

CONVENIO DE COOPERACION TECNICA

INSTITUTO ITALO-LATINO AMERICANO  
SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

BAJO LOS AUSPICIOS

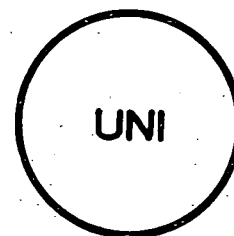
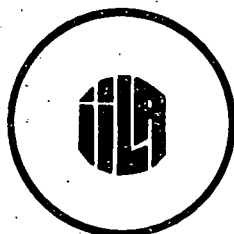
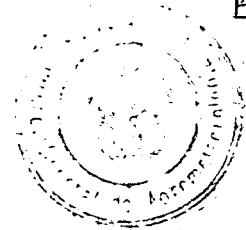
GOBIERNO DE LA REPUBLICA DEL PERU  
MINISTERIO DE ASUNTOS EXTERIORES DE ITALIA

ESTUDIO DE LA HIDROLOGIA DEL PERU

VOLUMEN I

.48  
v.1  
0286





CONVENIO DE COOPERACION TECNICA

INSTITUTO ITALO-LATINO AMERICANO  
SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

BAJO LOS AUSPICIOS

GOBIERNO DE LA REPUBLICA DEL PERU  
MINISTERIO DE ASUNTOS EXTERIORES DE ITALIA

**ESTUDIO DE LA HIDROLOGIA DEL PERU**

VOLUMEN I

PREFACIO (METODOLOGIAS)  
PLUVIOMETRIA



## INTRODUCCION

El Estudio de la Hidrología del Perú se enmarca en el Convenio de Cooperación Técnica suscrito por el Instituto Italo - Latino Americano (IILA), el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) y la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI), en el ámbito de sus respectivas competencias institucionales.

El Estudio tiene como finalidad proporcionar a los técnicos elementos necesarios para evaluar:

- 1) Los recursos hídricos disponibles en las diferentes zonas del país e identificar las posibilidades que existen para su mejor aprovechamiento.
- 2) Las máximas avenidas que pueden verificarse a lo largo de los cursos de agua que atraviesan las diferentes zonas del país e identificar las posibilidades que existen para reducir los daños que ellas pueden provocar, por medio de apropiadas capacidades de embalses.

Las metodologías adoptadas para elaborar los datos disponibles y las conclusiones deducidas se encuentran contenidas en tres Volúmenes, cada uno de ellos con un Anexo, en los que se indican las operaciones que, de acuerdo a los resultados del Estudio, se hacen necesarias para resolver los problemas que pueden presentarse en la práctica.

El Primer Volumen, luego de un Prefacio en el que se ilustran los criterios con los que han sido inspiradas las metodologías adoptadas en el Estudio, está dedicado a la pluviometría y a la evaluación del aflujo meteórico que puede verificarse con una determinada probabilidad sobre la cuenca subtensa de una sección genérica del cauce.

El Segundo Volumen está dedicado a la Hidrometría y a la evaluación de las escorrentías que pueden verificarse con determinada probabilidad en tal sección (Parte II:A) y a la evaluación de la capacidad de embalse necesaria para regular las escorrentías con finalidades prefijadas de utilización (Parte II:B).

El Tercer Volumen está destinado a la evaluación de los caudales máximos y de las escorrentías que pueden escurrir en una sección genérica en ocasión de eventos de máxima intensidad con una asignada probabilidad.

En base a los datos disponibles ha sido posible lograr los objetivos previstos para la mayoría de las zonas mientras que, para las restantes, la información obtenida de los datos a disposición, resultó totalmente inadecuada; al respecto, las conclusiones del estudio permite completar el diseño de la red de estaciones hidrometeorológicas nacional.

Se agradece al Ministerio de Asuntos Exteriores de Italia por el aporte económico con que se ha contribuido a la realización del Estudio.

**IMPRESO EN LOS TALLERES GRAFICOS  
DE LA IMPRENTA FAP  
MINISTERIO DE AERONAUTICA  
CAMPO DE MARTE S/N  
LIMA-PERU**

# DIRECTORIO

## CONVENIO DE COOPERACION TECNICA PARA EL ESTUDIO-DE LA HIDROLOGIA DEL PERU

Instituto Italo – Latino Americano (IILA)  
Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI)  
Universidad Nacional de Ingeniería (UNI)

### AUTORIDADES DE LAS INSTITUCIONES

Instituto Italo–Latino Americano (IILA)

Secretario General : Embajador Pío Pignatti Morano  
Jefe del Servicio para la  
Cooperación : Dr. Nerida Anglesio

Servicio Nacional de Meteorología  
e Hidrología (SENAMHI)

Jefe : Mayor Gr. FAP Met. Jacob Delmar Correa  
Director General : Ing. Luis Vega Cedano

Universidad Nacional de Ingeniería (UNI)

Rector : Juan Miguel Ortiz Velez

Trabajo ejecutado con el aporte del:

–Gobierno del Perú  
–Ministerio de Asuntos Exteriores de Italia.

