

Editorial de la Universidad
Tecnológica Nacional

Dinámica Atmosférica y los Procesos Tormentosos Severos

Dr. Ing. Raúl C. Pérez

Facultad Regional Mendoza
Universidad Tecnológica Nacional - U.T.N.

2006

Prólogo

*...”Los cielos lloran y cantan
hasta en el mayor silencio:
lloran al cair el rocío
cantan al silbar los vientos;
lloran cuando caen las aguas,
cantan cuando brama el trueno.”...*

José Hernández. “Martín Fierro”.

Tal como dice la sextilla de la obra maestra de José Hernández, los procesos atmosféricos sobre la Tierra se producen generalmente en silencio, a tal punto que cotidianamente pasan inadvertidos para la mayoría de los seres humanos. Un gran bagaje de mecanismos regidos por las leyes de la Física y susceptibles de ser formalizados matemáticamente, ocurren constantemente en la atmósfera sin ser percibidos por la gente. La atmósfera misma es tan transparente para los seres humanos que su percepción es de no existencia; en otras palabras, la mayoría de la gente transita por el aire atmosférico como si éste no existiera, sin tomar conciencia de que están inmersos en un medio gaseoso que les es vital.

Sólo cuando estos procesos se tornan severos se hacen notar... las nubes truenan y relampaguean... las precipitaciones se descargan pesadamente produciendo diferentes tipos de daños... los vientos soplan fuerte en tornados, huracanes, ciclones, etc...

La presente obra tratar de ser un instrumento de concientización y guía para aquellas personas que quieren intervenir en estos procesos para modificarlos y mitigar sus efectos dañinos...

Índice

Contenidos

Capítulo 1: Introducción al estudio de la atmósfera	7
1.1 Estructura y composición de la atmósfera.....	8
1.2 Procesos atmosféricos.....	9
1.2 .1 Balance de energía.....	10
1.2 .2 Fenómenos climáticos.....	11
1.3 Termodinámica del aire atmosférico.....	12
1.3 .1 Termodinámica del aire seco.....	12
1.3 .1.1 Primer principio de la Termodinámica.....	13
1.3 .1.2 Segundo principio de la Termodinámica: La Entropía S.....	15
1.3. 2 Termodinámica del aire húmedo.....	16
1.3. 2.1 Contenido de vapor del aire húmedo.....	16
1.3. 2.2 Aire húmedo no saturado.....	17
1.4 Procesos tormentosos severos.....	18
Capítulo 2: Fundamentos teóricos y formalismo matemático de la dinámica atmosférica	19
2.1 Ecuaciones básicas.....	19
2.1.1 Vorticidad.....	21
2.1.2 Vorticidad potencial.....	23
2. 2 Ondas atmosféricas.....	24
2.2.1 Ondas de gravedad.....	24
2.2.2 Energía.....	26

2.2.3 Oscilaciones boyantes.....	27
2.2.4 Teoría formal de las ondas de gravedad.....	28
2.2.5 Oscilaciones inerciales.....	31
2.2.6 Ondas inercio-gravitacionales.....	31
2.2.7 Ondas de montaña.....	33
2.2.8 Ondas atmosféricas en Mendoza.....	35
2.2.9 Observaciones y análisis por medio de MLS con el satélite UARS.....	36
2.2.10 El rol de los vientos en superficie.....	37
2.2.11 Simulación MWFM (Mountain Wave Forecast Model).....	38
2.2.12 Importancia de la velocidad del viento ascendente y el gradiente de temperatura meridional.....	39
2.2.13 Las ondas de gravedad y su rol en la iniciación de la convección.....	40
Capítulo 3: Modelo conceptual de la formación de tormentas severas.....	42
3.1 Formación de nubes.....	42
3.1.1 Formación de gotas de nubes.....	43
3.1.2 Condensación, evaporación y precipitación.....	45
3.1.3 Coalescencia.....	46
3.1.4 Congelamiento y partículas de hielo.....	46
3.1.5 Formación de granizo.....	47
3.1.6 Velocidad de caída de las partículas de hielo de nube.....	50
3.2 Ciclo de vida de una nube de tormenta.....	50
3.2.1 Esquemas de la evolución histórica de los modelos de nubes de tormentas.....	52
3.3 Formación de granizo en las nubes tormentosas.....	55

Capítulo 4: Métodos de lucha activa de defensa contra el granizo	58
4.1 Modelo conceptual.....	58
4.2 Sistemas de observaciones: radar meteorológico.....	60
4.2.1 Detección de radar de partículas esféricas.....	61
4.2.2 La ecuación de radar.....	61
4.2.3 Dispersión de ondas por partículas esféricas de agua e hielo.....	64
4.2.4 El índice complejo de refracción.....	66
4.2.5 Comparación entre las secciones eficaces de dispersión hacia atrás de Mie y de Rayleigh.....	68
4.2.6 Relación de P_r de dispersión hacia atrás por una región de partículas esféricas.....	68
4.2.7 Dispersión total y sección eficaz de absorción.....	69
4.2.8 Dispersión por esferas de hielo derretidas.....	70
4.3 El Sistema TITAN.....	73
4.3.1 Adquisición y procesamiento de datos.....	73
4.3.2 Parámetros y variables.....	77
Capítulo 5: Características de las tormentas severas en la provincia de Mendoza	79
5.1 Entorno geográfico.....	79
5.2 Entorno atmosférico.....	80
5.3 Las experiencias de modificación artificial del tiempo atmosférico.....	81
5.3.1 Historia de la modificación artificial del tiempo atmosférico.....	81
5.3.2 Defensa activa.....	84

5.4 Tipos de desarrollos convectivos.....	83
5.5 Lucha con aviones.....	88
5.5.1 Resultados alcanzados.....	89
5.5.2 Superficie afectada al 100% (ha).....	90
Capítulo 6: Procesos de tormentas graniceras severas.....	95
6.1 Clasificación de las celdas graniceras por el volumen de la zona de 40 dbz.....	96
6.1.1 Celdas tormentosas con volumen de la zona de 40 dbz menor a 2000 Km ³ ..	97
6.1.2 Celdas tormentosas con volumen de la zona de 40 dbz mayor a 2000 Km ³ ..	97
6.2 Las celdas tormentosas severas.....	98
6.3 Modelo de regresión multivariado entre las variables meteorológicas en superficie y los datos de radar de tormentas severas.....	103
6.3.1 Estudio estadístico.....	103
6.3.2 Modelo de regresión multivariado ..	108
6.3.3 Interpretación de la salida del modelo ..	110
6.3.4 Conclusiones.....	112
Bibliografía.....	114

Capítulo 1: Introducción al estudio de la atmósfera

En una situación semejante a la vida de los peces en ríos o mares, los seres humanos viven sumergidos en un fluido; a tal grado llega la analogía que toda persona humana sacada de ese ambiente moriría irremediablemente como le ocurre a los peces. La gran diferencia entre una y otra situación son las propiedades de los medios en que viven, siendo las de los peces más densas y líquidas, y las de los seres humanos de menor densidad y gaseosas. Al medio gaseoso en el que se desarrolla la actividad de la vida humana se lo conoce como *atmósfera*.

Hace unos 4.600.000.000.000 millones años, la atmósfera estaba compuesta por gases provenientes de la condensación de la nebulosa primordial, similares a los de las emanaciones durante las erupciones volcánicas, caracterizándose por una dramática falta de oxígeno y compuestas fundamentalmente por CO_2 , N_2 y H_2 .

Pero afortunadamente, desde hace unos 400.000.000 millones de años, los procesos físicos y químicos producidos en la atmósfera, la transformaron en la mezcla de gases que conocemos hoy, es decir, 78% N_2 , 21% de O_2 y 1% de otros elementos gaseosos, además de las irregulares cantidades de vapor de agua que dan origen la nubosidad de las distintas regiones del planeta.

Todo proceso que se produce en la atmósfera, está regido por las leyes de la Física y la Química, en especial por las leyes de la Mecánica de Fluidos. Estos procesos se caracterizan porque tienden a restaurar el equilibrio ante cualquier perturbación que ocurra dentro de ella, lo que convierte a la atmósfera en muy estable y estratificada. En promedio sólo los 1000 m. más bajos son los que presentan desequilibrio e inestabilidad, pero lamentablemente para el hombre éste es justamente el espacio donde le toca habitar, por ello todo proceso que se desarrolla en esa región atmosférica repercute en las actividades de la vida humana.

1.1 Estructura y composición de la atmósfera

Como se puede observar en la figura 1, la atmósfera se encuentra estratificada, presentando distintas capas de características y propiedades particulares. A cada estrato se le ha llamado de la siguiente forma:

1. Tropósfera.
2. Estratósfera.
3. Ionósfera.
4. Mesósfera.

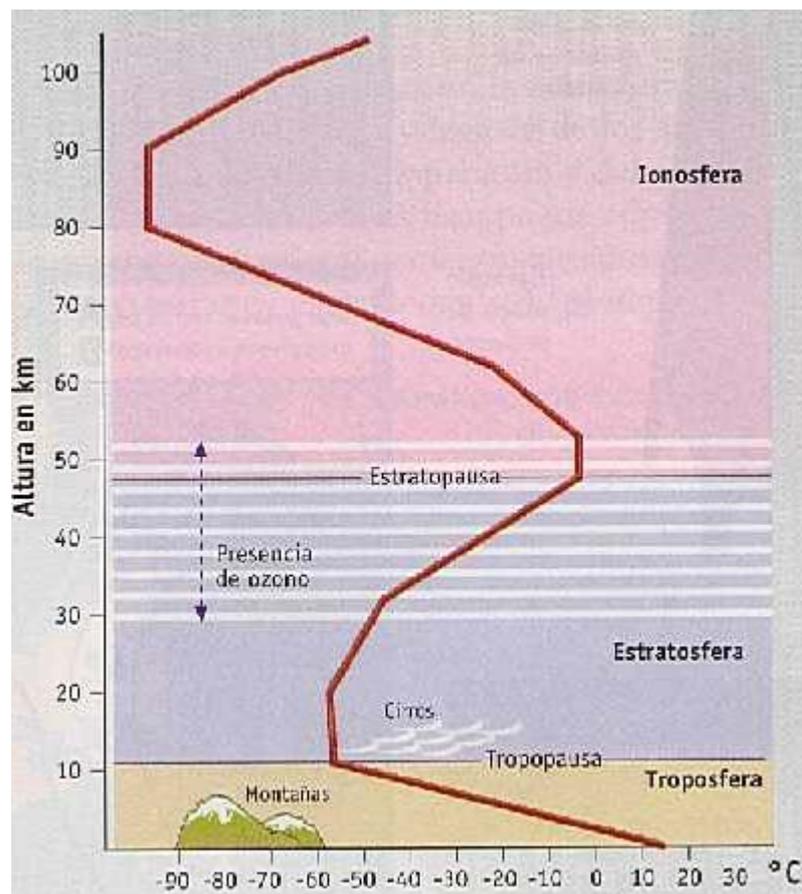


Figura n° 1: Estructura vertical de la Atmósfera. ("Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente".

Luis Echarri Print.)

A la capa de separación entre la Tropósfera y Estratósfera se la llama *Tropopausa*, ésta tiene una altura promedio de 10 Km. aunque varían con la época del año, la longitud y la latitud. La capa de separación entre la Estratósfera y la Ionósfera es llamada *Estratopausa*, y se encuentra a una altura promedio de 45 km.

Como se puede apreciar en la figura 1, la Tropósfera se caracteriza por un marcado enfriamiento con la altura y una disminución exponencial de la presión y densidad con la altitud. En esta zona de la atmósfera es donde se producen todos los tipos de nubes que se conocen.

La característica de la Estratósfera es una marcada inversión de la relación entre la temperatura y la altura; al contrario de lo que ocurre en la tropósfera, la temperatura aumenta con la altitud, el motivo de esto se debe a que existen altas cantidades de ozono (O_3) y O_2 que absorben en altas proporciones la energía de la luz ultravioleta proveniente de la radiación solar.

Por encima de la estratopausa se encuentra la Ionósfera, en la que se puede apreciar una nueva inversión de la relación temperatura-altura. En esta región de la atmósfera, como en la Estratósfera, la característica es el enfriamiento con la altitud. Esta capa de la atmósfera llega hasta unos 100 km. de altura y está compuesta por una gran cantidad de partículas ionizadas por la gran irradiación solar que debe soportar.

Por encima de la Ionósfera se encuentra una delgada capa atmosférica expuesta al espacio exterior y a una gran irradiación solar llamada Mesósfera o Termósfera.

1.2 Procesos atmosféricos

Se pueden resumir todos los procesos que se producen en la atmósfera en cuatro tipos:

- a. procesos de balances de energía.
- b. fenómenos climáticos.

- c. procesos de transporte.
- d. procesos bioquímicos.

Estos procesos se pueden producir a diferentes escalas:

- a. Escala global: cuando el proceso tiene un radio de acción superior a los 5.000 km.
- b. Escala sinóptica: la influencia del proceso tiene un radio de 100 a 5.000 km.
- c. Mesoescala: se clasifican así los procesos cuyo radio de acción se encuentran en un intervalo entre 10 a 100 km.
- d. Microescala: son los procesos atmosféricos de orden local, cuyo rango va de 10 m. a 100 km.

1.2.1 Balance de energía

Casi toda la energía que ponen en juego los procesos atmosféricos, especialmente a escalas global y sinóptica, provienen del aporte de la irradiación solar. El sol transmite energía a la atmósfera terrestre por medio de ondas electromagnéticas en todas las frecuencias, pero las que más interactúan con la atmósfera son las correspondientes al espectro infrarrojo, visible y ultravioleta, como se puede apreciar en la figura 2.

Por su estructura molecular, el O_3 y O_2 son grandes absorbentes de radiación ultravioleta, produciéndose este proceso de absorción en la estratósfera, zona donde estos elementos se encuentran en abundancia. De la misma forma, el CO_2 y el vapor de agua son absorbentes del espectro infrarrojo. El panorama lo completan las nubes que reflejan toda energía radiante en el espectro visible que les llega.

En promedio, del total de la energía solar radiante que llega a la superficie de la atmósfera, el 30% es reflejado al espacio exterior con el siguiente detalle: 7% debido al aire atmosférico, 17% por las nubes y un 6% se debe a la superficie de la Tierra.

Un 26% de la radiación solar que arriba es absorbida por la atmósfera, donde el 22% lo absorbe el propio aire atmosférico y un 4% las nubes.

Finalmente, un 44% de la energía radiante es absorbida por la superficie terrestre, casi toda en el espectro infrarrojo; las mediciones realizadas al respecto aseguran que en promedio, la intensidad de energía que llega a la superficie de la Tierra es de 25 W/m^2 ; aunque la variabilidad es muy alta para distintos lugares del planeta.

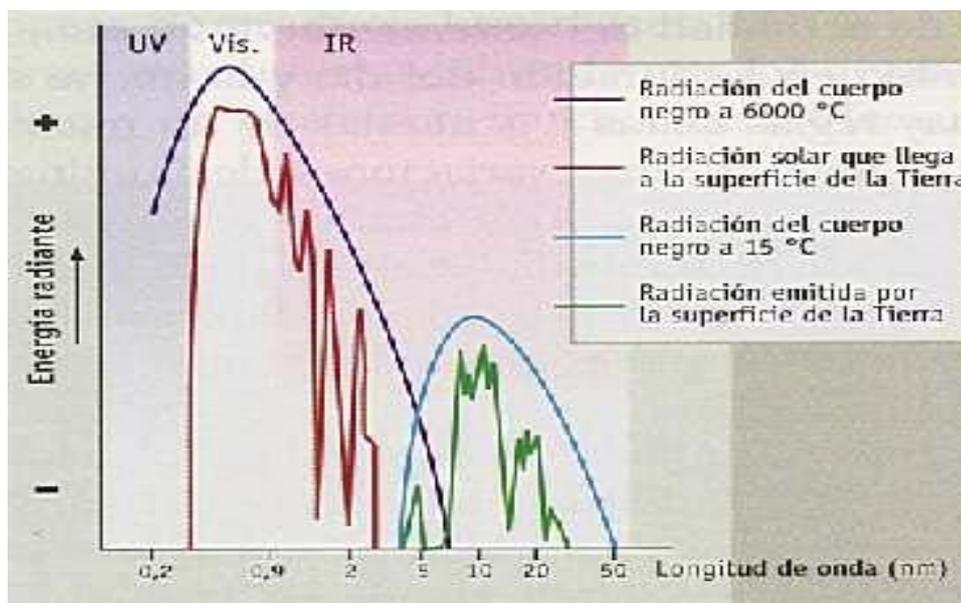


Figura 2: Esquema del espectro de radiación solar que llega a la atmósfera y su intercambio. (“Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente”. Luis Echarri Print.)

1.2.2 Fenómenos climáticos

Estos tipos de procesos son los de mayor interés para el desarrollo del presente texto, están muy influenciados por la radiación solar, a tal punto que la temperatura atmosférica de cualquier punto de la Tierra depende fuertemente de ella; y como consecuencia lógica de este hecho, se puede apreciar que el clima también depende en una alta medida de la nubosidad que existe en cada región del planeta.

Es importante tener en cuenta lo dicho anteriormente sobre la gran estratificación que presenta la atmósfera; esto se debe principalmente a los procesos de restauración del equilibrio: cuando por algún motivo alguna perturbación produce desequilibrio de alguna de sus componentes o variables, la atmósfera reacciona y se ponen en marcha aquellos mecanismos tendientes a restaurar el equilibrio perdido, provocando vientos, nubes, etc... que influyen directamente sobre el clima y su meteorología. Son fundamentalmente estos los procesos que se estudiarán en este texto.

1.3 Termodinámica del aire atmosférico

En meteorología se enfoca el problema del aire atmosférico como si fuera la mezcla de dos gases ideales: aire seco y vapor de agua, a ésta mezcla se la llama aire húmedo. Las propiedades termodinámicas del aire atmosférico se determinan combinando el comportamiento de los dos gases mencionados, por separado.

1.3.1 Termodinámica del aire seco.

La ecuación de estado para un gas perfecto o ideal, expresa la relación entre las variables termodinámicas: presión p , volumen V , temperatura T de un gas en equilibrio térmico:

$$p \cdot V = \text{cte} \cdot T \qquad \qquad \qquad \mathbf{1.1}$$

donde cte es una constante propia de cada gas.

Esta ecuación se reduce a su forma estándar recurriendo a la ley de Avogadro, que establece que a la misma presión y temperatura, el volumen ocupado por un mol de cualquier gas es el mismo. Llamando v a dicho volumen, se tiene:

$$p.v = R.T \quad 1.2$$

donde ahora R es una constante igual para todo los gases llamada *constante universal de los gases* cuyo valor es **$R = 8,314 \text{ joule/}^\circ\text{K.mol}$** .

Como un volumen cualquiera esta dado por $V = n.v$, siendo n el número de moles, se puede deducir que:

$$p.V = n.R.T \quad 1.3$$

y si se divide por la masa m del gas, se obtiene:

$$p.\alpha = R'.T \quad 1.4$$

donde $\alpha = V/m$ es el volumen específico y $R' = R/M$ es la constante individual del gas y $M = m/n$ el peso molecular del gas. La constante individual del aire seco es **$R' = 28,7 \text{ joule/}^\circ\text{K.mol}$** , siendo el peso molecular del aire seco $M_{as} = 28,9 \text{ g/mol}$.

Para los intervalos de presión y temperatura que se consideran en meteorología, la ecuación 1.4 describe bastante bien el comportamiento del aire seco y con suficiente precisión casi todos los casos.

1.3.1.1 Primer principio de la Termodinámica

El primer principio de la termodinámica describe la conservación de la energía térmica, que se empíricamente se escribe:

$$dQ = dU + dW \quad 1.5$$

donde la energía térmica entregada a un gas en forma de calor dQ , parte tenderá a aumentar su energía interna en dU , y el resto determinará que el gas produzca trabajo en una cantidad dW . En general resulta más útil escribir la ecuación 1.5 referida por unidad de masa:

$$dq = du + dw \quad \mathbf{1.6}$$

Si se analiza el término de trabajo dw sobre una burbuja de gas que tiene volumen V y área A , se encuentra que el cambio de volumen asociado a una pequeña expansión lineal dn será $dV = A dn$; y $A = F/p$ entonces la expresión para el trabajo se puede escribir como:

$$dW = \mathbf{F} \cdot d\mathbf{n} = p \cdot dV \quad \mathbf{1.7 a.}$$

o por unidad de masa del gas:

$$dw = p \cdot d\alpha \quad \mathbf{1.7 b.}$$

Analizando ahora el término de la energía interna du para un gas ideal, cualquier aumento de energía interna aparece en forma de incremento de temperatura T , linealmente independiente a la cantidad de calor suministrado dq de acuerdo con la ecuación:

$$dT = dq/c \quad \mathbf{1.8}$$

donde c es el calor específico del gas. Si durante el calentamiento no hay variación del volumen ($d\alpha = 0$) y entonces se tiene que:

$$c_v = (dq/dT)_\alpha \quad \mathbf{1.9}$$

que se conoce como *calor específico a volumen constante*. Otro caso de interés resulta de suministrar calor a presión constante, para este proceso se tiene la ecuación:

$$c_p = (dq/dT)_p \quad \mathbf{1.10}$$

que se conoce con el nombre de *calor específico a presión constante*. Es evidente que c_p es mayor que c_v , puesto que en el proceso a presión constante el calor recibido será realizado en realizar trabajo, de acuerdo con el término $p.d\alpha$, mientras que en el proceso a volumen constante todo el calor recibido se utiliza en aumentar la temperatura T . En el caso del aire seco:

$$c_v = 0,24 \text{ cal/gr.}^\circ\text{C} = 1,005 \text{ joule/gr.}^\circ\text{C}$$

$$c_p = 0,17 \text{ cal/gr.}^\circ\text{C} = 0,716 \text{ joule/gr.}^\circ\text{C}$$

La expresión general de la conservación de la energía térmica es:

$$dq = c_v.dT + p.d\alpha \quad \mathbf{1.11}$$

1.3.1.2 Segundo principio de la Termodinámica: La Entropía S

Por la segunda ley de la termodinámica existe una variable de estado, llamada entropía S , que se define a través de la ecuación:

$$dS = dq/T \quad \mathbf{1.12}$$

que representa el aumento diferencial de la entropía dS debido a la entrega de una cantidad diferencial de calor dq a la unidad de masa de un gas que se encuentra a la temperatura T .

Utilizando la ec. 1.11 y operando se obtiene:

$$dS = (c_p.dT - \alpha.dp)/T \quad \mathbf{1.13}$$

Por supuesto que los procesos adiabáticos ($dq=0$) son procesos *isentrópicos*, es decir, son procesos que se producen a entropía constante.

1.3.2 Termodinámica del aire húmedo.

A diferencia de lo que ocurre con el resto de los componentes gaseoso de la atmósfera, el agua está presente en las tres fases: sólida, líquida y gaseosa. Bajo las condiciones termodinámicas de la atmósfera, la fase vapor se comporta con buena aproximación como un gas ideal, cuya ecuación de estado es:

$$e = \rho_v \cdot R_v \cdot T = \rho_v \cdot R' \cdot T / \epsilon \quad \mathbf{1.14}$$

donde e es la presión de vapor, ρ_v la densidad del vapor, R_v la constante individual de los gases, en este caso para el vapor su valor es **0,461 Joule/g. °K**. Además, $\epsilon = R'/R_v = m_v/m = 0,622$ y:

$$c_v = 1,35 \text{ joule/gr.}^\circ\text{C}$$

$$c_p = 1,81 \text{ joule/gr.}^\circ\text{C}$$

1.3.2.1 Contenido de vapor del aire húmedo

Como ya se menciona el aire atmosférico es una mezcla de aire seco y vapor de agua; existiendo diferentes formas de expresar el contenido de vapor del aire:

- a) Presión de vapor e , o presión parcial de vapor de agua.
- b) Densidad de vapor ρ_v denominada también humedad absoluta.
- c) Razón de mezcla w , definida como la masa de vapor por unidad de masa de aire seco, cuya ecuación está dada por:

$$w = m_v/m_a = \rho_v/\rho_a = \epsilon.e/(p-e) \quad \mathbf{1.15}$$

d) Humedad específica q , o masa de vapor de agua por unidad de masa de aire húmedo:

$$q = \rho_v/\rho = \rho_v/(\rho_a + \rho_v) = \epsilon.e/(p-e(1-\epsilon)) \quad \mathbf{1.16}$$

e) Humedad Relativa f , que es la relación porcentual entre la razón de mezcla y su valor de saturación, es decir:

$$f = 100.w/w_s = 100.e/e_s \quad \mathbf{1.17}$$

Para una muestra de aire de volumen V , a una presión total p y una presión de vapor e , se tiene que:

$$p = p_a + e = \rho_a.R.T/m_a + \rho_v.R.T/m_v \quad \mathbf{1.18}$$

¹operando y combinando con las ecuaciones anteriores:

$$p = \rho.R.T.(1+w/e)/(1+w) \quad \mathbf{1.19 a}$$

$$T_V = T.(1+w/e)/(1+w) = T.(1+0,6.w) \quad \mathbf{1.19 b}$$

donde a T_V se la llama temperatura virtual

1.3.2.2 Aire húmedo no saturado

Se puede aplicar la ecuación de estado del aire seco al aire húmedo con la formalidad de sustituir T por T_V que dará:

$$p.\alpha = R_m.T \quad \mathbf{1.20}$$

¹ Rogers R. "Física de Nubes" pag.20

donde R_m es la constante particular de los gases, en este caso para el aire húmedo depende de la relación de mezcla de acuerdo con la relación:

$$R_m = R'(1+0,6.w) \quad 1.21$$

1.4 Procesos tormentosos severos

En los próximos capítulos se describirá formalmente la teoría general de la dinámica atmosférica y los procesos tormentosos severos; en ellos, el mayor aporte de este trabajo al nuevo conocimiento del tema es producto de 20 años de programas operativos y proyectos de investigación realizados en la Provincia de Mendoza. Debido a esto, una gran cantidad de resultados obtenidos serán referidos a este lugar y no siempre extrapolables a otras regiones del planeta, pues dependen muy fuertemente de la geografía y las condiciones atmosféricas del lugar. En esta línea, los procesos tormentosos más severos que se producen en Mendoza son las tormentas que producen granizo, provocando pérdidas promedio anuales de \$80.000.000 de dólares en producción primaria, lo que explica porqué muchos estudios están orientados a este tipo de proceso tormentoso.

De todos modos, a pesar de que en gran parte la investigación se encuentra volcada al estudio de procesos de formación de tormentas graniceras, los resultados arrojan mucha luz sobre los conceptos generales de formación de tormentas severas.

Como un estudio anexo a las cuestiones mencionadas, se expondrá sobre la lucha antigranizo, sus modelos conceptuales teóricos, sus distintas filosofías de combate y la evaluación de los resultados obtenidos después de 25 años continuados de utilizar diferentes metodologías de lucha contra el flagelo del granizo en la Provincia de Mendoza.

Capítulo2: Fundamentos teóricos y formalismo matemático de la dinámica atmosférica

El estudio de la dinámica atmosférica se puede realizar a partir de aplicar los principios de la dinámica de fluidos a la atmósfera terrestre. La dinámica de nubes en cambio surge de la aplicación del estudio de la microfísica en su interior y su entorno exterior. Con estos fundamentos y conceptos teóricos, se realizará el estudio particular de las ondas de gravedad y el efecto que produce sobre las tormentas severas.

2.1 Ecuaciones básicas

El movimiento de aire en la atmósfera está regido por la segunda ley de Newton, que en su forma por unidad de masa puede escribirse como:

$$d\mathbf{v}/dt = -1/\rho(\nabla p) + G.M/r^2(\mathbf{r}/r) + \mu\nabla\mathbf{v} + \Omega^2\mathbf{R} + \alpha\mathbf{v}\times\Omega \quad 2.1$$

donde t es el tiempo, $\mathbf{v}(v_x, v_y, v_z)$ representa el vector velocidad de la parcela de aire, además, los términos del miembro de la derecha representan:

_ $1/\rho(\nabla p)$: es la fuerza por unidad de masa debido al gradiente de presión de un sector de la atmósfera.

_ $G.M/r^2(\mathbf{r}/r)$: representa la fuerza de gravitación.

_ $\mu\nabla\mathbf{v}$: es el término correspondiente a las fuerzas viscosas por unidad de masa.

_ $\Omega^2\mathbf{R}$: corresponde al efecto centrífugo debido a la rotación de la Tierra.

_ $\alpha\mathbf{v}\times\Omega$: es el término que representa el efecto de Coriolis.

Teniendo en cuenta que:

$$d\mathbf{u}/dt = \partial\mathbf{u}/\partial t + \mathbf{u}\cdot\nabla\mathbf{u} \quad 2.2$$

Reemplazando en la ec. 2.1, operando y desacoplando las ecuaciones en los ejes paralelos (x,y) y perpendicular (z) a la superficie de la Tierra en la región geográfica en estudio se tiene:

Coordenadas paralelas:

$$\partial v/\partial t + (v_x^2 + v_y^2 + v_z^2) \cdot \text{tg}\theta/a + \mathbf{v} \cdot \mathbf{v}_z/a = -1/\rho(\nabla_{xy} p) - 2\Omega v \text{ sen}\phi + \mu \nabla_{xy} v \quad \mathbf{2.3 a}$$

las coordenadas perpendiculares:

$$\partial v/\partial t + (v_x^2 + v_y^2 + v_z^2)/a = -1/\rho(\nabla_z p) - g - 2\Omega v \text{ cos}\phi + \mu \nabla_z v \quad \mathbf{2.3 b}$$

En estas ecuaciones:

a representa el radio terrestre y ϕ la latitud terrestre del lugar de estudio.

Una magnitud importante en el estudio de la dinámica de la atmósfera terrestre es la *velocidad geostrófica* \mathbf{v}_g que se define cómo:

$\mathbf{v}_g = \mathbf{k} \times \mathbf{l} / f \cdot \rho(\nabla_h p)$ donde \mathbf{k} es el vector en la dirección perpendicular a la superficie de la tierra, $f = \Omega \text{ sen}\phi$ y se ha colocado el subíndice h para señalar el gradiente vertical de la presión atmosférica.

Teniendo en cuenta que $\nabla_h p = -\rho \cdot \mathbf{g}$ y operando se obtiene *la ecuación de continuidad*:

$$\mathbf{k} \cdot (\nabla \times \mathbf{v}_g) = f \cdot \nabla^2 \Phi \quad \mathbf{2.4}$$

Donde Φ es el geopotencial que representa el trabajo necesario para elevar una parcela desde el suelo hasta la altura z, y está dado por la ecuación:

$$\Phi = \int_0^z g \cdot dz \quad \mathbf{2.5}$$

Por otro lado, si se tiene en cuenta la ecuación de los momentos según la cinética química que está dada por la expresión:

$$\int v^n f dv = 0 \quad \mathbf{2.6}$$

se tienen los siguientes casos:

_ La ecuación de continuidad cuando $n=0$.

_ La ecuación de la conservación de la cantidad de movimiento cuando $n=1$.

_ La ecuación de la energía cuando $n=2$.

Cuando se estudia el caso $n=0$, se obtiene la ecuación:

$$1/\rho(dp/dt) + \nabla \mathbf{v} = 0 \quad 2.7$$

Si se define la velocidad de las presiones atmosféricas verticales como $\mathbf{v}_z = dp/dt$, la ecuación de continuidad queda:

$$(\partial \mathbf{v}_x / \partial x + \partial \mathbf{v}_y / \partial y)_p + \partial \mathbf{v}_z / \partial p = 0 \quad 2.8$$

2.1.1 Vorticidad (ζ)

Una característica intrínseca de un fluido es su tendencia a rotar alrededor de un eje dado. El movimiento de aire asociado con nubes está particularmente predispuesto a la rotación. La medición local de la rotación de un fluido es llamado *vorticidad*.

Se define vorticidad ζ como $\mathbf{k} \cdot \nabla \mathbf{xv}$, de modo que desarrollando las operaciones vectoriales correspondientes se llega a:

$$\zeta = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y \quad 2.9$$

y la *vorticidad atmosférica* conocida como *circulación de la velocidad del viento* es:

$$\boldsymbol{\omega} = \nabla \mathbf{xv} = (\partial v_z / \partial y - (\partial v_y / \partial z))\mathbf{i} + (\partial v_x / \partial z - (\partial v_z / \partial x))\mathbf{j} + (\partial v_y / \partial x - (\partial v_x / \partial y))\mathbf{k} \quad 2.10$$

Las ecuaciones que gobiernan los cambios en el tiempo de las componentes de estos vectores están dadas por las ecs. de Boussinesq de movimiento sin fuerzas de fricción presentes. Los resultados de estas ecuaciones están dados por:

$$D\eta/Dt = B_y + \eta(\partial v_x/\partial x) + \xi(\partial v_x/\partial y) + (\zeta+f)(\partial v_x/\partial z) \quad \mathbf{2.11 a}$$

$$D\xi/Dt = -B_x + \eta(\partial v_y/\partial x) + \xi(\partial v_y/\partial y) + (\zeta+f)(\partial v_y/\partial z) \quad \mathbf{2.11 b}$$

$$D(\zeta+f)/Dt = \eta(\partial v_z/\partial x) + \xi(\partial v_z/\partial y) + (\zeta+f)(\partial v_z/\partial z) \quad \mathbf{2.11 c}$$

donde los términos B_x y B_y contienen los efectos de generación baroclínica de vorticidad horizontal.

