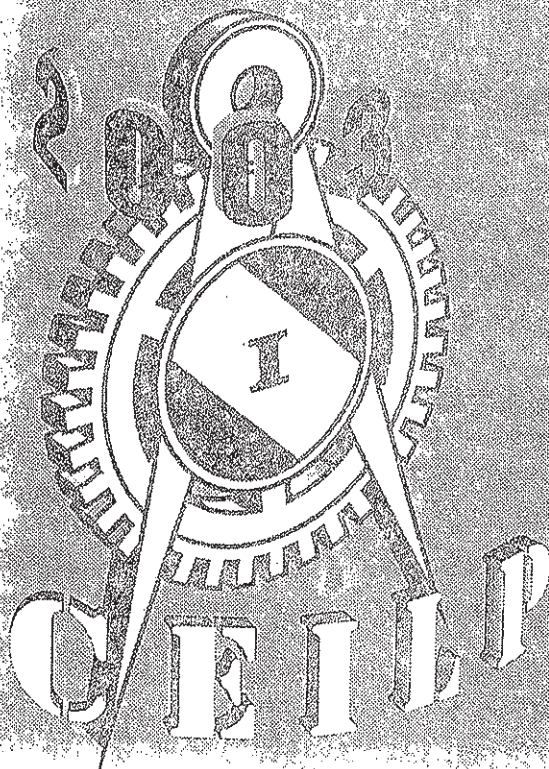


Facultad de Ingeniería
Universidad Nacional de La Plata

129
1
24

Hidrología

Precipitaciones



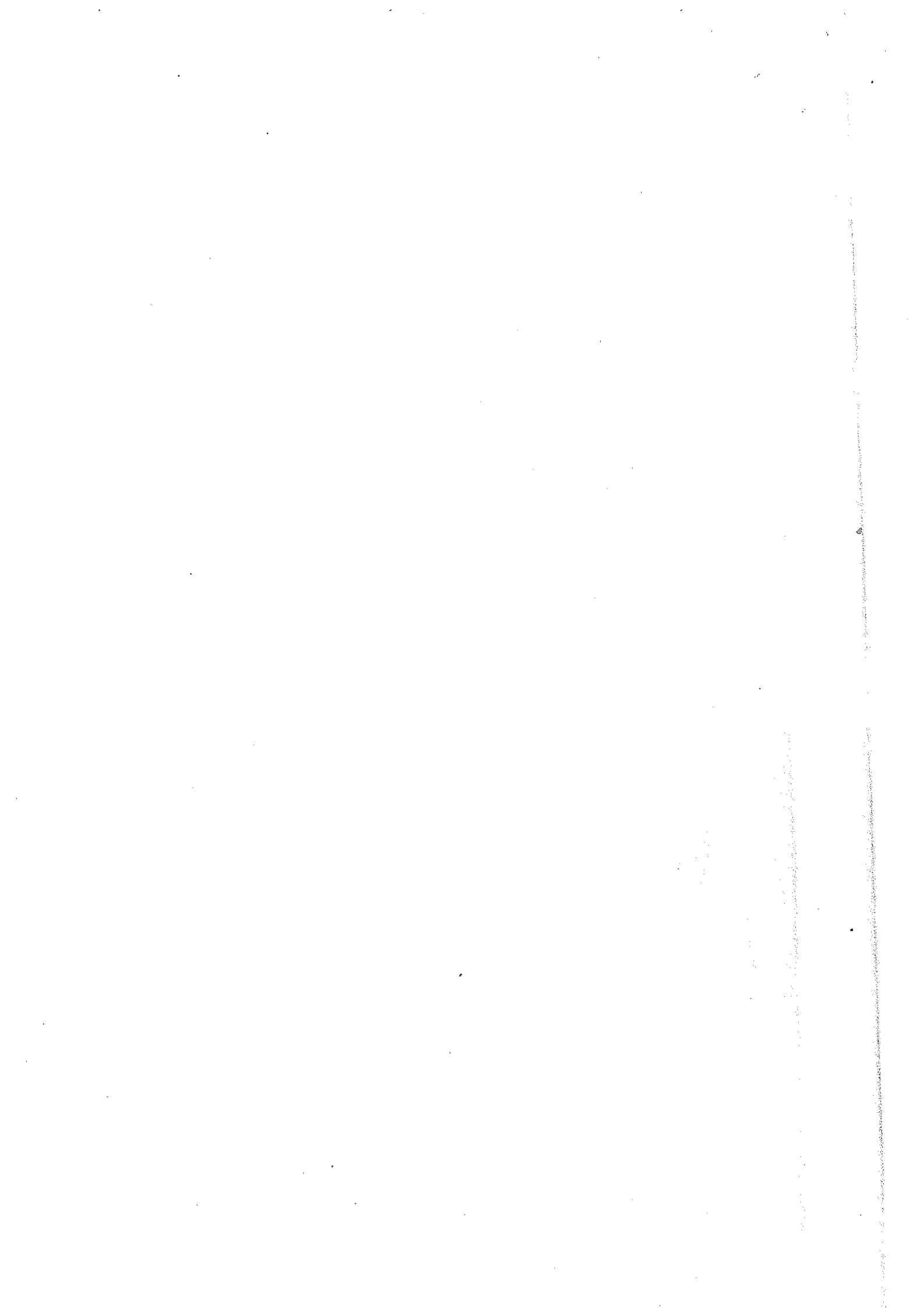
Centro de Estudiantes de Ingeniería de La Plata



0636201

47 N° 279 (1900) La Plata. Tel: (0221) 4838499.
e-mail: ceilp@gioia.ing.unlp.edu.ar
www.ing.unlp.edu.ar/ceilp

25
Hojas



PRECIPITACIONES

En hidrología se define como precipitación "al agua que llega a la superficie de la tierra en forma líquida o sólida".

Las evaluaciones aproximadas realizadas indican que la cantidad total de agua en la naturaleza es algo superior a 10^{17} toneladas. De ellas, el 0,001% (unas 10^{12} toneladas) se encuentra en la forma de vapor atmosférico. También se ha estimado que la precipitación anual media es de unos 1.000 mm (aproximadamente unas $5 \cdot 10^{13}$ toneladas). Los continentes ocupan una cuarta parte de la superficie del globo. Si se supone que la población mundial asciende a 6.000 millones de habitantes, a cada uno correspondería unos 57.000 litros/día. En los países desarrollados sólo se usa un 11% de ésto. Sin embargo no debe llamarse a engaño, no toda el agua precipitada está en condiciones de utilizarse con facilidad. Por otra parte, a veces llueve mucho y otras poco (o nada), hay zonas muy húmedas y otras muy secas, a veces se precisa que llueva y no lo hace y otras llueve sin parar. Para entender estas cuestiones y tratar de sacar el mejor provecho para el hombre examinaremos los mecanismos físicos de la formación de las gotas las nubes y las precipitaciones en la naturaleza; tanto como las formas de evaluar los productos y los modos de utilizar estos datos en ingeniería.

ORIGEN DE LAS PRECIPITACIONES

La precipitación tiene su origen en el vapor de agua atmosférico. Para que el vapor se condense es preciso que el aire se enfríe. Trabajos de laboratorio muestran que si no existe una superficie sobre la cual el aire pueda condensar su vapor de agua, se requieren sobresaturaciones muy grandes (varios 100%) antes que se formen las gotitas. Sin embargo, en la atmósfera se observan gotitas con poco más de del 100% de humedad relativa o aún menores (50-60%). La razón que explica ésto es la presencia de superficies de condensación. Estas superficies las proporcionan partículas muy pequeñas denominadas núcleos de condensación. Diversas partículas ofician de núcleos de condensación en la atmósfera:

- a) ClNa con radios que varían entre 0,00001 mm y 0,01 mm;
- b) $SO_4(NH_4)_2$ con radios menores a 0,0003 mm;
- c) NO_3H con radios inferiores a 0,0002 mm;
- d) partículas de polvo (las higroscópicas), con radios menores a 0,01 mm.

Por sus tamaños los núcleos se clasifican en tres grupos:

- 1) núcleos de Aitken: los menores de 0,0002 mm de radio;
- 2) núcleos grandes: comprendidos entre 0,0002 mm y 0,001 mm de radio;
- 3) núcleos gigantes: con radios mayores a 0,001 mm.

Se han desarrollado métodos y aparatos muy ingeniosos para estudiar las características de los núcleos de condensación: tamaño, número por unidad de volumen de aire y composición. Para estudiar un núcleo primero hay que aprehenderlo, lo que ha llevado a idear aparatos muy sofisticados que se utilizan tanto en laboratorios como en aeronaves. Como resultado de estos estudios se ha encontrado que, entre otros hallazgos, cuanto mayor es la concentración de partículas, menor es su tamaño; una nube típica tiene concentraciones de gotitas de agua de que

Van desde 10 hasta 1.000 por cm^3 . Sólo una poca cantidad de los núcleos disponibles forman parte en la formación de las gotitas. Los factores principales que definen si una partícula actuará como núcleo son su tamaño y su composición. Mientras más grande es y tiene mayor higroscopicidad, es mayor su posibilidad de intervenir.

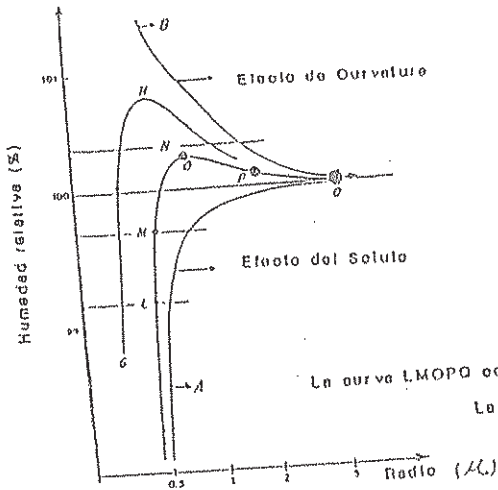
Como se ha visto, el punto exacto en que comienza la condensación se denomina **punto de rocío**. Esto sucede para una humedad relativa del 100%. La temperatura del aire a la cual comienza la condensación se denomina **temperatura del punto de rocío**. La condensación depende del porcentaje de humedad, de la temperatura del aire y de la presión. Por ejemplo:

temperatura del aire: 25°C
 humedad relativa: 50%
 presión atmosférica: normal

todo ello conduce a una temperatura del punto de rocío de 15°C. Si expusiéramos una superficie limpia y bruñida en estas condiciones, se produciría condensación sobre ella. En el caso de superficies muy pequeñas que además son higroscópicas, el proceso es menos simple.

Cuando las gotitas son muy pequeñas ($r < 0,001 \text{ mm}$) su forma afecta la presión de vapor saturado sobre ella. Para que estas gotitas estén en equilibrio con el aire que las rodea, es preciso que la humedad relativa sea mayor que el 100%. Una gotita de agua pura con $r = 0,000003 \text{ mm}$ se evapora rápidamente si la humedad relativa no supera el 140%. Se precisa que su tamaño aumente para que la humedad relativa de equilibrio se acerque al 100%. (Efecto de la curvatura).

En la atmósfera, rara vez la humedad relativa es mayor que el 101%. Más aún, superar esta saturación (sobresaturación de apenas un 1%) sólo se produce cuando ocurren ráfagas ascendentes muy violentas en las tormentas eléctricas. Quien se encarga de contrarrestar esta tendencia a evaporar de las gotitas muy chicas es la afinidad que tienen ciertas sustancias por las moléculas de agua. Puede producirse condensación sobre partículas higroscópicas con humedades relativas de sólo el 60% ó menos. (Efecto del soluto). En la figura se ilustran estos procesos.



Antes de analizar la figura recordemos que cuando las gotitas de agua son muy pequeñas, la tensión superficial es grande. La capa superficial de la gotita se comporta como una membrana estirada, siendo necesario realizar un trabajo para estirla más. Para lo que es de nuestro interés, esto significa que la gotita se opondrá al ingreso de nuevas moléculas de vapor si la presión de vapor no aumenta por encima de la presión de saturación correspondiente a una superficie de agua plana. Esto quiere decir que, para que una gotita esté en equilibrio con la atmósfera que la rodea, la atmósfera debe tener una humedad relativa superior al 100% (sobresaturación).

Ahora, supongamos que introducimos una gotita de agua pura en una atmósfera sobresaturada, a un grado tal que la gotita se engrose. Al hacerlo va perdiendo curvatura y por tanto el **efecto curvatura** tiene cada vez menor valor, como muestra la curva B de la figura (cada vez precisa menos sobresaturación).

Si, por otro lado, suponemos que se introduce un núcleo de ClNa en una atmósfera no saturada, algo de condensación ocurrirá sobre la sal. En tanto el proceso continúe, la pequeña gotita crecerá, pero a un ritmo más lento porque la sal se va diluyendo, como muestra la curva A de la figura. Cuando la gota llega a tener unos 2 m de radio, la concentración de la sal es tan escasa que la gota se comporta como si fuera de agua pura. Es decir que el **efecto de la sustancia disuelta** es importante al inicio del proceso, debido a su acción como núcleo y a su higroscopicidad.

Así, para comprender el fenómeno hay que aunar ambos efectos: curvatura y soluto. Por ejemplo, introduzcamos en una atmósfera no saturada un núcleo de sal. Luego de unos instantes de absorber vapor progresará hasta alcanzar el equilibrio con su entorno (punto L de la figura). Si enfriamos la atmósfera aumentará la humedad relativa y por tanto la gotita podrá crecer hasta un nuevo punto de equilibrio (punto M). Si proseguimos ahora aumentando la humedad relativa (por ej. hasta N), la gotita crecerá siguiendo la curva L M O P, sin llegar al equilibrio con la atmósfera que la rodea. Luego del máximo (punto O), el crecimiento de la gotita se lleva a cabo pero separándose cada vez más, a la misma, del equilibrio.

Si, en nuestro ejemplo, hubiésemos partido tomando un núcleo más pequeño, hubiéramos encontrado que el efecto del soluto era menor y el efecto de curvatura, mayor (curva G H O).

Debido a que el efecto del soluto tiene en contra el de la curvatura, los núcleos más pequeños no pueden competir y el vapor de agua disponible se dirige a los núcleos más grandes. De esto resulta que el número de gotitas en una nube (por unidad de volumen) es mucho menor que el número de núcleos.

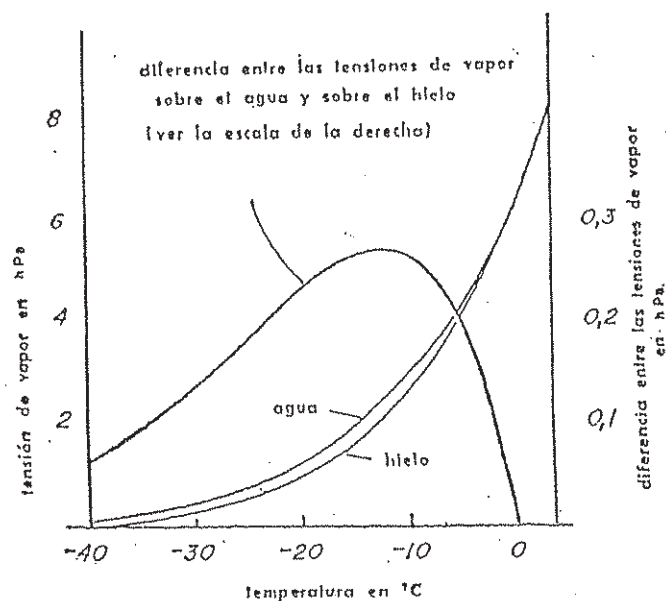
Por lo visto, la condensación y la evaporación de las gotitas de cualquier tamaño, forma y composición, se pueden calcular en función del campo de presiones de vapor que rodea a la gota.

En la atmósfera, además de las gotitas, se encuentran cristales de hielo en formas diversas. Analicemos la presencia de estos cristales. Supongamos realizar una experiencia encerrando en un recipiente una cantidad de aire con una pequeña cantidad de agua. Admitamos que todo el conjunto interior está perfectamente limpio. Si se desciende la temperatura por debajo de 0°C, el agua no se congela. No se congela ni aún si se desciende la temperatura por debajo de -5°C; -10°C ó aún -20°C. No es posible realizar realmente estos ensayos porque no existen métodos que permitan limpiar perfectamente todos los elementos internos del equipo de ensayo ni obtener agua perfectamente libre de toda impureza. En una experiencia real, lo que se observa es que por debajo de -10°C en agua relativamente pura se encuentran gotitas de agua sobreenfriada de diversos tamaños, las de mayor tamaño, $r \geq 0,01$ mm, comenzarán a congelarse. A medida que se desciende la temperatura, congelan gotitas de tamaño menor; hasta que cuando se alcanzan los -40°C toda el agua presente se congela, aún aquella que no tuvo un núcleo de inicio de crecimiento. A temperaturas tan bajas el movimiento de las moléculas de agua es tan bajo que en alguna circunstancia puede ocurrir un agrupamiento accidental de un gran número de moléculas de agua en un estado de agrupación similar al del hielo, a partir del cual congela. Sin embargo, el caso general es que se disponga de alguna partícula finísima cubierta de una delgada capa de agua (del orden de 5 moléculas) que a tan bajas temperaturas se congela, formando la base para la formación de las demás capas de hielo. Las partículas que hacen de núcleos en estas circunstancias, se denominan **núcleos de congelamiento** o **núcleos de sublimación**, y no son necesariamente higroscópicas. Proviene del polvo cósmico y también de cierto tipo de partículas del suelo. Ciertas arcillas son efectivas como núcleos; la caolinita, la montmorillonita, la illita, la piritita, y por introducción artificial el CO₂ y AgI (bombardeo de nubes para modificar el clima).

