

気候形成・変動に関する素朴な疑問

～気候系監視・季節予報の現場の視点から～

前田 修平

気象研究所全球大気海洋研究部

1. はじめに

気候系監視・季節予報の現場では、

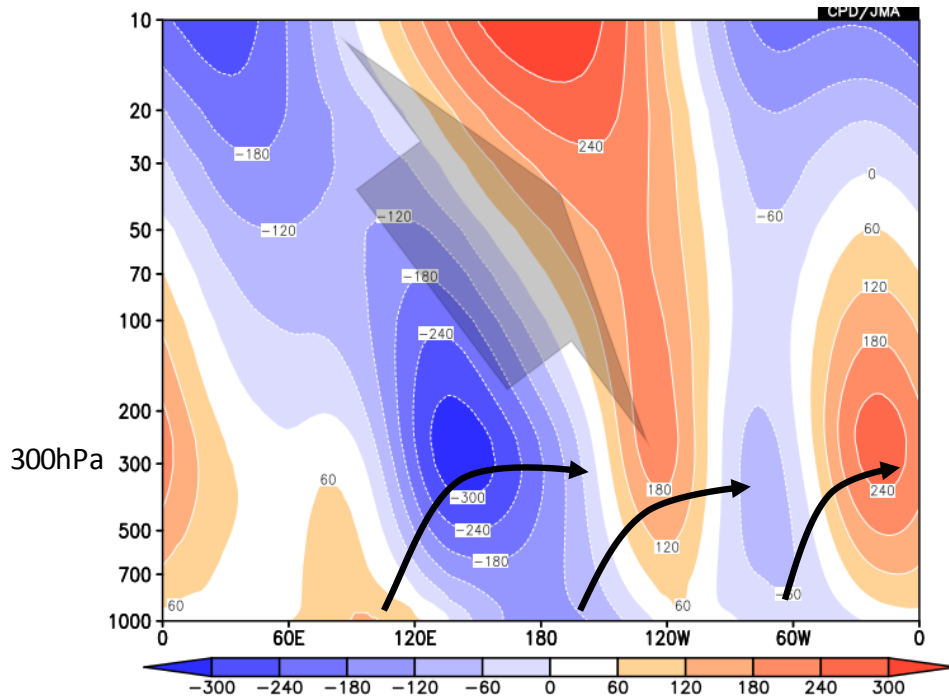
- 気候平均場(平年値)からの“偏差”を監視し、予報に活用
- 一方、気候平均場が、「なぜ、どのように形成されるか」については、日ごろはあまり意識しない
- (季節予報作業指針(気象庁、2013)には、気候平均場の詳細な記述はあるが、その形成メカニズムについてはほとんど説明されていない)

しかし、気候平均場の形成メカニズムを知らずに、それからの“偏差”のメカニズムを深くは理解できないのではないか？

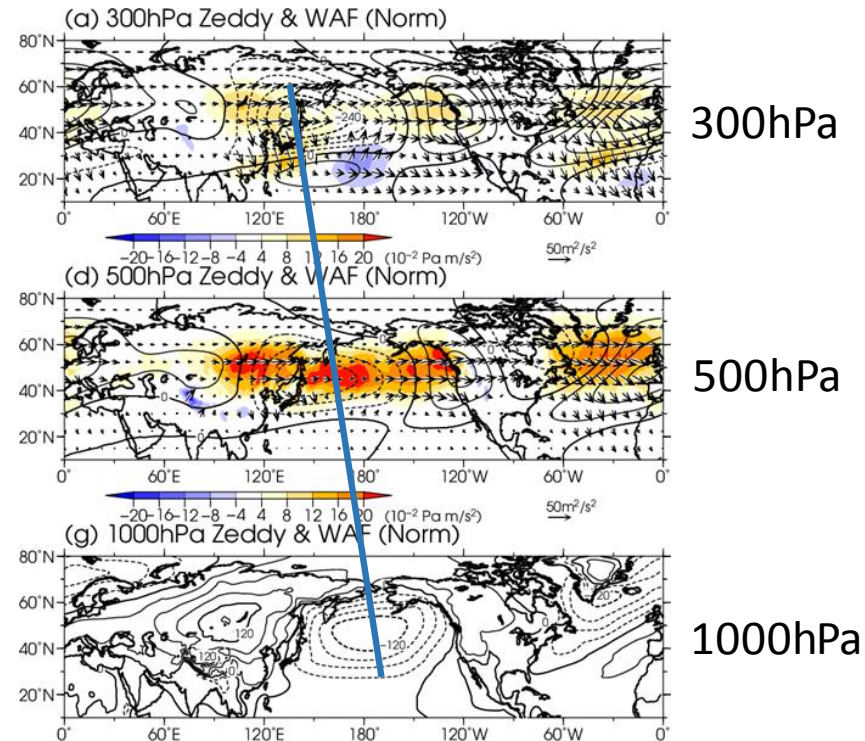
2. 気候平均場の形成に関わる疑問

疑問1: 気候平均的な定常波(stationary wave)はどう作られるのか?

1月の気候平均的(1981-2010年の30年平均)な定常波の三次元構造



等値線: 北緯45度の高度(帯状平均からのずれ)



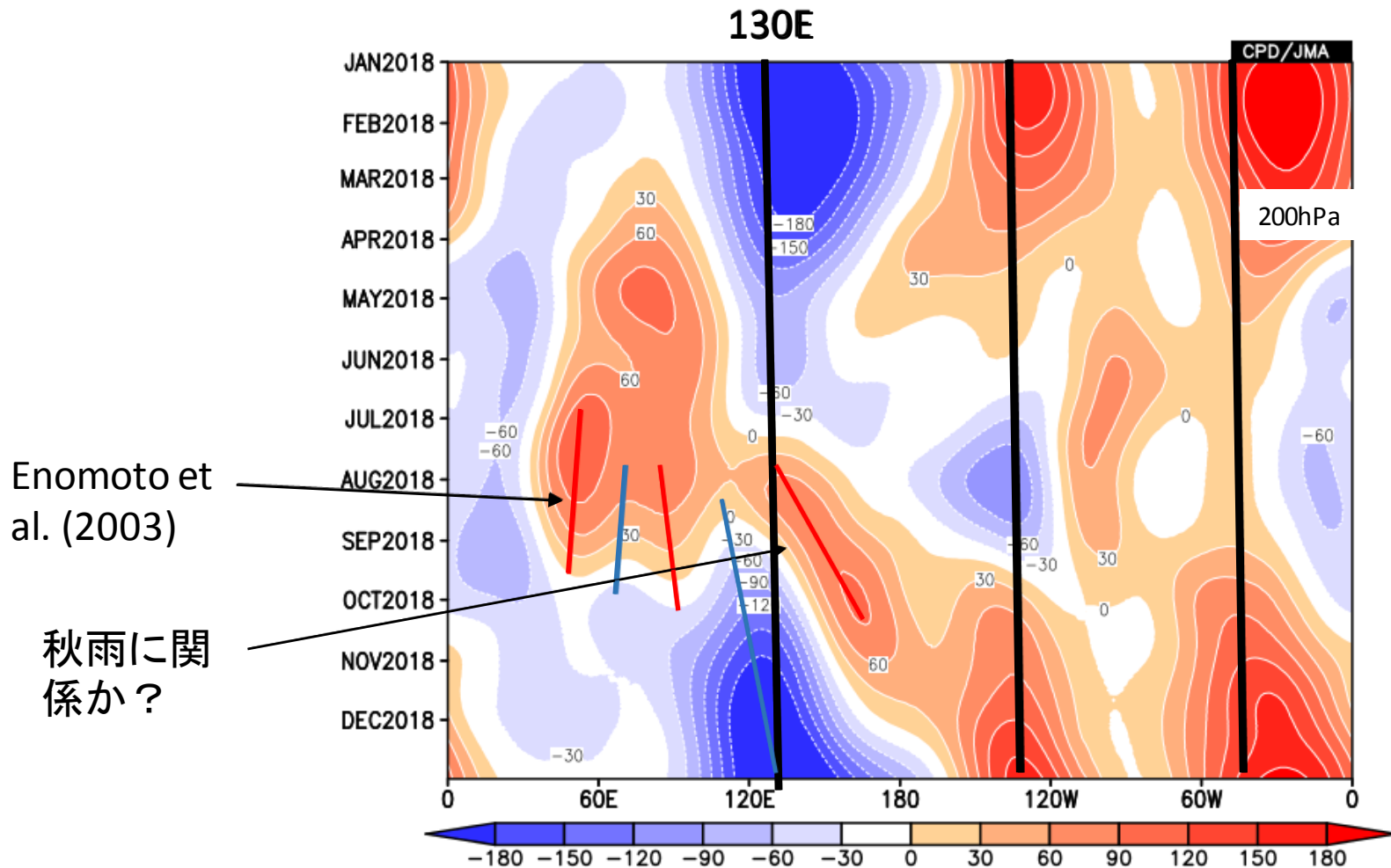
等値線: 高度(帯状平均からのずれ)

