

水工学シリーズ 12-A-7

# 近年発生している極端現象とその予測手法

北海道大学 大学院 工学研究院

山田 朋人

土木学会  
水工学委員会・海岸工学委員会

2012 年 8 月

## 近年発生している極端現象とその予測手法

### Extreme Weather Events and Their Predictions in Recent Years

北海道大学大学院工学研究院

山 田 朋 人

Tomohito YAMADA

#### 1. はじめに

本講義は世界各地で頻繁する極端現象に対して予測の観点から議論を行うものである。また、温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化に加え、人口増加や産業の活発化といった人間活動が地球水循環システムに与える影響についても、最新の研究成果を紹介する。地球水循環システムの再現ならびに理解には多岐に渡る現地観測やリモートセンシングとともに全球気候モデルが使用されている。そのため、本講義ではまず全球気候モデルの概要を説明する。その後、全球気候モデルおよび水循環アセスメントモデルに関して、数日程度の短期スケールから数十年程度の長期スケールごとに極端現象の再現ならびに予測の観点から議論を行う。

#### 2. 全球気候モデルの概要

全球気候モデルの概念図を図-1に示し、モデルの概要を説明する。なお、対象とする全球気候モデルは東京大学大気海洋研究所、国立環境研究所、地球環境フロンティア研究センターが中心に開発を行っているThe Model for Interdisciplinary Research on Climate (MIROC)であり、詳しい説明はK-1 developers (2004)を参考にされたい。

##### 2. 1 基礎方程式

基礎方程式は球面座標系 $(\lambda, \phi)$ 、鉛直方向 $\sigma$ 座標におけるPrimitive方程式が採用されており(Haltiner and Williams 1980)、予報変数は東西風速 $(u(\lambda, \psi, \sigma))$ 、南北風速 $(v(\lambda, \psi, \sigma))$ 、気温 $(T(\lambda, \psi, \sigma))$ 、地表面気圧 $(p_s)$ 、比湿 $(q(\lambda, \psi, \sigma))$ 、雲水混合比 $(l(\lambda, \psi, \sigma))$ である。 $\lambda$ 、 $\phi$ 、 $\sigma$ は経度、緯度、無次元気圧を表す。基礎方程式である連続式、運動方程式、熱力学の式、水蒸気の式、静水圧分布の式を式(1)～(5)に示す。

連続式

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \mathbf{v}_H \cdot \nabla_{\sigma} \pi = -\nabla_{\sigma} \cdot \mathbf{v}_H - \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (1)$$

運動方程式

$$\frac{\partial \zeta}{\partial \sigma} = \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial A_v}{\partial \lambda} - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (A_u \cos \phi) - D(\zeta) \quad (2)$$

## Atmospheric General Circulation Model (AGCM)

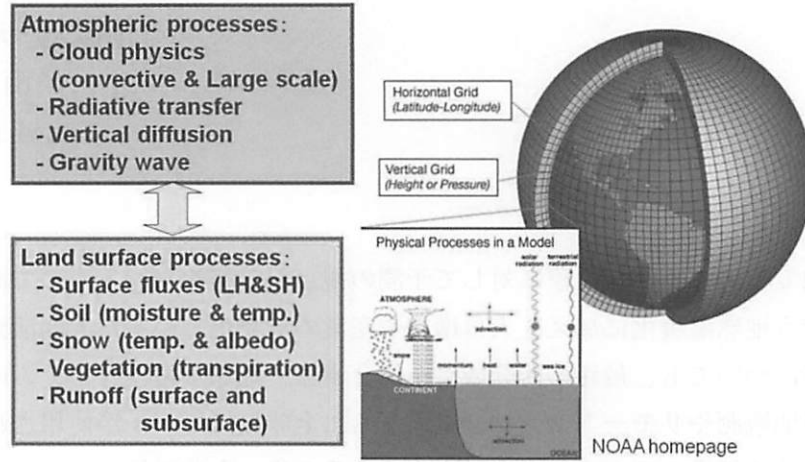


図-1 全球気候モデルの概念図（米国大気海洋庁のHPに掲載されている図に加筆したもの。）

ここでは大気過程と陸面過程についてのみ記載。

熱力学の式

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u T'}{\partial \lambda} - \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} (v T' \cos \varphi) + T' D - \dot{\sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} + \kappa T \left( \frac{\partial \pi}{\partial t} + v_H \cdot \nabla_{\sigma} \pi + \frac{\dot{\sigma}}{\sigma} \right) + \frac{Q}{c_p} + \frac{Q_{diff}}{c_p} - D(T) \quad (3)$$

水蒸気の式

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u q}{\partial \lambda} - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (v q \cos \varphi) + q D - \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} + S_q - D(q) \quad (4)$$

静水圧分布の式

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT_v}{\sigma} \quad (5)$$

式(1)～(5)における詳細は以下の通りである。

$$\begin{aligned} \theta &\equiv T(p/p_0)^{-\kappa} ; \quad \kappa \equiv R/C_p ; \quad \Phi \equiv gz ; \quad \pi \equiv \ln p ; \quad \dot{\sigma} \equiv d\sigma/dt ; \quad T_v \equiv T(1 + \epsilon_v q) ; \\ T &\equiv \bar{T}(\sigma) + T' ; \quad \zeta \equiv \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (u \cos \varphi) ; \quad D \equiv \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos \varphi) ; \\ A_u &\equiv (\zeta + f)v - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{RT'}{a \cos \varphi} \frac{\partial \pi}{\partial \lambda} + F_x ; \quad A_v \equiv -(\zeta + f)u - \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{RT'}{a} \frac{\partial \pi}{\partial \varphi} + F_y ; \quad E \equiv \frac{u^2 + v^2}{2} ; \\ v_H \cdot \nabla &\equiv \frac{u}{a \cos \varphi} \left( \frac{\partial}{\partial \lambda} \right)_a + \frac{v}{a} \left( \frac{\partial}{\partial \varphi} \right)_\sigma ; \quad \nabla_\sigma^2 \equiv \frac{1}{a^2 \cos^2 \varphi} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos^2 \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left[ \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \right] \end{aligned}$$

これらの式において、 $\theta$ ：温位、 $\kappa$ ：比熱と気体定数の比、 $C_p$ ：大気定圧比熱、 $R$ ：大気気体定数、 $\Phi$ ：

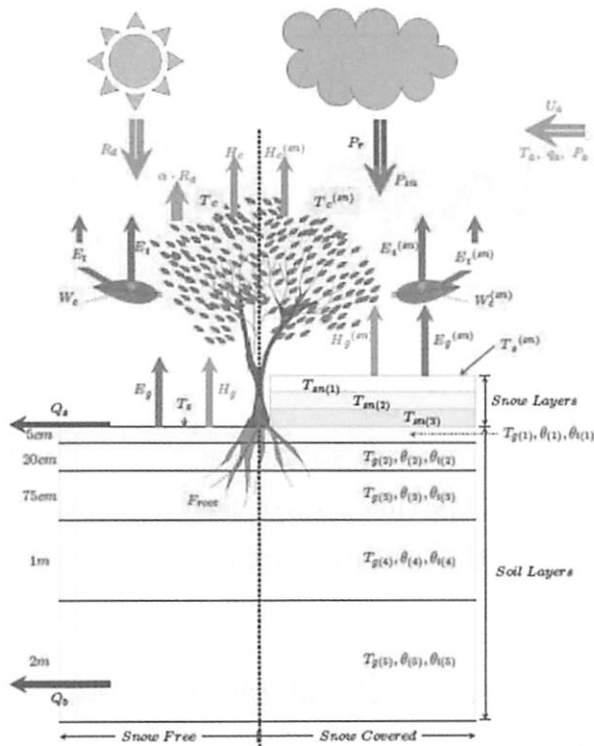


図-2 陸面過程モデル MATSIRO の概念図 (Takata et al. 2003、Koirara et al. 2010を元に Pokhrel et al. 2012aが作成) 図中の表記の意味は以下の通り。 $R_d$ : 下向き放射フラックス;  $P_r$ : 降水;  $P_{sn}$ : 降雪;  $H$ : 潜熱フラックス (下付き c は葉面、g は地表面における値を示す);  $E$ : 潜熱フラックス (下付き i は遮断、t は蒸散を示す);  $T$ : 温度 (下付き s は表面、a は大気を示す);  $W_c$ : 葉面上の水分量;  $\theta$ : 土壌水分 (下付き i は氷を示す);  $U_a$ : 水平風速;  $q_a$ : 比湿;  $P_a$ : 大気圧 (下付き sn は雪面上を示す)

