

2

Revisão bibliográfica

2.1. Condições de contorno

O presente capítulo apresenta alguns conceitos básicos relacionados à climatologia e à meteorologia, mostrando as condições de contorno que favorecem a ocorrência dos fenômenos relacionados à incidência de relâmpagos na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. Para interconectar os fenômenos, se faz necessário, previamente à abordagem dos relâmpagos, uma reflexão sobre a atmosfera, as zonas de alta e baixa pressão, a formação das massas de ar, o processo de circulação atmosférica, assim como a formação das nuvens e o fenômeno climático conhecido como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

2.1.1. Atmosfera

Devido à gravidade que o planeta Terra está submetido, a atmosfera, compreendida como o conjunto de gases que circundam o nosso planeta, é mais densa quanto mais perto estiver da superfície, permitindo observar uma rarefação quanto mais elevada for a altura.

A atmosfera à qual pertencemos é dividida em duas camadas principais: Heterosfera, classificada como superior, e a Homosfera, mais próxima da superfície. Ao observá-la (Figura 4), é possível perceber que as camadas são subdivididas e que as mesmas possuem composições químicas, limites térmicos, densidades e massas distintas.

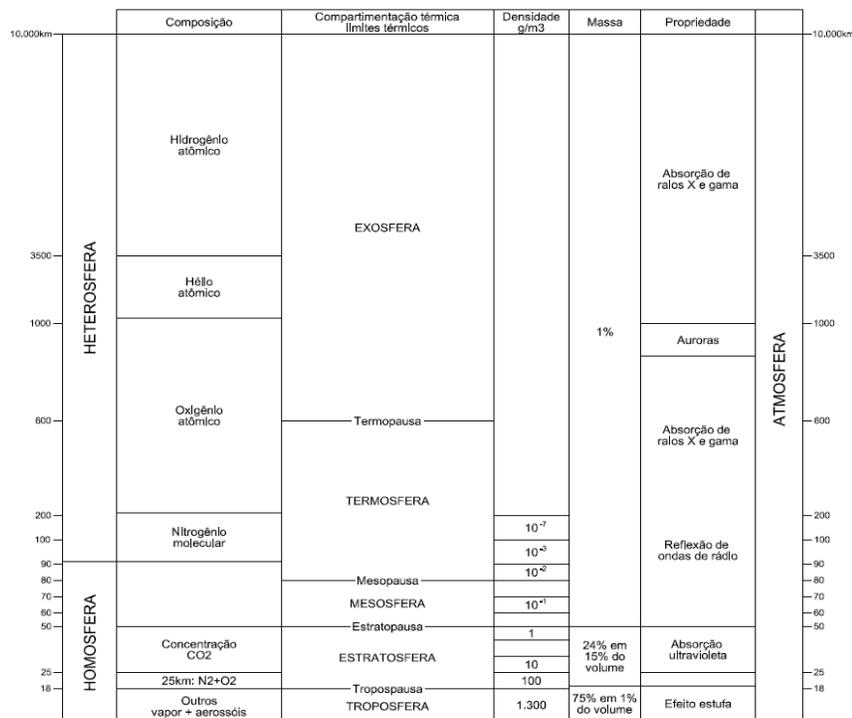


Figura 4: Características da atmosfera (Mendonça & Danni-Oliveira, 2007)

Observando a Figura 4 até os primeiros 50 km, a atmosfera concentra 98% de sua massa total, o que torna muito difícil definir seu limite superior, já que a densidade relativa aos 2% de moléculas restantes vai decaindo muito lentamente. Sendo assim, utiliza-se como referência o limite de 10000 km para que se expresse a sua extensão (Mendonça & Danni-Oliveira, 2007).

A presença da Ionosfera é abordada como ponto de extrema relevância para a presente dissertação. Também chamada de Termosfera, a Ionosfera encontra-se a uma distância aproximada de 80 km da superfície do planeta, com o seu ponto máximo se aproximando dos 600 km de altitude. A Ionosfera possui uma elevada absorção dos raios x, gama e ultravioleta provenientes do sol, que lhe confere um destaque na presença de íons ao longo do seu recorte espacial.

Assim como a densidade, a composição dos gases dispostos na atmosfera também varia em diferentes altitudes. Conforme observado na Figura 5, existe uma distribuição aparente uniforme na ocorrência dos gases (nitrogênio, oxigênio, argônio, dióxido de carbono e outros) até os primeiros 90 km de extensão, considerada a zona limítrofe da Homosfera.

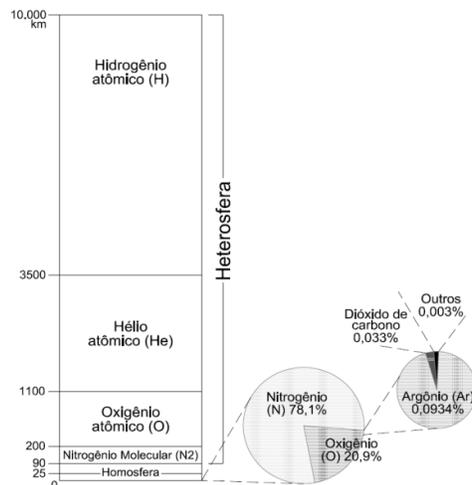


Figura 5: Composição química da atmosfera (Strahler, 1971 apud Mendonça & Danni-Oliveira, 2007)

Ao longo da Homosfera situa-se a Troposfera. A Troposfera é considerada a camada da vida. Este fato é possível devido à presença dos materiais particulados em suspensão (poeira, cinzas, material orgânico e sal), dos gases que compõem o vapor d'água e do ozônio, mostrando-se de extrema importância para o processo de filtragem da radiação solar, evitando que as radiações de ondas curtas, nocivas aos seres vivos, atinjam os sistemas de vida na Terra. Também é na Troposfera que os fenômenos meteorológicos atuam, fato este que faz a mesma possuir grande importância para a presente dissertação.

2.1.2. Pressão atmosférica

A pressão atmosférica corresponde à ação do peso da atmosfera sobre a superfície do planeta. A mesma está diretamente relacionada à altitude, pois sabe-se que quanto maior a altitude, menor será a pressão, por conta do menor peso da atmosfera atuando sobre um corpo.

Cabe ressaltar que as zonas de alta e baixa pressão, também conhecidas como anticlones ou ciclones, não são necessariamente provenientes de um valor elevado ou baixo de pressão em um determinado ponto da superfície da Terra. Para que essas zonas ocorram, faz-se importante a observação de um conjunto de isóbaras concêntricas em uma carta meteorológica, conforme disposto na Figura 6.

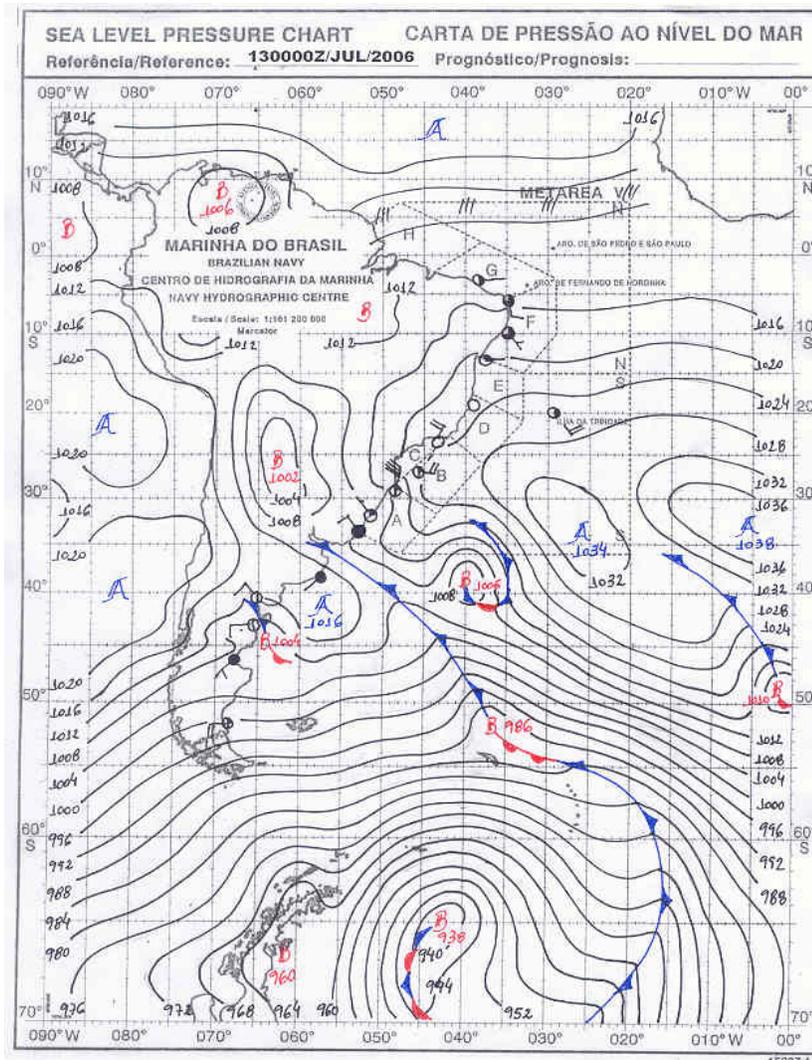


Figura 6: Exemplo de isóbaras concêntricas (Marinha do Brasil, 2006)

Além da existência do conjunto de isóbaras concêntricas para caracterizar as zonas de alta e baixa pressão, Tubelis (1992) ressalta a existência da subsidência do ar sobre a superfície sendo a mesma responsável pelo surgimento de áreas de alta pressão, enquanto a ascensão resulta em regiões de baixa pressão (Figura 7).