矢印: Plumb(1985)の定常波の波活動度フラックス
の水平成分

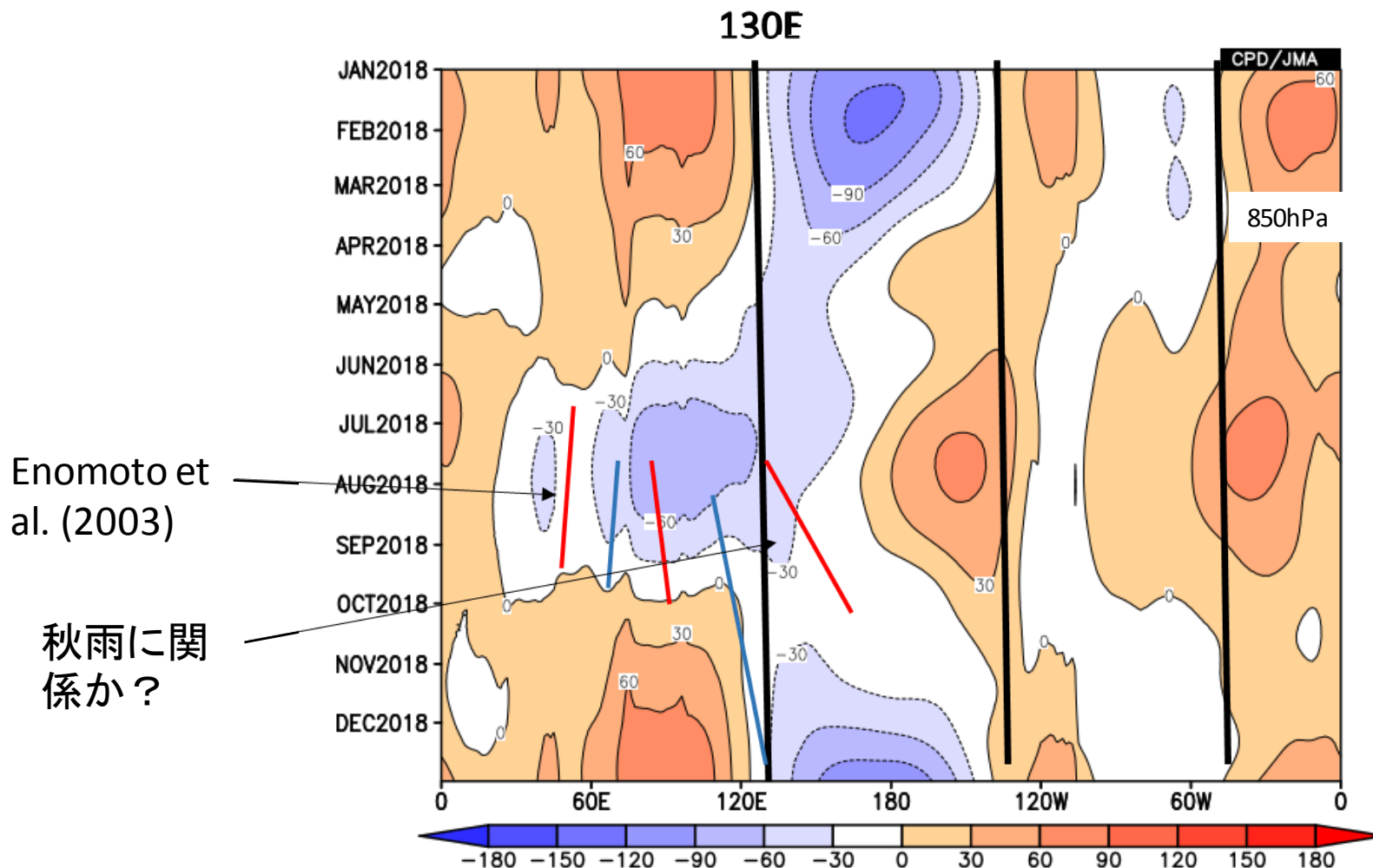
陰影: 同上で鉛直成分

冬季については、古くから調べられている(Hunang and Gambo 1981;
岸保 1981; Held et al. 2002 など)が、他の季節も含めもっと知りたい。

気候平均的な定常波の季節変化 40Nの高度(200hPa)

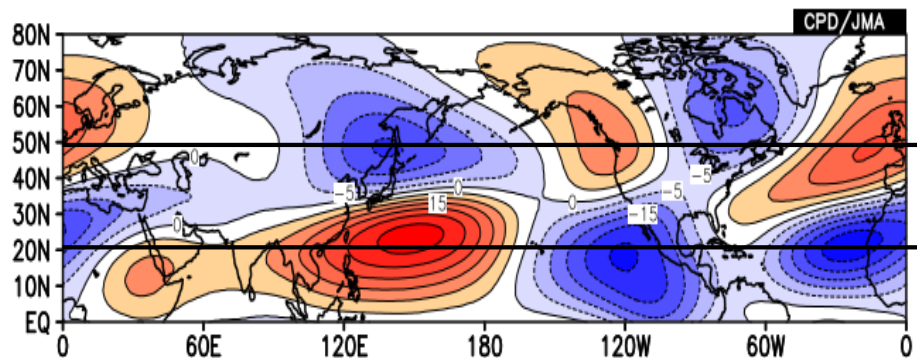


気候平均的な定常波の季節変化 40Nの高度(850hPa)



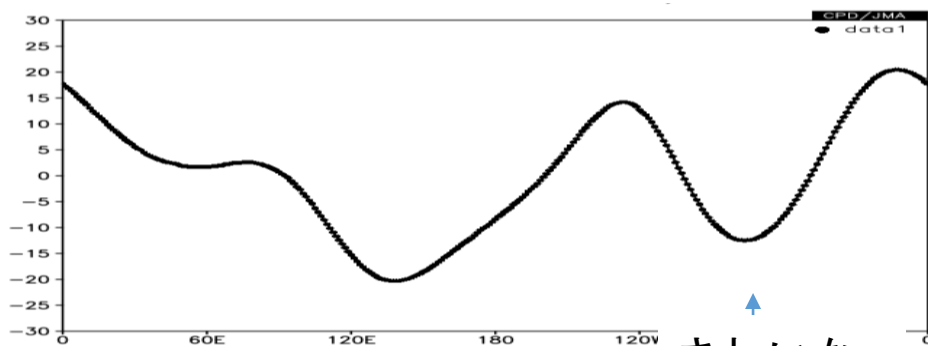
気候平均的な定常波の位相の緯度分布

1月の気候平均場(200hPaの流線関数の帯状平均からのずれ)



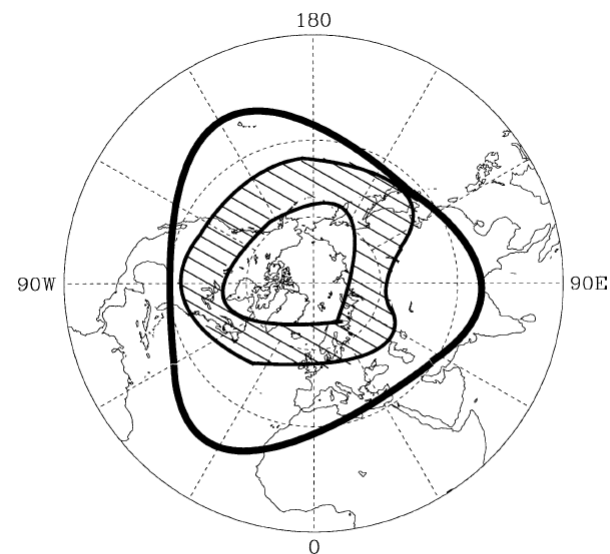
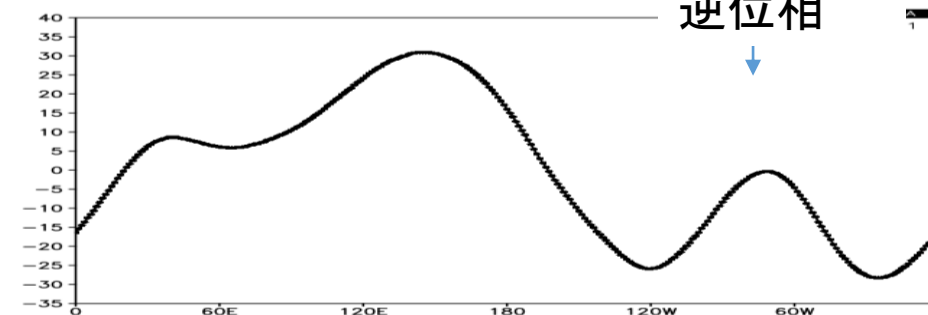
Riehl(1962)による亜熱帯
ジェットと擾乱駆動ジェット
との関係の模式図。Lee
and Kim(2003)より

50N



きれいな
逆位相

20N



正のユーラシア(EU)パターン卓越時の定常波(1月)

