

ANÁLISE DE SISTEMAS DE MESOESCALA UTILIZANDO DADOS DE DESCARGAS NUVEM-TERRA

Sanjar Abdoulaev¹, Valdo S. Marques¹, Francisca M. A. Pinheiro¹, Eduardo F. A. Martinez¹ & Olga Lenskaia²

Received November 05, 2000 / Accepted December 16, 2001

Campos Acumulados de Descargas atmosféricas à terra (CAD) são examinados como fonte na diagnose da estrutura e evolução dos sistemas de mesoescala observados por satélite e radar associados com 16 passagens de frentes e 9 casos de ciclogênese local, durante o inverno de 1999, na região sul do Brasil e do Oceano Atlântico. As maiores taxas de descargas nuvem - terra são associadas à ciclogênese local, em média, 4 (quatro) vezes maior do que as taxas de raio associadas às frentes frias. Construindo a sobreposição dos CAD numa imagem de vídeo, em intervalos de tempo de 0,5 à 2 horas, e código de cores apropriado, foi determinado o seguinte: a) orientação e velocidade das frentes frias, representadas por faixas lineares estreitas ou arcos não acentuados; b) seções frontais (quente e fria) do ciclone e onda frontal, reconhecidas pela sua forma convexa e côncava; c) convecção em desenvolvimento e dissipação com as mesmas características nas imagens de satélite em infravermelho, discriminadas pela forma de CAD e polaridade preferencial das descargas. A análise de 37 sistemas de mesoescala classificados em 6 (seis) padrões de eco de radar, indica que a taxa de raios oscila periodicamente durante a evolução do sistema, crescendo com a extensão da altura de eco de $Z > 30$ dBZ em direção às temperaturas negativas. A área de eco > 30 dBZ dos sistemas, com núcleos de refletividade maior do que 50 dBZ e alturas de 30 dBZ maiores do que 7,5 km, produz mais do que 0,025 descarga .h⁻¹. km⁻². Os sistemas lineares e não lineares das tempestades severas e os lineares moderados acompanhados por regiões estratiformes extensas produzem número de descargas maior do que em outros sistemas.

Palavras-chave: Descarga atmosféricas à terra; Radar; Satélite; Sistemas de mesoescala nas frentes; Ciclones

ANALYSIS OF MESOSCALE SYSTEM USING CLOUD-TO-GROUND FLASH DATA - Time-Integrated Cloud-to-Ground Lightning Field (TILF) are used as a source to diagnose the structure and evolution of mesoscale rainfall systems observed by radar and satellite during cold front movement (16 cases) and local cyclogenesis (9 cases) southward of Brazilian and South Atlantic Ocean. The major cloud-to-ground lightning events are associated with local cyclogenesis, when hourly registered number of flashes is four times greater than frontal cases. Building the TILF with time intervals of 0.5 to 2 hours and superposed one by one, using appropriated color-coded display, are determinate as following: a) direction and velocity of cold fronts, showing narrow bands or not accentuates arcs; b) warm and cold sections of fronts associated with cyclones and cyclonic waves, showing their convex and concave shape; c) developing and dissipating convection having same characteristics on satellite image, but different form of TILF and preferential flash polarity. The analysis of 37 mesoscale systems classified using 6 morphologic types of radar echoes, indicated that lightning rate have periodic oscillation during system evolution, increasing with extent of height of 30 dBZ towards negative temperatures. The area of systems with echoes > 30

dBZ, reflectivity cores more than 50 dBZ and 30 dBZ at height greater than 7.5 km, have flash density more than 0.025 flashes .h⁻¹.km⁻². The lightning rates of linear and nonlinear severe storm or moderate bands accompanied by large stratiform regions are stronger than others.

Key words: *Cloud-to-ground flashes; Radar; Satellite; Mesoscale systems on fronts; Cyclones.*

¹ Laboratório de Engenharia e Exploração de Petróleo, Universidade Estadual do Norte Fluminense, Sistema de Meteorologia do Estado do Rio de Janeiro, SIMERJ, Rua Real Grandeza, 219, Bloco O, sala 208, 22-283-900, Rio de Janeiro, RJ; Tel.: (021)-2528-33-52; fax: (021)2528-35-74, e-mail: sanjar@furnas.gov.br.

²Faculdade de Física, Universidade Federal de Pelotas

INTRODUÇÃO

A previsão da atividade elétrica de uma tempestade local ainda é um problema não resolvido. Em primeiro lugar, ainda não são conhecidos com clareza nem a dinâmica de uma tempestade unicelular de cerca de 10 km de tamanho e vida de meia à 1 hora, nem o processo em que essas células aglomeram-se em sistemas maiores formando os chamados sistemas de mesoescala de precipitação, de centenas km de extensão e tempo de vida de algumas horas à um dia. Por outro lado, não é completa a teoria física da separação das cargas negativas e positivas em gotas e cristais num pequeno volume no interior da nuvem (ex. em Cb ou Ns). A descarga elétrica de nuvem à terra, ocorrendo em consequência de processos que variam desde a escala macro até a microescala, é um fenômeno de vários estágios (ex. Mason, 1970), um dos quais é uma avalanche de elétrons, a partir da nuvem em direção à terra, no canal do raio pré-ionizado pelo primeiro líder escalonado, produzindo a descarga principal. Este fenômeno também é denominado descarga de retorno, pois a frente de plasma aquecida pela avalanche eletrônica propaga-se rapidamente da terra à nuvem, dando uma noção visual de que a descarga ocorre em direção à nuvem. O pico de corrente na descarga de retorno, que pode trazer à terra carga negativa ou positiva, alcança valores >100 kA (20-30 kA são correntes mais freqüentes), e é acompanhado por forte emissão das ondas eletromagnéticas nas faixas visível (i.é relâmpago) e de radio (i.é. atmosféricos).

A sistematização (Matveev, 1984; Mazin & Khargian, 1989, entre outros) de observações de atmosféricos, que se iniciaram nos anos 1930s, e de

relâmpagos nas estações meteorológicas permitiram estabelecer os seguintes elementos da variação sazonal e regional das descargas à terra e dos raios no interior das nuvens:

- 1) a taxa de raios cresce com a extensão vertical das nuvens e com a diminuição da temperatura. Há indicativos de que os sistemas de mesoescala organizados (i.é. complexos convectivos, super-células, vide Cotton & Anthes, 1989) produzem maior número de raios do que as tempestades locais.
- 2) As tempestades com raios concentram-se nos continentes e ilhas, numa faixa entre 20°N e 20°S, sendo que a duração das trovoadas é maior no hemisfério sul. Embora a duração de relâmpagos, durante o ano, cresce em direção ao equador, alcançando 800 horas em “capitais dos raios” (e. g. bacia do Rio Amazonas, África equatorial, ilha de Madagascar, arquipélago Sondas), a quantidade relativa de descargas à terra em relação às descargas entre nuvens diminui numa relação de cerca de 1:8, em contraste com a relação de 1:1, nas latitudes em torno de 60°. No Brasil, de acordo com Gin & Guedes (2000), as cidades equatoriais de Manaus, São Luís e Belém, que têm o maior índice anual de relâmpagos em relação a outras localidades apresentam, entretanto, uma variação significativa em número de relâmpagos observados entre o verão e o inverno. A região de maior número de relâmpagos na faixa tropical da América do Sul localizada entre 15°S e 20°S, oscila sazonalmente entre os estados de Goiás (47°W) e Mato Grosso (57°W). Na faixa subequatorial, em torno de 10°S, são observadas também oscilações

intrasazonais de relâmpagos seguidos de mudanças dos ventos predominantes (Silva Dias, 2001). Durante a estação chuvosa (Janeiro e Fevereiro), em Rondônia, os períodos dos ventos de oeste em 850 hPA, associados a passagens de sistemas de grande escala a sudeste e centro-oeste do Brasil, o número de raios é quatro vezes menor do que nos períodos intermediários de vento de leste e precipitação isolada.

- 3) Nas latitudes continentais de 40° a 70° as atividades de raios são elevadas durante o verão, desaparecendo no inverno. A maior parte das tempestades no período de inverno nessa faixa latitudinal está nas regiões de ciclogênese e frontogênese das regiões costeiras e dos oceanos a sotavento dos continentes coincidindo, via de regra, com as zonas de confluência das correntes marítimas quentes e frias (e.g. encontro da corrente fria do Labrador e corrente quente *Golfstream*, procedente do Golfo do México, o que produz gradientes da temperatura do mar em torno de 10° C por 100 km).

O estudo pioneiro da atividade elétrica dos sistemas sinóticos atuados na zona de ciclogênese do Atlântico Norte (Ludlam, 1980; p.386), no período de 1940-1950, usando-se a rede britânica de detecção dos raios, localizou os atmosféricos a 1000 km das ilhas britânicas, com precisão de 100 km. Entre outros fatos importantes foi observado que os raios tendem a se concentrar, em maior número, próximo ao topo da onda ciclônica, do lado da linha da frente quente em superfície. No ciclone maduro, parcialmente ocluso, o maior número de atmosféricos ocorre próximo ao ponto de oclusão e atrás da frente fria. Foi notada, também, a variação latitudinal dos atmosféricos ao longo da frente fria orientada longitudinalmente. O máximo de atividade elétrica observou-se em torno das latitudes intermediárias de 45° N, onde foram detectados 30% das descargas, contrastando com 1% nas latitudes altas ~60° N, ou com 3% nas latitudes baixas ~35° N.

Análogo à zona ciclogênica descrita acima, que influi fortemente nas condições de tempo no Sul do Brasil durante o inverno austral (junho-setembro), há também uma zona de formação de ciclones, localizada nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul, onde ocorre

a confluência entre as *corrente das Malvinas*, fria, oriunda do sul do continente, com a *corrente do Brasil*, quente. Durante o inverno e o outono, na plataforma continental próxima ao litoral do Uruguai e do Rio Grande do Sul, entre 30° S e 35° S, as águas superficiais formam uma frente oceânica com os gradientes térmicos maiores do que 4°C por 100 km (e.g. Zaviyalov et al., 1999). Ainda nessa região, observações recentes com satélite de órbita polar (e.g. Christian e Latham, 1998) mostraram maior taxa relativa de relâmpagos na estação de inverno do que no verão. O monitoramento e a análise da estrutura das frentes e ciclones extratropicais no sudeste da América do Sul, com resolução temporal admissível para previsão de curto prazo, em torno de meia hora, é restrito ao uso de imagens de satélites meteorológicos geostacionários, cuja resolução espacial é sujeita à degradação gradual com afastamento da área de interesse do ponto sub satélite. No entanto, em muitos esquemas operacionais não se dispõe de uma seqüência temporal de imagens de 30 em 30 minutos (e.g. durante o período dos furacões no hemisfério norte a imagem completa do hemisfério sul é transmitida pelo satélite GOES-8 somente a cada 3 horas).