COORDINACION GENERAL : Prof. Ing. Carlo Viparelli

### GRUPO DE TRABAJO

Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI)

Coordinador : Ing. Luis Brea Kaik  
Coordinador : Ing. Oscar Guevara Calmet  
Investigador: : Ing. Jorge Yerrén Suarez  
Colaborador : Ing. Walter Gómez Lora  
Colaborador : Bach. Humberto Ramos Romero  
Dibujante : Sr. Rodolfo Medina Martell

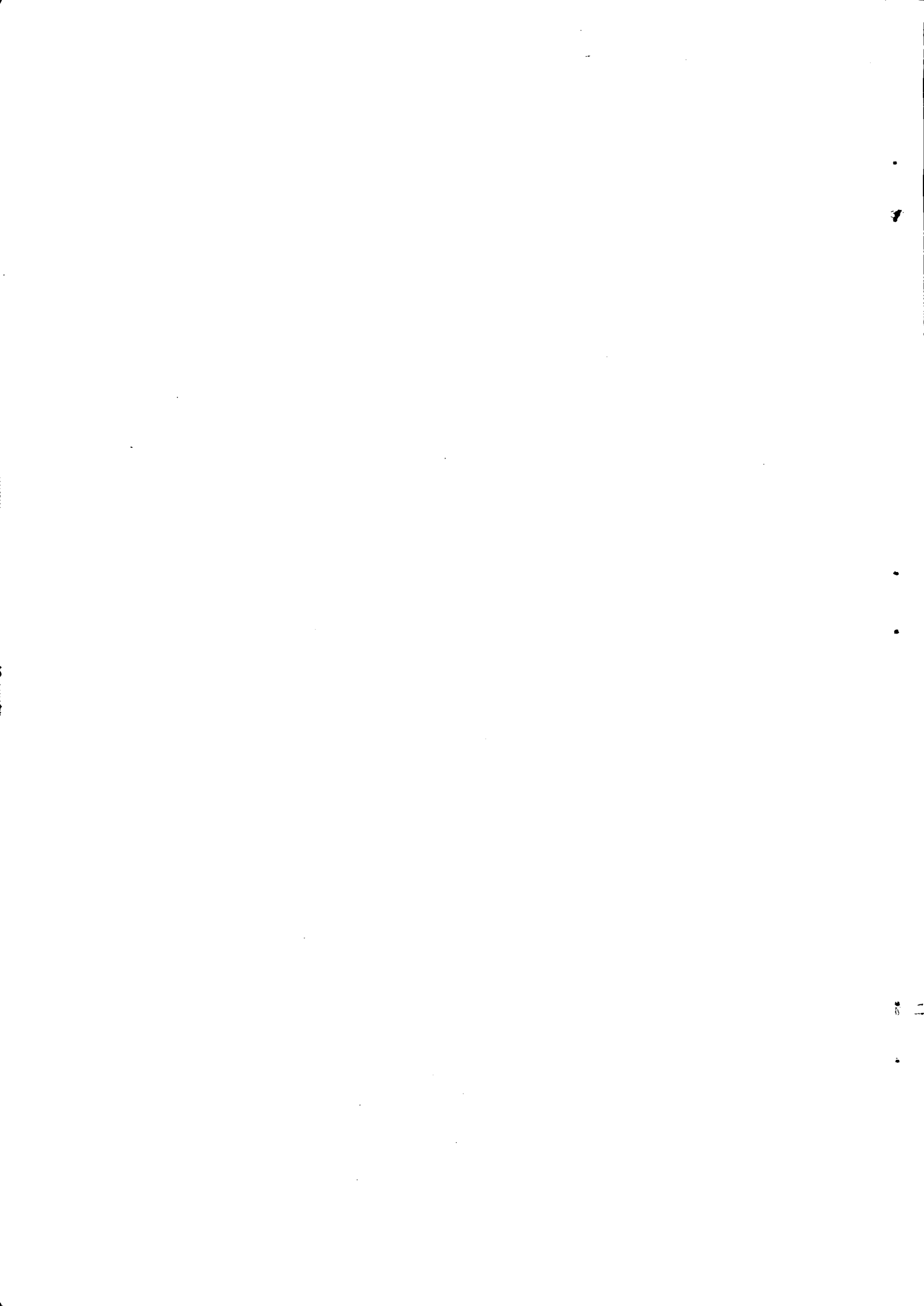
Universidad Nacional de Ingeniería (UNI)

