

INPE-6393-TDI/609

**ESTUDO DAS CARACTERÍSTICAS DOS RELÂMPAGOS NUVEM-SOLO
EM MINAS GERAIS NO VERÃO DE 1993**

Rosangela Barreto Biasi Gin

**Tese de Doutorado em Ciência Espacial/Geofísica Espacial, orientada pelos
Drs. Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto e Osmar Pinto Júnior,
aprovada em julho de 1996.**

**INPE
São José dos Campos
Setembro de 1997**

**MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

INPE-6393-TDI/609

**ESTUDO DAS CARACTERÍSTICAS DOS RELÂMPAGOS NUVEM-SOLO
EM MINAS GERAIS NO VERÃO DE 1993**

Rosangela Barreto Biasi Gin

**Tese de Doutorado em Ciência Espacial/Geofísica Espacial, orientada pelos
Drs. Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto e Osmar Pinto Júnior,
aprovada em julho de 1996.**

**INPE
São José dos Campos
Setembro de 1997**

550.385.4(815.1)

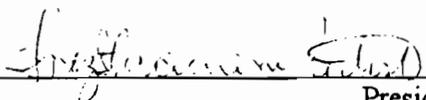
GIN, R.B.B.

Estudo das características dos relâmpagos
nuvem-solo em Minas Gerais no verão de 1993 / R.
B. B. Gin. - São José dos Campos: INPE, 1996.
200 p. - (INPE-6393-TDI/609)

1. Relâmpagos. 2. Fenômenos de mesoescala.
3. Satélite Meteosat. 4. Minas Gerais (Estado).
I. Título.

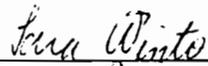
Aprovada pela Banca Examinadora em
cumprimento a requisito exigido para a
obtenção do Título de Doutor em Ciência
Espacial

Dra. Inez Staciarini Batista



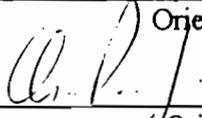
Presidente

Dra. Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto



Orientadora

Dr. Osmar Pinto Júnior



Orientador

Dr. Barclay Robert Clemesha



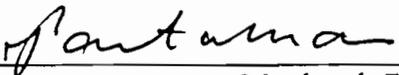
Membro da Banca

Dr. Manoel Alonso Gan



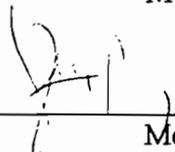
Membro da Banca

Dr. José Pantuso Sudano



Membro da Banca
- Convidado -

Dr. José Pissolato Filho



Membro da Banca
- Convidado -

Candidata: Rosangela Barreto Biasi Gin

São José dos Campos, 08 de julho de 1996

***“Só se encontra o que se busca;
o que nos é indiferente nos foge.”
(Sófocles)***

A meus filhos Tiago e Lucas,

que com coragem mostram a cada dia a essência da vida,

e a meu marido André,

que faz com que essa essência se torne felicidade.

AGRADECIMENTOS

À minha família, principalmente ao meu marido André Biasi Gin, minha mãe Ilza Barreto da Silva e a minha amiga Iolanda Palmieres Dias Cassarotti que com muito carinho me apoiaram no realizar desse trabalho.

Ao Dr. Osmar Pinto Júnior e a Dra. Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto pelo apoio, incentivo e orientação durante todo o desenvolvimento desse trabalho.

Aos colegas e amigos do INPE, principalmente ao Dr. Odim Mendes Júnior e ao Eng. Wanderli Kabata pelo incentivo e apoio constantes durante todo o realizar desse trabalho.

Aos membros da banca examinadora, principalmente à Dra. Inez Staciardini Batista, ao Dr. Manoel Alonso Gan e ao Dr. Barclay Robert Clemesha pela análise e sugestões feitas a esse trabalho.

À Companhia Energética de Minas Gerais, em particular aos Srs. José Henrique Diniz e Andre M. de Carvalho pela obtenção dos dados de relâmpagos.

Ao meteorologista Nelson Arai e aos analistas Egídio Arai e Aziel Bonfim Júnior pela obtenção dos dados do satélite METEOSAT-3

À Nuri Oyamburo de Calbete pela obtenção dos dados das radiossondagens.

Ao M.Sc. José Luiz de Oliveira pela obtenção e adaptações necessárias aos softwares de análise de imagens de satélite.

Aos Srs. Nicolau S. Fonseca, Zinoldário P. dos Santos e Almir V. B. de Lima pela rapidez e eficiência nos serviços gráficos.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), ao Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e a CAPES pelo apoio e recursos dados à pesquisa.

RESUMO

Um estudo sobre as características dos relâmpagos nuvem-solo no estado de Minas Gerais no verão de 1993 será apresentado nesse trabalho. Estão incluídas algumas características dos relâmpagos nuvem-solo tais como a polaridade, a multiplicidade, a intensidade de corrente da primeira e das subseqüentes descargas de retorno, bem como as distribuições temporais e espaciais. Cerca de 300.000 relâmpagos foram medidos pelo sistema de detecção de relâmpago LPATS sendo associados a Sistemas de Mesoescala (MCS) identificados pelo satélite geoestacionário europeu METEOSAT-3. Alguns resultados peculiares, como os relâmpagos negativos com alta intensidade de corrente média, 40 kA, e a alta percentagem de relâmpagos positivos, 35%, serão discutidos aqui. Esses resultados indicam diferenças na estrutura elétrica das nuvens nessa região. Portanto, sugere-se uma teoria que poderia explicar esse fato.

**CLOUD TO GROUND LIGHTNING FLASHES CHARACTERISTICS IN THE
SOUTHEASTERN BRAZIL FOR THE 1993 SUMMER SEASON**

ABSTRACT

This work presents for the first time a study about the characteristics of cloud-to-ground lightning flashes in Minas Gerais, Southeastern Brazil, during the 1993 summer season. These characteristics include the number of strokes per flash, the distribution of peak current, the stroke distribution of maximum peak current and the local time distribution of flashes. About 300,000 lightning flashes were obtained by a Lightning Position and Tracking Systems (LPATS) seems associate to Mesoscale Convective Systems (MCS) identify by European geostationary satellite METEOSAT-3 . Some results peculiarities, like the high average intensity of negative lightning flashes, 40 kA, and the large percentage of low intensity positive lightning flashes in summer, 35%, will be present. It seems to indicate that the cloud electrical charge structure in this region may be different from the other regions. A possible theory to explain this fact will be discussed.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS.....	xvii
LISTA DE TABELAS.....	xxiii
LISTA DE ABREVIATURAS.....	xxv
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	1
<u>CAPÍTULO 2 - RELÂMPAGOS</u>	5
<u>CAPÍTULO 3 - TÉCNICAS DE MEDIDAS E METODOLOGIA UTILIZADA</u>	29
<u>CAPÍTULO 4 - APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS DADOS DO VERÃO 1993</u>	37
<u>CAPÍTULO 5 - APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS EVENTOS</u>	89
<u>CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DOS PRINCIPAIS RESULTADOS</u>	137
<u>CAPÍTULO 7 - CONCLUSÃO</u>	151
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	155
APÊNDICE.....	167

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade.....	08
2.2 - Representação esquemática ilustrando o processo colisional indutivo de separação descargas, em escala microfísica.....	11
2.3 - Representação esquemática ilustrando o processo colisional termoelétrico de separação descargas, em escala microfísica.....	12
2.4 - Ilustração do processo de transporte de carga segundo a teoria gravitacional ou de precipitação.....	13
2.5 - Ilustração do processo de transporte de carga segundo a teoria convectiva.	14
2.6 - Comparação das nuvens de tempestade de inverno e verão.....	15
2.7 - Representação esquemática do líder escalonado e da descarga conectante para o relâmpago NS de polaridade negativa.....	18
2.8 - Representação esquemática da estrutura elétrica do relâmpago NS.....	19
2.9 - Percentagem de ocorrência dos diferentes tipos de relâmpagos NS encontrados no período das 9:20 as 20:30 UT obtidos pelo LPATS.....	25
2.10 - Representação esquemática do modelo de relâmpago NS bipolar.....	27
3.1 - Mapa do estado de Minas Gerais, indicando a localização dos detectores do sistema LPATS.....	32
4.1 - Número de relâmpagos em função dos dias, no período de 22 de dezembro de 1992 a 19 de março de 1993. Os asteriscos significam dias sem dados.....	39
4.2 - Número médio de relâmpagos por dia de tempestade para os meses de dezembro de 1992 a março de 1993.....	41
4.3 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos em função da polaridade para os meses de janeiro a março de 1993.....	44
4.4 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos em função da multiplicidade....	48

4.5 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos em função da multiplicidade feita por diversos autores.....	49
4.6 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos em função da intensidade de corrente da primeira descarga de retorno para o verão de 1993.....	53
4.7 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos em função da intensidade de corrente da 1ª descarga de retorno feita por diversos autores.....	54
4.8 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos múltiplos em função do número de descargas de retorno de maior intensidade de corrente para o verão de 1993.....	57
4.9 - Número de relâmpagos em função da hora local ocorridos durante o verão de 1993.....	60
4.10 - Número total relativo de relâmpagos em função da hora local feita por diversos autores.....	63
4.11 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos múltiplos em função da hora local para o verão de 1993.....	64
4.12 - Intensidade média de corrente da primeira descarga de retorno dos relâmpagos para o verão de 1993.....	65
4.13 - Imagem no infravermelho do satélite METEOSAT-3 para o dia 11/01/93 às 19:00 UT. Este dia apresenta característica de FxNC.....	67
4.14 - Imagem no infravermelho do satélite METEOSAT-3 para o dia 09/03/93 às 20:00 UT. Este dia apresenta características de CL.....	68
4.15 - Imagem no infravermelho do satélite METEOSAT-3 para o dia 06/01/93 às 20:00 UT. Este dia apresenta características de CT.....	69
4.16 - Variação da temperatura em função da altitude para os dias 11/01/93 (FxNC), 09/03/93 (CL), 06/01/93 (CT).....	71
4.17 - Número médio de relâmpagos por dia de tempestade para FxNC, CL e CT ocorridos no verão de 1993.....	74
4.18 - Número de relâmpagos em função da hora local para dias de FxNC, CL e CT ocorridos no verão de 1993.....	79

4.19 - Percentagem de relâmpagos negativos múltiplos em função da hora local para CL e CT ocorridos no verão de 1993.....	80
4.20 - Percentagem de relâmpagos positivos múltiplos em função da hora local para CL e CT ocorridos no verão de 1993.....	81
4.21 - Distribuição espacial dos relâmpagos para o dia 11/01/93 (FxNC) das 12:00 às 24:00 LT.....	84
4.22 - Distribuição espacial dos relâmpagos para o dia 09/03/93 (CL) das 12:00 às 24:00 LT.....	85
4.23 - Distribuição espacial dos relâmpagos para o dia 06/01/93 (CT) das 12:00 às 24:00 LT.....	86
4.24 - Distribuição da densidade anual de relâmpagos nuvem-solo sobre o estado de Minas Gerais.....	87
5.1 - Número médio de relâmpagos por dia de tempestade para os dias 12/03/93 (evento 1) e 13/03/93 (evento 2).....	90
5.2 - Imagens no infravermelho do satélite METEOSAT-3 para o dia 12/03/93 as 11:00 UT (a), 14:00 UT (b) e 17:00 UT (c).....	97
5.3 - Imagens no infravermelho do satélite METEOSAT-3 para o dia 12/03/93 as 21:00 UT.(a) e 24:00 UT (b).....	98
5.4 - Imagens no infravermelho do satélite METEOSAT-3 para o dia 13/03/93 as 04:00 UT (a), 08:00 UT (b), 11:00 UT (c) e 19:00 UT (d).....	99
5.5 - Perfil da temperatura em função da altura obtido das radiossondas lançadas no Rio de Janeiro para os dias 10 a 13 de março de 1993.....	100
5.6 - Perfil da velocidade do vento em função da altura obtido das radiossondas lançadas no Rio de Janeiro nos dias 10 a 13 de março de 1993.....	101
5.7 - Perfil da temperatura em função da altura obtido das radiossondas lançadas no Rio de Janeiro nos dias de FxNC ocorridos no verão de 1993.	102
5.8 - Perfil da velocidade do vento em função da altura obtido das radiossondas lançadas no Rio de Janeiro nos dias de FxNC ocorridos no verão de 1993.	103
5.9 - Número de relâmpagos em função da hora local para o dia 12/03/93.....	105
5.10 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos múltiplos em função da	

hora local para o dia 12/03/93.....	108
5.11 - Intensidade média de corrente da primeira descarga de retorno em função da hora local para o dia 12/03/93.....	109
5.12 - Imagem no infravermelho da satélite METEOSAT-3 do dia 12/03/93 às 17:00 UT. A imagem destaca tempestades com topos em -63°C, que corresponde à 14 km de altitude, utilizando realce Mb (a) e também a posição dos relâmpagos no período de aproximadamente 15 minutos em torno do horário da imagem (b).....	110
5.13 - Imagem no infravermelho da satélite METEOSAT-3 do dia 12/03/93 às 21:00 UT. A imagem destaca tempestades com topos em -63°C, que corresponde à 14 km de altitude, utilizando realce Mb (a) e também a posição dos relâmpagos no período de aproximadamente 15 minutos em torno do horário da imagem (b).....	111
5.14 - Imagem no infravermelho da satélite METEOSAT-3 do dia 12/03/93 às 24:00 UT. A imagem destaca tempestades com topos em -63°C, que corresponde à 14 km de altitude, utilizando realce Mb (a) e também a posição dos relâmpagos no período de aproximadamente 15 minutos em torno do horário da imagem (b).....	112
5.15 - Distribuição espacial dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b) sobre o estado de Minas Gerais para o dia 12/03/93 num período de 15 minutos em torno das 14:00 LT (17:00 UT).....	113
5.16 - Distribuição espacial dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b) sobre o estado de Minas Gerais para o dia 12/03/93 num período de 15 minutos em torno das 17:00 LT (21:00 UT).....	114
5.17 - Distribuição espacial dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b) sobre o estado de Minas Gerais para o dia 12/03/93 num período de 15 minutos em torno das 21:00 LT (24:00 UT).....	115
5.18 - Número de relâmpagos em função da hora local para o dia 13/03/93.....	117
5.19 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos múltiplos em função da hora local para o dia 13/03/93.....	120

5.20 - Intensidade média de corrente da primeira descarga de retorno em função da hora local para o dia 13/03/93.....	121
5.21 - Imagem no infravermelho da satélite METEOSAT-3 do dia 13/03/93 às 19:30 UT. A imagem destaca tempestades com topos em -63°C, que corresponde à 14 km de altitude, utilizando realce Mb (a) e também a posição dos relâmpagos no período de aproximadamente 15 minutos em torno do horário da imagem (b).....	122
5.22 - Distribuição espacial dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b) sobre o estado de Minas Gerais para o dia 13/03/93 em torno das 13:00 às 16:00 LT.....	125
5.23 - Número de relâmpagos em função da hora local para o dia 11/03/93.....	127
5.24 - Número de descargas de retorno em função da hora local para os dias 11, 12 e 13 de março de 1993.....	128
5.25 - Número de relâmpagos negativos (a) e positivos (b) em intervalos de 5 minutos no período das 14:00 às 18:00 LT (estágio 1) do dia 12/03/93 (evento 1).....	132
5.26 - Número de relâmpagos negativos (a) e positivos (b) em intervalos de 5 minutos no período das 21:00 às 00:00 LT (estágio 2) do dia 12/03/93 (evento 1).....	133
5.27 - Número de relâmpagos negativos (a) e positivos (b) em intervalos de 5 minutos no período das 13:00 às 16:00 LT do dia 13/03/93 (evento 2).....	134
6.1 - Número de relâmpagos em função da hora local ocorridos no verão de 1993 (a), em CL (b) e em CT (c), com desvio médio dos picos.....	140
6.2 - Ilustração da estrutura elétrica da nuvem de tempestade segundo o modelo do Dipolo Inclinado.....	144
6.3 - Localização do centro de carga negativo da nuvem em função da ocorrência de relâmpagos positivos. Os relâmpagos positivos ocorrem na região hachurada.....	145

6.4 - Ilustração da estrutura elétrica da nuvem de tempestade apresentando bigorna bastante extensa.....	146
6.5 - Ilustração comparativa da estrutura elétrica das nuvens de tempestades que ocorrem no Brasil (a), Estados Unidos (b) e Japão (c).....	147

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Representação de algumas propriedades físicas do relâmpago NS.....	20
2.2 - Representação de algumas propriedades físicas do relâmpago IN.....	22
4.1 - Percentagem de relâmpagos positivos no verão.....	45
4.2 - Multiplicidade média dos relâmpagos múltiplos.....	50
4.3 - Intensidade de corrente média dos relâmpagos.....	55
4.4 - Percentagem de relâmpagos com descargas de retorno subseqüentes mais intensas.....	58
4.5 - Comparação das características gerais dos relâmpagos associadas às condições meteorológicas.....	78
5.1 - Comparação das características gerais dos relâmpagos.....	93
5.2 - Percentual de ocorrência de relâmpagos em função da intensidade média da primeira descarga de retorno, para o verão de 1993 dia 12/03/93 (evento 1) e 13/03/93 (evento 2).....	94
5.3 - Comparação entre as máximas velocidades dos ventos e o número de relâmpagos para os dias de Faixa de Nebulosidade Convectiva (FxNC).....	103
5.4 - Tempestades positivas.....	126
5.5 - Atividade máxima de relâmpagos	135
5.6 - Densidade máxima horária de relâmpagos positivos.....	136

LISTA DE ABREVIATURAS

CL	- Convecção Local
CT	- Convecção Tropical
FxNC	- Faixa de Nebulosidade Convectiva
IN	- Relâmpagos Intra-Nuvem
LLP	- Sistema de Localização de Relâmpagos (“Lightning Location and Protection”)
LPATS	- Sistema de Rastreamento e de Localização do Relâmpago (“Lightning Position and Tracking System”)
LT	- Tempo Local
MCS	- Sistemas Convectivos de Mesoescala (“Mesoscale Convective Systems”)
METEOSAT	- Satélite Meteorológico (“Meteorological Satellite”)
NS	- Relâmpagos Nuvem-Solo
SF	- Sistemas Frontais
SN	- Relâmpagos Solo-Nuvem
UT	- Tempo Universal

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O estudo de relâmpagos teve seu início há mais de um século, quando as primeiras medidas de relâmpagos foram feitas no solo. Atualmente, os relâmpagos também são medidos no espaço, através de balões e satélites. Com o surgimento de sistemas de detecção de relâmpagos de superfície, foi possível medir relâmpagos em larga escala. Milhares de relâmpagos podem ser monitorados em tempo real em regiões com extensão de milhares de quilômetros quadrados. O Brasil é conhecido como uma das principais regiões de atividade de relâmpagos (Sagalyn et al., 1961). Apesar disso, os primeiros estudos de relâmpagos no Brasil foram realizados somente no final da década de 80, através de medidas de campo elétrico, a bordo de balões estratosféricos (Gin, 1992; Gin et al., 1994; Pinto et al., 1992; Pinto Jr. et al., 1992) e no solo, utilizando contadores de descargas e um sistema de detecção de relâmpagos (Araújo et al., 1990).

Os relâmpagos são descargas elétricas, acompanhadas de luz intensa, deslocando-se por vários quilômetros na atmosfera. O relâmpago ocorre devido à existência de cargas elétricas intensas na atmosfera produzindo um campo elétrico local excedente à capacidade dielétrica ou isolante do ar. Em geral, os relâmpagos ocorrem em associação com as nuvens de tempestade (cumulonimbus). Entretanto, os relâmpagos podem ocorrer em tempestades de neve e areia, e algumas vezes em erupções vulcânicas. Os relâmpagos podem ocorrer da nuvem para o solo, denominados nuvem-solo (NS), ou dentro da nuvem, denominados intra-nuvem (IN), sendo os intra-nuvem os mais comuns. Apesar dos relâmpagos intra-nuvem serem os mais frequentes, os nuvem-solo são os mais estudados por serem responsáveis por danos ao homem. Existem outros tipos de relâmpagos, menos frequentes, que são os que ocorrem do solo para a nuvem, denominados solo-nuvem (SN), os que ocorrem entre nuvens, entre a nuvem e o ar, e entre a nuvem e a ionosfera. O presente estudo baseia-se em dados de relâmpagos nuvem-solo.

As nuvens de tempestades são as principais fontes de relâmpagos. Essas nuvens são geralmente representadas por um dipolo vertical, com polaridade positiva, isto é, tendo dois principais centros de carga, o positivo na parte superior e o negativo na parte inferior, respectivamente. A maioria dos autores aceita a estrutura dipolar, porém há a estrutura tripolar que considera um pequeno centro de cargas positivas próximo à base da nuvem (Williams, 1989). Estudos feitos dentro da nuvem, através de balão, observaram até 10 centros de cargas (Marshall e Rust, 1991). Apesar de toda a complexidade elétrica das nuvens, vista em grande escala, o modelo dipolar parece representar bem a estrutura elétrica das nuvens de tempestade. Os relâmpagos parecem ser um dos indicadores do estágio de eletrificação das nuvens, sendo associados à precipitação (Taylor et al., 1984; Breed e Dye, 1989; Williams, 1989). Associam-se também os relâmpagos às regiões convectivas e estratiformes da nuvem (Rutledge e MacGorman, 1988; Stolzenburg, 1990; Engholm et al., 1990; Rutledge et al., 1990; Petersen e Rutledge, 1992).

As tempestades (conjunto de nuvens de tempestades) podem ser classificadas em isoladas e em organizadas. As isoladas, denominadas no presente estudo de convecção local (CL), são tempestades de pequena duração (1 a 2 horas) e estão associadas à instabilidade local atmosférica. Já as tempestades organizadas, denominadas no presente estudo de convecção tropical (CT) e faixa de nebulosidade convectiva (FxNC), são tempestades muito mais intensas associadas a agentes externos, como por exemplo, nebulosidade vinda da Amazônia associadas a um sistema meteorológico de grande escala. As tempestades organizadas apresentam grande extensão horizontal, da ordem de centenas de quilômetros, distribuindo-se aleatoriamente sobre o estado de Minas Gerais, como observado em CT, ou segundo uma faixa, como observado em FxNC. As tempestades organizadas são de difícil estudo devido a sua complexidade meteorológica (Uman, 1987).

Em geral, os relâmpagos nuvem-solo são constituídos por um conjunto de descargas intermitentes, separadas por um intervalo de tempo de aproximadamente 40 milissegundos, acompanhadas de grande luminosidade (Uman,

1987). Esse conjunto de descargas tem duração de algumas centenas de milissegundos até alguns segundos, dependendo do número de descargas ocorridas. A maioria dos relâmpagos possui até três descargas. Esses relâmpagos podem transferir alguns ou até centenas de coulombs da nuvem para o solo (Volland, 1982), sendo a média, 20 coulombs (Uman, 1987; Feynman et al., 1964). Os relâmpagos podem ser classificados segundo a polaridade das suas descargas. Alguns apresentam polaridade positiva ou negativa, denominados de relâmpagos positivos e negativos, respectivamente, e outros ambas as polaridades, denominados de relâmpagos bipolares. Os relâmpagos positivos apresentam, na sua maioria, apenas uma descarga. Esse tipo de relâmpago tem recebido uma atenção especial dos pesquisadores na atualidade, pois parece ser o principal responsável por grandes queimadas em florestas (Freedman, 1990).

O objetivo deste estudo é de identificar as principais características dos relâmpagos que ocorrem no Brasil, mais especificamente na região de Minas Gerais, associá-los às características meteorológicas existentes em escala sinótica, que em escala temporal é de 1 dia a semanas, e discutir os mecanismos envolvidos. Com esse intuito, analisaram-se dados de relâmpagos obtidos por um sistema de detecção de relâmpagos de superfície denominado “Lightning Positioning and Tracking System” (LPATS) localizado no estado de Minas Gerais. Esse sistema é o único em operação contínua no Hemisfério Sul. Os dados de relâmpagos foram complementados por dados meteorológicos obtidos pelo satélite METEOSAT-3 e radiossondagens. O período de análise foi de 21 de dezembro de 1992 a 19 de março de 1993, que corresponde ao verão. Este é o primeiro estudo realizado sobre as características dos relâmpagos no Brasil.

No Capítulo 2 apresenta-se uma revisão bibliográfica da estrutura elétrica das nuvens de tempestades e dos relâmpagos nuvem-solo, bem como uma síntese dos sistemas de mesoescala.

No Capítulo 3 apresenta-se uma descrição das técnicas utilizadas neste trabalho, além da metodologia utilizada para identificação dos relâmpagos nuvem-solo e da classificação das condições meteorológicas.

No Capítulo 4 apresentam-se e discutem-se as principais características dos relâmpagos ocorridos no verão no estado de Minas Gerais, associando-os às características meteorológicas.

No Capítulo 5 apresentam-se e discutem-se as principais características dos relâmpagos ocorridos no dia de maior atividade de relâmpagos (evento 1) e no dia de maior percentual de relâmpagos positivos (evento 2) durante o verão.

No Capítulo 6 apresenta-se uma análise dos principais resultados obtidos no presente estudo e no Capítulo 7 apresentaram-se as conclusões.

CAPÍTULO 2

RELÂMPAGOS

2.1 - INTRODUÇÃO

Relâmpagos são descargas elétricas atmosféricas acompanhadas de alta luminosidade e som. Este fenômeno têm sido estudado desde Benjamin Franklin, cientista e filósofo americano (1706-1790), que descobriu em 1752 a natureza elétrica dos relâmpagos através do seu experimento com um papagaio. Sobre os seres humanos, seus efeitos diretos e indiretos podem ser destrutivos e muitas vezes fatais. Isto deve-se à grande quantidade de relâmpagos que ocorrem para o solo. Cerca de 100 relâmpagos para o solo ocorrem a cada segundo no mundo (Uman, 1987), sendo que aproximadamente apenas 5% destes ocorrem sobre os oceanos (Volland, 1982). Uma possível explicação para isto deve-se ao fato de que a temperatura na superfície dos oceanos é muito menos influenciada pelo aquecimento solar do que a temperatura na superfície dos continentes. Isto ocorre porque a água tem uma capacidade calorífica maior do que a do solo. Devido ao contraste de temperatura sobre os oceanos ser menor do que nos continentes é que menos atividade convectiva ocorre sobre eles (Volland, 1982).

As principais fontes de relâmpagos são as nuvens de tempestade, mais comumente denominadas de cumulonimbus. Entretanto, os relâmpagos também podem ocorrer em tempestades de areia e neve e algumas vezes em erupções vulcânicas e queimadas (Volland, 1982; Latham, 1991).

As regiões de maior ocorrência de relâmpagos são as de intensa atividade de tempestade. No Hemisfério Norte as principais regiões são: sul dos EUA, México, sul da Ásia e África Central e no Hemisfério Sul são: sul da África, norte da Austrália, Indonésia e Brasil.

Recentes observações indicam que o estado convectivo das nuvens de tempestade parece estar associado à ocorrência de relâmpagos (Taylor et al., 1984; Williams, 1985; Williams, 1989; Breed e Dye, 1989). Portanto, os relâmpagos podem ser um dos indicadores do estágio de eletrificação das nuvens de tempestade.

As características dos relâmpagos podem variar em função de fatores como: localização geográfica e condições meteorológicas (Pinto et al., 1992), latitude (Fisher e Plumer, 1977) e circunstâncias sazonais (Orville et al., 1987).

O presente trabalho baseia-se em relâmpagos associados a nuvens de tempestade e em particular aos relâmpagos nuvem-solo.

No Item 2.2 será apresentada, de forma geral, a estrutura elétrica das nuvens de tempestade que são as principais responsáveis pelos relâmpagos. Finalmente no Item 2.3 serão apresentadas as principais características físicas dos relâmpagos.

2.2 - ESTRUTURA ELÉTRICA DAS NUVENS DE TEMPESTADE

A principal fonte de relâmpagos são nuvens fortemente convectivas denominadas nuvens de tempestade ou cumulonimbus. Estas nuvens são caracterizadas pelo forte movimento convectivo e grande extensão vertical (a base em torno de 2 km de altitude e o topo podendo estender-se até a tropopausa). O ciclo de vida destas nuvens de tempestade divide-se em 3 estágios denominados inicial, maduro e dissipativo. Estes estágios são caracterizados em função do sentido do movimento

vertical predominante das correntes de ar em seu interior. O ciclo de vida de uma nuvem de tempestade em geral é de uma a duas horas.

A primeira estrutura elétrica sugerida para uma nuvem de tempestade, do ponto de vista de um observador externo, foi a estrutura dipolar representada por dois principais centros de carga elétrica, um positivo e outro negativo.

A Figura 2.1 ilustra esta estrutura para um dipolo vertical com polaridade positiva. O centro de carga positivo situa-se a uma altura que depende do nível de desenvolvimento vertical das nuvens, em geral a aproximadamente um quilômetro abaixo do topo das nuvens (Magono, 1980). Já o centro de carga negativo, com extensão de algumas centenas de metros, situa-se em uma altura associada à temperatura em torno de -10 e -15 °C (Iribarne e Cho, 1980; Breed e Dye, 1989; Williams, 1989). Em geral nas nuvens de tempestade os centros de carga têm mesma magnitude (Iribarne e Cho, 1980; Magono, 1980, Volland, 1984; Williams, 1989), embora há casos em que a carga negativa é maior do que a positiva sendo explicados com base na teoria de continuidade de corrente dentro da nuvem (Pinto et al., 1989). Nesta estrutura dipolar existem camadas de blindagem, negativa no topo e positiva na base da nuvem. Esta blindagem deve-se à captura de íons atmosféricos por gotículas ou cristais de gelo, que devido à presença do campo elétrico existente dirigem-se para os principais centros de carga da nuvem (Iribarne e Cho, 1980). Além dos dois principais centros de carga, positivo e negativo, ainda existe um pequeno centro de carga positivo na base da nuvem. No passado, acreditava-se que este centro estaria associado à corrente corona originada do solo.

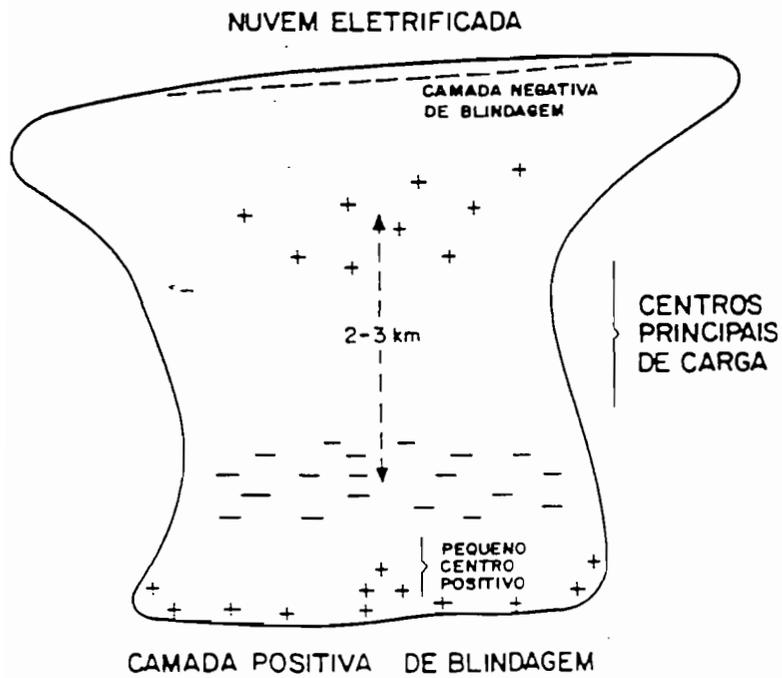


Fig. 2.1 - Estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade.

FONTE: Iribarne e Cho (1980), p.137.

Embora a estrutura dipolar seja ainda largamente utilizada por diversos autores, outra possível representação da estrutura elétrica das nuvens de tempestade denominada tripolar têm sido sugerida nos últimos anos. A estrutura elétrica tripolar consiste de uma estreita região dominante de carga negativa situada na isoterma de -10 a -15 °C, com duas regiões de cargas positivas, uma situada próxima do topo e a outra na base da nuvem. Segundo Williams (1989) o pequeno centro de carga positivo citado na estrutura dipolar não seria tão pequeno, podendo ser da mesma ordem de magnitude do outro centro de carga elétrica positiva, dando origem a estrutura tripolar.

Dentro das nuvens, cargas intensas desenvolvem-se a partir da colisão entre diferentes tipos de partículas como os cristais de gelo e granizo, atingindo em alguns casos a carga elétrica total de até centenas de coulombs. Este é o processo de geração de cargas atualmente mais aceito.

Admitem-se duas variações para este processo denominadas de processo indutivo e processo termoeletrico. O processo indutivo consiste na polarização de partículas grandes como o granizo, devido a presença de um campo elétrico externo (Figura 2.2). Sendo este campo descendente e havendo colisão na parte inferior do granizo com partículas menores, como o cristal de gelo, o granizo transfere para o cristal cargas positivas em excesso, tornando-se negativamente carregado. Entretanto, experimentos de laboratório têm mostrado que os processos indutivos tornam-se importantes na presença de campos elétricos da ordem de 10 kV/m (Volland, 1984). O processo termoeletrico consiste na transferência de carga associado a temperatura onde ocorre a colisão. Esta transferência de carga dá-se entre o granizo e o cristal de gelo dependendo da temperatura limite denominada de temperatura de inversão de carga, T_R . A T_R é estimada em torno de -15 °C, a qual coincide com a temperatura do centro de carga negativo (Williams, 1988). Se a colisão ocorrer a uma temperatura inferior a T_R , o granizo transfere carga positiva e torna-se negativamente carregado (Figura 2.3). Se a colisão ocorrer a uma temperatura superior a T_R , o granizo transfere carga negativa tornando-se positivamente carregado. Este processo termoeletrico têm sido verificado em laboratório, apesar de não se compreender totalmente seus detalhes.

Após geradas, as cargas sofrem a ação de processos microfísicos de transporte dentro da nuvem. Dois tipos de processos de transporte são conhecidos : o gravitacional (ou de precipitação) e o convectivo. No processo gravitacional as partículas maiores e mais pesadas, como o granizo, associam-se a cargas negativas e/ou positivas, dependendo da temperatura, distribuindo-se na parte inferior da nuvem. Já as partículas menores e mais leves, como os cristais de gelo, associam-se a cargas positivas distribuindo-se na parte superior da nuvem (Figura 2.4). Já no processo convectivo, segundo Williams (1988), as cargas positivas são liberadas da superfície da Terra por correntes de ar aquecido e as cargas negativas são produzidas pela interação dos raios cósmicos com a atmosfera associadas às partículas já existentes na nuvem (Figura 2.5). Desta forma as cargas negativas formam a camada de blindagem da nuvem. Através de movimentos ascendentes dentro da nuvem, as cargas positivas são levadas para a parte superior da nuvem. Já os movimentos descendentes levam as cargas negativas da camada de blindagem, agora atraídas pelas cargas positivas, para a parte inferior da nuvem. Este processo é muito pouco aceito atualmente (Williams, 1989).

As nuvens de tempestade podem variar a disposição dos seus centros de carga em função da estação do ano. Em geral as nuvens de tempestade de inverno são mais baixas e mais inclinadas que as do verão (Figura 2.6). Esta distribuição de carga pode ser fortemente deslocada da vertical devido à presença de um gradiente vertical na velocidade do vento horizontal (Beasley, 1985). Muitos autores utilizam este modelo denominado de Modelo do Dipolo Inclinado para explicar a grande frequência de relâmpagos NS positivos (Hojo et al., 1989; Takagi et al., 1986; Orville et al., 1987).

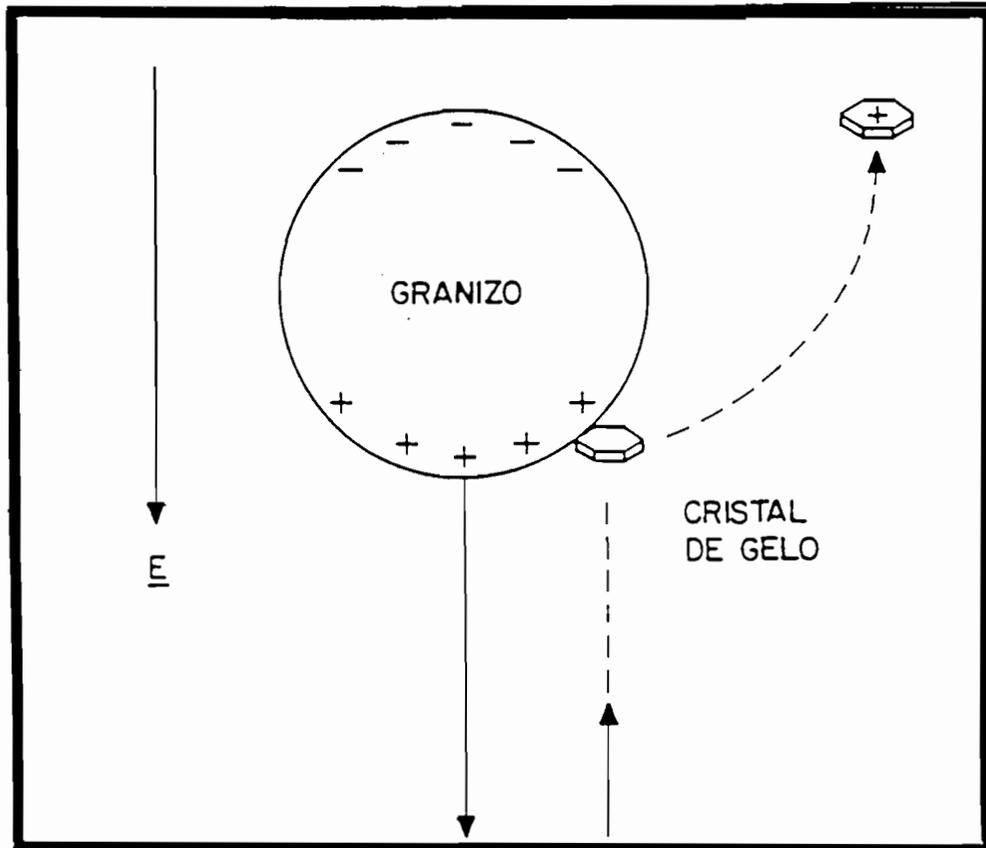


Fig. 2.2 - Representação esquemática ilustrando o processo colisional indutivo de separação de cargas, em escala microfísica.

FONTE: Iribarne e Cho (1980), p.138.

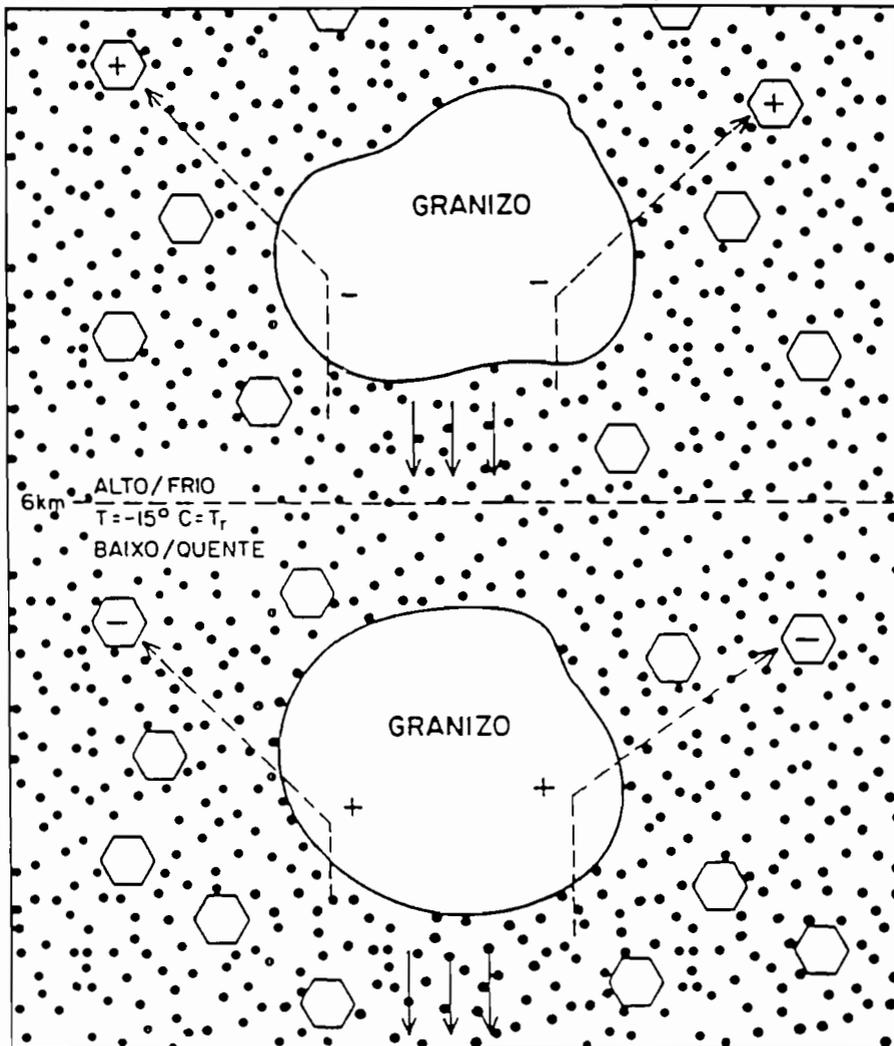


Fig. 2.3 - Representação esquemática ilustrando o processo colisional termoelétrico de separação de cargas, em escala microfísica.

FONTE: Williams (1988), p.52.

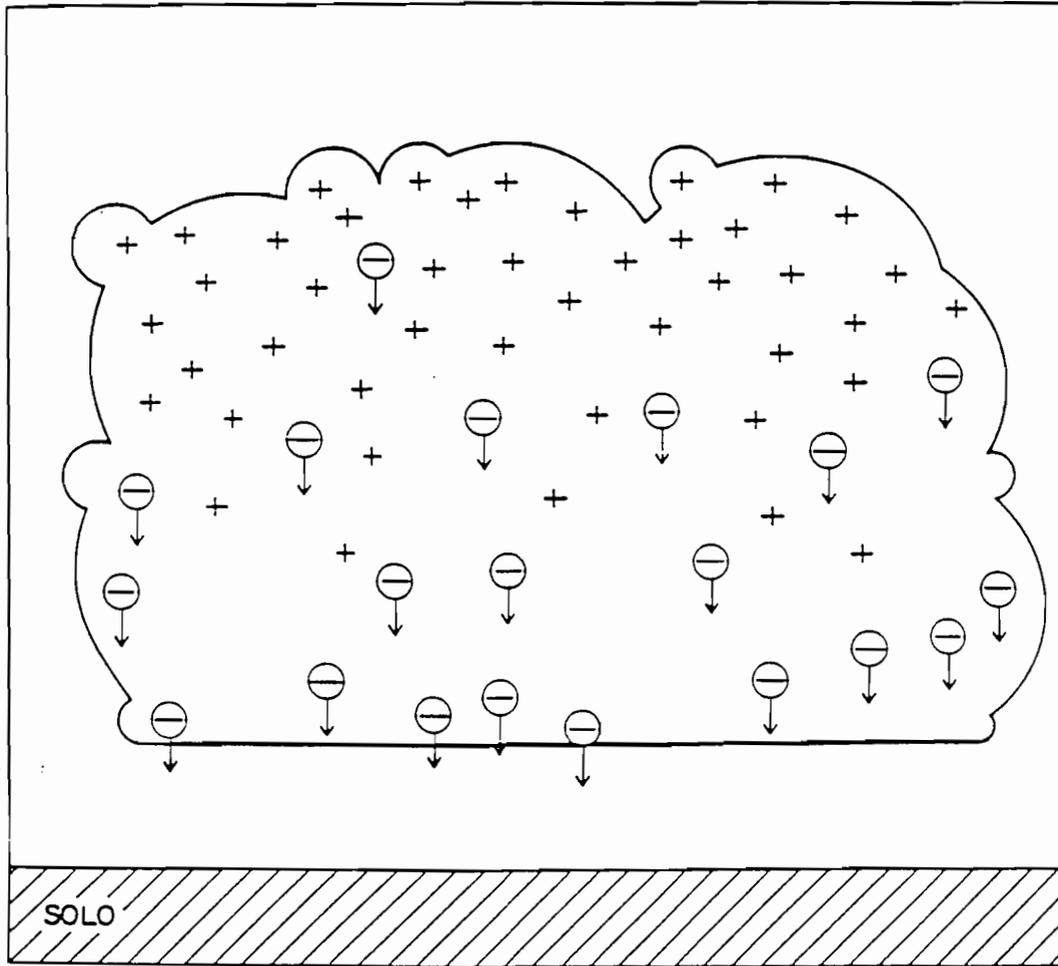


Fig. 2.4 - Ilustração do processo de transporte de carga segundo a teoria gravitacional ou de precipitação.

FONTE: Williams (1988), p.50.

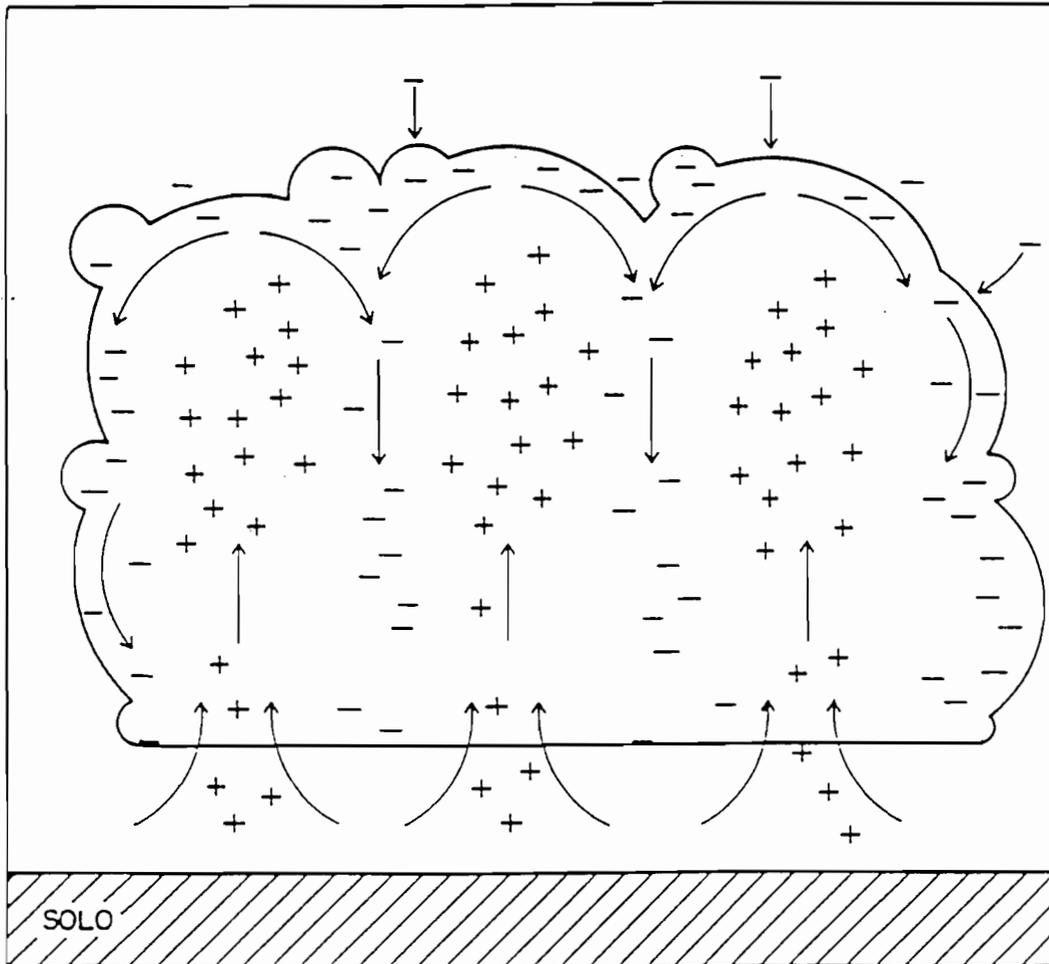


Fig. 2.5 - Ilustração do processo de transporte de carga segundo a teoria convectiva

FONTE: Williams (1988), p.50.

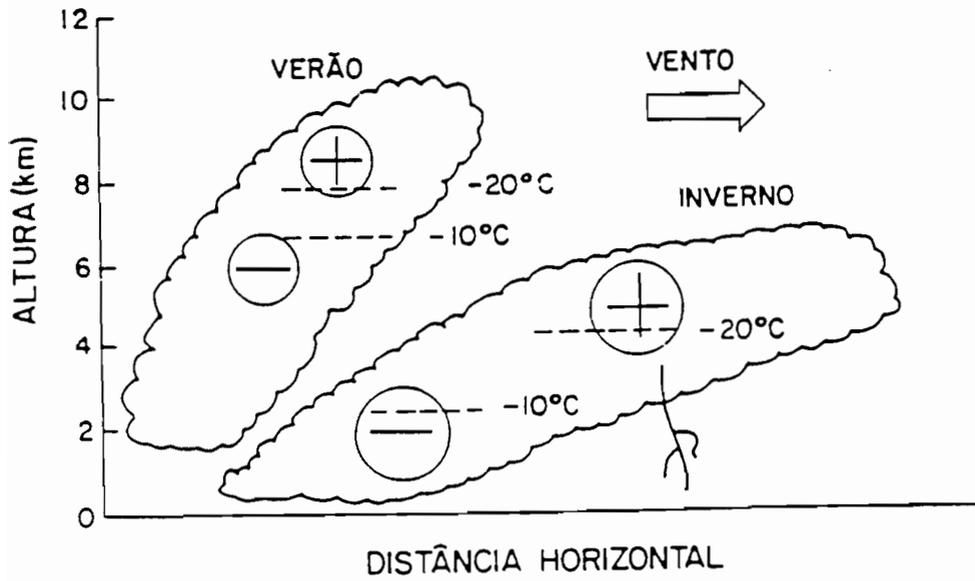


Fig. 2.6 - Comparação das nuvens de tempestade de inverno e verão
FONTE: Magono (1980), p. 209.

