバイオマスによる吸収があった。これはそれ以前の高い擾乱期からの回復による。これと比較したとき、カナダの北方林では一世紀で 10 Gt C の損失が最もらしい(おそらく保守的な)見積もりである。カナダの北方林が世界の北方林の約 30%を占めると仮定すると、2100 年までの北方林の立ち枯れによる炭素損失量は荒い見積もりとして約 30 Gt C と与えられる。これらの推定はバイオマスのみに対するもので、擾乱の変化に伴う DOM からの炭素排出を含んでいない。それでもやはり、我々はこれを中心的な見積もりとする。

別な解析では北半球域の炭素吸収強度は 73%減少し、前 10 年の 0.152 Gt C/yr から 1997 年から 2006 年間の 0.041 Gt C/yr になると見ている(58)。保守的に見積もって、もしこの 0.111 Gt C/yr の吸収源強度の弱화가 2100 年までの今後 94 年続くなれば炭素損失は 10.4 Gt C になる。これは上のカナダのみでの見積もりと一致している。従って我々は約 10 Gt C を推定値の下限とする。その代わりに、もし吸収源が観測されたスピードと同じ 0.011 Gt C/yr/yr で 94 年間弱体化し続けたなら、これは 49 Gt C の排出、または 2017 年からの 83 年間で 38 Gt C の排出に相当する。従って、我々は約 40 Gt C を北方林の立ち枯れによる炭素損失の見積もりの上限とする。

2. 北方林からサバンナ/草原への転換のモデルシミュレーション

モデルシミュレーションにおける北方林の南限のより低炭素のステップ草原帯への変化は、近傍の生物群系が草原であることとコンシステントである。北方林の現在のツンドラ域への拡大も同様である。この場合炭素貯蔵量が増加すると見込まれる(59)。ほとんどの IPCC AR5 のモデルがこ

これらの生物群系の遷移の炭素ダイナミクスを捉えるのに失敗しているのは、おそらく、それらが擾乱因子を適切に捉えていないからである(59)。しかしながら、'気候ベクトル'という概念に基づくと、2°C上昇(RCP4.5の2040年から2060年)の下で予想される40°-60°Nの炭素貯蔵の平衡値の変化は27 Gt Cから0.17 Gt C(平均12.3 Gt C)の減少である。しかし、北方林の遷移に対しては3.7 Gt Cから16 Gt C(平均7.2 Gt C)の炭素貯蔵増となる(59)。

いくつかの初期のモデルも北方林の立ち枯れをシミュレートしている(60, 61)。しかし、これらのモデルのいずれも、平衡に達した後には現在の北方林の南限・北限で生態系がシフトしているように見える。Luchtら(60)は、比較的高温の温暖化シナリオの元で、シベリアを横切りカナダのハドソン湾の南西に至る広い範囲において北方林の南限が置き換わるとシミュレートしている。しかし、彼らは北方林の立ち枯れのエリアや炭素損失を定量的に求めていない。Jooら(61)は中程度と高程度の2つの炭素排出シナリオをの元で、生物群系分布と炭素ダイナミクスの変化を気候炭素循環結合モデルを使用してシミュレートしている。2100年までに2.8°Cの昇温を与える中程度のシナリオでは、南シベリアと中央シベリアの広範囲の北方林とカナダのハドソン湾の南西の比較的狭い範囲がサバンナ森林地帯や草地に変化した。これは両エリアで炭素が大きく失われたことを意味する(彼らの論文のプレート2)。Jooら(61)は生物群系による炭素貯蔵の変化は報告していないが、北方林の50%がサバンナや草地へと変わり失われることに基づいてラフな近似値を出すことは可能である。Table S2に基づくと、地球全体の北方林の半分が温帯のサバンナや草地に変わることによる大気への炭素損失は $(19.23 \times 10^6 \text{ km}^2)(0.5) \times (18.11 - 12.67 \text{ Gt C} / 10^6 \text{ km}^2) = 52.3 \text{ Gt C}$ である。推定される損失量は、温度強制力のレベルに対して線形にスケールすると仮定すると、 $52.3 \text{ Gt C} (2.0/2.8) = 37.4 \text{ Gt C}$ となる。これは上のHaysら(58)に基づく推定値の上限38 Gt Cに比較的近い値である。