Se suele decir que las moléculas de vapor de agua se depositan directamente en estado sólido siempre que el aire esté saturado con respecto al hielo. Para entender esto, recordemos primero la situación de saturado. En un recipiente cerrado conteniendo aire, se dice que hay saturación cuando pasan tantas moléculas de las gotas de agua al aire, como vapor del aire ingresa

a las gotas. La tensión de vapor en este caso depende solamente de la temperatura y puede ser calculada. Cuando se provocan temperaturas bajas, por ejemplo unos -10°C , hemos visto que el agua se congela sobre algunos núcleos; cuando ésto ocurre, la tensión de vapor del aire permanece constante por un corto tiempo. Pero sobre la superficie del hielo es menor la tensión del vapor que sobre la superficie del agua (a la misma temperatura). Como resultado de ésto, las moléculas de vapor de agua se dirigen hacia la superficie del hielo acrecentándolo, hasta que las tensiones de vapor se igualan.

Para comprender este proceso, conviene tener presente que a esas temperaturas las moléculas de agua, en forma de hielo, están más fuertemente ligadas que en el agua en estado líquido, y no pueden, por tanto, escapar tan fácilmente como de ésta. La figura que sigue ayuda en estos análisis.



Las formas de los cristales de hielo son variadas. Entre las más comunes se encuentran: las agujas, las placas y los "cristales dendríticos". El tipo de cristal no depende de la naturaleza del núcleo ni de su tamaño. Dependen de la humedad y de la temperatura del aire. Así las agujas se forman con temperaturas del orden de -5°C . Las placas se forman con temperaturas de entre -10°C y -20°C y con tensiones de vapor no muy altas. Los cristales dendríticos se desarrollan en aire húmedo a unos -15°C . Mientras los cristales permanezcan en aire sobreenfriado siguen creciendo; en pocos segundos pueden alcanzar radios $r^3 0,05 \text{ mm}$.

Una reunión de pequeñas gotitas de agua o de partículas de hielo, en número suficiente como para que puedan ser vistas, constituye una nube. El número y el tamaño de las gotitas varía. Desde unas $50/\text{cm}^3$ a más de $500/\text{cm}^3$ y con unos $0,005 \text{ mm}$ hasta $0,05 \text{ mm}$ de radio; el de los cristales es similar, dependiendo del tipo de nube. En aire en reposo, una partícula de agua de $r = 0,01 \text{ mm}$ cae con una velocidad de $0,5 \text{ cm/seg}$. De modo que con muy poca velocidad del aire ascendente la partícula permanece en suspensión. Quiere decir que el elemento medio de una nube pesa tan poco que sólo se necesita un ligero movimiento hacia arriba, del aire, para soportarlo. El radio medio de las gotas de una nube común es de $r = 0,025 \text{ mm}$, que sólo requiere una velocidad ascendente del aire de $v = 0,08 \text{ m/seg}$ para que no caiga. Los cristales de hielo de peso equivalente debido a su forma (más chatos) y tamaño más grande, pueden ser mantenidos en suspensión aún con velocidades mas bajas. Bajo condiciones favorables las gotas de agua y los cristales de hielo aumentan su tamaño hasta hacerse tan pesados que la velocidad del aire ascendente no los pueden mantener en suspensión y comienzan a caer hacia la tierra. Frecuentemente, la capa de aire bajo la nube no está saturada y las gotas que caen se evaporan mientras pasan a través de ella. La distancia que puede recorrer una gota a través de aire no saturado, aumenta según la cuarta potencia del radio original. En una capa con humedad relativa del 90% , una gota de $r = 0,1$

mm se evapora en unos 3 metros; una gota de $r = 0,5$ mm, puede caer unos 1.950 metros antes de evaporarse totalmente. Por este motivo, grandes cantidades de gotas y cristales de hielo que caen de las nubes no llegan al suelo. Atendiendo a estas consideraciones y a que nuestro mayor interés se centra en la precipitación, analicemos el cuadro siguiente que nos muestra el tamaño de las gotas o cristales de hielo que se requieren para llegar hasta la superficie de la tierra.

Velocidad (final) de caída en aire calmo y distancia recorrida antes de evaporarse para diferentes tamaños de gotas, cristales y granizo ($\epsilon = 90\%$)

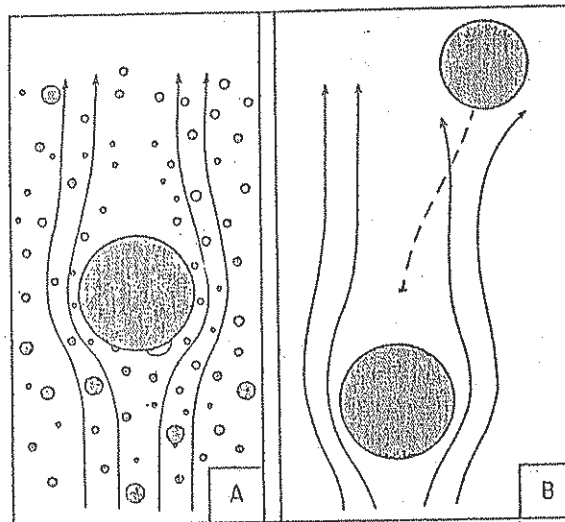
	gota ó cristales	$\phi/2$ (mm)	v (m/s)	distancia recorrida antes de su evaporación (m)	
N U B E	gotita incipiente	0,010	0,01	menos de 1	
	gotita común	0,025	0,08		
	gota grande	0,050	0,30		
	cristal en estrella	---	0,41		
	placa exagonal	---	0,55		
P R E C I P I T A C I O N	cristales en estrellas aglomerados	---	1,00		
	llovizna	0,100	1,50	150	
	lluvia	fina	0,250	2,80	
		chica	0,500	4,00	
		media	1,000	7,00	4200
		grande	2,500	9,00	
	granizo	chico	5,000	12,00	
medio		10,000	16,00		
grande		38,000	52,00		

La cuestión es ahora explicar cómo los componentes de una nube pueden llegar a la superficie de la tierra. Es decir, explicar cómo crece una gotita o un cristal hasta un tamaño suficiente como para vencer a las fuerzas de roce y ascensionales (y a la propia evaporación) y llegar a la tierra.

De acuerdo con lo visto, si hay en la atmósfera núcleos gigantes de ClNa , por condensación se pueden producir gotitas de unos 0,100 mm de diámetro, de modo que, si la nube está muy próxima a la tierra, algunas de esas gotitas podrán alcanzar el suelo. Es claro que ésto da una intensidad de lluvia muy baja, prácticamente sin interés en proyectos de ingeniería.

Hay dos teorías que muestran la manera con que llegan al suelo las precipitaciones de interés en ingeniería. La primera, debida a Tor Bergeron propone: se parte de una nube con gotitas de agua a -12°C . En poco tiempo la porción de atmósfera involucrada, estará saturada con respecto al agua. En tal caso hay equilibrio, se evapora tanto como se condensa. Si en este entorno introducimos núcleos de cristales de hielo, se formarán algunos cristales, con lo cual se origina inestabilidad, pues el aire que está saturado respecto del agua está sobresaturada respecto del hielo, por lo que moléculas de agua van a depositarse sobre los cristales de hielo. Este proceso conduce a que el aire ya no esté saturado respecto del agua por lo que una parte de las gotitas se evaporan hasta compensar el vapor aportado a los cristales. Luego de unos instantes se tiene la situación anterior: sobresaturación con respecto al hielo, como resultado, los cristales siguen creciendo y, como se comprende, todo el proceso se puede repetir en tanto existan condiciones apropiadas. Los cristales de hielo pueden crecer muy rápido. Alcanzar diámetros de más de 0,100 mm sólo requiere unos pocos segundos. Un cristal de este tamaño cae más rápido que las gotitas de su entorno. Al caer a través de la nube choca con las gotitas y con otros cristales, que se desplazan a velocidades relativas menores, uniéndose entre sí y congelando las gotitas, todo según un proceso denominado **coalescencia**. Los cristales de diámetro superior a 0,200 mm crecen más rápido por coalescencia que por depósito de moléculas de vapor sobre su superficie. Por ello luego de iniciada una caída franca se considera que actúa sólo el proceso de coalescencia. El conglomerado de cristales de hielo así formado, puede alcanzar la superficie de la tierra en estado sólido o líquido según las temperaturas de las capas de aire que atravesase. Se puede así obtener, nieve, lluvia, aguanieve, lluvia congelada, etc.

La teoría de Bergeron no puede explicar las precipitaciones que se producen desde nubes calientes (más de 0°C) en las regiones tropicales. Para estos casos existe una segunda teoría, la cual propone: se parte de una nube de gotitas pequeñas (p.ej: 0,010 mm de radio) y de tamaño uniforme, es decir, que es un sistema estable. Las colisiones entre gotitas son muy pocas pues todas ellas caen con velocidades similares. Si en esta nube se introducen algunas gotas de tamaño mayor (p.ej: 0,050 mm de radio), estas últimas caerán, como lo indica el cuadro, a una velocidad treinta veces mayor, por lo que alcanzarán y chocarán a las más chicas, capturándolas por la parte delantera de la gota, es decir provocando coalescencia. Aunque no todos los choques provean coalescencia (algunas gotitas rebotan y no se unen), en forma más lenta o más rápida las gotitas crecerán hasta transformarse en gotas de lluvia (p.ej: de 1 mm de diámetro en 10 ó 15 minutos en nubes de gotas grandes). Durante la caída la gota grande también incorpora gotas y gotitas por **captura de estela**. Cuando cae la gota, las líneas de corriente divergen en su parte delantera y convergen en su parte trasera. La estela que deja la gota al caer disminuye la resistencia del aire posibilitando que otras gotas de tamaño similar a la de ella misma caigan fácilmente en la estela y se les unan. La figura ayuda a comprender el fenómeno.



Falta explicar todavía la presencia de los núcleos gigantes de sal. Estos núcleos se encuentran sobre los océanos cuando soplan fuertes vientos sobre ellos. Vientos mayores producen olas mayores y rompientes mayores y por lo tanto hay una mayor incorporación de gotitas saladas a la atmósfera que eventualmente evaporarán el agua liberando las moléculas de ClNa que intervendrán en el proceso. A mayor altura el número de núcleos de sal disminuye; otro tanto ocurre sobre los continentes. Cuando los núcleos son capturados por las fuertes corrientes ascendentes de las nubes convectivas de los trópicos, el proceso puede avanzar. Las nubes que producen lluvia sobre los océanos tienen en general su base a unos 600 metros y su parte superior entre 2.400 y 3.000 metros; mientras que sobre los continentes necesitan desarrollar alturas de entre 4.500 y 6.000 metros (y aún más).

Conviene tener presente que para formar una gota de lluvia se necesitan muchísimas gotitas de nube. Para el caso de 1 mm de diámetro de la gota de lluvia y 0,010 mm de diámetro de la gotita se precisarán $1 / 0,01^3 = 1.000.000$ de gotitas de nube para formar una gotita de lluvia. Para el caso de granizo la relación es muchísimo más grande. Tomemos por caso un granizo medio de 10 mm de radio. Las gotitas de nube que se precisan para formarlo son: $10^3 / 0,01^3 = 1.000.000.000$ de gotitas de nube (para el caso de granizo mayores puede superar los 100.000.000.000 !!). Por la importancia que tiene en la economía agrícola y sus efectos sobre algunas construcciones civiles analizaremos brevemente al granizo.

Una teoría que explique el granizo debe concordar, al menos, con dos hechos físicos comprobados:

a) tamaño de granizos de 14 cm de diámetro y 766 grs de peso (comprobados; aún puede haberse producido uno mayor que no haya sido registrado);

b) la existencia, en el granizo, de capas de hielo opaco y transparente.

La capa de hielo es opaca cuando contiene pequeñas burbujas de aire atrapadas en su masa. El tamaño del granizo tiene que ver con la disponibilidad de agua en su formación. El granizo se forma en las nubes. El tamaño de las gotitas de una nube comparando con p.ej: un granizo de 3 cm de diámetro es 10^{10} veces menor; es decir se precisan 100 m³ de nube para formar un granizo de tal tamaño. Quien haya podido observar una granizada intensa en el patio de su casa que durara unos dos o tres minutos, comprenderá que el granizo acumulado sobre el suelo no se puede explicar considerando solamente el simple recorrido de estas partículas a través de una nube, aunque tuviera más de 6.000 metros útiles de desarrollo vertical.

Las teorías actuales indican que un granizo crece a partir de una gota de agua grande que se congeló en una fuerte corriente ascendente dentro de la nube o bien que lo hace a partir de un conjunto de pequeños cristales aglomerados. Sea como fuere, estos "embriones" deben generarse

en zonas sobreenfriadas de una nube, que debe tener gran desarrollo vertical, y comienza a crecer por coalescencia, así aumenta su tamaño y su velocidad de caída y el proceso continúa. Si la nube tiene una gran cantidad de gotitas, el calor de fusión cedido por el agua (80 cal/gr) sirve para calentar al agua y al hielo, siendo extraído del granizo por el aire, pero no tan rápidamente como para que toda el agua se congele inmediatamente. La solidificación se produce en forma lenta y por lo tanto el hielo que se forma es transparente. Cuando la nube contiene pocas gotitas, el granizo adiciona poca agua sobreenfriada y por tanto el calor de fusión puesto en juego no es el suficiente, el proceso de solidificación es rápido y las burbujas de aire no alcanzan a escapar o ser expulsadas, resultando de ésto el hielo opaco.

Si el proceso se imagina ocurre pasando el granizo una sola vez a través de la nube, difícilmente se pueda explicar un granizo de diámetro mayor de un centímetro. Para explicar los tamaños mayores, la teoría indica que el granizo debe recorrer la nube varias veces antes de precipitarse definitivamente al suelo. Según L.H.Ludlam, la manera de lograr esto es como sigue: la nube en la que se forma el granizo es de gran desarrollo vertical y se ha generado en una atmósfera en la cual el viento aumenta con la altura; por lo tanto las corrientes ascendentes tienden a acompañar, se inclinan en la dirección del viento. Además en este tipo de nubes la corriente ascendente se "recicla", manteniendo el proceso bastante estable durante no menos de media hora. Si, dentro de esta nube se genera un granizo, el mismo comienza a caer en forma relativa a las gotitas y crece por coalescencia. Al llegar a la parte superior de la nube, el viento la desvía hacia una zona de menor intensidad de ascensión de las corrientes y el granizo puede entonces caer hacia el suelo varios miles de metros, hasta que otra corriente ascendente como la primera lo capta y lo transporta nuevamente hacia la parte sobreenfriada de la nube, repitiendo el proceso. Debe tenerse en cuenta que velocidades de ascenso del aire de 12 m/seg no son raras y que un granizo de 3 cm de diámetro puede caer (en aire en reposo) a unos 7 m/seg; como resultado de lo cual el granizo se aleja de la tierra a unos 5 m/seg. Para conseguir mayores tamaños sólo se requiere mantener el proceso más de media hora. Es decir que para conseguir granizos de gran tamaño se precisa disponer de una gran cantidad de energía que sólo se podría conseguir en atmósferas húmedas muy inestables (convectivamente inestables). Acerca de este punto los meteorólogos no están totalmente de acuerdo; pero el hecho concreto es que, a los fines ingenieriles, con las teorías expuestas, siguiendo las evoluciones de las nubes que potencialmente pueden producir granizo, con radares meteorológicos, se puede actuar en los momentos adecuados para alterar el proceso de crecimiento del granizo, evitando así sus efectos destructores. Para explicar ésto, conviene analizar previamente los distintos tipos de nubes.

El inglés L.Howard (1803) clasificó las nubes según su apariencia para un observador ubicado en la tierra en: **estratos, cúmulos y cirros**. los estratos son capas extensas o bancos delgados de nubes bastante uniformes. Los cúmulos son nubes que se desarrollan verticalmente en forma de montículos elevados o torres rematados con forma de coliflor. Los cirros se forman a grandes alturas y sugieren aspecto de cabellera sedosa.

Hay tipos de nubes que son mezcla de estos tipos básicos, por ejemplo: un conjunto de cúmulos suavizados por su base se denominan **estratocúmulos**. Más modernamente se ha introducido el concepto de altura, dando lugar a tipificar a las nubes en: altas, medias y bajas. De modo que actualmente se tiene:

Clasificación internacional de las nubes

Altura	Nombre científico	Abreviatura	Altura media (m)
Altas	Cirrus (rizo, fleco)	Ci	8.000 - 12.000
	Cirrocúmulus	Cc	6.000 - 10.000
	Cirroestratus	Cs	6.000 - 8.000
Media	Altocúmulus	Ac	3.000 - 6.000
	Altoestratus	As	3.000 - 6.000
	Nimboestratus (*)	Ns	2.000 - 5.000
Bajas	Stratus (capa, estrato)	St	0 - 200
	Stratocúmulus	Sc	500 - 2.000
	Cúmulus (montón)	Cu	500 - 6.000
	Cúmulunimbus (*)	Cb	500 - 15.000

(*) Nimbus = lluvia

El cuadro se completa con denominaciones científicas adicionales que utilizan los especialistas. Así, aparecen las subespecies (humilis, mediocris, congestus, etc); variedades (lacunosus, perlucidus, opacus, etc) y complementos (velum, pannus, etc).