Coordinador : Ing. Luis Basurco Bouchon  
Investigador : Ing. Julio Mallaupoma Reyes  
Investigador : Ing. Edgar Rodríguez Zubiarte  
Colaborador : Bach. Juan Francisco Ly Loo  
Colaborador : Bach. Daniel Bassi

Instituto Italo Latino Americano (IILA)

Coordinador : Ing. Rosa Viparelli \*  
Coordinador : Ing. Vincenzo Napoli \*  
Investigador : Ing. Giovanni Di Marco \*  
Investigador : Ing. Rodolfo García Agreda  
Investigador : Ing. Pietro Capuano  
Investigador : Ing. Luciano Capobianco  
Colaborador : Sig. Luigi Fusco  
Colaborador : Sig. Vincenzo Tosti

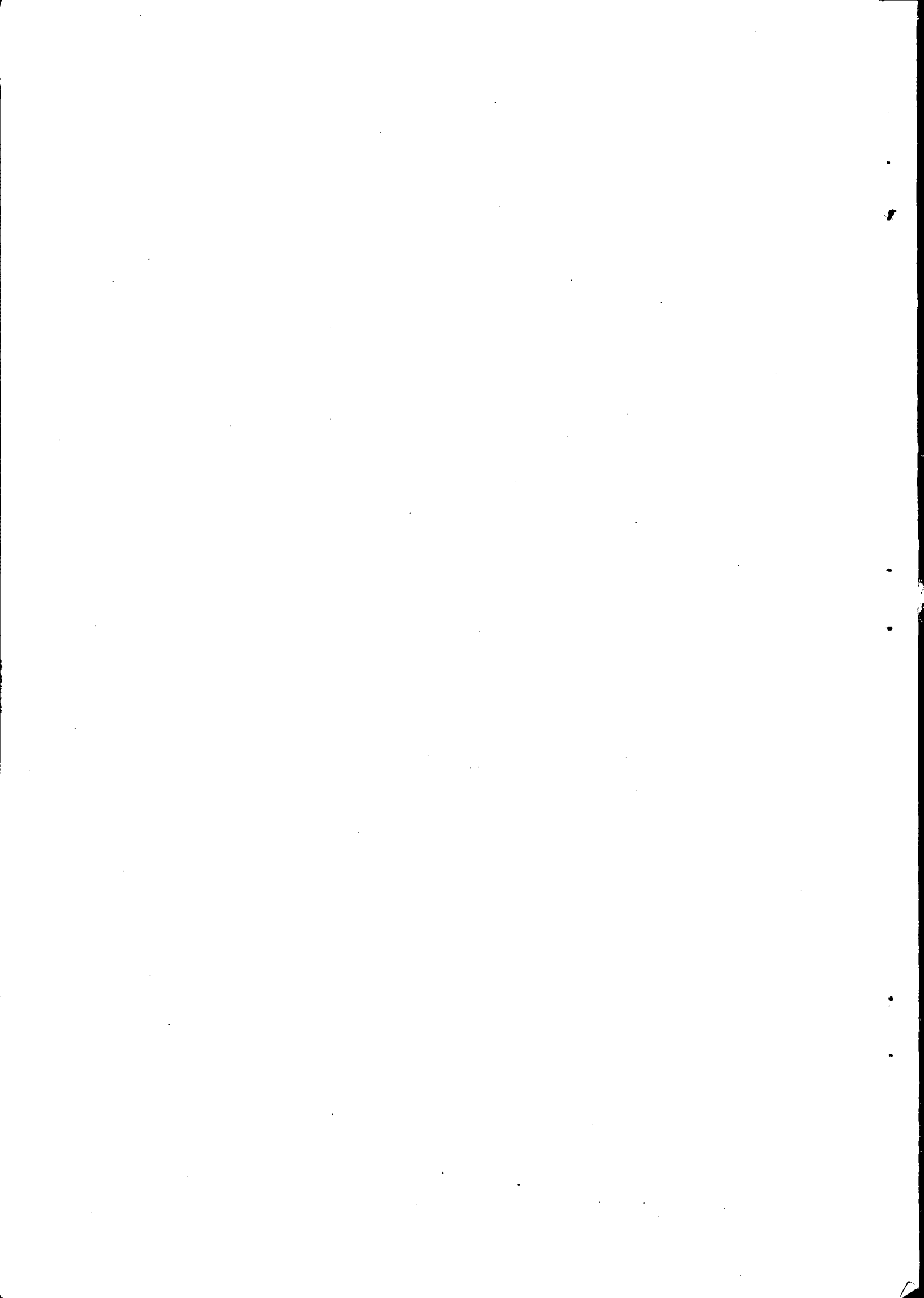
\* Ingenieros del "Estudio Técnico Carlo Viparelli"  
(S.T.C.V. – Via Cinta is. 5 p.co S.Paolo – 80126 NAPOLI.