Koven (59), Luchtら (60), そしてJoosら (61) は全て、北方林が現在のツンドラに移動することでより北で炭素吸収が起きるとシミュレートしている。しかしながら、どのモデル研究も、擾乱に駆動される立ち枯れによる急速な炭素損失とより遅く起こる北方林の高緯度への移動・成長との間の100年スケールのタイムラグを捉えられていない(例えば74)。我々が北方林の立ち枯れによるフィードバック(Table S1)として推定しているものは、長期のタイムラグの結果としておこる炭素の大気へのパルスの放出である。この推定はカナダ北方林の擾乱駆動の立ち枯れの炭素循環ダイナミクスの観測に基づいている。我々はここで地球システムの非常に過渡的なフェーズの炭素ダイナミクス(起こり得るホットハウス・アースの経路)について考察しているのであり、平衡状態に近いフェーズを考察しているのではないことを強調しておく。

人類を支える非常に重要な生物群系(本文の「そこにある危機とは?」のセクション)

Table S4: 人類を支える非常に重要な生物群系または地球システムの特徴

生物群系と地域的特徴	人類の幸福な生活に対する重要性	ホットハウス・アースの経路のリスク
生産世の高い農業地帯— 北米; 西/中央ヨーロッパ; 中 国北東部; インド・ヒンドゥ スターン平野	これらの地帯のそれぞれは10 億人かそれ以上の人々に食料 を提供する	土壌肥沃度の低下; 水の利用可能性の変化; 沿岸陸地の損失
サンゴ礁	海洋漁業者の10%; 5億人の 食料供給源	温暖化と海洋酸性化によるほと んどのサンゴ礁の破壊
熱帯雨林	気候の安定化に対する寄与; 陸域の生物多様性の中心	気候と土地利用からくる危機 にあるアマゾン; 人口増加に 見舞われる東南アジアと中央 アフリカ
熱帯乾燥地	多くの人口を抱える. 特 にアフリカ	人類にとっては熱くなりすぎ る危険性; 農業にとっても熱 く乾燥しすぎる可能世
低地のデルタ地帯や沿岸地 域	人口, インフラ, 経済活動の 中心地. 世界の巨大都市の3分 の2が海拔10 m以下にある	沿岸における輸送, インフラ, 沿岸生態系に対する洪水の非 常に大きな危機. 経済損失は地 域的または世界的な経済破綻 の引き金を引く可能性がある
各地域のモンスーンシステム	10億人以上が東南アジア モンスーン(SAM)の安定 性に依存	SAMは温暖化するインド洋と 隣接する陸域への高いエアロ ゾル負荷に対して脆弱である
山岳氷床	アジアや南米の10億人以上へ 淡水を提供	高スピードでの融解, 量の変 化, 消えるタイミング
河川や湿地	数十億人への淡水供給; 炭素の 隔離	いくつかの場所での水の損 失; 他の場所での洪水

地球システムにおける人類のフィードバック(本文の「地球システムにおける人類のフィードバック」のセクション)

Table S5: 地球システムを安定された地球の経路へと導く人類の行動

行動	地球システムの道筋に対する効果	時間スケール	進行度
炭素吸収源を通じた負のフィードバックの増強または創造			
森林と土地の管理	森林破壊を停止したり、森林を増やしたり、炭素を隔離するような土地利用を増やすことで陸域の炭素吸収源を増加させる (75, 76).	数十年	多くの地域において森林破壊のスピードは遅くなってきている。しかし、もっと出来るはずである。
農業地帯における土壌管理	耕作地の土壌炭素損失を補給するようなより良い農業は非常に重要な地中の炭素吸収源を生成するだろう (77).	数十年から数百年	より良い土壌管理はまだあまり普及していないため、まだ実際の炭素吸収源にはなり得ていない。土壌炭素吸収源の規模と一旦それを失った場合の可逆性についてはまだ良くわかっていない
陸域、沿岸、海洋における生物多様性保全	一般により生物多様性の高いシステムはそうでないシステムより多くの炭素を貯蔵する。従って、生物多様性を増すことで生物圏炭素吸収源を維持・増強できる。	数百年	影響の規模を決定するのは難しい。一般に、生物多様性の損失と生物圏の減少は多くの地域で続いている。
海洋の炭素吸収を増強する	海洋の鉄肥沃化は海洋プランクトンによる炭素吸収を刺激する。	数十年から数百年	これによる炭素隔離の規模は良く分かっておらず効果は不明確である。酸欠海域を形成する富栄養化も起こり得るだろう (78).
二酸化炭素回収・貯留 (CCS) ¹	二酸化炭素を大気から回収し地層中に貯留する。しばしば、バイオマスエネルギー生産 (BECSS) と関連付けられる (79).	数十年から数百年; 貯留時間は原理的には100万年のスケールである。	研究開発段階である。しばしばエネルギーを大量消費する。現在は経済的観点から可能ではない(しかし、いくつかの施設ではこのアイデアの試験が始まっている。例えば、カナダ・エドモントンの工場など)。BECSSや他のバイオマスエネルギー生産システムは、農業や陸域の生物多様性保全を完備するだろう (80).
化石燃料やその他の供給源からの温室効果ガスの排出削減			