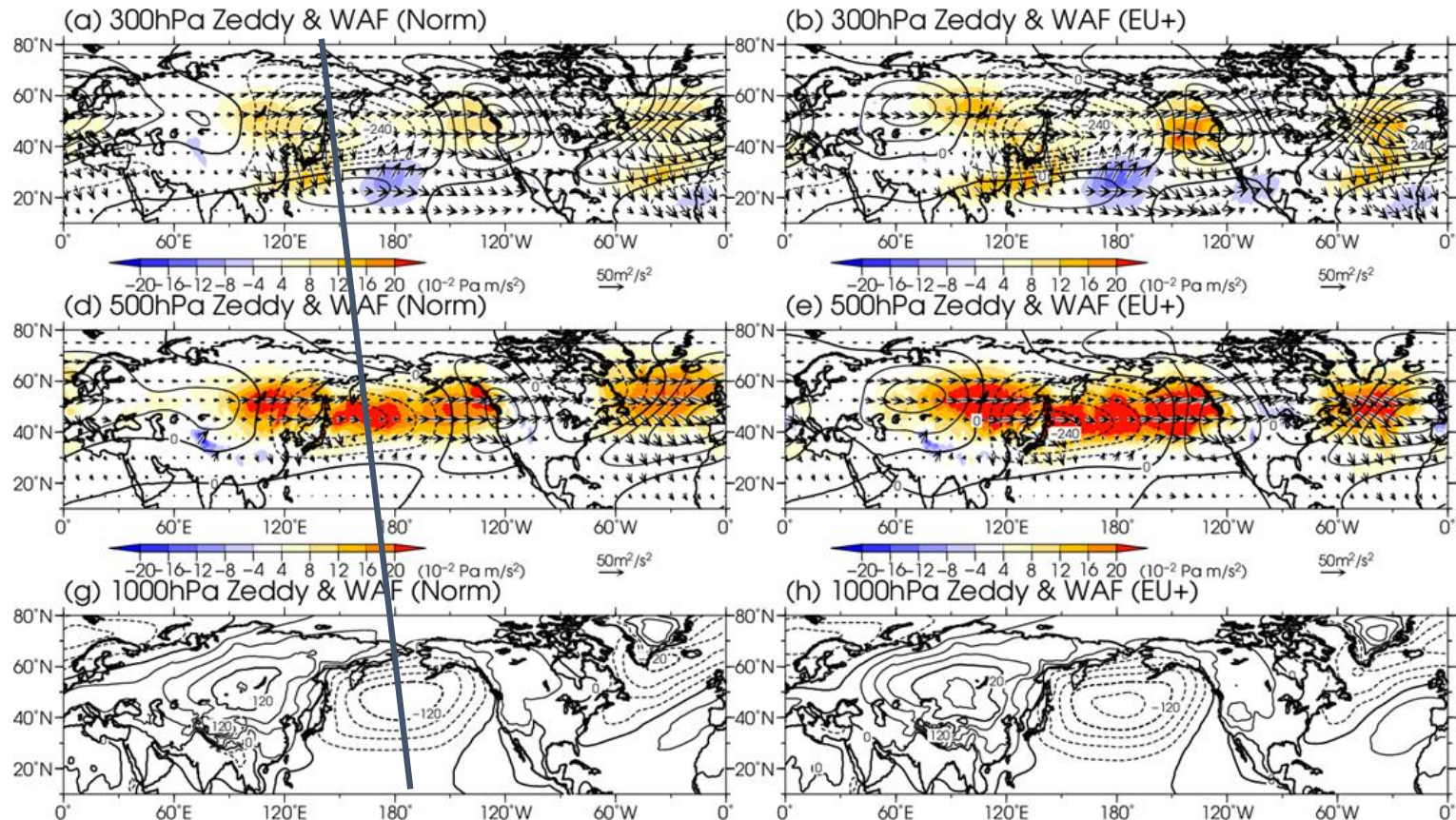
気候平均

EUパターン卓越時の合成図

300hPa

500hPa

1000hPa



正のユーラシアパターンは、気候平均の定常波の振幅が大きくなるパターン

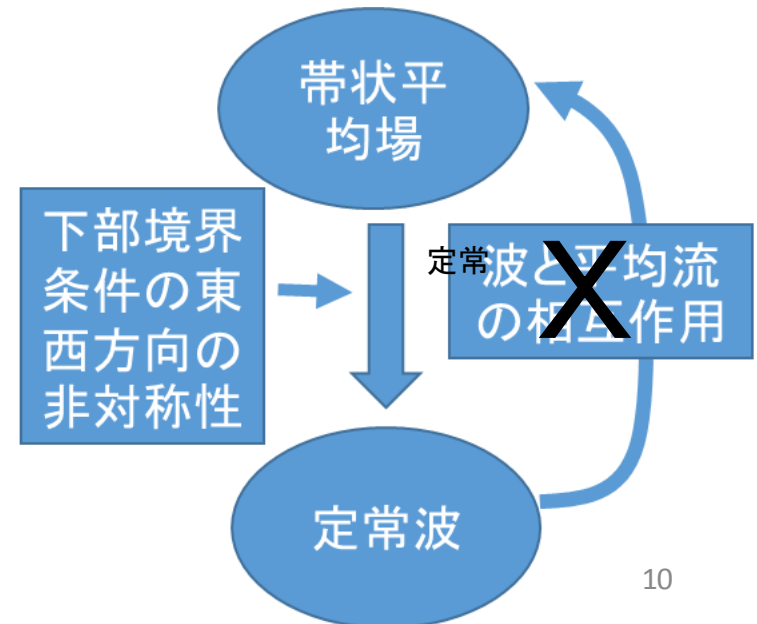
Maeda et al. (準備中)

等値線: 高度(帯状平均からのずれ)
矢印: Plumb(1985)の定常波の波活動度
フラックスの水平成分
陰影: 同上で鉛直成分

非線形定常波モデルによる理解

Held et al. (2002)

- 三次元のプリミティブ方程式による非線形定常波モデル
- 変数は、基本場(帯状平均場)からの偏差(eddy)
- 定常強制は、地形、加熱(非断熱加熱+移動性擾乱の熱フラックス収束)。帯状平均場は、再解析の気候平均場に強く緩和(3日)。非断熱加熱は、再解析データで熱力学方程式の残差項から。
- (強い)ダンピング項は、レイリー摩擦、ニュートン冷却、4次拡散
- 積分31-50日の平均を“定常解”とする
- 1月

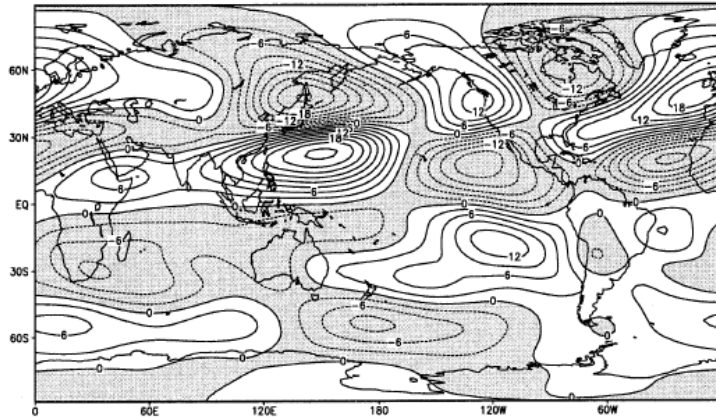


非線形定常波モデルによる擾乱の再現性(1月)

流線関数の帯状平均からの偏差(“擾乱”)

再解析

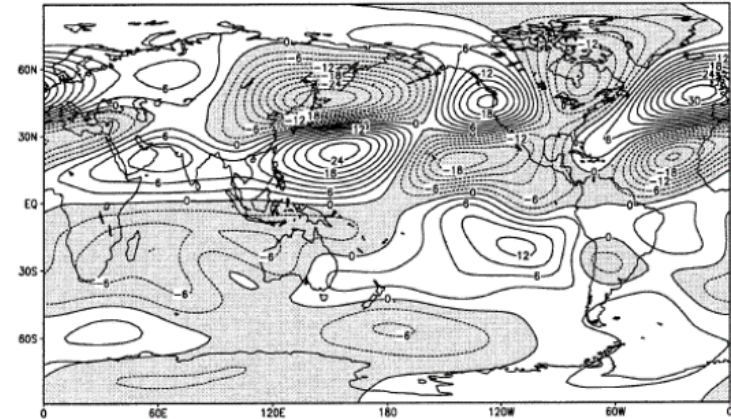
(a) Reanalysis



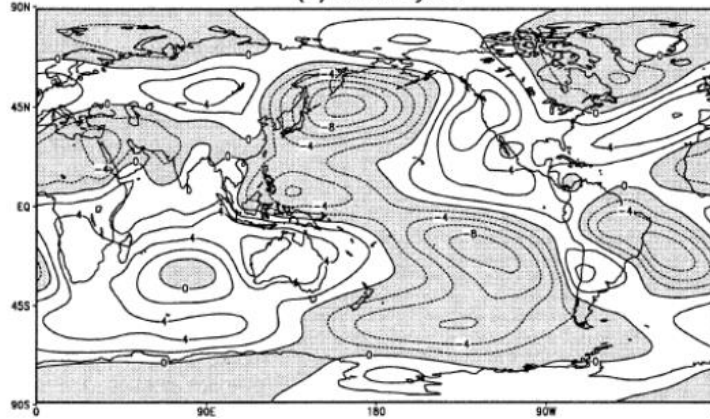
300hPa

非線形応答

(b) Nonlinear

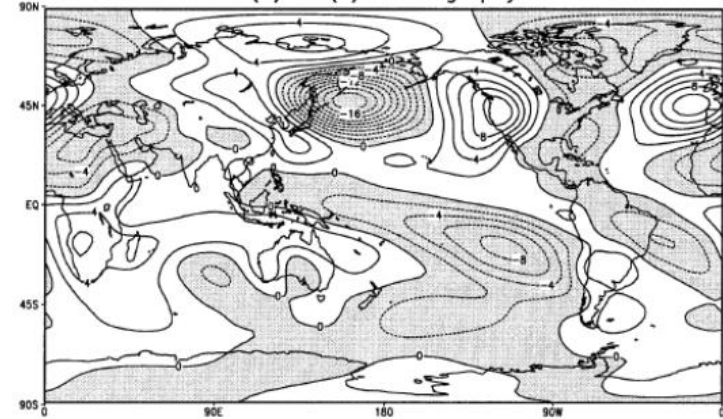


(a) Reanalysis



850hPa

(d) = (c) + Orography

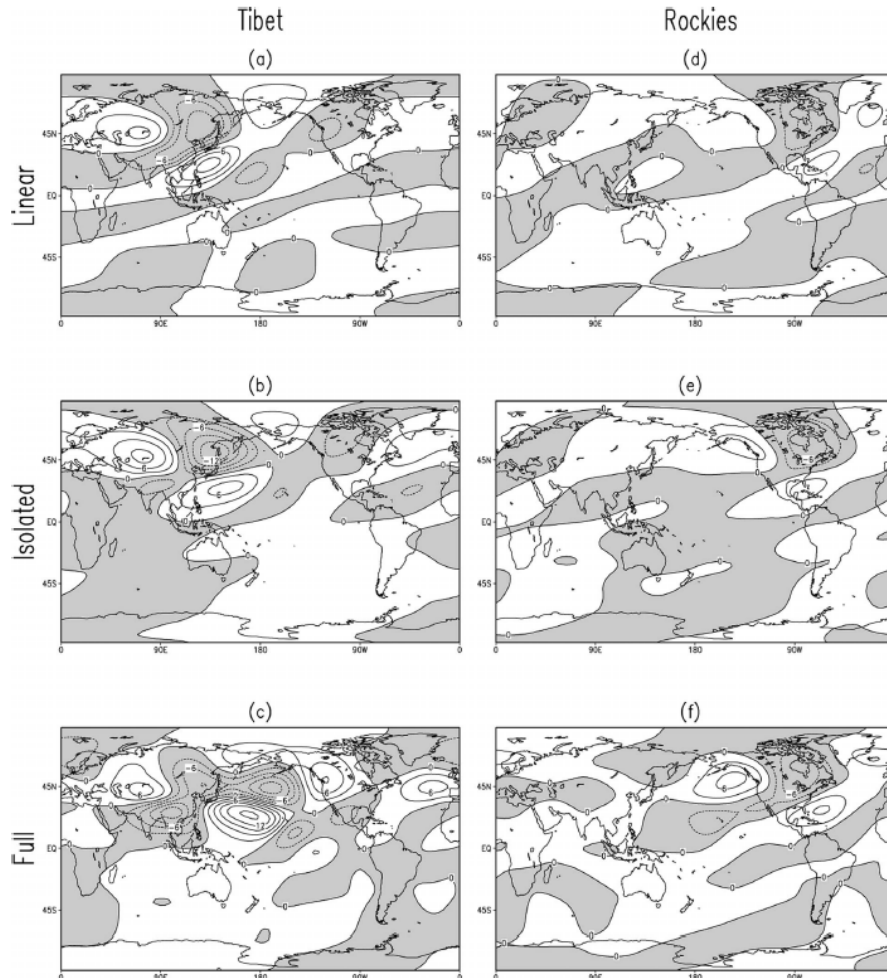


Held et al. (2002)