2.3 - CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DOS RELÂMPAGOS

O relâmpago ocorre devido à existência de cargas intensas dentro da nuvem que produzem um campo elétrico local excedente à resistência do ar, ou à capacidade dielétrica do ar que é de aproximadamente 3000 kV/m (Pinto Jr. e Pinto, 1995).

Em nuvens de tempestade os relâmpagos podem ocorrer da nuvem para o solo (NS), do solo para a nuvem (SN), dentro da nuvem (IN), entre nuvens (EN), entre a nuvem e o ar (NA) e entre a nuvem e a ionosfera (NI). Os relâmpagos mais frequentes são os NS e IN, sendo os IN predominantes sobre os NS.

Os relâmpagos NS iniciam-se de um dos centros de carga da nuvem de tempestade por uma descarga de pouca intensidade luminosa denominada líder escalonado ("Stepped leader"). Esta descarga descendente propaga-se em etapas discretas com velocidade média de 10^5 m/s, criando assim um canal ionizado (Figura 2.7). A corrente que o líder escalonado carrega é da ordem de 100 A (Volland, 1984). Utilizando-se registros fotográficos estima-se que o diâmetro do canal é de 1 a 10 metros (Magono, 1980), mas o diâmetro do fluxo de corrente é da ordem de 1 cm (Volland, 1982). O líder escalonado pode ramificar-se embora nem todos os ramos se estendam ao solo. O movimento tortuoso dos ramos dá-se devido a descarga vagar em busca dos caminhos mais favoráveis à formação do canal. Os ramos têm extensão em torno de 50 metros e são separados por etapas com intervalos de 50 microssegundos (Feyman et al., 1964). Tão logo a parte frontal do líder escalonado se estenda até aproximadamente 10 a 20 metros do solo, uma descarga ascendente denominada descarga conectante propaga-se em sua direção. Esta descarga geralmente vinda de objetos pontiagudos no solo como árvores e edifícios, ao conectar com a parte frontal do líder escalonado se transforma numa descarga de intensa luminosidade denominada descarga de retorno ("Return stroke" ou somente "stroke"). A duração do líder escalonado é de aproximadamente 20 milissegundos, sendo a luminosidade observada somente durante os últimos microssegundos (Iribarne e Cho, 1980).

Na descarga de retorno as cargas negativas (elétrons) presentes no canal já ionizado pelo líder escalonado são aceleradas devido a sua mobilidade ser maior do que a dos íons positivos. A corrente será ascendente no caso de acelerar os elétrons em direção ao solo ou descendente no caso de acelerar os elétrons em direção à nuvem. A velocidade de propagação da descarga de retorno é da ordem de 10^8 m/s. Este estágio tem duração de aproximadamente 70 microssegundos e valores típicos de picos de corrente da ordem de 30 kA (Figura). Geralmente ocorre cerca de 1 a 3 descargas de retorno por relâmpago, mas há casos em que se obteve mais de 20 em um único relâmpago (Volland, 1984). As sucessivas descargas pertencentes a um único relâmpago são denominadas múltiplas descargas ("Strike"). Para que ocorram as múltiplas descargas é necessário que a transferência de carga entre a nuvem e o solo esteja incompleta ocorrendo desta forma uma nova descarga denominada líder contínuo ("Dart leader"). Após aproximadamente 40 milissegundos da primeira descarga de retorno, inicia-se o líder contínuo propagando-se da nuvem para o solo. O líder contínuo inicia-se na região onde originou-se o líder escalonado, propagando-se normalmente no canal já ionizado pelo líder escalonado. Se o tempo entre as subseqüentes descargas de retorno for maior do que 100 milissegundos o canal inicialmente ionizado pelo líder escalonado decai. Desta forma, o líder contínuo inicia um novo canal ionizado na sua propagação (Uman, 1969). Sua intensidade é em geral menor do que a do líder escalonado, por que uma parte da carga da nuvem já foi descarregada pela primeira descarga de retorno. Segundo Lin et al. (1980) as descargas subseqüentes são menos intensas que a primeira. A velocidade de propagação do líder contínuo é da ordem de 10^6 m/s, sendo maior que a do líder escalonado. O processo pode se repetir até o decaimento do canal. A descarga de retorno algumas vezes é seguida por uma corrente contínua de aproximadamente 100 A, durante um período em torno de 100 milissegundos. Isto ocorre em cerca de 30% dos relâmpagos. A duração total do relâmpago é geralmente vários décimos de segundo (Iribarne e Cho, 1980) e com temperatura em torno de 30.000 °C, ou seja 5 vezes a temperatura na superfície do Sol. Algumas propriedades físicas do relâmpago NS são apresentadas na Tabela 2.1. As palavras máximo e mínimo na Tabela 2.1 são usadas de forma que os valores medidos encontram-se entre estes limites.

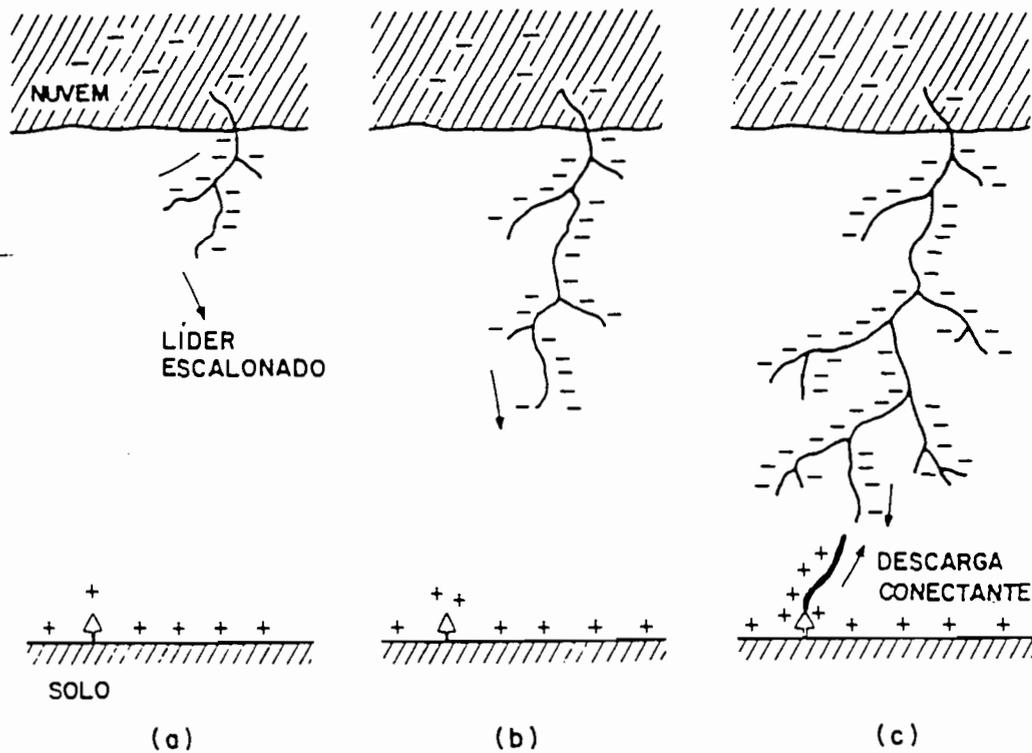


Fig. 2.7 - Representação esquemática do líder escalonado e da descarga conectante para o relâmpago NS de polaridade negativa.

FONTE: Iribarne e Cho (1980), p. 142.

- Representam-se o início do líder escalonado (a), a evolução do líder escalonado (b) e o encontro do líder escalonado com a descarga conectante (c).

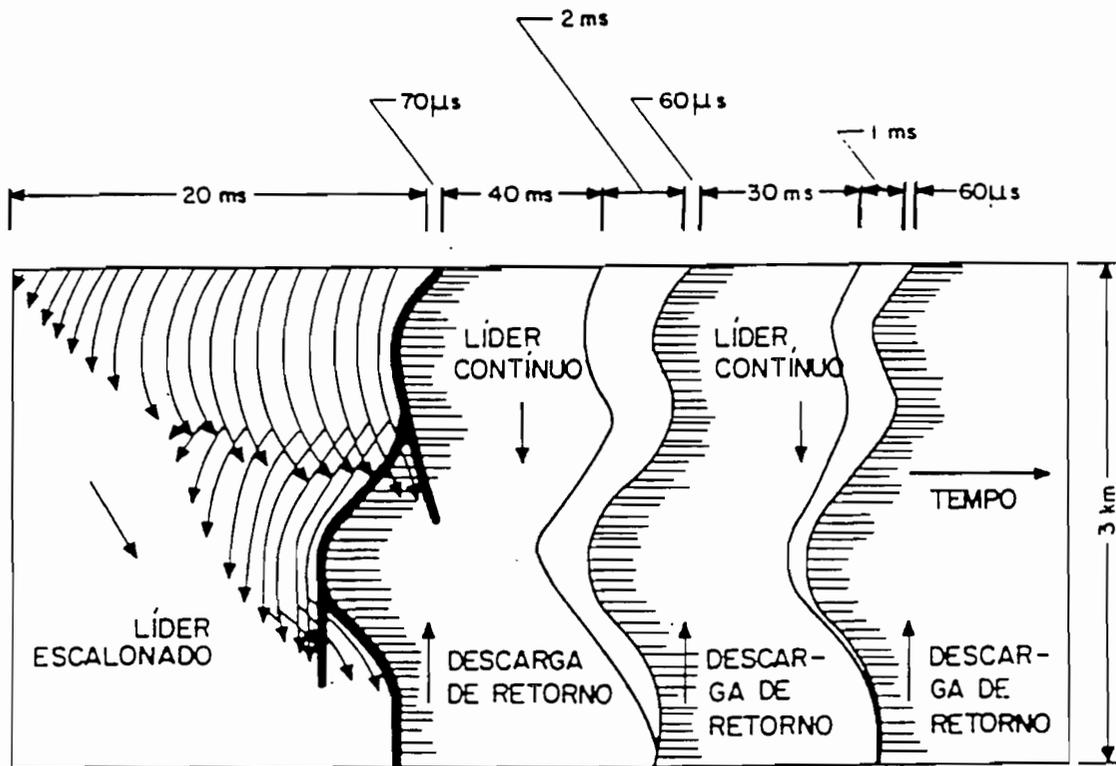


Fig. 2.8 - Representação esquemática da estrutura elétrica do relâmpago NS

FONTE: Iribarne e Cho (1980), p. 143.

**TABELA 2.1 - REPRESENTAÇÃO DE ALGUMAS PROPRIEDADES FÍSICAS
DO RELÂMPAGO NUVEM-SOLO**

descrição	mínimo	repres.	máximo
Líder escalonado			
comprimento dos passos, m	3	50	200
intervalo de tempo entre os passos, μ s	30	50	125
velocidade média de propagação, m/s	$1,0 \times 10^5$	$1,5 \times 10^5$	$2,6 \times 10^6$
carga depositada no canal, C	3	5	20
Líder contínuo			
velocidade de propagação, m/s	$1,0 \times 10^6$	$2,0 \times 10^6$	$2,1 \times 10^7$
carga depositada no canal, C	0,2	1	6
Descarga de retorno			
velocidade de propagação, m/s	$2,0 \times 10^7$	$5,0 \times 10^7$	$1,4 \times 10^8$
taxa de crescimento da corrente, kA/ μ s	1	10	210
tempo para alcançar o pico de corrente, μ s	0,5	2	30
pico de corrente, kA	1	20	250
tempo necessário para que a corrente de pico caia à metade, μ s	10	40	250
carga transferida excluindo a corrente contínua, C	0,2	2,5	20
temperatura, (10^4)K	0,8	2,0	3,6
densidade de elétrons, m^{-3}	$1,0 \times 10^{23}$	$3,0 \times 10^{23}$	$3,0 \times 10^{24}$
comprimento do canal, km	2	5	14
Relâmpago			
número de descargas de retorno por relâmpago	1	3	26
intervalo de tempo entre as descargas de retorno na ausência da corrente contínua, ms	3	50	380
duração, s	0,01	0,3	2
carga transferida incluindo a corrente contínua, C	3	25	90

FONTE: Volland (1982), p. 33.

Os relâmpagos SN iniciam-se por um líder escalonado, vindo geralmente de torres ou de estruturas no topo de colinas, seguidos por uma corrente contínua (Magono, 1980). As fases do líder escalonado são comparáveis em comprimento e velocidade a dos relâmpagos NS, entretanto não há ocorrência de descarga de retorno da nuvem para o solo como era esperado. Este tipo de relâmpago ocorre devido à presença de um campo elétrico muito intenso em estruturas altas e pontiagudas, ou no topo de colinas.

Os relâmpagos IN iniciam-se por um líder que se propaga tanto na vertical como na horizontal com velocidade da ordem de 10^4 m/s e corrente da ordem de 100 A (Volland, 1982). Este estágio tem duração de aproximadamente 0,2 s tornando a nuvem luminosa neste período. Neste relâmpago não ocorre a descarga de retorno e sim uma corrente contínua superposta de vários pulsos de corrente de alta luminosidade denominados descargas K. Quando o líder estende-se a uma região concentrada de cargas opostas à ele, há uma fuga de corrente no canal já ionizado neutralizando a distribuição de cargas no canal (Volland, 1984). Esta descarga K tem velocidade de aproximadamente 10^6 m/s e duração de 1 milissegundo. O tempo de duração dos relâmpagos IN é quase o mesmo dos NS, aproximadamente 0,5 segundos. Algumas propriedades físicas dos relâmpagos IN são apresentadas na Tabela 2.2. Esta tabela é baseada nos dados numéricos para IN obtidos do trabalho de Ogawa e Brook (1964).

TABELA 2.2 - REPRESENTAÇÃO DE ALGUMAS PROPRIEDADES FÍSICAS DO
RELÂMPAGOS INTRANUVEM

<i>Descrição</i>	<i>Descarga Total</i>	<i>Lider Inicial</i>	<i>Descarga K</i>
Carga (C)	30	---	1,4
Altitude (km)	6,0 - 4,0	---	5,3 - 4,0
Duração (10^{-3} s)	500	250	---
Velocidade (m/s)	---	8×10^3	$1,3 \times 10^6$
Corrente (A)	---	120	1400

Existem alguns parâmetros que caracterizam os relâmpagos NS como: a polaridade, o número da descarga de retorno por relâmpago e o pico de corrente. Define-se polaridade de um relâmpago como o sinal da carga na região onde se inicia o líder escalonado ou pelo sentido da corrente da descarga de retorno. Relâmpago NS com polaridade positiva indica que o líder escalonado se inicia em um centro de cargas positivas na nuvem ou que a corrente da descarga de retorno é descendente. Relâmpago NS com polaridade negativa indica que o líder escalonado se inicia em um centro de cargas negativas na nuvem ou que a corrente da descarga de retorno é ascendente. Há muitos anos suspeita-se da possível existência do relâmpago NS positivo, mas só no início da década de 80 é que foi confirmada a sua existência (Idone et al., 1984). Este tipo de relâmpago têm sido de grande interesse para a comunidade científica e tecnológica, pois acredita-se serem os relâmpagos mais destrutivos e os responsáveis por início de incêndios em florestas (Freedman, 1990). A maioria dos autores acredita que eles se originam do centro de carga positivo próximo ao topo da nuvem, transportando carga positiva para o solo, o que equivale a dizer que transferem cargas negativas do solo para a nuvem. Desta forma estes relâmpagos tendem a percorrer maiores distâncias na atmosfera e talvez por isto sejam mais intensos que os NS negativos. O pico de corrente da primeira descarga de retorno dos relâmpagos NS negativos é em média cerca de 30 kA podendo poucos deles exceder a 100 kA (Orville et al., 1987). Já os relâmpagos NS positivos tem o pico médio de aproximadamente 45 kA podendo alcançar até 400 kA (Orville et al., 1987). Maiores detalhes sobre como é estimado o pico de corrente para uma descarga pode ser visto em Gin (1992).

Os relâmpagos NS positivos diferenciam-se dos negativos por apresentarem em sua maioria apenas uma descarga de retorno e por terem em geral grande amplitude de corrente (Beasley, 1985). Estes relâmpagos parecem ser os mais perigosos para a humanidade, não por terem uma corrente mais intensa que os NS negativos, mas por serem mais frequentemente seguidos por uma corrente contínua que concentra a energia num determinado ponto com duração de até alguns segundos. Virtualmente todos os incêndios em florestas resultam de correntes contínuas

(Freedman, 1990). Um estudo realizado na Flórida , num período de 1981 a 1994 mostra que 60% das queimadas no verão ocorreram devido a relâmpagos (Florida Division of Forestry, 1996).

Aparentemente, os relâmpagos NS positivos são associados a variações sazonais (Orville et al., 1987, Hojo et al., 1989) ocorrendo em maior proporção em tempestade de inverno na área costeira do Japão e no outono e inverno no nordeste dos EUA. Esta associação deve-se ao fato de que as nuvens de tempestade nestas estações são mais baixas e inclinadas como visto anteriormente, resultando em maiores condições para que ocorra um relâmpago NS positivo iniciado do centro positivo na parte superior da nuvem (Magono,1980). Além disto, Takagi et al. (1986) e Engholm et al. (1990) mostram que a porcentagem dos relâmpagos NS positivos, além de ser fortemente correlacionada com o cisalhamento vertical do vento, está também correlacionada com a altura das cargas negativas e positivas.

Entretanto a predominância dos relâmpagos NS positivos não depende somente da variação sazonal, mas da localização geográfica e das condições meteorológicas (Pinto et al., 1992). Segundo Brook (1984, citado por Beasley, 1985) os relâmpagos NS positivos tenderiam a ocorrer no final das tempestades. Gin (1992) e Pinto et al. (1992) numa campanha coordenada de balão estratosférico, observaram predominância de relâmpagos NS positivos no verão (Figura 2.9), em associação a um sistema convectivo de mesoescala na América do Sul. Este resultado não pode ser explicado com base na hipótese do Dipolo Inclinado, visto que o cisalhamento vertical do vento encontrado não correspondia ao obtido por Takagi et al. (1986).

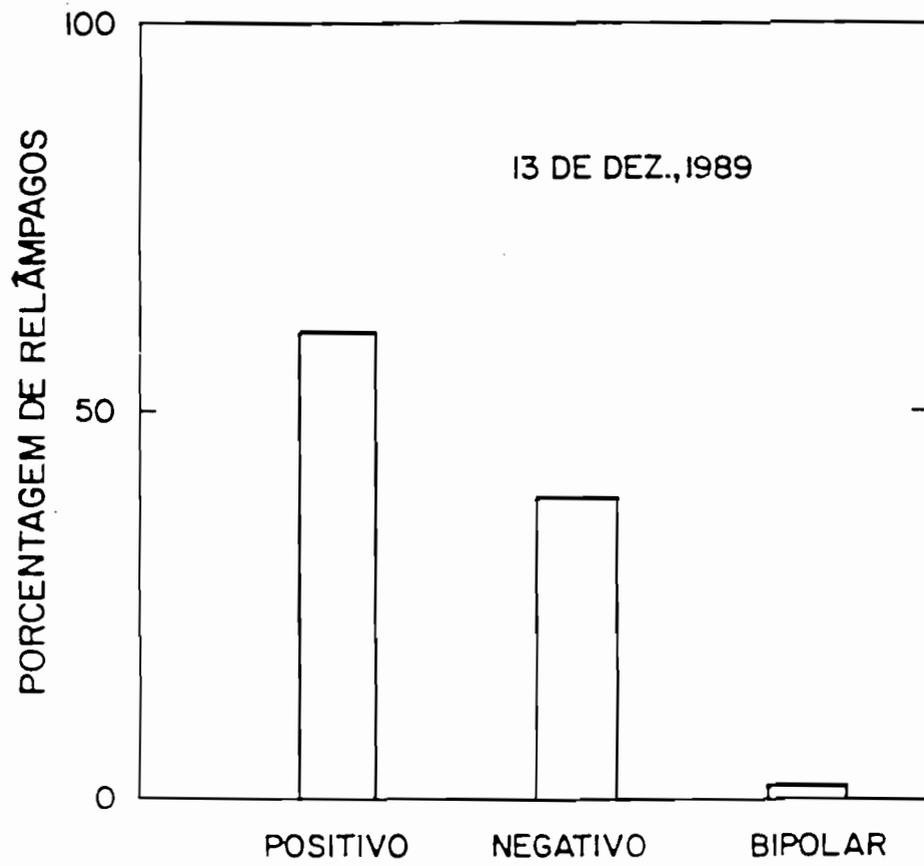


Fig. 2.9 - Percentagem de ocorrência dos diferentes tipos de relâmpagos NS encontrados no período das 9:20 as 20:30 UT obtidos pelo LPATS.
FONTE: Gin (1992), p. 94.

Narita et al. (1989) sugerem a existência de relâmpagos NS bipolares onde o relâmpago inicia-se com uma polaridade e pequena corrente passando depois para uma outra polaridade e com grande corrente. A possível explicação supõe que a corrente bipolar deve estar passando gradualmente pelo mesmo canal ionizado, mas de regiões de diferentes polaridades da nuvem (Figura 2.10).

Os relâmpagos SN também podem ter polaridade positiva ou negativa. No caso do relâmpago SN, a corrente ascendente indica polaridade positiva e a corrente descendente indica polaridade negativa.

Este trabalho, por razões técnicas que serão discutidas no capítulo seguinte, concentrar-se-á no estudo de relâmpagos NS.

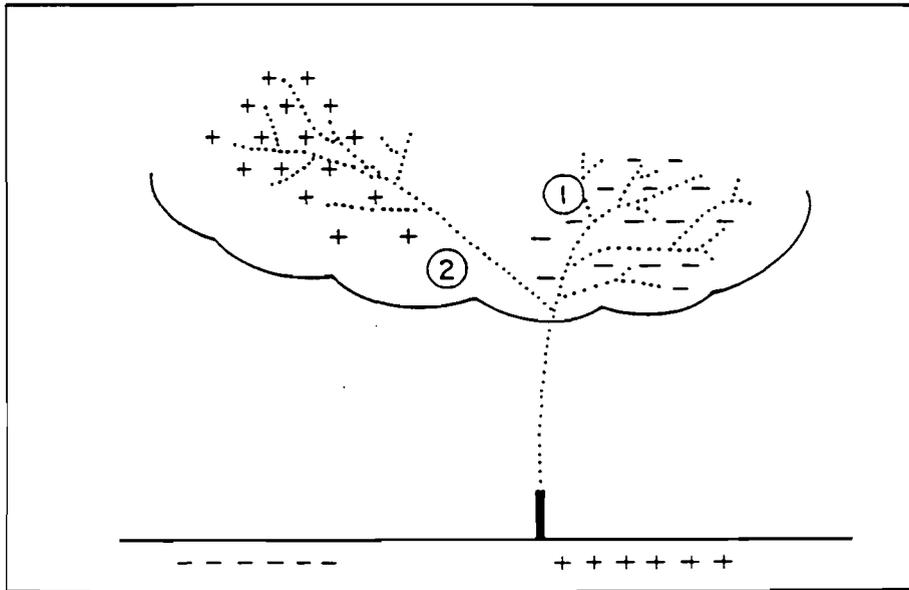


Fig. 2.10 - Representação esquemática do modelo de relâmpago NS bipolar.

FONTE: Narita et al. (1989), p. 13195.

CAPÍTULO 3

TÉCNICAS DE MEDIDAS E METODOLOGIA UTILIZADA

3.1 - INTRODUÇÃO

Neste capítulo será apresentada uma breve descrição das técnicas de medidas de superfície de relâmpagos e de medidas das condições meteorológicas utilizadas no presente estudo referente ao verão de 1993 em Minas Gerais. Basicamente, os equipamentos utilizados foram o sistema LPATS (Lightning Position and Tracking Systems), que fornece dados sobre relâmpagos, e o satélite METEOSAT-3, que fornece imagens meteorológicas. É importante salientar que neste estudo utilizaram-se dados de outros equipamentos, como os contadores de descarga e radiossondagens, mas estes apenas complementam o estudo. Desta forma, visto que não há radar meteorológico nem radiossondagens no estado de Minas Gerais, utilizou-se a radiossondagem do Rio de Janeiro.

Posteriormente, será apresentada a metodologia utilizada no presente trabalho para a identificação dos relâmpagos e das condições meteorológicas. Para tal estudo foi necessário desenvolver um “software” de identificação de relâmpagos (ESTRELA) e adaptar os “software” de visualização de imagens de satélite (SAMSAT, DISPEGA).

3.2 - TÉCNICAS DE MEDIDAS

A descrição das técnicas de medidas utilizadas no presente trabalho será subdividida em técnicas de medidas de relâmpagos e de medidas meteorológicas.

3.2.1 - TÉCNICA DE MEDIDA DE RELÂMPAGOS DO TIPO LPATS

O monitoramento de solo dos relâmpagos utilizou um sistema de rastreamento e localização denominado LPATS. Este sistema está centralizado em Belo Horizonte, Minas Gerais, o qual pertence ao Centro de Tecnologia e Normalização da Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG). O sistema consiste de 4 estações receptoras, antenas e uma central de análise. As estações estão localizadas em Usina Volta Grande (20°1'S, 48°13'W), Hidroelétrica de Três Marias (18°13'S, 45°15'W), Lavras (21°15'S, 45°00'W) e Ipatinga (19°29'S, 42°32' W). O sistema cobre uma área de aproximadamente 700.000 km² abrangendo as latitudes de 14°00'a 23°00'S e longitudes de 39°00' a 52°00'W (Figura 3.1).

Os relâmpagos são identificados através das descargas de retorno. Quando ocorre uma descarga de retorno na superfície da Terra, a onda eletromagnética que se propaga com velocidade próxima à da luz, é detectada por cada estação receptora numa faixa de frequência de 2 a 500 kHz. As estações receptoras são sincronizadas entre si através de um sinal de TV do satélite Brasilsat. Desta forma, cada estação registra o momento exato da detecção e repassa essa informação para a central de análise, que por comparação entre as várias estações, determina a posição da descarga de retorno. Através da intersecção das hipérbolas obtidas das diferenças dos tempos de registro da mesma descarga de retorno entre os pares de estações de recepção, determina-se a latitude e a longitude das respectivas descargas de retorno. O "Software" utilizado por este sistema desconsidera a estação mais próxima da descarga para evitar que relâmpagos intra-nuvem possam ser confundidos com os nuvem-solo. Os relâmpagos intra-nuvem apresentam alta frequência (100 a 200 kHz) e baixa amplitude de pico quando comparados aos relâmpagos nuvem-solo (5 a 10 kHz). Desta forma a onda eletromagnética dos relâmpagos intra-nuvem ao se propagar atenua mais rapidamente do que a dos nuvem-solo, sendo raramente detectado pelo sistema LPATS (Casper, 1992). O erro estimado na localização dos relâmpagos é de até 2 km, na área

interna que compreende as 4 estações receptoras, estendendo até 10 km no limite do estado.

O sistema LPATS além de fornecer a localização, também fornece a polaridade e estima a intensidade de corrente das descargas de retorno. A polaridade é discriminada pela forma de onda registrada na estação receptora. Já a intensidade de corrente é estimada, a partir da distância e do campo criado pela descarga (Orville et al., 1987). Maiores detalhes sobre o cálculo da corrente podem ser encontrados em Gin (1992).

A eficiência do sistema LPATS na região em estudo é estimada em torno de 60 a 70% dentro da área definida pelas quatro estações receptoras, diminuindo sensivelmente em direção ao limite dos estados. Uma discussão mais detalhada será apresentada no capítulo 4.

3.2.2 - TÉCNICAS DE MEDIDAS DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS

Um dos instrumentos utilizados para o monitoramento das condições meteorológicas em escala sinótica foi o satélite METEOSAT-3 (Meteorological Satellite), pertencente a uma série de satélites meteorológicos, em órbita geoestacionária (36000 km de altitude), desenvolvido pela European Space Agency (ESA). Este satélite é similar ao satélite norte-americano GOES, satélite este comumente utilizado em estudos das condições meteorológicas na América do Sul, mas cujas imagens desta região neste período de interesse encontravam-se distorcidas. Os dados foram recebidos a cada 30 minutos e armazenados na estação de Recepção e Gravação de Imagens do INPE, Cachoeira Paulista, São Paulo.

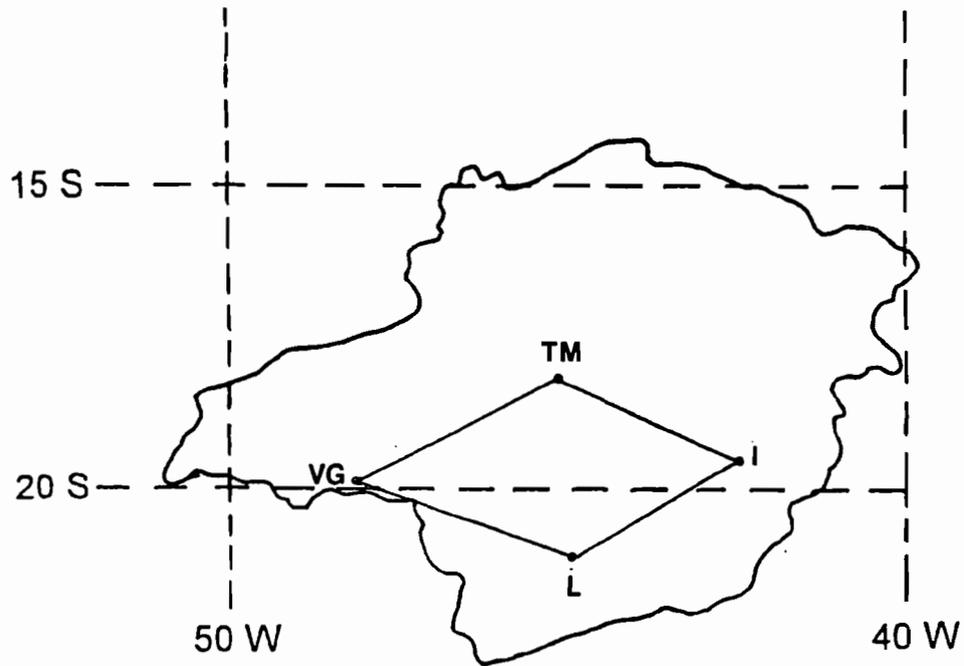


Fig. 3.1 - Mapa do estado de Minas Gerais, indicando a localização dos detectores do sistema LPATS.

O satélite inclui um sistema de comunicação, utilizado para transmitir os dados para as estações receptoras terrestres, e um sistema de sondagem atmosférica em 3 bandas espectrais diferentes, visível (0,4-1,1 μm), infravermelho (10,5-12,5 μm) e vapor d'água (5,7-7,1 μm). As imagens no visível consistem de 5000 linhas e as imagens no infravermelho e vapor d'água de 2500 linhas sendo todas convertidas em 256 níveis digitais de cinza. A resolução espacial do satélite, denominado um pixel, é de (5x5) km^2 mas por motivos técnicos, as imagens foram armazenadas em (15x15) km^2 .

A radiossondagem foi utilizada para estimar a altura do topo das nuvens, correspondente a temperatura observada nas imagens no infravermelho, e para estimar a velocidade do vento na região de interesse. Estes parâmetros são importantes, pois identificam as condições meteorológicas associadas à ocorrência dos relâmpagos. Como não havia radiossondagem local no estado de Minas Gerais estas alturas e velocidades representam parâmetros aproximados.

3.3 - METODOLOGIA UTILIZADA

A identificação dos relâmpagos e das condições meteorológicas exigiu a utilização de softwares específicos, devido a grande quantidade de dados referentes ao período em estudo. Para tal, desenvolveu-se um software para identificação dos relâmpagos, denominado ESTRELA, e adaptou-se o SAMSAT (Sistema Interativo de Tratamento de Imagens Meteorológicas - Sistema de Análise Meteorológica de Satélite) para as novas coordenadas do satélite. Na estatística de relâmpagos e na análise conjunta com as imagens de satélite utilizou-se softwares gráficos e de superposição de imagens, que serão descritos nos itens a seguir.

3.3.1 - IDENTIFICAÇÃO DE RELÂMPAGOS

A identificação dos relâmpagos é baseada em medidas de descargas de retorno. Devido a grande quantidade de informações, cerca de 900.000 descargas de retorno só no período e região de interesse, desenvolveu-se um software denominado ESTRELA (Estatística de Relâmpagos) para manipulação e análise dos dados. Este software segue as definições de relâmpagos obtidas na literatura.

Com base na literatura em geral e nas definições adotadas por Cook e Casper (1992) utilizou-se o seguinte critério de classificação de descargas de retorno para o mesmo relâmpago:

- tempo entre descargas de retorno de até 500 milissegundos;
- tempo entre a primeira e a última descarga de retorno de até 2 segundos;
- distância entre a primeira e as consecutivas descargas de retorno de até 10 km.

A prioridade do tempo entre as descargas de retorno sobre a distância garante a distinção entre relâmpagos, cujas medidas feitas no solo, apresentam descargas subseqüentes distantes entre si. Apesar dos parâmetros de tempo e distância serem amplamente difundidos na literatura atual, os mesmos foram modificados de forma a confirmar os resultados. Essas alterações não apresentaram mudanças significativas nos resultados.

Além do ESTRELA utilizaram-se também softwares gráficos, para melhor representação dos resultados, e de composição de imagens, para sobrepor os relâmpagos ao relevo.

3.3.2 - IDENTIFICAÇÃO DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS

Na identificação das condições meteorológicas utilizou-se o Sistema SITIM-SAMSAT para visualização e interpretação das imagens de satélite. Este programa corrige distorções causadas pelos movimentos do satélite e inclinação da órbita transformando cada pixel em coordenadas de latitude e longitude permitindo assim navegar corretamente as imagens. Entretanto, durante o período de estudo, o satélite mudou de 50 para 75° W em fevereiro de 1993. Desta forma foi necessário adaptar o programa de navegação para as duas posições não sendo possível navegar nas imagens de fevereiro visto que foi o mês da transição.

Além da navegação pode-se também identificar a altura do topo das nuvens convectivas utilizando-se o realce das imagens. Com imagens no infravermelho, através da temperatura, e juntamente com dados de radiossondagem pode-se estimar a altura do topo das nuvens. Essa identificação foi confirmada com imagens no visível de forma a diferenciar topos altos de nuvens não convectivas (Cirrus) e convectivas (Cumulonimbus).

A análise meteorológica feita em escala sinótica teve como objetivo identificar estruturas convectivas de grande extensão horizontal sobre o estado de Minas Gerais e associá-las aos relâmpagos. Para isto utilizou-se imagens no infravermelho e visível das 12:00 e 20:00 UT que corresponde a 10:00 e 18:00 LT horário de verão. Com base no estudo realizado na América do Sul sobre a interação entre sistemas frontais e convecção da Amazônia (Oliveira, 1986) classificou-se a atividade convectiva sobre o estado de Minas Gerais em:

- convecção local (CL) : atividade convectiva apenas no final da tarde;

- convecção tropical (CT) : atividade convectiva existente já de manhã e intensificada no final da tarde;

- faixa de nebulosidade convectiva (FxNC) : atividade convectiva associada à presença de um sistema frontal.

É importante salientar que este estudo classifica e analisa apenas os sistemas meteorológicos que atingem o estado de Minas Gerais não contabilizando os que se apresentam fora do estado.

Além do SAMSAT utilizou-se softwares de composição de imagens. O principal software, denominado DISPEGA, introduz a posição dos relâmpagos em coordenadas observadas nas imagens de satélite colocando-os sobre as estruturas de nuvens.

CAPÍTULO 4

APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS DADOS DO VERÃO DE 1993

4.1 - INTRODUÇÃO

O estudo apresentado neste trabalho utilizou dados de relâmpagos e dados meteorológicos.

Os dados de relâmpagos são obtidos no solo pelo sistema LPATS, que localiza e caracteriza os relâmpagos nuvem-solo. Uma estatística das características gerais dos relâmpagos medidos no estado de Minas Gerais entre 14^o e 23^o de latitude sul e 40^o e 52^o de longitude oeste, no período de 21 de dezembro de 1992 a 19 de março de 1993 será apresentada e discutida neste capítulo.

Os dados meteorológicos constituem-se de imagens no visível e infravermelho obtidos pelo satélite METEOSAT-3 e dados de vento e temperatura obtidos pelas radiossondagens feitas no Rio de Janeiro, já que para o estado de Minas Gerais não há radiossondagem.

4.2 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS RELÂMPAGOS NO VERÃO DE 1993

O presente estudo tem como objetivo identificar as principais características dos relâmpagos que ocorrem em Minas Gerais, baseado nas medidas feitas no verão de 1993. Segundo Orville (1990) cerca de 77% do total de relâmpagos que ocorrem por ano encontram-se no verão. Assim, o estudo de relâmpagos feito para o verão é bastante representativo de forma a obter as principais características da região.

No verão de 1993 cerca de 300.000 relâmpagos nuvem-solo foram analisados no estado de Minas Gerais. Dos 88 dias de verão 75 dias foram utilizados no presente estudo, onde as descargas de retorno foram identificadas e classificadas em relâmpagos. É importante esclarecer que devido a problemas operacionais no sistema LPATS, alguns dias apresentaram apenas a localização das descargas de retorno. Estes registros não foram analisados, pois faltavam informações para a sua classificação. Considerando os problemas citados acima, estima-se uma perda de dados em torno de 15%. A Figura 4.1 mostra o número de relâmpagos total, negativo e positivo em função dos dias de verão. Esses dados identificam características bastante interessantes, tais como o intervalo entre os períodos de máxima atividade de relâmpagos observado em janeiro, o dia de maior número de relâmpagos observado em 12/03/93 (evento 1) e a predominância de relâmpagos positivos no dia 13/03/93 (evento 2). Os períodos de máxima atividade de relâmpagos serão discutidos no Item 4.3.2 e os eventos 1 e 2 no Capítulo 5. Não se observou nenhuma associação entre os dias de relâmpagos e o índice geomagnético Ap.

DISTRIBUIÇÃO DE RELÂMPAGOS NO VERÃO

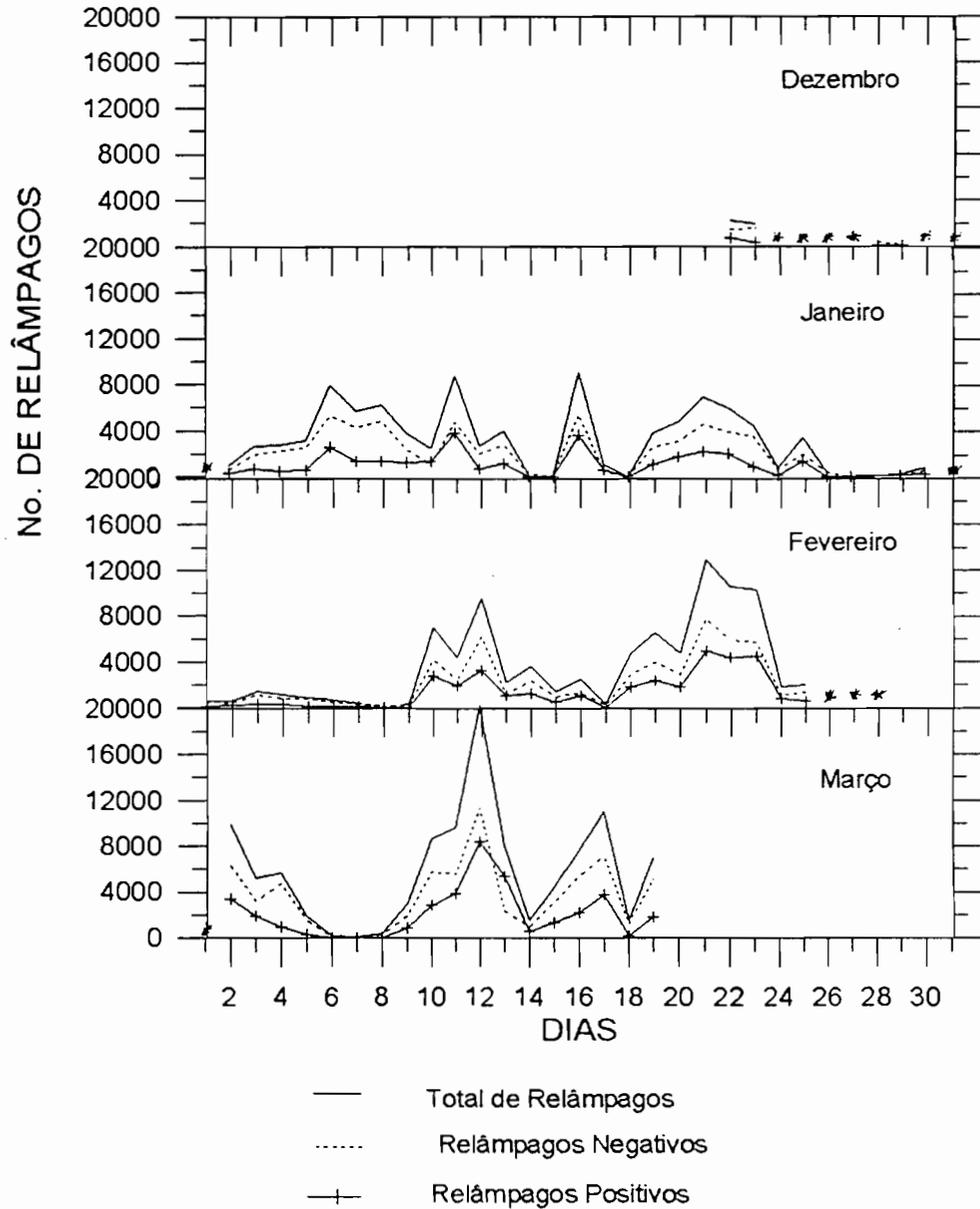


Fig. 4.1 - Número de relâmpagos em função dos dias, no período de 22 de dezembro de 1992 a 19 de março de 1993. Os asteriscos significam dias sem dados.

4.2.1 - ATIVIDADE DAS TEMPESTADES

Mediu-se no estado de Minas Gerais durante o verão de 1993, utilizando o sistema LPATS, o número médio de 4000 relâmpagos por dia de tempestade. O número de dias de tempestade geralmente é obtido através do nível cerâmico, dado pelo número de dias no qual o trovão é ouvido em estações meteorológicas localizadas ao redor do mundo. Mas no presente estudo serão considerados como dias de tempestade somente os dias em que pelo menos um relâmpago foi medido pelo LPATS. A Figura 4.2 mostra o número médio de relâmpagos por dia de tempestade para os meses do verão estudado, sendo subdivididos em número médio de relâmpagos total, negativo, positivo e bipolar. Variações mensais na atividade das tempestades foram observadas. Em fevereiro o número médio de relâmpagos positivos por dia de tempestade foi maior do que em janeiro. Aparentemente estes relâmpagos são os responsáveis pela diferença do número total de relâmpagos entre estes dois meses, já que o número de relâmpagos negativos é aproximadamente o mesmo nesta figura. Observa-se que o mês de março apresenta tempestades com atividade total de relâmpagos acima do valor médio do verão e o número médio de relâmpagos negativos são comparáveis ao número total de relâmpagos medidos em fevereiro. Nota-se que os dados do mês de dezembro são pouco representativos em termos de atividade de relâmpagos, visto que no período de interesse apenas quatro dias deste mês foram analisados (ver Figura 4.1). Aparentemente as variações mensais na atividade das tempestades sofrem influências características das condições meteorológicas. Estas características serão apresentadas no Item 4.3.2.

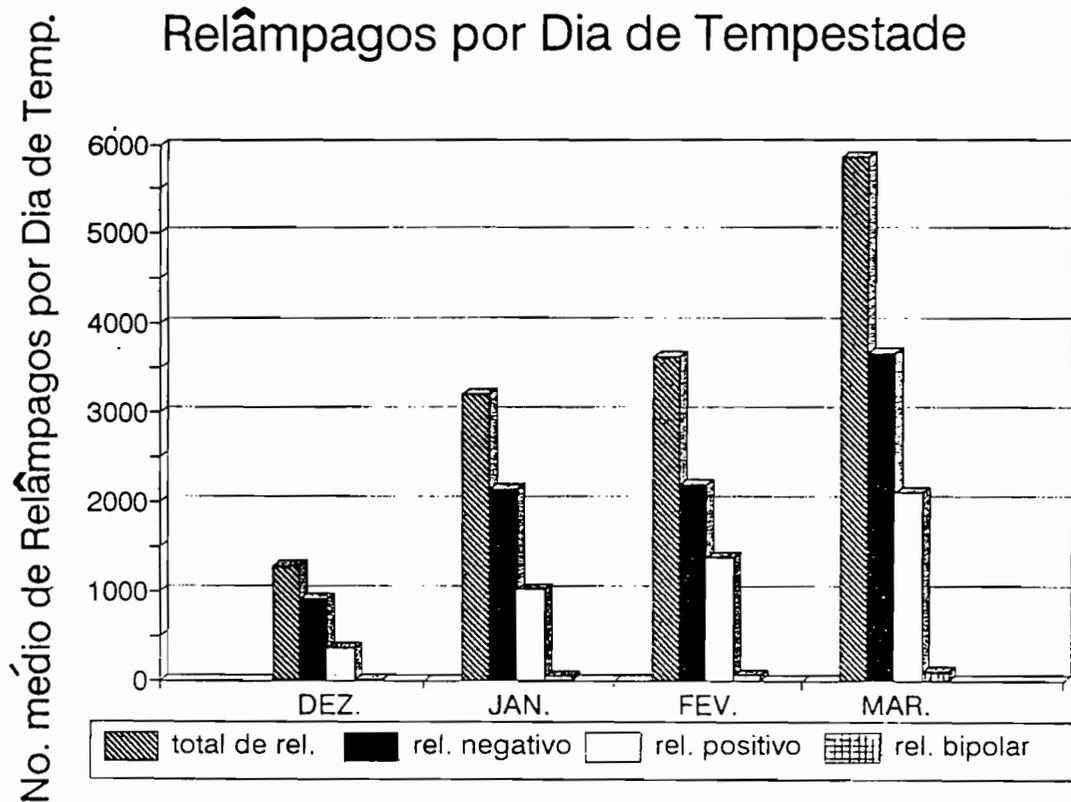


Fig. 4.2 - Número médio de relâmpagos por dia de tempestade para os meses de dezembro de 1992 a março de 1993.

4.2.2 - POLARIDADE DOS RELÂMPAGOS

A Figura 4.3 mostra as percentagens de relâmpagos para todo o verão (janeiro, fevereiro e março) distribuídas para as diversas polaridades. O número total de relâmpagos medidos para o verão e para os diversos meses é mostrado na legenda. No verão obteve-se aproximadamente 63% de relâmpagos negativos, 35% de relâmpagos positivos e 2% de relâmpagos bipolares. Estes valores mantiveram-se aproximadamente constantes para os diversos meses conforme visto na Figura 4.3. Apesar dos dados de verão, no presente estudo, apresentarem relâmpagos predominantemente negativos, o que concorda com os dados apresentados na literatura, a percentagem de relâmpagos positivos é muito maior do que a que tem sido observada no verão de outras regiões do mundo, que é de até 20% (Fuquay, 1982; Beasley, 1985; Orville et al., 1987; Reap e MacGorman, 1989; Hojo et al., 1989).

A Tabela 4.1 mostra uma comparação da percentagem de relâmpagos positivos no verão obtida por diversos autores. Nesta tabela a percentagem de relâmpagos positivos presente neste estudo é ser superior a das outras localidades, aproximando-se apenas das medidas de Hojo et al. (1989). Entretanto, se considerarmos a amostragem de relâmpagos medidos, temos que o número de relâmpagos positivos observado no presente estudo é muito superior ao encontrado por Hojo et al. (1989) no Japão que é de apenas 500 relâmpagos positivos. Dados de relâmpagos obtidos pelo LPATS nos Estados Unidos (Cook e Casper, 1992) e na Suíça (Montandon et al., 1992) identificam a presença de 15 e 21% de relâmpagos positivos para todo o ano, respectivamente. De modo a investigar se o sistema LPATS poderia estar confundindo relâmpagos intra-nuvem com relâmpagos nuvem-solo positivos de baixa intensidade de corrente, fez-se um estudo das descargas de retorno positivas de menor intensidade e observou-se que menos de 5% destas descargas apresentavam intensidade de corrente menor ou igual a 5 kA que é o valor máximo dos relâmpagos intra-nuvem (Uman, 1987). Portanto a grande percentagem de relâmpagos nuvem-solo positivos no verão aqui apresentada não é devido a relâmpagos intra-nuvem e sim às características específicas desta região.