Além de problemas técnicos inevitáveis, existe a evolução natural dos sistemas de precipitação que se deslocam no extremo sul do Brasil durante o inverno com velocidades de cerca de 20 m/s ou mais (Abdoulaev et al., 1998), complicando a identificação do mesmo sistema nas imagens de satélite de baixa resolução temporal. O radar meteorológico fornece informação de resolução excelente (e.g. 15 min, 2'2 km) sobre a estrutura dos sistemas de precipitação e a sua dinâmica. A área onde essa informação pode ser coletada, entretanto, é limitada pelo raio de abrangência útil do radar, de cerca de 300 km. Uma opção alternativa ao satélite e a rede de radares para acompanhamento da evolução dos sistemas no sudeste da América do Sul e Oceano Atlântico Sul, surgiu recentemente com a organização da *Rede Integrada de detecção das Descargas Atmosféricas* - RIDAT, (Benetti et al., 2000), integrando 22 pontos com sensores de detecção de raios operados pela Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG, Fig. 1a), Furnas Centrais Elétricas (FURNAS) e pelo Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR). Em

18 locais, o sistema de detecção baseia-se na determinação de instantes de aparecimento e da amplitude do pulso eletromagnético irradiado pela descarga de retorno (em inglês *Time Of Arrival - TOA*) que permite o cálculo do ponto de interseção das trajetórias hiperbólicas de pulso sobre a superfície esférica da Terra. Em 4 desses locais, além dos sensores TOA, estão instalados os chamados detectores de direção (em inglês *Direction Finder-DF*), que detectam o azimute do raio, comparando as tensões e polaridades relativas induzidas pelo pulso eletromagnético de raio num par de antenas ortogonais de polarização vertical. A latitude e longitude do raio nesse sistema são determinadas pela triangulação, comparando-se os azimutes obtidos nas três estações. Em contraste com os estudos pioneiros (e.g. Pinto et al., 1996; Gin et al., 1996, 1998) das propriedades físicas das descargas elétricas atmosféricas nas tempestades de verão no Sudeste do Brasil (e.g. variação temporal e espacial da densidade e polaridade das correntes elétricas, multiplicidade nas descargas, etc.), ou estudos climáticos baseados nas observações usando rede relativamente densa de detectores de raios (Gin et al., 2000), o objetivo deste trabalho é verificar a possibilidade do acompanhamento operacional dos sistemas de mesoescala de precipitação na região sudeste da América do Sul (ao sul do estado de Paraná) e Oceano Atlântico Sul. A probabilidade de detecção da descarga de retorno pela rede nessas regiões, situadas de 200 à 400 km da RIDAT, segundo relatório de FURNAS (1999), é menor do que 20% e, neste contexto, serão preestabelecidas as condições limiares de uso dos dados de descargas em função da escala e do tipo do sistema a ser acompanhado, bem como das possíveis técnicas de integração dos campos de descargas à terra com os dados de radar e satélite.

DADOS E METODOLOGIA

Para a análise da atividade elétrica do sistema precipitante no extremo sul do Brasil, numa distância significativa dos detectores de raios da RIDAT, foram separados 30 dias durante o outono e inverno de 1999, quando houve as observações no radar meteorológico de banda S (DWSR-88S) da

Universidade Federal de Pelotas, (31°43'W, 52°18'W, vide Fig. 1a). Nesses dias, o radar foi ativado para observação da evolução dos sistemas precipitantes, quando as imagens de vídeo de radar, alcançando raios de 60 a 480 km, foram filmadas fornecendo o campo horizontal e vertical da refletividade Z, com seis níveis de refletividade (Z<29, 29, 35(40), 45, 50 e >55(60) dBZ) codificados em cores. Na rede interna de FURNAS (Tabela 1) foram disponibilizados 24 arquivos diários de descargas do período observado. Uma linha de arquivo diário descompactado pelo sistema LTrax (real-time Lightning Tracking software) do Global Atmospheric In., contém o número sequencial de raios a partir do início da gravação, o momento de ocorrência da descarga de retorno (CG) com precisão 0,1 segundo, sua localização até 0,001° de latitude e longitude, polaridade (positiva +CG ou negativa -CG) e pico da corrente na descarga em kA.

As sondagens atmosféricas realizadas no aeroporto de Porto-Alegre e campos meteorológicos em níveis padrão às 0000 GMT gerada pelo National Center for Environmental Prediction (NCEP), foram usados para verificar a situação meteorológica no Rio Grande do Sul (RS) observada nas imagens do satélite GOES-8 do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), nos canais infravermelho e de vapor d'água. Nessas imagens foram determinadas as frentes transientes, apresentando uma linha de nuvens de mais de 300 km com deslocamento visível, e situação da ciclogênese local com a nebulosidade ciclônica permanecendo sobre o RS por mais de 12 horas.

Condicionalmente, a amostra estudada foi dividida em:

- a) 9 casos do ciclogênese localizados sobre RS (e.g. casos 10, 18, 21-23 na tabela 1);
- b) 16 sistemas frontais, sendo que 9 passando rapidamente pelo Rio Grande do Sul, na direção NE (e.g. casos 11, 14), ou para o interior do estado (e.g. casos 6, 9) e 2 sistemas estacionários sobre o noroeste do RS (4) e no sul do Uruguai (19). Os 2 sistemas frontais interagiram com vórtice ciclônico (casos 3, 26) e em 2 dias os raios foram associados com a zona de instabilidade pré-frontal. Os casos 11 e 12 foram adicionados à amostra inicial, para completar a

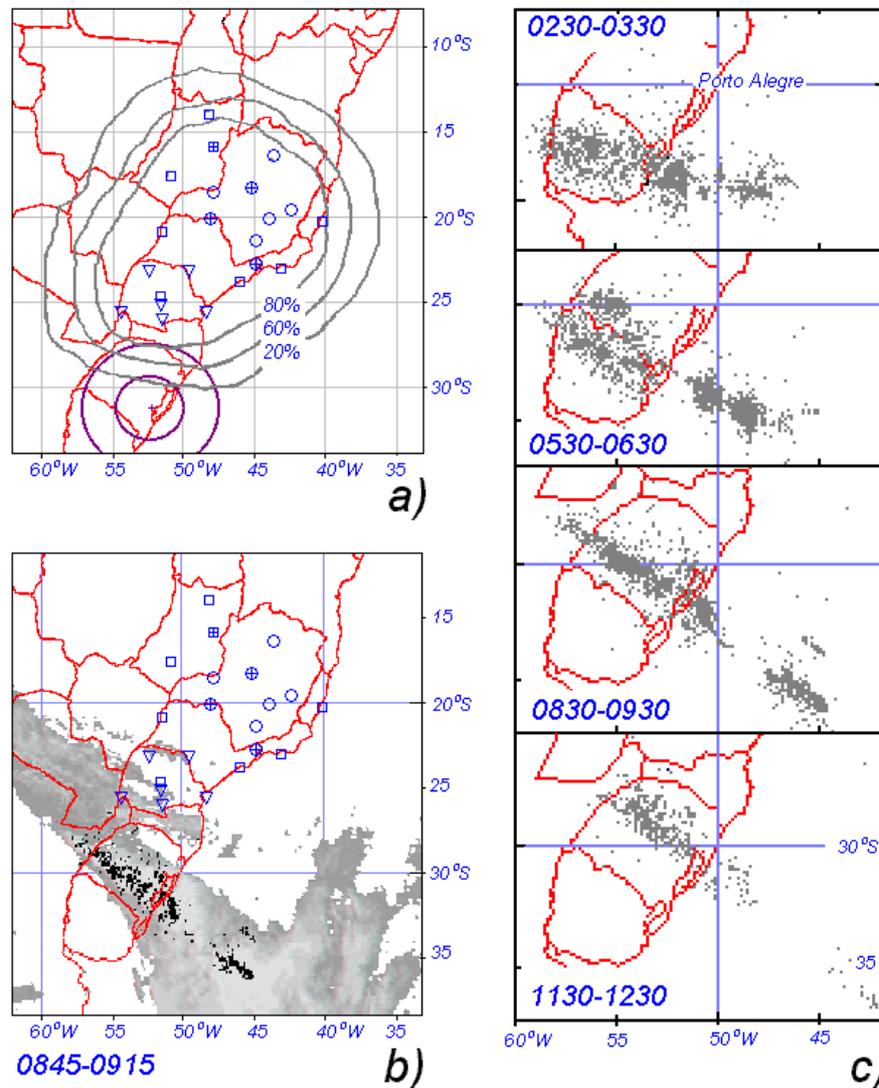


Figura 1 - Exemplo de monitoramento da frente na região do estudo. **a)** região de estudo limita-se, basicamente, por raios de abrangência de 240 e 480 km do radar da Universidade de Pelotas (círculos). Contornos com % delineiam a eficiência de detecção na rede integrada de detecção das descargas atmosféricas (Fonte: FURNAS Centrais Elétricas). Sensores de raios TOA operados por CEMIG, FURNAS e SIMEPAR são marcados com pequenos círculos, quadrados e triângulos, respectivamente, os sensores DF em cruzes; **b)** integração de dados de raios com imagem de GOES-8 em infravermelho. Descargas à terra são acumuladas durante 30 minutos próximos à 0900 GMT no dia 30/07/99 e são sobrepostas (preto) para nebulosidade frontal com temperaturas menores -3°C (escala de cinza); **c)** movimento da mesma frente em seqüências de campos de descargas acumulados durante 1 hora.

Figure 1 - Example of front monitoring in the region of study. **a)** region of study, limited basically, with Pelotas University radar ranges (circles) of 240 km and 480 km. Contours with % detection efficiency of Brazilian cloud-to-ground lightning network (Source: FURNAS Centrais Elétricas). TOA sensors are demarcated with small circles, squares and triangles, and direction finder with crosses; **b)** integration of the lightning data with infrared image of GOES-8. Cloud-to-ground flashes accumulated during 30 minutes (black) around 0900 GMT, 30/07/99, are superimposed on frontal cloudiness with temperatures less than -3°C (gray scale); **c)** the movement of this front in time sequence of hourly integrated cloud-to-ground data.

observação da frente que passou no oceano Atlântico, nas latitudes de São Paulo e do Rio de Janeiro, na zona de baixa eficiência do RIDAT;

c) para comparação foram analisados, também, os casos 1 e 2 da linha de instabilidade tropical localizada na mesma latitude da última frente, mas quase inteiramente sobre o continente na zona de maior eficiência do RIDAT.

A quantidade total de raios CG registrados durante o período de 543 horas foi superior à 445000, variando de menos 1 mil à mais de 100 mil por dia (Tabela 1). Observou-se que a polaridade e o valor da corrente de descarga não foram determinadas em 48% das descargas. Os raios sem registro de corrente foram associados com sistemas distantes da região onde se localizam os detetores de descarga, porque

N	Data 1999	Hora GMT	Descargas à terra, CG			corrente registrada vs. total, %	-CG vs. com corrente %	SITUAÇÃO DE GRANDE ESCALA
			soma total	com corrente registrada				
				-CG	+CG			
1	2303	00-24	25233	22092	3141	100,0	87,55	Linha de instab, MG-RJ- Oceano (O)
2	2403	00-24	20176	17331	2845	100,0	85,9	Linha de instabilidade, GO-RJ-O
3	2805	15-24	7421	294	71	4,9	80,5	CC no RS, vórtice ciclônico
4	0906	00-24	9390	767	767	16,3	50,0	CC na Argentina, frente norte RS
5	2906	13-17	12	11	0	91,7	100,0	Frente fria em SC/baixa oceano
6	1407	00-24	15638	503	239	4,7	67,8	Frente fria no RS
7	1607	01-24	2760	169	146	11,4	53,6	Frente, Complexo Convectivo (CC)
8	1907	19-24	328	72	85	47,9	45,8	Frente quente no RS
9	2007	00-21	4650	1764	652	52,0	73,0	Frontogênese, tempestades local
10	2607	13-24	9598	4237	628	50,7	87,0	Ciclogênese local, setor quente
11	2707	00-24	23268	9695	3639	57,0	72,7	Frontogênese, cavado NW-SE
12	2807	00-24	14436	1229	224	11,5	84,5	Frente no oceano, litoral SP/RJ
13	2907	00-24	10918	58	18	7,0	76,0	Frente 20° S em O e frente 35°S
14	3007	00-24	17645	1418	1178	14,7	54,6	Passagem frente fria através RS
15	0608	06-24	347	125	16	40,6	88,7	Zona instabilidade pré-frontal
16	1208	06-24	864	64	71	15,6	47,4	Zona instabilidade pré-frontal
17	2508	00-24	1361	12	11	1,7	52,0	Frente fria no RS
18	2708	03-24	2816	1614	1002	92,8	61,7	Ciclogênese local no RS
19	3008	00-24	5821	1	0	0,0	100,0	Frente quase-estacionária, Uruguai
20	3108	00-24	15759	99	622	4,5	13,7	Setor quente . frente, ciclogênese,
21	0109	00-18	13588	402	5178	41,0	7,2	Ciclogênese local no RS
22	0209	13-24	7224	126	2712	39,3	4,4	Ciclogênese local no RS
23	0309	00-24	21326	249	7685	37,2	3,1	Ciclogênese local no RS
24	0709	00-24	38879	67	1647	4,4	3,9	Ciclog. local, setor quente, frente fria
25	0809	00-24	98383	8149	47813	56,9	14,6	Ciclogênese local, frente fria SC
26	1309	00-24	9815	2525	3067	57,0	45,0	Vórtice ciclônico sul RS, frente
27	1409	00-24	68244	22616	35014	84,4	39,2	Ciclogênese e frontogênese
#Soma	#543	#445900	#95689	#118471		42,4%	61%	Valor Médio Simples, %
		100%	21,4%	26,6%		48%	44,7%	Valor Médio Ponderado, %

Tabela 1 - Situação de grande escala vs. atividade elétrica durante observação.

Table 1 - Large scale situation vs. electrical activity during observation.

a amplitude do sinal de descarga de retorno nos receptores foi pequena demais.

As descargas que ocorrem eventualmente no tempo e no espaço são dados pontuais e, em contraste com as características atmosféricas contínuas (e.g. temperatura, velocidade do vento, índice de refração, etc.), só podem ser apresentadas em campos acumulados, ou seja, é necessário obter uma acumulação temporal das posições de descargas, denominado Campo Acumulado das Descargas (CAD). Considerando-se o caráter experimental do trabalho, para rápida leitura dos registros e visualização dos CAD's na imagem de vídeo e seu arquivamento posterior, em formato "bmp", foram elaboradas as rotinas na linguagem BASIC, de fácil modificação. Variando o tempo de acumulação, os CAD's foram examinados em função de seu possível uso em: a) determinação do movimento dos sistemas de precipitação de escala meso a (300-600 km e tempo

de vida de mais de 6 horas); b) análise da situação sinótica durante a ciclogênese, comparando-se as estruturas observadas no CAD e as mesmas nas imagens de satélite GOES-8. Levando-se em conta que as imagens de GOES-8, nestas latitudes, têm resolução em torno de 10-15 km, com intervalo mínimo de 30 minutos entre as imagens, a mesma resolução foi usada na obtenção do CAD para acompanhamento dos sistemas de escala meso a (Fig. 1b). Na figura 2 são mostrados os CAD com integração de raios em pixels de $\approx 0,14^\circ$ de longitude $\times 0,13^\circ$ de latitude (i.e. $14,5 \times 14,5$ km na latitude 25° S) e codificação de tempo em cores (o método de visualização das descargas, como na figura 2, praticado a mais de 15 anos, vide Browning, 1989).

Além dos sistemas da escala- α , é estudada a viabilidade de visualização em CAD das estruturas dos sistemas de precipitação de escala meso β no RS, cujo tempo de evolução é menor do que 6 horas

e tamanho típico ≤ 300 km. Baseando-se na presença da refletividade dos núcleos convectivos (Z), seu alinhamento no indicador plano do radar (PPI), e nas alturas de ecos de radar em seções verticais (RHI), que ocorrem no interior de um raio de 240 km do radar, a organização da precipitação e da intensidade do sistema foram classificados em seis padrões. Para comparação visual das estruturas dos sistemas do campo de refletividade e raios, os CAD's foram construídos com resolução de 3x3 km, intermediária entre a resolução espacial das imagens em 240 km (2x2 km), e em 480 km (4x4 km). Os campos acumulados em 15 minutos antes e após o horário da imagem do radar foram superpostos na mesma projeção (Fig. 5).

SISTEMAS DE ESCALA- α

A quantidade de raios produzidos nos 16 sistemas frontais examinados variaram muito, em torno de 3 raios por hora no caso da frente fria em dissipação (caso 5) até 970 por hora no caso 11. Em média, durante uma hora os sistemas frontais produziram 415 raios. Dependendo da localização geográfica dos sistemas frontais em relação à rede de detetores, a razão percentual da quantidade das CG, com corrente registrada, varia de quase 100% na fronteira entre estados Santa Catarina e Rio Grande do Sul (RS) até 0 % no Sul do RS (Tabela 1). Da tabela 1 pode-se ver que em 28, 29 e 30/07, quando os sistemas frontais foram localizados fora da zona de probabilidade 20% de detecção da rede, somente 4 a 15% das correntes foram registradas.

Quase metade dos raios da amostra (Tabela 1) foi registrada nos 9 sistemas associados à ciclogênese local no RS. A taxa horária média nesses sistemas foi de 1656 descargas por hora, ou seja, 4 vezes maior do que a dos sistemas transientes, e a porcentagem dos raios com corrente registrada aumentou até 40-50%.

De acordo com a polaridade, os raios negativos apresentam 44,7% dos raios com polaridade registrada (Tabela 1), divergindo dos estudos da climatologia de raios em outras regiões onde os raios negativos apresentam-se em torno de 80-90% da amostra total (Gin et al., 2000; Hodanish et al., 1997; Orville & Silver, 1997). Isto poderia ser explicado

pelo fato de que as amplitudes das correntes de raios positivos são maiores do que as de raios negativos nessa amostra (Abdoulaev et. al., 2000) e, conseqüentemente, a proporção entre os raios positivos e negativos deve crescer com a distância dos detectores. Outro fato é que estação upode contribuir significativamente na observação de raios positivos. As estatísticas de polaridade de raios (Mazin & Khargian, 1989; Orville & Silver, 1997) mostram que geralmente os raios que levam à terra carga positiva são mais frequentes no inverno. Orville & Silver (1997), nos EUA, observaram um aumento da porcentagem das descargas positivas de até 25% em dezembro, em contraste com os 3% observados em agosto. A possibilidade de detecção dos sistemas que produzem os raios de certa polaridade e corrente, além da variação sazonal, é associada, naturalmente, com o tipo do sistema particular observado. Na tabela 1 pode-se ver que na linha de instabilidade tropical (casos 1 e 2), observada dentro da RIDAT, a taxa horária foi quase 1 mil descargas por hora. A polaridade de raios foi registrada em 100%, pois a linha ocorreu na região de probabilidade estimada de detecção de raio $>95\%$. Os 85-87% dos raios nessa linha foram de polaridade negativa. A mesma porcentagem de raios negativos observou-se na área de atuação da frente fria (caso 12) que ocorreu na mesma latitude que a linha de instabilidade, embora sobre o oceano, longe da rede de detetores, produzindo 600 descargas por hora com pequena quantidade, de 11%, das correntes registradas. Por outro lado, durante o caso 27 com ciclogênese e frentes atuando na área, com mais de 84% de polaridades registradas, 60% dos raios foram positivos. Considerando-se que, nas áreas de ciclogênese, em 70% dos casos (Tabela 1) a porcentagem de descargas positivas entre os raios com a polaridade registrada foi maior que 50%, pode-se supor que a nebulosidade ciclônica, com sua complexa estrutura e dinâmica, é mais propícia à geração de altas taxas de raios, inclusive os de polaridade positiva e grande amplitude. Este fato também comprova a afirmação anterior de que as descargas à terra concentram-se no centro do ciclone (Ludlam, 1980) e estudos mais recentes (Reap, 1993; McGorman et al., 1993) que revelam o papel da situação meteorológica de grande escala na atividade elétrica. Analisando as cartas

sinóticas de 831 dias, no período de 1987-1990, Reap (1993) observou que nos fluxos de SE e SW ocorreram 60% dos CG registrados na Florida. MacGorman et al. (1993) classificaram 12 tipos de situações sinóticas em Oklahoma de acordo com a temperatura do ponto de orvalho na superfície e a direção do vento a 500 hPa, e verificaram que somente 3 tipos de circulação são responsáveis por 75% das descargas à terra no ano.

FRENTES TRANSIENTES

A nebulosidade das frentes com deslocamento rápido, geralmente têm uma forma com característica linear ou de arco não acentuado, e facilmente se distingue nas imagens de satélite e nos campos acumulados de descargas atmosféricas (CAD), mesmo em casos da taxa baixa de raios. A figura 1b mostra o CAD de 0845 à 0915 GMT, sobreposto as nuvens frontais às 0900 horas do dia 30 de julho de 1999, observados nas imagens GOES-8, em infravermelho. Observa-se que, sobre o continente, o CAD apresenta uma faixa relativamente estreita que se localiza na parte SW da nebulosidade com temperaturas do topo abaixo de -3°C , e largura de 350-450 km. Embora a forma de cunha do CAD, em geral, segue a forma triangular das nuvens de temperaturas com $<-20^{\circ}\text{C}$, a nebulosidade mais alta é distribuída uniformemente na direção de SE para NW, enquanto as descargas aglomeram-se em centros distanciados por cerca de 100 km um do outro. As aglomerações de descargas é uma característica notável dos campos acumulados durante períodos de cerca de 30 minutos. Essa propriedade do CAD não impede a determinação do deslocamento da frente em campos acumulados durante 1 hora. Na Fig. 1c mostra-se o acompanhamento da frente do dia 30/07/99, durante mais de 10 horas seguidas. As descargas associadas à frente fria entre 0230 e 0330 GMT localizaram-se no centro do Uruguai e oceano próximo ao litoral. O CAD apresenta uma faixa ondulada, mostrando a frente fria com uma faixa côncava para cima e a seção frontal quente côncava para baixo. Posteriormente, durante o deslocamento pelo oceano, essas partes da frente deram origem ao ciclone cuja nebulosidade produziu as descargas até a latitude de 40°W (vide Fig. 1b). Nos CAD's, entre

0530 e 0630 GMT, a zona frontal fria se lineariza, mudando a orientação de W-SW para SW. Como pode ser determinado a partir do deslocamento da parte dianteira do CAD, a frente teve a velocidade média de cerca de 70 km/h e, por volta de 1200 GMT, se encontrava sobre Porto Alegre, RS.

Observou-se que na determinação de movimento das frentes em regime operacional, podem ser úteis os CAD's de acumulação de 2 horas, sobrepostos um sobre o outro numa mesma imagem de vídeo, com código temporal de cores apropriado, tal como é mostrado na figura 2. A análise desses CAD's permite observar o movimento de sistemas tanto no continente (e.g. no dia 30/07/99) como no oceano. Por exemplo, da figura 2 é fácil acompanhar a posição da frente fria que se observou sobre o oceano de 2200 GMT do dia 27/07/99 (ponto F0), na latitude de Paranaguá, PR, até as 1200 GMT do dia 29/07/99, na altura de Vitória, ES (ponto F4). No seu deslocamento foi conservada a orientação de NE à SW. Mesmo com a diminuição da atividade elétrica no dia 29, a posição da frente pode ser atribuída à parte dianteira da superposição horária no CAD (e.g. entre 0200 à 0600 GMT no dia 29/07/99, Fig. 2). As frentes com raios sem polaridade determinada foram localizadas em CAD a centenas de quilômetros a leste do continente, no Oceano Atlântico (caso 12), no sul do Rio Grande do Sul e no Uruguai até a foz do Rio La Plata (casos 19-20), no Paraguai, no norte e nordeste da Argentina. Assim, a ausência da corrente registrada, e a diminuição da precisão espacial na detecção de raios não é obstáculo para o acompanhamento horário dos sistemas frontais lineares.

SISTEMAS DURANTE CICLOGÊNESE LOCAL

Observou-se que os casos do ciclogênese local (e.g. casos 23-24) são os mais complexos para o acompanhamento da evolução do sistema nos CAD de 1-2 horas de acumulação, principalmente por causa do desenvolvimento de nebulosidade nova que geralmente ocorre sobre mesmo local. Quando isto ocorre os raios acumulados nos instantes precedentes são disfarçados por CAD's posteriores. Além disso, as formas do CAD nesses casos são mais irregulares

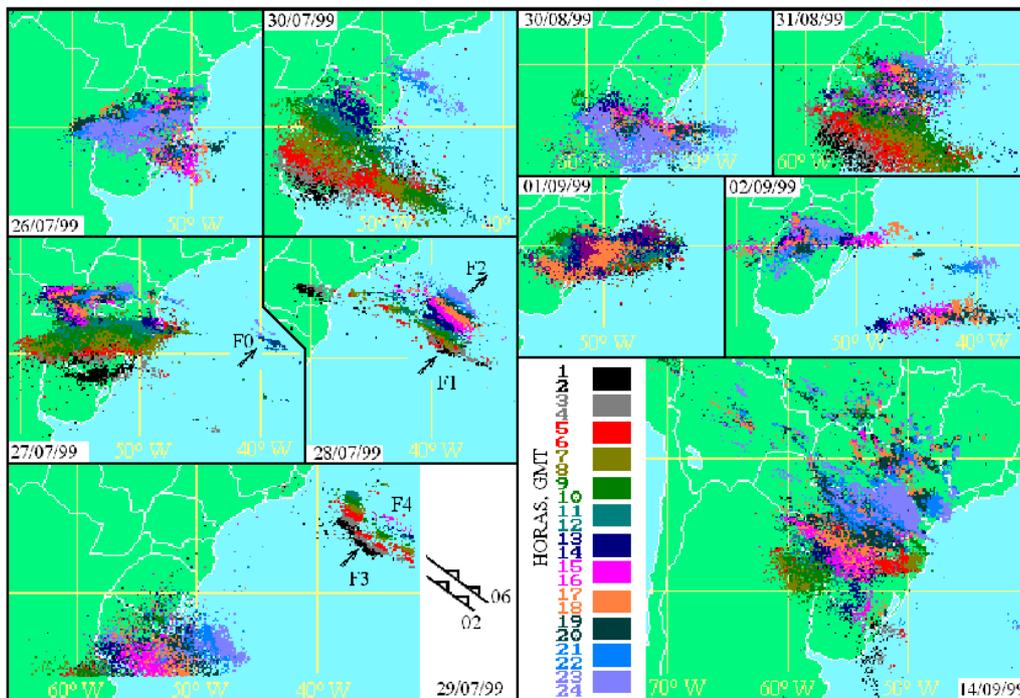


Figura 2 - Campos Acumulados das Descargas (CAD) durante ciclogênese local, dia 26/07/99, e desenvolvimento posterior da frente que move para interior do continente, no dia 27/07/99, precedendo a passagem da frente fria rápida nos dias 28/07/99 à 30/07/99. Linha da frente oceânica é marcada nas posições de F0 a F4 e é facilmente determinada durante os dias 27-29/07/99 (e.g. entre 0200 e 0600 GMT, 29/07/99). CAD da frente estacionária no dia 30/08/99; CAD durante ciclogênese frontal (31/08/99) e local (01/09/99-02/09/99, 14/09/99). O tempo é codificado em cores.

Figure 2 - Time Integrated Lightning Fields (TILF) during local cyclogenesis, 26/07/99, and in a developing front, 27/07/99 that moves towards inland and preceding the passage of a fast cold front from 28/07/99 to 30/07/99. The oceanic front line is given by the position of F0 to F4 and it is easily determined during days 27-29/07/99 (e.g. between 0200 and 0600 GMT, 29/07/99). TILF of a stationary front on 30/08/99; TILF during frontal cyclogenesis (31/08/99) and local (01/09/99-02/09/99, 14/09/99). Time is color coded.

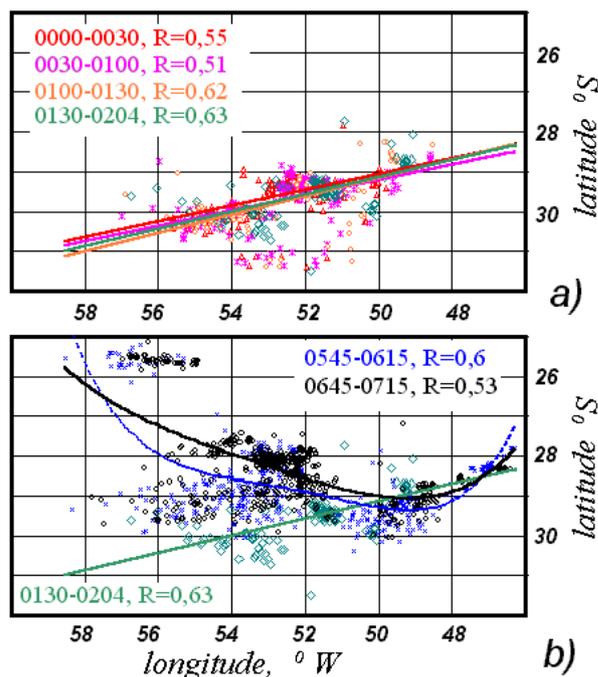


Figura 3 - Ajuste da posição da linha frontal pelo método dos quadrados mínimos usando acumulação dos raios durante 30 minutos: (a) 0000-0204 GMT, 27/07/99, estágio inicial; (b) estágio de maturidade do sistema 0545-0715 GMT com movimento do sistema ao norte. R são os coeficientes de correlação.

Figure 3 - Frontal line position are adjusted by minimum square method using accumulated lightning data during 30 minutes (a) 0000-0204 GMT, 27/07/99, initial stage, (b) system at maturity stage, 0545-0715 GMT, with northward movement of the system. R stands for the correlation coefficient.

do que aqueles referentes às frentes (Fig. 2). Por exemplo, a interpretação dos CAD's durante a ciclogênese nos dias 26 e 27/07/99 é mais complexa, em contraste com a análise dos CAD's referentes às frentes frias rápidas dos dias 28, 29 e 30/07/99.

a) delimitação das linhas frontais

Se houver alta taxa temporal de raio, é possível obter uma informação sobre a posição e a forma da frente, analisando-se os campos acumulados nos períodos menores do que 1 hora. Por exemplo, foi possível delimitar as frentes durante a ciclogênese local no dia 27/07/99, por um período de 6 horas (Fig. 3) de 0000 à 0600 GMT. Nestes instantes, quando a atividade elétrica ao norte do RS alcançou valores da ordem de 100 à 200 descargas em 5 minutos, em intervalos curtos de 15-30 min pode-se obter uma amostragem de posições de raios suficiente para ajustar a posição frontal por meio do método dos

mínimos quadrados. Durante o período de 0000 à 0200 GMT, 27/07/99, nos intervalos de 15 minutos, por exemplo, foram observados de 500 à 1000 raios. O desvio padrão do coeficiente de correlação linear R , nesse caso, é da ordem de 0,05 ou menor, e a confiabilidade de ajustamento da posição frontal é aceitável, se o coeficiente R supera 0,6. Por exemplo, na Fig. 3a as linhas referentes à “posição da linha frontal”, entre 0100 e 0200 GMT do dia 27, foram ajustadas pelas posições dos raios com a corrente registrada, com $R > 0,6$. Após a evolução inicial da frente, a confiabilidade do ajustamento linear diminuiu. Aplicando as funções polinomiais de ordem maior (e.g. como o polinômio de ordem 4, Fig. 3b) pode-se ainda alcançar $R > 0,6$, mas é óbvio, perde-se o sentido interno do termo meteorológico “linha frontal”. Por outro lado, a curva em forma convexa (Fig. 3b) ajustada por meio dos focos compactos com raios de 0545 à 0715 GMT, pode sinalizar se o sistema meteorológico entrou num estágio de evolução

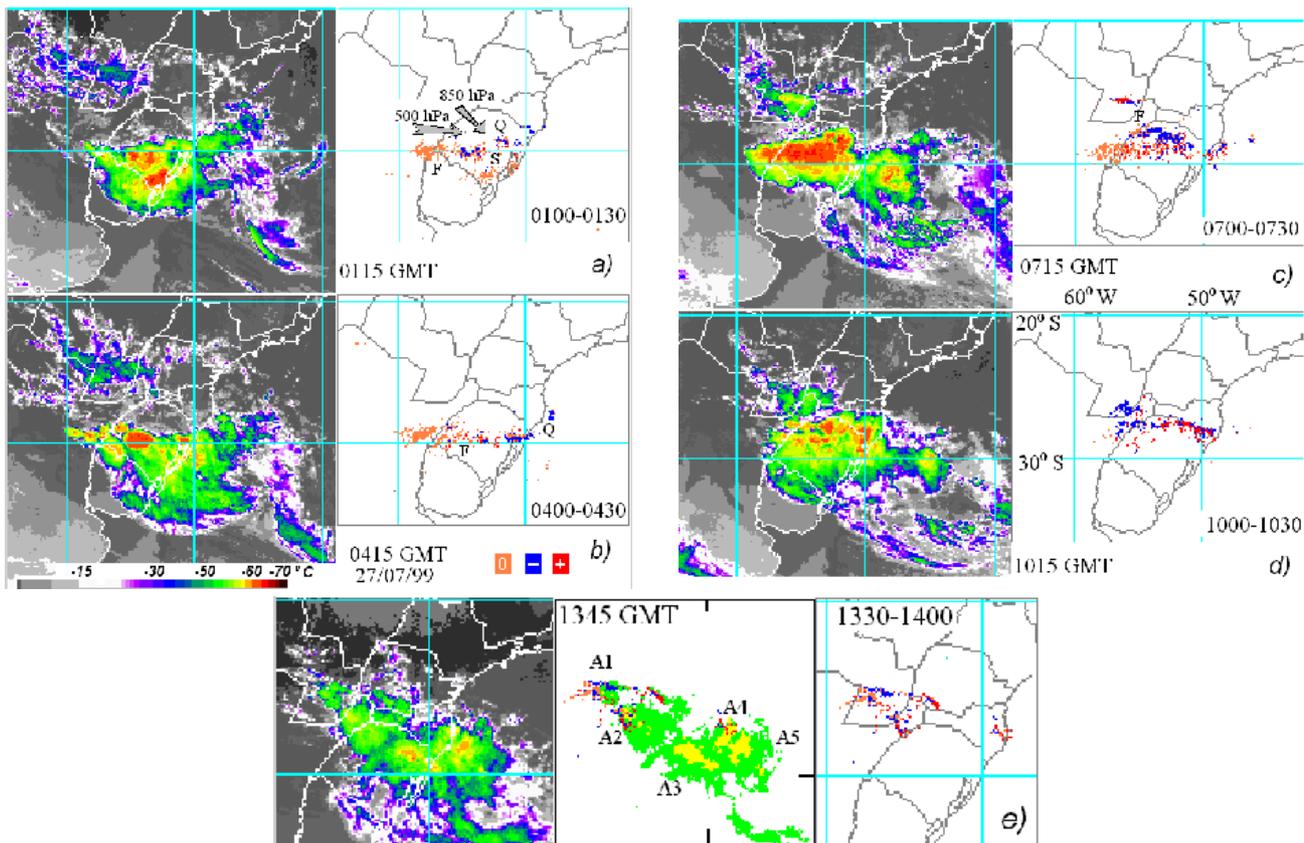


Figura 4 - Evolução do sistema no dia 27/07/99, CAD vs. GOES-8: **a)** e **b)** são estágios iniciais com seções quente (Q) e fria (F). Note que a região S (a) dissipa totalmente durante três horas entre as imagens; **c), d)** maturidade do sistema com desenvolvimento da linha pré-frontal F no CAD (c) e sua pós-visualização na imagem de satélite (d); **e)** sistema dissipa; aglomerações A3 e A5 não produzem descargas à terra.

Figure 4 - System evolution on 27/07/99: TILF vs. GOES-8: **a)** e **b)** are initial stages with warm (Q) and cold (F) sections. The region S (a) disappears totally during three hours between images; **c), d)** mature system with a development of a pre-frontal line F in the TILF (c) and with post-visualization in the satellite image (d); **e)** disperse system, ensembles A3 and A5 do not produce cloud-to-ground lightning.

diferente do que nos instantes iniciais, quando as posições dos raios, distribuindo-se mais regularmente, foram alinhados numa faixa estreita de sudoeste à nordeste. Em seguida, será apresentada uma análise comparativa dos estágios da ciclogênese ocorrida neste dia, visualizado-se em CAD e imagens de satélite correspondentes.

b) seções frontais e estágios da ciclogênese em CAD e imagens de satélite.

Nesse parágrafo será demonstrado que nos casos em que os CAD's perdem a forma linear, e a direção do deslocamento do sistema não é óbvia, sendo necessária uma análise detalhada das estruturas formadas por descargas na seqüência temporal de CAD, e de nebulosidade na imagem de satélite. Também será discutido como a visualização da polaridade dos raios permite a interpretação mais segura do tipo da seção frontal (quente, ou fria), do que aquela que é baseada na análise de temperaturas dos topos das nuvens.

Como foi observado nos CAD's na figura 2 e figura 3, a evolução do sistema de nuvens no dia 27/07/99 foi bastante complexa. Na imagem em infravermelho do GOES-8 no horário de 0115 GMT e no CAD feito no intervalo de 30 minutos próximo ao instante da imagem de satélite (Fig. 4a), pode-se ver que a nebulosidade composta das aglomerações delineadas pela temperatura $< -50^{\circ}\text{C}$ e os pontos de raios formam uma concavidade. A parte norte desta concavidade tem orientação quase perpendicular ao vento nos níveis baixos da atmosfera (900-850 hPa) que traz ar quente e úmido da região do Chaco e Misiones, enquanto a parte sul da concavidade tem orientação latitudinal, quase paralela ao vento, nos níveis médios (500 hPa). Considerando-se que a parte norte do sistema tem movimento mais lento que à translação passiva com o vento na troposfera média (a velocidade de translação estimada de dados de radar às 21 GMT 260799 foi 70 km/h e 290°), pode-se dizer que aparecem formações de Cbs no sentido oposto à componente de translação, normal ao eixo da linha, ou seja, a propagação normal negativa (Abdoulaev & Lenskaia, 1998). As linhas de convecção com propagação negativa têm região estratiforme advectada adiante da região convectiva,

e geralmente, são encontradas na seção frontal quente (Q - na Fig. 4). Na imagem de satélite, entretanto, pode-se ver que os "aglomerados" S a sotavento da frente, Q, são transladados sobre a Lagoa dos Patos para o oceano e, dificilmente, podem ser interpretados como regiões estratiformes, tendo grandes áreas dos topos das nuvens com temperaturas abaixo de -50°C .

A análise da distribuição de raios (Fig. 4a) mostra que os vastos aglomerados de nuvens altas S têm pouca atividade convectiva. Este fato, junto com a evidência de que a sudeste da linha Q prevalecem os raios positivos, permite supor que a convecção nos S está dissipando, pois as descargas positivas são mais frequentes na região estratiforme que acompanha as linhas de convecção (vide e.g. Rutledge & MacGorman, 1988). Realmente, 3 horas depois (Fig. 4b) as nuvens altas e os raios nestas regiões desaparecem, a orientação do sistema começa se transformar em latitudinal, com convexidade na parte oeste do sistema. Essas partes do sistema (F na Fig. 4a e Fig. 4b), quase paralelas ao vento em 500 hPa, visivelmente deslocam-se lentamente, significando que há forte propagação negativa paralela, o que compensa uma translação de NW-W para E-ES com o vento na troposfera média. A forma convexa que corresponde à seção fria da frente, com o passar do tempo (Fig. 4c), fica mais saliente. Ao norte desta seção, os raios negativos formam um notável arco, F, que corresponde a uma linha de instabilidade pré-frontal, marcada na imagem de satélite somente pela fina linha de Cb. Pode-se observar que as nuvens dessa linha, tendo alturas que não ultrapassam a -50°C , são muito mais ativas eletricamente em comparação com a vasta área de nebulosidade frontal mais alta que produz quantidades moderadas de raios positivos e raios sem registro de corrente. O surgimento do arco F no CAD, Fig. 4c, de certo modo, "precede por fase" a imagem de satélite, Fig. 4d, onde é evidente a coexistência das duas bandas frontais. Uma linha frontal inicial começa a ser mais difusa com o deslocamento da atividade dos raios negativos para oeste e os positivos para leste. Observações com radar mostram que a transformação das linhas da convecção severa, durante intervalos superiores a 1 hora, em alguns focos de convecção menos organizados, frequentemente significa que o sistema começa a dissipar. É importante notar que, elaborando

os CAD's de maior resolução (e.g. CAD na Fig. 3 b), é possível ver que os núcleos de atividade elétrica começam perder sua organização linear em torno de 0600 horas, bem antes que seria possível deduzir isso na análise da imagem de satélite das 0715 horas (Fig. 4c). Após o meio dia a dissipação da zona frontal começa, também, ser vista na imagem de satélite (Fig. 4e). Nestes momentos, como nos instantes anteriores, é notável a relação complexa entre atividade elétrica e as alturas de nuvens. As aglomerações A3 e A5, com topos de nuvens elevados nas imagens em infravermelho, por exemplo, não produzem raios, enquanto se observam raios nas aglomerações A1, A2, A4. Roohr & Vonder Haar (1994), explorando os dados de descargas para acompanhamento de frente fria e ciclone tropical, demonstraram que não existe uma relação óbvia entre topos de nuvens nas imagens em infravermelho e a taxa de raios. O problema da variação de taxa de raios em relação ao tipo e a altura das nuvens será discutido abaixo.

SISTEMAS DE ESCALA β

a) classificação dos sistemas observados

Baseando-se na análise de eco de radar no raio de 240 km, em Pelotas, RS, foi determinado que, durante as passagens das frentes e ciclogênese local, a severidade e organização dos 37 sistemas de mesoescala de precipitação (SMP) da escala β que produzem os raios, variam de um caso para outro (Tabela 2). Particularmente, foram observados os seguintes tipos dos SMP (cujos termos e definições são os mesmos mostrados em Abdoulaev, et al., 1998):

- (a) 4 Linhas de Convecção Severa (LCS ou L1), que são os segmentos longos (>200 km) e estreitos das células convectivas com a $Z > 55$ dBZ, acompanhados ou não pela região das precipitações estratiformes. Três casos de LCS foram observados durante a ciclogênese local, na área coberta pelo raio de 240 km, sobre a região de Pelotas; uma LCS foi associada com a frente semi-estacionária no dia 30/08/99, 350 - 400 km ao sul do radar;
- (b) 4 Sistemas Não Lineares de Convecção Severa (NLCS ou N1) da mesma intensidade de L1

representando, entretanto, um agrupamento desorganizado das tempestades severas e das áreas de precipitação estratiforme surgidos durante a ciclogênese local, sendo que os 3 N1 foram observados no mesmo dia de L1;

- (c) 10 Bandas de Precipitação (classe L2) e 3 Sistemas de Chuvas Esparsas (classe N2) identificados como sistemas semelhantes na organização de L1 e N1, mas com células de refletividade menor de 55 dBZ, geralmente em torno de 35-45 dBZ; as L2 e os N2 foram observados em associação com as frentes e zonas frontais (8 casos) bem como durante a ciclogênese (4 casos locais e 1 em associação com a passagem do complexo convectivo);
- (d) 7 sistemas de precipitação estratiforme com elementos de refletividade elevada alinhados em bandas paralelas (sistemas Stratiformes Lineares - SL) e 7 sistemas com tais elementos distribuídos caoticamente (stratiformes não lineares SN); os 6 SL foram observados nas frentes quente e fria, enquanto 5 SN foram observados em outras condições de grande escala.

As tempestades convectivas ordinárias de curta duração, <1 hora, são designadas por "O". Em geral, observou-se a prevalência dos sistemas convectivos organizados linearmente (as linhas de Cb foram observadas em 13 de 22 casos), o que corresponde à variação sazonal na estrutura de sistemas de precipitação no Rio Grande do Sul (Abdoulaev et al., 1998). Nota-se que somente os 2 dos 7 SN foram observados separadamente de L2 ou SL.

Da tabela 2 pode-se ver, num círculo de 480 km do radar, durante o período total de observação com radar, foi registrado 40851 raios, incluindo 5590 raios de polaridade positiva e 3083 raios de polaridade negativa. A polaridade positiva predominante das correntes registradas foi observada em 15 casos nos 22 dias. A maioria desse casos foi associado com sistemas estratiformes SL e SN, além dos sistemas L1 e N1 acompanhados por regiões estratiformes, e a quantidade de raios positivos (+CG) foi maior de 2 à 12 vezes do que os negativos (-CG). Uma quantidade significativa de -CG foi observada somente em dois dias (casos 3 e 10), sendo que 2/3 de todas as descargas negativas foram registradas no dia 26/

07/99, com convecção severa não linear. A taxa horária média (número do GC/hora), de todos os sistemas num raio de radar de 480 km, é de 196 descargas por hora, de 78 descargas por hora num raio de 240 km, alcançando assim densidade média de raios por quilômetro quadrado de $2,7 \times 10^{-4}$, e $4,3 \times 10^{-4}$ descargas $\times (\text{h km}^2)^{-1}$, respetivamente. Como era esperado, as maiores taxas foram associadas aos sistemas severos L1 e N1 que, em média, tiveram taxa num círculo de 480(240) km do radar de 564 (353) raios por hora, equivalente à densidade de $7,8$ e 19×10^{-4} descarga $\times (\text{h km}^2)^{-1}$. Considerando-se que as alturas dos sistemas severos foram superiores a 10 km, o aumento da densidade de descargas para o círculo de diâmetro menor, significa que a maior parte do sistema severo responsável pelas descargas registradas foi observada na área de 240 quilômetros de distância próxima ao radar. Durante a observação dos sistemas estratiformes SL, SN ocorreram somente 77 (11) descarga $\times \text{h}^{-1}$ em círculo de 480 (240) km. Nesse caso, a densidade de $1,05 \times 10^{-4}$ descarga $\times (\text{h km}^2)^{-1}$ no círculo maior supera a densidade de $0,6 \times 10^{-4}$ descarga $\times (\text{h km}^2)^{-1}$ do círculo menor. Isso indica que durante passagem dos sistemas estratiformes na área próxima ao radar, com raio de 480 km há outras fontes de descargas. As tempestades ordinárias durante sua curta vida não produziram nenhum raio detectado. Embora nos casos com sistemas convectivos moderados L2 e N2 a densidade média seja da ordem $2,5 \times 10^{-4}$ é 1,5 vezes maior que no círculo menor, observa-se aí grande variação no valor da densidade. Somente nos dias 29/07 e 12/08 todo sistema moderado foi observado no círculo de 240 km de raio. Os sistemas compostos de linhas de convecção moderada L2 e precipitação estratiforme SN, SL (casos 3,9,23,27) com as densidades da ordem de $2,2 \times 10^{-4}$ e 15×10^{-4} , em círculos de 480 e 240 km, respetivamente, podem ser considerados bem definidos em dados de radar e descargas, mesmo como sistemas severos. Considerando-se que, tipicamente, os sistemas de mesoescala de precipitação ocupam uma área equivalente a área circular de raio de 300 km, na massa de ar com que são transladados (Abdoulaev, 1995, Abdoulaev, et al., 1998), pode-se preestabelecer que os sistemas de convecção severa L1 e N1 ($Z > 55$ dBZ) e os sistemas compostos das bandas L2, acompanhados

pelas regiões estratiformes SN, SL apresentam também os compactos fontes (tamanho < 300 km) de raios. Esses sistemas surgindo durante a ciclogênese local no sul do RS podem ser discriminadas pelas densidades de 15 à 20 descarga $\times (\text{h } 10000 \text{ km}^2)^{-1}$ usando dados da RIDAT.

b) atividade elétrica e parâmetros de radar dos sistemas

Observou-se que a possibilidade de determinação da estrutura do sistema de precipitação aplicando o CAD depende não só da intensidade do sistema (severa, moderada, estratiforme), da distância dos detetores da RIDAT, bem como, do estágio de vida do sistema e estrutura observada na imagem de radar. Na figura 5a, por exemplo, são mostrados os PPI's do sistema severo durante o estágio não linear N1, no dia 31/08/99, e durante a sua transformação para o sistema severo linear L1 (Fig. 5b). A refletividade em N1, no instante 1058 GMT, Fig. 5a, atingiu valores de 60 dBZ, e no local do radar observou-se chuva forte, com queda de granizo de diâmetro até 1 cm. Apesar dessa severidade, o sistema não linear produziu, durante 30 minutos, de 1045 à 1115 GMT, somente 22 descargas num raio de 240 km do radar, enquanto 4 horas depois, entre 1500 e 1530 GMT, a quantidade de descargas registradas num raio de 240 km do radar foi de 118, i.é., 5 vezes maior. Neste caso, a estrutura do eco apresentou um sistema linear severo L1 (Fig. 5b). Os CAD's sobrepostos às PPI nestes instantes demonstram que apesar de a refletividade máxima ter sido menor (em torno de 55 dBZ), a produção de raios pelas bandas de ecos severos (B1, B2 delineados com refletividade $Z=30$ dBZ, na Fig. 5b) é maior do que a das tempestades T1, T2 e T3 do sistema não linear (Fig. 5a). Além disso, no sistema N1, observou-se uma diferença significativa entre a apresentação dos seus elementos em CAD. Na zona de precipitação convectiva T2, que foi mais severa e responsável pelo granizo, por exemplo, registraram-se somente 3 raios, enquanto os outros 19 foram observados em zonas convectivas menos intensas e na região estratiforme que acompanha o sistema. Em contraste com a tempestade T2, com grande área de precipitação convectiva, e com número de descargas relativamente

pequeno, observaram-se 7 descargas positivas na pequena tempestade T1 ocorrida a 260 km à NW do radar (Fig. 5a).

Na figura 5 (a e b), as zonas de maior concentração de raios, associadas com os núcleos da tempestade T1, e com a banda B1, foram deslocadas na direção NW-SW por cerca de 10 km das zonas de maior refletividade. Esses deslocamentos entre o CAD e o campo de refletividade nas imagens de radar foram observados em vários casos, quando a velocidade de translação passiva (VTP) do sistema de precipitação, determinada a partir dos dados de radar, alcançava valores elevados, tais como a VTP nesse dia, de 80 km/h.

A posição da fonte dos raios, i.é o sistema de precipitação, se transladado a 80 km/h, e a posição da descarga associada, acumulada no referencial fixo, i.é. CAD, feita no intervalo de ± 15 minutos, centralizado no instante da imagem do radar, pode provocar uma diferença de $80 \text{ km/h} \times (\pm 0,25\text{h}) \approx \pm 20$

km ao longo da direção da VPT (de 300° a 110°). A velocidade de translação (Tabela 2) dos sistemas estudados varia de 32 à 125 km/h, com média de 70 km/h. Esta velocidade pode levar a uma diferença máxima de 17-18 km entre a posição da tempestade, no campo acumulado de descargas durante 0,5 hora, e a posição da tempestade na imagem do radar. Obviamente, o tempo de acumulação menor (e.g. 0,25 hora) diminui essa diferença. No entanto, observou-se que a diminuição do tempo de integração prejudica a visualização da forma do sistema, em casos com baixa taxa de raios (e.g. em casos de convecção moderada e sistemas estratiformes).

A quantidade de raios registrados nos sistemas oscila periodicamente, alternando os períodos de baixas taxas de descargas com os períodos de altas taxas. Como se pode ver na figura 5 c, as imagens de radar dos sistemas não linear N1 (Fig. 5a) e linear (Fig. 5b) e o acúmulo de descargas foram feitos durante os mínimos relativos de taxa de descargas no

N°	Data, 1999	Período de observação com radar, hora local	Padrão de radar em 240 km	Raios no período de observação do sistema, área de raio de 480 km			Taxa média de raios, h ⁻¹		Translação VPT, km/h	Hora do máximo com corrente registrada T _{max}
				sem	+CG	-CG	em 480	em 240		
1	2303	1943-2003	O	0	0	0	0,0	0,0	ND	1948
3	2805	1130-1853	SN, L2	2879	10	186	416,5	192,0	70	1853
4	0906	0943-1622	SN	72	113	17	30,4	2,0	45	1622
5	2906	0941-1106	O	0	0	0	0,0	0,0	ND	ND
6	1407	1513-1749	SL	72	14	7	35,7	0,0	80	1712
7	1607	0941-1622	SN, SL	69	62	37	25,1	10,6	85	1620
8	1907	0952-1900	SL, SN	5	17	8	3,3	0,3	32	1602
9	2007	0856-1805	L2, SL	271	1	12	28,4	15,7	40	1259
10	2607	0800-1901	N1	1768	295	2092	377,1	126,5	60	1044
13	2907	0859-1903	N2, L2	4366	2	20	437,3	203,8	70	1308
14	3007	0915-1140	L2, SL	70	145	44	107,1	24,8	113	1047
15	0608	1439-1807	N2, L2	262	3	2	77,0	8,65	62	1457
16	1208	0906-1609	L2	74	1	17	13,0	10,9	72	1545
17	2508	0956-1403	L2	29	2	1	7,8	0,0	85	1157
18	2708	1153-1606	N2	31	257	190	113,3	6,6	ND	1600
19	3008	1224-1827	L1(480)	976	0	0	161,3	0,0	53	1827
20	3108	0737-1651	N1, L1	2071	252	56	257,6	188,7	90	1214
21	0109	1000-1526	N1, L1	2041	1227	77	615,6	352,6	75	1358
22	0209	0936-1502	SL	926	1110	74	387,1	10,45	65	1444
23	0309	0827-1244	SN, L2	587	160	19	178,8	24,5	70	0859
24	0709	0806-1940	L1, N1	15103	1185	32	1410,9	743,1	125	1626
25	0809	0924-1652	SN	182	483	91	101,2	0,3	83	0926
26	1309	1433-1918	SL	147	112	25	56,8	8,4	50	1917
27	1409	0948-1624	SN, L2	178	143	79	60,6	30,0	43	1201
		soma		32179	5594	3086				
		média					196,1	78,4	70,1	

Tabela 2 - Padrões de radar e atividade elétrica dos sistemas de mesoescala de precipitação.

Table 2 - Radar patterns and electrical activity of mesoscale precipitation systems.

círculo de 480 km, quando a quantidade de descargas registradas em 5 min variou em torno de 8-10, e 20-25, respectivamente. Estas taxas mínimas (*min*) se alternam nos instantes onde a produção de raios aumenta em 2-2,5 vezes, alcançando os máximos (*max*) de 40-45 descargas em 5 minutos. Estes máximos aparecem em períodos de cerca de 70 min e, obviamente, são associados ao ciclo natural de convecção auto-organizada na escala b (e.g. Abdoulaev, 1995, entre outros).

Considerando-se que pode haver uma defasagem entre o instante da observação da refletividade máxima, Z_{max} , do sistema e o instante em que ocorre a taxa máxima de raios, foi procurado um instante padrão no qual todos os sistemas poderiam ser comparados univocamente. Observou-se que durante o período de observação do sistema, a extensão vertical de $Z=30$ dBZ (essa refletividade é observada na maioria dos sistemas), a altura H30 teve uma variação significativa, alcançando seu máximo em intervalo próximo ao instante de refletividade máxima Z_{max} . O instante do valor máximo de H30 foi considerado como instante da intensidade máxima do sistema, T_{max} (Tabela 2). Dessa forma, os parâmetros do radar e as taxas de descargas elétricas foram calculados para um período de ± 15 minutos próximos a este instante.

Na tabela 3 nota-se que as alturas de H30 variam de um sistema para outro, alcançando os níveis de 11 à 16 km (coluna 4), nos sistemas severos. Nesses casos, a altura H30 foi 7 km maior do que a altura correspondente a 0° C (coluna 5). Em geral, nos sistemas com alturas maiores do que 10 km a refletividade é maior do que 45 dBZ (coluna 3). A área total ocupada pela precipitação (ST, coluna 6) varia muito de um sistema para outro, registrando-se 9.000 km² no sistema L2 no dia 25/08 e mais de 142.000 km² no sistema L2-SL no dia 28/05. Um sistema “médio” no instante de máxima atividade apresentou um campo de precipitação de 35.000 km² (coluna 6) com núcleo de refletividade > 30 dBZ de 6.000 km² (coluna 7), onde as alturas H30 de 8,8 km penetram quase 5 km na camada atmosférica com temperaturas negativas, DH (coluna 5). A taxa de raios produzida pelos sistemas (colunas 8-11) num círculo de raio de 480 km, variam de 0, no sistema L2, no dia 06/08, para 698 descargas h⁻¹ no sistema N1, do

dia 26/07. Notou-se que a taxa de raios no instante T_{max} pode ser bastante diferenciada dos valores médios na tabela 2. Embora os sistemas produzam, em média, no instante T_{max} , uma quantidade de descargas 1,5 vezes maior do que as taxas médias durante toda a observação, em certos casos observam-se uma diminuição da taxa de até 40%, como no caso do sistema severo no dia 07/09, e um aumento de até 6 vezes, no caso do sistema estratiforme no dia 08/09. Um sistema “médio” produz 84,8 (220,6) descargas no círculo de raio 240(480) km, o que corresponde a uma densidade equivalente de 4,7 e 3×10^{-4} descargas $\times (h \text{ km}^2)^{-1}$. Observando-se a pequena variação (menor que $< 1,8$) da quantidade de descargas no círculo de 240 a 320 km (coluna 11), ou entre os círculos de 320 e 480 km pode-se resumir que em 20 de 24 dos casos, todo o sistema com raios foi observado no círculo de 320 km do radar, provando as suposições anteriores sobre o tamanho limite do sistema.

A análise visual dos dados da Tabela 3 demonstra que a taxa de raios cresce com a altura de H30 e com a refletividade. Na tabela 4 são mostradas as taxas de descargas em relação a altura (colunas 2-4) e a refletividade (colunas 5-7). Verificou-se que com o aumento inicial da extensão DH de 2 a 3 km, as taxas de descargas cresceram bruscamente. Enquanto os sistemas com H30, entre 5 e 6,5 km, produziram 8,5 descarga h⁻¹ no círculo de 240 km, em média, os sistemas com alturas entre 6,5 e 7,5 km produziram 10 vezes mais. Estes resultados, permitem preestabelecer que a altura de 30 dBZ, obtida de dados do radar, é um bom indicador da atividade de descargas à terra na região de estudo. McGorman & Filiaggi (1997) notaram que a taxa das descargas com correntes grandes, cresce gradualmente com extensão de H30 para temperaturas negativas (a aplicação de outras variáveis, e.g. refletividade máxima ou quantidade de água integrada, leva à subestimação das descargas de grandes correntes). Segundo os autores citados, somente 8% das células com DH > 9 km não produziram descargas à terra. Na tabela 4, as nuvens cuja camada negativa foi de aproximadamente 9 km, apresentaram uma taxa em 2 vezes maior do que às nuvens com camada de 3 km. Nos sistemas agrupados pela refletividade o aumento brusco da taxa

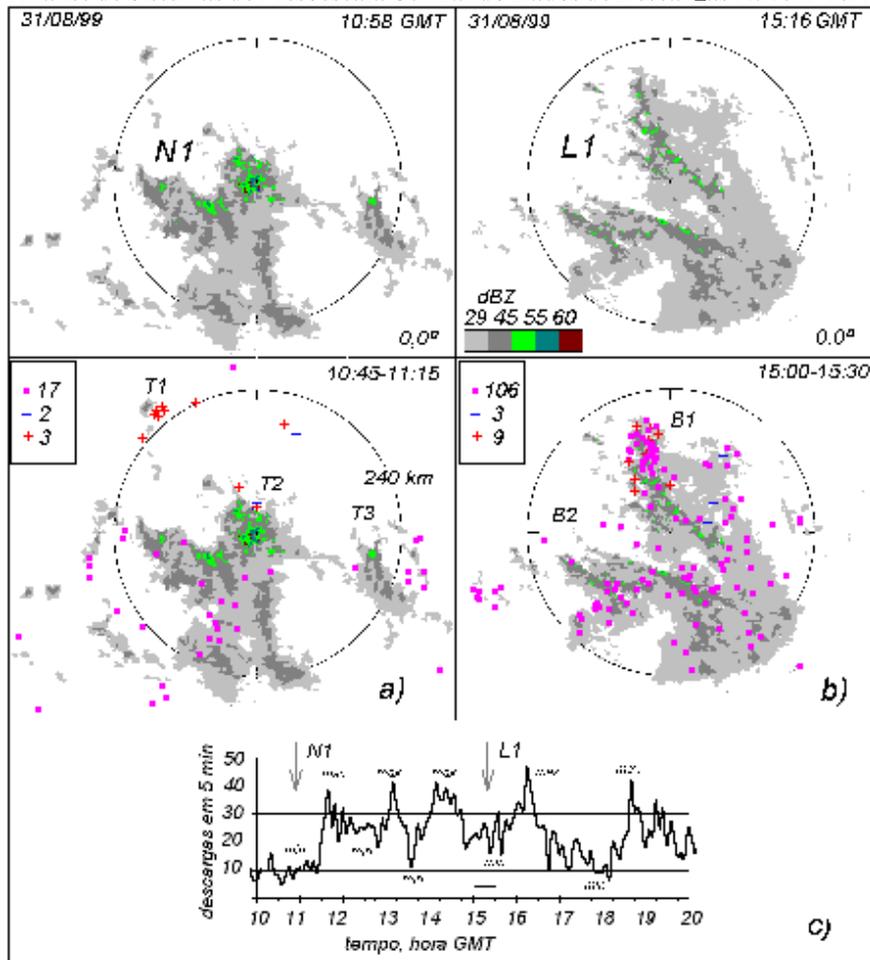


Figura 5 - Atividade elétrica dos sistemas convectivos severos não linear N1 (a) e linear L1 (b) no dia 31/08/99. No instante (a) observou-se o máximo local das alturas do eco de radar e queda de granizo de 1 cm de tamanho na tempestade T2 de baixa produção dos raios; descargas positivas e negativas são marcadas convencionalmente; quadrados são descargas de polaridade não determinada; c) oscilações periódicas de intensidade de descargas no raio de abrangência de radar do 480 km.

Figure 5 - Electrical activity of the severe nonlinear N1 (a) and linear L1 (b) convective system on 31/08/99. At time of image (a), the local maximum of radar echo height and hail of 1 cm was observed on the poor lightning storm T2; positive and negative flashes are demarcated by conventional symbols; squares are non determined polarity flashes; c) periodical oscillation of 5-min cloud-to-ground flash intensity in 480 km range of radar.

de 38 a 310 descargas por hora ocorre quando a refletividade supera 50 dBZ.

No estágio T_{max} do sistema o aumento da altura e da refletividade geralmente é acompanhado pelo aumento da área total do eco ST e a área com refletividade maior do que 30 dBZ (veja S30 na Tabela 4). Comparando-se a taxa média em círculos de 240 a 320 km do radar (onde foi observado mais de um sistema) pode-se estimar a eficiência de produção de raios relativa à unidade de área. A área unitária do sistema com alturas >7,5 km produz oito vezes mais (0,00495 descarga' (h km²)⁻¹) descargas do que aquela do sistema de H₃₀ £ 6,5 km. A taxa de 0,0052 descarga' (h km²)⁻¹ produzida pela área com Z > 50 dBZ é seis vezes maior do que a taxa de 1 km² com Z < 50 dBZ. A produção de descargas relativa a S30

dos sistemas com Z > 50 dBZ e H₃₀ > 7,5 km é 2,5 vezes maior (0,0245 descarga' (h km²)⁻¹) do que a dos sistemas de alturas £ 7,5 km e refletividade < 50 dBZ, cuja produção tem pequena variação, entre 0,0072 à 0,0113 descarga' (h km²)⁻¹ (0,0093 em media).

O crescimento observado da produção com a altura e a refletividade explica as altas taxas dos sistemas severos L1 e N1. A quantidade significativa de raios detectáveis nos sistemas compostos das linhas de convecção moderada e vasta região estratiforme (e, conseqüentemente maior número total de descargas de grandes correntes, vide Rutledge e McGorman, 1988), explica-se em razão das alturas de H₃₀ terem sido 1 km maior do que em sistemas estratiformes ou bandas convectivas, separadamente.

Parâmetros médios	Alturas de Z=30 dBZ, H30, km			Refletividade máxima, dBZ		
	H30≤6,5	6,5<H30≤7,5	H30>7,5	Z≤40	40<Z≤50	Z>50
ΔH, km	2,1	3,2	8,7	2,5	4,9	7,8
Taxa de descargas em raio de 480 km, h ⁻¹	19,0	350,0	364,5	136,2	169,2	415,5
Taxa de descargas em raio de 320 km, h ⁻¹	12,0	122,6	244,5	34,9	68,5	339,3
Taxa de descargas em raio 240 km, h ⁻¹	8,5	85,0	203,0	10,0	33,6	310,5
Área total de eco, ST, km ²	17100	51875	45240	26195	30885	62750
Taxa média na ST, 10 ⁻⁴ descargaxh ⁻¹ xkm ⁻²	6,0	20,0	49,5	8,5	16,5	52,0
Área de Z>30 dBZ, S30, km ²	1410	9220	9670	2400	5530	12620
Taxa média na S30, 10 ⁻⁴ descargaxh ⁻¹ xkm ⁻²	72,5	112,6	231,4	93,5	92,3	257,5
Número de casos	7	7	8	9	8	7

Tabela 4 - Densidade de raios à terra vs. altura e refletividade de precipitação.

Table 4 - Cloud-to-ground flash density vs. height and reflectivity of precipitation system

Fig. 3), foi revelado que, em CAD, as seções frontais quente e fria adquirem a forma convexa e côncava respectivamente, com diferenças na polaridade preferencial das descargas produzidas, dando os maiores detalhes sobre o estágio do ciclone do que as imagens do GOES-8 (Fig. 4). Observou-se ainda que em certos estágios do desenvolvimento as aglomerações das nuvens altas não produzem descargas à terra detectáveis pelo sistema de observação.

A análise comparativa entre campos de refletividade e atividade elétrica dos 37 sistemas de escala b (<300 km), classificados em seis padrões, demonstra a diferença significativa entre as taxas de descargas associadas com certo tipo de sistema de precipitação. Os sistemas convectivos severos (L1, N1), e as bandas de convecção moderada acompanhadas por região estratiforme (L2-SN, L2-SL) têm taxas de descargas 5-6 vezes maior do que a média (Tabela 2).

Devido à variação significativa na produção de raios entre os estágios de um sistema, e os ciclos periódicos de 1 hora dentro de um estágio (Fig. 5), a atividade elétrica dos sistemas foi comparada no instante de altura máxima de eco com Z=30 dBZ, H30, o que demonstrou ser um bom indicador da atividade elétrica do sistema de precipitação (Tabela 3). Por outro lado, as taxas de descargas na unidade de área de eco (Tabela 4) aumentaram 2-3 vezes com

o aumento de H30 por 1 km da camada atmosférica, DH, com temperaturas <0°C. Os sistemas com alturas <7,5 km, refletividade <50 dBZ, e DH de 3 à 5 km produziram, durante uma hora, em torno de 90 descargas na área equivalente a 10⁴ km² ocupada pela refletividade Z>30, enquanto os sistemas com Z>50 dBZ e alturas >7,5 km, na mesma área, produziram 230-260 descargas por hora.

Os resultados encontrados neste trabalho demonstram a viabilidade e as limitações do acompanhamento operacional dos sistemas de mesoescala na região sudeste da América do Sul e parte do Oceano Atlântico adjacente, empregando-se técnicas apropriadas de integração de dados de descargas à terra, radar e satélite.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos colegas da Assessoria de Planejamento de Informação de FURNAS pelo fornecimento dos dados de descargas à terra, ao Corpo Editorial da Revista Geofísica pelas sugestões construtivas, ao CNPq (processos 301738/95-5 e 381945/01-4) e à FAPERJ (processo 151135/00) pelo apoio.

REFERÊNCIAS

Abdouliev, S., Marques, V. S., Pinheiro, F. M. A., Martinez, E. F. A. & Lenskaia, O., 2000. An exploratory study of lightning activity on

southeast and south of Brazil. 20th Conf. on Severe Local Storms. Amer. Met. Soc., 11-15, September, 2000, P.5.2, 110-111, Orlando, Florida:

- Abdoulaev, S., 1995.** Evolução e hierarquia das aglomerações de Cumulonimbus. Rev. Bras. Met., **10** (1):1-9.
- Abdoulaev, S. & Lenskaia, O., 1998.** Evolução das Linhas de Convecção Severa. Parte 1. Classificação. Revista Brasileira de Meteorologia, **13**(2):15-36.
- Abdoulaev, S., Starostin, A., Lenskaia, O. & Gomes, R.G., 1998.** Sistemas de Mesoescala de Precipitações no Rio Grande do Sul. Parte 1: Classificação dos Sistemas de Mesoescala de Precipitações. Revista Brasileira de Meteorologia, **13**(2):57-74
- Beneti, C. A.A., Leite, A.A., Garcia, E. A., Assunção, S. A. M., Cazetta Filho, L. A R. & Januario dos Reis, R., 2000.** RIDAT - Rede Integrada de detecção de Descargas Atmosféricas no Brasil: Situação atual, aplicações e perspectivas. XI Congr. Bras. Met., 1971-1979, Rio de Janeiro, RJ
- Browning, K. A., 1989.** The mesoscale database and its use in mesoscale forecasting. Quartly Journal Royal Met. Soc., **115**: 717-762.
- Christian, H.J & Latham, J., 1998.** Satellite measurements of global lightning. Quartly Journal Royal Met. Soc., **124**: 1771-1773.
- Cotton, W. R., & Anthes, R. A., 1989.** Storm and Cloud Dynamics. International Geophysics Series, v. 44, Academic Press, London, 883 pp.
- Furnas, 1999.** Sistema de detecção de descargas atmosféricas de FURNAS. Relatório Interno de FURNAS Centrais Elétricas, 1999, disponível na Assessoria de Planejamento, Rio de Janeiro, 8 pp.
- Gin R. B. B. & Guedes, R. L., 2000.** Climatologia de relâmpagos no Brasil: Análise preliminar. XI Congr. Bras. Met., 1948-1957, Rio de Janeiro, RJ
- Gin, R.B.B, Pereira Filho, A. J. & Silva Dias, M. A. F., 1998.** Estudo das descargas elétricas atmosféricas em sistemas convectivos organizados: Análise preliminar. X Congr. Met., Brasilia, 1998, MR98009, CD-ROM.
- Gin, R.B.B, Pereira Filho, A. J., Beneti, C.A.A. & Guedes R. L., 2000.** Estudo das descargas elétricas atmosféricas no Sul e Sudeste do Brasil: Análise preliminar. XI Congr. Bras. Met., 2012-2020, Rio de Janeiro, RJ
- Gin, R.B.B., Pinto I.R.C.A., Pinto Jr., O. & Mendes Jr., O., 1996.** Estudo de relâmpagos nuvem solo no Estado de Minas Gerais associados às condições meteorológicas. IX Congr. Bras. de Met., 1,17-18, Campos do Jordão, SP.
- Hodanish, S., Sharp, D., Collins, W., Paxton, C., Orville, R. E., 1997.** A 10-yr monthly lightning climatology of Florida: 1986-95. Weather and Forecasting, **12**: 439-448.
- Houze, R.A., 1993.** Cloud dynamics. Academic Press., London, 573 pp.
- Ludlam, F.H. 1980.** Cloud and Storms. The behavior and effect of water in the atmosphere. Pennsylvania State Univ., 405 pp.
- Macgorman, D. R. & Fillagi, T. 1997.** Lightning ground flash rates relative to radar-inferred storm properties. 28th Conf. on radar meteorology. AMS, September 7-12, 1997,143-144, Austin, Texas.
- Macgorman, D. R., K. C. Crawford & Xia, H., 1993.** A lightning strike climatology for Oklahoma. Conference on Atmospheric Electricity. AMS, October 4-8,1993, 768-773, St.Luis, Missouri.
- Mason, B. J., 1971.** The Physics of Clouds. Oxford University Press.,671 pp.
- Matveev, L. T., 1984.** The Course of General Meteorology (Physics of Atmosphere). Hydrometizdat, Leningrado. Chapter 23. Atmospheric Electricity, 752 pp.
- Mazin, I. P & Khrgian, A. K.H., 1989.** Oblaka e oblachnaia atmosfera. (Handbook of Clouds and Cloudy Atmosphere.) Hydrometizdat, Leningrado. 646 pp.
- Orville, R. E. & Silver, A. C., 1997.** Lightning ground flash density in contiguous United States:1992-1995. Monthly Weather Review, **125**: 631-638.
- Pinto JR., O., Gin, R.B.B, Pinto, I.R.C.A, Mendes, O. JR., Diniz J. H & Carvalho A. M., 1996.** Cloud-to-ground lightning flash characteristics in southeastern Brasil for 1992-

- 1993 summer season. *J. Geophys. Res.*, **101**(D23): 29627-29635.
- Reap, R. M. 1993.** Lightning distributions associated with synoptic map types. Conference on Atmospheric Electricity. AMS, October 4-8, 1993, 761-767, St. Luis, Missouri.
- Robinson, M., & Biggerstaff, M. I., 1997.** Relationship between reflectivity profiles, cloud-to-ground lightning, and storm system characteristics for convective cells in a coastal zone. 28th Conference on Radar Meteorology, AMS, September 7-12, 1997, 153-154, Austin, Texas.
- Roehr, P. B. & Vonder Haar, T.H., 1994.** A comparative analysis of temporal variability of lightning observation and GOES imagery. *Journal of Applied Meteorology*, **33**:1271-1290.
- Rutledge, S. A. & Macgorman, D. R., 1988.** Cloud-to-ground Lightning Activity in the 10-11 June 1985 Mesoscale Convective System observed during the Oklahoma -Kansas PRE-STORM project. *Monthly Weather Review*, **116**:1393-1408.
- Silva Dias, M. A. F., 2001.** Experimento de grande escala da interação biosfera- atmosfera na Amazônia: resultados preliminares. *Boletim de Sociedade Brasileira de Meteorologia*, **25** (1):7-14.
- Zavialov, P. O., Wainer, I., & Absy, J.M., 1999.** Sea surface temperature variability off Southern Brazil and Uruguay as revealed from historical data since 1854. *Journal of Geophysical Res.*, **104**, 21021-21032.

ANALYSIS OF MESOSCALE SYSTEM USING CLOUD-TO-GROUND FLASH DATA.

The aim of the present work is to analyze the possibility of using the lightning data for monitoring and diagnosis mesoscale and large scale precipitation systems in Southern Atlantic cyclogenetic region associating with cold/warm oceanic currents confluence, between 35° S to 30° S, some hundred km southward of high density Brazilian lightning detection network (Fig. 1a).

Meteorological radar, geostationary satellite and cloud-to-ground-flash data are used to analyze different types of cold season extratropical thunderstorms. During the period of 27 days (543 hours), May to September 1999, the cloud-to-ground location network, mainly composed by time-of arrival detectors, recorded 446 000 cloud-to-ground flashes (polarity of 50% of the flashes was also determined). Day-to-day registered flashes numbers vary from less than one thousand to one hundred thousand (Table 1). Generally the thunderstorms are more intense when synoptic situation was determined by local cyclogenesis in Southern Brazil (9 cases). Thunderstorms in these situations produced about 1600 cloud-to-ground flashes in one hour. Despite of that, in frontal situation (16 cases), hourly recorded flash rate is four times less than cyclones.

Orientation and velocity of fast-moving fronts could be determined from one hour Time-Integrated Lightning Field (TILF), grid 15 x 15 km, with same quality as geostationary satellite images (Fig. 1b). The straight bands of frontal flashes (Fig. 1c) can be detected in a vast continental and oceanic area around southern Brazil and can be followed operationally by using time color-coded display with 2 hours TILF superposition (Fig. 2).

Frequently, in the presence of local cyclogenesis, the superposition of 1-2 hours TILF formed very complex images (Fig. 2 and Fig. 3). If it is a case, the system evolution can be analyzed using the sequence of 30 minutes time integrated lightning fields, timely centralized with infrared satellite images (Fig 4). The warm (Q) and cold front (F) sections of cyclone can be recognized from this TILF sequence as concave and convex arcs, respectively. The preferential negative polarity of flashes in convective and positive polarity in stratiform regions can be used to more detail about of frontal type (Fig. 4).

The organization of mesoscale precipitation systems on Southern Brazil was object of preceding studies. The 37 mesoscale systems observed at Pelotas University radar (31°43' W, 52°18' W) were classified according to the degree of spatial organization and intensity of radar echoes as: 4 severe squall lines L1, 4 severe nonlinear, N1, 10 moderate convective bands L2, 3 moderate sparse thunderstorms N2, 7 linear and 7 nonlinear stratiform precipitation, SL and SN respectively (Table 2)

The flash density depend on, critically, both the intensity and organization of system (Fig. 5). It was observed that severe convective systems (L1, N1) have biggest values of hourly mean flash quantity in 480 range of radar, five-six times more than the mean value of all systems. During system evolution the flash intensity oscillates, alternating periods of relatively weak and strong flash rates (Fig. 5). The moderate convective bands, if then are accompanied by stratiform regions (L2-SN, L2-SL), can achieve pronounced flash rates, also.

The time variations of flash intensity lead to some subjectivity in estimation of short-time cloud-to-ground flash productivity of mesoscale system. For objectivity, the system flash rates were compared for period of 30 minutes around the time, T max, when it was observed radar reflectivity maximum, Z max, and maximum height of 30 dBZ, H30 (Table 3). These H30, that vary up to 6.5 km in stratiform systems, and up to 15 km, during severe convection, can be considered as good indicator of flash intensity. The equivalent hourly flash density for square kilometer of radar echo increases 2 to 3 times when H30 increases only 1 km toward negative temperatures (Table 4). The areas of 10 000 km² occupied by echo with Z>30 dBZ associated with mesoscale systems, height H30 (less our equal to 7.5 km) and reflectivity less than 50 dBZ, produced about 90 hourly recorded cloud-to-ground flashes, while the same area of systems with reflectivity more than 50 dBZ and heights >7.5 km, produced between 230 and 260 flashes. Generally, the observed height/flash density dependence, can explain why two type of systems, compact severe and the moderate convection combined with vast trailing stratiform region, have major number of recorded flashes than others systems.

NOTE ABOUT THE AUTHORS

Sanjar Abdoulaev

M. S. (physics), physics of sea and land water, from Moscow State University, Moscow, 1984. Ph.D. (physics and mathematics), meteorology, at Hydrometeorological Research Center of Russia, Moscow, 1992. Engineer-meteorologist at Weather Modification Service of Moldavia, Moldavia, 1984-1993. Visiting researcher and professor at Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, RS, Brazil, 1993-2000. Visiting researcher at Universidade Estadual Norte Fluminense, Rio de Janeiro, RJ, Brazil, 2000-2002. Areas of interest: Mesoscale and Radar Meteorology, Severe Local Storms.

Valdo da Silva Marques

Graduação em Meteorologia e Física, em 1968 e 1969, respectivamente, pela Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ. Mestrado em Hidráulica e Saneamento pela Universidade de São Paulo, São Carlos, SP, em 1973. Doutorado em Meteorologia pelo Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, em 1981. Pós - doutorado pela Universite Blaise Pascal, Clermont Ferrand, França, período de 1985 a 1986. Atualmente Professor da Universidade Estadual Norte Fluminense, em Macaé, RJ.

Francisca Maria Alves Pinheiro

Graduada em Meteorologia, em 1968, pela Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ. Mestrado em Meteorologia Sinótica pela Florida State University, Tallahassee, Estados Unidos, em 1975. Doutorado em Agrometeorologia pela Macquarie University, Sydney, Australia, em 1989. Atualmente Pesquisador Visitante, da Universidade Estadual Norte Fluminense, Macaé, RJ, como bolsista da FAPERJ.

Eduardo Fernandes Alonso Martínez

Formado em Engenharia Eletrônica, Universidade Gama Filho, Rio de Janeiro, em 1992. Especialização em Climatologia pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, em 1994. Atualmente Bolsista do CNPq, no Sistema de Meteorologia do Estado do Rio de Janeiro, RJ.

Olga Lenskaia

M. S. (physics), atmospheric physics, from the Moscow State University, Moscow, 1984. M. S. (meteorology) from Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, RS, 1998. Engineer-meteorologist at Weather Modification Service of Moldavia, Moldavia, 1984-1993. Professor at Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, RS, Brazil, 1997-2000. Areas of interest: Mesoscale and Radar Meteorology, Severe Local Storms.