

<2019.5.12:第51回メソ気象研究会・台風研究連絡会・

第6回観測システム・予測可能性研究連絡会・第12回気象庁数値モデル研究会

「線状降水帯・台風予報の精度向上に向けて取り組むべき課題」>

線状降水帯と集中豪雨について



加藤輝之（気象庁気象大学校）



講演内容

1. 線状降水帯とは

気象庁用語集での定義

2. 線状降水帯の出現特性

日本での集中豪雨の発生分布と
線状降水帯の割合

3. 線状降水帯の構造と形成過程

バックビルディング型形成と
数値予報での再現可能性

4. 線状降水帯発生条件

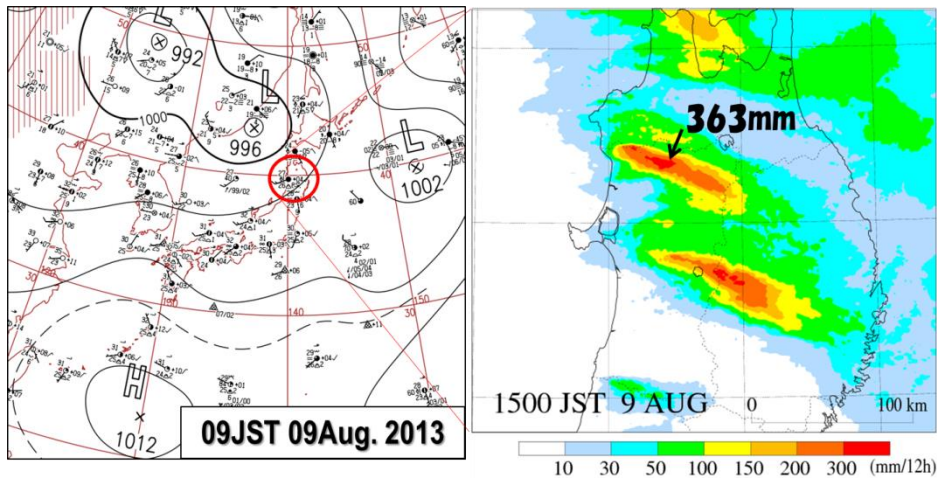
精度と統計的検証



毎年、日本各地で集中豪雨が発生している！

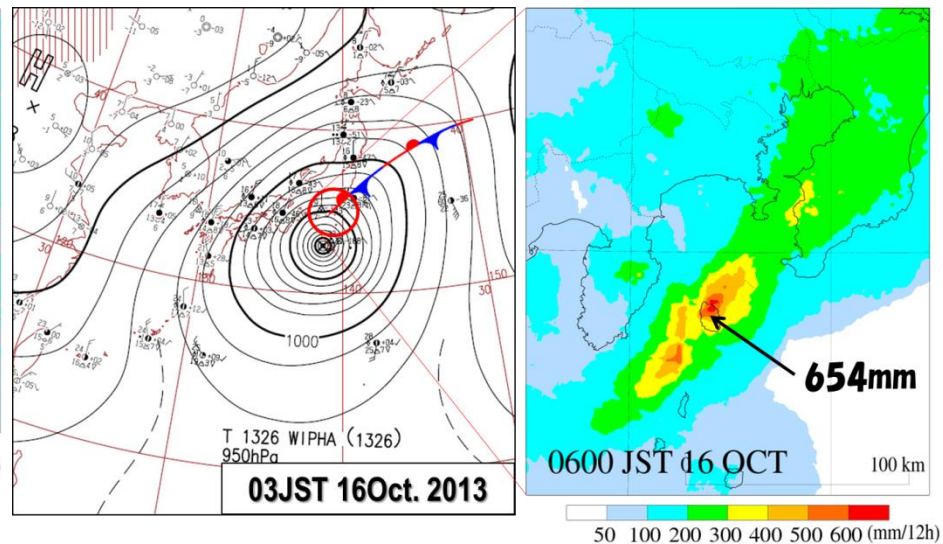
地上天気図/12時間降水量

秋田/岩手の大雨 (2013.8.9)

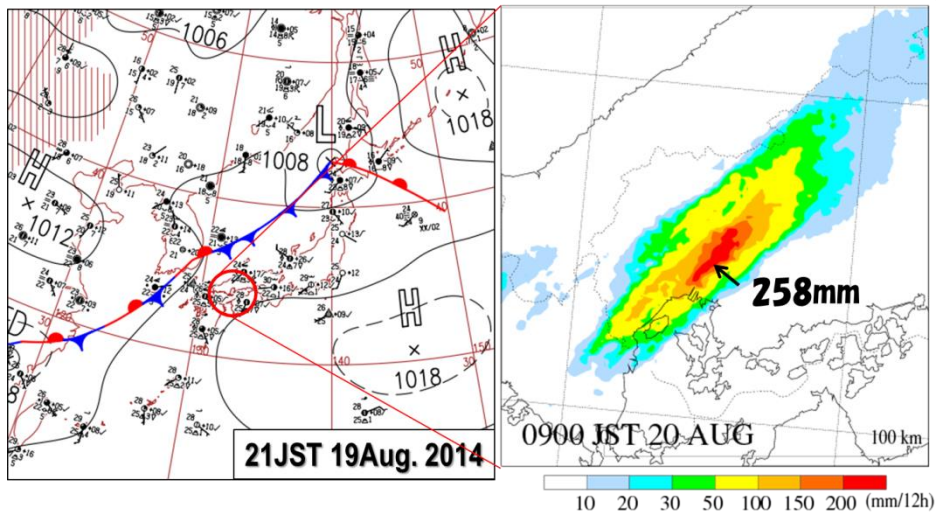


それも、線状のものが多く

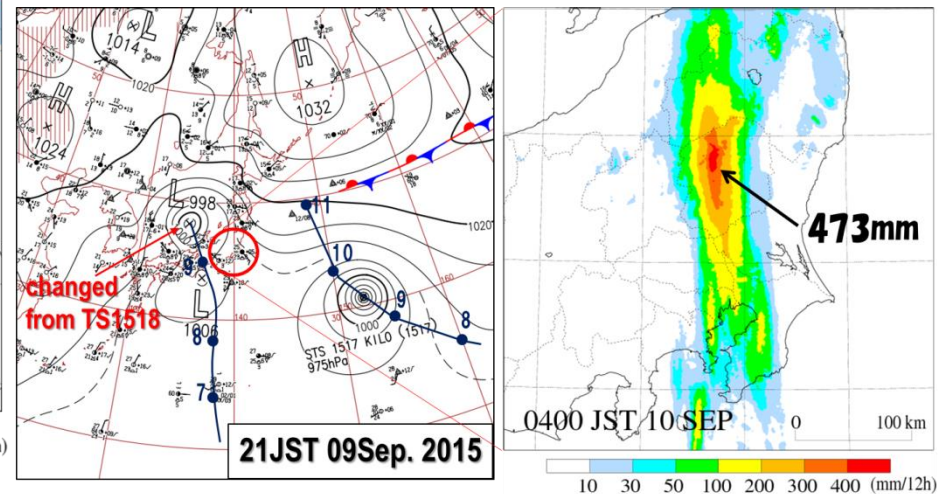
伊豆大島の大雨 (2013.10.15-16)



広島県の大雨 (2014.8.20)



関東・東北豪雨 (2015.9.09-10)



“集中豪雨”とは・・・



気象庁用語集での定義

同じような場所で**数時間**にわたり強く降り、**100mmから数百mm**の雨量をもたらす雨。

◆ 気象学的に厳密な定義は存在しない

“集中豪雨”の主観的なイメージ

1. 総降水量 + 短時間の降水量 ➡ **500mm/24h + 100mm/3h**
2. ピークは数時間程度 ➡ **3～6時間** ぐらい
3. 空間的には比較的狭い領域 ➡ **100 x 100 km²** ぐらい

線状降水帯とは



気象学的に厳密な定義は存在しない
2000年頃に日本で作られた新しい用語

気象庁用語集での定義

次々と発生する発達した雨雲(積乱雲)が列をなした、組織化した積乱雲群によって、数時間にわたってほぼ同じ場所を通過または停滞することで作り出される、線状にのびる長さ50～300km程度、幅20～50km程度の強い降水をともなう雨域。

↑ 移動する降雨バンドは線状降水帯でない！
定量的な定義は存在しない

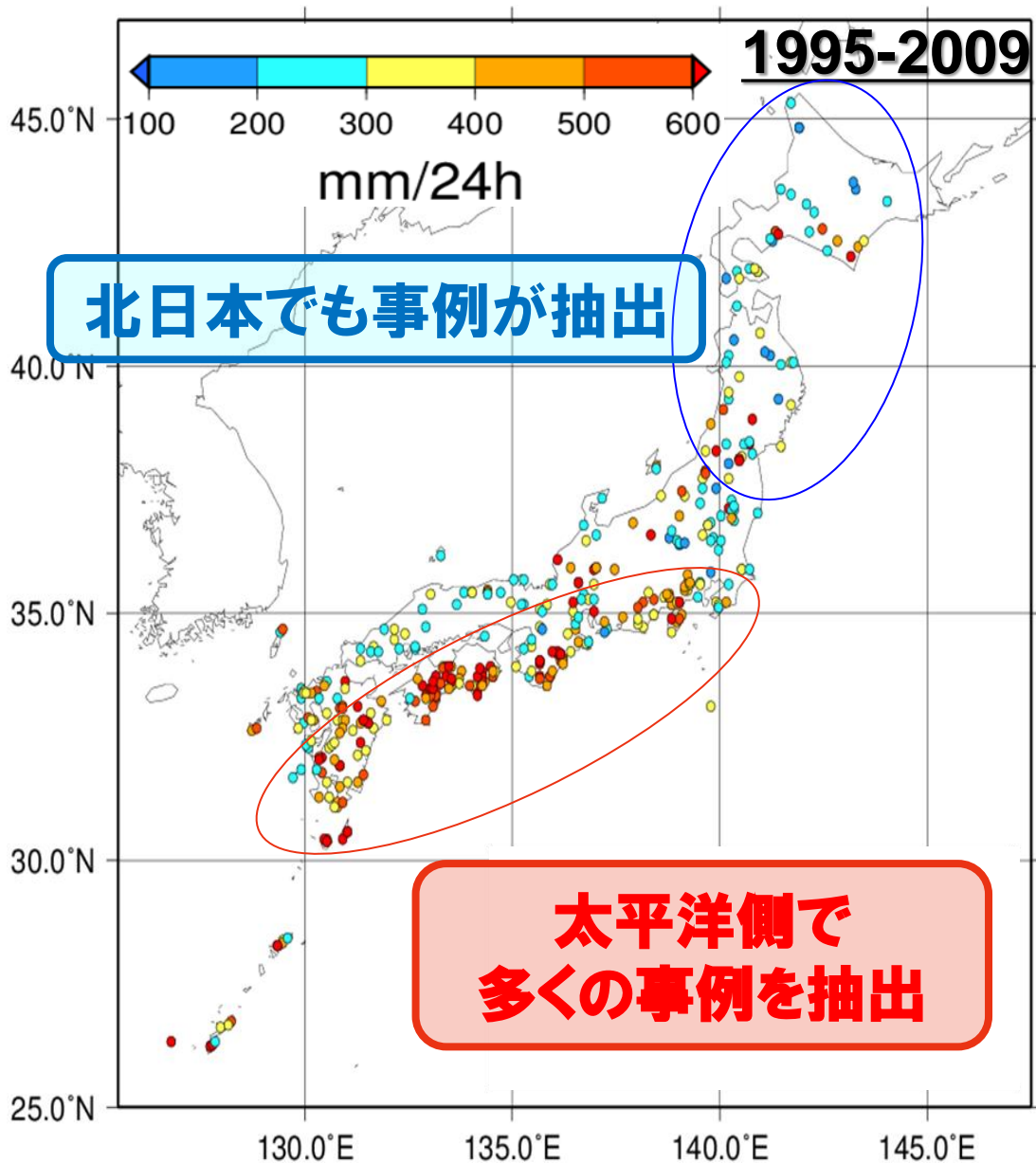
適切な英訳も存在しない→“Senjo-Kousuitai”



線状降水帯の出現特性



集中豪雨事例の客観的抽出



津口/加藤(2014, 天気)