En los últimos tiempos, otro inglés, Frank Ludlam, las clasifica de acuerdo al tipo de movimiento de aire que conduce a su formación y crecimiento:

- a) orográficas (resultado del movimiento vertical del aire originado por cadenas de sierras o de montañas);
- b) estratificadas (resultado de la mezcla turbulenta del aire);
- c) estratos (resultado de la expansión regular del aire en sentido ascendente);
- d) cumuliformes (resultado de una convección "penetrante").

Las nubes orográficas comprenden todo tipo de cúmulos, en grandes extensiones o aislados. Se forman en el lado de barlovento de las sierras o montañas y se evaporan en el lado del sotavento. El flujo de aire ascendente puede alcanzar velocidades entre 1 m/seg y 10 m/seg. Los estratos de nubes se originan por ascenso del aire caliente a velocidades comprendidas entre 0,1 y 0,2 m/seg, es decir 10 a 50 veces más lentas que las orográficas, pero lo hacen en forma continuada durante varias horas (caso de los frentes calientes). También se originan cuando el viento de superficie obliga al aire a escapar de la compresión y ascender.

Cuando los vientos de superficie son intensos y encuentran en su camino nieblas, éstas se levantan y tienden a formar una capa de nubes uniforme y extendida; aunque en casos sólo logra que la niebla se disipe.

Cuando el aire en contacto con el suelo se calienta lo suficiente pierde densidad y por lo tanto se eleva. Si esto ocurre en una atmósfera inestable y muy húmeda, el aire se puede acelerar alcanzando velocidades superiores a 20 m/seg. De esta manera se originan los cúmulos que, en casos, pueden sobrepasar alturas de 18.000 metros penetrando en la estratosfera (aire muy estable) donde se detiene su ascenso y comienza su desarrollo en sentido horizontal para formar los llamados "yunkes".

No todos estos tipos de nubes pueden producir precipitaciones y mucho menos granizo. Es evidente que por mecanismo de formación, velocidades alcanzadas y alturas desarrolladas, sólo los cúmulos pueden producir granizo y la experiencia así lo confirma. De modo que la cuestión es cómo se puede interferir durante la generación de los cúmulos para que no produzcan granizos dañinos.

Desde 1946 en que V.J.Schaefer e I.Langmuir "sembraron" una nube estrato sobreenfriada, arrojándole hielo seco triturado desde un avión que la sobrevolaba en forma aproximadamente circular, se sabe que es posible estimular las nubes mediante la incorporación de núcleos en forma artificial. El caso del hielo seco (CO₂ sólido) que esparcido en fragmentos pequeños disminuye la temperatura del aire hasta un punto tal que el vapor de agua puede transformarse directamente en cristales de hielo, que a su turno sirven de núcleos para generar precipitación desde una nube estrato sobreenfriada; no es fácilmente generalizable a nubes cúmulos. No sólo por los inconvenientes que se le presentan a la aeronave en vuelo, sino también por las enormes cantidades de CO₂ que deben emplearse si quiere tenerse un rendimiento satisfactorio; es por eso que se han estado buscando otras sustancias que pudieran producir también cristales de hielo en forma económica, a temperaturas cercanas a 0°C y que se pudieran esparcir de maneras menos riesgosas. Bernard Vonnegut encontró que calentando IAg en polvo a temperaturas elevadas, se vaporiza y cuando se enfría forma pequeñísimas partículas de menos de 0,0001 mm de diámetro, las cuales si se introducen a la manera de semillas en una nube sobreenfriada, transforman las gotitas de la nube en cristales de una manera similar a los granitos de hielo seco (sembrado de nubes). Las principales ventajas del IAg sobre otras sustancias, pero en particular sobre el hielo seco son:

- a) se puede conservar fácilmente;
- b) se puede dispersar desde el aire y también desde tierra;
- c) produce cristales de hielo en nubes con - 5°C;
- d) los pequeños cristales de IAg se mueven con el aire y pueden permanecer mucho tiempo dispuestos a formar cristales de hielo cuando aparezcan nubes convenientes. (El hielo seco se evapora rápidamente y se pierde de igual forma; al IAg sólo lo degrada la luz del sol a razón de un 10 % por hora de exposición).

Numerosas experiencias se han realizado para producir lluvia artificial, a partir de la combustión del IAg que conduce a la formación de los pequeñísimos cristales, tanto desde el aire como desde la superficie de la tierra. Ahora bien, cualquier experiencia sería que se aprecie como tal debe ser controlada. Una experiencia controlada en el sembrado de nubes tiene que asegurar al menos los siguientes aspectos:

- 1) se debe experimentar con pares de nubes aproximadamente iguales;
- 2) una se debe sembrar, la otra no;
- 3) quien "siembre" la nube no debe saber cual de las dos será sembrada (realiza sobre ambas nubes la misma maniobra pero sólo en una siembra, cual de las dos será sembrada está

establecido por el azar: por ejemplo se establece una metodología, se extrae un número, si es par se siembra la primera, si es impar la segunda, o a la inversa; lo importante es evitar lo sistemático y lo subjetivo ;

4) se debe conocer exactamente las sustancias y los modos de distribución que se utilizan en la experiencia.

En general, este tipo de precauciones y consideraciones se pueden realizar operando desde aeronaves; son muy caros, pero posibles. Desde tierra los operativos son más baratos pero indudablemente imprecisos. De todos modos, una cosa es producir precipitación (que se puede detectar por medio de radares meteorológicos) y otra muy distinta que la misma llegue al suelo y se pueda medir a cuanto asciende. En los mejores experimentos controlados descritos en la bibliografía se habla de un aumento atribuido al sembrado de entre un 10 a un 15 % . En todos los casos el tipo de nubes sembradas fueron cúmulos. Los cúmulos fríos, sobreenfriados, se sembraron con partículas de IAg. Los cúmulos calientes, con temperaturas sobre 0°C, con gotitas de agua muy pequeñas (unos 0,050 mm de diámetro).

Quien desee ampliar este tema deberá consultar la bibliografía especializada pero, es conveniente tener presente aquí que:

- 1) para producir lluvia por métodos artificiales hay que disponer de nubes de tipo cúmulos, es decir que éstas deben preexistir al intento;
- 2) que el rendimiento efectivo es muy pobre;
- 3) que las sustancias empleadas en la "siembra" pueden contaminar la atmósfera y/o la tierra;
- 4) que nubes aisladas, es decir sin un estado tormentoso asociado que asegure la realimentación continua con vapor de agua que los recomponga no producen importantes cantidades de precipitación. En efecto, según vimos una masa nubosa con un desarrollo de unos 4.000 metros (un cúmulo importante) contiene unos 12 Kg/m³ de agua (3 gr/m³ . 4.000 metros), o sea que si precipita todo y no hay pérdidas sólo se puede esperar una altura de lluvia de 12 mm;
- 5) dada la enorme trascendencia que esta cuestión tiene desde el punto de vista económico y social, debe apoyarse la continuación de las investigaciones.

Debido a los éxitos relativos que se alcanzaron a partir de 1957 en la producción de lluvias mediante el sembrado de nubes, poco después se engendró la idea de controlar la producción de granizo utilizando técnicas similares. Básicamente se razonó de la siguiente manera: Para producir granizo de tamaño importante se requiere tener a disposición una gran cantidad de agua sobreenfriada (ésto se consigue en los cúmulos, por desarrollo vertical y por la importancia de las corrientes ascendentes); entonces, si encontramos la forma de "repartir" la cantidad de agua sobreenfriada en numerosas gotitas y que éstas no crezcan demasiado, se podría "controlar" el tamaño del granizo. Pensando en ésto, se sembraron nubes, potencialmente productoras de granizo, con núcleos de CINa. Esta idea de introducir gran cantidad de núcleos que compitieran por el agua disponible no tuvo buenos resultados.

Otra idea, diferente, consiste en tratar de reducir el número de gotitas sobreenfriadas en la nube y con ello la velocidad de crecimiento del granizo. Más, si se pudieran eliminar todas las gotitas sobreenfriadas no habría oportunidad para que se formara el granizo. Entonces, si se siembra la nube con suficiente cantidad de IAg, se podría convertir a las gotitas en cristales de hielo. Cuanto mayor cantidad de núcleos, mayor dispersión. Esto, al menos en teoría, es posible; pero no es barato. Supongamos un cúmulo de unos 3 Km de diámetro y un desarrollo entre los 5.000 y los 8.000 metros (a estas alturas las temperaturas serían de - 5°C y - 20°C), habrían unas $2 \cdot 10^{18}$ gotitas sobreenfriadas. Si la corriente ascendente fuera de 5 m/seg, subirían a través de la nube unas $2 \cdot 10^{17}$ gotitas por minuto. Ahora, propongamos abastecer con un núcleo a cada gotita con un aparato que produce 10^{13} núcleos por cada gramo de IAg. Si la eficiencia fuera plena, se

precisarían 20 Kg de IAg por minuto para satisfacer a todas las gotitas. Si la nube permanece 10 minutos, se requieren 200 Kg de IAg para "neutralizar" esta nube. Aparte del alto costo del producto (unos 50 u\$s/Kg en 1990), recuérdese que se ha supuesto eficiencia plena; lo cual implica que el "sembrado" es perfecto: cada gotita tiene su partícula de IAg que le genera su núcleo. En todo sentido ésto resulta exagerado.

Las técnicas de lucha contra el granizo que se usan actualmente (también en nuestro país) se basan en la segunda idea descripta. Sólo que las cantidades de IAg que se gastan son muy inferiores. Por ejemplo, en la zona vitivinícola de Mendoza se esparcen partículas de IAg por medio de cohetes disparados desde plataformas construidas al efecto. Un seguimiento constante por medio de radares meteorológicos, en época estival, de la formación de nubes potencialmente productoras de granizo, permite ubicar las zonas apropiadas de la nube que se deben "sembrar". La información obtenida con el radar es procesada en un centro de cómputos establecido al efecto, y desde el mismo se imparten las instrucciones precisas a las plataformas para que se efectúen los disparos a los puntos correspondientes en el número y secuencia necesarios. Todo el proceso es controlado por organismos del estado y sostenido económicamente por medio de un impuesto específico establecido para la lucha antigranizo.

Formas de precipitación

Cuando el vapor de agua atmosférico se condensa o se congela tanto sea en el aire como en la superficie del suelo, se denomina hidrometeoro. Algunos de los hidrometeoros pueden caer, precipitar hacia la tierra, otros no. Entre estos últimos tenemos distintas variantes, por ej.: **niebla o neblina, bruma, niebla congelada, rocío, escarcha**, etc. Entre las formas de precipitación más comunes se tienen: **lluvia, llovizna, nieve, nieve en granos o congelada, lluvia y granizo (juntos) y granizo**.

Tipos de precipitación

De acuerdo a lo visto, para formar las nubes y también la precipitación hay que enfriar aire. Los medios con que se vale la naturaleza para producir dicho enfriamiento son variados, de forma que en muchos casos las precipitaciones se originan de una manera compleja. Como tanto la cantidad de precipitación que ocurre como las intensidades de las mismas dependen fundamentalmente del contenido de humedad del aire y de la rapidez con que se produce el enfriamiento, se ha convenido en clasificarlas según tipos que tienen en cuenta el principal mecanismo que provee el enfriamiento. Así se tiene:

***Precipitación convectiva.** Se origina por calentamiento de la superficie de la tierra que tiene en contacto aire húmedo que al calentarse disminuye su densidad de un modo relativo a su entorno, y por lo tanto asciende. La precipitación asociada a este tipo de fenómeno afecta áreas reducidas, del orden de 25 a 50 Km² con intensidades variadas pero en forma de chaparrones.

***Precipitación ciclónica.** Está asociada al paso de los ciclones. Pueden ser frontales o no-frontales. Las frontales son el resultado del ascenso de aire caliente sobre aire frío. Cuando ocurre en un frente caliente (pendiente de la superficie frontal entre 1/100 y 1/300), el área cubierta por la precipitación se puede extender de 300 a 5.000 Km más allá del frente, presentando intensidad baja a moderada y duraciones hasta después que pasa el frente caliente. La precipitación de frente frío se forma cuando el aire caliente es forzado a ascender por una cuña de aire frío que avanza (frente frío). La precipitación se produce en forma de chaparrones intensos, cubriendo superficies cercanas al frente (a lo sumo lo superan en hasta 150 Km, pues la pendiente de la superficie frontal varía entre 1/50 y 1/150).

También pueden ocurrir precipitaciones ciclónicas cuando el ascenso del aire es causado por convergencia horizontal hacia un centro de baja presión.

*Precipitación orográfica. Es causada por el ascenso mecánico del aire producido por una barrera orográfica. Puede estar asociada o no con acciones ciclónicas o convectivas. Si lo está es de mayor intensidad. Las cantidades precipitadas son mayores a barlovento que a sotavento.

MEDICION DE LA PRECIPITACION

Todas las formas de precipitación se miden sobre la base de la altura de agua (o de agua equivalente) que podría acumularse hipotéticamente sobre una superficie horizontal, en su lugar de caída. La unidad de medida es el milímetro.

Los aparatos más usuales para medir la precipitación son el **pluviómetro** y el **pluviógrafo**.

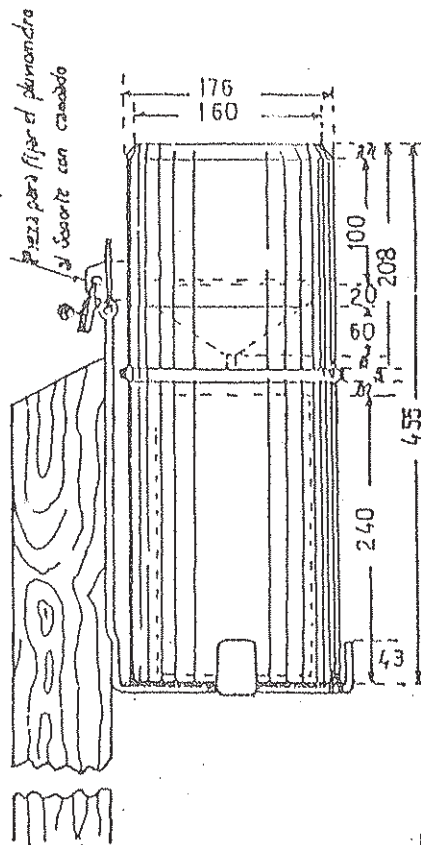
El pluviómetro se compone, básicamente, de tres partes:

- 1) un órgano de recepción (captador);
- 2) un cuerpo de retención (receptor);
- 3) un aparato de medición (un limnómetro graduado en décimas de mm o, más comúnmente, una probeta graduada por contraste).

El pluviómetro oficial argentino es el denominado Tipo "B" del Servicio Meteorológico Nacional. Se usa desde 1928. Sus características básicas son:

- * la boca del captador es de 160 mm de diámetro (201,1 cm² de sección),
- * la capacidad máxima de retención es de 7.039 cm³ (350 mm de lluvia),
- * la capacidad de la jarra es de 2.880 cm³ (143 mm de lluvia),
- * la probeta tiene un diámetro de 40 mm con capacidad para 10 mm de lluvia (de modo que su coeficiente de amplificación es 16).

Para medir las lluvias con menos precisión pero más fácil, se usa otra probeta de diámetro 80 mm y capacidad para 50 mm de lluvia.



Pluviómetro Tipo "B"

Existen diversos tipos de pluviómetros; el recomendado por la Organización Meteorológica Mundial (O.M.M.) es similar al argentino pero su boca es de 200 cm². Algunos pluviómetros usan mallas en el interior del captador para impedir el paso de basura u otros cuerpos extraños.

El pluviómetro sólo proporciona la altura de agua total caída en intervalos de tiempo prefijados, generalmente de 24 hs, medidos a partir de las 8 hs de cada día (el observador lee la probeta todos los días a las 8 hs).

El pluviógrafo es similar al pluviómetro, sólo que adicionalmente tiene un mecanismo para registrar la variación de la precipitación en el tiempo. El equipo adicional consta de un mecanismo de relojería y un detector de volumen de agua dentro del recipiente.

Existen tres tipos de pluviógrafos:

a) Pluviógrafo de flotador a sifón:

El equipo está integrado por un captador, un recipiente temporal, un sifón y un recipiente receptor. Funciona de la siguiente manera:

El agua cae sobre el captador, luego al recipiente temporal (donde está alojado un flotador que permite el registro de niveles) donde permanece hasta que alcanza un nivel máximo dentro de él y automáticamente hace funcionar el sifón; el agua desalojada pasa al recipiente receptor.