La cantidad $(\zeta+f)$ es la suma de las componentes verticales de vorticidad, donde ζ corresponde a la debida a la rotación de la Tierra y f a la circulación del viento debido al efecto Coriolis, que son componentes del vector *vorticidad absoluta del aire* dado por:

$$\boldsymbol{\omega} = \eta\mathbf{i} + \xi\mathbf{j} + (\zeta+f)\mathbf{k} \quad \mathbf{2.12}$$

Frecuentemente, las escalas de los fenómenos atmosféricos son suficientemente pequeñas como para que se pueda despreciar el efecto Coriolis (desaparece el término f de las ecuaciones anteriores), como también es frecuente que los flujos estudiados se pueden considerar bidimensionales (como los frentes o las líneas de inestabilidad). Cuando esto ocurre las ecuaciones 2.11 se reducen a la forma más simple:

$$d\xi/dt = -B_x - v_x(\partial\xi/\partial x) - v_z(\partial\xi/\partial z) \quad \mathbf{2.13 a}$$

ó

$$D\xi/Dt = -B_x \quad \mathbf{2.13 b}$$

Como se puede observar, en este caso la vorticidad sólo está generada por baroclinicidad y su redistribución por advección-convección en el plano x-z.

2.1.2 Vorticidad potencial

Una propiedad importante de la atmósfera es la *vorticidad potencial de la Tierra* definida como:

$$P \equiv \boldsymbol{\omega}_d \cdot \nabla \theta / \rho \quad \mathbf{2.14\ a}$$

Para el caso de una parcela adiabática seca en un fluido no viscoso, esta cantidad se conserva de modo que $DP/Dt = 0$. Bajo condiciones cuasi-geostróficas P es aproximadamente:

$$P_g \equiv \boldsymbol{\omega}_{ag} \cdot \nabla \theta / \rho \quad \mathbf{2.14\ b}$$

donde:

$$\boldsymbol{\omega}_{ag} = -(\partial v_{gx} / \partial z) \mathbf{i} + (\partial v_{gy} / \partial z) \mathbf{j} + (\zeta_g + f) \mathbf{k} \quad \mathbf{2.15}$$

y el subíndice g indica valores geostróficos de las variables. En el caso del flujo bidimensional en el plano x-z se transforma en:

$$P_g \equiv \rho^{-1} [-\partial v_g / \partial z \cdot \partial \theta / \partial x + (\zeta_g + f) \partial \theta / \partial z] \quad \mathbf{2.16}$$

Una característica útil de la vorticidad potencial es que los términos de la derecha de las ecs. 2.14-2.16 dependen enteramente del neopotencial ϕ . Combinando los resultados se puede llegar a:

$$\rho^{-1} = -\partial \phi / \partial p; v_{gx} = -\phi_x / f; v_{gy} = -\phi_y / f; \zeta_g = (\nabla_p^2 \phi) \cdot 1/f \quad \mathbf{2.17}$$

2.2 Ondas atmosféricas

2.2.1 Ondas de gravedad.

Para comenzar el estudio de ondas de gravedad por un modelo sencillo, se supondrá que la Tierra no rota, o desde otro punto de vista, que las mediciones se realizan desde un sistema rotante equivalente al de la Tierra, es decir que el sistema de observación gira con el mismo sentido y velocidad que la Tierra. En tal situación, desprecian los efectos de Coriolis y Centrífugos. También se supondrá una atmósfera estratificada y sin rozamiento. Bajo estas hipótesis se deben eliminar los términos correspondientes en la ecuación 2.1.

Para resolver las ecuaciones del sistema planteado se puede utilizar la teoría de perturbaciones, postulando que la velocidad de una parcela en la atmósfera está dada por:

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_0 + \mathbf{v}^{(1)} \quad \mathbf{2.18 a}$$

$$\rho = \rho_0 + \rho^{(1)} \quad \mathbf{2.18 b}$$

Siendo en esta ecuación \mathbf{v}_0 la velocidad de base de la atmósfera y que en este caso en particular se puede considerar igual a 0 (cero). $\mathbf{v}^{(1)}$ es la velocidad de perturbación de primer orden que es pequeña comparada con \mathbf{v}_0 y se debe a pequeñas influencias de factores locales.

Así, para este caso particular, se tiene que:

$v_x = v_x^{(1)}$, $v_y = v_y^{(1)}$ y $v_z = v_z^{(1)}$, y desacoplando las ecuaciones vectoriales 2.1, las ecuaciones de movimiento se pueden escribir:

$$\rho_0 \partial v_x^{(1)} / \partial t = - \partial p^{(1)} / \partial x \quad \mathbf{2.19 a}$$

$$\rho_0 \partial v_y^{(1)} / \partial t = - \partial p^{(1)} / \partial y \quad \mathbf{2.19 b}$$

$$\rho_0 \partial v_z^{(1)} / \partial t = - \partial p^{(1)} / \partial z - g p^{(1)} \quad \mathbf{2.19 c}$$

$$\partial p^{(1)} / \partial t + v_z \partial p_0 / \partial z = 0 \quad \mathbf{2.19 d}$$

$$\partial v_x^{(1)} / \partial x + \partial v_y^{(1)} / \partial y + \partial v_z^{(1)} / \partial z = 0 \quad \mathbf{2.19 e}$$

El sistema de ecuaciones 2.19, es un sistema de 5 ecuaciones con 5 incógnitas, del que interesa conocer la velocidad ascensional de la parcela v_z , así que despejando se llega el resultado:

$$\rho_0 \partial^2 v_z / \partial z \partial t = (\partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2) p^{(1)} = \nabla_{xy}^2 p^{(1)} \quad \mathbf{2.20.}$$

y combinando con las ecuaciones anteriores queda:

$$\partial^2 v_z / \partial t^2 + N^2 v_z = - 1 / \rho_0 (\partial^2 p^{(1)} / \partial z \partial t) \quad \mathbf{2.21.}$$

donde $N^2 = -g / \rho_0 (dp_0 / dz)$, es conocida como la *frecuencia de Vaissalla-Boussinesq*. Cuando $N^2 > 0$ la atmósfera se encontrará en un estado *estable*, por el contrario, cuando $0 > N^2$ existe inestabilidad atmosférica.

Eliminando la presión de las ecs. 2.19 se obtiene:

$$\partial^2 / \partial t^2 [\partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2 + 1 / \rho_0 \partial / \partial z (\rho_0 \partial / \partial z)] v_z + N^2 (\partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2) v_z = 0 \quad \mathbf{2.22.}$$

Si se hace la simplificación adicional de que la variación en el tiempo de ρ_0 es mucho menor que la de v_z (aproximación de Boussinesq) se obtiene:

$$\partial^2 / \partial t^2 [\partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2 + \partial^2 / \partial z^2] v_z + N^2 (\partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2) v_z = 0 \quad \mathbf{2.23.}$$

La solución de la ecuación 2.23 para la consideración de $\lambda \gg 8$ Kms. es proponer la función:

$$v_z = v_{z0} \cos(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r} - \omega t) \quad \mathbf{2.24}$$

Reemplazando 2.24 en 2.23 queda:

$$\omega^2 = N^2 \cdot (k^2 + l^2) / (k^2 + l^2 + m^2) \quad 2.25$$

La ecuación 2.25 es conocida como *la relación de dispersión de ondas*; utilizando coordenadas polares esféricas para describir la solución se tiene que:

$k = k \cos\phi \cos\theta$, $l = k \cos\phi \sin\theta$ y $m = k \sin\phi$; siendo entonces la frecuencia de gravedad para este caso particular:

$$\omega = N \cdot \cos\phi \quad 2.26$$

Reemplazando 2.26 en la ec. 2.25 y luego sustituyendo esta solución en la ecuación 2.20 se obtiene:

$$p^{(1)} = -(k^2 + l^2) m \omega \rho_0 v_{z0} \cos(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r} - \omega t) \quad 2.27$$

Realizando pasaje de términos y reemplazando en 2.25 se obtiene:

$$p^{(1)} = -v_{z0} \sin(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r} - \omega t) \cdot N^2 / (\omega \rho_0) \quad 2.28 \text{ a}$$

$$y \quad v_x = v_y = -k \text{ (o } l) / (k^2 + l^2) m \rho_0 v_{z0} \cos(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r} - \omega t) \quad 2.28 \text{ b}$$

Las ecuaciones 2.28 se conocen como *relaciones de polarización de la velocidad de grupo* de ondas de gravedad \mathbf{v}_G .

$$\mathbf{v}_G = \sin\phi (\sin\phi \cdot \cos\theta \mathbf{i} + \sin\phi \cdot \sin\theta \mathbf{j} - \cos\phi \mathbf{k}) N/k \quad 2.29$$

2.2.2 Energía

La ecuación de la conservación de la energía para este caso particular tiene la forma:

$$d/dt(\rho_0/2(v_x^2 + v_y^2 + v_z^2) + g^2 \cdot p^{(1)2}/(2 \rho_0 \cdot N^2)) + \partial/\partial x(p^{(1)} \cdot v_x) + \partial/\partial y(p^{(1)} \cdot v_y) + \partial/\partial z(p^{(1)} \cdot v_z) = 0$$

2.30

Esta última ecuación se puede integrar y obtener valores instantáneos, pero como el fenómeno es oscilante, interesa encontrar el valor medio de la energía por unidad de masa, el que se puede obtener por:

$$\langle E \rangle = \rho_0/2 \langle (v_x^2 + v_y^2 + v_z^2) \rangle + 1/2 \langle g^2 \cdot p^{(1)2}/(\rho_0 \cdot N^2) \rangle \quad 2.31$$

El flujo de energía está dado por $\Phi = p^{(1)} \cdot v$, entonces para este caso es:

$$\Phi = \omega \rho_0 \cdot v_{z0}^2 / (2k \cos\phi) \quad 2.32$$

Operando e puede observar que $\Phi = \langle E \rangle \cdot v_G$ que tiene una analogía total con el vector de Poynting para el caso de ondas de gravedad.

Para el caso particular que se esta tratando tenemos que $\Phi_z = - \omega m \rho_0 \cdot v_{z0}^2 / (k^2 + l^2)$; se puede apreciar que el último resultado indica que *si v_G se dirige hacia abajo, la energía fluye hacia arriba y viceversa.*

2.2.3 Oscilaciones boyantes

Si se toma como estado de referencia la atmósfera a gran escala, se podrían medir sus características por medio de un radiosondeo, y que la temperatura potencial en este ambiente disminuye con la altura ($\partial\theta_0/\partial z > 0$), entonces la parcela de aire se desplazará hacia arriba o hacia abajo por la adiabática seca experimentando fuerzas externas de restauración. Esta situación sugiere que una atmósfera estable conduce a la parcela en una oscilación alrededor

de su punto de equilibrio. ⁽¹⁾Se puede considerar un flujo Boussinesq de aire seco sin fricciones para una parcela de aire, en ese caso la frecuencia boyante se simplifica a:

$$B = g \cdot \rho / \rho_0 \quad \mathbf{2.33}$$

Por otra parte la *componente vertical* de la ecuación de movimiento y la primera ley de la termodinámica conduce a:

$$Dv_z/Dt = B \quad \mathbf{2.34 a}$$

$$DB/Dt = -v_z \cdot N^2 \quad \mathbf{2.34 b}$$

Combinando las ecs. 2.34 se obtiene:

$$D^2v_z/Dt^2 + N^2v_z = 0 \quad \mathbf{2.35}$$

Cuya solución es:

$$v_z = v_z^* \cdot e.((N^2)^{1/2} \cdot t) \quad \mathbf{2.36}$$

Evidentemente, la velocidad ascensional es oscilante, donde v_z^* es la amplitud compleja de la onda y $(N^2)^{1/2}$ es la frecuencia de oscilación conocida como *frecuencia boyante*.

2.2.4 Teoría formal de las ondas de gravedad

La presencia de una oscilación boyante de las parcelas de aire en la atmósfera se debe al efecto de la gravedad actuando sobre las anomalías de la densidad en la atmosférica como una fuerza de restauración sobre los fluidos, produciendo un movimiento oscilatorio. Para ejemplificar es bueno suponer el caso ideal en que una parcela de densidad uniforme ρ_1 se sumerge hacia abajo de una capa de densidad uniforme ρ_2 . Considerando que inicialmente

ambos fluidos están en balance hidroestático, el espesor medio de la capa de abajo es h_m . Cuando el espesor de la capa es perturbado en una cantidad pequeña $h^{(1)}$ el espesor total de la capa en ese lugar va a ser $h = h_m + h^{(1)}$. Si se supone por simplicidad que no existe un gradiente de presión horizontal dentro de la capa, entonces la parcela de menor densidad introduce un gradiente de presión en los límites, que en la dirección x es: $-g(\delta\rho/\rho_1)h_x^{(1)}$, donde $\delta\rho = \rho_1 - \rho_2$.

Para continuar con las simplificaciones, se supondrá que no existen variaciones en la dirección y , se despreciarán los efectos debido a Coriolis y se considerará al fluido no-viscoso. En esta situación, la forma de la perturbación de la ecuación de movimiento es lineal; y la ecuación de continuidad a lo largo del eje x es:

$$dv_x^{(1)}/dt + U.dv_x^{(1)}/dx = -g(\delta\rho/\rho_1)h_x^{(1)} \quad \mathbf{2.37\ a}$$

y

$$dv_x^{(1)}/dt + dv_z^{(1)}/dx = 0 \quad \mathbf{2.37\ b}$$

donde U es la velocidad constante de base del fluido y la velocidad vertical $v_z = dh/dt + U.dh/dx$ y si el fluido se encuentra sobre una superficie fija plana se tiene que $v_z(0) = 0$.

Integrando la ecuación 1.37 b entre $z = 0$ y $z = h$ y operando se obtiene:

$$[\partial/\partial t + U.\partial/\partial x]^2 h^{(1)} - g.h_m.(\delta\rho/\rho_1) \partial^2 h^{(1)}/\partial x^2 = 0 \quad \mathbf{2.38}$$

que tiene una solución de la forma:

$$h^{(1)} = A.e^{ik(x-ct)} \quad \mathbf{2.39}$$

donde A es una constante de proporcionalidad y $c = U \mp (g.h_m.\delta\rho/\rho_1)^{1/2}$.

Entonces la perturbación en el espesor de la capa de abajo, se propaga en forma de onda con número de onda k y velocidad c . Como la fuerza del efecto boyante tiende a restaurar el espesor de la capa a su valor medio h_m , su grosor medio en un lugar del fluido y su altura media. El exceso de masa es transferido a lugares adyacentes en la dirección de x , donde una nueva perturbación es creada sobre la cual actúa nuevamente el efecto boyante.

El caso en que el flujo neto es cero ($U=0$), y la parcela contiene aire y la capa de abajo está constituida por agua líquida ($\delta\rho \approx \rho_1$) y $c = \pm (g \cdot h_m)^{1/2}$. Esta velocidad es la de ondas de gravedad en capas de agua de espesor h_m , que es conocida como *velocidad de onda superficial del agua*. Este prototipo es útil para estudiar ciertos tipos de analogías con movimientos atmosféricos, pero es una restricción muy limitada debido a que solo es capaz de describir la propagación de una onda de este tipo en un plano. Como la atmósfera se encuentra continuamente estratificada en la dirección vertical, las ondas de gravedad pueden propagarse tanto verticalmente como horizontalmente.

Si se sigue considerando el caso de un movimiento constante medio en la dirección de x para un flujo sin fricción y adiabático sin intercambio de calor, las ecuaciones son:

$$[\partial/\partial t + U \cdot \partial/\partial x](\partial v_y^{(1)}/\partial z - \partial v_z^{(1)}/\partial x) + B_x^{(1)} = 0 \quad \mathbf{2.40}$$

Si se considera la ecuación de fluidos incompresibles y se opera con sus ecuaciones ²se obtiene:

$$[\partial/\partial t + U \cdot \partial/\partial x]^2(\partial^2 v_z^{(1)}/\partial x x + \partial^2 v_z^{(1)}/\partial z z) + N^2 \partial^2 v_z^{(1)}/\partial x x = 0 \quad \mathbf{2.41}$$

Cuya solución es:

$$v_z^{(1)} = C \cdot e^{i(kx + mz - \nu t)} \quad \mathbf{2.42}$$

² Houze, Robert A., “*Cloud Dynamics*”. pag. 46

donde C es una constante de proporcionalidad a determinar por las condiciones propias del problema y la frecuencia está dada por la relación de dispersión:

$$\nu = Uk \mp Nk/(k^2 + m^2)^{1/2} \quad 2.43$$

Estas soluciones son las llamadas *ondas de gravedad interna*, las cuales se propagan con componentes de velocidad de fase verticalmente y horizontalmente.

2.2.5 Oscilaciones inerciales

El efecto Coriolis actúa como una fuerza de restauración horizontal a las pequeñas perturbaciones debido a una separación del estado de equilibrio geostrofico, produciendo un efecto similar a la frecuencia boyante en la dirección vertical. La ec. diferencial de este proceso atmosférico está dado por:

$$D^2 v_x / Dt^2 + v_x f \partial M_0 / \partial x = 0 \quad 2.44$$

cuya solución es de la forma:

$$v_x^{(1)} = C_x \cdot e^{i(kx - \nu t)} \text{ con } \nu = \mp (f \partial M_0 / \partial x)^{1/2} = \mp (f \partial v_{x0} / \partial x + f^2)^{1/2} \quad 2.45$$

donde M_0 es el momento absoluto del estado de base de la atmósfera y C_x una constante de proporcionalidad a determinar.

2.2.6 Ondas inercio-gravitacionales

De la combinación de los dos tipos de ondas estudiadas en los puntos anteriores sobre los gases atmosféricos surge como resultado la propagación de ondas tri-dimensionales

llamadas *ondas inercio-gravitacionales*. Sus ecuaciones de movimiento de componentes horizontales son:

$$dv_x^{(1)}/dt = - \partial \Pi^{(1)}/\partial x + f v_y^{(1)} \quad \mathbf{2.46\ a}$$

y

$$dv_y^{(1)}/dt = - \partial \Pi^{(1)}/\partial y - f v_x^{(1)} \quad \mathbf{2.46\ b}$$

donde $\Pi = \rho^*/\rho_0$, y la ecuación vertical de movimiento es:

$$dv_z^{(1)}/dt = - \partial \Pi^{(1)}/\partial z + B^{(1)} \quad \mathbf{2.46\ c}$$

con $B^{(1)} = -N^2 v_z^{(1)}$ y las ecuaciones 2.46 se pueden combinar en la ecuación de onda:

$$\partial^2 v_z^{(1)}/\partial t^2 + \partial^2 \Pi^{(1)}/\partial z \partial t + N^2 v_z^{(1)} = 0 \quad \mathbf{2.47}$$

que junto con la ecuación de continuidad:

$$\partial v_x^{(1)}/\partial x + \partial v_y^{(1)}/\partial y + \partial v_z^{(1)}/\partial z = 0 \quad \mathbf{2.48}$$

dan soluciones de la forma:

$$\Pi^{(1)}, v_x^{(1)}, v_y^{(1)}, v_z^{(1)} \propto e^{i(kx + ly + mz - \nu t)} \quad \mathbf{2.49}$$

con:

$$\nu^2 = N^2(k^2 + l^2)/(k^2 + l^2 + m^2) + f^2 m^2/(k^2 + l^2 + m^2) \quad \mathbf{2.50}$$

para el caso particular de movimientos hidroestáticos ($m^2 \gg k^2 + l^2$) la ecuación 2.50 se reduce a:

$$\nu^2 = N^2(k^2 + l^2)/(m^2) + f^2 \quad \mathbf{2.51}$$

2.2.7 Ondas de montaña

Cuando se aplican los conceptos desarrollados en los puntos anteriores a una atmósfera que presenta elevaciones topográficas como obstáculos a la circulación su aire, la ecuación de onda es:

$$\nabla^2 \psi + \gamma^2 \psi = 0 \quad 2.52$$

a) Caso de una montaña tipo periódica

Si se tiene una cadena montañosa tipo periódica (ver figura 3) cuya curva de relieve está dada por la función $h(x) = h_m \cos(kx)$ tal que se obtiene:

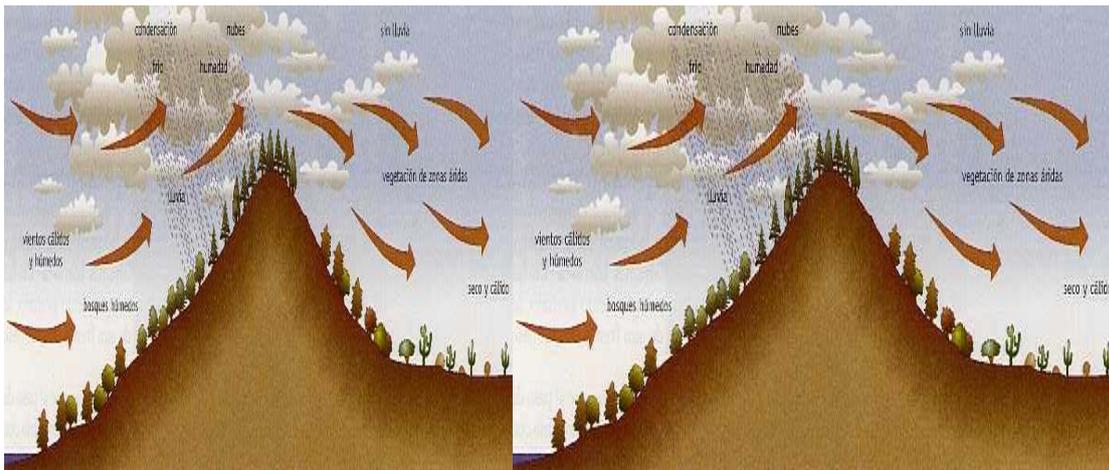


Figura nº 3. Cadena montañosa periódica. (“Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente”. Luis Echarri Print.)

Las soluciones están dadas por:

$$\psi = U \cdot h_m \cdot \cos(kx + \omega t) \quad \text{para } N/U > k > 0 \quad 2.58 \text{ a}$$

y

$$\psi = U \cdot h_m \cdot e^{(\omega t)} \cos(kx) \quad \text{para } k > N/U \quad 2.58 \text{ b}$$

con:

$$\omega^2 = (N/U)^2 - k^2 \quad 2.58 \text{ c}$$

y el flujo vertical de la onda es:

$$F_z = \frac{1}{2} \rho_0 v_z h_0^2 U^2 (N^2 - U^2 k^2)^{1/2} \quad 2.59$$

b) Caso de una sola montaña

En el caso en que tiene una sola montaña, la función que describe al perfil del relieve de la misma es:

$$f(x) = h_m / [1 + (x/a)^2] \quad 2.60$$

los parámetros de la función se pueden apreciar en la figura 3.

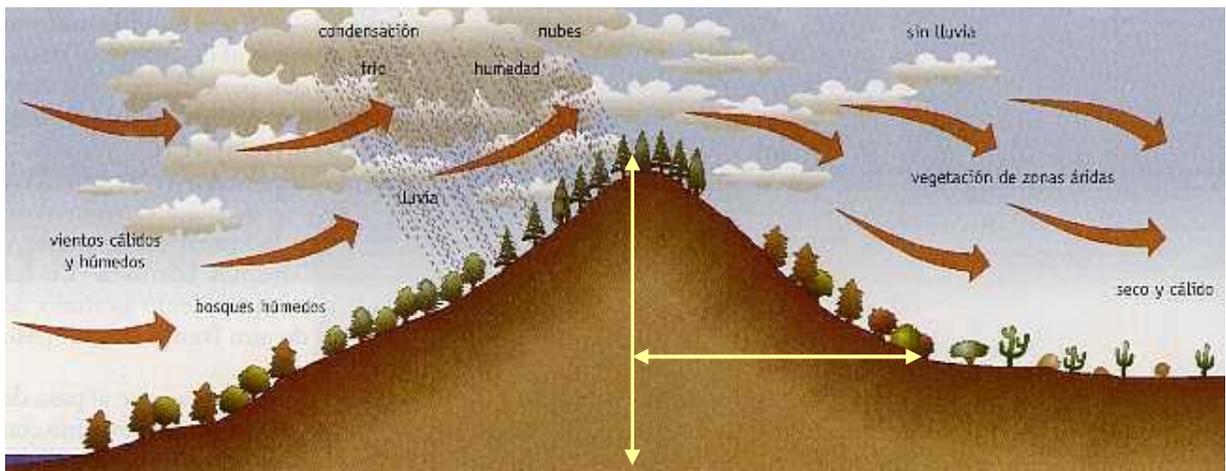


Figura nº 4. Una sola montaña de altura máxima h_m y semi-ancho a . (“Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente”. Luis Echarri Print.)

La solución de la ecuación diferencial 2.52 para este caso es:

$$\psi = U \cdot h_m \cdot a \cdot \int_0^{N/U} e^{-ka} \cos[kx + (N^2/U^2 - k^2)^{1/2} z] dk + U \cdot h_m \cdot a \cdot \int_{N/U}^0 e^{-ka} \cos kx e^{(N^2/U^2 - k^2)^{1/2} z} dk \quad 2.61$$

Un indicador importante de estas soluciones es el parámetro $p = Na/U$, ya que según el caso se tiene:

- a. Si $p \gg 1$ se tiene montañas gruesas y vientos débiles, en estos casos las ondas de montañas se circunscriben a los entornos de la misma.
- b. Si $p=1$ (o aproximado), la montaña produce ondas atmosféricas que se propagan en todas las direcciones de la formas descritas por la ecuación.
- a. Si $1 \gg p$ se tienen montañas muy angostas y vientos fuertes, en este caso las ondas decaen exponencialmente muy rápido, y el efecto neto es prácticamente como si no se produjeran ondas.

2.2.8 Ondas atmosféricas en Mendoza

Es conocido mundialmente el problema singular de las tormentas convectivas intensas en la provincia de Mendoza de Argentina; también lo es el hecho particular de su Geografía cuando se hace referencia a la existencia de la Cordillera de Los Andes y su disposición de Norte a Sur, produciendo un obstáculo a la circulación de vientos en la baja atmósfera.

Una de las cuestiones de interés, es si las ondas de montaña que esta barrera natural provocan, se correlacionan o no con los procesos tormentosos señalados. En otras palabras, es necesario investigar si existe correlación entre estos procesos.

La bibliografía y publicaciones existentes, muestran que el conocimiento actual sobre el tema se lo puede clasificar desde los siguientes puntos de vista:

- Una visión general desde el estudio de las ondas de gravedad en forma global, y el problema de las ondas de montaña como un caso particular de éstas.
- El análisis de las ondas de montaña en general, aplicadas al caso puntual de la Cordillera de Los Andes.

- La utilización de modelos numéricos para predecir y pronosticar ondas de montañas en una región dada.
- El estudio de la influencia de los procesos convectivos intensos como factor de génesis de las ondas de montaña.
- La investigación de la posibilidad de que las ondas de montaña sean generadoras de procesos convectivos tormentosos intensos.

Se desea determinar la posible existencia de una influencia de las ondas de montaña debida a la cordillera de Los Andes que establecen condiciones de contorno favorables a los distintos procesos atmosféricos severos en la Provincia de Mendoza.

2.2.9 Observaciones y análisis por Medio de MLS con el satélite UARS.

Jiang, Wu, Eckermann y Ma han estudiado el tema utilizando el método de Microwave Limb Sounder (MLS) que se basa en las mediciones realizadas por el Upper Atmosphere Research Satellite (UARS). El UARS MLS mide la radiancia de O_2 a alturas tangenciales entre 0 y 90 Kms. con 15 canales espectrales distintos. Las radiancias saturadas son buena medida de la temperatura del aire en la capa en la cual la atmósfera se transforma en opaca. Como el satélite se mueve, detecta las fluctuaciones en la radiancia saturada reflejada por la atmósfera inducida por la variación de temperatura debido a las ondas de gravedad. Por medio de esta técnica se ha podido establecer que en la región sur de Los Andes la dirección de propagación de las ondas de montaña observadas en la estratosfera tienen una componente horizontal \mathbf{k}_h que es opuesta al vector de viento \mathbf{u} . En otras palabras, las ondas de montaña observadas por MLS al sur de Los Andes están dominadas por ondas que tienen velocidades horizontales de fase opuestas a los jet estratosféricos. Jiang y otros mostraron en el 2002 que *la*

amplitud de las ondas parecen correlacionarse bien con la intensidad del viento ascendente en la superficie de Los Andes.

Jiang y Wu en su publicación “*Upper Atmosphere Research satellite(UARS) MLS observation of mountain waves over Los Andes*” afirman que existe una fuerte variabilidad anual sobre la montaña de Los Andes, y que existe una fuerte correlación de las condiciones asociadas a las vientos en superficie con la generación y propagación de las ondas de montaña. En escala horizontal, las ondas de montaña sobre Los Andes pueden tener dos longitudes de ondas preferenciales a 110 Km. y 400 Km. aproximadamente. El resultado de estos análisis confirman el hallazgo de Tsuda y Hocke en el año 2000 que por medio de técnicas de ocultamiento de GPS mostraron incrementos de fluctuaciones de temperatura en la estratósfera que son inducidas por las ondas de montaña.

El mecanismo de excitación y propagación de las ondas de montaña ha sido examinado por numerosos estudios de modelación, pero el conocimiento climatológico de la propagación en la estratósfera se mantiene limitado. Observaciones detalladas y modelación son necesarias para cuantificar las interacciones entre los vientos en superficie y la topografía.

Mc Landress en 2000 mostró que puede existir una variabilidad de las fuentes de ondas de gravedad tales como los procesos de convección intensa y la topografía de la superficie.

Finalmente, los estudios utilizando esta técnica sugieren que *un evento climático anormal tal como El Niño puede jugar un importante rol en la generación y modulación de las ondas de montaña sobre Los Andes y la intensidad de la onda que alcanza la estratósfera.*

2.2.10 El rol de los vientos en superficie

La tecnología MSL muestra que los campos de vientos (U) arriba de la región de Los Andes presentan períodos activos y períodos no activos. Durante los períodos activos, el viento en la estratósfera y tropósfera *son dominados por los vientos del Oeste y no aparecen*

en esta región niveles críticos de ondas de montaña (líneas de viento nulo). Durante los períodos de inactividad, los niveles críticos están presentes a aproximadamente unos 46 hPa (22 Km.), los cuales evitan la propagación de las ondas de montaña que se dirigen hacia la estratósfera.

Alexander en 1998 y Jiang y Wu en el 2000 utilizando la técnica de MSL establecieron la relación entre la propagación de las ondas de gravedad y el viento en superficie. En primer orden se puede relacionar la longitud de onda vertical con la velocidad del viento horizontal por la ecuación encontrada por Eckermann en 1995:

$$\lambda_z = \frac{2\pi(c - U \cos \theta)}{N_{bf}} \quad 2.62$$

donde c es la velocidad de fase de la onda horizontal con respecto al suelo. U es la velocidad del viento en superficie. θ es el ángulo entre la velocidad del viento y la dirección de propagación de la onda. N_{bf} es la frecuencia boyante. Usualmente, las ondas de montaña son consideradas estacionarias (es decir $c=0$) y puede propagarse sólo cuando su velocidad de fase horizontal es distinta de cero con respecto al flujo en superficie ($c - U \cos \theta \neq 0$). *Cuando existen niveles críticos para la onda de montaña ($c=0$ y $U=0$), la longitud de onda vertical desaparece y las ondas son siempre absorbidas. Tales mecanismos han sido observados durante el verano.*

2.2.11 Simulación MWFM (Mountain Wave Forecast Model)

El estudio del efecto de vientos locales y la temperatura en la evolución de las ondas de montañas sobre Los Andes, fue realizado por el Laboratorio Naval de Investigaciones (NRL). El MWFM es una parametrización que opera sobre grillas de vientos y temperaturas atmosféricas; la clave es la descomposición de la topografía global en una lista de cumbres

cuasi-bidimensionales, cada una con características de ancho, largo, alto, orientación horizontal y calidad que definen el tipo de onda de montaña forzada por los flujos direccionales. Perfiles verticales de viento y temperatura determinan la evolución de la amplitud y propagación de las ondas con la altura. *Las amplitudes están gobernadas por la conservación del flujo vertical de la densidad a la acción de la onda, sujeto a un umbral de ruptura basado en la inestabilidad convectiva y la dinámica.*

Una gran concordancia existe entre los resultados obtenidos por esta tecnología aplicada a las ondas de montaña y las observaciones realizadas por MSL.

2.2.12 Importancia de la velocidad del viento ascendente y el gradiente de temperatura meridional.

Los vientos estratosféricos son cruciales para que las ondas de montaña alcancen la estratósfera, cerca de la superficie (750-950 hPa) los vientos son otro factor determinante en la intensidad de las ondas de montañas forzadas sobre la región de Los Andes. Las diferentes magnitudes en las actividades de las ondas observadas durante los períodos activos pueden ser debido al volcado y/o filtrado en ondas de propagación de diferentes intensidades durante su generación. Su explicación parece no diferir de las explicaciones de la variación de la radianza. Se debe a la variación de los vientos cerca de la superficie. Los campos de viento, justo al Oeste de Los Andes pueden ser el resultado del flujo de viento que es re-direccionado meridionalmente por la topografía de Los Andes.

Basado en las ecuaciones térmicas del viento (Holton, 1979) la intensidad del flujo troposférico cuasi zonal es proporcional al gradiente de temperatura meridional.

2.2.13 Las ondas de gravedad y su rol en la iniciación de la convección

A través de la teoría de ondas CISK (Convective Instability of the Second Kind) desarrollada por Lindzen en 1994 y Raymond en 1995, las ondas de gravedad han sido presentadas como formadas por el calor latente liberado por los procesos de convección profunda, y cómo ellas pueden colaborar con la iniciación de los procesos convectivos intensos.

Todas las ondas de gravedad en la atmósfera son el resultado de algún tipo de perturbación. Existen distintos caminos para crear estas perturbaciones: el calor latente cedido por procesos convectivos profundos, las corrientes descendentes de las tormentas y efectos de ductos o de guía de onda formados en la atmósfera por condiciones especiales de la misma.

Se pueden sintetizar como hechos de importancia los siguientes:

1. La amplitud de las ondas de montaña sobre Los Andes parece correlacionarse con la intensidad del viento ascendente en la superficie.

2. En escala horizontal, las ondas de montaña sobre Los Andes pueden tener dos longitudes de ondas preferenciales a 110 Km. y 400 Km. aproximadamente

3. Eventos climáticos anormales tal como El Niño juegan un importante rol en la generación y modulación de las ondas de montaña sobre Los Andes y la intensidad de la onda que alcanza la estratósfera.

