

21世紀気候変動予測革新プログラム 平成20年度研究成果報告会要旨集

日時：平成21年1月16日（金）9：30～17：00
場所：女性と仕事の未来館

文部科学省研究開発局海洋地球課
地球・環境科学技術推進室

「21世紀気候変動予測革新プログラム」の成果報告会の開催について

近年、世界各地で温暖化の影響によるものと思われる異常気象が頻発していることなどを背景として、地球温暖化への対応は、国際的に極めて重要な政策的課題となっており、早急な対応の必要性に関する社会的認識はますます高まっています。

平成14年度から平成18年度において実施された、「人・自然・地球共生プロジェクト」の温暖化予測「日本モデル」ミッションでは、世界最高レベルの性能を有するスーパーコンピュータ「地球シミュレータ」を活用し、IPCC第4次評価報告書に、先端的・中心的な反映をもたらす成果を上げました。

「21世紀気候変動予測革新プログラム」は、第3期科学技術基本計画の下で、「人・自然・地球共生プロジェクト」の成果を発展的に継承し、引き続き「地球シミュレータ」の能力を最大限に活用することにより、より確度の高い温暖化予測情報を信頼度情報と併せて提供するとともに、温暖化の影響として近年特に社会的関心が高い極端現象（台風、豪雨等）に関する解析を行い、予測情報の自然災害分野の影響評価への適用を図ることを目的としています。

本成果報告会は、「21世紀気候変動予測革新プログラム」について、これまでの研究成果を発表するものです。本成果により、確度の高い予測情報を国内外の地球温暖化対応に関する検討の場に提供し、IPCC第5次評価報告書（2013年頃予定）への寄与をはじめ、国際社会が地球温暖化政策検討、対策立案に資する科学的根拠を与えるものとなることを期待しております。

文部科学省 研究開発局 海洋地球課
地球・環境科学技術推進室

プログラム統括からのメッセージ

平成14年度からスタートし平成18年度に終了した文部科学省「人・自然・地球共生プロジェクト」では、世界最高水準のスーパーコンピュータ「地球シミュレータ」を活用して先端的な温暖化予測研究を推進した結果、世界で最も詳細なモデルを開発することが出来ました。高解像度モデルによって、温暖化した地球の気象を詳しく調べることが可能になりました。雨の降り方を例にとると、21世紀の終わりには、1日に50ミリ以上の強い雨の降る日数は現在の2～3倍にもなり、他方雨の降らない日数も現在より10%強増加するという結果がでました。これは洪水が起こりやすくなると共に水不足も起こり易くなることを示唆します。また、台風などの熱帯低気圧については、中心風速の強いものは増え、温暖化した世界での最大級の熱帯低気圧は現在のものより風速で15%ほど強い、という結果が得られました。このような詳細な計算は地球シミュレータを持つ日本のみが実現できたものであり、一昨年ノーベル平和賞をゴア元米国副大統領とともに受賞した気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の第4次評価報告書で重要な役割を果たしました。

文部科学省が平成19年度から実施している「21世紀気候変動予測革新プログラム」は、地球シミュレータの能力を最大限に活用し、「人・自然・地球共生プロジェクト」の成果を発展的に継承して、世界最高水準の気候変動予測研究をさらに推進するものです。

現在、地球温暖化を抑制するために、温室効果ガスの排出削減目標が国際政治の課題となっていますが、適切な目標設定には、これまでの例示的なものではなく実際に提案されるシナリオに応じた気候変動予測が必要になると思われます。同時に「安定化」に伴う長期間の変化、それも気候の変化ばかりでなく植生帯の変化、といった地球環境全体の変化も予め知る必要があります。

一方で、当分は温室効果ガス排出が続く事を考えると避けられない気候の変化への対応策が必要です。そのため、20～30年程度の「近未来」について代表的シナリオのものでなるべく詳細な「気候予報」を実行し関係者の対応策立案に基礎情報を提供します。社会的影響が大きい豪雨、暴風など極端現象に的を絞った予測実験も行います。

このように、社会の動きを考えて実際に即応する予測情報を創出することを中心として本プログラムを構成しました。その際、気候変動予測を対応策立案に結びつけるため、自然災害に関する研究課題を加え、さらに環境省の地球環境研究総合推進費による影響評価のプロジェクト(S-5)と連携を図って予測情報の有効利用を図って行きます。勿論、気候変動予測はIPCCの第5次評価報告書を介して世界全体に貢献するものです。一方、現在の予測がまだまだ不十分である事を認識して、不確定性の定量化を図る課題を設け、さらに今後より詳細でまた多様な予測が可能になる様、先端要素モデルの開発を行う課題も並行して進めます。今年度は5年計画の2年目であり、ここで皆様の御助言をいただき、一層充実した成果に向けた道筋が描ければ幸いです。

最後に、本報告会の開催にあたりご尽力いただいた課題実施機関、並びに準備に携われた関係者に感謝申し上げます。

・・・ プログラム ・・・

9 : 3 0 開会挨拶 ・・・・ 田中 正朗（文部科学省大臣官房審議官）

9 : 3 5 ~ 9 : 5 0 全体説明 ・・・・ プログラム統括

9 : 5 0 ~ 1 0 : 0 0 講評委員紹介

1 0 : 0 0 ~ 1 1 : 4 0 地球環境予測

地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験

・・・時岡 達志（海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター長）

階層的モデル実験による長期気候変化予測の不確実性定量化

・・・河宮 未知生（海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター
グループリーダー）

GCM（大気海洋結合気候モデル）と結合される全球植生動態モデルの高度化と検証

・・・和田 英太郎（海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター
プログラムディレクター）

全球雲解像モデルによる雲降水システムの気候予測精度向上

・・・佐藤 正樹（海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター
サブリーダー）

長期的気候変動を視野に入れた沿岸域災害リスクの世界評価

・・・横木 裕宗（茨城大学広域水圏環境科学教育研究センター准教授）

気候変化に伴う自然災害が世界の主要穀物生産の安定性に及ぼす影響評価

・・・横沢 正幸（農業環境技術研究所）

1 1 : 4 0 ~ 1 2 : 1 0 質疑応答

1 2 : 1 0 ~ 1 3 : 1 0 昼休み

1 3 : 1 0 ~ 1 4 : 1 5 近未来気候予測

高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験

・・・木本 昌秀（東京大学気候システム研究センター副センター長・教授）

アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発

・・・石井 正好（海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター
サブリーダー）

海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究

・・・羽角 博康（東京大学気候システム研究センター准教授）

不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定

・・・沖 大幹（東京大学生産技術研究所教授）

14 : 15 ~ 14 : 35 質疑応答

14 : 35 ~ 15 : 40 極端現象予測

超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究

・・・鬼頭 昭雄（気象庁気象研究所気候研究部長）

流域圏を総合した災害環境変動評価

・・・中北 英一（京都大学防災研究所気象・水象災害研究部門教授）

気候変動に伴う全球および特定脆弱地域への洪水リスク影響と減災対策の評価

・・・竹内 邦良（土木研究所水災害・リスクマネジメント国際センター長）

超高解像度大気モデルによる気候変動予測の不確実性の定量化と低減に関する研究

・・・楠 昌司（気象庁気象研究所気候研究部第一研究室長）

15 : 40 ~ 16 : 00 質疑応答

16 : 00 ~ 16 : 15 休憩

16 : 15 ~ 16 : 30 雲解像モデリング

雲解像モデルの高度化とその全球モデル高精度化への利用

・・・坪木 和久（名古屋大学地球水循環研究センター准教授）

16 : 30 ~ 16 : 35 質疑応答

16 : 35 ~ 16 : 50 海洋微物理過程

LESによる海洋微物理過程の高精度パラメタリゼーション

・・・日比谷 紀之（東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻教授）

16 : 50 ~ 16 : 55 質疑応答

16 : 55 ~ 17 : 00 全体講評

17 : 00 閉会

要旨集 目次

I. 地球環境予測:地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験 時岡 達志(海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター長)	1
1. 研究目的	1
2. 年次計画	1
3. 平成20年度の研究計画	4
4. 平成20年度の研究成果	6
4.1 地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験 時岡 達志(海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター長)	6
4.2 階層的モデル実験による長期気候変化予測の不確実性定量化 河宮 未知生(海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター グループリーダー)	36
4.3 GCMと結合される全球植生動態モデルの高度化と検証 和田 英太郎(海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター プログラムディレクター)	54
4.4 全球雲解像モデルによる雲降水システムの気候予測精度向上 佐藤 正樹(海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター サブリーダー)	61
4.5 気候変化に伴う自然災害が世界の主要穀物生産の安定性に及ぼす影響評価 横沢 正幸(農業環境技術研究所 上席研究員)	70
4.6 長期的気候変動を視野に入れた沿岸域災害リスクの世界評価 横木 裕宗(茨城大学 准教授)	76
II. 近未来気候予測:高解像度気候モデルによる近未来気候変動予測に関する研究 木本 昌秀(国立大学法人 東京大学 気候システム研究センター)	85
1. 研究目的	85
2. 年次計画	85
2.1 研究体制	85
2.2 5カ年の年次計画	87
3. 平成20年度の研究計画	88
4. 平成20年度の研究成果	90
4.1 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験 木本 昌秀(東京大学気候システム研究センター 教授)	90
4.2 アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発 石井 正好(独立行政法人海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター 地球温暖化予測研究プログラム サブリーダー)	108
4.3 不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定 沖 大幹(国立大学法人東京大学 生産技術研究所 教授)	119
4.4 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究 羽角 博康(東京大学気候システム研究センター 准教授)	128

III. 極端現象予測: 超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究	
鬼頭 昭雄(気象研究所気候研究部長).....	137
1. 研究目的.....	137
2. 年次計画.....	137
3. 平成20年度の研究計画.....	138
4. 平成20年度の研究成果.....	140
4.1 超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究	
鬼頭 昭雄(気象研究所気候研究部長).....	140
4.2 超高解像度大気モデルによる気候変動予測の不確実性の定量化と低減に関する研究	
楠 昌司(気象研究所 気候研究部第一研究室長).....	163
4.3 流域圏を総合した災害環境変動評価	
中北 英一(京都大学防災研究所 教授).....	174
4.4 気候変動に伴う全球および特定脆弱地域への洪水リスク影響と減災対策の評価	
竹内 邦良(土木研究所 水災害リスクマネジメント国際センター長).....	187
IV. 雲解像度モデリング: 雲解像モデルの高度化とその全球モデル高精度化への利用	
坪木 和久(名古屋大学 准教授).....	193
1. 研究目的.....	193
2. 年次計画.....	193
3. 平成20年度の研究計画.....	195
4. 平成20年度の研究成果.....	195
4.1 雲解像モデルの物理過程と力学過程の改良.....	196
4.2 雲解像モデルを用いたGCMのパラメータ改良.....	197
4.3 全球静力学ー雲解像非静力学非斉ーモデル結合.....	199
4.4 台風に関する全球モデルー雲解像モデル比較検証実験.....	200
V. 海洋微物理過程: LESによる海洋微物理過程の高精度パラメタリゼーション	
日比谷紀之(大学院理学系研究科 地球惑星科学専攻 教授).....	205
1. 研究目的.....	205
2. 年次計画(5カ年分).....	205
3. 平成20年度の研究計画.....	207
4. 平成20年度の研究成果 海洋表層における風起源の乱流混合過程に関する	
Large Eddy Simulation.....	208
4.1 はじめに.....	208
4.2 数値実験.....	208
4.3 結果.....	209
4.4 まとめと今後の展望.....	212
4.5 研究成果.....	212

I. 地球環境予測：地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験

実施機関名：海洋研究開発機構

研究代表者：時岡 達志（海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター長）

1. 研究目的

海洋研究開発機構が他研究機関と協力して開発した地球システム統合モデルに改良を施し、300年程度先までを対象として地球温暖化予測実験を行う。また、21世紀気候変動予測革新プログラムにおいて、各推進課題間の有機的連携をとるとともに、プログラムを効率的に推進すること、および、本プログラムの研究の成果が、我が国および世界の気候変動予測に対して効果的に貢献するという観点から、本プログラム全体を調整することを目的とする。

2. 年次計画

サブテーマ1	平成19年度	平成20年度	平成21年度	平成22年度	平成23年度
■ 生物地球化学過程改良	生物地球化学過程改良・パラメータ調整		高解像度化に伴う生物地球化学過程修正	温暖化実験結果解析	論文執筆・とりまとめ
■ 物理気候過程改良	気候モデル高解像度化 (T42→T63), パラメータ調整		高解像度 (T63→T106)モデル開発・実験		論文執筆・とりまとめ
■ 20世紀気候変動再現・温暖化予測実験	実験準備(モデル入力データ整備等)		20世紀気候変動再現・温暖化実験、解析		論文執筆・とりまとめ
参加研究機関	JAMSTEC 東大CCSR NIES				

サブテーマ2	平成19年度	平成20年度	平成21年度	平成22年度	平成23年度
■ 簡略気候モデル	簡略気候モデルへの炭素循環過程導入		多変量最適化を用いた不確か性評価	統合モデルによるアンサンブル実験結果取り込み	論文執筆・とりまとめ
■ 地球システム統合モデル	統合モデルパラメータ調整		統合モデルによる温暖化アンサンブル実験		論文執筆・とりまとめ
参加研究機関	JAMSTEC 東大CCSR NIES				

サブテーマ3	平成19年度	平成20年度	平成21年度	平成22年度	平成23年度
■ SEIB-DGVMの高度化					
- 植物個体群動態コンポーネントの高度化	熱帯域における高度化	亜寒帯域における高度化		温帯域における高度化	
- 地形的多様性の扱いの改良	放射・水収支モジュールの拡張	拡張尾の有効性をテスト(必要ならモデル構造を改善)		全球シミュレーション	とりまとめ
全球シミュレーションにおける検証・感度分析・気候変動予測実験	GCMと結合しての感度分析		単体モデルのアンサンブル実験・衛星データを利用した検証・気候変動予測実験		
- SEIB-DGVM運用体制の整備	WebSiteと各種ツール、文章類の整備・管理				
	気象データセット取り出しWEBシステム構築	可視化ツールSEIB Viewerの機能拡張			
■ Sim-CYCLEの高度化	土地利用変化モジュールの導入と検証	Sim-CYCLEのDGVM化	Sim-CYCLEとSEIB-DGVMとの出力比較	気候変化に対する植生分布変化の感度実験	GCMとの結合実験、とりまとめ
参加研究機関	JAMSTEC				

サブテーマ4	平成19年度	平成20年度	平成21年度	平成22年度	平成23年度
■ 全球雲解像モデルの開発	全球雲解像モデルの開発・実験				
	情報収集・成果発表				
参加研究機関	JAMSTEC				
■ 実験結果の検証	データ収集・解析				
	情報収集・成果発表				
参加研究機関	JAMSTEC 東大CCSR 北大低温圏 名大水循環				
■ 物理過程の改良	情報収集・成果発表				
参加研究機関	JAMSTEC NIES 北大低温圏 防災科研 九大大学院 京大防災研				
■ AGCMとの連携	情報収集・成果発表				
参加研究機関	JAMSTEC NIES				

サブテーマ5	平成19年度	平成20年度	平成21年度	平成22年度	平成23年度
■ 気候変化に伴う自然災害が世界の主要穀物生産の安定性に及ぼす影響評価	生産量の気象災害影響推定モデルの作成、検証および改良		気候変化影響予測と解析		とりまとめ
参加研究機関	農業環境技術研究所				

サブテーマ6	平成19年度	平成20年度	平成21年度	平成22年度	平成23年度
■ 世界水没リスク	地理情報の準備	全球水没域のシミュレーション			
■ 高潮氾濫リスクの世界評価	全球対応型高潮予測モデルの構築	既存の気候予測結果を用いた試行評価		2300年までの高潮氾濫の解析	解析結果のとりまとめ
■ アジア・メガデルタへの影響	メガデルタDBの準備	メガデルタDBの構築	複合リスク評価手法構築と試行実験	複合リスク評価手法再構築・高度化	メガデルタ沿岸域災害リスク評価
	メガデルタ地盤沈下将来予測	メガデルタ地下水塩水化予測			
参加研究機関	茨城大学				

3. 平成 20 年度の研究計画

(1) 地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験

海洋研究開発機構が他研究機関と協力して開発した地球システム統合モデルに改良を施し、300年程度先までを対象として地球温暖化予測実験を行う。モデルは生物・地球化学過程として海洋及び陸域の炭素循環、大気化学・エアロゾル生成過程を有しており、大気の水平解像度が 200-300 km 程度、鉛直に 80 層程度、海洋の水平解像度が 100 km 程度、鉛直に 50 層程度のものを用いる。このよう、特に炭素循環過程を含むモデルを用いて温暖化実験を行うことにより、CO₂ 濃度安定化を達成するために人為起源 CO₂ 排出量をどの程度抑制する必要があるかが、生態系と気候との複雑な相互作用まで考慮にいられた形で評価される。また不確実性グループとの協力により、そのようにして評価された排出量にどの程度の不確実性が含まれるかも吟味する。こうした研究から得られる情報は、同時に得られる気温上昇や降水量変化の情報と共に、CO₂ 排出量抑制に関する政策立案に資する。2013 年ころ出版が予想される IPCC 第 5 次報告書への貢献も期待される。また、各推進課題間の有機的連携を図るとともに、本プログラム全体の調整を行う。

(2) 階層的モデル実験による長期気候変化予測の不確実性定量化

気候変動予測革新プログラムの課題「地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験」において行われる、300 年程度のタイムスケールを対象とした地球温暖化予測実験の結果を用いて、予測に伴う不確実性を定量的に評価する。評価に際しては、大循環モデル(GCM)をベースにした「地球システム統合モデル」による予測結果のみならず、より簡略で数多くの感度実験を行うのに適した EMIC (Earth system Model with Intermediate Complexity) と呼ばれるタイプのモデルも併用する。複雑度の異なるモデルを併用するこうした階層的アプローチにより、GCM と EMIC の短所を相補ったバランスのとれた不確実性評価が可能になる。

(3) GCM と結合される全球植生動態モデルの高度化と検証

動的全球植生モデル SEIB-DGVM と静的全球植生モデル Sim-CYCLE について、それぞれの高度化と検証を行い、信頼性を向上させる。高度化の手法としては、SEIB-DGVM については、既存の植物個体群動態モデルの取り込み、そして地形の多様性を扱うことによって、他方 Sim-CYCLE については、人間活動の影響（土地利用変化）等を扱うことによって、それぞれ実施する。いずれのモデルも、観測データに基づく検証、及び GCM と結合しての感度分析を行い、その信頼性を定量的に確認する。

それぞれのモデルは、対象とする時間スケールや用途の幅が異なるが、新たな過程をモデルに取り込む際にも得手不得手がある。そこで、SEIB-DGVM に取り込まれた植生動態を Sim-CYCLE の植生動態パラメタライズに利用し、また Sim-CYCLE 上で開発された土地利用変化モジュールを SEIB-DGVM に取り込むことで、それぞれのモデルの高度化を、もう片方のモデルの高度化へと繋げる。

また、それぞれ高度化されたモデルを用いて、数十年～数百年のシミュレーションを実施し、陸域生態系を介した気候へのフィードバック過程を解析する。SEIB-DGVM については、異なる種子分散力の元における植生分布変化の違い、それが気象へ与える影響を検討する。これは、近い将来に必要となるであろう植生変化への人為的関与について、提言を行うための基礎となる。

(4) 全球雲解像モデルによる雲降水システムの気候予測精度向上

「全球雲解像モデル」を用いて、気候予測の大きな不確実性の大きな要因である雲降水システムの予測精度の向上を図る。全球雲解像モデル NICAM は、海洋研究開発機構を中心に開発が進められてきた。これを用いて全地球の大気を 3.5km の水平メッシュで解像する世界で初の全球雲解像実験をすでに実施した。このモデルにより、大気の熱的駆動源である熱帯の積雲対流をあらわに表現することが可能になり、従来の気候モデルで不確実性をもたらす要因であった「積雲パラメタリゼーション」を使うことが回避できる。

本研究では、全球雲解像モデルを地球シミュレータ上で稼動し、気候状態を得るための長時間実験を行い、大気の雲降水システムの気候予測精度の不確実性低減を図る。雲・降水の時空間的分布を、衛星データ等の高分解能データにより検証し、雲物理や境界層過程などの物理スキームの改良・高度化を行い、モデルのさらなる改良を図る。従来の気候予測で用いられている大気大循環モデルと比べ、予測精度の定量的な向上を目標とする。特に、熱帯の重要な気象現象であるモンスーン、季節内変動、台風の発生過程の再現の向上を通じて、気候予測モデルとしての信頼性の向上を図る。

(5) 気候変化に伴う自然災害が世界の主要穀物生産の安定性に及ぼす影響評価

世界の食料供給システムにおいて重要であるが、生産地域が局在している穀物（トウモロコシおよびダイズ）を対象として、異常気象災害（高温害や干ばつ）が引き起こす生産量変動を評価する手法を開発し、将来の気候変化に伴う災害の発生が世界の穀物生産の安定性に及ぼす影響について解析ならびに評価を行うことを目的とする。

対象地域は、中国、北米、南米とし、各地域におけるトウモロコシ、ダイズの主要生産地帯を特定し、過去の生産状況、栽培期間の異常気象の発生状況、栽培管理状況およびインフラの整備状況などに関するデータおよび資料を収集する。それらに基づき、異常気象と生産量変動との関係を明らかにして、広域に適応可能な気象災害影響推定モデルを作成する。

この気象災害影響推定モデルに基づき、気候変化予測に関する既存ならびに本研究プロジェクトの最新成果を利用して、地域別、穀物別に短期および長期の両面から生産量変動の将来予測を行う。とくに、気候変化の不確実性を考慮し、異常気象の発生頻度の変化に基づいて、世界同時不作の可能性について解析することにより穀物供給システムの安定性について影響評価を行う。

(6) 長期的気候変動を視野に入れた沿岸域災害リスクの世界評価

21 世紀気候変動予測革新プログラムが生み出す近・中・長期的な時間フレームにおける気候変動・海面上昇の予測結果を受けて、沿岸域災害リスクの予測を行う。対象とするのは、世界規模の水没及び高潮氾濫リスクとアジアのメガデルタ・メガシティの複合的災害リスクである。今世紀末までの人口増加の過半数はアジア地域で生じ、かつその多くが沿岸域に居住し、20 を超えるメガシティ（人口 1 千万人以上）が低平なアジアのデルタに出現すると予想されるため、リスクの世界評価と共にアジアのメガデルタ・メガシティの災害リスク予測に焦点を当てる。また、地球フロンティア研究センターが生み出す 2300 年頃までの海面上昇予測を用いて、長期的な沿岸災害リスクを評価する。

本研究は、3 つのサブテーマで実施する。サブテーマ 1 では、海面上昇による世界常時浸水リスクを評価する。サブテーマ 2 では、高潮氾濫域、危険人口の世界リスクマップを提示する。サブテーマ 3 では、チャオプラヤー河、メコン河、珠江などの巨大デルタ地域を対象とし、そこに立地するメガシティに対する複合的災害リスクを評価する。

4. 平成 20 年度の研究成果

4.1. 地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験

4.1.1. 地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験

課題代表者：時岡 達志（海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター長）

4.1.1.1. 動的全球植生モデル(SEIB-DGVM)の GCM への結合

本課題では、将来の温暖化時に起こると予想される植生分布の変化と、その気候との間の相互作用を同時に調べるため、佐藤永らによって開発された動的全球植生モデル SEIB-DGVM(Sato et al., 2007)を、革新 A-1 で開発中の地球システム統合モデルに結合することを目指している。

本年度は、(1)SEIB-DGVM の AGCM5.7b への結合、(2) SEIB-DGVM の MIROC ベースの気候-炭素循環結合モデルへの結合、の 2 点を行った。詳細は以下の通り。

(1) SEIB-DGVM の AGCM5.7b への結合

a. SEIB-DGVM の AGCM5.7b への結合の概要

将来的な上位モデルへの結合に先立って、GCM との結合のテストに利用することを目指し、SEIB-DGVM を CCSR/NIES/FRCGC AGCM5.7b(含 MATSIRO;T42L20)に結合し、気候-陸域植生動態/炭素循環の相互作用を再現するモデルを開発する。

本年度は、まず、コード上の不完全部分を取り除くためのバグ取り作業を行い、さらに、現在の植生分布、LAI および炭素動態についての再現性の検証を行いながら、パラメータのチューンナップを行った。その結果、オンラインの状態での LAI (図 1) や、植生分布の再現性が大幅に向上した(図 2)。さらに、今回のモデル作成に当たって、結合モデルを調整するためのさまざまなノウハウを習得することができた。

今後は、新規機能の上位モデルへ導入にあたってのテストだけではなく、比較的軽快で安定した動作性能を利用して、パラメータ感度分析等の複数条件化での実験が必要な研究に生かしていくことを目指す。

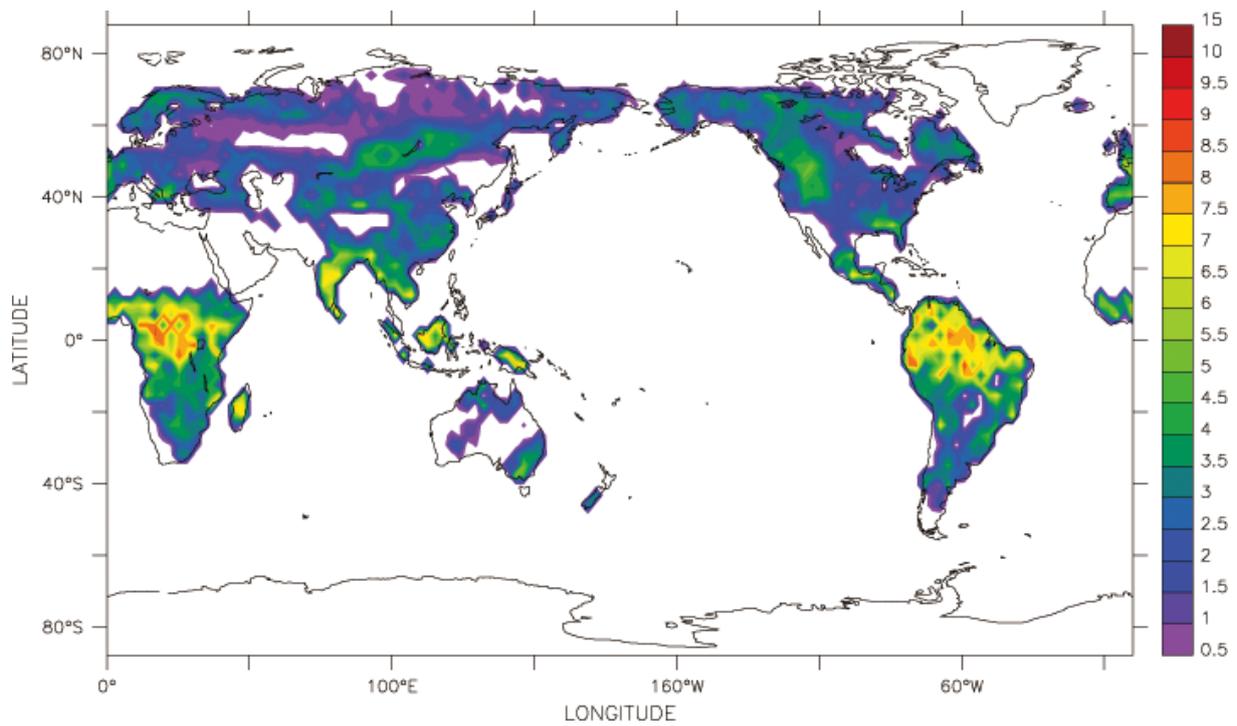


図1 AGCM + 動的全球植生モデル (SEIB-DGVM) 結合モデルによる
葉面積指数 (LAI) の再現 (オンラインスピナップ 100 年目・7月)

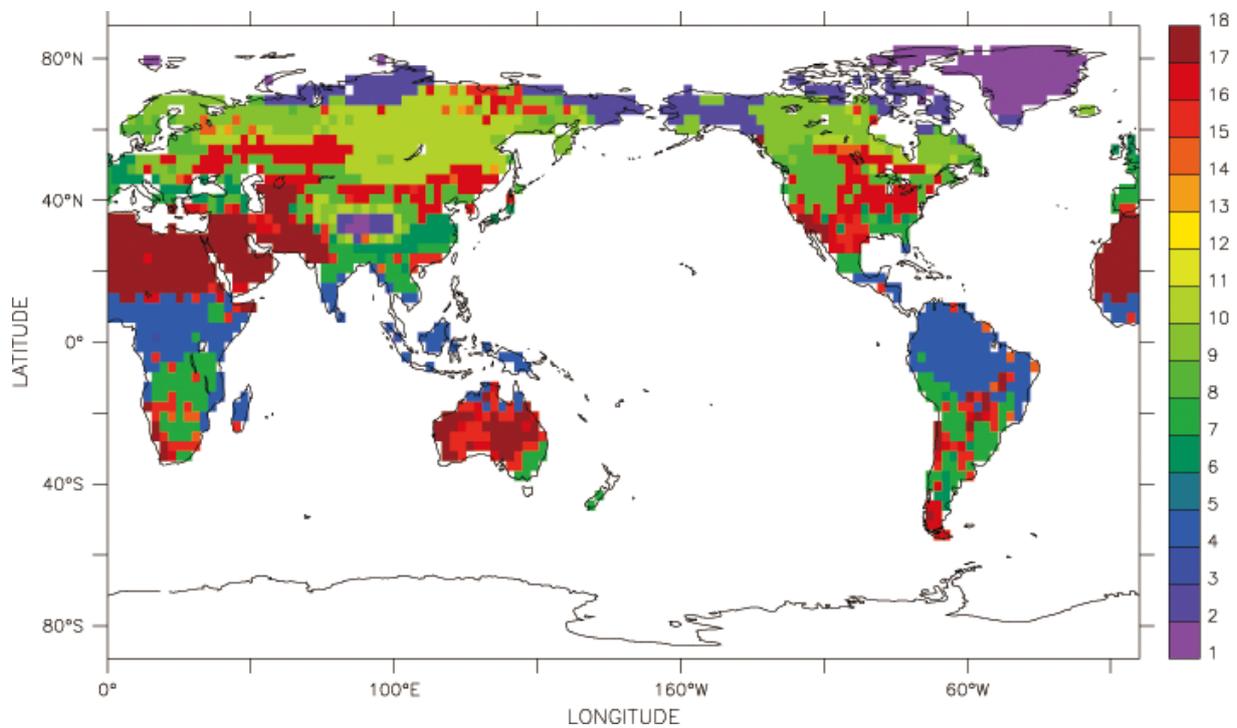


図2 AGCM + 動的全球植生モデル (SEIB-DGVM) 結合モデルによる
植生分布の再現 (オンラインスピナップ 100 年目)

凡例 (Biome code: biome type)

0: water body (白)	9: boreal evergreen forest / woodland
1: polar desert	10: boreal deciduous forest / woodland
2: arctic/alpine-tundra	11: short grass land
3: tropical rain forest (wet in any month)	12: tall grass land
4: tropical rain forest (seasonal cycle of water situation)	13: moist savannas
5: tropical deciduous forest	14: dry savannas
6: temperate conifer forest	15: xeric woodland / scrub
7: temperate broad-leaved evergreen forest	16: arid shrubland / steppe
8: temperate deciduous forest	17: desert

b. オフラインスピナップの改良

オンラインで計算するためには、植物や土壌の炭素プールに関する安定的な初期値を得る必要がある。しかしながら、陸域炭素蓄積をゼロから安定化させるのに、数千年かかることがわかっており、結合モデルのみを利用したスピナップは、計算資源が大量に必要なために、現実的ではない。そこで、本研究では、安定的な初期値をすばやく得るために、動的全球植生モデル (SEIB-DGVM) 単体による、いわゆるオフラインスピナップの導入を行った。

本年度は、昨年引き続き、オフラインスピナップ時のパラメータの改良を行った。その結果、植生分布などの各種変数について、妥当な全球分布を得ることができた。気候変動への強いフィードバックを持つと懸念される土壌炭素の動態は、滞留時間の異なる2つのボックスモデルを用いて、短期から長期にかけての気候応答を表現した。また、土壌炭素の分解速度を土壌温度ならびに土壌水分量の関数で表すことにより、広域的に妥当な土壌炭素のグラディエントを得ることができた (図3)。

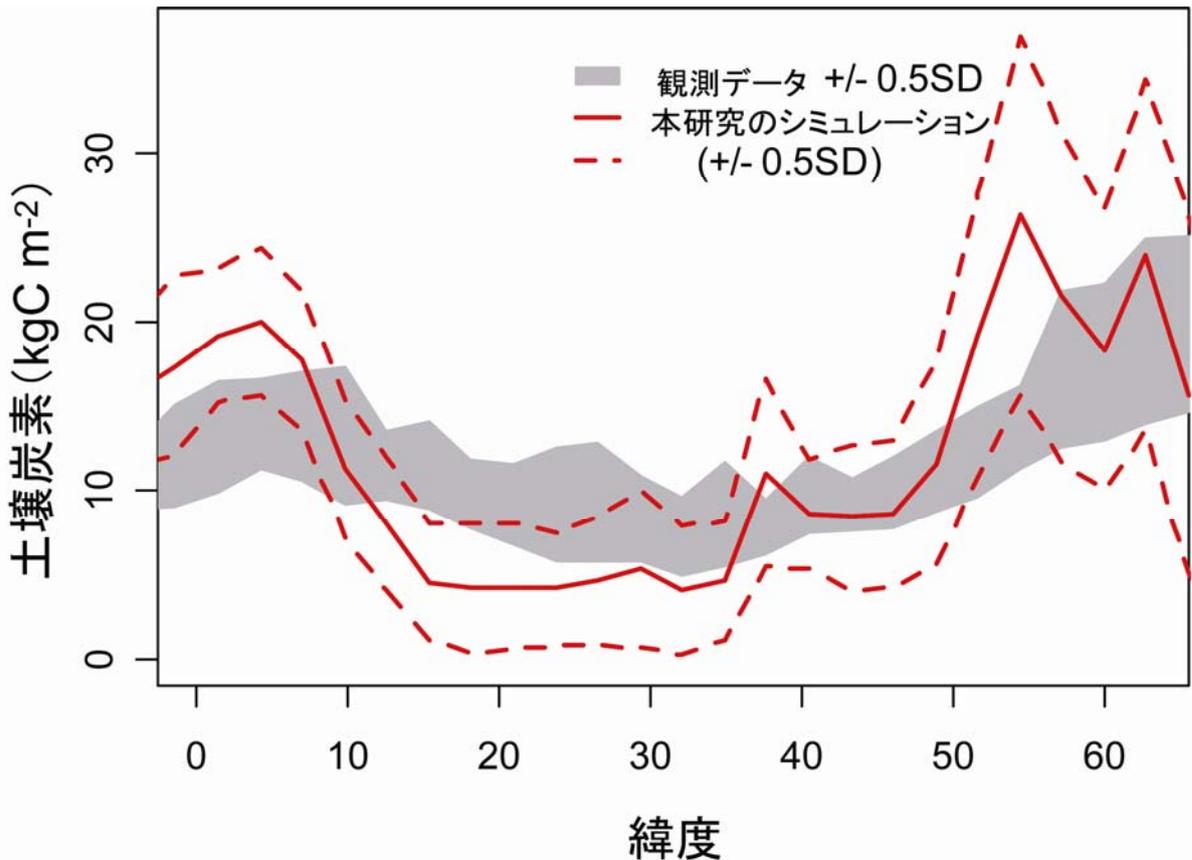


図3 「赤道から北極圏までの土壌炭素の蓄積パターン。灰色の帯は観測データ (FAO:Global Soil Data Task) ら作成。赤色の線は SEIB-DGVM によるシミュレーション (2000 年間のオフラインスピナップ)。」

本年度で、基本的なスピナップの手順を、ほぼ確立することができた。その手順とは、①オフラインスピナップを 2000 年間行う、②オンラインスピナップを 100 年程度行う。以上で、結合モデルでの安定した動作を、ほぼ確保することができるようになった。

今後、結合モデル部分に新たな変更が生じたり、他の結合モデルへの移植などで気候バイアスが生じた場合には、1-2 週間程度で、初期値を再度最適化することが可能であると考えられる。

c. SEIB-DGVM の MIROC ベースの気候-炭素循環結合モデルへの結合

大気海洋大循環モデルと陸域・海洋炭素循環モデルが結合された、気候-炭素循環結合モデルを開発した。これは、Yoshikawa et al. (2007)による、MIROC ベースの気候-炭素循環結合モデル (Yoshikawa 版 KISSME)に対して、SEIB-DGVM を導入したもので、陸域炭素循環を担当している Sim-CYCLE の部分を、SEIB-DGVM に置き換えることである。

本年度は、(1)-a での、AGCM 版の気候-陸域炭素循環結合モデルを参考にし、コードの変更と、実行のテストを行った。しかしながら、実行には多くの計算資源を必要とするために、今後は、しばらく(1)-a でのパラメータの調整やコードの固定が終わるのを待つ予定である。その後、オンラインスピナップを行い、いくつかのテーマにおいて実験を試みる予定である。

(2) 成果発表

参考文献

Sato H, A Ito, T Kohyama (2007) SEIB-DGVM: A New Dynamic Global Vegetation Model using a Spatially Explicit Individual-Based Approach, *Ecological Modelling* 200(3-4), 279-307.

Yoshikawa, C., Kawamiya, M., Kato, T., Yamanaka, Y., Matsuno, T., (2007) Geographical distribution of the feedback between future climate change and the carbon cycle. *J. Geophys. Res. Biogeosci.*, 113, G03002, doi:10.1029/2007JG000570.

発表

加藤知道. 生態系が決める CO₂ 循環の全球予測. 独立行政法人海洋研究開発機構「地球環境シリーズ」講演会(第 5 回)「地球環境研究の最前線～全球観測と予測モデルが切り拓く科学～」, 国連大学, 2008 年 8 月 4 日.

アウトリーチ

加藤知道. 植物による CO₂ の吸収と排出. コーナー「情報サプリメント」, CBC ラジオ 多田しげおの気分爽快～朝から P.O.N., 2008 年 9 月 30 日.

加藤知道. 植物の CO₂ 吸収. コーナー「今さら聞けない」, 朝日新聞日曜版「be」, 2008 年 9 月 14 日.

4.1.1.2. 二酸化炭素濃度安定化への排出量準逆計算

(1) はじめに

地球温暖化の影響を限定的なものにとどめるには、大気中の二酸化炭素濃度をあるレベルで安定化させる必要がある。その目標のために、人為起源の二酸化炭素放出がどれくらい許されるのか見積もることが求められる。ここで問題となるのは、二酸化炭素の放出量の内どれくらいが自然に吸収されるかの情報が必要なことである。大気中に残る二酸化炭素量は、人為起源の二酸化炭素排出量から自然吸収量を差し引いた量で決まるからである。現在は人為起源の二酸化炭素排出の半分ほどが自然界に吸収されると考えられているが、地球温暖化によりその量が減る可能性が高い[Denman *et al.*, 2007]。温度上昇にともない、陸上有機物が分解されたり、海洋の二酸化炭素溶解度が減ったりする効果があるためである（気候と炭素循環の正のフィードバック）。

そこで我々は、安定化シナリオに基づく二酸化炭素濃度を与えた地球システム統合モデルをほしらせることで、自然界による二酸化炭素吸収量を見積もり、ひいては人類による二酸化炭素排出許容量を見積もるための実験を行なった。

今年度は、昨年引き続き計算を進め、二酸化炭素濃度のシナリオを 3 例に増やし、シナリオによっては 2500 年まで計算をのばした。

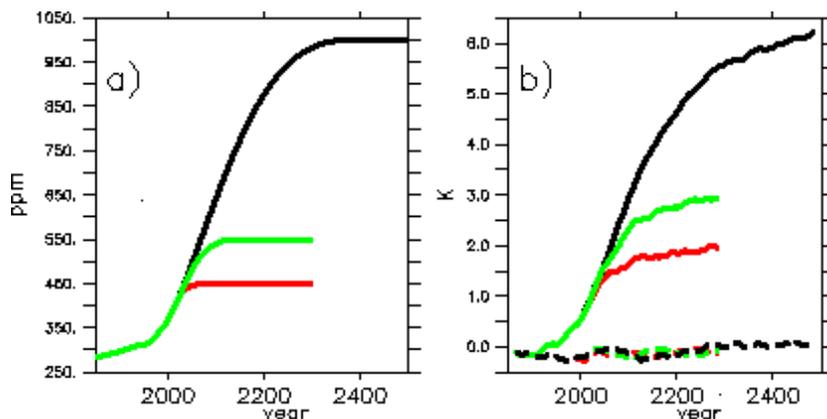


図1 (a) モデルに与えた二酸化炭素濃度(ppm)時系列。赤線：SP450。緑線：SP550。黒線：SP1000。
 (b) モデルで得られた全球表面気温の1850年を基準とした温度上昇(K)。色は図1aと同じ。
 実線は結合実験、破線は非結合実験。

(2) 手法

使用するモデルは、大気海洋結合大循環モデル MIROC をベースとした、人・自然・地球共生プロジェクト課題2開発の地球システム統合モデルである[Kawamiya *et al.*, 2005; Yoshikawa *et al.*, 2008]。海洋モデルでは、NPZD タイプの生態モデル[Oschlies, 2001]に OCMIP のプロトコルの炭素反応を組み込み、炭素循環を表現している。陸地の炭素循環モデルは Sim-CYCLE モデル[Ito and Oikawa, 2002]を採用している。本研究で用いる統合モデルは、世界の統合モデルの中でフィードバックの強さが中間である[Friedlingstein *et al.*, 2006; Yoshikawa *et al.*, 2008]。

用いた二酸化炭素安定化シナリオ(図1a)[Knutti *et al.*, 2005]は、SP450 (450ppm で安定)、SP550(同550ppm)と SP1000 (同1000ppm) の3種類である。統合モデルを用いて、これらの二酸化炭素濃度を大気を与え、1850年から2300年まで計算する。ただし、安定化の遅い SP1000 のケースでは2500年まで計算した。他の温暖化ガスや、エアロゾル、植生などは変化させない。気候-炭素循環フィードバックの影響を調べるために、上昇する二酸化炭素が放射バランスに影響を与え温暖化を起こす通常の実験(気候-炭素循環「結合実験」)、二酸化炭素濃度は上昇するが放射バランスには影響を与えない実験(「非結合実験」)の双方の設定で、3つのシナリオに対してそれぞれ計算を行った。

(3) 結果

自然の吸収量と許容排出量

図1bはモデルで得られた全球表面気温の1850年を基準とした温度上昇である。結合実験(実線)では温暖化が起こり、CO₂濃度が大きいほうが温暖化が大きい。CO₂濃度の安定化の後、温暖化はそのまま止まるのではなく、ゆっくりと続く。一方、非結合実験(破線)では設定の意図通り温暖化は起こらない。

モデルで計算される陸面と海面の炭素吸収量をしめしたのが図2aと図2bである。いずれの安定化シナリオでも、CO₂濃度が急速に増加している間は吸収量も上昇するが、濃度が安定に近づくにつれ、平衡に向かうために、吸収量が0に近づいていく。陸(図2a)に比べて、海洋(図2b)は平衡に達するのに時間がかかり、全吸収量を多く担うようになる。温暖化による影響のため、結合実験(実線)は、非結合実験(破線)に比べて、炭素吸収量が小さい。二酸化炭素の濃度が高いほうが温度の上昇が高いため、温暖化によるフィードバックの効果が大きい。陸では、温度上昇による有機物ストックの分解の効果のため、温暖化の影響が大きい。それに比べると海洋での影響は相対的に小さい。

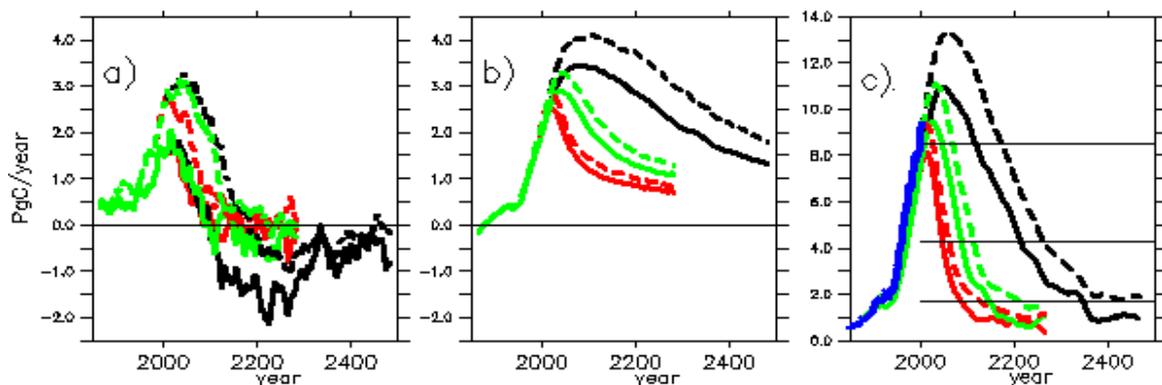


図2 モデルで計算された陸面での二酸化炭素吸収量(a)、海面での吸収量(b)、および逆算した許容排出量の時系列(c)。単位はいずれも PgC/year。色、実線・破線は図1と同じ。(c)の青線は観測されている排出量。図(c)での横線は2000-2005年の排出量を基準として上から100%、50%、20%に相当する。

与えられた CO₂ 濃度を実現するのに人類が排出可能な二酸化炭素の量は[大気中の二酸化炭素量の時間微分]+[海洋/陸面による二酸化炭素吸収量]だと考えられ、それを見積もったのが図 2c である。モデルの妥当性を検証するために 1850 年から 2005 年までの人為起源の二酸化炭素排出量の観測値（化石燃料[Marland et al., 2008]+土地利用[Houghton, 2008]）も、図 2c には加えた。モデル結果と観測はおおむね一致している。1990 年代で比べると観測が 7.9PgC/year であるのに対し、モデルが 6.6PgC/year と少ないが、IPCC AR4 の推定の幅(6.5-9.5PgC/year)には収まっている。本計算ではエアロゾルの変化の効果を入れておらず、それによって温度が高めになり自然の吸収量を過小評価することで[Jones et al., 2003]、許容排出量を少なめに見積もっているのかもしれない。

二酸化炭素濃度を安定化させる必要性と自然の吸収量が減る効果の双方が働き、21 世紀前半から人類が二酸化炭素を排出する余地は急速に減少する。温暖化によるフィードバックにより自然界の吸収が減少するために、人類による許容排出量も非結合ラン（破線）よりも結合 run（実線）のほうが量的にも小さく、削減開始時期も早まる。計算時間の範囲では海洋が二酸化炭素吸収源として残るので、二酸化炭素濃度上昇が 0 になった後も、許容排出量は 0 にはならない。それでも結合 run での許容排出量はいずれも 2000-2005 年平均 8.4PgC/year（観測では 8.7PgC/year）の 20% 以下まで減らさなければならない。

d. 陸面プロセス

陸面でどのようなプロセスで炭素の吸収がおこるかを見るため、図 3 に陸面の炭素量の時系列をしめす。まず非結合実験（破線）から見る。二酸化炭素濃度上昇による施肥効果により GPP が増加することにより、植生の炭素量は増加する（図 3a）。二酸化炭素濃度が安定すると、呼吸と litter fall が増加することで GPP に追いつき、植物の炭素量は安定化する（植物の炭素吸収は 0 になる）。一方、litter fall が増加することで土壌の炭素量が増え（図 3b）、やがて分解が増えることで土壌の炭素量は安定に近づく（土壌の炭素吸収は 0 に近づく）。興味深いのは SP1000 シナリオのケースで、高い二酸化炭素濃度ではむしろ GPP の効率は悪く（Ito and Oikawa [2002]の図 2c 参照）、植生の炭素量は（図 3a）は二酸化炭素の安定化（図 1a）よりずっと以前に安定化する。また litterfall も少なくなるため、土壌分解を下回り、再びバランスに近づくまで土壌の炭素量は減少に転ずる（図 2a の黒破線で見られるように、二酸化炭素が大気に排出される）。

次に結合実験を見る（実線）。温暖化によって GPP が増加するが、呼吸量も増加するために、植物においては、非結合実験とはあまり差がない。同じ理由によって、litterfall が結合・非結合実験であまり差がないのに対し、土壌の分解は温暖化によって増加するので、非結合に比べて減少

として土壌炭素量に違いが大きくあらわれる。しかも、二酸化炭素濃度安定化後も温度上昇が続くため、しだいに分解量が litterfall を上回り、土壌炭素量は減少に転じ、土壌炭素量が十分に減るまで安定化しない。これが二酸化炭素濃度が高い結合実験で陸面からの二酸化炭素が排出に転ずる (図 2a) 理由である。

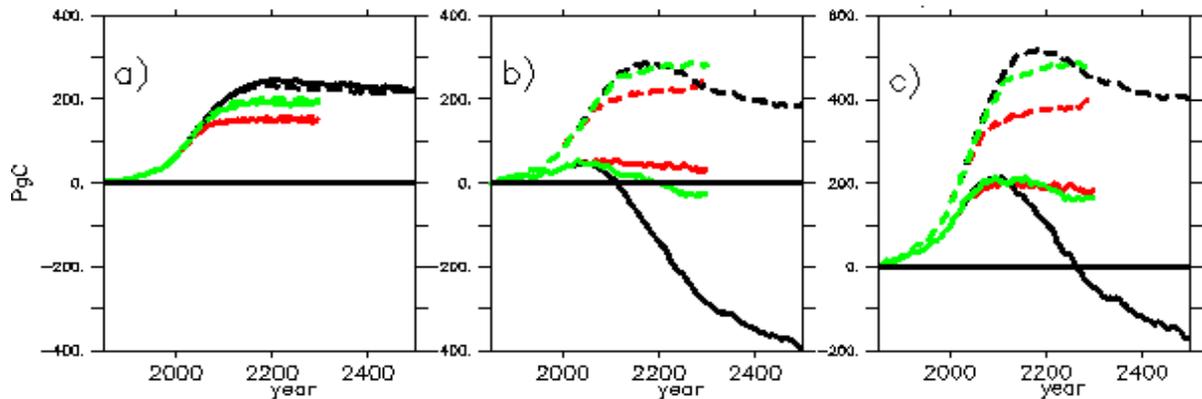


図3 陸上の炭素量の1850年を0とした時系列(PgC)。(a) 植物。(b) 土壌。(c) (a)と(b)の和。色、実線・破線は図1と同じ。

e. 海洋プロセス

海洋での二酸化炭素吸収プロセスを見るために、SP1000シナリオ (他のシナリオでも定量的に異なるが定性的には同じ) の海洋中の人為起源無機炭素量(TCO₂)の時系列を図4aにしめた。表層(0-250m、青線)だけとれば大気中の二酸化炭素が安定化するにつれて十分に飽和している。しかし、中層(250m-1500m、緑線)では飽和に近づいているところであり、深層(1500m以深)ではまだ十分に吸収の余地がある。このように二酸化炭素が長期にわたり吸収源であり続けるのに、海洋での TCO₂ の鉛直輸送プロセスが密接に関わっている。実際、二酸化炭素吸収量の多い大西洋を例に TCO₂ と鉛直循環を見たのが図4bである。TCO₂ の広がり、北大西洋の深層水の形成・南極底層水の形成・中緯度での subduction がよく対応している。

温暖化のフィードバックにより海洋中の TCO₂ 量は減少する。それは Yoshikawa et al [2008]で議論されているように温暖化で表層に溶けにくくなるばかりでなく、図4cにしめされるように循環が弱まることで、鉛直に運ばれる量が少なくなることも理由である。

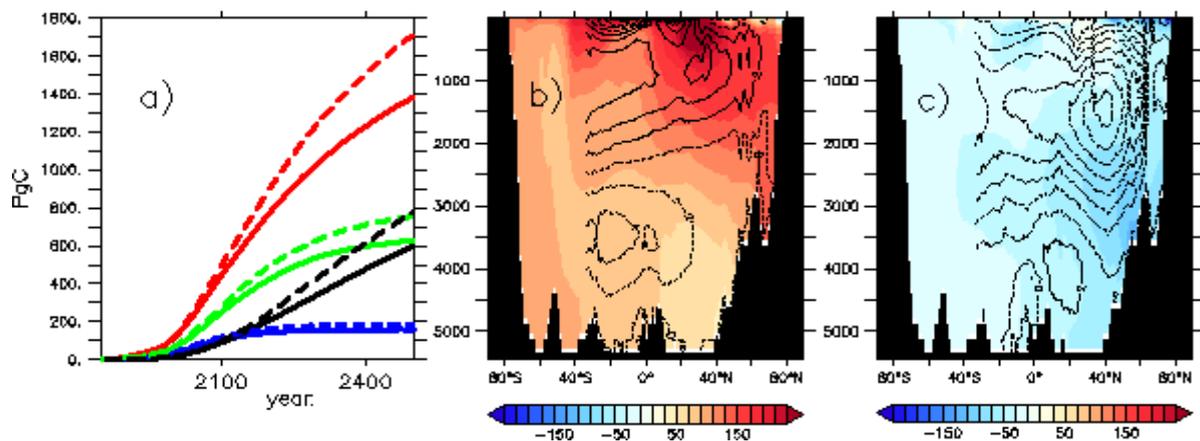


図4 (a) SP1000 シナリオの海洋中の人為起源無機炭素量(PgC)の時系列。青:表層(0-250m)。緑:中層(250-1500m)。黒:深層(1500m 以深)。赤:全層。実線は結合、破線は非結合実験。
 (b) カラーは SP1000 結合実験の 2490 年代の大西洋の東西平均人為起源無機炭素濃度 (mol/m³)の緯度・深さ断面。コンターは 1850 年から 2499 年までの平均子午面流量関数 (Sv。コンター間隔は 2 Sv)。
 (c) (b)と同じ量の結合実験と非結合実験の差。

(4) 参考文献

- Denman, K., et al. (2007), Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry. 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, edited, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Friedlingstein, P., et al. (2006), Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C⁴MIP model intercomparison, *J. Clim.*, 19(14), 3337-3353.
- Houghton, R. A. (2008), Carbon Flux to the Atmosphere from Land-Use Changes: 1850-2005. In *TRENDS: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- Ito, A., and T. Oikawa (2002), A simulation model of the carbon cycle in land ecosystems (Sim-CYCLE): a description based on dry-matter production theory and plot-scale validation, *Ecological Modelling*, 151(2), 143-176.
- Jones, C. D., et al. (2003), Strong carbon cycle feedbacks in a climate model with interactive CO₂ and sulphate aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, 30(9), 1479, doi:10.1029/2003gl016867.
- Kawamiya, M., et al. (2005), Development of an Integrated Earth System Model on the Earth Simulator, *Journal of the Earth Simulator*, 4, 18-30.
- Knutti, R., et al. (2005), Probabilistic climate change projections for CO₂ stabilization profiles, *Geophys. Res. Lett.*, 32(20), L20707, doi:10.1029/2005GL023294.
- Marland, G., et al. (2008), Global, Regional, and National Fossil Fuel CO₂ Emissions. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*, Department of Energy, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S., Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- Oschlies, A. (2001), Model-derived estimates of new production: New results point towards lower values, *Deep-Sea Research II*, 48, 2173-2197.
- Yoshikawa, C., et al. (2008), Geographical distribution of the feedback between future climate change and the carbon cycle, *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 113(G3), G03002, doi:10.1029/2007jg000570.

4.1.1.3. 物理気候過程改良

(1) 研究成果

研究成果本年は、近未来予測課題との連携のもと、IPCC 第5次評価報告書にて実施が求められるであろう地球温暖化予測実験に向けて、昨年度より新しく開発を進めてきた大気大循環モデル向け物理過程パラメタリゼーションの MIROC への導入と統合を行った。年度前半には、詳細化されたエアロゾル輸送モデルや新しい物理過程パラメタリゼーション同士を結合した際に現れる様々な問題点の洗い出しと対策を行い、各種のチューニング・パラメーターに対する日々の気象や気候場の応答に関する調査を行った。後半には、上記の大気大循環モデル、一般化直交座標系や複数カテゴリー海氷を含む新しい海洋・海氷モデル、改良された湖沼・河川・陸面物理過程モデルの三者を結合して、新バージョンである MIROC4.2 をコーディング・レベルで完成させた。現在は来年度から始まる IPCC 本番実験に向けて、従来のモデルよりも良い気候再現性を得るべくパラメーター調整を行っている。各々のモデル開発・改良の詳細に関しては、近未来予測課題の報告を参照されたい。

大気の物理気候過程の再現性において、物理過程パラメタリゼーションと並んで大きなインパクトを持つのがモデルの空間解像度である。空間解像度を上げれば多くの場合気候再現性は向上する傾向にあるが、その場合に発生する新たなチューニング・パラメーターの調整の手間や、計算機コストの増大を常に考慮する必要がある。とくに、新しい物理過程パラメタリゼーションと詳細化されたエアロゾル輸送モデルを含む MIROC4.2 は、従来の MIROC3.2 に比べて 2-3 倍の計算機コストを必要とするうえ、パラメーター調整に関しても未知の部分が多く残しているため、IPCC 本番実験の実施までの限られた期間に安易に解像度を変更することは危険を伴う。そこで、地球システム統合モデルとしては、従来のままの解像度：水平 T42+鉛直 L80 を、すべての実験において用いる予定で準備を進めていくことにした。一方、連携課題である近未来予測課題で用いる解像度として、水平 T42・T85・T213、鉛直 L40・L56 の組み合わせを準備し、その中で、T42L40/L56 および T85L40/L56 の稼働試験と計算機コストの評価を担当した。

図1は、MIROC3.2 と MIROC4.2 の鉛直座標系を比較したものである。IPCC 第4次評価報告書の実験に用いた MIROC3.2 では、鉛直解像度の粗い L20c (黒) と、対流圏界面付近の鉛直解像度を特に細かくした L56c (青) の二つを用いて、T42L20 と T106L56 の二つの解像度のモデルを用いた。MIROC4.2 向けに新たに作成した L40h と L56h の特徴を以下に述べる。

L56h (水色) は、従来の L56c (青) に比べて、境界層内の鉛直解像度を強化してある。これは、新規に導入された境界層スキームおよび積雲スキームの性能が境界層の鉛直解像度に大きく左右される可能性があるためである。同じ鉛直層数(56層)で境界層内に多くの層を配置するために、対流圏界面付近の鉛直解像度は従来のものよりも低くした。また、成層圏 20-40 km の鉛直解像度を従来に比べて上げてあるのは、成層圏の気候再現性が対流圏の気象・気候の予測性能に影響を及ぼすとの考えから、近年他国のモデルも成層圏を重視するようになってきたためである。L56c は高度約 30 km までを解析対象としていたが、L56h では約 45km までを解析対象にできる。

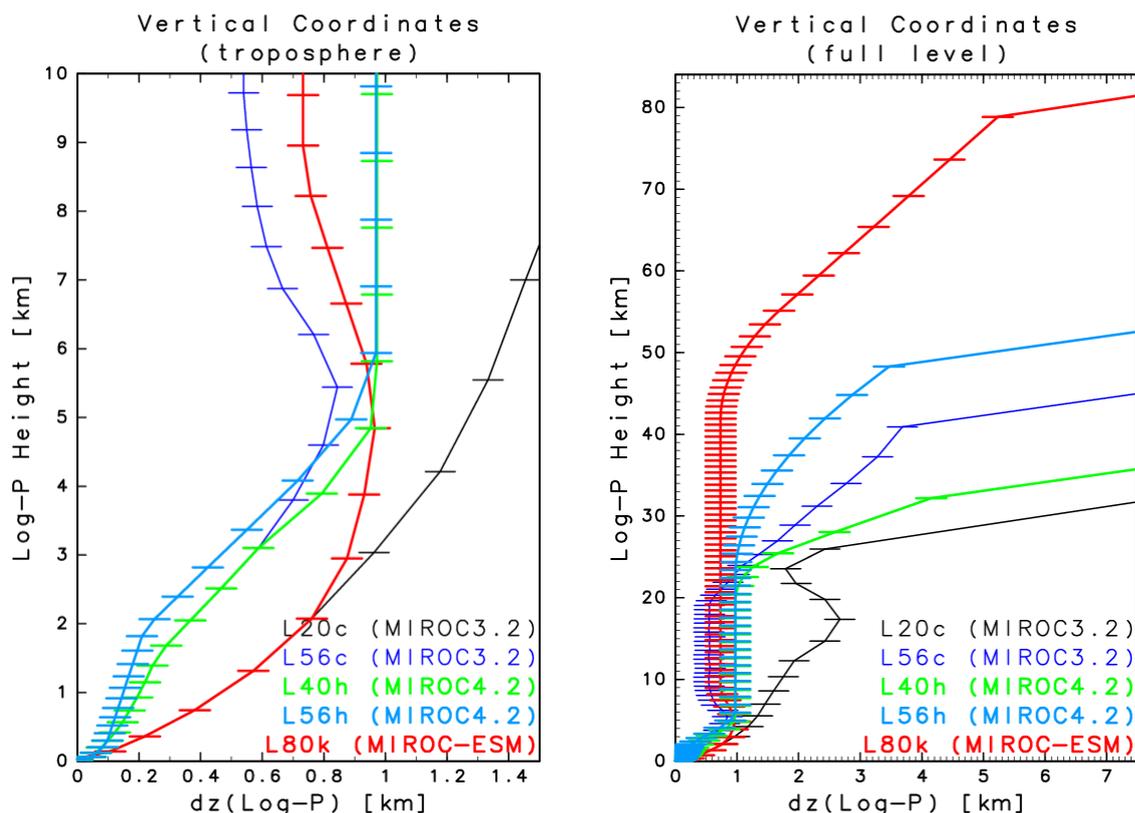


図1 モデルの鉛直座標系。黒線と青線は従来のMIROC3.2のもの。赤線は地球システム統合モデル。左図は、右図の下層を拡大したもの。

L40h (緑) は、従来のL20c (黒) の弱点であった境界層および対流圏界面付近における鉛直解像度の不足を克服し、なおかつ新しく用意したL56h (水色) に比べて計算時間の短縮を可能とすることを目標に設計を行った。前述のように境界層内の鉛直解像度が重要視されているため、対流圏下層の層配置に関しては、従来のL56c (青) と同様に高くしてある。一方、層数を減らすとともに、強風によるタイムステップの短縮を避けるために、成層圏は思い切って省略し、対流圏の中層から成層圏にかけては、対流圏化学結合モデルであるCHASERで使われている鉛直座標系と一致させることにした。L40hの場合、解析できる高度は約25 kmまでとなる。

数年前に地球システム統合モデルの鉛直座標系(L80:赤)を設計した時点では、対流圏の層配置はMIROC3.2のL20c(黒)に基づいていた。従って、地球システム統合モデルはIPCC第5次評価報告書向けのモデルの中では、とくに境界層内の鉛直解像度が粗いモデルになってしまう。このことがどれほどのデメリットになるかに関しては、近未来予測課題のT42L40/L56の実験結果と比較参照して調査し、その結果によっては再設計する必要が生じるかも知れない。今後とも近未来予測課題との間に緊密な連携が必要とされる。

本サブテーマでは地球システム統合モデルの開発・改良と並行して、高解像度大気大循環モデルの開発・改良と、それを用いた研究を行っている。昨年度に投稿した高解像度大気大循環モデルの総合的なパフォーマンスと大気内部重力波に関する論文(Watanabe et al., 2008a)がJ. Geophys. Res.誌でEditor's Highlightに選ばれたのをはじめ、地球システム統合モデルの成層圏物理過程の改良に関する論文(Watanabe et al., 2008b)がJ. Earth Simulator誌、高解像度モデルの成層圏子午面循環について調べた論文(Tomikawa et al., 2008)がJ. Geophys. Res.誌、地球システム統合モデルで用いられている重力波抵抗パラメタリゼーションのソース・スペクトルの導出に関する論文(Watanabe, 2008)がSOLA誌にそれぞれ掲載された。さらに、高解像度大気大循環モデルの中間圏・下部熱圏の大気潮汐波と大気内部重力波の相互作用に関して調べた論文(Watanabe and Miyahara)、南極冬季

の力学に重要な4日波の性質を調べた論文(Watanabe et al.)をいずれも J. Geophys. Res. 誌に投稿中である。これらの成果は、成層圏・中間圏の研究分野の発展に役立つだけでなく、地球システム統合モデルの改良にも大きくフィードバックされるものである。

図2の矢印は、Tomikawa et al.(2008)で示された1月の成層圏・中間圏高度30-60kmの、低緯度の子午面循環の様子を表す。この領域では夏半球から冬半球に向かう循環があることが古くから知られていたが、その通り道が高度50-55 km(1-0.4 hPa)付近にあることや、図の色で示される大気波動の散逸に伴う強制や、図の等値線で示される絶対角運動量の分布が複雑な循環場の構造を形成する要因であることが、高解像度大気大循環モデルの結果解析を通じて初めて定量的に示された。今後はこうした子午面循環の実態が、地球システム統合モデルでも正しく再現できているか、そして様々な化学物質の輸送や分布にどのようなインパクトを持ち得るかについて、調べていく必要がある。

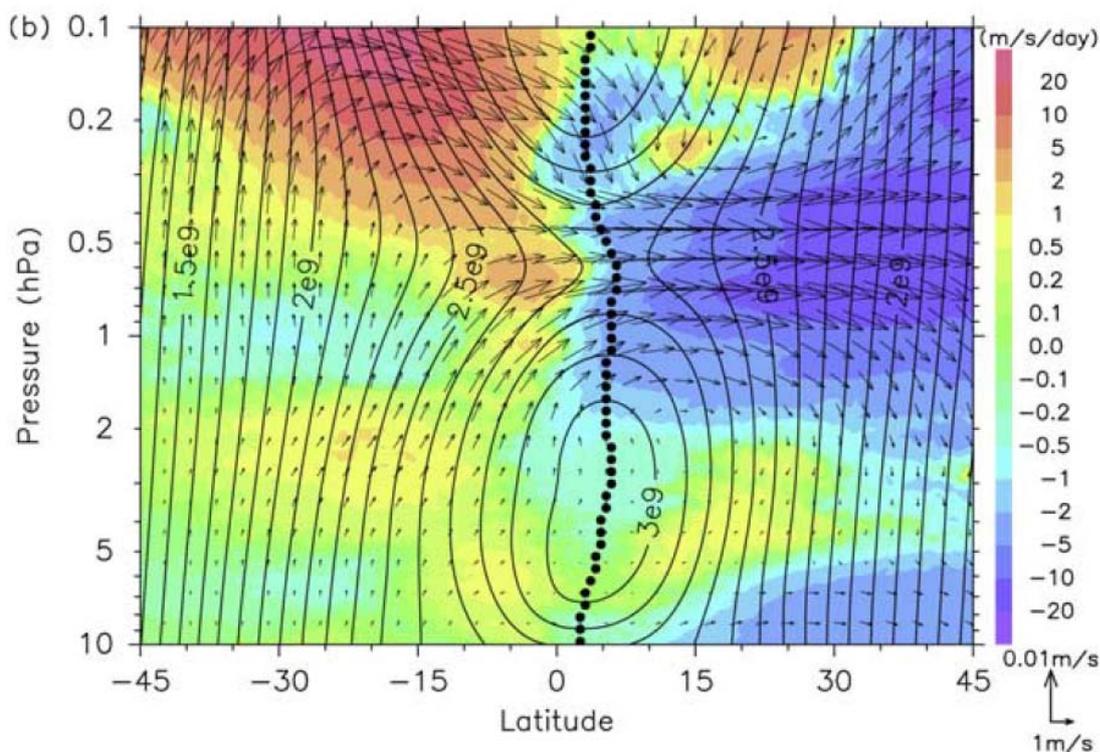


図2 高解像度大気大循環モデルの1月の残差平均子午面循環 (Tomikawa et al., 2008)

(2) 参考文献

査読あり、掲載済み。

Tomikawa, Y., K. Sato, S. Watanabe, Y. Kawatani, K. Miyazaki, and M. Takahashi (2008), Wintertime temperature maximum at the subtropical stratopause in a T213L256 GCM, *J. Geophys. Res.*, *113*, D17117, doi:10.1029/2008JD009786.

Watanabe, S. (2008), Constraints on a non-orographic gravity wave drag parameterization using a gravity wave resolving general circulation model, *Sci. Online Lett. Atmos.*, *4*, 061–064, doi:10.2151/sola.2008-016.

Watanabe, S., Y. Kawatani, Y. Tomikawa, K. Miyazaki, M. Takahashi and K. Sato (2008a), General aspects of a T213L256 middle atmosphere general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *113*, D12110, doi:10.1029/2008JD010026 (Editor's Highlight).

Watanabe, S., H. Miura, M. Sekiguchi, T. Nagashima, K. Sudo, S. Emori and M. Kawamiya (2008b), Development of an atmospheric general circulation model for integrated Earth system modeling on the Earth Simulator, *J. Earth Simulator*, *9*, 27–35.

以下、査読あり。投稿中。

Watanabe, S., and S. Miyahara, The Modulation of the Migrating Diurnal Tide due to Gravity Waves Simulated by the Japanese Atmospheric General Circulation Model for Upper Atmosphere Research (JAGUAR), *submitted to J. Geophys. Res.*

Watanabe, S., Y. Tomikawa, K. Sato, Y. Kawatani, K. Miyazaki, and M. Takahashi, The Eastward 4-day Wave in the Antarctic Winter Mesosphere Simulated by a Gravity Wave Resolving General Circulation Model, *submitted to J. Geophys. Res.*

4.1.1.4. 地球システム統合モデルによる長期気候変化実験に向けた準備状況

地球システム統合モデルを用いて、過去の気候変化再現実験および将来の気候変化予測実験を実施する際に、外部境界条件として必要となるさまざまな気候変動要因データの整備、およびそれら気候変動要因の影響を開発中の地球システム統合モデルに取り込むためのコード改変を行っている。本年度は、次期 IPCC 報告書（第 5 次評価報告書：AR5）作成に向けた、第 5 次結合モデル相互比較プロジェクト（Phase 5 of the Coupled Model Intercomparison Project: CMIP5）の詳細が明らかになってきたため、その具体的な内容について調査するとともに、人為起源の気候変動要因に関する一部データの整備方針について検討した。また、前年度に引き続き、過去における自然起源の気候変動要因に関する情報収集、外部境界条件データの整備、および、新規開発中のモデルにおける自然起源の気候変動要因の影響の取り扱い方に関する感度実験も実施した。以下では、具体的な進捗状況を報告する。

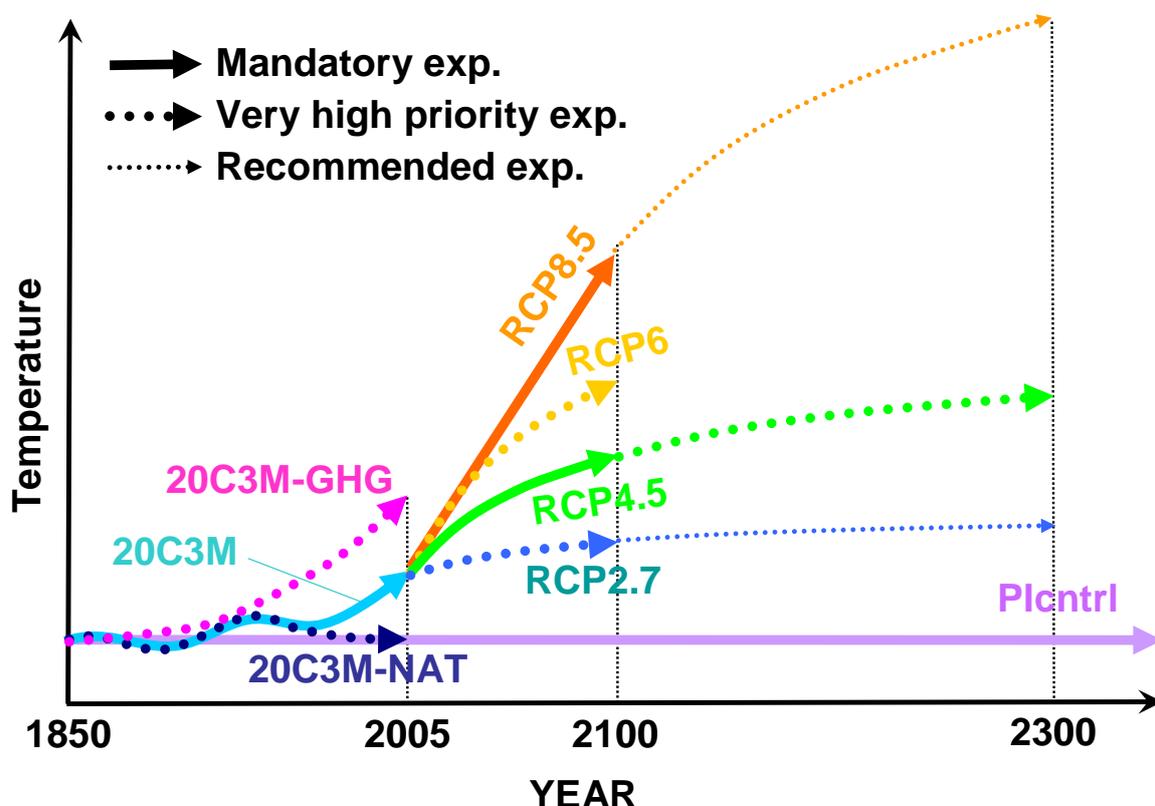


図 1 IPCC の第 5 次評価報告書 (AR5) に向けた第 5 次結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP5) において実施される予定である、過去の気候変化再現および将来の気候変化予測実験の概要図。太実線、太点線、細点線はそれぞれ、必須となる実験、その次に優先度の高い実験、推奨実験を示す。P1ctrl は産業革命前の気候条件によるコントロール実験、20C3M は 20 世紀気候再現実験、20C3M-NAT は自然起源の気候変動要因のみを考慮した 20 世紀実験、20C3M-GHG は温室効果ガスのみを考慮した 20 世紀実験、RCP8.5 は、SRES (Special Report on Emissions Scenarios) に替わる新シナリオである RCP (Representative Concentrations Pathways) において、産業革命前から 2100 年までの放射強制力が 8.5W/m^2 に達するシナリオに沿った実験、RCP6、RCP4.5、RCP2.7 は、産業革命前からの放射強制力が 2100 年以降にそれぞれ、 6W/m^2 、 4.5W/m^2 、 2.7W/m^2 で安定化するシナリオに沿った実験を示す。

(1) 第5次結合モデル相互比較プロジェクトにおける数値実験

AR5 に向けた CMIP5 において実施する数値実験リストについては、2008 年 9 月下旬に開催された、結合モデル開発作業部会 (Working Group on Coupled Modelling: WGCM) の第 12 回会合において議論された。それと前後するように、関係する世界中の気候モデル研究者に対して、その草案が送付されている。図 1 は、草案を元に、AR5 に向けて CMIP5 で要求されている数値実験のうち、過去の気候変化再現および将来の気候変化予測に関する実験をまとめたものである。過去については、AR4 と同様に、20 世紀を含む百数十年程度の気候変化再現実験を行うことが義務付けられている。また、必須ではないものの、優先度が非常に高い実験として、自然起源の気候変動要因のみを考慮した 20 世紀実験や、温室効果ガスの変化のみを考慮した 20 世紀実験も提案されており、20 世紀における気候変化シグナルの検出とその原因特定に関する研究に配慮した形となっている。一方で、将来に関しては、AR4 および TAR で採用していた SRES (Special Report on Emissions Scenarios) シナリオが古くなってきたこともあり、Representative Concentrations Pathways (RCP) という新たなシナリオが用いられることになっている。RCP では、産業革命前を基準とした放射強制力が 2100 年以降に 2.7W/m^2 、 4.5W/m^2 、 6W/m^2 で安定化する 3 シナリオ、および 8.5W/m^2 に達する (必ずしも安定化しない) シナリオ、の計 4 シナリオが作成され、温室効果ガスや対流圏エアロゾル、オゾン前駆物質などの排出量が提供されることになっている。なお、温室効果ガスの大気中濃度については、簡単な炭素循環モデルにより推計されたデータが提供される予定である。また、エアロゾルとオゾン関連物質 (O_3 , H_2O_2 , OH) の大気中濃度については、化学輸送モデルなどを用いて 3 次元データを提供する動きもあるが、基本的には各モデリングセンターに対応が任されている。本研究課題では、究極的には、大気化学をも結合した地球システム統合モデルを用いた過去の気候変化再現および将来の気候変化予測実験を実施する予定であるが、図 1 に示したすべての実験を実施することは非常に難しいため、一部の実験については、大気化学過程をオフラインにしたモデルで実施することになると思われる。その際には、オゾン等の大気中濃度データを事前に用意しておく必要があり、現段階では、既存の化学気候モデルを用いたタイムスライス実験を行うことにより、1850 年から 2100 年までのオゾン等の大気中濃度データを、少なくとも 10 年おきに整備しておくことを検討している。いずれにしても、本原稿執筆段階では、まだ排出量のデータが提供されていないため、具体的に各シナリオに対応した気候変動要因のデータを整備するまでには至っていないが、今年度中には何らかの情報が提供される見込みとなっており、部分的にでもデータが提供された場合には、可及的速やかにデータ整備を行う予定である。

(2) 火山性の成層圏エアロゾルによる気候変化の有効半径依存性

大規模な火山噴火に伴う火山性の成層圏エアロゾルの長期変化に関しては、Sato et al. (1993) による光学的厚さのデータが有名であり、IPCC AR4 に貢献した MIROC でもこのデータの更新版を採用していた (Nozawa et al., 2007)。一方で、Sato et al. (1993) では、火山性エアロゾルの有効半径に関するデータも存在しているが、従来の実験では用いられておらず、エアロゾルの放射パラメータとして設定可能な最小値である $0.243\mu\text{m}$ に固定されたままであった。AR4 対応の一環として実施した 20 世紀気候再現実験においては、火山噴火に対する気候応答が全体的に過大評価となっている (すなわち、噴火に伴う気温低下が大き過ぎる) 可能性が懸念されており、火山性エアロゾルの有効半径の設定が不適切であった可能性も否定できない。以上のようなことから、ここでは、MIROC 中解像度版を用いて、複数の有効半径の値に対して Yokohata et al. (2005) と同様のピナツボ噴火実験を行い、火山性エアロゾルの有効半径をパラメータとした感度実験を行った。異なる有効半径を与えた場合に、ピナツボ火山噴火に伴う気温偏差がどのように変化するかを調

べた。なお、Yokohata et al. (2005)とは異なり、火山性エアロゾルの光学的厚さの鉛直分布を考慮している。一連の実験結果から、火山性エアロゾルの有効半径が大きくなると、火山噴火に伴う気温偏差が小さくなることが確認された(図2参照)。火山性エアロゾルの有効半径を設定可能な最大値(0.809 μm)まで大きくした場合、火山噴火に伴う(ピーク時の)気温偏差は、高度30hPaでは最小値を設定した場合の1~2割程度でしかなかった。一方で、対流圏界面~下部成層圏では約5割程度と、それほど大きな差は見られなかった。また、観測された気温変化と比較した場合、火山性エアロゾルの有効半径が小さい方が、再現性が高いことも確認された。さらに、より現実的な設定条件として、Sato et al. (1993)による火山性エアロゾルの有効半径の時間変化に関するデータを活用し、モデル中でも有効半径を時間変化させる実験も行った(図2中のオレンジ色の破線)。この実験で得られた気温偏差は、予想に反して、有効半径を設定可能な最大値に固定した場合とほぼ同じ結果を示し、観測された気温偏差の再現性も悪かった。火山性エアロゾルの有効半径は噴火直後に大きく、徐々に小さくなっていくが、それに伴って光学的厚さも急速に小さくなっていくため、噴火直後の情報でその後の気温変化がほぼ決まってしまう可能性が高い。一方で、Sato et al. (1993)により提供されている火山性エアロゾルの有効半径のデータは、火山性エアロゾルの有効半径の鉛直分布までは考慮されておらず、どの高度においても同一の有効半径となっている。現実には、噴火直後であっても、下層のエアロゾルの粒径は大きく、上層に行くほど粒径が小さいことが予想されるため、何らかの方法で、火山性エアロゾルの有効半径の鉛直分布についても考慮する必要があるかも知れない。今後は、地球システム統合モデルに火山性エアロゾルの気候影響を取り込むべく、ソースコードの改変を行うとともに、火山性エアロゾルの有効半径に関するデータの採否について、検討を進める。

(3) 参考文献

- Nozawa, T., T. Nagashima, T. Ogura, T. Yokohata, N. Okada, and H. Shiogama, 2007: Climate change simulations with a coupled ocean-atmosphere GCM called the Model for Interdisciplinary Research on Climate: MIROC, CGER's Supercomputer Monograph Report, 12, CGER-REPORT, CGER/NIES, Tsukuba, pp. 80+.
- Sato, M., J. E. Hansen, M. P. McCormick and J. B. Pollack, 1993: Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990, *J. Geophys. Res.*, 98(D12), 22987-22994.
- Yokohata, T., S. Emori, T. Nozawa, Y. Tsushima, T. Ogura, and M. Kimoto, 2005: Climate response to volcanic forcing: Validation of climate sensitivity of a coupled atmosphere-ocean general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21710.

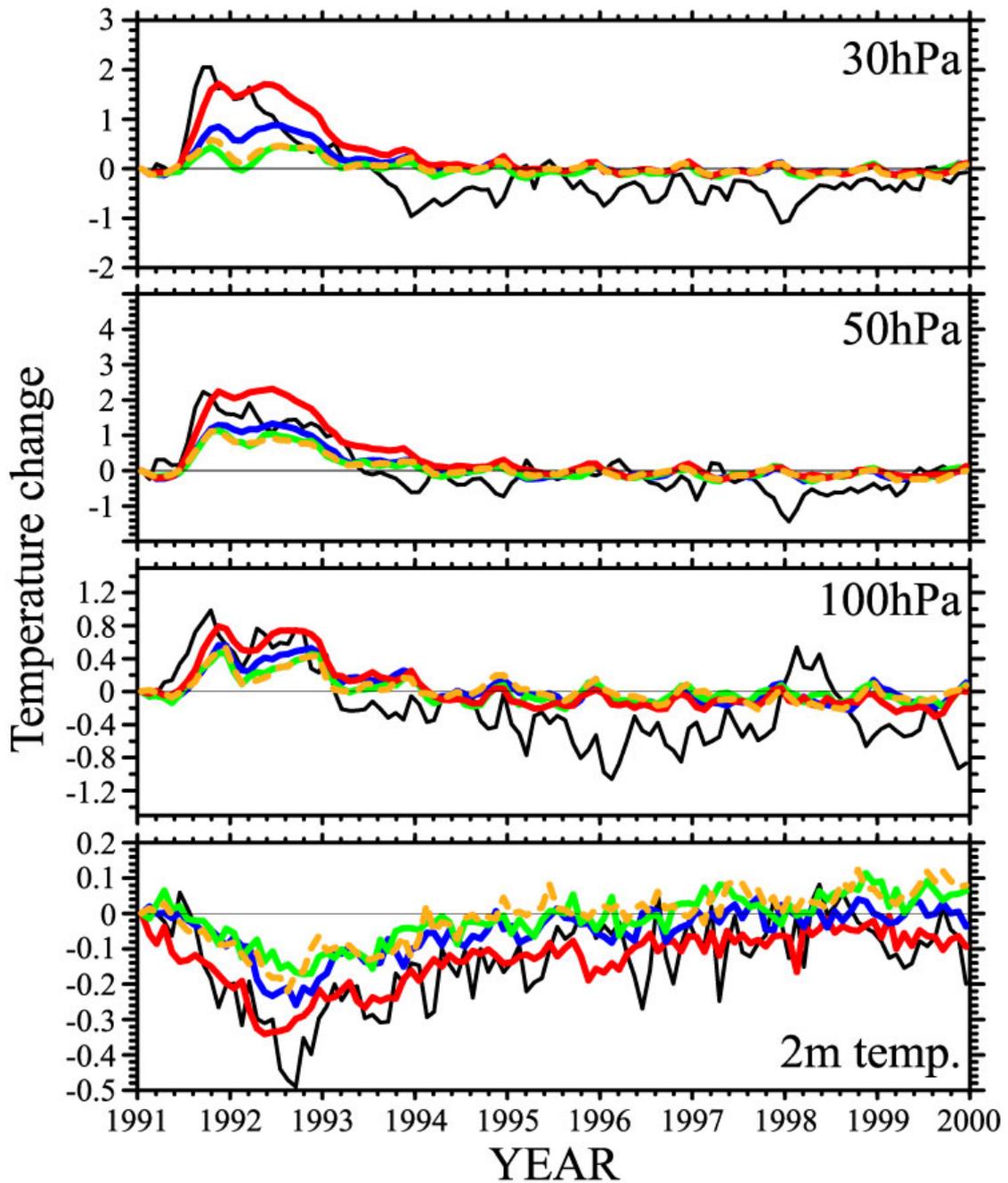


図2 ピナツボ噴火に伴う気温偏差の経年変化。上段からそれぞれ、30hPa、50hPa、100hPa、地上2mにおける気温の1980年代の平均値からの偏差を示す。赤実線、青実線、緑実線は、ピナツボ噴火実験において成層圏エアロゾルの有効半径をそれぞれ $0.243\mu\text{m}$ 、 $0.361\mu\text{m}$ 、 $0.809\mu\text{m}$ に設定した場合の結果を示す。また、オレンジ色の点線は、成層圏エアロゾルの有効半径をSato et al. (1993) のデータにしたがって時間変化させた場合の実験結果を示す。いずれも、5例の初期値アンサンブル実験の平均値を示す。黒線は観測値 (ERA40)。

4.1.2. モデル相互比較による温暖化予測不確実性の評価研究

課題代表者：荒川 隆（財団法人高度情報科学技術研究機構）

課題「モデル相互比較による温暖化予測不確実性の評価研究」の目標は、不確実性の評価に資するためのソフトウェアプラットフォームとしてカップラーを作成し地球システムモデルに適用することである。平成20年度は、カップラーの第一バージョンを完成し、地球システムモデルに適用、地球シミュレータで実行試験を行った。

4.1.2.1. カップラーの作成

昨年度作成したプロトタイプカップラーに対して以下の修正を行った。

(1) グリッドモジュールの修正

グリッドモジュールは各要素モデルにおけるグリッド相互の対応関係を保持、計算するモジュールである。プロトタイプ作成時点では、このモジュールが3次元のグリッド位置情報（緯度・経度・高度）を保持し、位置情報から相互の対応関係を計算していた。しかし、MIROC および JMA/MRI モデルは、グリッド相互の対応関係を別プログラムで計算し、その結果をモデル起動時に読み込むようになっている。この方法はグリッドの位置が動的に変化するようなモデルには適用できないが、一般に位置関係の計算は負荷が高く、グリッド位が時間変化するようなモデルを結合計算に組み込むことは現実的ではないと考えられる。従って、カップラーのグリッドモジュールでは計算済みの対応関係情報だけを保持するように変更した。またこの情報は MIROC および JMA/MRI モデルともに水平面 (I,J) を縮退した1次元配列で扱われているためグリッドモジュール内部でも1次元配列を用いるように修正した。修正前後のデータ保持用構造体の定義を図1に示す。修正前（左図）は、構造体 `grid_type` でグリッドポイントの数と位置を保持し、更に構造体 `target_grid_type` 内で、データを一時保管する2次元配列 (`real2d`, `double2d`) を用いていた。一方修正後（右図）は、グリッドポイントの位置を保持する構造体は削除され、グリッドポイントの対応関係 (`data_point`, `data_index`) のみを保持するようになっている。またデータの一時保管変数 (`data_buffer`) は1次元配列へと変更された。

<pre> type grid_type integer :: nx, ny, nz integer :: is, ie, js, je, ks, ke integer :: num_of_neighbors integer, pointer, dimension(:) :: neighbors real, pointer, dimension(:, :, :) :: x,y,z real*4, pointer :: real2d(:, :, :) real*4, pointer :: real3d(:, :, :, :) real*8, pointer :: double2d(:, :, :) real*8, pointer :: double3d(:, :, :, :) end type type local_area_type integer :: is, ie, js, je integer :: pe_num end type type target_grid_type type(local_area_type), pointer :: local_area(:) integer :: is, ie, js, je real(kind=4), pointer :: real2d(:, :, :) real(kind=8), pointer :: double2d(:, :, :) end type </pre>	<pre> type single_pe_array_type integer :: pe_num integer :: s_point, e_point end type type pe_array_type integer :: num_of_pe integer :: num_of_point integer :: num_of_data ! number of send, recv data type(single_pe_array_type), pointer :: pa(:) integer, pointer :: data_point(:) integer, pointer :: data_index(:) real(kind=8), pointer :: data_buffer(:) ! num_of_point x num_of_data end type </pre>
--	--

図1 データ保持用構造体（左図：修正前、右図：修正後）

(2) インターフェースモジュールの修正

前項で述べたように、カップラーはグリッド位置ではなくグリッド間の相互関係を管理するように変更したため、インターフェースモジュールにおいて、グリッド間の相互関係をカップラーに与えるためのインターフェースサブルーチンを作成した。サブルーチンの定義部分を図2に示す。引数 `send_model_name`, `recv_model_name` は送信、受信モデルの名称、`send_grid` は送信モデルのグリッドインデックス、`recv_grid` は送信モデルのグリッドインデックスに対応する受信モデルのグリッドインデックスである。引数 `send_grid`, `recv_grid` は `optional` 属性となっており、送信側モデルもしくは受信側モデルのどちらか一方が与えればよい。

<pre> subroutine jcup_SetMappingTable_1d(send_model_name, recv_model_name, send_grid, recv_grid) implicit none character(len=*) , intent(IN) :: send_model_name character(len=*) , intent(IN) :: recv_model_name integer, intent(IN), optional :: send_grid(:), recv_grid(:) </pre>

図2 グリッド位置関係設定サブルーチン

4.1.2.2. MIROC における大気・海洋モデルの結合

(1) 大気モデル、海洋モデル用結合インターフェースサブルーチン群の作成

カップラーを用いるにはインターフェースモジュールで定義されたサブルーチン群（インターフェースサブルーチン）をコールすればよい。しかし、カップラー自体開発途上であり、インターフェースサブルーチンの仕様も変わる可能性が高いため、MIROC のコードから直接インターフェースサブルーチンをコールするのはメンテナンス性・可搬性を損なう懸念がある。従って、図 3 に示すように、AGCM と OGCM 用に中間サブルーチン群を作成し、モデル本体はこれらのサブルーチンをコールするようにした。このサブルーチン群はカップラー本体とは異なり、module を使用せずコードの記述形式も MIROC の記述形式に準拠している。また MIROC の include ファイルをインクルードしており、MIROC で用いられているグローバル変数を直接参照できるようになっている。

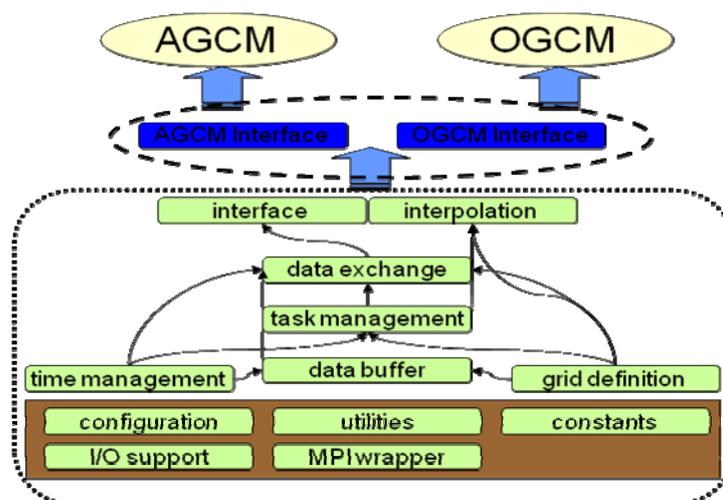


図 3 結合プログラムの構造
点線：カップラー
破線：インターフェース

(2) MIROC のプログラム修正

MIROC のプログラムを修正し、前項で述べた AGCM, OGCM の中間サブルーチン群をコールするようにした。修正したファイルは GCMmainA.F, GCMmainO.F, eatoo.F, mdatrA.F, mdatrO.F, mdtxchO.F の 6 つである。このうち、GCMmainA.F, GCMmainO.F はカップラーの初期化、終了ルーチンをコールしており、残り 4 ファイルでグリッドの設定、補間係数の設定、送信、受信、データ交換のサブルーチンをコールしている。大気モデル・海洋モデルでデータ交換を行っているコードを図 4 に示す。ファイルは大気モデル側が mdatrA.F、海洋モデル側が mdtxchO.F である。大気モデル、海洋モデルともに送信ルーチンをはじめにコールして、次いで受信ルーチンをコール、最後に wait_all で送受信の完了を待つようになっている。カップラーはデフォルトで一度に 5 種類までのデータを送信・受信できるようになっている。大気から海洋モデルへは 1 4 種類のデータが、海洋から大気モデルへは 5 種類のデータが交換される。なお、データ送信、受信、データ交換はオリジナルプログラムが同様の処理を行っている箇所と同じ箇所で行うようにした。またデータ交換に関わる過程をカップラーに移動したことによって不要となったオリジナルコードはコメントアウトした。

```

call jcup_a_send_data_2('OGCM', 'TAIX', 'TAIY')
call jcup_a_send_data_2('OGCM', 'TAOX', 'TAOY')
call jcup_a_send_data_1('OGCM', 'TTSI')
call jcup_a_send_data_5('OGCM', 'TQAI', 'TQIO',
&
                        'TQAO', 'TSWA', 'TWSB')
call jcup_a_send_data_5('OGCM', 'TWEV', 'TPRC',
&
                        'TSNW', 'TROF', 'TSOF')
call jcup_a_recv_data('OGCM', 'OSST', 'OA', 'OHI', 'OHSN', 'OTICE')
call jcup_a_wait_all()

```

```

call jcup_o_send_data("AGCM", "OSST", "OA", "OHI", "OHSN", "OTICE")
call jcup_o_recv_data_2("AGCM", "TAIX", "TAIY")
call jcup_o_recv_data_2("AGCM", "TAOX", "TAOY")
call jcup_o_recv_data_1("AGCM", "TTSI")
call jcup_o_recv_data_5("AGCM", "TQAI", "TQIO",
&
                        "TQAO", "TSWA", "TWSB")
call jcup_o_recv_data_5("AGCM", "TWEV", "TPRC",
&
                        "TSNW", "TROF", "TSOF")
call jcup_o_wait_all()

```

図4 データ送受信サブルーチン（上図：大気モデル、下図：海洋モデル）

(3) 補間計算プログラムの実装

カップラープログラムのうち、補間計算モジュールは結合するモデルの補間スキームに従ってカップラー使用者が任意のコードを実装できるように設計されている。ここでは MIROC に実装されていた補間プログラムをできる限りコードの形を変えないように補間計算モジュールへ移植した。大気モデルから海洋モデルへ補間を行うケースについて、移植前後の補間コード（の一部）を図5に示す。オリジナルコードに大きな変更を加えることなくカップラーに移植されていることがわかる。オリジナルコードでは大気モデルのルートプロセッサがすべての補間計算を行っていたが、カップラーでは受信モデルの個々のプロセッサが担当領域の補間計算を行う。

```

DO N = 1, IJ_AMAX
  DO M = IJ_AHEAD(N), IJ_AHEAD(N+1) - 1
    LO = IJRECOV_A2M(M)
    LA = IJC2O(M)
    AATM = SATM(M)/BFAOCNG(LO)
    FATM = SATM(M)/BFAOCNG(LO)*FCA2OG(LA)

    BFAxxG(LO, 1) = BFAxxG(LO, 1) - BFAyyG(LA,1) * FATM  !! AIX, UI
    BFAxxG(LO, 2) = BFAxxG(LO, 2) - BFAyyG(LA,2) * FATM  !! AIY, VI
    BFAxxG(LO, 3) = BFAxxG(LO, 3) - BFAyyG(LA,3) * FATM  !! AOX, UO
    BFAxxG(LO, 4) = BFAxxG(LO, 4) - BFAyyG(LA,4) * FATM  !! AOY, VO
  END DO
END DO

DO LO = 1, NXYGDM
  UFACT = BFAxxG(LO, 1) * FACTM * DT1SAV                !! AIX
  VFACT = BFAxxG(LO, 2) * FACTM * DT1SAV                !! AIY
  BFAxxG(LO, 1) = RU(LO) * UFACT + RV(LO) * VFACT      !! AIX
  BFAxxG(LO, 2) = -RV(LO) * UFACT + RU(LO) * VFACT    !! AIY
  UFACT = BFAxxG(LO, 3) * FACTM * DT1SAV                !! AOX
  VFACT = BFAxxG(LO, 4) * FACTM * DT1SAV                !! AOY
  BFAxxG(LO, 3) = RU(LO) * UFACT + RV(LO) * VFACT    !! AOX
  BFAxxG(LO, 4) = -RV(LO) * UFACT + RU(LO) * VFACT    !! AOY
END DO

```

```

do j = 1, size(index_s)
  do ri = index_s(j), index_e(j)
    i = remapped_index(ri)
    send_coef = send_index_converter(i)
    recv_coef = recv_index_converter(i)
    send_point = send_point_index(i)
    recv_point = recv_point_index(i)

    fatm = satm(i)/bfaocn(recv_coef)*fca2o(send_coef)
    recv_data(recv_point,1) = recv_data(recv_point,1)+send_data(send_point, 1)*fatm*(-1.0D0)
    recv_data(recv_point,2) = recv_data(recv_point,2)+send_data(send_point, 2)*fatm*(-1.0D0)
  end do
end do

do i = 1, maxval(recv_point_index)
  ufact = recv_data(i,1)*factm*dt1sav
  vfact = recv_data(i,2)*factm*dt1sav
  recv_data(i,1) = ru(i)*ufact+rv(i)*vfact
  recv_data(i,2) = -rv(i)*ufact+ru(i)*vfact
end do

```

図5 補間計算コードの一部（上図：オリジナル、下図：カップラー）

(4) テスト計算

上に述べた修正を施したコードを用いて、試験計算を行った。使用したマシンはインテルコンパイラを搭載した Linux クラスタである。最適化レベルを計算順序が変わらないレベルに落とし、オリジナルプログラムとカップラーを用いたプログラムで交換直後のデータを出力し、両者がバ

イナリレベルで一致することを確認した。

4.1.2.3. 地球シミュレータでの実行とチューニング

(1) 地球シミュレータでの実行

カップラーで結合した MIROC コードを地球シミュレータへ移植し、実行試験を行った。用いた解像度は中解像度、プロセッサ数は大気 32、海洋 64 である。FTRACE で測定した実行プロファイルのうち、大気モデル 0 番プロセッサで実行時間上位 1 % までの結果を表 1 に示す。

sub_name	FREQ	EX_TIME_s	EX_TIME_p	AVERAGE	MOPS	MFLOPS	V_RATIO	V_LEN
Total	26110307	306.921	100	0.012	2480	686.1	96.85	129.3
jcup_mpi.mpl_recvdouble1dmodel	4560	41.332	13.5	9.064	1352.6	0	97.07	191.9
Mmallreduce	16872	25.525	8.3	1.513	1142.1	0.4	95.87	188.5
jcup_data_buffer.put_data_double_2d	9135	24.963	8.1	2.733	131.7	0	6.8	4.7
Gtrace	2736	24.164	7.9	8.832	8352.6	2607.8	99.17	125.4
oaintp2	19152	14.115	4.6	0.737	1269.5	4.2	96.67	190.1
jcup_mpi.mpl_recvint2dleader	1	12.993	4.2	12993.12	1360.4	0	97.09	192
Hornrm	5472	8.151	2.7	1.489	5928.1	1788.1	99.06	126.4
jcup_mpi.mpl_senddouble1dmodel	13680	7.158	2.3	0.523	448.6	0	62.77	152.5
Mmalltoall	10945	6.963	2.3	0.636	561.7	0	87.47	120.7
Catnum	434119	6.008	2	0.014	155.3	0	12.08	104.2
xspz2w	62929	5.055	1.6	0.08	4525.5	1312.2	99.86	88.3
Mxcreateblkmask	914	3.929	1.3	4.299	329.8	0.2	70.73	128.4
Aerosu	2736	3.287	1.1	1.201	5813.2	2711.8	99.17	132
sfcp1.scpidx	363487	2.99	1	0.008	274.4	0	0	12.7
lhash	1139591	2.924	1	0.003	183.1	0.4	3.4	8

