



UNIVERSIDADE EDUARDO MONDLANE

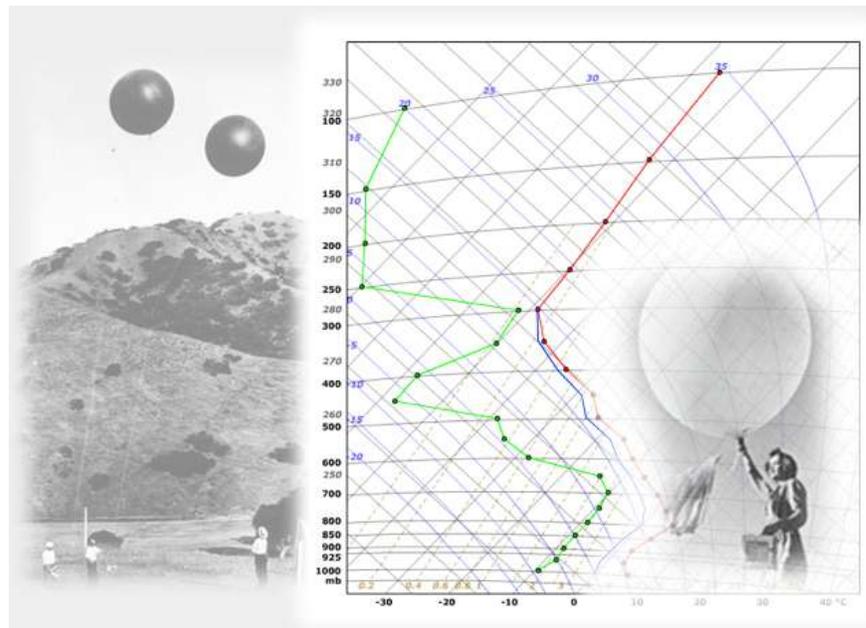
FACULDADE DE CIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE FÍSICA

TRABALHO DE LICENCIATURA

CURSO DE LICENCIATURA EM METEOROLOGIA

Deteccção e Previsão de Trovoadas: Uso do Tefigrama na Análise da Instabilidade Atmosférica



Autor:

Mbalate, Milton Paulo

Detecção e Previsão de Trovoadas: Uso do Tefigrama na análise da Instabilidade Atmosférica

Trabalho de Exame de Estado apresentado ao Departamento de Física como requisito parcial para a obtenção do grau de Licenciatura em Meteorologia.

Autor

Mbalate, Milton Paulo

Maputo, Junho de 2025

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha mãe, *Raquel Eusébio Chongo*, que mesmo estando distante fisicamente, nunca deixou de estar presente em minha vida. Seu amor, apoio e palavras de encorajamento sempre me alcançaram nos momentos em que mais precisei. Obrigado por ser minha força, mesmo de longe.

Ao meu tio, *Alberto Salomão Mbalate*, que foi muito mais que um tio, foi um verdadeiro pai para mim. Seu apoio incondicional, seus conselhos, sua presença constante e tudo o que fez por mim foram essenciais nesta caminhada. Não sei o que teria sido de mim sem você. Devo muito do que sou e do que conquistei à sua generosidade, paciência e amor.

A vocês dois, minha eterna gratidão.

Até as tempestades mais intensas são passageiras, mas o conhecimento permanece!

AGRADECIMENTOS

- Agradeço primeiramente a Deus, por me conceder força, saúde e sabedoria ao longo desta jornada;
- À minha mãe, Raquel Eusébio, cuja presença, mesmo à distância, sempre me deu conforto e motivação. Sua fé em mim foi um combustível constante para seguir em frente;
- Ao meu tio, Alberto Salomão Mbalate, por estar ao meu lado em todos os momentos importantes. Seu apoio silencioso, suas atitudes e sua dedicação foram fundamentais para que este caminho fosse possível. Agradeço também ao meu pai, Paulo Salomão Mbalate e aos meus irmãos Salomão Paulo Mbalate, Promise Paulo Mbalate, Amosse Jr. Amosse Chongo, por acreditarem em mim e me darem a força necessária para continuar;
- Aos meus docentes, pelo conhecimento transmitido, pela paciência e por todas as contribuições ao longo da minha formação acadêmica. Em especial ao Dr. Atanásio Manhique, Dr. Marcelino Macome, Dr. Momade Ibraimo, Dr. Bionídio Banze, Dr. Gilberto Mahumane, Dra. Verónica Dove e Dr. Bernardino Nhantumbo, Dra Sheila Tinga, Dr Alberto Mavume, Dr Genito Maúre muitíssimo obrigado;
- Agradeço a todos os meus colegas desta caminhada, em especial aos colegas e amigos Frank Ndloze, Osvaldo Quissico, Virgínia Bila, Harmany Nota, Irene Timana, Júlia Nhanala, Laura Hele, Pedro Laice, Neyde Simbine, Lúcio Nhimpine, Rogério Langa, Hesten Seiwana, Carimo Lazima, Vânia Langa, Atija Issa, Alberto Cossa, Fernando Mutombene, Joaquim Sitoi pela partilha de experiências e críticas;
- Á Agnalda Mirian, por todo o carinho, paciência e apoio ao longo desta caminhada. Sua presença trouxe leveza aos momentos difíceis e alegria aos dias mais cansativos. Sou imensamente grato por cada gesto, por cada palavra e por acreditar em mim mesmo quando eu duvidava;
- Aos meus primos e sobrinhos, especialmente David Chaluco, Fares Cuane, Neyma Cuane, Hlompo Chongo, Stela Sueia, Adércia Covane, Tânia Sinero, Crizalda Mbalate, o apoio e encorajamento de cada um de vocês foram importantes nesta jornada;
- A todos meus amigos, em especial ao Seldo Nhare, Carlos Ngonhamo, Reilídia Nhare, Armando Ngulele, Prescília Nhare, Zulmira Macuácuá, Anabela Sumbane, Anila Mondlane por todos os momentos inesquecíveis que passámos, companheirismo e apoio nos momentos difíceis. Sou imensamente grato.
- Aos amigos da infância, especialmente Agostinho Manhatele, Amélia Simbine, Josefina Nuvunga, Liria Simbine pelos momentos de irmandade que passamos juntos durante a minha infância. Muitíssimo Obrigado.
- Ao meu falecido avô, Eusébio Amosse Chongo, que mesmo ausente fisicamente, permanece vivo em cada conquista minha. A sua sabedoria, o seu carinho e os seus ensinamentos foram a base de tudo o que eu sou. Muitíssimo obrigado, vovô.

DECLARAÇÃO DE HONRA

Eu, **Milton Paulo Mbalate**, declaro sob compromisso de honra, que este trabalho de Licenciatura submetido ao Departamento de Física da Faculdade de Ciências da Universidade Eduardo Mondlane como requisito parcial para obtenção do grau de Licenciado em Meteorologia constitui o fruto exclusivo do meu esforço intelectual, sendo de minha autoria integral e inédita, não tendo sido submetido anteriormente a qualquer outra instituição para fins de avaliação

Maputo, junho de 2025

Autor

(Milton Paulo Mbalate)

Resumo

As trovoadas são fenómenos atmosféricos intensos que podem causar diversos impactos socioeconómicos. Este trabalho teve como objectivo analisar o uso do tefigrama na detecção e previsão de trovoadas, com enfoque na avaliação da instabilidade atmosférica. Foram abordados os conceitos físicos da convecção, a estrutura e interpretação do tefigrama, bem como os principais índices termodinâmicos utilizados na previsão. A metodologia baseou-se na utilização da biblioteca MetPy para a geração de tefigramas e cálculo dos índices, com dados da reanálise ERA5. O estudo de caso centrou-se num evento de trovoadas ocorrido a 12 de Janeiro de 2025, na cidade de Maputo. Os resultados indicaram um ambiente altamente convectivo, com CAPE elevado (2731,7 J/kg), CIN reduzido (-12,2 J/kg) e uma elevada razão de mistura à superfície (20,61 g/kg). Verificou-se também a presença de cisalhamento vertical do vento e índices de instabilidade, como o KI e o LI, acima dos limiares críticos. Conclui-se que o tefigrama, aliado a ferramentas computacionais como o MetPy, constitui uma abordagem eficiente e acessível para a análise da instabilidade, mesmo em regiões com limitações de dados de radiossondagem.

Palavras-chave: Tefigrama; Instabilidade atmosférica; Trovoadas; Convecção; MetPy; ERA5

Abstrat

Thunderstorms are intense atmospheric phenomena that can cause significant socioeconomic impacts.. This study aimed to analyse the use of the tephigram as a tool for detecting and forecasting thunderstorms, with an emphasis on assessing atmospheric instability. Theoretical concepts of convection, the structure and interpretation of the tephigram, and the main thermodynamic indices used in forecasting were addressed. The methodology was based on the use of the MetPy library for tephigram generation and index calculation, using data from the ERA5 reanalysis. The case study focused on a thunderstorm event that occurred on 12 January 2025 in the city of Maputo. The results indicated a highly convective environment, with high CAPE (2731.7 J/kg), low CIN (-12.2 J/kg), and a high surface mixing ratio (20.61 g/kg). There were also significant vertical wind shear and instability indices such as KI and LI above critical thresholds. It is concluded that the tephigram, combined with computational tools like MetPy, provides an efficient and accessible approach for instability analysis, even in regions with limited radiosonde data. **Keywords:** Tephigram; Atmospheric instability; Thunderstorms; Convection; MetPy; ERA5.

Índice

Lista de Figuras.....	ix
Lista de Tabelas	x
CAPÍTULO I: Introdução e Objectivos	1
1. Introdução.....	1
1.1 Objectivos	2
CAPÍTULO II: Revisão Bibliográfica.....	3
2 Revisão Bibliográfica.....	3
2.1 Trovoadas e Instabilidade Atmosférica	3
2.1.1 Condições Favoráveis para formação de trovoadas	3
2.1.2 Estágios de Desenvolvimento de trovoadas	4
2.1.3 Classificação de Trovoadas	6
2.2 Estrutura Vertical da Atmosfera: Estabilidade, Instabilidade e Neutralidade	9
2.2.1 Principais Índices de Instabilidade	10
2.3 Diagramas termodinâmicos	15
2.3.1 Tefigrama.....	16
2.3.2 Análise da Instabilidade Atmosférica com o Uso do Tefigrama.....	17
2.3.3 Aplicação do Tefigrama e sua importância do tefigrama na previsão do tempo	21
2.4 Cisalhamento Vertical do Vento (WS) e sua Influência nas Trovoadas.....	21
CAPÍTULO III: Metodologia.....	23
3 Metodologia	23
CAPÍTULO IV: Resultados e Discussão	25
4 Resultados e Estudo de Caso.....	25
4.1 Caracterização do Evento	25
4.2 Análise Termodinâmica do Perfil Atmosférico	25
4.3 Índices Termodinâmicos e Avaliação da Instabilidade	26
4.4 Comparação com a Observação e Implicações.....	26
5 Discussão.....	27
CAPÍTULO V: Considerações Finais	28
6 Considerações Finais.....	28
6.1 Conclusão.....	28
6.2 Recomendações	28
7 Referências Bibliográficas.....	29
Apêndice A – Código Python utilizado para geração do tefigrama	31