4. Las ondas de montaña arriba de la región de Los Andes presentan períodos activos y períodos no activos:

- Durante los períodos activos, el viento en la estratósfera y tropósfera es dominado por los vientos del Oeste y no aparecen en esta región niveles críticos, siendo el invierno la época más activa.

- Cuando existen niveles críticos para la onda de montaña, la longitud de onda vertical desaparece y las ondas son siempre absorbidas. Tales mecanismos han sido observados durante el verano.

5. Cerca de la superficie (750-950 hPa) los vientos son otro factor determinante en la intensidad de las ondas de montañas forzadas sobre la región de Los Andes. Las diferentes magnitudes en las actividades de las ondas observadas durante los períodos activos pueden ser debido al volcado y/o filtrado en ondas de propagación de diferente intensidad durante su generación.

6. La intensidad del flujo troposférico cuasi zonal de las ondas de montaña sobre Los Andes es proporcional al gradiente de temperatura meridional.

Capítulo 3: Modelo conceptual de la formación de tormentas severas

3.1 Formación de nubes

Debido a la acción del calentamiento del mar por la radiación solar, se evaporan en promedio unas 500.000 toneladas de agua por día. El vapor de agua producto de la evaporación asciende por convección y comienza a enfriarse hasta que condensa nuevamente, formando gotas microscópicas, que a su vez, darán origen a nubes, tal como muestra el esquema de la figura 5.

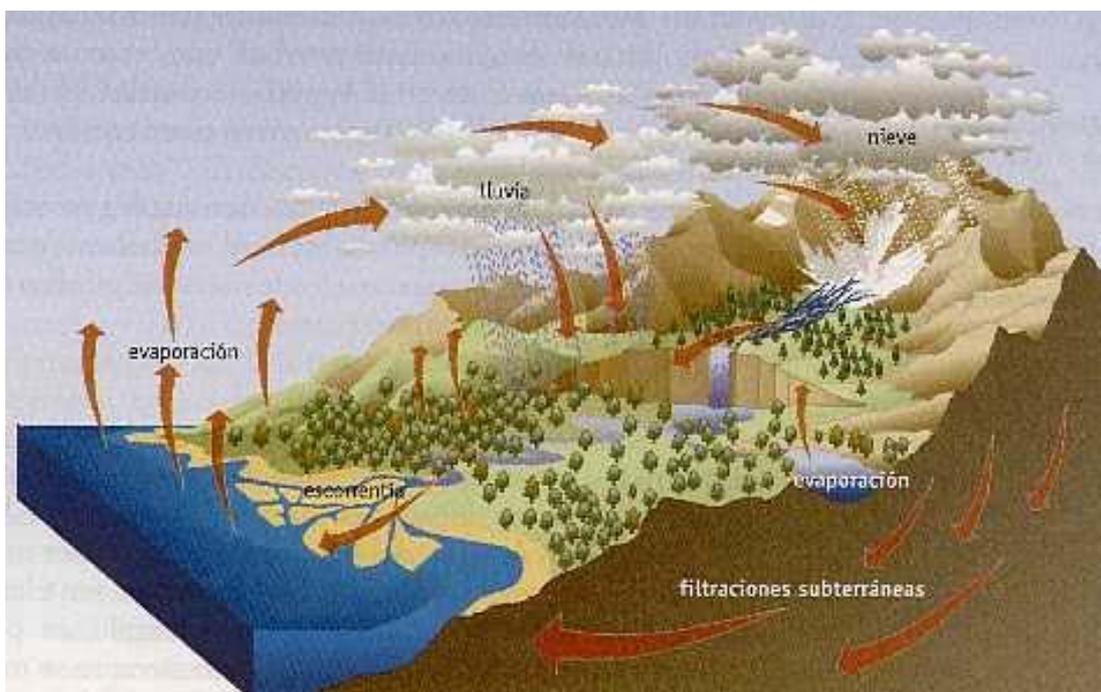


Figura n° 5: Esquema de evaporación del agua del mar y formación de nubes. (“Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente”. Luis Echarri Print.)

En lo que resta del capítulo, se profundizarán estos mecanismos desde el punto de vista de la microfísica, en orden a lograr una mayor comprensión de los procesos que intervienen en la formación de tormentas severas.

3.1.1 Formación de gotas de nubes

Las gotas en una nube se forman a partir de un proceso que se conoce como *nucleación*, en el cual las moléculas de vapor de agua cambian a un estado de mayor orden. Para ver como este proceso toma lugar, consideremos las condiciones requeridas para la formación de una gota de nube a partir de vapor de agua pura, este caso es llamado *nucleación homogénea*, en distinción del caso de *nucleación heterogénea*, en el cual las moléculas de vapor de agua se coleccionan sobre una sustancia extraña. Si la gota embrión de agua pura tiene radio R , entonces la energía necesaria para lograr formar la gota será:

$$\Delta E = 4\pi R^2 \sigma_{vl} - 4/3\pi R^3 n_l (\mu_v - \mu_l) \quad 3.1$$

Donde el primer término de la derecha es la energía necesaria para crear la superficie de interfase líquido-vapor de la gota, aquí σ_{vl} es el trabajo por unidad de área requerido para la creación de la superficie y es conocido como *Tensión Superficial*. El segundo término de la derecha de la ecuación 3.1 representa la energía asociada con el cambio de las moléculas de vapor de agua en fase líquida de la gota, y está expresada en términos de energía libre de Gibbs. La energía libre de Gibbs para una sola molécula de vapor es μ_l , mientras que para una sola molécula de agua líquida es μ_v ; n_l es el número de moléculas de agua líquida por unidad de volumen dentro de la gota. Se puede demostrar que:

$$\mu_v - \mu_l = k_B T \ln(e/e_s) \quad 3.2$$

Donde k_B es la constante de Boltzmann, e la presión de vapor y e_s la presión de saturación de vapor sobre una superficie plana de agua. Esto implica que el segundo término de la derecha de la ecuación 3.1 depende de la humedad del aire que rodea a la gota. Para

³ Houze Jr, "Clouds Dynamics"

obtener el radio crítico a la que una gota se forma, se debe sustituir la ec. 3.2 en la ec. 3.1 y exigir condición $d(\Delta E)/dt = 0$. Al realizar esta operación y despejar R , se obtiene el radio crítico R_c buscado como:

$$R_c = 2 \sigma_{vl} / (n_l k_B T \ln(e/e_s)) \quad 3.3$$

Conocida como *ecuación de Kelvin*, como se puede observar el radio crítico para la formación de una gota de nube por nucleación homogénea depende fuertemente de la humedad relativa del aire circundante (definida como $100\% \cdot e/e_s$). Se puede observar a partir de la ecuación 3.3 que cuando el aire que rodea a la gota de nube tiende a saturarse (e/e_s tiende a 1), el radio crítico R_c tiende a infinito; en otras palabras, el aire debe estar altamente saturado ($e/e_s \gg 1$) para que gotas de pequeño R_c se formen tal como ocurre en la naturaleza.

Debe notarse también, que según la ecuación 3.3 R_c depende también de la temperatura T , no sólo porque aparece explícitamente en el denominador, sino además porque σ_{vl} y e_s son funciones de T , aunque en el rango de temperaturas a las que se producen estos procesos, estas últimas dependencias son débiles. Sin embargo, el hecho más importante de este análisis es la fuerte relación de dependencia que existe entre el radio crítico R_c y el grado de sobresaturación del aire. Para que una gota de nube se pueda formar a partir de nucleación homogénea, el aire circundante debe estar saturado en un 300% a un 400%. Pero en la atmósfera, extrañamente el aire supera la saturación del 1%. De lo expuesto, se debe concluir que la nucleación homogénea como mecanismo de formación de gotas de nubes, es un proceso que no es natural.

Del análisis hecho en el punto anterior se desprende que la nucleación heterogénea es la responsable de la formación de la mayoría de las gotas de nubes; en este proceso, millones de pequeñas partículas de aerosoles que se encuentran en la atmósfera participan de un modo fundamental. Si la tensión superficial entre la superficie de la partícula nucleante y el agua es

lo suficientemente baja, el agua podrá formar una gota sobre ella colectando las moléculas de agua, a este tipo de aerosoles se los conoce como CCN (cloud condensation nucleus). Los CCN con insolubles en agua, y las leyes físicas que gobiernan la formación y desarrollo de las gotas de nubes son las mismas que gobiernan a la nucleación homogénea.

3.1.2 Condensación, evaporación y precipitación

Una vez formadas, las gotas de nube pueden seguir creciendo por la difusión de vapor hacia ellas, este proceso es conocido como *condensación*. El proceso inverso, es decir la disminución del tamaño de la gota por la difusión de las moléculas de agua líquida a vapor es llamado *evaporación*. Cuando una gota de nube crece, se encuentran presente ambos mecanismos, y su existencia o no queda supeditado a cuál tenga mayor influencia.

Si los procesos de condensación son de mayor importancia que los de evaporación, la gota de nube crecerá en tamaño y masa hasta que comenzarán a caer por efecto de las fuerzas gravitacionales, en la caída su velocidad se verá retardada por las fuerzas de fricción del aire. La velocidad resultante es una velocidad constante que se conoce con el nombre de *velocidad terminal de caída* v_t . Esta velocidad es despreciable ($v_t = 0$) para gotas con radio R menor a 0,1 mm., fijando un umbral para el tamaño de gotas de nube; así, las gotas que tengan un radio menor a 0,1 mm. quedarán suspendidas en el aire indefinidamente, por el contrario, aquéllas que superen este tamaño caerán formando la precipitación de la nube. La precipitación de gotas pequeñas (radios menores a 0,25 mm.) es llamada *llovizna*. La precipitación cuyas gotas tienen un radio superior a 0,25 mm. es conocida como *lluvia*.

La velocidad terminal de caída v_r de las gotas de precipitación aumenta con su radio R . Para radios inferiores a 0,5 mm. el crecimiento de v_r es lineal con R . Para gotas de precipitación con radios mayores a 3 mm. la velocidad terminal de caída se transforma en

constante, de modo tal que si la gota continúa creciendo en tamaño, v_r seguirá teniendo el mismo valor.

3.1.3 Coalescencia

Las gotas de nubes crecen por coalescencia debido a la unión a otras gotas cercanas. Para entender este proceso, se puede imaginar que una gota de masa m cae a través de una nube con gotas de masa m' , las gotas más grandes caen a una velocidad mayor que las pequeñas y en su recorrido cuando se encuentren con alguna más pequeña, se unirán por colisión. Debe tenerse en cuenta que la colisión de dos o más gotas no garantiza coalescencia, las gotas pueden tener un efecto “rebote” en la colisión y la unión no llevarse a cabo, pero se ha comprobado experimentalmente que cuando las gotas se cargan eléctricamente, la coalescencia por colisión siempre se produce, y como en la nube el ambiente siempre está cargado eléctricamente; no se comenten errores importantes de cálculo si se considera que siempre la colisión de dos o más gotas producen unión por coalescencia.

Finalmente, las gotas alcanzan cierto tamaño por el cual se vuelven inestables y como consecuencia se dividen en gotas más pequeñas.

3.1.4 Congelamiento y partículas de hielo

Las partículas de hielo en una nube pueden formarse a partir de cualquiera de las otras dos fases: líquida o gaseosa. La teoría de formación de hielo por nucleación homogénea a partir de agua líquida es análoga a la nucleación de gotas a partir de vapor. Un embrión de hielo puede considerarse como un poliedro cuyo es volumen $V = \alpha_i \frac{4}{3} \pi R^3$ y su área superficial $S = \beta_i 4 \pi R^2$; donde R es el radio de la esfera que contiene el poliedro; y α_i y β_i son ligeramente mayor que la unidad. Por analogía con el análisis realizado para la nucleación

homogénea de una gota de nube, se obtiene la expresión para el radio crítico R_c de una partícula de hielo:

$${}^4R_c = 2 \beta_i \sigma_{hl} / (\alpha_i n_h k_B T \ln(e/e_{sh})) \quad 3.4$$

Donde σ_{hl} es la energía libre de interfase hielo-líquido, n_h la cantidad de partículas de hielo por unidad de volumen y e_{sh} es la presión saturación de vapor con respecto a una superficie plana de hielo.

Resultados teóricos y empíricos indican que la nucleación homogénea de agua líquida ocurre a temperaturas ambiente de -35°C a -40°C , dependiendo del tamaño de la gota que se va a congelar. Este es un rango de temperaturas que se natural hallar en una nube, generalmente se encuentran en las partes altas de la atmósfera, produciendo partículas de nubes en cristales sólidos por nucleación homogénea espontánea.

Pero las observaciones y mediciones de partículas de nubes muestran que importantes cantidades de cristales de hielo existen entre 0°C y -40°C ; este hecho que discrepa con la teoría de la nucleación homogénea, sólo puede explicarse desde los conceptos de la nucleación heterogénea, que en analogía con la formación de gotas por este mismo mecanismo, establece que las partículas de hielo se nuclean sobre la superficie de una partícula extraña, reduciendo el valor del radio crítico R_c necesario para que se produzca la agregación de las moléculas de agua y su posterior congelamiento. La gran diferencia que presenta este mecanismo con su análogo de formación de gotas, es que no cualquier partícula puede actuar como núcleo glaciógeno. La condición necesaria para que un aerosol sea útil para establecer nucleación heterogénea, es que su red cristalina tenga un alto grado de similitud con la estructura molecular de cristalización de las gotas de agua a esa temperatura; de esta manera es posible la formación de la superficie de interfase entre el embrión de hielo y la sustancia extraña.

⁴ Houze Jr., Robert. "Clouds Dynamics"

3.1.5 Formación de granizo

Generalmente el granizo se forma a partir de los embriones de hielo ya formados (graupel) que comienza a crecer a partir de la recolección de gotas de nubes enfriadas o sobre enfriadas. Las gotas al tomar contacto con los embriones se congelan y liberan una cantidad de calor latente de fusión L_f . Como entre la piedra de granizo y el medio que lo rodea existe una importante diferencia de temperatura, también se produce un flujo de calor desde las zonas más calientes a las zonas más frías; formalizando estos hechos en la ecuación del balance de energía térmica, se obtiene:

$$dQ_f/dt = M (L_f - c_a (T(R) - T_a)) \quad 3.5$$

donde se ha considerado que la piedra de granizo es esférica de radio R , M es la tasa de aumento de masa de la piedra de granizo como resultado de la colección de agua líquida, c_a es el calor específico del agua, T_a es la temperatura de las gotas de agua que son colectadas y $T(R)$ la temperatura de la piedra de granizo esférica de radio R .

Mientras el granizo se mantenga a una temperatura por debajo de 0°C , su superficie se mantendrá seca, por lo que este proceso se conoce como *crecimiento seco*. En el caso que una piedra de granizo se encuentre en una nube grande sobre-enfriada, entonces su temperatura de equilibrio puede ser aproximadamente 0°C ; a esta temperatura, las gotas sobre-enfriadas colectadas no se congelan espontáneamente por contacto con la superficie del granizo, y una considerable cantidad de ellas será colectada formando “trampas” de agua helada, este proceso se conoce como *crecimiento húmedo*. Durante todo su tiempo de vida, una piedra de granizo puede crecer alternativamente por cualquiera de los dos mecanismos, dependiendo de las zonas de nubes que atravesase en su recorrido. Cuando las piedras de

granizo son abiertas, ellas frecuentemente exhiben estructuras de capas que evidencian estos modos de crecimientos alternativos (ver figura 6).

Otro hecho interesante que surge de las mediciones realizadas dentro de una nube, es que las concentraciones de piedras de granizo medidas son muy superiores al máximo probable estimado por los cálculos teóricos (alrededor de 2 órdenes de magnitud); además, no son uniformes en el espacio y en el tiempo. Existen zonas muy localizadas donde se concentran las piedras de granizo en regiones mucho más bajas que el tope; en referencia al tiempo, existen formaciones periódicas súbitas que en tan sólo diez minutos generan el total de las concentraciones observadas. Algunas de las hipótesis sugeridas para explicar estos hechos son:

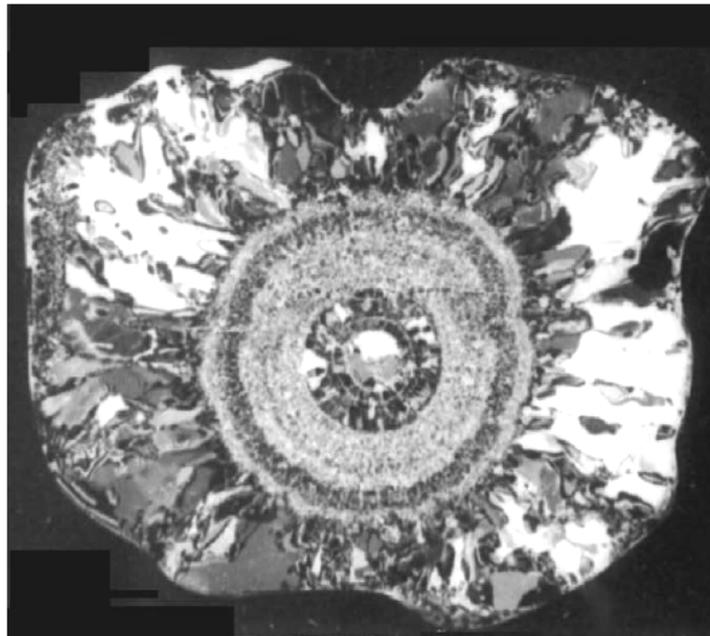


Figura n° 6: Imagen del corte de un granizo en el que pueden observarse el crecimiento seco (zonas opacas) y el crecimiento húmedo (zonas transparentes).

1. *Fragmentación de cristales de hielo:* Existen cristales que pueden quebrarse en trozos más pequeños como resultado de de colisiones entre ellos y/o shock térmicos.

2. *Nucleación de contacto*: La presencia de ciertos aerosoles que por contacto con gotas sobre-enfriadas a temperaturas más altas produciría nucleación heterogénea en un mecanismo distinto al estudiado.

3. *Nucleación por condensación y deposición*: Hay valiosa evidencia de que la actividad nucleante de los aerosoles atmosféricos por deposición o condensación, aumenta de gran forma cuando el ambiente supera la sobresaturación por encima del 1%. Un sector de la nube en donde se produzca sobresaturación crea una situación muy favorable para que aparezcan súbitamente grandes cantidades de partículas de hielo.

Los últimos dos mecanismos no requieren de la pre-existencia de partículas de hielo y pueden ayudar a la aparición de altas concentraciones por aparición súbita de granizo en el interior de las nubes a temperaturas del aire relativamente alta. *En estos procesos se basan los modelos conceptuales de siembra de competencia benéfica para mitigar el daño por precipitación de granizo.*

3.1.6 Velocidad de caída de las partículas de hielo de nube.

El valor de la velocidad de caída de partículas de hielo se encuentra dentro de un amplio rango. Las observaciones muestran que depende entre otros factores, del tipo de partícula, forma, peso y principalmente del tamaño.

Para el granizo, la velocidad de caída en m/seg. a una presión de 800 mb. y a una temperatura de 0°C, obedece a la ley empírica:

$${}^5_v = 9 \cdot d_g^{0.8} \qquad \qquad \qquad \mathbf{3.6}$$

donde d_g es el diámetro de la piedra de granizo esférica en cm. La ecuación 3.6 se obtuvo para piedras de granizo con diámetros entre 0,1 a 8 cm., dando un rango de velocidades de caída de

⁵ Houze Jr., Robert "Cloud Dynamics".

10 a 50 m/seg. Estos valores implican que la velocidad de la corriente ascendente que soporta estas piedras dentro de la nube debe ser comparable a ellas.

3.2 Ciclo de vida de una nube de tormenta

Todas las celdas de nubes graniceras pasan por etapas de evolución similares en su desarrollo. El paso de la etapa de “cúmulus” a la etapa de crecimiento llamada “en desarrollo” toma entre 10 y 20 minutos. Durante esta etapa, la nube se caracteriza generalmente por corrientes ascendentes y está completamente compuesta por gotas de nube de agua líquida super enfriada.

El paso siguiente a la etapa de desarrollo muestra el comienzo de la nucleación de los cristales de hielo y el crecimiento de la cima de la nube. Durante este lapso no se produce precipitación desde la nube (ver Fig. nº 7).

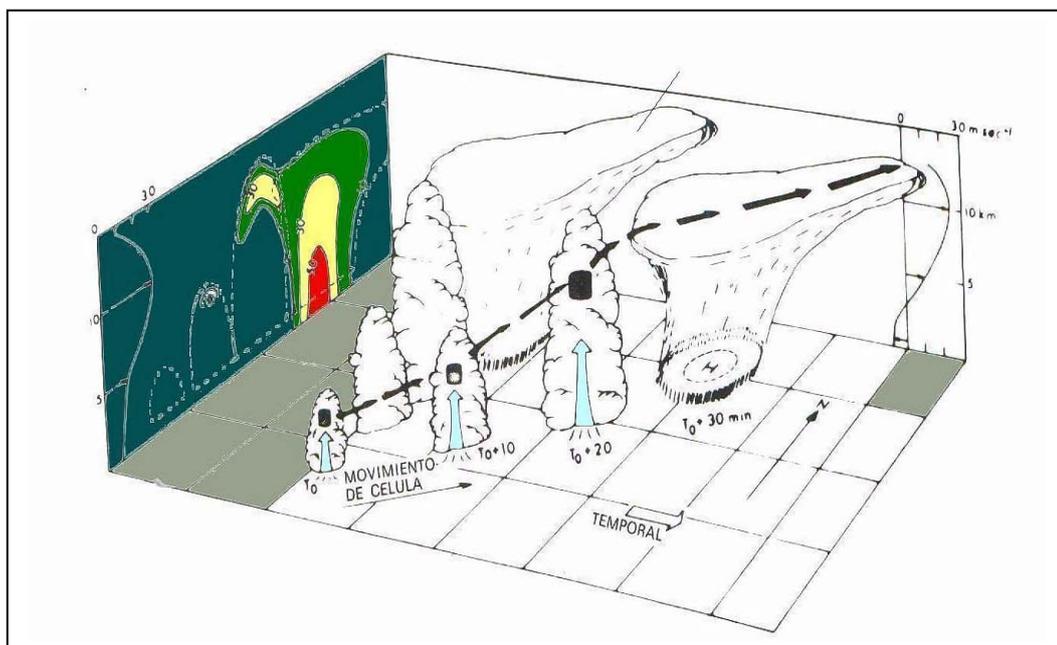


Figura nº 7: Visión esquemática de un temporal multicelular. En el instante inicial el temporal consta de cuatro células en distinto estado de desarrollo; se indica el proceso de desarrollo de la más joven (la que está más hacia el sur), a sucesivos intervalos de tiempo. La flecha de trazo discontinuo y grueso es la trayectoria de un paquete o burbuja de dicha célula. También se indica una sección vertical del eco del radar, en el instante inicial, así como el perfil del viento (Chisholm y Renick, 1972). (“Física de Nubes”. R. Rogers)

Alrededor de 30 minutos después, la nube generalmente entra en su etapa de madurez, con evolución caracterizada por las corrientes ascendentes y por la formación de una corriente descendente que corresponde al comienzo de la precipitación (ver Fig. nº 7).

Las corrientes ascendentes y descendentes pueden coexistir entre 20 y 30 minutos, y las gotitas de agua líquida super-enfriadas, gotas de lluvia y partículas de hielo coexisten en un ambiente de fase mixta. Durante la etapa de madurez se produce la precipitación desde la nube por corrientes descendentes.

Las regiones de agua líquida sobre-enfriada son agotadas por el hielo natural y partículas de precipitación. La precipitación sigue cayendo desde la nube hasta la etapa de disolución. Después de 50 ó 60 minutos, la nube entra en etapa de disipación. La nube ya no tiene regiones de corrientes ascendentes y sólo contiene corrientes descendentes y precipitación.

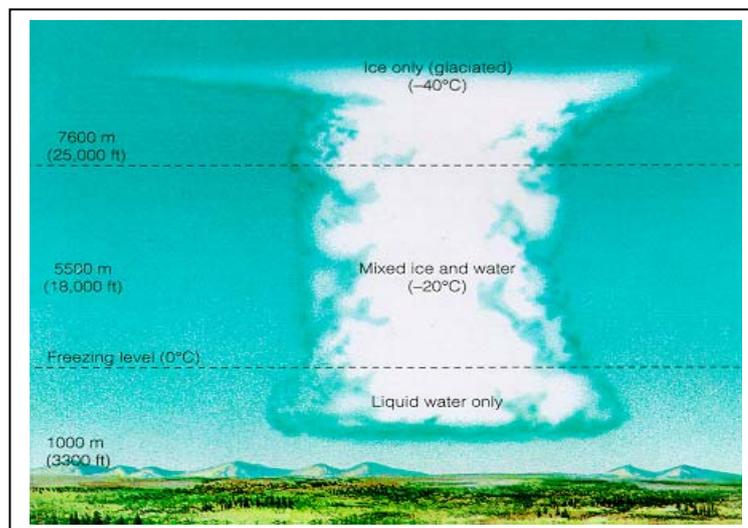


Figura nº 8: Esquema de una nube granicera en la etapa de madurez. (Gentileza: National Center for Atmospheric Research.)

3.2.1 Esquemas de la evolución histórica de los modelos de nubes de tormentas

A continuación desde la figura nº 9 a la nº 15 se muestra la evolución histórica que han tenido los modelos de la microfísica y dinámica de las nubes de tormentas.

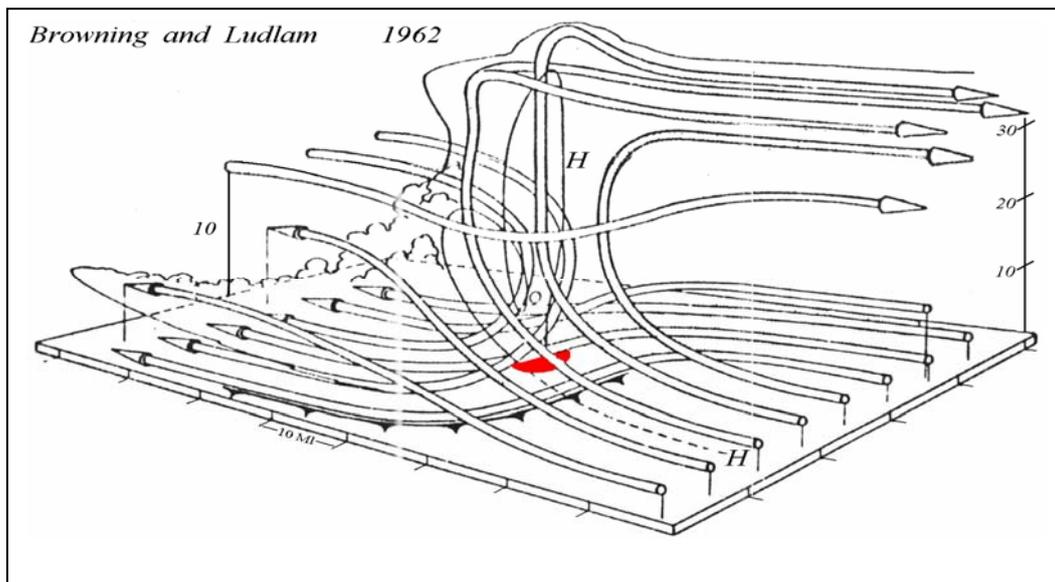


Figura n° 9: Modelo de nube de tormenta de Browning.(1962). (Gentileza: National Center for Atmospheric Research.)

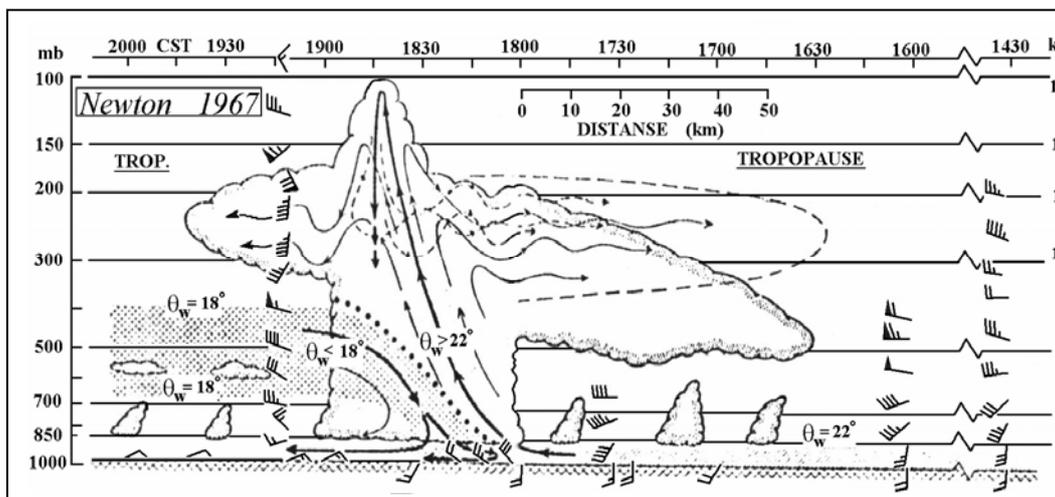


Fig. N° 10: Modelo de nube de tormenta de Newton. (Año 1967). (Gentileza: National Center for Atmospheric Research.)

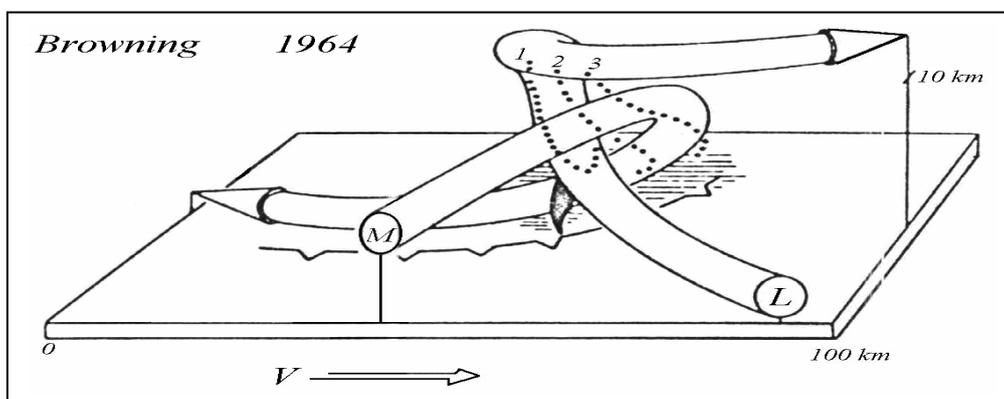


Figura n° 11: Modelo de Browning.(1964) (Gentileza: National Center for Atmospheric Research.)

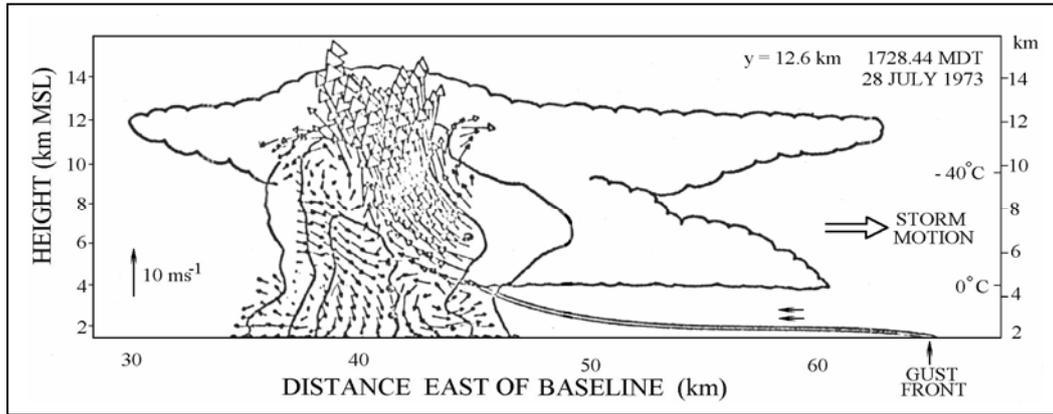


Figura n° 12: Modelo de Foote. (Año 1973). (Gentileza: National Center for Atmospheric Research.)

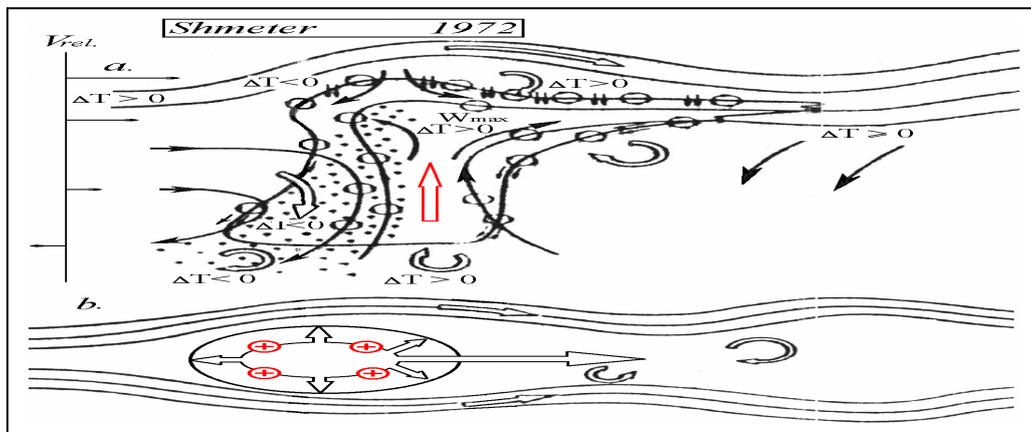


Figura n° 13: Modelo de Shmeter. (Año 1972). (Gentileza: National Center for Atmospheric Research.)

