

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Astronomia

Autor

**Ciclo Energético de Ciclones no Atlântico
Sul: Padrões, Modelagem e Interação
Oceano-Atmosfera**

São Paulo

2024

Autor

Ciclo Energético de Ciclones no Atlântico Sul: Padrões, Modelagem e Interação Oceano-Atmosfera

Tese apresentada ao Departamento de Meteorologia do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre/Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Pedro Leite da Silva Dias

Coorientador: Prof. Dr. Ricardo de Camargo

São Paulo

2024

sua dedicatoria aqui!

Agradecimentos

- Mulher;
- Família;
- Orientadores Pedro Dias e Ricardo de Camargo
- Ex-orientadores: Renato Ramos da Silva, Roberto Carelli Fontes e John Beardall;
- Pesquisadores e professores: Carolina Gramcianinov, Pedro Peixoto, Felipe Bragança Alves;
- Colegas: Matheus Bonjour, Renan Godoy, Maria Luiza Kovalski, e toda equipe do MASTER;
- Suporte técnico: Jean Peres, Djalma, Sebastião e Samuca;
- LNCC: rodadas com SDumont;
- Alexandra Elbakyan, Aaron Swartz e toda comunidade *open source*

“一、努力の精神を養うこと”

“*Primeiro, Criar o intuito do esforço*”

Kanga Sakukawa

Resumo

Resumo

Abstract

Abstract

Lista de Figuras

2.1	Massas de ar	24
2.2	Diagrama de fase - Hart	26
2.3	Modelo ciclônico - Bjerknes	27
2.4	Modelos ciclônicos	28
2.5	Ciclone Tropical - Corte transversal	31
2.6	Diagrama de fase - Hart	33
2.7	Ciclone Extratropical - Corte transversal	34
2.8	Modelo de desenvolvimento de ciclones tipos A e B.	37
2.9	Comparação - CISK x WISHE	40
2.10	Modelo conceitual: instabilidades e tipos de ciclones	45
2.11	Efeitos do aquecimento e esfriamento na energia potencial	47
2.12	Energia potencial disponível	48
2.13	Ciclo Energético - Lorenz	51
2.14	Ciclo Energético - Muensch	52
2.15	Ciclo Energético - Brennan	55
2.16	Ciclo Energético - Michaelides	57
2.17	LEC Euleriano - problemática	58

Lista de Tabelas

Sumário

1. Introdução	19
1.1 Objetivo e pergunta de pesquisa	19
1.2 Objetivos específicos	19
2. Fundamentos Teóricos	21
2.1 Cyclones: categories and definitions	21
2.1.1 Causas materiais	22
2.1.2 Causas formais	26
2.1.3 Causas eficientes	32
2.1.4 Causas finais	45
2.2 Life cycle of extratropical cyclones	45
2.3 Cyclones climatologies in South America	46
2.4 Atmosphere Energetics	46
2.4.1 Ciclo Energético de Lorenz: Perspectiva Histórica	46
2.4.2 Ciclo de Lorenz: Formulação Matemática e Interpretação Física . .	59
2.4.3 Lorenz Energy Cycle applied to cyclonic systems	59
3. Métodos	61
3.1 Fluxograma de atividades	61
3.2 Bases de dados utilizadas	61
3.3 Cálculo do ciclo energético	61
3.4 Determinação dos padrões energéticos	61
3.5 Descrição do MPAS-A	62
3.6 Desenho experimental das simulações	62

3.6.1	Testes de sensibilidade: Furacão Catarina	62
3.6.2	Experimentos com SST	62
4.	<i>Life cycle of cyclones in South America</i>	63
5.	<i>Southwestern Atlantic Cyclones Energetics</i>	65
5.1	Características gerais	65
5.2	Padrões energéticos	65
5.3	Limitações, aplicações e passos futuros	66
6.	<i>Modelagem numérica</i>	67
6.1	Testes de sensibilidade: estudo de caso com Furacão Catarina	67
6.1.1	Comparação da pressão mínima em superfície e posição do sistema	67
6.1.2	Precipitação acumulada	67
6.1.3	Ventos em superfície	67
6.1.4	Energética	67
6.2	Experimentos com perturbações no campo de SST	67
6.2.1	Interação oceano-atmosfera	67
6.2.2	Ciclo energético	67
7.	<i>Conclusões</i>	69
	<i>Referências</i>	71
	<i>Apêndice</i>	81
A.	<i>título do apêndice 01</i>	83
A.1	subtítulo 01	83
B.	<i>título do apêndice 02</i>	85

Capítulo 1

Introdução

1.1 *Objetivo e pergunta de pesquisa*

- Como a interação oceano-atmosfera afeta a energética de sistemas ciclônicos no Atlântico Sul?

1.2 *Objetivos específicos*

- Determinar padrões, através do Ciclo Energético de Lorenz, para os ciclones atuantes no Atlântico Sul dentre o período 1979-2020;
- Avaliar qual o conjunto de parametrizações microfísicas e de convecção propiciam que o modelo MPAS-A apresente simulações mais realistas do Furacão Catarina, em diferentes estágios de desenvolvimento do sistema;
- Determinar o impacto das diferentes configurações do modelo na energética do sistema;
- Avaliar o impacto da perturbação da temperatura da superfície do mar na energética de sistemas ciclônicos atuantes no Atlântico Sul, através do estudo de casos representativos

Capítulo 2

Fundamentos Teóricos

2.1 *Cyclones: categories and definitions*

Para que um fenômeno seja propriamente analisado e estudado, é necessário que primeiro este seja definido apropriadamente. O Glossário de Meteorologia, da American Meteorological Society (2012) define o termo "cyclone" como (tradução livre): "Uma circulação ciclônica atmosférica, uma circulação fechada. A direção de rotação de um ciclone (anti-horária no Hemisfério Norte) é oposta à de um anticiclone. (...) Como a circulação ciclônica e a baixa pressão atmosférica relativa geralmente coexistem, na prática comum os termos ciclone e baixa são usados de forma intercambiável. Além disso, como os ciclones são quase sempre acompanhados por tempo inclemente (muitas vezes destrutivo), eles são frequentemente referidos simplesmente como tempestades." A partir desta definição, os ciclones são comumente separados em subtipos relacionados ao seu local de ocorrência, sendo agrupados em ciclones tropicais, extratropicais e subtropicais (Reboita et al., 2017, e.g.). Tal simplificação no processo classificação dos sistemas é justificada através da assunção de que ao longo das mesmas faixas de latitudes os ambientes de gênese e processos dinâmicos de manutenção dos ciclones são similares. Ainda há os ciclones cuja gênese encontra-se em altas latitudes, chamados de baixas polares (Emanuel e Rotunno, 1989; Harrold e Browning, 1969, e.g.). Estes não serão discutidos afundo pois o foco do presente estudo encontra-se nos sistemas cuja gênese encontra-se nas regiões adjacentes à costa sul-americana.

A definição apresentada acima é relativamente vaga, carecendo de critérios objetivos. Desta forma, nas seguintes seções, será utilizada a abordagem aristotélica para a explicação de fenômenos físicos (Aristotle e Aristotle, 1933). As causas aristotélicas são um conceito

fundamental na filosofia de Aristóteles, usadas para explicar a razão ou origem de ser de uma coisa. Aristóteles identificou quatro tipos de causas que, juntas, procuram fornecer uma explicação completa para a existência de um objeto ou fenômeno, são essas: causa material, causa formal, causa eficiente e causa final. Nas próximas subseções, o conceito por trás de cada causa é explicado e aplicado com o objetivo de possibilitar uma melhor compreensão dos fenômenos associados. Em cada um dos tópicos seguintes, serão apresentadas cada uma das causas (material, formal, eficiente e final) para os ciclones extratropicais e, em seguida, para os tropicais, de modo a possibilitar uma comparação direta entre os dois sistemas.

Ressalta-se que desde aproximadamente metade do século passado, muito sabe-se sobre a estrutura e mecanismos relacionados à gênese e desenvolvimento de ciclones, de modo que muitas das referências utilizadas datam de metade do século XX. Entretanto, o propósito dos tópicos seguintes é contrastar os diferentes tipos de ciclones, o que, todavia, não é comumente realizado na literatura, de modo que os meteorologistas geralmente dividem-se entre tipos: "meteorologistas tropicais" ou "meteorologistas de latitudes médias". Isso é refletido, inclusive no modo em que os materiais didáticos são organizados, de modo que existem livros voltados apenas para a dinâmica de latitudes médias ou tropicais (Chan e Kepert, 2010; Bluestein, 1992, e.g.) ou, no caso de livros que abrangem ambas temáticas, os sistemas são tratados de forma separadas (Holton, 1973; Donald Ahrens e Henson, 2015, e.g.). Tal separação é natural e desejada, porém abre a comparação entre as duas temáticas também pode oferecer perspectivas válidas, como é proposto a seguir.

2.1.1 Causas materiais

A causa material refere-se à substância ou material do qual algo é feito. É a matéria ou substância física que compõe um objeto, proporcionando a base ou o meio pelo qual algo pode existir. Por exemplo, a madeira é a causa material de uma mesa, e a água é a causa material de um rio. No contexto de sistemas ciclônicos, as causas materiais seriam as massas de ar que integram tais sistemas, relacionadas com a estrutura térmica destes sistemas. Nos próximos parágrafos, é construído um raciocínio em torno dessa ideia e é demonstrada sua utilidade na definição e classificação de sistemas ciclônicos.

O termo massa de ar foi inicialmente proposto pelo meteorologista sueco Tor Bergeron, em 1928 (Stull, 2015). Bergeron define uma massa de ar como um corpo de ar com

propriedades uniformes, entendendo-se sob uma área de 500 a 5000 km na atmosfera, preenchendo a troposfera em sua totalidade vertical. Estas podem ser diferenciadas por suas temperaturas, teor de umidade, estratificação e grau de turbidez.

Além disso, diferentes massas de ar possuem regiões fontes distintas, i.e., regiões onde as massas de ar são formadas. A superfície da região fonte afeta profundamente as características da massa de ar que se desenvolve sob ela, de modo que para tal, é necessário uma superfície plana, sob ação de ventos fracos (Donald Ahrens e Henson, 2015). Como a transferência de calor entre a superfície e o ar trata-se de um processo lento, é necessário que a massa de ar permaneça estacionária por períodos prolongados de tempo sob uma mesma superfície para que esta adquira suas características (Spiridonov e Ćurić, 2021). Consequentemente, as latitudes médias não são boas regiões geradoras de massas de ar, visto que estas são regiões onde as variáveis meteorológicas variam consideravelmente e onde há notavelmente a presença de ventos fortes.

A classificação de Bergeron é o método mais aceito para a classificação de massas de ar distintas. Este envolve o uso de letras para descrever o teor de umidade das massas de ar e sua região fonte (Spiridonov e Ćurić, 2021). A primeira letra indica se a massa de ar possui origem continental (seca) ou marítima (úmida), enquanto que a segunda indica se a região fonte é tropical (T), polar (P), ártica/antártica (A), equatorial (E) ou proveniente de monção (M). Uma representação da distribuição espacial das massas de ar encontra-se na Figura 2.1. Quando duas massas de ar de características distintas encontram-se não há uma mistura imediata, mantendo uma descontinuidade na intersecção de ambas as massas por algum tempo (Spiridonov e Ćurić, 2021; Donald Ahrens e Henson, 2015). Essas descontinuidades são chamadas de frentes.

Desse modo, para que classificação comumente proposta para ciclones, separando-os em tropicais, extratropicais e subtropicais seja válida, temos que diferentes tipos de ciclones devem apresentar causas materiais distintas. Ou seja, os diferentes tipos de ciclones devem ser formados por massas de ar distintas. No caso de ciclones tropicais, estes são relacionados a núcleos quentes e úmidos, que estendem-se por toda a troposfera, possuindo gênese sob águas tropicais quentes (Gray, 1968; Frank, 1977a; Ramage, 1959; Riehl, 1948). Enquanto isso, os ciclones extratropicais estão relacionados a zonas frontais (latitudes médias), onde há interseção entre duas massas de ar distintas (Bjerknes e Holmboe, 1944; Shapiro e Keyser, 1990), mas são comumente associados a núcleos frios (Hart, 2003). Entretanto,

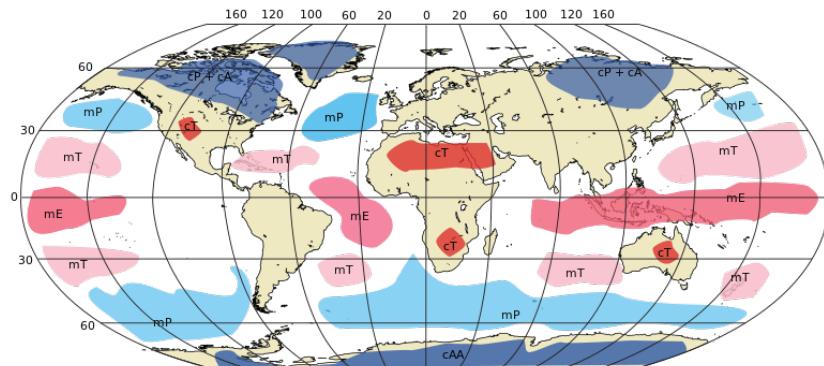


Figura 2.1: Distribuição espacial das massas de ar, de acordo com a classificação de Bergeron.
Crédito: domínio público (<https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=12526643>).

em casos de ciclones extratropicais marinhos intensos, pode ocorrer seclusão quente, de modo que no centro do sistema haja um núcleo quente (Hart, 2003; Shapiro e Keyser, 1990). Os ciclones subtropicais, por sua vez, apesar de apresentarem estruturas (ligadas às causas formais, discutidas na seção 2.1.2) híbridas entre os sistemas tropicais e extratropicais, apresentam núcleos quentes e úmidos, similar aos sistemas tropicais, porém menos pronunciados, i. e., menos profundos (Hart, 2003).

Hart (2003) propõe um método objetivo para a identificação da estrutura térmica de sistemas ciclônicos. Em sua análise, o autor considera apenas os níveis troposféricos (até 300 hPa), visto que os ciclones apresentam um sinal térmico oposto na estratosfera. São examinadas as camadas correspondentes ao níveis entre 900 e 600 hPa e ao níveis entre 600 e 300 hPa, dado que possuem massas equivalentes. Os níveis abaixo de 900 hPa são excluídos da análises para evitar extrapolacão abaixo do solo ou dentro da camada limite, que nem sempre é representativa da estrutura do ciclone na atmosfera livre. Assim é definida a variável correspondente à perturbação ciclônica em altura:

$$\Delta Z = Z_{MAX} - Z_{MIN} \quad (2.1)$$

Onde Z_{MAX} e Z_{MIN} são, respectivamente, a altura geopotencial máxima e mínima em uma dada superfície isobárica, avaliados em um raio de 500 km a partir do centro do ciclone. A partir disso, é definido:

$$\Delta Z = \frac{dg|V_g|}{f} \quad (2.2)$$

onde d é a distância entre os valores extremos de altura geopotencial, g é a aceleração da gravidade, f é o parâmetro de Coriolis e V_g é o vento geostrófico. Desse modo, estrutura vertical do ciclone (núcleo frio versus núcleo quente) é então definida como a derivada vertical de ΔZ , sendo este valor proporcional à magnitude do vento térmico escalado (V_T) para um valor de d constante, quando aplicada a duas camadas troposféricas de massas equivalentes:

$$\frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \Bigg|_{600hPa}^{300hPa} = -|V_T^U| \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \Bigg|_{900hPa}^{600hPa} = -|V_T^L| \quad (2.4)$$

onde V_T^U e V_T^L são o vento térmico em altos e baixos níveis, respectivamente. Assim, valores positivos de $-V_T$ indicam um núcleo quente na camada correspondente, enquanto que o contrário é verdade para valores negativos de $-V_T$.