## INDICE DEL PREFACIO

Finalidades de la investigación hidrológica	1
Diagrama de demanda	3
Diagrama de disponibilidad	6
Capacidad de una sola fuente de alimentación para satisfacer las demandas de un sistema hídrico simple	7
Curvas de posibilidades de regulación	10
Capacidad de varias fuentes de alimentación para satisfacer las demandas de un sistema hídrico complejo	12
Metodologías adoptadas para la estimación de la función $\phi(D)$	13
A : Métodos de estimación por vía indirecta	13
B : Métodos de estimación por vía directa	16
Bibliografía	25
Indice de figuras	25





## FINALIDADES DE LA INVESTIGACION HIDROLOGICA

1: Para poder definir correctamente los programas de desarrollo que permiten aprovechar lo mejor posible los recursos de una región, se requiere, ante todo, disponer de un cuadro lo más completo posible:

- 1a: Del ambiente físico-económico-social de la región.
- 1b: De los recursos con los que se puede contar para modificar dicho ambiente.
- 1c: De las interferencias que existen o que puedan establecerse entre el ambiente en el que se actúa y el mundo exterior.

Sobre la base de los resultados de este cuadro, es posible:

- 2a: Formular hipótesis para los diversos programas de desarrollo.
- 2b: Prever las situaciones que los programas de desarrollo determinarán en un período más o menos largo.
- 2c: Escoger los programas de desarrollo que lleven a la situación que se supone la mejor.

En forma general, el juicio sobre cada programa de desarrollo se expresa comparando el costo de las mismas y los beneficios, directos e indirectos, que se obtienen y, para que el juicio sea lo más exhaustivo posible, se aumenta el número de los factores que se toman en cuenta en la comparación, recurriendo también a procedimientos de cálculo muy sofisticados.

Pero, es evidente que, aunque se obre de manera aparentemente objetiva, la selección que al final se hace respecto al programa a realizarse es esencialmente político, en el sentido que el criterio que se adopta para evaluar los beneficios está condicionado al modelo de desarrollo que se aspira, o mejor, en el que se inspira la clase política.

Además, los costos y beneficios se estiman en base a condiciones de mercado que en la realidad podrán alterarse en forma sustancial por efecto de los mismos programas de desarrollo dentro de la región y de las variaciones que puedan ocurrir en el mundo externo.

De esto deriva que cambios en las corrientes políticas o alteraciones en las condiciones de mercado, a veces derivadas de los efectos de las primeras intervenciones programadas en la región, pueden volver inadecuado al programa de desarrollo aún antes de que sea terminado.

Por lo tanto, en previsión que esto pueda suceder, se debe procurar que el proceso de desarrollo de la región se pueda orientar con el mínimo sacrificio financiero hacia objetivos distintos del propuesto originalmente en el Plan de Desarrollo.

Esta necesidad se presenta en forma particular, cuando para el desarrollo de una región, se cuenta con los recursos hídricos de los cuales se puede disponer dentro o fuera de ella.

En efecto, los recursos hídricos con los que se podrá disponer no coinciden con los existentes sino solamente con la que pueda utilizarse por medio de obras hidráulicas programadas. De otro lado, el costo de tales obras es siempre importante y los tiempos necesarios para amortizar el capital son siempre largos. Así también, el renunciar en el futuro al uso de ellas para destinar el agua a finalidades diferentes a las que fueron ideadas originalmente, constituiría un fuerte sacrificio financiero. La experiencia dice que obras ejecutadas para desarrollar una región según orientaciones de un plan original, con el tiempo han perdido actualidad; insistir en conservar su orientación sería un retraso en vez de progreso.

2: Por todo lo dicho se delinea claramente la contribución que el hidrólogo puede dar a la elaboración del plan de desarrollo de una región su labor se desarrolla en dos fases:

En la *primera fase* debe colaborar a complementar el cuadro del ambiente en que se actúa, especificando las posibles fuentes de abastecimiento hídrico y estimando su potencialidad.

En la *segunda fase*, actuando en contacto continuo con los demás técnicos comprometidos en la redacción del plan, una vez que se haya tomado conciencia de los problemas ligados con cada una de las intervenciones que se formulan en alternativa, esta debe verificar la existencia y límites de las disponibilidades efectivas de agua en conexión a cada una de las intervenciones. Al mismo tiempo debe suministrar los elementos indispensables para que, en los límites de disponibilidad así definidos, se puedan realizar sistemas hídricos, tales que:

- a) A igualdad de características funcionales, tengan la misma carga financiera;
- b) Puedan en el futuro adaptarse con el mínimo sacrificio financiero a funciones distintas de las que fueron previstas en el programa original.