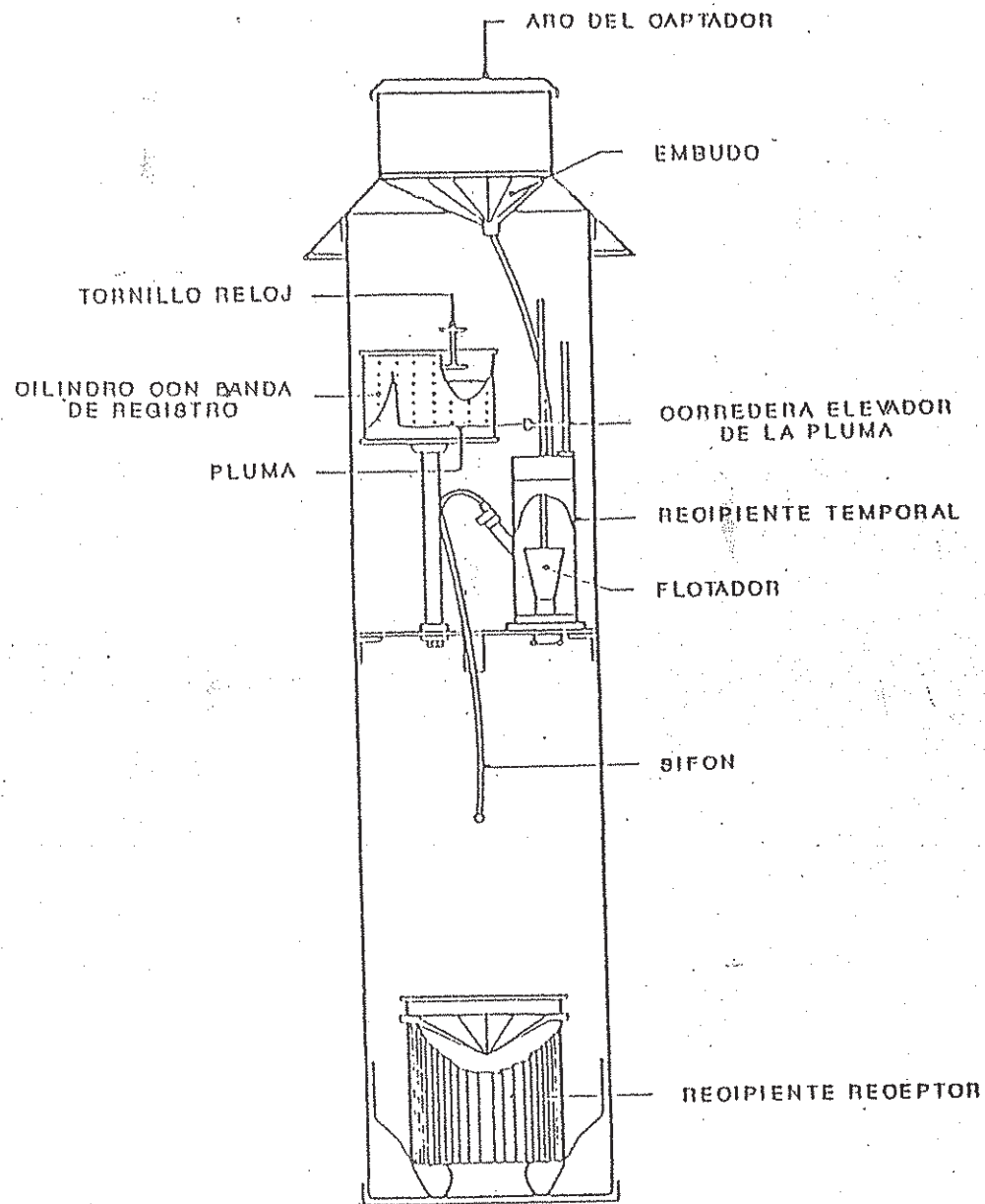
Si el sifón es móvil, debe ubicarse de manera que cuando se llegue al nivel máximo del registro, generalmente 10 mm, el agua contenida en el recipiente temporal sea desalojada y se continúe con el registro.

El sistema de transmisión es mediante brazos que transfieren el movimiento del flotador a una pluma.

El registro se lleva sobre papel, el cual va montado sobre un cilindro que está en movimiento continuo, proporcionado por un mecanismo de relojería.

b) Pluviógrafo de resorte:

Es semejante al pluviógrafo de flotador, la diferencia estriba en que en lugar de utilizar un flotador emplea un resorte que es deformado por el peso del agua captada.



Pluviógrafo de flotador con alfón

c) Pluviógrafo de cangilones:

Su sistema de captación está formado por un embudo y dos recipientes temporales colocados en un balancín; cuando un recipiente (cangilón) se llena, desequilibra la balanza, la que gira y se vacía el recipiente, quedando el otro en posición de ser llenado, con lo que se repite el ciclo. El volumen necesario para provocar el giro representa generalmente una altura de precipitación de 0,25 mm, ver figura.

La medición se logra a través de un registro gráfico con una pluma sobre una banda que gira adosada a un tambor de relojería o, a través de un impulso eléctrico, que se produce al girar la balanza y accionar un contacto.

El sistema de registro puede ser un papel impreso, una cinta perforada o magnética, una memoria en estado sólido, etc.

El agua que pasa por el cangilón, en general, no se almacena y es vaciada automáticamente al exterior.

Este tipo de pluviógrafo se usa en redes de telemetría y no es adecuado para medir la precipitación en forma de nieve.

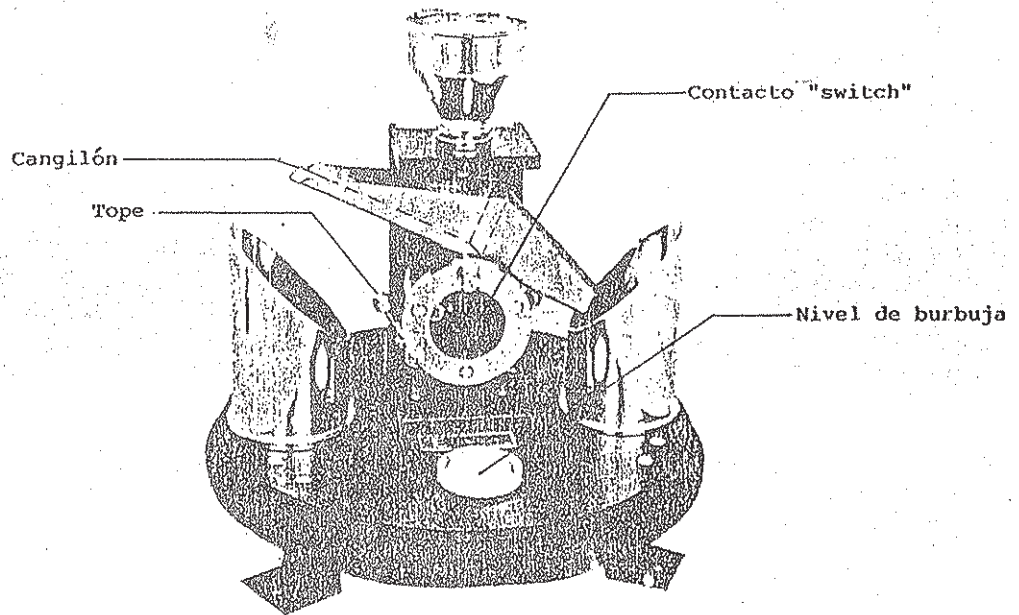
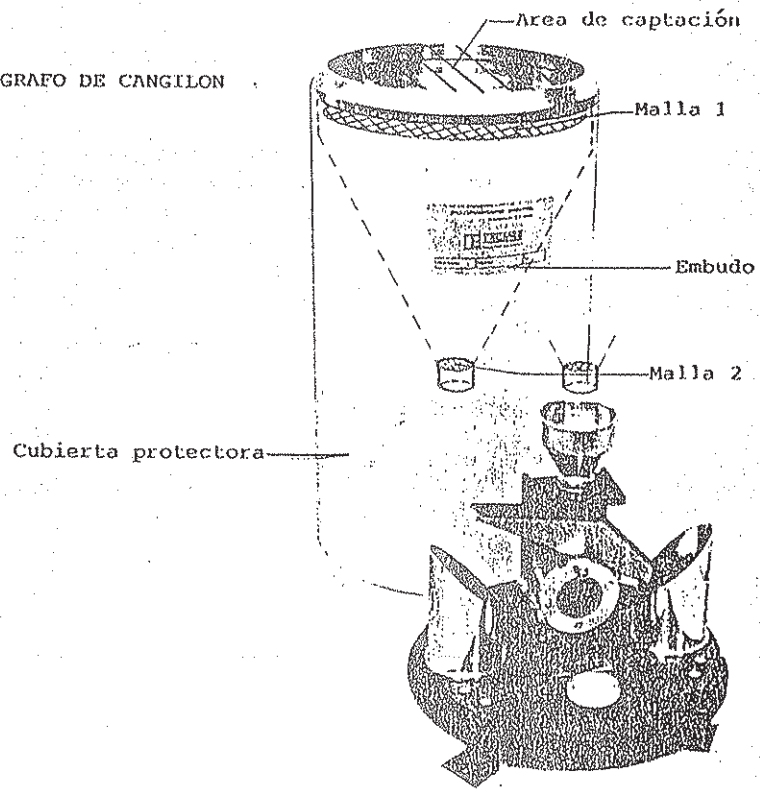
El tipo de registro que se utilice para recabar información de la precipitación depende de tres condiciones: localización, tipo de aparato y acceso al sitio donde se encuentra ubicado.

En nuestro medio, el registro en bandas de papel es el más usual, en caso de sitios no habitados o poco accesibles, se suele grabar la información en cinta magnética o en memoria Eprom.

En algunas ocasiones la selección del tipo de registro se hace en función de cómo se va a utilizar la información, por ejemplo, si se utiliza para predicción de crecidas, los registros de precipitación deben ser procesados lo más rápidamente posible, para lo cual conviene manejar los datos en una estación central obtenidos por teletransmisión, (VHF, rebote meteórico, satélite).

Los registros pueden ser continuos o discontinuos. Los continuos (sin interrupciones del proceso) generalmente se obtienen por los registros en las bandas de papel. Los registros discontinuos, que se denominan así porque la lectura o impresión de datos se hace a intervalos de tiempos prefijados de acuerdo con el uso que se le dé a la información, pueden hacerse en papel impreso, cinta perforada, en cinta magnética, etc.

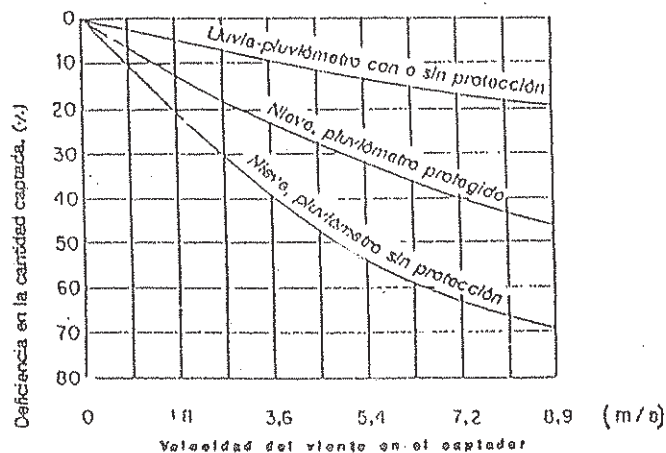
PLUVIOGRAFO DE CANGILON



En zonas de accesos difíciles (sierras o montañas) y cuando los fondos disponibles para observaciones son escasos, si las precipitaciones nivales no son muy intensas suelen utilizarse aparatos con mayor poder de almacenamiento denominados **totalizadores**. Se los construye para ser atendidos una vez o dos por año (época estival) y se los coloca en torres cuya altura depende de la cantidad de nieve que se pueda acumular en el lugar. Tienen boca de 160 mm como el tipo "B" pero la altura total es de 508 mm. Además tienen en su interior dos chapas en cruz de 220 mm de alto con el objeto de romper la acción de los remolinos del viento que pueden levantar nieve que ya se hubiera acumulado en su interior.

En estos aparatos es muy importante evitar la evaporación (están mucho tiempo expuestos sin atención). Para ello se introduce alguna sustancia (por ej.: aceite), que pueda formar una película en la parte superior del agua acumulada que impida su evaporación. También es necesario colocarles una solución anticongelante como el CaCl_2 para que la nieve se derrita y mantenga su estado líquido hasta temperaturas de -42°C . De lo contrario habría que disponer de recipientes con una capacidad 10 veces mayor, pues la densidad media de la nieve es el 10 % de la del agua. Las mediciones suelen hacerse por pesadas, descontando el peso de las sustancias agregadas.

En todos estos aparatos la velocidad del viento puede afectar la cantidad de precipitación captada. Como la velocidad del viento aumenta con la altura es preciso usar una altura normal de captación. Por este motivo en nuestro país se colocan los aparatos para medir la lluvia, con su boca a 1,50 m del nivel del terreno y en posición perfectamente vertical.



En la figura se puede observar el efecto del viento sobre la cantidad captada. La protección a la que refiere la figura, son de concepción diversa y se la coloca con el fin de evitar la influencia del viento. Dos de las más difundidas son: la Nipher, que rodea en forma compacta, está rígidamente unida al aparato y tiene una forma de tronco de cono invertido; y la Alter que rodea también al aparato pero tiene una conformación abierta y flexible (forma de tablillas suspendidas desde un aro) que otorga menos oportunidad para que la nieve los obstruya. Los protectores se ensayan en túnel de viento y en el campo se los suele comparar colocándolos en lugares próximos y similarmente expuestos. No se ha ideado todavía ningún protector con el 100 % de eficiencia.

Cuando la forma de precipitación tiene una gran componente nival, las técnicas de medición son bastante diferentes a las de medir lluvia y se analizan más adelante. Una excepción la constituye el denominado **nivómetro** que es un instrumento de características y formas de instalación similares a la de los totalizadores.

RED DE OBSERVACIONES PLUVIOMETRICAS

Lo que se ha visto hasta aquí, corresponde a observaciones que ocurren prácticamente en un punto. En general, las necesidades de los distintos proyectos (aprovechamientos para riego, hidroelectricidad, abastecimiento de agua potable, control de crecidas, etc) requieren datos que permitan evaluar las variaciones areales que presentan las precipitaciones. Para ello se instalan aparatos de medición en distintos sitios, de acuerdo con las necesidades y las posibilidades técnico-económicas que se tengan. Este conjunto de aparatos así dispuestos, constituyen una red pluviométrica. La red debe ser más densa donde mayor precisión se requiera. En nuestro país, en el año 1990, se hallaban instalados aproximadamente 2.900 pluviómetros (uno cada 1.000 Km²); 200 pluviógrafos (uno cada 14.500 Km²); 90 unidades de pluvionivómetros y unos 50 totalizadores. Es decir que hay 1 pluviógrafo cada 14,5 pluviómetros. Se llegaron a tener 3.200 pluviómetros. Esta red no es suficiente, en especial si se tiene en cuenta que las mayores densidades se encuentran en las áreas más pobladas. El organismo responsable de su atención es el Servicio Meteorológico Nacional, pero su labor se ve complementada con el aporte de Agua y Energía Eléctrica; Hidronor; I.N.T.A.; Dirección Provincial de Hidráulica de la provincia de Buenos Aires y otros organismos provinciales que atienden sus propias estaciones de medición generalmente con fines específicos.

La O.M.M. (Organización Meteorológica Mundial) recomienda instalar, para estudios de carácter general, como mínimo:

- a) en las llanuras de regiones tropicales, mediterráneas o templadas: 1 aparato por cada 600 a 900 Km²;
- b) en zonas montañosas de regiones tropicales, mediterráneas o templadas: 1 aparato por cada 100 a 250 Km²;
- c) para pequeñas islas montañosas (con precipitación irregular): 1 aparato por cada 25 Km²;
- d) en zonas áridas y polares: 1 aparato por cada 1.500 a 10.000 Km²

La idea es disponer de una red de observaciones que de una imagen representativa de la distribución de las precipitaciones sobre la superficie. Se dispone de algunos datos cuantitativos:

1) Error estándar (%) de la precipitación media obtenida sobre distintos tamaños de áreas con diferente densidad de pluviómetros.

Pluv / Km ²	Area cubierta (Km ²)		
	800	3.200	12.800
1 / 150	14	10	6
1 / 300	20	14	8
1 / 500	26	17	11
1 / 1.000	--	25	15

2) Error relativo (%) producido por distintas densidades de pluviómetros para dos precipitaciones medias (mm) obtenidas con 55 pluviómetros, en un área de 570 Km².

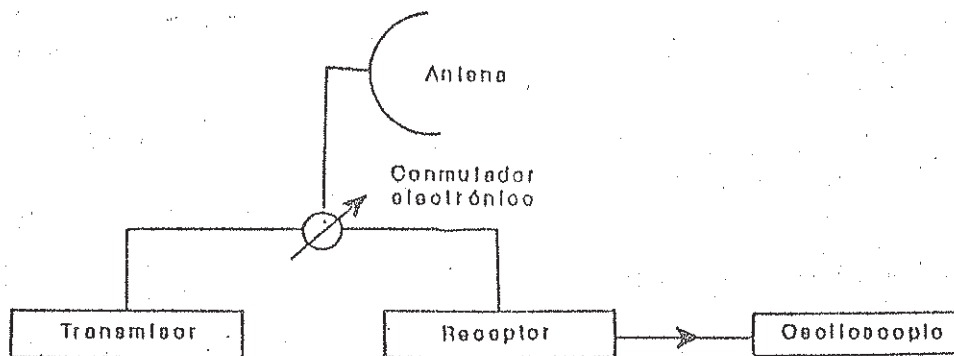
Precipitación media

Pluv / Km ²	(mm)	
	20	50
1 / 570	22	13
1 / 285	19	9
1 / 142	9	6
1 / 71	5	3

Las maneras de evaluar errores de observación admisibles en redes en operación (o a proyectar) en áreas específicas, se analizarán más adelante.