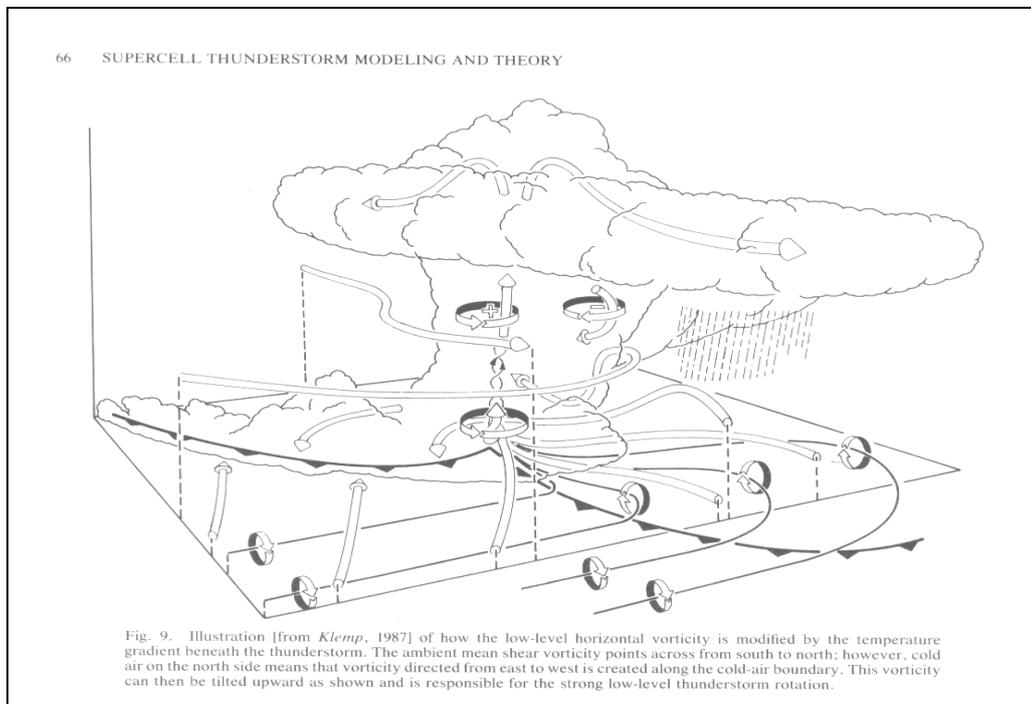


Figura n° 14: Modelo de Supercelda de Klemp. (Año 1987). ("Cloud Dynamics". R Houze, Jr.)

3.3 Formación de granizo en las nubes tormentosas

La formación de granizo grande requiere de fenómenos físicos y dinámicos especiales dentro de una nube convectiva, tales como:

- Una fuerte corriente ascendente que lleva las partículas de agua a zonas altas y muy frías de la atmósfera.
- La existencia de embriones de granizo sobre el cual crecerán los futuros granizos grandes.
- Agua líquida super-enfriada que se agregará a los embriones para hacerlos crecer (cuanto mayor cantidad de agua sobre enfriada tiene una nube, mayor será el tamaño del granizo que se formará) y también al granizo ya formado.

El proceso de crecimiento del granizo se produce en dos etapas:

a) Etapa embrionaria:

Tiene lugar dentro de las corrientes débiles, a sotavento de la corriente principal, este proceso es acompañado de la producción de partículas de hielo de 5 μm , a partir de los siguientes mecanismos:

a.1 proceso de congelamiento (formación de graupel o cristalito de nieve inicial)

a.2 coalescencia seguida de congelamiento (gotas de lluvia congeladas y luego unidas)

con ascendentes de 1 m/s se pueden formar piedras de hasta 3 cm en 20 a 30 min.

b) Etapa de crecimiento del granizo: *Origen de los embriones: sistema abierto vs. sistema cerrado*

Una vez formados, los embriones son transportados por la corriente ascendente principal a zonas altas de la nube donde el granizo crece a grandes dimensiones aproximadamente en 20 min.

La situación de fuerte inestabilidad atmosférica desarrolla nubes generadoras pequeñas que se encuentran en sotavento de la tormenta. Si además las condiciones de inestabilidad se mantienen en el tiempo, se forma una línea lateral de cumulus congestus, también llamadas nubes alimentadoras. Cuando el núcleo de la corriente ascendente tiene no sólo una gran extensión sino además una larga duración, ocurrirá la formación de un amplio espectro de tamaños de gotitas, las cuales comenzarán a congelarse cuando lleguen a zonas con condiciones de congelamiento.

Al alcanzar un tamaño lo suficientemente grande como para que el peso del granizo supere la fuerza ascensional de la corriente principal, los granizos caerán y sufrirán procesos de derretimiento y derrame de gotas de agua a partir del granizo en crecimiento. Debido a esto varias piedras de hielo disminuirán su tamaño y el borde de la corriente ascendente los podrá reingresar a la corriente principal por medio del flujo ciclónico.

La recirculación por la corriente principal múltiple puede producir los siguientes fenómenos:

1. Que los granizos se mantengan mucho tiempo dentro de la nube sin caer y creciendo cada vez más.
2. La formación de pequeñas corriente ascendentes y descendentes superpuestas.
3. La fusión de las celdas maduras que en algunos casos llegan a formar una sola celda gigante (fenómeno de formación de superceldas).
4. Las transferencias de piedras de granizo por medio de vientos de nivel medio en el caso de celdas maduras ubicadas a sotavento.
5. La succión de nubes estratiformes en el yunque formado.

La supercelda es la responsable del daño más importante, ya que produce granizo de gran tamaño y cantidad. Este fenómeno afecta inclusive a la malla provocando no sólo el daño del

cultivo sino también el perjuicio económico de la pérdida de la tela y su instalación. Éste es un punto muy importante a tener en cuenta cuando se realiza el estudio de costo-beneficio.



Figura n° 15: Imágenes de granizo grande en Mendoza.

Capítulo 4: Métodos de lucha activa de defensa contra el granizo

4.1 Modelo conceptual

La metodología más aceptada actualmente por la comunidad científica internacional para intervenir y modificar los procesos dañinos de formación y precipitación de granizo, es la de la *competencia benéfica*. La misma consiste en la introducción de un gran número de núcleos artificiales (aproximadamente 10^{12} núcleos glaciógenos por m^3) dentro de las zonas de génesis de granizo de las nubes graniceras. Estos núcleos “compiten” entre sí y con los naturales por el agua líquida sobre-enfriada disponible en el volumen la nube sembrado. Los granizos que se forman dentro del volumen sembrado, serán más chicos y en mayor cantidad que los que habría si no se hubiera tratado, lógicamente, la precipitación producirá menos daños, debido a que al caer, los granizos pasan a regiones atmosféricas de temperaturas más elevadas, que sumado al efecto del rozamiento con el aire, se irán derritiendo a medida que se acercan al suelo. Si la cantidad de núcleos sembrados es suficientemente grande, el granizo que se formará será mucho pero pequeño, y al comenzar a caer, si el recorrido es suficientemente grande, llegará al suelo en forma completamente líquida.

El modelo conceptual se basa en esta hipótesis de competencia beneficiosa, que plantea la carencia de núcleos naturales de hielo en el ambiente de la nube cuando tiene lugar la formación de granizo (*en la Provincia de Mendoza se ha medido un núcleo por m^3 de nube*). En el momento en que se forma un germen de granizo a partir de un núcleo natural, dispone de todo ese volumen de agua sobre-enfriada para crecer.

El modelo conceptual de la siembra por aviones de una nube tormentosa está bosquejado en las figuras 16 y 17. Como se puede observar la zona de siembra es la región de génesis y crecimiento de granizo dentro de la nube. Operativamente, cuando se utilizan aviones, para poder llegar a esta zona se emplean dos procedimientos:

1. Desde el tope de la celda granicera el avión arroja cartuchos con retardo para que durante su caída siembren en la región indicada.

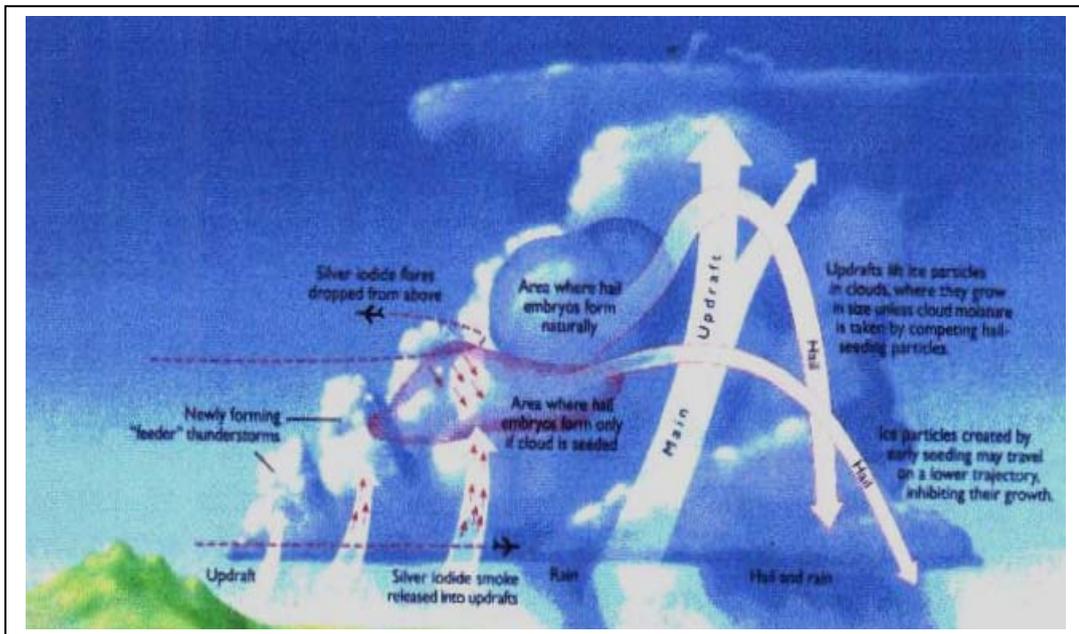


Figura n° 16: Esquema del modelo conceptual de siembra con aviones. (Gentileza: Weather Modification Inc.)

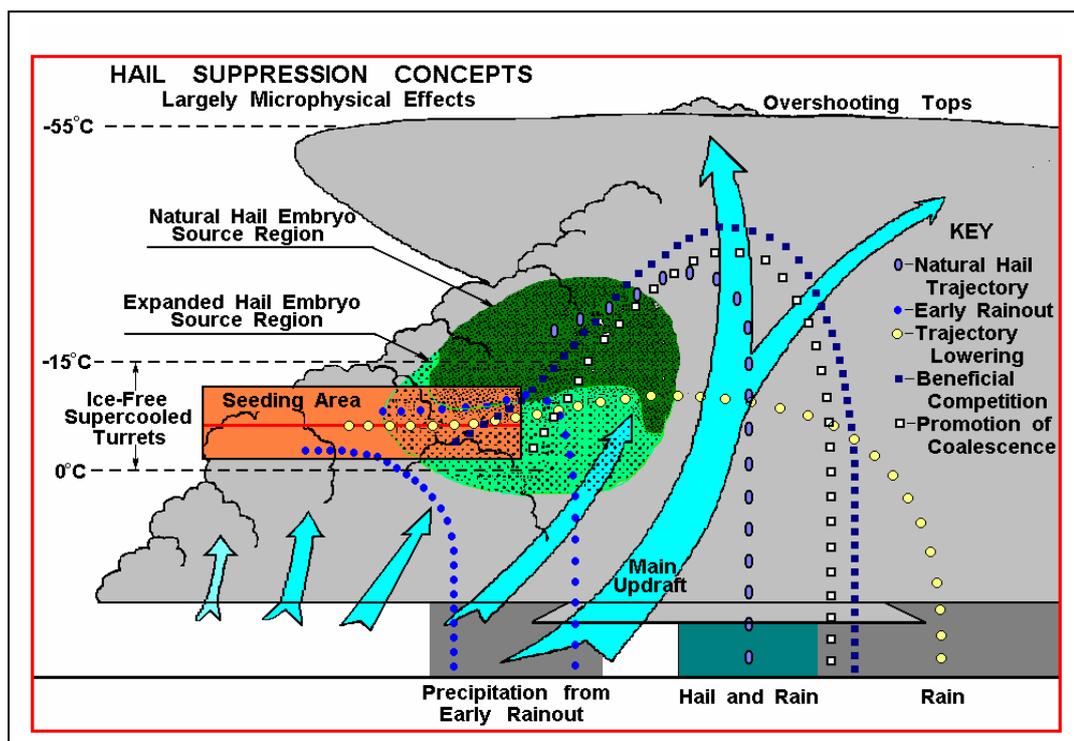


Fig. 17: Esquema de trayectorias de granizo en una nube potencialmente granicera. (Gentileza: National Center for Atmospheric Research.)

- Desde la base, se siembra quemando el material glaciógeno utilizando bengalas. El producto de la combustión es llevado hacia arriba por las corrientes ascendentes de la nube hacia las zonas de interés.

4.2 Sistema de observaciones: radar meteorológico.

Uno de los equipamientos principales utilizado en el trabajo de observación de procesos atmosféricos es el radar y sus mediciones se basan en el parámetro reflectividad. Es importante para una mejor comprensión del trabajo y del modelo conceptual el desarrollo de una explicación detallada de él.

Citando y resumiendo del libro “*Radar Meteorology*” de Louis J. Battan en sus capítulos 4 y 5 podemos decir:

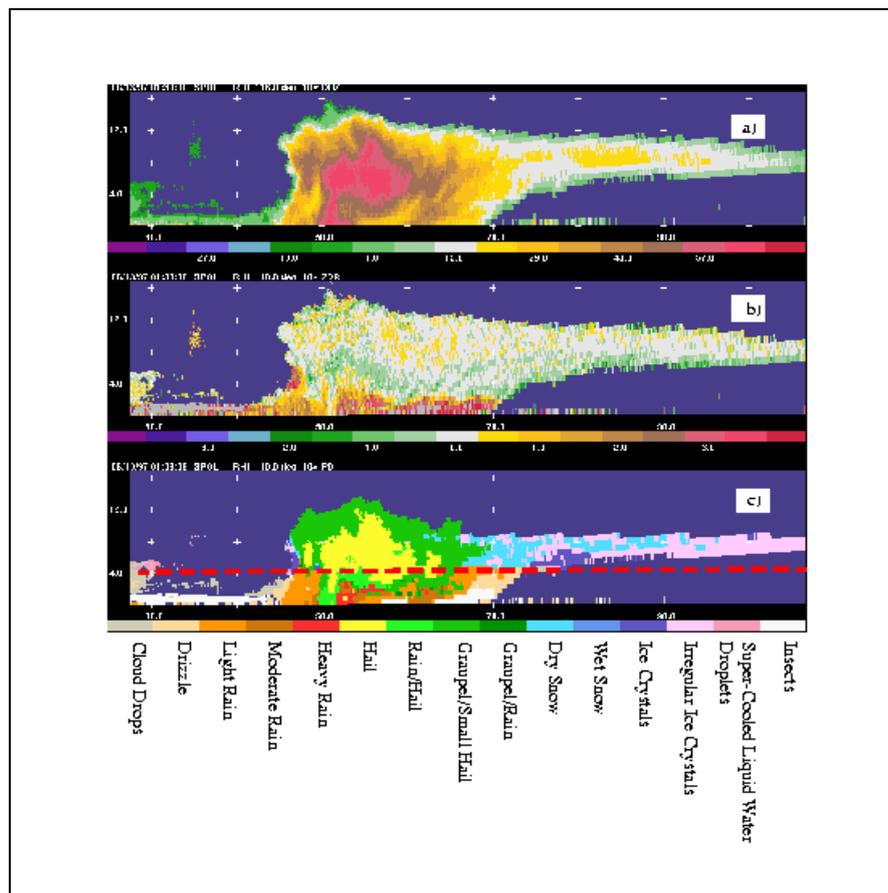


Fig. N° 18: Imágenes de distintos tipos de radares de una celda granicera: a) Imagen de radar de banda común. b) Imagen de radar Doppler. c) Imagen de radar Polarizado. (Gentileza: National Center for Atmospheric Research.)

4.2.1 Detección de radar de partículas esféricas

Las propiedades más importantes de hidrometeoros en la atmósfera son tamaños, formas, fases y orientaciones. En esta sección, las ecuaciones serán derivadas para expresar la potencia retornada al radar por partículas esféricas compuestas enteramente de hielo o agua líquida, y su distribución aleatoria en el espacio. Después serán analizados los casos de esferas de hielo derretidas parcialmente y partículas no esféricas.

4.2.2 La ecuación de radar

Consideremos una transmisión del radar con radiación isotrópica. La potencia será dispersada igualmente en todas las direcciones, y a un rango r , la potencia por unidad de área sobre la superficie de una esfera de radio r es: $P_t/4\pi r^2$, donde P_t es la potencia transmitida durante el período en que el transmisor está operando. En la práctica, los radares emplean antenas las cuales son altamente direccionales, para concentrar la potencia en un haz que no sea muy ancho. El aumento de potencia por unidad de área sobre los valores isotrópicos es expresado usualmente como la ganancia G de la antena. Debe notarse que si un radar usa una antena para transmitir y otra para la recepción, el valor de G debe ser reemplazado por G_1 , la ganancia de la antena transmisora.

Si hay un blanco a una distancia r con una sección transversal de área A_t , una cantidad de potencia P_σ será interceptada, dada por:

$$P_\sigma = \frac{P_t G A_t}{4\pi r^2} \quad 4.1$$

Si se asume que el centro dispersor no absorbe cualquier potencia pero además radia todo isotrópicamente, la potencia interceptada por la antena del radar P_r , estará dada por:

$$P_r = \frac{P_t G A_t A_e}{(4\pi)^2 r^4} \quad 4.2$$

Donde A_e es la sección eficaz transversal de la antena del radar.

Ha sido mostrado desde las consideraciones teóricas que $A_e = G\lambda^2/4\pi$. También, cuando una antena emplea un reflector parabólico teniendo una un área de apertura A_p , la ganancia está dada aproximadamente por:

$$G = \frac{8\pi A_p}{3\lambda^2} \quad 4.3$$

Ésta es una expresión semiempírica la cual es suficientemente precisa para la mayoría de los radares meteorológicos. Por sustitución de de las expresiones de A_e y G en la Ec. 2.2, se obtiene otra forma de la ecuación de la potencia recibida:

$$P_r = \frac{P_t A_p^2 \sigma_i}{9\pi\lambda^2 r^4} \quad 4.4$$

Fue asumido anteriormente que el blanco dispersor tiene una sección eficaz transversal A_i y que dispersa isotrópicamente. En la práctica, no hay blancos dispersores (ciertamente no meteorológicos) que dispersen isotrópicamente. Ha sido hallado conveniente introducir una función σ , llamada “Sección transversal de dispersión hacia atrás”, la cual es definida como “el área que intercepta la cantidad de potencia”, la cual si es dispersada isotrópicamente, debe retornar al receptor una cantidad de potencia igual a la que realmente recibe”. Otro camino de definición para σ es “el área que cuando es multiplicada por la intensidad incidente, da la potencia total radiada por una fuente isotrópica la cual radía la misma potencia en la dirección hacia atrás que la dispersada”. Por lo tanto, para una dispersión simple, la Ec. 4.4 se transforma en:

$$P_r = \frac{P_t A_p^2 \sigma_i}{9\pi\lambda^2 r^4} \quad 4.5$$

Esta ecuación es perfectamente general y puede ser aplicada a blancos meteorológicos, aviones o barcos. El problema de los meteorólogos es determinar la forma de σ_i para los elementos meteorológicos que ellos desean detectar.

En la Ec. 4.5, σ_i está dado como una sección eficaz de dispersión hacia atrás de un dispersor simple. En la práctica, el haz de radar ilumina a un grupo grande de dispersores (ej: gotas de lluvia) al mismo tiempo, siendo el número igual a aquellos que se encuentran en el interior del volumen definido por el ancho del haz y la longitud del pulso del equipo de radar. En este caso, es necesario considerar la potencia desde un grupo de gotas. Es decir, la potencia dispersada hacia atrás desde un volumen de centros dispersores distribuidos aleatoriamente. Después de un período de 5 a $20 \cdot 10^{-3}$ segundos, un arreglo aleatorio de partículas dispersoras cambia esencialmente en otro independiente del anterior. Si la potencia recibida es promediada sobre un número grande de arreglos independientes, se puede escribir:

$$\overline{P_r} = \frac{P_t A_p^2}{9\pi\lambda^2 r^4} \sum_{i=0}^n \sigma_i \quad 4.6$$

Donde la sumatoria es calculada sobre todo el volumen V_m desde el cual la potencia es dispersada hacia atrás al receptor en cualquier instante.

La sección eficaz de dispersión hacia atrás total puede ser escrita como la dispersión hacia atrás por unidad de volumen multiplicada por V_m , el volumen máximo, el cual puede ser efectivamente iluminado. La cantidad V_m está dada aproximadamente por:

$$V_m = \pi \left(r \frac{\theta}{2} \right) \left(\frac{\phi}{2} r \right) \frac{h}{2} \quad 4.7$$

Donde θ y ϕ son los anchos horizontal y vertical respectivamente del haz del radar en radianes.

Debe notarse que, en los cálculos del volumen iluminado, un espesor $h/2$ es usado y no h . Esto se debe a que las ecuaciones involucran referencias solamente a la potencia que retorna al receptor del radar al mismo tiempo. La potencia dispersada hacia atrás por

partículas a un rango $r+h/2$ desde el frente del pulso saliente de longitud h arribará a la antena de radar al mismo tiempo que la energía dispersada por partículas a un rango r desde atrás del pulso saliente de un pulso de longitud h .

Por sustitución en la Ec. 4.6, se obtiene:

$$\overline{P_r} = \frac{P_i A_p^2 \theta \phi h}{72 \lambda^2 r^2} \sum_{vol} \sigma_i \quad 4.8$$

El factor $\sum_{vol} \sigma_i$ es llamado la “reflectividad del radar” y es designado por el símbolo η .

Debe notarse que en la obtención de la Ec. 4.8 fue asumida que la potencia transmitida P_i era constante en todo el haz. Obviamente, éste no es el caso. La potencia transmitida es máxima a lo largo del eje del haz y decrece a la mitad del valor máximo a los ángulos correspondientes a medio ancho de haz. Cuando el factor G fue introducido en la Ec. 4.1, la consideración de un valor constante de la potencia transmitida fue tomada como el valor a lo largo del eje del haz. Esta consideración sugiere que más potencia es obtenida de la región de dispersión que la que realmente es. Sin embargo, la consideración de que el haz completo es interceptado por la región de dispersión tiende a balancear el error porque la potencia en la parte exterior del haz es despreciada para definir el ancho del haz, siempre algo de potencia se encuentra en esta zona.

4.2.3 Dispersión de ondas por partículas esféricas de agua e hielo

Antes de examinar la relación funcional del σ de partículas esféricas, es apropiado analizar cualitativamente el proceso por el cual una gota dispersa una onda interceptada. Cuando una onda plana polarizada pasa sobre una gota esférica, induce dipolos eléctricos y magnéticos oscilantes en el interior de la gota. La energía es tomada desde los campos

incidentes. Parte de esta energía es absorbida como calor por la gota, parte es re-irradiada como un campo electromagnético dispersado teniendo la misma longitud de onda que la energía incidente. Interesa saber qué parte de la energía es dispersada.

Un tratamiento general de los problemas de dispersión de una onda plana por una esfera fue realizado por Mie y ha sido estudiado por Stratton, Kerr y otros.

Ryde aplicó la teoría de Dispersión al estudio de ecos de radar de partículas de hielo y agua. Desde la teoría de Mie, ha sido mostrado que la sección eficaz de dispersión hacia atrás de una gota esférica es:

$$\sigma = \frac{\pi a^2}{\alpha^2} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1) (a_n - b_n) \right|^2 \quad 4.9$$

Donde a es el radio de la gota y $\alpha = 2\pi a/\lambda$. Las cantidades a_n y b_n son coeficientes en la expresión de los campos dispersados; los términos a_n se refieren a la dispersión que surge de los dipolos, cuadrupolos, etc, magnéticos inducidos y los b_n se refieren a los dipolos, cuadrupolos, etc, eléctricos inducidos.

Las cantidades a_n y b_n pueden ser expresados en términos de las funciones esféricas de Bessel con argumentos α y m , el índice refracción compleja;

$$m = n - i k$$

Donde n es el índice de refracción y k es el coeficiente de absorción del material involucrado. El resultado de la expansión es complicado. Sin embargo, alguna simplificación es obtenida por consideración del caso particular donde α es mucho más pequeña que la unidad. En otras palabras, el tratamiento es restringido al caso donde $a \ll \lambda$. Si los términos que contienen un orden superior a 5 son despreciados,

$$a_1 = -\frac{i}{45} (m^2 - 1) \alpha^5 \quad 4.10.a$$

$$b_1 = -\frac{2i}{3} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \alpha^3 \left[1 + \frac{3}{5} \frac{m^2 - 2}{m^2 + 2} \alpha^2 \right] \quad \mathbf{4.10.b}$$

$$b_2 = \frac{i}{15} \left(\frac{m^2 - 1}{2m^2 + 3} \right) \alpha^5 \quad \mathbf{4.10.c}$$

Estos términos pueden ser utilizados para obtener σ . Consideremos otra vez que $\alpha \ll 1$. Entonces sólo el primer término de b_1 , el término del dipolo eléctrico, necesita ser considerado. Esto da la sección eficaz de dispersión hacia atrás de una partícula simple:

$$\sigma_i = \frac{\lambda^2}{\pi} \alpha^6 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \quad \mathbf{4.11.a}$$

$$= 64 \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 a_i^6 \quad \mathbf{4.11.b}$$

Donde \mathbf{K} es usado para asignar a $(m^2-1)/(m^2+2)$. La Ec. 4.11.b también ha sido derivada de la consideración inicial de que una gota suficientemente pequeña actuará como un dipolo cuyo momento eléctrico es inducido por el campo eléctrico incidente. Debido a su similitud con la fórmula de dispersión de Rayleigh, esta ecuación es llamada la “aproximación de Rayleigh” de la sección eficaz de dispersión hacia atrás.

4.2.4 El índice complejo de refracción

Para cualquier sustancia dada, el índice de refracción compleja, m , es una función de λ y la temperatura. La Tabla 1 da los valores de \mathbf{n} y \mathbf{k} tabulados por Gunn y East. Los valores de K^2 y la parte imaginaria de $(-K)$, $\text{Im}(-K)$, dados por los mismos investigadores, también están listados. Debe notarse que el cuadrado de m es igual a la constante dieléctrica compleja.

Se encontró que ambos n y k para el hielo son aproximadamente independientes de λ . Valores de n , k , K^2 e $\text{Im}(-K)$ para el hielo a varias temperaturas son presentados en la Tabla 2.

Cantidad	Temperatura	Longitud	de Onda	en cm.	
	°C	10	3.21	1.24	0.62
n	10	9.02	7.80	5.45	3.94
	0	8.99	7.14	4.75	3.45
	-8	----	6.48	4.15	3.10
K	10	0.90	2.44	2.90	2.37
	0	1.47	2.89	2.77	2.04
	-8	2.55	1.77
K ²	10	0.9313	0.9282	0.9152	0.8926
	0	0.9340	0.9300	0.9055	0.8312
	-8	0.8902	0.7921
m(-K)	10	0.00688	0.0247	0.0615	0.1142
	0	0.01102	0.0335	0.0807	0.1441
	-8	0.1036	0.1713

Tabla 1: Las Componentes del Índice de Refracción Complejo, K², y la parte Imaginaria de (-K) de agua como función de la Temperatura y de la longitud de onda λ

Cantidad	Temperatura (°C)	Valor
N	Todas las temperaturas	1.78
K	0	2.4.10 ⁻³
	-10	7.9.10 ⁻⁴
	-20	5.5.10 ⁻⁴
K ²	Todas las temperaturas cuando $\rho=1$	0.197
Im(-K)	0	9.6.10 ⁻⁴
	-10	3.2. 10 ⁻⁴
	-20	2.2. 10 ⁻⁴

Tabla 2: Las Componentes del Índice de Refracción Complejo, K², y la parte Imaginaria de (-K) de partículas de hielo como función de la temperatura.

4.2.5 Comparación entre las secciones eficaces de dispersión hacia atrás de Mie y de Rayleigh

Marshall ha realizado una comparación entre las secciones eficaces de dispersión hacia atrás de Mie y de Rayleigh para varios tamaños de gotas y varias longitudes de onda. La Ec. 4.11.b. sugiere que para calcular el valor de σ con esta ecuación se debe aplicar un factor de corrección, δ , donde $\delta = \sigma_{\text{Mie}} / \sigma_{\text{Rayleigh}}$. En general, para un α menor a 0.13, la aproximación de Rayleigh puede ser usada sin una corrección. La gran diferencia entre ambas es atribuida a la dependencia del índice de refracción con λ . Para partículas congeladas la aproximación de Rayleigh es válida para aquellas de un diámetro mucho mayor, pero la dispersión es mucho más pequeña que para esferas de agua de la misma masa.

4.2.6 Relación de P_r de dispersión hacia atrás por una región de partículas esféricas.

Conociendo la ecuación de la sección eficaz de dispersión hacia atrás para una partícula individual, se puede calcular la sección eficaz total de dispersión hacia atrás haciendo uso de la Ec. 4.8 para computar el promedio de la potencia retornada:

$$\overline{P_r} = \frac{8\pi^5}{9} \left(\frac{P_t \theta \phi h A_p^2}{\lambda^6} \right) \frac{|K|^2}{r^2} \sum_{vol} a_i \quad 4.12$$

Se ha transformado en la práctica común especificar el tamaño de las partículas en término de sus diámetros y usar el símbolo Z para designar a $\sum_{vol} D_i^6$. El factor Z es llamado el “factor de reflectividad”. La Ec. 4.12 puede ser escrita como:

$$\overline{P_r} = \frac{\pi^5}{72} \left(\frac{P_t \theta \phi h A_p^2}{\lambda^6} \right) |K|^2 \frac{Z}{r^2} \quad 4.13$$

Todos los términos del paréntesis del lado derecho de la Ec. 4.13 son característicos del radar y son constantes. En general, para gotas de agua a longitudes de onda de centímetros, K^2 es igual aproximadamente a 0,93 y para partículas de hielo 0,19 (ver Tablas 1 y 2). Es evidente que la capacidad de un radar para detectar una determinada nube depende mucho del tamaño de las partículas dispersoras y de su rango. La relación con r^2 es válida cuando el haz completo es interceptado. Si sólo parte del haz es ocupado por las partículas dispersoras, la ecuación debe ser modificada por un factor Ψ , el cual es la fracción de área de sección eficaz del haz interceptado por la región de partículas dispersoras. En general, sin embargo, excepto para grandes rangos, los haces de la mayoría de los radares meteorológicos son relativamente pequeños con respecto a las regiones de partículas dispersoras de hielo y agua.

4.2.7 Dispersión total y sección eficaz de absorción

La teoría de dispersión de Mie también conduce a otra sección eficaz aproximada a la sección eficaz de dispersión hacia atrás. La “sección eficaz de dispersión”, Q_s , es el área que multiplicada por la intensidad incidente, da la potencia total dispersada por una partícula. La “sección eficaz de absorción total”, Q_t , es el área que multiplicada por la intensidad incidente, da la potencia total tomada de la onda incidente radiada. La cantidad Q_s puede ser expresada en forma simplificada cuando $\alpha \ll 1$:

$$Q_s = \frac{2\lambda^2}{3\pi} a^6 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \quad 4.14$$

Esto es conocido lógicamente como una “aproximación de Rayleigh” de los valores verdaderos de Q_s . Gunn y East han definido la “sección eficaz de absorción”, Q_a , tomando en cuenta la potencia desde la onda incidente que es disipada como calor interno en las partículas dispersoras ($Q_a = Q_t - Q_s$). Donde $\alpha \ll 1$, y puede mostrarse que:

$$Q_a = \frac{\lambda^2}{\pi} a^3 \operatorname{Im} \left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \quad 4.15$$

Para las propiedades dieléctricas del hielo Q_a es aproximadamente cero. Para un dieléctrico absorbente como el agua y con partículas con $\alpha \ll 1$, $Q_s \ll Q_a$ y entonces

4.2.8 Dispersión por esferas de hielo derretidas

Es obvio que la dispersión de ondas por esferas de hielo derretidas es importante. Mucha de las precipitaciones que alcanzan el suelo se originan como cristales de hielo, copos de nieve o piedras de granizo, los cuales formados a temperaturas sobre-enfriadas alcanzan el suelo como lluvia después de derretirse en su descenso. Ninguno de estos hidrometeoros puede ser llamado “esferas” en el sentido estricto. Sin embargo los copos de nieve y las piedras de granizo pueden aproximarse a esferas. El análisis realizado puede considerarse aplicable con buen grado de aceptación a copos de nieve y piedras de granizo. También permite inferencias como el comportamientos de la señal retornada desde partículas de hielo no esféricas derretidas.

El primer intento para derivar la sección eficaz de dispersión de partículas de hielo derretidas fue realizada por Ryde, él consideró un dispersor lo suficientemente pequeño para que se pueda aplicar la aproximación de Rayleigh y asumió que durante el proceso de derretimiento la partícula consiste en una mezcla homogénea de hielo y agua líquida. Bajo esta consideración, uno puede calcular la constante dieléctrica de la mezcla por la ecuación:

$$K \frac{(M_i + M_w)}{\rho} = K_i \frac{M_i}{\rho_i} + K_w \frac{M_w}{\rho_w} \quad 4.16$$

Donde los subíndices i y w se refieren al hielo y al agua respectivamente, M es la masa de las sustancias y ρ la densidad. Conociendo el valor de K y el tamaño de la partícula, uno

puede calcular la sección eficaz de dispersión hacia atrás σ . Es evidente que la consideración de mezcla homogénea puede ser aprovechada para copos de nieve mojados, pero no es válida en otros casos como el granizo. Es razonable esperar que las partículas congeladas formen una película superficial de agua líquida que aumente su espesor con el tiempo.