24時間降水量

期間50位以内

年平均降水量12%以上

3時間降水量

130 mm以上

同一事例の除外

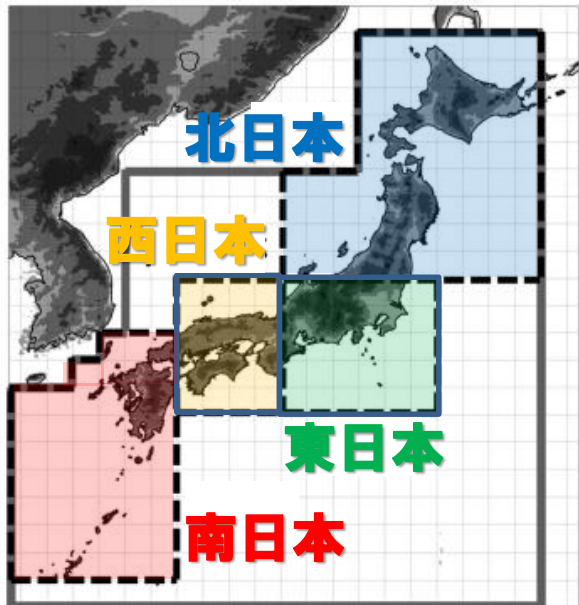
24時間以内

直線距離150 km以内

386 事例抽出

降水系の形状別の集中豪雨事例の発生数

台風・熱低本体による豪雨事例は除く



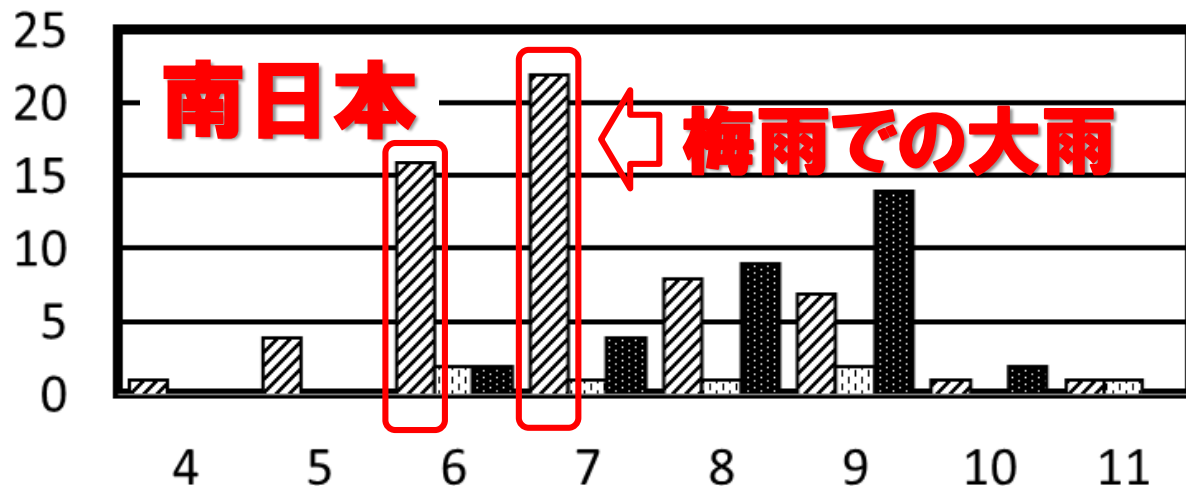
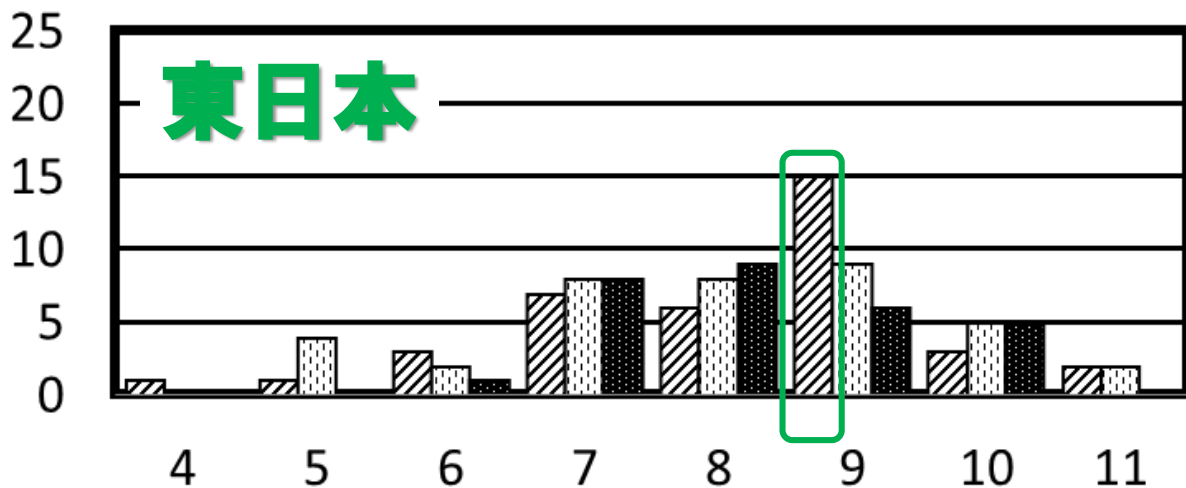
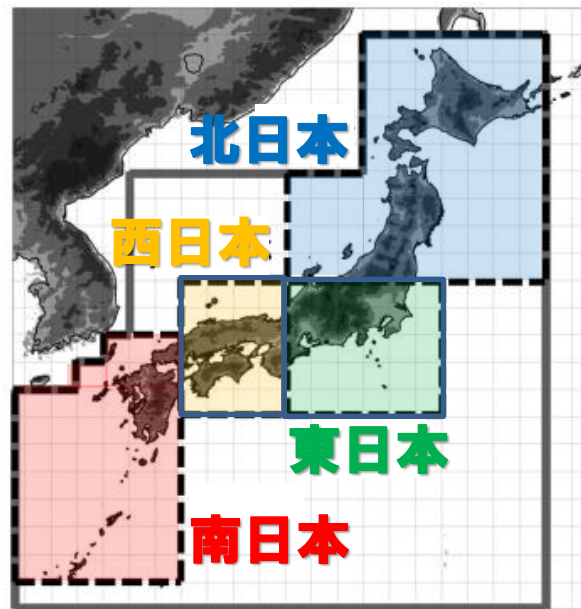
	北日本	東日本	西日本	南日本	合計
線状	25	38	45	60	168(64.4%)
その他	32	38	16	7	93(35.6%)
合計	57	76	61	67	261

線状事例は縦横比3.0以上の降水域で定義

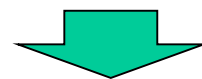
線状降水帯は集中豪雨事例の 64.4%、なお台風・熱低本体による豪雨事例は除く

特に南日本で豪雨事例のほとんどが線状降水帯！

地域別-月別-降水系の形状別の 集中豪雨事例の発生数



東日本:
9月に線状降水帯による大雨が多い

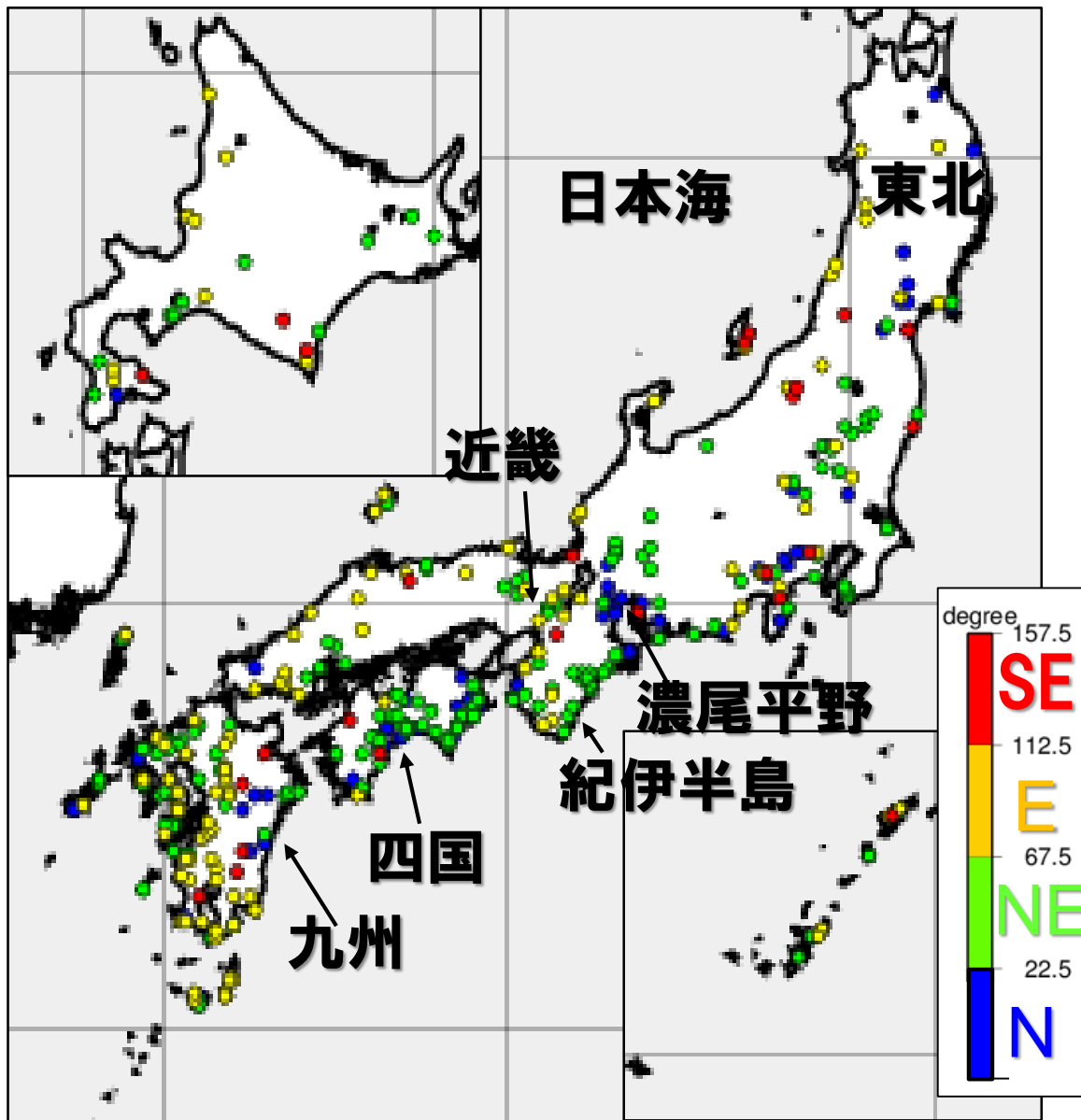


台風との関連性

▨ 線状降水帯 ■ 台風・熱低本体 ▣ その他



線状降水帯の走向

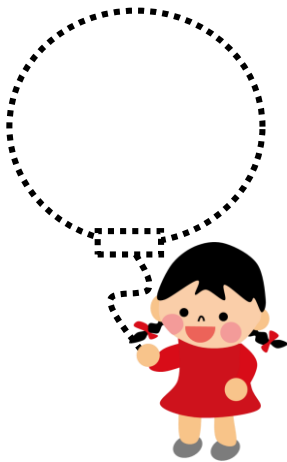


地域	方向
九州北西部	E NE
四国	NE N
紀伊半島	NE
九州南部 中国 近畿中央部 東北日本海側	E
濃尾平野	N

主方向は地域によって異なる
 ➡ 走向は地形の影響を受けている



線状降水帯の構造と形成過程

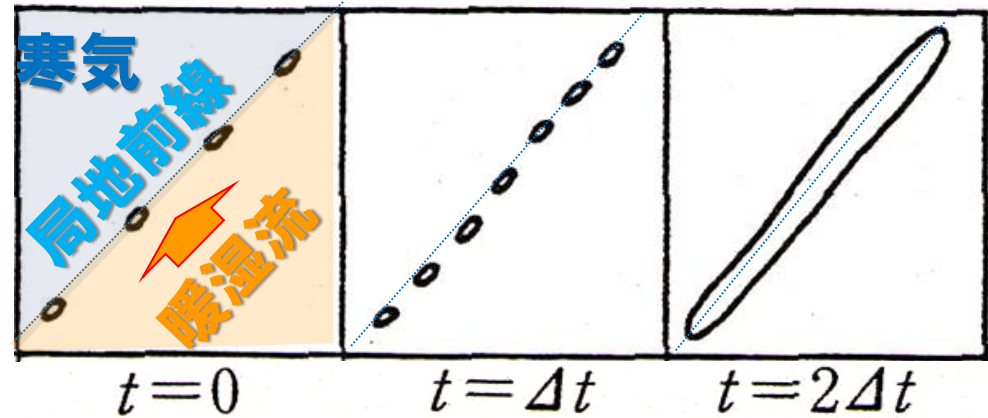


日本でみられる線状降水帯の2つの形成過程

ほぼどちらか

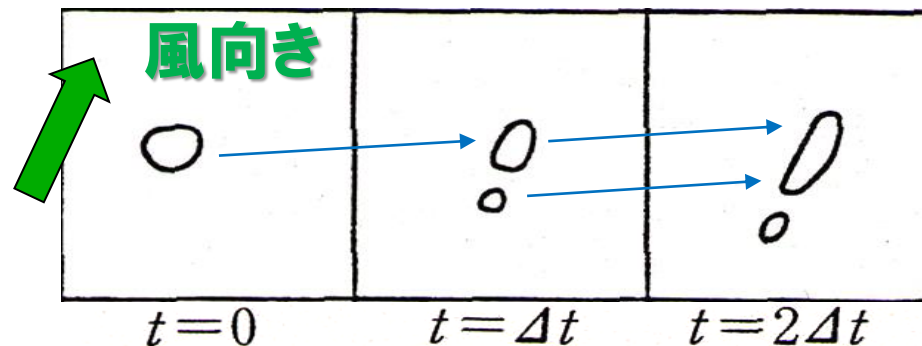
(1) 破線型(broken line type)

局地前線上に
暖湿流が流入することで、
個々の積乱雲(降水セル)
が同時期に発生



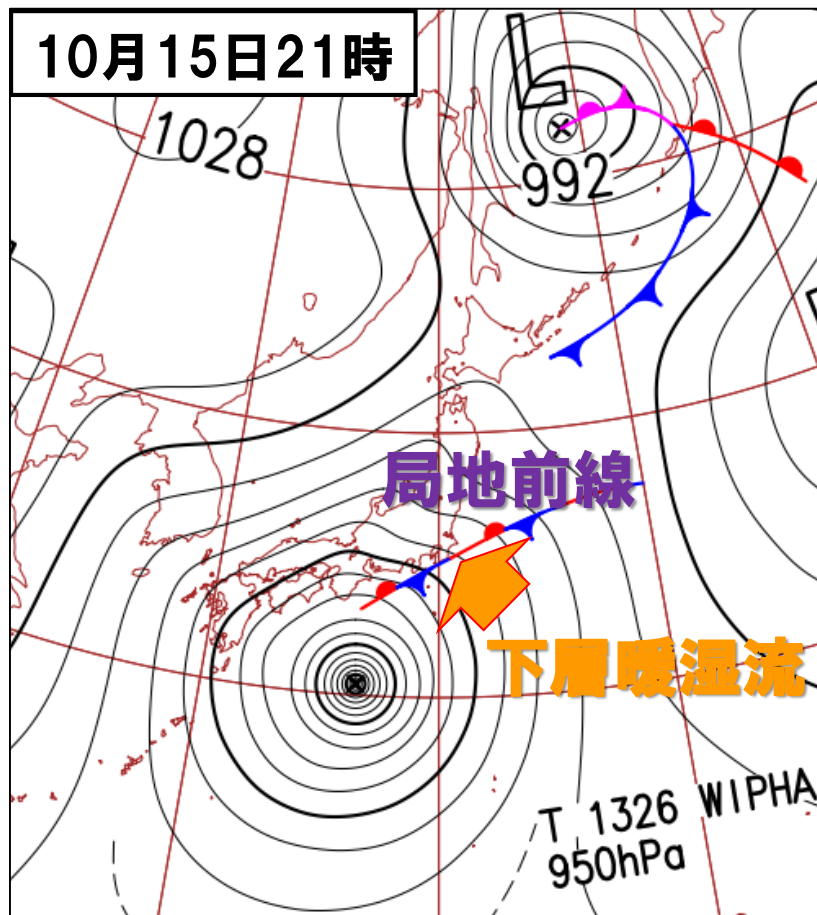
(2) バックビルディング形成型 (back building type)

降水セルからみて環境の風の上流方向に新しいセルが
次々と出現し、それが成長するとともに移動して線状になる

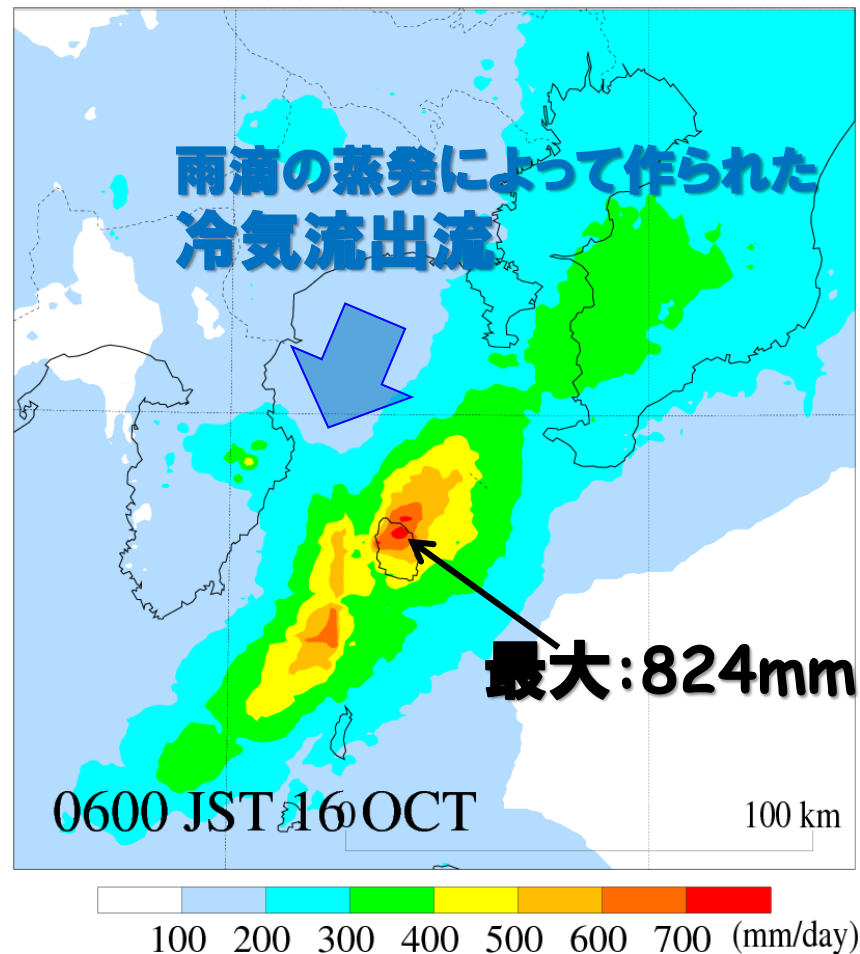


破線型形成による線状降水帯の例 (2013年台風26号にともなう伊豆大島の大雨)

地上天気図

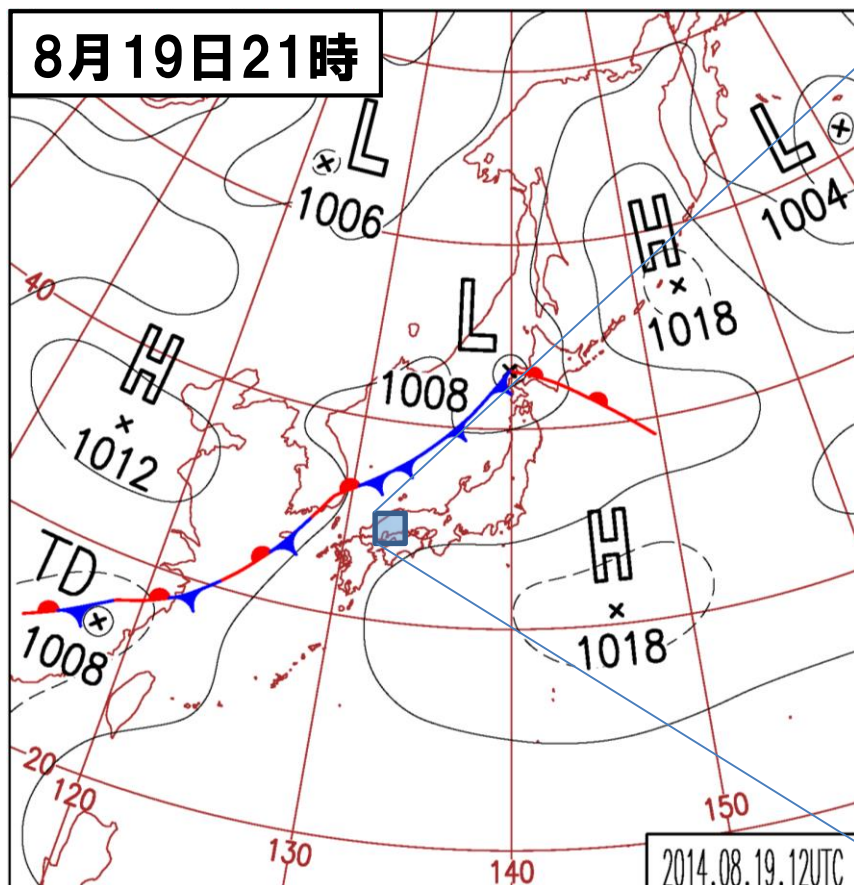


24時間積算解析雨量

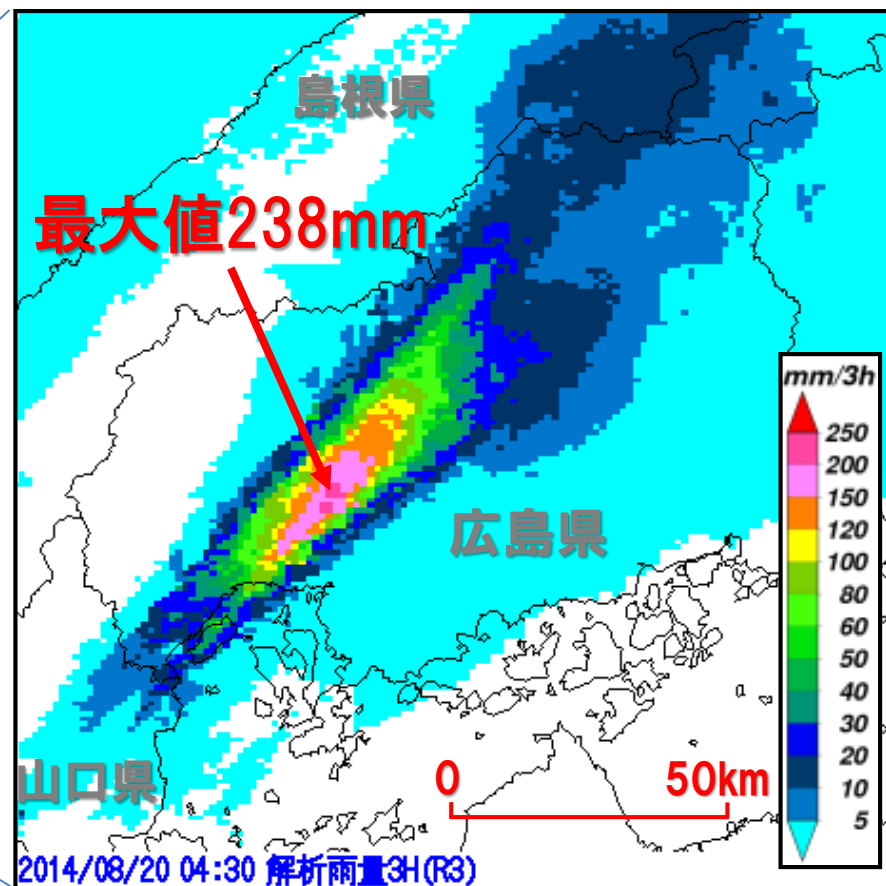


バックビルディング型形成による線状降水帯の例 (2014年8月広島での大雨)