## 2. 2 水平方向、鉛直方向の離散化

水平方向の離散化には Bourke (1988) によるスペクトル変換法が用いられており、緯度および経度に関する微分項には直行関数展開が適用され、非線型項は格子点上において計算される。展開関数には球面上の Laplacian の固有関数である球面調和関数が用いられている。

鉛直方向の離散化には Arawaka and Suarez (1983) による手法が使用されている。同手法は以下の特

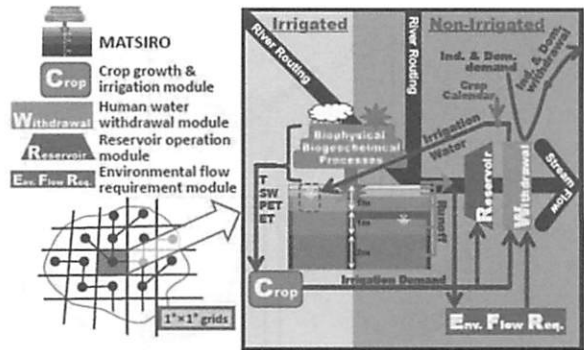


図-3 人間活動の影響を考慮した水循環アセスメントモデルの概念図 (Pokhrel et al. 2012a より) 図-2 に示す陸面過程モデル MATSIRO に作物成長、灌漑活動、取水、大ダムの操作、環境用水需要等の人間活動の効果が考慮されている。

ジオポテンシャル高度、 $T_v$ : 仮温度、 $\varepsilon_v$ : 仮温度の係数、 $\zeta$ : 渦度、 $a$ : 地球半径、 $g$ : 重力加速度を表す。 $D(\zeta)$ ,  $D(D)$ ,  $D(T)$ ,  $D(q)$  は水平拡散項、 $F_\lambda$ ,  $F_\phi$  は経度方向および緯度方向の外力、 $Q$  は放射、凝結、小規模運動過程などにおける加熱や温度変化、 $S_q$  は凝結等による水蒸気の source 項、 $Q_{diff}$  は摩擦熱である。

$\sigma$  座標系における鉛直風速に関する上下面の境界条件は  $\dot{\sigma} = 0$  ( $\sigma = 0, 1$ ) と与えられる。全球気候モデルは静水圧分布を仮定しているため、鉛直風速は運動方程式から直接求めるのではなく、式 (6) によって導かれる。

$$\dot{\sigma} = -\sigma \frac{\partial \pi}{\partial t} - \int_0^\sigma D d\sigma - \int_0^\sigma v_H \cdot \nabla_\sigma \pi d\sigma \quad (6)$$

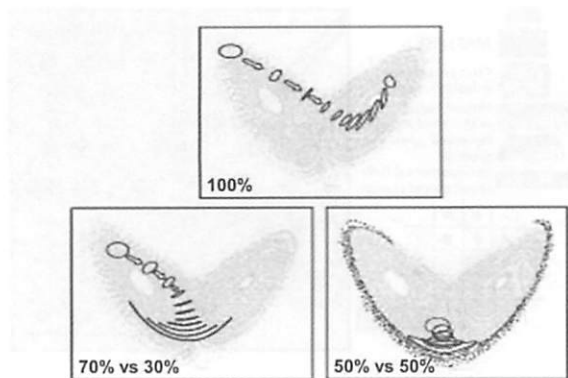


図-4 Lorenzモデルによるバタフライアトラクタと、予測可能性の概念図。出発地点により予測結果の集合の位置は大きく異なる。  
(T. Palmer博士の資料から抜粋)

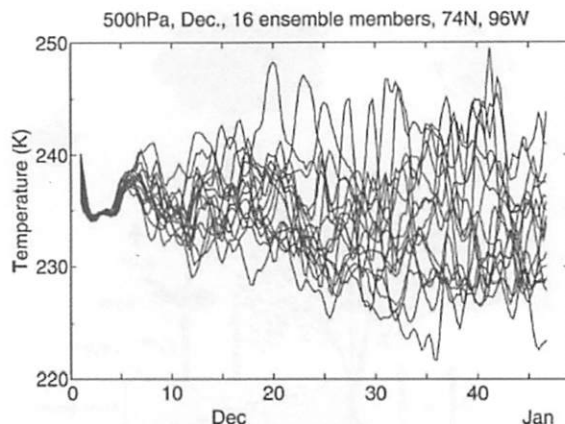


図-5 わずかな初期擾乱の違いによるアンサンブル予報の計算結果(16メンバー)。北緯74° 西経96° の1地点における500hPa面の温度を示したもの。

徴を有する。1) 領域全体を積分した質量、エネルギーが保存、角運動量、温位がそれぞれ保存; 2) 静水圧分布の式が局所的に決定される; 3) 等温位大気はつねに等温位とされている。

## 2. 3 物理過程

全球気候モデルの物理過程は以下の素過程について計算を行っている。1) 陸面過程; 2) 放射過程; 3) 鉛直拡散過程; 4) 重力波抵抗; 5) 凝結・対流・降水過程(積雲対流過程と大規模凝結過程)の5つに大別される。

### a. 凝結・対流・降水過程

凝結・対流・降水過程のひとつである積雲対流過程は積雲対流に関する潜熱の放出と温度および水蒸気量の変化を計算し、最終的には降水を求めるものである。全球気候モデルは一般に静水圧分布を仮定しており、グリッド内の鉛直風速は水平風速に対して小さなオーダーであることが前提である。そのため各グリッドが解像可能な空間スケールは、およそ10km～数百kmである。したがって、水平スケールが最大でも数kmである積雲はグリッドスケール以下の現象となるため、物理式において陽に扱うことが出来ず、グリッド平均場からグリッド内の積雲対流について経験式(いわゆるパラメタリゼーション)を使用している(例えばArakawa and Schubert 1974)。積雲対流に関するパラメタリゼーションには他にも幾つか提案されており、これが降水強度や成層圏の加熱の効果など、大気大循環に与える影響が大きいため、全球気候モデルの示す大気大循環の特徴を支配する重要な要因のひとつである(詳細はRandall 1998を参照のこと)。

一方、大規模凝結過程は積雲対流以外の凝結過程を表現するものであり、潜熱の放出とそれに伴う水蒸気の減少を通して、最終的に降水を診断する。積雲対流がグリッド内の降水過程に関わるものであるのに対して、大規模凝結過程はグリッド平均場から陽に扱うことのできる過程である。計算過程

