



METEOROLOGIA EM TÓPICOS

VOLUME 3

ORGANIZADORES:
ANDRÉ BECKER NUNES
GLAUBER LOPES MARIANO

Meteorologia em tópicos – volume 3

**Meteorologia em tópicos:
Volume 3**

1ª Edição

Organizadores:

André Becker Nunes

Glauber Lopes Mariano

Pelotas-RS – Fevereiro de 2016

DR LTDA

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação:

M589 Meteorologia em Tópicos: volume 3 /

Organizado por André Becker Nunes e
Glauber Lopes Mariano. – Pelotas: Clube dos
Autores, 2016.

287p.: il. color.

Vários autores/colaboradores

ISBN 978-85-68891-01-8

Meteorologia em tópicos:

Volume 3

1ª Edição

Organizadores:

André Becker Nunes e
Glauber Lopes Mariano

Autores /colaboradores:

Ana Carolina Cavalcante de Lima
Carina Klug Padilha Reinke
Djane Fonseca da Silva
Edwans Silva Cordeiro
Geórgenes Hilário Cavalcante Segundo
Iuri Moreira Costa
Lucas Carvalho Vieira Cavalcante

Meteorologia em tópicos – volume 3

Luciana Cardoso Neta

Natalia Fedorova

Roseli Gueths Gomes

Simone Maria Strieder

Stefane Fonseca Freitas

Thaise Gomes da Silva

Vladimir Levit

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO..... 7

CAPÍTULO 1 – Desastres naturais: Tema atual e necessário 9

Iuri Moreira Costa

Djane Fonseca da Silva

CAPÍTULO 2 – Método de previsão de trovoadas no Nordeste Brasileiro 79

Vladimir Levit

Edwans Silva Cordeiro

Lucas Carvalho Vieira Cavalcante

CAPÍTULO 3 – Vórtice Ciclônico de Médios Níveis e sua influência no tempo do Nordeste Brasileiro 133

Natalia Fedorova

Thaise Gomes da Silva

CAPÍTULO 4 – Teoria e métodos de observação de parâmetros oceanográficos..... 179

Geórgenes Hilário Cavalcante Segundo

Ana Carolina Cavalcante de Lima

CAPÍTULO 5 – Precipitação em superfície e atividade elétrica atmosférica em estados da região Sudeste do Brasil 225

Roseli Gueths Gomes

Luciana Cardoso Neta

Stefane Fonseca Freitas

Simone Maria Strieder

Carina Klug Padilha Reinke

Sobre os autores 279

APRESENTAÇÃO

A literatura científica que aborda a Meteorologia e Ciências Atmosféricas é constituída, quase na sua totalidade, por bibliografias estrangeiras. Mesmo no meio acadêmico brasileiro, é a literatura internacional que claramente prevalece. Isto é esperado, ainda mais com relação aos livros conceituais, haja vista que a gênese da ciência atmosférica moderna se encontra na Europa e EUA. Contudo, também é esperado que o corpo científico brasileiro venha a contribuir cada vez mais na bibliografia universal - e não somente contribuindo com assuntos específicos ou aplicados ao nosso país.

É indiscutível a necessidade do aluno em aprender a língua inglesa para o seu futuro profissional, entretanto, visando os alunos ingressantes do curso, entende-se que o papel fundamental de um livro é primeiramente cativar o leitor no assunto, introduzi-lo na ciência, fazer-se ambientar-se com os termos técnicos, além de exercer na natureza que o cerca o olhar crítico e científico. Este deve ser o objetivo de qualquer livro acadêmico, e é o que tentam os autores presentes neste volume, entendendo que tal objetivo pode ser mais rapidamente alcançado se tamanho conhecimento estiver na língua natal do leitor. Uma vez o aluno estando em sintonia com o ambiente científico e meteorológico, estará apto a

expandir seus conhecimentos com bibliografias mais técnicas – internacionais ou não.

Diferente do volume I, cujo tema único era Poluição Atmosférica, aqui são discutidos temas de diversas áreas ao longo de cinco capítulos, como por exemplo meteorologia de mesoescala, agrometeorologia, física da radiação atmosférica, assimilação de dados, modelagem em micrometeorologia e poluição urbana. Trata-se, portanto, de uma obra abrangente, sem deixar de lado o ponto crucial da série que é ser didática – o que pode ser verificado nas discussões de revisão bibliográfica, conceitos básicos, novas tecnologias e até na apresentação de resultados de pesquisas dos autores.

Que venham os próximos volumes.

Professor Dr. André Becker Nunes
Faculdade de Meteorologia
Universidade Federal de Pelotas

CAPÍTULO 1

DESASTRES NATURAIS: TEMA ATUAL E NECESSÁRIO

Iuri Moreira Costa
Djane Fonseca da Silva

1.1 Introdução

Segundo Castro (1998), desastre é definido como o resultado de eventos adversos, naturais ou provocados pelo homem, sobre um ecossistema (vulnerável), causando danos humanos, materiais e/ou ambientais e consequentes prejuízos econômicos e sociais. Aqui nota-se que o termo “adverso” significa hostil, inimigo, contrário, aquele que traz infortúnio e infelicidade.

Os desastres naturais podem ser provocados por diversos fenômenos, tais como, inundações, escorregamentos, erosão, terremotos, tornados, furacões, tempestades, estiagem, entre outros (SCHEUREN et al., 2008). Além da intensidade dos fenômenos naturais, o acelerado processo de urbanização verificado nas últimas décadas, em várias partes do mundo, inclusive no Brasil, levou ao crescimento das cidades, muitas vezes, em áreas impróprias

à ocupação, aumentando as situações de perigo e de risco aos desastres naturais.

Esse acelerado processo de urbanização, segundo Nobre (2010) resultou no aumento de número de dias e noites quentes e na diminuição do número de dias e noites frias, em escala global (Figura 1).

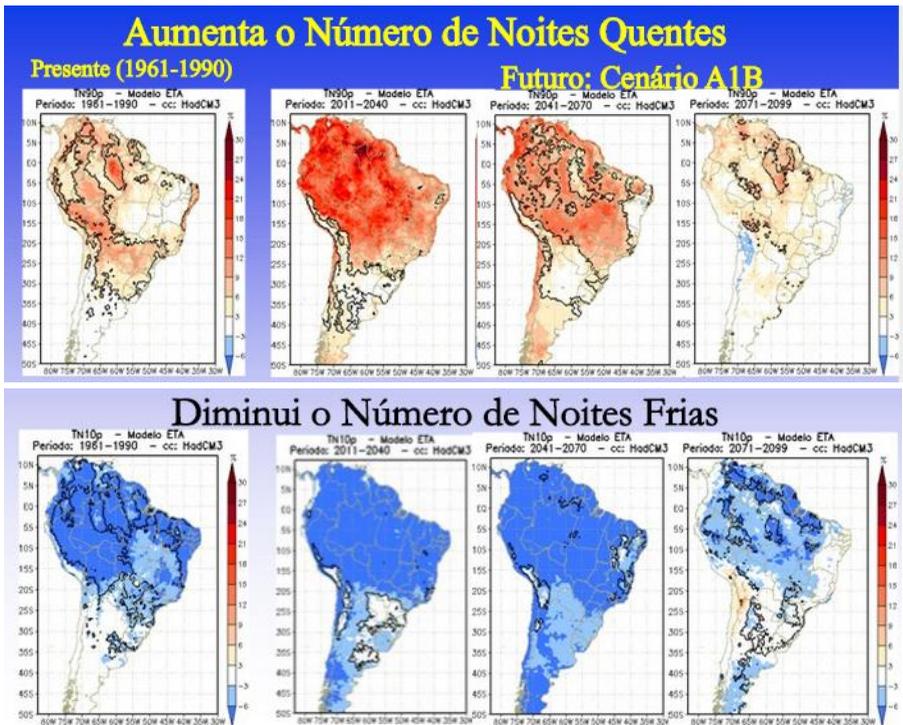


Figura 1. Painéis sobre aumento de dias e noites quentes e diminuição do número de dias e noites frias.

Fonte: Nobre (2010)

Na maioria das regiões do planeta para as quais há dados suficientes, mas não em todas, observa-se que o número e a duração das ondas de calor aumentaram. Houve aumento estatisticamente significativo do número de chuvas fortes em algumas regiões do mundo e é provável que a frequência de chuvas torrenciais como uma proporção do total de chuvas aumente ao longo do século em várias áreas do globo. As velocidades médias máximas dos ciclones tropicais, a intensidade e tamanho dos furacões, tufões e ciclones também devem aumentar, embora seu número tenda a ficar mais ou menos constante (NOBRE, 2010).

Estudos analisados pelo IPCC, o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas, da Organização das Nações Unidas (ONU), baseados em evidências de observações coletadas, registraram essas e outras mudanças no clima e no tempo da Terra e foram relatadas no relatório do IPCC (2007). Esses resultados também estão no Sumário Executivo do Relatório Especial sobre Gerenciamento de Riscos de Eventos Extremos e Desastres para Promover a Adaptação à Mudança Climática (SREX). Esses estudos detectaram, além de mais calor diário e noturno e chuvas intensas, aumento das secas e de águas costeiras extremamente altas por causa do aumento médio do nível do mar (Figura 2).

Algumas regiões do mundo têm experimentado secas mais intensas e mais longas. Esse fato está mais bem documentado no sul da Europa e na África Ocidental. Na parte central da América do Norte e no noroeste da Austrália, os

dados indicam secas menos intensas ou menos extensas (IPCC, 2007).

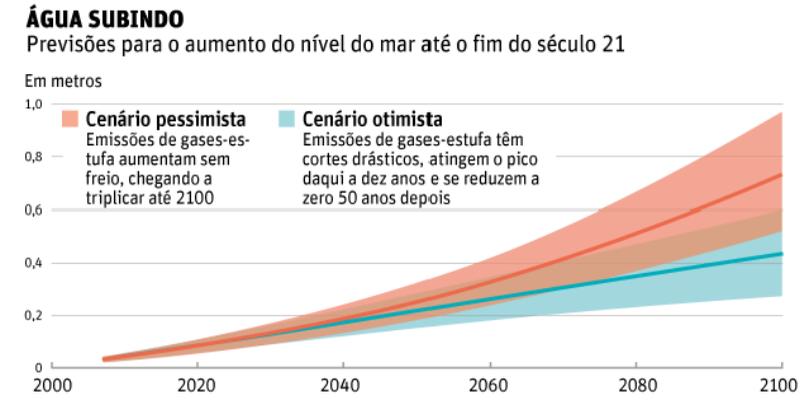


Figura 2. Previsões para o aumento do nível do mar até o fim do século 21.

Fonte: IPCC AR5 WGI (IPCC, 2007).

Os cientistas reunidos pela ONU, na Convenção-quadro das Nações Unidas sobre Mudanças do Clima (UNFCCC), alertam para o fato de que a elevação do risco de desastres associados à mudança climática deve ser incorporada aos planos e políticas públicas de todos os países. Ações de mitigação (redução de emissões de gases estufa) e adaptação à mudança climática já em curso podem ser complementares e contribuir, em conjunto, para reduzir os riscos. Os cientistas chamam atenção para o fato de que políticas governamentais e estratégias de desenvolvimento

têm papel crítico na determinação do risco de desastres, que pode aumentar por causa das falhas de políticas e de insuficiências no processo de desenvolvimento.

1.2 Desastres Naturais

A intensidade de um desastre depende da interação entre a magnitude do evento adverso e o grau de vulnerabilidade do sistema receptor afetado (CASTRO, 2003). Desastres naturais (Figura 3) podem ser definidos como o resultado do impacto de fenômenos naturais extremos ou intensos sobre um sistema social, causando sérios danos e prejuízos que excede a capacidade da comunidade ou da sociedade atingida em conviver com o impacto (TOBIN e MONTZ,1997; MARCELINO, 2008).

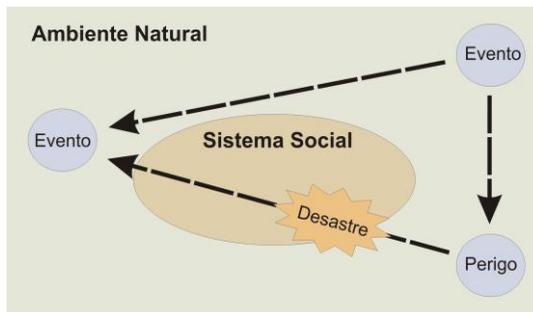


Figura 3. Relação entre evento e desastres de origem natural.

Fonte: CASTRO, 2003

Para Tobin e Montz (1997) os desastres são conceituados como o resultado de eventos adversos que causam grandes impactos na sociedade, sendo distinguidos principalmente em função de sua origem, isto é, da natureza do fenômeno que o desencadeia.

Degradação ambiental, desmatamento, ocupação inadequada das costas, urbanização rápida e sem planejamento em áreas de risco, falhas de governança e a escassez de oportunidades para os mais pobres podem elevar fortemente a probabilidade de que eventos climáticos extremos se transformem em desastres.

A vulnerabilidade das populações está diretamente associada às desigualdades entre países e dentro dos países. Para Castro (2003), “As desigualdades influenciam a capacidade local de enfrentar e se adaptar e impõem desafios adicionais de gestão de risco de desastres e adaptação à mudança climática do plano local ao nacional”. Os cientistas recomendam, também, que a recuperação e reconstrução pós-desastres sejam usadas como oportunidades para reduzir o risco climático e aumentar a capacidade de adaptação (CASTRO, 2003).

Alguns estudos (como os vários já citados) indicam que nas últimas décadas têm-se presenciado um aumento considerável não só na frequência e intensidade, mas também nos danos e prejuízos causados pelos desastres naturais. Esse aumento pode estar diretamente vinculado às mudanças climáticas globais e, de acordo, com relatório do IPCC, lançado em fevereiro de 2007, ocorrerá um aumento das

precipitações nas regiões sul e sudeste e um agravamento da seca nas regiões norte e nordeste do Brasil.

No entanto, diversas áreas do globo já estão sendo seriamente impactadas pelos desastres naturais, como a região sul brasileira, principalmente para aqueles disparados por fenômenos atmosféricos extremos, representados em sua maioria pelas tempestades severas. Atualmente é praticamente impossível erradicar tais fenômenos. Pode-se até mesmo afirmar que a sociedade nunca alcançará tal êxito, visto que as tempestades fazem parte da geodinâmica terrestre, sendo responsáveis pela formação do relevo, manutenção dos ecossistemas, abastecimento das fontes hídricas naturais, entre outros (SREX, 2011).

A Defesa Civil no Brasil, obedecendo às normativas da Política Nacional de Defesa Civil, classifica os desastres como naturais, humanos e mistos (CASTRO, 2003). Basicamente, a diferença nessa conceituação está na participação direta ou não do homem. Portanto, para simplificar a análise, os desastres podem ser distinguidos como humanos e naturais.

Utilizando os dados de desastres do banco global EM-DAT (Emergency Events Database), para o período 1900-2006, o continente que apresentou o maior número de registros foi o asiático, com 3.699 registros, seguido pelo americano, com 2.416 registros (EM-DAT, 2007) (Figura 4).

Destaca-se também que, em todo o mundo, os tipos de desastres que mais ocorreram foram às inundações (35%) e as tempestades (31%). Portanto, aproximadamente 66% dos

desastres naturais ocorridos no mundo estão vinculados às instabilidades atmosféricas severas.

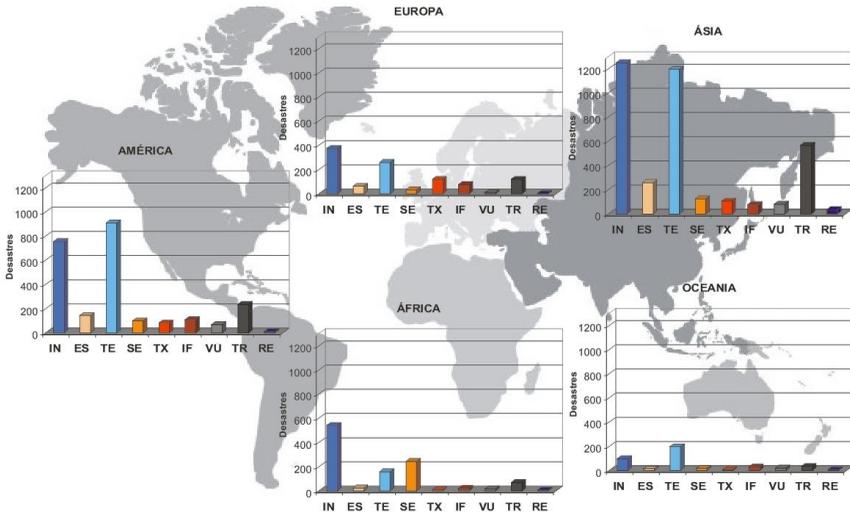


Figura 4. Distribuição por continente dos desastres naturais ocorridos no globo (1900-2006). Legenda: IN – Inundação, ES – Escorregamento, TE – Tempestade, SE – Seca, TX – Temperatura Extrema, IF – Incêndio Florestal, VU – Vulcanismo, TR – Terremoto e RE – Ressaca.

Fonte: CEMADEN, 2013

Além disso, convém citar que a grande maioria dos desastres (mais de 70%) ocorreu em países em desenvolvimento (EM-DAT, 2007). Estes dados refletem as próprias condições socioeconômicas desses países, como o elevado adensamento populacional nas áreas de risco, a falta

de planejamento urbano e de investimentos na saúde e educação, entre outros fatores, que aumentam consideravelmente a vulnerabilidade das comunidades expostas aos perigos naturais (ALEXANDER, 1997). Estes são fatores que tem contribuído para elevar o número de vítimas fatais nos países em desenvolvimento. Tanto que, do total de mortes por decorrência dos desastres naturais, mais de 95% ocorreram nos países considerados mais pobres (ALEXANDER, 1997; TOBIN e MONTZ, 1997).

Nos EUA, por exemplo, conforme dados do EM-DAT (2007), ocorreram 150 registros de desastres no período 1900-2006. Do total ocorrido, 84% foram computados a partir da década de 1970, demonstrando um aumento considerável de desastres nas últimas décadas. Como consequência, foram contabilizados 8.183 vítimas fatais e um prejuízo de aproximadamente 10 bilhões de dólares. Os tipos de desastres mais frequentes foram as inundações, representadas pelas graduais e bruscas, com 59% dos registros, seguidas pelos escorregamentos (14%).

A maioria dos desastres no Brasil (mais de 80%) está associada às instabilidades atmosféricas severas, que são responsáveis pelo desencadeamento de inundações, vendavais, tornados, granizos e escorregamentos (Figura 5). Com exceção das inundações graduais, são fenômenos súbitos e violentos que causam grande mortandade e destruição, pois não há tempo para as pessoas procurarem abrigos ou salvarem parte dos bens existentes em suas casas.

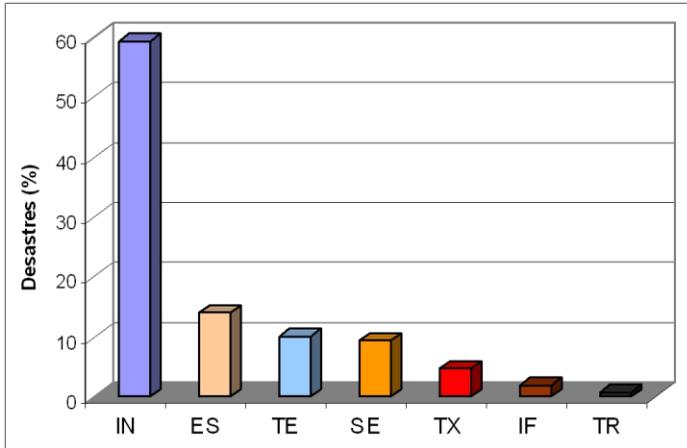


Figura 5. Tipos de desastres naturais ocorridos no Brasil (1900-2006). Legenda: IN – Inundação, ES – Escorregamento, TE – Tempestades, SE – Seca, TX – Temperatura Extrema, IF – Incêndio Florestal e TR – Terremoto

Fonte: CEMADEN, 2013

Com relação à distribuição espacial, mais de 60% dos casos ocorreram nas regiões Sudeste e Sul, mas o Nordeste do Brasil fica em 2º lugar nesse ranking (Figura 6).

White (1974) propôs cinco itens para estudo de desastres naturais: (1) estimar a área ocupada pelo ser humano nas áreas de perigo; (2) determinar a faixa de ajuste possível contra eventos extremos; (3) examinar como a população percebe os desastres naturais; (4) examinar os processos de seleção de medidas adequadas; e (5) estimar os efeitos da política sobre essas medidas. Além desses cinco

itens, Hewitt (1983) adicionou mais um item, isto é, entender como aspectos socioeconômicos da sociedade contribuem à geração de desastres.

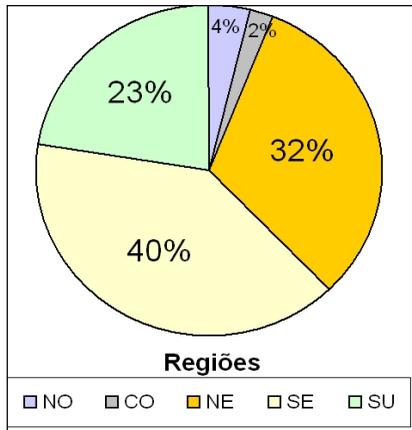


Figura 6. Distribuição das ocorrências de desastres naturais no Brasil (1900-2006). Legenda: NO – Norte, CO – Centro Oeste, NE – Nordeste, SE – Sudeste, SU – Sul

Fonte: CEMADEN, 2013

Para as pesquisas científicas, Burton et al. (1978) sugeriram sete parâmetros relacionados aos eventos naturais que estão diretamente vinculados aos desastres naturais: magnitude (alta – baixa); frequência (frequente – rara); duração (longa – curta); extensão areal (ampla – limitada); velocidade de ataque (rápida – lenta); dispersão espacial (difusa – concentrada); espaço temporal (regular – irregular).

Entretanto, ressalta-se que os desastres naturais também possuem aspectos positivos e negativos. Silva et al. (2003) e Sidle et al. (2004) comentaram que fenômenos naturais responsáveis pelos desastres podem oferecer algumas vantagens. Por exemplo, o rio que inunda é perigoso, mas fornece água, sedimento e nutrientes. Assim, o perigo tem sido observado como aspecto ocasionalmente desvantajoso, podendo às vezes ser beneficente à atividade humana variando conforme escala temporal.

Com relação à classificação, os desastres podem ser diferenciados entre si quanto à intensidade, a evolução, a origem e a duração. As primeiras três classificações são descritas com base em Castro (1999):

a) Intensidade

Segundo Castro (1999), os níveis I e II são desastres facilmente superáveis, não havendo necessidade de recursos proveniente do estado ou da união. O nível III significa que a situação de funcionalidade pode ser restabelecida com os recursos locais, desde que complementados com recursos estaduais e federais. Neste nível, o município declara Situação de Emergência (SE). O nível IV significa que o desastre não é superável pelos municípios, mesmo quando bem informados e preparados. Nesta situação, ocorre a decretação do Estado de Calamidade Pública (ECP). Quando o município necessita de apoio do governo estadual ou federal, o município tem que preencher o formulário AVADAN (Avaliação de Danos) e o envia com os demais documentos exigidos à Defesa Civil

Estadual que homologa ou não a situação decretada pelo município. O preenchimento do formulário AVADAN é o registro oficial de desastres no Brasil.

De acordo com a Secretaria Nacional de Defesa Civil (SEDEC), os desastres súbitos (agudos) geralmente caracterizam a situação de emergência e até o estado de calamidade pública, enquanto os desastres graduais (crônicos) não justificam na maioria dos casos a decretação, pois sua evolução permite realizar uma preparação e resposta ao desastre, o que pode reduzir os danos e prejuízos.

Analisando os formulários AVADANs preenchidos em Santa Catarina no período de 1980 – 2000, Herrmann (2001) caracterizou espacialmente e temporalmente os desastres naturais para o Estado catarinense (Figura 7). Esse trabalho contribuiu efetivamente com os órgãos governamentais no planejamento e gerenciamento das atividades de prevenção e mitigação de desastres naturais.

Caso os desastres naturais dos níveis I e II apresentem frequências semelhantes às dos níveis III e IV ou pelo menos a mesma proporção, não haverá problema na caracterização. Entretanto, pode ocorrer uma situação onde um município sofre com bastante frequência desastres naturais do nível I, mas não possui nenhuma experiência com nível III. Neste caso, em termos de percepção, esse município poderá ser considerado como município seguro, entretanto, não sendo (Figura 8).



Figura 7. Santa Catarina registra 13% dos casos de desastres naturais do país.

Fonte: Correio Lageano (2014)

b) Evolução

Segundo Castro (1999) há três tipos de desastres relacionados à evolução. Os desastres **súbitos** são aqueles que se caracterizam pela rápida velocidade com que o processo evolui, por exemplo, as inundações bruscas e os tornados. Ao contrário do anterior, os **graduais** caracterizam-se por evoluírem em etapas de agravamento progressivo, como as inundações graduais e as secas. O outro tipo é a **Somação de efeitos parciais**, que se caracterizam pela ocorrência de numerosos acidentes semelhantes, cujos impactos, quando somados, definem um desastre de grande proporção. Por exemplo, acidentes de trânsito e de trabalho.

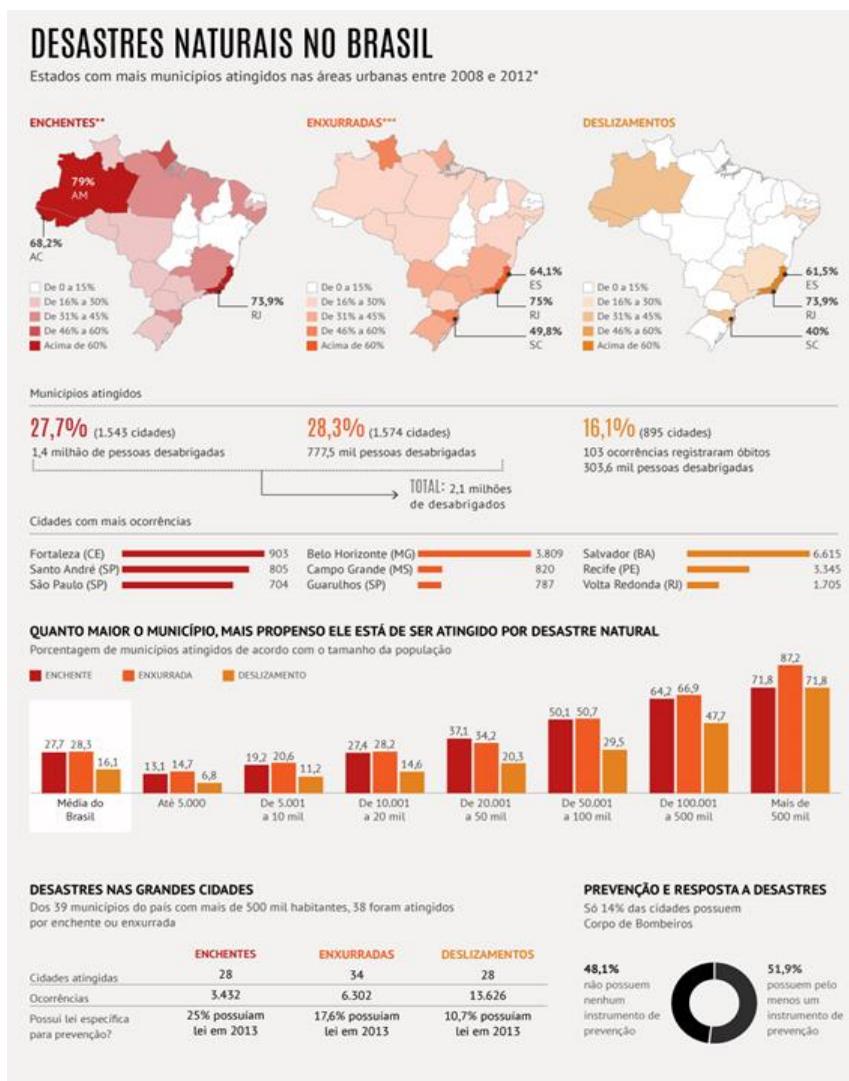


Figura 8. Pesquisas estatísticas sobre desastres naturais no Brasil.

Fonte: CEMADEN, 2013

c) Origem

Este critério também se caracteriza por três tipos (CASTRO, 1999): os **naturais**, que são aqueles provocados por fenômenos naturais extremos, que independem da ação humana; os **humanos**, que são aqueles causados pela ação ou omissão humana, como os acidentes de trânsito e a contaminação de rios por produtos químicos; e os desastres **mistos** associados às ações ou omissões humanas, que contribuem para intensificar, complicar ou agravar os desastres naturais.

d) Duração

Sidle et al. (2004) classificaram os desastres naturais em dois tipos: episódicos e crônicos. Geralmente os desastres denominados episódicos tais como terremoto, vulcanismo, tsunami, inundação e fluxo de detrito, chamam mais atenção por causa de sua magnitude. Entretanto, desastres crônicos tais como erosão do solo, geram sérios prejuízos ambientais, especialmente em longo prazo. A erosão do solo pode causar desertificação, degradação, assoreamento dos rios, entre outros, podendo resultar na incidência de mais eventos catastróficos, como escorregamentos e inundações.

Os fenômenos naturais que causam desastres podem trazer, além de prejuízos, benefícios para as sociedades mediante sua duração. Por exemplo, as inundações fornecem grandes quantidades de fertilizantes para os campos agrícolas, e os escorregamentos deixam as terras mais porosas e aráveis. Às vezes, o homem pode até gerar tais

fenômenos com o intuito de compreender e se beneficiar dos mesmos. Por exemplo, na região do *Grand Canyon* nos EUA foram realizados diversos experimentos visando produzir inundações controladas (USGS, 2003). Os resultados permitem concluir que é necessária uma alteração drástica e dinâmica do regime fluvial para manutenção da saúde do ecossistema fluvial. A inundação retira sedimento antigo e gera uma nova estrutura com sedimentos.

A Figura 9 mostra a distribuição temporal dos desastres naturais do mundo no século XX. Pode-se notar claramente o aumento dramático dos desastres naturais a partir da década de 50 e dos prejuízos econômicos a partir da década de 70. Este fato desencadeou a maior iniciativa científica internacional até então desenvolvida para criar estratégias mitigadoras para todo o globo (Alcántara-Ayala, 2002).

Segundo Alcántara-Ayala (2002) a ocorrência dos desastres naturais está ligada não somente à susceptibilidade dos mesmos, devido às características geoambientais, mas também à vulnerabilidade do sistema social sob impacto, isto é, o sistema econômico-social-político-cultural. Normalmente os países em desenvolvimento não possuem boa infraestrutura, sofrendo muito mais com os desastres do que os países desenvolvidos, principalmente quando relacionado com o número de vítimas.

BBC BRASIL (2003) relata que o Brasil é o país do continente americano com o maior número de pessoas afetadas por desastres naturais. Comparando os dados de

números de perda de vidas humanas, registrados pelo EM-DAT (2007) e a série temporal da população brasileira, obtida do IBGE (2004), Kobiyama et al. (2004) mencionaram que no Brasil os casos de mortes humanas ocasionadas pelos desastres naturais vêm reduzindo, apesar do aumento da população. Isto se deve à presença efetiva de ações preventivas em diversos setores da sociedade brasileira, principalmente associadas à defesa civil.

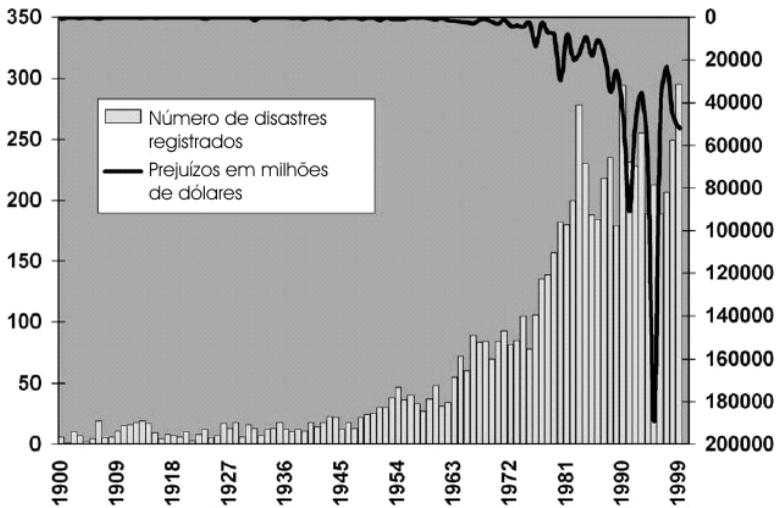


Figura 9. Desastres naturais ocorridos no mundo e seus respectivos prejuízos.

Fonte: adaptada de Alcántara-Ayala (2002)

É necessário conhecer as causas e consequências de um desastre, para assim definir as medidas preventivas que

serão adotadas. É interessante ressaltar que o ciclo de gerenciamento de desastres envolve três fases distintas: Antes, Durante e Depois (Figura 10).

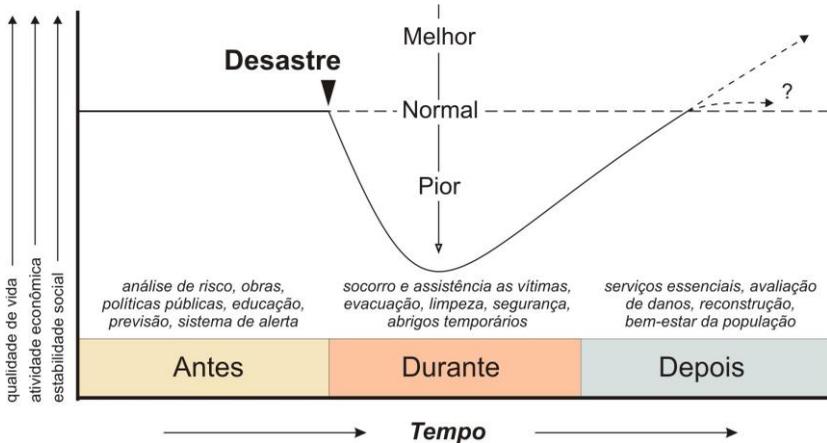


Figura 10. Fases de um desastre

Fonte: Adaptado de Tobin e Montz (1997)

O *Antes* é a fase que antecede a chegada dos fenômenos extremos, conhecida como a fase de prevenção e preparação para o impacto. É a fase mais importante, onde são adotadas medidas para reduzir o impacto dos desastres, como as análises de risco, a execução de projetos de engenharia (diques, pontes, muros de contenção, etc.), a elaboração de políticas públicas (plano diretor, zoneamentos ambientais, legislação, etc.), a educação ambiental em escolas e comunidades afetadas, etc. O *Durante* envolve a realização de ações emergências que visam o salvamento (socorro e

assistência às vítimas), o auxílio (evacuação, abrigo, alimentação, atendimento médico, etc.) e a reabilitação, que corresponde ao início das atividades de restauração da área impactada (curto prazo). Enquanto que, o *Depois* é representado pelas atividades de reconstrução necessárias para o restabelecimento das funções básicas de uma comunidade (bem-estar da população) a médio e longo prazo (PARK, 1991; TOBIN e MONTZ, 1997).

1.2.1 Prevenção de desastres naturais

Segundo Kobiyama et al. (2004), existem dois tipos de medidas preventivas básicas: as estruturais e as não-estruturais. As medidas estruturais envolvem obras de engenharia, como as realizadas para a contenção de cheias, tais como: barragens, diques, alargamento de rios, reflorestamento, etc. Contudo, tais obras são complexas e caras. As medidas não-estruturais geralmente envolvem ações de planejamento e gerenciamento, como sistemas de alerta e zoneamento ambiental. Neste caso, dois aspectos devem ser considerados:

- A implantação da infraestrutura necessária às atividades humanas deve ser orientada por um zoneamento ambiental que considere a possibilidade de riscos ambientais, o que, na prática, é representado por mapas de áreas de risco. As restrições de uso são dependentes do risco ao qual está submetida uma área.

Por exemplo, em algumas áreas de alto risco são permitidas apenas as ocupações para fins comunitários (parques, praças etc.);

- No caso da existência de atividades humanas já implantadas em áreas suscetíveis a desastres (centros urbanos onde ocorrem inundações, edificações construídas em encostas íngremes, etc.), a criação de um sistema de alerta nestas áreas pode auxiliar na redução dos danos e prejuízos. Para tanto, os principais fatores causadores dos desastres devem ser monitorados continuamente e, paralelamente, os dados devem alimentar um modelo capaz de simular os fenômenos em tempo real. Assim, no momento em que o sistema identifica a aproximação de uma condição crítica, inicia-se o processo de alerta e retirada da população do local de risco.

1.2.1.1 Zoneamento

Zoneamento é uma setorização territorial, de acordo com as diversas vocações e finalidades de uma determinada área, com o objetivo de potencializar o seu uso sem comprometer o meio ambiente, promovendo a qualidade de vida e o desenvolvimento sustentável (Santos e Kobiyama (2004).

Para a classificação e definição de setores ou zonas e seus respectivos usos, a organização das informações espaciais deve considerar fatores de ordem física, territorial

e cultural. Os fatores de ordem física são dentre outros: rocha, solo, relevo, clima, vegetação, hidrografia e infraestrutura; os fatores de ordem territorial dentre outros são: economia, política, organização social e cultura.

O zoneamento não é somente uma ferramenta para a prevenção, mas também para a correção de áreas já atingidas, nestes casos, ressalta-se que é fundamental conhecer a realidade das comunidades normalmente atingidas. Para tanto, a aplicação de questionários é um método que supre a necessidade de conhecer a realidade das mesmas, levantando o número de residências e pessoas localizadas nestas áreas, a forma de ocupação, a localização, a qualidade das construções, a configuração do relevo, além das informações sobre os fenômenos e impactos gerados pelos mesmos (SANTOS e KOBİYAMA, 2004).

A modelagem numérica também é uma ferramenta que pode ser utilizada no mapeamento das áreas de perigo e risco. Como exemplo, apresenta-se o resultado de um zoneamento para inundações na Bacia do Rio Pequeno, em São José dos Pinhais – PR. Aplicando o modelo hidrológico TOPMODEL (BEVEN et al., 1995) a essa Bacia, Santos e Kobiyama (2004) realizaram zoneamento de área de saturação e também de área de preservação permanente. Neste caso, a área de saturação é considerada como áreas inundadas. As áreas de saturação e de preservação permanentes não devem ser ocupadas.

Shidawara (1999) mostrou a situação dos mapas de perigos de inundação no Japão e o que pensa a população

japonesa sobre os mesmos. Este autor concluiu que os mapas são muito efetivos como fontes de informações sobre inundação, principalmente em pequenos municípios.

1.2.1.2 Sistema de alerta

O sistema de alerta é um instrumento muito importante, especialmente quando tratamos de sistemas urbanos já implantados, uma vez que permite que a comunidade seja informada da ocorrência de eventos extremos e minimize os danos materiais e humanos.

A Figura 11 mostra um esquema de implantação de sistema de alerta em bacia hidrográfica, com seus principais componentes como: (1) monitoramento; (2) transmissão dos dados; (3) modelagem e simulação; (4) orientação para as instituições responsáveis e alerta para a população localizada nas áreas de risco. Já na Figura 12, apresenta-se um fluxograma demonstrando o papel do monitoramento e modelagem no sistema de alerta.

A ocorrência de desastres súbitos, por exemplo, inundações bruscas e fluxo de escombros, são extremamente rápidos. Isto significa que o sistema de monitoramento e alerta em nível estadual (regional) pode não ter um bom desempenho contra os desastres súbitos, pois este tipo de sistema é lento demais. Por esta razão, pode-se dizer que o sistema de monitoramento e de alerta para os fenômenos súbitos deve ser realizado na escala local, ou seja, em nível municipal. Essa municipalização do sistema diminui a

logística envolvida e, conseqüentemente, diminui os custos e agiliza seu funcionamento.

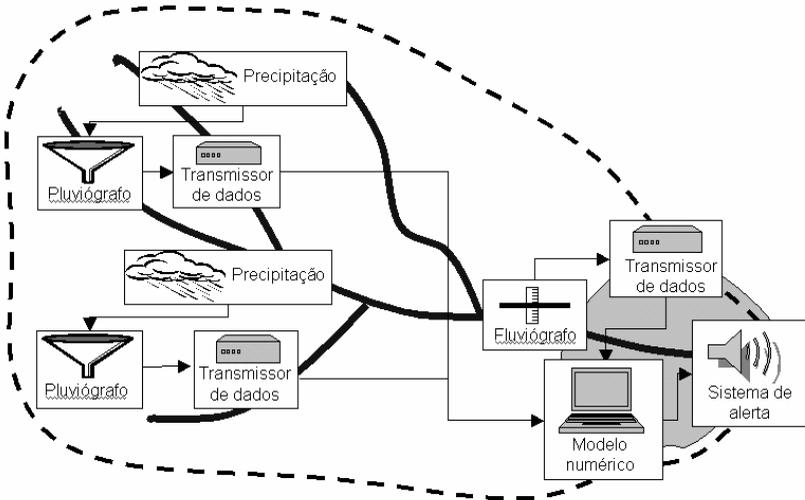


Figura 11. Esquema de implantação de um sistema de alerta.
Fonte: Kobiyama et al. (2004).

A aquisição dos dados em tempo real é cada vez mais importante para o sistema de alerta. Al-Sabhan et al. (2003) discutiram o uso de Sistema de informação geográfica (SIG) e Internet para a previsão de inundação e para o sistema de alerta. Os mesmos autores mencionaram três sistemas para fornecer os dados de precipitação e monitoramento na previsão em tempo real: pluviômetro com telemetria convencional (linha telefônica, rádio e satélite), radar meteorológico e monitoramento com satélite.

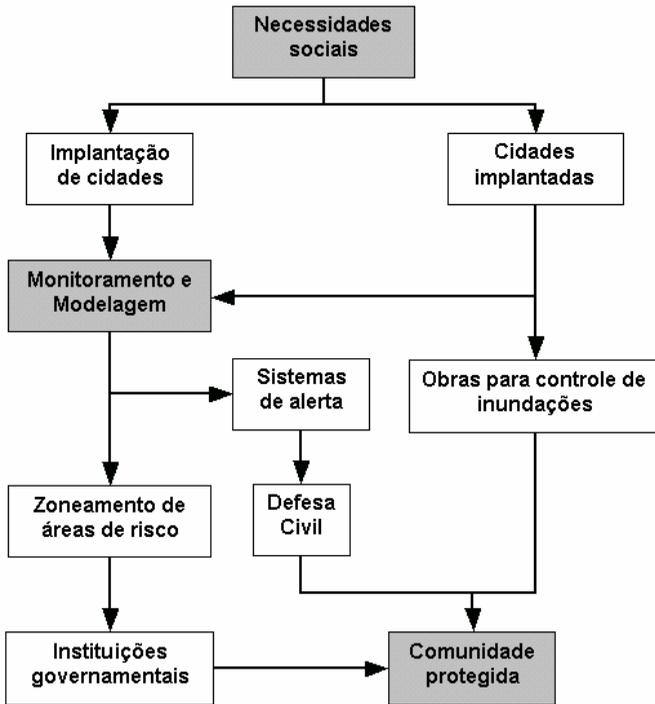


Figura 12. Papel da modelagem no sistema de alerta.

Fonte: Kobiyama et al. (2004).

Sistema de alerta de escorregamentos em grandes áreas durante chuva intensa consiste em: (1) relações empíricas e teóricas entre o regime pluviométrico e a iniciação de movimento de massa; (2) determinação geológica das áreas de perigo; (3) monitoramento em tempo real com telemetria; e (4) previsão de tempo (KEEFER et al.,

1987). Estudando a relação entre chuva e deslizamento, Wilson e Wieczorek (1995) concluíram que tanto a chuva antecedente quanto a intensidade da chuva são igualmente importantes para a deflagração (iniciar) dos escorregamentos.

1.2.1.3 Outras medidas mitigadoras

As várzeas, cabeceiras de drenagem ou áreas próximas aos cursos d'água, indubitavelmente, não podem ser cobertas pelo asfalto das ruas ou pelo concreto das construções, pois, à medida que a cidade cresce, elas se tornam imprescindíveis na defesa da área urbana contra situações chuvosas extremas (TAVARES & SILVA, 2008). No entanto, na maioria das grandes cidades, essa impermeabilização já ocorreu. Desta forma, é necessário que os órgãos gestores empreguem medidas alternativas para dissipar os problemas anunciados.

Na Região Metropolitana de São Paulo, por exemplo, uma das soluções mais adotadas tem sido a construção de piscinões, que funcionam como reservatórios temporários em períodos de inundações. No entanto, tem como desvantagem o custo de construção e manutenção. A realização de estudos climáticos auxilia no processo decisório sobre medidas estruturais a serem implantadas, na determinação de cotas de risco e no tempo de retorno, que é essencial e deve ser executada de forma sistemática nos municípios com problemas de inundação (PINHEIRO, 2007).

De qualquer forma, as ações governamentais e as pesquisas de novas soluções para os problemas devem ser

integradas e incluem o planejamento de novas áreas de expansão urbana, a preservação e recuperação de áreas de proteção permanente, a retenção e conservação da água ao longo das vertentes (aumento da permeabilidade do solo) e a educação ambiental.

1.2.2 Causas naturais e agravantes antrópicos

Os desastres de origem natural podem estar relacionados com a dinâmica interna ou externa da Terra, ou seja, eventos ou fenômenos internos causados pela movimentação das placas tectônicas, que têm reflexo na superfície do planeta (terremotos, maremotos, *tsunamis* e atividade vulcânica); ou de origem externa gerada pela dinâmica atmosférica (tempestades, tornados, secas, inundações, ressacas, vendavais, etc).

Os desastres de causas naturais podem ser agravados pela ação antrópica inadequada, isto é, situações causadas pelo homem que ajudam a intensificar o desastre. Na Tabela 1 são apresentados alguns agravantes antrópicos e o tipo de desastre em que os mesmos interferem.

Tabela 1: Principais agravantes antrópicos relacionados com os desastres.

Agravantes humanos	Desastres consequentes
Emissão de gases nocivos	Chuvas ácidas
Retirada da mata ciliar e assoreamento dos rios	Inundações
Impermeabilização do solo (concreto, asfalto...)	Inundações bruscas
Ocupação desordenada de encostas íngremes	Escorregamentos

1.2.2.1 Alguns desastres naturais decorrentes do clima

a) Inundação

Analisando os dados sobre desastres naturais no Brasil no período de 1948 a 2004, disponibilizados pelo EM-DAT Internacional Disaster Database, Kobiyama et al. (2004) demonstraram que no Brasil, os desastres naturais que provocam maiores perdas humanas foram as inundações (enchentes). Costa e Teuber (2001) mencionaram que as inundações são inevitáveis, mas por outro lado, pode-se reduzir significativamente os danos e prejuízos (Figura 13).

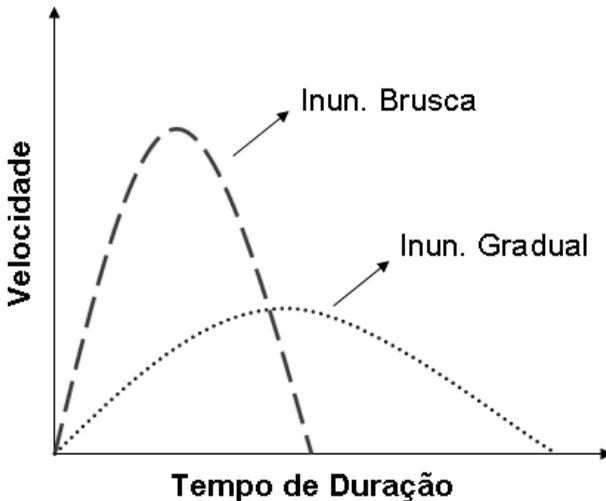


Figura 13. Diferenças entre inundação gradual e brusca.
Fonte: Marcelino (2008)

A frequência das inundações se altera devido a modificações na bacia hidrográfica. Plate (2002) afirmou que a pressão exercida pelo crescimento populacional resulta na exclusão da parcela mais pobre da população, que passam a viver na planície de inundação. Este tipo de problema é comumente presenciado nas áreas urbanas. Assim, devem ser introduzidos novos conceitos e práticas para uma melhor convivência com este fenômeno.

A inundação, popularmente tratada como enchente é o aumento do nível dos rios além da sua vazão normal, ocorrendo o transbordamento de suas águas sobre as áreas próximas a ele. Estas áreas planas próximas aos rios sobre as

quais as águas extravasam são chamadas de planícies de inundação. Quando não ocorre o transbordamento, apesar do rio ficar praticamente cheio, tem-se uma enchente e não uma inundação. Por esta razão, no mundo científico, os termos “inundação” e “enchente” devem ser usados com diferenciação (PLATE, 2002).

A Defesa Civil classifica as inundações em função da magnitude (excepcionais, de grande magnitude, normais ou regulares e de pequena magnitude) e em função do padrão evolutivo (inundações graduais, inundações bruscas, alagamentos e inundações litorâneas) (CASTRO, 2003). Apesar desta diferenciação, a maior parte das situações de emergência ou estado de calamidade pública são causadas pelas inundações graduais e bruscas.

Segundo Castro (2003) as inundações graduais ocorrem quando a água eleva-se de forma lenta e previsível, mantêm-se em situação de cheia durante algum tempo, e a seguir escoam-se gradualmente. Citando os rios Amazonas, Nilo, e Mississipi como exemplos, o mesmo autor mencionou que este tipo de inundação possui uma sazonalidade (periodicidade). Aparentemente, essa inundação não é tão violenta, mas sua área de impacto é extensa.

Por outro lado, popularmente conhecida como enxurrada, a inundação brusca ocorre devido a chuvas intensas e concentradas, principalmente em regiões de relevo acidentado. A elevação dos caudais é súbita e seu escoamento é violento (CASTRO, 2003).