A relação entre a temperatura e profundidade do núcleo dos sistemas ciclônicos é elaborada no diagrama de fase proposto por Hart (2003), simplificado na Figura ???. Neste, as abscissas representam o parâmetro $-V_T^L$, de maneira a indicar a estrutura térmica do núcleo do sistema em baixos níveis. Enquanto isso, as ordenadas representam o parâmetro $-V_T^U$, indicando a estrutura térmica do núcleo em altos níveis. Combinando ambas informações, é possível identificar se o sistema possui núcleo quente ou frio e se este é raso ou profundo. Na Figura ?? também está representada a localização típica, representativa de diferentes tipos ciclônicos, dentro do diagrama de fase. Como Hart (2003) menciona, o mesmo sistema pode migrar de posição no diagrama durante sua evolução, de forma que a figura é apenas representativa para cada tipo de sistema. Além do mais, o autor propõe, em conjunto com o diagrama de fase apresentado, um diagrama indicativo da estrutura horizontal dos sistemas, ligado às causas formais dos sistemas ciclônicos, o que será discutido na seção 2.1.2.

Desta forma, foi visto que as causas materiais, ligadas a estrutura térmica dos sistemas, fornecem uma primeira maneira de classificar e distinguir diferentes tipos de ciclones. Essas causas podem ser avaliadas através do diagrama de fase apresentado por Hart (2003), permitindo uma classificação objetiva destes. Assim, os ciclones extratropicais são identificados como sistemas possuindo núcleos frios e profundos, enquanto que os ciclones



Figura 2.2: Diagrama de fase, demonstrando a relação da temperatura do núcleo dos sistemas ciclônicos e suas distintas classificações. Adaptado de (Hart, 2003).

tropicais possuem núcleos quentes e profundos. Essa classificação não é discreta, havendo um contínuo entre as estruturas térmicas distintas, de modo que os sistemas com características intermediárias são classificados como ciclones subtropicais. Entretanto, somente a classificação através da estrutura térmica não possibilita uma classificação completa, visto que, por exemplo, existem sistemas extratropicais que, por conta do processo de seclusão quente (Shapiro e Keyser, 1990, e.g), podem apresentar um núcleo quente e raso (Hart, 2003). Dessa forma, é necessário empregar a análise de mais causas aristotélicas para que a classificação seja consistente.

2.1.2 Causas formais

A causa formal diz respeito à forma ou essência de uma coisa, o que determina sua identidade ou natureza. Esta causa é o design, estrutura ou conceito que define algo como sendo de um certo tipo. Voltando ao exemplo do caso de uma mesa, proposto na seção 2.1.1, sua forma é o design que a configura como mesa e não como cadeira. Para os ciclones, a causa formal seria a estrutura organizacional do sistema, incluindo a disposição de bandas de convecção e/ou frentes e o padrão de baixa pressão.

Os ciclones extratropicais são muitas vezes associados à latitudes médias e estruturas frontais. Estes possuem um diâmetro médio variando entre aproximadamente 1200 e 1800

km, que varia ao longo de seu ciclo de vida, de modo que o ciclone cresce em até 150% em diâmetro durante sua intensificação (Simmonds, 2000; Rudeva e Gulev, 2007). Entretanto, o fato destes sistemas apresentarem estruturas espaciais complexas e não coesas, variando inclusive ao longo de seu ciclo de vida, faz com que hajam dificuldades metodológicas para estabelecer tais estimativas realizar comparações entre estudos analisando esta métrica.

O primeiro modelo acerca do processo de formação de ciclones extratropicais e, respectivamente, sua estrutura horizontal, foi proposto por Bjerknes (1919) e está representado na Figura 2.3. Neste, temos o deslocamento do ciclone representado pela linha horizontal ao centro do sistema. A "linha de direção" (*steer line*) refere-se à fronteira que influencia a direção do movimento do ciclone, onde à sua esquerda encontra-se massas de ar quente. A "linha de rajada" (*squall line*) é uma zona de intensa atividade meteorológica com ventos fortes e, frequentemente, precipitação pesada, possuindo massas de ar frio à sua esquerda. O "precursor" (*fore runner*) está com uma região de difluência do escoamento.

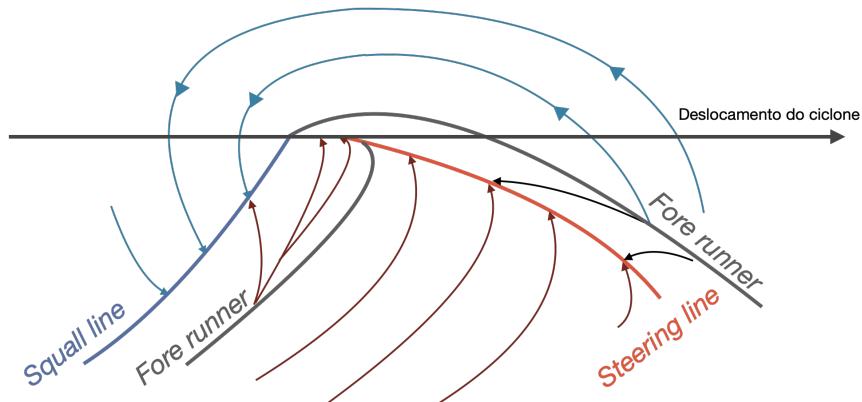


Figura 2.3: Modelo ciclônico proposto por Bjerknes (1919), mostrando as linhas de escoamento em um ciclone móvel. As linhas azuis estão relacionadas com ar frio, enquanto que as vermelhas, com ar quente. Adaptado de Bjerknes (1919).

Bjerknes e Solberg (1922) perceberam que o modelo proposto em Bjerknes (1919) tratava-se apenas de uma fase do ciclo de vida dos ciclones, de modo que há vários estágios de desenvolvimento. Bjerknes e Solberg (1922) estabelece a Teoria da Frente Polar, que é a base da chamada escola norueguesa de ciclones. Schultz et al. (1998) sintetiza e descreve o desenvolvimento de ciclones extratropicais segundo essa teoria, de modo que uma representação visual da estrutura horizontal em superfície durante distintos estágios de evolução dos ciclones encontra-se na Figura 2.4a. No primeiro estágio, o ciclone incipiente apresenta uma frente fria estreita e longa, e uma frente quente larga e curta (Figura 2.4aI).

Após isso o ciclone aprofunda-se, ocorrendo um estreitamento da seção quente do ciclone através da rotação da frente fria em direção à frente quente (Figura 2.4aII). Como o ar frio é mais denso e, logo, propicia gradientes horizontais de pressão mais intensos, este move-se mais rápido que o ar frio. À medida que o ar frio na dianteira do ciclone se aproximado ar frio da retaguarda do sistema (Figura 2.4aIII), ocorre o aprisionamento do ar quente no centro do sistema, fenômeno chamado de seclusão quente. Conforme a frente fria continua deslocando-se, o ar quente em superfície é tomado pelo ar frio e é forçado a ascender para níveis superiores. Esse processo é denominado de oclusão, sendo responsável pelo aprisionamento do ar frio no núcleo do sistema (Figura 2.4aIV). Com a continuação da oclusão, a baroclinicidade ao longo da frente quente pode se tornar tão difusa que o ciclone aparenta não ter uma frente quente bem definida.

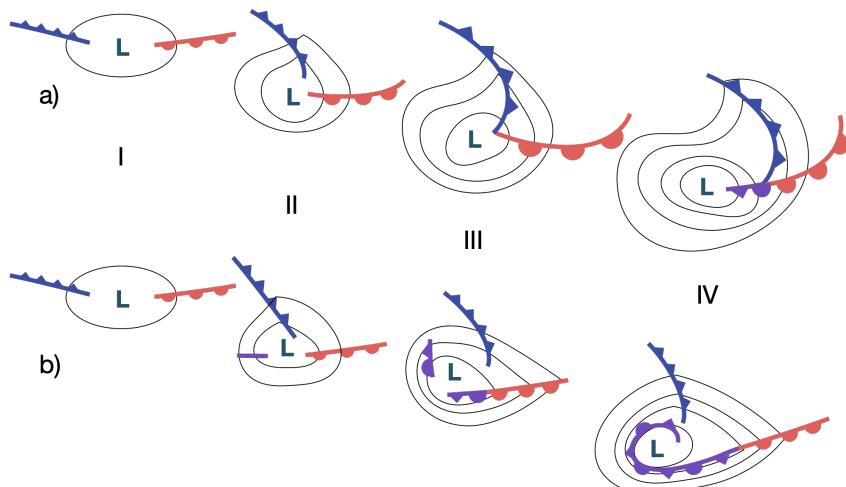


Figura 2.4: Modelos ciclônicos propostos por Bjerknes (1919) (a) e Shapiro e Keyser (1990) (b), mostrando a estrutura horizontal dos sistemas em diferentes estágios de desenvolvimento (I a IV). Adaptado de Schultz et al. (1998).

À luz de novas observações, muito mais abundantes após os avanços da era satelital, Shapiro e Keyser (1990) propuseram um novo modelo ciclônico, visto que nem todos os ciclones observados seguiam o modelo proposto pela escola norueguesa. Este modelo, chamado de Shapryro-Kayser, também é sintetizado e descrito por Schultz et al. (1998), de modo que sua representação visual encontra-se na (Figura 2.4b). Neste, o desenvolvimento inicial é igual ao proposto por Bjerknes e Solberg (1922) (Figura 2.4bI). Porém, neste caso, a frente fria ao invés de circundar o sistema, corre perpendicularmente à frente quente (Figura 2.4bII). À medida que o sistema se intensifica, o lado polar da frente fria

é enfraquecido, de modo que a frente quente começa a circundar setor oeste do sistema (Figura 2.4bIII). No momento de intensidade máxima do sistema, o ar frio circunda o ar quente próximo ao centro do ciclone, aprisionando o ar quente e formando uma seclusão quente (Figura 2.4bIV).

Schultz et al. (1998) deixa claro que ambos os modelos não são excludentes, mas sim complementares. O autor conclui que o modelo norueguês aplica-se tipicamente à sistemas com gênese sob escoamento difluente, onde o estado base possui escoamento de grande amplitude. Sistemas que apresentam esse tipo de desenvolvimento geralmente encontram-se na porção teminal das *storm tracks*, na borda oeste dos continentes, apresentando um alongamento meridional do ciclone e frentes associadas. Por sua vez, o modelo Shappyro-Kayser aplica-se tipicamente à sistemas com gênese sob escoamento confluentes de baixa amplitude do escoamento base. No geral, estes sistemas apresentam um alongamento no sentido da frente quente (leste-oeste). Entretanto, apenas esses dois modelos não explica a totalidade das causas formais apresentadas pelos ciclones extratropicais, de modo que há um continuum, onde diferentes sistemas podem apresentar características mais próximas de um modelo ou de outro (Schultz et al., 1998).

Por sua vez, os ciclones tropicais são baixas que não apresentam estruturas frontais, possuindo uma circulação organizada e simétrica próxima à superfície (Frank, 1977a; Gray, 1968). Estes sistemas formam-se sob águas quentes tropicais ou subtropicais, possuindo ventos intensos sob a superfície (Ramage, 1959; Riehl, 1948). Assim como os ciclones extratropicais, seu tamanho diâmetro varia, podendo atingir de 100 a 1000 km no estágio maduro e até 2000 km durante sua intensificação (Spiridonov e Ćurić, 2021). Entretanto, a região de intensa convecção e ventos mais intensos possui uma extensão horizontal mais restrinuida, se entendendo geralmente por um raio de 100 km (Holton, 1973).

Os ciclones tropicais são constituídos por uma circulação ciclônica central na baixa troposfera, e anticiclônica na alta troposfera, associados a intensa precipitação e gradientes horizontais de pressão, causando ventos espiralados próximos à superfície terrestre, que tornam-se circulares mais próximos ao centro (olho) do sistema (Frank, 1977a,b; Terry, 2007; Weatherford e Gray, 1988). Os gradientes de pressão (e, consequentemente, os ventos) também costumam ser mais intensos do que nos ciclones extratropicais (Spiridonov e Ćurić, 2021). Dependendo da velocidade do vento, os ciclones tropicais são classificados em: depressões tropicais (cujas velocidades máximas do vento são inferiores a 60 km/h),

tempestades tropicais (quando a velocidade máxima do vento varia entre 60 e 110 km/h) e ciclones tropicais (quando a velocidade máxima do vento excede 110 km/h) (Spiridonov e Ćurić, 2021). Além disso, esses sistemas possuem variabilidade em sua nomenclatura: na região Norte e no Pacífico Norte, os ciclones tropicais são chamados de "furacões"; na região do Pacífico Norte Ocidental, são denominados "tufões", enquanto na região do Oceano Índico, são conhecidos como "ciclones" (Donald Ahrens e Henson, 2015).

Esses sistemas estão organizados em três principais componentes, o olho, a parede do olho e bandas de convecção contornando o sistema (Figura 2.5). O olho compreende a região central do sistema, possuindo de 5 a 50 km de raio, onde prevalecem ventos calmos e quentes, que é circundada por nuvens na "parede" do olho, com aproximadamente de 10 a 20 km de largura (Shea e Gray, 1973). É na região da parede do olho onde encontram-se os movimentos verticais ascendentes mais intensos encontram-se, reesposáveis por transporte de massa para altos níveis (Jorgensen et al., 1985). Nota-se, entretanto, que tais movimentos verticais são geralmente menos intensos dos que os encontrados em ciclones extratropicais (Jorgensen et al., 1985). A região central do sistema, compreendendo o olho e a parede do olho é referida como o núcleo interno e é onde encontram-se os ventos mais intensos, assim como os menores valores de pressão atmosférica (Weatherford e Gray, 1988). Por último, de forma geral, a principal banda de convecção principal destes sistemas é uma característica quase estacionária que espirala para dentro, desde as áreas mais externas do sistema, até se tornar aproximadamente tangente à parede do olho Willoughby et al. (1984).

Dadas as diferentes descrições apresentadas para a causas formais (estrutura organizacional) relacionadas aos ciclones extratropicais e tropicais, é possível ver que ambos são bastante diferentes entre si. De uma forma simplista, é possível afirmar que os ciclones extratropicais, devido a se formarem na interface entre massas de ar distintas, estão associados a sistemas frontais, incumbindo-os uma característica assimétrica. Por outro lado, os ciclones tropicais apresentam uma característica simétrica, com um olho em formato circular e bandas de convecção espiraladas partindo da parede do olho até os limites destes sistemas. Dessa forma, Hart (2003) propõe uma métrica que avalia a assimetria de espessura relativa entre os níveis de 900 e 600 hPa. Essa métrica é chamada de parâmetro B e é expressa por:

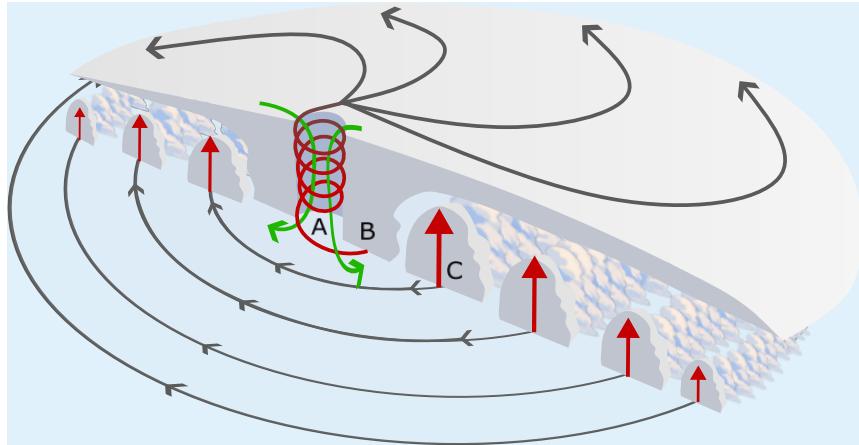


Figura 2.5: Representação de um corte transversal de um ciclone tropical maduro no Hemisfério Sul. Na figura podemos ver as estruturas relacionadas ao olho do sistema (A), das paredes do olho (B) e as bandas de convecção (C). Também estão indicados os locais onde ocorrem movimentos verticais ascendentes (setas vermelhas) e descendentes (setas verdes), tal como o movimento horizontal do vento (setas cinzas) e os contornos de pressão ao nível do mar. Adaptado de: Bluestein (1992).

$$B = h \left(\overline{Z_{600hPa} - Z_{900hPa}}|_R - \overline{Z_{600hPa} - Z_{900hPa}}|_L \right) \quad (2.5)$$

onde Z é a altura isobárica, R e L indicam respectivamente direita e esquerda do movimento do sistema, o overbar representa uma média sob um semicírculo de 500 km, tal como na Equação 2.1 e h é uma constante de valor +1 e -1 para o hemisfério norte e sul, respectivamente. Dessa forma, ciclones tropicais maduros possuem um valor de B próximo a zero, indicando simetria térmica, i.e., não frontal. Ao contrário, ciclones extratropicais apresentam grandes magnitudes de B , indicando assimetria térmica, i.e., presença de frentes. Isso ocorre porque valores positivos de B indicam a presença de ar quente à direita do ciclone no hemisfério sul (sendo o contrário verdade para o hemisfério norte), consistente com a relação do vento térmico derivada da teoria quase-gesotrófica (Sutcliffe, 1947; Trenberth, 1978).