(d)では渦フラックス収束はなし

地形：チベットとロッキーの影響

対流圏上層(300hPa)の流線関数の帯状平均からの偏差(“擾乱”)



山岳のみ

加熱+ほかの山岳
があった場合のチ
ベット(左)、ロッキー
(右)の影響

FIG. 3. The 300-mb eddy streamfunction for the (a) linear, (b) isolated nonlinear, and (c) full nonlinear responses to Tibet in Jan; the analogous (d) linear, (e) isolated nonlinear, and (f) full nonlinear responses to the Rockies. Contour interval is $3 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

加熱：熱帯と中高緯度加熱の影響

対流圏上層(300hPa)の流線関数の帯状平均からの偏差(“擾乱”)

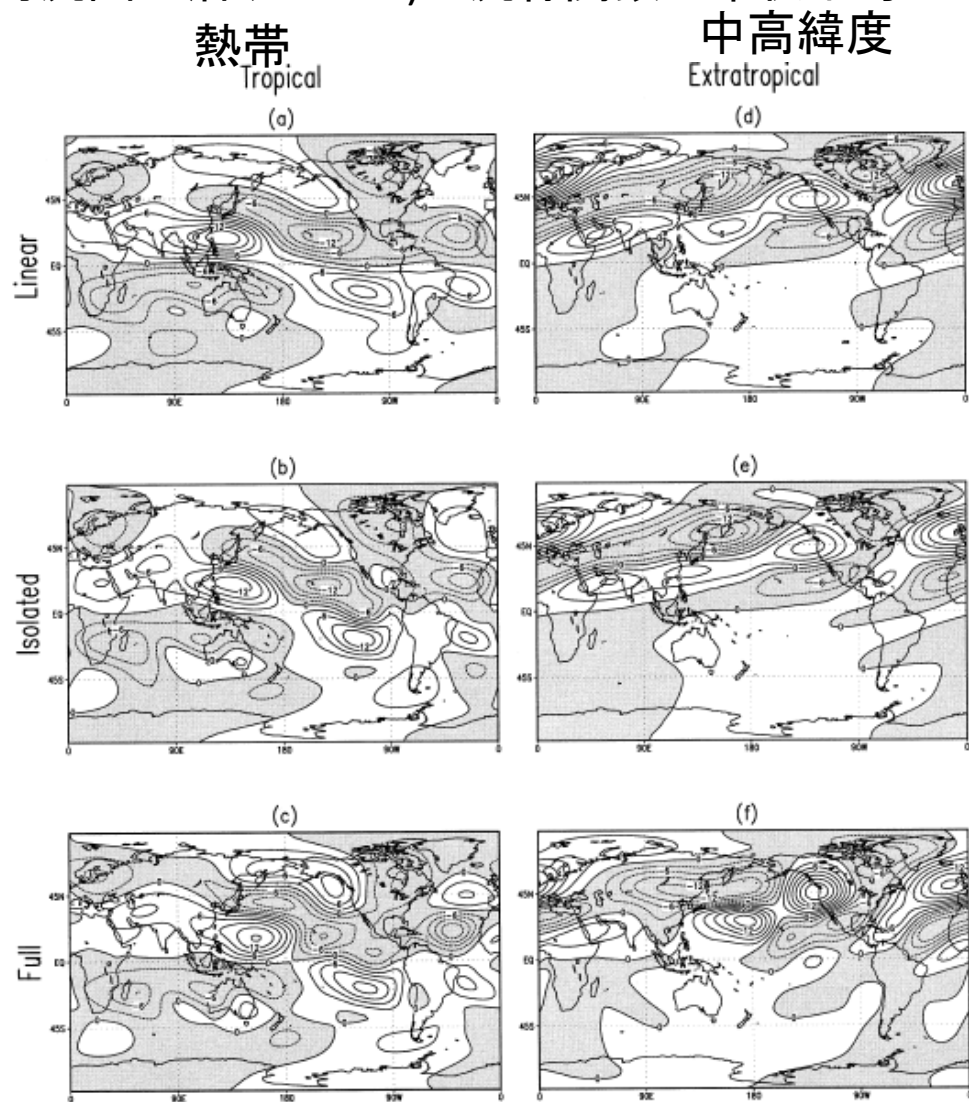


FIG. 9. The 300-mb eddy streamfunction for the (a) linear, (b) isolated nonlinear, and (c) full nonlinear responses to NH tropical heating in Jan; the analogous (d) linear, (e) isolated nonlinear, and (f) full nonlinear responses to extratropical heating. Contour interval is $3 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

非断熱加熱分布

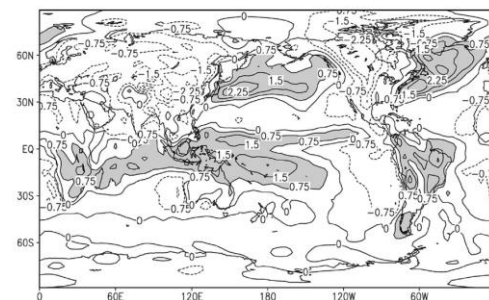


FIG. 8. The column-averaged diabatic heating field in Jan obtained from the NCEP-NCAR reanalysis as described in the appendix. The contour interval is 0.5 K day^{-1} .

加熱のみ
(渦熱フラックス
収束を含む)

山岳+ほかの加熱が
あった場合の熱帯加熱
(左)、中高緯度加熱
(右)の影響

Held et al. (2002)

対流圏下層の応答

対流圏上層(850hPa)の流線関数の帯状平均からの偏差(“擾乱”)