表 1 地球シミュレータでの実行プロファイル

表で jcup_ の接頭辞のついたサブルーチンがカップラーのサブルーチンである。大気 0 番プロセッサでは上位 1 % までのサブルーチンのうち、4 サブルーチンがカップラー関連サブルーチンであり、特にデータ受信サブルーチンの jcup_mpi.mpl_recvdouble1dmodel が全実行時間の 40% 以上を占める。全体の実行時間はおよそ 307 秒であった。同条件でオリジナルプログラムでの実行時間は 197 秒であり、カップラーを用いた結合では 1.5 倍の時間がかかっている。

(2) カップラーのチューニング

前項で述べたように、オリジナルプログラムに比して、カップラーを用いた結合計算では 50% 以上性能が低下した。そこで、プロファイリングツール vampir を用いて実行時間とデータ通信の状況を調査した。用いたプロセッサ数は大気 8 プロセッサ、海洋 8 プロセッサであり、タイムステップ 5 ステップまでを測定の対象とした。カップラーを用いた実行プロファイルを図 5 に示す。図の上半分が大気モデル、下半分が海洋モデルに対応する。また時間積分は図のおよそ中央付近から右側になる。赤いグラフはデータの送受信待ち、緑のグラフは演算を示す。図から、海洋モデル側が実行時間の多くを占めていることがわかる。更に vampir の出力を詳細に分析した結果、カップラーのグリッドモジュールで補間計算後のデータを 1 次元配列から 2 次元配列へ変換している部分がボトルネックとなっていることがわかった。この変換では 1 次元配列のループの中で 2 次元配列のインデックスを計算し値を代入していた。そこでループ内の計算を簡易化しベクトル計算が可能ないようにプログラムを修正した。その他の部分にも、補間計算部分にループ依存性

がないことを示すディレクティブを挿入する、等の修正を施した。修正後の vampir による出力を図 6 に示す。海洋モデルのボトルネックがなくなり時間積分の割合が減少していることがわかる。

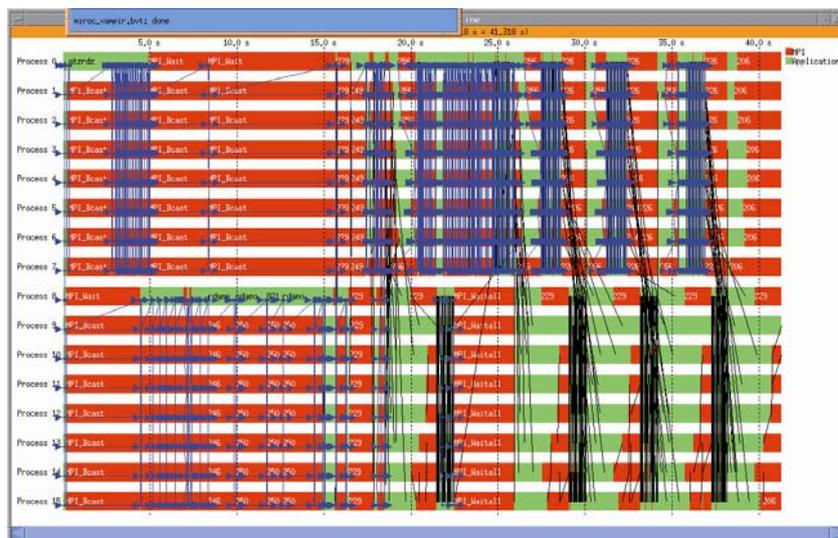


図 5 vampir による解析結果（修正前）



図 6 vampir による解析結果（修正後）

チューニングの結果、実行時間は大気モデル 32 プロセッサ、海洋モデル 64 プロセッサの条件で約 209 秒と、オリジナルプログラムの実行時間とほぼ同じレベルまで向上した。カップラーでの結合でもっとも性能向上が期待されるのは補間計算の部分であるが、今回の計測に用いた中解像度のモデルでは大気 128×64 グリッド、海洋 256×192 グリッドとグリッド数が少なく、カップラーを用いることによる有意な性能向上は検出されなかった。

4.1.2.4. 成果発表

<口頭発表>

荒川隆, 吉村裕正: 21 世紀気候変動予測革新プログラムにおけるカップラー開発, 日本気象学会 2008 年度春季大会, 横浜市開港記念会館, 2008/5/19

荒川隆, 吉村裕正: 21世紀気候変動予測革新プログラムにおけるカップラー開発 (第二報), 日本気象学会 2008 年度秋季大会, 仙台国際センター, 2008/11/19

4.1.3. モデルアンサンブルによる地球システムモデルの不確実性定量化

課題代表者: 仲敷 憲和 (財団法人電力中央研究所 環境科学研究所 上席研究員)

4.1.3.1. 海洋生物化学過程に関する検討

今年度導入した BEC モデルと OCMIP'モデルについて、現状の気候値を境界条件として駆動した結果を観測に基づくデータと比較し、BEC モデルの特徴を述べる。

(1) モデルの概要と実験設定

BEC モデルは図 1 に示すように、栄養塩として、リン酸、硝酸、アンモニア、珪酸、鉄を考慮し、3 種類の植物プランクトン、1 種類の動物プランクトン、およびデトリタスを扱うモデルである (Moore and Braucher, 2008)。OCMIP'モデルでは一次生産量を、栄養塩の濃度、水温、日射量からパラメタライズして決めていたが、BEC モデルはプランクトンを陽に扱う点で異なっている。また、鉄に関しては、BEC モデルの方にはより複雑なスキヤベンジング過程や堆積物起源の鉄の供給などが含まれている。

BEC モデルは水平解像度約 1 度の海洋大循環モデル POP 2.0 に、OCMIP'モデルは同様の水平解像度の POP 1.4.3 と結合して実験を行った結果を比較した。海面の境界条件は同一の気候値を与えた。初期条件は Polar science center Hydrographic Climatology の水温・塩分データ、World Ocean Atlas 1998 の栄養塩データ、GLODAP の全炭酸・アルカリ度データを用いた。計算は 500 年程度行い、最後の 10 年間の結果を平均して解析を行った。

(2) BEC と OCMIP'モデルの結果の比較

BEC と OCMIP'モデルの結果をそれぞれ観測に基づくデータと比較した。一次生産と関わりの強い、水温と混合層深度、栄養塩を比較のデータとして選んだ。比較を行った変数とデータの出典を表 1 に示す。結果は Taylor 図にまとめた (図 2)。200 m 深の水温は空間分布、季節変化ともどちらのモデルも良く再現されており、モデル間の違いも小さい。混合層深度の季節変化は、相関係数はどちらも同程度だが、両モデルとも振幅が過大になっている。これは、モデルの結果が北大西洋の深層水形成域や、太平洋の熱帯域で過大であることを反映している。OCMIP'モデルでは、それに加え南大洋でも過大であるため、標準偏差がより高い値をとっている。

次に栄養塩について述べる。年平均の表層のリン酸の濃度は、両モデルとも相関係数で 0.85 程度、規格化された標準偏差で ± 0.15 の範囲に収まっている。これらから、両モデルとも年平均の分布は観測データをよく再現しており、観測データからのずれは同程度であることがわかる。季節変化を比較すると BEC モデルの方が OCMIP'より相関係数、標準偏差とも 1 に近い値をとっている。特に標準偏差は OCMIP'モデルは BEC モデルの半分程度であり、季節変化の振幅に大きな違いがある。リン酸濃度の季節変化の標準偏差の空間分布を比較すると、その違いが中高緯度域の季節変化に因るものであることがわかる (図 3)。中高緯度域では、大型の植物プランクトンがブルームを起こすことにより、栄養塩濃度が大きく変化する。BEC モデルは生態系を陽に扱うようになったためこの過程が再現され、季節変化の再現が良くなったと考えられる。混合層深の季節変化は OCMIP'モデルの方がむしろ大きく、この違いは物理場の違いに因るものではない。硝酸や珪酸に関しては、BEC モデルの結果のみ示している。これらの栄養塩も BEC モデルでは、リン酸と同程度に再現されていることがわかる。溶存鉄に関しては空間分布が描けるほど十分なデータがないので、モデルで月別の気候値を作り、そこから観測データのある月と地点のデータを

抜き出し、観測データと比較した（図 4）。全球で見た中層から深層にかけての溶存鉄濃度は相関係数、二乗平均誤差ともどちらも同程度の値を示している。また、どちらのモデルの結果もインド洋や大西洋で濃度が高いのに比べ、太平洋や南大洋で低いという海域間の違いはある程度再現されている。散布図からは見て取れないが、BEC モデルでは Nishioka et al. (2007) が観測データから指摘している、オホーツク海陸棚を起源とする鉄が北太平洋の中層を移流する様子も見られている。この鉄はブッソル海峡付近の強い鉛直混合や、季節的な鉛直混合により表層へ供給され、西部北太平洋亜寒帯域の一次生産を支えていることが指摘されていることから、この過程がモデルで再現されていることは、海洋の二酸化炭素吸収量変化を考える上でも興味深い。

(3) まとめ

BEC モデルと OCMIP'モデルで現状再現実験を行い、観測データと比較した。BEC モデルは OCMIP'モデルと同程度かそれより優れた結果を示した。特に季節変化を議論する上では BEC モデルを用いることが有効であることがわかった。

4.1.3.2. 動的植生モデルの相互比較研究

(1) はじめに

気候変動は森林生態系の分布や機能に影響を及ぼすが、森林生態系に変動が生じると森林一大気間の水・熱交換過程によって気候にも影響を及ぼす。従って、長期に渡る気候変化を予測する場合、気候変動に伴う森林生態系の分布や構造の遷移について予測できるモデルを気候モデルに組み込む必要がある。このようなモデルは動的全球植生モデル (DGVM, Dynamic Global Vegetation Model) と呼ばれ、現在までに様々な DGVM が開発されてきたが、100 年以上にわたる長期的な森林生態系の予測に対して直接的な検証は不可能であり、複数モデルによる相互比較を実施して、それぞれのモデル特性について把握しておく必要がある。本研究では、地球環境フロンティア研究センター、米国国立大気研究センターでそれぞれ開発されている SEIB-DGVM (Sato et al., 2007)、CLM-DGVM (Bonan and Levis, 2006)について東シベリアのカラマツ林を対象としたオフライン実験を実施し、両モデルの特性について定量的に把握する。

(2) モデル概要と計算手順

SEIB-DGVM(以下、SEIB)はグリッドを代表する仮想林分内に個体ベースで PFT(Plant Functional Type、植物機能型)を配置し、空間構造を明示的に扱うことで従来の DGVM よりも構造的に植生の遷移や構造を表現でき、既存の植物個体群動態のデータとの親和性が高いことが特徴である。このような利点を活かして、東シベリアのカラマツ林で実測されたアロメトリー (相対成長)・アロケーション (資源分配)・フェノロジー規則が導入されている (Sato et al., submitted)。一方で、CLM-DGVM (以下、CLM) は LPJ-DGVM (Stich et al., 2003)をベースに開発され、グリッドに配置された各 PFT の NPP 値に基づいてその被覆割合を決定する。各 PFT は 1 個体のみで代表されており、PFT 間の水・光競争を取り扱う簡易的なスキームが導入されている。

数値実験は、東シベリアのカラマツ林を対象として 1000 年間のスピニング後に全ての植生を消滅させる攪乱を発生させ、その後 200 年間における植生回復をシミュレーションした。フォーシングデータはヤクーツク郊外スパスカヤ・パッド実験林 (62.05°N, 129.45°E) における 16 年間 (1986-1999) の気象データセット(Yamazaki et al., 2007)を利用した。

CLM については NCEP 再解析データを用いて全球オフライン実験を実施し、植生分布のシミュレーション結果 (図 5) が従来の知見とある程度一致していることを確認した。

(3) モデル間相互比較の結果

SEIB、CLM 両モデルによる植生回復 200 年の遷移を比較した結果 (図 6)、草本・木本が平衡状態に達するまでの時間 (70~80 年) に大差は見られなかった。しかしながら、CLM は 150 年経過頃から枯死の影響による二次的遷移が見られるが、SEIB には見られない。植生の炭素固定量 (図 7) に関しては、両モデルの GPP はほぼ一致したが、NPP に関しては CLM が SEIB に対して 2 倍以上の過大な値を出力している。現地で観測された NPP は SEIB の出力値と比較的一致することが確認されており、CLM にはカラマツ林を対象とした適切なアロメトリー・アロケーション規則が導入されていないため、生産量が幹・根に適切に分配されず、これらの器官による独立栄養呼吸が過小になっている。LAI に関しても、SEIB は観測値と比較的近い値を出力しているが、一方で CLM は LAI 5 前後 (草本・木本の占有率を換算したグリッド平均値) という過大な値が出力されており、生産量の大部分が樹幹部に分配されている。上記の結果より、シベリア域カラマツ林におけるアロメトリー・アロケーション規則導入の重要性が示唆され、SEIB に導入されている規則がほぼ妥当なものであることが確認された。

表 1 比較を行った変数と用いた観測データ。

変数	出典
水温、リン酸、硝酸*、珪酸*	World Ocean Atlas (2005)
混合層深度	Boyer-Montégut et al. (2004)
溶存鉄	Moore and Braucher (2008)

*硝酸と珪酸は OCMIP'モデルには含まれないため、BEC モデルの結果のみ。

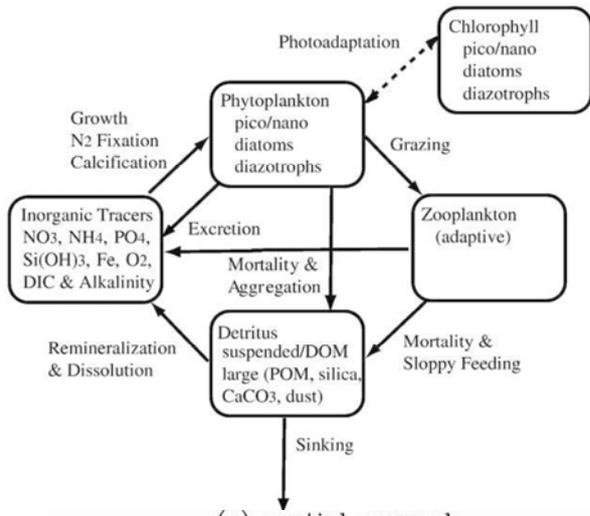


図1 BECモデルの概念図。図はDoney et al. (in press) より引用。

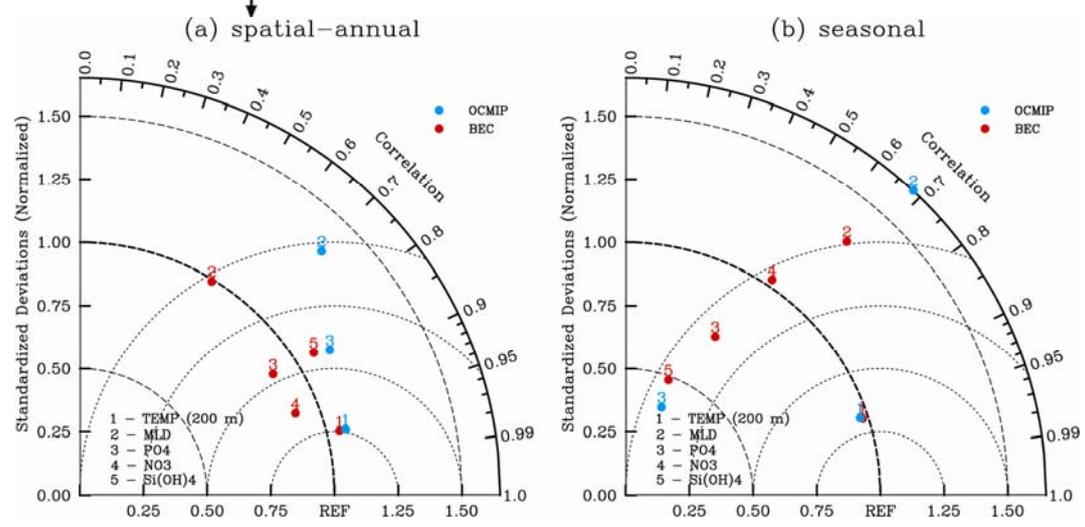


図2 BEC (赤点) と OCMIP' (青点) モデルの結果と観測データとの比較。図は横軸からの角度でモデルと観測の相関係数を示し、半径に観測の標準偏差で規格化したモデルの標準偏差を示す。また、各点と REF の間隔は観測の標準偏差で規格化された、二乗平均誤差を表す。(a) 年平均の空間分布の比較、(b) 季節変化の比較。

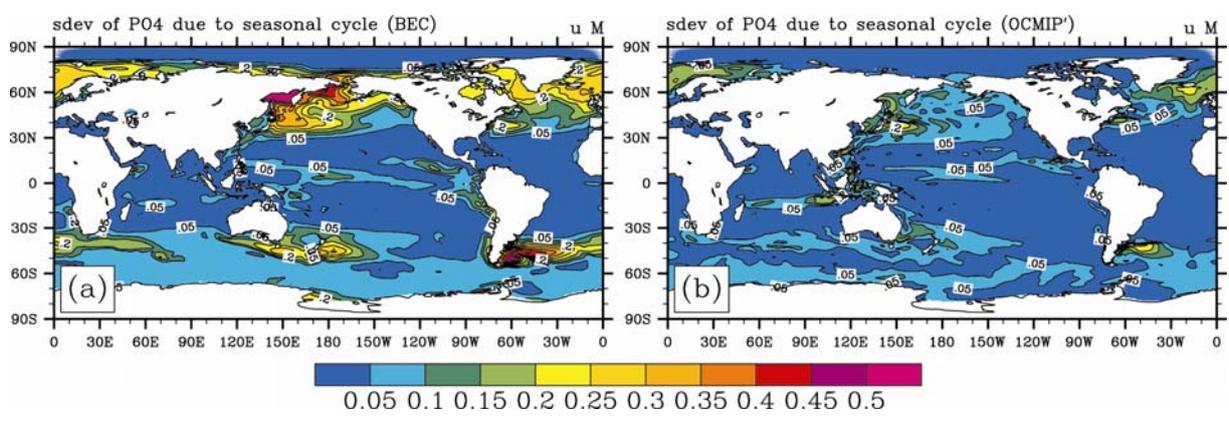


図3 表層リン酸濃度の季節変化の標準偏差。単位は $\mu\text{mol/L}$ 。(a) BEC モデルの結果。(b) OCMIP' モデルの結果。

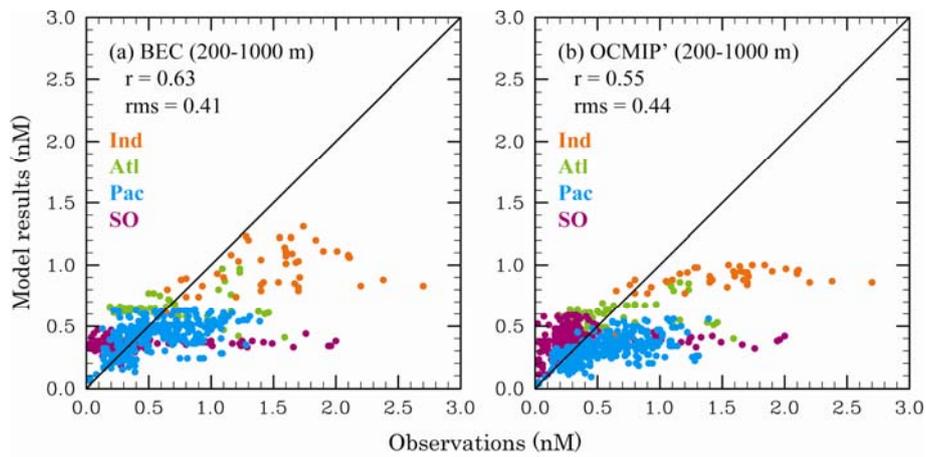


図4 深度200~1000 mの溶存鉄濃度の比較。横軸は観測データ、縦軸はモデルの結果。橙、緑、水、紫色はインド洋、大西洋、太平洋、南大洋を示す。(a) BECモデル、(b) OCMIP'モデル。

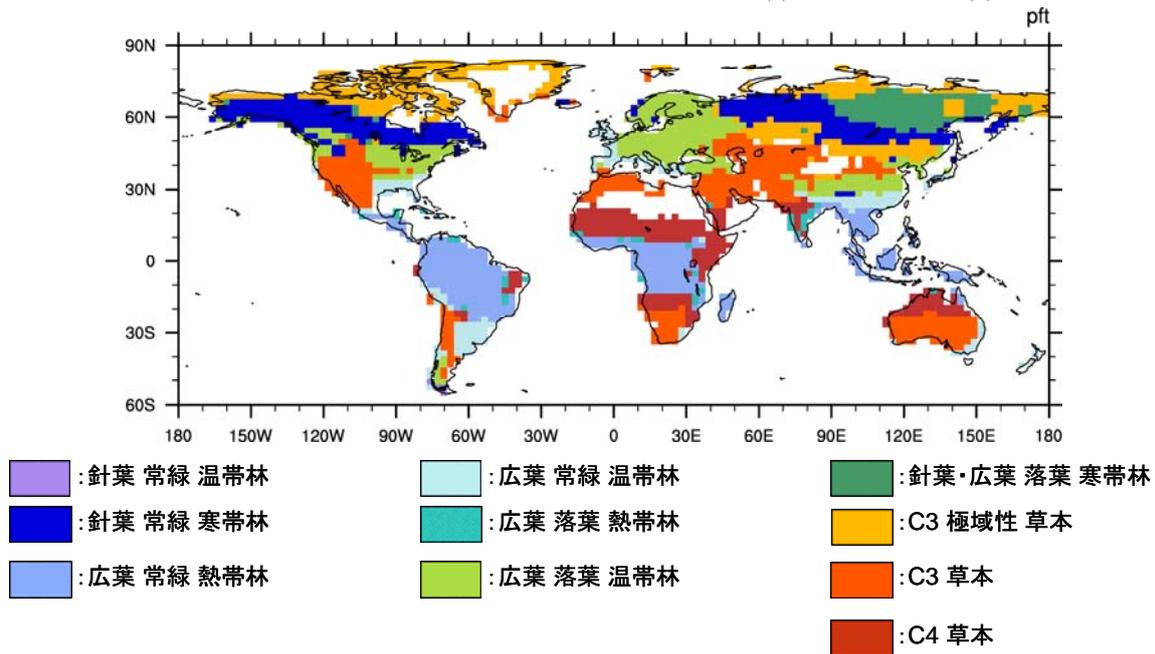


図5 CLM-DGVM オフライン実験 (T42 解像度) による植生分布シミュレーションの結果。

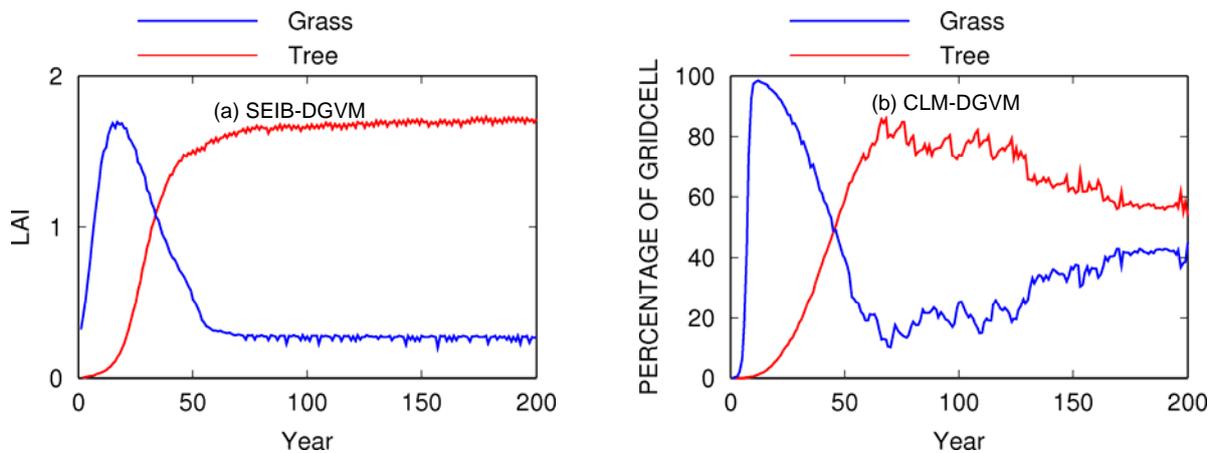


図6 攪乱後200年間の植生動態変化のシミュレーション出力。(a) SEIB-DGVMによる草本、木本それぞれのLAI (b) CLM-DGVMによる草本、木本それぞれのグリッド占有率。

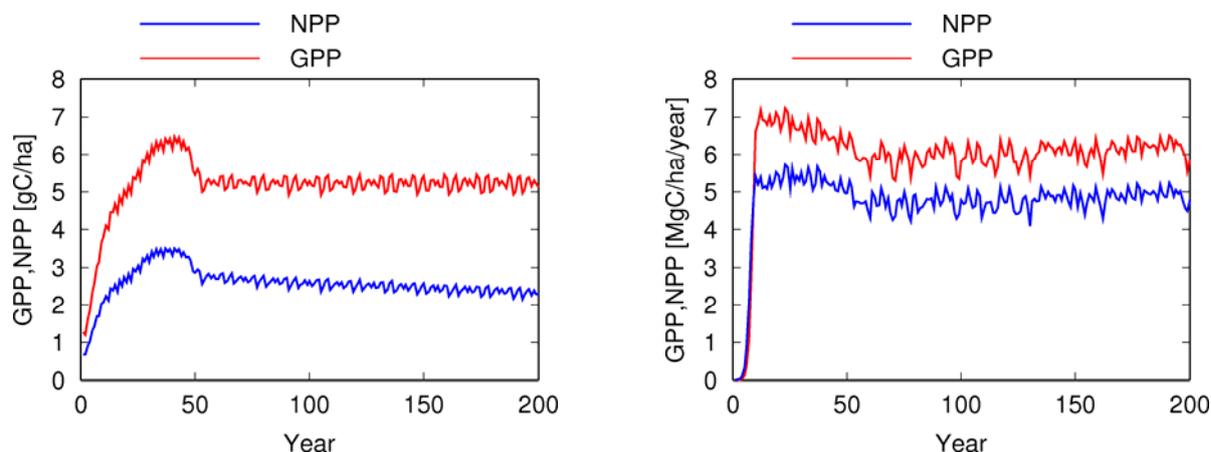


図7 攪乱後 200 年間の草本・木本の GPP、NPP 出力値。

4.1.3.3. 成果報告

<引用文献>

- Bonan, G.B., Levis, S., Storch, S., Vertenstein, M. and Oleson, K.W. (2003), A dynamic global vegetation model for use with climate models: concepts and description of simulated vegetation dynamics *Global Change Biology*, 9, 1543-1566.
- Bonan, G.B. and Levis, S. (2006), Evaluating aspects of the Community Land and Atmosphere Models (CLM3 and CAM3) using a Dynamic Global Vegetation Model, *Journal of Climate*, 19, pp. 2290-2301.
- Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A.S., Lazar, A. and Iudicone, D. (2004), Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology, *Journal of Geophysical Research –Oceans*, doi:10.1029/2004/JC002378.
- Doney, S.C., Lima, I., Moore, K., Lindsay, K., Behrenfeld, M.J., Westberry, T.K., Mahowald, N., Glover, D.M., Takahashi, T., Skill metrics for confronting global upper ocean ecosystem-biogeochemistry models against field and remote sensing data, *Journal of Marine Systems*, in press.
- Moore, J.K. and Braucher, O (2008), Sedimentary and mineral dust sources of dissolved iron to the world ocean, *Biogeosciences*, 5, 631-656.
- Nishioka, J., Ono, T., Saito, H., Nakatsuka, T., Takeda, S., Yoshimura, T., Suzuki, K., Kuma, K., Nakabayashi, S., Tsumune, D., Mitsudera, H., Johnson, W.K. and Tsuda, A. (2007), Iron supply to the western subarctic Pacific: Importance of iron export from the Sea of Okhotsk, *Journal of Geophysical Research –Oceans*, doi:10.1029/2006JC004055.
- Sato, H., Itoh, A., Kohyama, T. (2007), SEIB-DGVM: A new dynamic global vegetation model using a Spatially Explicit Individual-Based Approach, *Ecological Modeling*, 200, 279-307.
- Sato, H., Kobayashi H., Delbart N., Modeling vegetation structure and function in an east Siberian larch forest using the dynamic vegetation model SEIB-DGVM (submitted).
- Storch, S., Smith, B., Prentice, I.C., Arneth, A., Bondeau, A., Cramer, W., Kaplan, J.O., Levis, S., Lucht, W., Sykes, M.T., Thonicke, K., Venevsky, S. (2003), Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model, *Global Change Biology*, 9, pp. 161-185.
- Yamazaki T, Ohta T, Suzuki R and Ohata T (2007). Flux variation in a Siberian taiga forest near Yakutsk estimated by a one-dimensional model with routine data, 1986-2000. *Hydrological Processes*; 21, 2009-2015.

4.2. 階層的モデル実験による長期気候変化予測の不確実性定量化

課題代表者：河宮 未知生（海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター
グループリーダー）

4.2.1. Progress report on Traceable Modeling sub-group

4.2.1.1. Introduction

The uncertainty in centennial scale climate predictions made with climate models comes from two main sources. There is uncertainty in the emissions scenario used to drive the model, which is mostly an economic and cultural problem, and there is the uncertainty caused by the model not being a perfect representation of our planet. It is this latter uncertainty that is being explored in this project.

Previous attempts at tackling this rather new area of research have typically required analysis of ensembles of tens, hundreds or even thousands of model simulations. Since climate scientists, whether they are seeking the highest possible resolution or the inclusion of the most number of processes, will always build the most computationally expensive computer that can be squeezed onto the available computer, running such ensembles is always going to present a computational challenge.

In the Traceable Modelling sub-group we are approaching this computational aspect of the problem in two ways, using reduced complexity and reduced resolution models such as the slab-ocean version of MIROC3.2 and EBM based models such as MIROC-LITE and GENIE, and also by development of relatively efficient sampling strategies.

One potential problem with including estimates of the uncertainty in our predictions of future climate change is that, if we do not use all the information we have available to constrain the result, then we will overestimate the uncertainty. Paleoclimate data have the potential to provide quite good constraints on the behaviour of the climate system since they can be obtained from times when the climate of the earth was quite different to that of today. Of course as we move from paleoclimate epochs towards the present day, the abundance and accuracy of our climate data increases, however, the climate signal in the past may be so much stronger that despite the scarcity and uncertainty in the data paleoclimate epochs nevertheless have the potential to provide a valuable constraint on climate models, as we have shown in previous work (Annan et al 2004; Hargreaves et al 2007).

4.2.1.2. Efficient sampling strategies.

Previously (see April 2008 report) we applied the Particle Filter for parameter estimation in some simple models and toy examples, showing that in some cases it can out perform the ensemble Kalman filter. This work has now been extended to an intermediate complexity model, called GENIE, which while it contains a coupled atmosphere ocean model, it has an energy balance atmosphere meaning it is considerably simplified compared to today's state-of-the-art GCMs. Nevertheless it is still a useful climate model, and its computational speed make it a good testing ground for the Particle Filter technique.

To test the particle filter we performed an identical twin test, using as "truth" the parameter values obtained from a previous tuning of a different version of the same model (Hargreaves et al 2004). We used only the steady state climatology temperature, salinity and humidity fields from this truth run to tune the ensemble, allowing 10 parameters related to atmospheric and physical processes to vary. We ran the 255 member

ensemble for 200 years between iterations and the ensemble appeared well converged after 40 iterations. It may be possible to produce an acceptable result with a lower number of ensemble members but this has not yet been tested.

The ensemble initially had a wide spread of results, but after 40 iterations has converged such that it was consistent with the “truth” run. As an illustration we ran a 1% per year carbon dioxide increase for 70 years on both the initial (prior) and final (posterior) ensembles. The results are shown in Figure 3, demonstrating that the particle filtering technique has worked well in this example. The computational cost of the technique appears to be quite high however the relative ease of applying the particle filter compared to the ensemble Kalman filter is encouraging.

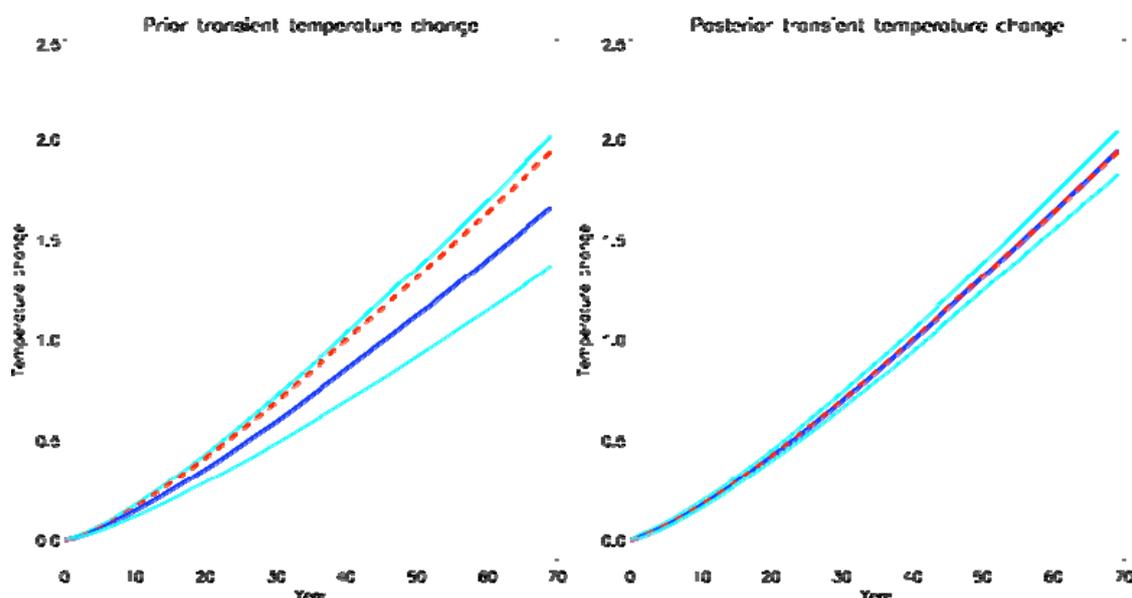


Figure 1: Ensemble 1% per year increase in carbon dioxide. The red dashed lines show the same “truth” run in both subplots, dark blue is the ensemble mean and the cyan lines show the 5%-95% ensemble ranges. Left plot: The initial ensemble. Right plot: The ensemble after 40 iterations of the particle filter, produces results consistent with the “truth” run.

4.2.1.3. Assessing the potential for using data from the mid-Holocene to improve prediction of monsoon changes.

In previous work (Hargreaves et al 2007) we considered the potential for the use of data at the Last Glacial Maximum (LGM) to improve predictions of future climate change, finding that LGM data, particularly from the tropical ocean and the Antarctic may help improve both regional and global prediction of climate change. We have now extended this analysis to look at the “mid-Holocene” epoch 6000 years ago which, as well as the LGM, has been a principle focus of the Paleoclimate Modelling Inter-comparison Project over the last couple of decades. The forcing for the mid-Holocene is more similar to today’s climate than that of the LGM. Indeed the only changes made to the model boundary conditions are a small change in the methane concentration and a change in the solar forcing, caused by the differences in the earth’s orbit.

We used the low-qflux ensemble (see last annual report) of MIROC3.2 run for LGM, mid-Holocene, present day and increased carbon dioxide (representing the future) climates. Significant correlations between the changes between past and present and those between present and increased carbon dioxide would indicate that improving the model for the past climate change could help improve the prediction of the increase carbon dioxide climate. The current understanding of how the African and Asian monsoons will react to increased greenhouse gases is currently low, meaning the uncertainty is high. At the same time the part of the globe affected by the monsoon supports a huge population, making improving understanding of climate change in these regions of great importance. The most striking difference in the climate at the mid-Holocene from proxy records compared to today is in the monsoon regions. For example, in the area that is now the Sahara desert there was vegetation much further north than there is today. So the mid-Holocene may potentially be helpful for validating the ability of models to simulate changes in the monsoon.

It was found that, for estimating global temperature change, and therefore the climate sensitivity, the LGM is far more valuable than the mid-Holocene. The same was true for the prediction of temperature in the monsoon regions. However, for the monsoon regions it was found that, although the signal is quite weak, the mid-Holocene may be more helpful than either the LGM or the present day climate for improving the predictions of regional changes in precipitation.

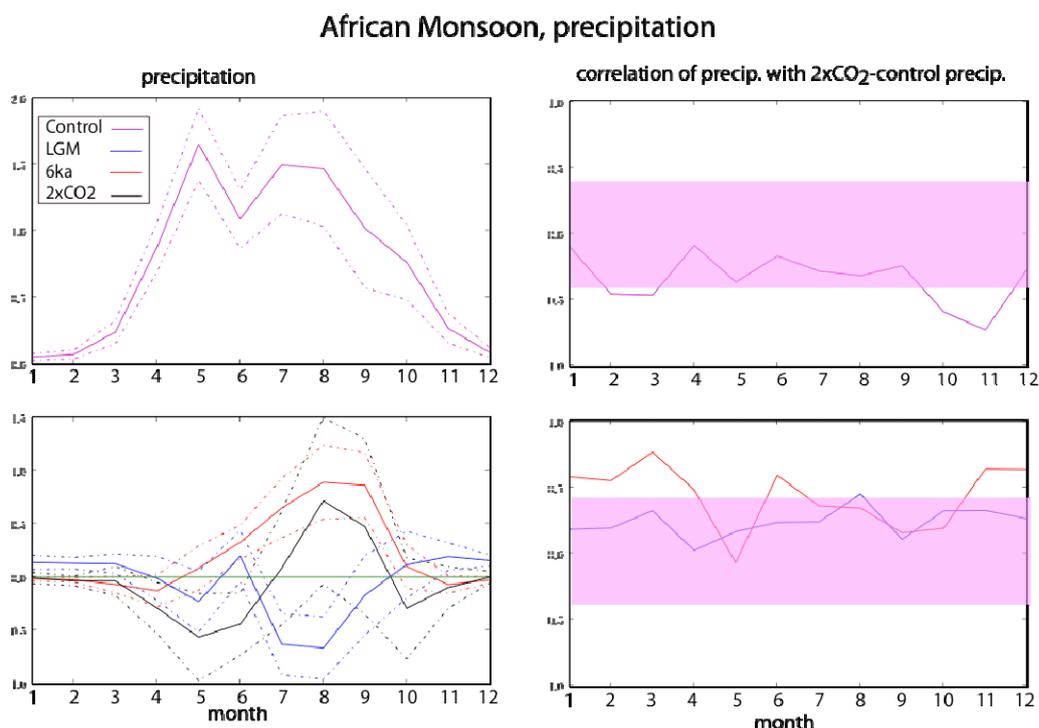


Figure 2: Top left: the monthly precipitation for the African monsoon region in the control climate. Top right: correlation of the control precipitation with the change for increased carbon dioxide. The pink bands show the 95% significance for an ensemble of independent samples. Bottom left: the changes in precipitation for the LGM, mid-Holocene (6ka) and increased carbon dioxide (2xCO₂) compared to the control. Bottom right: The correlation of the LGM and mid-Holocene precipitation changes with that for increased carbon dioxide.

4.2.1.4. Climate sensitivity - comment on Chylek and Lohmann

Estimation of the value of climate sensitivity (the equilibrium global temperature change when the atmospheric carbon dioxide concentration is doubled) is important for helping constrain the uncertainty in climate change on the century scale and beyond. Whilst the IPCC AR4 estimates climate sensitivity to “likely” be in the range 2C to 4.5C, a recent paper by Chylek and Lohmann (2008) (hereafter C&L) concluded that paleoclimate evidence points towards a lower value of 1.8C. C&L used a combination of the dust, carbon dioxide and temperature records from the Vostok ice core combined with simple energy balance arguments to arrive at their conclusion. However, we find their conclusion to not be robust to their choice of particular data points in the Vostok core, which exhibits considerable variability on a wide range of timescales. The standard approach by climatologists when estimating variables which represent the LGM climate is to take a 4000 year average over the range 19-23ka BP. This helps reduce uncertainties due to local or regional changes or other “noise” which may be effecting the site of the core. By making their calculation using specific points. When this method is adopted and the C&L energy balance methodology applied, the estimate for climate sensitivity no longer presents a challenge to estimated range quoted by the IPCC AR4. This work has been submitted to *Climate of the Past* as a comment on the original paper. Figure 2 illustrates potential problems of arbitrarily selecting particular data points for the analysis.

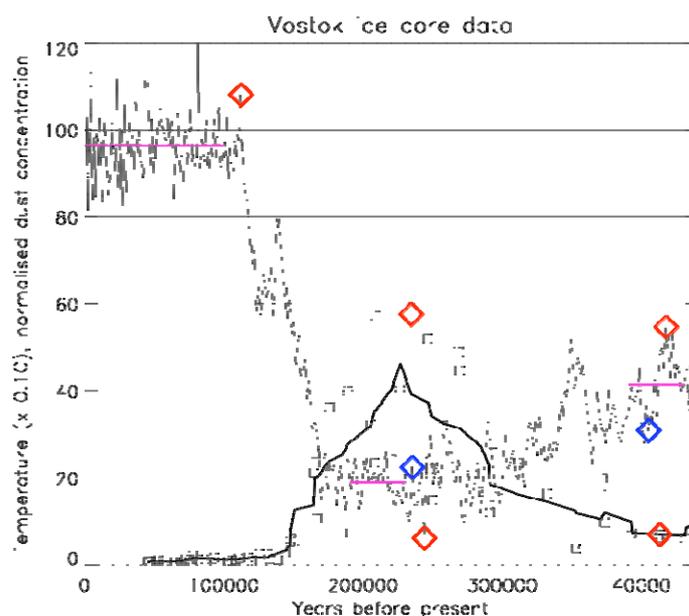


Figure 3: Temperature (thin black line) and dust data (squares) from Vostok ice core. Thick black line is a 5-point smooth of the dust data. Red diamonds indicate the points selected by CL08. Blue diamonds indicate alternative temperature data points, and magenta lines indicate averages over the indicated periods.

4.2.1.5. Papers and International meetings

International meetings

Studying Uncertainty in Palaeoclimate Reconstruction: a network (SUPRAnet): Melting pot workshop, Sheffield 23-27 June 2008. Mostly a discussion workshop, with break-out groups, and planning for future areas of research in uncertainty related to paleo-climates. J.C. Hargreaves and J.D. Annan both invited

PMIP2 workshop, Estes Park, 14-19 September, 2008

“The mid-Holocene, does it matter”, J.C. Hargreaves, J.D. Annan, A. Abe-Ouchi, R. Ohgaito

“Prospects for Paleoclimate Reconstruction: combining models and data to better estimate climate states”, J.D. Annan and J.C. Hargreaves

Papers

M. Abe, H. Shiogama, J. C. Hargreaves, J. D. Annan. Multi-model assessment for correlation between inter-model similarities of climate change projection and present mean climate. Submitted to GRL

T. Yokohata, M Webb, M Collins, K Williams, M. Yoshimori, J. C. Hargreaves and J. D. Annan Structural similarities and differences in climate responses to CO₂ increase between two perturbed physics ensembles by general circulation models. Submitted to Journal of Climate.

J.D. Annan and J.C. Hargreaves. On the generation and interpretation of probabilistic estimates of climate sensitivity. Submitted to Climatic Change.

J.C. Hargreaves and J.D. Annan, Comment on ‘Aerosol radiative forcing and climate sensitivity deduced from the Last Glacial Maximum to Holocene transition’, by P. Chylek and U. Lohmann, in press CPD

G.-K. Plattner, R. Knutti, F. Joos, T. F. Stocker, W. von Bloh, V. Brovkin, D. Cameron, E. Driesschaert, S. Dutkiewicz, M. Eby, N. R. Edwards, T. Fichefet, J.C. Hargreaves, C. D. Jones, M. F. Loutre, H. D. Matthews, A. Mouchet, S. A. Mueller, S. Nawrath, A. Price, A. Sokolov, K. M. Strassmann, and A. J. Weaver, Long-term climate commitments projected with climate - carbon cycle models, *Journal of Climate*, 21, (12), 2721-2751, 2008.

References:

J.D. Annan, J.C. Hargreaves, R. Ohgaito, A. Abe-Ouchi, S. Emori. Efficiently constraining climate sensitivity with paleoclimate simulations. SOLA Vol 1 pages 181-184, 2004

P. Chylek and U. Lohmann. Aerosol radiative forcing and climate sensitivity deduced from the last glacial maximum to holocene transition. *Geophys. Res. Lett.*, 35:L04804, 1–5, 2008.

J.C. Hargreaves, A. Abe-Ouchi and J.D. Annan, Linking glacial and future climates through an ensemble of GCM simulations, *Climate of the Past*, 3, 77-87, 2007

J.C. Hargreaves, J.D. Annan, N.R. Edwards and R. Marsh, An efficient climate forecasting method using an intermediate complexity Earth System Model and the ensemble Kalman filter, *Climate Dynamics*, 23 (7-8): 745-760 Dec 2004

4.2.2. 温暖化に伴って深刻化する大気汚染の予測不確実性の評価

4.2.2.1. 緒言

気温上昇に対するオゾン濃度上昇を正確に予測することは、温暖化に伴って深刻化する大気汚染への影響、いわゆる「climate change penalty」(Wu *et al.*, 2008) を評価する上で重要である。しかしながら、気候変動に対するモデル予測の応答には大きな不確実性が伴っている。過去の研究により、植物起源のイソプレン発生量とイソプレンから生成される有機硝酸エステル類 (ISNT) に関する化学反応機構がモデルによるオゾン生成の不確実性に強く関与していることが示唆された (例えば、Wild, 2007; Wu *et al.*, 2007; Ito *et al.*, 2007)。植物起源のイソプレン発生量に対する気候変化の影響を考慮に入れた場合、例えば、合衆国南東部における地表面付近のオゾン濃度の将来予測には重大な不確実性が伴っている (例えば、Wu *et al.*, 2008)。

近年、気温とともに過酸化アセチル硝酸類の総量(Σ PNs)の減少とそれに伴う硝酸 (HNO_3) の増加と有機硝酸エステル類の総量(Σ ANs)のわずかな増加が観測された (Day *et al.*, 2008)。この観測結果は気温に対するモデルの応答を評価する際により指標となることが示唆される。そこで、全球化学輸送モデルを用いて、気温上昇に対する植物起源発生量と大気化学反応の応答の違いが大気質濃度変動へ与える影響を評価する。特に、汚染地域付近において植物起源発生量がオゾン濃度変化へ与える影響に着目する。ここでは、全球大気化学輸送モデルを使用した感度実験に関する研究成果 (Ito *et al.*, 2008a) について報告する。

4.2.2.2. 方法

本研究では全球大気化学輸送モデル (Rotman *et al.*, 2004; Ito *et al.*, 2007) にさまざまな改良を行った後、合計 23 の数値実験を行った。本研究で行った感度実験を表 1 にまとめた。気象データとしては 2001 年の同化データ (GEOS-3) を適用した。植物起源の揮発性有機炭素発生量は Guenther ら (1995) の方法を基に改良を加えて使用した。温度依存性としては Guenther ら (1999) の方法を適用した。この関数によって植物起源の揮発性有機炭素発生量は温度に対して指数関数的に過去 15 日間の平均気温に依存する最大値まで増加する。イソプレンから生成される ISNT に関する化学反応機構として Horowitz ら[2007]に基づいて第 2 次多重機能有機硝酸エステル類を表す化学種 (XNITR) を Ito ら (2007) の化学反応機構に加えた。以下の式により ISNT がオゾンあるいは OH と反応することにより、 NO_x ($\text{NO} + \text{NO}_2$) リサイクル率 A は決められる。この式で GLYC は hydroxyacetaldehyde を表し、A と B の合計は 1 である。

$$A \times (\text{GLYC} + \text{NO}_2) + B \times (\text{nitrogen-containing organics}) + (\text{HO}_2) \quad (1)$$

気温上昇が大気化学組成に与える効果を検討するために、温度に対する熱的化学反応 ($\pm 5\text{K}$) と植物起源発生量 (イソプレン/ TgC a^{-1} ; 270 (-5K), 500, 930 (+5K)) に関して感度実験を行った。このような実験は温暖化に伴う大気汚染の影響を評価する際に重要な要因を特定し、気候変化に対するオゾン濃度変化を予測する際の不確実性を定量化することを可能とする (Wild, 2007)。

モデル予測の応答における不確実性を評価するために、ISNT の関与した 3 種類の NO_x リサイクル率 (0、40、100%) と空間解像度 ($4^\circ \times 5^\circ$, $2^\circ \times 2.5^\circ$, $1^\circ \times 1^\circ$) について感度実験を行った。植物起源のイソプレン発生量が気温に対して上昇することが予測されるため、気温上昇に対するオゾンの応答は ISNT の関与した NO_x リサイクル率による影響を受ける。また、モデル計算では荒い空間解像度ほど温度依存性の高い発生源が別の発生源と同じ格子から発生すると取り扱われるため、気温上昇に対するオゾンの応答はモデルの空間解像度による影響を受ける。

Table 1. Summary of different simulations performed in this study.

Number	Run Name	Chemistry	Isoprene Emission	NO _x Recycling	Resolution
1	L ^a _0	0	500	0%	4°×5°
2	L_40	0	500	40%	4°×5°
3	L_100	0	500	100%	4°×5°
4	L_0_P ^b E ^c	0	940	0%	4°×5°
5	L_0_M ^d E	0	270	0%	4°×5°
6	L_40_PE	0	940	40%	4°×5°
7	L_40_ME	0	270	40%	4°×5°
8	L_100_PE	0	940	100%	4°×5°
9	L_100_ME	0	270	100%	4°×5°
10	L_0_PC ^e	+5K	500	0%	4°×5°
12	L_0_MC	-5K	500	0%	4°×5°
13	L_40_PC	+5K	500	40%	4°×5°
13	L_40_MC	-5K	500	40%	4°×5°
14	L_100_PC	+5K	500	100%	4°×5°
15	L_100_MC	-5K	500	100%	4°×5°
16	L_0M_EC ^f	+5K	940	0%	4°×5°
17	L_0_MEC	-5K	270	0%	4°×5°
18	L_40_PEC	+5K	940	40%	4°×5°
18	L_40_MEC	-5K	270	40%	4°×5°
19	L_100_PEC	+5K	940	100%	4°×5°
20	L_100_MEC	-5K	270	100%	4°×5°
21	M ^g _40	0	500	40%	2°×2.5°
22	H ^h _40	0	500	40%	1°×1°
23	H ^h _100	0	500	100%	1°×1°

^aLow resolution (4° × 5°).

^bTemperature increase (+5K) applied to chemical reaction rate coefficients and/or BVOC emissions.

^cBVOC emission perturbation.

^dTemperature decrease (-5K) applied to chemical reaction rate coefficients and/or BVOC emissions.

^eChemical reaction rate coefficient perturbation.

^fBVOC emission and chemical reaction rate coefficient perturbations.

^gMiddle resolution (2° × 2.5°).

^hHigh resolution (1° × 1°).

4.2.2.3. 結果および考察

表 1 に示した低解像度の感度実験(No. 1-20)に関する結果を図 1 に示す。気温上昇に伴う化学反応の変化 (PC) によって、熱的化学反応の平衡状態が変化するため ΣPNs の熱的分解反応が促進され、オゾンは地表面付近で高濃度となるが、自由大気で低濃度となり、対流圏におけるオゾン総量としては減少する。一方、植物起源の発生源増加時 (PE) のオゾン総量は NO_x リサイクル率に強く依存していることが示された。すなわち、NO_x リサイクル率はイソプレン高濃度の条件で、NO_x 濃度に重大な影響を与えるため、全球オゾン量増加の定量にとって重要である。このモデルにより計算された対流圏オゾンの総量に対して NO_x リサイクル率(0-100%)とモデルの空間解像度(4°×5°-1°×1°)による違いとは同程度の不確実性を伴うことが明らかとなった。

4.2.2.4. 結言

本研究では、地球システム統合モデルを用いて大気汚染を将来予測する上で重要な不確実性を評価した。そのため、本研究成果は地球システム統合モデルにおける陸域生物圏－大気化学相互作用を通じた温暖化予測の研究に役立つことが期待される。今後は、土地利用改変が植物起源発生量を変化させ、オゾンやエアロゾル濃度を変化させる影響を解析し、気候変動に及ぼす効果を評価する研究へと発展される (Ito *et al.*, 2008b)。また本年度に、その際必要となる第2次有機エアロゾル生成過程を統合モデルへ組み込む作業が完了し、海洋起源有機エアロゾルに関して擬似的温暖化予測実験を行った。

4.2.2.5. 参考文献

- Day, D. A., P. J. Wooldridge, and R. C. Cohen (2008), Observations of the effects of temperature on atmospheric HNO₃, ΣANs, ΣPNs, and NO_x: evidence for a temperature dependent HO_x source, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 1867–1879.
- Guenther, A., C. N. Hewitt, D. Erickson, et al. (1995), A global model of natural volatile organic compound emissions, *J. Geophys. Res.*, *100*, 8873–8892.
- Guenther, A., B. Baugh, G. Brasseur, et al. (1999), Isoprene emission estimates and uncertainties for the central African EXPRESSO study domain, *J. Geophys. Res.*, *104*, 30,625–30,639.
- Horowitz, L. W., A. M. Fiore, G. P. Milly, et al. (2007), Observational constraints on the chemistry of isoprene nitrates over the eastern United States, *J. Geophys. Res.*, *112*, D12S08, doi:10.1029/2006JD007747.
- Ito, A., S. Sillman, and J. E. Penner (2008a), Global CTM study of ozone response to changes in chemical kinetics and BVOC emissions due to increasing temperatures: Sensitivities to isoprene nitrate chemistry and grid resolution, *J. Geophys. Res.*, submitted.
- Ito, A., J. E. Penner, M. J. Prather, et al. (2008b), Can we reconcile differences in estimates of carbon fluxes from land-use change and forestry for the 1990s?, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 3291–3310.
- Lelieveld, J., T. M. Butler, J. N. Crowley, et al. (2008), Atmospheric oxidation capacity sustained by a tropical forest, *Nature*, *452*, 737–740.
- Rotman, D. A., C. S. Atherton, D. J. Bergmann, et al. (2004), IMPACT, the LLNL 3-D global atmospheric chemical transport model for the combined troposphere and stratosphere: Model description and analysis of ozone and other trace gases, *J. Geophys. Res.*, *109*, D04303, doi:10.1029/2002JD003155.
- Thornton, J. A., P. J. Wooldridge, R. C. Cohen, et al. (2002), Ozone production rates as a function of NO_x abundances and HO_x production rates in the Nashville urban plume, *J. Geophys. Res.*, *107*(D12), 4146, doi:10.1029/2001JD000932.
- Wild, O. (2007), Modelling the global tropospheric ozone budget: exploring the variability in current models, *Atmos. Chem. Phys.*, *7*, 2643–2660.
- Wu, S., L. J. Mickley, D. J. Jacob, et al. (2007), Why are there large differences between models in global budgets of tropospheric ozone?, *J. Geophys. Res.*, *112*, D05302, doi:10.1029/2006JD007801.
- Wu, S., L. J. Mickley, E. M. Leibensperger, et al. (2008), Effects of 2000–2050 global change on ozone air quality in the United States, *J. Geophys. Res.*, *113*, D06302, doi:10.1029/2007JD008917.

4.2.3. 簡略気候モデル MIROC-lite を用いたパラメータ不確実性解析

本年度は、簡略化気候モデル MIROC-lite (icedCOCO(OGCM)+2D 大気) および陸域生態系モデル VISIT について multi-parameter アンサンブルを行い、パラメータ不確実性解析を行った。この解析においては、複数のパラメータが同時に摂動させられており、各アンサンブルメンバーで用いられるパラメータセットは、ラテン超方格 (Latin hypercube) 法と呼ばれる手法により考慮すべきパラメータ空間上で一様となるように (任意の確率分布を用いることができるがここでは一様分布を用いている) 発生させたものである。

4.2.3.1. MIROC-lite

(1) 実験概要

異なるモデルを用いた解析例である Edwards and Marsh (2005) やモデル開発者の意見などを考慮し、摂動対象とするパラメータおよびその摂動範囲を表 1 のように定めた。

表 1 摂動パラメータとその範囲

No.	Ocean	Unit	Default	Min	Max	Axis*
1	AHI (isopycnal diffusion)	cm ² /s	1.0d7	0.5d7	5d7	log
2	AHG (GM thickness diffusion)	cm ² /s	7.0d6	1d6	10d6	log
3	AHV (Coeff. Vertical eddy diffusivity) -A	m	-	500	2000	real
4	AHV-B	m	-	500	2000	real
5	AHV-C	cm ² /s	(~3.0)	1	10	log
6	AMH (Horizontal viscosity coeff)	cm ² /s	5.0d9	1.5d9	15d9	log
7	AMV (Vertical viscosity coeff)	cm ² /s	1.0-56	(0.3)**	(3.0)**	log
Atmosphere						
8	AKH (Heat diffusion)	m ² /s	1.5d6	1.0d6	3.0d6	real
9	AKQ (Vapor diffusion)	m ² /sK	1.8d6	0.2d6	20d6	log
10	HQAX/HQAY (Vapor scale height)	m	7.2d2	5.4d2	9.0d2	real
11	FWRATE (ratio to Oort's (1983) values)	(none)	1.0	0.5	2.0	real
Sea ice						
12	P0 (strength of ice)	(none)	5.d4	1.5d4	15d4	log
13	HIMIN (Min. sea ice depth)	cm	10.d0	10d0	30d0	real
14	AMAX (Max. ice concentration)	(none)	1.d0	0.95	1	real

*: The axis in which the parameters are flatly distributed (real or log)
 **: Rate to the default values

このうち AHV については、モデルの基本設定では双曲型正接関数を用いて

$$\left. \begin{aligned} &0.1 + 0.9 \times \left(1 + \tanh \frac{-z - 1500}{750}\right) \quad \text{for } z > -1500 \\ &-1 + 2 \times \left(1 + \tanh \frac{-z - 1500}{2000}\right) \quad \text{for } z < -1500 \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

となっている (Hasumi, 2007) が、この関数形は経験的に得られたものである。ここでは、この関数形自体の不確実性を考慮して、以下のよう A, B, C 三つのパラメータによって決まる関数を用いた。

$$\left. \begin{aligned} &AHV = 0.1 (z \geq A), \\ &C (z \leq A+B) \\ &0.1 \text{ と } A \text{ を線形でつなぐ} \\ &(A+B < z < A) \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

式(1)(2)の与える関数の関係を図 1 に示す。曲線が COCO で用いられている関数形であり、折れ線が本実験で用いられた関数 (A=-1500, B=-2500, C=2.5 を例示している) である。

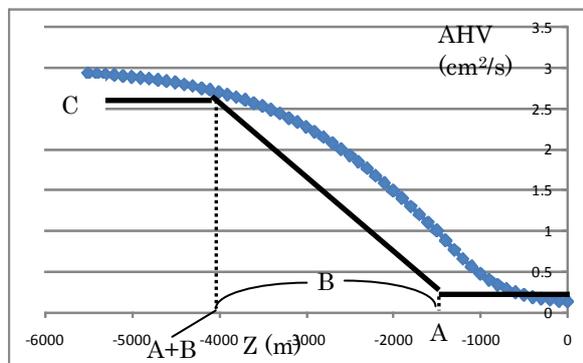


図 1 本実験で用いられた鉛直渦拡散係数の深さ依存のようす。青曲線：COCO の標準形、黒折れ線：本実験のもの

(2) 結果 (3000 年ラン後の平衡状態)

全アンサンブルメンバー300のうち途中で発散した69を除き、残りの231について、重要な変数である気温、比湿、海水温、海水塩分濃度に注目し、NCEP/NCAR再解析データ、WOA98データと比較した。海水温、海水塩分濃度は、深さで4つに区分(0-50, 50-600, 600-2000, 2000-5500m)して別個に評価した。

気温、比湿、そして表層(0-50m深)海水温については、表1の設定下ではかなりの程度大気熱拡散係数(AKH)に支配され(図2に気温の例を示す)、その他のパラメータの影響は顕著ではなかった。50m以深の海水温についてもAKHの影響が最も強いが、次いで水平拡散係数(AHI)の影響もみられた。一方、海水塩分に対する影響が最も大きかったのは淡水フラックス調節係数(FWRATE)であった。図3に第二層(50-600m深)の例を示す。

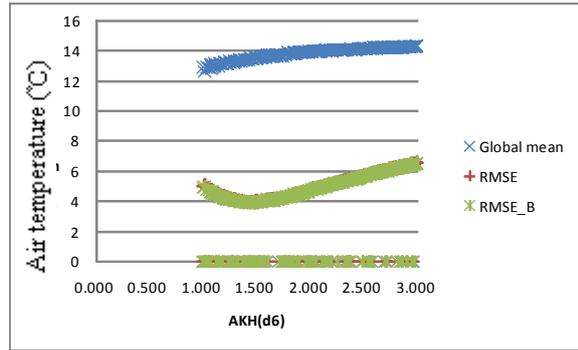


図2 熱拡散係数と気温の関係。全球平均値、バイアス除去前(RMSE)、バイアス除去後(RMSE_B)のNCEPデータからのRMSE

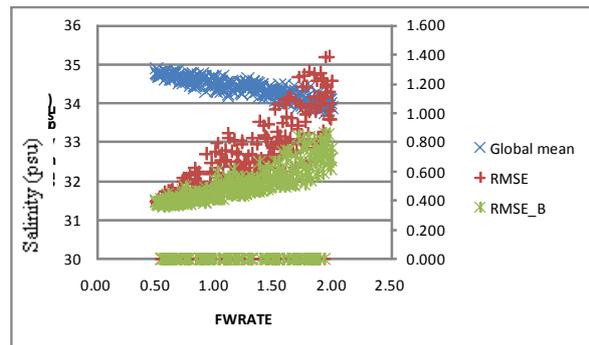


図3 第二層(50-600m深)における淡水フラックス調節係数と海水塩分濃度の関係。全球平均値(左軸)、バイアス除去前(RMSE)、バイアス除去後(RMSE_B)のWOAデータからのRMSE(以上右軸)

(3) 総合評価

ここで考慮した全ての変数のNCEP/WOAデータからの誤差を用いて総合的な再現性評価を行った。ここでは、各変数(海水温・塩分については各4層を別々に扱い、気温・比湿と合わせて10変数での評価となる)について、NCEPまたはWOAデータからの平均二乗誤差(MSE)をデフォルトランとNCEP/WOAとのMSEで除した比を算出し、10変数について平均を取った値(以下total cost)で比較した。各パラメータとtotal costの関係をみると、パラメータ別の結果からも予測されることであるが、AKHとFWRATEとの関係が最も顕著であった(図4)。

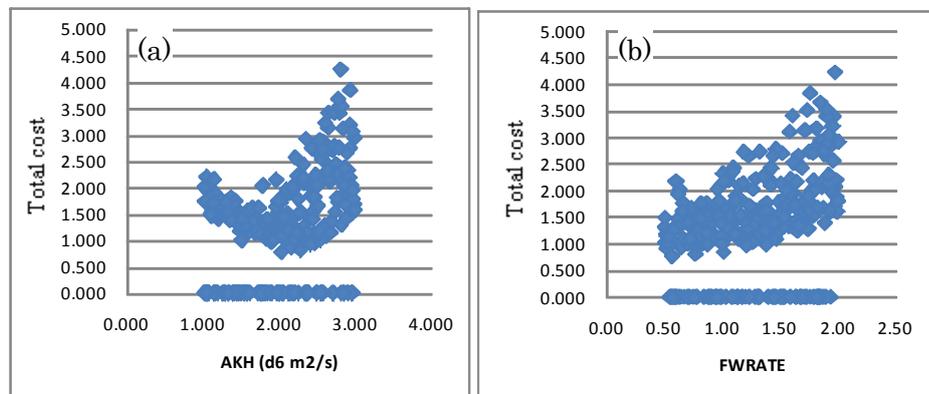


図4 熱拡散係数および淡水フラックス調節係数とTotal costの関係
(a) 熱拡散係数、(b) 淡水フラックス調節係数

(4) 大西洋深層循環との関係

流速から計算された大西洋の子午面流線関数の最大値(以下 MAMOC)について、各パラメータや total cost との関係調べた。MAMOC に影響を与えるパラメータは、水平粘性係数(海洋)、熱拡散係数(大気)および淡水フラックス調節係数などであった。MAMOC と Total cost の関係を図5に示す。図5のように、15 Sv あたりに最も total cost が小さい(つまり再現性が高い)メンバーが位置し、20 Sv を超える場合は再現性のいいメンバーがなくなる。

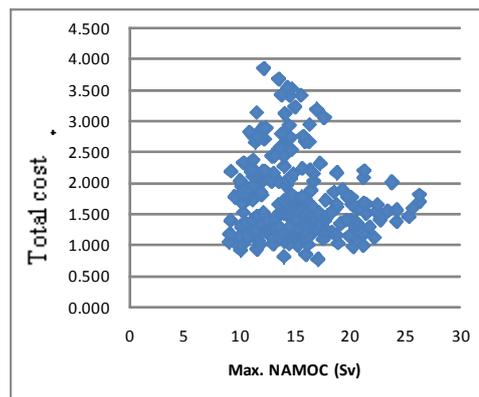


図5 大西洋の流線関数の最大値と Total cost の関係

4.2.3.2. VISIT

(1) 実験概要

MIROC-lite と同様に、陸域生態系モデル VISIT についても同様のパラメータ不確実性解析を行った。ここでは最大光合成速度 (pmax)、光合成の光利用効率 (lue)、葉の寿命の係数 (lfv)、葉の維持呼吸 (rmf)、光合成の CO₂ 応答 (kmci)、光合成の低温応答 (tmin)、葉の比葉面積(厚さ、sla) および土壌の分解(呼吸)の温度応答を決める2つのパラメータ(後述)、の合計9つのパラメータについて、default 値の0.5~1.5倍に摂動させた。VISIT では、土壌分解の温度依存性を評価する際、Lloyd and Taylor (1994)によって提案された以下の式を用いている。

$$F_{HR}(TS) = \exp\left[308.56\left(\frac{1}{56.02} - \frac{1}{TS + 46.02}\right)\right] \quad (3)$$

但し、 $F_{HR}(TS)$, TS はそれぞれ土壌分解に対する温度の効果、土壌温度を示す。(3)式中の308.56、46.02がここで摂動させた二つのパラメータである(それぞれ soil1, soil2 とする)。

MIROC-lite の場合と同じく、9つのパラメータは同時に摂動させられており、考えているパラメータ空間上で一様となるようにパラメータセットを発生させた。(モデル・シナリオは MIROC-MED A1B Run1、アンサンブルメンバーの数は300)。

(2) 結果

VISIT では、まず安定した平衡が得られるまでスピニアップを繰り返し、安定したところで気候データ・気候モデルの出力を用いて1900年から2100年までの計算が行われる。計算終了時点(2100年)での生態系全(植物+土壌)炭素貯蔵量に大きな影響を与えるものは、sla と soil2 であった(図6)。

当然、sla は主に植物の炭素貯蔵量、soil2 は主に土壌の炭素貯蔵量への影響を通して生態系全炭素貯蔵量へ影響を与えている。これらの影響の大部分は、系が安定して spin-up が終わった時点(つまり1900年か

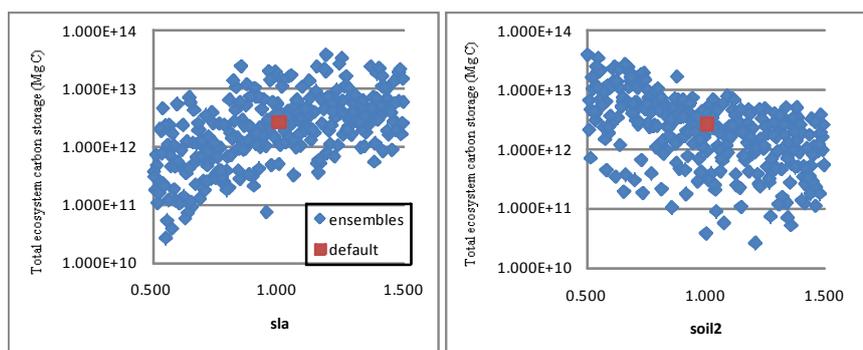


図6 2100年時点の生態系全炭素貯蔵量と sla、soil2 の関係(横軸の値はデフォルト値との比を示す)

らの計算がスタートする時点)で既に表れている。spin-up 後、実際に計算が行われる 1900-2100 年の変化をみると、soil2 の影響はさほど顕著ではなく、sla のほか、lue や pmax の影響が強かった (図 7)。

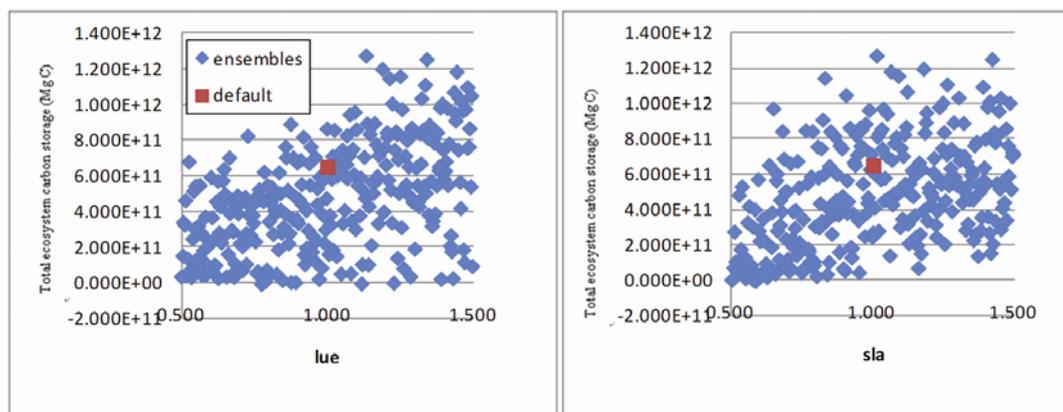


図 7 VISIT シミュレーションにおける、1900-2100 年の生態系全炭素貯蔵量変化と lue、pmax の関係 (横軸の値はデフォルト値との比を示す)

4.2.3.3. まとめ

以上に見たように、気候モデル、陸域生態系モデルともに、パラメータに起因する不確実性が無視できない程度存在する。引き続き、それぞれのモデルを対象としたより詳しい分析を行うとともに、気候モデルと陸域植生モデルを結合した際のパラメータ不確実性についても調べていく予定である。

4.2.3.4. 引用文献

- Edwards, R. L., and R. Marsh (2005), Uncertainties due to transport-parameter sensitivity in an efficient 3-D ocean-climate model, *Climate Dynamics*, 24, 415–433.
- Hasumi H. (2007), CCSR Ocean Component Model COCO ver. 4 (<http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~hasumi/COCO/coco4.pdf>)
- Lloyd, J. and Taylor, J. A. (1994), On the temperature dependence of soil respiration, *Functional Ecology*, 8, 315-323.
- Oort A. H. (1983), Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973, NOAA Prof Pap14.

4.2.4. 統合モデルの海面・陸面における二酸化炭素フラックス偏差の経年変動

4.2.4.1. 炭素循環-気候結合モデルの相互比較

将来起こり得る地球温暖化と炭素循環の変化を予測するために、各国の研究機関において、それぞれのモデルを用いた温暖化実験が行なわれているが、それらの結果は、大まかには同様の傾向を示すものの、用いるモデルや実験設定により大なり小なりばらつきが生じる。そこで、国際的に統一した二酸化炭素排出シナリオのもと、それぞれの炭素循環-気候結合モデルを用いた実験を行い、出力データを持ち寄って比較を行なうのが、「炭素循環-気候結合モデル相互比較プロジェクト(C4MIP)」である。当研究課題においても、C4MIPに沿った実験を行ない(Yoshikawa et al., 2008)、データを提出した。Friedlingstein et al. (2006)は、全球平均あるいは全球積算した一次元的なデータの時系列比較を行なったが、現在、二次元的な平面データを年代別に比較するプロジェクトが進行中であり、ここに解析結果の一部を紹介する。

図1および図2は Betts et al. (2004)に記述されるモデル(HadCM)と Kawamiya et al. (2005)に記述されるモデル(MIROC)において、二酸化炭素の増加とともに放射バランスが変化する場合(COUPLED)と変化しない場合(UNCOUPLED)の差(Δ)を、過去(1860年代)・現在(1990年代)・未来(2090年代)の三つの年代別に示したものである。地表面気温(図1左)に着目すると、1990年代から2090年代にかけて、北極域、特にバレンツ海付近においてモデル間の差が顕著であるが、これは海氷の融解と表面輝度の変化(ice albedo feedback)が大きく寄与しているものと考えられる。一方、降水量(図1右)に着目すると、2090年代において、熱帯域、特に南米と東部インド洋およびアフリカ大陸上においてモデル間の差が顕著であるが、積雲スキームの違いや植生変化が原因であると考えられる。これら地表面気温や降水量といった物理変数の差は、海面二酸化炭素フラックスや陸域炭素貯蓄にも大きな影響を及ぼす。

海面二酸化炭素フラックスの差(図2左)は、バレンツ海や東部熱帯インド洋で顕著であるが、これらは先述の気温・降水の変化に伴う海洋表層の気体溶解度や成層構造の変化によるものと考えられる。一方、北大西洋や南極縁辺海にも差が見られるが、これらの海域では気温・降水に大きな差は見られないので、海洋循環の変化によるものと推察される。

陸域炭素貯蓄は、土壌炭素か植生炭素かによって、振る舞いが大きく異なる。土壌炭素(図2中)はどちらのモデルも各年代で同様の傾向を示しており、温暖化が進むとともに貯蓄量が減少している。地表気温上昇との相関が高いが、2090年代の北極域には気温上昇ほどの大きな差は見られない。一方、植生炭素(図2右)は2090年代に熱帯南米およびアフリカ南西部にはっきりとした差が表れており、HadCMにおいて温暖化による降水減少および気温上昇が急激な森林枯死(forest dieback)を引き起こしたことが示唆される。その他の地域、特に北緯40度以北やアジア地域では、どちらのモデルにおいても温暖化が進むとともに植生炭素貯蓄は増加傾向にある。

以上のような陸域を中心とした炭素循環の解析が各国で進行中であるが、当研究課題では陸域だけでなく海洋の物理・生態系変化の解析にも着手し、国際プロジェクトに積極的に参加貢献する。

その他、自然気候変動と陸面・海面の二酸化炭素フラックス変動の関係を解析し、論文 Okajima and Kawamiya (2009)にまとめて学術誌に投稿した。

4.2.4.2. 参考文献

- Betts R.A., P.M. Cox, C. Harris, C. Huntingford and C.D. Jones (2004), The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazon forest dieback under global climate warming, *Theoretical and Applied Climatology*, 78, 157-175
- Coupled Carbon Cycle Model Intercomparison Project (C4MIP): URL <http://c4mip.lsce.ipsl.fr>
- Friedlingstein, P., P. Cox, R. Betts, L. Bopp, W. von Bloh, V. Brovkin, P. Cadule, S. Doney, M. Eby, I. Fung, G. Bala, J. John, C. Jones, F. Joos, T. Kato, M. Kawamiya, W. Knorr, K. Lindsay, H.D. Matthews, T. Raddatz, P. Rayner, C. Reick, E. Roeckner, K.-G. Schnitzler, R. Schnur, K. Strassmann, A.J. Weaver, C. Yoshikawa and N. Zeng (2006), Climate-Carbon Cycle Feedback Analysis: Results from the C4MIP Model Intercomparison, *Journal of Climate*, 19, 3337-3353.
- Kawamiya, M., C. Yoshikawa, T. Kato, H. Sato, K. Sudo, S. Watanabe and T. Matsuno (2005), Development of an Integrated Earth System Model on the Earth Simulator, *Journal of the Earth Simulator*, 4, 18-30.
- Okajima, H. and M. Kawamiya (2009), Pacific climate variability and possible impact on global surface CO₂ flux, *Deep Sea Research II*, submitted.
- Yoshikawa, C., M. Kawamiya, T. Kato, Y. Yamanaka and T. Matsuno (2008), Geographical distribution of the feedback between future climate and the carbon cycle, *Journal of Geophysical Research*, 113, G03002, doi:10.1029/2007JG000570.

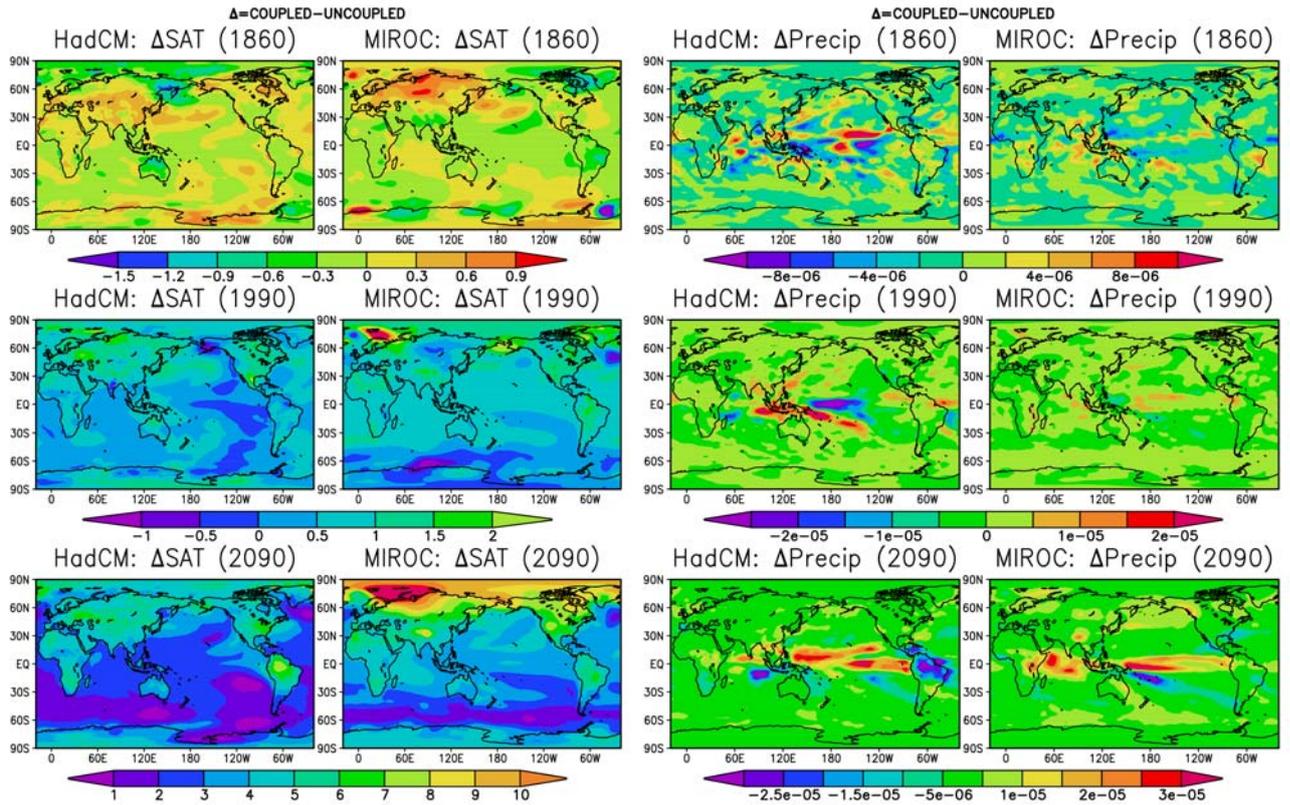


図1 Hadley Centre モデル(HadCM)と当研究課題のモデル(MIROC)の年代別(1860 年代、1990 年代、2090 年代)の比較。二酸化炭素の増加とともに放射バランスが変化する場合(COUPLED)から変化しない場合(UNCOUPLED)を差し引いた。左から、地表気温(SAT, °C)、降水量(Precip, kg/m**2/sec)

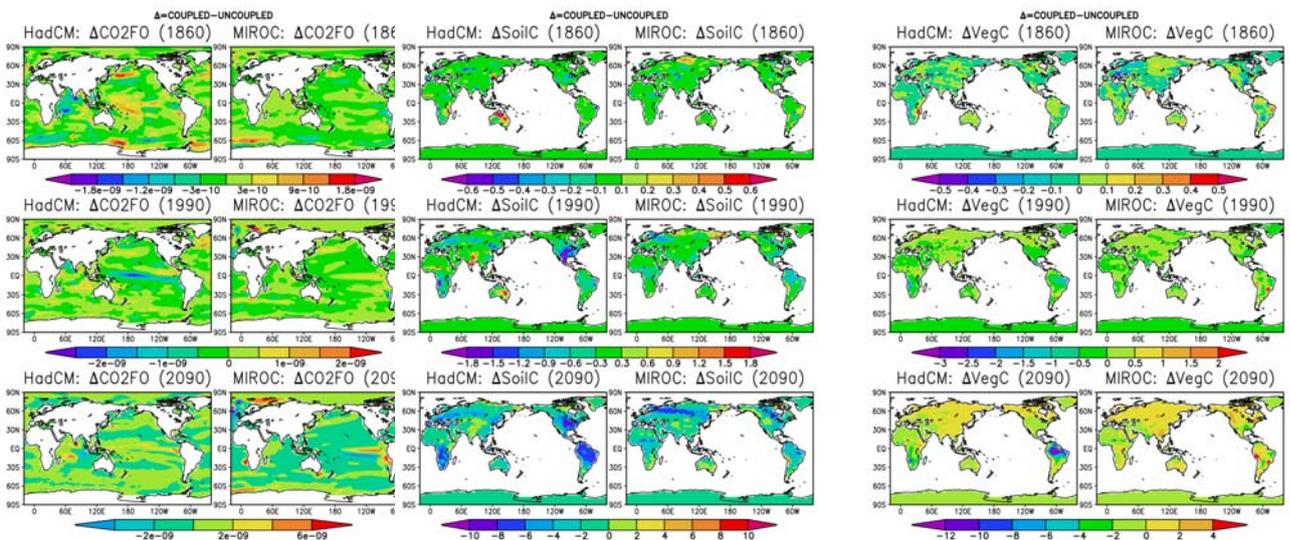


図2 図1に同じ。ただし左から、海面二酸化炭素フラックス(CO2FO, kgCO2/m**2/sec, 吸収が正)、土壌炭素貯蓄(SoilC, kgC/m**2)、植生炭素貯蓄(VegC, kgC/m**2)。

4.2.5. 統合モデルにおける海洋モデルの更新

4.2.5.1. 統合モデルのスピンアップ

昨年度は Kawamiya et al. (2005)に記述される統合モデルの海洋構成部を更新したが、本格運用する前に十分なスピンアップ実験を行ない、長期積分に堪え得る初期条件を準備する必要がある。現段階では、ベースとなる大気海洋陸面結合モデルの大気・陸面の仕様が変更される可能性があるため、とりあえず座標系の固まっている海洋モデルに生物化学過程を組み込み、境界条件に現実観測値を与えてスピンアップ実験を行なった。

図3は海洋表層が触れる大気中の二酸化炭素分圧を280ppmvで一定に固定した場合の140年間の積分結果である。海洋表層二酸化炭素分圧、海面二酸化炭素フラックスおよび海洋表層全炭酸は積分年数とともに徐々に定常状態に収束しつつあるが、海洋最下層全炭酸は積分開始から一旦減少した後、75年目ごろから増加に転じており、海洋深層も含めたスピンアップがまだ不十分であることを示している。

今後は、ベースとなる結合モデルの大気・陸面の仕様が固まり次第、境界条件を現実観測値からモデルの気候値に差し替えた上で、海洋モデル単体でのスピンアップを継続する。その後、大気海洋結合時のショックをなるべく小さくした上で、全てのモデルを結合し、最終的にはドリフトが十分小さくなるまで総計1000年超のスピンアップを目指す。

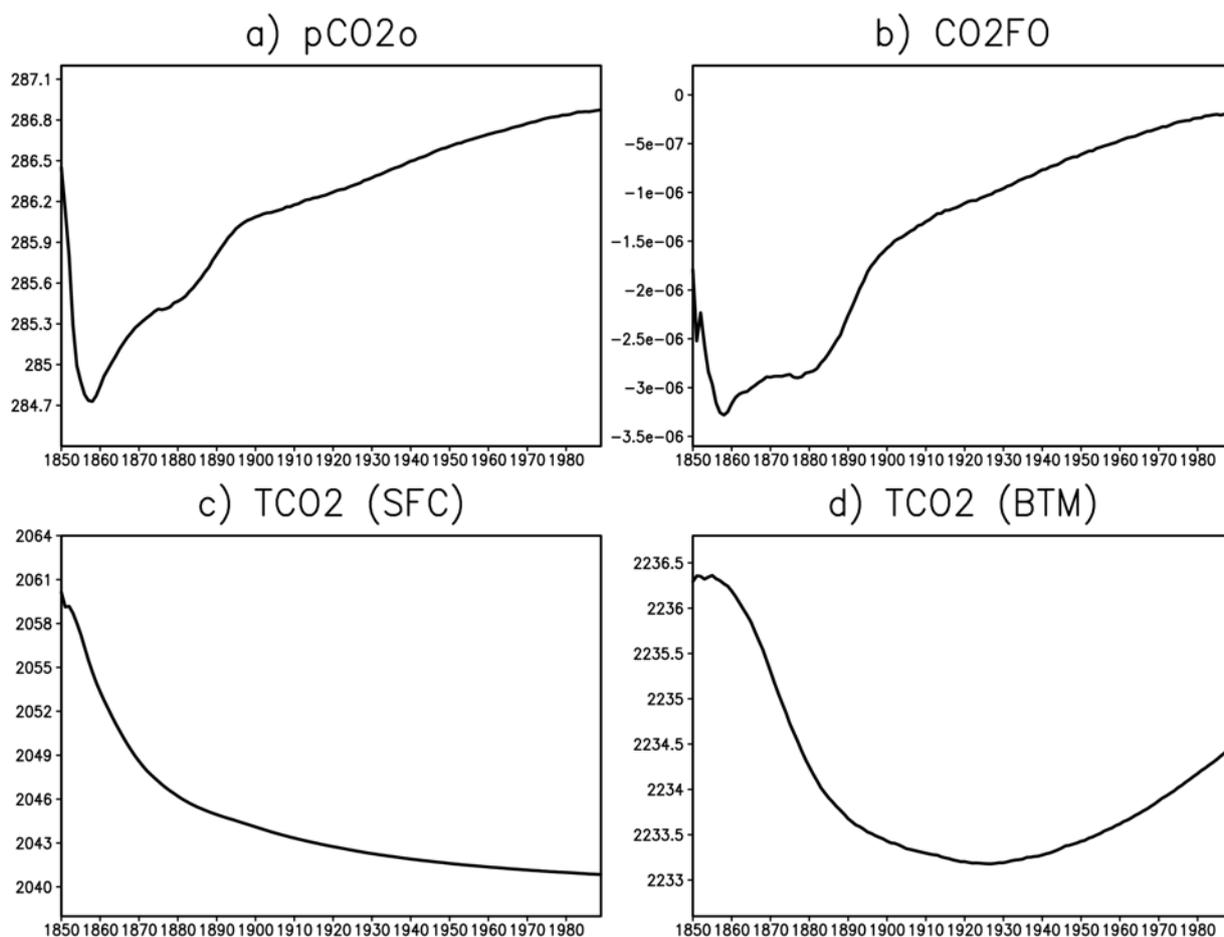


図3 適当な初期値から140年積分したときの時系列変化。a)海洋表層二酸化炭素分圧(ppmv)、b)海面二酸化炭素フラックス(mm³/m²/sec)、c)海洋表層全炭酸(mm³/m³)、d)海洋最下層全炭酸(mm³/m³)。全球平均値。

4.2.5.2. 参考文献

Kawamiya, M., C. Yoshikawa, T. Kato, H. Sato, K. Sudo, S. Watanabe and T. Matsuno (2005), Development of an Integrated Earth System Model on the Earth Simulator, *Journal of the Earth Simulator*, 4, 18-30.