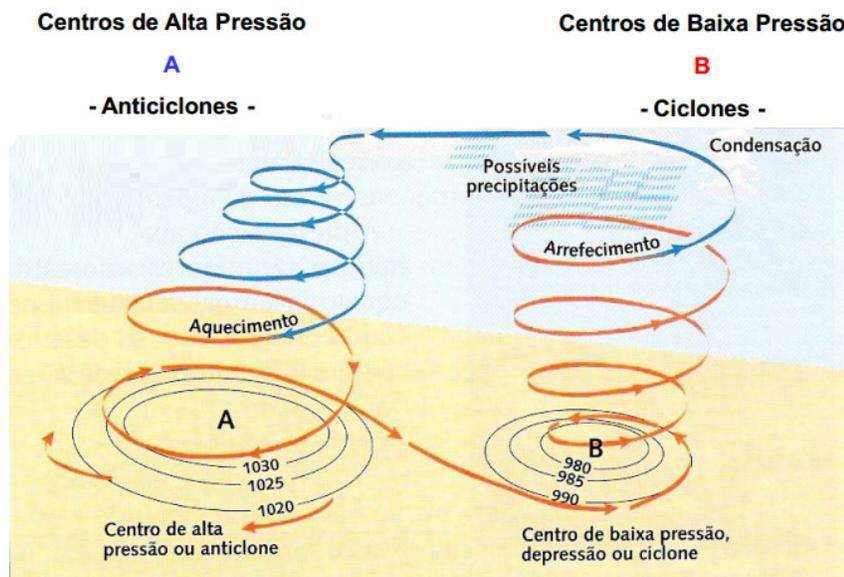


Figura 7: Esquema de circulação de Zonas de Alta e Baixa Pressão

Uma análise das zonas de alta e baixa pressão atmosférica permite observar um maior número de moléculas que compõem os gases em suspensão no ar presentes nas áreas de alta pressão e um menor número das mesmas nas áreas de baixa pressão. Como o princípio básico da natureza é tender os fenômenos ao equilíbrio, pode-se destacar o gradiente de pressão através do deslocamento da massa específica do ar das áreas de alta para as áreas de baixa, conceituando o vento a este fenômeno.

2.1.3. Circulação atmosférica e ventos

Na Figura 8 é possível observar os ventos dominantes aos quais a Terra está submetida. De acordo com o modelo aprimorado proposto por Rossby (1941), admite-se que, em termos gerais, a pressão da Terra se divide em zonas alta, média e baixa, dispostas ao longo das latitudes, nas camadas superiores do sistema de circulação atmosférica.

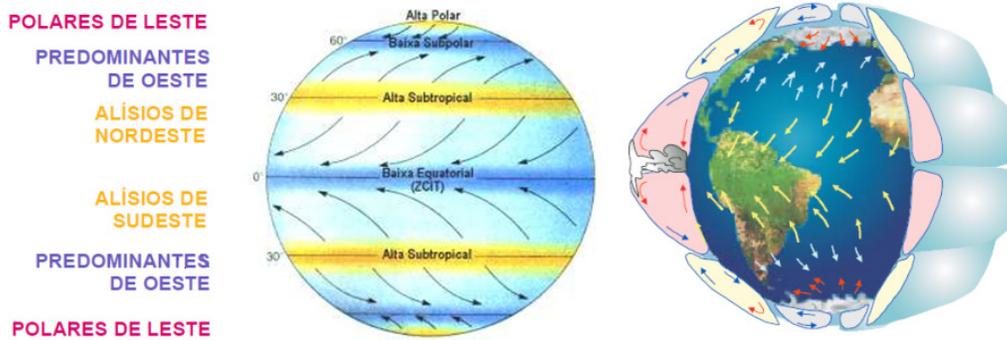


Figura 8: Modelo de circulação meridional da atmosfera, possibilitando observar as áreas de altas e baixas pressões (Varejão-Silva, 2006)

Os ventos são os responsáveis por carrear as massas de ar, que por sua vez, possuem características marcantes dos locais de suas criações, tais como: temperatura e umidade. Partindo da observação da Figura 9, pode-se visualizar uma melhor distribuição dos domínios climáticos encontrados no País.

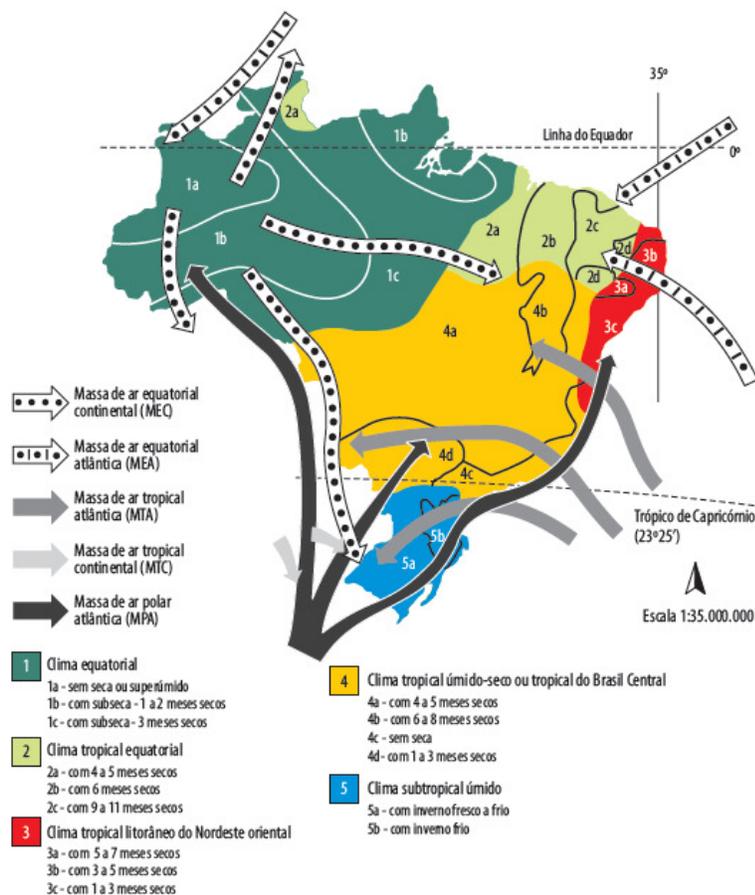


Figura 9: Distribuição dos domínios climáticos do Brasil e seus principais subtítulos (Mendonça & Danni-Oliveira, 2007)

O Brasil possui cinco massas de ar que influenciam diretamente no clima do país. São elas: Massa Equatorial Continental (MEC), Massa Equatorial Atlântica (MEA), Massa Tropical Atlântica (MTA), Massa Tropical Continental (MTC) e a Massa Polar Atlântica (MPA).

O estudo das massas de ar vai muito além do abordado no presente tópico. Contudo, como o objetivo da dissertação é a incidência de relâmpagos no solo, especificamente na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, será feita uma breve descrição das massas que possuem influência sobre a ocorrência das descargas atmosféricas na área de estudo.

A Massa Tropical Atlântica tem como principais características as altas temperaturas e a grande quantidade de umidade oriunda da evaporação das águas do Oceano Atlântico. De acordo com Nimer (1979), a MTA sofre um grande aquecimento na costa da América do Sul, sobretudo no verão, quando é maior a temperatura daquela corrente, tornando-se por isso instável”. Como o movimento do ar na área de atuação da massa é governado pelo anticiclone subtropical, pode-se ressaltar a mistura por convecção da umidade específica apenas quando a mesma situa-se concentrada próxima à superfície.

Embora distantes da Região Sudeste, a MEA e a MEC são muito relevantes para a ocorrência de descargas atmosféricas devido às alta temperatura e umidade distribuídas ao longo das suas áreas de atuação.

A MEA é composta por duas correntes de ar com a mesma orientação e separadas por uma inversão térmica que não permite ascensão do vapor. A primeira corrente, nomeada de Inferior, tem como características a elevada umidade e a temperatura amena. No caso da corrente Superior, destaca-se a temperatura elevada e o baixo teor de umidade.

A MEC destaca-se no período do ano em que um maior índice pluviométrico é observado: o verão e o início do outono. Ainda de acordo com Nimer (1979), nessa época, o continente é um centro quente para o qual afluem de norte e leste os ventos oceânicos. No período, ocorre um enfraquecimento da subsidência dos ventos mais frios que vem do norte, possibilitando uma elevada ascensão, fornecendo-lhe uma característica de instabilidade convectiva. Deste

modo, diante da elevada condensação da umidade relativa é comum a abundante precipitação.

A MTC é uma massa com características quente e seca. Ela tem a sua formação na depressão do Chaco (região central da América do Sul) e abrange uma área de atuação muito limitada, permanecendo em sua região de origem durante quase todo o ano. A sua importância para a presente dissertação é o fato da Massa Tropical Continental atuar como uma barreira, que colabora para canalização da porção carregada de umidade que é emanada do Norte do país no sentido sudeste.

A MPA é uma massa com características fria e úmida. Formada na porção do Oceano Atlântico próxima à Patagônia, essa massa atua mais no inverno, quando entra no Brasil como uma frente fria, provocando chuvas e queda de temperatura.

O estudo da dinâmica das massas de ar também é importante para o entendimento das descargas atmosféricas. Quando essas massas entram em contato é gerada a condição de Frente, podendo ser quente ou fria, variando com a característica da atmosférica local. Os raios e os trovões podem também ser gerados pelo encontro de massas de ar com diferentes temperaturas e condições de umidade. Como um exemplo muito comum pode-se citar as áreas de Frente frias provenientes do encontro entre a MPA e MTA.

2.1.4. Nuvens de tempestade

Assim como o vento, para o estudo das descargas atmosféricas é de extrema importância o conhecimento sobre as nuvens. Entende-se por nuvem o conjunto visível de partículas minúsculas de água líquida ou sólida, ou de ambas ao mesmo tempo, em suspensão na atmosfera. É conveniente destacar que as nuvens podem conter partículas de água líquida ou de gelo em maiores dimensões e partículas procedentes de vapores provenientes de indústrias, de fumaças ou de poeiras (Nimer, 1971).

Combinando as duas situações descritas acima sobre o movimento dinâmico das massas de ar, é possível notar uma intensificação da instabilidade convectiva. Este fato potencializa a formação das nuvens de tempestade, também chamadas de Cumulonimbus (CB).

Para Pinto Jr. (2005), as alturas atingidas pelas nuvens de tempestade em seus diversos estágios dependem principalmente da latitude geográfica. Em regiões de médias para altas latitudes (acima de 45 graus), o topo das nuvens de tempestade raramente ultrapassa 8 km de altitude, ao passo que, em regiões de médias para baixas altitudes o topo pode alcançar 20 km. Em cerca de 50% dos casos o topo das nuvens de tempestade ultrapassam 15 km de altura e um raio de ação limitada ao diâmetro entre 40,23 e 80,47 km.

“As nuvens de tempestade tão importantes para o estudo dos relâmpagos, são mais comuns em regiões tipicamente tropicais e equatoriais durante o verão, embora as mesmas ocorram também nas proximidades dos polos e em outras estações do ano. A área de ocorrência está mais fortemente situada sobre o continente do que os oceanos. Este fato ocorre por conta de um menor aquecimento da temperatura do ar pelo efeito da maritimidade, que mantém elevada umidade e baixa amplitude térmica” (Pinto Jr., 1996, p. 35).

De forma geral, as nuvens de tempestade estão dispostas em grupos que estão interligados aos sistemas meteorológicos de mesoescala, sendo estes com dimensões de centenas de quilômetros (Pinto Jr., 2005).

