

# 日本周辺における 1948～2024 年の大気不安定度の長期変化傾向

竹内 凧人\*・内藤 望\*\*

(令和7年10月31日受付)

## Long-term trends of atmospheric instability in 1948-2024 around Japan

Nagito TAKEUCHI and Nozomu NAITO

(Received October 31, 2025)

### Abstract

Changes in the frequency of extreme heavy rainfall, which has become a significant social concern in recent years due to global warming, are influenced by variations in atmospheric stability as well as changes in atmospheric water vapor content. In this study, we analyzed long-term trends in convective available potential energy (CAPE) around Japan, as an indicator of atmospheric instability, using the JRA-3Q dataset and applying the Mann-Kendall test and Sen's slope estimator. Our results indicate a stabilizing trend over the sea around Okinawa and the Pacific Ocean south of Japan. Conversely, destabilizing trends were observed during the warm season over coastal sea areas along both the Pacific and Sea of Japan sides of Honshu. These destabilizing trends may be attributed to enhanced evaporation at the sea surface associated with global warming.

**Key Words:** atmospheric instability, CAPE, JRA-3Q, long-term trend

### 1. はじめに

地球温暖化の進行に伴って、近年、極端な大雨の発生頻度の変化が懸念されている。例えば、全国アメダスの1時間降水量50mm以上となる回数は、統計期間1976～2024年において10年当たり平均28.2回増加(信頼水準99%で統計的に有意)している<sup>1)</sup>。一方、アメダス導入前の年代を含めた1898～2024年における年降水量偏差では、少雨期と多雨期が不規則に出現し、20世紀の初頭や半ばに近年と同程度の多雨期が存在している<sup>2)</sup>。そのため、1970年代以後に限定された統計データのみから降水の変化傾向を判断するのは危険と言える。

大雨を誘発する要因として、大気中の水蒸気量増加と大気不安定化が考えられる。前者の水蒸気量は、温暖化の影響で単純には大気中により多く存在できるようになるが、多降水地域はより湿潤化し、少降水地域はより乾燥化することで、地域差が増大すると考えられている<sup>3)</sup>。後者の大気不安定度の変化については、より複雑であり、温暖化に伴

う変化は未だ不明な部分が多い。そこで本研究では、この大気不安定度の変化傾向を把握することを目的とした。

大気不安定度/不安定度を示す指標は多く提唱されているが、その多くは特定の等圧面データから判断している。算出に必要なデータを少なくすることで計算を容易にはしているが、対流圏全体の状態を表現するには難が残る。本研究では、地表面から対流圏全体を鉛直方向に連続評価する、対流有効位置エネルギー(CAPE)を解析対象とした。これは後述する通り、対流圏内で対流活動が活性化する場合のエネルギーの大きさを示すもので、物理的な裏付けが明確な指標である。このCAPEの長期変化傾向を全球で解析した既往研究例<sup>4)</sup>は存在するものの、日本周辺における傾向についてはほとんど触れられていない。

以上の背景を踏まえて本研究では、気象庁第3次長期再解析(JRA-3Q)データセットを用いて、1948～2024年の77年間にわたる日本周辺のCAPEの長期変化傾向について解析、考察した。

\* 広島工業大学大学院工学系研究科環境学専攻

\*\* 広島工業大学環境学部地球環境学科

## 2. 研究方法

### 2.1 使用データ

気象庁第3次長期再解析（JRA-3Q）データセットを使用した。JRA-3Qは、過去3四半世紀以上（1947年9月～2024年）の気候変化をより高精度に解析することを目的としたデータセットであり、過去の客観解析データを統一的な手法にもとづいて再解析したデータセットである。また、前作のJRA-55から、統計期間を延ばしただけでなく、データ品質の問題点にも改善が加えられている。