Assim, Hart (2003) propôs o diagrama, representado na figura 2.6 onde a simetria é correlacionada com o V_T^L (Equação 2.4). A partir deste, é proposta uma classificação complementar à oferecida pelo diagrama representado na Figura 2.2. Os ciclones extratropicais são identificados como possuindo núcleo frio e assimétrico (frontal), enquanto que os ciclones tropicais possuem núcleo quente e simétrico (não-frontal). Similarmente ao diagrama representado na Figura 2.2, a classificação representa um contínuo, de modo que sistemas

com características intermediárias são classificados como subtropicais. Além disso, nesta classificação ao contrário da classificação baseada apenas na estrutura térmica, os ciclones extratropicais podem ser diferenciados pelo processo de oclusão, pois neste estágio estes sistemas passam a apresentar simetria. Logo, vemos que, tal como o diagrama de fase com as variáveis V_T^U e V_T^L para as causas materiais, o diagrama com o parâmetro B e V_T^L apresenta uma maneira objetiva de categorizar as causas formais relacionadas aos ciclones.

Apesar do uso de ambos os diagramas de fase propostos por (Hart, 2003) permitir que critérios objetivos sejam utilizados na classificação de sistemas ciclônicos, ainda há lacunas a serem preenchidas. Um exemplo disso é o caso da seclusões quentes, que apresentam as mesmas causas formais e materiais de sistemas híbridos. Desse modo, tanto previsores quanto algoritmos de análises de dados climáticos, ao utilizarem apenas (ressalta-se aqui o uso da palavra "apenas") os diagramas de fase apresentados, não seriam capazes de distinguir adequadamente um sistema híbrido de uma seclusão quente. Além disso, há o caso das baixas polares, que possuem tanto núcleo quente quanto estrutura simétrica, de modo que os primeiros estudos a tratar destes sistemas, comparavam-nos com furacões (Rasmussen, 1989; Emanuel e Rotunno, 1989; Nordeng e Rasmussen, 1992; Rasmussen, 1985, 1979). Entretanto, evidências mais recentes, apresentadas por Stoll et al. (2021), apontarem que as bandas espiraladas e estrutura térmica relacionada a um núcleo quente das baixas polares podem estar relacionadas com o processo seclusão quente, seguindo o modelo de desenvolvimento de ciclones apontado por Shapiro e Keyser (1990). De todo modo, os argumentos apresentados demonstram que apenas as causas materiais e formais são insuficientes para uma classificação e definição completa de sistemas ciclônicos, sendo necessário o uso de causas extras.

2.1.3 Causas eficientes

A causa eficiente é o agente ou processo que produz algo ou dá origem a uma mudança. É o "como" ou "por que" algo acontece, abrangendo os processos ou ações que resultam na existência de algo. Voltando ao exemplo inicial de uma mesa, o carpinteiro seria a causa eficiente. No caso de ciclones, a causa eficiente abrange os processos físicos e dinâmicos que levam à formação e manutenção dos mesmos. Em uma última análise, esses processos podem ser entendidos como os mecanismos de instabilização que levam ao surgimento das perturbações e, consequentemente, da configuração ciclônica.

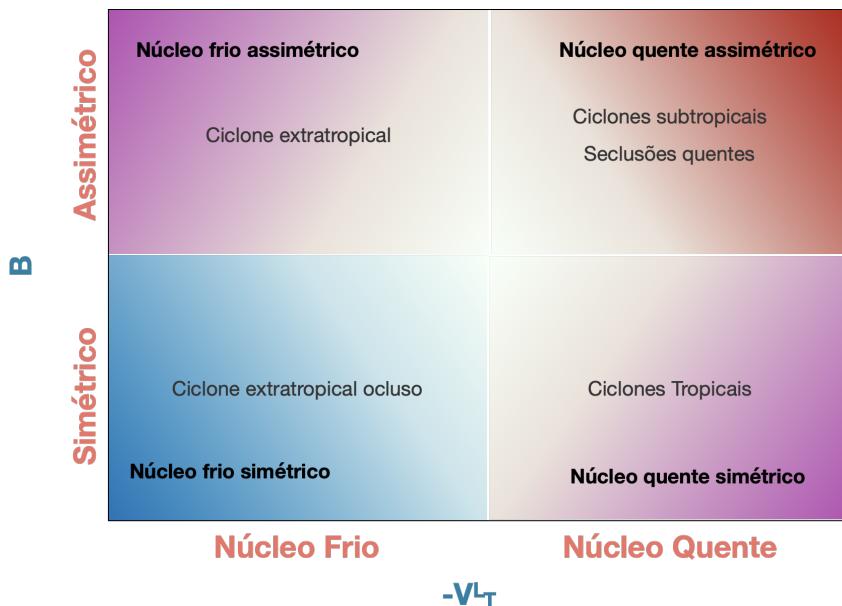


Figura 2.6: Diagrama de fase, demonstrando a relação entre a temperatura do núcleo dos sistemas ciclônicos e simetria, em superfície, e suas distintas classificações. Adaptado de (Hart, 2003).

Apesar da teoria da frente polar trazer uma abordagem mais descriptiva, ao invés de apresentar um modelo teórico robusto dos processos físicos envolvidos na formação dos sistemas, esta já os relacionava com regiões de contrastes termais na atmosfera, i.e., regiões baroclinicas. (Bjerknes, 1919; Bjerknes e Solberg, 1922). Bjerknes e Solberg (1922) descreve os ciclones como um fenômeno emergente na fronteira entre duas correntes de ar distintas (polar e tropical), que fluem em sentido oposto (leste-oeste e oeste-leste, respectivamente) e possuem um contraste térmico (frio e quente, respectivamente). Dado um momento em que a diferença de velocidade entre ambas as correntes passa um valor crítico, uma instabilização do fluxo cria uma onda frontal que leva as correntes a entrelaçarem-se, diminuindo o contraste de velocidade entre as mesmas. Dentre as ondas que podem emergir na frente, há algumas que são instáveis e podem crescer de forma espontânea. São essas que, segundo esta teoria, representam o mecanismo de gênese dos ciclones.

A Teoria da Frente Polar descreve integralmente a estrutura e os processos de formação e desenvolvimento dos ciclones extratropicais, como ilustrado na Figura 2.7, que apresenta um modelo transversal de um ciclone em formação (Bjerknes e Solberg, 1922). Neste modelo, as isotermas horizontais representam temperaturas paralelas ao solo, destacando a presença de ar quente no centro, característico da frente quente, e ar frio nas extremida-

des. No início do desenvolvimento (Figura Figura 2.7a), as isotermas do ar frio correm horizontalmente até encontrarem-se, impulsionando a ascensão do ar quente para camadas superiores da atmosfera. Isso transforma a energia potencial do sistema em energia cinética, um processo que prossegue até que o ar frio dos dois lados do setor do ciclone avance para médios níveis da atmosfera, forçando ainda mais a ascensão do ar quente. Essa ascensão leva ao resfriamento adiabático do ar quente, resultando em homogeneização da temperatura e esgotamento da reserva de energia potencial do sistema, com o movimento das massas de ar sendo então mantido por inércia. Após a oclusão do sistema (Figura Figura 2.7b e c), a inércia continua impulsionando a ascensão do ar frio, que, ao sofrer resfriamento adiabático, esfria mais, consumindo a energia cinética do sistema para manter esse movimento contra a gravidade. Assim, inicialmente ainda há produção de energia cinética em altos níveis e seu consumo em baixos níveis. No entanto, quando o setor quente em altitude esfria e a temperatura se homogeneiza (Figura Figura 2.7d), a produção de energia cinética cessa. Finalmente, a fricção supera a produção de energia cinética, levando à sua destruição.

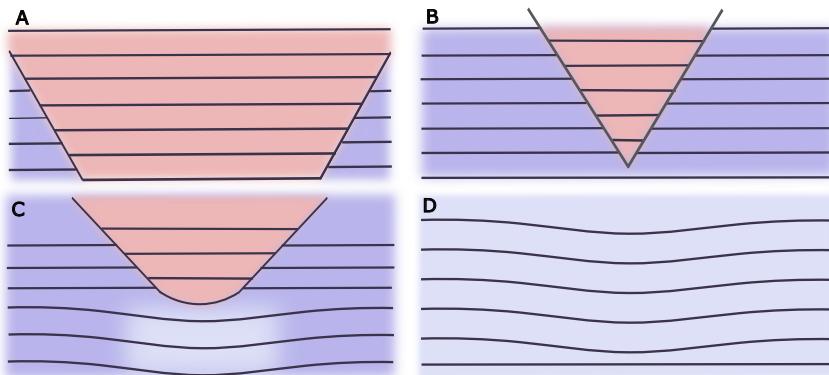


Figura 2.7: Representação do processo de um ciclone extratropical através de cortes transversais, mostrando diferentes estágios de desenvolvimento. Neste, estão representados os setores quente (vermelho) e frio (azul) do sistema. As linhas horizontais representam linhas isotermas. Adaptado de Bjerknes e Solberg (1922).

Desde a teoria da frente polar, a evolução do entendimento dinâmicas atmosférica e evolução nas observações, novos conceitos foram incorporados à compreensão dos ciclones extratropicais. Isto possibilitou com que muitas abordagens distintas surgissem com o objetivo de descrever os processos dinâmicos e termodinâmicos relacionados com a gênese e desenvolvimento dos ciclones extratropicais, de modo que não há uma teoria unificada

a respeito. Por exemplo, Bjerknes e Holmboe (1944) identificaram as regiões de formação de ciclones extratropicais como regiões de instabilidade dinâmica relacionadas ao fluxo de oeste, através da análise da instabilidade atmosférica utilizando equação da tendência. Outros exemplos incluem estudos que analisam a questão da ciclogênese a partir da perspectiva da slantwise convection, equação ômega, vorticidade potencial, equações primitivas e processos diabáticos (Hoskins, 1990, e.g.). Além disso, o próprio trabalho de Schultz et al. (1998), que separa os ciclones entre os que possuem seu desenvolvimento conforme a teoria descrita pela escola Norueguesa e o modelo Shapley-Keyser, identifica tais desenvolvimentos a partir da análise das condições ambientais relacionadas ao fluxo do estado base (difluente para o primeiro tipo e confluentes para o último). Na presente seção, o desenvolvimento desses sistemas (i.e., causas eficientes) será abordado principalmente a partir da perspectiva dos mecanismos de instabilização dinâmica na atmosférica, devido à relação entre tais mecanismos e a energética de sistemas transitórios na atmosfera, que é explorada em mais detalhes na Seção 2.4.

A instabilidade baroclinica (I_{BC}) é o principal mecanismo responsável pelo desenvolvimento de ciclones tipicamente extratropicais (Charney, 1947; Bjerknes e Solberg, 1922). A I_{BC} , tal como descrita por Holton (1973), é caracterizada pela amplificação de pequenas perturbações em jatos onde fortes cisalhamentos de velocidade estão presentes, extraíndo energia do jato e crescendo em tamanho e intensidade. Na atmosfera terrestre, a I_{BC} é em grande parte impulsionada pelo gradiente de temperatura meridional, especialmente em baixos níveis, e está conectada ao cisalhamento vertical através da relação do V_T , ocorrendo tipicamente na zona frontal polar. Distúrbios baroclinicos podem ainda intensificar gradientes de temperatura existentes, levando à formação de zonas frontais.

No estudo seminal de Charney (1947), são abordadas as bases da I_{BC} na atmosfera, lançando luz sobre o complexo mecanismo por trás da formação e evolução de padrões meteorológicos, como ciclones e ondas longas em latitudes médias e altas. Através da aplicação de um modelo simplificado, que permite soluções analíticas, Charney não só valida conceitos previamente teorizados sobre o comportamento atmosférico mas também amplia a compreensão sobre como o cisalhamento do vento e as variações na temperatura vertical contribuem para a instabilidade atmosférica. Aplicando esses critérios às condições médias de vento zonal sugere que as correntes de oeste em latitudes médias estão constantemente instáveis dinamicamente. Sua análise demonstra que determinadas perturbações têm um

potencial de crescimento exponencial em um campo de fluxo atmosférico em grande escala, elucidando o processo pelo qual tais perturbações podem se intensificar e dar origem a sistemas meteorológicos característicos das médias e altas latitudes.

Eady (1949) avança significativamente a compreensão da I_{BC} na atmosfera. Similarmente ao trabalho de Charney (1947), Eady explora a instabilidade atmosférica usando modelo simplificado solucionável, concentrando-se em perturbações que crescem exponencialmente em um ambiente de movimento atmosférico em grande escala. A análise de Eady revela como condições específicas de estabilidade, cisalhamento do vento e variações na temperatura vertical podem levar à I_{BC} , sugerindo um mecanismo pelo qual os padrões de tempo como ciclones e ondas longas se formam e evoluem na média e alta latitudes. Sua pesquisa demonstra que perturbações específicas crescem exponencialmente mais rápido do que outras, um processo que ele cunhou ser análogo à seleção natural na atmosfera. Tal processo leva ao desenvolvimento dos padrões de tempo predominantemente observados nas latitudes médias, como sistemas ciclônicos. Eady ainda identifica componentes das ondas que tornam-se predominantes, o que auxilia no entendimento do desenvolvimento de tais sistemas.

Palmén e Newton (1969), oferece uma síntese dos principais resultados que surgiram a partir da vasta literatura que surgiu sobre I_{BC} , após a publicação dos trabalhos de Charney (1947) e Eady (1949). Em primeiro lugar, o crescimento de perturbações na atmosfera é dependente do comprimento da onda associada, de modo que perturbações com comprimento abaixo de um valor crítico nunca amplificam-se e que o tamanho ótimo para crescimento de perturbações está ondas intermediárias (entre 2500 e 5000 km). Há uma relação inversamente proporcional deste ótimo com a latitude, de modo que quanto mais próximo ao Equador, maior é o tamanho crítico abaixo do qual todas as ondas são instáveis. Além disso, há uma relação de proporcionalidade entre a taxa de intensificação e o cisalhamento vertical do vento, para comprimentos de ondas de instabilidade máxima. Por ultimo, nas ondas mais longas, conforme o comprimento de onda aumenta é necessário um cisalhamento mais forte para manter a mesma taxa de crescimento.

Em seu estudo, Petterssen e Smebye (1971) classifica os ciclones extratropicais em tipos distintos, a partir dos processos dinâmicos relacionados ao seu desenvolvimento. No tipo A de ciclone o desenvolvimento é explicado a partir do modelo proposto pela Teoria da Frente Polar. Neste tipo de ciclone, a perturação inicial que dá origem ao ciclone encontra-

se em baixos níveis, em uma zona de máxima baroclinicidade (frontal), sob um jato de altos níveis praticamente zonal (Figura 2.8iA). Durante o desenvolvimento do ciclone, há o surgimento de um cavado frio em altos níveis (Figura 2.8iB), que permanece inclinado ao eixo do ciclone até o final de sua vida, quando ocorre oclusão do sistema e diminuição da baroclinicidade em superfície (Figura 2.8iC). Em contraste, os ciclones do tipo B possuem seu desenvolvimento iniciado por uma forçante em altos níveis, quando um cavado de altos níveis avança sobre uma região onde não há necessariamente a presença de uma região frontal (Figura 2.8iiA). Neste caso, conforme o sistema matura a separação entre o cavado em altitude e o sistema em superfície diminui, havendo um aumento da baroclinicidade em superfície em comparação ao estágio inicial (Figura 2.8iiB). No estágio final há sobreposição do vórtice ciclônico em altos níveis com a baixa em superfície, havendo a oclusão do sistema (Figura 2.8iiC).