地上天気図

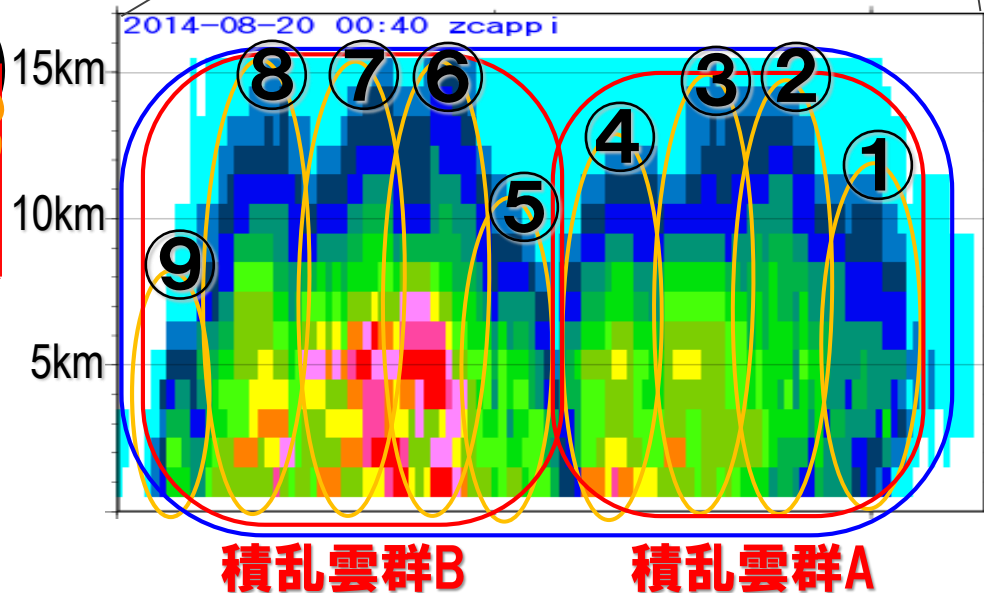
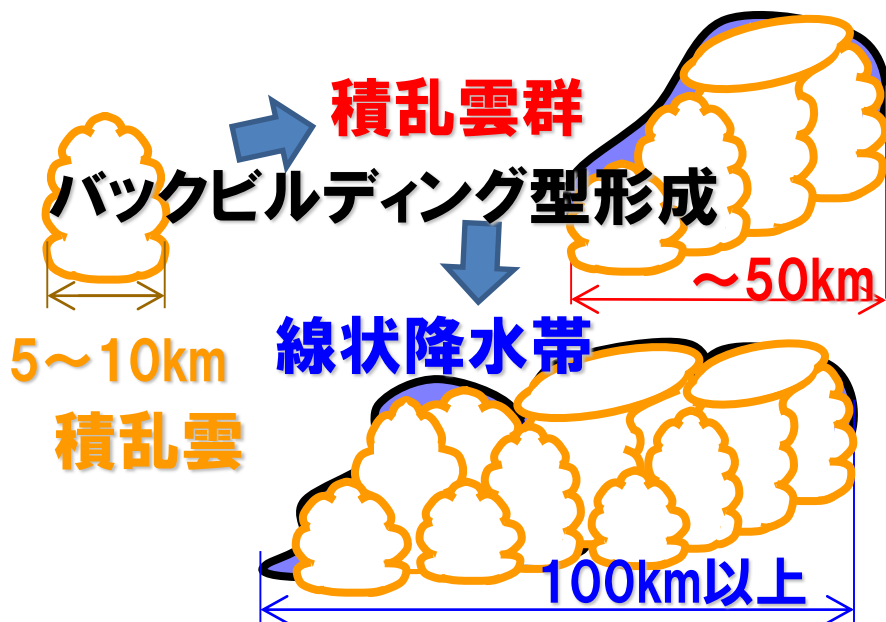
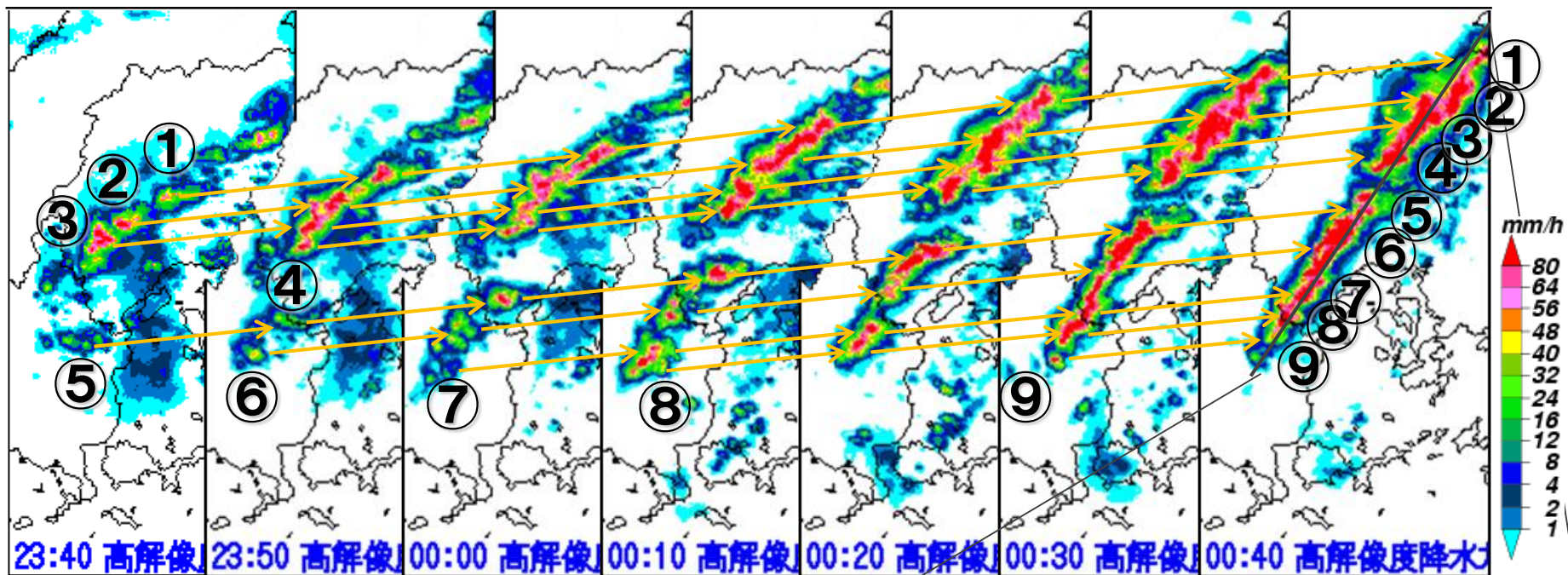


3時間積算解析雨量

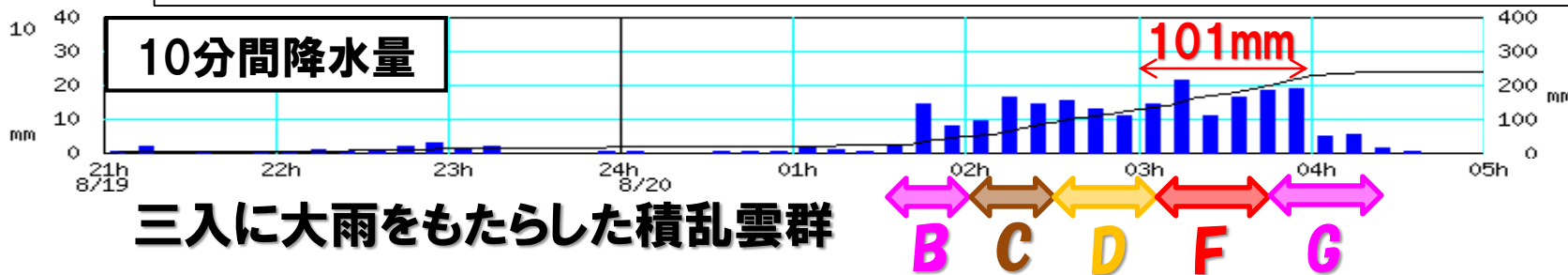
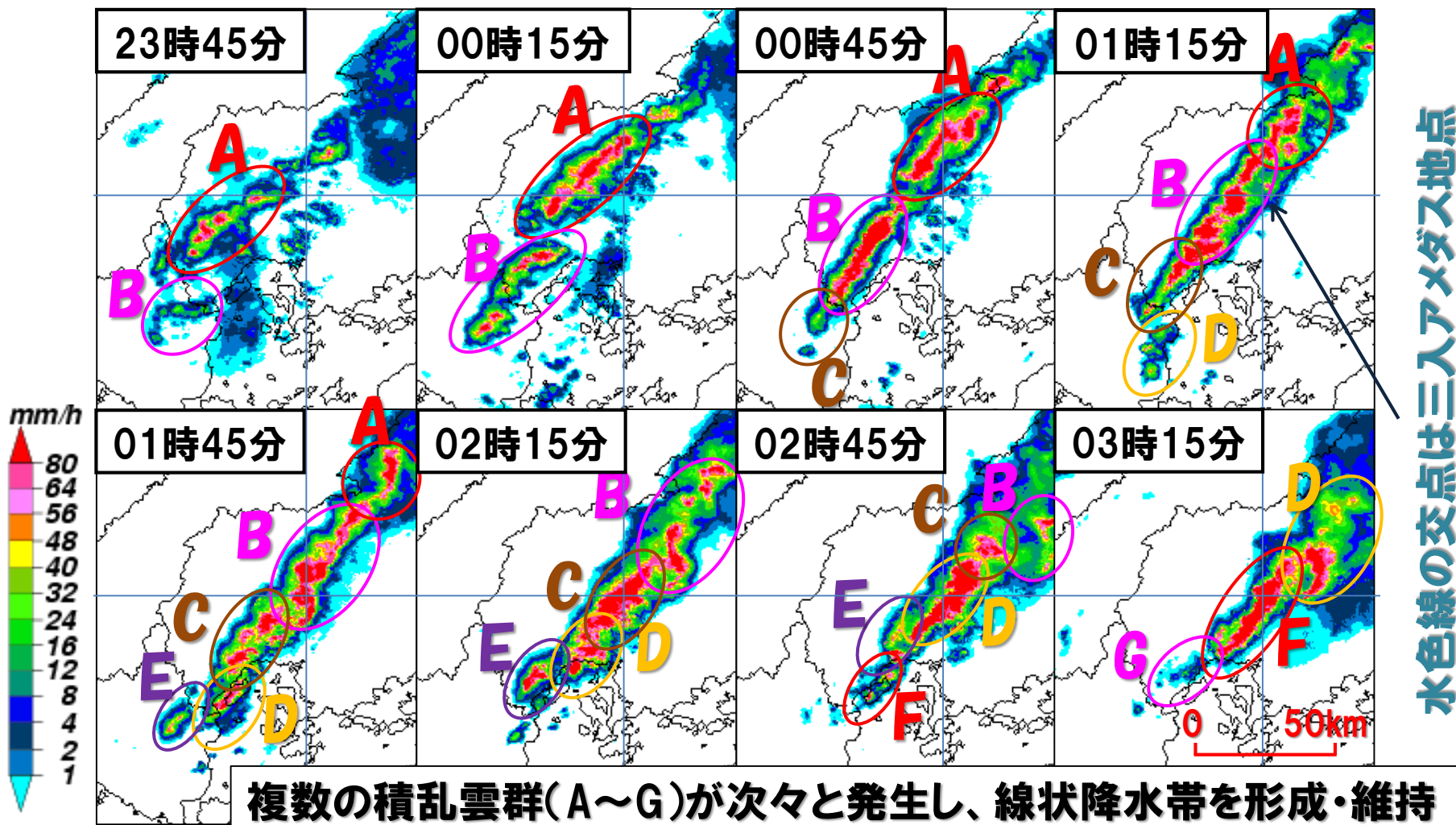


(停滞)前線の約300km南側で、集中豪雨が発生

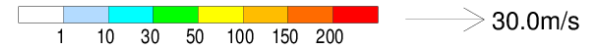
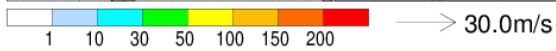
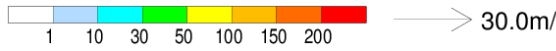
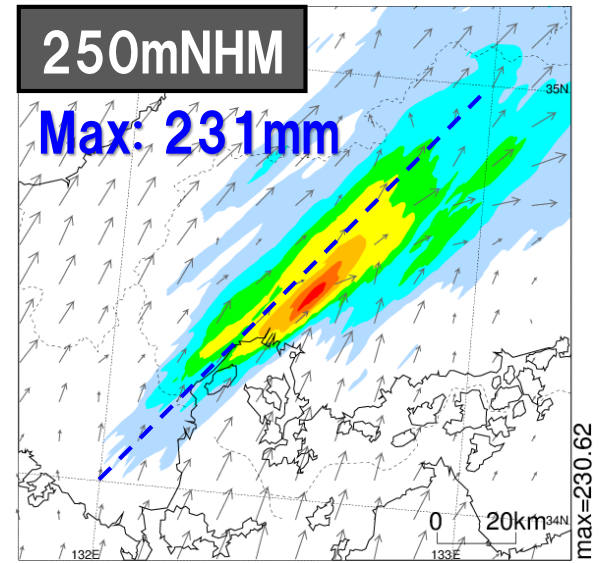
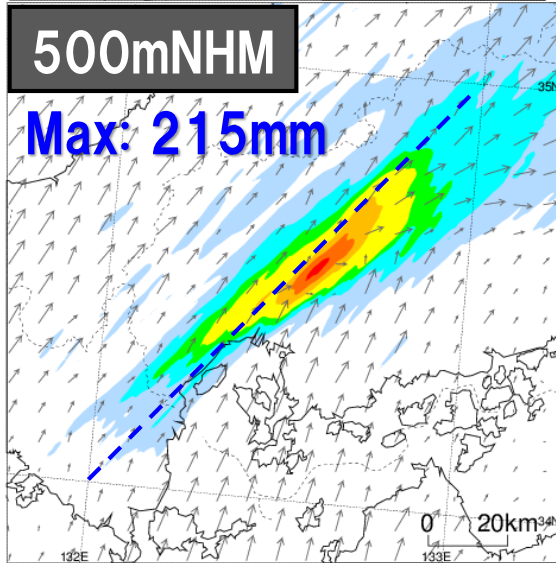
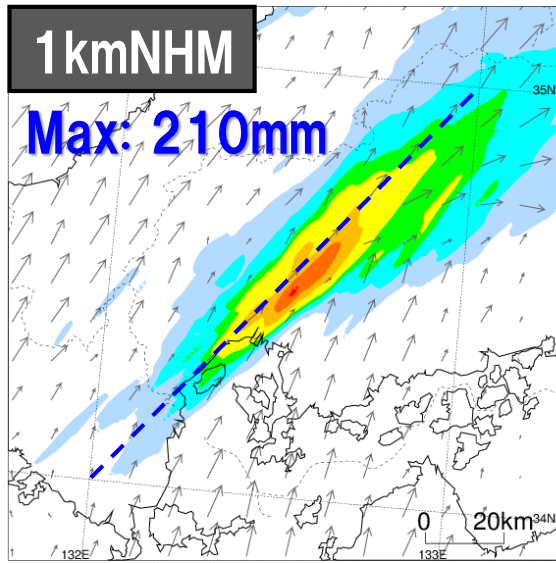
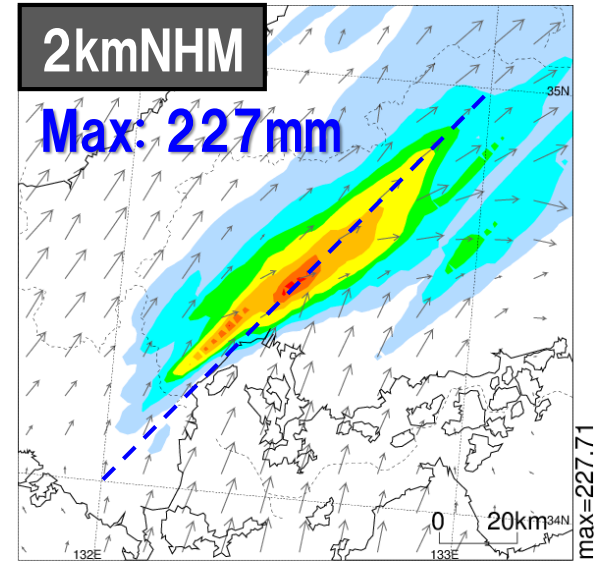
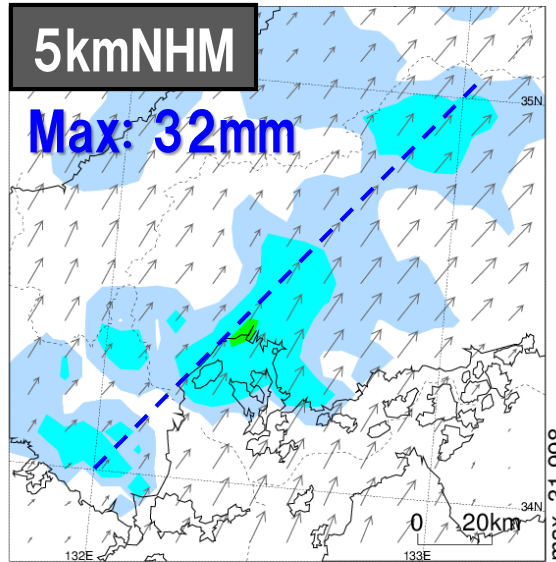
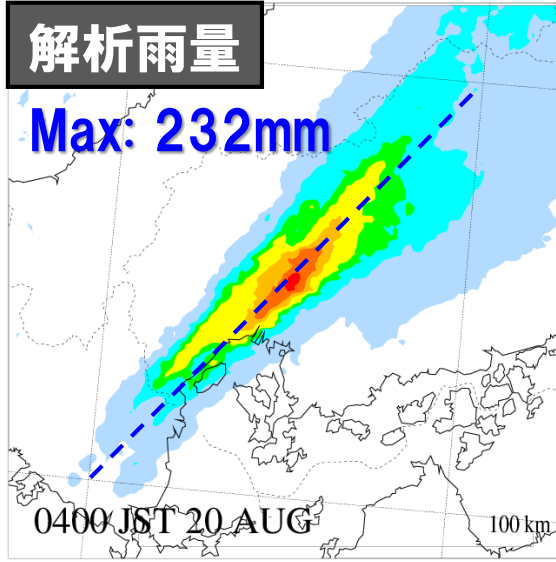
線状降水帯(積乱雲群AとB)の形成過程と構造



線状降水帯の維持過程：積乱雲群もバックビルディング形成¹⁶

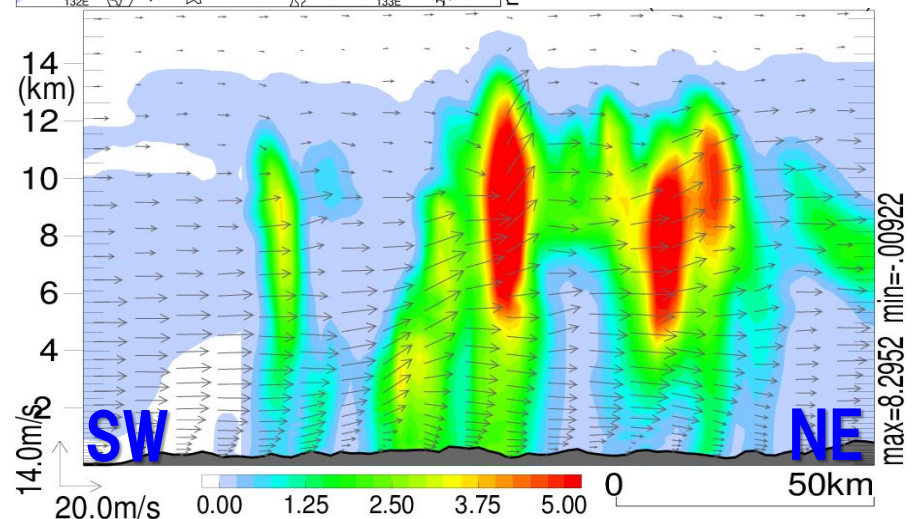
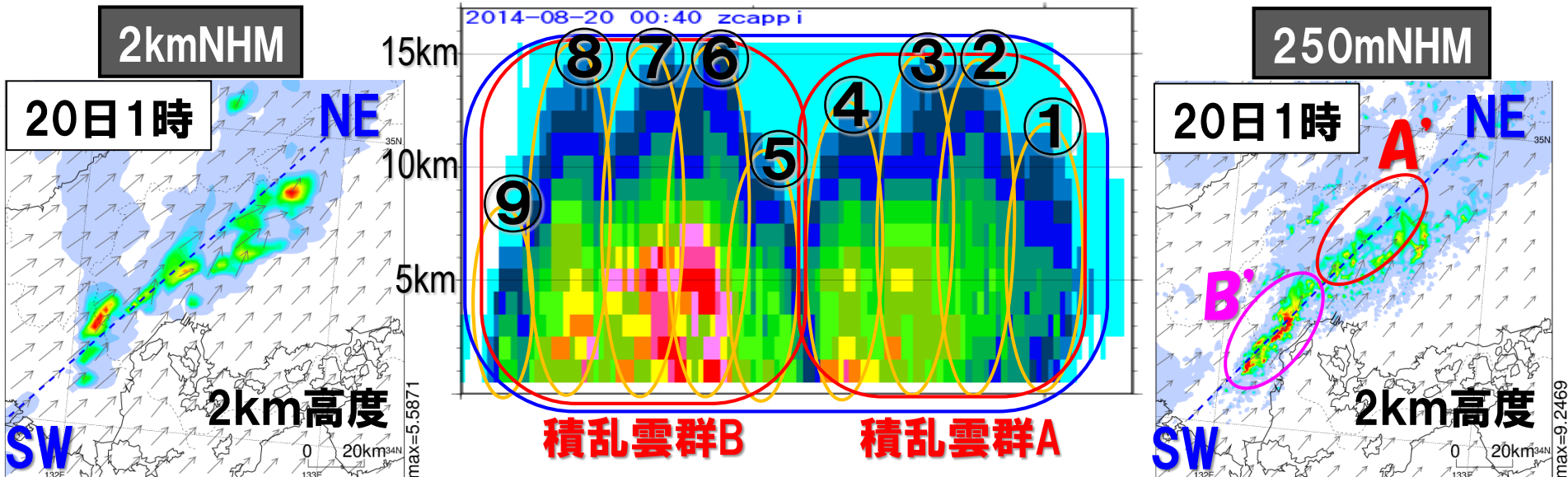


19日18時初期値の結果(20日01-04時の3時間降水量)

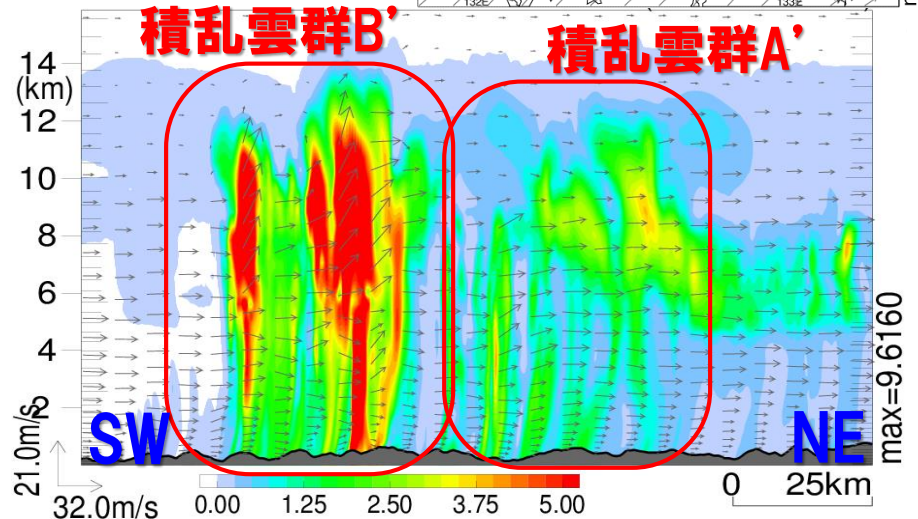


本ケースでは、水平分解能2kmがあれば線状降水帯を予測可能

積乱雲群の構造の再現性の違い (雨+雪+霰の混合比)



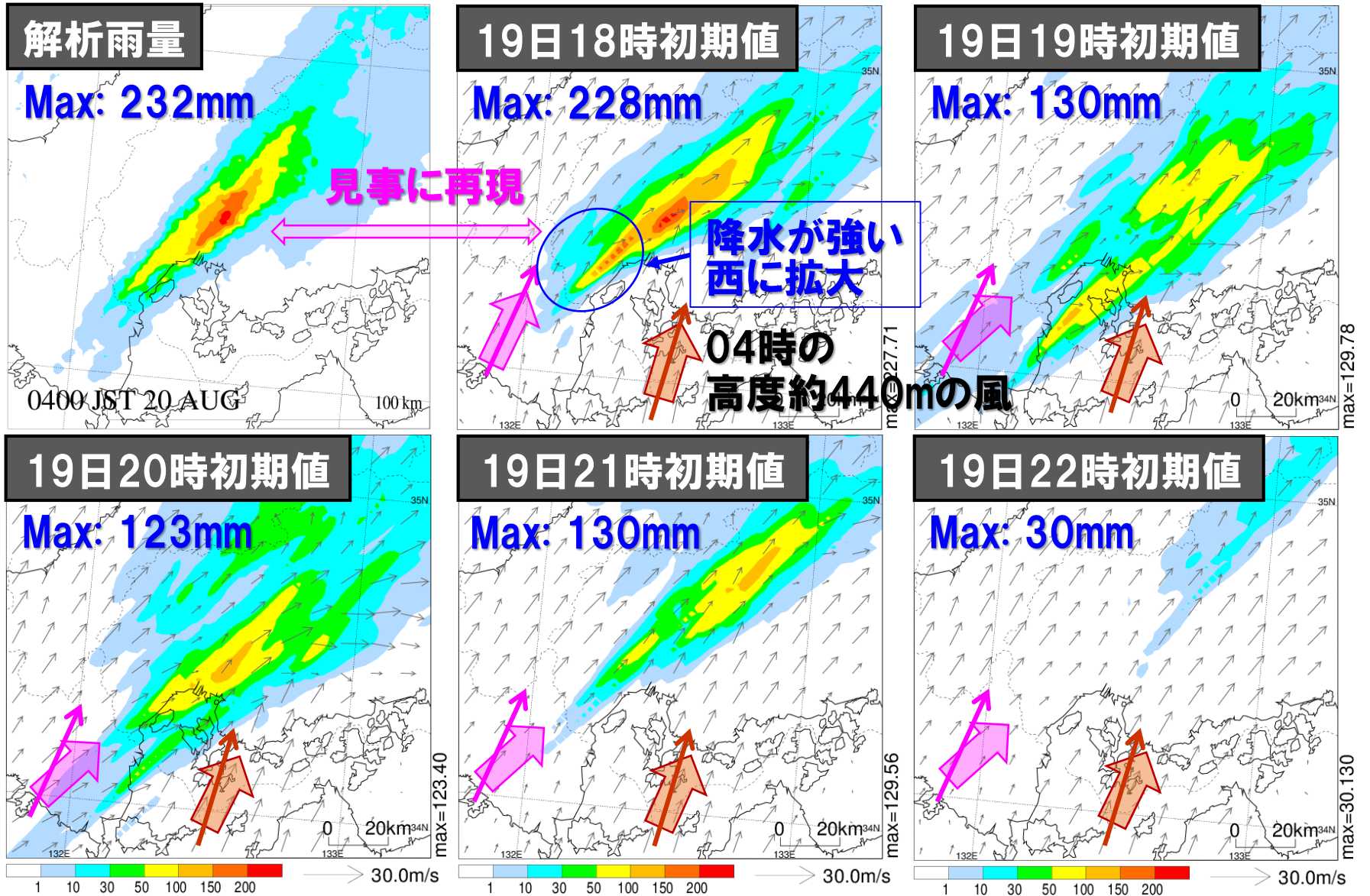
1つの積乱雲のサイズが過大



実況のような積乱雲群を予測

積乱雲群の構造を再現するためには250mの水平解像度が必要

2kmNHMの結果(20日01-04時の3時間降水量)



流入する下層風の風向や強さで線状降水帯の発生予想位置が異なる



線状降水帯が発生しやすい条件

気象庁ホームページから取得可

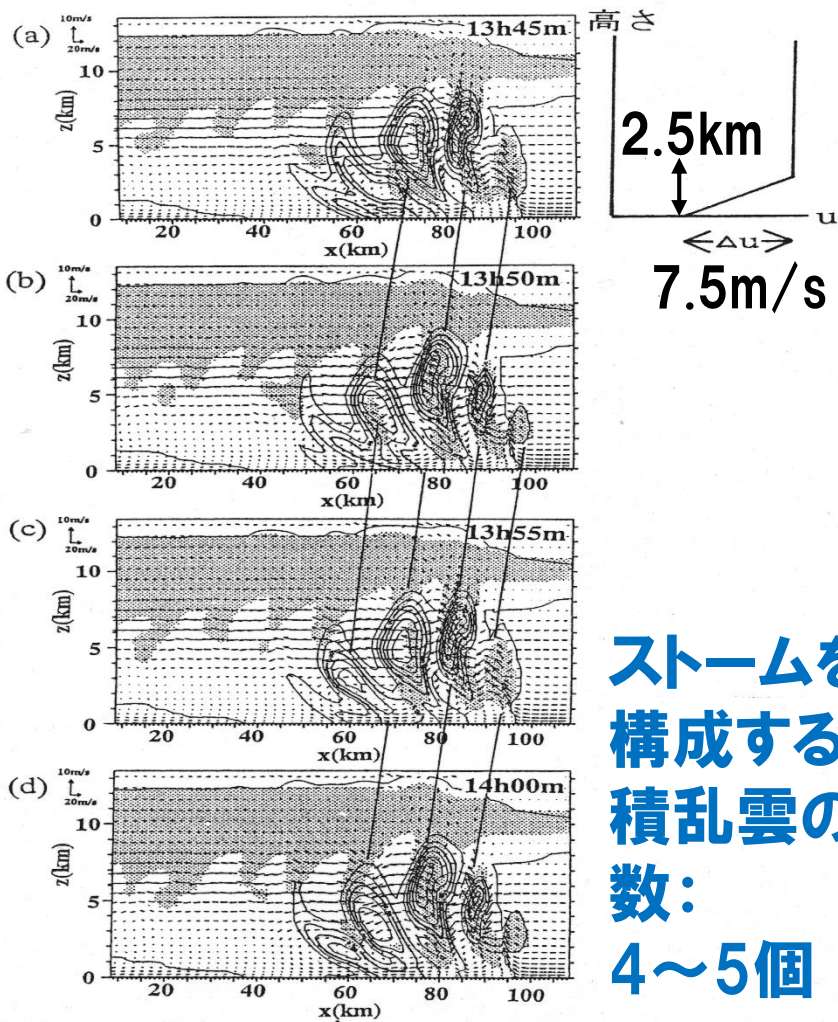
加藤輝之, 2015: **線状降水帯発生要因としての鉛直シアーと上空の湿度について**. 平成26年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 114-132.

加藤輝之, 2016: **メソ気象の理解から大雨の予測について～線状降水帯発生条件の再考察～**. 平成27年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 42-60.



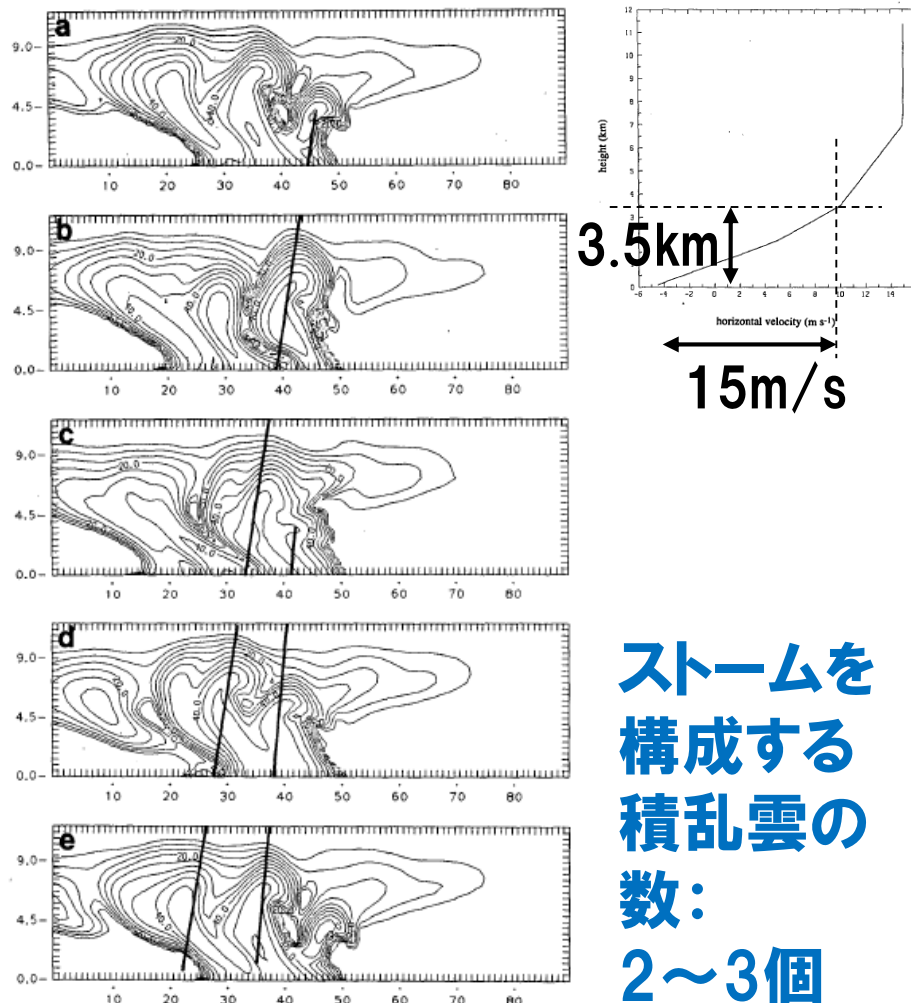
2次元モデルでのマルチセル型ストームの再現

Yoshizaki and Seko (1994)



ストームを
構成する
積乱雲の
数:
4~5個

Fovell and Ogura (1988)



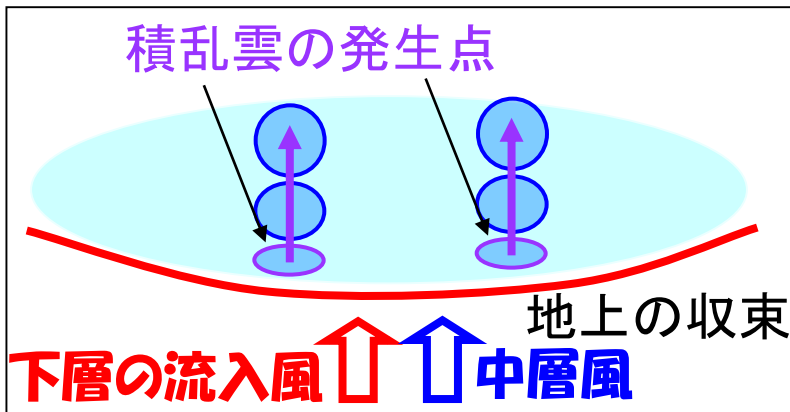
ストームを
構成する
積乱雲の
数:
2~3個

風向が上空と下層で異なる(3次元の環境場の)影響は分からない

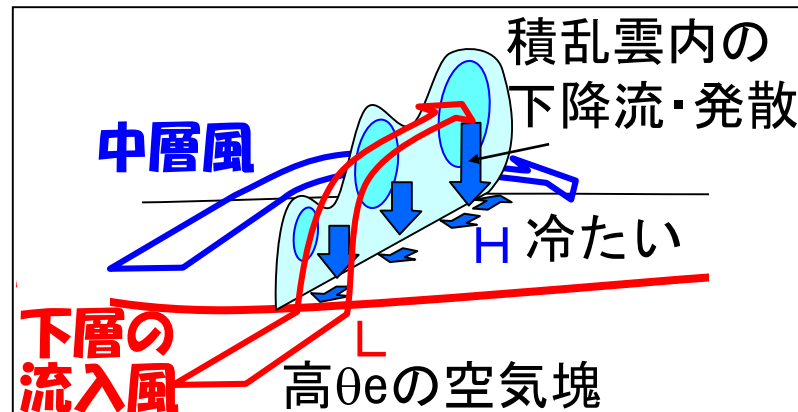
線状降水帯と鉛直シアの関係の過去の研究

バックビルディング型

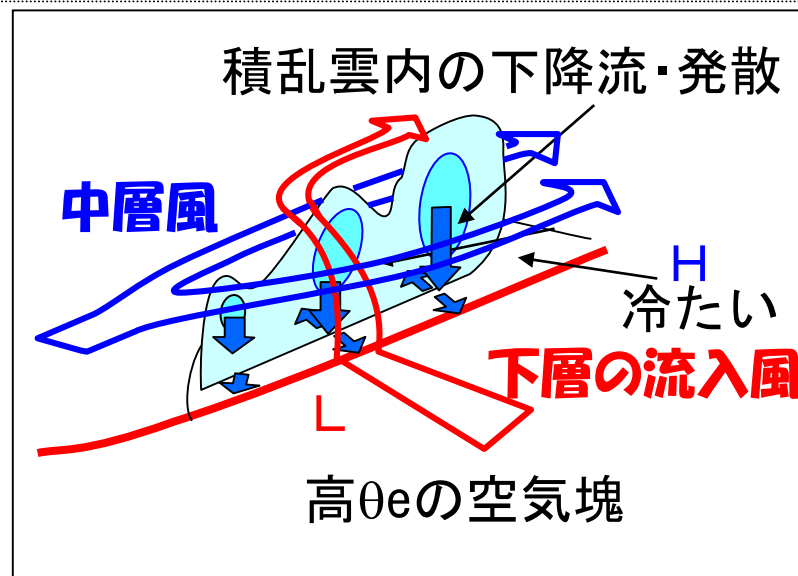
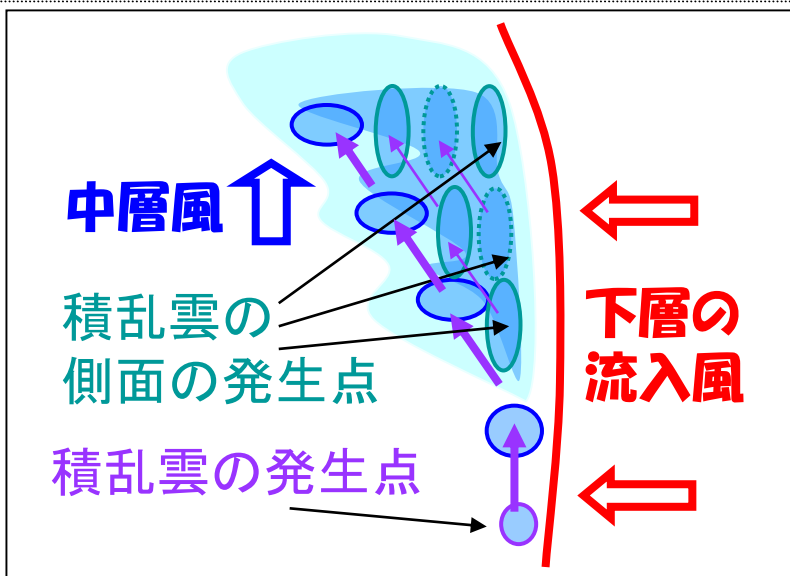
降水帯の形態



内部構造



バックアサドビルディング型

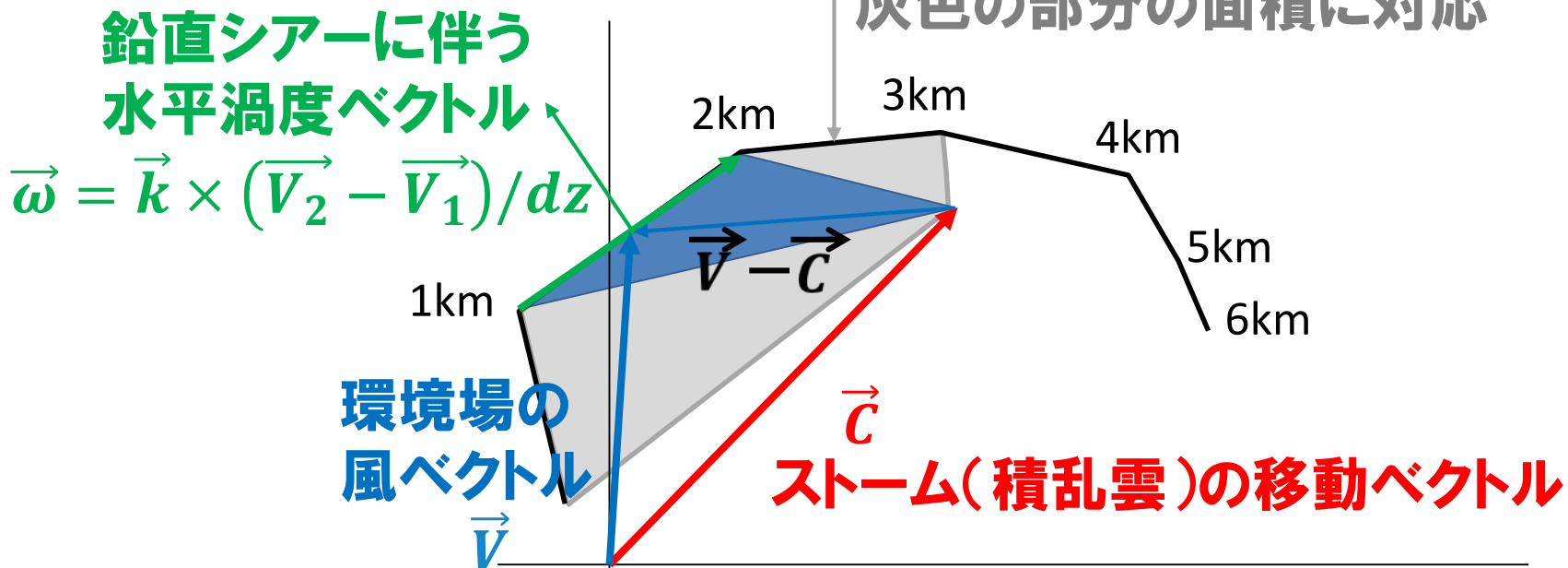


(瀬古 2005, 2010)