4.3. GCM と結合される全球植生動態モデルの高度化と検証

課題代表者：和田 英太郎（海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター
プログラムディレクター）

4.3.1. ローカルスケールにおける SEIB-DGVM の高度化と検証

本プロジェクトの主な目標の一つは、動的全球植生モデル SEIB-DGVM を、全球モデルとしての枠組みを保ちながら、様々な地域・生態系に対して高度化を行うことである。そこで、昨年度、東シベリア地域に対して行った高度化に引き続き、今年度は東南アジアにおける熱帯多雨林に対して高度化を行った。その際に必要とされる各種定式やパラメーターは、ドイツの研究グループが長年開発を継続している森林動態モデル、FOMIND(Köhler1998)から取り入れた。FOMIND は、熱帯多雨林の植物個体群動態をシミュレートするために開発されたモデルであり、森林の初期構造をもとに、その後の森林遷移を1年のタイムステップで出力する。このモデルは、樹木の多様性を数種類の生物機能型 (PFT) をもって代表させており、これら PFT ごとに、光合成・死亡率・定着率・定着条件・アロケーションなどに関するパラメーター値を観測値より与えている。このモデルの挙動は、そのような現在気象条件下におけるパラメーター値のみで決定されているため、気候や二酸化炭素分圧の変化が森林の構造や機能に与える効果などは検討できない。したがって FOMIND は、GCM に結合させるためには入出力変数の項目や空間スケールに欠落があるが、これらの欠落は SEIB-DGVM に取り込まれることにより補完される。

図1は、この高度化を行った SEIB-DGVM を用いて、半島マレーシアにおける伐採跡地から100年間の森林遷移をシミュレートした様子である。黄色い樹冠で示された光依存性樹種が最初に優占し、しだいに赤い樹冠で示した極相種と入れ替わっていく様子がみられる。このような遷移は、伐採跡地で実際に観察される遷移と同じパターンを示している。平衡状態に達した森林における、森林構造（木本のサイズ構造・葉面積指数・生物量）、および機能（総生産速度・純生産速度）は、半島マレーシアの熱帯低地林で観測された値を的確に再現した。図2は、平衡に到達した森林の年間炭素フラックスを、シミュレート値と実測値とで比較したものである。幹のリターフラックスが過小に評価されるなどの傾向はみられたものの、総じて炭素フラックスを良く再現した。

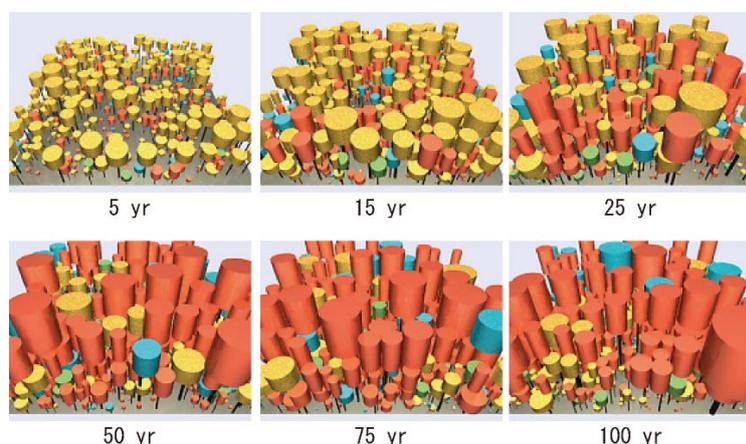


図1 伐後100年間ににおける相観変化のシミュレーション。気象データは、半島マレーシア熱帯性低地林における観測値を用いた。森林の大きさは100m×100m。異なる植物機能型を、異なる色で表現した。例えば黄色は光要求性の遷移初期タイプ、赤色は弱光への耐久性が強い後期遷移タイプである。

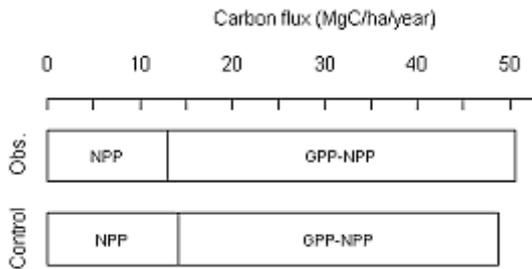


図2 島マレーシア熱帯性低地林における、年間炭素フラックスの観測値とシミュレーション値との比較。シミュレートされた値は、皆伐の跡地より開始した91年目～100年目の値を平均した。

また、調整パラメーターや気象変数の変動に対するモデル出力の変化は限定的であり、このモデルが頑健である事が示された。同じ分析からは、樹冠を優占している樹種の僅かな消長が、樹冠下の樹種の消長に極めて大きな影響を持つという結果が得られた。この結果は、気候変動が、森林全体の様子や優占樹種に対して僅かな変化しか与えない場合においても、それが樹幹下の樹種の生物量や生物多様性に甚大な影響を与える可能性を示唆する。

最後に、このモデルの森林動態を制御している主要なパラメーターや関係式は既存のGAP動態モデルから採用したものの、今回の取り込み作業によって、気候条件を入力でき、また生態系変動が物質循環に与える効果に言及できる、というメリットが生じた点を再び強調したい。このようなモデルは、変動環境下において森林全体の構造や機能を予測する上で、最もキーとなるパラメーター、プロセス、気候環境要素を定量的に把握することで、より効果的な観測計画を立案する上で極めて有用であろう。

4.3.2. グローバルスケールにおけるSEIB-DGVMの適用と検証

SEIB-DGVMが扱う3次元の放射スキームを垂直1次元に簡略化することで計算速度を向上させメモリ消費を抑えたsSEIBが、大循環モデルCCSR-FRCGC GCMおよび地表物理モデルMATSIROと結合された。sSEIBが再現する陸域生態系の炭素収支と植生タイプやサイズは大気中の二酸化炭素濃度や地表の放射バランスや水バランスに大きな影響を与え、気候を決定する重要な要素のひとつであることが確認された。産業革命以前の二酸化炭素濃度を用いた100年間のシミュレーション実験では大気と植生のダイナミックなバランスが再現され、陸面の炭素収支はほぼ平衡状態に達した。このときの植生タイプや葉面積指数・生産量の全球の分布は、現在の地域的パターンをうまく再現している(図3)。このモデルに人為的温室効果ガス排出を与えることで気候変動をシミュレーションし、大気と植生の双方向のフィードバックを再現する実験が現在進行中である。

また、気候モデル用の大きなグリッドでは扱いきれないローカルスケールの地形・地質的な多様性を扱うためのスキームが開発され、論文として出版された(Ise and Sato 2008)。これまでのシミュレーションでは、各気候グリッド内は一律の条件と仮定して植生の状態を計算していたが、現実には、気候条件が共通でもローカルレベルの多様性(土壌の深さや質の違い・水はけなど水文学的な違い・傾斜の大きさや向きの違いなど)により植生のタイプや生産量・バイオマスは非常に異なることが多い。この研究では、衛星観測を用いた解像度1kmの土地被覆データ(GLC2000)を用い、各グリッドの植物生産ポテンシャルを推測することで、より観測に近いシミュレーション結果を得ることができた。算出された葉面積指数は衛星観測データ(MOD15)と比較され、ローカルレベルの多様性を扱うことが北方林全域のシミュレーションを大きく改善することが確かめられた(図4)。

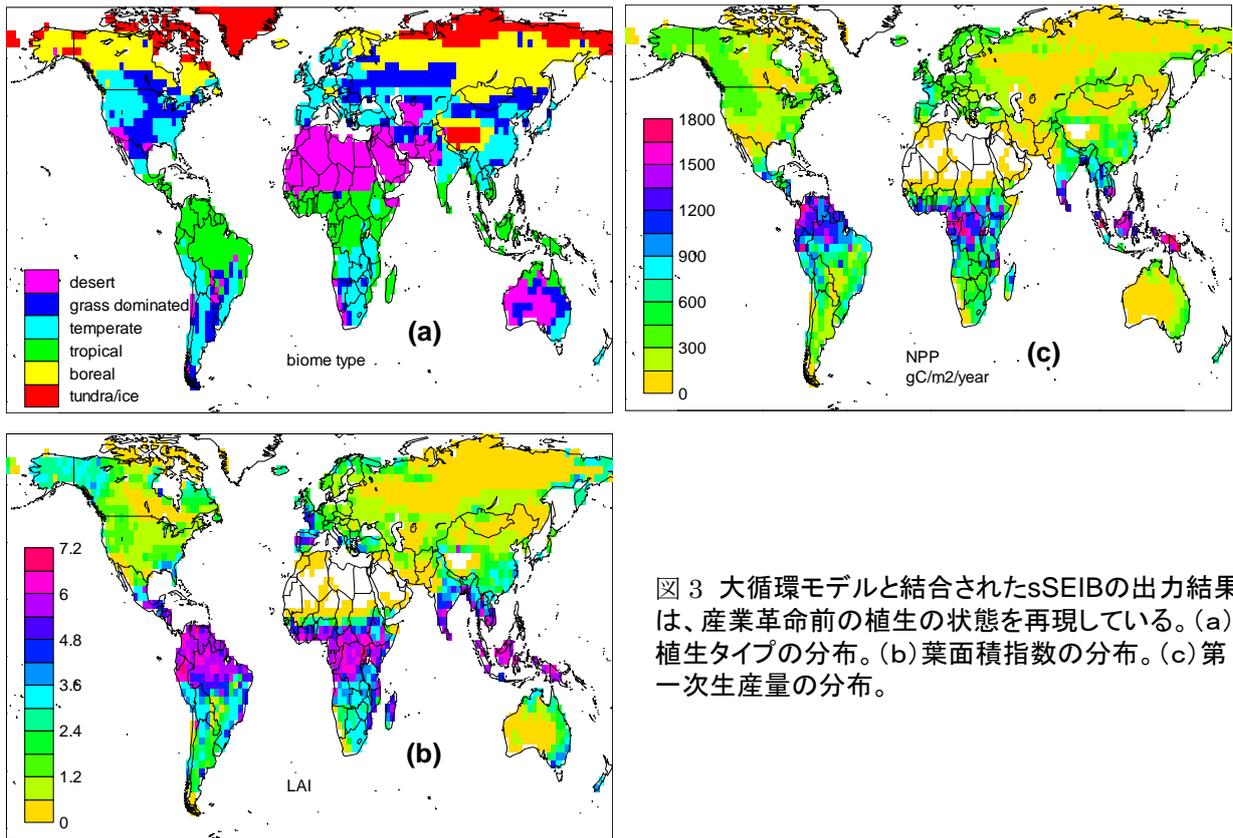


図3 大循環モデルと結合されたsSEIBの出力結果は、産業革命前の植生の状態を再現している。(a) 植生タイプの分布。(b) 葉面積指数の分布。(c) 第一次生産量の分布。

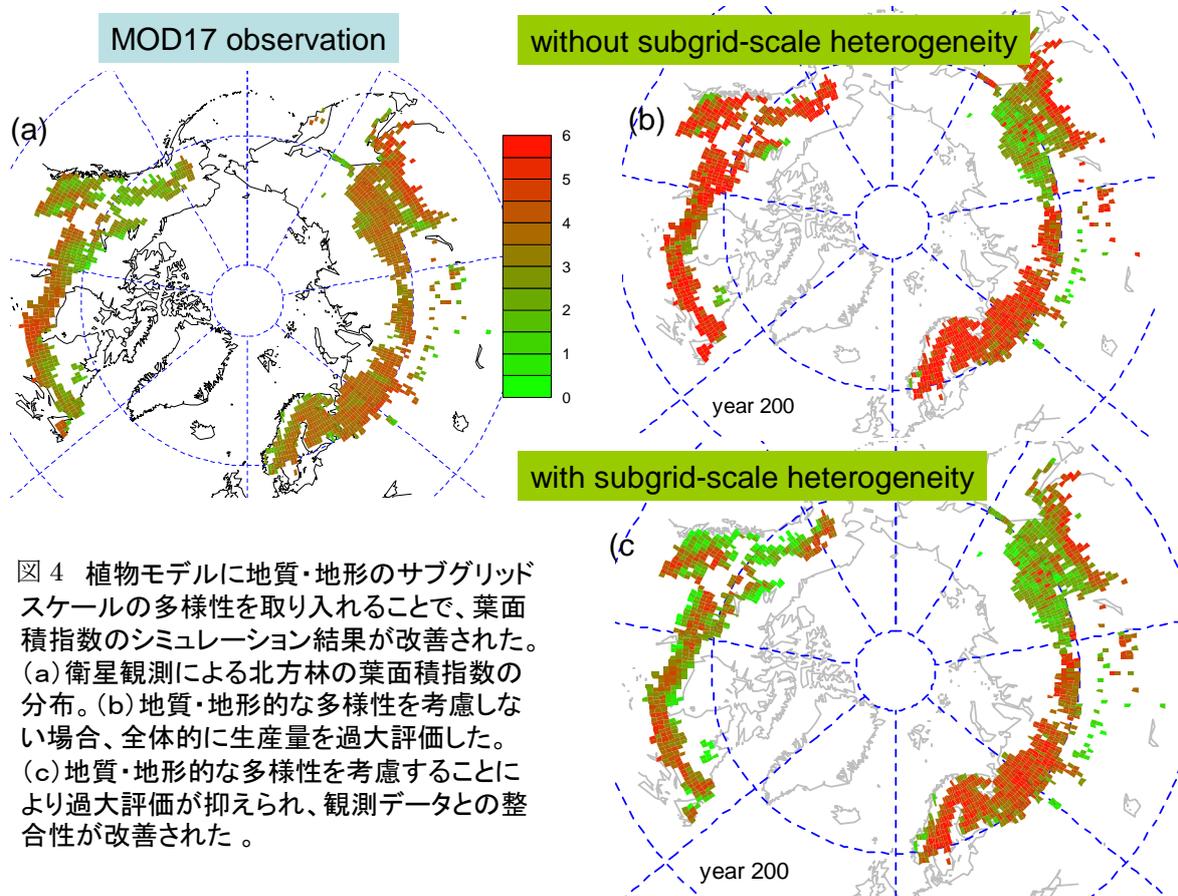


図4 植物モデルに地質・地形のサブグリッドスケールの多様性を取り入れることで、葉面積指数のシミュレーション結果が改善された。(a) 衛星観測による北方林の葉面積指数の分布。(b) 地質・地形的な多様性を考慮しない場合、全体的に生産量を過大評価した。(c) 地質・地形的な多様性を考慮することにより過大評価が抑えられ、観測データとの整合性が改善された。

さらに、地表物理モデルとの結合により供給される土壌の深さごとの温度・水分量を利用することで、土壌炭素の気候応答をより正確に再現する試みが進行中である。ケーススタディとして、Ise et al. (2008)では物理的に計算された泥炭地の土壌温度・水分量から土壌炭素の蓄積のダイナミクスを再現した。気候変動により土壌の高温化・乾燥化が進むと、泥炭の分解が進み土壌の厚みが失われていくことで、さらに保水力が減り乾燥化が進む、という正のフィードバックが泥炭地の崩壊を招くことを、世界で初めてシミュレーションモデルで再現した。

4.3.3. Sim-CYCLE の高度化と検証、土地利用変化影響の検討

陸域生態系の温室効果ガス交換は、気候システムにおける重要なフィードバック機構の一つであるが、陸面の不均質性や生物地球化学的プロセスの複雑性のため、広域的な評価は非常に困難なのが現状である。これまでの研究では、最も重要な温室効果ガスである CO₂ に焦点を当て、それを制御する炭素循環を地球システムモデルに取り入れてきた。このような気候-炭素循環結合モデルは、陸域炭素循環が将来の人為的温暖化を加速する可能性など、潜在的に重要なフィードバックの存在を示唆している。森林の耕作地や都市への転換や、草原や低木林の牧草地への転換といった土地利用変化は、文明の創始とともに始まった人類の根源的な活動である。産業革命や植民地化を経て加速的に進行し、第2次世界大戦後では特に熱帯の発展途上国における森林破壊が深刻化している。IPCC 第4次報告書によれば、1990年代には土地利用変化で 1.6 Pg C yr⁻¹ が放出されており、最近 200年間の総放出量は 140 ± 40 Pg C に及ぶとされている。グローバルな陸域生態系モデルを用いて、土地利用変化による炭素放出量の評価が試みられてきた。しかし、ここでは森林から農地への転換後の典型的な炭素放出パターン(例: Houghton et al. 1983) が仮定され、土地利用変化の分布に関するデータは不十分という問題があった。そのため、過去 300年間の農地分布データ (Ramankutty and Foley 1999; Klein Goldwijk 2001) が作成され、土地利用変化に伴う放出量を経時的に推定することが可能になったが、なお大きな不確実性が残されていた。

そこで、本サブ課題では陸域生態系モデルにおいて、土地利用変化(自然植生の農地化・牧草地化)に伴う炭素放出を、最近のデータを用いて評価する手法を検討した。土地利用変化による総炭素放出量を推定するには、自然植生から耕作地への全面積変化を評価する必要があるが、既存の耕作地面積マップでは耕作地から(二次)植生への回復を差し引いた正味面積変化しか得られなかった。そのため、炭素放出量を過小評価していた可能性がある。最近、New Hampshire 大学の Hurtt et al. (2006)により、原生植生、二次植生、耕作地、放牧地について相互の土地利用変化(transition matrix)に関するデータが作成された。このデータから全面積変化が得られ、VISIT モデル(Sim-CYCLE モデルの上位拡張モデル)による炭素貯留量と組み合わせることで炭素放出量が計算される。ただし、時間遅れのある炭素放出パターンについては従来と同じく Grand slam プロトコルの方法を用いた(土地利用変化を受けた土地の地上部バイオマスを植生タイプごとに一定の係数で1年、10年、100年の滞留時間を持つプールに割り振る)。ここでは原生植生および二次植生から耕作地・牧草地への転換による炭素放出を対象とした。

図5に示したのは1990年代における土地利用変化に伴う炭素放出の分布である。先進国が分布する温帯・亜寒帯ではほとんど放出が生じていないのに対し、森林伐採が進んだ熱帯林(東南アジア、アフリカ、中南米)での放出が顕著である。この期間の年間放出量は約 1.95 Gt C/年と推定された。なお、比較のために面積変化に基づく評価や、耕作地への転換のみ(つまり牧草地への転換を含まない)評価も行ったが、炭素放出量を大幅に過小評価する可能性が示唆された。

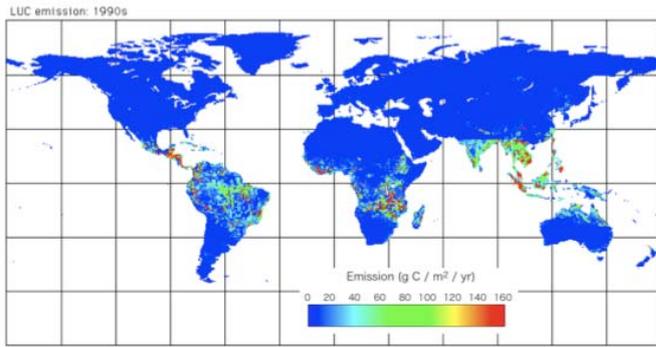


図5 Hurtt et al. (2006)のデータを用いて陸域生態系モデルで推定された1990年代の土地利用変化に伴う炭素放出の分布。

時系列的に見ると（図6）、総耕作地面積は20世紀中に1112万km²から1715万km²に増加しており、年間1.7~2.2 Gt C/年が放出されていた。結果的に20世紀中の土地利用変化による炭素放出は計190 Gt Cに達しており、陸域の炭素収支上で無視できない要素であることが分かる。1970年代以降、総耕作地面積の増加は鈍化しているが、牧草地への転換や二次植生の利用によってなおも相当規模の放出が生じている点は注意すべきである。

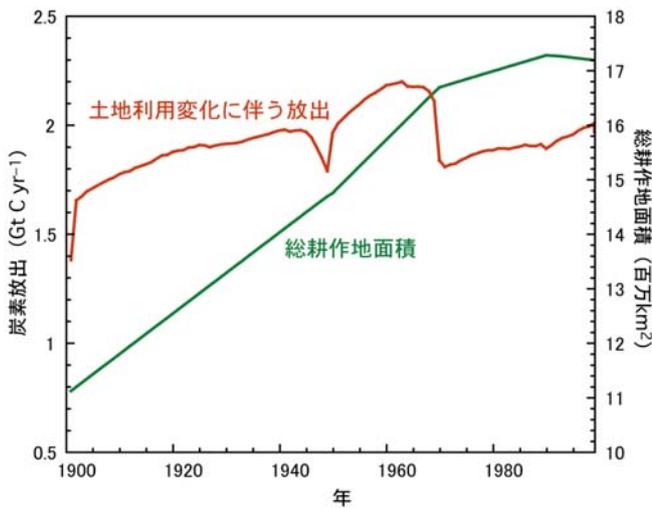


図6 20世紀中の総耕作地面積と土地利用変化に伴う炭素放出量の時間変化。

ここで行った予備的検討は、地球システムモデルに組込む陸域生態系モデルにおける土地利用変化の重要性を改めて示唆している。残された課題として、土地利用変化後の長期的な炭素放出パターンの設定があげられる。跡地に残された粗大有機物の分解過程や、収穫利用された木材の平均滞留時間を適切に設定するには多くのデータとより洗練されたモデルが必要である。陸域生態系モデルの間でも、このプロセスに関する共通化は行われていないため、早急に検討して不確実性低減を図るべき分野である。入力となる土地利用変化のグローバルデータにも、なお仮定に基づく便宜的取り扱いが残っているとされており、モデルとデータの両者を並行的に高度化していくことが望ましい。現在、環境省地球環境研究総合推進費「全球森林モニタリングシステム」において、衛星観測による森林伐採・衰退と生態系モデルによるシミュレーションを組み合わせた炭素収支評価が試みられている。そこでは現地データに基づいて、土地利用変化後の炭素動態のモデル的な扱いが検討される予定であり、その成果も踏まえて全球モデルの高度化へとつなげていく予定である。一方、環境省推進費 S-5-4 では、将来予測のための排出シナリオを作成しているが、そこで作られた過去から将来の土地利用データとの整合性を検討する必要もある。特に、将来の土地利用変化予測は、オランダの IMAGE グループによる予測シナリオがほぼ唯一のものであったため、不確実性の評価を含めて検討が不十分である。時期 IPCC 報告書向け温暖化予測

のため、世界の主要研究機関で土地利用変化シナリオ開発が進行中であり、その複数シナリオを用いた評価も重要な課題の一つである。

4.3.4. 参考文献

引用文献

- Houghton, R.A., and co-authors, (1983). Changes in the carbon content of terrestrial biota and soils between 1860 and 1980: a net release of CO₂ to the atmosphere. *Ecological Monographs*, 53, 235-262.
- Hurttt, G.C., and co-authors, (2006). The underpinnings of land-use history: three centuries of global gridded land-use transitions, wood-harvest activity, and resulting secondary lands. *Global Change Biology*, 12, 1-22.
- Ise, T., and Sato, H. (2008). Representing subgrid-scale edaphic heterogeneity in a large-scale ecosystem model: A case study in the circumpolar boreal regions. *Geophysical Research Letters*, 35, L20407, doi:10.1029/2008GL035701.
- Ise, T., Dunn, A. L., Wofsy, S. C., and Moorcroft, P. R. (2008). High sensitivity of peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nature Geoscience*, doi:10.1038/ngeo1331.
- Ise, Hajima, Sato, and Kato. In press. Simulating the two-way feedback between terrestrial ecosystems and climate: Importance of forest ecological processes on global change. In *Forest Canopies: Forest Production, Ecosystem Health, and Climate Conditions*. New York, NOVA.
- Klein Goldewijk, K., (2001). Estimating global land use change over the past 300 years: The HYDE Database. *Global Biogeochemical Cycles*, 15, 417-433.
- Köhler, P. and A. Huth (1998). The effects of tree species grouping in tropical rainforest modelling: Simulations with the individual-based model FORMIND, *Ecological Modelling*, 109(3), 301-321.
- Ramankutty, N. and J. A. Foley, (1999). Estimating historical changes in global land cover: croplands from 1700 to 1992. *Global Biogeochemical Cycles* 13, 997-1027.

研究発表（受理・印刷済みの論文）

- Ise, T., Dunn, A. L., Wofsy, S. C., & Moorcroft, P. R. (2008). High sensitivity of peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nature Geoscience*, doi:10.1038/ngeo1331.
- Ise, T., & Sato, H. (2008). Representing subgrid-scale edaphic heterogeneity in a large-scale ecosystem model: A case study in the circumpolar boreal regions. *Geophysical Research Letters*, 35, L20407, doi:10.1029/2008GL035701.
- Ise, Hajima, Sato, & Kato. Accepted. Simulating the two-way feedback between terrestrial ecosystems and climate: Importance of forest ecological processes on global change. In *Forest Canopies: Forest Production, Ecosystem Health, and Climate Conditions*. New York, NOVA.
- 佐藤永 (2008). 生物地球化学モデルの現状と未来, 静的モデルから動的モデルへの展開. *日本生態学会誌* 58(1), 11-21.

研究発表（投稿中の論文）

- Sato H. Simulation study of the vegetation structure and function in tropical rain forest in Malaysia using the individual-based dynamic vegetation model SEIB-DGVM.
- Sato H., H. Kobayashi, N. Delbart, Modeling vegetation structure and function in an east Siberian larch forest using the dynamic vegetation model SEIB-DGVM.

研究発表（口頭発表）

- Ise, T. High temperature sensitivity of peat decomposition due to physical-biogeochemical feedback. 第12回日米地球変動ワークショップ (2008年, 東京).
- Ise, T. Quantifying local factors in medium-frequency trends of tree ring records: Case study from Canadian boreal forests. アメリカ生態学会 (2008年, ミルウォーキー).
- Ise, T. High temperature sensitivity of peat decomposition due to physical-biogeochemical feedback. 1st International Symposium on the Arctic Research (2008年, 東京)
- Ito, A. Data utilization by terrestrial carbon cycle modeling. The 2nd GEOS-Asia Pacific Symposium (2008年, 東京)
- 佐藤永, 小林秀樹, ニコラ・デルバール. 動的全球植生モデル SEIB による、東シベリアの植生・炭素・水循環の再現と予測. 日本気象学会 2008 年度春季大会 (2008年, 横浜)
- Sato H., H. Kobayashi, N. Delbart. Simulation study of the vegetation structure and function in eastern Siberian larch forests using the dynamic vegetation model SEIB-DGVM. 1st International Symposium on the Arctic Research (2008年, 東京)
- Sato, H., H. Kobayashi, N. Delbart. Simulation Study of the Vegetation Structure and Function in Eastern Siberian Larch Forests Using the Individual-Based Dynamic Vegetation Model SEIB-DGVM. AGU Fall 2008 Meeting (2008年, サンフランシスコ)
- 加藤知道. 生態系が決める CO₂ 循環の全球予測. 独立行政法人海洋研究開発機構「地球環境シリーズ」講演会(第5回)「地球環境研究の最前線～全球観測と予測モデルが切り拓く科学～」. (2008年8月4日, 国連大学)

研究発表 (講演)

- Ise, T. High temperature sensitivity of peat decomposition due to physical-biogeochemical feedback.(2008年4月, ハワイ大学)
- Ise, T. High temperature sensitivity of peat decomposition due to physical-biogeochemical feedback.(2008年5月, USDA Forest Service)
- Ise, T. High temperature sensitivity of peat decomposition due to physical-biogeochemical feedback.(2008年6月, 首都大学東京)
- Ise, T. High temperature sensitivity of peat decomposition due to physical-biogeochemical feedback.(2008年10月, 国立環境研究所)

研究発表 (アウトリーチ)

- 伊勢武史. New York Times. Rising Temperatures May Dry Up Peat Bogs, Causing Carbon Release. (2008年10月13日)
- 伊勢武史. Reuters. Warmer climate to dry up peatlands. (2008年10月12日)
- 伊勢武史. Herald Sun. Climate threatens peat, threatens climate. (2008年10月13日)
- 伊勢武史. Nature. Peatling out. (2008年10月16日)
- 伊勢武史, 和穎朗太. 炭素循環を介する気候変動と陸域(植生・土壌)生態系のフィードバック — グローバルな炭素循環と高緯度地域の重要性 — 月刊「地球」 30:230-239.
- 加藤知道. 植物による CO₂ の吸収と排出. コーナー「情報サプリメント」, CBC ラジオ 多田しげおの気分爽快～朝から P.O.N., (2008年9月30日)
- 加藤知道. 植物の CO₂ 吸収. コーナー「今さら聞けない」, 朝日新聞日曜版「be」, (2008年9月14日)
- その他多数

4.4. 全球雲解像モデルによる雲降水システムの気候予測精度向上

課題代表者：佐藤 正樹（海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター
サブリーダー）

4.4.1. 実験概要

NICAM（全球雲解像モデル）により、これまで現実的な地形や海面水温などを与えた設定のもとでさまざまな数値実験を行っている。熱帯、アジア域の対流活動や顕著現象(MJO や台風)の再現性や、全球的な雲・降水分布の再現性を雲微物理スキーム・境界層の乱流スキームの改善のインパクトとあわせて調べ、将来の目標としている気候研究の基礎となる知見や物理過程改善のための指針を得ることを目標としている。

今年度は革新プロジェクトの一環として、エルニーニョ的かつ台風活動の顕著年である 2004 年を対象とした実験とラニーニャ的な今年 2008 年を対象としたいくつかの実験を行った。14km 格子の設定で、2004 年 6 月から 10 月までの 5 ヶ月実験、7km 格子の設定で同 6 月から 8 月の 3 か月実験を行った。また、放射スキームを改良した条件のもとで、同 2004 年 3 か月実験、および温暖化を想定した実験を行った。物理過程改善の観点からは、昨年度は境界層乱流過程にサブグリッドスケール(以下 SGS)の雲に伴う凝結効果(Mellor-Yamada Nakanishi-Niino レベル 2) (Mellor and Yamada, 1982; Nakanishi and Niino, 2006)を組み込んだ全球 7km と 14km 格子実験を行うとともに、簡単な品質試験結果を示した。今年度はモデル性能の評価に関わる解析を進めた。更に SGS の雲に伴う乱流輸送過程が格子スケールの雲の空間的生成量に与える影響を明らかにするために感度試験を実施し、その重要性を明らかにした。以下(2)では、2004 年実験でのインドアジアモンスーン域の対流活動の季節変動のふるまいについて、(3)では雲分布、境界層スキームの依存性について、(4)では予備的であるが温暖化想定実験の準備状況について述べる。

4.4.2. 2004 年実験でのインド・アジアモンスーン域の季節変動

4.4.2.1. インド・アジアモンスーン域の下層風と降水の再現性

2004 年 6-8 月平均の下層風 (850 hPa) と地上降水の分布について、GL9(14 km 格子)と GL10(7km 格子)の実験結果を図 1 (上) に示した。図 1 (中) は観測 (NCEP/NCAR 再解析、TRMM 降水レーダー) による。モンスーン期の基本的な特徴であるソマリージェットと下層西風の東西方向への張り出しが、いずれの格子実験においてもシミュレートされた。

詳細をみれば、西風域の張り出しが観測では海洋大陸より 20~30 度東側に達しているのに対し、モデルでは海洋大陸付近にとどまるなどの違いはみられる。これは、モデルと観測の降水活動の分布の違いに起因するものである。すなわち、モデルで顕著にみられるインド洋付近 (60~90E) の降水は観測では顕著ではない。モデルにおけるこの正の降水バイアスは東側で下層東風を強化するため、西風領域の張り出しを阻害する。この降水バイアスの原因究明と改善は今後の課題である。なお、GL10 (7km 格子) 実験では GL9(14km 格子)実験と比べれば、このバイアスがいくぶん緩和されていることがわかる (図 1 (下))。

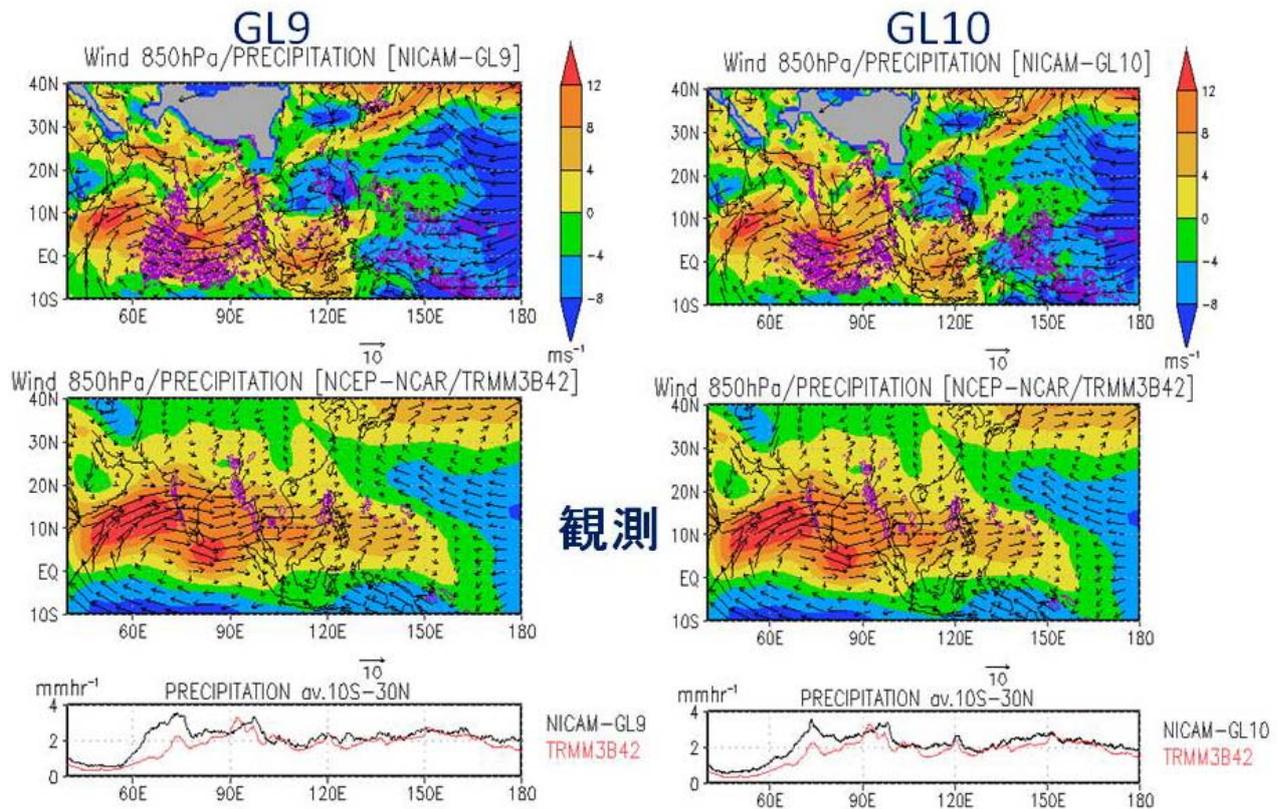


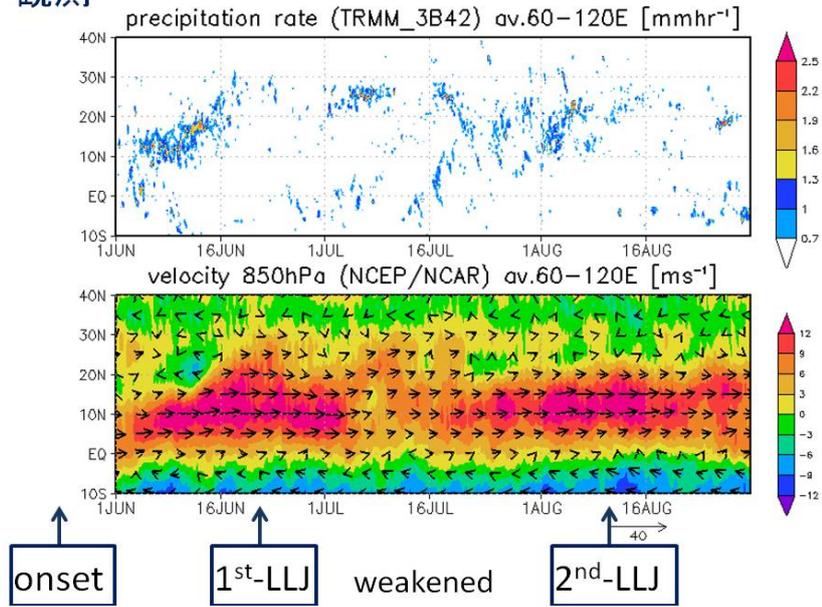
図1 (上) GL9 (14 km 格子; 左列) および GL10 (7km 格子; 右列) 実験における 2004 年 6~8 月の 850 hPa 速度場 (矢印、東西風に陰影) および降水量 (2mm/hr 以上、紫色)、(中) 同期間における観測、(下) モデルと観測の領域(10S-40N、40E-180)平均の降水量

4.4.2.2. インド・アジアモンスーン域の下層風と降水の再現性

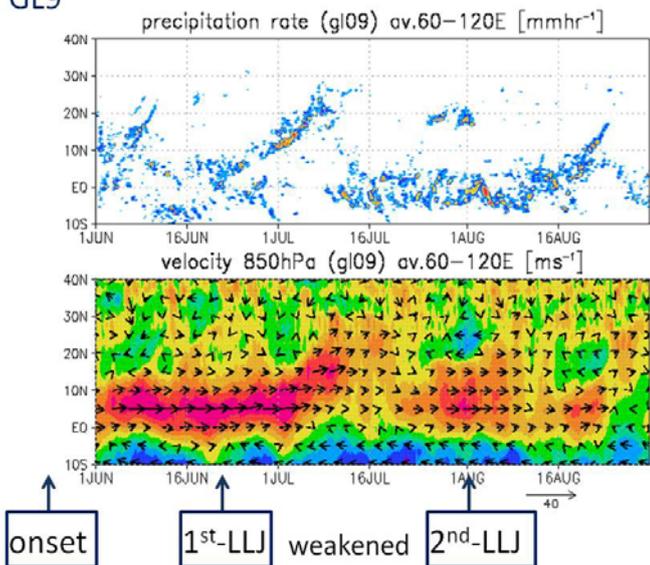
モンスーン域の降水と下層東西風の活動について、2004 年 6~8 月の時間変化を示す (図 2)。観測によるこの時期のモンスーンに伴う下層ジェットの特徴 (図 2 上) として、5 月 18 日にインド半島南西域での降水活動の活発化 (オンセット) した後、(1) 6 月中旬における下層西風ジェットの強化とその後の弱化、(2) 8 月第一週における下層西風ジェットの再強化が挙げられる。GL9 (14km 格子) 実験では、この風系の特徴がよく再現されている。GL10 (7km 格子) 実験では、(2) に対応する西風の強化はみられるものの、7 月中旬にも観測にはみられない強化が起きている。

一方、降水活動の特徴をみると、4.4.2.1 で述べたような観測にはみられない赤道域の降水活動の活発化がみられるものの、下層ジェットの強化に先行あるいは、ほぼ同期して北進する傾向がみられ、モンスーン期に特徴的な降水活動の進行がシミュレートされていることがわかる。

観測



GL9



GL10

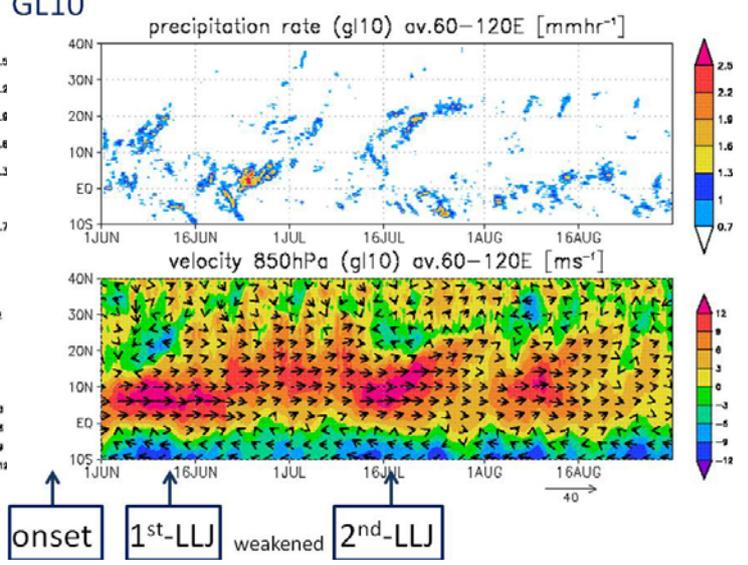


図2 観測（上）、GL9（14km格子；下左）、GL10（7km格子；下右）実験における降水量（各上パネル）および850hPa速度場（矢印、東西風に陰影）の時間変化。2004年6～8月。

4.4.3. 下層雲の再現性、境界層スキームの感度実験

SGS の雲の効果を検討していない従来の乱流モデル結果との気候学的な雲量の空間分布の違いを明瞭にするために Iga et al. (2007)(以下 I07)による実験結果と比較する。I07 は現実的な地形を用いて海面温度を 7 月気候値に固定した実験を行ない、定常的な循環場における雲量の空間的特徴を解析している。本報告では全球 14km 格子実験結果(以下 CTL)を用いた結果について示すが、全球 7km 格子実験でも類似な雲量の空間分布を得られている(図略)。

図 3 は本研究と I07、ISCCP(International Satellite Cloud Climatology Project)による衛星観測から得られている 7 月の雲量の気候値を比較している。観測結果から、ITCZ や SPCZ、インド洋沖合いでは恒常的な強い対流活動に伴う組織的な上層雲量が見られる(図 3 a)。I07 と本実験はどちらもこの様な上層雲量の空間的特徴をよく再現している(図 3 d、g)。

中層雲量を見ると(図 3 b、e、h)、CTL と I07 には明瞭な違いは見られない。全球的にはどちらも実験も観測に比べて過小評価している。中層雲量を過小評価する傾向は AGCM に共通に見られている。NICAM 実験でも光学的に薄い中層雲を過小評価していることが観測との相違を生む大きな要因となっている(図略)。過去の AGCM を基にした研究では積雲対流に伴って起こる湿潤空気塊のデトレインメントの不足、過飽和水を伴う雲微物理過程のモデル化の不十分さ、重力波に伴う生成が不十分であることや鉛直解像度が低いために光学的に薄い雲を再現できていないなどの問題点が示唆されている(e.g., Zhang et al. 2005)、その原因究明が課題として残される。

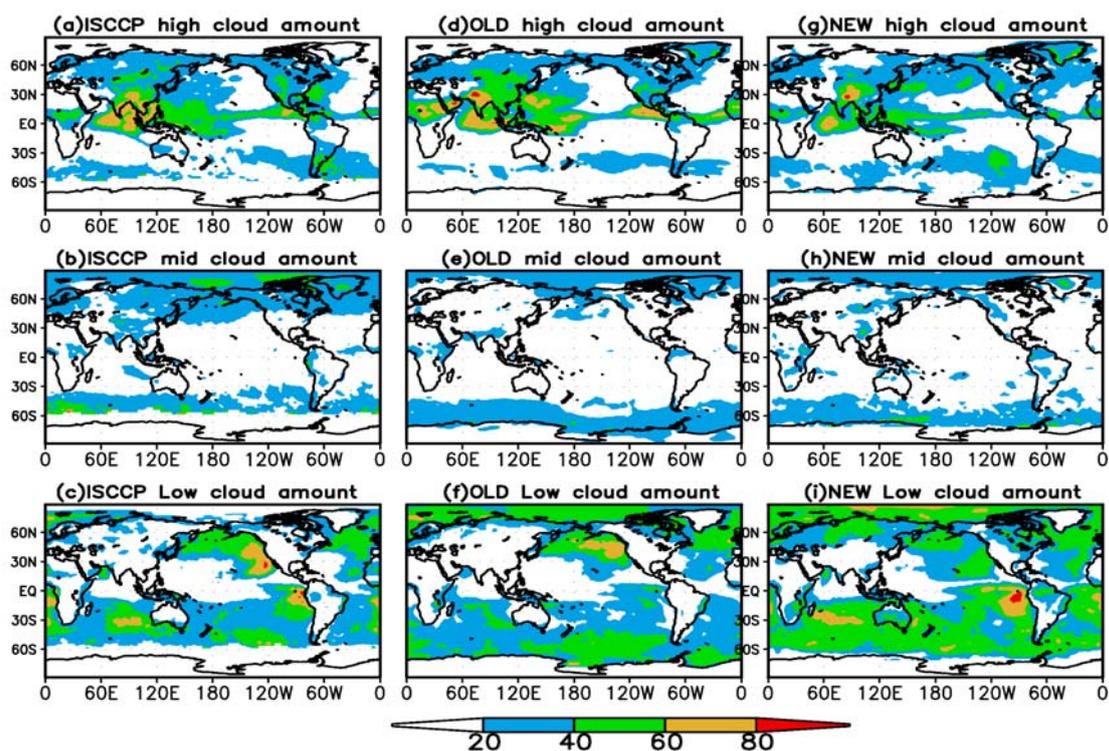


図 3 ISCCP により提供されている衛星観測値と NICAM の雲量の比較。衛星観測値の 2004 年 7 月気候値における(a)上層雲量、(b)中層雲量、(c)下層雲量。(d)(e)(f)は(a)(b)(c)と同じ。但し、Iga et al. (2007)の結果。(g)(h)(i)は(a)(b)(c)と同じ。但し、CTL の 2004 年 7 月気候値。

下層雲量を見ると(図 3 c、f、i)、I07 は 30° より極側において傾圧不安定波に伴って発生する下層雲を良く再現している。一方、カリフォルニア沖やペルー沖、ナミビア沖などの大陸西岸域、またインド洋沖合いで組織的に発達する下層雲を過小評価している。本実験ではこれらの下層雲の発達を観測に近づいていることがわかる。大陸西岸域で起こる下層雲量の変化について興味深い点は、カリフォルニア沖合いよりもペルー沖合いの方がより改善されており領域によるインパクトの違いがあることが挙げられる。

次に、乱流輸送過程が雲量の空間分布の再現性に及ぼす影響を系統的に調べるために 2 通りの感度実験を行った。1 つ目は全計算格子で未飽和と仮定した場合(i.e.,SGS の雲に伴う乱流輸送を考慮しないことに相当する; 以下 DRY)であり、2 つ目は全計算格子で飽和していると仮定した場合(以下 WET)である。感度試験は 6 月 1 日から 10 日間実行し最後の 5 日間の平均値を比較した。

まず、DRY を CTL と比較すると(図 4 a、b、c、d、e、f)、上層雲量と中層雲量の空間分布は良く似ている一方、下層雲量が増加している。これは SGS の雲に伴う水蒸気輸送を考慮しないことで境界層が湿潤化し、その結果、格子スケールの雲が発生しやすくなったためである。次に WET を見ると(図 4 g、h、i)、DRY とは逆に、下層雲量は全球的に減少するとともに中層雲量と上層雲量は増加する。特に境界層の水蒸気が過剰に鉛直輸送されるために境界層が乾燥化する。このため極域を除く下層雲量はほぼ消失する。

雲解像モデル開発の成功により MJO を始めとする熱帯域で発生する擾乱の再現に成功している。しかし、現在、得られる計算機資源を用いても境界層で発生する様な浅い対流を始めとする雲を陽に計算することは難しい。Miura et al. (2007) は全球 3.5km と 7km、14km 格子を用いて台風 0404 号の再現実験を行い、SGS 雲に伴う乱流輸送が台風の発達に対して重要な役割を演じることを示している。本研究は、SGS 雲のモデル化は全球雲解像モデルにおける気候学的な雲量の再現性を高めるためにも重要な問題であることを示した。

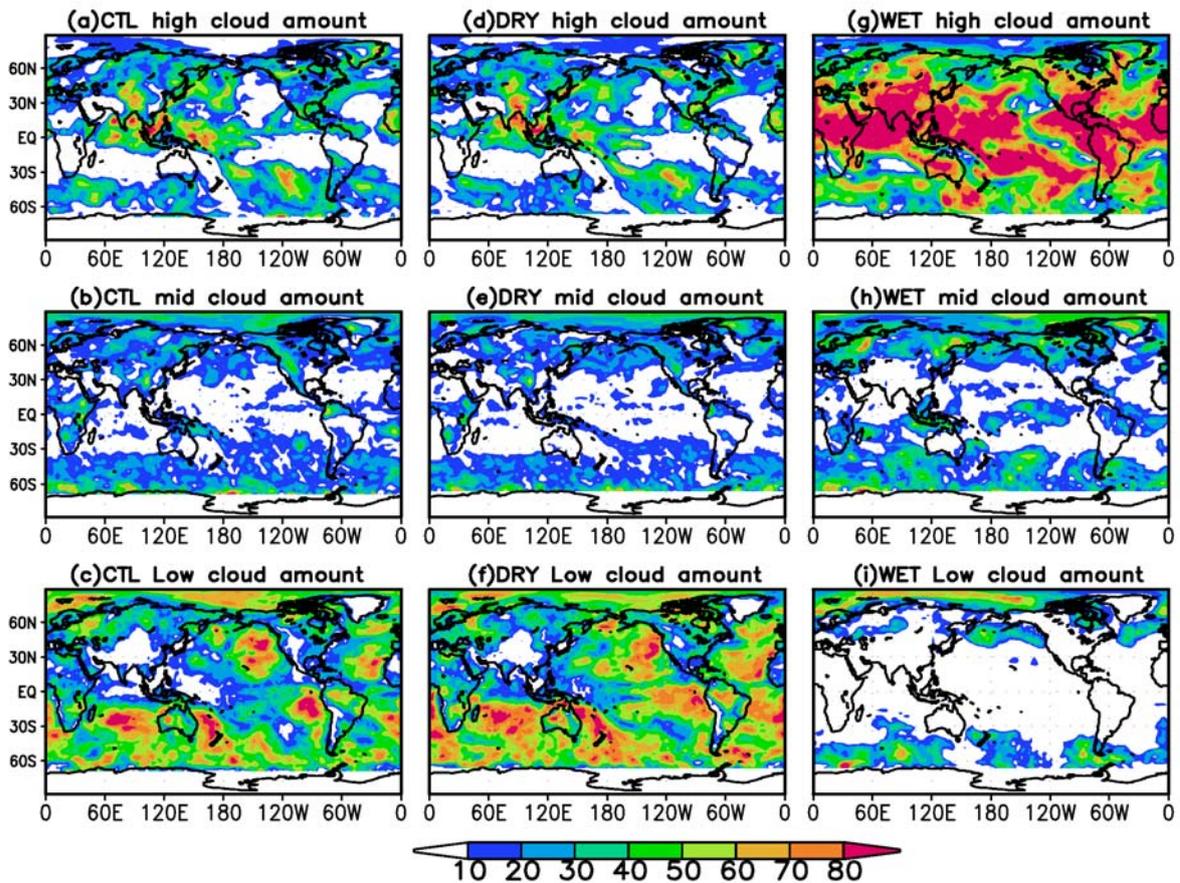


図4 乱流輸送過程が雲量の空間分布に与える影響。CTLの(a)上層雲量、(b)中層雲量、(c)下層雲量。(d)(e)(f)は(a)(b)(c)と同じ。但し、DRYについて。(g)(h)(i)は(a)(b)(c)と同じ。但し、WETについて。2004年6月6日～10日の平均値を示す。

4.4.4. 温暖化想定実験

4.4.4.1. 目的

積雲対流スキームを用いた従来の気候モデルでは、現在気候はもとより、温暖化を想定した気候実験における大気擾乱や循環場、雲や対流を介した放射の変化に不確定性はいりこむ。全球雲解像モデルでは、雲や対流にかかわる不確定性を排除することで、より信頼性の高い温暖化予測を行うことが可能である。本年度は全球雲解像モデルを用いた世界初となる温暖化実験を開始した。今後行うプロダクトランにむけて、モデルのパフォーマンスや気候場、熱帯低気圧などモデルの基礎的なパフォーマンスを把握し、IPCC第5次報告書への貢献を目指す。

4.4.4.2. 実験設定

水平格子解像度14kmを用い、温暖化タイムスライス実験(Bengtsson et al. 1996)を行った。温暖化時の境界条件(海面温度と海水分布)は、Mizuta et al. (2008)にならい、IPCC第4次報告のCMIP3(A1Bシナリオ)から18種のモデルの現在(1979~2003)および将来(2075~2099)各25年分の各月のアンサンブル平均偏差データを作成し、昨年度より行っている2004年夏季季節変化実験の気候値境界条件に加算して与えた。積分期間はコントロールケースが2004年6月~9月、温暖化想定実験が約100年後の5月~9月とした。温暖化想定実験の5月はスピンアップ期間としている。温室効果ガスの濃度はA1Bシナリオに基づき、CO₂濃度(現在の約2倍)一定値、N₂Oと

CH₄の濃度は現在と同程度とした。温暖化放射スキームは従来用いた MSTRNX の改良版を組みこみ、精度を高めた。

4.4.4.3. 気候感度

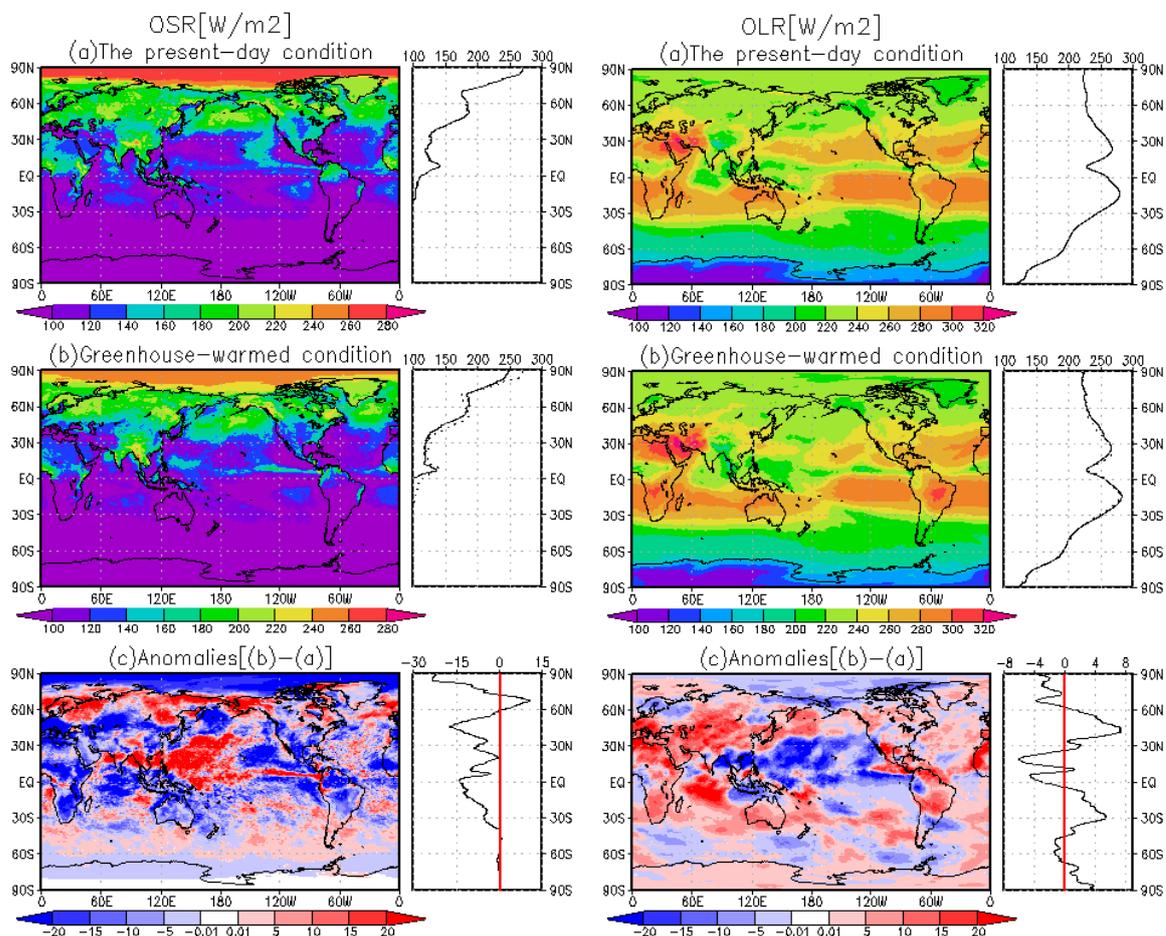


図5 現在気候(2004年6・7・8月)実験(上段)、温暖化想定(将来6・7・8月)実験(中段)、両者の差(温暖化想定時－現在気候)。左列：大気上端における外向き短波放射[W/m²]の全球分布と緯度平均、右列：大気上端における外向き長波放射[W/m²]。それぞれ6・7・8月における3カ月間の平均値を示す。

図5から、温暖化実験における特徴的な変化として、第一にインド洋北部および海洋大陸域の東側の太平洋全域の長波放射の減少、第二に中高緯度(30N-60N)では長波放射が増加し、短波放射が減少している様子が確認できる。前者は温暖化時に降水活動の活発化(図5右列)が顕著な地域を含んでいることから、それを反映していると思われる。後者は中高緯度における雲量が減少したため、短波放射が地表を暖め(図5左列)、地表面からの長波放射が増加したことと整合的である。

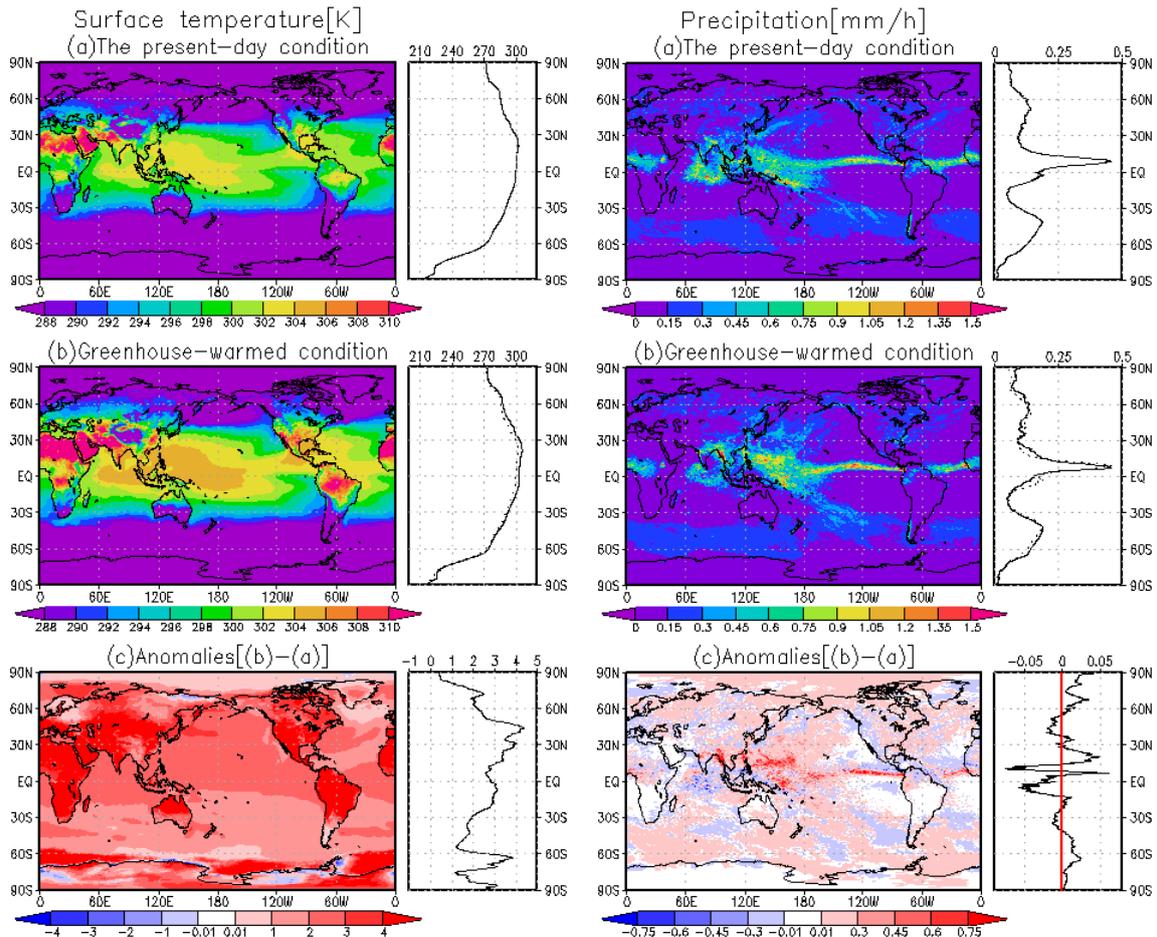


図6 現在気候(2004年6・7・8月)実験(上段)、温暖化想定(将来6・7・8月)実験(中段)、および両者の差(温暖化想定時－現在気候)(下段)。左列：地表面/海面温度[K]の全球分布と緯度平均、右列：降水量[mm/h]。それぞれ6・7・8月における3カ月間平均値。

図6右列より、西太平洋とマレー半島西岸で0.6[mm/h]を超える顕著な降水量の増加がみられる。また120W以東では、赤道から10N以南の海上に降水強度が増加する領域が存在し、この領域を挟むように降水強度が減少する領域が確認できる。同図の(c)緯度平均でみて、7N付近に正の偏差の極大値と10N付近に負の偏差の極小値がみとめられる。すなわち、熱帯収束帯が温暖化想定時には赤道側に移動する。

4.4.4.4. 熱帯低気圧の変化

熱帯低気圧の検出には柳瀬(2007)の方法を利用した。予備的な解析の結果、6－8月の3か月間の熱帯低気圧の発生数は、現在実験で29個、温暖化実験では17個となり、温暖化実験では減少している。一方、最大風速(高さ80m)について各実験において再現された上位2割の強度をもつ熱帯低気圧の平均値をみると、現在実験では62.8m/s、温暖化実験では70.6m/sであり、強度の強い熱帯低気圧が増えている。これらの結果は従来型気候モデルを用いた既往の研究(Oouchi et al, 2006 他多数)と整合している。これらの変化をもたらす要因や雲解像モデルならではの視点からの興味として、熱帯低気圧の構造や寿命の変化についても解析を進める予定である。

4.4.5. 参考文献

- Bengtsson, L., M. Botzet, and M. Esch, 1996 : Will greenhouse-induced warming over the next 50 years lead to higher frequency and greater intensity of hurricanes? *Tellus*, 48A, 57-73.
- Iga, S. H. Tomita, Y. Tsushima, and M. Satoh, 2007: Climatology of a nonhydrostatic global model with explicit cloud process. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L22814, doi:10.1029/2007/GL031048.
- Mellor, G., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulent closure model for geophysical fluid problems. *Geophys. and Space Phys.*, 20, 851-875.
- Mizuta, R., Y. Adachi, S. Yukimoto, and S. Kusunoki, 2008, Estimation of the Future Distribution of Sea Surface Temperature and Sea Ice Using the CMIP3 Multi-model Ensemble Mean, *Technical Report of the MRI*, NO. 56
- Nakanishi, M, and H. Niino, 2006: An improved Mellor-Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Boundary-Layer Meteorol.*, 119, 397-407.
- Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, and A. Noda, 2006 : Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model : Frequency and intensity analysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84, 259-276
- Yanase, Y., S. Iga, M. Satoh, and H. Tomita, 2007 : Using 14km-mesh entire globe simulation behavior of tropical Cyclones,⁹th Nonhydrostatic model work shop(in Japanese)
- Miura, H., M. Satoh, H. Tomita, T. Nasuno, S. Iga, and A. T. Noda, 2007a: A short-duration global cloud-resolving simulation with a realistic land and sea distribution. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L02804, doi:10.1029/2006/GL027448.
- Zhang, M. H., W. Y. Lin, S. A. Klein, J. T. Bacmeister, S. Bony, R. T. Cederwall, A. D. Del Genio, J. J. Hack, N. G. Loeb, U. Lohmann, P. Minnis, I. Musat, R. Pincus, P. Stier, M. J. Suarez, M. J. Webb, J. B. Wu, S. C. Xie, M.-S. Yao, and J. H. Zhang, 2005: Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. *J. Geophys. Res.*, 110, D15S02, doi:10.1029/2004JD005021.

図2はトウモロコシとダイズについて、収量差分を気象要素の差分（最高気温 ΔT_m （ $^{\circ}\text{C}$ ）、最低気温 ΔT_n （ $^{\circ}\text{C}$ ）、日較差 ΔDTR （ $^{\circ}\text{C}$ ）、降水量 ΔPre （ mm ））で単回帰した場合の係数を表している。すなわち、気象要素の差分が 1°C あるいは 1mm 変化したときの収量差分 ΔYield の変化率（%）であり、気象環境変化に対する収量応答を表現している（図3）。トウモロコシ、ダイズを栽培している省の内、4つの気象要素の内少なくとも1つの要素と有意な相関を持つ省のみプロットしている。

トウモロコシを栽培している22省のうち、栽培期間の最高気温と収量が負の相関を持つ省は Liaoning、Tianjin、Shanxi、Gansu、Shaanxi、Anhui、Jiangsu、Guizhou であった（図3）。例えば、最高気温 1°C の変化に対して、内陸中央部の Shaanxi 省では7.4%~20.7%、南部の Guizhou 省では2.4%~8.3%減少したと推定された。

栽培期間の最低気温とトウモロコシ収量が負の相関を持つ省は Tianjin、Shaanxi、Jiangsu、Anhui であった。しかし、西端の Xinjiang 省では正の相関が見られた。

栽培期間の日較差とトウモロコシ収量が負の相関を持つ省は、北部が多く Jilin、Liaoning、Shanxi、Hebei、Shandong、Henan、Guizhou などであった。また、Inner Mongolia、Gansu、Hebei、Shanxi、Shandong、Guizhou などの北部や華北平原では、降水量と正の相関が見られる。

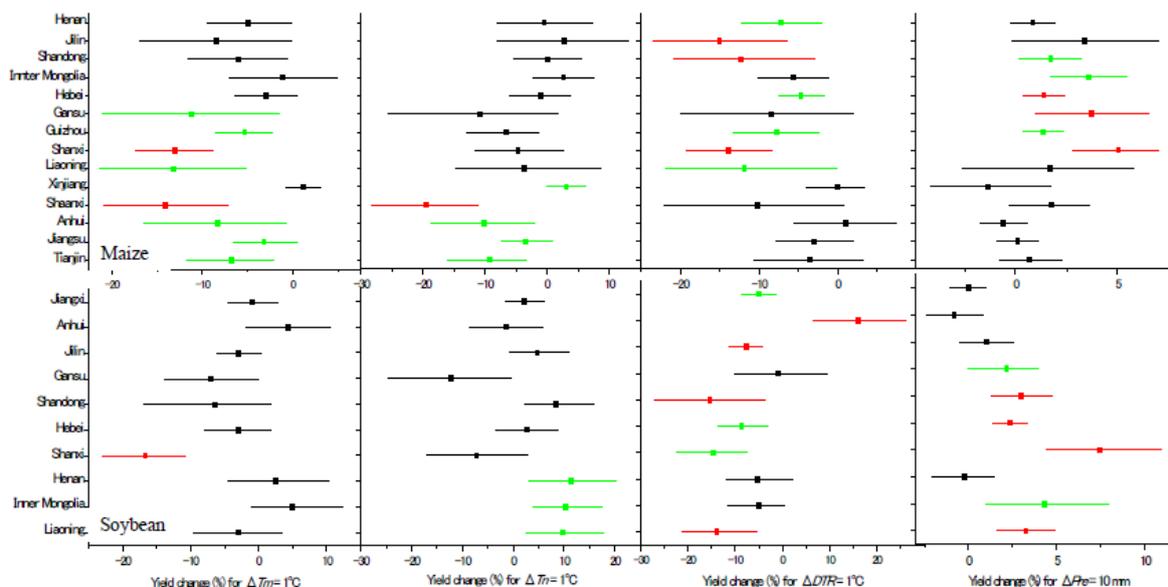


図2 気象要素の変化に対する収量差分の応答（上段はトウモロコシ、下段はダイズ）
横軸の正負は相関の正負に対応し、1%有意水準は赤、5%有意水準は緑、有意差がない場合は黒で表す。バーは90%信頼区間を示す。

ダイズ生産地域の16省の内、栽培期間の最高気温とダイズ収量との間に負の相関が見られたのは Shanxi 省だけであるが、最高気温 1°C の上昇でダイズ収量は11.1%~22.7%減少すると推定された。一方、Liaoning、Inner Mongolia、Henan の各省では、ダイズの栽培期間の最低気温と収量との間に正の相関が見られた。最低気温 1°C の上昇で Liaoning 省では3.0%~17.3%、Henan 省では3.4%~19.7%増加すると推定された。

日較差とダイズ収量との負の相関は Jilin、Liaoning、Shanxi、Hebei、Shandong、Jiangxi 省で見られるが、Anhui 省は正の相関が見られた。

降水量とダイズ収量の相関は、Liaoning、Inner Mongolia、Gansu、Hebei、Shanxi、Shandong 省といった乾燥地あるいは半乾燥地域で見られた。

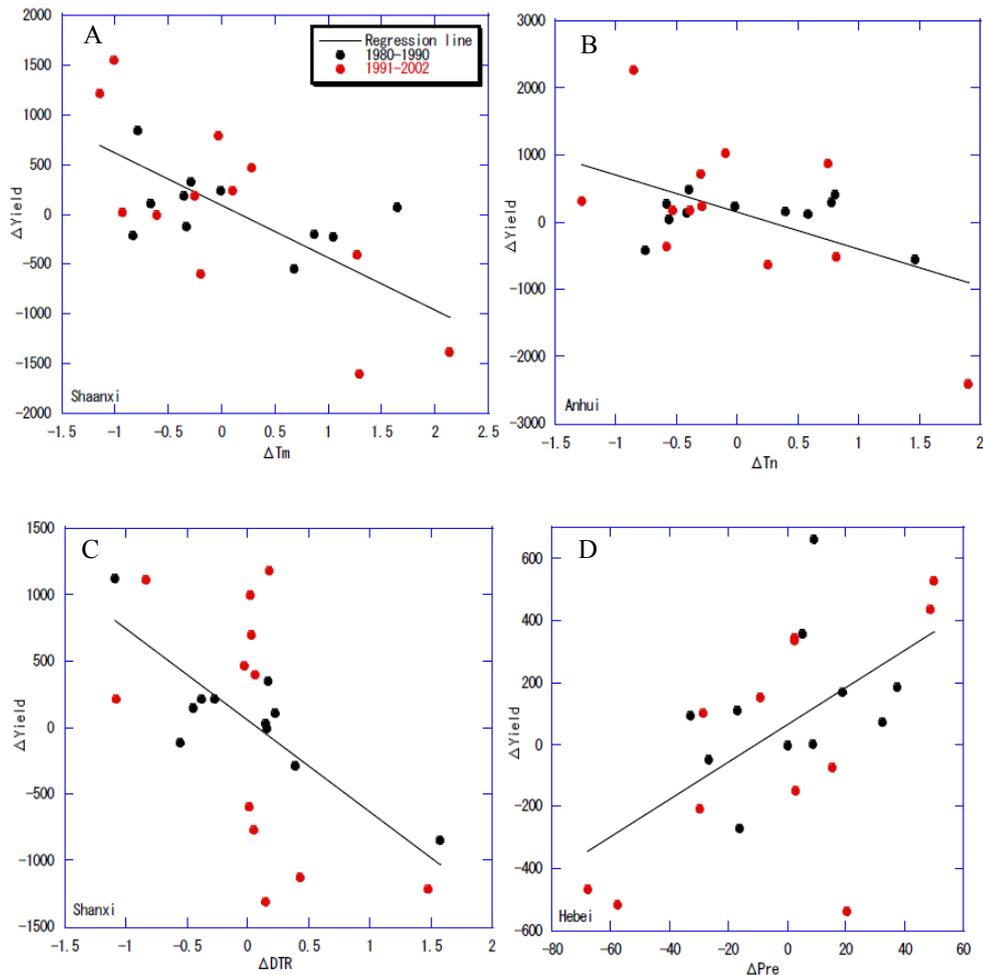


図3 トウモロコシの収量差分と各気象要素の差分との関係

A : Shaanxi 省での最高気温との関係、 B : Anhui 省での最低気温との関係、
 C : Shanxi 省での日較差との関係、 D : Hebei 省での降水量との関係

以上のように、中国における地域スケールの気象環境と作物収量との統計的關係に関して、地域的パターンをある程度とらえることができたが、より詳細に解析するには作物の生理的応答の特性を考慮する必要がある。

一般に気温の上昇は作物の生育を早め、大気中 CO_2 濃度の上昇はバイオマス、収量を増加させる。しかし、開花時期の異常高温は子実形成を妨げ収量を低下させ (Ziska et al., 1997; Matsui & Horie 1992)。光合成には最適気温が存在し、作物の温度応答は複雑である (Conroy, 1994)。気温が光合成の最適温度より低ければ、少しの気温上昇で生長を増長させるが、気温が最適気温付近であれば、少しの気温上昇によっても収量は大きく減少することが知られている (Baker and Allen, 1993)。IPCC 第4次報告書でも、温暖化は低緯度地域では農業生産に悪影響を及ぼすが、ある程度の気温上昇は中高緯度地域の農業には好影響を与えると推計している。本解析結果でも、図2からこの傾向を見ることができる。

日較差 (DTR) に対する作物応答は両義的である。DTR の増加が最高気温の上昇と関連していると、水ストレスあるいは光合成速度の低下を招いて収量を低下させる可能性がある (Dhakhwa & Campbell 1998; Tao et al. 2006)。しかし一方、生育や登熟過程は最高気温より最低気温に対して感受性が大きいことから、DTR の増加が収量を増加させる方向へ作用する場合もある (Wilkins & Singh 2001)。Lobell (2007)は国別の作物収量と気象との關係を解析し、中国のコメおよびトウモロコシ収量と DTR との間には負の相関があることを報告している。ここでの結果でも、DTR はト

ウモロコシおよびダイズの収量と有意な負の相関が見られた。最近の気象変化、あるいは気候モデルにより推計されている気候変化では、最高気温と最低気温の変化は非対称的であり、一般に最低気温の上昇率が最高気温に比べて大きいとされている。日較差の変化とそれが作物に及ぼす影響に関する知見は今後より重要になると考えられる。

栽培期間降水量はトウモロコシ、ダイズの収量と有意な正の相関が見られた。実際、中国東北部の地域は年間降水量が 600mm 以下であり、水ストレスが最大の収量制限要因であることを反映している。

各作物の栽培期間における気象環境のトレンドを解析した結果を図 4 に示した。最高および最低気温のトレンドが有意に見られ、特に最低気温のトレンドが多く和省で見られる。この気温の上昇傾向と図 2 に示した収量との相関とを合わせてみると、トウモロコシは華北平原を中心とした地域、ダイズは東北地方を中心とした地域において、両者のトレンドが一致する。

近年の気温上昇傾向は作物の生育および生産に無視できない影響を与えているとする報告が多くある (例えば、Nicholls 1997; Lobell & Asner 2003; Chmielewski et al. 2004; Peng et al. 2004; Tao et al. 2006)。本解析結果は、省スケールでもそのような兆候が見えることを示唆している。

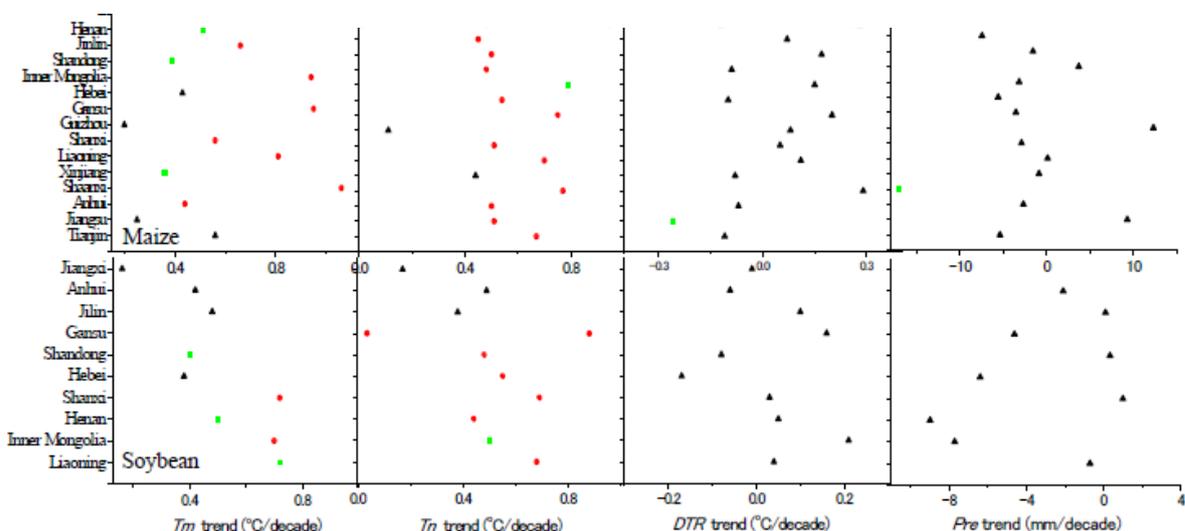


図 4 作物の栽培期間における各気象要素のトレンド (上段はトウモロコシ、下段はダイズ)

1%有意水準は赤、5%有意水準は緑、有意差がない場合は黒で表す。4つの気象要素の内少なくとも1つの要素と有意な相関を持つ省のみプロットしている。

ここで用いた統計データは、作物および気象ともに、明らかに圃場スケールの測定データに比べて不確実性が大きい。しかし、そのようなデータを使用して広域スケールにおける気象環境と作物生産との関係を解析する研究は最近多くなってきた (例えば、Lobell & Field 2007; Lobell 2007; Lobell et al. 2008)。広域スケールで実収量と環境条件との関係を解析するためのデータは他には無く、不確実性を考慮する適切な手法を使用することにより、それらの関係性を見いだすことができると考えられる。

以上のような統計的な関係を踏まえて、次の章では、より詳細な過程を考慮した広域スケールにおける気象環境と作物生産性との関係を記述するモデルの作成について報告する。

4.5.2. 広域スケールにおける作物生産性の気象変動応答のモデリング

気象環境の変動が作物生産性の変動へ及ぼす影響を広域スケールで解析し、かつ将来の推計を行うためには、作物の生育および生長プロセスを定式化したモデルが必要である。しかし、広域スケールでのモデリングには、前章で述べたような問題点がある。ここでは、広域スケールの生産性を推定するために基本とする作物の統計データならびに広域平均の気象データに内在する不確実性を考慮するために、モデルパラメータの決定にその不確実性を反映させる手法をとる。具体的には、ベイス推定を応用したモデルパラメータの推定とその事後分布に基づいたパラメータの摂動アンサンブルによるモデル出力値の平均化によって、広域スケールにおける作物の生産変動を気象環境変動から説明するモデルを作成する。

ここでは、中国東北部ならびに華北平原におけるトウモロコシ生産に関するデータを利用した。収量時系列データとして、対象生産地域に含まれるグリッド（緯度経度 0.5 度）のデータ、ならびに省の統計データの 2 通りのデータを利用して、モデル作成および検証を行った。トウモロコシの栽培地域は、前章で利用した農耕地分布グリッドデータを使用した。県別の収量データから農耕地面積で重みをつけて、特定グリッドにおける収量データを作成した。また、省別の統計データは前章で使用したのと同じである。それぞれの収量データは長期トレンドを除去した。

モデルに含まれるプロセスは、気温に依存した生育(フェノロジー)過程、光合成過程、土壌水分に応じた葉面積の展開過程、根の伸張過程、土壌の水収支過程、吸収日射による光合成過程などである。気象データは CRU のグリッドデータの他、APHRODITE プロジェクトによる降水量データなどを利用した。Iizumi et al. (2008)の手法によって、過去の気象と収量の時系列データに基づいて、21 個のモデルパラメータの事後分布を推定した。各パラメータの事後分布から値をサンプリングして、55,000 組のパラメータのセットについてモデルを走らせた（パラメータ摂動アンサンブル）。収量推定値のアンサンブル平均をとった場合と事後分布から最適パラメータを決定した場合について、推定値と統計値の時系列を比較した。

結果の一例を表 1 と図 5 に示した。収量時系列に対するモデルの再現性は場所による差異が大きいが、4 つの主要生産地域についての比較では、相関係数は、グリッドスケールで 0.03~0.88 ($p < 0.01$)、省スケールで 0.45~0.82 ($p < 0.01$)であった。また、パラメータアンサンブルの平均による推定が最適パラメータを固定した推定より精度が高かった。以上より、この方法でおおむね時系列の変動は推定可能であると考えられる。

Province/grid	YdOp <i>r</i>	YdEn <i>r</i>	YdOp RMSE	YdEn RMSE	Years
<i>Heilongjiang</i>	0.68**	0.67**	388	419	1985-2002
Harbin	0.74	0.61	712	933	1997-2002
<i>Jilin</i>	0.45	0.52*	859	951	1985-2002
Yanji	0.53	0.54	1845	1529	1992-2002
<i>Henan</i>	0.48	0.57*	501	563	1987-2002
Luoyang	0.03	0.17	1389	1334	1987-2002
<i>Shandong</i>	0.59*	0.82**	439	309	1985-2002
Jinan	0.52	0.62*	684	756	1989-2002
<i>Qingdao</i>	0.47	0.61*	1329	1225	1991-2002

表 1 トウモロコシ収量の時系列に対するモデル推定値と統計値との比較
 斜字の地名は省、その他は地点（グリッド）を表し、YdEn はパラメータ摂動アンサンブルによる推定値、YdOp は最適パラメータによる推定値である。*r* は相関係数、RMSE の単位は kg/ha。

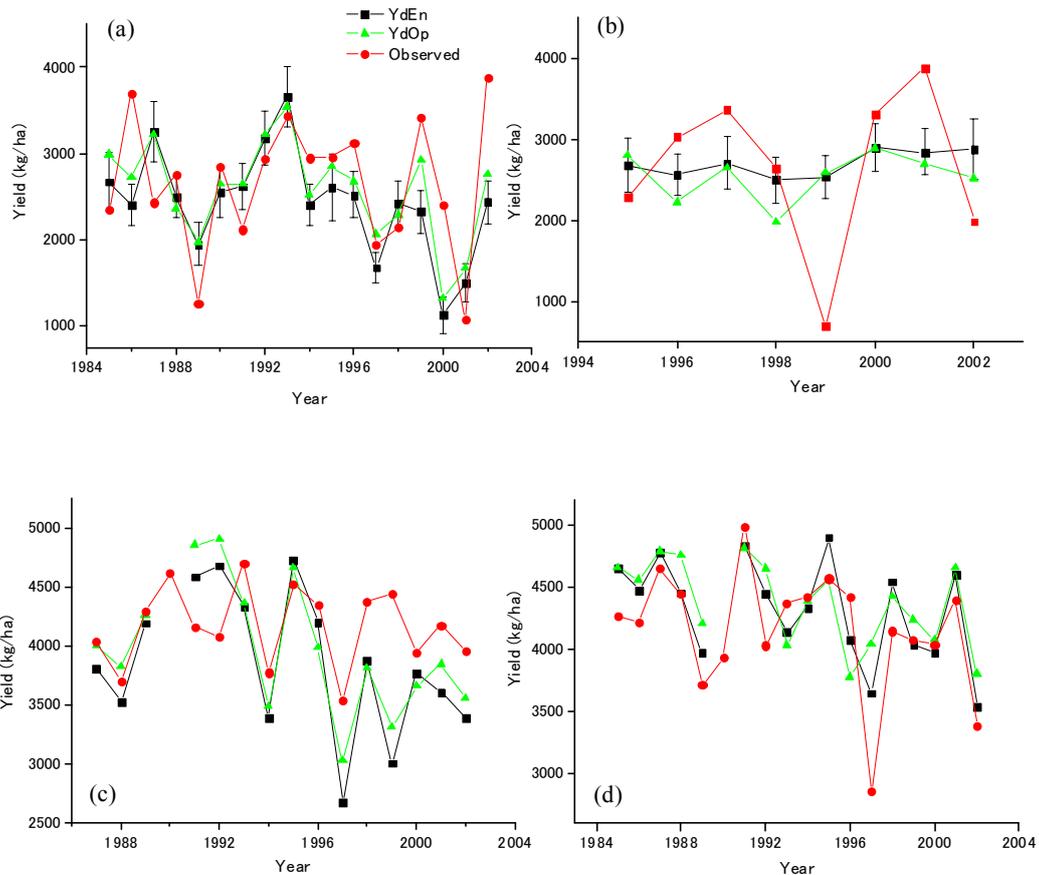


図5 トウモロコシ収量の時系列に対するモデル推定値と統計値との比較
 (a)、(b)はグリッドベース、(c)、(d)は省ベースでの比較。YdEnはパラメータ摂動アンサンブルによる推定値、YdOpは最適パラメータによる推定値である。

4.5.3. 成果発表

<論文>

Tao F, Yokozawa M. 2009. Modelling the impacts of weather and climate variability on crop productivity over a large area: A new process-based model development, optimization and uncertainty analysis. *Agricultural and Forest Meteorology*, accepted.

Tao F, Yokozawa M, Liu J, Zhang Z. 2009. Climate Change, Land Use Change, and China's Food Security in the 21st Century: an Integrated Perspective. *Climatic Change*, accepted.

Tao F, Yokozawa M, Liu J, Zhang Z. 2008. Climate-crop yield relationships at province scale in China and the impacts of recent climate trend. *Climate Research*, accepted.

<口頭発表>

Yokozawa M, Iizumi T, Tao F. 2008. A probabilistic model framework for evaluating year-to-year variation in crop productivity. *American Geophysical Union, Fall Meeting, San Francisco, United States, 15-19 December 2008.*

4.6. 長期的気候変動を視野に入れた沿岸域災害リスクの世界評価

課題代表者：横木 裕宗（茨城大学 准教授）

4.6.1. 世界水没リスク

研究担当者：桑原祐史・横木裕宗（茨城大学）

本テーマでは、常時浸水域の提示に向けて、全球標高データの補正を行い、大きな被害が想定される大規模河川の流域を区分する処理を進めている。この処理は全球対象で行う。また、1961-1990の全球降雨量データを収集し、氾濫域の推定精度の高度化にも取り組んでいる。メガデルタについては、昨年度、メコンデルタを対象としたマングローブ抽出方法の提案を受け、本年度はチャオプラヤ・石垣島に評価領域を広げるとともに、大気効果が補正されている衛星画像を導入し、評価指標の確立に向けて検討を進めている。

4.6.1.1. 水没域・氾濫域推定のためのデータ整備

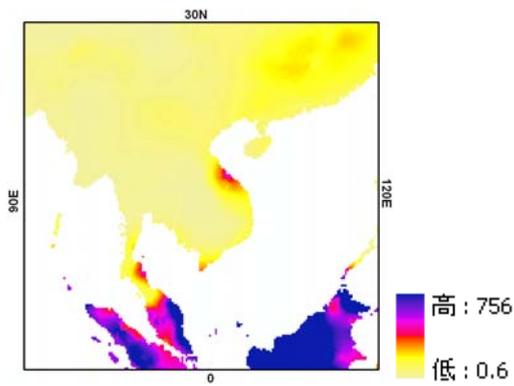
本課題では、昨年度までの全球を対象とした地理情報の収集を受けて、気候関連データの収集を進めた。表-1に収集したデータの一覧を、表-2にCRU/TYNデータの詳細を示す。気候変動の影響が進行するに従い、常時浸水する可能性の高い地域は、大規模河川下流域の低平地に集中している。このため、常時水没域の把握とその領域推定精度の高度化を目指し、過去から現在までの降雨量を考慮に入れた氾濫シミュレーションを行うための情報収集と図化までを進めた（図-1(1)～図-1(3)に例）。また、図-2には、潮位変動を基に海面潮位の影響による水没域抽出に用いるGTOPO30を示した。また、河川の氾濫シミュレーションを行う際には、図-3に示す流域区分が為されたデータを使用し、本年度は図-4に示す土地利用データ等を用い、影響域にどの程度の人口が想定され、また、影響を受ける土地利用は何なのか、という点を追及してゆく。

表-1 気候関連データ収集現況

データ名・提供機関	内容
Climate Prediction Center (CPC), NOAA	Monthly precipitation data, 2.5 x 2.5 degree grid
CRU (Climatic Research Unit) and TYN (Tyndall centre for climate change research), UK	(表-2 参照)
Global Precipitation Analysis, NASA	Global real-time 3-hourly precipitation, global monthly, daily and pentad precipitation (since 1979)

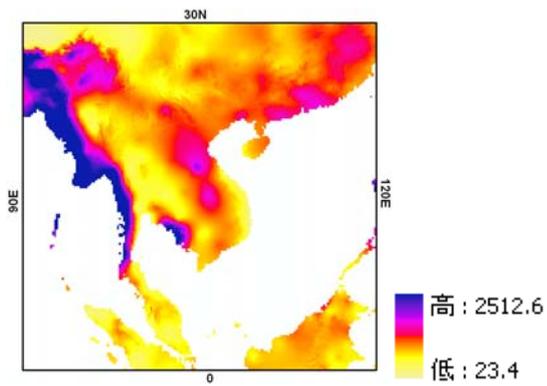
表-2 収集した CRU / TYN データの詳細

data-set	space	time	variety	variables	reference	status
CRU CL 1.0	0.5° global	1961-1990	climatology	pre, wet, tmp, dtr, vap, spc, cld, frs, wnd	New et al, 1999	available (via the IPCC-DDC)
CRU CL 2.0	10' global	1961-1990	climatology	pre, wet, tmp, dtr, rhm, ssh, frs, wnd	New et al, 2002	available for download
CRU CL 2.1	10' Europe	1961-1990	climatology	cld, vap	Mitchell et al, 2003	available on request
CRU TS 1.0	0.5° global	1901-1995	time-series	pre, tmp, dtr, wet, vap, cld, frs	New et al, 2000	available on request but superseded by CRU TS 2.1
CRU TS 1.1	0.5° global	1996-1998	time-series	pre, tmp	New et al, 2000; extended	available on request but superseded by CRU TS 2.1
CRU TS 1.2	10' Europe	1901-2000	time-series	pre, tmp, dtr, vap, cld	Mitchell et al, 2003	available on request
CRU TS 2.0	0.5° global	1901-2000	time-series	pre, tmp, dtr, vap, cld	Mitchell et al, 2003	available on request but superseded by CRU TS 2.1
CRU TS 2.1	0.5° global	1901-2002	time-series	pre, tmp, tmx, tmn, dtr, vap, cld, wet, frs	Mitchell and Jones, 2005	available for download VAP/WET issues – see read_me file!
TYN SC 1.0	10' Europe	2001-2100	scenarios	pre, tmp, dtr, vap, cld	Mitchell et al, 2003	available on request
TYN SC 2.0	0.5° global	2001-2100	scenarios	pre, tmp, dtr, vap, cld	Mitchell et al, 2003	available on request
TYN CY 1.0	country	1901-1998	countries	pre, tmp, dtr, wet, vap, cld, frs	Mitchell et al, 2002	superseded by TYN CY 1.1
TYN CY 1.1	country	1901-2000	countries	pre, tmp, dtr, wet, vap, cld, frs, tmn, tmx	Mitchell et al, 2003	available for download
TYN CY 2.0	country	2070-2099	countries	pre, tmp	Mitchell et al, 2002; extended	available for download
TYN CY 3.0	country	1901-2100	countries	pre, tmp, dtr, vap, cld	Mitchell et al, 2003	available for download



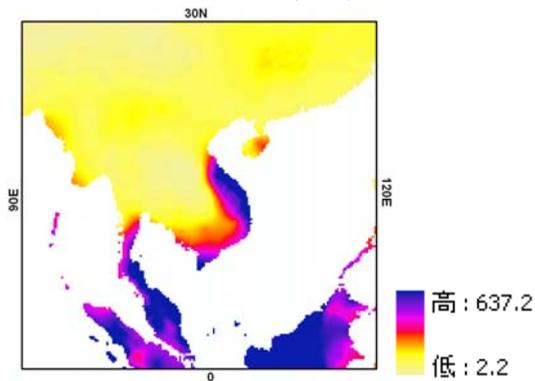
January

図-1(1) 月平均降水量(1月)



June

図-1(2) 月平均降水量(6月)



November

図-1(3) 月平均降水量(11月)

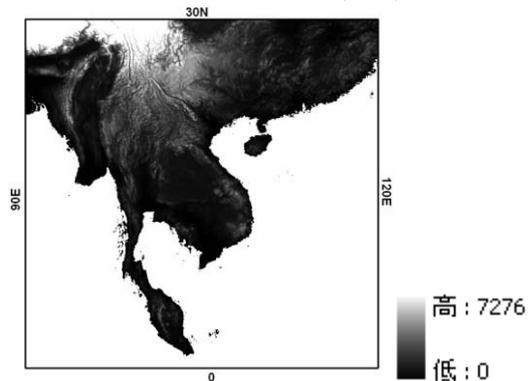


図-2 GTOPO30 標高補正データ

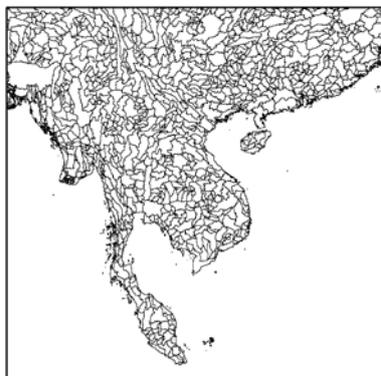


図-3 流域区分データ

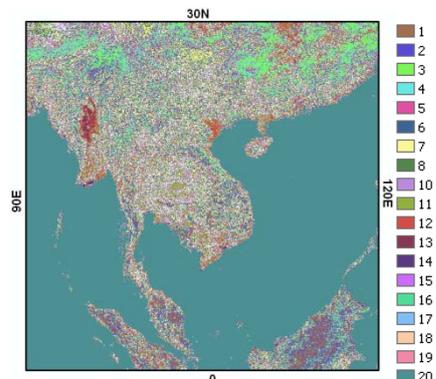


図-4 ISCGM - The global map V.1 Landcover

注) 図-1 は、CRU CL2.0, 10minute grid, 1961-1990 の月平均降水量を示す。

4.6.1.2. マングローブ域の抽出方法の検討

昨年度、メコンデルタを対象としたマングローブ抽出方法の提案を受け、本年度はチャオプラヤ・石垣島に評価領域を広げ、大気効果を補正したデータである EOS-Terra/ASTER 2B05 を導入し、マングローブの抽出精度の評価を行っている。また、海底地形勾配を計算し、潮位補正を行うことにより、マングローブの生育条件（平均潮位～最高潮位面までに分布）からフィルタリング処理を行う検討も進めている。結果として、頑健なマングローブ抽出指標を確立することを目指している。

4.6.2. 高潮氾濫リスクの世界評価

研究担当者：信岡尚道（茨城大学）
（協力 飯塚潤平 茨城大学 4年）

4.6.2.1. はじめに

本サブテーマの目標は、気候モデルで予測された将来の熱帯低気圧と季節風の結果を元に、全球の高潮氾濫マップ、氾濫域の危険人口の推定をおこなうことにある。昨年度は、影響評価システムの骨格を構築するとともに、気候実験の特性の早期把握を目的に、人・自然・地球共生プロジェクトで実施された気象研究所の高解像度気候実験結果を用いて、バイアス補正は行わずに影響評価を行った。その試行結果ではあるが、高潮による潜在的な氾濫面積、被災人口の増加、台風が強大化のみでも増加する結果を得た。この試算では既往の他台風には55年分を使用しているが、現在気候と将来気候実験の台風は各10年分と少なく温暖化の影響をまだ十分に考慮できているとは言えない。そこで、本年度は高潮予測に用いる台風の統計的手法による解析をおこなっている。また、アジア・メガデルタについては詳細な高潮予測を進めている。

4.6.2.2. 将来台風の取り扱い

高潮は、上陸前の台風進路、勢力に大きく関係する。一方、温暖化時の台風については、Ouchiら(2006)をはじめ、さまざまな研究で、海洋全般で勢力が増す可能性を指摘している。そこで、高潮に関係する沿岸でも、温暖化による台風の勢力変化について整理を進めている。図-1は、気象研究所が行った気候実験結果（野田ら2007）で、現在気候（AJラン）と将来気候（AKラン）の台風の結果のうち、日本沿岸における個々の台風の域内最大風速を比較したものである。風速の強い方から見ると、風速45~50 m/sの階級で将来気候の方が強くなる結果となり、日本沿岸でも温暖化による台風の強大化の影響を受けると考えられる。

しかし、上述のように高潮は、上陸前の台風の状況に大きく左右されるため、この結果から高潮の有意な差を類推することは難しい。その一つに、台風の進路における予測誤差が挙げられる。また、既往の高潮の世界各地の認識は、50年以上の間で発生したものが大半を占める。温暖化による高潮の増大、陸上での社会への影響を評価するには、同等期間以上の台風を対象にすることが望ましいと考えられる。

これらの解決として、確率的台風モデルを用いて、気候予測結果の台風進路や勢力のバイアス補正をした50年以上の台風を高潮推定に用いることが考えられる。これは、台風の、発生位置、進路、発達および安定・減衰を平均量、偏差と乱数を用いて、確率的に台風を表現するものである。この確率的台風モデルの開発を現在進めており、1例として図-2に北西太平洋における現気候における台風進路の計算を示す。

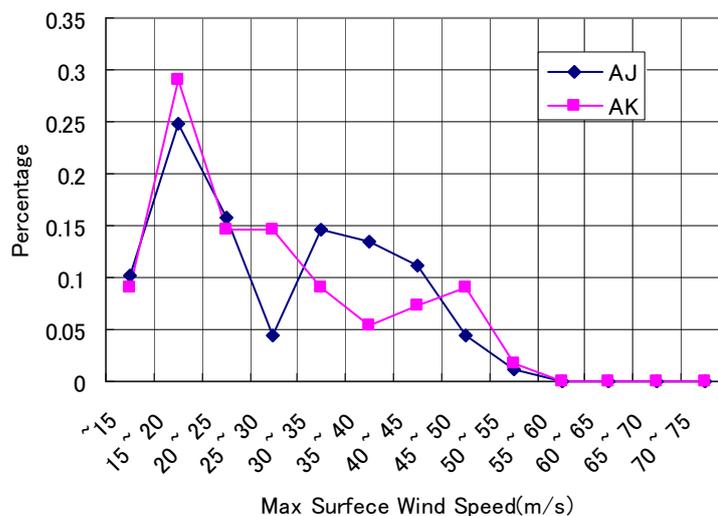


図-1 日本付近の台風による風速の変化 (AJ: 現在気候, AK: 将来気候, 共に気象研究所データ提供)

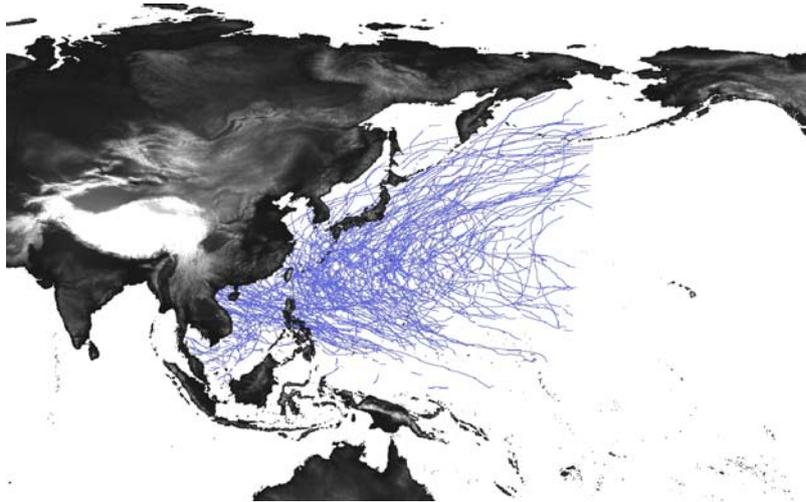


図-2 確率的台風モデルによる台風経路の計算結果（既往台風を元に計算）

4.6.2.3. 既往のアジア・メガデルタ域の高潮計算

アジア・メガデルタについては4.1.3節で示すように、詳細な影響評価を行う計画である。その外力の一つとなる高潮について、既往の高潮を対象に物理過程を元にした数値モデルでも検討を進めている。

(1) チャオプラヤデルタ（タイ）・メコンデルタ（ベトナム）

過去 55 年間で、この地域を通過した台風は数個である。そのうち、相対的に大きな高潮を引き起こしたとされる 1997 年の台風(9726)について、Best Track データ、Myers の気圧モデルを用いて計算した。台風半径については、感度分析として 2 種類設定している。図-3 と図-4 は、高潮の空間分布とチャオプラヤ川河口での水位（高潮偏差）の結果である。

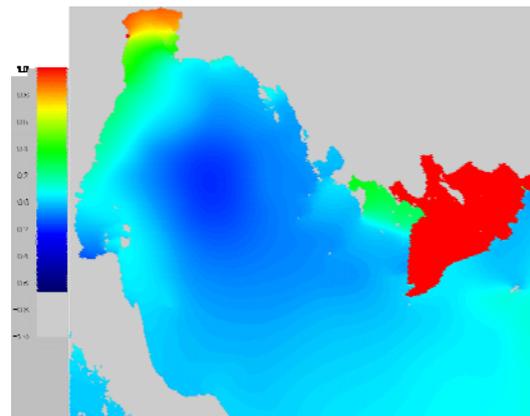


図-3 チャオプラヤデルタ・メコンデルタ沿岸の高潮および浸水再現図(1997/11/2 9:00)

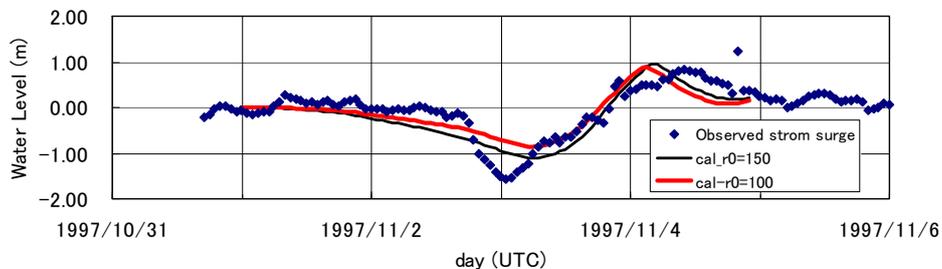


図-4 チャオプラヤ川河口での高潮偏差の時系列変化の再現結果 (typhoon 9726)
(観測値：タイ政府提供)

(2) ベンガルデルタ (バングラデシュ)

2007年11月にバングラデシュを襲ったサイクロン SIDR を対象に高潮再現計算を行った。インド気象庁が警戒用速報として発表した進路と中心気圧を元に、上陸地点が報道と一致するように補正したものを用いた。当初の計算結果は、日本土木学会の災害調査団(柴山ら 2008)により得られた高潮値よりかなり低い高潮となった。そこで、風域場については、さらに Super Gradient Wind が吹いたと仮定した2種類、また台風半径も3種類に設定して、合計9ケースの計算をおこなった。最も調査の高潮値と近かった結果で、高潮分布図と5地点の高潮時系列変化の結果を図-5 と図-6 に示す。図-6 からわかるように、高潮の数値計算も気象場で大きくことなる結果となった。

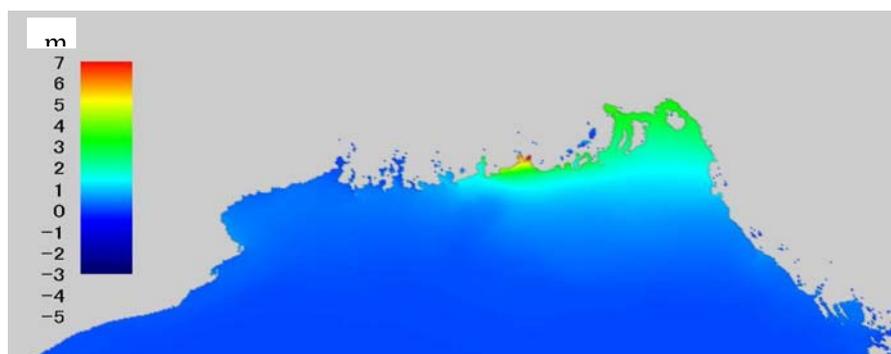


図-5 サイクロン・SIDR(2007)による高潮分布の再現結果

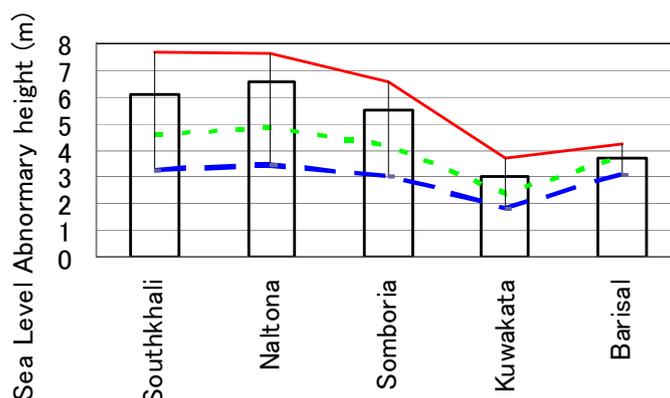


図-6 サイクロン・SIDR(2007)における気象場設定による最高高潮値の差
(棒グラフは最も調査値に近かったケースの結果)

4.6.2.4. 今後の計画

確率的台風モデルによる温暖化時の台風の推定を、気候予測実験結果のバイアス補正を含めて進め、高潮推定につなげていく。また、メガデルタの高潮の詳細も、アジア・メガデルタへの影響 (4.1.3) 節で用いる地域について検討を進めていく。

4.6.2.5. 参考文献

野田 章、楠昌司、鬼頭昭雄、保坂征弘ら(2007): 20km メッシュ全球気候モデルの開発に関する研究、高精度・高分解能気候モデルの開発、人・自然・地球共生プロジェクト、文部科学省研究開発局、pp.24-124.

柴山知也・田島芳満・柿沼太郎・信岡尚道・安田誠宏(2008) サイクロン Sidr によるバングラデシュ海岸・河川高潮被害の現地調査、土木学会海岸工学論文集、第 55 巻、2008.

4.6.3. アジア・メガデルタへの影響

研究担当者：村上哲・安原一哉（茨城大学）

4.6.3.1. はじめに

沿岸域地盤において地球温暖化による影響を考えると、地下水の塩水化域が海面上昇によって拡大すると予想される。地下水の塩水化の要因は、これまで、淡水層が地下水の汲み上げによる塩水の浸入に起因して、または淡水層に隣接して存在する塩水層の開発によって生じてきた。これに加えて、近年、IPCC（気候変動に関する政府間パネル）第4次報告書によれば、2100年までに18cm～59cmの海面上昇が生じると予測されていることから、気候変動に伴う海面上昇が、将来的に塩水化にどのような影響を与えるのかという視点が今後重要になってくると考えられる。とりわけ、広大な低平地であるアジア・メガデルタ地域においては、水利用の観点からも長期的気候変動に起因する影響を定量的に評価することが、地域の持続可能な発展のためには、欠かせないと考える。

浸入した塩水が内陸へ進んで揚水地帯に達すると、地下水の水質が低下して、飲料水、工業用水、農業用水としての利用価値が低下するなどの問題が生じるため、海面上昇によって生じる影響を考慮し、塩水化の将来予測を把握することは重要である。海面上昇の影響を受ける沿岸域地下水の塩分濃度の将来的な変化状況を数値シミュレーションによって予測し、結果をマップとして表示できれば地域の地下水利用に関する適応策を考える上で有力となる。

今年度は、メガデルタに対して、海面上昇の影響を考慮した地下水塩水化数値シミュレーションを行うための地盤物性値の決定方法を既往の研究に基づいて検討した結果として報告する。

4.6.3.2. メガデルタ沿岸域地下水塩水化影響評価のための地盤物性値決定フローの構築

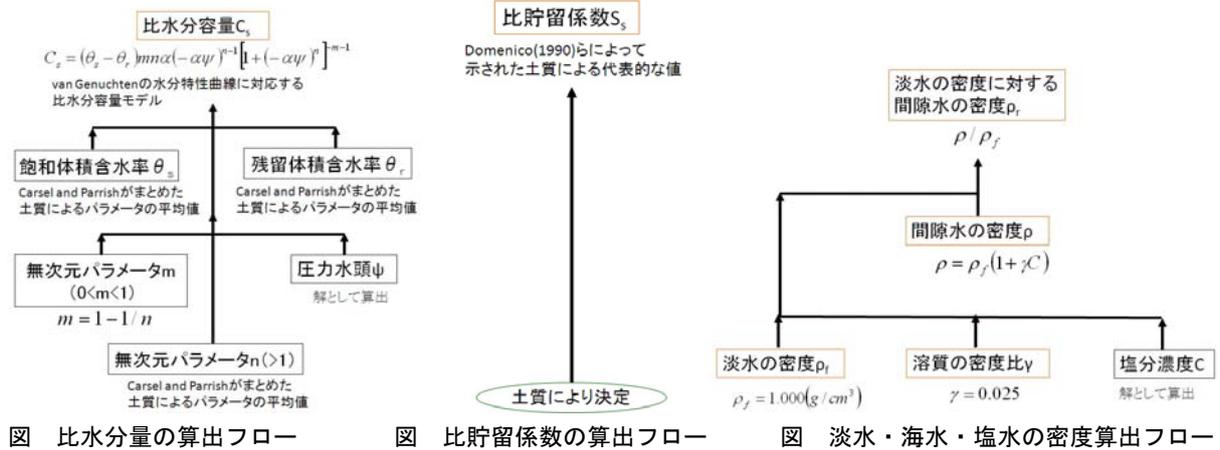
地下水中の塩分濃度変化は、地下水中の溶存物質の移動を表す式(1)で表される移流分散方程式と、式(2)で表される飽和・不飽和浸透方程式を同時に満足する解として求めることができる。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(D_{hij} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (C u_i) \quad (i, j = x, y, z) \quad (1)$$

$$\rho_f \theta \gamma \frac{\partial C}{\partial t} + \rho \{ \beta S_s + C_s \} \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left\{ \rho k \frac{\partial \psi}{\partial x_j} + \rho k_z \rho_r \right\} \quad (i, j = x, y, z) \quad (2)$$

ここで、 C は濃度（ $0 \leq C \leq 1$ 、飽和濃度を1として正規化）、 D_{hij} は水力学的分散係数、 u_i は平均間隙流速である¹⁾。 ψ は圧力水頭、 θ は体積含水率、 S_s は比貯留係数、 C_s は比水分容量、 k は透水係数、 k_z は z 方向の透水係数、 t は時間、 ρ_f は淡水の密度、 ρ は間隙水の密度、 ρ_r は淡水の密度に対する間隙水の密度比（ ρ/ρ_f ）、 β は飽和領域で $\beta=0$ 、不飽和領域で $\beta=1$ となる変数である¹⁾。 γ は溶質の密度比（一般に海水で $\gamma=0.025$ ）である¹⁾。

式(1)、(2)を満足する解を温暖化による海面上昇を考慮した境界条件の下で解くことによって、海面上昇による沿岸域地下水塩水化のシミュレーションが実施でき、その結果を可視化することによって、対象地域の影響を把握することができる。このシミュレーションを実施するためには、式(1)、式(2)の中の変数を決定する必要がある。広域的なエリアを対象とした場合、原位置試験や



4.6.3.3. 今後の計画

メガデルタに対して、海面上昇の影響を考慮した地下水塩水化数値シミュレーションを行うための地盤物性値の決定方法を既往の研究に基づいて検討し、決定フローを構築した。今後は、チャオプラヤデルタを対象とし、地盤物性値の決定を実施し、さらに、地下水塩水化数値シミュレーションを実施する。シミュレーション結果に基づいて、影響地域を特定する。さらに、昨年度実施した海面上昇および地盤沈下による浸水域と対比させ、複合被害が生じるような要注意地域を明らかにする。

4.6.3.4. 参考文献

- 菱谷智幸：移流分散解析入門 3. 地盤内の物質移動の支配方程式(その 2), 土と基礎, 50-10 (537), pp. 53-58, 2002.
- 中川啓：物質の移流分散現象における微視的分散と巨視的分散について, 地下水学会誌, 第 50 巻第 3 号, pp. 179-186, 2008.
- 地盤工学会 不飽和地盤の挙動と評価編集委員会：不飽和地盤の挙動と評価, pp. 25-50, 2004.
- 建設産業調査会：改訂 地下水ハンドブック, pp.70-73, 1998.
- 広城吉成・赤木啓悟・細川土佐男・神野健二：沿岸部帯水層の塩水遷移域における二価鉄イオンの動態に着目した輸送モデル, 土木学会論文集 B, Vol. 63 No. 3, pp. 178-188, 2007.
- 中村陽介・細川土佐男・神野健二・岩満公正：沿岸域帯水層における淡水と塩水の滞留時間の推定とその特性, 水工学論文集, 第 49 巻, pp. 103-108, 2005.
- 藤縄克之・増岡健太郎・長野宇規・渡辺紹裕：海面上昇がゼロメートル地帯に及ぼす影響を予測するための塩水浸入数値解析モデル, 土木学会論文集, (790), pp. 35-48, 2005.