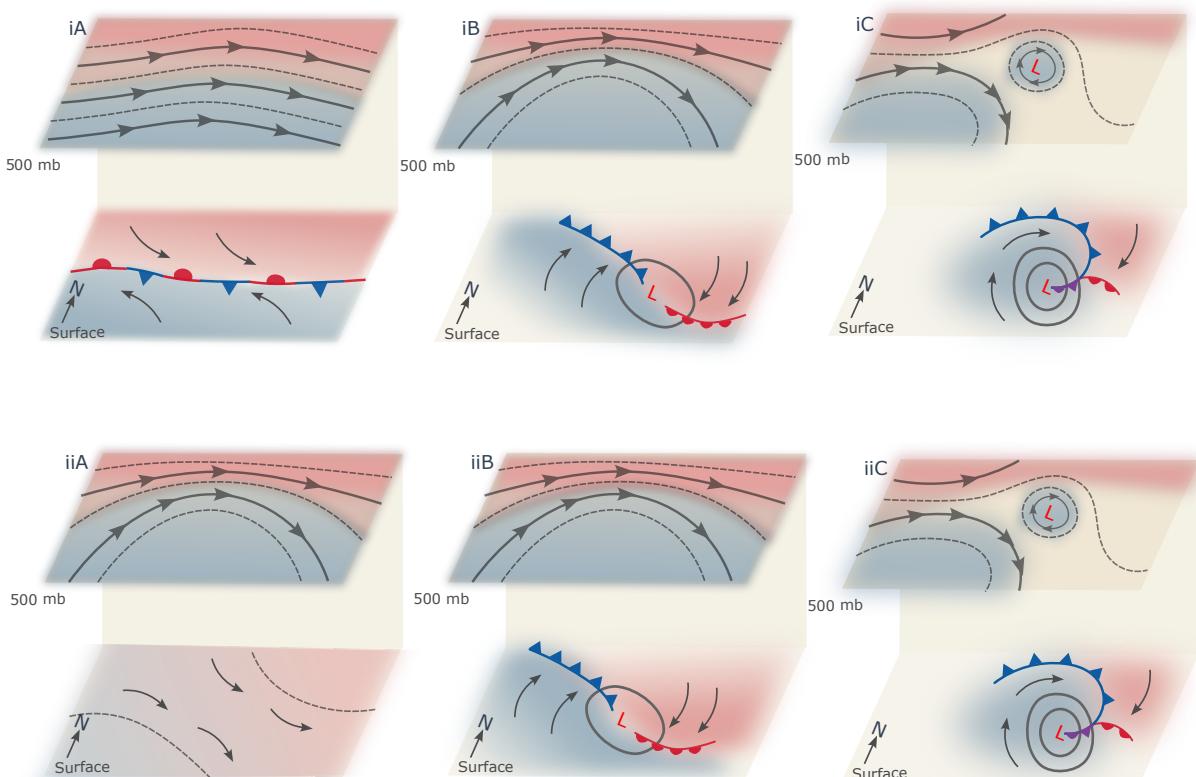


Figura 2.8: Representação simplificada do modelo de desenvolvimento de ciclones, conforme proposto por Petterssen e Smebye (1971), para o tipo A de ciclogênese (i) e tipo B (ii), para os estágios de formação (A), intensificação (B) e maduro (C). Inspirado em Donald Ahrens e Henson (2015).

Assim como no caso das classificações adotadas por Hart (2003), a classificação adotada por Petterssen e Smebye (1971) também é contínua. Desse modo, os tipos A e B não são vistos como categorias discretas, de modo que sistemas com características híbridas existem. Petterssen e Smebye (1971) menciona que ciclones puros do tipo A são comuns, enquanto que ciclones puros do tipo B são raros, devido ao fato de algum tipo de baroclinicidade estar sempre presente. Não obstante, o autor menciona que os ciclones do tipo A tendem a desenvolver-se sob o oceano, enquanto que os do tipo B, sob o continente, mas posteriormente foi detectado sistemas deste tipo desenvolvendo-se sob oceano (McLennan, 1988; Deveson et al., 2002). Além disso, no estudo conduzido por Deveson et al. (2002), foi identificado um novo tipo de ciclone (tipo C), presente em altas latitudes e com características semelhantes à baixas polares. O desenvolvimento destes sistemas está ainda mais ligado à forçante de altos níveis do que o tipo B, relacionado ao deslocamento de um amplo cavado pela região oceânica. Deveson et al. (2002) também notou que os ciclones podem migrar entre diferentes tipos, transicionando entre as diferentes categorias durante o ciclo de vida.

A partir dos trabalhos mencionados acima, que I_{BC} possui um papel central no desenvolvimento de ciclones extratropicais. Entretanto, fluxos de calor e aquecimento diabático desempenham papéis pivotais para o desenvolvimento destes sistemas. Aquecimento diabático ocorre quando há trocas de calor entre um fenômeno e o ambiente, seja por condensação, evaporação ou processos radiativos. Processos convectivos associados a movimentos ascendentes na coluna atmosférica causam as parcelas de ar a sofrerem esfriamento diabático, saturando-se e consequentemente liberando calor latente (Donald Ahrens e Henson, 2015). Em ciclones extratropicais, tal processo fornece uma fonte adicional de energia para seu desenvolvimento (Chang et al., 2002, e.g.). Modelos numéricos utilizando I_{BC} em conjunto com fluxos de calor demonstram que as instabilidades geradas produzem ciclones mais intensos e com desenvolvimento mais acelerado Gall (1976); Whitaker e Davis (1994); Gutowski et al. (1992). A esse tipo de desenvolvimento cunha-se o nome de instabilidade baroclinica úmida.

Um trabalho que demonstra a importância o papel dos fluxos diabáticos para o desenvolvimento de ciclones extratropicais é o de Hoskins e Valdes (1990). Neste, os autores mostram que o desenvolvimento de sistemas ciclônicos encontra-se preferencialmente em regiões de máxima baroclinicidade sob os oceanos, porém o transporte de calor ocasionado

por estes sistemas age de modo a reduzi-la. Os resultados encontrados indicam que o aquecimento diabático, proporcionado pela liberação de calor latente de sistemas individuais, age em favor da manutenção da baroclinicidade da região. Os autores também mencionam a importância das trocas de calor sensível entre o ar frio relacionado a estes sistemas e correntes quentes na costa leste dos continentes.

Os ciclones tropicais, por sua vez, tema de intenso debate entre meteorologistas, se formam principalmente sobre oceanos tropicais, área onde a falta de observações *in situ* se põe como um desafio para a validação de modelos de formação e intensificação. Durante a Segunda Guerra Mundial, dados da base militar de Guam permitiram a Riehl (1948) propor que a instabilidade necessária para a formação de tufões origina-se dos ventos alísios, e não da interação entre massas de ar inter-hemisféricas, como previamente acreditava-se. Yanai (1961) avançou no entendimento da formação de tufões através do estudo do Tufão Doris, enfatizando o papel do calor latente liberado pela convecção. Este autor propôs um modelo de três estágios para a formação de tufões, começando com uma onda nos ventos alísios e terminando com o desenvolvimento do tufão após a estabilização de um núcleo quente.

No trabalho de Charney e Eliassen (1964) é descrita a teoria mais aceita em sua época para o processo de intensificação de ciclones tropicais, a instabilidade condicional do segundo tipo (CISK). Neste processo, a liberação de calor latente, proveniente da condensação de vapor d'água nas áreas de convecção, intensifica vórtices atmosféricos pre-existentes se houver uma fonte adequada de umidade. Essa liberação de calor não apenas alimenta a convecção, mas também reduz a pressão ao nível do mar, intensificando os ventos em superfície, trazendo mais umidade e criando um ciclo de retroalimentação positiva. O papel da superfície oceânica é crucial nesse processo, pois fornece a umidade necessária para sustentar a convecção. Charney destaca o também o papel da fricção na superfície, que dissipia energia cinética, e, por ocasionar convergência dos ventos na camada limite úmida superficial, supre o sistema com energia térmica derivada do calor latente. Este mecanismo sublinha a importância da liberação de calor latente no centro do ciclone como fator de amplificação da perturbação, conduzindo a um aprofundamento da depressão tropical.

Entretanto, é importante ressaltar que o trabalho de Charney e Eliassen (1964) consiste na formulação de um modelo matemático e, portanto, não oferece uma explicação direta e didática dos processos envolvidos. Assim, a interpretação dos mecanismos propostos é, em grande medida, deixada como um exercício para o leitor, o que resultou, ao longo dos anos,

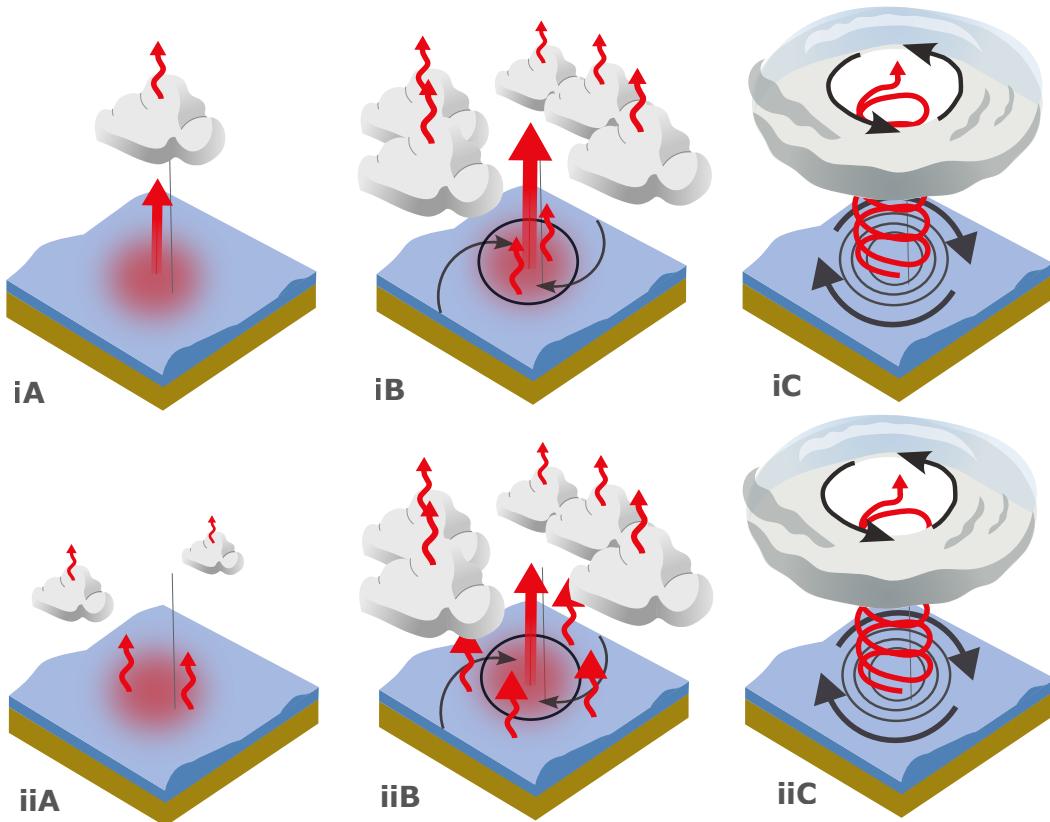


Figura 2.9: Representação simplificada, comparando as teorias da CISK (i) e WISHE (ii). Em A temos a perturbação inicial sob temperaturas superficiais do oceano quentes. No caso do CISK, o que alimenta a perturbação inicialmente é o calor latente liberado pelo processo de convecção, enquanto que na teoria do WISHE, é a transferência de calor latente do oceano para a atmosfera. No estágio inicial de desenvolvimento do sistema tropical (B), há o aumento da convecção. A teoria do CISK propõe que ao haver diminuição da pressão central, há convergência dos ventos, que trazem mais umidade, incrementando a convecção que, por sua vez, faz com que mais calor seja liberado. Já a teoria do WISHE propõe que a interação entre os ventos superficiais, convergindo na baixa pressão central, e a superfície do mar, faz com mais calor seja liberado pela evaporação de água superficial. Isso alimenta o processo de convecção que, por sua vez, faz com que mais calor latente seja liberado. Já no estágio de tempestade tropical (C), ambas teorias convergem.

em múltiplas interpretações, nem sempre corretas (Ooyama, 1982). Portanto, a explicação apresentada acima busca apenas simplificar os principais processos propostos por Charney e Eliassen (1964).

Emanuel (1986) propôs uma teoria, posteriormente aprimorada por Yano e Emanuel (1991), que desafia e se opõe à teoria do CISK. Esta nova teoria, conhecida como Wind-Induced Surface Heat Exchange (WISHE), enfatiza a interação oceano-atmosfera como o principal mecanismo na intensificação de ciclones tropicais. Segundo a teoria WISHE, a energia potencial para o desenvolvimento desses sistemas surge do contraste térmico entre

a atmosfera e a superfície do mar adjacente, mediada pela transferência de calor latente do oceano para a atmosfera. Esta transferência é significativamente influenciada pela velocidade dos ventos na superfície; ventos intensos aumentam a taxa de evaporação ao agitar a superfície oceânica, intensificando a transferência de umidade. Assim, a presença de uma perturbação inicial que promove a convergência dos ventos em direção ao seu centro eleva a transferência de umidade e, por conseguinte, a intensidade da convecção, desencadeando um ciclo de retroalimentação positiva. É importante destacar que, de acordo com o WISHE, a formação de ciclones tropicais depende criticamente de temperaturas oceânicas acima de 26°C, as quais são necessárias para que o fluxo convergente na camada limite seja suficientemente intenso para atingir a temperatura potencial equivalente necessária para sustentar o sistema. Similarmente ao CISK, há uma imensa variedade de interpretações do processo do WISHE, que nem sempre estão completas ou corretas (Montgomery e Smith, 2014), de modo que a explicação apresentada apenas enfoca nos principais aspectos da teoria para poder ser construtada com o CISK.

Embora tenha sido feito um progresso substancial na compreensão das condições básicas necessárias para o desenvolvimento de ciclones tropicais, como temperaturas elevadas da superfície do mar (acima de 26°C), baixo cisalhamento vertical do vento, a presença de uma perturbação inicial na atmosfera, umidade na média a baixa troposfera, ou a presença de um cavado tropical em altos níveis (Holton, 1973; Chan e Kepert, 2010), ainda não existe consenso sobre os processos dinâmicos específicos relacionados tanto à formação quanto à intensificação desses sistemas, de modo que esses desafios permanecem em grande parte não resolvidos na meteorologia (Spiridonov e Ćurić, 2021; Montgomery e Smith, 2014, e.g.). As teorias do CISK e WISHE (apresentadas de forma substancialmente simplificada acima) têm sido protagonistas nesse debate, cada uma propondo mecanismos distintos para explicar o processo de intensificação dos ciclones tropicais (Craig e Gray, 1996; Gray, 1998; Montgomery et al., 2015; Ooyama, 1982; Montgomery e Smith, 2014, e.g.). No entanto, é possível identificar similaridades entre elas: ambas reconhecem que, dada uma perturbação inicial, os processos diabáticos — alimentados pela interação entre o oceano e a atmosfera — desempenham um papel crucial para o fornecimento de energia e subsequente intensificação do sistema. Sendo o objetivo desta seção apenas contrastar os mecanismos relacionados ao desenvolvimento dos ciclones tropicais e extratropicais, a simplificação apresentada acima serve suficientemente como um ponto de partida.

Dadas as evidências fornecidas nos parágrafos acima, fica evidente a importância do aquecimento diabático para o processo de intensificação de ciclones tropicais. Entretanto, para que tal processo ocorra, é necessário que haja uma perturbação inicial. Agora vejamos os mecanismos por trás do surgimento de tal perturbação. Frank (1970) catalogou sistemas no Atlântico Norte que originam perturbações com potencial de evolução para ciclones tropicais no Atlântico Norte. Há sistemas que possuem sua origem ligada à perturbações originadas na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e outros ligados a zonas de convecção no mar do Caribe, mas a maioria está relacionada à ondas tropicais, originando-se principalmente sob o continente Africano. O autor apontou também para a transição de sistemas baroclinicos para núcleos quentes através da liberação de calor latente promovida pela convecção, que posteriormente destrói a baroclinicidade original. Atualmente este processo conhecido é como transição tropical de ciclones extratropicais (Hart, 2003, e.g.).

