平成 29 年度　卒業論文

南極振動由来のソマリジェットは
北半球亜熱帯ジェットを変える
～ソマリジェットは両半球をつなぐ～

Somali jet derived from Antarctic Oscillation changes the Northern hemisphere subtropical jet
～Somali jet connects with both hemispheres～

三重大学　生物資源学部

共生環境学科　　自然環境システム学講座

気象・気候ダイナミクス研究室

514341　杉原　直樹

指導教員　立花　義裕　教授

目次

第 1 章　序論 ……3
第 2 章　使用データ……5
第 3 章　解析手法……6
3-1　ソマリジェットインデックス定義
3-2　南極振動インデックス定義
3-3　3 次元波活動度フラックス
3-4　相関回帰
3-5　線形傾圧モデル実験
第 4 章　再解析結果……11
4-1　南極振動とソマリジェットの関係
4-2　マスカリン高気圧とソマリジェットの関係
4-3　インド周辺の大気場と降水
4-4　降水が及ぼす上層への影響
4-5　北半球大気場への影響
第 5 章　線形傾圧モデル実験……25
5-1　LBM の実験設定
5-1-1　マスカリン高気圧を強める渦度強制
5-1-2　対流加熱による熱源応答
5-2　LBM の実験結果
5-2-1　渦度強制の結果
5-2-2　熱源応答の結果
5-3　インド北部の降水メカニズム
第 6 章　まとめ・結論……37
謝辞……39
参考引用文献……40

第 1 章　序論

熱帯域の対流圏下層は貿易風が吹いており北半球では北東風，南半球では南東風となる．しかし，アラビア海のソマリア沖でのみ南北に風が卓越しており, 赤道上の他地域にはない風系が見られる（Fig1）．この風は「ソマリジェット」と呼ばれる．ソマリジェットを形成する要因は主に 2 つある．1 つはユーラシア大陸とアラビア海がつくる大陸の熱コントラストによって発生するインドモンスーンが要因でソマリジェットを形成する．2 つめはアフリカ大陸東岸の高地によって大陸沿岸に沿って吹くため局所的に強い風となりソマリジェットを形成する（Krishnamurti et al., 1976）．熱コントラストの季節変化により夏季は南半球側から赤道を越えて北半球側に吹く．一方で，冬季は北半球側から赤道を越えて南半球側に吹く風となる．このように，南北に赤道をまたいで吹き，局所的な強風になるのはソマリジェットのみである．

また，ソマリジェットは南半球からの影響で強化されることが知られており，南極に低気圧，中高緯度に高気圧を表す前冬の南極振動の正位相が夏のソマリジェットを強化することが統計的に知られている（Shi et al., 2015）．つまり，ソマリジェットは南半球の中高緯度の大規模場との関係が深いことが言える．

一方，ソマリジェットは局所的な強い風であることから赤道をまたぎ北半球へ影響を及ぼすことが知られており，夏期インドのモンスーン降雨の開始前にソマリジェットが先行して吹き，その後，インド周辺の降水に影響をあたえる（Halpern and Woiceshyn 2000）．このようなインド周辺や北半球低緯度のアジアモンスーン地域への影響を見た研究は多くある．しかし，ソマリジェットが及ぼす低緯度のアジアモンスーン地域以外の北半球中高緯度のジェット気流など大規模場への影響を見た研究はない．

さらに，ソマリジェットは赤道をまたいで顕著に吹くことから，南半球と北半球をつなぐ大きな役割を果たしていると予想されるにもかかわらず，ソマリジェットが及ぼす南北両半球の関係を考察した研究は存在しない．

そこで本研究では赤道を南北にまたいで吹くソマリジェットが及ぼす南北両半球の関係を考察し，ソマリジェットが南半球中高緯度の影響を北半球につなぐ重要な架け橋となるかを検討する．これによって現在知られているテレコネクションでは説明のつかない北半球中高緯度の異常気象の原因の一つが見つかる可能性が考えられる．

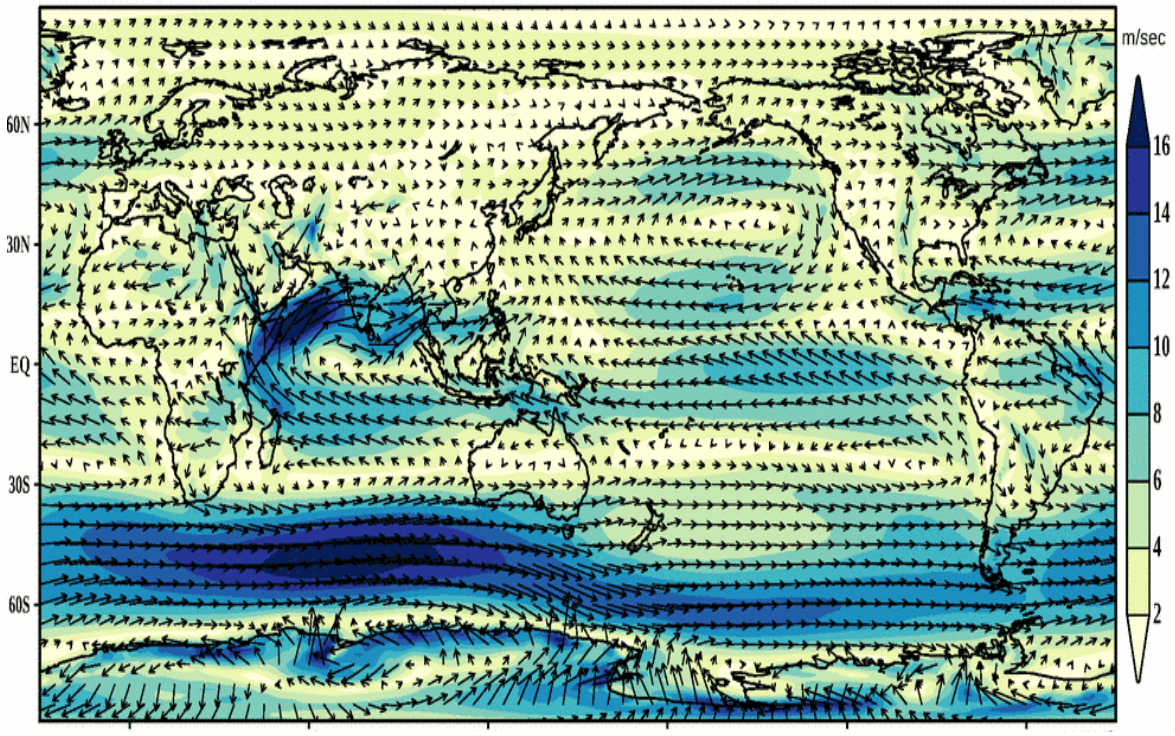

Fig1　夏（6，7，8 月平均）の 850hPa の水平風の気候値.

ベクトルは風向風速（m/s）を色は絶対風速（m/s）を表す.

気象庁 http://ds.data.jma.go.jp/gmd/jra/atlas/jp/surface_basic.html　より参照

第 2 章　使用データ

JRA-55 再解析データ

JRA-55 再解析データ（Kobayashi et al., 2015）は気象庁 55 年長期再解析データのことである．再解析データとは観測データを使って数値予報モデルとデータ同化し再計算されたデータセットのことである．JRA-55 再解析データは解像度が 1.25 度（経度）×1.25 度（緯度）で鉛直層は 37 層である．また，1958 年から 2016 年までの 6 月の平均データを使用している．本研究では降水量（mm/day），ジオポテンシャル高度（m），水平風（m/s），気温（K），速度ポテンシャル（m^2/s），対流活動による加熱率（K/day），水蒸気フラックス（kg/m*s），2m 気温（K）のデータを使用している

第 3 章　解析手法

3-1　ソマリジェットインデックス定義

本研究では Wang et al.,（2003）をもとにソマリジェットの領域を決めた．Fig2 の赤枠で示した南緯 15 度から北緯 10 度，東経 37.5 から東経 62.5 度の 850hPa 面の絶対風速を領域平均した．インデックスの期間は 1958 年から 2016 年の 59 年分である．作成した値は標準化している．

今回作成したインデックスは地球温暖化や十年規模振動などの長周期の気候変動つまりトレンドが含まれる．そのため，本研究ではトレンドを除去したインデックスを使用した（Fig3）．

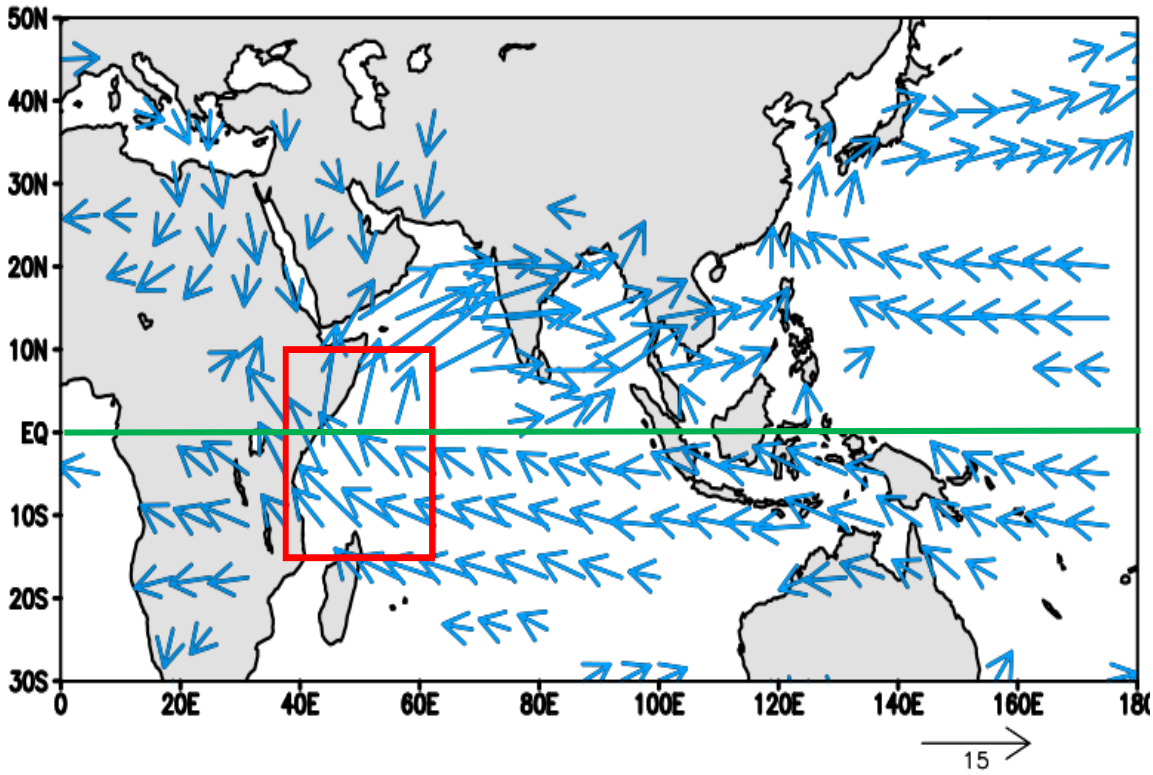

Fig2　6 月の 850hPa 面における水平風（m/s）の気候値．
ベクトルが風向風速を表す．緑線は赤道を表す．

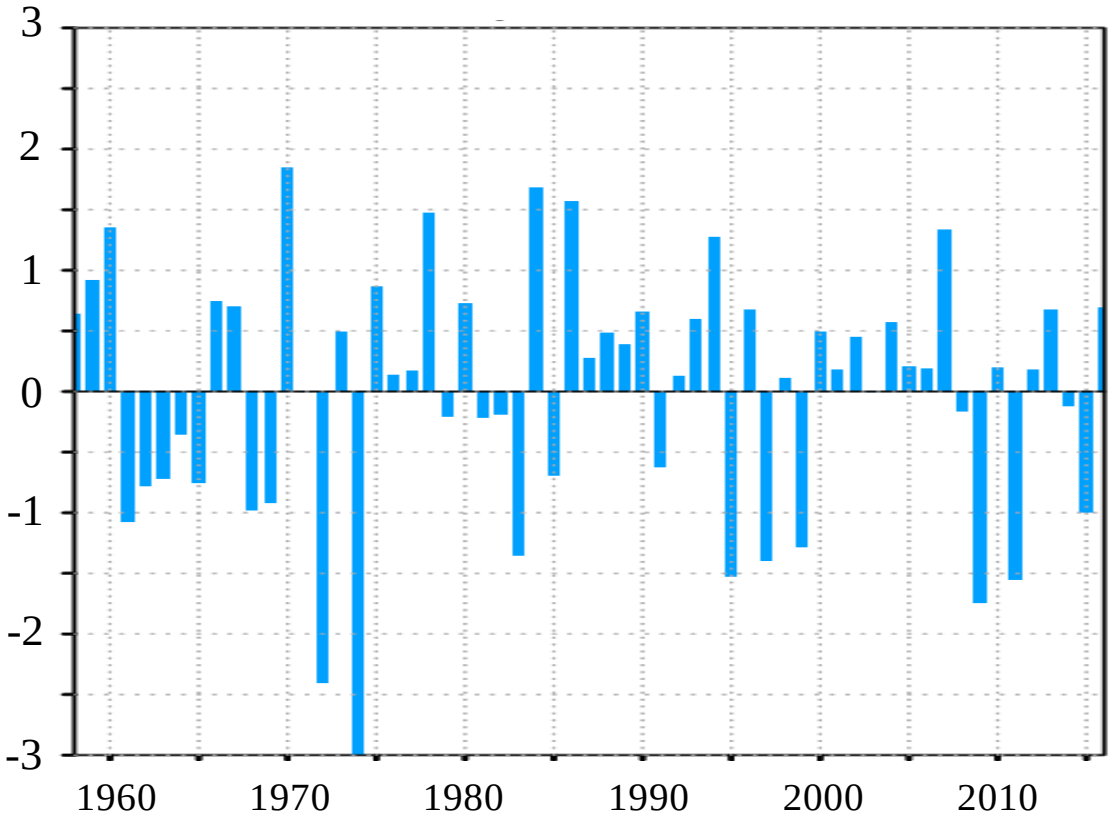

Fig3　線形トレンドを除去し，標準化した 6 月のソマリジェットインデックス
縦軸が標準偏差を横軸が年になっている.