客観解析データとは、全球大気を数値モデルでシミュレーションするために、利用可能な各地の気象観測データから、大気に対する各種の方程式系を満たすように格子状の気象データを新たに構築したデータセットのことである。また、再解析とは、気候変化の研究のために、過去の客観解析データと現在の客観解析データ間の品質を均質にするために行われるもので、過去の様々なデータを収集して高品質なものに再処理したものを、再解析データと呼ぶ。

JRA-3Qは、過去3四半世紀にわたる再解析により、過去の全球気象データを現代の技術で同質に再現したものである。このJRA-3Qは、緯度・経度1.25度格子で全球をカバーする各種気象要素データから成っている。今回使用したデータは地表面解析値における気圧、気温、相対湿度、そして1000～100hPaの27層の等圧面解析値における気温、相対湿度であり、解析範囲を日本周辺の北緯23.75°～45°、東経122.5°～153.75°とした。また、出力時間間隔は6時間ごとであり、本研究では1948年～2024年77年分のJST3, 9, 15, 21時の時刻データを使用した。

### 2.2 対流有効位置エネルギー CAPE

対流有効位置エネルギー CAPE (Convective Available Potential Energy) は、大気的不安定度を示す指標である。CAPEの一般的な定義式は式(1)だが、その概念を図1で説明する。図1中には、実際の大気の気温鉛直分布を示す状態曲線と、地上の空気塊を強制的に上昇させた場合の気温変化を示す線の2本の曲線が描かれている。後者は、露点温度に達する持ち上げ凝結高度に達するまでは乾燥断熱減率に従い、それ以上の高度では湿潤断熱減率に従って、気温低下していく。この時、上昇空気塊ははじめ状態曲線より低温、すなわち周囲の空気より高密度のために下方へ戻そうとする復元力が働く。この復元力に逆らって上昇させるための外力がなければ上昇流は存在できない。ところが、自由対流高度において周囲の気温と逆転し、それより上では周囲の空気より上昇空気塊の方が高温低密度となつて、外力がなくても上昇が続くことになる。そして再び気温が逆転する雲頂高度までは自然に上昇流が継続すること

となる。この際、まず自由対流高度まで強制的に空気塊を上昇させるのに必要なエネルギーは図1中の緑斜線部分の面積に対応し、これを式(2)で定義される対流抑制CIN (Convective Inhibition) と呼ぶ。そして、自由対流高度まで達した空気塊が雲頂高度まで上昇し続ける対流現象を促すエネルギーは図1中の赤斜線部分の面積に対応し、これがCAPEである。しかし、図1のように必ず自由対流高度や雲頂高度が存在するわけではなく、大気の状態によってはCAPEやCINが算出できない時間帯も存在する。なお、CAPEの値による大気安定度の分類の目安を表1に示す。

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{T_p - T_e}{T_e} dz \quad (1)$$

$$CIN = g \int_0^{LFC} \frac{T_e - T_p}{T_e} dz \quad (2)$$

$g$  : 重力加速度 (m s<sup>-2</sup>)

$EL$  : 雲頂高度 (m)

$LFC$  : 自由対流高度 (m)

$T_p$  : 持ち上げた空気塊の気温 (K)

$T_e$  : 周囲の気温 (K)

$z$  : 高度 (m)

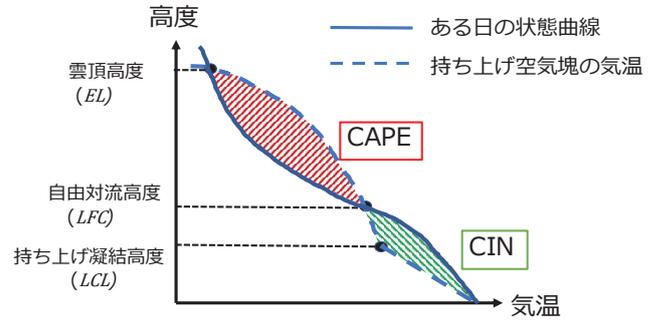


図1. CAPEとCINの概念図。

表1. CAPEの値と大気安定度の目安<sup>5)</sup>。

CAPE(J kg <sup>-1</sup> )	安定度の目安
0以下	安定
0~1000	やや不安定
1000~2500	中程度に不安定
2500~3500	非常に不安定
3500以上	極端に不安定