A formação e desenvolvimento das ondas de leste africanas representam um elo fundamental na cadeia de eventos que levam à gênese de ciclones tropicais no Atlântico Norte. O contraste térmico entre o deserto do Sahara e regiões mais frias ao sul emerge como um fator determinante na formação do jato de leste africano, essencial para a geração e sustentação das ondas de leste (Holton, 1973). A base teórica para compreender estes fenômenos inicia-se com o estudo pioneiro de Kuo (1949), que identificou a instabilidade barotrópica em fluxos zonais atmosféricos como um mecanismo crucial, dependente da reversão do sinal da vorticidade absoluta. A instabilidade barotrópica, o cisalhamento horizontal do vento zonal, ocorre quando os turbilhões alimentam-se da energia cinética do fluxo zonal do vento (Holton, 1973). Em um primeiro momento, Burpee (1972) vinculou o desenvolvimento das ondas de leste africanas à instabilidade tanto do cisalhamento horizontal quanto vertical do jato zonal em baixos níveis, apontando para a interação complexa entre instabilidades barotrópicas e baroclinicas na região.

Posteriormente à isso, Rennick (1976) através de um modelo linear pseudo-espectral baseado nas equações primitivas, concluiu que a instabilidade barotrópica é um motor inicial para o desenvolvimento dessas ondas, minimizando a importância de outros fatores como cisalhamento vertical e liberação de calor latente nas fases iniciais. Tal efeito foi confirmado por Reed et al. (1977), que através de evidências observacionais, mostraram que as ondas de leste em médios e baixos níveis atingem a condição necessária para a instabilidade barotrópica. Na análise da energética das ondas de leste, Norquist et al. (1977)

revelaram que os processos de instabilização variam significativamente entre o continente e o oceano. Enquanto a conversão baroclinica predomina sobre o continente, a instabilidade barotrópica assume maior relevância sobre o oceano, onde os ciclones tropicais tendem a se formar. Mais recentemente, Wu et al. (2012), utilizando dados de reanálise, identifica uma correlação geográfica entre a instabilidade barotrópica do Jato de Leste Africano e os locais de gênese de ciclones tropicais no Atlântico Norte, destacando a instabilidade barotrópica do AEJ como um dos principais mecanismos relacionados com ciclogênese tropical.

A investigação sobre a instabilidade barotrópica e sua relação com a gênese de ciclones tropicais não restringe-se apenas para a região do Atlântico Norte, estendendo-se para outras áreas do globo onde processos semelhantes atuam para a ciclogênese tropical local. Embora os estudos mencionados anteriormente tenham lançado luz sobre o papel da instabilidade barotrópica na formação de ondas de leste africanas e sua subsequente influência na ciclogênese tropical no Atlântico Norte, pesquisas subsequentes expandiram o entendimento desses mecanismos para incluir outras regiões tropicais. Por exemplo, Zehr (1992) encontrou que a maioria dos casos de ciclogênese tropical no Pacífico Norte estão relacionados com a presença de um cavado de monção favorecendo a convecção local.

Além das ondas de leste, há também outros tipos de sistemas tropicais podem instabilizar o estado base e provocar ciclogênese tropical. Utilizando um modelo de água rasa, Ferreira e Schubert (1997) demonstraram que a instabilidade barotrópica está associada ao colapso da ZCIT, processo que desencadeia uma série de perturbações tropicais, algumas das quais evoluem para ciclones tropicais. Por sua vez, Bembenek et al. (2021) utilizando um modelo global de circulação de "aquaplaneta", demonstraram que tanto a posição latitudinal da ITCZ quanto os efeitos da umidade são cruciais na modulação da instabilidade barotrópica e, consequentemente, na gênese de ciclones tropicais. Assim, vemos que estudos teóricos demonstraram a influência da instabilidade barotrópica na ciclogênese tropical ao redor do globo.

Esses estudos são corroborados por evidências observacionais. Maloney e Hartmann (2001) constataram que fases da MJO, favoráveis aos ventos de oeste ao longo do Pacífico, promovem conversões barotrópicas em baixos níveis, facilitando a gênese de ciclones tropicais tanto no Pacífico Ocidental quanto Oriental. Molinari et al. (1997) descobriram que as variações temporais da Oscilação Madden-Julian (MJO) podem criar condições favoráveis para o crescimento das ondas de leste, influenciando assim a ciclogênese tropical no

Pacífico Oriental. Molinari et al. (2000) propôs uma relação entre instabilidade barotrópica do estado base, associado com a ocorrência de uma onda de leste, influências topográficas e cavado de monção para ciclogênese tropical no Pacífico Oriental. Cao et al. (2012) indicaram que a convecção intensificada da ITCZ durante as fases ativas da Oscilação Intrasazonal promove um estado do fluxo médio que favorece a instabilidade barotrópica, facilitando a ciclogênese tropical no Pacífico Noroeste.

A discussão apresentada neste tópico pode ser sintetizada delineando as causas eficientes relacionadas aos ciclones tanto extratropicais quanto tropicais. A seguir, é fornecida uma explicação simplificada desses fenômenos, para fins comparativos. Por um lado, as causas eficientes (desenvolvimento) dos sistemas extratropicais estão, predominantemente, vinculadas ao processo de instabilidade baroclinica. Esta instabilidade pode ser desencadeada pela perturbação de um gradiente meridional de temperatura na superfície ou pela propagação de um cavado em altos níveis. Este último, por sua vez, está conectado a regiões baroclinicas por meio da relação do vento térmico (Holton, 1973; Spiridonov e Ćurić, 2021). Por outro lado, as causas eficientes dos ciclones tropicais estão primariamente associadas ao processo de instabilidade barotrópica do estado base, que induz perturbações na atmosfera tropical. Uma vez que a perturbação é iniciada, processos associados à liberação de calor latente - seja sob as perspectivas das teorias do CISK ou WISHE - são fundamentais para a intensificação do sistema gerado.

Assim, percebemos que as causas eficientes para a formação de ciclones extratropicais estão intrinsecamente ligadas às variações na distribuição térmica, as quais promovem a instabilidade baroclinica. Por outro lado, a gênese de ciclones tropicais é majoritariamente influenciada pela instabilidade barotrópica, seguida por um mecanismo de feedback positivo decorrente da liberação de calor latente. Diferentemente dos diagramas elucidativos propostos por Hart (2003), que de maneira objetiva e resumida apresentam as causas materiais (estrutura térmica) e formais (simetria ou assimetria) dos ciclones, ainda não existe um esquema equivalente para detalhar as causas eficientes. No entanto, Silva Dias et al. (2004) sugeriram uma representação que poderia abordar esta lacuna (Figure 2.10, onde ciclones extratropicais são associados aos processos de instabilidade baroclinica; ciclones tropicais, à instabilidade barotrópica; e ciclones subtropicais são apresentados em um contexto onde ambos os processos de instabilidade coexistem, competindo entre si. Em todos os três casos, há sistemas que tem alta dependência dos processos diabáticos de liberação

de calor latente, enquanto outros que não possuem tal dependência.

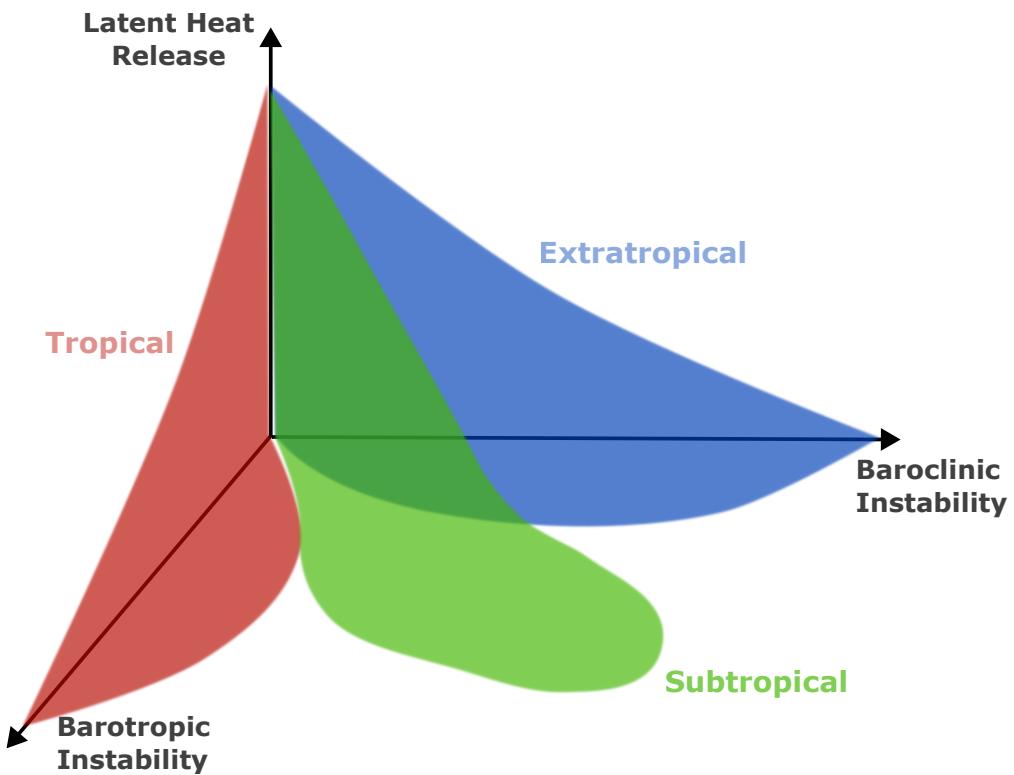


Figura 2.10: Modelo conceitual, proposto por correlacionando diferentes mecanismos de instabilização atmosférica e tipos de ciclones. Cada eixo do plano tridimensional representa um processo de instabilização atmosférica distinto, de modo que diferentes tipos de ciclones encaixam-se em diferentes seções do plano. Adaptado de Silva Dias et al. (2004).

2.1.4 Causas finais

Refere-se ao propósito ou objetivo para o qual algo existe, a razão de ser de uma coisa. A causa final é o "para quê" de algo, o objetivo ou função que cumpre. Para uma mesa, a causa final é fornecer uma superfície para atividades como escrever, comer ou trabalhar. No caso dos ciclones, a causa final poderia ser interpretada como a redistribuição de calor e umidade na atmosfera, contribuindo para o equilíbrio climático global, ou mecanismos de dissipação de excesso de calor.

2.2 Life cycle of extratropical cyclones

- Here, I will use the references I have from the paper about life cycle and present a brief overview of the life cycle of the cyclones and examples of studies that attempted

to objectively classify distinct life stages.

2.3 Cyclones climatologies in South America

- Papers from Gan, Hoskins, Reboita and Gramcianinov. Show that the three regions are well described in the literature, contrast the differences in position due to distinct tracking algorithms and briefly mention the genesis mechanisms.

2.4 Atmosphere Energetics

A radiação solar é a fonte primária de energia no sistema terrestre. Ao mesmo tempo, ao redor de todo o globo, a atmosfera perde calor por emissão de radiação infravermelha para o espaço. Devido à inclinação do eixo de Terra, há uma diferença na incidência radiativa entre as regiões tropicais e polares: nas regiões equatoriais, a superfície terrestre recebe mais energia solar do que perde para o espaço, resultando em um excedente de energia, enquanto que, nas regiões polares, ocorre o contrário; a superfície perde mais energia para o espaço do que recebe, levando a um deficit de energia. Isso faz com que haja um aquecimento diferencial e, levando em conta a transmissão de calor da superfície para a atmosfera, há a formação de massas de ar quentes nas regiões tropicais e massas de ar frias na região equatorial. Esse desbalanço de calor é responsável pela manutenção da circulação atmosférica, que surge como um mecanismo para obtenção do equilíbrio, que nunca é atingido devido ao contínuo aquecimento diferencial entre as regiões tropicais e polares Stull (2015).

2.4.1 Ciclo Energético de Lorenz: Perspectiva Histórica

O Ciclo Energético de Lorenz (Lorenz, 1955) é um conceito fundamental para entender a distribuição e transformação de energia na atmosfera, fornecendo uma perspectiva da circulação geral onde esta é responsável por modular a estrutura dinâmica e termodinâmica da atmosfera e os fluxos e transportes atmosféricos de calor, umidade e momento angular. Em seu trabalho, Lorenz propôs um método para estudar a energética da atmosfera baseado nas duas principais formas que a energia pode assumir no sistema terrestre: energia cinética (*Kinectic Enrgy - K*) e energia potencial disponível (*Available Potential Energy - APE*), sendo estas particionadas em suas formas zonais e turbulentas. Nos próximos parágrafos

serão abordados os coenitos por trás dessas formas de energia e como estas relacionam-se entre si.

Lorenz (1955) discute que a energia potencial total (*Total Potential Energy - P*) não é uma medida adequada da quantidade de energia que estaria disponível para a conversão em K na atmosfera e, então, alimentar a circulação global. Ele propõe o seguinte experimento mental para exemplificar essa questão: Digamos que a atmosfera esteja horizontalmente estratificada globalmente; neste caso, apesar de haver P, por conta da ausência de gradientes horizontais não há movimento das massas de ar e, consequentemente, não há K (Figura 2.11a). Caso haja aquecimento de alguma área na atmosfera, ocorrem movimentos verticais ascendentes, criando gradientes de pressão e, consequentemente, a estratificação horizontal se desfaz (Figura 2.11b). Entretanto, caso haja algum resfriamento em alguma região, ocorre o mesmo processo descrito anteriormente, porém, neste caso, os movimentos verticais são descendentes (Figura 2.11c). Em ambos os casos, há alteração em P do sistema, que é convertido em K. Porém, no primeiro caso P aumenta, enquanto que no segundo, diminui, ou seja, tanto adição quanto remoção de P são responsáveis por fazer com que energia fique disponível para a circulação atmosférica.

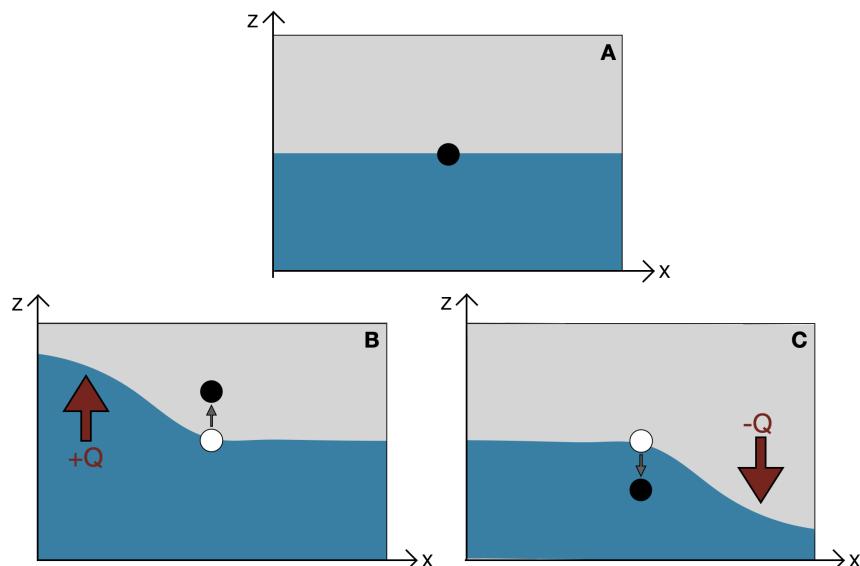


Figura 2.11: Experimento mental proposto por Lorenz (1955) para demonstrar a relação entre P total e K, onde temos a representação de uma atmosfera com duas camadas. A) atmosfera horizontalmente estratificada. B) Perturbação na estratificação horizontal causada por aquecimento ($+Q$) em uma determinada região, causando movimentos verticais ascendentes. C) Mesmo que B), mas causada por esfriamento ($-Q$) e causando movimentos verticais descendentes. Os círculos pretos representam o centro de massa da atmosfera, enquanto que os círculos brancos representam o centro de massa anterior à perturbação.