Lista de abreviaturas

Abreviação	Descrição (Tradução)
CAPE	Convective Available Potential Energy (Energia Potencial Convectiva Disponível)
CIN	Convective Inhibition (Inibição Convectiva)
KI	K Index (Índice K)
EL	Equilibrium Level (Nível de Equilíbrio)
LCL	(Nível de Condensação por Levantamento)
LFC	(Nível de Convecção Livre)
WS	Windshear (Cisalhamento do vento)
CB	Nuvem Cumulonimbus
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EUA	Estados Unidos de America
UTC	Universal Time Cordenate

Lista de Figuras

Figura 1: Imagem representativa de trovoadas com actividade eléctrica visível. Fonte: COMET Program (s.d.)	3
Figura 2: Fase de formação de trovoadas, com destaque para as correntes ascendentes (updraft) e fluxo de entrada (inflow). Fonte: The COMET Program (adaptado)	4
Figura 3: Fase de Maturidade de trovoadas, com destaque para as correntes ascendentes, correntes descendentes (downdraft), fluxo de saída (outflow) e precipitação (rain). Fonte: The COMET Program (adaptado)	5
Figura 4: Fase da dissipação de uma trovoadas, com predomínio de outflow e dispersão da nuvem, evidenciados pelas setas vermelhas horizontais. Fonte: The COMET Program (adaptado)	6
Figura 5: Trovoadas unicelulares caracterizadas por uma única célula convectiva que evolui rapidamente. Fonte: Manhique, 2023, cap. 4	7
Figura 6: Trovoadas multicelulares, caracterizadas pela presença de múltiplas células convectivas que interagem entre si, prolongando o tempo da duração de tempestade. Fonte: Manhique, 2022, cap. 4	8
Figura 7: Trovoadas supercelulares, com uma rotação interna (mesociclone). Fonte: Manhique, 2022, cap. 4	8
Figura 8: Estrutura base de um tefigrama, com destaque para as principais linhas termodinâmicas utilizadas na avaliação da instabilidade atmosférica. Fonte: The COMET Program.	17
Figura 9: Tefigrama com identificação dos níveis LCL, LFC, EL e áreas de CAPE e CIN. Fonte: Adaptado do COMET program (n.d.)	20
Figura 10: Tefigrama do dia 12 de Janeiro de 2025 em Maputo, gerado com dados ERA5 e processado com MetPy. Fonte: Elaboração própria com base em dados do ECMWF/ERA5 e análise via Metpy (2025)	25

Lista de Tabelas

Tabela 1: Interpretação de valores de LI. Fonte: Adaptado do COMET Program (n.d.), AMS Glossary (n.d.) e Markowski & Richardson.	11
Tabela 2: Interpretação de valores de CAPE. Fonte: Adaptado do COMET Program (n.d.), AMS Glossary (n.d.) e Markowski & Richardson	12
Tabela 3: Interpretação de valores de CIN. Fonte: Adaptado do COMET Program (n.d.), AMS Glossary (n.d.) e Markowski & Richardson	13
Tabela 4: Interpretação dos Valores de IK. Fonte: Adaptado do COMET Program (n.d.), AMS Glossary (n.d.) e Markowski & Richardson	15

CAPÍTULO I: Introdução e Objectivos

1. Introdução

As trovoadas são fenómenos meteorológicos intensos, geralmente associados a precipitação intensa, rajadas de vento e, por vezes, granizo. Estes eventos resultam de processos convectivos profundos ligados à instabilidade atmosférica, sendo particularmente frequentes em regiões tropicais e subtropicais. Devido ao seu potencial destrutivo, as trovoadas representam um desafio significativo para diversos sectores, como a aviação, a agricultura, as infra-estruturas urbanas e os sistemas de energia, exigindo métodos de previsão cada vez mais eficazes (Silva & Reboita, 2021; Ramos et al., 2018). A formação de trovoadas depende de uma combinação de factores, nomeadamente elevada humidade, presença de mecanismos de levantamento e instabilidade atmosférica. Em países tropicais como Moçambique, estes elementos são comuns durante a estação chuvosa (de Outubro a Março), favorecendo a ocorrência de convecção profunda e, conseqüentemente, de eventos severos com impacto na população e nos sistemas socioeconómicos.

Entre os principais instrumentos utilizados para prever e diagnosticar estes fenómenos destaca-se o tefigrama, um diagrama termodinâmico que representa o perfil vertical da atmosfera com base em dados de radiossondagem. O tefigrama permite identificar camadas instáveis, níveis de condensação e analisar parâmetros essenciais como temperatura, humidade e vento a diferentes altitudes. Adicionalmente, oferece suporte para o cálculo de índices de instabilidade, como CAPE, LI, KI e CIN fundamentais na previsão de tempestades convectivas (Wallace & Hobbs, 2006; Doswell & Rasmussen, 1994).

Embora a utilização operacional do tefigrama ainda seja limitada em Moçambique, ferramentas modernas, como os dados de reanálise climática (ex.: ERA5) e bibliotecas computacionais (como o MetPy), viabilizam a sua aplicação académica e técnica mesmo na ausência de sondagens atmosféricas locais. Paralelamente, recursos formativos gratuitos, como os cursos do programa COMET/MetEd, têm ampliado o acesso ao conhecimento meteorológico especializado, promovendo o aprofundamento na interpretação de perfis atmosféricos e na utilização de índices de instabilidade.

Neste contexto, o presente trabalho tem como objectivo analisar a aplicabilidade do tefigrama na detecção e previsão de trovoadas, com ênfase na avaliação da instabilidade atmosférica. Para tal, serão abordados os conceitos físicos fundamentais, os principais índices termodinâmicos, a construção de tefigramas através da biblioteca MetPy e, por fim, um estudo de caso real com base em dados atmosféricos da cidade de Maputo.

1.1 Objectivos

Objectivo Geral

Analisar a utilização do tefigrama como ferramenta na detecção e previsão de trovoadas.

Objectivos Específicos

- ✓ Compreender os processos físicos responsáveis pela formação de trovoadas.
- ✓ Caracterizar a estrutura e os elementos fundamentais do tefigrama, destacando a sua utilidade na previsão meteorológica.
- ✓ Demonstrar a aplicação prática do tefigrama na análise de um caso real de trovoada, utilizando a biblioteca MetPy e dados de reanálise climática.

CAPÍTULO II: Revisão Bibliográfica

2 Revisão Bibliográfica

2.1 Trovoadas e Instabilidade Atmosférica

Trovoadas são o resultado da energia acumulada nas nuvens CB. Ocorre de forma mais efectiva nas regiões tropicais e principalmente no verão (Manhique, 2025). As trovoadas são caracterizadas pela ocorrência de relâmpagos (descargas eléctricas visíveis que ocorrem entre nuvens ou entre a nuvem e o solo) e trovões (o som produzido pela rápida expansão do ar aquecido pelo relâmpago). Resultam de processos convectivos intensos, frequentemente acompanhadas de chuvas fortes e ventos (Lutgens & Tarbuck, 2016).



Figura 1: Imagem representativa de trovoada com actividade eléctrica visível. Fonte: COMET Program (s.d.)

2.1.1 Condições Favoráveis para formação de trovoadas

❖ Instabilidade Atmosférica

A atmosfera precisa estar instável, o que significa que o ar quente e húmido próximo à superfície tende a subir por ser menos denso que o ar acima. A instabilidade atmosférica é um pré-requisito fundamental para o desenvolvimento de nuvens profundas como as cumulonimbus. (Wallace & Hobbs, 2006).

❖ Alta Humidade Relativa na Baixa Troposfera

A presença de bastante vapor d'água próximo à superfície fornece o “combustível” para a formação das nuvens e aumenta o potencial de precipitação e electrificação. Elevados teores de humidade na camada limite atmosférica são cruciais para o desenvolvimento de trovoadas, pois sustentam o processo convectivo (Doswell, 2001).

❖ Mecanismo de Levantamento (Gatilho)

Mesmo com instabilidade e humidade, é necessário um gatilho que inicie o movimento ascendente do ar. Pode ser uma frente fria, uma brisa marítima, uma montanha, ou simplesmente o aquecimento intenso do solo. Mecanismos de forçamento vertical são indispensáveis para iniciar a convecção, especialmente em ambientes onde o ar é apenas condicionalmente instável (Markowski & Richardson, 2010)

2.1.2 Estágios de Desenvolvimento de trovoadas

❖ Fase de formação (Cúmulos)

Nesta fase inicial, predominam as correntes ascendentes originadas por bolhas de ar quente que sobem a partir de superfícies aquecidas, como solos fortemente irradiados. À medida que o ar sobe, ele se expande e resfria, formando nuvens do tipo cúmulo. Essas nuvens, inicialmente pequenas, podem crescer verticalmente à medida que a convecção se intensifica, transformando-se em cúmulos congestus. As correntes ascendentes são predominantes nesta fase e podem alcançar velocidades verticais que variam de 10 m/s até cerca de 60 m/s nos níveis superiores da nuvem, dependendo da intensidade da instabilidade atmosférica (Wallace & Hobbs, 2006; Doswell, 2001). Durante esta fase, não há precipitação significativa, pois as gotículas ainda são pequenas e mantidas em suspensão pelas correntes ascendentes (Lutgens & Tarbuck, 2016).

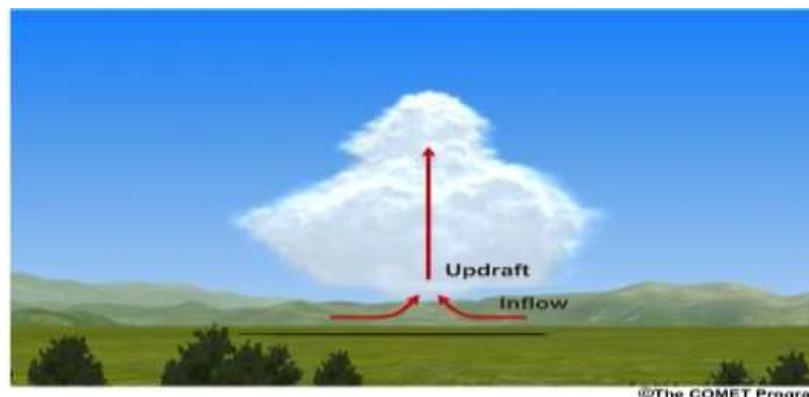


Figura 2: Fase de formação de trovoada, com destaque para as correntes ascendentes (updraft) e fluxo de entrada (inflow). Fonte: The COMET Program (adaptado)

❖ Fase de maturação

À medida que o desenvolvimento vertical da nuvem continua, a trovoada atinge a sua fase madura, considerada a mais activa do ciclo de vida. Nessa fase, as correntes ascendentes continuam elevando o ar quente e húmido, enquanto correntes descendentes começam a se formar devido ao resfriamento das parcelas de ar, ao peso das gotas de chuva e ao arrasto evaporativo (Wallace & Hobbs, 2006). Essas correntes opostas transportam gotas de água e cristais de gelo, promovendo intensas colisões entre partículas. Esse processo contribui para a separação de cargas eléctricas dentro da nuvem, o que leva à electrificação e, eventualmente, à ocorrência de relâmpagos e trovões (Doswell, 2001; MacGorman & Rust, 1998). As velocidades verticais nas correntes podem ultrapassar 50 m/s (≈ 180 km/h), e as partículas em movimento dentro da nuvem podem atingir velocidades relativas próximas de 400 km/h em colisões intensas (Williams, 2006). Essa fase é também marcada pela ocorrência de chuvas intensas, ventos fortes, trovoadas e, em alguns casos, granizo.