II. 近未来気候予測：高解像度気候モデルによる近未来気候変動予測に関する研究

実施機関名：国立大学法人 東京大学、気候システム研究センター・生産技術研究所
独立行政法人 国立環境研究所、
独立行政法人 海洋研究開発機構、地球環境フロンティア研究センター
国立大学法人 北海道大学、大学院地球環境科学研究院
研究代表者：木本 昌秀（国立大学法人 東京大学 気候システム研究センター）

1. 研究目的

本受託研究は文部科学省「21世紀気候変動予測革新プログラム」において高解像度大気海洋結合気候モデルを用いた人為要因による2030年程度までの近未来の気候変化の予測に関する研究を行う。これまでにない高解像度の実験により温暖化の社会影響評価、政策決定に資する定量情報の提供を図り地球温暖化問題に対する国際的な取り組みの進展に貢献することを目的とする。

2. 年次計画

2.1. 研究体制

(1) 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験

課題代表機関：東京大学気候システム研究センター（研究代表者：木本昌秀）

東京大学気候システム研究センター、国立環境研究所、海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センターが共同して開発してきた大気海洋結合気候モデルを高精度、高解像度化して、人為要因による2030年程度までの近未来の気候変化の予測実験を行う。

研究は以下のサブテーマを設けて実施する。

I. 総括班

実施機関：東京大学気候システム研究センター（担当責任者：木本昌秀）
研究統括、気候モデル開発、実験計画策定を行う。

II. シナリオ班

実施機関：国立環境研究所（担当責任者：野沢 徹）
気候変化要因の導入、それに伴うモデル調整、初期値化・不確実性評価法の検討を行う。

III. 高解像度班

実施機関：海洋研究開発機構・地球環境フロンティア研究センター（担当責任者：江守正多）
高解像度モデルの開発、調整、および実験の実施を行う。

IV. 海洋生態系モデル班

実施機関：北海道大学大学院地球環境科学研究院（担当責任者：山中康裕）
海洋科学－水産科学統合モデルを気候モデルの予測結果に適用して、海洋生態系、小型浮魚類の資源量の将来予測を行う。

(2) アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発

課題代表機関：海洋研究開発機構・地球環境フロンティア研究センター（担当責任者：石井正好）

長期的気候変動の再現と予測における不確定量を評価できるアンサンブル手法を開発して、近未来予測のために最適な初期値を作成し、再現および予測された気候変動の不確定量を評価する。

(3) 不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定

課題代表機関：東京大学生産技術研究所（研究代表者：沖 大幹）

高い時間的・空間的な解像度を持つ近未来の気候変化予測実験結果から特に豪雨や豪雪、寡雨、土壌水分の異常な増加や乾燥状態の継続など水循環に関わる極端現象を抽出し、水災害をもたらす極端現象の生起確率の近未来へ向けた変化を算定する。この際、アンサンブル予測結果を利用して算定結果の不確実性をも定量的に示す。

(4) 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究

課題代表機関：東京大学気候システム研究センター（研究代表者：羽角博康）

海洋モデルの高精度化を図り、気候モデルによる予測精度の向上に貢献することを目的とする。水平 20 km 格子の全球海洋モデルにおいて日本近傍を重点的に高解像度化した海洋モデルを構築し、特に日本付近の表現精度向上を図る。他の領域については領域モデリングを遂行してパラメタリゼーション等の改善を行い、サブメソスケール現象を解像しないままでのパフォーマンス向上を図る。最終的に、構築された海洋モデルを他課題で用いられる大気海洋結合モデルの海洋部分と差し替えた実験を行い、海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上を実証する。

研究は以下のサブテーマを設けて実施する。

I. ネスティング手法を用いた高精度海洋モデルの開発

実施機関：気象庁気象研究所（担当責任者：辻野博之）

ネスティング手法を用いた北西太平洋領域モデルによる高解像度シミュレーションを通じた日本近海の海洋再現性向上を目的とする。

II. 全球海洋モデルの高度化

実施機関：海洋研究開発機構・地球環境フロンティア研究センター（担当責任者：田中幸夫）

水平 20 km 格子全球海洋モデルの高度化を目的とした開発を行う。

2.2. 5カ年の年次計画

	19年度	20年度	21年度	22年度	23年度
(1) 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験 I.総括班:モデル開発	物理過程調整		予測実験	予測結果解析 新モデル開発	とりまとめ
II.シナリオ班	排出データ整備 エアロゾル・化学過程調整		予測実験	予測結果解析	とりまとめ
III.高解像度化班	モデル高解像度化 初期値化法開発		予測実験	予測結果解析 新モデル開発	新モデル テスト
IV.海洋生態系モデル班	海洋科学・水産科学統合モデルの調整	AR4の結果を用いた温暖化影響予備的解析	本課題予測結果を用いた温	暖化影響予測	とりまとめ
(2) アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発	同化技術の開発と実験		本実験	とりまとめ	技術の高度化
(3) 不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定	全球水循環モデルの検証	モデル改良と世界の水災害リスク地図作成	アジアの発展途上国の主要都市の水災害リスク推定	水災害被害額の算定、適応策のコストとの比較	
(4) 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究 I. ネスティング手法を用いた高精度海洋モデルの開発	モデルの準備	北西太平洋モデル計算	渦プロセスの解析	パラメタリゼーションの検討	とりまとめ
II. 全球海洋モデルの高度化	全球モデルの仕様改訂 領域モデル計算	全球モデルパラメタリゼーション改良	全球モデルハインドキャスト	結合モデルチューニング	結合モデル実験 とりまとめ

3. 平成 20 年度の研究計画

業務の遂行にあたっては、月 1 回程度 GCM 検討会を開催し、進捗の確認、協議、計画立案、課題間の調整等を行う。また部外からの当全体研究課題に対する意見や示唆を得るために、年に 3 回運営委員会を開催する。各研究開発項目の今年度の成果の目標と業務方法は下記の通りである。

(1) 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験

H19 年度の研究結果にもとづき、次期 IPCC 実験のための高解像度大気海洋結合モデルの調整を行い、H21 年度に予定している近未来予測実験の準備をする。

I. 総括班

H19 年度に開発した新規物理過程モジュール間の調整をし、新モデルの現在気候再現性の向上を図る。不確実性課題との連携を進め、近未来予測実験におけるアンサンブル初期値化法の検討、決定を行う。

II. シナリオ班

H19 年度の成果を基に、近未来予測実験で必要となる様々な気候変動要因データを整備する。また、これら気候変動要因の影響を新バージョンの大気海洋結合モデルで考慮できるよう、プログラムの改変を行う。

III. 高解像度班

平成 19 年度に物理過程を改良した新バージョンの大気海洋結合モデルを基にして、新バージョンモデルの改良、調整を行い、モデルを完成させることを目標とする。業務の方法としては、観測データとの比較を通じたモデルの性能調査および改善、不確定パラメータの調整等を行う。特に、大気約 50km の高解像度で用いたときの性能を調査する。なお、プログラムの高速化および計算実行の支援は外注する。

IV. 海洋生態系モデル班

H19 年度の成果を基に、共生プロジェクト第 1 課題の成果(A4)の成果を利用し、海洋環境・水産資源予測実験の予備的実験を行う。そのことにより、次年度以降に行う本実験への準備として、必要となる物理データ頻度や解析方法の開発を行う。

(2) アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発

近未来気候予測実験で採用可能なアンサンブルデータ同化手法および初期値作成手法の開発に努め、並行してモデルが再現および予測した 10 年規模気変動の解析を行ってきた。これらのテーマに関する開発と研究を当該年度も継続して行い、近未来気候予測実験で採用可能なシステムを構築する。ここにおいて、A②のモデル開発班とシナリオ班との連携しながら、データ同化実験と予測実験の実施とデータ同化手法の改良を繰り返す。当課題で得られた成果が、結合モデル開発チームが開発している新版モデルのパフォーマンスの向上へ結びつくように配慮する。

(3) 不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定

H19 年度の成果に基づき、大気海洋結合モデルの陸面過程モデルにおける流出機構や河道流下モデルの見直しによる日単位の水循環変動再現精度の向上を図るとともに、水循環変動や社会の脆弱性指標と連動した世界の水災害データベースを構築する。

(4) 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究

I. ネスティング手法を用いた高精度海洋モデルの開発

今年度は、北西太平洋領域モデルを実行し、日本近海領域モデルの仕様（対象領域や数値スキームなど）を確定する。また、領域モデルをネストして全球モデルと同時に運用できるようなプログラムコードの開発に着手する。業務の方法として、領域モデルの実行に当たっては、北太平洋中緯度で渦活動が活発な領域を含み、渦活動が成層構造を形成するメカニズムを表現できるように、できるだけ広いモデル領域を設定する。その計算結果が、北太平洋で行われた船舶等によって観測された海洋内部の水温・塩分を十分に再現するようなチューニングを行う。

II. 全球海洋モデルの高度化

平成19年度に実施した高解像度海洋モデリングの結果を応用し、水平20 km格子全球海洋モデルの適切なパラメタリゼーションや適切なパラメータ選択を行い、海洋モデルの現象再現性を向上させることを目標とする。業務の方法としては平成19年度に実施したサブメソスケール現象までも解像している高解像度領域海洋モデリングの結果を、サブメソスケール現象を解像していない水平20 km格子全球格子全球海洋モデルの結果と比較し、解析することにより、水平20 km格子海洋モデルのパラメタリゼーションを改善・改良する。

4. 平成 20 年度の研究成果

4.1. 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験

課題代表者：木本 昌秀（東京大学気候システム研究センター 教授）

4.1.1. AR5 に向けたモデル開発概要

昨年度は、IPCC 第 4 次報告書のための温暖化予測実験に用いた全球気候モデル MIROC3.2 (Hasumi and Emori 2004)を高精度化する最初の段階として、地球システムモデルとの間のコードの統合および、各コンポーネントモデルや大気物理過程のパラメタリゼーションの開発を行った。今年度は、それら個別の成果を組み合わせ、第 5 次報告書に向けた新バージョンである MIROC 4.2 の開発に着手し、コーディングレベルでの作業は概ね完了した。MIROC3.2 とのモデル概要の比較を表 4.1 に示すが、前回実験での課題を克服すべく、大きな変更が加えられている。とりわけ降水分布などの気候場にとって重要な大気モデル中の物理過程のうち、主要なパラメタリゼーションは全て新規に考案もしくは導入されたものを用いている。大規模凝結・雲物理・乱流・エアロゾルといった各過程のパラメタリゼーション開発については昨年度の成果報告会要旨集で述べた。放射過程の計算は抜本的には変更していないが、波長帯の離散化をより精緻化することで、二酸化炭素濃度が増加したときの放射強制の変化がより正確に求められることになった。また、モデル気候のふるまいに非常に重要である、新しい積雲スキームの開発については 4.1.1.1 で詳述する。大気モデルとして各スキームを結合する際には、例えばエアロゾルモジュール SPRINTARS で計算された雲凝結核(CCN)数密度を雲微物理過程へ渡し、雲量を逆に SPRINTARS へ返すなどといった過程が、新たなフィードバックを生じることになり、個別のスキーム開発では顕在化しなかった問題が現れた。MIROC4.2 の前段として、大気コンポーネントのみをこの新しいモデルで置き換えた MIROC4.1 を作成し、50 年程度のコントロール実験を行ったところ、MIROC3.2 で見られた帯状平均温度・水蒸気場の系統誤差が著しく軽減することが分かった（表 1）。

	MIROC3.2	MIROC4.2
大気モデル		
力学コア	スペクトル+セミラグランジュ法 (Lin & Rood 1996)	スペクトル+セミラグランジュ法 (Lin & Rood 1996)
鉛直離散化	σ 系	η 系
積雲対流過程	予報型 AS+臨界 RH (Pan & Randall 1998, Emori et al. 2001)	予報型 Chikira スキーム (Chikira 2008, in prep.)
大規模凝結過程	診断型 (LuTreat & Li 1991)	PDF 予報型 (Watanabe et al. 2008)
雲物理過程	Berry+簡易水氷分離	冷たい雨の微物理スキーム (Wilson & Ballard 1999)
放射過程	2-stream DOM 37ch (Nakajima et al. 2000)	2-stream DOM 111ch (Sekiguchi and Nakajima, 2008)
乱流過程	レベル 2.0 (Mellor & Yamada 1982)	レベル 2.5 (Nakanishi & Niino 2004)
エアロゾル	簡易型 SPRINTARS (Takemura et al. 2002)	SPRINTARS+CCN 予報スキーム (Takemura et al.)
陸面モデル	MATSIRO(Takata et al. 2003)	MATSIRO mosaic
河川モデル	TRIP 流路網(Oki and Sud 1998)	TRIP 流路網+可変流速
海洋モデル	COCO3.4 (Hasumi 2000)	COCO4.3
水平離散化	直交座標系	一般化直交座標系
水平移流	UTOPIA/QUICKEST	2 次モーメント法(SOM)
海氷モデル	1 層単カテゴリ	1 層マルチカテゴリ
カップラー	線形補間	Spline 補間

表 1 MIROC3.2 と MIROC4.2 の概要比較。

前述のとおり、革新プログラムでは MIROC の基本部分を近未来気候予測と長期気候変動予測の両課題で共有する予定であるため、モデル開発は両者の緊密な連携のもとで進められてき

た。年度後半には、上記の新大気モデルと、炭素循環まで組み込んだ陸面モデル(4.1.1.2 参照)、および高精度の数値計算スキームを導入して水温躍層などの表現を向上させた新しい海洋・海水モデル COCO4.3 (4.1.1.4 参照) を結合して MIROC4.2 とし、多数のテスト実験を実施している。

近未来気候予測では、当初計画の通り前回共生プログラムの実験に準拠して、中解像度版と高解像度版を用意する。高解像度版は大気 T213(60km 相当)、海洋 $1/4^{\circ} \times 1/6^{\circ}$ という組み合わせでデータ整備および計算準備をすすめている。モデルのチューニングは中解像度版で行っているが、こちらは計算機資源を鑑みて、大気モデルの解像度を水平 T42(280km 相当)・T85(140km 相当)、鉛直 40・56 層の各々 2 種類用意し、最適な組み合わせを探っている。海洋は全て同じ $1^{\circ} \times 1/2^{\circ}$ の解像度である。地球シミュレーターを用いたとき、大気モデル各組み合わせでの 1 年積分に必要な計算機資源(n:ノード×h:時間)は、概ね以下の通り。T42L40: 15nh (= 6n×2.5h)、T42L56: 24nh(=6n×4h)、T85L40: 63nh(=9n×7h)、T85L56: 85nh (=9n×9.4h)。MIROC3.2 中解像度版と比較すると、高解像度化や計算の精緻化に起因する計算コストの増大が避けられないが、許容範囲内である。年度内は、引き続き MIROC4.2 のチューニング、バグ洗い出し、最適化などを行い、AMIP 実験、気候感度を見るための CO₂ 倍増実験などを行った上で、コントロール実験の態勢を整える予定である。

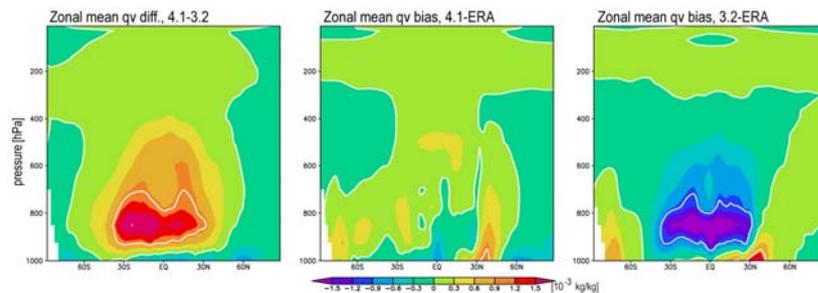


図 1 帯状平均した水蒸気比湿の緯度 - 高度断面図。(左) MIROC4.1 と 3.2 の差、(中) MIROC4.1 と観測値の差、(右) MIROC3.2 と観測値の差。4.1 では、低緯度下層が湿潤になり、観測値との差が小さくなっていることが分かる。

引用文献

- Emori, S., T. Nozawa, A. Numaguti, and I. Uno, 2001: J. Meteor. Soc. Japan, 79, 939-947.
- Hasumi, H., 2000: *CCSR Report*, 13, 68pp.
- Hasumi, H., and S. Emori (eds.), 2004: *K-1 Technical Report*, 1, 34pp.
- LeTreut, H., and Z. X. Li, 1991: *Clim. Dyn.*, 5, 175-187.
- Lin, S.-J., and R. B. Rood, 1996: *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2046-2070.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1982: *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851-875.
- Nakajima, T., M. Tsukamoto, Y. Tsushima, A. Numaguti, and T. Kimura, 2000: *Appl. Opt.*, 39, 4869-4878.
- Nakanishi, M., and H. Niino, 2004: *Boundary-Layer Meteor.*, 112, 1-31.
- Oki, T., and Y. C. Sud, 1998: *Earth Interactions*, 2.
- Pan, D.-M., and D. A. Randall, 1998: *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 124, 949-981.
- Takata, K., T. Watanabe, and S. Emori, 2003: *Global and Planetary Change*, 38, 209-222.
- Takemura, T., T. Nakajima, O. Dubovik, B. N. Holbert, and S. Kinne, 2002: *J. Climate*, 15, 333-352.
- Takemura, T., T. Nozawa, S. Emori, T. Y. Nakajima, and T. Nakajima, 2005: *J. Geophys. Res.*, 110, doi:10.1029/2004JD005029.
- Watanabe, M., S. Emori, M. Satoh, and H. Miura, 2008: *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-008-0489-0.
- Wilson, D. R., and S. P. Ballard, 1999: *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 125, 1607-1636.

4.1.1.1. 新しい積雲対流スキームの開発

(1) 概要

従来 MIROC で用いられてきた予報型 Arakawa-Schubert 積雲対流スキームでは、鉛直一様なエントレインメント率が仮定されてきた。しかし、雲解像モデルや渦解像モデルの結果から、積雲のエントレインメント率は成層構造等に依存して鉛直に変化することが知られている。このことを考慮に入れた新しい積雲対流スキームが独自に開発された。主な特徴は以下の通りである。

- ① エントレインメント・プリューム型のモデルを採用する。
- ② エントレインメント率は浮力とアップドラフト速度の関数として鉛直に変化する。
- ③ 雲底で異なるアップドラフト速度を持つ雲タイプがスペクトル的に表現される。
- ④ 雲底マスマックスは予報型 Arakawa-Schubert スキームと同じ方法で決定される。

エントレインメント率が環境場に依存して鉛直に変化する積雲対流スキームが気候モデルで実用化されるのは世界で初めてのことである。

(2) 定式化

a. エントレインメント率の決定

エントレインメント率の決定は Gregory (2001) の定式化に基づく。「浮力が生成する運動エネルギーのある割合がエントレインされた空気塊の加速に使われる」と仮定され、

$$\varepsilon = C \frac{B}{w^2}$$

のように定式化される (ε : エントレインメント率、 C : 定数、 B : 浮力、 W : アップドラフト速度)。

b. 雲のスペクトル表現

本スキームは、エントレインメント率がアップドラフト速度に依存することから、雲の内部構造が雲底でのアップドラフト速度に依存するという特徴を持っている。異なる強さのサーマル・重力波・ダウンドラフトや地形による持ち上げによって、雲底では鉛直速度があるスペクトル的な分布を持っていると考えられる。本スキームでは簡単のため、雲底でのアップドラフト速度がある固定された範囲に分布していると仮定する。このアイデアは独自に考案されたものである。

(3) 基本的な性質

本スキームは以下のような良い性質を持っている。

- ① エントレインメント率が雲底と雲頂付近で大きくなるという雲解像モデルや渦解像モデルの結果から知られている特徴を再現できる。
- ② 成層の不安定度が小さい状況ではエントレインメント率が大きくなり、深い対流が抑制される。これは成層の不安定度が小さい状況で深い対流が立ちすぎるという Arakawa-Schubert スキームの欠点を克服するものである。
- ③ 環境場が乾燥している場合、一連のフィードバックを介してエントレインメント率が大きくなり、深い対流が抑制される。これは観測や雲解像モデルの結果から知られている事実と整合する。

(4) 結果

a. 実験設定

モデルは MIROC4.1 (海洋モデルと結合)、解像度は T42L56 である。積分は 20 年行い、解析には後ろの 5 年平均を用いる。新積雲スキーム (以下、千喜良スキーム) と、予報型 Arakawa-Schubert スキームの二つの実験を比較する。予報型 Arakawa-Schubert スキームでは相対湿度に基づく経験的なトリガリングメカニズムを用いているが、千喜良スキームではその効果をエントレインメント率の変化によって自動的に表現できるため、使用していない。モデルのチューニングはそれぞれのスキームに対して最適化しており、同一ではないことに注意されたい。

b. 降水量

図 2 に年降水量の分布を示す。千喜良スキームでは、東太平洋において熱帯収束帯 (ITCZ) の南北二重構造パターンが弱まる、南太平洋収束帯がより現実的に表現されるなどの特徴を持つ。これらは、多くの GCM で表現に成功していない点である。また、陸上での降水量の過大評価が改善されている。降水の季節変化も概ね良い方向に改善され、降水のピークの位置がかなり現実に近づいているのが特徴である。

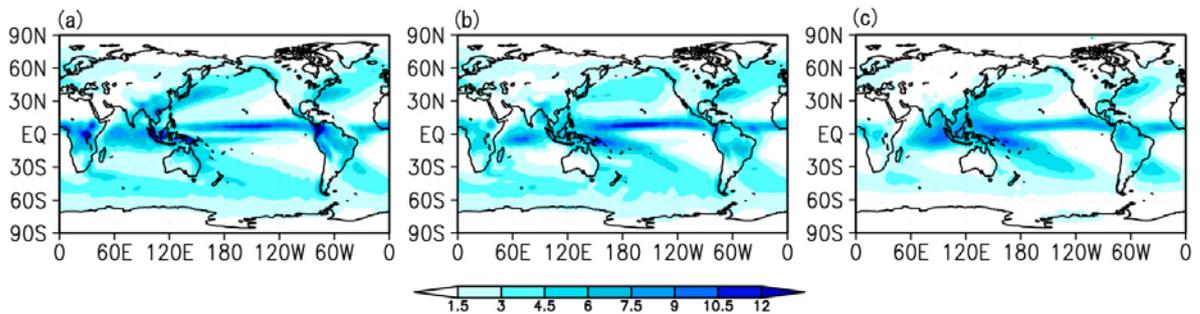


図 2 年降水量 [mm/day]。 (a)Arakawa-Schubert スキーム、 (b)千喜良スキーム、 (c)観測。

c. 赤道波動

図 3 に水平波数-振動数スペクトル強度を示す。千喜良スキームでは、経験的なトリガリングメカニズムを用いることなく、湿潤 Kelvin 波、季節内振動などの波動を表現できていることがわかる。等価深度も現実的な値が得られている。多くの GCM では様々な経験的なトリガリングメカニズムを用いてこれらを表現してきた。物理的な定式化に基づいて再現に成功したのは世界で初めてのことである。

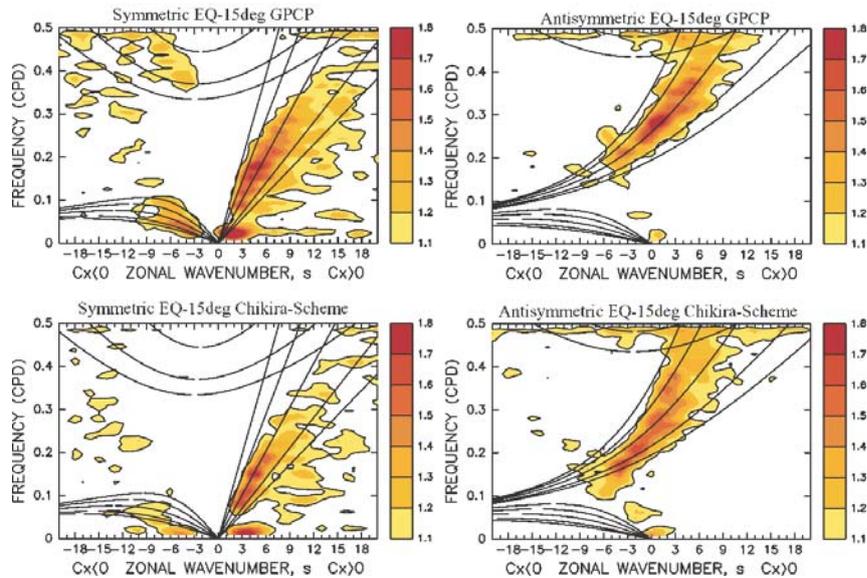


図3 水平波数-振動数スペクトル強度（バックグラウンドの値で割られたもの）（15S-15N）。上段が観測、下段がMIROC4.1で千喜良スキームを用いた結果。左は対称成分、右は非対称成分。

(5) まとめ

エントレインメント率が環境場に依存して鉛直に変化する新しい積雲対流スキームが開発された。これにより、モデルの降水の気候値および変動が大きく改善される。

また、本スキームの結果は、積雲活動においてエントレインメント率の変化が本質的な役割を果たしていることを示唆している。このことはこれまでほとんど注目されてこなかったことであり、モデルの改良にとどまらず、広く積雲活動の理解や雲解像モデルの結果の解釈に影響を与えるものと考えられる。

4.1.1.2. 陸面水文過程の改良

MIROC3.2の陸面過程モデルMATSIROは、植生1層、積雪3層、土壌5m4層の構造を持ち、1グリッドを積雪部分と非積雪部分に区別してそれぞれにおける地表面と植生面における熱・水収支を独立に算定する点に特徴がある。これまで、複数の植生タイプを考慮するモザイク化、湖、河川、積雪の被覆率とアルベド、土壌の熱物理想数と凍土過程、及びLAI予報の導入について、これまで複数のグループによって改良を進めてきたが、それらのコードを統合して感度調査を進めている。

(1) モザイク化

モザイク化では1グリッドで4つの植生タイプに対して熱・水フラックスを個別に算定し、面積の重み付け平均を取って、大気への熱・水フラックスを算定する。解像度1kmのUSGS土地被覆データを用いて各グリッド毎に面積の大きい4つの植生タイプを決め、MODISのLAIデータから各グリッドの植生タイプ毎のLAIを算定してモデルに与えている。今後は動的な植生モデルとも連携が取れるように、植生タイプの見直しを合わせて進めている。

(2) 湖

湖は植生4タイプに加えてモザイクの1つとして熱・水フラックスを算定し、面積の重みを付けて大気への熱・水フラックスに加算する。ただし湖面積の時間変化は考慮しない。また大規模な湖については河川からの流出入を考慮できるようにした。長期積分した場合に流域スケ

ールでの降水・蒸発のバイアスによって湖水が消失する可能性があり、対応方法について検討している。

(3) 流出と河川

地表面及び土壌からの流出は河川水となり、河道網(TRIP)に従って流下する。これまでは全球で一定の流速を仮定していたが、水深(貯水量/(川幅*河道長))と河床勾配から河川流速を診断するように改良した。これにより山岳河川などで流量の時間変化(ハイドログラフ)が改善する見込みである(図4)。これと合わせて、基底流出と地下水面の診断式を改良し、これまで過小評価されていた基底流出を改善している。

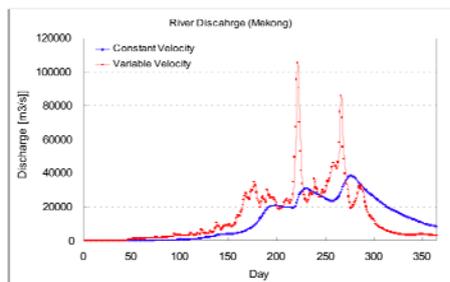


図4 メコン川のハイドログラフ。流速を一定とした場合(青)と可変とした場合(赤)。

(4) 積雪の被覆率とアルベド

積雪被覆率の算定は積雪水当量によって推定していたが、地形や植生に応じてグリッド内の積雪深の頻度分布形を考慮した積雪被覆率スキーム(SSNOWD; Liston, 2004)を導入し、インパクトを調べている。SSNOWD 導入前後の積雪被覆率の差(5年平均)を見ると、1月(図5左)に平原部で増大・山岳部で減少の傾向があり、7月(図5右)にアラスカやシベリア北部で増大の傾向があることが分かった。夏季のアラスカ山岳部の積雪被覆率は過小評価されていたことから、そのモデルバイアスは改善する傾向が認められる。今後、積雪深の頻度分布形を決めるパラメタに対する感度実験を調査する。

アルベドの算定においては、積雪のアルベド計算で時間経過に伴うアルベド低下を表す Aging factor に積雪上部のダスト濃度の影響(Aoki et al., 2003)を導入するとともに、氷床のアルベド計算で融雪・融氷から生じた表面水によるアルベド低下の影響(Bougamont et al., 2005)を導入した。積雪上部のダスト濃度は地表面へのダスト(土壌粒子・黒色炭素)の沈着量から予報する。今後、積雪のダスト濃度と氷床上の表面水の導入によるインパクトを調査する。

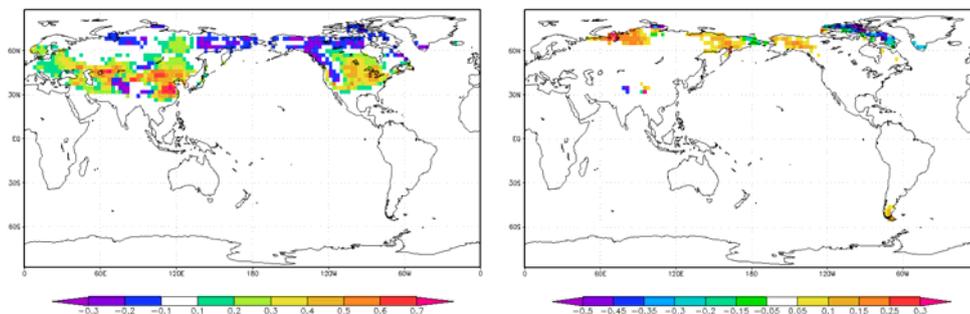


図5 SSNOWD 導入前後の積雪被覆率の差(5年平均)。1月(左図)と7月(右図)

(5) 土壌の熱物理定数と不凍水

地球温暖化において大きく後退/減少すると予測されている凍土を気候モデルでよりよく表現するために、土壌中の不凍水、並びに高緯度における表層の有機土壌の熱的水的特性を考慮した。また、熱容量及び熱伝導率の算定式を改良するとともに、扱う土壌層を6層14mとして土壌温度の再現性の精緻化を図っている(Saito, 2008)。土壌層を変えずに熱物理定数と不凍水を改良した結果、地表付近の永久凍土と季節凍土の分布が改善された(図6)。今後、深い土壌層を含めた改良のインパクトについて調査する。

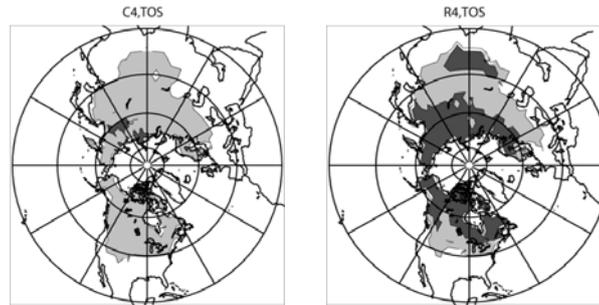


図6 地表付近の永久凍土(濃い灰色)と季節凍土(薄い灰色)の分布。土壌の熱物理定数と不凍水を考慮する前(左図)と後(右図)。

(6) LAI 予報

MATSIRO では葉面積指数(LAI)を外部データから与えているが、植生と気候の相互作用を考慮するために、炭素循環モデル(Sim-CYCLE; Ito and Oikawa, 2002)と結合してLAIを予報できるようにした。LAIを予報する際には、MATSIROで計算した光合成をSim-CYCLEに渡し、Sim-CYCLEで炭素分配と炭素収支を計算してLAIを予報したものをMATSIROに返す。MATSIROの光合成計算は大気と同じのタイムステップであるが、Sim-CYCLEによるLAIの更新はdailyで行っている。現在の気候条件を与えてオンラインで計算された1月と7月のLAIを図7に示す。

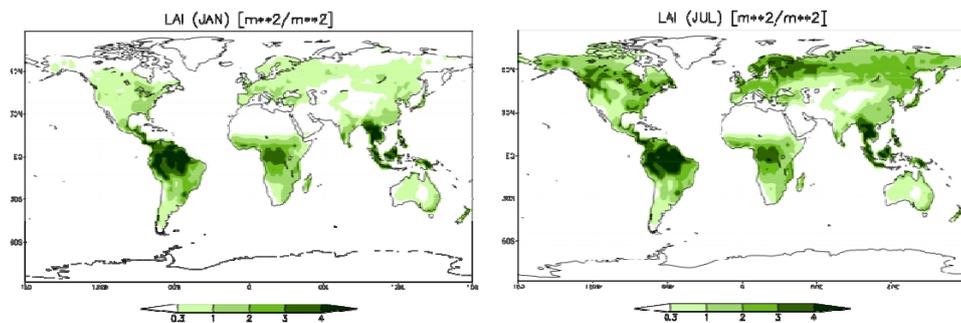


図7 オンラインで計算された現在の気候条件におけるLAI。1月(左図)と7月(右図)。

引用文献

- Aoki, T., A. Hachikubo, M. Hori, 2003: Effects of snow physical parameters on shortwave broadband albedos. *J. Geophys. Res.*, 108(D19), 4616, doi:10.1029/2003JD003506.
- Bougamont, M., J.L. Bamber, and W. Greuell, 2005: A surface mass balance model for the Greenland Ice sheet. *J. Geophys. Res.*, 110, F04018, doi:10.1029/2005JF000348.
- Ito, A., and T. Oikawa, 2002: A simulation model of the carbon cycle in land ecosystem (Sim-CYCLE): A description based on dry-matter production theory and plot-scale validation. *Ecol. Modelling*, 151, 143-176.
- Liston, G., 2004: Representing subgrid snow cover heterogeneities in regional and global models. *J. Clim.*, 17, 1381-1397.

4.1.1.3. CFMIP Observational Simulator Package(COSP)の導入

(1) 背景

雲は温暖化予測における最大の不確定要素と言われて久しい。雲のシミュレーションには分かっていないことが多く、モデルの雲を評価するには観測データによる比較検証が非常に重要であるが、実際の現象とシミュレーションの格子スケールの違いなどから、観測とモデルで同じ物理量を比較するには困難な点が多い。雲フィードバックの理解のため発足した Cloud Feedback Model Intercomparison Project (CFMIP, <http://www.cfmip.net>)では、人工衛星が雲を観測するようにシミュレーションの中で雲を「観測」し、観測データと比較するツールを開発・提供している。CFMIPはIPCC AR5に向け Coupled Model Intercomparison Project(CMIP)の一部となった。COSPの開発を行っておりCOSPをモデルに導入し出力を提供する事を各国グループに強く推奨している。

(2) COSPの概要

近年 active sensor を搭載した CloudSat(Stephens et al.,2002), Calipso(Winker et al.,2007)衛星が打ち上がり、雲の3次元プロファイルを観測する時代になった。COSPにはこれらの衛星のシミュレーターが組み込まれている。CloudSatは94-GHzの雲レーダーである。薄い雲には感度が小さいが、雲と降水を合わせて観測することが可能である。Calipsoは532nmの偏光レーザー光と1064nmのレーザー光である。非常に薄い雲に感度があり、巻雲・エアロゾル観測に適しているが、厚めの雲には感度が飽和する傾向がある。COSPでは現段階ではレーダー計算(Haynes et al.,2007)の負荷が大きい。年内にオンライン計算対応版が提供される予定となっているが、モデルの検証のためには現在はオフラインで計算を行っている。

(3) 初期結果

1月の平均雲量について、Calipso衛星による夜間観測とMIROC4.1のslab ocean実験の出力をCalipso simulator (Chepfer et al.,2007)に読み込ませて得た雲量を図8に示す。低緯度上部対流圏でモデルには観測に比べ雲量が多く見られる。このことはモデルの対流圏上層に湿潤バイアスがあることと対応している。一方対流圏中・下層ではモデルの雲量が少なく見積もられている。低緯度については上層の過大な雲の影響でその下層の雲に対してはシミュレーターの感度が失われていると考えられる。極域の雲にはモデルの雲・降雪 flux の仮定の影響が考えられ、対応中である。

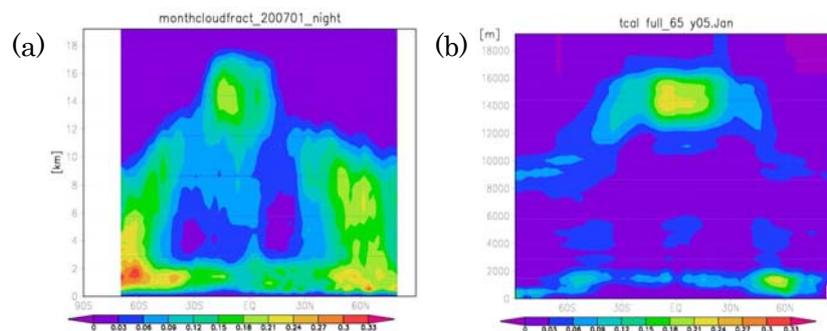


図8 (a)Calipso衛星による雲量と(b)Calipso simulatorによるMIROC4.1の雲量

引用文献

- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, M. Chiriaco, J.-L. Dufresne, and G. Seze, 2008: Geophys. Res. Lett., 35, L15704, doi:10.1029/2008GL034207.
- Haynes, J. M., R. T. Marchand, Z. Luo, A. Bodas-Salcedo, and G. L. Stephens, 2007: Bull. Am. Meteor. Soc., 88,

4.1.1.4. 海洋海水モデルの開発

本研究課題に用いる大気-海洋結合モデルのうち海水・海洋部分のモデルに関して必要なモデルの開発、チューニング作業をおこなった。ベースとなる海洋大循環モデルは東京大学気候システムセンターで開発された COCO4 である(Hasumi, 2006)。COCO4.3 の従来の MIROC (IPCC 第 4 次報告書のために開発されたもの)で用いられていた COCO3.4 からの主な変更点は、1) 一般直交座標系 (高解像度海洋モデルの地形は前回のものを踏襲)、2) 数値拡散の低減のため移流スキームに 2 次モーメント法の SOM を採用、3) マルチカテゴリー海水モデルの採用である。さらに COCO4.4 からはリスタートファイルに計算再開時に必要な任意の変数を格納でき、計算再開時の継続性が改善されている。このモデルは近未来気候予測実験と長期気候変動予測の両課題の海洋コンポーネントとして用いる予定であり、高解像度版は近未来予測実験、中解像度版はモデルの開発、チューニング、および長期気候変動予測実験に使用する。それぞれのモデルの概要と現状を以下に記述する。

(1) 高解像度モデル

前述のように高解像度海洋モデルは近未来予測実験のために開発を行っている。モデルの水平解像度は東西 0.28125 度、南北 0.1875 度である。モデルの水平解像度に依存するスキームとして、トレーサー混合に倍調和水平拡散、運動量移流に Ishizaki and Motoi (1999)に基づく疑似エンストロフィー保存および斜面方向移流スキーム、運動量混合に Smagorinsky (1963)の方法による速度シア依存型倍調和水平粘性を用いている。本モデルの水平解像度の選択は、利用可能な計算資源の下で、地球温暖化に伴う海洋の状態の変化の中で関心の高い大西洋深層循環の再現性、および日本周辺の気候に大きな影響を及ぼす黒潮から黒潮続流の平均構造と変動の再現性という面を特に考慮にいれている。

本年度はモデルのチューニングを行うと同時にモデルの基本的なパフォーマンスをチェックするため、近未来予測実験に先駆けて、テストランとして Common Ocean-Ice Reference Experiments の境界条件を用いて 1958 年から 2004 年までについての再現実験を行った。北大西洋深層水の流量はおよそ 15~20 Sv の幅で変動しており、その平均の流量はおよそ 17.4 Sv で、観測から見積もられた値や他のモデルで推定されている値と同等である。次に、日本南岸の黒潮流量の経年変動を図 9 に示す。比較のため気象庁の東経 137 度線の観測による 1250 m 深を基準とした地衡流量を用いる。モデルによる東経 137 度線を横切る正味の東向き流量は、若干のずれはあるが経年変動、変動の幅、平均流量などで観測結果とよい一致が見られる。この黒潮流量の変動は亜熱帯循環を駆動する太平洋上の風応力カールの変動から 2~3 年遅れている。この結果は Yasuda and Kitamura (2003)のモデルの解析結果ともよく一致しており、結合モデルにおいても同様な応答が期待される。

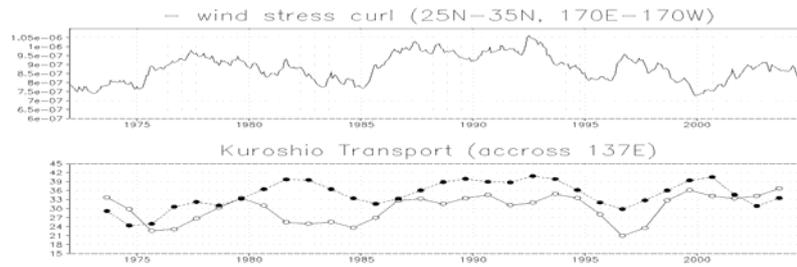


図9 (上) 北太平洋中央部の風応力カール (N/m^2)、(下)東経 137 度を横切る黒潮流量 (実線がモデル、破線が観測による見積もり)。

(2) 中解像度モデル

中解像度モデルでは座標の北極・南極は地理座標上のそれぞれ 40W 80N と 40W 80S に位置している。モデル座標上の東西方向の解像度は約 1.4 度、南北方向は赤道から南北 4 度ずつと両極から約 21.8 度以内が 0.5 度、北緯・南緯 13 度付近が約 1.4 度で、その間は滑らかに変化する。このような設定により、赤道付近や高緯度など全球的な影響が特に大きいと考えられる海域の解像度を確保しつつ、高解像度モデルより計算量を大幅に減らしてチューニングや長時間積分に適したモデルとなっている。MIROC 3.2 の対応する解像度の海洋モデルと比べた場合、前述の高精度移流スキームの採用に加え、鉛直解像度を上層で特に高めたことが、主たる変更・改良点として挙げられる。これらにより ENSO に関係するような赤道域海洋の状態や変動の再現性向上が見込まれる。

現在までのところ中解像度モデルを用いて、チューニング作業時の基礎となるべき海氷-海洋モデル単体を用いた現在気候再現実験を行っている。実験には大気境界条件として Röske (2005) の気候値を用い、520 年間積分を行った。ここでは、この実験からいくつかの結果を示す。大西洋で東西積分した子午面流線関数 (図 10 左) には、深層に北大西洋深層水形成に伴う循環が存在し、その下に南極底層水形成に伴う循環という 2 層構造が再現されている。赤道での通過流量は前者が 15.8 Sv、後者が 5.9 Sv と、観測からの見積もりに近い値が再現されている。また、北半球夏季の海水の厚さ分布 (図 10 右) では、現実と同様、夏季でも北極海のかなりの部分が海氷に覆われていることがわかる。1993-97 年に行われた潜水艦観測によれば北極点からカナダ海盆にかけての最も氷の厚い領域の夏季の氷厚は 2.6-3.2 m であり、モデルの結果は若干薄目ではあるが良く再現していると言える。現在は、結合時を想定していくつかの異なる大気境界条件を与え、より広い大気条件に対して現実的な応答を示すよう、氷厚を中心にチューニングを進めている。

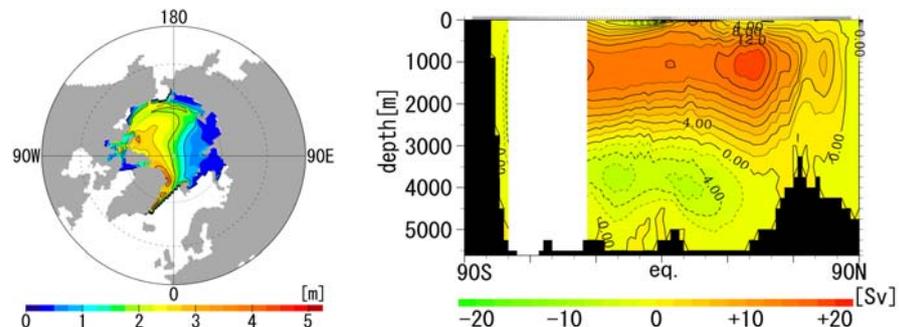


図 10 (左) 現在気候再現実験における東西積分した大西洋子午面流線関数、(右) 北半球海氷の 8-10 月平均厚さ (海氷密度 0.15 以上の海域のみ)。

4.1.2. 外部境界条件データの整備状況

シナリオ班では、近未来予測実験において必要となる、さまざまな外部境界条件データ（いわゆる気候変動要因に関する情報）の整備と、これらの気候変動要因を近未来予測実験において取り扱えるように、新規開発中の大気海洋結合モデルの改変作業を行っている。以下では、人為起源および自然起源の気候変動要因について、進捗状況を報告する。

4.1.2.1. 人為起源の気候変動要因

人為起源の気候変動要因としては、温室効果ガス（CO₂, CH₄, N₂O, ハロカーボン類）、オゾン関連物質（O₃, H₂O₂, OH）、硫酸塩や黒色炭素などのエアロゾルおよびそれらの前駆物質、土地利用変化などが挙げられるが、これらについては、国際的な共同研究プロジェクトである RCP（Representative Concentrations Pathways）により排出量や濃度等のデータが提供される予定となっているが、本稿執筆段階ではまだ提供されていないため、データ整備などの作業は進んでいない。ただし、徐々にではあるが、具体的にどのようなエアロゾルや大気汚染物質およびそれらの前駆物質が提供されるのか、といった情報が入手されつつあり、これらの情報を元に、近未来予測実験において必要となるオゾンなどの大気化学物質の大気中濃度データの作成などについて、準備を進めている。RCP からのデータ提供次第ではあるが、少なくとも年度内にはデータの整備を完了したい。

4.1.2.2. 自然起源の気候変動要因

自然起源の気候変動要因としては、太陽からの放射エネルギーの変動と大規模火山噴火に伴う成層圏エアロゾルの変化が挙げられる。太陽エネルギーの変動は、過去については、人工衛星からの観測に近い Lean (2000) による再構築データの使用を検討している。将来については検討中ではあるが、上記再構築データから求めた平均的な 11 年周期変動を与えていくことを考えている。

火山性の成層圏エアロゾルの長期変化に関しては、従来の数値実験（Nozawa et al., 2007）でも使用してきた、Sato et al. (1993) による光学的厚さのデータを用いる。従来の 20 世紀再現実験では、火山性の成層圏エアロゾルの光学的厚さを鉛直積算したデータを 50hPa の 1 層にのみ与えていたが、鉛直分布を持つデータの取り込んだ場合のインパクトについて調査した。IPCC AR4 にも貢献した MIROC 中解像度版を用いて、Yokohata et al. (2005) と同様のピナツボ噴火実験を行った。火山性エアロゾルの光学的厚さが 1 層の場合と 4 層の場合のそれぞれについて、初期値の異なる 5 例の数値実験を実施した。その結果、火山性エアロゾルの光学的厚さの鉛直分布を考慮することにより、中～下部成層圏（～50hPa）における気温変化の過大評価、および対流圏界面付近（～100hPa）における過小評価が改善され、ピナツボ噴火後の気温変化の再現性が高まることが確認された（図 11 参照）。この結果から、近未来予測実験においても、火山性エアロゾルの光学的厚さの鉛直分布を考慮できるよう、必要な改変を新規開発中のモデルに加えていく予定である。

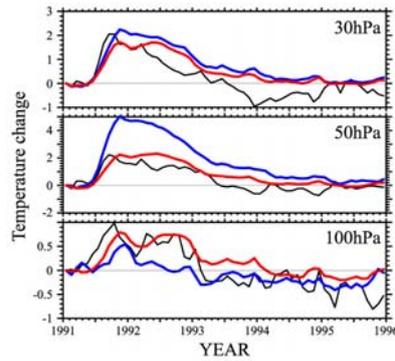


図 11 ピナツボ噴火に伴う気温偏差の経年変化。1980 年代の平均値からの偏差を示す。青線はピナツボ噴火実験において成層圏エアロゾルの光学的厚さのデータを 1 層とした場合、赤線は 4 層とした場合。いずれも、5 例の初期値アンサンブル実験の平均値を示す。黒線は観測値 (ERA40)。

参考文献

- Lean, J., 2000: Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum, *Geophys. Res. Lett.* 27, 2425-2428.
- Nozawa, T., T. Nagashima, T. Ogura, T. Yokohata, N. Okada, and H. Shiogama, 2007: Climate change simulations with a coupled ocean-atmosphere GCM called the Model for Interdisciplinary Research on Climate: MIROC, CGER's Supercomputer Monograph Report, 12, CGER-REPORT, CGER/NIES, Tsukuba, pp. 80+.
- Sato, M., J. E. Hansen, M. P. McCormick and J. B. Pollack, 1993: Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990, *J. Geophys. Res.*, 98(D12), 22987-22994.
- Yokohata, T., S. Emori, T. Nozawa, Y. Tsushima, T. Ogura, and M. Kimoto, 2005: Climate response to volcanic forcing: Validation of climate sensitivity of a coupled atmosphere-ocean general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21710.

4.1.3. 「温暖化による春季ブルームへの影響に関する実験および解析」

海洋生態系モデル班では、地球温暖化が生態系に与える影響を評価するため、物理環境の変化から低次・高次生態系、水産資源の変動までを統合的に取り扱うことのできる高解像度全球海洋生態系モデル実験の準備を行っている。高解像度の気候モデルに複雑な生態系モデルを直接組み込み計算することは、地球シミュレータを用いても困難である。本研究では革新プログラムの気候モデルで得られた物理環境を基に、オフライン計算の手法を導入することで、計算時間を大幅に短縮し高解像度モデルによる計算を可能とする。これにより温暖化の影響評価に必要なアンサンブル実験や感度実験なども容易に行えるようになる。

4.1.3.1. 平成 20 年度の成果

本年度は、大気中 CO₂ 濃度が年 1% ずつ増加させた漸増実験(濃度が約 2 倍である 70-80 年目)およびコントロール実験のそれぞれ 10 年間の時間積分の結果を利用して、地球温暖化による春季ブルームに対する影響に関して予備的解析を行った。モデルによる春季ブルームの時期(生物量が年間最大となる 1 月 1 日からの日数)は、亜熱帯から亜寒帯へ北上する様子や、外洋のブルームは周囲の沿岸域に比べて遅れる様子など、衛星観測によって得られている分布を良く再現している(図 12, a,b)。多くの海域で、温暖化に伴って 10~20 日程度早期化している(10 年間の経年変動が独立なものを見なすと、有意水準 95% 以上, 図 12c, d)。今回の実験では、温暖化によるものか、たまたま数十年変動を捉えてしまったものか判断できないが、近未来予測でのアンサンブル実験を用いた、温暖化の自然変動からのシグナル検出に注目した実験設定に関する議論の材料が得られた。なお、春季ブルームのピーク時の生物量に関しては、かなり狭い

海域のみで統計的有意水準 95%以上で温暖化の影響が見られ、議論するためには長期積分あるいは複数回の実験が必要である。

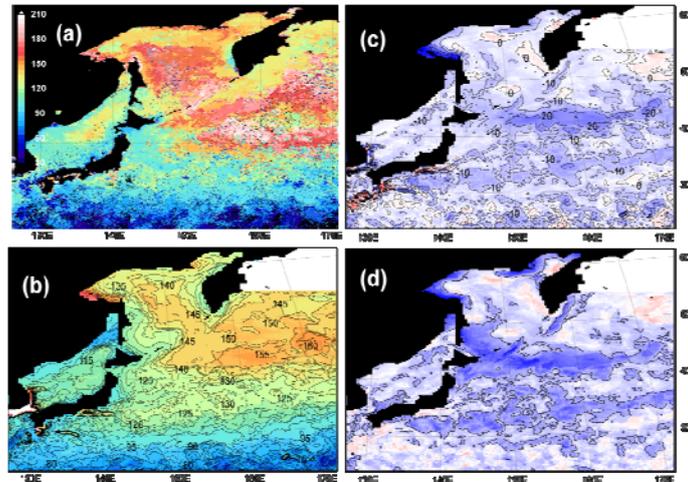


図 12 春季ブルームのピーク時期(海面におけるクロロフィル濃度が1年間で最大となる1月1日からの日数)。(a)衛星データ SeaWiFs による 10 年間平均した気候値、(b)コントロール実験における 10 年間の気候値、(c) 早期化の日数、(d) 統計的有意(実線で囲まれた海域が 95% 有意水準)。

4.1.4. 成果発表

<論文(受理・印刷済み)>

- Hasumi, H., I. Yasuda, H. Tatebe, and M. Kimoto, 2008: Pacific bidecadal climate variability regulated by tidal mixing around the Kuril Islands. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L14601, doi:10.1029/2008GL034406.
- Kug, J.-S., K. P. Sooraj, D. Kim, I-S. Kang, F-F. Jin, Y. N. Takayabu, and M. Kimoto, 2008: An examination of the state-dependent atmospheric noise associated with ENSO using the simulations of Climate Models. *Climate Dyn.*, doi 10.1007/s00382-008-0434-2.
- Takayabu, Y. N., and M. Kimoto, 2008: Diurnal march of rainfall simulated in a T106 AGCM and dependence on cumulus schemes. *J. Meteor. Soc. Japan*, in press.
- Hirabayashi, Y., S. Kanae, S. Emori, T. Oki, and M. Kimoto, 2008: Global projections of changing risks of floods and droughts in a changing climate. *Hydrol. Sci. J.*, 53(4), 754-772.
- Ogura, T., S. Emori, M. J. Web, Y. Tsushima, A. Abe-Ouchi, and M. Kimoto, 2008: Towards understanding cloud response in atmospheric GCMs: the use of tendency diagnostics. *J. Meteor. Soc. Japan*, vol. 86, no. 1, 69-79.
- Sekiguchi, M., and T. Nakajima, 2008: A k-distribution based radiation code and its computational optimization for an atmospheric general circulation model, *JQSRT*, 109, 2779-2793, doi:10.1016/j.jqsrt.2008.07.013.
- Watanabe, M., S. Emori, M. Satoh, and H. Miura, 2008: A PDF-based hybrid prognostic cloud scheme for general circulation models. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-008-0489-0, in press.
- Saito, K., 2008: Arctic land hydrothermal sensitivity under warming: Idealized off-line evaluation of a physical terrestrial scheme in a global climate model. *J. Geophys. Res.*, 113, D21106, doi:10.1029/2008JD009880.
- T. Okunishi, Y. Yamanaka, S. Ito: A simulation model for Japanese sardine (*Sardinops melanostictus*) migrations in the western North Pacific *Ecological Modeling*, in press.
- Sakamoto, T. T., and H. Hasumi (2008): Pacific upper ocean response to global warming –climate modeling

- in an eddying ocean regime–, *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, AGU Geophysical Monograph Series 177, 265-279.
- Kobashi, F., X.-P. Xie, N. Iwasaka, and T. T. Sakamoto (2008), Deep atmospheric response to the North Pacific oceanic subtropical front in spring, *Journal of Climate*, Vol. 21, No. 22, pp. 5960–5975
- Suzuki, T., H. Sasaki, N. Nakashiki and H. Nakano (2008): Common success and failure in simulating the Pacific surface currents shared by four high-resolution ocean models, *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, AGU Geophysical Monograph Series 177, 165-176.
- Yokohata T., S. Emori, T. Nozawa, T. Ogura, S. Yukimoto, T. Suzuki, Y. Tsushima, M. Kawamiya, A. Abe-Ouchi, H. Hasumi, A. Sumi and M. Kimoto, 2008: Comparison of equilibrium and transient responses to CO2 increase in eight state-of-the-art climate models. *Tellus A*, 60, 946-961.
- Gillett, N.P., D.A. Stone, P.A. Stott, T. Nozawa, A.Y. Karpechko, G.C. Hegerl, M.F. Wehner and P.D. Jones, 2008: Attribution of polar warming to human influence. *Nature Geoscience*, 1, 750-754.
- Dairaku, K., S. Emori and T. Nozawa, 2008: Impacts of global warming on hydrological cycles in the Asian monsoon region. *Advances in Atmos. Sci.*, 25, 960-973.
- 小林孝, 小尻利治, 野沢徹, 2008: 全球大気海洋結合モデル MIROC 出力のダウンスケールと流域内降水量の推定. *水文・水資源学会誌*, 受理.
- Ogura, T., M. J. Webb, A. Bodas-Salcedo, K. D. Williams, T. Yokohata, and D. R. Wilson, 2008b: Comparison of cloud response to CO2 doubling in two GCMs. *SOLA*, 4, pp29-32, doi:10.2151/sola.2008-008 .
- 坂本天 (2008), 地球温暖化による黒潮流速への影響、「どうなるの?温暖化」第4回、月刊「養殖」、第45巻、第8号、42–44、緑書房、東京
- Sakamoto, T. (2008), Impact of global warming on the flow velocity of the Kuroshio, *Farming Japan*, Vol. 42-6, pp. 18–22, Faming Japan Ltd., Tokyo
<論文(投稿中)>
- Imada, Y., and M. Kimoto, 2008: ENSO amplitude modulation related to Pacific decadal variability. *Geophys. Res. Lett.*, submitted.
- Inatsu, M., and M. Kimoto, 2008: A Scale Interaction Study on East Asian Cyclogenesis Using a General Circulation Model with an Interactively Nested Regional Model. *Mon. Wea. Rev.*, submitted.
- Chen, X., and M. Kimoto, 2007: Simulation of tropical instability waves in the equatorial eastern Pacific by a coupled general circulation model. *J. Climate*, submitted.
- Christidis, N., P.A. Stott, H. Shiogama, T. Nozawa and F.W. Zwiers, 2008: Probabilistic estimates of recent changes in temperature forced by human activity: A multi-scale attribution analysis. *Clim. Dyn.*, submitted.
- Hidalgo, H.G., T. Das, M.D. Dettinger, D.R. Cayan, D.W. Pierce, T.P. Barnett, G. Bala, A. Mirin, A.W. Wood, C. Bonfils, B.D. Santer and T. Nozawa, 2008: Detection and attribution of streamflow timing changes to climate change in the western United States. *J. Climate*, submitted.
- Bonfils, C., B.D. Santer, D.W. Pierce, H.G. Hidalgo, G. Bala, T. Das, T.P. Barnett, D.R. Cayan, C. Doutriaux, A.W. Wood, A. Mirin and T. Nozawa, 2008: Detection and attribution of temperature changes in the mountainous western United States. *J. Climate*, submitted.
- Pierce, D.W., T.P. Barnett, H.G. Hidalgo, T. Das, C. Bonfils, B.D. Santer, G. Bala, M.D. Dettinger, D.R. Cayan, A. Mirin, A.W. Wood and T. Nozawa, 2008: Attribution of declining western U.S. snowpack to human effects. *J. Climate*, submitted.
- Abe, M., H. Shiogama, J.C. Hargreaves, J.D. Annan, T. Nozawa and S. Emori, 2008: Investigation of the correlation between inter-model similarities for present and projected future mean climate. *Geophys. Res. Lett.*, submitted.

- Yokohata, T., M.J. Webb, M. Collins, K.D. Williams, M. Yoshimori, J.C. Hargreaves and J.D. Annan, 2008: Structural similarities and differences in climate responses to CO₂ increase between two perturbed physics ensembles. *J. Climate*, submitted.
- Yoshimori, M., T. Yokohata, A. Abe-Ouchi, 2008: A comparison of climate feedback strength between CO₂ doubled and LGM experiments. *J. Climate*, submitted.
- Hasegawa, A. and S. Emori, 2008: Separated effects of enhanced SST and CO₂ concentration on mean precipitation in an aqua planet experiment. *Geophys. Res. Lett.*, submitted.
- <口頭発表>
- 木本昌秀, 2008: 気候モデル出力の利用促進にむけて. 土木学会水工学委員会水文部会, 21 世紀気候変動革新プログラム, 水文・水資源学会共催「気候変動将来推計情報 の水文分野での利用促進シンポジウム」, 2008 年 4 月 3 日, 東京大学生産研究所.
- Hirabayashi, Y., S. Kanae, S. Emori, T. Oki, and M. Kimoto, 2008: Estimating trends of annual maximum daily discharge in the twentieth-century. European Geosciences Union General Assembly 2008, 13~18 April 2008, Vienna, Austria.
- Kimoto, M., 2008: Computer Models of Climate: Achievements, Issues and Challenges. Summit on global warming and climate change, 18 April, 2008, Atlanta. (Invited)
- 大石龍太, 加藤知道, 伊藤昭彦, 木本昌秀, 2008: 大気大循環モデルの陸面スキームにおける葉面積指数予報の試み. 2008 年日本気象学会春季大会講演予稿集, C459
- 佐藤友徳, 木本昌秀, 2008: 地球温暖化による黄砂発生ポテンシャル変化の検証. 2008 年日本気象学会春季大会講演予稿集, P 343.
- Kimoto, M., 2008: Status of MIROC global climate modeling. Second Joint Workshop between CCSR/Japan and CNWP/CAMS/China on Numerical Modeling, 26-28 May, 2008, Hainan, China.
- Kimoto, M., 2008: Climate 2030: A Japanese Project for Near-Term Climate Projection. Aspen Global Change Institute Workshop, CLIMATE PREDICTION TO 2030: Is it possible, what are the scientific issues, and how would those predictions be used? June 22-28, 2008, Aspen, Colorado. (Invited)
- Kimoto, M., 2008: Climate 2030: A Japanese Project for Near-Term Climate Projection. The 12th US Japan Workshop on Global Change: Long-term Projection, Near-term Prediction, Extreme Events Projection and Observations, June 30-July 2, 2008, Broomfield/Boulder, Colorado, USA. (Invited)
- Kimoto, M., 2008: Climate-Change Projections with State-of-the-Art Climate Models. International symposium on topical problems of nonlinear wave physics, 20-26 July, 2008, Nizhny Nobgorod, Russia. (Invited)
- Kimoto, M., 2008: SPAM: a system for prediction and assimilation by a climate model, MIROC, for seasonal to decadal prediction. Asia Pacific Climate Symposium 2008, 19-21 August 2008, Lima, Peru. (Invited)
- Kimoto, M., 2008: Update on Japanese activity on climate projection. The 12th session of the JSC/CLIVAR working group on coupled modelling. 22-24 September 2008, Paris, France. (Invited)
- Slingo, J., A. Giannini, M. Kimoto, C. R. Mechoso, J. Meehl, K. Sperber, and A. Turner, 2008: Modelling Monsoons: Understanding and predicting current and future behaviour. WMO Fourth International Workshop on Monsoons (IWM-IV), 20-25 October 2008, Beijing, China. (Invited)
- 森正人, 木本昌秀, 渡部雅浩, 石井正好, 望月崇, 杉浦 望, 2008: 太平洋 10 年規模変動の感度解析と予測可能性. 第 6 回「異常気象と長期変動」研究集会, 2008 年 10 月 30-31 日, 京都大学防災研究所
- 稲津将, 木本昌秀, 2008: 北半球冬季の北東アジアにおけるスケール間相互作用研究. (1) 亜総観規模擾乱の効果. 2008 年日本気象学会秋季大会講演予稿集, C212.

- 佐藤友徳, 木本昌秀, 増山啓, 末吉哲雄, 重里昌, 2008: 低解像度の気象場から台風
の発生・経路を確率的に推定する試み. 2008 年日本気象学会秋季大会講演予稿集, P310.
- Inatsu, M, and M. Kimoto, 2008: A Scale Interaction Study on East Asian Cyclogenesis Using a General
Circulation Model with an Interactively Nested Regional Model. AGU fall meeting, San Francisco,
U.S.A, December.
- Emori, S., M. Watanabe, S. Watanabe, T. Takemura, M. Chikira, T. Ogura, T. Mochizuki, T. Nishimura, and
M. Kimoto: A new version of the MIROC AOGCM with updated physics schemes. The 12th US Japan
Workshop on Global Change, Boulder, Colorado, USA June 30–July 2, 2008
- Watanabe, M., S. Watanabe, S. Emori, T. Takemura, M. Chikira, T. Ogura, T. Mochizuki, T. Nishimura, and
M. Kimoto: A new physics package for the next version of MIROC. The 2nd Joint Workshop on
Numerical Modeling and Data Assimilation, Hainan, China, May 26 - 29, 2008
- Chikira, M., Development of a cumulus scheme with vertically variable entrainment rate, Team meeting of
Center for Multiscale Modeling of Atmospheric Processes, California, USA, January 15-18, 2008.
- 千喜良稔, エントレインメント率が環境場に依存する積雲対流スキームの開発—その 1 : 定式化と
基本的な性質, 日本気象学会 2008 年度春季大会, 5/18-21, 2008
- 千喜良稔, エントレインメント率が環境場に依存する積雲対流スキームの開発—その 2 : GCM 実
験, 日本気象学会 2008 年度春季大会, 5/18-21, 2008
- Chikira, M., Development of a cumulus parameterization with environment-dependent lateral entrainment
rate, 4th PAN-GCSS meeting on advances in modeling and observing clouds and convection, Toulouse,
France, June 2-6, 2008.
- 坂本天, 鈴木立郎, 羽角博康, 温暖化シナリオ下において日本周辺海域で予期される海洋環境の変
化, 2008 年度日本海洋学会春季大会シンポジウム「地球温暖化とその沿岸・沖合海洋生態系
への影響—検知と予測—」, 東京, 2008 年 3 月 26 日
- 坂本天, 羽角博康, 気候モデルを用いた温暖化実験の太平洋における Subtropical and Tropical cells
の応答—海洋モデル解像度に対する依存性—, 2008 年度日本海洋学会秋季大会, 呉, 2008 年
9 月 26 日
- 建部洋晶, 羽角博康 2008: 海洋 GCM における赤道水温躍層の再現性と数値拡散, 日本海洋学会秋
季大会, 呉
- 坂本天, 羽角博康 (2008): 気候モデルを用いた温暖化実験の太平洋における subtropical and tropical
cells の応答 —海洋モデル解像度に対する依存性—, 日本海洋学会秋季大会, 呉
- 横島徳太, M.J. Webb, M. Collins, K.D. Williams, 吉森正和, J.D. Annan and J.C. Hargreaves, 2008: 全球
大循環モデルによる物理摂動アンサンブルの比較. 2008 年日本気象学会秋季大会, 仙台.
- 阿部学, 塩竈秀夫, J.D. Annan, J.C. Hargreaves, 野沢徹, 江守正多, 2008: パーフェクトモデルテスト
による気候変化予測と現在気候再現性の関係の評価とその応用. 2008 年日本気象学会秋季大
会, 仙台.
- 竹村俊彦, 野沢徹, 2008: 21 世紀のエアロゾルの分布と放射強制力の予測. 2008 年日本気象学会秋季
大会, 仙台.
- 磯崎勉, 野沢徹, 植田宏昭, 2008: プレモンスーン期の大気・地表面加熱におけるエアロゾルの寄与.
2008 年日本気象学会秋季大会, 仙台.
- 長谷川聡, 江守正多, 2008: 解像度の異なる MIROC3.2 大気モデルにおける熱帯低気圧の発生ポテ
ンシャル. 2008 年日本気象学会秋季大会, 仙台.
- 小倉知夫, M.J. Webb, A. Bodas-Salcedo, K.D. Williams, 横島徳太, D.R. Wilson, 2008: 温暖化時の雲の
応答における微物理過程の役割. 2008 年日本気象学会秋季大会, 仙台.
- 奥西武, 伊藤進一, 吉江直樹, 山中 康裕, 須股 浩, 橋岡 豪人: 個体群密度効果がマイワシの成長
および分布に与える影響. 2008 年度水産海洋学会研究発表大会, 東京, 2008.11.11-13

- 志藤文武, 森岡泰三, 福永恭平, 村上直人, 市川卓, 白藤徳夫, 小林圭介, 関谷幸生, 伊藤進一, 上野康弘, 山中康裕: サンマ飼育魚の遊泳速度. 2008 年度水産海洋学会研究発表大会, 東京, 2008.11.11-13
- H. Sumata, T. Hashioka, T. T. Sakamoto, T. Suzuki and Y. Yamanaka: Application of 3D NEMURO to an eddy-permitting general circulation model for the global domain. PICES 17th Annual Meeting, Dalian, China, 2008.10.24-11.02.
- T. Okunishi, S. Ito, N. Yoshie, T. Hashioka, H. Sumata, Y. Yamanaka: The impact of density-dependent processes on growth of Japanese sardine (*Sardinops melanostictus*). PICES 17th Annual Meeting, Dalian, China, 2008.10.24-11.02.
- Y. Yamanaka, Y. Naoki, M. N. Aita, T. Hashioka, H. Sumata, N. Okada, T. Okunishi, S. Ito: Observational data for determining physiological parameters and validating model simulations: Suggestions by NEMURO developers. PICES 17th Annual Meeting, Dalian, China, 2008.10.24-11.02.
- Y. Yamanaka, T. Hashioka, T. Okunishi, H. Sumata, T. Sakamoto, M. N. Aita, Y. Naoki, N. Okada, S. Ito: Recent results connecting climate change to fish resources using the high resolution model, COCO-NEMURO. PICES 17th Annual Meeting, Dalian, China, 2008.10.24-11.02.
- 須股浩, 橋岡豪人, 坂本天, 鈴木立郎, 山中康裕: 渦許容全球モデルによる低次生態系再現実験. 2008 年度日本海洋学会秋季大会, 広島県呉市, 2008.9.24-28.
- Takeshi Okunishi, Taketo Hashioka, Hiroshi Sumata, Shin-ichi Ito, Yasuhiro Yamanaka: Simulation of the impact of climate change on migration pattern and growth of Japanese sardine. ICES 2008 Annual Science Conference, Halifax, Canada, 2008.9.22-27.
- 橋岡豪人, 奥西武, 坂本天, 伊藤進一, 山中康裕: 高解像度海洋生態系-水産資源モデルによる地球温暖化の影響予測. 次世代スーパーコンピューティング・シンポジウム 2008, 東京, 2008.9.16-17.
- T. Hashioka, Y. Yamanaka and T. T. Sakamoto: Predicted impacts of global warming on marine ecosystem. Advances in Marine Ecosystem Modelling Research Symposium 2008, Plymouth, UK, 2008.6.23-26.
- S. Ito, T. Okunishi, A. Takasuka, Y. Oozeki, A. Yatsu, T. Hashioka, Y. Yamanaka: Physical and biological coupled modeling for Japanese sardine. Asia Oceania Geoscience Society 2008, Busan, Korea, 2008.6.26-20.
- S. Ito, T. Okunishi, S. Fumitake, T. Hashioka, M. N. Aita, K. A. Rose, M. J. Kishi, B. A. Megrey, Y. Yamanaka, F. E. Werner: Modeling multi-trophic level marine ecosystems using the NEMURO family of Models: Scientific potential for Eastern Boundary Current Upwelling Ecosystems. Eastern Boundary Upwelling Ecosystems Symposium, Gran Canaria, Spain, 2008.6.2-6.
- 山中康裕: 地球温暖化や海洋酸性化の海洋生態系および海洋物質循環に対する影響. 日本地球惑星科学連合 2008 年大会, 千葉, 2008.5.25-30.
- T. Hashioka, T. T. Sakamoto, and Y. Yamanaka: Impacts of global warming on lower-trophic level ecosystem projected by a 3-D high-resolution ecosystem model. Effects of climate changes on the world oceans, Gijon, Spain, 2008.5.19-23.
- T. Hashioka, T. T. Sakamoto, T. Okunishi and Y. Yamanaka: Future ecosystem changes projected by a 3-D high-resolution ecosystem model. Effects of climate changes on the world oceans, Gijon, Spain, 2008.5.19-23.
- <アウトリーチ活動 (講演・新聞・雑誌・テレビ・ラジオ) >
- 木本昌秀, 2008: 気候変化予測の現状と今後の課題. 国土交通 2008 年 5 月号, 8-9.
- 木本昌秀, 2008: 地球シミュレータを用いた地球温暖化予測. 計算工学, vol.13, no.2, 1804-1807.
- 木本昌秀, 2008: 進行する地球温暖化、都市化と気象災害. 東京消防平成 20 年 11 月号, 14-15.

木本昌秀, 2008: コンピュータモデルによる気候予測. 九州大学エネルギー科学科設立 10 周年記念式典・講演会, 2008 年 5 月 31 日, 九州大学.

木本昌秀, 2008: 地球温暖化の現状と予測. 環境教育シンポジウム「地球はいま」, 2008 年 6 月 1 日, 朝日新聞本社.

木本昌秀, 2008: 環境教育シンポジウム 地球はいま. 2008 年 6 月 11 日, 朝日新聞朝刊.

木本昌秀, 2008: 「空を見上げよう～気象にまつわる科学と技術～」第 6 回地球はどうなる?～異常気象と地球温暖化. サイエンスチャンネル, 企画・製作:(株)映像館 製作・著作: 科学技術振興機構

木本昌秀, 2008: 先駆する温暖化対策(北海道洞爺湖サミット開催記念特別座談会採録). 2008 年 7 月 7 日, 朝日新聞朝刊(広告特集 企画・製作: 朝日新聞社広告局).

木本昌秀, 2008: 地球は本当に危ないの? 週刊東洋経済 2008 年 7 月 12 日号

木本昌秀, 2008: 豪雨災害と地球温暖化について. NHK ニュースおはよう日本, 2008 年 8 月 4 日 OA.

木本昌秀, 2008: 局地的豪雨の頻発—シベリアの高温など原因. 2008 年 8 月 11 日日本経済新聞朝刊.

木本昌秀, 2008: 西日本に雨が降らない・・・/太平洋西部で対流活動活発 「別の高気圧」の仕業. 2008 年 8 月 12 日日本農業新聞.

木本昌秀, 2008: 予測困難「ゲリラ豪雨」秋まで続く? 2008 年 8 月 21 日スポーツニッポン.

木本昌秀, 2008: 企画「豪雨と濁流の記憶①」 那須水害から 10 年. 2008 年 8 月 21 日下野新聞.

木本昌秀, 2008: 知りたい!: ゲリラ豪雨ヲ予測セヨ. 毎日新聞 2008 年 8 月 25 日東京夕刊.

木本昌秀, 2008: 異常気象から身を守る法. 女性セブン 2008 年 9 月 4 日号.

木本昌秀, 2008: 今夏の豪雨について. 産経新聞 2008 年 8 月 XX 日朝刊

木本昌秀, 2008: 今夏の豪雨について. TBS サンデーモーニング, 2008 年 8 月 31 日 OA.

木本昌秀, 2008: 豪雨、大気滞留で頻発. 日本経済新聞 2008 年 9 月 1 日朝刊

木本昌秀, 2008: 記録的猛暑,ゲリラ豪雨 偏西風蛇行で異常気象の夏. 読売新聞 2008 年 9 月 24 日朝刊

木本昌秀, 2008: 警鐘レポート殺人ゲリラ雷雨多発の中、7～8 つきに台風上陸ゼロの”不気味”死者 3000 人! 「超大型台風で東京水没の秋」. FRIDAY 2008 年 9 月 26 日号.

木本昌秀, 2008: 地球温暖化が迫る防災対策の強化. 日経コンストラクション 2008 年 10 月 10 日号

渡部雅浩: 気候のモデリングと気候の予測. 我孫子市教育研究会. 2008 年 8 月 25 日

坂本天、地球温暖化の仕組みと海の温暖化、平成 20 年度栄区生涯学級「どうなる? 地球温暖化」第 3 回、横浜、2008 年 9 月 2 日

坂本天、温暖化実験のはなし、第 7 回地球システム・地球進化ニューイヤースクール、東京、2009 年 1 月 10 日

野沢徹, 2008: 「みんなで学ぼう地球科:なぜなに地球温暖化、気温の話(中)」,朝日小学生新聞, 2008 年 4 月 24 日

野沢徹, 2008: 「地球温暖化シミュレーションからわかること」, 日本科学未来館フォーラム「Miraikan フォーラム 2008 ～最先端の科学技術をベースに地球温暖化問題を語り合う～」, 2008 年 7 月 5 日

野沢徹, 2008: 「正直先生のエネルギー講座」, 青森テレビ, 2008 年 7 月 6 日

野沢徹, 2008: 「大村正樹のサイエンスキッズ」, 文化放送, 2008 年 9 月 27 日, 10 月 4 日

塩竈秀夫, 2008: 「極端な気象現象は地球温暖化が原因なのか?」, 土木学会誌, 93, 22-23.

長谷川聡, 2008: 「近年の熱帯低気圧の傾向と温暖化の影響」, 雑誌「Re」特集: 身近に感じる地球温暖化, 2008 年 7 月.

4.2. アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発

課題代表者: 石井 正好

(独立行政法人海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター
地球温暖化予測研究プログラム サブリーダー)

4.2.1. 概要

前共生プロジェクトで行なわれた温暖化予測実験では、温室効果気体や火山性エアロゾルを与えて、過去 150 年前から現在まで、そして 100 年から数 100 年先の気候状態の変遷を大気海洋結合モデルにより再現、予測した。今回の革新プロジェクトでは、日々の天気予報と同様の手法を導入して、現実に近い大気と海洋の状態をデータ同化により結合モデルで再現したうえで、30 年先までの気候状態を予測する。これにより、共生プロジェクトのときよりも、高精度で、不確定量の少ない予測結果が期待される。これが、革新プログラムの近未来予測実験の第一の目的である。では、近未来予測実験では、予測の初期に何を再現して、何を予測の対象とすべきなのであろうか？

予測すべき気候変動はデータ同化によって再現しておかなければならないので、予測の対象やその予測可能性の有無によって、近未来予測プロジェクトのデータ同化の戦略は選択されることになる。通常、変動の大きな大気海洋現象は予測の対象としてまず捉えられるべきもので、通常の場合、予測可能性が高いことが期待される。数年スケールであればエルニーニョがそれであるが、今は、予測期間の長さからいって 10 年 (またはそれ以上) 規模の現象を対象とすべきである。補足すると、エルニーニョを数年先まで予測するに越したことはないが、現時点では困難である。

近未来予測で予測の対象とすべき気候現象は、その変動の大きさから言って、太平洋 10 年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation: PDO) であろう。PDO は、観測データや最新の大気海洋結合モデルの出力の統計から、全球海洋上でもっとも卓越する、20 年程度の周期性をもつ現象として、抽出できるものである。既述したとおりモデルは PDO のようなものを表現できるのであるが、観測と同じ PDO を再現するには、データ同化によって、現実の海洋および大気の状態をモデルに教えてやる必要がある。そうやって教えられたモデルが、注目している気候変動を適切に再現し、予測を成功させることができるかどうか、過去の事例に適用して、検証することも行なわなければならない。そのような検証を経た同化予測システムを、近未来予測の本番実験では採用することになる。

上述したように、不確実性を低下させるためにデータ同化により予測のための初期値を作成すること (初期値化) は、近未来予測において重要なテーマである。一般に大気単独で長周期の気候変動を励起することは考えにくいので、長周期的な変動をする海洋循環の方に注目が向けられる。海洋データ同化の重要性が相対的に高い一方で、海洋の観測データによって再現できる海洋内部の変動は、たかだか、50 年程度である事実は近未来予測における困難の一つかもしれない。20 年周期の海洋変動を対象とするなら、その変動は、2.5 サイクル分しか観測データからは分からないということになる。観測データを品質も見極めながら、慎重にシステムを構成してやる必要があるといえる。

本プロジェクトで開発するデータ同化および気候予測システムの、もう一つのキーワードは、「アンサンブル」である。不確定量を確率表現するためにモデル実験結果のアンサンブルを用意するのであるが、モデル計算のコストが大きいため、なるべく少ないアンサンブルで分布の全体を近似してやる必要がある。予測の場合なら、「当たり」をアンサンブルのレンジの中に、外さずに、そこに収めることが要求される。ここで用いられるアンサンブルには、観測データが乏しいなどの理由で同化による再現が難しいとか、決定論的な予測が困難であるとか、そういう情報が首尾よく含まれているのが望ましい。データ同化に合わせてアンサンブルによる不

確定量の評価技術の開発が、本プロジェクトの最重要課題である。

こうして開発された同化予測システムは、2009年度に予定している、新しい大気海洋結合モデル MIROC による近未来予測本番実験で採用される。これに先立って、IPCC の第4次報告書のために使用された旧版の MIROC を用いて、同化、予測実験を実施してきた。次節以下、開発しているシステムの概要、現時点で得られている PDO の予測可能性に関わる結果、そして今後の予定について述べる。

4.2.2. 近未来気候予測のためのデータ同化および予測システム

システムの開発で使用してきた大気海洋結合モデルは、IPCC の第4次報告書に大きな貢献をした旧バージョンの中解像度版 (MIROC3.2) および高解像度版である。中解像度版では、大気モデルはスペクトルモデルで水平解像度は約300kmで、鉛直に20層 (T42L20)配置している。海洋モデルは、経度方向には 150km、南北方向には50~200kmで、赤道付近で細かくなっている。鉛直には44層を配置する。高解像度版は大気が T106L56、海洋は経度1/4度、緯度1/6度の48層である。

本番実験では、同程度か大気モデルのみやや高解像にした中解像モデルと、大気の水平解像度を2倍に上げ海洋の解像度は以前のままにした高解像度モデルになることが予定されている。

4.2.2.1. 海洋観測データ

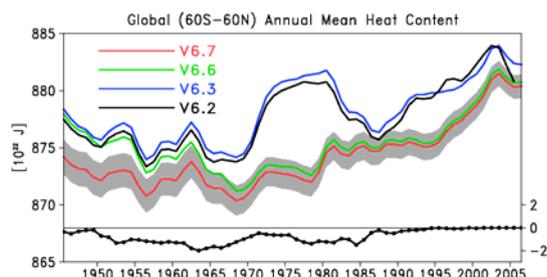
データ同化を述べる前に、海洋観測データに基づく海洋表層の水温と塩分の客観解析データベースについて簡単に紹介する。このデータセットは、力学モデルを使用しない客観解析手法により、時空間に散在する生の観測データから月平均、空間 1度×1度の格子点値に変換したものである (Ishii et al. 2006)。このデータセットを用いることで、生の観測データよりはずっと簡便に、観測データを取り扱うことができる。また、データセットには、各月、各格子点での客観解析値についての解析誤差が付与されており、格子点値の客観的な信頼性の指標として利用できる。以下では、このデータを格子点値化された観測データと呼ぶことにする。

10年規模変動をターゲットとした気候予測研究では、長期間の海洋観測データを使用することになる。観測データは、歴史的に使用されてきた観測測器の違いによりもたらされる系統的誤差を最小限にした上で、近未来予測実験に使用されるべきであろう。観測データの系統的バイアスの問題について、海面水温の観測については一定の成果が得られているが、10年規模以上の長期的な気候変動現象を抽出しようとしたときには問題が残っている (Yasunaka and Hanawa 2008)。海面水温の観測が150年ほど前までさかのぼれるのに対し、海洋表層水温の観測は、50年程度である。海洋表層の精密な水温や塩分の観測は海洋観測船によってのみ行われてきた。集積されている海洋観測データの多くは、簡便に水温の鉛直プロファイルを測定する測器 (MBT や XBT) によるものである。このようなデータは、歴史的に、時間的にも空間的にも最も稠密に存在している。その反面、これら測器による観測データには系統的な誤差が含まれることがこれまでに何度か指摘され、第1図に示したように、誤差の補正の有無によって、海洋貯熱量の10年規模変動の様相が大きく様変わりすることが分かっている (Ishii and Kimoto 2008)。図の黒線と青線は XBT の補正を施していないもので、これに対して、赤線や緑線では補正が適用されている。補正は Ishii and Kimoto (2008) によって提案されたものを使用している。補正が施され、1979年代から1980年代の海洋貯熱量の大きなスイングは、補正を施したことで消滅している。ただ、長期的な温暖化トレンドの大きさは、現時点での解析データを見るかぎり、新旧の解析の間で大きな違いは無いようである。

2003年から始まった ARGO 計画に基づくブイ観測は、現在目標であった 3000個のブイの投入を達成したが、その利用にはいくらか注意が必要である。とある時点での世界的に収集された海洋データを解析すると 2003年以降の海洋が冷却するという偽のシグナルを含んだ結果

が得られるのである（第1図 黒線）が、この原因には、一部の ARGO ブイの低温バイアスと先に述べたXBTの系統的誤差の問題が関係していることが分かった (Ishii and Kimoto 2008)。これらの誤差を補正することで（それぞれ青線と緑線、赤線は緑線に同じ）、海洋冷却のシグナルは顕著ではなくなる。

XBT の系統的誤差補正に関する問題は現在多くの議論がなされているところではあるが、本番の近未来予測実験では、XBT と MBT の補正を施して、使用する海洋モデル内部の水温変動の再現を図る予定である。本番実験に先立ち、現在、XBT の補正の有無の違いや、ARGO データの使用の有無の違いによる、近未来予測への影響を調べている。



第1図 海面から700m深までの海洋貯熱量の時間変化。従来の解析 (v6.2, 6.3) とMBT とXBTの深度補正をした解析 (v6.6, 6.7) の比較。●付の線はMBTの補正の効果を示す。

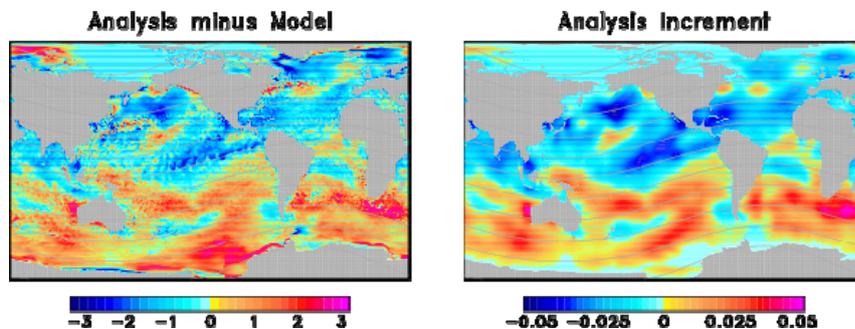
4.2.2.2. データ同化

データ同化は、大気と海洋のモデルを結合したままの状態で行われる。上述したように海洋変動の再現が重要であるから、まずは簡単のために海洋モデルのみをデータ同化し、大気は現実的に再現された海洋モデルの海面水温で強制させる。ここで、現実の海洋観測データとモデルとの間には、実質的に大きなバイアスが認められるので、このバイアスを除いてデータ同化を行なうことにする。具体的には、あらかじめ、1961年から1990年までのモデル出力と格子点値化された観測データとの平均的な差（バイアス気候値）を計算しておき、データ同化を行なうまえに、このバイアス気候値をモデルから取り除いておく。この操作によりモデルと観測データの気候値が一致するので、データ同化により、観測データの平年偏差（アノマリー）分がモデルに取り込まれることになる。という事情から、このようなデータ同化をアノマリーデータ同化と呼ぶことにする。バイアスを除去しないでデータ同化を行なうアプローチも選択可能であるが、この場合は通常、予測開始後に、バイアスを含んだモデルの気候状態へと回帰していく現象が発生する。つまり気候ドリフトである。一方、観測のアノマリーを同化しているから気候ドリフトが発生しないとも言えない。モデルの海洋循環の構造や水温プロファイルの鉛直構造は観測と違うために、アノマリーの時空間パターンは両者で一致しない。これも、とりわけ局所的な海域において、気候ドリフトの原因になりうる。

海洋のデータ同化では2つのアプローチを採る。一つは、前もって客観解析手法により格子点値として整備された月平均の観測データ (Ishii et al. 2006) を用いて、とある時刻でのモデルとの差に比例する熱量をモデルに与えることで、モデルの状態を観測データに少しずつ近づけていく方法である。この手法は、一般に IAU (Incremental Analysis Update) と参照される。もう一つは 3次元変分法 (3DVAR ; Ishii et al. 2003) である。一つ目の手法において、モデルと観測との差は、モデル積分期間の1日おきに更新され、月平均値から日々の値に内挿した観測値から計算される。その差にある係数を乗じたものが、毎時間ステップで均等に、モデルに与えられる。ここでの係数は、モデルをどれだけ強く観測に近づけるかというパラメータで、客観解析の理屈に即して言えば、モデルと観測データと誤差の大きさの比に相当するものである。今回は、3DVAR による客観解析と対比させながら、標準偏差比で 1:40 と決定した。この比

は 3DVAR で設定した比とほぼ同程度である。さらに、格子点値化された観測データのデータベースに含まれる解析誤差の大きさに比例させて、信頼性の低い格子点では、モデルの観測への拘束を弱くしている。観測データをモデルに比べてかなりノイジーとしているのは、不用意に観測データに近付けて予測時のモデル気候ドリフトを誘発させないようとの配慮もある。3DVAR によるデータ同化では、格子点値化された観測値とモデルの差に相当するものを、生の観測データから変分原理に基づいて統計的に最適に求める。こうして得られた解析場を基に、一つ目の方法と同様に、IAU でモデルを観測に近づけてやる。格子点値化された観測データを用いる一つ目の手法に比べて、3DVAR の場合には客観性のより高い解析場が得られるが、計算コストは、モデル格子点数の二乗に比例するので、すこぶる高い。本プロジェクトでは、計算コストが小さい、格子点値化された観測データを用いる方法を主に用いることにし、3DVAR の結果を参照しながら、前者の方法の改良を測ることにする。

渦を表現することができる高解像モデルの場合には、モデルが生成した中規模渦のとりあつかいに注意が必要である。そもそも格子点値化された観測データには、海洋観測が潤沢ではないので、現実の中規模渦は解像されていない。むしろ、格子点値化した観測データの作成時にそのような情報は概ね取り除かれている。こういった状況では、単純に観測とモデルの差をとって同化してしまうと、折角物理モデルが作った渦を消滅させてしまうことになる。そこで、観測とモデルの差に適当な空間フィルターを掛けて、渦のシグナルを除去し、場を滑らかにした上で、IAU の入力としてやることにする。一例を第 2 図に示した。高解像モデルに表現されている渦のため、観測値と直接差を計算すると、黒潮および続流域や赤道の湧昇域に、非常に細かい空間構造が現れる (左図)。これに空間フィルターを掛けたのが右図で、大規模空間スケールのパターンのみを抽出している。右図に示した値は IAU により実際にモデルに注入する水温値 (解析インクリメント) である。海氷域および周辺海域で解析インクリメントの値が小さくなっている理由は、次節で説明する。



第 2 図 観測データと高解像度モデルの水温の差 (°C、海面、左) と解析インクリメント (°C/日、左)。詳細は本文参照。

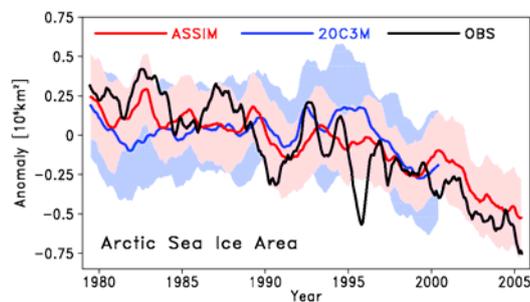
4.2.2.3. 海水データ同化の必要性

温暖化予測や近未来予測では、衆目の集まる海氷の振舞いについても、不確実性を低減させた過去再現と未来予測のモデル出力を整備したいところである。しかし、海氷のモデルを記述する独立変数は多々ある一方、海氷の観測の海氷の空間占有率であるところの密接度の観測があるのみである。密接度の空間的な時間変化が追えるようになったのは衛星観測が始まってからであり、それは1978年11月からとなる。これ以前については、地域的には観測があるものの、広範囲で気候値を与えるしかない (Ishii et al. 2005)。海氷をデータ同化する試みはあるが、これまでに、気候変動予測に対する影響を調べた研究はない。

以上のことから、近未来予測のための海洋データ同化では、モデルの海氷は観測データに拘束しないことにする。さらに、海氷海域では水温や塩分の観測への拘束を止め、海氷周辺では

弱く設定する。これにより、観測された水温および塩分と海氷モデルとの間の不整合によって、モデル海氷に悪影響が生じてしまうので最小限にとどめる。第2図の右側の図で極域での観測とモデルの差が小さくなっていたのは、このためである。第3図に示したように、以上の構成でモデルをデータ同化積分したときの海氷 (赤線、ASSIM) の温暖化トレンドの過去の再現性は良い。北極海の海氷面積の数年スケールの変化は、水温と塩分の同化だけでは十分に再現できないものの、地球温暖化に伴って海氷が減少する様子は良く再現されている。しかも、アンサンブルメンバー間のばらつきは、20世紀再現実験 (青線、20C3M) のものよりも小さい、つまり、不確実性は低いということが分かる。

近年に見る海氷のカタストロフィックな減少をモデルで再現予測することには、様々な課題があるだろう。しかしながら、近未来予測においてこの問題は避けて通れるものではないため、まず、海氷のデータ同化の開発に着手したところである。海氷のデータ同化による気候予測への効果を測った上で、近未来予測本番実験に導入する計画である。



第3図 北極海における海氷面積の推移。黒線は衛星観測、青線は10例の20世紀再現実験のアンサンブル平均、赤線は10例のデータ同化アンサンブル平均。陰影はそれぞれのスプレッド。

4.2.2.4. 近未来予測における放射強制力の取扱い

これまでの温暖化実験は温室効果気体の濃度の時間変化によって変わる放射強制力に対するモデルの気候状態の変遷を見ていた。その外部強制力は自然および人為起源による成分に分離されるが、その合成したものによって、過去の全球的な温暖化トレンドが説明できると考えられている (Nozawa et al. 2005)。近未来予測はこの温暖化トレンドの上で変動する10年規模の気候変動の予測を行なう訳である。以下では、便宜的に前者を外部変動、後者を内部変動と呼ぶことにする。温暖化物質による放射強制力は外部強制力である。過去の気候変動を再現するためのデータ同化積分では、温室効果気体の濃度変化や火山エアロゾルは観測されたものを与える。さらに、データ同化の予測へのインパクトを見ることが目的なので、過去の事例についての予測実験でも、観測された外部強制力を与えることにする。将来の気候予測においては、これらの量は社会経済発展予測に基づく放射強制データを使用する。今回の実験では A1B のシナリオを用いた。過去においては、ピナツボなど大規模な火山噴火によって放出されたエアロゾルによって、全球平均気温が数年に亘って一時的に低下する現象が見られた。火山の噴火は将来予測対象とはなりえない。これは、近未来予測の難しさの一側面である。これについては、火山の気候に対する影響を評価することに加えて、実際に予測期間のあるタイミングで火山を噴火させて結果を、そうでない場合の結果と比較することで影響を評価する方法がとられる。この種の実験は今後実施する計画である。

4.2.2.5. アンサンブル予測手法

過去の気候を再現したモデル出力と未来を予測した出力の不確実性を評価するためのアンサンブル手法を導入する。過去再現期間については、初期値を変えたデータ同化を複数並列に積分することで評価する。IPCC 第4次報告書向けに実施された、観測された温暖化気体や火山エアロゾル等を与えた20世紀再現アンサンブル実験から、このアンサンブルデータ同化の初期値を設定する。ちなみに、20世紀再現実験の初期値は、大気中の二酸化炭素の濃度を19世紀半ばの産業革命以前の状態に固定したモデル積分から100年おきを選んでいく。

とある時刻のアンサンブル同化の出力を初期値として、同数のアンサンブル数の予測積分を行ない、予測された将来の気候状態の不確実性を評価する。プロジェクトではアンサンブル数を10例としている。温暖化により真夏日の出現頻度がどう変わるかについて、Shiogama et al. (2007) では、10例の20世紀アンサンブル実験を用いて調査をしている。そのような温暖化による変化の統計的な有意性を議論するのに、10個のアンサンブルは充分であることが示されている。また、注目する10年規模変動は内部変動であり、データ同化をしない20世紀再現実験ではランダムに発現していると期待される。実際に10例のアンサンブル平均をとると、その時間変動はほとんど無いことが確認できる。

しかしながら、超高解像モデルを使用している場合には、10例のアンサンブルを計算することには膨大な計算コストを要する。10例の同化アンサンブルによる10例の予測積分という方法は、この場合見直しが必要である。1例の同化積分から効果的にアンサンブル予測をするという、効率の良い方法はないだろうか。

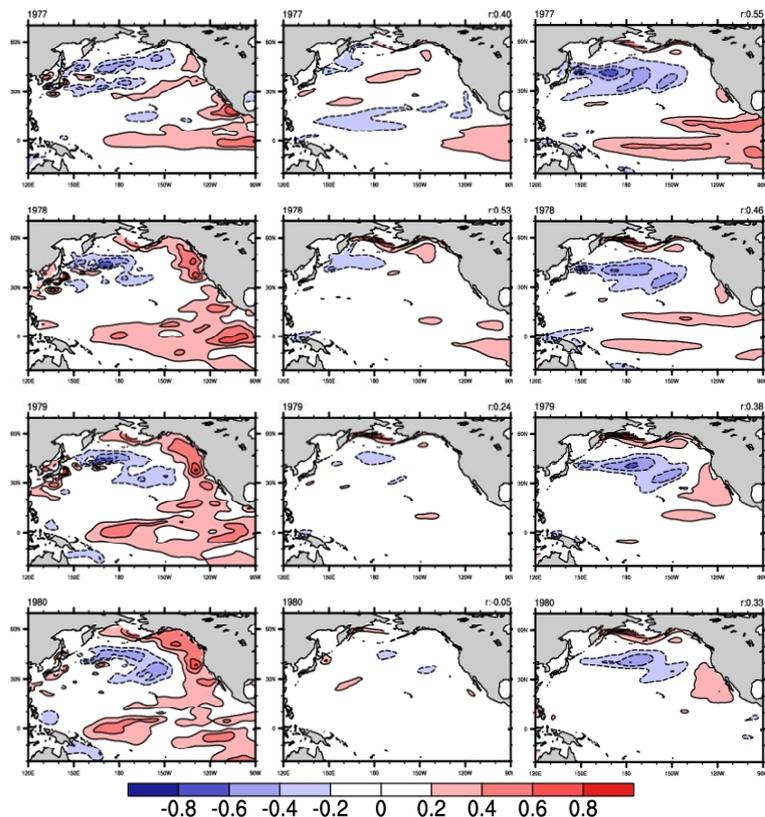
1本の同化積分の複数の異なった時刻の初期値を用いて予測を行なう LAF (Lagged Average Forecast) という手法は広く用いられてきたが、概して予測スキルは芳しくない。加えていうと、上述の同化アンサンブルに基づく予測スキルでも、LAF と差別をつけることができていない。当初、予測誤差が良く成長するように初期摂動を与える **Breeding** という方法を採用することを検討していたが、研究例も少なく、我々の経験も乏しいことから、時期尚早と判断した。そこで、同化アンサンブルによる方法を改良し、1本の同化積分からアンサンブル予測を可能とする第三の方法を考案し、現在、その利用を検討している。

その方法は、データ同化の副産物であるところの、第2図の右図に示したような解析インクリメントを用いる方法である。モデルを一定期間積分した後に同時刻の観測データと比較し、解析インクリメントを更新する様は、**breeding** の不安定モードを検出する手続きに類似する。また、解析インクリメントにしても **breeding** にしても、なにがしかの力学モデルの誤差を評価するものである。そうならば、解析インクリメントから予測初期に与える摂動を構成できるのではないだろうか。

解析インクリメントは、データ同化の方針によって、大きくなったり小さくなったりするものであり、思惑どおりになっているかは、事後、解析インクリメントを解析してみるまで分からない。このため、まずは、手持ちの解析インクリメントの理解をしておく必要がある。

詳細な解析は現在進行中であるが、我々は、現時点でのデータ同化から得られている1例の解析インクリメントには、真値の存在する方向を向いているかまたは **breeding** で言うところの成長モードに準ずるものが含まれていると考えている。なにはともあれ、解析インクリメントを用いた予測結果(第4図)には勇気づけられる。ここでは、解析インクリメントに比例する3つの海洋側の摂動と、ランダムに選んだ3つの大気側の摂動を組み合わせ、合計9つの予測メンバーによる実験を行なった。第4図には、そのアンサンブル平均を表示している(右)。初期時刻は1975年1月1日で、図には他に、アンサンブルデータ同化に基づく予測(中央)と観測(左)を並べている。3年移動平均の100mまでの鉛直平均水温偏差は、1例の同化積分の情報しか使用していないのにもかかわらず、10例のデータ同化のメンバーを用いた場合よりも、はるかに良いパフォーマンスを示している。

この手法は、現在 LAF と同程度のパフォーマンスしかない、データ同化アンサンブルによる予測結果の改善にも有効であると思われる。その開発を今後も継続し、近未来予測本番実験で採用できることを目指して作業を進める。



第4図 1975年1月1日を初期値とする観測(左)、同化アンサンブルによる予測(中央)、そして開発中のアンサンブル予測(右)の表層100mまでの平均水温偏差(°C)。各列上から、初期時刻から2、3、4、5年目のもので値は3年移動平均している。

4.2.3. PDO の予測

これまでの地球温暖化予測研究では、長期(100年程度)の気候変化を対象として、人為起源の温室効果ガスに対する気候システムの応答について主に調べられてきた。一方、最近では政策決定などのために、近未来(20-30年程度)気候変化の精度よい予測も必要とされてきている。精度よい近未来予測をおこなうためには、温室効果ガスの増加による全球的な温暖化シグナルに加えて、自然変動(内部変動)として存在するような十年スケール変動に対する予測精度の向上が重要である。また政策決定のためには、気候変化の地域的な差異もより良く予測する必要がある、その点からも十年スケール自然変動予測は、近未来予測にとって主要な研究テーマである。

しかしながら、初期値化によって十年スケール自然変動の予測精度を向上させるような近未来予測実験がおこなわれ始めたのはごく最近のことである (Smith et al. 2007; Keenlyside et al. 2008)。よって、ここでは比較的シンプルな初期値化をおこない、十年スケール自然変動の予測可能性について、特に北太平洋に注目しながら調べた。

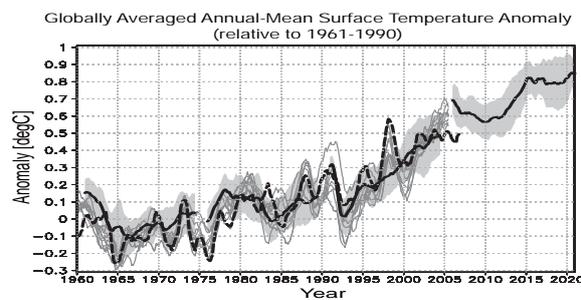
結合モデルMIROC3.2中解像度版(T42L20)を用いた。IPCC第4次報告書向けに実施した20世紀再現実験10アンサンブルメンバーの1945年1月スナップショットを10個の初期値とし、海洋上層(700m以浅)でIshii et al.(2006, MWR)の客観解析データ(水温と塩分)をIAU手法でそれぞれ同化することにより10アンサンブルメンバーからなる同化場を作成した。その後、この同化(ア

ンサンプル)場の各メンバーのスナップショットを10個の初期値とする14年アンサンブル予測実験を、1960年7月から5年毎におこなった。なお、予測時のモデルドリフトを防ぐためにここでは偏差のみを同化した。また同化時に熱と水の全球総和が保存するように高緯度で解析インクリメントを調整した。

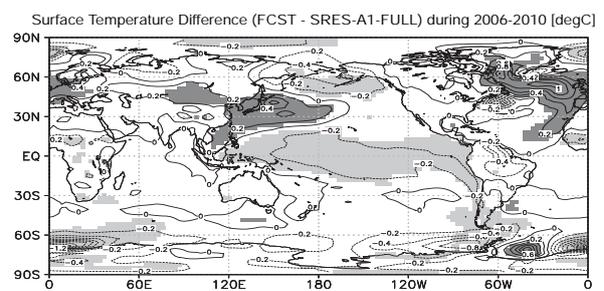
¹ 望月 崇 (地球環境フロンティア研究センター, 研究員)

十年スケール自然変動の予測可能性を議論するので、同化時も予測時も放射条件(温室効果ガス濃度や火山変動、太陽活動変動など)は20C3M-LA-FULL及びSRES-A1-FULL(A1Bシナリオ)を用いた。

地表面気温の全球平均値を指標にした場合、観測値に見られる年々変動や十年スケール変動は、同化アンサンブル場によく表現されている(第5図)。また、十年スケール変動成分は予測アンサンブル場でもうまく表現されている(第5図)。但し、外部から与えた放射条件に対するモデル応答成分(Forced mode)も小さくないので、自然変動(Natural variability)をうまく予測できたかどうかは、第5図からは必ずしも明らかでない。そこで、IPCC第4次報告書向けにおこなった20C3M-LA-FULL/SRES-A1-FULL実験のアンサンブル平均場がForced modeを表現しているとみなして、そこからのずれを予測すべきNatural variabilityとみなして、初期値化の効果を調べた。Forced modeを除去した北太平洋EOF1で表現されるPDO時系列は3,4年程度の予測可能性を示した(図略)。特に北太平洋中緯度の海洋フロント域では、中緯度海洋の数年スケールの力学応答(循環場変動)や海洋大循環による偏差移流によって、十年スケール自然変動のシグナルが数年以上の予測可能性をもっていた(図略)。2005年7月からの将来予測実験では、初めの10年間において、全球的な温暖化傾向は緩やかになった(第5図)。これはPDOシグナルの初期値化によって、熱帯太平洋で広範囲に渡って気温/水温上昇が抑えられたためである(第6図)。また逆に、日本付近(北西太平洋)や欧州付近(北大西洋)では、十年スケール自然変動の効果で気温上昇幅が大きくなった(第6図)。



第5図 全球平均地表面気温の年平均値偏差(1961-1990年平均値を気候値と定義した)。太実線は1960年7月、1975年7月、1990年7月からの14年予測(アンサンブル平均)値で、陰影は標準偏差の幅をあらわす。太破線は観測値(CRU3)。細実線は同化値の各アンサンブルメンバー。



第6図 2005年7月からの予測値とSRES-A1-FULL(A1Bシナリオ)の地表面気温の差(2006-2010年のアンサンブル平均値の差)。濃い/薄い陰影は95%有意な正值/負値の領域。

4.2.4. その他

近未来予測のための結合モデルの一つの要件と考えて、以前から問題となっていたエルニーニョの再現性を高めるためのモデル開発を進めてきている。海洋では移流スキームの改善や熱帯不安定波動のパラメータ化などを試み、大気モデルでは境界層と降水過程の改良を加えて正のインパクトが得られている。これらの改良が近未来予測にどう影響するのか、今後、その見極めを行なう。

モデルが高解像化および高度化することに併せて、近未来予測実験のデザインも複雑になっている。推奨される最大のモデルの積分年数は、従来の温暖化実験の積分に加えること、のべ3000年にもなる。モデルから出力されるデータ量が、前回の共生プロジェクト時代にもよりの飛躍的に増大することは自明である。これに加えて、10例のアンサンブルのためのリスタートのデータを保存するだけでも馬鹿にならない。計算時間の節約のために、上で述べたように、可能な限り軽量のデータ同化スキームとアンサンブル手法を選択したが、併せて、コンパクトにモデル出力データを整理する方策も考えておく必要がある。この件についての我々の選択は、これまでに採用してきたデータ格納書式を拡張して、任意のビット数で圧縮してデータを保存できるようにしたこと、さらには、海洋モデルの出力データのように、値が定義されない陸上の格子点データをファイルに保存する必要がないようにしたことである。前者の書式拡張により、モデルの出力の使用目的に応じて、保存するデータの精度を決定することができる。後者の拡張書式を採用すれば、海洋モデルからの出力されるいかなるデータについても、そのデータファイルサイズは半分になる。

4.2.5. 今後

これまで述べてきたとおり、10年規模スケールの変動の予測可能性はありそうであることが実証的に示された。引き続きデータ同化とアンサンブル技術の開発に主力を傾注して、不確実性の低い近未来予測の実現を目指していく。

世界共通とされる近未来予測実験デザインが決まりつつあるので、これに即して、従来の結合モデルによる実験を行なう予定である。この実験から、本番実験に向けた準備や問題の洗い出しをする。とりわけ、近未来実験の内容は、過去実験による同化と予測スキームの検証、データ同化のインパクトの評価、火山の影響評価、10年スケールの気候変動の再現性と予測可能性の評価、不確実性の評価、ArgoやXBT観測データの深度補正の有無の、同化および予測への影響調査などなど、検討すべきテーマが盛り沢山である。本番実験に万全の体制で望むためにも、この予備実験を行なう意義は高いと考えている。我々は、現在開発中の新しいモデルが近未来気候予測に関してどのような性能を持っているかについては未知である。それまでに得られる経験によって、来るべき事態を確実に乗り越えなければならない。

10年規模気候変動の予測可能性については、その物理的な論証には、まだ多くの課題を残している。この解明に向けた研究も並行して進めていく必要がある。

4.2.6. 成果発表

<論文(受理・印刷済み)>

安中さやか, 花輪公雄, 2008: 日本の冬季気温の経年変動とその大規模大気循環場との関係. 天気, 55, 149-158.