O conceito de APE foi inicialmente proposto por Margules (1903), que estava interessado nos processos que geram K em tempestades (Marquet, 2017). Para entendermos esse conceito, podemos partir da mesma situação proposta por Lorenz (1955), onde há um aquecimento diferencial, resultando em movimentos ascendentes e uma distribuição heterogênea de massa na atmosfera (Figura 2.12a). Nesse caso, os gradientes de pressão resultantes dessa distribuição fazem com que haja aceleração do campo de vento (Figura 2.12b), redistribuindo a massa na atmosfera. Assumindo que esse fluxo seja adiabático, o resultado final é uma atmosfera horizontalmente estratificada (Figura 2.12c). No primeiro passo, ambas formas de energia potencial (total e disponível) são máximas. Com a redistribuição de massa, ocorre aumento da K, enquanto que as energias potencial total e disponível sofrem diminuições. No estágio final, P é mínimo, porém não nula, enquanto que a APE é nula. Desse modo, APE pode ser definida como a quantidade de energia potencial disponível para a conversão em K sob uma distribuição adiabática de massa.

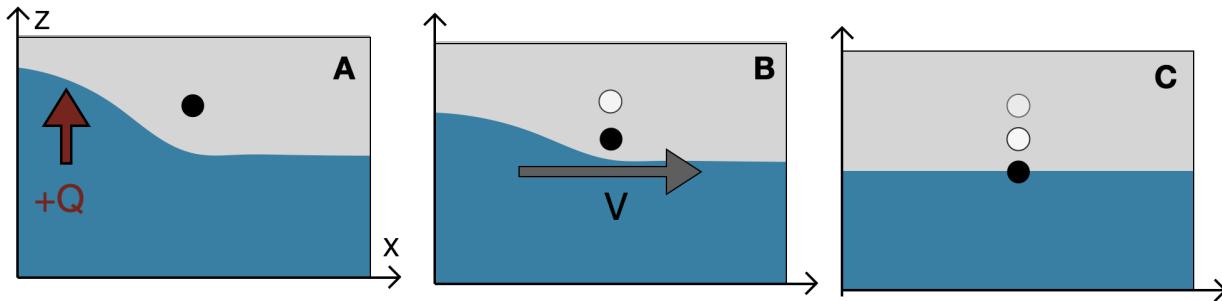


Figura 2.12: Esquema representando o conceito de energia potencial disponível (APE). A) Estado da atmosfera, onde aquecimento diferencial causa uma distribuição heterogênea de massa na atmosfera. B) Redistribuição e homogenização da massa pelo campo de vento. C) Estado final, onde há estratificação horizontal da atmosfera. Os círculos pretos representam o centro de massa da atmosfera no momento indicado, enquanto que os círculos brancos representam o centro de massa em instantes de tempo anteriores.

Deste modo, Lorenz (1955) postula que a APE é a fonte fundamental de K na atmosfera, e, consequentemente, a circulação geral da atmosfera pode ser em grande parte explicada pelos processos que envolvem a geração, dissipação e conversão destas formas de energia. O termo 'em grande parte' é utilizado pois processos não-adiabáticos e a fricção também influenciam a circulação atmosférica. Entretanto, tais processos não são detalhadamente abordados em seu trabalho, devido à complexidade envolvida e à dificuldade de estimar e mensurar esses fenômenos. Assim, em seu estudo, Lorenz (1955) utiliza um modelo idealizado da atmosfera para desenvolver a formulação matemática que descreve os processos

pelos quais a APE é transformada em K e, consequentemente, impulsiona a circulação atmosférica. É importante notar que nesta formulação a atmosfera é tratada como um sistema fechado, e que, tanto a APE quanto a K são particionadas em suas componentes zonais e *eddies* (turbulentas). Isso é feito por diversas razões. Na década anterior, Starr (1953) já havia demonstrado a importância dos turbilhões para a manutenção da circulação atmosférica, em especial, na transferência de K destes para o fluxo zonal, ao contrário do que se acreditava anteriormente. Starr (1953) ainda comenta que qualquer teoria geral da circulação atmosférica que desconsidere a ação dos turbilhões seria deficiente e desconexa da realidade. Além disso, a Lorenz (1955) faz essa separação para possibilitar o entendimento dos processos relacionados à formação e manutenção de sistemas meteorológicos (por exemplo, sistemas ciclônicos) e como estes influenciam a circulação atmosférica. Posteriormente, Wiin-Nielsen et al. (1963), demonstrou a importância dos turbilhões para o transporte de calor e momento globais, mostrando as contribuições diferentes de cada número de onda para os balanços globais.

Dessa forma, o ciclo energético pode ser representado pelas seguintes equações, representando o balanço energético para cada componente do ciclo:

$$\frac{\partial A_Z}{\partial t} = -C_Z - C_A + G_Z \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial A_E}{\partial t} = -C_E + C_A + G_E \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial K_Z}{\partial t} = C_Z - C_K - D_Z \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial K_E}{\partial t} = C_E + C_K - D_E \quad (2.9)$$

Neste conjunto de equações, APE está particionada em sua forma zonal (A_Z) e turbulenta (A_E), tal como K (K_Z e K_E , respectivamente) e ambos estão representados pelas tendências temporais ao invés dos termos explícitos de energia, de modo a fechar um balanço completo. Os processos de conversão entre as quatro formas de energia são indicados pela letra C, com os sobrescritos Z e E indicando a conversão entre as formas zonais e turbulentas de energia, enquanto que A e K indicam conversões entre as componentes zonais e turbulentas de APE e K. Ou seja, a conversão entre A_Z e A_E é dada por C_A , a conversão entre A_E e K_E é dada por C_E , a conversão entre K_E e K_Z é dada por C_K e, por fim, a conversão entre A_Z e K_Z é dada por C_Z . Similarmente, os termos de geração de APE

e dissipração de K, que são indicados pela letra G e D. Desse modo, G_Z e G_E indicam geração de A_Z e A_E , respectivamente, enquanto que D_Z e D_E indicam a dissipação de D_Z e D_E , respectivamente. As formulações matemáticas completas para cada expressão são apresentadas e discutidas na seção 2.4.2.

Após o trabalho de Lorenz (1955), diversos trabalhos surgiram com a finalidade de realizar estimativas do ciclo energético global - ou pelo menos, do hemisfério norte, dada as limitações observacionais da época (Starr, 1959; Saltzman e Fleisher, 1961; Holopainen, 1964; Jensen, 1961; Brown Jr, 1964; Wiin-Nielsen, 1959, e.g.). Oort (1964) compilou resultados das estimativas disponíveis, com o objetivo de estabelecer uma representação do ciclo energético anual do Hemisfério Norte. Ele também dividiu a análise energética em 'domínios' distintos. O primeiro é o domínio espacial, onde as variáveis são analisadas a partir de médias espaciais, relacionadas com a manutenção e comportamento de estados zonais médios e perturbações zonais. Esse domínio permite o entendimento de padrões zonais de larga escala, como jatos e ventos de oeste. O segundo é o domínio temporal, onde são realizadas médias e desvios temporais, relacionados com a manutenção de estados temporais médios e perturbações passageiras, permitindo o entendimento de tendências de longo prazo e fenômenos de baixa frequência. Por último, o domínio misto espaço-tempo permite uma análise integrada dos fenômenos atmosféricos, fornecendo uma perspectiva sobre como os estados médios espaço-temporais e a soma das perturbações, tanto passageiras quanto estacionárias, são mantidos. Entretanto, o autor ressalta que, em sua época, a maioria dos estudos se concentrava em estimativas energéticas para o domínio espacial, com poucos estudos abordando o domínio misto, enquanto havia uma carência de estudos considerando o domínio temporal.

A partir dessas estimativas, Oort (1964) estabelece um diagrama que fornece uma representação visual do ciclo energético encontrado (Figura 2.13). O diagrama demonstra visualmente como as diferentes formas de energia são geradas, convertidas e dissipadas, sintetizando os processos dinâmicos em formato gráfico e didático. Além disso, tal representação permite uma fácil comparação de diferentes resultados. É importante ressaltar que, como mencionado pelo autor, os termos de fricção não podem ser diretamente computados e portanto são obtidos como resíduos, através do balanço para os termos zonais e turbulentos de K.

Como mencionado anteriormente, a formulação proposta por Lorenz (1955) estima a

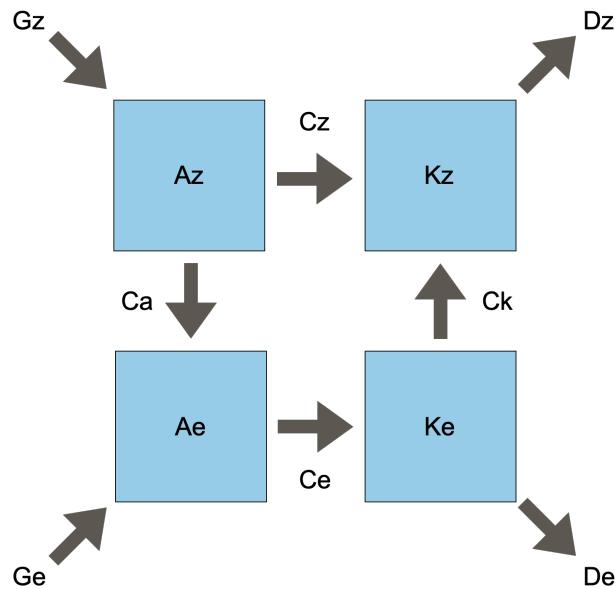


Figura 2.13: Ciclo Energético tal como formulado por Lorenz (1955) e esquematizado por Oort (1964). Nele, temos as quatro formas distintas de energia, representadas pelos termos zonais e turbulentos de K e APE, tal como as conversões dentre as respectivas formas de energia, e seus termos de geração e dissipação.

energética da atmosfera assumindo um sistema fechado, isto é, sem trocas de energia nas fronteiras. O primeiro estudo a considerar a energética para um sistema aberto foi feito por Reed et al. (1963), onde um evento de aquecimento estratosférico repentino no Hemisfério Norte foi analisado. Neste estudo, a estratosfera foi considerada como um sistema aberto, permitindo trocas de energia com outras camadas atmosféricas, como a troposfera. A partir deste estudo, Muench (1965), interessado na dinâmica estratosférica, progrediu na teoria formulada por Lorenz (1955) e propôs uma nova representação do ciclo energético.

A Figura 2.14 contém a representação do ciclo energético, tal como apresentado por Muench (1965). A principal diferença desta figura para a Figura 2.13 está no fato do autor apresentar os termos que representam o fluxo de energia através das fronteiras, representados pela letra B. Desse modo, as equações para o balanço energético podem ser atualizadas para:

$$\frac{\partial A_Z}{\partial t} = BA_Z - C_Z - C_A + G_Z \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial A_E}{\partial t} = BA_E - C_E + C_A + G_E \quad (2.11)$$

$$\frac{\partial K_Z}{\partial t} = BK_Z + C_Z - C_K + B\Phi_Z - D_Z \quad (2.12)$$

$$\frac{\partial K_E}{\partial t} = BK_E + C_E + C_K + B\Phi_E - D_E \quad (2.13)$$

Onde BA_Z , BA_E , BK_Z e BK_E representam, respectivamente, os fluxos de APE e K zonal e turbulento, através das fronteiras. Os termos $B\Phi_Z$ e $B\Phi_E$ aparecem representados em conjunto com os termos C_Z e C_E , respectivamente, pois ambos surgem do mesmo processo de derivação dos balanços de K_Z e K_E . Muench (1965) reconhece a dificuldade na interpretação dos termos $B\Phi_Z$ e $B\Phi_E$, indicando que estes estão relacionados ao fluxo de energia cinética em direção a altitudes menores, representando o aparecimento de energia cinética nas fronteiras do domínio computacional.

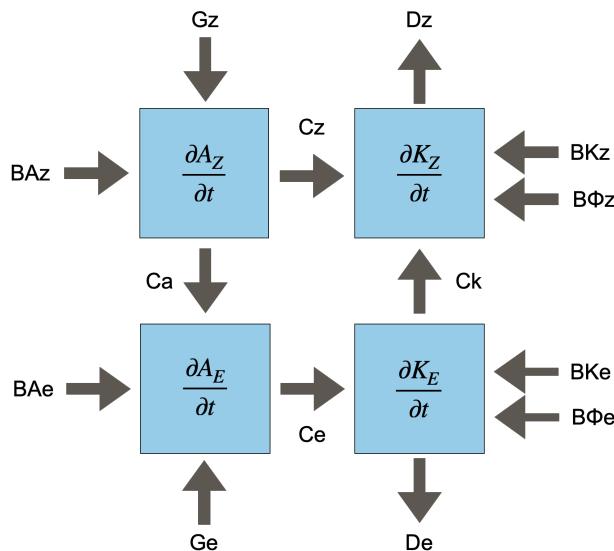


Figura 2.14: Ciclo Energético tal como formulado por Lorenz (1955), após os avanços de Muench (1965). Além das formas de energia contidas na 2.13, temos as derivadas locais das partições zonais e turbulentas de APE e K, além dos termos relacionados a fluxos de energia nas fronteiras.

Apesar de considerar os fluxos de energia através das fronteiras, o domínio adotado por Muench (1965) era apenas parcialmente aberto, visto que se estendia até a região polar e longitudinalmente englobava todo o hemisfério norte. Deste modo, a única fronteira estava na porção sul do domínio, em 30°N. Uma derivação do ciclo energético para regiões

limitadas foi apenas apresentada em Smith (1969). Porém, neste trabalho, o autor deixa claro que seu objetivo é apresentar uma formulação que permitisse avaliar contribuição de uma região limitada para a energética global, sendo que uma forma exata de computar a energética local estaria além do escopo de seu trabalho. Além disso, o autor não particiona as formas de APE e K em suas componentes zonais e turbulentas.

Paralelamente ao trabalho apresentado por Smith (1969), Johnson (1970), a partir da formulação proposta por Dutton e Johnson (1967), apresenta uma derivação para o ciclo energético de áreas limitadas a partir de um referencial semi-Lagrangiano. Ou seja, a área delimitada para que sejam realizados os cálculos da energética não é fixa, seguindo o sistema meteorológico de interesse através de N áreas fixas que se deslocam no espaço. Essa análise demonstra que a APE global é o resultado do somatório de todas as regiões abertas possíveis na atmosfera, mas uma componente representando o contraste termodinâmico de tais regiões. Além disso, é importante ressaltar que Smith (1969); Dutton e Johnson (1967) discutem que ao analisar a APE de uma região limitada, esta deve ser interpretada como a contribuição da região para a energética global e não como a APE contida dentro da região em si. Isso se deve ao fato da dificuldade que há em definir a APE para um região em específico ou tempestade individual em isolamento da APE global: dado que a atmosfera está interconectada, a energética global afeta as regiões/sistemas individuais (i.e., estes não estão isolados) e vice-versa.

O trabalho de Dutton e Johnson (1967) oferece uma crítica à uma formulação de Lorenz (1955), demonstrando que, em uma escala global, sua formulação subestima APE, principalmente no inverno. Entretanto, o conjunto de equações proposto por Johnson (1970) é desenvolvido para um sistema de coordenadas isentrópicas e, como notado por Vincent e Chang (1973), esse fator acaba acarretando em uma série de simplificações indesejadas (como assumir que a contribuição de aquecimento diabático é negligenciável), de modo a inviabilizar o uso desta formulação como diagnóstico para o balanço de energia.

Vincent e Chang (1973), então, a partir das contribuições apresentadas por Smith (1969), desenvolve um sistema de equações, em coordenadas isobáricas, para os balanços de APE e K, para um sistema aberto na atmosfera a partir de um referencial semi-Lagrangiano. Neste trabalho, a APE é particionada na APE do estado de referência para esta determinada região e duas componentes representando as contribuições barotrópicas e baroclinicas para a APE da região delimitada. Não obstante, no balanço de APE, surge

um termo relacionado com o movimento das fronteiras no referencial semi-Lagrangiano e a respectiva advecção de massas de ar com diferentes propriedades através das fronteiras.

A formulação apresentada por Vincent e Chang (1973) foi utilizada por Edmon e Vincent (1979) para analisar o ciclo energético do Furacão Carmen (1974). Porém, somente em Brennan e Vincent (1980), também interessados na energética do Furacão Carmen, que a análise do ciclo de energia proposta por Vincent e Chang (1973) foi apresentada utilizando uma formulação particionada em componentes zonais e turbulentas. O trabalho de Brennan e Vincent (1980) é, então, o primeiro oferecer um conjunto de equações regulares, aplicáveis a uma área limitada na troposfera, onde APE e K são particionadas em suas componentes zonais e turbulentas. Entretanto, Brennan e Vincent (1980) optam pelo uso da tradicional abordagem euleriana para a análise energética.