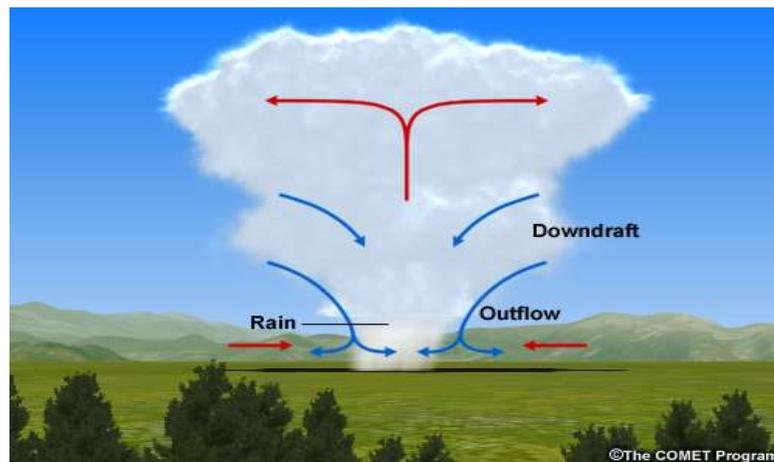


Figura 3: Fase de Maturidade de trovoada, com destaque para as correntes ascendentes, correntes descendentes (downdraft), fluxo de saída (outflow) e precipitação (rain). Fonte: The COMET Program (adaptado)

❖ Fase de dissipação

No estágio final do ciclo de vida de uma trovoada, as correntes descendentes tornam-se predominantes, enquanto as correntes ascendentes enfraquecem devido ao resfriamento e estabilização da atmosfera (Wallace & Hobbs, 2006). A precipitação persistente e o ar frio descendente cortam o fornecimento de ar quente e húmido necessário para sustentar o desenvolvimento convectivo. Como resultado, a tempestade começa a se fragmentar, especialmente na retaguarda, onde o topo da nuvem pode se dissipar na forma de nuvens do tipo cirrus isoladas, formadas a partir do gelo da parte superior da nuvem (Lutgens & Tarbuck, 2016). Frequentemente, a precipitação residual assume a forma de chuva leve e contínua,

ocasionalmente associada a nuvens alto-estratificadas (alto-estratos) que permanecem após a dissipação da estrutura convectiva principal. A tempestade então se desintegra por completo, deixando uma atmosfera temporariamente estabilizada.

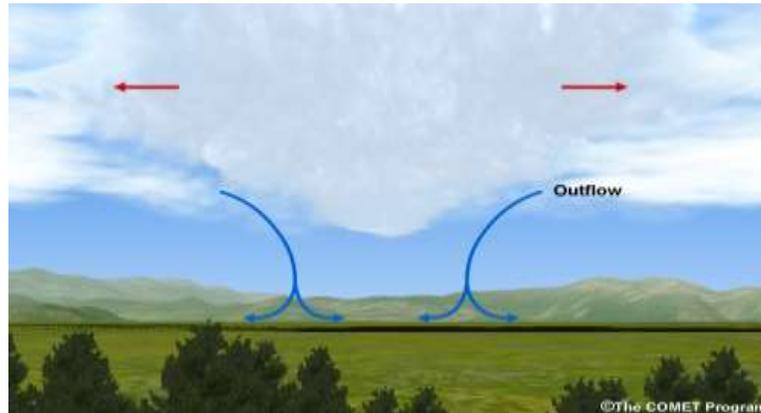


Figura 4: Fase da dissipação de uma trovoada, com predomínio de outflow e dispersão da nuvem, evidenciados pelas setas vermelhas horizontais. Fonte: The COMET Program (adaptado)

2.1.3 Classificação de Trovoadas

As trovoadas podem ser classificadas segundo a sua gênese (formação) e sua estrutura celular.

Quanto à Gênese

- ❖ **As trovoadas convectivas:** ocorrem devido ao aquecimento da superfície terrestre, o que faz o ar quente e húmido subir, levando à formação de nuvens CBs. Este tipo é comum em regiões tropicais e subtropicais, sobretudo durante o verão (Lutgens & Tarbuck, 2014).
- ❖ **As trovoadas frontais:** estão associadas ao encontro entre massas de ar distintas, como frentes frias e quentes. O ar quente é forçado a subir sobre o ar frio, criando condições ideais para o desenvolvimento de tempestades (Ahrens, 2012).
- ❖ **As trovoadas orográficas:** desenvolvem-se quando o ar húmido é forçado a subir por relevo montanhoso, arrefecendo adiabaticamente até condensar, formando nuvens de tempestade (Wallace & Hobbs, 2006).
- ❖ **As trovoadas advectivas:** resultam do transporte horizontal de ar quente e húmido sobre uma superfície fria. Este contraste térmico gera instabilidade atmosférica e favorece a formação de trovoadas. (Reis & Penteado, 2011). Ocorre mais frequentemente no inverno sobre os oceanos, com o transporte de ar frio sobre a superfície de água mais quente, com a absorção de calor e a formação de instabilidade.

- ❖ **As trovoadas por convergência:** ocorrem em regiões onde ventos de diferentes direcções se encontram, forçando o ar a subir. São típicas em áreas tropicais, especialmente próximas ao litoral (Monteiro, 2003)

Quanto à estrutura celular

- ❖ **As trovoadas unicelulares (ou de célula única)**

São compostas por uma única célula convectiva, geralmente de curta duração (entre 30 e 60 minutos). São comuns em ambientes com fraca instabilidade atmosférica e pouco cisalhamento vertical do vento, o que limita sua intensidade e organização. Normalmente, produzem chuvas moderadas e pouca actividade eléctrica, sendo consideradas as menos severas (Ahrens, 2012).



Figura 5: Trovoada unicelular caracterizada por uma única célula convectiva que evolui rapidamente. Fonte: Manhique, 2023, cap. 4

- **As trovoadas multicelulares**

São compostas por várias células convectivas em diferentes estágios de desenvolvimento. À medida que uma célula enfraquece, outra se forma, garantindo a regeneração contínua do sistema. Quando uma tempestade de célula única se forma, ela produz uma corrente descendente que pode criar uma rajada de ar frio próxima ao solo. A rajada contém ar mais denso que o ar ao seu redor e, à medida que se espalha, "eleva" o ar quente ao seu redor. Essa "elevação" pode ser suficiente para criar outra corrente ascendente, o que levaria à formação de uma ou mais tempestades adicionais. Esse ciclo pode se repetir por horas antes que o conjunto de tempestades finalmente se acalme. Essas tempestades são mais duradouras e organizadas e podem produzir chuvas intensas, granizo e ventos fortes (Lutgens & Tarbuck, 2014).

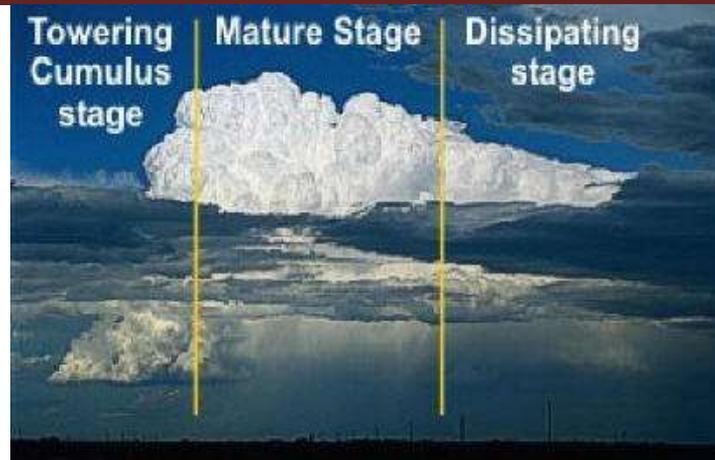


Figura 6: Trovoada Multicelular, caracterizada pela presença de múltiplas células convectivas que interagem entre si, prolongando o tempo da duração de tempestade. Fonte: Manhique, 2022, cap. 4

- **As trovoadas supercelulares**

Distinguem-se por conter uma única célula altamente organizada, com rotação interna persistente (mesociclone). São as mais perigosas, com duração de várias horas, e capazes de gerar tornados, granizo de grandes dimensões e ventos destrutivos. O que torna uma supercélula única de todas as outras tempestades é a presença de um mesociclone. Um mesociclone é basicamente uma área de fortes correntes ascendentes que giram conforme o ar se move para cima. A principal forma de formação dos mesociclones é a partir do cisalhamento do vento na atmosfera. Sua ocorrência depende de forte instabilidade e elevado cisalhamento vertical do vento (Doswell, 2001).



Figura 7: Trovoada supercelular, com uma rotação interna (mesociclone). Fonte: Manhique, 2022, cap. 4

2.1.4 Impactos Socioeconômicos e Frequência de Trovoadas em Regiões Tropicais

As trovoadas, embora muitas vezes de curta duração, podem causar danos significativos à sociedade, especialmente em regiões tropicais e em países em desenvolvimento. Os impactos socioeconômicos desses fenômenos incluem prejuízos à infraestrutura urbana, como a interrupção no fornecimento de energia elétrica, danos em linhas de comunicação, alagamentos e obstrução de vias públicas. Também afetam directamente o sector agrícola, com a possibilidade de perdas de safras devido a ventos fortes, chuvas intensas ou granizo (Ramos et al., 2018). Além disso, trovoadas representam um risco relevante para o sector da aviação civil, sobretudo em aeroportos com infraestrutura limitada, devido à turbulência, cisalhamento do vento (wind shear) e redução da visibilidade. No campo da saúde pública, o aumento do número de feridos ou vítimas por descargas eléctricas e desabamentos é também uma consequência directa ou indirecta desses eventos. Em Moçambique, as trovoadas são particularmente frequentes durante a estação chuvosa, que ocorre entre os meses de outubro a março. Essa sazonalidade está associada à convergência de ventos húmidos provenientes do Oceano Índico, alta incidência de radiação solar e condições atmosféricas propícias à convecção profunda.

2.2 Estrutura Vertical da Atmosfera: Estabilidade, Instabilidade e Neutralidade

A estrutura vertical da atmosfera influencia decisivamente a ocorrência de fenômenos convectivos. Esta estrutura é determinada essencialmente pelo perfil vertical da temperatura e da humidade, os quais afetam a densidade e o comportamento das parcelas de ar em ascensão. Dependendo das condições do ambiente, a atmosfera pode apresentar três tipos principais de equilíbrio

- ❖ **Atmosfera estável:** Uma parcela de ar é estaticamente estável, quando ela tende a retornar à sua posição de origem, logo que cessa a acção que produz sobre ela, o movimento vertical (Macome, 2023). Isso acontece porque a parcela é mais fria e densa que o ar circundante. Em condições estáveis, o movimento vertical é suprimido, dificultando a formação de nuvens convectivas (Wallace & Hobbs, 2006).
- ❖ **Atmosfera instável:** Nesse caso, uma parcela de ar, ao ser elevada, continua subindo por conta própria, pois permanece mais quente (e menos densa) do que o ar ao redor. Esse cenário favorece a formação de nuvens de grande desenvolvimento vertical, como os cumulonimbus, associadas a trovoadas (Lutgens & Tarbuck, 2016).