本研究では、CAPE の計算は、python ライブラリにある気象データの解析や可視化を行う Metpy を利用した。この Metpy における CAPE の計算式は、式 (1) と若干異なる式 (3) である。これは空気中に含まれる水蒸気量の差異が空気密度や気体定数に及ぼす影響を考慮して、同圧同密度の乾燥空気が持つ仮想的な温度「仮温度」に式 (4) で換算した上で計算しており、湿潤大気の影響をより正確に反映している。また、強制上昇させる空気塊の高度について、複数の設定がある中で、本研究では地上から空気塊を持ち上げて計算する、SB (Surface-Based) CAPE を採用した。ただし、CAPE が負の値や計算できない場合には 0 として扱った。

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} dz \quad (3)$$

$$T_v = T(1 + 0.61w) \quad (4)$$

$T_v$  : 仮温度 (K)

$w$  : 混合比 ( $\text{kg kg}^{-1}$ )

なお、露点温度  $T_d$  は以下の手順で求めた。気温  $T$  から飽和水蒸気圧  $e_s(T)$  を Bolton の近似式<sup>6)</sup> (5) で求めた後、相対湿度  $RH$  を掛けて水蒸気圧  $e$  を求める式 (6) に代入する。この水蒸気圧  $e$  が飽和水蒸気圧となる温度を式 (5) の逆演算となる式 (7) を用いて、露点温度  $T_d$  を近似的に求めた。

$$e_s(T) = 6.112 \times \exp\left(\frac{17.67T}{T+243.5}\right) \quad (5)$$

$$e = RH \times e_s(T) \quad (6)$$

$$T_d = \frac{243.5 \times \ln(e/6.112)}{17.67 - \ln(e/6.112)} \quad (7)$$

### 2.3 Mann-Kendall検定

時系列のデータに増加または減少傾向が統計的に有意に存在するかを調べる検定法で、データの値の大小関係のみを用いるので、正規分布や線形性に従わない場合も検定できる特性を持つ。データ系列  $(x_1, x_2, \dots, x_n)$  に対して、式 (8)、(9) より、後の値  $x_j$  と前の値  $x_i$  の差  $x_j - x_i$  の符号が正負を全組み合わせで調べ統計量  $S$  を算出し、 $S$  が正の値なら「増加傾向」と判定する。また、前後でデータ値が同じ場合だと比較できる組み合わせが減り、分散を小さく補正する必要があるため Mann-Kendall では、式 (10) の第二項で補正を行っている。ここで、 $n$  は全データ数、 $g$  は同値群の個数、 $tk$  はその値が出現した個数である。分散を計算したのち、累積確率関数  $\Phi(Z)$  を式 (11)、(12) で求める。本研究では、 $p$  値が 0.05 以下 (95% 有意) で両側検定を行うので、式 (13) で  $p$  値を算出する。

$$\text{sign}(x) = \begin{cases} +1 & (x > 0) \\ 0 & (x = 0) \\ -1 & (x < 0) \end{cases} \quad (8)$$

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(x_j - x_i) \quad (9)$$

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{k=1}^g t_k(t_k-1)(2t_k+5)}{18} \quad (10)$$