¹ この炭素吸収源フィードバックはその他のものとは本質的に異なる。それは原理的に、元々地層中(化石中)にあった炭素を大気から地層中に戻す。一方、他の吸収源は炭素を、あるプール(大気)から他(陸や海洋)へと活動的な炭素循環によって移すのである。この炭素は大気へと戻りやすく脆弱であるが、安全に地層中に蓄えられた炭素は安定である(81).

化石燃料からゼロエミッションエネルギー源への転換(82)	放射強制力と海洋酸性化への人類の影響を減らす	十数年から数百年の重大な遅れ。更なる技術革新が必要	熱や電気など定常的に使われるエネルギーの排出削減に関してはいくつかの世界的な進展がある(79, 83-86)。エネルギー部門における再生可能エネルギーのシェアは5~6年毎に倍増している。蓄電コストは下がって来ている。スマートグリッドが発展しつつある。輸送における電力化が加速している。
農業(畜産, 稲作, 肥料)における排出削減	二酸化炭素に加え, メタンと亜酸化窒素の排出を減らす	技術転換と行動様式の変化が必要。食肉の量を下げる, または止める(87,88)	家畜からの排出は増え続けている。いくつかの研究開発がある。
ハイドロフルオロカーボン(HFCs)などの化学物質の生産の削減(89,90)	高い地球温暖化係数GWP (Greenhouse Warming Potential)を持つ化学物質の濃度を低下させる	技術変化	ハイドロフルオロカーボン(HFCs)の除去については進展している
セメントの使用の削減(91)	二酸化炭素排出の削減	需要の減速が必要。CCSまたは代替物質の使用(例えば木材, 石材, 炭素繊維)	産業界は二酸化炭素の排出を減らすを約束したが, 成長の鈍化の兆しはない
人類の全システムにおけるリソースの利用効率の増加。ゴミを削減し, ゴミをリソースとして利用する(リサイクリング)(92, 93)	生物圏ならびにその他の地球システムへの反応性窒素や反応性リン並びに新奇の物質の導入の削減; またはそれに向けた動き	変化する 技術革新が必要である。並びに消費者の態度, そして商慣習の変化も必要である	世界的にはほとんど進んでいない。しかし, リサイクルに関するいくつかの例が現れつつある
地球のエネルギー収支を変化させる			
地表と大気の放射または反射特性を変化させることで地球システムに入射する太陽放射エネルギーを減らす	入射する太陽放射を反射または減少させるので寒冷化効果がある	数十年	予期せぬ結果や, 経済的にも技術的にも未完成な部分についての検討をそめている段階。この方法を実行しても海洋酸性化は進行するだろう(94-96)

社会の抜本的变化			
人口増加の鈍化 または減少	自然資源の需要と全体としての消費を減らす	数十年	主に女性の地位改善の結果、出生率は減少し始めて人口置換出生率である女性一人当たり子供2.4人に近づいている。いくつかの国における高い出生率とその減少の遅れは、出生率は減少しているものの、人口増加は少なくとも今世紀半ばまで続くことを意味する。
消費行動の変化	高い温室効果ガス排出量と資源利用を伴う製品の消費を減らす一特に消費が平均よりずっと高い場所から。例えば、最も豊かな10億人が60%の温室効果ガスを排出している一方、最も貧しい30億人は5%しか排出していない。	数十年	いくらかの消費者行動の変化が観測できる。しかし、多くの地域において収入の増加は一人当たりの消費を増加させている。
地球システムレベルを含む様々なスケールにまたがったガバナンスの改善	公平なやり方で、気候や地球システムを管理する政策を構築できる。政策は政府、企業、組織の全てのレベルにおける財政措置、奨励策、規制、情報の伝達(一般市民の教育の義務等)を含む	政策の強さ、当事者の数、実施の仕方に依存	地球システム(例えば気候、生物多様性、有害物質)を管理して行くために数百の国際的な(国連の)会議が存在している。パリ協定は進捗度を計る手段を提供する。多くの非国家的主体(例えば市や企業)が排出削減に貢献しようとしている。国連の持続可能な開発目標(SDGs)は、地球システムの持続性を保ちながら野心的に世界を開発して行くための心得を統合した史上初の人類のロードマップを提供する。しかしながら、多くの規約は貿易協定と切り離されており、航空機と船舶による排出は国際合意に含まれていない。