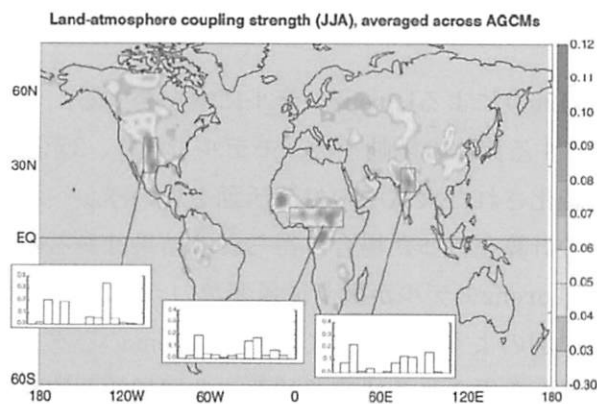


図-6 12個の全球気候モデルによって示される北半球夏の降水活動に与える土壤水分偏差の影響度 (Koster et al. 2004) 図中の濃い色の地域ほど降水活動は土壤水分の日々の偏差に鋭敏であることを示す。繰り込み図の棒グラフは各全球気候モデルそれぞれの結果を表す。

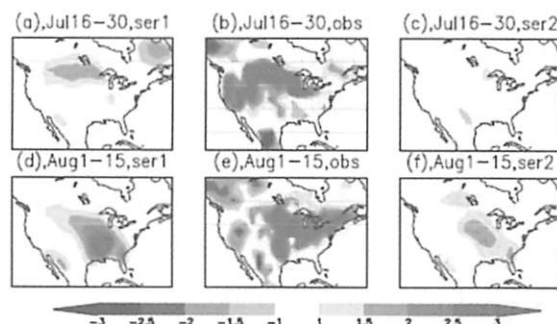


図-7 土壤水分の初期情報の有無による地表から2m高さ気温の予報スキルと同期間の観測値の平年偏差。予報開始日は1988年7月1日であり、図-7(a)および(d)は大気初期値と海面水温初期値に加え土壤水分初期情報を用いた場合の予報開始後2週目、3週目における気温の平年偏差。図-7(c)および(f)は大気初期値および海面水温のみに1988年7月1日の初期情報を利用し、土壤水分初期値は平年値とした。

は以下の手順で行われる。1) 水蒸気量と雲水量の合計値である総水量から雲量を診断し、グリッド平均値である飽和比湿より大きい分を雲量とし、雲水と水蒸気を再分離させる。2) 凝結に伴う温度変化を考慮し、新たに計算された温度における雲量、雲水量、水蒸気量を求める。3) 雲水量から臨界雲水量を元に降水を診断する。4) 温度に応じて雲水を氷雲と水雲に分類する。5) 降水の蒸発を求める。ただし、水蒸気量が湿球温度に対する飽和比湿より大きい場合は降水の蒸発を0とする。

## b. 陸面過程

陸面過程モデルは全球気候モデルの中で大気過程との水熱収支の計算を行い、土壤水分量や流出量を診断する役割を担う。陸面過程モデルは陸域の各グリッドをバケツに見立て、バケツから溢れ出た水分を流出量とするバケツモデルに端を発する (Manabe 1969)。その後、1980年代後半には複雑な陸域環境の物理的理解や多岐に渡る人工衛星の利用に伴って植生による気孔抵抗と根からの吸水による蒸散過程の表現が可能となった (Sellers et al. 1986)。我が国ではこれまで Minimal Advanced Treatments of Surface RunOff (MATSIRO; Takata et al. 2003; 図-2) や都市キャノピーの効果を考慮した Simple Biosphere including Urban Canopy (SiBUC; Tanaka 2004) などが開発されている。

近年では陸面過程モデルに灌漑、地下水の汲み上げ、環境用水需要、ダム操作等の人間活動の効果を加えた水循環アセスメントモデルが開発され (Hanasaki et al. 2008a, b)、MATSIRO においては Pokhrel et al. (2012a) によって同様の人間活動に関わる諸過程が組み込まれた。上述の Hanasaki et al. (2008a, b) や Pokhrel et al. (2012a) では陸面過程は Oki and Sud (1998) の全球河川流路網モデルと組み合わせることによって、全球スケールの水循環変動の再現および予測が可能である。

### 3. 大気初期値起因する予測可能性

#### 3. 1 第1種予測可能性

大気過程における初期値の依存性に関してはLorenz(1963)によるLorenzモデルに端を発する。これは上下面の境界条件に挟まれた熱拡散および動粘性を有する流体の挙動を扱うモデルであり、3元連立の非線型常微分方程式系によって構成されている。単純化された大気中の対流活動を思い浮かべればよい。この式系にわずかに異なる初期値を与えた複数の計算を行った場合、得られる結果はある時間スケールを境に全く異なる挙動を示すことが判明した。Lorenzモデルが扱う従属変数のうち2つ変数の時間変化の軌跡を描いたものを図-4に示す。これは蝶の羽のような形をしており、Lorenzのバタフライアトラクタとして知られている。この常微分方程式系から得られる決定論的かつ非周期的な流れはカオスと呼ばれ、大気物理学のみならず他分野における初期値依存性に関する研究の先駆けとなった。対象とする現象がカオス性を有するか否かは、リアプノフ指数が0より大きいこと、ポアンカレ写像によってテント写像が確認可能であること、などによって評価が可能である。

Lorenz(1963)以降、大気の初期値依存性に関する評価が盛んに行われるようになり、Smagorinsky(1969)、Epstein(1969)といった大気物理学・気象学における錚々たる研究者らによって大気の予測限界は最大で2週間程度であるとの指摘がなされた。図-5は著者らがMIROC AGCMを用い、ごくわずかな擾乱を大気初期値に与えた16通りのアンサンブル予報結果(予報開始日は12月1日とする)を500hPa面における気温について示すものである(Yamada et al. 2007)。この図に示す通り、計算開始から10日前後までは各アンサンブルメンバーは似通ったパターンを描く。つまり、予報開始後10日前後までは高気圧性および低気圧性循環の予測結果がわずかな初期値の擾乱に左右されず、予報されたアンサンブル平均場の挙動が正しいと仮定すれば、予測結果の信頼性は高いものと言えるであろう。しかし、その後はアンサンブルメンバー間のばらつきの大きさは増大し、予報開始後3週目以降は同程度のばらつきの範囲となる。このように複数の初期値を元に行われる予報は一般にアンサンブル予報と呼ばれ、季節予報など長期スケールの数値予報で使用されている。そのため、より正確な初期値の作成が予報スキルの精度向上にとって不可欠であり、4次元変分法や複数種類提案されているアンサンブルカルマンフィルター等による初期値の同化手法が開発されている。

#### 3. 2 第2種予測可能性

Lorenz(1963)から現在の全球気候モデルを用いた大気初期値に起因する予測可能性研究において、予測限界は10日前後であることが判明している。それではそれ以降の時間スケールでは予測精度の向上を期待することはできないのか。Lorenzは大気初期値に基づく予測可能性を第1種予測可能性(1<sup>st</sup> type of predictability)と呼ぶのに対して第2種の予測可能性(2<sup>nd</sup> type of predictability)という概念を提案している(Lorenz 1982)。これは図-4に示すLorenzのバタフライアトラクタの時々刻々の位置を予測するには限界となる時間スケールが存在するものの、アトラクタの集合全体の位置もしくは各アトラクタ間のばらつきの大きさは大気よりも時定数の長い下部境界値によって規定されるというものである。このようなアトラクタ全体が示す範囲は有界性(boundiness)と呼ばれている。