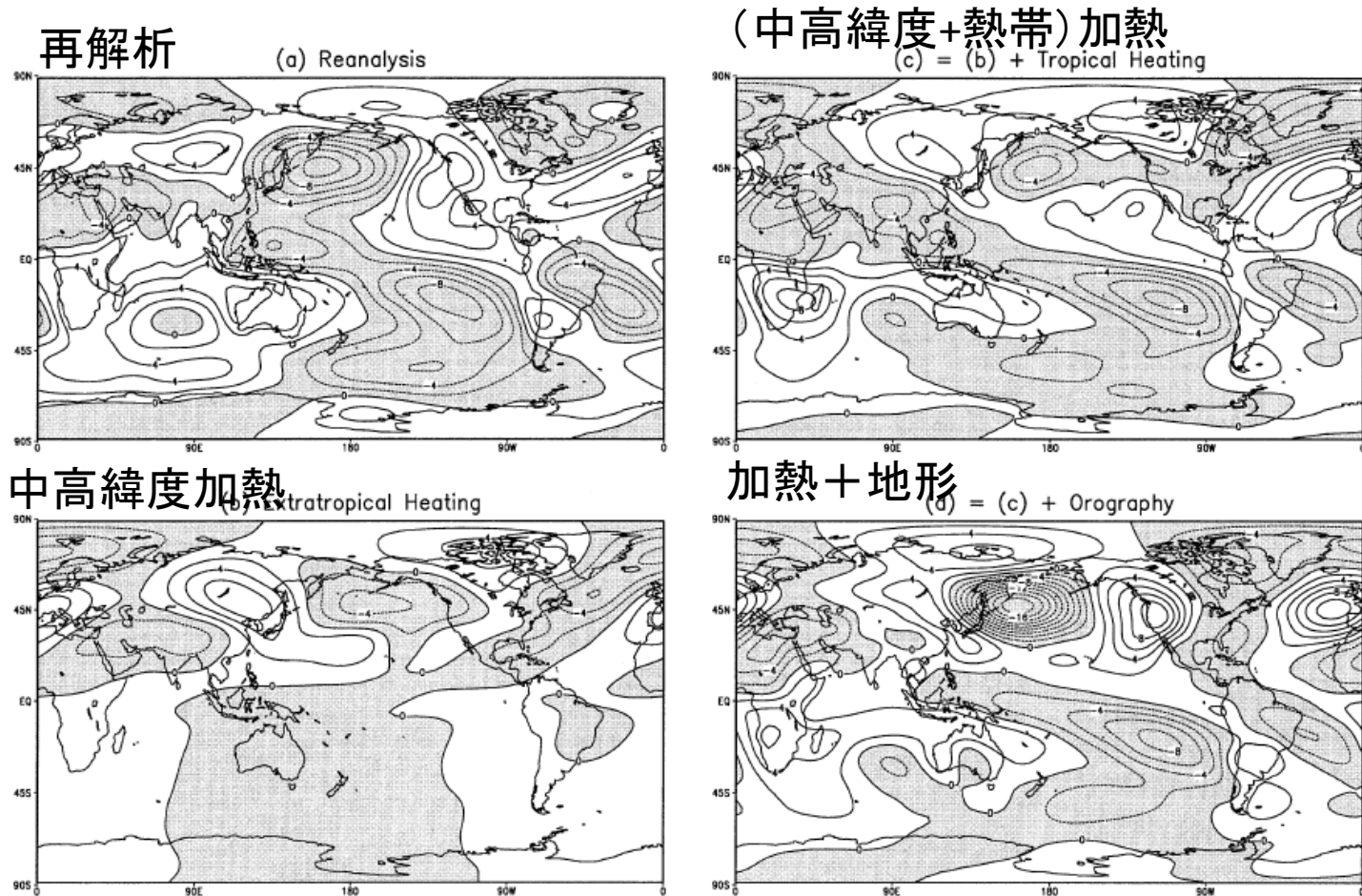


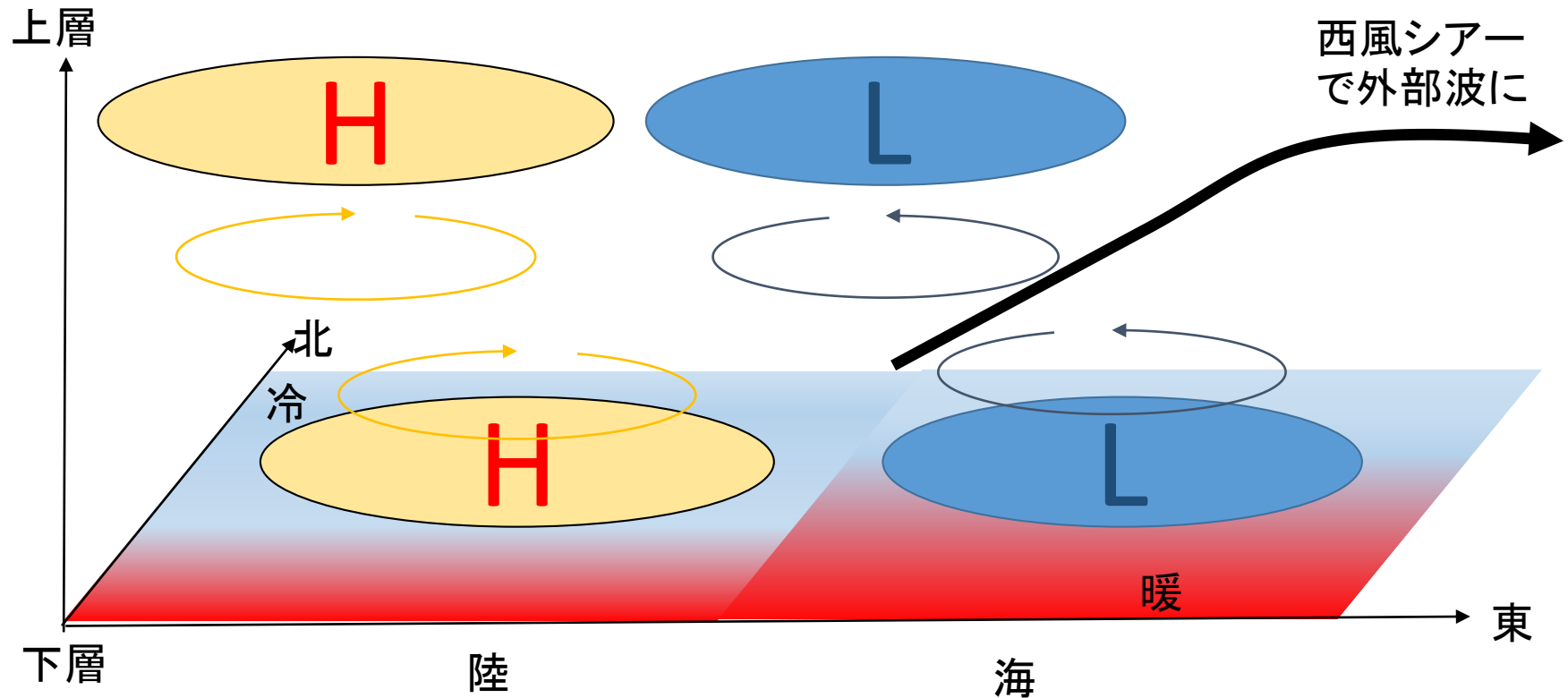
FIG. 11. The eddy streamfunction on the $\sigma = 0.866$ surface for (a) NCEP–NCAR reanalysis, (b) nonlinear response to NH extratropical heating, (c) nonlinear response to tropical heating and NH extratropical heating, and (d) nonlinear response to orography, tropical heating, and NH extratropical heating. Contour interval is $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

アリューシャン低気圧は、傾圧不安定
波のなれの果ての集合体ではない

Held et al.¹⁴ (2002)

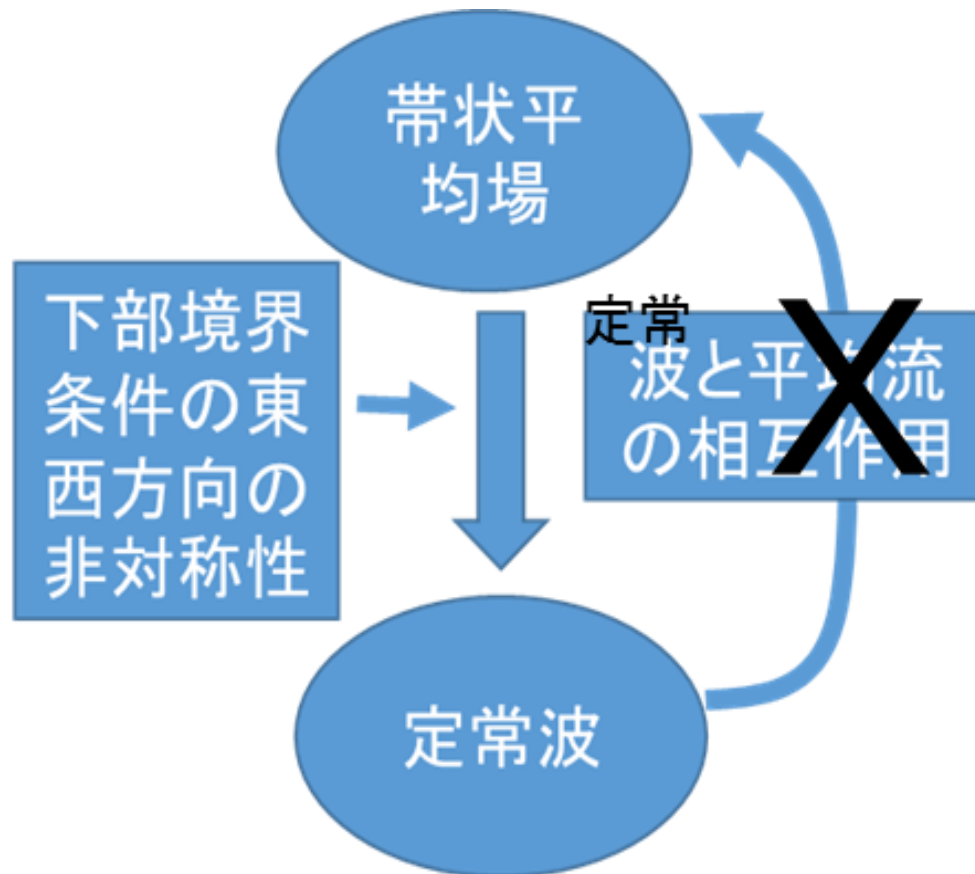
別の要因で形成された下層(例: 熱強制)と上層(例: 外部波の伝播)の定常波の相互作用による増幅?

Held(2002)やTakaya and Nakamura (2005)のシベリア高気圧増幅メカニズムをヒントに、、、、気候平均場でも同じことが起きていないか?



非線形定常波モデルの限界

気候平均定常波の形成メカニズムにおいて、定常波と平均流の相互作用はどんな働きをしているか？



気候平均の定常波の理解が深まると、EUパターンの形成メカニズムの理解が深まるか？

EUインデックスの回帰図(1月)

500hPa高度平年偏差

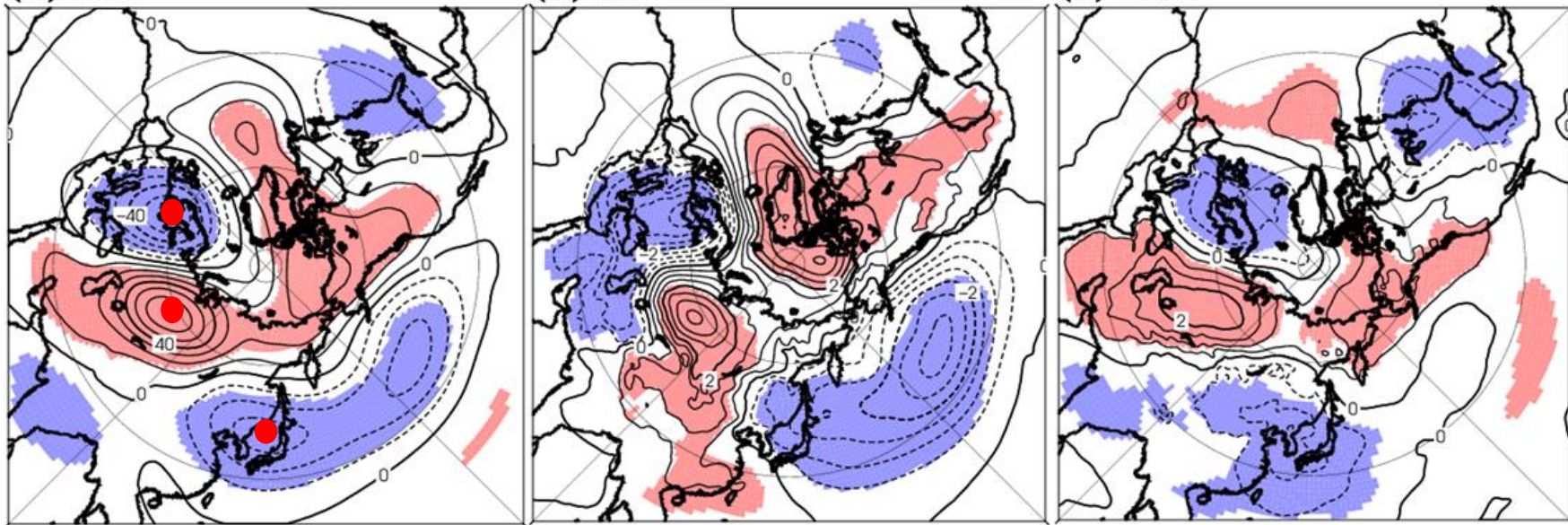
海面気圧平年偏差

850hPa気温平年偏差

(a) Z500

(b) SLP

(c) T850



季節予報現場の伝統的表現「三波型の寒波」の理解が深まるか？

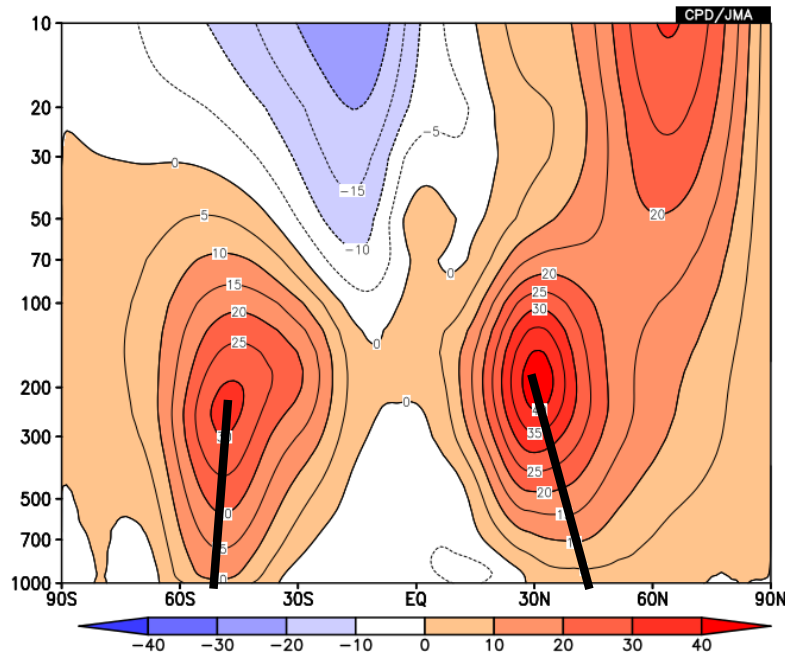
Maeda et al. (準備中)