3: En Línea general, los caudales  $Q$  y las escorrentía  $D$  que se encuentran en las diversas fuentes de alimentación varían constantemente con el tiempo. En consecuencia, en una primera fase de investigaciones, el hidrólogo debe especificar no solamente los valores medios  $M_Q$  y  $M_D$ , alrededor de los cuales pueden variar  $Q$  y  $D$ , sino también las dispersiones que se pueden verificar entre los valores que asumen cada vez  $Q$  y  $D$  y tales valores medios. En particular, debe estimar los valores mínimos  ${}_{T,r}Q$  y  ${}_{T,r}D$  a los que  $Q$  y  $D$  pueden bajar, a menos de un riesgo prefijado  $r$ , mediante una vez cada  $T$  años, cualquiera que sean los pares de valores de  $T$  y de  $r$  que conviene considerar para los fines técnicos.

De otro lado, un sistema hídrico puede servirse con mas fuentes de alimentación. Por tanto, en previsión de los problemas que se podrán presentar sucesivamente, ya en la primera fase de las investigaciones el hidrólogo debe adquirir los elementos indispensables para estimar a que valores mínimos  ${}_{T,r}\Sigma Q$  y  ${}_{T,r}\Sigma D$  pueden bajar las sumas de los valores que asumen con temporáneamente los caudales  $Q$  y las escorrentías  $D$  disponibles en las diversas fuentes de abastecimiento.

4: En la segunda fase de las investigaciones, tomando como referencia la situación que se debería verificar en la región como consecuencia de uno u otro de los tipos de intervenciones hipotizados, el hidrólogo tendrá que:

1) Verificar si las demandas de agua  $E$  que derivan de dicha situación se van a satisfacer y como se van a satisfacer con los caudales  $Q$  o  $\Sigma Q$  y por las escorrentías  $D$  o  $\Sigma D$  disponibles en las fuentes de abastecimientos (o, mejor, por aquella parte de  $Q$  o de  $\Sigma Q$  y de  $D$  o de  $\Sigma D$  que pueda volverse disponible con el sistema hídrico o con los sistemas hídricos previstos en el plan de intervenciones);

2) Indicar, cuando fuese necesario, si y como es posible conciliar demandas y disponibilidades de agua, reduciendo eventualmente las primeras para volverlos compatibles con las segundas;

3) Indicar si, con los recursos hidráulicos disponibles en las fuentes de abastecimiento, sea posible dar al sistema hídrico características idóneas para que, si fuese necesario, pueda adaptarse a situaciones diversas de aquella para la que fue ideado.

## DIAGRAMA DE DEMANDA

5: Los problemas indicados en los puntos 1, 2 y 3 del párrafo 4 que precede pueden resolverse de manera correcta solamente si, considerando un sistema hídrico, se logre traducir en números o representar por medio de diagramas, las necesidades que los diversos servicios a los que está reservado dicho sistema tienen en relación al abastecimiento de agua.

En línea general, indicando con 1, 2, ..., i, ..., K los diversos usos a los que está destinado el agua derivada por un determinado sistema hídrico, se caracterizan las necesidades de cada uno de éstos, especificando:

Por una parte, el volumen de agua  $E_i$  requerido anualmente por éste.

Por la otra, las modalidades con la cuales  $E_i$  se reparte entre los sucesivos meses del año o, lo que es lo mismo, las fracciones de  $E_i$ ,  $E_{i1}$ ,  $E_{i2}$ , ...,  $E_{i11}$ , ...,  $E_{i12}$ , derivadas cada mes (*diagramas de demanda para el uso i correspondiente a la demanda anual  $E_i$* ), indicando a continuación con el símbolo  $[E_i, j]$ .

De otro lado se tiene en cuenta que, en los años en que en las fuentes de alimentación las escorrentías bajaran notablemente por debajo de los valores medios, para determinados usos se pueden, en línea general, tolerar también deficiencias respecto a  $E_{i1}$ , siempre que éstas sean en porcentaje modestas y, además, se presentan en años aislados y a notable distancia una de otra.

Por esto, se especifican también:

El valor mínimo  $E_{imin}$  al que puede bajar  $E_i$ , en que lapso de años  $T_i$  esto puede verificarse mediamente y que riesgo  $r_i$ , el volumen de agua disponible en el año baje también por debajo de  $E_{imin}$ ;

El diagrama de demanda  $[E_{imin}]$  correspondiente al pedido anual  $E_{imin}$ .