Variações na percentagem anual de relâmpagos positivos em função da latitude foram observadas por Orville (1994) nos Estados Unidos. Tais variações foram explicadas como sendo devidas à diminuição da altitude do nível de congelamento com o aumento da latitude. Assim, com o aumento da latitude, os centros de cargas estariam mais próximo do solo. Os relâmpagos positivos passaram de menos de 2% para mais de 12% quando medidos em 30° e 45° N nos Estados Unidos (Orville, 1994). Neste estudo, devido a menor extensão territorial analisada, bem como ao forte contraste da orografia e climatologia do estado de Minas Gerais (montanhoso e tropical ao sul, plano e semi-árido ao norte) não foi possível observar variações na ocorrência de relâmpagos positivos em função da latitude.

Outro mecanismo que poderia influenciar a grande percentagem de relâmpagos positivos nesta região são as condições meteorológicas. O aumento na atividade dos relâmpagos positivos pode estar associado a sistemas frontais (Rutledge e MacGorman, 1988). O estado de Minas Gerais sofre forte influência destes sistemas no verão, mas este aspecto será discutido mais adiante. Não se pode afirmar, contudo, que esta característica é geral ou específica deste verão. A análise de outros verões talvez confirme esta característica.

Os relâmpagos bipolares têm sido observados e descritos por Narita et al. (1989). Segundo este autor, nestes relâmpagos as descargas de retorno passam pelo mesmo canal ionizado provenientes de regiões com cargas diferentes dentro da nuvem. Os relâmpagos bipolares observados neste estudo apresentam, na sua maioria, a primeira descarga de retorno com polaridade positiva (em 65% dos casos), apenas uma inversão de polaridade nas descargas subseqüentes (em 90% dos casos) e descarga de retorno de máxima intensidade de corrente com polaridade negativa (em 75% dos casos). É importante salientar que a estatística de relâmpagos bipolares vem apenas ilustrar o estudo aqui apresentado, pois além da pequena quantidade de eventos, as suas características ainda não estão bem definidas pela literatura.

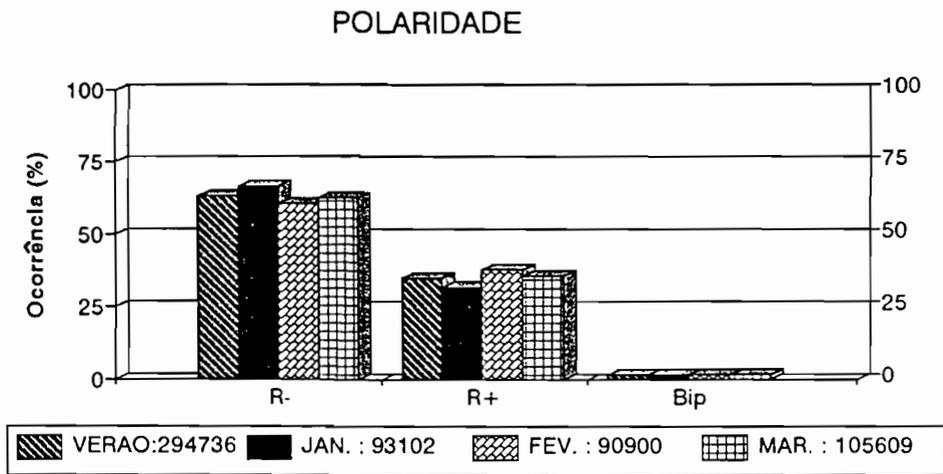


Fig. 4.3 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos em função da polaridade para os meses de janeiro a março de 1993.

TABELA 4.1 - PERCENTAGEM DE RELÂMPAGOS POSITIVOS NO VERÃO

Autor	Ano	Localização	Técnica Experimental	Percentagem
Este trabalho	1993	Minas Gerais, Brasil	LPATS Satélite	35
Petersen e Rutledge, 1992	1990	Austrália	LLP Radar	9
Reap e MacGorman, 1989	1985 - 86	Oklahoma - Kansas, E.U.A.	LLP Radar	4
Hojo et al., 1989	1984 - 87	Maki, Japão	LLP Radar	20
Orville et.al., 1987	1984	Pensilvânia, E.U.A	LLP -	5

4.2.3 - MULTIPLICIDADE DOS RELÂMPAGOS

A multiplicidade, ou número de descargas de retorno por relâmpago, é identificada para os relâmpagos negativos, positivos e bipolares. Atualmente ainda se desconhece o mecanismo que provoca descargas múltiplas dentro do relâmpago. Relâmpagos simples são definidos como os relâmpagos que possuem apenas uma descarga de retorno e os múltiplos os que possuem mais de uma descarga de mesma polaridade. Esta definição é aceita para os relâmpagos negativos e positivos. Já para os bipolares a definição é diferente da adotada anteriormente. Assim, os relâmpagos bipolares simples são os que possuem apenas duas descargas de retorno e os múltiplos os que possuem mais de duas, ambos com descarga de retorno de diferente polaridade. Os relâmpagos negativos e positivos apresentam características predominantemente de relâmpagos simples como mostra a Figura 4.4(a) e (b), respectivamente. Nesta figura observa-se que a multiplicidade ocorre mais freqüentemente nos relâmpagos negativos. Cerca de 40% destes relâmpagos têm mais de duas descargas de retorno podendo estender-se a mais de dez descargas de retorno. Já os relâmpagos positivos, apenas 10% destes são múltiplos, sendo observado alguns casos com cinco descargas de retorno. Quanto aos relâmpagos bipolares (Figura 4.4 (c)), cerca de 58% têm apenas duas descargas de retorno e 42% têm três ou mais descargas de retorno podendo alguns exceder a dez descargas. Com isto observa-se que os relâmpagos bipolares apresentam também características predominantemente de relâmpagos simples. A Figura 4.5 mostra uma comparação da multiplicidade dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b) obtida por diversos autores. Com exceção de Schonland (1956) há concordância na distribuição da percentagem de relâmpagos negativos e positivos em função do número de descargas de retorno no presente estudo com a obtida por diversos autores. Aparentemente, a diversidade de técnicas empregadas como fotografia e campo elétrico (Schonland, 1956), fotografia e torre (Berger, 1967), LPATS (este trabalho; Cook e Casper, 1992; Montandon et al., 1992) e LLP (Reap e MacGorman, 1989) não influenciam na tendência da multiplicidade dos relâmpagos. A Figura 4.5 mostra que mais de 50% dos relâmpagos negativos, exceto para Schonland (1956) e Reap e MacGorman (1989), e 80% dos positivos são simples.

Schonland (1956) atribui o aparente aumento na percentagem de relâmpagos negativos com 5 ou mais do que 10 descargas de retorno à influência de sistemas frontais. Embora hajam sistemas frontais no presente estudo, tal influência não foi aqui observada. Segundo Orville et al. (1987), a percentagem de relâmpagos negativos simples passa de 80% no inverno para 40% no verão enquanto que para os relâmpagos positivos simples esta variação não ocorre. Desta forma a pequena percentagem de relâmpagos negativos simples obtidos por Schonland (1956) e Reap e MacGorman (1989) parece ser devida a variações meteorológicas e ou sazonais. Nada foi encontrado na literatura sobre a multiplicidade dos bipolares.

Com base na Figura 4.4 calculou-se a multiplicidade média dos relâmpagos, excluindo os relâmpagos simples. Os relâmpagos negativos apresentaram maior multiplicidade (2,9) do que os positivos (2,2). A Tabela 4.2 mostra uma comparação da multiplicidade média obtida por diversos autores. Aparentemente a multiplicidade média dos relâmpagos negativos depende da técnica empregada. As medidas obtidas por Schonland (1956), Berger (1967) e Cooray e Perez (1994) apresentam grande multiplicidade média dos relâmpagos negativos. Isto parece ser influência da técnica e do pequeno número de eventos estudados. Assim estes resultados são pouco significativos quando comparado aos demais autores. A multiplicidade média dos relâmpagos bipolares, excluindo-se os simples, é de 4,0. Não há na literatura informações sobre a multiplicidade média dos relâmpagos bipolares.

Considerando-se as definições iniciais de identificação do relâmpago e duração de aproximadamente 2 segundos, a máxima multiplicidade encontrada para os relâmpagos negativos e positivos é de 20 e 10 descargas de retorno, respectivamente. Registros de máxima multiplicidade para os relâmpagos negativos foram encontrados por Kitagawa (Uman, 1987) com 26 descargas e por Cook e Casper (1992) com 20 descargas. Não há registros na literatura de máxima multiplicidade para os relâmpagos positivos.

MULTIPLICIDADE
Período: DEZEMBRO 1992 - MARÇO 1993

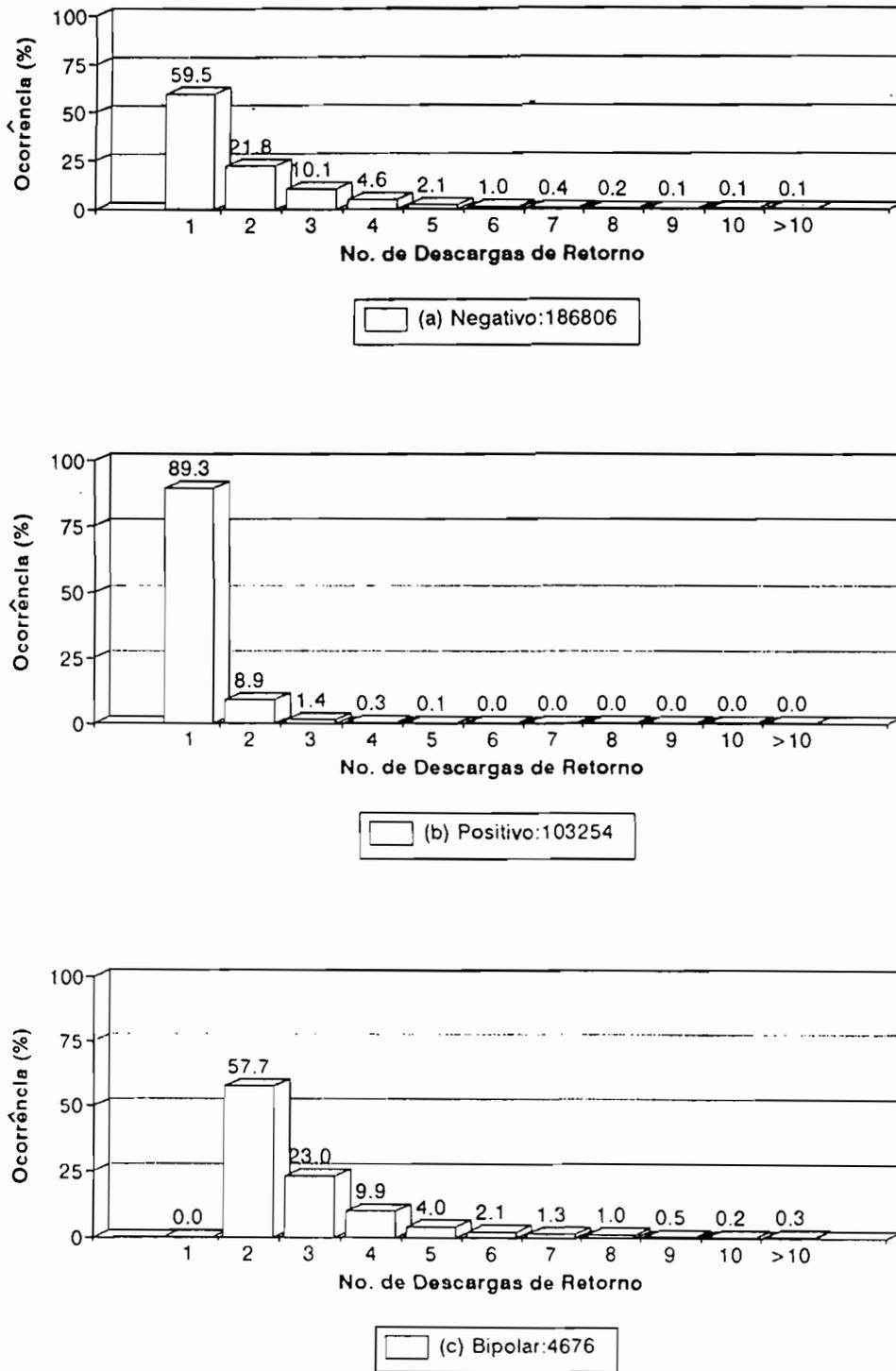
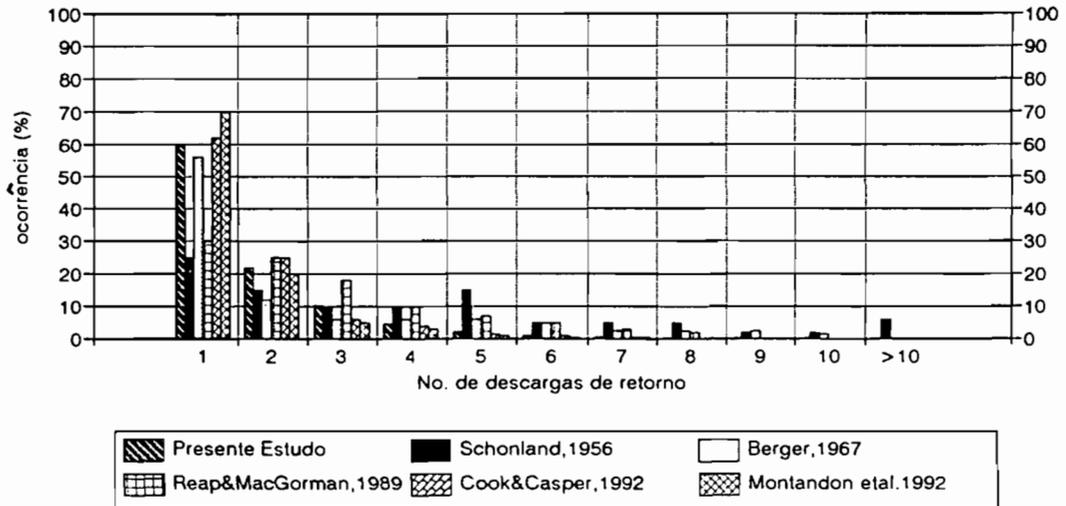


Fig. 4.4 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos em função da multiplicidade

MULTIPLICIDADE DOS RELÂMPAGOS NEGATIVOS



MULTIPLICIDADE DOS RELÂMPAGOS POSITIVOS

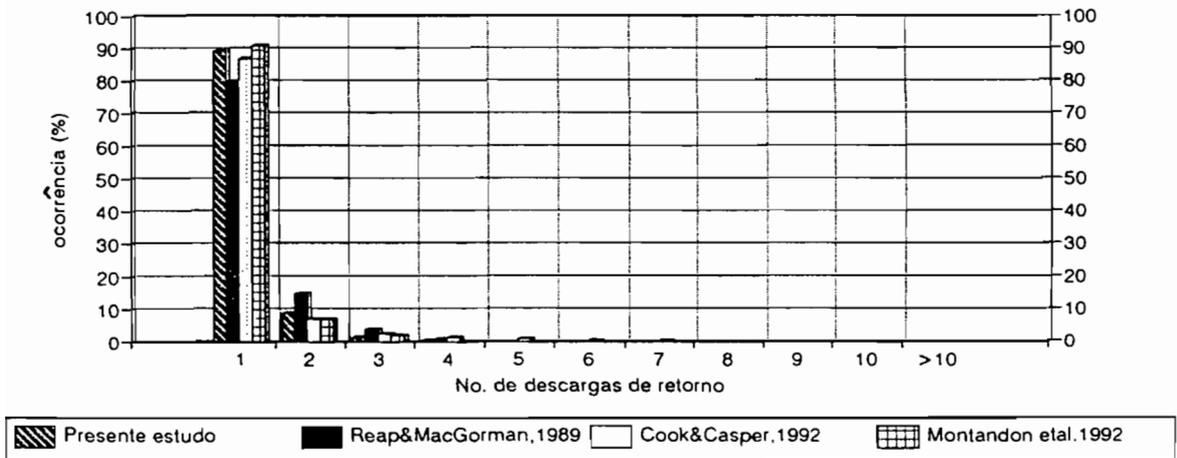


Fig. 4.5 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos em função da multiplicidade feita por diversos autores.

TABELA 4.2 - MULTIPLICIDADE MÉDIA DOS RELÂMPAGOS MÚLTIPLOS

Autor	Período	Localização	Técnicas	Altitude (Metros)	Multiplicidade média	
					-	+
Este Trabalho	12/92 - 03/93	Minas Gerais, Brasil	LPATS	1.000 a 3.000	2,9	2,2
Schonland, 1956	1956	África do Sul	Fotografia e Campo Elétrico	1.000 a 2.000	4,2	-
Berger, 1967	1955 - 1963	Suíça	Fotografia e torre	900	4,6	-
Reap e MacGorman, 1989	04 - 09/85 04 - 09/86	Oklahoma, EUA	LLP	200 a 500	3.5	2.7
Cook e Casper, 1992	1991	EUA	LPATS	-	2,7	3,0
Cooray e Perez, 1994	1992 - 1993	Uppsala, Suécia	Campo Elétrico	0 a 200	3,4	-
Montandon et al., 1992	06/91 - 02/92	Suíça	LPATS	2.000 a 3.000	2.6	2.2

4.2.4 - INTENSIDADE DE CORRENTE DOS RELÂMPAGOS

Normalmente a intensidade de corrente dos relâmpagos é estimada através da intensidade de corrente da primeira descarga de retorno. A Figura 4.6 mostra a distribuição dos relâmpagos negativos (a), positivos (b) e bipolares (c) para algumas faixas de intensidade de corrente. Nesta figura observa-se que aproximadamente 23% dos relâmpagos negativos, 62% dos positivos e 57% dos bipolares apresentam intensidade de corrente menor do que 20 kA. A alta percentagem de relâmpagos positivos e bipolares nesta faixa poderia ter influência dos relâmpagos intra-nuvem, cuja máxima intensidade de corrente é de aproximadamente 5 kA. Estima-se que menos de 5% das descargas de retorno positivas e 1% das negativas no presente estudo apresentam intensidade de corrente menor ou igual a 5 kA. Com isso garante-se que os dados dos relâmpagos aqui presentes não estão sendo confundidos com relâmpagos intra-nuvem. Observa-se também nesta figura que cerca de 40% dos relâmpagos negativos, 27% dos relâmpagos positivos e 26% dos relâmpagos bipolares apresentam intensidade de corrente entre 20 e 40 kA. Já os relâmpagos com intensidade de corrente acima de 40 kA estão presentes em 37% dos negativos, 10% dos positivos e 17% dos bipolares. De acordo com estes dados os relâmpagos negativos são mais intensos que os positivos. Já os relâmpagos bipolares aqui encontrados apresentam o mesmo comportamento dos relâmpagos positivos (ver Figura 4.6b e c).

A Figura 4.7 mostra a percentagem de relâmpagos negativos e positivos em função de faixas de intensidade de corrente para primeira descarga de retorno obtida por diversos autores. Os relâmpagos negativos presentes neste estudo apresentam o mesmo comportamento dos relâmpagos analisados nos outros trabalhos até a faixa de 80 kA. Para intensidade de corrente superior a 80 kA o presente estudo apresenta um pequeno aumento na percentagem o que não é visto para os relâmpagos dos demais autores. Já os relâmpagos positivos apresentam distinções na faixa de 0 a 20 kA e na faixa superior a 80 kA. A percentagem dos relâmpagos positivos na faixa de 0 a 20 kA apresentada por Orville et al. (1987) e Hojo et al. (1989) é inferior à da faixa de 20 a 40 kA. Aparentemente os níveis inferiores de corrente adotados pelas diferentes

técnicas influenciam a caracterização dos relâmpagos positivos. Desta forma a interpretação dos diferentes comportamentos desta faixa é discutível devido a incertezas nos valores de corrente mínimos adotados pelos diversos trabalhos. Outro comportamento diferenciado e mais importante está na faixa de intensidade de corrente superior a 80 kA. Comparando os relâmpagos entre as faixas de intensidade de corrente de 60-80 kA e superior a 80 kA observa-se que no presente estudo a percentagem de relâmpagos negativos aumenta e dos positivos diminui na faixa superior a 80 kA. Portanto na faixa acima de 80 kA os relâmpagos negativos e positivos apresentados neste estudo, não mostram o mesmo comportamento da corrente como é visto nos demais trabalhos. Aparentemente o comportamento diferenciado tanto dos relâmpagos negativos como dos positivos para esta faixa indica características específicas desta região.

Segundo Orville (1990) as variações na intensidade de corrente dos relâmpagos negativos pode estar associada a variações latitudinais. A Tabela 4.3 mostra uma comparação da intensidade de corrente média da primeira descarga de retorno para os relâmpagos negativos e positivos obtido por diversos autores. Medidas da intensidade de corrente média dos relâmpagos, realizadas no outono na Suíça (46° N) por Montandon et al. (1992), utilizando o sistema LPATS observaram relâmpagos negativos e positivos com intensidade de 28 e 14 kA, respectivamente. Assim, se considerarmos o observado na Tabela 4.3 e as medidas de Montandon et al. (1992), infere-se que em baixas latitudes próximo de 20°, a intensidade de corrente média dos relâmpagos negativos é de aproximadamente 40 kA enquanto que em médias latitudes, próximo de 40°, a intensidade de corrente média passa para 30 kA. Essa variação não é observada para os relâmpagos positivos. Aparentemente, a intensidade de corrente dos relâmpagos positivos obtida pelo sistema LLP é superior à medida pelo sistema LPATS. Segundo Orville et al. (1987) o pico da intensidade de corrente da primeira descarga de retorno dos relâmpagos positivos cai pela metade no verão quando comparada com o inverno. Com isso os relâmpagos positivos de menor intensidade medidos pelo LLP poderiam estar sendo desprezados. A intensidade de corrente média calculada para os relâmpagos bipolares no presente estudo foi de aproximadamente 27 kA.

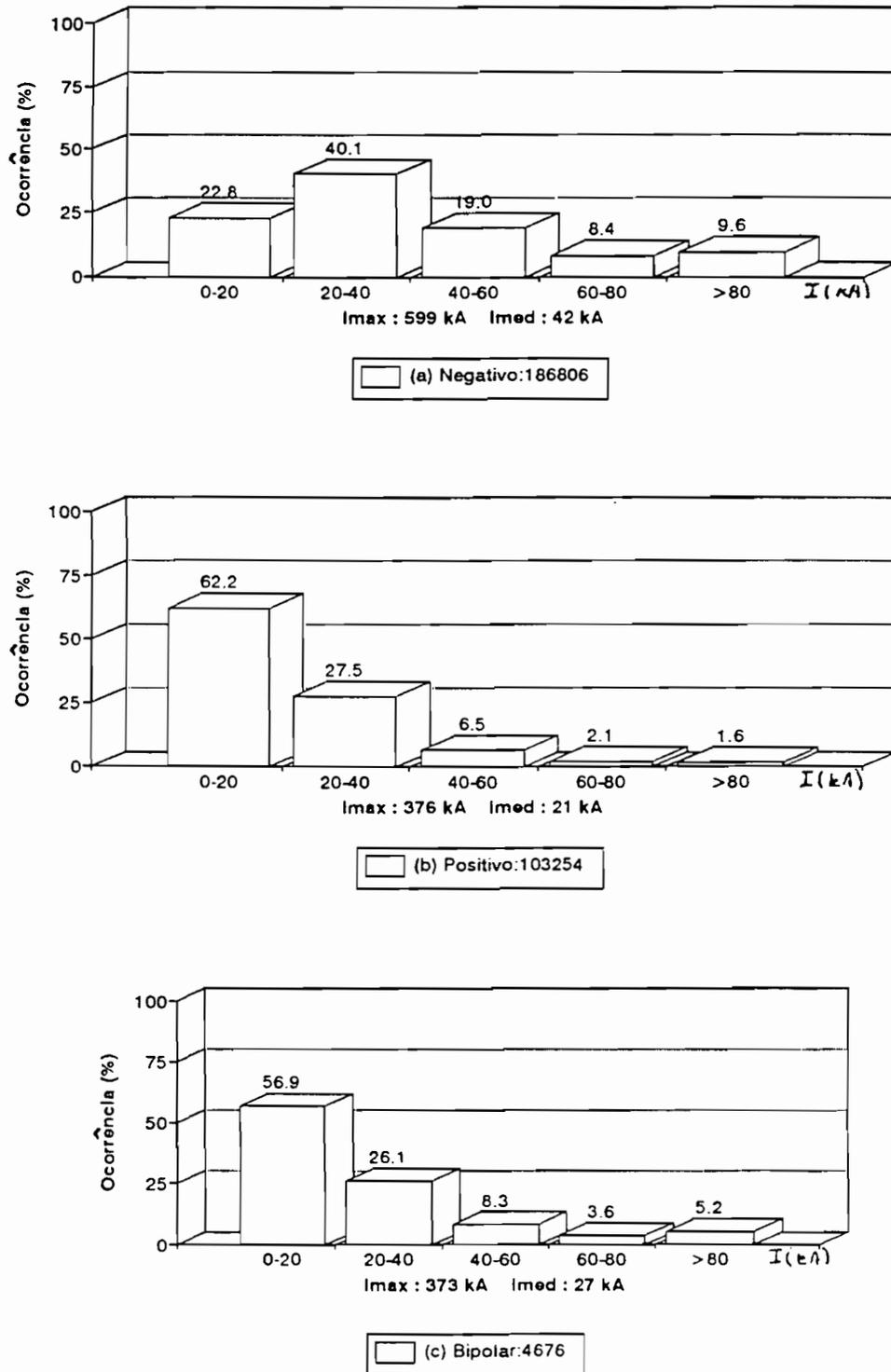


Fig. 4.6 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos em função da intensidade de corrente da primeira descarga de retorno para o verão de 1993

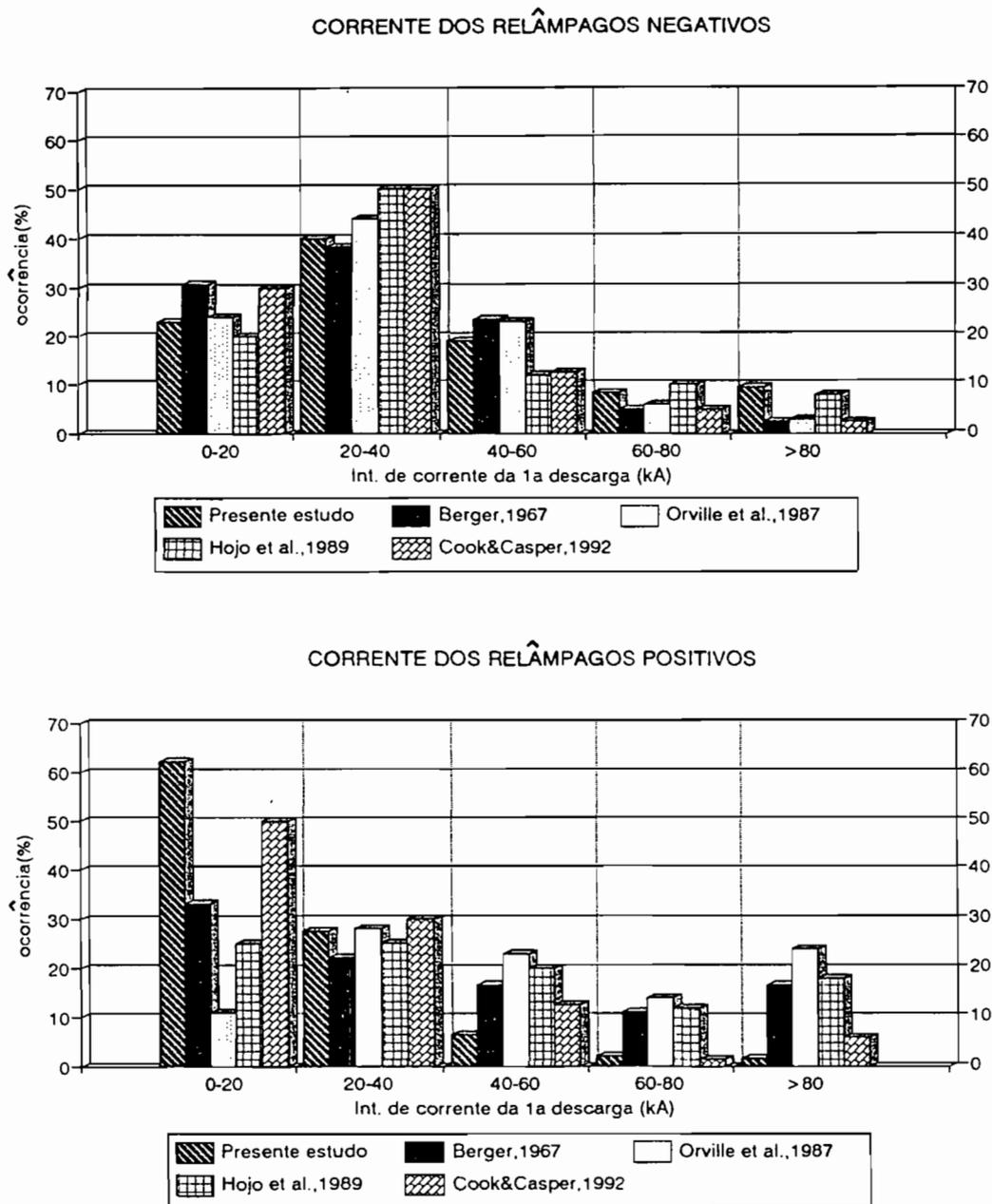


Fig. 4.7 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos em função da intensidade de corrente da 1ª descarga de retorno feita por diversos autores

**TABELA 4.3 - INTENSIDADE DE CORRENTE MÉDIA DOS RELÂMPAGOS NO
VERÃO**

Autor	Ano	Localização	Técnica	Corrente Média (kA)	
				negativo	positivo
Este Trabalho	1993	Minas Gerais, Brasil (Latitude: 20° S)	LPATS	42	21
Orville et al., 1987	1984	Pensilvânia, Estados Unidos (Latitude: 40° N)	LLP	30	45
Petersen e Rutledge, 1992	1990	Australia (Latitude: 15° S)	LLP	39	39

A intensidade de corrente máxima encontrada para os relâmpagos negativos no presente estudo, que é de 599 kA, é ainda superior ao maior valor encontrado na literatura descrito por Petersen e Rutledge (1992) que é de 346 kA. Já os positivos, com intensidade máxima de 376 kA, têm intensidade máxima próxima do encontrado por Orville et al. (1987) que é de 400 kA. Dessa forma, os relâmpagos negativos que ocorrem nesta região são bastante intensos quando comparados com os demais autores. A intensidade de corrente máxima encontrada para os relâmpagos bipolares é de aproximadamente 373 kA. Não há na literatura atual informações sobre a intensidade de corrente média e máxima dos relâmpagos bipolares.

A distribuição da descarga de retorno com intensidade de corrente máxima dentro do mesmo relâmpago também foi observada. Segundo Lin et al. (1980) em geral a primeira descarga de retorno é mais intensa que as subseqüentes. Desta forma as estimativas de intensidade de corrente dos relâmpagos existente na literatura baseiam-se na intensidade da primeira descarga de retorno. A Figura 4.8 mostra a percentagem de relâmpagos múltiplos negativos (a), positivos (b) e bipolares (c) em função do número da descarga de retorno de maior intensidade de corrente. Dos relâmpagos negativos e positivos cerca de 50% e 46% respectivamente apresentam máxima intensidade de corrente na primeira descarga de retorno. Isto indica que cerca de 50% dos negativos e 54% dos positivos apresentam descargas de retorno subseqüentes mais intensas que a primeira. Dos relâmpagos bipolares apenas 38% têm como mais intensa a primeira descarga de retorno e 62% as descargas subseqüentes. Descargas negativas subseqüentes mais intensas que a primeira também foram observadas por diversos autores como mostra a Tabela 4.4. Esta tabela apresenta uma comparação da percentagem de relâmpagos negativos com descargas de retorno subseqüentes mais intensas que a primeira obtida por estes autores. Aparentemente o presente estudo apresenta maior percentagem de relâmpagos negativos com descargas subseqüentes mais intensas do que a dos demais autores. Não há na literatura informações sobre relâmpagos positivos e bipolares com descargas subseqüentes mais intensas que a primeira.

No. da Descarga de Maior Intensidade
Período: DEZEMBRO 1992 - MARÇO 1993

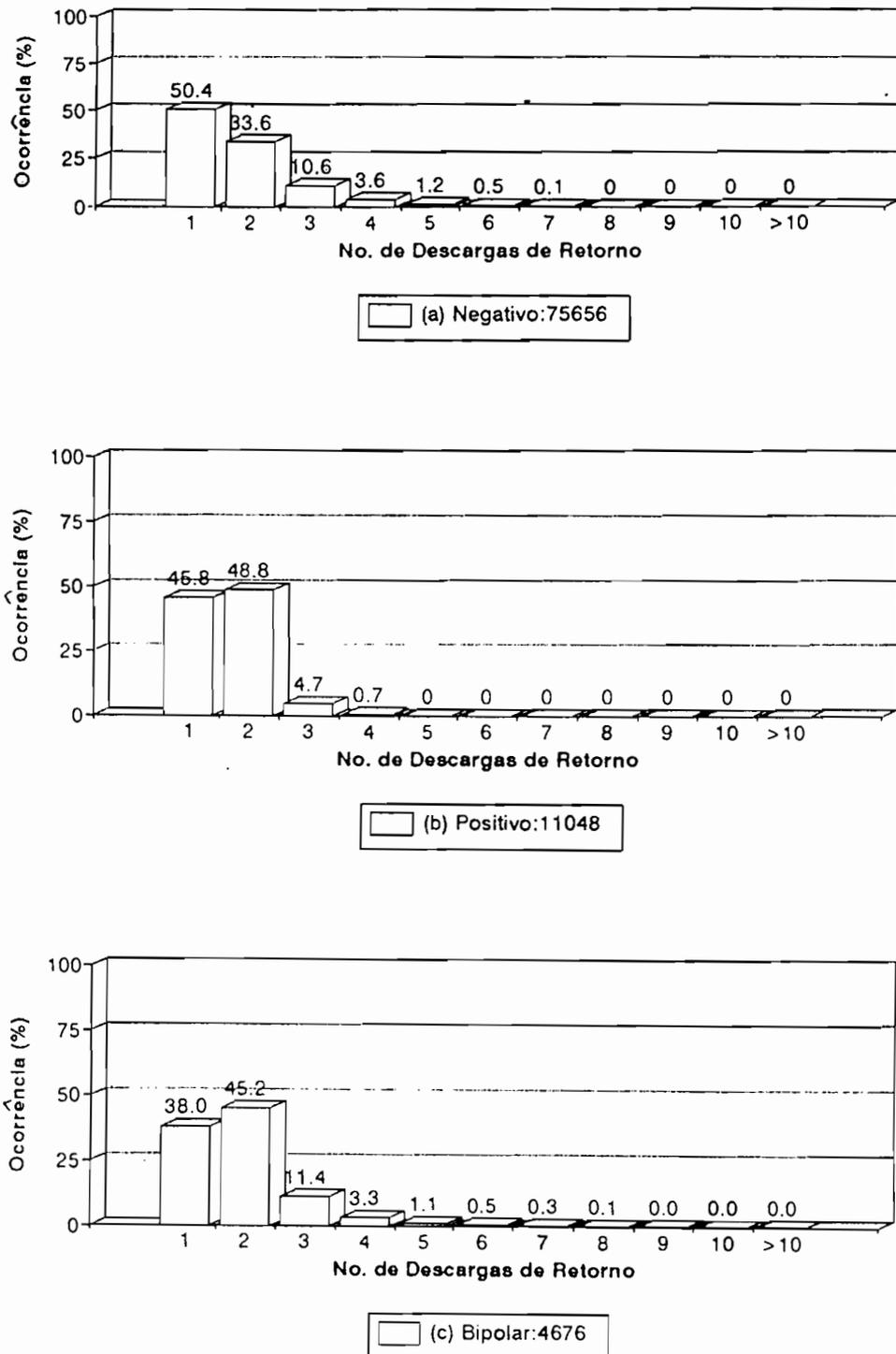


Fig. 4.8 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos múltiplos em função do número de descargas de retorno de maior intensidade de corrente para o verão de 1993.

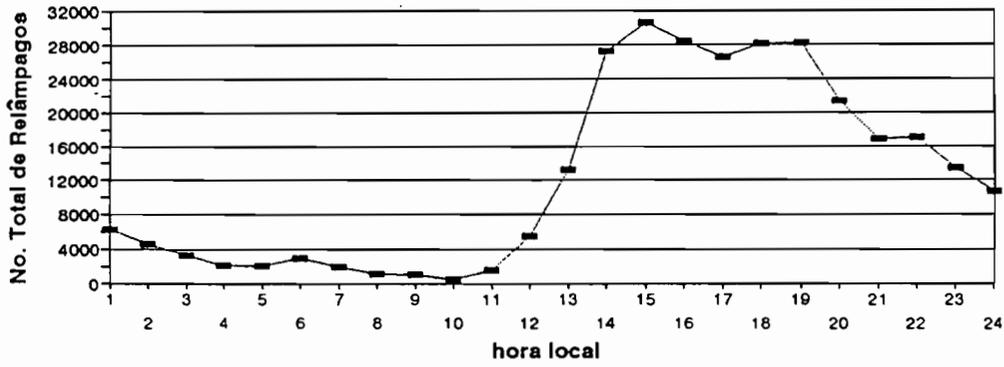
**TABELA 4.4 - PERCENTAGEM DE RELÂMPAGOS COM DESCARGAS DE
RETORNO SUBSEQÜENTES MAIS INTENSAS**

Autor	Periodo	Localização	Técnica	Percentagem de relâmpagos negativos com descarga subsequente mais intensa que a primeira
Este Trabalho	dez/92 - mar/93	Minas Gerais, Brasil	LPATS	49,6
Thottappillil et. al., 1992	julho/1979	Flórida, Estados Unidos	Imagem de TV Campo Eléctrico	33
Cooray e Perez, 1994	1992 - 93	Uppsala, Suécia	Campo Eléctrico	24
Schonland et.al., 1935	1933-35	África do Sul	Boys Camera	12

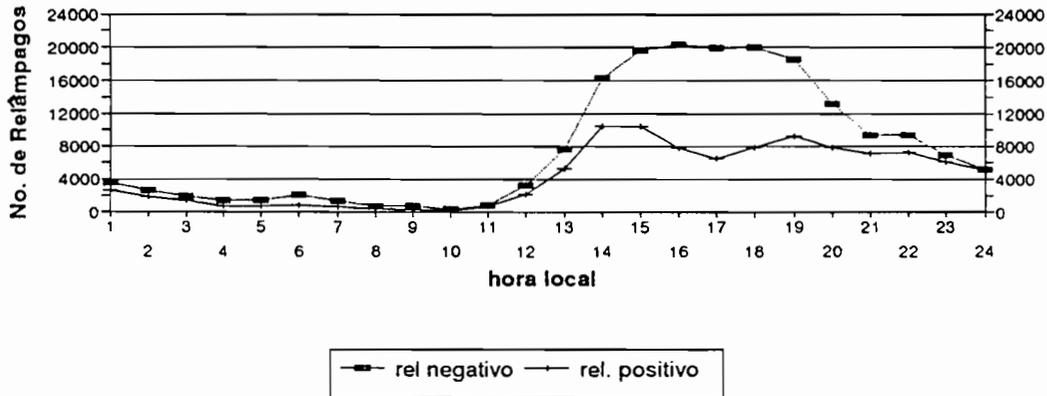
4.2.5 - DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL DOS RELÂMPAGOS

A distribuição temporal dos relâmpagos é apresentada na Figura 4.9. Esta figura apresenta o número de relâmpagos total (a), negativo e positivo (b) e bipolar (c) em função da hora local (LT), sendo representados às 12:00 LT, por exemplo, os relâmpagos que ocorrem no período das 11 horas, 00 minutos e 001 segundos até 12 horas, 00 minutos e 000 segundos. Estes dados não correspondem ao horário de verão e indicam horários exatos. A Figura 4.9a mostra um decréscimo no número total de relâmpagos no início da madrugada tendendo ao número mínimo em torno das 10:00 LT. Após este período o número total de relâmpagos aumenta rapidamente atingindo o número máximo em torno das 15:00 LT onde a atividade de relâmpagos ainda mantém-se alta, por um período de aproximadamente 4 horas, diminuindo ao anoitecer. O mesmo comportamento é observado na distribuição do número de relâmpagos negativos e positivos (Figura 4.9b). Os relâmpagos negativos atingem o número máximo às 16:00 LT permanecendo aproximadamente constante por mais 2 horas. Já os positivos apresentam número máximo em torno das 14:00 LT e 19:00 LT. Quanto à distribuição dos relâmpagos bipolares observa-se picos em torno das 14:00 LT, 19:00 LT e 22:00 LT (Figura 4.9c). Segundo López e Holle (1986) as montanhas modulam a atividade de relâmpagos identificada pela presença do pico na distribuição dos relâmpagos no final da tarde. Para os bipolares os picos podem não ser estatisticamente significativos devido à pequena quantidade de eventos. Observa-se que o número de relâmpagos que ocorre à noite é ainda grande quando comparado aos períodos de máxima atividade horária, das 14:00 às 19:00 LT. Desta maneira observa-se que os relâmpagos que ocorrem às 24:00 LT correspondem a aproximadamente 25% dos negativos, 50% dos positivos e 65% dos bipolares ocorridos por volta das 15:00 LT, segundo suas respectivas polaridades. Esta característica pode estar associada às condições meteorológicas, sendo discutida mais adiante. Apesar da Figura 4.9(a) apresentar duplo pico na distribuição temporal dos relâmpagos, não se pode afirmar que estes picos são devido a presença de montanhas. Uma análise estatística da significância dos picos na distribuição temporal dos relâmpagos será apresentado no Capítulo 6.

No. Total de Relâmpagos por Hora
Dez.92 - Mar.93



No. de Relâmpagos por Hora
Dez.92 - Mar.93



No. de Relâmpagos Bipolares por Hora
Dez.92 - Mar.93

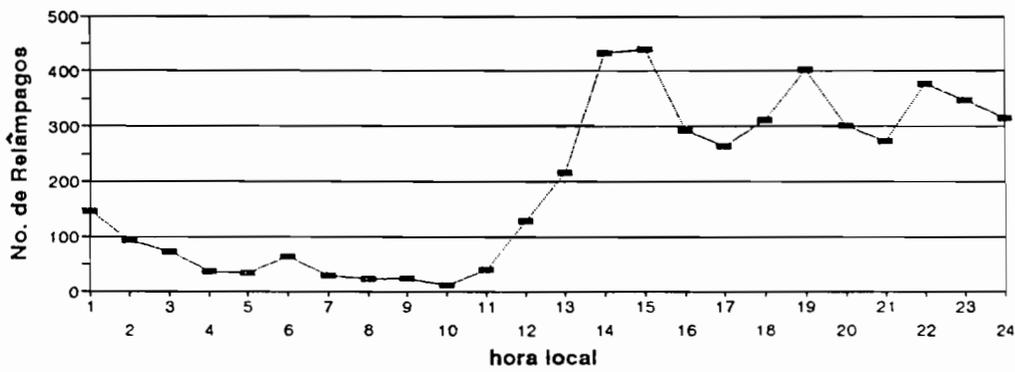


Fig. 4.9 - Número de relâmpagos em função da hora local ocorridos durante o verão de 1993.

A distribuição temporal dos relâmpagos também foi comparada às medidas obtidas por diversos autores, como mostra a Figura 4.10. Esta figura mostra a variação do número de relâmpagos total, normalizado pelo pico, em função da hora local. Observa-se que a distribuição obtida para o Brasil em geral comporta-se como a dos Estados Unidos, apresentando atividade mínima às 10:00 LT e máxima por volta das 15:00 LT. Comportamentos diferenciados mostram o número de relâmpagos relativamente alto de 5:00 a 11:00 LT apresentado na curva de Reap (1994), de 21:00 a 24:00 LT e de 01:00 a 11:00 LT apresentada na curva de Reap e MacGorman (1989) e de 21:00 a 24:00 LT no presente estudo. O comportamento diferenciado na curva de Reap (1994) não corresponde à influência de montanhas, pois estes dados foram obtidos em regiões de baixas altitudes. Reap e MacGorman (1989) atribuem a alta atividade noturna dos relâmpagos à permanência de Sistemas Frontais (SF). Estes sistemas mantêm a instabilidade atmosférica por mais tempo aumentando assim a atividade de relâmpagos noturna. Portanto, estas características são devido a influências meteorológicas específicas dessas regiões. Aparentemente, o sudeste do Brasil sofre mais influências de Sistemas Frontais durante o verão, do que a maioria das regiões correspondentes às curvas nos Estados Unidos. Isto é observado às 24:00 LT, onde número de relâmpagos que ocorre no Brasil, exceto para Reap e MacGorman (1989), é aproximadamente 3,5 vezes maior do que nos E.U.A..

A distribuição temporal dos relâmpagos em função da multiplicidade, para o período de maior atividade de relâmpagos, das 12:00 às 24:00 LT, é apresentada na Figura 4.11. Esta figura mostra a percentagem de relâmpagos negativos (a) e positivos (b), em função da hora local com no mínimo 4 e 2 descargas de retorno, respectivamente. A multiplicidade mínima definida aqui aparece de modo a garantir relâmpagos bastante ativos. Os relâmpagos negativos apresentam uma distribuição aproximadamente constante com a hora local. A partir das 17:00 LT a percentagem destes relâmpagos tende a um pequeno aumento ao anoitecer, sendo a máxima percentagem atingida por volta das 23:00 LT. Já os positivos apresentam a percentagem máxima às 12:00 e 24:00 LT com o mínimo em torno das 17:00 LT.

Variações de até 10% são observadas neste tipo de polaridade. Os relâmpagos bipolares não foram incorporados neste estudo devido a pequena quantidade de dados disponíveis. O período de menor multiplicidade dos relâmpagos positivos ocorre em torno das 17:00 LT coincidindo com o mínimo relativo na distribuição temporal dos relâmpagos total e positivo (Figura 4.9 (a) e (b)). Já para os negativos, o período de menor multiplicidade, embora não tão evidente, ocorre também no mesmo horário, mas quando a atividade é máxima. Os períodos de maior percentagem de relâmpagos múltiplos, tanto para positivos como para negativos, agora com menos evidência, está em torno das 12:00 e 24:00 LT, que corresponde ao início e fim da atividade principal de relâmpagos.

A distribuição temporal da corrente média dos relâmpagos negativos e positivos é apresentada na Figura 4.12. A figura mostra a variação da intensidade de corrente média horária dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b), para o período de maior atividade de relâmpagos. Flutuações pouco significativas foram apresentadas em função da hora local. Não há informações na literatura sobre a distribuição da multiplicidade e da intensidade de corrente média em função da hora local.

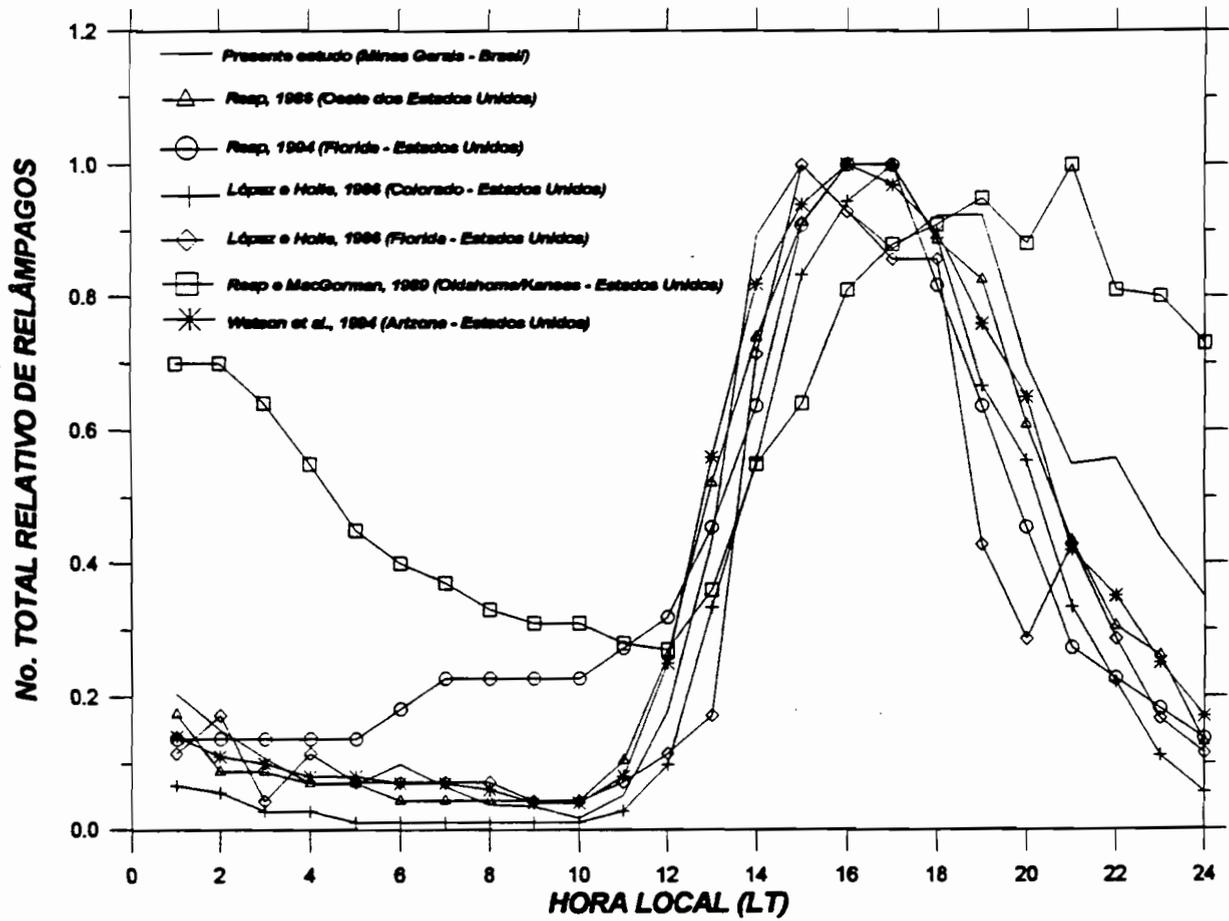


Fig. 4.10 - Número total relativo de relâmpagos em função da hora local obtido por diversos autores.