- ❖ **Atmosfera neutra:** Ocorre quando a parcela de ar deslocada tem a mesma temperatura e densidade do ambiente, permanecendo na nova posição sem tendência a subir ou descer.

A instabilidade atmosférica é uma condição fundamental para o desenvolvimento de convecção profunda e, conseqüentemente, de trovoadas. A identificação e a quantificação da instabilidade são feitas a partir da análise do perfil vertical da atmosfera, obtido por meio de dados de radiossondagem. Com essas informações, os meteorologistas comparam a temperatura da parcela de ar em ascensão com a temperatura ambiente, geralmente visualizadas em diagramas termodinâmicos. Para facilitar a avaliação da instabilidade, são utilizados diversos índices termodinâmicos, que sintetizam as condições propícias à convecção. Esse tipo de análise é essencial na meteorologia, pois fornece o diagnóstico sobre o potencial convectivo de determinada região.

O perfil vertical da atmosfera é uma representação da variação de variáveis como temperatura e pressão com a altitude.. A temperatura normalmente diminui com a altitude, a uma taxa chamada de gradiente térmico vertical. Quando esse gradiente é alto, favorece a instabilidade, já que o ar mais quente próximo à superfície tende a subir (Bluestein, 1992). O ponto de orvalho representa a temperatura na qual o ar atinge a saturação. Quanto mais próximo o ponto de orvalho estiver da temperatura do ar, maior é a humidade e maior o potencial para formação de nuvens (Ahrens, 2015). Para caracterizar estas condições, utilizam-se perfis verticais obtidos através de sondagens atmosféricas, representados em diagramas termodinâmicos. Estes permitem identificar camadas estáveis (inversões), instáveis e neutras, bem como níveis-chave como o nível de condensação LCL, o LFC, o EL (Holton & Hakim, 2012) A pressão atmosférica diminui com a altitude e é usada como eixo vertical em diagramas termodinâmicos.

2.2.1 Principais Índices de Instabilidade

- Índice de Elevação (LI)

LI é um indicador da instabilidade atmosférica, utilizado para prever a possibilidade de formação de nuvens convectivas e tempestades. Ele mede quão instável está a atmosfera ao comparar a temperatura de uma parcela de ar que sobe da superfície com a temperatura do ambiente em altitude. Especificamente, o LI é calculado como a diferença entre a temperatura do ar ambiente a 500 hPa e a temperatura de uma parcela de ar que foi elevada adiabaticamente desde a superfície até esse mesmo nível:

$$LI = T_{ambiente_500} - T_{parcela_500} \quad (1)$$

Onde: $T_{ambiente_500}$ é a temperatura do ar ambiente em °C a 500 hPa e $T_{parcela_500}$, temperatura de uma parcela de ar a 500 hPa em °C, conseqüentemente a unidade de LI é °C.

Tabela 1: Interpretação de valores de LI. Fonte: Adaptado do COMET Program (n.d.), AMS Glossary (n.d.) e Markowski & Richardson.

Valor do LI (°C)	Nível de Instabilidade	Interpretação
> 0	Estável	Sem trovoadas
0 a -2	Instabilidade fraca	Trovoadas possíveis
-3 a -5	Instabilidade moderada	Trovoadas prováveis
< -6	Instabilidade forte	Alta chance de trovoadas severas

Vantagens do LI: Fácil de calcular: utiliza temperaturas em dois níveis bem definidos (superfície e 500 hPa). Bom indicador para tempestades severas: LI muito negativo sugere forte instabilidade atmosférica (Markowski & Richardson, 2010).Amplamente utilizado: disponível em muitas ferramentas operacionais de previsão do tempo.

Limitações: Considera apenas um nível atmosférico: pode ignorar instabilidades em outras camadas da atmosfera. Desempenho reduzido em convecção elevada: pode subestimar a instabilidade quando a convecção não parte da superfície. Não considera o cisalhamento do vento: limita sua utilidade na previsão de convecção severa (Doswell & Rasmussen, 1994).

- **Energia potencial convectiva disponível (CAPE)**

Representa a energia potencial disponível para convecção. Valores elevados indicam forte instabilidade e alta probabilidade de convecção profunda. Um valor de CAPE acima de 1000 J/kg já indica potencial para trovoadas (Doswell & Rasmussen, 1994).

$$CAPE \cong |g| \sum_{LFC}^{EL} \frac{(T_p - T_e)\Delta z}{T_e} \quad (2)$$

Onde: g é a aceleração de gravidade ($9.8m/s^2$), T_p é a temperatura da parcela (°C), T_e é a temperatura do ambiente (°C), Δz é diferença de altura entre os níveis (m)

As unidades do CAPE são J/kg equivalentes a m^2/s^2 ; ou seja, velocidade ao quadrado.

Tabela 2: Interpretação de valores de CAPE. Fonte: Adaptado do COMET Program (n.d.), AMS Glossary (n.d.) e Markowski & Richardson

Valor do CAPE (J/kg)	Nível de Instabilidade	Potencial para Trovoadas
< 0	Atmosfera muito Estável	Sem Potencial Convectivo
0 – 100	Estável	Trovoadas Improváveis
100 – 1000	Fraca Instabilidade	Trovoadas Isoladas possíveis
1000 – 2500	Instabilidade Moderada	Trovoadas Moderadas ou Severas possíveis
2500 – 3500	Instabilidade Forte	Alta probabilidade de Trovoadas Severas
> 3500	Instabilidade Extrema	Forte Potencial para tempo severo

Vantagens do CAPE: Indica com robustez o potencial para convecção profunda e a intensidade as trovoadas, sendo proporcional à energia disponível para ascensão de parcelas de ar. Ao contrário de índice LI, que se baseia em nível específico (500 hPa), o CAPE oferece uma medida integrada da estabilidade vertical, levando em conta todo o perfil de sondagem desde o nível de convecção livre até o nível de equilíbrio. Permite estimar a velocidade teórica máxima que uma corrente ascendente pode atingir (através da fórmula: $VEL \approx \sqrt{2 \cdot CAPE}$), auxiliando na previsão de tempestades severas.

Limitações do CAPE: O CAPE não considera efeitos dinâmicos como mistura turbulenta, condensação parcial, precipitação em suspensão ou congelamento. Em situações de convecção elevada, o CAPE calculado a partir da superfície pode subestimar o potencial convectivo real, pois não reflete o nível de origem da parcela que efectivamente inicia a convecção. O CAPE, por si só, não inclui o cisalhamento do vento, o que limita sua eficácia na previsão de tempestades severas organizadas, como supercélulas. Assim, embora o CAPE seja um indicador fundamental da instabilidade atmosférica, sua interpretação deve ser complementada por outros parâmetros, como o cisalhamento vertical do vento, índices compostos e observações sinópticas para uma previsão mais confiável.

- **Inibição Convectiva (CIN)**

O CIN representa a quantidade de energia que deve ser fornecida a uma parcela de ar para que ela possa iniciar sua ascensão até o LFC, superando camadas estáveis da atmosfera. Em termos termodinâmicos, o CIN corresponde à área negativa no diagrama termodinâmico, situada a partir da superfície até o LFC. Essa energia negativa surge devido à presença de uma camada de estabilidade, comumente chamada de “tampa” ou “inversão térmica”, que impede o desenvolvimento espontâneo da convecção. Mesmo que outros factores, como alta humidade e forte instabilidade (CAPE elevado), estejam presentes, uma inibição convectiva significativa pode suprimir completamente o desenvolvimento de convecção profunda (Doswell & Rasmussen, 1994). O CIN é, portanto, um factor importante na previsão de trovoadas, especialmente em situações onde a convecção depende de um gatilho mecânico para romper a estabilidade inicial. A CIN é expressa (analogicamente ao CAPE) da seguinte forma:

$$CIN = \sum_{zi}^{LFC} \Delta z \cdot |g| \frac{T_p - T_e}{T_e} \quad (3)$$

Onde: g é a aceleração de gravidade (9.8m/s^2), T_p é a temperatura da parcela ($^{\circ}\text{C}$), T_e é a temperatura do ambiente ($^{\circ}\text{C}$), Δz é diferença de altura entre os níveis (m). As unidades do CIN são J/kg Equivalentes a m^2/s^2 . CIN é geralmente encontrado somando entre a superfície ($z = 0$) e o LFC.

Tabela 3: Interpretação de valores de CIN. Fonte: Adaptado do COMET Program (n.d.), AMS Glossary (n.d.) e Markowski & Richardson

Valor do CIN (J/kg)	Nível de Inibição	Interpretação
0	Sem inibição	Ambiente propício à convecção
0 a -50	Inibição fraca	Convecção possível com pouco forçamento
-50 a -100	Inibição moderada	Requer algum forçamento
-100 a -200	Inibição forte	Convecção difícil
< -200	Inibição muito forte	Convecção muito improvável

Vantagens do CIN: Permite identificar a presença de barreiras à convecção profunda, mesmo em ambientes com alta instabilidade (CAPE elevado), ajudando a evitar falsos alarmes na previsão de tempestades. É útil na análise da necessidade de gatilhos externos, como frentes

Detecção e Previsão de Trovoadas: Uso do Tefigrama na Avaliação da Instabilidade Atmosférica
frias, brisas marítimas ou forçamento orográfico, para romper a camada de inibição e iniciar o desenvolvimento convectivo. Em ambientes com CIN moderado, pode retardar a convecção e permitir o acúmulo de energia convectiva, o que pode resultar em eventos mais intensos quando a convecção finalmente se inicia (Markowski & Richardson, 2010). Complementa o CAPE, oferecendo uma visão mais realista do potencial convectivo ao considerar tanto a energia disponível quanto os obstáculos ao seu aproveitamento.

Limitações do CIN: Altamente sensível à humidade e temperatura na camada superficial. Pequenas variações nesses parâmetros podem alterar significativamente os valores de CIN. Pode subestimar o potencial convectivo elevado quando a camada de inibição está presente apenas na superfície, mas há ar potencialmente instável em níveis médios (uma situação comum em convecção elevada). Em modelos numéricos e dados de sondagem com resolução vertical limitada, o CIN pode ser mal representado, levando a erros de interpretação.

- **Índice K (KI)**

KI é um índice meteorológico utilizado para identificar ambientes favoráveis à convecção e à ocorrência de chuvas intensas. Ele avalia a distribuição vertical da humidade e da temperatura na atmosfera, sendo especialmente útil para diagnosticar o potencial de desenvolvimento convectivo em regiões subtropicais e tropicais (Rasmussen & Blanchard, 1998). Diferentemente de índices que exigem o uso de tefigramas, o KI é calculado directamente a partir das temperaturas e pontos de orvalho em níveis específicos da troposfera, sem necessidade de gráficos adicionais (Guyer, 2007). O IK é calculado utilizando as temperaturas do ar e os pontos de orvalho em três níveis atmosféricos:

$$IK = (T850 - T500) + Td850 - (T700 - Td700) \quad (4)$$

Onde: T850: Temperatura do ar em 850 hPa; T500: Temperatura do ar em 500 hPa; Td850: Temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa; T700: Temperatura do ar em 700 hPa; Td700: Temperatura do ponto de orvalho em 700 hPa.

O índice valoriza a presença de humidade elevada e uma diferença térmica significativa entre 850 hPa e 500 hPa, factores que indicam maior potencial de instabilidade atmosférica e convecção (Guyer, 2007; Rasmussen & Blanchard, 1998).

Tabela 4: Interpretação dos Valores de IK. Fonte: Adaptado do COMET Program (n.d.), AMS Glossary (n.d.) e Markowski & Richardson

Valor do IK (°C)	Potencial Convectivo	Interpretação
<20	Baixo	Pouca chance de ocorrência de trovoadas
20 – 25	Moderado	Possível trovoada isolada
26 – 39	Alto	Provável desenvolvimento convectivo
≥ 40	Muito alto	Alta chance de trovoadas intensas

Vantagens: Fácil cálculo a partir de dados de sondagem rotineiros (Doswell & Schultz, 2006). Útil para diagnósticos rápidos do potencial convectivo sem necessidade de gráficos complexos (Guyer, 2007). Fornece uma indicação clara da combinação entre humidade e gradiente térmico.

Limitações: Não indica a severidade das tempestades (Doswell & Schultz, 2006). Pode ser ineficaz em regiões de elevada altitude, como as Montanhas Rochosas, onde a pressão superficial está tipicamente abaixo de 850 hPa (Rasmussen & Blanchard, 1998). Não leva em conta o cisalhamento do vento, um factor importante para a organização e severidade das tempestades (Doswell & Schultz, 2006).

2.3 Diagramas termodinâmicos

Os diagramas termodinâmicos são representações gráficas utilizadas na meteorologia para analisar o estado termodinâmico da atmosfera com base em dados de sondagens (radiosondagens), que fornecem perfis verticais de temperatura, humidade e pressão (Doswell, 1982). Essas representações permitem que meteorologistas visualizem, simultaneamente, diversas variáveis atmosféricas essenciais para avaliação da estabilidade e desenvolvimento convectivo. A grande utilidade desses diagramas está na capacidade de descrever graficamente o comportamento de uma parcela de ar ao longo de sua ascensão ou descida na atmosfera. Com isso, tornam-se uma ferramenta indispensável na previsão de trovoadas e tempestades severas, uma vez que permitem diagnosticar: a instabilidade da atmosfera, o potencial de convecção profunda, os níveis de condensação e equilíbrio, a formação de nuvens convectivas (Wallace & Hobbs, 2006; Bluestein, 1992). Para análise da atmosfera e previsão do tempo, vários diagramas termodinâmicos são utilizados, cada um com suas características.

2.3.1 Tefigrama

Entre os diagramas termodinâmicos disponíveis, o tefigrama destaca-se como uma ferramenta fundamental na análise da instabilidade atmosférica. Seu nome deriva da combinação de “T” (temperatura) e “ ϕ ” (logaritmo da temperatura potencial, que representa a entropia). Nesse diagrama, a temperatura (T) é representada ao longo do eixo horizontal (abscissa), enquanto o logaritmo da temperatura potencial (ϕ) é representado no eixo vertical (ordenada), configurando-o como um verdadeiro diagrama temperatura-entropia (T- ϕ). Desenvolvido por Napier Shaw no início do século XX, o Tefigrama é amplamente adotado em regiões como Europa, Canadá e partes da África (Stull, 2033).

No tefigrama, encontram-se diversos elementos fundamentais para a análise termodinâmica:

- **Isóbaras:** linhas quase horizontais que indicam níveis de pressão constantes;
- **Isotermas:** linhas inclinadas da esquerda para a direita, representando temperaturas constantes;
- **Adiabáticas secas:** linhas inclinadas da direita para a esquerda, correspondentes à trajetória de uma parcela de ar seco em ascensão ou descida sem condensação;
- **Adiabáticas saturadas:** curvas que indicam a trajetória de uma parcela de ar saturado, considerando a libertação de calor latente;
- **Linhas de razão de mistura de saturação:** linhas curvas que indicam a razão máxima de vapor de água que pode coexistir com a fase líquida numa dada temperatura e pressão (Lutgens & Tarbuck, 2014; Emanuel, 1994).

A correcta leitura destas linhas permite determinar parâmetros como o nível de condensação, o LFC, EL, bem como índices de instabilidade atmosférica como o CAPE, CIN, KI e o LI. Estes índices são essenciais para avaliar o potencial de desenvolvimento de trovoadas (Doswell & Schultz, 2006). A Figura 8 apresenta a estrutura base de um tefigrama, destacando os principais elementos usados na análise termodinâmica atmosférica

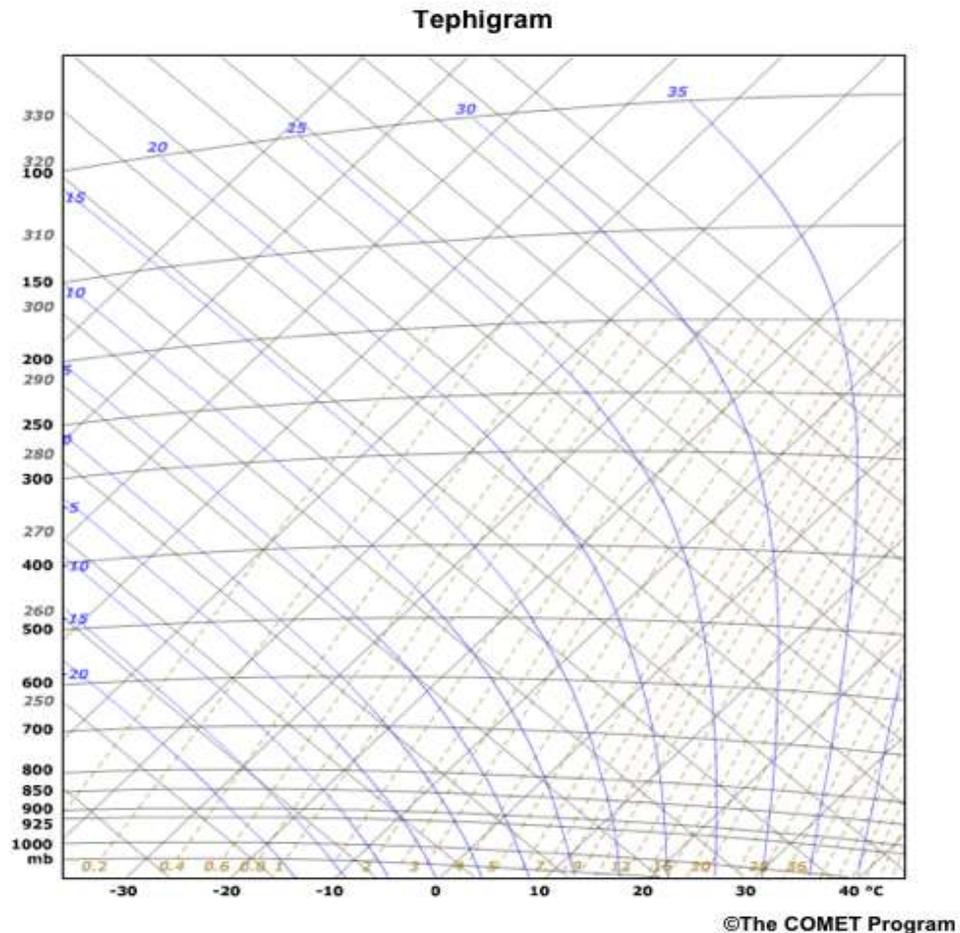


Figura 8: Estrutura base de um tefigrama, com destaque para as principais linhas termodinâmicas utilizadas na avaliação da instabilidade atmosférica. Fonte: The COMET Program.

2.3.2 Análise da Instabilidade Atmosférica com o Uso do Tefigrama

2.3.2.1 Níveis-chave na Análise do Tefigrama

No Tefigrama, a identificação de níveis atmosféricos específicos é essencial para a avaliação do potencial convectivo e para a previsão da formação de fenômenos atmosféricos convectivos. Entre esses níveis, destacam-se os seguintes:

- **LCL (Nível de Condensação por Levantamento)**

O LCL representa a altitude em que uma parcela de ar, ao ser elevada adiabaticamente e de forma seca, torna-se saturada. No Tefigrama, essa altura é determinada pela interseção entre a linha da razão de mistura de saturação, que passa pela temperatura do ponto de orvalho na superfície, e a adiabática seca que atravessa a temperatura da superfície (COMET MetEd, 2013).

A altitude do LCL é um indicador importante da profundidade da camada de ar húmido disponível para convecção, influenciando directamente o desenvolvimento de nuvens e tempestades (Wallace & Hobbs, 2006).

- **LFC (Nível de Convecção Livre)**

Este é o nível a partir do qual uma parcela de ar se torna mais quente e, portanto, mais leve que o ambiente, permitindo que ela suba sem restrições. A parcela é elevada adiabaticamente a seco até ficar saturada (no LCL) e, em seguida, adiabaticamente húmida. No tefigrama, a partir do nível de condensação de elevação LCL, prossegue para cima ao longo de uma adiabática de saturação até cruzar a curva de temperatura de sondagem. O nível dessa intersecção é o LFC. (COMET Meted, 2013). A profundidade entre o LCL e o LFC indica o grau de instabilidade presente na atmosfera.

- **EL (Nível de Equilíbrio)**

É a altura em que a temperatura de uma parcela em ascensão flutuante se iguala novamente à temperatura do ambiente. O EL pode ser determinado para parcelas superficiais que são elevadas ou aquecidas. Após a ascensão de uma parcela de ar até o LFC, ela eventualmente atinge o nível de equilíbrio, onde a temperatura da parcela se iguala à temperatura do ambiente. No tefigrama, o EL é identificado como o ponto superior onde a parcela não consegue mais continuar sua ascensão devido ao ambiente estar mais quente. Este nível é importante para a estimativa da altura máxima de nuvens convectivas, como os cumulonimbus, que podem gerar trovoadas (Wallace & Hobbs, 2006).

2.3.2.2 Determinação de Índices de Instabilidade usando o Tefigrama

A interpretação do tefigrama é uma etapa fundamental na previsão de trovoadas, pois permite a visualização directa da estrutura térmica e da humidade da atmosfera em diferentes níveis. A partir do perfil vertical da temperatura e do ponto de orvalho, é possível estimar os principais índices de instabilidade atmosférica, como CAPE, CIN, entre outros. Esses índices são obtidos com base no comportamento de uma parcela de ar ao ser levantada da superfície, permitindo avaliar o potencial convectivo do ambiente. O tefigrama torna essa análise mais intuitiva ao representar graficamente os níveis de convecção, como o LCL, LFC e EL, além das áreas de

Detecção e Previsão de Trovoadas: Uso do Tefigrama na Avaliação da Instabilidade Atmosférica
energia potencial (positiva e negativa), facilitando a identificação de situações propícias à ocorrência de tempestades convectivas (Doswell & Rasmussen, 1994; Wallace & Hobbs, 2006).

- **Determinação do CAPE com Tefigrama**

No tefigrama, o CAPE é visualizado como a área sombreada positiva entre a curva da temperatura da parcela levantada (seguindo a adiabática seca e depois húmida) e a curva da temperatura ambiente, desde o LFC até o EL. Quanto maior essa área, maior o potencial de instabilidade, indicando condições favoráveis para o desenvolvimento de nuvens cumulonimbus e ocorrência de trovoadas. Valores elevados de CAPE estão frequentemente associados a tempestades intensas, especialmente quando combinados com outros factores como cisalhamento do vento (Doswell & Rasmussen, 1994; Wallace & Hobbs, 2006). Ao calcular o CAPE, normalmente levantamos uma parcela que reflecte os valores médios de temperatura e humidade nos 50 a 100 hPa mais baixos. Essa camada representa as condições médias de calor e humidade que alimentam tempestades convectivas (COMET Meted, 2013).

- **Determinação do CIN com Tefigrama**

No tefigrama, o CIN aparece como a área sombreada negativa entre a temperatura da parcela e a temperatura ambiente desde a superfície até o LFC. Essa área indica que a parcela, ao ser levantada, é inicialmente mais fria (e, portanto, mais densa) do que o ambiente, o que dificulta sua elevação espontânea. Valores moderados de CIN podem impedir a formação de nuvens convectivas, mas, quando superados (por aquecimento diurno ou forçamento dinâmico), favorecem a ocorrência de convecção súbita e intensa (Doswell & Rasmussen, 1994; Wallace & Hobbs, 2006). Ao calcular o CIN, normalmente levantamos uma parcela que reflecte os valores médios de temperatura e humidade nos 50 a 100 hPa mais baixos. Essa camada representa as condições médias de calor e humidade que alimentam tempestades convectivas (COMET Meted, 2013).

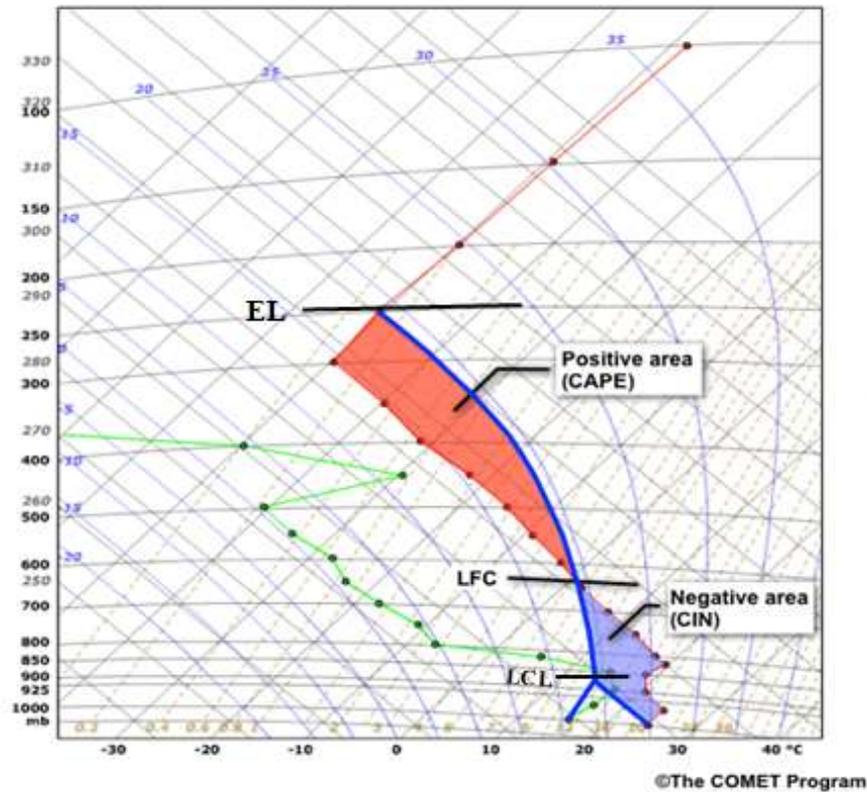


Figura 9: Tefigrama com identificação dos níveis LCL, LFC, EL e áreas de CAPE e CIN. Fonte: Adaptado do COMET program (n.d.)

- **Determinação do LI com Tefigrama**

No tefigrama, LI pode ser determinado visualmente ao comparar a temperatura da parcela de ar com a temperatura ambiente no nível de 500 hPa. Para isso, traça-se a trajetória da parcela desde a superfície, seguindo a adiabática seca até o LCL, e em seguida a adiabática húmida até alcançar os 500 hPa. O LI é obtido usando a equação (1). Se a curva da parcela estiver à direita da curva da temperatura ambiente em 500 hPa, o LI será negativo, indicando instabilidade. Essa análise visual fornece uma estimativa rápida da instabilidade da atmosfera, sendo amplamente utilizada em meteorologia operacional (baseado em práticas operacionais descritas por COMET MetEd, 2013; Wallace & Hobbs, 2006).

- **Determinação do KI com Tefigrama**

A partir do tefigrama, KI pode ser estimado usando a equação (4): Para encontrar os valores no tefigrama: I- Localiza-se os níveis de 850 hPa, 700 hPa e 500 hPa ao longo do eixo vertical (pressão); II- Lê-se a temperatura (linha de temperatura ambiente) e o ponto de orvalho (linha da

Detecção e Previsão de Trovoadas: Uso do Tefigrama na Avaliação da Instabilidade Atmosférica
razão de mistura) nos níveis de 850 e 700 hPa; III-Calculou a diferença de temperatura entre 850 hPa e 500 hPa; IV-Avalie o conteúdo de humidade através do ponto de orvalho nas camadas mais baixas (850 e 700 hPa), que indicam o potencial para convecção. Valores de KI acima de 30°C geralmente indicam potencial para trovoadas, sendo que valores mais altos estão associados a maior instabilidade convectiva (baseado em práticas operacionais descritas por COMET MetEd, 2013; Blumberg, 2017 e Taszarek, 2021).

2.3.3 Aplicação do Tefigrama e sua importância na previsão do tempo

O tefigrama é uma ferramenta gráfica fundamental na análise da instabilidade atmosférica e na previsão de fenómenos convectivos severos, como trovoadas, granizo e tempestades intensas. Permite identificar rapidamente camadas instáveis, níveis-chave como o LCL, LFC e o EL, bem como calcular os principais índices termodinâmicos, como CAPE, CIN, LI, KI, entre outros (Doswell & Rasmussen, 1994; Wallace & Hobbs, 2006). A interpretação do tefigrama permite prever a intensidade e o tipo de convecção, distinguindo entre eventos localizados e organizados. Por exemplo, um perfil com elevada CAPE e baixo CIN indica forte probabilidade de convecção espontânea e vigorosa, enquanto a presença de wind shear (cisalhamento vertical do vento) pode sinalizar a organização de sistemas convectivos mais duradouros e severos (Markowski & Richardson, 2010; Houze, 1993)

Segundo Macome (2023), o Tefigrama pode ser utilizado para a avaliação da instabilidade térmica da atmosfera, a determinação do teor da humidade na atmosfera, a determinação da altura das nuvens, a previsão de níveis de actividade convectivo na atmosfera, a previsão da máxima e mínima temperatura e pode ser útil também para a previsão de formação do nevoeiro e sua dissipação.

2.4 Cisalhamento Vertical do Vento (WS) e sua Influência nas Trovoadas

O WS é definido como a variação da velocidade e/ou direção do vento com a altitude. Trata-se de um factor dinâmico essencial na caracterização da atmosfera e tem papel relevante na formação, manutenção e intensidade de sistemas convectivos, como as trovoadas (Markowski & Richardson, 2010). O cisalhamento vertical é particularmente importante na previsão de tempo severo, pois influencia a inclinação das correntes ascendentes nas nuvens de tempestade, permitindo que estas se sustentem por mais tempo e organizem-se em estruturas mais intensas,

Detecção e Previsão de Trovoadas: Uso do Tefigrama na Avaliação da Instabilidade Atmosférica como multicélulas e supercélulas (Doswell III, 2001; Bluestein, 1993). Nos tefigramas, o perfil do vento é representado por barbelas de vento nas laterais do gráfico, geralmente no lado direito, possibilitando a identificação visual do WS com a altitude. A presença de ventos fracos na superfície e fortes em níveis médios/altos pode ser interpretada como um indicativo de cisalhamento vertical significativo, o que, associado à instabilidade atmosférica, aumenta consideravelmente o risco de tempestades severas (Holton & Hakim, 2013). Segundo Manhique (2022), o cisalhamento do vento está sempre presente na atmosfera e sua presença é frequentemente visível para um observador. Portanto, ainda que o objectivo principal deste trabalho esteja centrado na análise da instabilidade atmosférica por meio de tefigramas, considerar o cisalhamento do vento contribui para uma avaliação mais completa das condições favoráveis à ocorrência de trovoadas

CAPÍTULO III: Metodologia

3 Metodologia

A presente investigação adopta uma abordagem centrada na análise termodinâmica da atmosfera, com o objectivo de avaliar a instabilidade associada à ocorrência de trovoadas, utilizando diagramas termodinâmicos, nomeadamente o tefigrama, como principal ferramenta de diagnóstico.

Dada a ausência de estações de radiossondagem operacionais na região de Maputo, recorreu-se ao uso de dados de reanálise climática ERA5, disponibilizados pelo ECMWF. Esta base de dados fornece perfis verticais completos da atmosfera com elevada resolução espacial ($0,25^\circ$) e temporal (horária), sendo amplamente reconhecida como uma alternativa fiável em regiões com escassez de dados observacionais in situ (Hersbach et al., 2020; Gleixner et al., 2020). O estudo incide sobre o dia 12 de Janeiro de 2025, data em que se registaram trovoadas na cidade de Maputo. A selecção deste evento visa verificar a aplicabilidade dos índices de instabilidade obtidos por meio da análise termodinâmica, promovendo uma validação qualitativa da metodologia adoptada. As variáveis atmosféricas essenciais, como pressão, temperatura e razão de mistura, foram extraídas da ERA5. A partir dessas variáveis, calculou-se a temperatura do ponto de orvalho, utilizando funções da biblioteca MetPy (May et al., 2022). Essa biblioteca, escrita em Python, é especializada em meteorologia, permitindo o cálculo de variáveis atmosféricas, geração de diagramas termodinâmicos, e interpretação de dados de radiossondagem (Mey et al, 2022).

O processamento e análise dos dados foram realizados com a linguagem Python, recorrendo às bibliotecas MetPy, Pandas e Matplotlib. A MetPy, em particular, permite a geração automatizada de diagramas Skew T–log P e o cálculo de diversos índices meteorológicos utilizados na previsão de convecção, como CAPE e CIN. O Skew T-Log P, possui um eixo de temperatura inclinado (skew) e representa as variáveis atmosféricas em coordenadas logarítmicas de pressão. Embora a MetPy gere nativamente diagramas do tipo Skew T, foram aplicadas manipulações e adaptações para aproximar a visualização ao formato de um tefigrama, mais comum na tradição europeia.

O procedimento metodológico compreendeu as seguintes etapas:

1. Aquisição dos dados atmosféricos da reanálise ERA5, para as coordenadas geográficas de Maputo (aproximadamente 25°S, 32°E), por meio de ferramentas de extração e formatação de dados.
2. Cálculo da temperatura do ponto de orvalho, a partir da razão de mistura e da pressão atmosférica, utilizando a função *dewpoint_from_relative_humidity()* da biblioteca MetPy.
3. Pré-processamento dos dados verticais, organizando as variáveis necessárias para a construção do diagrama termodinâmico.
4. Geração do tefigrama (com base na estrutura do Skew T–log P) por meio da MetPy, representando graficamente os perfis de temperatura, ponto de orvalho, e o percurso teórico de uma parcela de ar em ascensão seca e saturada.
5. Cálculo automático dos principais índices de instabilidade atmosférica, com ênfase nos índices CAPE e CIN
6. Avaliação das condições atmosféricas, interpretando os índices obtidos à luz da literatura científica e da climatologia tropical, e verificando a sua coerência com a ocorrência de trovoadas no evento analisado.

Todos os scripts utilizados no processamento dos dados e na geração dos diagramas encontram-se disponíveis no *Apêndice A*, de forma a garantir a reprodutibilidade da análise e permitir futuras replicações e adaptações.

CAPÍTULO IV: Resultados e Discussão

4 Resultados e Estudo de Caso

4.1 Caracterização do Evento

O presente estudo focaliza o evento de trovoada ocorrido a 12 de Janeiro de 2025, na cidade de Maputo, Moçambique. Nesta data, foram observadas condições meteorológicas típicas de instabilidade convectiva, incluindo chuvas intensas, descargas eléctricas e ventos fortes em diferentes pontos da cidade. A análise concentrou-se nos dados da reanálise ERA5 para as 12:00 UTC (14:00 hora local), momento frequentemente associado ao pico de aquecimento diurno e convecção em regiões tropicais (Zipser, 2003).

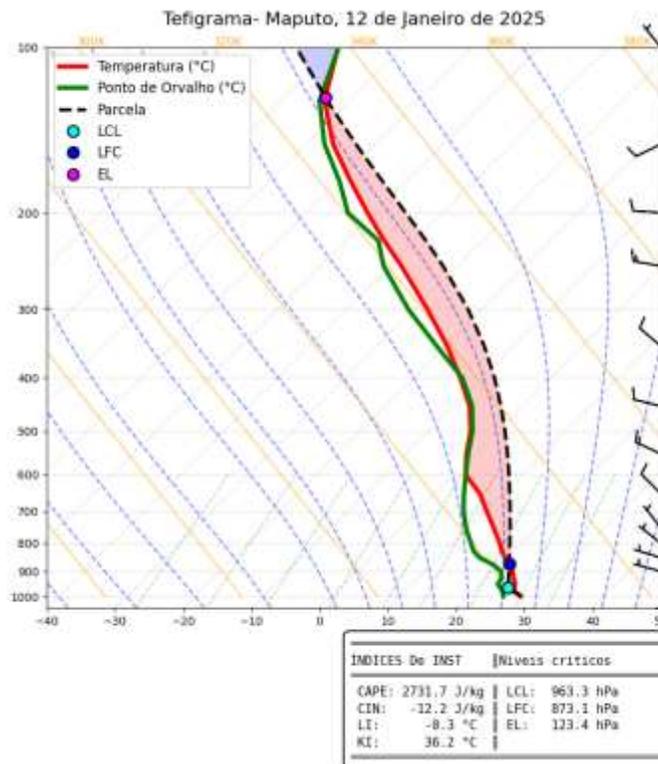


Figura 10: Tefigrama do dia 12 de Janeiro de 2025 em Maputo, gerado com dados ERA5 e processado com MetPy. Fonte: Elaboração própria com base em dados do ECMWF/ERA5 e análise via Metpy (2025)

4.2 Análise Termodinâmica do Perfil Atmosférico

O tefigrama gerado com dados ERA5 e processado através da biblioteca MetPy permitiu uma visualização detalhada da estrutura termodinâmica da atmosfera. Observou-se uma atmosfera

Detecção e Previsão de Trovoadas: Uso do Tefigrama na Avaliação da Instabilidade Atmosférica
marcadamente instável, com temperaturas elevadas e teores elevados de humidade nas camadas próximas à superfície, um ambiente propício à formação de correntes ascendentes profundas. As barbelas de vento representadas no tefigrama indicaram um cisalhamento vertical significativo, sobretudo entre os níveis de 850 hPa e 500 hPa, o que favorece a organização e sustentação de células convectivas e pode intensificar a severidade dos eventos (Markowski & Richardson, 2010).

4.3 Índices Termodinâmicos e Avaliação da Instabilidade

A quantificação dos principais índices termodinâmicos reforça o diagnóstico de um ambiente altamente instável e favorável ao desenvolvimento de convecção profunda. Os seguintes valores foram obtidos a partir dos dados processados:

CAPE: 2731,7 J/kg. Valor elevado, indicando forte energia disponível para movimentos ascendentes, típica de ambientes propensos a tempestades severas (Doswell & Rasmussen, 1994). CIN: -12,2 J/kg. Valor baixo, o que significa que a inibição à convecção é fraca, facilitando a elevação das parcelas de ar, comportamento comum em áreas tropicais (Zipser, 2003). LI : -0,3 °C. Valor ligeiramente negativo, sugerindo instabilidade moderada. KI: 36,2 °C. Valor indicativo de elevada probabilidade de desenvolvimento convectivo.

Estes índices, em conjunto, confirmam a presença de um ambiente termodinamicamente instável, com elevado potencial para o desenvolvimento de trovoadas.

4.4 Comparação com a Observação e Implicações

Os resultados obtidos por meio da análise termodinâmica estão em consonância com os relatos observacionais do dia, que confirmaram a ocorrência de chuvas intensas, trovoadas e ventos fortes em Maputo. A conjugação de instabilidade térmica acentuada, humidade elevada nas camadas inferiores e cisalhamento vertical do vento revelou-se determinante para o desenvolvimento e manutenção das tempestades convectivas. Ressalta-se que o baixo valor de CIN reflecte uma característica típica das regiões tropicais, onde a camada de inibição tende a ser fraca, permitindo a rápida ascensão das parcelas de ar e favorecendo o início da convecção (Zipser, 2003; Williams & Renno, 1993)

5 Discussão

A análise do evento de trovoada ocorrido em 12 de Janeiro de 2025, na cidade de Maputo, revelou condições termodinâmicas e dinâmicas altamente favoráveis à formação de convecção profunda e tempestades severas. O valor elevado de CAPE (2731,7 J/kg) indica uma atmosfera extremamente instável, com grande quantidade de energia potencial disponível para a ascensão de parcelas de ar quente e húmido. Valores de CAPE acima de 2000 J/kg estão frequentemente associados à ocorrência de granizo, rajadas de vento e intensa actividade eléctrica (Doswell, 2001; Markowski & Richardson, 2010).

O CIN, estimado em -12,2 J/kg, apresenta um valor bastante baixo, típico de regiões tropicais húmidas. Maputo, localizada numa zona costeira tropical, exhibe durante a estação chuvosa (Outubro a Março) uma combinação de elevada humidade nos baixos níveis da atmosfera e temperaturas superficiais elevadas. No caso em análise, a razão de mistura superficial foi de aproximadamente 20,61 g/kg, valor elevado que contribuiu significativamente para o baixo CIN observado. A estrutura vertical da atmosfera, representada no tefigrama, reforça esta propensão convectiva. O LCL foi estimado em 963,3 hPa e o LFC em 873,1 hPa, ambos relativamente próximos da superfície. Isso favorece o rápido disparo convectivo após o aquecimento da superfície. O EL, situado em 123,4 hPa, indica uma camada de convecção profunda, característica de tempestades intensas em ambientes tropicais (Williams & Renno, 1993). O LI de -0,3°C sugere uma atmosfera marginalmente instável. Mesmo valores ligeiramente negativos indicam que uma parcela de ar elevada da superfície permanecerá mais quente (menos densa) do que o ambiente, favorecendo o desenvolvimento convectivo. O KI de 36,2 °C reforça esta interpretação. Valores acima de 30 °C são comumente associados a ambientes propícios à ocorrência de trovoadas em latitudes tropicais e subtropicais (George, 1960). O tefigrama, gerado com dados da reanálise ERA5 e processado com MetPy, evidenciou graficamente estas condições atmosféricas, permitindo a visualização da trajectória da parcela de ar ascendente, das curvas de temperatura e ponto de orvalho, bem como dos níveis críticos de instabilidade (LCL, LFC e EL). As barbelas de vento mostraram cisalhamento vertical significativo entre os níveis de 850 hPa e 500 hPa, uma condição essencial para a organização e manutenção de células convectivas severas (Doswell et al., 1996). Assim, o conjunto dos índices termodinâmicos e da análise gráfica do perfil atmosférico revela um ambiente altamente favorável à ocorrência de trovoadas intensas, mesmo diante de uma inibição fraca.

CAPÍTULO V: Considerações Finais

6 Considerações Finais

6.1 Conclusão

Este trabalho teve como objectivo geral analisar a utilização do tefigrama como ferramenta na detecção e previsão de trovoadas, com especial enfoque na avaliação da instabilidade atmosférica. Através da fundamentação teórica, foi possível compreender os processos físicos que conduzem à formação de trovoadas e à instabilidade atmosférica.

Foi também caracterizada a estrutura e os elementos fundamentais do tefigrama, salientando a sua utilidade na previsão meteorológica, o que permitiu uma melhor compreensão e interpretação dos principais índices termodinâmicos presentes neste tipo de diagrama.

A aplicação prática do tefigrama foi demonstrada na análise de um caso real de trovoada na cidade de Maputo, utilizando a biblioteca MetPy e dados de reanálise ERA5. Esta análise evidenciou um ambiente atmosférico altamente instável, com elevados valores de CAPE, baixo CIN e elevada razão de mistura, condições típicas da convecção profunda em regiões tropicais. A geração e interpretação do tefigrama permitiram uma avaliação detalhada do perfil atmosférico, evidenciando o valor da ferramenta mesmo na ausência de radiossondagens locais.

Desta forma, o trabalho confirma a relevância do tefigrama como instrumento valioso para a previsão de trovoadas, contribuindo para o desenvolvimento das competências técnicas e para o aprimoramento das metodologias meteorológicas em contextos com limitações observacionais

6.2 Recomendações

- **Utilização da biblioteca MetPy no ensino e na pesquisa:** Considerando sua capacidade de gerar visualizações e cálculos precisos com dados meteorológicos, a adopção do MetPy deve ser incentivada como ferramenta didáctica e técnica, ampliando as competências computacionais dos estudantes.
- **Realização de estudos comparativos futuros:** Sugere-se que pesquisas futuras explorem séries temporais mais longas de trovoadas, associando os índices termodinâmicos a eventos extremos passados. Essa abordagem permitirá identificar padrões climatológicos e aperfeiçoar critérios locais de previsão.

7 Referências Bibliográficas

Armstrong, M. P., et al. (2019). Evaluation of stability indices in severe weather prediction. *Journal of Operational Meteorology*, 7(4), 30–45.

Banze, B. (n.d). *Notas de Aulas: Tempestades*. Material não publicado, Universidade Eduardo Mondlane.

Blumberg, W. G., Halbert, K., Marsh, P. T., Thompson, R. L., & Hart, J. A. (2017). SHARPPy: An open-source sounding analysis and visualization package for the atmospheric sciences community. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(8), 1625–1636. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00309.1>

Brown, T., & Williams, K. (2017). Limitations of traditional stability indices in tropical convective environments. *Atmospheric Research*, 198, 94–102. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.08.012>

COMET Program. (n.d.). *Thunderstorm ingredients*. University Corporation for Atmospheric Research (UCAR). Disponível em <https://www.meted.ucar.edu>

COMET Program. (2013). *Understanding Severe Weather Parameters: CAPE and Beyond*. University Corporation for Atmospheric Research (UCAR). <https://www.meted.ucar.edu>

Doswell, C. A. (2001). Severe convective storms—An overview. In *Severe Convective Storms* (Vol. 28, pp. 1–26). American Meteorological Society.