Como es obvio, el valor de  $E_i$  depende de la hipótesis que se formule respecto al desarrollo que podrá tener en el futuro el uso  $i$  del agua y, como tal, podrá en la realidad no satisfacer a las situaciones que efectivamente se verificarán en la región por efecto de las intervenciones programadas. Viceversa, la repartición porcentual de  $E_i$  entre los años meses del año puede considerarse característico del uso al que se reserva el agua y, como tal, independiente del mayor o menor desarrollo que éste puede tener; lo mismo puede decirse de la diferencia porcentual de la deficiencia en años de mínima escorrentía, del tiempo de recurrencia  $T_i$  de tal deficiencia y del riesgo  $r_i$  que para igual  $T_i$  se obtenga una deficiencia mayor.

Teniendo en cuenta esto:

- 1) Indicando con  $E_i/12$  la demanda media mensual y con  $C_{ij} = \frac{E_{ij}}{E_i/12}$  el cociente

entre la demanda correspondiente al mes  $j$  y la demanda media mensual, más que al diagrama de pedido  $[E_i]$  correspondiente a  $E_i$  se hace referencia al *diagrama de demanda*  $[c_i]$  en el que, independientemente del valor que asume  $E_i$ , se especifican los 12 valores que asume  $c_{ij}$  al pasar de uno a otro mes del año. (Fig. 1);

- 2) Más que el valor  $E_{imin}$ , se hace referencia al cociente  $\frac{E_{imin}}{E_i}$  o a la deficiencia porcentual  $p_i = 100 \cdot \frac{E_i - E_{imin}}{E_i}$  que le corresponde.

6: Como es obvio: una vez fijados los valores de  $E_1, E_2, \dots, E_i, \dots, E_k$  y ya conocidos los diagramas de demanda  $[c_1], [c_2], \dots, [c_i], \dots, [c_k]$  correspondientes a los  $K$  usos a los que se reserva el agua derivada por un determinado sistema hídrico, quedan fijados también los valores que asume el volumen de agua  $E$  que el sistema debe derivar en total en el año (*demanda total*), la derivación media mensual  $E/12$  correspondiente, los valores  $E_1, E_2, \dots, E_i, \dots, E_{12}$  según los cuales  $E$  se reparte entre los sucesivos meses del año (*diagrama de demanda total  $[E]$  correspondiente a  $E$* ), además

de los valores que asumen  $c_1, c_2, \dots, c_j, \dots, c_k$  con  $c_j = \frac{E_j}{E/12}$  (diagrama de demanda [c] correspondiente a los k usos a los que se reserva el sistema hídrico) (Fig. 2).

Al mismo tiempo

Habiendo fijado las máximas deficiencias por ciento  $p_i$  que se pueden tolerar para cada uso, y, así mismo, los mínimos valores  $E_{i\min} = E_i \left(1 - \frac{p_i}{100}\right)$  a los que se puede tolerar que bajen los volúmenes de agua derivados en un año a cada uso, se puede también deducir:

El mínimo valor  $E_{\min} = \sum_{i=1}^k E_{i\min}$  al que bajaría el volumen de agua derivado en total por el sistema hídrico en un año en el que, por defecto de disponibilidad en las fuentes de alimentación, fuese necesario bajar para cada uso a tales valores  $E_{i\min}$ .

Así mismo, la deficiencia porcentual  $p = 100 \frac{E - E_{\min}}{E}$  correspondiente a tal valor de  $E_{\min}$ ,

Por otro lado, habiendo fijado los valores de  $T_i$  y de  $r_i$  con los cuales puede tolerarse que se verifiquen las máximas deficiencias  $p_i$  para cada uso.

La deficiencia por ciento  $p$  sobre la derivación total anual  $E$ , como antes se definió, puede tolerarse solamente si, para las disponibilidades de agua en la fuente o en las fuentes de alimentación del sistema hídrico, le corresponde, tanto un valor  $T_0$  de  $T$  mayor o por lo menos igual al más grande de los  $T_i$ , como un valor de  $r_0$  de  $r$  menor a lo más igual al más pequeño de los  $r_i$ .

7: Los diagramas de demanda [ $c_i$ ] correspondientes a cada uso dependen de las necesidades referentes de cada uno de éstos y, como tales, son independientes de  $E_i$ . Viceversa el diagrama de demanda total [c] depende también de las modalidades según las cuales  $E$  se reparte entre los diversos usos (véase Fig. 2). Es decir, a diferencia de los primeros, el segundo depende de la orientación que se piensa dar al desarrollo de la región, y, como tal, podría en el futuro no corresponder a la realidad. Por tanto, en las situaciones que se determinan por efecto de programa de desarrollo, el agua se tuviese que repartir entre los varios usos según porcentajes en modo distinto del previsto.

Por la misma razón, en línea general, el diagrama de demanda total [c] se modifica cuando, en vez de  $E$ , se haga referencia al mínimo valor  $E_{\min}$  al que puede tolerarse que la derivación total anual baje en los años en que las escorrentías disponibles en las fuentes de alimentación bajan a valores notablemente inferiores al valor medio (Fig. 3).