Mochizuki, T., and T. Awaji, 2008: Summertime evolution of decadal sea surface temperature anomalies in the midlatitude North Pacific. *Journal of Climate*, in press.

<論文(投稿中)>

Ishii, M. and M. Kimoto, 2008: Reevaluation of historical ocean heat content variations with an XBT depth bias correction. *J. Oceanogr.* (submitted).

- Yasunaka, S. and K. Hanawa, 2008: Intercomparison of historical Sea Surface Temperature datasets. *Int. J. Climatol.*, submitted.
- Kug, J.-S., Y.-G. Ham, M. Kimoto, F.-F. Jin, and I.-S. Kang, 2008: New Approach for Optimal Perturbation Method in Ensemble Climate Prediction with Empirical Singular Vector (ESV). *J. Climate*, submitted.
<口頭発表>
- Ishii, M. 2008: Development of a Quantification Technique for the Uncertainties in the Near-Future Climate Prediction Using Ensemble Data Assimilation. The 1st International Workshop on KAKUSHIN Program Hawaii Convention Center February 28 - March 1, 2008.
- Yasunaka, S. and K. Hanawa, 2008: Intercomparison of historical Sea Surface Temperature datasets. CLIMAR-III, Gdynia, Poland, May 2008.
- Fukuda Y., M. Ishii, and S. Hirahara, 2008: Estimating Uncertainty of Historical SST Analyses by a Cross Validation Technique. CLIMAR-III, Gdynia, Poland, May 2008.
- Ishii, M. 2008: Data Assimilation for Seasonal to Multi-Decadal Forecasts. The 2nd Joint Workshop on Numerical Modeling and Data Assimilation Boao, Hainan, China May 26 - 29, 2008.
- Ishii, M. 2008: Data Assimilation for Uncertainty in Near-Term Climate Prediction. The 12th US Japan Workshop on Global Change, Boulder, Colorado, USA, June 30 - July 2, 2008.
- Ishii, M. 2008: Web services for scientific data systems in Japan (Plan). GO-ESSP, Sep. 17-19, 2008, Seattle, Washington, USA.
- 石井正好, 2008: 歴史的海洋観測データに見る海洋気候の変化とデータ同化による20世紀気候再現. 日本気象学会2008年度春季大会シンポジウム「海洋観測が切り拓く気候システム科学. 横浜, 2008年5月20日.
- 安中さやか, 花輪公雄, 2008: 過去100年間の全球海面水温場に出現したレジームシフト. 2008年度日本海洋学会春季大会, 2008年3月.
- 建部洋晶・羽角博康, 2008: 海洋GCMにおける赤道水温躍層の再現性と数値拡散. 2008年度日本海洋学会秋季大会, 広島国際大学, 2008年9月.
- 望月崇・石井正好・木本昌秀・近本喜光・渡部雅浩・安中さやか・坂本天・塩竈秀夫, 2008: 近未来地球温暖化予測実験 -十年スケール自然変動の精度よい予測を目指して-. 第6回「異常気象と長期変動研究集会、京都大学宇治キャンパス、2008年10月30~31日、および日本気象学会2008年度秋季大会、仙台国際センター、2008年11月21日.
- 近本喜光・木本昌秀・望月崇・石井正好, 2008: 近未来予測に向けたアンサンブル摂動の開発, 2008年 第6回 "異常気象と長期変動"研究集会, 京都, 2008年10月.
- 近本喜光・木本昌秀・渡部雅浩・建部洋晶・安中さやか・森正人, 今田由紀子・石井正好, 2008: 大気海洋結合モデルを用いた1997/98年El Ninoイベントの予測. 2008年 日本気象学会秋季大会, 仙台, 2008年11月.
- 森正人, 木本昌秀, 渡部雅浩, 石井正好・望月崇・杉浦望, 2008: 太平洋10年規模変動の感度解析と予測可能性. 第6回「異常気象と長期変動研究集会、京都大学宇治キャンパス、2008年10月30~31日、および日本気象学会2008年度秋季大会、仙台国際センター、2008年11月21日.
- 望月崇, 石井正好, 木本昌秀, 近本喜光, 渡部雅浩, 2008: 近未来地球温暖化予測を念頭においた北太平洋十年スケール変動予測. 第6回「異常気象と長期変動」研究集会, 2008年10月30-31日, 京都大学防災研究所.
- 近本喜光, 木本昌秀, 渡部雅浩, 建部洋晶, 安中さやか, 森正人, 今田由紀子, 望月崇, 石井正好, 2008: 近未来予測に向けたアンサンブル摂動の開発. 第6回「異常気象と長期変動」研究集会, 2008年10月30-31日, 京都大学防災研究所.

<アウトリーチ活動（講演・新聞・雑誌・テレビ・ラジオ）>

塩竈秀夫 2008: 極端な気象現象は地球温暖化が原因なのか? 土木学会誌, 93, 22-23.

安中さやか, 花輪公雄, 2008. 過去 100 年間の全球海面水温場に出現したレジーム・シフト, 川崎健・花輪公雄・谷口旭・二平章編著「レジーム・シフトー気候変動と生物資源管理ー」, 成山堂書店, 21-28.

建部洋晶・森正人, 2008: 千島列島周辺における強い潮汐混合に対する大気循環場の応答. 月刊海洋号外「潮汐混合とオホーツク海・ベーリング海の物理・化学・生物過程, No.50, 2008 年.

石井 正好 2008: 日本経済新聞「アルゴ計画 世界の海洋温度観測でミス 温暖化懐疑派に影響」(インタビュー), 2008 年 4 月 28 日 朝刊 13 面.

石井 正好 2008: テレビ朝日「すてきな宇宙船地球号」7 月 13 日放送 「北上する海の悪魔 ～温暖化と猛毒の恐怖～」(映像提供)

石井 正好 2008: 舵ムック社「ライフセービング」11 月 26 日号 「今、海で何が起きているか?」(インタビュー)

4.3. 不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定

課題代表者：沖 大幹（国立大学法人東京大学 生産技術研究所 教授）

4.3.1. 概要

本課題開始三年後(H21年度)までの目標は、全球50km格子での陸面水循環モデルを構築し、特に、極値の再現性の側面からの検証を加えた上で、信頼できるグローバルな陸域水循環変動の分布を提示することである。このとき、観測降水や気温に基づいて推定した過去数十年の現実的な陸面水循環変動データを利用して、大気・海洋結合モデルによる過去再現実験出力（1970-現在）のバイアスを補正し現実的な値へと翻訳する技術を開発する。また、グローバルな水循環変動推定の結果と過去の災害統計データおよび土地利用・人口分布・経済指標などを組み合わせ、世界水災害リスク地図を作成する。

今年度(H20年度)の目標は、H19年度までの成果に基づき、大気海洋結合モデルの陸面過程モデルにおける流出機構や河道流下モデルの見直しによる日単位の水循環変動再現精度の向上を図るとともに、水循環変動や社会の脆弱性指標と連動した世界の水災害データベースを構築することである。

現在(H20年11月)までに、水循環変動や社会の脆弱性指標と連動した世界の水災害データベースを構築した。また、流速変化を考慮した河道流下モデルに対応できる河道網を任意の解像度で自動的に作成する手法を開発した。今年度後半においては、大気海洋結合モデルの陸面過程モデルにおける流出機構改善のための地下水プロセスを導入する研究を推進する予定である。

4.3.2. 水災害データベースの構築および全球洪水リスク評価への応用

4.3.2.1. 背景

洪水そのものは降雨の増加やそれに伴う河川流量の増加などの外力によって引き起こされる。しかしながら、それによって被害を受けるか否かは様々な要因が関わっている。例えば人口や資産の集中の度合い、土地の傾斜や利用状況、堤防やダムなどの社会基盤の整備の有無、情報の伝達の速さや予警報システムの発達など、多くの自然および社会的要因が存在する。

これら多面的な要因と「洪水の発生によってどれくらい被害を受ける可能性があるか」という意味における「洪水リスク」との関係はいかなるものであろうか。その関係を定量的に示すことができれば、洪水被害を減らすために重要となる要素を具体的に抽出することができる。さらに、自然および社会的要因から洪水リスクを算出することで人口・気候・土地利用の変化に対し洪水リスクが将来的にどのように変化するかを推定でき、治水投資などの洪水対策がどのように洪水リスクを減らし得るか示唆を得ることが可能となる。

本研究は「洪水リスクを全球で指数化し定量的に算出する」ことを目的とする。そのために、洪水リスクに関わる自然および社会的要因を説明変数、洪水被害を目的変数とする洪水リスク式を算出する。具体的には、洪水による Damage は自然的要因である Hazard と社会的要因である Vulnerability の掛け合わせであるとする Pressure and Release Model (PAR Model)を利用した。

4.3.2.2. データベースの構築

(1) 洪水被害 Damage

Damageに関するデータとしては、Dartmouth Flood Observatoryを採用した。Dartmouth大学により、洪水に特化して提供されているデータベースである。災害別の登録を行っており、洪

水ごとに洪水発生地点に関する地理情報が緯度経度で登録されている。洪水被害が地図化され、視覚的に分かりやすいコンテンツを含む。洪水要因が、11 の項目に分けて記されている。

(2) 自然的要因 Hazard

Hazard データとしては、雨量のみを採用した。ただし、雨量の絶対値を用いて比較すると、普段雨のよく降る地域にとっての一定量の雨量の影響は小さくても、普段雨があまり降らない地域にとっての同量の雨量の影響は大きいなどといった問題があり、直接的に比較することは難しい。そこで、本研究では雨量に関して以下の 2 つの指標を用いて雨量を正規化する。

a. 雨量週間移動平均偏差

雨量が洪水に与える影響は内水氾濫（河川の水位が上昇し、堤内地の水が本川へ排水できなく、堤内地に氾濫が生じること）の場合は比較的短時間で見られるが、外水氾濫（河川の水が堤防のない場所や越水により堤内地へ氾濫すること）の場合は洪水到達時間（雨量が河川に流入する時間と下流において流出する時間の和）に依存する。そのため本研究では洪水発生日の前後 3 日間（計 1 週間）の週間移動平均を取り、その偏差を求めて正規化した。

b. 雨量再現期間

降水などの水文事象がランダムに生起するとき、ある雨量以上（または以下）の水文事象の平均生起時間間隔を再現期間という。例えば、ある雨量以上の洪水が平均して N 年に 1 度発生した場合の再現期間は N 年である。

(3) 社会的要因 Vulnerability

Vulnerability パラメータは Economy, Education, Health, Landcover, Population, River, Vegetation の 7 つのグループに分けて、48 個のパラメータを考慮した。

(4) データベースの構築

Damage に関するデータが 1985 年以降しか提供されていないため、3 つのデータは 1985 年から 2000 年の最大 16 年を対象とした。Hazard および Vulnerability のデータは、あらかじめ 0.5 度格子で整備しておく。Damage データに登録されている緯度経度情報を、0.5 度格子に変換し、該当する Hazard および Vulnerability のデータと組み合わせること、新しいデータベースを構築する。

4.3.2.3. 洪水リスク指標の作成

(1) Hazard と Damage の関係

最初に、Vulnerability を用いず、Hazard と Damage の関係を考察する。前述のように Damage には 11 個の指標があるが、そのうち死者数・影響人口・被害額・浸水面積・影響面積の 5 個を採用し、さらに、死者数・影響人口・被害額については、人口当たりの値も用いるため、指標数は 8 個となる。一例として、死者数と Hazard パラメータである洪水再現期間との関係を図 1 に示す。赤の大きな丸で示されているのは日本の災害である。雨量と洪水被害の直接の関係は弱い。

(2) Vulnerability パラメータの絞り込み

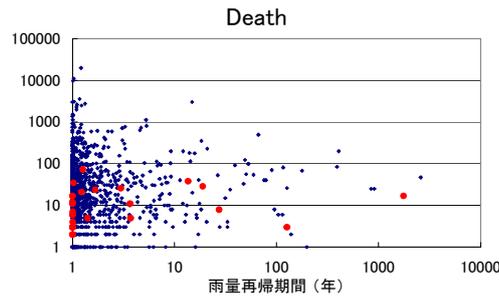


図1 死者数（縦軸）と雨量再現期間（横軸）の関係。

Vulnerability パラメータの候補として前述のように 48 個あるが、以下の基準 1 から 5 により絞りこみを行う。基準 1 は、独立性である。相関係数が 0.8 以上ある 2 つのパラメータは、次の基準 2 および 3 において優れているものを採用する。基準 2 は、空間的なデータの利用可能性、基準 3 は、時間的なデータの利用可能性についてである。基準 4 は、Damage の説明変数として合理的であるかである。例えば、「失業率」というパラメータは雇用状況を示すパラメータであり、Damage との直接的な関係が説明しづらい。一方、「流量テレメータあたりの面積」というパラメータは洪水予警報のために必要な流量情報を伝達する役割を担うテレメータ観測点の流域面積あたりの観測点数を示すパラメータであり、Damage との関係がメカニズムとして理解しやすい。基準 5 は、パラメータの政策的有効性についてである。例えば、「貧困人口（消費\$1/日以下）の割合（%）」というの国の経済力を示すパラメータであるが、経済資源の絶対量と人口で決まってしまう。一方で、「土地の農業利用率（%）」というの国の土地利用政策などで調整可能である。これを政策に反映しやすいと判断する。

以上の基準により次の 11 個のパラメータを選択した。海岸から 100km 以内に住む人口・土地の農業利用率・都市数・ダム数・一人あたり GDP・通信手段の普及度・人口増加率・水田面積・人口密度・最大貯水池貯留量。

(3) 洪水リスク指標の作成

Damage と、Hazard および Vulnerability の関係を次式(1)のように定式化する。

$$D_i = \sum_{j=1}^2 a_{ij} H_j + \sum_{k=1}^{11} b_{ik} V_k + c_i \quad [i=1, \dots, 8] \quad (1)$$

D_i は、Damage パラメータであり、前述の 8 種類ある。 H_j は、Hazard パラメータであり、前述のように雨量週間移動平均偏差と雨量再現期間の 2 種類がある。ただしデータベース中での順位により上位から 20% ずつ 5 階層に分類して、その階層値を H_j に用いている。 V_k は、Vulnerability パラメータであり、前述の 11 個ある。Hazard パラメータと同様の階層値を V_k として用いる。変数選択法により、 H_j, V_k の絞り込みをさらに行う。また、係数 a_{ij}, b_{ik}, c_i は最小二乗法により決定した後に、右辺の値が 0 から 1 の範囲を動くように係数を正規化する。この正規化した係数を用いて求められる右辺の値を A-FRI(Advanced Flood Risk Index)と呼ぶ。なお以上の変数選択・係数決定を、4 つの洪水原因別 (Heavy rain、Brief torrential rain、Tropical cyclone、Monsoon rain) に行っている。

Vulnerability パラメータのうち「通信手段の普及度（人口 1000 人あたりの携帯電話数）」についてはほぼすべての Damage パラメータにおいて被害を減少させる傾向が見られた。一方、「都市数」については Damage パラメータのうち「被害額」のみを増加させる傾向が見られた。Hazard パラメータのうち一つでも選択されたのは Damage パラメータのうち「影響面積」のみ

であった。

4.3.2.4. A-FRI の検証

洪水原因別に A-FRI と Damage 指標を比較した結果、5 から 55%の説明率となった。地域別の分布をみると(図 2)、A-FRI では中国長江流域やインド東部で高いリスクが検出される一方、Dartmouth Flood Observatory のデータによるとこれらの地域で洪水は発生しているものの、その相対的なリスクは必ずしも高くない。A-FRI は潜在的な洪水被害を示すものであるが、曝露量(Exposure)の概念を導入することでより現実の洪水被害を反映できるようになると考えている。

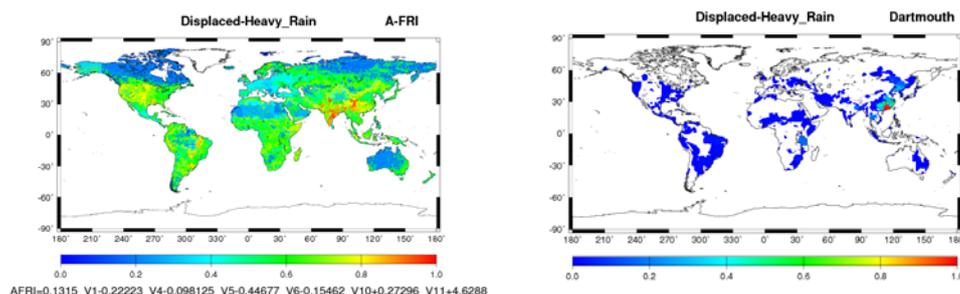


図 2 (左図)A-FRI による洪水指標と(右図)観測された洪水被害の比較。

4.3.2.5. まとめ

本研究では洪水リスクを全球で指数化し定量的に算出した。しかし、その過程でさまざまな課題が明らかになった。全球で洪水リスクを算出するにあたって第一に問題となるのは、Damage に関する長期間にわたり地理的分布も十分な質の良いデータを得ることである。本研究において用いた Dartmouth Flood Observatory は現段階では世界有数の洪水データベースであるが、有効データ数が低い項目もあった。情報通信技術の発展にとともに、特に発展途上国に関するデータが蓄積されることを期待する。Vulnerability に関するデータについては、特に社会基盤整備に関するデータが希薄であった。本研究ではダムは含まれるものの、堤防、遊水池、排水ポンプといった通常用いられる洪水対策に関する情報が不足している。これらについて包括的なデータを整備するとともに、代替データによってある程度の推定を行う努力も不可欠だと思われる。本研究では、洪水リスク式は過去に「発生した」洪水をもとに算出されている。したがって、表現している潜在的なリスクとは、洪水が発生した後の潜在的な「被害リスク」であり、洪水の「発生リスク」ではない。後者を考慮することができれば、より発展的な洪水リスク指数となると考えられる。全球における洪水リスクの研究は 1.3 でも述べた通り国際機関によって 2000 年代以降に精力的に行われてきており、今後上記のような課題が克服されれば、より現実的かつ有効な洪水リスクの算出が可能になるだろう。

4.3.3. 河道網の自動構築手法の開発

4.3.3.1. 背景

グローバルな河川モデルは、流下過程と河道網から構成され、全球を多数のグリッドに区切って河川流量を再現する。流下過程は各グリッドの河道内貯留量から主として貯留関数法を用いて流量を算定し、河道網は各グリッドで計算された流量の流下先グリッドを示すことで全球の主要な河川を再現している。

河川流量を適切に再現するためには、現実の河川をよく表現する河道網が必要である。そこで、河道網を精度よく構築するための様々なアルゴリズムが、10 年以上にわたって研究され

てきた。最も基本的な河道網の構築アルゴリズムは、グリッドの平均標高を用いて隣接するグリッドへの斜面勾配を計算し、最も急な斜面を作るグリッドに向けて流下方向を決定する最急勾配法である。しかし、グローバルな河道網では解像度が粗いため、グリッド平均標高が現実の河川の流下方向を決める地形と一致しているとは限らず、構築された河道網は現実の河川を正しく表現できなかった。そのため、最急勾配法で推定した河道網を手作業で修正して、現実的な河道網を再構築する必要があった。そこで、Fekete(2001)は United States Geological Survey: USGS によるグローバルな 1km 解像度の表面流向データ HYDRO1k を用いて、より高解像度の河道網から粗い解像度のグローバルな河道網を構築する「アップスケーリング」と呼ばれる手法を提案した。アップスケーリング手法は、高解像度の河道網を入力データとして使用することで、従来の最急勾配法より精度の高いグローバルな河道網を構築することを可能にした。その後、Doell(2002)や Olivera(2002)等によって、アップスケーリングの手法に改善が加えられ、グローバルな河道網を構築するアルゴリズムの精度は向上していった。しかし、これらの改善されたアップスケーリング手法を用いても、現実の河川を正しく表現する河道網を構築するまでには至らず、依然として手作業による河道網の修正が必要であった。

構築された河道網が、現実の河川を正しく再現できないのは、複数の河川が 1 グリッド内に存在する場合にアップスケールの精度が低下するためであると、既往の研究で示されている。そこで本研究では、河道網データにおける流下先グリッドの記述変更により工夫をすることで、河川が密な地域でも現実的な河道網を自動構築できるアルゴリズムを提案する。

4.3.3.2. 手法

(1) 入力データ

Masutomi(2007)による Global Drainage Basin Dataset: GDBD から、1km 解像度の表面流向データを、河道網構築のための入力データとして使用した。表面流向データは各セルにおける流下方向を北・北東・東・南東・南・南西・西・北西の 8 方向で示している。同じく GDBD から、Global Runoff Data Center: GRDC の流量観測点を GDBD 表面流向データのセル上に配置した流量観測点データを、観測点位置データを構築するために使用した。流量観測点データは GRDC の流量観測点の位置を GDBD のセル番号で示している。また、USGS による 30 秒解像度の標高データ GTOPO30 を、河川標高データを構築する際に用いた。なお以下では、入力データである GDBD と構築する河道網を区別するために、1km 解像度の GDBD の格子を「セル」、構築する河道網の格子を「グリッド」と記述する。

(2) 構築するデータセット

河道網データセットは、次の 4 種類のデータから構成される。

- a) 各グリッドの流下先グリッド番号を記述し、全球の主要な河川を表現する「河道網データ」。
- b) 河床勾配や貯留関数法における時定数を計算するための、流下先グリッドまでの距離を記述した「河道長データ」。河道の勾配や時定数は、流下過程における流量計算に必要である。
- c) 河床勾配を計算するのに必要な、各グリッドの標高を記述した「河川標高データ」。
- d) 河川モデルで再現された河川流量を観測値と比較するために、河道網データ上の流量観測点の位置を示した「流量観測点データ」。

各データの作成手法について、以下説明する。

a. 河道網データ

図 3 に河道網データを構築する手順を示した。ここでは、1 度解像度の河道網を構築する場

合の手順を、北緯 30 度東経 100 度付近のメコン川・サルウィン川・長江が近接して流れる地域を例に説明する。図 3 の赤色の河川は GDBD の表面流向データから上流流域面積が 1000km²以上のセルを抽出したものであり、赤色が濃いほど上流流域面積が大きいことを表す。灰色の線で区切られた格子は、構築する河道網のグリッドを示す。河道網データ構築の手順は以下の通りである。[1]各グリッドに有効領域を定める(図 3 a:青色の領域)。本研究では各グリッドに内接する円の内側を有効領域とした。有効領域を定めるのは、アップスケールの際にグリッド中心部を流れる河川のみを考慮することで、構築される河道網の精度を高めるためである。[2]各グリッドの有効領域の内側にある GDBD 表面流向データのセルの内、最大の上流流域面積を持つセルをグリッド代表セルとする(図 3 a:緑色の丸)。[3]各グリッドのグリッド代表セルから GDBD 表面流向データを下流へ辿っていき、下流にあるグリッド代表セルを見つける(図 3 b:濃青色の矢印)。下流にグリッド代表セルが存在せず、GDBD 表面流向データの河口に辿りついた場合は、そのグリッドは河口グリッドであるとする。[4]流下先のグリッド代表セルを含むグリッド番号を、流下先グリッド番号として河道網データに書き込む(図 3 c:青色の矢印)。流下先グリッドが存在せず、河口グリッドであるとみなされた場合は、河口グリッドであることを示す番号を河道網データに書き込む。

b. 河道長データ

次に河道長データとして、各グリッドのグリッド代表セルと流下先グリッドのグリッド代表セルの間の河道長(図 3 b:矢印で結ばれたグリッド代表セル間における赤色の河川の長さ)を計算した。GDBD 表面流向データ上の河川の長さは、表面流向が北・東・南・西のときは次のセルまでの距離を 1km、北東・南東・南西・北西のときは次のセルまでの距離を $\sqrt{2}$ km とした。そして、各グリッドのグリッド代表セルから、流下先グリッドのグリッド代表セルまで、GDBD 表面流向データを下流へ辿っていき、表面流向データ上の河川長さの総和を計算した。

c. 河川標高データ

より現実的な河川の勾配を表現するために、グリッドの平均標高ではなく、グリッド代表セルに近傍の標高を河川標高データとして使用した。まず、GDBD 表面流向データの各セルにおける標高として、GTOPO30 の 30 秒解像度標高データのうち最も緯度経度が近い点の標高を与える。そして、各グリッドのグリッド代表セルから東西・南・北にそれぞれ 3km 以内の距離にあるセルの内、最も標高が低いセルの標高を各グリッドの河川の標高とした。グリッド代表セルの標高をそのまま河川の標高としないのは、GTOPO30 と GDBD で河川の位置がずれている場合があるためである。その場合、グリッド代表セルの標高が実際の河川の標高とずれるため、後述する負の標高差を生じやすくなる。これを避けるために、グリッド代表セル近傍でもっとも低い標高を河川の標高として抽出することとした。

d. 観測点位置データ

図 4 に河道網データ上に配置された流量観測点の例を示した。水色の四角を GDBD 表面流向データ上に配置された流量観測点とすると、流量観測点における流量はグリッド b とグリッド d の流量の合計となる。既往の研究では、流量観測点はグリッド上に配置されていたが、それでは図-4 のような場合に正しく流量を評価することができず、河道網データを修正して流量観測点を配置する必要があった。そこで、観測点位置データは、流量観測点の上流にあたるグリッド番号を記載したルックアップテーブル形式で記述するとした。流量観測点の位置をルックアップテーブル形式で表すことにより、河道網データを修正することなく、全ての観測点を構築した河道網上の正しい位置に配置することができる。流量観測点における流量を求めるには、ルックアップテーブルに記載されたグリッドの流量の総和をとればよい。

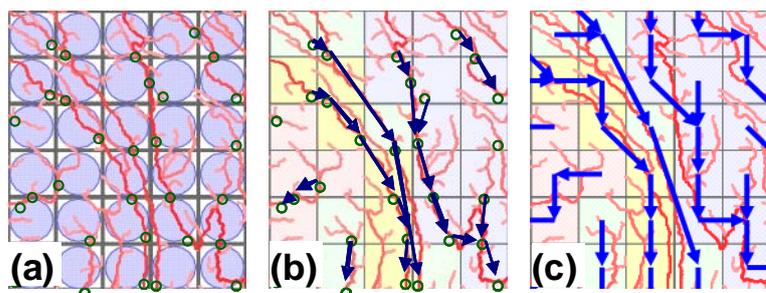


図3 河道網データの構築手順

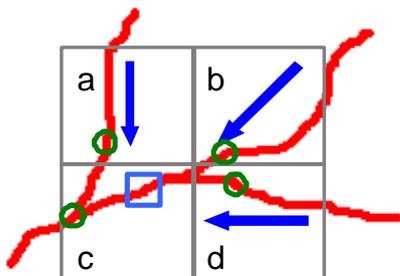


図4 流量観測点の配置の例。

4.3.3.3. 河道網の作成例と検証

図5に自動構築アルゴリズムを用いて構築した1度解像度の河道網データの東アジア部分を示した。GDBD 表面流向データのうち 1000km^2 以上の上流流域面積を持つセルを赤色で、構築された河道網を青色で、海岸線または内陸湖を緑色で示した。また、流域ごとにグリッドを色分けして表現した。本研究のアルゴリズムで構築される河道網データの最大の特徴は、河道網データにおける流下先グリッドを示す方式である。既往の研究では、各グリッドで北・北東・東・南東・南・南西・西・北西の8方向の流下方向を用いて流下先グリッドを指定していた。しかし、本研究で構築する河道網は各グリッドの流下先グリッドをグリッド番号で直接指示している。この方法を用いると、流下先グリッドが隣接する必要がなくなるために、河川が密な地域でも河道網を適切に構築することができる。以下、河道網の評価結果の概略を示す。

(1) 上流流域面積

構築された河道網と GDBD 表面流向データの上流流域面積の差は、概ね 40000km^2 に収まっており、二乗平均誤差は 12070km^2 であった。1度解像度の河道網の1グリッドの面積は赤道上で約 10000km^2 であるので、上流流域面積の誤差は平均で1~2グリッドであり、妥当な範囲におさまっていると推測される。

(2) 河道長

グリッドの中心間の距離から計算した河道長は、GDBD 表面流向データから計算した河道長を過小にも過大にも評価していることがわかる。これは、各グリッドにおけるサブグリッドスケールの河川の蛇行の様子が全球で均質に分布していないためである。既存の河川モデルでは、サブグリッドスケールの河川の蛇行を表現するために、蛇行比をグリッド間距離に乗じることで補正を行っていた²⁾。しかし、全球一様の蛇行比を用いていたため、全ての河川の河道長を現実の河道長と一致させることはできなかった。

(3) 河川標高

河道網自動構築アルゴリズムで生成した河川標高データは、グリッドの平均標高ではなく GDBD 表面流向データのグリッド代表セル近傍の標高を河川の標高として用いている。河川

の標高を用いた場合とグリッドの平均標高を用いた場合に生じる負の標高差の数を比較したところ、負の標高差を生じている地点の数は、河川の標高から計算した場合は 483 地点、グリッド平均標高から計算した場合は 1819 地点で、河川の標高を用いるほうがより精度よく河川地形を表現できていると言える。また、河川の標高から求めた負の標高差の約 60%は標高差 10m 未満であるので、ほとんどの負の標高差は GTOPO30 の標高データのエラーに由来することが分かる。

(4) 観測点情報

GDBD 表面流向データと流量観測点データから流量観測点の配置を計算した結果、1 度解像度の河道網上には 2545 の流量観測点が配置された。観測点の配置を GDBD 表面流向データから計算することで、観測点を一つ一つ手作業で配置していた既往の河道網よりも多数の観測点が配置されている。

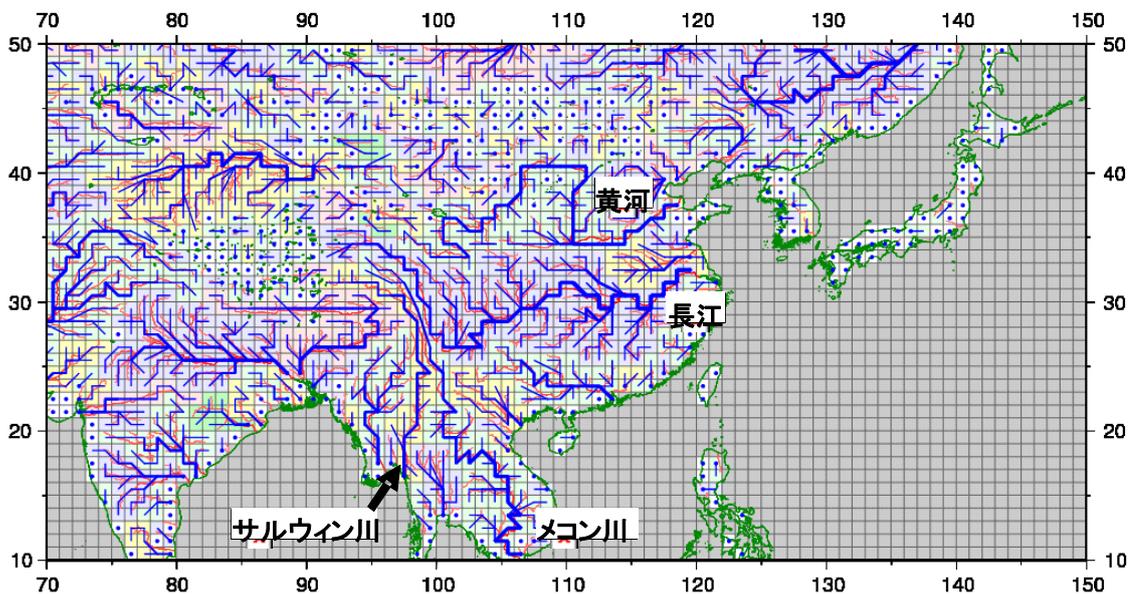


図 5 自動構築アルゴリズムを用いて構築した 1 度解像度の河道網データの東アジア部分

4.3.3.4. まとめ

本研究で提案した河道網の自動構築アルゴリズムは、河道網構築の自動化と河川地形データの詳細化により、より高解像度かつ複雑な河川モデルを用いた河川流量シミュレーションに応用されることが期待される。

4.3.4. 成果発表

<論文(受理・印刷済)>

Ngo-Duc, T., T. Oki, S. Kanae: A variable stream flow method for global river routing model: Model description and preliminary results. *Hydrology and Earth System Sciences*, (accepted).

<論文(投稿中)>

山崎大, 沖大幹, 鼎信次郎: グローバルな河川モデルのための河道網の自動構築. 水工学論文集, 第 53 巻, 投稿中.

Yeh, P. J.-F., T. Oki, T. Ngo-Duc, K. Yoshimura, H. Kim, Y. Shen, S. Seto, S. Kanae: Seasonal variations in terrestrial water storage and its components in large river basins from GSWP2, combined land-atmosphere water balance computation and GRACE. *Journal of Hydrometeorology*, (submitted).

<口頭発表>

Yeh, P. J.-F., T. Ngo-Duc, H. Kim, and T. Oki, 2008, Global evaluation of remote sensing GRACE water storages using reanalysis data and streamflow measurements. The 5th annual Meeting of Asia Oceania Geosciences Society (AOGS), Busan, Korea.

Yeh, P. J. -F., 2008, The role of shallow aquifers in the regional hydroclimatology. International conference of Hydrological Changes and Management from Headwater to the Ocean (HydroChange 2008), October 1-3, 2008, Kyoto, Japan.

Arai, Y., T. Oki, S. Kanae, 2008: Establishment of a global flood risk index based on natural and social factors. The 5th Annual Meeting of Asia Oceania Geosciences Society (AOGS). June 16-20, 2008, Busan. Korea.

山崎大, 沖大幹, 鼎信次郎, 2008: グローバルな河道網構築のためのアップスケーリング手法の比較. 水文・水資源学会, 8月26-28日, 東京.

Yamazaki, D., Y. Masutomi, T. Oki, S. Kanae, 2008: An improved upscaling method to construct a global river map. The 4th conference of the APHW, November 3-5, 2008, Beijing, China

<アウトリーチ活動 (講演・新聞・雑誌・テレビ・ラジオ) >

(テレビ出演)

沖大幹: NHK 総合「科学者ライブ: 温暖化・あなたの疑問に答えます」(2008年6月7日放送)

沖大幹: NHK 教育「日曜フォーラム: 気候変動と水災害～凶暴化する水災害にどう立ち向かうか～」(2008年6月8日放送)

(ラジオ出演)

沖大幹: NHK 第一「NHK ジャーナル: 頻発する集中豪雨と地球温暖化」(2008年8月5日放送)
(新聞)

沖大幹: 岩手日日新聞「温暖化、水環境に影響」(2008年5月30日掲載)

(講演)

沖大幹: 地球温暖化と水関連災害、「気候変動と水災害～凶暴化する水災害にどう立ち向かうのか～」, 国土交通省河川局・日本水フォーラム主催、2008年5月24日、千代田放送会館

沖大幹: 21世紀における世界と日本の水管理と気候変動、市民セミナー「温暖化、水とくらしはどうなる? どうする?」、日本水環境学会主催、2008年8月25日、品川きゅりあんホール

そのほか講演多数

4.4. 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究

課題代表者：羽角 博康（東京大学気候システム研究センター 准教授）

4.4.1. ネスティング手法を用いた高精度海洋モデルの開発

4.4.1.1. はじめに

昨年度の研究から、海洋モデルの水平解像度を 18 km から 6 km に上げることにより、18 km モデルでは再現性にやや難のあった黒潮離岸、黒潮続流構造が 6 km モデルでは再現可能となること、同時に海洋上層の水溫・塩分分布の再現性が全般的に向上することなどが明らかとなった（詳細は昨年度の要旨集および成果報告書を参照）。これは、高解像度化により中規模渦が海洋内部の水溫・塩分構造の再現に果たす役割がモデル内でより正確に表現されるようになったことが原因であると考えられる。来年度以降実施予定のネスティッドグリッドモデルにおける局所的高解像度化にあたっての高解像度化領域の選定のため、6 km モデルの結果を用いて北太平洋における中規模渦のはたらきの評価をおこなった。

また、水平解像度を 2 km に上げたことにより、日本沿岸側の黒潮や親潮の振舞いに向上がみられた。特に 6 km モデルでも再現が困難であった沿岸親潮の再現に海盆スケールモデルとしては初めて成功したので、その結果について紹介を行う。

4.4.1.2. 中規模渦が海洋の内部構造形成に果たす役割の評価

(1) 渦拡散係数の見積もり

高解像度化による海洋内部の物質分布の再現性向上に対する、中規模渦の直接的な関与は、渦による等密度面内における海水混合（渦拡散）と、等密度面内における海水輸送（渦輸送）に大別される。本項では、海洋モデルの再現性評価の指標となる北太平洋中層の塩分極小が存在する密度 ($\sigma_\theta=26.75$) における塩分の渦フラックスと、そのフラックスと平均塩分分布との関係から等密度面拡散係数分布の見積もりを行う。等密度面輸送に関しては次項で亜熱帯モード水との関連から議論を行う。

見積もりは3種類の解像度(18 km, 6 km, 2 km)について行った。定式化は deSzoeke and Bennet (1993) に従い、合計 45 年間行った計算のうちの最後の 12 年間の結果を深度座標から等密度面座標上に層厚重みつき平均により変換した。塩分の渦フラックスは、12 年間平均からのずれとして算

出した速度と塩分との相関から算出される。発散成分のみを取り出したのが図 1 の上図である。

渦フラックスは概ね平均塩分分布の勾配を下る方向であり、勾配との内積から算出した渦拡散係数が図 1 の下図である。2 km モデルの結果は計算機資源の関係から解析領域を限定している。

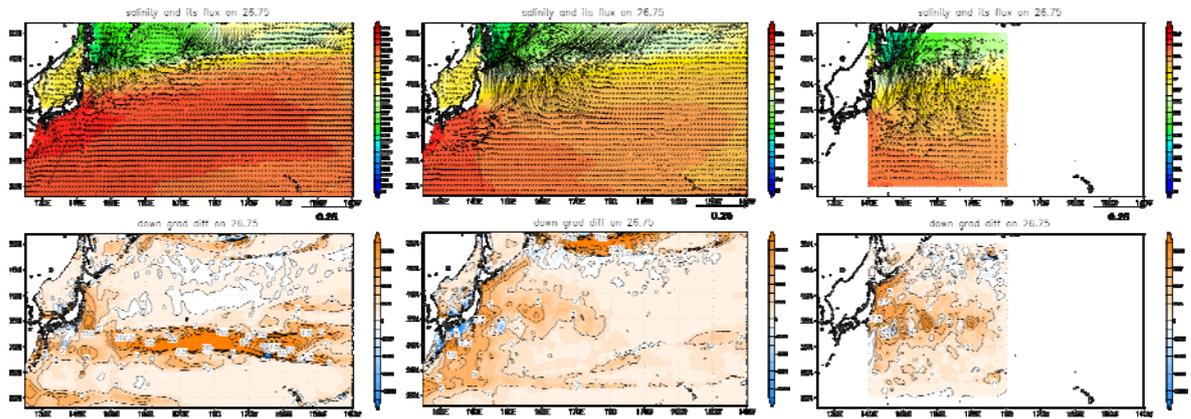


図1 海洋 500 m 深付近の等密度面 $\sigma_{\theta} = 26.75$ における (上) 平均塩分とその渦フラックス (下) 平均場の勾配を下る拡散係数 (単位 $10^3 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$)。左から 18 km, 6 km, 2 km モデル。

渦フラックスは、北太平洋中央部から低塩分水の起源である千島列島方面に向かっており、特に日本東方の混合水域で大きくなっている。拡散係数分布は 18 km と 6 km, 2 km で異なっている。6 km と 2 km の分布は似通っており、北緯 36 度付近の黒潮続流付近で大きくなっている。18 km では北緯 36 度付近の大きな値はみられず、塩分の平均勾配の小さい北緯 30 度付近で大きい。

以上より、中規模渦のはたらきをモデル内で表現することは水平解像度を 6 km とすることで概ね可能といえる。18 km モデルのうち日本近海を含めて高解像度化するのであれば、日付変更線あたりまでの高解像度化により 18 km モデルの不十分な点を補う効果が得られると考えられる。

(2) 亜熱帯モード水の形成に対する中規模渦の役割

北太平洋亜熱帯モード水は、主に黒潮からの水を起源として北西太平洋の表層に定常的に存在する、北太平洋の代表的な水塊 (モード水: 表層の水質の鉛直一様な水) の 1 つである。冬の気候条件を記憶する機能のため、気候変動の理解にも重要と考えられている。

亜熱帯モード水を含む海洋表層の水塊構造を決める 1 つの重要なプロセスは、海面混合層または季節水温躍層から主水温躍層への輸送過程 (サブダクション) である。このサブダクション量を、平均場による寄与と渦による寄与に分けて見積もった。その結果、亜熱帯モード水のサブダクションにおいては渦による寄与が半分強を占めることがわかった。すなわち、亜熱帯モード水のサブダクションは渦による輸送が主要な役割をすることを示唆する。高解像度モデルにおける主に渦で入ってくる亜熱帯モード水サブダクションは、従来の主に平均流で入ってくるサブダクションのイメージを大きく変えるものである。

亜熱帯モード水の渦によるサブダクションを含めた北太平洋表層の渦輸送の全体像を得るために、モデル場全域で渦輸送フラックスを計算した。図 2 は渦輸送フラックスを東西積分、鉛直積分し、鉛直に密度座標をとった渦輸送流線関数とした結果を示す。亜熱帯モード水の循環域である北緯 30 度以南に着目すると、上側に時計回りの子午面循環、下側に反時計回りの子午面循環があり、その境目が亜熱帯モード水サブダクションに対応した強い南下流となっていることがわかる。これらの渦循環は密度面を寝かせる働きをする。6 km モデルでは、この効果をもたらす渦活動がきちんと表現されるために、より現実的な亜熱帯モード水分布の再現につながったと考えられる。また、6 km モデルにおけるこれらの渦循環の評価は、より低解像度のモデルのパラメタリゼーション改善にもつながる可能性がある。

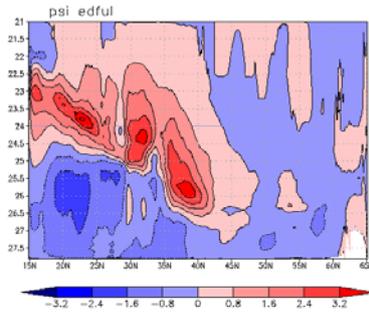


図2 渦による南北-鉛直循環流線関数 (単位 Sv)。縦軸は鉛直密度座標、横軸は緯度。赤は時計回り、青は反時計回りの循環を示す。

さらに、亜熱帯モード水の渦によるサブダクションがローカルに見た場合にどのようなプロセスとして生じているのかを調べた。一例を図3に示す。解析の結果、亜熱帯モード水の渦サブダクションの原因としては、高気圧性渦が層厚の厚い水を伴い南下することで水塊の実質的輸送を担っている可能性、冬季の強い海面冷却によりできた南北の層厚勾配を渦が解消する渦混合過程として水塊輸送がなされている可能性の2つの可能性が示唆された。こうした高解像度モデルで見出すことのできた渦輸送の詳細な構造の一部は、近年充実してきた海洋観測による結果とも整合的であることがわかった。

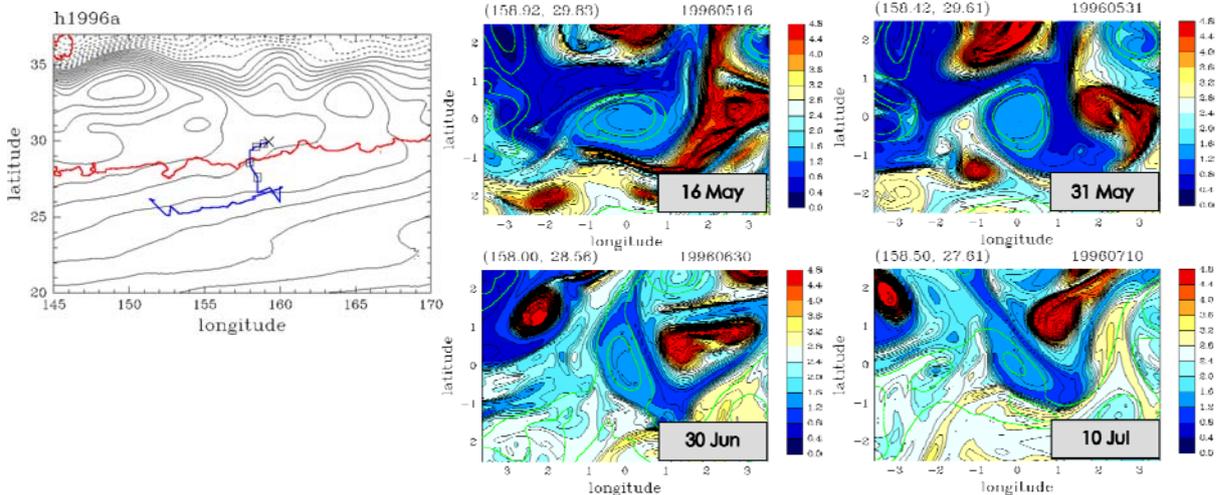


図3 亜熱帯モード水サブダクションを担う高気圧性渦の一例。左：高気圧性渦の軌跡 (青線)、密度 25.05 の密度面における流線 (黒線)、混合層深度フロント目安 (赤線)。右：軌跡上の4つの点 (左図四角印) における渦位。低渦位 (寒色系) ほど層厚の厚い水を示す。

4.4.1.3. 水平 2km 格子モデルにおける親潮の再現性の向上

衛星や漂流ブイによる最近の観測から、多くの海域の表層では、特徴的な中規模渦に加えて、サブメソスケールと呼ばれるより小スケール(水平 10 km)の運動が広く存在することが明らかになっている。サブメソスケールの現象は、6 km モデルではその再現性が不十分であるのに対し、2 km モデルでは明瞭に現れた。ここでは北海道沿岸域に注目し、6 km モデルと 2 km モデルの再現性の違いを示す。

冬季の北海道南東沿岸域には、沿岸親潮水と呼ばれる低温・低塩な海水が存在する。2km モデルでは、沿岸親潮水と外洋水が接する陸棚外縁付近で、幅 4~8 km の西進ジェットを伴う鋭い前線が形成された(図 4 a)。また、前線では、波長数十 km、振幅約 10 km の擾乱の発達も見られた。海面水温分布の観測(図 4 c)とよく一致するこれらの特徴は、我々の知る限り海盆スケールのモデルとしては初めて再現されたものである。一方、6 km モデルでは、沿岸親潮水が観測よりも沖側へ張り出し、前線での擾乱運動も見られなかった(図 4 b)。

2つのモデルにおける物理場の違いに対応して、沿岸域の物質輸送にも違いが現れた。図4d,eは、沿岸親潮水の上流にあたる北海道東部の浅水域にパッシブ・トレーサーを置き、その時間発展を38日間計算した結果である。6 km モデルではトレーサーは沿岸よりむしろ沖側を流れるのに対し、2 km モデルでは主に陸棚上を西進した。クロロフィル濃度の衛星観測と比較すると(図4f)、2 km モデルの結果がより現実的と考えられる。また、前線の擾乱運動や、沿岸水がフィラメント状に外洋へと流出する様子も観測とよく似ている。

このような沿岸海域の再現性の向上に対するモデルの高解像度化の寄与を、力学的な観点から明らかにするために、現在、2 km モデルの結果の解析を行っている。その結果、陸棚外縁における前線の形成には、shelfbreak frontal jet と呼ばれる数 km スケールのメカニズム(Chapman and Lentz, 1994)が働いていることが分かった。また、前線における擾乱の発達は、その波長や鉛直構造から混合層内の傾圧不安定によると考えられ、そのスケール(変形半径)は約 10 km と見積もられた。以上の結果は、これらのサブメソスケールの力学過程を表現することが、沿岸海域の現実的な再現にとって重要であることを示唆する。

2km モデルでは、北海道沿岸域だけでなく、日本周辺の多くの海域でサブメソスケールの現象が現れた。今後は、黒潮・親潮混合域など外洋におけるその力学と影響についても、パラメタリゼーションの開発を念頭に研究を進める予定である。

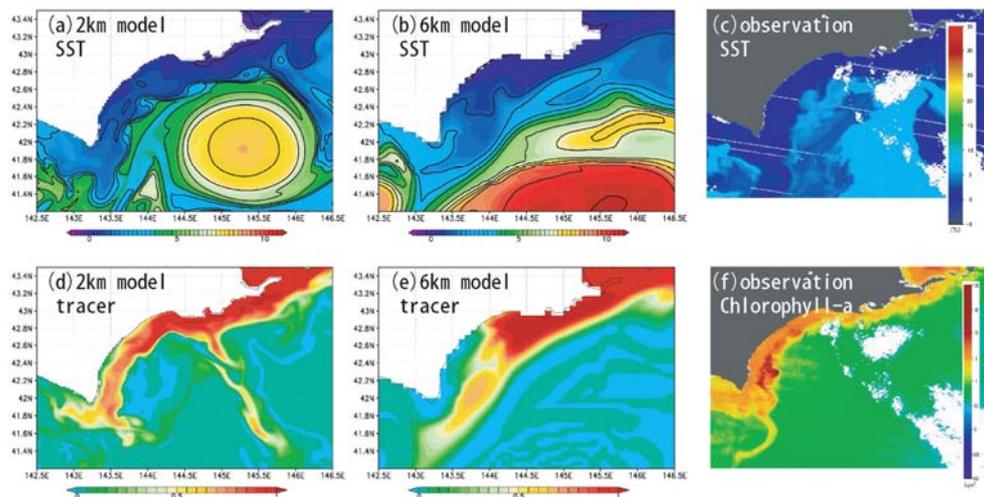


図4 (a),(b) 2 km モデルと 6 km モデルにおける、冬季北海道南東の SST(2月27日)。等値線間隔は 1°C である。(c) 同じ時期に観測された SST。(d),(e) 2 km モデルと 6 km モデルにおけるパッシブ・トレーサー実験結果。北海道東部根室沖の浅水域でトレーサー濃度 1、他の海域では 0 とし、1月20日から2月27日までの時間発展を計算した。(f) 観測されたクロロフィル濃度分布。(c)と(f)は2007年2月22日の衛星観測である(JAXA/東海大学提供)。

4.4.2. 全球海洋モデルの高度化

4.4.2.1. はじめに

水平 20 km 格子全球海洋モデルの予測精度の向上を目指している。日本近傍についてはネスティング手法を用いて高精度化されるので本サブテーマからは除外される。昨年度はいくつかの領域について高解像度モデリングを実施して水平 20 km 格子全球海洋モデルの精度向上の指針を得た。今年度は水平 20 km 格子では全く解像不可能なサブメソスケール渦を超高解像度モデルを構築して解析した。また深層水形成過程の予測精度向上のためにウェデル海近傍の超高解像度モデルを構築した。

4.4.2.2. サブメソスケール渦のパラメタリゼーション

水平 20 km 格子海洋モデルは 10~100 km オーダの水平スケールを持つメソスケール渦を不十分ながら解像でき、黒潮の離岸などのメソスケール渦が主要な役割を果たす現象は再現できる。しかしながら混合層内部で発達するサブメソスケール渦に起因する現象は、その渦の空間スケールが 100 m~10 km のオーダで大変小さいため、水平 20 km 格子では全く解像されない。また現在の海洋モデルではパラメタライズして組み込むこともされていない。そこで、このサブメソスケール渦をパラメタライズして海洋モデルに組み込むために、理想形状の超高解像度モデルを構築して混合層内のサブメソスケール渦の効果を解析した。

冬季には海表面が冷却されることにより対流が発生し、深い混合層が生成される。この混合層内では密度面の勾配が非常に大きく、ポテンシャル・エネルギーが蓄積されている。春になり海面からの冷却が弱まり、対流が収まると混合層内部に蓄積されたポテンシャル・エネルギーがサブメソスケール渦によって開放されて密度面の傾きを緩和させる。このときのサブメソスケール渦の空間スケールは、この混合層の深さが数十 m と海底の深さに比較して浅いことに起因して 1 km のオーダになる。また時間スケールも 1 日のオーダで大変短くなる。ここでは、このサブメソスケール渦による混合層内部でのポテンシャル・エネルギーの開放プロセスを水平 1 km 格子の理想形状の超高解像度領域モデルを構築して解析した。海洋モデルとしては東大気候センターの COCO を用いた。対象とした領域は南大洋の東経 200 度から 208 度、南緯 55 度から 35 度までで、東経方向には周期境界条件を用い、南緯 55 度と 35 度には陸を配し、南北両端の約 1 度幅で観測値である World Ocean Atlas 98 の年平均温度・塩分場を東西方向に平均化したものに緩和した。風応力は ECMWF の再解析データの月平均データを東西方向に平均したものを与えた。また海面の温度・塩分も前述の観測値の月平均値を上記の領域で東西平均した値に緩和した。海底地形は深さ 5000 m の平坦海底地形とした。初期値は 100 km 格子で等温度、静止状態から 20 年間スピナップした温度、塩分、経度速度を、それぞれ 20 km 格子、1 km 格子に補間して 8 月 1 日の初期値を作り上げた。

図 5 a は水平 20 km 格子で計算した南半球の春（10 月 15 日）での海面を基準にしたポテンシャル密度の分布である。密度分布は東経 200 度から 208 度の値を東経方向に平均した値を示している。また図 5 c は観測値である World Ocean Atlas 98 の 10 月の密度分布を東経 200 度から 208 度まで平均したものを示している。水平 20 km 格子の計算では混合層内部でポテンシャル・エネルギーの解放が起こらず、密度面は強い傾斜を保ったままで混合層を形成していることが分かる。また海面での密度分布は図 5 c の観測値に比較して重い方向に偏りが生じている。200 m より深いところではメソスケール渦によると思われる振動が見られる。図 5 b は同じ条件での水平解像度 1 km での計算結果である。海表面の混合層内の密度面が水平 20 km 格子の場合と比較して大きく傾いていることが分かる。これは水平 1 km 格子にしたことによって混合層内部でサブメソスケール渦が解像されて、その結果としてポテンシャル・エネルギーが開放され密度面が傾いたと考えられる。この混合層内の密度面の傾きは図 5 c に示した観測値の密度分布に近づいている。また海面での密度分布は、まだ重い方向の偏りがあるものの水平 20 km 格子の場合よりは観測値に近づいている。ここで、図 5 c の観測値における南緯 38 度付近の密度分布は、図 5 a, b の計算結果と大きくずれているが、これは上記の計算が南緯 35 度付近で年平均の WOA98 に緩和しているが、観測値は 10 月の値を示していることによる。

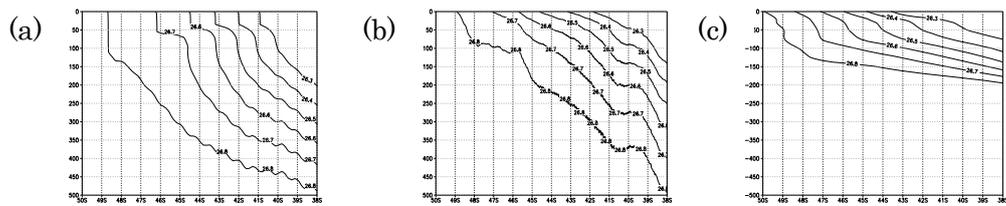


図5 (a) 水平 20 km 格子、(b) 水平 1 km 格子、(c) WOA98 の密度分布。

図6は10月15日での深度20 mでの水平20 km格子と1 km格子の密度分布のスナップショットを示した。20 km格子では中規模渦によると考えられる波状の分布が見られる。それに対して1 km格子のケースでは非常に細かい構造を持ったフィラメント状の渦が現れている。この渦構造が20 km格子の計算では現れていないことを考えると、この渦は解像度を細かくしたことによって混合層内の1 km オーダのサブメソスケール渦が解像されて現れたものと考えられる。今後は水平1 km格子の計算で得られた密度分布を空間平均した密度分布を再現するようなパラメタリゼーションを検討して水平20 km格子海洋モデルに組み込む予定である。

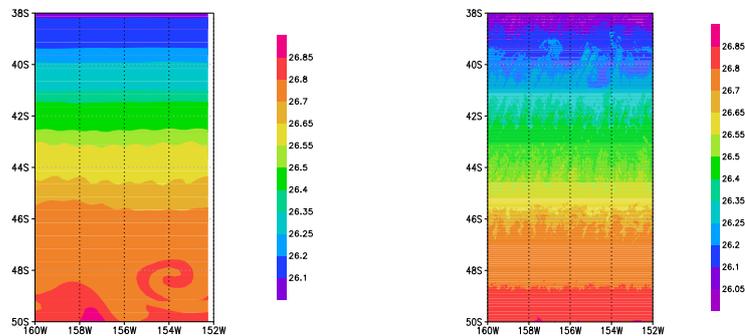


図6 10月15日深度20 mでの密度分布のスナップショット。左が水平20 km格子のケース。右が水平1 km格子のケース。

4.4.2.3. ウェッデル海領域モデリング

ウェッデル海では、陸棚の上で海水や氷床との相互作用を経て形成された高密度水が陸棚斜面を流れ降り、周囲の水と混合して深層水が形成されている。この過程は南大洋の他のいくつかの海域や北半球高緯度域とともに全球海洋の深層を満たす深層水の主要な形成過程であると考えられており、全球の海洋大循環を扱うモデルにおいてその再現は極めて重要である。しかし、現在の計算機資源で海洋深層循環を陽に扱える水平100 km程度の比較的粗い解像度のモデルでは、この過程は再現されておらず、深層水はより外洋で起きる非現実的な深い対流によって形成されているのが一般的である。

昨年までの研究では、陸棚上で形成された高密度水を陸棚斜面まで運ぶ上で重要な役割を果たすと考えられている小スケールの地形を表現することで、粗い解像度のモデルでの南大洋深層の塩分場に一定の改善が見られること、にもかかわらず外洋で起きている深い対流はあまり抑制されないことを示した。この状況で粗い解像度のモデルの南大洋の表層を調べると、表層が高塩化し塩分成層が破壊されている状況が、対流域のみならずほぼ全域にわたって見られた。この現象を塩分収支の観点から調べるため、新たにウェッデル海の領域モデルを作成した。

図7aは新たに作成した領域モデルの地形である。このモデルではモデル座標の極をウェッデル海を東西に挟むように置いているため、図で領域の右半分がウェッデル海に相当している。図7bはこの領域モデルでのグリッドのサイズを表した図であるが、ウェッデル海の大部分は水平10 kmまたはより細かなグリッドでおおわれていることがわかる。

現在、領域モデルは必要な設定を終え、実験を始めたところである。結果の一例として、図

7cに海面の流速場を示した。図右側のウェッデル海を廻る時計周りの流れ（ウェッデルジャイア）がはっきりと表れている。

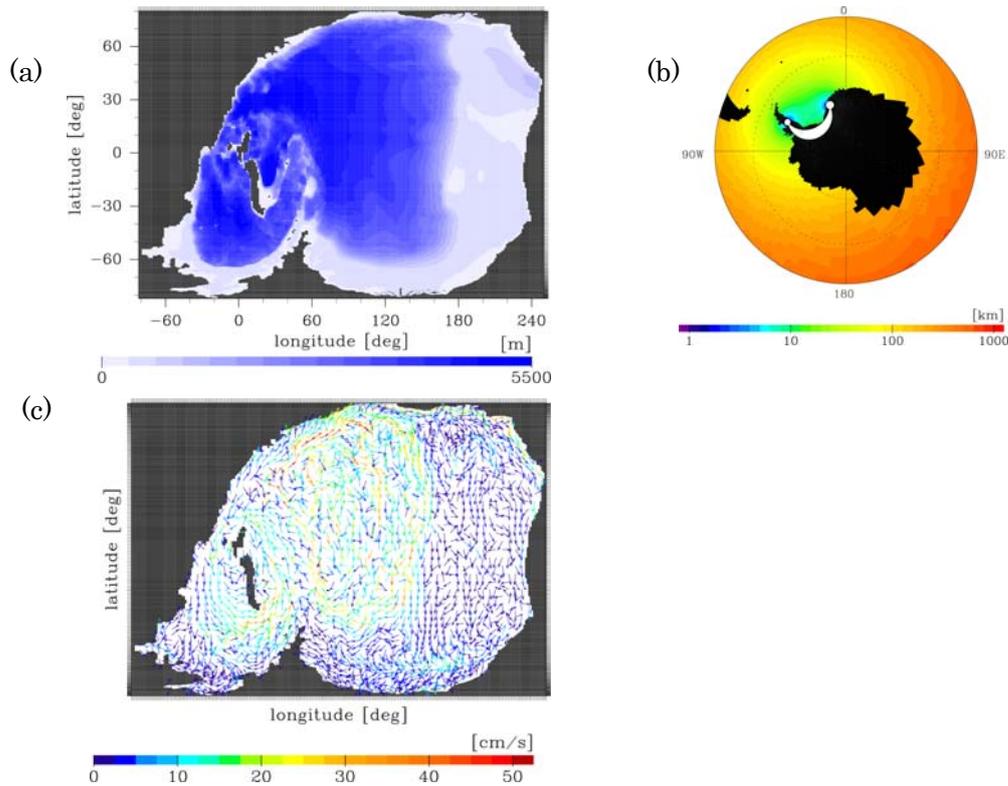


図 7 (a) 領域モデルの地形。図の右部分がウェッデル海に相当。(b) 領域モデルのグリッドサイズ。(c) 領域モデルの 18 年目 3 月の表層流速場 (5 日平均)。矢印は流速の方向、色は流速の大きさを示す。

今後は、領域モデルのチューニングをすすめ、ウェッデル海の塩分収支解析をすすめ、これを粗い解像度のモデルでの結果と比較することで、モデルのウェッデル海で起きる深い対流を抑制するにはどのようなプロセスが表現されればよいか、さらに明らかにする予定である。

4.4.3. 成果発表

<論文(受理・印刷済み)>

Nakano, H., H. Tsujino and R. Furue, 2008: The Kuroshio Current System as a jet and twin “relative recirculation gyres embedded in the Sverdrup circulation. *Dyn. Atmos. Oceans*, 45, 135-164.

Tanaka, Y. and H. Hasumi (2008): Injection of Antarctic Intermediate Water into the Atlantic subtropical gyre in an eddy resolving ocean model, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L11601, doi:10.1029/2007GL032915.

Tanaka, Y. and H. Hasumi (2008): Resolution dependency of eddy fluxes, *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, AGU Gephys. Monograph., p101-114.

Tsugawa, M., Y. Tanaka, and T. Matsuno, (2008): An ocean general circulation model on a quasi-homogeneous cubic grid, *Ocean Modeling* 22, 66-86.

<論文(投稿中)>

なし

<口頭発表>

石崎廣, 山中吾郎, 平原幹俊, 石川一郎, 辻野博之 2008: 高解像度モデル結果における粒子追跡による相対分散. 2008 年日本海洋学会秋季大会, 広島国際大学呉キャンパス, 講演番号 P14.

坂本圭, 辻野博之, 西川史朗, 中野英之, 本井達夫 2008: 北西太平洋高解像度モデルによって再現

- された sub-mesoscale 現象:沿岸親潮に伴う前線. 2008 年日本海洋学会秋季大会, 広島国際大学 呉キャンパス, 講演番号 P16.
- 辻野博之, 西川史朗, 坂本圭, 中野英之, 石崎廣 2008: 北太平洋渦解像モデルにおける渦フラックスの評価. 2008 年日本海洋学会秋季大会, 広島国際大学呉キャンパス, 講演番号 P18.
- 西川史朗, 辻野博之, 坂本圭, 中野英之 2008: 北西太平洋渦解像モデルにおける亜熱帯モード水と渦成循環. 2008 年日本海洋学会秋季大会, 広島国際大学呉キャンパス, 講演番号 159.
- 平原幹俊, 石崎廣, 中野英之, 辻野博之 2008: 非等方的調和型粘性・拡散スキームと渦許容モデルにおける黒潮流路の再現性. 2008 年日本海洋学会秋季大会, 広島国際大学呉キャンパス, 講演番号 P19.
- Tanaka, Y. and H. Hasumi (2008): A role of mesoscale eddies in the Formation of Antarctic Intermediate Water. Ocean Sciences Meeting, Orland.
- Tanaka, Y. and H. Hasumi (2008): Injection of Antarctic Intermediate Water into the Atlantic subtropical gyre in an eddy resolving ocean model, 2008 Western Pacific Geophysics Meeting, Cairns, Queensland, Australia.
- Tsugawa, M. and H. Hasumi (2008): A simulation study on the Agulhas Current System and the Indo-Atlantic interbasin exchange. Ocean Sciences Meeting, Orland.
- <アウトリーチ活動 (講演・新聞・雑誌・テレビ・ラジオ) >
なし

III. 極端現象予測：超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究

実施機関名：財団法人地球科学技術総合推進機構、気象庁、気象研究所、国土技術政策総合研究所、京都大学防災研究所、土木研究所水災害リスクマネジメント国際センター

研究代表者：鬼頭 昭雄（気象研究所気候研究部長）

1. 研究目的

防災分野を初めとする地球温暖化の影響評価とその対策立案のために、超高解像度大気モデルを用いて近未来（約 30 年後まで）および 21 世紀末（約 100 年後）の温暖化予測を実施し、確度の高い極端現象の予測情報を提供することで、我が国における温暖化環境下での自然災害発生変動の評価およびその社会環境基盤への影響も含む評価体系の構築、ならびに全球および特定脆弱地域を対象に気候変動が洪水リスクへ与える影響を評価し必要な対策シナリオを提案することを目的とする。

このうち、「超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究」では、全球 20km モデル及び 5km 格子と 1km 格子の雲解像領域大気モデルを高度化し、全球 20km モデルにより熱帯低気圧その他極端現象を中心に近未来（約 30 年後まで）および 21 世紀末（約 100 年後）の温暖化予測を実施し、領域 5km モデルおよび領域 1km モデルにより日本付近の極端現象を対象として高精度で空間的に詳細な温暖化予測を実施する。気候変動に伴う河道計画への影響評価としては、超高解像度大気モデルの降水量計算結果等を用いて、我が国の河川整備で対象とする計画規模相当の降雨・流量がどのように変化するか予測する。また、降雨の激化により増大する土砂生産について、ダムの堆砂実績データ等を用いて流量と生産土砂量の関係を分析し、降雨量変化に伴う土砂量変化を予測する。更に、生産土砂量の増大に伴う河道の安定性の評価・分析を行い、流量と土砂量の増大に対する洪水リスク等の変化を検討する。

「超高解像度大気モデルによる気候変動予測の不確実性の定量化と低減に関する研究」では、全球 60km モデルにより複数の海面水温と複数の物理過程を用いた多数のアンサンブル予測計算を実施することにより、また領域 5km モデル・領域 1km モデルにより日本の大雨に大きな影響を及ぼす台風の発生数・強度・経路に関して、全球モデルと比較解析することにより、予測の不確実性の定量化と低減を実現する。

「流域圏を総合した災害環境変動評価」では、災害予測評価モジュール群を作成し、わが国の主要河川流域、湾域に対して、豪雨や台風などに伴い発生する直接的な災害に伴う被害を評価し、かつ社会環境基盤への影響も含む評価体系を構築する。

「気候変動に伴う全球および特定脆弱地域への洪水リスク影響と減災対策の評価」では、全球、ならびに特定脆弱地域を対象に、気候変動が洪水リスクへ与える影響を評価し、必要な対策シナリオを提案する。

2. 年次計画

平成 19 年度：全球 20km モデルを用いた現在気候再現実験および 21 世紀末の温暖化実験。物理過程の改良。ES 上で最適化された領域 5km モデルおよび領域 1km モデルの開発と精度評価。全球 60km モデルによる海面水温アンサンブル実験と予測に起因する不確実性の評価。台風の発生の再現実験と台風の発生に関する不確実性評価。流域圏を総合した災害環境影響評価のための各要素モデルの検証・改良と要素モデル結合の準備。世界洪水リスク評価手法の準備。特定脆弱地域の現地調査。

平成 20 年度：全球 20km モデルによる近未来の温暖化予測実験と解析。領域 5km モデルで日本を対象に現在気候再現実験、21 世紀末および近未来の温暖化予測実験を夏季を対象に実施。特に顕著な現象について領域 1km モデルにより実験。物理過程の改良。海面水温アンサンブル実験と

予測に起因する不確実性の評価。台風の発生再現実験と台風の発生に関する不確実性評価。災害環境影響評価のための各要素モデルの結合。極値物理量確率分布算定システムの改良。近未来を対象とした世界洪水リスク評価。特定脆弱地域の洪水リスク評価。

平成 21 年度：新全球 20km モデルを用いて現在気候実験を実施。領域 5km モデルおよび領域 1km モデルの高度化と日本を対象とした現在気候の再現実験。物理過程アンサンブル実験と物理過程に起因する不確実性の評価。台風の発達再現実験と台風の最大強度予測に関する不確実性評価。温暖化予測データを用いた算定結果の提示。近未来を対象とした世界洪水リスク評価。特定脆弱地域の対策シナリオ。

平成 22 年度：新全球 20km モデルによる近未来・21 世紀末の温暖化予測実験。日本を対象として改良領域 5km モデルでおよび顕著な現象について領域 1km モデルで、近未来および 21 世紀末の温暖化予測実験。物理過程アンサンブル実験と物理過程に起因する不確実性の評価。台風の発達再現実験と台風の最大強度予測に関する不確実性評価。温暖化予測データによる日本主要河川の変動評価出力。世界洪水リスク評価の不確実性評価。特定脆弱地域のリスク評価。

平成 23 年度：21 世紀末および近未来の温暖化予測実験とりまとめ。顕著現象に関する温暖化の影響評価。地域的な温暖化予測および台風予測の不確実性の定量化と低減に関する研究のまとめ。災害環境影響評価将来指針の提示。世界の洪水リスク変化予測と政策シナリオ研究とりまとめ。

3. 平成 20 年度の研究計画

(1) 「超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究」

既存の全球 20km モデルを用いた、現在気候実験・近未来温暖化予測実験・21 世紀末温暖化予測実験を終了する。これらの実験の解析を行い、実験手法・解析手法・モデル仕様の検討を行う。後期実験のためにモデル物理過程（積雲対流・陸面・放射・境界層過程など）を改良した新全球 20km モデルを構築する。

領域 5km モデルおよび領域 1km モデルにより、全球 20km モデルを境界条件とした現在気候実験・近未来温暖化予測実験・21 世紀末温暖化予測実験を実施する。計算結果の解析を行いモデルの特性を把握する。後期の詳細な実験のために、領域 5km モデル・領域 1km モデルの陸面過程、降水過程などの物理過程の改良を行う。

気候変動に伴う河道計画への影響評価としては気候変動に伴う降水量変化について、全球 20km モデル計算結果の再現計算期間の時間及び日降水量データとアメダス等の実績の地上観測降水量データ等との比較により日降水量データ等の精度検証を行う。また、気候条件が変化する状況下における確率年の大きい降雨量の評価手法を検討し、将来計算期間の日降水量データの補正等による適用手法の検討を行う。土砂量変化について、ダムの堆砂実績データ等の分析により、流域ごとの土砂生産量と河川流量の関係の推定方法の検討を行う。

(2) 「超高解像度大気モデルによる気候変動予測の不確実性の定量化と低減に関する研究」

H19 年度に行なった全球 60km モデルによる海面水温アンサンブル予測実験のそれぞれについて、大気の初期値の異なる複数の実験（初期値アンサンブル予測実験）を行う。これにより、梅雨前線の活動や台風の発生数等の予測において、海面水温の違いに起因する不確実性と初期値の違いに起因する不確実性を分離し、それぞれを定量的に評価する。また、H19 年度に引き続き、全球 20km モデルの計算結果から選んだ台風の発生事例等について、領域 5km モデル・領域 1km モデルによる再現実験を行いそれらの結果を比較解析し、物理過程（積雲対流過程）や解像度の違いが台風の発生にどのように影響するかを明らかにする。これにより、台風の発生の予測に関する不確実性を評価するとともに、積雲対流スキームの改良等により台風の発生予測に関する不確実性の低減を図る。

(3) 「流域圏を総合した災害環境変動評価」

構築した、GCM 出力データ、災害予測評価モジュール群からの出力データの共有システムを増

設する。また、災害要素モデルの改良ならびに気象研 GCM、RCM 出力の入力を可能にする変更は 19 年度にほぼ終了したので、ますます多量に提供される GCM、RCM からの出力データに本格的に適用し、各災害要素モデルそのものの検証を行うとともに、気象研からの出力データの検証を実施する。平行して、一部の要素モデルの結合を図る。すなわち、土石流モデルの構築、19 年度に終了した淀川、利根川以外の全体対象河川への適用バージョンの河川流量算定モデル(流出モデル)を作成し、既存の淀川・利根川適用バージョンとともに気象研究所から順次作成される温暖化実験データを用いた試験計算を実施する。十分な時間的な長さを有する温暖化実験データがようやくそろるので、降雨のダウンスケーリングモデル、確率台風モデル、極値降雨量の確率分布算定システム、高潮・高波算定システム、強風被害率算定システムについても、データを用いた計算を進めて行き、予備的な結果を算定する。また、今年度から始動する氾濫モデルに関しては、GCM、RCM データ入力ができるようにするだけでなく、河川流量モデル、高潮・高波モデルとのインターフェースを構築する。加えて、温暖化影響の評価指標の創出を開始する。

(4) 「気候変動に伴う全球および特定脆弱地域への洪水リスク影響と減災対策の評価」

世界の洪水リスク変化の評価を行うための基盤技術として、気候モデルで予測された降雨から洪水災害をもたらす極值的現象を抽出・翻訳する手法の開発、世界洪水解析モデルのプロトタイプの作成、洪水への脆弱性を評価する指標の開発を行う。同時に、主要な洪水リスク域を迅速に判断するための概略的なリスクマップを完成させる。一方、特定脆弱地域における洪水リスク変化予測とその要因分析、ならびに対策案に関する事例検討を行う。

4. 平成 20 年度の研究成果

4.1. 超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究

課題代表者：鬼頭 昭雄（気象研究所気候研究部長）

4.1.1. 超高解像度全球大気モデルの高度化と温暖化予測に関する研究

4.1.1.1. 超高解像度全球大気モデルによる現在気候再現実験、近未来および 21 世紀末の温暖化実験

本プロジェクトの特徴である近未来予測の解析や温暖化影響評価などの新しい課題に早い段階で実験データを提供し研究を本格的に開始するため、プロジェクトの前半では、精度があるレベルで確保されている超高解像度全球大気モデル(Mizuta, et al. 2006)を使って、現在気候再現実験および近未来と 21 世紀末の温暖化予測実験を実施し解析している。モデル実験名とその進捗状況を表 1 に示す。

現在 1979 年－2003 年		近未来 2015 年－2039 年		21 世紀末 2075 年－2099 年	
実験名 (水平解像度)	状況	実験名 (水平解像度)	状況	実験名 (水平解像度)	状況
SP0A(20km)	○	SN0A(20km)	2036 年 8 月	SF0A(20km)	○
HP0A(60km)	○	HN0A(60km)	○	HF0A(60km)	○
MP0B(120km)	○	MN0A(120km)	○	MF0A(120km)	○
LP0A(180km)	○	LN0A(180km)	○	LF0A(180km)	○

表 1 平成 20 年 11 月 7 日現在の実験状況（○は実験終了）

(1) 温暖化による熱帯低気圧の構造変化

共生プロジェクトでは地球温暖化により熱帯低気圧の強度は強くなるという予測結果を示したが、熱帯低気圧による社会的被害を予測するという観点から強風半径のような熱帯低気圧が影響を及ぼす範囲にも注目すべきである。そこで 20 km 全球格子大気モデルによる現在気候実験、将来気候実験のそれぞれで発生した熱帯低気圧について最大風速時の平均的な構造の違いを調べた。

降水量と地上風速について熱帯低気圧中心からの距離毎に平均したものを図 1 に示す。降水量、地上風速は半径 100km 以内の中心付近で変化率が大きく、降水量については 40%～60%、地上風速は 15%～20% も強まっていることがわかる。風速の強化は対流圏中層でより顕著である(図略)。また、中心付近の暖かい領域（ウォームコア）も 200hPa から 400hPa の対流圏上層で強化されていることがわかった(図略)。これらの結果は温暖化すれば熱帯低気圧のサイズが水平にも鉛直方向にも巨大化することを示唆するものである。

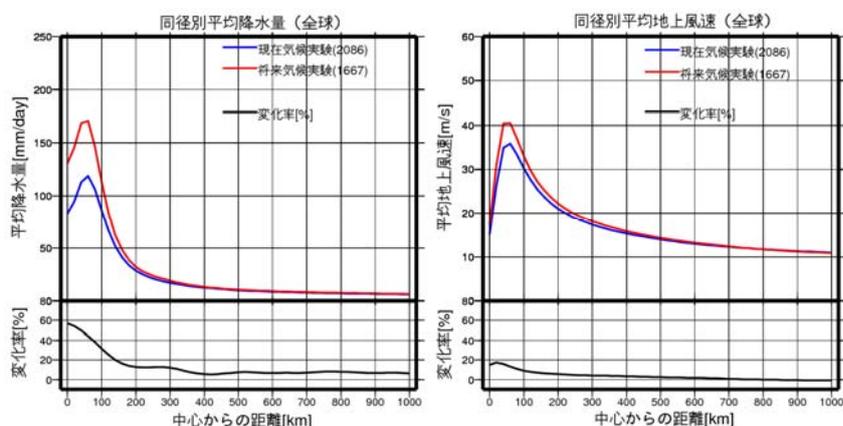


図 1 熱帯低気圧の同径別の平均構造。左：平均降水量、右：地上風速。赤線：将来気候実験（熱帯低気圧のサンプル数 = 1667）、青線：現在気候実験（熱帯低気圧のサンプル数 = 2086）。黒線：変化率。

(2) 温暖化による梅雨の変化

現在気候、21世紀末気候ともに25年分の20km格子全球大気モデル実験を解析し、梅雨の変化を調べた。図2は7月の降水量の分布を示している。現在気候実験では、モデルはおおむね梅雨前線の地理分布を再現している。21世紀末気候では、黄海、日本海、日本の南東海上で降水量が有意に増加している。逆に、東シナ海や九州で降水量が減少しているが有意ではない。

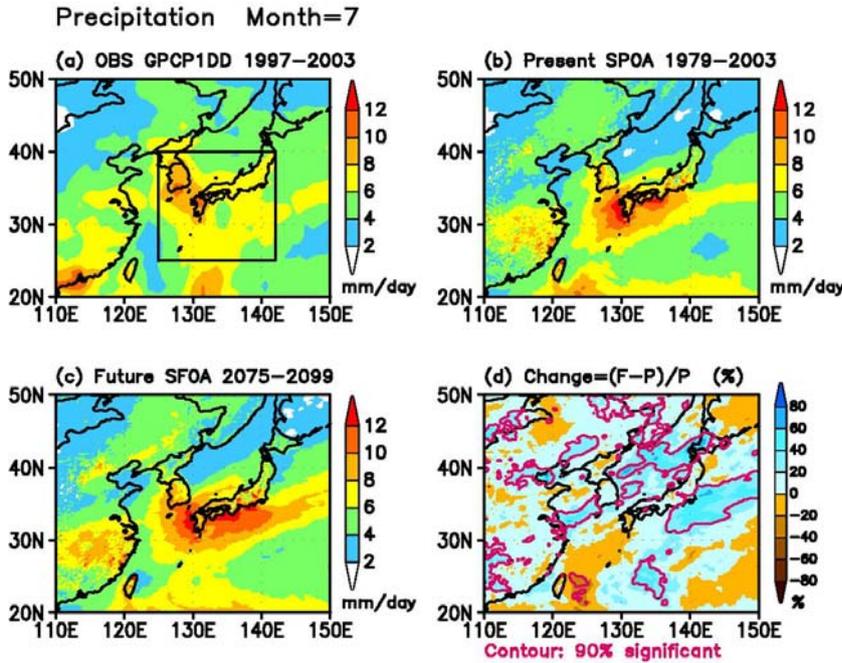


図2 7月の降水量の気候値。(a)観測値、GPCP1DDデータ(Huffman et al. 2001)、1997-2003年の7年平均(mm/day)。(b)20kmモデル現在気候、1979-2003年の25年平均(mm/day)。(c)20kmモデル21世紀末気候、2075-2099年の25年平均(mm/day)。(d)変化率=(c-b)/b(%)、等値線は90%有意。

(3) 温暖化による冬季低気圧活動の変化

温暖化した条件の下で中高緯度の低気圧活動について、上部対流圏の活動度で見た時の変化と地上低気圧の数で見た時の変化に注目して、20km,60kmモデルの現在気候・21世紀末の実験結果を用いて調べた。

低気圧の抽出手法はGeng and Sugi (2003)に従い、1.25度格子に内挿した6時間ごとの海面較正気圧を用いた。傾圧性の評価にはmaximum Eady growth rate ($\sigma_{BI} = 0.31gN - 1T - 1\nabla T$)を用いた。図3(上図の印)は20kmモデル、北半球冬季において12時間以上持続した低気圧の存在頻度の将来変化を示したもので、北太平洋全体や北大西洋からノルウェー海にかけての中高緯度全体で減少(青)している。この減少は下層での傾圧性の減少(図3上・陰影)の場所との対応関係が見られる。地表面付近では高緯度側で昇温の幅が大きいため、それによって下層の傾圧性は弱まり、下層で形成される低気圧の発生数は減少すると考えられる。

一方、図3(下の印)は低気圧経路の前後の気圧差から計算した発達率を場所ごとに平均したものの将来変化を示したものである。現在実験に比べて将来実験で発達率が増加する場所(赤)は、下層ではなく上層で傾圧性が増加する場所(図3下の陰影)との対応が見られる。北太平洋域において、発達率の変化パターンと高度別の傾圧性の変化パターンとの相関を計算すると(図3右)、20km,60kmモデルのいずれにおいても400-500hPa付近の傾圧性の変化パターンが発達率の変化パターンと高い相関を示している。熱帯上部対流圏の温暖化と下部成層圏の寒冷化に伴って対流圏上層では南北温度傾度が増加し、またジェットが極向きに移動する。これによる上層での擾乱の発達の変化が、何らかの形で地上まで含めた個々の低気圧の発達が強化および強い低気圧の増加につながることを示唆される。

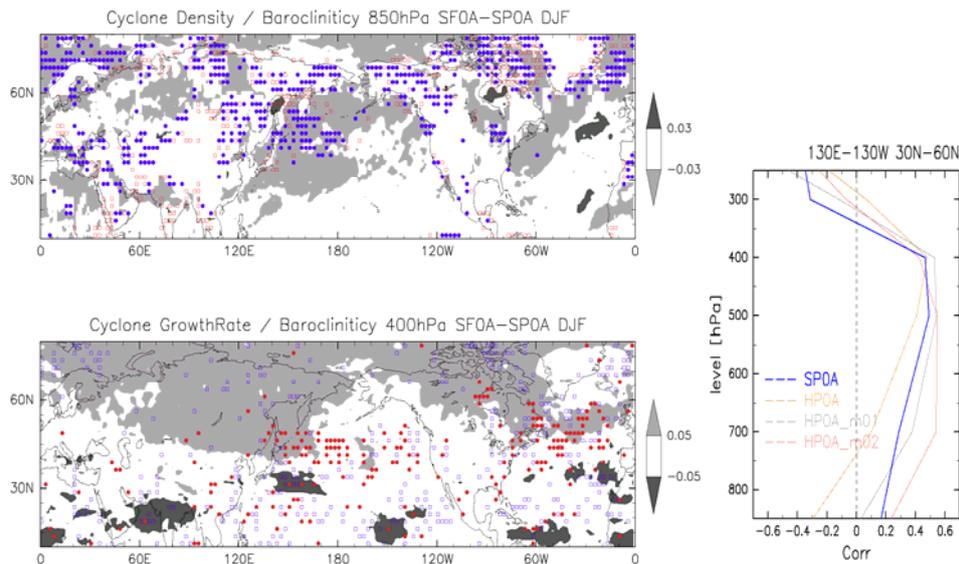


図3 20kmモデル12-2月の25年分について、(上) 現在実験に比べ21世紀末実験において低気圧の存在頻度が0.3個/year以上減少した格子(●)と0.3個/year以上増加した格子(□)。陰影は850hPaの σ_{BI} の現在実験と将来実験の差(単位 day⁻¹)。 (下) 現在実験に比べ21世紀末実験において低気圧の平均の発達率が2.0hPa/day以上増加した格子(●)と2.0hPa/day以上減少した格子(□)。陰影は400hPaの σ_{BI} の現在実験と将来実験の差(単位 day⁻¹)。 (右) 北太平洋域(130E-130W, 30N-60N)において低気圧の平均発達率の将来変化パターンと、各高度での σ_{BI} の将来変化パターンとの空間相関。

(4) 温暖化によるブロッキングの変化

ブロッキング現象は、異常気象を引き起こす要因の一つであり、ひとたび発生し長期間持続することで、周辺領域に極端気温あるいは極端降水をもたらす。このように人間活動に大きな影響を与えるブロッキング現象の発生頻度が将来どのように変化するかを知ることは極めて重要である。ここでは、ブロッキングインデックスとして、D'Andrea et al. (1998)のブロッキングインデックスを用いた。

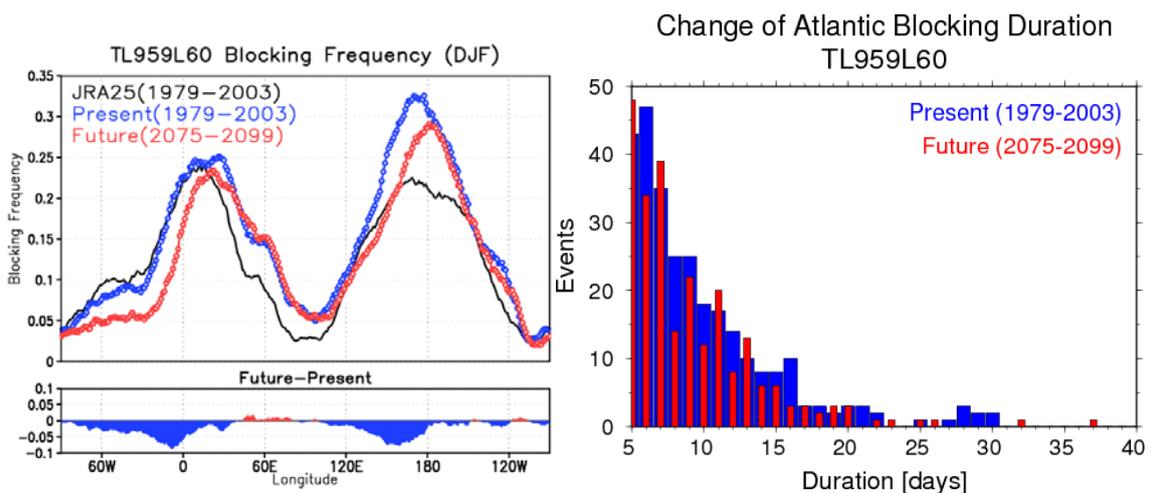


図4 (左)北半球冬季のブロッキング発生頻度の将来変化(黒: JRA25再解析データ、青: 現在ラン、赤: 将来ラン)。 (右) 大西洋ブロッキングの持続期間の将来変化(青: 現在ラン、赤: 将来ラン)。