地球システムの管理者へと変わって行くことをサポートするための価値観の変化	地球システムの脆弱性に気付くこと、そしてそれを教育することは、行動やガバナンス、イノベーションの強度を変えることにつながる価値観の変更に貢献できる。	数十年	多くの国や政策決定者、思想的指導者の間で環境に対する気づきが増加しているという調査がある
技術革新	新しいエネルギー源、食料や輸送手段、システム、効率性、炭素吸収源、ジオエンジニアリング、水資源の再利用を提供する	数十年	現在いくつかの低炭素技術やその他の技術はより急速に普及している(太陽光、遺伝子技術)。その一方、他の技術の普及は反対にあっている(太陽光、遺伝子組み換え)。新技術の採用はしばしばそのコストの高さにより制限される。研究開発は不十分である
適応、複雑さ、不確実性を強調するマネジメントとガバナンスに関する哲学	不確実性や変化と共に生きることを受け入れ、学ぶことができる。そして地球システムの変化に対する回復力を構築し、変化していくことが出来る。	数十年	鍵となる世界的主体者の影響はいくらかの進展をもたらしている。また、地球システムの回復力に焦点を当てて積極的に活動する新しい世界的主体者(例えば開発局や大企業)も現れて来ている

参考文献：サポート情報

1. Lenton TM (2015) *Earth System Science. A Very Short Introduction*. Oxford, Oxford University Press, 153 pp.
2. Clark PU, et al. (2016) Consequences of twenty-first-century policy for multi-millennial climate and sea-level change, *Nature Clim Change*, doi: 10.1038/nclimate2923.
3. Ruddiman WF, et al. (2016) Late Holocene Climate: Natural or Anthropogenic. *Rev. Geophys.* 54, doi:10.1002/2015RG000503.
4. Berger A, Loutre MF (2002) An exceptionally long interglacial ahead? *Science* 297: 1287–1288.
5. Steinhilber F, et al. (2012) 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings, *Proc. Nat. Acad. Sci.* 109:5967-5971.
6. Magny M (1993) Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake level fluctuations and the atmospheric ¹⁴C record, *Quat. Res.* 40:1-9.
7. Magny M (2007) West-Central Europe, in *Lake Level Studies, Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier,1389-1399.
8. Steffen W, Broadgate W, Deutsch L, Gaffney O, Ludwig C (2015), The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. *The Anthropocene Rev* 2:81-98.
9. Williams M, et al. (2015) The Anthropocene biosphere, *The Anthropocene Rev* 2:196-219.
10. McNeill JR, Engelke P (2016) *The Great Acceleration*. Harvard University Press.
11. IPCC (2013) Summary for Policymakers. 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, edited by Stocker TF, et al. Cambridge and New York, Cambridge University Press, pp 3-29.
12. NOAA (2016) State of the Climate: Global Analysis for Annual 2015. National Centers for Environmental Information, available at <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/201513>
 13. Hawkins E, et al. (2017) Estimating changes in global temperature since the pre-industrial period. *Bull Am Meteor Soc* doi:10.1175/BAMS-D-16-0007.1
 14. Lüthi D, et al. (2008) High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature* 453: 379-382.
 15. Marcott SA, Shakun JD, Clark PU, Mix A (2013) A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science* 339:1198-1201.
 16. Summerhayes CP (2015) *Earth's Climate Evolution*. Wiley, Chichester, 394pp.
 17. Foster GL, Royer DL, Lunt DJ (2017) Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nature Comms*, doi: 10.1038/nccomms14845
 18. Sluijs A, et al. (2008) Eustatic variations during the Paleocene–Eocene greenhouse world, *Paleoceanography* 23: doi:10.1029/2008PA001615.
 19. McInerney FA, Wing SL (2011) The Paleocene-Eocene Thermal Maximum – a perturbation of carbon cycle, climate, and biosphere with implications for the future. *Ann. Rev. Earth Planetary Sci.* 39:489-516.
 20. Haywood AM, et al. (2011) Are there pre-Quaternary geological analogues for a future greenhouse gas-induced global warming? *Phil. Trans. Royal Soc. London, A*, 369:933-956.
 21. Winguth AM, Thomas E, Winguth C (2012) Global decline in ocean ventilation, oxygenation, and productivity during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Implications for the benthic extinction. *Geology* 40:263–266.
 22. Zeebe RE, Ridgwell A, Zachos JC (2016) Anthropogenic carbon release rate unprecedented during the past 66 million years. *Nature Geosci* doi:10.1038/ngeo2681
 23. Gutjahr M, et al., (2017) Very large release of mostly volcanic carbon during the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum. *Nature* 548:573-577.
 24. Le Quéré C, et al. (2017) Global Carbon Budget 2017. *Earth System Science Data Discussions* <https://doi.org/10.5194/essdd-2017-123>
 25. Courtillot VE, Renne PR (2003) On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience* 335:113-140.
 26. Sahney S, Benton MJ (2008) Recovery from the most profound mass extinction of all time. *Proc. Biol. Sci.* 275:759-765.
 27. IPCC (2013) Summary for Policymakers. 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, edited by Stocker TF, et al. Cambridge
 28. Scheffers BR, et al. (2016) The broad footprint of climate change from genes to biomes to people. *Science* 354: doi: 10.1126/science.aaf7671
 29. Diffenbaugh NS, Field CB (2013) Changes in ecologically critical terrestrial climate conditions. *Science* 341:486-492.
 30. Rothman, DH (2017) Thresholds of catastrophe in the Earth system. *Science Advances* 3: doi 10.1126/sciadv1700906
 31. Steffen W, et al. (2016) Stratigraphic and Earth System approaches to defining the Anthropocene. *Earth's Future* 4: doi: eft2/2016EF000379
 32. Williams M, et al. (2015) The Anthropocene biosphere, *The Anthropocene Rev* 2:196-219.
 33. Hooke RLeB, Martin-Duque JF, Pedraza J (2012) Land transformation by humans. A review. *GSA Today* 22: doi: 10.1130/GSAT151A.a
 34. Ellis EC, et al. (2010) Anthropogenic transformation of the biomes, 1700 to 2000. *Global Ecol. Biogeogr.* 19:589–606.