Neste contexto, surgem alguns questionamentos: as definições das inundações graduais e bruscas estão bem definidas? É fácil diferenciar inundações graduais e bruscas em campo?

Baker (1994) comenta que existe uma grande divergência entre os cientistas sobre as definições a serem adotadas. Few et al. (2004) também citam que devido as diferentes percepções e terminologias utilizadas para as inundações, há uma dificuldade em padronizar as categorias das mesmas.

Atualmente, vêm aumentando gradativamente a frequência com que ocorrem as inundações e também os prejuízos que elas causam. Isto pode estar associado ao aumento do número de ocupações nas planícies de inundação (Figura 14).

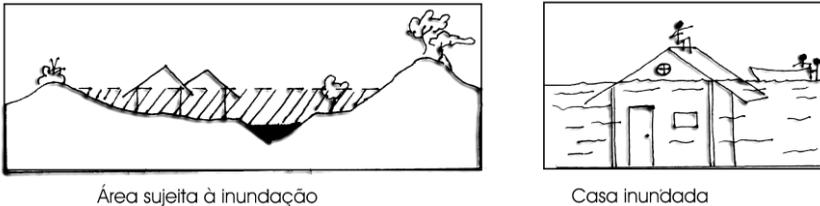


Figura 14. Exemplo de ocupação na planície de inundação.

Quando se constroem estradas, casas, prédios e outras edificações, ocorre um processo de impermeabilização do solo, isto é, acaba-se “cobrindo” o solo com cimento e asfalto.

Impedindo desta forma que as águas das chuvas sejam absorvidas pelo solo. Neste caso, as águas escoam diretamente para os rios aumentando rapidamente seu nível.

Os desmatamentos também aumentam o escoamento superficial e aceleram o processo de perda de solo, resultando no assoreamento dos cursos d'água. Já o lixo, entope os bueiros, canais e tubulações que levariam as águas pluviais diretamente para o rio, alagando áreas que normalmente não eram invadidas pelas águas. Na própria calha do rio, o lixo também pode funcionar como uma represa, proporcionando o rápido aumento do seu nível.

É praticamente impossível escapar de uma inundação sem algum tipo de dano. Entretanto, pode-se salvar o que se tem de mais precioso: a vida. Também não dá para carregar a casa nas costas, mas algumas medidas podem ser adotadas para minimizar os danos ocasionados pelas inundações.

b) Escorregamento

Escorregamento (ou deslizamento) é o movimento coletivo de massa e/ou material sólido encosta abaixo, como solos, rochas e vegetação, sob a influência direta da gravidade (SELBY, 1993).

Estes movimentos podem ocorrer principalmente com elevados volumes de precipitação e/ou terremotos. Tanto chuvas intensas de curta duração quanto de longa duração (chuvas contínuas) fornecem condições propícias para a diminuição da resistência do solo, atuando como um dos

principais agentes deflagradores de movimentos de encostas em ambientes tropicais úmidos (GUIDICINI e IWASA, 1976).

Assim como existem diversos tipos de inundações, os escorregamentos são classificados quanto à cinemática do movimento (velocidade e direção), o tipo de material (solo, rocha, detritos, etc.), a geometria (tamanho e forma das massas) e o conteúdo de água (Figura 15) (CARSON e KIRKBY, 1975; CROZIER, 1986; SELBY, 1993; FERNANDES e AMARAL, 1996).

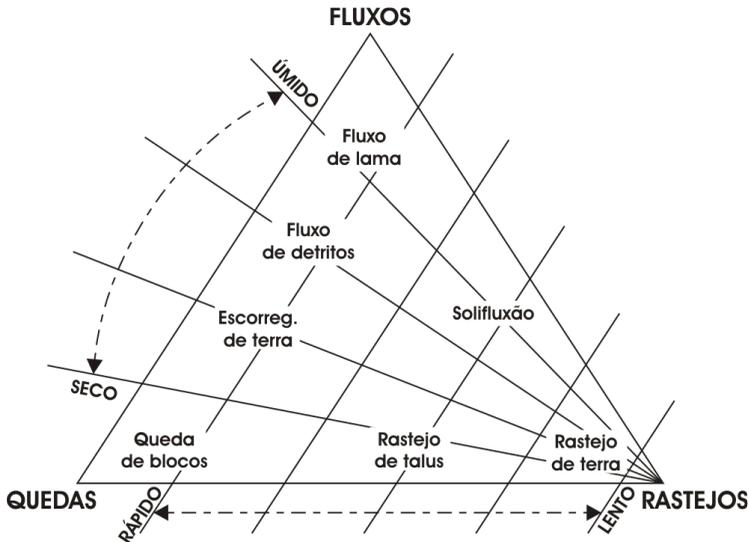


Figura 15. Classificação de movimentos de massa.

Fonte: adaptada de Carson e Kirkby (1975).

Devido à complexidade dos critérios de análise, surgiram diversas classificações com respeito aos

movimentos de massas. Basicamente, conforme classificação proposta por Augusto Filho (1994), destaca-se quatro tipos de movimentos básicos: os rastejos (*creep*), os escorregamentos (*slides*), as corridas (*flows*) e as quedas de blocos (*falls*).

O rastejo é um fenômeno bem lento (cm/ano) e a energia destrutiva, conseqüentemente, é menor que a dos demais tipos. Entretanto, pode ser facilmente identificado pela mudança na verticalidade das árvores, postes, muros, etc. (SELBY, 1993, AUGUSTO FILHO, 1994).

Os escorregamentos propriamente ditos, como os rotacionais e os translacionais, são movimentos rápidos com velocidades médias a altas (m/h a m/s), de curta duração e de elevado poder destrutivo, em função do material transportado encosta abaixo (rocha, solo, detritos, árvores, etc.). Por ser um fenômeno bastante comum em todo mundo, a sociedade busca entender a dinâmica do fenômeno (modelagem) e mapear as áreas de risco, com o intento de evitar grandes danos e prejuízos (GUIDICINI e NIEBLE, 1993; AUGUSTO FILHO, 1994).

As corridas são movimentos muito rápidos (m/s), devido às características do material transportado que se comportam como fluidos altamente viscosos. Apesar de serem mais raras de ocorrer, produzem estragos maiores que os escorregamentos. O fluxo destrói tudo no seu caminho, ou seja, no local de formação (encosta), durante o caminho (cursos d'água e fundo de vales) e na área de deposição (planícies). Dependendo da viscosidade e do tipo de material,

podem receber outros nomes como, fluxos de terra (*earthflows*), fluxos de lama (*mudflows*) e fluxos de detrito (*debrisflows*) (SELBY, 1993; AUGUSTO FILHO, 1994; MARCELINO, 2003). Muitas pesquisas têm sido realizadas com o intuito de se prever o local de ocorrência, como o material fluirá e aonde irá se depositar (COUSSOT e MEUNIER, 1996).

Apesar dos danos causados pelos escorregamentos, este fenômeno é um processo natural e faz parte da evolução da paisagem. Bigarella et al. (1996) menciona que é o mais importante processo geomorfológico modelador da superfície terrestre. Portanto, viver com esse fenômeno é inevitável.

Entretanto, o aumento da população nas áreas urbanas pode agravar esta situação devido a ocupação de áreas inadequadas. Casseti (1991) cita que, a partir do momento em que o homem apropria-se de uma encosta, através dos desmatamentos, cortes e aterros, alterando sua estabilidade, aumenta-se a probabilidade de desencadear um escorregamento. Zêzere et al. (1999), analisando os eventos ocorridos na região norte de Lisboa (Portugal), chegaram à conclusão que, dos 597 escorregamentos ocorridos, 484 (81%) ocorreram em virtude da interferência humana direta (desmatamentos, estradas, cultivos) ou indireta (áreas de regeneração), sendo que 20% dos escorregamentos foram induzidos pelos cortes de encostas para a construção de casas e estradas.

Com relação a áreas edificadas, Fernandes et al. (1999), analisando o processo de ocupação no Maciço da Tijuca (RJ), verificaram que cerca de 50% dos 242 escorregamentos existentes no maciço ocorreram em favelas, que cobrem somente 4,6% da área total do maciço. Os autores explicam que esta elevada frequência de escorregamentos está intimamente relacionada com o aumento dos cortes para a construção de barracos e outros fatores (esgoto, fossas, etc.), em encostas íngremes situadas no sopé de afloramentos rochosos.

Dentre os fenômenos naturais extremos, os escorregamentos têm sido responsáveis por inúmeras vítimas fatais e grandes prejuízos materiais, com destaque para os eventos ocorridos em 1967, na Serra das Araras (RJ) e Caraguatatuba (SP), que resultaram em 1.320 mortes e destruição de centenas de edificações. Os estados brasileiros mais afetados são: Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Rio de Janeiro, Minas Gerais, Espírito Santo, Bahia, Sergipe, Alagoas, Pernambuco e Paraíba (AUGUSTO FILHO, 1994).

Os escorregamentos nas encostas urbanas vêm ocorrendo com uma frequência alarmante nestes últimos anos. A principal causa é a ocupação desordenada de áreas que apresentam elevada susceptibilidade a escorregamentos (Figura 16) (AUGUSTO FILHO, 1994).

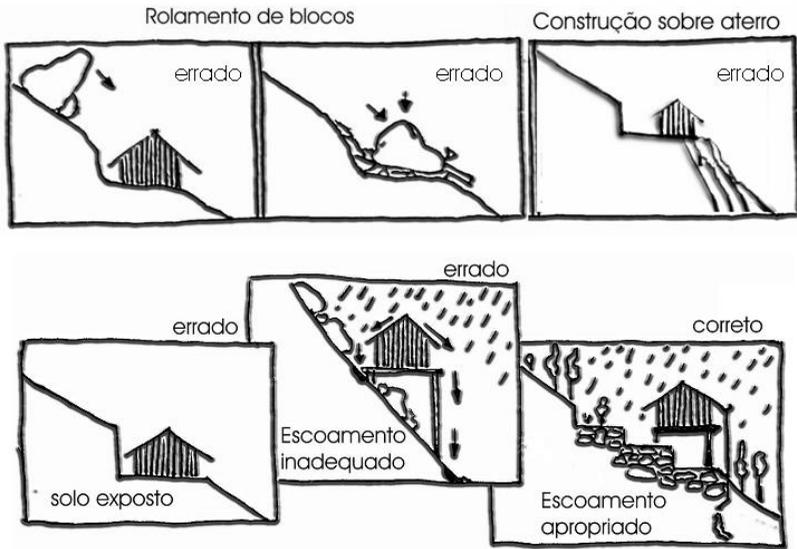


Figura 16. Exemplos corretos e incorretos de ocupação em encostas.

Fonte: Augusto Filho (1994)

Com o avanço das geotecnologias (SIG, GPS, sensoriamento remoto, etc.), o mapeamento de áreas de risco de escorregamento vem sendo cada vez mais popular (MARCELINO, 2003). Entretanto, a maioria dos trabalhos aborda apenas as encostas de origem, tanto na análise dos escorregamentos já ocorridos quanto na elaboração dos mapas de risco. Desta forma, analisando os desastres ocorridos, observa-se que os maiores danos e prejuízos estão associados as áreas de deposição. Em outras palavras, na elaboração dos mapas de risco as áreas de deposição também

devem ser levadas em consideração. Neste contexto, Kobiyama et al. (2004) apresentou um método topográfico, de fácil aplicabilidade, para elaborar mapas de risco que atinjam tais objetivos. Este método foi aplicado em uma área com elevada susceptibilidade no município de Florianópolis – SC (Figura 17).

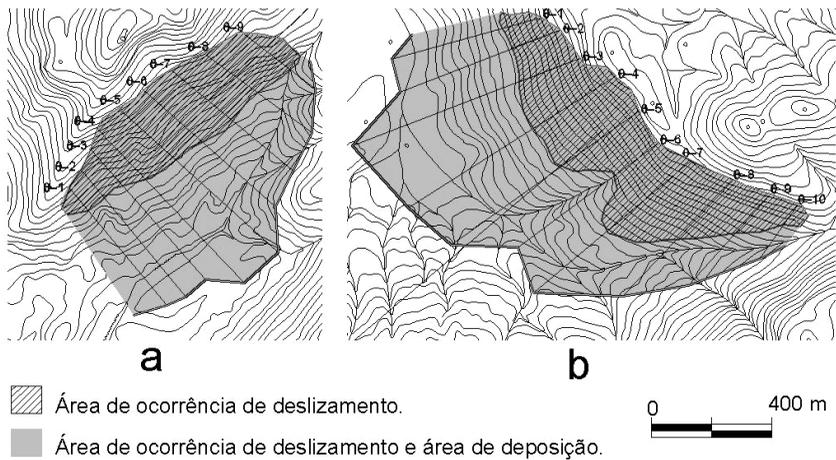


Figura 17. Traçado dos perfis e determinação da área de deposição.

Fonte: Kobiyama et al. (2004).

c) Granizo

O granizo é definido como precipitação de gelo, em forma esférica ou irregular, apresentando geralmente um diâmetro de 5 mm (GLICKMAN, 2000). As condições que propiciam a formação de granizo acontecem na parte superior de nuvens do tipo cumulonimbus, que possuem

temperaturas muito baixas. Em função da união de gotas congeladas, o granizo cresce rapidamente. Além disso, as gotas congeladas movimentam-se com as correntes subsidentes e ascendentes chocando-se com gotas de água mais frias até alcançarem as dimensões de queda (KULICOV e RUDNEV, 1980; KNIGHT e KNIGHT, 2001).

A duração da chuva de granizo depende da extensão vertical da zona de água no interior da nuvem. Se estiver acima de 3 km, com gotas de dimensões diferentes, será de longa duração. Entretanto, se a zona de água não tiver um extenso desenvolvimento vertical e conter gotas de tamanhos similares, a chuva será de curta duração . A agricultura é um dos setores econômicos que mais sofre com este fenômeno, pois plantações inteiras podem ser destruídas dependendo da quantidade e dos tamanhos das pedras de gelo. No Estado de Santa Catarina é comum a ocorrência de granizo nos meses da primavera caracterizados pela passagem de sistemas frontais e complexos convectivos de mesoescala. Muitos municípios catarinenses que possuem sua economia prejudicada pela queda de granizo já possuem sistemas preventivos, tais como os queimadores de solo a base de iodeto de prata e acetona. O objetivo desses queimadores é diminuir o tamanho do granizo, para que possam ser dissolvidos nas camadas atmosféricas mais quentes, ou se não for dissolvido, cair com menor impacto. Além disso, outra alternativa utilizada é a cobertura do cultivo com tela de plástico ou nylon (KULICOV e RUDNEV, 1980).

d) Vendaval

O vendaval pode ser definido como um deslocamento intenso de ar na superfície terrestre devido, principalmente, às diferenças no gradiente de pressão atmosférica, aos movimentos descendentes e ascendentes do ar e a rugosidade do terreno (VIANELLO E ALVES, 1991).

As diferenças no gradiente de pressão correspondem às variações nos valores entre um sistema de baixa (ciclone) e alta pressão atmosférica (anticiclone). Assim, quanto maior for o gradiente, mais intenso será o deslocamento de ar. Já os movimentos ascendentes e descendentes de ar estão associados ao deslocamento de ar dentro das nuvens cumulonimbus (nuvens de tempestades) que podem produzir intensas rajadas de ventos (VIANELLO E ALVES, 1991; VAREJÃO-SILVA, 2001).

O relevo também pode contribuir significativamente para a intensificação dos ventos. Por exemplo, Davenport et al. (1985), comentam que o vento aumenta consideravelmente de velocidade quando atinge a encosta de uma montanha, alcançando seu pico máximo na linha de crista ou cume. Na Figura 18, pode-se entender melhor o comportamento do vento em relação à topografia. O vento que atinge à costa a 80 km/h (medido a 10 m de altura), ao atingir os primeiros obstáculos na planície (árvores, casas, etc.), perde significativamente sua velocidade, à medida que se desloca para o interior. Entretanto, a 500 m de altura os ventos permanecem com velocidade de deslocamento relativamente constante (100 km/h). Ao atingir a encosta

(barlavento), os ventos são comprimidos sobre a barreira topográfica forçando a ascensão violenta dos mesmos que, ao atingir o topo da montanha, alcançam sua velocidade máxima (120 km/h). Após a crista, em virtude da expansão do ar e diminuição da pressão, os ventos diminuem drasticamente (sotavento).

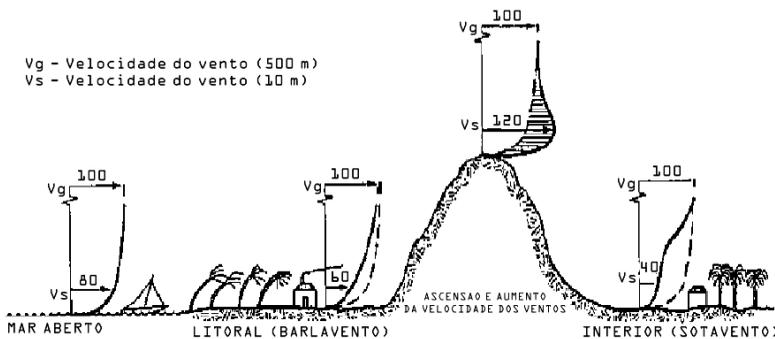


Figura 18. Comportamento dos ventos típicos de um furacão em relação à topografia.

Fonte: adaptada de Davenport et al. (1985)

Além disso, este comportamento pode ser ainda mais intenso quando associado aos vales (sob a forma de “garganta”), em virtude da canalização dos ventos, formando correntes de ar intensas (barlavento) similares as correntes de jato (BRYANT, 1991). A sotavento, após vencer a barreira topográfica, o poder de destruição aumenta severamente, conforme verificado no Hawaii durante a passagem do Furacão Iniki em 1992 (COCH, 1994).

As variações bruscas na velocidade do vento denominam-se rajadas, as quais, normalmente, são acompanhadas também por mudanças bruscas na direção (VAREJÃO-SILVA, 2001). Estas rajadas também podem variar consideravelmente em virtude da rugosidade presente no terreno, seja ela natural (colinas, morros, vales, etc.) ou construída (casas, prédios, etc.) (BRYANT, 1991).

e) Tornado

Tornado é um fenômeno que se origina na base de nuvens do tipo cumulonimbus, estendendo-se até o solo como uma intensa coluna de ar giratória e normalmente visível como uma nuvem funil (GLICKMAN, 2000). Para ser caracterizado como tornado, os ventos que formam o fenômeno devem causar danos na superfície terrestre (DOSWELL, 1997).

Os tornados geralmente estão associados às tempestades, desenvolvendo-se em ambientes extremamente quentes e úmidos. Com relação ao local de ocorrência, quando ocorre em uma superfície aquosa (lago, rios e oceano) é classificado como tromba d'água (*water spout*); e quando ocorrem na superfície terrestre são chamados de tornados (GLICKMAN, 2000).

O rastro de destruição de um tornado pode variar de dezenas de metros a quilômetros de extensão. A intensidade dos ventos pode chegar até 500 km/h (FUJITA, 1981). Devido a grande dificuldade de inserir equipamentos de medição no interior dos tornados, há uma ampla utilização de estimativa

da intensidade do fenômeno, que é realizada através de medições de radares doppler e de avaliação dos danos em campo.

O poder de destruição dos tornados mais intensos (F3 em diante) é maior do que o de furacões. A velocidade dos ventos de um tornado, associada a baixa pressão do seu interior, desencadeia forte sucção (efeito aspirador) podendo causar explosão de casas (portas, janelas e telhados), e destruição de praticamente todos os tipos de estruturas existentes.

Serão relacionados a seguir os principais tipos de danos de cada categoria segundo Fujita (1981) e FEMA (1998):

- F0: os prejuízos causados são leves, podendo causar alguns danos em chaminés, destelhamentos, quebra de galhos de árvores, árvores com raízes rasas são tombadas. Deixam sinais de danos pela trajetória;

- F1: o limite inferior de velocidade dos ventos (119km/h) corresponde ao início da velocidade dos ventos nos furacões. Causam prejuízos moderados, tais como: arrancam a cobertura de telhados, movimentam carros para fora das estradas, trailers e casas frágeis (madeira) são arrancadas da fundação ou tombadas;

- F2: os prejuízos são consideráveis, pois podem arrancar todo o telhado, trailers e casas frágeis são destruídos, carros são levantados do chão, grandes árvores

podem ser arrancadas pela raiz. Objetos tornam-se em projéteis;

- F3: causam prejuízos severos, derrubam telhados e paredes de casas bem construídas (alvenaria), a maioria das árvores nas florestas são arrancadas, trens são virados, carros pesados são levantados do chão e arremessados;

- F4: os prejuízos são realmente devastadores, casas bem construídas são niveladas ao plano (totalmente destruídas), estruturas com fundações fracas são transportadas por algumas distâncias, carros são arremessados e grandes projéteis generalizados;

- F5: os prejuízos são considerados incríveis. Casas com forte amarração são levantadas das fundações e varridas pelo caminho, automóveis grandes voam como projéteis pelo ar a distâncias superiores a 100 m, as árvores são arrancadas e lançadas a centenas de metros. Chega a arrancar asfalto e grama por onde passa.

No Brasil, os tornados são frequentemente registrados nas Regiões Sul e Sudeste, principalmente no Estado de Santa Catarina (DYER, 1988; SILVA DIAS e GRAMMELSBACHER, 1991; MARCELINO, 2003). Entretanto, o número de registros poderia ser maior se não houvesse confusão na classificação do fenômeno. Muitos tornados formam registrados erroneamente como vendaval, ciclone, furacão ou simplesmente como uma tempestade.

Faz-se necessário conhecer as características peculiares dos tornados para que não seja confundido,

principalmente com vendaval. Dessa forma, quando a destruição for ocasionada por uma “nuvem funil” ou “redemoinho” e a destruição seguir uma trajetória linear, tratar-se-á de um tornado. Quando a destruição for causada por ventos abrangendo em extensa área, tratar-se-á de um vendaval (MARCELINO, 2003). Na Figura 19 ilustra-se a diferença da trajetória de destruição de vendaval e tornado.

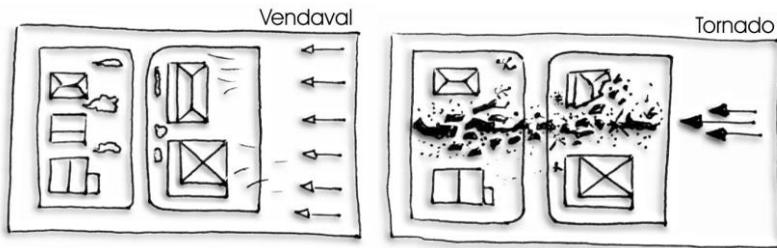


Figura 19. Representação da ação de um vendaval e de um tornado.

Fonte: Marcelino (2003)

f) Furacão

O furacão (Figura 20) é um sistema de baixa-pressão (ciclone) intenso que geralmente forma-se sobre os oceanos nas regiões tropicais. Os ventos de um furacão giram violentamente ao redor de um centro relativamente calmo, conhecido como o “olho” da tempestade. Quanto mais próximo do “olho”, mais intensos ficam os ventos (parede do “olho”), que podem atingir velocidades superiores a 250 km/h (vento sustentado) (COCH, 1994).

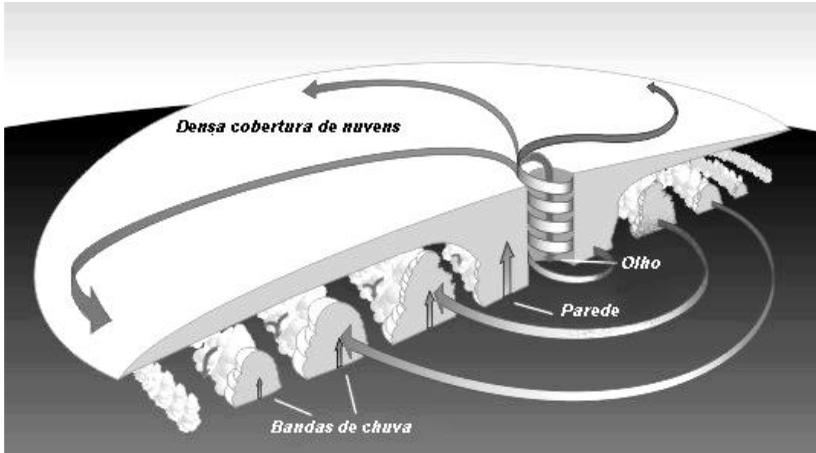


Figura 20. Estrutura representativa de um furacão.

Fonte: adaptada de NOAA (2005)

Devido à uma força defletora chamada de Coriolis, no Hemisfério Sul os ventos de um furacão giram no sentido horário, ao contrário do Hemisfério Norte, onde os ventos giram no sentido anti-horário (NOAA, 1999).

Para que um furacão desenvolva-se é necessário que exista inicialmente a formação de uma tempestade tropical no oceano, sobre águas relativamente quentes, isto é, com temperatura da superfície do mar (TSM) superior a 26,5°C. No entanto, Walton (1976) comenta que também podem formar-se furacões com temperaturas de até 23°C, mesmo que esporadicamente.

Além destes ingredientes, acrescenta-se umidade, provinda da evaporação do oceano, temperatura elevada (regiões tropicais) e um período de tempo suficiente para o

desenvolvimento da tempestade. Como resultado, têm-se condições propícias para a formação de violentos furacões. Caso atinja a costa, com certeza provocarão danos e prejuízos severos as comunidades impactadas. Mas, ao mover-se sobre a terra, a rugosidade do terreno e a diminuição da umidade, fazem com que um furacão perca sua intensidade rapidamente. Assim, os danos associados aos furacões geralmente restringem-se a linha de costa (NOAA, 1999).

A diferença entre um furacão e um tufão é apenas o local onde ele se forma. O tufão se forma no Oceano Pacífico e o furacão no Atlântico Norte. São apenas denominações diferentes para caracterizar o mesmo sistema, ou seja, um ciclone tropical (NOAA, 2005).

No Brasil, em virtude da ocorrência do Furacão Catarina, houve muita confusão sobre os ciclones extratropicais e os furacões. Além das diferenças no processo de formação e estrutura, estes fenômenos podem ser facilmente diferenciados em virtude da sua forma, tamanho e danos. Para exemplificar, são apresentadas na Figura 21, duas imagens de satélite referentes ao Furacão Catarina, ocorrido no dia 27/03/2004, e um ciclone extratropical, ocorrido no dia 26/05/2004, que muitos confundiram com um furacão. Mas, em detalhe, nota-se que em termos de tamanho, o Furacão Catarina é bem menor que o ciclone extratropical, mostrado pelo círculo branco, que representa as dimensões do Catarina (RUDORFF, 2005).

Além disso, apesar do ciclone apresentar uma forma espiralada intensa, que não é frequente para este tipo de

fenômeno, nem se compara a forma circular do furacão, que possibilitou até a formação do “olho”. Com relação aos danos, os ciclones extratropicais causam geralmente ressacas nas praias, destelhamentos, queda de árvores e nos casos mais graves podem até destruir as edificações mais frágeis (RUDORFF, 2005).

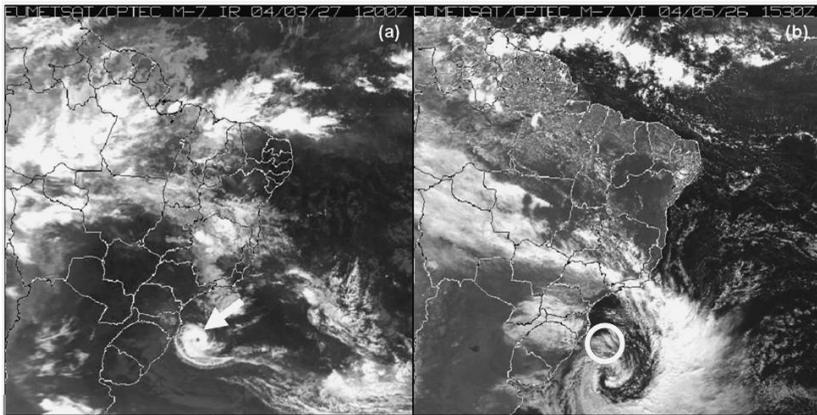


Figura 21. Diferenças entre o Furacão Catarina (a) ocorrido no dia 27/03/2004 e um ciclone extratropical (b) ocorrido no dia 26/05/2004.

Fonte: Marcelino et al. (2006)

Por outro lado, os furacões causam destruição generalizada, deixando as áreas impactadas completamente varridas pela força dos ventos, como ocorrido com a região sul catarinense após a passagem do Catarina. Conforme Marcelino et al. (2006), no total foram destruídas 2.194 edificações e outras 53.274 foram danificadas, o que

representou 36,4% das edificações afetadas da região. Apesar dos elevados danos, o Catarina foi classificado somente como categoria 2, que corresponde a ventos de 154 a 177 km/h.

Atualmente, têm-se associado o aumento na frequência e na intensidade dos furacões em todo o mundo com o aquecimento global. Pesquisadores acreditam que o aquecimento global aumentou a temperatura média dos oceanos, favorecendo a formação dos furacões, principalmente dos de categoria 4 e 5 (WEBSTER et al., 2005; EMANUEL, 2005). Além disso, o aumento da temperatura poderia causar a formação de furacões em áreas outrora desprovidas de registros, como no Atlântico Sul (MET OFFICE, 2004).

g) Ressaca

Diversas comunidades que vivem ao longo da orla marítima do Brasil estão sujeitas a eventos de ressaca. Ressaca ou maré de tempestade (*storm surge*), é o termo utilizado para caracterizar a sobre-elevação do nível do mar durante eventos de tempestade (Figura 22). Ela resulta do empilhamento da água oceânica induzido pelo cisalhamento do vento e pela presença de gradientes de pressão atmosférica (CARTER, 1988). Já maré de tormenta é a combinação da maré astronômica e da maré de tempestade.

A direção do vento também é importante para ocorrência de ressacas. Durante furacões o empilhamento ocorre a partir de ventos vindos do mar. Já durante ciclones extratropicais o empilhamento se dá à esquerda do sentido

do vento (hemisfério sul), devido ao transporte de Eckman. No Sul e Sudeste do Brasil, o vento que provoca empilhamento na costa é o vento sul. Já na costa do nordeste são os ventos dos quadrantes norte, leste e ocasionalmente do quadrante sul que provocam as maiores ressacas.



Figura 22. Exemplo de evento de ressaca.

As ressacas mais destrutivas ocorrem durante furacões, sendo elas o componente que mais causa mortes ao atingirem a costa. Na costa Atlântica dos EUA, apesar dos furacões periodicamente causarem danos severos, as tempestades extratropicais provocam maiores danos acumulativos. Isto se deve ao fato de que as tempestades extratropicais na costa leste americana são frequentes, duram muitos dias e abrangem extensas áreas, enquanto que os furacões são menos frequentes, duram apenas algumas

horas ao atravessar o continente e seus danos são mais localizados (MORTON, 2003).

Nas regiões sul e sudeste do Brasil, as ressacas estão associadas às passagens de frentes frias e ciclones extratropicais. Durante tais eventos, ventos fortes e persistentes do quadrante sul empilham a água do mar sobre a costa, muitas vezes avançando sobre dunas e edificações localizadas no litoral. De acordo com CALLIARI (1998), apesar das marés de tempestade geralmente provocarem um empilhamento de aproximadamente 1 m ao longo da costa do Rio Grande do Sul, a sobre-elevação do nível do mar intensifica o poder erosivo das ondas de tempestade, causando danos severos especialmente quando coincidem com as marés de sizígia. Durante tais eventos a sobre-elevação, além de poder provocar inundações, aumenta o nível base de ataque das ondas, danificando e muitas vezes destruindo propriedades e infraestrutura urbana.

Uma das ressacas mais destrutivas que afetaram as Regiões Sul e Sudeste do Brasil foi a de maio de 2001, provocando danos severos em diversos municípios do litoral do Rio Grande do Sul ao Rio de Janeiro. Somente nos municípios costeiros de Santa Catarina este evento causou prejuízos superiores a cinco milhões de dólares (RUDORFF et al. 2006).

Nas regiões Norte e Nordeste do Brasil as ressacas são muito pouco estudadas, porém também causam danos. O empilhamento da água do mar ocorre pelos ventos provenientes de NE ou E, dependendo da orientação da linha

de costa. Todavia, um dos perigos costeiros que causam danos severos nestas regiões são as grandes ondulações geradas por ciclones extratropicais intensos do Hemisfério Norte, que ocasionalmente atingem o litoral entre os estados do Amapá e Rio Grande do Norte (INNOCENTINI et al., 2001).

Em fevereiro de 2001, um ciclone extratropical formado no Hemisfério Norte proporcionou que ondas de 3,7 m atingissem a costa do Norte e Nordeste com bastante intensidade (Diário do Nordeste, 11/02/2001). Em março de 2006, um ciclone associado à outra tempestade extratropical originou ondas de até 12 metros de altura e que atingiram estas regiões com alturas de até três metros (Jornal da Globo, 02/03/2006). Quando chegaram à costa, uma tempestade com ventos de até 85 km/h aumentaram ainda mais o nível do mar (Jornal da Globo, 02/03/2006). Outro fator agravante foi que este evento coincidiu com a proximidade da maré de sizígia, e quando coincidiram com as marés altas as ondas provocaram os maiores danos.

h) Estiagem

Estiagem refere-se a um período prolongado de baixa pluviosidade ou sua ausência, em que a perda de umidade do solo (Figura 23) é superior à sua reposição (CASTRO, 2003).



Figura 23. Aspecto de solo durante um evento de estiagem

A forma crônica deste fenômeno é denominada como seca, considerada atualmente como um dos desastres naturais de maior ocorrência e impacto no mundo. Isto se deve ao fato de que ela ocorre durante longos períodos de tempo, afetando grandes extensões territoriais. Assim, a estiagem é caracterizada como um breve período de seca, podendo ser classificada em três principais tipos (CAMPOS, 1997):

- seca climatológica, quando a pluviosidade (chuva) é baixa em relação às normais da área;
- seca hidrológica, quando a deficiência ocorre nos estoques de água dos rios e açudes;
- seca edáfica, quando é constatado um déficit de umidade no solo. Se as reservas contidas nas nascentes, rios, riachos e lagoas, pudessem ser coletadas e armazenadas para o abastecimento e distribuição, possivelmente estes períodos não resultariam em consequências prejudiciais ao homem.

O padrão estrutural da rede hidrográfica, por exemplo, pode também ser caracterizado como um dos condicionantes físicos que interferem na propensão para a construção de reservatórios e captação de água. A presença da cobertura vegetal também pode ser caracterizada como um dos condicionantes, pois reduz a perda de umidade do solo, devido principalmente ao bloqueio da radiação solar e ao sistema radicular (raízes) que favorece o processo de infiltração, diminuindo também a atuação do processo erosivo (lixiviação) (GONÇALVES et al., 2004).

Municípios com economia totalmente apoiada em extrativismo vegetal, por exemplo, podem sofrer grandes prejuízos econômicos. Dependendo especificamente do porte da cultura realizada, da necessidade de irrigação e da importância desta na economia no município, os danos podem apresentar magnitudes economicamente catastróficas. As consequências podem estar relacionadas a extrativismos, abastecimento doméstico, geração de energia, produção industrial, prestação de serviços, atividades de lazer e turismo, repercutindo também em outros fenômenos, como queimadas e intensificação da erodibilidade dos solos (GONÇALVES et al., 2004).

i) Geada

A geada (Figura 24) ocorre quando o ar, em contato com o solo ou num nível mais elevado, atinge temperatura abaixo de 0°C, podendo ou não dar origem à formação de cristais de gelo sobre as superfícies expostas. Esta ocorrência

causa o congelamento das superfícies de água livre, da água depositada como orvalho, da água encanada e de soluções aquosas como as existentes em células animais e vegetais (AGUIAR e MENDONÇA, 2004).



Figura 24. Exemplos de geada no Brasil

A ocorrência de geada está associada com massas de ar de origem polar, estacionária ou em deslocamento. Tais massas caracterizam-se por baixa temperatura, baixo teor de umidade e ausência de nebulosidade (MONTEIRO, 2001). Há dois tipos principais de geada, a de radiação e a de advecção ou de massa de ar. A geada de radiação resulta do rápido resfriamento da camada de ar próxima ao solo, devido às grandes perdas de radiação em noites calmas e claras restringindo-se a uma pequena área. Já a geada de advecção ocorre devido à invasão de uma massa de ar frio e pode ser chamada de geada de vento se estender por uma grande área.

A geada pode ser também mais intensa quando resultar da associação desses dois fenômenos: invasão de massa de ar polar sobre o continente, seguida de radiação noturna (MOLION et al., 2001).

Entre as culturas que sofrem danos causados pelas geadas estão o fumo, as frutíferas e os hortigranjeiros cuja produção é interrompida em certas épocas do ano. A pecuária, principalmente a leiteira é atingida pela interrupção no crescimento das pastagens nativas.

1.3 Conclusões

O desequilíbrio na relação homem-natureza tem levado a uma profunda alteração em diversos parâmetros climáticos, que tem como consequência mudanças referentes à frequência e intensidade de eventos extremos.

Evitar que fenômenos naturais severos ocorram foga da capacidade humana. Entretanto, através da prevenção, pode-se desenvolver medidas que minimizem os impactos causados pelos mesmos. Estas, devem ser baseadas em um planejamento que seja eficaz e que funcione a longo prazo, sendo necessário o envolvimento da população junto com as autoridades competentes, as quais devem prezar pela segurança e qualidade de vida das pessoas.

1.4 Referências bibliográficas

AGUIAR, D.; MENDONÇA, M. Climatologia das geadas em Santa Catarina. In: Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais. **Anais...** Florianópolis: GEDN/UFSC, 2004. p.762-773.

ALCÁNTARA-AYALA, I. Geomorphology, natural hazard, vulnerability and prevention of natural disasters developing countries. **Geomorphology**, v. 47, p.107-124, 2002.

AL-SABHAN, W.; MULLIGAN, M.; BLACKBURN, G. A. A real-time hydrological model for flood prediction using GIS and the WWW. **Computers, Environment and Urban Systems**, v. 27, p. 9-32, 2003.

ALEXANDER, D. The study of natural disasters, 1977-1997: some reflections on a changing field of knowledge. **Disasters**, v.21, n.4, p.284-304, 1997.

AUGUSTO FILHO, O. **Cartas de risco de escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilhabela, SP**. 1994. 162p. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Escola Politécnica -Universidade de São Paulo, São Paulo. 1994.

BAKER, V. R. Geomorphological understanding of floods. **Geomorphology**, v.10, p.139-156, 1994.

BBC BRASIL. **Brasil é o país das Américas mais afetado por desastres.** Disponível em: <http://www.bbc.co.uk/portuguese/noticias/story/2003/07/030717_cruzvermla.shtm>| Acesso em: 23 de junho de 2003.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais.** Florianópolis: Editora da UFSC, 1996. 875 p.

BEVEN, K. J.; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICIZ, R.; FREER, J. Top model. In: SINGH, V. P. (Ed.) **Computer models of watershed hydrology.** Highlands Ranch, USA: Water Resource Publication, 1995. p. 627-668.

BRYANT, E. A. **Natural hazards.** Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1991. 288 p.

BURTON, I.; KATES, R. W.; WHITE, G. F. **The environment as hazard.** New York: Oxford Univ. Press, 1978. 240 p.

CALLIARI, L. J. ; TOZZI, H. A. M. ; KLEIN, A. H. F. Beach morphology and coastline erosion associated with storm surges in southern Brazil – Rio Grande to Chuí, RS. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, n. 70, v. 2, p. 231-247, 1998.

CAMPOS, J. N. B.; NETO, J. F. V.; MARTINS, E. S. Vulnerabilidade de sistemas hídricos: um estudo de caso. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos – RBRH**, v. 2, n. 1, 1997.

CARSON, M. A.; KIRKBY, M. J. **Hillslope form and process**. London: Cambridge University Press, 1975. 475 p.

CARTER, R. W. G. **Coastal environments** – An introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. London: Academic Press, 1988. 617 p.

CASSETI, V. **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Contexto, 1991. 136 p.

CASTRO, A. L. C. **Glossário de defesa civil**: estudo de riscos e medicina de desastres. Brasília: MPO/ Departamento de Defesa Civil, 1998. 283 p.

CASTRO, A. L. C. **Manual de planejamento em defesa civil. Vol.1**. Brasília: Ministério da Integração Nacional/Departamento de Defesa Civil, 1999. 133 p.

CASTRO, A. L. C. **Manual de Desastres**: desastres naturais. Brasília: Ministério da Integração Nacional, 2003. 174 p.

COCH, N. K. Geologic effects of hurricanes. **Geomorphology**, v. 10, n. 1-2, p. 37- 63, 1994.

COSTA, H.; TEUBER, W. **Enchentes no Estado do Rio de Janeiro – uma abordagem geral**. Rio de Janeiro: SEMADS, 2001. 160p.

COUSSOT, P.; MEUNIER, M. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. **Earth-Science Reviews**, v. 40, n. 3-4, p. 209-227, 1996.

CROZIER, M. J. **Landslides: causes, consequences & environment**. Dover: Croom Helm, 1986. 252 p.

DAVENPORT, A. G.; GEORGIU, P. N.; SURRY, D. **A hurricane wind risk study for the Eastern Caribbean, Jamaica and Belize with special consideration to the influence of topography**. London: Boundary Layer Wind Tunnel Laboratory, University of Western Ontario, 1985. 27 p.

DYER, R. A. Remote Sensing Identification of tornado tracks in Argentina, Brazil and Paraguay. **Photogrammetric Engineering Remote Sensing**. v. 54, n. 10, p.1429-1435, 1988.

DOSWELL, C. A. **What is a tornado?** Norman: NOAA//National Severe Storms Laboratory, 1997. Disponível em: http://www.cimms.ou.edu/~doswell/a_tornado/atornado.html >. Acesso em: 5 jun. 2005.

EMANUEL, K. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. **Nature**, v. 436, p.686-688, 2005.

EM-DAT. The International Disaster Database, Center for Research on the Epidemiology of Disasters – CRED, USA. **ONU aponta aumento das catástrofes naturais em 2007**. Disponível em <http://www.emdat.be/press/relat%C3%B3rio-da-onu-aponta-aumento-das-cat%C3%A1strofes-naturais-em-2007>. Acesso em 20-01-2009.

FEMA – Federal Emergency Management Agency. **Taking shelter from the storm: building a safe room inside your house**. Washington, USA: FEMA, 1998. 28 p.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: Guerra, A. J. T.; Cunha, S. B. **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996, p. 123-194.

FERNANDES, M. C.; LAGÜÉNS, J. V. M.; COELHO NETTO, A. L. O processo de ocupação por favelas e sua relação com os eventos de escorregamentos no maciço da Tijuca/RJ. In: GEOVEG'99, IGU-GERTEC Meeting – 'Geomorphic responses to vegetation changes: problems and remedial works'. **Proceedings**. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, 1999. 12 p.

FEW, R.; AHERN, M.; MATTHIES, F.; KOVATS, S. **Floods, health and climate change: a strategic review.** Tyndall Centre, 2004. 138p. (Working Paper 63).

FUJITA, T. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. **Journal Atmospheric Science.**, v. 38, p. 1511–1534, 1981.

GLICKMAN, T. S. **Glossary of meteorology.** Boston: American Meteorological Society, 2000. 855 p.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação.** São Paulo: Edgard Blücher, 1993. 196 p.

GONÇALVES, E. F.; MOLLERI, G. S. F.; RUDORFF, F. M. Distribuição dos desastres naturais no Estado de Santa Catarina: estiagem (1980-2003). In: Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais, 1.. **Anais...** Florianópolis: GEDN/UFSC, 2004. p.773-786.

GUIDICINI, G.; IWASA, O. Y. **Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido.** São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT, 1976. 48 p. (Relatório n. 1080)

HERRMANN, M. L. P. **Levantamento dos Desastres Naturais Causados pelas Adversidades Climáticas no Estado de**

Santa Catarina, Período 1980 a 2000. Florianópolis: IOESC, 2001. 89p.

IBGE. População residente, por situação do domicílio e por sexo. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>> Acesso em: 20 jun. 2004.

INNOCENTINI, V.; PRADO, S. C. C.; ARANTES, F. O.; BRANDÃO, I. N. Marulhos no Litoral Norte do Brasil Gerados por Furacões: caso 24 de outubro de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 10 p., 2001.

IPCC. **Climate Change 2007: Synthesis Report.** IPCC Plenary XXVII, Valencia, Spain 73p. 2007.

KEEFER, D. K; WILSON, R. C; MARK, R. C; BRABB, E. E.; BROWN, W. M.; ELLEN, S. D.; HARP, E. L.; WIECZOREK, G. F.; ALGER, C. S.; ZATKIN, R. S. Real-time landslide warning during heavy rainfall. **Science**, v.238, p. 921-925, 1987.

KNIGHT, C. A.; KNIGHT, N. C. Hailstorms. In: DOSWELL III, C. A. **Severe convective storms.** Boston: American Meteorological Society, 2001. (Meteorological Monographs, v. 28, n. 50, 2001. p. 223-249).

KOBIYAMA, M.; CHECCHIA, T.; SILVA, R. V.; SCHRÖDER, P. H.; GRANDO, A.; REGINATTO, G. M. P. Papel da comunidade e da universidade no gerenciamento de desastres naturais. In: I

Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais, 2004, Florianópolis. Florianópolis: GEDN, **Anais...**, 2004. p. 834-846.

KULICOV, V. A.; RUDNEV, G. V. **Agrometeorologia tropical**. Havana: Científico- Técnica, 1980. 225 p.

MARCELINO, E. V. **Mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamento no município de Caraguatatuba (SP) usando técnicas de sensoriamento remoto e SIG**. São José dos Campos. 218p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2003.

MARCELINO, E.V; NUNES, L. H; KOBIYAMA, M. Balanço de dados de desastres naturais: análise de dados globais e regionais. **Caminhos de Geografia**, v.6, n.19, p.130-149, 2006.

MARCELINO, E. V. **Desastres Naturais e Geotecnologias: Conceitos Básicos**. Caderno Didático nº 1. INPE/CRS, Santa Maria, 2008. 40 p.

MET OFFICE. **Catarina hits Brazil: South Atlantic Hurricane breaks all the rules**. Disponível em: <http://www.metoffice.com/sec2/sec2cyclone/catarina.html>
Acesso em: 30 out. 2004.

MOLION, L. C. B.; FERREIRA, N. J.; MEIRA FILHO, L. G. **O uso de satélites ambientais para o monitoramento de geadas.** São José dos Campos: INPE, 1981. (INPE-2128-RPE/352).

MONTEIRO, M. A. Caracterização climática do estado de Santa Catarina: uma abordagem dos principais sistemas atmosféricos que atuam durante o ano. **Geosul**, v. 16, n. 31, p. 69-78, 2001

MORTON, R. A. **An overview of coastal land loss: with emphasis on the southeastern United States.** Saint Petesburg: USGS, 2003. 28 p. (USGS OFR 03-337).

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration. **Hurricane basics.** [S.I.]: NOAA, 1999. Disponível em: <<http://hurricanes.noaa.gov/pdf/hurricanebook.pdf>>. Acesso em: 20 jun. 2004.

NOBRE, C. A. Mudanças climáticas globais e o Brasil: um peso insuportável? In: II Simpósio de Crédito de Carbono e Ciclo de Debates Estado e Sociedade. **Anais...**, Vitória, 2010.

PINHEIRO, A. Enchente e Inundação. In: SANTOS, R. F. dos (org.) **Vulnerabilidade Ambiental: desastres naturais ou fenômenos induzidos?** Brasília: MMA, 2007. 192p.

PLATE, E.J. Flood risk and flood management. **Journal of Hydrology**, v.267, p.2- 11, 2002.

RUDORFF, F. M. **Geoindicadores e análise espacial na avaliação de suscetibilidade costeira a perigos associados a eventos oceanográficos e meteorológicos extremos**. Florianópolis. 101p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina, 2005.

RUDORFF, F. M; BONETTI, J; MORENO, D. A. Maré de Tempestade. In: Maria Lúcia de Paula Herrmann. (Org.). **Atlas de Desastres Naturais do Estado de Santa Catarina**. Florianópolis. 2006. p.151-154.

SANTOS, I; KOBIYAMA, M. Aplicação do TOPMODEL para zoneamento hidrológico da bacia do rio Pequeno, São José dos Pinhais - PR. In: Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais, 1., 2004, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: GEDN, 2004. p.188-202.

SCHEUREN, J.M; POLAIN, O.; BELOW, R.; GUHA-SAPIR, D.; PONSERRE, S. 2008. **Annual Disaster Statistical Review – The Numbers and Trends 2007**. CRED - Centre for Research on the Epidemiology of Disasters. 2008, Université Catholique de Louvain, Brussels, Belgium. Disponível em: <http://www.emdat.be/Documents/Publications>. Último acesso em agosto de 2009.

SELBY, M.J. **Hillslope materials and processes**. 2ed. Oxford: Oxford Univ. Press, 1993. 451p.

SHIDAWARA, M. Flood hazard map distribution. **Urban Water**, v. 1, p. 125-129, 1999.

SIDLE, R. C.; TAYLOR, D.; LU, X. X.; ADGER, W. N.; LOWE, D. J.; LANGE, W. P.; NEWNHAM, R. M.; DODSON, J. R. Interactions of natural hazards and society in Austral-Asia: evidence in past and recent records. **Quaternary International**, n.118-119, p.181-203, 2004.

SILVA DIAS, M. A. F; GRAMMELSBACHER, E. A. A possível ocorrência de tornados em São Paulo no dia 26 de abril de 1991: um estudo de caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 6, n. 2, p.513-522, 1991.

SILVA, A. M.; SCHULZ, H. E.; CAMARGO, P. B. **Erosão e hidrossedimentologia em bacias hidrográficas**. São Carlos: RiMa, 2003. 140 p.

