ESTUDO SOBRE DESESTABILIZAÇÃO DE NÓVENS QUENTES

ANTONIO JOSÉ PARENTE DE CARVALHO

Orientador: Profº Dr. JOSÉ CARLOS OMETTO

Dissertação apresentada a "Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Agronomia - Área de Concentração - Agrometeorologia.

P I R A C I C A B A
Estado de São Paulo - Brasil
Junho - 1983

À memória de meu Pai Dario
à minha mãe Odete
à minha esposa Krishnajisa
aos meus filhos:
Matheus, Júnior e Jeannie
e a meus irmãos

Dedico.

A G R A D E C I M E N T O S

O autor expressa os mais sinceros agradecimentos:

- Ao Profº Dr. José Carlos Ometto, pela orientação, estímulo e dedicação no desenvolvimento do presente trabalho, além da amizade e colaboração durante todo o curso.
- Aos Professores: Dr. Nilson Augusto Villa Nova e Dr. Paulo Leonel Libardi pelo estímulo e amizade que sempre dispensaram, não só a mim, bem como a todos os outros colegas do curso.
- Aos demais professores do Departamento de Física e Meteorologia da ESALQ que contribuíram para a minha formação profissional.
- A Fundação Faculdade de Agronomia "Luiz Meneghel" pela oportunidade e apoio na realização do curso de pós-graduação.
- Aos professores, alunos e funcionários da Fundação Faculdade de Agronomia "Luiz Meneghel".
- A Fundação Cearense de Meteorologia e Chuvas Artificiais pelo seu apoio e pela sua tão nobre missão na tentativa de prover de umidade os sertões cearenses.
- A Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiróz".
- Aos colegas Ana Maria Gonzales, Arno Bernardo Heldwein, Engler José V. Lobato, Hugo José Braga e demais colegas do curso de Agrometeorologia.

Às funcionárias, Áurea Benedita Michelotto e Ana M. da Silva, do Departamento de Física e Meteorologia da ESALQ, pela amizade e colaboração durante o Curso

.iii.

Aos demais funcionários deste e outros Departamentos da ESALQ, pela colaboração durante o Curso.

Agradecemos ainda a todos aqueles que, direta ou in diretamente, contribuíram para realização desse trabalho.

Ao Conselho Nacional de Pesquisas pela bolsa de estudo concedida para a realização desse trabalho.

*Quem abriu um canal para o aguaceiro
e o caminho para o relâmpago e o trovão,
Para que chova em terras despovoadas,
Na estepe inabitada pelo homem,
Para que se sacie o deserto desolado
E brote erva na estepe?*

*Terá pai a chuva?
Quem gera as gotas de orvalho?
De que seio saiu o gelo?
Quem deu à luz a geada do céu?*

Jô 38, 25-29

I N D I C E

	<u>Página</u>
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABELAS	ix
RESUMO	x
SUMMARY	xii
1 - INTRODUÇÃO	1
2 - ASPECTOS METEOROLÓGICOS QUE CONDICIONAM PRECIPITA- ÇÃO NO NORDESTE BRASILEIRO	9
3 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	31
4 - MATERIAL E MÉTODOS	82
5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	87
6 - CONCLUSÕES	95
7 - LITERATURA CITADA	97

LISTA DE FIGURAS

Figura nº	<u>Página</u>
1 - Representação das direções predominantes dos ventos na circulação terrestre.....	13
2 - Representação das células de circulação nos dois hemisférios com o sentido de circulação dos mesmos	14
3 - Posição de frentes e pressão atmosférica no mês de janeiro	25
4 - Posição de frentes e pressão atmosférica no mês de julho	26
5 - Localização das principais massas de ar que atuam na América do Sul.....	27
6 - Posicionamento variável da CIT durante o ano (verão e outono) condicionando as chuvas do Norte e Nordeste do Brasil	28
7 - Posicionamento variável da CIT durante o ano (inverno e primavera) condicionando as chuvas do Norte e Nordeste do Brasil	29

Figura nº

Página

8 - A orografia influenciando no clima Nordeste , observa-se que entre as serras e o mar temos a zona da Mata (chuvosa). Depois desta as chuvas minguaram (agreste) até valores mínimos (caatinga	30
9 - Diagrama de Andrews, vê-se uma ilustração do que ocorre na natureza, com núvens trifásicas e em ambiente com e sem núcleos de condensação ..	32
10 - Figura ilustrativa da passagem de massa de água em núvens quentes (a) e núvens frias (b)	33
11 - Representação esquemática da molécula de água..	35
12 - Representação esquemática da interfase líquido- vapor d'água	36
13 - Diagrama que mostra a relação entre a energia livre de Gibbs com o raio da gotícula	40
14 - Menisco de superfícies com áreas em que se ob- serva pontos com água e pontos com soluto.	41

Figura nº	<u>Página</u>
15 - Supersaturação de equilíbrio como uma função do raio da gotícula para gotículas d'água de massa m de soluto com peso molecular M e fator de Van't Hoff (i)	44
16 - Esquema de uma gota com raio X_1 que coleta uma gotícula com raio X_2	51
17 - Eficiência de coleta para uma gota de raio r_2 caindo através de uma nuvem de gotículas de raio r_1 (Langmuir 1948)	52
18 - Diagrama do mecanismo de coalescência nas condições de ar imóvel e ar com correntes ascendentes.	
19 - Esquema da evolução de gotícula de nuvem a gota de chuva pelo fenômeno físico de coalescência (GOODY e WALKER, 1975)	56
20 - Mecanismo das precipitações naturais (MASON, 1957)	58

Figura nº	<u>Página</u>
21 - Conjunto gerador de núcleos, montado no solo em início de operação	85
22 - Conjunto gerador de núcleos higroscópicos, montado no solo, em pleno regime de operação	86
23 - Campo com cristal de NaCl com dimensão de 32μ . O ambiente está anidro, O aumento é da ordem de 400 vezes	91
24 - Campo com cristal, de NaCl com dimensão de 32μ . O ambiente está saturado e vê-se uma lâmina de água de 17μ ao redor do cristal. O aumento é da ordem de 400 vezes.	92
25 - Campo com cristal de NaCl com dimensão de 15μ . O ambiente está anidro. O aumento é da ordem de 400 vezes	93
26 - Campo com cristal de NaCl com dimensão de 15μ . O ambiente está saturado e vê-se uma lâmina de água de 11μ . O aumento é da ordem de 400 vezes.	94

LISTA DE - TABELAS

Tabela nº	<u>Página</u>
I. FUKUTA (1958) apresenta abaixo os resultados obtidos para o início da ativação ($^{\circ}\text{C}$) usando os métodos de ondensaçaõ (c) e dispersão (d), e a estrutura cristalina de diversas substâncias de natureza inorgânica.....	77
II. FUKUTA (1966) apresenta abaixo as propriedades efetivas de núcleos de cristais orgânicos	79

ESTUDO SOBRE DESESTABILIZAÇÃO DE NÚVENS QUENTES

Autor: Antonio José Parente de Carvalho

Orientador: Prof^o Dr. José Carlos Ometto

RESUMO

A presente dissertação tem por objetivo mostrar a possibilidade de modificação do regime pluviométrico no Nordeste brasileiro a partir de alterações artificiais em nuvens quentes, abordar o que já foi feito em outras áreas com problemas semelhantes e mostrar em fotografias o início do mecanismo da precipitação. Isto possibilitaria variações no regime pluvial da citada região em quantidade e tempo.

No desenvolvimento do presente trabalho, é apresentado o modelo termodinâmico que caracteriza na atmosfera os fenômenos físicos de tensão superficial e de desenvolvimento de gotículas até a formação de gotas de chuva e sua posterior precipitação.

Abordam-se duas metodologias:

A semeadura de núvens por aeronaves, com solução de Cloreto de Sódio (NaCl) em quantidade, no tempo e dimensão de cristais, e a semeadura mediante utilização de geradores de solo que sublima e libera o NaCl para atmosfera.

De maneira geral, prevê-se uma maior utilização destas técnicas, pois o Nordeste, sendo uma região crítica no que se refere a água, precisa obtê-la para que haja um forte

lecimento da agricultura, pecuária e indústria. Apesar do fato de muitos dos resultados até hoje obtidos nas aplicações dessas técnicas serem alguns favoráveis e outros contrários e a maioria de todos discutíveis, a esta tecnologia, é proposto um maior número de experimentos. Essas operações seriam localizadas e acompanhadas por técnicos especializados por um tempo mínimo de 10 anos para que possam ser avaliada com mais acuidade, devido a variabilidade da pluviometria na região.

STUDY ABOUT UNSTABILITY OF HOT CLOUDS

Author: Antonio José Parente de Carvalho

Adviser: Profº Dr. José Carlos Ometto

SUMMARY

The current dissertation has as purpose show the possibility of weather change, pluviometric regime, from the artificial changes into hot clouds in the Brazilian Northeast, to approach that since were did in others areas with similar problems and to show by photographys, the start of precipitation mechanism.

Developing these workes it is being presented the thermodynamics model which characterize in the atmosphere the physical phenomenons of superficial tension and the development of little tell the constitution of rain drops and its later precipitation.

Two methods are comprised:

The spreading the clouds by aircrafts with sodium chloride (NaCl) in quantity in the time dimension of crystals and the spreading by means of soil generator use that sublimate and set free the NaCl do the atmosphere.

In a general way, it's foreseen a larger use of these technics because being the Northeast, a critical region referring to the water it's necessary to get it in order to have the fortification of agricultura, cattle raising and

rainsing and indusget.

Despite the fact of many results got in the use of these methods have been some advantageous and others adverse and most of all discussed. It's suggested much more experiments.

Those work would be located and observed by specialized technicians for at least 10 years order to be estimated with more acuity, just pluviometric variability on region.

1. INTRODUÇÃO

Vem de muito longe o desejo do homem de entender e modificar o clima com finalidade precípua de lhe assegurar manutenção e conforto.

Conta-nos a história que muitas civilizações tiveram o seu desenvolvimento truncado, porque chuvas irregulares decretaram fracas colheitas e deficiência no suprimento de água, como é o caso da civilização Maia que habitava a América Central.

Atualmente no Nordeste brasileiro existem aproximadamente 30 milhões de pessoas dependentes diretamente dos resultados da lavoura e pecuária. Estas veêm-se periodicamente afetadas pelo problema da seca que condiciona e compromete grande parcela da integridade física da população da região.

Ora, o que se vê é que estas irregularidades hídricas ocasionam grandes perturbações sociais com intensas migrações. Segundo Bernard e Wurtele (1971) citados por NAMIAS (1972), a seca de 1958 favoreceu a migração de 10.000.000 de

peessoas. Como as cidades nordestinas e mesmo as sulistas tem dificuldades em abrigar e oferecer trabalho a tão grande quantidade de mão-de-obra, o que se vê é a explosão de favelas, subempregos e muitas vezes até a morte.

Contam os registros que a seca de 1877, 1878 e 1879, custou mais vidas que a guerra do Paraguai. Contam ainda, que devido a fome e doenças de cada 3 cearenses 1 morreu.

O mundo evoluiu e hoje técnicas e instrumentos reduzem as probabilidades de prejuízo quando se investe em agricultura e pecuária, mesmo em regiões mais difíceis como o caso da região nordestina. Exemplo disso, são os projetos de irrigação, drenagem e outros que somados e interligados entre si têm por finalidade otimizar a produção e suas consequências positivas.

Com o propósito de minorar os efeitos danosos de uma seca, somando-se os esforços desenvolvidos neste sentido, foi elaborado este trabalho. Com este objetivo foi revista a literatura referente ao assunto desde os fundamentos da Termodinâmica até a fase prática ocorrente em diversas localidades do mundo, e efetuados experimentos de medida de tamanho de núcleos salinos de NaCl, sua atividade, seu número, enfim sua eficiência como núcleo de condensação. Portanto, este trabalho se apresenta como uma síntese e proposta para as questões da nucleação de nuvens e visa sua aplicação para toda uma região que tem no fenômeno da chuva a diferença entre produção e alto desempenho de vida, com a sobrevivência pura e simples.

Contudo a região Nordeste tem possibilidades de sucesso no que tange a técnica da nucleação artificial de núvens, pois se encontra em região de baixa latitude (entre 29S e 159S) e apresenta normalmente núvens cumuliformes (mais eficientes na produção de chuva).

A análise científica organizada dos fenômenos de precipitação atmosférica é bastante recente, podendo mesmo ser considerada um dos campos mais novos na Física atmosférica. Os registros que deram início a modificação artificial do tempo datam de aproximadamente 50 anos, ou seja, com Wegener, Bergeron e Findeisen.

Quanto a formação de uma núvem, observa-se que é muito complexa para ser descrita tão somente como uma ascensão, expansão e resfriamento de uma massa de ar úmido.

Um dos objetivos deste trabalho é incrementar os depósitos aquíferos na região nordestina, com chuvas nos períodos de verão e outono, períodos estes de uso do solo para a agricultura e pecuária. Isto deverá ser feito ora utilizando-se de aeronaves com equipamentos específicos para pulverização da solução saturada de NaCl ou então de queimadores ao nível do solo, sublimando o NaCl e liberando-o atmosfera. Vê-se que as duas tecnologias têm a mesma finalidade ou seja, aumentar o número de núcleos higroscópicos na atmosfera determinando uma maior probabilidade de ocorrência de condensação.

Discorrer se este projeto terá sucesso ou não, é questão de equipamento, tecnologia e tempo. SIMPSON (1978), no

meia como altas prioridades em modificação do clima entre outras, estas:

- 1 - Maior credibilidade na comunidade científica.
- 2 - Prazos maiores por objetivos (5 a 10 anos).
- 3 - Pré-programas e sub-programas enfocando cada parte do fenômeno físico.
- 4 - Cooperação entre setores privados, governamentais e universitários.
- 5 - Análise interdisciplinar do ambiente.
- 6 - Exploração de modificação de outros conceitos sobre semeadura de nùvens.
- 7 - Estado de perícia de medida, tratamento e desenvolvimento de sistemas.

Sabe-se que a técnica de semear nùvens é feita em diversos países como os USA (Califôrnica, Flôrida, Colorado, Dakota do Sul, Arizona e Oregon), Austrália, Israel, França e outros mais. Os resultados até agora mostram um incremento muito variável oscilando em torno de 10% a 15% sobre o volume total de precipitação, de acordo com os trabalhos até então realizados nos Estados Unidos. (MASON, 1962).

FLETCHER (1966) cita que pelas experiências realizadas, o incremento esperado é em torno de 10%, muito pouco para ser caracterizado como aumento de fato. Tomando-se então como plausível este rendimento espera-se para o Nordeste um incremento de 70 mm na caatinga e de 140 mm em média nas regiões do brejo, litoral e agreste.

Pode-se até argumentar que isto é pouco, porém este aumento representa a diferença entre o insucesso agrícola e a manutenção da vida da população nordestina.

Estima-se que sejam necessários 1300 mm de chuva por ano para a otimização agrícola nacional. No nosso caso, porém, de 500 a 700 mm é o montante necessário para prover de água os açúdes e manutenção de espécies vegetais e animais da região.

É de se considerar também que esta tecnologia não é a fórmula mágica pela qual se resolverão os problemas hídricos, agrícolas e zootécnicos da região. Tanto é que não se poderá pensar em instalação de lavouras dependentes da precipitação artificial, pois, esta é função da presença de umidade no sistema, e o que os núcleos semeados irão possibilitar será a instabilidade da núvem que no caso em questão deverá ser de cúmulus. Observa-se então que o agricultor deverá dispor da chuva natural diretamente, e artificial de modo indireto, re-presando a água destas chuvas e utilizando-a pelas diversas técnicas da irrigação.

Para regiões com problemas hídricos é mais uma oportunidade para mitigar este revês. A necessidade desta tecnologia se impõe como uma esperança, mas deverá ser estudada, compreendida e melhorada para que sua praticabilidade e resultados a tornem operacionalmente viável. O estudo é fundamental; a falta dele é fator decisivo de muitas frustrações, pois a própria atmosfera é variável e para cada situação dever-se-á

uma alternativa. Poder-se-á ter como resultados e conclusões , obscuras se não se atentar a uma metodologia científica baseada em:

a - Temperatura da nuvem (base e topo).

