

例会講演要旨集

第 147 号

目 次

詳細目次・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・表紙裏

例 会

1. 紀伊水道周辺の下層暖湿気統計値を用いた大雨予測手法の検討・・・・・・・・・・1
2. CWD 指標を用いて解析した日本の降水長期変化と気温変化・・・・・・・・・・4
3. 日本沿岸海域における洋上風力ポテンシャルの長期変動・・・・・・・・・・8
4. 冬季の大気境界層における風速変動 ―気象庁ウィンドプロファイラデータの解析―・・・・12
5. 風力発電への応用に向けた風速鉛直シアの日変化の解析・・・・・・・・・・16
6. 平成 30 年 7 月豪雨と台風第 7 号の初期時刻依存性実験・・・・・・・・・・20

特別講演

- 「古文書からわかる昔の大地震」・・・・・・・・・・・・・・・・・・23
弘瀬 冬樹氏（気象研究所地震津波研究部第二研究室 主任研究官）

2018 年 12 月 22 日（土）

大阪合同庁舎第 4 号館 16 階大会議室

（大阪市中心区大手前 4-1-76）

日本気象学会関西支部

詳細目次

例 会

1. 紀伊水道周辺の下層暖湿気統計値を用いた大雨予測手法の検討 1
*矢野 由和・岩本 久雄・矢野 孝志・片山 保・枝元 勝悟・狩集 且之・秋山 佳明・飯田 早苗・甲斐 智博
村松 勇治（大阪管区气象台）
2. CWD指標を用いて解析した日本の降水長期変化と気温変化 4
*草薙 浩（京都ウェザー研究会）
3. 日本沿岸海域における洋上風力ポテンシャルの長期変動 8
*和田 光樹・大澤 輝夫（神戸大学大学院海事科学研究科）
4. 冬季の大気境界層における風速変動 ―気象庁ウィンドプロファイラデータの解析― 12
*堀口 光章（京都大学防災研究所）
5. 風力発電への応用に向けた風速鉛直シアの日変化の解析 16
*辻 拓未・大澤 輝夫（神戸大学大学院海事科学研究科）
小長谷 瑞木（神戸大学／イー・アンド・イーソリューションズ株式会社）
水戸 俊成（イー・アンド・イーソリューションズ株式会社）・畦地 啓太（自然電力株式会社）
嶋田 進（産業技術総合研究所）
6. 平成30年7月豪雨と台風第7号の初期時刻依存性実験 20
*榎本 剛（京都大学防災研究所／海洋研究開発機構）

（*は講演者）

特別講演

- 「古文書からわかる昔の大地震」 23
弘瀬 冬樹氏（気象研究所地震津波研究部第二研究室 主任研究官）

紀伊水道周辺の下層暖湿気統計値を用いた大雨予測手法の検討

矢野由和*・岩本久雄・矢野孝志・片山保・枝元勝悟・狩集且之・秋山佳明・飯田早苗・甲斐智博・村松勇治（大阪管区気象台）

1. はじめに

近畿地方では、南西風系の大雨として、下層の暖湿気が紀伊水道から流入し大雨となる現象が知られており、過去には近畿地方の各地に災害をもたらしている。今調査では近畿地方で大雨となった事例の下層の暖湿気について、メソ解析（以下 MA）やメソ数値予報システム（以下 MSM）の 500m 高度の相当温位（以下 500mEPT）や 500m 高度の水蒸気フラックス量（以下 500mFLX）に着目し、大雨の発生の可能性を把握することを試みた。

2. 調査の対象・方法・結果など

2.1 対象

対象地域は、下層の暖湿気による大雨の多い近畿中部（滋賀県、京都府南部、兵庫県南部、奈良県北部、大阪府、和歌山県北部）とし、解析雨量 24 時間降水量が 200 ミリ以上の事例について、2009 年から 2017 年の期間を調査した。500mEPT 及び 500mFLX の調査領域は、紀伊水道周辺（徳島県沖、紀伊水道、大阪湾付近）とした（第 1 図）。

2.2 方法

MA と MSM の初期値（MA のない期間）の 500mEPT 及び 500mFLX について、2009 年から 2017 年の 9 年間のデータから、3 時間毎に値（領域内の平均値）を求め、各日時の前後 14 日間をその日時の 500mEPT 及び 500mFLX の統計資料とした。

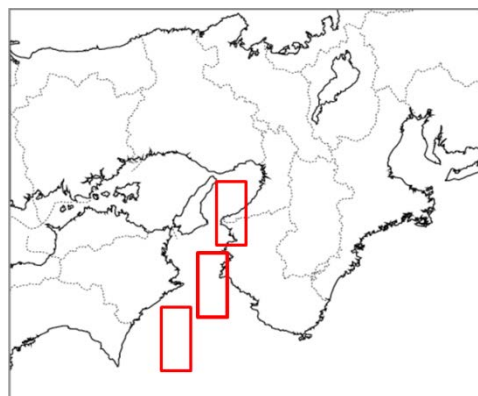
月に一度の大雨の目安として上から、9 年間で上から 40 番目（以下 40 位）の値を閾値として、大雨の際にこの閾値以上の値がどの様に出現しているかを調査した。また検証として 2018 年の MSM の予測資料に対して、この手法を適用し調査を行った。

2.3 結果

500mEPT 及び 500mFLX の出現状況を把握するため、大阪湾付近の 5 月 1 日 09 時、8 月 1 日 09 時、11 月 1 日 09 時の統計資料を降順にして 100 位までプロットしたものを第 2 図大阪湾付近の 500m の相当温位、500m の水蒸気フラックス量に示す。

第 2 図の 500mEPT の 8 月 1 日 09 時を見ると、5 月 1 日 09 時や 11 月 1 日 09 時に比べ、相当温位が

高く、変化傾向も緩やかとなっていることがわかる。また、500mEPT では 5 月 1 日 09 時と 11 月 1 日 09 時では同じような値となっているが、500mFLX では 5 月 1 日 09 時の方が大きくなっている。



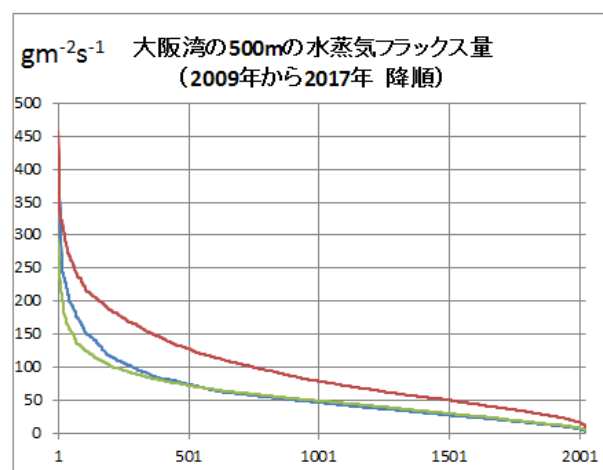
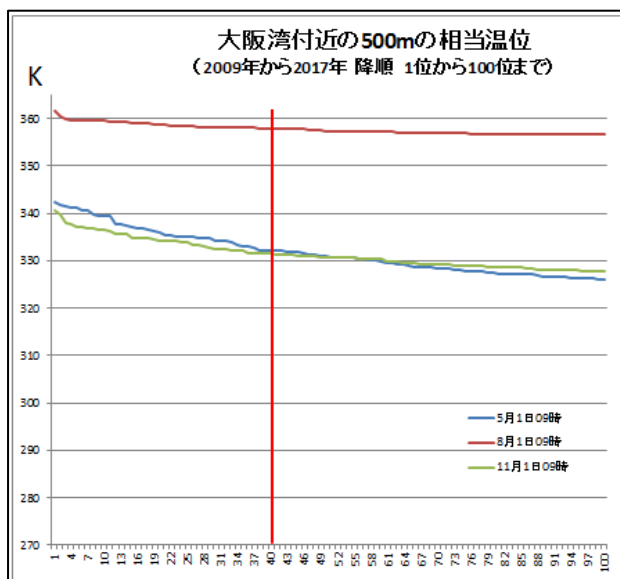
第 1 図 調査領域（徳島県沖、紀伊水道、大阪湾付近）

次に 2009 年から 2018 年の 24 時間降水量が 200 ミリ以上の事例のうち、南西風系の大雨について、24 時間降水量が 200 ミリ以上となった日時の 1 日前からの期間を対象に、徳島県沖、紀伊水道、大阪湾付近の 3 か所で、500mEPT と 500mFLX の閾値を越えた時間数（3 時間単位）の合計を第 3 図に示す。

500mEPT の閾値を超えた事例は、5 月から 10 月にかけて見られ、特に 2010 年 5 月 24 日と 2011 年 5 月 11 日は大きな値となっていた。両日の地上天気図を第 4 図に示す。第 3 図、第 4 図から両日とも 5 月としては、高い 500mEPT が流入し、大雨となったことが推測される。

一方で、2010 年 8 月 12 日や 2018 年 7 月 5 日などは、500mEPT の閾値を超えていないが、大雨となった。同様の事例は 2010 年 6 月 19 日など他の日にも見られており、その多くは 500mFLX の閾値を超えていた。また、多くの事例で、500mFLX が閾値を超えた時間数が 4 以上となっていた。

第 5 図に 500mEPT が閾値を超えずに大雨となった、2010 年 8 月 12 日と 2018 年 7 月 5 日の地上天気図を示す。



第2図 (a) 2009年から2017年の大阪湾付近の500mの相当温位。縦軸は相当温位(単位はK)、横軸は順位。(b) 2009年から2017年の大阪湾付近の500mの水蒸気フラックス。縦軸は水蒸気フラックス量(単位は $\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$)、横軸は順位。共に5月1日09時、8月1日09時、11月1日09時の値を降順に並べたもので100位までプロット。赤線は40位。

2010年8月12日の天気図(第5図(a))では、日本海の台風に向かって暖湿気が流入し、近畿地方で大雨となった事例だが、このときの500mEPTは約355Kとかなり高いものの、閾値の40位は約359Kと更に高い。2018年7月5日(第5図(b))の事例でも500mEPTは約350Kだが、40位は約355Kとなっている。

2.4 考察

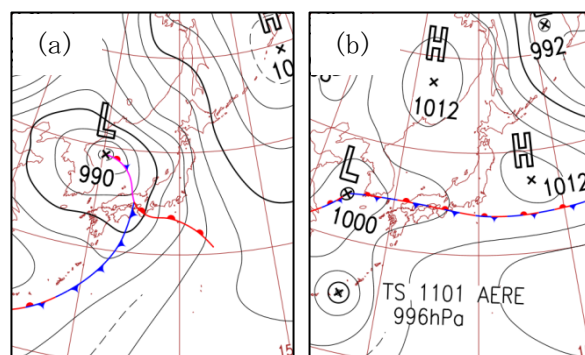
第3図及び第4図の事例から、5月の南西風系の大雨については、500mEPTの40位を大雨発生を目安とする手法が有効だといえる。

一方で、第2図から8月は500mEPTが平均的に高いことが多く、大雨発生を目安の閾値を40位とする手法では、見逃しが多くなる可能性がある。

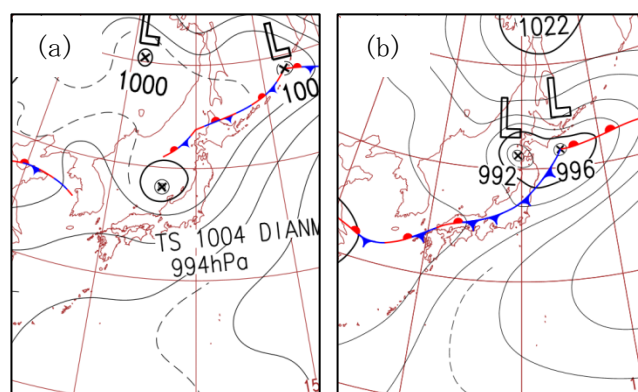
第3図から、一年を通じて、主に500mFLXを目安とする手法が有効だと思われる。

	500m相当温位40位以上の時間数(3時間単位)	500m水蒸気フラックス量40位以上の時間数(3時間単位)
2010年05月24日	18	18
2010年06月19日	0	8
2010年06月27日	0	4
2010年07月04日	0	0
2010年07月14日	0	1
2010年07月29日	0	7
2010年08月12日	0	14
2011年05月11日	26	7
2011年06月11日	0	10
2011年10月15日	5	11
2011年10月22日	0	0
2012年07月12日	11	12
2012年08月14日	1	0
2013年06月20日	6	4
2013年06月26日	4	4
2013年09月02日	0	0
2014年08月16日	10	5
2015年08月25日	4	6
2016年09月19日	1	0
2017年09月12日	4	4
2018年06月20日	8	9
2018年07月05日	0	20
2018年09月08日	0	9

第3図 2009年から2017年の南西風系の大雨(24時間降水量200ミリ以上)で500mEPTと500mFLXが閾値を超えた時間数(3時間単位)



第4図 (a) 2010年5月24日、(b) 2011年5月11日の地上天気図。時刻は共に09時。



第5図 (a) 2010年8月12日、(b) 2018年7月5日の地上天気図。時刻は共に09時。

2.5 事例検証

MSMの予想値を用いた検証について2018年を対象に行った。5月から9月を対象にMSM初期値毎

に予想値 39 時間先までについて、2.3 の結果から第 3 図で示した 3 ヶ所で 500mFLX の閾値 40 位を超えた回数の合計が 4 回以上の MSM の初期値と近畿中部の解析雨量 24 時間降水量の最大値が 200 ミリ以上の場合を○、200 未満の場合を×とした結果を第 1 表に示す。なお、解析雨量 24 時間降水量の最大値は 500mFLX の 40 位を越えていた期間の後 6 時間までを対象とし、事例は下層が南西風系とした。500mFLX の閾値 40 位を 4 回以上超えた MSM 初期値は 188 回あり、そのうち 109 事例で解析雨量 24 時間降水量が 200 ミリを越えており、大雨の目安として利用できると思われる。

3. 結論・まとめ

本調査では大雨発生の目安として、500mEPT 及び 500mFLX に着目し、500mEPT が目安となる場合と、500mFLX が目安となる場合の検討を行った。その結果、時期によって 500mEPT が有効な場合があること、500mFLX は一年を通じて有効であることがわかった。このことから、大雨発生の可能性の目安として、500mEPT のみならず 500mFLX を利用することで、1 日前程度から大雨発生の可能性の把握につながることが期待される。

謝辞

風早予報官（奈良地方気象台）には資料の提供及び助言をいただきました。ありがとうございました。

参考文献

豪雨事例解析マニュアル 500m 高度の相当温位月別出現頻度

平成 30 年度近畿地方予報技術打合せ会（第 1 回）奈良地方気象台発表資料

平成 30 年度近畿地方予報技術打合せ会（第 2 回）奈良地方気象台発表資料

第 1 表 500mFLX が閾値 40 位を 4 回以上超えた MSM の初期値（縦列は日付、横列は時刻、UTC）。○は解析雨量 24 時間降水量が 200 ミリ以上の場合、×は 200 ミリ未満の場合を示す。解析雨量 24 時間降水量は 500mFLX の閾値 40 位を越えていた期間の後 6 時間を対象とした。