SREX, **Risco climático é real**, Disponível em: <http://www.ecopolitica.com.br/2011/11/21/orisco-climatico-e-real-e-presente-dizem-os-cientistas-do-ipcc/> Acesso em 14-04-2013.

TAVARES, A. C; SILVA, A. C. F. Urbanização, chuvas de verão e inundações: uma análise episódica. **Climatologia e Estudos da Paisagem**. Rio Claro. Vol. 3, n.1, 2008.

TOBIN, G. A.; MONTZ, B. E. **Natural Hazards: explanation and integration**. New York: The Guilford Press, 1997, 388p.

USGS. **Controlled Flooding of the Colorado River in Grand Canyon**: the Rationale and Data-Collection Planned Disponível em: <http://water.usgs.gov/wid/FS_089-96/FS_089-96.html> Acesso em: 29 de agosto de 2003.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: INMET, 2000. 522p.

VIANELLO, R. L; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV, 1991. 449 p.

WALTON, T. L. **Hurricane**: resistant construction for home. Florida: Florida Sea Grant Publication/NOAA, 1976. 32 p. (FLSGP-T1-76-003 C2).

WEBSTER, P. J; HOLLAND, G. J.; CURRY, J. A.; CHANG, H. R. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. **Science**, v. 309, p. 1844-1846. 2005.

WHITE, G. F. Natural hazards research: concepts, methods and policy implications. In: WHITE, G. F. **Natural hazards: local, national, global**. New York: Oxford Univ. Press, p.3-16, 1974.

WILSON, R. C; WIECZOREK, G. F. Rainfall threshold for the initiation of debris flows at La Honda, California. **Environmental and Engineering Geosciences**, v.1, p.11-27, 1995.

ZÊZERE, J. L; FERREIRA, A. B.; RODRIGUES, M. L. Landslide in the North of Lisbon Region (Portugal): conditioning and triggering factors. **Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy**, v. 24, n. 10, p. 925-934, 1999.

CAPÍTULO 2

MÉTODO DE PREVISÃO DE TROVOADAS NO NORDESTE BRASILEIRO

Vladimir Levit

Edwans Silva Cordeiro

Lucas Carvalho Vieira Cavalcante

2.1 Introdução

Trovoada consiste em um fenômeno meteorológico bastante comum em diversas localidades do planeta sendo também considerado um dos fenômenos mais perigosos que existem na atmosfera terrestre.

A expressão “trovoada” é utilizada como um termo técnico, pois indica a presença das nuvens denominadas Cumulonimbus (FELICIO, 2005), as quais provocam descargas elétricas de grande intensidade e, com elas, outros fenômenos meteorológicos tais como precipitação intensa, rajadas (ventos fortes), formação de gelo em altos níveis (topo das nuvens), granizo e turbulência.

As trovoadas prejudicam várias atividades socioeconômicas e podem até causar a perda de vidas

humanas. Foi constatado por Cardoso (2011), usando os dados levantados pelo Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), que, entre os anos 2000 e 2009, 1321 pessoas morreram atingidas por raios no Brasil, onde 18% delas ocorreram no Nordeste.

A ocorrência deste fenômeno para o Nordeste Brasileiro (NEB) demonstra certa carência em relação aos estudos voltados a este tema. Desta forma, algumas pesquisas começaram a ser desenvolvidas no Laboratório de Meteorologia Sinótica e Física da Universidade Federal de Alagoas, a fim de se obter resultados concisos, para então divulgá-los por meio de publicações, sejam elas em Congressos e/ou Revistas nacionais ou internacionais. O primeiro estudo sobre a atuação deste fenômeno no estado de Alagoas foi realizado por Brito (2008). Este estudo consistia na análise da frequência das trovoadas no Estado de Alagoas, entre os anos de 1998 e 2007, e dos processos sinóticos e termodinâmicos associados à sua formação.

Com base neste estudo foi criada uma primeira versão do método de previsão (BRITO, 2011). Todavia a parte termodinâmica do método foi realizada utilizando apenas 5 do total de casos registrados. A Continuação deste estudo, para os anos de 2008 a 2010, foi feita por Cordeiro (2011), dando mais ênfase na termodinâmica, além de ampliar o banco de dados. Posteriormente, em sua tese de mestrado Cordeiro (2014) realizou um estudo climatológico das trovoadas entre os anos de 1998 e 2012, aperfeiçoando o

método de previsão. Cavalcante (2014) prosseguiu o estudo nos anos de 2013 e 2014, acrescentando a influência do relevo a análise termodinâmica do método.

Neste capítulo está apresentado o método mais completo de previsão de trovoadas no NEB.

2.2 Método de Previsão de Trovoadas

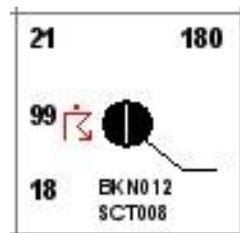
2.2.1 Identificação de trovoadas

2.2.1.1 Dados das estações meteorológicas

As trovoadas são registradas em estações meteorológicas primeiramente pelo observador e em seguida são distribuídas de diversas maneiras, através de códigos SYNOP e METAR. Estes dados tiveram alcance máximo de 20 km de raio da estação meteorológica. Os exemplos destes dados podem ser vistos na Figura 1.

SPECI SBMO 180925Z 06003KT 3000 BR
BKN010 SCT020 BKN070 23/23 Q1017=

(a)



(b)

Figura 1. Exemplo de identificação de trovoadas obtida pelos seguintes dados: (a); METAR (b) e SYNOP (c).

Fonte: Redemet

2.2.1.2 Dados do satélite da Tropical Rainfall Measuring Mission

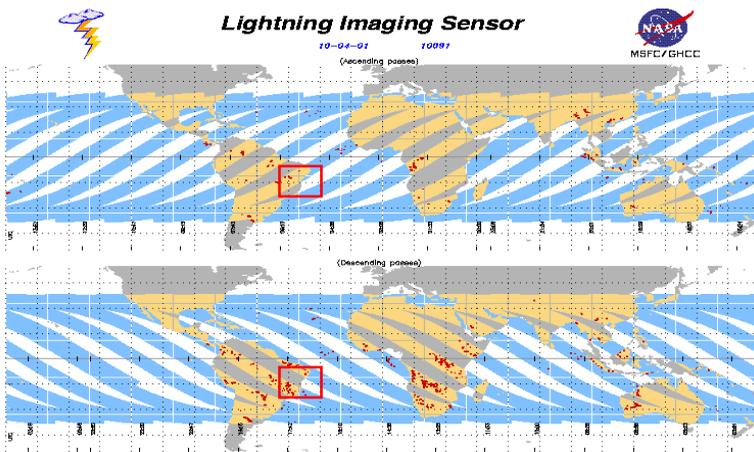
O satélite da Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) foi um projeto, em conjunto entre o National Aeronautics and Space Administration (NASA) e o Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA), que oficialmente chegou ao fim no dia 15 de abril de 2015. Lançado em Novembro de 1997, com um período de vida de 3 anos, produziu mais de 17 anos de dados científicos valiosos. O satélite TRMM descreve uma órbita tropical, inclinada em relação ao equador. Esta inclinação limita a órbita do TRMM à banda tropical aumentando sua resolução temporal. Este se situa a aproximadamente 400 km de altitude e viaja a uma velocidade de 7 quilômetros por segundo enquanto orbita a Terra.

O satélite TRMM tem 5 sensores a bordo, os quais são: 1) Precipitation Radar (PR), 2) TRMM Microwave Imager (TMI), 3) Visible Infrared Scanner (VIRS), 4) Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES), 5) Lightning Imaging Sensor (LIS).

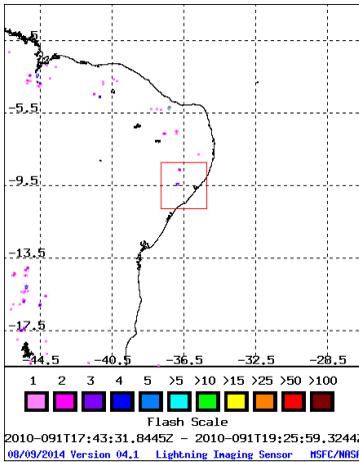
O Lightning Imaging Sensor (LIS) é um instrumento usado para detectar a distribuição e variabilidade de relâmpagos que ocorre nas regiões tropicais do globo. Ele registra o tempo de ocorrência de um evento relâmpago, mede a energia radiante e estima o local, durante o dia e a noite, com elevada eficiência de detecção. O LIS observa a

atividade de relâmpagos, em parte da área, entre as latitudes de 35°S a 35°N.

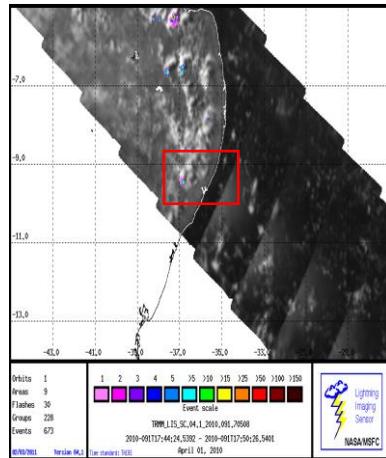
A Figura 2 exemplifica como a trovoada é registrada para o estudo. As áreas das faixas em cor branca não são monitoradas pelo sensor LIS. Já as áreas em cor azul, são faixas que são monitoradas pelo sensor (figura 2a). As Figuras 2b e 2c mostram imagens ampliadas do satélite TRMM para o mesmo dia. A figura mostra um exemplo com dados obtidos pelo satélite TRMM para o dia 01 de Abril de 2010, onde foi apontada trovoada sobre o estado de Alagoas.



(a)



(b)



(c)

Figura 2. Regiões com informação (em azul) e sem informação (em branco), produzida pelo sensor LIS para o dia 01 de abril de 2010 (a) e imagem ampliada para o mesmo dia (b) e (c) através do Satélite TRMM.

Fonte: TRMM, NASA.

2.2.2 Climatologia de trovoada

A análise climatológica de trovoadas foi criada em um período de 15 anos para o Estado de Alagoas. Durante este período foram encontrados 212 eventos, com ocorrência do fenômeno adverso. A trovoada esteve com maior presença dentre os meses onde predominam as temperaturas mais altas em Alagoas, ou seja, em Janeiro, Fevereiro e Março

(Tabela 1, Figura 3). Nestes meses é observada uma média de três casos por mês.

Tabela 1. Frequência e soma de trovoadas em um período de 15 anos (1998 à 2012), utilizando dados do Aeroporto Zumbi dos Palmares e dados do Satélite TRMM.

Fonte: Cordeiro (2014)

Ano/ Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Soma/ Ano
1998	3	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	6
1999	1	1	4	0	2	0	0	0	0	0	1	4	13
2000	5	3	0	0	2	0	0	0	0	0	1	0	11
2001	0	0	2	0	0	0	1	0	0	2	0	7	12
2002	4	4	2	2	0	0	0	0	0	0	3	1	16
2003	4	5	2	2	0	0	0	2	0	0	0	1	16
2004	5	2	2	0	1	0	0	0	0	0	1	1	12
2005	4	2	5	1	1	1	0	0	0	0	0	3	17
2006	0	4	5	6	2	0	0	0	0	0	2	0	19
2007	1	8	3	6	1	0	0	0	0	0	0	1	20
2008	2	5	8	1	3	0	0	0	0	0	0	2	21
2009	0	1	1	2	3	0	0	0	0	0	0	2	9
2010	7	1	4	3	0	0	0	0	0	3	0	2	20
2011	5	3	3	4	1	0	0	0	0	0	0	0	16
2012	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
Soma mês	44	40	43	28	16	2	1	2	0	5	8	24	212 Casos
Média por mês	2,9	2,7	2,9	1,9	1,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,3	0,5	1,6	

Nos meses do inverno e da primavera (de Junho à Novembro) as trovoadas são raras e, por isso, não foram observados em todos os anos. Vale destacar que, em Setembro não se obteve registros de trovoadas. Além destes,

os meses de Dezembro, Abril e Maio, também apresentaram um número de casos bem distribuídos ao longo das estações.

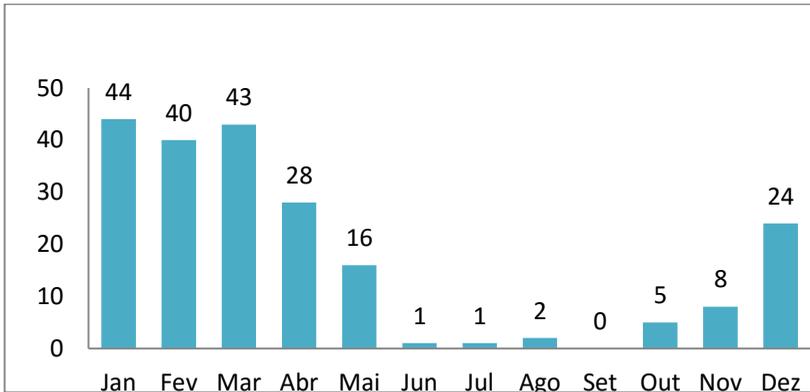


Figura 3. Número de eventos com trovoadas ocorrentes em todos os meses, dentre o período de 15 anos (1998-2012) em Alagoas.

Fonte: Cordeiro (2014)

A primeira parte do fluxograma para previsão de trovoadas em curto prazo trata-se da Climatologia (Figura 4). Nesta etapa o meteorologista recebe a informação sobre a possibilidade de ocorrência do fenômeno adverso.

A Figura 4 mostra os meses de ocorrência das trovoadas em Alagoas, sendo aqueles, grifados em cor vermelha, os meses com maior frequência (Janeiro, Fevereiro e Março).

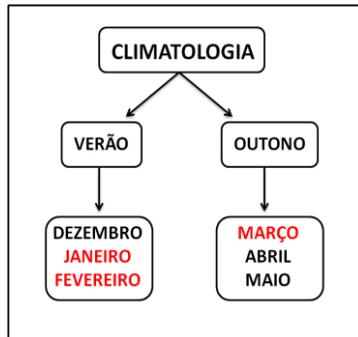


Figura 4. Fluxograma climatológico dos eventos com trovoadas para o Estado de Alagoas, apresentados, em cor vermelha, os meses com maior frequência de trovoadas.

Fonte: Cordeiro (2014)

2.3 Passo 2: Análise Sinótica

A análise sinótica começa na observação de sistemas béricos, tais como, ciclones, anticiclones, cavados e cristas (DJURIC, 1994; FEDOROVA, 2001; FEDOROVA, 2008a). Para identificação desses sistemas nas regiões tropicais, é melhor utilizar os mapas de Linhas de Corrente. Vale salientar que, para as regiões extratropicais, ou seja, fora dos trópicos, é mais comum utilizar os mapas de campos de pressão ao invés dos mapas de linhas de corrente. Em seguida, deve-se analisar a distribuição espacial dos mesmos, ou seja, a profundidade destes sistemas deve ser avaliada usando os mapas horizontais nos níveis padrões. A identificação dos sistemas

principais, os quais atuam no NEB e que também estão ligados à formação das trovoadas, será apresentado a seguir.

2.3.1 Sistemas sinóticos associados às trovoadas no NEB

Sistemas como Cavados, Cristas, Circulações Ciclônicas e Anticiclônicas são fáceis de identificar, pois podem ser notados em quaisquer níveis atmosféricos (Figura 5). Os cavados e circulações ciclônicas são identificados pelas circulações no sentido horário no Hemisfério Sul, já as Cristas e Circulações Anticiclônicas são identificadas por circulações anti-horárias. Os cavados e cristas apresentam as linhas de corrente curvadas semi abertas, mas circulações ciclônicas e anticiclônicas mostram as linhas de corrente fortemente curvadas como espirais fechadas. Os exemplos destes sistemas são apresentados na Figura 5.

A identificação de sistemas como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) e Vórtice Ciclônico de Médios Níveis (VCMN) pode ser feita somente com análise conjunta dos sistemas em vários níveis.

Meteorologia em tópicos – volume 3

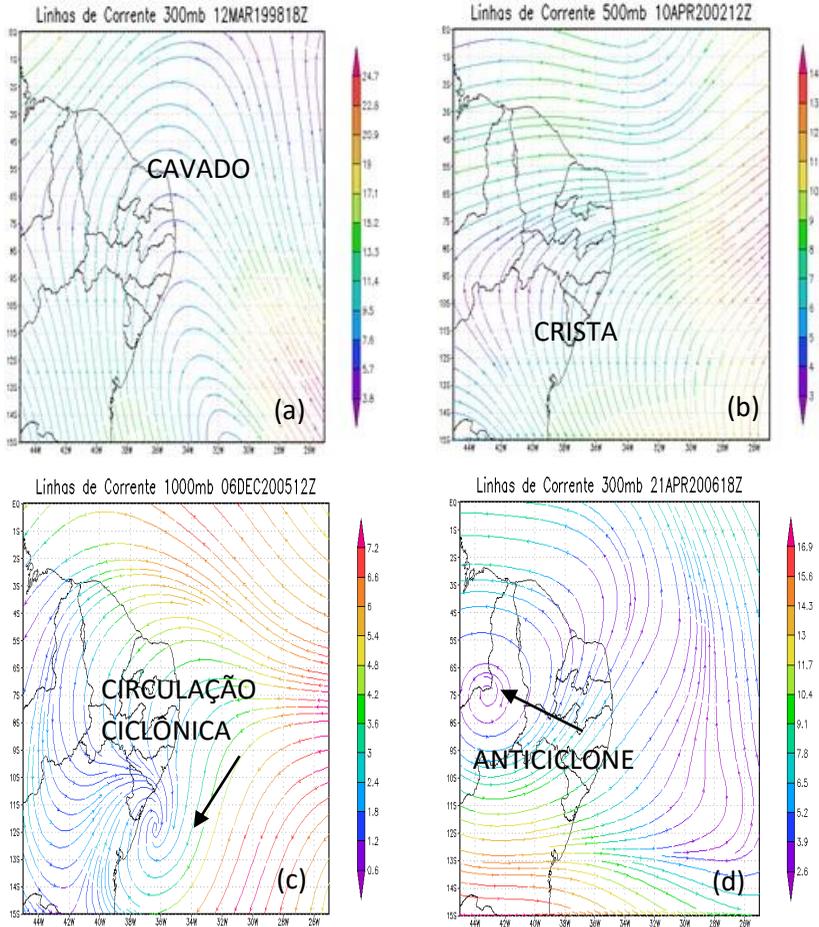


Figura 5. Exemplos de sistemas sinóticos encontrados através do campo de Linhas de Corrente: (a) Cavado, (b) Crista, (c) Circulação Ciclônica e (d) Anticiclone.
Fonte: Cordeiro (2014).

O Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN) possui circulação ciclônica fechada somente em altos níveis (200-300 hPa), o qual pode ser estendido até médios níveis (500 hPa), em casos mais intensos (KOUSKY, GAN, 1981; FEDOROVA, 2008b). A Figura 6 demonstra um exemplo de VCAN intenso com centro no nível de 300 hPa (Figura 6a). Este VCAN foi verificado de altos níveis até médios níveis (Figura 6b) e não foi observado em baixos níveis (Figura 6c).

A Zona de Convergência Intertropical é uma região onde há convergência dos alísios nos dois Hemisférios (UVO, NOBRE, 1989; XAVIER et al., 2000; FEDOROVA, 2008b). Por isso, em baixos níveis esta zona deve ser identificada através da confluência dos ventos com componente de norte e de sul. Esta confluência cria os movimentos ascendentes e, conseqüentemente, difluência em altos níveis. Para confirmar a localização da ZCIT deve ser analisado juntamente os mapas de linhas de corrente em baixos e altos níveis. O exemplo na Figura 7 mostra confluência dos ventos passando pelas regiões centrais do NEB e difluência em altos níveis.

Meteorologia em tópicos – volume 3

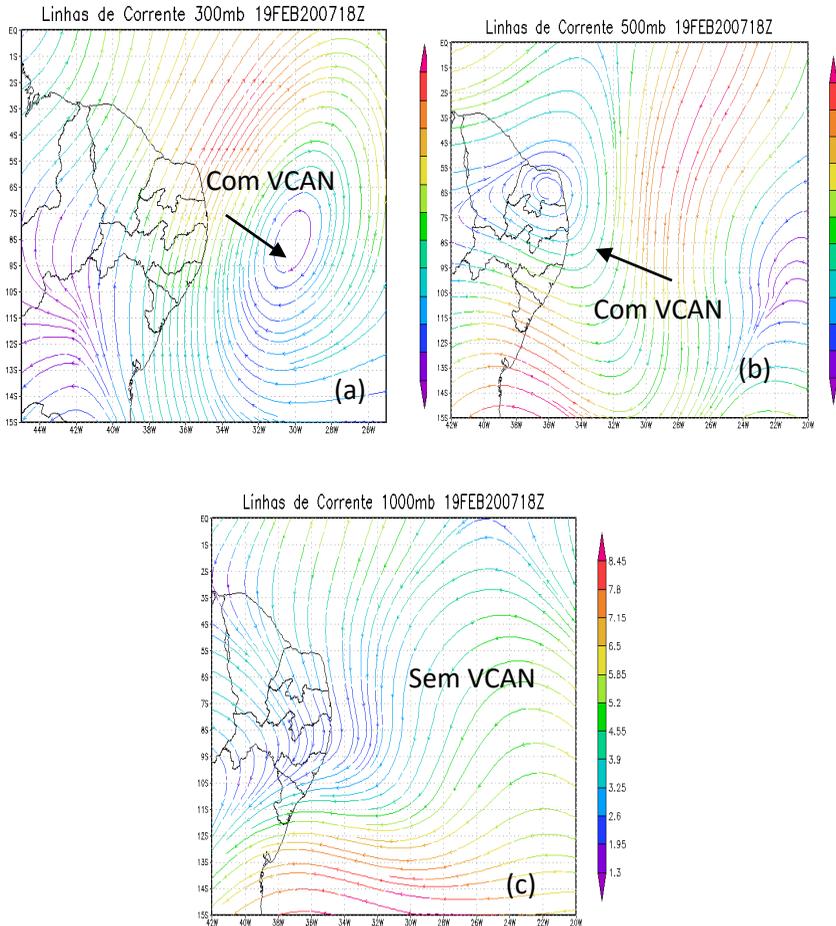


Figura 6. Exemplo de um VCAN intenso identificado pelas Linhas de Corrente nos níveis principais: a) no nível de 300 hPa; b) no nível de 500 hPa; a) no nível de 1000 hPa .

Fonte: Cordeiro (2014)

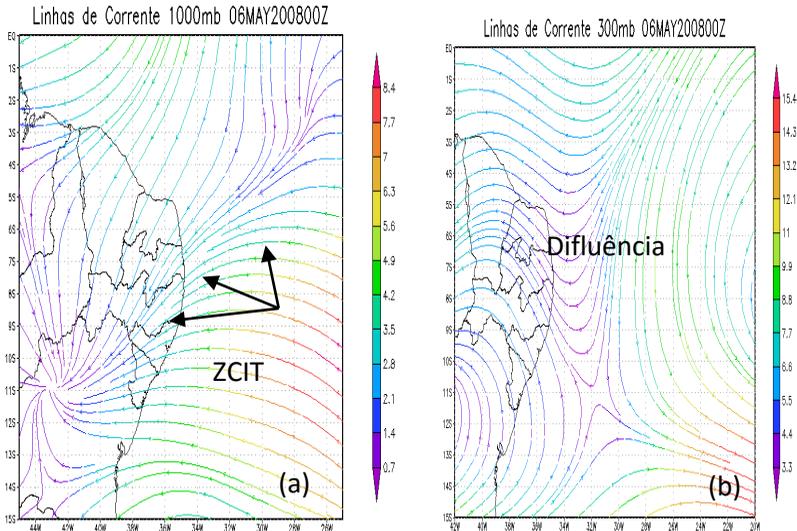


Figura 7. Exemplo de Linhas de Corrente associado à ZCIT: (a) nível de 1000 hPa; (b) nível de 300 hPa.

Fonte: Cordeiro (2014)

O Vórtice Ciclônico em Médios Níveis (VCMN) é um sistema pouco descrito na literatura (ver Capítulo 3 do mesmo livro). O VCMN está presente somente em médios níveis, geralmente, desde 700 hPa até de 500 hPa. Raramente este sistema atinge níveis mais altos (400 hPa) e muito mais difícil de ocorrer quando aparece em baixos níveis (800 hPa). A Figura 8 mostra um exemplo de VCMN onde o mesmo foi identificado somente em 500 hPa.

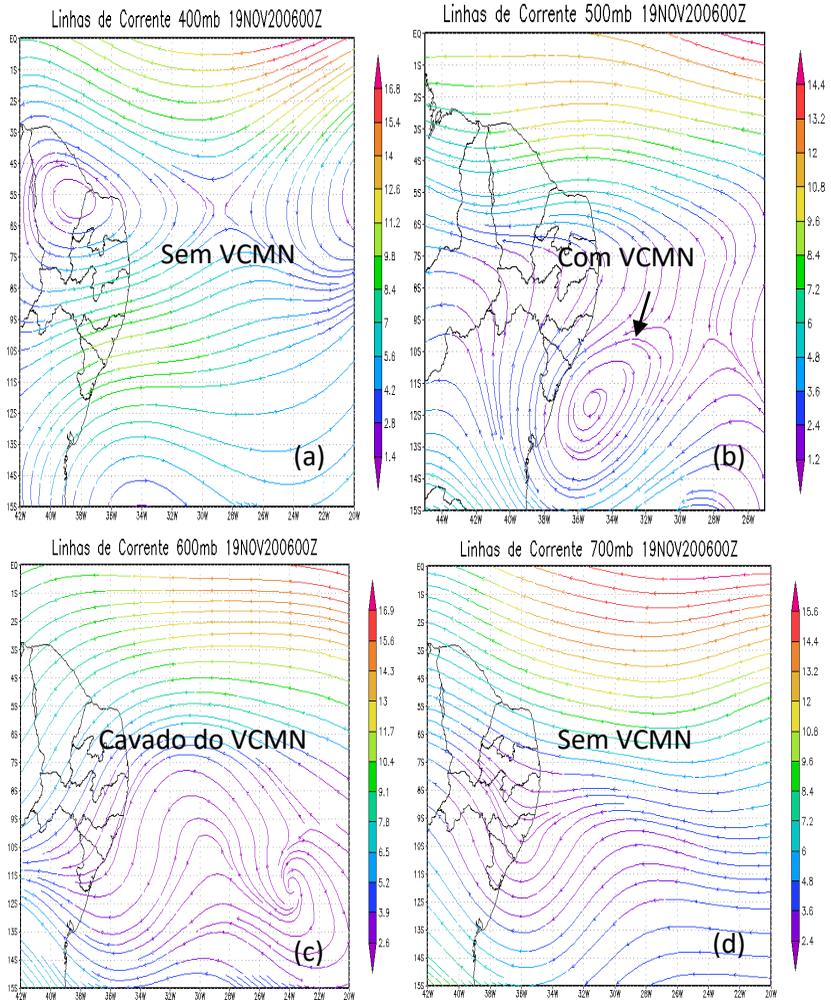


Figura 8. Exemplo do VCMN nos campos de Linhas de Corrente nos níveis de: (a) 400 hPa; (b) 500 hPa; (c) 600 hPa; (d) 700 hPa.

Fonte: Cordeiro (2014)

A zona frontal na região tropical perde suas características típicas quando se encontram fora das regiões extratropicais (KOUSKY, 1979; FEDOROVA et al., 2015). Os cavados, associados com ciclones baroclínicos, e onde se localizam as frentes extratropicais ficam mais ao sul e raramente estão estendidos até estas latitudes. Os gradientes térmicos praticamente não são visíveis em áreas tropicais (figura 9). As zonas frontais são mais fáceis de se identificar pelos mapas de advecções de temperatura. A zona frontal fica entre as regiões com advecção positiva (na vanguarda da frente) e advecção negativa (na retaguarda da frente).

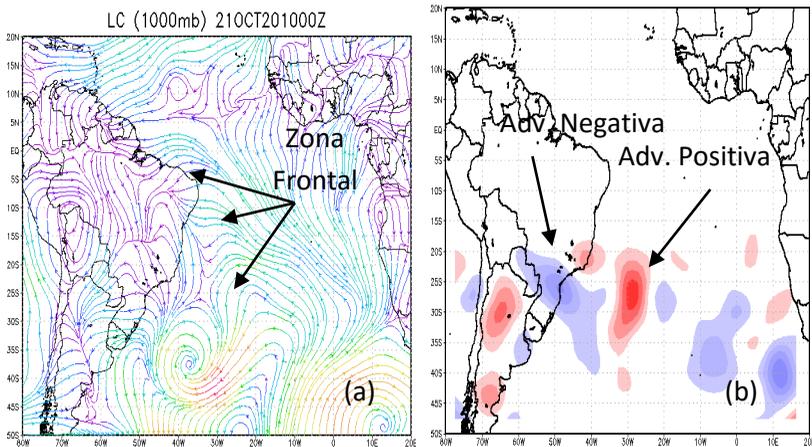


Figura 9. Exemplo de zona frontal influenciando o NEB, no campo de Linhas de Corrente, para o nível de 1000 hPa (a) e; campo de Advecção de Temperatura (b), indicando, pela cor vermelha Advecção Positiva e, pela cor azul, Advecção Negativa. **Fonte:** Cordeiro (2014)

2.3.2 Frequência dos sistemas sinóticos

Trovoadas se formam através de determinados sistemas sinóticos. No NEB, em baixos níveis, predominam os ventos alísios e raramente passam nas periferias das zonas frontais (KOUSKY, 1979; FEDOROVA et al., 2015;). Nos dias com trovoadas os alísios tem curvatura ciclônica (RODRIGUES et al, 2010). Por isso, estes sistemas são utilizados para previsão de trovoadas.

Os VCAN e Cavados em Altos Níveis são sistemas na troposfera alta associados com trovoadas (Figura 10). A maioria das trovoadas são formadas dentro da circulação do VCAN. Estes sistemas predominam na época quente do ano (KOUSKY, GAN, 1881; FEDOROVA, 2008b).

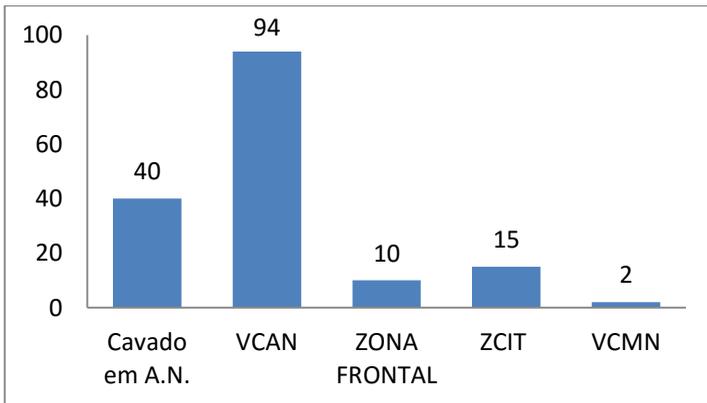


Figura 10. Sistemas sinóticos (número de eventos) associados com trovoadas no NEB.

Fonte: Cordeiro (2014)

ZCIT (UVO, NOBRE, 1989; XAVIER et al, 2000) e Zonas Frontais raramente passam pelas regiões centrais do NEB (KOUSKY, (1979; FEDOROVA, 2008b). A ZCIT atinge estas regiões na época mais quente devido ao deslocamento da mesma em relação a posição aparente do Sol. Zonas Frontais passam durante todo ano (em média uma frente por mês). Já os VCMN são muito raros e, associados a eles, foram identificados somente 2 eventos dentre os 15 anos de análise. Com isso torna-se mais complicado fazer previsão observando este sistema. O mesmo ainda está em fase de pesquisas.

2.3.3 Análise dos sistemas sinóticos para previsão das trovoadas no NEB

Trovoadas se formam em uma determinada área dos sistemas sinóticos. Estas áreas são identificadas, em sistemas de circulação aberta, como Cavados, especialmente em Altos Níveis, e de circulação fechada, como os Vórtices Ciclônicos (VCAN e VCMN).

Dentre os casos analisados, as trovoadas localizaram-se com maior predominância entre a Retaguarda do Cavado e Vanguarda da Crista em Altos Níveis e mais raro no eixo do cavado (Figuras 11 e 13b). Em seguida, observa-se um modelo de como identificar a trovoadas através das regiões do Cavado em Altos Níveis, apresentados na Figura 12.

Meteorologia em tópicos – volume 3

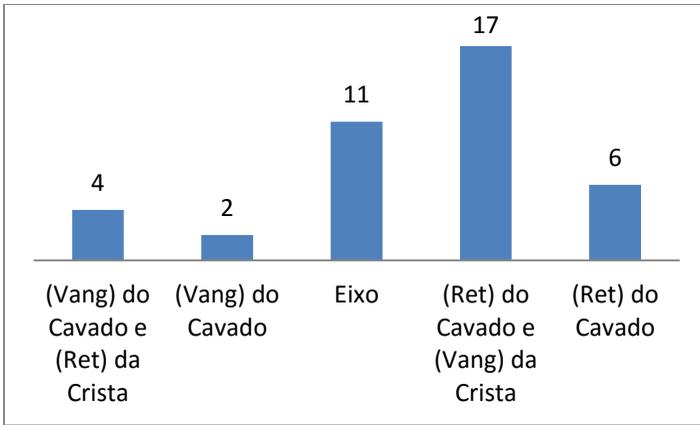
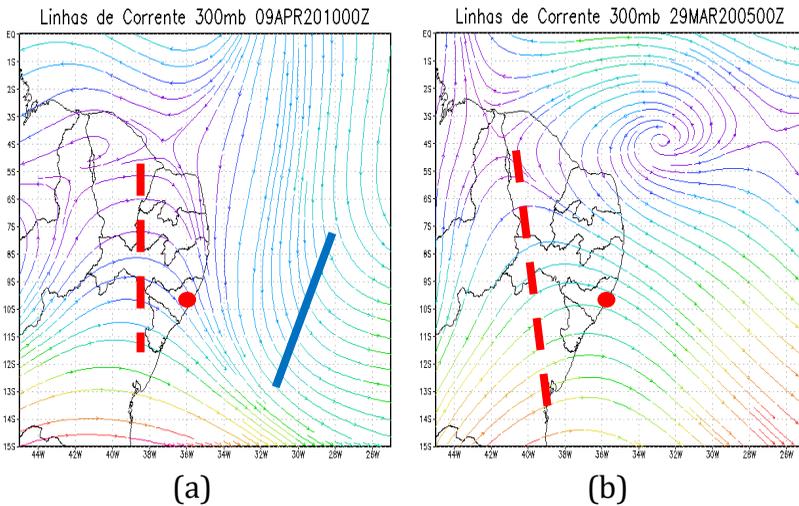


Figura 11. Localização das trovoadas (número de eventos) nos sistemas sinóticos com circulação aberta (cavados e cristas) em altos níveis da troposfera.

Fonte: Cordeiro (2014)



Meteorologia em tópicos – volume 3

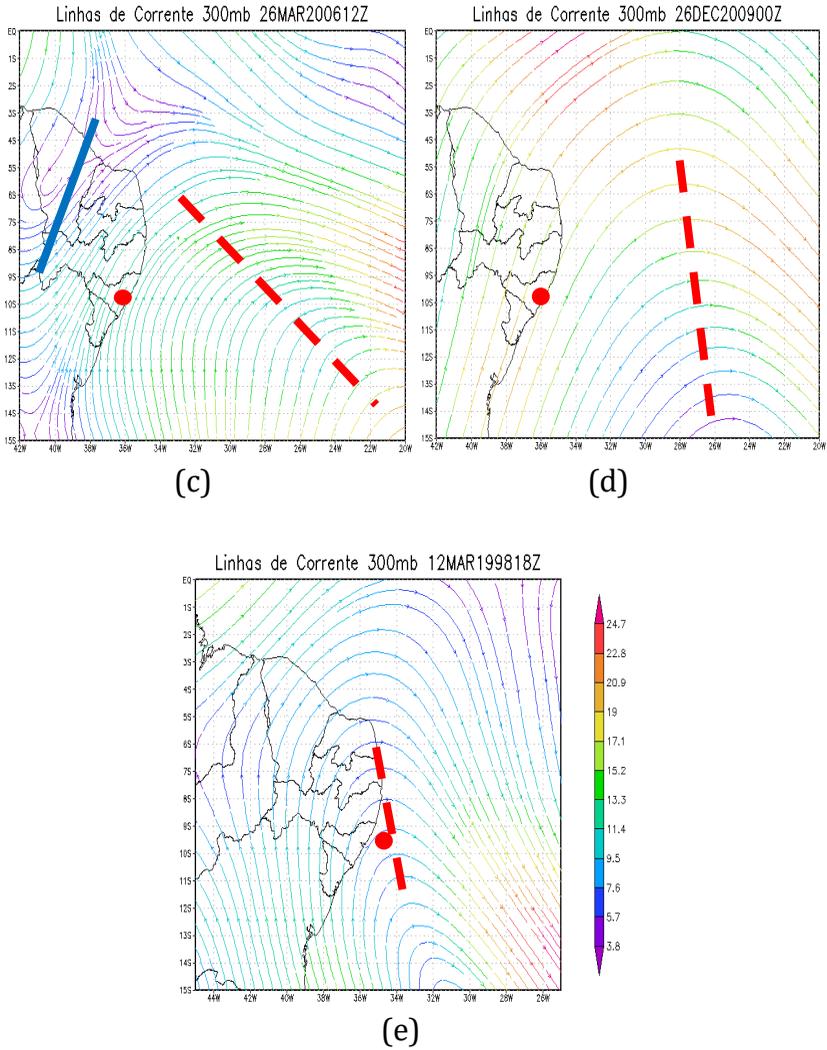


Figura 12. Identificação da região do sistema sinótico para a região de previsão da trovoada (ponto vermelho) em relação

ao Cavado em Altos Níveis, com linha vermelha tracejada indicando eixo do cavado e linha azul indicando eixo da Crista: (a) Vanguarda do Cavado e Retaguarda da Crista, (b) Vanguarda do Cavado, (c) Retaguarda do Cavado e Vanguarda da Crista, (d) Retaguarda do Cavado, (e) Eixo do Cavado.

Fonte: Cordeiro (2014)

Para o VCAN, as regiões onde foram mais observadas as trovoadas situaram-se no norte e oeste do vórtice (Figura 13a). Em seguida, houve casos em que as trovoadas se formaram no leste e centro do vórtice e muito pouco no sul e sudeste.

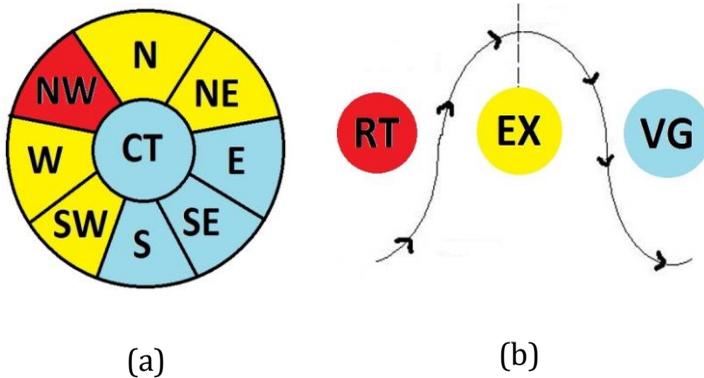


Figura 13. Posicionamento das trovoadas: (a) no VCAN e (b) no Cavado em Altos Níveis.

Siglas: N (Norte); NE (Nordeste); E (Este); SE (Sudeste); S (Sul); SW (Sudoeste); W (Oeste); NW (Noroeste); RT (Retaguarda); EX (Eixo); VG (Vanguarda). As cores em

Vermelho mostram maior frequência, em Amarelo, são de frequência intermediária e, em Azul, são os casos com menor frequência.

Fonte: Cordeiro (2014).

O fluxograma na Figura 14 apresenta todos os sistemas sinóticos associados com trovoadas. Também, no mesmo, são mencionadas as regiões preferenciais de maior ocorrência deste fenômeno adverso. No final desta etapa, o meteorologista tem informação das reais condições sinóticas para formação de trovoadas e, conseqüentemente, se precisa ou não continuar a elaboração da previsão e acompanhamento do sistema.

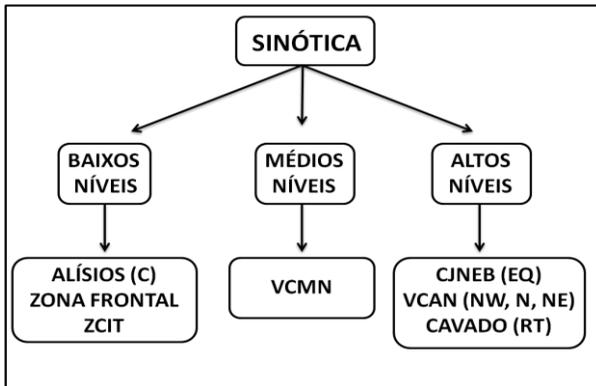


Figura 14. Fluxograma do Passo 2- sinótico.

Abreviaturas dos sistemas sinóticos: Alísios (c): Alísios com curvatura ciclônica; VCMN: Vórtice Ciclônico de Médios

Níveis; CJNEB: Corrente de Jato no NEB; VCAN: Vórtice Ciclônico de Altos Níveis;

Siglas entre parênteses: C (curvatura Ciclônica); EQ (Entrada no lado Quente); NW (Noroeste); N (Norte); NE (Nordeste); RT (Retaguarda).

Fonte: Brito (2011), Cordeiro (2014)

2.4. Passo 3: Análise Termodinâmica

A análise termodinâmica é baseada nos perfis verticais de temperatura e umidade construídos para previsão das trovoadas (HOUGHTON, 1985; IRIBARNE & GODSON 1986; LEE & WESTON 1969; WALLACE & HOBBS, 1977; VAREJÃO-SILVA, 2000; VIANELLO & ALVES, 2000). Para isso, são elaborados perfis verticais simulados (Ps) para o instante onde ocorreu o evento de trovoada, e perfis verticais previstos (Pp) para horas antes da ocorrência do mesmo. Ambos os perfis devem ser avaliados pelo método termodinâmico.

2.4.1 Passo 3.1: Elaboração de perfil vertical de temperatura e umidade simulado

Os Perfis simulados (Ps) são plotados nas coordenadas onde foi identificado a trovoada. A plotagem é feita através do programa GrADS (disponível gratuitamente em:

<http://www.iges.org/grads/>) usando os dados de reanálise do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.pressure.html>), dados do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=pl>), ou de qualquer outra fonte. As variáveis utilizadas para construção de ambos os perfis são: componente u e v do vento, umidade relativa e temperatura do ar.

2.4.2 Passo 3.2: Elaboração de perfil vertical de temperatura e umidade previsto

A elaboração do perfil vertical previsto é baseada nas trajetórias das parcelas de ar nos 10 níveis padrões (1000, 950, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400 e 300hPa). Estas trajetórias podem ser construídas através dos mapas de linhas de corrente (DJURIC, 1994) ou por algum modelo atmosférico, como o modelo HYSPLIT (BRITO, 2011).

2.4.2.1 Modelo HYSPLIT

O modelo Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT) é um sistema completo para a computação em trajetórias simples da parcela de ar para

dispersões e simulações complexas. O desenvolvimento inicial foi resultado de um esforço conjunto entre o *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e Bureau de Meteorologia da Austrália.

Entre os produtos gerados pelo modelo existe as trajetórias das parcelas de ar. Pode ser construída a trajetória única ou múltipla (espaço ou tempo). Computações podem ser feitas para frente (para onde vai se deslocar a parcela de ar) ou para trás no tempo (de onde se deslocou a parcela de ar até a região da previsão). O movimento do padrão vertical pode ser calculado utilizando campo de Omega.

O modelo HYSPLIT pode ser executado com vários dados de entrada com grades aninhadas; Links para Air Resources Laboratory (ARL) e para o servidor de dados meteorológicos do National Weather Service (NWS); Acesso a arquivos, incluindo previsões e NCAR / NCEP reanálise; Software adicional para converter dados de modelos como MM5, RAMS, COAMPS, WRF e outros dados; Programas utilitários para exibir e manipular dados meteorológicos.

O modelo HYSPLIT (modelo on-line) está disponível no site: http://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php. As trajetórias das parcelas de ar podem ser calculadas com 12, 24, 36 e 48h de antecedência. A direção da trajetória utilizada como método de previsão de trovoadas é a BACKWARD, isto é, a trajetória de onde a parcela de ar veio. O ponto final da trajetória, no plano horizontal, é determinado pela latitude e longitude do local para qual é feita a previsão da trovoadas. A

trajetória deve ser calculada para cada um dos 10 níveis (1000, 950, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400 e 300hPa).

As saídas do modelo são gráficas nos planos horizontal (latitude, longitude) e vertical (níveis de pressão) e também são disponibilizados os dados a cada hora em uma Tabela em formato ASCII.

A figura 15 mostra um exemplo de como foi obtido a trajetória da parcela, no nível de 300hPa, de um evento que ocorreu no dia 3 de novembro de 2013, as 18h UTC, em Maceió- AL.

1) Primeiramente, para o cálculo das trajetórias de datas passadas, é selecionada a opção “Compute archive trajectories” como mostra a figura 15a. Logo após são escolhidos o número de pontos a partir do qual serão calculadas as trajetórias (Number of Trajectory Starting Locations), e o tipo da trajetória (Type of Trajectory). Nesse exemplo (Figura 15b), é escolhido apenas uma única trajetória e do tipo “normal”, ou seja, que parte de um único ponto.

2) é colocada a latitude e longitude do local para qual é feita a previsão da trovoadas. No exemplo da figura 15c foram usadas as coordenadas de Maceió (9,6°S e 36°W).

3) é escolhido o ano, o mês e o “w” que ocorreu a trovoadas, onde cada “w” representa um intervalo de 7 dias.

No exemplo (Figura 15d) foi selecionado o mês de novembro de 2013 e o “w1”, que compreende os dias 1 a 7.

4) São escolhidos: A direção da trajetória, ou seja, para onde a parcela irá se deslocar (Forward) ou de onde a parcela de ar veio (Backward); o tempo total da trajetória; o dia e o horário da ocorrência do evento; e a altitude, em metros, do nível de pressão. No exemplo, o intuito é avaliar as condições da atmosfera com 12h antes do evento de trovoadas. Por isso, foi selecionado, respectivamente: para trás; 12h; dia 3 as 18h UTC; e a altitude de 9380m, que equivale ao nível de 300hPa (Figura 15e). Este mesmo processo é feito para 24, 36 e 48h.

5) são apresentados os resultados do modelo (Figura 15f), onde a trajetória da parcela pode ser obtida em forma de imagem (Figura 15g) ou em forma de coordenadas geográficas (Figura 15h).

(a)

(b)

Meteorologia em tópicos – volume 3

Meteorology & Starting Location(s)

Trajectory Calculation

Meteorology: GDAS (1 degree, global, 2006-present) [More info](#)

Source Location (enter using **one** of the following methods):

Decimal Degrees Latitude: 9.6 S Longitude: 36.0 W

Hold mouse over icon to get Lat/Lon from MapQuest map.

DDD/MM/SS Latitude: Deg. Min. Sec. N Longitude: Deg. Min. Sec. W

City (Country or State: name: lat: lon):

Airport or WMO ID (i.e., dca): [ID Lookup](#)

[Reset Form](#) [Next>](#)



Privacy Policy | Contact Us
Web site owner: Air Resources Laboratory, NOAA's Office of Atmospheric Research, National Oceanic and Atmospheric Administration.

(c)



[ARL Home](#) > [READY](#) > [Transport & Dispersion Modeling](#) > [HYSPLIT](#) > [HYSPLIT Trajectory Model](#)

Meteorology File

Meteorology: Archived GDAS1
Source Location: Lat: -9.600000 Lon: -36.000000

Choose an archived meteorological file

Archive File: gdas1.nov13.wd

[Next>](#)



Privacy Policy | Contact Us
Web site owner: Air Resources Laboratory, NOAA's Office of Atmospheric Research, National Oceanic and Atmospheric Administration.

(d)

Meteorologia em tópicos – volume 3

Model Parameters

Trajectory direction: Forward Backward (Change the default start time!) [More info ▶](#)

Vertical Motion: Model vertical velocity Isobaric Isentropic [More info ▶](#)

Start time (UTC): Current time: 01:12
 year: 13 month: 11 day: 03 hour: 18 [More info ▶](#)

Total run time (hours): 12 [More info ▶](#)

Start a new trajectory every: 0 hrs Maximum number of trajectories: 24 [More info ▶](#)

Start 1 latitude (degrees): -9.600000 [More info ▶](#)

Start 1 longitude (degrees): -36.000000 [More info ▶](#)

Start 2 latitude (degrees):

Start 2 longitude (degrees):

Start 3 latitude (degrees):

Start 3 longitude (degrees):

Level 1 height: 9380 ← 300hPa meters AGL meters AMSL [More info ▶](#)

Level 2 height: 0

Level 3 height: 0

(e)

HYSPLIT Trajectory Model Results

HYSPLIT MODEL RESULTS FOR JOB NUMBER 134961

Tue Oct 27 21:53:56 EDT 2015
 The model and graphics are now complete.
 Finished generating graphics for job 134961.
 Creating traj PDF file
 Complete Trajplot

RESULTS	Click on text link to view images in a new window.	
	GIF Plots	PDF Plots
Trajectories	.gif	.pdf

← IMAGENS DA TRAJETORIA DA PARCELA DE AR

- Modify the trajectory plot without rerunning the model.

• [Trajectory endpoints file.](#) ←

TRAJETORIA DA PARCELA EM COORDENADAS GEOGRAFICAS

- Trajectory endpoints format help.

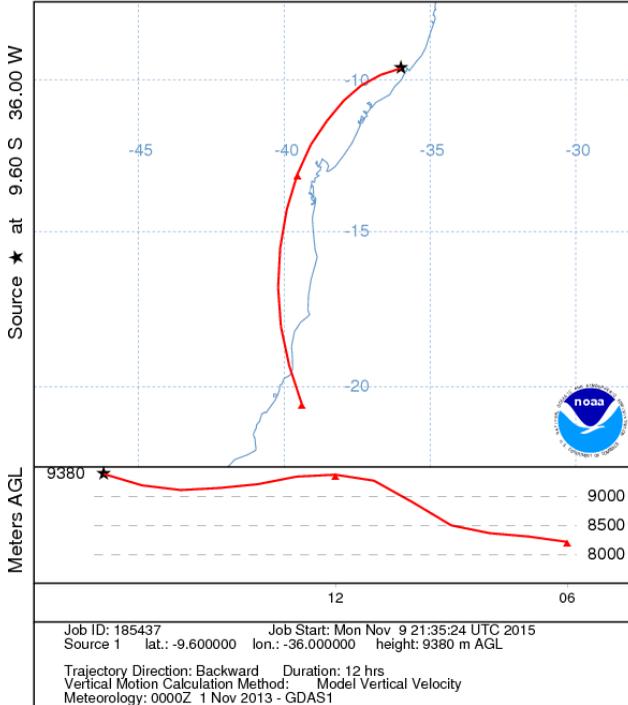
- HYSPLIT SETUP file.
- HYSPLIT CONTROL file.
- HYSPLIT MESSAGE (diagnostics) file.
 - MESSAGE file format help (pdf)

[Return to main menu \(keep user inputs\)](#)

(f)

Meteorologia em tópicos – volume 3

NOAA HYSPLIT MODEL
 Backward trajectory ending at 1800 UTC 03 Nov 13
 GDAS Meteorological Data



(g)

Meteorologia em tópicos – volume 3

5	1													
GDAS	13	10	15	0	0									
GDAS	13	10	22	0	0									
GDAS	13	10	29	0	0									
GDAS	13	11	1	0	0									
GDAS	13	11	8	0	0									
1	BACKWARD	OMEGA												
13	11	3	18	-9.600	-36.000	9380.0								
1	PRESSURE						Horário	Latitude	Longitude	Altitude	Pressão			
1	1	13	11	3	18	0	0	0.0	-9.600	-36.000	9380.0	300.1		
1	1	13	11	3	17	0	1	-1.0	-9.817	-36.686	9183.2	308.5		
1	1	13	11	3	16	0	2	-2.0	-10.165	-37.348	9103.7	319.1		
1	1	13	11	3	15	0	3	-3.0	-10.675	-37.957	9138.3	308.2		
1	1	13	11	3	14	0	2	-4.0	-11.347	-38.535	9204.1	306.2		
1	1	13	11	3	13	0	1	-5.0	-12.139	-39.089	9334.6	302.0		
1	1	13	11	3	12	0	0	-6.0	-13.121	-39.553	9367.2	293.0		
1	1	13	11	3	11	0	1	-7.0	-14.275	-39.915	9264.3	298.7		
1	1	13	11	3	10	0	2	-8.0	-15.535	-40.142	8893.8	311.8		
1	1	13	11	3	9	0	3	-9.0	-16.816	-40.212	8495.7	331.7		
1	1	13	11	3	8	0	2	-10.0	-18.080	-40.116	8360.2	351.1		
1	1	13	11	3	7	0	1	-11.0	-19.326	-39.832	8303.2	354.7		
1	1	13	11	3	6	0	0	-12.0	-20.531	-39.406	8211.5	362.9		

(h)

Figura 15. Esquema de como obter as trajetórias da parcela de ar através do modelo HYSPLIT (a), (b), (c), (d), (e) e (f). Trajetória da parcela, com 12h de antecedência, em forma de imagem (g) e em forma de coordenadas geográficas (h).
Fonte: Brito (2011), Cordeiro (2011), Cavalcante (2014)

2.4.2.2 Elaboração do Perfil Previsto

O Perfil previsto (Pp) pode ser elaborado para 12h, 24h, 36h e 48h de antecedência, que correspondem ao horário da previsão. Como exemplo, a figura 16 mostra um esquema simplificado da elaboração de um Pp com 12h de antecedência para o dia 3 de novembro de 2013, apenas considerando os níveis de 850hPa e 400hPa. As etapas para construção do Pp são descritas a seguir:

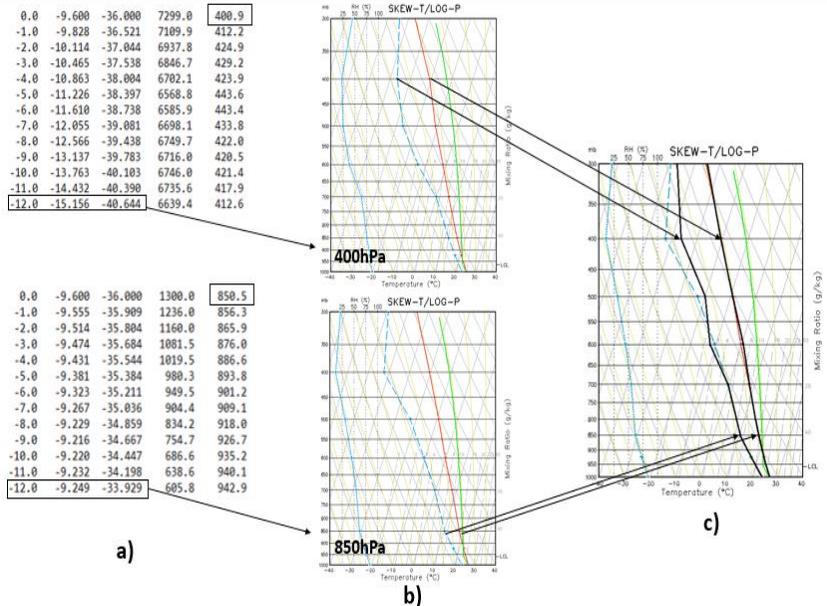


Figura 16. Esquema simplificado da elaboração de um Pp com 12h de antecedência. Neste exemplo é apresentado somente os níveis de 850hPa e 400hPa. Coordenadas das trajetórias das parcelas de ar para os níveis de 400hPa e 850hPa (a); perfis simulados no começo das trajetórias nos níveis de 400hPa e 850hPa (b); e perfil previsto pra 12h sobreposto ao Ps (c).

Fonte: Brito (2011), Cordeiro (2011), Cavalcante (2014)

1) após construir as trajetórias das parcelas de ar para cada um dos 10 níveis padrões (ver item 4.1.1) são usadas as coordenadas iniciais das trajetórias nas 12, 24, 36 e 48h que antecedem a ocorrência do evento (Figura 15h). A figura 16a

mostra um exemplo dessas trajetórias para os níveis de 850hPa e 400hPa. As coordenadas, com 12h de antecedência, para o nível de 400hPa foram 15,156° S e 40,644° W, e para 850hPa foram 9,249° S e 33,929° W (Figura 16a).

2) são construídos perfis verticais (Pv) de temperatura e umidade usando os pontos iniciais dessas trajetórias (Figura 16a). Importante acentuar que as coordenadas serão diferentes para cada nível. A figura 16b apresenta exemplos de Pv, nos níveis de 400 e 850hPa, plotados nas coordenadas citadas na etapa anterior.

3) receber os dados de temperatura do ar (T) e temperatura do ponto de orvalho (Td) dos Pv nos níveis obtidos pelos dados das trajetórias. No exemplo (Figura 16b), são usados apenas os valores de temperatura e umidade dos Pv em seus respectivos níveis. Os valores obtidos, em graus Celsius, são: T850hPa=17,5°; Td850hPa=10,22°; T400hPa=-20,7°; Td400hPa=-36,35°.

4) os valores de temperatura e umidade obtidos no item 3 são os valores dos respectivos níveis do perfil previsto. Onde os valores de T e Td de todos os 10 níveis compõem um perfil previsto. Para comparação, esse perfil é traçado sobreposto ao Ps do evento de trovoadas analisado (Figura 16c). A avaliação das curvas T e Td é feita considerando uma margem de erro de 2°C de diferença entre as curvas do Ps e dos Pp (curva preta sobreposta), ou seja, as curvas que não

ultrapassaram 2°C de diferença são consideradas boas previsões

2.4.2.3 Elaboração do Perfil Previsto com a influência da Instabilidade Latente e Instabilidade Potencial.

Se a previsão de trovoadas é elaborada para um lugar/cidade, que está localizada acima do nível do oceano, deve-se considerar a influência do levantamento da parcela de ar. Ou seja, o perfil previsto deve ser ajustado utilizando critérios de instabilidade para grandes deslocamentos verticais, são eles: a Instabilidade Potencial (IP) e a Instabilidade Latente (IL).

A Instabilidade Potencial (IP) indica o potencial que uma camada na superfície tem de se tornar instável ou não, após ser mecanicamente elevada na atmosfera por meio de frente fria ou por orografia (ALCÂNTARA, 1969). A IP depende do gradiente vertical de umidade e da altura na qual a camada foi levantada.

A Instabilidade Latente (IL), conforme Diniz (2006), surge quando parcelas de ar de uma camada úmida e condicionalmente estável da atmosfera torna-se instável após um levantamento forçado. Isso ocorre porque ao ascender, o vapor d'água presente na parcela de ar se condensa resultando na liberação de calor latente o que lhe fornece calor, tornando sua temperatura maior que a do ambiente, e, portanto, promovendo a instabilidade. Uma camada com IL é,

portanto, propicia a formação de nuvens espessas (ALCÂNTARA, 1969).

Para análise da Instabilidade Potencial (IP) e da Instabilidade Latente (IL) deve ser construído um perfil simulado específico: Perfil Simulado com IL e IP (Ps') de acordo com o método descrito no Manual do Diagrama SKEW T-LOG P (ALCÂNTARA, 1969). Os métodos estão descritos a seguir.

Primeiramente deve ser traçado a curva da temperatura do bulbo úmido (T_w) e a curva da temperatura do ar que sofreu um levantamento (T').

A curva T_w é feita utilizando os valores de T_w correspondente a cada um dos níveis padrões. Para isso, é feito o levantamento de parcelas de ar que partem de cada um dos níveis. Estas parcelas são levantadas adiabaticamente secas até o Nível de Condensação por Levantamento (NCL) e, logo após, retornam pseudo-adiabaticamente até o nível inicial. Este valor corresponde a T_w .

Para elaborar a curva T' se utiliza a altitude da cidade. As informações referentes a altitude podem ser obtidas por diferentes dados. Por exemplo, para os municípios alagoanos foram obtidos através do mapa hipsométrico da Diretoria de Geoprocessamento (DGEO) da Secretaria de Estado do Planejamento e do Desenvolvimento Econômico de Alagoas (SEPLANDE), no site <http://dados.al.gov.br/dataset/mapas-de-caracterizacao-territorial-2014/>. Através do modelo HYSPLIT encontra-se a isóbara correspondente a essa altitude. De Cada um dos 10 níveis foi feito o levantamento

adiabaticamente seco, ou seja, a curva T pela adiabática seca e a curva Td pela razão de mistura. Caso a parcela atinja a saturação, após o Nível de Condensação por Levantamento (NCL), seguirá pseudo-adiabaticamente até a isóbara que corresponde a altitude. A figura 17 mostra um exemplo onde as curvas T e Td sofrem um levantamento de 50hPa e 100hPa (ALCÂNTARA ,1969). Na figura observa-se que, inicialmente, a atmosfera (curva AB) encontra-se estável e seca. Após sofrer um levantamento de 50hPa (curva A'B') ocorre um aumento na instabilidade, onde a inclinação da curva T tornou-se maior, além de um aumento na umidade nos níveis inferiores, entre 850hPa e 830hPa. Com um levantamento de 100 hPa (curva A''B'') houve uma grande mudança tanto na instabilidade quanto na umidade, onde a atmosfera passou a ser instável e saturada.

A curva da temperatura do bulbo úmido (Tw) foi utilizada para identificar as camadas onde há influência da IP e IL. A camada onde a curva Tw é potencialmente instável, isto é, quando sua inclinação for maior que a da adiabática saturada, é denominada camada de IP. Já o ponto de intersecção entre a curva Tw e uma adiabática saturada tangente a curva T é o topo da camada de IL, ou seja, a camada onde Tw é menor que a adiabática satura é denominada camada de IL. Essas camadas são demonstradas da figura 18.

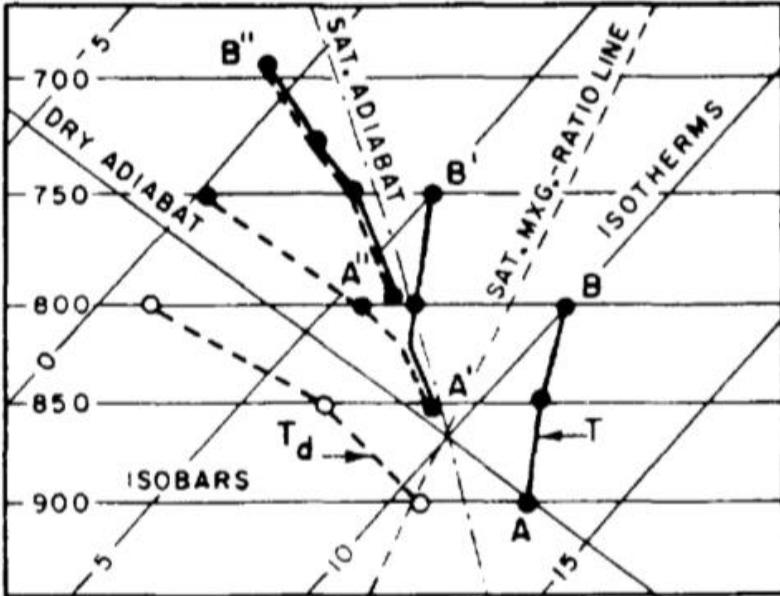


Figura 17. Curvas T e Td resultantes do levantamento de 50hPa (A' e B') e 100hPa (A'' e B'').

Fonte: Alcântara (1969)

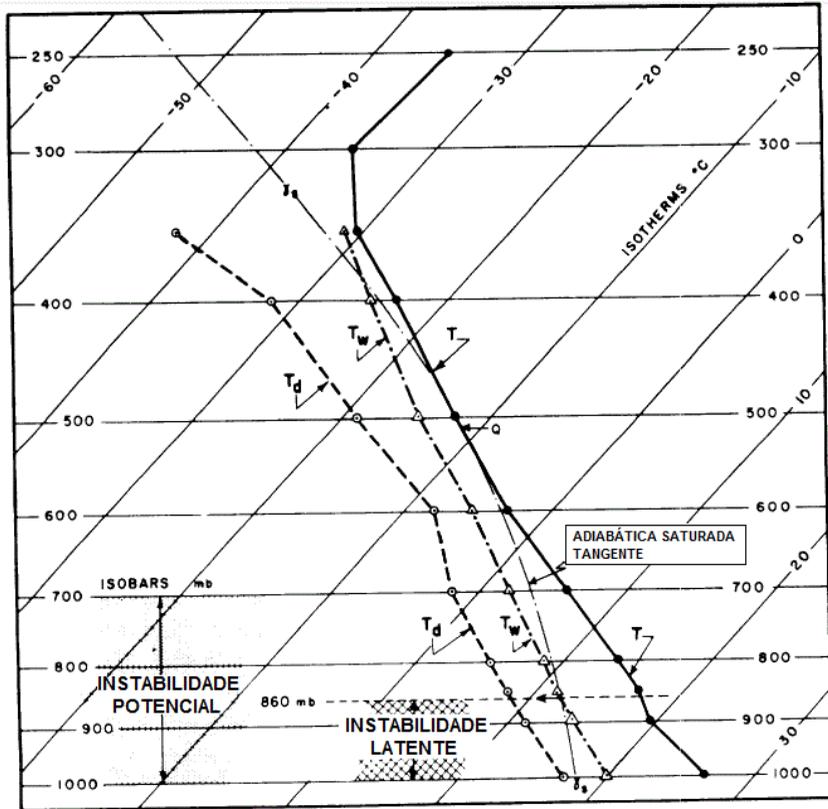


Figura 18. Identificação das camadas de IL e IP a partir das curvas dados de T, Td, e Tw, e curva da adiabática seca tangente a curva T.

Fonte: Alcântara (1969)

A figura 19 apresenta como exemplo a análise do caso que ocorreu em Maceió no dia 3 de Novembro de 2013.

Através da curva Tw foram identificadas as camadas de IP e IL. Estas atingiram, respectivamente, os níveis de 500 hPa e 850 hPa (Figura 19a).

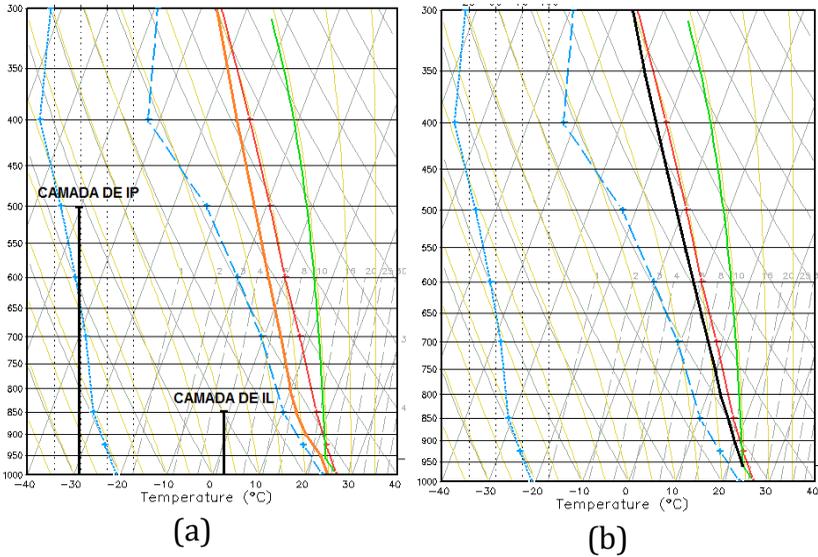


Figura 19. Camadas de IL e IP (a) e curva T' levantada 300m, equivalente a 40hPa (b).

Fonte: Cavalcante (2014)

É também traçada a curva T' resultante do levantamento de 300m, que corresponde a altitude máxima encontrada em Maceió. Para isso, os valores de altitude, em metros, são convertidos em valores de pressão através do

modelo HYSPLIT. Dessa forma, cada um dos 10 níveis padrões são levantados 40hPa (Figura 19b).

2.4.3 Passo 3.3 - Análise de Instabilidade pelo perfil vertical previsto

O método termodinâmico de análise dos perfis verticais é o mesmo para perfis sem e com IL e IP (HOUGHTON, 1985; IRIBARNE & GODSON 1986; LEE e WESTON 1969; WALLACE & HOBBS, 1977). Geralmente são utilizados vários índices de instabilidade diferentes. Todavia, para a região do NEB nem todos os índices mostraram resultados satisfatórios. Para previsão de trovoadas nesta região é aconselhado a utilização dos índices Lifted (LI) e do CAPE+ (BRITO, 2011; CORDEIRO, 2011; CAVALCANTE, 2014).

A Energia Potencial Convectiva (CAPE) (figura 20) é a área do diagrama SKEW T-LOG P compreendida entre a curva da temperatura do ar e a curva da adiabática suturada. Esta adiabática representa a temperatura de uma parcela de ar que foi levantada da superfície (1000hPa). A parcela de ar em questão é levantada adiabaticamente seca até o Nível de Condensação por Levantamento (NCL) e, logo após, pseudo-adiabaticamente até os níveis mais altos. O CAPE é positivo (CAPE+) entre o Nível de Condensação Espontânea (NCE) e o Nível de Equilíbrio (NE), também conhecido como energia de fluatibilidade, e representa a energia capaz de impulsionar a parcela de ar em seu movimento ascendente. O NCE é o nível

em que a temperatura da parcela torna-se maior que a do ambiente, o que induz a convecção, ou seja, movimento ascendente espontâneo causado pela liberação de calor latente. O NE é o nível, perto do topo da troposfera, em que a parcela tem a temperatura igual ao do ambiente e, portanto, não continua em seu movimento ascendente. A NCE e a NE representam, respectivamente, a base e o topo de uma nuvem convectiva.

Quanto maior o CAPE, mais intensa é a convecção, o que implica em um maior desenvolvimento vertical da parcela de ar. O valor do CAPE é utilizado para verificar as condições de instabilidade da atmosfera provocada por esses processos. A Tabela 2 apresenta os valores limites de CAPE, indicando o potencial para o desenvolvimento de tempestades.

Tabela 2 – Avaliação da intensidade da convecção pelo CAPE+.

Fonte: <http://www.srh.noaa.gov/ffc/html/gloss2.shtml>.

Valor da CAPE+	Estabilidade
< 0	Estável
0-1000	Pouco instável
1000-2500	Instabilidade Moderada
>2500	Forte instabilidade

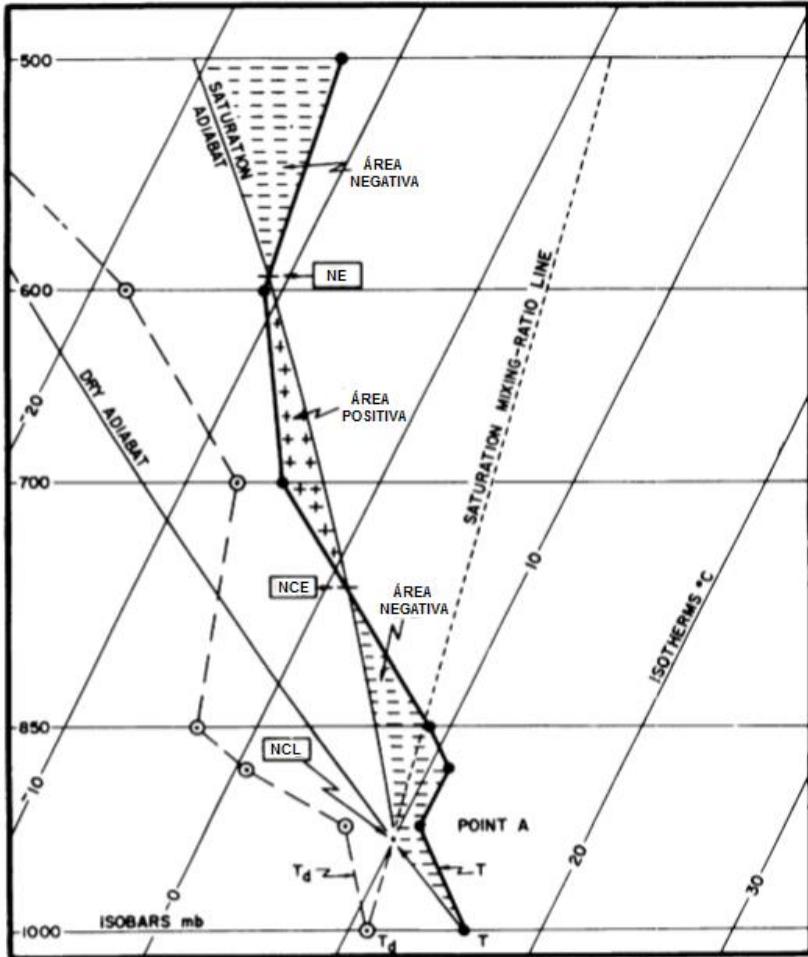


Figura 20. Determinação da área com CAPE+ e CAPE- em um diagrama SKEW T-LOG P.

Fonte: Alcântara (1969)

No índice Lifted Index (LI) a parcela de ar é levantada, a partir da superfície (1000hPa), até o nível de 500hPa. O valor deste índice representa a temperatura do ambiente subtraída da temperatura da parcela, ambos no nível de 500hPa. Também pode ser associado a largura do CAPE no nível de 500ha. A Tabela 3 apresenta os parâmetros usados para determinar a instabilidade através do índice LI.

$$LI = T500 - T500'$$

$T500$ - é a temperatura do ar ambiente no nível de em 500hPa;

$T500'$ - é a temperatura de uma parcela de ar, na superfície (1000hPa), levantada até o nível de 500hPa.

Tabela 3– Avaliação intensidade de convecção pelo Índice LI.

Fonte: <http://www.srh.noaa.gov/ffc/html/gloss2.shtml>.

Índice LI	Potencial de ocorrência de atividade convectiva
LI > 2	Sem atividade convectiva significativa
0 < LI < 2	Possibilidade de ocorrência de convecção rasa
-2 < LI < 0	Possibilidade de ocorrência de convecção profunda
-4 < LI < -2	Possibilidade de chuvas e trovoadas (porém, pouco severas)
LI < -4	Possibilidade de chuvas torrenciais com trovoadas severas

O cálculo dos índices de instabilidade no Ps pode ser feito através do programa GrADS. Para o Pp é feito uma média aritmética dos valores dos 10 Ps que compõem o Pp. É considerado uma previsão satisfatória quando os índices previstos apresentam uma atmosfera semelhante ao do Ps, com base nos parâmetros das tabelas 2 e 3.

No Ps', o cálculo é feito manualmente através da curva T', para isso é utilizado um diagrama Skew T - Log P (ALCÂNTARA, 1969).

A figura 21 mostra o Ps, com os valores dos índices de instabilidade, para o evento de trovoadas do dia 3 de Novembro de 2013. Os valores dos índices para o Pp com 24h de antecedência, e para o Ps', são apresentados na tabela 4.

Tabela 4. Avaliação do CAPE+ e do índice LI para o evento de trovoadas do dia 3 de Novembro de 2013. Valores dos índices para os perfis simulados sem IL e IP (Ps), previsto com 12h de antecedência (Pp), e perfis simulados com IL e IP (Ps').

PERFIS VERTICAIS	CAPE+	LI
Ps	2317	-8,8
Pp 12h	1783,7	-6,5
Ps'	2793	-11,7

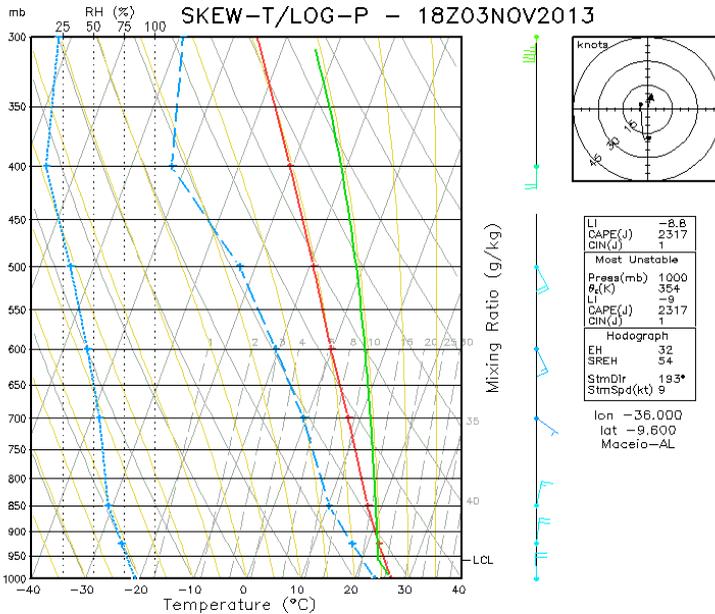


Figura 21. Perfil simulado, com os valores do CAPE+ e do índice LI, para o evento de trovoada do dia 3 de Novembro de 2013.

O fluxograma na Figura 22 está sumarizando a parte termodinâmica do método de previsão de trovoadas (BRITO, 2011; CORDEIRO, 2011; CAVALCANTE, 2014). Nele são apresentados parâmetros para os perfis verticais com e sem a influência da IL e IP:

A previsão da curva T apresenta resultados satisfatório com 24h de antecedência, chegando até a 48h em alguns casos. No entanto, a curva Td apresenta resultados

satisfatórios com 12 horas de antecedência, em poucos casos chegando a 24h;

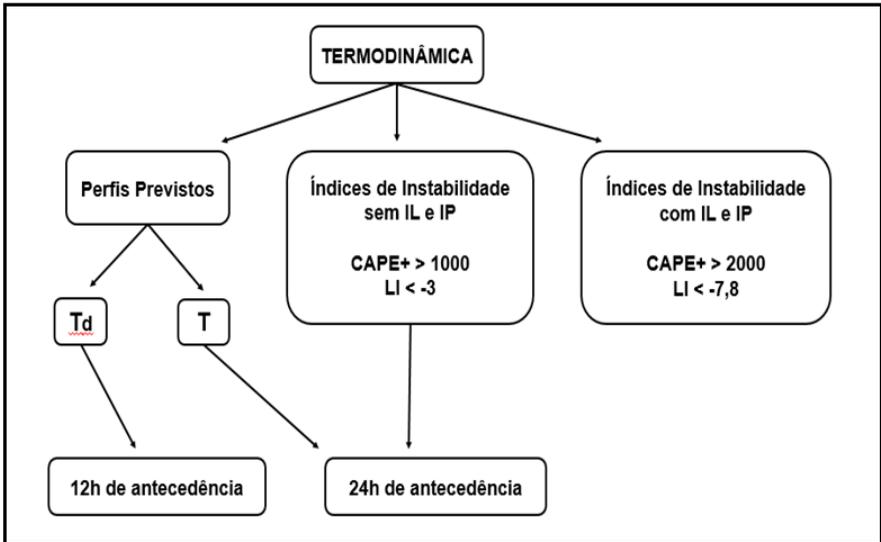


Figura 22. Fluxograma do Passo 3- termodinâmico.

Fonte: Brito (2011), Cordeiro (2011), Cavalcante (2014)

Ambos os índices de instabilidade LI e CAPE+ são eficientes em avaliar a intensidade dos casos de trovoada. Onde o valor do CAPE+ representa atmosfera moderadamente instável, ou seja, entre 1000 e 2500J/Kg, como apresentado na Tabela 2. O índice LI representa possibilidade de trovoadas moderadas, ou seja, com valor entre -2 e -4, e de trovoadas severas, menor que -4 (Tabela 3).

Esses parâmetros permanecem nos perfis previstos até 24h de antecedência;

O relevo apresenta forte influência na intensificação das trovoadas, resultando em um aumento considerável nos índices de instabilidade. O CAPE+, resultante do levantamento, pode chegar a 2 vezes o CAPE+ antes de sofrer esta ação, conseqüentemente esse aumento reflete no valor do índice LI.

Todos esses fatores são usados para determinar a ocorrência ou não de trovoada.

2.5. Conclusões

O método de previsão de trovoadas foi avaliado para previsão do fenômeno em alguns casos. Este método consiste em três partes: climatologia, sinótica e termodinâmica.

Na parte climatológica, os meses de Dezembro a Maio, apresentam maior ocorrência das trovoadas, em Alagoas, sendo mais frequentes no meses de Janeiro, Fevereiro e Março.

Na parte sinótica, observa-se que os sistemas mais predominantes para a ocorrência destas trovoadas, em Alagoas, são Cavados em Altos Níveis, VCAN, ZCIT, Zona Frontal e VCMN. Vale destacar que o VCAN é o maior causador de trovoadas, dentre os 15 anos analisados.

Na parte termodinâmica, conclui-se, utilizando dos perfis verticais com e sem a influência do relevo, que:

A previsão da curva T e dos índices de instabilidade apresentam resultados satisfatórios com até 24h de antecedência. Já a curva Td apresenta resultados satisfatórios apenas com 12 horas. Os índices de instabilidade LI e CAPE+ são eficientes em avaliar a intensidade dos casos de trovoada. O relevo apresenta forte influência na intensificação das trovoadas. Onde o valor do CAPE+ pode sofrer um aumento de até 2 vezes, após sofrer o levantamento.

Finalmente pode ser concluído que este método pode ser utilizado para previsão de trovoadas no estado de Alagoas.

2.6. Referências bibliográficas

ALCÂNTARA, F. **Manual de análise do Diagrama “Skew-T, log P”**. Ministério da Aeronáutica, Diretoria de Rotas Aéreas. 1969. 122 p.

BRITO, B. M.; LEVIT, V.; FEDORAVA, N.; Silva, B. F. P.; Figueiredo E. L.; Cavalcanti, J. V. M. Trovoada mais intensa nos últimos 10 anos em Alagoas em fevereiro de 2008. In: XV CBMET Congresso Brasileiro de Meteorologia, **Anais...** São Paulo, 2008.

BRITO, B. M.; LEVIT V.; FEDOROVA, N.; MOLION, L. C. B.; TENÓRIO, R. S.; RODRIGUES, R. N.; SILVA, B. F. P. Análise do comportamento das trovoadas no estado de Alagoas,

previsão à curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.2, 243-256, 2011.

CARDOSO, I. Os números (surpreendentes) de Mortes por Raios no Brasil. **Scientific American Brasil**, Ed. nº 110, p.42-45, 2011.

CAVALCANTE, L. C. V.; LEVIT, V.; FEDOROVA, N.; LYRA, M. J. A. Análise e previsão de trovoadas, no estado de Alagoas, pelo método termodinâmico. In: XVII CBMET, **Anais...** Recife-PE, 2014.

CORDEIRO, E. S. **Análise termodinâmica dos casos com trovoadas para os anos de 2008, 2009 e 2010 em Maceió, Alagoas**. 2011. 77p. TCC (Trabalho de Conclusão de Curso em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas. Maceió-AL. 2011.

CORDEIRO, E. S. **Análise sinótica dos eventos com trovoadas para o estado de Alagoas dentre o período de 15 anos (1998-2012)**. 2014, 87 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas. Maceió-AL. 2014.

DINIZ, G. B. **Meteorologia Física**. Pelotas: Editora Universitária UFPEL, 2006. 156p.

DJURIC, D. **Weather analysis**. London: Prentice-Hill, Inc. 1994. 304p.

FEDOROVA N. **Meteorologia Sinótica. (*Synoptic Meteorology*) V. 2**, Pelotas, Brasil: Ed. Universidade Federal de Pelotas., 2001. 242p.

FEDOROVA, N. **Sinótica III: Frentes, Correntes de Jato, Ciclones e Anticiclones. (*Synoptic III: Fronts, Jet streams, Lows, Highs*)** Maceió, Brazil: Ed. Universitária/ UFAL, 2008a.192 p.

FEDOROVA, N. **Sinótica IV: Sistemas e processos sinóticos atuantes na América do Sul. (*Synoptic IV: Synoptic systems and process in the South America*)** Maceió, Brazil: Ed. Universitária/ UFAL, 2008b. 192 p.

FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; CRUZ C.D. On frontal zone analysis in the tropical region of the Northeast Brazil. **Pure and Applied Geophysics**. 2015.DOI 10.1007/s00024-015-1166-y.

FELICIO, R. A. **Sistemas de Meso Escala: As Trovoadas. 2005. (Desenvolvimento de material didático ou instrucional - Climatologia)**. Disponível em: <http://www.geografia.fflch.usp.br/graduacao/apoio/Apoio/Apoio_Elisa/flg0253/filespdf/TrovoadasAtlasFigsCl-I.PDF>

HOUGHTON H.G., **Physical Meteorology**. Cambridge: MIT Press, 1985. 442p,

IRIBARNE, J. V.; GODSON, W. L. **Atmospheric Thermodynamics**. 2-nd Ed. Dordrecht: D. Reidel Publication Company, 1981. 276p.

LEE J. F.; WESTON S. F. **Termodinâmica**. AO Livro Técnico S.A. São Paulo: Editora da USP, 1969. 667p.

KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**., 107 (9), p. 1140 – 1153. 1979.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper Tropospheric Cyclonic Vortices in the Tropical South Atlantic. **Tellus**, 33, p. 538-551. 1981.

RODRIGUES L. R. L.; FEDOROVA N.; LEVIT V. Adverse meteorological phenomena associated with low level baric troughs in the Alagoas state in 2003. **Atmospheric Science Letters**, 2010. DOI: 10.1002/asl.273.

UVO, C. R. B.; NOBRE C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. **Climanálise**, 4 (7), p. 34-40. 1989.

WALLACE J. M.; HOBBS P. V. **Atmospheric Science**. New York: Academic Press, 1977. 504p.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia.** Brasília/DF: INMET, 2000. 515p.

VIANELLO, R. L.; ALVES A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações.** Viçosa; Ed. UFV, 2000. 460p.

XAVIER, T. M. B. S.; XAVIER, A .F. S.; SILVA DIAS, P. L.; SILVA DIAS M. A. F. A zona de Convergência Intertropical – ZCIT e suas relações com a chuva no Ceará (1964-98). **Revista Brasileira de Meteorologia.**, 15(1), p. 27-43. 2000.

CAPÍTULO 3

VÓRTICE CICLÔNICO DE MÉDIOS NÍVEIS E SUA INFLUÊNCIA NO TEMPO DO NORDESTE BRASILEIRO

Natalia Fedorova
Thaise Gomes da Silva

3.1 Introdução

Previsão de tempo em curto prazo (até 3 dias) está baseada na análise e previsão de sistemas de escala sinótica e mesoescala. Os principais sistemas sinóticos sobre a América do Sul e os oceanos adjacentes estão descritos em muitos trabalhos e as principais informações foram unidas em muitos livros (TALJAARD, 1972; NEWTON, 1972; RIEHL, 1979; SATYAMURTY et al. 1998; VIANELLO & ALVES, 2000; VAREJÃO-SILVA, 2000; FEDOROVA, 2008b). O esquema na Figura 1 mostra a mais frequente localização destes sistemas em baixos e altos níveis. Estes sistemas serão descritos brevemente a seguir.

Os principais sistemas das regiões extratropicais são ciclones e anticiclones baroclínicos (PETTERSSEN, 1956; PETTERSSEN et al., 1962; PALMEN & NEWTON, 1969; PETTERSSEN & SMEBYE, 1971; TALJAARD, 1972; Anderson

et al., 1973; RAO et al., 1990; BLUESTEIN, 1993; DJURIC, 1994; VASQUEZ, 2000; FEDOROVA, 2001; FEDOROVA, 2008a). Estes ciclones e anticiclones se formam em baixos níveis e durante seu desenvolvimento crescem até médios níveis. Com estes vórtices ciclônicos extratropicais baroclínicos são ligadas todas as zonas frontais, tais como frentes frias, quentes, oclusas, frentes secundárias (PETTERSEN et al., 1962; DJURIC, 1994; SHULTZ et al., 1998; FEDOROVA, 1999; FEDOROVA, 2008a). As variações de tempo mais significativas são associadas com passagens das frentes frias e quentes.

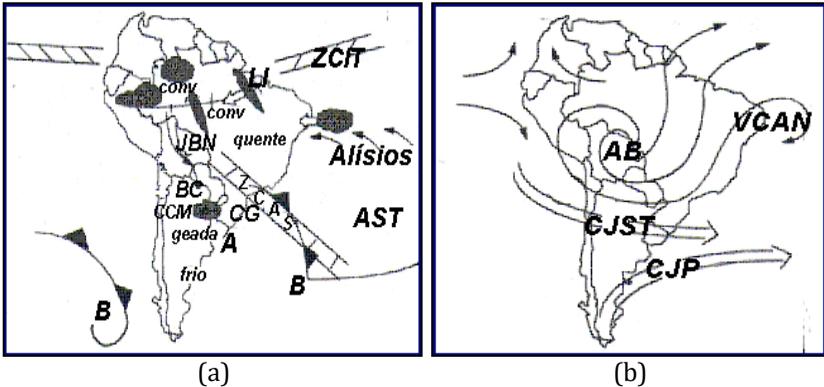
As frentes secundárias são menos descritas na literatura (REEDER & SMITH, 1998; FEDOROVA, 1999; FEDOROVA, 2008a; BRAZIL et al., 2010). Para descrição desses sistemas foram utilizados diferentes nomes: frente secundária (FEDOROVA, 1999; FEDOROVA, 2008a; BRAZIL et al., 2010), vórtice de ar frio (REEDER & SMITH, 1998; FEDOROVA, 2008b), vírgula ou vírgula invertida no Hemisfério Sul (SATYAMURTY et al. 1998), mas todos estes nomes se tratam dos sistemas que se desenvolvem na retaguarda da frente fria dentro do ar frio. A diferença entre estes sistemas está ligada com vários estágios de desenvolvimento, ou seja, a frente secundária é o sistema que em algumas condições se desenvolve para vórtice de ar frio.

Os vórtices ciclônicos extratropicais baroclínicos passam geralmente pelo sul do continente Sul Americano e também se formam sobre essa região. As principais regiões ciclogênicas estão localizadas no centro da Argentina e no

sul do Brasil (GAN & RAO, 1991; SINCLAIR, 1995). Pelas novas informações (REBOITA et al., 2010), existe uma terceira região ciclogênética perto do Uruguai e Noroeste da Argentina.

Além dos ciclones citados acima, existem os ciclones que se localizam somente em altos níveis – Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN). A primeira descrição do VCAN foi dada por Palmer (PALMER, 1951) e a descrição detalhada dele sobre o Atlântico Sul foi feita por KOUSKY & GAN (1981). Os VCANs se formam em altos níveis, entre 200-300 hPa, às vezes estes vórtices podem se aprofundar até níveis mais baixos e atingir 500 hPa. Mas o centro do VCAN sempre, ou a circulação ciclônica mais intensa, se localiza em altos níveis. O papel de liberação de calor latente na manutenção destes vórtices foi mostrado por Rao & Bonatti (1987). Os VCANs do tipo Palmer são os principais vórtices ciclônicos que influenciam no tempo do Nordeste Brasileiro (NEB).

Outro tipo do VCAN foi descrito primeiramente por Palmen (PALMEN & NEWTON, 1969; FEDOROVA, 2008b), onde os vórtices são chamados de VCAN do tipo Palmen. Estes também são identificados somente em altos níveis, mas geograficamente ficam localizados nas regiões subtropicais, geralmente sobre a parte Norte da Argentina. Estes VCANs se formam como ciclones desprendidos.



B - Vórtice ciclônico extratropical baroclínico com zonas frontais

BC - Baixa do Chaco, ciclone barotrópico

A - Anticiclone extratropical

AST - Alta Subtropical

CG - Ciclogênese

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

JBN - Jato de Baixos Níveis

CCM - Complexo Convectivo de Mesoescala

LI - Linha de Instabilidade

CONV - Atividade convectiva

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

CJST - Corrente de Jato Subtropical

CJP - Corrente de Jato Polar

AB - Alta da Bolívia

VCAN - Vórtice Ciclônico de Altos Níveis

Figura 1. Principais sistemas de escala sinótica na América do Sul e oceanos adjacentes: (a) em baixos níveis e (b) em altos níveis.

Fonte: Adaptado de Satyamurty et al. (1998)

Mais um tipo de ciclone se encontra sobre a América do Sul: um ciclone barotrópico com núcleo quente (VASQUEZ, 2000; FEDOROVA, 2008a e b). A formação dele está ligada com o aquecimento da superfície terrestre durante a época quente, por isso, ele se forma no centro do continente, tipicamente na região do Chaco. Este ciclone barotrópico é chamado por Baixa do Chaco e existe somente em baixos níveis.

A ZCIT, como visto na Figura 1, é o encontro dos ventos procedentes do Hemisfério Norte (alísios de nordeste) com os de sudeste (vindos do Hemisfério Sul). O desenvolvimento de Convecção intensa na região central do Brasil está associado com a Alta de Bolívia e o ciclone barotrópico (Baixa de Chaco) (VAREJÃO-SILVA, 2005).

Juntando as informações básicas sobre os ciclones atuantes na América do Sul e os oceanos adjacentes, pode ser concluído que os ciclones: 1) se formam em baixos níveis e durante o seu desenvolvimento atingem os médios níveis ou 2) se formam em altos níveis e durante o seu desenvolvimento atingem os médios níveis. Por isso, foi uma grande surpresa quando foi encontrado um vórtice ciclônico que durante todo o seu período de atuação foi localizado somente em médios níveis (FEDOROVA et al., 2006).

Esta identificação aconteceu durante uma análise da estrutura das zonas frontais sobre o NEB. As frentes frias atingem frequentemente o sul da Bahia (KOUSKY, 1979; FEDOROVA et al., 2015). Raramente as frentes se deslocam mais ao Norte e durante este deslocamento a estrutura das

frentes se modifica significativamente (GEMIACKI, 2005; CRUZ, 2008; SINHORI, 2015; FEDOROVA et al., 2015). Analisando uma banda frontal, que foi vista nas imagens de satélite (FEDOROVA et al., 2006), foi identificado que esta banda de nuvens estava ligada com o vórtice ciclônico, que estava localizado somente em médios níveis (500-700 hPa). Ou seja, este vórtice ciclônico não pode ser classificado como um dos ciclones descritos acima. Posteriormente, este vórtice foi chamado de Vórtice Ciclônico de Médios Níveis (VCMN). Os VCMNs foram estudados em poucos trabalhos até agora (SANTOS, 2012; SILVA et al., 2014a e b; SILVA, 2015). Os principais resultados obtidos serão apresentados neste Capítulo.

3.2 Identificação do VCMN

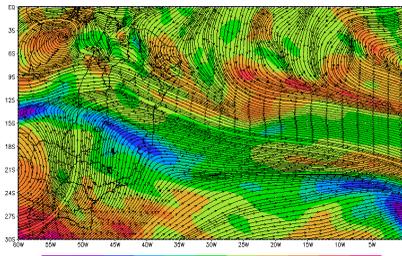
Os centros dos VCMNs são localizados somente em médios níveis, entre 700-400 hPa. Para identificar os VCMNs é necessário observar a circulação ciclônica nestes níveis. A circulação ciclônica pode ser identificada pelos mapas de linhas de corrente e vorticidade (BLUESTEIN, 1993; DJURIC, 1994). Para o Hemisfério Sul a circulação ciclônica é apresentada pela circulação horária das linhas de corrente e valores negativos de vorticidade. Estes mapas devem ser analisados em todos os níveis, de superfície até 200 hPa (Figura 2).

Nota-se que é muito importante confirmar não somente a ocorrência do vórtice nos médios níveis, mas também, a ausência deste em altos e baixos níveis. Como foi observado que os centros dos VCANs são localizados nos níveis de 200-300 hPa, mas a circulação destes vórtices pode atingir 500 hPa (KOUSKY & GAN, 1981), a circulação ciclônica no nível de 500 hPa pode pertencer ao VCAN ou ao VCMN. Para separar estes vórtices, deve-se identificar onde situa-se o centro dessa circulação, em médios ou em altos níveis, e a partir deste nível ver a distribuição vertical do vórtice.

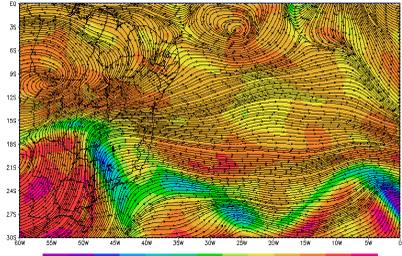
O vórtice ciclônico extratropical baroclínico, nos estágios de desenvolvimento máximo e de ciclone velho, pode atingir os médios níveis (PETTERSSSEN et al., 1962; PALMEN & NEWTON, 1969; FEDOROVA, 2008a). Para selecionar estes vórtices devem ser analisados os níveis baixos, pois estes estão crescendo desde a superfície e vistos nos mapas em baixos níveis.

O exemplo, apresentado na Figura 2, mostra a circulação ciclônica nos níveis de 500, 600 e 700 hPa e ausência desta circulação acima e abaixo (SILVA, 2015). Ou seja, o VCNM está localizado entre os níveis de 500-700 hPa.

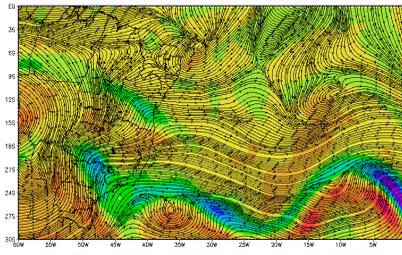
Meteorologia em tópicos – volume 3



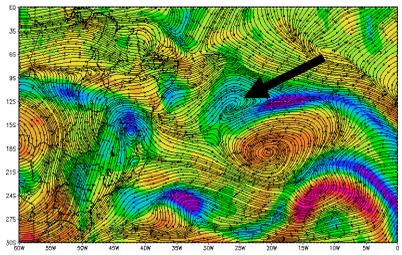
200 hPa



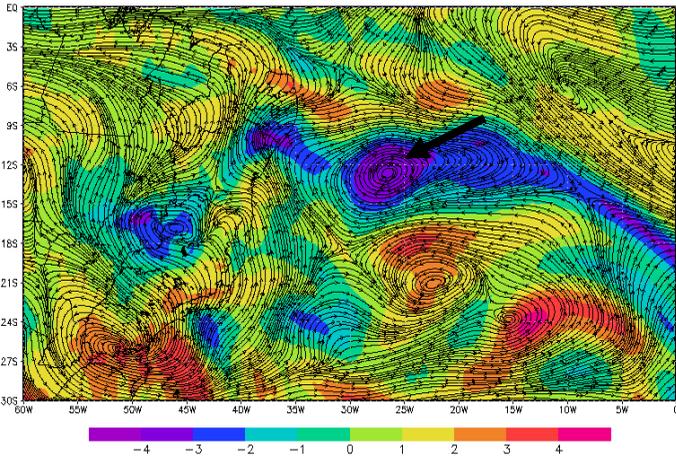
300 hPa



400 hPa



500 hPa



600 hPa

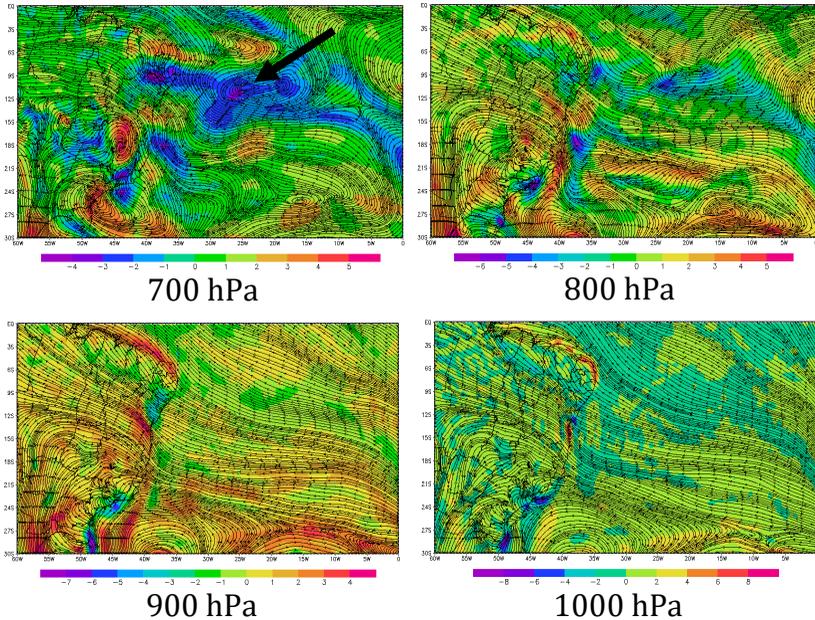


Figura 2. Identificação do VCMN pelos mapas de linhas de corrente e vorticidade (hachurado) nos níveis padrões para o dia 03/07/2010 às 18 UTC. Seta preta indicando o centro do VCMN nos níveis de 500, 600 e 700 hPa.