Justifica-se porque a temperatura da nuvem indica a sua instabilidade. Se a temperatura atingir valores negativos, teremos um sistema trifásico que por sua condição física é mais instável que o bifásico, que por sua vez é mais que o monofásico. Acrescenta-se a isto que a tecnologia do uso de substâncias iniciadoras da precipitação é função da temperatura mais baixa do sistema. Assim, tem-se que as substâncias AgI é mais ativa a -5°C , o NaCl ao redor dos -15°C ., e tantas outras substâncias. FUKUTA (1958) e (1964), conforme tabelas I e II.

b - Altura e espessura da nuvem.

Quando mais alta a nuvem menor será a quantidade de vapor d'água para a sua saturação, pois a tensão de saturação é proporcional à temperatura e isto implicará em menor quantidade de chuva. Quanto à espessura é relacionada ao seu armazenamento em água e percebe-se que quanto mais desenvolvida mais umidade conterá e maior será a quantidade de água a precipitar.

c - Tipo de nuvem.

Noventa por cento das precipitações provêm de nuvens gênero cúmulus e 10% do gênero stratus. Dessa maneira deduz-se que o tipo de nuvens é decisivo no mecanismo geral da

precipitação. De acordo com BELCULFINÉ e ALONSO (1979) foi observado que apesar de 85% dos cúmulos serem bifásicos, 80% das chuvas no Nordeste provêm de núvens trifásicas provenientes da grande massa intertropical, sendo agentes nucleantes os núcleos de Cloreto de Sódio.

d - Água precipitável na atmosfera.

A água líquida precipitável é possível de ser medida e estimada segundo a fórmula de Solot (1939). A precipitação real ocorrente é proporcional ao valor da água precipitada na atmosfera. (PERELLA e JUSTO 1979).

$$AP = \frac{1}{g} \int_p^{p_0} q \, dp$$

AP = água precipitável em cm

g = aceleração da gravidade 980 cm s⁻¹

q = umidade específica k/kg de ar seco

dp = acréscimo de pressão na camada com a qual se está trabalhando em mb.

p₀ = pressão ao nível do solo em mb.

p = pressão no teto nebuloso em mb

e - Gradiente térmico da atmosfera.

A distribuição dos níveis térmicos, sua constância ou variação irão determinar neutralidade ou instabilidade.

f - Instalação de pluviômetros na área.

É fundamental para aferição dos resultados e possibilidade de modificação das tecnologias.

g - Aplicação da tecnologia segundo a pesquisa.

Isto porque se temos resultados já coerentes segundo uma metodologia, faz-se necessário seguir esta tecnologia e, trabalhando nela improvisar as modificações necessárias.

Considerando agora a sua importância para o Nordeste brasileiro deve-se observar entre outros fatores que estas tecnologias preenchem as necessidades a que se destinam. É importante porque procurará contribuir para o desenvolvimento de uma região carente.

Esta apesar de situada em região de baixa latitude (20S e 150S), foge à regra das demais regiões situadas nestas latitudes que são bem supridas de umidade. No Nordeste acontece, porém, valores de umidade muito baixos e que conduzem a prejuízos em todas as faixas econômicas. Observa-se também que as chuvas ocorrem em reduzido número de dias e que apresentando altos índices, traz o agravante de erodir o solo, conforme observações por STRANG (1972), em Petrolina, quando encontrou 80% desse tipo de precipitação (500 mm em 16 dias). Vê-se, então, que se a vegetação não cobrir efetivamente o solo, e se este solo não tiver um teor de matéria orgânica elevada, as perdas por erosão serão intensas, comprometendo por isto sua fertilidade.

O que justifica esta solução vem a ser presença de cûmulus em grande frequência na região, os quais possibilitariam uma dilatação do período chuvoso, provocando, desta maneira, a diminuição da intensidade da seca, ou então, tal-

vez, até a sua erradicação.

2. ASPECTOS METEOROLÓGICOS DE CONDICIONAMENTO DE PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE BRASILEIRO

Compõem-na fatores como orografia e balanço energético integrados e interligados.

Para melhor entendimento, foi coberto o assunto com os detalhes que se julgaram necessários.

Assim, circulação geral da atmosfera é um efeito em que as causas são:

a - Diferenças no balanço de radiação.

b - Heterogeneidade da superfície terrestre que, por sua vez, gera diferenças de pressão atmosférica que mantem a atmosfera em contínuo movimento. Este movimento tende a eliminar as diferenças de pressão, removendo energia térmica das regiões de maior ganho, transportando-a e liberando-a nas regiões de menor ganho. Nestes deslocamentos, as massas de ar interagem entre si e com a superfície do planeta, gerando alterações nas condições meteorológicas.

A circulação geral, como foi visto, é causada pe

la diferença no balando de radiação. O que se vê é que a média anual do globo terrestre mostra a região intertropical apresentando valor positivo, crescente à medida que se aproxima do Equador. O balanço é negativo para regiões temperadas, ocorrendo os menores valores nas calotas polares.

A consequência disto é que as massas de ar na região equatorial diminuem de densidade, gerando centros de baixa pressão. Nos polos ocorreria o inverno sendo a região formadoras de centros de alta pressão. Se a Terra não tivesse movimento de rotação, ocorreria ventos de superfícies sempre polares e, em altas altitudes, ventos tropicais.

No entanto, a Terra tem um movimento de rotação deslocando-se de Oeste para Leste. Como consequência, irá surgir um desvio de massa de ar para a esquerda no hemisfério Sul e para a direita no hemisfério Norte. Esta força é denominada força de Coriolis.

A massa de ar que se elevou no Equador desloca-se, na parte superior da atmosfera, em direção aos Polos. Ao se deslocar em direção do Polo Sul, defletiria, originando ventos de Nordeste em altitude. A medida que a massa de ar se desloca, resfria-se, e descende gradativamente na atmosfera, indo atingir a superfície do solo na latitude aproximada a 30°S. É este fluxo descendente de ar na atmosfera que gera regiões de alta pressão junto à superfície terrestre, na latitude referida.

Parte desta massa de ar que descendeu na atmos-

fera encaminha-se para Norte e para Sul. A massa de ar que se orienta para Norte passaria a sofrer deflexão para a esquerda gradativamente originaria ventos com componentes Leste. Vê-se que entre o Trópico de Capricórnio e o Equador, os ventos predominantes de superfície são ventos de Sudeste, constituindo-se os alísios de Sudeste. Já na altitude, os ventos seriam de sentido Noroeste. Isto constitui a célula tropical de circulação meridional.

Parte da massa que descende no Trópico de Capricórnio orienta-se para Sul, propiciando ventos do Norte. À medida que atua a força defletora, os ventos variam para Noroeste, tornam-se Oeste na latitude 60°S. Esta massa que se aqueceu em contacto com a superfície terrestre se encontra com as massas polares mais densas, elevando-se na atmosfera. O contacto entre estas massas de ar dá origem a uma descontinuidade conhecida como frente polar. Parte da massa de ar que se eleva na frente polar adquire orientação Sul para Norte, por influência da frontal e caminha para a alta atmosfera. Esta massa de ar, sofrendo efeitos da força defletora, toma o sentido Sudeste, em altitude. A circulação de massas de ar, elevando-se na frente polar e descendendo no Trópico de Capricórnio, interligada por ventos Noroeste de superfície e Sudeste de altitude constitui a célula temperada de circulação meridional.

Parte da massa de ar que foi elevada na frente polar é induzida a apresentar deslocamento Norte a Sul, em con

sequência da baixa pressão que se estabeleceu na alta atmosfera, por descendência de ar sobre o Polo Sul. Esta massa de ar dá origem a ventos de Nordeste em altitude. A circulação constituída pela elevação do ar na frente polar, ventos Noroeste em altitude, provoca descendência de ar no Polo Sul e ventos de Sudeste em superfície, constituindo a célula polar de circulação meridional.

No hemisfério Norte, ocorrem os mesmos fenômenos, só que os sentidos dos ventos são inversos.

Na região equatorial ocorre o encontro dos alísios de Nordeste e de Sudeste criando a CIT (Convergência Inter Tropical). Nesta região os ventos são fracos, as calmarias frequentes e as correntes de ar ascendentes originam nuvens convectivas e precipitações contínuas. A CIT forma uma faixa em torno do globo terrestre que corresponde à região chuvosa equatorial.

Nas proximidades de 30°S , o afundamento do ar frio ocasiona ventos divergentes de superfície e a formação de pouca nebulosidade, dando origem a uma zona seca.

Na latitude de 60°S , ocorre que os ventos tropicais encontram os ventos polares. Os ventos tropicais ascendem e dão origem a uma nebulosidade que faz com que esta região seja denominada região úmida polar.

Isto explica as grandes zonas climáticas do globo terrestre. Contudo, a pronunciada diferença do balanço de radiação entre os continentes e oceanos modifica acentuadamen-

te a circulação na atmosfera, principalmente junto à superfície terrestre.

FIGURA 1: Representação das direções predominantes dos ventos na circulação terrestre.

FIGURA 2: Representação das células de circulação dos dois hemisférios com o sentido de circulação dos mesmos.

DISTRIBUIÇÃO DA PRESSÃO ATMOSFÉRICA

A ocorrência de massas continentais e oceânicas, ao longo dos paralelos, interrompem as faixas de alta pressão e baixa pressão que se verificariam sobre superfície terrestre homogênea. Formam-se centros de alta e baixa pressão, alguns semifixos e outros que se deslocam com as estações do ano.

No verão, ocorre no hemisfério Sul três centros de alta pressão localizados entre as latitudes 25° e 35°. Em seus núcleos a pressão é superior a 1021 mb. Ocorrem também três centros de baixa pressão (Amazonas, África do Sul e Mar de Timor) ou seja, entre as latitudes de 5° e 12°. Seus núcleos apresentam 1.009 mb. A zona de baixas polares forma uma faixa contínua em volta da terra, com pressões da ordem de 989 mb, latitude aproximada de 65°.

Os centros de baixa pressão localizam-se sobre os continentes, no verão, e nos mares, na época de inverno. A razão disto é que o calor específico do solo sendo 2 vezes menor do que o da água, em média, aquece muito mais no verão, dando origem à ascensão de massas de ar e diminuindo, portanto, a pressão no ambiente. O inverso ocorre no inverno. Estas variações são mais observáveis no hemisfério Norte devido ao efeito de continentalidade.

VENTOS PREDOMINANTES

Em virtude da posição semi-fixa do anticiclone do Atlântico Sul, o regime dos ventos predominantes no Brasil fica condicionado à atividade deste centro de ação. Somente a

região Norte é dominada pelos ventos de Leste da CIT e pelos alísios de Nordeste.

Em janeiro, a região Norte é varrida pelos alísios de Nordeste; a região Nordeste pelos alísios de Nordeste e Sudeste e pelos ventos Leste da CIT; na região Sudeste, predominam os ventos NE do anticiclone do Atlântico; na região Sul predominam os ventos de Nordeste e Sudeste do anticiclone do Atlântico e do Pacífico, respectivamente; a região Centro-Oeste é varrida por ventos de Norte e Nordeste do anticiclone do Atlântico.

No mês de julho, o regime de ventos é bastante semelhante, havendo intensificação dos ventos de Nordeste na região Norte, de Sudeste na região Nordeste, de Leste na região Sudeste, de Sudeste na região Sul e de Nordeste na região Centro-Oeste.

Os ventos dominantes são devido às diferenças de pressão que ocorrem entre os centros de alta e baixa pressão, que tanto pode ser alterada em consequência de diferentes locais de pressão, causadas por diferença de temperatura.

MASSAS DE AR

A massa de ar apresenta espessura bem desenvolvida, homogeneidade horizontal de suas propriedades físicas, mormente temperatura e umidade, e pouca ou nenhuma variação vertical de propriedades. Para que o ar possa apresentar tais características, ele deve permanecer estacionário ou deslocar-se muito lentamente sobre grandes extensões homogê-

neas. A radiação, a convecção, a turbulência e a advecção fazem com que o ar gradativamente adquira propriedades decorrentes da superfície subjacentes.

Em decorrência da circulação geral, as massas de ar podem ser:

A Ártica ou Antártica

P Polar

T Tropical

E Equatorial

C Continental

M Marítima

K Fria

W Quente

As que ocorrem na América do Sul são:

MASSA DE AR	SÍMBOLO	REGIÃO DE ORIGEM
Equatorial continental	Ec	Amazônia
Equatorial marítima	Em	Convergência alísios Atlântico e Pacífico
Tropical continental	Rc	Depressão do Chaco
Tropical marítima	Tm	Anticiclone do Atlântico e Pacífico
Polar marítima	Pm	Depressão Antártida

A Equatorial continental origina-se na faixa equatorial das pressões baixas, altas umidade e temperatura, as

sociados a pequena amplitude térmica anual. A forte convecção no interior da massa de ar, provoca a condensação do vapor d'água, nebulosidade constante e chuvas abundantes.

Ela é causada basicamente pela baixa da região Amazônica. A região de superposição varia no correr do ano, deslocando-se ao longo do litoral Norte.

A Equatorial marítima tem as mesmas características da Equatorial continental e resulta da convergência dos alísios. A convergência inter tropical desloca-se no decorrer do ano. Em janeiro atinge parte do Amapá (4°N), desloca-se para o Sul, atingindo pernambuco (8°S) em março em seguida retorna, atingindo 4°N em julho, é o avanço da Equatorial Marítima que resulta as chuvas do Nordeste brasileiro, de maneira que se não descer ao nível previsto de 8°S , deverá ocorrer a SECA. Esse é o detalhe curioso o sertanejo se apegar a São José, pois sendo sua festa em 19 de março, é o coincidente com as oscilações da Convergência Inter Tropical sobre a região do Nordeste brasileiro.

A Tropical marítima é associada ao anticiclone do Atlântico e Pacífico. Nesta o ar descende da atmosfera, com aquecimento adiabático e torna-se uma massa quente, seca, estável, desprovida de nebulosidade e com ausência de precipitação, durante todo o ano. A descida do ar quente sobre a superfície menos aquecida da terra gera camada de inversão de espessura variável entre 500 a 1.500. Desta forma, as massas tropicais são constituídas de 2 camadas. A camada superior despro

propriedades térmicas e higrométricas alteradas a medida que a massa de ar se desloca. O vapor d'água proveniente da evaporação e evapotranspiração vai se acumulando na camada inferior, originando núvens de pequeno desenvolvimento vertical, que podem ocasionar chuvas leves, principalmente de origem orográfica. Estas precipitações ocorrem junto ao litoral. No interior do continente ocorre pouca nebulosidade, resultando em ausência de chuvas e forte insolação. Isto faz com que a entrada da Massa Tropical marítima no continente condicione a estação seca do ano, enquanto o seu domínio confere à região características de aridez ou semi-aridez.

A Massa Tropical marítima do Pacífico tem efeito direto no Brasil somente no verão. Nesta época, a massa eleva-se orograficamente na face ocidental da Cordilheira dos Andes, na face oriental como brisa da montanha, indo alimentar a depressão do Chaco.

A Massa Tropical marítima do Atlântico Sul ocorre o ano todo no Brasil. A massa de ar proveniente da região oriental do anticiclone atinge o Nordeste brasileiro, provocando alísios de Sudeste e Leste. As massas provenientes da parte setentrional do anticiclone atingem o litoral brasileiro dando ventos de Nordeste e Noroeste, chamados alísios de retorno ou vento de retorno. A separação entre os alísios de retorno é chamada de zona de divergência dos alísios. No litoral ela ocorre na latitude aproximada de 12°S em janeiro e 16°S em julho. Ela também é pouco espessa (500 m na parte

oriental e 1.500 m na parte ocidental). Muito pouco vapor d'água é acumulado na camada de inversão, durante o trajeto sobre o oceano. Consequentemente as nuvens terão pouco desenvolvimento vertical e irão originar precipitações leves por efeito orográfico. No interior do continente as condições serão de tempo claro, sem nebulosidade, forte insolação e grande amplitude térmica.

