数値季節予測システムの開発と利用

平原 翔二（気象庁数値予報開発センター）

１．はじめに

現在みなさんが受け取る季節予報は、大気と海洋を含んだ地球の姿と、その変化を計算機上に再現する数値シミュレーションが元となっている。この数値シミュレーションは将来の予測だけでなく、過去に起こった異常天候の原因や、それが予測可能であったかどうかを調べる道具としても利用されている。

本講義では、そうした大気－海洋結合予測モデルによる数値シミュレーション技術について、気象庁の数値季節予測システムを例にして解説したい。

２．季節予報と海洋

数値季節予測システムの解説に入る前に、季節予報や､その海洋との関わりについて触れておきたい。

季節予報では日々の天気予報と異なり、１週間や１か月間などで平均した期間平均値を予測の対象としている。大気・海洋の現象には、空間的に大きい現象ほど時間的にゆっくりと変動する傾向がある（図１）ので、期間平均することで高低気圧のような日々の変動を打ち消して、季節予報の対象となっている規模の大きい、ゆっくりとした変動を取り出すことができる。

季節予報は、季節規模（数か月先）でゆっくり変化する現象は予測できること、そうしたゆっくりとした現象の影響を受けた大気の平均的な振る舞いを予測できること、の２つが根拠になっている。それぞれ、第一種と第二種の予測可能性と呼んで区別されることがある（Lorenz 1975）。第一種の典型的な

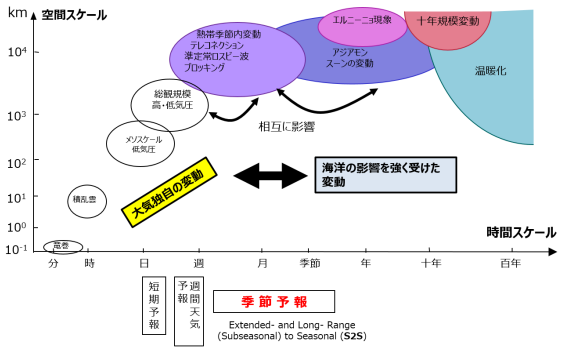

図１　季節予報が主な対象とする現象の時間スケール

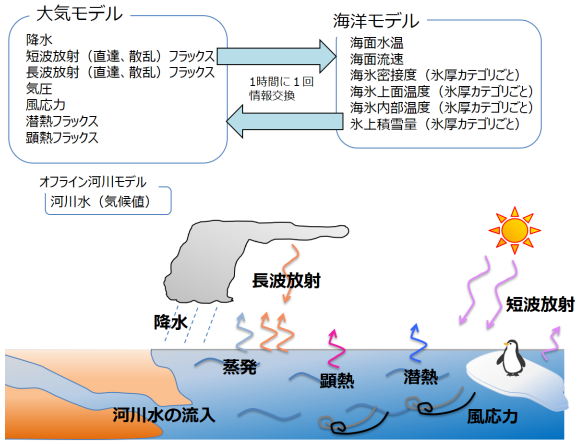

図２　大気海洋結合モデルで考慮される相互作用の例
次期現業季節予測システム JMA/MRI-CPS3 で考慮されている大気 - 海洋モデル間で交換される変数を示す。

例は、エルニーニョ・南方振動現象(ENSO)[1]で、初期の状態を与えると、そこからしばらく先までの時間推移をある程度の精度で予測することが出来る。日々の天気予報と同じように、初期の状態をよりよく推定することが予測の鍵になってくる。第二種の予測可能性の例は、半年先の気温をピンポイントで予測することはできないが、温かい海の上の気温は平均して高くなりやすいことは予測できる、といったもので、特に大気にとってはゆっくり時間変化する海洋の存在が欠かせない。こちらは、初期の状態よりは、大気に影響を与える要因の方をよりよく表現することが必要である。

ENSO については、大気は海洋からの影響を受けるだけではなく、逆に海洋の変動を強めるような働きもしており、一体となって大きく変動する。ENSO の中心域である熱帯から遠く離れた地域まで大気の遠隔作用を通じて影響し、日本を含んだ中高緯度の天候にも影響を及ぼすので、季節予報の着目点のひとつになっている（気象庁 2013）。