USO DEL RADAR METEOROLOGICO Y LOS SATELITES PARA MEDIR LA PRECIPITACION

Básicamente, un radar meteorológico está integrado por los siguientes componentes:



El transmisor emite una pulsación de energía que parte, a través de la antena, en busca de su objetivo (en este caso partículas de agua líquida o sólida precipitando) en forma de ondas radioeléctricas. Si la onda encuentra su objetivo puede pasar a través de la partícula, pero al hacerlo pierde cierta cantidad de energía. El agua absorbe una parte de la energía ondulatoria y se calienta ligeramente, mientras que el resto de la energía es reirradiado por la gota. Una parte se produce en todas las direcciones, pero la que se irradia hacia el equipo de radar es superior a las que lo hacen en sentido normal al haz incidente. Este proceso se conoce como **dispersión de la gota**. La energía dispersada por la gota en la misma dirección pero en sentido contrario a la emitida por el radar se denomina **dispersión hacia atrás**. A los efectos de éste análisis es la única parte de la energía que se puede considerar dispersada por la partícula. Entonces, una pequeña fracción de la energía emitida es reflejada y descubierta por el radar, dado que es captada por la antena e ingresa al receptor que la amplifica y envía a un osciloscopio en el cual se observan en forma de puntos luminosos, denominados **eco**. Dado que las ondas (energía) parten e ingresan al radar a través de

la antena y las que emiten tienen muchísimo más poder que las que ingresan (por ej.: 500 kw de emisión, contra $10^4 - 12$ vatios recibidos), un conmutador electrónico desconecta al receptor durante la emisión para que no resulte dañado. Después de la emisión y al cabo de un intervalo de aproximadamente un millonésimo de segundo, se conecta de nuevo el receptor de manera que las señales reflejadas y captadas por la antena puedan ingresar al receptor y pasar luego, amplificadas, al osciloscopio. Hay algunos osciloscopios que muestran ecos en planta y otros en altura. Todos indican la distancia del objeto que acusa el eco. Esto es así porque el radar emite ondas de velocidad constante y conocida:

$$v = f \cdot \lambda \quad 300.000 \text{ Km/seg} = \text{cte}$$

en la que :

v = velocidad de propagación de las ondas
 f = frecuencia de las ondas
 λ = amplitud de las ondas

Si se conoce el tiempo de emisión y el de recepción, automáticamente queda establecida la distancia del objeto. Recordemos que en 1871 Lord Rayleigh demostró que las moléculas de aire y polvo dispersan la luz incidente, y que dispersan más a las longitudes de onda más cortas (razón del azul del cielo). Lord Rayleigh dio una ecuación aplicable a partículas de diámetro muy inferior a la longitud de onda incidente, la cual resulta de aplicación al caso del radar meteorológico. Dice que, si la longitud de onda permanece constante, la potencia reflejada es proporcional a la sexta potencia del diámetro de la partícula. Así se ha llegado a establecer:

$$\bar{P} = K1 \sum_{i=1}^N (d_i)^6 \cdot (1/r^2)$$

en la que:

\bar{P} = potencia media de una serie de impulsos reflejados (vatios);
 $K1$ = cte, depende de las características del radar, longitud de onda, etc;
 d_i = diámetro de las partículas (mm);
 N = número de gotas por unidad de volumen;
 r = distancia entre el radar y la región de la precipitación (m).

Para contrastar esto se han hecho experiencias con radares y pluviógrafos ubicados en tierra. Se trata de relacionar la intensidad de la precipitación con la energía recibida y la distancia. El problema mayor estriba en que el radar indica lo que pasa en la atmósfera, mientras que el pluviógrafo acusa lo que pasa en el suelo. La evaporación, la influencia de los vientos, la forma sólida de precipitación, especialmente cuando está recubierta de agua líquida (granizo), etc, producen distorsiones. En áreas experimentales se ha encontrado que:

$$\sum_{i=1}^N (d_i)^6 = 200 \cdot (i)^{1,6}$$

siendo:

i = intensidad (mm/h)

válida excepto para lloviznas muy ligeras y lluvias tropicales; y que:

$$\sum_{i=1}^N (d_i)^6 = 2.000 \cdot i^2$$

para el caso de las nevadas.

Trabajando con la ecuación de lluvias y con la de radar, se tiene:

$$\bar{P} = K1 \cdot 200 \cdot (i)^{1,6} / r^2,$$

y despejando "i":

$$i = K \cdot (\bar{P})^{-0,625} \cdot (r)^{1,25} \quad ; \quad (\text{mm/h})$$

Para evitar interferencias de objetos extraños, se dispone al radar para que emita ondas con un ángulo de 0,5° a 1° por sobre la horizontal, con lo que, la separación del haz del suelo aumenta con la distancia.

La ley de Rayleigh indica también que la dispersión es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda. De modo que para obtener ecos fuertes desde gotas pequeñas se deben emplear radares de longitudes de onda corta (por ej.: con longitudes de onda de 5 cm se tendrán reflexiones 16 veces más intensas que con longitudes de 10 cm). Sin embargo, no debe ignorarse el hecho que las ondas sufren un debilitamiento debido a las nubes y partículas de agua líquida y sólida que las interfieren; siendo más intensa cuanto más corta es la longitud de onda. Por ello, cuando se analizan tormentas que cubren zonas extensas, convienen los radares que emiten en longitudes de onda más grandes (10 a 20 cm). De todo esto surge que hay radares para cada tipo de observaciones (nubes, tormentas aisladas, grandes extensiones de tormentas) si se quieren tener evaluaciones precisas. Adicionalmente a esto, hay radares para detectar el granizo, los cuales tienen características especiales por cuanto un solo granizo de buen tamaño es capaz de reflejar hacia el radar muchos millones de veces más energía que una gota de lluvia. El granizo actúa también como una lente, respecto de las ondas, resultando de todo ello que aquí la teoría de Rayleigh no resulta de estricta aplicación y se utilizan otras teorías. Sin embargo, si utilizando radares comunes se observan ecos muy intensos y éstos provienen de tormentas que se extienden hasta grandes alturas (base de la estratosfera, por ejemplo) se concluirá que los mismos provienen de granizo y que mientras más elevada es la intensidad de los ecos, tanto más grandes serán los granizos.

Las técnicas descritas dan buenos resultados para evaluar precipitaciones puntuales. Dado que es de la mayor importancia poder mejorar evaluaciones areales de la precipitación (por ej.: las que se obtienen por medio de isoyetas como se verá más adelante) se han hecho esfuerzos para que el uso del radar ayude en ese sentido. Los primeros intentos se centraron en fotografiar los ecos de oscilaciones con películas y técnicas especiales. Las películas eran analizadas con un dispositivo denominado **fotodensitómetro**. Los resultados obtenidos se correlacionaban con los datos pluviográficos obtenidos de la precipitación en el área estudiada. Si las calibraciones se han efectuado con cuidado y en cantidad suficiente, es posible usar la técnica en situaciones similares en zonas que no cuentan con medidores en tierra o para mejorar la calidad de la información que se obtiene solamente con pluviógrafos. La técnica es altamente sofisticada, lenta y cara, pero abre las posibilidades hacia un futuro con técnicas de evaluación más completas y seguras. En los últimos años se han desarrollado técnicas electrónicas que combinan las señales recogidas por el radar (a las cuales transforman en intensidad de lluvia mediante las fórmulas vistas) con algoritmos computacionales, contrastados con observaciones anteriores, que permiten evaluar en forma rápida la precipitación caída en áreas de unos 60 Km² con bastante precisión. Aumentando las áreas, la precisión decae en forma inversa. En general, la técnica de exposición y análisis de película es relativamente más simple y parece más segura.

En regiones montañosas y en los mares y océanos, los radares meteorológicos no prestan gran ayuda. Para estos lugares se ha sugerido el empleo de satélites artificiales. Los satélites "observan" la situación desde el espacio exterior, y sus sensores básicamente son los radiómetros. Por lo tanto no pueden medir la lluvia en forma directa y sólo pueden dar información en estos aspectos a través de complejas evaluaciones probabilísticas. Con los radiómetros se puede "valorar" la cantidad de agua presente en las nubes y la extensión areal de éstas. Si estas observaciones se correlacionan adecuadamente con precipitaciones observadas en tierra, el método es potencialmente apto. Sin embargo, está supeditado a varias cuestiones aún no resueltas como:

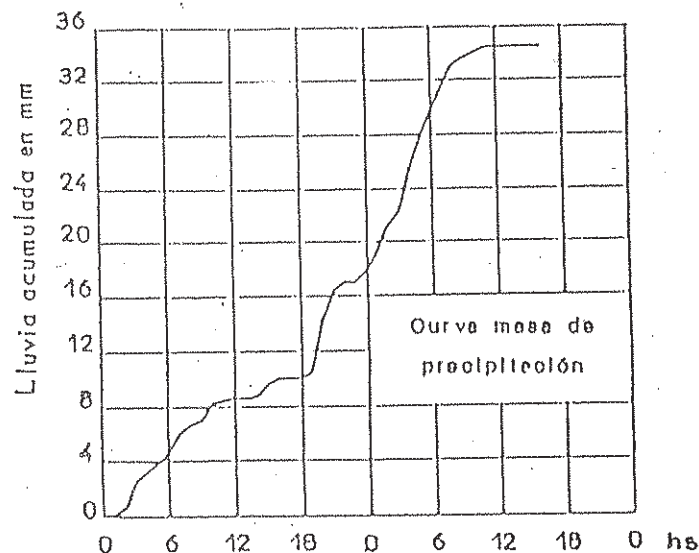
- a) la existencia de regiones cubiertas por dos o más capas de nubes;
- b) que las precipitaciones sobre las grandes extensiones de agua se produzcan siguiendo patrones similares a los que gobiernan los procesos sobre tierra;
- c) disponer de información adicional con el satélite, sobre la forma en que evolucionan las nubes.

Las investigaciones continúan. Habrá que invertir mucho tiempo y grandes esfuerzos pero los frutos que se pueden obtener son más que atractivos.

Las imágenes obtenidas desde satélites de los campos de nieve, apoyadas con buenos relevamientos topográficos e hidrológicos desde tierra, se están aplicando en la predicción de aportes de los ríos, como se analizará más adelante.

ANALISIS DE DATOS PUNTUALES DE PRECIPITACION

La representación de la altura de precipitación acumulada a través del tiempo desde el inicio de una tormenta hasta su terminación se denomina **curva masa**. En esencia se obtiene de los registros pluviográficos. En casos de tormentas de larga duración, y en ausencia de datos pluviográficos, se suelen estimar curvas masa a partir de datos pluviométricos.



Con las observaciones de las precipitaciones ocurridas en cada estación se efectúan archivos con acuerdo al paso de tiempo utilizado en la medición (día, horas, minutos). Esto puede llegar a constituir una enorme cantidad de números que se hace difícil manejar e interpretar. Al

ingeniero le interesa caracterizar cada estación en forma sintética, de modo que con pocas y apropiadas cifras, se consiga este objetivo. Tratando con datos diarios de precipitación los valores que condensan la caracterización son:

el valor medio: \bar{P}
el desvío estándar (o la varianza): S
y, el intervalo de variación o rango: I, V

Todos estos valores obtenidos a partir de la serie de datos disponible. El valor medio se calcula como el promedio aritmético de las precipitaciones de la serie.

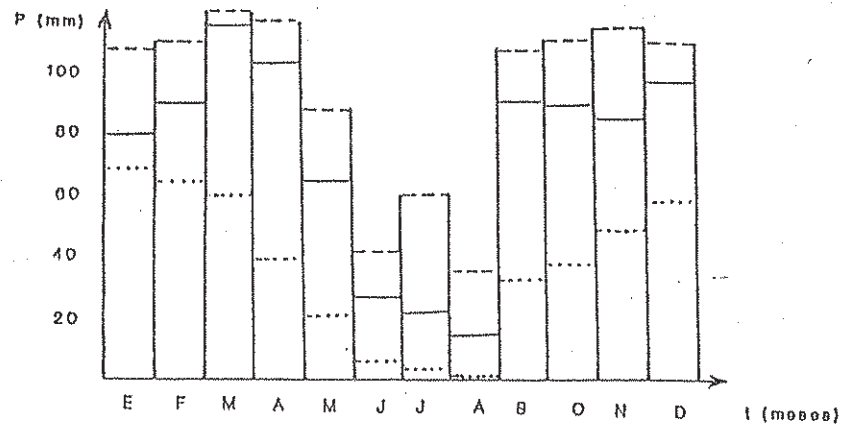
Otros tipos de caracterizaciones que también se aplican, son: el coeficiente de variación $C = S / \bar{P}$; curva de precipitaciones clasificadas; valores extremos (máximos y mínimos); etc. La ley teórica de distribución de frecuencias que usualmente ajusta mejor las series completas de valores, es la **ley de Gauss**.

Se utilizan estadísticas que muestran: valores mensuales de cada uno de los meses del año (sumatoria de los valores de cada día lluvioso de cada mes) expresado en mm de altura de precipitación. A su vez, se puede calcular el valor medio de los meses homónimos; así, el Abril medio es la precipitación promedio de todos los Abriles de la serie. Análogamente, se puede hacer lo propio para series de tres meses, series estacionales, etc. Comúnmente, el régimen pluviométrico de un lugar expresado en forma más sintética, se define por las alturas de agua caídas durante un año medio y los apartamientos observados respecto de este valor de tendencia central. Es decir, precipitación media anual y el desvío estándar.

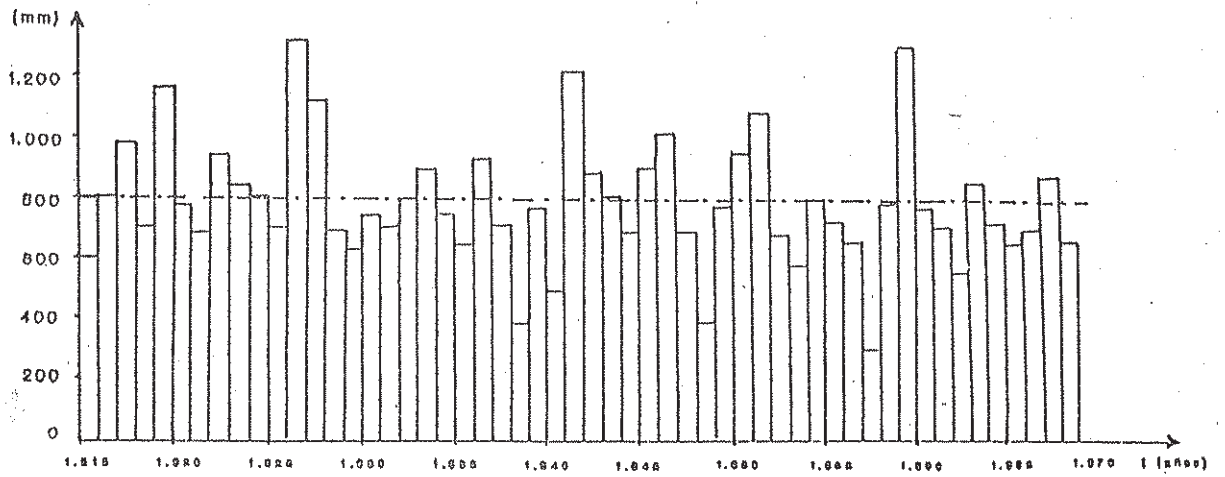
A veces interesa conocer la **irregularidad interanual** de estas precipitaciones medias. Ello se expresa con la relación PM / Pm , en que :

PM = precipitación del año más lluvioso;
 Pm = precipitación del año más seco,

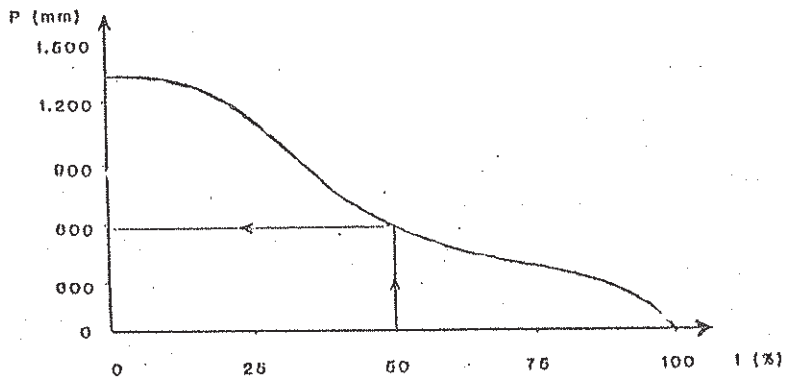
ambos del período observado.



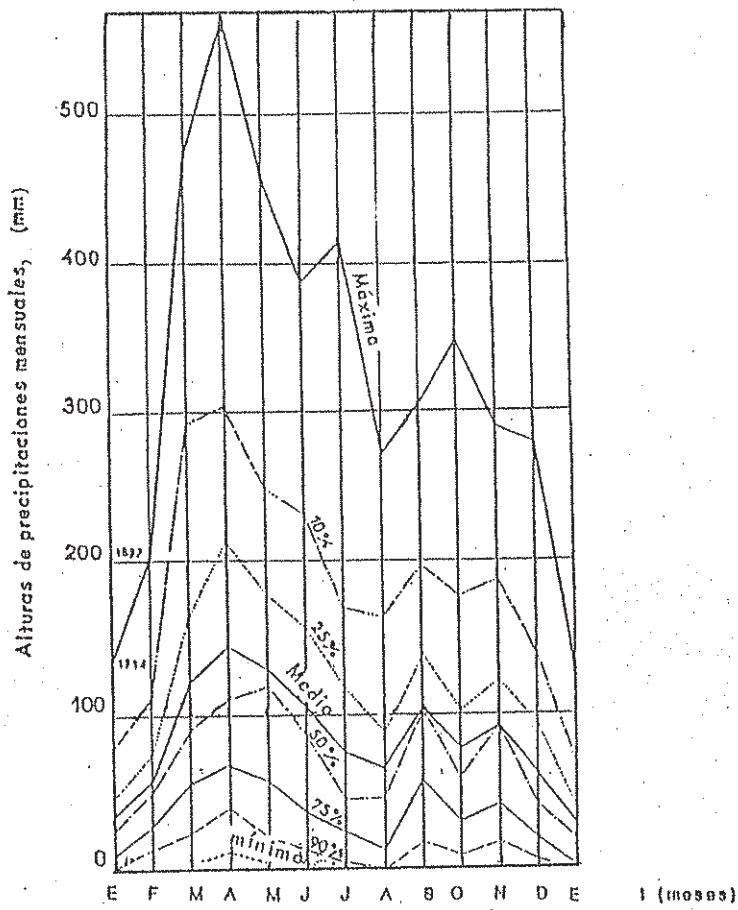
Distribución de precipitaciones:
 (—) medias, (---) máximas y (....) mínimas
 mensuales en una estación del Gran Buenos Aires.
 (Valores extremos fuera de escala).