Não obstante, Brennan e Vincent (1980) oferecem uma nova interpretação para os termos $B\Phi_Z$ e $B\Phi_E$. Menciona-se que estes são resultado do trabalho exercido pelas componentes zonais e meridionais do vento contra a pressão atmosférica, nas fronteiras do domínio computacional. Assim como em Oort (1964), os termos de fricção não são calculados diretamente, mas sim estimados à partir do balanço energético. Além disso, Brennan e Vincent (1980) mencionam que os resultados obtidos para $B\Phi_Z$ e $B\Phi_E$ são excepcionalmente grandes e irreais. Isso é devido ao fato de que pequenos erros no campo de altura geopotencial podem resultar em grandes erros nestes termos. Sendo assim esses termos foram combinados junto com os termos de dissipação (D_Z e D_E) e calculados como resíduos do balanço de K_Z e K_E , formando assim os termos RK_Z e RK_E . O ciclo energético revisado a partir deste avanço pode ser encontrado na Figura 2.15.

A nova formulação apresentada, então, é a seguinte:

$$\frac{\partial A_Z}{\partial t} = -C_A - C_Z + G_Z + BA_Z \quad (2.14)$$

$$\frac{\partial A_E}{\partial t} = C_A - C_E + G_E + BA_E \quad (2.15)$$

$$\frac{\partial K_Z}{\partial t} = C_K + C_Z + BK_Z + RK_Z \quad (2.16)$$

$$\frac{\partial K_E}{\partial t} = -C_K + C_E + BK_E + RK_E \quad (2.17)$$

de modo que:

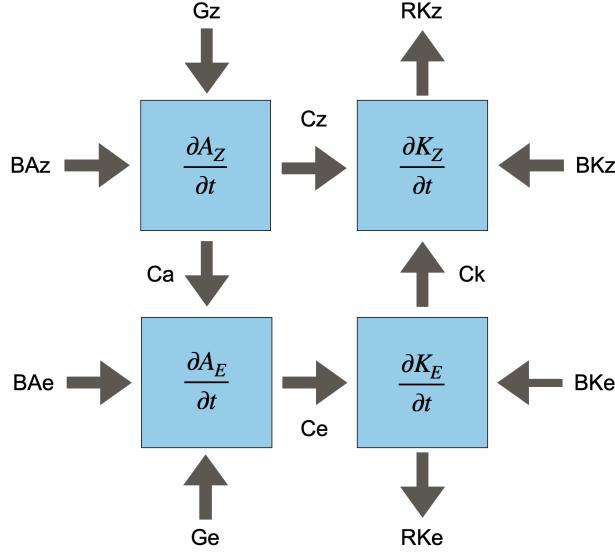


Figura 2.15: Ciclo Energético tal como formulado por Lorenz (1955), após os avanços de Brennan e Vincent (1980). Neste, os termos de fronteira $B\Phi_Z$ e $B\Phi_E$ são unidos com os termos de dissipação D_Z e D_E , de modo a compor os termos residuais K_Z e K_E .

$$RK_Z = B\Phi_Z + D_Z \quad (2.18)$$

$$RK_E = B\Phi_E + D_E \quad (2.19)$$

Robertson e Smith (1983) utiliza a formulação apresentada por Brennan e Vincent (1980) para domínios de área limitada, desenvolvendo uma nova formulação apenas para o termo A_E . Para isso, o autor parte da formulação de APE para um domínio limitado apresentada por Smith et al. (1977), combinando-a com a primeira lei da termodinâmica para as derivativas eulerianas das formulações de APE e A_Z . Dese modo, a formulação final do balanço de A_E acaba por ser substancialmente diferente dos trabalhos apresentados, com o surgimento de um novo termo associado a mudanças no campo de pressão referencial e resultando em diferenças na formulação do termo C_A . Tal linha de raciocínio se deve ao fato dos autores estarem interessados em avaliar, através do uso de modelagem numérica, o impacto de processos úmidos no desenvolvimento - e, consequentemente, na energética - de ciclones extratropicais. Entretanto, tal desenvolvimento faz o que certos termos do balanço energético acabem sendo dependentes de integrais em coordenadas isentrópicas, resultando em dificuldades computacionais.

Interessado no estudo da energética de um evento de ciclogênese no Golfo de Genoa, no Mar Mediterrâneo, Michaelides (1987) propõe mais um avanço na formulação do ciclo

energético. Neste trabalho, o autor, tal como Brennan e Vincent (1980), mencionam a questão de os termos $B\Phi_Z$ e $B\Phi_E$ apresentarem resultados irreais. Sendo assim, os autores optam por considerar além dos termos de resíduo RK_Z e RK_E (conjunto de equações 2.14 e 2.18), um termo (ϵ) representando erros numéricos resultantes das estimativas dos termos em 2.18. O mesmo é feito para os termos de geração G_Z e G_E . A representação esquemática proposta encontra-se na Figura 2.16. Desse modo, o autor utiliza o conjunto de equações dado por:

$$\frac{\partial A_Z}{\partial t} = C_K - C_A + BA_Z + \Delta G_Z \quad (2.20)$$

$$\frac{\partial A_E}{\partial t} = C_A - C_E + BA_E + \Delta G_E \quad (2.21)$$

$$\frac{\partial K_Z}{\partial t} = C_K - C_Z + BK_Z - \Delta R_Z \quad (2.22)$$

$$\frac{\partial K_E}{\partial t} = C_E - C_K + BK_E - \Delta R_E \quad (2.23)$$

Onde:

$$\Delta R_Z = B\Phi_Z - D_Z + \epsilon_{KZ} \quad (2.24)$$

$$\Delta R_E = B\Phi_E - D_E + \epsilon_{KE} \quad (2.25)$$

$$\Delta G_Z = G_Z + \epsilon_{GZ} \quad (2.26)$$

$$\Delta G_E = G_E + \epsilon_{GE} \quad (2.27)$$

Em Michaelides et al. (1999) o autor apresenta um avanço na teoria proposta em Michaelides (1987), onde a formulação para o cálculo da energética é explorada para áreas limitadas usando tanto um referencial euleriano, quanto um semi-Lagrangiano. Neste caso, é avaliado o ciclo energético no desenvolvimento de um caso de ciclogênese no mediterrâneo a partir dos dois referenciais distintos. O autor ainda apresenta uma discussão detalhada do processo de derivação realizado em Michaelides (1987) e das implicações em utilizar referenciais distintos. É mencionado que a maioria dos estudos opta pelo uso da abordagem euleriana para a análise energética em áreas limitadas na atmosfera. Nesta abordagem, o domínio espacial selecionado para a realização dos cálculos deve ser grande o suficiente para acomodar todos os estágios de desenvolvimento do sistema, levando em conta seu deslocamento espacial e as mudanças de tamanho envolvidas. Entretanto, a opção pelo uso

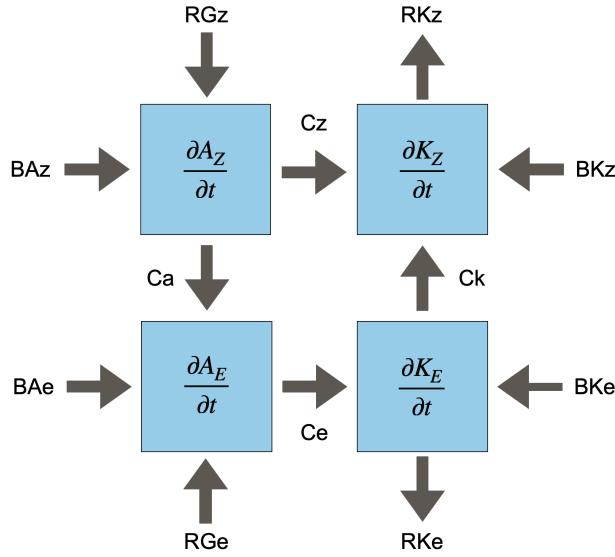


Figura 2.16: Ciclo Energético tal como formulado por Lorenz (1955), após os avanços de Michaelides (1987). Neste, erros numéricos resultantes das estimativas dos balanços são incluídos dentro dos termos de resíduo.

dessa metodologia resulta em limitações na interpretação dos resultados. Isso se dá ao fato de que, ao determinar uma área de tais dimensões, o cálculo da energética inevitavelmente acaba por agregar circulações sinóticas adjacentes, não refletindo assim apenas a energética da circulação de interesse.

Uma representação desta problemática é demonstrada na Figura 2.17. Nesta está representada o domínio computacional selecionado para o estudo da energética de um ciclone com gênese em uma região costeira, próxima à uma região de topografia elevada. Esta é uma situação análoga à ciclogênese na região costeira do Sudeste do Brasil, por exemplo (Reboita et al., 2010; Gramcianinov et al., 2019, e.g.). Neste caso, o domínio computacional deve abranger tanto a região costeira (fase de vida inicial do ciclone), quanto a região oceânica adjacente (fase final da vida do sistema). Após o ciclone avançar sobre o oceano, em seus estágio de desenvolvimento finais, circulações de mesoescala estabelecem-se próximas às regiões costeiras, como por exemplo, movimentos ascendentes relacionados ao aquecimento da superfície e convecção relacionada a interação da brisa marítima com a topografia local. Ou seja, a interpretação da energética do domínio de área limitada acaba por ser comprometida, dado que há processos dentro do domínio que influenciam nos valores de APE e K - e consequentemente, nos termos de conversão, fronteira, dissipação e geração - computados para o domínio.

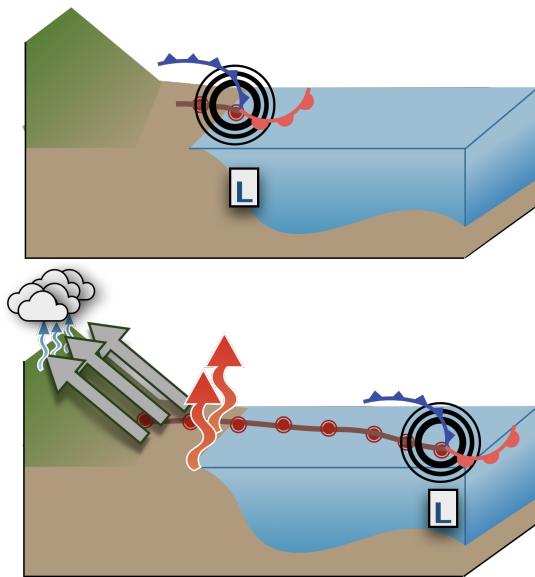


Figura 2.17: Ilustração representativa dos problemas relacionados à análise do ciclo energético utilizando um referencial euleriano. A imagem de cima representa um ciclone em formação próximo ao continente, enquanto que a figura debaixo representa o mesmo sistema em estágios tardios de desenvolvimento.

Apesar das limitações do método euleriano, Michaelides et al. (1999) discute que o uso de um referencial puramente lagrangiano para estudar ciclones extratropicais acarretaria em grandes dificuldades metodológicas. Isso pois, para tal, o sistema de interesse teria de ser rastreado em um espaço tridimensional isolado de outras circulações, utilizando variáveis conservativas específicas para as massas de ar contidas nele. Porém, ciclones extratropicais envolvem massas de ar de origens distintas (polar e tropical), e esse fator influencia em suas características conservativas. Além disso, para que o sistema seja isolado de circulações espúrias.

Desse modo, Michaelides et al. (1999) argumenta que a solução que balanceia uma aplicabilidade prática do método, mas que minimiza o efeito de circulações adjacentes na energética, é a abordagem quase-Lagrangiana. Nesta, similarmente ao que foi proposto por Vincent e Chang (1973), são utilizados múltiplos domínios fixos para diferentes instantes de tempo, de modo a seguir o sistema de interesse. Porém, diferentemente de Vincent e Chang (1973), nas formulações de Michaelides et al. (1999) não aparecem termos relacionados com o deslocamento das fronteiras do domínio computacional. Por fim, os autores compararam os resultados de ambas as metodologias (euleriana e quase-lagrangiana) e demonstram ambas podem apresentar resultados bastante diferentes, a depender dos termos analisados,

discutindo que o uso do método euleriano, inclusive, dificulta comparações entre diferentes estudos, dada as contribuições dos sistemas adjacentes na energética. Assim, o mesmo conclui que o método semi-lagrangiano constitui uma metodologia mais robusta para a análise energética de sistemas ciclônicos. O autor ainda comenta que, devido ao fato da abordagem semi-Lagrangiana não utilizar um volume computacional fixo, não é possível realizar as derivadas locais dos termos de energia em relação ao tempo. Logo, o uso desta abordagem não possibilita fechar o balanço de energia de forma completa. Entretanto, não é apresentada uma argumentação completa a respeito desse tema.

O presente trabalho baseia-se nesta formulação apresentada por Michaelides et al. (1999). A formulação completa é apresentada na Seção 2.4.2, acompanhada da interpretação física de cada termo do ciclo energético. Enquanto isso, a descrição dos métodos computacionais empregados para o cálculo do LEC encontra-se na Seção 3.3.

2.4.2 Ciclo de Lorenz: Formulação Matemática e Interpretação Física

- Mostrar as formulações matemáticas utilizadas, baseadas em Michaelides (1987); Michaelides et al. (1999), oferecendo uma interpretação física e dinâmica de cada termo e, inclusive, através de diagramas didáticos, quando possível.

2.4.3 Lorenz Energy Cycle applied to cyclonic systems

- Mostrar exemplos de estudos que empregam o LEC para ciclones e os resultados obtidos, e.g.: Veiga et al. (2008); Dias Pinto e Rocha (2011); Michaelides (1987); Michaelides et al. (1999); Muench (1965); Brennan e Vincent (1980).
- Ao final, oferecer uma síntese dos resultados obtidos, já indicando possíveis padrões possíveis na energética de ciclones

Capítulo 3

Métodos

3.1 Fluxograma de atividades

- Fluxograma demonstrando os passos metodológicos e como se encaixam em cada pergunta de pesquisa

3.2 Bases de dados utilizadas

- ERA5
- Tracks do Atlântico Sul (base de dados da Carolina)
- CHIRPS
- QUICKSCAT
- OISST

3.3 Cálculo do ciclo energético

- Programa de calculo do LEC (Github) e procedimentos adotados para os cálculos

3.4 Determinação dos padrões energéticos

- Padronização da duração dos sistemas através do ciclo de vida
 - Cyclophaser
- Diagrama de fase (Lorenz Phase Space)

- Cálculo da PCA dos termos
- Método K-means

3.5 Descrição do MPAS-A

- Visão geral do modelo
- Descrição do núcleo dinâmico e discretizações numéricas
- Malha adotada e estrutura de grade (horizontal e vertical)
- Opções disponíveis de parametrizações físicas

3.6 Desenho experimental das simulações

3.6.1 Testes de sensibilidade: Furacão Catarina

- Desenho dos experimentos
 - Combinações de parametrizações físicas e de cumulus
 - Duração de cada set de experimentos (3 períodos de 48h cada)
- Inicialização do modelo
- Estrutura de grade adotada (horizontal e vertical)

3.6.2 Experimentos com SST

- Casos escolhidos
- Perturbações adotadas

Capítulo 4

Life cycle of cyclones in South America

Capítulo 5

Southwestern Atlantic Cyclones Energetics

- Aqui, estou na dúvida se não seria bom criar um capítulo (ou uma seção?) para falar do ciclo de vida dos ciclones, visto que os sistemas serão normalizados a partir disso, havendo diferentes configurações de ciclos de vidas, por exemplo.
- No caso, pensei em criar um capítulo para o ciclo de vida, apresentando os mapas espaciais de modo a indicar que a metodologia utilizada é válida e corresponde ao esperado pela literatura de climatologia de ciclones (ao mesmo tempo em que adiciona novas informações). Entretanto poderia acabar ficando desconexo com os objetivos da tese.
- A alternativa seria apenas incluir como uma seção neste capítulo aqui, de modo que eu indique apenas as configurações de ciclones detectadas pelo programa e mostre alguns exemplos para aferir confiabilidade aos resultados, mas poderia acabar ficando desconexa das outras seções.