	00	03	06	09	12	15	18	21
2018/5/1	×	×	×	×	×	×	×	×
2018/5/2	×	×	×	×	×			
2018/5/5			×	×	×	○	○	○
2018/5/6	○	○	○	○	○	○	○	○
2018/5/7	○	○	○					
2018/5/12	×		×	×	×	×	×	×
2018/5/13	×							
2018/5/16							×	×
2018/5/17	×	×	×	×	×	×	×	×
2018/5/18	×	×	×	×				
2018/6/19	○	○	○	○		○	○	○
2018/6/20	○							
2018/6/25							×	×
2018/6/26	×	×		×	×	×		
2018/6/27			×	×	×	×	×	×
2018/6/28	×		×	×	×	×	×	×
2018/7/2			×	×	○	○	○	○
2018/7/3	○	○	○	○	○	○	○	○
2018/7/4	○	○	○	○	○	○	○	○
2018/7/5	○	○	○	○	○	○	○	○
2018/7/6	○	○	○	○	○	○	○	○
2018/8/14							○	
2018/8/22			○	○	○	○	○	○
2018/8/23	○	○	○	○	○	○	○	○
2018/8/24	○	○	○	○	○	○	×	
2018/9/2							○	○
2018/9/3	○	○	○	○	○	○	○	○
2018/9/4	○	○	○	○				
2018/9/5						×	×	×
2018/9/6	×	×	×	○	○	○	○	○
2018/9/7	○	○	○	○	○	○	○	○
2018/9/8	○	○	×	○	×			
2018/9/9	×							
2018/9/19					×			
2018/9/20					×	×	×	×
2018/9/21	×	×	×	×				

CWD 指標を用いて解析した日本の降水長期変化と気温変化

草薙 浩（京都ウェザー研究会）

1. はじめに

本発表では、降水継続日数を横軸に降水継続期間の総降水量（以下、一雨降水量という）を縦軸にとった年降水量細分階級 2 次元図（草薙 2018）を用いて日本の降水長期変化と気温変化の間に相関性があるかについて検討した。

なお、本研究の降水継続日数は、気候変動の研究で使われる降水の継続性の定義 CWD（Consecutive wet days: 日降水量が連続して 1mm 以上になる日数）と同じものである。

2. 日降水量データと解析方法

2.1. 日降水量時系列データ

解析に用いる日降水量データは、草薙（2018）と同じ、気象庁が気候変動解析に用いている 51 観測地点（気象庁 2018a）、解析期間 1901 年から 2017 年までの 42734 日を用いた。年平均気温は、降水量データと同じ 51 観測地点の 1901 年から 2017 年までの 117 年間のデータを用いた。

2.2. 年降水量細分階級 2 次元図の作成

一雨降水量の範囲を細分階級に分けた年降水量細分階級 2 次元図の作成は、草薙（2018）と同じ方法で行った。

3. CWD 指標を用いて解析した日本の降水長期変化と気温変化

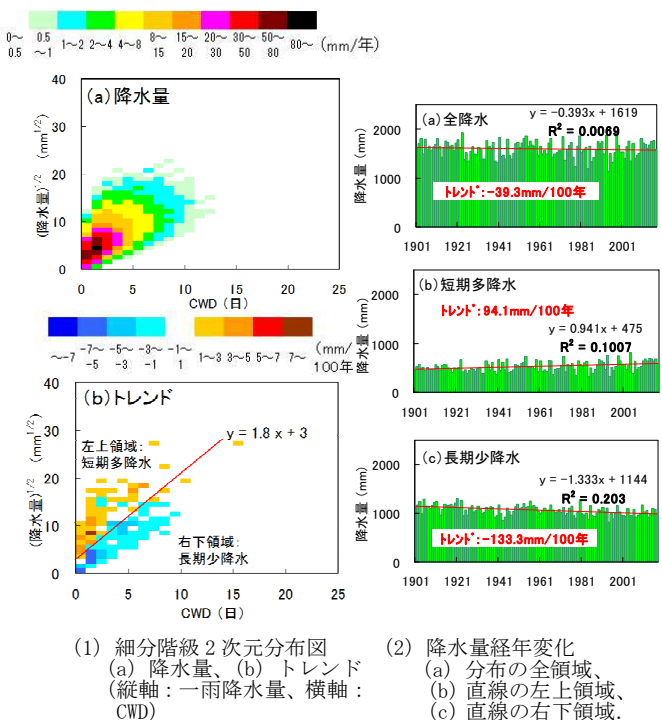
3.1. 年降水量細分階級 2 次元図

降水継続日数を横軸に一雨降水量を縦軸にとった年降水量細分階級 2 次元図を第 1 図 1 に示す。

第 1 図 1a の降水量細分階級図は右上方向に分布が広がっており、日本では、一雨降水量 16 mm 以上 25mm 未満、継続日数 2 日の降水の頻度が最も高いことが分る。

第 1 図 1b のトレンドの細分階級図は、トレンドの正值と負値を示す部分がほとんど交じり合わずに 2 つの領域に分かれて分布しているので図中に示す直線式で 2 領域分割した。全領域の継続日数（CWD 単位：日）と一雨降水量（単位：mm）の中心値（2.0 日、38.8 mm）が左上領域（1.7 日、79.6 mm）と右下領域（2.3 日、25.4 mm）になるので、左上領域は短期多降水、右下領域は長期少降水と名付け

る。経年変化を第 1 図 2 に示す。回帰直線から計算した全降水のトレンド -39.3 mm/100 年は統計的有意性はない。一方、短期多降水と長期少降水のトレンドは回帰直線から 94.1 mm/100 年と -134.1 mm/100 年と計算され、いずれも 5% 水準で有意であった。



第 1 図 細分階級 2 次元分布図と降水量の経年変化

1901 年から 2017 年の過去 117 年間で短期多降水は降水量 100 mm あたり 17.7 mm/100 年 (= 94.1 mm/530.8 mm×100) 増加する、一方、長期少降水は 12.6 mm/100 年 (= 134.1 mm/1065.3 mm×100) 減少することが明らかになった。

IPCC (2001) では、20 世紀の降水量について、北半球の中・高緯度の陸域の大部分において 10 年あたり 0.5~1% (5~10%/100 年) 増加した可能性がかなり高いと報告されている。本研究の日本では、観測の時間スケールが日数単位ではあるが、降水量の多少によって増加トレンドと減少トレンドの両方の降水現象がおきているとの結果が得られた。

3-2. 降水長期変化と気温変化の相関

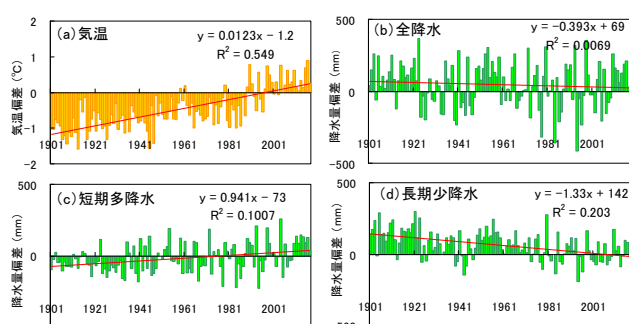
気象庁の 19 観測地点による全国平均の年平均気温は 5% 水準の統計的有意性を示すが 51 観測地

点の年降水量には統計的な有意性を示す変化は見られないと報告されている（気象庁 2018a）。

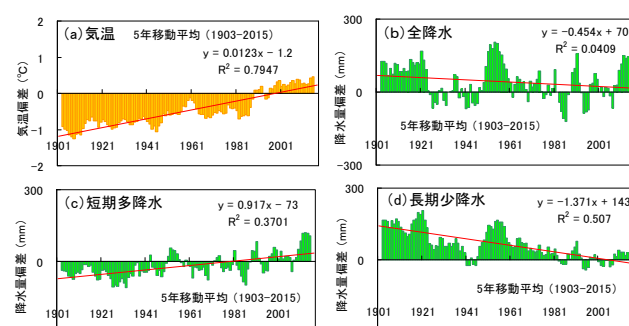
本研究の 2 領域分割後の短期多降水と長期少降水では 5%水準の有意性が認められるので、気温との相関性について検討する意味があると考えた。

気温や降水量の各年の観測値は年々の自然変動で大きく変化している。そこで、年平均気温と年降水量（いずれも 1981 年-2010 年の平年値に対する偏差で示す）の各年の観測値、5 年移動平均値、11 年移動平均値を第 2 図の棒グラフに示す。図には、1 次回帰を適用して求めた直線と回帰式も示す。

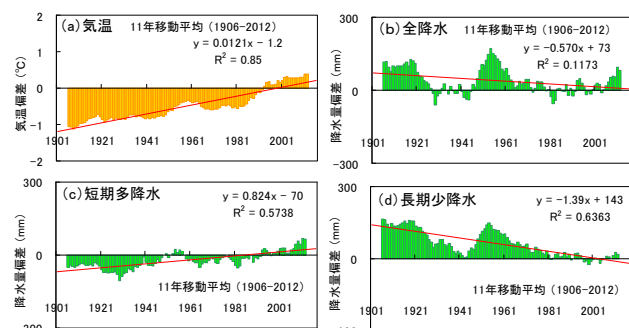
気温の経年変化の観測データは、年々の自然変動、数年から数十年周期の自然変動、1 次回帰直線で記述されるこの期間の平均的な人為起源の気



(1) 移動平均なし



(2) 5 年移動平均



(3) 11 年移動平均。

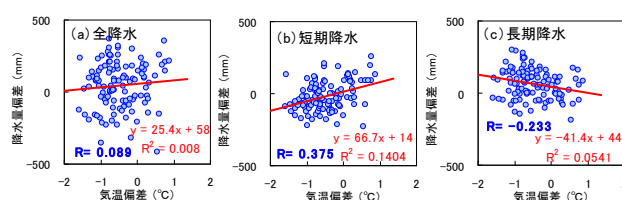
第 2 図 気温と降水の経年変化

(1) 移動平均なし、(2) 5 年移動平均、
(3) 11 年移動平均。

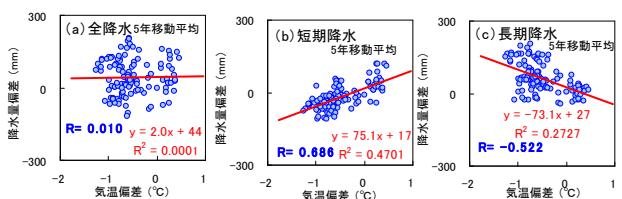
候変動の 3 つの成分の重ね合わせとみなされている（気象庁 2018b）。第 2 図 1 の移動平均なしでは、年平均気温と降水量の両者共に年々変動による棒グラフの上下の変化が激しい。5 年移動平均した第 2 図 2 では、年々の変動が除かれて数年から数十年周期の自然変動の成分を確認することができる。11 年移動平均の第 2 図 3 では、数年から数十年周期の自然変動の成分がさらに見やすくなるとともに、人為起源の観測期間平均の気候変動成分も見やすくなっている。

気温と全降水量、短期多降水、長期少降水の相関性を第 3 図の散布図で示し、相関係数を第 1 表にまとめた。移動平均することによって散布図のばらつきが小さくなり、相関係数が大きくなることが分かる。11 年移動平均では、全降水の気温との相関なし ($R = 0.0148$)、短期降水は気温と強い正相関あり ($R = 0.815$)、長期降水は気温とかなり強い負相関あり ($R = -0.649$) と判断できる。

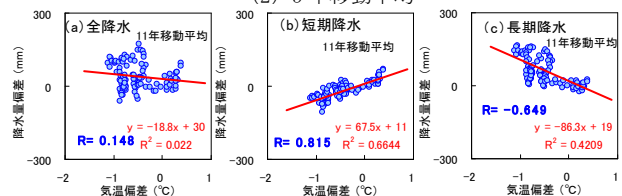
移動平均の年数を 51 年まで変化させて相関係数を計算した結果を第 4 図 a に示す。第 4 図 b には散布図（第 3 図）の直線の勾配（気温が 1°C 変化したとき 100mm あたりの降水量変化量単位）：



(1) 移動平均なし



(2) 5 年移動平均



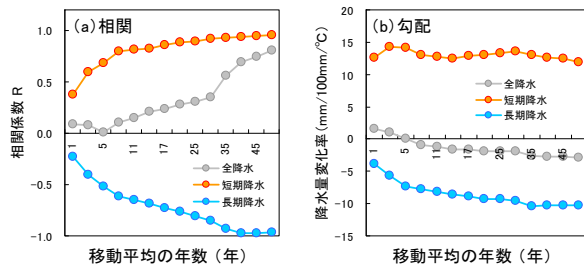
(3) 11 年移動平均。

第 3 図 気温と降水の相関関係

(1) 移動平均なし、(2) 5 年移動平均、
(3) 11 年移動平均。

第 1 表 気温と降水の相関関係

	全領域	短期降水	長期降水
移動平均なし	0.089	0.375	-0.233
5 年移動平均	0.010	0.686	-0.522
11 年移動平均	0.148	0.815	-0.649



第4図 移動平均の年数と相関係数と気温1℃あたりの降水量の変化割合。

mm/100mm/℃)を示す。第4図aでは、移動平均の年数を大きくすることによって気温と降水量の相関係数は大きくなり、29年移動平均では短期多降水と長期少降水の相関係数はほぼ1になる。全降水でも大きくなる。これらのことを踏まえて、第4図aを以下のように解釈した。移動平均なしから9年移動平均までは、年々変動成分が取り除かれてゆく過程の相関係数、9年から29年移動平均までは数年から数十年周期の自然変動成分が取り除かれてゆく過程での相関係数、29年以降は人為起源の観測期間平均の気候変動成分のみによる相関係数を反映していると判断した。

29年移動平均以降では、気温と短期と長期降水量の経年変化グラフは1次回帰直線に沿ってほぼフラットになるので相関係数もほぼ1になる。移動平均の年数を大きくするとデータの数が少なくなり、29年移動平均では89個(1915年から2003年)で2004年以降のデータが得られないことに注意がいる。

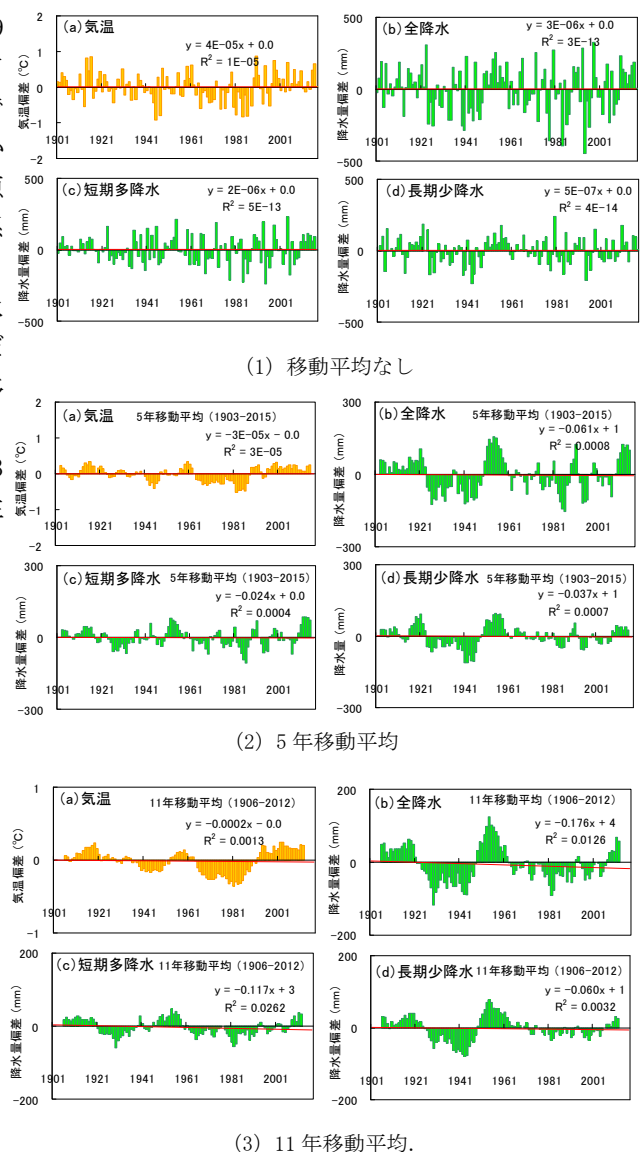
3-3. 長期変化傾向を除いた降水と気温の相関

気温の経年変化の観測データは、前述の3つの成分の重ね合わせとみなされているので、気温の経年変化の観測データから、人為起源の気候変動に起因する1次回帰直線で記述される成分を数学的な引き算すれば自然変動の成分を抽出することができる。降水量については、このような3成分の重ねあわせと考える根拠はない。しかし、2領域分割した短期多降水と長期少降水では、1次回帰直線によるトレンドに5%水準の統計的有意性があるので、気温と同様の取り扱いを行った。