疑問2:

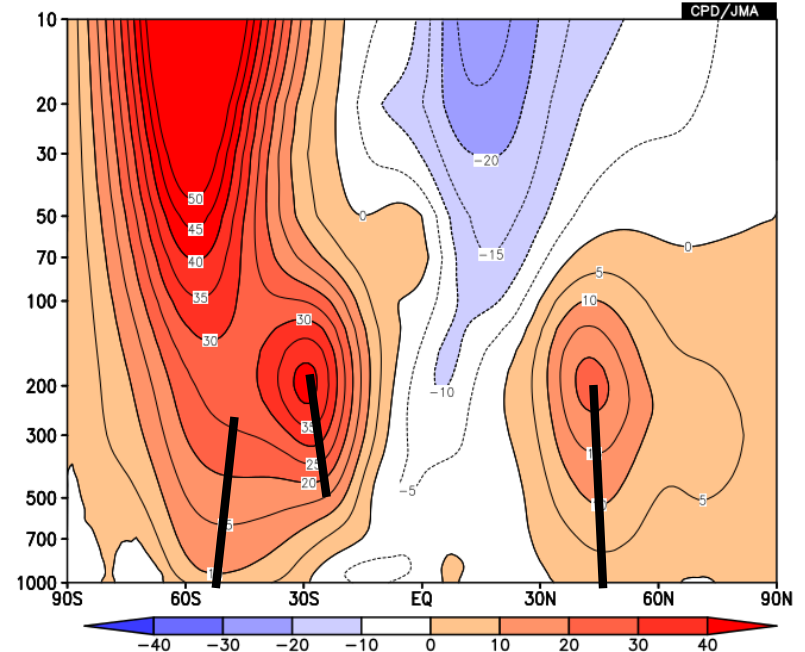
地上付近の帯状平均東西風はどの季節でも30度より低緯度では(ほぼ)東風なのは何故か？

帯状平均東西風平年値(m/s)

12～2月

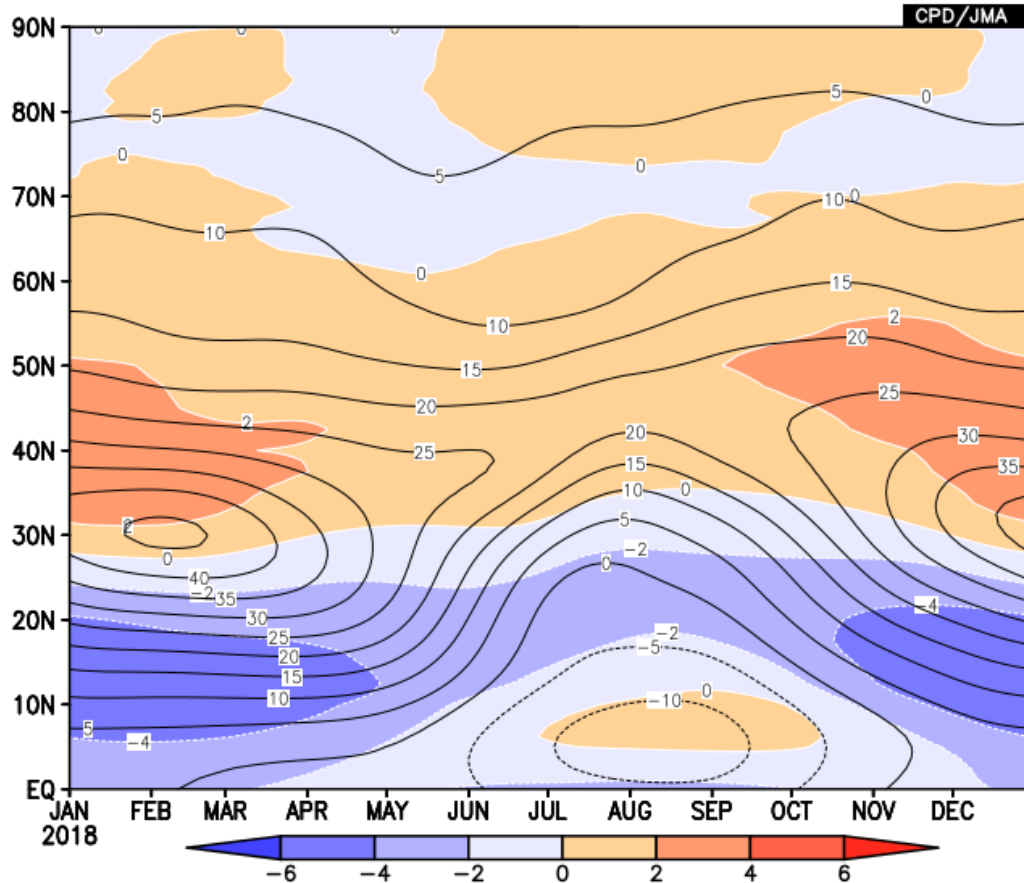


6～8月

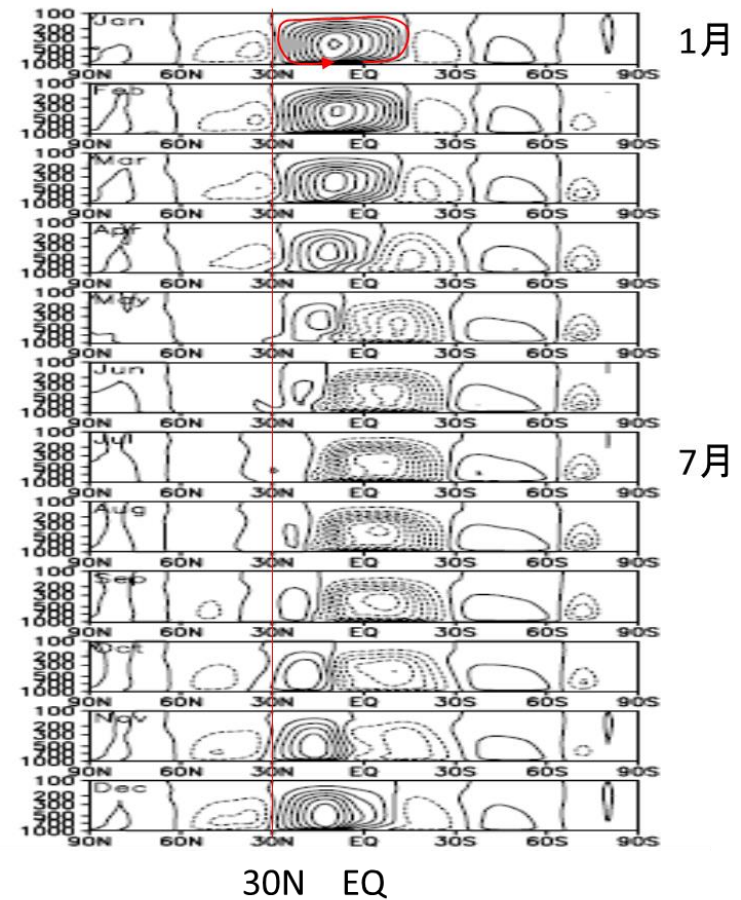


気候平均の帯状平均東西風の季節変化

等値線: 200hPa 陰影: 1000hPa



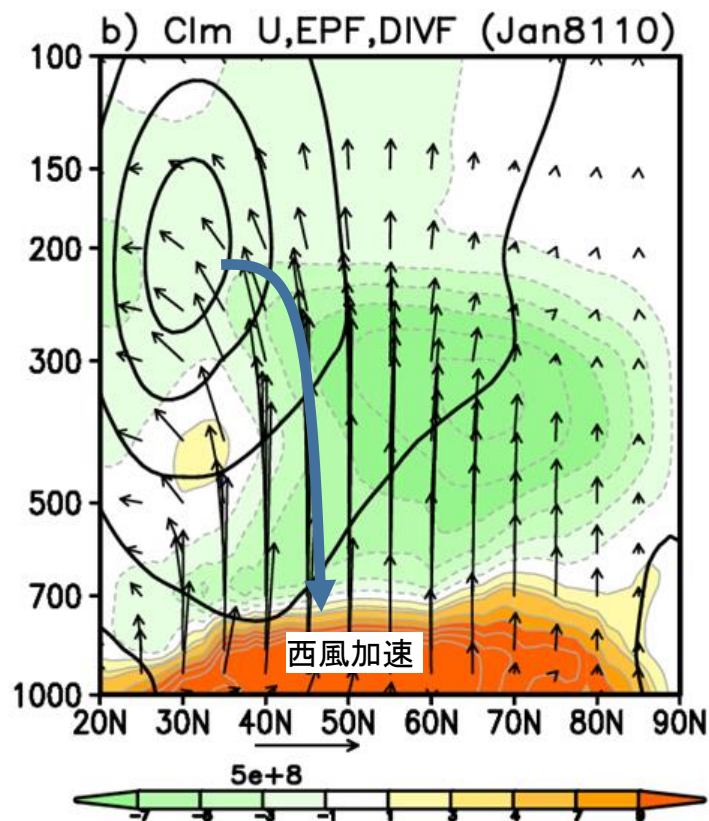
ハドレー循環の季節変化



Kobayashi and Maeda (2006)

波による角運動量輸送

帯状平均東西風、EPフラックスと
収束の平年値(1月)、MIM法



プリミティブ近似のMIM法による帯状平均運動
方程式 (岩崎, 2009)

$$\frac{\partial \bar{u}^*}{\partial t} = -\frac{\bar{v}^*}{a \cos \phi} \frac{\partial \bar{u}^* \cos \phi}{\partial \phi} - \bar{w}_1^* \frac{\partial \bar{u}^*}{\partial z_1} + f \bar{v}^* + \frac{\nabla \cdot \mathbf{F}}{a \rho_0 \cos \phi} + \bar{X}^*$$