Doswell, C. A., & Schultz, D. M. (2006). Severe convective storms: An overview. *Meteorological Monographs*, 33(49), 1–18. <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-14-00020.1>

Gleixner, S., et al. (2020). Comparing ERA5 and ERA-Interim precipitation estimates across Africa. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(3), 1695–1710.

Guyer, J. L. (2007). Use of the K index in forecasting convective weather in subtropical regions. *Weather and Forecasting*, 22(3), 444–456. <https://doi.org/10.1175/WAF1008.1>

Haney, C. M., Smith, J. A., & Johnson, R. A. (2018). Modern applications of convective indices. *Weather and Forecasting*, 33(2), 255–270. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-17-0081.1>

Holton, J. R., & Hakim, G. J. (2013). *An introduction to dynamic meteorology* (5.^a ed.). Academic Press.

INAM – Instituto Nacional de Meteorologia de Moçambique. (2023). *Relatório Técnico Anual*. Maputo.

Johns, R. H., & Doswell III, C. A. (1992). Severe local storms forecasting. *Weather and Forecasting*, 7(4), 588–612. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1992\)007<0588:SLSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1992)007<0588:SLSF>2.0.CO;2)

Lee, S., Kim, H., & Choi, W. (2020). Impact of wind shear on severe weather forecasting. *Meteorological Applications*, 27(1), e1978. <https://doi.org/10.1002/met.1978>

Lutgens, F. K., & Tarbuck, E. J. (2014). *Atmosphere: The Science of Weather and Climate* (12.^a ed.). Pearson.

Macome, M. (2023). *Aula teórica: Diagramas termodinâmicos*. Material não publicado, Universidade Eduardo Mondlane.

Maddox, R. A. (1980). Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61(11), 1374–1387. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1980\)061<1374:MCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1980)061<1374:MCC>2.0.CO;2)

Manhique, A. (2022). Capítulo 4: Trovoadas. In *Apostila de Meteorologia Aeronáutica*. Material não publicado, Universidade Eduardo Mondlane.

Markowski, P., & Richardson, Y. (2010). *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell.

May, R. M., Arms, S. C., Leeman, J. R., et al. (2022). Metpy: A Python Package for Meteorological Data. Unidata.

NOAA. (2023). *Convective indices and severe weather*. National Weather Service Training Materials. <https://www.weather.gov/jetstream/convective>

Rasmussen, E. N., & Blanchard, D. O. (1998). A baseline climatology of sounding-derived parameters associated with deep, moist convection. *Weather and Forecasting*, 13(4), 1148–1164. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1998\)013<1148:ABCOSD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1998)013<1148:ABCOSD>2.0.CO;2)

Smith, J. A., & Johnson, R. A. (2021). Integrating multiple indices for enhanced severe weather forecasting. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 102(3), 567–582. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0079.1>

Stull, R. (2023). *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science*. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science

Taszarek, M., Pilguy, N., & Brooks, H. E. (2021). Environmental conditions associated with convective hazards in Europe. *Monthly Weather Review*, 149(4), 1149–1171. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-20-0233.1>

Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science: An Introductory Survey* (2.^a ed.). Academic Press.

Williams, E., & Renno, N. (1993). An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Monthly Weather Review*, 121(1), 21–36.

Apêndice A – Código Python utilizado para geração do tefigrama

```

import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
# ... (import numpy as np)
import matplotlib.pyplot as plt
import xarray as xr
import metpy.calc as mpcalc
from metpy.plots import SkewT
from metpy.units import units

plt.close('all')

# --- Abrir e Processar dados ---
ds = xr.open_dataset("c32109a336a02f6c30b13acef5e8eebe.nc")
dados = ds.sel(latitude=-25.75, longitude=32.5, method='nearest')

pressure = dados.pressure_level.values * units.hPa
temperature = dados.t[0].values * units.kelvin
rh = dados.r[0].values * 0.01
u_wind = dados.u[0].values * units('m/s')
v_wind = dados.v[0].values * units('m/s')

# Organizar em níveis de Pressão
sort_idx = np.argsort(pressure)[::-1]
pressure = pressure[sort_idx]
temperature = temperature[sort_idx]
rh = rh[sort_idx]
u_wind = u_wind[sort_idx]
v_wind = v_wind[sort_idx]

# Calculos termodinamicos
dewpoint = mpcalc.dewpoint_from_relative_humidity(temperature, rh)
lcl_p, lcl_t = mpcalc.lcl(pressure[0], temperature[0], dewpoint[0])
parcel_prof = mpcalc.parcel_profile(pressure, temperature[0], dewpoint[0])
lfc_p, lfc_t = mpcalc.lfc(pressure, temperature, dewpoint, parcel_prof)
el_p, el_t = mpcalc.el(pressure, temperature, dewpoint, parcel_prof)
cape, cin = mpcalc.cape_cin(pressure, temperature, dewpoint, parcel_prof)

# --- PLOT de SETUPS ---
fig = plt.figure(figsize=(16, 12))
skew = SkewT(fig, rotation=45)

# --- Ajuste de Adiabaticas Secas ---
p_min = 100 * units.hPa
p_max = 1000 * units.hPa

theta_central = 300 * units.K
t1_central = mpcalc.dry_lapse(p_min, theta_central, reference_pressure=1000*units.hPa).to('degC')
t2_central = mpcalc.dry_lapse(p_max, theta_central, reference_pressure=1000*units.hPa).to('degC')

slope = (t1_central.magnitude - t2_central.magnitude) / np.log10(p_min.magnitude/p_max.magnitude)

```

```

slope = (t1_central.magnitude - t2_central.magnitude) / np.log10(p_min.magnitude/p_max.magnitude)

theta_values = np.arange(240, 440, 20) * units.K

for theta in theta_values:
    T_ref = theta.to('degC').magnitude
    t1 = T_ref + slope * np.log10(p_min.magnitude/1000)
    t2 = T_ref + slope * np.log10(p_max.magnitude/1000)
    skew.plot([p_min.magnitude, p_max.magnitude], [t1, t2],
              color='orange', alpha=0.5, linestyle='-', linewidth=1.5)
    skew.ax.text(t1, p_min.magnitude, f'{theta.magnitude:.0f}K',
                 color='orange', fontsize=10, ha='left', va='bottom')
|
# --- PLOT de Perfis principais ---
skew.plot(pressure.magnitude, temperature.to('degC').magnitude, 'r', linewidth=4, label='Temperatura (°C)')
skew.plot(pressure.magnitude, dewpoint.to('degC').magnitude, 'g', linewidth=4, label='Ponto de Orvalho (°C)')
skew.plot(pressure.magnitude, parcel_prof.to('degC').magnitude, 'k--', linewidth=3, label='Parcela')

# Adiabaticas saturadas e linhas de razao de mistura de saturacao
skew.plot_moist_adiabats(linewidth=1.5, alpha=0.5, color='blue')
skew.plot_mixing_lines(linewidth=1.2, alpha=0.3, color='lime')

# niveis chaves
for level, color, name in [(lcl_p, 'cyan', 'LCL'),
                           (lfc_p, 'blue', 'LFC'),
                           (el_p, 'magenta', 'EL')]:
    if hasattr(level, 'magnitude') and not np.isnan(level.magnitude):
        temp = (lcl_t if name == 'LCL' else lfc_t if name == 'LFC' else el_t).to('degC').magnitude
        skew.plot(level.magnitude, temp, 'o', markersize=10,
                  markerfacecolor=color, markeredgecolor='k', markeredgewidth=1.5, label=name)

# areas de CAPE e CIN
skew.shade_cin(pressure, temperature, parcel_prof, color='blue', alpha=0.2)
skew.shade_cape(pressure, temperature, parcel_prof, color='red', alpha=0.2)

# Barbelas de vento (usando magnitudes)
skew.plot_barbs(pressure[:,2].magnitude, u_wind[:,2].magnitude, v_wind[:,2].magnitude,
                 length=7, linewidth=1.5)

# --- Calculo de indices ---
temperature_c = temperature.to('degC')
dewpoint_c = dewpoint.to('degC')

# LI
try:
    li = mpcalc.lifted_index(pressure, temperature_c, dewpoint_c)
except (AttributeError, OffsetUnitCalculusError):
    p500 = 500 * units.hPa
    t500 = mpcalc.interpolate_1d(p500, pressure, temperature_c)
    parcel_profile_500 = mpcalc.interpolate_1d(p500, pressure, parcel_prof.to('degC'))
    li = t500 - parcel_profile_500

```

```

# LI
try:
    li = mpcalc.lifted_index(pressure, temperature_c, dewpoint_c)
except (AttributeError, OffsetUnitCalculusError):
    p500 = 500 * units.hPa
    t500 = mpcalc.interpolate_1d(p500, pressure, temperature_c)
    parcel_profile_500 = mpcalc.interpolate_1d(p500, pressure, parcel_prof.to('degC'))
    li = t500 - parcel_profile_500

# KI
try:
    ki = mpcalc.k_index(pressure, temperature_c, dewpoint_c)
except (AttributeError, OffsetUnitCalculusError):
    t850 = mpcalc.interpolate_1d(850 * units.hPa, pressure, temperature_c)
    t700 = mpcalc.interpolate_1d(700 * units.hPa, pressure, temperature_c)
    t500 = mpcalc.interpolate_1d(500 * units.hPa, pressure, temperature_c)
    td850 = mpcalc.interpolate_1d(850 * units.hPa, pressure, dewpoint_c)
    td700 = mpcalc.interpolate_1d(700 * units.hPa, pressure, dewpoint_c)
    ki = (t850 - t500) + td850 - (t700 - td700)

# --- BOX DE ÍNDICES MELHORADO ---
indices_text = (
    f'┌───────────────────────────────────────────────────────────────────────────────────┐
    f'│                               ÍNDICES TERMODINÂMICOS                               │
    f'└───────────────────────────────────────────────────────────────────────────────────┘
    f'│ CAPE: {float(cape.magnitude):6.1f} J/kg │ LCL: {float(lcl_p.magnitude):6.1f} hPa │
    f'│ CIN: {float(cin.magnitude):7.1f} J/kg │ LFC: {float(lfc_p.magnitude):6.1f} hPa │
    f'│ LI: {float(li.magnitude):9.1f} °C │ EL: {float(el_p.magnitude):7.1f} hPa │
    f'│ KI: {float(ki.magnitude):9.1f} °C │{"":18}│
    f'└───────────────────────────────────────────────────────────────────────────────────┘
)

plt.figtext(0.68, 0.15, indices_text,
            ha='left', va='center', fontfamily='monospace', fontsize=11,
            bbox=dict(facecolor='white', alpha=0.95, edgecolor='black',
                    boxstyle='round,pad=0.5', linewidth=1.5))

# --- ULTIMOS TOQUES ---
skew.ax.set_ylim(1050, 100)
skew.ax.set_xlim(-40, 50)
plt.title('Tefigrama- Maputo, 12 de Janeiro de 2025', fontsize=16, pad=20)
plt.legend(loc='upper left', framealpha=1, fontsize=12)
plt.grid(True, linestyle='--', alpha=0.5)
plt.tight_layout()
plt.show()

```