Precipitaciones anuales y precipitación media anual (---)



Curva de dirección de precipitaciones anuales



Precipitaciones mensuales según su frecuencia

Cuando se desea conocer la forma en que las precipitaciones ocurren en cortos intervalos de tiempo, debe recurrirse a los registros pluviográficos y analizar la curva masa correspondiente. Cualquier tangente a la curva masa representa la **intensidad de lluvia, i** , en ese instante; es decir:

$$i = dP / dt \approx \Delta P / \Delta t ;$$

i = intensidad de lluvia en mm/h;

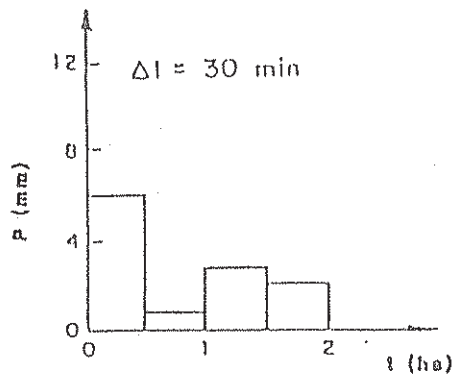
Δt = intervalo de tiempo considerado, expresado en horas;

ΔP = cantidad de lluvia caída durante Δt , medida en mm.

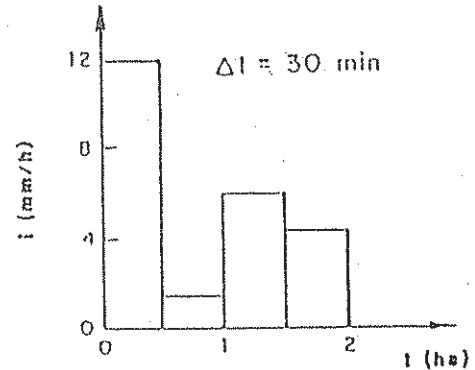
Se denomina **pluviograma (o hietograma)** a la representación mediante barras verticales de la altura de precipitación con respecto a intervalos de tiempos constantes. Utilizando la curva masa se obtiene el pluviograma a través del siguiente procedimiento:

- 1) se divide la curva masa en intervalos de tiempo constante, Δt ;
- 2) se obtiene la altura de precipitación en el final de cada intervalo de tiempo;
- 3) se calculan las diferencias de precipitación de cada intervalo;
- 4) se grafican los valores obtenidos en 3).

En ocasiones se suele expresar el pluviograma en términos de la intensidad de lluvia en lugar de su altura; para ello se divide cada uno de los valores obtenidos en el paso 4) por el intervalo de tiempo Δt .



a) Pluviograma, expresado en altura de precipitación



b) Pluviograma, expresado en intensidad de lluvia

Los pluviogramas pueden calcularse para diferentes intervalos de tiempo, los cuales se seleccionan de acuerdo con el detalle que sea necesario para el análisis. Se da un ejemplo para intervalos de 30, 60 y 300 minutos.

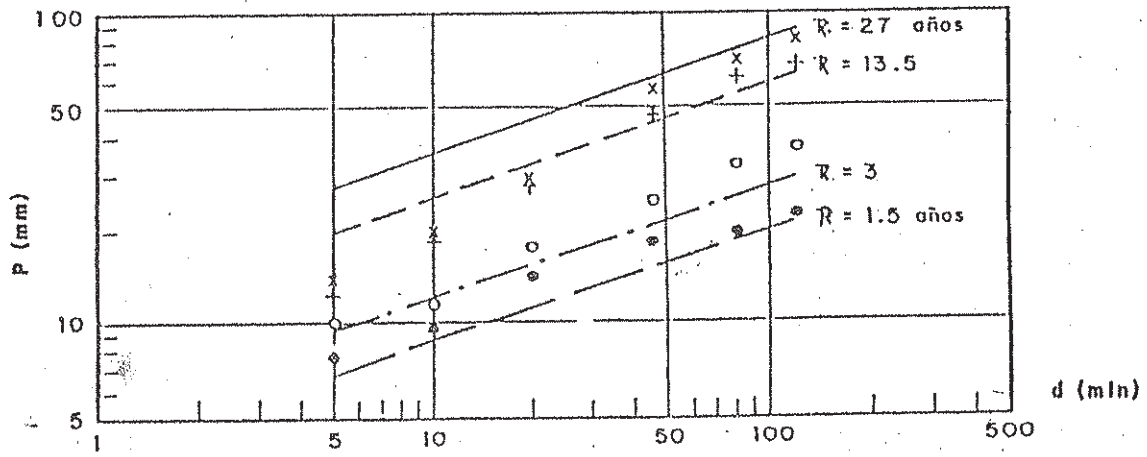
Altura de Hora precipitación (mm)	Precipitación para $\Delta t = 30$ min	Precipitación para $\Delta t = 60$ min	Precipitación para $\Delta t = 300$ min
18:00 0,00	0,30		
18:30 0,30	0,35	0,65	
19:00 0,65	4,15		
19:30 4,80	6,80	10,95	
20:00 11,60	6,60		
20:30 18,20	2,30	8,90	25,6
21:00 20,50	1,55		
21:30 22,05	1,45	3,00	
22:00 23,50	1,15		
22:30 24,65	0,95	2,10	
23:00 25,60			

Observaciones en el mundo

Duración (d)	Precipitación (P) (mm)	Lugar	Fecha
1 min	38	Barot, Guadalupe	26-XI-1970
8 min	126	Füssen, Bavaria	25-V-1920
15 min	198	Plumb Point, Jamaica	12-V-1916
42 min	305	Holt, Mo. E.E.U.U	22-VI-1947
130 min	483	Rockeport, W.Va, E.E.U.U	18-VII-1889
4,5 hs	782	Smethport, Pa. E.E.U.U	18-VII-1942
9 hs	1.087	Belouve, Réunion	28-II-1964
12 hs	1.340	Belouve, Réunion	28/9-II-1964
18,5 hs	1.689	Belouve, Réunion	28/9-II-1964
24 hs	1.870	Cilaos, Réunion	15/6-III-1952
48 hs	2.500	Cilaos, Réunion	15/7-III-1952
72 hs	3.240	Cilaos, Réunion	15/8-III-1952
96 hs	3.504	Cilaos, Réunion	14/8-III-1952
15 días	4.798	Cherrapunji, India	24/8-VII-1931
31 días	9.300	Cherrapunji, India	VII-1861
3 meses	16.369	Cherrapunji, India	V-VII-1861
6 meses	22.454	Cherrapunji, India	IV-IX-1861
12 meses	26.461	Cherrapunji, India	VIII/60-VII-61
24 meses	40.768	Cherrapunji, India	1860-1861

Algunas lluvias máximas observadas en la República Argentina

≈ 25 min	≈ 190	Tandil, Buenos Aires	1951
≈ 24 hs	310	Capital Federal	31-5-1985
≈ 24 hs	480	Pcias Formosa, Chaco, Corrientes	1983



Ajuste logrado con el método de Correlación lineal múltiple

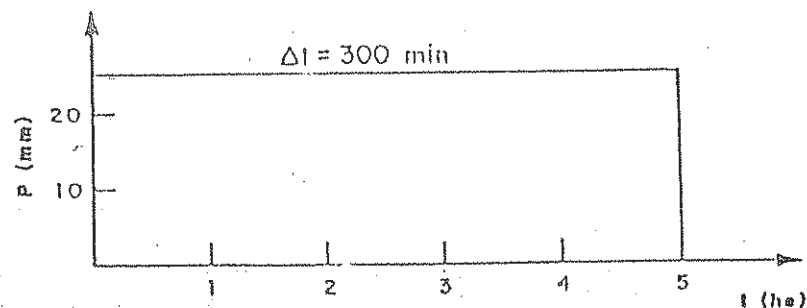
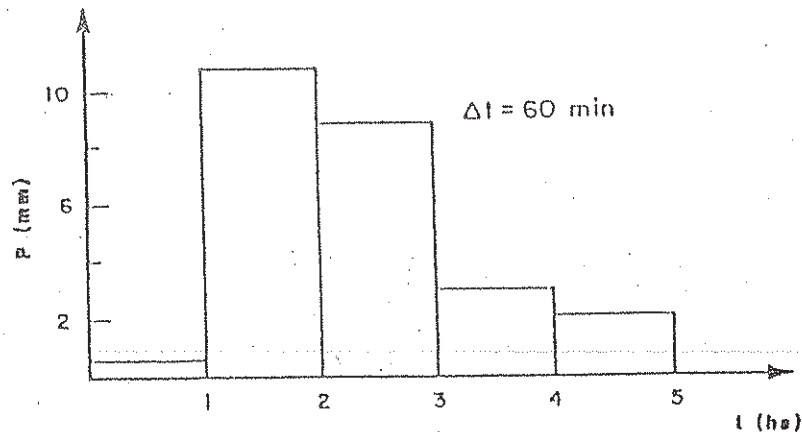
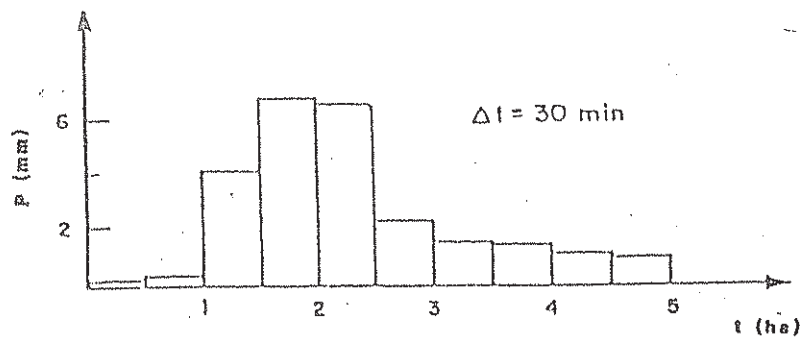
A manera de referencia, y de suma utilidad en diversos proyectos de ingeniería, se transcribe un resumen de precipitaciones máximas puntuales observadas en el mundo. Es interesante señalar que si todos los valores observados se grafican en un diagrama doble logarítmico (precipitación - duración), los mismos se disponen bastante bien alineados de modo que se puede trazar una recta envolvente, cuya ecuación es:

$$P = 422 \cdot (d)^{0.475}$$

siendo:

P = precipitación, expresada en mm;
d = duración, expresada en horas

Si se representan estos mismos valores, gráficamente, se tendrá:



En diversos problemas de ingeniería (por ej.: en desagües urbanos y rurales; en el proyecto de alcantarillas viales o ferroviarias; etc) se necesita conocer la relación que existe entre la intensidad de la lluvia, su duración y su recurrencia, para establecer criterios técnico-económicos para el proyecto. En nuestro país se denomina a esta relación: **régimen de las lluvias**, aunque en realidad el término régimen es mucho más amplio, refiriéndose en general a la distribución de las precipitaciones mensuales a lo largo del año.

Para estos fines suelen analizarse las denominadas **series de duración parcial** y las **series de máximos anuales**. Ejemplos de estudios basados en series parciales se ven en el desarrollo práctico de este tema. Las series de máximos anuales se tratan utilizando las leyes de E.J.Gumbel; K.Pearson y otras, considerando para cada duración fija, las recurrencias de las precipitaciones máximas de cada año.

Ha habido una gran controversia acerca de cual de los dos tipos de series está mejor empleada. En realidad, las discrepancias son sólo de tipo teórico porque a los fines prácticos los dos métodos dan valores casi idénticos para recurrencias de 10 o más años.

Alternativamente, en lugar de analizar estas leyes en dos pasos; dejando fija la duración en el primero y la recurrencia en el segundo, se puede efectuar el ajuste en un sólo paso, si se

acepta que el fenómeno responde a un definido tipo de ecuación (modelo) que liga las tres variables simultáneamente. En este caso, es usual recurrir a una ecuación, para nuestras latitudes, del tipo:

$$i = k \cdot (R)^m / (d)^n$$

donde:

i = intensidad de lluvia, en mm/h;

R = período de retorno, en años;

d = duración de la lluvia, en horas;

k, m, n = parámetros que se obtienen al hacer el ajuste de la ecuación.

Tomando logaritmos, esta expresión se transforma en:

$$y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2$$

donde:

$$y = \log i \quad x_1 = \log R \quad x_2 = \log d$$

$$a_0 = \log k \quad a_1 = m \quad a_2 = -n$$

Los parámetros a0, a1, a2 se pueden calcular mediante ajustes de correlación lineal múltiple. Las ecuaciones resultantes son:

$$\Sigma y = N \cdot a_0 + a_1 \Sigma x_1 + a_2 \Sigma x_2$$

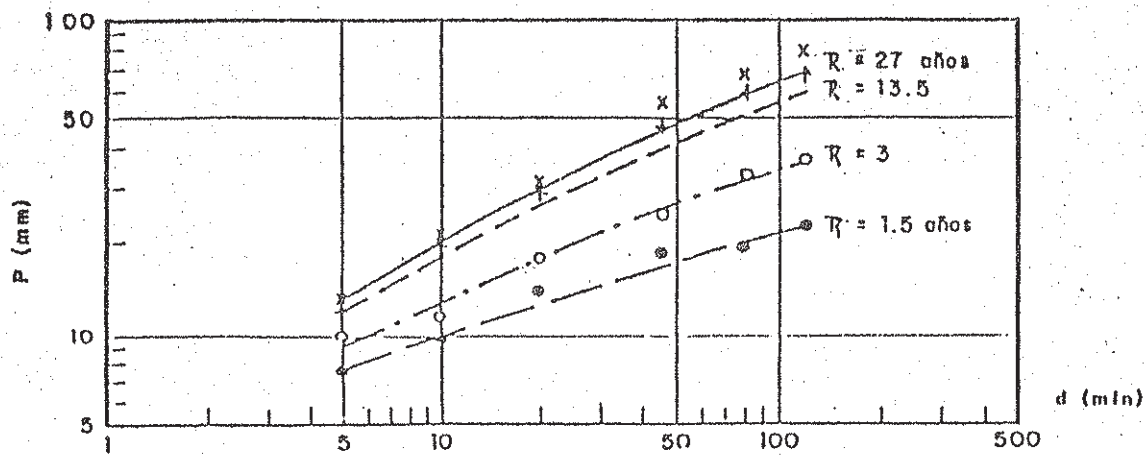
$$\Sigma x_1 \cdot y = a_0 \Sigma x_1 + a_1 \Sigma (x_1)^2 + a_2 \Sigma (x_1) \cdot (x_2)$$

$$\Sigma x_2 \cdot y = a_0 \Sigma x_2 + a_1 \Sigma (x_1) \cdot (x_2) + a_2 \Sigma (x_2)^2$$

donde:

N = número de sumandos.

En forma totalmente análoga se puede proceder si en lugar de la intensidad de la lluvia interesa relacionar su cantidad (altura) P. En los diagramas siguientes se muestra un ejemplo de un ajuste realizado, para los mismos datos, con dos leyes diferentes: **E.J.Gumbel** y **correlación lineal múltiple**.



Ajuste logrado con una distribución Gumbel

ANALISIS DE LA PRECIPITACION QUE OCURRE

SOBRE UN AREA

En una gran cantidad de problemas de ingeniería es necesario trabajar con valores de la precipitación media que puede ocurrir en un área específica con una duración determinada. En algunas ocasiones también es necesario establecer su recurrencia.

Para conocer la precipitación media ocurrida durante un tiempo prefijado, se requiere disponer de mediciones en varias estaciones localizadas, tanto dentro del área en estudio como en su vecindad. El cálculo se puede hacer mediante diversos procedimientos. Los más usuales son:

a) Promedio aritmético (sólo aplicable en áreas llanas).

Es el criterio más sencillo y consiste en hacer una suma de las alturas de precipitación total registradas en cada una de las estaciones, y dividir por el número total de éstas. La ecuación representativa es:

$$\bar{P} = (1/n) \cdot \sum_{i=1}^n (P_i)$$

donde:

\bar{P} = precipitación media, en mm;

n = número de estaciones;

P_i = precipitación observada en la estación i, en mm.

b) Método de Thiessen.

La aplicación de este criterio requiere la localización de las estaciones en la zona de estudio y delimitar el área de influencia de cada estación dentro de dicha zona. Para determinar el área de influencia, primero se unen las estaciones más próximas entre sí y después se trazan las medianas de los lados de los triángulos que quedaron conformados; las áreas limitadas por las medianas forman polígonos que rodean a cada estación.