図4(左)は、ブロッキング現象の発生頻度の将来変化を表す。大西洋ブロッキング、太平洋ブロッキングともに温暖化によって発生頻度が低くなることがわかる。現在気候での発生頻度の再現性が高い大西洋ブロッキングについて持続期間を見ると、すべての持続期間においてブロッキングの発生数が減少することが分かる(図4右)。

(5) 温暖化による年最大瞬間値の変化

温暖化に伴う極端気象現象の変化傾向を見るために、21世紀末と近未来における年最大瞬間モデル降水量 (mm/h) および年最大瞬間モデル地上10m風速 (m/s) の変化を図5に示す。21世紀末では、熱帯低気圧の変化が原因と見られる瞬間降水量と瞬間風速の増加が東アジアや北米東岸ほかで明瞭であるが、近未来でも同様の増加傾向が分布として見られる。日本域が極端気象現象の発生しやすい地域にあることを示唆している。ヨーロッパでは、北海沿岸で冬季ストームの変化(図略)に伴う瞬間風速の増加が、21世紀末と近未来に共通して見られる。

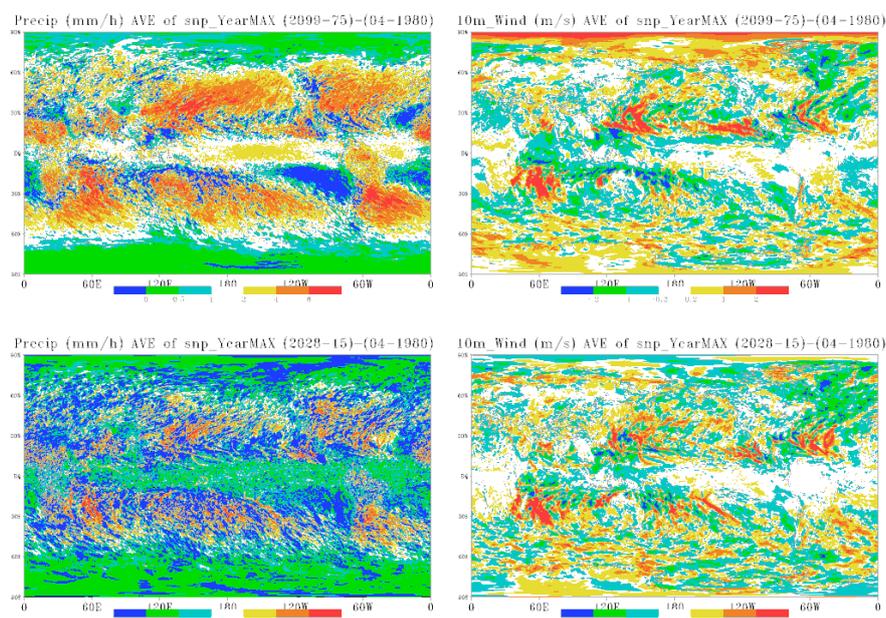


図5 現在気候実験に比べた場合の、21世紀末(上)と近未来(下)の年最大瞬間モデル値の期間平均の差。(左上) 21世紀末降水量、(左下) 近未来降水量、(右上) 21世紀末地上風速、(右下) 近未来地上風速値。降水量は、0, 0.5, 1, 2, 4, 8mm/hで、風速は、-2、-1、-0.2, 0.2、1、2m/sで色分け。

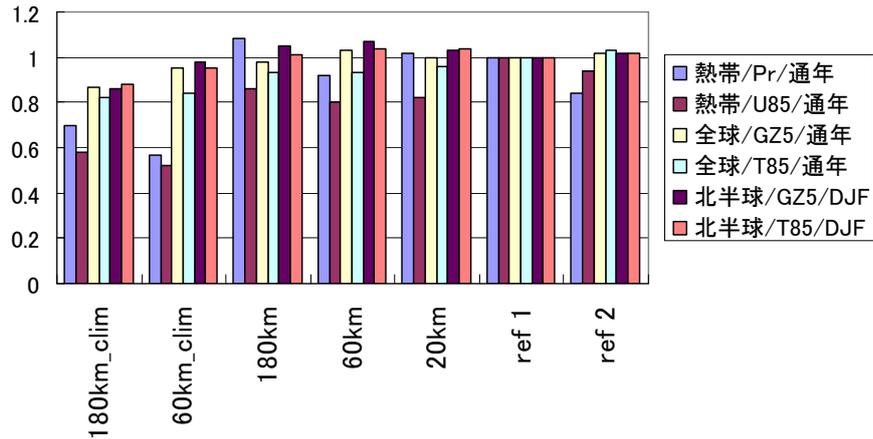


図6 各モデル実験における季節平均場の年々変動の標準偏差の領域平均を示す。値は観測解析データ (ref1) の標準偏差で規格化。モデル名に clim が入っているものは気候値 SST 実験、それ以外は AMIP 型実験。ref1 の降水量は CMAP、循環場は JRA25。ref2 の降水量は GPCP、循環場は ERA40。Pr は降水量、U85 は 850hPa 東西風、GZ5 は 500hPa 高度、T85 は 850hPa 気温。熱帯域は 20°S-20°N、北半球は 20°N 以北。

(6) 年々変動の評価

全球大気モデルの現在気候再現性のうち年々変動の評価を行った。解析期間は 1979 年～2000 年、空間解像度は 2.5 度に統一した。図 6 に季節平均場の年々の変動量を示す。それぞれの要素について ref1 の値で規格化されている。気候値海面水温 (SST) 実験については、容易に推測されるように熱帯域の降水量や循環場の下層風では観測される値よりも小さく、180km モデルにおいては中高緯度の変動も若干小さい。年々変動する海面水温をモデルに与えた AMIP 型ランについては 500hPa 高度や 850hPa 気温の変動幅は観測にかなり近く、また解像度間の違いは小さい。一方、下層風の変動は全般的に観測よりも小さい傾向にある。

4.1.1.2. 超高解像度全球大気モデルの改良

後期実験で使用する全球 20km モデルおよび物理過程アンサンブル実験で使用する全球 60km モデル群の開発を目的として、複数の積雲対流スキームをはじめ、雲放射スキーム・境界層スキーム・力学スキーム・海洋混合層スキーム・表層スキームなどのモデル開発やモデル高速化の研究を実施している。昨年度までに、DCAPE 採用 Arakawa-Schubert 型積雲対流スキームと Tiedtke 型積雲対流スキームを開発し、降水量・大気基本場の改善を確認している。

(1) 積雲対流スキームへの水平運動量の鉛直輸送過程の導入実験

Tiedtke 型積雲対流スキームを用いて、水平運動量の鉛直輸送とそれに伴う気圧傾度力の効果の導入実験を行った。積雲対流による水平運動量の鉛直輸送は水蒸気等と同様の方法で行うが、その際に積雲対流内の水平風と環境場の水平風の風速差を減少させる方向に気圧傾度力が働く。気圧傾度力の求め方として乱流エントレインメント率を 3 倍にすることによる効果を気圧傾度力とする方法を採用し (例えば Nordeng 1994)、これにより積雲対流内の水平風がより環境場の水平風に近づくようにしている。

水平運動量の鉛直輸送と気圧傾度力の効果の導入により、850hPa の水平風等、水平風に関するモデル大気的气候値が改善された。一方、台風の発生数はかなり減少した。これは、水平運動量の鉛直輸送は台風の上層と下層の水平風を打ち消し合い台風を弱める方向に働くからと考えられる。気圧傾度力は水平運動量の鉛直輸送の効果を弱める方向に働くが、上記の気圧傾度力の求め方ではその働きが不十分だったと思われる。

そこで、別の気圧傾度力の求め方として Gregory et al.(1997)の方法を試した。この方法では気圧傾度力は環境場の水平風の鉛直シアに比例するようにし、例えば環境場の西風が上向きに正の勾

配を持つ場合には積雲対流内の西風も上向きに（環境場の 0.7 倍の）正の勾配になるような方向に気圧傾度力が働くとする。これにより積雲対流内の水平風が環境場の水平風に追従する方向に気圧傾度力が働く。

図 7 に、TL95L48 の解像度のモデルで計算された 2002 年 7 月 9 日初期値から 4 ステップ後の東経 145 度・北緯 8 度付近の格子点での環境場と積雲対流内の水平風の鉛直分布を示す。気圧傾度力なしの場合の積雲対流内の水平風の値（青色）は、上にいくほど環境場の水平風（緑色）から離れていく。Nordeng(1994)の気圧傾度力を採用した場合の積雲対流内の水平風の値（赤色）は、特に上層でより環境場に近い値になっている。Gregory et al.(1997)の気圧傾度力の場合（橙色破線）、特に下層で更に環境場の値に近づく。積雲対流内の水平風が環境場の値に近づくと、水平運動量の鉛直輸送の効果が弱まる。図 8 に図 7 と同じ時間・同じ格子点での水平運動量の鉛直輸送による水平風の時間変化量を示す。気圧傾度力なしの場合（青色）と比べて、Nordeng(1994)の気圧傾度力あり（赤色）では時間変化量が小さくなっており、Gregory et al.(1997)の気圧傾度力あり（橙色破線）では特に下層で更に時間変化量が小さくなっている。従って、Gregory et al.(1997)の気圧傾度力を採用すると、水平運動量の鉛直輸送の効果が Nordeng(1994)の気圧傾度力の場合より小さくなり、台風を弱める効果が小さくなって台風の発生数が改善されることが期待できる。

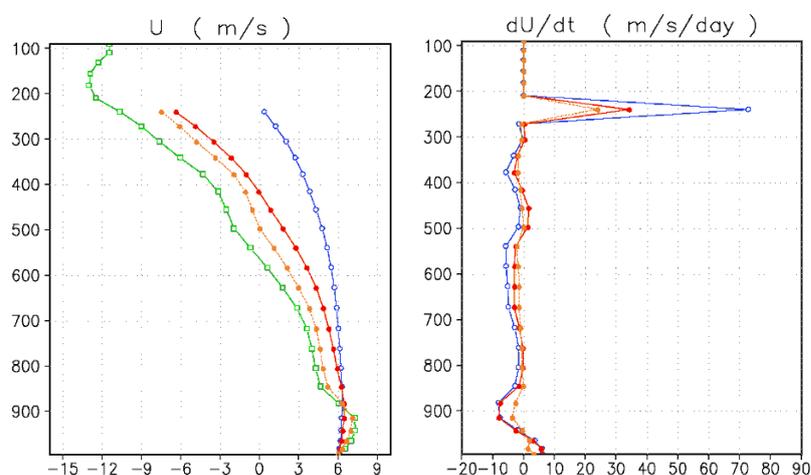


図8(右側の図)
図7と同じ時間・同じ格子点での水平運動量の鉛直輸送による西風の時間変化量。青色は気圧傾度力なしの場合。赤色は Nordeng(1994)の気圧傾度力を採用した場合。橙色破線は Gregory et al.(1997)の気圧傾度力を採用した場合。

図 7 (上図左) TL95L48 の解像度のモデルで計算された 2002 年 7 月 9 日初期値から 4 ステップ後の東経 145 度・北緯 8 度付近の格子点での西風の鉛直分布。緑色は環境場の西風。青色は気圧傾度力なしの場合の積雲対流内の西風。赤色は Nordeng(1994)の気圧傾度力を採用した場合の積雲内西風。橙色破線は Gregory et al.(1997)の気圧傾度力を採用した場合の積雲内西風。

(2) 適合ガウス格子版モデルの開発

モデルの高速化・効率化および物理過程の設計自由度の向上などを目的として、モデルのフレームの概念の明確化・モデル構造の再設計を行った。具体的には以下の仕様変更などを実施した。

- Reduced Spectral Transformation 及び適合ガウス格子を採用することにより、高緯度域における冗長な計算を無くし、モデルの実行時間を約 20%短縮させた。
- ガウス緯度、ガウス重み、ルジャンドル陪関数のテーブルを作成する際の処理を四倍精度で行うことにより、予測精度の向上を図った。
- 水蒸気と雲水の移流を取り扱う際に、単調性を考慮することにより、不自然な極大・極小値の発生を回避した。このことにより、成層圏の水蒸気量が過小になる問題の改善を図った。
- 拡散係数の最小化・最高次波数の取り扱いの精緻化により、細かいスケールの現象の表現性能の向上を図った。

この結果、海面更正気圧、850hPa 面気温、500hPa 面高度、850hPa 面風速、250hPa 面風速について、予測初期 9 日間平均で 0~数%の RMSE の改善が見られた。

(3) 他のモデル開発状況

- ・ 現モデルの大気上端の上向き長波放射は観測に比べて6-8月全球平均で 5.8W/m^2 の超過であった。雲氷の有効半径の調整により長波収支を 0.3W/m^2 に改善し、放射収支が降水分布・夏季の気候に与える影響を180kmモデルを用いてテストした。7月の日本南海上の降水の抑制に伴って、日本付近の太平洋高気圧の張り出しとこれに伴う下層風系が改善された。
- ・ Kain-Fritschスキームに相対湿度に基づく気温摂動の改良を加えたスキームを全球モデルに導入し、調整している。
- ・ 熱帯西太平洋では、海面水温(SST)と降水には相互作用があり、モデルでの現実的な降水量再現には、SSTの日変化を表現することが望まれるが、現大気モデルでは表現されていない。そこで、SSTの日変化を表現できる海面表層スキームの開発導入を考えている。表層の層厚1m、日射の透過未考慮の簡易版での試行実験の結果、熱帯西太平洋の夏季の降水量バイアス改善の可能性が示唆された。また、太平洋高気圧の日本付近への張り出しにも改善が見られた。

4.1.2. 雲解像領域大気モデルの高度化と温暖化による極端現象の変化予測に関する研究

4.1.2.1. モデルの開発

(1) モデルの概要

高解像度で日本周辺の詳細な温暖化予測を実施するために利用されている雲解像領域大気モデル(5kmモデル、1kmモデル)は、気象庁予報部と気象研究所とで共同開発されている気象庁非静力学モデル(JMA-NHM、以下NHMという)をベースとしていて、本プログラムの前身である新世紀重点研究創生プラン(RR2002)人・自然・地球共生プロジェクト「高精度・高分解能気候モデルの開発」で温暖化時の梅雨期に於ける降水予測精度を向上させるために多くの開発が行われてきた。RR2002での温暖化実験に用いられたモデルと比較して、積雲対流スキームが新たに導入され(5kmモデルの実験のみ)、乱流過程や地表面過程が刷新され、個々の物理過程も改良や調整が行われていて、より一層予測精度の高い温暖化実験を行うことが出来ると期待される。今年度はさらに予測精度の向上を目指して以下のような調査を行った。

(2) 予測精度基礎調査：水平解像度2km-NHMの改良と予測精度への影響

昨年度に引き続き、雲解像でのNHMの予測精度を検証し、モデルの改良を行っている。ネスティングの際の境界値の扱いなどの改良により不自然な降水域が大幅に改善したため、今夏についてはKain-Fritschスキーム(KF)を外して実験を行った。降水予測については、K-Fを使わなくても5km-NHMと遜色ないスコアが得られるようになった(図9)。但し、夏季の不安定性降水が表現されやすいという2km-NHMの特徴は維持されているが、KFスキームを外したことで、格子スケールの強い雨が集中しすぎる場合がある。地上要素や高層の検証では、5km-NHMと2km-NHMで大きな違いはない(図略)。

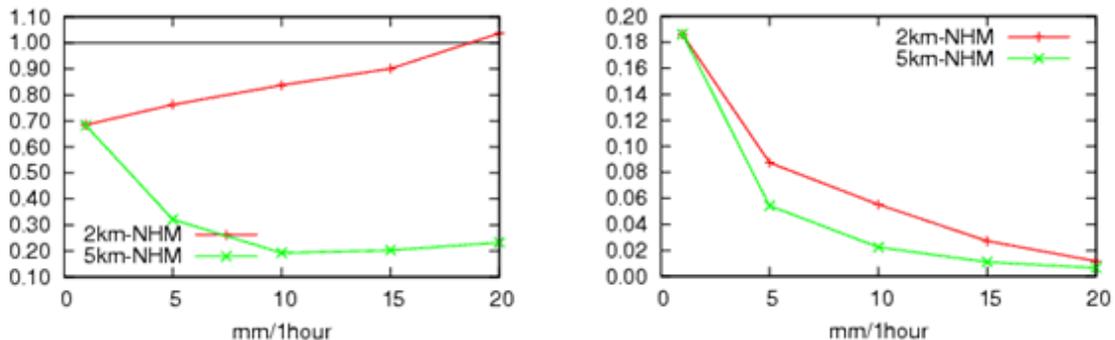


図9 2008年8月の解析雨量を真値とする降水量のバイアスコア(左)とスレットスコア(右)。赤線は2km-NHM、緑線は5km-NHM。

(3) 力学過程：計算不安定による異常終了対策

5km モデルによる全球モデル (GSM) 境界現在気候ランにおいて、1997 年の 7 月に異常終了する事例があった。この異常終了に対して調査を行い、「ボックスラグランジアンスキームにおける質量フラックスの補正で水平および鉛直移流の寄与を考慮」、「適応水蒸気拡散をカラムで適用かつ水蒸気の保存を考慮」、「鉛直流がある閾値を超える格子が存在するカラムにおいて、雨水と霰の鉛直移流を風上 1 次差分にする」などの計算スキームの変更を行った。これらは強い鉛直流が生じている格子で効果的に働くもののそれ以外の格子にはほとんど影響を与えず予報精度等への影響はほとんどないこと、及び上記の異常終了事例に対して安定に積分を行えることを確認した。

(4) 湿潤過程：Kain-Fritsch 対流パラメタリゼーションの改良

梅雨期に九州や四国で見られる地形に沿った不自然な降水を軽減するため、つぎの変更を加えて実験した。① 対流雲の半径を可変にして対流雲の混合率を大きくする。② 対流性下降流の発生高度を現在より高くすることにより対流性上昇流と補償下降流による成層状態の安定化が過剰に作用することを避ける。③ 凝結した水物質をすべて雲水と雲氷に割り振る。現在の 5km-NHM とそれぞれの変更を加えたスキームによる予想降水量を図 10 に示す。いずれの変更も KF スキームによる格子スケールへのフィードバックが小さくなるように作用し、地形に沿った不自然な降水を軽減できていることがわかる。一方、KF スキームの作用を弱くする場合 (①②③) は、強い降水を狭い範囲に集中させ、弱い降水の面積が狭くなってしまいう問題が顕著になる。

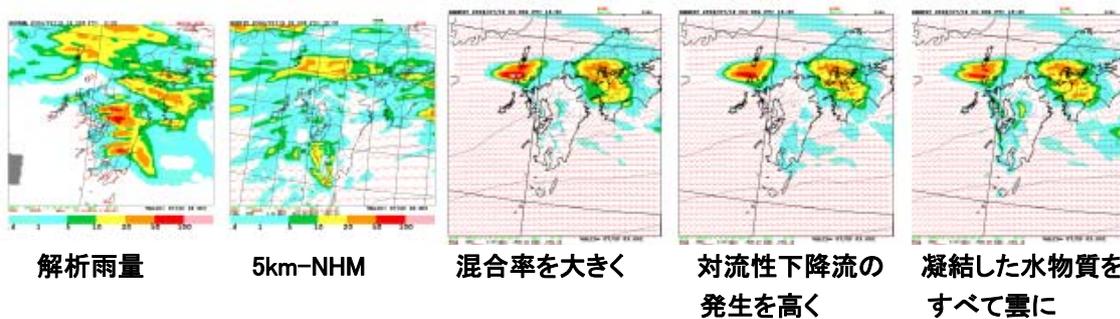


図 10 2006 年 7 月 19 日 15 UTC から 18 UTC までの 3 時間降水量。(左) 解析雨量、(それ以外) 現在の 5km-NHM と KF スキームを変更した 5km-NHM による予想降水量。

(5) 陸面過程：簡易植生モデル (SiB) の改良

SiB を利用した場合、夏季日中に気温負バイアスとなる問題があった。これは、主に都市域が混在する平野部での初期土壌水分量、植生量過剰等の原因により、潜熱フラックスが過剰なためと考えられた。平野部では、植生分類で"草原"に分類される格子が多いが、都市と農地が混在していることを考慮し、主なもので、土壌の空隙率 0.42→0.20、裸地面蒸発半減、葉面積指数半減、の変更を行った。初期値作成用のオフライン SiB のパラメータも同時に変更した。この結果、図 11 に示すように夏季日中の気温の負バイアスは旧設定 SiB や、現業陸面モデルと比べて改善した。今後は、今回の変更で若干夜間に高温バイアスとなるため調整するとともに、国土数値情報の土地利用種別の面積率などを用いて系統的にパラメータを見直す予定である。

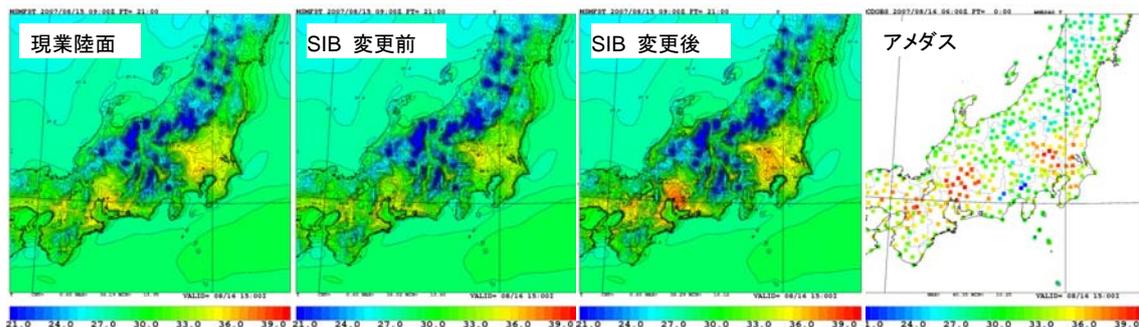


図 11 8 月 15 日 09Z 初期値 FT=21 (対象時刻 16 日 15 時 JST) における地上気温予報

(6) 放射過程

長波放射計算では、雲量に雲氷(水)量と雲氷(水)有効半径から求めた射出率を乗じて実効雲量を計算し(雲量射出率補正)放射計算している。しかし、モデル面毎に雲量射出率補正を行うと実効雲量がモデルの鉛直分解能に依存する。そこで、雲量と射出率から漸化的に各雲層の放射フラックスを計算する手法を実装した。その結果、大気上端上向き長波放射フラックスの鉛直分解能依存性が緩和された(図略)。また、地表面下向き短波放射フラックスの予報精度を向上させるため、現状の海洋型・大陸型の2種類のエアロゾル光学特性のプロファイルの代わりに衛星観測から求めた2次元エアロゾル光学的厚さの月別気候値を放射計算で利用できるようにした。

雲物理過程を簡略化して水物質の混合比だけを予報し雲氷などの数濃度を予報する素過程を省略した場合、予報時間が長くなると上層に雲氷が過剰に蓄積される問題がある。この問題を解消し雲の鉛直分布の表現を改善するため、雲氷数濃度を予報することにより素過程を精緻化した。しかし、雲氷の過剰な蓄積が解消されることで放射加熱の変化が生じ、300~200hPa 付近に気温の負バイアスが生じた。また、それに対応するため雲氷有効半径の診断式を変更する必要が生じた。雲氷数濃度を予報しても計算コストが増加する割に降水予報精度向上はみられなかった。このため、5km モデルでここに述べた雲氷数濃度の予報変数化と雲氷有効半径診断方法の変更を行うかどうか検討の余地がある。

4.1.2.2. 5km モデルによる温暖化予測実験

(1) 実験設定

平成19年度に開発した5km格子の解像度を持つ雲解像モデルを用いて、全球20km格子モデルによる現在気候実験と将来気候実験の結果にネストした実験を行った。計算領域は19年度の計算と同様に、日本列島と東アジア域を含む3345km×2635km(格子点数669×527)である(図12)。計算期間は、現在気候については1990年から1999年、将来気候については2086年から2095年のそれぞれ10年間、各年5月17日00UTCを初期値として11月1日00UTCまで連続積分を行った。積分開始から15日間はスピナップ期間とし、各年6月1日00UTCからのデータを解析対象とする。

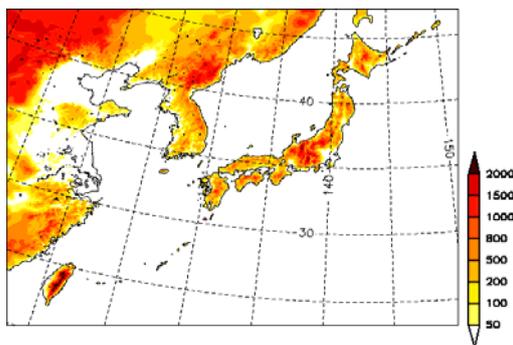


図12 5kmモデルの計算領域と地形

(2) 現在気候再現性

図13は現在気候実験における10年平均した7月の海面気圧と月降水量の分布を示す。海面気圧の分布は全球20kmモデルのものとよく一致している。5kmモデルの降水の分布は全球20kmモデルに比べて細かい地形に伴う細かい構造も見られ、最大値も大きくなっている。このことは5kmモデルが全球モデルの結果を適切にダウンスケーリングしていることを示している。しかしながらJRA25再解析データによる海面気圧の分布(図13)と比べると太平洋高気圧の張り出しが弱い。この特性は親モデルである全球20kmモデルの結果を引き継いだものであるが、降水の分布などに影響を与えていることも考えられ、解析には注意が必要である。

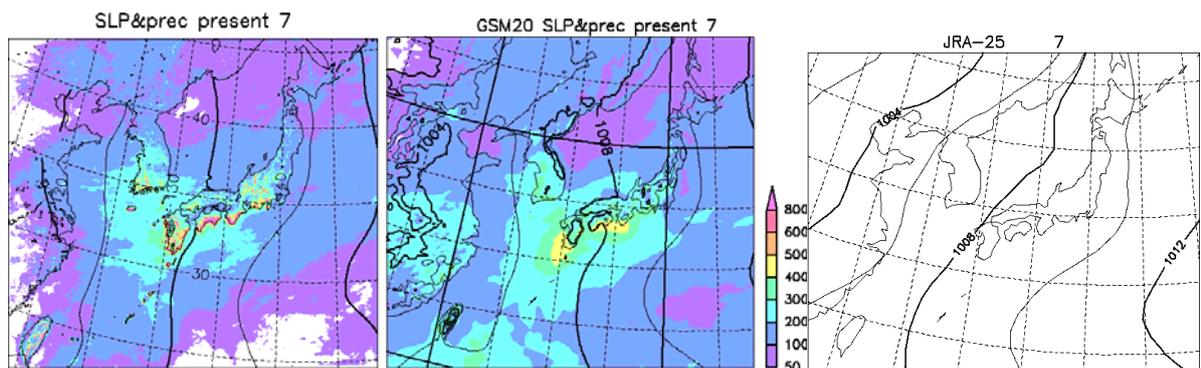


図 13 現在気候実験における 7 月の海面気圧と降水量の分布 (左) 5km モデル (中) 全球 20km モデルと (右) JRA25 再解析データによる 7 月の海面気圧

(3) 温暖化予測結果

図 14 は現在気候と将来気候における 7 月の海面気圧と月降水量、またそれらの変化量を示したものである。西日本では降水量が減少する結果となっており、200mm 以上の降水量の減少がみられるところもある。一方、関東、東海地方の太平洋沿岸から南方海上にかけて降水量の増加が予想されている。これらは梅雨前線の北上の遅れに対応していると考えられ、今後さらに解析を進める予定である。

図 15 は日本を 7 つの領域に分け、各領域で平均した 6 月から 10 月の 5 か月降水量を示す。現在気候の降水量は北日本と西日本でアメダスによる観測よりやや少なく、東日本太平洋側でやや多く、南西諸島で多くなっている。将来気候においては現在気候に比べて東日本日本海側、東日本太平洋側で減少、南西諸島で増加が見られるが、全国平均ではほとんど差が見られない。図 16 は 5 か月間での日降水量と 1 時間降水量の日本全域における頻度分布を示している。日降水量 150mm 以上の強い雨の頻度は将来気候において 2 割以上増加しており、1 時間雨量 50mm 以上の強い雨も将来気候において 4 割以上増加している。以上の結果は、長い期間で見た降水量はほとんど変化が見られないが、雨の降り方に変化が見られることを示している。

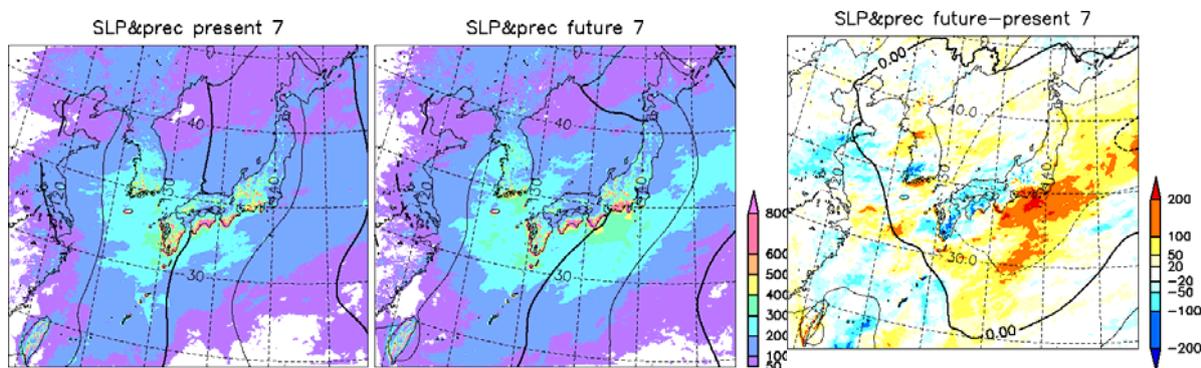


図 14 7 月の現在気候 (左)、将来気候 (中) における降水量と海面気圧の分布とその変化量 (右)

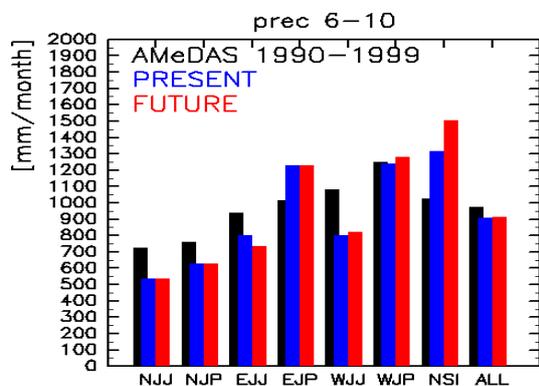


図 15 6 月から 10 月の各領域平均した 5 か月降水量。領域は NJJ:北日本日本海側、NJP:北日本太平洋側、EJJ:東日本日本海側、EJP:東日本太平洋側、WJJ:西日本日本海側、WJP:西日本太平洋側、NSI:南西諸島、ALL:日本全国をそれぞれ示す。黒:アメダスによる 1990-1999 年の平均。青:現在気候実験、赤:将来気候実験

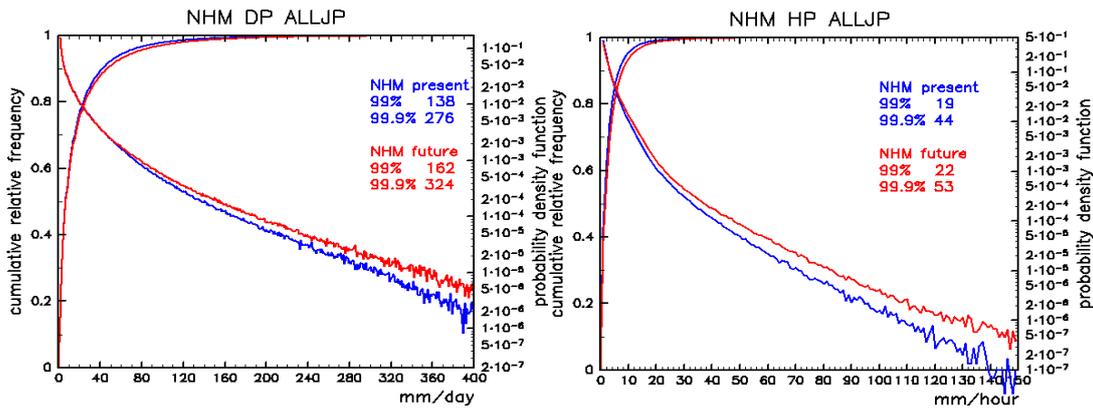


図 16 日降水量（左）と 1 時間降水量（右）の累積相対度数と頻度分布。青線：現在気候、赤線：将来気候をそれぞれ示す。

4.1.2.3. 強雨

(1) 温暖化による大雨現象の変質（5km モデル）

日本は有数の多雨地域の一つであり、とりわけ 7～9 月には西日本や東日本を中心に梅雨前線や台風等の影響で 1 日あたり数百ミリをこえる大雨がしばしば見られ、人的・物的に甚大な被害をもたらす。地球温暖化時における、このような極端現象の変質の可能性を調査することは、防災面からもきわめて意義深い。そこで、まず 5km モデルの結果について、大雨現象に着目してまとめる。なお、解析には、現在気候および将来気候について、それぞれ 10 年分ずつのデータを用いた。

図 17 に、現在（1990-1999 年）および将来（2086-2095 年）気候実験における日最大降水量 (Maximum Daily Precipitation: MDP) の上位 3 番値までを平均した水平分布図を示す。将来気候実験において、九州北部と九州を除く西日本、東日本から東北にかけての太平洋側で 200mm/day 以上の領域が増加傾向にある。四国や近畿の太平洋側には、500mm/day 以上の領域もみられる。同様に、日本全国の上位 3 番値までの MDP の平均値について、強度別頻度分布を調べたところ（図 18）、将来気候実験時には、最大頻度を示すピーク位置が 60 から 70mm/day に移動し、かつ 120mm/day 以上の強雨の頻度において 25% 以上の増加傾向が見られた。

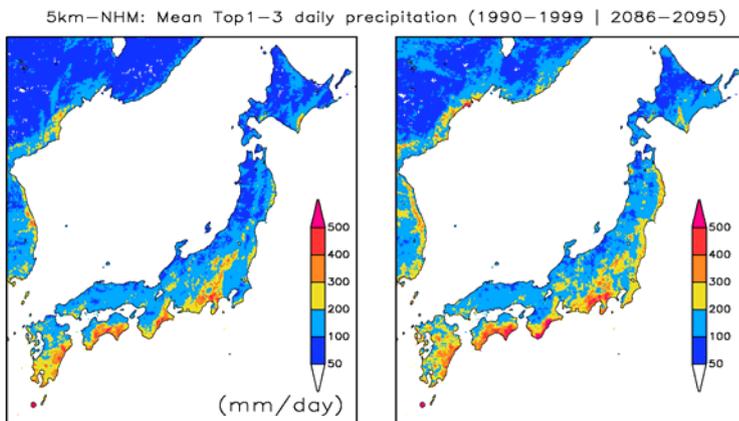


図 17 5km モデルから得られた最大日降水量の分布図（上位 3 番値までを平均）。

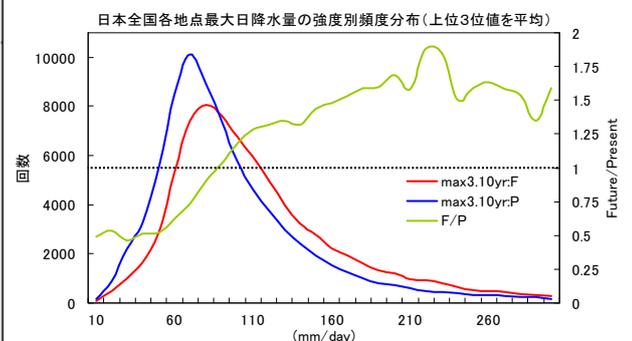


図 18 5km モデルから得られた最大日降水量の強度別分布（上位 3 番値までを平均）。

次に、大雨事例の指標の一つとして、日本全国を 6 領域にわけて（図 19）、各領域における日々

の最大日降水量（Regional-largest MDP: R-MDP）を抽出した。現在、将来気候実験ともに 153 日 × 10 年 × 6 領域でそれぞれ計 9180 データが選ばれた。領域内に日降水量 1mm 以上が見られた日を「降水日」と定義する。降水日は、9180 日中、現在気候で 7765 日、将来気候で 7705 日と、ほぼ同値もしくは将来気候で若干の減少傾向が見られた。一方、R-MDP の 90 パーセンタイル値は、現在気候と将来気候でそれぞれ 185、227 mm/day と将来気候で 20% を越える増加がみられた。

以上、5km モデルの結果から、将来気候時には大雨現象の頻度の増加と発生領域の拡大が見込まれる。さらに水平解像度の細かいモデルを用いて、より精緻で精度の高い情報の取得を目指す。

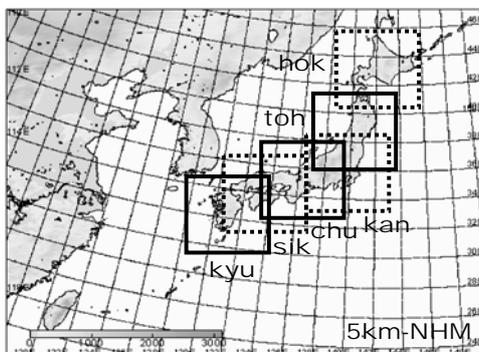


図 19 解析領域 (kyu: 九州、sik: 四国、chu: 中部、kan: 関東、toh: 東北、hok: 北海道)

(2) 1km モデルと今後の課題：温暖化実験時の極端豪雨事例の結果にみられた NHM の水平解像度依存性

水平解像度 1km の NHM を用いる 1km モデル実験は、計算資源の制限から、5km モデルの結果より大雨事例を多数例選んで、図 19 に示した 600x600km の 6 領域で各領域、事例毎で行うようデザインされた。これまでに 1990、2086 年の各 6-7 月分の計算を終えている。5km モデルと 1km モデルの実験設定のおもな相違点は、計算領域、積雲対流パラメタリゼーション使用の有無、SBC 使用の有無等である。ところが、将来気候の大雨事例実験において 1km モデルの結果に、しばしば 5km モデルとは大きく異なる特徴的な降水分布がみられた。図 20 に 2086 年 7 月 26 日の事例の 24 時間降水量を示す。5km モデルでは、高知県東部に 200mm/24hr を越える降水がみられ、そのため sik 域の大雨事例と判定された。一方、1km モデルでは降水域は陸上から離れて東西の走向を持つバンド状になっている。この特徴的な降水分布の差異は、将来気候実験（2086 年）の 7 月の大雨事例 12 例中、kyu, sik, chu 領域で計 5 例みられた。それ以外の領域、2086 年 6 月の大雨事例実験、および現在気候の大雨事例実験（1990 年 6 月、7 月ともに）では、これまでのところ同様の差異はみられない。

これまでに行った 1km モデル大雨事例実験の結果をもとに東西の走向を持つバンド状降水域の発現環境を調査したところ、南海上からの 375K を越える高相当温位の流入と同期して、バンド状降水域が発生していた（図示せず）。一方、現在気候実験では、このような高相当温位は南海上にもみられなかった。この現在気候時にはない、将来気候時に特有の極めて高い相当温位の流入が、5km モデルと 1km モデルの降水分布の差異に関連しているとみられる。

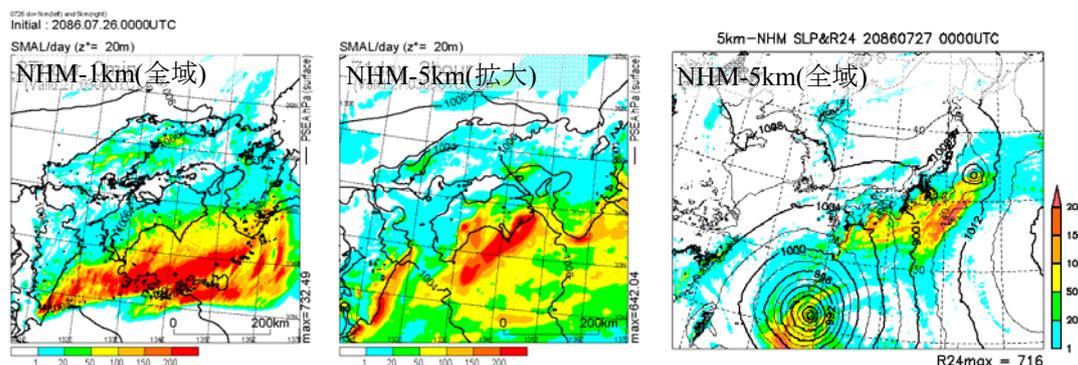


図 20 2086 年 7 月 26 日の事例の 24 時間降水量。

そもそも積雲対流パラメタリゼーションは現在気候にあわせてチューニングされており、環境場が異なる将来気候において影響を受ける可能性もありうる。したがって、より精度良く、よりもっともらしい情報を取得するためには、積雲対流パラメタリゼーションを用いず雲物理を陽に計算する、より高解像度のNHMによる長期積分の可能性も視野に入れて検討する必要がある。

4.1.3. 気候変動に伴う河道計画への影響評価

柏井条介（国土技術政策総合研究所 河川研究部流域管理研究官）

4.1.3.1. 研究の目標

本テーマは平成20年度より開始したものであり、気候変動が河道計画に及ぼす影響を把握しようというものである。河道計画には様々な視点があるが、本テーマでは、最も基本となる治水における影響を主たる対象とする。また、わが国の河川を対象としている。

わが国の治水に対する河道計画では、流量が基本量となる。河道整備計画の対象となる流量は、通常、流域ごとに定められた発生頻度に対応するものとして与えられており、気候変動の影響は、この流量と発生頻度の関係に及ぼす影響として捉えることができる。

流量と発生頻度の関係には、降雨とその河道への流出過程における様々な影響因子がある。気候変動の影響としても、降雨の変化や流域の植物の変化、或いは農業環境変化に伴う土地利用変化など、様々な影響が思いつくが、植物変化や土地利用変化などについては不確定な部分が多い。土地利用変化は、将来の経済・社会構造変化など他の要因による影響が大きいであろう。

本テーマはこうした事項については扱わない。本テーマでは、

1) 最も直接的な影響である降雨変化を対象とし、他の条件に変化がない場合の河道流量と発生頻度の関係変化を把握するとともに、将来想定すべき変化パターンを提示する。

ことを目的とする。ここで、降雨変化については、4.1.1、4.1.2で検討される気候変動モデルの数値シミュレーション結果を用いることを想定している。

河道は水の流下空間であるが、流水により輸送される土砂の輸送空間でもある。降雨の変化は土砂の生産・輸送環境を変化させることにもなり、河床変動状態を変化させる可能性がある。河床変動状態の変化は水位変化につながり、治水としての河道計画に影響を与える。そこで、本テーマでは、

2) 降雨変化に伴う河道への流出土砂量変化を把握するとともに、将来想定すべき河床変動状態の変化パターンを提示する。

ことについても併せて目的とする。

4.1.3.2. 河道流量変化

a. 変化量の評価方法

本テーマでは降雨変化以外の変化は想定していないので、河道への流出過程、及び河道での流下過程については、現計画で用いられている既往の算定方法を用いることを考えている。また、先に示したように、降雨変化の予測は、4.1.1、4.1.2で得られる気候変動モデルの計算結果を用いることを考えている。

気候変動モデルの計算結果を用いる場合の課題として、計算の再現・予測精度の評価がある。また、降雨が本来持つ変動の評価方法が課題となる。後者は、変動を評価するための計算ケースが不足しているという問題であり、例えば降雨のバックグラウンド条件である気候が変化している中で一過性の計算がされている場合を考えると、河道計画検討で対象となる年最大降雨量のデータは、同じ気候条件下で1つしかないことになる。これでは、年最大降雨量の発生頻度の検討は不可能である。

計算精度の問題は、計画への導入に際し、例えば安全性ををどの程度見込むかといった評価の問題として扱うことが想定され、計算対象の温室効果ガスの排出シナリオが限られていることや

排出シナリオそのものの不確実性など他の要因と併せて検討すべき問題である。これらは、本テーマの最終段階で検討することを考えており、後者の変動の評価方法が当面の課題となる。

後者について、アンサンブルによる計算ケースの確保が考えられるが、河川計画が対象とする非超過確率の大きい領域での確率分布のばらつきを抑えるためには、非現実的な数の計算ケースとなることが想定される。このため、計算ケースの増加に頼らない近似的な方法が必要である。この近似的な方法については、本革新プログラムの前身である、人・自然・地球共生プロジェクト(平成14～18年度)において気象庁・気象研究所が開発した全球モデル(20Kmメッシュ、温室効果ガスの排出シナリオ A1B) の計算結果を対象に、既に検討を実施しており、図1にその概略を示す。

図は、年最大降雨量を対象にしたもので、計算された現在及び将来の連続したn年のデータ、及び確率分布が同様と検定される地域内のm個の格子点のデータについて、これらを互いに独立したデータとみなして、 $n \times m$ 個の全データから各地域の現在、将来の確率分布を作成することを基本に考えている(図の①、②及び④)。

現在、将来のn年の連続データには気候変動によるトレンドが含まれている訳であり、上記のデータの取り扱いは、n年間における気候変動による影響が、現在、将来のそれぞれの平均値に対し相似形、又は線形で含まれることを仮定したことを意味している。また、地域内データの独立性については必ずしも確保されないので、推定値のばらつきに対して、独立性が得られない場合の影響を評価するものとしている。ここでは、検討方法の具体的内容は省略するが、先に述べた全球モデル(n=20)での検討結果では、図1の検討により、以下の結果が得られている。

- 1) 地域分割として16分割程度が適当である。
- 2) 地域内平均値により無次元化した年最大1日～3日降雨量の非超過確率分布は、現在、将来とも同様であり変化しない。
- 3) 将来の年最大1～3日降雨量は、50パーセンタイル値で4～34%、97.5パーセンタイル値で7～39%、現在より増加する(幅は地域による)。

b. 全球モデルの再現性

本テーマでは、革新プログラムにて新たに出力される気候変動モデルの計算結果について、図1の検討手順を基本に、逐次年最大降雨量変化を検討していく予定であるが、現時点では、全球モデルの計算結果の再現性について、地上アメダスの観測データとの比較を行った状況であり、その内容について報告する。

この全球モデルは、モデルそのものは共生プロジェクトでのそれと同様であり、気象庁・気象研究所モデルでの算定結果を用いた共生プロジェクトでの海水面温度の条件を、現在については、観測値に、未来については第4次IPCC採用モデルの平均的トレンド導入値に設定し、計算されたものである。また、計算期間として、現在、将来のほか、近未来が設定され、共生プロジェクトでは20年であった各時期の計算期間が25年に延長されている。各期間は、現在：1979～2003年、近未来：2015～2039年、将来：2075～2099年であり、温室効果ガスの排出シナリオは共生プロジェクトと同様にA1Bである。

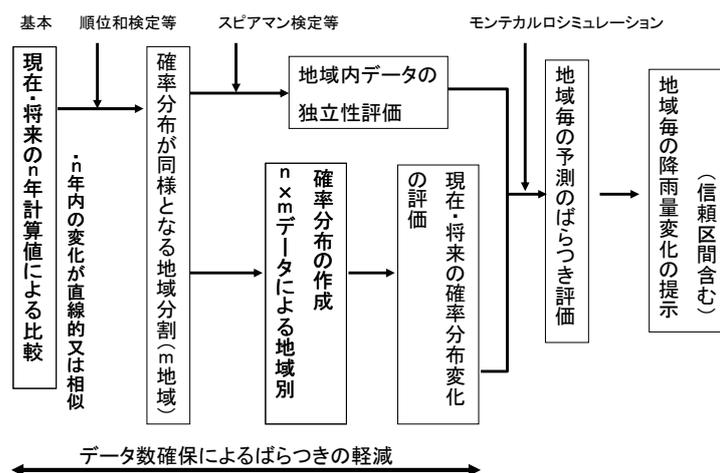


図1 気候変動モデルを用いた将来の年最大降雨量変化の推定手順

便宜上、以下では共生プロジェクトでの全球モデルの計算結果を単に GCM20 とし、革新プログラムでのそれを AGCM20 と表記する。また、AGCM20 では 1979～2003 年の検討が実施されているが、GCM20 と比較するため、以下では 1979～1998 年のデータを用いている。用いた地上アメダスデータは 1980～1999 年である。

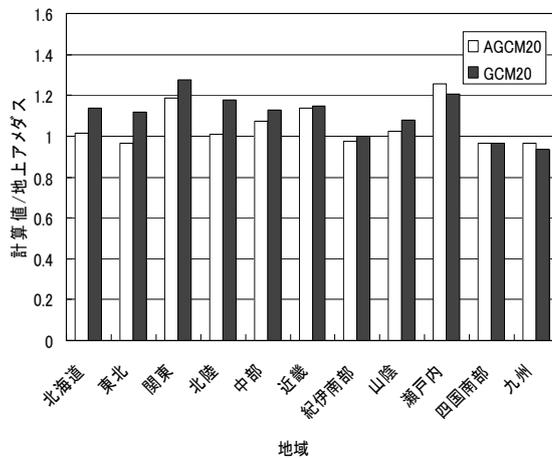


図 2 年平均降水量(地域内平均)の計算値と地上アメダスの比

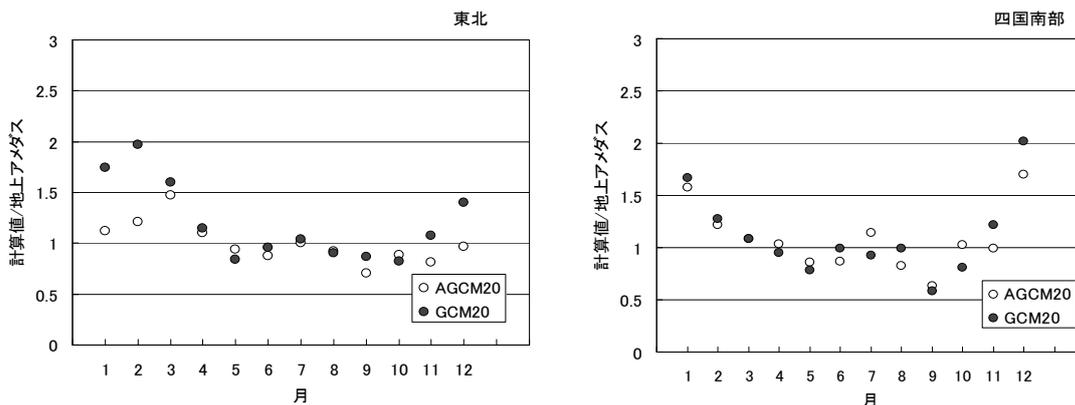


図 3 月平均降水量 (地域内平均) の計算値/地上アメダスの例

図 2 に年平均降水量の地域別平均値の計算値と地上アメダスの比を示す。ただし、地域区分はダム設計流量検討時の参考資料として利用されている地域別比流量図による区分とされている。図より、今回の計算値がやや 1 に近くなる傾向があるが、両者にあまり差はなく、ともに 1 に近い値が得られていることが分かる。

図 3 は月別の平均降水量の比較例である。AGCM20 も GCM20 と同様に冬季の降水量がやや大きくなる傾向があるが、東北のように AGCM20 での傾向がかなり改善される地域と四国南部のようにほとんど変わらない地域の両者がみられている。改善される地域は東北の他、北海道、北陸、山陰など、東部及び日本海側の地域となっている。

河道計画では極端な降雨が対象になり、年最大降雨量により検討される場合が多い。

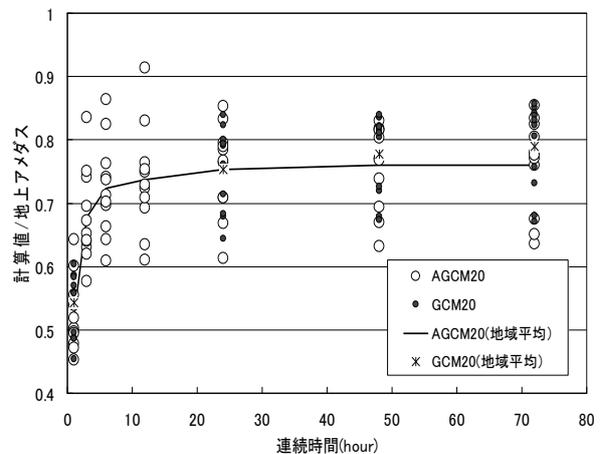


図 4 年最大降雨量 (地域内平均) の計算値/地上アメダス

図4は年最大降雨量の地域内平均値について、計算値と地上アメダスの比を、連続時間スケールをパラメータに示したものである。連続時間は、1、3、6、12、24、48、72時間を対象とし、時間帯が重複しないものとして（例えば3時間降雨量であれば、当日の0～3時、3～6時、…という時間区切り内での降雨量を用いた）整理を行っている。地域によるばらつきがやや大きい、計算値と地上アメダスの比は連続時間が小さくなるに従って小さくなり、再現性が悪化することが分かる。特に6時間以下での低減が顕著であり、1時間降雨量の計算値の地域平均値は、地上アメダス観測値の5割強程度の降雨量となっている。20Kmメッシュ間隔は、短時間降雨の再現には大きすぎるであろうことが確認される。ただし、24時間での再現も75%程度であり、日単位の降水量に対しても20Km間隔はやや大きいようである。なお、GCM20とAGCM20に大きな差はみられていない。図5は年最大24時間降雨量の地域内平均値について、地域別の傾向をみたものである。若干の差はあるが、GCM20とAGCM20には南西地域での計算値が小さくなるという同様の傾向が認められている。この傾向は他の連続時間でも同様に見られている。

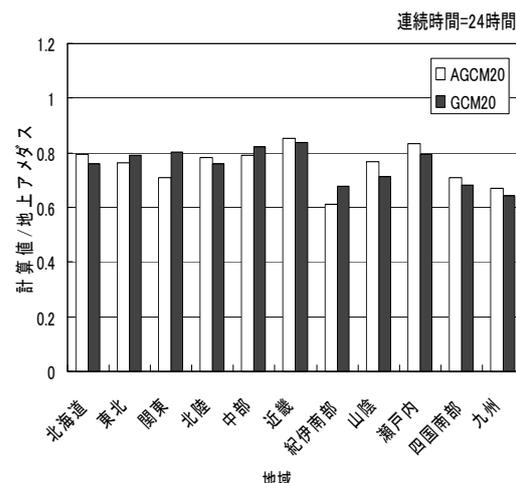


図5 年最大24時間降雨量(地域内平均)の計算値/地上アメダス

c. 今後の予定

以上のように、今回計算のAGCM20の結果は、全体としてGCM20と同様の結果を与えることが確認された。今後、各連続時間の年最大降雨量について近未来、将来値との比較を実施していく予定であるが、特に1～3時間の短時間降雨については、再現性に問題があると考えており、より小さいメッシュ間隔での計算結果による検証が期待される。より小さいメッシュ間隔の計算は、降雨変動評価のために必要な地域面積を小さくし、流域単位での将来変化予測を可能にするという意味でも期待されるものである。また、年最大降雨量の変化予測とあわせ、降雨量変化による流量変化予測を行うとともに、河道計画としての条件設定のあり方について検討を加えていく予定である。

4.1.3.3. 流下土砂量変化

a. 変化量の評価方法

河川の土砂環境変化を検討するためには、粒径別の流下土砂量を知る必要があるといわれて久しいが、実際には長期間の土砂量観測を実施するのは困難であり、観測技術にも課題があるなど流下土砂量が把握されているとは言えない状況にある。このような状況に加えて、本課題に成果を得るためには、更に、関係が明確でない流下土砂量と降雨量（或いは河川流量）の関係を求める必要がある。

以上のように、現象の解明と解析手法がある程度確立している流量変化の場合と異なり、本課題では検討手法そのものが問題となる。本テーマでは、研究期間内に変化量把握の成果を得るため、現象の忠実な再現といった手法ではなく、ダムの堆砂実績をもとに、経験的・統計的な手法も組み合わせた方法により検討を進めることとしている。即ち、最も基本となる情報として、

1) 堆砂のボーリング調査が実施されているダムの堆砂実績資料より求められた、ダム地点の粒径別流下土砂量と流量の関係式

を想定し、これと、

2) 1) のダム流域を含むより広い流域における、ダムの堆砂量実績や流域の土砂流出に関連

すると考えられる地質や標高、傾斜度、降水量などの因子を組み合わせて流域各位置での粒径別流下土砂量と流量の関係を求めようというものである。粒径別流下土砂量と流量の関係が設定できれば、降雨量変化を流量変化に換算し、流下土砂量の変化を求めることができる。この場合、対象となる降雨変化は、4. 3. 2 で対象なる年最大降雨量といった極端なもの及びより小さい出水に対応する降雨量となり、前項の検討対象を広げた降雨変化の検討が必要になる。

1) の関係式であるが、鯖石川ダムの堆砂実績を用いた検討では、次の累乗式による表現が適用可能とされており、現在実施されている他のボーリング調査ダムでの検討でも確認されている。

$$Q_{sd} = \alpha_d Q^{\beta_d} \quad (\text{in } Q > Q_{cd}) \quad (1)$$

ここに、 Q_s : 流下土砂量、 Q : 流量、 Q_c : 土砂移動が生じる最小流量、 α 、 β : 定数であり、 d は粒径を表す添え字である。上式は、浮遊砂の観測結果や掃流砂量式からも支持されるものであるが、従来、観測位置の結果の評価に用いられてきており、異なる流域への適用方法についてはこれまで余り議論されてこなかった経緯がある。

先に述べた検討手順は、イメージに過ぎず、これを具体的な手順としていくためには、まず、式(1)の定数が、流域面積の変化でどのように変化するのかを明らかにする必要がある。現時点の成果は、この点を明らかにしたことにある。

b. 流域面積と定数変化

流域面積変化による定数変化を明らかにするため、河川の合流問題を設定する。すなわち、降雨に対する土砂流出特性が同様に流域面積が等しい n 個の流れが合流する場合を考える（この場合には、各流れの α 、 β が等しいと仮定できる）。また、問題を簡単にするため、流下に伴う土砂の沈降は生じないものとし（濁りのような微細成分ではこのような仮定が可能である）、流下に伴う時間的なずれを補正したものとすると、

$$Q_n = \sum_{i=1}^n Q_i, \quad Q_{sn} = \sum_{i=1}^n \alpha_i Q_i^{\beta_i} \quad (2)$$

の関係のもとで、次の α_n 、 β_n 求めるのが与えられた問題となる。

$$Q_{sn} = \alpha_n Q_n^{\beta_n} \quad (3)$$

今、当該時点 t での流量を Q_t とし、各流域からの Q_t が等しい場合について検討すると、次の α_n 、 β_n を得る。

$$\alpha_n = \alpha n^{1-\beta}, \quad \beta_n = \beta \quad (4)$$

ここで、合流する各流域の流域面積を単位流域面積と考えると、 α_n の右辺の n を流域面積 A に書き換えることができ、流域面積変化による β への影響はないが、 α が変化することが分かる。

式(4)の関係が用いることができるのは、仮定により、降雨に対する土砂流出特性が同様でかつ当該流域からの Q_t が等しい流域内においてである。こうした流域を基流域とすると、実際の河道での流量と流下土砂量の関係は、基流域から流出するものとして算定される流量と流下土砂量を合成することで得られることになる。

上記について、那珂川の右支川である涸沼川で実施されている SS の出水時同時観測データによる確認を行った。同時観測位置と流域面積を図 6 に示す。A~D の観測データが E の本川観測施設位置にて合流する。同時観測データは、1 洪水しかないが、こうした観測はほとんど行われておらず貴重なデータとなっている。

図7に本川観測施設での流量とSSの時系列変化を示す。流量とSSはほぼ同時期にピークをもつことが分かる。図6から予想されるように、 Q_s と Q は比較的良好な相関関係をもっており、表1に、各観測点での各種係数及び相関係数を示す。 $\beta = 2 \sim 2.7$ 程度であり、通常知られている範囲にある。稲田川や本川観測施設でやや小さく、桜川で大きいといった傾向があるが、観測が1洪水であり、流域毎の傾向として議論するには更にデータを蓄積する必要がある。

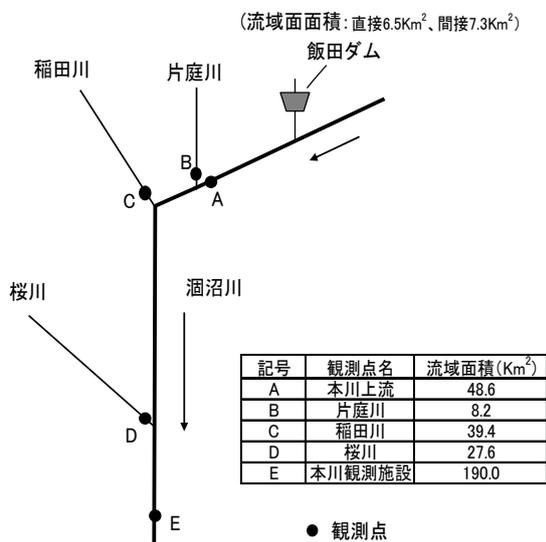


図6 濁沼川SS観測位置の模式図

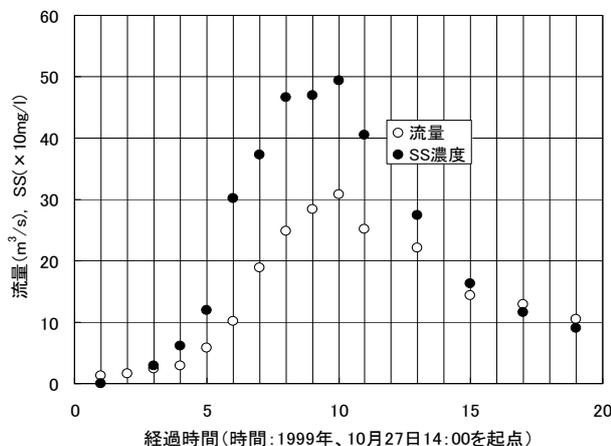


図7 流量とSSの経時変化例(本川観測施設)

表1 各観測点の定数及び相関係数

	α	β	R^2	α_0
本川上流	2.39E-06	2.40	0.774	5.40E-04
片庭川	1.71E-04	2.48	0.888	3.82E-03
稲田川	1.60E-05	2.06	0.943	7.72E-04
桜川	6.24E-06	2.73	0.922	1.97E-03
観測施設	6.15E-06	1.98	0.955	1.04E-03

R: 相関係数

一方、 α は $10^{-4} \sim 10^{-6}$ オーダーとばらつきが非常に大きくなっており、流域面積の影響がみられている。表中には、各流域が基流域の条件を満足していると仮定して、式(4)の n を A として求められる $\alpha (= \alpha_0$ とする)も示してあるが、 α_0 は最小と最大で3.6倍の差となっており、オーダーが異なることはない。式(4)の妥当性が確認されよう。なお、最小値を与えている本川上流にはダムがあり、ダムによる捕捉が α_0 が小さい原因と考えられる。また、最大値を与えている片庭川は、流域面積が小さく、局所的な土砂生産源の存在の影響を受けやすい状況にある。片庭川の結果が、一部の土砂生産源の影響か否かは不明であるが、基流域の単位として余り小さい流域面積を設定するのは、ばらつきを大きくする原因になることを示唆している。流域内の平均的な性状が一定とみなせるような流域として捉えるのが適切になると思われる。

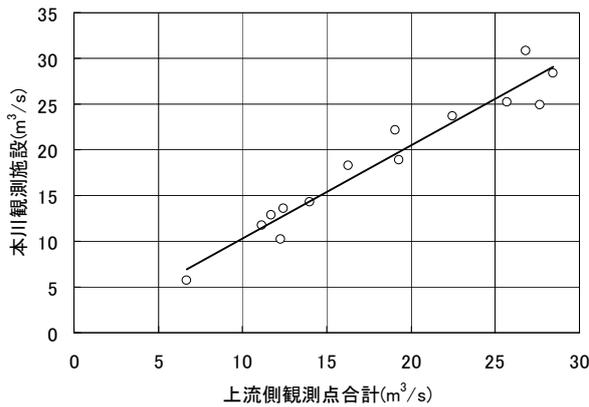


図8 上流観測点合計と本川観測施設の相関関係（流量 Q ）

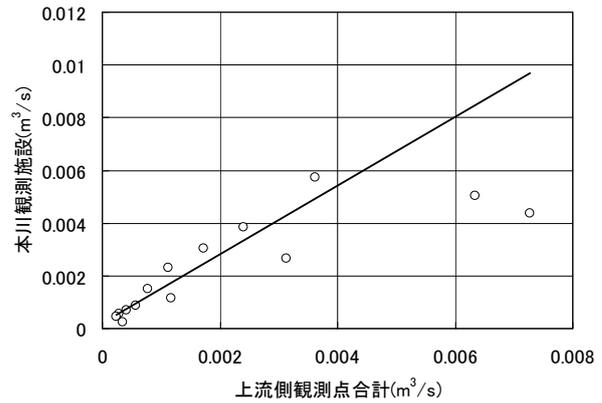


図9 上流観測点合計と本川観測施設の相関関係（濁質量 Q_s ）

図8、9は本川上流及び各支川の合計の流量、濁質量と本川観測施設でのそれとの相関関係をみたもので、それぞれの観測点から本川観測施設までの流下時間をそれぞれの観測点での観測時刻に加え、本川観測施設での時刻に統一して作図している。図より、流下時間の補正を行うことで、流量、濁質量ともに上流側合計量と本川観測施設量により相関が得られていることが分かる。上流側濁質量の大きい部分で、やや相関関係から外れるデータが生じているが、この理由は明確ではない。SS調査は2mm以下の粒径を対象に実施されるが、上流側SS成分の比較的大きな粒径のものが、流下中に沈降している可能性がある。粒径の大きい土砂については、河道内における沈降、堆積、再移動の過程を導入する必要があることが窺える。

以上、少ない観測データではあるが、基流域からの土砂流出の合成により、河道各位置での粒径別土砂量と流量の関係を求めることが可能であることを確認した。

c. 今後の予定

以上の結果から、河道各位置の流下土砂量と流量の関係を求める推定方法として、①ボーリング調査ダムの流域を基流域に分割し、基流域内の土砂流出に係わる影響因子及び流域内貯水池の堆砂実績などを参考に、各基流域の α 、 β を、式(4)を考慮の上設定する、②基流域からの流出に対し、河道部での河床変動計算を行い、ボーリング調査ダムでの粒径別土砂量～流量の関係と比較・検証するとともに、必要に応じて基流域の α 、 β を補正する、③ボーリング調査ダム以外の流域について、基流域に分割し、ボーリング調査ダム流域の α 、 β 等を参考に α 、 β を設定するとともに河床変動計算を行い、河道各位置での粒径別土砂量～流量の関係を求める、方法が考えられ、今後モデル流域を設定し、具体的な作業に入る予定である。また、降雨量について、年最大降雨量以下の降雨量変化について、検討を加える予定である。

参考文献

- 1) 柏井条介、土屋修一、石神孝之：気候変動による豪雨時の降雨量変化予測報告書、国土技術政策総合研究所資料第462号、2008
- 2) 鈴木伴征、柏井条介、吉岡喜浩：鯖石川堆砂実績を用いた粒径別流入土砂量の推定、ダム工学、Vol.14-4、pp.257～269、2004
- 3) 国土交通省土木研究所河川研究部：瀬沼川洪水観測レポート（2）1990～2000、土木研究所資料第3798号、pp.166～167、2001

引用文献

- D'Andrea, F. and Coauthors, 1998: Northern Hemisphere atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979-1988. *Climate Dyn.*, **14**, 385-407.
- Geng, Q. and M. Sugi, 2003: Variability of North Atlantic Cyclone Activity in Winter Analyzed from NCEP-NCAR Reanalysis Data. *J. Climate*, **14**, 3863-3873.

- Gregory, D., R. Kershaw, and P. M. Innes, 1997: Parameterization of momentum transport by convection. II: Tests in single-column and general circulation models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 1153-1183.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, M. M. Morrissey, D. T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock and J. Susskind, 2001: Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *J. Hydro.* **2**, 36-50.
- Mizuta, R., K. Ouchi, H. Yoshimura, A. Noda, K. Katayama, S. Yukimoto, M. Hosaka, S. Kusunoki, H. Kawai and M. Nakaegawa, 2006: 20-km-Mesh Global Climate Simulations Using JMA-GSM Model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 165-185.
- Nordeng, T. E. 1994: Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. *Research Department Technical Memorandum*. **206**, ECMWF.

4.1.4. 成果発表

(論文 (受理))

- Noda, A., S. Kusunoki, J. Yoshimura, H. Yoshimura, K. Ouchi and R. Mizuta, 2008: Global warming projection by an atmospheric general circulation model with a 20-km grid. In: High resolution Numerical modelling of the atmosphere and ocean. 113-128. K. Hamilton and W. Ohfuchi (Eds.). Springer, New York, NY, USA.
- Kitoh, A. and S. Kusunoki, 2008: East Asian summer monsoon simulation by a 20-km mesh AGCM. *Clim. Dyn.* **31**, 389-401, Springer-Verlag, Germany.
- Rajendran, K., A. Kitoh, R. Mizuta, S. Sajani and T. Nakazawa, 2008: High resolution simulation of mean convection and its intraseasonal variability over the tropics in MRI/JMA 20-km mesh AGCM. *J. Climate*, Vol. 21, pp. 3722-3739.
- Kusunoki, S., and R. Mizuta, 2008: Future changes in the Baiu rain band projected by a 20-km mesh global atmospheric model: Sea surface temperature dependence. *SOLA*, Vol. 4, pp. 85-88.
- K.-S. Yun, S.-H. Shin, K.-J. Ha, A. Kitoh and S. Kusunoki, 2008: East Asian precipitation change in the global warming climate simulated by a 20-km mesh AGCM. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **44**, 3, p. 233-247, Korean Meteorological Society, Seoul, Korea.
- Kanada, S., M. Nakano, S. Hayashi, T. Kato, M. Nakamura, K. Kurihara and A. Kitoh, 2008: Reproducibility of Maximum Daily Precipitation Amount over Japan by a High-resolution Non-hydrostatic Model. *SOLA*, Vol. 4, pp. 105-108.
- Rajendran, K and A. Kitoh, 2008: Indian Summer Monsoon in Future Climate Projection by a Super-High-Resolution Global Model. *Current Science*, accepted.
- Liu, P., Y. Kajikawa, B. Wang, A. Kitoh, T. Yasunari, T. Li, H. Annamalai, X. Fu, K. Kikuchi, R. Mizuta, K. Rajendran, D. E. Waliser, and D. Kim, 2008: Tropical Intraseasonal Variability in the MRI-20km60L AGCM. *J. Climate*, accepted.

(論文 (投稿中))

- Kanada, S., M. Nakamura, Y. Wakazuki and C. Muroi, 2008: Study of the Characteristics and Atmospheric Conditions of Rainfall Systems Bringing a Significant Increase in Precipitation on the Pacific Side of Kyushu Island in the Late Baiu Season in the Future Climate Using a Non-Hydrostatic Regional Climate Model. *J. Meteor. Soc. Japan*, submitted.
- Yongkang Xue, K-M Lau, Kerry H. Cook, David P. Rowell, Aaron Boone, Jinming Feng, Abdourahamane Konare, Fernando De Sales, Tim Bruecher, Paul Dirmeyer, Leonard M. Druyan, Matthew Fulakeza, Zhichang Guo, Samson M. Hagos, Kyu-Myong Kim, Akio Kitoh, Vadlamani Kumar, Patrick Lonergan, Massimiliano Pasqui, Isabelle Pocard-Leclercq, Natalie Mahowald, Wilfran Moufouma-Okia, Phillip Pegion, Ibrah Seidou Sanda, Siegfried D. Schubert, Andrea Sealy, Wassila M. Thiaw, Augustin Vintzileos, Edward K. Vizy, S. Williams and Man-Li C. Wu, 2008: The West African Monsoon Modeling and Evaluation project (WAMME) and its First Model Intercomparison Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, submitted.

(口頭発表)

- Kusunoki S. 2008: Global Warming Projection by an Atmospheric Global Model with 20-km grid: Seminario Iberoamericano de Escenarios de Cambio Climático, April 2-7, 2008, Hotel Dann Carlton Bogota, Bogota, Colombia.
- 鬼頭昭雄, 2008: GCM研究の最前線. 気候変動将来推計情報の水文分野での利用促進シンポジウム. 2008年4月3日, 東京大学生産技術研究所, 東京.
- Kitoh A. 2008: The Earth Simulator, capabilities and limitations and Projection of the change in future weather extreme using super-high-resolution atmospheric models: Assessment of the Prospects and Identification of Implications of Amazon Dieback Induced by Climate Change, April 7, 2008, World Bank, Washington, DC, USA.
- Kitoh A. 2008: Water cycle projection in Asia by super-high-resolution climate model: The Second GEOSS Asia-Pacific Symposium, April

- 14-16, 2008, Miraikan, Odaiba, Tokyo, Japan.
- Kitoh A. 2008: Projection of the changes in future weather extremes using super-high-resolution atmospheric models: International Workshop on Anthropogenic Impacts on Asian Monsoon, April 21-23, 2008, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing, China.
- Kitoh A. 2008: Projection of the changes in future weather extremes: Forum on Climate Change and Science and Technology Innovation, April 24-25, 2008, Beijing Hotel, Beijing, China.
- 【日本気象学会 2008 年度春季大会. 2008 年 5 月 18 日-21 日, 横浜市開港記念会館・横浜情報文化センター, 横浜.】 (12 件)
- 足立恭将・水田亮・行本誠史・楠昌司, 2008: CMIP3 マルチモデルアンサンブル平均を利用した将来の海面水温・海氷分布の推定.
- 岩村公太・北川裕人, 2008: 気象庁全球数値予報モデルの高解像度化.
- 加藤輝之・山下大地, 2008: 竜巻を生み出す積乱雲の発生環境に関する統計的研究.
- 金田幸恵・中野満寿男・加藤輝之・林修吾・中村誠臣・栗原和夫・杉正人・鬼頭昭雄, 2008: 水平解像度 5km/1km 非静力学モデルによる領域温暖化予測実験予備実験: 大雨事例の抽出と 5km/1km-NHM の結果の比較.
- 小森拓也・北川裕人, 2008: 台風予報特性に対する気象庁全球数値予報モデル高解像度化のインパクト.
- 中野満寿男・金田幸恵・加藤輝之・林修吾・内山貴雄・佐々木秀孝・栗原和夫・中村誠臣・杉正人・鬼頭昭雄, 2008: 水平解像度 5km 非静力学モデルによる領域温暖化予測実験: 完全境界実験による精度評価.
- 中村誠臣・加藤輝之・林修吾, 2008: 解像度を変えた NHM による夏季関東域での再現実験. その 2.
- 橋本明弘・安永数明・吉崎正憲, 2008: 融解層雲に関する基礎的数値実験.
- 林修吾・荒波恒平・斉藤和雄, 2008: 東南アジア域および日本域における NHM と WRF による予報結果のモデル間相互比較.
- 松枝未遠・水田亮・楠昌司, 2008: 全球大気モデルによるブロッキング現象の再現性・解像度依存性および将来変化.
- 水田亮, 2008: パッシブトレーサーを用いた 20km 全球モデルでの中緯度対流圏界面物質交換.
- 村上裕之・鬼頭昭雄・尾瀬智昭・吉村純, 2008: 20km 格子全球大気モデルによる地球温暖化時の熱帯低気圧の構造変化.
- Kurihara, K., and H. Sasaki, I. Takayabu, K. Murazaki, T. Uchiyama, M. Nakano, 2008: Recent development of Regional Climate Models in MRI, The Workshop of Regional Climate Model Intercomparison Project Phase III, May 25-28, Foreign Expert Building Beijing, Beijing, China.
- Nakagawa, M., 2008: Development of the Cumulus Parameterization Scheme of the Global Model at JMA. The Second Joint Workshop between CCSR/Japan and CNWP/CAMS/China on Numerical Modeling, May 26-28, Golden Coast Hot Spring Hotel, Bo-Ao, Hainan, China.
- Kusunoki, S., and R. Mizuta, M. Matsueda, 2008: Change in the East Asia summer monsoon projected by an atmospheric global model with 20-km grid size, The First International Conference: From Deserts to Monsoons, June 1-7, Aldemar Knossos Royal Village Conference Center, Crete, Greece.
- Ose, T., and T. Sakami, T. Tanaka, K. Shibata, A. Uchiyama, S. Yukimoto, 2008: Cloud schemes for indirect aerosol effects in the MRI Earth System Model, 4th Pan-GCSS Meeting on "Advances on Modelling and Observing Clouds and Convection", June 2-6, Meteo-France, Toulouse, France.
- 【4th Pan-GCSS Meeting on "Advances on Modelling and Observing Clouds and Convection", June 2-6, Meteo-France, Toulouse, France.】 (4 件)
- Komori, T., 2008: The Impact of SST on the Moist Processes Simulation in the JMA High-Resolution Global NWP Model for a Tropical Cyclone.
- Sakami, T., and T. Ose, T. Tanaka, 2008: Modeling of aerosol-cloud interactions in the MRI Earth System Model with prognostic cloud droplet and ice crystal concentrations.
- Narita, M., 2008: Improving the Kain-Fritsch convective parameterization and including a prognostic equation for number concentration of cloud ice to a mesoscale model.
- Miyamoto, K., 2008: Properties of the Convection Scheme in JMA-GSM.
- Kusunoki, S., and R. Mizuta, M. Matsueda, 2008: Change in the East Asia summer monsoon projected by an atmospheric global model with 20-km grid size, Asia Oceania Geosciences Society 5th Annual General meeting, June 16-20, BEXCO Convention Center, Busan, Korea.
- 【The 12th U.S.-Japan Workshop on Global Change, June 30-July 2, Omni Hotel, Boulder, Colorado, USA.】 (2 件)
- Kitoh A. 2008: Projection of the change in future weather extremes using super-high-resolution atmospheric models.
- Kurihara K. 2008: Projection of the Change in Future Weather Extremes using Nonhydrostatic Cloud-resolving Regional Models.
- 【International Symposium: Sentinel Earth, Detection of Environmental Change, July 5-7, Hokkaido University, Sapporo, Japan.】 (2 件)

- Kitoh, A., and, S.Kusunoki, H.Kondo, The project team from Advanced Earth Science & Technology organization (AESTO), Meteorological Research Institute (MRI) and Japan Meteorological Agency (JMA),2008:Global Projection of the Change in Weather Extremes Using Super-High-Resolution Atmospheric Models in the KAKUSHIN Program.
- Kitoh, A., and, K.Kurihara, H.Kondo, The project team from Advanced Earth Science & Technology organization (AESTO), Meteorological Research Institute (MRI) and Japan Meteorological Agency (JMA),2008:Projection of the change in future precipitation extremes using a nonhydrostatic cloud-resolving regional model.
- Kusunoki S.2008:Research activity of global warming projection at MRI, Japan,12th session of the Working Group on Coupled Modelling, September 22-24, Ecole Normal Superieure, Paris, France.
- Matsueda, M., and, R.Mizuta, S.Kusunoki,2008:Future change in atmospheric blocking simulated by 20-km mesh atmospheric global circulation model. EMS Annual Meeting and European Conference on Applied Climatology (ECAC) ,September 29 -October3, Amsterdam RAI, Amsterdam, The Netherlands.
- Aranami K.2008:Meso Scale Model and related R & D activities at the Japan Meteorological Agency,30th EWGLAM and 15th SRNWP meetings, October 6-9, Madrid, Spain.
- Kato T. 2008: Heavy Rainfall over the Baiu Frontal Zone around Japan - Relation with Cloud-Top Heights of Cumulonimbi -,WMO Fourth International Workshop on Monsoons,October20-25,Convention Center of China Meteorological Administration, Beijing, China.
- Kitoh A.2008:High resolution modeling of monsoons in the future,The 2nd Pan-WCRP Monsoon Workshop ,October23-25,Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences,Beijing,China.
- 水田亮・松枝未遠・遠藤洋和・行本誠史 2008:高解像度大気モデルでの北半球低気圧活動の将来変化.第6回異常気象と長期変動研究集会.2008年10月30日-31日,京都大学宇治キャンパス木質ホール,京都.
- 【First International Symposium on the Arctic Research (ISAR-1), November4-6, Miraikan,Odaiba,Tokyo,Japan.】(2件)
- Hosaka M.2008:MRI new land surface scheme for global warming simulation.
- Matsueda, M., and, R.Mizuta, S.Kusunoki,2008:Future change in atmospheric blocking simulated by 20-km mesh atmospheric global circulation model.
- Kitoh, A.,and, S.Kusunoki,KAKUSHIN Team3 Global Model Group,2008:Climate Projections over Amazon with the 20km and 60km mesh AGCM,Assessment of the Prospects and Identification of Implications of Amazon Dieback Induced by Climate Change 2nd Meeting of Science Team and Blue Ribbon Panel,November13-14,World Bank,Brasilia,Brazil.
- 【日本気象学会 2008 年度秋季大会. 2008 年 11 月 19 日-21 日,仙台国際センター,仙台.】(13 件)
- 遠藤洋和・尾瀬智昭・水田亮・松枝未遠, 2008:全球大気モデルによる気候値再現性の水平分解能依存性.
- 小野田浩克・北川裕人・小森拓也, 2008:気象庁全球モデルにおける下層雲表現の改良の試み.
- 加藤輝之, 2008:竜巻をもたらす積乱雲の発生環境場の気候学的変動.
- 金田幸恵・中野満寿男・加藤輝之・林修吾・中村誠臣・栗原和夫・杉正人・鬼頭昭雄, 2008:水平解像度 5km/1km 非静力学モデルによる領域温暖化予測実験:全球大気モデル実験を境界値に用いた予備実験:温暖化による大雨現象の変質.
- 北川裕人・中村貴・小森拓也, 2008:気象庁高解像度全球大気モデルにおける湿潤過程改善の試み.
- 楠昌司・水田亮・松枝未遠, 2008:60km 格子全球大気モデルのアンサンブル実験による梅雨の変化.
- 長澤 亮二・成田 正巳, 2008:気象庁非静力学モデルの放射過程の高度化.
- 中野満寿男・金田幸恵・加藤輝之・林修吾・中村誠臣・内山貴雄・佐々木秀孝・栗原和夫・鬼頭昭雄, 2008:水平解像度 5km 非静力学モデルによる領域温暖化予測実験:降水と気温の再現と変化特性.
- 中野満寿男・金田幸恵・中村誠臣・栗原和夫, 2008:イベントごとの降水特性の調査法の検討.
- 中村誠臣・中野満寿男・金田幸恵・加藤輝之・林修吾・栗原和夫・鬼頭昭雄, 2008:関東域での夏季不安定降水の NHM による再現性の評価.日本気象学会 2008 年度秋季大会. 2008 年 11 月 19 日-21 日,仙台国際センター,仙台.
- 水田亮・松枝未遠・遠藤洋和・行本誠史, 2008:高解像度大気モデルでの北半球冬季の低気圧活動の将来変化.
- 村上裕之・吉村純・Bin Wang・鬼頭昭雄, 2008:20km 格子全球大気モデルによる現在気候実験で再現された台風活動の ENSO 依存性について.
- 吉村純, 2008:台風にとまらぬ降水量に関する地球温暖化の影響 -20km 格子全球大気モデルを用いた実験結果-
- Miura D.2008:Development of an operational mesoscale numerical prediction model at JMA,The 2nd Annual CAWCR Modelling Workshop ("High Resolution Modelling"),November 25-28 ,Melbourne,Australia.
- 【第10回非静力学モデルに関するワークショップ. 2008年11月27日-28日,名古屋大学環境総合館,名古屋.】(7件)
- 荒波恒平,2008:高分解能局地モデルの開発(第2報).

- 石田純一,2008:JMANHM の HI-VI 法の再実装について.
- 氏家将志・橋本明弘,2008:4-ice 雲物理過程を用いた理想実験.
- 加藤輝之,2008:暖候期の九州・四国地方における 5km-NHM と 1km-CRM との非断熱加熱鉛直分布の比較.
- 金田幸恵,2008:温暖化実験時の極端豪雨事例の結果にみられた NHM の水平解像度依存性.
- 中村誠臣・加藤輝之・林修吾,2008:GCSS-ARM による NHM の物理過程パラメタリゼーションの特性評価.
- 橋本明弘・氏家将志・林修吾・加藤輝之,2008:雲解像モデルによる夏季固体降水の表現.
(アウトリーチ活動)
- Advanced Earth Science & Technology Organization(AESTO). 2008: 超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究: OCEANS'08 MTS/IEEE KOBE-TECHNO-OCEAN '08 (OTO'08), April 8-11, 2008 ,Kobe International Exhibition Hall , Kobe Japan.
- Kitoh, A., and, S.Kusunoki, H.Kondo,2008:The use of the Earth Simulator in climate projections in Latin America, Implementation of adaptation to climate change activities in Latin America, June 5, Ministry of Transport, Bonn, Germany.
- Kitoh, A., and, S.Kusunoki, H.Kondo,2008:The use of the Earth Simulator in climate projections over Amazon, The risk of climate-induced Amazonian forest dieback in the 21st century, June 6, Ministry of Environment, Bonn, Germany.
- Bin Wang,2008:チベット高原の昇温と東アジアの降水量変化,気象研究所ニュース.平成 20 年第 7 号,気象研究所,2008 年 7 月 9 日.
- 楠昌司,2008:科学と音楽の饗宴 2008 レクチャー&コンサート「地球温暖化を知ろう!」, 高エネルギー加速器研究機構,気象庁 気象研究所,つくば市,(財)つくば都市振興財団,ノバホール,つくば,2008 年 10 月 19 日.
- 鬼頭昭雄・吉村純,2008:「巨大台風が日本に来る?」,地球温暖化特集:のちゃんの自由研究,朝日新聞,23 面,2008 年 4 月 30 日.
- 楠昌司,2008:「空を見上げよう ~気象にまつわる科学と技術~ (6)地球はどうなる?~異常気象と地球温暖化」,スカイパーフェクト TV,サイエンスチャンネル,2008 年 6 月 11 日. 6 月 18 日(再放送),9 月 3 日(再放送).
- 吉村純,2008:NHK 名古屋放送局制作「スーパー伊勢湾台風~その時名古屋は~」,NHK 総合テレビ(東海 3 県),2008 年 7 月 5 日.
- 楠昌司,2008:NHK スペシャル「CO2 は減らせるか 巨大都市東京の苦闘」,NHK 総合テレビ,2008 年 7 月 6 日.
- 気象庁,気象研究所,アルゼンチン海洋・大気研究センター(CIMA),独立行政法人国際協力機構(JICA),財団法人地球科学技術総合推進機構(AESTO)2008:技術協力プロジェクト:アルゼンチン気候変動への適応能力強化に関する研修,2008 年 7 月 15 日-8 月 7 日.
- 楠昌司,2008:「増える局地豪雨 温暖化積乱雲が急発達」,読売新聞,2008 年 7 月 30 日.
- 楠昌司,2008:温暖化すると豪雨が増える?,NNN New リアルタイム,日本テレビ,2008 年 7 月 30 日.
- 楠昌司,2008:豪雨と温暖化についてインタビュー放映,サキヨミ,フジテレビ,2008 年 8 月 3 日.
- Blazquez, J., 2008:Validation of 20 km AGCM Japanese Model over Argentina. 技術協力プロジェクト:アルゼンチン気候変動への適応能力強化に関する研修.2008 年 8 月 8 日,気象研究所,つくば.
- 楠昌司,2008:“ゲリラ豪雨”日本の空で何が,クローズアップ現代,NHK 総合テレビ,2008 年 8 月 28 日.
- 楠昌司,2008:脅威ゲリラ豪雨 専門家「温暖化も影響」,神奈川新聞,2008 年 8 月 30 日.
- 吉村純,2008:温暖化で大型化,毎日新聞,3 面,2008 年 9 月 1 日.
- 吉村純,2008:防災の日スペシャル「台風・新時代」~猛烈台風に備えよ~,e-天気.net,スカイパーフェクト TV・Yahoo 動画,2008 年 9 月 1 日.
- 吉村純,2008:ハリケーン「グスタフ」,スーパーニュース,フジテレビ,2008 年 9 月 1 日.
- 楠昌司,2008:今夏の県内 7 月少雨、8 月は多雨、雷日数は 19 日,信濃毎日新聞(信毎 web),2008 年 9 月 2 日.
- 吉村純,2008:熱帯低気圧活動の将来予測について,イッポウ,中部日本放送(CBC),2008 年 9 月 10 日.
- 吉村純,2008:台風不気味な上陸ゼロ少数でも大型 油断できず-, 朝日新聞,37 面,2008 年 9 月 27 日.