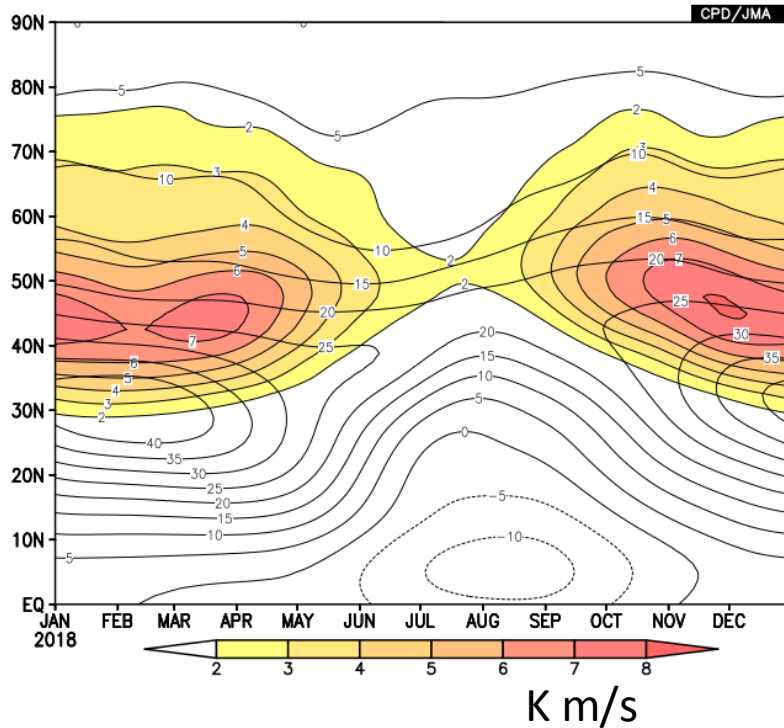
$$\mathbf{F} \equiv \rho_0 a \cos \phi \left[-(\overline{u'v'})^*, -(\overline{u'w_1'})^* + \frac{1}{\rho_0 a g \cos \phi} \overline{\rho \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right)_{z_1}} \right]$$

○なぜEPフラックスは、理論的な傾圧不安
定波のように上向きでなく、上+低緯度向
きなのか？

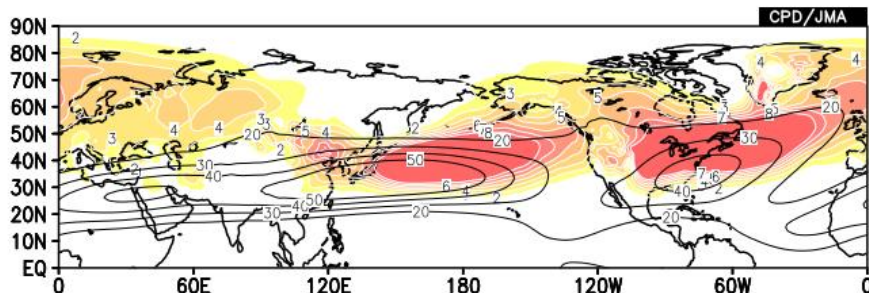
○なぜ波は亜熱帯ジェット軸より高緯度側
で発生するのか？

移動性擾乱とジェット気流の緯度関係

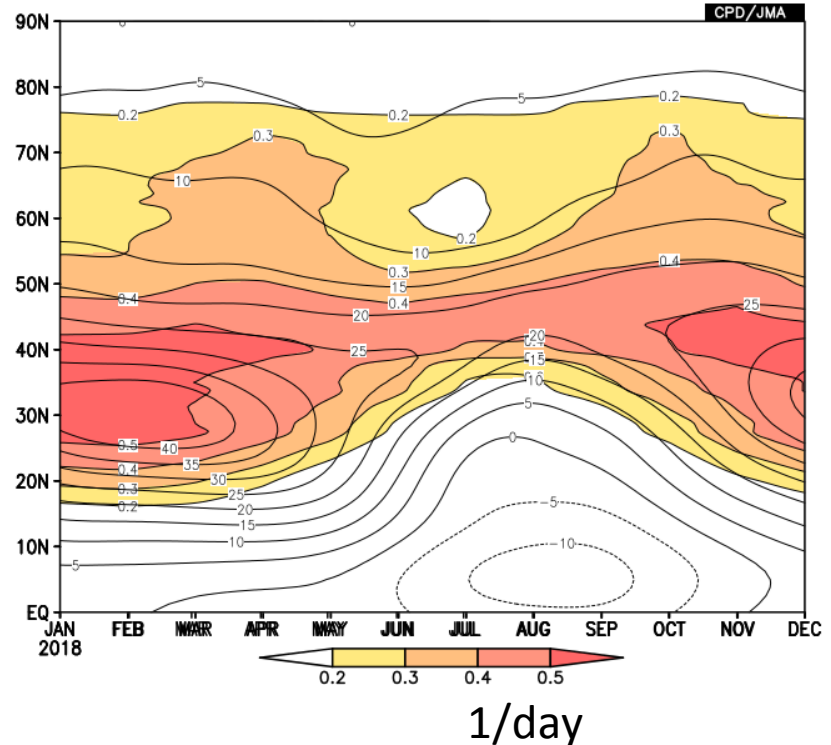
带状平均東西風(200hPa,等値線)と高周波擾乱による北向き熱輸送(700hPa,陰影)の季節変化



高周波擾乱による北向き熱輸送
(700hPa).12~2月



带状平均東西風(200hPa,等値線)とEadyモードの成長率(700hPa,陰影)の季節変化

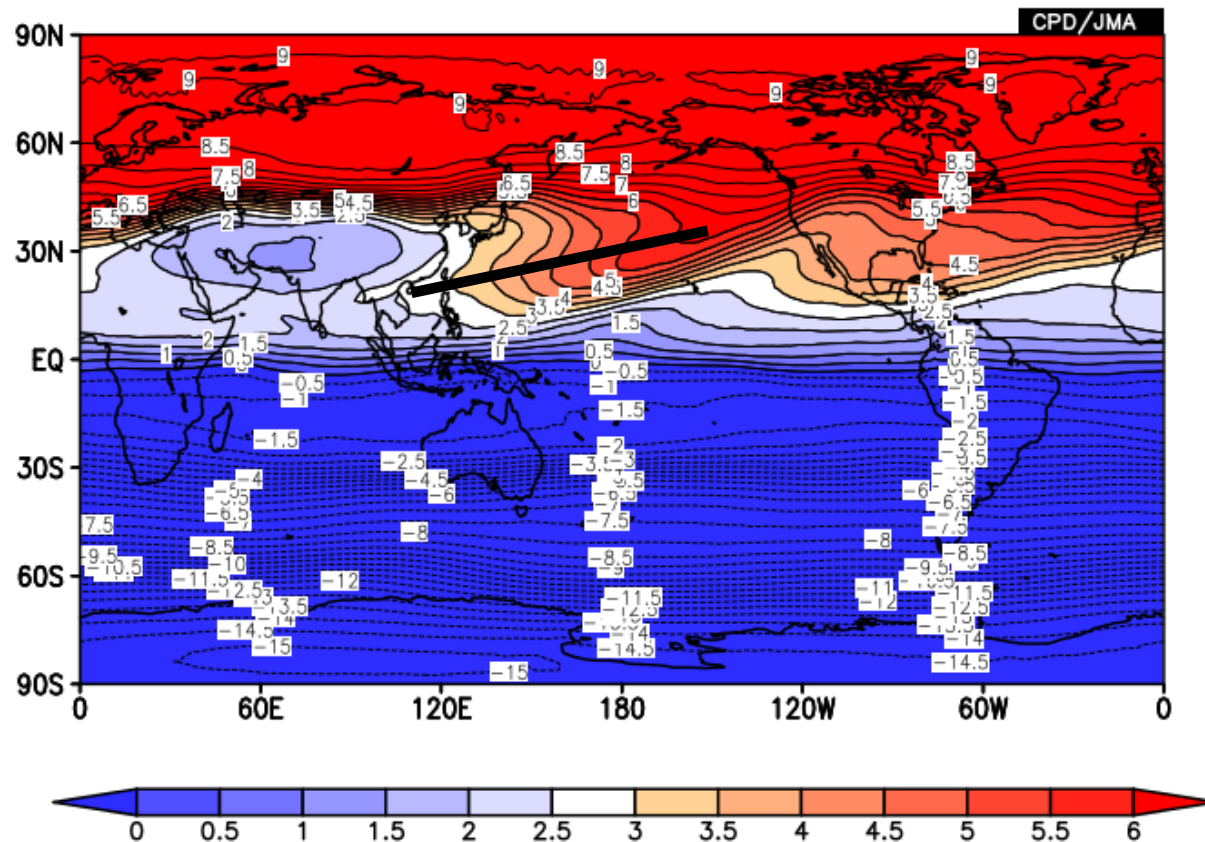


- 移動性擾乱は、亜熱帯ジェット軸よりも高緯度側で活発
- 移動性擾乱は、Eadyモード成長率の極大よりも高緯度側で活発
- 海洋前線の影響(Sampe et al. 2010 など)？

疑問3:

夏の東南アジア～ハワイの北にかけての、下部成層圏の高渦位域(含む渦位傾度の南北逆転)は、この領域の降水分布や擾乱の気候値にどのように影響しているだろうか？

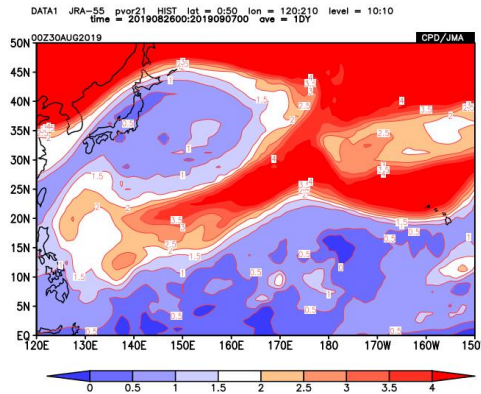
温位370K面の渦位の気候平均場(8月)



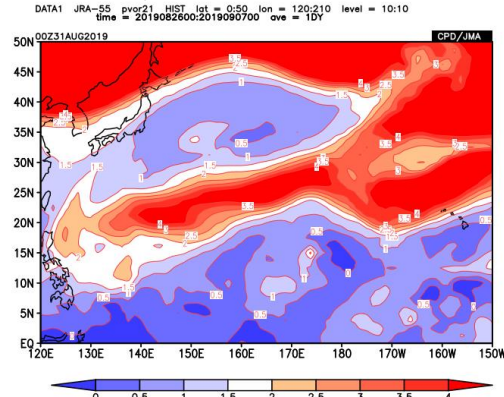
2019年9月頭(早めの秋雨が終わったころ、台風がいくつか発生したころ)の下部成層圏の波動的擾乱の発生