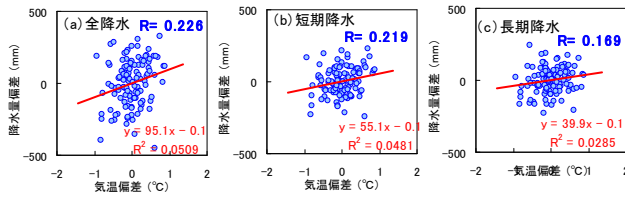
第2図1の移動平均なしの図中に示す1次回帰式を用いて年平均気温、全降水、短期降水、長期降水から1次回帰直線で記述される成分を引き算して得られた自然変動成分を第5図に示す。図中に示す1次回帰式の勾配はほぼゼロで人為起源の

観測期間平均の気候変動成分がなくなっていることが確認できる。第2図と比較して、第5図の5年移動平均と11年移動平均では数年から数十年周期の自然変動の成分がさらに見やすくなっている。

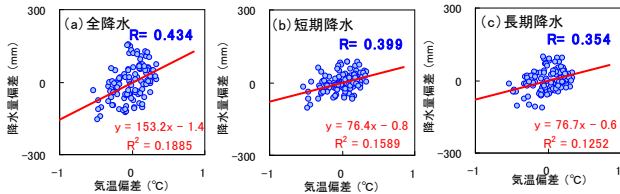
気温と全降水量、短期多降水、長期少降水の相関を第5図の散布図で示し、相関係数を第2表にまとめた。第3図と異なり、第6図では長期降水の散布図の勾配すべて正であり、移動平均しても散布図のばらつきはあまり改善されない。11年移動平均では、全降水の気温との相関係数 $R = 0.461$ 、短期降水の気温との相関係数 $R = 0.461$ 、長期降水の気温との相関係数 $R = 0.372$ と計算された。



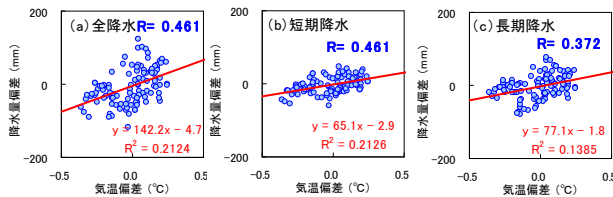
第5図 長期変化傾向成分を除いた気温と降水の経年変化
(1) 移動平均なし、(2) 5年移動平均、
(3) 11年移動平均。



(1) 移動平均なし



(2) 5年移動平均



(3) 11年移動平均

第6図 長期変化傾向成分を除いた気温と降水の相関関係

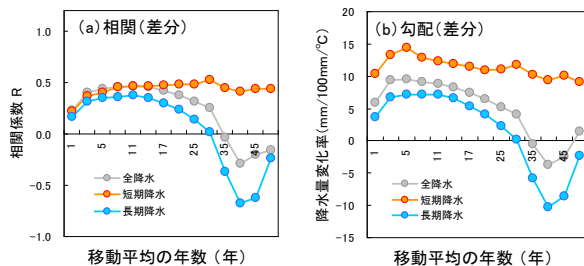
(1) 移動平均なし、(2) 5年移動平均、
(3) 11年移動平均。

第2表 長期変化傾向成分を除いた気温と降水の相関関係

	全領域	短期降水	長期降水
移動平均なし	0.226	0.219	0.169
5年移動平均	0.434	0.399	0.354
11年移動平均	0.461	0.461	0.372

相関係数 0.372~0.461 は、数年から数十年周期の自然変動成分が気温と弱くはない相関をもつことを示していると解釈できる。

移動平均の年数を51年まで変化させて相関係数を計算した結果を第7図aに、第7図bには散布の直線の勾配（気温が1℃変化したときの降水量100mmあたりの変化量単位：mm/100mm/℃）の変化を示す。



第7図 移動平均の年数と相関係数と気温1℃あたりの降水量の変化割合。

第7図aの相関係数は、全降水、短期降水、長期降水とも11年移動平均まではほぼ似た値を示している。13年以降で違いが出始め29年移動平均以降

では全降水と長期降水の相関係数は負値に変化している。移動平均の年数を大きくするとデータの数が少なくなり、41年移動平均では77個（1921年から1997年）となる。グラフ上に幾つかあった数年から数十年周期の自然変動成分のピークが均されて1つになる変化が生じるため正しい情報が得られないと考えられる。それゆえ、11年移動平均を用いた相関係数が数年から数十年周期の自然変動成分を最もよく反映していると判断した。

なお、気象庁（2005）では、観測データから年々変動を取り去るのに11年移動平均を用いている。

4. おわりに

年々変動を除いた11年移動平均の結果から日本の117年間の気温と降水の経年変化について、

①人為的な長期変化傾向と数年から数十年周期の自然変動に由来する相関性は、全降水では気温との相関なし ($R=0.148$)、短期降水は気温と強い正相関 ($R=0.815$)、長期降水は気温と強い負相関 ($R=-0.649$) することが明らかになった。

②数年から数十年周期の自然変動のみに由来する相関性は、全降水： $R=0.461$ 、短期降水： $R=0.461$ 、長期降水： $R=0.362$ となりかなり正の相関があるとの結果が得られた。

参考文献：

IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.

気象庁, 2005: 異常気象レポート 2005 近年における世界の異常気象と気候変動～その実態と見通し～ (VII) 146 頁。

気象庁, 2018a: 日本の年平均降水量偏差. http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/list/an_jpn_r.html (2018.10.10 閲覧)

気象庁, 2018b: 長期変化傾向 (トレンド) の解説. <https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/trend.html> (2018.11.30 閲覧)

草薙 浩, 2018: 降水連続日数と一雨降水量から見た日本の降水特性の長期変化. 天気, 65, 39-42.

日本沿岸海域における洋上風力ポテンシャルの長期変動

*和田 光樹（神戸大学大学院海事科学研究科）

大澤 輝夫（神戸大学大学院海事科学研究科）

1. はじめに

世界的に洋上風力発電の開発が急増する中で、2018年11月、日本においても洋上風力発電の普及を目的とした洋上風力発電普及法案が国会で可決された。現在全国においては既に20ヶ所近い導入計画があるが、この法案の可決により、洋上風力開発の勢いは今後益々加速するものと考えられる。

ひとつの洋上風力発電所の寿命は20年以上もあるため、その採算性の検討においては、現時点だけでなく将来にわたる風況の推定が必要となる。近年は特に、気候変動の影響により風況の変動が大きくなっているため、その長期変動を正確に把握することが重要な課題となっている。

長期の現場観測値が得られない洋上での風力ポテンシャルの長期変動を評価するには、今のところ気象機関から提供される解析データセットを用いるのが最も現実的である。そこで本研究では、複数の再解析値の比較を行い、精度の高いデータを選定する。次いで、日本沿岸海域における風力ポテンシャルの長期変動の解析を行い、その傾向について述べる。そして最後に、解析された風況の長期変動とその主要な要因の一つとして考えられる海面温度の長期変動との関係性について議論する。

2. 使用データ

2.1 精度検証用データ

本研究では、解析データセットの精度検証を行うため、日本沿岸で入手可能な40地点の風速値を用いる。図1に各観測地点の位置を示す。この観測データの中で、波崎のデータについては国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所港湾空港技術研究所の波崎海洋研究施設棧橋の定常観測データを、白浜のデータについては京都大学白浜海象観測所田辺中島高潮観測塔の定常観測データを使用した。それ

以外の残りの日本沿岸38地点については、海上保安庁海洋情報部日本海洋データセンター（JODC）により観測・提供されている沿岸海上気象データを使用した。

2.2 再解析データ

本研究では、表1に示すように、6つの解析データセットとWRFによるダウンスケーリングデータを比較・検証した。WRFデータはNEDO洋上風況マップNeoWinsで用いられている、ERA-Interimを入力として日本域を10km解像度でダウンスケーリングしたデータセット（表2）である¹⁾。ERA-InterimはECMWFが配信する空間解像度0.75度の全球再解析値である。ECMWFの全球解析予報システムは、海上風計算精度が高いことで知られている²⁾。MERRAとその後継のMERRA-2はNASAの全球モデリング同化局（GMAO）によるプロダクトである³⁾。NASAをはじめとする各国の衛星データを再解析用に数多く取り込んでいる点に特徴がある。JRA-55⁴⁾は、気象庁が2009年12月時点の全球解析予報システムを用いて1958年から55年分の再計算を行ったことにより作成されたプロダクトである。解像度は1.25度であるが、この再解析値を更に2012年11月時点の現業メソ数値予報モデル（MSM）を用いて5km格子にダウンスケーリングしたものがDSJRA-55である⁵⁾。NCEP-FNLは米国大気環境予測センター（NCEP）の全球解析予報システムを使った最終解析データである。正確には再解析データではないが、日本における風況解析用のダウンスケーリング計算には良く使われているので、本研究では比較の参考値として用いることとする。

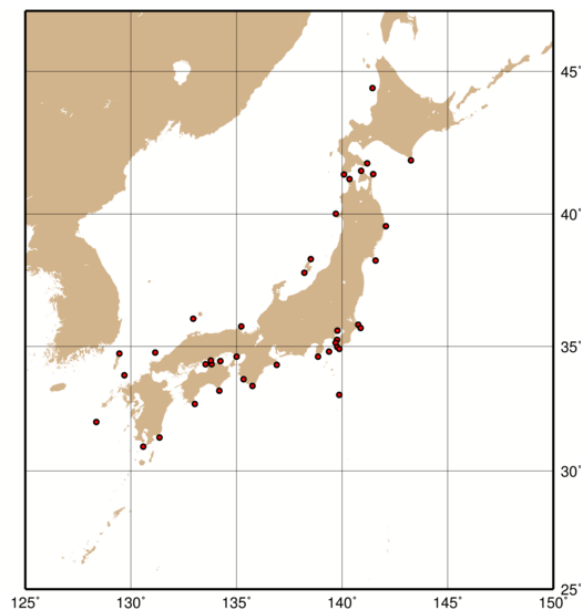


図 1. 各観測地点の位置

表 2. NeoWins に使用されている
WRF 長期低解像度計算の計算条件

計算期間	20年間 (1995年1月1日～2014年12月31日)
入力データ	気象要素: 欧州中期予報センター (ECMWF) ERA-Interim (6時間毎, $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$) 土壌要素: 欧州中期予報センター (ECMWF) ERA-Interim (6時間毎, $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$) 海面温度: 英国気象局 (Met Office) OSTIA (1日毎, $0.054^{\circ} \times 0.054^{\circ}$)
地形データ	標 高: 米国地質調査所 (USGS) GTOPO30 ($30'' \times 30''$) 土地利用: 米国地質調査所 (USGS) 24種別土地利用 ($30'' \times 30''$)
計算領域	10km格子領域 (500×420格子)
鉛直層	40層 (地表から100 hPa面) 自動設定
物理過程 スキーム	長波放射過程: Dudhia scheme 短波放射過程: RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) scheme 雲微物理過程: Ferrier (new Eta) scheme 大気境界層過程: Mellor-Yamada-Janjic (Eta operational) scheme 接地面過程: Monin-Obukhov (Janjic Eta) scheme 大気陸面過程: Noah Land Surface Model scheme 積雲パラメタリゼーション: Betts-Miller-Janjic scheme
4次元 データ同化	大気境界層上端高度以上で同化 (風速, 気温, 混合比)

表 1. 比較に用いた解析データセットの諸元

データセット名	配信元	データ期間	データ時刻	対象領域	格子系	参照URL
WRF	NeoWins 長期低解像度計算値	1995～2014	00, 01, ..., 23UTC (1日24回)	日本	10 km×10 km (等距離)	http://app10.infoc.nedo.go.jp/Nedo_Webgis/top.html
ERA-Interim	ECMWF (欧州中期予報センター)	1979～現在	00, 06, 12, 18UTC (1日4回)	全球	$0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ (等緯度等経度)	http://apps.ecmwf.int/datasets
MERRA	NASA (米国航空宇宙局)	1979～2016	00:30, 01:30, ..., 23:30UTC (1日24回)	全球	$0.50^{\circ} \times 0.67^{\circ}$ (等緯度等経度)	https://disc.gsfc.nasa.gov/SSW
MERRA-2	NASA (米国航空宇宙局)	1979～現在	00:30, 01:30, ..., 23:30UTC (1日24回)	全球	$0.50^{\circ} \times 0.63^{\circ}$ (等緯度等経度)	https://disc.gsfc.nasa.gov/SSW
JRA-55	JMA (日本気象庁)	1958～現在	00, 06, 12, 18UTC (1日4回)	全球	$1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ (等緯度等経度)	https://rda.ucar.edu/datasets
DSJRA-55	JMA (日本気象庁)	1958～2012	00, 01, ..., 23UTC (1日24回)	日本	5 km×5 km (等距離)	http://search.diasjp.net/ja/dataset/DSJRA55
NCEP-FNL	NCEP (米国環境予測センター)	1999～現在	00, 06, 12, 18UTC (1日4回)	全球	$1.00^{\circ} \times 1.00^{\circ}$ (等緯度等経度)	https://rda.ucar.edu/datasets

3. 手法と結果

3.1 解析データセットの精度

7 種類の解析データセットの精度を比較するため、すべての解析データセットが取得できる期間である13年間 (2000～2012年) を対象に高度10mの風速の年平均値を算出し、波崎および白浜、JODCデータを用いて、各解析データセットの月平均風速および月平均風速偏差の精度検証を行う。このとき、各長期観測データは20年間得られるものであるが、観測機器の不具合やデータ数の違いなどにより、そのデータの品質が均一ではない。そこで、本研究では、各長期観測データの品質を均一にするため、「データ数が2/3未満のもの」と「月平均風速偏差が 2σ より大きいもの」を満たす観測値を除外した。

月平均風速偏差は平均的な1年のサイクルを取り除くことにより、月毎に年周期以上の長期変動を抽出した指標であり、次のように定義される。

$$D(y, m) = V(y, m) - \frac{1}{n} \sum_{y=startyear}^{y=endyear} V(y, m)$$

y : 年 ($y = startyear \sim endyear$)

m : 月 ($m = 1 \sim 12$)

$V(y, m)$: y 年 m 月平均風速

$D(y, m)$: y 年 m 月の n 年平均の月平均風速値からの偏差

この月平均風速偏差の再現性が良い、つまり、観測値に対する相関係数の値が高いほど、年平均風速の長期変動についても再現性が良いものと解釈できる。

表3に、長期観測データと解析データセットとの月平均風速および月平均風速偏差の相関係数の値において、上位となった解析データセットの観測地点数を示す。ただし、全解析データセットとの相関係数の平均値が0.4以下の観測地点は、地形等の制約を受けていると判断し、本検証からは除外する。月平均風速と月平均風速偏差共に、DSJRA-55の地点

数が最も多い。WRF は第 2 位の数が最も多く、MERRA-2 がそれに続く。すなわち、日本沿岸海域においては、DSJRA-55, WRF, MERRA-2 の順に精度が高いことがわかった。

表 3. 各解析データセットの相関係数上位地点数

データセット名	月平均風速		月平均風速偏差	
	Best	Second	Best	Second
WRF	4	17	7	13
ERA-Interim	2	5	0	5
MERRA	2	5	1	6
MERRA-2	3	13	3	11
JRA-55	1	5	1	3
DSJRA-55	25	6	26	3
NCEP-FNL	0	0	0	0