4.2. 超高解像度大気モデルによる気候変動予測の不確実性の定量化と低減に関する研究

課題代表者：楠 昌司（気象研究所 気候研究部第一研究室長）

4.2.1. 地域的な温暖化予測の不確実性の定量化と低減に関する研究

(1) 60km 格子全球大気モデルによるアンサンブル実験

60km 格子全球大気モデルを用い、海面水温と大気の初期条件を変えたアンサンブル実験を行った（表 1）。海面水温の予測値としては、課題 A で用いる CMIP3 モデル平均の他に、昇温量が異なる 3 つの単独の大気海洋結合モデルの出力を用いた。図 1 にその変化量分布の一例を示した。大気中の二酸化炭素濃度を 2 倍にしたときの結合モデルによる地上気温の全球平均変化量を、一般に気候感度と呼ぶ。特に、海洋モデルの昇温の遅れを補正した感度を、有効気候感度と呼ぶ。MRI-CGCM2.3.3 の有効気候感度は 2.97°C で、CMIP3 モデルの中ではほぼ中位に属する (IPCC 2007)。MIROC_hires は 5.87°C で、CMIP3 モデルの中では最も高い。CSIRO-mk3.0 は 2.21°C で、CMIP3 モデルの中では低位である。図 1 を見ると気候感度が大きいと、海面水温の昇温量が確かに大きいことがわかる。

対象期間	海面水温 (SST)	大気初期値の数
現在 1979～2003年	年々変動がある観測値 (HadISST)	3
21世紀末 2075～2099年	CMIP3平均 [2.98°C]	3
	CSIRO-mk3.0 [2.21°C]	3
	MRI-CGCM2.3.2 [2.97°C]	3
	MIROC_hires [5.87°C]	3

[]内は、有効気候感度

表 1 60km 格子全球大気モデルによるアンサンブル実験設定

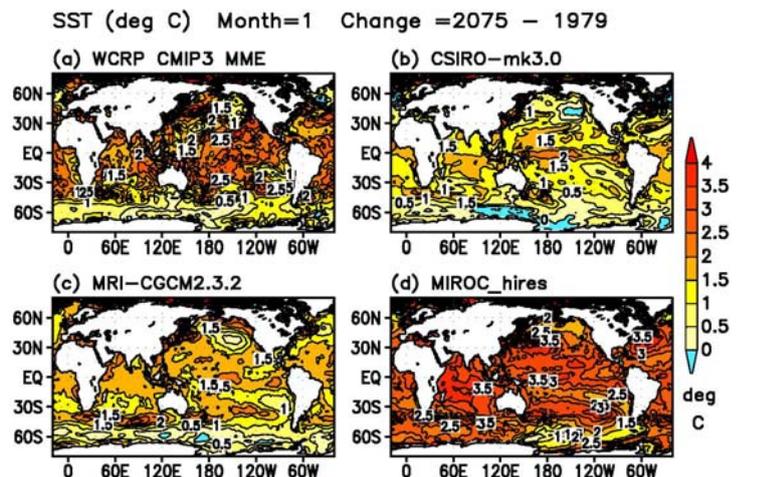


図 1 大気海洋結合モデルによる海面水温 (°C) の変化。A1B シナリオ。2075 年 1 月の実験用に、1979 年の観測値に上乗せした値。等値線間隔 0.5°C。詳細は課題 A の実験設定参照。(a) CMIP3 モデル平均。(b) CSIRO-mk3.0 (c) MRI-CGCM2.3.2 (d) MIROC_hires。

(2) 熱帯低気圧

これまで世界で行われている研究では、温暖化時に熱帯低気圧 (以下 TC) の強度が強くなるということとはほぼ共通した認識になりつつある。一方、発生数の変化については多くの議論がされておりいまだ結論には至っていない。とりわけ地域的な発生数の増減については不確実性の高いものとなっている。本研究では 60km 格子全球大気モデルを用いて SST や初期値の違いが TC の発生数にどのような違いをもたらすかを調べた。

図 2 はアンサンブル実験毎に各海域別の年平均 TC 発生数を示したものである。まず、全球年平均

均発生数の違いをみると、すべての初期値・SST 将来アンサンブル実験の発生数は共通して現在気候実験より少なくなることがわかる。図では示さないが、将来実験では対流圏上層における昇温量が下層のそれより非常に大きく、大気の安定度が増したことが効いていると思われる。ところが、海域別に見ると現在気候実験より TC が増える海域もある。例えば、MIROCH の SST を使ったアンサンブル実験では北インド洋と北西太平洋で現在気候よりかなり発生数が多くなるが北大西洋では減少している。一方、MRI の SST アンサンブル実験では北インド洋、北西太平洋で現在気候実験より発生数は減少するが北大西洋では増加している。このような TC 数の将来変化の地域的な差異をもたらすものはその海域の SST 昇温だけで決まるものではなく、むしろ他の海域の循環場の変化がその海域の循環場にも影響し、水平風の鉛直シアや下層の渦度の変化によって TC が発生する環境場が変化するためであることがわかった。

また、図 2 より、TC 発生数のばらつきは初期値による違いより SST による違いの方が大きいことを示している。このことは TC 発生数の将来変化は内部変動より SST に支配的であることも意味する。よって、今後は SST による数多くのアンサンブル実験が TC 発生数の不確実性の定量化のためには必要であると思われる。

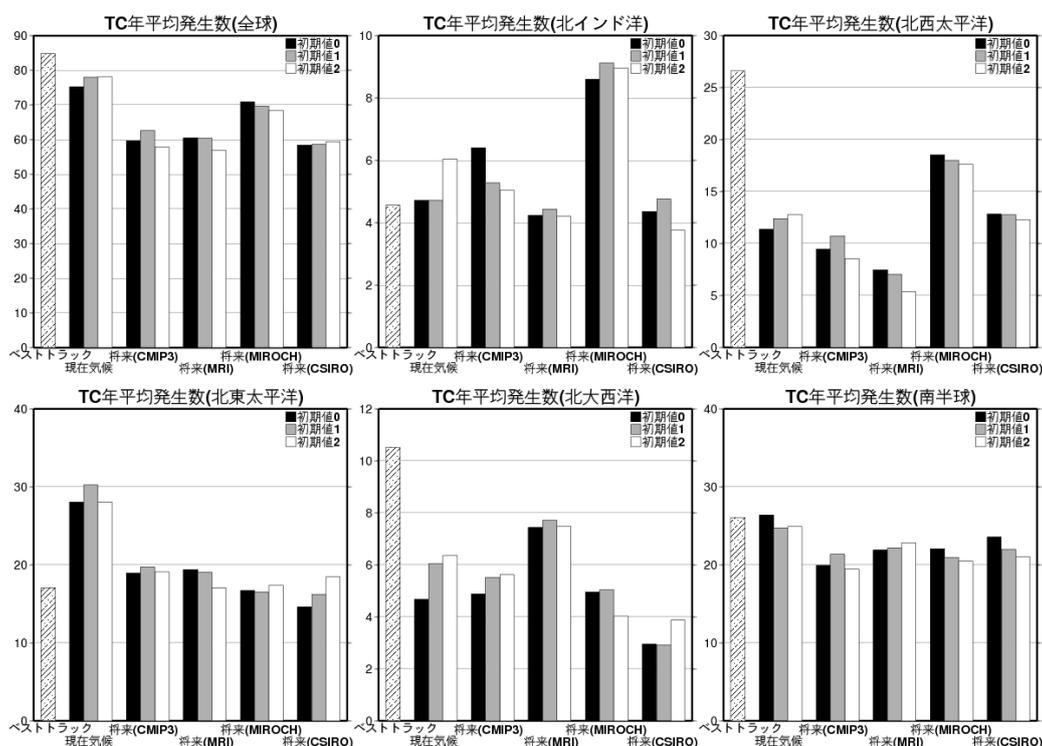


図 2 各海域別の年平均 TC 発生数

(3) 梅雨

60km 格子全球大気モデルによるアンサンブル実験で梅雨の変化を調べた。図 3 は 7 月の降水量の現在気候値に対する変化を示している。CMIP3, CSIRO, MRI の SST を与えた実験では、共通して揚子江流域、東シナ海で降水量が増えている。MRI の SST を与えた実験では、日本の南海上で降水量がかなり増えている。MIROC の SST を与えた実験では、他の SST を与えた実験と逆に、揚子江流域、東シナ海で降水量が減っている。それ以外の領域では降水量がかなり増加している。全体的に、大気の初期条件の違いは、SST の違いより小さい。

図 3 の右上端の図 (CMIP3 の SST、初期値アンサンブル平均) を、20km 格子モデル実験の変化 (4.1 節の図) と比べると、日本付近で降水量がともに増加傾向である。しかし、20km モデルでは東シナ海で降水量が減っているが (有意でない)、60km モデルでは増加している (有意)。

Precipitation (mm/day) Change=(F-P)/P (%) Month =7
 60km model HPOA:1979-2003 HF0A:2075-2099
 Contour: 90% significant

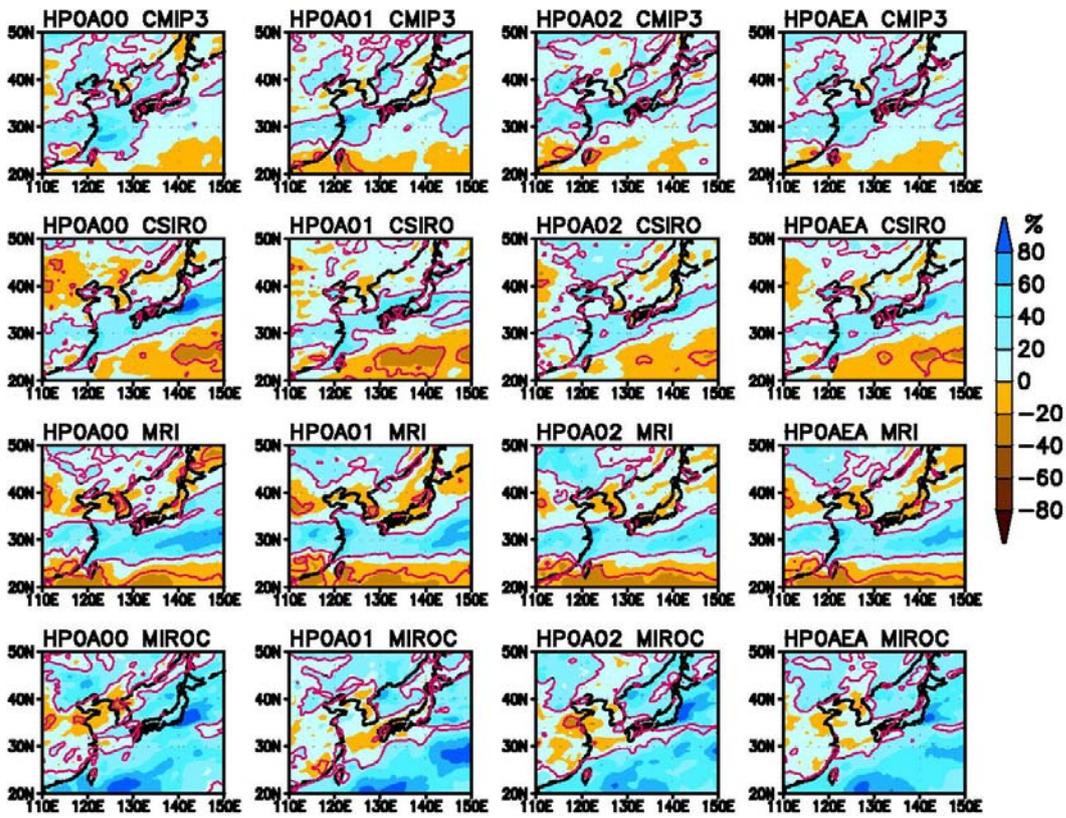


図3 7月の降水量の現在気候値に対する変化(%). 将来(2075-2099)-現在(1979-2003). 60km 大気モデル。赤い等値線は90%有意水準。行は SST の違いを表す。上から CMIP3, CSIRO-mk3.0, MRI-CGCM2.3.2, MIROC_hires。左から1～3列は、大気の初期条件が異なる。右端の列は、3つの初期値が異なる実験の平均。

(4) 極端な気温現象

60km 格子全球大気モデルによるアンサンブル実験で日本付近の猛暑日(日最高気温が35度以上)の変化を調べた。

図4は、日本付近の猛暑日の将来変化である。気候感度によって違いはあるものの、共通した特徴として九州北部、および、神戸大阪付近での猛暑日の増加がみられる。気候感度が大きくなるほど(つまり温暖化が進むほど)、九州北部での猛暑日の増加は顕著になる傾向がある。気候感度の大きい MIROC_hires の SST・海氷を使った実験では、日本列島の多くの地域で猛暑日の増加が予測されているが、北海道で猛暑日が発生する可能性は低いようである。

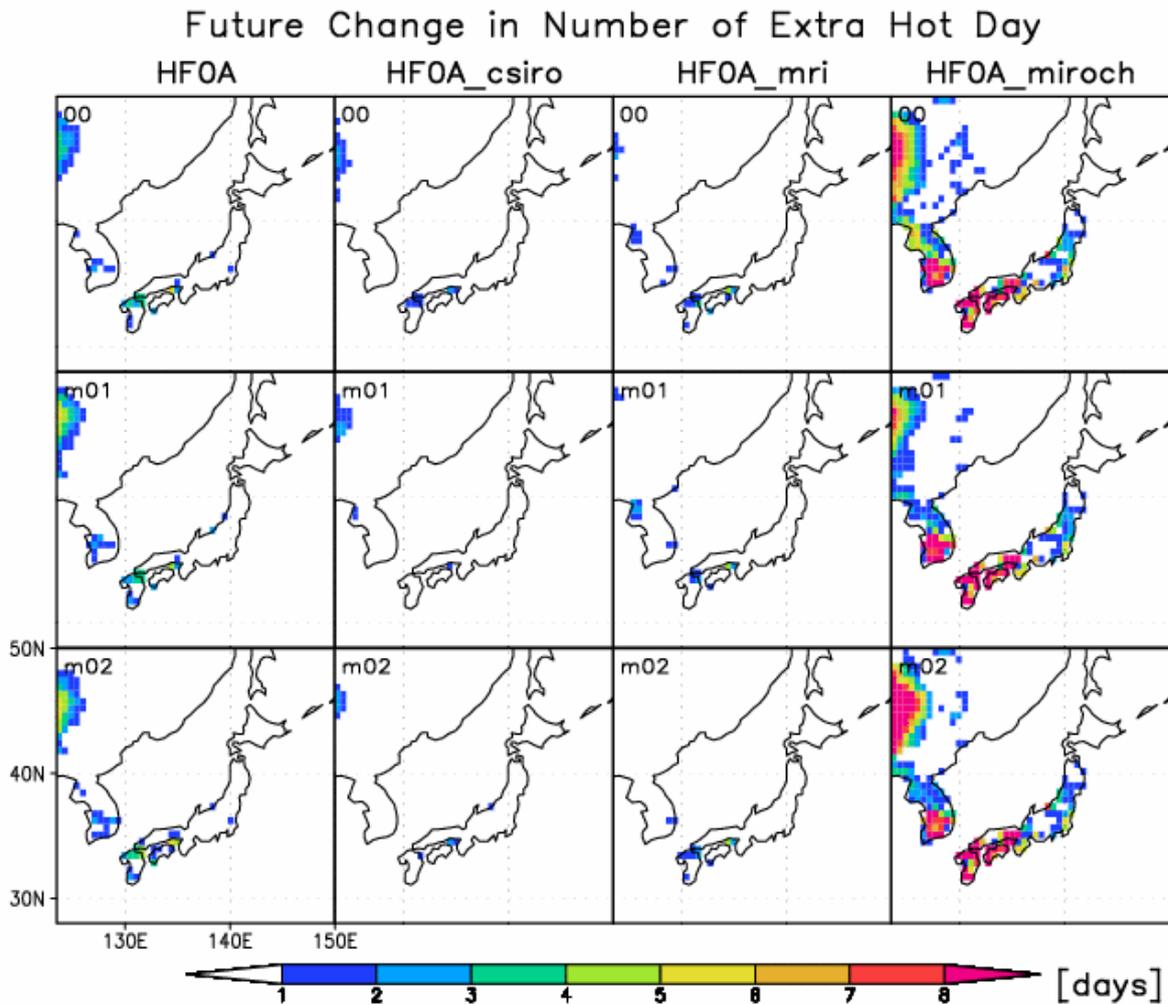


図4 60kmモデルによる日本付近の猛暑日(日最高気温が35度以上)の将来変化(初期値・SSTアンサンブル実験)。第一列、第二列、第三列、第四列の順に、アンサンブルアンサンブル平均、MRI-CGCM2.3.2、MIROC_hires、CSIRO-mk3.0のSSTおよび海水を境界条件として使用した21世紀末気候実験の結果。各段は初期値アンサンブルの各メンバーを表す。

(5) フロッキング

60km格子全球大気モデルによるアンサンブル実験でブロッキングの変化を調べた。ブロッキングインデックスとして、D'Andrea et al. (1998)のブロッキングインデックスを用いた。

図5は、現在気候実験におけるブロッキングの出現頻度(ピンク)、および、21世紀末気候実験におけるブロッキングの出現頻度(赤、青、緑、橙)である。これによると、太平洋、大西洋ブロッキングとも、将来ブロッキングの発生頻度が減る。温暖化に伴うブロッキングの発生頻度の減少は、温暖化に伴うジェット気流の強化に対応している。気候感度が大きいほどブロッキングの発生頻度が減少する傾向にあるため、温暖化すればするほどブロッキングの発生頻度が減ると読み替えることができる。しかしながら、大西洋ブロッキングについては、その発生頻度の減少が太平洋ブロッキングほど明瞭ではなく、温暖化の度合いによっては、現在と同程度の発生頻度になる可能性も示唆される。また、ブロッキングの持続期間については、大西洋ブロッキングはすべての持続期間において一様にブロッキングの発生数が減少するに対し、太平洋ブロッキングは特に持続期間の長いブロッキングの発生数が減少する(図省略)。

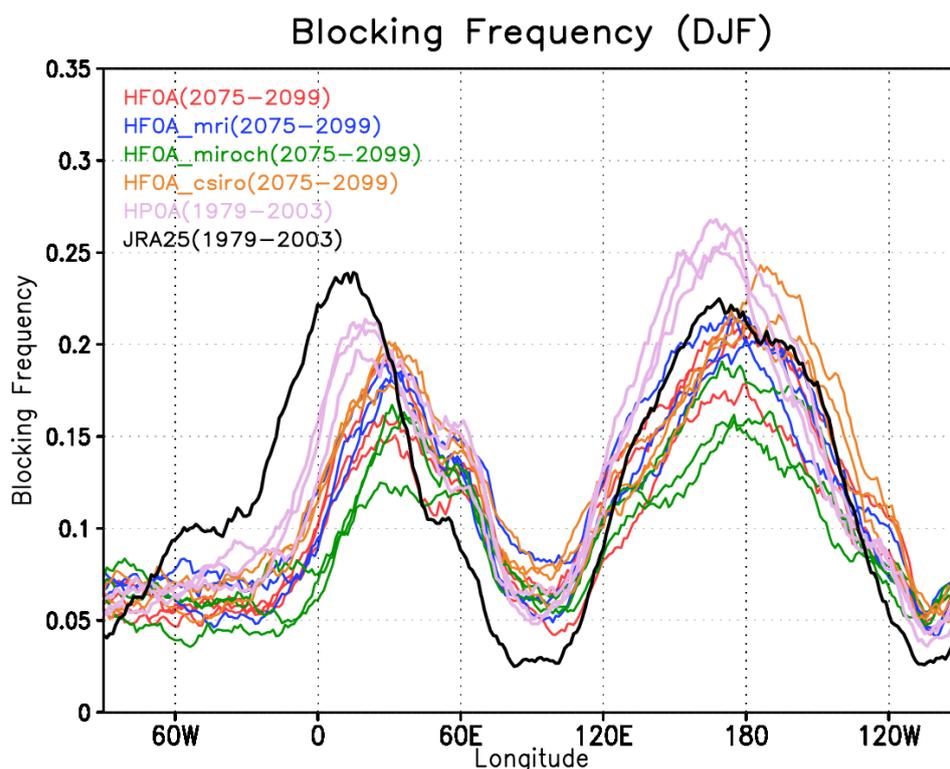


図5 60kmモデルによる現在気候および21世紀末気候の初期値・SSTアンサンブル実験。赤：マルチモデル・アンサンブル平均、青：MRI-CGCM2.3.2、緑：MIROC3.2_hires、オレンジ：CSIRO-mk3.0のSSTおよび海氷を境界条件として使用した21世紀末気候実験の結果(いずれも3メンバー)。ピンク、黒は、それぞれ、現在気候実験(3メンバー初期値アンサンブル)、JRA25再解析データの結果。

4.2.2. 台風の発生数、強度経路等の予測に関する不確実性の定量化と低減に関する研究

(1) 雲解像モデルによる積雲対流の再現実験

a. 雲解像モデルNHM-2km：実験の概要

ここでは、積雲対流を陽に表現する水平分解能2kmの雲解像モデルNHM-2kmを用いて、GSMの結果と比較参照しうるデータの提供を目指す。まず、GANALの2006年8月3日12UTCを初期値に、以降6時間毎に境界値を取り込んで水平分解能20kmのNHMを実行した。さらに、その結果から2006年8月3日18UTCを初期値に、以降3時間毎に境界値を取り込んで水平分解能5kmのNHM(NHM-5km)を実行した。NHM-2kmは、このNHM-5kmの2006年8月3日21UTCを初期値に、以降3時間毎に境界値を取り込んで行った。それぞれの水平格子数は200x200(Domain-1: 4000x4000km)、600x600(Domain-2: 3000x3000km)および1200x1200(Domain-3: 2400x2400km)である(図6a)。なお、NHM-5km/-2kmの設定は気象庁現業モデルに準じる。またNHM-20km/-5kmではKain-Fritsch対流パラメタリゼーションを用いているが、NHM-2kmでは用いない。解析の対象とされた $t=1080s$ (2006年8月4日00UTC)は、積分開始から3時間後のモデルの中で最初の対流が立ち上がり降水が形成されつつある時刻である(図6b, 6c)。NHM-2kmの計算領域の中心800x800kmが解析領域とされた。

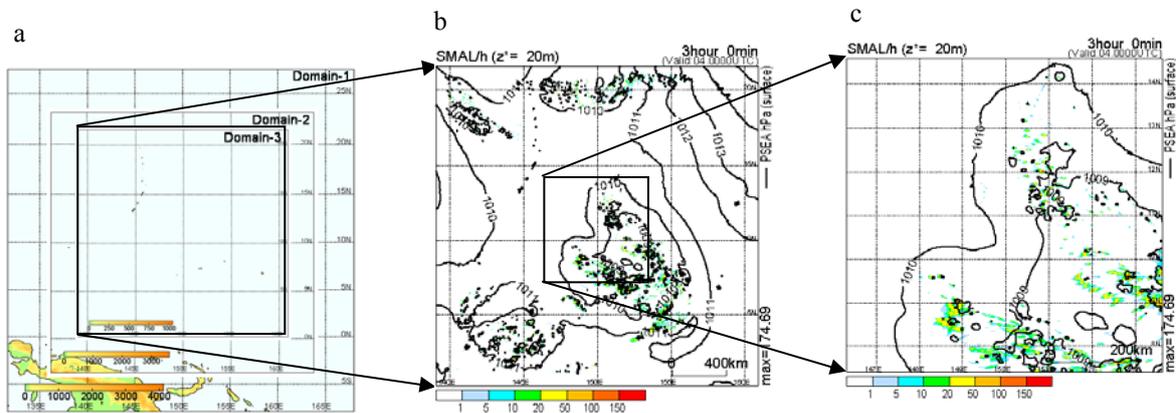


図6 a) NHM-20/5/2kmの計算領域。解析対象時刻のNHM-2kmの1時間降水量(mm/hr)、b) 計算領域全域、c) 解析領域。

b. 雲解像モデル NHM-2km 実験による積雲の鉛直構造

図7に、解析領域におけるコラム毎の雲内(雲水、雪水、氷水、あられ混合比の合計 0.0001kg/kg 以上)の最大鉛直気流の強度と出現高度を示す。最大上昇気流は高度を増すにつれて増大する傾向にあり、高度 8km 付近では 15m/s に達するものもみられる。なお、対流判定の閾値の一つとなる 3m/s 以上の上昇気流 (Xue, 1995) の頻度としては、高度 4-4.5km が最大であった。

c. 雲解像モデル NHM-2km 実験による積雲の水平構造

解析対象時刻における雲頂高度と融解層以下の最大上昇気流の水平分布を図8に示す。最大上昇気流 5m/s 以上が見られる高度 14km 以上に発達したシステムの北東側を中心に、最大上昇気流 2-3m/s を持つ直径数 km の背の低い対流群が散在している。

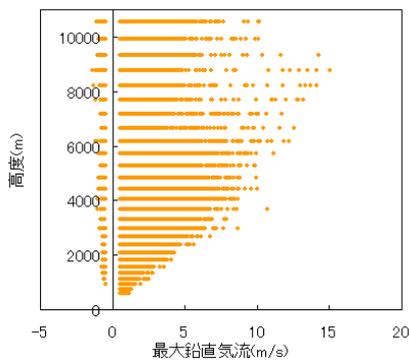


図7 コラム毎の雲内の最大鉛直気流の鉛直プロファイル。

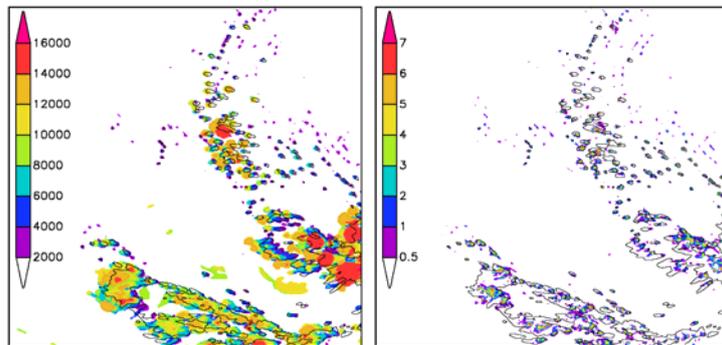


図8 雲頂高度(m)と融解層以下の最大上昇気流(m/s)の水平分布。1時間降水量 1mm/hr を実線で示す。

d. 加熱率・加湿率の鉛直分布における、NHM-2km と GSM-60km の比較

GSMにおける積雲対流パラメタリゼーションの開発・改良に資するために、積雲対流パラメタリゼーションを使用していない NHM-2km における力学過程以外による加熱率・加湿率と GSM-60km における力学過程以外による加熱率・加湿率等を比較している。その一例を以下に示す。比較を行ったのは、図9において赤枠で囲われた4つの領域のそれぞれにおいてである。この4つの領域全体が図6cの領域に相当する。GSM-60kmについては、2006年8月3日12UTCを初期値に12時間積分した、2006年8月4日00UTCの場合を、GSM-60kmの場合として比較に用いている。比較の結果を図10,11に示す。対流活動域(領域1,2,4)におけるNHM-2kmの対流圏中層の加熱率・除湿率はGSM-60kmに比べて大きく、不活動域(領域3)では逆に小さい。雲頂付近の高度においては、GSM-60kmの方が3000m程度高い高度まで加熱している。2000m以下の高度におけるGSM-60kmの加湿率は不自然である。今後、これらの差がどのようなメカニズムにより生じているのかについて調査していく。

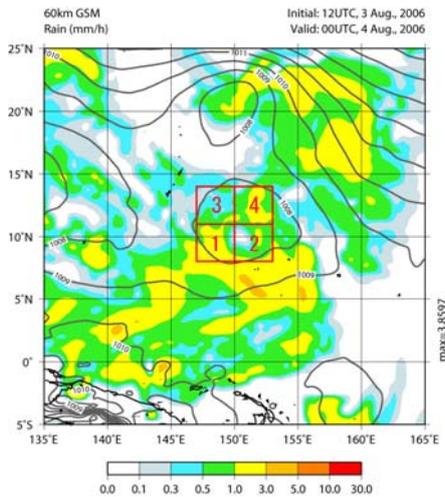


図9 GSM-60kmによる降水量と海面更正気圧。時刻は図6cと同じ。降水量のカラースケールは図6cと異なる。中央の赤で囲われた4つの領域のそれぞれにおいてNHM-2kmとGSM-60kmの比較を行った。赤で囲われた4つの領域の全体は図6cの領域に相当する。

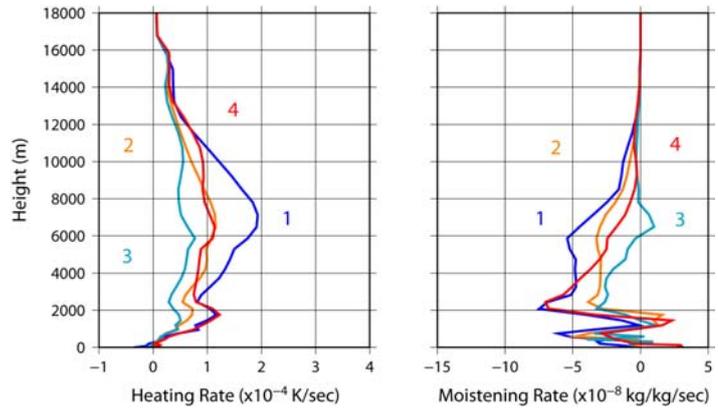


図10 GSM-60kmによる加熱率(左図)と加湿率(右図)の、領域別鉛直分布。2006年8月4日00UTCにおける瞬間値

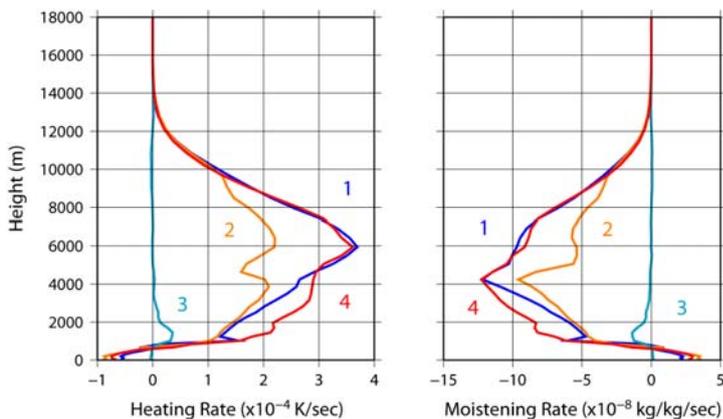


図11 NHM-2kmによる加熱率(左図)と加湿率(右図)の、領域別鉛直分布。2006年8月4日00UTCにおける瞬間値

(2) 雲解像モデル等による台風の発生・発達過程の再現実験

a. 雲解像モデルによる台風のシミュレーション

全球モデルで再現された台風について信頼度の評価及び不確実性の低減を行うために、より高い水平解像度及び精巧な物理過程スキームを持つモデルによるシミュレーション結果との比較検証を行った。ここで、全球モデルは水平解像度約20kmの気象庁全球スペクトルモデル(GSM; 水平解像度: TL959、鉛直層数: 60)であり、より高い水平解像度のモデルとして使用したのは水平格子間隔1kmの気象庁非静力学モデル(NHM)である。

GSMの数値積分結果としては、現在気候実験から得られたデータを使用した。この実験は、海面水温の月平均観測値を日毎に時間内挿したものを境界条件にして、1994年の5月から積分を開始したものである。事例解析の対象とする台風は、1994年の7月上旬に当たる頃にGSMによる数値実験で発生したものである。この時期に合わせるように、水平格子間隔1kmのNHM(1km-NHM)を7月5日12UTCから30時間積分した。具体的には、上述したGSMによる実験で得られたデータに、水平格子間隔5km(800x600x50格子)と1km(1600x1200x50格子)のNHMを順にネストして積分を行った。

対象とした発生期の台風を1km-NHMによってシミュレートしたところ、降水量は台風の中心

から見て南西象限で多い非対称な分布となっていた（図は省略）。この南西象限の活発な対流域は、Zehr (1992)の convective surge（深い積雲対流が増加する現象）に対応すると考えられる。一方 GSM においても、降水域が広がり過ぎている傾向があるものの、台風中心から見て南西方向に強い降水域が確認されている（図は省略）。

台風中心から 500 km 以内の領域で平均した動径風（台風に吹き込む風を負とする）の時間-高度分布を図 12 に示す。1 km-NHM の結果（図 12 の左図）では、6 日 00UTC 頃から下層の inflow が増大し始め 09UTC 頃にピーク値を示しており、概ね convective surge のタイミングと一致している。

convective surge と下層 inflow との関係については今後詳しく解析していきたい。GSM の結果（図 12 の右図）においても 1 km-NHM と同様な inflow が見られ、厚さについては若干異なるものの、タイミングと強さは 1 km-NHM のものと良く一致している。

相対渦度について、同様な時間-高度分布を図 13 に示す。ただし、台風中心から 200 km 以内の領域での平均値を計算した。これによると、1 km-NHM、GSM 共に概ね 6 日 06UTC に、高度 900 hPa を中心とした下層の渦度の増大が始まっている。この渦度の増加傾向が下層 inflow と比較して 6 時間程度の遅れを示していることから、下層 inflow ひいては convective surge が台風の発生に影響したものと考えられる。また、このようなメソスケールの現象を解像できたことが、GSM において台風の発生をシミュレートできた一因だと推測される。

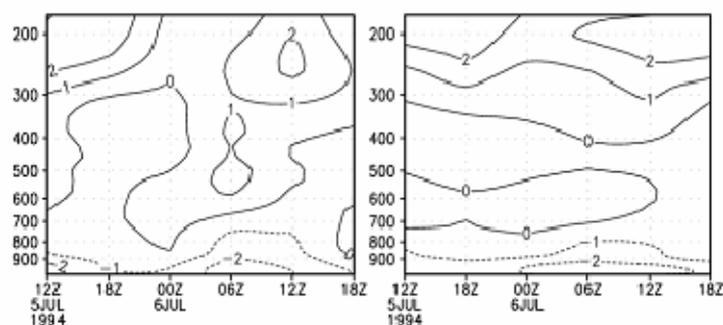


図 12 動径風[ms^{-1}]の時間-高度[hPa]分布。台風中心から半径 500 km 以内の領域で平均したもの。台風から遠ざかる成分を正、近づく成分を負とした。左図が 1 km-NHM で右図が GSM。

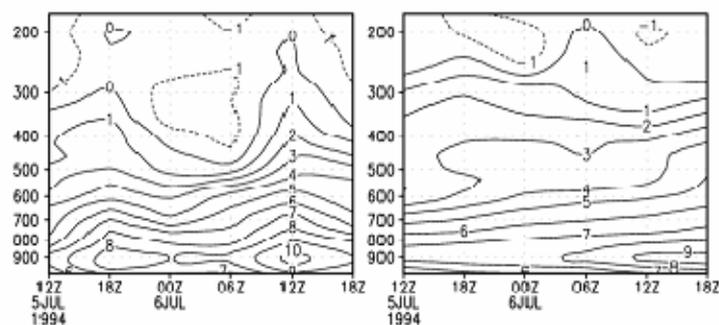


図 13 相対渦度[10^{-5}s^{-1}]の時間-高度[hPa]分布。台風中心から半径 200 km 以内の領域で平均したもの。左図が 1 km-NHM で右図が GSM。

b. 全球モデルと非静力学モデルによる台風の発生・発達と比較予報実験

全球モデル(GSM)と非静力学モデル(NHM)を用いて、実際に発生した台風について比較予報実験を行い、台風の発生・発達に関連する環境場の影響や、モデルや解像度の違いによる予測への影響を調べた。これらを通じて、全球モデルの台風の発生・発達過程の再現性をチェックし、気候モデルを用いた台風予測実験における不確実性を低減するとともに、台風の発生・発達過程の理解や、モデル検証を通じてモデル改良に関する知見を得ることを目的とする。

2004 年 22 号台風(TY0422Ma-on)についてその発生期からの予報実験を行った。初期値境界値は全球客観解析(GANAL)、JRA-25 を使い、2004 年 10 月 4 日 00UTC からの 4 日予報、2004 年 10

月 3 日 12UTC からの 4.5 日予報、2004 年 10 月 3 日 00UTC からの 5 日予報を行った。NHM の境界は 6 時間毎に更新し、初期値と異なる解析値で作成した境界値を用いた実験も行った。積雲対流スキーム GSM は Prognostic-Arakawa-Schubert と Kain-Fritsch、NHM は Kain-Fritsch を使用した。

この台風は、フィリピン東方の北西太平洋で 10 月 4 日 06UTC に発生した後ゆっくり北上、6 日から北西進を始し急発達し 8 日に 920hPa まで発達した。気象庁では 1 日 00UTC から 3 日 00UTC までは 1008-1006hPa の低圧部を解析、3 日 06UTC から TD にしている。台風ポーガスは、全球解析 (GANAL) では 3 日 12UTC から、気象庁再解析 (JRA25) では 4 日 00UTC から用いられている。

GANAL を初期値として用いた実験では、TL319GSM、TL959GSM、20kmNHM(G04)とも台風の発生と移動を良く表現している。各モデルの結果は比較的良く似ている。GSM(AS)と NHM では弱い雨域の拡がりに大きな差が見られるが、これは主に積雲対流スキームの違いによるものと思われ、TL959L60GSM に K-F スキームを用いた場合(GSM_KF)は降水域の拡がりが抑えられ、強度は NHM に比べ低く、実況にかなり近いものになった(924hPa)。JRA25 を初期値に用いた場合では、GANAL に比べて GSM、NHM(J04)共に台風の発達が弱かった。

この事例では、3 つの初期値共に GANAL の方が水蒸気が多く、相当温位に 5(K)以上の大きな差があった。そこで、GANAL と JRA の初期水蒸気場を差し替えた実験を行なった。結果、JRA に GANAL の水蒸気場を用いた場合(JG04)では、GANAL に JRA の水蒸気場を用いた場合(GJ04)よりも台風は発達した。4 日 00UTC (左図) と 3 日 12UTC(右図)を初期値とする可降水量と 930hPa の絶対渦度の時間経過を図 14 に示す。初期 (FT=0) で可降水量の多いレジームにある実験では、その後の絶対渦度の発達が明瞭である。GANAL の水蒸気場を用いた場合は、予報初期に凝結が起これ、下層の渦を持続する事ができ、その後の収束発散フィードバックに繋がったと考えられる。このようなレジーム図をアンサンブル実験に用いる事によって、台風発生・発達の初期値依存性を効率的に確認することが可能となる。

今後は、アンサンブルを用いた台風発生・発達の初期値依存性に関するレジーム調査やモデルの台風構造をさらに詳しく調べ、積雲対流パラメタリゼーション改良へ繋げていく事を考えている。

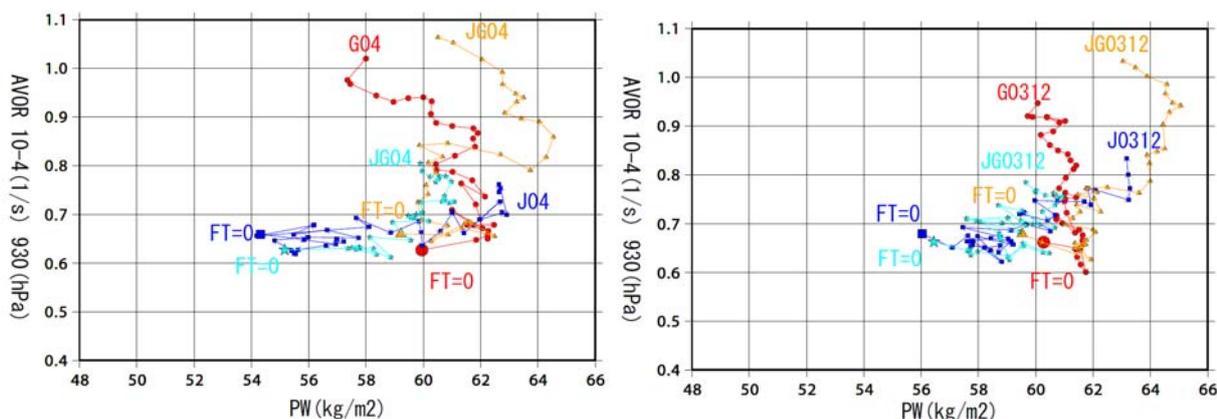


図 14 NHM の絶対渦度 (縦軸) と可降水量 (横軸) の時間経過
左) 4 日 00UTC 初期値 右) 3 日 12UTC 初期値。

c. 雲解像モデルによる台風の発生過程の予報実験

水平解像度 60km と 20km の全球モデル (GSM) 、及び、水平解像度 20km、5km、2km の非静力学モデル (NHM) を用いて、2006 年台風 8 号 (SAOMAI) の発生過程の予報実験を行い、台風の発生過程における、積雲対流の役割を調べた。この事例では、すべての解像度のモデルで台風の発生過程が良く予報できている。図 15 は、解像度 20km、5km、2km の NHM の 2008 年 8 月 5 日 00UTC に対応する予報結果で、上段は前 3 時間降水量、下段は、渦度である。5km と 2km の

モデルでは、積雲対流活動域で、積雲対流セルのスケールの正負の渦度が多数見られる。とくに2kmのモデルで紫色に見える領域は、強い正（赤）と負（青）の渦度が混在している。この領域は、領域平均すると渦度は小さくなる。平滑化した渦度の分布は左図の20kmのものと同様に台風スケールの弱い渦になる。台風スケールの弱い渦度は、大規模な渦の収束により発達しており、積雲対流スケールの強い正負の渦は、台風スケール回転に対応する弱い渦の発達には本質的ではないことを示している。

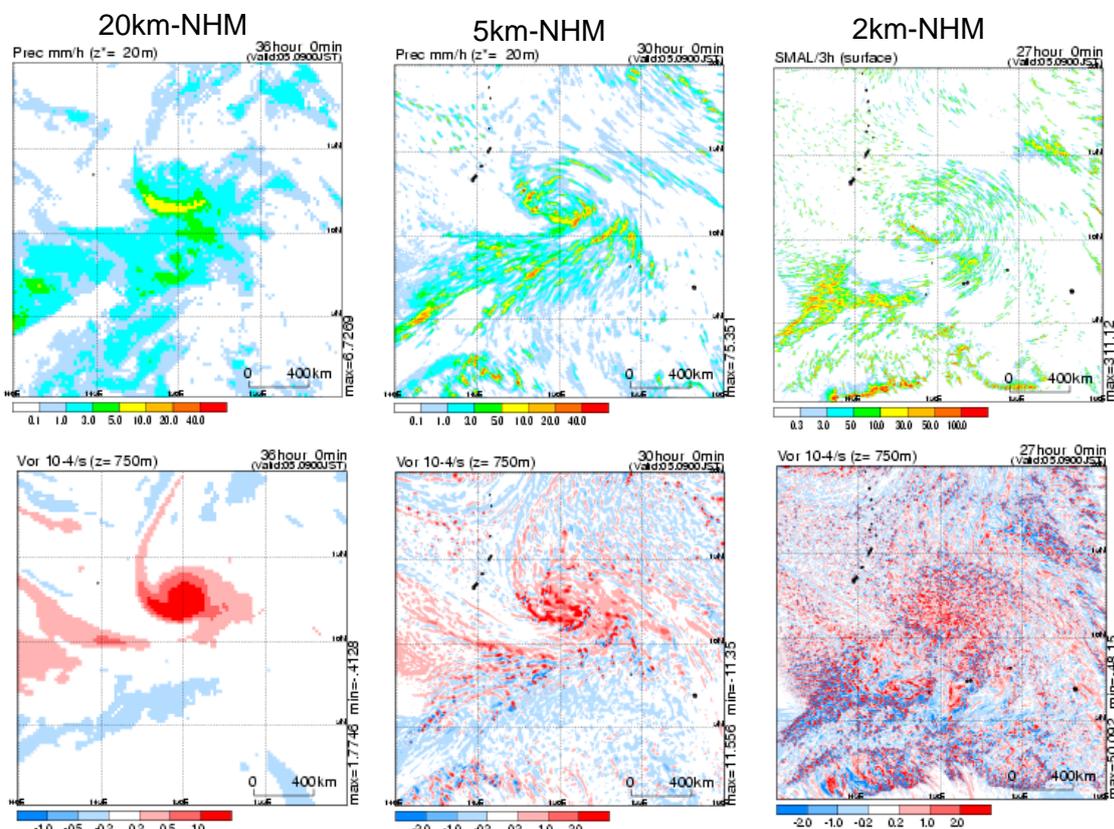


図15 20km-, 5km-, 2km-NHMによる2006年台風8号(SAOMAI)の発生過程の予報。上段は前3時間降水量、下段は渦度。

4.2.3. 成果発表

(論文(受理))

Murakami, H., T. Matsumura, R. Sakai, A. Noda and S. Kusunoki, 2008: Verification of typhoon forecasts for a 20km-mesh high-resolution global model. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol.86, No.5, pp. 669-698.

(口頭発表)

Murata A. 2008: Error Induced from Cloud Amount in Cumulus Parameterizations, The 28th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, April 28-May 2, 2008, Wyndham Orlando Resort, Orlando, FL, USA.

Murakami H. 2008: Typhoon simulation with the JMA/MRI 20km-mesh high-resolution global spectral model, The 28th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, April 28-May 2, 2008, Wyndham Orlando Resort, Orlando, FL, USA.

【日本気象学会 2008 年度春季大会. 2008 年 5 月 18 日-21 日, 横浜市開港記念会館・横浜情報文化センター, 横浜.】(4 件)

楠昌司・水田亮・松枝未遠, 2008: 20km 格子全球大気モデルによる地球温暖化時の梅雨変化予測.

新藤永樹・斉藤和雄・杉正人, 2008: 全球モデルと領域非静力学モデルを用いた台風発生・発達実験.

杉正人, 2008: 高解像度再解析データ JRA-25 を用いた台風の発生過程の解析.

村上裕之・鬼頭昭雄・楠昌司・吉村純, 2008: 60km 格子全球大気モデルによる熱帯低気圧の再現性について.

Sugi M. 2008: Reduction of Uncertainties in Projection of the Change in Future Tropical Cyclones, The 12th U.S.-Japan Workshop on Global Change, June 30-July 2, Omni Hotel, Boulder, Colorado, USA.

- 松枝未遠・水田亮・楠昌司 2008:ブロッキング現象の地球温暖化時の変化とその不確実性.第 6 回異常気象と長期変動研究集会.
2008 年 10 月 30 日-31 日,京都大学宇治キャンパス木質ホール,京都.
- 【日本気象学会 2008 年度秋季大会. 2008 年 11 月 19 日-21 日,仙台国際センター,仙台.】(4 件)
- 新藤永樹・斉藤和雄・杉正人, 2008:全球モデルと領域非静力学モデルを用いた台風発生・発達実験(II).
- 松枝未遠・水田亮・楠昌司, 2008:北半球冬季におけるブロッキング現象の将来変化の不確実性について-60km 格子全球大気モデルによるアンサンブル実験-.
- 村上裕之・楠昌司・鬼頭昭雄, 2008:60km 格子全球大気モデルによる将来気候実験で再現された熱帯低気圧発生数の SST と初期値依存性について.
- 村田昭彦・杉正人・金田幸恵・加藤輝之・水田亮・吉村純・中野満寿男, 2008:発生期の台風の数値シミュレーションー全球モデルと非静力学モデルによる再現性の違いー.

4.3. 流域圏を総合した災害環境変動評価

課題代表者：中北 英一（京都大学防災研究所 教授）

4.3.1. はじめに

本課題では、降水に関しては全球、それ以外に関しては我が国の極端現象に関する影響評価を行なっている。すなわち、

1. 温暖化翻訳
 - 1-1 統計的ダウンスケール（降水に関しては全球）
 - 1-2 物理的ダウンスケール（日本周辺）
2. 土砂災害（土砂災害の多い西日本を中心）
3. 河川流況
 - 3-1 詳細評価（主要河川：最上川流域、利根川流域、木曾川流域、淀川流域、吉野川流域）
 - 3-2 通常評価（全国の河川流域）
4. 高潮・高波災害（主要湾：東京湾、伊勢湾、大阪湾）
5. 強風災害（全国の市町村）
6. 氾濫災害（主要都市：東京、名古屋、京都、大阪、福岡）

を評価対象としている。

これらは、3. 河川流況、4. 高潮・高波災害のように直接的に GCM、RCM による（空間分布を持つ）時系列を入力に長時間計算できるもの、2. 土砂災害、5. 強風災害、6. 氾濫計算のような個々の計算に長時間を要するために入力の詳細な統計的情報を必要とするものに大別される（3. 河川流況、4. 高潮・高波災害は、統計的情報を入力とすることもできる）。

本年度は、1. 温暖化翻訳としては、極値ならび極値を含んだ通常現象の（主に降水に関しての）GCM 出力の統計的特性の把握（1-1）と RCM による独自の台風アンサンブルを実施するための手法開発（1-2）、2. 河川流況としては、GCM 出力をインプットとした主要河川の流況時系列の算定・解析、4. としては GCM 出力の台風の統計特性の解析と GCM 出力の特定台風を通じた高潮・高波算定、5. 強風災害については（昨年解析により RCM 出力が実際の 10～15 分間平均風速に対応する事が明らかになったので）建物被害率算定に必要な最大瞬間風速とその 10～15 分間風速の対応関係の評価しながら、建物に関する各地の詳細情報の収集を開始した。

一方、本年度の重要な取り組みとして、入力の詳細な統計的情報を必要とする 2. 土砂災害、6. 氾濫計算に関しては、現気候、将来気候でのどのような降雨特性の確率情報が必要かを明らかにし、1. 温暖化翻訳にフィードバックがなされ、現在、これら関連グループで解析をスタートしている。これらをベースに、次年度の GCM、RCM による試験計算出力がそろった時点で、まず hazard への影響評価が終了できる見込みである。

加えて、12 月からは、こういった適応策を必要とするかの議論も開始し、次年度からの適応策をベースにした影響評価に資する予定である。

4.3.2. 統計的解析

中北 英一（京都大学防災研究所 教授）・奥 勇一郎（京都大学防災研究所 特任助教）

Kim Sunmin（京都大学防災研究所 特任助教）・木島梨沙子（京都大学工学研究科 博士課程学生）

(1) 極値について

気象研究所の超高解像度全球大気モデルによる温暖化予測シミュレーション結果の降水量、地上 10m 風速のデータを用いて、日本陸域における降水、風の極端現象を抽出した。図 1 はその結果で、現在気候条件 25 年間（1979～2003 年）および将来気候条件 25 年間（2075～2099 年）における 1 時間降水量、風速の最大値の空間分布である。これらの最大値の空間分布の多くは GCM 内で計算される台風によってもたらされており、その空間分布はその台風の進路に依存した結果と考えることができる。したがって、将来と現在における短時間降水や風速の極端現象の変化分をより正確に評価するには、各格子点上における頻度分布の変化で確認する必要がある。しかしな

がら、将来と現在の差をみると、全体として短時間降水や風速の最大値が強化される傾向であることが確認できた。

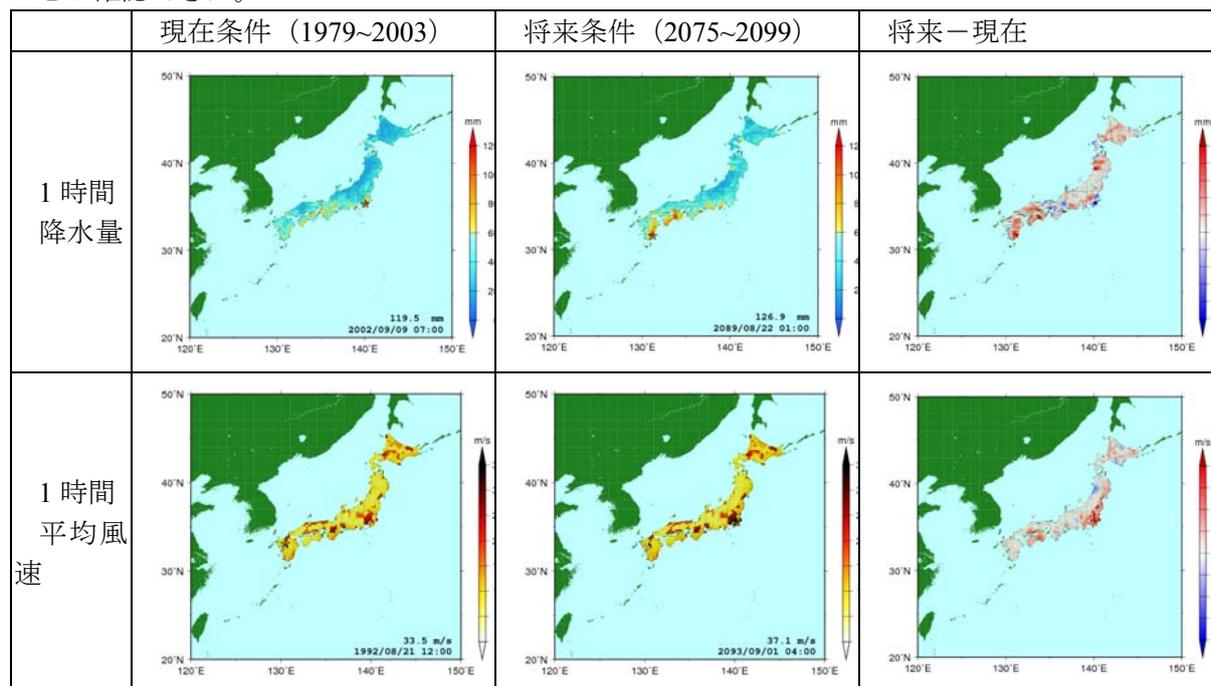


図1 GCM出力による1時間降水量(上段)と1時間平均風速(下段)の最大値の日本陸上における空間分布。左から現在気候条件(1979~2003年)、将来気候条件(2075~2099年)、将来と現在の差。現在と将来における図中の☆印は日本陸上における最大値を記録した位置であり、右下の数値と日時はその最大値と出現日時。

(2) 通常の降水も含めた解析

a. アメダス観測データを利用した我が国のGCM出力データの検証

GCMから出力された降水量の再現性の検証を行うために、アメダスの観測データとの比較し評価を行った。アメダスの地点観測をGCM出力の形式である20kmグリットの空間平均に変換した後、GCMの再現期間25年間(1979~2003)の出力データと比較した。変換の方法は次の通りである。(1)各グリットの中心を基準点として、基準点から東西南北に5km離れている4つの地点を決定する。(2)決定した各地点から最も近い3つのアメダス観測点の降水量を平均する。(3)その後、グリット内の5つの地点の平均値をそのグリットの空間平均降水量と見なす。

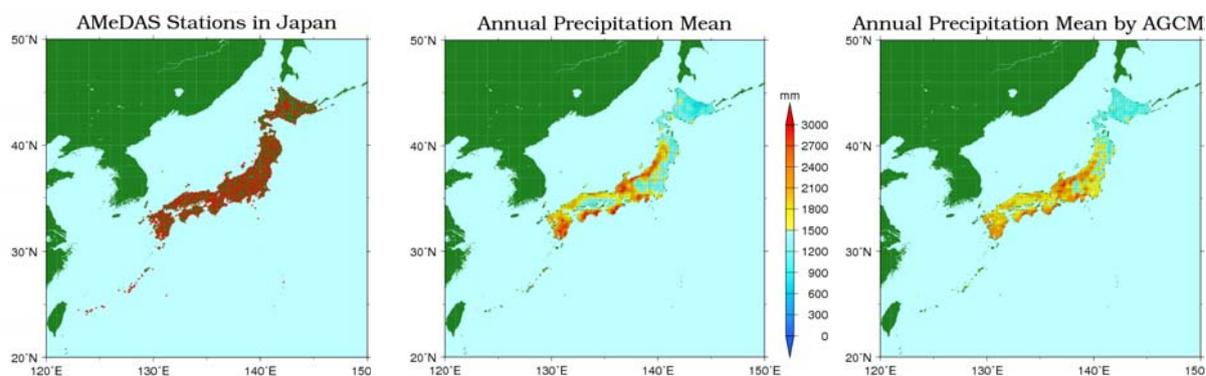


図2 日本国内のアメダス観測点(左)と観測データから変換された各グリッド上の年平均降水量(中)、GCM出力データからの年平均降水量(右)。観測、再現期間はともに1979~2003年の25年間である。

図 2(左)はデータ変換で使ったアメダスの観測点 1342 箇所を示す。図 2(中)は 1979 年から 2003 年まで 25 年間の時間単位で変換された観測降水量から求めた年平均降水量を示す。図 2(右)は GCM の出力データから求めた年平均降水量を示す。アメダスの観測記録と比較して GCM からの降水量の計算結果は地域毎の降水量の分布はおおむね表現出来た。しかし降水量の空間分布は緩慢な変化を見せている。これは GCM でモデリングに用いた 20km メッシュの地形が実際の地形を緩慢に表現するため、モデルの地形では降水の発生が低減されている可能性があると考えられる。全国の年平均降水量の相関係数は 0.779 だった。

日本国内の平均年降水量はアメダスでは 1684.25mm、GCM では 1695.24mm となりほぼ一致することが分かった。地域別の年平均降水量を見ると (1) 九州地方から関西地方のアメダスは 1985.81mm、GCM は 1959.09mm となった。(2) 中部地方から東北地方のアメダスは 1753.25mm、GCM は 1797.28mm となった。(3) 北海道のアメダスは 1128.93mm、GCM は 1129.56mm で、それぞれの年平均降水量はほぼ一致する。

b. アジアモンスーン域での検証

アジアモンスーン域の南西モンスーン期に関して GCM 出力から算出した。図 3 は、現在気候における月平均降水量を TRMM/TMI2A12(Ver.6)と比較したものである。比較は TRMM の観測高度が上げられた以降のデータ蓄積期間である 6 年平均で行なった。図は、それぞれの観測ならびに計算分解で表示している。バイアスは存在するものの、かつインド西部等で空間的広がり異なるものの、GCM は予想以上に空間分布を再現している。次に月平均降水量に関して、GCM 出力の現在気候と世紀末気候の比較を示したのが図 4 である。陸域に焦点をあてると、インド、東南アジア、日本にかけて月降水量が世紀末に増大するという算定結果となっている。

次に、瞬時降雨量の時間相関長さに関して同様の比較を行なったのが図 5 である。ただし、GCM による時間降水量から瞬時降雨量の時間相関長さを推定するにあたり、TRMM 情報から瞬時降雨量の時間相関長さ推定するために開発した手法^{1), 2)}を適用している。時観相関長さが世紀末で短くなること、すなわちより短期間の降水が増大することを示している。

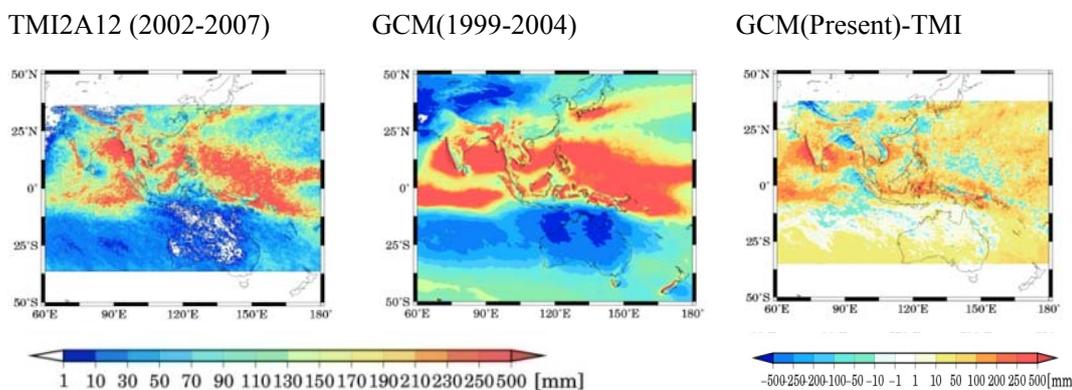


図 3 現在気候に対する TRMM/TMI と GCM による南西モンスーン期の月平均降水量(6-10 月)の比較

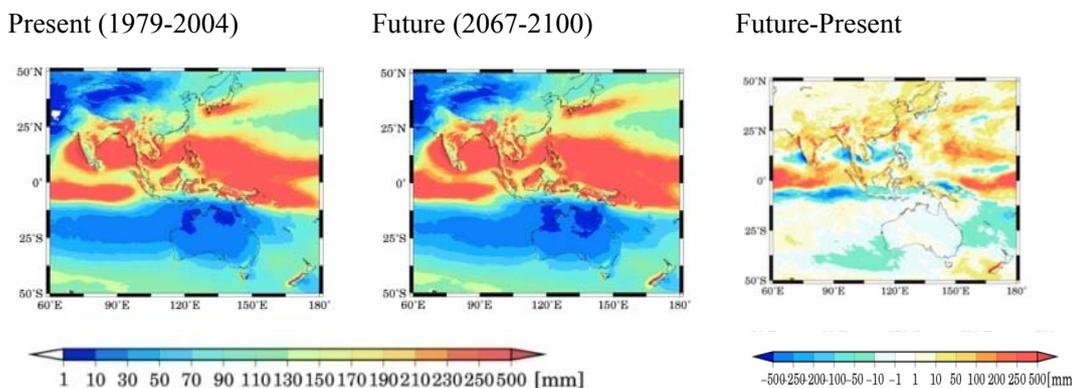


図 4 GCM による南西モンスーン期の月平均降水量 (6-10 月) の現在気候と世紀末気候との比較

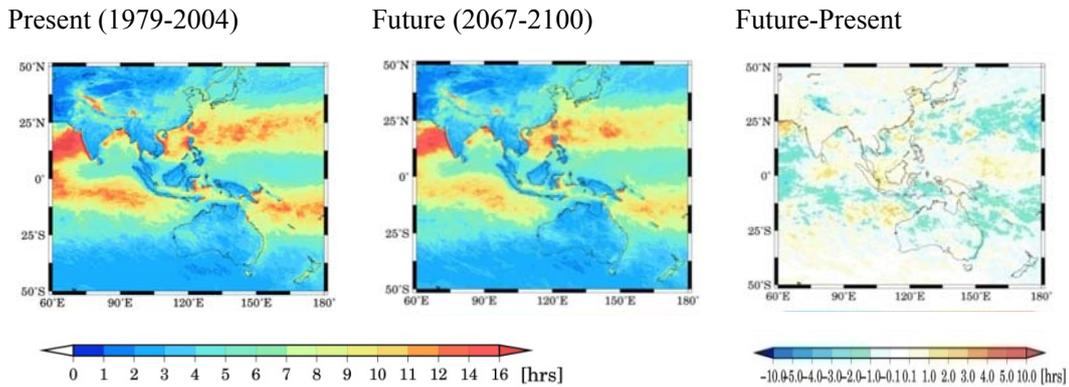


図5 GCM 出力から推定した南西モンスーン期の瞬時降水量の時間相関長さ（6-10月）の現在気候と世紀末気候との比較

以上、極値ならびに通常の降水量の GCM の出力特性について、定量的に示した。基本的には短時間の降水量が増大することを確認した。しかし、本解析は定量的といっても、まだ確率分布の評価に入り込む前の評価であり、今後より精緻な解析を進めてゆく予定である。

参考文献

- 1) Lisako Konoshima and Eiichi Nakkaita (2008), Evaluation of the Changes of Temporal Correlation Length of Rainfall Intensity due to the Global Climate Changes using GCM and TRMM Observations, Proc. of 4th Conference of APHW in Beijing, S4-02, 10pp.
- 2) 中北英一・木島梨沙子(2008), 衛星観測を用いた瞬時降雨量の時間相関長さの全球分布推定. 土木学会水工学論文集, 第 53 巻, 6pp. (査読中).

4.3.3. 物理的ダウンスケールによる極端現象の領域シミュレーション

石川裕彦（京都大学防災研究所 教授）・竹見哲也（京都大学防災研究所 准教授）
奥 勇一郎（京都大学防災研究所 特任助教）

物理的ダウンスケールでは、温暖化実験の出力データを用いて、強雨・強風といった災害をもたらす極端現象の領域気象モデルによる高分解能数値シミュレーションを行う。そのための準備として、領域気象モデルによる現在気候条件での実事例台風の数値シミュレーションを行い、異なる領域モデルでの結果を比較することにより、極端現象の再現性について検討した。

解析対象とした事例は 2004 年台風 18 号とし、気象庁・気象研究所非静力学モデル NHM による水平格子幅 5 km での領域計算データを初期値・境界値として利用した。気象研究所ではこの初期・境界条件を用いた 1 km 格子幅での NHM シミュレーション (1 km-NHM) が実施されており、その比較対象としてここでは領域気象モデル Weather Research and Forecasting (WRF) を用いた (1 km-WRF)。計算の設定は 1 km 格子 NHM と可能な限り同じにした。計算領域として九州を中心とした 600 km 四方を設定した。

図 6 には 1 km-WRF による台風中心の位置・気圧と気象庁ベストトラックを示し、強度は若干強めに再現されているもののベストトラックと良く一致していることが分かる。1 km-NHM でも同様にベストトラックとよく一致した結果が得られており、初期値・境界値を同じにすることにより、異なるモデルでも台風の大局的な特性（移動・強度）は同程度に再現することができるものと考えられる。

図 7 および 8 にアメダス観測点での風速・風向の時系列および最寄格子点での 1 km-WRF および 1 km-NHM による風の時系列を示す。日本海側に面した萩および山地内部の

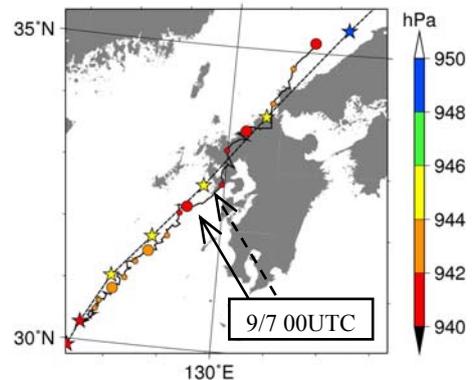


図 6 WRF 計算による台風中心位置・気圧 (○印・実線) およびベストトラック (☆印・破線)。

小林の2地点を選んだ。両地点において、風速・風向ともに良く一致しており、台風経路の再現性が極めて良好であったことが要因であると言える。風向は特によく一致している。一方風速時系列を見ると、細かな点でWRFとNHMとで異なる。全般的にWRFの方が風速が強めに表現されており、ピーク値もWRFの方が高い。また、時間変動のパターンもWRFの方がより細かい変動が表現されている。特に小林においてこの傾向が顕著である。九州地方および中国地方西部における他のアメダス観測点においても、WRFの方が強めの風速および細かな時間変動という傾向が確認できた。このようなモデル特性の相違点は、ダウンスケール実験により極値の評価をする際に吟味する必要があるであろう。

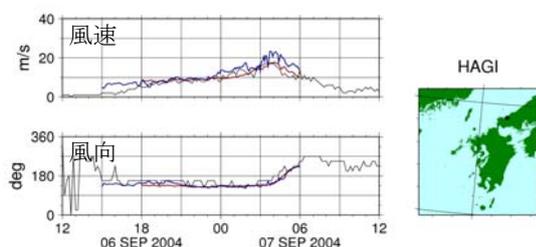


図7 萩地点での1 km-WRF (青) および1 km-NHM (赤) による風速・風向の時系列とアメダス時系列 (黒)。

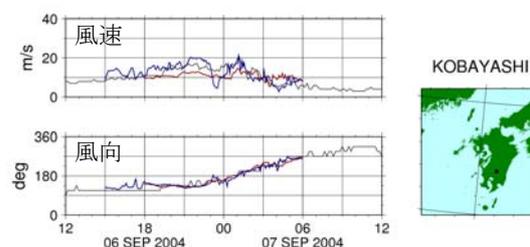


図8 図7と同様、ただし小林地点におけるもの。

また、GCM 将来気候計算データから極値を検索し、上位事例の背景場の特徴を調べ、ダウンスケール実験を行うための基礎資料の作成も行なった。

4.3.4. 降雨特性の変化と斜面崩壊の危険性

藤田正治 (京都大学防災研究所教授) ・ 堤 大三 (京都大学防災研究所准教授)
竹林洋史 (京都大学防災研究所准教授)

(1) はじめに

斜面崩壊現象は降雨パターンによって特性が異なる。一般的に、連続雨量が大きいとき深層崩壊が生じ、時間降雨量が大きいとき表層崩壊が発生する。したがって、地球温暖化によってこれらの降雨特性がどのような方向に進むのかは、今後の土砂災害特性を知るうえで重要である。最悪の状態は時間降雨量と連続降雨量の両方が増加する場合で、未曾有の土砂災害が発生する危険性がある。

本研究は降雨の実測データから降雨特性がどのように変化しているのかを調べるとともに、降雨イベント中の降雨ピークの位置が斜面崩壊特性に与える影響について検討した。

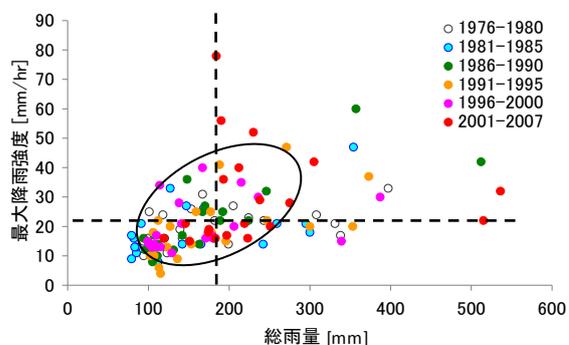


図9 最大降雨強度と一雨総雨量の関係

(2) 降雨パターンの変化

降雨の将来予測が十分できていないので、ここでは、大分地方気象台竹田地域気象観測所の降雨量データを用いて降雨特性の変化の傾向を解析した。データは1976~2007年のもので、1976~1980年、1981~1985年、1986~1990年、1991~1995年、1996~2000年、2001~2007年の6つの期間に分けて期間変化を調べた。図9は各期間内の一雨の総雨量上位20番目までのデータについて総雨量と最大時間降雨量の関係を示したものである。ここで、一雨は、前後に24時間以上の無降雨期間がある降雨イベントと定義する。図中の点線は平均値を示す。図9より、多くのデータは平均値の周りにはあるが、2001年以降、平均値からはずれた強い雨または長い雨が他の時期より多く起こっていることがわかる。また、総雨量は平均値だが時間雨量が極めて大きいイベント、

時間雨量は平均だが総雨量が極めて大きいイベントの発生も他の時期より多く、いわゆる降雨の極端現象の発生が見られる。

(3) 降雨パターンの違いによる斜面の安全性

一般的に、降雨パターンは、降雨ピークが降雨イベントの前半、中盤、後半にあるものと降雨ピークがないものに分類される。そこで、図 10 のように (a) 降雨ピークがイベント中盤にあるもの、(b) 後半にあるもの、(c) 降雨ピークがないものに対して、崩壊発生特性がどのように変化するかを降雨浸透と斜面安定解析により検討した。ただし、それぞれの実測降雨量をそのまま用いた場合を Case1、総雨量を 2005 年台風 14 号時の既往最大値に引き伸ばしたものを Case2 とした。土層を表層、中層、下層に分割し、水理特性パラメータには実測値を与えた。土の内部摩擦角と粘着力は、 $\phi=17^\circ$ 、 $c=2.0 \times 10^3 \text{ kgf/m}^2$ とした。対象斜面は 2005 年の台風 14 号時に崩壊した実斜面である。図 10 より、安全率の低下率は降雨強度に大きく影響されることが分かる。そのため、(a)、(b) の降雨パターンでは、降雨ピーク付近で安全率が急激に低下する。一方、降雨ピークがない (c) の降雨パターンでは、安全率が緩やかに低下し続ける。

Case1 では降雨パターンに関わらず崩壊が発生していない。このことは、2005 年台風 14 号以前の豪雨時には斜面の安定性が保たれ、2005 年台風 14 号によって初めて崩壊が発生したという事実と一致するものであり、計算法の妥当性を示唆するものである。つぎに、Case2 では総降雨量が一定であるが、崩壊が発生しているのは降雨ピークがイベントの後半にある (b) の場合のみである。2005 年台風 14 号の際の降雨パターンも同様の特徴を持っている。このことから、総降雨量が一定の場合、降雨ピークがイベント後半にあるパターンで崩壊の危険性が高まる。したがって、降雨特性が図 9 のどの方向に進むかということも重要であるが、ピークが一降雨中のどこで起こるかも重要である。

(4) おわりに

今後、異なる地域について降雨データを用いた同様の解析を行い、降雨特性の変化についての実態把握をさらに進めるとともに、気候変化の数値シミュレーション結果を用いた同様の検討を行い、斜面崩壊を引き起こす降雨条件が将来どのような方向に進むのかを考察する。また、崩壊シミュレーションも行い、将来の斜面崩壊の発生の危険性についても議論する。

4.3.5. 温暖化時の河川流況変動予測

小尻利治 (京都大学防災研究所 教授) ・ 立川康人 (京都大学大学院工学研究科 准教授)

田中賢治 (京都大学防災研究所 准教授) ・ 浜口俊雄 (京都大学防災研究所 助教)

Kim Sunmin (京都大学防災研究所 特任助教) ・ 佐藤嘉展 (京都大学防災研究所 特任助教)

(1) はじめに

従来、温暖化時の治水・利水リスク評価は、降水量から得た統計量の変化を分析することに焦点が当てられてきたが、水工施設が高度に流況を制御している我が国の河川流域では、河川流況の変動を分析してはじめて、温暖化が当該流域の治水や利水に及ぼす影響を分析することができる。本グループでは、我が国の代表的な流域として石狩川流域 (14,330 km²)、最上川流域 (砂越上流 7,040 km²)、利根川流域 (栗橋上流 8,588 km²)、木曾川流域 (犬山上流 4,684 km²)、淀川

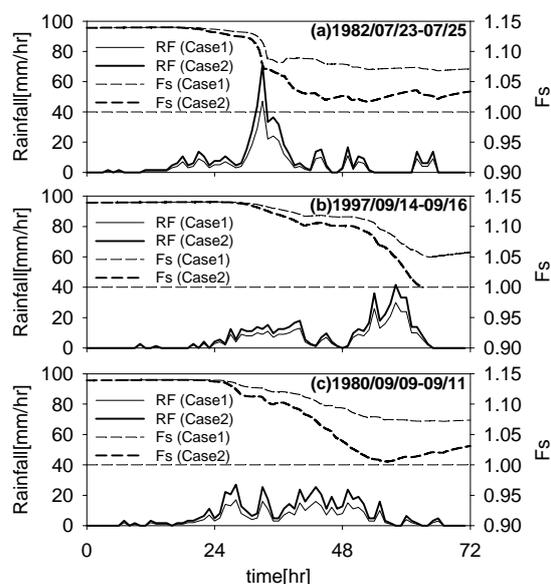


図 10 典型的な降雨パターンでの安全率変化

流域（枚方上流 7,281 km²）、吉野川流域（岩津上流 2,740 km²）を対象とし、分布型流出予測モデルを用いて温暖化時の気候推計情報を河川流量に変換し、温暖化時の河川流況と既存の治水施設の機能や管理方式が将来にわたって有効であるかを分析する。

(2) 東日本の代表流域における流況変動（利根川流域・最上川流域）

詳細分布型流出モデル OHDIS¹⁾を用いて利根川流域および最上川流域の河川流量を計算した。図 11 に月平均流量を示す。両流域とも現在気候では融雪によって 4 月に月流量のピークが見られるが、21 世紀末気候では、利根川では 3 月、最上川では 2 月にピークが移動し、またその月流量は減少することがわかった。

(3) 西日本の代表流域における流況変動（吉野川流域・淀川流域）

同じモデルを吉野川流域に適用した。図 12 に岩津地点上流域における流域平均年最大日降水量とその時に発生した洪水ピーク流量との関係および流域平均年最大日降水量と標準偏差の変化を示す。年最大日雨量は増加の傾向にあり、日雨量 120mm を境として日降水量の増加に対するピーク流量の変化率が増加し、将来はより大きな洪水ピーク流量が発生する傾向にあることがわかる。

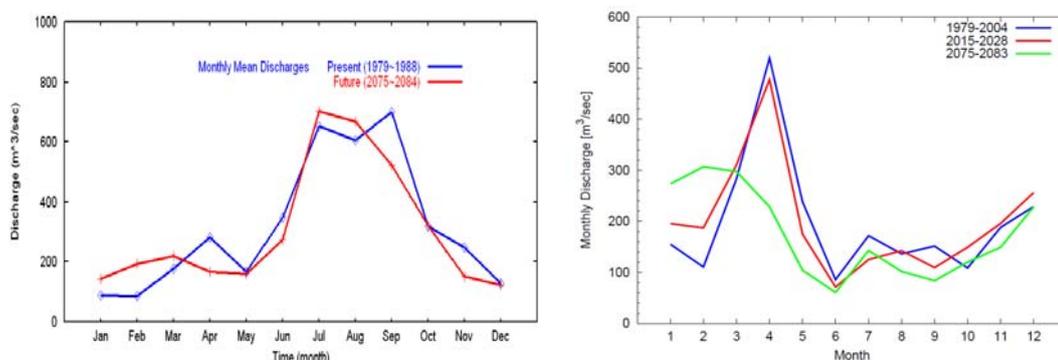


図 11 左図：利根川流域（栗橋上流 8,588 km²）および右図：最上川流域（砂越 7,040 km²）における月平均流量パターンの変化

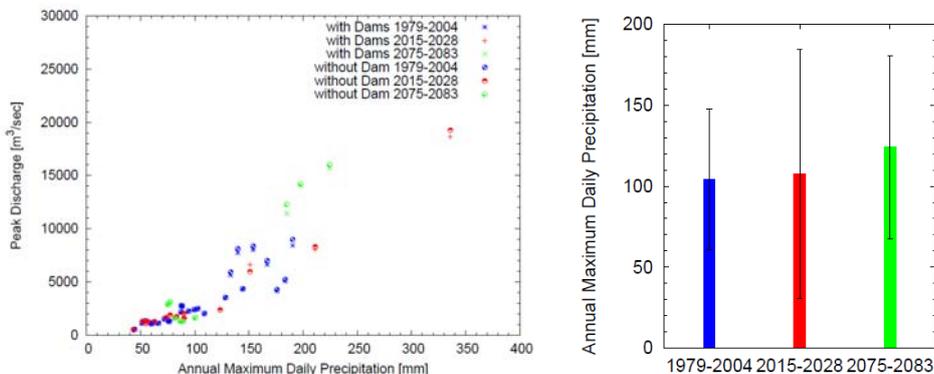


図 12 吉野川（岩津上流 2,740 km²）における年最大日降水量とピーク流量との関係（左）と年最大日降水量の平均値と標準偏差の変化（右）

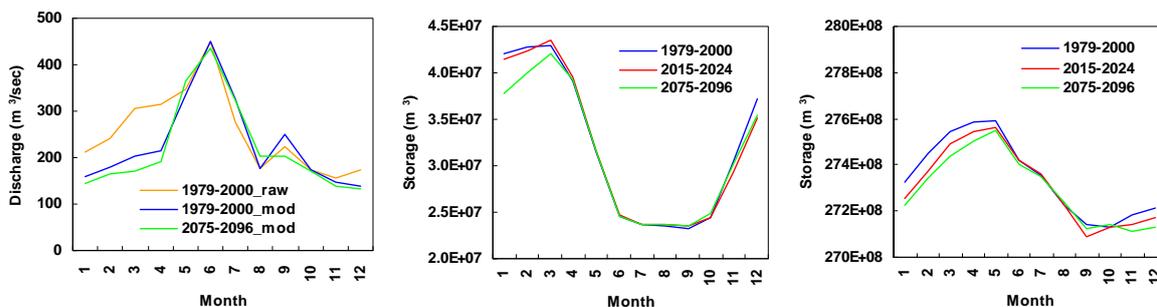


図 13 淀川流域（枚方上流 7,281 km²）における月平均流量パターンの変化（左）、および日吉ダム（中央）と琵琶湖（右）の貯水量の変化

既存の水工施設の管理方式の将来への適用可能性や、水質・生態環境への影響を明らかにするため、流域環境評価モデル Hydro-BEAM²⁾を用いた解析を実施した。図 13 は Hydro-BEAM による淀川流域（枚方地点）の河川流量と、日吉ダム（5,800 万 m³）および琵琶湖（275 億 m³）の貯水量変化の解析結果を示している。図 13 左の「raw」は GCM 出力データをそのまま用いた結果で、「mod」は AMeDAS データを基準とした統計的バイアス補正を加えた結果を示している。淀川流域ではバイアス補正を行わないと 12 月から 4 月にかけての流出量を 100m³/s 程度過大評価することがわかる。また、21 世紀末気候では全体的に流量が減少することもわかった。21 世紀末においても現在と同じ貯水池操作ルールを仮定した場合、1 月から 3 月にかけて日吉ダムの貯水量が不足し（図 13 中央）、琵琶湖の貯水量も 1 億 m³ 程度減少すると予想された（図 13 右）。

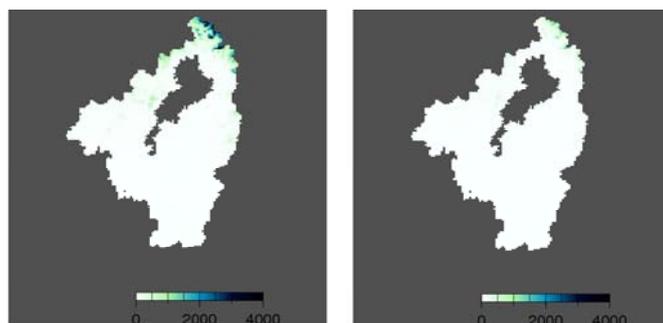


図 14 淀川流域における平均積雪深(mm)の空間分布の変化（左:現在気候条件、右:21 世紀末気候条件）

図 14 は、同じモデルによる淀川流域における平均積雪深の変化を示している。他の流域と同様に温暖化に伴って積雪量とその分布域が減少することがわかった。

(4) 今後の予定

本年度は、本実験に利用する 2 つのモデルが完成し、予備実験による温暖化推計情報を用いて将来の流況変動の可能性を分析した。次年度以降は、本実験による温暖化実験データを用いて、現在気候、近未来気候、21 世紀末気候における河川流況の違いを分析する。また、流況が大きく異なる流域に対しては適応策を検討する。さらに、モデルの精度向上とバイアス補正手法の改良に加え、水温と水質変化の解析も実施し、生態環境への影響評価を含めた将来の流域圏における総合水資源管理に資する災害影響評価指標の構築を試みる。また、次年度以降は国内の主要流域の解析だけでなく、海外の流域との比較も実施していく予定である。

参考文献

- 1) 佐山 敬洋・立川 康人・寶 馨・市川 温(2005) 広域分布型流出予測システムの開発とダム群治水効果の評価, 土木学会論文集, No. 803 / II-73, 13-27.
- 2) Kojiri, T. (2006) Hydrological River Basin Environment Assessment Model, Watershed Models, Edited by V.P. Singh and D.K. Frevert, Taylor & Francis, 613-626.

4.3.6. 地球温暖化予測データに基づく高潮と波浪のシミュレーション

間瀬 肇（京都大学防災研究所 教授）・森 信人（京都大学防災研究所 准教授）
安田誠宏（京都大学防災研究所 助教）

(1) はじめに

地球温暖化の影響を強く受けるであろう自然災害として、高潮・高波災害がある。高潮・高波による沿岸災害リスクの推定と軽減を行う上で、温暖化に伴う台風傾向の変化を高潮・高波推算に反映し、より正確に将来の高潮・高波予測を行うことは極めて重要である。本研究は、気象研究所による超高解像度全球大気モデルによる最新の温暖化予測シミュレーション結果を基に、日

本近海での将来台風の特徴を評価し、高潮・波浪結合モデル SuWAT^{1), 2)}を用いて、高潮に及ぼす将来気候変動の影響を予測できるようにする。また、同時に将来の波浪特性への影響を検討する。

(2) 地球温暖化予測データに基づく将来高潮シミュレーション

革新プログラムにおいて気象研究所によって実施された、水平 20km 格子の超高解像度全球大気モデル (TL959) によるシミュレーション結果を用いる。過去気候の再現として 1979~1988 年、将来気候の予測として 2075~2084 年の各 10 年間についてはすでに検討した。現在、過去および将来条件の気候変動予測計算が 25 年分終了したので、それらの全データに対して、Oouchi ら³⁾のプログラムを用いて台風イベントを抽出しているところである。

これまでの各 10 年間の結果をまとめると、GCM 再現計算結果は実際の台風との差が大きいことがわかった。このことに関しては、標本数にも依存するため、一概に実測値とモデルの差とは言いきれないが、気候モデルによる将来予測計算結果をそのまま用いることはできないとも言える。したがって、計算値に対して実測値との差をより定量的に解析し、バイアス補正を行う予定である。

高潮シミュレーションには、金ら^{1), 2)}による潮汐・高潮・波浪結合モデル (SuWAT: Surge-Wave-Tide coupled model) を用いる。SuWAT は、台風モデル、高潮モデル、波浪モデルの 3 つの計算モデルで構成され、一定の計算間隔を置いて高潮と波浪計算出力を交換しつつ予測シミュレーションを行うものである。GCM によるシミュレーション結果から得られた将来台風データのうち、東京湾付近を通過するものを抽出した。2075~2084 年の 10 年間では、2075 年 3 号、2076 年 5 号、2077 年 9 号の 3 つの台風が東京湾に接近した。GCM 計算結果より得られた 6 時間ごとの台風経路情報及び台風特性の評価の際に求めた最大旋衡風速半径を元に、藤井・光田(1986)⁴⁾の台風モデルを用いて気圧場と風速場を算出し、高潮シミュレーションを実施した。

計算期間における東京湾での最大高潮偏差の平面分布を図 15 および 16 に示す。それぞれ 2075 年 3 号台風、2076 年 5 号台風についての結果である。2077 年 9 号台風については、高潮偏差が小さかったので図示していない。今回の東京湾における将来予測高潮計算において対象とした 3 つの台風では、その規模が極端に発達した 2076 年の 5 号台風ではなく、規模が比較的弱かったにもかかわらず 2075 年 3 号台風が最大の高潮を発生させた。このことから、高潮の発生とその規模に対して台風経路が与える影響が非常に強いことが改めて確認された。

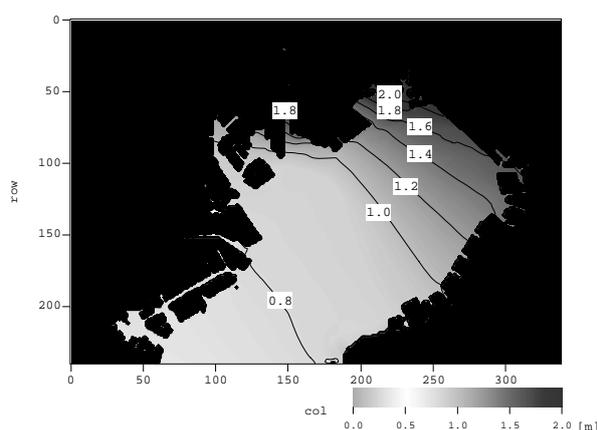


図 15 2075 年 3 号台風時の最大高潮偏差

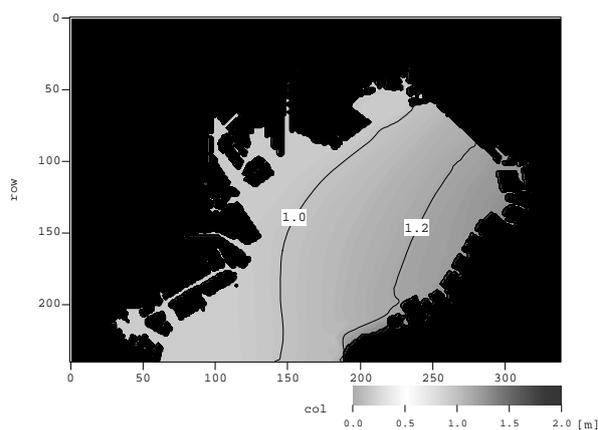


図 16 2076 年 5 号台風時の最大高潮偏差

(3) 今後の方針

現況および将来条件の 25 年間のデータから台風イベントを抽出し、台風発生・消滅位置、中心気圧、進行速度、進行方向等がどのように変化するかを定式化し、その変化特性を考慮して過去の実測台風を修正するという手法を用いて確率台風モデルを作成する。その確率モデルにより将来における台風を発生させることとする。

また、高波に関しては以下の事項を予定している。すなわち、今年度は GCM の海上風データを

基に全球、来年度は日本周辺の波浪計算を行い、現在、近未来、将来における波浪の変化について予測を行う。波浪予測には、デルフト工科大学開発の SWAN を使い、並列計算機により各 25 年分の時間積分を行う。空間解像度は 1.25 度、計算時間は 32 ノードで約 1 ヶ月/25 年で 12 月中に計算が終了する予定である。得られた結果を基に、太平洋、大西洋、南氷洋及び日本周辺における波浪の将来変化、特に年平均波高、年最大波高等について解析を行う。

参考文献

- 1) 金 洙列・高山知司・安田誠宏・間瀬 肇 (2007): 高潮と波浪に及ぼす大潮汐変動の影響に関する研究, 海岸工学論文集, 第 54 巻, pp. 59-106.
- 2) 金 洙列・安田誠宏・間瀬 肇 (2008): 潮汐・高潮・波浪結合モデルによる土佐湾異常高潮の追算, 海岸工学論文集, 第 55 巻, pp.321-325.
- 3) Oouchi, K., Yoshimura, J., Yoshimura, H., Mizuta, R., Kusunoki, S. and Noda, A. (2006): Tropical Cyclone Climatology in a Global-Warming Climate as Simulated in a 20km-Mesh Global Atmospheric Model: Frequency and Wind Intensity Analyses, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 84, No. 2 pp.259-276.
- 4) 藤井 健・光田 寧 (1986): 台風の確率モデルの作成とそれによる強風シミュレーション, 京大防災研年報, No.29, B-1, pp.229-239.
- 5) 気候変動に関する政府間パネル (2007): 第 4 次報告書, 第 1 作業部会.

4.3.7. 強風災害

丸山 敬 (京都大学防災研究所 准教授)

全球、領域気象モデルからの出力を用いて、建物の強風被害を予測する手法を開発する。本年度の研究成果を以下にまとめる。

まずはじめに、メソスケールモデルを用いてシミュレートされた台風の強風場の再現性を検証するために、台風 0418 号の九州接近時を例に取り、1km 詳細メッシュを用いた気象庁 NHM による計算結果と (図 17)、NeWMeK (九州大学がもつ風観測ネットワーク、図 18) による観測データとの比較検証を行った。その結果、気象庁 NHM による計算結果は観測点の風速変化を良く再現していること。また、その値は実風速の 10 分から 15 分程度の移動平均値と同じような時間変化をしていることがわかった。また、NHM による計算結果から求めた、最大風速と観測結果から求めた最大風速および最大瞬間風速との関係を明らかにした (図 19)。これらの結果は 2008 年 12 月に開催される第 20 回風工学シンポジウムの論文集に投稿し、掲載が決まっている。

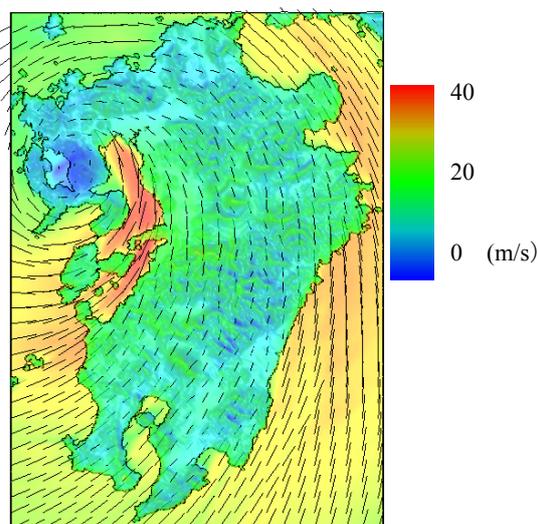


図 17 台風通過時の地上10mにおける風速分布



図 18 NeWMeK (九州大学がもつ風観測ネットワーク) による観測網

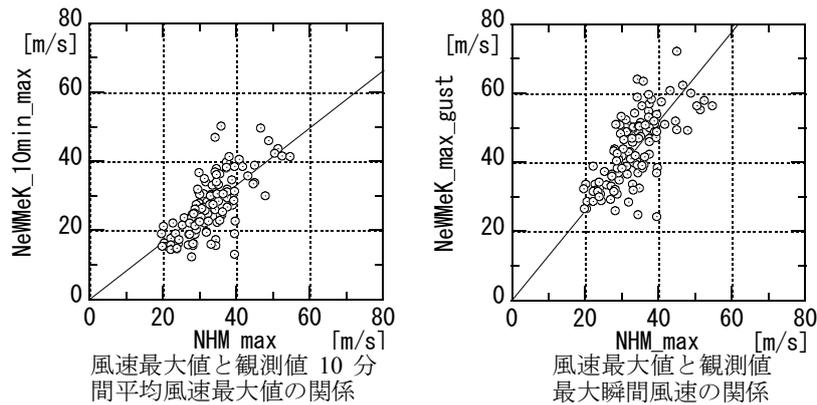


図 19 計算値と観測値の比較

一方、最大風速および最大瞬間風速と建物被害率の関係に関して一応の相関が得られているが、建物の構造種別（鉄筋コンクリート造、鉄鋼造、および、それ以外）による建物の耐風性能の違いを考慮した建物被害率予想を行い、精度向上に関する検討を行っている。また、強風場の計算結果から、即時に建物被害率予想を行うための市町村ごとの統計データベースの構築に取りかかっており、本年度中には近畿圏を中心に該当するデータベースを完成する予定である。

4.3.8. 短時間集中豪雨による中小河川の氾濫危険度解析

戸田圭一（京都大学防災研究所 教授）・米山望（京都大学防災研究所 准教授）

(1) はじめに

近年、局地的集中豪雨の増加により、中小河川の洪水氾濫災害が顕在化している。本研究では、流出解析手法・氾濫解析手法を組み合わせた統合型流域モデル¹⁾ (図 20)を用いることにより、降雨情報から中小河川の洪水氾濫危険度を評価する手法の提案を試みる。

(2) 流域モデルの構築

対象とするのは、2004年7月の新潟・福島豪雨時に溢水氾濫が起こった、新潟県長岡市の小木城川流域である(図 21)。流出解析および氾濫解析対象領域の面積はそれぞれ 15.7km²、0.79km²である。流出解析には kinematic-wave モデル、2次元氾濫解析には河道を一段低い格子として認識させたポンドモデルを用いている。小木城川は下流端で黒川と合流しており、下流端境界条件を等流計算で表現した。流域モデルの妥当性を検証するため、2004年豪雨時の洪水氾濫の再現計算を行ったところ、最大浸水深と浸水範囲が実績と概ね一致した。

(3) 短時間豪雨に対する危険度評価

次に、継続時間 2 時間ならびに 3 時間までの短時間降雨を、時間分布を変化させながら、対象領域に一様に与えて計算を行った。危険度の区分として、溢水が発生せず氾濫被害がない場合を危険度 B、溢水氾濫が発生する場合を危険度 A、住宅地の 10%において床上浸水が発生する場合を危険度 AA と設定した。横軸に降雨終了 1 時間前までの累積降雨量、縦軸に最終時間の降雨量を取り、危険度が B→A、A→AA となる限界値をプロットしたグラフを図 22(a)、(b)に示す。降雨継続時間 3 時間の場合は、1 時間目と 2 時間目の降雨量の分布を 3:1~1:3 の 7 種類に設定した。この図より、対象流域の短時間集中豪雨による洪水氾濫危険度を把握することが可能となる。

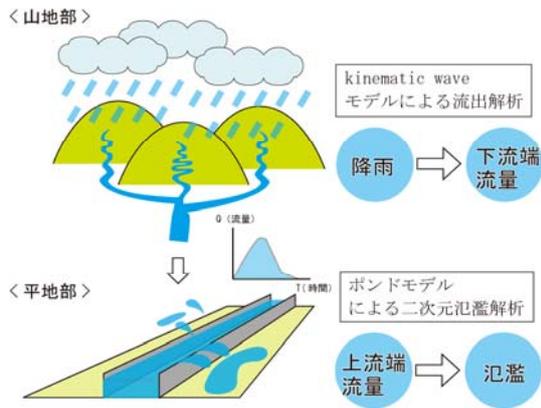


図 20 モデル概念図

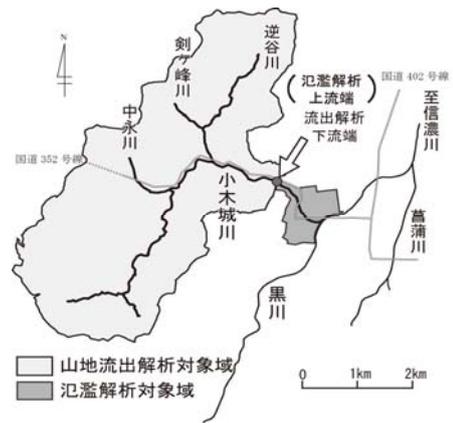
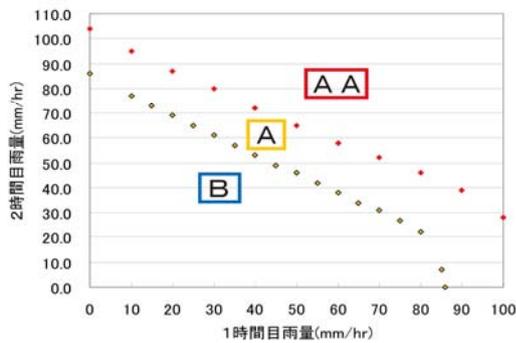
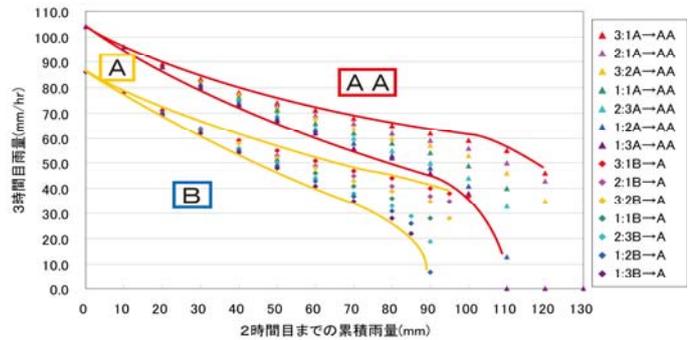


図 21 対象領域



a) 降雨継続時間 2 時間の場合



b) 降雨継続時間 3 時間の場合

図 22 降雨を用いた危険度指標

(4) おわりに

今後は、同様の解析を都市域で実施するとともに、中小河川、都市河川の氾濫危険性を地球温暖化の進行による短時間豪雨特性の変化と結びつけて議論していきたいと考えている。

参考文献

- 1) 徳永智宏・戸田圭一・川池健司・間島真嗣(2005)：短時間豪雨による都市域河川の危険度解析，河川技術論文集 第 11 巻，土木学会水工学委員会河川部会， pp.25-30.

4.3.9. 成果発表

(論文)

- 中北英一・木島梨沙子, 2009, 衛星観測を用いた瞬時降雨量の時間相関長さの全球分布推定. 土木学会水工学論文集, 第 53 巻, 6pp. (査読中).
- 安田誠宏, 高田理絵, 金洙列, 間瀬肇, 2008 : 地球温暖化予測データに基づく台風極端化特性の評価と高潮シミュレーション, 海岸工学論文集, 第 55 巻, pp.1331-1335.
- 丸山敬, 前田潤滋, 友清衣利子, 中野満寿男, 金田幸恵, 2008 : メソスケール気象モデルにより再現された台風 0418 号の強風場. 第 20 回 風工学シンポジウム論文集, 掲載受理済み.
- 大塚健太, 戸田圭一, 米山望, 2008 : 短時間降雨情報に基づく中小河川の洪水氾濫危険度予測法の提案と新潟県中小河川への適用, 河川技術論文集第 14 巻, 土木学会水工学委員会河川部会, pp.229-234.
- Toda, K., Kawaike, K., Yoneyama, N., Fukakusa, S. and Yamamoto, D., 2008: Underground Inundation Analysis by Integrated Urban Flood Model, Proceeding of 16th IAHR-APD Congress and 3rd Symposium of IAHR-ISHS, Vol.I, pp.166-171.
- Sunmin Kim, Yasuto Tachikawa, Eiichi Nakakita and Kaoru Takara: Reconsideration of current dam operation rules under climate change scenario: Case study with Yagisawa dam, Japan. Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE (submitted).

(口頭発表)

- Lisako Konoshima and Eiichi Nakkaita 2008: Evaluation of the Changes of Temporal Correlation Length of Rainfall Intensity due to the Global Climate Changes using GCM and TRMM Observations, Proc. of 4th Conference of APHW. 4-6, November 2008, Beijing, S4-02, pp.10.
- Toshio Hamaguchi, Yoshinobu Sato, Kenji Tanaka, Eisuke Mori and Toshiharu Kojiri, 2008: Discharge Projection of the Yodo River Basin with Dam Reservoirs using MRI's 20km-GCM and Its Impact Assessments due to Climate Change. Proc. of 4th Conference of APHW. 4-6, November 2008, Beijing, S4-13, pp.8.
- Sunmin Kim, Yasuto Tachikawa, Eiichi Nakakita and Kaoru Takara: Hydrologic Prediction of Climate Change Impacts on Tone and Yodo River Basins. Proc. of The Eighth International Conference on Hydro-Science and Engineering, 9 - 12 September, 2008, Nagoya, Japan. pp. 506-512
- 中山正之, 立川康人, 市川 温, 椎葉充晴, 2008: 地球温暖化予測実験データを用いた最上川流域における流況予測, 土木学会第 63 回年次学術講演会概要, 2-032.
- 滝野晶平, 立川康人, 市川 温, 椎葉充晴, 2008: 地球温暖化に伴う吉野川流域の河川流況予測, 土木学会第 63 回年次学術講演会概要, 2-034.
- 立川康人, 中山正之, 滝野晶平, 市川 温, 椎葉充晴, 2008: AGCM の気象予測値を用いた温暖化時の河川流量予測—最上川と吉野川を対象として—, 平成 19 年度京都大学防災研究所研究発表講演会, 京都テルサ, 2008 年 2 月 28~29 日.
- Sunmin Kim, Yasuto Tachikawa, Kaoru Takara and Eiichi Nakakita: Hydrologic Prediction under global warming at Tone and Yodo River Basins using the output of global 20-km mesh GCM. Annual meeting of DPRI, Kyoto University. Kyoto, 28-29 February 2008.
- 森英祐, 浜口俊雄, 佐藤嘉展, 小尻利治, 田中賢治, 2008: ダム操作を考慮した地球温暖化による流域水資源分布評価とその応用. 水文・水資源学会 2008 年度研究発表会, 東京大学, 2008 年 8 月 26~28 日.
- 田中賢治, 萩澤佑樹, 小尻利治, 2008: RCM 出力の頻度分布を考慮したバイアス補正. 水文・水資源学会 2008 年度研究発表会, 東京大学, 2008 年 8 月 26~28 日.
- 山口千裕, 立川康人, 椎葉充晴, 市川 温, 2008: 超高解像度全球大気モデルによって計算される流出量データの流況評価への適用可能性について. 水文・水資源学会 2008 年度研究発表会, 東京大学, 2008 年 8 月 26~28 日.
- 浜口俊雄, 佐藤嘉展, 森英祐, 田中賢治, 小尻利治, 2008: バイアス補正をした超高解像度 GCM による淀川流域の将来流量予測. 水文・水資源学会 2008 年度研究発表会, 東京大学, 2008 年 8 月 26~28 日.
- 滝野晶平, 立川康人, 市川 温, 椎葉充晴, 2008: 地球温暖化に伴う最上川・吉野川流域の河川流況の変動分析. 水文・水資源学会 2008 年度研究発表会, 東京大学, 2008 年 8 月 26~28 日.
- 石川裕彦, 阿部良, 横木研, 2008: 温暖化予測数値情報による極端気象現象と災害発現特性の研究. 第 27 回日本自然災害学会学術講演会, 福岡, 2008 年 9 月 25~26 日.
- 阿部良, 石川裕彦, 2008: 温暖化による温帯低気圧の変化. 平成 19 年度京都大学防災研究所研究発表講演会, 京都テルサ, 2008 年 2 月 28~29 日.
- (アウトリーチ活動)
- Eiichi Nakakita, 2007: "Climate Change Study on Disaster Environment in Japan", International Expert Symposium on "Climate Change: Modeling, Impacts & Adaptations", National Singapore University, Singapore, November, 2007.
- Eiichi Nakakita and Hirohiko Ishikawa, 2008, "Recent hydro-meteorological activities using weather radar in DPRI, Kyoto University", Seminar at National Weather Center, The University of Oklahoma, U.S.A., 19 September, 2008.
- Eiichi Nakakita, 2008: Integrated assessment of climate change impacts on disaster environment in Japan. Forum of National Adaptation Strategies on Global Climate Change. Taipei. 17-18, November 2008.
- 中北英一, 2007: 「温暖化と異常降雨ならびに今後の災害影響評価への取組」, 第 7 回水資源に関するシンポジウム, 東京, 2007 年 8 月 3 日.
- 中北英一, 2008: 「レーダ雨量計による降雨量推定・予測の今後の展望と、気候変動評価研究の最近の動向」, (財)河川環境管理財団大阪研究所, 河川環境総合研究会, 大阪, 2008 年 1 月 23 日.
- 中北英一, 2008: 「温暖化進行時における河川水文の変化」, 第 6 回水文・水資源セミナー 地球温暖化時代における水文・水資源と水管理～我々は如何に立ち向かうのか～, 水文・水資源学会, 東京大学弥生会館, 2008 年 7 月 3 日.
- 立川康人, 2008: 「気候変動による水災害に対する日本の研究機関・行政機関の取り組みについて」, Activities of Research Institutes and Administrative Agencies in Japan to Cope with Water-related Disasters due to Climate Change, 台北, 國家災害防救科技中心, 2008 年 5 月 29 日.