Para obtener la precipitación media se utiliza la ecuación:

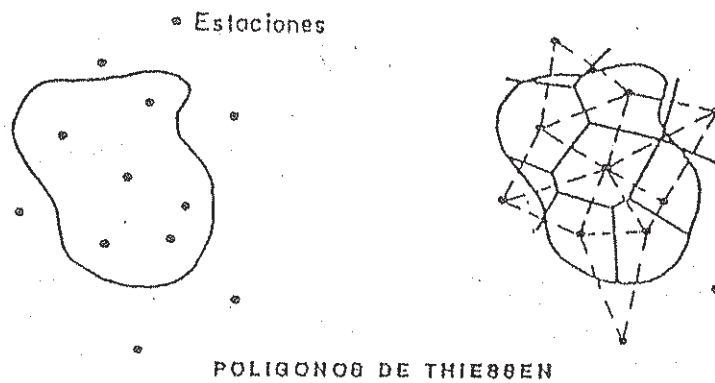
$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i \cdot a_i)}{A}$$

donde:

a_i = área del polígono correspondiente a la estación "i" en Km²;

A = área total de la cuenca, en Km².

P_i y P = antes definidas.



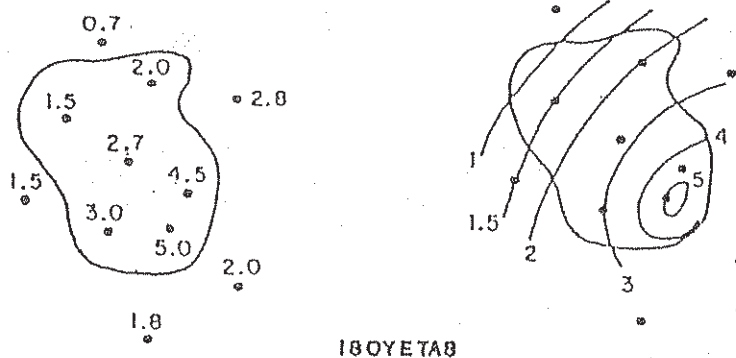
Método de isoyetas.

Se requiere un mapa con la localización de las estaciones. En cada una de ellas se anota el valor de la precipitación observada y se trazan las curvas de igual precipitación, denominadas isoyetas. El trazo de las isoyetas es semejante al que se realiza en topografía para las curvas de nivel del terreno. La ecuación representativa es:

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n (\bar{P}_i \cdot A_i)}{A}$$

donde:

- \bar{P}_i = precipitación promedio entre dos isoyetas consecutivas, en mm;
- A_i = área limitada entre dos isoyetas consecutivas y los límites de la zona, en Km²;
- A = superficie total del área en estudio, en Km².



El método de isoyetas permite obtener mejores resultados, ya que al construir el mapa de isoyetas se puede tener en cuenta el posible efecto orográfico. El método de Thiessen es menos preciso, pero permite sistematizar fácilmente los cálculos, lo cual es muy útil cuando se necesita analizar una gran cantidad de tormentas. El promedio aritmético sirve únicamente en áreas llanas no muy grandes o para tener una idea aproximada del valor de la precipitación media. En cualquier

caso, el volumen total de lluvia en el área se obtiene multiplicando la precipitación media por la superficie del área.

Algunos estudios requieren disponer de una curva masa media ajustada. Pueden presentarse dos posibilidades de cálculo:

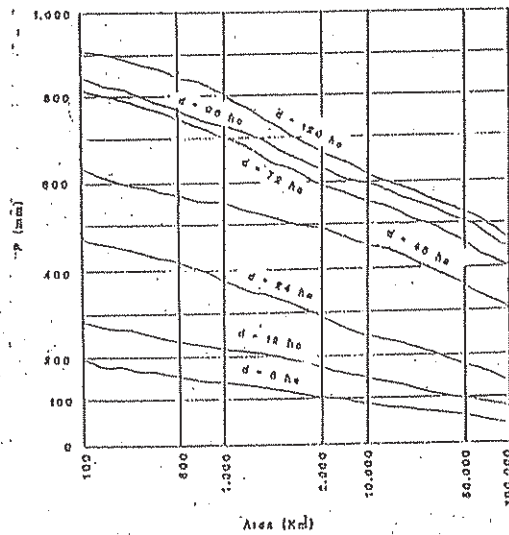
- 1) Todas las estaciones dentro y cercanas al área tienen pluviógrafos.
- 2) Algunas tienen pluviógrafos y otras pluviómetros.

En el procedimiento que se describe a continuación se consideran estas dos opciones.

- a) Se obtiene la curva masa de cada estación con pluviógrafo en la zona de estudio.
- b) Se calcula la precipitación media para la duración total, empleando pluviógrafos y pluviómetros, con el método de las isoyetas.
- c) Superponiendo los gráficos de curvas masa, se elige un origen a partir del cual se divide la duración total en intervalos de tiempo constantes.
- d) Se obtiene la precipitación para cada estación pluviográfica y cada intervalo de tiempo.
- e) Con los datos del inciso d), se obtiene la precipitación media en la cuenca para cada intervalo de tiempo, empleando el método de Thiessen.
- f) Se grafican los valores de precipitación obtenidos en e); la unión de todos estos puntos es la curva masa media.
- g) Si el valor de la precipitación media total calculado con el método de Thiessen es diferente del obtenido con el método de isoyetas, se deben ajustar los valores del inciso e). El factor de ajuste resulta de dividir el valor de la precipitación media total del método de isoyetas por la precipitación media total obtenida con el de Thiessen.
- h) Los valores obtenidos en e) se multiplican por el factor de ajuste calculado en g).
- i) Se grafican los valores del inciso h); la unión de todos estos puntos es la **curva masa media ajustada** para la zona en estudio.

En otros casos se precisa analizar los registros de precipitación con respecto a sus áreas de distribución para diferentes duraciones de tormenta. Esto resulta en curvas que deben trazarse para las tormentas más desfavorables, dado que se trata de establecer las condiciones más adversas. La secuencia de cálculo es la siguiente:

- a) Se efectúan los cálculos indicados en el punto anterior hasta el inciso d).
- b) Para cada zona encerrada por una isoyeta empezando por la isoyeta de mayor valor, se mide el área encerrada por la isoyeta y el límite del área en estudio; luego se calcula la precipitación media correspondiente con el método de las isoyetas.
- c) Se trazan los polígonos de Thiessen asociados a las estaciones pluviográficas y se superponen al plano de isoyetas para determinar que porcentaje de área de polígono, encerrada por cada isoyeta, le corresponde a cada pluviógrafo.
- d) Se calcula una curva masa media para cada área encerrada por isoyetas, multiplicando la curva masa de cada estación pluviográfica por el porcentaje correspondiente obtenido en el paso c).
- e) Para cada caso, es decir, para cada área encerrada por isoyetas, se calcula la curva masa media ajustada siguiendo el procedimiento indicado en los incisos g) y h) del punto anterior.
- f) Para todas las duraciones de interés, las cuales deben ser múltiplos del intervalo de tiempo utilizado en el análisis, y para cada área, se calculan los incrementos máximos de precipitación.
- g) En un gráfico como el que se muestra en la figura, se relacionan los valores correspondientes al incremento máximo de la precipitación, la duración y el área. Las curvas que se obtienen se denominan **curvas de precipitación - área - duración**.



Cuando no se desea la precipitación media máxima sobre un área, sino solamente la precipitación media en función del área cubierta, puede ser útil el procedimiento propuesto por Horton, R.E. para tormentas localizadas. Propuso que:

$$\bar{P} = P_0 \cdot (e)^{-k \cdot A^n}$$

en la que:

- \bar{P} = precipitación media sobre el área A, para una dada duración, en mm;
- A = área sobre la que actúa la precipitación, en Km²;
- P₀ = precipitación máxima en el centro de la tormenta;
- k ; n = constantes a determinar para cada tormenta analizada.

Esta fórmula tiene utilidad para extrapolar e interpolar datos de tormentas analizadas previamente y también, si se tienen valores de "k" y "n" ponderados de varias tormentas, para estimar distribuciones areales cuando se tienen muy pocos datos. En este último caso se debe usar con mucho criterio y cuidados especiales.

Para obtener los valores de "k" y "n" de cada tormenta, se puede proceder así: Se calculan P₁ y P₂ para A₁ y A₂, respectivamente, por ejemplo con el método de las isoyetas. También se tiene P₀. Entonces:

$$\ln(\bar{P}_1 / P_0) = -k \cdot A_1^n = x_1 ;$$

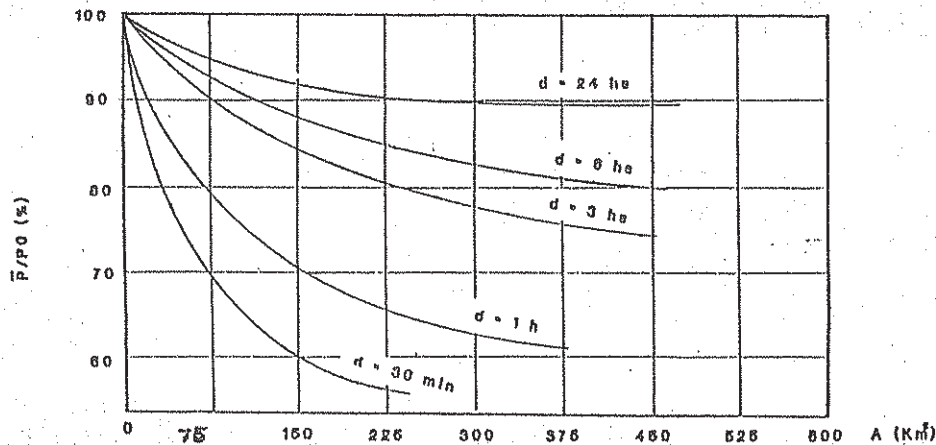
$$\ln(\bar{P}_2 / P_0) = -k \cdot A_2^n = x_2 ;$$

$$x_1 / x_2 = (A_1 / A_2)^n ;$$

$$n = \frac{\log(x_1 / x_2)}{\log(A_1 / A_2)}$$

$$k = x_1 / A_1^n = x_2 / A_2^n$$

Disponiendo de varias tormentas, se pueden trazar curvas del tipo:



En algunos casos conviene tener relacionados la precipitación con el área, para cada duración y recurrencia determinadas. Falta, entonces, idear un procedimiento que ligue lo visto hasta aquí con la recurrencia. Basado en el método de las isoyetas se han propuesto algunos. Todos son tediosos y no son fácilmente generalizables. El caso más común es el que se aplica a un área fija única. El problema se simplifica mucho pero sólo sirve a los propósitos que interesen a dicha área.

Un método de resolver el problema de manera menos tediosa, es utilizando como base el método de los polígonos de Thiessen y estableciendo como premisa que los eventos pluviométricos que se analizan son equiprobables.

En primer término se explicitan los pasos a seguir para encontrar (construir) las relaciones (curvas) que relacionan: $P - R^* - d - A$:

- Se delimita el área de estudio. Usando estaciones dentro y en la cercanía del área, se trazan los polígonos de Thiessen correspondientes y se los planimetra.
- Se selecciona el período común de observaciones pluviométricas que se utilizará en el estudio.
- Para cada estación (polígono) se extraen los máximos anuales correspondientes a una duración elegida $d = \text{cte}$ y se calculan sus recurrencias (R^*).
- Se grafica la relación $P = f(R^*)$, hallada en base al punto c).
- De las líneas obtenidas en d), se determina su mediana.
- Se halla el promedio (\bar{A}_1) de las áreas (A_{1i}) de los polígonos trazados.
- En los gráficos $P = f(A)$ y para cada duración, $d = \text{cte}$, se representan los puntos P, \bar{A}_1 , con sus recurrencias (R^*).
- Se realizan todas las agrupaciones posibles de polígonos consecutivos tomados de a dos.
- Se calculan las precipitaciones medias máximas anuales de duración $d = \text{cte}$ para cada agrupación y se les calcula su recurrencia respectiva.
- Para cada grupo de dos polígonos, y $d = \text{cte}$, se halla $p = f(R^*)$ y se traza una línea por entre los puntos.
- Se determina las medianas de las líneas trazadas en el pto j).
- Se halla el área promedio (\bar{A}_2) de los grupos de dos polígonos trazados (A_{2i}).
- En gráficos $p = f(A)$ y para cada duración $d = \text{cte}$, se representan los puntos P, \bar{A}_2 , con sus recurrencias.
- Se realizan todas las agrupaciones posibles de polígonos consecutivos tomados de a 3,4,5, etc. Hasta cubrir el área completa.
- Para cada agrupamiento de polígonos (3, 4, 5, etc.) se realizan cálculos análogos a los indicados en los puntos i) a ll), inclusivos.

ñ) En cada uno de los gráficos $P = (A)$ para cada duración fija = cte, se unen los puntos con $R^* = \text{cte}$, mediante líneas suavizantes.

Con ello se ha conseguido relacionar $P - R^* - d - A$. Para utilizarlos hay que ajustar la frecuencia R^* debido a que se trata ahora de evaluar la situación para un área fija, determinada. Una forma de hacer el ajuste es mediante la expresión :

$$R = (A_t/A_p) \cdot R^*$$

en la que :

A_t = área total del estudio original efectuado ;
 A_p = área parcial de interés de aplicación.

La utilización se hace entonces inmediata:

- Seleccionar de los gráficos obtenidos el paso ñ) de la construcción, el que corresponda a la duración $d = \text{cte}$, deseada.
- Con el área del caso en estudio se ingresa al gráfico seleccionado y se interpola entre las líneas de recurrencia R^* el valor de R , ajustado según la última expresión vista.
- Se obtienen las precipitaciones que resulten de interés para utilizar en el problema

ERRORES EN LA MEDICION DE LA PRECIPITACION

En todos los tipos de mediciones se cometen errores diversos que tienen orígenes diferentes. En la medición de la precipitación, los más frecuentes son: el de calibración; el de funcionamiento y el de observación. En los pluviógrafos de sifón, el error de calibración está relacionado con la determinación de los niveles mínimo (nivel 0) y máximo, en el recipiente temporal; en los pluviógrafos a cangilones, tiene que ver con el corte de cada basculada, con la intensidad de lluvia, etc. El error de funcionamiento se debe, principalmente, a la falta de mantenimiento del equipo. El error de observación se presenta en el sistema de medición empleado, especialmente en el caso de utilizar pluviómetros; aunque es claro aquí se incluyen los errores propios del observador tanto en pluviómetro como en pluviógrafo.

Los cambios en la localización de un aparato, del equipo, de las condiciones adyacentes o del operador, conducen a alteraciones en los datos. Para conocer si estas alteraciones (errores sistemáticos) son de consideración, se utiliza el método de la **curva doble masa**, que posibilita ajustar los datos de precipitación de tal manera que permita inferir si la estación medidora no ha sufrido cambio alguno desde el inicio de su operación.

El método consiste en:

- Se obtiene la precipitación media anual acumulada de un grupo de estaciones cercanas a la que se analiza;
- Se obtiene la precipitación anual acumulada de la estación en estudio;
- Se grafican por parejas los valores obtenidos en a) y b), en las abscisas y ordenadas, respectivamente.

Si los datos no han sufrido los efectos de cambios, se disponen según una línea recta.

Para duraciones grandes, el método es de gran confiabilidad, pero esta confiabilidad es menor para los de corta duración. No se recomienda para precipitaciones diarias.

Una pregunta que frecuentemente aparece es la concerniente a qué número de aparatos de medición son necesarios para estimar la precipitación media de una zona.

El empleo que se pretenda dar a la información de la precipitación debe determinar el número de aparatos necesarios en una red de medición. Existen diversos criterios para calcular el número adecuado de aparatos; a continuación se describen algunos.

Una manera de definir la variación de la precipitación en el espacio se logra utilizando el coeficiente de variación de los valores de precipitación observados en varias estaciones durante un cierto evento. La densidad de la red de medición se puede calcular utilizando la fórmula:

$$N = (Cv / e)^2$$

donde:

N = número de estaciones necesarias;

e = error admitido en la estimación de la precipitación media, en porcentaje dividido por 100;

Cv = coeficiente de variación de los datos de precipitación observados en las estaciones.

$$Cv = \frac{\left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}{n - 1} \right]^{1/2}}{\bar{P}}$$

donde:

P_i = precipitación observada en la estación "i", durante el evento considerado;

n = número total de datos de precipitación;

\bar{P} = media de los valores de precipitación utilizados.

Este criterio puede ser aplicado a precipitaciones asociadas a cualquier duración.

Un criterio diferente para analizar este problema se basa en relacionar las precipitaciones entre estaciones cercanas.