A Massa Tropical Continental está associada a formação de uma depressão na região do chaco, em consequência do intenso aquecimento da superfície e do continente na estação quente do ano. O forte aquecimento dá origem a uma massa quente, muito seca e instável com intensa turbulência convectiva até 5.000 m. Devido ao baixo teor de umidade não se formam nuvens e precipitações. Como consequência os dias são muito insolarados, com intenso aquecimento diurno e intenso resfriamento noturno condicionado pela baixa umidade do ar. Ocorre no Brasil na região Centro Oeste.

A Massa Polar Marítima está associada a anticiclone migratório que se forma na região depressionária subantártica. Nesta o ar é muito seco, frio e estável. Devido a subsidência superior, a sua estrutura vertical apresenta forte inversão de temperatura. A medida que ela caminha sobre o Atlântico e o Pacífico ganha calor e umidade na camada de inversão.

Quando o anticiclone atinge as latitudes médias normalmente desaparece a inversão e a massa torna-se instável.

Esta massa de ar propicia tempo frio, seco e desprovido de nebulosidade, e intensos resfriamentos noturnos associados aos fenômenos de geada. Os anticiclones polares ocorrem durante todo o ano, mas são masi frequentes no inverno.

No contato entre as massas tropicais e polares formam-se superfícies de descontinuidade denominadas frentes polares.

O domínio das massas de ar no Nordeste durante o ano é sempre constituído pelas massas tropicais marítimas ocorrendo no entanto no verão em condições variáveis uma maior ou menor penetração da Convergência Inter Tropical. Consequentemente é devido a perturbação atmosférica causada pela CIT que o clima do Nordeste é modificado, principalmente na parte noroeste, Maranhão, Piauí e Ceará.

Outro Sistema de Correntes Perturbadas de Leste que é constituído por ondas que ocorrem no seio da Massa Tropical Marítima (anticiclone do Atlântico Sul). Ocorre no outono-inverno, e muito pouco frequentes na primavera-verão. Resulta da alimentação do anticiclone do Atlântico pela Massa Polar Marítima e corresponde a chegada das frentes frias da região tropical. O desaparecimento da inversão superior nestas ondas provoca a mistura das 2 camadas horizontais dos alísios. Este fato origina a precipitação mais ou menos abundantes, que se deslocam de Leste para Oeste, acompanhando o avanço da frente fria. Este sistema é acompanhado de ventos de Leste. Ocorrendo no Brasil desde o Norte do Rio de Janei-

ro até o Rio Grande do Norte, sendo mais frequente desde a zona cacauzeira da Bahia até o estado de Pernambuco. As precipitações diminuem rapidamente para Oeste, raramente ultrapassando as serras de Borborema e da Diamantina no Nordeste e a do Espinhaço na região Sudeste.

A ocorrência do Sistema de Correntes Perturbadas de Oeste é restrito ao domínio da Massa Equatorial continental. Os ventos de instabilidade tropical formam-se geralmente nas seguintes regiões: parte ocidental da Bacia Amazônica, parte ocidental do Pará, Goiás, litoral do Nordeste e parte ocidental do Mato Grosso, sobre o rio Paraguai.

A linha de instabilidade do Amazonas desloca-se para o Pará, do Pará para o Maranhão, não conseguindo ultrapassar o Piauí, devido ao permanente domínio da Massa Tropical Marítima. As provenientes de Goiás frequentemente varrem a Bahia, indo se perder no Atlântico, as do Nordeste ocorrem somente no litoral oriental.

Existe ainda o Sistema de Correntes Perturbadas do Sul que é representado pelas frentes polares que existem em consequência do anticiclone polar. Esta frente quando atinge o Nordeste (pelo litoral até Pernambuco) provoca chuvas frontais e pós-frontais ao longo do litoral e encostas do planalto.

São estas as massas que promovem a precipitação no Nordeste, sendo seguramente a Tropical marítima e Convergência Inter Tropical decisivas na maior ou menor total de precipitação. Obs. A Tropical marítima se constitui de 2 camadas,

uma inferior fresca e úmida e outra superior quente, de direção idêntica, porém separadas por uma inversão de temperatura a qual não permite o fluxo vertical de vapor, assim barrado, assegurando bom tempo.

Entretanto em seus bordos ou no litoral do Brasil a descontinuidade térmica se eleva e enfraquece bruscamente permitindo a ascensão conjunta de ambas as camadas de alísios. Desse modo a massa torna-se instável, causando as fortes chuvas equatoriais e as da costa Leste do Continente, estas agravadas pela orografia. Porém no Sertão não ocorre nada disso daí a escassez de chuvas.

No trabalho realizado por Perella e Justo (1979) em Petrolina, estado de Pernambuco, utilizando-se de informações conseguidas por rádios sondas observou-se como resultados:

1 - Ocorrência de inversões

a - De subsidência mais frequente e relacionada com a baixa pluviometria.

b - Frontal, menos frequente e relacionada com a maior quantidade de precipitação.

2 - Os ventos predominantes são de Sudeste, desde o nível do solo até 700 mb. No trabalho realizado por RAMOS

(1979) é citado que a inversão de subsidência ocorrente no Nordeste pode ser destruída com o uso de fuligem, que aumentando a evaporação ou seja elevando mais energia para a atmosfera conseguirá vencer esta camada favorecendo assim positivamente o regime pluvial da região. Trabalho este concor-

dante com o de RAMOS (1975) que concluiu que a precipitação no Nordeste Brasileiro é inversamente correlacionada com a subsidência regional.

NAMIAS (1972) cita a influência do hemisfério Norte sobre o clima do Nordeste Brasileiro, afirmando que o intenso bloqueio de circulação sobre a América do Norte e Atlântico Norte é usualmente associado com secas devastadoras sobre o Nordeste Brasileiro. O efeito líquido destas mudanças de circulação no Hemisfério Norte é que irão determinar um aumento ou diminuição da precipitação, ou seja sua grande variação de ano para ano.

FIGURA 3: Posição de frentes e pressão atmosférica no mês de janeiro.

FIGURA 4: Posição de frentes e pressão atmosférica no mês de julho.

FIGURA 5: Localização das principais massas de ar que atuam na América do Sul.

FIGURA 6: Posicionamento variável da CIT durante o ano (verão e outono) condicionando as chuvas do Norte e Nordeste do Brasil.

FIGURA 7: Posicionamento variável da CIT durante o ano (inverno e primavera) condicionando as chuvas do Norte e Nordeste do Brasil.

FIGURA 8: A orografia influenciando no clima Nordeste, observa-se que entre as serras e o mar temos a Zona da Mata(chuvosa), depois desta as chuvas mingua(agreste) até valores mínimos (caatinga).

3, REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A Termodinâmica, no sentido geral da palavra, é a ciência da energia e de suas propriedades: ela está portanto relacionada com todos os capítulos da Física e da Química e se aplica igualmente a todos os fenômenos moleculares e atômicos (D.F.M.; 1982).

Como se vê, modificar o tempo é mexer com energia, e muita energia. Por exemplo, considerando que, em uma área similar a do Estado do Ceará (147.000 km²), para se incrementar em 100 mm o total de precipitação, ter-se-ia equivalente a $9,95 \times 10^{18}$ calorias que, em outras palavras, significaria a quantidade de energia suficiente para evaporar um volume de água igual a $1,47 \times 10^{10}$ m³. Isto comparativamente é energia suficiente para evaporar por 4 vezes seguidas o volume de água represada pelo açúde Orós (o maior do Ceará).

Conduzir a modificação do tempo com utilização de energia de tal dimensão é inviável por muitas razões práticas e econômicas, motivos pelos quais se pensou em outras al-

ternativas. A primeira delas foi a teoria de Wegener, a segunda, o processo de Bergeron e a terceira, a modificação de Findeisen. Esta última diz:

"A coexistência das 3 fases (água nos estados sólidos, líquido e gasoso) implica em desequilíbrio e precisamente em um desequilíbrio que se inclina em favor da fase sólida em detrimento da fase líquida. Daí a conclusão que toda precipitação começa na fase sólida".

FIGURA 9: Neste diagrama de Andrews vê-se uma ilustração de que ocorre na natureza com núvens trifásicas e em ambientes com e sem núcleos de condensação.

O mecanismo de crescimento de gotícula inicia com a luta entre fases (sólido-líquido) com vantagem para o primeiro. Isto é verificável pela própria pressão de saturação de vapor que tem os seguintes valores para temperatura de -10°C :

$$es_a = 6,11 \cdot 10^{\frac{7,5t}{237,5 + t}} \text{ e } es_b = 6,11 \cdot 10^{\frac{9,5t}{265,5 + t}}$$

onde t é em graus centígrados e es resulta em milibares.

a) 2,60 mb quando a superfície é gelo

b) 2,86 mb a superfície é líquida

Alta pressão do Vapor Saturante

Baixa Pressão do Vapor Saturante

Alta pressão do Vapor Saturante

Baixa pressão do Vapor Saturante

FIGURA 10: Figura ilustrativa da passagem de massa da água em Núvens Quentes (A) e Núvens Frias (B).

O mecanismo de crescimento de gotícula com efeito em cadeia, vai estourar as frágeis estruturas granuladas e produzir partículas secundárias. Estas, por sua vez, repetirão o mecanismo como multiplicação. O processo precipitante poderá ser sólido ou líquido, dependendo das temperaturas dos perfis inferiores da atmosfera. Esta idéia foi recebida como fundamental quando Findeisen (1938) disse que a introdução deste mecanismo é essencial como estimulador da precipitação. Porém, a idéia de que mesmo nestas núvens, não esteja associado o mecanismo da colisão-coalescência que é o básico para núvens quentes, ver-se-á que o estudo das núvens inclui fenômenos microfísicos sendo os primeiros fundamentais para a compreensão dos mecanismos condizentes à formação e comportamento da núvem toda. (BALLESTER, 1972).

Em caráter geral, as núvens são formadas por água na fase gasosa e outras vezes dependendo do grau de energia do meio ambiente em duas condições:

1 - Com fase gasosa, líquida e sólida (trifásica), característica de núvens frías.

2 - Com fase gasosa e líquida (bifásica), característica de núvens quentes.

Assim, a água na fase líquida está sempre presente e observa-se que a natureza peculiar da molécula de água condiciona as forças de coesão intermoleculares, além de responder por particularidades de comportamento macroscópico.

FIGURA 11: Representação esquemática da molécula de água.

Pode-se afirmar: A polaridade influi na coesão, ou melhor, a força de união é influenciada pela disposição das cargas elétricas.

Quanto ao gelo (água na fase sólida), as moléculas se dispõem segundo o sistema hexagonal. Já na fase líquida as moléculas assemelham-se à multipletes.

Com referência às forças resultantes das estruturas atômicas têm-se:

- a) Eletrostáticas ou de Coulomb;
- b) Eletrodinâmicas ou de Van der Waals;
- c) Eletrovalentes que têm origem na valência eletrônica.

Quanto aos vínculos intermoleculares e estados de agregação têm-se:

- 1a) Na fase sólida a disposição poliédrica acompanha o afastamento mútuo das moléculas;

1b) Na fase líquida há alternância de atração e repulsão: devido a maior distância entre as moléculas componentes do sistema.

Quanto ao calor específico tem-se:

IIa) Na fase sólida a $0^{\circ}\text{C} = 0,5 \text{ cal g}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$

a $-50^{\circ}\text{C} = 0,4 \text{ cal g}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$

IIb) Na fase líquida a $0^{\circ}\text{C} = 1,0 \text{ cal g}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$

a $-50^{\circ} = 1,3 \text{ cal g}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$

Isto explica pela dificuldade do líquido oscilar enquanto o cristal teria mais facilidade para tal, resultando, como consequência para a fase sólida, valores sempre inferiores aos da fase líquida à mesma temperatura.

O sistema trifásico, visto na Termodinâmica da atmosfera, trata do equilíbrio entre moléculas separadas por uma superfície interfacial.

FIGURA 12: Representação esquemática da interface líquido - vapor d'água.

As moléculas de água em contato com a superfície interfacial, estão submetidos às forças exercidas por molé

culas próximas (do interior), podendo-se desprezar as forças exercidas pelo vapor devido ao seu somatório bem inferior ao da fase líquida. Esta energia potencial poderá ser definida como tensão superficial (σ) e tem dimensões de:

$$a = \sigma = \text{energia}/4\pi r^2 = (\text{energia}/\text{área})$$

$$b = \sigma = \text{força}/2\pi r = (\text{força}/\text{longitude})$$

Por isso, para se ter uma maior energia potencial, as gotículas de água tenderão a ser esféricas.

A tensão superficial também se relaciona com o potencial de Helmholtz ou energia livre de Gibbs.

Considerando o líquido, ver-se-á que aparecerá, devido a tensão na superfície, uma força apreciável compressão no interior do líquido. Essa pressão interna ou pressão capilar (P_i) relaciona-se com a tensão, segundo o esquema seguinte:

$$2\pi\sigma r = P_i r^2 \pi$$

$$\text{onde } \frac{2\sigma}{r} = P_i$$

Esta equação é equivalente a:

$$P_i = \sigma \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right)$$

Observa-se que tanto o equilíbrio entre fases como os processos de mudança de fase podem ser discutidos com referência a duas conhecidas funções do estado, ou energia livre que são:

a - Potencial de Helmholtz

$$H = U - TS \quad (1)$$

- Potencial de Gibbs

$$G = U - TS + PV \quad (2)$$

U = energia interna

S = energia do sistema (entropia)

T , P e V = variáveis de estado

Diferenciando a (1)

$$dH = dU + TdS - SdT$$

aplicando o princípio (1ª) da Termodinâmica TdS

$$= dU + PdV \quad (3)$$

$$dH = dU + PdV - SdT$$

$$dH = PdV - SdT \quad (4)$$

Portanto, num sistema em equilíbrio isovolumétrico e isotérmico $dH = 0$.

Diferenciando (2)

$$dG = dU - TdS - SdT + PdV + VdP$$

aplicando a 1ª lei da termodinâmica

$$TdS = dU + PdV \quad (3)$$

$$dG = -SdT + VdP \quad (5)$$

ou seja, em um sistema isotérmico e isobárico, G é estacionário, sendo suas variações nula.

No entanto, quem primeiro calculou as velocidades com que se formam gotas de raio crítico, ou seja, diâmetros limite entre gotas que tendem a evaporar-se (raio menor) e gotas que tendem a crescer indefinidamente, para velocidades comparáveis aos da atmosfera quando a razão de saturação (e/e_s)

foi igual ou maior que 4, foi Wolmer e Weber (1926) citado por CEBALLOS (1972). Tais valores são observados em estado normal, são considerados o ponto ideal de nucleação heterogênea, conforme vai abaixo:

$$\Delta G = \Delta G_1 + \Delta G_2 \quad (6)$$

ΔG_1 é a energia livre correspondente a condensação do vapor que agora constitui a gota.

ΔG_2 corresponde a formação da superfície da interfase em que n_L é igual ao número de moléculas por unidade de coluna de líquido, k é a constante de Boltzmann, e σ_{LV} é a energia livre interfacial por unidade de área.

$$\Delta G = \frac{-4}{3} r^3 n_L K T \ln \frac{e}{e_s} + 4 \pi r^2 \sigma_{LV} \quad (7)$$

de onde temos:

$$\text{raio crítico} = r^* = \frac{2\sigma}{n_L K T \ln e/e_s} \quad (8)$$

A equação acima pode ser escrita na forma:

$$\ln \frac{e}{e_s} = \frac{2\sigma}{n_L K T r^*} \quad (9)$$

Conhecida como a fórmula de Kelvin. Substituindo (8) em (7) obteremos a energia livre crítica:

$$\Delta G^* = \frac{4}{3} T r^{*2} \sigma \quad \text{ou} \quad (10)$$

$$\Delta G^* = \frac{16 \pi \sigma^3}{3 (n_L K T \ln e/e_s)^2} \quad (11)$$

FIGURA 13. Diagrama que mostra a relação entre a energia de Gibbs com o raio da gotícula.

A - quando $e < e_s$, o vapor não saturado a uma superfície plana, as gotas de qualquer raio tenderão a evaporar-se.

B - Quando $e > e_s$, o vapor supersaturado para valores menores que o raio crítico ocorrerá a evaporação.

Observações feitas com água verificaram que quanto ao equilíbrio metaestáveis aparecem 2 tipos:

O primeiro é a continuação da água no estado gasoso em equilíbrio com o líquido a pressões de vapor muito superiores a anterior, quando ocorre a formação de gotículas de núvens.