大気に対して時定数の長い下部境界値として海面水温、陸面過程では積雪・氷河、表層を除く土壌

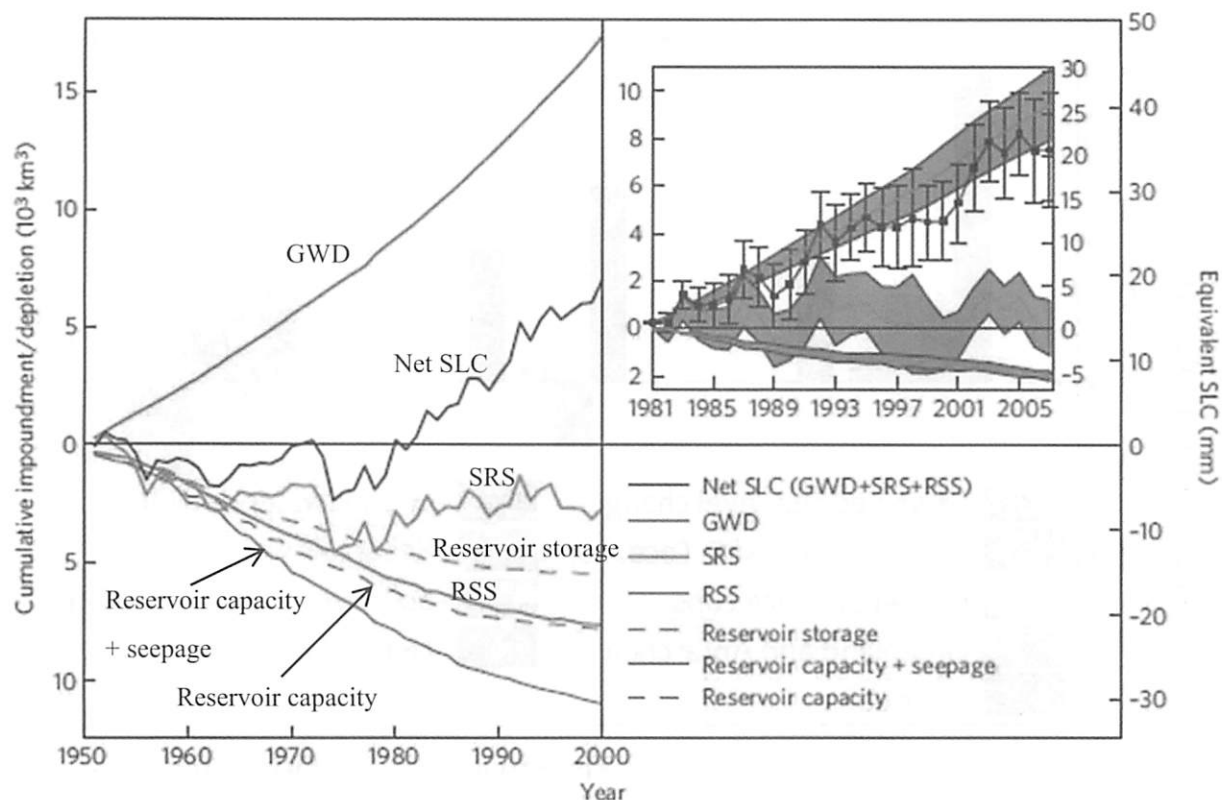


図-8 海面水位の変化に与える陸域貯水量の影響。陸域貯水量には気候変動の影響土壌水分、河川水、積雪水量の寄与や灌漑活動による土壌水分の変化が考慮されているが、人工貯水池の効果は別途示されている。繰り込み図は1981-2007年における4つの異なる降水量データを用いた場合の結果を示したものである。図中の灰色の範囲は海面水位変動の不確実性を標準偏差の2倍として示す。正味の海面水位の不確実性はエラーバーで表されている。図中のGWDは地下水低下、SRSは土壌水分、河川水、積雪水、RSSは貯水池における貯留と浸透を示すものである。(Pokhrel et al. 2012bに加筆。)

水分が該当する。海面水温に関してはEl Niño年やLa Niña年における熱帯太平洋上の海面水温の変動と季節スケールの水文気象場との相関関係が指摘されており、海面水温の初期値の高精度化による季節スケールの水文気象場の予測可能性に関して多岐に渡る研究が行われている(例えばShukla 1998)。

#### 4. 陸面過程に起因する予測可能性

##### 4. 1 大気陸面相互作用

土壌水分について世界中各地観測データや陸面過程モデルによる計算結果を元に時定数の長さを評価したところ、気候特性によって長さは異なるものの、土壌水分は1～2か月程度のメモリを有することが指摘されている(Vinnikov and Yesserkepova 1991; Koster and Suarez 2001)。一方、海面水温や土壌水分等の下部境界値が長期スケールで大気に影響を与えるためには、それらの気候メモリの長さだけではなく、大気諸量が下部境界値の変動に鋭敏でなければならない。図-6は世界各国で開発され

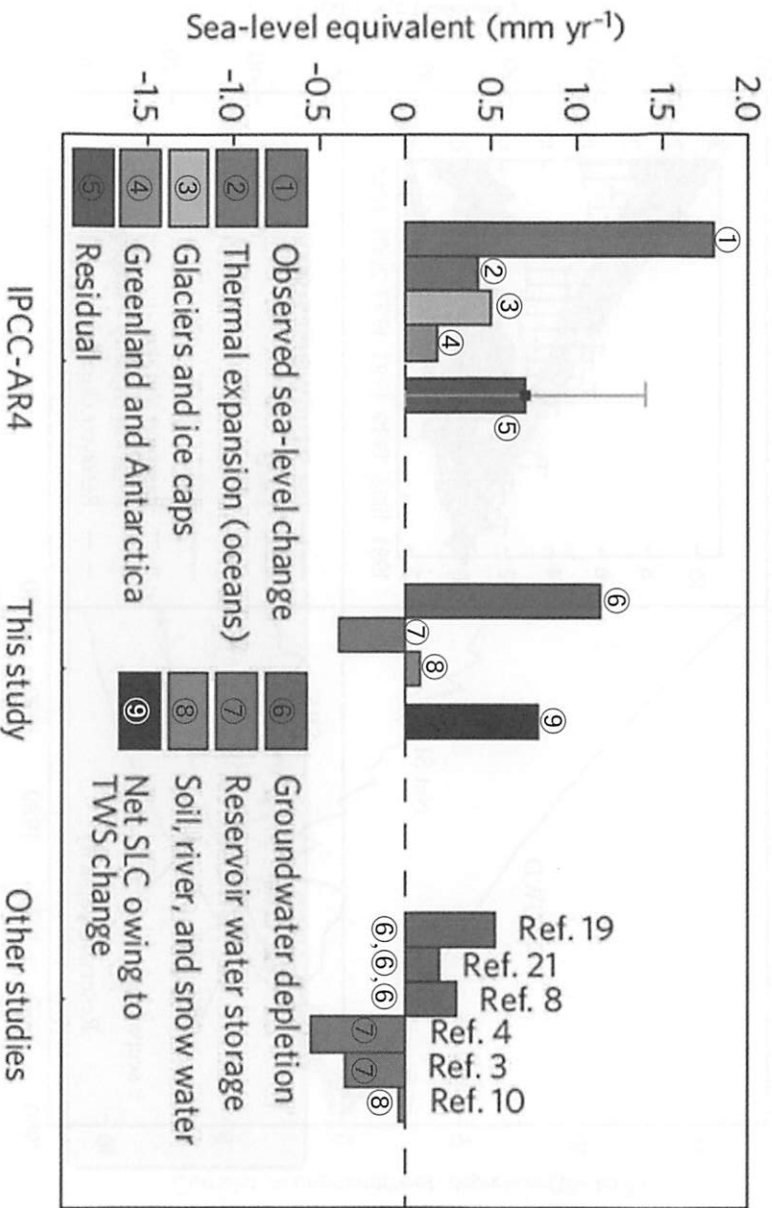


図-9 観測された海面水位変化に対する様々な要因の寄与に関する推計値。対象とする期間はIPCC第4次評価報告書およびPokhrel et al. (2012b) とともに1961-2003年である。図中のエラーバーは第4次評価報告書において示された正味の海面水位の残差の不確実性を表したものである。また、図中のRef. は関連する既存研究によって推計された値である。(Pokhrel et al. 2012b)に加筆。)