Langleben y Jun han estudiado la reflectividad de una partícula de hielo derritiéndose. Sus resultados pueden ser aplicados a los hidrometeoros que no están incluidos en las consideraciones de Ryde. Su aproximación se ha basado en el trabajo de Aden y Kerker, ellos desarrollaron una teoría de la dispersión de partículas compuestas de dos capas concéntricas teniendo diferente índice de refracción.

La sección Eficaz de dispersión hacia atrás, σ , y la sección eficaz de atenuación total, Q_t , derivada desde la teoría de Mie están dadas por las siguientes ecuaciones:

$$\sigma = \frac{\lambda^2}{4\pi} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1)(a_n - b_n) \right|^2 \quad 4.17$$

$$Q_t = \frac{\lambda^2}{2\pi} (-\text{Re}) \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(a_n + b_n) \quad 4.18$$

Estas ecuaciones también son importantes para la dispersión de esferas que se están derritiendo. La cantidad $(-\text{Re})$ significa la parte real negativa de la sumatoria. Las amplitudes a_n y b_n , están expresadas en términos de las funciones esféricas de Bessel de orden n . Los argumentos de las funciones son $m_1\alpha$, $m_2\alpha$, v y m_2v , donde m_1 y m_2 son los índices complejos de refracción del hielo y el agua respectivamente; $\alpha=2\pi a_1/\lambda$, donde a_1 es el radio de la esfera de hielo; $v=2\pi a_0/\lambda$, donde a_0 es el otro radio de la capa de agua que rodea la esfera de hielo.

Como en el caso de partículas de esféricas homogéneas, por la consideración de que $\alpha \ll 1$, uno puede despreciar los términos de orden mayor que 1(unos) en la expansión de a_n y b_n . Langleben y Gunn consideraron partículas que se derriten con esta restricción e hicieron

los cálculos de σ y Q_t . Ellos consideraron el caso especial en que el tamaño de las partículas y la longitud de onda satisfacen la ecuación:

$$\alpha = \frac{2\pi a}{\lambda} = 0,126 \quad 4.19$$

El resultado evidenció que la capa de agua sobre la esfera de hielo incrementa en forma muy alta a la reflectividad que tendría la esfera de hielo sola. Por ejemplo, cuando una décima del radio de una esfera de hielo de radio 0,2 cm. se derrite, la dispersión de la radiación de 10 cm. es aproximadamente el 90 por ciento del valor que debía ser dispersado por una gota de agua. Puede verse también que la reflectividad aumenta rápidamente cuando la longitud de onda se acorta pero en forma más lenta. Estos resultados son aplicables también a la aproximación de Rayleigh.

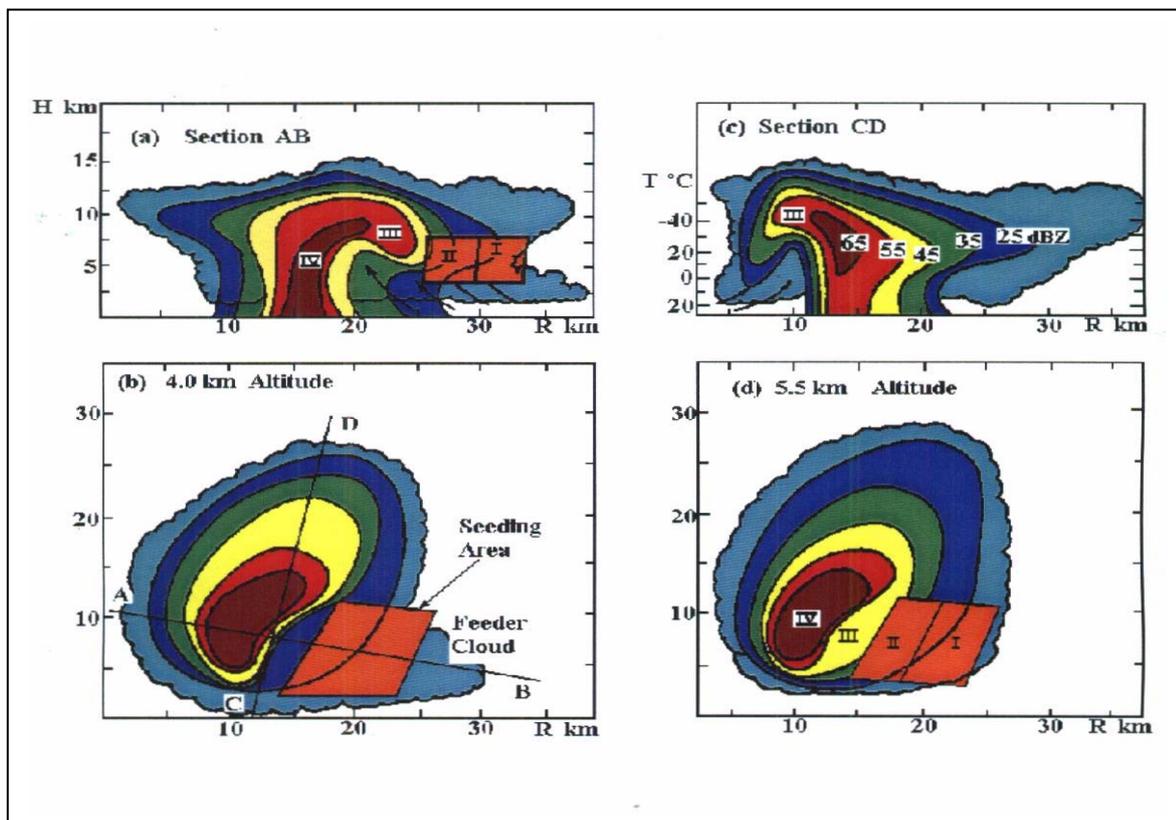


Figura nº 19: Cortes de imágenes verticales y horizontales de radar de una celda granicera (Gentileza: Dr. Viktor Makitov).

4.3 El Sistema TITAN

Si bien el radar meteorológico es uno de los equipamientos principales para la observación atmosférica y de nubes tormentosas, igualmente importantes son los sistemas informáticos que procesan y ponen a disposición de los especialistas en el tema la gran cantidad de datos recopilados por el radar. El sistema TITAN es uno de estos sistemas más usados en el ámbito mundial.

El sistema TITAN (Thunderstorm Identification Tracking Analysis and Nowcasting) fue desarrollado por el Dr. Mike Dixon del National Center Atmospheric Research (NCAR), en el año 1990, con la finalidad de identificar y caracterizar tormentas a partir de datos obtenidos desde radares, especialmente en la tareas de modificación artificial de tiempo atmosférico.

En el Programa de Lucha Antigranizo de la Provincia de Mendoza, la empresa WMI lo usa para el procesamiento y muestra de los datos de radar, información de las tormentas y posicionamiento de los aviones en el aire.

El sistema TITAN funciona bajo la plataforma LINUX y su arquitectura puede observarse en las figuras 20 y 22.

4.3.1 Adquisición y procesamiento de datos

El radar inicia su adquisición de datos con una elevación de 1 grado y realiza un giro de 360 grados de azimut para completar una revolución mientras toma los valores de los parámetros correspondientes. Posteriormente se eleva un grado y nuevamente realiza otro giro completo mientras vuelve a tomar los valores de todos los parámetros; continúa así hasta llegar a una elevación máxima configurable a las necesidades de las operaciones. Durante todo este tiempo, los datos son digitalizados y procesados por el sistema TITAN e integrados para disponer de toda la información necesaria en forma completa en todo instante que se lo

necesite. El proceso descrito demora aproximadamente 4 minutos e inmediatamente comienza con un nuevo ciclo de adquisición de datos.

Cada medición, realizada cada cuatro minutos, consta de:

1. Los valores de todas las variables y parámetros de la celda medidas por el radar.
2. Los cortes horizontales en PPI (Indicador de Presentación en Planta), integrados en la altura de todas las imágenes de las tormentas captadas por el radar y su ubicación con respecto al mapa de base de la pantalla.
3. La posibilidad de realizar cortes verticales mediante el sistema TITAN en cualquier zona de interés para el análisis.
4. La ubicación de los aviones y la traza de sus trayectorias.
5. Los gráficos con la evolución temporal de los parámetros de interés.
6. Las distintas capas de información que permiten un análisis detallado de cada celda.

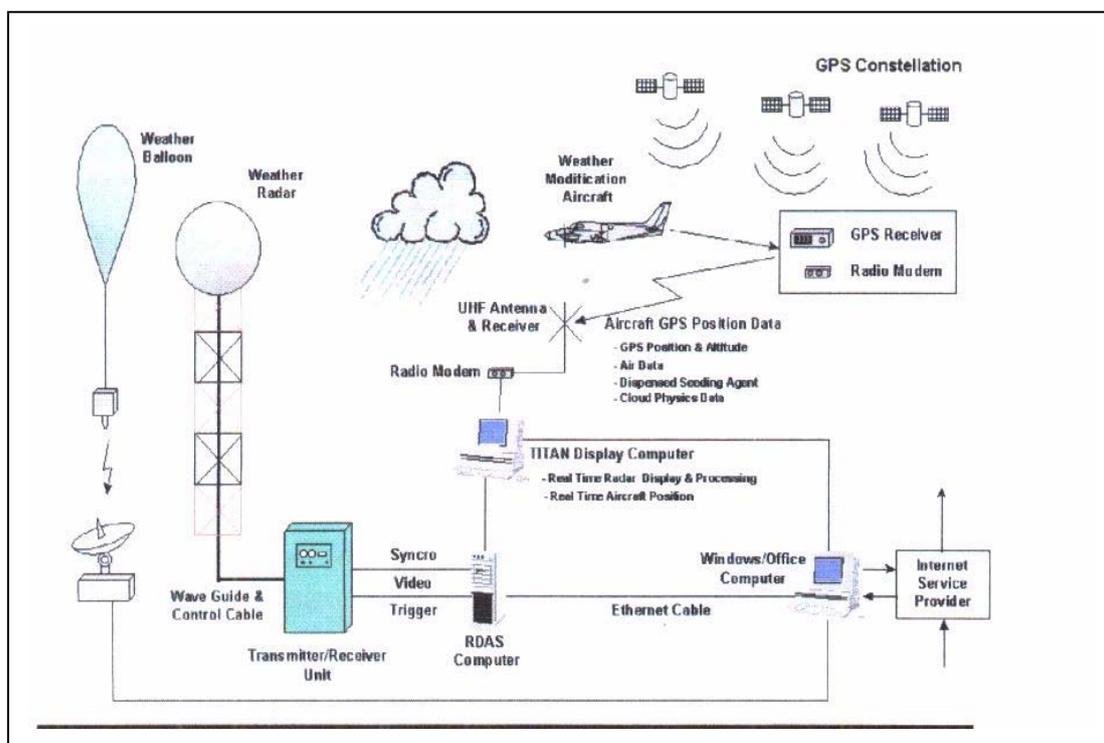


Figura n° 20: Esquema de Adquisición de datos del sistema TITAN. (Gentileza: empresa WMI)

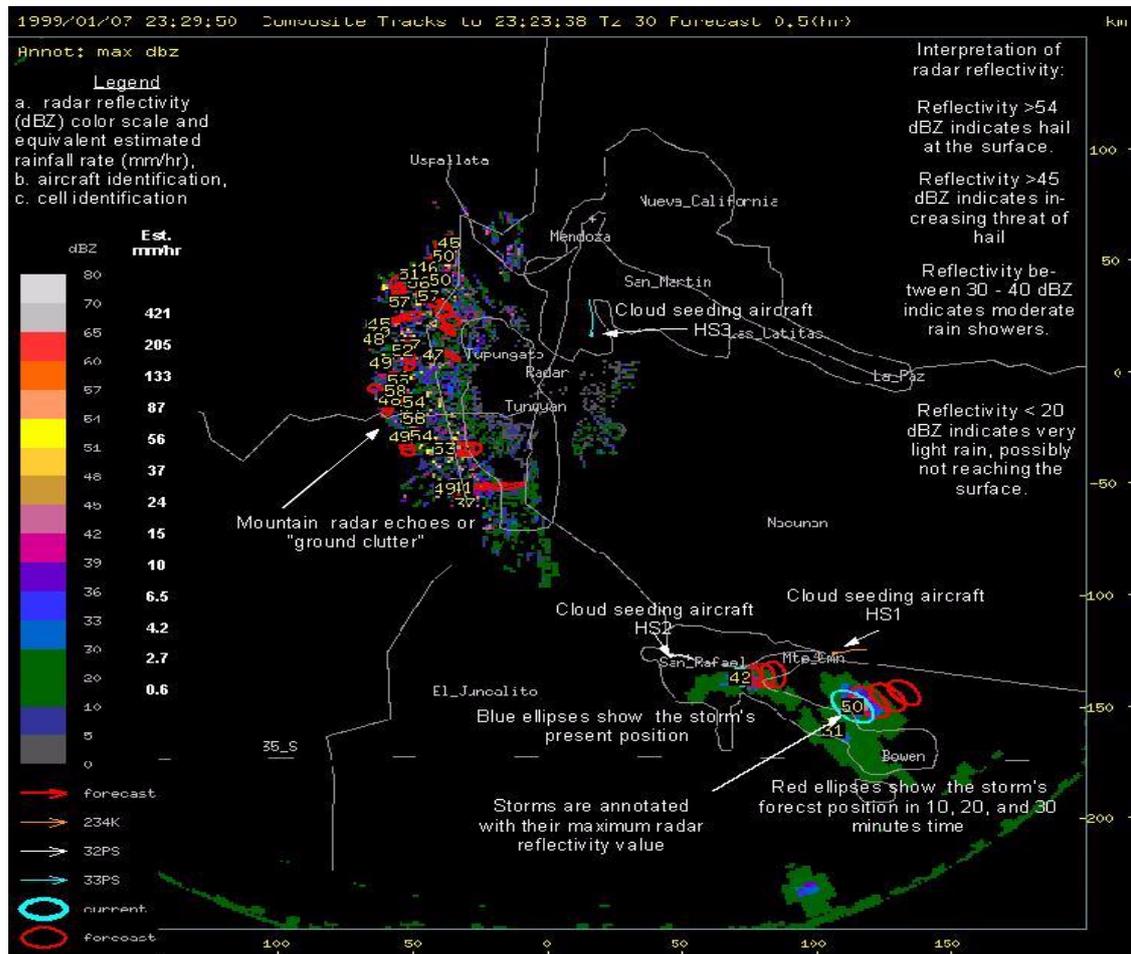


Figura n° 21: Descripción de la vista en PPI de la pantalla del sistema TITAN. (Gentileza de la empresa WMI)

Finalmente, cuando cada tormenta finaliza, todos estos elementos quedan grabados y se pueden correr posteriormente en el sistema TITAN para re-editar las distintas situaciones y así procesar la información, generando archivos de imágenes y datos de parámetros importantes como el VIL (Vertical Integrator Liquid), la precipitación acumulada, la energía cinética, etc... Los archivos de textos generados tienen formato .txt, y para ser utilizados en fines deseados, se pueden migrar a tablas Excell en formato xls. Los datos usados para el estudio estadístico son tratados con el software Statgraphics.

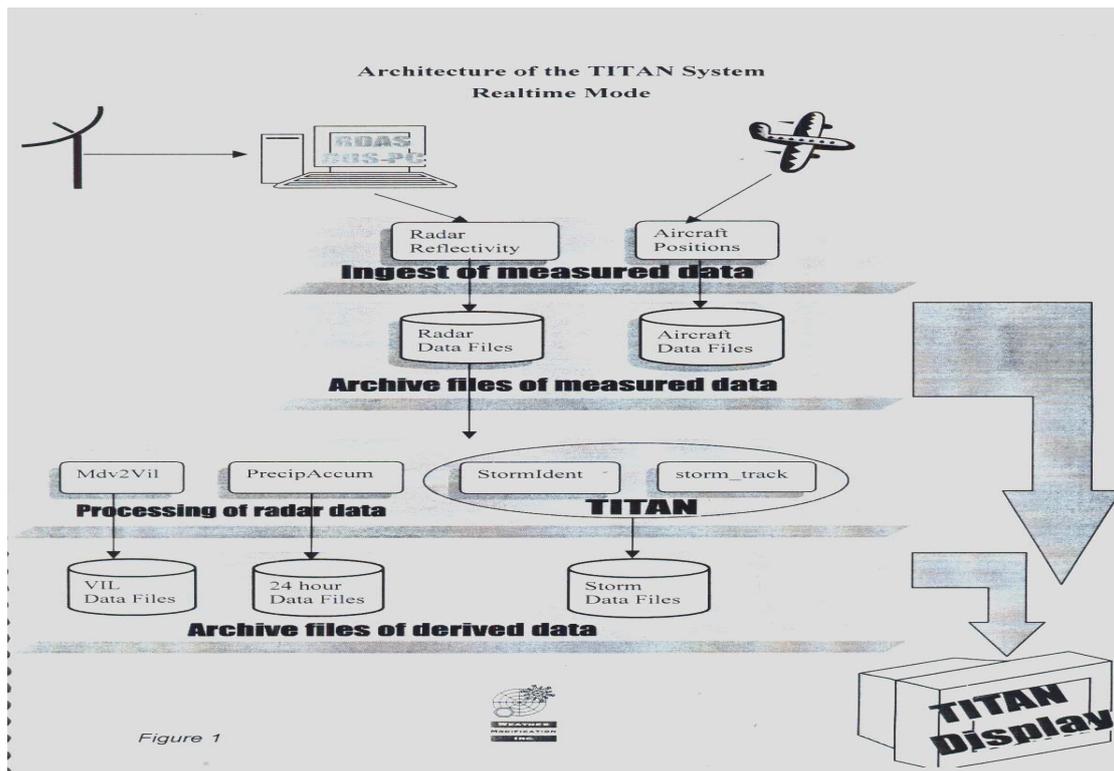


Figura n° 22: Arquitectura del Sistema TITAN. (Gentileza de la empresa WMI).

4.3.2 Parámetros y variables

Los parámetros principales que recolecta el sistema TITAN de un radar son guardados en un archivo de texto con extensión .txt, de ellos se pueden seleccionar aquellos que presentan mayor interés para el análisis y estudio de la Física y Dinámica de nubes tormentosas. Los que se detallan a continuación, son los parámetros más utilizados como variables para el desarrollo de trabajos de investigación:

- Z_{max} : Es un parámetro que representa la máxima reflectividad medida por el radar. Se define como la razón entre la fracción de la potencia recibida por el radar con respecto a la emitida, medida en decibeles (dbz).
- H_{zmax} : Es el parámetro que mide el radar directamente e indica la altura sobre el nivel del mar a que se encuentra el punto de mayor reflectividad del eco y se mide en Km

- **H_{Topo}**: También es un parámetro que mide el radar directamente e indica la máxima altura sobre el nivel del mar de la celda y se mide en Km.
- **Vol**: Es un parámetro calculado por el sistema TITAN. Corresponde al cálculo del producto del área media de la zona de 40 dbz por su altura medida desde la base hasta el tope. Sus unidades se dan en Km³.
- **DTop/dt**: Es un parámetro que calcula el sistema TITAN, la variación del H_{Topo} con el tiempo. Se expresa en Km/hora.
- **DVol/dt**: Es un parámetro que da la variación del volumen (Vol) con el tiempo. Se expresa en Km³/hora.
- **Dflujprec/dt**: Es un parámetro que da la variación del flujo de precipitación a través de una unidad de área horizontal por hora. Se expresa en Kg/área/hora.
- **DH_{Zmax}/dt**: Es un parámetro que da la variación del H_{ZMax} con el tiempo. Se expresa en dbz/hora.

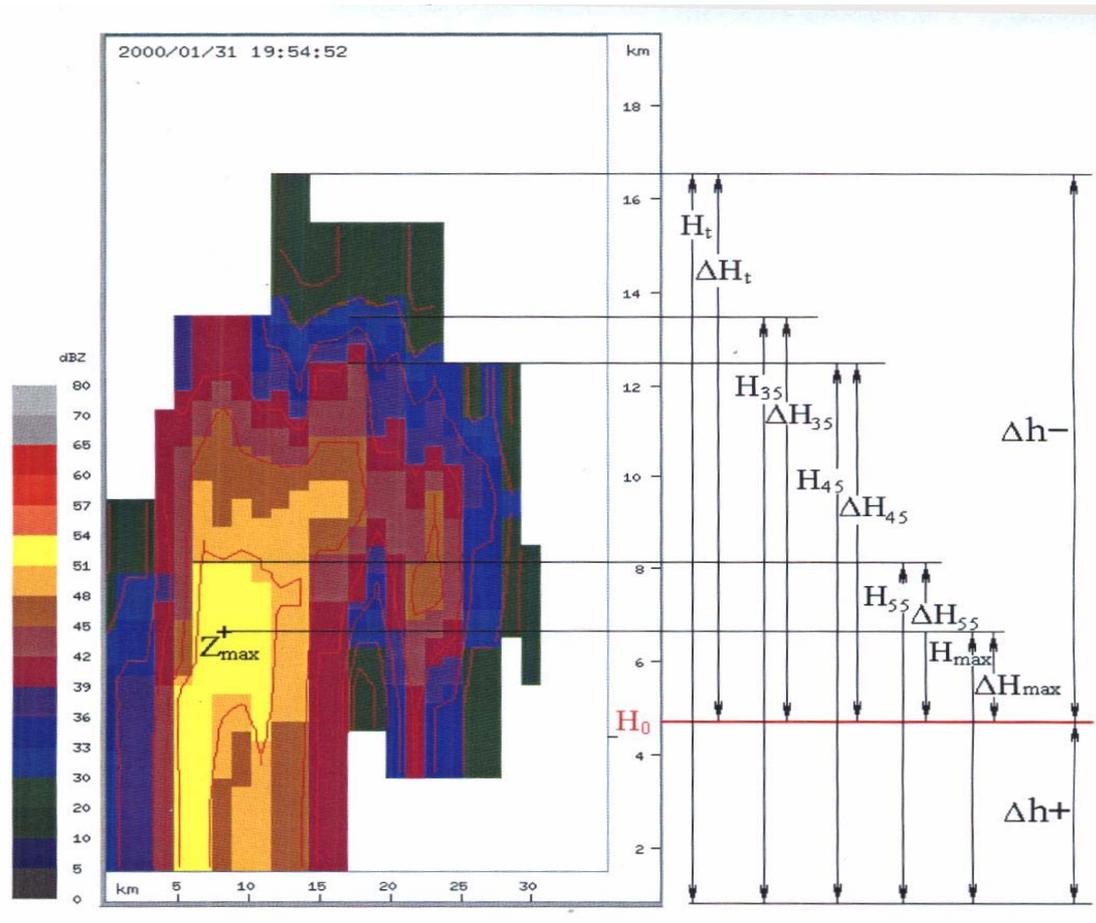


Figura n° 23: Parámetros de una nube medidas por el Sistema TITAN en un corte vertical. (Gentileza: Dr. Victor Makitov)

Capítulo 5: Características de las tormentas severas en la provincia de Mendoza.

La provincia de Mendoza en la República Argentina lleva 25 años continuados de realizar distintas experiencias internacionales de programas operativos de lucha antigranizo, es por esto que existe una enorme cantidad de datos e información sobre el tema en este lugar, esta situación ha permitido desarrollar una productiva tarea de investigación y publicación sobre la temática. Esta producción se encuentra resumida en el presente capítulo.

5.1 Entorno geográfico

La Provincia de Mendoza tiene una superficie de 148.827 km² y una población de 1.588.091 habitantes. Limita al norte con la Provincia de San Juan, al sur con las de Neuquén y La Pampa, al este con la de San Luis y al oeste con la República de Chile. La capital es Mendoza y las principales ciudades son San Rafael, San Martín, La Colonia, General Alvear y Rivadavia.

En la economía provincial se destacan las actividades relacionadas con la agricultura y las industrias vinculadas con ella. La horticultura y la producción de frutas, especialmente la de vid, ciruelas, cerezas, damascos, membrillos y guindas, ocupan un lugar relevante. La explotación viñatera constituye la base de la industria vitivinícola, que es la más importante del país. La minería constituye un recurso económico importante. Se extrae petróleo, gas, uranio y talco.

Mendoza pertenece a las regiones de Cuyo, de la Llanura Pampeana y de la Patagonia. Se encuentra ubicada en la zona árida del territorio nacional, pero la presencia de la Cordillera de los Andes tiene un impacto determinante sobre las características geográficas de la provincia, y permite contrarrestar los efectos de la aridez.

La orografía le da una característica especial a la región occidental de Mendoza. Esta zona comprende la cordillera de los Andes, la precordillera y las sierras volcánicas del Nevado y Payún.

En la cordillera se levanta la cumbre más elevada de América, el Aconcagua de 6.959m., además el Tupungato, de 6.800m. y el Juncal, de 6.180 m. También se encuentran en esta región de los Andes, los pasos de Uspallata, del Planchón, del Maipo, del Portillo y de la Cruz de Piedra. En la precordillera, que se une al sur de la provincia para formar un solo macizo, se hallan las sierras del Paramillo y de Tunuyán.

La parte oriental de Mendoza es llana. Representa casi el 60% del territorio provincial, y es poco fértil, con suelos arenosos y escasez de agua.

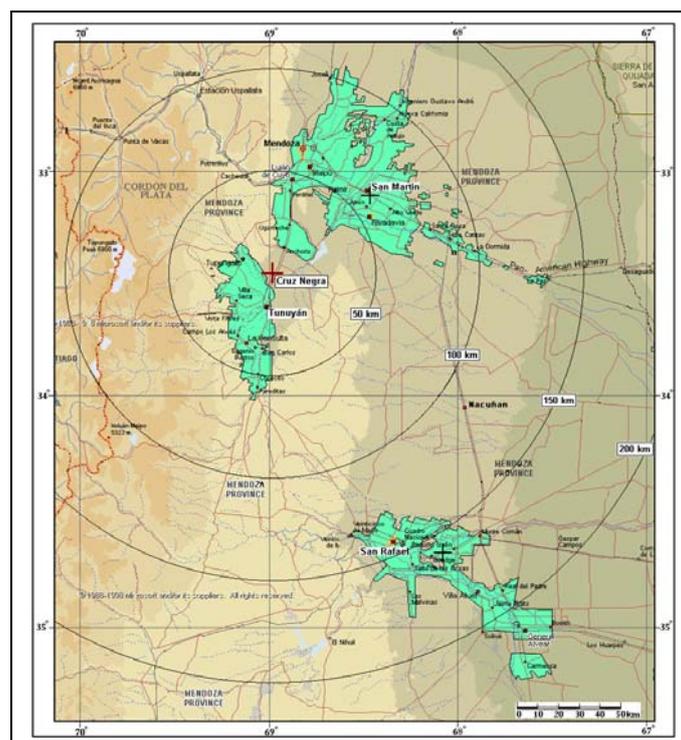


Figura 24. Mapa detallado de los Oasis de la Provincia de Mendoza. (Gentileza de la empresa WMI)

5.2 Entorno atmosférico

La provincia de Mendoza tiene clima árido de sierras y campos en la zona noroeste, árido en la estepa del centro, oeste y sur de la provincia, y árido de alta montaña en el

sudoeste. Las temperaturas descienden hacia el oeste. Estos promedios bajan en la región cordillerana y alcanzan los 5° C bajo cero. Hay una acentuada diferencia entre las marcas termométricas que se registran durante el día y la noche.

En esta región árida del territorio de la República, las lluvias aumentan hacia el sudoeste. La humedad se encuentra por debajo del 50%.

La cordillera de Los Andes representa una barrera natural de 5000 metros dispuesta de Norte a Sur a barlovento de la circulación general terrestre, éste es un factor importante en la formación de ondas de relieve orográfico en la provincia que a su vez son una de las principales causas de la inestabilidad atmosférica de la región y formación de tormentas de granizo.

A los factores anteriores se le suma la gran amplitud térmica de la zona que es el motivo de altas temperaturas en las épocas estivales para presentar un escenario donde los desarrollos de las celdas convectivas graniceras son de las más grandes a nivel mundial.

5.3 Las experiencias de modificación artificial del tiempo atmosférico.

5.3.1 Historia de la modificación artificial del tiempo atmosférico

La historia de la modificación artificial del tiempo atmosférico comenzó en 1946 con los descubrimientos de dos científicos de la General Electric, Vincent Schaefer y Burn Monicat, justo después de la segunda guerra mundial, quienes sembraron una capa de nube con hielo seco por primera vez y vieron que se producía una especie de surco. Éste fue un momento muy importante porque fue la primera vez que se mostró que las gotas de agua se congelarían. Los científicos mencionados hablaban de la producción de embriones de hielo a partir de hielo seco (*Schaefer, 1968*). Después que esto ocurrió, hubo un gran desarrollo en la modificación del clima y mucha gente empezó a desear llevar a cabo ciertos experimentos.

Otro tipo de mecanismo de siembra fue desarrollado durante ese período: el llamado principio de la siembra higroscópica por medio de la siembra con material higroscópico. Cada gota y cada cristal de hielo de la atmósfera se forman sobre una partícula de polvo o aerosol. Dependiendo del tamaño, las concentraciones y la química de estas partículas, las gotas de agua se formarán con mayor facilidad.

Otro método usado fue la siembra de nubes convectivas con hielo seco, de manera que las nubes se congelaran y debido a la liberación de calor latente crecieran con mayor rapidez. Un experimento realizado en los años 60, en Estados Unidos, testeaba básicamente la hipótesis de la siembra dinámica. En 1970, en un programa de Dakota del Sur, con siembra higroscópica, se mostró que introduciendo partículas en las bases y en el centro de las nubes para proveer gotas grandes, se formaba la precipitación más rápidamente.

La siembra que se ha usado con el propósito de incrementar el “snowpack” o manto de nieve en zonas montañosas, consiste en sembrar, ya sea desde la superficie o desde aviones, una nube que contuviera gotitas sobre-enfriadas de manera que cayeran más cristales de nieve sobre las montañas y así incrementar la nieve acumulada en superficie, y por ende, el agua disponible en el área.

Existe una cronología de hechos (*Changnon , 1977*) que tienen lugar en la modificación del tiempo atmosférico para actividades de supresión de granizo. Primero existía el concepto de la siembra de nubes, pero con un interés y comprensión científica que se iban desarrollando muy lentamente. Casi inmediatamente, sin embargo, llegó el rápido desarrollo de los dispositivos de siembra y de los instrumentos para mediciones en nubes, al mismo tiempo que la aparición de un público deseoso de comprar y utilizar una *tecnología incierta*. Así los empresarios comenzaron proyectos de siembra operacionales en áreas pequeñas. Mientras tanto, se presuponían muchos conceptos e hipótesis de cómo trabajaba “la siembra” de material nucleante. Por ejemplo, las autoridades estatales y federales del gobierno de Estados Unidos de

América se preocuparon por proveer fondos para algunos pocos estudios y experimentos, y los proponentes se reunían en conferencias sobre la modificación del tiempo.

Algún tiempo después, el optimismo inicial de los auspiciantes locales fue oscurecido gradualmente por las dudas y los desencantos. Entonces llegaron las controversias - sobre cómo modificar el tiempo, si esto funcionaba, si causaba sequías, en cómo evaluar los proyectos, y si se debía en definitiva seguir insistiendo o no. Para mediados de los años 1970, existían algunas pruebas científicas de que la nieve y la lluvia habían sido modificadas, pero no había pruebas esenciales para la supresión de granizo. Para 1977, se había ya reducido el uso público de la supresión de granizo. El apoyo federal a toda la investigación para la modificación del tiempo también se redujo. Los desilusionados y dubitativos practicantes de la supresión de granizo tenían como único consuelo el creer que sus errores e ignorancia podían ser disculpados porque ellos habían sido los primeros en explorar estos temas nuevos y complejos.

Para el final del siglo XIX se llevó a cabo una investigación sobre supresión de granizo sorprendentemente postulada sobre un concepto que concuerda con una hipótesis científica del presente. La historia de estos hechos revela que muchas de las experiencias de 1946-1979, no eran nuevas, la era moderna de modificación del tiempo había tenido una base científica más fuerte que la existente entre 1895 y 1906. Había ocurrido un desarrollo considerable de la comprensión de la Física de Nubes desde 1906 (*comprensión del rol del agua sobre-enfriada y de los núcleos de hielo, y la observación sistemática y directa de los efectos de la siembra sobre las nubes*) y una mayor aplicación de pruebas estadísticas más sofisticadas.

Actualmente en Texas, Florida, Alberta (Canadá), Sudáfrica, Marruecos, España, Suiza, Italia, Francia, México y, últimamente, en Asia, especialmente en Corea e Indonesia, tienen programas activos de modificación del tiempo. También Tailandia y Filipinas los poseen.

Estos son ejemplos históricos de cómo empezó todo. Cuando la gente vio que se podían producir cambios, se entusiasmó y en ocasiones su imaginación fue más allá de lo realmente posible. Desde entonces se ha aprendido que se debe ser cuidadosos al diseñar y realizar un programa, y que las nubes son extremadamente variables de un lugar del mundo a otro. Así, las nubes de Arizona no son las mismas nubes que se forman en Mendoza, y las nubes del trópico son distintas a las nubes en latitudes medias. Por ello debemos comprender los procesos naturales que ocurren en estas nubes para poder tomar decisiones sensatas sobre cómo debemos modificar los procesos de formación de “esas” nubes.

El Modelo Conceptual de siembra de nubes ha sido implementado en el mundo a través de distintas metodologías que se detallan a continuación:

5.3.2 Defensa activa

a. Generadores con base en tierra:

Son muy usados en Europa, donde lo accidentado de la topografía permite colocarlos en las cimas de colinas o montañas próximas a la base de las nubes, de forma que las corrientes ascendentes de aire lleven los cristales de yoduro de plata (AgI) a la zona sobre-enfriada de la nube.