O segundo é a persistência da água no estado lí-

quido em temperaturas bem inferiores ao ponto tríplice (é denominada água em sub-fusão ou superesfriada).

A ocorrência destes dois estados metaestáveis, se deve à ausência de partículas estranhas, ou seja, para a sua ocorrência a água deve estar em estado puro.

Por conseguinte vê-se que para formação de um corpo físico como é uma nuvem, há necessidade de partículas heterogêneas, sejam elas naturais (sais, óxidos, bases e ácidos), ou artificiais de grande eficiência. Estes são os núcleos higroscópicos ou de sais solúveis com tamanho comparáveis aos comprimentos de onda do espectro visível. Isto definitivamente faz com que a nucleação atmosférica se inicie em escala microscópica. A relativa pequena curvatura, então, torna quase invisível o efeito Kelvin-Gibbs (de tensão superficial) a esses tamanhos. E, aliás, por causa da natureza do núcleo, a gotícula é constituída por uma solução e não mais por água pura. Em consequência o equilíbrio entre fases se tornará alterado pelo efeito de pressão de vapor de água sobre soluções. Observa-se que ela decresce com a concentração da solução, pois ocorrerá uma redução da superfície evaporativa.

n^1 = concentração molar da água. $\circ$

n^2 = concentração molar do soluto $\bullet$

FIGURA 14: Meniscos de superfície com áreas em que se observa pontos com água e pontos com soluto.

$$\frac{E_n}{E} = 1 - Cte \cdot n \quad (12)$$

$$\frac{E - E_n}{E} = \frac{n}{n + n'} \quad (\text{teor de soluto}) \quad (13)$$

E_n = Pressão de equilíbrio do vapor d'água frente a solução.

E = Pressão saturante frente a água pura.

Cte = Depende dos parâmetros físico-químicos ou eletroléticos.

A lei de Raoult descreve comportamento da pressão de vapor das soluções através da equação:

$$\frac{e'}{e} = n \quad (14)$$

onde e' é a pressão do vapor sobre a superfície plana de uma solução contendo uma fração molar n de água; e é a pressão do vapor sobre a água pura. Ao calcular a fração molar deve-se ter o cuidado de incluir o fator de Van't Hoff (i) o qual considera a dissociação de sais inorgânicos. Este fator não é constante, varia pois com a concentração (McDONALD, 1953).

Considerando que uma massa m de peso molecular M dissolvida em água de peso molecular M_0 para formar uma gotícula de solução de raio r e densidade ρ' , esta gotícula contém efetivamente im/m moles de soluto e $(4/3 \pi r^3 \rho' - m) M_0$ moles de água. A fração molar da água será, portanto:

$$n = \frac{1}{1 + \frac{imM_0}{M(4/3 \pi r^3 \rho' - m)}} \quad (15)$$

Verifica-se na expressão (14) que a pressão do vapor da gotícula é assim decrescida do valor para a água por

um fator assinalado na expressão (15).

Da equação de Kelvin (9), se a pressão do vapor sobre uma superfície plana é e_s , logo sobre uma gotícula de raio r será:

$$\frac{e'}{e_s} = \exp \left[\frac{2 \sigma}{n L K T r} \right]$$

onde e' é a expressão do vapor sobre uma gotícula de raio r , e_s é a pressão de vapor saturante sobre uma superfície plana de água, e σ a tensão superficial de energia livre de superfície. Continuando em (14), (15) e (16) teremos para a pressão de vapor d'água uma gotícula de solução:

$$\frac{e'}{e_s} \left[\left(\exp \frac{2 \sigma'}{n L K T r} \right) \right] \left[1 + \frac{i m M_0}{M (4/3 \pi r^3 \rho' - m)} \right]^{-1} \quad (17)$$

onde as quantidades com linha (') se referem à solução.

Uma forma aproximada da expressão (17) pode ser escrita para o caso de uma solução suficientemente diluída para o qual m é muito menor do que a massa de água na gotícula. Fazendo esta aproximação em potenciais de $1/r$, teremos:

$$\frac{e'}{e_s} = 1 + \left(\frac{2 \sigma'}{n L K T} \right) \frac{1}{r} - \left(\frac{i m M_0}{4/3 \pi \rho' M} \right) \frac{1}{r^3} \quad (18)$$

ou

$$\frac{e'}{e_s} = 1 + \frac{a}{r} - \frac{\delta}{r^3} - \frac{\delta}{r^3} \quad (19)$$

onde $a = 3,3 \cdot 10^{-5} \cdot T^{-1}$ e $\delta = 4,3 \text{ im} \cdot M^{-1}$

Se a razão de saturação e'/e_s para uma gotícula

de solução é plotado como uma função de raio, teremos o conjunto de curvas da figura seguinte para diferentes massas de soluto.

FIGURA 15: Supersaturação de equilíbrio como uma função do raio da gotícula para gotículas d'água de massa m de soluto com peso molecular M e fator van't Hoff i (BELCULFINÉ) - 1979.

Observando-se as curvas de Kohler, vê-se que a esquerda do raio crítico os valores de r são estáveis e a direita são instáveis, ou seja, correspondem a processos de crescimento das gotículas. Citado por BALLESTER (1972). Acrescenta-se também os resultados de TAKAHASHI et alii (1978), que cita a massa do núcleo e sua concentração como os fatores mais eficientes para o desenvolvimento da chuva. Segundo Woodcock o valor da massa é de 10^{-12} a 10^{-14} g por gota.

Visto então a estrutura da água, seu comportamento e propriedades físico-químicas, passar-se-á a focar a condensação de vapor d'água na atmosfera. Esta também fornecerá subsídios a um melhor entendimento do processo formativo de núvens, sua evolução e dissipação ou precipitação.

O vapor d'água atmosférico, sofrendo um resfriamento por um processo qualquer, libera uma quantidade de energia intrínseca a ele, na forma de calor latente de condensação passando ao estado líquido ou sólido, estado esse que vai dar origem aos diferentes gêneros de núvens. Na sua passagem à fase líquida ou sólida, o vapor d'água necessita de uma superfície de contato. Na ausência desta, uma supersaturação da ordem de 400% ou de um resfriamento que atinja -40°C . Este valor tem a denominação de ponto de Schaefer, por ter sido ele o primeiro a pesquisar. Citado por BALLESTER (1972).

Os núcleos de condensação são impurezas sólidas, higroscópicas ou não, que se encontram em suspensão no ar atmosférico, exercendo influência primordial no processo de con-

densação atmosférica. São formados por reações químicas a partir de produtos da combustão, das poeiras carregadas pelos ventos, e pela vaporização marinha; esses processos fornecem os núcleos com raios maiores que $0,01\mu$, necessários para iniciar o processo de condensação.

Os núcleos de condensação estão presentes em quantidades muito grandes na atmosfera, conforme trabalho de FLETCHER (1962) que achou os seguintes valores:

CONCENTRAÇÃO DE NÚCLEOS (cm^{-3})

	Aitken	Grandes	Gigantes
Sobre água	10 a 10^2	Zero	Zero
Sobre terra	10 a 10^6	10^2	1

QUANTO AO TAMANHO TEM-SE A SEGUINTE CLASSIFICAÇÃO

	Tamanho do raio
Aitken	$< 0,1\mu$
Grandes	1μ e $0,1\mu$
Gigantes	10μ a 1μ
Ultragigantes (JOHNSON, 1982)	$> 10\mu$

Por outro lado é bom frisar que os núcleos que tomam parte no processo de formação de núvens são aqueles que se ativam para sofrer supersaturações da ordem de 1% ou menos. São estes, os que interessam, pois eles é que ativam a formação de núvens. ROGERS (1977) cita que este valor encontrado foi: $N = C (S - 1)^K$, onde

N = Número de núcleos com supersaturação crítica inferior a $(S - 1)$ por unidade de volume de ar.

$(S - 1)$ = teor máximo de supersaturação. C e K são parâmetros que dependem da massa de ar.

JIUSTO (1966) obteve espectros de atividades para diversas localidades. A média que ficou para áreas marítimas foi:

$$C = 50 \quad e \quad K = 0,4$$

e para áreas continentais foi:

$$C = 4 \times 10^3 \quad e \quad K = 0,9.$$

TWOMEY (1959) demonstrou que a concentração de gotículas formadas em uma corrente vertical ascendente de velocidade U , pode ser expressada em termos U , C , e K ; para valor de K compreendidos entre 0,4 e 1,0, seu resultado pode escrever-se, aproximadamente na seguinte forma:

$$N \approx 0,88^{(2/k + 2)} [7 \times 10^{-2} U^{3/2}]^{k/(k + 2)} \quad (20)$$

Onde N , é a concentração de gotas em cm^3 , U em cm/s e C é o valor apropriado para o percentual de supersaturação. TWOMEY obteve assim mesmo uma expressão para o máximo de supersaturação, nas correntes ascendentes que aproximadamente pode escrever:

$$(S - 1)_{\max} \approx 3,6 [(1,6 \times 10^3 U^{3/2}) / C]^{1/(k + 2)}$$

onde $(S - 1)$ vem expressando em porcentagem.

Os núcleos de condensação estão presentes em quantidades muito grandes. Supondo-se que seja necessário um valor de $2 \times 10^3 \text{ cm}^{-3}$ para sua concentração, poderemos cal-

cular o tamanho aproximado das gotas d'água que primeiro se condensarão. Suponha que haja $2 \times 10^3 \text{ cm}^{-3}$ e que uma gota de raio r_μ se condense em torno de cada núcleo. Suponha também que m gramas de água se condense em cada centímetro cúbico de ar. Pode-se calcular m como sendo o produto do volume das gotas, pela densidade de água (ρ) e pela concentração do número de gotas (N).

$$\frac{4}{3} \pi r^3 N \rho = m \quad (21)$$

$$r = \sqrt[3]{\frac{3 m}{N \rho \pi 4}} \quad (22)$$

Admitindo valores típicos, substituindo m (22), o raio r seria:

$$m = 2 \times 10^{-6} \text{ g cm}^{-3}$$

$$N = 2 \times 10^3 \text{ cm}^{-3}$$

$$\rho = 1 \text{ g/cm}^3$$

$$r = \sqrt[3]{\frac{3 \times 2 \times 10^{-6}}{4 \times \pi \times 2 \times 10^3 \cdot 1}} = \sqrt[3]{\frac{2 \times 10^{-6}}{4\pi \times 10^3}}$$

$$r = \sqrt[3]{0,159 \cdot 10^{-9}}$$

$$r = 5,42 \cdot 10^{-4} \text{ cm} = 5,42 \mu$$

Como se sabe o processo de crescimento das gotas dentro das núvens é dependente da intensidade de turbulência e

xistente dentro das nvens. As nvens cmulus, quando oriundas de convecção térmica, estão associadas com correntes ascendentes e isoladas de ar quente, originadas das regiões aquecidas do solo. Elas são relativamente pequenas em extensão lateral (entre 1 e 10 km), porém podem atingir a tropopausa (10 a 15 km). Os ventos verticais dentro de uma nvem cmulus geralmente apresentam velocidades com valor mínimo em torno de 1 m.s^{-1} , podendo no entanto atingir 30 ms^{-1} . Enquanto isto as nvens stratus ocorrem em ar que está ascendendo muito mais lentamente (10 cm.s^{-1}). Esse sistema pode ter extensão lateral de 1000 km. Essas nvens são encontradas dentro dos níveis da troposfera.

Observa-se que as gotas das nvens não conservam o seu raio original (cerca de 5μ) por muito tempo. Há uma tendência para que as gotas grandes cresçam cada vez mais, enquanto as pequenas tendem a desaparecer. Isto pode ser representado pela condensaco de gotas ($dm/dt > 0$) e evaporao de gotas ($dm/dt < 0$). O tamanho da gotícula normalmente se situa entre 10^{-1} a 1μ .

De acordo com MASON (1962) vê-se que o tamanho de gotícula em uma nvem cmulus com longa durao  em torno de 5μ de raio, enquanto o de uma nvem semelhante recém formada é, em sua maioria, da ordem de 10μ .

Vê-se também que a relao entre tamanho de núcleos de condensaco, gotas tpicas e gotas grandes de nvem  volumétrica. É assim como o volume variando na proporo c

cúbica do raio. Vê-se, que para atingir o tamanho da uma gotícula de 100μ de raio são necessários 1000 gotículas de raio igual a 10μ ou de 8 gotículas de raio igual a 50μ . Este crescimento de origem do fluxo de massa de vapor de água sobre a superfície sólida e líquida se dá por difusão, e obedece a fórmula:

$$\vec{F}_o = - D \vec{\nabla} \rho'$$

em que:

$\vec{F}_o$ = densidade de fluxo (vetorial)

D = coeficiente de difusividade do vapor d'água (escalar)

$\vec{\nabla}$ = gradiente de tensão existente entre as superfícies, sólida e líquida de água (vetorial)

ρ' = densidade do vapor d'água no ambiente (umidade absoluta).

O sinal negativo é para indicar que o fluxo é o inverso do gradiente.

Em uma nuvem composta de gotículas de água, a coalescência é o principal mecanismo causador do crescimento diferencial, porque gotas de tamanhos diferentes caem em velocidades diferentes.

Sabe-se que as gotas de nuvem são micrométricas enquanto as gotas de chuva são milimétricas. Sendo assim, o processo de condensação por dinâmica de fluxo não conseguirá superar este intervalo. Essa condição é importante nos estágios iniciais e devido seu processo efetuar-se mais lentamente,

outro mecanismo físico é responsável pelo fenômeno: a colisão-coalescência. Foi proposto inicialmente por Langmuir et alii (1948), citado por BALLESTER (1972).

Em seus trabalhos WOODS et alii (1973), chegaram a conclusão que a condensação se verifica até 15μ de raio, quando em turbulência entre 15μ e 20μ de raio e com colisão-coalescência acima de 20μ . LATHAN (1969) achou o valor de 18μ de raio para a condensação. Já HOCKING et alii (1970) citam o valor de 19μ e este valor é universalmente aceito. Para gotículas menores a eficiência de colisão desaparece, sendo que esse fenômeno não é comum na população de muitas núvens, o que resulta confirmada a sua estabilidade.

FIGURA 16: Esquema de uma gota com raio x_1 que coleta uma gotícula com raio x_2

Langmuir calculou uma tabela de valores E (eficiência como função do raio da gota e do raio da gotícula). Os resultantes são mostrados na figura que segue.

FIGURA 17: Eficiência de coleta para uma gota de raio r_2 caindo através de uma nuvem de gotículas de raio r_1 (BELCULFINE 1979).

A velocidade constante de queda que uma gota atinge após um determinado período de tempo sob a ação da gravidade é chamada de velocidade-terminal. Observa-se que para um determinado material, quanto maior a gota, maior a velocidade terminal. As gotas de água com raio menor que 50μ seguem a lei de Stokes, ou seja que a velocidade terminal varia conforme o quadrado do raio da gota. Um típico núcleo de condensação

ção tem velocidade terminal de $10^{-40} \text{ cm.s}^{-1}$, e para facilidades práticas pode ser considerada como não totalmente estabilizada. Já uma gota de nêvem tem velocidade terminal de 1 cm.s^{-1} , ou seja, esta gota para cair através de uma nêvem de 864m, levará exatamente um dia. Nestas condições pode se afirmar que está em suspensão permanente. Como o tempo de vida de uma nêvem é entre 30 e 90 minutos, vê-se que esta gota é altamente estável e não propiciará chuva. Segundo LATHAN (1969) o tamanho mínimo para início da coalescência é de gotículas de 18μ de raio. É um processo mecânico que explica fundamentalmente a precipitação de nêvens bifásicas, particularmente as marinhas, devido a presença de gotas de raios maiores.

Quanto ao funcionamento do mecanismo de coalescência ele pode ser visto no desenho abaixo para as condições de ar imóvel e o ar com corrente ascendente.

FIGURA 18: Diagrama do mecanismo de coalescência nas condições de ar imóvel e ar correntes ascendentes.

