

気候モデルにおける重要要素に関する 基礎的検討と非専門家への翻訳、 さらにその予測精度の評価に向けた 検討会

2015年6月3日

吉田英生

京都大学 工学研究科 航空宇宙工学専攻
sakura@hideoyoshida.com

メンバー

【主査・幹事】

吉田英生 京都大学工学研究科航空宇宙工学専攻教授

【副主査】

草野完也 名古屋大学太陽地球環境研究所総合解析部門教授

【委員】

江守正多 国立環境研究所地球環境研究センター
気候変動リスク評価研究室長

増田耕一 海洋研究開発機構地球環境変動領域
地球温暖化プログラム 主任研究員

大西 領 海洋研究開発機構横浜研究所地球シミュレータセン
ターマルチスケールモデリング研究グループ研究員

桑原不二郎 静岡大学大学院機械工学専攻教授

富村寿夫 熊本大学自然科学研究科産業創造工学専攻教授

村田 章 東京農工大学工学府 機械システム工学専攻教授

吉田篤正 大阪府立大学工学研究科機械工学分野 教授

申請書より抜粋（1）

- もともと地球全体で1℃程度という平均温度の増減を過去に遡って確認すること自体が極めて困難な課題であり、IPCCの主論拠は気候モデル(General Circulation Model, GCM)による将来予測に基づいている。
- しかし、熱流体の数値シミュレーションの実際をよく知っている本会会員の視点からは、モデル化に不可避の任意性を直感的にも理解できよう。
- 機械系に軸足を置く本会の大部分の会員の研究対象と比較すると、そのスケールと複雑さの相違は著しいが、現象の各要素や素過程はまさに本会会員の専門とするところでもある。
- そこで、気象学者にその検討を全面的に任せるのではなく、本会会員の視点から中立的な第三者としてメスを入れることは極めて重要であると考えられる。

申請書より抜粋（2）

- 気候モデルは、太陽からのふく射をエネルギー源として、地球の海洋・大陸・大気中におけるさまざまな熱物質輸送過程をモデル化して総合した極めて複雑な数値シミュレーションコードである。
- 総じて、数値シミュレーション結果は一般市民にも強いインパクトで迫るが、その精度・不確かさに関して厳正なチェックの裏付けとともに透明に提示されることは皆無といっても過言ではない。
- 本研究は、そのような数値シミュレーションの代表例の一つである気候モデルを対象として、それを言わば「まっ裸」にして一般社会への橋渡しする最初の試みとしてもその意義を強調したい。

温暖化問題, 討論のすゝめ
**エンジニアからみた
 乱流体力学の数値シミュレーション**
 吉田英生

「パリティ」2011年5月号のフォーラムでもご紹介したように、筆者はエネルギー・資源学会が隔月発行する「エネルギー・資源」誌の2009年1月号と3月号において、電子メール討論「地球温暖化：その科学的真実を問う」をコーディネートした。登壇者は次の5名の方々である（敬称略、五十音順、所属と役職は当時のもの）。赤祖父俊一（米田アラスカ大学名誉教授）、伊藤公紀（横浜国立大学工学研究科教授）、江守正多（国立環境研究所地球環境研究センター温暖化リスク評価研究室長）、草野完也（海洋研究開発機構地球シミュレーションセンタープログラムディレクター）、丸山茂徳（東京工業大学理工学研究所教授）。メール討論の全文は、各論者の論拠となるデー

乱流を厳密に再現できる直接数値シミュレーションの威力

流体力学に大きな足跡を残したラム (Sir Horace Lamb, 1849~1934) が

私はもう年老いている。私が天に召されたら、そこで悟りつくしてみたいことが2つある。1つは量子電気力学で、もう1つは流体中の乱流運動である。前者については私はいくぶん楽観しているが、

と語ったことは、ご存じの方も多いであろう²⁾。

ラムが楽観できなかった後者の乱流 (turbulent flow) については今日、完全に解明されたとはもちろんいえない

が液相あるいは気相のみの場合)の乱流の基礎的解明はこれ以降、実験ではなくDNSが主流になった。キムたちの論文は、厳密なN-S方程式を厳密な境界条件のもとで解けば、乱流においても実現現象を厳密に再現できるということを実証した、数値流体力学研究史上の金字塔の1つといえよう。

熱をとまなう流体数値シミュレーションの意外な限界

機械工学における数値シミュレーションの代表例は、加熱炉における燃焼や、エンジンのシリンダー内における燃焼などである。両者ともに、実際は乱流燃焼であることが多く、後者ではさらに非定常性も加わる。これらの現象は、数値シミュレーションでどの程度

太陽	大気圏外側に到達するエネルギーの時空間(季節・緯度)変化 (+大気圏放射パスの変更)									
	連続・運動eq	エネルギーeq	水蒸気eq	雲粒eq	降雨(雪)eq	大気中放射(各種成分分布)		雲放射	エアロゾル放	
大気						蒸発	絶対温度	各種アルベド	各種拡散係数	
気液界面										
海洋	連続・運動eq	エネルギーeq	塩分eq							
大陸界面・地				河川による輸送	蒸発	浸透	吸収	反射		
数値計算手法・結果の基礎的チェック	空間分解能	時間分解能	質量・エネルギー・バラン	各種アルベド	各種拡散係数	絶対温度	外的条件一定での時間平均	外的条件一定での長期振動	その他 1	その他 2

【たとえば最近話題になっているhiatus】

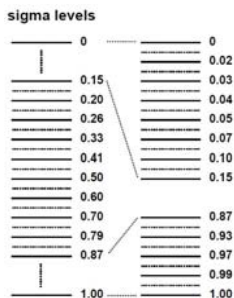
20世紀後半以降、地球全体の地表気温(以下、全球平均地表気温)は上昇の傾向を示しており、2001年以降の10年間の平均気温は、1961~1990年の平均に比べて約0.5℃高くなっています。しかし、21世紀に入ってからの気温上昇率は10年あたり0.03℃とほぼ横ばいの状態を示しており、こうした温暖化の停滞状態はハイエイタスと呼ばれています。ハイエイタスの要因には諸説ありますが、その原因は解明されていません。 <http://www.ori.u-tokyo.ac.jp/research/news/2014/20140901.html>

大気大循環モデル AGCM (1995) の解説

大気大循環モデル (Atmospheric General Circulation Model) 東京大学気候システム研究センター (CCSR) と国立環境研究所 (NIES) の共同で1995年に開発されたモデルは、海洋とのカップリングや二酸化炭素循環は考慮せず、これらを境界条件として所与のものとするものであるが、気候モデルの骨格を理解する入口としては好適である(とはいっても門外漢には非常に複雑であるが)ので、そのマニュアルを読み解くところから着手している。

第1章 モデルの概要
 第2章 力学過程

表面気圧で正規化した圧力で鉛直方向に20層に分割して数値計算

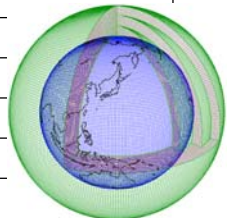


第3章 物理過程

- 積雲対流過程 (3.2節)
- 大規模凝結過程 (3.3節)
- 放射過程 (3.4節)
- 鉛直拡散過程 (3.5節)
- 地表フラックス (3.6節)
- 地表面・地中過程 (3.7節)
- 重力波抵抗 (3.9節)

全球3次元大気大循環モデルの概要

方程式系	全球プリミティブ方程式系
予報変数	風速、温度、地表気圧、比湿、雲水量
水平離散化	スペクトル変換法
鉛直離散化	s系 (Arakawa and Suarez, 1983)
放射	2ストリームDOM/adding法 (Nakajima and Tanaka, 1986)
雲過程	雲水予報 (Le Treut and Li, 1991)
積雲対流	簡略化Arakawa-Schubertスキーム
鉛直拡散	Mellor and Yamada (1974) level2
地表flux	Louis (1979) バルク式
	Miller et al. (1992) の対流効果
地表面過程	多層熱伝導
	バケツモデル
重力波抵抗	McFarlane (1987)



方程式系

東西風

$$\frac{\partial u}{\partial t} = (F_x)_D + (F_x)_P$$

南北風

$$\frac{\partial v}{\partial t} = (F_y)_D + (F_y)_P$$

気温

$$\frac{\partial T}{\partial t} = (Q)_D + (Q)_P$$

地表気圧

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = (M)_D + (M)_P$$

比湿

$$\frac{\partial q}{\partial t} = (S)_D + (S)_P$$

地中温度

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = (Q_g)_D + (Q_g)_P$$

力学過程

大気運動の移流など (添字 D の項)

物理過程

雲・放射などの各プロセス (添字 P の項)

物理過程

○積雲対流過程 (3.2節)

■ 凝結熱が大気成層を不安定化させる場合数値モデルの空間分解能より小さな積雲が発生する

■ 積雲群全体の効果をパラメータ化して表現する必要がある

○大規模凝結過程 (3.3節)

■ 層雲系の降水など凝結を起こしても成層が不安定化しない場合

■ 通常は特別なパラメータ化をせず、過飽和を飽和に変え余分な水蒸気を降水として潜熱を大気に与える

○放射過程 (3.4節)

○鉛直拡散過程 (3.5節)

○地表フラックス (3.6節)

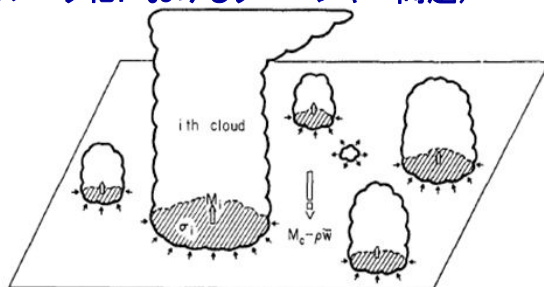
○地表面・地中過程 (3.7節)

○重力波抵抗 (3.9節)

積雲対流過程 (1)

- 積雲は空気に対して軽い水蒸気を含むので浮力で上昇しつつ周囲の空気を側面から巻き込む(エントレインメント)
- 逆に浮力を失うと空気を周囲に放出する(デトレインメント)
- また、エントレインメントの周辺には反作用で下降降が生じる
- したがって、解像度の粗い数値モデルでは、相対湿度の格子点代表 (平均) 値が100%以下でも降水が生じる

→このため、積雲群の統計的知見に基づいて格子点値から降水量を決める(積雲対流のパラメータ化におけるクロージャー問題)



Arakawa and Schubert, 1974

積雲対流過程 (2)

- 鉛直運動にともなって発生する熱 (対流有効位置エネルギー) の大部分は積雲スケールの運動エネルギーに変換される。
- これをすべて格子点スケールの有効位置エネルギーに変換すると、モデルは過剰な運動を表現

→凝結熱の鉛直配分が大規模な運動エネルギーに関わる有効位置エネルギー生成効率をモデル化する必要

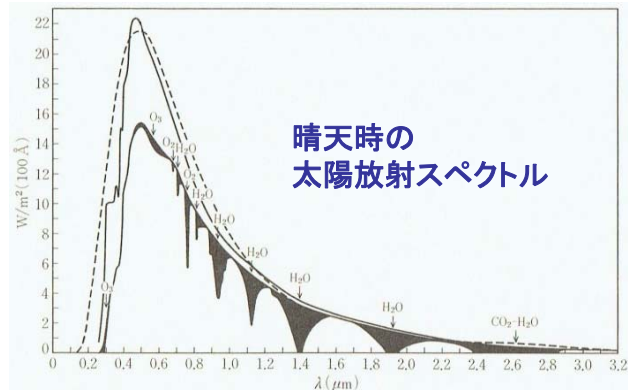
要するに

- どれだけの水蒸気を凝結させるか(前スライドの問題)
- その熱をどのように鉛直に配分するか(上記の問題)
- 水蒸気をどのように、雲・降水に再分配するか(上記の問題)