Fonte: Silva (2015)

3.3 Frequência e duração do VCMN

Os VCMNs são muito frequentes, como visto por Santos (2012), mas existem poucos estudos sobre esse sistema. No NEB e no oceano Atlântico adjacente (entre 0-30°S, 0-60°W) são observados 232 vórtices por ano (eventos dos anos de

2008, 2009 e 2010), em média (SANTOS, 2012). Todavia, a maioria (70,7%) destes vórtices tem duração de até 12 horas. Mas também são observados os VCMNs com maior duração, entre 30-36 h, chegando até mais do que 42 h, em média 13-15 eventos por ano (SANTOS, 2012).

3.4 Trajetória de deslocamento do VCMN

As trajetórias dos vórtices ciclônicos extratropicais baroclínicos são ligadas com as correntes principais ou governantes e correntes de jato em altos níveis (TALJAARD, 1972; FEDOROVA, 1999 e 2001; FEDOROVA, 2008a e b), onde são correntes de oeste para leste nas latitudes ao sul de 30 ou 40oS (Figura 1). Às vezes estas correntes se tornam mais meridionais e ajudam na penetração de ar polar para latitudes mais baixas. Comparando com estas, as trajetórias dos VCANs não tem padrão (KOUSKY & GAN, 1981; FEDOROVA, 2008b). Os VCANs podem se deslocar para oeste e entrar do oceano para o continente ou fazer trajetórias circulares sobre o oceano. As trajetórias dos VCMNs são parecidas com as dos VCANs. Até agora não foram encontradas as trajetórias típicas para os VCMNs.

Por exemplo, na Figura 3 são apresentadas as trajetórias de três casos do VCMN, onde podem ser observadas as diferenças no deslocamento destes vórtices.

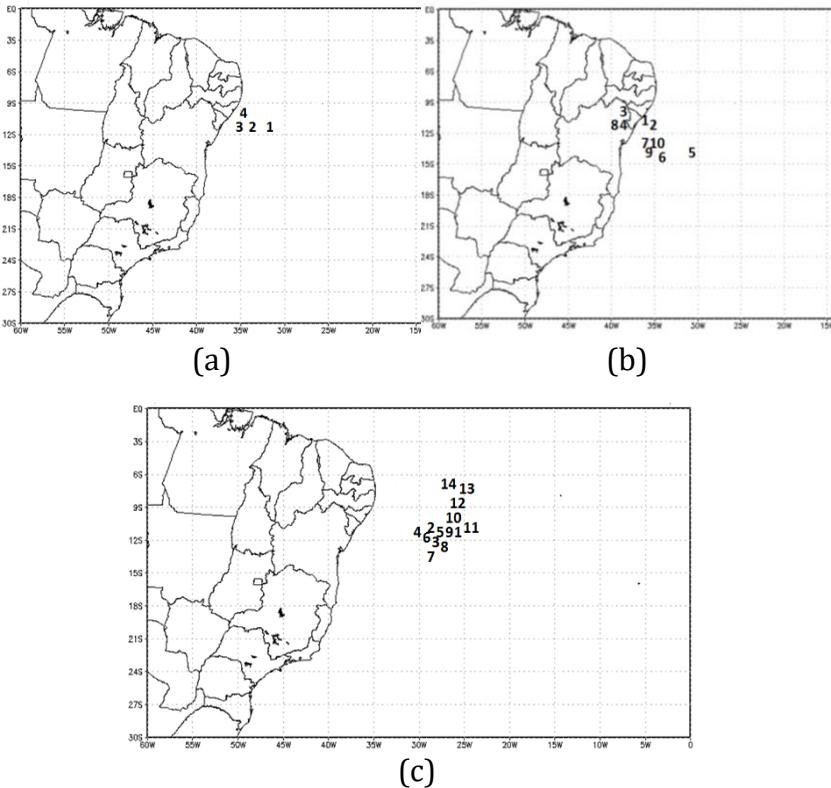


Figura 3. Trajetória do VCMN para três eventos: a) dia 12/06/2008 às 12 UTC até 13/06/2008 às 06 UTC; b) dia 13/03/2009 às 06 UTC até 15/03/2009 às 18 UTC; e c) dia 09/11/2009 às 06 UTC até 12/11/2009 às 12 UTC. Números representam cada horário (intervalo de 6 horas) de atuação do VCMN .

Fonte: Autoras (2015)

Como visto na Figura 3a o VCMN se desloca de leste para oeste e depois norte, com uma pequena distância. Já em 3b ele apresenta um deslocamento mais variado ficando entre o noroeste e sudeste, com seu centro adentrando o continente. Na Figura 3c é observado que seu deslocamento variou também, mas seu centro permaneceu sobre o oceano.

3.5 Localização

Os VCMNs foram encontrados nas latitudes tropicais sobre o NEB e oceano Atlântico adjacente (Figura 4). A maioria dos VCMNs são localizados na faixa entre as latitudes 7 e 20°S (SANTOS, 2012).

Os VCMNs são mais frequentes (em 86,3% dos eventos) sobre o oceano. Todavia, sobre o continente também são identificados os VCMNs, em média mais de 9 por ano. A maioria dos VCMNs de longa duração fica sobre oceano, mas sobre o continente também são observados os vórtices com duração de 30 até 36 h.

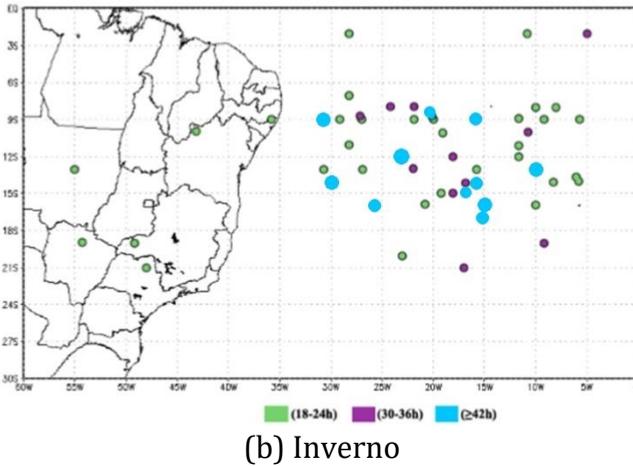
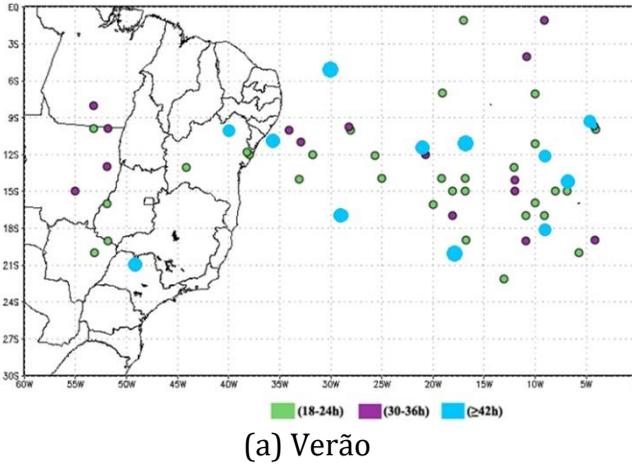


Figura 4. Localização do VCMN com duração maior do que 18 h em três gradações durante três anos (2008, 2009 e 2010), no verão (a) e inverno (b).

Fonte: Santos (2012)

3.6 Variação anual e sazonal

A variação anual da frequência dos VCMNs é pequena, de 204 até 248 vórtices por ano (SANTOS, 2012).

A variação sazonal também não é grande, com pouca diminuição dos casos de VCMNs na primavera. Assim, na primavera foram observados 49 vórtices por três meses, e nas outras estações este número é de 61. No verão, a maioria dos VCMNs são localizados entre as latitudes 9 e 20°S e no inverno, um pouco mais ao norte, entre 7 e 18°S (Figura 4). Os VCMNs de longa duração (maior do que 30 h) foram observados com maior frequência no verão (mais do que 9 eventos por estação) e mais raros no outono (4-5 eventos por estação). No inverno e primavera, estes valores foram entre 6 e 7 eventos por estação.

3.7 Estrutura vertical do VCMN

3.7.1 Profundidade do VCMN

Os VCMNs são localizados com maior frequência somente em um nível; 80% dos vórtices foram observados em um dos níveis (700, 600, 500 e 400 hPa); sendo que em um dos níveis de 700, 600 ou 500 hPa foram localizados 73% dos vórtices. Importante acentuar que entre os níveis citados,

no nível de 700 hPa os vórtices são mais frequentes do que nos outros; em 36,6% de todos os dias com vórtices, os VCMNs foram localizados neste único nível.

Os VCMNs mais profundos foram mais raros. Em 17% de todos os dias com vórtices, os mesmos foram observados em dois níveis. Os VCMNs vistos em três níveis ocorreram em 3% de todos os dias com vórtices e somente em 4 casos eles foram observados em quatro níveis.

Em geral, a camada preferencial para atuação dos VCMNs é entre 700 e 500 hPa, eles se localizam nesta camada em 88% dos casos (em um, dois ou três níveis).

3.7.2 Análise da estrutura vertical pela vorticidade potencial

A localização espacial do vórtice também pode ser vista claramente nas seções verticais de vorticidade potencial. A vorticidade potencial é calculada pela seguinte equação (BLUESTEIN, 1993; DJURIC, 1994):

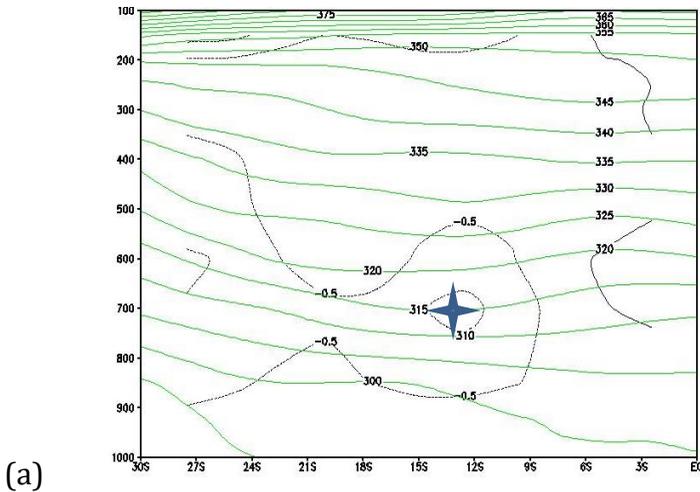
$$P = -g(\zeta + f) \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right), \quad (1)$$

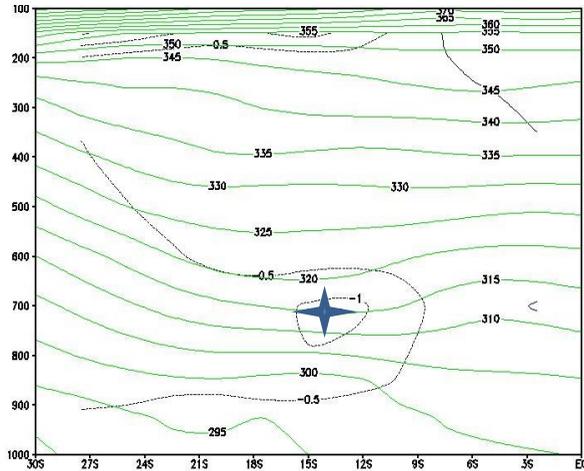
onde ζ é a vorticidade, θ é a temperatura potencial e f é o parâmetro de Coriolis.

Nesta forma a vorticidade potencial é semelhante da vorticidade potencial de Ertel para atmosfera hidrostática

com temperatura potencial como coordenada vertical. A unidade de vorticidade potencial é PVU ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$). Os valores menores do que 1,5 PVU são associados com o ar da troposfera e os valores maiores com o ar da estratosfera.

Um exemplo para dois dias seguidos da seção vertical (para o corte meridional de 0-30°S) de vorticidade potencial é apresentado na Figura 5. Estas seções mostram a isolinha de -1 PVU em torno do centro do VCMN. A isolinha de -0,5 PVU é quase fechada em torno do centro do vórtice. Assim, o VCMN com centro no nível de 700 hPa está localizado entre os níveis de 500 e 800 hPa.





(b)

Figura 5. Localização do VCMN na secção vertical de vorticidade potencial para os dias 12/06/2008 às 18UTC em 33°W; (a) e 13/06/2008 às 12UTC em 26°W; (b). Estrela azul é o centro do VCMN. Temperatura potencial em Kelvin (em verde); vorticidade potencial de Ertel em PVU (em preto) e pressão em hPa (eixo y).

Fonte: Santos (2012)

3.7.3 Movimentos verticais no VCMN

A análise dos movimentos verticais em todos os sistemas sinóticos é muito importante para a previsão dos fenômenos meteorológicos, entre os quais se destacam precipitações, trovoadas e nevoeiro.

Os movimentos verticais (ω) são calculados na seguinte forma (HOLTON, 1979):

$$\omega = \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla P + w \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right) \approx -\rho g w, \quad (2)$$

onde ρ é a densidade do ar.

Os movimentos verticais nos ciclones extratropicais baroclínicos variam muito e dependem do estágio de desenvolvimento do sistema e a região do mesmo (BLUESTEIN, 1993; DJURIC, 1994). Nos VCANs os movimentos verticais também tem grande variedade entre os vórtices, todavia, geralmente os movimentos ascendentes predominam na periferia e descendentes no centro (KOUSKY & GAN, 1981).

Para os VCMNs não foi encontrado ainda um padrão da distribuição de movimentos verticais, mas foi vista a dependência desta no estágio de desenvolvimento do mesmo (SANTOS, 2012; SILVA, 2015).

Um exemplo, apresentado na Figura 6, mostra a variação de movimentos verticais nos estágios de desenvolvimento do VCMN. No estágio de formação do vórtice predominam os movimentos ascendentes com os valores máximos acima do centro do VCMN (Figura 6a). Durante o seu desenvolvimento, os movimentos ascendentes predominam na camada entre 900-650 hPa e descendentes abaixo e acima dessa camada (Figura 6b). Durante a

dissipação foram observados movimentos descendentes acima do VCMN que ajudam na destruição do sistema (Figura 6c).

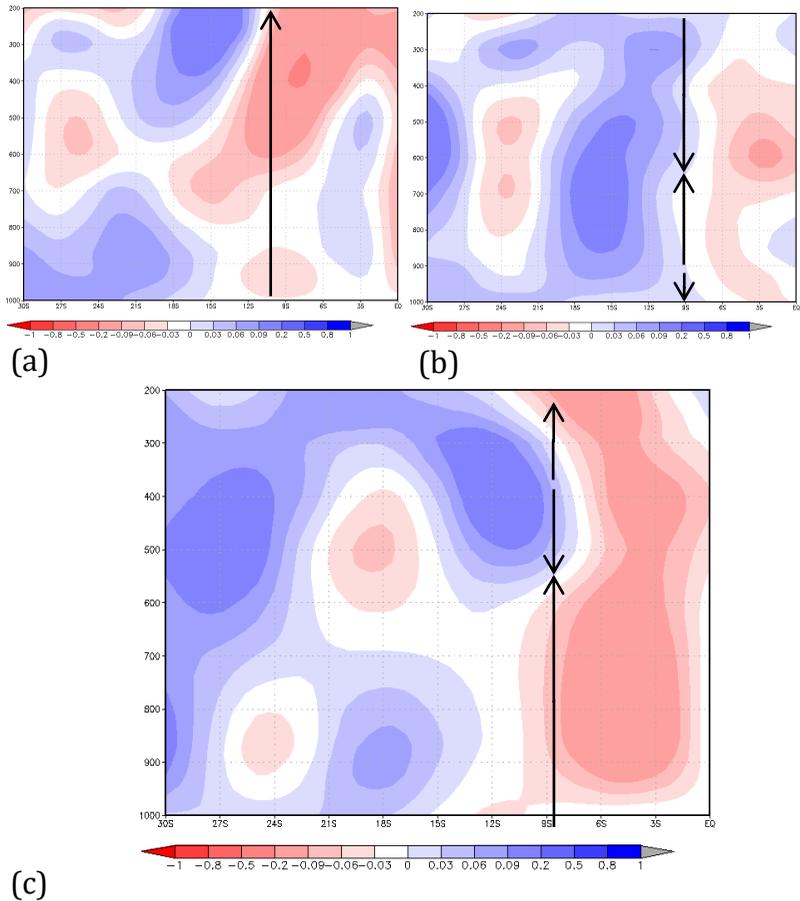


Figura 6. Seções verticais de ω (Pa s^{-1}), as quais cruzam o VCMN na direção norte-sul: a) ao longo de 33°W, dia

12/06/2008 às 18 UTC em 11°S, b) ao longo de 26°W, dia 13/06/2008 às 12 UTC em 9°S e c) ao longo de 29°W, dia 14/06/2008 às 12 UTC em 8°S. As setas e indicam os movimentos ascendentes e descendentes, respectivamente.

Fonte: Santos (2012)

3.7.4 Estrutura térmica do VCMN

A estrutura térmica do vórtice ciclônico determina o tipo do ciclone, barotrópico ou baroclínico e, conseqüentemente, a existência ou não das zonas frontais (PETTERSSEN, 1956; PALMEN & NEWTON, 1969; BLUESTEIN, 1993; DJURIC, 1994; VASQUEZ, 2000; FEDOROVA, 2001; FEDOROVA, 2008a). A relação das zonas frontais com todos os fenômenos meteorológicos adversos é amplamente conhecida (PETTERSSEN, 1956; PALMEN, NEWTON, 1969; BLUESTEIN, 1993; DJURIC, 1994; FEDOROVA, 2001; FEDOROVA, 2008a e b). Exatamente esta relação com fenômenos mostra a necessidade de estudar detalhadamente a estrutura térmica do ciclone. Este conhecimento é fundamental para toda previsão de tempo de curto prazo.

A estrutura térmica é determinada pela temperatura média da camada, que pode ser vista pela espessura da camada (BLUESTEIN, 1993; DJURIC, 1994). Se o centro do ciclone coincide com o núcleo quente ou frio, este ciclone é barotrópico. Se no ciclone tem assimetria térmica, ou seja,

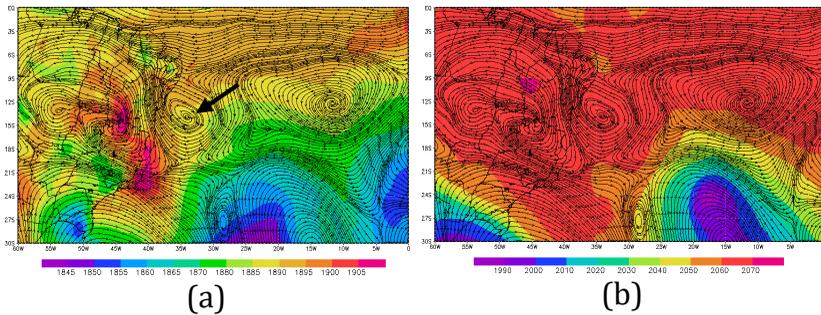
ondas de calor e frio, este ciclone é baroclínico. A existência destas ondas deve ser verificada na região do vórtice, sendo assim, na região onde as linhas de corrente apresentam a circulação ciclônica.

Porque o VCMN está localizado somente numa camada média da atmosfera, para determinar baroclinia ou barotropia deste sistema faz-se necessário analisar a estrutura térmica exatamente nesta camada e, além disso, abaixo e acima da camada com VCMN.

Os VCMNs mostram assimetria térmica na camada do vórtice (geralmente na camada de 500-700 hPa), ou seja, uma onda ou setor quente e outra onda mais fria. A existência de circulação ciclônica com assimetria térmica na camada média da atmosfera mostra que o ciclone é baroclínico. Os ciclones extratropicais baroclínicos têm fortes gradientes térmicos entre o ar quente e frio (em média 6-10°C por 300 km). Comparando com estes, os gradientes térmicos no VCMN são mais fracos. Todavia, a existência da assimetria térmica na circulação do ciclone de médios níveis mostra que os VCMNs tem baroclinia fraca.

As ondas de calor e frio são vistas, também, abaixo (geralmente na camada de 1000-800 hPa) da camada com VCMN. A diferença com a camada do vórtice é que em baixos níveis não tem circulação ciclônica, somente ondas de calor e frio. Acima da camada do VCMN (geralmente na camada de 400-300 hPa) foi observado o ar quente. Ou seja, o VCMN se forma abaixo da onda quente.

Um exemplo da estrutura do VCMN está apresentado na Figura 7. Nesta figura a localização do VCMN é apresentada pelas linhas de corrente no nível de 700 hPa, as quais estão sobrepostas nos campos de espessura da camada do vórtice, abaixo e acima dele. Na camada do VCMN (Figura 7c), na região da circulação ciclônica, no setor sudoeste pode ser visto o ar mais quente do que nas outras partes do vórtice, evidência de baroclinia fraca. Abaixo do VCMN (Figura 7a), o ar mais quente está localizado na parte oeste e norte do vórtice. Acima do VCMN (Figura 7b), o ar quente cobre toda a região acima do vórtice.



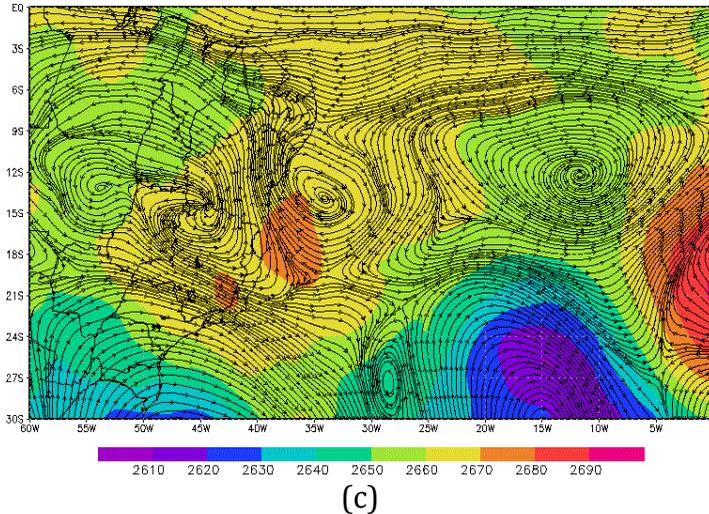


Figura 7. Campos compostos de linhas de corrente em 700 hPa com espessura da camada (m) (em hachurado) abaixo do VCMN (entre 800-1000 hPa) (a), acima do VCMN (entre 300-400 hPa) (b) e na camada do VCMN (entre 500-700 hPa) (c) para o dia 14/03/2009 às 12 UTC. Setas pretas indicam o centro do VCMN.

Fonte: Silva (2015)

3.8 Processos de formação do VCMN

Os processos de formação do VCMN não foram estudados com detalhes até agora. Todavia, já foram descritos dois processos principais da formação dos VCMN: 1) como ciclone desprendido e 2) entre as correntes do Hemisfério Norte e Sul (SILVA, 2015).

3.8.1 Ciclone desprendido no cavado do Hemisfério Sul

A formação do VCMN como ciclone desprendido ocorre no cavado. Este cavado tem 1) eixo quase meridional, com posição do eixo norte-sul e noroeste-sudeste ou 2) quase zonal, de oeste-leste.

O exemplo na Figura 8 mostra a formação de dois VCMNs no cavado meridional. A formação do VCMN próximo ao litoral sul de Alagoas no cavado com orientação noroeste-sudeste está apresentada na Figura 9.

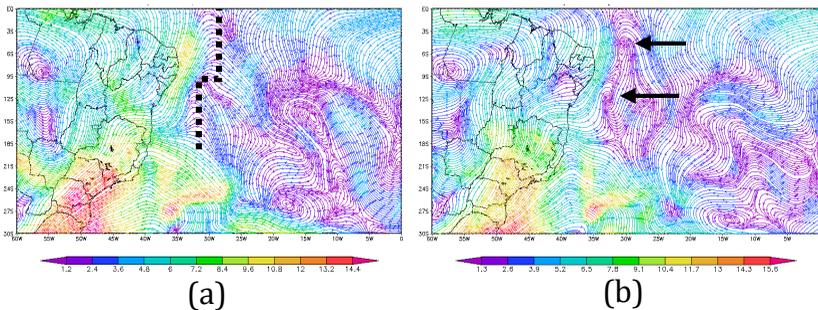


Figura 8. Formação de dois VCMNs no nível de 700 hPa como ciclone desprendido no cavado meridional nos dias 8/12/2010 às 18 UTC (a) e 9/12/2010 às 00 UTC (b). Linha tracejada indicando o cavado meridional e setas pretas os centros dos VCMNs.

Fonte: Silva (2015)

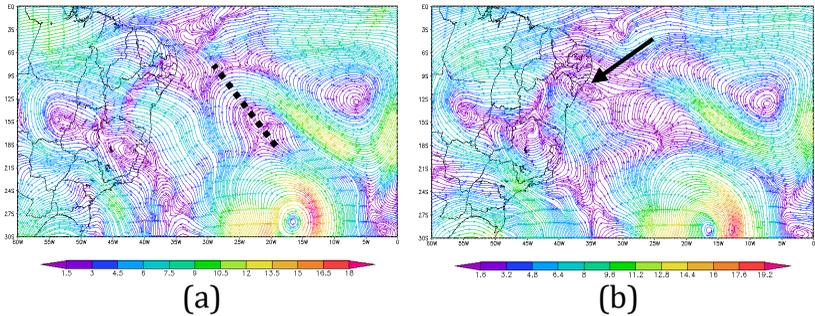


Figura 9. Formação do VCMN no nível de 700 hPa como ciclone desprendido no cavado noroeste-sudeste no dia 13/03/2009 às 00 UTC (a) e às 06 UTC (b). Linha tracejada está indicando o cavado noroeste-sudeste e seta preta o centro do VCMN.

Fonte: Silva (2015)

A Figura 10 mostra a formação do VCMN no cavado com orientação zonal.

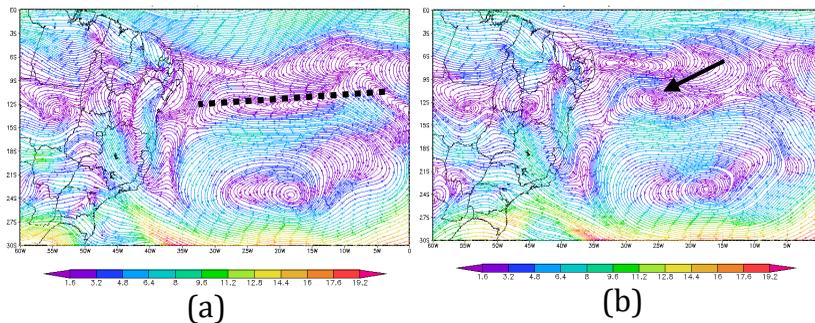


Figura 10. Formação do VCMN no nível de 700 hPa como ciclone desprendido no cavado zonal no dia 09/11/2009 às

00 UTC (a) e às 06 UTC (b). Linha tracejada está indicando o cavado zonal e seta preta o centro do VCMN.

Fonte: Silva (2015)

3.8.2 Ciclone entre correntes do Hemisfério Norte e Sul

O encontro das correntes do Hemisfério Norte e Sul também deu origem ao VCMN. O exemplo na Figura 11 mostra o encontro dessas correntes e por consequência, formação do centro do VCMN próximo ao litoral de Alagoas.

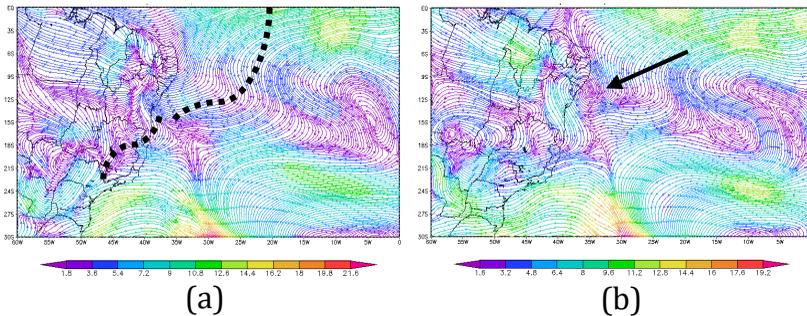


Figura 11. Formação do VCMN no nível de 700 hPa pelas correntes do Hemisfério Norte e Sul no dia 16/11/2008 às 00 UTC (a) e às 06 UTC (b). Linha tracejada está indicando as correntes dos dois Hemisférios e seta preta o centro do VCMN.

Fonte: Silva (2015)

3.9 Fenômenos adversos associados aos VCMNs

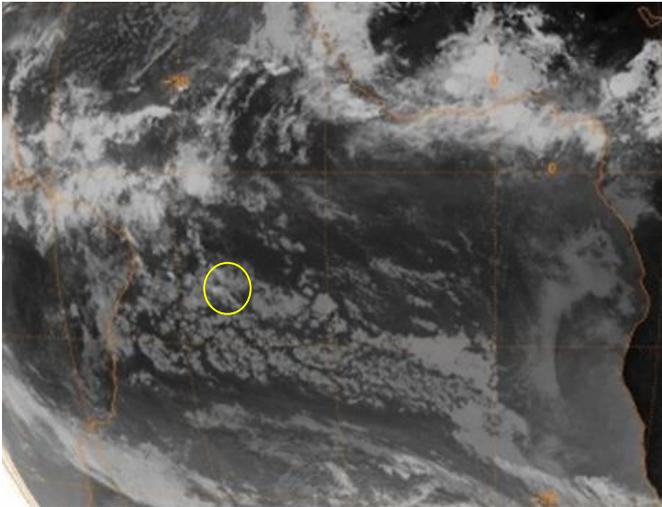
Os VCMNs foram associados com fenômenos adversos, tais como, precipitações intensas e trovoadas. Também na região do VCMN foi encontrada a formação do Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM). Estudos sobre a visibilidade baixa, incluindo nevoeiro, nevoa úmida e seca, mostraram que estes fenômenos ainda não foram associados com os VCMNs. Ou seja, na região do VCMN foi confirmado o desenvolvimento de nebulosidade convectiva.

3.9.1 Nebulosidade associada aos VCMN

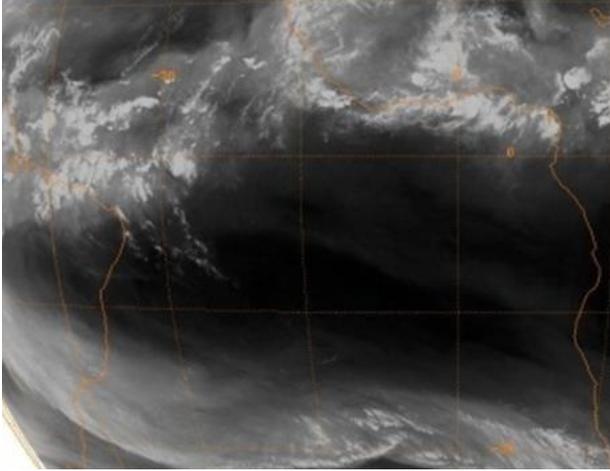
As imagens de satélite em canais infravermelho (IR), vapor d'água (WV) e visível (VIS), mostram a nebulosidade de nuvens convectivas em médios e baixos níveis. Geralmente, estas nuvens são organizadas na forma de linhas de instabilidade.

Um exemplo da nebulosidade na região do VCMN está apresentado na Figura 12. Ausência de umidade na imagem de vapor d'água (cor quase preta na Figura 12b) mostra a ausência de nuvens acima de 600 ou 500 hPa (Anderson et al., 1973; Conway, 1997). A cor branca na imagem no canal visível (Figura 12c) está confirmando a presença de nuvens. Na imagem no canal infravermelho a cor cinza claro (Figura 12a) mostra que as nuvens não são altas. A textura granulosa

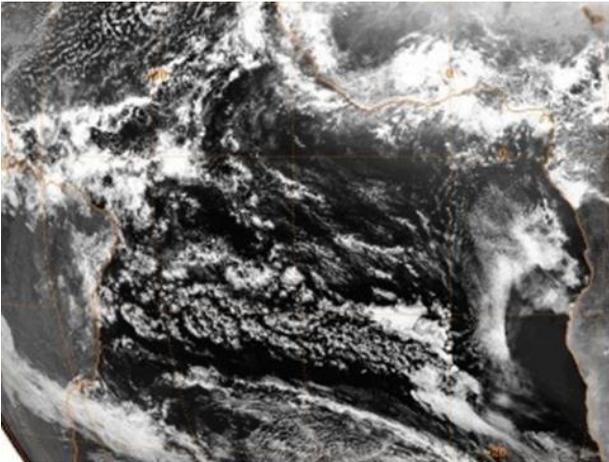
nas imagens no canal infravermelho e visível (Figuras 12a e c) confirma a nebulosidade convectiva. Com todas estas informações, nota-se a existência de nebulosidade convectiva em baixos e médios níveis. As imagens no canal infravermelho e visível (Figuras 12a e c) mostram que as células de nuvens convectivas se formam em linhas, ou seja, as linhas de instabilidade de mesoescala.



(a) IR



(b) WV



(c) VIS

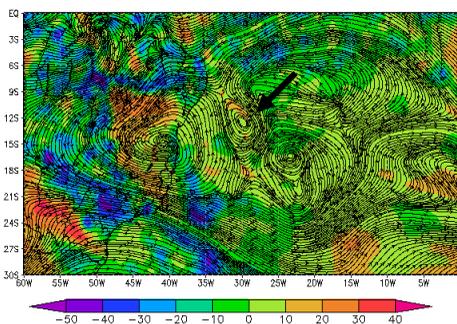
Figura 12. Nebulosidade na região do VCMN no dia 13/06/2008 às 12 UTC nos canais infravelmelho - IR (a), vapor d'água - WV (b) e visível - VIS (c). Círculo está indicando a região do VCMN. **Fonte:** Santos (2012)



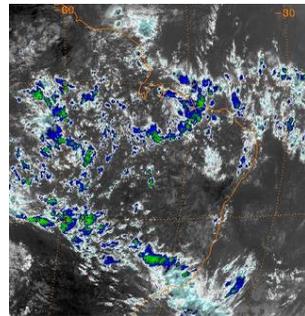
3.9.2 Precipitações associadas aos VCMNs

Precipitações fracas e intensas foram associadas com eventos dos VCMNs, o que foi confirmado por alguns trabalhos (PONTES DA SILVA, et al., 2011; SILVA et al., 2014a e b; SILVA, 2015). Os VCMNs foram incluídos na lista dos sistemas associados com precipitações intensas no NEB (PONTES DA SILVA, et al., 2011).

Um exemplo (Figura 13) mostra o VCMN, que foi observado nas redondezas do NEB, perto de Alagoas nos dias 14 e 15/04/2009 com precipitações associadas. Foi observado no dia 14 de abril de 2009 a precipitação máxima de 77,9 mm/24h pela estação de Água Branca (9,28°S e 37,90°W), no dia 15 de 22,8 mm/24h na estação de Atalaia e no dia 16 de 10,2 mm/24h pela estação de Traipu (9,96°S e 36,98°W).



(a)



(b)

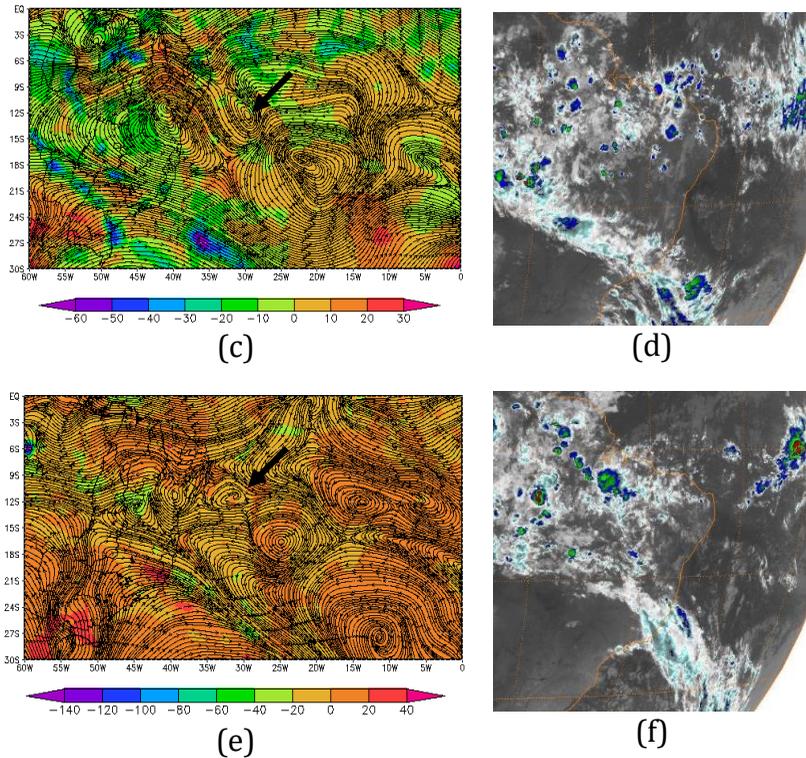


Figura 13. Evento do VCMN com precipitações intensas. Campos compostos de omega ($\times 10^{-2}$ Pa s⁻¹) (em cores) e linhas de corrente (linhas pretas), e também imagem de satélite: a) e b) para o dia 14/04/2009 às 18 UTC em 400 hPa, c) e d) para o dia 15/04/2009 às 00 UTC em 400 hPa, e) e f) para o dia 16/04/2009 às 00 UTC em 600 hPa. Seta preta indicando o VCMN.

Fonte: Autoras (2015)

Estas precipitações foram associadas com o VCMN, o centro dele foi localizado no oceano Atlântico perto do Estado. Na periferia do vórtice, sobre o Estado de Alagoas foram observados os movimentos ascendentes (até $-20 \times 10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ no dia 14/04/2009 às 18 UTC e no dia 16/04/2009 às 00 UTC).

3.9.3 Trovoadas associadas aos VCMNs

A informação sobre as trovoadas pode ser obtida de duas fontes de dados:

1) pelas imagens do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), obtidas no portal <http://lightning.nsstc.nasa.gov>;

2) dos dados METAR do Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA), obtidas no portal <http://www.redemet.aer.mil.br>.

As trovoadas foram encontradas em dois casos que apresentaram o vórtice próximo de Alagoas. No evento de 14 de março de 2009, a trovoada foi identificada pelos dados do TRMM (Figura 14a), apresentou o vórtice no nível de 700 hPa e o seu centro se deslocou entre 38° - 30° W e 9° - 15° S. A região da ocorrência da trovoada foi na periferia norte do VCMN com movimentos ascendentes ($-10 \times 10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$), como mostrado na Figura 14b e nuvens em baixos e médios níveis (Figura 14c).

Meteorologia em tópicos – volume 3



Collaboration between NASA MSFC and The University of Alabama in Huntsville

ABOUT GHRC ACCESS DATA SEARCH DATA BROWSE DATA PROJECTS FIELD CAMPAIGNS MEASUREMENTS RESOURCES MULTIMEDIA

LIS BROWSE IMAGERY

Lightning Home

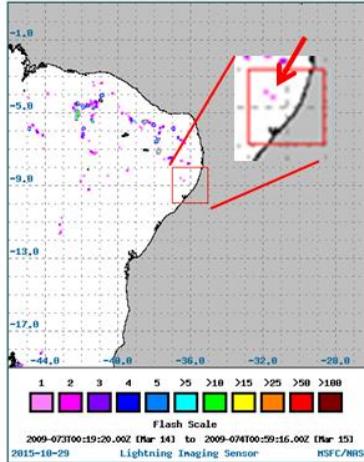
LIS Space Time Domain Search Results

Search criteria: Center: (-9.0°, -36.0°), bounding box: (-8.0°, -37.0°) to (-10.0°, -35.0°), daytime and nighttime

Search period:

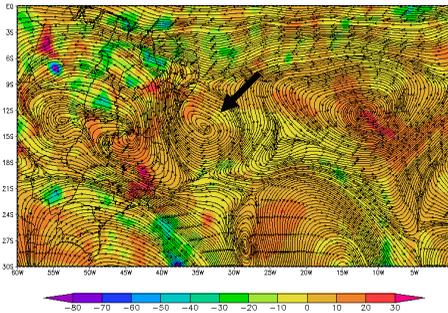
2009 March (day of year 073)

Click a point of interest in the image to re-center the map to the nearest half degree.

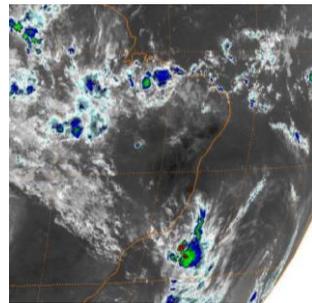


(a)

Number of orbits searched: 16
 Number of orbits with flashes in the area of interest (red rectangle): 1
 Number of flashes detected in the area of interest (red rectangle): 2
 Total number of flashes in the image: 471



(b)



(c)

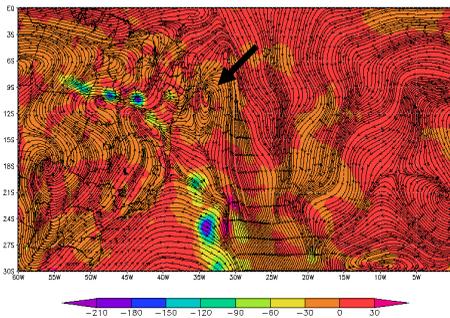
Meteorologia em tópicos – volume 3



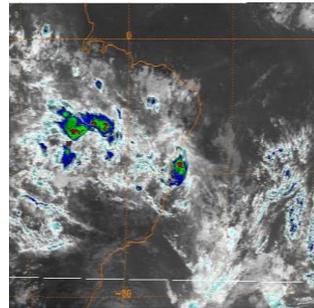
Consulta de Mensagens OPMET

Localidade	Tipo	Data/Hora	Mensagem
SBMO	METAR	09/12/2010 20:00	SBMO 092000Z 07010KT 8000 TS SCT008 FEW040CB 29/23 Q1005 =

(d)



(e)



(f)

Figura 14. Evento de trovoada na região do VCMN no dia 14/03/2009: a) imagem do TRMM; b) linhas de corrente e velocidade vertical em 700 hPa às 12 UTC; c) imagem de satélite IR realçada. No dia 09/12/2010: d) dados do METAR; e) linhas de corrente e velocidade vertical em 700 hPa às 12 UTC; f) imagem de satélite IR realçada. Seta preta indicando o centro do VCMN e a vermelha a ocorrência de trovoada destacada em pontos rosa. TS – trovoada.

Fonte: Autoras (2015)

No evento de 09 de dezembro de 2010, o fenômeno foi identificado pelos dados do METAR (Figura 14d). Apresentou

o VCMN entre 700-600 hPa e o centro se deslocou entre 30°-35°W e 12°-9°S, onde a região de influência foi a leste do vórtice. Na Figura 14e são observados movimentos ascendentes ($-30 \times 10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) e nuvens de baixos até médios níveis sobre o Estado de Alagoas (Figura 14f).

3.9.4 Complexos convectivos de mesoescala associados aos VCMNs

No VCMN foi observado um caso com formação de CCM no NEB, evento do dia 09 de dezembro de 2010. O CCM estava localizado na região sudoeste da periferia do vórtice. Este caso apresentou precipitações e trovoadas para o Estado de Alagoas.

Neste exemplo se observa que o centro do VCMN estava em 34°W e 10°S, apresentando divergência em 700 hPa na região do vórtice (Figura 15c). Os movimentos ascendentes foram em grande parte da sua área e sobre o Estado (Figura 15a). Observa-se na seção de 34°W (Figura 15b) que existiam movimentos ascendentes abaixo do nível do vórtice e descendentes e ascendentes acima.

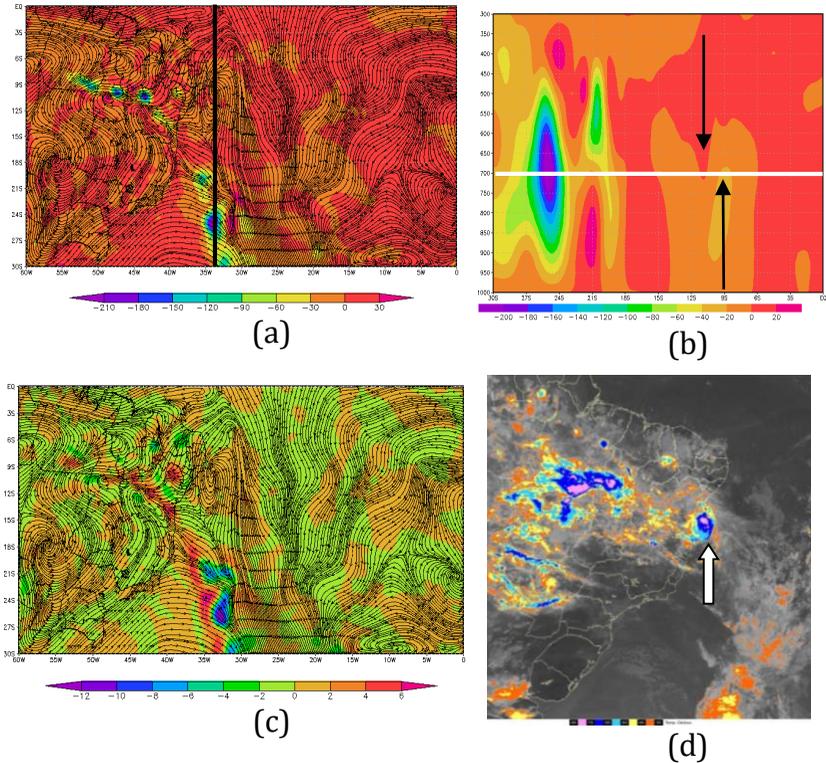


Figura 15. Evento do CCM na região do VCMN no dia 09/12/2010 às 12 UTC: a) linhas de corrente e velocidade vertical em 700 hPa; b) seção vertical de velocidade vertical ao longo de 34°W; c) linhas de corrente e divergência em 700 hPa; e d) imagem de satélite realçada. Traço preto indicando a seção (34°W) e branco o nível do VCMN. Setas pretas indicando os movimentos ascendentes e descendentes e a branca o CCM.

Fonte: Silva (2015)

Na periferia sudoeste do vórtice, onde o CCM se localizava é possível identificá-lo na região de convergência (Figura 15c) e movimentos ascendentes (Figura 15a). As nuvens em baixos e médios níveis foram observadas sobre Alagoas na região da periferia do vórtice (Figura 15d). A precipitação máxima para Alagoas até as 12 UTC do dia 09 foi de 17 mm/ 24 h na estação de Junqueiro (9,86°S e 36,33°W).

3.10 Algumas características dos VCMNs

Algumas das principais características dos VCMNs são incluídas na Tabela 1. Onde é observado desde os níveis de maior atuação do vórtice (700-500 hPa) até os fenômenos meteorológicos adversos (precipitações e trovoadas) associados ao mesmo.

Tabela 1. Algumas características principais dos VCMNs.

** Para alguns casos.

Fonte: Autoras (2015)

Característica	Valores e/ou descrição
Localização mais frequente da circulação mais intensa no plano vertical	700-500 hPa

Nível mais baixo atingido pela circulação	800 hPa
Nível mais alto atingido pela circulação	400 hPa
Trajetórias	Variadas **
Frequências	232 vórtices por ano
Varição sazonal	Pouca variação
Espessura no nível do vórtice	Baroclinia fraca **
Espessura acima do nível do vórtice	Entre onda Quente e Fria **
Espessura abaixo do nível do vórtice	Entre onda Quente e Fria / Onda Quente **
Vorticidade relativa mínima no nível do vórtice	$-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ **
Movimentos verticais no nível do vórtice	Variados **
Nebulosidade	Baixos e médios níveis **
Fenômenos meteorológicos adversos associados aos vórtices	Precipitações e trovoadas **

3.10 Conclusões

Os VCMNs são muito frequentes na região do NEB e no oceano Atlântico adjacente, são observados 232 vórtices por ano, em média. Todavia, a maioria destes vórtices tem duração de até 12 horas. Ao mesmo tempo são observados VCMNs com duração maior que 42h (13-15 eventos por ano).

Os VCMNs são localizados na atmosfera média entre 700 e 400 hPa. A maioria dos vórtices são vistos somente em um nível padrão, geralmente este é em 700 hPa; duas vezes mais raro são os vórtices que aparecem em 600 e 500 hPa. Todavia, alguns vórtices são mais profundos; em 3% de todos os dias com ocorrência de vórtices são vistos em três níveis e somente em 4 casos os VCMNs foram identificados em quatro níveis. A estrutura vertical dos VCMNs pôde ser vista claramente nas seções verticais de vorticidade potencial.

As trajetórias dos VCMNs são muito variáveis, sem padrão; o mesmo como nos VCANs. Os VCMNs podem sair do oceano para o continente ou fazer trajetórias circulares sobre o oceano.

A maioria dos vórtices são localizados na faixa entre as latitudes 7 e 20°S. Os VCMNs mais frequentes (em 86,3% dos eventos) e mais duradores situam-se sobre o oceano. Todavia, sobre o continente, também, são identificados os VCMNs, em média mais de 9 por ano e com duração de 30 até 36 h.

As variações anuais e sazonais são pequenas, com pouca diminuição da frequência na primavera e fraco deslocamento para norte no inverno. A variação sazonal é observada melhor para os VCMNs de longa duração (maior do que 30h); estes vórtices são mais frequentes no verão (mais do que 9 eventos por estação) e mais raros no outono (4-5 eventos por estação).

Até agora para os VCMNs não foi encontrado um padrão da distribuição de movimentos verticais, mas foi vista a dependência destes no estágio de desenvolvimento do vórtice.

Os vórtices possuem baroclinia fraca na camada de circulação ciclônica do mesmo (em médios níveis). A assimetria térmica é vista, também, abaixo da camada com VCMN. O vórtice se forma abaixo da onda quente, ou seja, acima da camada do VCMN é observada uma onda de calor.

Os VCMNs se formam em dois processos principais: 1) como ciclone desprendido e 2) entre as correntes do Hemisfério Norte e Sul.

A previsão dos VCMNs é muito importante, pois estes vórtices foram associados com fenômenos adversos, tais como, precipitações de intensidades diferentes, incluindo as precipitações intensas. As trovoadas também foram identificadas na região do VCMN. Além disso, na região do VCMN foi encontrada a formação de CCM. Ou seja, na região do VCMN foi confirmado o desenvolvimento de nebulosidade convectiva intensa e formação de fenômenos meteorológicos adversos associados com esta nebulosidade.

3.11 Referências bibliográficas

ANDERSON, R. K.; ASHMAN, J. P.; FARR, G. R.; FERGUSON, E. W.; ISAYEVA, G. N.; OLIVER, V. J.; PARMENTER, F. C.; POPOVA, T. P.; SKIDMORE, R. W.; SMITH, A. H.; VELTISHCHEV, N. F. **The use of satellite pictures in weather analysis and forecasting**. Geneva: WMO, Technical note No. 124, 1973. 275 p.

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes**. V1, v2. Oxford: Oxford University Press. 1993. 594p,

BRAZIL, C. M.; FEDOROVA, N.; CARVALHO, M. H. Estudo de um caso de frente fria secundária sobre o sul do Brasil, **Revista Brasileira de Meteorologia**, 25-1, p. 32-45, 2010.

CRUZ, C. D. **Determinação sinótica dos fatores que favorecem as influências frontais sobre o Estado de Alagoas**. 2008. 117 p. MSc. Thesis, Universidade Federal de Alagoas, 2008.

CONWAY, E. D. **An Introduction to Satellite Image Interpretation**. London: The Johns Hopkins Press, 1997. 242 p.

DJURIC, D. **Weather Analysis**. Prentice Hall: Englewood Cliffs, NJ, 1994. 304 p.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica**. V. 1, Pelotas: Ed. Universidade Federal de Pelotas, 1999. 259p.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica**. V. 2, Pelotas: Ed. Universidade Federal de Pelotas, 2001. 242p.

FEDOROVA, N.; GEMIACKI, L.; CARVALHO, L. C.; LEVIT, V.; RODRIGUES, L. R. L.; COSTA, S. B. Frontal Zone on the North-East of Brazil. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO), 8. Foz do Iguaçu. **Proceedings**. São José dos Campos: INPE, p. 1765-1768, CD-ROM, 2006.

FEDOROVA, N. **Sinótica III: Frentes, Correntes de Jato, Ciclones e Anticiclones. Material didático: sinopses, figuras, equações** Maceió: Ed. Universitária/ UFAL, 2008a.192p.

FEDOROVA, N. **Sinótica IV: Sistemas e processos sinóticos atuantes na América do Sul. Material didático: sinopses, figuras, equações** Maceió: Ed. Universitária/ UFAL, 2008b.192p.

FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; CRUZ C.D. On frontal zone analysis in the tropical region of the Northeast Brazil. **Pure and Applied Geophysics** (accepted), 2015.

GAN, M. A; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 1293-1302, 1991.

GEMIACKI, L. **Atuação de Sistemas Frontais na Estação Seca do Nordeste do Brasil**. MSc. Thesis, Universidade Federal de Alagoas, 101p., 2005.

HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. 2 ed. New York, 1979. 391p.

KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.107, p. 1140-1153, 1979.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper Tropospheric Cyclonic Vortices in the Tropical South Atlantic. **Tellus**, 33, p. 538-551, 1981.

NEWTON, C. W. (Ed.). **Meteorology of the southern hemisphere**. Boston: American Meteorological Society, 1972. 263p.

PALMEN, E.; NEWTON, C. W. **Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation**. New York, London: Academic Press, 1969. 603p.

PALMER, C. E. On high-level cyclones originating in the tropics. **Transactions of American Geophisics Union**. 32, p. 683-696, 1951.

PETTERSEN, S. Motion and motion systems. Weather and weather systems. In: **Weather Analysis and Forecasting**, vol.1, vol. 2., New York, Toronto, London: McGraw-Hill, 1956. 266p.

PETTERSSSEN, S.; BRADBURY, D. L.; PEDERSEN, K. The Norwegian cyclone models in relation to heat and cold sources. **Geofysiske Publikasjoner**, v.24, p. 243-280, 1962.

PETTERSSSEN, S.; SMEBYE, S. J. On the development of extratropical cyclones. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 97, p. 457-482, 1971.

PONTES DA SILVA, B. F; FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; PERESETSKY, A. Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no Estado de Alagoas, **Revista Brasileira de Meteorologia**, 26-3, p. 295-310, 2011.

RAO V. B., BONATTI J. P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortex in the South Atlantic Ocean and adjoin Brazil during summer. **Meteorological and Atmospheric Physics**. v.37, p. 11-16, 1987.

RAO, P. K.; HOLMES, S. J.; ANDERSON, R. K.; WINSTON, J. S.; LEHR, P. E. **Weather Satellites: Systems, Data and Environmental Applications**. Boston: American Meteorological Society, 1990. 503p.

REBOITA M. S.; DA ROCHA R. P.; AMBRIZZI T.; SUGAHARA S.; South Atlantic Ocean Cyclogenesis Climatology Simulated by Regional Climate Model (RegCM3). **Climate Dynamics**, 35 (7-8). p. 1331-1347, 2010.

REEDER, M. J.; SMITH, R. K. Mesoscale meteorology. In: **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston: American Meteorological Society, 27-49, p. 201-241, 1998.

RIEHL, H. **Climate and weather in the tropics**. London, New York, San Francisco: Academic Press, 1979. 611p.

SANTOS, D. M. B. **Vórtices ciclônicos de médios níveis: uma análise de frequência e estrutura**. 2012. 92p. MSc. Thesis. Universidade Federal de Alagoas, 2012.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. South America, In: **Meteorology of Southern Hemisphere**. Karoly DJ, Vincent DG (ed.). Boston: American Meteorological Society, p. 119-139, 1998.

SHULTZ, D. M.; KEYSER, D.; BOSART, L. F. The Effect Of Large-Scale Flow On Low-Level Frontal Structure And Evolution In Midlatitude Cyclones. **Monthly Weather Review**, 126-7, p. 1767-1791, 1998.

SILVA, T. G. **Vórtices Ciclônicos de Médios Níveis: estrutura, processos de formação e tempo associado**. 2015. 46p. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal de Alagoas, 2015.

SILVA, T. G.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V. Influências dos Vórtices Ciclônicos de Médios Níveis no tempo de Alagoas. In: XVIII CBMET - Congresso Brasileiro de Meteorologia, **Anais...** Recife - PE. 2014a.

SILVA, T. G.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V. VÓRTICES CICLÔNICOS DE MÉDIOS NÍVEIS: ESTRUTURA E TEMPO ASSOCIADO. In: VIII Semana da Meteorologia e IV Seminário Atmosfera e Sociedade, 2014, **Anais...**, Maceió - AL. 2014b.

SINCLAIR, M. R. A Climatology of Cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v.123, p. 1601–1619, 1995.

SINHORI, N. P. **Modificação da estrutura vertical das frentes frias no Nordeste Brasileiro, entre janeiro de 2000 e dezembro de 2012**. 2015. 196p. MSc. Thesis, Universidade Federal de Alagoas, 2015.

TALJAARD, J. J. Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. In: **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston: Press AMS, 13(35), p. 129-213, 1972.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: INMET, 2000. 515p.

VASQUEZ, T. **Weather Forecasting Handbook**. Garland, Texas: Weather Graphics Technologies, 2000. 98p.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e aplicações**. Viçosa: Editora UFV. Universidade Federal de Viçosa, 2000. 450p.

CAPÍTULO 4

TEORIA E MÉTODOS DE OBSERVAÇÃO DE PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

Geórgenes Hilário Cavalcante Segundo
Ana Carolina Cavalcante de Lima

4.1 Introdução

Os estudos em ambientes costeiros e oceânicos buscam entender de forma descritiva e quantitativa as principais características das águas do oceano e de seus movimentos. Dentre os diversos ramos da oceanografia, a oceanografia física reflete os maiores avanços na busca de entender os processos dominantes que atuam sobre a dinâmica dos oceanos. Para tanto, a teoria e observação devem caminhar juntas para que os erros decorrentes de cada uma sejam minimizados.

Esta relação é particularmente verdadeira, principalmente por considerar que uma teoria é simplesmente uma explicação baseada na observação, medida e fundamentos. Desta forma, observações de qualidade possibilitam fornecer informações para o

desenvolvimento de novas teorias, conseqüentemente, novas teorias sugerem melhores formas de efetuar observações.

As pesquisas oceanográficas com ênfase na componente física dos oceanos, utilizam-se de diversas técnicas de observações onde estruturas fixas e móveis são utilizadas como meio para executar as observações. Dentre estas ferramentas de observação, os navios, plataformas e boias atuam como base para a instalação e ou operação dos instrumentos destinados às medições. Estes instrumentos são usados, por exemplo, para medir as propriedades da água do mar como temperatura e salinidade na coluna de água, correntes, marés, ondas e também as propriedades do ar sobre os oceanos.

Diante do exposto, este capítulo tem por finalidade introduzir alguns aspectos básicos relacionados com a teoria e a instrumentação oceanográfica convencional, além dos modernos progressos que permitem o uso de satélite. A estrutura do texto é desenvolvida de modo que a teoria seja inserida de forma breve, sempre antes das descrições das características de alguns instrumentos associados às propriedades de medição. Além de alguns aspectos relacionados com esquemas de fundeio de equipamentos, será dado enfoque não só ao princípio de funcionamento dos equipamentos e métodos de coletas, mas também a sua evolução e limitações de uso prático.

4.2 Hidrografia

O levantamento hidrográfico de uma região consiste em obter informações sobre as propriedades físico/química da água do mar. A região de estudo é amostrada, geralmente, em radiais compostas por estações oceanográficas. O número de estações, a forma dos perfis e os instrumentos a serem utilizados devem ser determinados no planejamento, com a finalidade de responder às principais questões científicas.

Todas as medições que serão descritas neste capítulo são realizadas a partir de plataformas de coleta de dados, plataforma relativamente estável para a realização da instrumentação necessária.

A plataforma pode ser na superfície como estações costeiras fixas para medições meteorológicas e de nível da superfície do mar, pode ser fixada no fundo do mar e no interior do oceano através de navios e barcos oceanográficos. Tais navios oceanográficos são atualmente dotados de modernos equipamentos e alto grau de automação e informação, e por último os aviões e satélites que possuem sensores de radiação, cobertura de gelo, temperatura da superfície do mar. A escolha da plataforma apropriada depende da sua capacidade de obter, no espaço e no tempo, as informações solicitadas.

Segundo Stewart (2008) é importante ter em mente dois conceitos relativos ao desempenho de instrumentos: qualidade e precisão. A qualidade é a diferença entre o valor

obtido através de medições e o valor verdadeiro de uma determinada variável. Precisão é a diferença entre medições sucessivas.

4.2.1 Instrumentos para Medição Direta de Temperatura

4.2.1.1 Garrafas de Coleta de Água

As garrafas para coleta de água possuem a mesma finalidade de coletar amostras de água de volume variável em diversas profundidades conforme necessidade da pesquisa. Estas garrafas são acopladas com termômetros de inversão que permitem elaborar perfis verticais de temperatura. Existe um grande número de modelos de garrafas oceanográficas, embora dois tipos estejam entre as mais usadas: a de Nansen e a Niskin.

Garrafas de Nansen

A garrafa de nansen (Figura 1) é um cilindro de metal ou plástico, com capacidade variando cerca de 1,4 a 1,6 litros, onde são instalados suportes para a colocação de termômetros de inversão, que é baixado no mar através de um cabo.



Figura 1. Garrafa de Nansen de metal.

Fonte: Instituto de Oceanografia – USP (Laboratório de Oceanografia Física).

A garrafa desce aberta e, ao atingir a profundidade desejada, é fechada pela ação de um gatilho, acionado pelo choque de um mensageiro, que faz com que inverta sua posição girando quase 180° ao longo do cabo e, ao mesmo tempo, feche as válvulas de suas extremidades, retendo a amostra de água (Figura 2). Assim que a garrafa de Nansen inverte, fecha coletando então a amostra de água em uma dada profundidade e registrando a temperatura, através do uso de termômetros de reversão (Pickard e Emery, 1990).



Figura 2. Esquema de fechamento de uma garrafa Nansen. Um mensagemeiro desde e dispara o mecanismo superior, que se abre liberando a garrafa do cabo; fixada pela base, ela gira; garrafa invertida.

Fonte: Adaptado de DIETRICH et al (1966).

Garrafas de Niskin

A garrafa de Niskin possui a forma semelhante à de Nansen, é constituída de um cilindro feito de plástico, equipada com uma tampa em cada extremidade, que são tencionadas por um elástico.

Diferentemente da garrafa de Nansen, a Niskin é fixa nas duas extremidades, não havendo possibilidades de inversão (Figura 3). O fechamento da garrafa ocorre pelo impacto de um mensageiro, que aciona também o giro de um disco, se necessário, que causa a inversão dos termômetros colocados em suportes de plástico. Esse modelo apresenta algumas vantagens em relação à de Nansen, tais como: ser de plástico, mais leve e seu volume pode variar de 1,6 a 30 litros, possibilitando um número maior de propriedades a serem medidas.

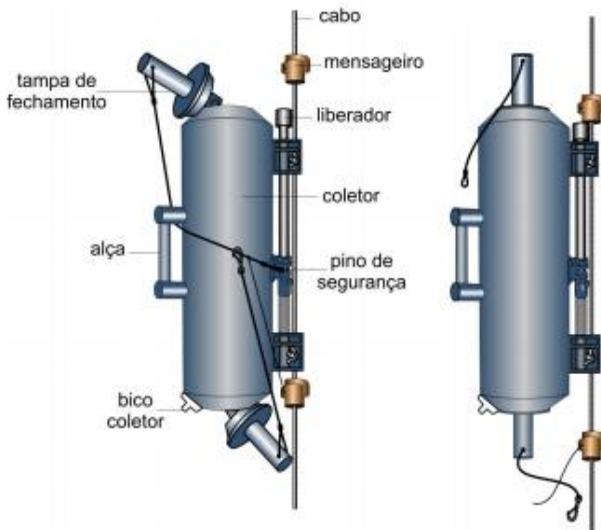


Figura 3. Garrafa de Niskin de 5 litros presa em um cabo. Aberta; fechada.

Fonte: adaptado do catálogo da HydroBios (2014)

4.2.1.2 Termômetros de Reversão

As primeiras medições de temperatura do oceano a certa profundidade abaixo da superfície foram feitas através do convés de um navio em um balde de isolamento e medindo a temperatura da amostra com um termômetro de mercúrio (Emery e Thomson, 2003). Embora estas medidas não fossem precisas, eles deram a primeira evidência de que, sob os primeiros 1000 m, o mar é frio, mesmo nos trópicos. Eles também mostraram que as medições de alta precisão são necessárias para resolver pequenas diferenças de temperatura entre as diferentes regiões do oceano nestas profundidades.

A tecnologia empregada nos termômetros utilizados em Oceanografia evoluiu, passando por termômetros de máxima e mínima, até chegar aos termômetros de inversão, que começaram a ser construídos em 1874 pela companhia Negretti & Zambra. Esses eram baseados no princípio da reversão descrito por George Aimé, em 1845. O modelo de 1874 é composto de dois termômetros no mesmo corpo: um principal com dois bulbos que contorna o secundário, o qual ocupa a parte central do instrumento (Figura 4a). Esse modelo foi utilizado na expedição do HMS Challenger, realizada de 1872 a 1876, sendo o primeiro instrumento a determinar de forma acurada a temperatura em grandes profundidades e a reter os valores ao ser trazido para a superfície (PICHARD E EMERY, 1990).

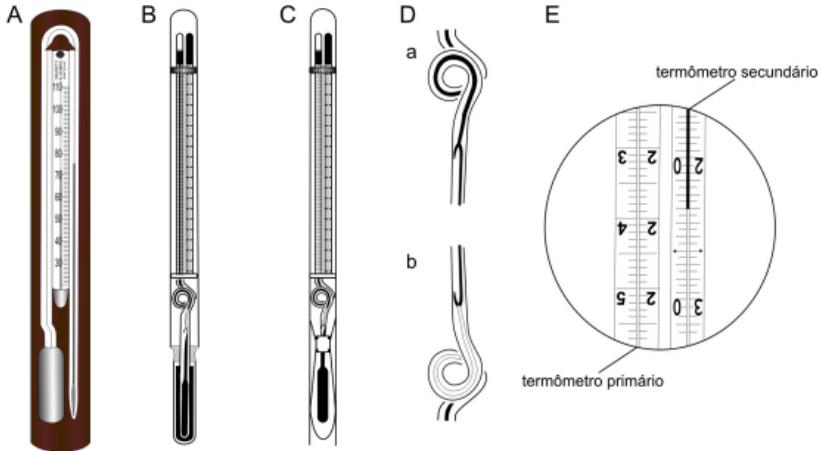


Figura 4. Termômetro de inversão: A, fabricado em 1874 por Negretti & Zambra; B, protegido; C, desprotegido; D, detalhes do estrangulamento do tubo capilar: a, antes; e b, depois da reversão; E, detalhe do termômetro na posição de descida.

Fonte: www.photolib.noaa.gov e VON ARX (1962)

Termômetros de inversão têm uma acurácia que pode atingir relativamente $0,01^{\circ}\text{C}$, dependendo da escala. A maioria deles utiliza escalas divididas em intervalos de $0,1^{\circ}\text{C}$ (EMERY e THOMSON, 1997) é constituída, também, de dois termômetros, sendo um para medir a temperatura do mar (termômetro principal) e um menor (termômetro secundário) para registrar a temperatura do ambiente, onde serão feitas as leituras do termômetro principal. As leituras do termômetro secundário são utilizadas para as correções devidas à dilatação do sistema vidro-mercúrio.

O termômetro principal (Figura 4b e 4c) tem dois bulbos, sendo o maior o reservatório de mercúrio e o menor, um tubo de vidro que apresenta uma constrição (Figura 4d), onde a coluna de mercúrio é cortada no momento da inversão, e um giro de 360°, para impedir que qualquer quantidade de mercúrio passe para o restante do tubo após a inversão. A posição de descida é a mesma apresentada na figura 4e.

Ao ser colocado na profundidade escolhida para a determinação da temperatura, espera-se de 3 a 4 minutos para que o aparelho estabilize e, nesse período, a quantidade de mercúrio que passa do bulbo principal para o tubo de vidro é proporcional à temperatura desse local. Na inversão, a coluna é cortada na constrição e todo o mercúrio situado acima dessa, vai em direção ao bulbo menor.

O formato semelhante a um rabo de porco (Figura 4d) impede que o mercúrio do bulbo maior, que agora está acima, passe para o restante do tubo de vidro. Assim, após a inversão, o bulbo menor torna-se a base da escala de leitura, onde os valores aumentam em direção ao bulbo maior. Uma vez que os termômetros estejam no laboratório, espera-se pela estabilização desses para a realização da leitura, a qual é atingida quando os termômetros secundários marcarem a mesma temperatura ambiente do laboratório do navio. A leitura é normalmente feita com o uso de uma lupa, por dois observadores, de forma independente. Eventuais diferenças nas leituras remetem a uma nova rodada.

Existem dois tipos de termômetros de inversão, o protegido (Figura 4b) e o desprotegido (Figura 4c). Normalmente, ambos são colocados num mesmo suporte constituído de dois protegidos e um desprotegido. O primeiro é totalmente envolvido por uma jaqueta de vidro, que evita o efeito da pressão hidrostática sobre o bulbo maior, esse termômetro mede somente a temperatura in situ.

No termômetro desprotegido, o bulbo maior está em contato direto com a água, sofrendo os efeitos da pressão. A diferença de temperatura entre os dois tipos fornece, através de uma equação, a profundidade onde os mesmos foram invertidos, já que a diferença para cada 100 m de coluna de água é de aproximadamente um grau centígrado.

Por fim, as leituras feitas pelos termômetros são corrigidas a partir de informações fornecidas num certificado dado pelo fabricante e em função da dilatação do sistema vidro-mercúrio. Os termômetros de inversão ainda são utilizados em garrafas de coleta de água tipo Nansen ou Niskin e, apesar do desenvolvimento de termômetros de inversão eletrônicos, continuam sendo usados na calibração de instrumentos como o Conductivity, Temperature and Depth (CTD) (EMERY e THOMSON, 1997).

4.2.1.3 Salinômetros

Os primeiros salinômetros de laboratório foram desenvolvidos para determinar a salinidade das amostras de

água coletadas por garrafas. Eram instrumentos que mediam salinidade através da determinação da chamada razão de condutividade (R_{15}) determinada para uma temperatura ambiental de 15°C. Assim,

$$R_{15} = \frac{C_{5,15,0}}{C_{35,15,0}} \quad (1)$$

em que:

$C_{5,15,0}$ é a condutividade de uma amostra de água com salinidade 5, temperatura de 15°C e pressão ao nível do mar;

$C_{35,15,0}$ é a condutividade de uma amostra de água padrão tendo salinidade de 35, temperatura de 15°C e nas mesmas condições de pressão.

O valor de $C_{35,15,0}$ é 1,0 e o salinômetro apontava diretamente para o valor de R_{15} , após a calibração. A chamada água padrão era vendida em ampolas, por um centro oceanográfico determinado pela Comissão Oceanográfica Intergovernamental (COI), para calibrar o salinômetro utilizado em cruzeiros; através de um polinômio, o valor de R_{15} era transformado em salinidade. A partir de 1978, com a alteração do padrão para uma solução de KCl (potássio-cloro) com concentração conhecida, trabalha-se com K_{15} , que guarda as mesmas proporções com a definição de R_{15} .

A partir da adoção de registradores tipo CTD, os salinômetros tornaram-se referência para calibração desses instrumentos, estando os seguintes tipos desses aparelhos

disponíveis no mercado: o modelo RS10 da Beckman e o chamado Autosal (Figura 5) desenvolvido pela Guildline.



Figura 5. Salinômetro de alta precisão AUTOSAL.

Fonte: <http://www.hidrografico.pt/salinometro.php>

O princípio de funcionamento de ambos é descrito por Emery e Thomson (1997), onde basicamente o instrumento força a passagem da água da amostra por uma célula de condutividade, a qual efetua a medição da condutividade elétrica da amostra. A célula de condutividade contém quatro eletrodos de platina-ródio dispostos em um arranjo geométrico específico.

Dois dos eletrodos forçam a passagem de corrente elétrica, através da água contida na célula. Por outro lado, os outros dois eletrodos medem a diferença de potencial na água

gerada pela passagem de corrente. Desta forma, obtém-se a condutividade da amostra de água. Através de circuitos eletrônicos é obtida a razão de condutividade entre amostra sob análise e a água normal padrão, utilizada durante a padronização do instrumento.

Tabela 1: Informações padronizadas do instrumento.

Fonte: adaptado de Emery e Thomson (1997)

Intervalo de Amostra gem	Exatidão para 24h sem Repadronização	Máxima resolução	Máximo Volume	Volume do Banho (imersão)
0,005 e 42 ppm	0,003 PPM	0,0002 e 35 ppm	100 ml	16,8 l
Temperatura do Banho	Temperatura Ambiente	Estabilidade e por dia	Razão de Condutividade	Máxima Leitura
18 até 33 °C	4 e -2 °C	0,001 °C	22 intervalos de 0 até 2,2	2,29999 ~ 42 ppm

A determinação da salinidade é então efetuada por cálculos matemáticos dependentes da referida razão de condutividades e da temperatura de análise, recorrendo a equações definidas pela UNESCO (1998) para o estabelecimento da escala de salinidade prática. Esta escala é

aplicável ao intervalo de salinidades entre 2 e 42 UPS (Unidade Prática de Salinidade).

Pela maior precisão e confiabilidade, o AUTOSAL acabou tornando-se o equipamento padrão na determinação de salinidade, para fins de calibração de CTDs.

4.3 Instrumentos para Medição Contínua de Temperatura e Salinidade

4.3.1 BT- Batitermógrafo

O batitermógrafo (BT) é um equipamento mecânico, inventado por Spilhaus entre 1937-1938 (Neumann e Pierson, 1996), foi desenvolvido para atender exigências ligadas à guerra submarina e, posteriormente, adaptada à pesquisa oceanográfica. Este aparelho em forma de torpedo com cerca de 85 cm de comprimento (Figura 6), é composto por uma cabeça hidrodinâmica, onde é preso a um cabo de guincho, e aletas de direcionamento na parte posterior.

O princípio de funcionamento do equipamento se baseia na dilatação e contração de um líquido contido no interior do tubo capilar, devidas às mudanças de temperatura da água. O registro se dá por meio de uma pena de metal, conectada ao tubo capilar, que se apoia sobre uma pequena placa de vidro recoberta por uma película de ouro. O suporte da lâmina é fixado sobre um diafragma que se deforma em função da

pressão. Esta deformação causa o deslocamento da lâmina, numa direção perpendicular ao movimento da pena. O movimento da pena causa a retirada localizada da película metálica, esboçando o gráfico de temperatura em função da profundidade.



Figura 6. Batitermógrafo.

Fonte: <http://www.atmosferis.com/instrumentacion-oceanografica-parte-1/>

A pouca precisão e o fato de requerer reduções da velocidade da embarcação para 2 ou 3 nós ($\cong 3,704 \text{ km/h} \cong 5,556 \text{ km/h}$), fizeram que esse equipamento entrasse em desuso tendo sido substituído, a partir do início da década de 1970, pelo XBT.

XBT - Batitermógrafo Descartável

O XBT (figura 7), sigla em inglês para Expendable Bathythermograph, ou batitermógrafo descartável, foi

desenvolvido no final da década de 1960, pela Sippican Corporation, hoje Lockheed Martin Sippican.

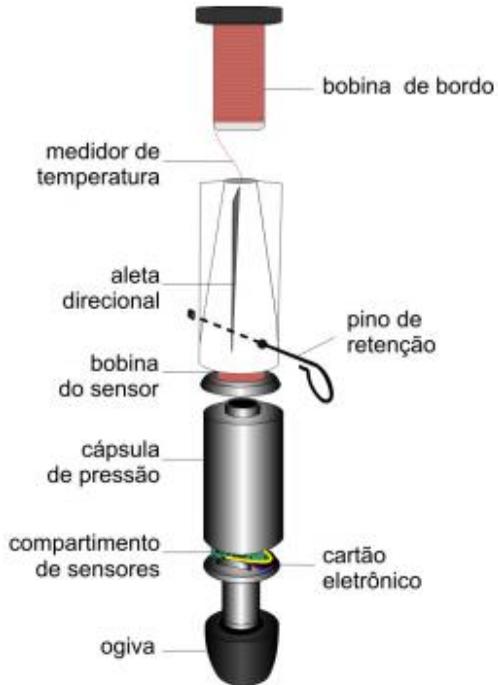


Figura 7. Batitermógrafo Descartável – XBT.

Fonte: adaptado de MARCELLI et al. (2007)

Assim como seu equivalente mecânico, é utilizado na obtenção de dados de temperatura da camada superior do oceano, sem a necessidade de reduções de velocidade da embarcação utilizada no lançamento. Esse instrumento é uma

sonda com formato de torpedo, cujo princípio de funcionamento é baseado na relação negativa existente entre a resistência elétrica de um termistor de metal e a temperatura do meio onde o sensor se propaga.

O torpedo contém uma bobina de cobre na parte inferior (bobina do sensor) e, na parte superior, está a bobina que se desenrola no tubo. O pino de retenção, em forma de gancho, colocado no meio do tubo, tem que ser retirado para que o torpedo caia na água. Os dados são transmitidos para o computador através de um fio de cobre bastante fino, que se desenrola de duas bobinas, uma situada no torpedo e outra no tubo que contém o sensor e que é conectado, através de um lançador, a um computador. O fato do fio de cobre se desenrolar a partir de duas bobinas com giros em sentidos opostos é o que garante a queda livre do torpedo e a base para a determinação da profundidade do sensor.

4.3.2 CTD- Conductivity, Temperature and Depth

O aparelho conhecido como CTD – do inglês, Conductivity, Temperature and Depth, é o instrumento-padrão utilizado em Oceanografia para a obtenção de perfis verticais de profundidade, condutividade (salinidade) e temperatura (Figura 8). O primeiro CTD foi desenvolvido pelo oceanógrafo neozelandês Neil Brown, professor emérito do Woods Hole Oceanographic Institute - Estados Unidos da América Hoje, vários fabricantes produzem esse instrumento

com precisão variável e com limitações diversas na profundidade máxima atingida. Alguns podem atingir profundidades superiores a 10.000 m em função de possuírem uma carapaça de titânio; outros já são mais limitados, para águas mais rasas (< 600 m).



Figura 8. Sonda Multiparamétrica para amostragem da salinidade e temperatura.

Fonte: Lima, A. C. C. Laboratório de Oceanografia Física (LOCF) – UFAL.

De acordo com Tomczac (2000), o funcionamento dos CTDs baseia-se no princípio de medições elétricas. Uma vez que a resistência de um termômetro de platina altera-se com a temperatura, se for incorporado um oscilador elétrico, a mudança na sua resistência produz uma alteração na frequência desse oscilador, a qual pode ser medida. Some-se a isso o fato de que a condutividade da água do mar pode ser medida a partir de um segundo oscilador e variações na pressão produzem alterações num terceiro oscilador; esse sinal combinado é enviado por cabo condutor ao computador de bordo ou é armazenado na sua memória interna, enquanto o mesmo é baixado ou içado durante a estação oceanográfica.

O CTD é dotado de uma bomba que faz a passagem rápida da água pelos sensores, em função da diferença entre as constantes de tempo dos sensores de temperatura e condutividade. O sensor de condutividade é mais lento do que o de temperatura; assim, para evitar que cada sensor meça essas propriedades em diferentes níveis da coluna de água e, por isso, amostrar águas diferentes, fez-se necessário instalar essa bomba. Em instrumentos que não tenham este aparato, o fabricante recomenda utilizar os dados coletados na subida do aparelho.

O CTD tem capacidade para fazer uma leitura contínua de temperatura e condutividade, como função da profundidade, numa taxa de até 30 linhas de dados por segundo. Essa combinação de pares de valores de temperatura e condutividade é transformada pelos programas de processamento fornecidos pelo fabricante, em

salinidade e densidade, havendo opções para o cálculo de perfis de velocidade do som ou outras variáveis. Quando se tem a opção de transmissão direta para um computador, essas variáveis aparecem na tela sob a forma de um gráfico, possibilitando uma análise direta da situação durante a estação.

Quando não existe a opção de transmissão dos dados em tempo real, a informação fica registrada na memória interna do instrumento, o qual, ao chegar a bordo, é conectado a um computador e a comunicação entre ambos é feita através de um programa fornecido pelo fabricante. O arquivo resultante de uma estação oceanográfica é extraído no formato hexadecimal e, através do programa de conversão, é transformado em um arquivo de texto, com as variáveis medidas, separado em colunas. Os dados passam por um controle de qualidade, no qual filtros matemáticos são utilizados para a remoção de valores espúrios, gerados por oscilações elétricas no equipamento (spikes). Frequentemente, outros sensores podem ser acoplados ao CTD (Figura 9), tais como: turbidímetros que, quando devidamente calibrados, podem ser usados para perfilar a concentração de sólidos em suspensão na coluna de água; oxímetros; fluorímetros, utilizados para a determinação da concentração de clorofila; medidores de pH; e sensores que determinam perfis de nutrientes. Perfiladores acústicos de correntes por método Doppler também podem utilizar a roseta como suporte e a comunicação com o computador de bordo é feita pelo cabo condutor.

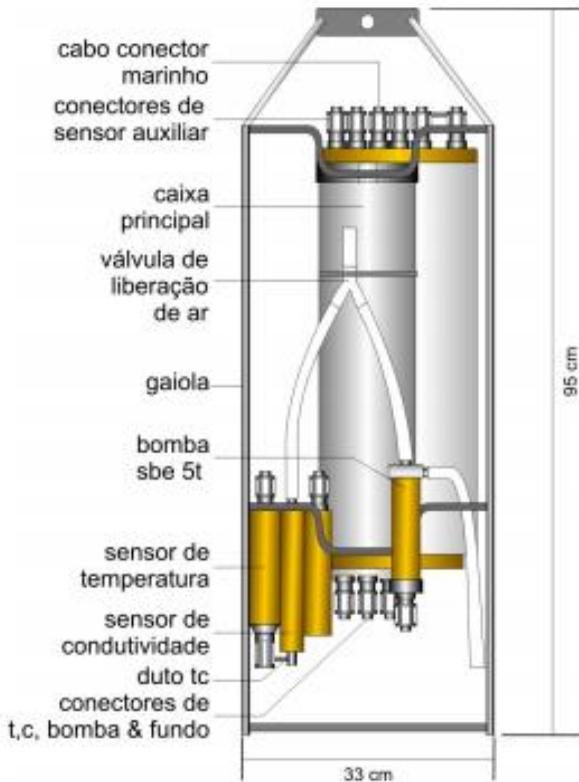


Figura 9. CTD SBE 9 plus

Fonte: adaptado do catálogo da Sea-Bird's Electronics Inc.

Além de ser instalado em cabos para obtenção de perfis verticais, o CTD pode ser instalado em veículos rebocados e, com isso, permitir a obtenção de um perfil dessas propriedades ao longo da trajetória seguida pela embarcação.

4.3.2 Calibração dos Sensores de Temperatura e Salinidade

De acordo com Nonato (2000), os sensores utilizados em CTDs são subsistemas eletrônicos que fornecem um sinal elétrico (tensão elétrica ou frequência) que é função dos valores dos parâmetros físicos a serem medidos. Assim, é de primordial importância que esta função seja conhecida com precisão. Para a determinação desta função, o procedimento mais frequentemente utilizado, no caso de sensores de CTD, é sua calibração em condições simuladas de operação.

O processo de calibração em laboratório implica, usualmente, na colocação do instrumento ou sensores a calibrar em um recipiente com água do mar (banho de calibração); temperatura, condutividade e pressão deste banho são então modificadas de forma controlada, enquanto monitora-se a resposta do instrumento ou dos sensores (Tabela 2). Confrontando-se os dados fornecidos pelo instrumento ou sensores e os valores dos parâmetros do banho, medidos por sensores de referência, é possível determinar a curva de calibração desejada (Nonato, 2000).

Tabela 2. Calibração dos sensores. **Fonte:** adaptado do <http://www.hidrografico.pt/lab-calibracao-servicos.php>

Calibração dos Sensores de Salinidade / Condutividade	Calibração dos Sensores de Temperatura	Calibração dos Sensores de Pressão
<p>Ensaio realizado em 5 banhos à temperatura ambiente, com água a diversos valores de Salinidade;</p> <p>Recolha de amostras de água do banho estabilizado, determinando-se a Salinidade com o Salinômetro AUTOSAL;</p> <p>Temperatura com um Termômetro de resistência de platina de 25 Ω;</p> <p>Gama de 0 mS/cm a 60 mS/cm.</p>	<p>Ensaio realizado em banho de calibração com água do mar, e controle de temperatura;</p> <p>Comparação com termômetro de resistência de platina de 25 Ω, como padrão de referência;</p> <p>Gama de 0°C a 30°C da EIT90</p>	<p>Ensaio realizado com balança manométrica hidráulica.</p> <p>Pressão exercida no sensor por compressão de óleo.</p> <p>Gama de 10 bar a 600 bar, em pressão relativa.</p>

4.4 Medições de Propriedades Dinâmicas

Há duas formas básicas de descrever o escoamento de um fluido, o método Euleriano no qual a velocidade e direção, é estabelecida em todos os pontos do fluido e o método Lagrangeano no qual o curso seguido por cada partícula do fluido é estabelecido em função do tempo. Nos estudos teóricos o método Euleriano é mais fácil de usar, mas na descrição da circulação dos oceanos o método Lagrangeano é frequentemente mais usado (Pickard e Emery, 1990). No monitoramento do campo de velocidades pode-se utilizar instrumentos Eulerianos ou Lagrangeanos. Como exemplo de instrumentos Eulerianos pode-se citar os correntômetros e correntógrafos.

4.4.1 Instrumentos para Medição de Velocidade

4.4.1.1 Correntômetro/Correntógrafo

A correntometria compõe-se de medições do módulo da velocidade e da direção das correntes marinhas continuamente, em intervalos pré-determinados. Do registro final extraem-se informações das correntes derivadas das marés e das correntes litorâneas existentes nos sítios de medição.

Correntômetro Mecânico

Correntômetros mecânicos são dispositivos do tipo de hélice, um rotor Savonius o qual consiste de dois meios cilindros ocos, montados sobre um eixo vertical com lâminas planas nas extremidades e tem a vantagem de produzir um grande torque mesmo em correntes pequenas (Pickard e Emery, 1990). O rotor, feito de plástico, é sensível a correntes tão pequenas quanto 2 cm/s. O rotor carrega vários pequenos ímãs e assim que cada um passa numa bobina sobre a armação ele induz um pulso de corrente elétrica momentaneamente. O número de pulsos por segundo é proporcional a velocidade da corrente. A direção da corrente é determinada eletricamente com referência a bússola magnética. Os registros são armazenados internamente e recuperados posteriormente via computador.

Correntômetro Eletromagnéticos

Os Correntômetros Eletromagnéticos utilizam o princípio de que um condutor elétrico em movimento através de um campo magnético induz uma corrente elétrica. A água do mar é um ótimo condutor, e quando se desloca entre dois eletrodos, a corrente elétrica induzida é proporcional à velocidade da corrente oceânica entre os eletrodos. Um medidor de corrente tem uma bobina eletromagnética para produzir um campo magnético e dois conjuntos de eletrodos, colocados perpendicularmente um ao outro. Combinando a

velocidade medida pelos dois sistemas, o instrumento determina a velocidade e direção das correntes oceânicas.

Sensores Acústicos

Os correntômetros acústicos baseiam-se no princípio de que o som é uma onda de compressão que viaja com o ambiente. Um correntômetro acústico típico transmite através de distâncias aproximadas de 100 m em trajetórias ortogonais, com um receptor/transmissor em cada extremidade. Um impulso de alta frequência sônica é transmitido simultaneamente a partir de cada um dos transdutores e a diferença no tempo de chegada de propagação do som em sentidos opostos determina a velocidade da água ao longo do caminho.

Os correntômetros eletromagnéticos e acústicos não apresentam partes móveis e, portanto, possuem uma taxa muito elevada de amostragem (até dez leituras por segundo). Isto os torna úteis não só para a medição das correntes oceânicas, mas também para a medição de correntes e turbulência induzida pelas ondas.

4.4.2 ADCP

O ADCP – do inglês, Acoustic Doppler Current Profiler é um perfilador acústico (Figura 10) que mede a direção e a velocidade de correntes através da transmissão de

um sinal sonoro de alta frequência, que é refletido de volta para o aparelho pelas partículas em suspensão na água. A velocidade e a direção são determinadas pelo desvio Doppler da frequência do sinal que retorna ao aparelho (EMERY e THOMSON, 1997).

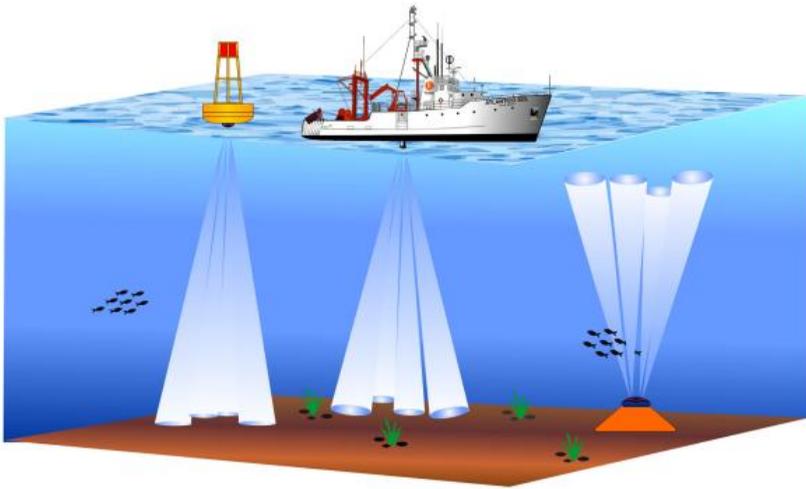


Figura 10. Perfiladores acústicos de correntes (ADCPs) em diferentes tipos de atividades: numa boia; num navio e; no fundo.

Fonte: http://www.rdinstruments.com/mm_app_renew_energy.aspx

Devido ao efeito Doppler, a onda sonora transmitida pelo transdutor, ao ser refletido pelas partículas, sofre uma ligeira mudança de frequência, proporcional à velocidade

com que as partículas se afastam ou se aproximam do instrumento, diminuindo ou aumentando a frequência. O ADCP utiliza-se dessa diferença de frequência para calcular a velocidade das partículas em intervalos de profundidade, denominados células, cujas dimensões são determinadas pelo operador no momento de regular o aparelho. A suposição básica desse método é que as partículas em suspensão se deslocam com a mesma velocidade do fluxo da água.

De forma bem simples e geral, a velocidade é dada por:

$$F_D = -2F_s(V/c) \quad (2)$$

em que:

V é a velocidade relativa entre fonte e alvo

c é a velocidade de propagação do som

F_s é a frequência de transmissão do som

F_D é a mudança na frequência de transmissão (Efeito Doppler)

Os perfiladores acústicos por Doppler funcionam transmitindo disparos (pings) sonoros na água, através de transdutores cerâmicos em uma frequência constante e são divididos de acordo com a frequência do som emitido, que é o fator predominante no alcance máximo do instrumento – operam na faixa de 75 kHz até 3,0 MHz. Aparelhos de 75 kHz medem correntes até 500 m de profundidade; os de 300 kHz atingem profundidades em torno de 150 m; enquanto os de

1.200 a 1.500 kHz operam até aproximadamente 20 metros. A finalidade principal, e a maior vantagem desse tipo de instrumento, é o fato de possibilitar a obtenção de perfis verticais de velocidade de correntes.

Os produtos principais dependem do modo de instalação do perfilador acústico: estático quando é instalado em pilares de pontes, paredões, margens de rio, lagos, canais, ou ainda fundeados e os produtos são séries temporais de nível (sensor de pressão), velocidade e direção de correntes em vários níveis; dinâmico quando é instalado no casco ou lateral de embarcações, ou inserido em flutuadores e rebocado, e os produtos são perfis verticais, transversais ou horizontais de velocidade de correntes. Para áreas profundas, utiliza-se o Lowered Acoustic Doppler Current Profilers (L-ADCP), com o perfilador instalado numa roseta. A figura 11 apresenta a visualização de dados do ADCP para uma região próxima da foz do Rio São Francisco.

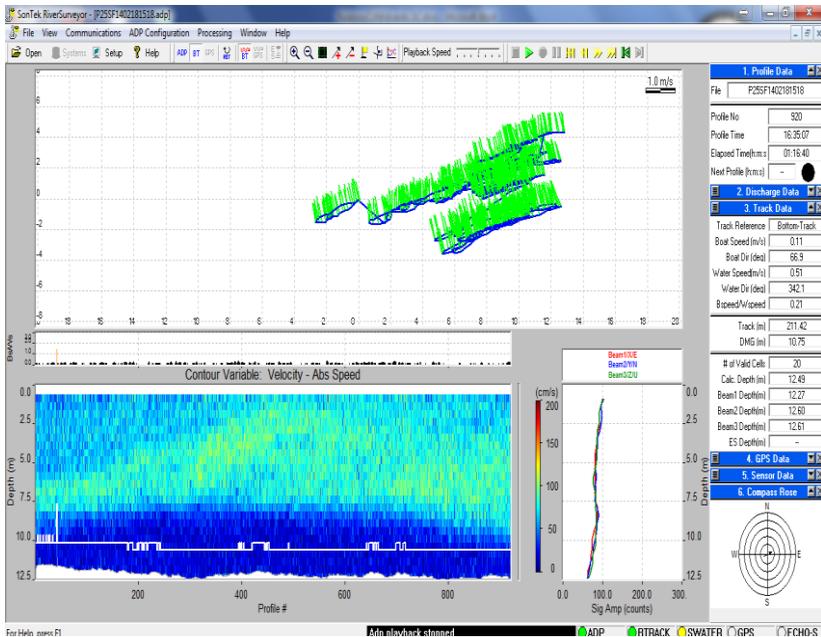


Figura 11. Visualização dos dados do ADCP para controle de qualidade durante o processo de amostragem.

Fonte: Lima, A. C. C. Laboratório de Oceanografia Física (LOCF) – UFAL.

4.5 Nível da Superfície do Mar

As medições de nível da superfície do mar são de grande importância para estudos voltados a ações das marés, oscilações devido a dois fatores principais: maré astronômica (prevista facilmente pela tabua de maré) e a maré meteorológica. São tradicionalmente feitas na linha da costa

com marégrafos de boia ou e contrapeso, e em mar aberto, com marégrafos/ondógrafos de pressão.

As marés são como imensas ondas que duram cerca de 12 horas, nas quais a água se eleva e abaixa em relação à referência que é o solo. Segundo Miranda (1998) o nível da água oscila verticalmente por forças de processos distintos. Alguns destes são as ondas de gravidade superficial, a co-oscilação das marés, a tensão de cisalhamento do vento, variações temporais nas descargas dos rios e na pressão atmosférica bem como a oscilação com o levantamento pelo vento que ocorre na plataforma continental.

4.5.1 Marégrafo/Ondógrafo

Os aparelhos que medem a maré fazem o registro de quanto à coluna d'água dos oceanos aumenta ou diminui, ou seja, a profundidade da faixa líquida, do solo à superfície, em uma determinada região, desde a preamar, à elevação máxima até a baixa-mar à elevação mínima.

Linígrafos de boia

Possuem um flutuador preso a um cabo ou uma fita de aço que transmite o seu movimento, decorrente de uma variação de nível de água, a um eixo que desloca um “braço” munido de pena sobre um gráfico de papel (figura 12). Ao mesmo tempo, um maquinário de relojoaria faz o gráfico

avançar na direção perpendicular ao movimento da pena e a uma velocidade constante (STUDART, 2003).



Figura 12. Linígrafo de boia.

Fonte: <http://www.pt.hidromares.com.br/maregrafos>

Marégrafo digital

É um medidor de nível de marés recentemente desenvolvido no Laboratório de Instrumentação Oceanográfica do Programa de Engenharia Oceânica da COPPE (C.N.Fábio.Marégrafo Digital - Comunicação Pessoal). O marégrafo batizado de Digilevel consiste de uma régua,

montada em módulos de 1,28 metros, onde ficam os sensores, e uma unidade de controle. Os dados armazenados podem ser transferidos para um aparelho coletor de dados ou diretamente para um microcomputador, por meio de placa modem e linha telefônica. Portanto, os dados podem ser obtidos de forma online.

Marégrafo/Ondógrafo de pressão

Os marégrafos de pressão são utilizados tanto em regiões costeiras quanto em regiões oceânicas. Registra o “peso” da coluna d’água que está acima dele e a sua variação, os sensores de pressão ficam dispostos na parte exterior do equipamento. Por ser um sensor de pressão, e conseqüentemente medidor de variação do nível do mar, alguns destes equipamentos estão aptos para obter medidas tanto de marés quanto de ondas.

O uso de vários ondógrafos (de pressão) em uma determinada área permite conhecer, além das amplitudes e períodos, também a velocidade de propagação e o comprimento das ondas, sendo recomendável uma taxa de amostragem ao redor de 2 medidas / segundos. Quanto às medidas de marés, estima-se uma média de cada 40 segundos de registro. A vantagem do marégrafo de pressão é que além dos dados já estarem na forma digital e pré-processados, ainda podem ser obtidos em tempo real para regiões costeiras. Neste caso, os dados são transmitidos por cabo para uma estação, conforme esquematizado na figura 13. Se o

instrumento opera armazenando os dados, então a manutenção do equipamento vai depender da taxa de amostragem da coleta de dados pelo sensor.

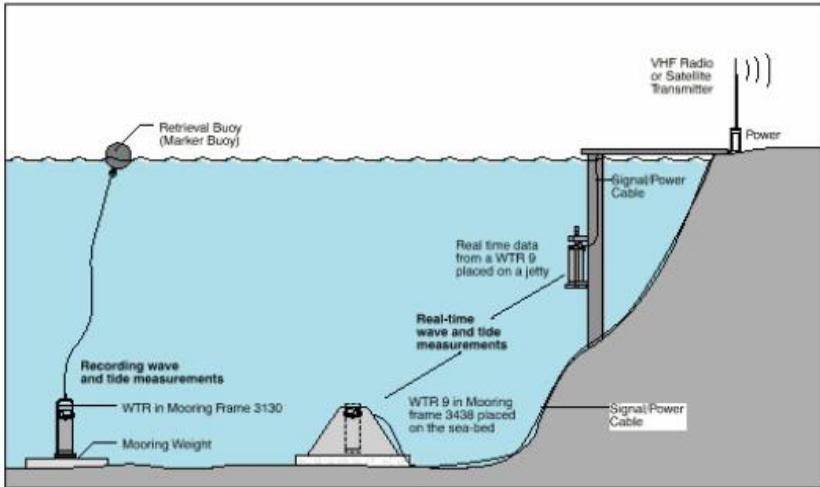


Figura 13. Esquemas de fundeios de marégrafos/ ondógrafo de pressão.

Fonte: AANDERAA Instruments A/S.

4.5.3 Sensores remotos

Os níveis do mar também podem ser medidos a partir de satélites. Valendo-se da definição mais básica de sensoriamento remoto, que é a coleta de informação sobre um determinado objeto sem entrar em contato físico com ele (REES, 1990), a oceanografia por satélites baseia-se na coleta

de dados oceanográficos remotamente sem a necessidade de lançarem-se instrumentos ao mar como se faz na oceanografia convencional.

Os dados de satélite também necessitam de validação para poderem ser relacionados aos parâmetros oceanográficos de interesse como, por exemplo, a temperatura da superfície do mar, a concentração de fitoplâncton e outros. Para tal validação ser realizada, são necessárias campanhas de campo para a coleta de dados in situ.

A medida da altura do nível do mar é também conhecida como a medida da topografia marinha. Poderíamos perguntar: a quem interessa medir a altura do mar ou sua topografia? A resposta para esta questão passa intrinsecamente pelos conhecimentos de oceanografia física dinâmica, que mostram que a distribuição do campo de massa do oceano (distribuição de densidade no espaço tridimensional marinho e no tempo) é responsável pelos movimentos das massas de água em grande escala no oceano global.

Medidas diretas de altura do nível do mar são altamente relevantes para o estudo de ondas e correntes geostróficas (onde há um equilíbrio entre as forças de gradiente de pressão e de Coriolis) no oceano global, assim como para o estudo de sistemas de mesoescala que são formadas por processos de instabilidade no mar. Com base no desenvolvimento dos radares-altímetros foi possível que se obtivessem informações sobre a altura do mar em nível

global. Os mapas de altura do nível do mar produzidos a partir de dados de satélite podem ser usados para produzir médias climatológicas, a partir das quais estimativas de anomalias de altura da superfície do mar (também conhecidos como anomalias de altura dinâmica) podem ser calculadas.

Os radares altímetros, que servem para produzir mapas como o visto na figura 14, funcionam segundo uma ideia simples: um feixe de radar é emitido desde o satélite na direção do oceano e, medindo-se o tempo de retorno desde feixe radar desde a superfície do mar até o satélite, calcula-se a distância percorrida pelo feixe. Com um conhecimento preciso da posição do satélite em sua órbita e também do geoide marinho, podemos saber com grande precisão a altura do nível do mar.

4.6 Medições de Satélite

As aplicações do sensoriamento remoto para estudos de oceanografia são inúmeras. Para descrever estas aplicações, no entanto, é importante que se leve em conta tanto as características dos processos marinhos investigados como as características dos satélites e sensores empregados. Por exemplo, se pensamos em estudar processos altamente dinâmicos, como a dispersão de uma mancha de óleo na região costeira, devemos lembrar que a resolução temporal do sensor (que depende da órbita do satélite) deverá ser

muito alta. Da mesma maneira, a única faixa do espectro eletromagnético sensível à presença de óleo na superfície do mar é a faixa das micro-ondas, capaz de discriminar a textura mais lisa do oceano causada pela presença do óleo.

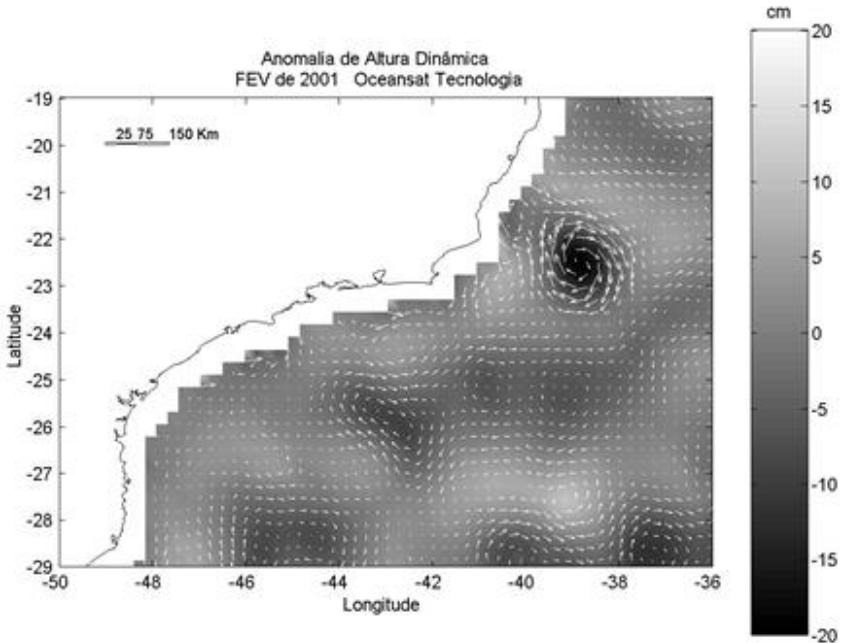


Figura 14. Mapa da anomalia das medias de altura dinâmica da superfície do mar para o mês de fevereiro de 2001, calculado a partir de dados do satélite Topex/Poseidon. Os vetores sobrepstos à figura representam a estimativa de velocidade geostrófica calculada a partir desses dados.

Fonte: Oceansat Tecnologia Espacial para o Monitoramento Ambiental S/C Ltda.

O caso do óleo no mar é crítico porque, apesar dos radares orbitais disponíveis atualmente serem capazes de delimitar a área coberta pelo derrame de óleo, a baixa resolução temporal torna os dados insuficientes para que se estude o processo de dispersão da mancha. Neste caso, dados complementares de modelos de dispersão, assim como a utilização de dados de sensoriamento remoto aéreo, são recomendáveis.

Outros exemplos de aplicações do sensoriamento remoto para a oceanografia são abordados a seguir. A Tabela 3 serve como referência dos parâmetros estudados em oceanografia e os diversos sensores disponíveis apresentados a partir dos parâmetros primários descritos por Robinson (1996).

Tabela 3. Capacidades do sensoriamento remoto para aplicações em oceanografia.

Fonte: Adaptado de Robinson (1996)

Parte 1

Faixa Espectral	Visível	Infravermelho
Tipo de Sensor	radiômetros multiespectrais, espectrômetros	radiômetros infravermelhos
Parâmetro Primário	cor do mar	temperatura da superfície do mar

Parâmetro Derivado	concentração de clorofila, concentração de material em suspensão, batimetria	de temperatura de balde, temperatura de pele
---------------------------	--	--

Parte 2

Faixa Espectral	Micro-ondas Passivo	Micro-ondas Ativo
Tipo de Sensor	radiômetros de micro-ondas passivo	radares imageadores, radares altímetros, escaterômetros
Parâmetro Primário	rugosidade superficial	altura da superfície do mar
Parâmetro Derivado	temperatura de balde, ventos na superfície do mar, altura de onda, espectro de onda, ondas internas, exudações naturais, óleo no mar	Altura dinâmica, correntes geostróficas, geóide oceânico, batimetria

4.6.1 Cor do Mar

O conceito de “cor do mar” está associado à radiação que deixa o oceano na direção do sensor a bordo de um satélite na faixa espectral do visível (0.4- 0.7 μ m). Em geral, dependendo da turbidez das águas, esta radiação diz respeito a uma camada de poucos metros de profundidade a partir da superfície. A radiação no vermelho penetra menos na água do que a radiação azul, que se propaga em comprimentos de onda mais curtos (portanto com mais energia). A cor do mar se refere à assinatura espectral da água na faixa do visível, que também depende dos seus componentes. Desses componentes, os mais importantes do ponto de vista ambiental são o fitoplâncton (que possuem a clorofila e outros pigmentos fotossintéticos) e os sedimentos em suspensão.

As propriedades de absorção e espalhamento da água em qualquer comprimento de onda são estabelecidas através dos coeficientes de espalhamento, coeficientes de absorção e da função de espalhamento de volume que relaciona o espalhamento à geometria da radiação. Essas propriedades são conhecidas como “propriedades óticas inerentes” da água (PREISENDORFER, 1961, citado por KIRK, 1994). A cor do mar também depende de outras propriedades do oceano relacionadas à geometria da radiação eletromagnética que chega e sai da superfície do mar. Essas propriedades, conhecidas como “propriedades óticas aparentes” da água (PREISENDORFER, 1961, citado por KIRK, 1994), incluem o

coeficiente de atenuação da radiação (radiância ou irradiância) na coluna d'água (K_d). Esse coeficiente representa uma taxa de variação logarítmica entre a radiação e a profundidade e é amplamente usado em modelos de penetração de luz nos oceanos.

O sensoriamento remoto da cor do mar é objeto de estudo desde 1978 quando a NASA lançou o satélite Nimbus-7 equipado com o sensor CZCS (Coastal Zone Color Scanner). O CZCS foi o primeiro instrumento concebido para monitorar a cor do mar, especialmente a distribuição de fitoplâncton no oceano. A ideia de se medir concentrações de fitoplâncton através de imagens de satélite é simples: aumentando-se a concentração aumenta-se a quantidade de clorofila.

4.6.2 Rugosidade da Superfície do Mar

A medida da rugosidade da superfície do oceano pode ser obtida através de sensores que trabalham na faixa das micro-ondas como os radiômetros de micro-ondas passivos e os radares ativos (Robinson, 1985). De uma forma geral, o princípio de medição da rugosidade também é aplicável ao caso da medida da altura dinâmica dos oceanos, que não deixa de ser uma medida de rugosidade do mar. O mesmo método do nível da altura do mar é aplicado à obtenção de informações da rugosidade da superfície do mar.

Entre as aplicações mais conhecidas da medida da rugosidade da superfície do mar podemos citar: estimativa de ventos na superfície do mar; medidas de ondas, medidas de

distribuição de óleo no mar; identificação de alvos como navios, plataformas e outros; medidas de distribuição de gelo no mar.

Para a estimativa do campo de vento na superfície do mar utilizam-se os escatômetros, enquanto que para as outras aplicações são utilizados os radares imageadores que, em nível orbital, são sempre radares de abertura sintética (SAR – Synthetic Aperture Radar).

4.7 Conclusões

Este trabalho apresentou uma visão geral das principais aplicações e características de funcionamento de alguns instrumentos usados em oceanografia, e além dos instrumentos convencionais foram introduzidos conhecimentos de sensoriamento remoto para a oceanografia. Cada forma de medição e aquisição de dados da água do mar através dos referidos instrumentos apresentam vantagens e desvantagens, quanto à precisão da medida, resolução espacial, número de medições, custo, etc. A compreensão das amostras a partir dos equipamentos permite avaliar aspectos relacionados aos campos da Oceanografia Física, observacional, descrita e dinâmica.

4.8 Referências bibliográficas

AANDERAA Instruments A/S, disponível em:
<http://www.aanderaa.com/oceanatacollect.htm>. Acessado

em: 19 de Outubro de 2015.

DONLON, C. J.; CASTRO, S. L.; KAYE, A. Aircraft validation of ERS-1 ATSR and NOAA-14 AVHRR sea surface temperature measurements. **International Journal of Remote Sensing**, v18, p. 3503-3513, 1999.

DIETRICH, G.; DUING, W.; GRASSHOFF, K.; KOSKE, P. H. **Hydrochemistry measured on water bottle samples from the Mediterranean Sea during the International Indian Ocean Expedition 1964/65**, Stuttgart: PANGAEA, 1966, p. 155.

EMERY, W. J.; THOMSON, R. E. **Data analysis methods in physical oceanography**. New York: Pergamon, 1997, 605p.

KIRK, J. T. **Light and photosynthesis in aquatic ecosystems**. Second Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 1994. 509p.

LIMA, A. C. C. **Caracterização da estrutura salina e temperatura no estuário do rio São Francisco**. Universidade Federal de Alagoas, Laboratório de Oceanografia Física (LOCF- UFAL), p. 44-45, 2015.

MARCELLI, M.; DI MAIO, A.; DONIS, D.; MAINARDI, U.; MANZELLA, G. M. R. Development of a new expendable probe for the study of pelagic ecosystems from voluntary observing ships. **Ocean Science**, v.3, p. 311-320, 2007.

MIRANDA, L. B. **Análise de Massas de Água dos Oceanos.** Apostila do Curso IOF. São Paulo: Universidade de São Paulo. 1998. 200 p.

NEUMANN, G.; PIERSON JR., W. J. **Principle of Physical Oceanography.** Englewood Cliffs: Prentice – Hall, INC.88-112. 1996, 257p.

NONATO, L. V. **Aplicação de Algoritmos Genéticos no Planejamento de Levantamentos Oceanográficos.** Tese de Doutorado. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. 163p. São Paulo, SP. 1997.

NONATO, L. V. **Operação do CTD SeaBird SeaCat. Laboratório de Instrumentação Oceanográfica.** Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. São Paulo, SP. 2003, 16 p.

NONATO, L. V. **CTD – Operação e Processamento de Dados. Laboratório de Instrumentação Oceanográfica.** Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. São Paulo, SP. 2000. 14 p.

PICKARD, G. L; EMERY, W. J. **Descriptive Physical Oceanography.** An Introduction, Oxford: PERGAMON PRESS. 1990, 630p.

REES, W. G. **Physical Principles of Remote Sensing**. Cambridge: Cambridge University Press. 1990, 247p.

ROBINSON, I. S. **Satellite Oceanography - an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists**. Chichester, UK: Ellis Horwood Ltd., 1985. 455p.

ROBINSON, I. S. **Oceanography from Space - course notes. School of Ocean and Earth Science**, Southampton, UK: University of Southampton, 1996, 135p.

STEWART, R. **Introduction to physical oceanography**. S.l.: s.n., 2008. Disponível em < <http://oceanworld.tamu.edu> >. Acesso em: 25 de setembro de 2015.

TOMCZAK, M. **Introduction to physical oceanography**. S.l.: s.n., 2000. Disponível em < <http://es.flinders.edu.au> >. Acesso em: 25 de setembro de 2015.

UNESCO. **The acquisition, calibration, and analysis of CTD data**. UNESCO Technical papers in marine science. 1988. 93p.

VON ARX, W.S. **An introduction to physical oceanography**. Reading, MA: Addison-Wesley, 1962, 422p.

CAPÍTULO 5

PRECIPITAÇÃO EM SUPERFÍCIE E ATIVIDADE ELÉTRICA ATMOSFÉRICA EM ESTADOS DA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

Roseli Gueths Gomes
Luciana Cardoso Neta
Stefane Fonseca Freitas
Simone Maria Strieder
Carina Klug Padilha Reinke

5.1 Introdução

“Descargas elétricas atmosféricas” ou “relâmpagos” são termos utilizados na literatura como sinônimos para descrever uma corrente elétrica muito intensa, de grandes proporções que ocorre na atmosfera terrestre, enquanto que a palavra “raio” é empregada quando uma descarga elétrica atmosférica atinge o solo (Pinto Jr., 2005). As descargas produzem um espetáculo visual belíssimo. A figura 1 mostra uma foto, tirada na cidade de Cantagalo/RJ, onde podem ser vistas descargas elétricas atmosféricas que atingiram o solo e outras que ocorreram somente no céu, sem atingir a superfície. Pode-se observar como elas se destacam pela luminosidade que produzem. Por outro lado, as descargas

atmosféricas que atingem o solo podem causar transtornos em alguns aspectos. Relatos de pessoas e animais atingidos pelas descargas, além de danos materiais relacionados à corrente elétrica, tornam o estudo e monitoramento das descargas atmosféricas relevantes para a sociedade.



Figura 1. Foto de descargas elétricas atmosféricas que atingiram a superfície da Terra e que ocorreram no céu, no município Cantagalo/RJ.

Fonte: <http://www.defesacivilcantagalo.rj.gov.br/dicas-de-prevencao/raios-e-tempestades>.

Os estados da região Sudeste do Brasil foram os primeiros a ter instalados sensores de detecção de descargas elétricas atmosféricas que atingem a superfície (NACCARATO, 2006). Posteriormente, sensores também

foram instalados nos estados do Paraná, Goiás e Distrito Federal. O conjunto destes sensores compõem a Rede de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT), cujos dados têm sido utilizados em projetos de pesquisas desenvolvidos na área de mesoescala, na Faculdade de Meteorologia/UFPel. Os resultados que serão mostrados neste capítulo são decorrentes da execução de alguns destes projetos. Foram selecionados para mostrar que, não necessariamente, sistemas meteorológicos que causam muitas descargas atmosféricas que atingem o solo também provocam muita precipitação em superfície.

5.2 O Fenômeno Descargas Elétricas Atmosféricas

O primeiro estudo considerado científico sobre descargas elétricas atmosféricas ocorreu em 1750, com os experimentos realizados por Benjamin Franklin, nos Estados Unidos. Ele foi o primeiro a provar a natureza elétrica dos relâmpagos. Desde então, as investigações sobre as descargas atmosféricas não cessaram mais. Muitos foram os estudos, tanto teóricos quanto experimentais, realizados com a finalidade de conhecer melhor este fenômeno atmosférico. Particularmente, a partir da década de 1970, importantes avanços ocorreram na pesquisa sobre a eletricidade atmosférica (UMAN, 2011). Estes avanços foram impulsionados em razão de dois fatores, principalmente:

- a. segurança de vidas humanas, prevenção de acidentes em aeronaves e veículos espaciais, danos em instalações e vulnerabilidade de equipamentos eletrônicos;
- b. desenvolvimento de novos equipamentos e técnicas observacionais que permitem rapidez na aquisição de dados e apresentam grande capacidade de armazenamento.

5.2.1 Como ocorre uma Descarga Elétrica na Atmosfera?

Para haver uma descarga elétrica na atmosfera é preciso um campo elétrico de intensidade superior à rigidez dielétrica (ou capacidade isolante) do ar (RAKOV; UMAN, 2003). Estas descargas apresentam-se como canais ionizados com diversas ramificações que se estendem por vários quilômetros, tanto na vertical quanto na horizontal (UMAN, 2011).

Estudos anteriores (MASON, 1988; WILLIAMS, 1988; SAUNDERS, 1993; RAKOV; UMAN, 2003) mostraram que as descargas elétricas atmosféricas são geradas quando, além das gotas de chuva, as tempestades possuem em seu interior, cristais de gelo, água super resfriada (água em estado líquido, mas a temperaturas entre 0°C e -40°C) e granizo. Como existem correntes ascendentes e descendentes no interior de uma tempestade, estes hidrometeoros sobem e descem,

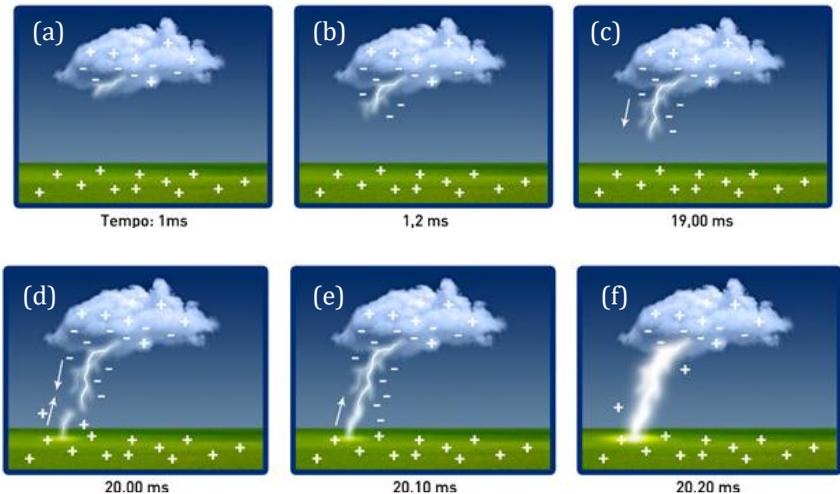
chocando-se uns contra os outros. Com isso, os elétrons das camadas externas dos cristais de gelo são capturados pelos granizos, que acabam ficando com excesso de cargas negativas, enquanto que os cristais de gelo ficam positivamente carregados. Como os cristais de gelo são mais leves, são carregados para cima das tempestades pelas correntes ascendentes e se acumulam perto do topo das nuvens, enquanto que as gotas de chuva e os granizos se depositam perto da base das tempestades por serem mais pesados. Assim, a gravidade e os movimentos verticais dentro das tempestades ajudam a separar os íons, tanto negativos quanto positivos. Os íons negativos (ou ânions) se depositam perto da base da nuvem e os íons positivos (ou cátions) se depositam perto do topo. Esta distribuição de cargas é conhecida como modelo “dipolo clássico” (BOUQUEGNEAU; RAKOV, 2010), mas já foram documentados casos em que a distribuição de cargas foi invertida, dando origem ao modelo dipolo invertido. Existe ainda o modelo dipolo inclinado (DOTZEK et al., 2005) e os modelos tripolar (WILLIAMS, 1989) e de múltiplas camadas (ZHENG et al., 2010), quando os íons negativos e positivos se distribuem em outros arranjos.

Voltando ao modelo dipolo clássico, se o campo elétrico atingir uma diferença de potencial suficiente para provocar a quebra da rigidez dielétrica do ar dentro da nuvem, haverá uma descarga elétrica dentro da mesma. Esta polaridade também pode se formar entre a base da nuvem e a superfície terrestre (KIDERMANN, 1997). Em qualquer caso, a

polarização pode gerar um campo elétrico com tensão de 103 GW (giga Watts) de potência. Esta extrema intensidade de tensão quebra a rigidez dielétrica do ar, que passa do estado físico gás para plasma (UMAN, 2011). Rigidez dielétrica (de qualquer material) é o valor máximo de tensão (ou diferença de potencial) que este material suporta até que seus átomos se ionizem entrando em estado plasma e passam de isolante para condutor. O plasma é uma coleção de átomos neutros, elétrons livres e íons positivos (átomos que perderam elétrons). Embora um plasma seja um gás ionizado, devido à suas propriedades peculiares ele é considerado o quarto estado da matéria - os outros três são o sólido, o líquido e o gasoso (Bittencourt, 2004). Para o plasma se formar, é necessário que a matéria no estado gasoso seja aquecida a temperaturas elevadíssimas. Isto não é problema em se tratando de descargas elétricas atmosféricas, visto que a temperatura do canal ionizado que se forma tem magnitude de 10.000 K (BOUQUEGNEAU; RAKOV, 2010). Por ter elétrons livres, o plasma é um bom condutor de eletricidade e faz o papel de “ponte” ou canal condutor de passagem das cargas elétricas.

Para exemplificar, vamos considerar um dipolo formado entre a base da nuvem (carregada negativamente) e a superfície da Terra (carregada positivamente), como ilustrado na figura 2. Quando a rigidez dielétrica do ar entre a base da nuvem e a superfície terrestre é quebrada, começa a se formar um caminho em direção ao solo (Figura2a e 2b), que constitui o líder escalonado (stepped leader), com alguns

centímetros de diâmetro. À medida que o líder escalonado desce em direção ao solo, surgem ramificações buscando o caminho de menor rigidez dielétrica (Figura 2c). Quando um líder escalonado está próximo do solo, começa a surgir uma massa de plasma na superfície (Figura 2d). Esta massa sobe até se conectar com o líder escalonado, fechando o circuito. Assim, quando o circuito se fecha, ocorre a troca de cargas entre a nuvem e a superfície, dando origem à descarga de retorno (return stroke) (Figura 2e). A descarga de retorno se propaga para cima (até atingir a nuvem) com velocidade comparável à velocidade da luz em um canal com 30.000 K de temperatura (Figura 2f).



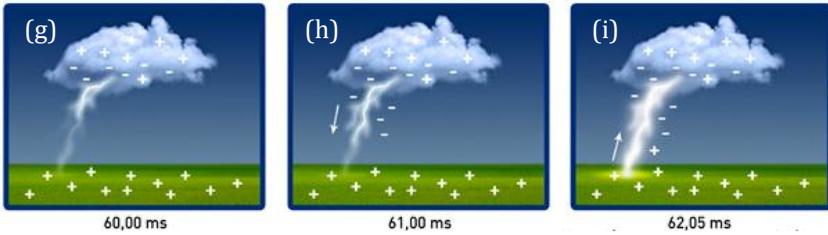


Figura 2. Ilustração do processo de ocorrência de uma descarga elétrica atmosférica nuvem-solo, desde a formação do líder escalonado até as múltiplas descargas de retorno. As setas finas indicam o sentido de transferência das cargas positivas e negativas durante as diferentes etapas de uma descarga elétrica atmosférica.

Fonte: Modificado de ELAT/INPE (2015)

A descarga de retorno ocorre muito mais rapidamente que o líder escalonado e enfraquece à medida que a carga se esgota. A espetacular luminosidade resulta do rápido movimento dos íons no canal ionizado. Muitas descargas de retorno podem ocorrer em sequência (Figura 2g e 2h), separadas por pequenos intervalos de tempo (Figura 2i). Estas múltiplas descargas de retorno costumam ser menos intensas que a primeira. Descargas de retorno secundárias se conectam com o líder contínuo (dart leader) (RAKOV; UMAN, 2003; BOUQUEGNEAU; RAKOV, 2010).

Quando uma descarga elétrica atmosférica ocorre, a temperatura do canal ionizado pode atingir valores de 30.000 K durante cerca de 10 μ s. Este aquecimento súbito do ar causa

variações abruptas de pressão e o ar se expande violentamente neste canal, resultando em uma onda de choque (BOUQUEGNEAU; RAKOV, 2010). O som produzido por uma onda de choque pode causar danos ao ouvido humano, analogamente ao de uma explosão. Este dano ocorre quando o indivíduo está perto de onde a descarga aconteceu, em até algumas centenas de metros. A uma distância superior, o aquecimento do ar decorrente da descarga elétrica atmosférica produz ondas sonoras, chamadas de trovão, que se propagam em todas as direções.

5.2.2 Tipos de Descargas Elétricas Atmosféricas

As descargas elétricas atmosféricas são classificadas em função do local onde se originam e do local onde terminam. Existem cinco tipos básicos de descargas atmosféricas (RAKOV; UMAN, 2003). São elas:

1. Descargas elétricas atmosféricas intranuvem (IN) são aquelas que ocorrem no interior de uma mesma nuvem (Figura 3);
2. Descargas elétricas atmosféricas entre nuvens (EN) são aquelas que ocorrem entre duas ou mais nuvens distintas (Figura 3);
3. Descargas elétricas atmosféricas nuvem-ar (NA) são aquelas que partem de uma nuvem e terminam na

atmosfera, sem entrar em contato com outras nuvens ou com o solo;



Figura 3. Esquema ilustrativo de descargas elétricas atmosféricas dos tipos intranuvem e entre nuvens.

Fonte: Modificado de ELAT/INPE (2015).

4. Descargas elétricas atmosféricas nuvem-solo (NS) são aquelas que se originam na nuvem e terminam no solo. Estas podem ser de dois tipos, positivas ou negativas, dependendo da carga transportada pelo líder escalonado que, neste caso, parte da nuvem em direção ao solo. Na figura 4 são ilustradas as descargas NS positivas e negativas.

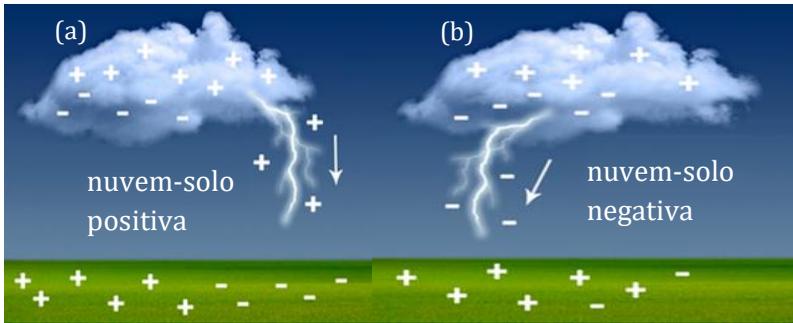


Figura 4. Esquema ilustrativo de descargas elétricas atmosféricas do tipo nuvem-solo (a) positivas e (b) negativas.
Fonte: Modificado de ELAT/INPE (2015).

5. Descargas elétricas atmosféricas solo-nuvem (SN), são aquelas que se originam no solo e terminam na nuvem. Este tipo de descarga também pode apresentar duas polaridades, positivas ou negativas, de acordo com a carga transferida pelo líder escalonado que, neste caso, parte da superfície terrestre e se desloca em direção à nuvem. Na figura 5 são mostrados desenhos que ilustram as descargas SN positivas e negativas.



Figura 5. Esquema ilustrativo de descargas elétricas atmosféricas do tipo solo-nuvem (a) positivas e (b) negativas.
Fonte: Modificado de ELAT/INPE (2015).

Dentre os vários tipos de descargas elétricas atmosféricas, os que mais ocorrem na atmosfera são aqueles que não atingem o solo, com aproximadamente 75% das ocorrências (RAKOV; UMAN, 2003). No entanto, as descargas atmosféricas do tipo nuvem-solo são as mais estudadas no meio acadêmico em razão do maior impacto que têm sobre a vida humana. As descargas atmosféricas do tipo solo-nuvem costumam ocorrer a partir de pontos elevados da superfície, como, por exemplo, prédios altos, árvores e torres.

5.3 Algumas Características da Convecção na Região Sudeste

Os estados localizados na região Sudeste do Brasil são caracterizados por totais pluviométricos máximos no verão e mínimos no inverno (REBOITA et al., 2012). Na figura 6 estão esquematizadas as principais circulações que ocorrem na América do Sul em baixos níveis. O Jato de Baixos Níveis (JBN) da América do Sul, localizado a leste da Cordilheira dos Andes (MARENGO et al., 2004) transporta calor e umidade em direção à região Sul da América do Sul. Este transporte favorece a formação de grandes aglomerados convectivos na saída do JBN como, por exemplo, Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM). Na Bacia do Prata, estes sistemas convectivos com amplas dimensões horizontais contribuem com aproximadamente 44% do total de precipitação no verão austral, como mostraram Rasmussen et al. (2015).

Nas regiões subtropicais, sistemas de alta pressão se formam sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico e são chamados de Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) e Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), respectivamente. Estes sistemas se formam devido à circulação geral da atmosfera e, por isto, são encontrados durante todo o ano, o que lhes confere um caráter (quase) estacionário.

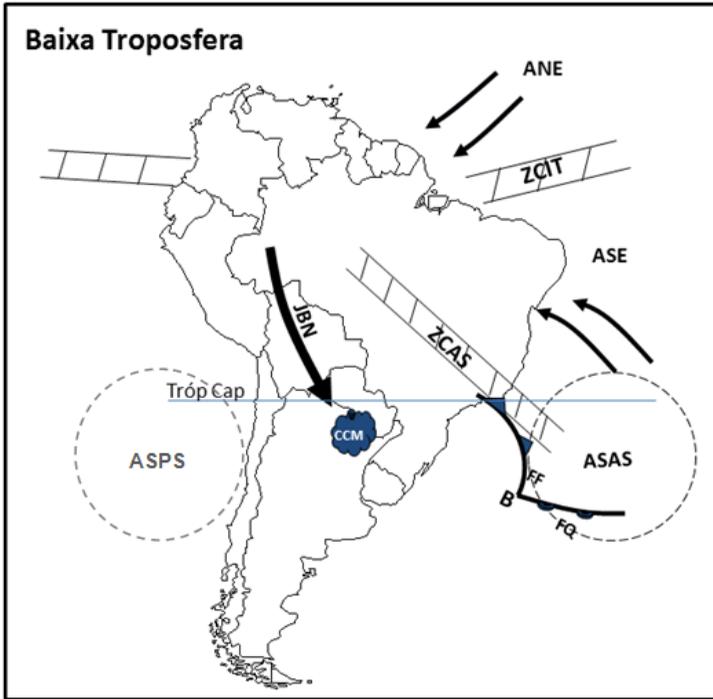


Figura 6. Sistemas atuantes em baixos níveis na América do Sul. (JBN = Jato de Baixos Níveis, CCM = Complexo Convectivo de Mesoescala, ZCAS = Zona de Convergência do Atlântico Sul, ASAS= Alta Subtropical do Atlântico Sul, ASPS = Alta Subtropical do Pacífico Sul, FF = Frente Fria, FQ = Frente Quente, B = Baixa pressão, ZCIT = Zona de Convergência Inter Tropical, ANE = Alísios do Nordeste, ASE = Alísios de Sudeste).

Fonte: Modificado de REBOITA et al. (2012)

Quando o escoamento associado ao JBN converge com aquele proveniente da ASAS, uma banda de nebulosidade quase estacionária se forma sobre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil (com orientação NW-SE), caracterizando a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (QUADRO, 1994). Este fenômeno tem um papel fundamental na intensificação da precipitação sobre a região Sudeste do Brasil nos meses quentes. O período compreendido entre os meses de outubro de um ano e março do ano seguinte corresponde àquele de possível formação de ZCAS. Eventos do tipo ZCAS são diagnosticados como tal se a banda de nuvens, mencionada anteriormente, permanecer durante quatro dias, no mínimo (VIEIRA et al., 2014). Caso contrário, o evento é denominado como Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) (SACRAMENTO NETO et al., 2010).

Sistemas frontais também podem ser observados em latitudes médias da América do Sul. Tais sistemas são constituídos pela frente fria (FF), frente quente (FQ) e pelo sistema de baixa pressão (B) em superfície. Sistemas frontais se formam onde os gradientes meridionais de temperatura são intensos, comum de ser observado na costa sudeste da Argentina (Satyamurty; Mattos, 1989). Outro fator que contribui para a formação de frentes frias nesta região está relacionado ao deslocamento de massas de ar frio que se deslocam do polo sul em direção às regiões de latitudes mais baixas.

Na figura 7 é mostrada uma sequência de quatro imagens de satélite geostacionário, da série Geostationary

Operational Environmental Satellite (GOES), realçadas no canal infravermelho, no horário 12:00 UTC dos dias 6 a 9 de janeiro de 2008. Estas imagens foram escolhidas para exemplificar a ocorrência de um episódio ZCAS, de acordo com o Boletim Climanálise (2008). Para ajudar a destacar a banda de nuvens associada ao evento ZCAS em questão, foram desenhadas elipses (em branco) sobre as figuras. Pode-se observar a banda de nuvens, orientada no sentido NW-SE, sobre o Brasil, desde a região Norte, passando pelas regiões Centro-Oeste e Sudeste, até se estender sobre o Atlântico Sul. Também, nota-se que a continuidade e a intensidade da banda de nuvens variam nos dias mostrados.

A intensidade da nebulosidade (fraca ou forte, em termos qualitativos) é avaliada pelo valor da TB (Temperatura de Brilho), pois quanto mais negativos forem estes valores, significa que mais altos estão os topos das nuvens. Isto, por sua vez, indica que as correntes ascendentes dentro das nuvens estão intensas. Nestas condições, diz-se que a atividade convectiva é forte. Estes argumentos são válidos na análise de intensidade da atividade convectiva associada a quaisquer outros sistemas meteorológicos que apresentem escalas temporais e espaciais diferentes daquelas de um evento do tipo ZCAS.

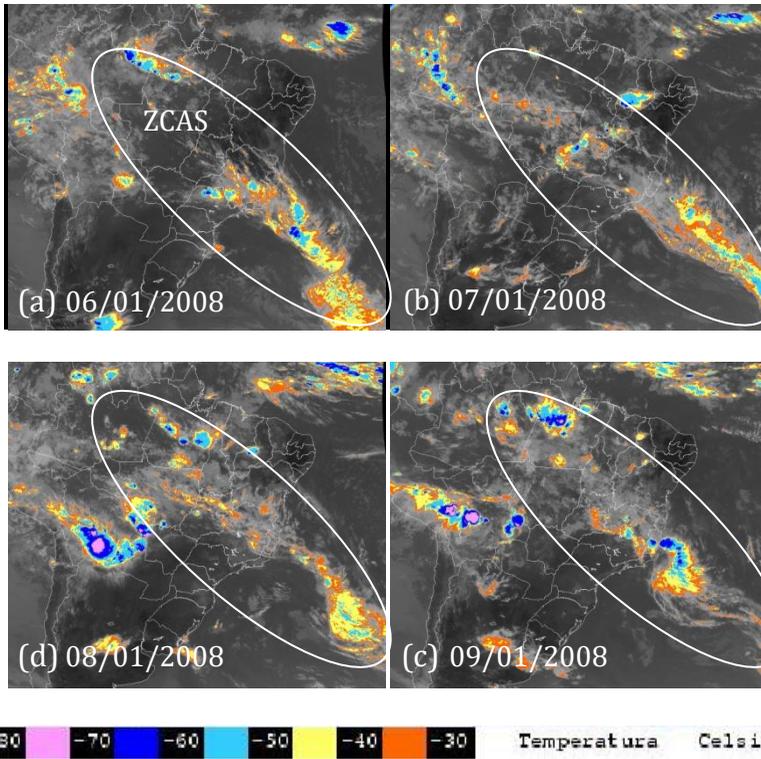


Figura 7. Imagens de satélite, de 12:00 UTC, que mostram a nebulosidade de uma Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre o Brasil. Este episódio ocorreu entre os dias 6 e 9 de janeiro de 2008.

Além de eventos ZCAS, são frequentes as formações de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) na América do Sul, associados ao aquecimento continental (MINUZZI et al., 2007, REBOITA et al., 2012). Sistemas Convectivos de

Mesoescala são formados por tempestades convectivas individuais que se organizam em aglomerados com características morfológicas próprias (LIN, 2010). Dentre as várias características morfológicas que podem ser analisadas, as mais usuais são relativas ao formato, tamanho, intensidade e duração que um SCM pode apresentar. Assim, surgiram denominações particulares a SCM que apresentarem determinadas características específicas. Para exemplificar, vamos considerar o formato de um SCM. Se este apresentar formato linear, é chamado de Linha de Instabilidade (LI) (BYERS, BRAHAM, 1949). Ao contrário, se um SCM apresentar formato circular (ou quase), é chamado de Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM). No entanto, é preciso destacar que, neste caso, não basta o formato ser arredondado. Maddox (1980) definiu outros critérios, além do formato, que precisam ser satisfeitos para que um SCM seja um CCM. Além das LI e dos CCM, outras denominações específicas são encontradas na literatura (ANDERSON; ARRITT, 1998; JIRAK et al., 2003), definidas pelos autores para caracterizar um determinado SCM que apresenta um formato em particular. Na ausência de alusão a algum tipo específico de formato (ou qualquer outra característica morfológica) o termo a ser utilizado é SCM, simplesmente.

Os SCM são responsáveis por significativas precipitações ocorridas nos trópicos e latitudes médias, sobretudo durante a primavera e o verão (RASMUSSEN et al., 2015). Também, estão associados a fortes rajadas de vento, inundações, granizos e descargas elétricas atmosféricas

(PARKER et al., 2001; CECIL et al., 2014). Para exemplificar, na figura 8 é mostrada a nebulosidade de uma Linha de Instabilidade (LI) que se formou no estado de Minas Gerais. A duração desta LI foi de 21 horas, tendo ocorrido entre 17/10/2007 às 17:00UTC e 18/10/2007 às 14:00UTC, aproximadamente (CARDOSO NETA, 2013). Esta LI se formou por um processo semelhante ao tipo “broken line”, sugerido por Bluestein e Jain (1985), no qual uma linha convectiva contínua resulta da formação (e posterior fusão) de vários elementos convectivos separados entre si nas etapas iniciais. Este tipo de LI não costuma apresentar região estratiforme. Nota-se na figura 8a (17/10/2007 às 20:45UTC) que há espaços vazios entre os elementos convectivos, onde os valores de temperatura de brilho $TB \leq -50^{\circ}\text{C}$. Estes espaços não aparecem mais na imagem de 18/10/2007 às 02:00UTC (Figura 8b), devido à formação de novos elementos que conferiram a este sistema seu formato linear.

Na figura 9 é mostrada a nebulosidade de um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) que se formou no estado de Minas Gerais, em outubro de 2007. Este sistema ocorreu entre 18/10/2007 às 19UTC e 19/10/2007 às 10UTC, totalizando 15 horas de tempo de vida, aproximadamente (CARDOSO NETA, 2013). Nota-se o formato arredondado do escudo de nuvens com temperaturas de brilho $TB \leq -50^{\circ}\text{C}$. As regiões internas, com valores de TB ainda menores, indicam a ocorrência de atividade convectiva muito intensa. Durkee e Mote (2010) mostraram que os CCM ocorrem tanto em regiões tropicais quanto subtropicais da América do Sul e

podem atingir áreas superiores a 800.000km² (Figura 10), contribuindo significativamente para os totais de precipitação da região.

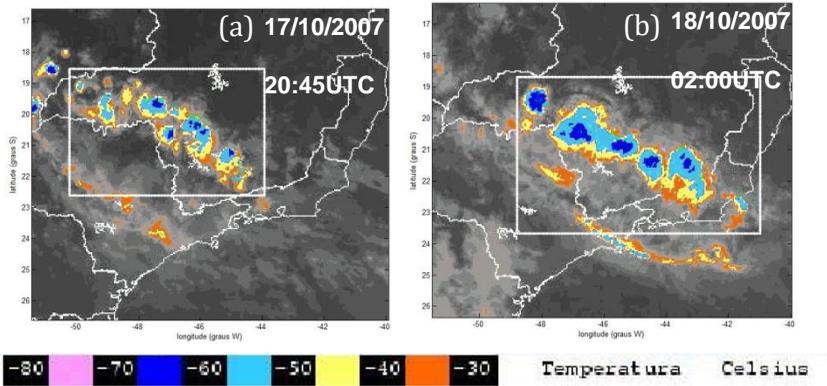


Figura 8. Linha de Instabilidade ocorrida entre as Serras da Canastra e da Mantiqueira, no estado de Minas Gerais. (a) 17/10/2007 às 20:45UTC e (b) 18/10/2007 às 02:00UTC.

Fonte: Modificada de CARDOSO NETA (2013)

Contrariamente aos exemplos mostrados nas figuras 8 e 9, o exemplo de sistema na figura 11, destacado pelo retângulo branco, não apresenta um formato para o qual existe uma nomenclatura específica na literatura, como é o caso das LI e dos CCM (discutidos anteriormente), então é referido simplesmente como SCM. Este SCM também ocorreu em Minas Gerais durante o mês de outubro de 2007 e apresentou tempo de vida de aproximadamente 13 horas

(CARDOSO NETA, 2013). Os horários mostrados na figura 11 estão defasados em 3 horas, intervalo durante o qual este SCM apresentou diferenças de intensidade, tamanho e posicionamento. A intensidade de um SCM é percebida pelos valores de T_B e o tamanho pela sua área (VILA et al., 2008).

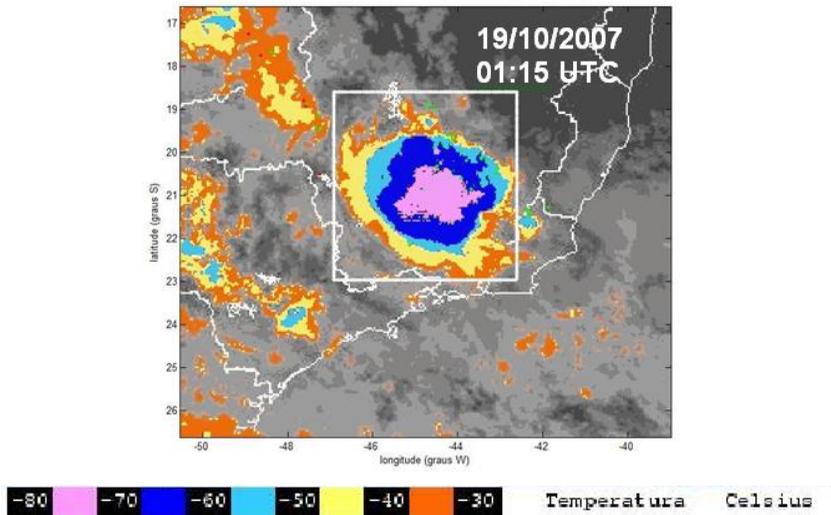


Figura 9. Complexo Convectivo de Mesoescala observado em Minas Gerais, em outubro de 2007.

Fonte: Modificada de CARDOSO NETA (2013)

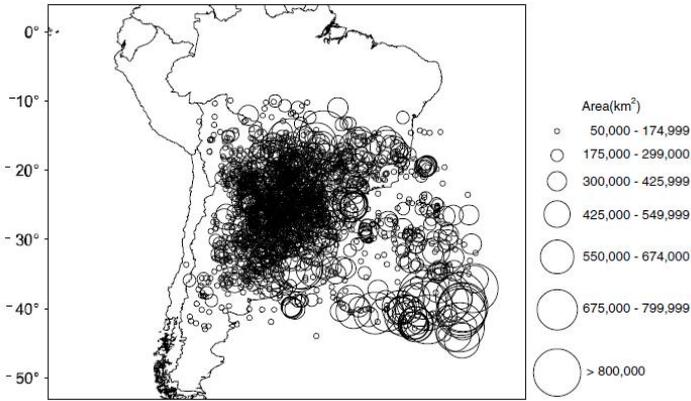


Figura 10. Localização dos 330 CCM identificados no período de outubro a maio dos anos 1998-2007.

Fonte: DURKEE; MOTE (2010)

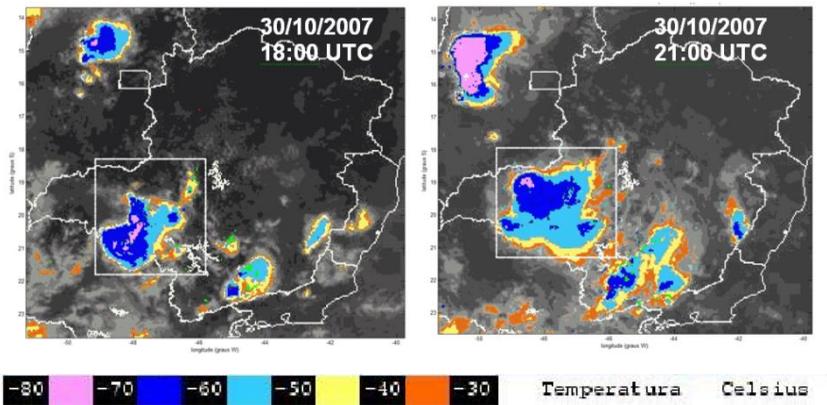
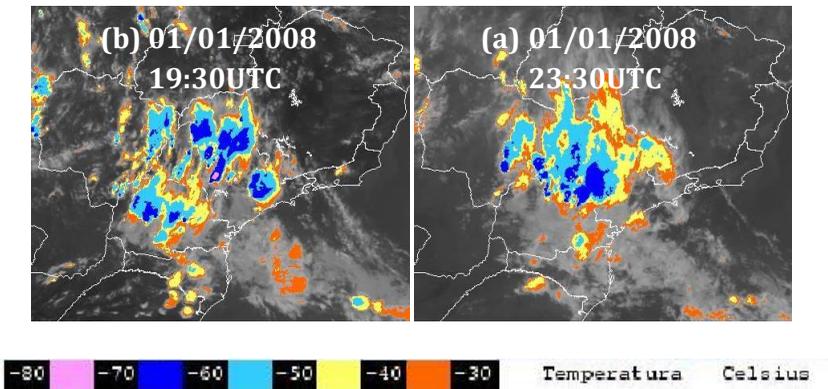


Figura 11. Sistema Convectivo de Mesoescala observado entre 30/10/2007 e 31/10/2007, em Minas Gerais.

Fonte: Modificada de CARDOSO NETA (2013)

Outra forma de atividade convectiva muito comum na região Sudeste nos meses quentes consiste na formação de vários pequenos sistemas convectivos, como nos exemplos mostrados na figura 12. Nesta figura é mostrada a evolução, em dois horários, da nebulosidade associada aos vários aglomerados convectivos que se formaram nos dias 01/01/2008 (Figura 12a e 12b) e 04/01/2011 (Figura 12c e 12d). Neste tipo de configuração convectiva é muito difícil fazer uma análise de cada sistema, porque a proximidade entre eles facilita processos de fusões, o que impede uma avaliação individual do ciclo de vida.



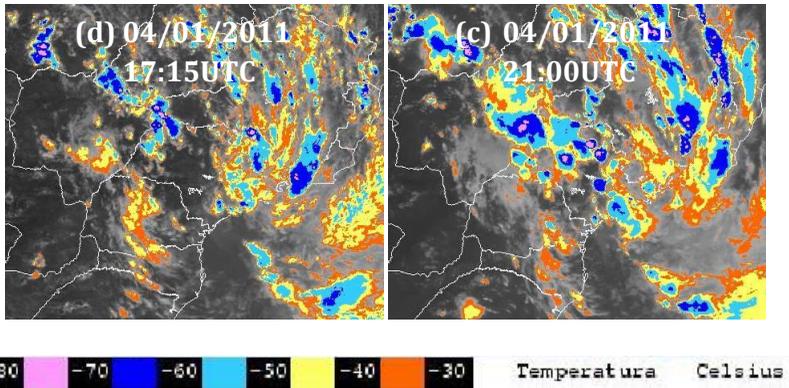


Figura 12. Formação de vários sistemas convectivos sobre os estados da região Sudeste do Brasil em 01/01/2008 (a) às 19:30UTC e (b) às 23:30UTC e em 04/01/2011 (c) às 17:15UTC e (d) às 21:00UTC.

5.4 Dados de Descargas Elétricas Atmosféricas NS e Precipitação à Superfície

Os dados de descargas elétricas atmosféricas NS utilizados foram detectados pela RINDAT e os dados de precipitação foram provenientes das estações meteorológicas automáticas instaladas nos estados da região Sudeste, Goiás e Distrito Federal vinculadas ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

A RINDAT é uma rede composta por 24 sensores que detectam descargas elétricas atmosféricas NS e estão

localizados em estados das regiões Sudeste, Centro-Oeste e Sul do Brasil. A figura 13 mostra a localização dos sensores da RINDAT bem como o modelo de eficiência de detecção, desenvolvido por Naccarato e Pinto Jr. (2008). A região com melhor eficiência de detecção, isto é, onde os dados são obtidos com maior precisão, envolve parte dos estados do Paraná, São Paulo, Rio de Janeiro, Minas Gerais e Goiás. Destes estados, os que têm maior cobertura da RINDAT são os estados de São Paulo e de Minas Gerais.

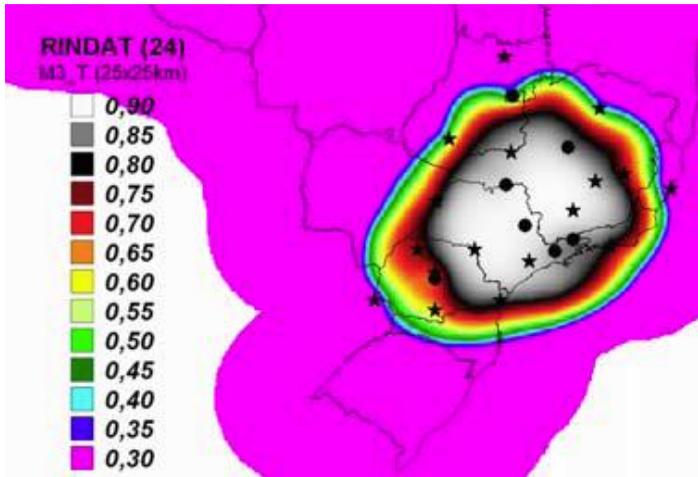


Figura 13. Modelo de eficiência de detecção das descargas elétricas atmosféricas detectadas pela RINDAT. Os símbolos indicam a localização dos sensores com tecnologia IMPACT (círculo) e LPATS (estrela).

Fonte: NACCARATO; PINTO Jr. (2008)

A avaliação da precipitação em superfície foi realizada com os dados das estações meteorológicas automáticas de superfície do INMET, localizadas nos estados da região Sudeste, Goiás e Distrito Federal, como ilustra a figura 14. Os valores de precipitação são registrados minuto a minuto e transferidos automaticamente, a cada hora, por uma unidade de memória central. Todo o processo de manipulação e visualização dos dados das estações automáticas foi realizado usando o pacote computacional livre NCAR Command Language (NCL) (<http://www.ncl.ucar.edu/>).

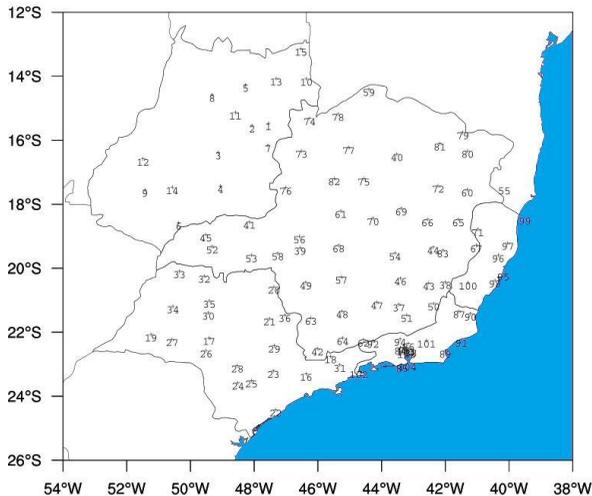


Figura 14. Localização das 106 estações meteorológicas automáticas de superfície nos estados da região Sudeste, Goiás e Distrito Federal, vinculadas ao INMET.
Fonte: CARDOSO NETA (2013)

5.5 Métodos de Avaliação e Resultados

Neste item serão comentados alguns métodos adotados para obter as variações temporais e espaciais das descargas atmosféricas NS e de precipitação em superfície associados com a ocorrência de diferentes sistemas meteorológicos na região Sudeste.

5.5.1 Sistemas Convectivos de Mesoescala

Neste subitem serão mostradas as variações temporais dos totais horários de precipitação em superfície e de descargas atmosféricas NS observados quando da ocorrência dos sistemas relacionados abaixo:

- a) LI mostrada na figura 8;
- b) CCM mostrado na figura 9;
- c) SCM mostrado na figura 11.

Neste processo, as imagens de satélite geoestacionário foram fundamentais para contabilizar o total horário de descargas atmosféricas NS associado a cada sistema convectivo. Inicialmente, todas as imagens de satélite disponíveis, durante o tempo de ocorrência de cada um, foram separadas. Então, sobre cada imagem de satélite foram sobrepostas todas as descargas NS detectadas em um intervalo de 10 minutos (5 minutos antes até 5 minutos

depois do horário de cada imagem). A região de ocorrência do sistema foi colocada em evidência por uma área retangular (definida por quem está executando o programa), de maneira que somente as descargas NS existentes dentro desta área retangular são associadas ao sistema em análise. Este procedimento foi repetido em todas as imagens de satélite disponíveis durante o tempo de ocorrência do sistema, sendo que as coordenadas da área retangular são atualizadas a cada imagem. Ao fim deste processo, tem-se a distribuição temporal das descargas NS, a cada 10 minutos, desde o início até o término do sistema. Para obter a variação horária, basta somar todas estas quantidades detectadas, durante o período de 1 hora.

As coordenadas das áreas retangulares (obtidas a partir das imagens de satélite) onde os sistemas convectivos se desenvolveram também foram utilizadas no cômputo do total horário de precipitação em superfície. Como os dados por estação são horários e as imagens estão disponíveis a intervalos inferiores a 1 hora (em geral), foram retidas todas as estações localizadas dentro das áreas retangulares definidas naquela hora. Assim, os totais horários de precipitação corresponderam à soma dos valores observados em cada estação (naquela hora).

Na figura 15 são mostradas as variações horárias de descargas atmosféricas NS e de precipitação em superfície durante o tempo de vida dos três sistemas selecionados. No eixo das abscissas estão indicados os horários (UTC) de início e de término de cada sistema. Uma característica comum aos

três sistemas foi a maior quantidade de descargas NS na primeira metade do ciclo de vida, com valor máximo algumas horas depois da formação de cada sistema. O pico de descargas ocorreu mais próximo do início, em média nas primeiras cinco horas depois da formação. Este resultado é compatível com o fato de que, nas etapas iniciais de evolução das tempestades, as correntes ascendentes são mais intensas e conduzem as parcelas de ar para os níveis mais altos. Orville et al. (1987), Goodman et al. (1988) e Dotzek et al. (2005) também encontraram que a atividade elétrica estava localizada nas regiões com topos mais frios nas nuvens convectivas.

Outra característica semelhante aos três sistemas foi relativa ao tempo entre o término da atividade elétrica e o término do sistema. Em média, a atividade elétrica cessou nove horas antes do término dos sistemas.

Ao se comparar o horário de ocorrência do máximo de descargas com aquele do máximo de precipitação em superfície, os resultados foram bem variados. Na LI (Figura 15a), a quantidade máxima de descargas ocorreu uma hora depois do máximo de precipitação (único SCM com este comportamento). No caso do CCM (Figura 15b), o máximo de descargas foi observado antes do máximo de precipitação em superfície, com antecedência de 4 horas. No caso do SCM (Figura 15c), aconteceram dois máximos de descargas, sendo que o maior valor absoluto ocorreu na mesma hora de máximo de precipitação em superfície.

Meteorologia em tópicos – volume 3

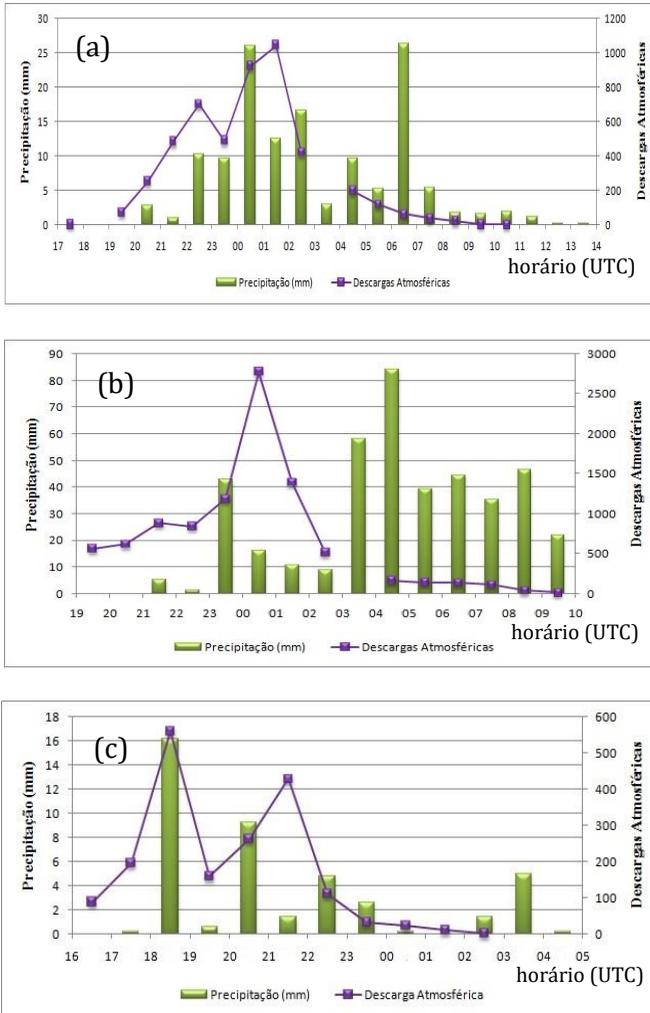


Figura 15. Variação do total horário das descargas atmosféricas NS e da precipitação em superfície durante a evolução de (a) uma LI, (b) um CCM e (c) um SCM, no mês de

outubro de 2007, em Minas Gerais. No eixo horizontal estão indicados os horários (UTC) de início e de término do respectivo sistema.

Fonte: CARDOSO NETA (2013)

Na segunda metade do ciclo de vida dos sistemas, quando a quantidade de descargas detectadas foi mínima, também foram observados comportamentos diferenciados em relação à quantidade de precipitação em superfície: na LI (Figura 15a) e no SCM (Figura 15c) a precipitação também diminuiu, mas no CCM (Figura 15b), a quantidade de precipitação aumentou e continuou ainda durante várias horas.

5.5.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul

A seleção de episódios ZCAS foi feita com base nas informações constantes nos Boletins Climanálise, disponíveis no site do CPTEC/INPE (<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/>). O episódio ZCAS escolhido para mostrar neste capítulo foi o ocorrido entre os dias 6 e 9 de janeiro de 2008. Para este período de quatro dias, estavam disponíveis 316 imagens de satélite entre 06/01/2008 à 00:00 UTC e 09/01/2008 às 23:45 UTC. Sobre cada uma destas imagens, foram sobrepostas todas as descargas atmosféricas NS detectadas pela RINDAT durante um

intervalo de tempo de 10 minutos (5 minutos antes até 5 minutos depois do horário de cada imagem). Deste processo, resultou o gráfico mostrado na figura 16, que mostra a variação temporal do número de descargas atmosféricas NS, a cada 10 minutos, entre 06/01/2008 à 00:00 UTC e 09/01/2008 às 23:45 UTC. No eixo das abscissas é mostrado o número da imagem de satélite. Assim, a imagem 1 é relativa ao horário 00:00 UTC do dia 6 e a imagem 316 é relativa ao horário 23:45 UTC do dia 9.

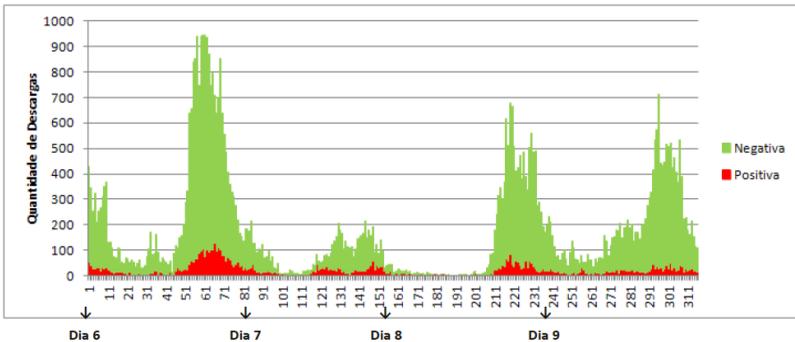


Figura 16. Variação temporal das descargas atmosféricas NS detectadas a cada 10 minutos, entre 06/01/2008 à 00:00 UTC e 09/01/2008 às 23:45 UTC.

Fonte: STRIEDER et al. (2012a)

Durante os quatro dias de ZCAS ocorreram vários máximos de descargas NS com intensidades diferentes, todos ao final daquele dia até início do dia seguinte. Neste aspecto o dia 6, primeiro dia do evento, se destacou por ter apresentado

o valor máximo absoluto desta sequência de dias. A partir de 13:00 UTC do dia 6, a atividade elétrica se intensificou, chegando ao valor máximo perto de 18:00 UTC. No segundo dia de ZCAS, a atividade elétrica foi a menor dentre os quatro dias. Durante o dia 8, a atividade elétrica não foi muito intensa, chegando a ficar ausente em alguns momentos. No entanto, perto de 16:00 UTC esta começou a se intensificar novamente. No dia 9, último dia do evento, a atividade elétrica ficou mais elevada durante a tarde e teve seu máximo próximo das 18:00 UTC.

Pela alta atividade elétrica observada no primeiro e nos dois últimos dias deste evento ZCAS, pode-se dizer que a intensidade da atividade convectiva foi maior nestes dias. Ainda, durante todo o evento, a quantidade de descargas NS de polaridade negativa foi muito maior do que a quantidade de descargas de polaridade positiva.

Na figura 17 é mostrada a precipitação acumulada (mm) para cada um dos dias deste episódio de ZCAS. No dia 6 (Figura 17a) e no dia 9 (Figura 17d), os acumulados de chuva foram maiores que no dia 7 (Figura 17b) e no dia 8 (Figura 17c). Comparando estes resultados com aqueles comentados anteriormente, para este episódio ZCAS, nos dias com maior precipitação também houve maior atividade elétrica. Estes dias corresponderam ao primeiro (dia 6) e último dia (dia 9) deste evento.

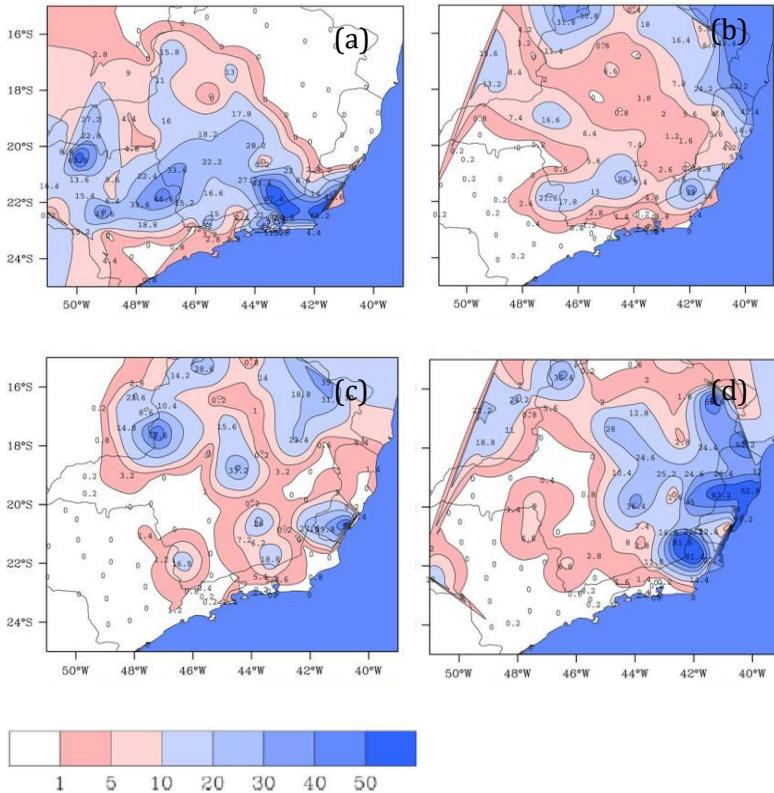


Figura 17. Distribuição espacial da precipitação acumulada diária (mm) em superfície durante o episódio de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), ocorrido entre os dias 6 e 9 de janeiro de 2008.

Fonte: STRIEDER et al. (2012b)

5.5.3 Convecção no estado de São Paulo

Ao invés de analisar as ocorrências de descargas NS e de precipitação provocadas por casos de estudo individuais, podemos fazê-lo para um mês inteiro. Considerando uma escala temporal mensal, os sistemas meteorológicos causadores dos valores observados de descargas NS e de precipitação são dos mais variados tipos. As investigações poderiam ser iniciadas com a análise da nebulosidade associada a estes sistemas em imagens de satélite. Porém, além de extremamente árdua, esta tarefa poderia não ser produtiva, tendo em vista as razões expostas no item 9.3. Particularmente, na figura 12 foram mostrados exemplos de configurações convectivas para as quais é extremamente difícil associar claramente as descargas NS detectadas com as precipitações observadas em superfície. Sendo assim, decidiu-se partir das descargas atmosféricas NS detectadas para a identificação de dias com atividade convectiva no estado de SP.

Seguindo este raciocínio, o mapa geográfico entre 19,5°S e 25,5°S e entre 44°W e 53,5°W (envolve todo o estado de SP e partes dos estados vizinhos) foi dividido em pequenas áreas de 0,2° em latitude e 0,2° em longitude (1 pixel). Lembrando que 1° equivale aproximadamente a 111 km na superfície da Terra, significa que um pixel tem 22 km x 22 km (484 km², aproximadamente de área), compatíveis com as magnitudes das escalas horizontais de tempestades individuais (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010).

Considerando a área geográfica em estudo, tem-se 48 pixels ao longo do eixo x e 30 pixels ao longo do eixo y. Em cada pixel é contabilizado o total de descargas atmosféricas NS detectadas durante um período de tempo, que é escolhido pelo usuário. No caso dos resultados mostrados neste subitem, o período escolhido foi um mês.

O processo de contabilização das descargas atmosféricas NS detectadas em cada pixel durante um mês gera mapas mensais de densidades de descargas. Dado que é extremamente variável a quantidade de descargas observadas em cada pixel ao longo de um mês, optou-se pela representação em intervalos, para facilitar as análises. Neste estudo, fixou-se em 6 o número de intervalos de interesse. O limite inferior do primeiro intervalo foi fixado em 10 (poderia ser zero ou qualquer outro número). O limite inferior do segundo intervalo, e dos seguintes, corresponde ao valor máximo do intervalo anterior mais um. O limite superior de cada intervalo foi obtido a partir do valor máximo (absoluto) observado durante o período escolhido, da seguinte forma:

- limite superior 1: valor máximo dividido por seis
- limite superior 2: dobro do limite superior 1
- limite superior 3: triplo do limite superior 1
- limite superior 4: quádruplo do limite superior 1
- limite superior 5: quádruplo do limite superior 1
- limite superior 6: valor máximo

Para exemplificar, na tabela 1 estão dispostos os valores dos limites superiores das seis categorias identificadas nos meses de janeiro de 2008, janeiro de 2011 e outubro de 2009. Observa-se que em janeiro de 2008 foi detectado um total mensal menor de descargas NS, em comparação com os outros dois meses. No entanto, o número de descargas NS detectadas em cada área individual 22 km x 22 km deste mesmo mês (janeiro de 2008) foi quase o dobro, em todas as categorias, em comparação com os outros dois meses. Somente com estes exemplos, é possível verificar a enorme variação na ocorrência de descargas atmosféricas NS.

Tabela 1. Limites superiores das categorias 1 a 6 de densidade de descargas atmosféricas NS detectadas pela RINDAT na região entre 19,5°S e 25,5°S e entre 44°W e 53,5°W.

	1	2	3	4	5	6	Total
Janeiro/2008	159	318	477	636	795	954	322020
Janeiro/2011	146	291	437	582	728	873	387704
Outubro/2009	82	164	246	328	410	492	434859

A precipitação (mm) mensal acumulada foi obtida a partir dos dados registrados nas estações meteorológicas automáticas de superfície, dispostas sobre o estado de São

Paulo e estados vizinhos. A localização destas estações é mostrada na figura 18. No total, foram utilizados os dados de precipitação horária de 39 estações meteorológicas automáticas vinculadas ao INMET, situadas nos estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Destas, 30 estão localizadas do estado de São Paulo, 7 no estado de Minas Gerais e 2 estações do estado do Rio de Janeiro.

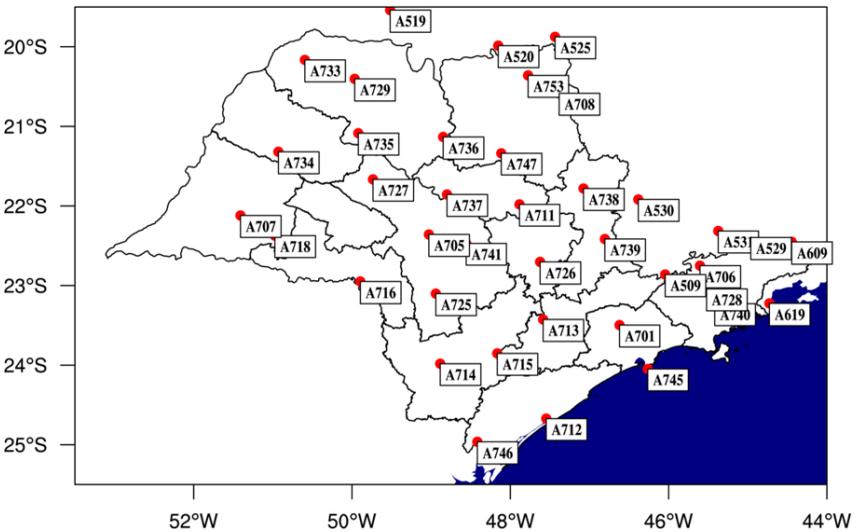


Figura 18. Localização das 39 estações meteorológicas automáticas, com os respectivos códigos de identificação, nas diferentes mesorregiões do estado de São Paulo.

Fonte: FREITAS (2015)

Nas figuras 19, 20 e 21 são mostrados os mapas de densidade de descargas atmosféricas NS e de precipitação em superfície obtidos para os meses de janeiro de 2008, janeiro de 2011 e outubro de 2009, respectivamente. Cada pixel nos mapas de densidade corresponde a uma área 22 km x 22 km. A análise das variações espaciais das descargas NS em conjunto com as precipitações em superfície revela aspectos interessantes. Um dos mais significativos está relacionado ao fato de que os máximos de densidade de descargas atmosféricas NS não coincidem, necessariamente, com os máximos de precipitação em superfície. Intuitivamente uma pessoa poderia ser levada a pensar que as variações destes dois elementos deveriam ser semelhantes, uma vez que ambos retratam condições de instabilidade atmosférica. No entanto, as observações mostram que esta não é uma “regra”. Na verdade, somente nestes três meses, podem ser vistas várias combinações entre valores de densidade de descargas NS e de precipitação. Por exemplo:

a) muita precipitação e poucas descargas: em janeiro 2008 (Figura 19), em locais com valores de precipitação acumulada superiores a 400 mm, no noroeste de SP, foram detectadas, no máximo, 159 descargas/444 km²;

b) muitas descargas e muita precipitação: em janeiro 2011 (Figura 20), no litoral sul do estado de SP foram observados cerca de 400 mm de precipitação em locais com até 728 descargas/444 km²;

c) muitas descargas e pouca precipitação: em outubro 2009 (Figura 21), locais onde foram detectadas entre 164 e 410 descargas/444 km², foram observados menos que 100 mm precipitação, como visto no noroeste e leste do estado;

d) pouca precipitação e poucas descargas: nos três meses ocorreram regiões do estado de SP onde esta situação foi observada, como no sul do estado (em janeiro de 2008, Figura 19), no norte de SP (em janeiro de 2011, Figura 20) e no litoral paulista (em outubro de 2009, Figura 21).

A partir dos resultados mostrados neste item, foi possível verificar que, considerando uma escala mensal, em regiões onde houve intensa atividade elétrica gerada por sistemas meteorológicos no estado de SP não houve, necessariamente, registro de valores elevados de precipitação em superfície. Regiões metropolitanas apresentaram maiores densidades de descargas (FREITAS, 2015; Naccarato, 2006). Também, características locais, como topografia e uso do solo podem interferir na distribuição espacial tanto das descargas atmosféricas quanto da precipitação (LEUNG; QIAN, 2003).

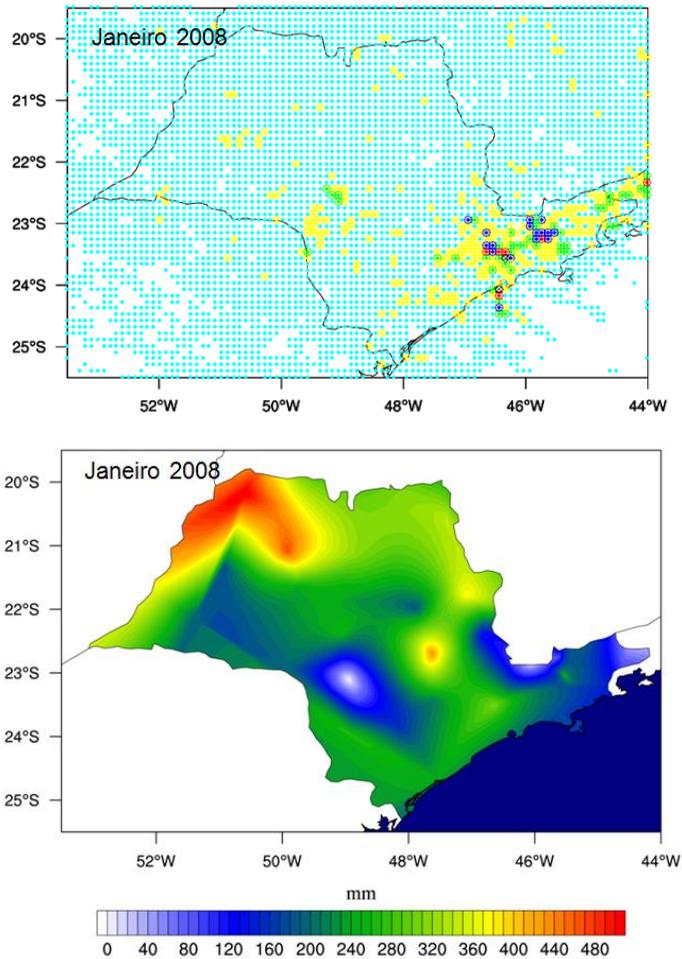


Figura 19. Mapa de densidade de descargas atmosféricas NS e total de precipitação em superfície para o mês de janeiro/2008.

Fonte: FREITAS (2015)

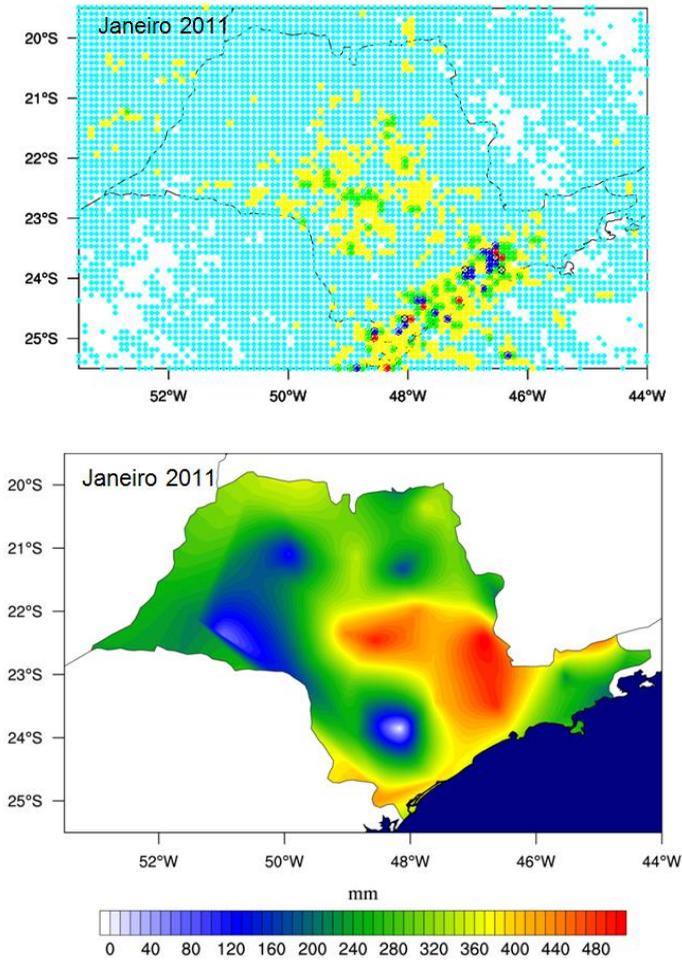


Figura 20. Mapa de densidade de descargas atmosféricas NS e total de precipitação em superfície para o mês de janeiro/2011.

Fonte: FREITAS (2015)

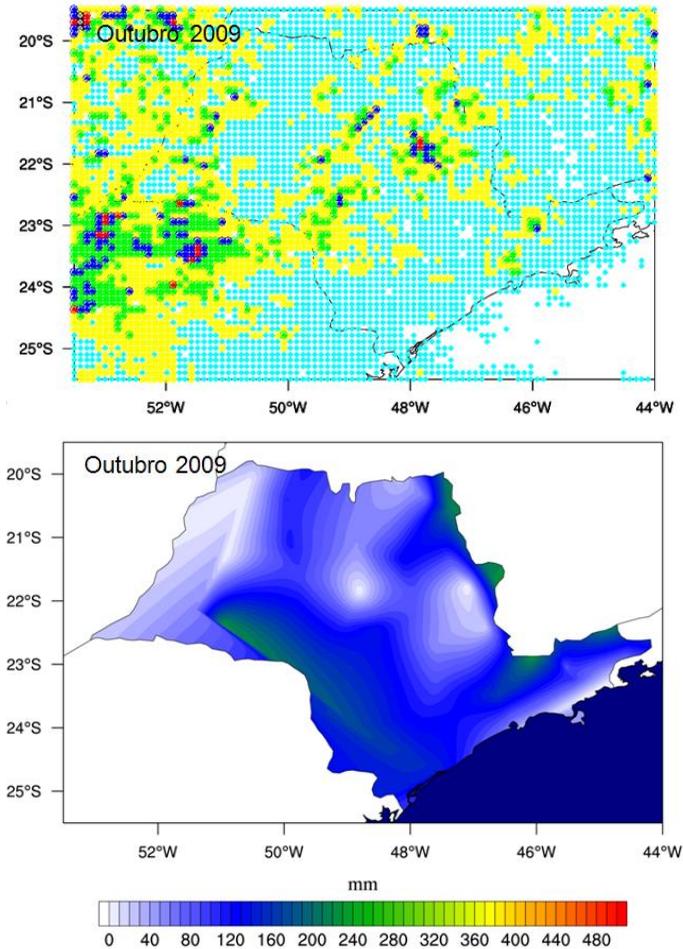


Figura 21. Mapa de densidade de descargas atmosféricas NS e total de precipitação em superfície para o mês de outubro/2009.

Fonte: FREITAS (2015)

5.6 Conclusões

Neste capítulo foram mostrados alguns resultados encontrados em projetos de pesquisa, desenvolvidos na Universidade Federal de Pelotas, envolvendo sistemas meteorológicos, descargas atmosféricas NS e precipitação em superfície. Os sistemas meteorológicos que serviram como exemplos têm escalas espaciais e temporais diferentes e ocorreram entre os anos de 2007 e 2011. Alguns destes sistemas se desenvolveram em regiões onde a densidade da rede de estações meteorológicas automáticas não era muito elevada, o que pode ter prejudicado a avaliação da precipitação em superfície.

Abaixo, são destacadas algumas características interessantes, relativas aos sistemas meteorológicos mostrados.

Sistemas Convectivos de Mesoescala:

Os três sistemas convectivos analisados não apresentaram descargas nas horas finais de seu ciclo de vida. Em média, nas últimas 9 horas não ocorreram descargas. O máximo de descargas ocorreu nas horas iniciais de formação para a LI e para o CCM, mas isto não foi observado no terceiro SCM analisado.

Zona de Convergência do Atlântico Sul:

Durante o episódio de ZCAS mostrado, foram observadas oscilações na intensidade da atividade convectiva, refletidas na evolução temporal da precipitação e das descargas atmosféricas. A atividade elétrica foi mais elevada no período da tarde e início da noite nos quatro dias do evento.

Convecção no estado de São Paulo:

Nos três meses mostrados, as regiões onde ocorreram muitas descargas atmosféricas NS nem sempre coincidiram com as regiões onde também ocorreram os maiores acumulados mensais de chuva. Em regiões metropolitanas houve uma maior ocorrência de descargas atmosféricas NS.

Estes resultados reforçam a necessidade de continuidade nas investigações utilizando descargas atmosféricas com ocorrência de convecção e precipitação em superfície.

Agradecimentos

As autoras agradecem ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e à Empresa FURNAS pela concessão dos dados utilizados nos projetos de pesquisa da UFPel.

5.7 Referências bibliográficas

ANDERSON, C. J.; ARRITT, R. W. Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993. **Monthly Weather Review**, v.126, n.3, p.578–599, 1998.

BITTENCOURT, J. A. **Fundamentals of Plasma Physics**, 3ed., New York: Springer-Verlag, 2004. 679p.

BLUESTEIN, H. B.; JAIN, M. Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, p. 1711–32, 1985.

BOLETIM CLIMANÁLISE. Boletim de Monitoramento e Análise Climática. v.23, n.1, Janeiro/2008. Disponível em:<<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/index0108.shtml>>. Acessado em: 20 de jul. 2015.

BOUQUEGNEAU, C.; RAKOV, V. A. **How Dangerous is Lightning?** New York: Dover Publications Inc., 2010. 144p.

BYERS, H. R.; BRAHAM Jr., R. R. **The Thunderstorm**, U.S. Government Printing Office, 1949. 287p.

CARDOSO NETA, L. **Características das Descargas Nuvem-Solo e da Precipitação em Superfície Associadas a Sistemas Convectivos Ocorridos na Região Sudeste do Brasil**. 2013. 170f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Pelotas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Pelotas. 2013.

CECIL, D. J.; BUECHLER, D. E.; BLAKESLEE, R. J. Gridded lightning climatology from TRMM-LIS and OTD: Dataset description. **Atmospheric Research**, v. 135, p. 404-414, 2014.

DOTZEK, N.; RABIN, R. M.; CAREY, L. D.; MACGORMAN, D. R.; MCCORMICK, T. L.; DEMETRIADES, N. W.; MURPHY, M. J.; HOLLE, R. L. Lightning activity related to satellite and radar observations of a mesoscale convective system over Texas on 7-8 April 2002. **Atmospheric Research**, v.76, p. 127-166, 2005.

DURKEE, J. D.; MOTE, T. L. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. **International Journal of Climatology**, v. 30, n. 3, p. 418-431, 2010.

ELAT/INPE – **Grupo Eletricidade Atmosférica**. Disponível em:<<http://www.inpe.br/webelat/homepage/>>. Acessado em: 05 de nov. 2015.

FREITAS, S. F.. **Descargas Eléctricas Atmosféricas e Precipitação em Superfície no Estado de São Paulo**. 2015. 89f. Qualificação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Pelotas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Pelotas. 2015.

GOODMAN, S. J.; BUECHLER, D. E. ; WRIGHT, P. D. ; RUST, W. D. Lightning and precipitation history of a microburst producing storm. **Geophysical Research Letters**, v. 15, p.1185–1188, 1988.

JIRAK, I.L., COTTON, W.R., MCANELLY, R.L. Satellite and Radar Survey of Mesoscale Convective System Development. **Monthly Weather Review**, v.131, n.10, p.2428-2449, 2003.

KIDERMANN, G. **Descargas atmosféricas: uma abordagem de engenharia**. São Paulo: ABDR Editora, 1997. 132 p.

LEUNG, L.R.; QIAN, Y. The sensitivity of precipitation and snowpack simulations to model resolution via nesting in regions of complex terrain. **Journal of Climate**, v.4, p.1025-1043, 2003.

LIN, Y-L. **Mesooscale Dynamics**. 2ed. New York: Cambridge University Press, 2010. 646 p.

LIU, C.; CECIL, D. J.; ZIPSER, E. J.; KRONFELD, K.; ROBERTSON, R. Relationships between lightning flash rates and radar

reflectivity vertical structures in thunderstorms over the tropics and subtropics. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, p. D06212, 2012.

MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, p.1374–1387, 1980.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, A. C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from NCEP-NCAR Reanalysis: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v.17, n.12, p.2261-2280, 2004.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale Meteorology in Midlatitudes**. Oxford: Wiley, 2010, 430p.

MASON, J. The generation of electric charges and fields in thunderstorms. **Proceedings Research Society London**, v. 415, p. 303-315, 1988.

MINUZZI, R. B.; SEDIYAMA, G. C.; BARBOSA, E. M.; MELO Jr., J. C. F. Climatologia do comportamento do período chuvoso da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.3, p.338-344, 2007.

NACCARATO, K. P. **Análise das Características dos Relâmpagos na Região Sudeste do Brasil**. 2006. 364f. Tese

(Mestrado em Geofísica Espacial). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2006.

NACCARATO, K. P.; PINTO Jr., O. The third generation relative detection efficiency model for the Brazilian Lightning Detection Network (BRASILDat). In: INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE, 20, INTERNATIONAL LIGHTNING METEOROLOGY CONFERENCE, 2., Tucson, Arizona, **Anais do...** Tucson, Arizona, USA, 2008.

ORVILLE, R.E.; WEISMAN, R. A.; PYLE, R. B.; HENDERSON, R.W.; ORVILLE Jr., R. E. Cloud-to-ground lightning flash characteristics from June 1984 through May 1985. **Journal of Geophysical Research**, v.92, nD5, p.5640-5644, 1987.

PARKER, M.D.; RUTLEDGE, S.A.; JOHNSON, R.H. Cloud-to-Ground Lightning in Linear Mesoscale Convective Systems. **Monthly Weather Review**, v. 129, n.5, p. 1232-1242, 2001.

PINTO JR, O. **A arte da guerra contra os raios**. Oficina de Textos, 2005. 80p.

QUADRO, M. F. L. **Estudo do de Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1994. 123f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Programa de Pós-Graduação, São José dos Campos, 1994.

RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. **Lightning: physics and effects**. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. 700 p.

RASMUSSEN, K. L.; ZULUAGA, M.D.; HOUZE Jr., R. A. Severe convection and lightning in subtropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 20, p. 7359–7366, 2014.

RASMUSSEN, K. L.; CHAPLIN, M. M.; ZULUAGA, M. D.; HOUZE Jr., R. A. Contribution of extreme convective storms to rainfall in South America. **Journal of Hydrometeorology**, n. 2015, 2015. (in press)

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. D. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **Terra e Didática**, v. 8, n. 1, p. 34-50, 2012.

RUDLOSKY, S. D. Evaluating ground-based lightning detection networks using TRMM/LIS observations. In: International Lightning Detection Conference, 23., International Lightning Meteorology Conference, 5., 2014, Tucson. **Anais do... Tucson, Arizona, 2014.**

SACRAMENTO NETO, O. B.; ESCOBAR, G. C. J.; SILVA, P. E. D. Método objetivo para identificar episódios de Zonas de Convergência de Umidade (ZCOU) no ambiente operacional do Centro de Previsão de Tempo e Estados Climáticos –

CPTEC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010, Belém, **Anais do...** Belém, Brasil. 2010, 1 CDROM.

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1355-1364, 1989.

SAUNDERS, C. P. R. A review of thunderstorm electrification processes. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, n. 4, p. 642-655, 1993.

STRIEDER, S.M.; CARDOSO NETA, L.; REINKE, C.K.P.; GOMES, R.G. A atividade elétrica na região Sudeste do Brasil durante um episódio de ZCAS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 17., 2012, Gramado, **Anais do...** Gramado, Brasil. 2012a, 1 CDROM.

STRIEDER, S.M.; REINKE, C.K.P.; GOMES, R.G. Precipitação e descargas elétricas atmosféricas que ocorreram em um episódio de ZCAS. In: CONGRESSO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA/UFPEL, 21, 2012. **Anais do...** Pelotas, Brasil. 2012b, 1 CDROM.

UMAN, M.A. **The Lightning Discharge**. New York: Dover Publications Inc., 2ed., 2001. 377 p.

UMAN, M.A. **Lightning**. New York: Dover Publications Inc., 2ed. 2011. 320 p.

VIEIRA, S. O.; OLIVEIRA, N. V.; SATYAMURTY, P.; ANDREOLI, R. V. Aplicação do Método Fuzzy na Classificação da Zona de Convergência do Atlântico Sul no Sul da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 4, p. 621-631, 2014.

VILA, D. A.; MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; VELASCO, I. Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery: Methodology and validation. **Weather and Forecasting**, v. 23, n. 2, p. 233-245, 2008.

WILLIAMS, E. R. The electrification of thunderstorms. **Scientific American**, v.259, n. 5, p. 48-65, 1988.

WILLIAMS, E. R. The tripole structure of thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, 94D, p. 13151- 13167, 1989.

ZHENG, D; ZHANG, Y.; MENG, Q.; LU, W.; ZHONG, M. Lightning activity and electrical structure in a thunderstorm that continued for more than 24 hours. **Atmospheric Research**, v.97, p.241-256, 2010.

Sobre os autores

Capítulo 1

Iuri Moreira Costa - Engenheiro Agrônomo formado em 2015 pela Universidade Federal do Ceará (UFC Campus Cariri). Foi bolsista de iniciação científica pela FUNCAP e CNPq, desenvolvendo pesquisas nas áreas da Agronomia com foco em Agrometeorologia, Climatologia Estatística, Recursos Hídricos e Climatologia Agrícola.

Djane Fonseca da Silva - Possui Bacharelado em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2003), Mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande (2005) e Doutorado em Recursos Naturais, área Gestão de Recursos Hídricos pela Universidade Federal de Campina Grande (2009). Em março de 2010 concluiu Pós-doutorado no Departamento de Ciências Geográficas da UFPE-Recife tendo tema de estudo os impactos climáticos e ambientais sobre disponibilidade hídrica da bacia hidrográfica do rio São Francisco. Foi professora na Universidade Federal do Ceará (UFC Campus Cariri) até julho de 2015, onde foi Coordenadora do grupo ClimaRhCE (Clima e recursos hídricos do Ceará), Coordenadora do Programa de Mestrado em Desenvolvimento Regional Sustentável (PRODER), coordenadora de projetos de pesquisa e extensão,

além de docente da graduação e pós-graduação. Atualmente é Prof^a. Adjunto da Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Campus Maceió, no Instituto de Ciências Ambientais - ICAT, curso de Meteorologia. Faz parte do corpo de docentes no programa de pós-graduação em Meteorologia do ICAT - UFAL na área de concentração Climatologia, com linha de pesquisa em Estatística aplicada à Meteorologia e Climatologia. É também Coordenadora de projeto do CNPq sobre previsão de eventos climáticos extremos (2014-2017).

Capítulo 2

Vladimir Levit - doutor em física. Foi formado na Universidade Federal da Ural da Rússia e fez doutorado no Instituto de Física dos Metais de Academia de Ciências da Rússia. Por muitos anos trabalhou no Centro principal da Energia Nuclear da Rússia “Instituto Kurchatov”, em Moscou, na área da segurança dos Reatores Nucleares. Em seguida, trabalhou na Universidade da Califórnia, EUA, e no Instituto de Segurança Nuclear de Rossendorf, Alemanha. Em 1995, foi professor da Universidade Federal de Pelotas (UFPEL) e em 2002 migrou para a Universidade Federal de Alagoas (UFAL), onde atua na profissão até hoje. Publicou 2 livros, 10 capítulos nos livros, 41 artigos em revistas e 116 nos congressos. Orientou mais de 49 trabalhos, incluindo 9 teses de mestrado.

Edwans Silva Cordeiro - mestra em Meteorologia. Obteve formação pela Universidade Federal de Alagoas (UFAL), onde apresentou Trabalho de Conclusão de Curso com ênfase em Termodinâmica. Durante a graduação, alcançou pesquisas de Iniciação Científica por 3 anos (2009 à 2011), em sinótica, e com isso, foi excelência acadêmica em 2010. Em seguida, obteve o título de Mestre, também, pela Universidade Federal de Alagoas (UFAL), apresentando sua Tese na área de Meteorologia Sinótica. Possui publicações em livros, revistas e congressos.

Lucas Carvalho Vieira Cavalcante - graduando em Meteorologia na Universidade Federal de Alagoas (UFAL). Faz parte do projeto de Iniciação Científica desde de 2013, onde sua pesquisa relacionada a ocorrência de trovoadas no estado de Alagoas lhe rendeu o prêmio de excelência acadêmica em 2014. Possui publicações em congressos.

Capítulo 3

Natalia Fedorova - doutora em meteorologia, foi formada pela Universidade Federal de Moscou, Rússia e doutorado pelo Centro Hidrometeorológico da Rússia, Moscou. Mais do que 20 anos foi pesquisadora Sênior do Centro Hidrometeorológico da Rússia e professora da Universidade de Moscou para chefes dos departamentos de meteorologia da Rússia. Desde 1995 foi professora da UFPEL e desde 2001

da UFAL. Publicou 7 livros, 6 capítulos nos livros, 60 artigos em revistas e 157 nos congressos; tem patente de invenção. Orientou mais do que 90 trabalhos, incluindo 22 teses de mestrado e um doutorado. Esta atuando nas áreas de meteorologia sinótica, previsão de tempo em curto prazo e meteorologia sinótica por satélite.

Thaise Gomes da Silva - possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas – UFAL (2015). Atualmente é mestranda em Meteorologia da UFAL. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Meteorologia, atuando principalmente na área de Meteorologia Sinótica.

Capítulo 4

Geórgenes Hilário Cavalcante Segundo - possui graduação (1998) e mestrado (2001) em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas - UFAL, e doutorado em Geociências pela Universidade Federal Fluminense (2007), com Estágio no Exterior pela Texas A&M University (2005-2007). Foi pesquisador associado da UNU- INWEH (United Nations University - Institute for Water, Environment and Health) durante os anos de 2007-2009. Trabalhou como pesquisador na URS Corporation em 2010, e foi Especialista em Análise de Dados Ambientais no Departamento Ambiental do Governo de Dubai nos Emirados Árabes Unidos entre

2010-2013. Atualmente é Prof. Adjunto do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas, e coordenador do Laboratório de Oceanografia Física. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Meteorologia e Oceanografia Física Costeira.

Ana Carolina Cavalcante de Lima - possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas - UFAL (2015). Atualmente é bolsista de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Meteorologia, atuando principalmente na área de Oceanografia Física.

Capítulo 5

Roseli Gueths Gomes - Possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas, UFPel (1986) e doutorado em Física da Atmosfera pela Université de Toulouse III (Paul Sabatier) (1993). Atualmente é Professora Titular da Faculdade de Meteorologia da UFPel, atuando nos Cursos de Graduação e de Pós-Graduação em Meteorologia. Orienta alunos de mestrado, trabalhos de conclusão de curso e iniciação científica, principalmente na área de mesoescala. Atualmente, os seus principais temas de pesquisa envolvem tempestades tornádicas, sistemas convectivos de mesoescala e eletricidade atmosférica.

Luciana Cardoso Neta – Possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas, UFPel (2011), mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas, UFPel (2013). Atualmente é bolsista de Doutorado do Programa de Pós-Graduação da Universidade Federal de Santa Maria – UFSM. Atua principalmente nos seguintes temas: Sistemas Convectivos de Mesoescala, Modelagem Atmosférica e Descargas Elétricas Atmosféricas.

Stefane Fonseca Freitas – Possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas, UFPel (2013). Atualmente é bolsista de Mestrado do Programa de Pós Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas (PPGMet). Atua nos seguintes temas: sistemas convectivos de mesoescala e eletricidade atmosférica.

Simone Maria Strieder – Graduando em Bacharel em Meteorologia na Universidade Federal de Pelotas (UFPel). Atua, como aluna de iniciação científica, nos seguintes temas: tempestades tornádicas, sistemas convectivos de mesoescala e eletricidade atmosférica.

Carina Klug Padilha Reinke - Possui graduação em Meteorologia na Universidade Federal de Pelotas, UFPel (2002) e mestrado em Meteorologia no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE (2005). Trabalhou no Centro de Análise e Previsão do Tempo do Instituto Nacional de

Meteorologia (CAPRE/INMET), em Brasília. Atualmente é meteorologista do Centro de Pesquisas e Previsões Meteorológicas da Universidade Federal de Pelotas (CPPMet/UFPel), elaborando análise, monitoramento e previsão de tempo para o Rio Grande do Sul.

Créditos / Expediente

Capa: Vitor Braga

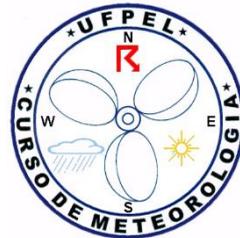
Fotografia da capa: Renata Voss

Editoração e diagramação: Glauber Lopes Mariano

Editora: DR LTDA



Universidade Federal da Alagoas
Instituto de Ciências Atmosféricas



Universidade Federal de Pelotas
Faculdade de Meteorologia

A série "Meteorologia em tópicos" chega ao volume III com o propósito de fornecer material didático sobre assuntos pouco explorados em língua portuguesa. Esse volume destaca-se por unir a experiência de autores de duas das Faculdades de Meteorologia do Brasil: da Universidade Federal de Pelotas e da Universidade Federal de Alagoas, discutindo temas como: desastres naturais, trovoadas e vórtices ciclônicos de médios níveis sobre o Nordeste do Brasil (ambos ainda pouco estudados na região), técnicas de oceanografia e relação entre precipitação e eletricidade atmosférica.