35. Ceballos G, et al. (2015) Accelerated modern human-induced species losses: Entering the sixth mass extinction, *Science Adv* 1:e1400253, DOI: 10.1126/sciadv.1400253.
36. McNeely J (2001) Invasive species: A costly catastrophe for native biodiversity, *Land Use and Water Resour. Res.* 1:1-10.
37. NOAA (2017) Global Analysis - Annual 2016. Accessed at: <https://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/201613>.
38. Kopp, RE, Simons FJ, Mitrovica JX, Maloof AC, Oppenheimer M (2009) Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature* 462:863-868.
39. Miller KG, et al. (2012), High tide of the warm Pliocene: implications of global sea level for Antarctic deglaciation. *Geology* 40:407-410.
40. Greenop R, Foster GL, Wilson PA, Lear CH (2014) Middle Miocene climate instability associated with high-amplitude CO₂ variability. *Paleoceanogr.* 29: doi: 10.102/2014PA002653
41. Kominz MA, et al. (2008) Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: an error analysis. *Basin Research* 20:211-226.
42. Ganopolski A, Winkelmann R, Schellnhuber HJ (2016) Critical insolation-CO₂ relation for diagnosing past and future glacial inception. *Nature.* 529:200-203.
43. Berger A, Loutre MF (2002) An exceptionally long interglacial ahead? *Science* 297: 1287-1288.
44. Waters CN, et al. (2016) The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene, *Science* 351:6269.
45. Archer D, Buffett B, Brovkin V (2009) Ocean methane hydrates as a slow tipping point in the global carbon cycle. *Proc Natl Acad Sci (USA)* 106: 20596-20601.
46. Solomon S, Plattner G-K, Knutti R, Friedlingstein P (2009) Irreversible climate change due to carbon dioxide emissions. *Proc Natl Acad Sci USA* 106:1704-1709.
47. Yin Q, Berger A (2012) Individual contribution of insolation and CO₂ to the interglacial climates of the past 800,000 years. *Clim Dynamics* 38:709-724.
48. Schaefer K, Lantuit H, Romanovsky VE, Schuur EAG, Witt R (2014) The impact of the permafrost carbon feedback on global climate. *Environ Res Lett* 9:085003.
49. Schneider von Deimling T, et al. (2015) Observation-based modelling of permafrost carbon fluxes with accounting for deep carbon deposits and thermokarst activity. *Biogeosciences* 12: 3469-3488.
50. Koven CD, et al. (2015) A simplified, data-constrained approach to estimate the permafrost carbon-climate feedback. *Phil Trans R Soc A* 373:20140423, <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0423>
51. Chadburn SE, Cox PM, Friedlingstein P, Hugelius G, Westermann S (2017) An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming. *Nature Climate Change* 7:340-344 doi:10.1038/NCLIMATE3262
52. Archer D, Buffett B, Brovkin V (2009) Ocean methane hydrates as a slow tipping point in the global carbon cycle. *Proc Natl Acad Sci (USA)* 106: 20596-20601.
53. Ciais P, et al. (2013), Carbon and other biogeochemical cycles, 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, edited by Stocker TF, et al., Cambridge and New York, Cambridge University Press, pp465-570.
54. Segschneider J, Bendtsen J (2013) Temperature-dependent remineralization in a warming ocean increases surface pCO₂ through changes in marine ecosystem composition. *Global Biogeochem Cycles* 27:1-12.