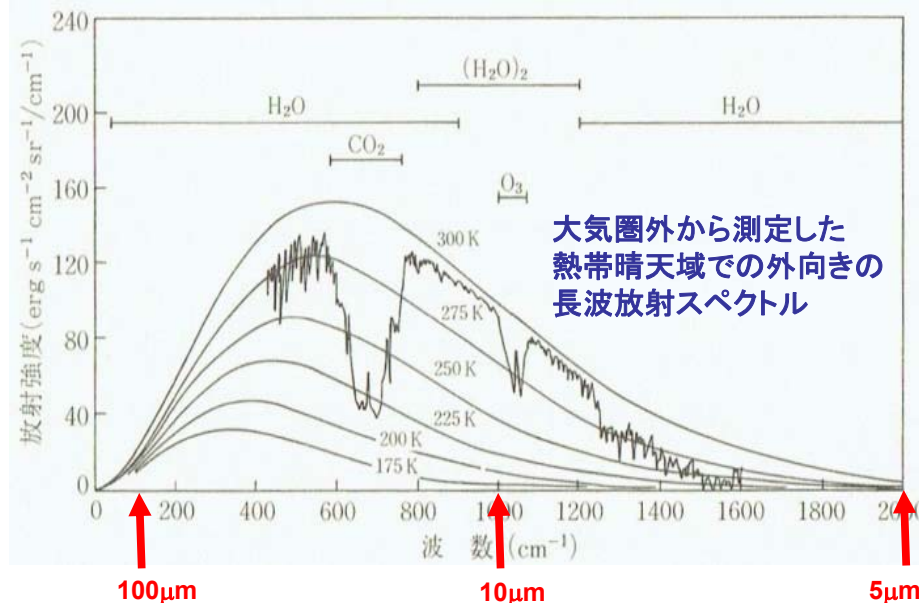
放射過程 (1)

$$\mu \frac{dI_v}{\rho \cdot dz} = -(k_v^a + k_v^s) I_v + k_v^a \cdot B_v(T) + k_v^s \int_{4\pi} P(\Omega, \Omega') \cdot I_v(\Omega') \frac{d\Omega'}{4\pi}$$

熱放射を評価するためには、放射伝達方程式をプランク分布の波長帯域にわたっても積分する必要があるが、不連続的な大気成分の吸収帯を有限の波長域に分割して各波長域で平均した値で近似する



放射過程 (2)



放射過程 (3)

波数 cm ⁻¹	波長 μm	波長域	吸収帯
50000	0.20		
46000	0.22	1	O ₃
43000	0.23	2	O ₃
36000	0.28	3	O ₃
34500	0.29	4	O ₃
33000	0.30	5	O ₃
31500	0.32	6	O ₃
14500	0.69	7	O ₃
4000	2.50	8	O ₂ , H ₂ O
2500	4.00	9	CO ₂ , H ₂ O

波数 cm ⁻¹	波長 μm	波長域	吸収帯
2500	4.00		
2000	5.00	10	H ₂ O, CO ₂
1400	7.14	11	H ₂ O, CO ₂
1100	9.09	12	H ₂ O, (H ₂ O) ₂
990	10.1	13	O ₃ , (H ₂ O) ₂
770	13.0	14	H ₂ O, (H ₂ O) ₂
550	18.2	15	H ₂ O, CO ₂
400	25.0	16	H ₂ O
250	40.0	17	H ₂ O
50	200.0	18	H ₂ O

放射過程と鉛直拡散過程: ポイント

放射過程でのポイント (検討課題)

- 気体ふく射のモデルと雲やエアロゾルによる散乱の観点から検討
- 二酸化炭素の増加によるふく射への直接的な影響は、吸収係数に現れる
- 二酸化炭素の増加によるふく射への間節的な影響は、水蒸気量の変化を通して雲生成に影響を与え、散乱係数に変化が現れる

鉛直拡散過程でのポイント (検討課題)

- 鉛直方向へのサブグリッドスケール乱流拡散を拡散係数を用いて与える
- レイノルズ応力、乱流熱流束の基礎式を代数方程式に簡略化して用いる
- 密度変化による大気的不安定成層による寄与をRichardson数の関数として拡散係数を算出