3.2 風速と海面水温の長期変動と関係性

日本沿岸海域において高精度であることが確認された DSJRA-55, WRF, MERRA-2 を用いて、これらの解析データセットが取得できる期間である 15 年間（1998～2012 年）を対象に高度 10m の風速の年平均値を算出し、年平均風速の増減傾向のマップの比較を行った。その際、各解析データセットに入力されている海面水温データ（表 4）についても年平均値を算出し、年平均海面水温の増減傾向のマップを作成した。年平均風速および年平均海面水温の増減傾向（線形近似直線の傾き）の値は最小二乗法で求めた。年平均風速と年平均海面水温の増減傾向マップをそれぞれ図 2 及び図 3 に示す。

表 4. 各解析データセットの入力海面水温データの諸元

DSJRA-55	COBE-SST ：1958～2012 年, 1.00 度×1.00 度
WRF	OSTIA ：1995～2014 年, 0.05 度×0.05 度
MERRA-2	NOAA OISST (AVHRR) ：1980～2002 年, 0.25 度×0.25 度 NOAA OISST (AVHRR & AMSR-E) ：2003～2006 年, 0.25 度×0.25 度 OSTIA ：2007 年～, 0.05 度×0.05 度

図 2 より、全データセットに共通して、東北太平洋沿岸や北海道西岸沿岸、瀬戸内海で減少傾向を示

し、能登半島沖や南西諸島沿岸で増加傾向が見られる。ただし、WRF, MERRA-2 に比べて、DSJRA-55 は全体的に滑らかな分布となっている。特に WRF, MERRA-2 が福島県沖や北海道襟裳岬沖で大きな減少傾向を示すのに対して、DSJRA-55 ではその傾向は確認できない。海面温度の増減傾向を示した図 3 を見ても、WRF, MERRA-2 が福島県沖で大きな減少傾向を示すのに対して、DSJRA-55 は全体的に変動が平滑化され過ぎているように見える。これは、DSJRA-55 に入力されている海面水温データの空間解像度が 1 度×1 度と、他の 2 つの海面水温データよりも低解像度であることが原因として考えられる。その一方で、北海道オホーツク海沿岸及び西岸、東北地方日本海沿岸の増加傾向や、九州南部から南西諸島沿岸や瀬戸内海での減少傾向は全データセットに共通して見られた。

図 4 は年平均風速と年平均海面温度との間の相関係数を示したものである。全データセットに共通して、両者の相関が北緯 33～35 度付近を境に明瞭に分かれ、北側で正、南側で負となっていることが見て取れる。この物理的な原因について本稿では触れないが、今後検討していきたいと考えている。

4. おわりに

本研究では、日本周辺で長期風況変動解析に利用可能な 7 つの解析データセットの精度検証を行い、その結果を踏まえて、日本沿岸海域における風力ポテンシャルを解析すると共に、海面水温の長期変動と関係性についても考察を行った。以下に本研究で得られた結果を示す。

- 1) 日本沿岸 40 地点での精度検証により、日本沿岸海域において精度の高い解析データセットとして、DSJRA-55, WRF, MERRA-2 の 3 つが選択された。
- 2) 上記 3 つの解析データセットを用いて、15 年間（1998～2012 年）の日本沿岸海域における風速の増減傾向を調べたところ、全データセットに共通して、東北太平洋沿岸や北海道西岸、瀬戸内海で減少傾向を示し、能登半島沖や南西諸島沿岸で増加傾向を示した。
- 3) 上記 3 つの解析データに入力されている海面水温データを用いて、同期間の海面水温の増減傾

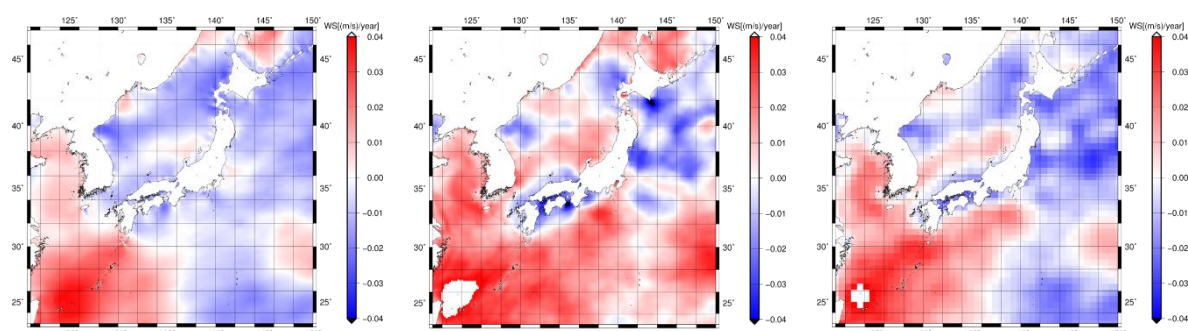


図2. 各解析データセットの年平均風速の増減傾向 (左から DSJRA-55, WRF, MERRA-2)

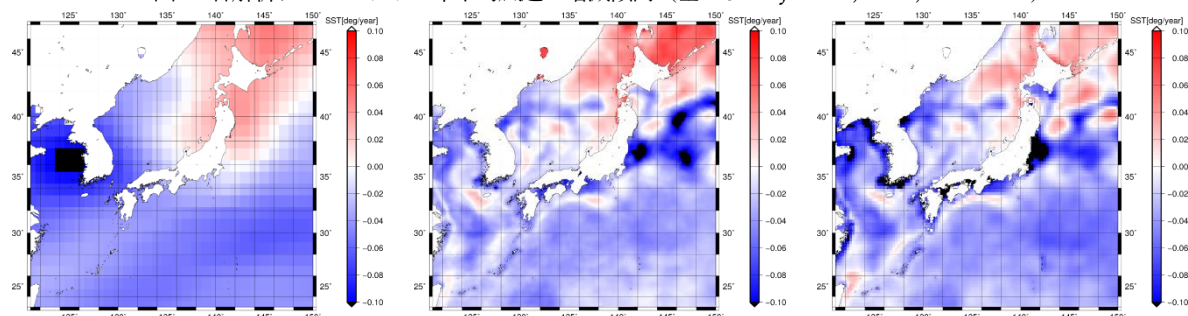


図3. 各解析データセットの年平均入力海面水温の増減傾向 (左から DSJRA-55, WRF, MERRA-2)

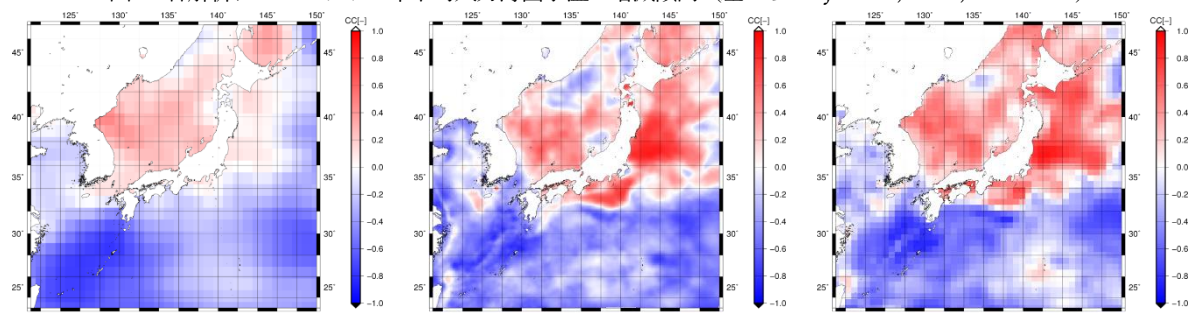


図4. 各解析データセットの年平均風速と年平均入力海面水温データとの相関係数 (左から DSJRA-55, WRF, MERRA-2)

向を調べたところ、全データセットに共通して、北海道オホーツク海沿岸及び西岸、東北地方日本海沿岸で増加傾向を示し、九州南部から南西諸島の沿岸や瀬戸内海で減少傾向を示した。

- 4) 日本沿岸海域における風速と海面水温との関係性を調べたところ、北緯33～35度付近を境に北側で正の相関、南側で負の相関となった。その要因については今後の課題とする。

謝辞

本研究では、国立研究開発法人新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) の「洋上風況観測システム実証研究 (洋上風況マップ)」事業による NeoWins 用の WRF 長期低解像度計算値を使用させて頂いた。波崎の観測データは、国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所港湾空港技術研究所波崎海洋研究施設から、白浜のデータは京都大学白浜海象観測所田辺中島高潮観測塔から提供頂き、日本沿岸 38 地点のデータは海上保安庁海洋情報部日本海洋

データセンターから使用させて頂いた。また、DSJRA-55 は気象庁により提供されたものである。ここに併せて謝意を表する。

参考文献

- 1) 嶋田・大澤, 2017: 洋上風況マップ開発のための WRF シミュレーション, 日本風力エネルギー学会論文集, Vol.41, No.1, pp.5-12.
- 2) 種本他, 2014: 中東・北太平洋航路における全球数値予報モデルの海上風予測精度検証, 日本航海学会論文集, Vol.131, pp.48-56.
- 3) Geraldo et al., 2015: The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2), J. Clim., Vol.30, pp.5419-5454.
- 4) Kobayashi et al., 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. J. Meteor. Soc. Japan, Vol.93, pp.5-48.
- 5) Kayaba et al., 2016: Dynamical regional downscaling using the JRA-55 Reanalysis (DSJRA-55), SOLA, Vol.12, pp.1-5.

冬季の大気境界層における風速変動 —気象庁ウィンドプロファイラデータの解析—

堀口光章（京都大学防災研究所）

1. はじめに

地表から 0.5～2 km 程度までの高さで地表面の影響を強く受ける大気層である大気境界層で吹く風は、一日の中でも多様な原因によって変動している。この研究では、冬季に季節風が吹き、安定度が中立に近いと考えられる場合を対象として、周囲の地形の影響を受けにくい比較的大きな平野内での大気境界層における風速変動の様子を調べることを目的とする。そのために、気象庁設置の風車型風向風速計による地上での風の観測値と共に、同じく気象庁のウィンドプロファイラによる上空の風についての観測データを解析に使用する。

2. 気象庁ウィンドプロファイラの概要

気象庁は 2001 年 4 月からウィンドプロファイラによる高層風の定常観測を開始し、この観測網は「局地的気象監視システム」(略称: ウィンダス WINDAS, Wind Profiler Network and Data Acquisition System) と呼ばれている(加藤ほか 2003)。2018 年現在、気象庁によるウィンドプロファイラは全国 33 か所に設置されている。このウィンドプロファイラは、周波数 1357.5 MHz (波長約 22 cm) の電波を使用し、地上から上空に向けて電波を発射して空気の屈折率のゆらぎ(空間変動)により散乱され戻ってくる電波の周波数変化から上空の風を測るリモートセンシング機器である。

観測データについては、高度約 300 m 間隔で、風の東西成分、南北成分、鉛直成分と S/N 比(信号のノイズレベルに対する比)が得られる。また、降水があるかどうかなど気象条件により変化するが、通常、数 100 m から数 km の高さまで観測されている。観測データは、10 分平均された値として記録、配信されており、この研究では、京都大学生存圏研究所が運営する生存圏データベースによって収集・配布されたもの(<http://database.rish.kyoto-u.ac.jp>)を使用している。

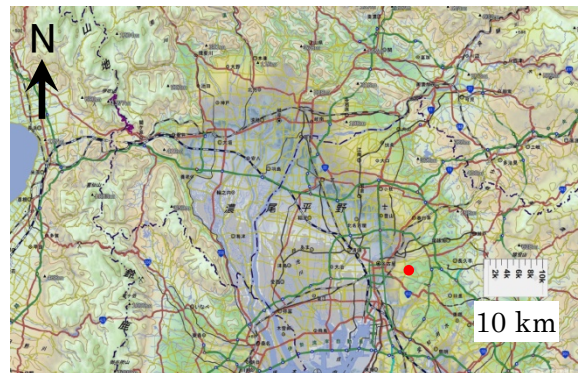
3. 観測例

冬季で季節風が強く吹き、大気の安定度が中立に近いことが多いと考えられる 2016 年 1 月 12 日から 2 月 12 日にかけて、京都大学防災研究所宇治川オープンラボラトリー(京都府京都市伏見区)において、大気境界層乱流の集中観測が行われた(堀口ほか 2017)。この観測では、気象観測塔に設置された超

音波風速計(高さ 25 m)による乱流観測、ドップラーライダーによる大気境界層下層の風の観測、1 時間半から 2 時間おきのラジオゾンデによる風と気温などの高度分布の観測(2 日間)が行われた。

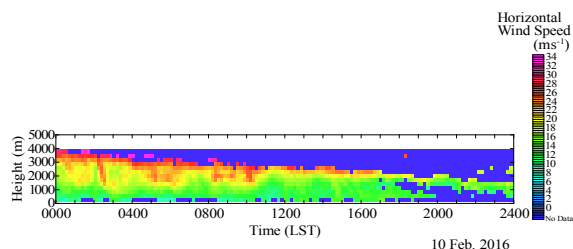
宇治川オープンラボラトリーでは日中午後における風速強化の様子が観測されたが、大気境界層全体にわたる風の詳細な時間変化は調べられていない。そのような観測のためにはウィンドプロファイラが有用であると考えられるが、京都にはウィンドプロファイラが設置されていないので、同じ時期について気象庁名古屋地方気象台(愛知県名古屋市千種区)におけるウィンドプロファイラ(北緯 35 度 10 分、東経 136 度 58 分)による観測とその場所での地上気象観測により、大気境界層全体にわたる風の状況を調べることにする。

名古屋地方気象台は、比較的大きな平野である濃尾平野の東寄りの場所に位置している(第 1 図)。北西から風が吹く場合、平野を囲む山々(高い山で標高は千数百メートル程度)からは 40 km 程度離れていて、平野上を長く吹いてきた風をこの場所では観測できる。また、濃尾平野の東に広がる高台の端に気象台は位置しており(標高 51 m)、周囲の大きな建物などによる影響も小さいと考えられる。ウィンドプロファイラは気象台の敷地内に設置され、また地上気象観測用の風車型風向風速計は気象台本庁舎の屋上に設置されている(地上高 17.9 m)。なお、以降において、他の気象官署における観測も含め風車型風向風速計による観測値は気象庁ホームページ(<http://www.jma.go.jp/jma/>)に掲載されているデータを使用している。



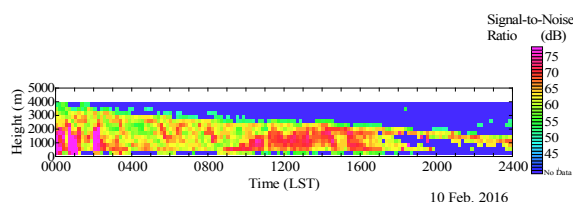
第1図 名古屋地方気象台の位置を赤丸(●)で示す。この図はソフトウェア「カシミール3D」によって作成した。

宇治川オープンラボラトリーでの観測から、比較的风が強く日中後に風速の強化が見られた2016年2月10日について、ウィンドプロファイラの観測データを調べる。第2図にウィンドプロファイラによる水平風速の観測結果を示す。図中の濃い青色の部分、その時間に観測データが得られていない高度領域を示している。この図を見ると、夕方頃まで、2 km程度の対流境界層を越えると考えられる高度まで観測データが得られている。その後、夜になると、観測データが得られる高度が少なくなっている。