[1]エルニーニョ現象とは、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけて海面水温が平年より高くなり、その状態が１年程度続く現象のこと。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、それぞれ数年おきに発生する。南方振動とは、エルニーニョ・ラニーニャ現象に合わせて太平洋熱帯域の東部と西部の気圧がシーソーのように変動すること。

３．数値季節予測システムの仕組み

数値季節予測システムは、大きく分けて次の２つのシステムから構成されている。

１つ目は、世界中から集められた観測データを解析するシステムである。解析というのは、時間・空間方向にまばらに点在する観測データに対して品質チェックを行い、これを格子状に並べられたデータの形（格子点値）に整理する処理のことで、予測計算を行うための準備も兼ねている。もう１つは、大気・海洋の時間変化を計算する、大気－海洋結合モデル[2]である。大気や海洋には、流体の時間変化を表現する力学の方程式や、相変化（水蒸気－水－氷）に関する熱力学の法則があり、そうした方程式を使って将来の状態を計算することができる。

全世界のありとあらゆるところを観測するのは難しく、観測した値にも少なからず誤差が含まれている。また、解析・予報システムの中にも不完全なところがあるから、原理上、予測結果にも不確かな部分が含まれる。そのため、気象庁の数値季節予測システムの場合は、予測初期日と、予測初期値と、モデルの中の物理表現とを少しずつ揺らして複数のシミュレーションを行い、その結果のばらつき具合を見て予測の信頼性の参考にしている。アンサンブル予報と呼ばれる手法である。

ひと言に大気－海洋結合モデルと言っても、大気モデルと海洋モデルを個別に開発・改良することが多い。大気と海洋の間で物理法則に共通する点は多いものの、計算に適した格子の配置方法や計算方法は大きく異なっているためである。実際の予測計算も分けて行われていて、計算をしばらく進めてから同期を取って海面の情報（図２）を交換し、その先またしばらくの計算を続ける、ということを所定の期間の計算が終わるまで繰り返すのが大気－海洋結合モデルの実際である。気象庁の数値季節予測システムでは、大気と海洋が情報を交換する時間間隔を１時間に設定している。

４．現業予測システム開発と計算機性能のジレンマ

モデルの解像度（計算格子の細かさ）は計算機の性能を考慮して決める必要がある。詳細なシミュレーションになるほど格子の数が増えて、その分だけ大規模で高価な計算機を必要とするので、(それでも構わない場合を除けば）目的に見合った必要十分な解像度を探すことになる。温暖化予測に用いられるようなモデルでは数百年規模の計算を何度も繰り返す必要があるので、現在は大気や海洋モデルの解像度を１°程度(100km 程度)に止めておくところが多い。現業季節予報モデルも少し前までそのような状況が一般的だったが、近年、海洋モデルの解像度の不足に起因する様々な問題が認識されるようになってきており（Graham, 2014)、計算資源の目途がついた気象機関から順次、海洋モデルを高解像度化する傾向がある。また、これに合わせて大気モデルの解像度も引き上げて、それまで別のシステムで計算していた週間予報を統合して、週間～季節予報までを一貫