Las desventajas de esta metodología son la alta incertidumbre de que la siembra llegue oportunamente y en cantidad adecuada al área “blanco” de la nube; mientras que se puede señalar como una ventaja su bajo costo operativo.

b. Quemadores aerotransportados:

Fueron usados por las experiencias alemanas y algunas estadounidenses. Consisten en tener quemadores montados en aviones para realizar la siembra en el momento y lugar preciso, que se ve facilitado por la orientación obtenida a través del radar del avión. La desventaja de

este método radica en el peligro que significa volar dentro de una nube granicera, sumado al mayor costo respecto al quemador con base en tierra.

La alta certeza de que la siembra llegue oportunamente y en cantidad adecuada al área “blanco” de la nube puede considerarse una ventaja de esta metodología operativa.

c. Cohetes

Han existido diferentes emprendimientos para utilizar cohetes como vector para llevar el material de siembra a la zona de génesis de granizo en la nube, de los que se pueden mencionar:

Cohetes aire – aire: Usados en experiencias conducidas en Canadá y Estados Unidos.

Cohetes tierra – aire: Usados en experiencias conducidas en Argentina, Italia, Ex URSS, Bulgaria, Hungría y Yugoslavia. Entre las desventajas que se le adjudican a este método, se pueden mencionar:

- _ La inseguridad de trabajo de los operadores.
- _ La peligrosidad que supone la caída de las partes de los cohetes sobre áreas pobladas.
- _ La limitación operativa que significa tener un alcance máximo fijo propio de cada tipo de cohete, que no permite actuar oportunamente si las celdas graniceras se forman lejos de su alcance.
- _ La gran cantidad de áreas vedadas para el lanzamiento de cohetes.
- _ La presencia de aerovías de acceso a los aeropuertos que atraviesan la zona de defensa.

Entre todas las tecnologías de Lucha Antigranizo que existen, sólo dos de ellas poseen fundamentos científicos con bases firmes y validadas. La tecnología americana de siembra de nubes graniceras con agente cristalizador por medio de aviones y la tecnología rusa de utilización de cohetes. *Ambas tecnologías han sido utilizadas en Mendoza.*

El modelo conceptual teórico en la cual se basan ambas metodologías es el mismo y áreas de las nubes potencialmente graniceras a sembrar son consideradas en forma similar, es decir las zonas de nuevos desarrollos en volúmenes de flujo ascendente secundario y las zonas de formación de embriones de granizo en las nubes alimentadoras ubicadas en la periferia del núcleo principal.

La principal diferencia entre los dos sistemas es la forma de transportar el agente dentro de la nube. En el primer caso se usan aviones y en el segundo cohetes. Comparando cada tecnología se observan ventajas y desventajas, las cuales se explican a continuación:

En caso de cohetes su ventaja principal es que permiten realizar una siembra muy intensa – gran cantidad de cohetes en muy corto período de tiempo – lo cual es posible hacerlo en cualquier nube que se encuentre dentro del alcance de los puntos de lanzamiento. Los cohetes actuales siembran una traza de 14 o 15 km durante 35 a 40 segundos. En este caso la siembra puede realizarse desde distintos puntos de lanzamiento simultáneamente.

La ventaja de la metodología con aviones, es que pueden realizar observaciones directas en el área de siembra de la nube pues el avión se encuentra en esa zona. Sin embargo, la principal ventaja es la posibilidad que tiene el avión de ir a buscar la celda más allá de los límites de la zona buffer y de esta manera realizar una siembra más oportuna que la que efectuarían los cohetes bajo estas mismas circunstancias. Otra ventaja importante en el caso de siembra de la nube por medio de aviones resulta ser la posibilidad de corregir y optimizar la posición e intensidad de la siembra, ya que las trazas de aviones se presentan en conjunto con los datos de las nubes graniceras.

En general existen preguntas acerca de la eficiencia de los distintos sistemas de siembra. Pero, no es correcto comparar la eficiencia de las distintas tecnologías, debido a que es muy importante la aplicación de cada tecnología en un proyecto concreto. Es decir, resulta más lógico comparar la eficiencia en proyectos concretos que usan una u otra tecnología de

siembra. Por supuesto que en el momento de definir cuál es la tecnología más adecuada para una región determinada, deben analizarse las condiciones geográficas, localización de las áreas cultivadas, el costo del cultivo predominante, frecuencia de las nubes graniceras, análisis costo/beneficio, etc. En el caso particular de Mendoza existen tres oasis cultivados, existen zonas de génesis de tormentas y una serie de trayectorias más probables (ver figura n° 25).

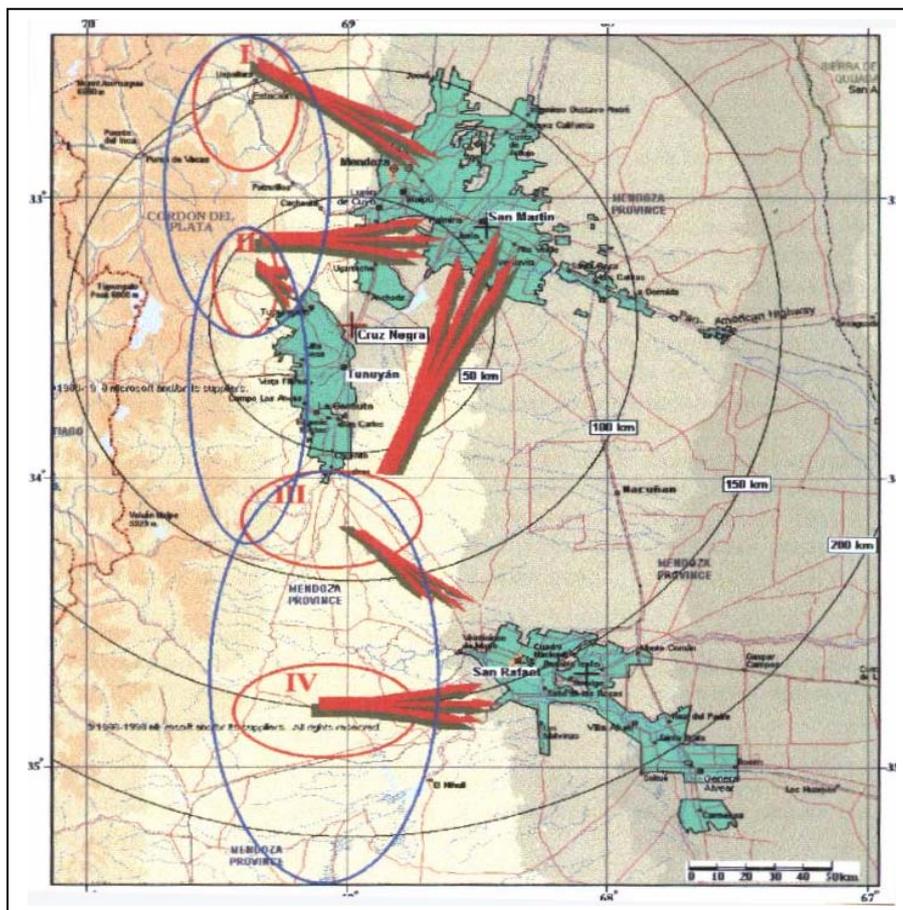


Figura n° 25: Mapa de zonas de génesis y rutas de tormentas graniceras en la Provincia de Mendoza. (Gentileza: V. Makitov)

En un importante estudio del Dr. Viktor Makitov en la Provincia de Mendoza, se pudieron determinar las zonas de génesis de las tormentas potencialmente graniceras y sus

rutas más frecuentes. Las mismas se observan en la Fig. 25. De su estudio se pueden establecer regiones de distinto riesgo y frecuencia de caída de granizo.

5.4 Tipos de desarrollos convectivos

Las observaciones y las investigaciones realizadas durante las distintas campañas de Lucha Antigranizo llevadas a cabo en la Provincia de Mendoza han dado como uno de sus resultados la tipificación de los diferentes tipos de procesos graniceros en la región (ver figuras 26 y 27).

Los mismos se pueden definir como:

- Monoceldas organizadas
- Monoceldas desorganizadas
- Multiceldas organizadas
- Multiceldas desorganizadas
- Superceldas

El Dr. Abshaev definió una nueva categoría exclusiva de la Provincia de Mendoza que denominó Intermedia, que hace referencia a un proceso que se desarrolla como una etapa intermedia de transición entre los procesos Multicelda Organizada y Supercelda.

Es importante identificar estos diferentes procesos en el momento de tomar decisiones operativas de siembra, porque cada uno debe ser tratado en formas metodológicas distintas.

5.5 Lucha con aviones

Como ya se ha mencionado anteriormente, en la provincia de Mendoza desde el año 1998 se implementó el sistema activo de lucha antigranizo con aviones, y desde entonces se nombró al Instituto de Estudio y Prevención de Riesgos Naturales (IDEPRN) de la Universidad

Nacional de Cuyo (UNCuyo) como ente auditor de la empresa WMI, esta empresa se encargó de llevar adelante todas las tareas y actividades operativas; una de las consecuencias más importantes de esta estructura fue la gran cantidad de datos e información recopilada durante esos años, que sirvieron de base para innumerables estudios y trabajos de investigación. Entre ellos, uno de gran importancia es el de evaluación de la eficacia del sistema realizada por el IDEPRN que se describe en las secciones siguientes.

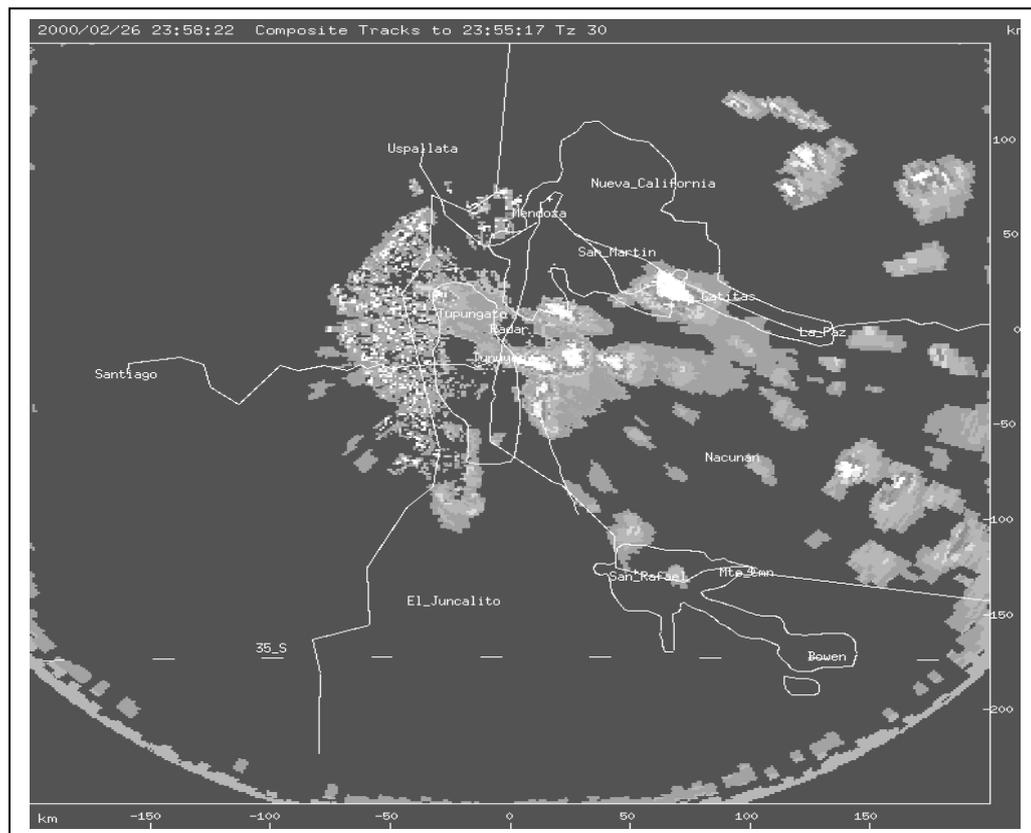


Figura n° 26: Imagen de sistema TITAN de radar de un proceso multicelda desorganizado.

5.5.1 Resultados alcanzados

La medición de la efectividad de la siembra de nubes potencialmente graniceras, con Yoduro de Plata (IAG), no es un proceso sencillo ya que existen diversos criterios de evaluación. Aún hoy, la comunidad científica internacional no ha definido cuál de todos ellos es el más aconsejable. El estudio realizado por la el Instituto de Estudio y Prevención de

Riesgos Naturales (IDEPRN) de la Universidad Nacional de Cuyo, aporta un estudio y análisis con los datos disponibles de las campañas de lucha antigranizo con aviones realizadas en Mendoza durante las temporadas 1999-2004, que se detallan en los siguientes puntos del texto.

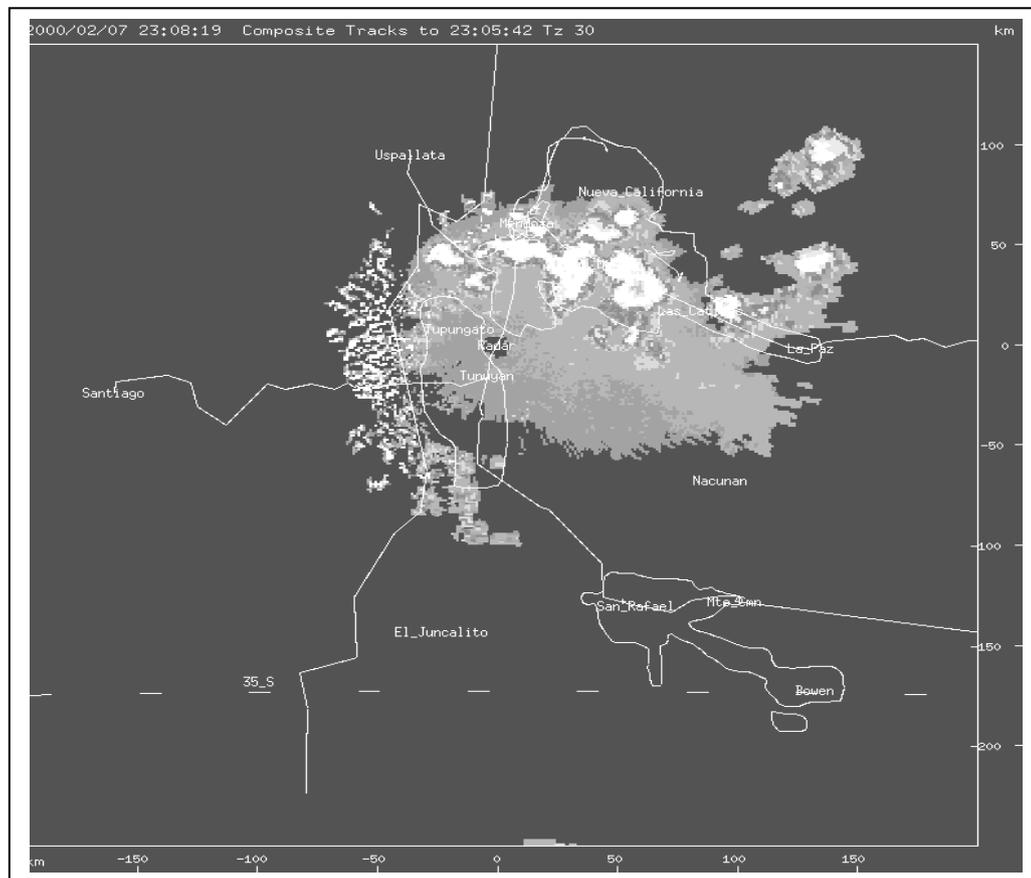


Figura n° 27: Imagen de sistema TITAN de radar de un proceso supercelda.

5.5.2 Superficie afectada al 100% (ha)

Una de las pocas variables que se puede utilizar de acuerdo con los datos que existen para realizar algún estudio serio y válido respecto al daño provocado por el granizo, y poder evaluar su reducción debido a la siembra, es *la superficie afectada al 100%*, la que se define como el cálculo realizado sobre los distintos porcentajes de daños de la superficie de una propiedad y su resultado es un área equivalente de 100% daños sufrido por la propiedad completa. Esta tasación la realiza el personal de la DAPC del Ministerio de Economía de la provincia de Mendoza. El problema de esta variable es que carga con la subjetividad propia de

su origen, ya que nace en la denuncia de los productores, pero es de esperar que esta subjetividad se traslade de la misma forma a todas las mediciones y no interfieran al comparar resultados.

Oasis	Superficie afectada al 100% (ha)							
	1990-91	1991-92	1992-93	1993-94	1994-95	1995-96	1996-97	1997-98
Norte				19595,6	8074,8	14126,0	9473,0	25246,9
Centro				2713,9	2938,4	1076,9	5076,9	4063,0
Sur				8210,9	28927,8	3221,1	10244,4	6847,7
Total Mendoza	54135,7	30398,0	46212,0	30520,4	39941,0	18424,0	24794,3	36157,6

Tabla 3

Oasis	Superficie afectada al 100% (ha)					
	1998-99	1999-00	2000-01	2001-02	2002-03	2003-04
Norte	5441,8	26373,3	5185,0	8931,6	12904,2	3333,1
Centro	1427,3	5629,2	584,3	3091,0	1704,4	526,1
Sur	9166,8	10111,6	3847,7	10629,0	4215,0	11615,7
Total Mendoza	16035,9	42114,1	9617,0	22651,6	18823,6	15474,9

Tabla 4

De acuerdo con las denuncias por daños ocasionados por granizo y recibidas en la Dirección de Prevención de Contingencias del Ministerio de Economía de la Provincia de Mendoza, se dispone de los datos por oasis correspondientes a la cantidad de hectáreas afectadas al 100% de los últimos 14 años detallados en las tablas n° 3 y 4. Cabe recordar que a

partir de la década del 80, en la Provincia de Mendoza se llevaron a cabo distintas actividades de lucha activa para la supresión de granizo. Hasta la temporada 1997-98 la lucha se realizaba a través de cohetes y a partir de la temporada 1998-99 hasta la campaña 2003-04 se ejecutaron por medio de aviones.

La Figura 28 muestra el promedio de superficie afectada al 100% de las últimas cinco temporadas: 20.785,8 has (lucha activa con aviones), comparado con el promedio de las cinco temporadas 1993-94 hasta la 1997-98: 29.967,1 has. En este caso, **la reducción de superficie resulta del 30,6%.**

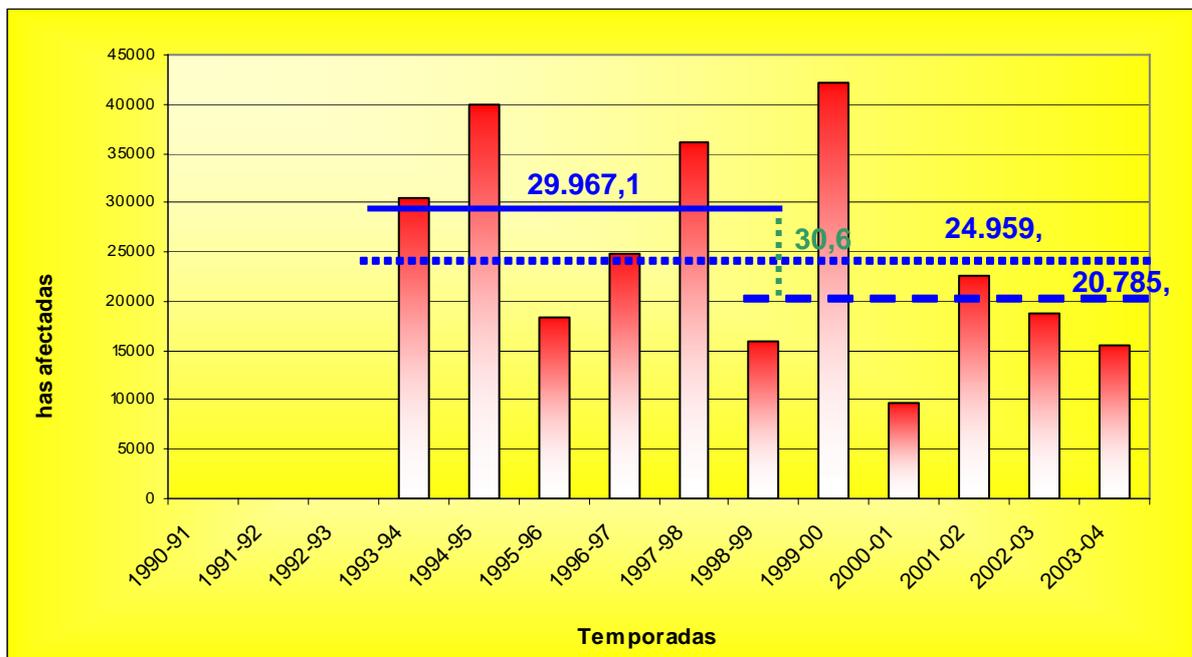


Figura n° 28 Promedio de superficie afectada (ha) al 100% en las últimas 5 temporadas con aviones vs. el promedio de superficie afectada (ha) al 100% en las 5 anteriores.

La Figura 29 muestra el promedio de superficie afectada al 100% de las últimas seis temporadas: 20.785,8 has (lucha activa con aviones), comparado con el promedio de las ocho temporadas 1990-91 hasta la 1997-98: 35.072,7 has. En este caso, **la reducción de superficie afectada al 100% resulta el 40,7%.**

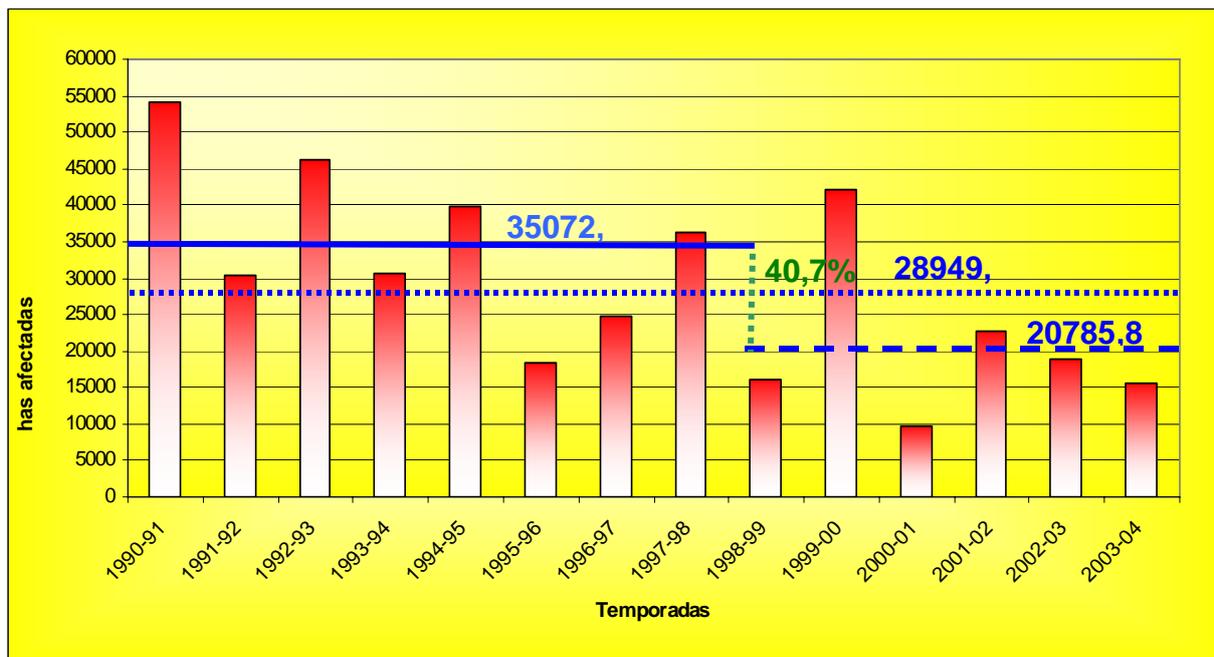


Fig. N° 29: Promedio de superficie afectada (ha) al 100% en las últimas 6 temporadas con aviones vs. el promedio de superficie afectada (ha) al 100% en las 8 anteriores.

Es sabido que cuando se realizan estadísticas, y principalmente se calculan valores medios o promedios, cuanto mayor es el número de datos de la muestra para evaluar, más exacto es el valor obtenido; por esta razón, deben considerarse como estadísticamente más representativos los valores del estudio de la figura 29 que los de la figura 28.

Con respecto a este análisis se puede concluir que:

1. El número medio de hectáreas dañadas al 100% con lucha activa contra granizo con aviones operada por la empresa WMI es de aproximadamente 21.000 has sobre 300.000 has. defendidas. Éste es un buen parámetro para utilizar en el cálculo de daño promedio para una defensa activa con aviones eficaz para la provincia de Mendoza. Puede observarse que en este cálculo se incluye una temporada de alta intensidad granicera como la 1999-2000 que sufrió la presencia del fenómeno de “La Niña”.

2. La lucha con aviones es mucho más eficiente que con cohetes. Esto está de acuerdo con las limitaciones técnicas que presentan uno y otro sistema.
3. Se pueden tomar las 15.000 has. dañadas al 100% de la última campaña (2003-2004) de lucha con aviones como un piso en cuanto al mínimo daño que se puede esperar de has. afectada al 100% cuando se defiende con aviones la provincia de Mendoza.
4. Para una temporada de granizo sin sistema de defensa activa se debe esperar una media de daños mínimo de 36.000 hs. (sería el caso en que la defensa con cohetes tuviera un eficiencia del 0%)

Capítulo 6: Procesos de tormentas graniceras severas

Los estudios e investigaciones realizadas en la provincia de Mendoza sobre el tema arrojaron resultados muy interesante sobre las tormentas que producen gran daño en superficie; ⁶analizando datos de celdas graniceras que provocaron gran daño durante las campañas de lucha antigranizo con aviones, se observó que:

1. Todas las celdas que tuvieron un volumen mayor a 2.000 Km³ produjeron granizo de tamaño grande (diámetro máximo > 2 cm.). La información muestra que este tipo de celda produce granizo que llega al suelo en tamaños importantes y produciendo grandes daños a pesar de ser sembradas.
2. Una sola de estas celdas puede afectar entre 5.000 has. y 10.000 has. al 100%. Y son las únicas responsables de los grandes daños en Mendoza.
3. En el Oasis Centro no se han producido celdas de estas características durante los cinco años de estudio. El Oasis Norte es el que ha que soportado con mayor frecuencia este tipo de nubes graniceras.
4. La frecuencia promedio de aparición de estas celdas por temporada en la provincia de Mendoza es de dos por año.
5. Este tipo de celdas son responsable de casi el 80 % del daños durante la época de defensa de lucha antigranizo con aviones en Mendoza. El resto se debe a las celdas de un volumen por debajo del umbral mencionado, lo que indica una gran eficiencia de la siembra en este tipo de nubes graniceras.

Este nuevo conocimiento permitió arribar a interesantes conclusiones en varias áreas de las tormentas graniceras de esta región.

⁶ Pérez, Raúl C. “The Seeding Evidence Index (IES) of Hailstorm Clouds in the Province of Mendoza”. Congreso Europeo de Tormentas Severas (ECSS). 2004.

6.1 Clasificación de las celdas graniceras por el volumen de la zona de 40 dbz.

La Tabla 5 muestra el resumen del estudio de las 46 celdas graniceras analizadas. En ella figuran los distintos datos medidos por el radar y la información de precipitación proporcionada por la Dirección de Prevención de Contingencias (DPC) del Gobierno de la Provincia de Mendoza.

El número de celdas estudiadas estuvo limitado sólo a aquellas que contaban con la información completa necesaria para realizar el análisis. Lamentablemente existe una importante cantidad de celdas que no poseían datos completos, ya sea de radar o de precipitación, motivo por el cual fueron excluidas del estudio.

El análisis de la información de cada celda, permitió llegar a interesantes conclusiones sobre el sistema de siembra de nubes potencialmente graniceras con aviones en Mendoza:

La observación detallada de la Tabla 5 permite destacar la existencia dos comportamientos diferenciado de las celdas tormentosas, principalmente en relación con el volumen de la zona de 40 dbz (ver figura 23). De tal manera que se puede verificar un comportamiento distinto entre:

- 1 Celdas con un volumen de la zona de 40dbz mayor a 2000 Km³.
- 2 Celdas que tienen un valor de Vol inferior a este umbral.

Esta clasificación permite estudiar las celdas en dos grupos bien diferenciados en cuanto a los resultados de la siembra con IAg, las conclusiones obtenidas con respecto a esta clasificación, son de gran interés y es detallado a continuación.

6.1.1 Celdas tormentosas con volumen de la zona de 40 dbz menor a 2000 Km³

A este grupo pertenecen aproximadamente el 80% de los casos de las celdas tormentosas que han afectado a los tres oasis productivos de la Provincia de Mendoza durante el período de estudio. Se puede apreciar en la tabla 5 que:

- 1 Existe un sólo caso de las 32 celdas pertenecientes a este grupo (aproximadamente un 3%) en que el diámetro máximo de granizo observado en el suelo fue superior a 2 cm, y cuatro en que hubo granizo de tamaño grande (12 %).
- 2 De las treinta y dos celdas analizadas pertenecientes a esta clasificación, veinticinco celdas sembradas no produjeron granizo (aproximadamente un 78% del total).
- 3 En los casos en que hubo granizo, la altura de la máxima reflectividad ($H_{Z_{max}}$) fue igual o superior a 5 Km.

6.1.2 Celdas tormentosas con volumen de la zona de 40 dbz. mayor a 2000 Km³

Estas celdas, si bien representan sólo el 20% de los casos de las campañas analizadas, siempre produjeron granizo grande y mucho daño por temporada cada vez que precipitaron sobre los oasis cultivados de la Provincia de Mendoza, afortunadamente son celdas de baja frecuencia de aparición por año.

La observación detallada de la Tabla 5 muestra importante información acerca de las celdas pertenecientes a esta clasificación. El estudio de las celdas tormentosas que se encuentran dentro de este tipo conduce a las siguientes conclusiones:

1. Todas las celdas que pertenecen a esta clasificación produjeron granizo de tamaño grande (diámetro máximo > 2 cm.). Produciendo siempre grandes daños a pesar de ser sembradas.

2. Su frecuencia promedio de aparición anual sobre los oasis cultivados de la Provincia de Mendoza fue baja, se pudo estimar una media de dos celdas de estas características por año.
3. En el Oasis Centro no se produjeron este tipo de celdas durante los cinco años de estudio. El Oasis Norte fue el que soportó la mayor frecuencia este tipo de nubes graniceras.
4. A pesar de su baja frecuencia de aparición, son las responsables de la mayoría del daño severo en la Provincia de Mendoza.

6.2 Las celdas tormentosas severas.

Del estudio y procesamiento estadístico de los datos obtenidos por el radar meteorológico de banda C y su sistema TITAN sobre las tormentas que producen granizo grande se han logrado los siguientes resultados de interés:

- a) Existe una zona de génesis de las celdas graniceras con volumen de su zona de 40 dbz. mayor a 2.000 Km^3 bien determinada, la misma se puede observar en la figura n° 30 como la región demarcada por la elipse.
- b) La dirección de desplazamiento de este tipo de celdas es siempre aproximadamente el mismo, tal como lo indican las flechas de la figura n° 30. Si se comparan con la figura n° 25; se puede apreciar que estas rutas tormentosas coinciden con algunas de las rutas encontradas en los trabajos del Dr. Victor Makitov.
- c) La precipitación de estas celdas grandes se caracteriza por producir siempre granizo grande en el suelo (mayor a 2 cm. de diámetro) y gran daño en los cultivos independientemente de si fueron sembradas o no.
- d) Las alturas de sus topes han sido siempre igual o mayor a los 10 Km (-40°C aproximadamente), esto indicaría que desde el mismo momento en que son detectadas por el radar de banda C, ya presentan características de convección profunda y condiciones aptas para la formación de partículas de hielo grande.

e) Su reflectividad inicial (Z_{max}) fue siempre superior a 42 dbz. Si se recuerda la ecuación de la reflectividad de radar, este hecho estaría indicando que desde el inicio de su detección existe en este tipo de celda tormentosa una gran cantidad de partículas de agua de tamaño grande; este efecto unido a lo expuesto en el punto anterior, deja concluir que desde su primera observación en la pantalla de radar (primer radio eco) la celda ya tiene las condiciones necesarias para la producción de mucho granizo grande en forma súbita.

f) Un valor medio aproximado de Z_{max} de 56 dbz. es el más frecuente para este tipo de celdas. Un análisis análogo al punto anterior lleva a la conclusión que estas nubes de tormentas severas contienen grandes concentraciones de partículas grandes de agua.

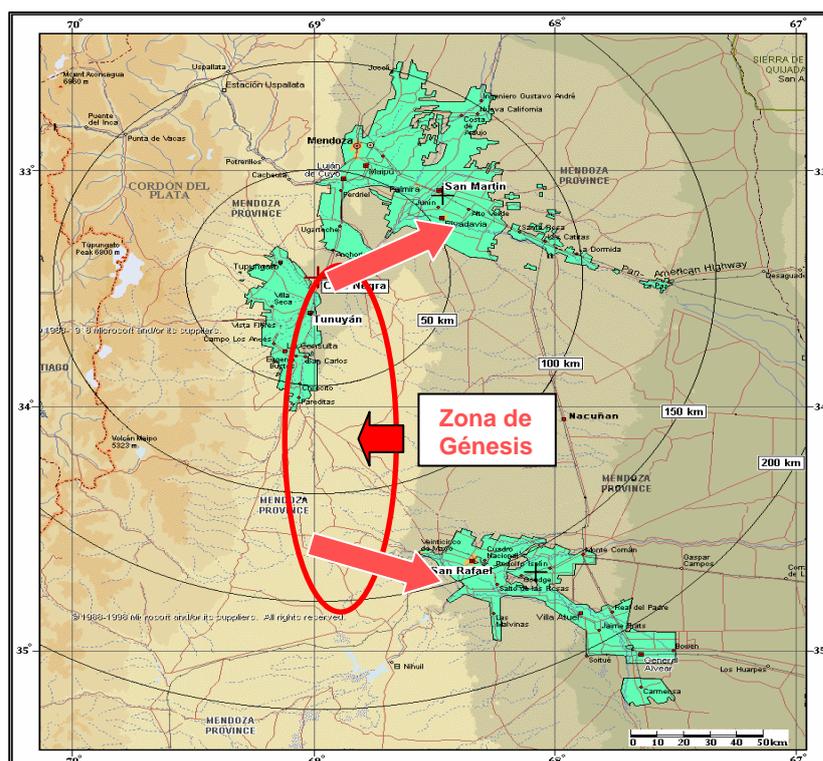


Figura n° 30: Zona de génesis de celdas con zona de 40 dbz mayor a 2000 Km³.

g) El sofisticado y completo sistema de pronósticos de la empresa WMI sólo pudo predecir el 16% de las veces la aparición de este tipo de superceldas, lo que convierte a este tipo de celdas en

tormentas de muy difícil predicción. Este hecho está indicando que los procesos que generan este tipo de fenómeno no están suficientemente desentrañados todavía, y por lo tanto, el aumentar el conocimiento sobre ellos se torna de fundamental importancia a la hora de desarrollar metodologías para combatir el daño que provoca la caída de granizo.