鉛直シアの効果としてSREHを採用

風のホドグラフ

$$SREH = \int_{0km}^{3km} (\vec{V} - \vec{C}) \cdot \vec{\omega} dz$$



ストームの移動速度:Maddox (1976)と Bunkers et al. (2000)の最大値を採用



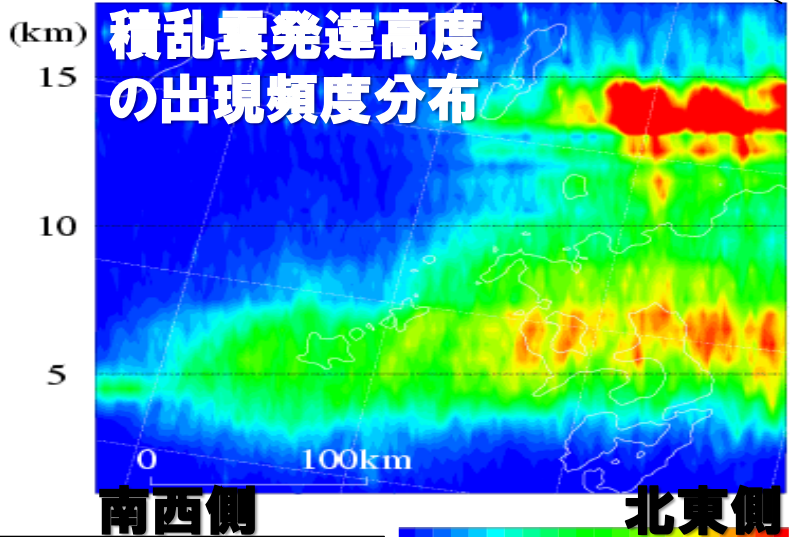
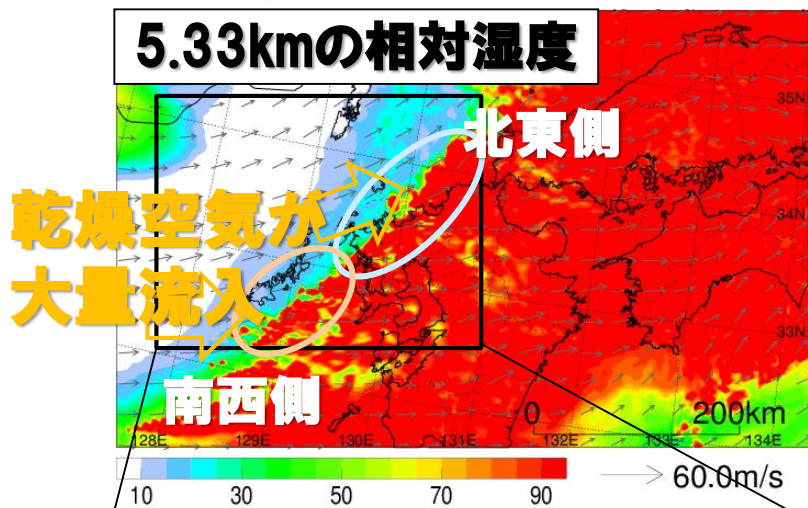
発生した積乱雲は移動しながら、
進行方向右側から水蒸気が継続的に供給される

積乱雲の発達に対する上空の乾燥空気の影響

中緯度(Kato 2006)

1999年6月29日の福岡での大雨事例

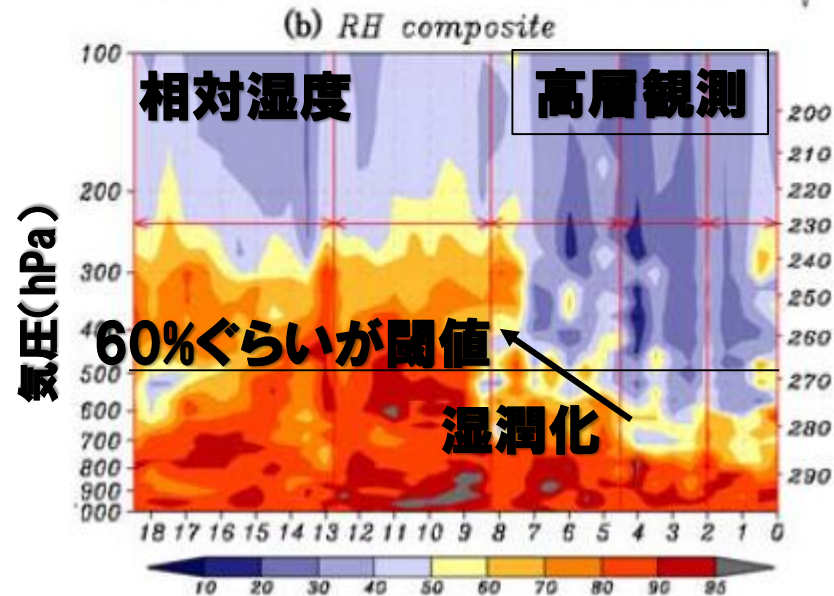
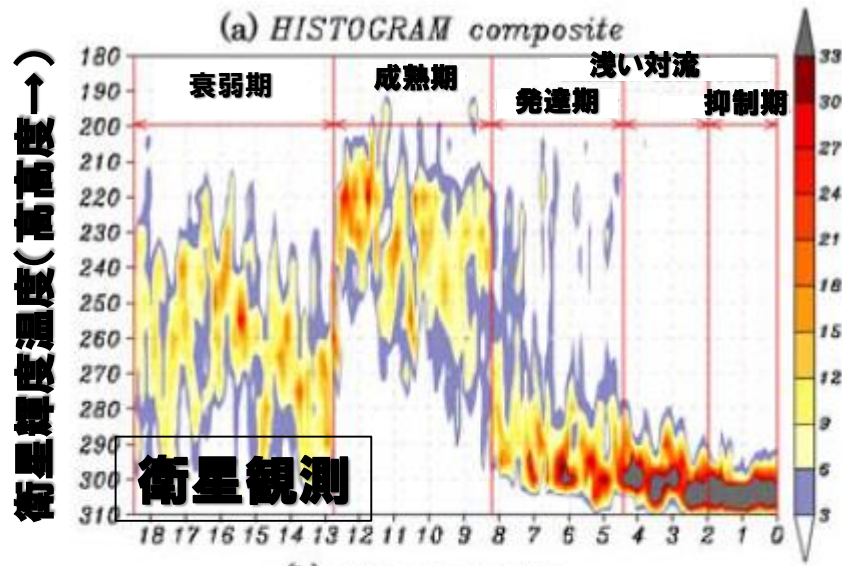
5.33kmの相対湿度



2km-NHMの結果

低い ← → 高い

熱帯(Kikuchi and Takayabu 2004)



線状降水帯が発生するための条件

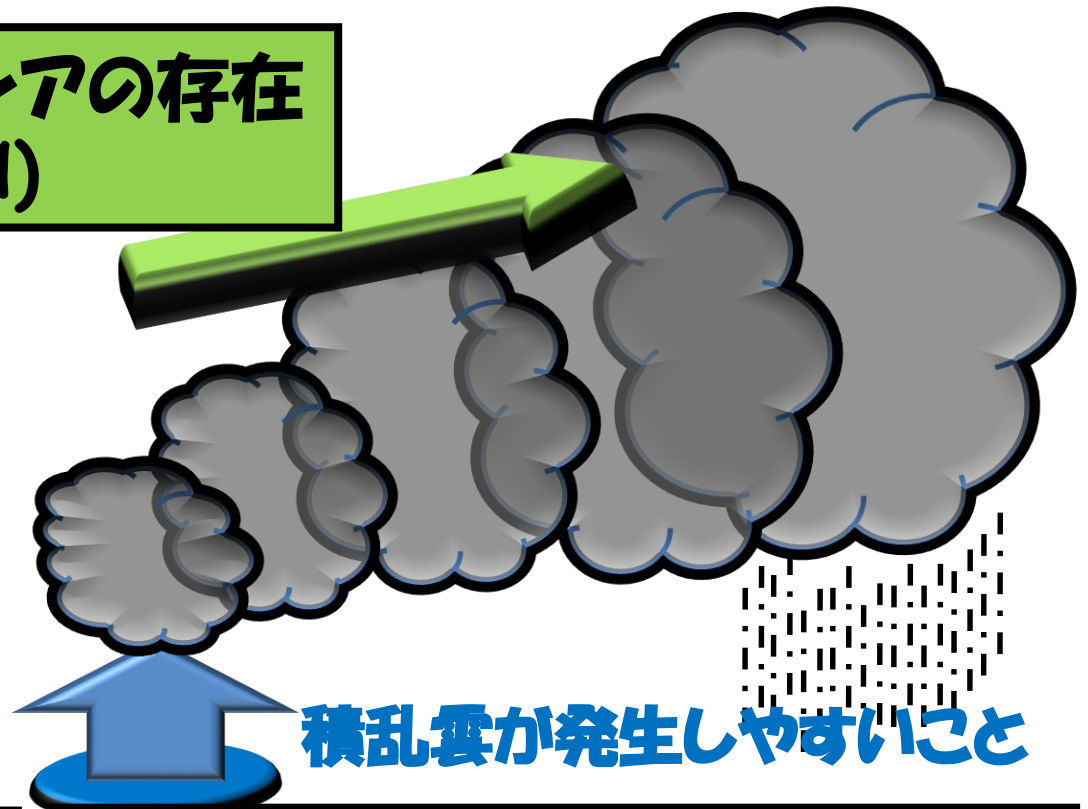
④ 適度な鉛直シアの存在
(SREH)

③ 大気中層まで
湿っていること
(雲が蒸発しない)

① FLWV: 大気下層の
暖湿気塊の流入

② dLFC: 自由対流高度までの
距離が小さい

下層水蒸気場は大雨時に積乱雲が発生を議論するのに
適した500m高度で判断
(Kato 2018 JMSJ)



過去の線状降水帯による大雨事例の環境場

年月日	日本時	大雨事例または発生場所	SREH	RH500	RH700	FLWV500 m	DLFC500m (950hPa)
1967.8.28	00-04	羽越豪雨	250~350	80以上	80以上	250~350	100以下
1982.7.23	19-24	長崎豪雨(昭和57年7月豪雨)	200~300	80以上	80以上	200~250	100以下
1983.7.23	00-11	島根(昭和58年7月豪雨)	100~500	60~90	60~90	150~350	400~600
1993.8.1	04-09,16-18	鹿児島(平成5年8月豪雨)	100~200	60~80	80以上	250~300	100~200
1998.8.4	03-06	新潟	150~200	80以上	80以上	150~200	100以下
1998.9.24	21-24	高知	150~200	60~80	60~80	150~200	100~500
1999.6.29	06-08	福岡	400~500	80以上	80以上	250~300	100以下
1999.10.27	18-21	佐原	300~350	80以上	80以上	200~250	100~200
2000.9.11	18-21	東海豪雨	150~200	80以上	75~80	150~200	100~200
2004.7.13	09-14	平成16年7月新潟・福島豪雨	400~450	80以上	80以上	200~250	100~500
2004.7.18	06-09	平成16年7月福井豪雨	100~200	60~80	80以上	200~250	100~300
2008.8.29	00-03	岡崎(平成20年8月末豪雨)	150~200	80以上	80以上	150~200	100以下
2009.7.21	06-12	防府(平成21年7月中国・九州北部豪雨)	150~250	80以上	80以上	250~350	100~500
2009.7.24	17-21	福岡(平成21年7月中国・九州北部豪雨)	200~300	80以上	80以上	300~400	100~200
2011.7.29	09-18	平成23年7月新潟・福島豪雨	100~150	80以上	80以上	150~200	100~500
2012.7.12	00-06	阿蘇(平成24年7月九州北部豪雨)	300~400	80以上	80以上	400~500	100~700
2012.7.14	05-10	八女(平成24年7月九州北部豪雨)	250~300	80以上	80以上	350~400	100~200
2013.7.28	10-12	山口・島根	150~200	80以上	80以上	200~250	200~500
2013.8.9	07-14	秋田・岩手	150~250	80以上	80以上	300~350	100~300
2014.7.3	06-10	長崎	150~200	80以上	80以上	300~400	100~400
2014.7.9	05-09	沖縄本島	150~300	60~80	75~80	500以上	200~300
2014.8.9	14-18	三重	500以上	80以上	80以上	400~450	100~500
2014.8.20	01-04	広島	150~200	80以上	80以上	250~300	100~300
2014.9.11	04-09	北海道	250~350	80以上	80以上	200~250	100~200

深夜～朝の大雨

閾値となる値

線状降水帯発生6条件

- ① **水蒸気供給**: $FLWV(500\text{m高度}) > 150 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
- ② **対流発生**: $dLFC(500\text{m高度}) < 1000 \text{ m}$
- ③ **中層の湿度**: $RH(500\text{hPa} \ \& \ 700\text{hPa}) > 60\%$
- ④ **鉛直シア**: $SREH > 100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
- ⑤ **上昇流域**: $W(700\text{hPa}, 400\text{km平均}) > 0$