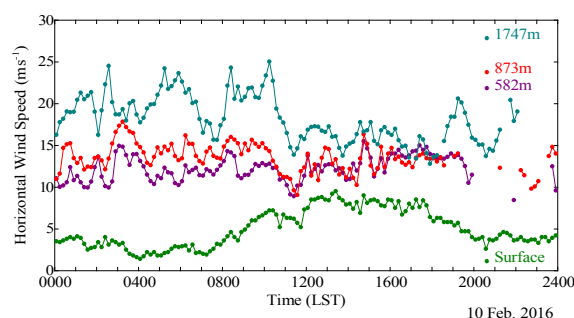
第2図 名古屋地方気象台のウィンドプロファイラによって観測された水平風速の時間高度断面図 (2016年2月10日)。

散乱される電波の強度は空気の屈折率の鉛直勾配の大きさに依存し、またこの屈折率の鉛直勾配は水蒸気量の勾配による寄与が大きい (Tsuda *et al.* 2001) ことから、散乱強度が対流境界層内では大きく、その上では小さくなることが考えられる。そこで、対流境界層の厚さを観測されたS/N比のデータから推定することを試みる。2016年2月10日の日中におけるS/N比の値の時間変化 (第3図) を見ると、日中にS/N比の大きい領域が上方へと広がっている様子が分かる。そこで、S/N比66dB以上の値が得られている高度までを対流境界層として考えることにすると、12時~12時10分のデータからは1,455 m、13時~13時10分については1747 m、14時~14時10分については2,329 mという高度が得られる。今回の解析での冬季には対流境界層の厚さをはっきりと決めることは難しく、上記の値は対流境界層厚さのおおよその目安であるが、冬季においても対流境界層が発達していることが推測される。



第3図 名古屋地方気象台のウィンドプロファイラによって観測されたS/N比の時間高度断面図 (2016年2月10日)。

地上での風速、およびウィンドプロファイラによる日中において対流境界層内と考えられる高度 (582 mと873 m) と対流境界層最上部あるいはその上の自由対流内と考えられる高度 (1747 m) での水平風速の時間変化を第4図に示す。なお、図に示した高度以外に、873 mと1747 m間の高度でも風速は測定されているが、全て表示すると線が重なり合って区別しにくいので、代表的な高度の測定値のみを示している。



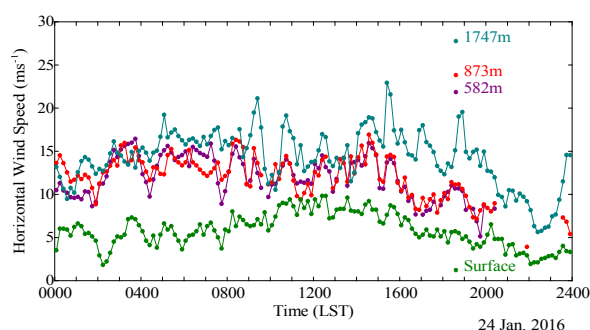
第4図 名古屋地方気象台のウィンドプロファイラによる高度582, 873, 1747 mでの水平風速の時間変化 (2016年2月10日)。地上での風車型風向風速計による風速も示す。

この日、地上での風向は、一日中、西から北の範囲 (西~北の方向から吹く風) であった。第4図を見ると、地上での風速は日中後に強くなっており、13時20~30分の10分間平均風速で 9.5 m s^{-1} に達し、夕方まで風の強い状況が継続している。ウィンドプロファイラによる観測から、測定高度582 mと873 mにおける水平風速の時間変化を見ると、午前中の10時ごろから風速が弱くなり、その後、正午少し前から夕方までは風速が増加している。582 mと873 mでの水平風速を比較すると、10時半頃以降は風速差が小さくなり、その後夜までその傾向は続いている。また、17時頃には、高度1747 mでもその下の高度と同じような風速値を示すようになる。

名古屋で観測された対流境界層内での日中における風速変化は、Crawford and Hudson (1973) による米国オクラホマシティのテレビ塔上部 (最も上の測定高度は445 m) での一年間の測定データを平均した風速変化と良く似ている。今回の解析における冬季で比較的风が強く大気の安定度が中立に近いと考えられる状況においても、Crawford and Hudson が示唆したように、日中での鉛直方向の運動量輸送が風速の高度分布の変化に影響していると考えられる。ただし、Crawford and Hudson は、一年にわたる観測データを使用しており、風速の変化をもたらす運動量輸送は対流混合によるものと考えた。一方、この研究での名古屋における冬季の状況では、対流活動は活発ではなく、乱流による混合が重要であると考えら

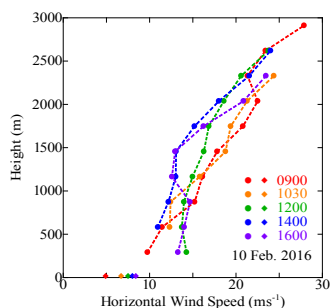
れる。

別の日について、例えば2016年1月24日の例でも同様な風速変化が見られる（第5図）。この日も、地上での風向は一日中、西から北の範囲であり、日中での地上の風速は正午頃にかけて強くなり、12時20～30分と12時30～40分までの10分間平均風速で 9.8 m s^{-1} に達し、夕方まで風の強い状況が継続した。ウィンドプロファイラによる測定高度582 mと873 mにおける水平風速の時間変化については、2月10日の例と同様に午前中に風速が弱くなり、その後、正午頃から14時半頃まで風速が増加している。また、13時少し過ぎには、高度1747 mでも同じような風速値を示すようになる。この日の例については、2月10日の例に比べ午後の早い時間に大気境界層での風速増加が見られなくなるという違いがある。



第5図 名古屋地方気象台のウィンドプロファイラによる高度 582, 873, 1747 m での水平風速の時間変化（2016 年 1 月 24 日）。地上での風車型風向風速計による風速も示す。

次に、風速高度分布の形が日中にどのように変化するかについて調べる。第6図に2016年2月10日の例について、午前中から午後にかけての代表的な時刻でのウィンドプロファイラ観測による水平風速の高度分布を示す（折れ線グラフ）。図では、合わせて地上での風車型風向風速計による風速値も示している（一番下の◆印）。それぞれ、風速値は図に示した時刻からの10分平均値である。



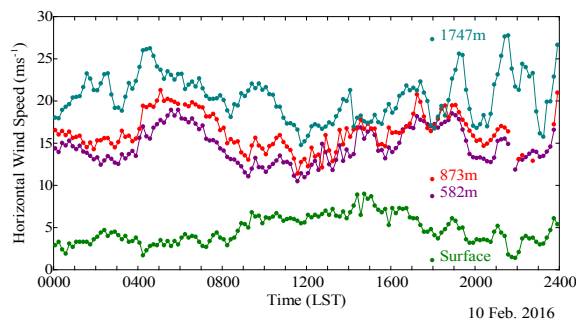
第6図 名古屋地方気象台のウィンドプロファイラによる水平風速の高度分布（2016年2月10日）。地上での風車型風向風速計による風速も示す。

第6図を見ると、地上での風は日中の時間において、午前中から午後にかけて次第に風速が増加している。ウィンドプロファイラによる観測での最低高度である高度291 mでの風速を見ると、データが得られていない時間もあるが、午前中（9時、風速 9.8 m s^{-1} ）より正午（ 14.3 m s^{-1} ）あるいは日中午後のおそい時間（16時、 13.3 m s^{-1} ）の方が風速は強くなっている。また、この上の高度の582 mでの風速を見ると、14時にいったん風速が弱くなっているが、午前中より正午あるいは午後16時の方が風速は強くなっている。一方、さらに上の高度での風について見てみると、高度1,164 mと1,455 mでの風速は、午前中より12時の方が弱く、午後の時間では一層弱くなっている。S/N比の値より推測した大気境界層の厚さは12時～12時10分において1,455 mであり、下層での風速強化と合わせて、日中の大気境界層全体での風速鉛直シアが午後おそくの時間にかけて小さくなっていることが分かる。

風速高度分布の時間変化より、日中に大気境界層が上空へと発達し、乱流混合による鉛直下方への運動量輸送によって風速が高さ方向に一樣な分布へと変化したものと考えられる。名古屋地方気象台の位置での観測は、風上の場所での風速高度分布の変化の結果を見ており、ここでは主に平野上で運動量輸送による風速の一樣化が起きていたものと推測される。また、この風速の一樣化は、地表近くでの風速の強化をもたらしている。

大気境界層で午前中に風速が弱まり午後は風速が増加する傾向が他の場所でも見られるのかどうかについて、気象庁熊谷地方気象台（埼玉県熊谷市）のウィンドプロファイラ（北緯36度9分、東経139度23分）によるデータを調べる。熊谷地方気象台は関東平野の北東部に位置しており（標高30 m）、その場所は南西側の山地に近く、大気境界層構造の変化に関係する風速変動を調べる解析にはあまり適していないとも考えられるが、広い平野に位置していることから、比較のためにこの場所での観測データを調べることにする。

2016年2月10日の熊谷における地上での風速（風車型風向風速計の設置高さは地上高16.8 m）の日中での変化を見ると（第7図）、午前中の8時半頃から午後にかけて次第に強くなり、14時40～50分の10分間平均風速で 9.0 m s^{-1} に達し、夕方まで風速の強い状態が継続している。なお、風向については、1日中ほぼ西北西から北の風であった。



第7図 熊谷地方気象台のウィンドプロファイラによる高度582, 873, 1747 mでの水平風速の時間変化(2016年2月10日)。地上での風車型風向風速計による風速も示す。

熊谷での上空の風(582 mと873 m)については、11時半頃まで弱くなり、その後次第に風速が強くなっている。また、その2高度での風速差は12時頃以降小さくなっている。さらに上空の1747 mでの風速も、12時少し前まで午前中は弱くなり、午後には次第に風速が強くなるという変化を示している。以上のように、大気境界層で午前中に風速が弱まり午後は風速が増加する傾向がこの場所でも見られている。

水平風速のパワースペクトルについて数分～1時間程度のスケールでのスペクトルギャップの存在が示されている(Van der Hoven 1957)が、名古屋でのウィンドプロファイラによる大気境界層中での風速の時間変化については、日中午後の風速増加中に30分から60分程度のスケールの風速変動が見られる。第4図に示した2高度(582 mと873 m)では同じような時間に風速が強くなっているため、鉛直方向に広がりを持った現象であることが分かる。同じ2016年2月10日に行われた宇治川オープンラボラトリーでのドップラーライダーによる大気境界層下層についての観測で、測定高度の40～220 m全体にわたる強風層が日中午後、数10分程度の時間間隔で出現している様子が調べられている(堀口ほか 2017)。二つの場所(名古屋、京都)で観測されている高さが異なるが、同じような時間スケールの風速変動が起きていることが分かる。

名古屋での大気境界層最上部あるいは自由大気内と考えられる高度(1747 m)での風速の時間変化を見ると(第4図)、一日を通して1～3時間程度の時間スケールの風速変動が見られる。そのスケールの風速変動については、日中午後においてその下の大気境界層内の高度(582 m, 873 m)での風速とおおむね同じような時間帯に風が強くなっている。11時から18時の時間帯について、高度582 mと1747 mでの水平風速値の関係をそのトレンド(582 mでは風速増加、1747 mでは若干の風速低下)を除去して

調べると、相関係数0.48とある程度の相関があることが示される。観測された1～3時間程度の風速変動は、大きな空間スケール(大気境界層の高さを越えるようなスケール)を持っており、大気境界層内の風にも影響していることが考えられる。

4. おわりに

気象庁ウィンドプロファイラは全国各地に設置されており、また、設置後長期にわたるデータが蓄積されている。ウィンドプロファイラは、これまで観測があまりなされていない大気境界層上部までの風が観測できることでとても有用であり、多くの観測例を解析することにより、大気境界層における風速変動の様子について詳しく調べることができると考えられる。

謝 辞

この研究での気象庁ウィンドプロファイラのデータは、京都大学生存圏研究所が運営する生存圏データベースによって収集・配布されたものを使用した。ここに記して謝意を表する。

参 考 文 献

- Crawford, K. C. and H. R. Hudson, 1973: The diurnal wind variation in the lowest 1500 ft in Central Oklahoma: June 1966–May 1967. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 127-132.
- 堀口光章, 吉田敏哉, 竹見哲也, 2017: 京都市近郊における大気境界層乱流—冬季集中観測結果—. 京都大学防災研究所年報, **60B**, 491-501.
- 加藤美雄, 阿保敏広, 小林健二, 泉川安志, 石原正仁, 2003: 気象庁におけるウィンドプロファイラ観測業務. *天気*, **50**, 891-907.
- Tsuda, T., M. Miyamoto and J.-I. Furumoto, 2001: Estimation of a humidity profile using turbulence echo characteristics. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 1214-1222.
- Van der Hoven, I., 1957: Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour. *J. Meteor.*, **14**, 160-164.

風力発電への応用に向けた風速鉛直シアの日変化の解析

*辻拓未¹, 大澤輝夫¹, 小長谷瑞木^{1, 2}, 水戸俊成², 畦地啓太³, 嶋田進⁴

(¹神戸大学, ²イー・アンド・イー ソリューションズ株式会社, ³自然電力株式会社,

⁴産業技術総合研究所)

1. はじめに

風力発電の推定年間発電量 (AEP) を求めるには、風力発電の国際基準を定めた IEC61400-12-1 に準じて、風車ハブ高での風速 (HHWS: Hub Height Wind Speed) を用いるのが一般的である。しかし、近年の風車の大型化により、ローター直径が 120m を超える風車も出始めており、発電量を単に HHWS の関数として評価することが難しくなりつつある。実際に、風速の鉛直シアが大きなサイトでは、ハブ高風速から予測された発電量に比べて実際の発電量が小さくなることが報告されている。そうした状況を受けて、最近では、風車の受風面積内における風速鉛直シアを考慮して、高さ毎の受風面積に応じて風速を重み付け平均するローター等価風速 (REWS: Rotor Equivalent Wind Speed) を用いることが新たに提唱されるようになっている^{1),2)}。

そこで本研究では、REWS の有用性を評価する研究の一環として、全国 3 地点で計測された観測値を用いて、大型風車のローター下端から上端を含む高度 40m~200m における風速鉛直シアの実態を調査した。鉛直シアは大気安定度に大きく影響されるため、特にその日変化に着目して解析を行った。

2. 方法

2-1 観測概要

観測地点は、徳島県鳴門市里浦町西浜の里浦地区 8 ブロック揚水機場 (以下、鳴門と表記)、茨城県神栖市須田浜の波崎海洋研究施設にある波崎栈橋 (以下、波崎)、青森県上北郡六ヶ所村にある六ヶ所村海水漁業協同組合施設 (以下、むつ小川原) の 3 地点である。鳴門とむつ小川原は海岸線近くに位置する陸上観測点であり、波崎は海上観測点である。各観測地点の設置高度及び本研究で利用した観測高度を表 1 に示す。

観測データとして、上記 3 地点に設置された鉛直照射型ドップラーライダー (以下、ライダー) によって得られた 1 年間の風速・風向データを用いた。使用したライダーは鳴門と波崎では、Leosphere 社 (現 Vaisala) 製 WINDCUBE、むつ小川原では三菱電機製 DIABREZZA である。ライダーを用いた上空の風況観測は国内のみならず海外でも多くの実績があり、その信頼性は高いとされている^{3),4)}。使用したデータの中で波崎の 7 月は機器トラブルのため長期間の欠測があったが、その他は全ての地点でおおよそ 8 割以上の取得率であった。

表 1 各観測地点の設置高度と観測高度

観測地点	設置高度	観測高度
鳴門	0m	40m,50m,58m,70m,80m,90m,100m,120m,140m,160m,180m,200m
波崎	7m	40m,60m,80m,100m,120m,140m,160m,180m,200m
むつ小川原	10m	50m,60m,70m,80m,90m,110m,130m,150m,170m,190m