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & (S > 0) \\ 0 & (S = 0) \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & (S < 0) \end{cases} \quad (11)$$

$$\Phi(Z) = \int_{-\infty}^Z \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-t^2/2} dt \quad (12)$$

$$p = 2 \times (1 - \Phi(|Z|)) \quad (13)$$

### 2.4 Sen's slope推定

前節の Mann-Kendall 検定は、傾向があるか否かの有意性を検定するのに対して、Sen's slope は傾向がどのぐらいの大きさかという変化量を推定する。一般的なトレンド解析では最小二乗法を用いるが、極端に大きい値や小さい値に左右されやすい性質がある。CAPE は分散が大きいため、外れ値の影響を受けにくい Sen's slope 推定を採用した。データ系列を  $(y_1, y_2, \dots, y_n)$ 、それぞれの時刻を  $(t_1, t_2, \dots, t_n)$  とする。すべての  $i < j$  について、傾き  $Q_{ij}$  を算出した後、 $Q_{ij}$  の中央値  $M$  を求める。この中央値をデータ全体の代表的な傾きと判断し、Sen's slope の推定値とする手法である。

$$Q_{ij} = \frac{y_j - y_i}{t_j - t_i} \quad (i < j) \quad (14)$$

$$M = \text{median}(Q_{ij}) \quad (15)$$

## 3. 結果と考察

### 3.1 CAPE計算の検証

CAPE の計算を検証するため、竜巻や突風の発生時に気象庁が最寄りの高層気象観測データから計算、公開している情報<sup>7)</sup> と、本研究による最寄りのグリッドにおける計算結果を比較した。比較した日時、対象地点と両者による CAPE 値を表 2 に示し、両 CAPE 値の散布図を図 2 に示す。両者の間に有意な相関は認められるものの、その差は小さくはない。この差が生じる原因は、そもそも気象庁の CAPE は高層気象観測点における値である一方、本研究による CAPE は緯度経度 1.25 度格子における値であり、地理的に異なる位置での計算となっているためである。CAPE は空間的な変動も大きいことを踏まえると、この不一致の程度はやむを得ないものと考えられ、決定係数 0.68 という結果は十分に有意な結果と言えよう。

表 2. CAPE の各計算結果の一覧 (J kg<sup>-1</sup>).

日時 (日本時間)	CAPE (J kg <sup>-1</sup> )		
	気象庁	本研究	
1999/9/24 9時	浜松	208.1	661.9
1999/9/24 21時		1048.1	1101.0
2008/3/27 21時	鹿児島	82.9	62.6
2008/7/7 9時	名瀬	2614.7	3377.2
2008/7/22 9時		2995.4	2120.0
2008/7/27 9時	輪島	2802.5	2143.7
2008/7/27 21時		337.1	93.8
2008/7/28 9時	潮岬	3630.0	2437.1
2008/10/10 9時	輪島	274.1	17.6
2008/10/10 21時	秋田	251.8	0.0
2011/11/18 9時	鹿児島	48.7	28.8
2011/11/18 21時		355.0	78.4
2013/9/15 9時	八丈島	2431.5	2022.2
2013/9/15 21時		1068.1	2468.8
2014/8/8 9時	潮岬	1846.1	630.7
2014/8/8 21時		1260.8	323.2

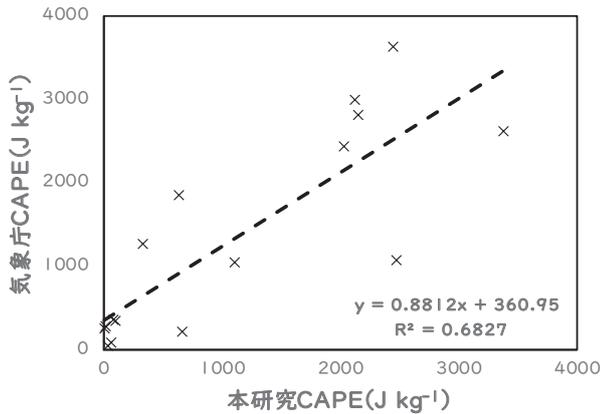


図 2. CAPE の計算値の相関.