55. Bendtsen J, Hilligsøe KM, Hansen J, Richardson K (2015) Analysis of remineralisation, lability, temperature sensitivity and structural composition of organic matter from the upper ocean. *Prog Oceanogr* 130:125-145.

56. Jones C, Lowe J, Liddicoat S, Betts R (2009) Committed terrestrial ecosystem changes due to climate change. *Nature Geosci.* 2:484-487.
57. Kurz WA, Apps MJ (1999) A 70-year retrospective analysis of carbon fluxes in the Canadian forest sector. *Ecol Applications* 9:526-547.
58. Hayes D J, et al. (2011) Is the northern high-latitude land-based CO₂ sink weakening? *Global Biogeochem Cycles* 25: GB3018, doi:10.1029/2010GB003813
59. Koven CD (2013) Boreal carbon loss due to poleward shift in low-carbon ecosystems. *Nature Geoscience* 6:452-456.
60. Lucht W, Schaphoff S, Erbrect T, Heyder U, Cramer W (2006) Terrestrial vegetation redistribution and carbon balance under climate change. *Carbon Balance and Management* 1: 6.
61. Joos F., et al. (2001) Global warming feedbacks on terrestrial carbon uptake under the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) emission scenarios. *Global Biogeochem Cycles* 15:891-907.
62. Masson-Delmotte V, et al. (2013) Information from paleoclimate archives. 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.* edited by Stocker TF, et al. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp383-464.
63. Vaughan DG, et al. (2013) Observations: Cryosphere. 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* [Stocker TF, et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
64. Turner J, et al. (2009) Non-annular atmospheric circulation change induced by stratospheric ozone depletion and its role in the recent increase of Antarctic sea ice extent. *Geophys Res Lett* doi: 10.1029/2009GL037524
65. NASA (2017) <https://www.nasa.gov/feature/goddard/2017/sea-ice-extent-sinks-to-record-lows-at-both-poles>
66. Kopp, RE, Simons FJ, Mitrovica JX, Maloof AC, Oppenheimer M (2009) Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature* 462:863-868.
67. Hansen J, et al. (2016) Ice melt, sea level rise and superstorms: evidence from paleoclimatedata, climate modeling, and modern observations that 2°C global warming could be dangerous. *Atmos. Chem. Phys.* 16: 3761–3812.
68. Pollard D, DeConto RM (2009) Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years. *Nature* 458:329-332.
69. Pollard D, DeConto RM, Alley RB (2015) Potential Antarctic Ice Sheet retreat driven by hydrofracturing and ice cliff failure. *Earth Plan. Sci. Lett.* 412:112-121.
70. DeConto RM, Pollard D (2016) Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature* 531:591-597.
71. Rintoul SR, et al. (2016) Ocean heat drives rapid basal melt of the Totten Ice Shelf. *Science Advances* 2:e1601610.
72. Brienen RJW, et al. (2015) Long-term decline of the Amazon carbon sink. *Nature* 519: 344-348.
73. Feldpausch TR, et al. (2016) Amazon forest response to repeated droughts. *Global Biogeochem Cycles* 30: 964-982.
74. Smith TM and Shugart HH (1993) The transient response of terrestrial carbon storage to a perturbed climate. *Nature* 361: 523-525.
75. Boucher D, Roquemore S, Fitzhugh E (2013) Brazil's success in reducing deforestation. *Tropical Conservation Science* 6:426-445.