De lo expuesto, se pueden concluir como resultados importantes lo siguiente:

1. Para las celdas graniceras de la provincia de Mendoza, un valor aproximado a 2000 Km^3 para el volumen de la región de 40 dbz. medido por el radar de banda C, representa un umbral para la eficiencia el método de siembra de nubes graniceras con aviones. Las observaciones muestran que las celdas tormentosas que superaron ese umbral siempre produjeron granizo grande sobre las superficies cultivadas, por el contrario, cuando el volumen de las celdas sembradas fue inferior a este valor umbral, la eficiencia de la metodología de siembra con aviones fue muy alta.

2. La frecuencia anual de aparición de tormentas graniceras con celdas cuyo volumen es mayor a 2000 Km^3 es baja, presenta un promedio de dos tormentas de estas características por año en los oasis cultivados de Mendoza. En el oasis Centro no se presentaron estas celdas durante los cinco años de estudios, mientras que en los oasis Norte y Sur la distribución de apariciones de este tipo de celdas fue semejante.

3. Las celdas de volúmenes de la zona de 40 Dbz mayor a 2000 Km^3 fueron las responsables de casi el 80 % de los daños en los cultivos en las temporadas en que estuvieron presente. El tamaño máximo del granizo caído fue siempre superior a los 2 cm. de diámetro.

4. Es necesario profundizar la investigación en el conocimiento actual de este tipo de celdas graniceras, debido a que como se ha visto, son las responsables de la mayor parte del daño por granizo en la Provincia de Mendoza.

5. Como una medida de importancia operativa, es aconsejable que a toda celda de tormenta cuya génesis se encuentre dentro de la zona demarcada con la elipse en la figura 30,

y que además su primer radio eco medido por un radar de banda C tenga valores de sus parámetros Zmax mayor a 42 dbz. y altura de Tope mayor a 10 Km.; debe ser siempre sembrada intensivamente porque es muy probable que su desarrollo de lugar a una celda granicera de las características severas estudiadas.

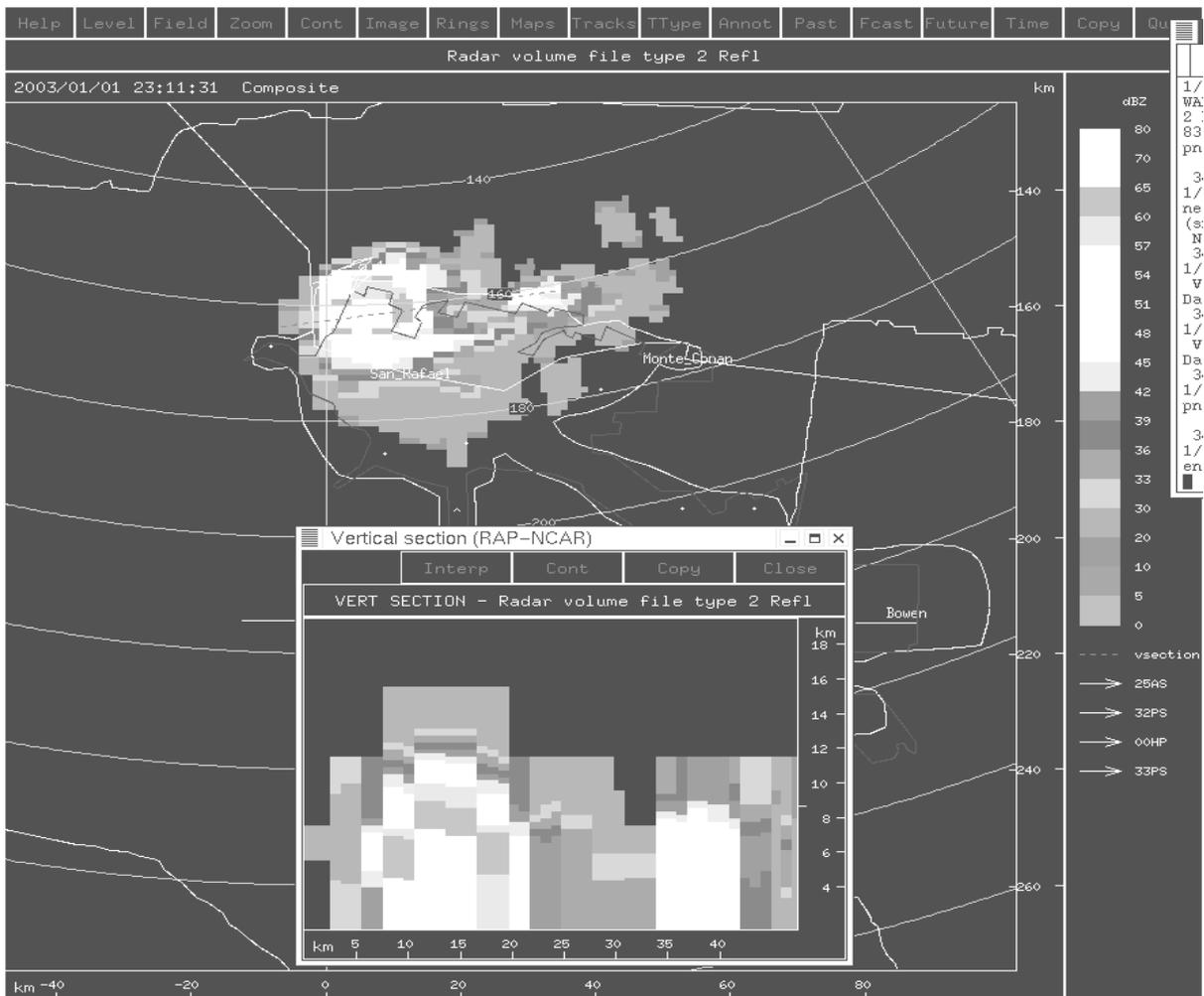


Figura n° 31: Corte PPI de una celdas con zona de 40 dbz mayor a 2000 Km³ en el Oasis Sur en la pantalla del radar de banda C.

Tormenta	Celdas	Datos de Nubes			Tamaño	Cantidad	Tiempo	Daños	
Fecha	N°	HZmáx	Vol. Máx.	Oasis	Máx. en cm.		Minutos	Vid	Frutales
07/02/00	833/1065	7	2490	Norte	2.5	Mucha	6	Si	Si
07/02/00	833/1066	7	6345	Norte	2.5	Mucha	6	Si	Si
08/02/00	2596/2970	9	7424	Sur	2	Mucha	6	Si	Si
04/01/01	165/165	7	975	Sur	2	Mucha	5	Si	Si
04/01/01	130/130	7	487	Sur	0.5	Poca	0	0	0
04/01/01		7	648	Sur	0	0	0	0	0
04/01/01	136/136	7	975	Sur	0	0	0	0	0
30/01/02		7	1482	Norte	0.5	Mucha	5	Si	Si
30/01/02		10	9361	Norte	2	Mucha	5	Si	Si
30/01/02		9	721	Norte	0.5	Poca	3	No	No
15/12/02	259/259	9	1701	Norte	0	0	0	0	0
18/12/02	1232/1536	9	2376.2	Sur	2	Mucha	0	0	0
01/01/03	311/364	8	583	Sur	3.2	Mucha	5	Si	Si
03/01/03	1033/1033	8	571.99	Norte	0	0	0	0	0
03/01/03	1033/1158	11	104.4	Norte	0	0	0	0	0
03/01/03	534	7	1629	Norte	0	0	0	No	No
03/01/03	571	6	1139	Norte	0	0	0	No	No
03/01/03	147/147	5	1560	Norte				No	No
09/02/03	206/206	7	4053	Norte	3.2	Mucha	6	Si	Si
09/02/03	206/277	9	7573	Norte	3.2	Mucha	8	Si	Si
09/02/03	61/61	7	1131.7	Sur	0	0	0	No	No
09/02/03	139/139	5	74.3	Norte	0	0	0	No	No
09/02/03	163/163	8	1445	Norte	0	0	0	No	No
09/02/03	200/200	5	463	Centro	0	0	0	No	No
09/02/03	257/292	6	493	Centro	0	0	0	No	No
09/02/03	333/340	4	951	Norte	0	0	0	No	No
09/02/03	412/412	7	186	Norte	0	0	0	No	No
10/02/03	99/146	10	1939.3	Norte	0	0	0	No	No
11/02/03	217/217	6	607.91	Sur	0	0	0	No	No
11/02/03	295/295	8	435.29	Centro	0	0	0	No	No
11/02/03	295/313	9	1498.3	Centro	0	0	0	No	No
11/02/03	337/337	7	876.3	Centro	0	0	0	No	No
11/02/03	271/304	5	1442	Norte	2	Mucha	6	No	No
12/02/03	337/388	7	753	Centro	0	0	0	No	No
12/02/03	295/421	5	947.29	Norte	1.2	Poca	3	Si	Si
12/02/03	337/479	7	763	Centro	0	0	0	No	No
12/02/03	551/551	5	273.45	Norte	0	0	0	No	No
12/02/03	577/577	5	218.38	Norte	0	0	0	No	No
01/03/03	97/125	9	1452.2	Norte	2	Mucha	5	Si	Si
01/03/03	97/192	10	2395.7	Norte	5.2	Mucha	5	Si	Si
01/03/03	97/97	5	382.71	Norte	0	0	0	No	No
01/03/03	232/253	8	1302.9	Norte	0	0	0	No	No
01/03/03	304/304	5	181.17	Norte	0	0	0	No	No
01/03/03	339/339	4	189.14	Norte	0	0	0	No	No
01/03/03	492/492	5	313	Centro	0	0	0	No	No

Tabla 5: Análisis de las Tormentas Sembradas Durante las Temporadas 1999 a 2004

6.3 Modelo de regresión multivariado entre las variables meteorológicas en superficie y los datos de radar de tormentas severas.

6.3.1 Estudio estadístico

Un estudio realizado bajo la hipótesis de que el movimiento a nivel global o mesoescala de las masas de aire a nivel de superficie son uno de los factores preponderantes en la producción de inestabilidad atmosférica, generador de las tormentas severas en la región; dio como resultado, que si bien los datos meteorológicos obtenidos corresponden a unas pocas estaciones meteorológicas dispersas sobre la provincia de Mendoza, son suficientes para extender sus conclusiones a nivel de mesoescala. Bajo esta visión, se plantea la posibilidad de que los valores de variables meteorológicas de superficies pueden utilizarse para predecir en forma temprana la aparición y desarrollo de procesos de convección profundo, y la posterior aparición de las tormentas severas.

Se estableció con ellos una relación de correlación múltiple entre variables meteorológicas y datos de radar de banda C, que permite pronosticar con mayor anticipación la aparición de los diferentes tipos de procesos tormentosos severos.

Para lograrlo, se recopilaron cada una hora los datos meteorológicos de superficie y las imágenes de radar de banda C y S procesadas por TITAN del sistema de lucha antigranizo de la provincia de Mendoza. El tiempo de recolección de datos se extendió desde el 1º de Octubre de 2005 hasta el 31 de Marzo del 2006; registrándose los siguientes datos:

1. Temperatura del punto de rocío del aire en la superficie **R** expresado en °C.
2. Temperatura del aire ambiente a nivel de superficie **T** expresado en °C.
3. Índice de radiación ultravioleta en superficie **UV**.
4. Intensidad de la velocidad del viento a nivel de suelo **v** expresada en km/h.

5. Dirección del viento graduada en grados (norte 0°), según la referencia del azimut de la pantalla de radar que se denominó **D**.

6. Humedad Relativa del aire ambiente **HR**.

7. Presión atmosférica a nivel de superficie **p** medida en mb..

8. Además se calculó la diferencia entre la temperatura ambiente **T** y el punto de rocío **R** para ver si existía alguna relación entre el tipo de proceso tormentoso y el valor de la diferencia entre **T** y **R**; a este parámetro se lo llamó **TR** y se expresó en °C.

A esta información, se le agregaron los datos sobre los tipos de procesos convectivos que se produjeron, registrados conjuntamente con toda la información antes mencionada. Para ello se emplearon las imágenes de radar que pone a disposición por Internet el sistema de lucha antigranizo de la provincia de Mendoza en la página www.contingencias.mendoza.gov.ar/.

Los parámetros utilizados para correlacionar con los datos antes mencionados fueron:

1. La reflectividad máxima de cada celda medida en dbz. **Zmax**.

2. El tipo de proceso convectivo, para lo cual se adoptó la clasificación establecida por el Dr. Mahomet Abshaev para la región, se denominó como **TP** y su codificación fue la siguiente:

1: Monocelda.

2: Multicelda desorganizada.

3: Multicelda organizada.

4: Intermedia.

5: Superceldas.

Finalizada la etapa de recolección de datos y realizada su depuración, se obtuvo una muestra de 1689 mediciones de cada variable y parámetro.

El primer procesamiento estadístico de los datos de la muestra obtenida arrojó como resultado la información mostrada en las tablas 6. En ellas se han separado las muestras en tres situaciones diferenciadas: aquellos datos en que no se presentó ningún tipo de actividad

tormentosa (tabla 6 a); el caso en que hubo procesos tormentosos de cualquier tipo (tabla 6 b); y finalmente se tomo sólo aquellos procesos que produjeron tormentas severas (valor de **TP** 4 o 5) y daño importante en superficie (tabla 6 c).

	R	T	UV	V	D	HR	P	TR	Zmax
promedio	10,58067	23,83241	3,34425	8,869839	128,0	45,9263	1012,331	13,252	0,94924
Desv. St.	4,653636	5,706862	3,58951	6,128056	56,7	15,9238	4,699455	5,6849	5,8352

Tabla 6 a) Datos estadísticos sin procesos convectivos.

	R	T	UV	V	D	HR	P	TR	Zmax
Promedio	14,405	28,927	2,527	8,51626	128,33	43,33	1008	14,52227	54,3684
Desv. St.	3,1426	5,0563	3,134	5,903798	67,157	16,82	3,511	6,010028	10,3875

Tabla 6 b) Datos estadísticos de todos los procesos convectivos en general

	R	T	UV	V	D	HR	P	TR	Zmax
Promedio	14,8571	31,57	2,8511	8,625	113	36,91837	1006,898	16,714	63,469
Desv. Std	3,22749	2,693	2,9634	6,3869	71,1066	9,740031	2,709896	4,1833	7,7865

Tabla 6 c) Datos estadísticos de procesos convectivos severos

Son interesantes las conclusiones que se pueden obtener a partir de esta primera información estadística:

1. La variable intensidad de viento \mathbf{v} , en promedio no presenta correlación entre los procesos tormentoso y los que no los presentan; al igual que su dirección \mathbf{D} ; pero existe evidencia de una pequeña rotación del viento en superficie hacia el Este cuando las tormentas severas se generaron (de 128° a 113°).
2. Por su parte el punto de rocío \mathbf{R} presenta grandes diferencias para los casos de procesos tormentosos y los casos sin estos procesos. Es posible observar en las tablas 6 que puntos de rocío superiores a 14°C implican presencia de procesos convectivos. No obstante, no existen diferencias para esta variable entre las muestras de procesos de tormentas en general y los de tormentas severas, esto indica que el punto de rocío \mathbf{R} es un buen indicador para pronosticar la presencia de procesos tormentosos, pero no alcanza para predecir de qué tipo.
3. La temperatura del aire en superficie \mathbf{T} , como era de esperar, juega un rol fundamental en el desarrollo de los procesos en estudio, existe una clara evidencia que a medida que la temperatura ambiente en superficie aumenta, hay mayores posibilidades de comienzo y severidad de los procesos tormentosos. Así, puede observarse en las tablas 6, que para temperaturas mayores 30°C las condiciones para el desarrollo de tormentas de algún tipo están dadas; y de la misma forma cuanto \mathbf{T} supera los 32°C , la presencia de procesos tormentosos severos es altamente probable.
4. El índice de radiación ultravioleta \mathbf{UV} parece indicar la existencia de una relación inversa entre su valor y la aparición o no de un proceso de tormenta; de forma tal que a menor valor de \mathbf{UV} , mayor probabilidad de presencia de tormentas. Pero, si se profundiza el estudio, analizando el horario de aparición de tormentas en la región, se observa que las horas de génesis de tormentas coinciden con los horarios de la tarde y noche en que el \mathbf{UV} es mínimo, pero nunca por la mañanas temprano, cuando es cero. Lo que permite especular que el mecanismo de desarrollo de tormentas se inicia después que el lugar de génesis ha sido irradiado abundantemente por el sol, transfiriendo a la atmósfera gran cantidad de energía

radiante, elevando la temperatura del aire en superficie, y durante la tarde-noche, cuando la radiación solar y la temperatura del aire disminuyen, se produce enfriamientos en altura y grandes gradientes de temperaturas verticales, generándose rápidamente condiciones de convección. Esto explicaría la relación inversa mencionada entre el índice UV y la presencia de procesos tormentosos severos.

5. La presión p es otra de las variables importantes a tener en cuenta para predecir la formación de tormentas severas; una marcada relación inversa existe entre la presión atmosférica en superficie y la presencia de procesos tormentosos severos. Claramente se nota que a medida que la presión atmosférica en superficie p disminuye, la posibilidad de conversión profunda y tormentas severas aumenta. De la lectura de las tablas 6 se puede apreciar que para valores promedios de presión atmosférica en superficie inferiores a 1008 mb. siempre hubo procesos tormentosos de algún tipo; y en todo los casos en que el valor de p medio fue inferior a 1006 mb. hubo desarrollos de tormentas severas.

6. Una curiosidad presenta el comportamiento de la variable humedad relativa media HR , porque la relación muestra proporcionalidad inversa con el tipo de proceso tormentoso; es decir cuanto más severo fue el tipo de tormenta menos humedad relativa media existía en el aire superficial. La explicación de esto puede ser que la humedad en superficie es absorbida por la nube de tormenta a través de sus corrientes de aire ascendente, y cuanto más severo es el proceso, más rápido es la tasa de absorción de humedad.

7. Como es de esperar, el parámetro del radar meteorológico de banda C Z_{max} , aumenta su valor con el incremento de severidad del proceso tormentoso, porque como se ha visto anteriormente, la reflectividad máxima de la nube es una medida indirecta de las concentraciones y tamaños de las partículas existentes en el interior de la nube iluminada por el radar. Por este motivo, cuantas más partículas de agua de mayor tamaño tenga la celda tormentosa, mayor será su valor de Z_{max} .

6.3.2 Modelo de regresión multivariado

En el estudio realizado en el punto anterior, se ha analizado el comportamiento de cada variable y parámetro medido para caracterizar el tipo de proceso tormentoso. En este estudio, se analizó cada variable independientemente de lo que ocurre con las otras, y si bien se pudo arribar a interesantes conclusiones; para poder obtener un panorama completo e integrado se deben correlacionar las variables y parámetros entre sí para encontrar una forma general de comprender correctamente el rol que juegan cada uno de ellos en estos procesos en función de los otros. Por ejemplo, la presión del aire en superficie **p** y su temperatura **T** están relacionados por la ecuación general de los gases, y a su vez con la velocidad del aire por las ecuaciones generales de la dinámica de fluidos. Por esto es importante encontrar un *modelo de regresión multivariado* que permita formalizar matemáticamente la relación existente entre el tipo de proceso tormentoso **TP** y las variables y parámetros descriptos en el punto anterior.

Ingresando las muestras con los datos estadísticos descriptos en el programa Statgraphics, se logró obtener la siguiente expresión:

$${}^7\text{TP} = 3*(-0,0012.\mathbf{p} + 0,037217.\mathbf{R} + 0,057.\mathbf{T} - 0,05466.\mathbf{UV}) \quad \mathbf{6.1}$$

El modelo final muestra que sólo las variables **p**, **R**, **T** y **UV** mostraron significancia estadística; la relación es de proporcionalidad directa para **R** y **T**, e inversa para **p** y **UV**; tal como se había analizado en el punto anterior.

La explicación de por qué el resto de las variables y parámetros no presentan correlación con **TP** se puede basar en los siguientes hechos:

⁷ Pérez Raúl C. "Multiple regression model between meteorological data in surface and the convective process in Mendoza (Argentina)". 2006.

1. En las tablas 6 se pudo observar que la intensidad promedio del viento en superficie v es de aproximadamente 8 km./hora independiente del hecho de la existencia de procesos tormentosos o no; por lo que se debe aceptar como lógico que esta variable no es un indicador de posible formaciones de tormentas.
2. Lo mismo ocurre con la dirección del viento en superficie D ; que si bien presenta un valor distinto para procesos tormentosos pequeños, la diferencia es pequeña y no significativa a fines estadísticos.
3. El parámetro Z_{max} no presenta correlación alguna con el tipo de proceso tormentoso (salvo porque es prácticamente 0 cuando no hay nubes de tormentas), esto puede deberse a que el agua líquida es mucho más reflectiva a las ondas de radar que las partículas de hielo, entonces para iguales tamaños y cantidades de gotas de agua que partículas de hielo, las primeras darán valores mayores que las segundas (ver tablas 1 y 2); además, por su definición Z_{max} depende de la sexta potencia del diámetro de las partículas iluminadas; esto hace que su valor final sea muy dinámico, variable y difícil de relacionar con la variable dependiente del modelo **TP**.

El modelo presenta un gran ajuste estadístico, un detalle de sus estimadores y test obtenidos se muestran a continuación:

a) Análisis de Regresión Múltiple

Los resultados del análisis de regresión múltiple del modelo para variable dependiente TP dieron los siguientes resultados:

Estándar T

Parámetro	Estimado	Error	Estadístico	P-Value
P	-0,00118887	0,000108937	-10,9134	0,0000
R	0,0372169	0,0060715	6,12977	0,0000

T	0,057063	0,0052022	10,969	0,0000
UV	-0,0546601	0,00785076	-6,9624	0,0000

b) Análisis de varianza

Fuente	Suma de cuadrados	DF	Cuadrado medio	Razón F	P-Value
Modelo	523,287	4	130,822	134,97	0,0000
Residuo	1426,71	1472	0.969234		
Total:	1950	1476			

R-cuadrado = 26,8352 %

R-cuadrado (ajustado for d.f.) = 26,6861 %

Error estandar de estimación. = 0,984497

Error absolute medio = 0,666092

Estadístico de Durbin-Watson = 0,472749

6.3.3 Interpretación de la salida del modelo

La salida del modelo de la ecuación 6.1 predice el tipo de proceso tormentoso que se debe esperar a partir de las variables meteorológicas en superficie y de su evolución temporal. Así, para diferentes valores de las variables **p**, **UV**, **T** y **R** el valor de salida **TP** (que se encuentra en un hiperplano de dimensión 4) variará entre 0 y 5, cuya interpretación más simple es:

a) *Un valor de TP entre 0 y 1 debe entenderse como posibilidad nula de que se produzcan procesos de tormenta.*

b) *Un valor de TP entre 1 y 4 indica una alta probabilidad de formación de tormentas, pero de características moderadas; por supuesto que cuanto mayor es el valor dentro de este rango, más posibilidades de tormentas severas se tienen.*

c) *Un valor de TP mayor a 4 representa alta probabilidad de formación de procesos tormentosos severos.*

En la tabla 7 se puede apreciar un ejemplo de la salida del modelo, para el caso en que $p = 1008$ mb. y $UV = 0$ (sin radiación ultravioleta). Para este caso se puede observar que procesos tormentosos sólo comenzarán con una temperatura del aire en superficie de $18^\circ C$ con un punto de rocío $14^\circ C$; mientras que procesos tormentosos severos comenzarán cuando la temperatura del aire en superficie ascienda a $32^\circ C$ con un punto de rocío de $20^\circ C$.

UV=	0																		
P=	1008																		
R/T	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
0	-0,5	-0,3	-0,2	-0,1	0,2	0,33	0,51	0,68	0,8	1	1,2	1,36	1,53	1,7	1,9	2,04	2,22	2,39	2,6
1	-0,4	-0,2	-0,1	0,1	0,3	0,45	0,62	0,79	1	1,1	1,3	1,47	1,64	1,81	2	2,16	2,33	2,5	2,7
2	-0,3	-0,1	0,04	0,2	0,4	0,56	0,73	0,9	1,1	1,2	1,4	1,58	1,75	1,93	2,1	2,27	2,44	2,61	2,8
3	-0,2	-0	0,16	0,3	0,5	0,67	0,84	1,01	1,2	1,4	1,5	1,7	1,87	2,04	2,2	2,38	2,55	2,72	2,9
4	-0,1	0,1	0,27	0,4	0,6	0,78	0,95	1,12	1,3	1,5	1,6	1,81	1,98	2,15	2,3	2,49	2,66	2,83	3
5	0,04	0,2	0,38	0,6	0,7	0,89	1,06	1,23	1,4	1,6	1,7	1,92	2,09	2,26	2,4	2,6	2,77	2,94	3,1
6	0,15	0,3	0,49	0,7	0,8	1	1,18	1,35	1,5	1,7	1,9	2,03	2,2	2,37	2,5	2,71	2,89	3,06	3,2
7	0,26	0,4	0,6	0,8	0,9	1,12	1,29	1,46	1,6	1,8	2	2,14	2,31	2,48	2,7	2,83	3	3,17	3,3
8	0,37	0,5	0,71	0,9	1,1	1,23	1,4	1,57	1,7	1,9	2,1	2,25	2,42	2,6	2,8	2,94	3,11	3,28	3,5
9	0,48	0,7	0,83	1	1,2	1,34	1,51	1,68	1,9	2	2,2	2,36	2,54	2,71	2,9	3,05	3,22	3,39	3,6
10	0,6	0,8	0,94	1,1	1,3	1,45	1,62	1,79	2	2,1	2,3	2,48	2,65	2,82	3	3,16	3,33	3,5	3,7
11	0,71	0,9	1,05	1,2	1,4	1,56	1,73	1,9	2,1	2,2	2,4	2,59	2,76	2,93	3,1	3,27	3,44	3,61	3,8
12	0,82	1	1,16	1,3	1,5	1,67	1,84	2,02	2,2	2,4	2,5	2,7	2,87	3,04	3,2	3,38	3,55	3,73	3,9
13	0,93	1,1	1,27	1,4	1,6	1,79	1,96	2,13	2,3	2,5	2,6	2,81	2,98	3,15	3,3	3,5	3,67	3,84	4
14	1,04	1,2	1,38	1,6	1,7	1,9	2,07	2,24	2,4	2,6	2,8	2,92	3,09	3,26	3,4	3,61	3,78	3,95	4,1
15	1,15	1,3	1,5	1,7	1,8	2,01	2,18	2,35	2,5	2,7	2,9	3,03	3,21	3,38	3,5	3,72	3,89	4,06	4,2
16	1,27	1,4	1,61	1,8	1,9	2,12	2,29	2,46	2,6	2,8	3	3,15	3,32	3,49	3,7	3,83	4	4,17	4,3
17	1,38	1,5	1,72	1,9	2,1	2,23	2,4	2,57	2,7	2,9	3,1	3,26	3,43	3,6	3,8	3,94	4,11	4,28	4,5
18	1,49	1,7	1,83	2	2,2	2,34	2,51	2,69	2,9	3	3,2	3,37	3,54	3,71	3,9	4,05	4,22	4,4	4,6
19	1,6	1,8	1,94	2,1	2,3	2,45	2,63	2,8	3	3,1	3,3	3,48	3,65	3,82	4	4,16	4,34	4,51	4,7
20	1,71	1,9	2,05	2,2	2,4	2,57	2,74	2,91	3,1	3,3	3,4	3,59	3,76	3,93	4,1	4,28	4,45	4,62	4,8

Tabla n° 7. Valores de salida del modelo para UV=0 y p=1008mb.

Como puede apreciarse, el modelo de regresión múltiple es una buena herramienta para pronosticar procesos tormentosos severos tanto para las actividades operativas como para las tareas de investigación.

6.4 Conclusiones

De lo expuesto es importante remarcar algunos resultados obtenidos a modo de resumen:

1. El modelo muestra una correlación inversa con la presión en superficie, la misma no es muy fuerte y su dependencia indica que cuanto menor es el valor de la presión en superficie, más probable es la aparición de celdas convectivas severas.
2. La relación del modelo con el índice de radiación ultravioleta (**UV**) parece estar en correlacionado con el horario de aparición de tormentas en la región, debido a que las horas de génesis de procesos tormentosos severos coinciden con los horarios de la tarde en que el **UV** es mínimo.
3. El modelo también indica que existe una gran correlación de los procesos convectivos severos con el valor del punto de rocío en superficie (**R**) y la temperatura (**T**).

Índice de Figuras

Capítulo 1: Introducción al estudio de la atmósfera	7
Figura nº 1: Estructura vertical de la Atmósfera.....	8
Figura nº 2: Esquema del espectro de radiación solar que llega a la atmósfera y su intercambio.....	11
Capítulo 2: Fundamentos teóricos y formalismo matemático de la dinámica atmosférica	19
Figura nº 3: Cadena montañosa periódica.....	33
Figura nº 4: Una sola montaña de altura máxima h_m y semi-ancho a	34
Capítulo 3: Modelo conceptual de la formación de tormentas severas	42
Figura nº 5: Esquema de evaporación del agua del mar y formación de nubes.....	42
Figura nº 6: Imagen del corte de un granizo en el que pueden observarse el crecimiento seco (zonas opacas) y el crecimiento húmedo.....	49
Figura nº 7: Visión esquemática de un temporal multicelular.....	51
Figura nº 8: Esquema de una nube granicera en la etapa de madurez.....	52
Figura nº 9: Modelo de nube de tormenta de Browning.(1962).....	53
Figura nº 10: Modelo de nube de tormenta de Newton. (Año 1967).....	53
Figura nº 11: Modelo de Browning.(1964).....	53
Figura nº 12: Modelo de Foote. (Año 1973).....	54
Figura nº 13: Modelo de Shmeter. (Año 1972).....	54
Figura nº 14: Modelo de Supercelda de Klemp. (Año 1987).....	54
Figura nº 15: Imágenes de granizo grande en Mendoza.....	57

Capítulo 3: Métodos de lucha activa de defensa contra el granizo58

Figura nº 16: Esquema del modelo conceptual de siembra con aviones.....59

Figura nº 17: Esquema de trayectorias de granizo en una nube potencialmente granicera.....59

Figura nº 18: Imágenes de distintos tipos de radares de una celda granicera.....60

Figura nº 19: Cortes de imágenes verticales y horizontales de radar de una celda granicera.....72

Figura nº 20: Esquema de Adquisición de datos del sistema TITAN.....74

Figura nº 21: Descripción de la vista en PPI de la pantalla del sistema TITAN.....75

Figura nº 22: Arquitectura del Sistema TITAN.....76

Figura nº 23: Parámetros de una nube medidas por el Sistema TITAN en un corte vertical.....78

Capítulo 5: Características de las tormentas severas en la provincia de Mendoza79

Figura nº 24: Mapa detallado de los Oasis de la Provincia de Mendoza.....80

Figura nº 25: Mapa de zonas de génesis y rutas de tormentas graniceras en la Provincia de Mendoza.....87

Figura nº 26: Imagen de sistema TITAN de radar de un proceso multicelda desorganizado.....89

Figura nº 27: Imagen de sistema TITAN de radar de un proceso supercelda.....90

Figura nº 28: Promedio de superficie afectada (ha) al 100% en las últimas temporadas con aviones vs. el promedio de superficie afectada (ha) al 100% en las 5 anteriores.....92

Figura nº 29: Promedio de superficie afectada (ha) al 100% en las últimas

6 temporadas con aviones vs. el promedio de superficie afectada (ha) al 100% en las 8 anteriores.....	93
Capítulo 6: Procesos de tormentas graniceras severas	95
Figura n° 30: Zona de génesis de celdas con zona de 40 dbz mayor a 2000 Km ³	99
Figura n° 31: Corte PPI de una celdas con zona de 40 dbz mayor a 2000 Km ³ en el Oasis Sur en la pantalla del radar de banda C.....	101

Índice de Tablas

Capítulo 4: Métodos de lucha activa de defensa contra el granizo	58
Tabla 1: Las Componentes del Índice de Refracción Complejo	67
Tabla 2: Las Componentes del Índice de Refracción Complejo, K^2 , y la parte Imaginaria de (-K) de partículas de hielo como función de la temperatura.....	67
Capítulo 5: Características de las tormentas severas en la provincia de Mendoza	79
Tabla 3.....	91
Tabla 4.....	91
Capítulo 6: Procesos de tormentas graniceras severas	95
Tabla 5 Análisis de las Tormentas Sembradas Durante las Temporadas 1999 a 2004.....	102
Tabla 6 a) Datos estadísticos sin procesos convectivos.....	105
Tabla 6 b) Datos estadísticos de todos los procesos convectivos en general.....	105
Tabla 6 c) Datos estadísticos de procesos convectivos severos.....	105

Tabla 7 Valores de salida del modelo para UV=0 y p=1008mb.....111

Bibliografía

1. Libros

- 1- *Abshaeiev Mahomet T.* “**Radar Methods for Measuring the Microstructural Characteristics of Clouds**”. Prep. 3th All-Union Conf. Radar Meteorológico. Moscú. 1973.
- 2- *Aitkinson B. W.* “**Dynamical Meteorology**”. Ed. Methuen. London and New York.
- 3- *Battam Louis J.* “**Radar Meteorology**”. The University of Chicago Press. 1959.
- 4- *Echarri Print, Luis.* “**Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente**”. Ed. Teide. 1998.
- 5- *Halliday David and Robert Resnick.* **Física (Volúmenes I y II)**. Compañía Editorial Continental de Méjico. 1985.
- 6- *Haltiner and Martin.* “**Dynamical and Physical Meteorology**”. Mc Graw-Hill. 1957.
- 7- *House Robert A., Jr.* “**Cloud Dinamics**”. Academic Press. Univ. 1993.
- 8- *Nusse H. And Yorke j.* “**Dynamics: Numerical Explorations.**” Springer-Verlag. USA. 1991.
- 9- *Pielke Roger A.* **Mesoscale Meteorological Modeling**. Academic Press. 1984.
- 10- *Pitts y Sisso.* “**Transferencia de Calor**”. Ed. Mc Graw Hill. Año 1980.
- 11- *Pruppacher Hans R. and James D. Klett.* “**Microphysics of Clouds and Precipitation.**” D. Reidel Publishing Company. Dordrecht : Holland/Boston: USA. London: England. 1980.
- 12- *Ray Peters S.* “**Mesoscale Meteorology and Forecasting**”. American Meteorological Society. Boston. 1986.
- 13- *Rogers R.* “**Física de las Nubes.**” Editorial Reverté. 1977.
- 14- *Sauvageot H.* “**Radarmétéorologie Télédétection Active de L’Atmosphère.**” Collection Technique et Scientifique des Télécommunications. 1982.