Pode-se afirmar que a eficiência de colisão e coalescência necessárias é igual a unidade, quando as áreas das gotículas coletora e do cilindro varrido são iguais e quando todas que colidem venham a coalescer.

$$E = \frac{\pi \times i^2}{\pi \times \frac{d}{2}}$$

Vê-se no geral que a direção da mudança é para que haja poucas gotas grandes em detrimento de muitas outras pequenas. No caso da condição do ar imóvel, vê-se que o tamanho da gota final deverá ser menor que a condição de presença de corrente ascendente. Será a presença desta corrente ascendente que ocasionará uma demora maior da gota para alcançar a base da nuvem e conseqüentemente, terá mais tempo e oportunidade de colidir e coalescer com gotículas do sistema.

Observa-se que os causadores da diferença inicial nos tamanhos de gotas necessárias para começar o processo de coalescência são:

1 - Os diferentes núcleos de condensação que podem formar gotículas de tamanhos diferentes, dependendo do tamanho e da composição química dos núcleos. Se os núcleos são pequenos e não se dissolvem em água, deve-se esperar tamanho uniforme, próximo ao raio de 7μ . Os grandes núcleos de sal entre os quais os de NaCl, podem, entretanto, formar gotas de tamanho muito maior.

2 - A coalescência de gotículas que se formam como resultado de colisões acidentais.

Na natureza pode sempre ocorrer, embora seja de importância reduzida.

3 - O crescimento de gotas menores, que ocorre devido a propriedade termodinâmica de curvatura da superfície. Quanto menor o raio, maior a tensão de saturação sobre a superfície e quanto maior o raio, menor será a tensão de saturação necessária para saturar.

Pelo que se viu dos fatores condicionantes do processo de coalescência, o crescimento do gota está relacionada ao tempo gasto pela mesma no interior da núvem e ao número de gotas menores disponíveis para a absorção que estejam na trajetória de deslocamento da gota.

No caso do Nordeste brasileiro, o que se caracteriza pelos processos dominantes de cúmulus quentes são diferenças físicas entre e stratus que estão na extensão vertical do sistema núvem e na grandeza das correntes ascendentes, sendo estes fatores muito maiores para as núvens Cúmulus. Assim sendo a núvem Cúmulus pode ter até 10 a 15 km de altura e as correntes ascendentes entre 1m.s^{-1} a 30m.s^{-1} . As núvens Stratus tem valores ao redor de 1 km e 10 cm.s^{-1} .

Citando dados de GOODY et alii (1975) vê-se que um cúmulus que tenha temperatura da base igual a 20°C , altura igual a 2,4 km, corrente ascendente igual a 3 m.s^{-1} possibilitará que uma gota de 20μ de raio e com velocidade terminal de 4 cm.s^{-1} oscile com velocidade de 292 cm.s^{-1} . A medida que se elevar, irá crescer até atingir um raio aproximado de 400μ .

quando sua velocidade terminal irá igualar a velocidade da corrente ascendente. Após ter atingido esse tamanho, a gota começará a cair. O ápice da trajetória está aproximadamente a 2,4 km acima do nível da base. A gota continuará e atingirá a base da nuvem como gota grande, aproximadamente com 2500μ (2,5 mm de raio).

FIGURA 19: Esquema da evolução de gotícula de nuvem a gota de chuva. Pelo fenômeno físico de coalescência (GOODY e WALKER, 1975).

A seguir um diagrama de evolução de precipitação em núvens Stratus e Cúmulus, estes em duas situações, a primeira com núcleos de gelo e a segunda com gotas grandes e água (MASON, 1957).

FIGURA 20: Mecanismo das precipitações Naturais (segundo MASON, 1957).

No caso presente concentrou-se o estudo particularmente sobre as nvens do Nordeste brasileiro.

Inicialmente enfocou-se um sistema bifásico por ser o mais ocorrente em baixas latitudes e observado em missões de nucleação na área (1973, 1974 e 1975). Este sistema bifásico no caso um sistema em equilíbrio é identificado como uma nvem, composto por miríades de gotículas de reduzidos raios, em média de 10μ , com concentração de 10^3 cm^{-3} e velocidade igual a 1 cm.s^{-1} . (McDONALD 1958). Se o objetivo é conseguir condições de instabilidade, poder-se- obter com a inclusão de gotículas d'água de 50 a 150μ ., e núcleos gigantes de NaCl (LANGMUIR, 1948).

JOHNSON (1982) cita a importância dos núcleos gigantes e ultragigantes da ordem de 10μ de diâmetro como elementos fundamentais na iniciação da chuva em nvens quentes. J HINDMAN II et alii (1977) cita como núcleos gigantes aqueles com diâmetro maior ou igual a 2μ . Fournier d'Albe citado por BATTAN (1962) conduziu uma série de experimentos com o uso de NaCl no Paquistão. J Bowen citado por BATTAN (1962) com utilização de água obteve alguns sucessos na Austrália. Posteriormente ROSINSKI (1979) estudando o efeito da temperatura dos núcleos de condensaco sobre tamanho das partículas evidenciou que:

1 - Para todas as partículas de núcleos de condensaco, cada partícula é sempre associada com uma temperatura específica.

2 - O núcleo de condensação para certos intervalos de temperaturas pode iniciar a condensação por partículas de diferentes tamanhos.

3 - Cada substância tem uma temperatura característica de condensação a qual não muda com um posterior incremento do tamanho da partícula. Essa variação de tamanho é promovida pela condensação do vapor d'água da atmosfera em torno de si chegando a atingir o raio de 18μ . Esse crescimento é por efeito de colisão e coalescência.

Para JOHNSON (1982) a coalescência inicia entre $20-25\mu$ de raio da gotícula. LATHAN (1969) cita 18μ e HOCKING (1970) cita 19μ como valores iniciais do processo de colisão-coalescência até atingir o tamanho de gota precipitante, $1/3\text{mm}$ de raio, concentração de 10^3 cm^{-3} e velocidade terminal de 650 cm.s^{-1} , que, vencendo as forças de sentido ascendente, precipitam-se na superfície terrestre. (MCDONALD, 1958).

Quando se trata de núvens trifásicas os agentes utilizados são: CO_2 sólido (SCHAEFER 1946), AgI, (VONNEGUT 1947). HARRIS JR. (1963) cita substâncias inorgânicas, como as analisadas por FUKUTA (1958) e MIRABEL et alii (1978). Substâncias orgânicas estudadas por FUKUTA e MASON (1962) e PARUNGO et alii (1967). MAC ALLEN (1962) observou a formação de núvens Cúmulus por origem da queima de uma plantação de borracha na Malásia e com precipitação observada. LAYTON et alii (1963) utilizaram mica como agente nucleante. CARVALHO (1983) observou a formação de núvens Cúmulus tendo origem em queima de

canavial, porém sem haver precipitação. BLANCHARD et alii (1964) relacionaram núcleos marinhos com a formação de núvens.

WOODCOOK et alii (1963) mostram que a adição de 20-40 mg de finas partículas de NaCl por kg de ar resultam em suficiente calor para começar movimentos ascendentes de ar e talvez causar formação de núvens.

FUKUTA (1965, 1963, 1966, 1968) em que o autor cita no 1º trabalho que a habilidade de certos compostos orgânicos pode ser mais ainda favorecida para promover condensação próxima do 0°C por borrifamento destes solutos em solventes orgânicos convenientes. Um dos fatores mais importantes para uma maior eficiência vem a ser a imiscibilidade da solução com a água. No 2º trabalho o autor mostra o ponto térmico de início da condensação de 329 compostos orgânicos. No 3º trabalho o autor cita a vantagem do Metaldeído como agente nucleante, pois o mesmo é ativo em temperaturas tão altas como - 1°C. No 4º trabalho o autor cita que esta substância pode ser usada em semeadura direta nas núvens frígidas, pois sua característica dipolar reduz polarização na gotícula da núvem e há então a tração mútua, quanto ao risco de poluição é mínimo por causa da evaporação, da dispolimerização em acetaldeído e oxidação para ácido acético.

KNOLLENBERG (1966) estudou o comportamento da Uréia em núvens com água supercongelada e chegou a conclusão, que a Uréia é tão efetiva como núcleo de condensação como o CO₂ (sólido). PARUNGO (1967) diz da probabilidade do uso de

compostos sólidos orgânicos como núcleos de condensação para núvens com água supercongelada. Pode ser prevista para um número limitado de casos por consideração puramente termodinâmica. A presença de aminoácidos na precipitação e no ar sugere a possibilidade destes compostos orgânicos (fenóis e ácidos) no processo de precipitação.

ROSINSKI et alii (1969) observaram a presença de partículas insolúveis em gotas de água e em granizo. Isto deu possibilidade de estudo de partículas de aerosol da fase líquida e concluiu que:

1 - Partículas de aerosol constituem uma intrínseca parte de núvem convectiva em uma tempestade.

2 - A distribuição do tamanho de gotículas em uma núvem é extensa, alcançando até tamanho de partículas ultragigantes do aerosol (maior que 75μ de diâmetro).

3 - Partículas ultragigantes do aerosol começam a crescer gotículas de núvem como filhas quando elas entram na núvem.

4 - A distribuição do tamanho de gotículas depende da concentração de partículas ultragigantes do aerosol.

LAYNTON et alii (1969) observaram que a deposição de AgI em água supercongelada ocorre mais ou menos a -5°C quando a temperatura de deposição é -9°C . Três temperaturas para início de nucleação são de interesse. A 1ª é na qual ocorre a transição de condensação para deposição. A 2ª na qual a deposição ocorre primeiro e a 3ª na qual o líquido en-

tra em contacto com núcleos gelados.

HOBBS et alii (1970) observaram em Seattle que nas vizinhanças de fábricas de papel devido a liberação de 20 ton por dia de partículas para a atmosfera constituídas de Na_2SO_3 , NH_4HSO_3 , $\text{Ca}(\text{HSO}_3)_2$, NaOH , Na_2SO_3 e H_2SO_4 , devido a grande maioria destas moléculas terem entre 1μ a 10μ de diâmetro, o espectro se situar entre submicron a centenas de micra em diâmetro e devido a sua natureza, serem excelentes como núcleos de condensação, deu-se como resultado, um incremento pluviométrico da ordem de 30%.

WOODCOOK e BLANCHARD (1955) tem atentado para a relação entre o número de partículas gigantes de solução e o peso das mesmas, bem como o número de partículas e gotas por metro cúbico de ar.

WOODCOOK et alii (1971) mostram que o crescimento das gotas ocorre por coalescência e se verifica quando o conteúdo de peso do sal da gotícula está entre 10^{-12} a 10^{-14}g .

BLANCHARD (1971) observou que 50% dos núcleos em uma nuvem na superfície do mar perto de Barbados foram destruídos no ar a temperatura maior ou igual a 320°C . Conclui-se portanto pela temperatura observada para extinção dos núcleos que estes sejam origem orgânica do mar que deu origem a um filme que se espalha por difusão.

TWOMEY (1971) verificou que núcleos naturais de nuvens que sejam de origem marítima ou continentais mostram alta volatilidade quando aquecidos. Poucos núcleos naturais o-

põem-se a altas temperaturas as quais podem ser aplicadas ao NaCl e a outros sais. A maior parte dos núcleos são por uma razão um pouco diferentes do que o NaCl ou sais marinhos, provavelmente trata-se de Sulfato de Amônio. A concentração dos núcleos não voláteis raramente excede 10 por cm^3 . O número de núcleos observados sobre a terra mostra que sua produção é em torno de 10 a 100 $\text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.

FUKUTA et alii (1971) mostram a habilidade do CO_2 sólido para geração de cristais de gelo em núvens com água superesfriada. Em conjunção com medidas separadas de razão de sublimação do gelo seco e velocidade terminal dos blocos de gelo seco, o número de cristais gerados foi da ordem de 8×10^{11} e foi independente do tamanho do bloco (0,3 a 2 cm de diâmetro) e da temperatura do ar (-2 a 12°C).

HERMAN (1972) mostra neste trabalho uma série de dados e a relação entre o tamanho da partícula e sua habilidade no processo de nucleação. Encontrou que partículas com diâmetro menor que $0,02\mu$ são ativas a -20°C e partículas com diâmetro menor ou igual, $0,025\mu$ são ativas a -15°C e cita que durante o "Word Shop on Ice Condensation Nuclei" os resultados foram:

Partículas com $\approx 0,02\mu$ de diâmetro são ativas a -20°C

Partículas com $\approx 0,04\mu$ de diâmetro são ativas a -16°C

Quando a supersaturação foi suspensa e as partículas foram expressas somente na saturação da água os resultados foram:

Partículas com $\approx 0,05\mu$ de diâmetro são ativas a -20°

Partículas com $\approx 0,15\mu$ de diâmetro são ativas a -16°

CARVEY (1973) observando as propriedades do AgI com relação a sua interação na nuvem observou o seu decaimento. Relata o que Rouland et alii (1964) reportaram igualmente. BRIYANT e MASON (1960) também observaram o decaimento da atividade do AgI por efeito da luz solar relacionada ao tempo com 5 a 10 minutos e caindo progressivamente. DOBBISSIK et alii (1971) irradiaram o AgI, com raios Gama de fonte ^{60}Co e observaram que ele não decai nas 48 horas seguintes.

ROSINSK et alii (1974), neste trabalho apresentaram resultados que deram suporte a Fukuta e Paik para mostrarem por cálculo que o Ag no composto AgI era o responsável pelo desenvolvimento da nucleação.

ROSINSK et alii (1976) apresentam neste trabalho nucleação de água e gelo por partículas em transiente supersaturação circundante (estudada em laboratório).

a) Nas partículas de AgI ($0,04$ a $0,1\mu$ de diâmetro) incluindo água a temperatura de $-9,8$ mais ou menos $0,1^{\circ}\text{C}$ e gelo a baixa temperatura.

b) Partículas de solo com diâmetro de 40μ nucleando gelo abaixo de $-16,8^{\circ}\text{C}$. Partículas de solo com 20μ de diâmetro nucleando gelo de -20°C .

VALI et alii (1974) contam sobre a presença de núcleos provenientes de bactérias *Pseudomonas syringae*, com características da alta atividade. Pontos de evidência do fa-

to é que células bacterianas são os núcleos. Parece que a capacidade de nucleação é uma rara e mutável propriedade das células. A razão final é a possibilidade que tem a bactéria de ter um papel no processo de precipitação atmosférica. Materiais orgânicos oriundos das plantas são os maiores contribuintes dos núcleos de gelo da atmosfera. É sugerido até uma classificação climática similar a de Köppen que seria:

Zona A - 10^3 - núcleos ativos a - 10°C

Zona C - 10^5 - núcleos ativos a - 10°C

Zona D - 10^9 - núcleos ativos a - 10°C

SHEN et alii (1977), dizem do uso de micas (fluorina e fluorflogopita) para produção de alto volume de água a baixa temperatura, tanto quanto outros agentes incluindo o hidroxiflogopita e o Iodeto de Prata. Fluorflogopita tem uma grande combinação com cristais de gelo, porém o embrião da água é aparentemente sustentado por um laço de hidrogênio assistido por alguns vizinhos Ions de Potássio.

WOODCOOK (1978) cita que a distribuição da água em nevoeiros advectivos, é uma função do tamanho da gotícula, e é afetado pelo peso das partículas de sal. Esta é conseguida quando as gotículas de sal são evaporadas, fazendo as partículas de sal produzirem um nevoeiro sobre o oceano. É observado quando a concentração de partículas de sal entre 10^{-13} a 10^{-10}g ($0,4$ a 4μ de diâmetro), para várias horas no ar saturado de água, indica que a iniciação de alguns nevoeiros ocorre quando a umidade relativa está próxima de 100%.

TAKAHASHI et alii (1978) em seus trabalhos mostram que a massa do núcleo e sua concentração são os fatores mais eficientes para o desenvolvimento da chuva. Citando Woodcock (1971) é dito que o valor é de 10^{-12} a 10^{-4} g, ou seja não é o tamanho do núcleo o fator mais influente para iniciação da chuva quente.

TWOMEY (1978) neste trabalho mostra que partículas do tamanho da faixa do Ultra Violeta são pouco importantes para agirem como núcleos de condensação.

CLAVELIN et alii (1979) conta da condensação que é favorecida quando da presença de certos ácidos como Nítrico e Sulfúrico no sistema considerado.