2-2 風速鉛直シアの計算

風車ブレードが通過する最低高度と最高高度での風速をそれぞれ U_1 と U_2 とし、高度差を Δz ($=z_2 - z_1$) とすると、風速鉛直シアは

$$\frac{dU}{dz} \approx \frac{U_2 - U_1}{\Delta z}$$

と定義される。現在の陸上風力発電では 3MW 級の発電機が主流であるため、本研究ではハブ高度 90m、ローター直径 100m を想定して解析を行った。すなわち、 z_1 は 40m、 z_2 は 140m である。各地点の高度を揃える際には、最も近い 2 高度の風速データを用いて対数補間により高度補正を行った。

3. 風速の日変化

各地点の高度 100m の風速で規格化した 20m 高度ごとの風速の日変化(年間平均)を図 1 に示す。鳴門では、風速が急増する午前中の時間帯に高度間の風速差が小さくなり、風速鉛直シアが小さくなっていることがわかる。また、明け方 6 時頃には高度 60m から 120m の間での風速差がほとんどないことがわかる。むつ小川原と波崎ではそのような傾向は見られないことから、この現象は鳴門特有のものと示唆される。昼間に比べて夜間の風速鉛直シアが大きいのは 3 地点に共通した特徴である。ただし陸上観測点(鳴門・むつ小川原)と海上観測点(波崎)を比べると、陸上では日中の極大と早朝の極小が共通して見られるのに対し、波崎では日変化の振幅が全体的に小さくなっている。

4. 風速鉛直シア

図 2 に 2-2 節で述べた方法により求めた風速鉛直シアの日変化を示す。この図から、3 地点の中で鳴門の風速鉛直シアが最も小さいことがわかる。海上の波崎は陸上のむつ小川原よりも風速鉛直シアが小さくなったが、日中小さく夜間に大きくなる変動傾向は共通している。それに対して、鳴門においては、風速鉛直シアが一日中小さく、夜間にも増加しないことが大きな特徴であると言える。

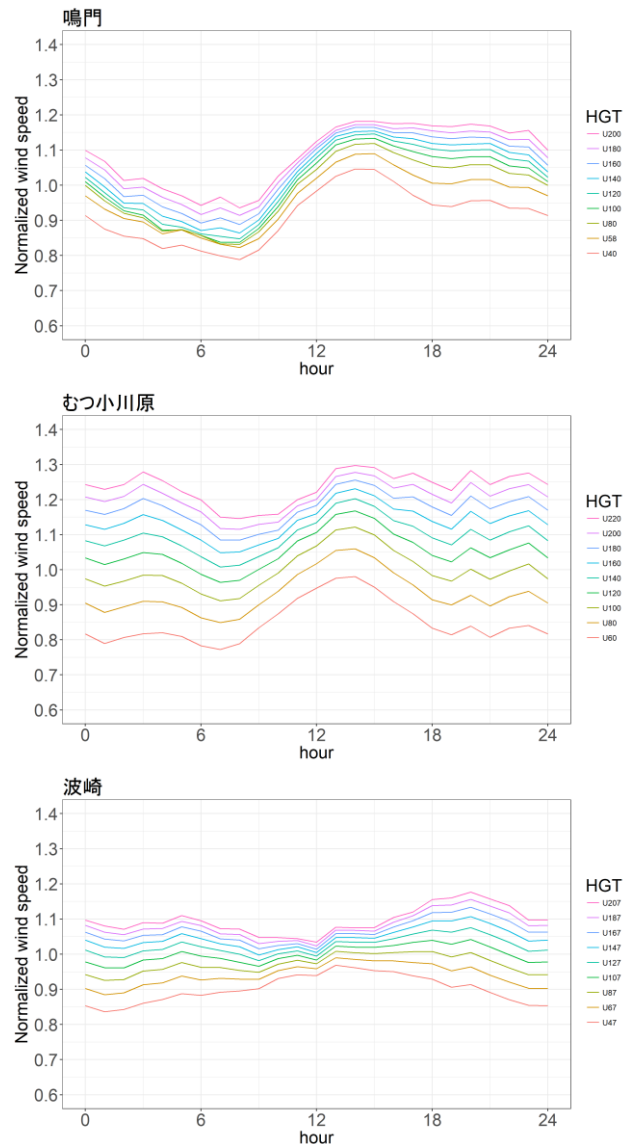


図 1 3 地点における高度別の風速日変化

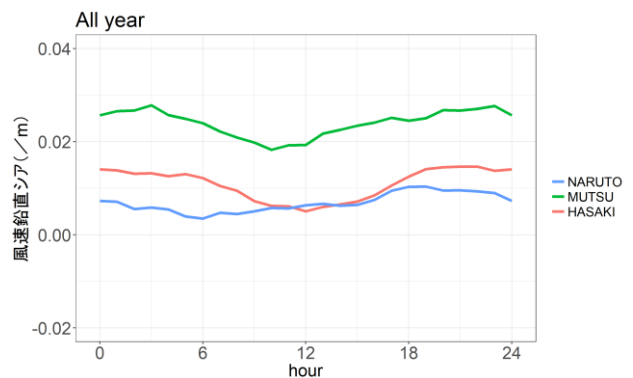


図 2 風速鉛直シアの日変化

5. 風速鉛直プロファイル

5-1 時間変化による区分

鳴門における風速鉛直シアの変動要因を解明するために、まず風速鉛直プロファイルの季節変化を調べた。図3にその結果を示す。この図から、秋季と冬季に限定して、低高度の風速が高風速となる特徴的なS字状の風速鉛直プロファイル（以下、S字パターン）が見られることがわかった。

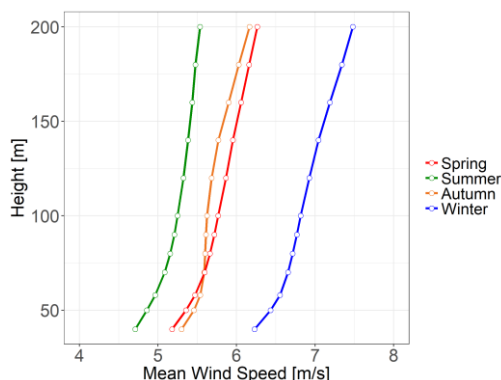


図3 鳴門における風速鉛直プロファイルの季節変化

次に、風速鉛直プロファイルの日変化に着目して解析を行った。図4には鳴門における3時間前平均の時間帯別風速鉛直プロファイルを示す。この図から、鳴門では4～6時の明け方に、高度58m付近において風速が極大となり、典型的なS字パターンが見られることがわかる。

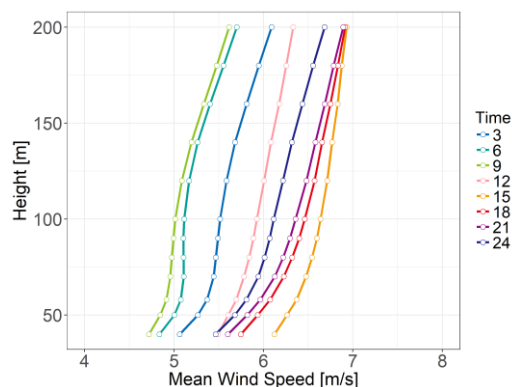


図4 鳴門における時間帯別風速鉛直プロファイル（3時間前平均）

5-2 風向による区分

次に風向に着目して風速鉛直シアの原因を調べた。図5に示す通り、海岸線に沿って風向を6つに区切り解析を行った。それぞれの風向ごとの風

速鉛直プロファイルを図6に示す。風向は高度90mを基準に分類し、凡例の横に各風向の出現頻度を示している。この図から西寄りのD風向にてS字パターンが最も顕著に見られることがわかる。風速が極大となる高度58mの風速とローター上端である高度140mの風速とを比べると、年間の平均風速であるにも関わらず、約1m/sも下層の方が高風速となっていることが見て取れる。



図5 鳴門における風向区分

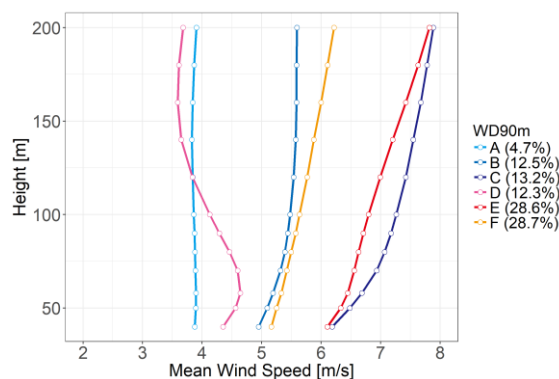


図6 鳴門における風向別鉛直プロファイル

5-3 数値計算による再現

S字パターンの原因を解明するために、鳴門のライダー観測期間を対象に、メソ気象モデルWRFを用いた数値シミュレーションを行った。図7にはD風向の風によりS字パターンが見られた日の明け方5時における計算結果の平均値を示す。また、図8には鳴門の観測地点周辺の航空写真を示す。これらの図から、鳴門においては夜間の海陸風循環による陸風が吉野川沿いの山谷風循環による山風に強化されることによって、低高度において冷たい空気塊が陸から海に向かって吹いていることが示唆された。夜間から明け方のD風向の風がこの局地風である可能性が高く、これが鳴門に

おける S 字パターンの主要因であると推測される。

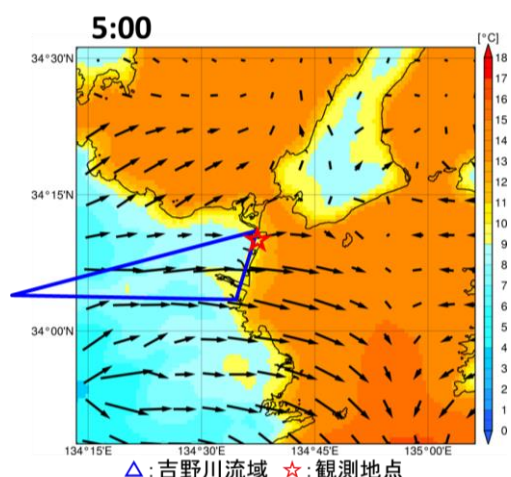


図 7 S 字パターン発生日の WRF 計算結果
(ベクトル：58m 風速・風向，カラー：2m 気温)



図 8 鳴門周辺の航空写真

6. まとめ

本研究では、風力発電への応用に向けた風速鉛直シアの日変化の解析を行った。得られた主な結果を以下に列挙する。

- 鳴門は陸上観測点であるにも関わらず、海上観測点である波崎よりも風速鉛直シアが小さい傾向があり、その傾向は夜間においてより顕著に見られた。
- 鳴門においては、秋季・冬季の夜間から明け方において S 字パターン（低高度の方が高高度の風速よりも高くなる現象）が見られ、これが風速鉛直シアを小さくする一つの要因となっていることがわかった。
- WRF による数値シミュレーションの結果、S 字パターンは、吉野川流域からの吹く西寄りの山風-陸風系の局地風によるものと推測された。

本研究においては、鳴門のように陸上観測点でありながら、局地風の影響により、風速鉛直シアが海上観測点よりも小さくなるような観測点が存在することが示された。こうした地点では風車ハブ高より低い高度でも風速が低くならないため、ハブ高風速が同じ場合でも風力発電量の増加が見込まれる。今後はこの鳴門のライダー観測値を用いてローター等価風速とハブ高度風速との比較を行っていきたいと考えている。

謝辞

鳴門のライダーデータは環境省・鳴門市が実施した風力発電等に係るゾーニング手法検討モデル事業で計測されたもの、波崎のデータは NEDO 洋上風況マップ作成事業で計測されたもの、むつ小川原のデータはむつ小川原港洋上風力開発株式会社・JR 東日本エネルギー開発株式会社により計測されたものである。データの提供に関し、ここに併せて謝意を表する。

参考文献

- 1) A. Honrubia et al., 2010: The influence of wind shear in wind turbine power estimation, Proceedings of European Wind Energy Conference, 9p.
- 2) Frank Scheurich et al., 2016: Improving the accuracy of wind turbine power curve validation by the rotor equivalent wind speed concept, Journal of Physics: Conference Series, Vol.753, 072029, 7p.
- 3) 水戸俊成他, 2018: 鉛直照射型ドップラーライダーを用いた風況観測の精度に関する考察, 風力エネルギー利用シンポジウム論文集、Vol.40, pp.191-194
- 4) Hasager C. B. et al., 2013: Hub height ocean winds over the North Sea observed by the NORSEWInD Lidar array: measuring techniques, quality control and data management, Remote Sensing, Vol.5, No.9, pp.4280-4303.

平成 30 年 7 月豪雨と台風第 7 号の初期時刻依存性実験

* 榎本剛（京大防災研/海洋機構）

1 はじめに

平成 30 年 6 月末から 7 月のはじめにかけて、西日本各地で記録的な雨量が観測され、河川の氾濫や土砂災害を引き起こした。大量の雨をもたらした要因としては、メソスケールの降水帯形成 (Tsuguchi et al., 2018) に加えて、総観スケールの環境場における様々な現象からの影響が指摘されている (気象庁, 2018)。本研究では、降水をもたらした梅雨前線の形成・強化に対する「平成 30 年 7 月豪雨」(西日本豪雨) に先行する台風第 7 号の予想進路の影響について調べる。

2 実験設定

用いたモデルは ECMWF OpenIFS Cy40r1v2 TL1023L60 (水平解像度 20 km, 鉛直 60 層) である。初期時刻依存性を調べるため、6 月 28 日 12 UTC から 12 時間おきに 7 月 3 日 12 UTC までの ECMWF

の現業解析を初期値とし、7 月 8 日 12 UTC までの予報実験を行う。

3 結果

3.1 積算降水量

7 月 5~7 日の 3 日間積算降水量を図 1 に示す。西日本の降水は、6 月 30 日 12 UTC を初期時刻としたものから、日本の上に降水帯が形成され、まとまった降水量が再現されている。7 月 3 日 12 UTC からの予報では、量は少ないものの、分布が改善し、瀬戸内、近畿、中部の極大が再現され、観測に見られない紀伊半島南西部や東海の極大がなくなっている。

6 月 29 日 12 UTC からの予報では、西日本に降水は見られるものの、それ以後の初期時刻からの実験と比較して顕著に降水量が少なく、降水帯は北偏している。6 月 28 日 12 UTC からの予報では降水帯は日本海の上にあり、西日本ではほとんど降水は見られない。