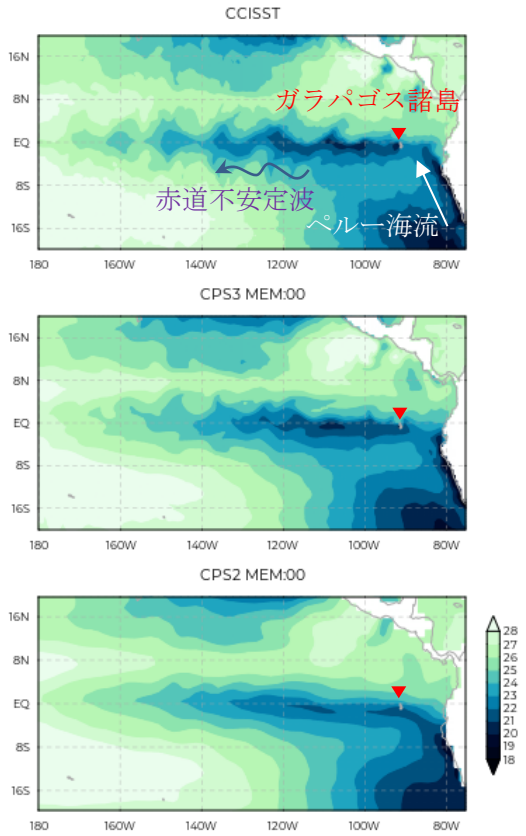

図３　熱帯不安定波の表現の比較

1999 年 12 月 22-26 日の５日平均海面水温[℃]。上から衛星観測による海面水温解析値（CCI SST; 解像度 0.05°; Merchant et al. 2019)、次期システム CPS3 の予測 11-15 日目（大気約 0.56°－海洋 0.25x0.25°)、現システム CPS2 の予測 11-15 日目（大気約 1.13°－海洋 1x0.3-0.5°)

[2]本物の地球を計算機の中で再現した「模型（英語でモデル)」であることから。

したシステムで予測しようとする数値予報センターも増えてきている。

計算資源の規模を具体的に掴んでいただくために、次節で紹介する気象庁の次期数値季節予測システム(JMA/MRI-CPS3; 以降 CPS3)の例を挙げよう。48 個の演算コアを搭載した計算機（気象庁, 2017）をひとつの単位:=ノードと呼び、CPS3 の予測モデルでは、大気モデルに 20 ノード、海洋モデルに 28 ノードを割り当てて計算を行う。計算には、およそ 1 年積分あたり実時間で 4 時間程度かかる。大雑把な計算だが、現在主流の家庭用パソコンの演算コアの数を 4 と仮定して換算すると、それの 576 台分×4 時間分である。これだけ見ても大きなモデルだと思われるかもしれないが、実際には、さらにこれをアンサンブルメンバーの数(CPS3 の場合は 5)だけ必要とする。そうした大きなシステムを運用可能な大型計算機（スーパーコンピュータ）や、システムを高速かつ安定に運用するための地道な技術開発がモデルの高解像度化の必須条件となっている。

５．次期数値季節予測システムの開発

現行数値季節予報システム(JMA/MRI-CPS2; Takaya et al. 2018; 以降は CPS2)における課題の一つとなっていたのが、エルニーニョ・ラニーニャ現象の非対称性の再現だった。

図３は、太平洋熱帯域東部の海面水温（1999 年 12 月頃）を解析と予報で比較している。解析値を見ると、ペルー沖を北上する冷たい海流（ペルー海流）が西に向きを変えながら赤道へ流入し、低水温域を形成している様子が見られる。特にこの年はラニーニャ現象が発生しており、低温域が平年より顕著で、

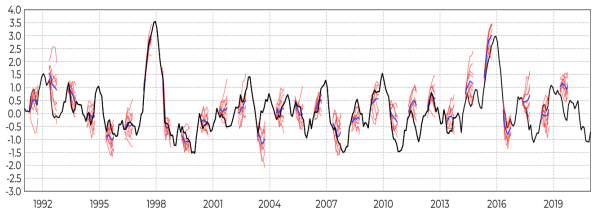

図４　NINO.3 海域(150-90°W, 5°S-5°N)の海面水温予測偏差[K]時系列

黒線は観測データに基づく解析値(COBE-SST; Ishii et al. 2005)、赤線は各アンサンブルメンバー、青線はアンサンブル平均値を表す。ここでは平年値を 1993-2013 年の平均値で定義した。

またそれが大きく南北に蛇行しながら西進する様子が見られる。細かく見ると、赤道の 90W 付近にあるガラパゴス諸島を挟んでその西側で水温がより低くなっている。海面より数 100m ほど潜ったところでは赤道潜流（せんりゅう）と呼ばれる東向きの流れがあって、それがこの小さな島嶼部にぶつかって深いところから冷水を湧き上げている（Lukas, 1986)。そこから西の冷水の蛇行は赤道不安定波と呼ばれ、東西に 700-1600km、15-40 日の周期で西進する(Legeckis 1977; Lyman et al. 2007)。