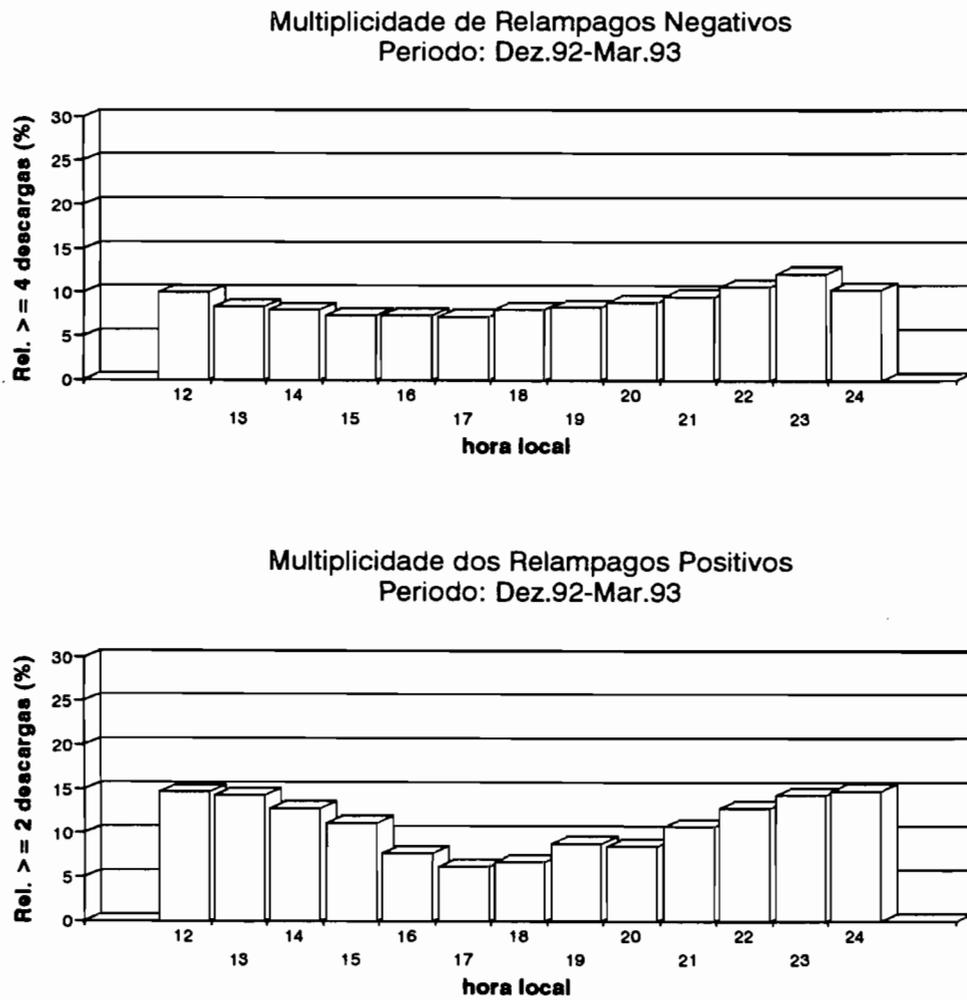


Fig. 4.11 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos múltiplos em função da hora local para o verão de 1993.

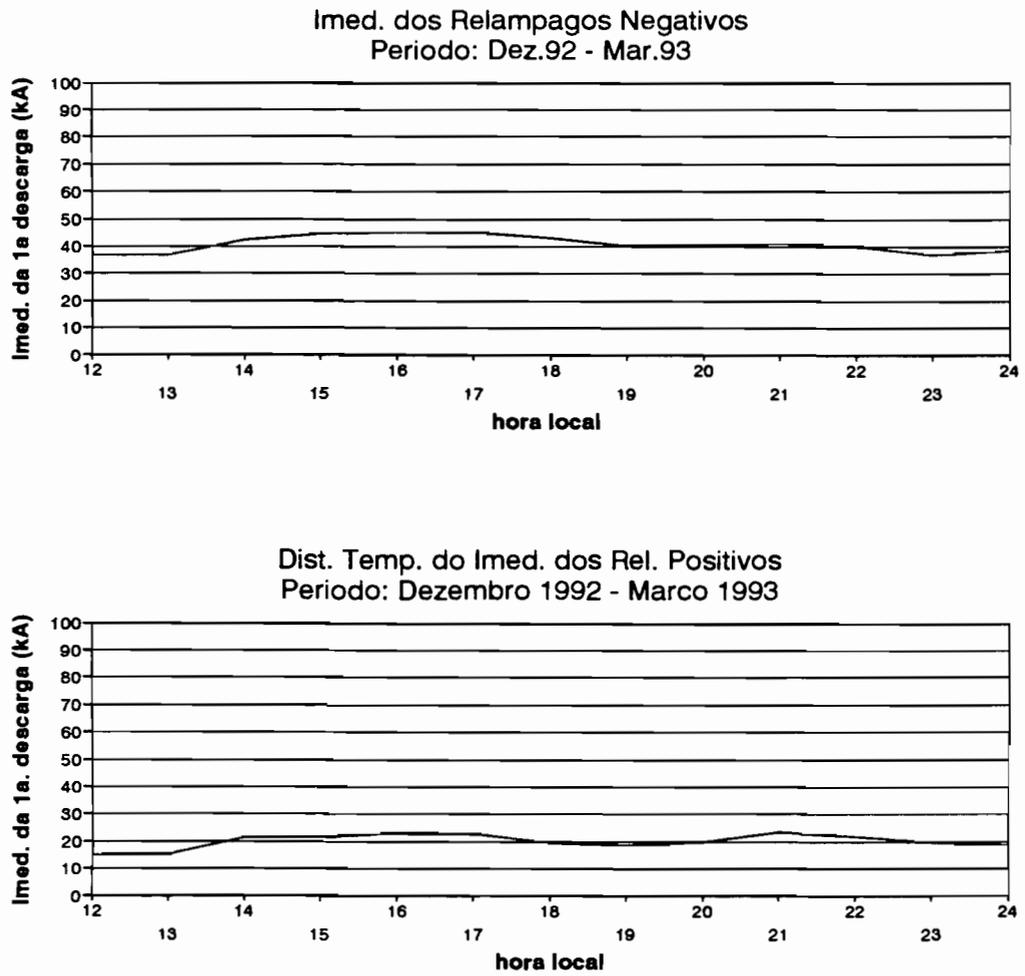


Fig. 4.12 - Intensidade média de corrente da primeira descarga de retorno dos relâmpagos para o verão de 1993.

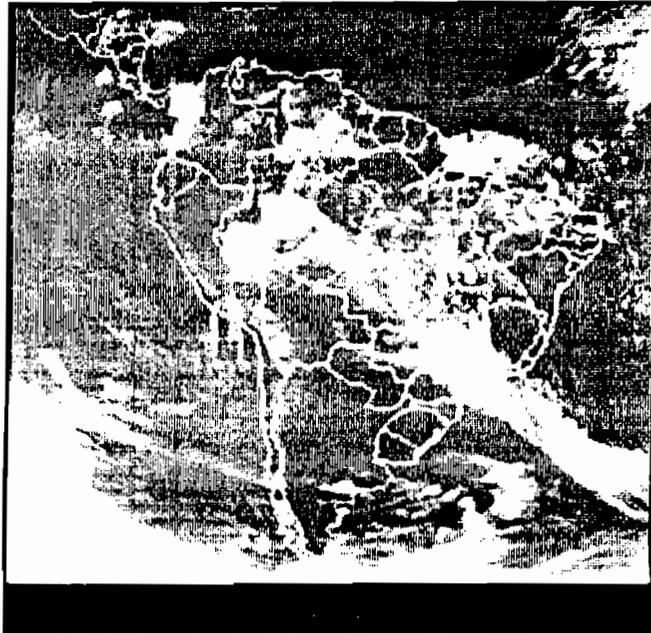
4.3 - CARACTERÍSTICAS DOS RELÂMPAGOS ASSOCIADOS ÀS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS

As características meteorológicas na região do estado de Minas Gerais foram obtidas através de observações visuais de imagens de satélite em escala sinótica. As imagens do mês de fevereiro não entram na análise meteorológica devido a mudanças na posição do satélite dificultando assim a sua navegação.

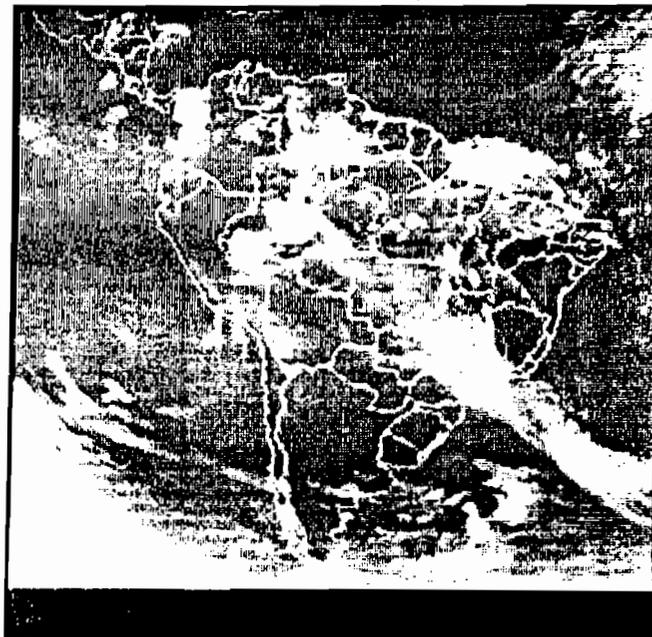
4.3.1 - CARACTERÍSTICAS DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS NO VERÃO DE 1993

Estudos realizados na América do Sul identificam a existência de uma nebulosidade sobre a região centro-norte do continente. Segundo Oliveira (1986), a convecção tropical que se desloca na direção norte-nordeste, pode ser associada a sistemas frontais (SF) organizando faixas de nebulosidade convectivas que se estendem desde de médias até baixas latitudes.

No presente estudo a atividade convectiva sobre o estado de Minas Gerais está classificada em: faixa de nebulosidade convectiva (FxNC), convecção local (CL) e convecção tropical (CT). As Figuras 4.13 a 4.15 mostram exemplos de dias de FxNC, CL e CT, respectivamente sobre o estado de Minas Gerais. A atividade convectiva em FxNC e CT deve-se a atuação de agente externo, o que não ocorre em CL onde só há agente local. É importante salientar que nem todas as FxNC se distribuem inteiramente sobre o estado de Minas Gerais. Observa-se neste verão que algumas FxNC se distribuem mais ao Norte ou mais ao Sul do estado. Verificou-se portanto que FxNC parcialmente distribuídas sobre o estado apresentam menor número de relâmpagos do que as demais.



METEOSAT-3 11/01/93 12:00 UT

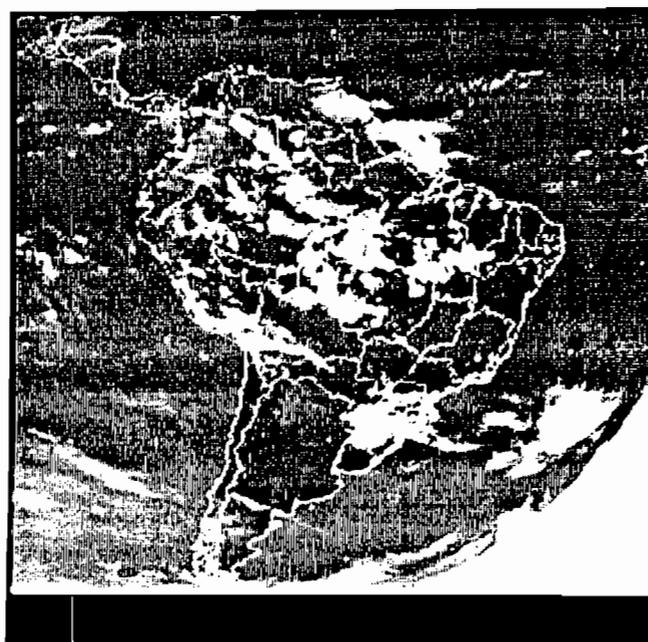


METEOSAT-3 11/01/93 19:00 UT

Fig. 4.13 - Imagem no infravermelho do satélite METEOSAT-3 para o dia 11/01/93 às 19:00 UT. Este dia apresenta característica de FxNC -



METEOSAT-3 09/03/93 12:00 UT

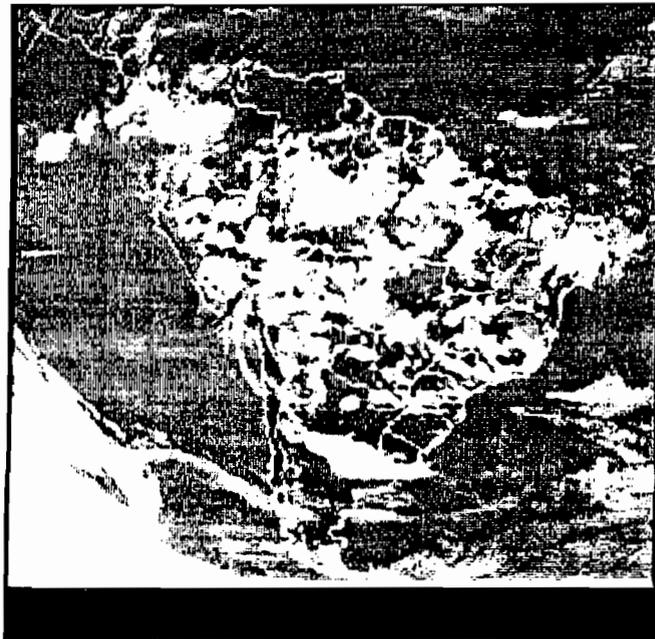


METEOSAT-3 09/03/93 20:00 UT

Fig. 4.14 - Imagem no infravermelho do satélite METEOSAT-3 para o dia 09/03/93 às 20:00 UT. Este dia apresenta características de CL.



METEOSAT-3 06/01/93 12:00 UT



METEOSAT-3 06/01/93 20:00 UT

Fig. 4.15 - Imagem no infravermelho do satélite METEOSAT-3 para o dia 06/01/93 às 20:00 UT. Este dia apresenta características de CT

Do total de relâmpagos neste verão observou-se que 45% destes ocorreram em dias de FxNC, 5% em dias de CL, 17% em dias de CT e 33% em dias não classificados por falta de imagens. Grande parte dos dias não classificados fazem parte do mês de fevereiro. Como o mês de fevereiro apresenta características de relâmpagos similares a dos outros meses deste verão pode-se, então, considerar que o presente estudo apresenta dias predominantemente característicos de FxNC. Não há estudos da frequência de ocorrência destas atividades convectivas sobre o estado de Minas Gerais, entretanto um estudo climatológico baseado em 10 anos de imagem de satélite, identifica que entre 20 e 25° S, ou seja, no Sul do estado de Minas Gerais ocorre uma média de 6 FxNC em janeiro e março (Oliveira, 1986). O presente estudo apresenta cerca de 5 FxNC no estado de Minas Gerais durante estes meses.

Dados de ventos e temperaturas obtidos de radiossondagem, foram associados à classificação meteorológica. Devido às radiossondagens de São Paulo estarem incompletas, utilizou-se apenas as do Rio de Janeiro. Esta radiossondagem foi importante para identificar o comportamento das condições meteorológicas locais associado à classificação da atividade convectiva. A Figura 4.16 mostra a variação da temperatura em função da altitude para os dias 11/01/93 (FxNC), 09/03/93 (CL) e 06/01/93 (CT) anteriormente ilustrados nas Figuras 4.13 a 4.15. Aparentemente, a altitude correspondente à temperatura do centro de carga negativa, que corresponde a temperatura entre -10 e -15°C, para o dia identificado como CL e CT é um pouco maior quando comparada à FxNC, que é de aproximadamente 6 km. Estas diferenças são pequenas quando comparadas às incertezas nas medições das radiossondagens. Devido à ausência de radiossondagens em outras condições de CT e CL, não foi possível identificar as características de temperatura para estas condições meteorológicas. Portanto não se pode afirmar se estas características são ou não de um evento específico. Uma comparação entre alguns dias de FxNC será apresentada no Capítulo 5. Quanto ao perfil da velocidade do vento, não foi possível fazer o mesmo estudo devido à ausência de dados.

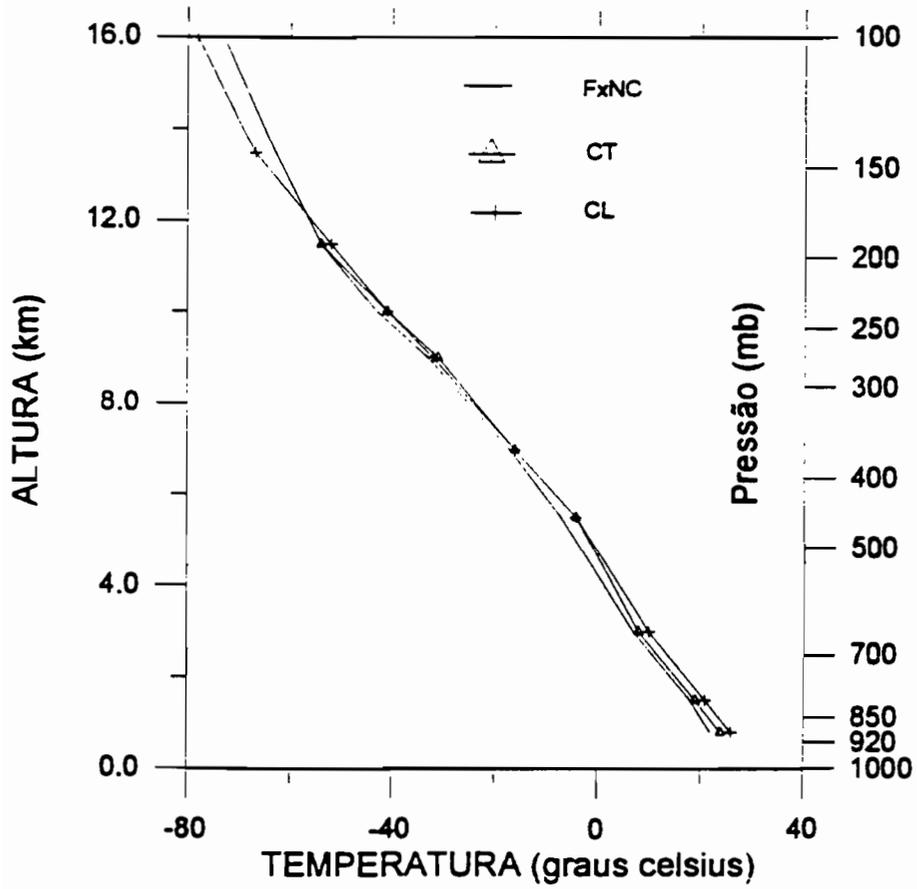


Fig. 4.16 - Variação da temperatura em função da altitude para os dias 11/01/93 (F_xNC), 09/03/93 (CL), 06/01/93 (CT).

4.3.2 - ATIVIDADE DAS TEMPESTADES

A Figura 4.1 mostra períodos de máxima atividade de relâmpagos para o verão de 1993, onde a maioria destes estão associados a presença de SF no Sul do país (Climanálise, 1993). Embora nem todos os períodos de máxima atividade sejam devido as FxNC ou frentes, observa-se que no período em que há deslocamento de SF no Sul do país, não necessariamente sobre Minas Gerais, há grande atividade de relâmpagos neste estado. O mês de janeiro apresenta um intervalo de 5 dias entre estes períodos de máxima atividade. Entretanto, não se pode afirmar que os SF são os responsáveis pela regularidade destes períodos.

O número médio de relâmpagos por dia de tempestade em função da atividade convectiva é apresentado na Figura 4.17. Neste período de estudo 43 dias foram selecionados e analisados, confrontando dados de relâmpagos com os meteorológicos. Restringiu-se este estudo apenas aos dias em que os dados meteorológicos estavam completos. Esta figura mostra que o número médio de relâmpagos que ocorre em CL é menor do que o obtido para todo o verão de 1993, que é igual a 4.000 relâmpagos, o que já não acontece em FxNC e em CT. Este resultado parece ser devido às características de tempestades isoladas presentes em CL que, devido à presença de nuvens unicelulares, apresentam um ciclo de vida bem definido e de pouca duração. Da comparação da atividade de relâmpago em condições de FxNC e CT, observa-se que o número de relâmpagos total e negativo é maior em CT do que em FxNC. Este resultado indica diferenças na dinâmica das nuvens em FxNC e CT tornando-as mais ou menos ativas. Entretanto, na atualidade não há estudos que identifiquem estas diferenças. Como foi dito anteriormente, 45% dos relâmpagos que ocorreram no verão foram devido à FxNC e apenas 17% à CT, apesar do número médio de relâmpagos produzidos por dia de tempestade em FxNC, ser menor do que em CT (ver Figura 4.17). Uma análise dos dados mostra que em março 70% dos relâmpagos foram devido a FxNC enquanto que em janeiro apenas 57% dos relâmpagos ocorreram na mesma condição meteorológica. Portanto a percentagem de atividade de relâmpagos foi maior nas FxNC de março do que nas de janeiro. O aumento na atividade dos

relâmpagos positivos está associado a SF (Rutledge e MacGorman, 1988). Apesar do número total de relâmpagos em FxNC ser menor do que em CT (Figura 4.17), o número de positivos, cerca de 35% para FxNC, é relativamente maior do que em CT, cerca de 30% de relâmpagos positivos. É o que se observa da comparação entre dias de FxNC, onde há maior atividade de relâmpagos positivos, e dias de CL e CT. O aumento dos relâmpagos positivos parece estar associado à presença do SF.

Existe uma certa concordância entre diversos autores em associar os relâmpagos negativos e positivos às regiões convectivas e estratiformes, respectivamente (Rutledge e MacGorman, 1988; Stolzenburg, 1990; Rutledge et al., 1990; Engholm et al., 1990; Petersen e Rutledge, 1992). Orville et al.(1988) foi o primeiro autor a identificar o modelo de tempestade bipolar, ou seja, relâmpagos de diferentes polaridades em diferentes regiões da tempestade separados por algumas centenas de quilômetros. Este modelo, quando associado a MCS, é freqüentemente encontrado no outono e no inverno (Orville et al., 1988); e quando associado a sistemas frontais, é freqüentemente encontrado no verão e na primavera (Stolzenburg, 1990). Segundo Orville et al.(1988) os MCS bipolares estão associados ao cisalhamento vertical do vento. Stolzenburg (1990) encontrou alta correlação entre MCS bipolar e a direção e velocidade dos ventos nos altos níveis. Neste estudo não foi observada tempestade bipolar.

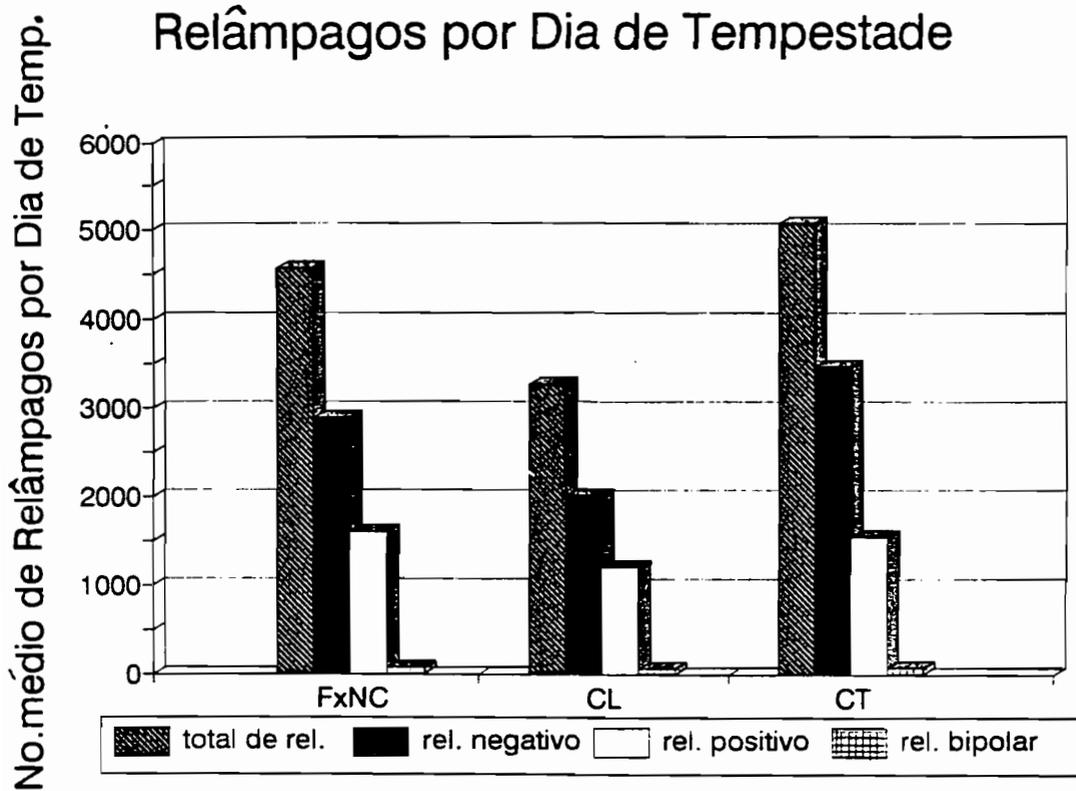


Fig. 4.17 - Número médio de relâmpagos por dia de tempestade para FxNC, CL e CT ocorridos no verão de 1993.

4.3.3 - CARACTERÍSTICAS GERAIS

A Tabela 4.5 mostra as características gerais dos relâmpagos para as condições de FxNC, CL e CT comparando-as com as da totalidade do verão. De um modo geral, o comportamento da polaridade e da multiplicidade para as diversas condições meteorológicas é similar ao do verão. Assim, tanto para FxNC, CL e CT os relâmpagos se apresentam predominantemente negativos com multiplicidade média em torno de 3, 2 e 4 descargas de retorno para os relâmpagos negativo, positivo e bipolar, respectivamente. Entretanto CT apresenta maior percentagem de relâmpagos negativos do que CL e FxNC e conseqüentemente, menor percentagem de positivos.

As condições meteorológicas também influenciam a multiplicidade dos relâmpagos. Segundo Schonland (1956) os relâmpagos múltiplos são mais comuns em tempestades frontais do que em tempestades convectivas. Considerando este argumento, a multiplicidade em FxNC deveria ser maior do que em CL e CT. Porém não foi observado este comportamento neste estudo.

Quanto à corrente média, observa-se que em CL a intensidade de corrente da primeira descarga de retorno é menor do que em FxNC e CT. Desta forma as nuvens presentes em CL parecem apresentar estrutura celular simples com pequeno acúmulo de carga. A Tabela 4.5 mostra uma relação entre a percentagem dos relâmpagos simples e a intensidade de corrente média para os relâmpagos positivos e bipolares em tempestades organizadas (CT e FxNC). Comparando a multiplicidade e a intensidade de corrente dos relâmpagos que ocorrem em FxNC e em CT se observa que quanto maior a percentagem de relâmpagos simples, para a mesma polaridade, maior a intensidade de corrente destes relâmpagos. É importante salientar que a intensidade de corrente máxima dos relâmpagos bipolares encontrada para o verão ocorre no mês de fevereiro e portanto não é apresentada em nenhuma das classificações das atividades convectivas na Tabela 4.5. A percentagem dos relâmpagos com descargas subseqüentes mais intensas varia apenas com a intensidade média de corrente da primeira descarga de retorno para as respectivas polaridades. Se a intensidade da primeira descarga for

pequena (CL) ocorre aumento na percentagem de relâmpagos com descargas subseqüentes mais intensas e se for grande (CT) diminui a percentagem destes relâmpagos. Portanto, segundo os estudos sumarizados nesta tabela, quanto maior a intensidade de corrente da primeira descarga de retorno dos relâmpagos menor a percentagem de relâmpagos com descargas subseqüentes mais intensas. Esta evidência pode ser ou não específica deste verão.

4.3.4 - DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL E ESPACIAL DOS RELÂMPAGOS

A distribuição temporal do total de relâmpagos para as diferentes condições meteorológicas é apresentada na Figura 4.18. A Figura mostra o número total de relâmpagos em função da hora local para condições de FxNC (a), CL (b) e CT (c). A máxima atividade de relâmpagos, mostrada na Figura 4.18 em condições de CL e CT é devido a influência orográfica e à convecção no final da tarde. Já em condições de FxNC a máxima atividade de relâmpagos é devido às condições orográficas, onde a maioria das tempestades localizavam-se preferencialmente em regiões de montanhas, o que concorda com observações feitas por López e Holle (1986). A significância dos picos apresentados na distribuição temporal dos relâmpagos será discutida no Capítulo 6. A distribuição temporal dos relâmpagos negativos e positivos segundo a classificação da atividade, segue o mesmo padrão da distribuição apresentada acima, e é mostrada no apêndice.

O comportamento da multiplicidade dos relâmpagos negativos e positivos para FxNC é o mesmo do apresentado no verão (ver Figura 4.11). Desta forma, a multiplicidade dos relâmpagos negativos observados em FxNC não segue a distribuição temporal dos relâmpagos como visto no comportamento destes relâmpagos para todo o verão. Apenas a multiplicidade mínima nos relâmpagos positivos coincide com a diminuição dos relâmpagos positivos em função do tempo em torno das 17:00 LT. Já a distribuição temporal em função da multiplicidade dos relâmpagos negativos e positivos, para as demais condições meteorológicas, são apresentadas nas Figuras 4.19 e 4.20 respectivamente. Em CL a percentagem da multiplicidade dos relâmpagos

negativos (Figura 4.19a) aumenta ao anoitecer atingido o máximo por volta da 21:00 LT. Já em CT (Figura 4.19b) pequenas variações na percentagem da multiplicidade dos negativos ocorre em função da hora local. Quanto aos relâmpagos positivos em CL (Figura 4.20a), a multiplicidade decresce com o anoitecer e em CT (Figura 4.20b) ocorrem pequenas variações diurnas pouco significativas. É necessário destacar que os resultados da multiplicidade para CL, devem ser vistos com cautela devido à pequena quantidade de eventos. Portanto, a distribuição da multiplicidade em CL também não coincide com a distribuição temporal dos relâmpagos, como visto em FxNC e no verão, onde a máxima percentagem da multiplicidade é observada ao anoitecer, para os relâmpagos negativos, e ao amanhecer para os relâmpagos positivos. Quanto à CT não observa-se variações significativas na multiplicidade.

Não houve variações significativas da intensidade de corrente média em função da hora local para as diversas condições meteorológicas sendo estas mostradas no apêndice.

TABELA 4.5 - COMPARAÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS RELÂMPAGOS ASSOCIADAS ÀS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS

	Pol	Verão (294.736)	# FxNC (132.846)	# CL (13.082)	# CT (50.857)
Número de relâmpagos	-	186.806 (63,4%)	84.098 (63,3%)	8.063 (61,6%)	34.716(68,3%)
	+	103.254 (35,0%)	46.504 (35,0%)	4.806 (36,7%)	15.475 (30,4%)
	b	4.676 (1,6%)	2.244 (1,7%)	213 (1,6%)	666 (1,3%)
* Percentual de relâmpagos simples	-	59,5%	59,2%	55,9%	59,0%
	+	89,3%	88,4%	88,8%	91,3%
	b	57,7%	56,0%	55,4%	58,9%
° Multiplicidade média dos relâmpagos múltiplos	-	2,9	2,9	2,8	2,8
	+	2,2	2,2	2,2	2,1
	b	4,0	4,0	3,9	4,1
I médio da 1ª descarga de retorno (kA)	-	42,0	41,9	25,9	42,4
	+	21,5	21,2	15,6	23,5
	b	27,1	26,5	23,2	29,7
I Máx. da 1ª descarga de retorno (kA)	-	599,4	490,8	240,6	599,4
	+	376,4	271,6	129,4	376,4
	b	373,6	283,1	117,0	330,9
@Percentual de descargas subsequentes mais intensas	-	49,6%	49,8%	53,5%	49,5%
	+	54,2%	55,2%	53,6%	51,7%
* R- / R+ = 1 stroke ° R- / R+ > 2 strokes @R- / R+ / R bip > 2 strokes * R bip = 2 strokes ° R bip = 3 stroke # Fevereiro excluído nas condições meteorológicas					

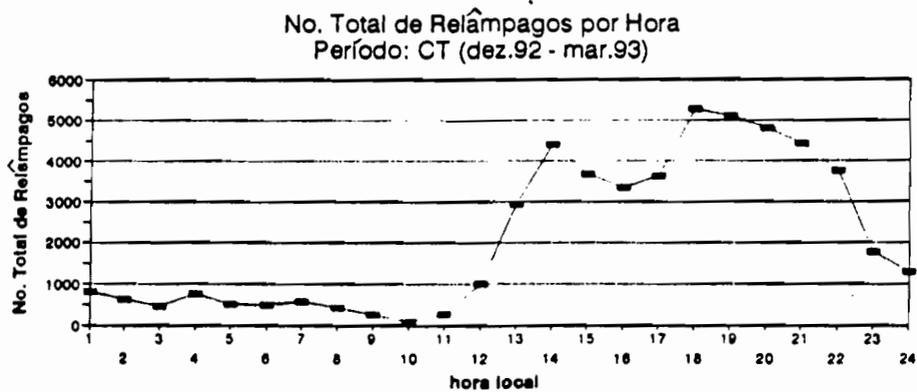
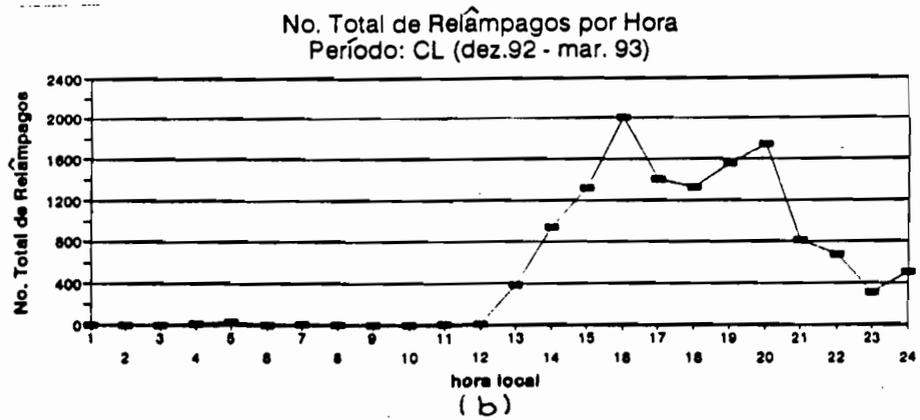
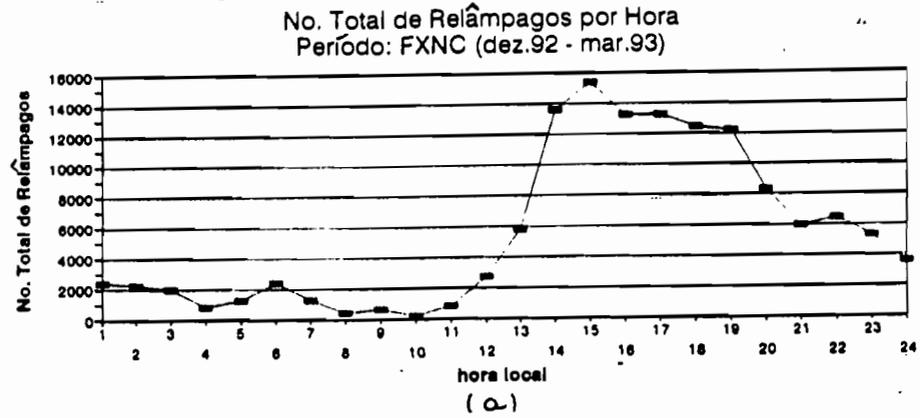
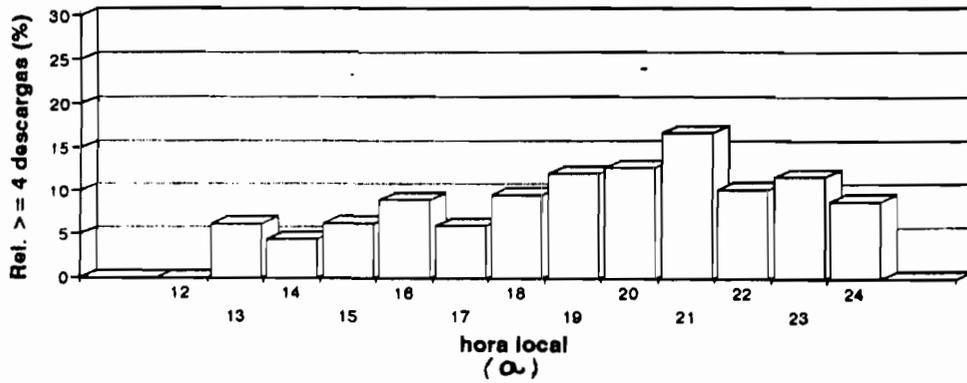


Fig. 4.18 - Número de relâmpagos em função da hora local para dias de FxNC, CL e CT ocorridos no verão de 1993.

Multiplicidade dos Relâmpagos Negativos
Período: CL (dez.92-mar.93)



Multiplicidade dos Relâmpagos Negativos
Período: CT (dez.92-mar.93)

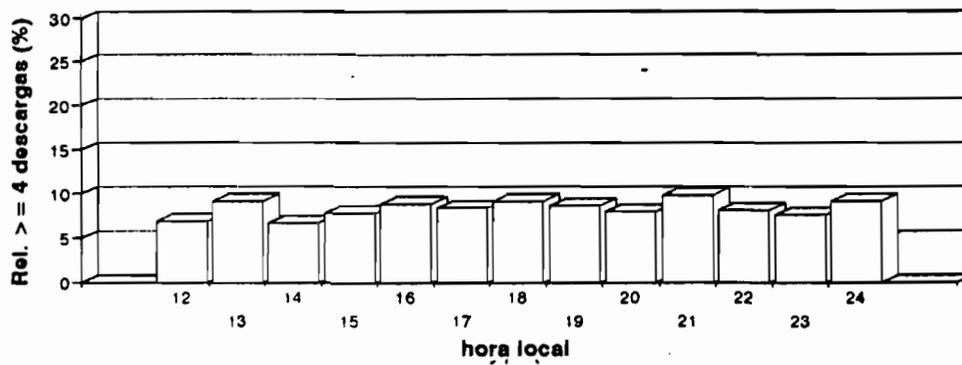
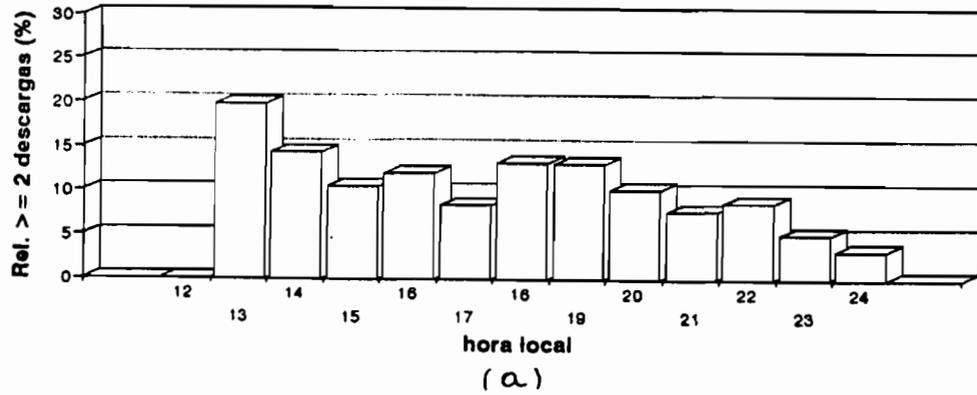


Fig. 4.19 - Percentagem de relâmpagos negativos múltiplos em função da hora local para CL e CT ocorridos no verão de 1993.

Multiplicidade dos Relâmpagos Positivos
Período: CL (dez.92-mar.93)



Multiplicidade de Relâmpagos Positivos
Período: CT (dez.92-mar.93)

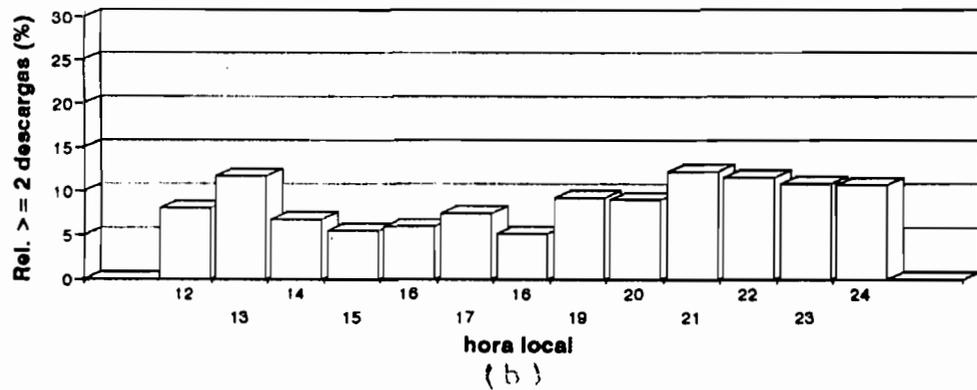


Fig. 4.20 - Percentagem de relâmpagos positivos múltiplos em função da hora local para CL e CT ocorridos no verão de 1993.

A distribuição espacial dos relâmpagos foi investigada com o intuito de identificar regiões preferenciais para ocorrência de relâmpagos. Segundo Reap (1986) as condições meteorológicas predominam sobre as condições orográficas. Desta forma a distribuição espacial dos relâmpagos negativos e positivos em função das condições meteorológicas serão apresentadas aqui. As Figuras 4.21 a 4.23 são exemplos da distribuição espacial dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b) para FxNC, CL e CT respectivamente, onde a primeira descarga de retorno dos relâmpagos foi localizada sobre o mapa do estado de Minas Gerais no período de maior atividade de relâmpagos. As regiões com altitude acima de 1.000 metros foram destacadas no mapa. Observa-se para as diversas atividades convectivas que as regiões montanhosas concentram grande parte dos relâmpagos. Portanto não se observou diferenças significativas na distribuição espacial dos relâmpagos segundo a classificação da atividade convectiva.

Faz-se necessário salientar que as características dos relâmpagos associados a classificação da atividade convectiva são qualitativas visto que este estudo baseia-se em dados meteorológicos e de relâmpagos de apenas um verão. Posteriormente seria interessante estender este estudo para outros verões de modo que se possa confirmar as características dos relâmpagos aqui apresentadas.

4.4 - DENSIDADE DE RELÂMPAGOS

A Figura 4.24 mostra a densidade anual de relâmpagos para o solo no estado de Minas Gerais durante o período de 1985 a 1994, obtida por 43 contadores de descarga. Embora aproximado, devido a limitação de 20 km da região de alcance de cada contador, os resultados da Figura 4.24 mostram um contraste evidente entre a densidade de descargas no sul e no norte do estado. O sul do estado, montanhoso e tropical, apresenta alta densidade de descarga, equivalente às principais regiões de

ocorrência de descargas no mundo (África central, região amazônica, Flórida). O norte, por outro lado, uma região plana e semi-árida, apresenta baixos valores de densidade de descarga.

No estudo do verão de 1993 foram obtidos cerca de 300.000 relâmpagos nuvem-solo. Se considerarmos as perdas de dados citadas anteriormente, bem como a distribuição anual no estado de Minas Gerais, de aproximadamente 50% no verão (CEMIG, 1996), pode-se estimar um valor em torno de 700.000 relâmpagos nuvem-solo no ano de 1993, o que resulta numa densidade anual média para o estudo de 1 relâmpago/km²ano. Este valor é comparável ao obtido por Cook e Casper (1992) nos Estados Unidos no ano de 1991 usando uma rede de sistemas LPATS, e bem inferior ao obtido na Figura 4.24, que é cerca de 4 relâmpagos/km² ano. Esta diferença parece indicar : que a eficiência média do sistema LPATS no estado de Minas Gerais é bem inferior a aquela preconizada pelo fabricante do sistema (80%). Orville (1994) comparando os números de relâmpagos obtidos pela rede de detectores LLP nos Estados Unidos em 1991 com aquele obtido por Cook e Casper (1992) estimou que a eficiência da rede de sistemas LPATS nos Estados Unidos deve estar em torno de 40%. Considerando a distribuição geográfica desta rede nos Estados Unidos este valor parece aplicar-se também ao estado de Minas Gerais. Neste caso a densidade seria 2,5 relâmpagos/km² ano; e que as densidades de descargas mostradas na Figura 4.24 podem superestimar os valores reais, talvez, devido a inclusão de descargas intra-nuvem (10% a 20%). Em resumo a comparação da densidade anual de descargas no estado de Minas Gerais medida com os contadores com número de relâmpagos medido durante o verão de 1993, aponta que a eficiência do sistema LPATS deve ser inferior a 50%.

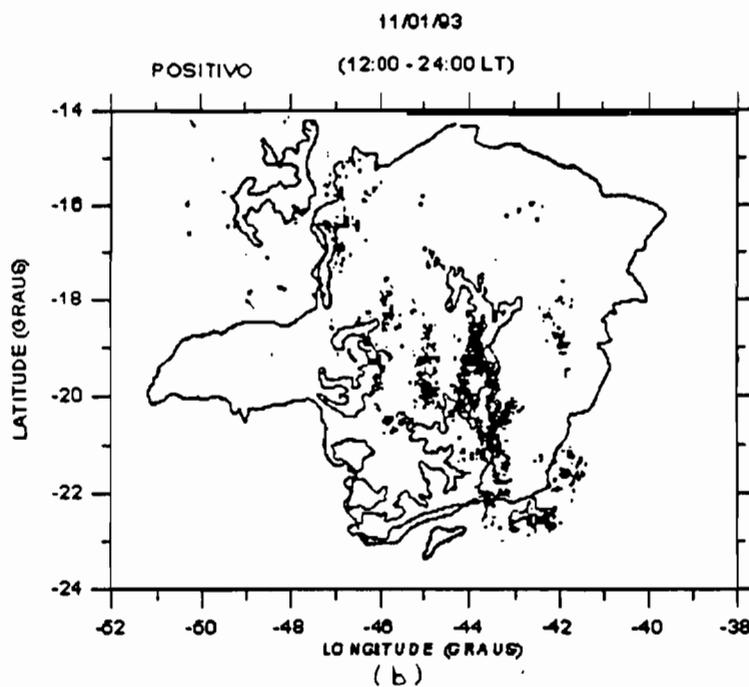
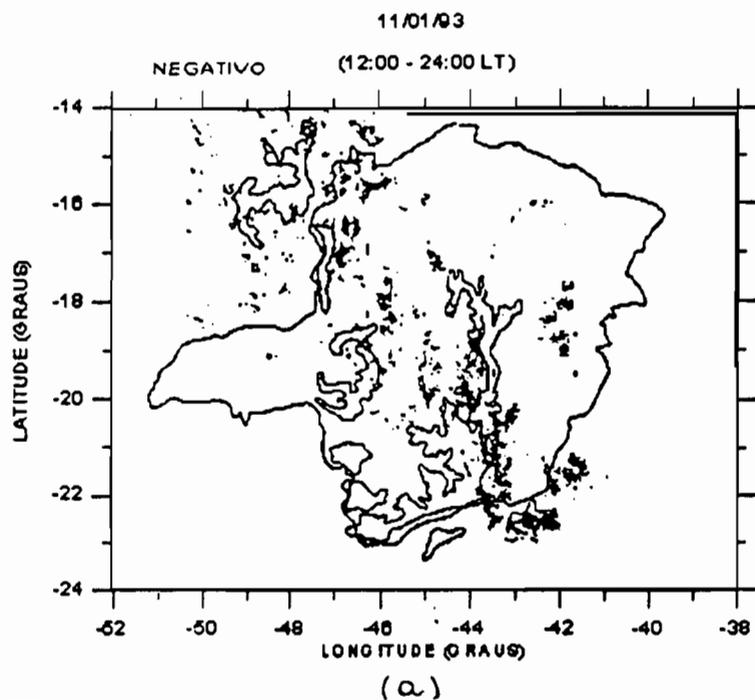


Fig. 4.21 - Distribuição espacial dos relâmpagos para o dia 11/01/93 (FxNC) das 12:00 às 24:00 LT.

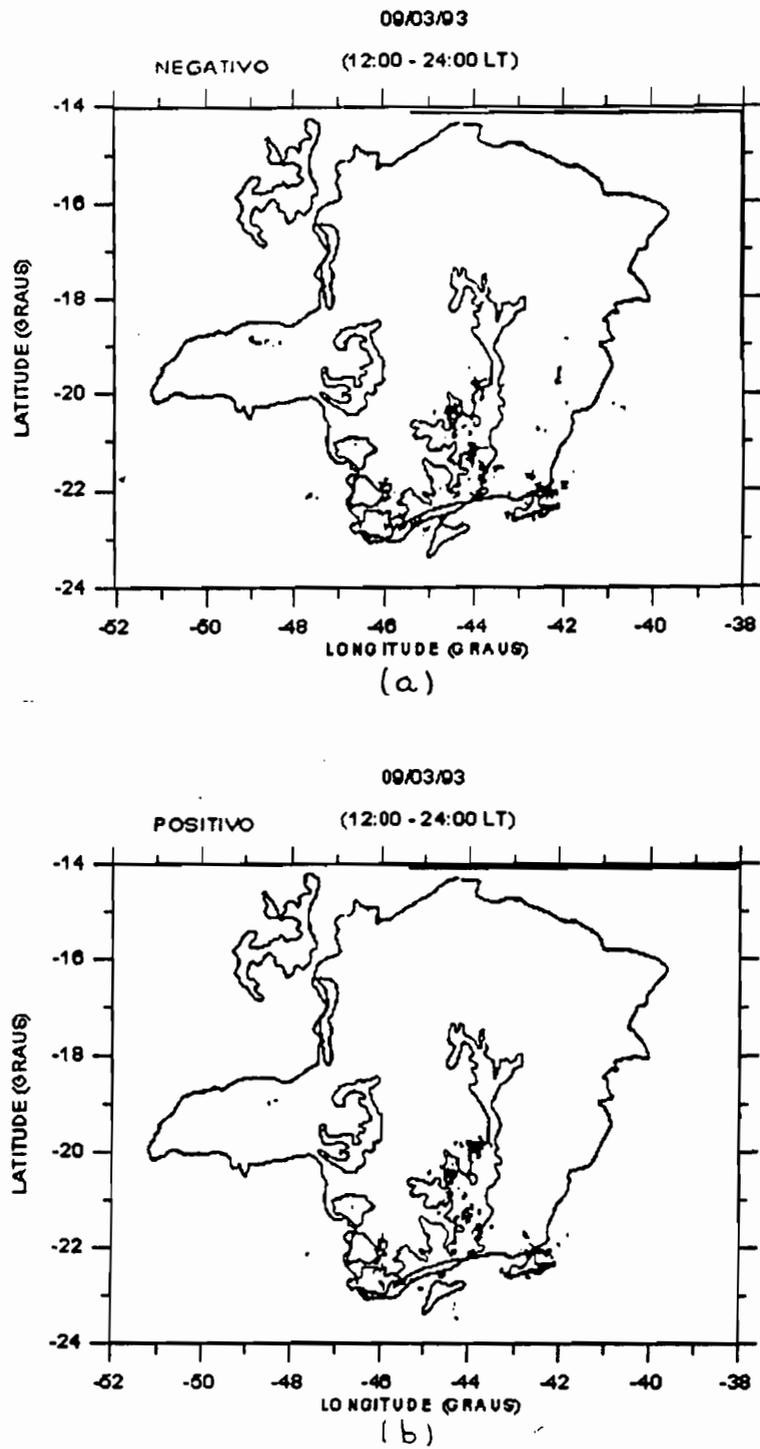


Fig. 4.22 - Distribuição espacial dos relâmpagos para o dia 09/03/93 (CL) das 12:00 às 24:00 LT.

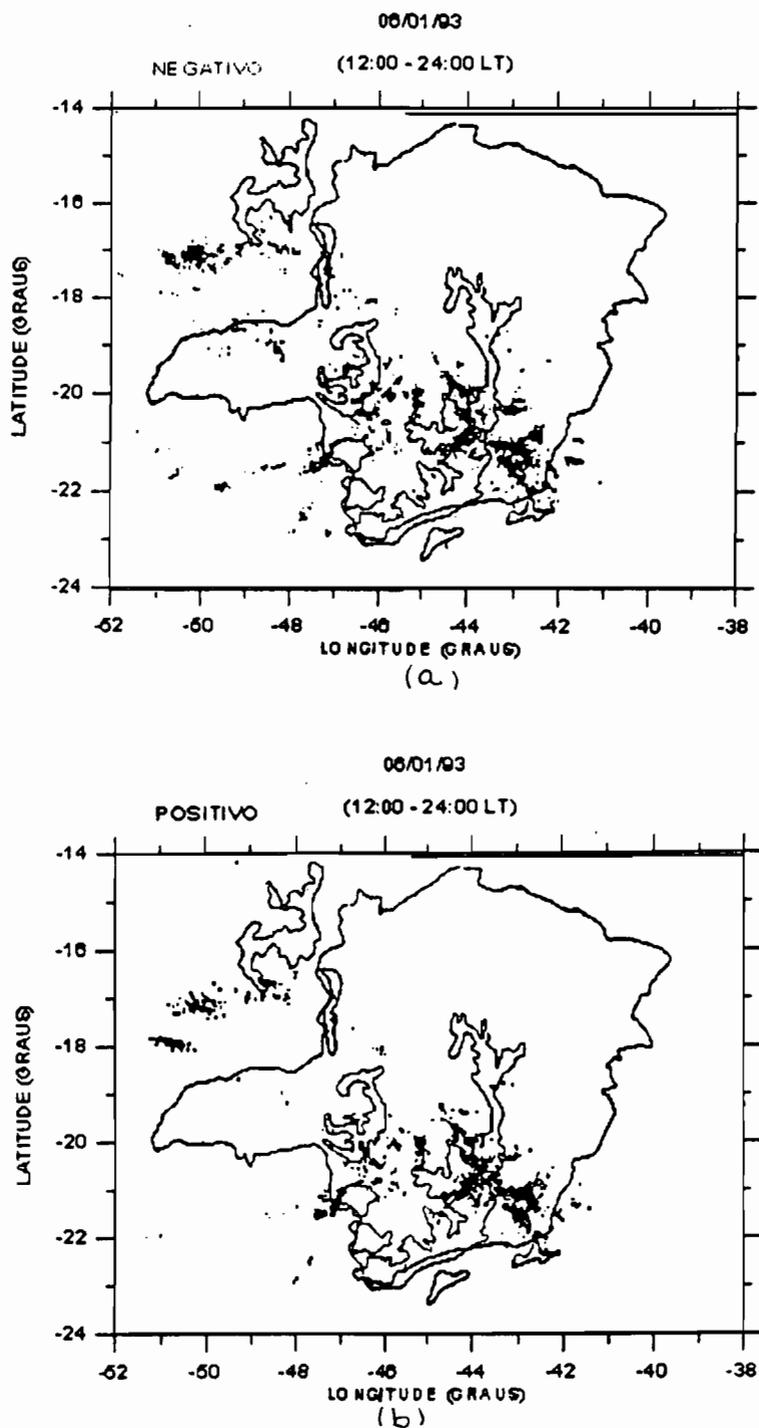


Fig. 4.23 - Distribuição espacial dos relâmpagos para o dia 06/01/93 (CT) das 12:00 às 24:00 LT.

DENSIDADE DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS PARA A TERRA
(Contadores de Descargas Atmosféricas Tipo CIGRE 10 kHz)

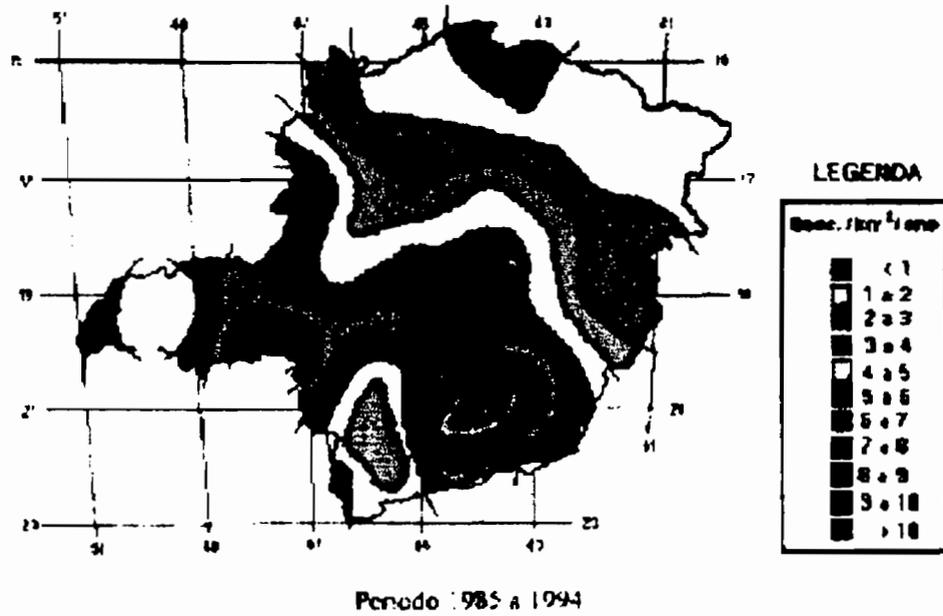


Fig. 4.24 - Distribuição da densidade anual de relâmpagos nuvem-solo sobre o estado de Minas Gerais

CAPÍTULO 5

APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS EVENTOS

5.1 - INTRODUÇÃO

Dos dados de relâmpagos ocorridos no verão de 1993 dois dias foram estudados mais detalhadamente por apresentarem características bastante peculiares. Os dias 12 e 13 de março de 1993 serão denominados de eventos 1 e 2, respectivamente.

As características meteorológicas para esses dias, também serão apresentadas e discutidas, utilizando imagens no infravermelho do METEOSAT-3 e radiossondagens feitas no Rio de Janeiro, pois não há radiossondagens no estado de Minas Gerais para estes dias.

5.2 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS RELÂMPAGOS

Os eventos 1 e 2 destacaram-se dos dias de verão por apresentarem características bastante interessantes. A Figura 5.1 mostra as principais características das tempestades para estes eventos. O evento 1 apresentou o número total de relâmpagos muito superior ao número correspondente aos outros dias de tempestade que ocorreram no verão de 1993. Cerca de 7% do total de relâmpagos em todo o verão ocorreram no evento 1. Este dia foi predominantemente de relâmpagos negativos embora observam-se horários em que os relâmpagos positivos superam os negativos em quantidade, o que será mostrado mais adiante. Já o evento 2 apresentou o número total de relâmpagos aproximadamente igual aos outros dias de tempestade que ocorreram neste verão, mas de características predominantemente positivas.

Relâmpagos por Dia de Tempestade

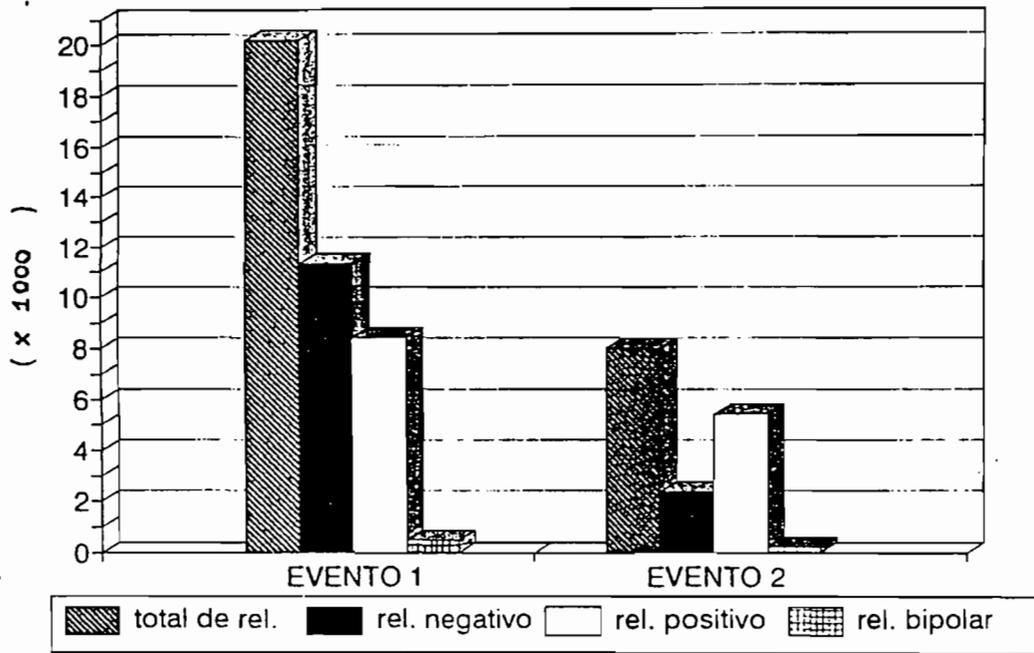


Fig. 5.1 - Número de relâmpagos por dia de tempestade para os dias 12/03/93 (evento 1) e 13/03/93 (evento 2).

Uma comparação entre as características gerais entre os relâmpagos ocorridos no verão e nos eventos é apresentada na Tabela 5.1. Desta comparação observa-se que a percentagem de relâmpagos positivos e bipolares, para ambos os eventos, é superior a do verão. O evento 2 é um exemplo típico de tempestade com relâmpagos predominantemente positivos e que denominaremos de tempestade positiva. Neste evento ocorreram cerca de 67% de relâmpagos positivos.

Pequenas diferenças nas percentagens dos relâmpagos simples foram observadas. O evento 1 apresentou a percentagem de relâmpagos simples inferior, para os relâmpagos positivos e bipolares, e aproximadamente igual, para os relâmpagos negativos, à encontrada no verão. Já o evento 2 apresentou percentagem de relâmpagos simples inferior, para os relâmpagos positivos, e superior, para os relâmpagos negativos e bipolares, à encontrada no verão. Quanto a multiplicidade média dos relâmpagos, os eventos seguem o mesmo padrão apresentado pelo verão. A multiplicidade média dos relâmpagos negativos, positivos e bipolares é de aproximadamente 3, 2 e 4, respectivamente.

Quanto a percentagem de relâmpagos com descargas subseqüentes mais intensa que a primeira, em relâmpagos múltiplos, o evento 1 apresentou um pequeno aumento na percentagem dos negativos e positivos. Já o evento 2, apresentou características similares à do verão.

As intensidades da corrente média da primeira descarga de retorno dos relâmpagos, para ambos os eventos, apresentaram algumas diferenças quando comparadas à intensidade de corrente dos relâmpagos ocorridos no verão. No evento 1 a intensidade de corrente média é inferior, para os relâmpagos negativos e bipolares, e aproximadamente igual, para os relâmpagos positivos, à encontrada no verão. Já no evento 2, a intensidade de corrente média é inferior, para os relâmpagos positivos e bipolares, e superior, para os relâmpagos negativos, à encontrada no verão (Tabela 5.1).

Estas diferenças podem ser vistas com mais detalhes na Tabela 5.2, que mostra uma comparação das faixas de intensidade de corrente da primeira descarga de retorno entre os relâmpagos ocorridos no verão e nos eventos. Nesta tabela observa-se que no evento 1, menos de 5% dos negativos e 3% dos bipolares apresentam intensidade superior a 80kA. No verão a percentagem da intensidade de corrente, para a mesma faixa, é quase o dobro da apresentada no evento 1, ou seja, cerca de 10% para os negativos e 5% para os bipolares. Pequenas diferenças nas percentagens de intensidade de corrente, entre o verão e os eventos também são observadas nesta mesma faixa para os relâmpagos positivos do evento 1 e para todos os relâmpagos do evento 2, sendo pouco significativas. No entanto o evento 2 apresenta cerca de 73% dos positivos e 78% dos bipolares com intensidade de corrente menor ou igual a 20 kA. Já o verão apresenta percentagem um pouco menor que a deste evento, para a mesma faixa, cerca de 62% para os positivos e 57% para os bipolares. Através da análise feita para este verão, observa-se que menos de 5% das descargas de retorno positivas e 1% das negativas no presente estudo, apresentam intensidade de corrente menor ou igual a 5 kA. Quanto aos relâmpagos negativos no evento 2, cerca de 25% apresentaram intensidade superior a 60 kA, enquanto que no verão obteve-se apenas 18% dos relâmpagos negativos com tais intensidades médias de corrente. Desta forma observa-se que ambos os eventos apresentam na sua maioria relâmpagos de menor intensidade de corrente que o verão, sendo o evento 1 predominantemente negativo e o evento 2 predominantemente positivo.

Visto que as características apresentadas para o verão são valores médios, as diferenças apresentadas nestes eventos podem estar associadas às condições meteorológicas específica destes dias. Estas características serão apresentadas e discutidas a seguir.

**TABELA 5.1 - COMPARAÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS
RELÂMPAGOS**

	Pol.	Verão (294.736)	EVENTO 1 (20.190)	EVENTO 2 (8.000)
Nº de Relâmpagos	-	186.806 (63,4%)	11.313 (56,0%)	2.373 (29,7%)
	+	103.254 (35,0%)	8.412 (41,7%)	5.403 (67,5%)
	b	4.676 (1,6%)	465 (2,3%)	224 (2,8%)
Percentual de Relâmpagos simples. Obs.: bip=2 strokes	-	59,5%	58,4%	63,4%
	+	89,3%	86,9%	83,1%
	b	57,7%	50,1%	60,3%
Multiplicidade média dos relâmpagos multip. Obs.: - / + > 2 bip > 3	-	2,9	2,9	3,0
	+	2,2	2,3	2,3
	b	4,0	4,2	4,0
I médio da 1ª descarga de retorno (kA)	-	42,0	35,5	46,7
	+	21,5	20,6	18,1
	b	27,1	24,3	21,7
I máx. da 1ª descarga de re- torno (kA)	-	599,4	264,3	290,2
	+	376,4	217,5	143,6
	b	373,6	145,0	283,1
Percentual de descargas subsequentes mais intensas em relâmpagos múltiplos	-	49,6	52,4	48,3
	+	54,2	58,8	56,2

TABELA 5.2 - PERCENTUAL DE OCORRÊNCIA DE RELÂMPAGOS EM FUNÇÃO DA INTENSIDADE MÉDIA DA PRIMEIRA DESCARGA DE RETORNO, PARA O VERÃO DE 1993 DIA 12/03/93 (EVENTO 1) E 13/03/93 (EVENTO 2).

I médio da 1ª descarga de retorno (kA)	Verão (%)			Evento 1 (%)			Evento 2 (%)		
	-	+	b	-	+	b	-	+	b
0-20	22,8	62,2	56,9	23,7	60,8	54,2	21,6	73,4	78,1
20-40	40,1	27,5	26,1	47,1	32,3	31,2	32,4	21,0	13,8
40-60	19,0	6,5	8,3	18,3	4,5	10,3	21,2	3,9	2,7
60-80	8,4	2,1	3,6	6,2	1,3	1,9	11,6	1,0	1,8
> 80	9,6	1,6	5,2	4,7	1,1	2,4	13,2	0,7	3,6

5.3 - CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS

Os eventos 1 e 2 apresentam características predominantemente de FxNC. O ciclo de vida desta FxNC inicia-se no dia 10 e estende-se até o dia 13 de março. As Figuras 5.2 à 5.4 mostram imagens no infravermelho disponíveis a partir das 11:00 UT do dia 12, até o dia 13 de março às 19:30 UT que correspondem aos eventos 1 e 2. Estas figuras mostram a formação e a permanência da FxNC sobre Minas Gerais durante os eventos, apesar do SF permanecer no oceano. Destas figuras observa-se que a FxNC no evento 1 é bem definida sobre Minas Gerais (Figura 5.3). Já no evento 2 a FxNC encontra-se em estágio dissipativo apresentando-se em forma de aglomerado de nuvens na linha anteriormente definida pelo evento 1 (Figura 5.4). Como será visto a seguir, nestes eventos o topo das nuvens atingiram alturas próximas da tropopausa, em 16 km, com os relâmpagos distribuindo-se próximos às nuvens com topo entre 12 e 14 km. De uma análise comparativa das imagens de satélite entre os eventos e os outros dias de FxNC presentes no verão de 1993, observou-se que a altura do topo das nuvens e a área destas, onde localizavam-se os relâmpagos, é similar para todos os casos.

Um estudo das condições atmosféricas baseado nas radiossondagens feitas no Rio de Janeiro também foi realizado. As Figuras 5.5 e 5.6 mostram a variação da temperatura e da velocidade dos ventos, respectivamente, em função da altitude para os dias 10 a 13 de março, dias que incluem os eventos. O perfil da temperatura não apresenta variação para os respectivos dias. O nível de congelamento (em -15°C) que está associado ao centro negativo de cargas da nuvem, mantém-se praticamente constante em altitude para os diversos dias, cerca de 6 km. Já a curva da velocidade do vento apresenta um aumento no período em que o SF aproxima-se do Rio de Janeiro, dias 10 a 12 de março, e uma diminuição quando o SF afasta-se deste local, dia 13 de março. Em aproximadamente 10 km de altitude, observa-se o máximo na velocidade dos ventos para os dias 12 e 13, dias correspondentes aos eventos 1 e 2, respectivamente. Da literatura sabe-se que o centro de carga positivo situa-se próximo de 1 km abaixo do topo das nuvens (Iribarne e Cho, 1980; Magono, 1980). Como o topo das nuvens no presente estudo está entre 12 e 14 km, espera-se que

para os eventos o centro de carga positivo esteja entre 10 e 12 km, que corresponde a altitude de velocidade máxima destes eventos visto na Figura 5.6. Desta forma comparou-se as radiossondagens dos eventos a das outras FxNC presentes neste verão (Figura 5.7 e 5.8). A variação da temperatura para as outras FxNC apresentaram comportamento similar a dos eventos. Já a máxima velocidade dos ventos obtida nas outras FxNC é de menor intensidade que a dos eventos, inferior a 40 nós (~20,4 m/s). Da comparação da altitude de máxima velocidade entre as diferentes FxNC (Figura 5.8), com velocidades menores que 20m/s, observa-se que quanto maior a altitude, maior a percentagem de relâmpagos positivos. Com base nestes dados calculou-se o gradiente vertical da velocidade média do vento horizontal ou cisalhamento vertical do vento (“wind shear”) para os eventos e para as outras FxNC. Para os eventos, obteve-se o cisalhamento médio de 3 m/s/km nos níveis de pressão 500 e 200 mb, que corresponde a altitude de aproximadamente 6 e 12 km, que é próximo do valor encontrado por Stolzenburg (1990) em tempestades bipolares que é cerca de 2,7 m/s/km. Segundo Brook et al. (1982) o cisalhamento mínimo esperado para o modelo do dipolo inclinado, modelo que favorece a ocorrência de relâmpagos positivos, é de cerca de 1,5 m/s km. Já o cisalhamento para outros dias de FxNC é de aproximadamente 1,8 m/s/km. Portanto, os eventos apresentaram valores da velocidade do vento superiores a 20 m/s e quase o dobro do cisalhamento encontrado para os outros dias de FxNC neste mesmo verão. É possível que estas diferenças possam ter influência sobre os relâmpagos. A Tabela 5.3 mostra uma comparação entre a máxima velocidade dos ventos nos níveis abaixo de 300mb e o número de relâmpagos para dias onde as FxNC estão melhor definida sobre o estado. Dessa comparação têm-se que quanto maior a velocidade do vento nos níveis acima citados maior a atividade de relâmpagos.

Quanto às diferenças entre os eventos, observa-se que o evento 2 apresenta estruturas em formas de aglomerados e velocidade dos ventos máxima inferior à do evento 1. Observa-se também que os aglomerados de nuvens do evento 2 estão confinados sobre as montanhas aumentando, possivelmente a percentagem de relâmpagos positivos neste evento. O estudo da influência das montanhas (relevo) sobre os relâmpagos será mostrado mais adiante.

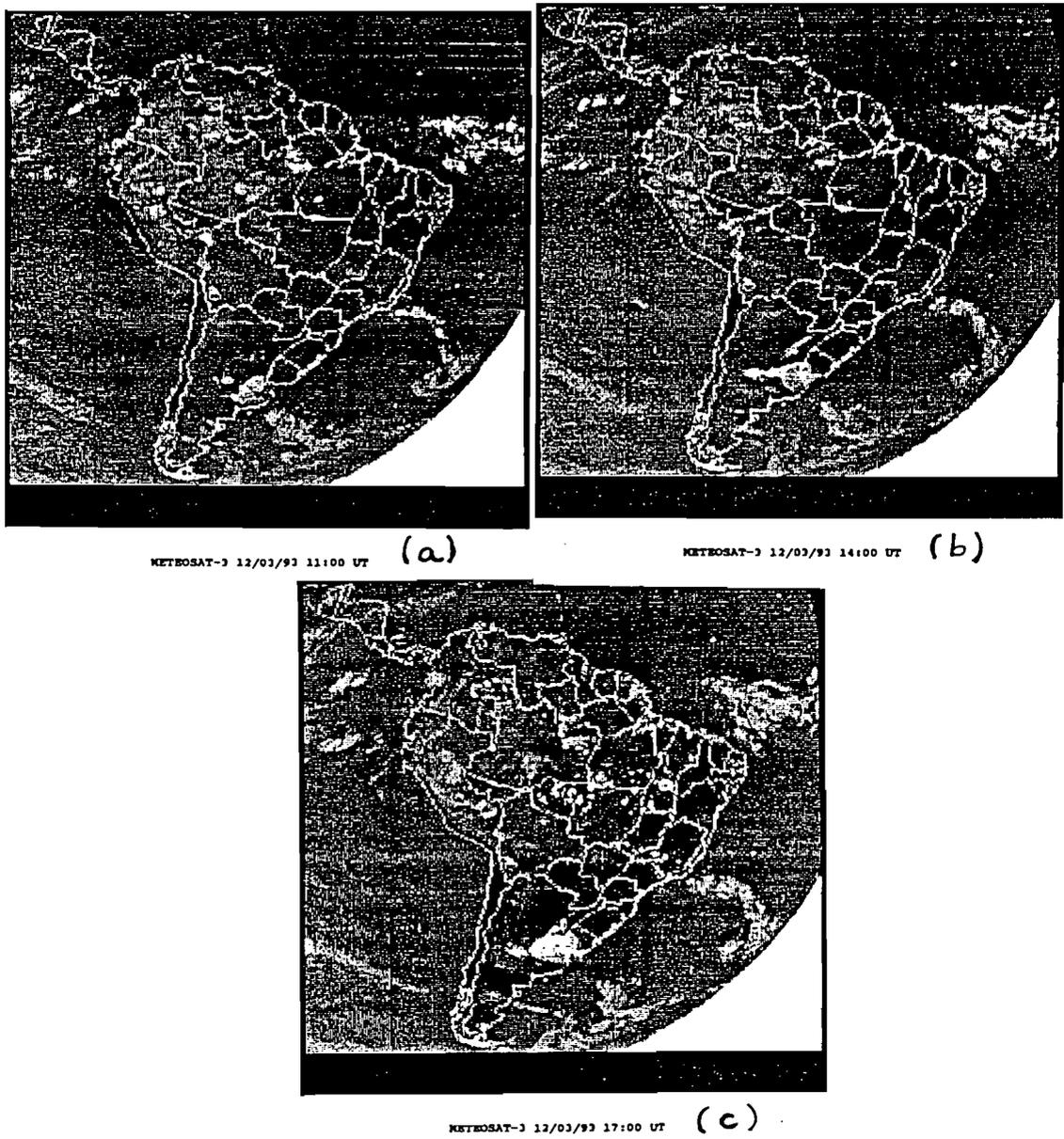


Fig. 5.2 - Imagens no infravermelho do satélite METEOSAT-3 para o dia 12/03/93 as 11:00 UT (a), 14:00 UT (b) e 17:00 UT (c).

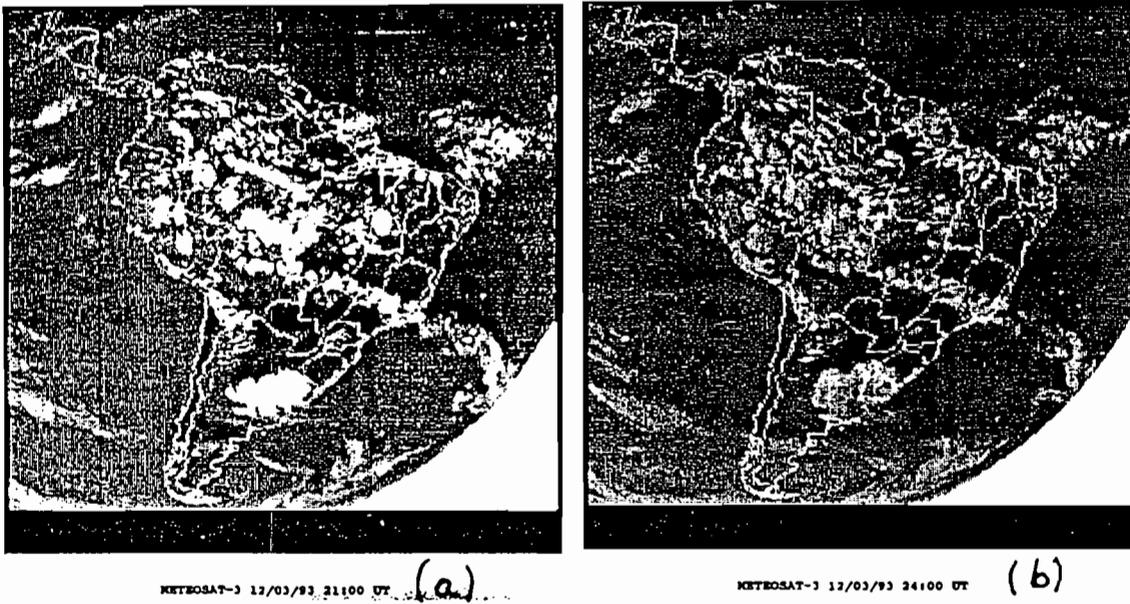


Fig. 5.3 - Imagens no infravermelho do satélite METEOSAT-3 para o dia 12/03/93 as 21:00 UT.(a) e 24:00 UT (b).

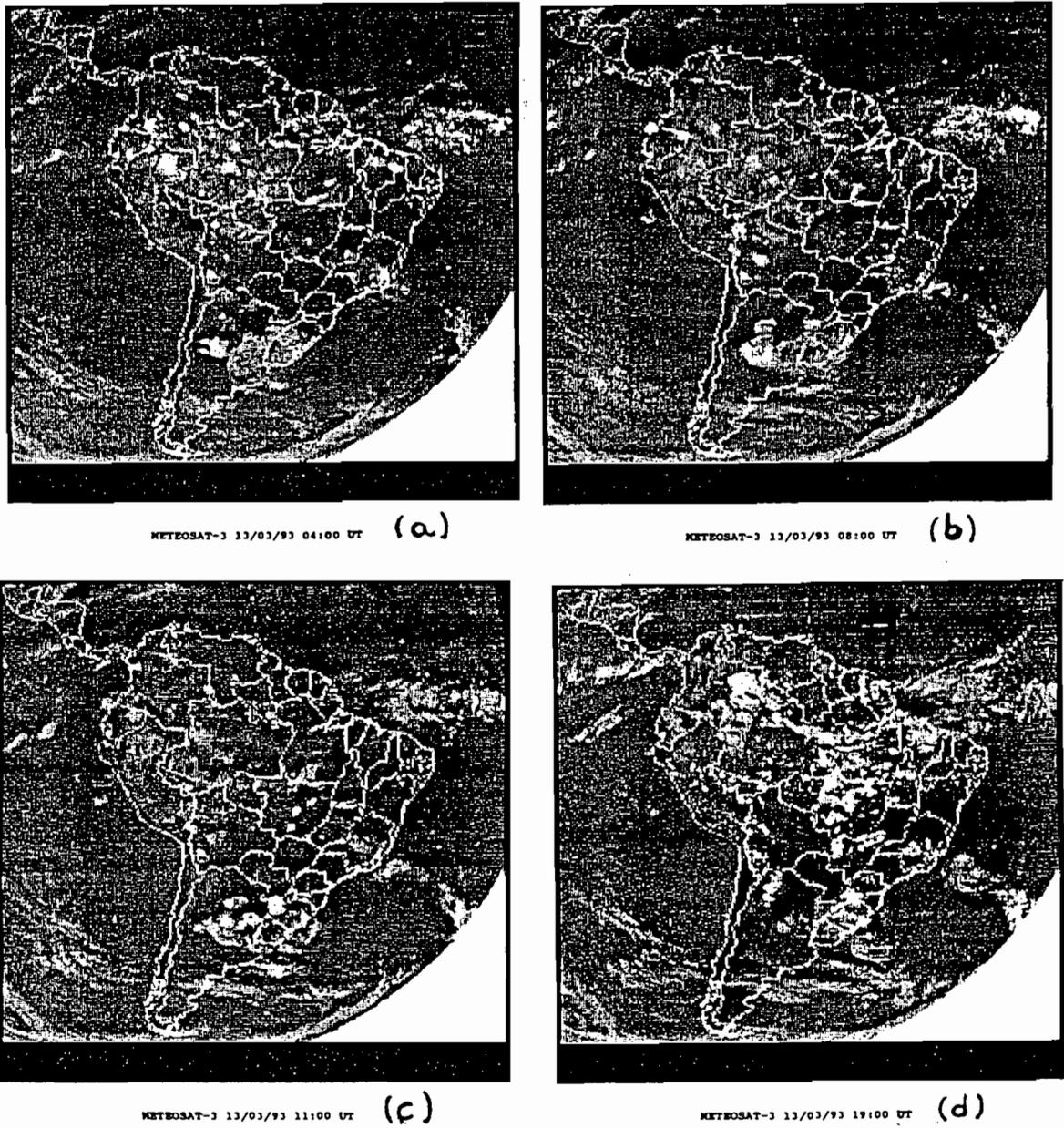


Fig. 5.4 - Imagens no infravermelho do satélite METEOSAT-3 para o dia 13/03/93 as 04:00 UT (a), 08:00 UT (b), 11:00 UT (c) e 19:00 UT (d).

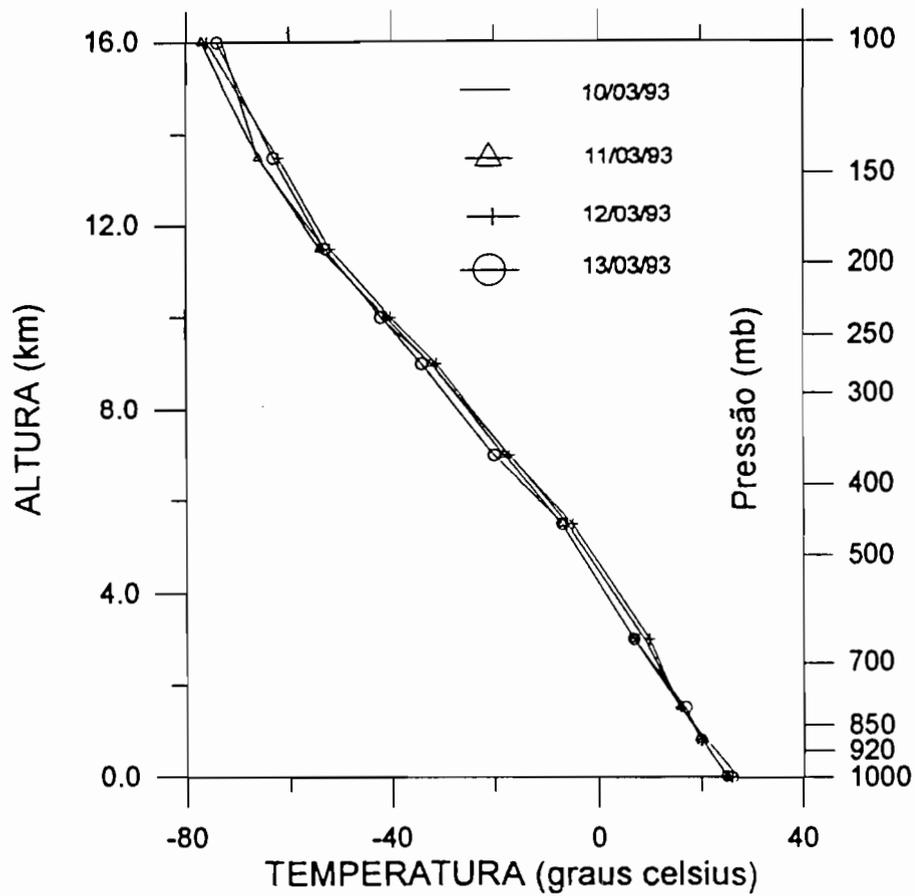


Fig. 5.5 - Perfil da temperatura em função da altura obtido das radiossondas lançadas no Rio de Janeiro para os dias 10 a 13 de março de 1993.

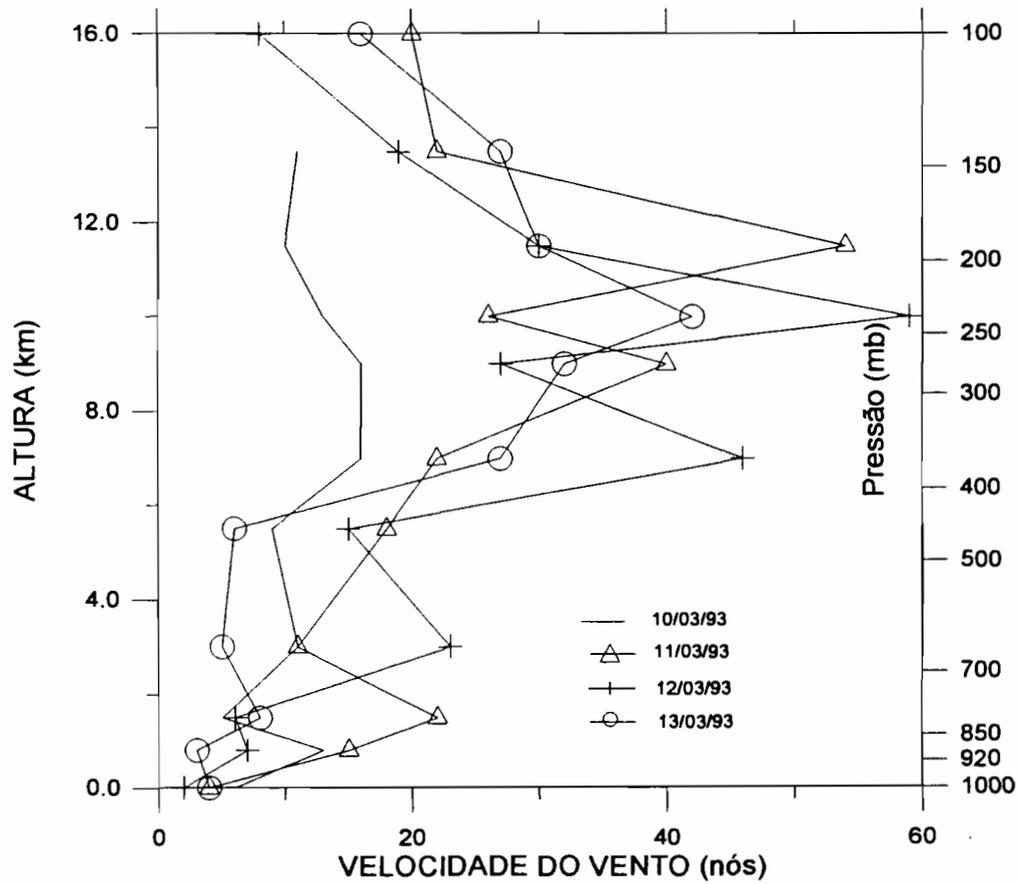


Fig. 5.6 - Perfil da velocidade do vento em função da altura obtido das radiossondas lançadas no Rio de Janeiro nos dias 10 a 13 de março de 1993.

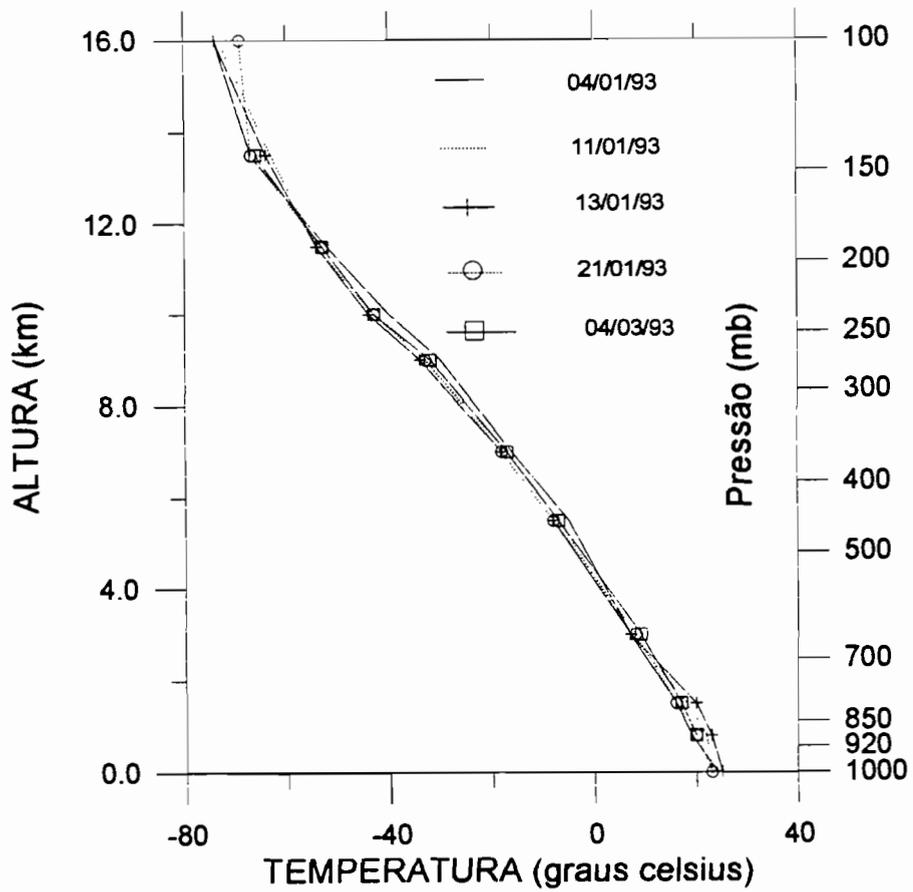


Fig. 5.7 - Perfil da temperatura em função da altura obtido das radiossondas lançadas no Rio de Janeiro nos dias de FxNC ocorridos no verão de 1993.

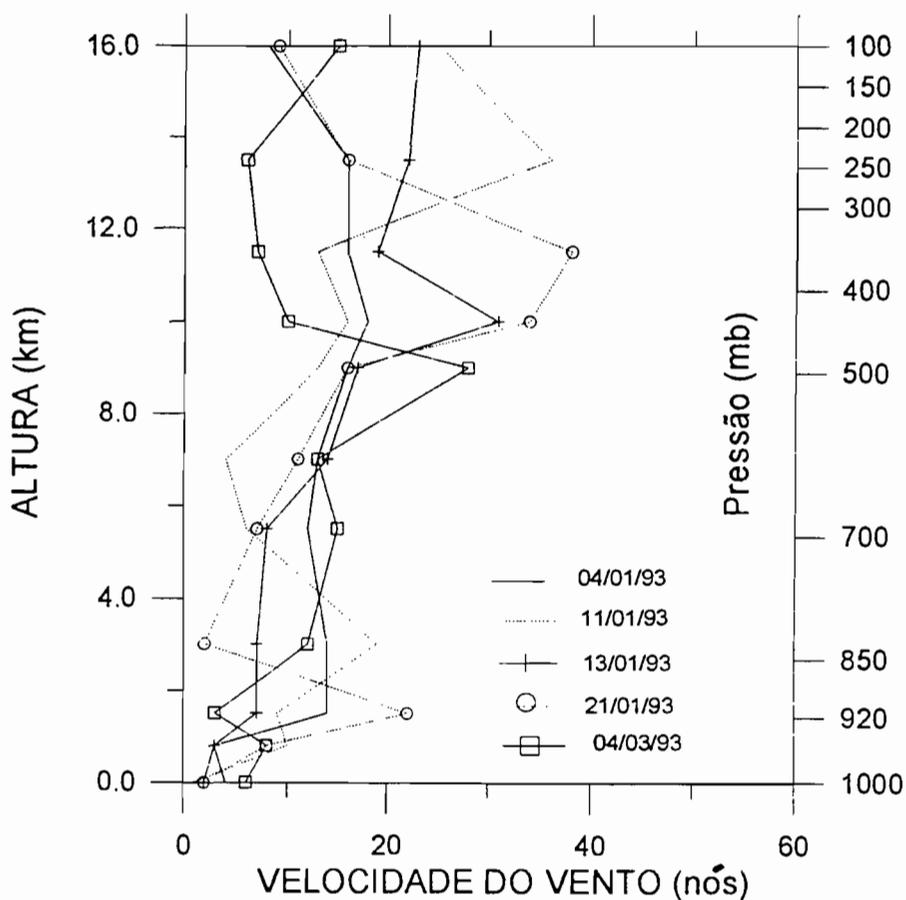


Fig. 5.8 - Perfil da velocidade do vento em função da altura obtido das radiossondas lançadas no Rio de Janeiro nos dias de FxNC ocorridos no verão de 1993.

TABELA 5.3 - COMPARAÇÃO ENTRE AS MÁXIMAS VELOCIDADES DOS VENTOS E O NÚMERO DE RELÂMPAGOS PARA DIAS DE FAIXA DE NEBULOSIDADE CONVECTIVA (FxNC)

Dias mais representativos dentro das respectivas FxNC	Máxima velocidade dos ventos nos níveis abaixo de 300mb (nós)	Número de relâmpagos
04/01/93	17	2.764
11/01/93	36	8.760
04/03/93	28	5.677
12/03/93	59	20.190

5.4 - DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL E ESPACIAL

Um estudo da distribuição temporal e espacial dos eventos é apresentada a seguir. Este estudo teve como objetivo identificar os horários e regiões preferenciais de ocorrência de relâmpagos para estes eventos. Primeiramente será apresentada e discutida a distribuição temporal dos relâmpagos, sendo posteriormente associada às condições meteorológicas e ao relevo.

5.4.1 CARACTERÍSTICAS TEMPORAIS E ESPACIAIS DO EVENTO 1

A Figura 5.9 apresenta a distribuição temporal dos relâmpagos para o evento 1. Devido a problemas operacionais, não se dispõe de registro de descargas de retorno no período das 6:00 às 11:00 LT. Já no período de 1:00 às 6:00 LT e das 11:00 às 12:00 LT dispõe-se apenas da localização destas descargas como será visto mais adiante. Esta figura apresenta duplo pico na distribuição total de relâmpagos por volta das 15:00 e 23:00 LT (Figura 5.9a). Apesar deste evento apresentar relâmpagos predominantemente negativos observa-se períodos em que os relâmpagos positivos superam os negativos. Isto ocorre nos períodos inicial, das 12:00 às 14:00 LT, e final, das 23:00 às 24:00 LT da atividade de relâmpagos (Figura 5.9b). Os horários apresentados com setas possuem imagens de satélite (Figuras 5.2 e 5.3). Nos horários com asteriscos será apresentada posteriormente uma comparação entre relâmpagos e imagens de satélite, assim como relâmpagos e relevo. Quanto aos relâmpagos bipolares (Figura 5.9c), apresentam-se com distribuição similar a dos positivos. Os períodos em torno dos picos de máxima ocorrência de relâmpagos, das 12:00 às 20:00 LT e das 20:00 às 24:00LT, denominaremos de estágios 1 e 2 do evento 1, respectivamente.

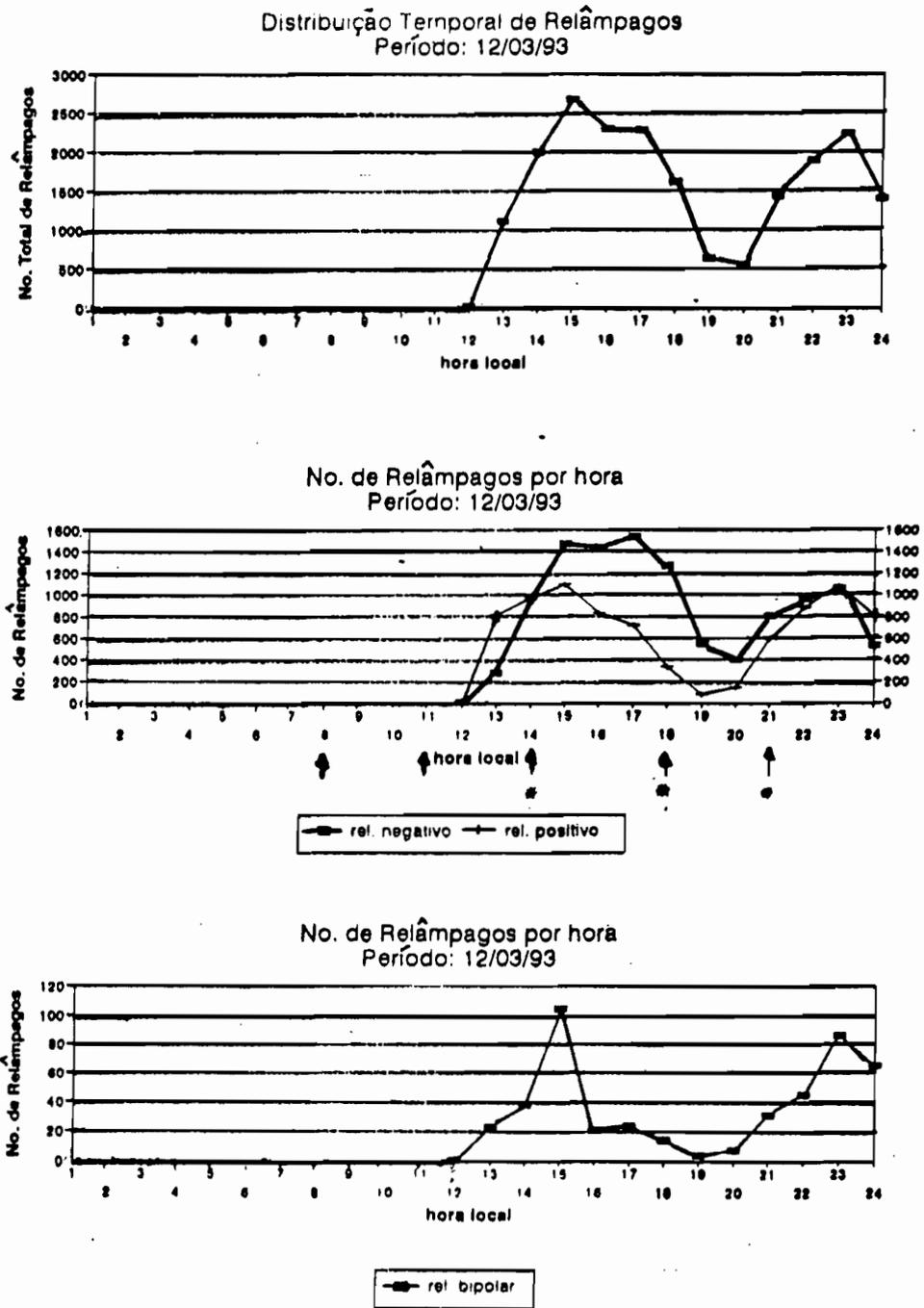


Fig. 5.9 - Número de relâmpagos em função da hora local para o dia 12/03/93.

A distribuição temporal da multiplicidade em função da polaridade é apresentada na Figura 5.10. A distribuição da multiplicidade, tanto dos relâmpagos negativos como dos positivos, para este evento é similar à apresentada no verão (ver Figura 4.5). Entretanto, a multiplicidade mínima ocorre no período de decréscimo do número de relâmpagos às 19:00 LT, ao invés das 17:00 LT e a máxima no início e no fim da atividade de relâmpagos. Aparentemente esta variação na percentagem segue a distribuição temporal dos relâmpagos negativos o que não ocorre no verão. Assim como observado no verão, a multiplicidade dos relâmpagos positivos é mais sensível a variação diurna. Neste evento, os relâmpagos positivos múltiplos atingem cerca de 35% no final do dia, valor aproximadamente duas vezes maior que no verão.

A distribuição temporal da intensidade de corrente em função da polaridade para o evento 1 é apresentada na Figura 5.11. Aparentemente a intensidade de corrente média dos relâmpagos negativos no primeiro estágio manteve-se constante em aproximadamente 40 kA, enquanto que no segundo estágio, a intensidade diminuiu para aproximadamente 30 kA (Figura 5.11a). Já a intensidade de corrente média dos relâmpagos positivos, variou em torno de 15 kA, para ambos estágios com um mínimo em torno das 19:00 LT, seguindo uma variação temporal similar à multiplicidade.

Na distribuição espacial os relâmpagos negativos e positivos foram inicialmente associados às imagens de satélite. As Figuras 5.12 à 5.14 mostram imagens no infravermelho das 17:00, 21:00 e 24:00 UT do dia 12 de março, com realce Mb, associadas aos relâmpagos. O realce Mb é utilizado em imagens de satélite para identificação de nuvens convectivas para o qual cada cor representa uma faixa de temperatura de topo dessas nuvens. Neste estudo o realce Mb utilizado foi limitado a temperatura mínima do topo das nuvens em torno de $-54\text{ }^{\circ}\text{C}$, que corresponde a aproximadamente 12 km altura, podendo estender-se até a tropopausa a temperatura de $-73\text{ }^{\circ}\text{C}$ situado por volta de 16 km de altura. As estruturas de maior extensão horizontal foram destacadas apresentando a temperatura do topo de nuvens de $-63\text{ }^{\circ}\text{C}$, que corresponde a altura de 14 km, sendo o restante estruturas com extensões menores e ou com topos mais baixos (Figura 5.12a, 5.13a, 5.14a). Não foram observadas nuvens com

topos acima de 14 km no estado de Minas Gerais. As Figuras 5.12b, 5.13b e 5.14b mostram a posição dos relâmpagos num período de aproximadamente 15 minutos em torno dos horários já estabelecidos para as imagens de satélite. Observa-se que a maioria dos relâmpagos apresentam-se próximos ou sobre estruturas com topos de 14 km, ou seja, nuvens bem altas.

A distribuição dos relâmpagos também foi comparada ao relevo. As Figuras 5.15 a 5.17, apresentam a distribuição dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b) em torno de 15 minutos dos horários estabelecidos nas imagens de satélite. Aparentemente, os relâmpagos positivos situam próximos dos relâmpagos negativos não apresentando a estrutura de tempestade bipolar como observado por Orville (1988). A maioria dos relâmpagos, tanto positivos com negativos, apresentam-se sobre montanhas. Observa-se entretanto uma pequena ocorrência de relâmpagos fora das montanhas. Para confirmar a influência da orografia, fez-se um estudo da distribuição espacial dos relâmpagos localizados sobre o estado de Minas Gerais para o período de maior atividade de relâmpagos denominado de estágios 1 e 2. Devido a ausência de imagens de satélite nos horários de máxima ocorrência de relâmpagos as 18:00 e 02:00 UT, que corresponde as 15:00 e 23:00 LT, respectivamente, utilizou-se os horários mais próximos desses picos que são os horários das 18:00 e 21:00 UT (1º estágio) e 24:00 UT (2º estágio). Deste estudo observa-se que no período correspondente ao primeiro estágio, grande parte dos relâmpagos distribuíram-se sobre a Serra da Canastra, mais a oeste do estado. Já no segundo estágio, a maioria dos relâmpagos distribuíram-se sobre a Serra da Mantiqueira.

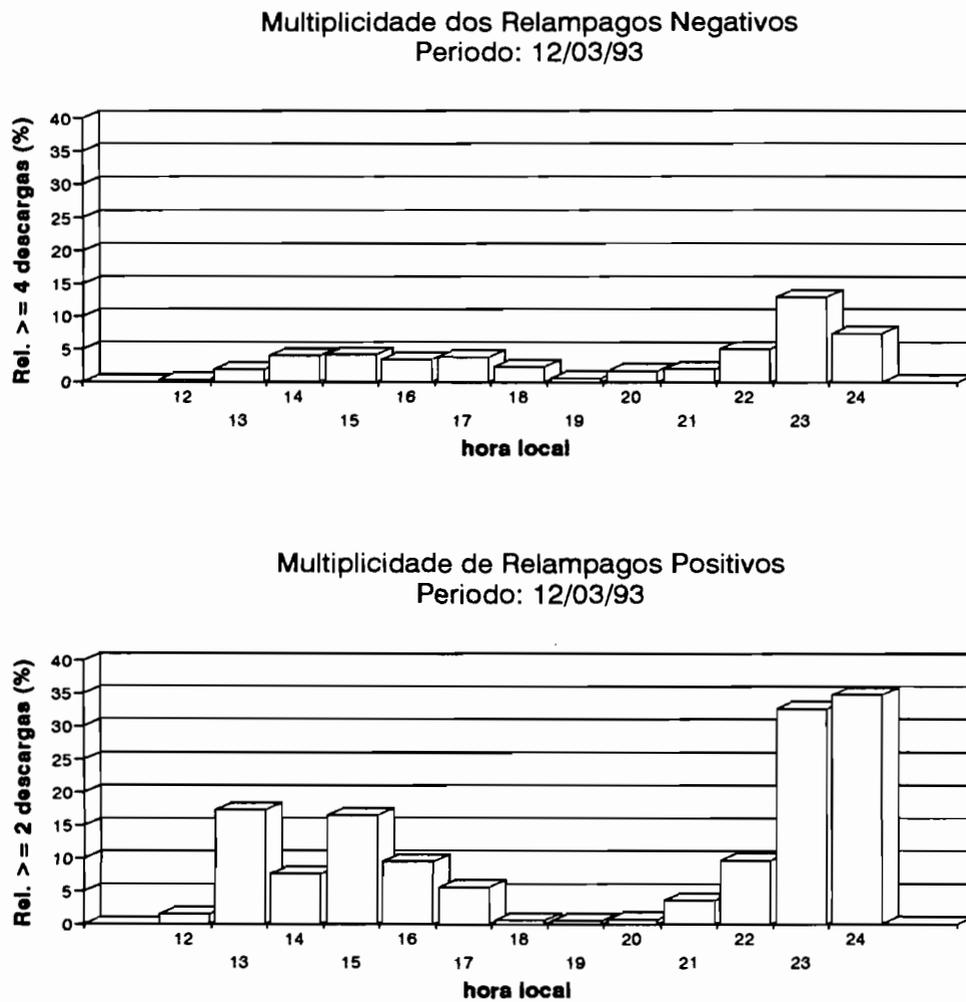


Fig. 5.10 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos múltiplos em função da hora local para o dia 12/03/93.

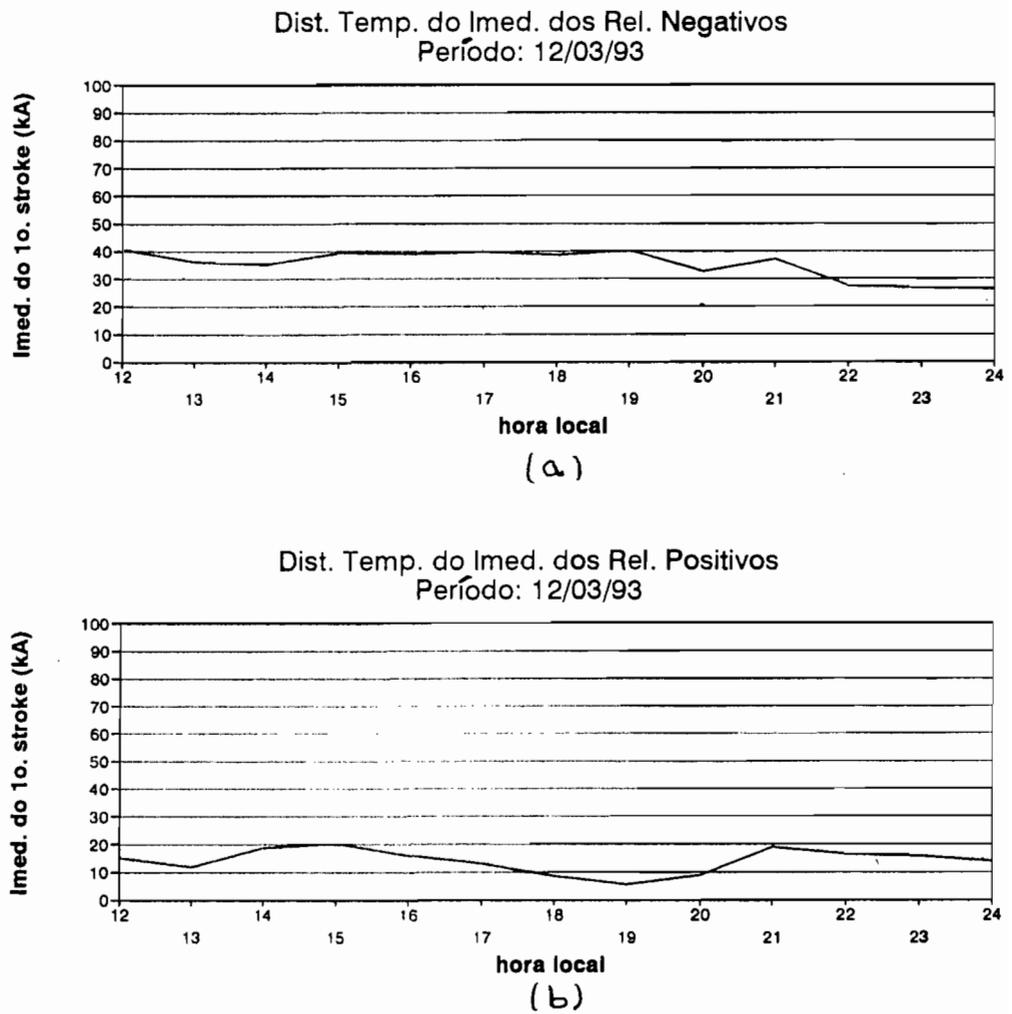


Fig. 5.11 - Intensidade média de corrente da primeira descarga de retorno em função da hora local para o dia 12/03/93.

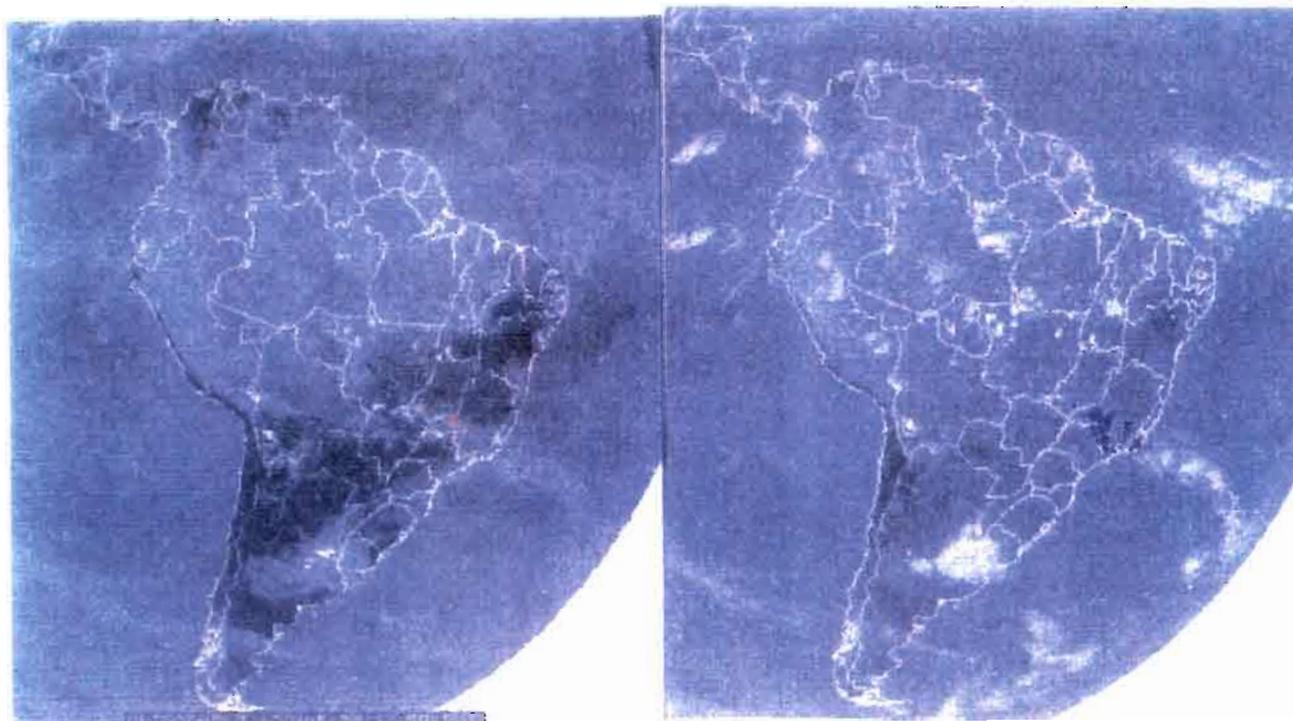


Fig. 5.12 - Imagem no infravermelho da satélite METEOSAT-3 do dia 12/03/93 às 17:00 UT. A imagem destaca tempestades com topos em -63°C , que corresponde à 14 km de altitude, utilizando realce Mb (a) e também a posição dos relâmpagos no período de aproximadamente 15 minutos em torno do horário da imagem (b)

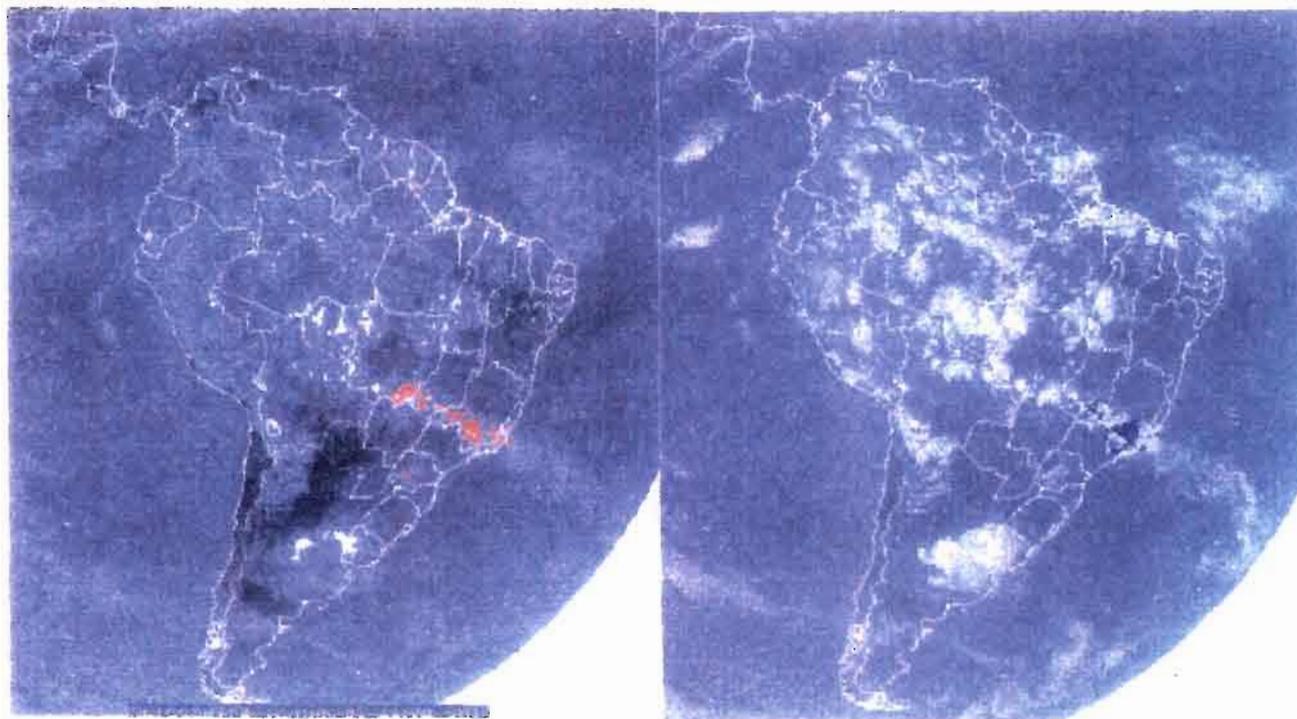


Fig. 5.13 - Imagem no infravermelho da satélite METEOSAT-3 do dia 12/03/93 às 21:00 UT. A imagem destaca tempestades com topos em -63°C , que corresponde à 14 km de altitude, utilizando realce Mb (a) e também a posição dos relâmpagos no período de aproximadamente 15 minutos em torno do horário da imagem (b).

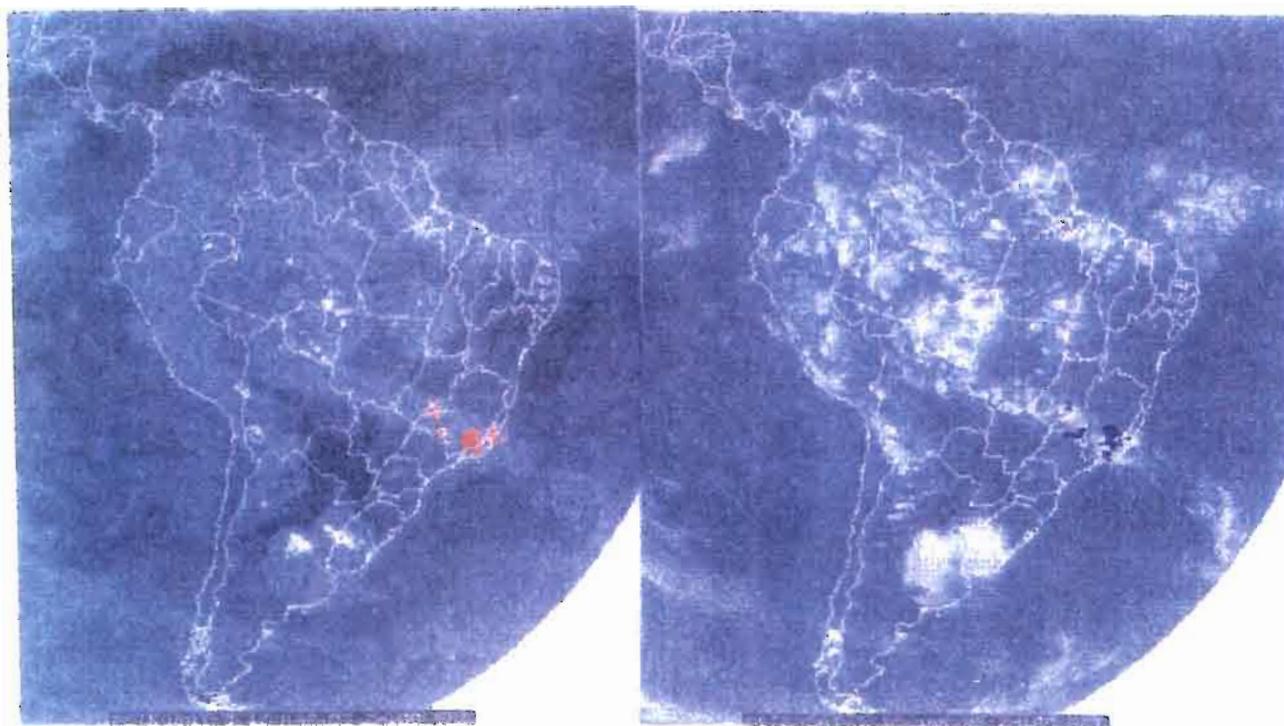


Fig. 5.14 - Imagem no infravermelho da satélite METEOSAT-3 do dia 12/03/93 às 24:00 UT. A imagem destaca tempestades com topos em -63°C , que corresponde à 14 km de altitude, utilizando realce Mb (a) e também a posição dos relâmpagos no período de aproximadamente 15 minutos em torno do horário da imagem (b).

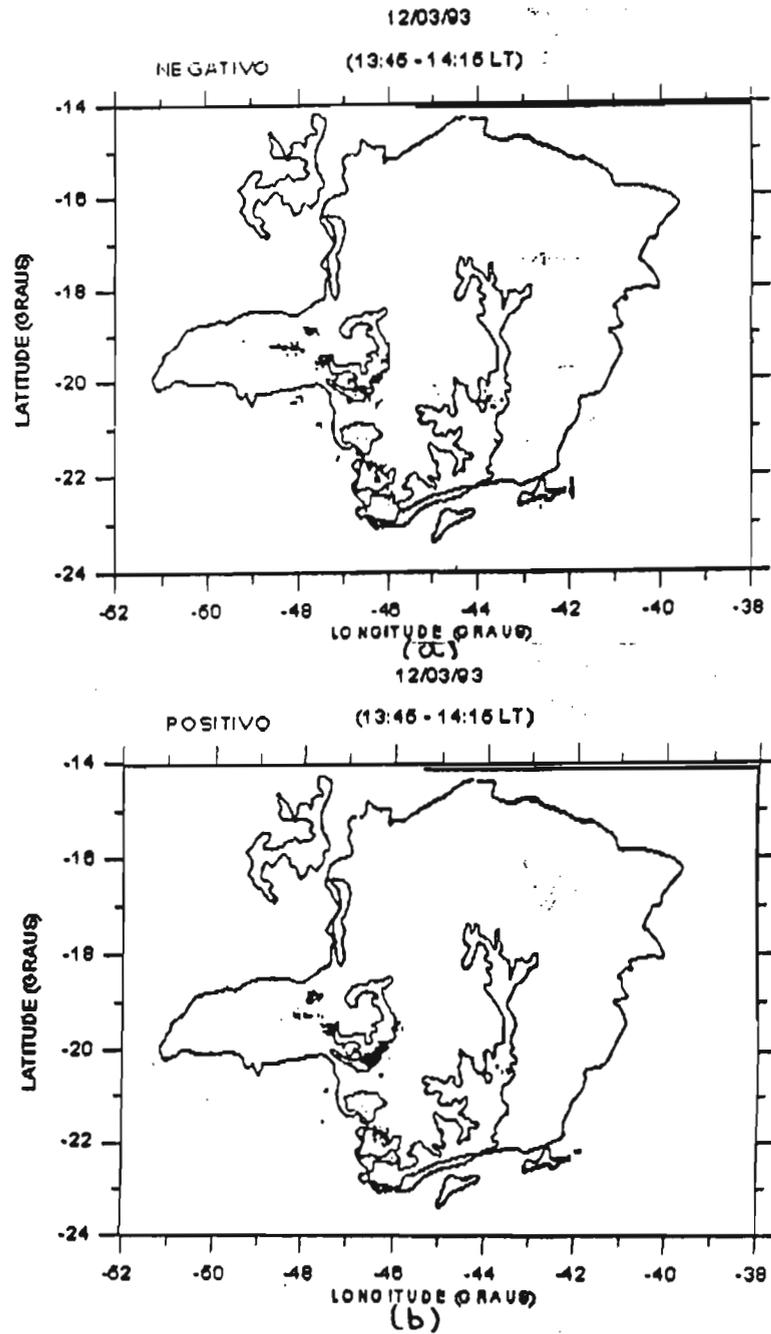


Fig. 5.15 - Distribuição espacial dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b) sobre o estado de Minas Gerais para o dia 12/03/93 num período de 15 minutos em torno das 14:00 LT (17:00 UT).

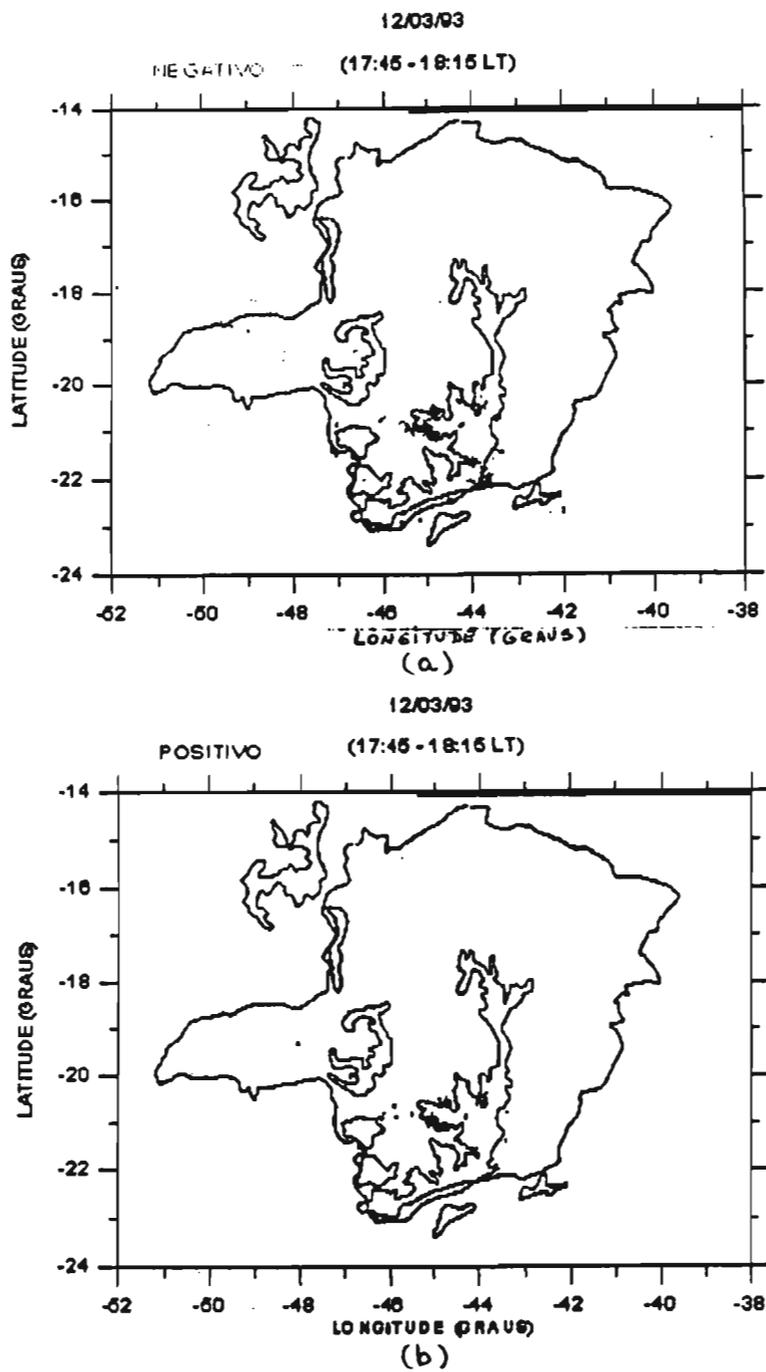


Fig. 5.16 - Distribuição espacial dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b) sobre o estado de Minas Gerais para o dia 12/03/93 num período de 15 minutos em torno das 18:00 LT (21:00 UT).

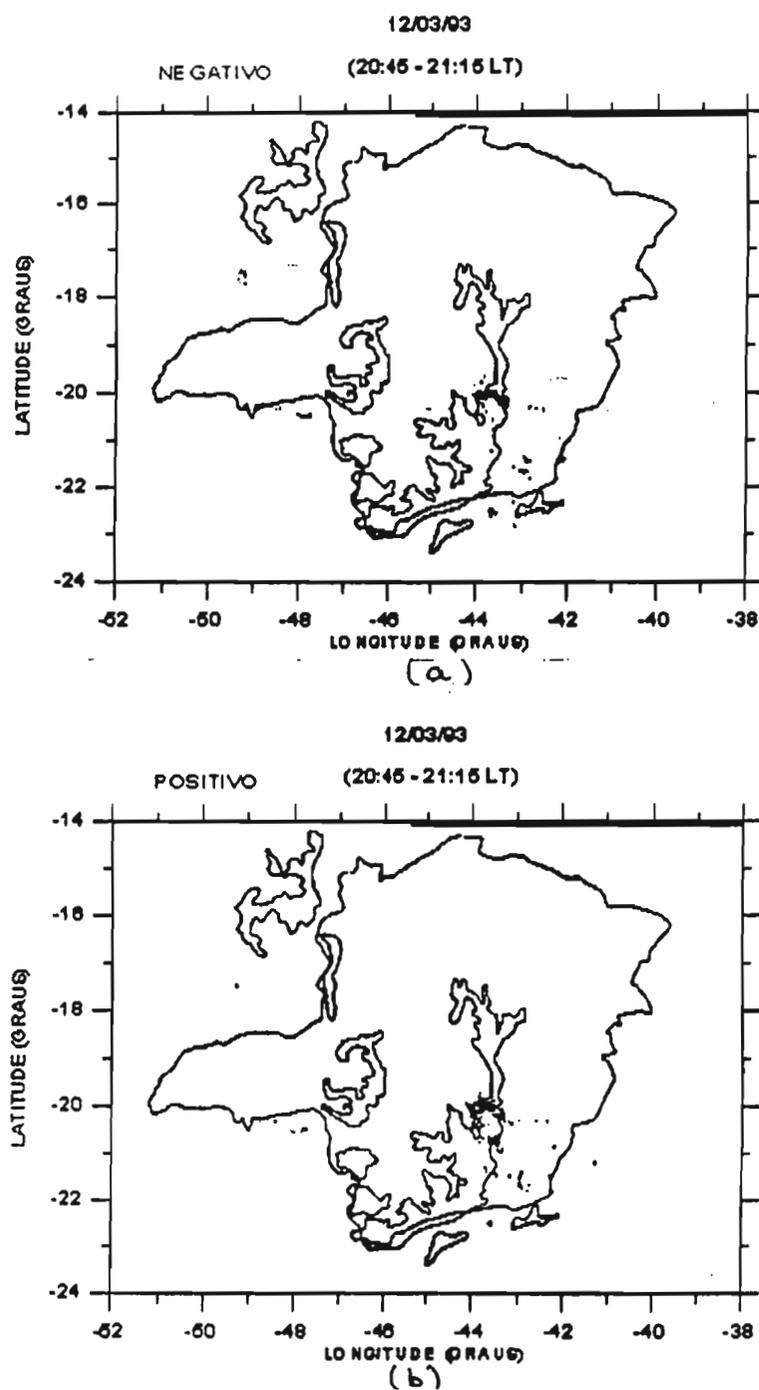


Fig. 5.17 - Distribuição espacial dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b) sobre o estado de Minas Gerais para o dia 12/03/93 num período de 15 minutos em torno das 21:00 LT (24:00 UT)

5.4.2 - CARACTERÍSTICAS TEMPORAIS E ESPACIAIS DO EVENTO 2

A Figura 5.18 apresenta a distribuição temporal dos relâmpagos para o evento 2. Devido a problemas operacionais não se dispõe de registros de relâmpagos no período das 10:00 às 11:00 LT para este evento. Esta figura apresenta um único pico na distribuição do total de relâmpagos por volta das 14:00 LT (Figura 5.18a). Entretanto, a Figura 5.18b apresenta predominância de relâmpagos positivos no início e durante o período principal de atividade de relâmpagos. No 1º estágio do evento 1 também houve esta tendência inicial, porém ela não foi mantida. Para um período de 4 horas, das 13:00 às 17:00 LT, a percentagem de relâmpagos positivos é cerca de 73%. Se considerarmos o período das 14:00 às 15:00 LT a percentagem é ainda maior passando para 83%. Estas características também foram observadas por Stolzenburg (1994) em tempestades isoladas, com percentagens de 80% a 100% num período de 4 a 6 horas. Stolzenburg (1994) associou a predominância de relâmpagos positivos às “tall storm” devido a rápida ascensão do topo das nuvens e produção de granizo. Vários dias neste verão apresentaram horários com relâmpagos predominantemente positivos, sendo discutidos mais adiante. Na distribuição dos relâmpagos bipolares observa-se um pico em torno das 14:00 LT (Figura 5.18c). O pico de relâmpagos positivos e bipolares apresentados neste evento, corresponde a aproximadamente 20% dos relâmpagos positivos e bipolares, para este horário, apresentados no verão. Os horários apresentados com setas possuem imagens de satélite (Figuras 5.4). No horário com asterisco será apresentada posteriormente uma comparação entre relâmpagos e imagens de satélite, assim como relâmpagos e relevo.

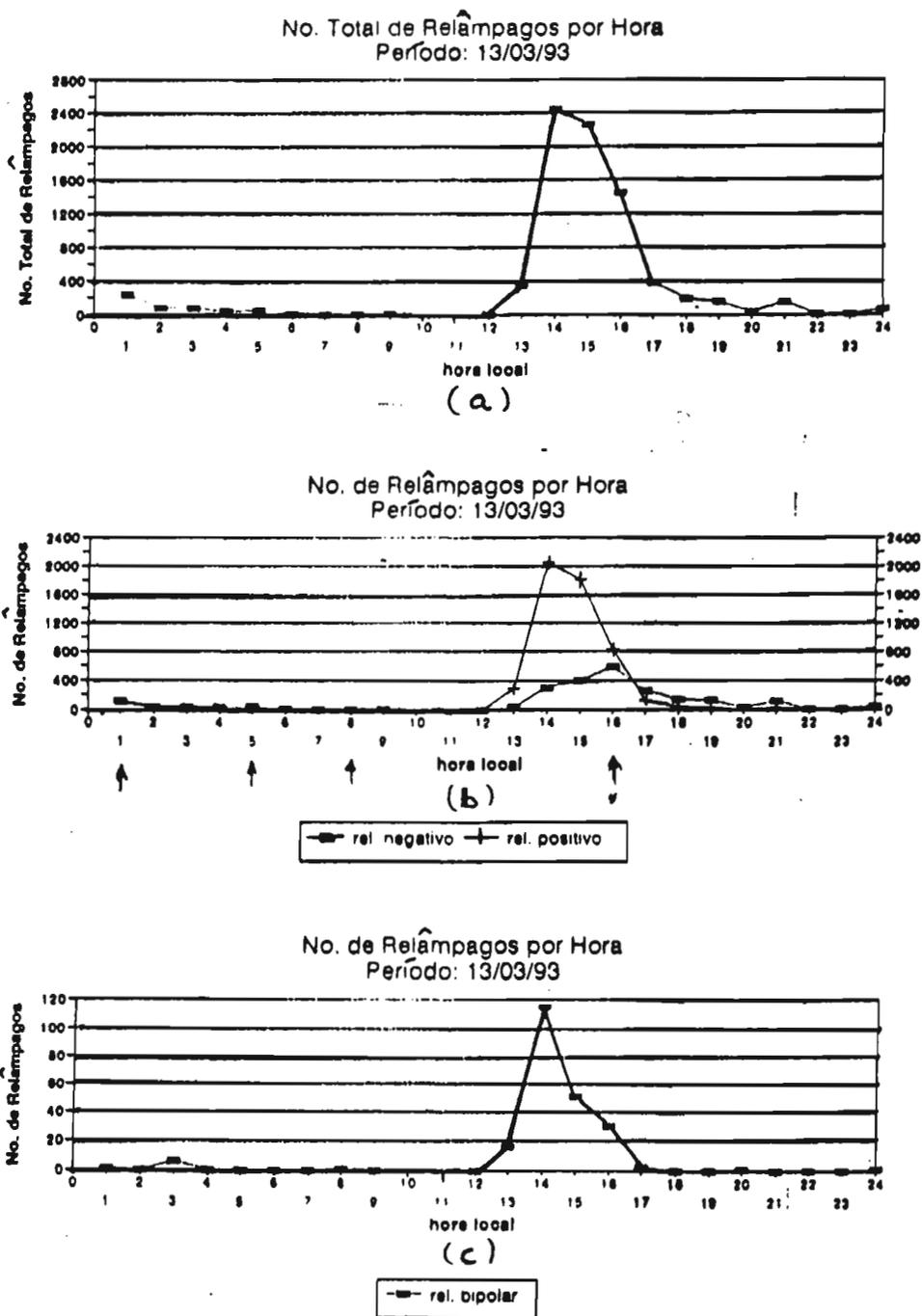


Fig. 5.18 - Número de relâmpagos em função da hora local para o dia 13/03/93.

A distribuição temporal da multiplicidade em função da polaridade é apresentada na Figura 5.19. O mesmo comportamento do verão e do evento 1 pode ser visto neste evento, todavia, a multiplicidade dos relâmpagos negativos tendem a um mínimo às 18:00 LT. Assim como no verão esta variação na percentagem não segue a distribuição temporal dos relâmpagos negativos como visto no evento 1. A multiplicidade dos relâmpagos positivos, a partir das 19:00 LT, não foi encontrada devido ao pequeno número de relâmpagos positivos nestes horários.

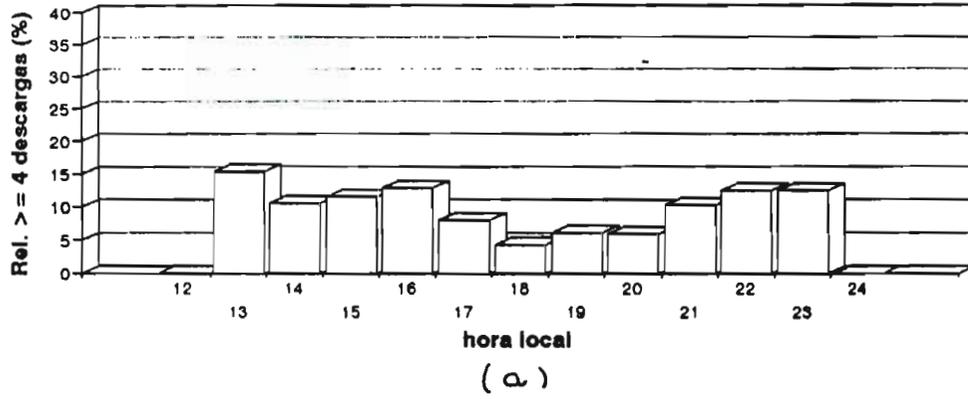
A distribuição temporal da intensidade de corrente em função da polaridade é apresentada na Figura 5.20. A intensidade média da corrente dos relâmpagos negativos apresentou um aumento entre 14:00 e 18:00 LT, mantendo-se a partir daí aproximadamente constante em 60 kA (Figura 5.20a). Este valor é bem superior ao registrado ao longo do evento 1, indicando que as últimas tempestades que ocorreram antes que a FxNC se dissipasse registraram relâmpagos negativos mais intensos. Já o relâmpago positivo apresentou oscilações na intensidade de corrente por volta de 15 kA durante todo o período (Figura 5.20b). O período a partir das 19:00 LT apresentou poucos relâmpagos, de modo que as variações neste período apresentam pouca significância estatística.

Na distribuição espacial, os relâmpagos negativos e positivos foram inicialmente associados às imagens de satélite. A Figura 5.21 mostra imagem no infravermelho das 19:30 UT do dia 13 de março, com realce Mb, associadas aos relâmpagos. Como visto anteriormente o realce Mb aqui utilizado foi limitado a temperatura mínima do topo das nuvens em torno de $-54\text{ }^{\circ}\text{C}$, que corresponde a aproximadamente 12 km altura, podendo estender-se até a tropopausa a temperatura de $-73\text{ }^{\circ}\text{C}$ situado por volta de 16 km de altura. As estruturas de maior extensão horizontal foram destacadas em vermelho apresentando a temperatura do topo das nuvens de $-63\text{ }^{\circ}\text{C}$, que corresponde a altura de 14 km, sendo o restante estruturas com extensões menores e ou com topos mais baixos (Figura 5.21a). Não foram observadas em Minas Gerais nuvens com topos acima de 16 km. A Figura 5.21b mostra a posição dos relâmpagos num período de mais ou menos 15 minutos em torno das 19:30 UT. Neste

estudo observa-se que parte dos relâmpagos localizam-se próximos às estruturas destacadas e outros na ausência destas. Portanto estes relâmpagos localizam-se em nuvens com topo de 12 a 14 km, que são topos de nuvens bastante altos.

A distribuição dos relâmpagos, também foi comparada ao relevo. A Figura 5.22 apresenta a distribuição dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b) para o período de maior atividade de relâmpagos das 13:00 às 16:00 LT. Neste evento os relâmpagos situam-se quase que exclusivamente sobre as montanhas, na Serra da Canastra, similar a apresentada no primeiro estágio do evento 1. Os relâmpagos positivos localizam-se no mesmo lugar que os relâmpagos negativos, em aproximadamente 46° oeste de longitude, e ocupam uma área um pouco maior do que os negativos. Esta característica, também é observada por Stolzenburg (1994).

Multiplicidade de Relâmpagos Negativos
Período: 13/03/93



Multiplicidade de Relâmpagos Positivos
Período: 13/03/93

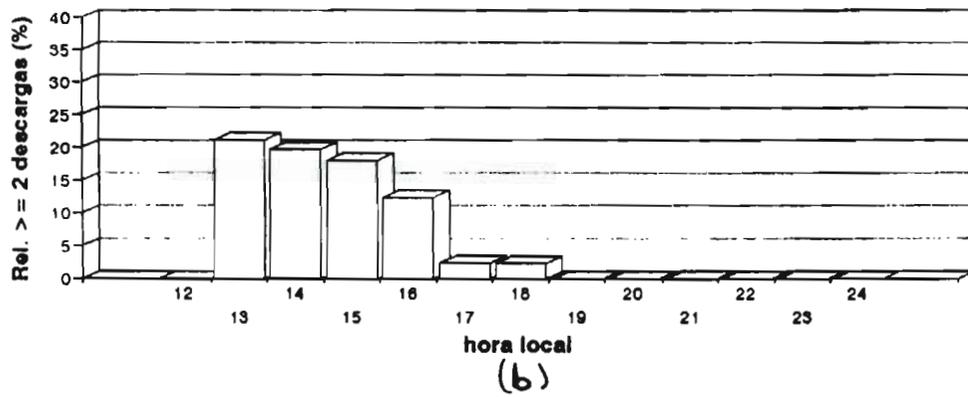


Fig. 5.19 - Percentagem de ocorrência de relâmpagos múltiplos em função da hora local para o dia 13/03/93.

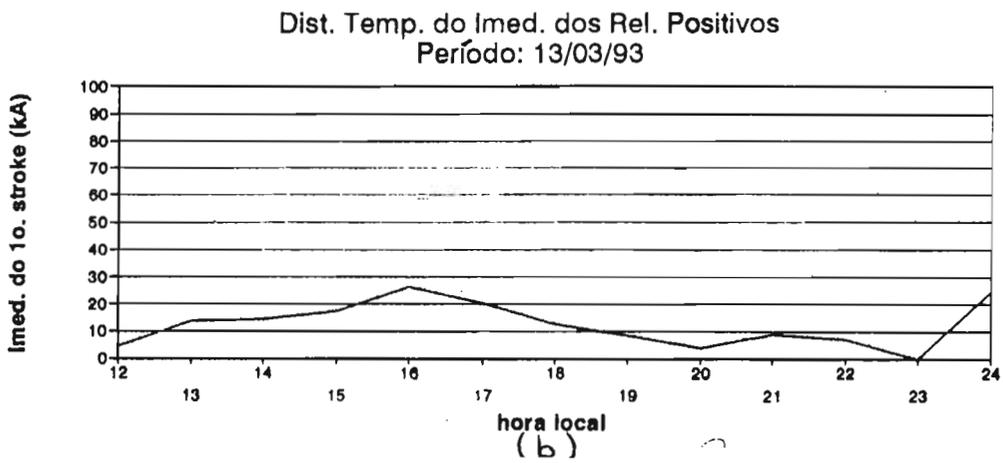
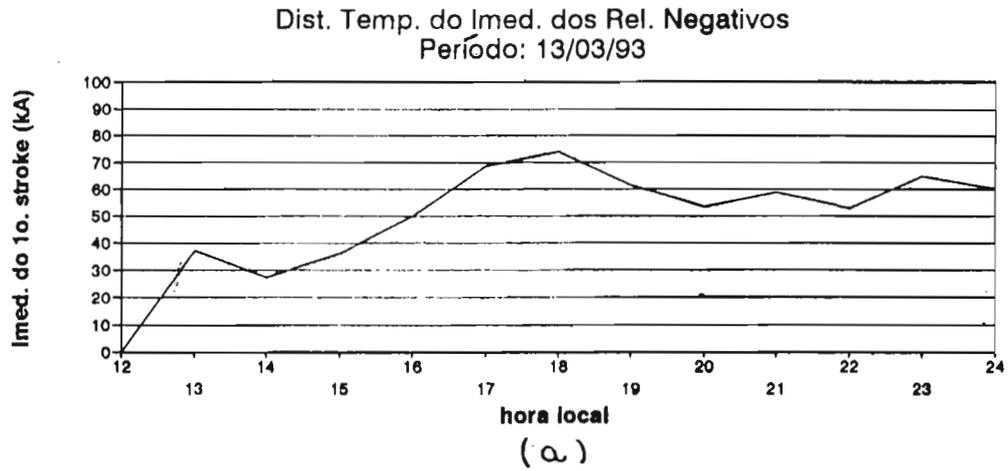


Fig. 5.20 - Intensidade média de corrente da primeira descarga de retorno em função da hora local para o dia 13/03/93.

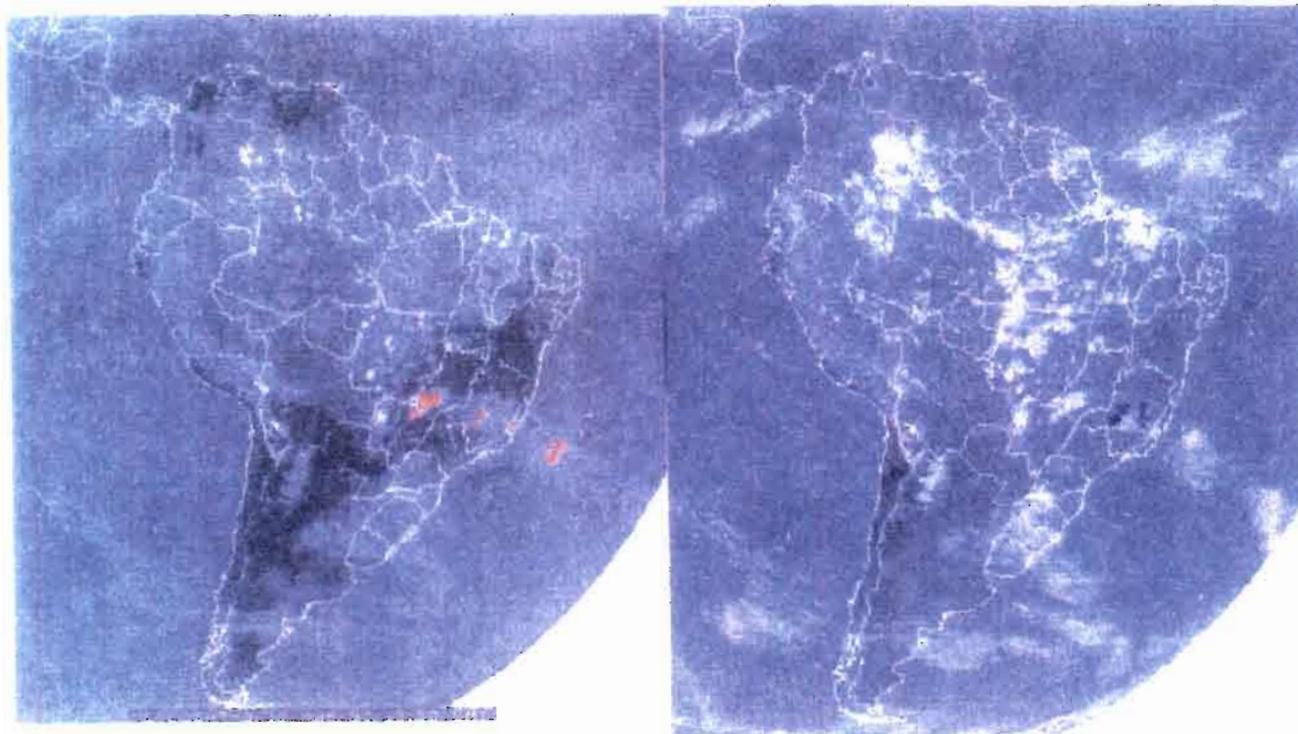


Fig. 5.21 - Imagem no infravermelho da satélite METEOSAT-3 do dia 13/03/93 às 19:30 UT. A imagem destaca tempestades com topos em -63°C , que corresponde à 14 km de altitude, utilizando realce Mb (a) e também a posição dos relâmpagos no período de aproximadamente 15 minutos em torno do horário da imagem (b).

Durante todo o verão de 1993, vários dias apresentaram horários com relâmpagos predominantemente positivos como visto por Stolzenburg (1994). A Tabela 5.4 mostra uma relação dos dias, no verão de 1993, em que se observa esta predominância por pelo menos duas horas consecutivas. Os períodos, o número de relâmpagos negativos e positivos, a percentagem de relâmpagos positivos e as condições meteorológicas, quando disponíveis, para os dias que apresentaram este comportamento também estão presentes nesta tabela. Stolzenburg (1994) observou em 19 tempestades 10% a 100% de relâmpagos positivos com períodos de 1 a 6 horas. O período e o percentual horário médio para estas tempestades é de 4 horas e 72% respectivamente, enquanto que o obtido no presente estudo é de 3 horas e 65%. Segundo Stolzenburg (1994) a predominância horária de relâmpagos positivos está associada ao período de rápida ascensão do topo das nuvens e que é coincidente com a produção de granizo. Devido à ausência de radar e radiossondagem em Minas Gerais não será possível confirmar esta hipótese.

Baseado na Tabela 5.4, fez-se um estudo dos dias que apresentaram períodos e predominância de relâmpagos positivos mais significativos. Deste estudo o dia 11/03 apresentou características bastante interessantes como o dia mais quente do ano, cerca de 32 °C (Belo Horizonte enfrenta..., 1993). Observou-se que a polaridade, a multiplicidade e a intensidade de corrente dos relâmpagos neste dia são similares as do evento 1. É importante salientar que este dia faz parte do período estudado anteriormente nos eventos onde ocorreu FxNC. A Figura 5.23 mostra a distribuição temporal dos relâmpagos negativos e positivos do dia 11/03. Devido a problemas operacionais, não se dispõe de registros de descarga de retorno no período das 15:00 às 20:00 LT. Já no período das 20:00 às 24:00 LT dispõe-se apenas da localização destas descargas. Neste período não é possível estudar as características dos relâmpagos. Com os dados disponíveis fez-se uma comparação da distribuição temporal das descargas entre o dia 11/03 e os eventos, como mostra a Figura 5.24. É importante salientar que nessa figura a representação das descargas de retorno no período de 1:00 a 6:00 LT do dia 12/03 apresentam-se incompletos. Desta forma, para este dia o período acima citado

não entra na análise dos relâmpagos. Esta figura mostra que o comportamento do dia 11/03 é similar ao do evento 1, onde ocorre duplo pico a partir das 12:00 LT. Este comportamento sugere que os relâmpagos do dia 11/03 tenham características semelhantes as do evento 1.

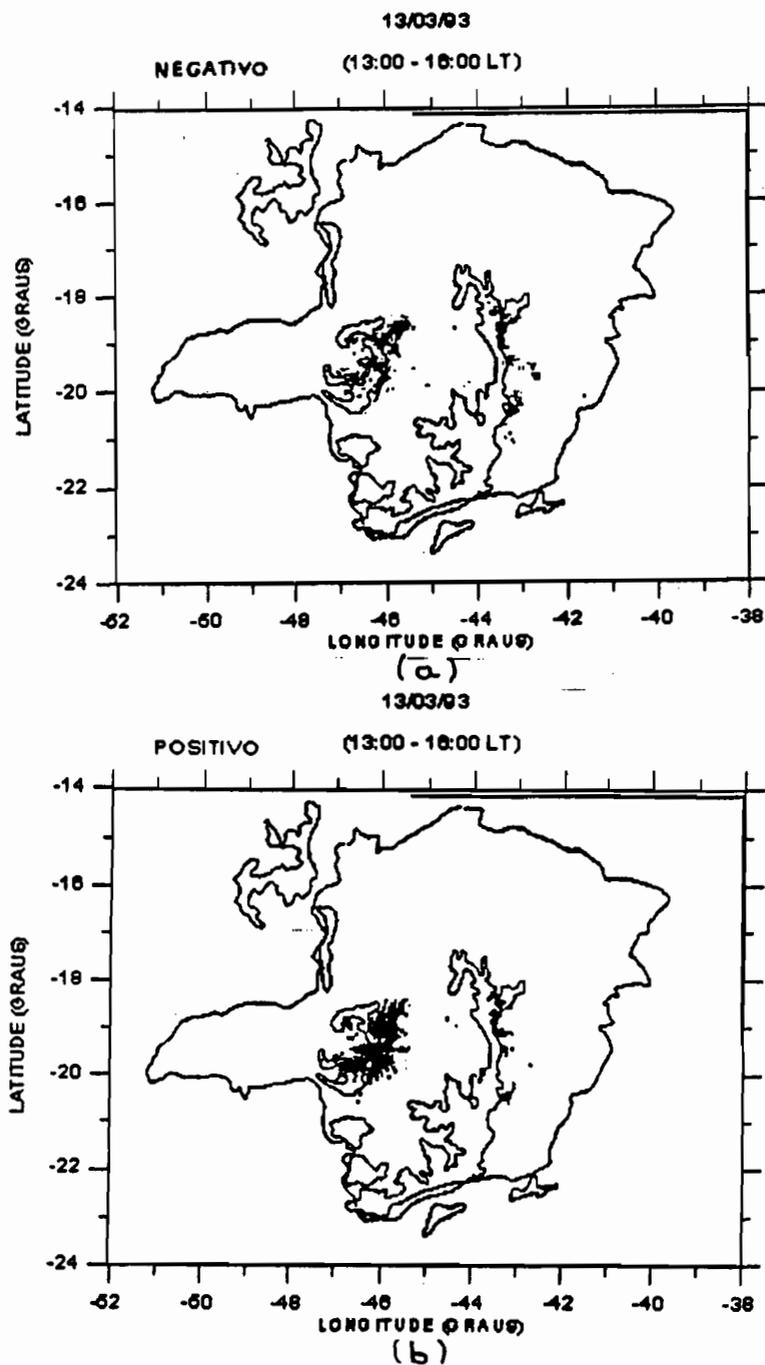


Fig. 5.22 - Distribuição espacial dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b) sobre o estado de Minas Gerais para o dia 13/03/93 em torno das 13:00 às 16:00 LT

TABELA 5.4 - TEMPESTADES POSITIVAS

Data	Período (LT)	Nº de Relâmpagos		Porcentagem de Relâmpagos Positivos	Condições Meteorológicas
		negativos	positivos		
10/01/93	17:00-19:00	465	603	56%	FxNC
11/01/93	0:00-6:00	23	78	86%	FxNC
	19:00-24:00	717	1196	63%	
16/01/93	11:00-14:00	413	601	59%	CL
17/01/93	4:00-7:00	112	322	74%	FxNC
25/01/93	19:00-22:00	506	703	58%	CT
10/02/93	22:00-24:00	504	687	58%	-
11/02/93	0:00-6:00	44	105	70%	-
	21:00-23:00	377	461	55%	
12/02/93	0:00-5:00	228	356	65%	-
13/02/93	20:00-23:00	480	582	55%	-
19/02/93	0:00-4:00	364	652	64%	-
	22:00-24:00	233	403	63%	
20/02/93	0:00-2:00	126	307	71%	-
	9:00-12:00	138	367	73%	
21/02/93	21:00-24:00	1263	1932	60%	-
22/02/93	20:00-23:00	972	1258	56%	-
24/02/93	0:00-5:00	199	400	67%	-
02/03/93	22:00-24:00	351	474	57%	CT
11/03/93	11:00-15:00	913	2277	71%	FxNC
12/03/93	10:00-13:00	297	842	74%	FxNC
	22:00-24:00	1592	1885	54%	
13/03/93	12:00-16:00	1324	4960	79%	FxNC
Total	Média			Média	
23 temp.	3,3 horas			65%	

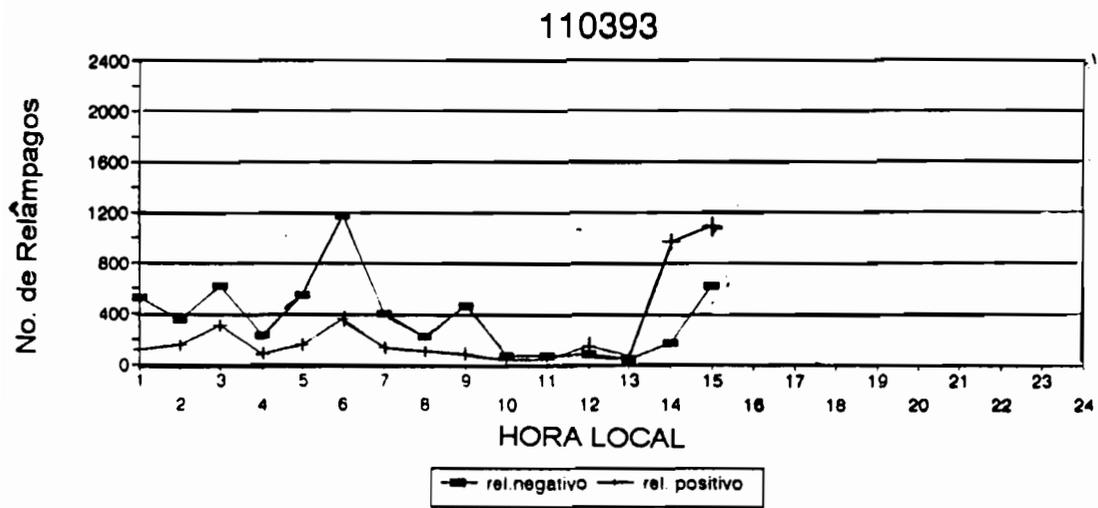


Fig. 5.23 - Número de relâmpagos em função da hora local para o dia 11/03/93.

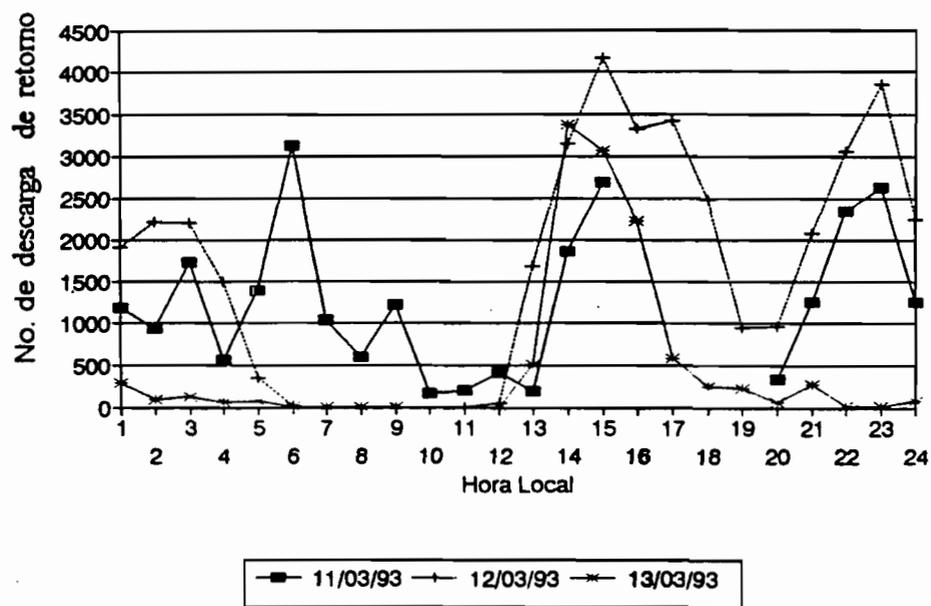


Fig. 5.24 - Número de descargas de retorno em função da hora local para os dias 11, 12 e 13 de março de 1993.

5.5 - ATIVIDADE E DENSIDADE DOS RELÂMPAGOS

A alta atividade e densidade espacial dos relâmpagos positivos têm sido observadas por vários autores (Piepgrass et al., 1982; Peckham et al., 1984; Goodman e MacGorman, 1986; Reap e MacGorman, 1989; Curran e Rust, 1992; Stolzenburg, 1994). Segundo Reap e MacGorman (1989) a máxima densidade horária dos relâmpagos positivos foi associada a tempestade local severa. Já Curran e Rust (1992) associam a alta atividade de relâmpagos positivos a produção de granizo em tempestades de baixa precipitação. Observações em tempestades isoladas realizadas por Stolzenburg (1994) mostram alta atividade e alta densidade horária dos relâmpagos positivos no início da atividade de relâmpagos, período de produção de granizo.

As Figuras 5.25 a 5.27 mostram a atividade dos relâmpagos negativos (a) e positivos (b) para os estágios 1 e 2 do evento 1 e o evento 2, respectivamente. Estas figuras mostram o número de relâmpagos em intervalos de 5 minutos durante o período de maior atividade de relâmpagos.

Para o evento 1, a análise da atividade de relâmpagos foi restrita no estágio 1 ao período das 14:00 às 18:00 LT, e no estágio 2 ao período das 21:00 às 24:00 LT, períodos de máxima atividade de relâmpagos. Do evento 1 o primeiro estágio apresenta uma atividade média dos relâmpagos negativos de aproximadamente 120 rel./5 min., com duração de até 3 horas, onde a máxima taxa alcançada é de 160 rel./5 min. (Figura 5.25a). Já os positivos, para o mesmo evento e estágio, apresentam um pico na atividade inicial de aproximadamente 130 rel./5 min decaindo até aproximadamente 20 rel./5 min. após 4 horas (Figura 5.25b). No segundo estágio do mesmo evento, os relâmpagos apresentaram uma taxa média superior, para os positivos, e igual a 80 rel./5 min., para os negativos, durante 2 horas (Figura 5.26a). É interessante notar que por volta das 23:00LT os relâmpagos positivos passam da máxima atividade para o mínimo recuperando-se novamente em apenas 5 minutos.

O evento 2 apresenta um aumento, para os negativos, e uma diminuição, para os positivos, da atividade de relâmpagos ao se aproximar do entardecer (Figura 5.27 a e b). Aparentemente a distribuição da atividade dos relâmpagos segue a distribuição horária mostrada na Figura 5.18b. A atividade máxima encontrada para os relâmpagos positivos foi de aproximadamente 225 rel./5 min no início da atividade de relâmpagos. É interessante notar que a atividade média dos relâmpagos positivos de aproximadamente 120 rel./5 min., durante um período de 4 horas, é ainda superior a máxima atividade encontrada por Stolzenburg (1994) que é de 67 rel./ 5 minutos, durante o mesmo período. Aparentemente o evento 2 apresenta características meteorológicas semelhantes à de Stolzenburg (1994). Ambos apresentam estrutura multicelular, nuvens com topos em torno de 14 km e período de máxima atividade de relâmpagos positivos em torno de 4 horas. A área das nuvens quando associada aos relâmpagos no presente estudo, é de aproximadamente 20.000 km², que é aproximadamente quatro vezes maior (5.400 km²) da observada por Stolzenburg (1994).

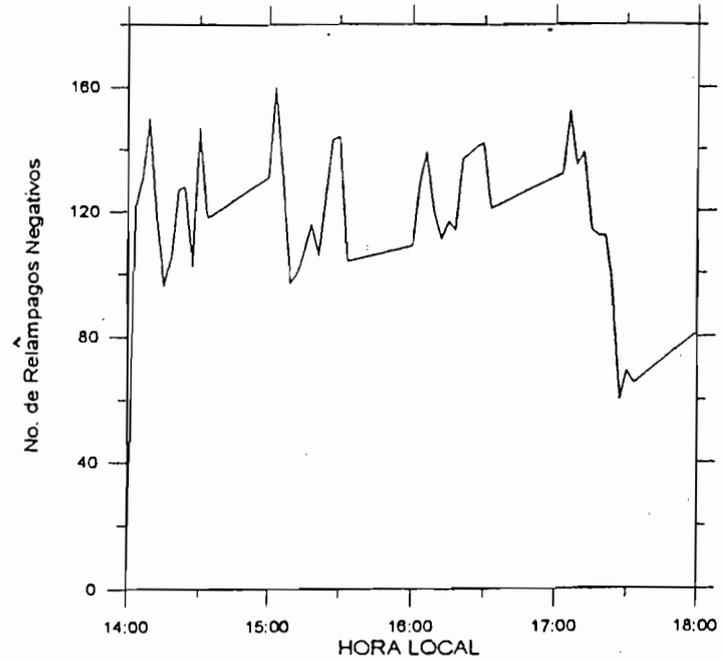
A Tabela 5.5 faz uma comparação da atividade de relâmpagos encontrada por vários autores. Esta tabela mostra que a atividade máxima do total de relâmpagos obtidos neste trabalho é da mesma ordem de um MCC observado por Goodman e MacGorman (1986). Dos relâmpagos negativos obtidos neste trabalho observa-se valores próximos do encontrado em MCS por Peckham et al. (1984) e dos positivos é ainda superior ao maior valor obtido em tempestades isoladas por Stolzenburg (1994). Não há na literatura informações sobre máxima atividade de relâmpagos positivos em MCS. Desta forma as tempestades que ocorrem no Brasil parecem apresentar maior atividade de relâmpagos do que as observadas nos Estados Unidos.

A máxima densidade horária encontrada para os relâmpagos positivos dos eventos é de aproximadamente 0,32 rel./km² hora. O pico de máxima densidade dos relâmpagos positivos corresponde ao evento 2 localizado entre as latitudes 19,5° e 20,0° oeste e entre as longitudes 46,0° e 46,5° sul no período das 14:00 às 15:00 LT. A Tabela 5.6 mostra uma comparação da máxima densidade horária de

relâmpagos positivos obtida por diversos autores. Nesta tabela observa-se que o valor obtido no presente estudo é a metade do obtido por Stolzenburg (1994), mas é uma a duas ordens de grandeza superior a dos demais autores. Já a densidade máxima dos relâmpagos total obtida no presente estudo é de aproximadamente 0,35 rel./km² hora, correspondente ao mesmo evento e horário. Este valor é duas ordens de grandeza superior ao encontrado por Hojo (1989) no verão, que é de 0,003 rel./km² hora. Em termos de densidade média de relâmpagos positivos, neste mesmo evento e período, obteve-se a máxima em torno de 0,17 rel./km² hora que é aproximadamente igual ao encontrado por Stolzenburg (1994), que é de 0,18 rel./km² hora num período de aproximadamente 4 horas. Portanto os eventos aqui apresentados também mostram grande densidade de relâmpagos positivos quando comparados a outros MCS nos E.U.A..

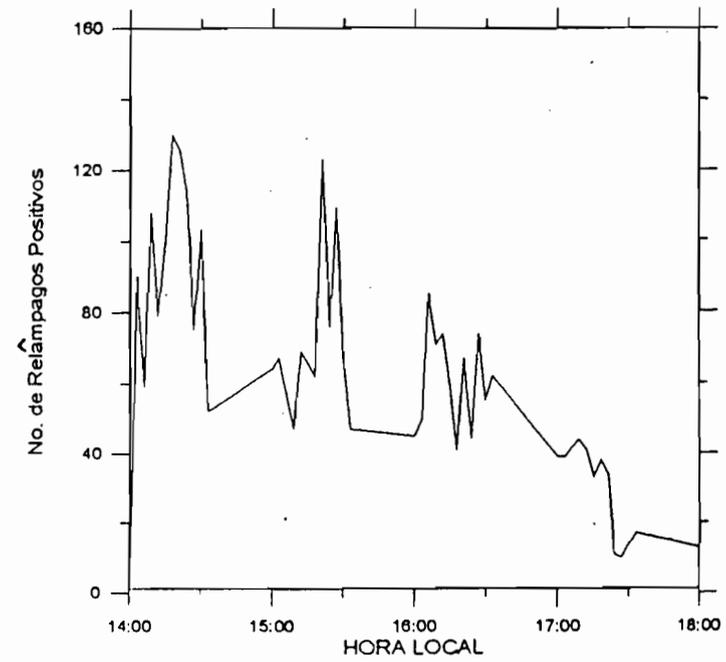
Portanto as principais características apresentadas no evento 1, ou seja, grande número de relâmpagos, está associado a FxNC, embora esta não apresente características de tempestade bipolar. Quanto ao evento 2, que tem características similares à de Stolzenburg (1994), a predominância de relâmpagos positivos está associada a nuvens com topos altos e possivelmente a grande produção de granizo, devido a rápida ascensão das partículas dentro das nuvens. Devido a ausência de radar e radiossondagens no estado de Minas Gerais não se pode confirmar a grande produção de granizo.

FREQÜÊNCIA DE RELÂMPAGOS NEGATIVOS EM INTERVALOS DE 5 MIN.
12/03/93 (14:00 - 18:00 LT)



(a)

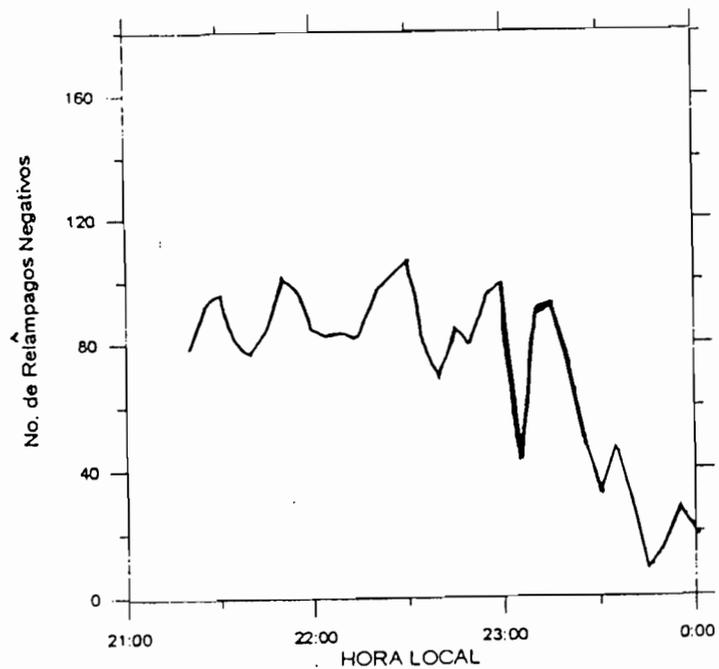
FREQÜÊNCIA DE RELÂMPAGOS POSITIVOS EM INTERVALOS DE 5 MIN
12/03/93 (14:00 - 18:00 LT)



(b)

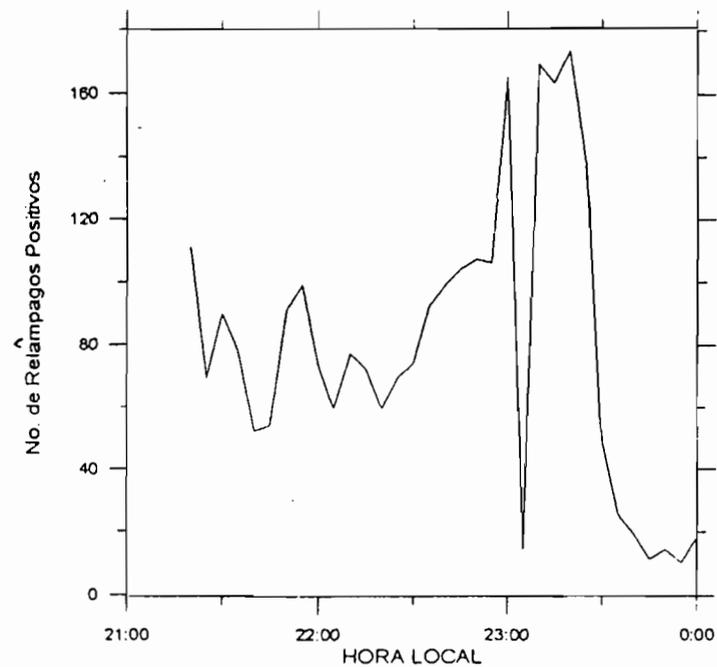
Fig. 5.25 - Número de relâmpagos negativos (a) e positivos (b) em intervalos de 5 minutos no período das 14:00 às 18:00 LT (estágio 1) do dia 12/03/93 (evento 1).

FREQUÊNCIA DE RELÂMPAGOS NEGATIVOS EM INTERVALOS DE 5 MIN.
12/03/93 (21:00 - 24:00 LT)



(a)

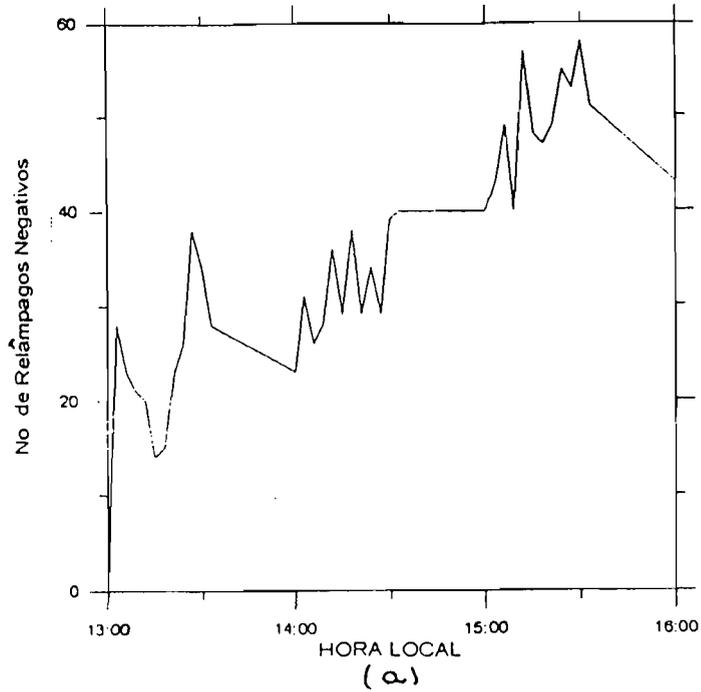
FREQUÊNCIA DE RELÂMPAGOS POSITIVOS EM INTERVALOS DE 5 MIN.
12/03/93 (21:00 - 24:00 LT)



(b)

Fig. 5.26 - Número de relâmpagos negativos (a) e positivos (b) em intervalos de 5 minutos no período das 21:00 às 00:00 LT (estágio 2) do dia 12/03/93 (evento 1).

FREQÜÊNCIA DE RELÂMPAGOS NEGATIVOS EM INTERVALOS DE 5 MIN.
13/03/93



FREQÜÊNCIA DE RELÂMPAGOS POSITIVOS EM INTERVALOS DE 5 MIN.
13/03/93

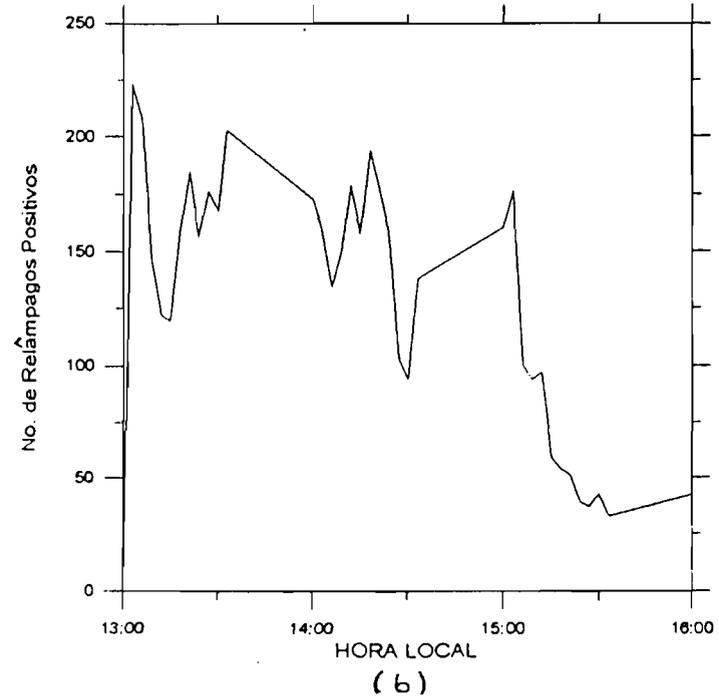


Fig. 5.27 - Número de relâmpagos negativos (a) e positivos (b) em intervalos de 5 minutos no período das 13:00 às 16:00 LT do dia 13/03/93 (evento 2).

TABELA 5.5 - ATIVIDADE MÁXIMA DE RELÂMPAGOS

Autor	Período	Localização	Técnicas	Condições Meteorológicas	Atividade máxima de Relâmpagos em 5 minutos		
					Total	Positivo	Negativo
Este Trabalho	12 E 13/03/93	Minas Gerais, Brasil	LPATS	MCS	255 (13/03)	225 (13/03)	160 (12/03)
Goodman e MacGorman 1986	05/81 05 - 08/82 e 83	Oklahoma, EUA	LLP	MCC	300	-	-
Pieprass et al., 1982	14/07/80	Flórida, EUA	Field Mill	Isolada	60	-	-
Peckham et al., 1984	08/79	Flórida, EUA	Similar LLP	MCS Isolada	-	-	160 85
Stolzemburg, 1994	25 - 26/06/89	Nebraska, EUA	LLP	Isolada	-	67	-
Curran e Rust, 1992	26/04/84	Oklahoma, EUA	LLP	Tempestade associada a tornado	21	12	21

TABELA 5.6 - DENSIDADE MÁXIMA HORÁRIA DE RELÂMPAGOS POSITIVOS

Autor	Período	Localização	Técnicas	Condições Meteorológicas	Densidade máxima horária de relâmpagos positivos. (rel./km ² hora)
Este Trabalho	12 e 13/03/93	Minas Gerais, Brasil	LPATS Satélite	MCS Topo : 12-14 km Cisalhamento=3,0m/s km	0,3
Stolzemburg, 1994	25 e 26/06/89	Nebraska, EUA	LLP Radar	Isolada Topo : 15 km	0,6
Stolzemburg, 1990	1988	Oklahoma, EUA	LLP Radar	MCS bipolar Topo : 6-15 km Cisalhamento=2,7m/s km	0,03
Reap e MacGorman, 1989	1985-86	Oklahoma-Kansas, EUA	LLP Radar	Tempestade local severa	0,02
Orville et al., 1988	22 e 23/02/87	Golfo Lousiana, EUA	LLP Radar	MCS bipolar Cisalhamento=4,0 m/skm	0,006

CAPÍTULO 6

ANÁLISE DOS PRINCIPAIS RESULTADOS

6.1 - INTRODUÇÃO

A análise das características gerais dos relâmpagos que ocorreram no verão de 1993, em Minas Gerais, foi apresentada no Capítulo 4. Entretanto, existem algumas peculiaridades, como a distribuição temporal e espacial dos relâmpagos e a grande percentagem de relâmpagos positivos e de baixa intensidade de corrente, que serão discutidas aqui em mais detalhes. A seguir são discutidas as teorias existentes que poderiam explicar estas características. Como será visto, foi necessário desenvolver uma teoria de modo a explicar estes comportamentos.

6.2 - DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL E ESPACIAL DOS RELÂMPAGOS

A base de dados é ainda insuficiente para identificar qual a função distribuição que mais se aproxima da distribuição temporal dos relâmpagos aqui no Brasil. Não há na literatura estudos estatísticos que possam identificá-la. Desta forma, qualquer aproximação poderia induzir erro na interpretação estatística dos fenômenos físicos. Entretanto, uma análise da significância estatística dos picos apresentados na distribuição temporal dos relâmpagos será discutida a seguir.

A distribuição temporal dos relâmpagos para todo o verão apresenta dois picos por volta das 15:00 e 19:00 LT para o número total de relâmpagos e número de relâmpagos positivos, além de um terceiro pico, por volta das 22:00 LT, no caso dos bipolares (ver Figura 4.9). O cálculo do desvio médio desses picos foi baseado na variância das médias. A Figura 6.1 (a) mostra a distribuição temporal dos relâmpagos para todo o verão, distribuição esta já apresentada no Capítulo 4 agora com o desvio dos picos. Nesta figura observa-se que esta distribuição temporal dos

relâmpagos, devido ao desvio médio dos picos, apresenta um patamar por volta das 16:00 LT. O mesmo comportamento ocorre com as distribuições temporais dos relâmpagos positivos e bipolares. Portanto, com base no conjunto de dados estudados neste trabalho os relâmpagos apresentam máxima atividade no período das 14:00 às 19:00 LT. A modulação da atividade de relâmpagos devido a presença de montanhas, identificada por López e Holle (1986) como um pico no início da tarde não pode ser verificada neste trabalho, pois a quantidade de dados não seria suficiente para identificar a significância deste pico. Da mesma forma isto ocorre com a variação apresentada na multiplicidade em função da hora local. Estas variações tornam-se pouco significativas estatisticamente visto que os desvios médios apresentam grande variação nos picos. Já a intensidade de corrente média dos relâmpagos (ver Figura 4.12) apresenta pequenas variações sendo necessário um estudo da significância dos picos. As Figuras 6.1 (b) e (c) mostram a distribuição temporal dos relâmpagos em CL e CT respectivamente, sendo o comportamento dos relâmpagos em FxNC, similar ao apresentado na Figura 6.1(a). Nesta distribuição observam-se grandes desvios nos picos em CL e CT, respectivamente, tornando-os pouco relevantes. Seria necessário uma quantidade maior de dados para que se pudesse identificar o comportamento horário dos relâmpagos sob essas condições meteorológicas.

A análise da distribuição espacial dos relâmpagos no estado de Minas Gerais mostrou que a maioria dos relâmpagos ocorreram em regiões montanhosas no sul do estado, com pequena ocorrência na região semi-árida ao norte do estado. Como foi analisado apenas um verão, não foi possível fazer um estudo mais detalhado da densidade de descargas no estado, determinando as regiões de máxima ocorrência.

6.3 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS RELÂMPAGOS POSITIVOS

Os relâmpagos positivos apresentam elevada percentagem de ocorrência no verão, em torno de 35 %, superior a máxima encontrada pelos diversos autores que é de até 20% (Fuquay, 1982; Beasley, 1985; Orville et al., 1987; Reap e

MacGorman, 1989, Hojo et al., 1989). O comportamento dos relâmpagos positivos é comum neste verão, não sofrendo a influência de eventos , como os relâmpagos positivos produzidos por tempestades positivas, visto que estes contribuem com apenas 7% do total de relâmpagos. Se não considerarmos os relâmpagos positivos produzidos por estas tempestades, obtemos cerca de 28% de ocorrência de relâmpagos positivos, valor ainda superior ao máximo encontrado na literatura. Outra característica bastante peculiar é que a intensidade de corrente média dos relâmpagos positivos, em torno de 20 kA, é inferior à intensidade de corrente média observada por diversos autores (Orville et al., 1987; Hojo et al., 1989) além de ser inferior à dos negativos. Estas características foram observadas pela primeira vez na região sudeste do Brasil por Gin (1992) e Pinto et al. (1992) numa campanha de balão estratosférico ocorrida no sudeste de Minas Gerais em 1989. Devido a pequena quantidade de dados, em torno de 10 horas, não se pôde afirmar que estas características eram comuns nesta região. Desta forma ampliou-se o período e a região de estudo.

Existem algumas teorias que poderiam explicar a grande percentagem de relâmpagos nuvem-solo positivos e de baixa intensidade de corrente no verão. Uma das teorias que poderiam explicar o aumento de ocorrência destes relâmpagos é a teoria do Dipolo Inclinado. Atualmente acredita-se que os relâmpagos positivos iniciam-se no centro superior de cargas positivas das nuvens. Segundo esta teoria os centros de carga da nuvem são fortemente deslocados da vertical o que facilitaria a ocorrência de relâmpagos nuvem-solo positivos (Beasley, 1985). Um dos principais responsáveis por este deslocamento é o gradiente vertical na velocidade do vento horizontal, denominado de cisalhamento vertical do vento. Este cisalhamento propicia um deslocamento horizontal dos centros de carga facilitando que descargas iniciadas do centro superior de cargas positivas possam atingir o solo. Segundo Brook et al.(1982) existe uma alta correlação entre a fração de relâmpagos nuvem-solo positivos e o cisalhamento vertical do vento.

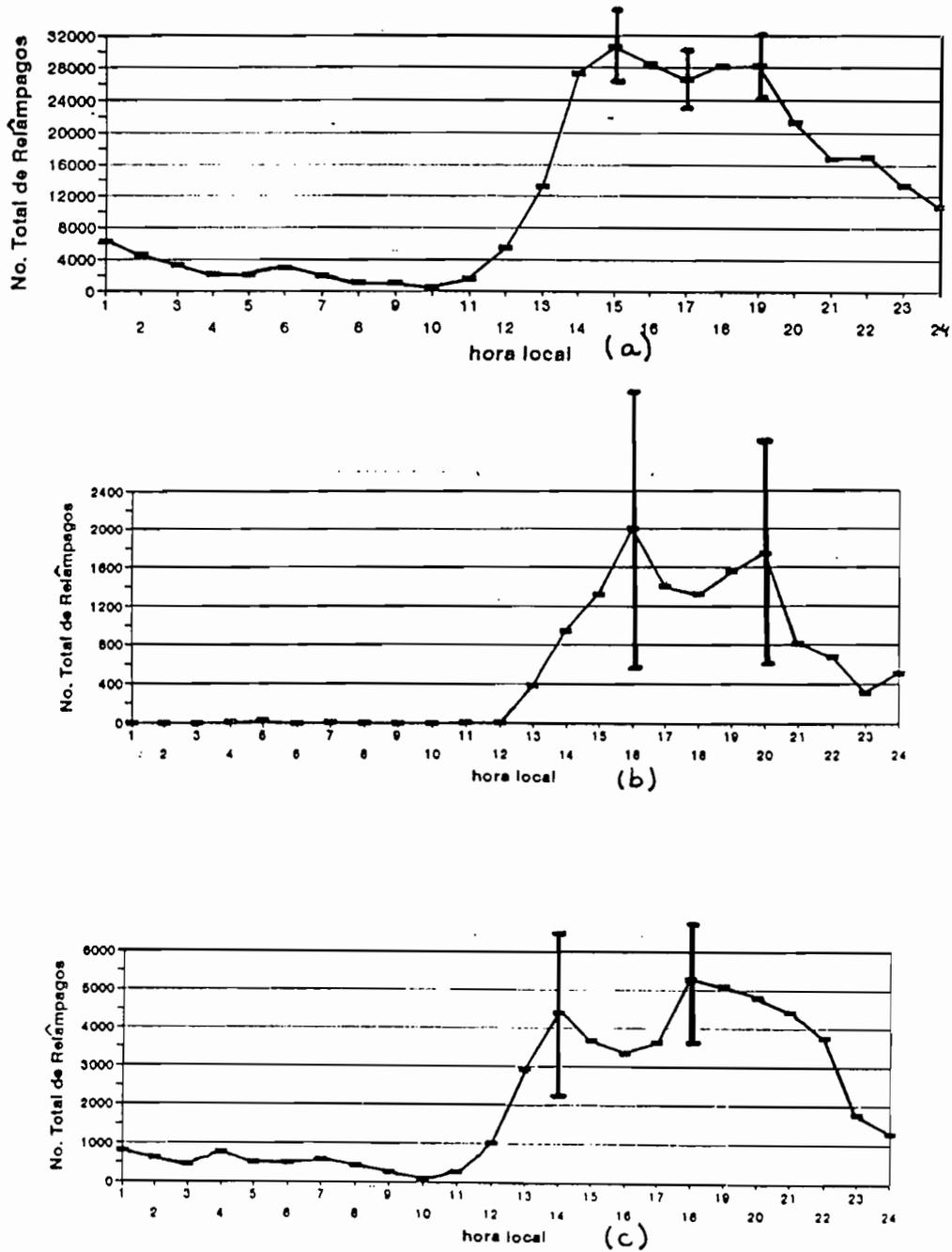


Fig. 6.1 - Número de relâmpagos em função da hora local ocorridos no verão de (a), em CL (b) e em CT (c), com desvio médio dos picos.

Além do cisalhamento vertical do vento, a percentagem de relâmpagos nuvem-solo positivos também está relacionada à altitude do centro negativo de carga da nuvem (Takagi et al., 1986). A Figura 6.2 ilustra o modelo sugerido por Takagi et al. (1986) que considera tempestades de curta duração, em torno de algumas horas. Segundo este modelo a condutividade se mantém constante com a altura e pode-se calcular a distância horizontal entre os principais centros de carga da nuvem através da fórmula:

$$D = \frac{A H^2}{2V}$$

sendo D a distância horizontal entre os principais centros de carga da nuvem, A o cisalhamento vertical do vento, H a distância vertical entre os centros de carga da nuvem e V a velocidade de movimentos ascendentes dentro da nuvem ($V= 10$ m/s). A altitude do centro de carga negativo está associada a isoterma de -10°C e a do centro positivo localizado a 1 km abaixo do topo das nuvens (Magono, 1980). Estas altitudes, baseadas em temperatura, foram obtidas de dados de radiossondagem o qual identificam a altitude em função da temperatura. O presente estudo apresentou a altitude do centro de cargas negativo da nuvem em torno de 6 km e o centro de cargas positivo em torno de 9 km, cisalhamento médio vertical do vento, $A=1,8\text{m/s/km}$ e distância vertical entre os centros de carga $H=3$ km. Estes valores foram obtidos de radiossondagens. Com base nestes dados a distância horizontal obtida para o presente estudo é de 0,81 km. A Figura 6.3 mostra os valores críticos de altitude do centro de carga negativo em função da distância horizontal entre os principais centros de carga da nuvem para ocorrência de relâmpagos positivos. A região hachurada identifica esta relação onde há ocorrência de relâmpagos positivos. Considerando a altitude de carga negativa em torno de 6 km e a distância horizontal dos centros de aproximadamente 1 km, valores obtidos do presente estudo, observa-se na Figura 6.3 que estes pontos indicam uma região fora do limite de ocorrência de relâmpagos positivos. Portanto para haver ocorrência de relâmpagos positivos segundo o modelo de Takagi et al. (1986)

seria necessário que a distância horizontal dos centros de carga, e conseqüentemente o cisalhamento do vento, fosse 4 vezes maior do que o obtido no presente estudo. Entretanto, se considerarmos a condutividade variando exponencialmente com a altura, existem condições para ocorrência de relâmpagos positivos para as mesmas condições de altitude do centro de cargas negativo da nuvem citadas anteriormente, sendo a taxa de ocorrência desses relâmpagos em torno de 10% (Mendes Jr. et al., 1996). Este percentual é ainda inferior ao observado no presente estudo e portanto não se pode explicar este fato baseado nesta teoria.

Outra teoria utilizada para explicar a grande ocorrência de relâmpagos positivos é baseado em nuvens com bigorna bastante extensa (Rust et al., 1981). A Figura 6.4 ilustra esta teoria, onde considera-se tempestades de longa duração. Neste caso há presença de uma região estratiforme na parte superior da nuvem denominada bigorna, bastante extensa horizontalmente (em torno de 100 km). As cargas positivas seriam levadas e espalhadas na bigorna pelo principal processo de transporte de cargas denominado advecção. Esta região tornar-se-ia mais carregada a medida que esse processo se mantém por mais tempo, como ocorre com tempestades organizadas (sistemas), fazendo com que ocorram mais relâmpagos positivos. Como estas cargas estão mais localizadas na bigorna deveria se observar relâmpagos positivos numa região diferente dos negativos. Este processo geraria as tempestades bipolares, onde haveria duas regiões distintas de ocorrência de relâmpagos, uma positiva e outra negativa distanciadas por algumas centenas de quilômetros (Orville et al., 1988; Stolzenburg, 1994). Esta configuração não foi aqui encontrada , nos estudos de localização de relâmpagos.

Portanto as teorias existentes na literatura até a atualidade ainda não são suficientes para explicar a alta ocorrência de relâmpagos positivos observada no verão de 1993. Entretanto pode-se explicar este fenômeno se considerarmos que os relâmpagos nuvem-solo no presente estudo iniciam-se do centro inferior de carga positiva da nuvem e que devido a elevação do solo, acima de 1000 m, favorece a ocorrência desses relâmpagos e com menor intensidade de corrente. Segundo Uman

(1987) o centro inferior de cargas positivas é aproximadamente 25% dos demais. Williams (1989) tem sugerido, contudo, que esta carga pode ser maior do que este valor. Supondo que os relâmpagos positivos se iniciam do centro inferior, a maior percentagem de ocorrência destes relâmpagos evidencia uma maior quantidade de cargas positivas e que parece ser maior do que o definido por Uman (1987). Se considerarmos o processo indutivo de transferência de carga, onde o campo elétrico deve ser superior a 10 kV/m, o centro de carga inferior positivo seria formado por cargas positivas liberadas do solo, por processo corona. Entretanto o solo de Minas Gerais é altamente resistivo onde no solo predomina óxido de ferro (CEMIG, 1996). Desta forma seria difícil haver liberação de cargas positivas do solo em grande quantidade de modo a preencher o centro inferior de cargas positivas. Portanto o processo indutivo não é predominante na transferência de carga positiva para o centro inferior das nuvens nesta região em estudo. A Figura 6.5 ilustra as diferentes altitudes dos centros de cargas das nuvens para o sudeste do Brasil, Flórida e Japão (Iribarne e Cho, 1980) localizados em diferentes latitudes. No presente estudo a altura da base da nuvem e a isoterma -15°C encontra-se em torno de 2 e 6 km, respectivamente. Isto corresponde a aproximadamente 4 km de extensão vertical referente a região do centro inferior de cargas positivas das nuvens. Já na Flórida e no Japão a altitude da isoterma -15°C é de 4,5 e 3,5 km respectivamente, ou seja, uma extensão vertical bem inferior a desta região. Entretanto se considerarmos o processo termodinâmico, havendo colisão entre granizo e cristal de gelo a uma temperatura superior a TR (-15°C), o granizo torna-se positivamente carregado podendo o centro inferior de carga positiva apresentar grande quantidade de carga. Assim, sugere-se que o processo termodinâmico é o principal responsável pela geração de cargas positivas do centro inferior das nuvens de tempestade nesta região em estudo.

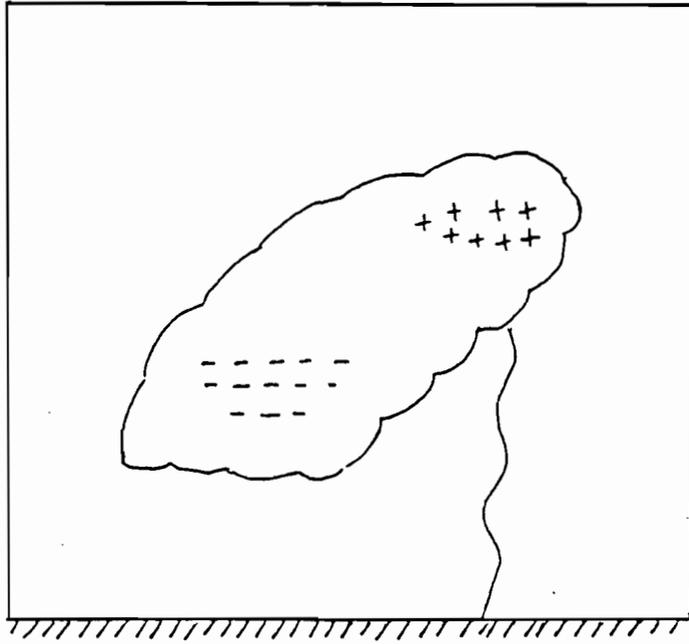


Fig. 6.2 - Ilustração da estrutura elétrica da nuvem de tempestade segundo o modelo do Dipolo Inclinado.

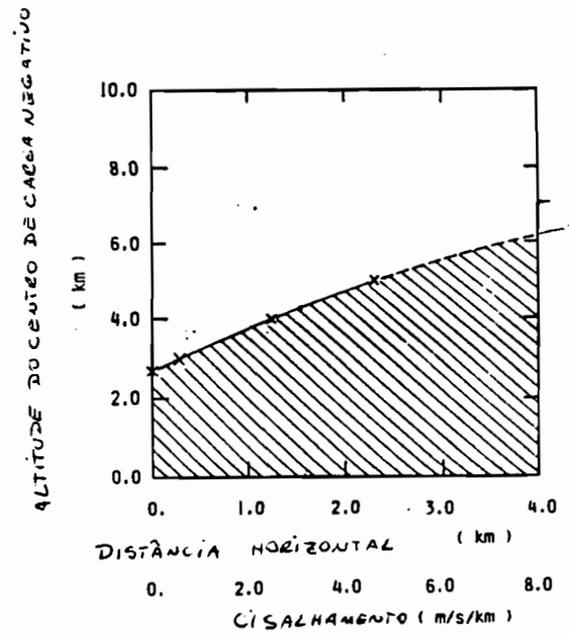


Fig. 6.3 - Localização do centro de carga negativa da nuvem em função da ocorrência de relâmpagos positivos. Os relâmpagos positivos ocorrem na região hachurada.

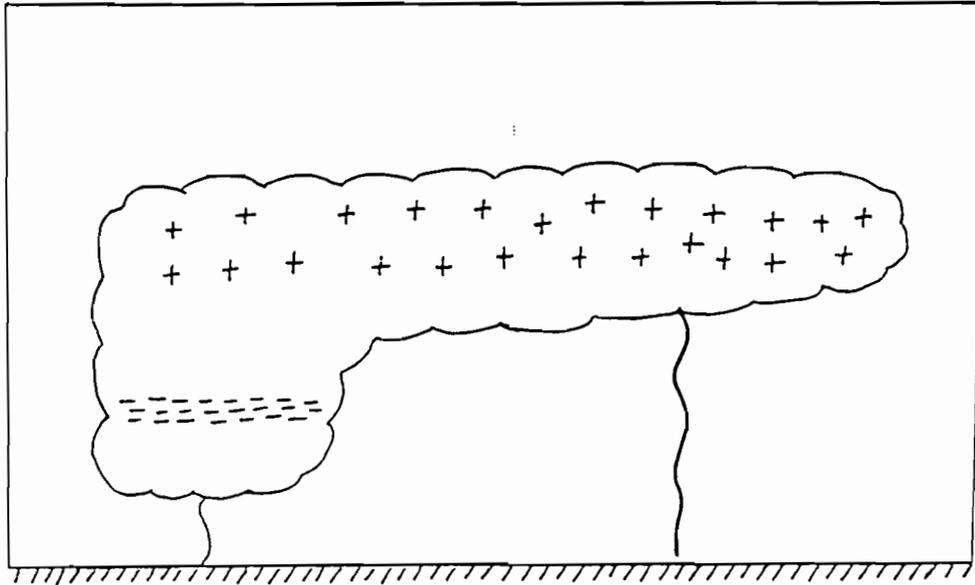


Fig. 6.4 - Ilustração da estrutura elétrica da nuvem de tempestade apresentando a bigorna bastante extensa.

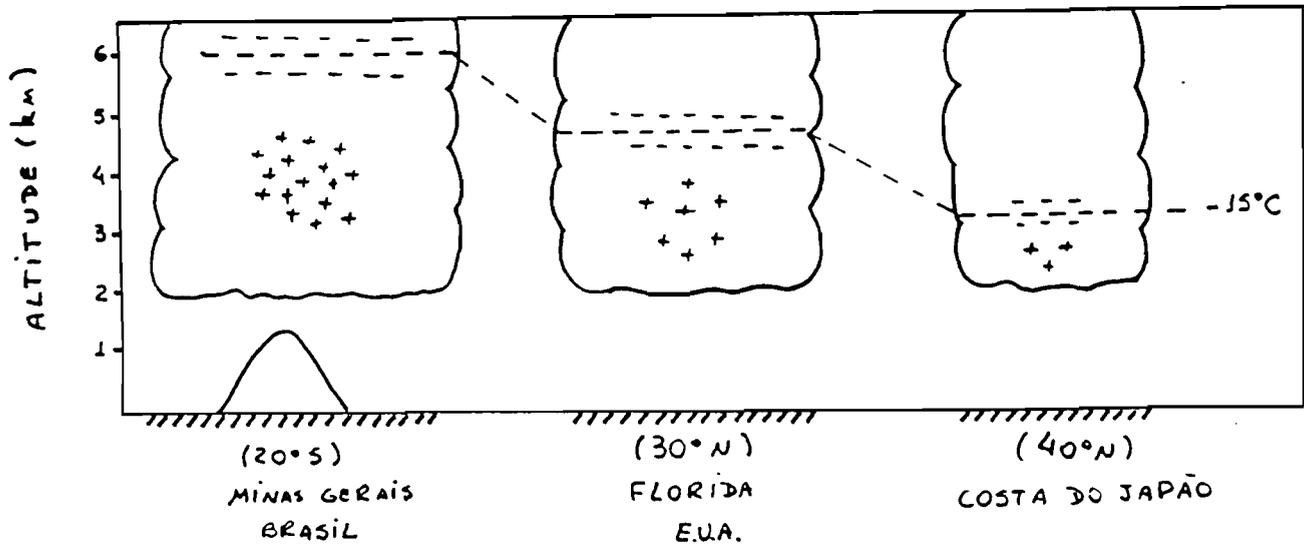


Fig. 6.5 - Ilustração comparativa da estrutura elétrica das nuvens de tempestades que ocorrem no Brasil (a), Estados Unidos (b) e Japão (c).

O fato do centro inferior de cargas positivas ser maior do que em outras regiões é consistente com medidas de campo elétrico na estratosfera realizadas no sudeste do Brasil. Estas medidas em baixas latitudes não observam intensificações do campo elétrico de tempo bom (Gin, 1992; Pinto et al., 1992) como é observada por vários autores em médias e altas latitudes (Bering et al., 1980; Madsen et al., 1983; Holzworth, 1981; Holzworth et al., 1986; Barcus et al., 1986; Hu et al., 1989). A intensificação de tempo bom é observada antes e após a passagem do detector sobre as nuvens, em aproximadamente 30 km de altura, e pode ser explicada assumindo que as nuvens seguem o modelo de continuidade de corrente (Pinto et al., 1989). Neste modelo a condutividade varia exponencialmente com a altura e os dois principais centros de carga da nuvem apresentam magnitudes diferentes. A carga do centro negativo pode ser calculada segundo a fórmula:

$$Q_- = Q_+ \exp((Z_+ - Z_-)/K)$$

sendo Q a carga dos centros negativo e positivo, Z a altitude das cargas e K a escala de altura da condutividade. Desta forma o centro de carga negativo torna-se maior que o centro positivo superior fazendo com que a uma certa distância horizontal entre a nuvem e o detector o campo elétrico de tempo bom se intensificasse. Entretanto, se considerarmos que o centro inferior de cargas positivas é maior do que em outras regiões estas cargas anulariam o efeito da carga negativa em excesso aproximando-se do modelo dipolar onde a intensificação deste campo não seria observada na estratosfera.

Portanto do exposto acima têm-se que a estrutura elétrica das nuvens de tempestade é tripolar, com o centro inferior de cargas positiva maior em baixas latitudes, e que tende a seguir o modelo de continuidade de corrente. Assim, esta estrutura, quando associada à elevação do solo, favorece a ocorrência de relâmpagos

positivos de baixa intensidade de corrente em baixas latitudes. Este aumento de ocorrência de relâmpagos positivos no verão não é observado na Flórida nem no Japão.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÃO

No presente estudo analisaram-se dados de relâmpagos nuvem-solo, medidos por um sistema de detecção de solo, no período de 21 de dezembro de 1992 a 19 de março de 1993 no estado de Minas Gerais. Estes relâmpagos foram associados às condições meteorológicas em escala sinótica, utilizando-se imagens de satélite e radiossondagens. Este é o primeiro estudo deste tipo realizado na América do Sul. As principais conclusões obtidas desta análise são:

- As máximas atividades de relâmpagos no verão estão associadas na sua maioria à ocorrência de sistemas frontais no Sul do país.

- Os relâmpagos negativos apresentam, em geral, comportamento similar ao observado em outras regiões do mundo. Neste verão estes relâmpagos são predominantes, cerca de 63%, mais múltiplos que os relâmpagos positivos e apresentam multiplicidade média em torno de 3 descargas de retorno. Estes relâmpagos apresentam a máxima multiplicidade e a máxima intensidade de corrente de 20 descargas de retorno e aproximadamente 600 kA, respectivamente. Já a intensidade de corrente média dos negativos, em torno de 40 kA, é superior à encontrada pela maioria dos autores que é em torno de 30 kA (Orville et al., 1987; Montandon et al., 1992). Esta característica é confirmada por medidas de relâmpagos sobre torres, na Serra do Cachimbo em Minas Gerais, onde a intensidade de corrente média encontrada para os negativos, durante um período de 10 anos de dados, é em torno de 41 kA (CEMIG, 1996).

- Os relâmpagos positivos são mais freqüentes nesta região que em outras regiões do globo, reportadas na literatura, cerca de 35 % no verão, e

apresentam uma intensidade de corrente inferior à dos relâmpagos negativos, de aproximadamente 20 kA. Isso os diferencia dos relâmpagos positivos observados por outros autores, que apresentam uma frequência de até 20% no verão e uma corrente de aproximadamente 40 kA, superior à dos negativos (Petersen e Rutledge, 1992; Orville et al., 1987). Esta característica foi primeiramente observada por Gin (1992) e Pinto et al. (1992) durante um período de aproximadamente 10 horas e agora confirmada por um período maior. Isto é comum a todo o verão de 1993 visto que os relâmpagos das tempestades positivas contribuem com apenas 7% do total de relâmpagos do verão. Não foi possível explicar estas diferenças através das teorias já existentes sendo sugerido, no presente estudo, uma teoria. A presença de um centro inferior positivo maior em baixas latitudes, associado à elevação do solo, favorece a ocorrência de relâmpagos positivos que se originam deste centro sendo portanto de menor intensidade de corrente. Nesta região, o processo termoelétrico de transferência de carga é o principal responsável pela formação de nuvens com um centro inferior positivo maior que as nuvens de tempestade em outras regiões. Esta estrutura é consistente com medidas de campo elétrico na estratosfera realizadas no sudeste do Brasil, em que baseados na continuidade de corrente, explica o não aparecimento da intensificação do campo elétrico de tempo bom em baixas latitudes. Quanto à multiplicidade destes relâmpagos, são na sua maioria relâmpagos simples e apresentam multiplicidade média em torno de 2 descargas de retorno o que concorda com observações feitas pela maioria dos autores.

- A distribuição temporal dos relâmpagos no verão é similar à encontrada por outros autores, apesar de apresentar maior atividade de relâmpagos noturna, que é cerca de 3,5 vezes maior do que a maioria dos Estados Unidos em torno das 24:00 LT (López e Holle, 1986; Reap, 1986, 1994).
- Os relâmpagos apresentaram um comportamento diferenciado para as diversas condições meteorológicas. Em particular, em CL os relâmpagos apresentam menor intensidade de corrente do que em CT e FxNC, e em CT as tempestades são mais ativas.
- Os relâmpagos ocorreram na sua maioria sobre as montanhas existentes no sul do estado de Minas Gerais. Entretanto, não foi possível identificar a influência destas montanhas sobre a atividade diurna de relâmpagos.
- Existe uma aparente relação entre a velocidade dos ventos nos níveis abaixo de 300mb e a atividade de relâmpagos. Durante períodos com FxNC, observou-se que quanto maior a velocidade dos ventos nestas altitudes, maior a atividade diária de relâmpagos. Sugere-se que estudos similares sejam realizados de forma a identificar se esta característica é comum ou de apenas um verão.
- O evento 1 (12/03/93) apresentou a maior atividade de relâmpagos por dia de tempestade (~7% do total de relâmpagos) e menor intensidade média de corrente da primeira descarga de retorno do que os dados observados no verão de 1993. Apesar deste evento ser predominantemente de relâmpagos negativos, a percentagem de relâmpagos positivos (~42%) é ainda superior à obtida no verão (35%). Os relâmpagos distribuem-se predominantemente sobre as montanhas, apresentando a máxima atividade de relâmpagos negativos (160 rel./5 minutos) no verão de 1993.

- O evento 2 (13/03/93) apresentou características de tempestade positiva associada a nuvens com topos em torno de 14 km. Observou-se a ocorrência de relâmpagos positivos de até 83% durante um período de até 4 horas. Esta tempestade localizava-se predominantemente sobre as montanhas, apresentando alta atividade (225 rel./5 minutos) e densidade horária (0,3 rel./km² hora) de relâmpagos positivos. Este tipo de tempestade é bastante freqüente (23 tempestades no verão de 1993).
- Foram observados altos níveis na atividade e densidade de relâmpagos durante as tempestades no verão no estado de Minas Gerais.

Desta forma os relâmpagos que ocorrem no Brasil apresentam características bastantes peculiares. Algumas diferenças apresentadas, como maior percentagem de relâmpagos positivos e maior freqüência de tempestades positivas, podem até ter implicações nas normas de proteção utilizadas no Brasil, que são baseadas nas características dos relâmpagos em outros países. Portanto, sugere-se que estudos sobre outros verões sejam realizados, na mesma região, de modo a confirmar as características dos relâmpagos aqui apresentadas. Quanto à comparação entre as características dos relâmpagos e as condições meteorológicas, sugere-se que no futuro dados de radares meteorológicos sejam incorporados à análise.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, R.D.; Eriksson, A.J. Lightning parameters for engineering application. **Electra**, 69 : 65-102, 1980.
- Araújo, R.L. de; Diniz, J.M.; Cherchiglia, L.C.; Ericsson, A.J.; Gelden.hluys, H.J. Applied lightning research in an intertropical mountainous area. In: **First International Conference on Power Distribution**, Belo Horizonte, Minas Gerais, 1990. p.1-6.
- Baral, K.N.; Mackerras, D. Positive cloud-to-ground lightning discharges in Kathmandu thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, 98 (D6):10331-10340, June 1993.
- Barcus, J.R.; Iversen, I; Stawning, P. Observations of the electric field in the stratosphere over an Arctic storm system. **Journal of Geophysical Research**, 91(D9) : 9881-9892, 1986.
- Beasley, W. Positive cloud-to-ground lightning observations. **Journal of Geophysical Research**, 90(D4):6131-6138, June 1985.
- Belo Horizonte enfrenta o dia mais quente do ano. **Estado de Minas Gerais**, Belo Horizonte, M. G., 12 mar. 1993. cidades/tempo, p.22, c. 1-2.
- Bent, R.B.; Lyons, W.A. Theoretical evaluations and initial operational experiences of LPATS (Lightning Position and Tracking System) to monitor lightning ground strikes using a time-of-arrival (TOA) technique. In: **International Conference on Atmospheric Electricity**, 7., Albany, N.Y., 1984. Proceedings, Boston, MA, American Meteorological Society, 1984, p. 317-324.
- Berger, K. Novel observations on lightning discharges results of research on Mount San Salvatore. **Journal of Franklin Institute**, 283 (6): 480-594, June 1967.

- Bering, E.A.; Rosemberg, T.I.; Benbrook, J.R.; Detrick, D.; Matheus, D.L.; Rycroft.M.J.; Saunders, M.A.; Sheldon, W.R. Electric fields, electron precipitation, and ULF radiation during a simultaneous magnetospheric substorm and atmospheric thunderstorm, **Journal of Geophysical Research**, 85(A1) : 55-72, 1980.
- Breed, D.W.; Dye, J.E. The electrification of New Mexico thunderstorms 2. Electric field growth during initial electrification. **Journal of Geophysical Research**, 94(D12):14841-14854, Oct. 1989.
- Brook, M.; Nakano, M.; Krehbiel, P.; Takeuti, T. The electrical structure of the Hokuriku winter thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, 87(C2):1207-1215, Feb. 1982.
- Byers, H.R.; Braham, R.R. **The Thunderstorm**. Washington, DC, Weather Bureau, 1949.
- Casper, P.W.. The LPATS time of arrival lightning positioning system : critical performance aspects. In : **The Lightning People**. Proceedings of the 20th International Conference on Lightning Protection, Suíça, Sept..1990, Atmospheric Research INC, 1992, p6.12 - 6.16.
- Companhia Elétrica de Minas Gerais (CEMIG) **Sistema de detecção de relâmpagos - LPATS**. Belo Horizonte, 1996. Comunicação pessoal.
- Chalmers, J.A. **Atmospheric Electricity**. 2.ed. Oxford, Pergamon, 1967.
- Climanálise : **Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, 8(1-3), 1993.
- Cook, B.; Casper, P. U.S.A. national lightning data service. In : **The Lightning People**. Proceedings of the 20th International Conference on Lightning Protection, Suíça, Sept. 1990, Atmospheric Research Systems INC, 1992, p-1-6.

- Cooray, V.; Pérez, H. Some features of lightning flashes observed in Sweden. **Journal of Geophysical Research**, 99 (D5):10683-10688, May 1994.
- Cotton, W.R.; Anthes, R.A. Mesoscale convective systems In:____, ed. **Storm and cloud dynamics**. San Diego, Academic Press, 1989, v.44.
- Cotton, W.R. **Storms**. Fort Collins, CO., ASTeR Press, 1990. v.1.
- Curran, E.B.; Rust, W.D. Positive ground flashes produced by low-precipitation thunderstorms in Oklahoma on 26 april 1994. **Monthly Weather Review**, 120 : 544-553, Apr. 1992.
- Engholm, C.D.; Williams, E.R.; Dole, R.M. Meteorological and electrical conditions associated with positive cloud-to-ground lightning. **Monthly Weather Review**, 118(2):470-487, Feb. 1990.
- Feynman, R. P.; Leighton, R. B.; Sands, M. **Lectures on Physics**. California, California Institute of Technology, 1964. v.2.
- Florida Division of Forestry. Disponível: site **Forest Protection Graphs and Stats** (27 jan. 1996). URL: <http://thunder.met.fsu.edu/forestry/general/graphs.html> consultado em jan. 1996.
- França, G.B. **Determinação de áreas de chuva e não-chuva na imagem do satélite (GOES), utilizando a análise de agrupamento**. (Dissertação de Mestrado em Análise de Sistemas e Aplicações) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, dez. 1988. (INPE-4790-TDL/354).
- Freedman, D.H. Bolts from the blue. **Discover**, 11(12) : 51-56, Dec. 1990.
- Fisher, F.A.; Plumer, J.A. **Lightning protection of aircraft**. Washington, DC, NASA, 1977. (NASA RP-1080).

Fuquay, D.M. Positive cloud-to-ground lightning in summer thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, 87 (C9):7131-7140, Aug. 1982.

Gin, R.B.B. **Campos Elétricos na Alta Troposfera e na Estratosfera Associados a Nuvens de Tempestade**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, mar. 1993. (INPE-5511-PUD/058)

Gin, R.B.B. **Estudo coordenado de um sistema de tempestade sobre a América do Sul**. (Dissertação de Mestrado em Ciência Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, abril 1992. (INPE - 5388 - TDI / 477).

Gin, R.B.B.; Mendes Jr. , O. **Programa de Estatística de Relâmpagos - ESTRELA**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, submetido em 1997.

Gin, R.B.B.; Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr., O.; Mendes Jr., O. Medidas de relâmpagos na estratosfera realizadas no Brasil. In : Lacerda, M.P. ed. , **Meteorologia e Hidrologia : Aspectos e Considerações do Contexto Brasileiro**. Paraná, SIMEPAR, 1994, p.115-127.

Gin, R.B.B.; Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr., O.; Mendes Jr., O. **Estudo de Campo Elétrico na Estratosfera Associado a Nuvens de Tempestade**. Anais da 45^a Reunião Anual da SBPC, 1(F.2):66,1993.

Golde, R.H. **Lightning**. London, Academic Press, 1977. v.2.

Goodman, S.J.; MacGorman, D.R. Cloud-to-ground lightning activity in mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, 114 (12): 2320-2328, Dec. 1986.

Hojo, J. et al. Seasonal variation of cloud-to-ground lightning flash characteristics in the coastal area of the sea of Japan. **Journal of Geophysical Research**, 94 (D11):13207-13212, Sept. 1989.

- Hojo, J.; Ishii, M.; Kawamura, T.; Suzuki, F. The fine structure in the field change produced by positive ground strokes. **Journal of Geophysical Research**, 90(D4):6139-6143, June 1985.
- Holzworth, R.H. High latitude stratospheric electrical measurements in fair and foul weather under various solar conditions, **Journal of Atmospheric Terrestrial Physics**, 43 : 1115-1123, 1981.
- Holzworth, R.H. ; Norville, K.W., Kintner, P.M.; Powel, S.P. Stratospheric conditions various over thunderstorms, **Journal of Geophysical Research**, 91 (13) : 257-263, 1986.
- Hu, H.; Holzeworth, R.H.; Li, Y.Q. Thunderstorm - related variations in stratospheric conductivity measurements, **Journal of Geophysical Research**, 94 (16) : 429-435, 1989.
- Idone, V.P.; Orville, R.E.; Henderson, R.W. Ground truth: A positive cloud-to-ground lightning flash. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, 23(7):1148-1151, July 1984.
- Iribarne, J.V.; Cho, H.R. **Atmospheric physics**. Dordrecht, D. Reidel, 1980.
- Kitagawa, N.; Brooke, M.; Workman, E.J. Continuing currents in cloud-to-ground lightning discharges. **Journal of Geophysical Research**, 67 (2): 637-647, Feb. 1962.
- Latham, D. Lightning flashes from a prescribed fire-induced cloud. **Journal of Geophysical Research**, 96 (D9):17.151-17.157, Sept. 1991.
- Lin, Y.T.; Uman, M.A.; Standler, R.B. Lightning return stroke models. **Journal of Geophysical Research**, 85(C3):1571-1583, Mar. 1980.

- López, R.E.; Holle, R.L. Diurnal and spatial variability of lightning activity in northeastern Colorado and central Florida during the summer. **Monthly Weather Review**, 114 (7): 1288-1312, July 1986.
- Madsen, M.M.; D'Angelo, N.; Iversen, I.B. Observations of usual structures of high-latitude stratospheric electric fields, **Journal of Geophysical Research**, 88 (C6): 3894-3896, Apr.1983.
- Mackerras, D.; Darveniza, M. Latitudinal variation of lightning occurrence characteristics. **Journal of Geophysical Research**, 99(D5):10813-10821, May 1994.
- Magono, C. **Thunderstorms**. Amsterdam, Elsevier, 1980.(Development in Atmospheric Science, 12).p.261.
- Marshall, T.C.; Rust, W.D. Electric field soundings through thunderstorms **Journal of Geophysical Research**, 96(D12) : 22297-22306, Dec. 1991.
- Mendes Jr. O.; Pinto Jr., O.; Pinto, I.R.C.A.; Chyssafidis, M. A theoretical model for the stepped leader path in the earth's atmosphere, **Journal of Geophysical Research**, submetido 1996.
- Moore, P.K.; Orville, R.E. Lightnings characteristics in lake-effect thunderstorms. **Monthly Weather Review**, 118 (9): 1767-1782, Sept. 1990.
- Montandon, E. ; Ahnebrink,T.; Bent, R.B. Analysis of lightning strike density and recorded waveforms by the Swiss lightning position and tracking system. In : **The Lightning People**. Proceedings of the 20th International Conference on Lightning Protection, Suíça, Sept. 1990, Atmospheric Research Systems INC, 1992, p.1-5.
- Moraes, E.C. **Comparação entre métodos de estimativa da radiação solar: satélite convencional**. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, mar. 1986. (INPE-4025-TDL/242).

- Narita, K.; Goto, Y.; Komuro, H.; Sawada, S. Bipolar lightning in winter at Maki, Japan. **Journal of Geophysical Research**, 94(D11):13191-13195, Sept. 1989.
- Ogawa, T. The lightning current. In: Volland, H., ed. **Handbook of Atmospheric**. Florida, CA, CRC, 1982, v.1.
- Ogawa, T.; Brook, M. The mechanism of the intracloud lightning discharge **Journal of Geophysical Research**, 69(24):5141, Dec.1964.
- Oliveira, A.S. **Interação entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia**. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, out. 1986. (INPE-4008-TDL/239).
- Orville, R.E. Cloud-to-ground lightning flash characteristics in the contiguous United States : 1989-1991. **Journal of Geophysical Research**, 99(D5):10833-10841, May 1994.
- Orville, R.E. Lightning detection from space. In: Volland, H., ed. **Handbook of Atmospheric**. Florida, CA, CRC, 1982, v.2.
- ___ Peak-current variations of lightning return strokes as a function of latitude. **Nature**, 343:149-151, Jan. 1990.
- Orville, R.E. et al. Cloud-to ground lightning flash characteristics from June 1984 through May 1985. **Journal of Geophysical Research**, 92(D5):5640-5644, May 1987.
- Orville, R.E.; Henderson, R.W.; Bosart, L.F. Bipole patterns revealed by lightning locations in mesoscale storm systems. **Geophysical Research Letters**, 15(2):129-132, Feb. 1988.

- Peckham, D.W; Uman, M.A.; Wilcox Jr., C.E. Lightning phenomenology in the Tampa Bay area. **Journal of Geophysical Research**, 89(D7):11789-11805, Dec. 1984.
- Petersen, W.A.; Rutledge, S.A. Some characteristics of cloud-to-ground lightning in tropical northern Australia. **Journal of Geophysical Research**, 97(D11):11553-11560, July 1992.
- Piepgrass, M.V.; Kruder, E.P.; Moore, C.B. Lightning and surface rainfall during Florida thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, 87(C13):11193-11201, Dec. 1982.
- Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr., O.; Gin, R.B.B. **Relâmpagos**. *Ciência Hoje*, 16(95) : 36-43, nov.1993.
- Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr., O.; Gin, R.B.B.; Diniz, J.H.; Araújo, R.L.; Carvalho, A.M. A coordinated study of a storm system over the south american continent 2. lightning-related data. **Journal of Geophysical Research**, 97 (D16) : 18205-18213, Nov. 1992.
- Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr., O.; Gin, R.B.B. On the Occurrence of positive ground flashes in summer thunderstorm in Brazil. In: **Second International Congress of the Brazilian Geophysical Society**, Salvador, Bahia, 1991. Proceedings of Sociedade Brasileira de Geofísica, Brazil, 1991, v.1, p.481-484.
- Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr., O.; Gin, R.B.B.; Mendes Jr., O.; Gonzalez, W.D. **Medidas de relâmpagos a bordo de balões estratosféricos no Brasil**. *Ciência e Cultura*, 43(7) : 684-685, 1991.
- Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr., O.; Gonzalez, W.D. Some aspects of stratospheric electric fields due to constant convection current density-charge model of cloud structure **Journal of Geophysical Research**, 94 (D7): 9979-9982 July 1989.

- Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr., O.; Gin, R.B.B.; Diniz, J.H.; Araújo, R.L.; Carvalho, A.M. A coordinated study of a storm system over the south american continent 2. lightning-related data. **Journal of Geophysical Research**, 97 (D16) : 18205-18213, Nov. 1992.
- Pinto, Jr., O.; Gin, R.B.B.; Pinto, I.R.C.A.; Mendes Jr., O. Cloud-to-ground lightning characteristics in the Southeastern Brazil during the 1992-93 summer season. **Journal of Geophysical Research**, 101 (D23): 29627-29635, Dec. 1996.
- Pinto Jr., O.; Pinto, I.R.C.A.; Gin, R.B.B.; Mendes Jr., O. A coordinated study of a storm system over the south american continent 1. weather information and quasi-dc stratospheric electric field data. **Journal of Geophysical Research**, 97 (D16) : 18195-18204, Nov. 1992.
- Pinto Jr., O.; Pinto, I.R.C.A. **Relâmpagos**. São Paulo, Editora Brasiliense, 1995.
- Reap, R.M. MacGorman, D.R. Cloud-to-ground lightning : climatological characteristics and relationships to model fields, radar observations, and severe local storms. **Monthly Weather Review**, 117 (3): 518-535, Mar. 1989.
- Reap, R.M. Analysis and prediction of lightning strike distributions associated with synoptic map types over Florida. **Monthly Weather Review**, 122 : 1698-171, Aug. 1994.
- Reap, R.M. Evaluation of the cloud-to-ground lightning data from the western United States for the 1983-84 summer seasons. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, 25(6):785-799, June 1986.
- Rust, W.D.; MacGorman, D.R.; Arnold, R.T. Positive cloud-to-ground lightning flashes in severe storms. **Geophysical Research Letters**, 8 (7) : 791-794, July 1981.

- Rutledge, S.A.; MacGorman, D.R. 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 (7): 1393-1408, July 1988.
- Rutledge, S.A.; Lu, C.; MacGorman, D.R. positive cloud-to-ground lightning in mesoscale convective systems. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 47(17):2085-2100, Sept. 1990.
- Sagalyn, R.C.; Curtis, H.O.; Smith, L.G. Atmospheric electricity. In: Campen Jr., C.F.; Cole, A.E., ed. **Handbook of geophysics**, New York, NY, MacMillan, 1961. cap.9. p.9.1-9.36.
- Schonland, B.F.J. The lightning discharge **Handbook of Physics**, Berlin, Springer Verlag, 1956, v.22, p.628-676.
- Schonland, B.F.J; Malan, D.J.; Collens, H. In: **Progressive lightning, 2., London, 1935**. Proceedings of Royal Society, London, 1935, v.152, p.595-625.
- Stolzenburg, M. Characteristics of the bipolar pattern of lightning locations observed in 1988 thunderstorms. **Bulletin American Meteorological Society**, 71(9):1331-1338, Sept. 1990.
- Stolzenburg, M. Observations of high ground flash densities of positive lightning in summertime thunderstorms. **Monthly Weather Review**, 122 : 1740-1749, Aug. 1994.
- Takagi, N.; Takeuti, T.; Nakai, T. On the occurrence of positive ground flashes. **Journal of Geophysical Research**, 91(D9):9905-9909, Aug. 1986.
- Takeuti, T. et al. The anomalous winter thunderstorms of the Hokuriku coast. **Journal of Geophysical Research**, 83(C5):2385-2394, May 1978.

- Taylor, W.L.; Rust, W.D.; NacGorman, D.R. Lightning activity and severe storm structure. **Geophysical Research Letters**, 11(05):545-548, May 1984.
- Thottappillil, R. et al. Lightning subsequent-stroke electric field peak greater than the first stroke peak and multiple ground terminations. **Journal of Geophysical Research**, 97(D7):7503-7509, May 1992.
- Uman, M.A. **Lightning**. New York, Dover, 1969.
- _____. Lightning return stroke electric and magnetic fields. **Journal of Geophysical Research**, 90(D4):6121-6130, June 1985.
- _____. **All about lightning**. New York, Dover, 1987. p.167.
- _____. et al. Correlated electric and magnetic fields from lightning return strokes. **Journal of Geophysical Research**, 80(3): 373-376, Jan. 1975.
- Volland, H. Quasi electrostatic fields within the atmosphere. In: _____, ed. **Handbook of atmospheric**. Florida, CA, CRC, 1982, v.1.
- _____. **Atmospheric electrodynamics**. New York, N.Y., Springer-Verlag, 1984.
- Watson, A. I.; López, R.E.; Holle, R.L. Diurnal cloud-to-ground lightning patterns in Arizona during the southwest monsoon. **Monthly Weather Review**, 122 (8): 1716-1739, Aug. 1994.
- Williams, E.R. Large-scale charge separation in thunderclouds. **Journal of Geophysical Research**, 90(D4):6013-6025, June 1985.
- _____. The electrification of thunderstorms. **Scientific American**, 259(5):48-65, Nov. 1988.

_____ The tripole structure of thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, 94(D11):13151-13167, Sept. 1989.

Williams, E.R.; Weber, M.E.; Orville, R.E. The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds. **Journal of Geophysical Research**, 94(D11):13213-13220, Sept. 1989.

APÊNDICE

Neste apêndice será apresentado uma breve descrição do software ESTRELA, desenvolvido para redução dos dados de relâmpagos, e figuras que complementarão as informações referentes à discussão e análise dos dados do verão de 1993. As referidas figuras foram citadas nos Capítulos 4 e 5.

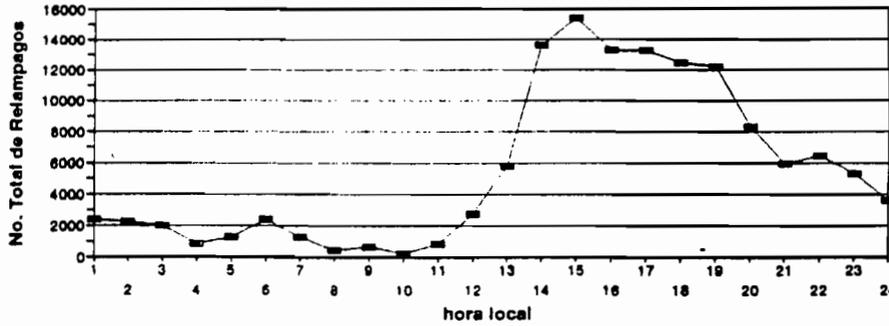
PROGRAMA DE ESTATÍSTICA DE RELÂMPAGOS (ESTRELA versão 1.0)

O ESTRELA 1.0 é um programa de identificação de relâmpagos nuvem-solo, desenvolvido no presente estudo. O objetivo inicial desse “Software” foi o de reduzir uma grande quantidade dados de relâmpagos ocorridos em Minas Gerais no verão de 1993, cerca de 300.000 relâmpagos. Esses dados foram obtidos do Sistema de Localização e Rastreamento de Relâmpagos (LPATS) centralizado em Belo Horizonte, que identifica e caracteriza as descargas de retorno (strokes) de um relâmpago. Como o objetivo era estudar o fenômeno como um todo, caracterizando parâmetros tais como o tempo e a distância entre descargas, identificaram-se os relâmpagos.

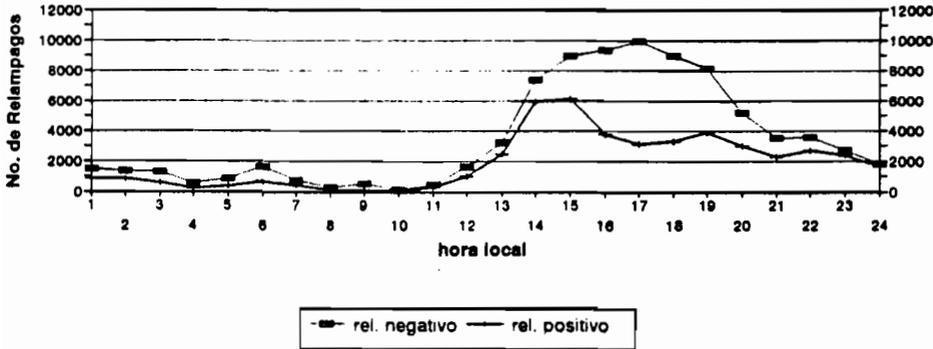
O ESTRELA 1.0 foi desenvolvido em linguagem de Macro (usando o Quattro-Pro V.4.0), dispondo os dados tratados na forma de tabelas e gráficos. Atualmente não há no mercado “softwares” que apresentam informações tão completas, sendo o ESTRELA o primeiro. Esse programa já está sendo amplamente utilizado em teses de Doutorado e Mestrado e em artigos Nacionais e Internacionais do Grupo de Pesquisa ELAT do INPE.

Atualmente uma nova versão do ESTRELA está sendo preparada de forma a atender novos objetivos e dispor de recursos de análise mais ampliados e lidar com banco de dados maiores, de qualquer fornecedor e em qualquer formato. Maiores detalhes do ESTRELA podem ser encontrados em Gin e Mendes Jr. (1997).

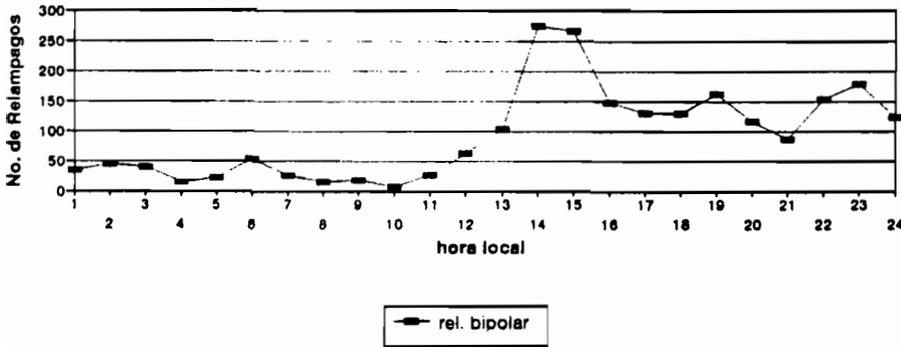
No. Total de Relampagos por Hora
 Periodo: FXNC (dez.92 - mar.93)



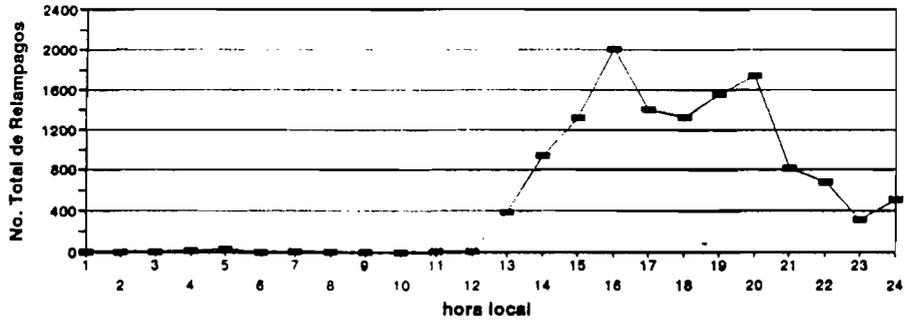
No. de Relampagos por Hora
 Periodo: FXNC (dez.92 - mar.93)



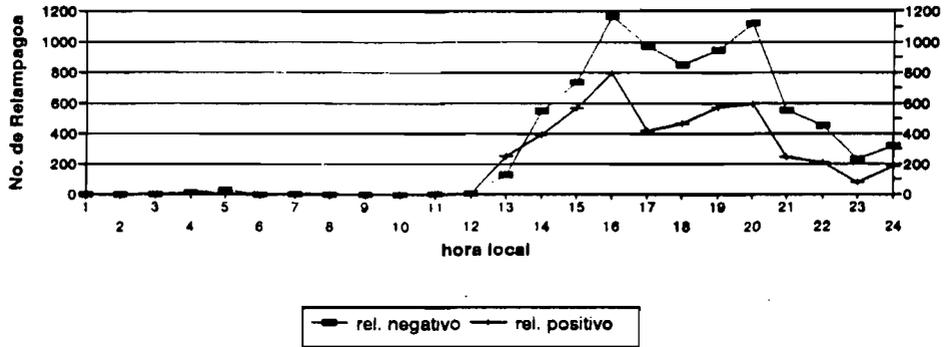
No. de Relampagos por Hora
 Periodo: FXNC (dez.92 - mar.93)



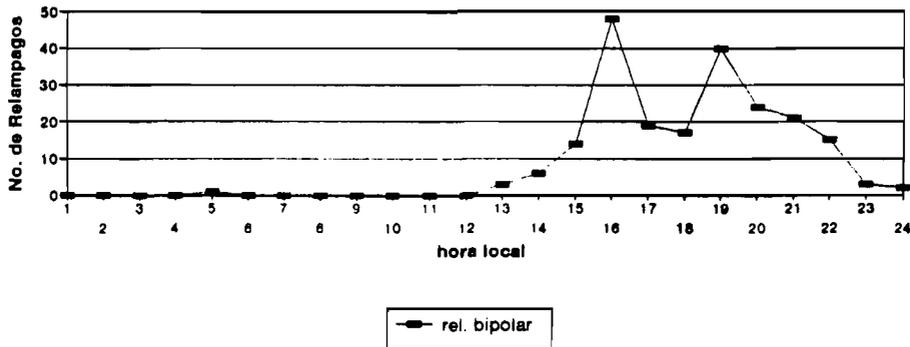
No. Total de Relampagos por Hora
 Periodo: CL (dez.92 - mar. 93)



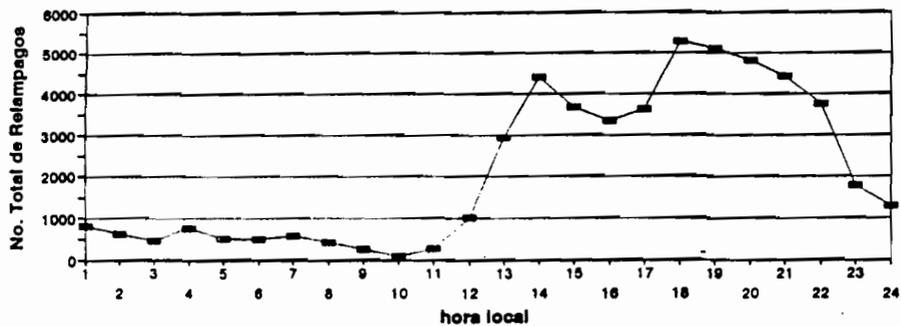
No. de Relampagos por Hora
 Periodo: CL (dez.92 - mar. 93)



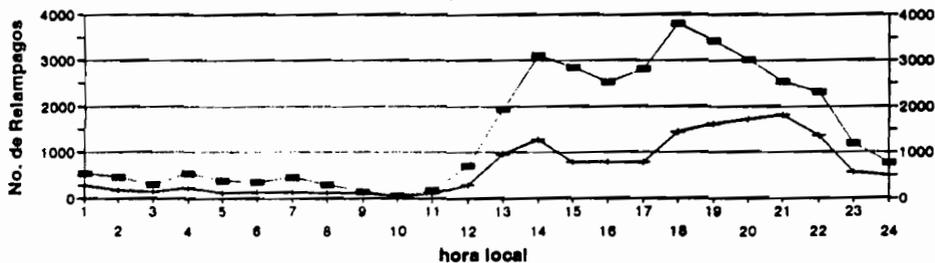
No. de Relampagos por Hora
 Periodo: CL (dez.92 - mar. 93)



No. Total de Relampagos por Hora
 Periodo: CT (dez.92 - mar.93)

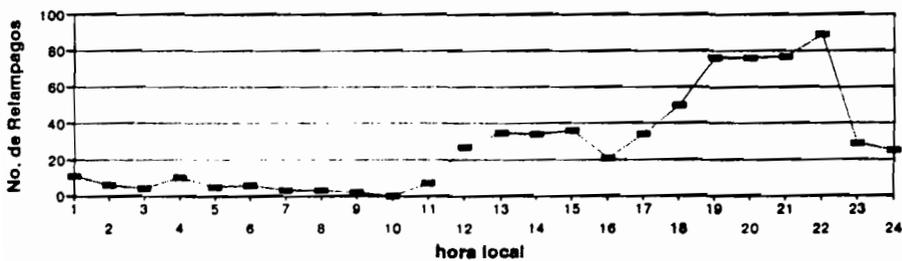


No. de Relampagos por Hora
 Periodo: CT (dez.92 - mar.93)



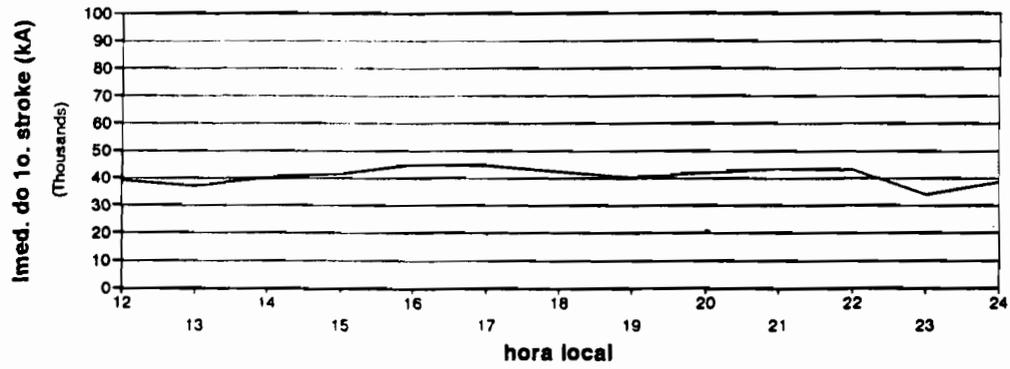
rel. negativo rel. positivo

No. de Relampagos por Hora
 Periodo: CT (dez.92 - mar.93)

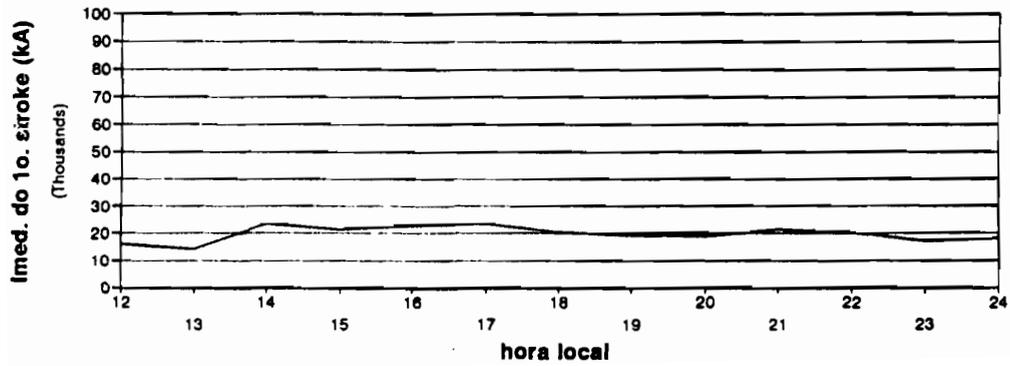


rel. bipolar

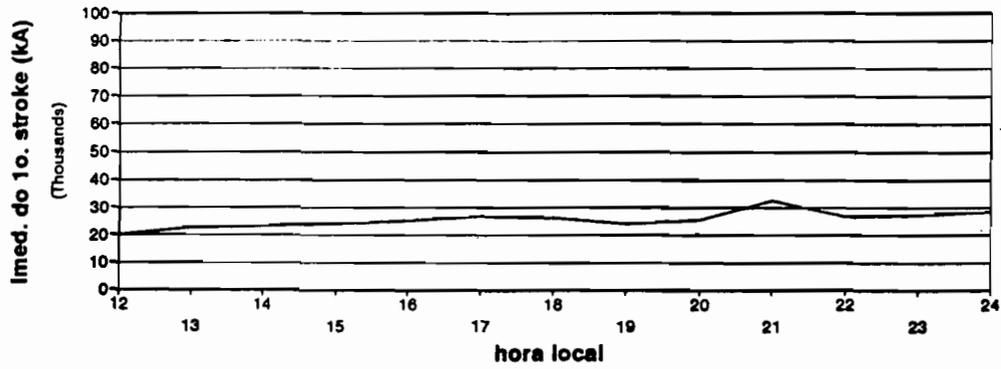
Dist. Temp. do Imed. dos Rel. Negativos
Período: FXNC (dez.92 - mar.93)



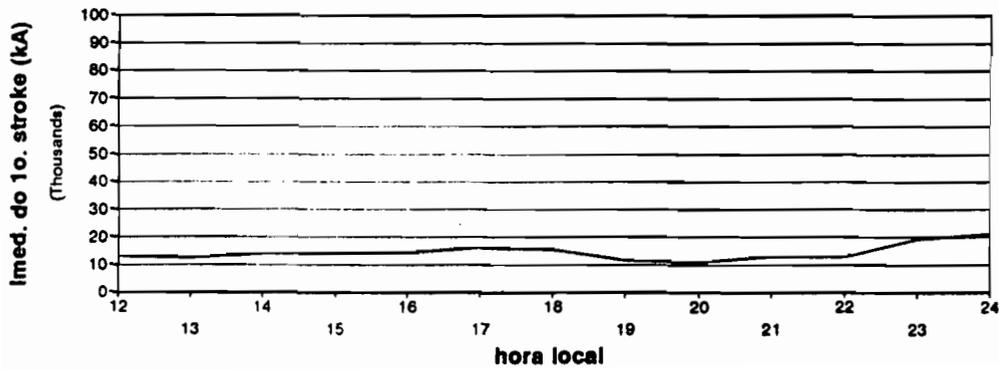
Dist. Temp. do Imed. dos Rel. Positivos
Período: FXNC (dez.92 - mar.93)



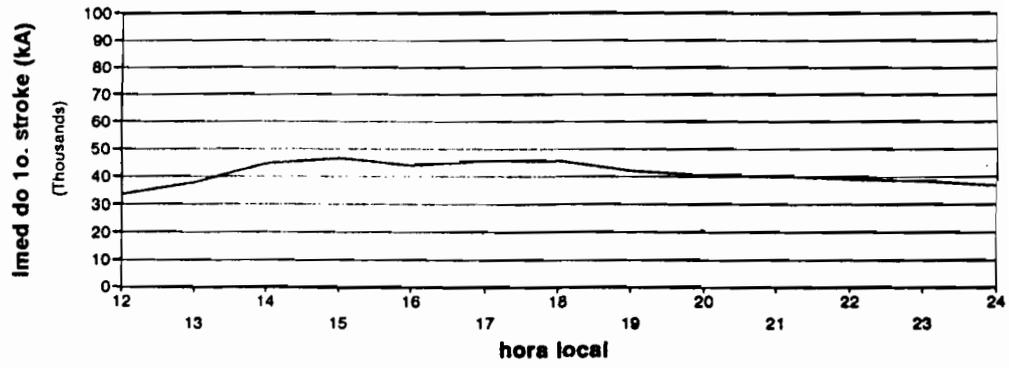
Dist. Temp. do Imed. dos Rel. Negativos
Período: CL (dez.92 - mar.93)



Dist. Temp. do Imed. dos Rel. Positivos
Período: CL (dez.92 - mar.93)



Dist. Temp. do Imed. dos Rel. Negativos
Período: CT (dez.92 - mar.93)



Dist. Temp. do Imed. dos Rel. Positivos
Período: CT (dez.92 - mar.93)