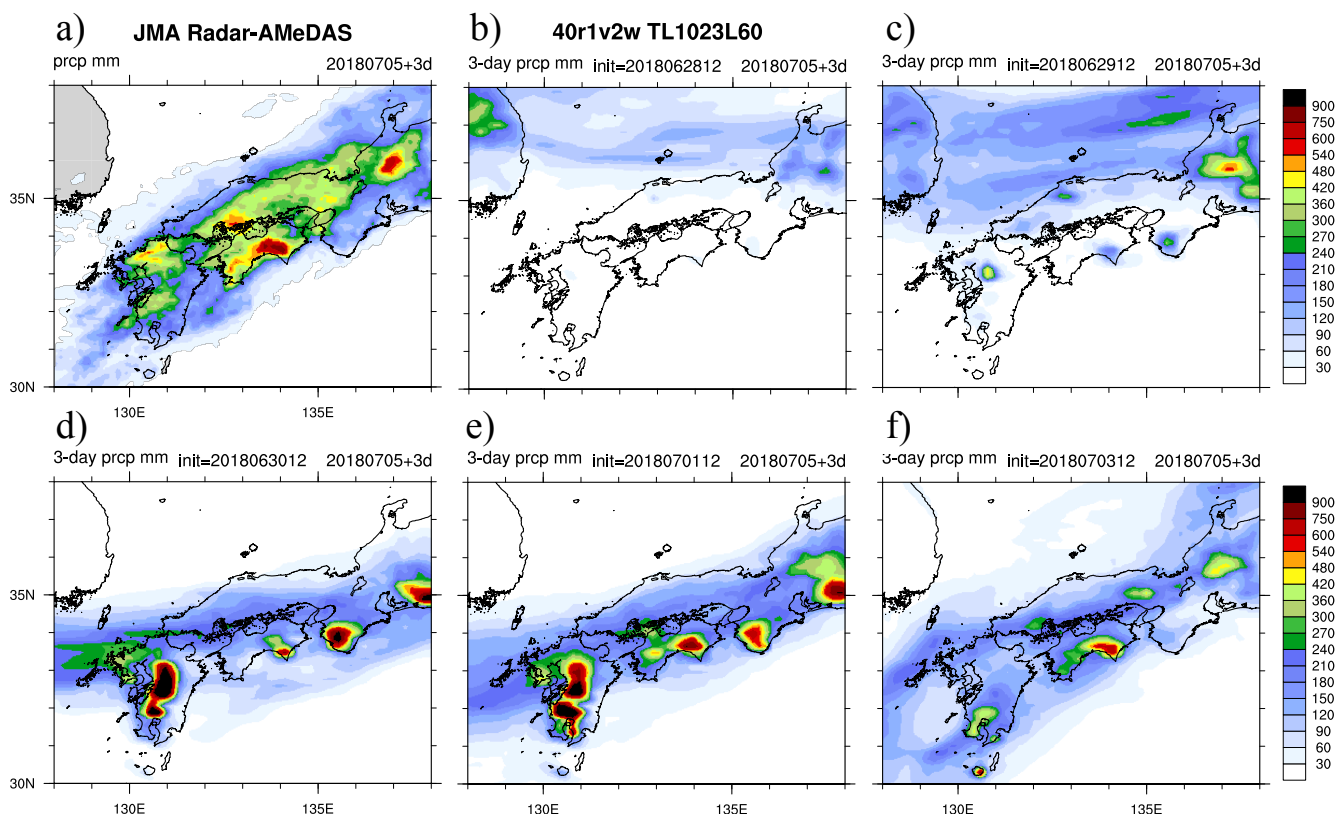


図 1 2018 年 7 月 5~7 日の 3 日間積算雨量 (mm) a) 気象庁レーダー・アメダス解析雨量, b) 2018 年 6 月 28 日, c) 29 日, d) 30 日, e) 7 月 1 日 f) 3 日のそれぞれ 12 UTC からの予報実験

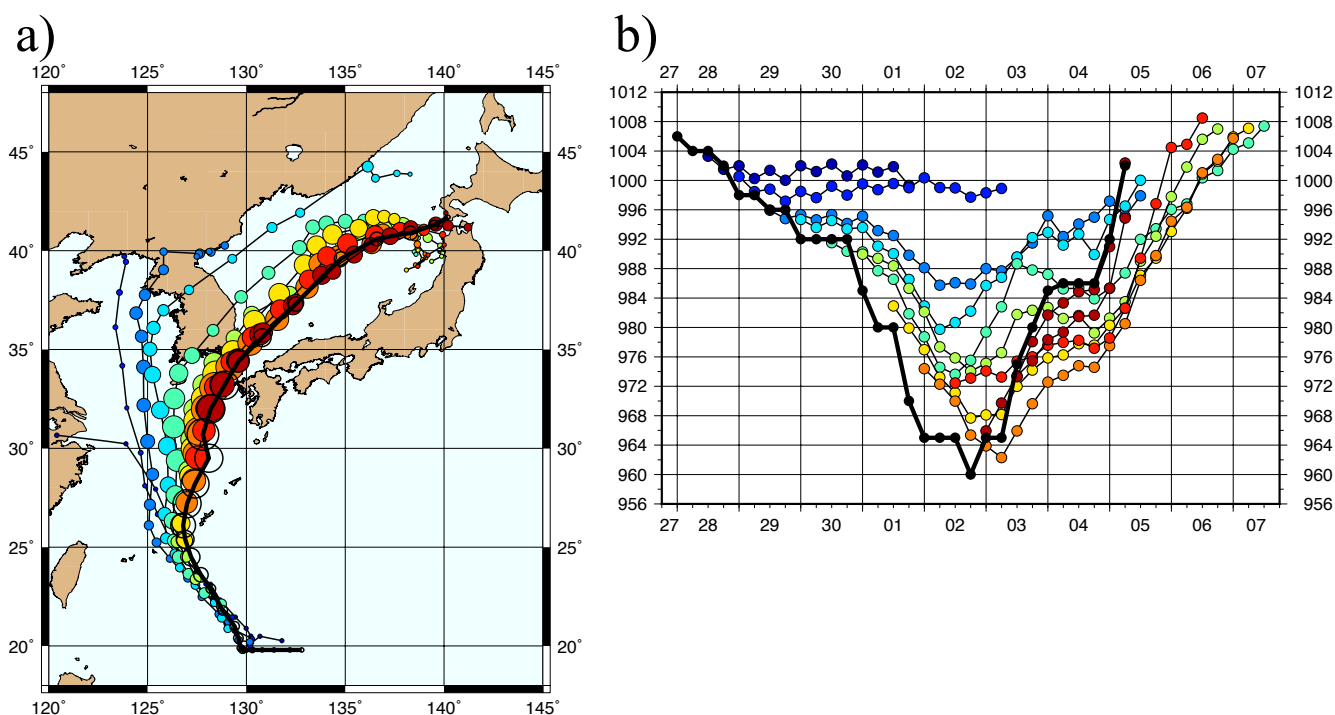


図2 初期時刻を2018年6月28日12 UTCから7月3日12 UTCまで12時間おきに行なった予報実験における a) 予想進路, b) 中心気圧 (hPa)

3.2 台風の予想進路

このような降水量の差異には、先行する台風第7号の予想進路が影響していると考えられる。台風の予想進路と中心気圧を図2に示す。気象庁ベストトラック（太実線と白抜き円）によると、台風は対馬海峡を通過し、日本海を北東に進み、北日本で衰弱した。

初期時刻7月1日00 UTC以降は、ベストトラックに近い経路を予想している。初期時刻6月30日12 UTCは、朝鮮半島南部に上陸するものの、その後は日本海を北東進し、ベストトラックに近い場所で消滅している。それよりも早い初期時刻からの予想進路は、ベストトラックから大きく西に外れている。初期時刻6月29日12 UTCの台風は朝鮮半島北部に上陸、初期時刻6月29日00 UTCの台風は黄海で消滅、初期時刻6月28日12 UTCの台風は北西進し華南に上陸消滅している。

予想進路のバイアスは、台風の発達程度と関連している。早い初期時刻の台風ほど、中心気圧が高い。初期時刻6月28日12 UTCと初期時刻6月29日00 UTCの台風に至っては、ほとんど発達していない。軸対称渦度の鉛直断面を調べたところ、早い初期時刻の台風は中心付近の渦度が小さく背が低い。7月2日12 UTCにおける $6 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 以上の領域は、初期時刻6月29日12 UTCの台風では700 hPa

より下の対流圏下層に止まっているのに対し、初期時刻6月30日12 UTC以降の台風では解析値同様に250 hPa付近の対流圏上層に達している。

3.3 暖湿流の流入

暖湿流の流入について、7月4日12 UTCにおける925 hPaの相当温位を比較する（図3）。JRA-55 (Kobayashi et al., 2015) 解析値を見ると、華南には370 K超の暖かく湿った空気があり、モンスーントラフと台風第7号による低圧部と太平洋高気圧との間に気圧傾度が大きい領域が南西諸島から日本列島南岸に沿うように北東方向に伸びている。これに沿って360 K超の高相当温位のフィラメントが西日本に伸び、日本海にある台風の東側に流入している。

初期時刻6月30日及び7月1日12 UTCからの予報は、この特徴が現れており、相当温位の分布や大きさが解析値によく類似している。初期時刻7月3日12 UTCからの予報になると、台風の衰弱がベストトラック（図2b）に近づくとともに、四国沖の等圧線や九州南部の高相当温位のフィラメントの走向が南西から南南西に改善している。

これに対し、初期時刻6月28日及び6月29日12 UTCからの予報では、太平洋高気圧の西への張り出しが強く、気圧傾度の大きな領域は東シナ海から日本海に位置し、それに伴い高相当温位は解析値よりも北西にずれている。

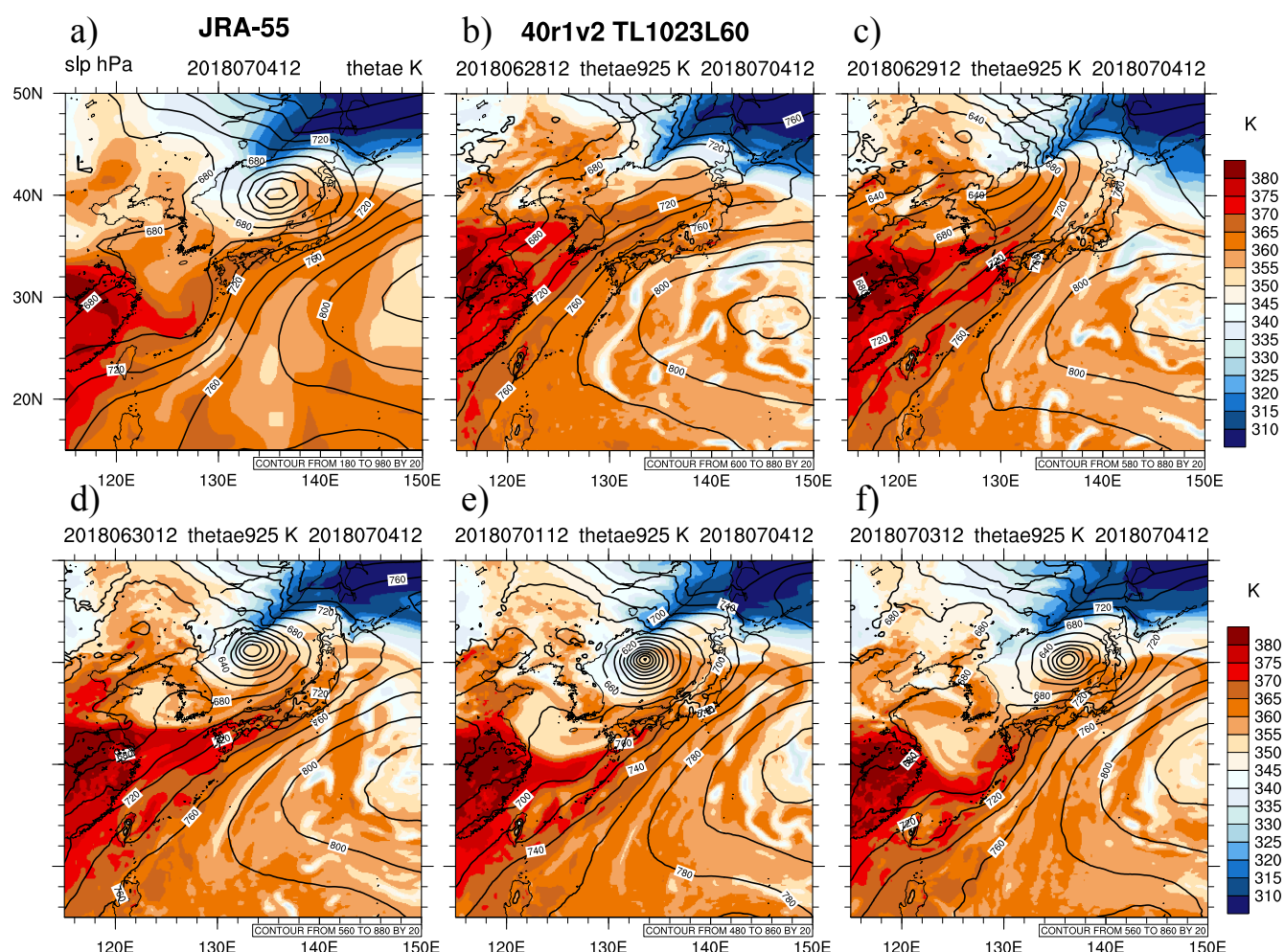


図3 2018年7月4日2 UTCの925 hPa相当温位 (K) a) JRA-55, b) 2018年6月28日, c) 29日, d) 30日, e) 7月1日, f) 3日のそれぞれ12 UTCからの予報実験

4 まとめ

ECMWF OpenIFS を用いて台風第7号及び西日本豪雨の予報実験を行なった。西日本豪雨は、初期時刻6月30日12 UTCから顕著に再現性が向上した。初期時刻6月30日12 UTCより前の予報では、台風が十分に発達せずベストトラックから大きく外れたため、高相当温位の領域が北西にずれていた。初期時刻6月30日12 UTC以降の予報では、ベストトラックに近い台風第7号の経路を予報できたため、日本海を北東進する台風に向かって高相当温位の気流が流入することに伴い梅雨前線が強化され、西日本豪雨の再現性が向上したと考えられる。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP26282111 の助成を受けた。ECMWF 解析値は Glenn Carver 氏提供。

参考文献

- [1] Tsuguti, H. et al., 2018: *Landslides*, 10.1007/s10346-018-1098-6.
- [2] 気象庁, 2018: http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/longfcst/extreme_japan/monitor/japan20180810.pdf 2018/12/10 閲覧.
- [3] Kobayashi, S. et al., 2015: *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.

古文書からわかる昔の大地震

弘瀬冬樹（気象研究所地震津波研究部）

1. はじめに

2011 年東北地方太平洋沖地震以降、歴史地震研究の重要性が再認識されてきている。津波堆積物やトレンチ調査などから巨大地震が過去に発生した証拠を得ることはできる。しかし、歴史地震の発生年月日、さらには時刻まで特定できるのは古文書のお陰である。地震予測は発生時刻の情報に基づいて統計的に処理されることが多い。他には、物理的背景に基づくシミュレーションで過去を再現し、それを未来時間へ進めることで将来の地震予測のヒントにしようという試みもある。ここでは、およそ 100 年間隔で発生している南海トラフ沿いの巨大地震に関する史料解析とシミュレーション研究について紹介する。

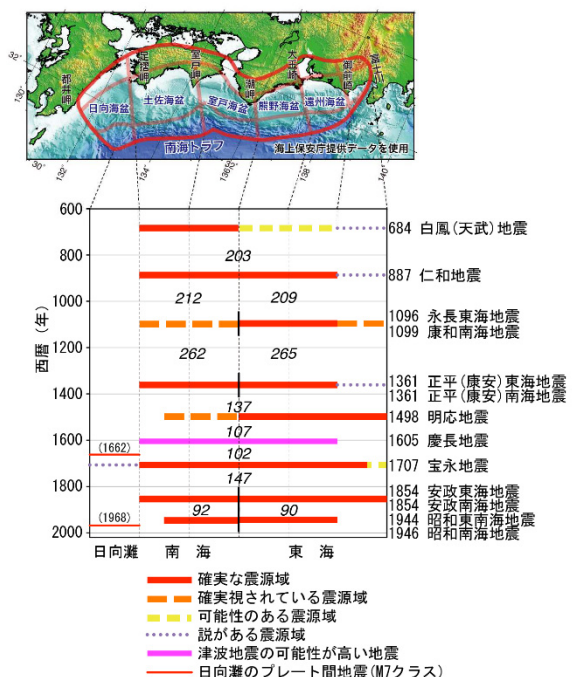
2. 南海トラフ沿い巨大地震

南海トラフ沿いでは、過去に何度も巨大地震が発生している（第 1 図）。破壊様式については 2 つに大別され、全域が一度に破壊する地震タイプ、東海・東南海側と南海側で時間差を持つ地震タイプがある。さらに詳細にみると、巨大地震の破壊域は多様である。例えば、直近 3 シリーズの破壊域の東端・西端はお互いに異なっている（1707 年宝永地震では日向灘北部域まで破壊した可能性あり）。