76. Smith P, et al. (2014) Agriculture, Forestry and Other Land Use (AFOLU). In: *Climate Change 2014: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the IPCC*, edited by Edenhofer O, et al. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp811-922.
77. Strassburg BBN, et al. (2009) Global congruence of carbon storage and biodiversity in terrestrial ecosystems. *Conservation Letters* 3:98-105.
78. Royal Society (2009). *Geoengineering the climate: science, governance and uncertainty*. The Royal Society, UK, 82pp.
79. Rockström J, et al. (2017) A roadmap for rapid decarbonization. *Science* 355:1269-1271.
80. Boysen LR, et al. (2017) The limits to global-warming mitigation by terrestrial carbon removal. *Earth's Future* doi: 10.1002/2016EF000469
81. Mackey B, et al. (2013) Untangling the confusion around land carbon science and climate change mitigation policy. *Nature Climate Change* 3: 552-557.
82. *Climate Change 2014: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Edenhofer O, et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
83. Schellnhuber HJ, Rahmstorf S, Winkelmann R (2016) Why the right climate target was agreed in Paris. *Nature Climate Change*, 6:649-653.
84. Jackson RB, et al. (2015) Reaching peak emissions. *Nature Climate Change*, <http://dx.doi.org/10.1038/nclimate2892>.
85. IEA (International Energy Agency) (2016) Decoupling of Global Emissions and Economic Growth Confirmed. Retrieved June 15, 2016 (<http://www.iea.org/newsroomandevents/pressreleases/2016/march/decoupling-of-global-emissions-and-economic-growth-confirmed.html>). Google Scholar
86. Fischer-Kowalski M (ed) (2011) *Decoupling Natural Resource Use and Environmental Impacts from Economic Growth*. New York NY USA: UNEP Publishing.
87. Bennetzen EH, Smith P, Porter JR (2016) Decoupling of greenhouse gas emissions from global agricultural production: 1970-2050. *Global Change Biol.* 22:763-781.
88. Herrero M, et al. (2016) Greenhouse gas mitigation potentials in the livestock sector. *Nature Climate Change* 6:452-461.
89. Xu, Yangyang, Durwood Zaelke, Guss JM Velders, and Veerabhadran Ramanathan. "The role of HFCs in mitigating 21st century climate change." *Atmospheric Chemistry and Physics* 13, no. 12 (2013): 6083-6089.
90. Fishedick M, et al. (2014) Industry. In: *Climate Change 2014: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Edenhofer O, et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
91. Rogelj, J., Meinshausen, M., Schaeffer, M., Knutti, R. and Riahi, K., 2015. Impact of short-lived non-CO₂ mitigation on carbon budgets for stabilizing global warming. *Environ Res Lett*, 10(7), p.075001.
92. Daly HE, Cobb JB (1989) *For the common good: Redirecting the economy toward community, the environment, and a sustainable future*. Beacon Press, Boston MA USA.
93. Jackson T (2009) *Prosperity without Growth: economics for a finite planet*. London: Routledge (Earthscan).
94. Crutzen PJ (2006) Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections: A contribution to resolve a policy dilemma? *Clim Change* 77: 211. doi:10.1007/s10584-006-9101-y
95. Barrett S, et al. (2014) Climate engineering reconsidered. *Nature Clim Change* 4:527-529.

96. Mathesius S, Hofmann M, Calderia K, Schellnhuber HJ (2015) Long-term response of oceans to CO₂ removal from the atmosphere. *Nature Climate Change* 5:1107-1113.