ている12個の全球気候モデルを用い、北半球の夏において土壌水分量の日々の偏差が降水活動に与える影響の大きさを評価した結果である。図中の暖色系で塗られた北米中央部、インド中西部、アフリカ・サヘル地域、中国北東部などの地域は複数の全球気候モデルの平均値として降水活動は土壌水分偏差に敏感であることを意味している。これらの地域では地表面が概ね半乾燥状態にあり、鉛直対流に伴う降水への影響が示されているものと考えられる。一方、地表面が非常に湿潤もしくは乾燥状態である場合は土壌水分の日々の偏差に伴う潜熱および顕熱フラックスは対流圏下層の鉛直不安定度を左右するほど重要とはならない。そのため、地表面が半乾燥状態の地域では特に土壌水分をはじめとする陸域環境のモニタリングが降水の予測精度を向上させる要因として考えられる一方、それらの地域における土地利用の改変は同地域の気候特性を変化させ得ることも懸念される。図中の棒グラフは各全球気候モデルの示す降水活動に与える土壌水分偏差の影響度であるが、モデル間のばらつきが大きいのも特徴的である。つまり、計算される降水量がモデル間で同程度であっても、大気過程と下部境界値である陸面過程や海面との相互作用にはモデル固有の癖が存在するため、これは現在の全球気候モデルにおける改善点と言えよう。これに対して世界気候計画においてGlobal Soil Wetness

Project (GSWP-2)など世界各国の陸面過程モデルが表現する土壌水分等の諸変数の比較実験を通して、モデルの改善・改良が進められている(Dirmeyer et al. 2006)。これまでの全球スケールの大気陸面相互作用に関してはSeneviratne et al. (2010)のレビューを参考にされたい。

#### 4. 2 陸面初期値に起因する予報スキル

陸面初期値が水文気象場の準季節予報に与える効果に関して、Yamada et al. (2009)はGSWP-2において降水や風速、気温などの気象データを陸面過程モデルに与えることで作成された土壌水分データを元に1988年夏に北米を襲った大旱魃の予報スキルの評価を行った(図-7)。これによると、大気初期値と海面水温情報のみに頼る準季節予報実験では予報開始後3週目以降は旱魃の予報結果は示されないのに対して、現実的な土壌水分初期値情報を全球気候モデルに与えることで早期に旱魃を予報し得ることが判明した。前述の通り、大気初期値は予報精度を決める重要な要素であるが、そのメモリの短さから予報開始後10日前後を境に予報スキルの向上に寄与し得なくなる。現在、NASAを中心に準備が進められているSoil Moisture Active and Passive Mission (SMAP)による土壌水分観測や次世代降水観測衛星(The Global Precipitation Measurement Mission; GPM)は、結果として準季節スケールの水文気象場の予報スキルの向上に寄与することが期待される。

### 5. 海面水位上昇に与える気候変動と人間活動の影響

#### 5. 1 IPCC第4次評価報告書における見解

過去半世紀で海面水位が上昇傾向にあることが世界中の潮位計による観測データから判明している。その理由として、地球温暖化に伴う気温上昇による海洋の熱膨張、氷河の融解、グリーンランドや南極の氷の消失の重要性が指摘されてきた。潮位計によって観測される世界規模の海面水位の上昇は20世紀後半では年間1.8mmである一方、IPCC第4次評価報告書等では海洋の熱膨張、氷河の融解、グリーンランドや南極の氷の消失による寄与は年間1.1mmであると推計されている。そのため、残りの年間0.7mmの海面水位の上昇をもたらす原因が解明されていなかった。一方、海面水位の上昇に与える土壌水分、地下水、積雪や自然の湖さらには人工貯水池に蓄えられている陸域貯水量の影響についても議論がなされていたが、満足のいく結論は得られてこなかった。第4次評価報告書では、人間活動に起因する陸域貯水量の変動の寄与に大きな不確実性が存在し、そのため海面水位上昇の収支が十分に説明されていないとも結論づけられている。

#### 5. 2 人間活動の影響を考慮した水資源アセスメントモデルによる海面水位上昇の評価

Pokhrel et al. (2012b)は2章において紹介した灌漑活動、地下水の汲み上げ、ダム操作、環境用水需要等の人間活動の影響を陸面過程モデルに適用した全球スケールの水資源アセスメントモデルを構築した。図-8は複数の全球降水量データを用いて、陸域貯水量が海面水位変化に与える影響の不確実性を評価したものである。図-8の繰り込み図は4つの異なる全球降水量データにそれぞれ用いて1981～2007年における推計結果を示す。灰色の範囲は異なる降水量データによって推定された海面水位変化

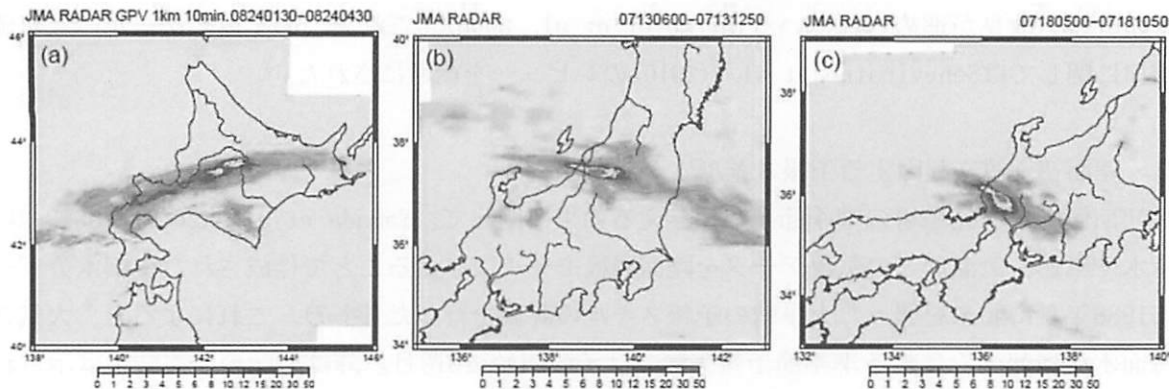


図-10 (a) 2010年北海道8月忠別川豪雨(3時間平均)、(b) 2004年7月新潟・福島豪雨(7時間平均)、(c) 同年同月の福岡豪雨(6時間平均)、における合成レーダによる降雨分布

の不確実性の大きさ(標準偏差の2倍)を表す。対象とする1981～2007年では陸域貯水量が海面水位変化に与える正味の影響は $20.8 \pm 6.7\text{mm}$ である。内訳を記すと、地下水 $26.1 \pm 4.1\text{mm}$ 、気候変動による陸域貯水量 $0.1 \pm 3.2$ 、貯水池貯留は $-5.4 \pm 0.6\text{mm}$ である。したがって、全球水資源アセスメントモデルから得られる陸域貯水量が海面水位変化に及ぼす正味の影響は外力となる降水量データによって約3割の不確実性を有することが分かる。

図-9は推計された正味の海面水位変化を第4次評価報告書において報告された海面水位収支の結果と比較するために1961～2003年を対象期間としてまとめたものである。図中には海面水位上昇に対する海洋の熱膨張( $\sim 0.42\text{mm/yr}$ )、氷河と氷帽の融解( $\sim 0.5\text{mm/yr}$ )、グリーンランドと南極の氷の消失( $\sim 0.19\text{mm/yr}$ )の影響がそれぞれ示されている。黒の棒グラフは、Pokhrel et al. (2012b)が推定した海面水位変化への陸域貯水量の影響を示し、その値は年間 $0.77\text{mm}$ の寄与である。内訳を記すと、地下水変動に起因する影響が年間 $1.05\text{mm}$ 、気候変動に伴う陸域貯水量については年間 $0.08\text{mm}$ 、貯水池貯留は年間 $-0.39\text{mm}$ である。つまり、この結果はこれまで観測されてきた海面水位上昇の42%を占めるものであり、第4次評価報告書において説明がつかないとされていた年間の海面水位変化 $0.7\text{mm}$ に相当する。同研究は河川流量や陸域貯水量に関して多岐に渡る複数の観測値を用いて徹底的な検証を行ったものであるが、使用した水循環アセスメントモデルは幾つかの仮定に基づいているため、得られた結果は当然ある程度の不確実性を有するものと考えられる。特に、非持続的な枯渇地下水利用の推定値は既往の推計値と比較して大きい。その原因として、全球スケールの地下水資源のデータの不足により、同研究では地下水の取得は流域内の水需要を満たすまで汲み上げるという方式が採用されていることが考えられる。しかしながら、得られた結果は大量の地下水資源を利用している複数の国においては妥当なものである。図に示されている通り、近年の陸域貯水量が海面水位上昇にもたらす影響は主に地下水利用の増大と、気候変動に伴う陸域貯水量変化によるものであることが分かる。地下水利用による影響は増加の一途をたどり、この傾向は今後も続く可能性を有する。一方、貯水池への貯留による影響は近年頭打ちになり、海面上昇を抑制する効果は相対的に減少していることが判明した。Pokhrel et al. 2012bの全訳は8. 参考文献にあるホームページを参考にされたい。

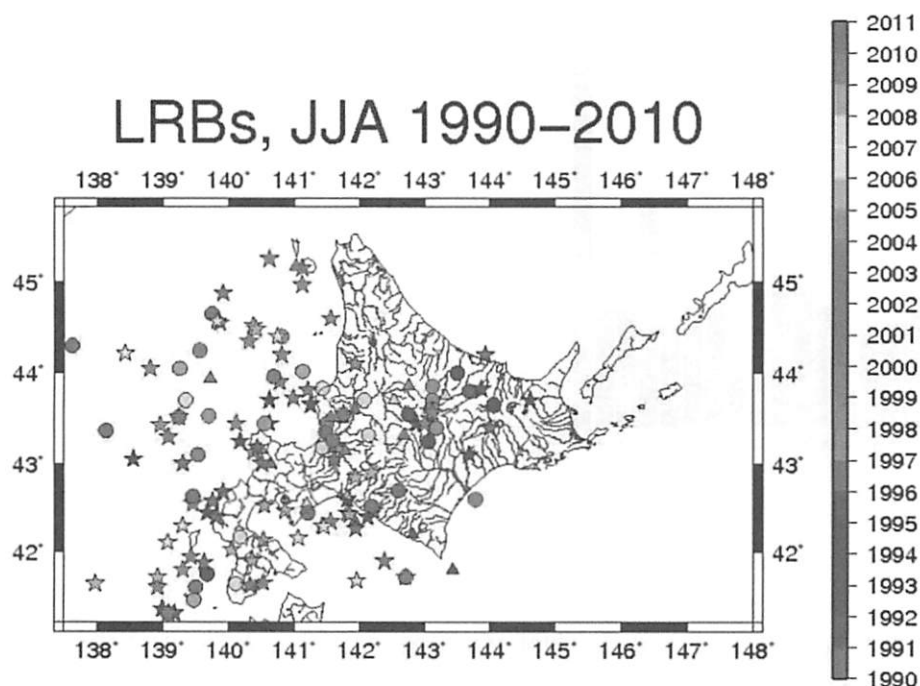


図-11 1990-2010年において北海道および周辺海域で発生した線状降水帯の発生地点。図中の△：6月、○：7月、☆：8月を表す。

## 6. 領域スケールの極端現象

本章では領域スケールの極端現象のひとつとして細く尖った形状であり、特定の地域に長時間豪雨をもたらす線状降水帯について北海道を対象地域に議論を行う。図-10は左から2010年8月北海道忠別川豪雨（3時間平均）、2004年7月新潟・福島豪雨（7時間平均）、同年同月の福井豪雨（6時間平均）における合成レーダによる降雨分布を示す(Yamada et al. 2012)。いずれの豪雨イベントともに数時間平均された時間降雨強度にもかかわらず細長く尖った線状型もしくは涙型をしている。したがって、豪雨が短時間にかつ特定の地域にもたらされ、洪水・土砂災害の観点から極めて危険性の高いという特徴を有する一方、気象モデルによる予測が困難であるため、今後とも多角的に議論されるべき極端現象のひとつである。

### 6. 1 線状降水帯の分類

Bluestein and Jain(1985)はアメリカ中西部で観測された線状降水帯を形態別に4つに分類した。その4つとは、Back Building型(以降、BB型)、下層風収束のある場所でいっせいに積乱雲が発生するBroken Line型、散在していた積乱雲が線状になるBroken Areal型、大きな弱い降水域の中に強い線状のものが形成されるEmbedded Areal型である。これらの分類の中で日本および周辺域において発生する線状降水帯に関して、小倉(1991)はその殆ど総てがBB型の線状メソ対流系によってもたらされたと指摘している。BB型の対流系の下層には厚く冷気が溜まり、対流系直下から外出される冷気流と、そこに流

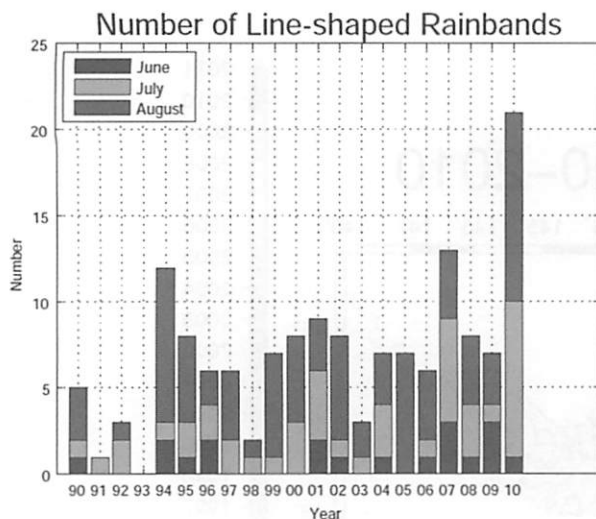


図-12 1990-2010年において北海道および周辺海域で発生した線状降水帯の発生数。

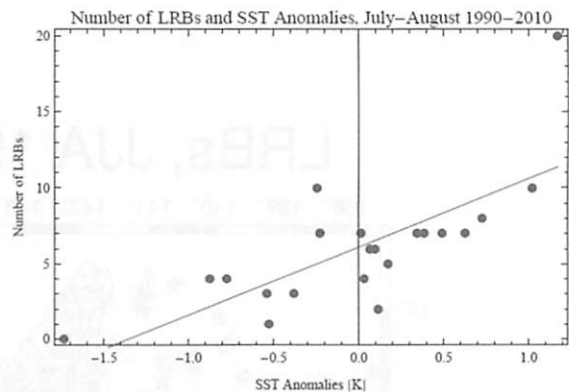


図-13 1990-2010年の7、8月に北海道および周辺海域において発生した線状降水帯の数と日本海海面水温(128° E-140° E; 36° N-46° N)の平年偏差の関係。

入してくる一般風との衝突によって新しい対流セルが発生する。しかし、日本での線状降水帯を考えると、発生する時期は梅雨期が多く、空気が湿っているため雲底高度が低くなる。従って、強い冷氣外流出は発生しないと考えられる。このことから小倉(1991)は、日本では冷氣外流出以外に、BB型の雲の先端(尻尾部)で新しい対流セルが次々と発生するメカニズムを考えると指摘している。また、小倉(2006)は、1998年8月4日の新潟豪雨を引き起こした線状対流系の中心線に直交する方向の降水分布が中心線に対して著しく非対称な分布をしていることにも言及している。この非対称性から、BB型の雲の頂点のみならず、BB型の雲の暖気側でも新たな対流セルが発生し、中心線に対し斜め後方に進行すると述べている。そして、このタイプをBack and Side Building型と名付けている。

線状降水帯発生環境場に関してKato and Aranami (2004)や栗原・金森・瀬古(2009)は下層における収束域と多湿な空気塊、中層の乾燥した空気塊の流入が重要であると指摘している。これらの条件を満たすことで、豪雨発生のために必要な対流活動が、発達・持続されるからである。しかし、線状降水帯における対流系が一定の地域で発生し、ある形状を維持する理由に対する明確な答えは得られていない。以下、北海道及びその周辺地域において1990～2010年に発生した線状降水帯の抽出を行い、その発生数および発生時点における気象場に関して広域スケールから議論を行う。

## 6. 2 使用データおよび本研究における線状降水帯の定義

解析対象期間は1990～2010年の6～8月である。解析に使用したデータは2004～2010年はAMeDASレーダデータ(時空間解像度1.0km、10分)、1990～2003年はRadar AMeDAS解析雨量(時空間解像度2.5km、1.0時間)である。同研究における線状降水帯の定義は、a)最大降雨強度が20mm/h以上; b)発現から消失までの継続時間が2時間以上; c)孤立して存在; d)移動速度が遅い; e)細長く尖った形状とした。これは線状降水帯の発生地点や発生時期に着目した解析であるため、豪雨災害に結びつかなかった事例も解析対象として含まれる。

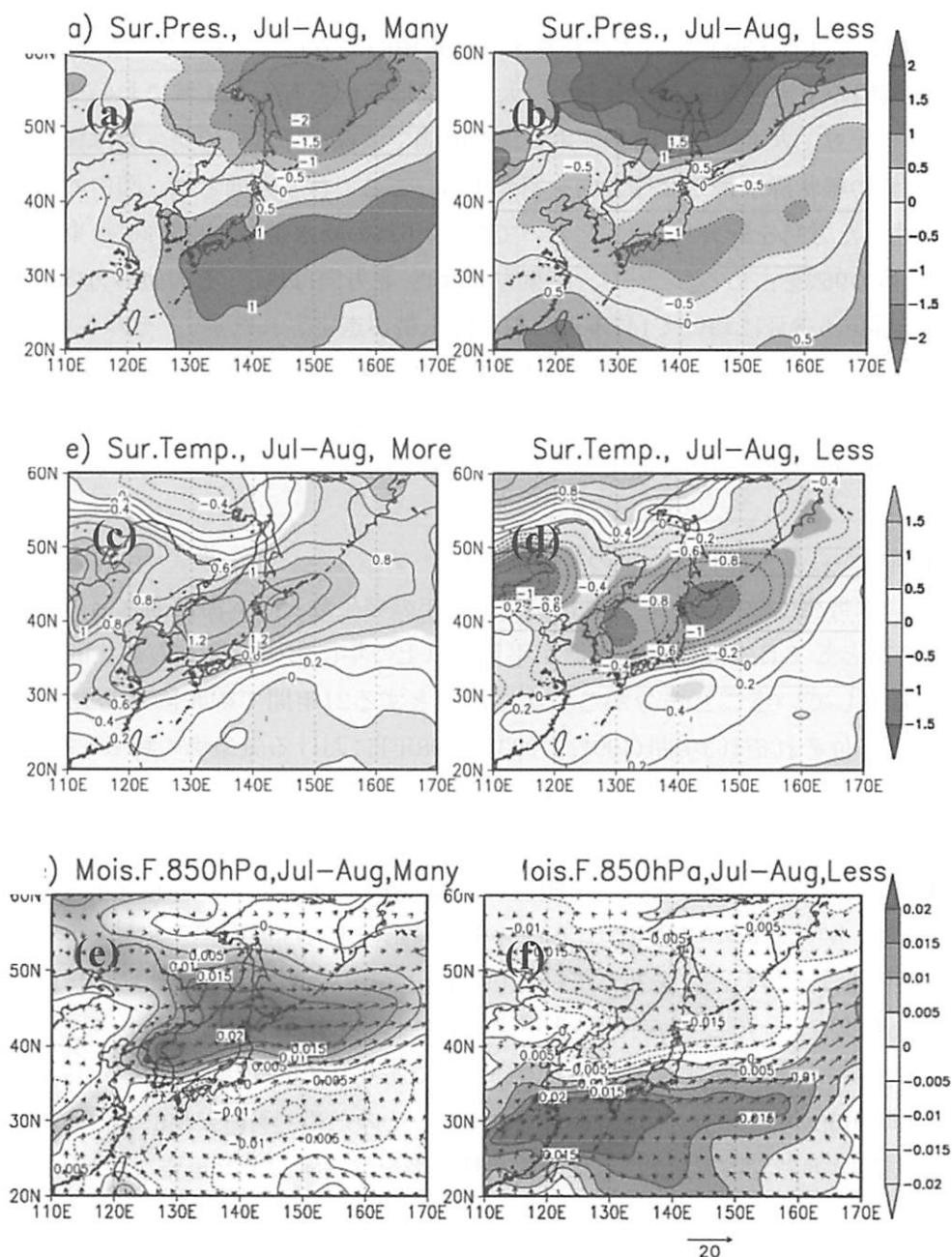


図-14 7,8月に北海道及び周辺海域において発生した線状降水帯の多発年(a, c, e)と過小年(b, d, f)における地表面気圧、地表面温度、および850hPa面における水蒸気フラックスの年間偏差(ベクトルは同気圧面における風速ベクトル)。年間偏差は1979-2010年の同期間の平均値に対する差を意味する。

### 6. 3 線状降水帯の時空間的特徴

図-11は1990～2010年の21年間の夏(6～8月)において北海道および周辺海域で発生した線状降水帯の発生地点を示す。発生地点の選定にあたっては上記において定義を行った線状降水帯の降水強度が

AMeDASデータにおいてはじめて観測されたポイントである。図から明らかなように、夏のどの月においても線状降水帯は日本海および太平洋岸南西部を中心に分布しており、積丹半島、暑寒別岳付近、鶴川や沙流川の下流部といった海上から大きな地形変化を有する地域において多く発生していることがわかる。一方、太平洋岸東部やオホーツク海側では線状降水帯の発生数は極めて少ない。解析対象である147個の線状降水帯の発達方向を紹介する。ここで言う方向とは、図中の印を発生地点として降水帯が発達した方角を8つに分類したものである。62%の降水帯が北東方向、東方向がその半分の33%であり、全体の95%を占める。一方、南東方向は4%、北方向は1%、その他の方向は皆無であった。対象とする21年間の6-8月において147事例の線状降水帯が選定されたが、そのうち8月における発生数が最も多く、続いて7月において顕著である。線状降水帯の年ごとの発生数の違いについて図-12を用いて議論を行う。1990-2010年の21年間平均では発生数は年平均8個である。その中で2010年は21個もの線状降水帯が6-8月において発生しており、過去21年間で最も多かったことが分かる。

#### 6. 4 大規模場から見た線状降水帯の発生数

図-13は線状降水帯発生数の多い7、8月に関して毎年の発生数と日本海海面水温との関係を示す。図から全体的な特徴として日本海海面水温が平年値以上の年において多くの線状降水帯が北海道および周辺海域で発生していることが分かる。次に対象とする21年間で線状降水帯発生数の上位(1993, 2007, 2010年)と下位それぞれ3年間(1991, 1993, 1998年)における気象場の特徴を紹介する(図-14)。使用したデータは気象庁の全球再解析データ(JRA-25; Onogi et al. 2007)である。図より、線状降水帯多発年においては地表面気圧の平年偏差は北海道を境に南側が正(図-14a)、北側が負である。一方、線状降水帯数の小さい年は北海道を境に南側が負、北側が正の偏差という特徴を有する(図-14b)。線状降水帯多発年では、図-14cに示す通り、日本海を中心に正の地表面温度偏差が見られる上、太平洋高気圧が北海道中心付近まで広範囲に分布している(図-14a)。そのため高気圧の西側の縁に沿って大量の水蒸気が北海道に運ばれていたことが示唆され、図-14eにおいて結果を示す通りである。線状降水帯は気象モデルによる予測・再現が困難なイベントのひとつであり、気候モデルを用いた将来予測実験においても発生数や地域分布の直接的な特定は極めて難しい。そのため、現在気候における線状降水帯の多発年における大規模場の時空間特性は、将来の線状降水帯を議論する上で重要な要素となろう。

#### 7. まとめ

本講義は異なる時空間スケールにおいて発生する複数種類の極端現象について、水工学の見地から予測という観点に立って最新の研究成果の紹介を目的とする。時間方向に関しては大気初期値問題である短期スケールから地球温暖化に伴う気候変動まで議論を行うものである。空間方向については具体的な現象としてメソスケールの線状降水帯から総観規模の熱波等の物理機構について本講義集において扱った事例を元に説明を行う。また、再現および予測に用いられる手法や使用される気候モデルや水循環アセスメントモデル等の特徴についても本講義において紹介する予定である。

## 8. 参考文献

- Arakawa, A., and M.J. Suarez, 1983: Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates, *Monthly Weather Review*, 111, 34-45.
- Arakawa, A., and W.H. Schubert, 1974: Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31, 671-701.
- Bluestein, H.B., and M.H. Jain, 1985: Formation of Mesoscale Lines of Precipitation: Severe Squall Lines in Oklahoma during the Spring, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, 1712-1732.
- Bourke, W., 1988: Spectral methods in global climate and weather prediction models, in *Physically-Based Modelling and Simulation of Climate and Climate Change*, Part I., 169-220, Kluwer.
- CCSR/NIES AGCMマニュアル, 1997.
- Dirmeyer, P., X. Gao, M. Zhao, Z. Guo, T. Oki, and N. Hanasaki, 2006: GSWP-2: Multimodel analysis and implications for our perception of the land surface, *Bulltin of American Meteorological Society*, 87, 1381-1397.
- Epstein, E.S., 1969: Stochastic dynamic prediction, *Tellus*, 21, 739-759.
- Haltiner, G.J. and R. T. Williams, 1980: *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology* (2<sup>nd</sup> ed.), John Wiley & Sons, 477pp.
- Hanasaki, N., S. Kanae, T. Oki, K. Masuda, K. Motoya, N. Shirakawa, Y. Shen, and K. Tanaka, 2008a: An integrated model for the assessment of global water resources - Part 1: Model description and input meteorological forcing, *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, 1007-1025.
- Hanasaki, N., S. Kanae, T. Oki, K. Masuda, K. Motoya, N. Shirakawa, Y. Shen, and K. Tanaka, 2008b: An integrated model for the assessment of global water resources - Part 2: Applications and assessments, *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, 1027-1037.
- K-1 model developers, 2004: K-1 Coupled GCM (MIROC) Description, K-1 Technical Report No.1, September.
- Kato, T., and K. Aranami, 2004: Formation factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a cloud-resolving model, *SOLA*, 1, 1-4.
- Koirala, S., P.J.-F. Yeh, T. Oki, and S. Kanae, 2010: Fully dynamic groundwater representation in the MATSIRO land surface model, *Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE*, 54.
- Koster, R.D., and M.J. Suarez, 2001: Soil Moisture Memory in Climate Models, *Journal of Hydrometeorology*, 2, 558-570.
- 栗原佳代子、金森恒雄、瀬古弘, 2009 : 2003年7月18日に広島県で発生した線状降水帯 - 気象庁非静力学モデルで解析した気流構造と地形や中層乾燥気塊の効果, *天気*, 56, 13-26.
- Lorenz, E.N., 1963: Deterministic nonperiodic flow, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 20, 130-141.
- Lorenz, E.N., 1982: Atmospheric predictability experiments with a large numerical model, *Tellus*, 34, 505-513.
- Manabe, S., 1969: Climate and ocean circulation, 1, The atmospheric circulation and the hydrology of the earth' s surface, *Monthly Weather Review*, 97, 739-774.
- Oki, T., and Y.C. Sud, 1998: Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) - A global river channel network, *Earth Interactions*, 2.

- 小倉義光, 1991: 集中豪雨の解析とメカニズム, 天気, 38, 275-288.
- 小倉義光, 2006: お天気の見方・楽しみ方(6) 謎に満ちた不意打ち集中豪雨 - 2004年6月30日静岡豪雨の場合(その2), 天気, 53, 51-58.
- Onogi, K. et al., 2007: The JRA-25 reanalysis. Journal of the Meteorological Society of Japan, 85, 369-432.
- Pokhrel, Y., N. Hanasaki, S. Koirala, J. Cho, H. Kim, P.J.-F. Yeh, S. Kanae, and T. Oki, 2012a: Incorporating anthropogenic water regulation modules into a land surface model, Journal of Hydrometeorology, 13, 255-269.
- Pokhrel, Y.N., N. Hanasaki, P.J.-F. Yeh, T.J. Yamada, S. Kanae, and T. Oki, 2012b: Model Estimates of Sea Level Change due to Anthropogenic Impacts on Terrestrial Water Storage, Nature Geoscience, doi:10.1038/ngeo1476. <http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~taikan/Article/2012-05-21ngeol476J.pdf>
- Randall, D.A., 2000: General Circulation Model Development, Past, Present, and Future, International Geophysics Series, 70, Academic Press.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, Journal of the Atmospheric Sciences, 43, 505-531.
- Seneviratne, S.I., T. Corti, E.L. Davin, M. Hirschi, E.B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, and A.J. Teuling, 2010: Investigating soil-moisture interactions in a changing climate: A review, Earth-Science Reviews, 99, 3-4, 125-161, doi:10.1016/j.earscirev.2010.02.004.
- Shukla, J., 1998: Predictability in the Midst of Chaos: A Scientific Basis for Climate Forecasting, 282, 728, DOI: 10.1126/science.282.5389.728.
- Smagorinsky, J., 1969: Problems and promises of deterministic extended range forecasting, Bulletin of the American Meteorological Society, 50, 286-311.
- Takata, K., S. Emori, and T. Watanabe, 2003: Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff, Global and Planetary Change, 38, 209-222.
- Tanaka, K., 2004: Development of the new land surface scheme SiBUC commonly applicable to basin water management and numerical weather prediction model, doctoral dissertation, Kyoto University.
- Vinnikov, K.Y., and I.B. Yeserkepova, 1991: Soil moisture: Empirical data and model results, Journal of Climate, 4, 66-79.
- Yamada, T.J., R.D. Koster, S. Kanae, and T. Oki, 2007: Estimation of Predictability with a Newly Derived Index to Quantify Similarity among Ensemble Members, Monthly Weather Review, 135, 2674-2687.
- Yamada, S. Kanae, T. Oki, and R.D. Koster, 2009: Hydrological forecast skill associated with land surface initializations, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, 54.
- Yamada, T.J., J. Sasaki, and N. Matsuoka, 2012: Climatology of line-shaped rainbands over northern Japan in boreal summer between 1990 and 2010, Atmospheric Science Letters, 13, 133-138.