En efecto, admitiendo que en tales años sea tolerable una deficiencia por ciento

$p = 100 \frac{E - E_{\min}}{E}$  y que por tanto, resulte  $E_{\min} = \left(1 - \frac{p}{100}\right) E$ , el diagrama de demanda total correspondiente a  $E_{\min}$  coincidiría con [c] solamente si para cada uso  $i$  resultara:  $E_{i\min} = \left(1 - \frac{p}{100}\right) E_i$

y, en consecuencia, si, contrariamente a lo que en realidad se admite, la deficiencia se repartiera con el mismo porcentaje sobre todos los k usos a los que se reserva el sistema hídrico.

8: Problemas singulares se presentan cuando la misma agua es solicitada para más usos, así como acontece, por ejemplo, cuando el agua debe utilizarse primero en centrales hidroeléctricas para producir fuerza electromotriz y, posteriormente, para uso en riego.

En efecto, los diagramas de demanda correspondientes a los dos diversos usos pueden no conciliar entre sí, como sucede en el ejemplo mencionado, donde los períodos de mayor demanda para uno de los dos usos pueden coincidir con períodos de demanda mínima o nula para el otro uso y viceversa.

Por lo tanto, para períodos más o menos largos del año la demanda de agua para uno de los dos usos no puede conciliarse con la demanda del otro.

De esto resulta que, indicando con:

A y con B los dos diversos usos.

$E_A$  y con  $E_B$  los volúmenes de agua a derivarse anualmente a cada uno de éstos.

$[E_A]$  y con  $[E_B]$  los diagramas de demanda correspondientes respectivamente a  $E_A$  para el uso A y a  $E_B$  para el uso B.

E el volumen total de agua a derivarse para satisfacer los pedidos de ambos servicios.

$[E]$  el diagrama de demanda total que le debe corresponder a E para que cada mes resulten cubiertos tanto  $[E_A]$  como  $[E_B]$ .

Se tiene, en todo caso, la ventaja que resulta  $E < E_A + E_B$ , pero difícilmente sucede que, suponiendo,  $E_A \geq E_B$ , el diagrama de demanda total  $[E_A]$  recubra por entero el diagrama de demanda  $[E_B]$ , en forma tal que resulten  $E = E_A$  y  $[E] \equiv [E_A]$ .

En particular, siempre en la hipótesis que sea  $E_A \geq E_B$ , se puede tener  $E = E_A$ , solamente si, para uno de los dos usos A ó B, por ejemplo para el uso A, se puede utilizar el agua en forma diversa al especificado en el diagrama de demanda  $[E_A]$ . Pero es evidente que, cuando el diagrama  $[E_A]$  especifique cual de los diferentes diagramas de utilización asegure para A el mejor rendimiento, el adoptar un diagrama de utilización diferente de  $[E_A]$  representa para A una restricción y, al límite, dicha restricción podría anular la ventaja que se consigue de utilizar la misma agua dos usos distintos.



## DIAGRAMA DE DISPONIBILIDAD

9: La posibilidad de traducir en números o de representar con diagramas las necesidades inherentes a los diversos usos en un determinado sistema hídrico puede resultar útil solamente si, en base a las conclusiones que se obtienen en la primera fase de la investigación hidrológica, se logre traducir en números o representar con diagramas también las posibilidades que se ofrecen de satisfacer tales necesidades por medio de las escorrentías disponibles en la fuente o en las fuentes de alimentación del sistema hídrico.

Para alcanzar la finalidad, igualmente a lo que hizo para los diagramas de demanda, conviene ante todo asumir como unidad de tiempo el mes, reservando los símbolos  $D$  y  $\Sigma D$ , introducidos en el párrafo 3, para indicar la escorrentía total que se puede disponer en la fuente o en las fuentes de alimentación del hídrico en la duración entera de un año e introduciendo los símbolos  $D_j$  y  $\Sigma D_j$ , con  $1, \dots, j, \dots, 12$ , para indicar la escorrentía que se puede disponer en la misma fuente o en las mismas fuentes de alimentación en el mes  $j$  del año genérico.

Dicho esto, precisando lo que ya se dijo en el párrafo 3, se requiere que, como conclusión de la primera fase de la investigación hidrológica, para cada posible fuente de alimentación se puede estimar con suficiente confiabilidad:

El valor medio  $M\{D\}$  en la distribución de probabilidades de escorrentía anual  $D$ .

El valor medio  $M\{D_j\}$  en la distribución de probabilidades de la escorrentía mensual  $D_j$ .

El valor mínimo  ${}_{T,r}D$  al que la escorrentía anual  $D$  puede bajar una vez cada  $T$  años a menos del riesgo  $r$ .