1707 年宝永地震より前の巨大地震については、史料が少なく諸説あって判然としない。1605 年慶長地震については、地震動が小さいとして一般的な南海トラフ地震ではなく、津波地震または遠地地震の可能性が指摘されている。一方、太平洋に面した徳島県最南端の穴喰に遺る史料には、地震動の凄まじさが記録され

ているため、一般的な南海トラフ地震である可能性も残る。東海・東南海側と南海側の地震はペアで発生する傾向にあるが、1498 年明応南海地震の存在については疑問視されており、1498 年明応東海地震単独の可能性も残っている。1361 年正平地震より前の地震の再来間隔はそれ以降に比べると約 2 倍であるが、史料の抜けによる見掛け上のものである可能性は否定できない。

隆起生物遺骸群集や津波堆積物調査によれば、1707 年宝永地震クラスの超巨大地震の再来間隔は 400–600 年程度と指摘されている。



第 1 図 南海トラフで過去に起きた大地震の震源域の時空間分布(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013)。

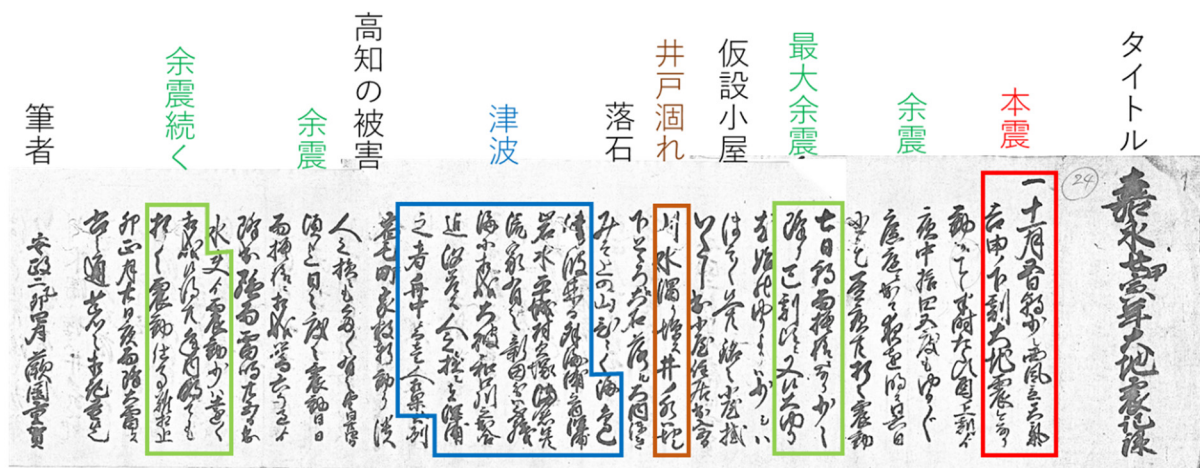
3. 古文書

愛媛県最南端に位置する愛南町の庄屋史料「蕨岡家文書」中にある 1854 年安政南海地震に関する記録について調査した（弘瀬・中西, 2015）。「蕨岡家文書」の翻刻文は、複数の町史・市史等に取り上げられている。しかし、それらの記述内容は異なっており、原本が行方不明であったため、どれが正しいのかははっきりしないという問題があった。

そこで、原本の探索を行った結果、写真コピー（第 2 図）の発見に至った。再解読（第 3 図）、現地調査、他史料との比較を行い、上記の翻刻文の問題に終止符を打つことができた。さらに、当時の被害の把握やそれらの情報から歴史地震の断層モデルを拘束できる可能性を示すこともできた。

1707 年宝永地震と富士山宝永噴火に関して記録された史料「飯作家文書」の原本の調査・再解読も行った（小林・他, 2018）。静岡県富士宮市では本震よりも翌朝の余震の方が大きかったことがはっきりした。このことは本震および余震の震源域を推定するにあたってきわめて重要な情報となる。

歴史地震研究のゴールは、多くの正確な史料を積み上げ、全てを説明する妥当な地震像を浮かび上がらせることである。これには非常に長い年月が必要となるが、古文書は時間とともに失われている。地震史料原本の探索と保存、再解読は早急に取り組むべき課題である。市民参加型の Web 翻刻プロジェクト「みんなで翻刻 <http://www.honkoku.org/>」が一助になろう。古文書解読に興味のある方はご参加ください。



第 2 図 「蕨岡家文書」中にある 1854 年安政南海地震に関する記録「嘉永七甲寅年大地震記録」。

① 嘉永 7 年（安政元年）（1854 年）に起きた大地震の記録（現代語訳）

- 2 1. 11 月 5 日朝、少し西風が吹き、天気は
3 良い。午後 4 時過ぎ大きな地震が起き、
4 震動は 1 時間ほどだった。午後 6 時から
5 夜間に、14、5 回も震動した。
6 広庭に出て、夜明けまで過した。同翌 6 日
7 にも、昼も夜も時々震動した。
8 7 日朝、雨模様になり、雨が少し
9 降り、午前 10 時頃にまたもや大きく揺れた。
10 尤も、最初の揺れよりは少しは
11 弱くなったが、それぞれの家で仮小屋を
12 造り、小屋住まいでの生活を 5 日間した。
13 川の水は濁りが増し、井戸の水は濁れた。
14 下とどろへ大きな落石があり、大内、ほき、
15 みそで上の山が響いた。海辺には
16 津波が来た。外海浦の内、深浦、

最大余震

井戸涸れ

高知の被害

津波

落石

井戸涸れ

仮設小屋

最大余震

余震

本震

タイトル

- 17 岩水、平城村貝塚、満倉の入口のどこも
18 流された家があった。新田のところは残らず
19 海になり、大破した。和口川が僧都川と合流する所
20 まで海水が来た。死傷者については、深浦
21 の人が舟の中で 1 人死亡していた。土佐国
22 宿毛町では、数軒の家が震動で潰れ、
23 死傷者も多かったと聞く。11 月 24 日
24 頃まで、毎日度々震動した。同日
25 雨模様になり、夕方 6 時頃過ぎから
26 降り始め、強雨と雷鳴があった。25 日に
27 洪水になった。それから震動は少し遠く（弱く）
28 になったが、年が明けても
29 時々震動することは止まなかった。
30 安政 2 年正月 20 日夜、雨が降り、大きな雷が鳴った。
31 上記の通り、大地震とその後の災害を記録しておく。

32

安政 2 年 4 月（1855 年） 蕨岡重實

第 3 図
第 2 図の読み
下し文。

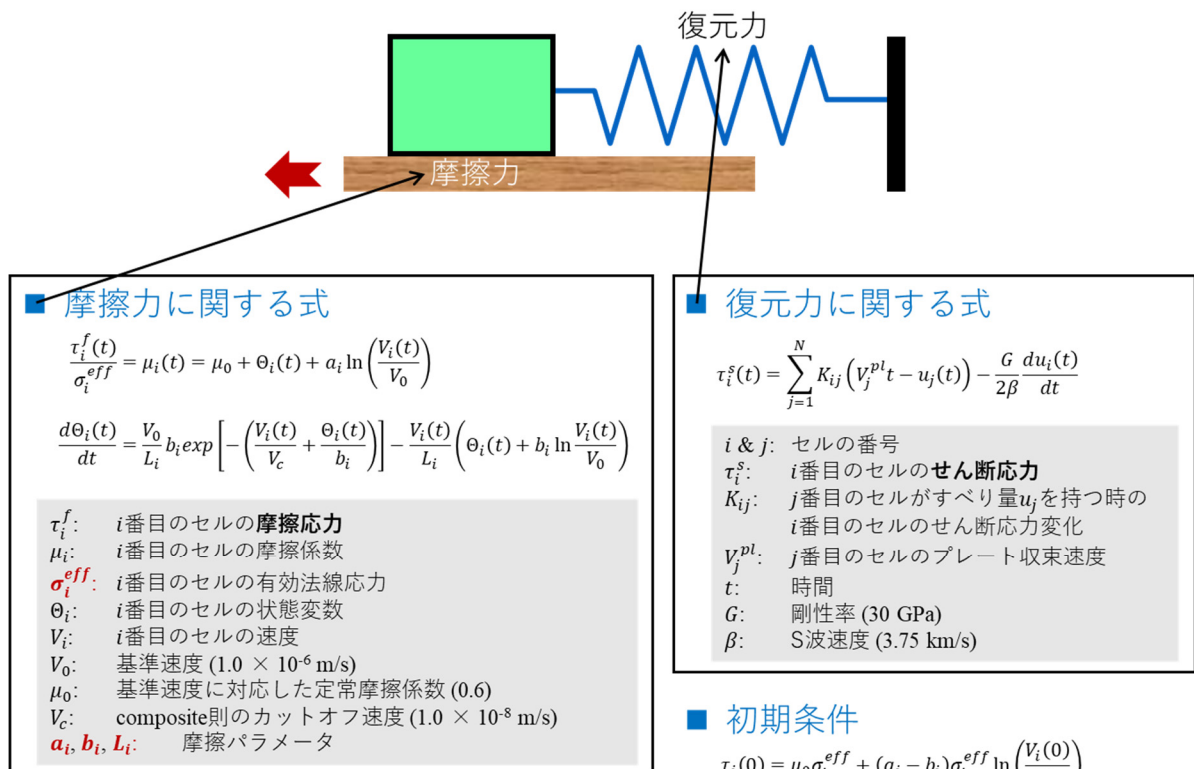
4. シミュレーション

巨大地震が繰り返し発生している南海トラフ沿いのプレート境界では、巨大地震の他にも様々な時空間スケールを持つすべり現象が発生している。また近年、海域の観測網が徐々に整備され、プレート境界面の詳細な固着状態を把握できるようになりつつある。これら様々なすべり現象の相互作用や現況を物理的背景に基づいて検証することは、巨大地震の予測に有効であろう。その手法のひとつが地震発生サイクルシミュレーションである（例えば、Hirose & Maeda, 2013）。過去を再現し、それを未来時間へ進めることで将来の地震予測のヒントを得ようというものである。また、地震前に現れると期待されている前駆すべりが陸上観測点で捕捉できるかについて（弘瀬・他, 2015）や周辺の地震による応力擾乱が南海トラフ沿い巨大地震に与える影響について（弘瀬・他, 2016）を試算することもできる。

プレート境界では、プレート運動に伴う「応力の蓄積」と地震等による「応力の解放」が繰

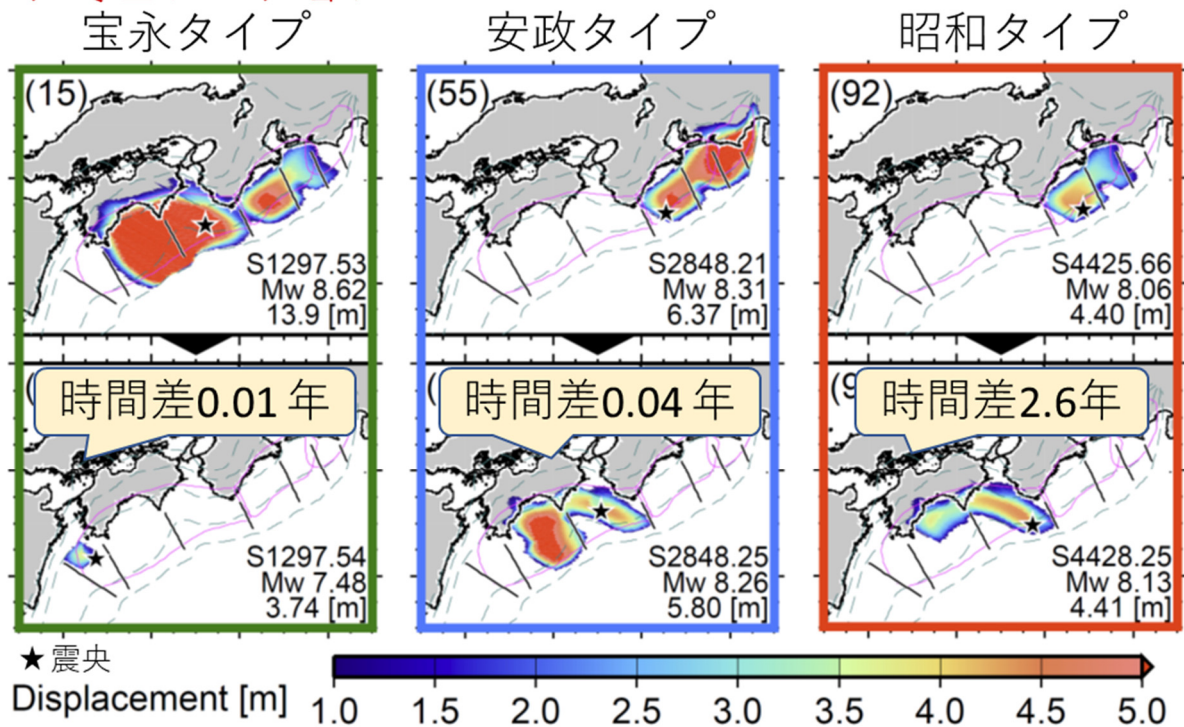
り返されている。プレートは弾性体と見做せるため、応力の蓄積・解放過程はバネ・ブロックモデル（バネとブロックを繋ぎ、テーブルの上に置いたもの）で表現することができる（第4図）。バネの復元力とブロック・テーブル間の摩擦力との相互作用がプレート間の挙動を模すのである。空間分解能を上げるためには、多数の性質の異なるバネとブロックを繋げばよい。実際のシミュレーションでは、均質半無限弾性体中に3次元の曲面プレート境界面を設定し、プレート境界面を三角形のセルで離散化する。プレート境界面上のせん断応力（復元力）が摩擦力と準静的に釣り合うと仮定し数値的に解けばよい。

プレート境界面における各種パラメータの不確定性が大きいため、試行錯誤的に設定する必要がある。観測をそれなりに再現するモデルを構築することはできた（第5図）が、まだ予測に使えるほどのレベルには達していない。ただし、物理的解釈からプレート境界面の状態に関するヒントを得ることはできる。



第4図 バネ・ブロックモデル。

シミュレーション



第 5 図 本モデルで得られた地震時のすべり量分布。破壊域や時間差に違いが現れ、過去の巨大地震（宝永、安政、昭和タイプ）を概ね再現している。ただし、発生順序は観測と異なる。

参考文献

- Hirose, F. and K. Maeda, 2013: Simulation of recurring earthquakes along the Nankai trough and their relationship to the Tokai long-term slow slip events taking into account the effect of locally elevated pore pressure and subducting ridges, *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 118, 4127-4144, doi:10.1002/jgrb.50287.
- 弘瀬冬樹, 前田憲二, 藤田健一, 2015: 南海トラフ沿い巨大地震とスロースリップ, 予知連会報, 93, 429-431.
- 弘瀬冬樹, 前田憲二, 藤田健一, 2016: 三重県南東沖の地震 (2016 年 4 月 1 日, M6.5) による南海トラフ大地震に対する影響, 予知連会報, 96, 311-316.
- 弘瀬冬樹, 中西一郎, 2015: 1854 年安政南海地震による愛媛県最南端 (愛南町) での地震動・津波被害・地下水位変化－庄屋史料と藩史料の比較から分かる庄屋史料の有用性と地殻変動推定の可能性－, *地震* 2, 68, 107-124, doi:10.4294/zisin.68.107.
- 小林昭夫, 弘瀬冬樹, 堀川晴央, 平田賢治, 中西一郎, 2018: 1707 年宝永地震と富士山宝永噴火に関する一史料－飯作家「大地震富士山焼之事覚書」の調査と翻刻－, *地震* 2, 70, 221-231, doi:10.4294/zisin.2017-6.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013: 南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版) について, 94pp.