### 3.2 CAPEの平均的分布

まず 77 年通年における CAPE 平均値分布図を図 3 に示す。日本周辺の CAPE 平均値は 100 Jkg<sup>-1</sup> ほどである。3 ヶ月ごとの四季に分けた場合、夏 (6 ~ 8 月), 秋 (9 ~ 11 月), 春 (3 ~ 5 月), 冬 (11 ~ 2 月) の順に不安定度が高く、時間帯別では JST15 時, 9 時, 21 時, 3 時の順に不安定度が高い結果となった。平均的に最も不安定となる真夏 8 月の JST15 時における 77 年平均の CAPE 分布を図 4 に示す。西日本の太平洋側で 1500 ~ 2000 Jkg<sup>-1</sup> の中程度の不安定、南方の太平洋上では 3000 Jkg<sup>-1</sup> 以上の非常に強い不安定な大気場となっていた。

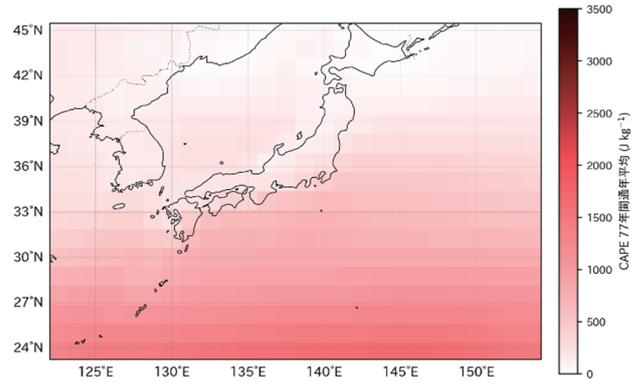


図 3. 77 年通年における CAPE 平均値分布 (J kg<sup>-1</sup>).

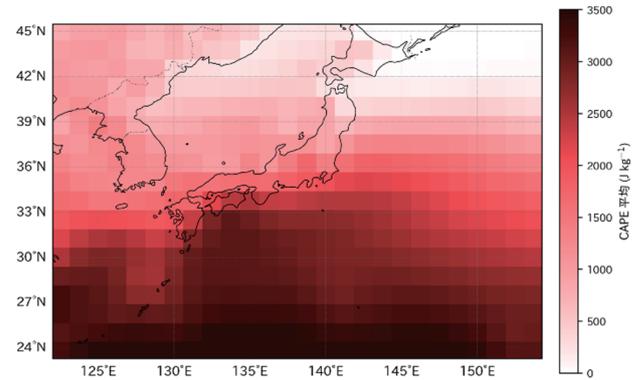


図 4. 8 月 JST15 時における CAPE の 77 年平均値分布 (J kg<sup>-1</sup>).

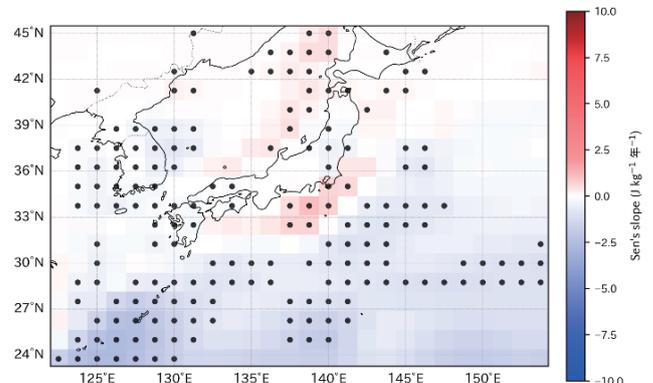


図 5. 77 年通年の Sen's slope による CAPE の長期変化トレンド (J kg<sup>-1</sup> 年<sup>-1</sup>) 分布. 黒丸は Mann-Kendall 検定で p 値 < 0.05 で有意であることを示す.

### 3.3 CAPEのトレンド分布

Mann-Kendall 検定および Sen's slope 推定による長期変化トレンド解析の結果を示す。まず 77 年通年における CAPE 長期変化トレンド分布を図 5 に示す。沖縄近海から日本の南方太平洋域において CAPE が減少する安定化傾向が顕著である一方、東海地方や関東地方の太平洋沿岸海域や北陸地方から北海道の日本海沿岸海域において、弱いながらも CAPE が増加する不安定化傾向がみられる。しかし陸域における変化傾向は顕著には認められない。

日本周辺における 1948 ~ 2024 年の大気不安定度の長期変化傾向

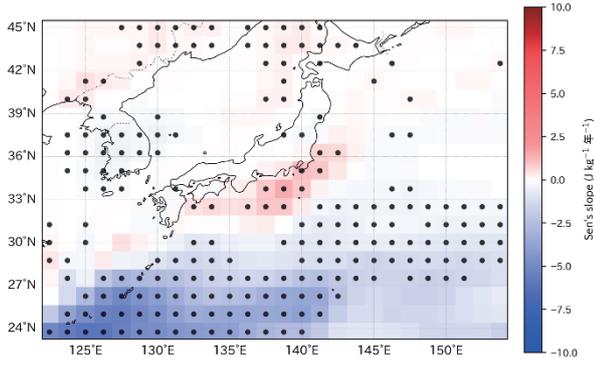


図 6. 春季 (3 ~ 5 月) における 77 年間の Sen's slope による CAPE の長期変化トレンド ( $J kg^{-1} 年^{-1}$ ) 分布. 黒丸は Mann-Kendall 検定で  $p$  値  $< 0.05$  で有意であることを示す.

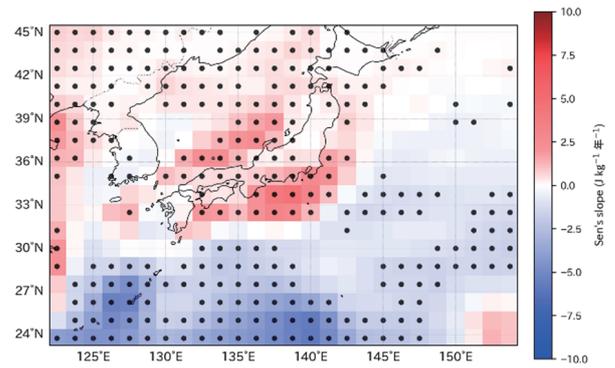


図 10. 日本時間 3 時における 77 年間の Sen's slope による CAPE の長期変化トレンド ( $J kg^{-1} 年^{-1}$ ) 分布. 黒丸は Mann-Kendall 検定で  $p$  値  $< 0.05$  で有意であることを示す.

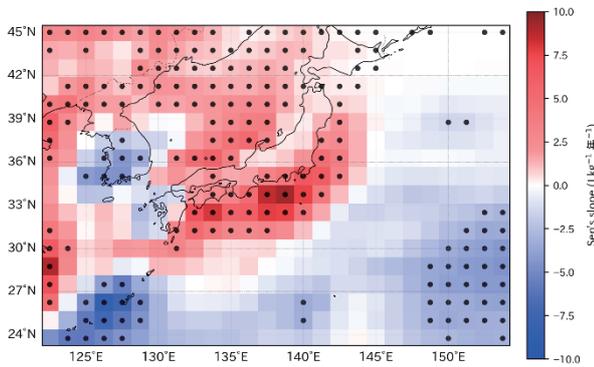


図 7. 夏季 (6 ~ 8 月) における図 6 と同様な分布.

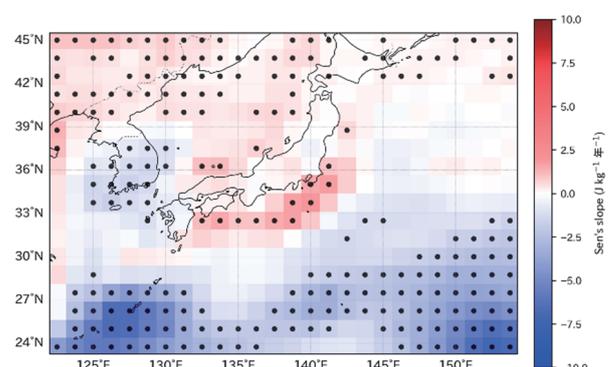


図 11. 日本時間 9 時における図 10 と同様な分布.