5.1 Características gerais

- Estatísticas gerais da energética dos sistemas
- Compósitos para alguns termos, para diferentes fases do ciclo de vida
- Mostrar diagrama de fase para todos os casos

5.2 Padrões energéticos

- Resultados das componentes principais

- Clusters identificados pelo K-means
- Resultados dos padrões energéticos

5.3 Limitações, aplicações e passos futuros

- Limitações: metodologia semi-lagrangiana deve ser interpretada como snapshots (relacionando com Muench (1965))
- A formulação adotada apenas permite a seguinte interpretação: contribuição para energética global e não a energética individual de cada sistema
- Contextualizar a energética como ferramenta para determinação objetiva das causas eficientes e finais dos ciclones (diagramas do Hart estão relacionados com causas formais e materiais - os trabalhos complementam-se)
- Estudos de caso? (e.g. ciclones extratropicais clássicos formados no sul da ARG, ciclones bomba formados em LA-PLATA, ciclones subtropicais formados em SE-BR e, ciclones tropicais Anita, Iba, 01Q.

Capítulo 6

Modelagem numérica

6.1 Testes de sensibilidade: estudo de caso com Furacão Catarina

- Objetivos: 1) determinar qual conjunto de parametrizações de microfísica e cumulus apresentam os melhores resultados para o Catarina 2) determinar o impacto de diferentes escolhas na energética dos sistemas

6.1.1 Comparação da pressão mínima em superfície e posição do sistema

6.1.2 Precipitação acumulada

6.1.3 Ventos em superfície

6.1.4 Energética

6.2 Experimentos com perturbações no campo de SST

6.2.1 Interação oceano-atmosfera

6.2.2 Ciclo energético

Capítulo 7

Conclusões

Conclusões do trabalho e/ou perspectivas

Referências Bibliográficas

American Meteorological Society, 2012 Cyclone <https://glossary.ametsoc.org/wiki/Cyclone>

Aristotle A., Aristotle Metaphysics. vol. 1, Harvard University Press Cambridge, MA, 1933

Bembeneck E., Merlis T. M., Straub D. N., Influence of latitude and moisture effects on the barotropic instability of an idealized ITCZ, Journal of the Atmospheric Sciences, 2021, vol. 78, p. 2677

Bjerknes J., On the structure of moving cyclones, Monthly Weather Review, 1919, vol. 47, p. 95

Bjerknes J., Holmboe J., On the theory of cyclones, Journal of Atmospheric Sciences, 1944, vol. 1, p. 1

Bjerknes J., Solberg H., Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. Grondahl, 1922

Bluestein H. B., Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes: Observations and theory of weather systems. vol. 2, Taylor & Francis, 1992

Brennan F. E., Vincent D. G., Zonal and eddy components of the synoptic-scale energy budget during intensification of hurricane Carmen (1974), Monthly Weather Review, 1980, vol. 108, p. 954

Brown Jr J. A., A diagnostic study of tropospheric diabatic heating and the generation of available potential energy, Tellus, 1964, vol. 16, p. 371

- Burpee R. W., The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1972, vol. 29, p. 77
- Cao X., Huang P., Chen G., Chen W., Modulation of western North Pacific tropical cyclone genesis by intraseasonal oscillation of the ITCZ: A statistical analysis, *Advances in Atmospheric Sciences*, 2012, vol. 29, p. 744
- Chan J. C., Kepert J. D., Global perspectives on tropical cyclones: from science to mitigation, 2010
- Chang E. K., Lee S., Swanson K. L., Storm track dynamics, *Journal of climate*, 2002, vol. 15, p. 2163
- Charney J. G., The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1947, vol. 4, p. 136
- Charney J. G., Eliassen A., On the growth of the hurricane depression, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1964, vol. 21, p. 68
- Craig G. C., Gray S. L., CISK or WISHE as the mechanism for tropical cyclone intensification, *Journal of Atmospheric Sciences*, 1996, vol. 53, p. 3528
- Deveson A., Browning K., Hewson T., A classification of FASTEX cyclones using a height-attributable quasi-geostrophic vertical-motion diagnostic, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 2002, vol. 128, p. 93
- Dias Pinto J. R., Rocha R. P., The energy cycle and structural evolution of cyclones over southeastern South America in three case studies, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2011, vol. 116
- Donald Ahrens C., Henson R., *Meteorology Today: An introduction to weather, climate and the environment*. Brooks/Cole, 2015
- Dutton J. A., Johnson D. R., The theory of available potential energy and a variational approach to atmospheric energetics, *Advances in geophysics*, 1967, vol. 12, p. 333
- Eady E. T., Long waves and cyclone waves, *Tellus*, 1949, vol. 1, p. 33

- Edmon H. J., Vincent D. G., Large-scale atmospheric conditions during the intensification of Hurricane Carmen (1974) II. Diabatic heating rates and energy budgets, *Monthly Weather Review*, 1979, vol. 107, p. 295
- Emanuel K. A., An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance, *Journal of Atmospheric Sciences*, 1986, vol. 43, p. 585
- Emanuel K. A., Rotunno R., Polar lows as arctic hurricanes, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 1989, vol. 41, p. 1
- Ferreira R. N., Schubert W. H., Barotropic aspects of ITCZ breakdown, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1997, vol. 54, p. 261
- Frank N. L., Atlantic tropical systems of 1969, *Monthly Weather Review*, 1970, vol. 98, p. 307
- Frank W. M., The structure and energetics of the tropical cyclone I. Storm structure, *Monthly Weather Review*, 1977a, vol. 105, p. 1119
- Frank W. M., The structure and energetics of the tropical cyclone II. Dynamics and energetics, *Monthly Weather Review*, 1977b, vol. 105, p. 1136
- Gall R., The effects of released latent heat in growing baroclinic waves, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1976, vol. 33, p. 1686
- Gramcianinov C., Hodges K., Camargo R. d., The properties and genesis environments of South Atlantic cyclones, *Climate Dynamics*, 2019, vol. 53, p. 4115
- Gray W. M., Global view of the origin of tropical disturbances and storms, *Monthly Weather Review*, 1968, vol. 96, p. 669
- Gray W. M., The formation of tropical cyclones, *Meteorology and atmospheric physics*, 1998, vol. 67, p. 37
- Gutowski W. J., Branscome L. E., Stewart D. A., Life cycles of moist baroclinic eddies, *Journal of the atmospheric sciences*, 1992, vol. 49, p. 306
- Harrold T., Browning K., The polar low as a baroclinic disturbance, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1969, vol. 95, p. 710

- Hart R. E., A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry, Monthly weather review, 2003, vol. 131, p. 585
- Holopainen E. O., Investigation of friction and diabatic processes in the atmosphere. vol. 29, na, 1964
- Holton J. R., An introduction to dynamic meteorology. vol. 41, American Association of Physics Teachers, 1973, 752
- Hoskins B. J., Theory of extratropical cyclones. Springer, 1990, 63
- Hoskins B. J., Valdes P. J., On the existence of storm-tracks, Journal of Atmospheric Sciences, 1990, vol. 47, p. 1854
- Jensen C. E., Energy transformation and vertical flux processes over the northern hemisphere, Journal of Geophysical Research, 1961, vol. 66, p. 1145
- Johnson D. R., The available potential energy of storms, Journal of Atmospheric Sciences, 1970, vol. 27, p. 727
- Jorgensen D. P., Zipser E. J., LeMone M. A., Vertical motions in intense hurricanes, Journal of the atmospheric sciences, 1985, vol. 42, p. 839
- Kuo H.-l., Dynamic instability of two-dimensional nondivergent flow in a barotropic atmosphere, Journal of Atmospheric sciences, 1949, vol. 6, p. 105
- Lorenz E. N., Available Potential Energy and the Maintenance of the General Circulation, Tellus, 1955, vol. 7, p. 157
- McLennan N., , 1988 Technical report Marine Bombs Program: Phase II. Pacific Weather Centre
- Maloney E. D., Hartmann D. L., The Madden–Julian oscillation, barotropic dynamics, and North Pacific tropical cyclone formation. Part I: Observations, Journal of the atmospheric sciences, 2001, vol. 58, p. 2545
- Margules M., Über die Energie der Sturnie, Jahrb. kair-kon Zent, 1903
- Marquet P., The last paper "On the theory of storm" (Zur Sturmtheorie) published by Max Margules in 1906, arXiv preprint arXiv:1704.06128, 2017

- Michaelides S. C., Limited area energetics of Genoa cyclogenesis, *Monthly Weather Review*, 1987, vol. 115, p. 13
- Michaelides S. C., Prezerakos N. G., Flocas H. A., Quasi-Lagrangian energetics of an intense Mediterranean cyclone, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1999, vol. 125, p. 139
- Molinari J., Knight D., Dickinson M., Vollaro D., Skubis S., Potential vorticity, easterly waves, and eastern Pacific tropical cyclogenesis, *Monthly weather review*, 1997, vol. 125, p. 2699
- Molinari J., Vollaro D., Skubis S., Dickinson M., Origins and mechanisms of eastern Pacific tropical cyclogenesis: A case study, *Monthly Weather Review*, 2000, vol. 128, p. 125
- Montgomery M. T., Persing J., Smith R. K., Putting to rest WISHE-ful misconceptions for tropical cyclone intensification, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2015, vol. 7, p. 92
- Montgomery M. T., Smith R. K., Paradigms for tropical cyclone intensification, *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, 2014, vol. 64, p. 37
- Muench H. S., On the dynamics of the wintertime stratosphere circulation, *Journal of Atmospheric Sciences*, 1965, vol. 22, p. 349
- Nordeng T. E., Rasmussen E. A., A most beautiful polar low. A case study of a polar low development in the Bear Island region, *Tellus A*, 1992, vol. 44, p. 81
- Norquist D. C., Recker E. E., Reed R. J., The energetics of African wave disturbances as observed during phase III of GATE, *Monthly Weather Review*, 1977, vol. 105, p. 334
- Oort A. H., On estimates of the atmospheric energy cycle, *Monthly Weather Review*, 1964, vol. 92
- Ooyama K. V., Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 1982, vol. 60, p. 369
- Palmén E. H., Newton C. W., *Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation*. vol. 13, Academic press, 1969

- Petterssen S., Smebye S., On the development of extratropical cyclones, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1971, vol. 97, p. 457
- Ramage C. S., Hurricane development, *Journal of Atmospheric Sciences*, 1959, vol. 16, p. 227
- Rasmussen E., The polar low as an extratropical CISK disturbance, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1979, vol. 105, p. 531
- Rasmussen E., A case study of a polar low development over the Barents Sea, *Tellus A*, 1985, vol. 37, p. 407
- Rasmussen E. A., A comparative study of tropical cyclones and polar lows. vol. 47, A. Deepak Publishing, 1989, 80
- Reboita M. S., Da Rocha R. P., Ambrizzi T., Sugahara S., South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3), *Climate Dynamics*, 2010, vol. 35, p. 1331
- Reboita M. S., Gan M. A., Rocha R. P. d., Custódio I. S., Ciclones em superfície nas latitudes austrais: Parte I-revisão bibliográfica, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2017, vol. 32, p. 171
- Reed R. J., Norquist D. C., Recker E. E., The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE, *Monthly Weather Review*, 1977, vol. 105, p. 317
- Reed R. J., Wolfe J. L., Nishimoto H., A spectral analysis of the energetics of the stratospheric sudden warming of early 1957, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1963, vol. 20, p. 256
- Rennick M. A., The generation of African waves, *Journal of Atmospheric Sciences*, 1976, vol. 33, p. 1955
- Riehl H., On the formation of typhoons, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1948, vol. 5, p. 247
- Robertson F., Smith P., The impact of model moist processes on the energetics of extratropical cyclones, *Monthly Weather Review*, 1983, vol. 111, p. 723

- Rudeva I., Gulev S. K., Climatology of cyclone size characteristics and their changes during the cyclone life cycle, *Monthly Weather Review*, 2007, vol. 135, p. 2568
- Saltzman B., Fleisher A., Further statistics on the modes of release of available potential energy, *Journal of Geophysical Research*, 1961, vol. 66, p. 2271
- Schultz D. M., Keyser D., Bosart L. F., The effect of large-scale flow on low-level frontal structure and evolution in midlatitude cyclones, *Monthly weather review*, 1998, vol. 126, p. 1767
- Shapiro M. A., Keyser D., *Fronts, jet streams and the tropopause*. Springer, 1990
- Shea D. J., Gray W. M., The hurricane's inner core region. I. Symmetric and asymmetric structure, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1973, vol. 30, p. 1544
- Silva Dias P. L., Gan M., Beven J. L., Pezza A., Holland G., Pereira A., McTaggart-Cowan R., Diniz F. d. A., Seluchi M., Braga H. J., The Catarina Phenomenon. In *Proceedings of the Sixth International Workshop on Tropical Cyclones*, São Paulo, Brazil, 2004
- Simmonds I., Size changes over the life of sea level cyclones in the NCEP reanalysis, *Monthly Weather Review*, 2000, vol. 128, p. 4118
- Smith P. J., On the contribution of a limited region to the global energy budget, *Tellus*, 1969, vol. 21, p. 202
- Smith P. J., Vincent D. G., Edmond Jr H. J., The time dependence of reference pressure in limited region available potential energy budget equations, *Tellus*, 1977, vol. 29, p. 476
- Spiridonov V., Ćurić M., *Fundamentals of meteorology*. Springer, 2021
- Starr V. P., Note concerning the nature of the large-scale eddies in the atmosphere, *Tellus*, 1953, vol. 5, p. 494
- Starr V. P., Further statistics concerning the general circulation, *Tellus*, 1959, vol. 11, p. 481

Stoll P. J., Spengler T., Terpstra A., Graversen R. G., Polar lows–moist-baroclinic cyclones developing in four different vertical wind shear environments, *Weather and Climate Dynamics*, 2021, vol. 2, p. 19

Stull R. B., Practical meteorology: an algebra-based survey of atmospheric science. University of British Columbia, 2015

Sutcliffe R., A contribution to the problem of development, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1947, vol. 73, p. 370

Terry J. P., Tropical cyclones: climatology and impacts in the South Pacific. Springer Science & Business Media, 2007

Trenberth K. E., On the interpretation of the diagnostic quasi-geostrophic omega equation, *Mon. Wea. Rev.*, 1978, vol. 106, p. 131

Veiga J. A. P., Pezza A. B., Simmonds I., Silva Dias P. L., An analysis of the environmental energetics associated with the transition of the first South Atlantic hurricane, *Geophysical Research Letters*, 2008, vol. 35

Vincent D., Chang L., Some further considerations concerning energy budgets of moving systems, *Tellus*, 1973, vol. 25, p. 224

Weatherford C. L., Gray W. M., Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part I: Data analysis and climatology, *Monthly Weather Review*, 1988, vol. 116, p. 1032

Whitaker J. S., Davis C. A., Cyclogenesis in a saturated environment, *Journal of the atmospheric sciences*, 1994, vol. 51, p. 889

Wiin-Nielsen A., A study of energy conversion and meridional circulation for the large-scale motion in the atmosphere, *Monthly Weather Review*, 1959, vol. 87, p. 319

Wiin-Nielsen A., Brown J. A., Drake M., On atmospheric energy conversions between the zonal flow and the eddies, *Tellus*, 1963, vol. 15, p. 261

Willoughby H. E., Marks F. D., Feinberg R. J., Stationary and moving convective bands in hurricanes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1984, vol. 41, p. 3189

- Wu M.-L. C., Reale O., Schubert S. D., Suarez M. J., Thorncroft C. D., African easterly jet: Barotropic instability, waves, and cyclogenesis, *Journal of Climate*, 2012, vol. 25, p. 1489
- Yanai M., A detailed analysis of typhoon formation, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 1961, vol. 39, p. 187
- Yano J.-I., Emanuel K., An improved model of the equatorial troposphere and its coupling with the stratosphere, *Journal of Atmospheric Sciences*, 1991, vol. 48, p. 377
- Zehr R. M., Tropical cyclogenesis in the western North Pacific, 1992

Apêndice

Apêndice A

título do apêndice 01

A.1 subtítulo 01

Apêndice B

título do apêndice 02