15- *Seinfeld John H. and Spyros N. Pandis.* “**Atmospheric Chemistry and Physics From Air Pollution to Climate Change.**” John Wiley & Sons. 1998.

16- *Yu.S.Sedunov.* “**Physics of Drop Formation in the Atmosphere**”. *John Wiley.*

17- *Zemansky Mark W.* “**Calor y Termodinámica.**” Editorial Aguilar. 1970.

Publicaciones

1- *Abdellah Mokssit and Grana.* **Programme Al-Ghait Modification artificielle du temps.** Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research.. 2003.

2- *Abshaev Alí.* “**Crystallizing Agent Dispersión at Rocket and Artillery Seeding of Hailstorms**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.

3- *Abshaev Alí, AbshaevM. and Tebuev A..* “**Aircraft-Rocket Technology for Hail Supression**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.

4- *Abshaev M. T.* “**Automated Rocket Technology of Hail Supression**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.

5- *Abshaev M., Malkarova A. and Tebuev A.* “**Radar Estimation of Hail Damage**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.

6- *Abshaev M. y otros.* “**Russian Hail Supresión Rocket System: Main Technical and Performance Characteristics, Development Concept**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.

7- *Al-Fendi Y.* “**Cloud Seeding in Libya**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. Casablanca (Marruecos). Del 7 al 12 de Abril de 2003.

8- *Alexander, M. J. y Holton J. R.;* “**A Model Study of Zonal Forcing in the Equatorial Stratosphere by Convectively Induced Gravity Waves.**” *J. Atmos. Sci.* 1997

- 9- *Berry E.* **“Could Droplet Growth by Collection”**. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 24. 1966.
- 10- *Berthomieu J.* **“The Concept of Cloud Base Seeding with Hygroscopic Salts Flares for Hail Prevention and Rain Precipitation. An Actualisation”**. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 11- *Bartolletti Massimo.* **“Statistics for Cloud Seeding Evaluation in Italy”**. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 12- *Benaïchata lazreg M.* **Le Programme de l’Office National de la Météorologie dans la modification artificielle du temps: Expérience et project.** Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 13- *Boev P. and R. Petrov.* **“Possibilities for Precipitation Regulation from Convective Clouds”**. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 14- *Boufidi C., ChatziE. and Tzoumaki S.* **“Operational Characteristics of a Multiyear Hail Supression Program in Greek”**. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 15- *Brandes Edward, Viverkanandan J. and Wilson James.* **“A Comparison of Radar Reflectivity Estimates of Rainfall from Collocated Radars”**. National Center for Atmospheric Research. Boulder, Colorado, USA. 1998.
- 16- *Bred Daniel, Bruintjes R. and Salazar Vidal.* **“Microphysical Characteristics of Convective Clouds in Northern Mexico and Impacts on Hygroscopic Seeding Experiments”**. 15th Conference on Planned and Inadvertent Weather Modification. Albuquerque (New Mexico). Sponsored by American Meteorological Society. 2001.
- 17- *Brimelow J. C., Krauss T. and Reuter G.* **“Application of a One-Dimensional Cloud and Hail Model to Forecat Maximum Hailstone Diameter for Mendoza, Argentina”**.

- 15th Conference on Planned and Inadvertent Weather Modification. Albuquerque (New Mexico). Sponsored by American Meteorological Society 2001.
- 18- *Browning K.* “**Airflow and Precipitation Trajectories within Severe Local Storms Wich Travel to the Right of the Winds**”. Journal of the Atmospheric Science, Vol. 24. 1964.
- 19- *Bruintjes Roelof and others.* “**Interactions Between Topographic Airflow and Cloud/Precipitation Development During the Passage of a Winter Storm in Arizona**”. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 51, No. 1,1 . 1994.
- 20- *Cheng Zhiyu, Meng Xu and Jim Xing.* “**The overview of Recent Scientific Research on Weather Modification in China**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 21- *Chernikov A. and others.* “**New Russian Pyrotechnic Aids for Seeding Supercooled Clouds**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 22- *Coen Janice and Bruintjes Roelof.*” **Summer Convective Precipitation During Monsoon Flow Against Mexico’s Sierra Madres: Effects of Hygroscopic Seeding**”. 15th Conference on Planned and Inadvertent Weather Modification. Albuquerque (New Mexico). Sponsored by American Meteorological Society 2001.
- 23- *Corrin L. and others.* “**The Surface Chemistry of Condensation Nuclei III: The Adsorption of Water Vapor on “Doped” Silver Iodide**”. Journal of the Atmospheric Science, Vol 24. 1966.
- 24- *Covadonga Palencia, López Laura, Sánchez J. L., Castro Amaya y Fraile Roberto.* “**A New Parameter for Determining Maximum Hailstone Size**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.

- 25- *Crow Long*. “**Results of a Randomized Hail Suppression Experiment Northeast Colorado. Part II: Surface Data Base and Primary Statistical Analysis**”. Journal of the Applied Meteorology, Vol. 18 N° 12. 1979.
- 26- *Crow Long*. “**Results of a Randomized Hail Suppression Experiment Northeast Colorado. Part III: Analysis of Hailstone Size Distributions for Seeding and Yearly Effects**”. Journal of the Applied Meteorology, Vol. 18 N° 12. 1979.
- 27- *Curic M., Janc D., Vuckovic V. and Vujovi D.*. “**3-D Simulation of Seeding Agents Dispersion Inside Cb Cloud**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 28- *De Pena R. and Caimi E.* “**Hygroscopicity and Chemical Composition of Silver Iodide Smoke Used in Cloud Seeding in Experiments**”. Journal of the Atmospheric Science, Vol. 24. 1967.
- 29- *Deping Z., Fujiu G., Jihong W., Zihua L. and Jianchun G.* “**Study of the Microphysical Characteristics of an Aircraft Cloud Seeding**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification 2003.
- 30- *Dessens J., Sanchez J. L and Fraile R.* “**An Analysis of the Geographical Disposal of Silver Iodide Ground Generators for Hail Prevention**”. Journal of the Applied Meteorology, Vol. 18 N° 12. 1979.
- 31- *Dessens J., Berthet C., Sanchez J. L.*. “**The French Hail Prevention Program “ANELFA”: Results and Proposal for Duplication**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 32- *Duang Y., Xu H., Deng Y* “**The Possible Cloud Microphysical and Dinamic Mechanism of Explosion in Hail Supresión**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.

- 33- *Dumbu H.* “**Cloud Seeding Operations in Zimbabwe**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 34- *Dyaduchenko and Stasenko.* “**Development of field weather modification programs in the Russian Federation**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 35- *Dye J. and others.* “**The 25 July 1976 Case Study: Environmental Conditions, Reflectivity Structure, and Evolution**”. Hailstorms of The Central High Plains. Vol. II. Colorado Associated University Press. 1982.
- 36- *Dye J. and others.* “**The 25 July 1976 Case Study: Microphysical Observations**”. Hailstorms of The Central High Plains. Vol. II. Colorado Associated University Press. 1982.
- 37- *Fankhauser James.* “**The 22 June 1976 Case Study: Large-Scale Influences, Radar Echo Structure, and Mesoscale Circulations**”. Hailstorms of The Central High Plains. Vol. II. Colorado Associated University Press. 1982.
- 38- *Fang W., Zheng G. and Hu Z.* “**Parameterization of Physical Processes for Hailstone Growth**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 39- *Farley R.* “**Numerical Modeling of Hailstones and Hailstone Growth. Part II: The Role of Low Density Riming Growth in Hail Production.** Journal of Climate and Applied Meteorology. 1986.
- 40- *Federer B.* “**Main Results of Grossversuch IV**” American Meteorological Society. Vol. 25. 1986.
- 41- *Fletcher L. and Steffens F.* “**The Use of Permutation Techniques in Evaluating the Outcome of a Randomized Storm Seeding Experiment**”. American Meteorological Society. Vol. 35. 1996.

- 42- *Fraile R., Sánchez J. L. and Dessens J.* “**Relationship Between the Hail the Hail Size Distributions and The Atmospheric Conditions**”. American Meteorological Society. Vol. 25. 1986.
- 43- *Foote B and Knight C.* “**Results of a Randomized Hail Suppression Experiment Northeast Colorado. Part I: Design and Conduct of the Experiment**”. Journal of the Applied Meteorology, Vol. 18 N° 12. 1979.
- 44- *Foote B and Knight C.* “**Results of a Randomized Hail Suppression Experiment Northeast Colorado. Part I: Design and Conduct of the Experiment**”. Journal of the Applied Meteorology, Vol. 18 N° 12. 1979.
- 45- *Foote B and Rinehart E.* “**Results of a Randomized Hail Suppression Experiment Northeast Colorado. Part IV: Analysis of Radar Data for Seeding Effect and Correlation with Hailfall**”. Journal of the Applied Meteorology, Vol. 18 N° 12. 1979.
- 46- *Foote B and Rinehart E.* “**Results of a Randomized Hail Suppression Experiment Northeast Colorado. Part VI: Post Hoc Stratification by Storm Intensity and Type**”. Journal of the Applied Meteorology, Vol. 18 N° 12. 1979.
- 47- *Foote B and Rinehart E.* “**Results of a Randomized Hail Suppression Experiment Northeast Colorado. Part VII: Seeding Logistics and Post Hoc Stratification by Seeding Coverage**”. Journal of the Applied Meteorology, Vol. 18 N° 12. 1979.
- 48- *Foote B. and Wade C.* “**The 22 July 1976 Case Study: Radar Echo Structure, and Evolution**”. Hailstorms of The Central High Plains. Vol. II. Colorado Associated University Press. 1982.
- 49- *Foote B. and others* “**The 22 July 1976 Case Study: Hail Growth**”. Hailstorms of The Central High Plains. Vol. II. Colorado Associated University Press. 1982.
- 50- *Foote B.* “**Aspects of Cumulonimbus Classification Relevant to the Hail Problem**”. J. Rech. Atmos. Vol.19. 1985.

- 51- *Foote B.* **“Precipitation Production in a Large Montana Hailstorm: Airflow and Particle Growth Trajectories”**. J. Rech. Atmos. Vol.47. 1990.
- 52- *Fowler Tressa and others.* **“Statistical Evaluation of a Cloud Seeding Experiment in Coahuila, Mexico”**. 15th Conference on Planned and Inadvertent Weather Modification. Albuquerque (New Mexico). Sponsored by American Meteorological Society 2001.
- 53- *Frank H. and Foote B.* **“The 22 July 1976 Case Study: Storm Airflow, Updraft Structure, and Mass Flux from Triple-Doppler Measurements”**. Hailstorms of The Central High Plains. Vol. II. Colorado Associated University Press. 1982
- 54- *Fukuta Norihiko.* **“The principle of Low Level Seeding of Homogeneous Ice Nucleant (LOLEPSHIN), the self-enhancing glaciogenic seeding of optimized feedbacks”**. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 55- *Fukuta N., Smith C. and Nishiyama K.* **“LOLEPSHIN Seeding Test in Western Kansas Hail Suppression Project-Possible Hail Fallout by Air Flux Choking”**. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 56- *Gabriel Ruben.* **“Ratio Statistics for Randomized Experiments in Precipitation Stimulation”** Journal of Applied Meteorology. Vol. 38. 1997.
- 57- *Hartmann, M. K.*; **“Gravity Waves and Their Role in Convective Initiation. Dynamics II”**. Valparaíso University. 2000.
- 58-
- 59- *Hazra N., and others.* **“Role of Ammonium Sulfate As Ice Nucleating Agent: A Laboratory Study”**. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 60- *Heymsfield A. and Musil D.* **“The 22 July 1976 Case Study: Storm Structure Deduced from a Penetrating Aircraft”**. Hailstorms of The Central High Plains. Vol. II. Colorado Associated University Press. 1982.

- 61- *Hitschfeld W. and Stauder M.* “**The Temperature of the Hailstones**”. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 24. 1967.
- 62- *Hu Z., Li H., Xiao H., Lei H. and Hong Y.* “**The Study of Microphysical Structure of Stratiform Clouds in Spring and Summer in Hebei Province and their Precipitation Potential**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 63- *Hu Z., Li H., Xiao H., Lei H. and Hong Y.* “**Numerical Simulation of Hailstorm Occurred in Xunyi County and the Characteristics of Supercooled Raindrop Accumulation Zone**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 64- *Hubbert J. and others.* “**Polarimetric Radar Measurements from a Severe Hail Storms in Eastern Colorado**”. Journal of Applied Meteorology. Vol. 37. 1998.
- 65- *Imamdjanov A., Kamalov B., Usmanov I., Mukhtarov T. and Alimov A.* “**Investigations of Convective Clouds and Hail Prevention Activity in the Surkhandarya Province**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 66- *Imamjanov Kh., Kurbatkin V. and Kadyrov B.* “**Use of Radar Observations in Hail Suppression Activities in Central Asia**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 67- *Jamali J. B., Javanmard S. Fukuta N. and Noorian A.* “**Improved Numerical Modelling of Rehit and Filas in LC Seeding Based on Field Experiment over North Kyushu Island (Japan)**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 68- *Javanmard S., Jamali J. and Sedaghatkerdar A.* “**Numerical Study of Ice Multiplication Effect on Precipitation Process**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.

- 69- *Jovanovska L. and others.* “**The Radar Estimation of Precipitation Amount by Convective Cloudiness**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 70- *Kang Thean Song.* “**Cloud Seeding Operation in Malasya**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 71- *Karacostas Theodore.* “**The Evaluation of the Greek National Hail Supresión Project**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 72- *Keith A.* “**Some Interferences about the Updraft within a Severe Local Storm**”. Journal of the Atmospheric Sciences. 1965.
- 73- *Keith A.* “**Initiation of Precipitation in Vigorous Convective Clouds**”. Journal of the Atmospheric Sciences. 1965.
- 74- *Kessler Edwin.* “**Radar Meteorology at the National Severe Storms Laboratory, 1964-1968**”. Radar in Meteorology. American Meteorological Society. 1990.
- 75- *Knight A. and Knight C.* “**Results of a Randomized Hail Suppression Experiment in Northeast Colorado. Part V: Hailstone Embryo Types**”. Journal of Applied Meteorology. Vol. 18. 1979.
- 76- *Knight C., Foote B. and Summers P.* “**Results of a Randomized Hail Suppression Experiment in Northeast Colorado. Part IX: Overall Discussion and Summary in the Context of Physical Research**”. Journal of Applied Meteorology. Vol. 18. 1979.
- 77- *Knight C. and others* “**The 22 June 1976 Case Study: Large-Scale Influences, Radar Echo Structure, and Mesoscale Circulations**”. Hailstorms of The Central High Plains. Vol. II. Colorado Associated University Press. 1982.
- 78- *Knight Charles and others.* “**The 22 June 1976 Case Study: Precipitation Formation**”. Hailstorms of The Central High Plains. Vol. II. Colorado Associated University Press. 1982.

- 79- *Knight A.* “**Hailstone Shape Factor and its Relation to Radar Interpretation of Hail**”.
Journal of Climate and Applied Meteorology. 1986.
- 80- *Korneev V., Petrov V., Diadyuchenko V., Stasenko V., Beriulev G., Koloskov B. and Chernikov A.* “**Results of Cloud Seeding to Modify Weather Conditions over Cities.**”
Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 81- *Krauss T. and Makitov V.* “**An Overview of Mendoza Hail Suppression Program 2000**”.
Weather Modification Inc. Fargo, North Dakota. 2000.
- 82- *Krauss T. and Renick J.* “**Preliminary Economic Results of Hail Suppression Programs in Alberta, Canada and Mendoza, Argentina.**” Eighth WMO Scientific Conference on
Weather Modification Research. 2003.
- 83- *Krauss T. and Santos R.* “**The Effect of Hail Suppression Operations on Precipitation in Alberta, Canada**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification
Research. 2003.
- 84- *Lei H., Wuang H., Deligeri and Li L.* “**Numerical Simulation on Characteristics of Convective Clouds at the Upper Reaches of Yellow River**”. Eighth WMO Scientific
Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 85- *Li Hongyu and others.* “**Numerical Studies of the Practical Seeding Manners in Hail Suppression**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research.
2003.
- 86- *Li Bin and Hu Xunlu.* “**Analysis for Hail Storm Weather in Shihezi Area in Xinjian**”.
Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 87- *List Roland.* “**General Heat and Mass Exchange of Spherical Hailstones**”. Journal of
the Atmospheric Sciences. Vol. 24. 1963.

- 88- *List R. and Dussault J.* “ **Quasi Steady Icing and Melting Conditions and Heat and Mass Transfer of Spherical and Spheroidal Hailstones**”. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 24. 1967.
- 89- *List Roland.* “**WMO Weather Modification activities a fifty years history and outlook**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 90- *Liu Qijun and Shi Yue.* “**Intercomparison of Different Cloud Microphysics Schemes in MM5 and Seeding Potentials Simulation of Stratiform Clouds**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 91- *Ma S., Wang Y., Wang G., Zhang X., Duang Y. and Cal Q.* “**Research and Experiment of Micro Robot Aircraft on Seeding and Detecting**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 92- *Macklin W.* “**Comments on the “General Heat and Mass Exchange of Spherical Hailstones**”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 24. 1964.
- 93- *Magero Balla.* “**Inter.-Comparison of a 3-years TRMM Precipitation Observation with Rain-Gauge Observation**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 94- *Makitov Viktor.* “**Durations of Seeding Effect Manifestation in Potentially Hail and Hail Clouds**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 95- *Miller Jay and others.* “**The 22 June 1976 Case Study: Structure and Evolutions of Internal Airflow**”. *Hailstorms of The Central High Plains*. Vol. II. Colorado Associated University Press. 1982.
- 96- *Miller J. and others.* “**The 25 July 1976 Case Study: Airflow from Doppler Radar Observations and Conceptual Model of Circulation**”. *Hailstorms of The Central High Plains*. Vol. II. Colorado Associated University Press. 1982.

- 97- *Nadj J. and Spiridonov V.* “**The Comparison Between the Results of 3-D Model and the Radar Measurements of Cb Clouds: A Case Study**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 98- *Nam J., Kim J., Jeong J., Oh S. and Chung H.* “**A Summary of 2002 Cloud Seeding Experiment in Korea**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 99- *Nishiyama K., Fukuta N., Tomine K., Wakimizu K., Suzuki Y.* “**LOLEPSHIN Seeding Reactions Observed in Fall Convective Clouds**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 100- *Nishiyama K., Fukuta N., and Wakimizu K.* “**Microphysical and Dynamical Evaluation of Radar Reflectivity in LOLEPSHIN Seeded Clouds**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 101- *Orr B. and Klimowski B.* “**Dispersion Characteristics of Ground-Base Cloud Seeding in Mountainous Terrain**”. 13th Conference of Weather Modification. 1995.
- 102- *Orville H.* “**A Numerical Study of the Initiation of Cumulus Clouds over Mountainous Terrain**”. Journal of the Atmospheric Science. 1965.
- 103- *Orville H. and Farley R.* “**Numerical Modeling of Hailstones and Hailstone Growth. Part I: Preliminary Model Verification and Sensitivity Test.** Journal of Climate and Applied Meteorology. 1986.
- 104- *Orville H.* “**A Review of Cloud Modeling in Weather Modification**”. Bulletin of the American Meteorological Society. 1996.
- 105- *Orville R. and Huffines Gary.* “**Lighting and Climate Modification Within, Near and Downwind of Urban Areas**”. 15th Conference on Planned and Inadvertent Weather Modification. Albuquerque (New Mexico). Sponsored by American Meteorological 2001.

- 106- *Pérez Raúl C., Martínez Hugo y Sánchez J. L.* “**Data Concerning Hailstorms and Hail Suppression Activities in Mendoza, Argentina between 1999 and 2002**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 107- *Pérez Raúl C., Martínez Hugo* “**Informe Científico-Tecnológico sobre la Prevención de Contingencias y la Modificación Artificial del Tiempo en la Provincia de Mendoza**”. Instituto de Estudios y Prevención de Riesgos Naturales (IDEPRN). Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional de Cuyo. 2004.
- 108- *Pérez Raúl C., Martínez Hugo* “**The Seeding Evidence Index (IES) of Hailstorm Clouds in the Province of Mendoza**”. Congreso Europeo de Tormentas Severas (ECSS). 2004.
- 109- *Pérez Raúl C., Martínez Hugo* “**The Conceptual Model of Hailstorm Seeding with Silver Iodure Validation in Mendoza**”. En el Congreso Europeo de Tormentas Severas (ECSS). 2004.
- 110- *Pérez Raúl C., Martínez Hugo* “**An Seeding Evidence Index (IES) to Hailstorm Cells in Mendoza (Argentina)**”. Annual Meeting de la Unión Europea de Geociencias (EGU). Viena (Austria). 2005.
- 111- *Pérez Raúl C., Martínez Hugo* “**A C band radar parameter in order to characterize the hailstorms cells with big damage in Mendoza (Argentina): The 40 Dbz. zone Volume (Vol)**”. 5º Congreso Anual de la Sociedad Meteorológica Europea (EMS) y 7ª Conferencia Europea de Aplicaciones Meteorológicas. Utrecht (Holanda). 2005.
- 112- *Pérez Raúl C.* “**Ondas Atmosféricas y Turbulencia**”. Universidad Tecnológica Nacional. Facultad Regional Mendoza. 2005.
- 113- *Pérez Raúl C.* “**Caracterización de las celdas graniceras que producen daño severo en la Provincia de Mendoza utilizando Radar Meteorológico de Banda C**”. Iº

CONCURSO EN RIESGO Y SEGURO AGROPECUARIO: por Resolución 572/2005.
2006.

- 114- *Pérez Raúl C., Puliafito E.* **"Study of the hailstorms cells that produce big damages in Mendoza (Argentina)"**. Meteorology and Atmospheric Physics (MAP). Febrero de 2006.
- 115- *Pérez Raúl C., Masnú V. y Puchulú E.* **"Multiple regression model between meteorological data in surface and the convective process in Mendoza (Argentina)"**. 6th Annual Meeting of the European Meteorology Society (EMS). 2006.
- 116- *Petkovic Slobodan.* **"Cloud Seeding Technique Based on Unmanned Aerial Vehicle System"**. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 117- *Phanindramohan D.* **"Influence of Wind Shear on the Growth of Hail"**. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 24. 1962.
- 118- *Poakal D. and Stale J.* **"Statistical Analysis of Hail Characteristics in Hail Protected of Croacia Using Data from Hail Supression Stations"**. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification 2003.
- 119- *Prodi F. and Battaglia A.* **"Physical Methods in Evaluating the Performances of Hail Suppression and Rain Enhacement"**. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 120- *Redmanovac Milovan.* **"The Hail Supresión Methodology Used in Serbia through a case study of 07.07.2002"**. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 121- *Reinking Roger and others.* **"Further Comparison of Experimental and Theoretical Radar Polarization Signatures Due to Ice Hydrometeor Growth Habit"**. 27th Conference on Radar Meteorology. 1995.

- 122- *Reinking Roger and others.* “**Hydrometeor Identification with Elliptical Polarization Radar: Applications for Glaciogenic Cloud Seeding**”. Journal of Weather Modification. Vol 28. 1996.
- 123- *Reinking Roger and others.* “**Chaff Tagging for tracking the Evolution of Clouds Parcels**”. Submitted to the Journal of Weather Modification. 1999.
- 124- *Rosenfeld Daniel. Woodley William L. and Terry Krauss.* “**Satellite Observations of the Microstructure of Natural and Seeded Severe Hailstorms in Argentina and Alberta**”. 15th Conference on Planned and Inadvertent Weather Modification. Albuquerque (New Mexico). Sponsored by American Meteorological Society 2001.
- 125- *Rosenfeld Daniel. Woodley William L. and Terry Krauss.* “**Aircraft Measured Microstructure of Severe Hailstorms in Argentina from Cloud to -40°C**”. Hebrew University of Jerusalem, Israel; Woodley Weather Consultantas, Colorado, USA and Weather Modification Inc. Fargo, North Dakota. 2000.
- 126- *Rotunno R.* “**Supercell Thunderstorm Modeling and Theory**”. Bulletin of the American Meteorological Society. 1986.
- 127- *Ryan B. and King W.* “**A Critical Review of the Australian Experience in Cloud Seeding**”. Bulletin of the American Meteorological Society. 1996.
- 128- *Ruiz Colombié Arquimedez, Dale Bates and William Finnegan.* “**Texas Weather Modification Program: Two years of Scientific Management**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 129- *Sánchez J.L., Dessens J. and others.* “**Comparison of Rainwater Silver Concentration From Seeding and Non-Seeding Days in Leon (Spain)**”. 14th Conf. On Planned and Inadvertent Weather Modification and Conf. On Cloud Physics. 1998.
- 130- *Sánchez J.L., and Dessens J.* “**Inadvertent Modification of Precipitation in Areas with Ground Generator Networks Aimed at Hail Suppression: The Case of The Ebro**”

- Valley**". 14th Conf. On Planned and Inadvertent Weather Modification and Conf. On Cloud Physics. 1998.
- 131- *Sánchez J. L. and Marcos J.* "**Discriminant Analysis Applied to the Forecasting of Thunderstorms and Hailfall Risk**". Meteorol. Atmos. Phys. Vol 23. 1998.
- 132- *Sánchez José Luis, Fraile Roberto, Castro Amaya, de la Fuente María y López Laura.* "**Hail Supresión Program in Leon (PALA) from 1986 to 1999. Spatial Distribution of the Hail Precipitation in Seedings Periods and Periods with No Seedings Activities**". Laboratorio de Física de la Atmósfera, Universidad de León. España. 2000.
- 133- *Shen Z., Jin D., Fan P., Wei Ch. and Lei H.* "**Measurements of Supercooled Liquid Water Content by An Airborne Single-Frequency Microwave Radiometer**". Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 134- *Shi Y. and Zhijin H.* "**A Quasi Implicit Calculating Scheme of Cloud Model**". Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 135- *Shi Lixing.* "**The Study of Precipitation Efficiency by Doppler Radar**". Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 136- *Simeonov Petio.* "**Study on Some Effects of Bulgarian Hail Supresión Operational Project: Statistical Evaluation**". Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 137- *Sitorus B. and Karmini M.* "**Weather Modification Adopting System and Enviroment Concept**". Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 138- *Sloutas Michalis.* "**Operational Variables Related to Synoptic Enviroment in the Greek National Hail Supression Program**". Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.

- 139- *Spiridonov M. and Curic M.* “**Numerical Simulation of Sulfate Transport and Redistribution Using a Three-Dimensional Cloud Chemistry Model. Part I: The Model Overview. Case Study Experiment**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 140- *Spiridonov M. and Curic M.* “**The Relative Importance of Scavenging, Oxidation and Ice-phase Processes in the Sulfate Transport and Redistribution. Part II: The Sensivity Experiments**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 141- *Su Zhengjun and others.* “**Regeneration of the Nucleation Ability of Iag**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 142- *Summers P.* “**Results of a Randomize Hail Suppression Experiment in Northeast Colorado Part VII: The Representative Draw Analysis**”. Journal of Applied Meteorology. Vol. 18. 1979.
- 143- *Sun J. and Crook A.* “**Real-Time Boundary Layer Wind and Temperature Analysis Using WSR-88D Observations**”. National Center for Atmospheric Research, Boulder. Colorado. 1999.
- 144- *Todd C.* “**Ice Crystal Development in a Seeded Cumulus Cloud**”. Journal of the Atmospheric Sciences. 1964.
- 145- *Tomio A. and Akira K.* “**A Theoretical Study of the Compensating Downward Motions Associated with Cumulus Cloud**”. American Meteorological Society. 1966.
- 146- *Twomey S. and Warner J.* “**Comparison of Measurements of Cloud Droplets and Cloud Nuclei**”. Journal of the Atmospheric Sciences. 1967.
- 147- *Van der Heever S. C. and Cotton W. R.* “**The Impact of Changing the Mean Heat Diameter on Simulated Supercell Storm**”. 15th Conference on Planned and Inadvertent

- Weather Modification. Albuquerque (New Mexico). Sponsored by American Meteorological Society. 2001.
- 148- *Vonnegut Baldwin*. “**Repeated Nucleation of Supercooled Water Sample that Contains Silver Iodide Particles**”. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. 1984.
- 149- *Viverkanandan J., Bringi V. N. and Raghavan R.* “**Multiparameter Radar Modeling and Observations of Melting Ice**”. Department of Electrical Engineering. Colorado State University. 1989.
- 150- *Wade C and Foote B.* “**The 22 July 1976 Case Study: Low-Level Airflow and Mesoscale Influences**”. *Hailstorms of The Central High Plains*. Vol. II. Colorado Associated University Press. 1982.
- 151- *Wakimizu K., Fukuta N., Nishiyama K., Yoshikoshi H. and Suzuki Y.* “**Evolution of Radar Echoes in LOLEPSHIN Winter Convective Cloud Seeding**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 152- *Wei C., Lei H. and Jiang F.* “**Radiometric Method of Deducing Path-Integrated Cloud Liquid Water of Airborne Upward-looking Microwave Radiometer**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 153- *Woodley W., Rosenfeld D. and Krauss T.* “**Aircraft Documentation of Microphysical Seeding Signatures in Argentina Clouds**”. 15th Conference on Planned and Inadvertent Weather Modification. Albuquerque (New Mexico). Sponsored by American Meteorological Society. 2001.
- 154- *Wu H. and others.* “**The Results Analysis of Hydrometeor by PMS in Hebei**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 155- *Xiao Hui and others.* “**3-D Numerical Simulation of A Strong Convective Storm in Beijing**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.

- 156- *Xiao Hui and others.* “**Numerical Simulation of the Applications of Artificial Restriant of Updraft to Hailstorm Supression**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 157- *Xu H., Duan Y. and Deng Y..* “**The Mechanism of Hailstone’s Formation and Hail-Superssion Hypothesis: “Beneficial Competition”**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 158- *Yao Zhanyu.* “**Satellite Remote Sensing of Cloud Liquid Water Over Land**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 159- *Yilin W. and Hengchi L..* “**Physical Test of Cold Cloud Seeding**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 160- *Young Kenneth.*”**Weather Modification-A Theoretician’s Viewpoint**”. Department of Atmospheric Sciences. The University of Arizona, Tucson. Arizona. 1996.
- 161- *Zang Q. and others.* “**Analysis of the Effect Applying Opplar Radar to Detect Hail Cloud Modification**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 162- *Zheng Guoguang.* “**An overview of weather modification activities in China**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 163- *Zheng G., Fang W. and List R.* “**Effects of Roughness and Shape on the Heat Transfer of Hailstones**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 164- *Zhou L., Chen B., Huang M. and Zihua L.* “**Numerical Experiment on Hail Supression Positive and Negative Effect**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.
- 165- *Zhou Ling and Huang Meiyuan.* “**Hail Forescast Using a Numerical Hailstorm Model**”. Eighth WMO Scientific Conference on Weather Modification Research. 2003.

Otros

- 1- De La Fuente Estébanez María Teresa. **“Las Tormentas de Granizo y sus Repercusiones Económicas en las Zonas Agrarias de la Provincia de León”**. Tesis Doctoral. 1996.
- 1- Krauss T. **“Programa de Supresión de Granizo. Mendoza-Argentina”**. WMI. Informe Final. Temporadas: 1999-2000, 2000-2001, 2001-2002, 2002-2003 y 2003-2004.
- 2- López Planes Reinaldo. **“Diseño Estadísticos de Experimentos y Análisis Multivariado”**. Apuntes pertenecientes al Doctorado en Ingeniería de la Universidad Nacional de Cuyo. 1997-1999.
- 3- Mackitov Victor. **“Métodos de Investigación en Física de Nubes y Precipitaciones por medio de Radar Meteorológico”**. Apuntes pertenecientes al Doctorado en Ingeniería de la Universidad Nacional de Cuyo. 2001.
- 4- Mather G., De Terblanche and Steffens. **“National Precipitation Research Programme. Final Report for the Period 1993-1996”**. South African Weather Bureau. University of South Africa. 1997.
- 5- Weather Modification Inc. **“TITAN Training”**. Manual de la empresa WMI en la Universidad Nacional de Cuyo. 2001.