Para o desenvolvimento de nuvens desse tipo são necessárias as seguintes condições: a presença da umidade, provocada pela evaporação das águas, proporcionada pelo sol; e a instabilidade convectiva, provocada pela ascensão do ar quente e a subsidência do ar frio.

Uma CB forma-se a partir de três fases distintas: Torre de Cumulus, Estágio de Maturidade e Dissipação.

A primeira, chamada de Torre de Cumulus, observada na Figura 10, refere-se ao desenvolvimento vertical gerado pela corrente de ar ascendente que existe na nuvem.



Figura 10: Torre de Cumulus – Fase de desenvolvimento vertical.

A segunda fase é chamada de Estágio de Maturidade. A disposição da Figura 11 mostra a instabilidade convectiva (antes de entrar em contato com a corrente de ar superior) e a Figura 12 exemplifica como o formato de uma bigorna é confeccionado pela corrente de ar superior. Ambas as figuras representam o período de maior energia do fenômeno. Neste estágio os ventos atingem elevadas velocidades (40 nós ou 74,08 km/h) e os ventos da corrente superior começam a formar uma aparente bigorna, podendo ser estendida até 160 km a favor do vento (Aeronautica-Brasil, 2008).

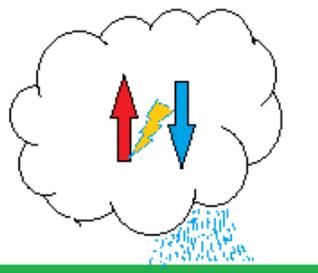


Figura 11: Instabilidade convectiva (antes de entrar em contato com a corrente de ar superior)

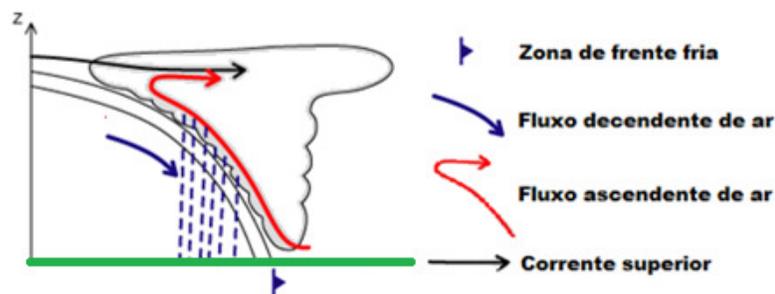


Figura 12: Formato de bigorna (confeccionado pela corrente de ar superior)

A terceira fase é chamada de Dissipação (Figura 13). Este estágio começa quando as correntes descendentes frias atingem o solo, a chuva resfria o ar nos níveis mais baixos e nenhuma nova fonte de instabilidade está presente.

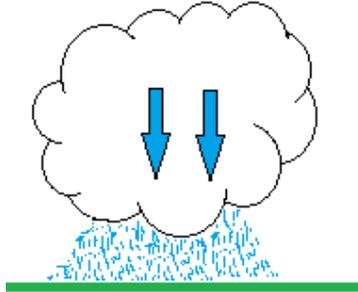


Figura 13: Estágio de Dissipação

De acordo com a etimologia grega, o termo Cumulus significa pilha ou acúmulo, e o sufixo Nimbus se refere à nuvem que chove, permitindo fazer a primeira associação à carga elétrica que esse tipo de nuvem possui.

As cargas elétricas são observadas a partir da ionização da atmosfera. “A condutividade elétrica do ar se configura como uma importante parte no que tange o estudo de fenômenos de origem elétrica, sendo o balanceamento dos íons presentes na atmosfera a chave para tal” (Schonland, 1932).

Ressaltando mais uma vez que o enfoque da presente dissertação tange a incidência de trovões, os mesmos são gerados a partir de nuvens de tempestade, principalmente as do tipo cumulonimbus. Sendo assim, na sequência serão abordadas as teorias para o carregamento das mesmas.

Existem duas teorias sobre as formas de carregamento das CB: carregamento por convecção e o carregamento por processos de precipitação.

O carregamento por precipitação se difere do carregamento por convecção, pois na presente teoria, segundo proposta inicialmente feita pelos físicos alemães Elster & Geitel (1888), o choque e a aglutinação entre partículas precipitantes de variados tamanhos promovem a migração de cargas negativas para as partículas precipitantes, e sendo assim, por conservação de cargas, a parcela de cargas positivas são deslocadas para as gotículas de água e cristais de gelo suspensos no ar.

No caso do carregamento por convecção, os íons positivos estão situados juntamente à superfície da Terra, permitindo que a corrente ascendente de ar carregue os mesmos para dentro da nuvem. Deste modo, com o aumento de altitude da nuvem, verifica-se um aumento na quantidade de íons livres ao longo da área. Sendo assim, a porção da nuvem que detém o carregamento positivo passa a atrair os íons de cargas negativas (geralmente nas porções interiores das nuvens) resultando em uma estrutura de dipolo ou tripolo, aumentando o campo elétrico próximo ao solo e causando as descargas elétricas nuvem-solo (Rakov & Uman, 2007).

Além das áreas de carregamento por instabilidade convectiva nas áreas de contato entre massas de ar com características diferentes, a presença de microclimas contendo características locais de temperatura, umidade e pressão, também pode influenciar a intensidade e ocorrência das descargas atmosféricas.

As Ilhas de Calor são exemplos de microclima que apresentam um aumento da temperatura da superfície, quando as mesmas são comparadas com as observadas nas áreas de contorno. Esse fenômeno é proveniente de diversos fatores: ocupação e uso do solo, a diminuição e, por muitas vezes, a ausência de áreas verdes, a presença de partículas contaminantes em suspensão no ar, a baixa umidade relativa do ar e a concentração de um grande número de atividades que geram calor, como queima de combustíveis fósseis nas áreas urbanas.

A presença do fenômeno provoca o aumento da temperatura média das áreas sob influência do fenômeno, fazendo com que as partículas dispostas na porção do ar aquecido se desloquem com maior facilidade e intensidade para as camadas mais elevadas da atmosfera. Sendo assim, as partículas carregam consigo a umidade, que será condensada em temperaturas mais baixas (geralmente com a entrada de uma zona de instabilidade), proporcionando chuvas de grande intensidade e de características convectivas.

Entretanto o acréscimo do número de descargas atmosféricas por conta da influência das Ilhas de Calor também toca a presença dos poluentes na condensação do vapor d'água. Este fato ocorre, pois as gotículas necessitam atingir níveis altimétricos mais elevados para que haja a cristalização das mesmas e a separação de cargas em um núcleo negativo e extremidades positivas, que

através dos movimentos posteriores, de caráter convectivo, irão liberar a descarga elétrica. Nesse caso é mais comum a ocorrência de descargas intranuvens.

2.1.5.Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

Como a presente dissertação norteia o seu desenvolvimento a partir da teoria que envolve o carregamento por convecção, um dos fenômenos mais marcantes no que toca este tipo de carregamento é a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul.

Segundo Pinheiro *et al*, (2011), as chuvas que ocorreram na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro estiveram diretamente ligadas ao evento meteorológico conhecido como Zona de Convergência do Atlântico Sul, além da formação das nuvens convectivas dotadas de grande umidade (Figura 14).

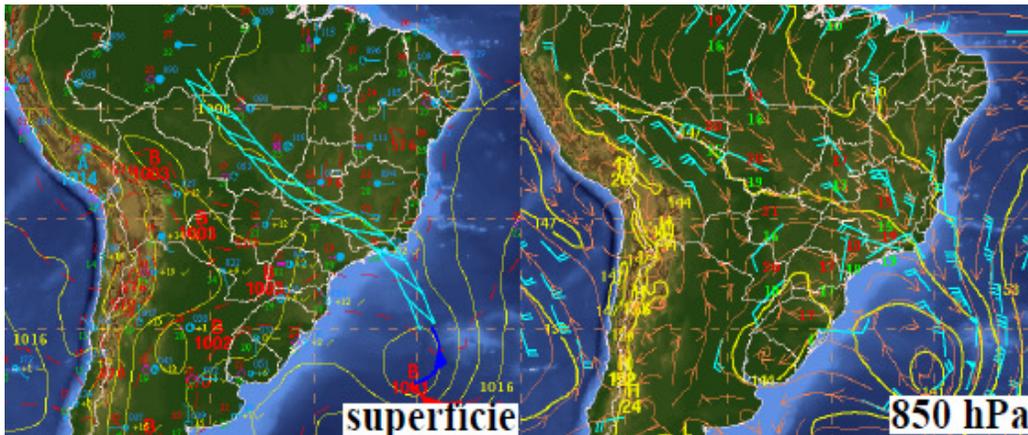


Figura 14: Análise sinótica da ZCAS do dia 12/01/2011- Adaptado de (Pinheiro *et al*, 2011)

A ZCAS possui orientação Noroeste (NW) – Sudeste (SE) e pode estender-se da Região Amazônica até o Atlântico Sul. A mesma é formada a partir de zona de convecção dos ventos alísios na Região Amazônica e satisfaz duas situações:

* Escoamento do ar que tem características quentes e úmidas em baixas latitudes, em direção às áreas de altas latitudes;

* Jato subtropical (JST) sendo observadas em altas altitudes e fluindo em latitudes subtropicais, reforçando a teoria do carregamento por convecção das partículas no interior da Zona.

De acordo com Mendonça & Danni-Oliveira (2007), alguns padrões comuns podem ser inferidos a partir da análise da variação diária da energia dos episódios estudados e utilizados como possíveis ferramentas para monitoramento da configuração e dissipação de um evento de ZCAS. São eles:

* aumento de energia cinética e diminuição da energia potencial disponível 1 a 2 dias antes do período de atuação da ZCAS;

* aumento da energia potencial disponível a partir do primeiro dia de configuração da ZCAS;

* decréscimo da energia potencial disponível durante a dissipação da ZCAS.

Como o enfoque da presente dissertação não é a chuva, é necessário ressaltar que na área de atuação da ZCAS, é comum a ocorrência de nuvens de tempestade do tipo Cumulonimbus, mostrando assim a vocação da zona para os eventos de descargas atmosféricas de grande intensidade.

2.1.6. Interligação dos fenômenos climáticos-meteorológicos

Levando-se em conta as condições de contorno para a ocorrência das descargas atmosféricas, é possível afirmar que, a partir da ionização e da distribuição dos diferentes gases, ao longo da altitude, observa-se a formação e a separação das cargas elétricas na atmosfera.