赤道不安定波は、その蛇行を通じて赤道とその南北の熱交換を促進する働きがあることが知られているが、海洋モデルの解像度が十分で無い場合は、こうした海洋の微細構造を再現できず、モデルの予測がうまくいかないことが指摘されている（Karnauskas, 2007)。CPS3 では、計算機性能の向上や高速化のための技術開発を経て、渦許容解像度（ここでは東西×南北=0.25°×0.25°）と呼ばれる、これまでより大幅に解像度の高い海洋モデルを導入することが可能になった。

６．　予測の利用

６．１　エルニーニョ・ラニーニャ現象予測

興味深いことに、赤道不安定波の活動はエルニーニョ現象のときはおとなしく、ラニーニャ現象のときは活発になる(Yu and Liu 2003; An 2008)。先に述べた赤道上の熱を散らす効果のことを考えると、エルニーニョ現象時の高温偏差より、ラニーニャ現象時の低温偏差が弱くなって、非対称な変動になることが予想される。

図４には、エルニーニョ監視海域（NINO.3; 150-90°W, 5°S-5°N）の海面水温予測偏差の時系列を示す。例えば 1997/1998 年の巨大エルニーニョ現象の高温偏差と比べて、それに続く 1999-2000 年のラニーニャ現象の低温偏差がそこまで大きくなく、また数値季節予測システムでもそうした傾向がよく再現できていることがお分かりいただけるだろう。

ところで図４は、春の半ばを初期値とする夏～秋を対象とするエルニーニョ予測である。春～初夏にかけては、台風やマッデン・ジュリアン振動と呼ばれる大規模現象に伴って強い海上風が吹き、ENSO の発生や急発達のきっかけとなることがある。そうした予測の難しい大気の内部変動が ENSO の発生プロセスに関わることから、春を初期値とする ENSO 予測

はとても難しいと考えられている（林, 2020）。すなわち図４は、一番予測のうまくいかない初期月からの予測であって、海洋モデルの解像度向上だけで完璧な予測への道が保証されている訳では無いことも示唆している。一方、この図が示しているもう一つ重要な点は、青線で示されるアンサンブル平均予測値だけでなく、赤線で示される予測のバラつきの情報も活用することで、予測値の不確実性や信頼性についても検討できるということだろう。この場合、一番高い水温を予測するメンバーと低いメンバーとの間で、ときには２℃を超えるほど予測結果が開くことがある。

６．２　2020 年冬（2019 年 12 月～2020 年２月）の暖冬

2020 年冬（2019 年 12 月～2020 年２月）は、東日本と西日本を中心に記録的な高温となった。図５は、2019 年の８月末を初期値とする対流圏と下層の大気循環場について、JRA-3Q 再解析を比較対象として予測と比べている。アジア大陸上のジェット気流に沿って、偏西風の蛇行に対応する高気圧性と低気圧性の偏差が交互に連なり、日本付近は高気圧性の偏差に覆われている。地上気圧を見ると、日本付近は東から高気圧偏差に覆われていて、西高東低の気圧配置が平年より弱く、暖冬の一因になっていたことを示している。こうした様子を CPS3 はある程度予測することが出来ている。このジェット気流の蛇行には、インド洋熱帯域～インドネシア付近の、大気の対流活動の変動が関係している可能性があり、特に西インド洋では、海面水温が平年より高く、大気の状態が不安定になって、対流活動が活発化していた。では、このインド洋西部の高い海面水温は、どのように引き起こされていたのだろうか。