総観場の上昇流域を判断

- ⑥ **対流発達**: $EL(500\text{m高度}) > 3000 \text{ m}$

700-850 hPa付近にしばしば流入する
高温域による対流発達抑制を除外するため



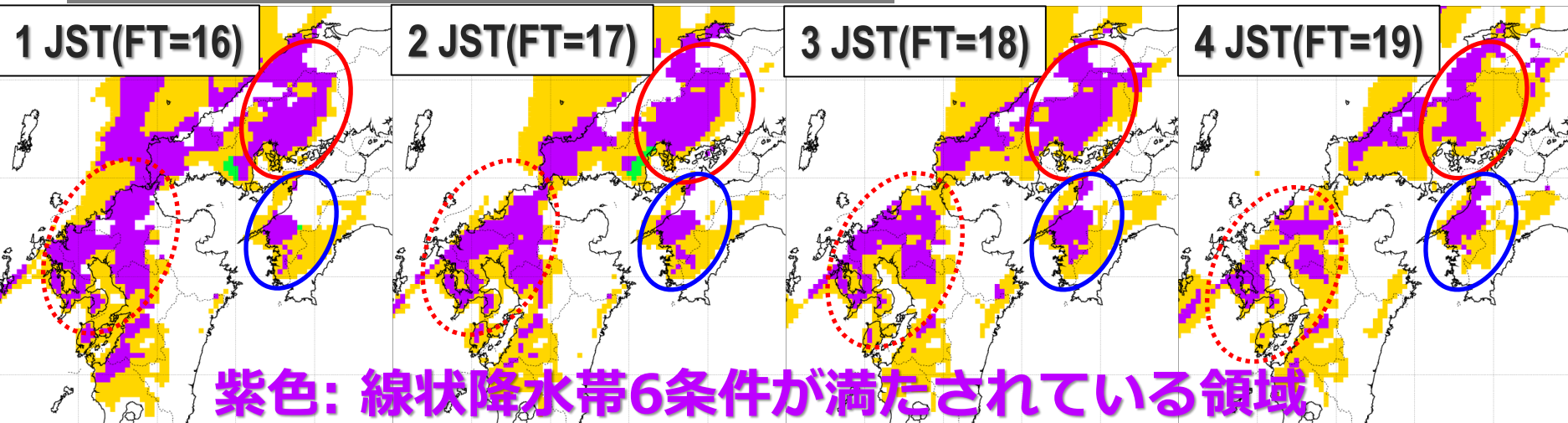
線状降水帯発生6条件 の予測精度



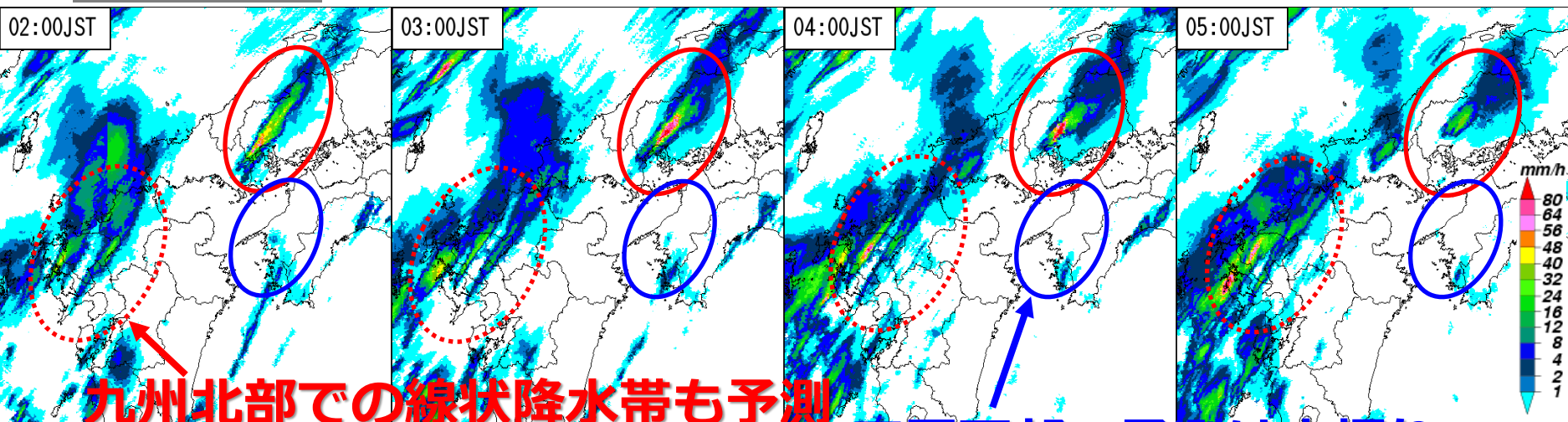
広島豪雨での線状降水帯発生条件の予測精度

MSM予想 (初期値 : 19日12JST)

(2014年8月20日)



解析雨量



九州北部での線状降水帯も予測

四国西部の予測は空振り

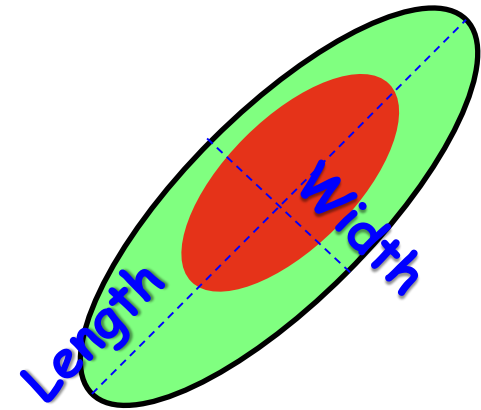
線状降水帯発生6条件の統計的検証

廣川他. (2018秋季大会A358)

- 検証期間 : 2009-2017 暖候期(4月-11月)
- 6条件 : 気象庁メソ解析 (3時間間隔, 5 km解像度)

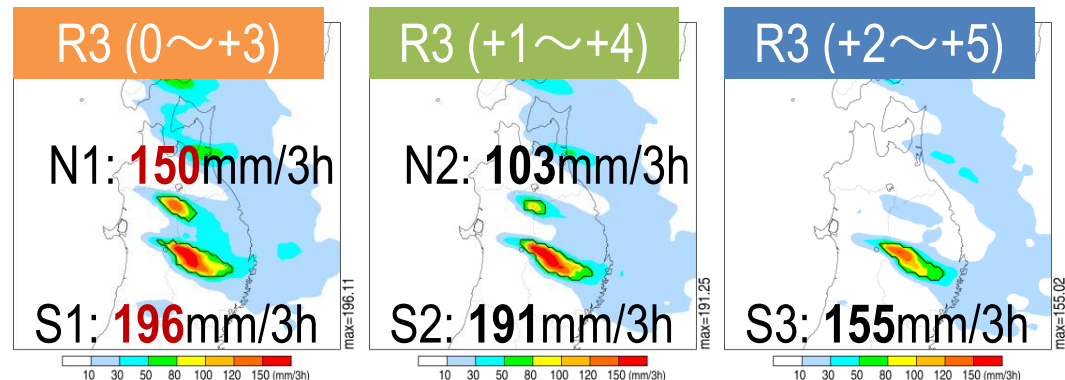
◆線状降水帯の定義

50mm/3h の閉曲線で囲まれる
500km²以上の降水域内に
100mm/3h 以上強雨がある降水域
長軸・短軸比 ≥ 2.5

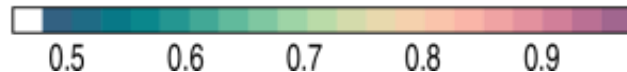
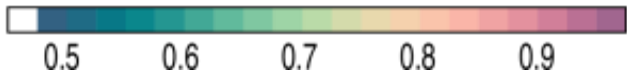
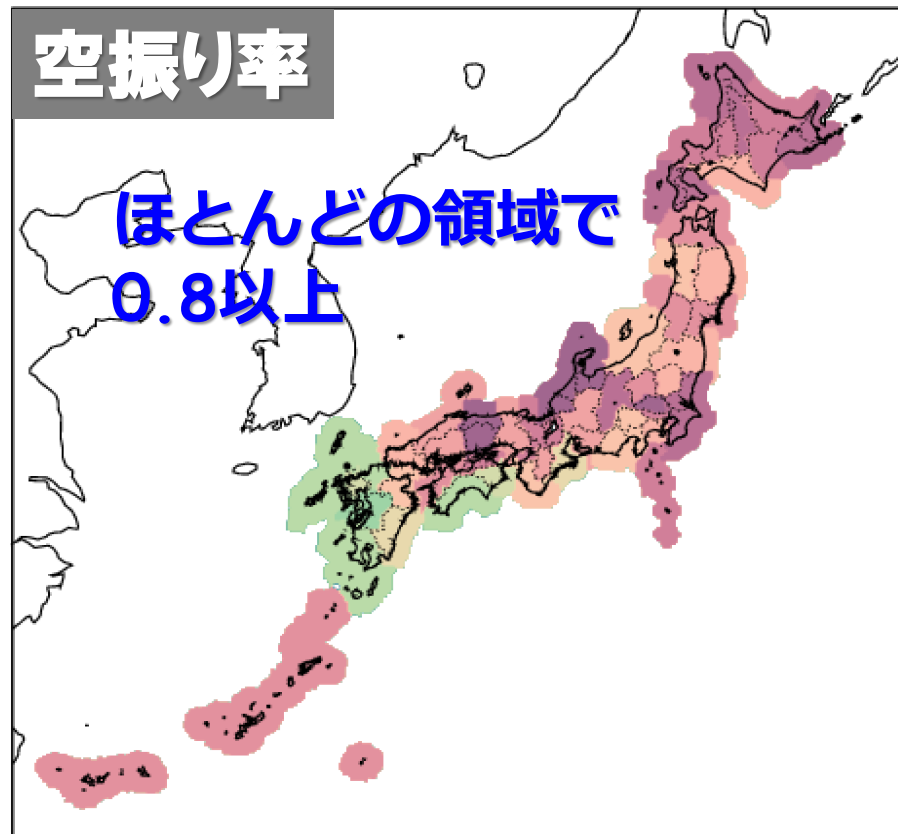
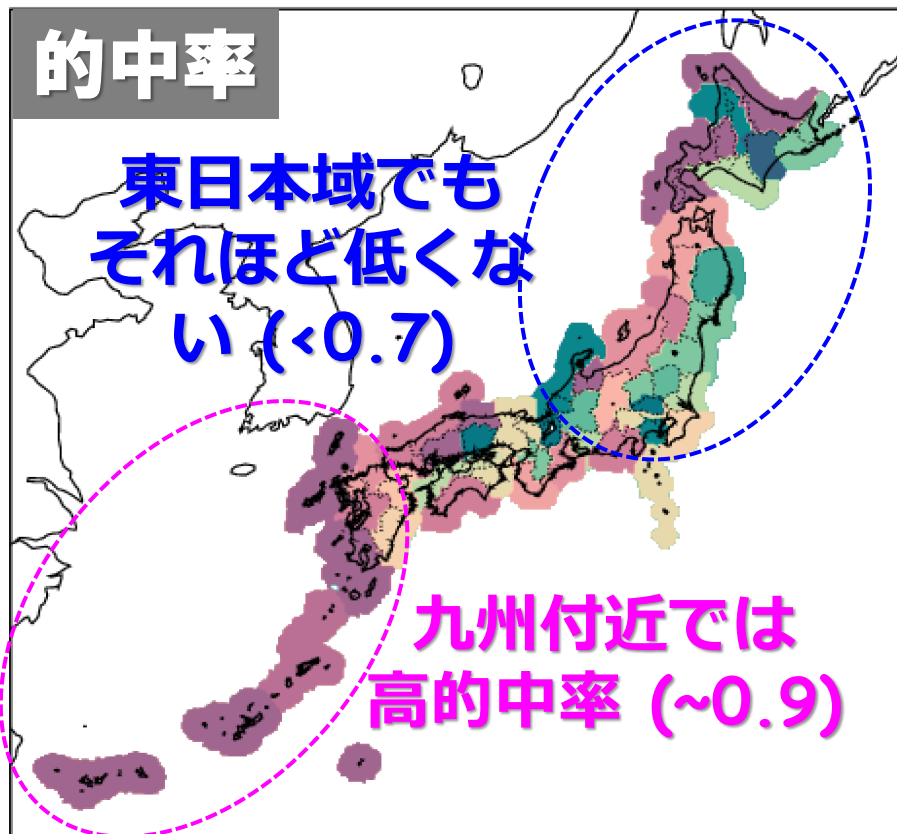


◆線状降水帯事例の抽出方法

メソ解析時刻から5時間以内の3時間降水量 (R3) をもとに, 定義を満たす線状降水帯事例を検出する



線状降水帯発生6条件の統計的検証 (2009-2017暖候期の55気象庁予報区分)



6条件は高的中率で線状降水帯を的中、ただ高空振り率
➡ 診断的予測にはさらなる条件が必要(i.e., 相当温位の値、下層収束)

まとめ



1. 線状降水帯は日本での集中豪雨を議論する上でのキーワード

集中豪雨事例の約2/3が線状降水帯

2. 線状降水帯を再現するには2kmモデル、および正確な初期値が必要

現状では線状降水帯を予測するのは困難、今後の数値予報の改善に加えて、診断的な予測手法が必要

3. 線状降水帯発生6条件は高い的中率で線状降水帯を予測

空振りを防ぐために他条件の利用が必要