Partindo da interpretação das informações dispostas nos itens anteriores, pode-se destacar que o modelo de circulação geral da atmosfera é responsável pelo deslocamento da parcela superior dos ventos e que, através da teoria da compensação, a parcela inferior governa a circulação das massas de ar na Troposfera, estando as mesmas diretamente ligadas aos eventos climáticos/meteorológicos.

Conforme observado na Figura 9 as massas de ar contém as características de suas áreas de formação, sendo assim, ligadas às diferenças de temperatura, umidade e pressão em uma escala regional, ocasionando gradientes elevados nas áreas de frente. Desta forma, é evidente que as massas de ar em atuação no Brasil são de grande importância. Analisando a Figura 9, destaca-se a frente polar, que através da diferença de temperatura no avanço para a região de influência da Massa Tropical Atlântica, gera instabilidade convectiva nas áreas de Frentes.

Contudo, a presença de microclimas contendo as características locais de temperatura, umidade e pressão também podem ser responsáveis pelo surgimento de nuvens convectivas do tipo Cumulonimbus.

Outro ponto relevante a ser destacado é o caráter potencializador para a ocorrência de descargas atmosféricas das massas equatoriais em atuação no Brasil. No caso da MEA pode-se citar o fato que a mesma corrobora para dotar de um teor de umidade ainda maior o ar da área de formação da MEC. Por sua vez, a MEC carrega as características de umidade e temperatura do seu lugar de formação (umidade, com a presença da evapotranspiração e a evaporação dos rios) para gerar uma célula úmida e quente (proveniente do seu posicionamento latitudinal). Como o deslocamento dessa massa tende a ocorrer para o sentido oeste por conta do movimento da Terra, dos ventos alísios e a força de Coriolis, ao encontrar a Cordilheira dos Andes a massa é deslocada para a porção central do país no sentido noroeste-sudeste, podendo causar chuvas abundantes e em alguns casos a Zona de Convergência do Atlântico Sul.

No caso de ocorrências da ZCAS, tem-se grande instabilidade convectiva devido à presença dos jatos subtropicais, que por conta da sua grande velocidade e da sua direção, reforçam a teoria do carregamento por convecção, permitindo associar as nuvens do tipo CB ao interior da ZCAS, aumentando e potencializando as ocorrências das descargas atmosféricas ao longo das área de influência das mesmas, podendo alcançar o litoral do sudeste brasileiro.

Por fim, as condições de contorno para a ocorrência das descargas atmosféricas abrangem, de forma resumida, os fenômenos causadores e/ou potencializadores das mesmas. Quando toda energia acumulada é liberada, ocorrem os relâmpagos.

2.2. Relâmpagos

Cerca de 100 relâmpagos com descargas elétricas nuvem-solo ocorrem a cada segundo no mundo (Rakov & Uman, 2003), dos quais, apenas 5% ocorrem sobre os oceanos (Volland, 1982). Em particular, as principais áreas de ocorrência de relâmpagos são: o centro da África, o Sul da Ásia (na área com o predomínio de cordilheiras) e as Regiões Sul e Sudeste do Brasil (Figura 15 e Figura 16). Em partes desses recortes espaciais, a densidade anual de relâmpagos atinge valores equivalentes àqueles registrados no edifício Empire State em Nova York, de 410 metros de altura, o qual é atingido por cerca de quarenta relâmpagos por ano (Pinto Jr., 1996).

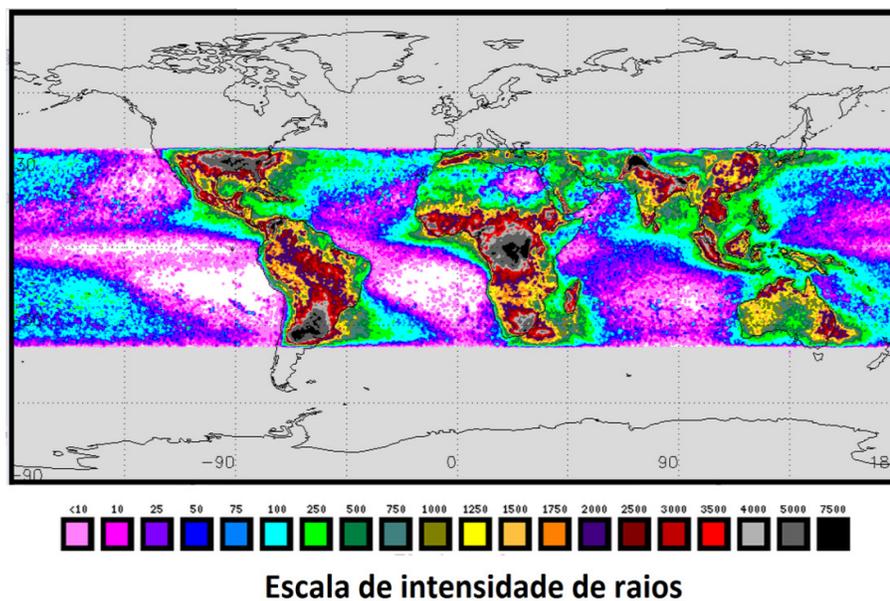


Figura 15: Densidade de relâmpagos entre os anos de 1998 e 2012 (Fonte: NASA, 2012)

No Brasil, os dados para a quantificação da densidade de descargas atmosféricas são provenientes do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). O INPE possui um levantamento desse índice para mais de 3000 municípios do Brasil, predominantes nas Regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste (Figura 16).

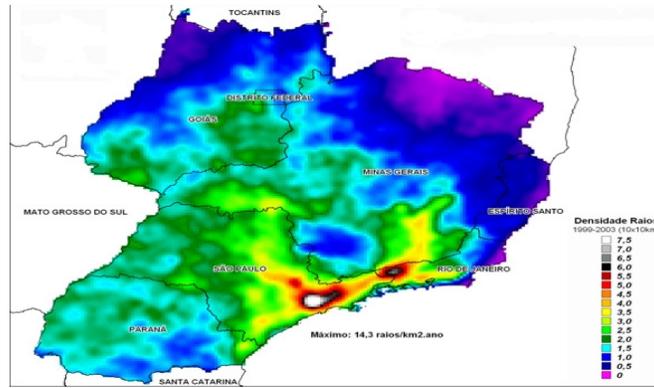


Figura 16: Densidade de raios nos estados do Sudeste e parte do Sul e Centro-oeste (Fonte: ELAT, 2012)

Para as outras localidades do país, os dados não estão disponíveis com a precisão desejada. Para suprir a carência de informação, são realizadas estimativas a partir do Mapa de Curvas Isocerânicas, obtido na NBR 5419:2005, mostrado na Figura 17.

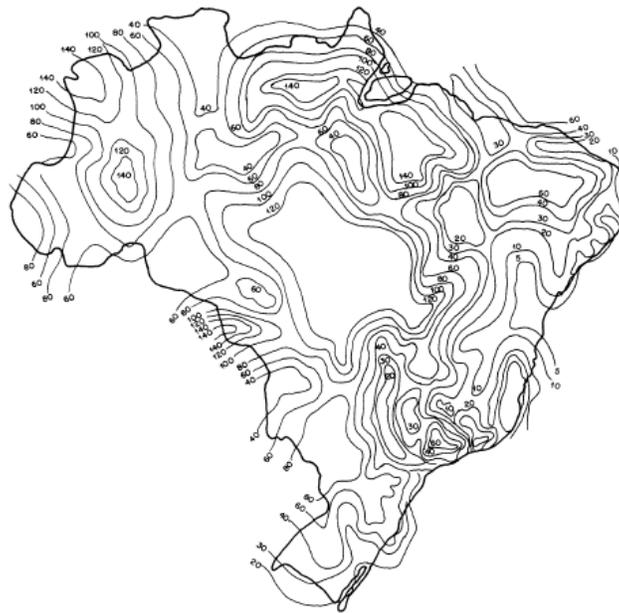


Figura 17: Mapa de curvas isocerânicas do Brasil (Fonte NBR 5419:2005)

Segundo a NBR 5419:2001, a densidade de descargas atmosféricas para a terra (N_g) é dada pela Equação i:

i.

$$N_g = 0,04 * T_d * 1,25 \text{ (por km}^2\text{/ano)}$$

Onde T_d é o número de dias de trovoadas por ano, obtido de mapas isocerânicos (Figura 17).

Sendo assim, de acordo com a NBR 5419:2005, para a cidade de Nova Friburgo, localizada na curva isocerânica próxima de 30, tem-se: $N_g \approx 3,0$, ou seja, estima-se que em uma superfície de 1km^2 ocorram aproximadamente 3 raios por ano.

2.2.1.Os raios e o solo

Analisando a condição de contorno climático-meteorológica e os gráficos que relacionam o número total de relâmpagos à altitude (Figura 18) e à pedologia (Figura 19), propostos por Gomes (2002), a área pode ser classificada como um lugar de grande pré-disposição para a ocorrência de raios, sobretudo provenientes de descargas negativas nuvem-solo, que representam 90% ou mais do total de descargas atmosféricas existentes no mundo (Rakov & Uman, 2003).

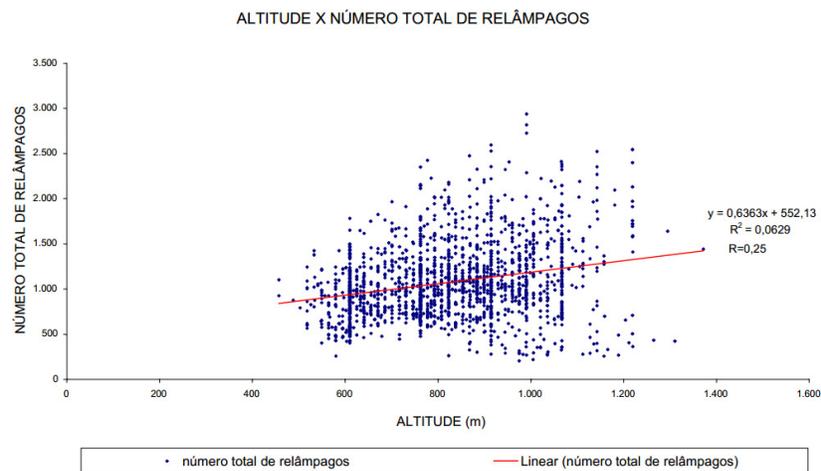


Figura 18: Relação entre a altitude e o número total de relâmpagos entre os anos de 1988 e 1996 - Gomes (2002)

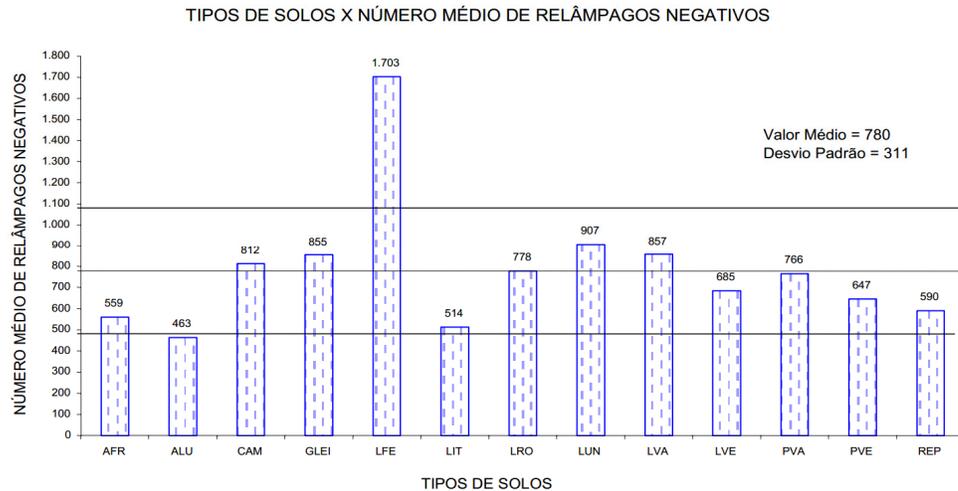


Figura 19: Relação entre número médio de relâmpagos negativos e os solos afloramento rochoso (AFR), aluviais (ALU), cambissolo (CAM), glei húmico (GLEI), latossolo ferrífero (LFE), latossolo vermelho-amarelo (LVA), latossolo vermelho-escuro (LVE), latossolo roxo (LRO), latossolo una (LUN), litossolo (LIT), podzólico vermelho-amarelo (PVA), podzólico vermelho-escuro (PVE) e represa (REP), entre os anos de 1988 e 1996. - Gomes (2002)

Os raios têm influência na superfície do planeta no que toca às questões ambientais. No meio biótico, a enorme energia liberada é responsável por quebrar as moléculas de nitrogênio, permitindo assim que seus átomos combinem com o oxigênio do ar, formando óxidos de nitrogênio. Os mesmos se dissolvem na chuva formando os nitratos, que são transportados para o solo em sequência. A fixação de nitrogênio atmosférico contribui com cerca de 5-8% do nitrogênio total fixado, sendo utilizado pelas plantas para a síntese proteica. As plantas usam o nitrogênio na formação de algumas das suas estruturas moleculares que, em seguida, é transportado para todos os indivíduos da cadeia alimentar, confirmando a grande importância do fenômeno também para a manutenção da vida na superfície terrestre.

Seguindo a mesma linha, onde o objetivo foi encontrar uma relação entre a ocorrência de raios e o solo, ressalta-se que um raio pode viajar a velocidades de até 220.000 km/h e atingir temperaturas que se aproximam de 30.000 °C (Rakov & Uman, 2003). Com o intenso calor gerado pela penetração de um raio no solo, ao atingir à superfície, a descarga elétrica funde o material disposto no percurso do raio no solo. Pode-se verificar, em algumas situações particulares, a fusão de

quartzo e outros compostos, que ao cessar a descarga elétrica, se vaporizam e adquirem uma forma vítrea tubular a qual é denominada fulgurito (Figura 20).

Gailliot (1980) referencia, de acordo com o expresso por Petty (1936), que a descoberta dos Fulguritos foi efetuada em 1706 pelo Pastor David Hermann, na Alemanha. Contudo, muitas pessoas creditam a descoberta à Hentzen por ter reconhecido as características dos tubos vítreos encontrados nas dunas de areia de Sennerheide, na Alemanha.

Como os tubos indicam o caminho que o raio percorreu, os fulguritos podem ocorrer em escalas variadas (de centímetros até alguns metros de comprimento), sendo os mesmos de cor clara, rugosos e foscos por fora, mas lisos e brilhantes internamente. Os fulguritos são muito frágeis e de difícil manuseio, o que explicaria a não observação dos mesmos após movimentos de massa. Alguns fulguritos chegam a atingir 20m de comprimento e diâmetro de 6,2cm, com a espessura da parede variando de 1 a 5mm. Entretanto o usual é se encontrar o material dividido em trechos menores, mesmo porque ele se quebra facilmente.



Figura 20: Exemplos de fulguritos (Fonte: Google Imagens)

Deste modo, mesmo não sendo um objeto de estudo na presente dissertação, ressalta-se a necessidade de ampliar os estudos sobre a ocorrência e as consequências dos fulguritos nos solos, assim como o seu comportamento como um possível plano de fraqueza nos solos ou na zona de contato solo-rocha.

2.2.2.Trovões

Os trovões são a parte audível dos relâmpagos, que podem ser classificados como estalo (clap) e estrondo (rumble). Os mesmos estão diretamente ligados à distância e à intensidade das descargas atmosféricas, de modo que, quanto mais distante o ponto observador estiver do flash emitido pelo raio, mais demorado será o tempo para a audição de um trovão.

O tempo de audição de um trovão em uma determinada área permite aos pesquisadores compreenderem a distância e a localização das áreas de incidência dos mesmos através de uma triangulação, que interpola os dados de tempo e pressão, obtidos na captação do som com geofones.

A localização dos pontos exatos de incidência dos trovões é importante, pois o fenômeno pode acarretar acréscimo de pressão atmosférica próximo ao canal luminoso.

Para Rakov & Uman, (2003), os acréscimos são da ordem de até 10 atm nos primeiros 5 μ s no contato com os canais aquecidos. Para Newman (1967) apud Rakov & Uman (2003), as magnitudes variam de 0,3-2 atm de sobrepressão, em distância de 35cm do ponto de emissão de som, em raios simulados através do lançamento de foguetes. Para Depasse, (1994) apud Rakov & Uman, (2003), para um sinal acústico emitido a 70 metros do ponto de audição, o acréscimo foi da ordem de 0,0000493 atm.

Partindo da observação das magnitudes dispostas, ressalta-se a ocorrência de uma rápida diminuição da sobrepressão, com um referido aumento da distância entre o ponto de aferição de medidas e a fonte emissora. Entretanto destaca-se que os resultados expostos por Newman et al., não se enquadram às características de um trovão gerado pelo movimento descendente de partículas negativas, iniciados pelo canal ascendente de cargas positivas, pois os valores são mais consistentes com resultados da teoria de onda de choque esférica do que a teoria de onda de choque cilíndrica (Rakov & Uman, p.385, 2003).

Uman & Rakov (2003) ressaltam que as ondas de choque se diferem das ondas acústicas (trovões) devido ao fato da propagação das ondas de choque ocorrer provavelmente a uma velocidade 10 vezes maior do que a do som, com

esse valor diminuindo rapidamente por conta da realização do trabalho termodinâmico e da transformação da onda de choque em uma onda acústica, que se propaga na velocidade do som.

De acordo com Ribner e Roy (1982), as primeiras teorias matemáticas sobre trovões incorporaram os efeitos realísticos não lineares da dinâmica dos gases em temperaturas muito altas. Entretanto, essa metodologia foi considerada muito rigorosa e necessitou de uma simplificação associada à axissimetria, onde alguns autores da época modelaram o canal do raio como uma linha reta vertical, calculando a assinatura de pressão como uma consequência de um simples estalo (clap).

Ao contrário do proposto pelos autores que iniciaram a modelagem dos trovões, a realidade apresenta formas variadas na constituição dos raios. Deste modo Glassner's (2010) destaca o trabalho de autores como Ribner & Roy (1982), Medendorp & Wayne (1967), e Le Vine & Gilson (1984), que tiveram papéis de grande relevância em meados do século XX, no que toca a construção de um modelo sonoro para a reprodução dos trovões, através da aproximação aplicada para um canal de raios tortuosos e a sua propagação na atmosfera.

Ribner & Roy (1967) construíram o canal do relâmpago passo a passo, através da escolha de dois ângulos esféricos em volta do último ponto gerado. Se os ângulos forem em ambos os casos iguais à zero, o próximo ponto iria se situar ao longo de um vetor que representa a direção média dos últimos segmentos. O ponto forte dessa metodologia foi o fato de que, com essa suavização de memória, a modelagem estava livre de erros na confecção dos raios e dos trovões.

Medendorp & Wayne (1967) consideraram uma distribuição uniforme de pontos acústicos e constituíram o conceito de blocos de computadores para a modelagem dos trovões. Os autores consideraram a transformação de uma grande quantidade de energia elétrica em energia térmica em uma fração de microssegundo, à medida que o gás quente ionizado se expande, criando uma onda de choque que depende da condutividade elétrica do ar disposto na área de ocorrência. Os seus resultados indicam que a distorção não linear de ondas com grandes amplitudes em um algoritmo é destacada como fatores importantes.

Le Vine & Gilson (1984) modelaram a estrutura da forma do raio de larga escala usando um processo aleatório independente, para a alteração em cada ponto de extremidade em relação ao seu início. Esse fato os permitiu dar a cada relâmpago a sua própria personalidade, que resulta da realidade disposta nas condições elétricas do ar, do perfil do vento em diferentes alturas, da umidade e dos gradientes de temperatura, assim como outros efeitos atmosféricos.

A maioria dos autores que tratam dos trovões se baseia em um banco de imagens de raios para dar início ao processo de modelagem. Como exemplo pode-se citar o trabalho de Sang Woo Lee (2009), que utilizou um banco de dados de 67 imagens de raios, encontrados no Google imagens. A observação das diferentes formas dos raios é importante, pois os mesmos têm o seu caminho tortuoso constituído por uma grande quantidade de pontos de explosão (Ribner & Roy, 1984), divididos em trechos, que são considerados retilíneos. Cada trecho tem uma distância e um ângulo do ponto de observação diferentes. Através da sobreposição das pressões de todos os trechos (Figura 21) tem-se o som e a assinatura de pressão de um determinado trovão $p(t)$.

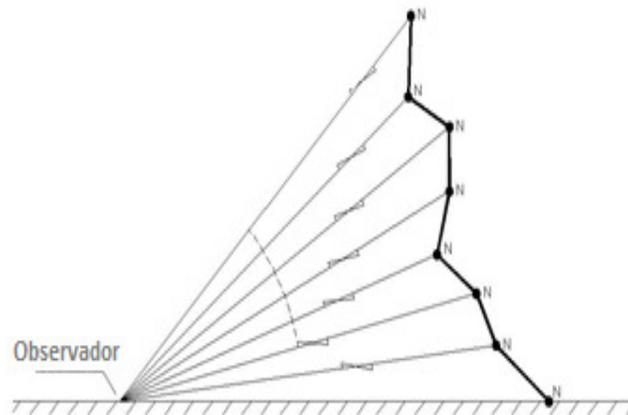


Figura 21: Modelo quasilinear de um raio onde cada ponto do canal emite uma onda de pressão (adaptado de Ribner & Roy, 1982)

A pressão de perturbação $p(t)$ é formada pela sobreposição de ondas N , que são resultados de pressão de cada ponto explosão, com amplitude A e a duração $2T$. A pressão de perturbação é gerada através da energia realizada na explosão de um raio em relação à unidade de comprimento na descarga de um relâmpago.

A onda de pressão N envolve a não linearidade do elemento ds do canal aquecido, a distância r do observador, onde é levada a ter uma forma assintótica $(A/r)N(ct-r)ds$. Com base na matemática, quando $2T$ é mantido constante, a equação ii é classificada como uma convolução integral. Deste modo, assumindo-se $2T$ como tal, a equação exibe a dependência de dois fatores de um raio: a geometria do canal (no espaço) e a geometria da onda N (no tempo ou no espaço).

ii

$$p(t) = \int_{canal} N(ct - r) \left(\frac{A}{r}\right) ds$$

De acordo com Roy e Ribner (1984), a integração analítica da equação ii se torna viável quando o canal do relâmpago é aproximadamente como um zig-zag de segmentos retos. Dada uma amplitude A , a integração pode ser levada a gerar uma assinatura de pressão irradiada de qualquer segmento de linha individual em termos de parâmetros apropriados de distância e orientação.

Ainda de acordo com os referidos autores, a fórmula pode ser programada em um computador através de uma configuração espacial de um dado canal de um relâmpago. Sendo assim, para um ponto de recepção específico, o computador pode somar as assinaturas de todos os segmentos de relâmpago, mantendo o controle dos seus respectivos tempos de chegada e produzindo uma história de pressão-tempo da assinatura do trovão.

Mesmo separando o caminho tortuoso dos raios em trechos, havia uma grande quantidade de pontos de explosão nos mesmos. Para abranger essa demanda o trabalho desenvolvido por Wright e Medendorp (1967) promoveu a teoria de blocos, onde, considerando a distribuição de fontes de pontos acústicos, irradiados em fase e sem interação, ao longo de uma linha reta de comprimento $2l$ (Figura 22), um elemento de distribuição da fonte de comprimento dz é assumido para produzir, a uma distância r' a forma de onda de pressão indicado na Figura 23.

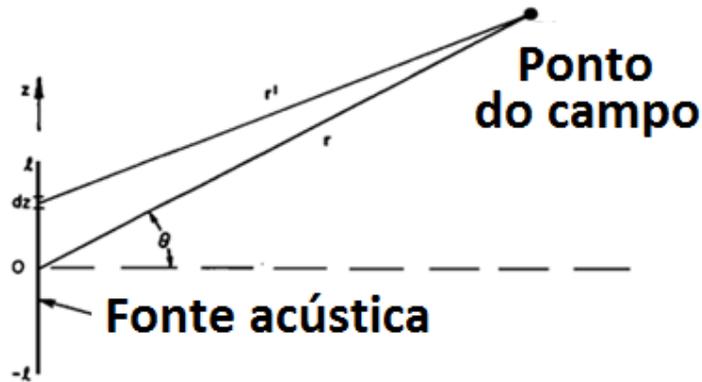


Figura 22: Geometria da fonte de distribuição acústica (adaptado de Wright & Medendorp , 1967)

Wright e Medendorp (1967) notaram que r e θ localizam o ponto de campo em relação ao centro da fonte emissora (Equação iii).

$$r = r'(r, \theta, t)$$

iii

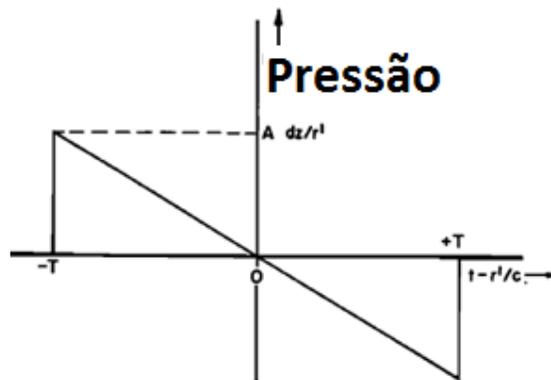


Figura 23: Onda N assumida, produzida por um curto segmento dz de uma fonte na distância r' (adaptado de Wright & Medendorp , 1967)

A função $u(t)$ descreve o comportamento repetitivo do sinal no domínio do tempo. Se for assumida a superposição linear, a pressão em um ponto do campo será dada pela Equação iv .

$$dp(r', t) = - \left[\frac{Adz \left(t - \frac{r'}{c} \right)}{r'T} \right] x \left[u \left(t + T - \frac{r'}{c} \right) - u \left(t - T - \frac{r'}{c} \right) \right]$$

iv

Onde t é o tempo, T é meio período de duração da onda N , A é a constante de amplitude da pressão, e c é a velocidade do som do menor sinal.

Para qualificar a equação ii os autores restringiram a condição de contorno para a situação em que,

$$r \gg l \quad e \quad r' \approx r - z \sin \theta \quad v$$

Deste modo, Wright e Medendorp (1967) indicaram que, para essa aproximação, o fator $(1/r')$ correspondente a uma perda causada pela geometria, podendo ser reescrito por $(1/r)$. Deste modo foi definido o menor tempo de retardo (τ), permitindo reescrever a Equação iv na Equação vii.

Onde,

$$\tau = \left(t - \frac{r}{c}\right) \left(\frac{c}{l}\right) = \frac{(ct-r)}{l} \quad vi$$

e

$$p(r, \theta, t) = -A \int_{-l}^l \left[\frac{t-r'/c}{rT}\right] x \left[u\left(t + T - \frac{r'}{c}\right) - u\left(t - T - \frac{r'}{c}\right)\right] dz \quad vii$$

Ainda sob a ótica de Wright e Medendorp, essa integral será igual a zero para todos os valores de tempo de retardo τ , pois não existe qualquer sobreposição entre o intervalo de variável t' , que é definido pelos limites de integração, e o intervalo entre $-T$ e $+T$, onde $[u(t'+T) - u(t'-T)] = 1$.

Sendo,

$$t' = t - \frac{r'}{c} \approx t - \frac{r - z \sin \theta}{c} = (\tau l + z \sin \theta) / c \quad viii$$

uma nova variável da integração que depende de τ .

Os autores verificaram essa situação através do diagrama ao qual cada um dos dois intervalos essenciais da variável (t') está representado através de uma barra vertical. Na Figura 24 a barra 1 é estacionária e tem comprimento $2T$.

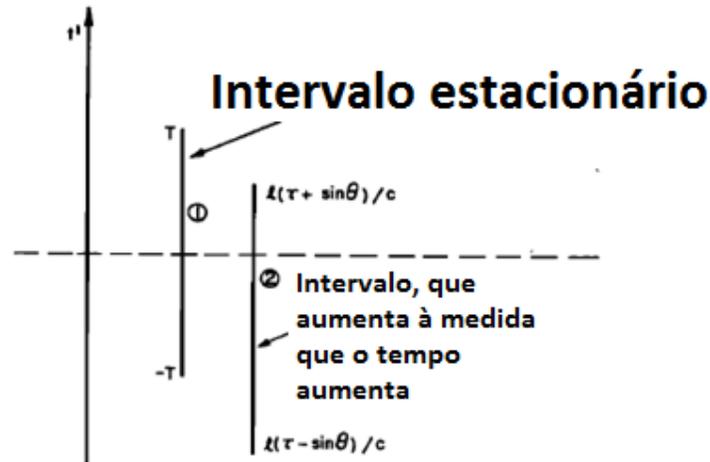


Figura 24: Intervalos aos quais a variável t' são pertinentes para valores da equação ix (adaptado de Wright & Medendorp, 1967)

A barra 2, tem um comprimento constante $(2l/c) \sin\theta$ mas aumenta com o aumento do tempo. Desta forma, a integral da Equação ix é equivalente a uma equação em que o integrando é simplesmente t' e os limites da integração correspondem à região da Figura 24, em que as duas barras se sobrepõem/coincidem.

$$p(r, \theta, t) = \frac{-cA}{rT \sin \theta} \int_{-l(\tau - \sin \theta)/c}^{l(\tau + \sin \theta)/c} t' [u(t' + T) - u(t' - T)] dt' \quad \text{ix}$$

Através da análise da Figura 24, dados os comprimentos das duas barras, há cinco intervalos diferentes de tempo de retardo (τ) para serem considerados. Não há sobreposição de duas dessas e, sendo assim, a pressão deve ser zero. Para os dois outros intervalos nota-se um limite de integração fornecido para cada barra. O intervalo final tem seus limites na mais curta das duas barras. Deste modo, Wright & Medendorp (1967) tem dois diferentes conjuntos de soluções para a equação Equação ix descritos pela barra mais curta ou equivalentemente, se o $\sin\theta$ for maior ou menor que cT/l .

Os resultados da integração, propostos por Wright e Medendorp e escritos em termos de parâmetro $\phi = cT/l$ são descritos de forma completa na Figura 25.

For $\sin \theta < \varphi$	
$P(t) = 0$	$\tau < -\varphi - \sin \theta$
$(-B/\sin \theta) [(\tau + \sin \theta)^2 - \varphi^2]$	$-\varphi - \sin \theta < \tau < -\varphi + \sin \theta$
$-4 B \tau$	$-\varphi + \sin \theta < \tau < \varphi - \sin \theta$
$(B/\sin \theta) [(\tau - \sin \theta)^2 - \varphi^2]$	$\varphi - \sin \theta < \tau < \varphi + \sin \theta$
0	$\varphi + \sin \theta < \tau$
For $\sin \theta > \varphi$	
$P(t) = 0$	$\tau < -\varphi - \sin \theta$
$-(B/\sin \theta) [(\tau + \sin \theta)^2 - \varphi^2]$	$-\varphi - \sin \theta < \tau < \varphi - \sin \theta$
0	$\varphi - \sin \theta < \tau < -\varphi + \sin \theta$
$(B/\sin \theta) [(\tau - \sin \theta)^2 - \varphi^2]$	$-\varphi + \sin \theta < \tau < \varphi + \sin \theta$
0	$\varphi + \sin \theta < \tau$

Figura 25: Resultados da integração, propostos por Wright & Medendorp, 1967

Roy e Ribner (1982) indicaram que a assinatura de pressão proposta por Wright e Medendorp (1964), emitida através de um segmento de trovão em um ângulo θ com a sua normal, vem a ser:

$$p = (p+) + (p-)$$

x

A equação consiste em uma soma do pulso parabólico positivo (Equação xi), com um pulso parabólico negativo (Equação xii),

$$p+ = B \left[\frac{\varphi^2 - (\tau + |\sin \theta|)^2}{|\sin \theta|} \right] x \begin{cases} 1, \text{ quando } [] > 0 \\ 0, \text{ quando } [] \leq 0 \end{cases}$$

xi

$$p- = -B \left[\frac{\varphi^2 - (\tau - |\sin \theta|)^2}{|\sin \theta|} \right] x \begin{cases} 1, \text{ quando } [] > 0 \\ 0, \text{ quando } [] \leq 0 \end{cases}$$

xii

ao qual B é o coeficiente de amplitude introduzido por Wright e Medendorp (1967). Deste modo, sendo as formas funções ímpares de τ , apenas a primeira metade de cada uma delas é mostrada na Figura 26, com o esquema completo sendo mostrado na Figura 27;

Onde:

$$B = Al^2/2rcT$$

xii

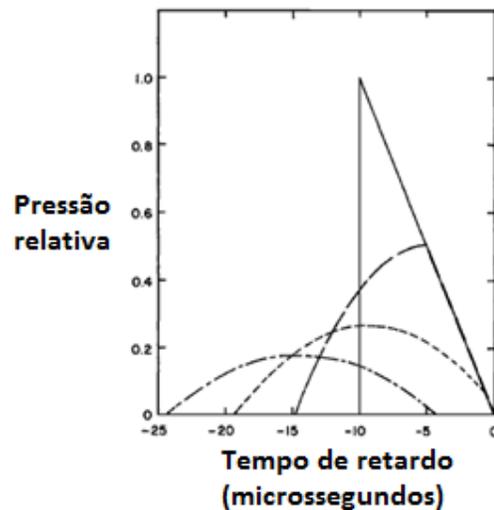


Figura 26: Metade da forma de onda calculada por Wright e Medendorp (1967)

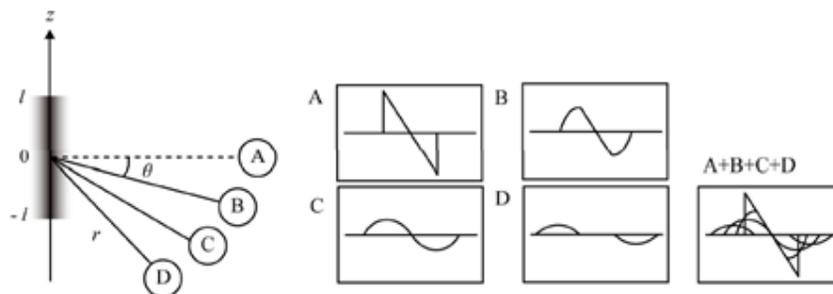


Figura 27: Fonte completa de fonte em linha e de uma onda WM – Matsuyama et al. (2007)

Os trabalhos utilizados como referência no presente capítulo possuíam parâmetros similares, para a confecção dos modelos. Contudo destaca-se o emprego de metodologias diferenciadas utilizadas nos mesmos. Os autores Wright e Medendorp (1967), se pautaram na confecção de um algoritmo computacional para a obtenção da forma das ondas N, enquanto Roy & Ribner (1982) se basearam em uma estratégia vetorial na construção de sua metodologia.

Ambas as metodologias são bastante utilizadas para a modelagem de trovões em trabalhos mais atuais. Entretanto é possível ressaltar que o modelo proposto por Roy & Ribner, apresenta um maior grau de refinamento dos dados, por considerar os efeitos da tortuosidade em suas análises matemáticas. Este fato é louvável, pois permite ao modelador uma maior aproximação da realidade, prevenindo o resultado final de respostas sonoras incorretas.

O cálculo da pressão tem o seu resultado final expresso graficamente em uma plotagem x-y, na saída do computador. No entanto, se o computador for suficientemente rápido para conversão digital/analógico em tempo real, uma possibilidade interessante emerge: o sinal (tensão) pode ser introduzido no amplificador com o sistema de alto-falantes para produzir trovão sintético.

Embora a metodologia descrita acima não tenha sido efetivamente utilizada para a confecção do arquivo de áudio para a presente dissertação, é de grande importância a sua descrição, pois foram utilizadas réplicas do trabalho confeccionado por Sang Woo Lee (2009), que por sua vez utilizou uma mescla das metodologias para a construção dos seus efeitos sonoros.

Abaixo é possível observar ao longo das Figuras 28 até 35, as formas de onda desenvolvidas por Lee (2008), cabendo ressaltar a disposição dupla, proveniente de um sinal estéreo.

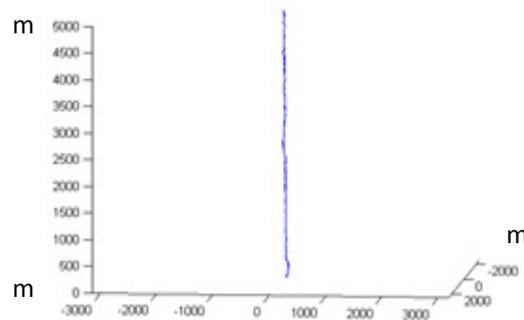


Figura 28: Imagem de um raio modelado por Lee (2009), com a distância em metros do ponto médio de incidência (0), em relação aos eixos x, y e z, com 1660 segmentos de 3m, na confecção do modelo do clap

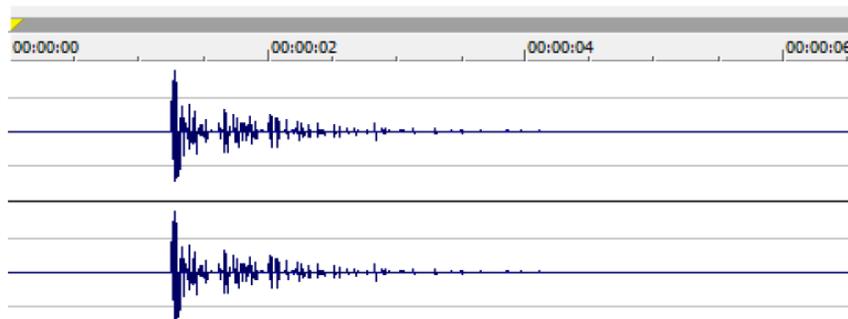


Figura 29: Imagem da forma de onda obtida do clap (situada a 500m ao norte do ponto de observação do raio) modelado por Lee (2009), com 1660 segmentos de 3m

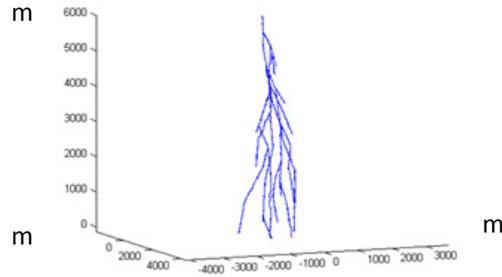


Figura 30: Imagem de um raio com várias estruturas de raios, modelado por Lee (2009), com a distância em metros do ponto médio de incidência (0), em relação aos eixos x, y e z, onde foram utilizados 7435 segmentos de 5m na confecção dos modelos de diferentes rumbles

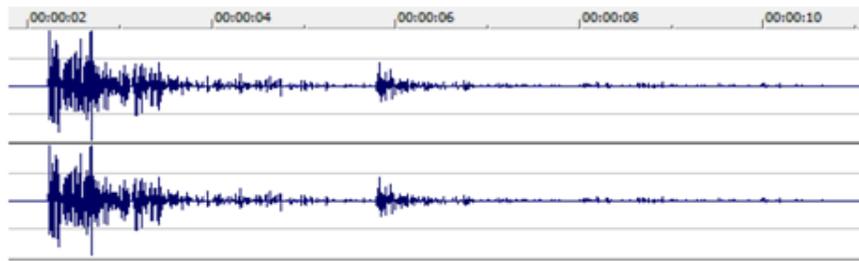


Figura 31: Imagem da forma de onda (situada a 500m ao norte do ponto de observação do raio) obtida do rumble modelado por Lee (2009), com 7435 segmentos de 5m

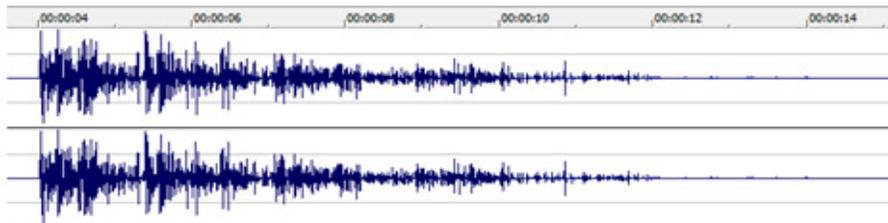


Figura 32: Imagem da forma de onda (situada a 1000m ao leste do ponto de observação do raio) obtida do rumble modelado por Lee (2009), com 7435 segmentos de 5m

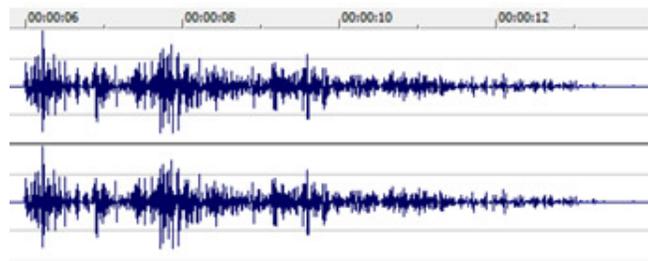


Figura 33: Imagem da forma de onda (situada a 2000m ao leste do ponto de observação do raio) obtida do rumble modelado por Lee (2009), com 7435 segmentos de 5m

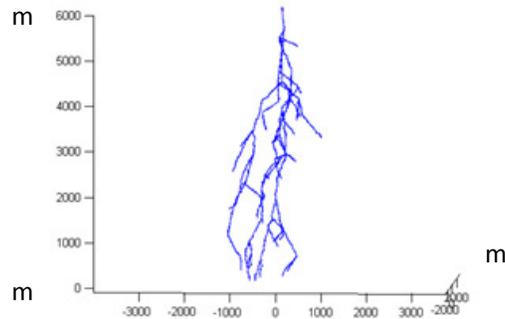


Figura 34: Imagem de um raio com várias estruturas de raios, modelado por Lee (2009), com a distância em metros do ponto médio de incidência (0), em relação aos eixos x, y e z, onde foram utilizados 8472 segmentos de 5m, na confecção do modelo de diferentes rumbles

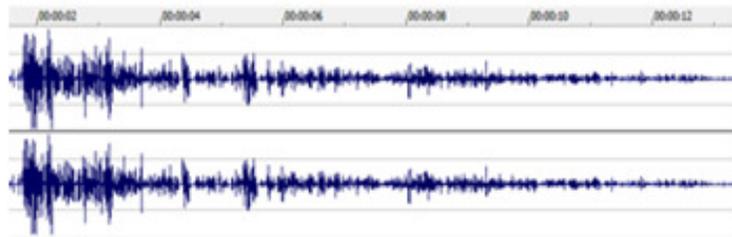


Figura 35: Imagem da forma de onda (situada a 500m ao leste do ponto de observação do raio) obtida do rumble modelado por Lee (2009), com 8472 segmentos de 5m

2.3.Fatores que influenciam na estabilidade de talude

A água é o principal agente que contribui para os escorregamentos. Esta pode atuar na geração de poro-pressões de percolação, na geração de pressões hidrostáticas, na erosão superficial e interna, e na redução da sucção em solos não saturados.

Guidicini & Nieble (1983), entre outros autores, discutem o modo de atuação de um determinado agente de equilíbrio entre as forças motoras e resistentes. Para os referidos autores os agentes podem ser classificados como predisponentes e efetivos.

Agentes predisponentes são o complexo geológico, complexo morfológico, complexo climático-hidrológico, gravidade, calor solar e o tipo de vegetação original.

Os agentes efetivos possuem subclasses denominadas preparatórias e imediatas. Dentre os agentes preparatórios destacam-se: pluviosidade, erosão pela água e vento, congelamento ou degelo, variação de temperatura, dissolução química, ação das fontes e mananciais, oscilação de nível de lagos, marés e do lençol freático, ações de animais e ações humanas. Como agentes imediatos destacam-se: chuvas intensas, fusão de gelo e neve, erosão, terremotos, ondas, ventos e ação do homem.

Além dos agentes que atuam sobre o cenário dos escorregamentos, Guidicini & Nieble (1983) subdividem as causas em três classes: internas, externas e intermediárias.

As causas internas estão relacionadas ao efeito das oscilações térmicas, à redução dos parâmetros de resistência através da ação do intemperismo. Ligadas às causas externas estão a mudança na geometria do sistema, os efeitos de vibração e mudanças naturais na inclinação das camadas. Para a causa intermediária, os autores consideram a elevação do nível piezométrico em massas “homogêneas”, a elevação da coluna da água em descontinuidades, o rebaixamento rápido do lençol freático, a erosão subterrânea retrogressiva (“piping”) e a diminuição do efeito de coesão aparente.

Dentre os fatores influentes citados anteriormente, os referidos autores destacam a importância do papel desempenhado pela cobertura vegetal na estabilidade dos taludes. As florestas reduzem a intensidade da ação dos agentes do clima no maciço natural, evitando bruscas variações na umidade e temperatura do solo da encosta, com claras vantagens do ponto de vista de estabilidade.

Sendo assim, após análise feita com todas as variáveis encontradas na literatura, considerou-se que os principais fatores influentes na estabilidade de taludes na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro são os climáticos, externos à superfície do terreno; fatores de revestimento superficial do terreno (interface entre o meio externo e o meio poroso); e fatores relativos às propriedades do solo em questão.

A pluviometria é um fator que deve ser analisado em função da sua duração, intensidade e do histórico, ocorrido anteriormente ao início do evento

chuvoso. A duração e a intensidade da chuva podem, em conjunto, contribuir para a ocorrência de diferentes movimentações de massa. Grandes volumes de água, por um período prolongado, podem provocar elevações significativas nos níveis freáticos, ocasionando a ruptura. Além disso, a umidade pré-existente do solo regula a infiltração de água no mesmo. Quanto mais saturado estiver o solo, ou seja, quanto mais precipitações ocorrerem antes do evento, mais facilmente se formará a frente de saturação e mais rapidamente se iniciará o seu processo de avanço para o interior do maciço.

Contudo, em adição ao constante na literatura corrente, a paisagem observada na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro após o desastre ocorrido, sobretudo nos dias 11 e 12 de janeiro de 2011, retrata uma conjuntura que possui uma grande intensidade de movimentos de massa em áreas não antropizadas. Conforme destacado por de Campos (2012), partindo do pressuposto de que os solos na região são essencialmente de origem granítico-gnaissica, simples processos de infiltração de águas de chuva / aumento de poropressões na base das encostas podem não ter sido os principais ou únicos fatores responsáveis pelos inúmeros movimentos deflagrados, quase que simultaneamente, havendo a possibilidade de que processos de vibração, ainda não investigados em ambientes de solos tropicais, possam ter tido alguma relevância.

Embora tenha sido ressaltado anteriormente a grande influência da água para a estabilidade de encostas naturais e taludes construídos, é necessário destacar que a identificação do fator final responsável por um movimento de massa não é somente difícil, mas também pode ser incorreta, já que este fator pode representar apenas o agente deflagrador que pôs em movimento uma massa que já estava em processo de ruptura (Bitar et al, 1995).

2.3.1.Solos não saturados

A importância do comportamento de solos não saturados nem sempre foi reconhecida no âmbito da Mecânica dos Solos. Desde os primórdios de seu estabelecimento, como ramo do conhecimento na engenharia, como os princípios

da Mecânica dos Solos foram estabelecidos para solos saturados, por conta da maior quantidade de formações nos países de clima temperado em que a Mecânica dos Solos primeiro evoluiu; a aceitação da condição saturada como a condição mais crítica, ocorreu em uma ampla gama de situações.

Mesmo com o estudo dos solos saturados, sendo o grande precursor do comportamento mecânico dos solos, principalmente no que toca o princípio de tensões efetivas, os solos não saturados, mesmo que a posteriori, ganharam uma grande relevância.

Para Vilar (2002), a demora do desenvolvimento teórico e empírico, adequados ao comportamento dos solos não saturados, ocorreu pela grande complexidade dispostas nesse tipo de material, e também porque as maiores ocorrências de solos não saturados estão situadas em regiões com um baixo grau de desenvolvimento tecnológico do globo terrestre.

Um solo classificado como não saturado é caracterizado pela ocorrência de três fases: fase sólida (constituída pelo esqueleto sólido dos solos), fase gasosa (formada pelo ar livre proveniente da mistura de gases) e fase líquida (composta geralmente por água, à qual é possível se acrescentar sais minerais e ar dissolvido).

Fredlund & Morgenstern (1977) propuseram a introdução de uma quarta fase, referente à interface ar-água, chamada de membrana contrátil (Figura 36). Essa película apresenta uma significativa resistência à tração, o que influencia diretamente no comportamento mecânico do solo como um todo.

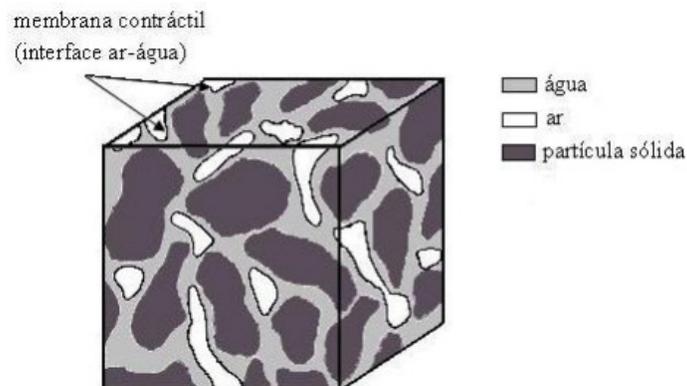


Figura 36: Representação do elemento de solo não saturado (adaptado de Fredlund e Morgenstern, 1977)

Para que ocorra o equilíbrio entre as solicitações, a superfície do líquido se contrai e fica tracionada. A capacidade de exercer tal tensão de tração é devida a uma propriedade chamada tensão superficial, produzida através do fenômeno da capilaridade.

A tensão superficial da água tende a aproximar as partículas, aumentando as forças entre os grãos do solo e a coesão aparente. Segundo Pinto (2000), esta coesão é frequentemente referida às areias, já que estas podem saturar ou secar com facilidade. Nas argilas, ela atinge maiores valores, sendo responsável em muitos casos, pela estabilidade de taludes. Por isso, alguns solos são conhecidos pela sua significativa capacidade de perder resistência quando umedecidos. Nos períodos de chuva, as mudanças na poropressão negativa da água são as causas de numerosas rupturas em taludes.

Partindo do pressuposto de que as tensões efetivas também controlam o comportamento de solos não saturados, este fato indica a importância da poropressão negativa (sucção matricial) no controle do comportamento mecânico dos solos não saturados, conforme se observa na Tabela 2.

Tabela 2: Principais expressões para a avaliação da tensão efetiva em solos não saturados (Adaptado de Fredlund e Morgenstern, 1977)

Expressão proposta	Descrição dos parâmetros	Autor
$\sigma' = \sigma - \beta' u_w$	σ' = tensão normal efetiva σ = tensão normal total u_w = poro-pressão β' = fator de ligação, que é uma medida do número de ligações sob tensão	Croney <i>et al.</i> (1958)
$\sigma' = (\sigma - u_a) + \chi(u_a - u_w)$	u_a = pressão de ar χ = parâmetro relacionado com o grau de saturação	Bishop (1959)
$\sigma' = \sigma a_m + u_a a_a + u_w a_w + R + A$	a_m = parte da área total ocupada pelo ar a_w = parte da área total ocupada pela água R = resultante das forças de repulsão A = resultante das forças de atração elétrica a_m = área de contato ocupada pelos sólidos	Lambe (1960)
$\sigma' = \sigma + \psi \cdot p''$	p'' = deficiência de poro-pressão ψ = parâmetro que varia de 0 a 1	Aitchison (1961)
$\sigma' = \sigma + \beta \cdot p''$	p'' = poro-pressão negativa tomada como um valor positivo β = fator estatístico do mesmo tipo da área de contato, medido experimentalmente.	Jennings (1961)
$\sigma' = \sigma - u_a + \chi_m(h_m + u_a) + \chi_s(h_s + u_a)$	χ_m = parâmetro de tensão efetiva para a sucção mátrica h_m = sucção mátrica χ_s = parâmetro de tensão efetiva para a solução de soluto h_s = solução de soluto	Richards (1966)
$\sigma' = \sigma + \chi_m p_m'' + \chi_s p_s''$	p_m'' = sucção mátrica p_s'' = sucção de soluto χ_m e χ_s = parâmetros que variam de 0 a 1 dependendo da trajetória de tensões	Aitchison (1973)