温位360Kの渦位(PV)

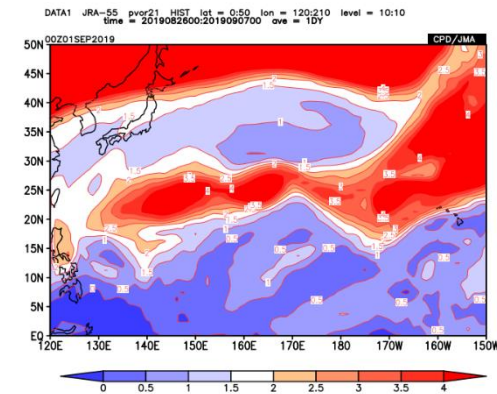
2019/8/30



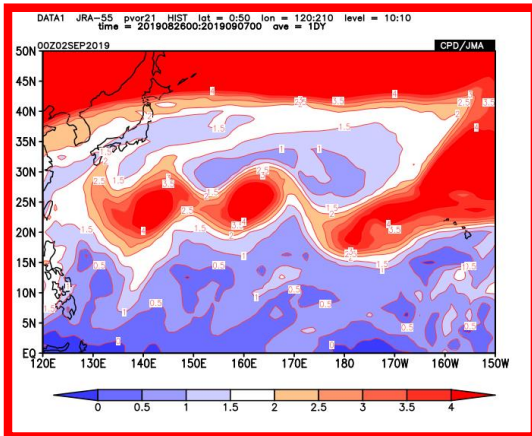
8/31



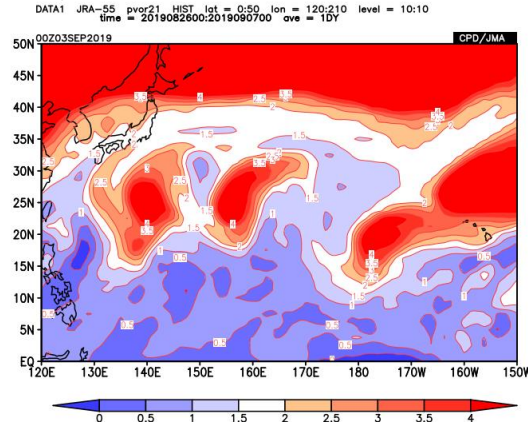
9/1



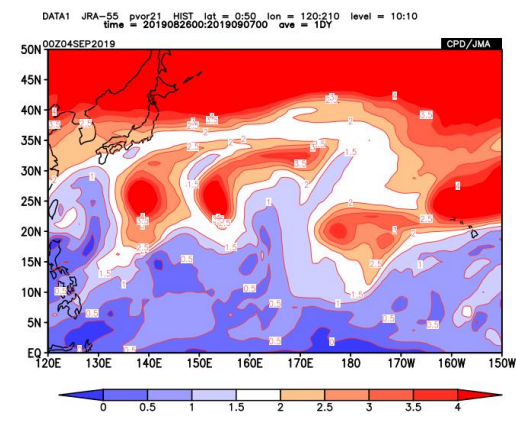
2019/9/2



9/3



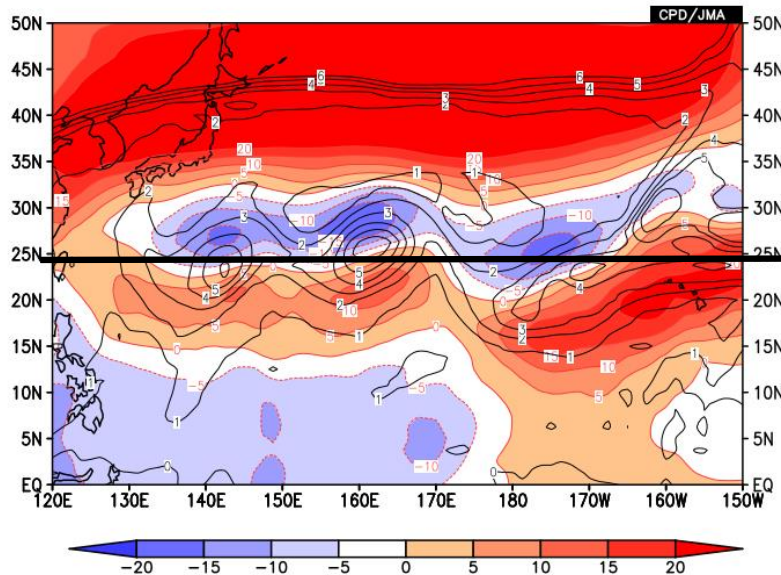
9/4



温位360Kの渦位(PV)と東西風(U)

2019/9/2

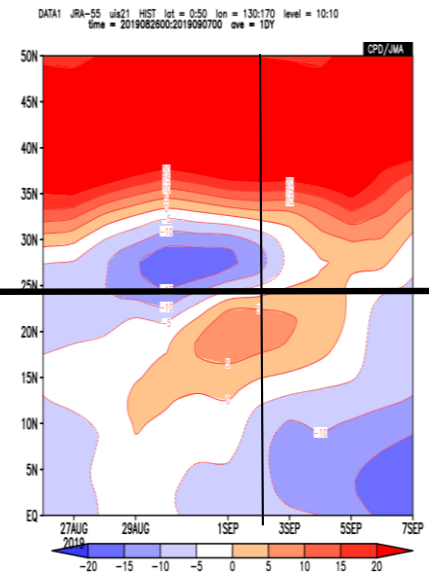
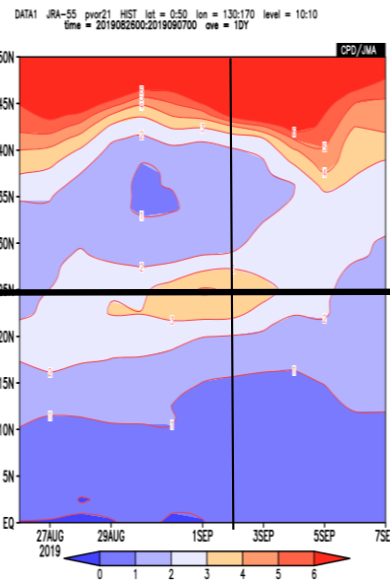
DATA1 JRA-55 uis21 HIST lat = 0:50 lon = 120:210 level = 10:10
time = 2019090200:2019090200 ave = 1DY
DATA2 JRA-55 pvor21 HIST lat = 0:50 lon = 120:210 level = 10:10
time = 2019090200:2019090200 ave = 1DY analysis method = DATA1_DATA2



等値線: PV、陰影: 東西風

PV (130-170E) 8/26-9/6

U(130-170E) 8/26-9/6



- 順圧不安定で成長した波か？
- よくあることなのか？
- 対流圏への影響は？

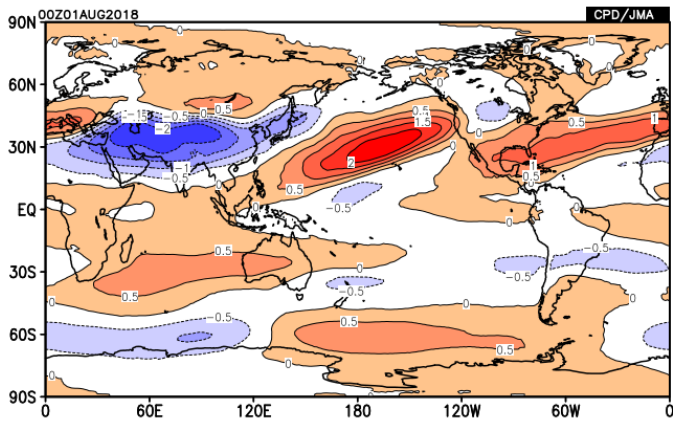
3. おわりに

気候系監視・季節予報の現場から

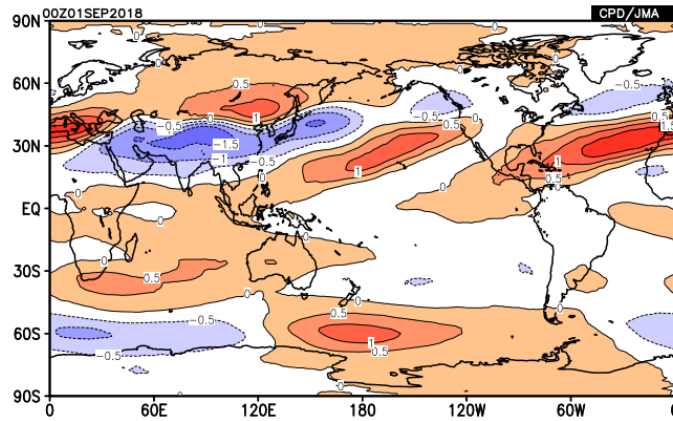
- 気候平均場(平年値)からの“偏差”を監視し、予報に活用
- 一方、気候平均場が、「なぜ、どのように形成されるか」については、日ごろはあまり意識しない
- しかし、気候平均場の形成メカニズムを知らずに、それからの“偏差”のメカニズムを深くは理解できないのではないか？
- 気候形成・変動機構研究連絡会での議論や情報交換に期待

予備スライド

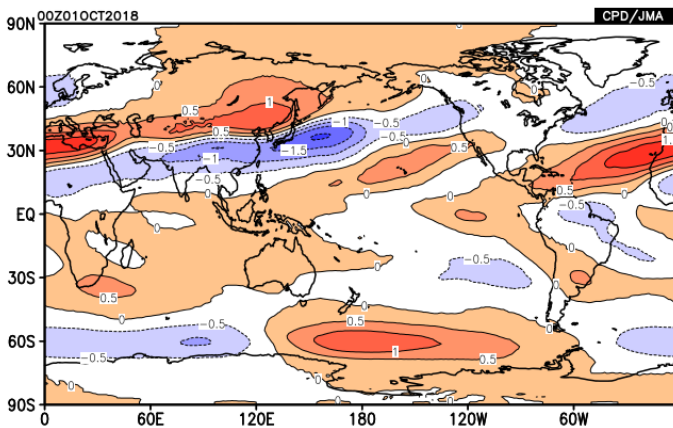
温位370K面の渦位擾乱の気候平均場



8月



8月



10月