ALOFS et alii (1979) escrevem como referência a monodispersão de aerossóis de NaCl em confronto com a teoria de Kohler. Isto é, eles nuclearam com solução de NaCl, com este desidratado, e não encontraram diferenças no limiar de ativação.

Visto estas considerações gerais, serão observadas a seguir os aspectos dos sistemas que têm propriedades macroscópicas, como tamanho e correntes ascendentes, e microscópicas, como quantidade de água líquida e espectro de tamanho de gotículas. Quanto ao tamanho e correntes ascendentes, os Cúmulus apresentam os maiores índices. Tanto no tamanho como nos valores das correntes ascendentes. É variável, mas pode-se admitir uma espessura de 2 a 15 km e uma velocidade média de 1 a 30 m.s^{-1} . No caso de Stratus de espessura inferior a

1 km de correntes ascendentes inferiores a 1 m.s^{-1} .

No espectro de água líqüida encontrou-se valor médio de 0,5 a $1,0 \text{ g.m}^{-3}$. SQUIRES e VALMER (1957) encontraram $,35 \text{ g.m}^{-3}$ e VALMER (1952) $0,28 \text{ g.m}^{-3}$. Trabalhos conduzidos por Marques (1976) na Amzônia e PERELLA e JUSTO (1979) no Nordeste encontraram valores semelhantes.

No espectro de gotículas, as núvens varían grandemente umas das outras. As núvens marítimas contendo um grande número de grandes gotículas e as continentais um grande número de pequenas gotículas. BATTAN (1962) cita que a concentração de gotículas sobre áreas continentais e oceanos, com Cúmulus de bom tempo é respectivamente 200 a 300 gotículas por cm^{-3} e 55 gotículas por cm^{-3} .

SQUIRES (1958) e TWOMEY (1959) observaram que núvens marítimas contêm em média 50 gotículas por cm^3 . Por outro lado núvens continentais contêm em média 500 gotículas por cm^3 e atingem espessuras muito maiores continuando estáveis, isto é porque são constituídas por uma alta densidade de gotículas. Por conseguinte com um espectro reduzido o que favorece sua estabilidade. Na realidade ocorre que estas núvens levam tão grande tempo desenvolverem precipitação natural que se dissipam antes de produzirem a chuva.

A solução seria a utilização de uma metodologia operacional, isto é, lançar por efeito de nucleação, partículas com diâmetro maior que 10μ de raio o que favorece o seu desenvolvimento e posterior precipitação.

A tecnologia recomendada consiste em liberar na base da nuvem os núcleos e estes entrando e se incorporando ao sistema pelas correntes ascendentes desenvolverem então uma instabilidade desejada. Esta técnica de nucleação foi utilizada por Davies (1954) na África Oriental. As nuvens eram nucleadas com sal finamente pulverizado que era dispersado por explosão ao alcançar a base da nuvem. Observou-se que grande proporção das nuvens tratadas precipita após 20 ou 30 minutos da nucleação.

Se observa que as aeronaves que trabalham no serviço de nucleação de nuvens ora o fazem na base, ora, a 1/3 ora na 1/2 da nuvem. O ideal seria utilizar a recomendação de Davies (1954) que faz parte de um entendimento mais racional, lembrando que a solução nucleante sendo lançada na base da nuvem é levada para dentro da nuvem e daí em toda sua espessura para se desenvolver. O que mais varia em resultado positivo é em função da espessura da nuvem. (BELCULFINE, 1977).

ALOFs, et alii (1979) em experiências usando monodispersão de NaCl em solução e desidratado, observou que não existe diferenças no limiar de ativação do Cloreto de Sódio.

Experimentos conduzidos em Petrolina conseguiram incrementos da ordem de 20 a 25% sobre o total de precipitação o que é altamente satisfatório.

Citando os resultados obtidos até agora, temos:

1 - HALL et alii (1953) apresentaram resultados em que o aumento da precipitação em experimentos de semeadura

realizados na Califórnia foram da ordem de 1% em 1948 e de 5% nos anos de 1949 e 1950.

2 - Em 1953 o *advsory Comite of Control*, dirigido por ORVILLE, concluiu que após 3 anos a semeadura em núvens no período de inverno no Oeste dos Estados Unidos produziu um incremento da ordem de 10 a 15% na precipitação. Porém em áreas não montanhosas, não foi verificado qualquer incremento de precipitação.

3 - *World Meteorological Organization* (1955) por meio de um grupo dirigido por LUDLAN conclui que existe algumas justificativas para supor que o incremento líquido não traz benefício econômico. E que o incremento líquido da precipitação não tem demonstrado mais do que razoáveis dúvidas nas operações realizadas nestes 7 anos. Nos Estados Unidos e França.

4 - BOWEN (1958) apresenta resultados encorajadores em experiências conduzidas na Austrália em 1955 e 1956. O incremento foi da ordem de 30%, porém o tempo observado foi de 12 meses, o que é muito pouco.

5 - *World Meteorological Organization* (1970) por meio de NEIBURGER diz: A tecnologia em núvens quentes é com o uso de grandes núcleos, e o incremento esperado é em torno de 20%. A média de incremento em núvens trifásicas com o uso de AgI é da ordem de 19%. Outras informações estão no mesmo trabalho sobre diversos experimentos

6 - HOBBS (1970) conta da influência da nulcea-

ção é originada por resíduos eliminados por chaminês, observa que comparando estatisticamente a precipitação de 1929-1946 e 1947-1946 na região, observou um incremento no total da precipitação da ordem de 30%. HINDMANN II (1977) argumenta que os resultados responsáveis pelo incremento da precipitação não são só os grandes e gigantes núcleos produzidos pela fábrica, mas também o calor e a umidade emitidos pela fábrica, pois ele observou que nubes produzidas pela ascensão das chaminês não evoluíram até o produto chuva.

7 - SHARON (1978) em trabalho realizado e conduzido em Israel achou como efeito da semeadura um incremento de 7% no total da precipitação.

8 - NICHESON (FACE, *Rainfall Results Seeding Effect on Natural Variability* 1979). Achou como resultado um incremento de 20% superior a áreas não nucleadas. É bom saber que isto é sobre uma área de 13.000 km², o que é bem significativo. Isto observado entre o período de 1970 a 1976. No entanto considerações como natural variabilidade da precipitação é influência da mesoescala meteorológica. GELHAUS et alii (1974) mostram que as diferenças entre as áreas alvo e controle eram mínimas quando a influência era de um fenômeno meteorológico mais extenso. Não se chegou a conclusão positiva ou negativa sobre o efeito da semeadura, porém é sugerido que variações em que larga escala meteorológica estão refletidas no efeito da semeadura.

Particularmente no Nordeste é muito mais difícil

fazer qualquer estimativa devido a extrema variação na precipitação que como exemplo, tem-se Fortaleza que apresenta os seguintes valores:

1958 458mm

1970 1.100mm

1974 2.200mm

Como se vê, isto mascara qualquer avanço de tecnologia. BELCULFINÉ et alii (1979) utilizaram o método "cross over" com instalação de telepluviômetros em duas áreas e obtiveram como resultados incremento da ordem de 20 a 25%.

No Nordeste brasileiro as operações de semeaduras de nubes se processam regularmente desta maneira:

Prepara-se a solução saturada de Cloreto de Sódio (percebe-se pelo aparecimento do precipitado), é abastecido o avião com a solução, e em seguida com as informações recebidas e analisadas por meteorologista, o avião é orientado a dirigir-se aos locais identificados como prováveis ocorrentes de formações de nubes. Chegando então ao local, o operador faz o lançamento da solução no plano inferior da nuvem e assim em toda a extensão da formação. No vôo são tomadas as temperaturas do termômetro de bulbo seco e bulbo úmido, altura da nuvem, velocidade e direção do vento e identificação do tipo de nuvem.

Utiliza-se como suporte informativo as fotografias do satélite GOESS. Estas são recebidas com 3 horas de atraso. Neste caso muitas vezes a formação se modificou e por

isso se faz a nucleação nas cercanias para aproveitamento maior das condições existentes. Esta quantidade de solução é geralmente consumida numa etapa de 2 horas de voo e corresponde em NaCl a um total de 160 kg. Fazendo a consideração que 58g de NaCl (molécula-grama) contém 6.02×10^{23} átomos-gramas, encontramos para 160 kg de NaCl um total de 1.66×10^{27} átomos-gramas. Como porém são milhares os átomos-gramas que compõem um cristal e considerando um cristal com 1000 átomos-gramas de NaCl de aresta, teríamos um cristal com 10^9 átomos-gramas o qual teria uma massa de 10^{-13} g. Como dito acima a semeadura é feita em torno de 2 horas. Esgotada a solução é a aeronave recolhida no aeroporto sede ou nos postos de apoio e preparada novamente para outra operação de nucleação.

Preferencialmente as aeronaves trabalham nas horas mais amenas coincidindo com menor grau de energia do meio ambiente, conseqüentemente uma maior umidade relativa o que virá a favorecer a saturação do ambiente e possibilitar a formação de núvens.

Esse método é considerado o mais eficiente como semeadura de núvens, para posterior observação de desenvolvimento.

Durante as operações de nucleação pode-se observar precipitação e não precipitação. Como causas pode-se citar:

- a - A precipitação sempre ocorre e é observada em cúmulus com mais de 3 km de espessura. É sempre visível,

ocorrendo com menor frequência em núvens com 2 a 3 km de espessura.

b - Observa-se também que o tempo de resposta para que ocorra precipitação é em média de 10 a 30 minutos.

c - Tamanho inadequado da núvem e que não conseguindo evoluir entra em processo de evaporação e finda-se. Cita-se os cúmulus continentais com menor de 1.000m de espessura como exemplo típico.

d - Presença de camada de subsidência que impede o desenvolvimento normal da núvem e portanto também acarretando sua evaporação.

Outro método de semear as núvens seria pela utilização de geradores de solo: Esses queimadores trabalhando em elevado nível térmico sublimam o NaCl provocando saída dos gases, sua ascensão na atmosfera. Essas correntes ascen-dentes chegam até as núvens e daí ocorrerá o processo já visto anteriormente, ou seja: Condensação, Colisão, Coalescência, Quebra, Colisão, Coalescência e Precipitação. Até atingir o tamanho de gota precipitante.

ALOFFS (1979) utilizou no processo de nucleação NaCl em solução e desidratado, não achando diferença no limiar de ativação.

A vantagem do gerador de superfície é estar no solo e ser de construção rústica, porém tecnicamente adequada. Evitaria o alto custo de aeronaves e sua manutenção. A desvantagem é ser fixado no local. Por serem em número muito ele

vado exigiria muita mão-de-obra para acioná-los e mantê-los em operação.

Outro método já citado por LANGMUIR (1948), que é o da introdução de gotículas de água com 50 a 150 μ de diâmetro em núvens é bem promissor do ponto de vista físico, já que estas grandes gotículas favoreciam o processo de coalescência. MASON (1962) cita que no Caribe em núvens cūmulus foram utilizados 450 galões por milha, no topo das núvens. Foram feitos testes de eficiência que consiste de: escolhida o par de núvens, uma era selecionada e então semeada. Observou-se nos resultados que as núvens semeadas apresentaram ecos ao redor de 50% e as não semeadas apresentaram ecos ao redor de 25%. Experimentos similares conduzidos nos Estados Unidos mostraram-se inconclusivos, porém promissores, requerendo maior investigação.

No entanto, é frizado que o tamanho ideal da gotícula deve estar entre 30 a 40 μ e que a semeadura deve ser na base da núvem. MASON (1972).

FLETCHER (1966) citando Ludlan e Bowen afirma ser este o método mais direto para modificação do espectro de gotículas. Cita também que a operação deve ser feita na base da núvem tendo em vista que o processo leva em consideração o tempo de vida da núvem de 30 a 90 minutos. Os resultados confirmam que este método produz resultados positivos.

O mais redente é o método elétrico. É visto a importância da polaridade no processo de coalescência o qual

fundamenta-se na propriedade que tem os corpos de sinal opostos se atraírem e de corpos de mesmo sinal repelirem-se.

VONNEGUT E MOORE (1958) observaram que um potencial de 30 KV com um fluxo de corrente continua em fio de 0,025 cm de diâmetro com 7 km de comprimento, ocorrem a formação de uma coroa ao redor do fio. Esta coroa é constituída de núcleos de Aitken aderidos aos íons, e sua mobilidade foi detectada numa distância tão grande como 8 km. Observou-se que se estes íons fossem conduzidos a uma nuvem, eles inibiriam o processo de colisão reduzindo a coalescência e por conseguinte inibindo o desenvolvimento da nuvem. Vonnegut no entanto propôs um diferente papel para os íons em desenvolvimento nas nuvens, porém, isto é controverso.

Já Kinzer e Cobb (1958) citados por BELCULFINÉ (1977) investigaram o efeito de pequenas cargas sobre a razão de crescimento de uma gota caindo através de uma nuvem de gotículas. Neste caso tanto a gota coletora como as partículas de nuvens estavam carregadas. Um pequeno efeito foi encontrado na eficiência de coleta para gotas com raio $>$ que 8μ , embora existisse alguma tendência para coalescerem quando entre elas é de 2 a 3μ . Já TAKAHASHI (1976) distingue dois processos de separação de cargas. No entanto LAI et alii (1978) observaram a eficiência de gotículas de água no processo de coalescência e obtiveram em simulação realizada que as gotículas devem ter o raio igual a 1,82 mm, o que é comum em nuvens tempestuosas. Se trata em simular em laboratório para verificação da rela-

ção diâmetro da gotícula e carga.

A seguir, apresentamos tabelas que mostram elementos químicos com propriedades físicas referentes a sua performance como elementos iniciadores do fenômeno de condensação na natureza.

TABELA 1: FUKUTA (1958) apresenta abaixo os resultados obtidos para o início da ativação ($^{\circ}\text{C}$) usando os métodos de condensação (c) e dispersão (d), e a estrutura cristalina de diversas substâncias de natureza inorgânica. (c = cubico, H = hexagonal, Ps = Pseudo hexagonal, n = monoclinico, O = ortorômbico, Rh = romboed~~ra~~l, t = tetragonal.

COMPOSTO	TEMPERATURA INICIAL	MÉTODO DE DISPERSÃO	SISTEMA CRISTALINO	ESTRUTURA CRISTALINA
Gelo				
PbI ₂	-1,3	c	H	Cd(OH) ₂
BiI ₂	-2,5	c e d	Rh. H.Ps.	
AgI	-2,6	c.	H.	ZnO
SnI ₂	-3,8	d.		
AgBr	-4,1	c.	C.	NaCl
AgCl	-4,2	c.	C.	NaCl
CuO	-4,3	d.	M.	
Cu ₂ O	-4,5	d.	C.	Cu ₂ O
Hg ₂ I ₂	-4,6	d.	T.	

COMPOSTO	TEMPERATURA INICIAL	MÉTODO DE DISPERSÃO	SISTEMA CRISTALINO	ESTRUTURA CRISTALINA
NiF ₂	-4,9	d.	T.	SnO ₂
CoO	-4,9	d.	C.	NaCl
Ag ₂ O	-52,	d.	C.	CuO ₂ O
NiO	-6,1	d.	C.	NaCl
CdF ₂	-6,4	d.	C.	CaF ₂
NaCl	-14,0	C.	C.	NaCl
Al ₂ O ₃	-6,5	d.	C.	
Ag ₂ S	-6,7	d.	M.	
CeF ₃	-6,8	d.	H.	CeF ₃
FeF ₂	-7,0	d.	T.	SnO ₂
Cu ₂ I ₂	-7,0	d.	C.	ZnS
CuS	-7,3	d.	H.	
PbF ₂	-7,5	d.	C.	CaF ₂
			O.	
MgF ₂	-7,9	d.	T.	SnO ₂
ZnF ₂	-7,9	d.	T.	SnO ₂
CuF ₂	-8,1	d.	C.	CaF ₂
CaF ₂	-8,3	d.	C.	CaF ₂
Cu ₂ Cl ₂	-8,4	d.	C.	ZnS
HgCl ₂	-14,0	C.	O.	
NaI	-14,1	c.	C.	NaCl
ZnI ₂	-14,1	c.	H.	Cd(OH) ₂
NaBr	-14,2	c.	C.	NaCl
SnO	-17,6	d.	T.	

COMPOSTO	TEMPERATURA INICIAL	MÉTODO DE DISPERSÃO	SISTEMA CRISTALINO	ESTRUTURA CRISTALINA
ZnS	-17,7	d.	C.	ZnS
PbCl ₂	-17,7	c.	O.	
NaF	-18,5	c.	C.	NaCl
KCN	-19,9	c.	C.	NaCl
Hg ₂ Cl ₂	-17,7	c.	T.	
HgS	-17,7	d.	C.	ZnS
TiO ₂	-17,7	d.	T.	SnO ₂
SnS ₂	-17,7	d.	H.	Cd(OH) ₂
HgO	-17,8	d.	C.	
SnS	-17,8	d.	O.	
PbO ₂	-17,7	d.	T.	SnO ₂

TABELA 11: FUKUTA (1966) apresenta abaixo as propriedades efetivas de núcleos de cristais orgânicos.

NOME	PONTO DE FUSÃO (°C)	SOLUBILIDADE (g/100 ml DE ÁGUA)	INÍCIO DA TEMPERATURA (°C) PARA NUCLEAÇÃO (10 CRISTAIS DE GELO POR GRAMA DENTRO DE 2 MINUTOS. MÉTODO A	MÉTODO B	MÉTODO C
Acetoacetônida	85	sl.s	-2	-1,5	inef.a-10
2-Aminoanthranquinona	302	i.	-7	-3,5	inef.a-10
m-Aminofenol	122-3	2.6	-7	-4	inef.a-10
p-Anisidina	59	v.sl.s	inef.a-10	-4	inef.a-10
p-Bromoacetofenona	50	v.sl.s	-7	-1,5	inef.a-10
p-tert-Butifenol	98	i.c.	-8	-8	-8
Ácido cloroanílico	283-4	v.sl.s	inef.a-10	-7	-7
2-Cloro-4-nitroanilina	107-8	sl.s	-7	-3,5	inef.a-10
4-Cloro-2-nitroanilina	116-7	-	-7	-3,5	inef.a-10
Coumarina	67-8	0,01 a 25C	-5	-1,5	inef.a-10
trans-cis-Decal-2-ol	74	-	inef.a-10	-2,5	inef.a-10
1.5-Dihidroxinaftaleno	265	sl.s.	inef.a-10	-5	-5
2.7-Dihidroxinaftaleno	190	s.	-7	-5	inef.a-10
Furil	165-6	i.	inef.a-10	-5	inef.a-10
Furoin	134-5	i.	-6	-5	inef.a-10
m-Hidroxibenzaldeído	106	2,8 a 43C	-6	-4	inef.a-10

conti.

NOME	PONTO DE FUSÃO (°C)	SOLUBILIDADE (g/100 ml DE ÁGUA)	INÍCIO DA TEMPERATURA (°C) PARA NUCLEAÇÃO (10 CRISTAIS DE GELO POR GRAMA DENTRO DE 2 MINUTOS.		
			MÉTODO A	MÉTODO B	MÉTODO C
Metil-p-hidroxibenzoato	131	0.25	~ 4	-4,5	inef.a-10
m-Nirroacetanilida	155	s.h.	~ -7	-3,5	inef.a-10
m-Nitroanilina	112	0,089 a 25C	-3	-1	inef.a-10
α-Ácido nitrocinamico	240	i.c.	~ -10	-7	-7,5
2-Nitrodifenilamina	75-6	-	-2	-2,5	inef.a-10
p-Nitrofenilhidrazina	157	sl.s.	-3	-3	inef.a-10
4-Nitroso-1-naftol	193-4	i.	-5	-4,5	inef.a-10
Fenilureia	147	sl.s.c., v.s.h.	~ -7	-2,5	7,5
Fenoltalina	261	0.018 a 20C	~ -7	-5	inef.a-10
Anidrido Ftálico	131	v.sl.s.	-3	-1	inef.a-10
2.4.6-Trichloroanilina	77.5	i.	-5	-1,5	inef.a-10
Meta Ideído	246 (em tubo es camado.	i.	-1	-3	-1
Fenazina	171	v.sl.s.	inef.a-7	-3	-4
Fluoroglucinol	a. 219	l.l. a 25C	~ -7	-4	-4
Iodeto de prata	d. 552	d.552	~ -5	-3	-4

Abreviações: a-anidro; c-frio; d-decomposto; h-quente; i-insolúvel; in-inefetivo; s-solúvel; sulbi-sublimação; v-ver texto para descrição do método experimental.

O método a não é muito preciso e foi usado como roteiro, consiste em colocar uma camada delgada da substância colocada sobre um fio de metal dentro da câmara de nvem, o método b é semelhante ao método a s que usa álcool polivinil como base para evitar a presença de impurezas. O método c consiste em se preparar e injetar vapor dos compostos químicos na câmara de nvem e observar a temperatura em que ocorre a condensação.

4. MATERIAL E MÉTODO

No presente trabalho deteve-se sobre o emprego da tecnologia de geradores de núcleos salinos a partir da superfície do solo.

O gerador de núcleos salinos objetos de nosso estudo, foi instalado no posto meteorológico da FUNCEME (Latitude = $30^{\circ} 45' S$ e Longitude = $38^{\circ} 36' W$ e a 20 m acima do nível do mar).

O material que o compõe é:

1 - O1 lança chamas adaptado do pulverizador Yanmar de 52 cm^3 . A modificação será que os tanques de solução de inseticida serão preenchidas com óleo diesel, que será liberado mediante ajuste de consumo no motor. Será isto a fonte do calor.

2 - Um forno em forma cilíndrica construído com Concrecel (material refratário) que recebendo calor elevará a temperatura a $1200^{\circ} C$, sublimará o Cloreto de Sódio e reterá o calor por mais tempo, sendo por isso mais econômico e o mais in

dicado. Para isto foi construído um molde em aço de diâmetro externo igual a 0,54m e diâmetro interno igual a 0,40m. Posteriormente foi preenchido com a massa do cimento refratário, e em seguida montado o forno.

3 - Depósito de sal com capacidade de 120 kg. O depósito de sal, tripê de sustentação e componentes do conjunto, também foram construídos em aço inoxidável. O conjunto terá também um sistema que coletará o sal e o encaminhará ao forno onde será aquecido a 1200°C, isto com a finalidade de transformar o sal do estado sólido em estado gasoso (sublimação).

4 - Óleo diesel (consumo de 10 litros em uma hora).

5 - Sal grosso (consumo de 1000g em 50 segundos).

Em seguida é apresentado um orçamento de material para três meses de utilização.

MATERIAL	QUANTIDADE
Pulverizador YANMMAR	1
Cimento refratário	10 scs.
Óleo diesel	3.600 l
Sal	16,2 t
Mão-de-obra	2 homens

O gerador de núcleos salinos instalado no solo consiste de uma estrutura de cimento refratário dividida em 3 segmentos para a queima de NaCl que sendo sublimado pela injeção de calor proveniente de uma lança chamas que consiste de 01 motor agrícola ONNMAR que alimenta o lança chamas com o

combustível necessário (óleo diesel pulverizado).

O alto valor do consumo de tal é aparente, pois notou-se grande depósito liquefeito de sal no gerador, em torno de 80% do consumo citado, ou seja 56 kg. Desta maneira o consumo líquido é calculado em torno de 14,4 kg de NaCl por hora. De onde resultou uma quantidade de átomos gramas da ordem de $1,037 \times 10^8$ com peso médio da ordem de 10^{-14} g por núcleo liberado.

Observa-se que considerando aceitável a concentração de 25 núcleos cm^{-3} esta quantidade de núcleos gerada será suficiente para nuclear um volume de $120 \text{ km}^3/\text{h}^{-1}$. Como existe essa variedade quanto aos cristais sublimados e admitindo-se por verificação experimental conforme registro em fotografias tiradas em microscópio. Um valor médio de cristal com peso médio de 10^{-15} g que vem a ser o mais eficiente (TAKAHASHI et alii, 1978), teremos um total de 1200 km^3 de volume de ar nucleado por hora, o que é bastante razoável. WOODCOOK (1978) cita que em média 10^{-10} g é igual a um cristal com 4μ de diâmetro de 10^{-13} g é igual a um cristal com $0,4\mu$ de diâmetro.

Para maior entendimento colocou-se fotos que esclareceu o dito experimento.

As outras metodologias que vem a ser de semeadura de núvens com utilização de aeronaves, (a mais comum) e o uso de meios elétricos para induzir a desestabilização (só usada a nível de pesquisa), estão explicitados na revisão bibliográfica desta dissertação.

Para a observação dos núcleos salinos preparou-se lâminas, que foram preparadas passando as mesmas por sobre o gerador de núcleos salinos por um tempo médio igual a 30 segundos e daí levados, ao microscópio onde foram fotografadas.

FIGURA 21: Conjunto gerador de núcleos salino, montado no solo, em início de operação.

FIGURA 22: Conjunto gerador de núcleos salinos, montado no solo, em pleno regime de operação.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A nucleação via geradores de solo e aeronaves tem se mostrado eficiente para o propósito de geração de núcleos higroscópicos de condensação.

Os resultados obtidos foram de uma capacidade de nucleação da ordem de $120 \text{ km}^3 \text{ h}^{-1}$ para geradores de solo. Já para nucleação por aeronaves o resultado alcança $666 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ para núcleos com massa de 10^{-14} g .

Resultados no ambiente não foi possível observá-los por razões operacionais com equipamento e tempo e por isto atentou-se para a fase laboratorial.

Batidas as fotografias no microscópio observou-se que a grande porcentagem dos núcleos salinos são quanto ao tamanho, ultragigantes (maior que 10μ) e quanto a número por cm^2 pode-se considerar como um valor médio em torno de 700.

No que se refere a observação do efeito destes núcleos no sistema, não foi feito. Porém em laboratório foi saturado o sistema e observou-se a higroscopicidade dos nú-

cleos salinos, conforme micro fotografias que seguem.

Observando-se a sequência das microfotografias 25 e 26, bem como das de número 27 e 28, observa-se o fenômeno físico da condensação.

Quanto a validade deste projeto não se pode avaliá-lo por um experimento. Conforme foi visto na introdução e revisão bibliográfica, são necessários pelos menos de 5 a 10 anos para se ter uma avaliação justa.

FIGURA 25: Campo com cristal de NaCl com dimensão de 32μ .
O ambiente está anidro. • aumento é da ordem
de 400 vezes.

Figura 26: Campo com cristal de NaCl com dimensão de 32μ .
O ambiente está saturado e vê-se uma lâmina
de água de 17μ ao redor do cristal. O aumen
to é da ordem de 400 vezes.

Figura 27: Campo com cristal de NaCl com dimensão de 15μ .
O ambiente está anisotrópico. O aumento é da ordem
de 400 vezes.

Figura 28: Campo com cristal de NaCl com dimensão de 15μ .
O ambiente está saturado e vê-se uma lâmina
de água de 11μ . O aumento é da ordem de 400
vezes.

6. CONCLUSÕES

Dos três métodos considerados, o mais generalizado como se pode observar pelas experiências e pela parte prático excetuada é o da sementeira de núvens utilizando aeronaves, é quase o único modelo utilizado pela praticidade de execução, pelo volume nucleado e de avaliação de resultados. O método de geração de núcleos deverá ser mais vezes executado e estudado experimentalmente, pois são poucas as referências relativas a ele.

Quando ao método de eletrificação de núvens não se vê nas condições atuais meios de conduzi-la pelas dificuldades de instalação, observação e análise.

No momento a compreensão da aplicação destas tecnologias leva a concluir que se pode desestabilizar um sistema como é o caso de uma núvem e levá-la ao seu estágio de precipitação. Conforme foi desenvolvido na revisão bibliográfica, nos aspectos termodinâmicos e também dos trabalhos já realizados.

Faz parte do programa desenvolver modelos que

possibilite um desenvolvimento nas mesmas condições, de precipitação em núvens quentes para um melhor entendimento e posterior alternativa de desestabilização do sistema.

Pelas microfotografias conseguidas observa-se a possibilidade de se induzir o mecanismo de precipitação, já que a condensação da umidade é conseguida através da presença de núcleos de condensação conforme microfotografias números 25, 26, 27 e 28.

Com respeito a utilização destas tecnologias conclui-se como uma das soluções para a região nordestina.

LITERATURA CITADA

A BÍBLIA DE JERUSALÉM., 1980. 1ª Edição, São Paulo, Edições Paulinas, p. 640.

ABRAHAM. F.F., 1968. A reexamination of homogeneous theory. thermodynamic aspects. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 25; 47-53.

ALOFS, et alii; 1979. Nucleation experiments with monodisperse NaCl aerosols. Journal of Applied Meteorology. Boston: 18: 1106-1117

ALMEIDA, F.C. 1977. The collisional problem of cloud droplets moving in a turbulent environment. Part I: A method of solution. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston ,

33: 1571-1578.

BRASIL, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1979. Climatologia do Brasil. Rio de Janeiro, 9-42.

BALLESTER, M., 1972. Teoria da Precipitação em Núvens Frígidas. Rio de Janeiro. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 32p.

BALLESTER, M., 1972. Dinâmica do Crescimento de Gotículas e cristais. Rio de Janeiro. Universidade Federal, 22p.

BALLESTER, M., 1972. O Mecanismo da Colisão Coalescência. Rio de Janeiro. Universidade Federal 34p.

BALLESTER, M., 1972. Efeitos interfaciais e Nucleação em Física de Núvens. Rio de Janeiro. Universidade Federal, 25p.

BATTAN, L.J., 1962. Cloud Physics and Cloud Seeding. New York, Anchor Books, 145p.

BEARD, K.V., 1977. Terminal velocity adjustment for cloud and precipitation drops aloft. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 34:1293-1298.

BELCULFINÉ, U., 1977. Física de Núvens Quentes: 2ª edição. São José dos Campos, CTA, IAE. (Publicação ECA, 10/77).

BELCULFINÉ, U e V. ALONSO, 1979. Chuvas Provocadas no Nordeste Semi-árido por modificação Artificial da Microestrutura de Núvens Cúmulus Quentes. Relatório Técnico ECA, São José dos Campos, CTA, IAE, 4:1-55.

BERRY, E.X., 1967. Cloud droplet growth collection. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 24:688-701.

BIGG, E.K. 1973. Ice nucleus concentrations in remote areas. Journal of Atmospheric Sciences. Boston, 30:1153-1157.

BLANCHARD, D.C., 1964. Condensation Nuclei and The Crystallization of Saline Drops. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 21:186.

BLANCHARD, D.C., 1971. The oceanic production of volatile cloud nuclei. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 28:311-312.

BRAHAM Jr. R.R., 1962. Phloroglucinol seeding of Undercooled clouds. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 20:563-568.

CANNON, T.W. et alii., 1975. The mechanism of precipitation formation in northeaster colorado cumulus II. Sailplane measurements. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 31:2148-2151.

CARLON, M.R., 1979. Ion content and infrared absorption of moist atmospheres. Journal of The Atmospheric Sciences, Boston, 36:832-837.

CARVALHO, A.J.P., 1983. Formação de nūvem devido queima de canavial. Poliagro, Bandeirantes, (Trabalho no prelo).

CEBALLOS et alii., 1972. Programa de física de la atmosfera o rientado a método de modificação artificial de la precipitação. Tucumã. Universidade Nacional, 50p.

CHALON, J. P., 1978. Dynamique des nuages convectifs influences du cisaillement de vent sur l'Évolution des cumulonimbus. L'É Meteorologie. Paris, 6(13):17-28.

COONS, R.D. et alii, 1948. Artificial production of precipitation, U.S. Weather Bureau Reserach Paper, Washington, (30): 1-63

COONS, R.D. et alii, 1949. Artificial production of precipitation, U.S. Weather Bureau Research Paper. Washington,

(33):1 - 46.

COOPER, W.A., 1974. A possible mechanism for contact nucleation. Journal of Atmospheric Sciences. Boston, 31: 1832 - 1837.

COULOMB, J. e LOISEL J., La Fisica de Las Nubles. Albin Michel, Buenos Aires, 1940. 319 p.

DAVIS, B.L., 1969. Chemical complexing of AgI-NaI Aerosols. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 26, 1042-1048

DAYAN, N. et alii, 1975. On the collection efficiency of water droplets under the influence of electric forces I: Experimental charge-multipole effects. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 32:419-429.