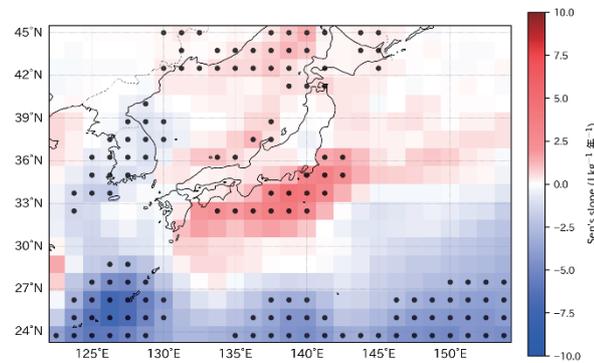


図 8. 秋季 (9 ~ 11 月) における図 6 と同様な分布.

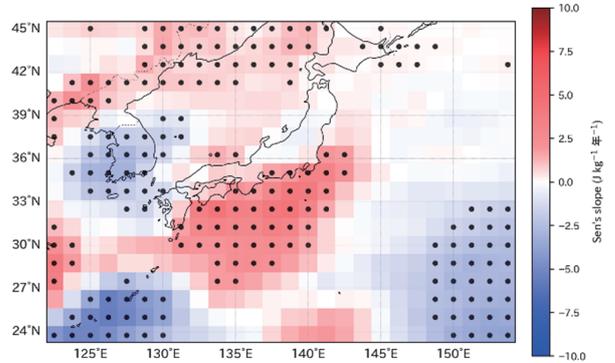


図 12. 日本時間 15 時における図 10 と同様な分布.

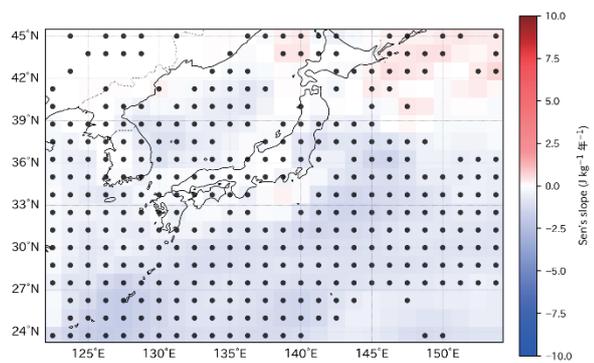


図 9. 冬季 (12 ~ 2 月) における図 6 と同様な分布.

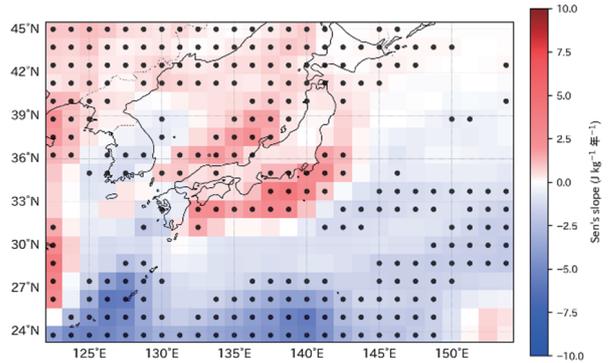


図 13. 日本時間 21 時における図 10 と同様な分布.

次に、3ヶ月ごとの四季別のCAPE長期トレンド分布を、図6～図9に示す。どの季節においても沖縄近海から日本の南方太平洋域において安定化傾向が顕著である。これは海水温上昇に伴う蒸発増加、大気の湿潤化だけではなく、対流圏の上部と下部における気温上昇量の差異が影響している可能性がある。図7の夏季は、本州の太平洋側および日本海側の沿岸海域で強い大気の不安定化傾向がみられる。この傾向は弱いながらも秋季(図8)にもみられ、春季(図6)には太平洋側のみかすかに認められる。南方の太平洋域とは逆の傾向であり、興味深い差異である。この図7で不安定化傾向を示す海域付近では、統計期間が異なるJRA-55データセットを用いて蒸発量を調べた既往研究<sup>8)</sup>において、蒸発量の増加傾向を示す結果が得られている。つまり、この海域では温暖化によって蒸発が活性化し大気が湿潤化したことで大気の不安定化が促進している可能性が高い。今後、海面水温や気温上昇量の鉛直分布などと照合して考察を深める必要がある。また、いずれの季節においても、海域に比べて日本列島の陸域では変化傾向が顕著ではない。

さらに、JST3時、9時、15時、21時の各時刻におけるCAPEの長期トレンド分布を図10～図13に示す。どの時間帯も大局的には図5と似たような地域分布を示している。ただ、特に日本海側の不安定化傾向については、僅かながらではあるが、日中(9時と15時)よりも夜間(21時と3時)の方が強くなっているようである。太平洋側よりも昼夜の差異が大きい点は興味深いものの、その原因は不明である。今後、この点もさらに他要素の変化と照合しながら考察していく価値がある。

#### 4. まとめ

JRA-3Qのデータセットから、1948～2024年77年間の日本周辺のCAPEを計算し、Mann-Kendall検定およびSen's slope推定によって長期変化トレンドを解析した。沖縄近海から日本の南方太平洋域においてはCAPEが減少する大気の安定化傾向を示す一方、本州の太平洋側および日本海側の沿岸海域において、夏季を中心にCAPEが増大する大気の不安定化傾向を検出した。この不安定化傾向は、温暖化に伴う海面からの蒸発増加による影響が考えられる。今後、蒸発の変化だけではなく、対流圏の上部と下部における気温上昇量の差異等を含めて、関連要素を解析して照合、考察することが望まれる。また、時刻別の長期変化トレンドの比較から、原因不明であるものの、日本海側の不安定化傾向は昼よりも夜間の方が強くなる結果が

得られた。なお、大気の安定度をさらに詳細に解析するためには、CAPEだけでなくCINの評価も必要であろう。

#### 謝辞

本研究では、気象庁が提供するJRA-3Q長期再解析データを利用した。また、膨大なデータ処理をGPUつきPCで計算するにあたり、広島工業大学工学部機械情報工学科の鈴木文寛教授、広島工業大学大学院工学系研究科博士前期課程機械システム工学専攻の矢野快斗君のご協力を賜りました。ここに記して謝意を表します。

#### 文献

- 1) 気象庁：大雨や猛暑日など(極端現象)のこれまでの変化. [https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme\\_p.html](https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html) (2025年10月8日確認)
- 2) 気象庁：日本の年降水量. [https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/an\\_jpn\\_r.html](https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/an_jpn_r.html) (2025年10月16日確認)
- 3) IPCC: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 32pp. (2021)
- 4) Kathrin Riemann-Campe, Klaus Fraedrich, Frank Lunkeit: Global climatology of convective available potential energy (CAPE) and convective inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis. Atmospheric Research, 93, 534-545. (2009)
- 5) 気象庁：主な大気パラメータについての解説. <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/tornado/index.html/indices.pdf> (2025年10月8日確認)
- 6) Bolton, D.: The computation of equivalent potential temperature. Monthly Weather Review, 108, 1046-1053. (1980)
- 7) 気象庁：竜巻等の突風の顕著な事例(過去の主な事例). [https://www.data.jma.go.jp/stats/data/bosai/tornado/special/special\\_history.html](https://www.data.jma.go.jp/stats/data/bosai/tornado/special/special_history.html) (2025年10月16日確認)
- 8) 大谷真司：日本上空における水蒸気移流の長期変化要因に関する研究. 広島工業大学環境学部地球環境学科平成27年度卒業論文, 24pp. (2016)