Con este criterio se busca el espaciamiento entre dos estaciones, en función de un nivel mínimo de correlación entre las observaciones obtenidas en dichas estaciones. El procedimiento se divide en los siguientes pasos:

a) Se fija una estación base;

b) Se obtienen datos simultáneos en la estación base y en diversas estaciones localizadas a diferentes distancias de ella, para el intervalo de tiempo correspondiente a la utilización que se dará a la información de la red;

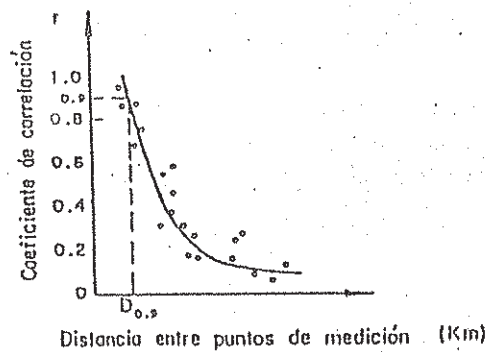
c) Se calcula el coeficiente de correlación entre los datos obtenidos en la estación base y cada una de las estaciones auxiliares, utilizando la expresión:

$$r_{xy} = \frac{\left[\sum_{i=1}^n P_{xi} \cdot P_{yi} \right] - n \cdot \bar{P}_x \cdot \bar{P}_y}{\left[\sum_{i=1}^n (P_{xi})^2 - n \cdot (\bar{P}_x)^2 \right] \left[\sum_{i=1}^n (P_{yi})^2 - n \cdot (\bar{P}_y)^2 \right]}^{1/2}$$

donde:

- r_{xy} = coeficiente de correlación entre las precipitaciones de la estación "x" y de la estación auxiliar "y";
- p_{xi} = precipitación en la estación base "x", en mm;
- p_{yi} = precipitación en la estación auxiliar "y", en mm;
- n = número de parejas (x,y) que se utilizan en el cálculo del coeficiente de correlación;
- \bar{P}_x = media de los datos de precipitación en la estación "x", en mm;
- \bar{P}_y = media de los datos de precipitación en la estación auxiliar "y", en mm.

d) Se realiza un gráfico de coeficiente de correlación contra distancia, como el que se muestra, y se traza una curva interpolando los puntos.

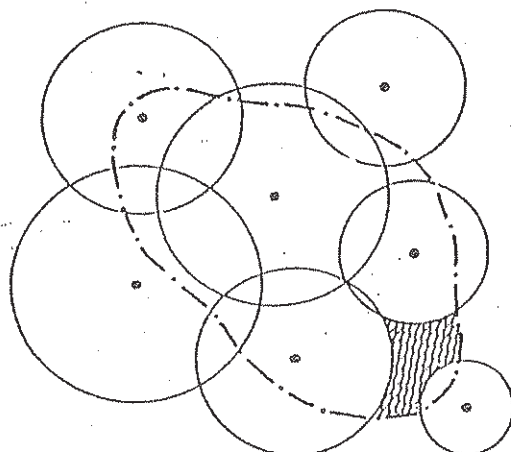


e) Se fija un límite mínimo para el coeficiente de correlación (un valor adecuado es 0,90) y se calcula la distancia $D_{0,9}$ (ver figura).

f) En un plano del área en estudio se traza un círculo centrado en la estación base, con radio igual a $D_{0,9}$.

g) Se vuelve al paso e) tantas veces como se requiera, tomando otras estaciones como base.

h) Una vez trazados todos los círculos en el plano, se ve si existen zonas no cubiertas por los mismos, en cuyo caso deberá recomendarse la instalación de estaciones adicionales. La figura ilustra al respecto.



Otro criterio que se puede utilizar para evaluar el número de estaciones de la red, más conveniente a los fines del problema, es el recomendado por la O.M.M. Es un criterio para uso de los especialistas, pero conviene saber que es útil para determinar el número de aparatos a instalar en una red "a priori", es decir para proyectarla, además de ser útil en las verificaciones de las existentes.

ESTIMACION DE DATOS FALTANTES

En muchas ocasiones, en las observaciones de las precipitaciones no aparecen los datos de un cierto período, debido a que el observador se ausentó o a fallas de algún componente en el mecanismo del aparato, o a otras causas. En estos casos es necesario estimar los datos faltantes.

Existen varios criterios para estimar los datos faltantes en una estación; dos de ellos utilizan los datos simultáneos de tres estaciones que se encuentren distribuidas lo más uniformemente posible y cercanas a la estación de estudio. Estos criterios son:

a) Si la precipitación media anual en cada estación auxiliar difiere (en valor absoluto) en menos de 10 % de la observada en la estación en estudio, para estimar el valor o los valores faltantes se usará un promedio aritmético de los valores correspondientes a las tres estaciones.

b) Si las diferencias son mayores del 10 % , para estimar el dato faltante se utiliza la expresión:

$$P_x = 1/3 \cdot \left[(\bar{P}_x / \bar{P}_A) \cdot P_A + (\bar{P}_x / \bar{P}_B) \cdot P_B + (\bar{P}_x / \bar{P}_C) \cdot P_C \right]$$

donde:

P_x = precipitación faltante en la estación "X", en mm;
 \bar{P}_x = precipitación media anual en la estación "X", en mm;

\overline{PA} , \overline{PB} , \overline{PC} = precipitación media anual en las estaciones "A", "B" y "C", adyacentes a la estación "X", en mm;

PA, PB, PC = precipitación registrada en las estaciones "A", "B" y "C" adyacentes a la estación "X", en la fecha que se desea estimar el dato faltante, en mm.

Otro criterio, de uso corriente, es el de las isoyetas. Si se dispone de las isoyetas para el período analizado, los datos faltantes se pueden estimar por interpolación lineal de las curvas adyacentes.

MEDICION DE LA NIEVE

La medición de la nieve, con los nivómetros o pluvionivómetros que hemos visto, efectuada con fines de evaluar la precipitación total estacional o para el pronóstico de los volúmenes escurridos en largos períodos, puede resultar aceptable, pero cuando se trata de pronosticar crecidas y en otros problemas de corto período de fusión, es mucho más importante conocer cuanta nieve se ha acumulado sobre el terreno

Para la medición de la nieve acumulada en un lugar determinado se emplean escalas fijas, haciendo lecturas diarias a las 8:00 hs, anotando metros y centímetros en una planilla pluviométrica normalizada. Cuando se desea conocer la nieve caída en un Δt determinado, por ej.: 24 hs, se puede utilizar una chapa liviana y plana que se coloca sobre la nieve o sobre el suelo, según haya o no nieve acumulada. Sobre esta chapa se mide el espesor de nieve caída durante el Δt elegido. El dato se anota en la referida planilla.

Las mediciones de la altura de nieve acumulada sirven a muchos propósitos, pero tienen un uso limitado en hidrología cuantitativa debido a las variaciones en la densidad de la nieve. Con nieve fresca, recién caída, se han llegado a medir densidades tan bajas como 0,004; mientras que con nieve compactada, tipo hielo glacial, se han obtenido densidades de 0,90 y más. La nieve común tiene generalmente una densidad media de 0,07 a 0,15, con un valor medio, usado como guía en la práctica corriente, de 0,10.

La densidad de la nieve debe determinarse en base a la capa total de nieve acumulada en el lugar. Para hacerlo se saca una muestra de la nieve con alguno de los extractores normalizados que existen. Se pesa el tubo con la nieve y luego el tubo vacío. La diferencia es el peso de la nieve. El volumen de la muestra extraída, se evalúa multiplicando la sección transversal del extractor por la altura de la nieve, medida con una varilla normalizada.

Por ser numericamente igual, en el caso de la nieve, γ y δ , se tiene:

δ : peso de la nieve / volumen de la nieve

Si no se dispone de una balanza adecuada, se puede estimar la densidad, derritiendo la nieve y midiendo el volumen de agua (aceptando que 1cm³ de agua, pesa prácticamente 1 gramo).

Todas estas determinaciones requieren equipos y lugares adecuados para el trabajo, cuestiones éstas que son difíciles de satisfacer en regiones aisladas e inhóspitas. Por éstas, y otras razones, se han ideado equipos y técnicas que contemplan las situaciones de campo.

En los pronósticos hidrológicos interesa conocer el equivalente en agua del manto de nieve, es decir, cuánta agua resultará de la fusión; lo cual depende tanto de la densidad de la nieve como de su profundidad. La acción del viento y del peso de las capas superiores de nieve, van modificando la densidad de la capa. En zonas con importantes acumulaciones se han encontrado densidades de entre 0,4 y 0,6 para el tiempo en que comienza el deshielo.

El equivalente en agua (o agua equivalente) se determina generalmente por muestreos con tubos normalizados siguiendo rutas de nieve, de los cuales el más común es el denominado Monte Rosa. Este muestreador consiste en un tubo de aluminio de F 37,7 mm (1,5") provisto de un borde cortante para ayudar a penetrar capas de hielo y nieve densa. Pueden acoplarse varios tramos de tubos (hasta 6 metros o más). Para observar y medir la longitud de la muestra extraída,

en las paredes del tubo hay ranuras y graduaciones. El tubo se hinca verticalmente en la nieve por medio de una acción rotante, hasta que alcanza el suelo. Se extrae el tubo, se sacan los materiales extraños adheridos y acumulados en el fondo y se pesa el conjunto, dispuesto en forma horizontal, mediante una balanza de resortes. El peso del tubo es conocido. De modo que así se conoce el peso de la nieve. A su vez el área transversal del tubo es tal que 28,34 gr (1 onza) equivale a 25,4 mm (1") de agua.

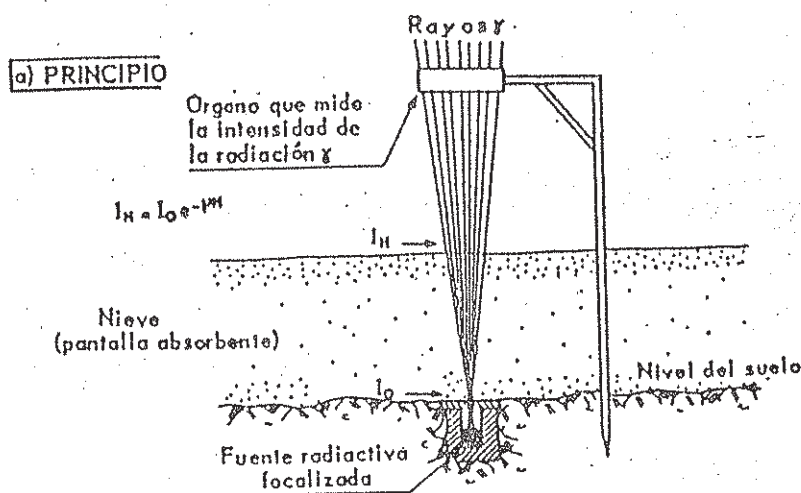
Los muestreadores proveen un método satisfactorio en mediciones puntuales. Sin embargo el muestreo para grandes áreas involucra muchos problemas. Aunque la precipitación nival sea uniforme sobre grandes áreas, pueden ocurrir derretimientos no-uniformes e inestables; lo cual deriva en una cubierta de nieve muy variable. Para obtener mejor representatividad es común hacer un número de mediciones a lo largo de una línea preestablecida (durante los veranos) denominada línea, o mejor, ruta de nieve. Las longitudes de las rutas de nieve y la cantidad de muestras a extraer se eligen de acuerdo con la experiencia y las características climatológicas, topográficas y cubierta vegetal de la zona.

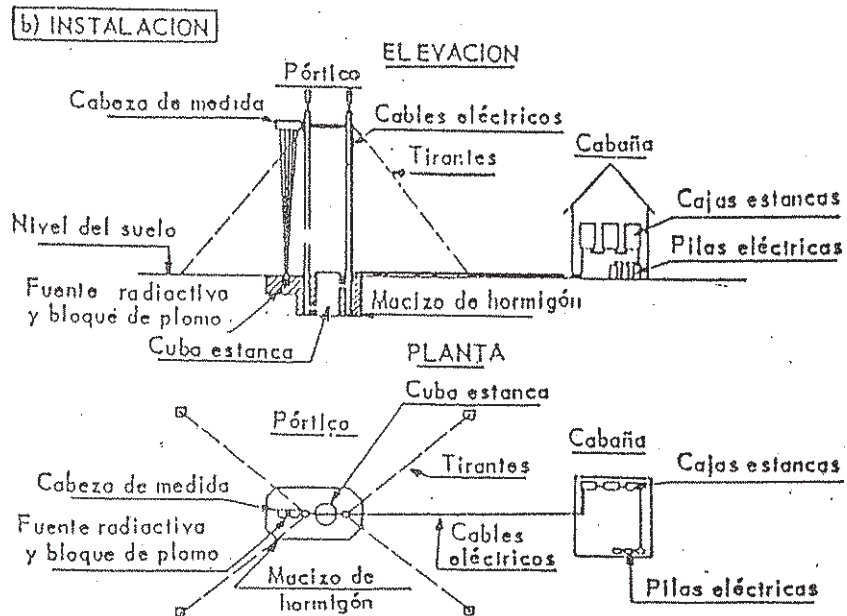
Para acceder a las rutas de nieve se usan diversos equipos que abarcan desde los zapatos para nieve y esquís hasta vehículos especiales para la nieve (snow-cat). Para sitios muy alejados o poco accesibles se usan helicópteros y aviones especiales.

Este tipo de mediciones son necesarias, pero evidentemente son caras y, en casos, peligrosas. Por ello, frecuencias mayores al mes, son escasas y reservadas sólo a sitios vecinos de áreas habitadas.

En los últimos tiempos se están empleando en lugares representativos y muy bien seleccionados unas especies de colchonetas huecas, de acero, de goma, o de materiales sintéticos, conocidas como snow-pillow, que trabajan acusando el peso de la nieve que se le acumula encima. Tienen tamaños de entre 1 y 4 metros de largo (o de diámetro), se llenan con algún líquido anticongelante que está en comunicación con un piezómetro. Con aparatos especiales se puede graficar la variación del peso (altura) de la nieve en función del tiempo.

También se han desarrollado medidores de nieve que utilizan radiación nuclear para evaluar el equivalente de agua de la nieve que se va acumulando. La fuente radioactiva puede ser alojada en el suelo y el detector por encima del nivel de la máxima nevada o viceversa. Estos equipos deben contrastarse con toda precisión para que puedan seguir fielmente las variaciones físicas de la nieve.





Con principios similares pueden hacerse mediciones aéreas de amplias zonas cubiertas de nieve, con aviones de características y equipos especiales.

El uso de las imágenes satelitales permite obtener con bastante precisión la extensión de las superficies nevadas a tiempos fijos (en tanto la zona esté libre de interferencias nubosas). Si se dispone de un buen apoyo topográfico en tierra y equipos que indiquen los equivalentes en agua contemporáneos, son de esperar resultados de grandes posibilidades; especialmente en la etapa de los primeros pronósticos estacionales.

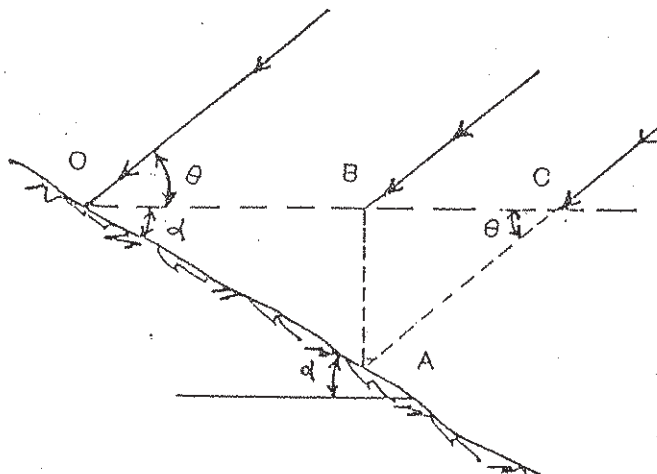
DISTRIBUCION Y VARIABILIDAD DE LA PRECIPITACION

De acuerdo con lo visto en circulación general de la atmósfera, el régimen de precipitaciones en una dada región depende mucho de la ubicación relativa de dicha región, de su latitud y de otros factores. Una relación sucinta de los mismos, es:

- × **Latitud** : Se observa un decrecimiento de la cantidad de precipitación desde el ecuador hacia los polos; aunque otros factores son más efectivos que éste;
- × **Distancia a la fuente de humedad** : La precipitación es mayor cerca de las costas (el océano es fuente de humedad). Este efecto se puede observar muy bien en las isoyetas anuales de nuestro país, particularmente en la región denominada "pampa húmeda";
- × **Influencia orográfica** : Las barreras montañosas obligan al aire a ascender (enfriarse) y por lo tanto favorecen las precipitaciones sobre el lado de barlovento. El efecto se siente a alguna distancia hacia barlovento debido a que el aire comienza a ascender antes de alcanzar la barrera. Una vez superada la misma, el aire no desciende inmediatamente sino que continúa ascendiendo por alguna distancia luego de pasar la cresta. Esto se puede observar perfectamente en la Cordillera de los Andes. Los vientos del Pacífico descargan su humedad en nuestro territorio por varios kilómetros después de haber pasado los puntos altos. La cantidad total precipitada y las distancias alcanzadas a sotavento también dependen de la altura de la barrera. Luego, cuando el aire comienza a descender (calentarse), debido a que ha perdido humedad relativa, las precipitaciones se espacian y sus cantidades disminuyen considerablemente;

× **Otros aspectos fisiográficos** : Las investigaciones muestran que las precipitaciones aumentan con la altura (en posiciones relativas a los valles) hasta una cierta altura, la cual depende de varios aspectos locales. También tienen efecto la orientación de la zona y su pendiente. A este respecto se presenta un ejemplo, el cual también sirve para comprender mejor el porqué se deben ubicar los pluviómetros perfectamente verticales en cada lugar de medición.

INFLUENCIA DE LA PENDIENTE Y DE LA ORIENTACION EN LA CAPTACION DE LA PRECIPITACION



OA = superficie "expuesta";
 α = inclinación de la superficie;
 θ = inclinación de gotas. Uniforme, homogénea y perpendicular a la superficie.

Respecto de la captación horizontal, se tiene:

$$R = OC / OB = [OB + BC] / OB = 1 + BC / OB \quad [1]$$

se puede ver que:

$$AB / BC = \operatorname{tg} \theta ;$$

$$AB / OB = \operatorname{tg} \alpha ;$$

luego:

$$AB = BC \operatorname{tg} \theta = OB \operatorname{tg} \alpha$$

de donde: