

DETECÇÃO DE DESACELERAÇÃO CRÍTICA COMO INDICADOR DE MUDANÇA DE REGIME NA TURBULÊNCIA DA CAMADA LIMITE ESTÁVEL SOBRE A FLORESTA AMAZÔNICA

Bruno Coelho Bulcão¹

Francisco Otávio Miranda Farias²

RESUMO

Camadas limites noturnos sobre a terra são tipicamente caracterizados por uma ampla gama de condições produzidas pela variabilidade na força do vento, resfriamento radiativo e estratificação atmosférica, em particular, a existência de diferentes regimes de turbulência foi reconhecida e empregada para classificar o estado da camada limite noturna. A classificação proposta por Sun et al. (2012), define três regimes de turbulência a turbulência fraca gerada por instabilidade de cisalhamento local, turbulência forte gerada por cisalhamento em massa e turbulência de cima para baixo. No presente estudo, analisamos a transição entre os regimes de turbulência fraca e forte, com foco na evolução das variáveis meteorológicas no período anterior à transição. Utilizou-se Séries temporais turbulentas de componentes horizontais e verticais da velocidade e temperatura do vento, medidas na frequência de 10, 16 e 20 Hz com um anemômetro 3-D (modelo CSAT3, Campbell Scientific Inc., Logan, UT) a uma altura de (60 m para o Sítio Caxiuanã, 48 e 15 m para o Sítio Cuieiras) acima do solo foram utilizados nas análises. Investigaram-se fenômenos atmosféricos extremos nos quais transições noturnas de regimes de turbulência fraca a forte sobre a floresta amazônica foi registrada. Os resultados mostram que os regimes de turbulência noturna acima da floresta amazônica podem ser divididos em duas sub-regiões, as análises e os resultados apresentados neste estudo podem ser aplicados para investigar as influências das rápidas mudanças nas variáveis do estado atmosférico nas variações espaço-temporais e reações de gases reativos.

Palavras-chave: Regime de Turbulência, Fenômenos extremos, Sinal de alerta precoce.

¹ Graduado do Curso de Física da Universidade Do Estado do Amazonas – UEA, bcb.fis17@uea.edu.br ;

² Doutor de Física da Universidade Do Estado do Amazonas – UEA, fffarias@uea.edu.br ;

INTRODUÇÃO

Camadas limites noturnas sobre a terra são tipicamente caracterizadas por uma ampla gama de condições produzidas pela variabilidade na força do vento, resfriamento radiativo e estratificação atmosférica. Em particular, a existência de diferentes regimes de turbulência foi reconhecida e empregada para classificar o estado da camada limite noturna (Van de Wiel et al. 2003; Sun et al. 2012). A classificação proposta por Sun et al. (2012), define três regimes de turbulência: (1) turbulência fraca gerada por instabilidade de cisalhamento local, (2) turbulência forte gerada por cisalhamento em massa e (3) turbulência de cima para baixo. Os regimes são identificados com base em um diagrama de fase que mostra a relação entre a escala característica da energia cinética turbulenta (V_{TKE}) e a velocidade média do fluxo (V_M). A transição entre os regimes 1 e 2 é caracterizada por uma mudança repentina na variação do V_{TKE} em relação ao V_M , que ocorre para um determinado limiar de V_M dependente da altura (aqui representado por V_T). Esta classificação foi aplicada com sucesso a muitos locais experimentais em diferentes regiões (Martins et al. 2013; Sun et al. 2015), incluindo medições dentro da subcamada de rugosidade acima da floresta amazônica (Andreae et al. 2015; Dias-Júnior et al. 2017a).

Observações de campo feitas na floresta amazônica indicam que a ocorrência de fortes regimes de turbulência parece estar sempre associada a fenômenos que apresentam mudanças abruptas nos valores de diversas variáveis meteorológicas, incluindo mudanças na direção do vento e aumentos repentinos na velocidade do vento (Williamson et al. 2016; Dias-Júnior et al. 2017b) ou diminuições repentinas na temperatura do ar e umidade específica (Betts et al. 2002; Gerken et al. 2016; Wang et al. 2016). Esses estudos sugerem a possibilidade de antecipar e modelar transições em regimes de turbulência com base na caracterização estatística da evolução do estado atmosférico.

No presente estudo, analisamos a transição entre os regimes de turbulência fraca e forte (regimes 1 e 2, respectivamente), com foco na evolução das variáveis meteorológicas no período anterior à transição. Adotamos a abordagem de fenômenos extremos (EP), aqui considerados como eventos que apresentam variações consideráveis em quantidades turbulentas em intervalos de tempo pequenos o suficiente. A interpretação das mudanças no regime de turbulência como EP nos permite explorar o conceito de desaceleração crítica (CSD), uma ferramenta frequentemente empregada na detecção e previsão de EPs (por exemplo, Dakos et al. 2008; 2012).

A detecção e previsão de EP em geofísica, ecologia, economia e outros campos têm recebido atenção crescente (Sornette 2002; Ghil et al. 2011, entre outros). A ocorrência de PE está frequentemente associada ao surgimento de CSC, o que tem sido observado em diferentes domínios científicos: (i) Biggs et al. (2009) estudaram alertas precoces para identificar precocemente a iminência de mudança nos regimes associados à pesca para intervir no processo e evitar que a transição ocorra; (ii) Bestelmeyer et al. (2011) analisaram transições abruptas entre estados de equilíbrio distintos em ambientes marinhos investigando variações de um gênero de krill [*Nyctiphanes*] em resposta à Oscilação Decadal do Pacífico; (iii) Dakos et al. (2008); Lenton et al. (2012) analisaram transições climáticas abruptas do passado e observaram que todas elas foram precedidas por uma desaceleração característica que começa bem antes de a mudança entrar em vigor; (iv) Verbesselt et al. (2016) buscaram verificar a partir de imagens de satélite a existência de sinais de alerta precoce associados ao grau de resiliência das florestas tropicais à seca. A metodologia foi recentemente aplicada com sucesso em um estudo de modelagem de transições de regime na camada limite noturna (van Hooijdonk et al. 2017).

Outros estudos testaram fatores potenciais para caracterizar CSC associado ao PE com o objetivo de verificar seu grau de proximidade a limiares não lineares, como a menor taxa de decaimento (dinâmica do modo mais instável) dos subsistemas climáticos na modelagem do Atlântico Norte Circulação Termohalina (Held e Kleinen 2004) ou estimar a capacidade do sistema de alterar suas propriedades espectrais quando é movido em direção a um ponto de bifurcação (Kleinen et al. 2003).

O objetivo deste trabalho foi investigar a existência de precursores de EP e suas associações com a mudança de regime turbulento na camada limite noturna acima da floresta amazônica. Isso foi feito seguindo a metodologia proposta por Dakos et al. (2008) e Dakos et al. (2012), que tem a vantagem de utilizar “ferramentas estatísticas simples e facilmente mensuráveis”. Durante as mudanças de regime, uma série de “assinaturas” puderam ser observadas nas variáveis meteorológicas. A associação entre condições precursoras e mudanças de regime na turbulência pode ser usada no desenvolvimento de parametrizações de mistura de turbulência que são necessárias para quantificar o transporte e a química de gases reativos.

METODOLOGIA

Sites

Para tentar responder as questões levantadas no problema inicial, utilizaram-se dados de três sítios experimentais localizados em região de floresta tropical, sendo estes:

Caxiuanã site – Utilizou-se dados medidos em torre meteorológica na Floresta Nacional de Caxiuanã, durante o experimento “Circulações de Mesoescala no Leste da Amazônia” (CiMeLA). Os dados utilizados correspondem aos meses de outubro; novembro e dezembro do ano de 2003.

Cuieiras site – Os dados foram medidos em torre meteorológica K34 instalada em floresta de terra firme, localizada a 60 km a norte/noroeste da cidade de Manaus, Amazonas (S 2°36.11', W 60°12.56'), no período de março de 2014 a janeiro de 2015 (Gerken et al., 2015; Fuentes et al., 2016). As medidas do sítio do Cuieiras que foram utilizadas correspondem a dois períodos distintos, sendo estes:

Medidas realizadas durante o ano de 2013: para este período os meses utilizados foram janeiro, fevereiro, março, abril e maio.

Medidas realizadas durante o ano de 2014: Estas medidas foram realizadas durante as campanhas experimentais do projeto GoAmazon 2014/15 (Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon). Os meses utilizados foram março, abril, e maio do ano de 2014.

REFERENCIAL TEÓRICO

Foi utilizado como ponto de partida a “caixa de ferramentas de sinais de alerta precoce para detectar transições críticas em séries temporais” em R (3.2), fornecido por Dakos et al. (2012). Este pacote fornece procedimentos estatísticos a serem aplicados a séries temporais medidas na região onde os sinais precursores de um EP se manifestam. Para este trabalho foi utilizada uma série temporal com dados de aproximadamente 1,5 horas antes da ocorrência de PE.

Após verificações de qualidade dos dados (Vickers e Mahrt 1997), seguido pela recomendação de Dakos et al. (2012) que a série temporal deve ter entre 25% e 75% de comprimento da série inicial, para obter os momentos estatísticos, o valor ótimo de 50% do comprimento da série inicial foi atingido.

Para detectar a presença de CSC em séries temporais, algumas tendências associadas a uma variável de estado devem ser observadas. Essas tendências podem ser facilmente estimadas por um conjunto de indicadores estatísticos chamados de sinais de alerta precoce, entre os quais aumentos na função de autocorrelação e aumentos na variância (Dakos et al. 2012; Lenton et al. 2012).

Embora outros testes para verificação do CSD estejam disponíveis, acredita-se que para um ponto de partida, os dois indicadores aqui utilizados sejam os que melhor se enquadram aos tipos de dados aqui apresentados. Espera-se verificar a aplicabilidade dos demais testes em instantes posteriores. Aqui, no entanto, a verificação da aplicabilidade do método se limitará à verificação de aumento consistentes nos valores da função autocorrelação e aumento na variância associados a uma variável de estado. Isso por que estes dois são os principais indicadores da ocorrência de CSD e por isso é compreensível estes sejam explorados mais amplamente antes de expandir as análises para os demais testes disponíveis.

Além disso serão verificados quantos casos de FE's estudados apresentaram tendências positivas e negativas para CSD.

Sinais de alerta precoce aplicados a fenômenos da atmosfera tropical

- **A variável de estado apropriada**

Este é um passo importante na fase de verificação de que o fenômeno estudado apresenta um ponto de ruptura que pode ser efetivamente caracterizado CSD (Dakos et al., 2008; 2012). Inúmeros testes foram realizados para se verificar qual das grandezas turbulentas disponíveis (medidas acima de floresta, tais como velocidade do vento, concentração de CO₂, concentração de Vapor d'água, Temperatura e concentração de Ozônio) poderia ser mais sensível às perturbações locais do sistema (atmosférico). Verificou-se a partir dos testes com séries temporais que todas as grandezas turbulentas disponíveis apresentam variações bruscas e simultâneas que ocorrem em curtos intervalos de tempo.

É possível que tais variações ocorram em resposta às perturbações do sistema que compartilham da mesma gênese, ou seja, queda na temperatura, aumento súbito na velocidade do vento, variações no sinal de pressão à superfície, aumentos na concentração de Ozônio, vapor d'água e CO₂ podem estar sendo induzidos pelo mesmo agente externo (Assim como Wakimoto, (1982); Zipser et al. (2006); Betts et al. (2002; 2009); Costantino e Heinrich, (2014) verificaram para alterações nos sinais provocados pela aproximação de nuvens fortemente

convectivas). Os testes mostraram que para a atmosfera tropical, a temperatura (Potencial e Potencial Equivalente) e a velocidade do vento (além de concentração de O₃ quando disponível) podem ser consideradas as variáveis que, além de sensíveis às perturbações do sistema, também são as mais adequadas para serem aplicadas como variáveis de estado nos testes de CSD.

- **A variável de estado não adequada**

As variáveis disponíveis, mas que foram consideradas “não adequadas” foram aquelas que apresentaram autocorrelação muito elevada (próxima à unidade) ao longo de toda a série temporal analisada ou que são extremamente sensíveis a pequenas perturbações no sinal, tais como pequenas quedas ou picos rápidos na temperatura. Esta sensibilidade a pequenas perturbações induz a quedas e a aumentos súbitos da função autocorrelação e da variância associadas a estas grandezas, ou seja, não demonstra consistência nas tendências da função autocorrelação e variância quando o ponto de eclosão do fenômeno se aproxima. Esse ponto de eclosão é o equivalente para estes casos ao que Dakos et al. (2008; 2012) chamaram de “ponto de ruptura”.

Para estes casos aqui estudados o “ponto de eclosão” será considerado como o início da variação brusca na temperatura, na velocidade do vento e demais grandezas disponíveis.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Aqui serão descritos os principais resultados obtidos a partir da análise de casos verificados nos três sítios experimentais descritos no item 2 (Caxiuanã – Projeto CiMeLa no ano de 2003, sítio do Cuieiras no ano de 2013 e 2014). Para todos os 2 sítios e em quatro períodos distintos, foi possível identificar eventos de queda de temperatura que demonstram simultaneamente variações nos sinais de vento, concentração de vapor d’água, concentração de CO₂ (e quando disponível também variações simultâneas na concentração de ozônio). Aqui, estes eventos foram particularmente classificados como Fenômenos Extremos (FE’s).

Ocorrências de Fenômenos Extremos em diferentes sítios experimentais

- **Para o sítio de Caxiuana: Projeto CiMeLa – 2003**

Durante o projeto CiMeLa foi possível verificar uma relação entre a queda de temperatura e aumentos na velocidade do vento em dez casos identificados, sendo estes os dias:

305, 307, 314, 318, 319, 331, 334, 337 e 340 do ano de 2003. A particularidade destes casos verificados no projeto CiMeLa é que todos ocorreram nas primeiras horas da noite, não tendo sido identificado nenhum caso para o período após as 00:00 hora local. Outra questão relevante é que a média de velocidade do vento não foi tão elevada quanto para os demais sítios, mas as tendências de aumento na concentração de CO₂ e redução na concentração de vapor d'água simultaneamente à queda de temperatura seguem o padrão para todos os casos identificados.

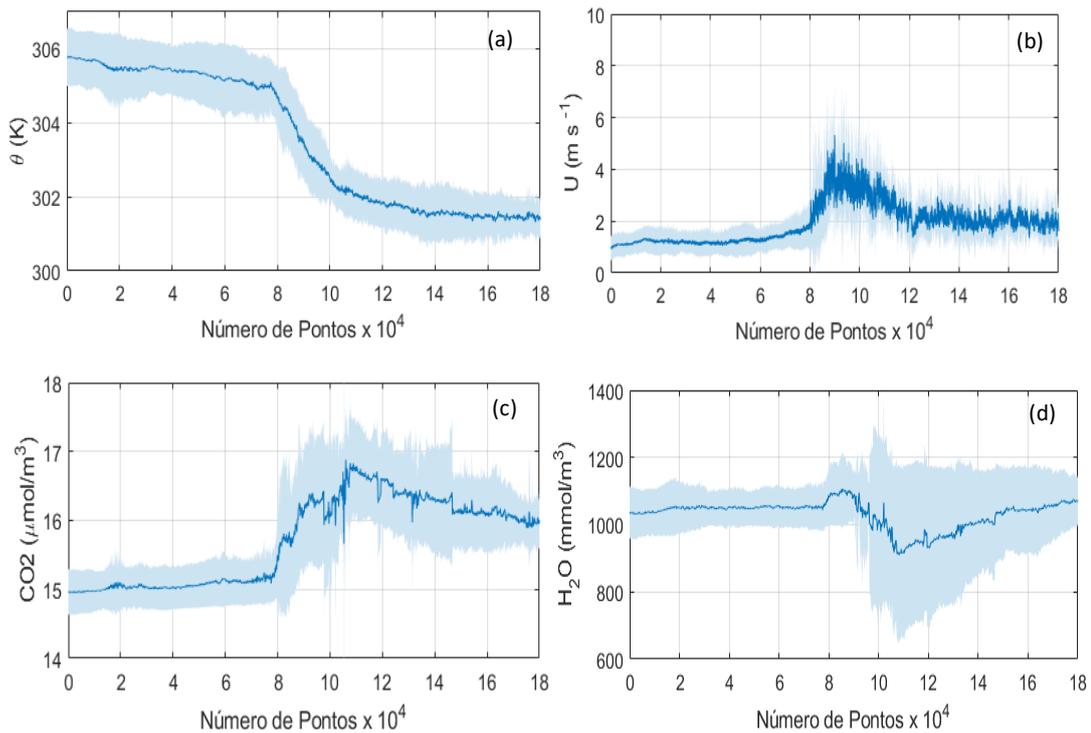


Figura 3.1. Para o sítio do Caxiuana foram verificadas variações bruscas e simultâneas à ocorrência de um FE na atmosfera tropical para 10 casos em que os FE's foram identificados. Nesta figura constam: (a) queda de temperatura, que em média foi de ≈ 3.2 K. (b) aumento simultâneo na velocidade do vento médio, (c) aumento na média da concentração de carbono e (d) redução nas médias da concentração de vapor d'água. As medidas foram realizadas no sítio do Caxiuana durante a realização do projeto CiMeLa em torre meteorológica de 60 metros de altura durante o ano de 2003. Na figure a região sombreada refere-se ao desvio padrão da média.

- **Para o sítio do CUIEIRAS: 2013 / 2014**

Aqui também é possível verificar uma tendência semelhante ao que foi identificado para o sítio ATTO mostrado anteriormente. Foram verificados nove casos de FE's nos quais também se nota queda de temperatura com pico de velocidade do vento, aumento de concentração de CO₂ e redução na concentração de vapor d'água. Os dias nos quais FE's foram

identificados foram: 054, 083, 122 e 124 no ano de 2013 e também os dias 083, 103, 111, 136 do ano de 2014.

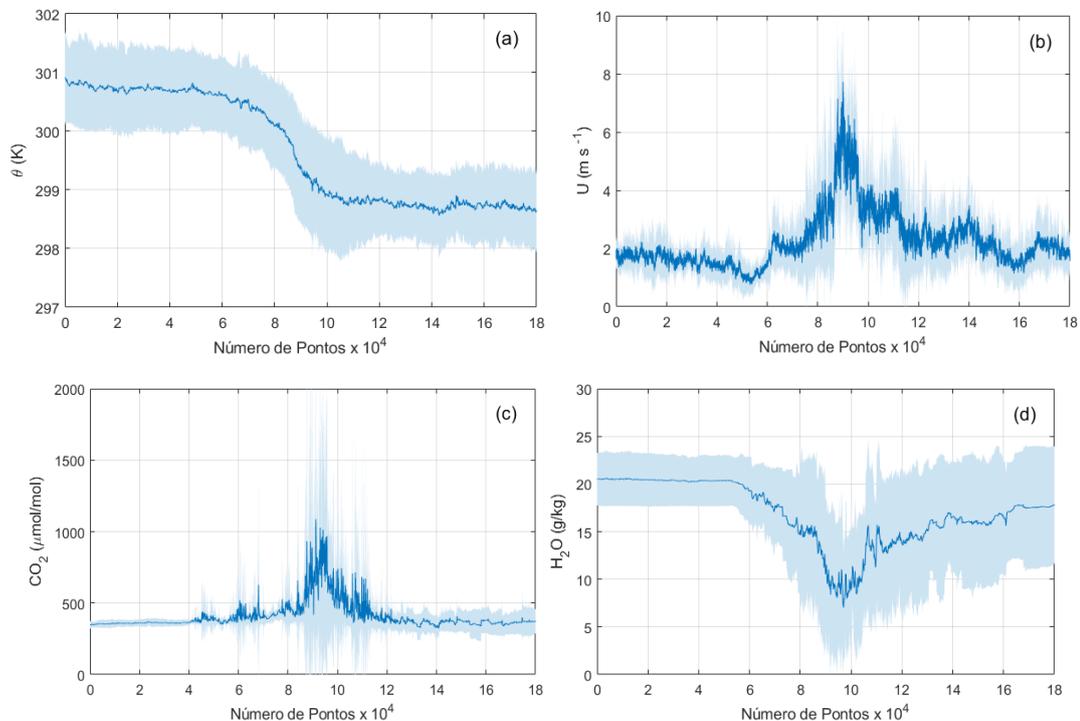


Figura 3.2. Para o sitio do CUIEIRAS são também verificadas variações bruscas e simultâneas, que surgem em ocasião da ocorrência de um FE na atmosfera tropical para nove dias analisados (estação chuvosa sendo 4 casos ocorridos em 2013 e 4 casos em 2014) nesta figura constam. (a) queda de temperatura, que em média foi de ≈ 2.6 K. (b) aumento simultâneo na velocidade do vento médio, (c) aumento na média da concentração de carbono e (d) redução nas médias da concentração de vapor d'água para o sitio de Cuieiras. Medidas a 48.2 metros no ano de 2013/2014. A região sombreada nas figuras refere-se ao desvio padrão da média.

Relação entre a ocorrência de

- **FE's e os regimes de turbulência forte na atmosfera tropical**

Este tópico refere-se à questão de como estes FE's estão relacionados aos regimes de turbulência propostos por Sun et al., (2012) e ao fato de que durante regimes de turbulência forte ocorre um aumento expressivo nos fluxos de escalares, como identificado por Dias-Júnior et al. (2017a).

A primeira observação importante para estes casos aqui analisados é que os resultados mostram uma tendência dos regimes de turbulência (de Sun et al., 2012) que se mantém para todos os casos identificados nos três sítios verificados. Em todos estes casos, os máximos de

velocidade horizontal do vento que correspondem ao ápice dos fenômenos extremos, localizam-se ao longo de uma segunda inclinação da reta representativa do regime de turbulência forte. Isso reforça a ideia de que “como na atmosfera tropical a velocidade do vento será mais baixa, os regimes e turbulência (realmente) fortes estão sempre associados a fenômenos de natureza extrema”. Esse valor limiar ao qual o FE estaria associado é em média ≈ 4.5 m/s e é relativamente simples observar que todos os pontos localizados no entorno da terceira inclinação correspondem aos máximos de vento das Figuras 3.4a, 3.5a e 3.6a (como mostrado na análise ponto a ponto em Farias 2017, p.152).

Quanto à existência ou não de relação entre os FE's e diagrama de turbulência para o CiMeLa temos:

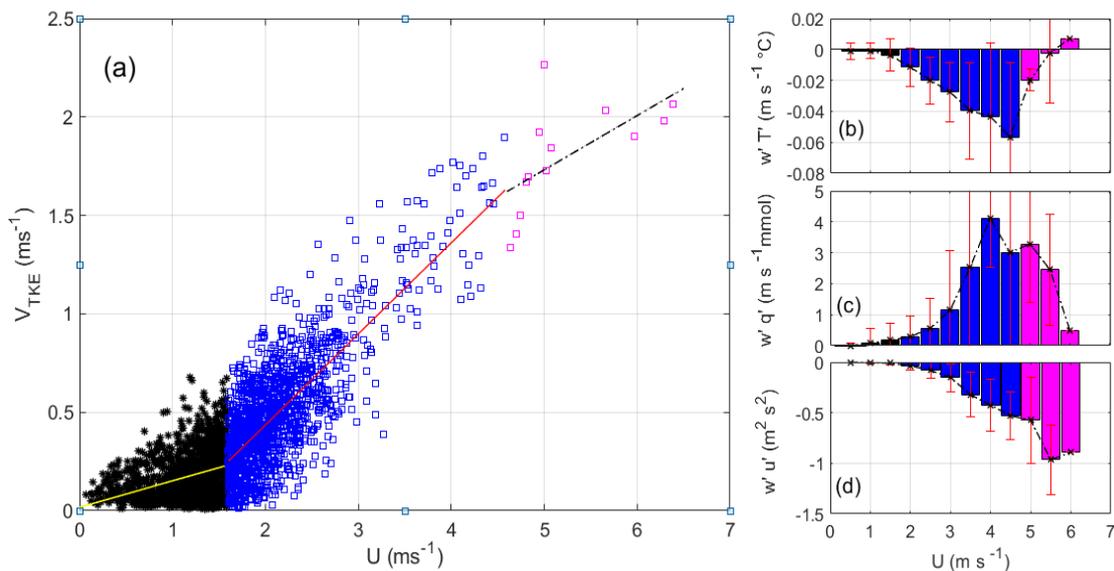


Figura 3.3. Estes resultados referem-se aos valores de velocidade do vento da Figura 3.1b em que constam: (a) diagrama de turbulência para a velocidade do vento horizontal medidos em que os pontos na cor “magenta” representam os máximos de velocidade do vento que surgem em ocasião do fenômeno extremo, (b) Covariância entre ($w' T'$), (c) covariância entre ($w' q'$) e (d) covariância entre ($w' u'$) correspondentes à média obtidas para cada faixa de 0.5 m/s do diagrama de Turbulência. Os resultados referem-se às medidas realizadas no sítio de Caxiuana à altura de 60 metros, em ocasião da realização do projeto CiMeLa no ano de 2003.

Agora a diagrama de turbulência associado aos eventos ocorridos no sitio do Cuieiras durante os anos de 2013 e 2014.

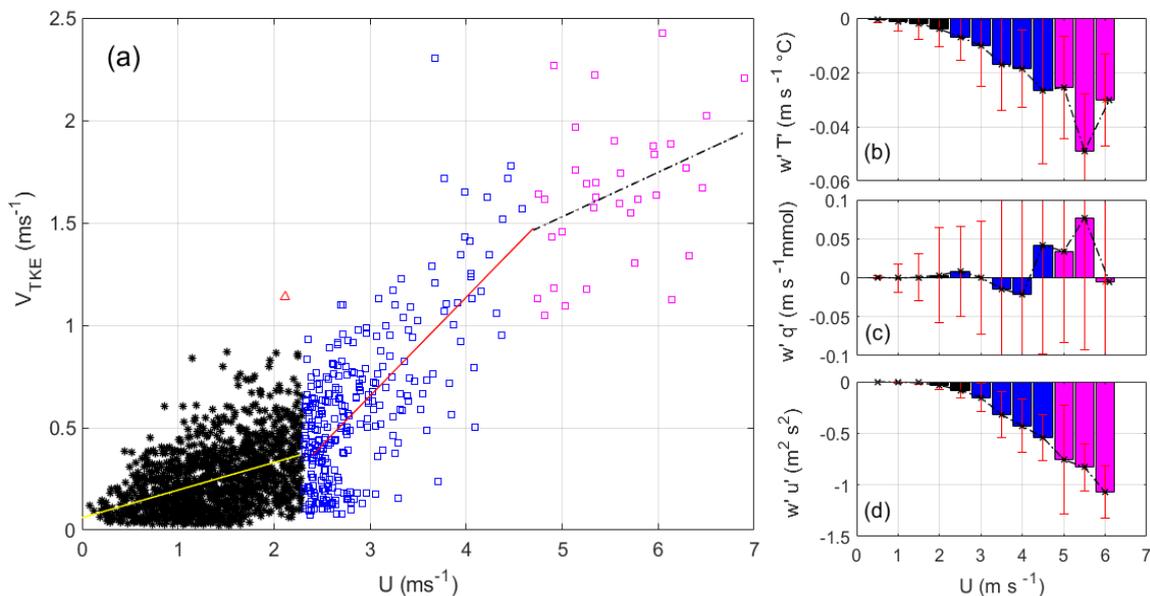


Figura 3.4. Estes resultados referem-se aos valores de velocidade do vento da Figura 3.2b em que constam: (a) diagrama de turbulência para a velocidade do vento horizontal medidos em que os pontos na cor “magenta” representam os máximos de velocidade do vento que surgem em ocasião do fenômeno extremo, (b) Covariância entre ($w' T'$), (c) covariância entre ($w' q'$) e (d) covariância entre ($w' u'$) correspondentes à média obtidas para cada faixa de 0.5 m/s do diagrama de Turbulência. Os resultados referem-se às medidas realizadas no sitio do CUIEIRAS na Torre K34, à altura de 48.2 metros no ano de 2013 e 2014

Outra observação importante é a de que os fluxos de escalares são de fato muito mais intensos durante os regimes de turbulência forte (para os sítios). Nesta análise é possível identificar a localização de um segundo limiar que ocorre à velocidades de $\approx 4,5$ m/s, os quais separam episódios dos regimes de “turbulência forte”, que são aqueles localizados no entorno da segunda reta de ajuste (ou regime 2 de Sun et al. 2012) daqueles que serão denominados de regimes de turbulência “muito forte” e que estão localizados no entorno de uma terceira reta e que representam sempre o valor máximo de um FE na velocidade do vento horizontal. Estas figuras guardam certas similaridades com o que foi encontrado por Mafra (2014) para a variabilidade de seus fluxos de CO₂ durante a estação úmida no sítio de Uatumã. Ressalte-se que Acevedo et al. (2015), utilizando dados do experimento FLOSSII, também encontraram situações em que foi possível detectar a existência de um segundo ponto de transição relativo à velocidade média do vento, ainda que com diferença substancial em seu significado físico comparativamente ao do aqui proposto.

Verificar se estas transições verificadas apresentam elementos precursoros de acordo com as proposições do Critical Slowing Down (CSD);

Considerando-se que existe um segundo limiar e que este é induzido pela presença de um FE, surge a possibilidade de que estes fenômenos possam, de alguma maneira, apresentar sinais de alerta precursoros à sua eclosão na atmosfera tropical. Para verificar essa possibilidade de existência destes sinais precursoros recorreu-se ao método utilizado por Dakos et al. (2008; 2012) o qual verifica estes elementos precursoros a partir de métodos de desaceleração crítica aplicado a sistemas ecológicos como os utilizados por Biggs et al (2009); Bestelmeyer et al. (2011) e no sistema Climático Global como utilizados por Lenton, (2011); Lenton et al. (2012). Aqui, pretende-se verificar se estes sinais precursoros podem ser identificados em transições associadas à dinâmica da atmosfera tropical, em condições estáveis, a partir da utilização de dados experimentais. Assim, todos os casos anteriormente apresentados e nos quais se identificou a presença de fenômenos extremos para os três sítios em estudo foram testados para uma possível ocorrência de CSD segundo as proposições de Dakos et al. (2008; 2012). Para estes testes utilizou-se a temperatura potencial como variável de estado. Tais resultados estão apresentados na forma de médias de ocorrências para os dois sítios estudados.

Sítio de Caxiuana: Projeto CiMeLa 2003

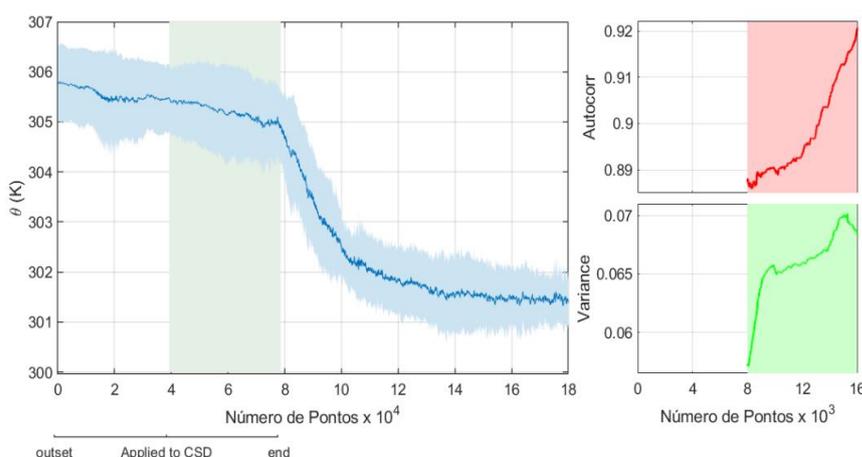


Figura 3.5. Valores médios de ocorrência de CSD para: (a) temperatura utilizada como variável de estado; (b) Tendência crescente da função autocorrelação e (c) tendência crescente da Variância para a média de 7 casos estudados no sítio de Caxiuana nos meses de novembro e dezembro de 2003.

Sítio do Cuieiras: Medidas contínuas e GoAmazon 2014/15

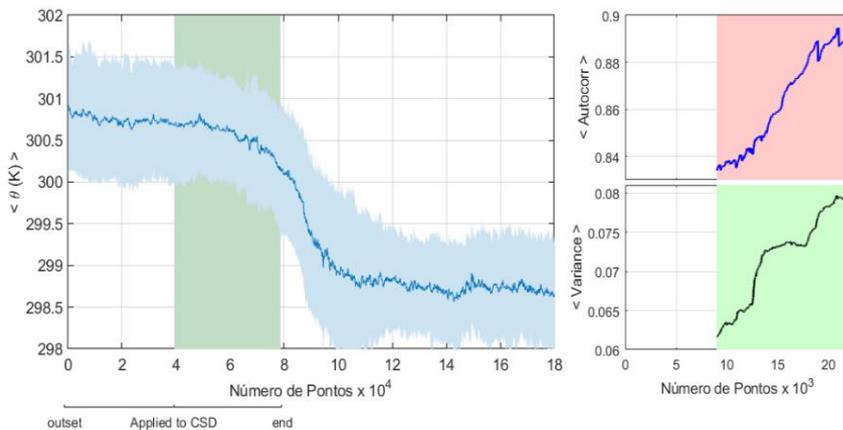


Figura 3.6. Valores médios de ocorrência de CSD para: (a) temperatura utilizada como variável de estado; (b) Tendência crescente da função autocorrelação e (c) tendência crescente da Variância para a média de 8 casos estudados no sítio do Cuieiras no ano de 2013 e 2014.

A Tabela 3.1 mostra os resultados da relação FE's/CSD. Neta pode-se verificar que apenas no sítio de Caxiuana foram identificadas dez ocorrências de FE's, dos quais sete apresentaram tendências consistentes para CSD. Os três casos em que não foram computados foram aqueles em que apenas a variância teve tendência crescente, com autocorrelação demonstrando, para os dois casos tendência decrescente. Estes casos podem ser classificados como “falsos positivos” e ocorrem quando uma transição é forçada, por exemplo, pelo aumento sistemático de ruído que leva a um aumento na variância, mas não na autocorrelação, o que não necessariamente configura uma transição crítica (Ditlevsen e Johnsen, 2010; Ashwin, 2012). Não se pode nesse momento definir uma razão específica para o fato de estes três casos não apresentarem as tendências esperadas para CSD. Estes, no entanto, apresentaram todas as características verificadas para os demais casos em que as tendências para CSD foram positivas.

É importante ainda verificar que para todos os casos analisados utilizou-se um comprimento padrão de 9×10^4 pontos (ou cerca de uma hora e meia) para os testes de CSD identificados como applied to CSD, assim, a possibilidade de que para estes três casos classificados como “falsos positivos” seja necessário um número maior de pontos para que os testes de CSD sejam positivamente verificados.

No entanto, para a maioria dos casos aqui analisados (87% dos casos) houveram aumentos simultâneos na função autocorrelação e variância, o que não extingue a necessidade de se obter um conjunto de dados associados com diferentes abordagens para determinar um sinal robusto de uma transição iminente (Dakos et al., 2012). Como exemplos promissores de abordagens que podem auxiliar nesse tipo de estudo mencionem-se as contribuições recentes

de Salvi et al. (2016), em processos biofísicos e de Medeiros et al. (2017) em processos envolvendo a existência de ciclos limite e de outras estruturas interessantes, detectáveis em espaços de fase, próximo de pontos de ruptura.

Tabela 3.1. Resultados da relação ente a ocorrência de FE's e a existência de CSD a estes associados para aos sítios experimentais e em três períodos distintos.

Para os dois sítios experimentais e em três períodos distintos.

Sítio	Ano	Número de FE's	CSD identificado
Caxiuana	2003	10	07
	2013	04	
Cuieiras	2014	04	08

Deve-se observar com atenção o fato de que em uma quantidade significativa de casos a função autocorrelação associada em cada análise já é bastante elevada, mas que em média essa tendência pode ser considerada bastante satisfatória para os sítios analisados. A mesma quantidade de testes (vinte e três) foram realizados visando identificar “falsos positivos” em que as tendências de aumentos da função autocorrelação e da variância podem acontecer sem necessariamente haver uma transição iminente. No entanto, em nenhum dos casos foi verificado um “falso positivo”.

Outra questão relevante que é destacada por Dakos et al. (2008; 2012) é que aumentos significativos nos indicadores ocorrem uma única vez por mudança de regime e são visíveis apenas depois de a mudança ter-se iniciado. Por isso, na maioria dos casos, os sinais de alerta precoce não serão observáveis a tempo de uma intervenção no sentido de evitar que a transição ocorra (Dakos et al., 2008; Scheffer et al., 2009; 2012; Biggs et al., 2009; Dakos et al., 2012).

Ressalte-se ainda o fato de que os autores apontam como uma importante limitação do método o fato de que a desaceleração crítica (CSD) só ocorrerá “se o sistema estiver se movendo gradualmente em direção ao limiar de transição” (Dakos et al., 2008; 2012). No entanto, embora os casos como os aqui estudados estejam associados a uma transição brusca em que a perda de resiliência do sistema se daria em curtos intervalos de tempo, acredita-se que a alta frequência das medições (10, 16 e 20 Hz) aqui utilizadas poderia identificar uma “perda gradual de resiliência” ainda que esta ocorra em intervalos de tempo muito curtos. Além disso, a

amostragem de alta frequência às quais se tem acesso, supera a limitação de amostragem ou resolução insuficiente de dados empíricos à que se refere Dakos et al. (2012). Trata-se aqui de uma tentativa de verificar os sinais de alerta precoce a dados reais medidos acima de floresta aplicando-se os métodos de CSD já utilizados em sistemas ecológicos (Biggs et al. 2009) e climáticos (Dakos et al. 2008; Lenton 2011; Lenton et al. 2012) entre outros. Assim, considera-se que esta análise de aplicabilidade para transições rápidas possa ser verificada para casos acima de floresta tropical.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Investigaram-se fenômenos atmosféricos extremos nos quais transições noturnas de regimes de turbulência fraca a forte sobre a floresta amazônica foi registrada. Os resultados mostram que os regimes de turbulência noturna acima da floresta amazônica podem ser divididos em duas sub-regiões:

(i) Turbulência forte que ocorre naturalmente e que não está associada à ocorrência de um fenômeno extremo, mas que apresenta uma mudança brusca na relação $V_{TKE} \times$ Velocidade do vento;

(ii) A ocorrência de regime de Turbulência muito forte, com ocorrência de velocidade média do vento sempre acima dos 4.5 ms⁻¹ aparentemente estão (de acordo com estes resultados) sempre associadas à ocorrência de um FE na atmosfera tropical;

(iii) O aumento substancial nos fluxos de escalares também guarda relação com a ocorrência de FE's na atmosfera tropical;

(iv) Salvo três casos, ocorridos particularmente no sítio de Caxiuanã, a transição entre os regimes de turbulência associados à ocorrência de um FE, podem estar associados e um ponto de inflexão e é antecipada por uma desaceleração crítica do sistema.

As análises e os resultados apresentados neste estudo podem ser aplicados para investigar as influências das rápidas mudanças nas variáveis do estado atmosférico nas variações espaço-temporais e reações de gases reativos.

AGRADECIMENTOS

The authors acknowledge the financial support for field studies from the U.S. Department of Energy (grant SC0011075), from Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas (Fapeam), and from FAPESP (Process number 2013/50529-8). We acknowledge the support from the Central Office of the Large Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA), the Instituto Nacional de Pesquisas da Amazonia (INPA). The authors is thankful to Universidade do Estado do Amazonas for financial support [Csproj 53994; 54140 e 43097]

REFERÊNCIAS

Acevedo, O. C., L. Mahrt, F. S. Puhales, F. D. Costa, L. E. Medeiros, and G. A. Degrazia, 2016: Contrasting structures between the decoupled and coupled states of the stable boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142 (695), 693–702, doi:10.1002/qj.2693.

Andreae, M. O., and Coauthors, 2015: The amazon tall tower observatory (atto): overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosols. *Atmos. Chem. Phys.*, 15 (18), 10 723–10 776, doi:10.5194/acp-15-10723-2015.

Ashwin, P., Wieczorek, S., Vitolo, R., & Cox, P. (2012). Tipping points in open systems: bifurcation, noise-induced and rate-dependent examples in the climate system. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 370(1962), 1166-1184.

Bestelmeyer, B. T., and Coauthors, 2011: Analysis of abrupt transitions in ecological systems. *Ecosphere*, 2 (12), 1–26, doi:10.1890/ES11-00216.1, art129.

Betts, A. K., L. V. Gatti, A. M. Cordova, M. A. F. Silva Dias, and J. D. Fuentes, 2002: Transport of ozone to the surface by convective downdrafts at night. *J. Geophys. Res.*, 107 (D20), LBA 13–1–LBA 13–6, doi:10.1029/2000JD000158, 8046.

Betts, A. K., Fisch, G., Von Randow, C., Silva Dias, M. A. F., Cohen, J. C. P., Da Silva, R., & Fitzjarrald, D. R. (2009). The Amazonian boundary layer and mesoscale circulations. *Amazonia and Global Change*, 163-181.

Biggs, R., S. R. Carpenter, and W. A. Brock, 2009: Turning back from the brink: Detecting an impending regime shift in time to avert it. *Proc. Natl. Acad. Sci. (USA)*, 106 (3), 826–83, doi: 10.1073/pnas.0811729106.

Costantino, L., and P. Heinrich, 2014: Tropical deep convection and density current signature in surface pressure: comparison between wrf model simulations and infrasound measurements. *Atmos. Chem. Phys.*, 14 (6), 3113–3132, doi:10.5194/acp-14-3113-2014.

Dakos, V., M. Scheffer, E. H. van Nes, V. Brovkin, V. Petoukhov, and H. Held, 2008: Slowing down as an early warning signal for abrupt climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci. (USA)*, 105 (38), 14 308–14 312, doi:10.1073/pnas.0802430105.

Dakos, V., and Coauthors, 2012: Methods for detecting early warnings of critical transitions in time series illustrated using simulated ecological data. *PloS one*, 7 (7), e41 010.

Dias-Júnior, C. Q., L. D. Sa', E. P. M. Filho, R. A. Santana, M. Mauder, and A. O. Manzi, 2017a: Turbulence regimes in the stable boundary layer above and within the amazon forest. *Agric. For. Meteorol.*, 233, 122 –132, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.11.001>.

Dias-Júnior, C. Q., N. L. Dias, J. Fuentes, and M. Chamecki, 2017b: Convective storms and nonclassical low-level jets during high ozone level episodes in the amazon region: an arm/goamazon case study. *Atmos. Environ.*, n/a (n/a), n/a–n/a, doi:n/a, article accepted for publication.

Ditlevsen, P. D., and S. J. Johnsen, 2010: Tipping points: Early warning and wishful thinking. *Geophys. Res. Lett.*, 37 (19), n/a–n/a, doi:10.1029/2010GL044486, 119703.

Fuentes, J. D., and Coauthors, 2016: Linking meteorology, turbulence, and air chemistry in the amazon rain forest. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 97 (12), 2329–2342, doi:10.1175/BAMS-D-15-00152.1.

Gerken, T., and Coauthors, 2016: Downward transport of ozone rich air and implications for atmospheric chemistry in the amazon rainforest. *Atmos. Environ.*, 124, Part A, 64 – 76, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2015.11.014>.

Ghil, M., and Coauthors, 2011: Extreme events: dynamics, statistics and prediction. *Nonlinear Proc. Geoph.*, 18 (3), 295–350, doi:10.5194/np-18-295-2011.

Held, H., and T. Kleinen, 2004: Detection of climate system bifurcations by degenerate finger printing. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (23), n/a–n/a, doi:10.1029/2004GL020972, 123207.

Kleinen, T., H. Held, and G. Petschel-Held, 2003: The potential role of spectral properties in detecting thresholds in the earth system: application to the thermohaline circulation. *Ocean Dyn.*, 53 (2), 53–63, doi:10.1007/s10236-002-0023-6.

Lenton, T. M. (2011). Early warning of climate tipping points. *Nature Climate Change*, 1(4), 201-209.

Lenton, T. M., V. N. Livina, V. Dakos, E. H. van Nes, and M. Scheffer, 2012: Early warning of climate tipping points from critical slowing down: comparing methods to improve robustness. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 370 (1662), 1185–1204, doi:10.1098/rsta.2011.0304.

Martins, H. S., L. D. Sá, and O. L. Moraes, 2013: Low level jets in the pantanal wetland nocturnal boundary layer—case studies. *Am. J. Environ. Eng.*, 3 (1), 32–47.

Salvi, J. D., Maoiléidigh, D. Ó., & Hudspeth, A. J. (2016). Identification of bifurcations from observations of noisy biological oscillators. *Biophysical Journal*, 111(4), 798-812.

Sornette, D., 2002: Predictability of catastrophic events: Material rupture, earthquakes, turbulence, financial crashes, and human birth. *Proc. Natl. Acad. Sci. (USA)*, 99 (suppl 1), 2522–2529, doi:10.1073/pnas.022581999.

Sun, J., L. Mahrt, R. M. Banta, and Y. L. Pichugina, 2012: Turbulence regimes and turbulence intermittency in the stable boundary layer during cases-99. *J. Atmos. Sci.*, 69 (1), 338–351, doi:10.1175/JAS-D-11-082.1.

Sun, J., L. Mahrt, C. Nappo, and D. H. Lenschow, 2015: Wind and temperature oscillations generated by wave-turbulence interactions in the stably stratified boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 72 (4), 1484–1503, doi:10.1175/JAS-D-14-0129.1.

Scheffer, M., Bascompte, J., Brock, W. A., Brovkin, V., Carpenter, S. R., Dakos, V., ... & Sugihara, G. (2009). Early-warning signals for critical transitions. *Nature*, 461(7260), 53-59.

Scheffer, M., Carpenter, S. R., Lenton, T. M., Bascompte, J., Brock, W., Dakos, V., ... & Pascual, M. (2012). Anticipating critical transitions. *science*, 338(6105), 344-348.

Van de Wiel, B., A. Moene, O. Hartogensis, H. De Bruin, and A. Holtslag, 2003: Intermittent turbulence in the stable boundary layer over land. part iii: A classification for observations during cases-99. *J. Atmos. Sci.*, 60 (20), 2509–2522.

van Hooijdonk, I. G. S., A. F. Moene, M. Scheffer, H. J. H. Clercx, and B. J. H. van de Wiel, 2017: Early warning signals for regime transition in the stable boundary layer: A model study. *Boundary-Layer Meteorol.*, 162 (2), 283–306, doi:10.1007/s10546-016-0199-9.

Verbesselt, J., N. Umlauf, M. Hirota, M. Holmgren, E. H. Van Nes, M. Herold, A. Zeileis, and M. Scheffer, 2016: Remotely sensed resilience of tropical forests. *Nat. Clim. Change*, 6 (11), 1028–1031.

Vickers, D., and L. Mahrt, 1997: Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 14 (3), 512–526, doi:10.1175/1520-0426(1997)014h0512:QCAFSPi2.0.CO;2.

Wakimoto, R. M., 1982: The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with doppler radar and rawinsonde data. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (8), 1060–1082, doi:10.1175/1520-0493(1982)110h1060:TLCOTGi2.0.CO;2.

Wang, J., and Coauthors, 2016: Amazon boundary layer aerosol concentration sustained by vertical transport during rainfall. *Nature*, 539 (7629), 416–419.

Williamson, M. S., S. Bathiany, and T. M. Lenton, 2016: Early warning signals of tipping points in periodically forced systems. *Earth Syst. Dynam.*, 7 (2), 313–326, doi:10.5194/esd-7-313-2016.

Zipser, E. J., Liu, C., Cecil, D. J., Nesbitt, S. W., & Yorty, D. P. (2006). Where are the most intense thunderstorms on Earth?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(8), 1057-1071.