DECICO, A. et alii., 1982. Apontamentos de física geral. Piracicaba: 133:274.

DROESSLER, E.G., 1972. Weather modification review and perspective. Bulletin American Meteorological Society. Boston, 53:345-348.

DUFOUR, L. et alii., 1955. Artificial. Artificial control of clouds and hydrometeors. World Meteorological Organization

tion. Genebra. Technical Note Nº 13.

DYE, J. et alii., 1974. The mechanism of precipitation formation in northeastern colorado cumulus III. Coordinated microphysical and radar observations and summary. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 2152-2159

EASTER, R. C. e HOBBS, V., 1974. The formation nuclei in clouds. Journal of Atmospheric Sciences. Boston, 31:1586-1594.

EDWARDS, G.R. e EVANS L.F., 1971. The mechanism of Activation of ice nuclei. Journal of the atmospheric Sciences. Boston, 28:1443-1447.

EMMITT, G.D., 1978. Tropical cumulus. Interaction with and modificitation of the subcloud region. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 35:1485-1502.

ENCICLOPÉDIA DELTA LAROUSSE., 1964. 2ª edição, Rio de Janeiro, Editora Delta, 1:582p.

FLEAGLE, R.G. e BUSINGER J.A., An introduction to atmospheric physics. London, Academic Presse, 419p.

FLETCHER, N.H., 1960. The Physics of Rainclouds. Cambridge, Press, 279p.

FLETCHER, N.H., 1968. Ice nucleation behavior of silver iodide smokes containing a soluble component. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 25:1058-1060.

FUKUTA, N., 1958. Experimental investigations on the ice-forming ability of various chemical substances. Journal of Meteorology. Boston, 15:17-26.

FUKUTA, N., 1965. Activated ice nucleation by sprayed organic solutions. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 22:207-211.

FUKUTA, N. et alii. 1966. Generation of metaldehyde smoke. Journal of Applied Meteorology. Boston, 5:288-291.

FUKUTA, N., 1966. Experiment studies of organic ice nuclei. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 23:191-196.

FUKUTA, N., 1967. An airborne generator of Metaldehyde Smoke. Journal of Applied Meteorology. Boston, 6:948-951

FUKUTA, N., 1967. Metaldehyde seeding in summertime cululi. I National Meeting of American Meteorological Society, Los Angeles, UCLA.

FUKUTA, N. e, Y., 1971. On the shape of silver iodide crystals. Journal of Applied Meteorology. Boston, 11:744-745.

FUKUTA, N., 1971. Weather modification activities in Japan. Bulletin of The American Meteorological Society. Boston , 52:4-14

FUKUTA, N. e SAXENA, V.K., 1973. Kinetic threshold conditions for formation in cloud chambers and marine environment. Journal of Atmospheric Sciences. Boston, 30, 1638-1644.

FUKUTA, N. Thermodynamics of cloud glaciation. Journal of Atmospheric Sciences. Boston, 30: 1645-1649.

FUKUTA, N. et alii., 1974. Cloud condensation nuclei spectrometer II; Measurements on the natural aerosol. Conference on Cloud Physics, Tucson, 21 a 24 de Outubro de 1974.

FUKUTA, N., 1974. Ice nuclei generator technology. J. Weather Modification, Denver, 6, 68-78.

FUKUTA, N., 1975. Comments on "A possible mechanism for contact nucleation". Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 32:3371-3373.

FUKUTA, N. e SCHALLER, R.C., 1982. Ice nucleation by aerosol particles: Theory of condensation. Freezing nucleation. Journal of Atmospheric Sciences, Boston. 39: 648-655.

GAGIN, A. 1975. The ice phase in winter continental cumulus clouds. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston 32: 1604-1614.

GERBER, H. E., 1972. Size and nucleating ability of AgI Particles. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 20: 391-392.

GILLESPIE, D.T. 1975. Three models for the coalescence growth of cloud drops. Journal of Atmospheric Sciences. Boston, 32: 600-607

GOODY, R.M. e WALKER, J.C.G., 1975. Atmosferas Planetárias, Edgard Blucher Ltda. São Paulo, 139p.

GRIFFITH, M., 1962. A possible relation between condensation Nucleus concentration and The drop-size distribution in continuous warm-front rainfall. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 20: 198-200.

HALE, B.N. e PLUMMER, L.M., 1974. On nucleation Phenomena I: A molecular model. Journal of Atmospheric Sciences. Bos-

ton, 31:1615-1621.

HALL, F. et alii., 1953. Cloud seeding operations in the bishop creek, california watershed. U.S. Department of Comerce, Research Paper. Whashington (36):1.

HAMIL, P., 1977. Nucleation of H_2SO_4 solution aerosol particles in the stratosphere. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 34:150-162.

HARRIS Jr. F.S. et alii., 1963. Nucleation of ice on lead iodide. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 20: 149-152.

HERBERT. F.. 1975. Reexamination of the enuilibrium conditions in the theory of water drop nucleation. Tellus, Stockolm, 27(4):406-413.

HEYMSFIELD, J., 1977. Precipitation development in stratiform ice clouds. A microphysical and dynamical etudy. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston: 31:367-381.

HILL, G. E., 1982. Analysis of precipitation augmentation -n winter orografic clouds by use of aircraft icing reports. Journal of Applied Meteorology, Boston, 21: 165-170.

- HINDMAN II, E.E., 1966. The phase change in artificial supercooled cloud upon heterogeneous and homogeneous nucleation. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 23:67-73
- HINDMAN II, E.E., et alii., 1971. Cloud condensation nuclei from a paper mill. Part I: Measure effects on clouds. Journal of Applied Meteorology. Boston, 16: 745-752.
- HINDMAN II, E.E. et alii., 1977. Cloud condensation nuclei from a paper mill. Part II: Calculated effects on rainfall. Journal of Applied Meteorology. Boston, 16 753-755.
- HINDMAN II, E.E. et alii., 1977. Cloud condensation nuclei size. Distributions and their effects on cloud droplet size distributions. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 34:951-956.
- HOBBS, P.V., 1971. Ice nucleus measurement at three sites in western washington. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 27:90-100.
- HOBBS, P.V. et alii, 1971. Cloud condensation nuclei from industrial sources and their apparent influence on precipitation in washington state. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 27:80-90.

JOHNSON, D.B., 1982. The role of giant and ultragiant aerosol particles in warm rain initiation. Journal of Atmospheric Sciences, Boston, 39:448-458

JUNGE, C. e MCLAREN E., 1971. Relationship of cloud nuclei spectra To Aerosol size distribution and composition. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 28:382-390.

KNOLLENBERG , R.G., 1966. Urea as an nucleant for supercooled clouds. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 23:197-201.

KARFELD, P., 1970. Numerical solution for condensation of atmospheric vapor on soluble insoluble nuclei. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 27:256-264.

KATZ, U. e ROCHMOND, W.C. 1973. An investigation of the size Supersaturation relationship of soluble condensation nuclei. Journal of Atmospheric Sciences. Boston, 30:160-165.

KNIGHT, A., 1971. A note on the action of hygroscopic cloud nuclei. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 28:1296-1298.

KNIGHT, C.A. et alii., 1974. The mechanism of precipitation formation in northeaster colorado cumulus I. Observations

of The precipitation It self. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 31:2142-2147

KUHNS, E., 1968. The nucleation of water droplets at deep supercooling in different gaseous environments. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 25: 878-880.

LAI, Kuo-yann et alii., 1978. Scavenging of aerosol particles by a falling water drop. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 35:674-682

LANGER, G. et alii., 1962. Organic crystals as icing nuclei Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 20:557-562.

LANGMUIR, I., 1948. The production of rain by a chain reaction in cumulus clouds at temperatures above freezing. J. Meteorology, Boston, 15:175-192

LAYTON, R.G. e STEGER, J. 1969. Nucleation of ice on silver iodide. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston 26: 518-521.

LEIGHTON, H.G. ROGERS, R.R. 1974. Droplet growth condensation and coaliscence in a strong updraft. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 31:271-279.

LIN, C.L. e LEE, S.C., 1975. Collision efficiency of water drops in the atmospheric. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 32:1412-1418.

LOW, T.B. e LIST, R., 1982. Collision coalescence and Breakup of naindrops. Part I: experimental establishes coalescence efficiencies and fragments size. Distributions in breakup. Journal of Atmospheric Scieces, Boston, 39:1591-1606.

MASON, B.J. 1962. Clouds, Rain and Rainmaking. Cambridge university Dress, 145p.

MCTAGGART-C. et alii., 1975. Collision and breakup of water drops at terminal velocity. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 32:1401-1411.

MC ALLEN, P.F., 1962. Cumulus clouds generated by a rubler plantation fire in South Malaya. The Meteorological Magazine. London 91:104-106.

MIRABEL, P., Phenomenes de nucleation en phase vapeur. La Meteorologie. Paris, 6(3):17-32.

MIRABEL, P. e CLAVELIN, J.L., 1978. Condensation de la vapeur d'eau en présence de certans polluants. La Meteorologie,

Paris, 6(13):29-39.

0
MOSSOP, S.C., 1978. Some factors governing ice particle multiplication in cumulus clouds. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 35:2033-2037.

MURRAY, W.B., 1971. On the possibility of weather modification by aircraft contrails. Monthly Weather Review. Washington.

NAMIAS, J., 1972. Influence of northern hemisphere, General circulation on drought in northeast Brazil. Tellus. Stockholm, 14(4); 336-343.

NEUBURGER, M., 1970. Artificial modification of clouds and Precipitation. World Meteorological Organization. Geneva, Technical Note n° 105. 33p.

NICHERSON, E.C., 1979. FACE Rainfall results seeding effect or natural variability? Journal of Applied Meteorology. Boston, 18(1097-1105).

OGURA, Y. e TAKAHASHI, T., 1973. The development of warm rain in a cumulus model. Journal of Atmospheric Sciences. Boston, 30:

OMETTO, J.C., 1982. Bioclimatologia Vegetal. São Paulo Editora Agronômica Ceres, 413p.

PARUNGO, F.P. et alii., 1967. Amino acids on ice Nucleators. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 24:274-277

PERELLA, A.C.F. e JUSTO, M.L.V., 1979. Estudo das inversões térmicas da atmosfera em Petrolina e seus efeitos na quantidade de chuva caída. São José dos Campos, CTA, (Publicação ECA - 05/79).

PLOOSTER, M.N. e FUKUTA N., 1975. A numerical model of precipitation from seeded and unseeded cold orographic clouds. Journal of Applied Meteorology. Boston, 14:859-867.

PROD, F., SANTACHIARA, G. e PRODI, V., 1982. A study of The effect of size on ice nucleation in the aerodynamic range of particles. Journal Applied Meteorology, Boston, 21:945-952.

RAMOS, R.P.L. 1979. Variações naturais e antropogênicas do clima, possibilidades de modificações artificiais da ser- ra nordestina. São José dos Campos, CTA, IAE/ECA.

RAMOS, J., 1952. As chamadas chuvas artificiais. Boletim da Secretaria de Obras Públicas do Estado do Ceará. Local(3): 97-102.

- RAO, S. e CHINA, M., 1975. Microphysical implications of precipitation formation in adiabatic vertical current. Aerosol scavenging by enhanced nucleation. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 32:2338-2357.
- RIEHL, H. 1965. Meteorologia Tropical. Rio de Janeiro, Livro Técnico, 166-190.
- ROGERS R.R. 1977. Física de las Nubes. Barcelona, Reverté, 448p.
- ROSINSKI, J. e KERRIGAN, T.G., 1969. The role of aerosols particles in the formation of raindrops and hailstone in severe thunderstorms. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 26:695-715.
- ROSINSKI, J. et alii., 1971. Natural ice forming nuclei in severe convective storms. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 28:391-401
- ROSINSKI, J. et alii, 1976. Heterogeneous nucleation of water and ice in the transient supersaturation field surrounding a freezing drop. Journal of Recherches Atmospheriques, Clermont-Ferand, 9 (3): 107-117.
- ROULLEAU, M. et alii., 1971. The electrical nucleation of ice

in supercooled clouds. Journal of Atmospheric Sciences.
Boston, 28:737-740.

RYAN, B.F. e SCOTT, W.D., 1969. Ice nuclei and the onset of
rainfall. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 26:
611-612.

SAX, I. Robert et alii, 1979. Ice evolution within seeded and
Norsended flōrida Cumuli. Journal of Applied Meteorology,
Boston, 18:203.204.

SCHAEFER, V.J., 1946. The production of ice crystals in a
cloud of supercooled waterdrops. Science. New York 104:
457-459.

SHARON, D., 1978. Rainfall fields in israel jordan and
the effect of cloud seeding on them. Journal Applied Me-
teorology Physics. Boston 17:40-48.

SHEN, J.H. et alii, 1977. Ice nucleation by micas. Journal
of The Atmospheric Sciences. Boston, 34:857-860.

SQUIRES; P., 1977. Evolutin of cloud droplet spectra effect
of nuclei spectra. American Meteorological Society. Bos-
ton Bulletin. Bostonm 58:29-32.

STEELE, R.L. e DAVIES C. I., 1969. Variation of ice nuclei effectiveness with liquid water. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 26:329-330.

STRANG, D.M.B., 1972. Análise Climatológica dos Normais Pluviométricas do Nordeste Brasileiro, São José dos Campos, CTA, (Publicação IAE M-072).

SUPER, A.B. et alii., 1974. Silver iodide plume characteristics over the Bridger Mountain range, Montana. Journal Applied Meteorology. Boston, 13:62-70.

TAKAHASHI, T., 1972. Electric of small particles (1-40 μ). Journal of the Atmospheric Sciences. Boston, 29:921-928.

TAKAHASHI, T., 1974. Numerical Simulation of warm cloud electricity. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 31:2160-2181.

TAKAHASHI, T., 1975. Electric charge life cycle in warm clouds. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 32:123-142.

TAKAHASHI, T., 1976. Warm rain, giant nuclei and chemical balance- A numerical model. Journal of The Atmospheric Science. Boston, 33:269-286.

TAKAHASHI, T., 1978. Raindrop size distribution with collision breakup in an axisymmetric warm cloud model. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 35:1549-1553.

TAKAHASHI, T., 1978. Precipitation mechanisms in a shallow convective cloud model. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 35:277-283.

TAKAHASHI, T. e LEE, 1978. The Nuclei mass range most efficient for the initiation, of warm cloud showers. Journal of The Atmospheric Sciences, Boston, 35:1934-1946.

TUBELIS, A e NASCIMENTO. F.J.L. 1980. Meteorologia Descritiva. Fundamentos e Aplicações Brasileiras. São Paulo, Livraria Nobel, 374p.

TWOMEY, S., 1971. The composition of cloud nuclei Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 28:366-381.

TWOMEY, S., 1977. On The minimum size of particles for nucleation in clouds. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 34:1832-1835.

VALI, G., 1971. Quantitative evaluation of experimental results on the heterogeneous, freezing nucleation of supercooled liquids. Journal of The Atmospheric Sciences. Bos-

ton, 28:402-409.

VALI, G. et alii, 1976. Biogenic ice nuclei. Part II. Bacterial sources. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 33: 1565-1570.

WARNER, J.C. 1969. The microstructure of cumulus cloud. Part I. General features of the droplet spectrum. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 26:1049.

WARNER, J., 1971. The microstructure of cumulus clouds. Part III. The nature of the updraft. Journal of The Atmospheric Sciences. 27:689-697.

WISHART, R. 1977. A simple continuous ice crystal replicator for use in laboratory cloud chambers. Journal of Applied Meteorology. Boston, 16:317-318.

WOODCOCK, A.H. et alii, 1962. Salt induced convection clouds. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 20:159-169.

WOODCOCK, H. et alii., 1971. Salt particles and raindrops in hawaii. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 28:1252-1257.

WOODCOCK, A. H., 1978. Marine fog droplets and salt nuclei-

part 1. Journal of The Atmospheric Sciences. Boston, 35,
657-664.

WOODLEY, W. et alii., 1982. Rainfall results of the florida
area cumulus experiments, 1970-1976. Journal Applied Me-
teorology, Boston, 21:139-164