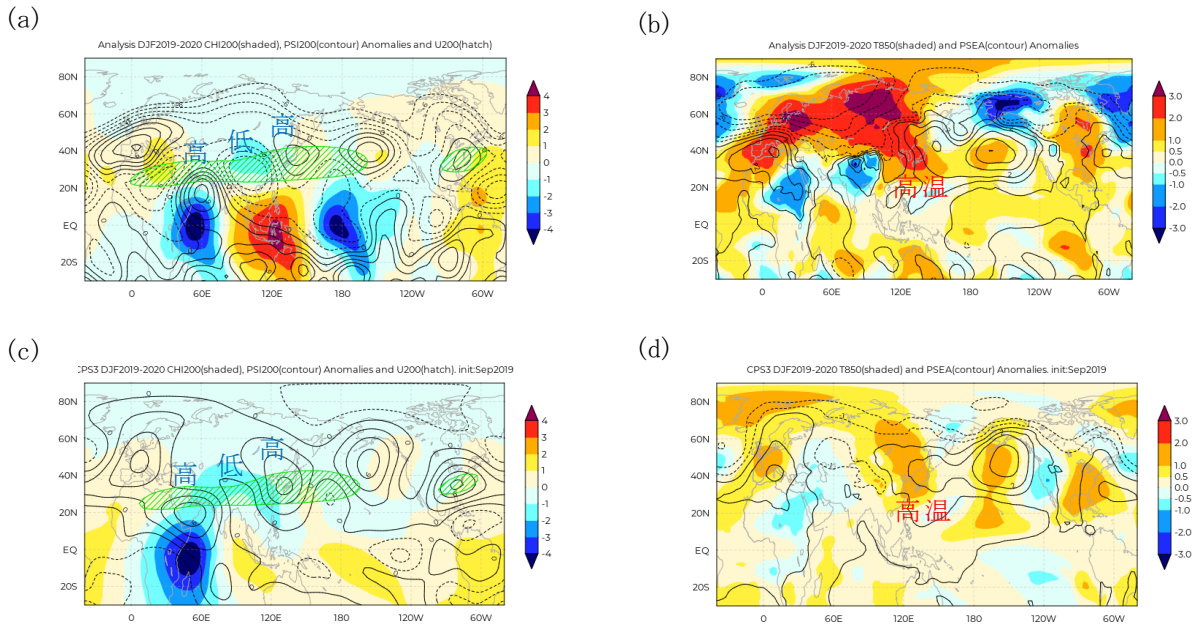

図５　2019 年 12 月～2020 年２月の対流圏上層と下層の大気循環場

左列は JRA-3Q(a)および CPS3(c)の 200hPa 流線関数（等値線）と速度ポテンシャル（陰影）の偏差。流線関数は正の値（実線）が時計回りの回転風を示すように、速度ポテンシャルは、負の値が湧きだす発散風を示すように定義。緑斜線は、東西風が 40m/s を超える領域で、ジェット気流の位置の目安。CPS3 は、2019 年 8 月末を初期値とする 10 メンバーアンサンブル平均値。右列は JRA-3Q(b)と CPS3(d)の海面気圧（等値線；正（負）の値が実線（点線））と 850hPa 気温（陰影）の偏差。平年値は 1993-2016 年で定義。

図６には南緯 6°S に沿った海洋貯熱量の時間推移を示す。ここで海洋貯熱量とは、海面から水深３００メートルまでの平均水温で定義した、海水が保持する熱量の目安である。この事例の予測初期日となった８月の末ごろにはすでに、70-80°E 付近にはっきりとした暖かい海水が解析されている。およそ２か月ごとに推移を追ってみると、その海水が予測期間中ゆっくりと西に進んで、2020 年１月頃にインド洋の西部に到達する様子が分かる。このときの海洋貯熱量は過去数十年間で最大級だったようで、CPS3 では初期値からその先までの推移をうまく予測することが出来ていた。これがインド洋の西部の高い海面水温予測につながっていたと考えられる。

近年では、エルニーニョ・ラニーニャ現象にも色々な時空間構造をしたものがあることや、ここで述べたようなインド洋、それに大西洋の海洋変動についても、各地の異常天候との関連を探る研究が盛んに行われている。

７．おわりに

本講義では、大気-海洋結合モデルを用いた数値季節予測システムについて解説を行った。解説に具体性を持たせるために著者の関わっているシステムに偏った記述が多くなってしまったが、それだけ、開発現場の生の雰囲気を感じていただけたと思う。世界で実際に運用されている予測システムはもっとバラエティに富んでいて、国内の大学・研究機関でも独自の工夫を凝らした予測システムを武器に、世界をリードする知見を次々と生み出している。この講義が、日々進歩する数値季節予測システムにみなさんが興味を持つきっかけとなれば幸いである。