3-2　南極振動インデックス定義

南極振動（Antarctic Oscillation：AAO）とは，南半球における極渦の強弱を示すパターンである．本研究では南極振動インデックスを Gong and Wang （1999）を参考に南緯 40 度で東西平均したジオポテンシャル高度から南緯 65 度で東西平均したジオポテンシャル高度を引いた値を標準化して作成している．また，ソマジェットインデックス同様トレンドを除去している．

南極振動が正であるときは南極域でジオポテンシャル高度が負偏差を示し，中緯度で正偏差を示す環状構造がみられる（Fig4）．この時，高緯度と中緯度の気圧差が大きくなるため上層の西風が強まる．逆に南極振動が負の時は極で正偏差，中緯度で負偏差となり，気圧差が小さくなるため上層の西風が弱まる．

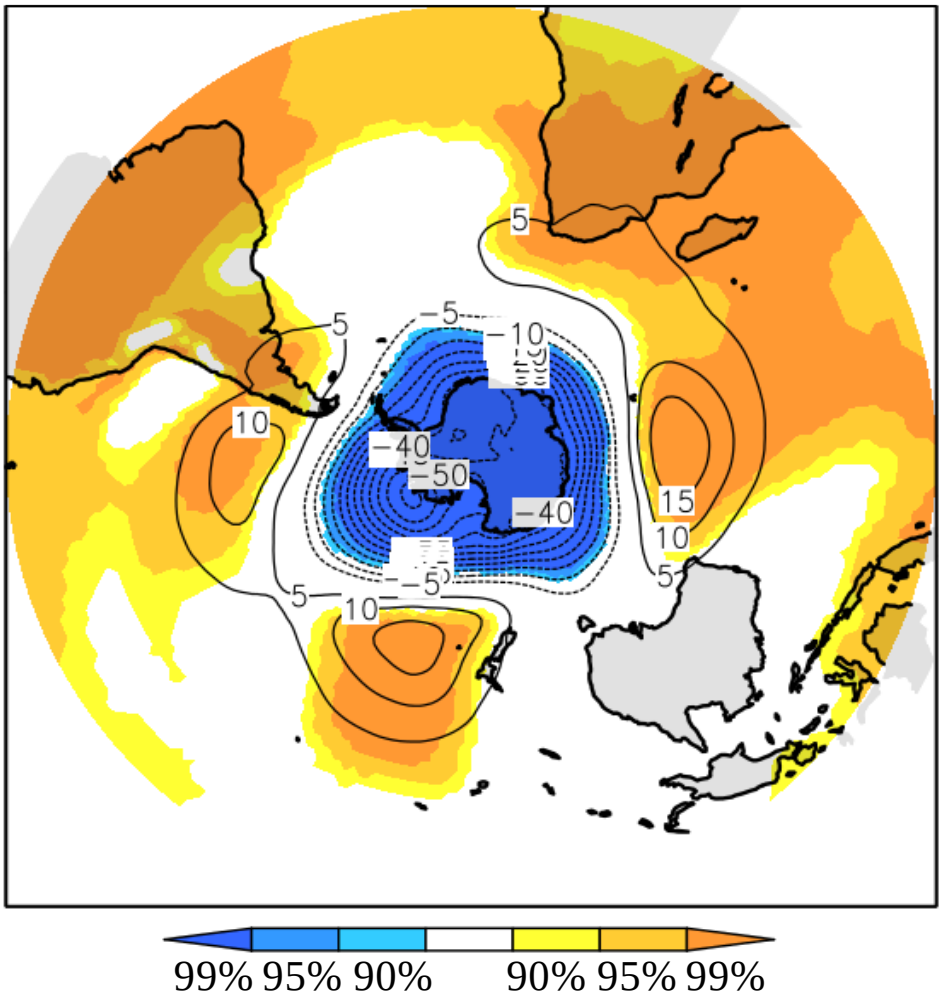

Fig4　6 月 AAO インデックスを 1000hPa 面のジオポテンシャル高度に回帰した．
色は有意水準 90%以上のところについており，線はジオポテンシャル高度の回帰係数（m）を表す．

3-3　3 次元波活動度フラックス

本研究では波の伝わりを考察するために，Takaya and Nakamura （2001）によって導かれた波活動度フラックスを用いる．波活動度フラックスはロスビー波の伝播を示す指標であり，波がどのように伝わるかを知ることができる．

$\boldsymbol{W}$＝波活動度フラックス

$$\boldsymbol{W} = \begin{pmatrix} \boldsymbol{U}\left({\varphi_x}'^2 - \varphi'\varphi_{xx}'\right) + \boldsymbol{V}(\varphi_x'\varphi_y' - \varphi'\varphi_{xy}') \\ \boldsymbol{U}(\varphi_x'\varphi_y' - \varphi'\varphi_{xy}') + \boldsymbol{V}({\varphi_y'}^2 - \varphi'\varphi_{yy}') \\ \frac{{f_0}^2}{N^2}\{\boldsymbol{U}(\varphi_x'\varphi_z' - \varphi'\varphi_{xz}') + \boldsymbol{V}(\varphi_y'\varphi_z' - \varphi'\varphi_{yz}')\} \end{pmatrix}$$

f_0：コリオリパラメーター　，φ'：気候値からの偏差の流線関数　，

N：ブラント・バイサラ振動数　$\boldsymbol{U}$：東西風　，$\boldsymbol{V}$：南北風

3-4　回帰計算

本研究ではソマリジェットの変動と大気場との関係性を評価するために線形回帰計算を行った．ソマリジェットインデックスを回帰させる大気場には，ジオポテンシャル高度，降水量，東西風，南北風，鉛直風，速度ポテンシャル，水蒸気フラックス，2m 気温を使用している．

3-5　線形傾圧モデル（Linear Baroclinic Model：LBM）　実験

本研究で使用した LBM （Watanabe and Kimoto 2003）は大気中の線形的な力学を調べるための線形モデルである．LBM では渦度強制や非断熱加熱偏差（以下熱源）などに対する定常応答を計算することができる．大気大循環モデルのような完全非線形気候モデルがあるが，複雑で解釈することが困難であるがこのモデルでは，非線形性を除去することによって単純化されているため，結果を簡単に解釈することができるため使用した．

本研究での回帰計算は同月の同時場での解析なのでソマリジェットが原因なのかソマリジェットの変動が結果なのかがわからない．そのため，本研究では原因と結果を明らかにするために LBM を用いてモデル実験を行う．LBM 実験の使用データは JRA-55 再解析データの 1956 年から 2016 年の 59 年分の 6 月の月平均データの気候値を，水平格子間隔は 2.8 度×2.8 度で鉛直層数 20 層の設定で行った．本研究では降水による潜熱を熱源と仮定しインド周辺に熱源を，マスカリン高気圧を再現するためマスカリン高気圧偏差がみられた場所に渦度強制をあたえた実験を行う．本解析においては熱源，渦度強制をあたえてから 20 日から 45 日の平均場を解析に使用している．詳しい LBM 実験の熱源，渦度強制の設定は第 5 章で説明をする．

第 4 章　再解析結果

この章ではソマリジェットと南半球との関係を見た結果を示し，その後ソマジェットが及ぼす北半球中高緯度への影響を見ていく．

4-1　南極振動とソマリジェットの関係

南半球とソマリジェットとの関係を見ていく．前章で作成したソマリジェットインデックスと，ジオポテンシャル高度との回帰計算を施し，南極中心の図を描いた（Fig5）．その結果，マスカリン高気圧（南緯 25 度から南緯 35 度，東経 40 度から東経 80 度の対流圏下層に見られる高気圧）を強める偏差と南極振動が正のパターンがみられた．南極振動とマスカリン高気圧とソマリジェットとの関係を考察するためにそれぞれ相関値を算出した．マスカリン高気圧の指標は（Xue et al., 2004）を参考に前述の範囲のジオポテンシャル高度を領域平均し，標準化した値を用いている．南極振動とソマリジェットとマスカリン高気圧はどの関係も有意水準 95%以上の正の相関があり関係性があった．それぞれの相関係数は（Table1）に示す．マスカリン高気圧はソマリジェットのエリアのすぐ南にあるため仮説としてマスカリン高気圧とソマリジェットとのすぐ北のアラビア海の低気圧との圧力傾度が大きくなるとソマリジェットを強めることが考えられる（マスカリン高気圧とアラビア海の低気圧の位置は Fig6 に示す）．つまり，マスカリン高気圧が強化されればインド洋南部からユーラシア大陸への圧力傾度が強まり，ソマリジェットが強まると考えられる．また，そのマスカリン高気圧は先行研究の Gao et al.,（2013）では南極振動正位相の中緯度の高気圧偏差によりマスカリン高気圧が強化されるという南極振動とマスカリン高気圧の関係が示されている．そこで，南極振動に強められるマスカリン高気圧とソマリジェットの関係を見つけることによって，南半球中高緯度からソマリジェットを介した北半球への影響を考察した．

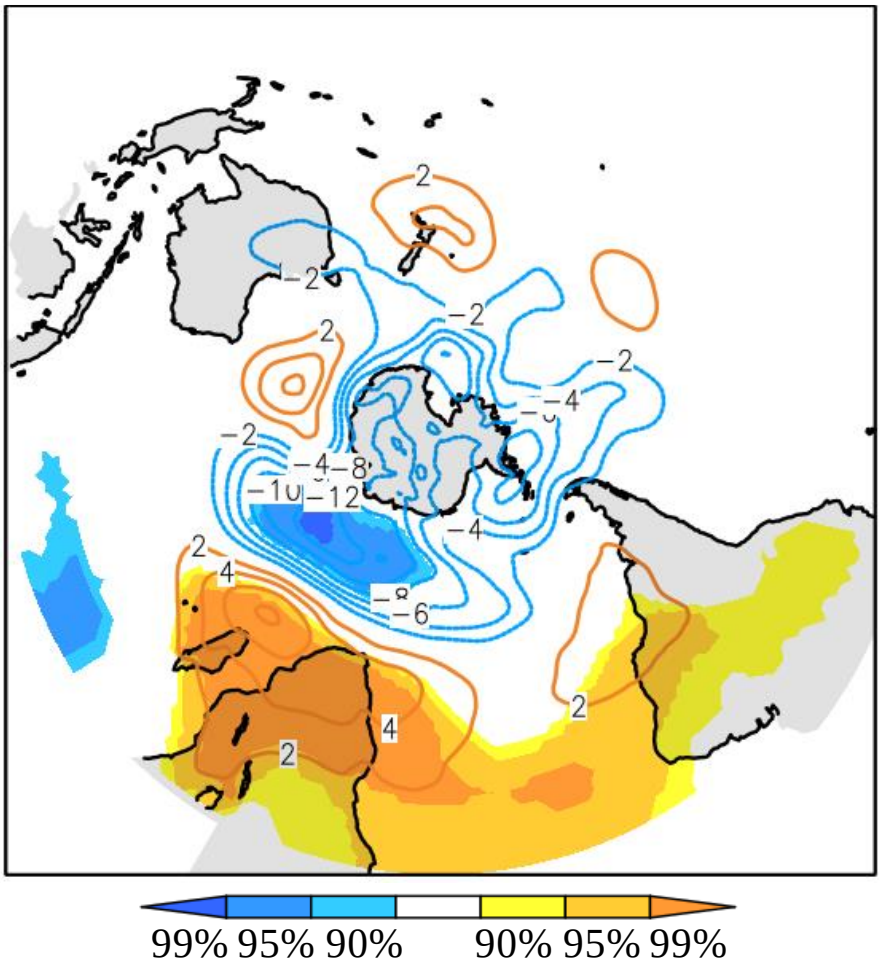

Fig5　6 月のソマリジェットインデックスを 850hPa 面のジオポテンシャル高度に回帰した．線はジオポテンシャル高度の回帰係数(m)，色は有意水準 90%以上の値に色を付けている．

Table1　ソマリジェット，マスカリン高気圧，南極振動それぞれの相関係数．
SMJ はソマリジェットの AAO は南極振動の MH はマスカリン高気圧の略である．

	SMJとAAO	SMJとMH	AAOとMH
相関係数	0.28	0.34	0.43

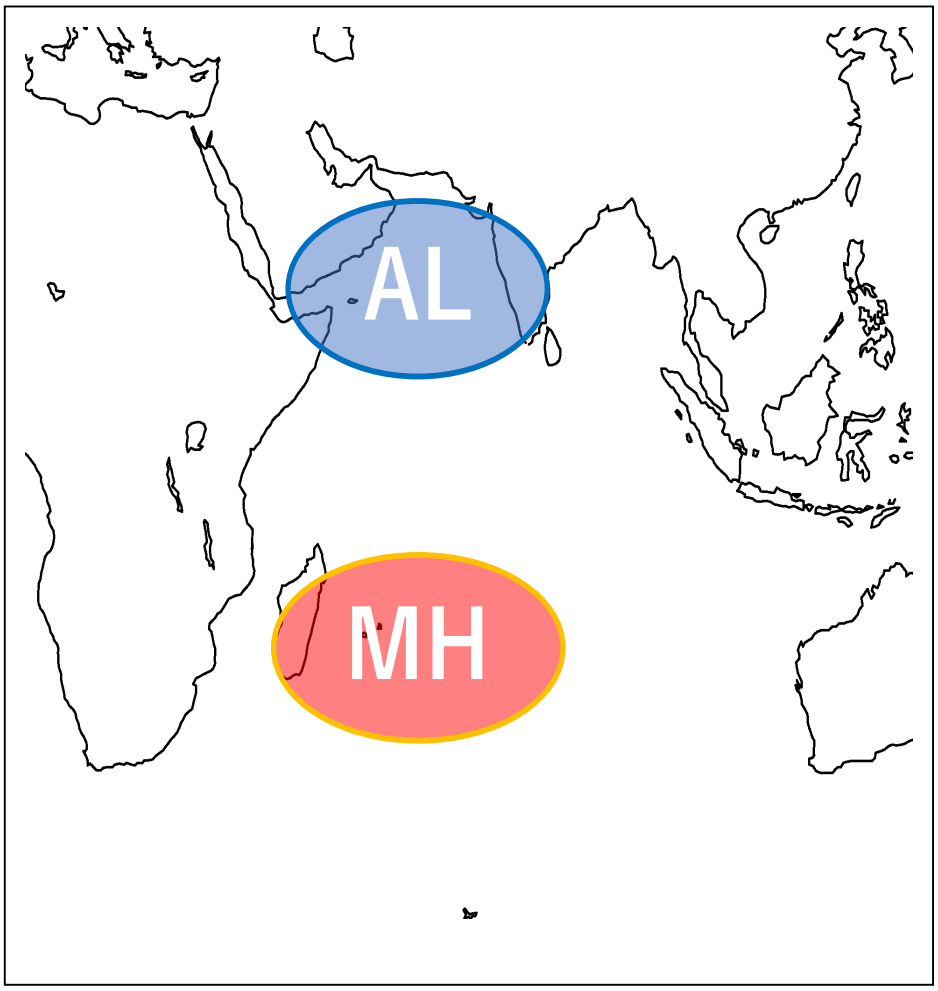

Fig6　マスカリン高気圧とアラビア海の位置の模式図
　　MH はマスカリン高気圧，AL はアラビア海の低気圧の略である

4-2　マスカリン高気圧とソマリジェットの関係

マスカリン高気圧がソマリジェットを強化しているかを見ていく．ソマリジェットは２つの作用で強めると考えられる．一つ目はインドモンスーンによってソマリジェットを強める作用である．この作用はインドモンスーンに強く依存しており，インドモンスーンが強いとよりソマリジェットを引き込む．二つ目はマスカリン高気圧から押し出すようにソマリジェットを強める作用である．だが，インドモンスーンとソマリジェットの相関係数は 0.7 と高く，一般にソマリジェットの北半球の影響はインドモンスーンによるものであると考えられインドモンスーンの影響が大きいことが分かる．ソマリジェットを水平風の場に回帰をした場合この二つの作用によって強められた場がみられるので，どちらの作用が効いているのか分からない．本研究ではソマリジェットとマスカリン高気圧との関係を見たいのでインドモンスーンの影響を除く必要がある．インドモンスーンの影響を除くことによって南半球の大気場のみでソマリジェットを介して北半球に影響を及ぼすかを見ることができる．そこで，インドモンスーンの影響を除くことで南半球中高緯度の大気場の重要性を考察する．

インドモンスーンを除くためにインドモンスーンの指標を作った．まず顕著に水平風が吹くインド洋北西部の北緯 8 度から 15 度，東経 60 度から 70 度で絶対風速を領域平均しインドモンスーンインデックスを作った．インドモンスーンの主要な発生原因としてユーラシア大陸とインド洋の熱コントラストが知られている．そのため 2m 気温にインドモンスーンインデックスを回帰した Fig7 の図の 2 つの 2m 気温の偏差が最大であった黄色枠の 2m 気温を領域平均し，陸の高温偏差域から海の低温偏差域を引き，標準化し温度コントラストインデクスを作った．その温度コントラストインデックスとソマリジェットを使用し，下記の計算を施し，新しく SMJ-Monsoon インデックスという残差インデックスを作成した．

$$\text{SMJ} - \text{Monsoon インデックス} \quad = \quad \text{SMJ インデックス} \quad - \quad \text{インドモンスーンインデックス} \times \mathrm{r}$$

$$\mathrm{r} \quad : \quad \text{ソマリジェットとインドモンスーンとの相関}$$

残差インデックスを作ることにより統計的に温度コントラストによるインドモンスーンインデックスの年々変動成分を取り除くことができる．また，温度コントラストによるインドモンスーンの成分以外は残るのでマスカリン高気圧によって強められたインドモンスーンの成分は残る．つまり，この SMJ-Monsoon インデックスで回帰計算を行うと海陸の熱コントラストによるインドモンスーンの影響を除いたソマリジェットの影響場が見ることができる．

Fig9 に SMJ-Monsoon インデックスを回帰した図を，Fig8 にはソマリジェットインデックスを回帰し

た水平風の図を示している．SMJ-Monsoon インデックスを回帰した風では Fig8 にくらべマスカリン高気圧から押し出すような風が強く吹きソマリジェットを強めていることが分かる．

このことから，ソマリジェットの強度はインドモンスーンによって強められる作用だけでなくマスカリン高気圧から押し出すような風も非常に重要であることが分かる．ソマリジェットとマスカリン高気圧との相関が高いことからマスカリン高気圧はソマリジェットを強める関係があることが示唆される．また，マスカリン高気圧によって強められたソマリジェットがインドモンスーンを強め，北半球まで伸びているのが見える.このことからマスカリン高気圧の影響がソマリジェットを介して北半球まで影響していることが考えられる．

次の章は SMJ-Monsoon インデックスを大気場に回帰し，マスカリン高気圧が強めるソマリジェットの北半球への影響を解析していく．

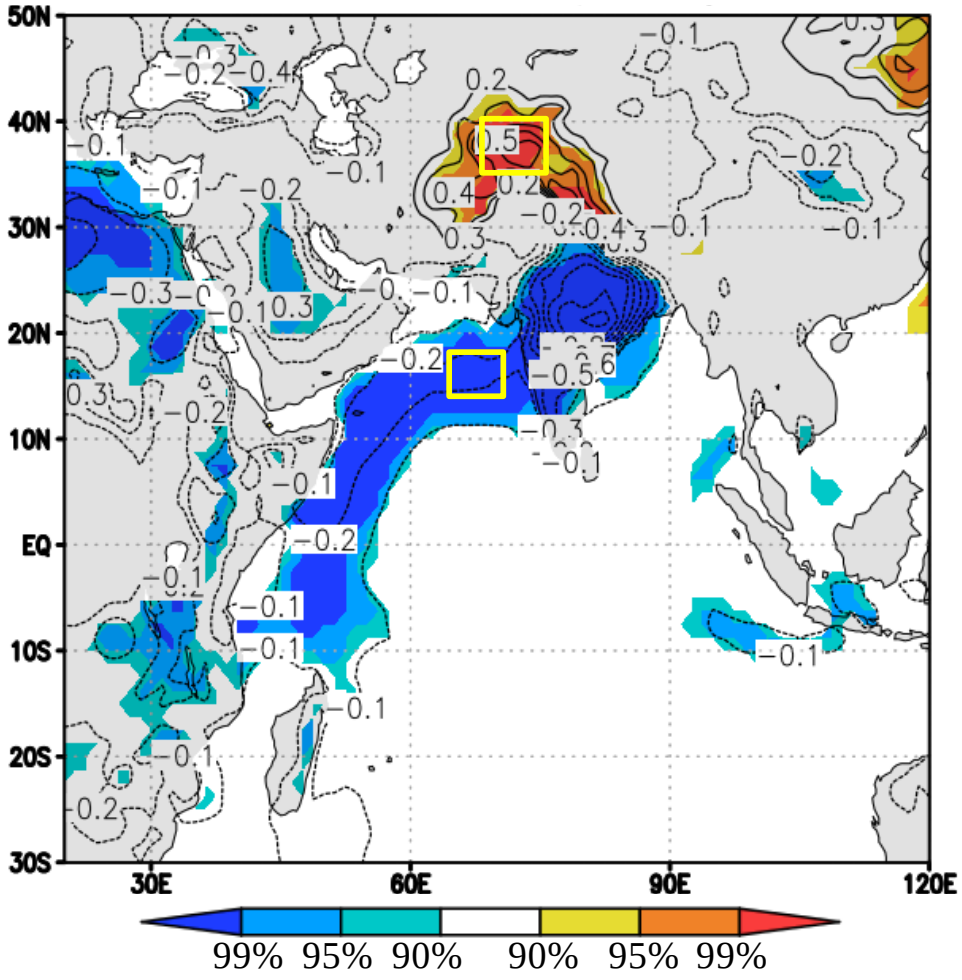

Fig7　6 月の 2m 気温にインドモンスーンインデックスを回帰した．黄色枠は温度コントラストを取った領域を表す．　色は有意水準 90%以上の値を示す．線は 2m 気温の回帰係数（K）を表す．

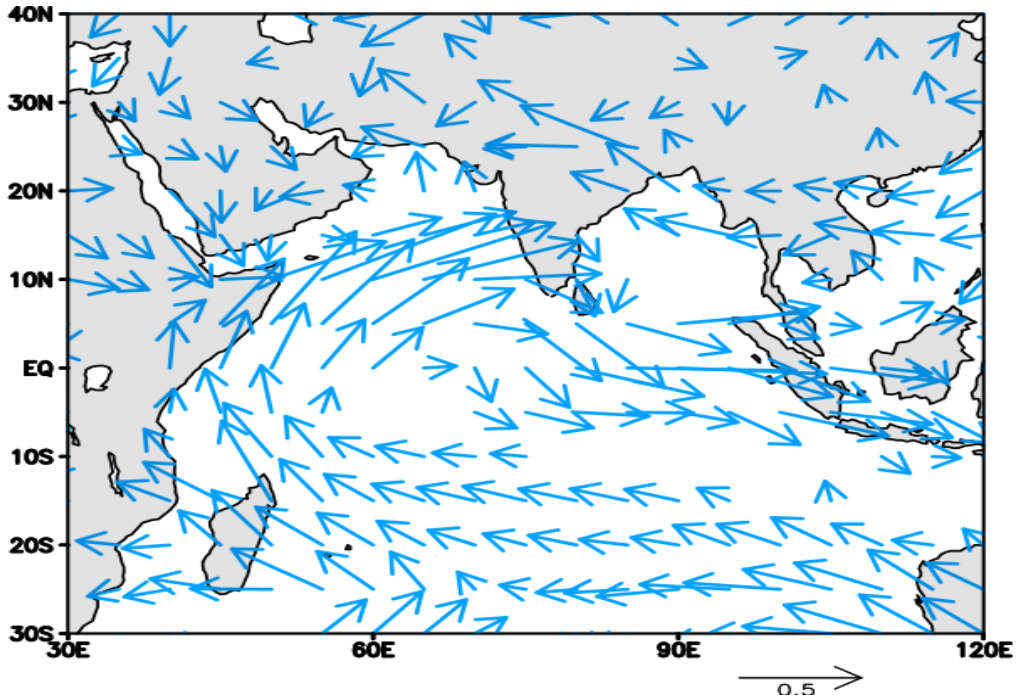

Fig8　6 月の 850hPa 面の水平風にソマリジェットインデックスを回帰した．ベクトルは水平風の回帰係数（m/s）を表す．

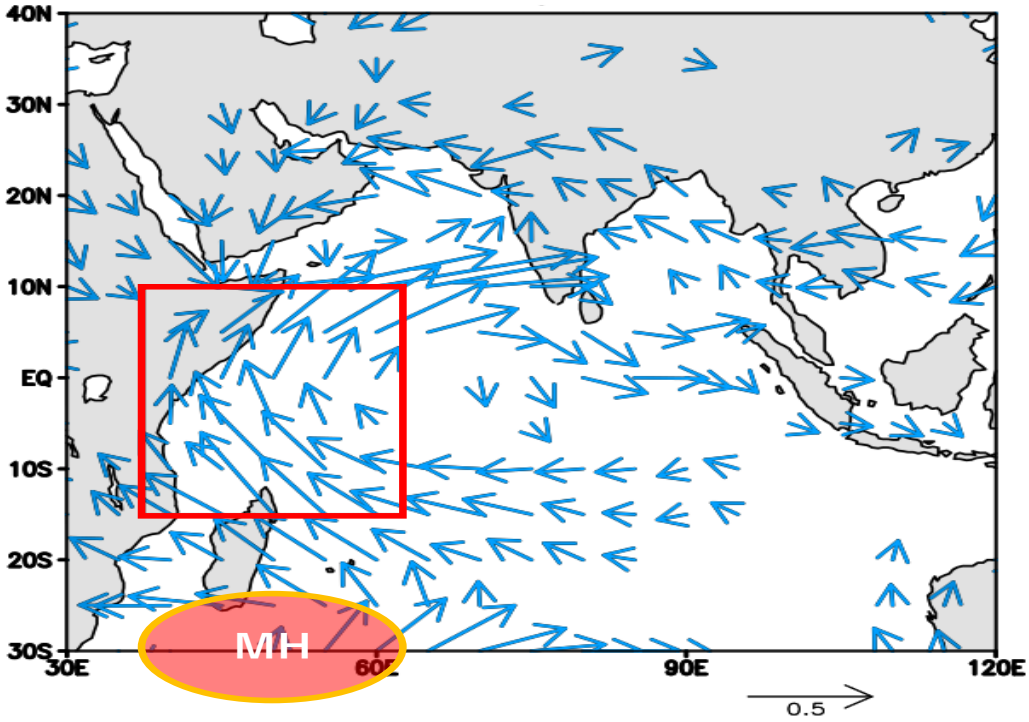

Fig9　6 月の 850hPa 面の SMJ-Monsoon インデックスと水平風の回帰した．
ベクトルは水平風の回帰係数(m)を示す．MH はマスカリン高気圧のことを表す．
赤枠はソマリジェットのエリアの領域である．

4-3　インド周辺の大気場と降水

マスカリン高気圧によって強められたソマリジェットの下流を見ていく．Fig10 は 850hPa 面のジオポテンシャル高度に SMJ-Monsoon インデックスを回帰した図である．マスカリン高気圧とアラビア海の低気圧によって気圧傾度が強める場ができていることがわかる．

Fig11 に降水量に SMJ-Monsoon インデックスを回帰した図を示す．降水量の増加がアラビア海とインド半島の西海側の山脈の西ガーツ山脈，インド北部に見られた．また，アラビア海の低気圧とこれらの降水量増加のシグナルが一致していた．先行研究ではソマリジェットが強化されるとインドモンスーン地域の降水が増えることは知られている（Wang et al., 2003）．Fig12 に水蒸気フラックスに回帰をした図を示した．降水域に向かって水蒸気が多く流入していることが確認できる．アラビア海からの流入が顕著だが，インドの北部の降水域にはベンガル湾からの流入がみられる．これらから降水をもたらすのはソマリジェットの下流のインドモンスーンからの流入とベンガル湾からの流入が重要であることが分かる．

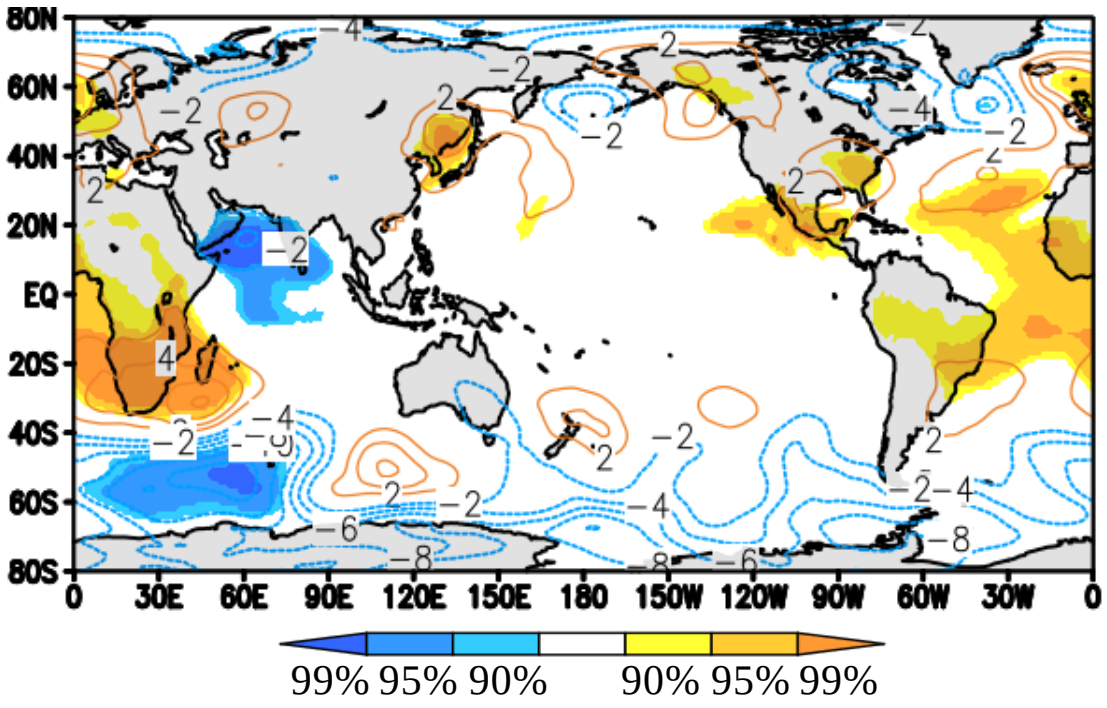

Fig10　6 月の 850hPa 面ジオポテンシャル高度に SMJ-Monsoon インデックスを回帰した．線はジオポテンシャル高度の回帰係数(m)を色は有意水準 90%以上の値を示している．

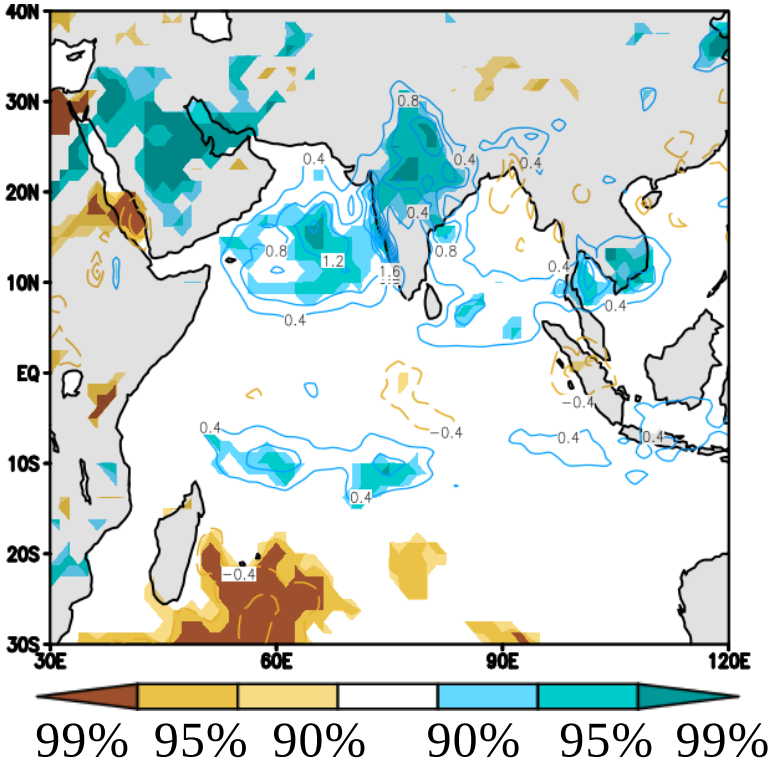

Fig11　6 月の降水量に SMJ-Monsoon インデックスを回帰した.
色は有意水準 90%以上の値を示している．線は降水量の回帰係数(mm/day)を表す.

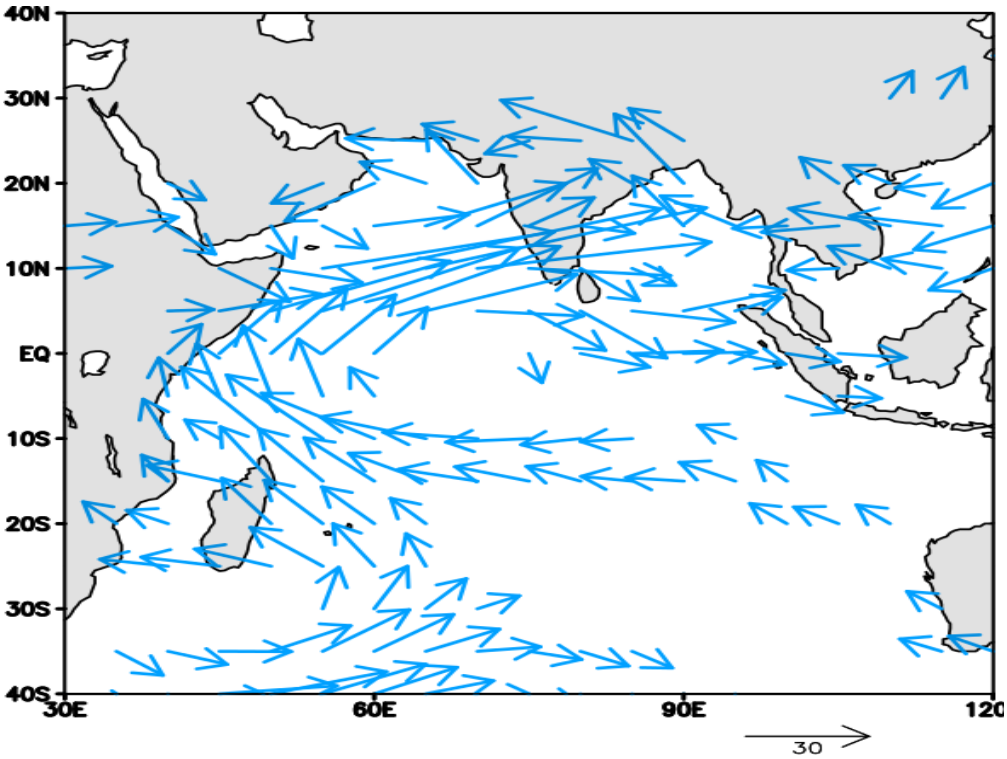

Fig12　6 月の水蒸気フラックスを SMJ-Monsoon インデックスを回帰した.
ベクトルが水蒸気フラックスの回帰係数（kg/m・s）を表す.

4-4　降水が及ぼす上層への影響

次に降水がもたらす周りへの影響を見ていく．降水が増えることから対流による非断熱加熱が起きている可能性が考えられる．そこで Fig13 に 500hPa 面の対流による非断熱加熱率を示した．図より，前章で見られた降水域の上層で非断熱加熱がみられる．特に西ガーツ山脈での加熱が大きいことがわかる．

また，Fig14，15 に SMJ-Monsoon インデックスを速度ポテンシャルに回帰した 850hPa 面と 300hPa 面の図を示した．下層 850hPa 面では降水が見られた領域で正の値を示している．つまり水平収束をし，低気圧化していることがわかる．一方，上層 300hPa 面では降水がみられた領域で負の値を示している．つまり，上層では水平発散が起き，高気圧ができていることがわかる．Fig16 には 300hPa 面のジオポテンシャル高度に回帰した図を示した．インドの北に高気圧偏差ができていることがジオポテンシャル高度の図からもわかる．

これらのことからソマリジェットにより水蒸気が多く流入し水平収束し，対流活動が活発化することにより非断熱加熱が起きる．そして熱源により上層で水平発散し高気圧ができていることが考えられる．

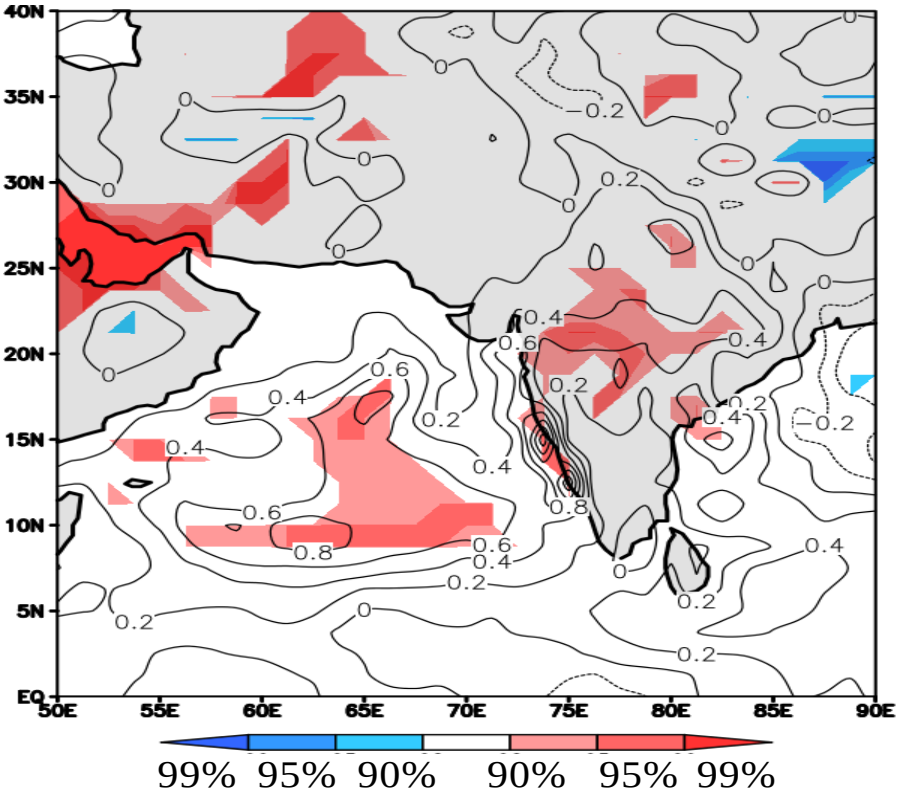

Fig13　6 月の 500hPa の対流による非断熱加熱率に SMJ-Monsoon インデックスを回帰した．　線は非断熱加熱の回帰係数（k/day）を表し，色は有意水準 90%以上の値を示す．

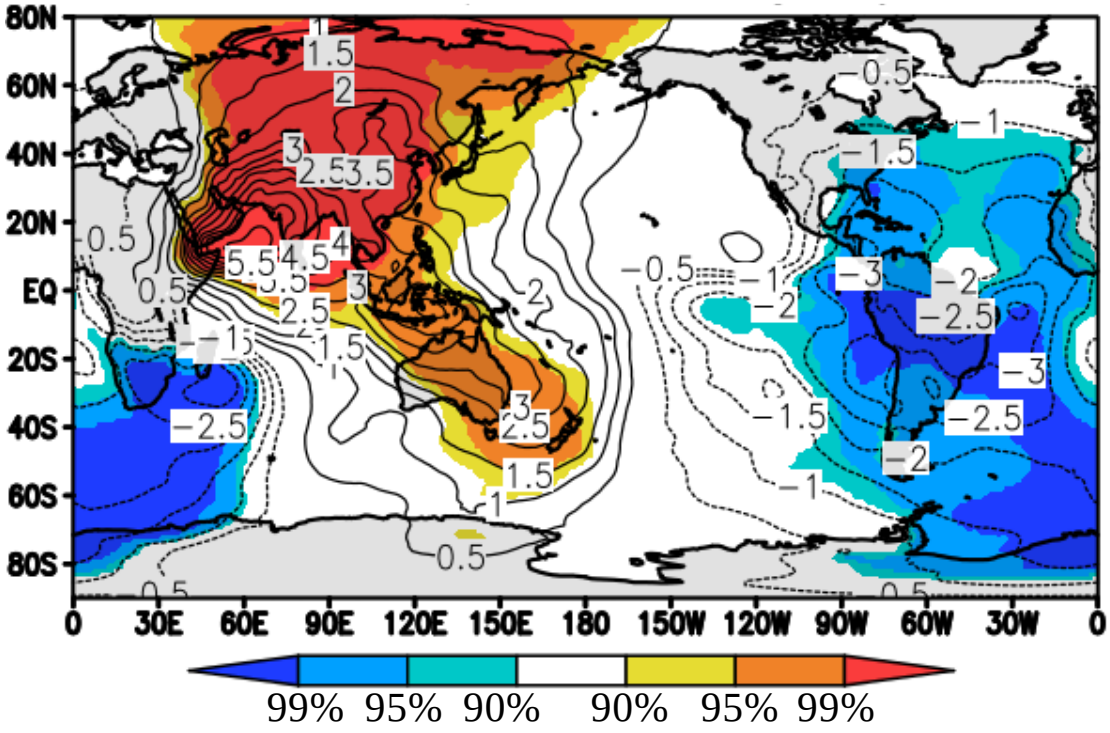

Fig14　6 月 850hPa 面の速度ポテンシャルに SMJ-Monsoon インデックスを回帰した．
色は有意水準 90%以上の値を示す．線は速度ポテンシャルの回帰係数×10^5（m^2/s）を表す．

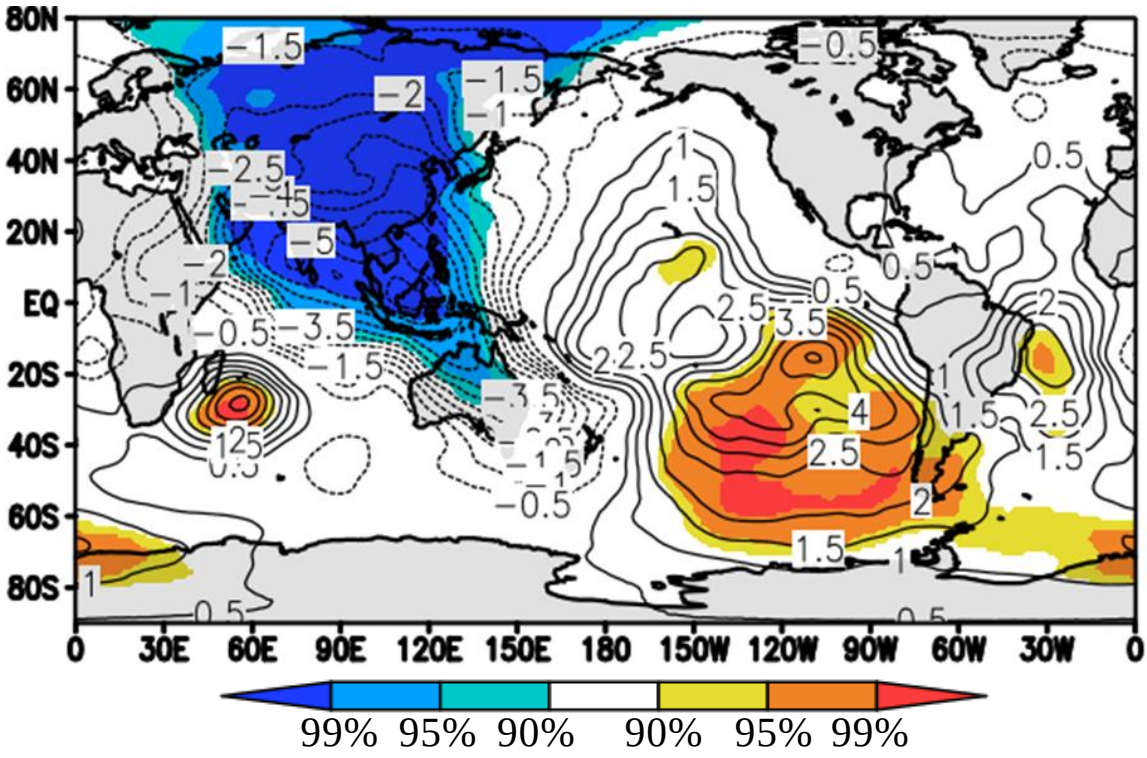

Fig15　6 月 300hPa 面の速度ポテンシャルに SMJ-Monsoon インデックスを回帰した．
色は有意水準 90%以上の値を示す．線は速度ポテンシャルの回帰係数×10^5（m^2/s）を表す．

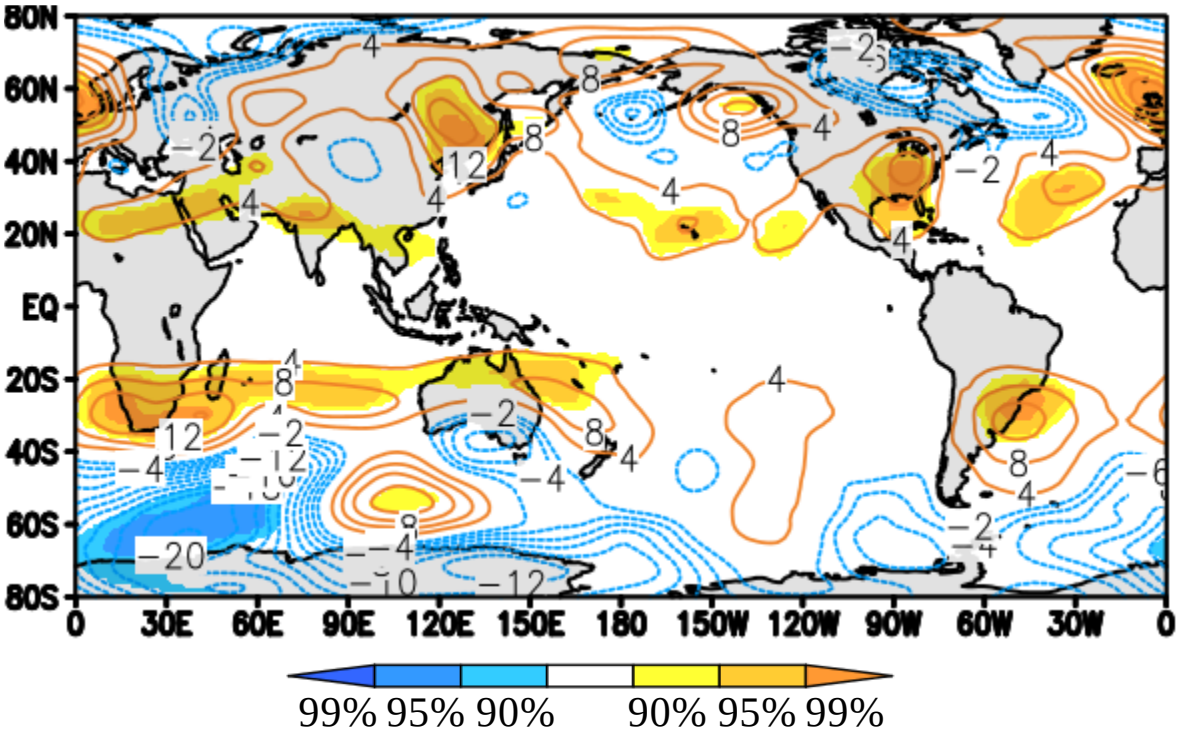

Fig16　6 月 300hPa 面のジオポテンシャル高度に SMJ-Monsoon インデックスを回帰した.
線はジオポテンシャル高度の回帰係数(m)を色は有意水準 90%以上の値を示す.

4-5　北半球大気場への影響

一般的に北半球亜熱帯ジェットは中緯度の対流圏上層 300hPa 面を西から東へ流れていることが知られている．そこで前章でインド北部の上層に高気圧ができることが示したが，その高気圧は亜熱帯ジェット上にできている．このことからインドの北にできた高気圧が亜熱帯ジェットの構造に影響あたえている可能性が考えられる．そこでロスビー波束の伝播を表す波活動度フラックス（Takaya and Nakamura 2001）を用いて，インドの北の高気圧からの波の伝わりを考察した．

結果を Fig17 に示した．線はジオポテンシャル高度の偏差，ベクトルが波の活動度フラックスである．Fig17 より，対流活動によってできたインドの北の高気圧偏差から日本の北付近の高気圧偏差まで波が伝播していることが確認された．

また，Fig18 は下層 850hPa 面のジオポテンシャル高度に回帰した図だが，日本付近まで伝わった高気圧偏差は下層でも高気圧偏差を示す順圧的な構造を示していた．その結果，日本付近で低温偏差と北風偏差がみられ日本に冷夏をもたらすことが示唆された（Fig19）．

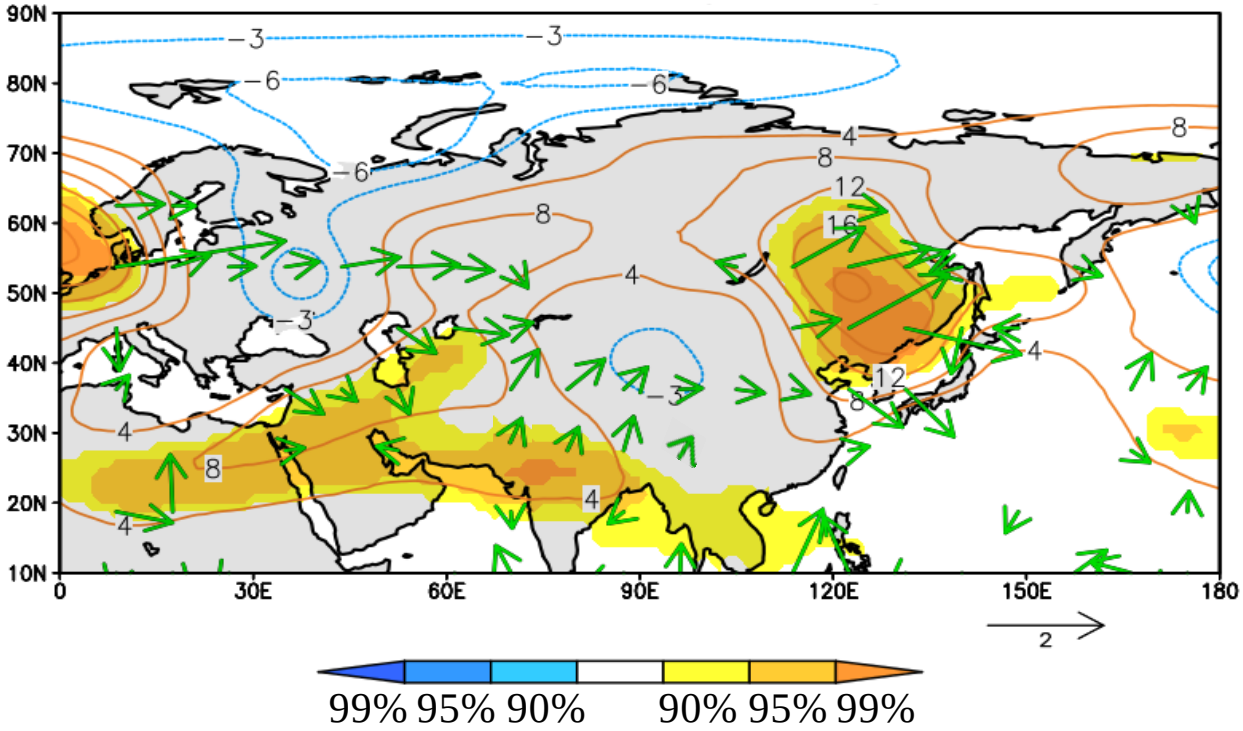

Fig17　6 月 300hPa 面のジオポテンシャル高度と波活動度フラックスに SMJ-Monsoon インデックスを回帰した．線はジオポテンシャル高度回帰係数(m)を表し，色は有意水準 90%以上の値を示す．ベクトルは波活動度フラックス（$10^{-6}m^2/s^2$）である．

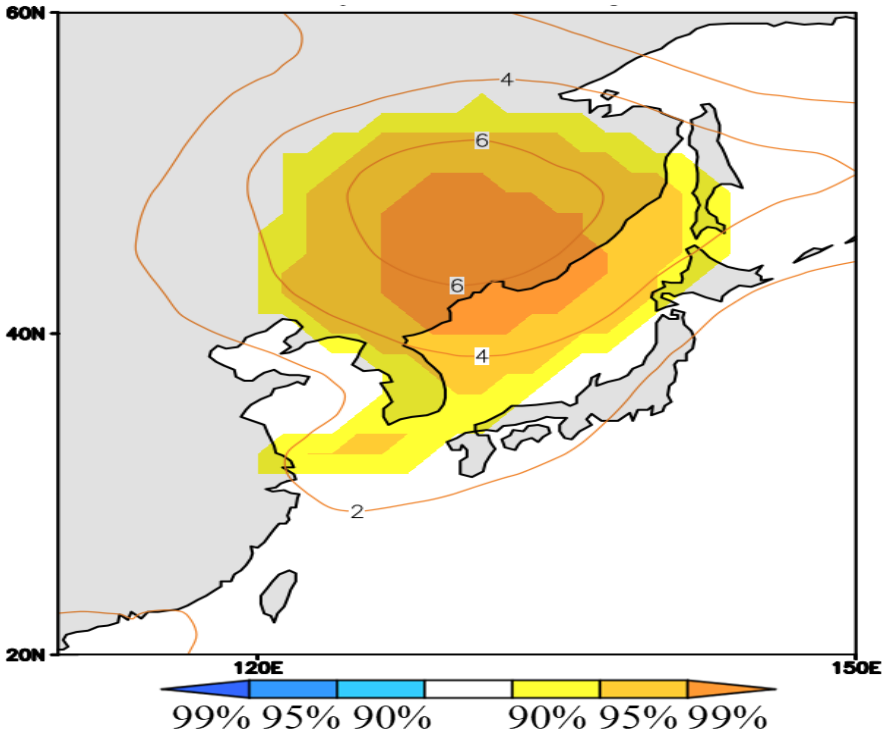

Fig18　6 月の 850hPa 面のジオポテンシャル高度に SMJ-Monsoon インデックスを回帰した．　線はジオポテンシャル高度回帰係数(m)を色は有意水準 90%以上の値を示す．

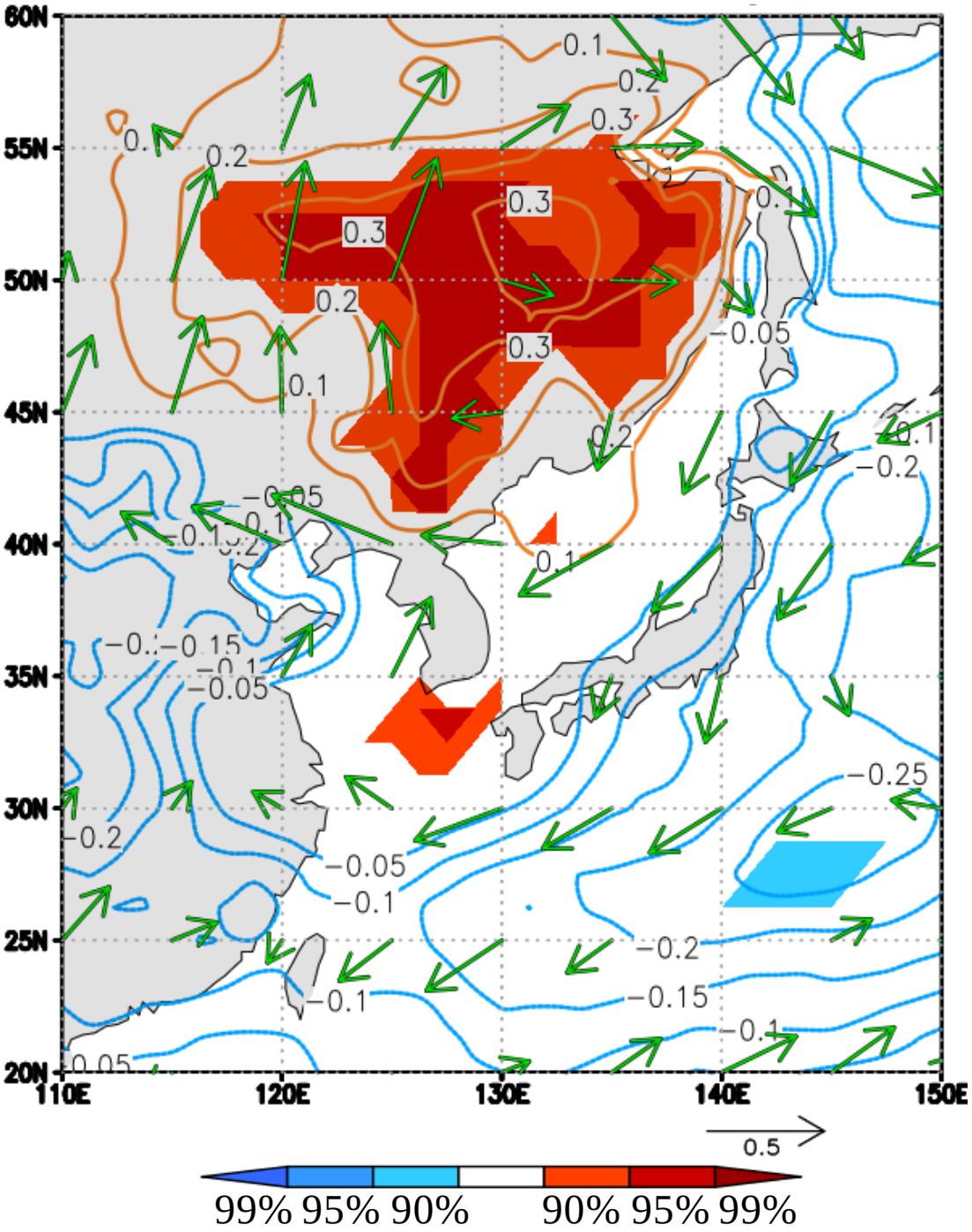

Fig19　6 月の 2m 気温と 850hPa 面の水平風に SMJ-Monsoon インデックスを回帰した．線は 2m 気温の回帰係数(m)を色は有意水準 90%以上の値を示す．ベクトルは水平風を表す．

第 5 章　線形傾圧モデル（LBM）実験

5-1　LBM の実験設定

再解析結果から，南極振動に強められたマスカリン高気圧によってソマリジェットが強化される．強化されたソマリジェットが水蒸気を多く流入させ，インド周辺で降水が増え対流加熱が増加する．そして，その熱が熱源となりインド北部に高気圧ができ日本周辺にまで高気圧偏差ができるということを示唆した．しかし，ここまでの解析は同月の同時場での解析なので，示唆してきたようなソマリジェットが原因なのか，あるいはソマリジェットが強化される結果なのかが分からない．そこで，LBM を使い，それらの因果関係を明らかにする．

5-1-1　マスカリン高気圧を強める渦度強制

マスカリン高気圧が及ぼすソマリジェットへの影響を見るためにマスカリン高気圧の場所に渦度強制を置いた．渦度強制によって強められたマスカリン高気圧がソマリジェットを強化するかを実験した．置いた渦度強制の大きさは，相対渦度にソマリジェットを回帰した結果をもとに 0.26/day を与えた．

5-1-2　対流加熱による熱源応答

熱源応答実験の設定はソマリジェットによる降水の潜熱加熱を再現するためにアラビア海，西ガーツ山脈，インド北部の降水がみられた 3 ヶ所に熱源を置くことにする．熱源を置く高度だがそれぞれの降水のあったエリアで Fig20 の緯度高度断面図を使って決定した．（a）アラビア海では下層 870hPa に熱源の中心が，（b）西ガーツ山脈では 500hPa に熱源の中心，（c）インド北部では 350hPa に熱源の中心がみられた．これらをふまえアラビア海には 870hPa 面に 1.0℃/day の加熱を，西ガーツ山脈には 500hPa 面に 3.0℃/day の加熱を，インド北部には 350hPa 面に 1.5℃/day の加熱をあたえた．詳しい熱源の位置と大きさは Fig21 に示す．

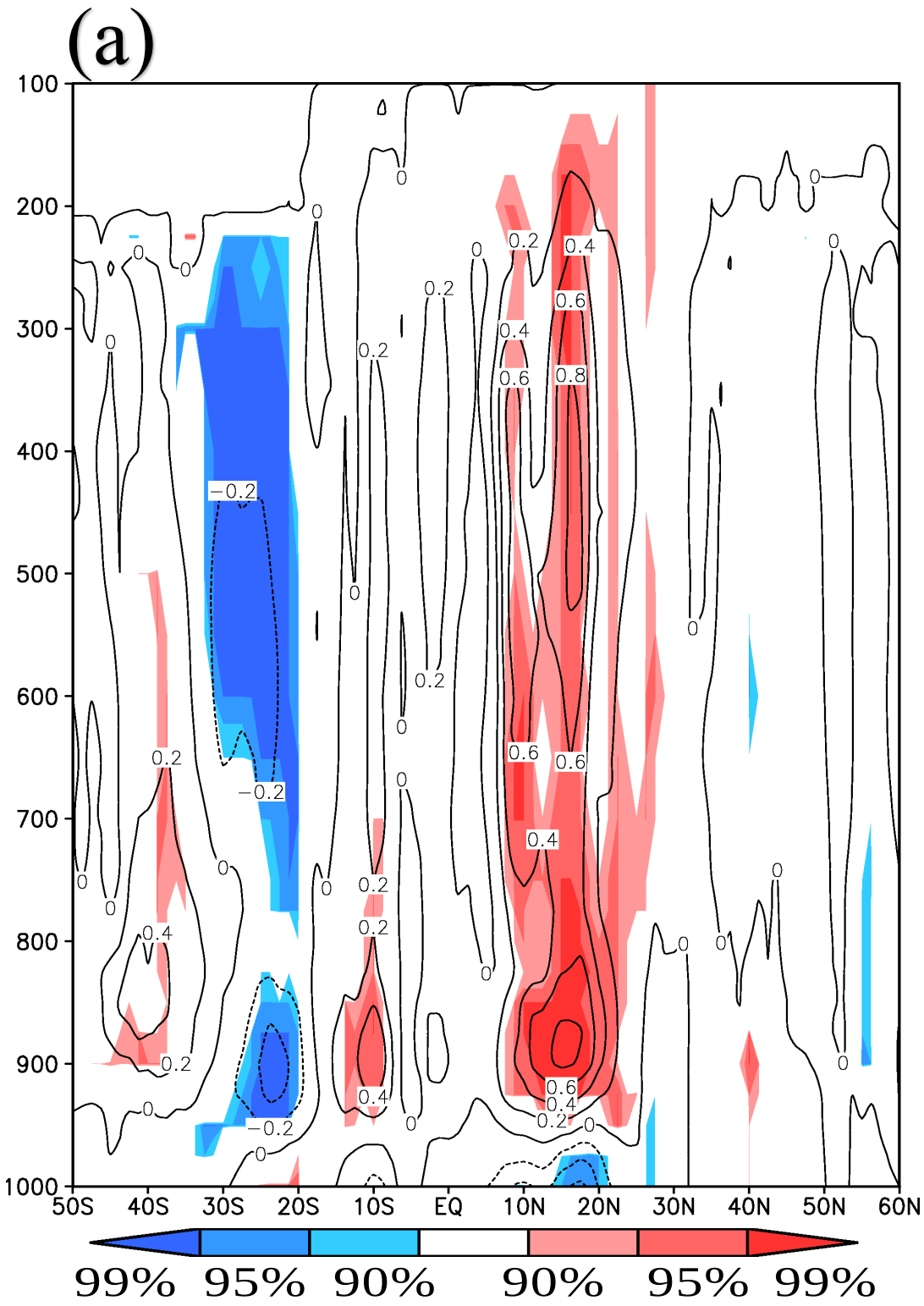

Fig20（a）6 月の東経 65 度の緯度高度断面図で示した，ソマリジェットを対流による非断熱加熱に回帰した．線は非断熱加熱回帰係数（K/day）を表し．色は有意水準 90%以上の値を示す．アラビア海の降水による非断熱加熱を見た図である．

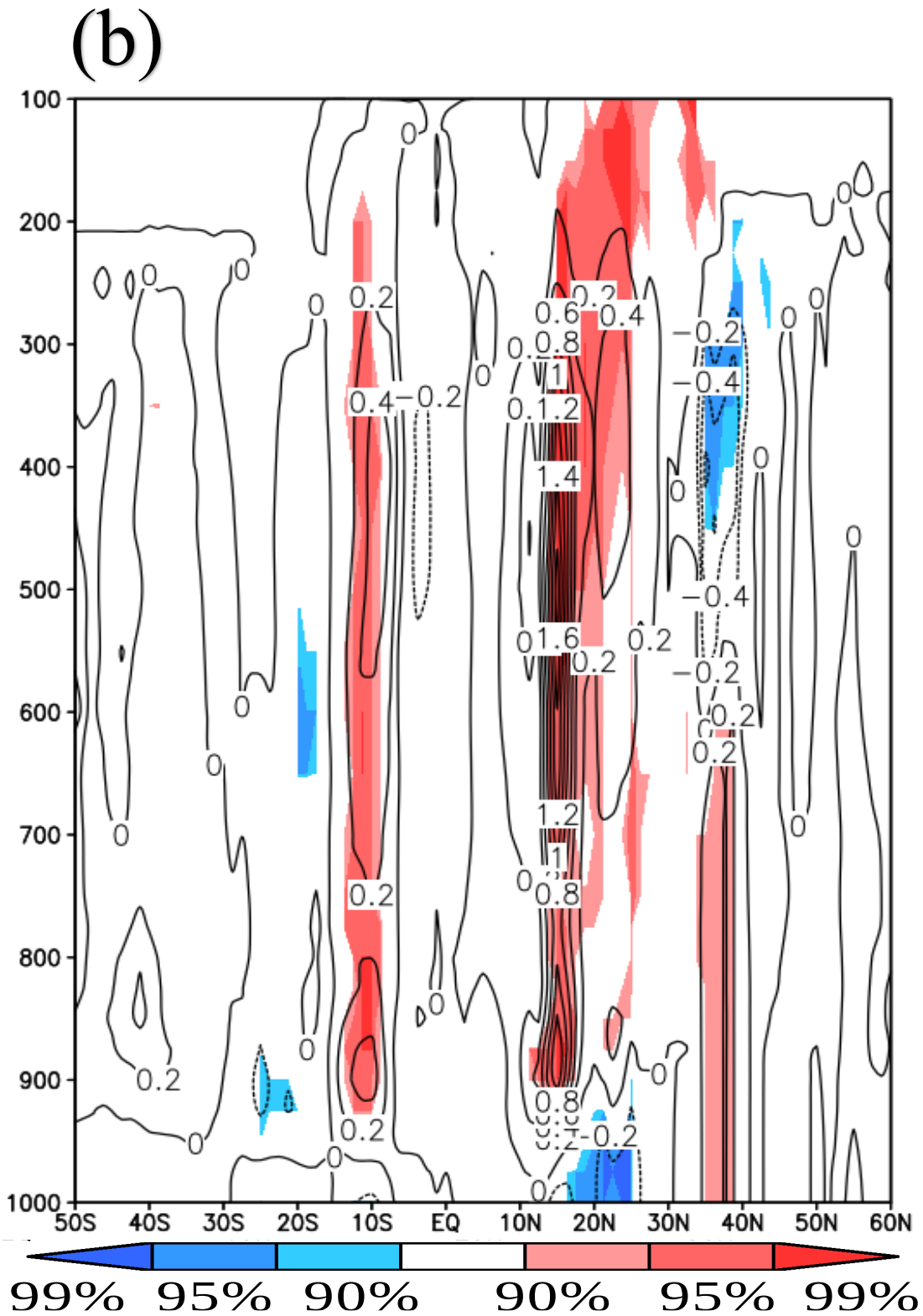

Fig20（b）6 月の東経 74 度の緯度高度断面図で示した，ソマリジェットを対流による非断熱加熱に回帰した．線は非断熱加熱回帰係数（K/day）を色は有意水準 90%以上の値を示す．西ガーツ山脈の降水による非断熱加熱を見た図である．

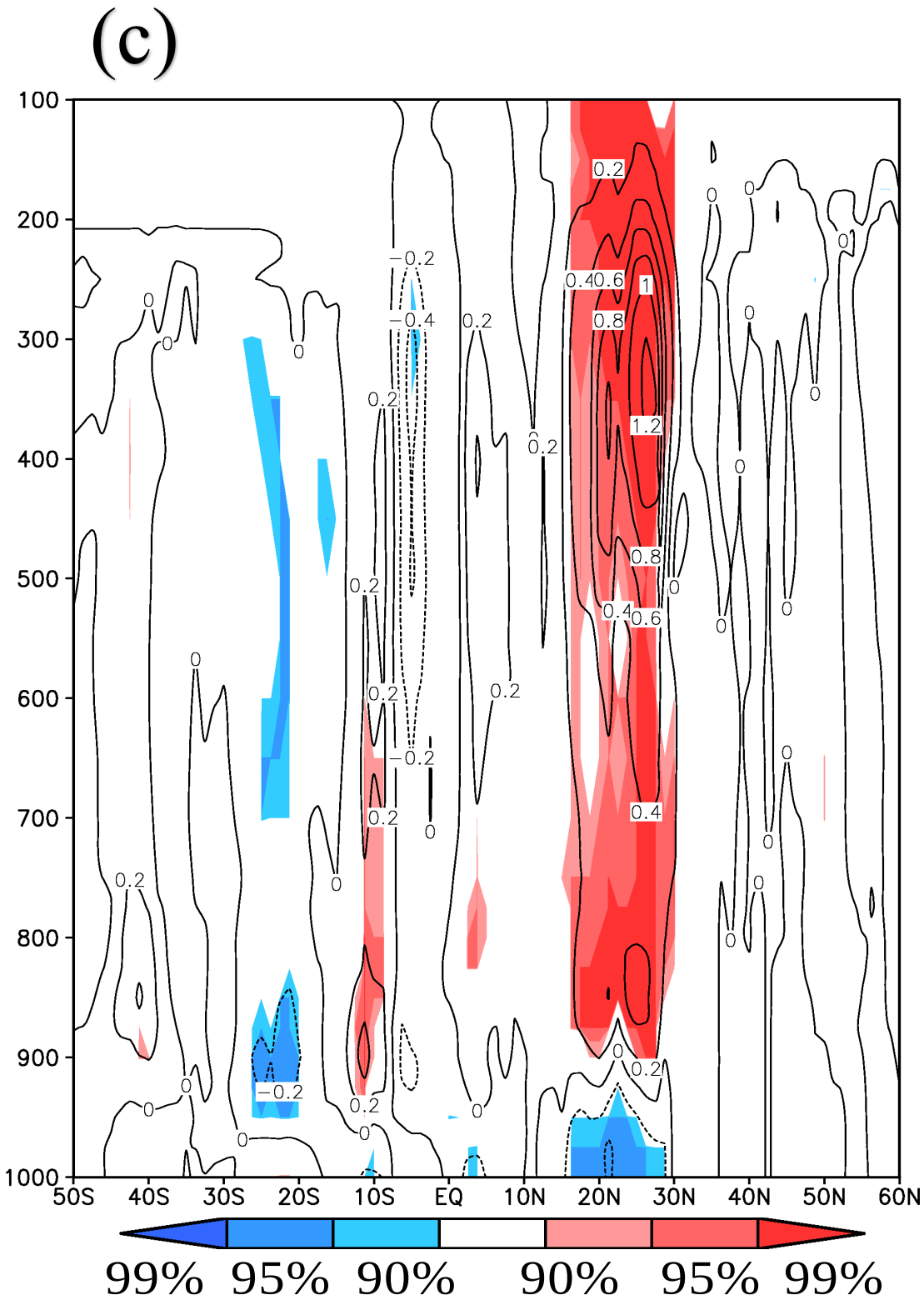

Fig20（c）6 月の東経 80 度の緯度高度断面図で示した，ソマリジェットを対流による非断熱加熱に回帰した．線は非断熱加熱回帰係数（K/day）を色は有意水準 90%以上の値を示す．インド北部の降水による非断熱加熱を見た図である．

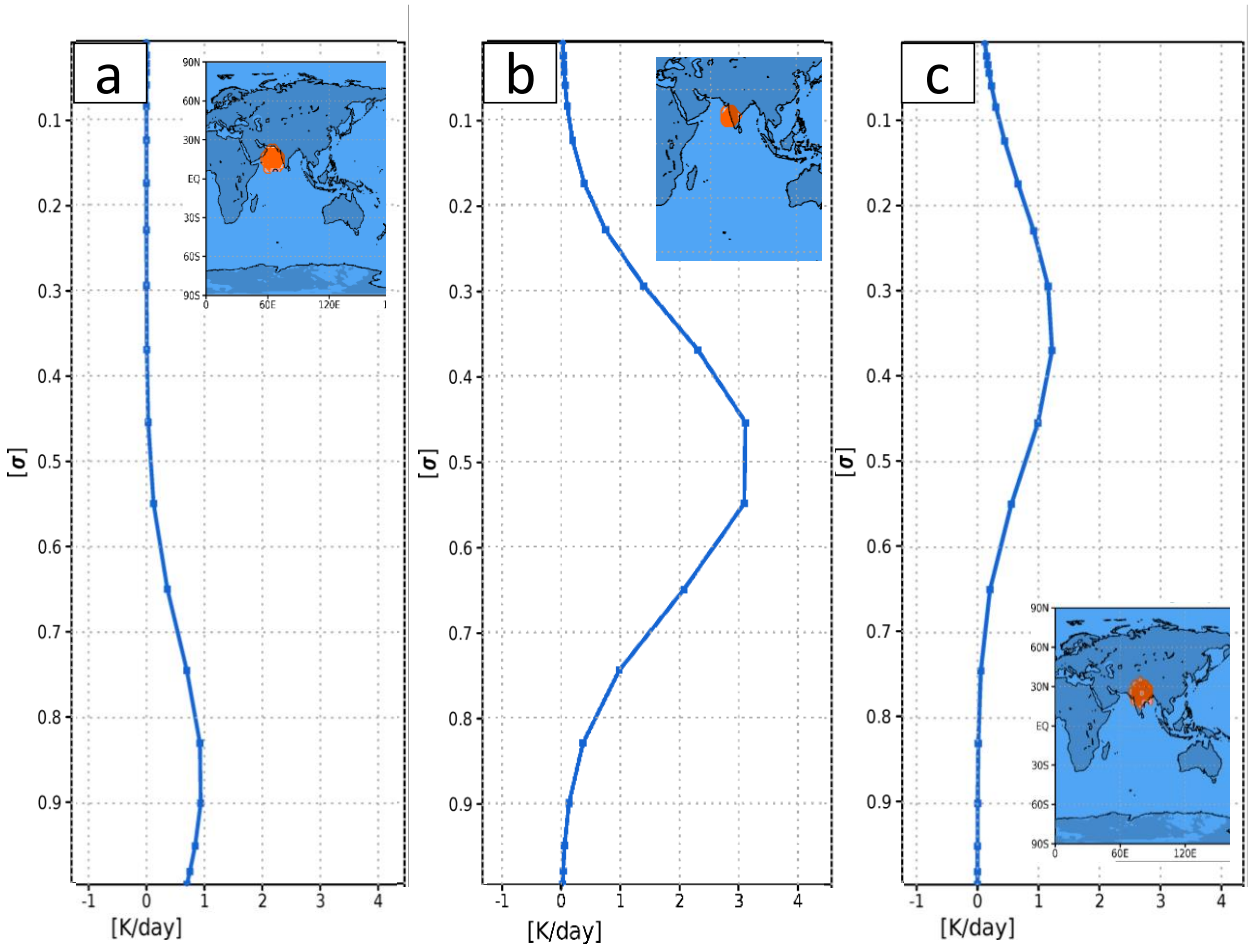

Fig21　熱源設定の鉛直プロファイルの図.

a：アラビア海に熱源を置いた実験，b：西ガーツ山脈に熱源を置いた実験，c：インド北部に熱源を置いた実験．縦軸はσ座標で横軸は加熱の大きさを表す．青色の地図は水平面で見た熱源の位置を表す.

5-2　LBM の実験結果

5-2-1　渦度強制の結果

LBM 実験結果より，マスカリン高気圧に渦度強制を置いた実験では渦度強制を与えたところから南風傾向を示しており，SMJ を強化していることが Fig22 より確認された.

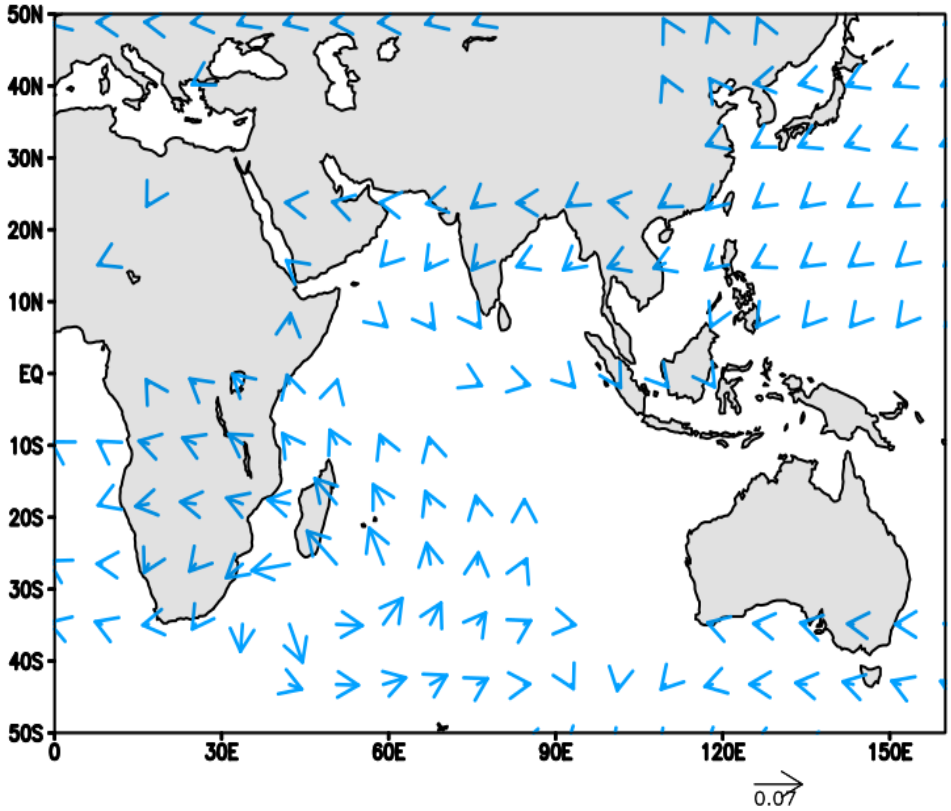

Fig22　マスカリン高気圧に渦度強制を置いた LBM 実験の水平風の変化.
ベクトルは 850hPa 面の水平風の変化（m/s）を表す.

5-2-2　熱源応答の結果

アラビア海の熱源応答

熱源応答の結果を見ていく．まずアラビア海に熱源を置いた実験を Fig23，24 に示す．Fig23 の 300hPa 面のジオポテンシャル高度では対流加熱によってできたであろうインドの北の高気圧が再現されており，アラビア海の対流によってこの高気圧ができることが示唆される．だがインドの北の高気圧から日本付近までの波の伝播は見られなかった．

Fig24 の 850hPa 面の水平風ではソマリア沖で西風がみられソマリジェットを強めるような風向は示されなかった．また，熱源の東に注目するとベンガル湾からインドの内陸への風がみられた．

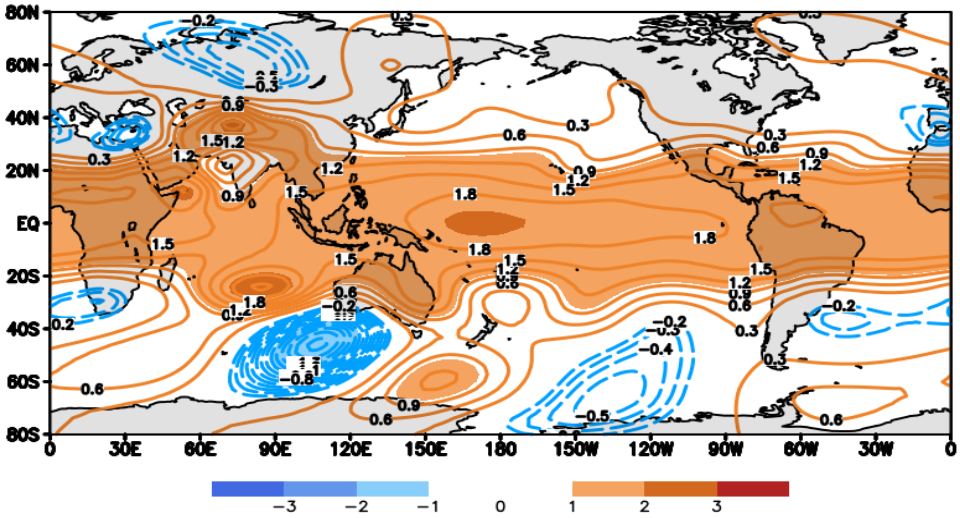

Fig23　アラビア海に熱源を置いた LBM 実験の 300hPa 面のジオポテンシャル高度の図．色と線はジオポテンシャル高度の変化（m）を表す．

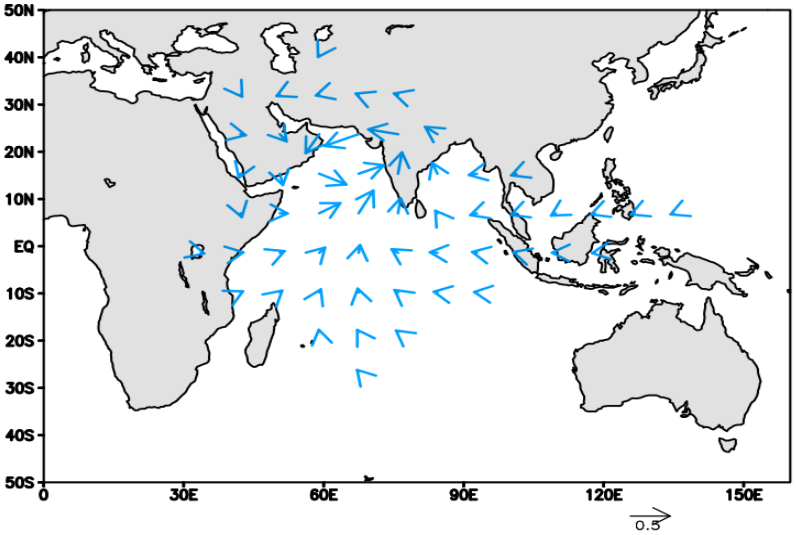

Fig24　アラビア海に熱源を置いた LBM 実験の 850hPa 面の水平風の変化（m/s）を表す．ベクトルが風向風速を表す．

西ガーツ山脈の熱源応答

次に西ガーツ山脈の熱源を置いた実験を Fig25，26 に示す．Fig25 の 300hPa 面のジオポテンシャル高度では対流加熱によってできたインドの北の高気圧がみられた．西ガーツ山脈の対流加熱によってもこの高気圧は強化されることが分かった．しかし，アラビア海に熱源を置いた実験同様日本付近まで高気圧偏差が伝わることは確認されなかった．

Fig26 の 850hPa 面の水平風ではソマリア沖でやや南西風を示しており，ソマリジェットに影響をあたえるほどではないがインドモンスーンは強めることがみられた．また，アラビア海に熱源を置いた実験と同じようなベンガル湾からインドの内陸への風がみられた．

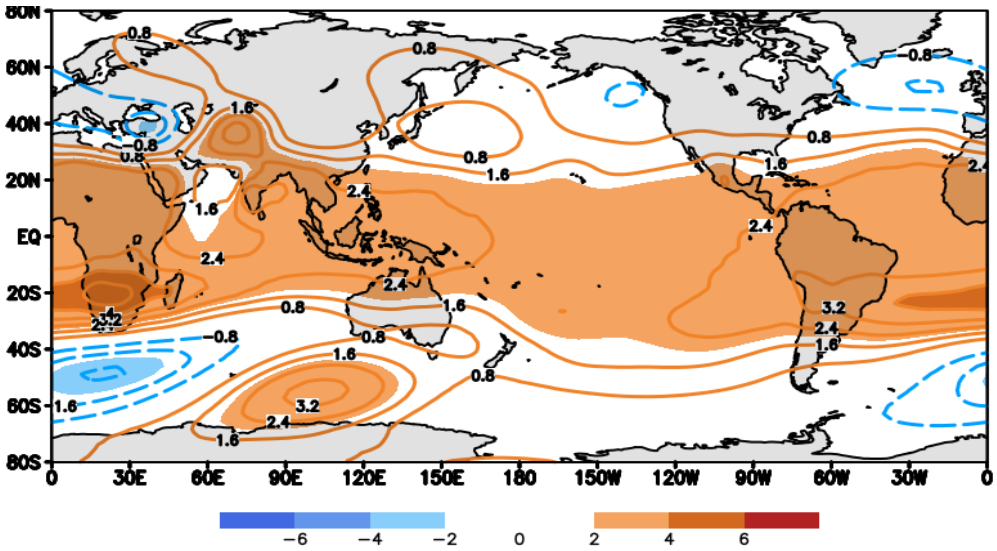

Fig25　西ガーツ山脈に熱源を置いた LBM 実験の 300hPa 面のジオポテンシャル高度の図．　色と線はジオポテンシャル高度の変化（m）を表す．

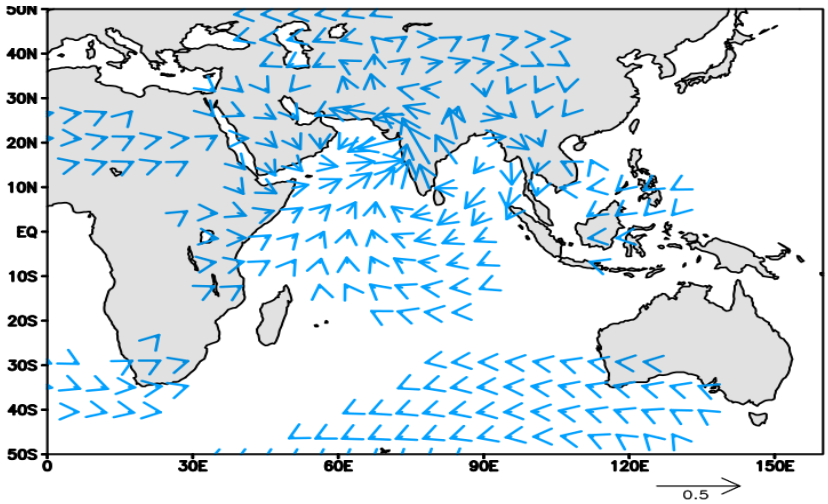

Fig26　西ガーツ山脈に熱源を置いた LBM 実験の 850hPa 面の水平風の変化（m/s）を表す．ベクトルは風向風速を表す．

インド北部の熱源応答

次にインド北部の熱源を置いた実験を Fig27，28 に示す．Fig27 の 300hPa 面のジオポテンシャル高度では対流加熱によってできたインドの北の高気圧がみられた．インド北部の対流加熱によってもこの高気圧は強化されることが分かった．さらに，この実験ではインドの北の高気圧から日本付近まで波が伝わっていることが確認された．つまり，インド北部の熱源が北半球の亜熱帯ジェットの構造を変化させていることが考えられる．

Fig28 の 850hPa 面の水平風ではソマリア沖において西風傾向でソマリジェットを強めるような風向は示されなかった．ただしインドモンスーンを強める風がみられた．

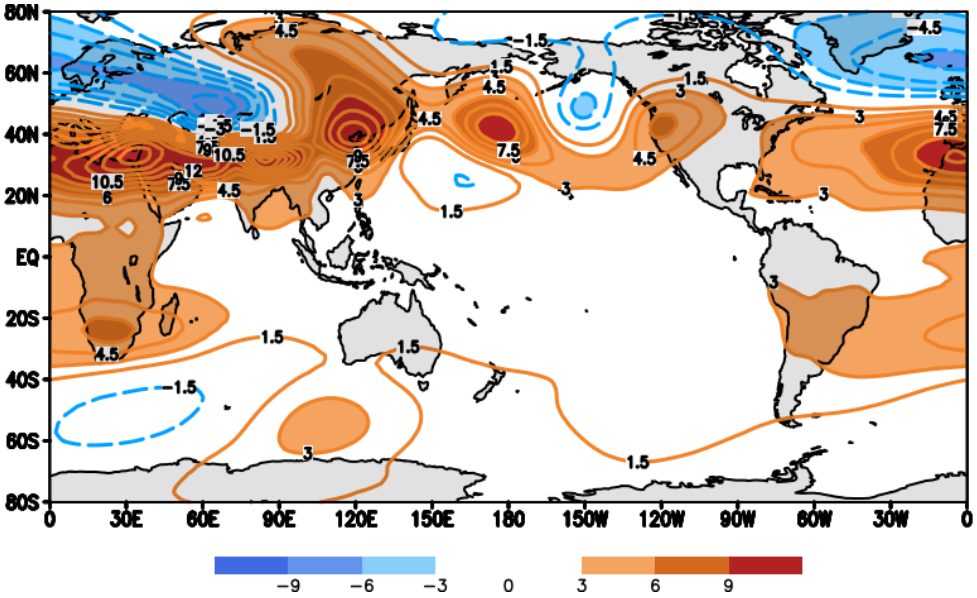

Fig27　アラビア海に熱源を置いた LBM 実験の 300hPa 面のジオポテンシャル高度の図．色と線はジオポテンシャル高度の変化（m）を表す．

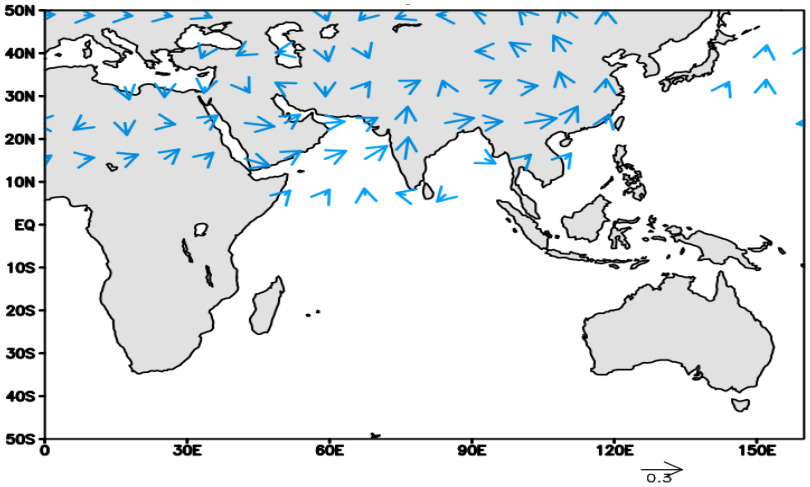

Fig28　アラビア海に熱源を置いた LBM 実験の 850hPa 面の水平風の変化（m/s）の図．ベクトルは風向風速を表す．

３つの熱源応答の合成

再解析の結果に近い場を示すため，3 つの熱源の図を合成した．Fig29 に合成した 300hPa 面の風を示した．また，見比べるために Fig30 にソマリジェットとジオポテンシャル高度とを回帰した 300hPa 面のジオポテンシャル高度の図も示しておく．二つを比べると亜熱帯ジェットの周辺では似たジオポテンシャル高度の位置関係を示しており，変化の大きさも近い．このことから再解析で見られた北半球の亜熱帯ジェットの変化はソマリジェットによる降水の熱源による高気圧偏差によるものであることが示唆される．

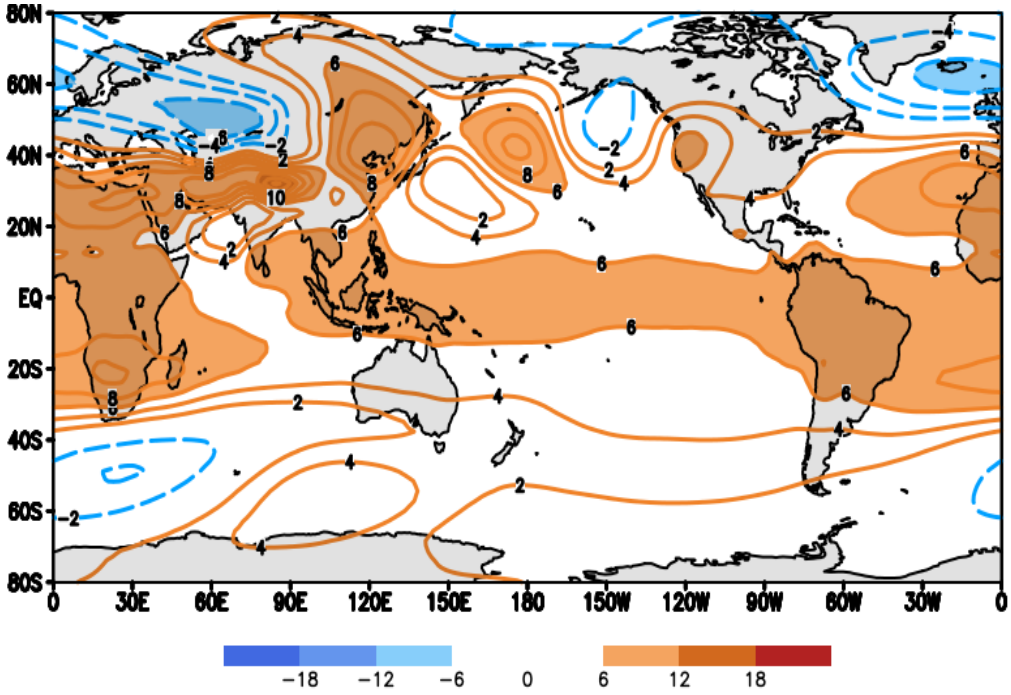

Fig29　アラビア海，西ガーツ山脈，インド北部の熱源を置いた実験の 300hPa 面のジオポテンシャル高度を合成した図
色と線はジオポテンシャル高度の変化（m）を表す．

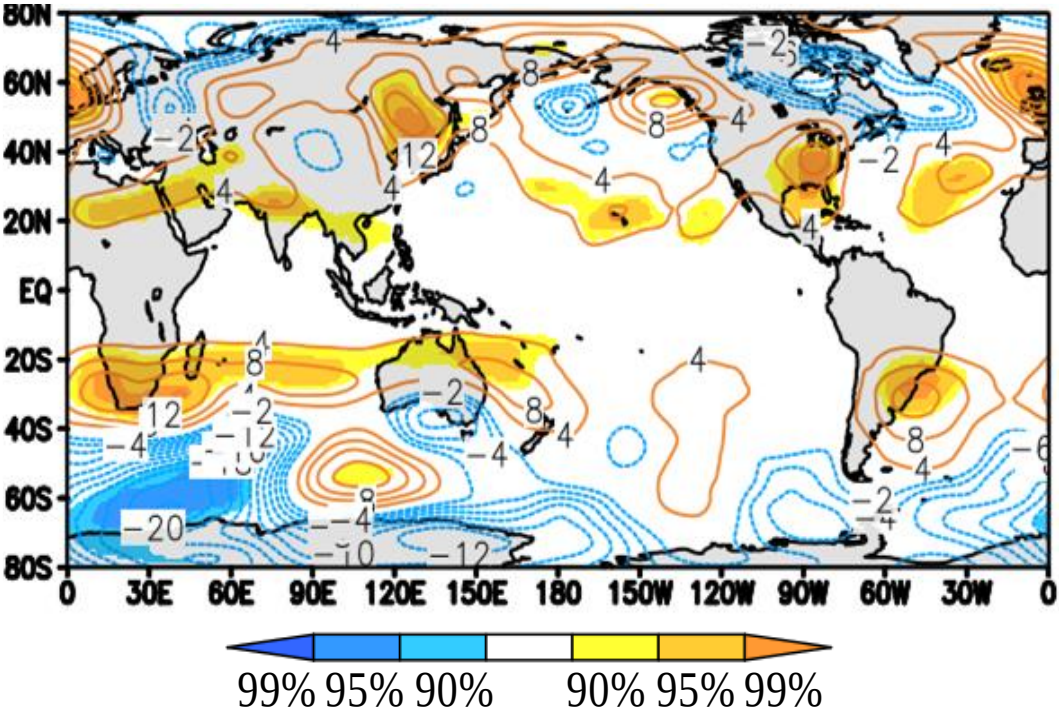

Fig30　6 月の 300hPa 面ジオポテンシャル高度に SMJ-Monsoon インデックスを回帰した．線はジオポテンシャル高度回帰係数(m)を色は有意水準 90%以上の値を示す.

5-3　インド北部の降水メカニズム

Fig31 に 6 月の降水量の気候値を示した．気候値では今回の解析で見られたインド北部はあまり雨の降らない地域であることが分かる．また，Fig9 で示した SMJ-Monsoon インデックスを水平風の場に回帰した図を見ると，ベンガル湾からインド北部への水平風の流入がみられたが Fig2 の水平風の気候値ではそのような水平風は見られない．このことから何らかの原因でベンガル湾からインド北部に風が吹き込むことによってインド北部に降水をもたらすのではと考えられる．

その原因として LBM の結果から西ガーツ山脈とアラビア海の熱源が考えられた．Fig24，26 の水平風の図を見ると二つの熱源があることによってベンガル湾からインド北部に向かう風向きになっていることが分かる．

これらのことから，ソマリジェットによる風がアラビア海と西ガーツ山脈で降水をもたらす．そしてその降水が熱源となり周りの風向を変え，インド北部に水平風を吹き込ます．その結果，インド北部にも降水がもたらされ上空の高気圧を強め，日本付近まで高気圧偏差をもたらすことが考えられる．

また，Fig22 のマスカリン高気圧の渦度を強化した実験の風では回帰の結果で見られるフィリピン付近からのインドに吹く東風傾向が現れている．マスカリン高気圧の強弱がこの東風に関与している可能性がある．インド北部の降水メカニズムは今後詳しく見ていく必要がある．

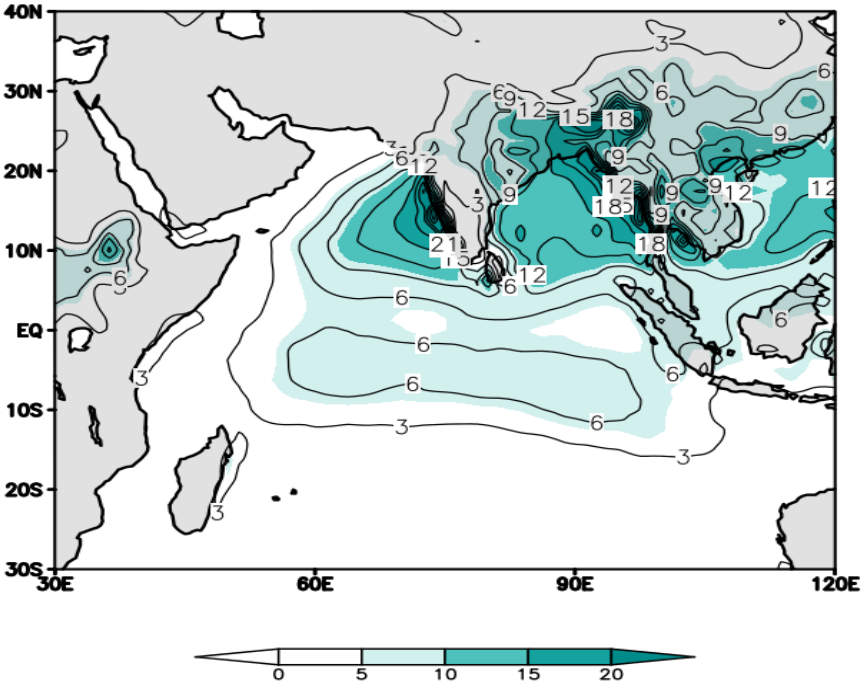

Fig31　6 月の降水量の気候値を表す．
線と色は降水量（mm/day）を示している．

第 6 章　まとめ・結論

再解析結果と LBM 実験の結果より，以下のことが結論づけられた.

南極振動が正の時，マスカリン高気圧が強化される．そこからソマリジェットに風が吹き込むかつ，アラビア海の低気圧偏差との気圧傾度を強めることにより，マスカリン高気圧から押し出すような形でソマリジェットを強める.

強化されたソマリジェットはインド・アラビア海周辺で降水を増加させる．降水による非断熱加熱により，上層で高気圧偏差ができる．その高気圧から日本の北まで定常ロスビー波が伝播し高気圧偏差を作る．上層で強化された高気圧偏差は順圧構造を示し，下層では日本へ北風が吹き，日本で冷夏になることが示唆された（Fig32）.

以上のことより南極振動と南半球の中高緯度の大気場からソマリジェットを介しての北半球への影響の可能性を示した．このことからソマリジェットは南極振動の影響を北半球に伝える架け橋となる重要な現象であることが示唆された.

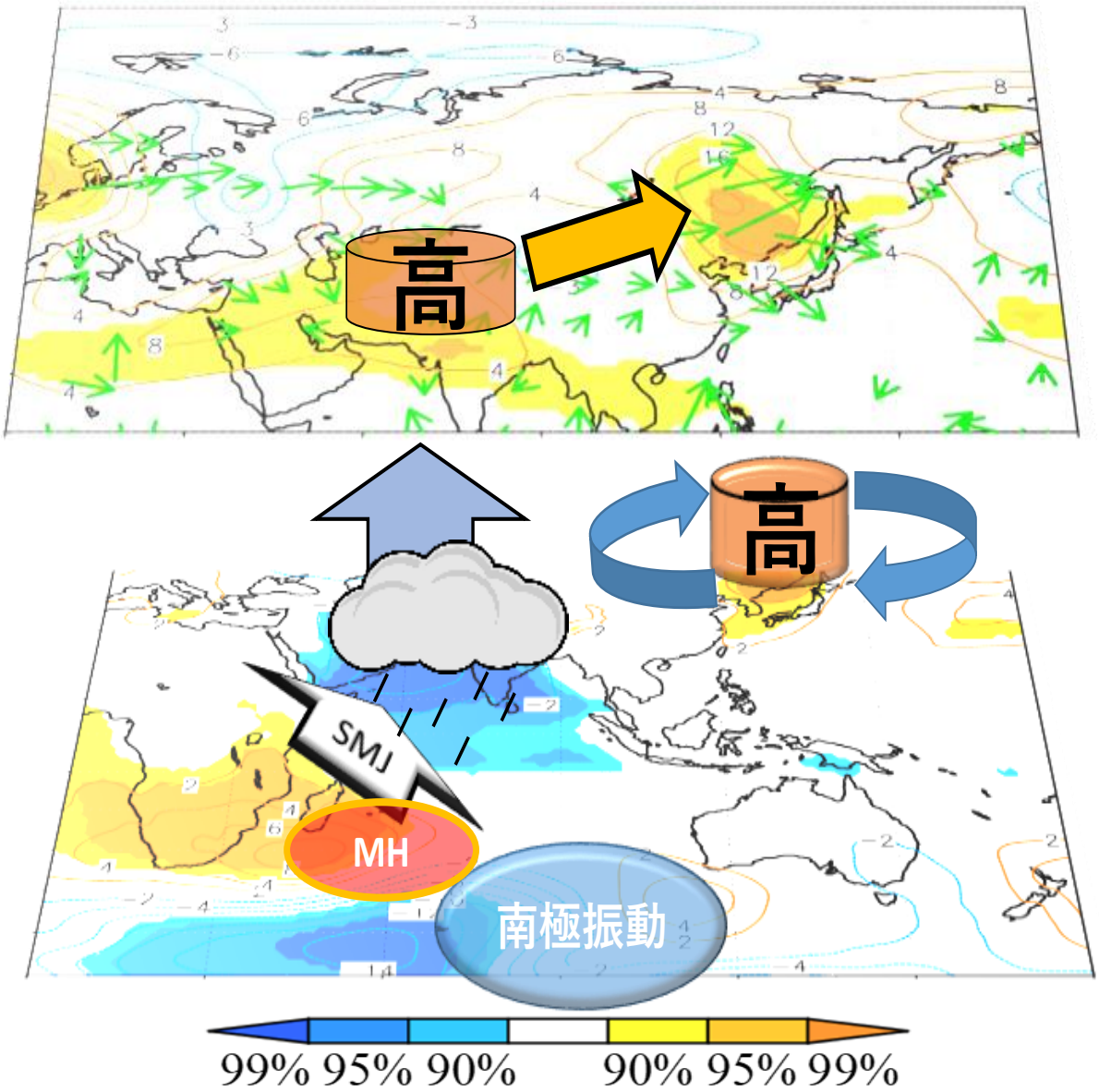

Fig32　まとめの模式図を示す．下段が SMJ-Monsoon インデックスを 850hPa 面のジオポテンシャル高度に回帰した図である．上段は SMJ-Monsoon インデックスを 300hPa 面のジオポテンシャル高度に回帰した図である．色は有意水準 90%以上の値を示し，線がジオポテンシャル高度の回帰係数，ベクトルは 3 次元波活動度フラックスを表す．MH はマスカリン高気圧を SMJ はソマリジェットを示す．

謝辞

本研究を進めるに当たり，立花義裕教授には，研究手法や方針など熱心にご指導していただき深く感謝致します．北海道大学の山崎孝治名誉教授には三重大学まで出向いていただき，研究のアドバイス数多くしていただき大変感謝しております。また，自然環境システム学講座の先生方には，授業で専門知識を学ばせていただきましたし，合同ゼミで研究に対してアドバイスをしていただいたことに大変感謝しております.

日常のゼミにおいて気象・気候ダイナミクス研究室の先輩方には大変お世話になりました．的確なアドバイスや研究方針を指名していただいた小松謙介氏，モデルの使い方や気象物理に関する知識，研究手法について数多くのことでお世話になった安藤雄太氏，またプログラムの組み方や研究手法など多くの助言いただいた坂泰志氏，金井惇平氏，関陽平氏に深く感謝いたします.

参考引用文献

- David Halpern and Peter M. Woiceshyn (2000) Somali Jet in the Arabian Sea, El Nino, and India rainfall. *Journal of climate*, **Vol.14**, 434-441.
- Feng Xue, Huijun Wang and Jinhai HE (2004) Interannual variability of Mascarene High and Australian High and their influences on East Asian summer monsoon. *Journal of the Meteorogical Society of Japan*, **Vol.82**, No.4, 1173-1186.
- Gao,H., Y.Y .Liu, Y.G.Wang and W.J. Li (2013) Precursory influence of the Antarctic Oscillation on the onset of Asian summer monsoon. *Chinese Science Bulletin*,**Vol.58**, 678-683.
- Gong Daoyi and Wang Shaown (1999) Definition of Antarctic oscillation index. *eophysical research letters*, **Vol.26**, No.4, 459-462.
- Kobayashi S, Y Ota, Y Harada, A Ebita,M, Moriya, H.Onoda,H Kamahori, C Kobayashi, H Endo, K Miyaoka, and K. Takahashi (2015) The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **Vol.93**, 5-48.
- Krishnamurti.T.N, Molinari Johun and Hua Lu Pan (1976) Numerical simulation of the Somali Jet. *Journal of the atmospheric science*, **Vol.33**, 2350-2362.
- Shi W, Xiao Z, and Xue J (2015) Teleconnected influence of the boreal winter Antarctic Oscillation on the Somali Jet: Bridging role of sea surface temperature in southern high and middle latitudes,*Adv.Atmos.*Sci, **Vol.33**(1), 47–57.
- Takaya K and Nakamura H (2001) A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J.Atmos.Sci,* **Vol.58**, 608-627.
- Wang Huijun, Xue Feng (2003) The interannual variability of Somali Jet and its influences on the inter-hemispheric water vapor transport and the east Asia summer rainfall. *Chinese journal of geophysics,* **Vol.46**, 11-20.
- Watanabe M, Kimoto M (2000) Atmosphere-ocean thermal coupling in the Northern Atlantic: a positive feedback. *Quart J R Meteorol Soc,***Vol.126**, 3343–3369.