4.4. 気候変動に伴う全球および特定脆弱地域への洪水リスク影響と減災対策の評価

課題代表者：竹内 邦良（土木研究所 水災害リスクマネジメント国際センター長）

4.4.1. 世界の洪水リスク変化予測と政策シナリオに関する研究

4.4.1.1. GCM 予測降雨と現実降雨の対応関係の特定

(1) はじめに

一般に GCM 等の気象モデルの計算結果は、実際の河川流域スケールよりも大きなエリア（地域、全球など）を対象としてモデルの検証が行われることが多く、流域スケールで観測値と比較した事例は少ない。昨年度は、吉野川流域やメコン河流域を対象として気象研究所が開発した AGCM の降水量データと地上雨量の関係を調べた。その結果、AGCM 降水量データは、洪水リスク評価を行う上で重要となる日単位の時間スケールでは、実際の観測値に比べ過小である傾向があることが分かった。そこで、AGCM 降水量データの簡便な統計的バイアス補正手法（Kiem et al., 2006）を適用し、その適用精度を検討した。

(2) 研究方法

吉野川流域を対象として AGCM 降水量データへの簡便バイアス補正手法の適用性を検討した。観測値としてはアメダス観測データを用い、AGCM のグリッドデータとの比較には、アメダス観測地点から一番距離が近い AGCM グリッドのデータを用いた。また解析の時間スケールは日単位である。現在までに 1979-2004 の 26 年間の AGCM の現況再現データを頂戴している。本検討ではこのうち 1979-1998 の 20 年間のデータを用いて、以下に述べるバイアス補正手法のパラメータ値を決定し（キャリブレーション期間）、1999-2004 の 6 年間のデータを検証に用いた（検証期間）。

本検討で用いた簡易バイアス補正手法は Kiem et al. (2006) が用いたもので、以下のとおりである。最初に AGCM およびアメダスの日降水量データを月毎に分類し、各月について各日降水量の非超過確率を求め、両者の非超過確率降水量値の比率を算出する（式(1)、図 1）。算出されたこの比率は、非超過確率ごとに将来も変わらないとして、式(2)に示すように、AGCM の将来予測降水量に、その非超過確率に対応する比率を乗じることで将来の降水量の補正值とする。

$$\alpha_{m_NE} = R_{m_NE_Obser} / R_{m_NE_AGCM_Pre} \quad (1)$$

$$R_{NE_AGCM_Fut_Mod} = \alpha_{m_NE} \times R_{m_NE_AGCM_Fut} \quad (2)$$

ここに

m : 月

NE : 非超過確率

$R_{m_NE_Obser}$: m 月の非超過確率 NE の観測日降水量(mm/day)

$R_{m_NE_AGCM_Pre}$: m 月の非超過確率 NE の AGCM 現況日降水量(mm/day)

α_{m_NE} : m 月の非超過確率 NE の AGCM と観測日降水量の比率

$R_{m_NE_AGCM_Fut}$: m 月の非超過確率 NE の

AGCM 将来日降水量(mm/day)

$R_{NE_AGCM_Fut_Mod}$: m 月の非超過確率 NE の補正した AGCM 将来日降水量(mm/day)

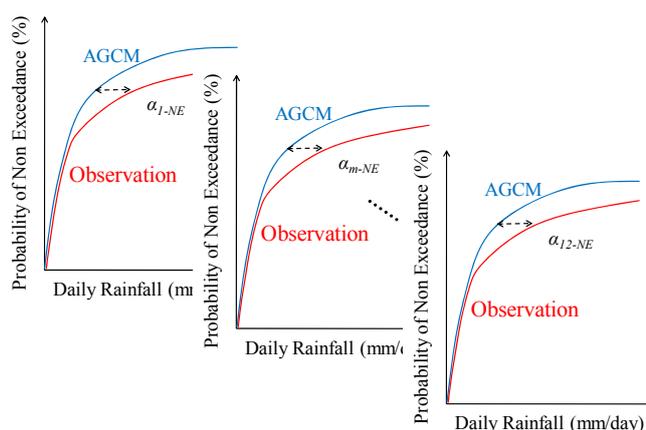


図 1 AGCM 降水量と観測値の補正比率 α_{m_NE} の算出概念図

(3) 研究結果

バイアス補正手法の適用により、年雨量についてはほぼ全地点において精度向上が確認され、月雨量については精度が向上する地点と向上しない地点、また精度が向上する月としない月がそれぞれ存

在することが確認されている（猪股、2008）。ここでは日雨量の精度について主に述べる。

図2はバイアス補正前および補正後の日降水量の観測値のクオンタイル—クオンタイル図の2事例である。両図とも検証期間のデータ（1999-2004）に対するものである。ID71191地点（京上）8月はバイアス補正により精度が向上しなかった事例、ID74056地点（本川）8月はバイアス補正により精度が向上した事例として示している。この図では、補正された降水量を示す緑色のプロットが45度線に近づけば近づくほど補正により再現精度が向上していることを示す。バイアス補正により精度が向上しなかった事例である71191地点8月では、日降水量がおよそ100 mm/dayよりも大きい範囲で45度線から離れていることが分かる。特に、極値では観測値が367 mm/dayであるのに対し、補正されたAGCM降水量は1196 mm/dayとなった。相対誤差としては225%となり非常に大きな誤差である。その一方でバイアス補正により精度が向上した事例である74056地点8月では、補正後のAGCM降水量は上位数点を除いて概ね45度線に比較的近づいており、絶対誤差も比較的小さくなっている。極値においても観測値が483 mm/dayに対し、バイアス補正後のAGCM降水量は328 mm/dayとなっており、71191地点8月と比較して誤差は小さい。

図3は、バイアス補正前および補正後のAGCM日降水量の観測値の再現精度を相対誤差で示したものである。各地点、各月の非超過確率80%以上の日降水量を対象として、観測値とAGCM降水量の相対誤差の平均値を計算し、その値の全観測所の平均値を示している。図3より、冬季（12, 1, 2月）についてはバイアス補正により日降水量の再現精度が向上していることが分かる。その一方で、それ以外の季節ではバイアス補正を行っても日降水量の再現精度はあまり向上しない地点が多いことが分かる。補正によって再現精度が向上する地点または月については、補正比率である α_{m_NE} がキャリブレーション期間と検証期間でほぼ変化がなく、また一方再現精度が向上しない地点および月については α_{m_NE} が変化している、ないしはキャリブレーション期間に含まれていなかったタイプの降雨であることが原因と考えられる。

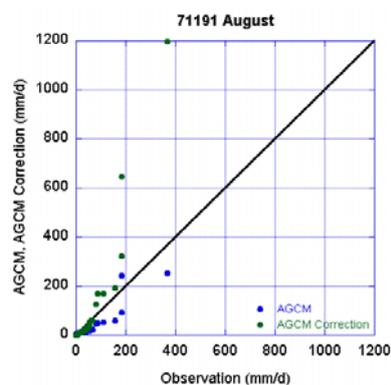


図2 71191地点8月および74056地点8月の日降水量のクオンタイル—クオンタイル図

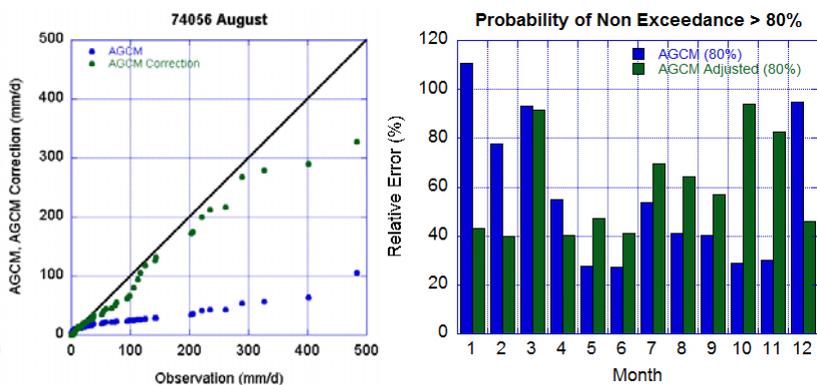


図3 バイアス補正前と補正後のAGCM日降水量の観測値に対する相対誤差

(4) 今後の課題

今後地球温暖化の影響で観測降水量とAGCM降水量との間の非線形性が強まることを考慮すると、AGCMから得られる降水量だけを観測値と関連付けるのではなく気温や風速といった降水量以外にAGCMから得られる物理変数を組み込み、大気の状態をできるだけ反映できる補正手法に改良することで適用性を広げていく必要がある。また、降水極値に対しても別途検討を行っていく必要がある。

4.4.1.2. 全球 10-40km メッシュでの河道網の作成

(1) はじめに

「全球陸域」を対象とした「現状」・「近未来」・「21世紀末」の洪水リスク変化のシミュレーションおよび評価を行うため、高精度でスケールフリーな全球河道網データを整備する。これにより、特定脆弱地域を対象とした高解像度河道網データと、全球規模研究用の中～低解像度河道網データが同時に整備される。

(2) 研究方法

近年、SRTM(NASA, 解像度 90m)や GDBD(NIES, 解像度 1km)といった全球スケールでの高解像度のデータセットが公開されてきている。本テーマでは、このような既存データセットを入力情報とし、高解像度の各種地形・河川情報を保存しながら任意の解像度に河道網を変換する手法(舛谷ら, 2006)を用いる。本手法は解像度を変換する際に中継領域を用いること、任意の解像度の各種情報は高解像度の入力情報を参照して作成することが特徴である(図4)。これにより、同一の地形情報から高精度な高・中・低解像度の河道網情報が全球の任意の領域で得られる。また、これを全球陸域に適用することで全球規模のスケールフリーな河道網を整備することができる。

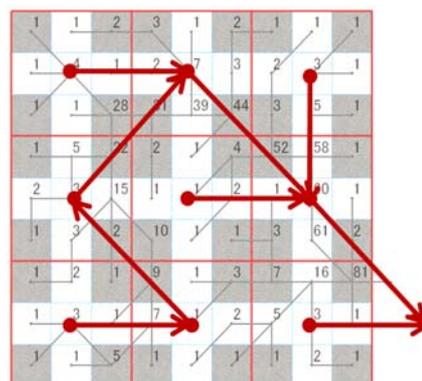


図4 最大集水河道追跡法

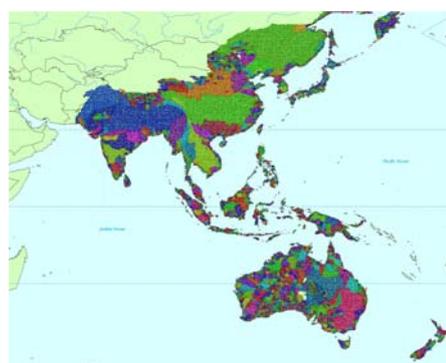


図5 スケールフリー河道網
(例: 2km)

(3) 研究結果

これまで、上記の河道網の解像度変換手法(最大集水河道追跡法)を全球展開できるように、ツールの改良を行った。さらに、改良版の最大集水河道追跡法をアジア・太平洋地域にすることで、スケールフリーの全球河道網の構築を行った。現在のところ、全球スケールとしては、高解像度版で 100m~1km、中解像度で~10km、低解像度で最大 40km 程度を想定している。

図5は 90m 解像度 Hydrosheds データを入力として 2km 解像度の河道網データを整備した例である。なお、これまで富士川および黄河流域(中国)で精度検証を行ったところ、任意のスケールにおいて既存の手法での場合に比べて精度良く擬河道網および関連する地形諸量を再現していることが確認された。

(4) 今後の課題

今後は、本手法を全球陸域に拡大する必要がある。さらに、他のデータセットと比較すること、詳細な実河道網図がある流域での検証を行うことが課題である。

4.4.1.3. 洪水流出解析モデル(BTOPモデル)の改良

(1) はじめに

本テーマでは流域水文モデル BTOP Model(たとえば Takeuchi et.al, 1999, 2007)を全球規模での洪水リスク解析に用いるためのモデルの改良を行う。

(2) 研究方法

全球陸域で洪水流出を行う際、流域スケールでの解析と比較した場合、低解像度の入力情報を用いることが多い。したがって、使用するグリッド解像度の影響が少ない水文モデルに改良する必要がある。

る。本年度は、1) 解像度の影響が少ない河道追跡計算手法の導入（修正マニング法および修正マスキング・クンジ法の導入）および評価 2) 解像度の影響の少ない（4.4.1.2 で開発した）河道網情報の導入を図る。

(3) 研究成果

これまで用いてきた河道追跡計算プログラムを、4.4.1.2 で開発したスケールフリー河道網情報 (DEM, 流れ方向、河川勾配、流域面積等) を用いて計算可能なように改良した。

(4) 課題

今後は、上記 (2) 1) の、解像度の影響が少ない河道追跡手法の導入を推し進め、早急に洪水流出解析モデルの全球対応を完了したい。さらには、アジア域を皮切りに洪水流出解析の全球シミュレーションに着手することが必要である。

4.4.2. 特定脆弱地域の洪水リスク変化予測と対策シナリオに関する研究

4.4.2.1. 特定脆弱地域を対象とした洪水浸水分析

(1) はじめに

本研究プロジェクトでは、特定脆弱地域を対象として洪水氾濫シミュレーションに基づく洪水リスク評価を行う。本年度は、昨年度対象として研究に着手したネパール（4.4.2.2 に報告）に加え、以下の脆弱流域を選定、研究内容を決定した。

- a. メコンデルタ（カンボジア・ベトナム）を対象とした地球温暖化シナリオに基づく洪水ハザード・リスク評価
- b. 利根川（日本）の堤防破堤を想定した東京の洪水氾濫解析
- c. バングラデッシュの脆弱流域を対象とした洪水氾濫解析

(2) 研究方法

現在、対象流域に関し、2次元有限要素水理モデル (2D-FEM) を適用、複数の洪水シナリオに基づいた氾濫シミュレーションを進めている。カンボジア域内を対象としたメコン川の氾濫シミュレーションに関しては、モデルの妥当性が確認された。このモデルにより、異常洪水(2000)、異常渇水(2003)をはじめとして、的確にシミュレーションすることができる。

(3) 研究結果

a. メコン・デルタ（カンボジア・ベトナム）

2D-FEM モデルを使用して、2007年の洪水氾濫に関するシミュレーションを実施した。このシミュレーションでは、メコン・デルタの DEM データ（分解能 100 m）を適用し、メコン川上流クラチェ地点の流量、トンレサップ湖上流の 12 流入支川の流量などについては YHyM(BTOPMC)の流量計算結果を合わせて使用した。図 6 は、シミュレーション結果をグーグル・アース上で表示したものである。シミュレーションでは、道路、堤防、その他の構造物による影響も考慮されており、トンレサップ湖の水際線の移動も表現されている。この結果は、2D-FEM 氾濫解析モデルを、現在 ICHARM で開発中の洪水予警報システム IFAS(Integrated

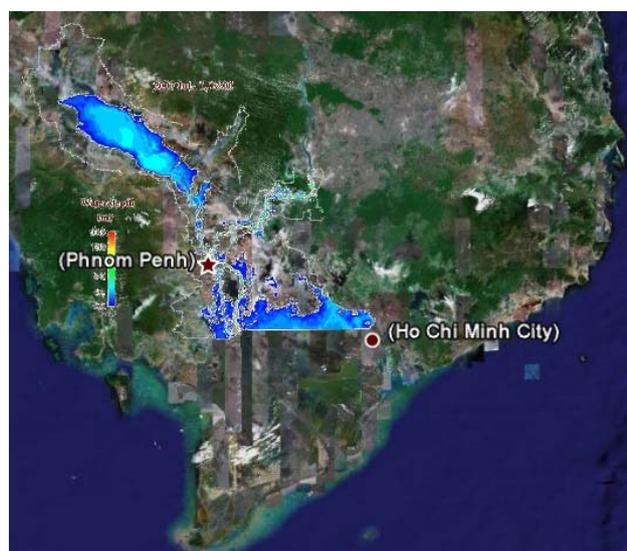


図 6 2007年のメコンデルタにおける洪水反乱シミュレーション結果

Flood Analysis System)と統合し、衛星観測から氾濫予測までを一貫して行うシステムづくりの骨格ができたことを示している。

b. 利根川（日本）

利根川に関しては、1947年9月16日カスリーン台風による利根川の東京側堤防が破堤した事例を選定し2D-FEMモデルを適用して分析した。本分析の目的は、現在の東京の地形条件、土地利用条件に対して気候変動が原因となって発生すると想定される大規模洪水が発生した場合の洪水氾濫プロセスをシミュレーションすることである。シミュレーションでは、レーザープロファイラーにより観測されたDEMであるLiDARデータを元にして作成した解像度100mの地形データおよび1947年の破堤流量データを使用した。シミュレーション結果は、60年前に比べ、氾濫の移動速度が倍ほど早いという結果となり、マニング係数の設定、土地利用の変化等を含めて国土交通省(2003)の結果との整合性に関し更なる検討が必要である(図7)。

c. バングラデッシュの脆弱流域を対象とした洪水シミュレーション分析

本件に関しては、現在必要なデータを収集している段階である。これまでに、対象地域全域の地形データ(解像度300m)および主要観測所数箇所の水位・流量など水文データを収集した。今後さらに必要なデータとしては、主要河川の横断面図、河川網、gauge coordinates、土地利用、河口周辺の水位などが挙げられる。

(4) 今後の課題

今後は、以下に挙げるシナリオを考慮してメコン・デルタおよびバングラデッシュの河川を対象として解析を行う予定である。

a. 解析時に考慮するシナリオ

①近年の大規模洪水に関する水文データの使用、②海面水位の上昇、③異常洪水、④堤防、道路、水理施設など構造物の有無または前後、⑤高潮の影響

b. IFASのYHyM(BTOPMC)洪水流量分析モデルと2D-FEMモデルの統合およびシミュレーション結果のゲーグル・アース、インターネットまたはウェブでの表示

c. 洪水ハザードマップや地球温暖化を考慮した洪水リスク評価の作成および洪水対策の提案

これらの分析を整備、発展させ、発展途上国の洪水多発流域を中心とした、全球規模の洪水リスク解析を今後行う。

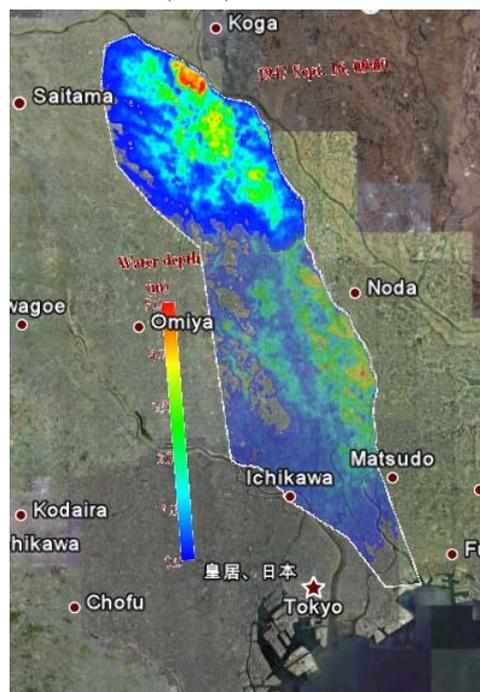


図7 利根川の洪水氾濫シミュレーション結果

4.4.2.2. ネパール西ラプティ川流域を対象とした地域防災能力向上に対する総合的な取組

(1) はじめに

ネパールを流れる西ラプティ川下流域バンケ地区に住む人々は、毎年洪水被害を被ってきた。特に最近数十年は、多くの人命が失われ、農地も大規模な被害を受け、農業中心の生活を営むこの地区の人々はさらに阻害されるという結果を招いている。モンスーン雨季には、農地や居住区の大部分が浸水被害に見舞われる。西ラプティ川は全長257km、カーナリ川との合流地点までの流域面積は6215km²に達する。年平均降水量は1,500mm程度であり、主に6月から9月に集中して降る。また、ネパール・インド国境では年平均流量125m³/s、最大流量8000m³/sとなっている。本研究は、以下に挙げる項目を目的としている。洪水に関する現状、歴史的経緯、原因、悪化要因、規模、影響などの評価、地域社会に関するハザード、脆弱性、能力の記録、さらに現地の知識、慣習、信条などの調査、そして、最終的に洪水被害緩和および洪水災害リスク低減に向

けて地域社会主導型長期計画を策定することである。

(2) 研究方法

雨量観測データの解析による洪水の自然的要因および現地調査を通じた洪水の社会的要因についての調査を行った。

(3) 研究結果

本研究により、西ラプティ川流域の洪水の原因が明らかになった。そのうちのひとつは、気候変化である。最近 30 年間で流域の年降水量がほぼ 50%増加した（図 8）。この増加分は激しい降雨によりもたらされることから、浸水規模が大きくなるばかりでなく、大規模な河岸侵食も進行、その結果河道の移動が起こっている。土地利用の変化がもたらす結果や洪水災害への危険性に対する見通しがほとんどないままに、土地利用が変化している点についても洪水の原因のひとつと考えられる。その他主要な人為的要因としては、モンスーン期に起こる洪水に関する影響評価なしに実施される道路、暗渠など社会資本整備、流域面積の小さい急流、適切な灌漑施設のない無計画な水路掘削、住居密集による排水不良が挙げられる。現地住民は自らが直面しているリスクを認識しているものの、他に選択肢もなく、気候や社会経済的条件の変化に対応可能な洪水災害対策に関する知識・経験もないことから、事態を真剣に考えていないのが現状である。住民からは、インド側で建設された翼堤やラクスマンパー河口堰、チュリア山地での過放牧、高地で慣習となっている焼畑農業、チュリア山地で行われている無計画な採石・採砂、急流河岸に見られるホテイアオイ類や低木類の繁殖なども原因として挙げられた。現地住民の知識・経験に基づいて作成した洪水ハザードマップと 1 次元および 2 次元モデルを使った洪水分析に基づいて作成した洪水ハザードマップを比較した。その結果、いくつかの相違点が見出されたので、それに関しては関係者の同意と理解をもとに修正が必要となる。

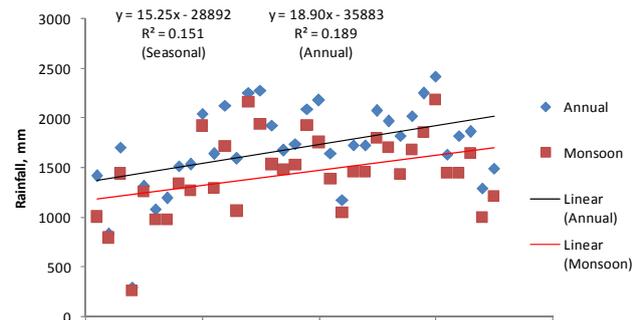


図 8 バンケ地区ナヤンバスティ地点の年および季節雨量の変化トレンド

(4) 今後の課題

現在まで行ってきた社会的な洪水の要因調査に加えて、流量等の解析を通じた自然的要因の調査について今後詳しく調査を行う。また、地球温暖化の影響評価を行うための準備として、降雨流出モデルの適用を行う。

4.4.3. 成果発表

(論文)

Magome J., K. Fukami, H. Inomata and K. Takeuchi, 2008: Flood risk forecasting for poorly gauged basins in the Mekong River Basin using a distributed hydrological model and a satellite derived precipitation dataset, Proceedings of 6th annual Mekong River Forum, Phnom Penh, Cambodia, 2008 Jun.

Inomata H., K. Takeuchi, K. Fukami, 2008: Accuracy of atmospheric general circulation model and application of statistical bias correction method, Proceedings of 4th conference of the Asia Pacific Association of Hydrology and Water Resources, Beijing, China, 2008 Nov.

猪股広典、竹内邦良、深見和彦、2008 : GCM 降水量データの統計的バイアス補正手法に関する一考察、水工学論文集第 53 巻 (投稿中)

(口頭発表)

猪股広典、竹内邦良、深見和彦、2008 : GCM 計算雨量と地上観測雨量との対応および補正手法の検討ー吉野川流域での検討ー、水文・水資源学会 2008 年度研究発表会要旨集、pp.150-151、2008 年 8 月、東京

(報告書)

International Centre for Water Hazard and Risk Management (ICHARM) and Nepal Development Research Institute (NDRI): A Feasibility Study on Integrated Community Based Flood Disaster Management of Banke District, Nepal, Phase1: Baseline Study, 2008 Sep.

IV. 雲解像度モデリング：雲解像モデルの高度化とその全球モデル高精度化への利用

実施機関名：国立大学法人名古屋大学

研究代表者：坪木和久（名古屋大学 准教授）

1. 研究目的

全球モデル・気候モデルでは、雲を直接解像することができない。雲を精度よくシミュレーションし、その特性を全球モデルに反映させるためには、1km～数100m解像度の雲解像モデルを利用することが必要である。名古屋大学では雲解像モデル CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) の開発を1998年以来行ってきた。このモデルは一からコード開発をはじめ、実際の気象予測にも用いることができる段階まで達している。さらに地球シミュレータへの最適化が行われており、現在、より高度で多様な利用を目指して開発を進めている。本研究課題は、この雲解像モデルをより高度化し、その利用により全球モデルの高精度化に寄与することを目的とする。具体的には、次の4項目の研究・開発を行う。

- ① 雲解像モデルの改良と高度化を行う（**雲解像モデル改良**）。
- ② 雲解像モデルを用いたシミュレーション実験から得られるデータを利用して、全球モデルの雲と大気境界層についてのパラメータを改良する（**パラメータ改良**）。
- ③ 非静力学雲解像モデルと静力学全球モデルを結合することによって、非静力学モデルと静力学モデルという“非斉一な”モデルの結合を行い、局所的に高精度な全球シミュレーションを行う（**非斉一モデル結合**）。この結果を主に衛星観測データにより雲・降水について検証する。
- ④ 全球モデルの結果を雲解像モデルと比較検証し、雲に関わる不確定性の問題点を明確化する。特に、温暖化に伴う変化が顕著に社会に影響を与える熱帯の対流雲と台風を中心に、現在気候と温暖化気候におけるモデル間の比較検証を行う（**比較検証実験**）。現在気候の実験では、特に雲・降水について衛星観測データによる検証を行う。

2. 年次計画

研究1年目：

- **雲解像モデル改良**：雲物理過程の改良として、雨水と雲水について数濃度を予報する2モーメント化を行う。また力学過程の改良としてセミ・ラグランジュ法の導入を行う。
- **パラメータ改良**：日本周辺において1000km×1000km以上の領域を対象として、水平解像度2km程度での毎日の予報実験（広領域実験）を実施する。計算領域をGCMの格子スケールで分割し、部分領域における各種気象パラメータの平均値、雲物理量・鉛直流・加熱プロファイルの確率密度分布を出力し、これらの値の季節別、領域別の変化を検討することによって、確率密度分布を決定づける要素を明らかにする。また、毎日の予報実験の結果を対象として、衛星観測より得られる雲頂輝度温度、可降水量、三次元降水分布との比較を行い、精度の確認を行う。シミュレーション実験の精度が良い場合と、悪い場合の大気環境場の相違点を検討する。
- **非斉一モデル結合**：全球モデルの1格子点ごとに雲解像モデルを結合させるための、雲解像モデル及び全球モデルの改良を行う。領域結合については双方向通信の方法について検討する。
- **比較検証実験**：実際に観測された台風と、現在気候で全球モデルが再現した台風について、いくつかの事例を選び、雲解像モデルを用いて1km～500m程度の解像度で実験を行い、全球モデルの結果と降水量や強度について比較検証する。

研究2年目：

- **雲解像モデル改良**：雲物理過程の改良について、1次氷晶生成プロセスの感度実験と2次氷晶生成過程の導入を行う。力学過程の改良について、セミ・ラグランジュ法についてパラメータ調整を行い、さらに高速化を図る。
- **パラメータ改良**：広領域実験を継続して実施する。日本周辺において、250km×250km程度の領域を対象として、水平解像度0.5km程度での毎日の予報実験（狭領域実験）を実施する。広領域実験の結果と同様に、各種気象パラメータに関する確率密度分布を算出し、境界層過程において確率密度分布を決定づける要素を明らかにする。
- **非斉一モデル結合**：全球モデル1格子点ごとに雲解像モデルを埋め込み、実験的にモデルを実行し、数日のシミュレーションで、パラメタリゼーションを用いた場合とどのように異なるのかを調べる。領域結合については、そのための雲解像モデルと全球モデルの改良を行う。
- **比較検証実験**：実際に観測された台風と、現在気候で全球モデルが再現した台風について、事例数を増やし比較検証を重ねる。

研究3年目：

- **雲解像モデル改良**：雲物理過程に雹のカテゴリーを導入し、豪雨や降雹などの激しい現象に対する感度実験を行う。
- **パラメータ改良**：広領域実験、狭領域実験は継続して実施する。同一GCM格子を対象として、両実験結果の比較を行い、水平格子解像度依存性の検討を行う。
- **非斉一モデル結合**：全球モデル1格子点ごとに雲解像モデルを埋め込んだ非斉一結合モデルで、1ヶ月程度の長期積分を行い、対象領域の気候の再現性を検証する。領域埋め込み型の結合では、熱帯域、特にインド洋から西太平洋に計算領域を設定し、実験的に双方向通信の結合を行う。
- **比較検証実験**：現在気候と温暖化気候における全球モデルの台風を多数抽出し、それらについて、雲解像モデルを用いて1km～500m程度の解像度で実験を行い、全球モデルの結果と降水量や強度について比較検証する。

研究4年目：

- **パラメータ改良**：毎日の気象の予報実験をより高解像度で継続して行うとともに、最初の3年間の実験で得られたデータを用いて、非断熱加熱量と熱・水蒸気拡散に関する、全球モデルの雲表現に適切なパラメータを求める。
- **非斉一モデル結合**：全球モデル1格子点ごとに雲解像モデルを結合した非斉一結合モデルで、1ヶ月程度の長期積分を継続して行い、対象領域の気候の再現性を検証する。領域埋め込み型の結合では、熱帯域、特にインド洋から西太平洋に計算領域を設定し、熱帯のスーパークラスタースターやクラウドクラスタースターさらに熱帯低気圧が詳細にシミュレーションされることを示す。
- **比較検証実験**：現在気候の全球モデルにおける熱帯の台風の発生について、全球モデルの結果について雲解像モデルを用いて検証する。

研究5年目：

- **パラメータ改良**：毎日の気象の予報実験をより高解像度で継続して行うとともに、得られたパラメータを全球モデルに与えてそのインパクトを検証する。
- **非斉一モデル結合**：全球モデル1格子点ごとに雲解像モデルを結合した非斉一結合モデルで、1ヶ月程度の長期積分の結果を、パラメタリゼーションの結果と比較し改善点を検証する。領域埋め込み型の結合では、任意の領域に双方向通信で埋め込みができるようにする。
- **比較検証実験**：現在気候と温暖化気候における台風や熱帯の対流雲群について数100m程度の高解像度の実験を行い、台風の変化について気候モデルの結果を検証する。

3. 平成 20 年度の研究計画

- ① 雲解像モデル改良（雲解像モデルの物理過程と力学過程の改良）：雲物理過程の改良について、1次氷晶生成プロセスの感度実験と2次氷晶生成過程の導入を行う。これを観測データと比較し検証をする。力学過程の改良について、セミ・ラグランジュ法についてパラメータ調整を行い、さらに高速化を図る。
- ② パラメータ改良（雲解像モデルを用いた GCM の大規模凝結過程におけるパラメータの検討）：広領域実験を継続して実施する。日本周辺において、500km×500km 程度の領域を対象として、水平解像度 1km 程度での毎日の予報実験（狭領域実験）を実施する。広領域実験の結果と同様に、各種気象パラメータに関する確率密度分布を算出し、境界層過程において確率密度分布を決定づける要素を明らかにする。またこれにより雲の特性についての理解を深める。
- ③ 非斉一モデル結合（全球静力学-雲解像非静力学非斉一モデル結合）：全球モデル 1 格子点ごとに雲解像モデルを埋め込み、実験的にモデルを実行し、数日のシミュレーションで、パラメタリゼーションを用いた場合とどのように異なるのかを調べる。領域結合については、そのための雲解像モデルと全球モデルの改良を行う。
- ④ 比較検証実験：実際に観測された台風と、現在気候で全球モデルが再現した台風について、事例数を増やし比較・検証を重ねる。

4. 平成 20 年度の研究成果

成果の要約

雲解像モデルの改良について、今年度は主に氷晶過程の検討と改良を実施した。氷晶過程について、氷晶の落下を導入しその降水に対する感度を検討した。2次氷晶過程について、Hallett and Mossop (1974)のプロセスに関する感度実験を行った。

パラメータ改良については、日本域として東シナ海・南西諸島域と熱帯域としてパラオ諸島周辺域について1ヶ月にわたる予報実験を行った。また、日本における解像度 1km の予報実験を行った。これらにより降水についてのデータを取得した。

全球非静力学モデルとして AFES、雲解像モデルとして CReSS を、領域スケールで結合する方法について検討した。

昨年度、開発した雲解像モデルによる重並列化を用いて、観測された台風として 2004 年の台風 16 号と 18 号についての2週間にわたる長期実験を行った。この方法を「タイリング領域法」とよび、これによる台風のシミュレーション結果を観測と比較した。台風 18 号の中心気圧は、気象庁ベストトラックの中心気圧と同じ程度に低下した。また、台風 16・18 号に伴う降水は量的に観測と対応するものであった。

さらに平成 19 年度に気象研究所の全球 20km-GCM でシミュレーションされた現在気候と温暖化気候の台風（チーム3「極端現象予測」の成果）について、雲解像モデル実験を行うための事例をそれぞれ33事例ずつ選び出した。それらの台風のうち中心気圧の低いものから数事例ずつ雲解像モデルを用いた実験を行い、全球モデルの結果と比較した。その結果、現在気候・温暖化気候のどちらについても、雲解像モデルの方が全球静力学モデルに比べて極端に中心気圧が低くなる台風もあるが、逆の事例も多くあり、必ずしも雲解像モデルの方が中心気圧の低い台風にはならなかった。一方、最大風速については、ほとんどの台風で雲解像モデルのほうが大きくなった。

4.1. 研究項目1：雲解像モデルの物理過程と力学過程の改良

(1) 氷晶の落下についての感度実験

雲解像モデル CReSS では、雲のカテゴリとして雲水と氷晶(雲氷)を考慮している。これらについては落下が考慮されていない。すなわち氷晶粒子の落下速度は0である。雲水は共存する降水粒子に捕捉されることでその量が減少するが、氷晶は上空にできると、減少する要因が蒸発のみとなるので、多くの場合そのまま上空に残り続ける。その結果、実際のもの以上に上空に雲が存在することになる。これは巻雲に対応するが、実際の巻雲では粒子の落下がみられる。そこで氷晶について落下を導入し、その感度を検討した。

台風のシミュレーションについて比較すると、氷晶の落下速度を0とする(図1左)のように、上空に氷晶が広がる。落下速度を導入すると(図1右)、上空に広がりすぎる氷晶が減少し、雲頂高度が低下している。さらに氷晶の分布だけでなく、降水の強度にも影響しており、台風中心からの距離 200~250km で形成された降雨帯が強化されている。これは平面図で見ても降雨帯の強さに違いがみられ、氷晶の落下速度の導入が降水にも影響することが分かる。

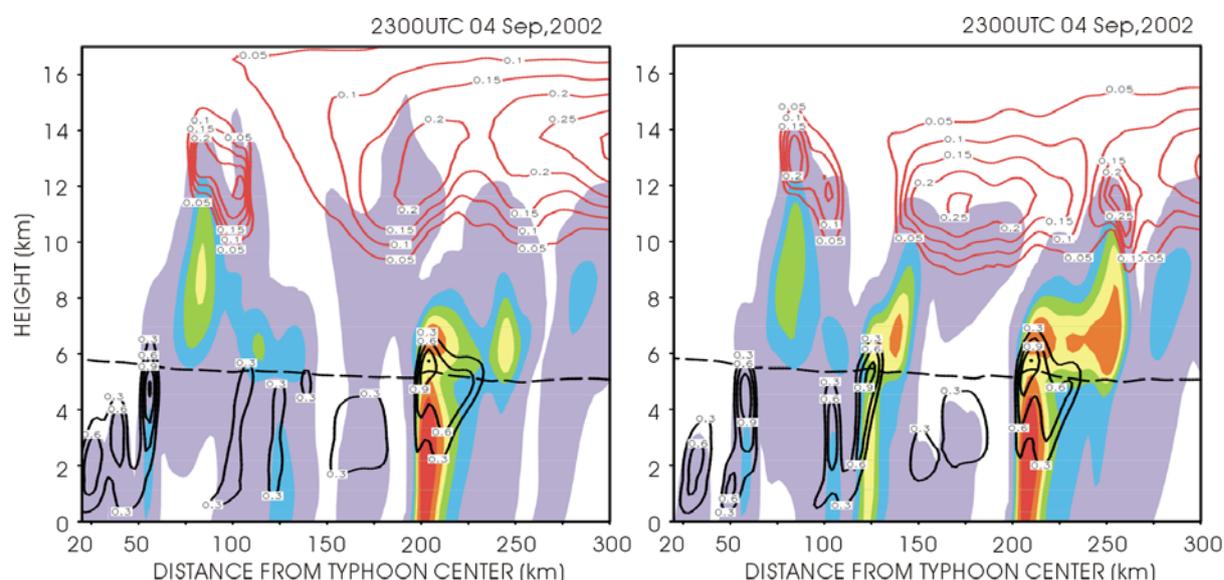


図1 台風のシミュレーションについて、氷晶の落下を考慮しない(左)と考慮する(右)計算の比較。台風の中心から半径方向に降雨帯を切る鉛直断面。赤い等値線が氷晶の混合比(g kg^{-1})、黒等値線は雲水混合比(g kg^{-1})、カラースケールは降水粒子(雪・あられ・雨)の混合比。

(2) 2次氷晶形成過程

CReSSには1次氷晶形成過程として、凍結核形成、昇華核形成、接触凍結核形成、および内部凍結核形成の4つの過程が導入されている。しかしながら実際の気中ではこれらの過程によって生成される氷晶の数より多くの氷晶が観測されることが知られている。この多くの氷晶は2次氷晶形成過程により発生すると考えられているが、発生過程については不明な点が多い。また、雲解像モデルでどの程度、降水に効果があるのかもはっきりしていない。2次氷晶形成過程について、現在知られている主要なものには、以下の過程がある。(1)雪・あられが過冷却雲粒を捕捉しながら成長するとき氷の微粒子を生成する(Hallett and Mossop 1974)。(2)雪とあられが落下中に衝突して小さな氷の破片を生成する(Vardiman 1978)。(3)雲頂付近で生成された大粒の過冷却水滴が凍結するときに高濃度の氷晶を発生する(Hobbs and Rangno 1985)。ここではまず、(1)の Hallett-Mossop splintering (HM プロセス)を考慮する。このプロセスは温度範囲 265~270 K ではたらく、氷晶の数濃度と混合比がかわる。

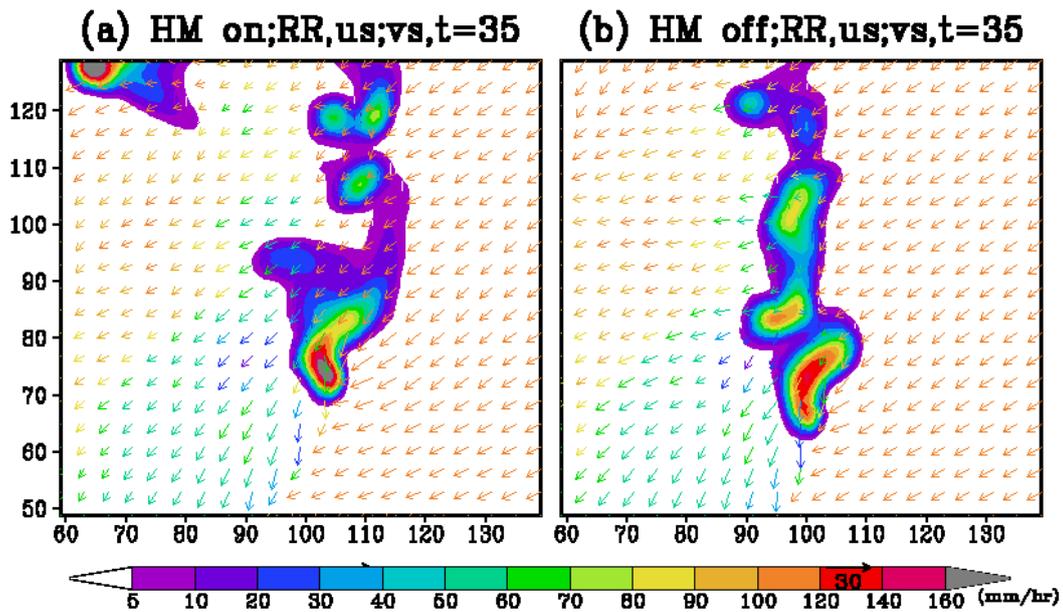


図2 台風降雨帯付近の大気状態を与えて発生させた積乱雲の初期値から 20400 秒の結果。カラースケールは地上の降水強度。矢印は地上風で、暖色系は湿った空気を、寒色系は乾いた空気を表す。HMプロセスを(a)on にした結果と(b)off にした結果。

HMプロセスの効果を、台風降雨帯付近の大気条件で発生する積乱雲について比較した。水平解像度 1000m で、温度バブルを与えて積乱雲を発生させた。図2は初期値から 20400 秒の結果を比較したものである。降水のパターン、降水強度、セルの分裂の様子、さらにセルの移動速度に違いが現れている。地上の降水は雨であるが、上空の氷晶雨プロセスが大きく影響をしていることが分かる。同様の感度実験を冬季の雪雲などについて実施した。

4.2. 研究項目2：雲解像モデルを用いた GCM のパラメータ改良

(1) 広領域シミュレーション実験の実施

2008年5月中旬から6月下旬にかけて、熱帯西部太平洋のパラオ周辺域において JAMSTEC の観測プロジェクト PALAU2008 が、台湾南西部において SoWMEX/TiMREX が、そして沖縄において雲粒子ゾンデ観測がそれぞれ実施された。これらの観測プロジェクトへのシミュレーション実験の結果の提供を目的として、これらの3地域を含むように、パラオ域と台湾・沖縄域の2領域を対象として毎日のシミュレーション実験を実施した。

これらの実験では、気象業務支援センターより配信される Global Spectral Model (GSM：水平解像度はおよそ 50 km) を初期値、境界値として、パラオ、台湾、沖縄を含む西太平洋全域を対象として水平解像度 15 km で MM5 を用いたシミュレーションを実施した(図3)。その後、MM5 実験の結果を初期値、境界値として、パラオ域と台湾・沖縄域のそれぞれを対象として水平解像度 4 km で CReSS を用いたシミュレーション実験を実施した。台湾・沖縄域を対象とした実験(図4)では台湾の急峻な地形による梅雨前線帯の降水システムの変質過程にも注目した。

これらの広領域シミュレーション実験では、梅雨前線帯に沿った領域での降水域の再現にはある程度成功したものの、海洋上の大気境界層上端付近に非現実的な層状雲が広がり過ぎること、降水システムの再現(対流性降水域と層状性降水域の分離)にやや問題があること、上層雲が衛星観測の結果に比べて厚く広がり過ぎることが示された。これらの結果については、今後、特別

観測期間中に得られた地上データ、衛星データなどとの比較を行うことにより検証を行っていく予定である。

また、2008年8月以降は中部日本域を対象として水平解像度4 kmでCReSSを用いた広領域シミュレーション実験を実施している。

(2) 狭領域シミュレーション実験の実施

2008年8月以降、日本域を対象とした広領域シミュレーション実験にネストする形で、濃尾平野周辺を対象として水平解像度1 kmでCReSSを用いた狭領域シミュレーション実験を実施している(図5)。水平解像度が4 kmで実施している広領域シミュレーション実験と異なり、水平解像度が1 kmの狭領域シミュレーション実験では降水域だけではなく降水システムの構造の再現も行えている。狭領域シミュレーション実験による地上降水量の結果はAMeDASなどの地上データとの比較を行うことにより降水量の定量的な予測(Quantitative Precipitation Forecasting: QPF)につなぐことができると考えられる。このため、降水量の量的な評価手法についても開発を行っている。

さらに、2006年に熱帯インド洋域で実施されたMISMO期間中や2008年5~6月に台湾・沖縄域で実施されたSoWMEX/TiMREX期間中に実施された広領域シミュレーション実験にネストする形での狭領域シミュレーション実験も実施している。これらの実験の結果はGCMにおけるパラメタリゼーション改良のためのパラメータを検討するためのデータセットの蓄積を目的としたものである。

(3) GCMにおけるパラメタリゼーション改良のためのパラメータ抽出

昨年度実施された熱帯インド洋域を対象としたMISMO期間中のシミュレーション実験の結果を用いて、GCMにおける大規模凝結過程と積雲過程を検証するためのパラメータの抽出を行った。雲を表現するパラメータとして、GCM格子平均の凝結水量と雲量、GCM格子における保存量(MIROCで用いられている液水温位と総水量から計算されるs値)の標準偏差と歪度を対象とした。また、上

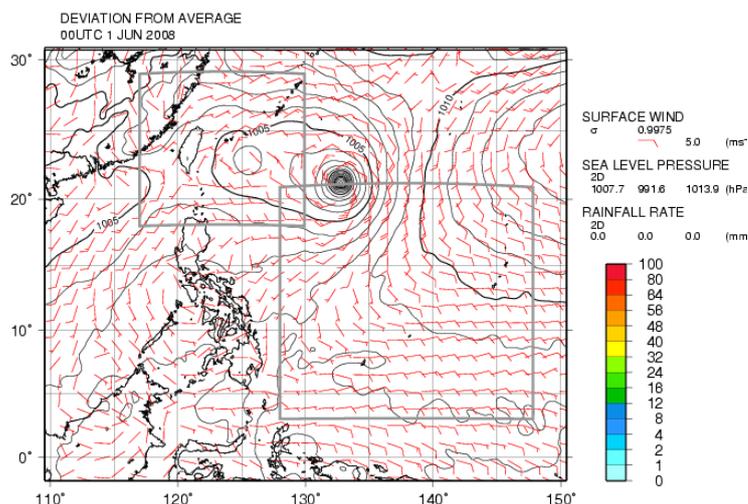


図3 広領域予報実験の初期値・境界値を得るためのMM5を用いた実験領域。灰色の線で囲まれたパラオ周辺域(右)と台湾・沖縄域(左上)を対象として水平解像度4 kmでのCReSSの広領域シミュレーション実験を実施した。

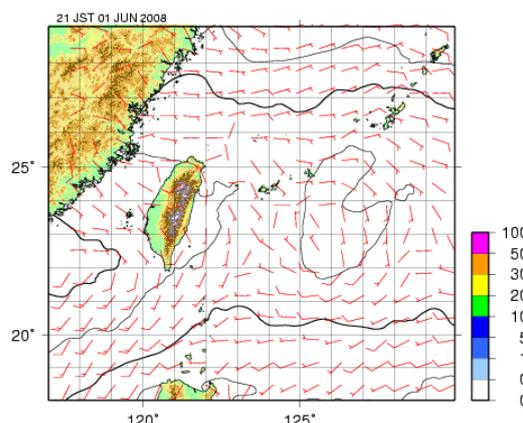


図4 台湾・沖縄域を対象とした水平解像度4 kmでのCReSS広領域シミュレーションの実験領域。

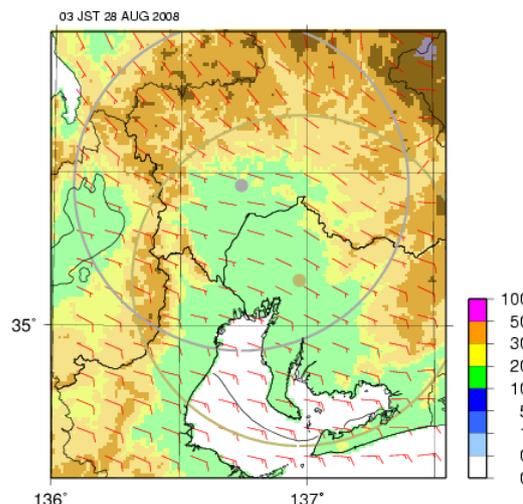


図5 濃尾平野周辺を対象とした水平解像度1 kmでのCReSS狭領域シミュレーションの実験領域。

層雲において水雲と氷雲の割合が放射収支に大きな影響を及ぼすことが示されていることから、凝結水量における水（雲水）と氷（雲氷と雪）の割合についても検討を行った。

MISMO 期間中に水平解像度が 1 km の CReSS を用いて発達から衰退までの過程を再現できた降水システムを対象として、上記のパラメータの鉛直プロファイルが降水システムの盛衰に応じてどのような時間変化をするかという点に注目して解析を行った（図 6）。GCM における対流システムの盛衰は加熱プロファイルや積雲質量フラックスなどのパラメータの鉛直プロファイルの時系列から推測することが可能である。これらのパラメータ間の関係について検討を行ったところ、対流システムの発達期、成熟期、衰退期のそれぞれの期間において、凝結水量、凝結水量のうちの水と氷の割合、保存量の標準偏差と歪度の鉛直プロファイルについて、現象に対応するパラメータの変化について整合的な説明を行うことができた。

今後はこれらの関連について、ケースを増やして検証を行うとともに、孤立した降水雲や晴天時を対象とした場合のパラメータの時間変化についても検討を行っていく。また、CReSS の水平分解能を変えた実験において、これらのパラメータの変化も示していく必要がある。さらに、熱帯域の降水システムだけでなく、中緯度の降水システムや台風などの現象を対象として同様の検証を行っていく。

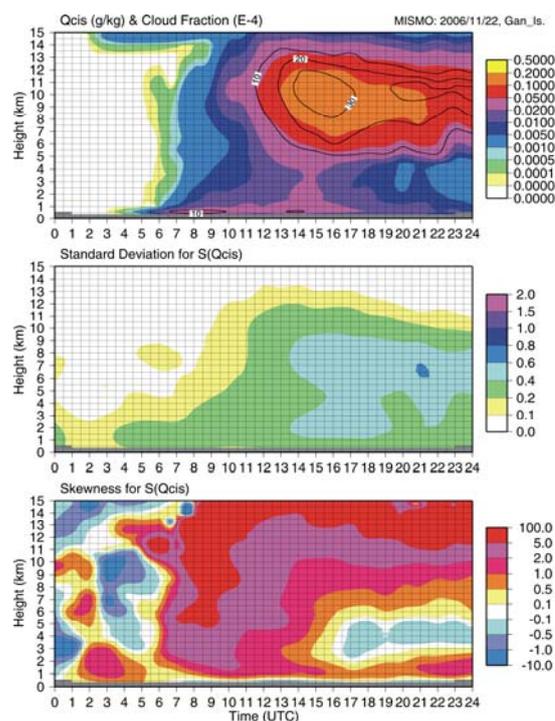


図 6 MISMO 期間中の 2006 年 11 月 22 日にモルジブのガン島周辺で観測された降水システムを対象として、水平解像度 1 km の CReSS を用いたシミュレーションを実施し、その結果から領域平均の凝結水量（雲水＋雲氷＋雪の総和で示す：上図・色）、各層毎の雲量（上図・コンタ）、s の標準偏差（中図・色）、s の歪度（下図・色）の時間高度断面図を示す。

4.3. 研究項目 3：全球静力学－雲解像非静力学非斉－モデル結合

非静力学雲解像モデルと静力学全球モデルの結合をめざした開発を実施している。全球モデルはスペクトル法で離散化している関係上、MPI を用いた並列計算を行う際に南北に（緯度に沿って）領域分割し、各計算機に配列を与える。一方、雲解像モデルは有限差分法による離散化を行っているため、東西、南北両方に任意に領域分割することができる。また、全球モデルと雲解像モデルでは座標の取り方に違いもある。このように、領域分割法と座標系が異なるモデル間でデータ通信を行うには、全球モデルの任意の 2 次元の点 (i, j) が全球モデルのどのノードに当たるのか対応付ける必要がある。

雲解像モデル CReSS でとることができる、緯度経度系、ランベルト図法、メルカトル図法、ポーラステレオ図法、それぞれの座標系について、雲解像モデル上の点 (i, j) と全球モデルのノード番号との対応付けを行うアルゴリズムを開発している。全球モデルの粗い格子点データから雲解像モデルの細かい格子点に補間する際に、精度の低下や位相のずれを少なくするようなスキームの開発を行っている。全球-雲解像結合モデルは、カップラーを用いず、単一実行形式で異なる実行モジュールを開発する計画である。

4.4. 研究項目4：台風に関する全球モデルー雲解像モデル比較検証実験

(1) 実際に観測された台風のシミュレーション

雲解像モデル CReSS が台風を量的に精度よくシミュレーションできることを検証するため、またそれに適切な解像度やパラメータを調べるために、観測された台風のシミュレーションを平成 19 年度に引き続いて実施している。今年度は特に、平成 19 年度に開発した雲解像モデルの「重並列化」を用いて、長期間シミュレーションを行った。実験対象とした台風は、2004 年の台風 16・18 号である。

シミュレーションの設定は以下の通りである。計算領域は、東西 5120km、南北 4480km で、水平解像度 4000m である。重並列化を用いた「タイリング領域法」により、2つの台風のベストトラックに沿って、計算領域を設定した。鉛直格子数は 67 格子、モデル上端は 22.4km で、大気下層を細かい鉛直解像度とした。初期時刻を 2004 年 8 月 25 日 0000UTC とし、1209600 秒(14 日)の時間積分を行った。初期値・境界値は気象庁全球客観解析から与えた。放射は地表面の計算にのみ考慮した。また、海洋は 1 次元拡散モデルを用い、鉛直解像度 0.4m で 50 層とした。

計算の初期に、台風 16 号はすでに太平洋上で発達していたが、18 号は発生前であった。14 日間の計算で、2つの台風とも概ね気象庁ベストトラックに沿って移動し、九州付近を通過し、日本海を北東方向に進み温帯低気圧化した。初期値から 312 時間 (13 日) の結果 (図 7) では、台風 18 号は長崎県西方海上に達しており、九州南部は降雨帯に伴う強い降水が発生している。同じ時刻のレーダー (図 8) と比較すると中心位置、降雨帯に伴う九州南部の豪雨、台風中心周辺の目の壁雲や降雨帯、さらに朝鮮半島付近の降水などがよく対応しており、量的にも再現性がよいことが分かる。

台風 18 号は発生後、急速に発達し、最低は 925hPa に達している (図 9)。雲解像モデルの中心気圧の時間変化を気象庁ベストトラックと比較すると、初期には全球解析に引っぱられ気圧の低下が遅れるが、8 月 31 日以

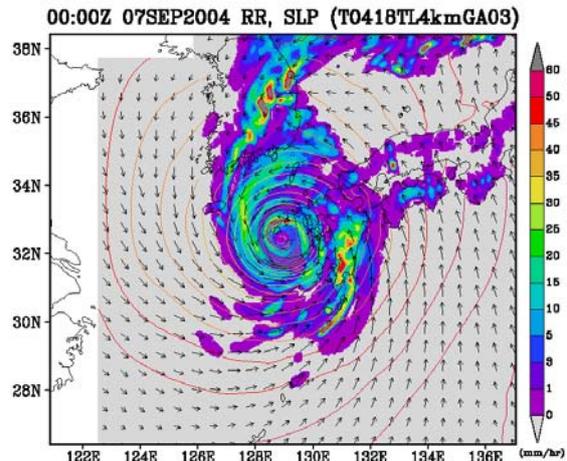


図 7 初期値から 312 時間目の 2004 年 9 月 7 日 0000UTC の台風 18 号の計算結果。カラスケールは降水強度、等値線は気圧分布、矢印は地上風を表す。

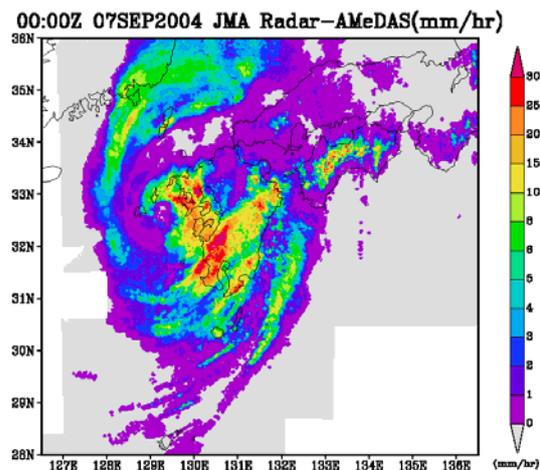


図 8 2004 年 9 月 7 日 0000UTC (図 7 の時刻に対応) の気象庁レーダーから得られる台風 18 号に伴う降水分布。

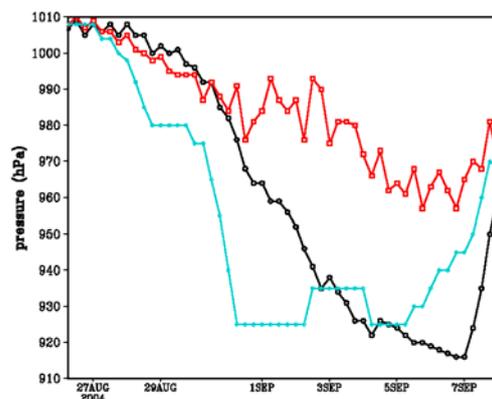


図 9 台風 18 号の中心気圧の時間変化。ベストトラック (青)、全球解析 (赤)、雲解像モデル (黒)。

降は急速に低下し、ベストトラックのそれに達している。この結果から、タイリング領域法で雲解像モデルを用いて長期間積分により、台風の到達最低気圧が量的にシミュレーションできることが分かる。

この計算では海洋モデルを下面境界条件として用いている。海面水温は台風の発達と共に低下する。一方、海面水温を一定とすると台風は異常に発達し、中心気圧は観測より約 30hPa 低くなる。海洋モデルを用いることが、台風の長期計算に不可欠である。

(2) 現在気候および温暖化気候における台風の全球モデルと雲解像モデルの比較

温暖化に伴い台風の強度がどのように変化するかを、雲解像モデルを用いて量的に評価するために、また、全球モデルの台風と比較するために、現在気候と温暖化気候における台風のシミュレーションを実施した。本年度は現在気候だけでなく温暖化気候の台風についても実施した。

平成19年度にチーム3「極端現象予測」は、全球静力学モデル(MRI-GCM)による20km解像度の現在気候・温暖化気候の実験を実施した。これによりシミュレーションされた台風のデータの提供を受け、そのデータを用いて雲解像実験を行った。提供を受けたデータの期間は、現在気候について1979~1993年、温暖化気候について2074~2087年のそれぞれ14年間で、データ領域は北西太平洋領域である。これらの期間に気象研究所が抽出した現在気候の277個、温暖化気候の176個の台風を検討した。これらの台風のうち雲解像実験を行うために次の条件を満たすものを抽出した。(a)発達した台風を対象とするために、台風の生涯の中で最低中心気圧が970hPa以下になること。(b)雲解像シミュレーションをデータの十分な領域で行えるように、最低の中心気圧になる位置が、東経120~150度、北緯20~45度の範囲内にあること。これら2つの条件を満たす台風は、上記の台風のうち現在気候について33個、温暖化気候で32個抽出された。

これらの台風を中心気圧の低い順に並べ、低い方から順に雲解像モデルを用いてシミュレーションを行った。シミュレーションはGCMで最低中心気圧になる時刻の3日前から開始し、その時刻後1~2日までの期間実施した。水平解像度は2km、計算領域は台風の移動領域を十分に含む矩形領域である。大気の初期値・境界値と海面水温の初期値はMRI-GCMの出力値を与えた。海面水温は1次元海洋モデルにより時間変化できるようにした。この計算条件で現在気候の台風について、7事例、温暖化気候の台風について4事例の実験を行った。これらの結果を計算期間内の最低中心気圧と最大地上風速について、MRI-GCMとCReSSの結果を比較した。

現在気候のGCM実験で最も低い中心気圧に達した台風(929hPa)は、CReSSでは910hPaにまで中心気圧が低下した(図10a)。温暖化気候のGCM実験の最も低い中心気圧の台風(902hPa)については、CReSSの実験で866hPaに達した(図10b)。一方でそれぞれの気候の2番目に低い中心気圧の台風は、どちらの気候の場合もGCM実験の方が低い中心気圧となった。現在気候の7個の台風についてみると、GCMとCReSSの同値線に対して両側にほぼ同じように分布している。温暖化実験については4事例と数は少ないが、このうち3事例についてGCMの台風の方が、中心気圧が低くなった。高解像度の雲解像モデルの中心気圧が低くなるとは限らないことがわかる。ただし、3番目のものについては、計算期間を延長するとGCMより低くなる傾向にある。それぞれの台風について、最低中心気圧までの到達時間がほぼ同じ台風もあれば、気圧の変化傾向や最低気圧の時刻が大きく異なるものもあり、GCMとCReSSでは台風の振る舞いは必ずしも同じにならない。また、特に温暖化気候の実験の結果に見られるように中心気圧のばらつきが大きい。ただし、各時刻の台風中心の位置と経路はGCMとCReSSの実験でほぼ同じになる。

一方、風速については、現在気候でも温暖化気候でも、高解像度CReSSの方が大きくなる傾向にある。その差は、現在気候では大きいものでCReSSの方が 10ms^{-1} を大きく超えるものもある。計算はほとんどが海上で、解像度2kmの雲解像実験では台風の眼の構造がはっきりする。最大風速域は眼の壁雲の外側周辺にあり、これが解像されるために大きな最大風速が計算される。現在気候では 64ms^{-1} が7個の中の台風で最大であるが、温暖化気候では最も強い台風で地上風速が

80ms⁻¹ にまで達した。これは日本国内における最大の竜巻の風速であり、このような台風が上陸すると壊滅的な被害が発生すると考えられる。

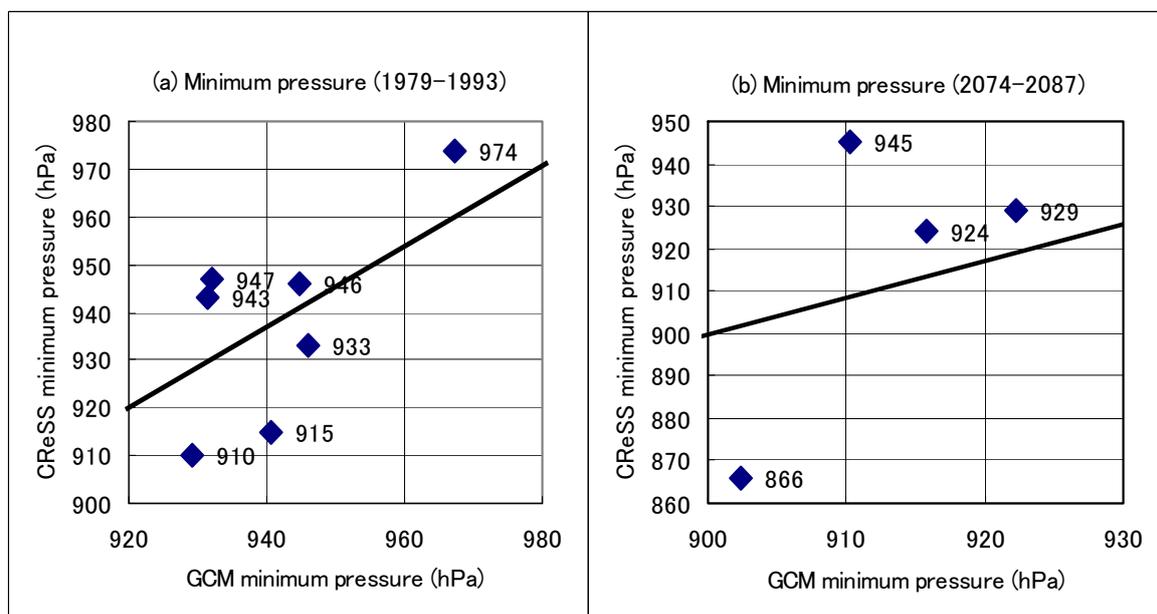


図 10 全球静力学モデル(GCM)の台風とそれらの雲解像モデル(CReSS)を用いた実験から得られる最低中心気圧の比較。(a)現在気候(1979-1993)、(b)温暖化気候(2074-2087)。

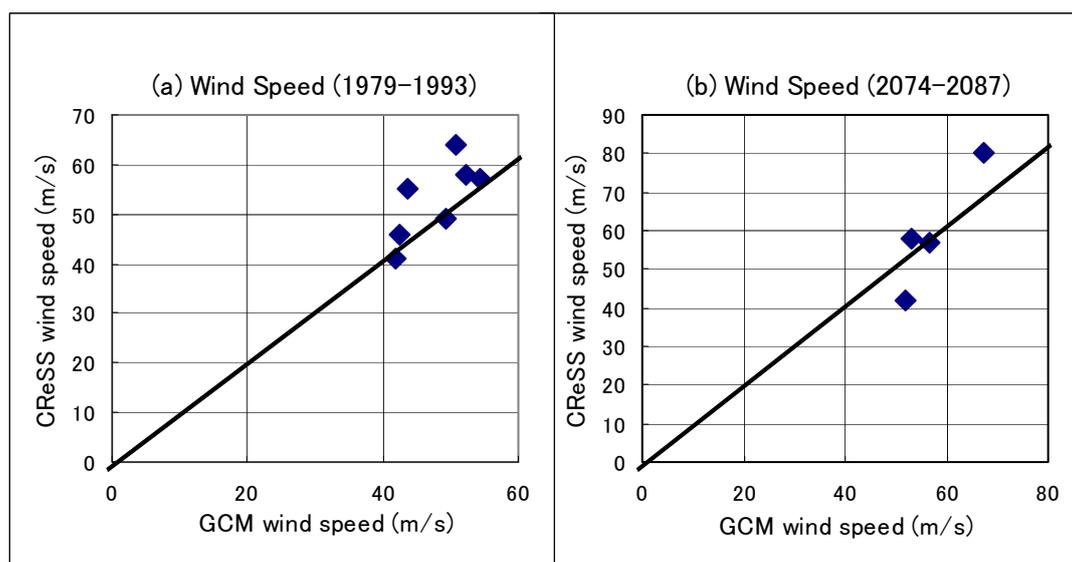


図 11 全球静力学モデル(GCM)の台風とそれらの雲解像モデル(CReSS)を用いた実験から得られる最大風速の比較。(a)現在気候(1979-1993)、(b)温暖化気候(2074-2087)。

成果発表

論文

坪木和久, 2008: 雲解像モデルで見た台風の構造. 「天気, 2006 年度秋季大会シンポジウム「台風—伊勢湾台風から 50 年を経て—」の報告, No. 55, Vol.5, 379—384.

坪木和久, 2008: 雲解像気象シミュレーション. 「地文台によるサイエンス」極限エネルギー宇宙物理から地球科学まで, 梶野文義・佐藤文隆・村木綏・戎崎俊一編, 183—191.

口頭発表

日置智仁・坪木和久, 2008: 雲解像モデルで再現された発達する台風の中心部の構造, 日本気象学会 2008 年度秋季大会 (仙台), 2008 年度秋季大会講演要旨集, P308(453p).

前島康光・吉岡真由美・榊原篤志・坪木和久, 2008: 冬季日本海に発生するメソ β スケール擾乱の形成過程 -2005年1月31日の事例の再現実験-, 日本気象学会 2008 年度秋季大会(仙台), 2008 年度秋季大会講演要旨集, B162(137p).

坪木和久・榊原篤志・渡部雅浩・篠田太郎・吉岡真由美, 2008: 雲解像モデルのタイリング領域法とその台風シミュレーションへの応用, 日本気象学会 2008 年度秋季大会 (仙台), 2008 年度秋季大会講演要旨集, D114(281p).

吉岡真由美・坪木和久・榊原篤志, 2008: 全球静力モデルと雲解像非静力モデルにおける台風発生過程の比較, 日本気象学会 2008 年度秋季大会 (仙台), 2008 年度秋季大会講演要旨集, D112(279p).

アウトリーチ活動

坪木和久, 2008 年: NHK、おはよう東海、金曜トーク (報道)。「増える局地的豪雨・メカニズムと対策」「平成 20 年 8 月末豪雨」についてメカニズムと対策を解説。

坪木和久, 2008 年: 「台風のシミュレーション」第 14 回名古屋大学博物館企画展「計算機シミュレーションで解き明かされる世界ー計算科学の最前線ー, 名古屋大学博物館, 名古屋。

V. 海洋微物理過程：LESによる海洋微物理過程の高精度パラメタリゼーション

実施機関名：東京大学

研究代表者：日比谷 紀之（大学院理学系研究科 地球惑星科学専攻 教授）

1. 研究目的

本課題の目的は、海洋の表層混合層と深層対流域における乱流モデルをバージョンアップし、海洋大循環モデルや大気海洋結合気候モデルに組み込むことで、表層混合層の力学的応答や深層水の形成過程の数値的な再現を試みることである。そして最終的に、この海洋表層から深層に至る乱流モデルのバージョンアップを通じて、大気海洋相互作用の再現を格段に高精度化することで、ミクロのスケールから気候変動予測の精度向上に貢献することを目標とする。

そのために、まず、Large Eddy Simulation (LES)の手法を用いた乱流シミュレーションを実施し、その結果に基づいて既存の乱流スキームを検証・改良して、高精度な乱流モデルを開発する。次に、このバージョンアップした乱流モデルを、海洋大循環モデルや大気海洋結合気候モデルに組み込み、垂表層の水塊形成メカニズムや、深層の熱塩大循環、表層混合層の経年変動の予報を行う。最後に、この計算結果の妥当性を、観測との比較から検証し、海洋物理学において長年、未解決のまま残されてきた表層混合層および深層対流の不確定性を解消することで、地球温暖化をはじめとする長期気候変動予測の格段の高精度化を実現させる。

2. 年次計画（5カ年分）

ー研究1年目：【LESによる海洋表層混合層での乱流シミュレーション】

表層混合層では海表面での風による運動量注入、冷却・蒸発による密度対流、風波の碎波などによって活発な乱流運動が起きている。この乱流運動に伴う大気と海洋内部との運動量や熱の交換によって、大気と海洋の大循環の変動、さらに、それらの相互作用を通じて長期の気候変動がコントロールされることになる。表層混合層における乱流運動を担うのは、直径数 cm から数百 m の渦であるが、これらの様々な空間スケールの乱流渦が非線型相互作用することによって、運動量や熱が混合層内で輸送されている。これらの乱流渦をすべて解像するには非常に多くの格子点数を必要とするため、表層混合層の変動を直接にシミュレートすることは最新のスーパーコンピュータを駆使してもほとんど不可能に近い。

このような困難を緩和する方法の一つに Large Eddy Simulation (LES) とよばれる手法がある。LESでは計算格子の幅（グリッドスケール）より小さいスケールの乱流運動の影響を LES 乱流モデルで記述し、計算格子より大きいスケールの運動のみを直接計算する。こうすることで、乱流の全スケールを直接計算する場合よりも粗い計算格子で、乱流のシミュレーションを可能とする手法である。本研究では、まずこの LES の手法により、表層海洋混合層の応答のシミュレーションを行う。密度成層が強安定から強不安定へと大きく変動する海洋混合層内では、乱流の等方性を保証するため、数 10 cm の非常に細かい格子間隔が必要と考えられる。信頼できる LES を行うには、この格子間隔で海洋混合層全体を覆った計算を行う必要があるが、このような計算は地球シミュレータを用いることにより初めて可能となる。具体的には、Ocean Mixed Layer Experiment (OMLET) など、時間的に高分解能な長期観測データの存在する海域を対象とし、観測に基づく日平均の海面熱フラックスと運動量などを用いて、様々な条件設定のもとに表層混合層の変動を再現し、計算結果の有効性を確認する。必要に応じて、研究参加者（東京大学大学院理学系研究科）が所有するマイクロスケール・プロファイラー (VMP-5500)を用いた観測データも利用し、計算結果の詳細な検証を行う。

－ 研究2年目：【LESによる海洋深層対流の乱流シミュレーション】

海洋深層には熱塩大循環と呼ばれる、全世界の大洋を巡って膨大な量の水や熱、各種の化学物質を輸送するシステムが存在する。この熱塩大循環は、長期的な気候変動をコントロールする最も重要な要素の一つであり、その実態を正確に把握することは地球温暖化をはじめとする気候変動を理解する大きな鍵となることがよく知られている。この熱塩大循環には様々な物理過程が複雑に作用しているが、深層対流は特にその根源となる重要なものである。深層対流は高緯度域での海面冷却に起因する重力不安定を解消するために生じる運動で、海底もしくは 1000m 程度以深の深層に達するものである。この深層対流は水平スケールが $O(10\text{km})$ と小さく、発生箇所も北大西洋のラブラドル海や南極近くのウェッデル海など数カ所に限られているが、それが熱塩大循環を強くコントロールしている。また深層対流は、極域の熱収支に大きく係わり、全地球の海水の量にも大きな影響を及ぼすことが知られている。

そこで本研究では、前項で説明した LES の手法を用いて深層対流の乱流シミュレーションを行う。深層対流を適切に表現するためには鉛直スケールが 5m~5km、水平スケールが 10m~10km をカバーする数値シミュレーションが必要であるが、このような計算は地球シミュレータを用いることにより初めて可能となる。本研究では実際に深層対流が生じている海域を対象として数値シミュレーションを実施し、海水が表層から深層に沈降する途中で周囲の海水を取り込む過程も正確に再現することにより、水塊特性ごとに深層水の形成量を定量的に詳しく調べる。この結果を、過去の様々な観測データベースと比較することにより、計算結果の有効性を確認する。また、地球温暖化シミュレーションから予測される海面冷却や密度成層の状況下でも同様の数値シミュレーションを行い、温暖化が深層水形成に具体的にどのような影響を与えるのかについて定量的な考察を行う。

－ 研究3年目：【海洋表層混合層および深層対流の高精度乱流スキームの開発】

LES モデルは、乱流を直接計算する困難を緩和するための有力な方法ではあるが、計算機容量の制約により、海洋大循環モデルや大気海洋結合モデルにそのまま組み込むことは不可能である。このため、適切な乱流スキームによりパラメータ化しておく必要がある。ところが、従来の海洋大循環モデルで使用されてきた表層混合層の乱流スキームの多くは、大気境界層モデルをそのまま適用しているため、海洋固有の現象である碎波、ラングミュア循環などが全く考慮されていない。そのため、対流混合層の発達や、安定成層時の乱流混合の再現精度に多くの問題が残されている。また、深層対流に関しても、従来の海洋大循環モデルでは、力学的過程は考慮せず、密度の不安定のみを強制的に除く対流調節によって表現されてきた。一般に乱流混合は乱流のエネルギーと乱流渦の長さスケールに強く依存するが、長さスケールに関しては、これまでのところ信頼できる定式化がほとんど存在していないのが現状である。そこで、本研究では、LES モデルによる様々な条件下での数値実験を実施し、得られた計算結果をリファレンスとして、従来の乱流モデル (Mellor and Yamada, 1982; Noh and Kim, 1999) の改善を図る。具体的には、これらのパラメタリゼーションスキームで用いられている普遍定数や乱流長さスケールなどの新しい定式化を試みるとともに、必要であれば、新しいパラメタリゼーションスキームを開発し、その妥当性を検証する。

－ 研究4年目：【開発された鉛直混合層モデルを日本海循環モデルに組み込み、そのパフォーマンスの評価】

研究3年目までに開発された、新しい海洋表層混合層および深層対流の高精度乱流パラメタリゼーションを海洋大循環モデルに組み込み、そのパフォーマンスの評価を行う。そのために、研究4年目は特に日本海をそのテスト海域に設定して数値シミュレーションを行う。日本海の面積は太平洋などの大洋に比べ著しく小さいにもかかわらず、亜熱帯循環や亜寒帯循環に相当する海流、独立した深層循環など、大洋で見られる循環現象が多く存在する海域であるのがその理由である。また研究参加者 (九州大学応用力学研究所) は、独自に開発した海洋大循環モデル (RIAMOM) を用いて日本海の海洋

循環を研究してきた豊富な経験を有している。さらに、日本海国際共同観測 CREAMS で得られた豊富な観測データベースを利用することも可能である。そこで、RIAMOM に本研究で新たに開発された高精度の乱流パラメタリゼーションを組み込み、その計算結果を CREAMS の観測データや従来型のパラメタリゼーションを組み込んだ計算結果と比較することによって、本研究で開発された高精度パラメタリゼーションのパフォーマンスの評価を行う。また、このシミュレーションの結果に基づいて、開発した乱流パラメタリゼーションのさらなる改良を行う。

－ 研究5年目：【開発された鉛直混合層モデルを大気海洋結合モデルに組み込み、そのパフォーマンスの評価】

研究5年目は、本研究で開発した新たな乱流パラメタリゼーションを大気海洋結合モデルに組み込む。地球シミュレータを用いて長期気候変動の数値計算を行い、得られた結果を従来型のパラメタリゼーションを組み込んだ計算結果と比較することによって、本研究の成果を確認する。特に、エルニーニョやインド洋ダイポール現象の予測シミュレーションの結果が、大気大循環モデルと海洋大循環モデルの結合部分である海洋表層混合層の表現方法に鋭敏に依存してしまうことが知られているので、本研究での海洋表層混合層パラメタリゼーションの改善に伴う結合モデルの感度の変化を中心的に検証する。

3. 平成20年度の研究計画

【LESによる海洋微物理過程の高精度パラメタリゼーションに関する研究】

LESモデルは、乱流を直接計算する困難を緩和するための有力な方法ではあるが、計算機容量の制約により、海洋大循環モデルや大気海洋結合モデルにそのまま組み込むことは不可能である。このため、適切な乱流スキームによりパラメータ化しておく必要がある。ところが、従来の海洋大循環モデルで使用されてきた表層混合層の乱流スキームの多くは、大気境界層モデルをそのまま適用しているため、海洋固有の現象である砕波、ラングミュア循環などが全く考慮されていない。そのため、対流混合層の発達や、安定成層時の乱流混合の再現精度に多くの問題が残されている。一般に乱流混合は乱流のエネルギーと乱流渦の長さスケールに強く依存するが、長さスケールに関しては、これまでのところ信頼できる定式化がほとんど存在していないのが現状である。そこで、本年度は、初年度に作成したLESモデルの妥当性を検証するために、年2回の海洋乱流観測（北太平洋航海、小笠原海域航海を予定）を行うとともに、このLESモデルを用いて様々な条件下での数値実験を実施し、得られた計算結果をリファレンスとして、従来の乱流モデル (Mellor and Yamada, 1982; Noh and Kim, 1999) の改善を図る。具体的には、これらのパラメタリゼーションスキームで用いられている普遍定数や乱流長さスケールなどの新しい定式化を試みるとともに、必要であれば、新しいパラメタリゼーションスキームを開発し、その妥当性を検証する。

【大循環モデルによる高精度パラメタリゼーションのパフォーマンス・チェック】

上述した海洋表層混合層の高精度乱流スキームの開発と並行して、そのパフォーマンスのチェックに使用するため、「海洋大循環モデル」および「大気海洋結合モデル」の開発と整備を行う。研究参加者が日本海の海洋循環の研究のために、独自に開発してきた大循環モデル RIAMOM をベースとして、そのバージョンアップの作業を進める。

なお、年度末には、得られた研究成果を国際学会で発表するとともに、国際誌に投稿する。

初期条件として流速場は静止状態を考え、温度場は

$$\theta(z) = \begin{cases} \theta_m & \text{for } -h_m < z < 0 \\ \theta_m + (\Delta\theta/\Delta h)(h_m + z) & \text{for } -h_t < z < -h_m \\ \theta_m - \Delta\theta + 0.02(h_t + z) & \text{for } z < -h_t \end{cases}$$

を考えた。ここで、 z は深度を示し ($z=0$ が海面に相当)、 $\theta_m = 12^\circ\text{C}$ 、 $\Delta\theta = 4^\circ\text{C}$ 、 $h_m = 35\text{m}$ 、 $h_t = 50\text{m}$ 、 $\Delta h = h_t - h_m = 15\text{m}$ である。

近慣性振動を励起させるため、風応力には、

$$(\tau_x, \tau_y) = A_0 \sin(\pi(t+t_0)/t_d) \cdot (\cos \omega t, -\sin \omega t)$$

を仮定した。ここで、 $A_0 = 1.4\text{ N/m}^2$ 、 $t_0 = 21600\text{ s}$ 、 $t_d = 86400\text{ s}$ で、 ω は角周波数である。

ラングミュア循環を励起させるため、背景のストークス水平流として

$$(U_s, V_s) = U_0 \exp(4\pi z/L) \cdot (\cos \omega t, -\sin \omega t)$$

を仮定した。ここで (U_s, V_s) は東西方向、南北方向のストークスドリフト流速、 $L=30\text{m}$ 、 U_0 はストークス流速の大きさを示す定数である。

本研究では、近慣性振動およびラングミュア循環それぞれの混合層の消長に対する影響を議論するため、EX1; $(\omega, U_0) = (1.04 \cdot 10^{-4}\text{ s}^{-1}, 0.17\text{ ms}^{-1})$ 【近慣性振動、ラングミュア循環の双方を考慮する】、EX2; $(\omega, U_0) = (1.04 \cdot 10^{-4}\text{ s}^{-1}, 0\text{ ms}^{-1})$ 【近慣性振動のみ考慮する】、EX3; $(\omega, U_0) = (0\text{ s}^{-1}, 0.17\text{ ms}^{-1})$ 【ラングミュア循環のみ考慮する】、EX4; $(\omega, U_0) = (0\text{ s}^{-1}, 0\text{ ms}^{-1})$ 【どちらも考慮しない】の4種類の実験を行った。

4.3. 結果

図1は(a)EX1、(b)EX4での温度の x - z 断面上の時間変化を示す。EX1では、混合層内で乱流運動が活発になり、それに伴い表層付近の温度が低下したり混合層が深化したりする様子が確認される(図1a)。一方、EX4では、乱流運動の存在自体は温度場から確認できるものの、海面付近の温度や混合層厚は初期の状態から顕著には変化していない(図1b)。

次に、LESモデル内で再現された近慣性振動およびラングミュア循環のふるまいを議論するため、図2に(a)EX1、(b)EX4での領域内で水平平均された東西流速および南北流速の時間変化を、図3に(a)EX1、(b)EX4での鉛直流速場の $t=11\text{h}$ における水平および鉛直断面図を示す。

図2より、EX1では近慣性振動が混合層内全体で励起され、さらに、 $t=12\text{h}$ 付近では水平流速の強い領域が近慣性振動の発達に伴い60m深程度まで達していることがわかる(図2a)。近慣性振動の発達に伴い、混合層底付近の水平流速の鉛直シアーが強化され、その結果、この領域の乱流運動が活発になると推察される。一方、EX4では水平流速の強い領域が40m深程度までにとどまっている(図2b)。

図3より、EX1での鉛直流速場が、EX4のものに比べて非常に強く、また、ラングミュア循環の特徴となる水平断面上での縞状構造を持っていることがわかる(図3ab)。この縞状構造は、鉛直断面上での活発な循環を伴っており(図3c)、この循環によって海面付近の乱流エネルギーが下方に輸送されることが推察される。

図4に、海面温度、温度の鉛直分布について4種類の実験を比較した結果を示す。近慣性振動およびラングミュア循環が存在することで混合層の消長が大きくコントロールされることが確認できる。

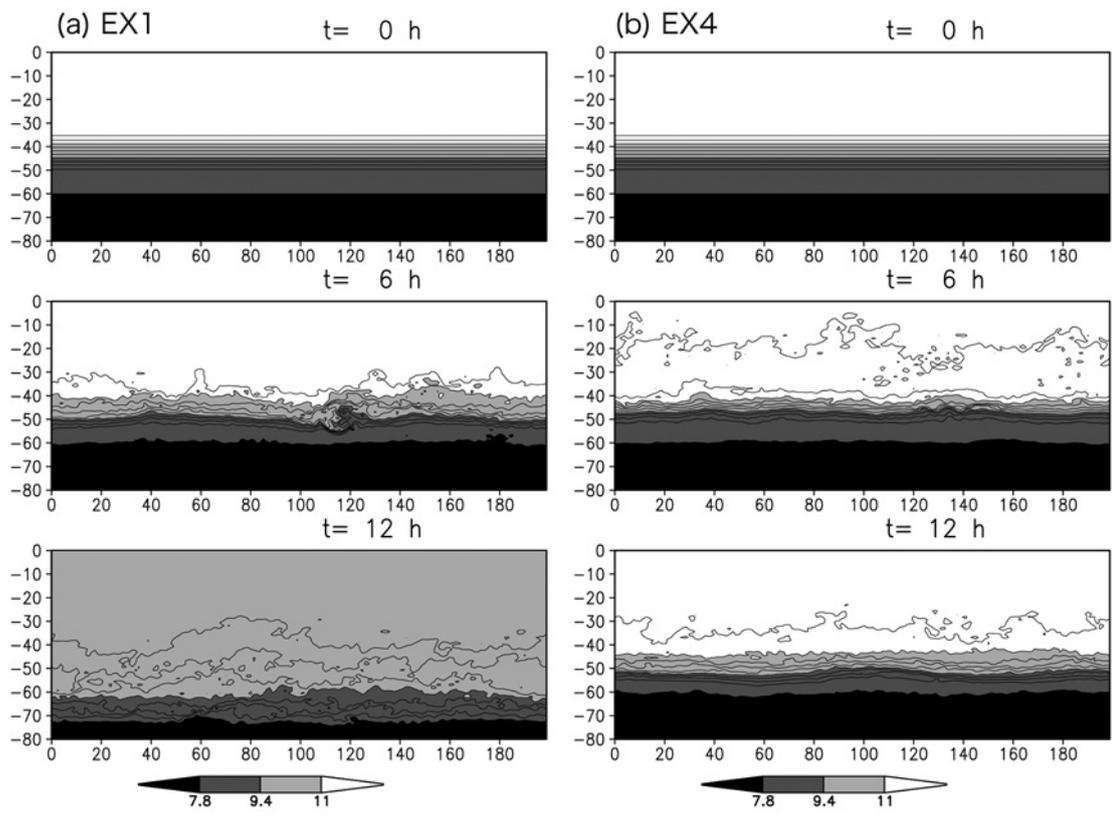


図1 温度の x - z 断面図 ($y=100\text{m}$) の時間変化 ; (a) EX1、(b) EX4。等値線の間隔は $0.4\text{ }^\circ\text{C}$ 。

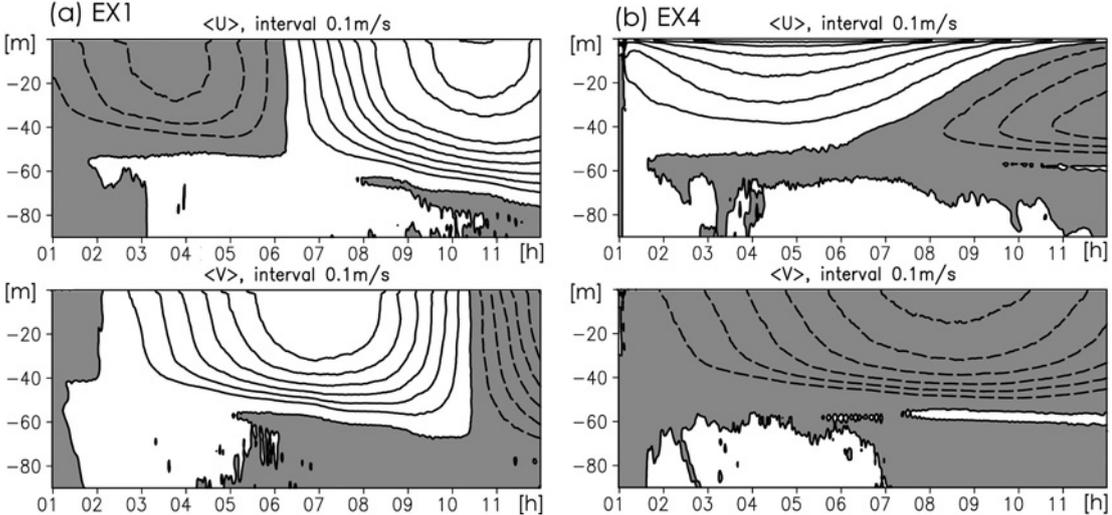


図2 モデル内で水平平均された東西流速 (上段)、南北流速 (下段) の時系列 ; (a) EX1、(b) EX4。負の値の領域には陰影をつけた。正の値が東向き、もしくは北向きの流れであることを示す。

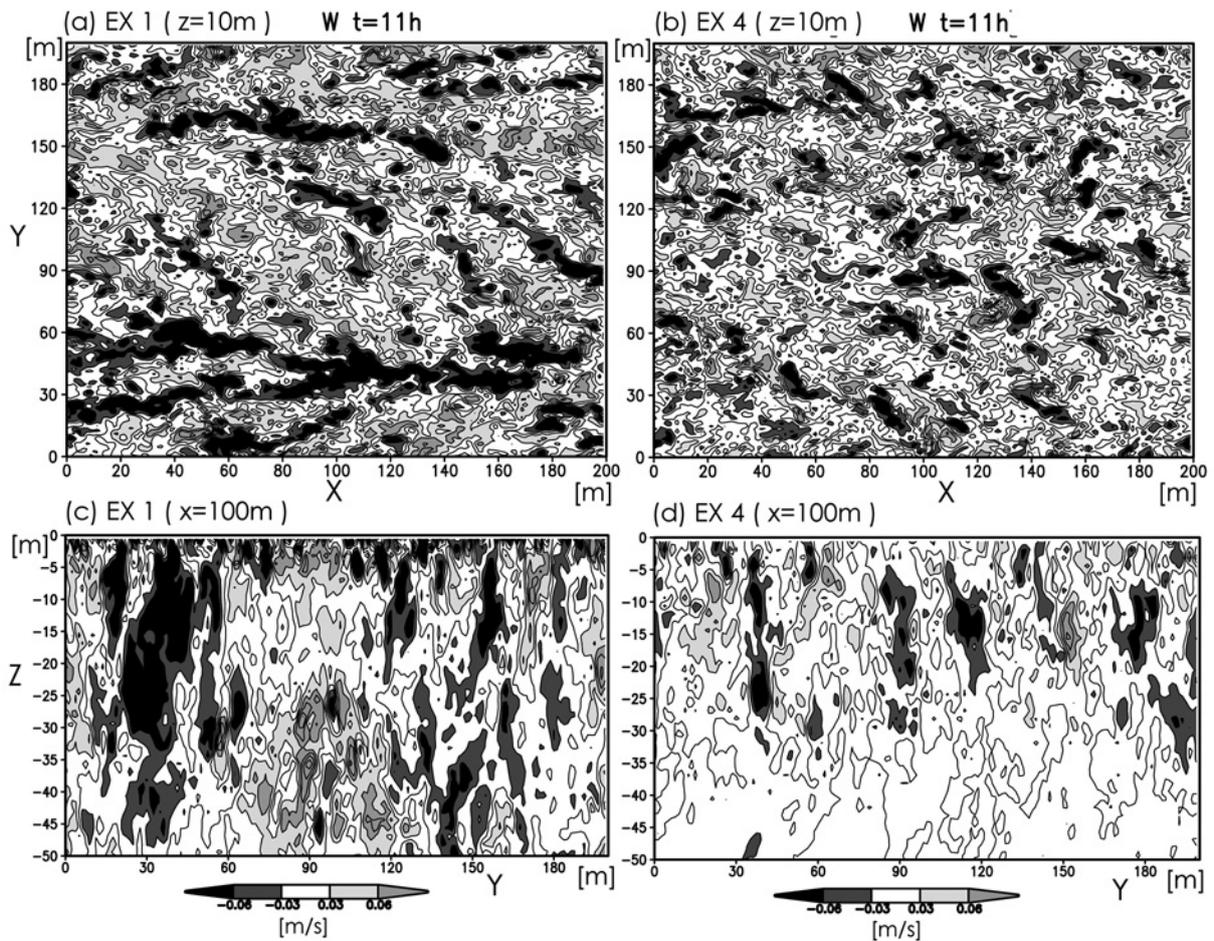


図3 (上段) 鉛直流速の $t=11$ h、 $z=10$ m における水平断面上の瞬間値；(a) EX1、(b) EX4。
 (下段) 鉛直流速の $t=11$ h、 $x=100$ m における鉛直断面上の瞬間値；(c) EX1、(d) EX4。負の値が下向きの流れであることを示す。等値線の間隔は 0.03 m/s。

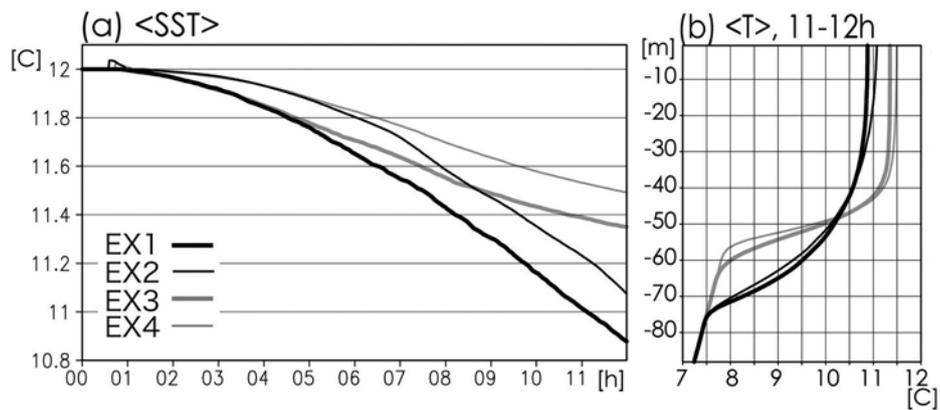


図4 実験結果の比較；(a) 海面温度の時間変化、(b) 温度の $t=11-12$ h で平均された鉛直分布。領域内で水平平均した値を用いた。

4.4. まとめと今後の展望

近慣性振動およびラングミュア循環が再現され、これらのプロセスが存在する場合に混合層の消長が大きく変化することが示された。

今後は、開発した LES 数値モデルの信頼性を向上させるため、実際に海洋表層混合層の集中観測で得られた風応力データや熱フラックスデータを用いて LES モデルを駆動し、その結果と実際に観測された混合層の発達過程とを比較することで、LES の信頼性を確認する必要がある。

その上で LES 数値モデルを用いて様々な条件下での数値実験を実施し、得られた計算結果をリファレンスとして、既存の海洋混合層モデルでの乱流パラメタリゼーションスキームで用いられている普遍定数や乱流長さスケールなどを検証・改良することにより、次世代の高精度海洋混合層モデルを開発するための礎を築いていきたい。

4.5. 研究成果

<論文 (受理・印刷済み) >

Furuichi, N., T. Hibiya, Y. Niwa (2008): Model-predicted distribution of wind-induced internal wave energy in the world's oceans. *J. Geophys. Res. Oceans*, 113(C9), C09034, doi:10.1029/2008JC004768.

Watanabe, M., and T. Hibiya (2008): Energetics of wind-induced turbulent mixing in the ocean. *J. Oceanogr.*, 64, 131-140, 2008.

You, S.H and J.-H. Yoon (2008): Seasonal volume transport variation and origin of the Tsushima Warm Current. *Ocean and Polar Research*, 30(2), 193-205.

Ostrovskii, A., K. Fukudome, J.-H. Yoon, and T. Takikawa (2008): Variability of the volume transport through the Korea/Tsushima Strait as inferred from the shipborne acoustic Doppler current profiler observations in 1997-2007. *Oceanology*, accepted in July, 2008.

You, S.H., J.-H. Yoon and C.H. Kim (2008): Modeling and Verification of the Subsurface Current Core of the Ryukyu Current. *Terr. Atmos. Ocean. Sci. Journal*, accepted in Oct., 2008.

<論文 (投稿中) >

Ambe, D., T. Endoh, T. Hibiya, and S. Imawaki (2008): The effect of Kosshu seamount on the transition to the large meander path of the Kuroshio as suggested by satellite altimetry, *J. Oceanogr.*, submitted.

Choi, Y.J., J.-H. Yoon and Y.H. Seung (2008): On the structure and seasonal variability of the deep mean circulation of the Japan/East Sea. *J. Oceanography*, submitted.

Iwamae, N., and T. Hibiya(2008): Numerical study of tide-induced mixing over rough bathymetry in the abyssal ocean, *J. Geophys. Res. Oceans*, submitted.

Iwamae N., and T. Hibiya (2008): Numerical study of the bottom-intensified tidal mixing using an "eikonal approach", *J. Geophys. Res. Oceans*, submitted.

Seung, Y.H. and J.-H. Yoon (2008): Why the Subsurface Current Core forms east of the Ryukyu Islands ?. *J. Oceanogr.*, submitted.

Sugiyama, Y., Y. Niwa, and T. Hibiya (2008): Numerically reproduced internal wave spectra in the deep ocean, *Geophys. Res. Letters*, submitted.

Yoon, J.-H. and Y.J. Kim (2008): The seasonal variation of the surface circulation of the Japan/East Sea. *J. Marine System*, submitted.

<学会発表>

Choi, Y.J., J.-H. Yoon, Y.H. Seung (2008): Seasonal variation of deep currents and its numerical simulation in the East Japan Sea. *5th Annual Meeting of Asia Oceania Geosciences Society*, Busan Exhibition and Conference Center, Busan, Korea, June 20, 2008.

Endoh, T., and T. Hibiya (2008): Evidence for the interaction between the trigger meander of the Kuroshio and the abyssal anticyclone over Kosshu Seamount in the reanalysis data, *2008 AGU Fall Meeting*, San Francisco

- Exhibition and Conference Center, San Francisco, U. S. A., Dec 18, 2008.
- 遠藤 貴洋, 日比谷 紀之, 安倍 大介, 今脇 資郎 (2008): 2004 年の黒潮大蛇行形成期における「膠州海山効果」の検証, 2008 年度日本海洋学会春季大会, 東京海洋大学品川キャンパス, 2008 年 3 月 27 日.
- 遠藤 貴洋, 日比谷 紀之 (2008): 鉛直一次元移流・拡散バランスから見積もった太平洋深層の子午面循環, 2008 年度日本海洋学会秋季大会, 広島国際大学呉キャンパス, 2008 年 9 月 27 日.
- Furuichi, N., Y. Niwa, and T. Hibiya (2008): Global mapping of wind-induced internal wave energy in the deep ocean, 2008 *Ocean Sciences Meeting*, Orange County Convention Center, Orlando, Florida, U.S.A., March 6, 2008.
- Furuichi N., Y. Niwa, and T. Hibiya (2008): Model predicted distribution of wind-induced internal wave energy in the world's oceans, 5th *Annual Meeting of Asia Oceania Geoscience Society*, Busan Exhibition and Conference Center, Busan, Korea, June 20, 2008.
- 古市 尚基, 丹羽 淑博, 日比谷 紀之 (2008): 風応力擾乱によって励起された内部重力波に関する全球的エネルギー論, 2008 年度日本海洋学会春季大会, 東京海洋大学品川キャンパス, 2008 年 3 月 29 日
- 日比谷 紀之 (2008): 海洋の中・深層における鉛直拡散強度の全球分布に関する理論的・観測的研究 - 2008 年度日本海洋学会・学会賞受賞記念講演 -, 2008 年度日本海洋学会春季大会, 東京海洋大学品川キャンパス, 2008 年 3 月 28 日.
- Iwamae, N., T. Hibiya, and M. Watanabe (2008): Numerical study of the bottom-confined intense mixing using an “Eikonal Approach”, 2008 *Ocean Sciences Meeting*, Orange County Convention Center, Orlando, Florida, U.S.A., March 6, 2008.
- Iwamae, N., T. Hibiya, and M. Watanabe: (2008) Effect of fine scale topography on tide-induced mixing, 5th *Annual Meeting of Asia Oceania Geoscience Society*, Busan Exhibition and Conference Center, Busan, Korea, June 20, 2008.
- 岩前 伸幸, 日比谷 紀之, 渡辺 路生 (2008): Eikonal Approach を用いた海底境界混合のパラメータ依存性の解明, 2008 年度日本海洋学会春季大会, 東京海洋大学品川キャンパス, 2008 年 3 月 29 日.
- Kim, T.K., J.-H. Yoon (2008): The contribution of the available potential energy to properties associated with the circulation of the East Japan Sea. 5th *Annual Meeting of Asia Oceania Geosciences Society*, Busan Exhibition and Conference Center, Busan, Korea, June 20, 2008.
- Moon, J.-H., N. Hirose, I.-C. Pang, and J.-H. Yoon (2008) : Modeled response of the Changjiang Diluted Water around Jeju Island to external forcings between 2002 and 2006, 2008 *Spring Meeting of Korean Society of Oceanography*, May, 2008.
- Moon, J.H., N. Hirose, J.-H. Yoon, I.C. Pang (2008): Decreasing volume transport through the Korea/Tsushima Strait due to tropical cyclones in September. 5th *Annual Meeting of Asia Oceania Geosciences Society*, Busan Exhibition and Conference Center, Busan, Korea, June 18, 2008.
- 丹羽 淑博, 日比谷 紀之 (2008): 内部潮汐波のグローバル分布に関する数値シミュレーション, 2008 年度日本海洋学会秋季大会, 広島国際大学呉キャンパス, 2008 年 9 月 26 日.
- Shin, H.R., PARK Y., J.-H. Yoon (2008): Three-layer model experiments for the circulation in the East Japan Sea. 5th *Annual Meeting of Asia Oceania Geosciences Society*, June 20, 2008.
- 田中 祐希, 日比谷 紀之, 丹羽 淑博, 岩前 伸幸 (2008): クリル海峡における潮汐混合に関する数値的研究, 2008 年度日本海洋学会秋季大会, 広島国際大学呉キャンパス, 2008 年 9 月 25 日.
- 滝川 哲太郎, 鬼塚 剛, 福留 研一, 尹 宗煥, 李 雅利, 森本 昭彦, 渡邊 敦 (2008) : 対馬海峡東水道における低気圧性渦一現場海洋観測とフェリー ADCP モニタリング結果から一, 日本海沿岸域における海況モニタリングと波浪計測に関する研究集会, 2008 年 12 月 18, 19 日.
- Varlamov, S., J.H. Yon, N. Hirose (2008): Routine Japan Sea forecasting with the tide resolving ocean model. 5th *Annual Meeting of Asia Oceania Geosciences Society*, Busan Exhibition and Conference Center, Busan, Korea, June 20, 2008.
- Yim, B.Y., Y. Noh, S. H. You, J.-H. Yoon, B. Qiu (2008): The vertical structure of eddy heat transport simulated by an

eddy-resolving OGCM. *5th Annual Meeting of Asia Oceania Geosciences Society*, Busan Exhibition and Conference Center, Busan, Korea, June 20, 2008.

横田 華奈子, 渡辺 路生, 日比谷 紀之 (2008): アイコナル・アプローチによるエネルギー消散率のパラメタリゼーションの有効性の検証, *2008 年度日本海洋学会秋季大会*, 広島国際大学呉キャンパス, 2008 年 9 月 26 日.

Yoon, J.-H., T. Watanabe, G. Onitsuka (2008): Modeling of the Japan/East Sea circulation and its application to the physical-biological system, *5th Annual Meeting of Asia Oceania Geosciences Society*, Busan Exhibition and Conference Center, Busan, Korea, June 19, 2008.

尹 宗煥, 河野 史郎, 井川 周 (2008): 三日本海を漂流するゴミの起源の推定, *RIAM フォーラム 2008*, 2008 年 6 月 6 日.

本報告書は、文部科学省の委託事業である「21世紀気候変動予測革新プログラム」の平成20年度成果を取りまとめたものです。
従って、本報告書の複製、転載、引用等には文部科学省の承認手続きが必要です。