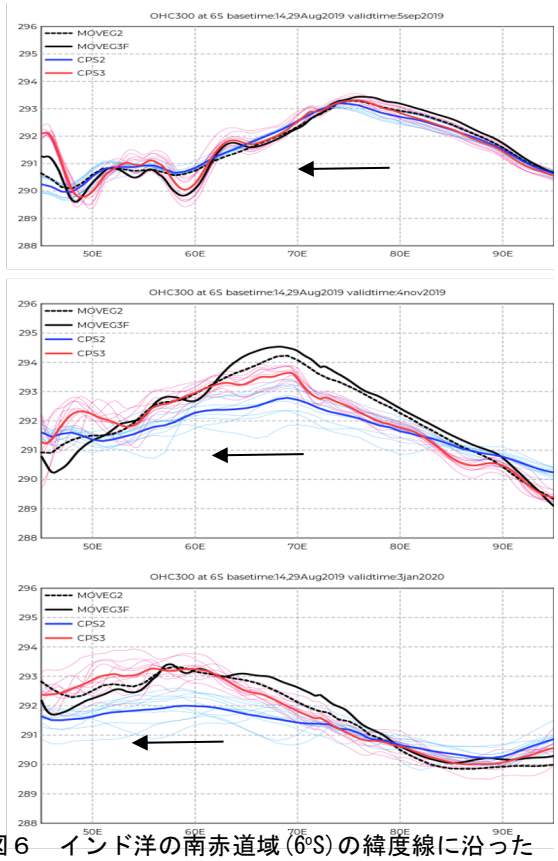

図６　インド洋の南赤道域(6°S)の緯度線に沿った海洋貯熱量[K]の時間変化

上から、2019 年 9 月 5 日、11 月 4 日、2020 年 1 月 3 日から始まる 5 日平均値。横軸は経度。黒実線（点線）は第３（２）世代海洋データ同化解析システム、青実線は CPS3、赤実線は CPS2 の予測値。予測の初期値は 2019 年 8 月 14, 29 日の合計 10 メンバー。

参考文献

An, S.-I., 2008: Interannual variations of the tropical ocean instability wave and ENSO. *J. Climate*, **21**, 3680-3686.

Graham, T., 2014: The importance of eddy permitting model resolution for simulation of the heat budget of tropical instability waves. Ocean Modelling, **79**, 21-32.

Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.

Karnauskas, K. B., R. Murtugudde, and A. J. Busalacchi, 2007: The effect of the Galápagos Islands on the equatorial Pacific cold tongue. *Journal of Physical Oceanography*, **37**, 5, 1266-1281.

Lyman, J. M., G. C. Johnson and W. S. Kessler, 2007: Distinct 17- and 33-Day Tropical Instability Waves in Subsurface

Observations. *J. Phys. Oceanogr.*, **37**, 855-872.

Legeckis, R., 1977: Long waves in the eastern equatorial Pacific Ocean: A view from a geostationary satellite. *Science*, **197**, 1179-1181.

Lorenz, E. N., 1975: Climate predictability. *The physical basis of climate and climate modeling*, vol 16. WMO, Geneva, Switzerland, 132-136.

Lukas, R., 1986: The termination of the equatorial undercurrent in the eastern Pacific. *Progress in Oceanography*, Vol. 16, Pergamon Press, 63-90

Merchant, C.J., and et al., 2019: Satellite-based time-series of sea-surface temperature since 1981 for climate applications. *Sci Data*, **6**, 223.

Takaya, Y. and Coauthors, 2018: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 2 (JMA/MRI-CPS2): atmosphere-land-ocean-sea ice coupled prediction system for operational seasonal forecasting. *Clim. Dyn.*, 3-4, 751-765, doi:10.1007/s00382-017-3638-5.

Yu, J.-Y. and W. T. Liu, 2003: A linear relationship between ENSO intensity and tropical instability wave activity in the eastern Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1735.

気象庁, 2013: 季節予報作業指針 ～基礎から実践まで～. 季節予報研修テキスト 第 25 巻. https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/kisetutext/kisetutext.html. (2021 年 7 月 7 日閲覧)

気象庁, 2017: 第10世代数値解析予報システム. 平成 29 年度数値予報研修テキスト 第 5 章. https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/nwptext/nwptext.html. (2021 年 7 月 7 日閲覧).

林未知也, 2020: 西風イベントとエルニーニョ・南方振動の相互作用に関する研究―2018 年度山本賞受賞記念講演―. 天気, **67**, 1, 5-25.