El valor mínimo  ${}_{T,r}D_j$  al que puede bajar medianamente  $D_j$  en el año en el que resultara  $D = {}_{T,r}D$ .

El valor medio  $M\{D_n\}$  en la distribución de probabilidades de la escorrentía media anual  $D_n$  en un bienio (para  $n = 2$ ), en un trienio (para  $n = 3$ ) y en un cuatrienio (para  $n = 4$ ).

El valor mínimo  ${}_{T,r}D_n$  al que  $D_n$  puede bajar una vez cada  $T$  años con un riesgo  $r$ .

Los valores a los que pueden bajar las escorrentías anuales  $D$  y las escorrentías mensuales  $D_j$  en los sucesivos años y en los sucesivos meses del período de  $n$  años en que  $D_n$  baja al valor  ${}_{T,r}D_n$  y, en particular:

Los dos valores  $D_{1,2}$  y  $D_{11,2}$  con  $D_{1,2} < D_{11,2}$ , a los que puede bajar la escorrentía anual  $D$  en el bienio en que  $D_2$  baja al valor  ${}_{T,r}D_2$ .

Los tres valores  $D_{1,3}$ ,  $D_{11,3}$  y  $D_{111,3}$ , con  $D_{1,3} < D_{11,3} < D_{111,3}$  a los que puede bajar la escorrentía anual  $D$  en el trienio en que  $D_3 = {}_{T,r}D_3$ .

Los cuatro valores  $D_{1,4}$ ,  $D_{11,4}$ ,  $D_{111,4}$  y  $D_{1111,4}$ , con  $D_{1,4} > D_{11,4} < D_{111,4} < D_{1111,4}$ , a los que pueden bajar la escorrentía a anual  $D$  en el cuatrienio en que  $D_4 = {}_{T,r}D_4$ .

En efecto, disponiendo de tales elementos es posible dar un cuadro completo de las disponibilidades de agua en la fuente de alimentación:

1) Especificando el valor que asume  $M\{D\}$  y representando en diagrama la sucesión de valores asumidos por  $M\{D_j\}$  al variar de  $j$  de 1 a 12 (*diagrama de disponibilidad*  $[M\{D\}]$  en el año medio de la figura).

2) Especificando el valor que asume  ${}_{T,r}D$  y representando en diagrama la sucesión de valores asumidos por  ${}_{T,r}D_j$  al variar  $j$  de 1 a 12 (*diagrama de disponibilidad*  $[{}_{T,r}D_n]$  correspondiente asignados valores de  $n$  y de  $T$  y  $r$  de la figura 5)

3) Especificando el valor que asume  ${}_{T,r}D_n$  y representando en diagrama la sucesión de valores asumidos por  ${}_{T,r}D_j$  al variar  $j$  de 1 a 12 (*diagrama de disponibilidad*  $[{}_{T,r}D_n]$  correspondiente a asignados valores de  $n$  y de  $T$  y  $r$  de la figura 6).

En particular, admitiendo, como es lícito, que sea prácticamente imposible que  $D$  o  $D_n$  resulten pc. debajo de los valores  ${}_{50;0,025}D$  y  ${}_{50;0,025}D_n$ , se pueden asumir los diagramas de disponibilidad  $[{}_{50;0,025}D]$  y  $[{}_{50;0,025}D_n]$ , sucesivamente indicados con  $[D]$  y  $[D_n]$ , para especificar las escorrentías  $D$  y  $D_n$  con las que se puede disponer con certeza de mes a mes de cada año o en un período de  $n$  años sucesivos.

## CAPACIDAD DE UNA SOLA FUENTE DE ALIMENTACION PARA SATISFACER LAS DEMANDAS DE UN SISTEMA HIDRICO SIMPLE

10: Tal como se ha visto en los párrafos precedentes, si se considera un sistema hídrico *simple* es decir, que deriva agua de una sola fuente de alimentación, por medio de los diagramas de disponibilidad [D], [ $T_r D$ ], [ $T_r D_n$ ] y los diagramas de demanda [E], [ $E_{min}$ ] se puede tener un cuadro completo tanto de las disponibilidades de agua en la fuente de alimentación, como de las necesidades de agua referentes a los diversos usos para los que el sistema hídrico está reservado.

Dicho esto, superponiendo uno u otro de los diagramas de disponibilidad [D], [ $T_r D$ ], [ $T_r D_n$ ] a uno u otro de los diagramas de demanda [E], [ $E_{min}$ ], no solamente se puede reconocer si y, eventualmente, con que limitaciones la fuente de alimentación elegida logre satisfacer las necesidades hídricas del sistema, sino también se puede especificar el tipo de instalación que se requiere realizar para que el agua disponible en la fuente de alimentación pueda utilizarse en el sistema hídrico por la parte necesaria a cubrir las necesidades.

11: Ante todo resulta evidente que, alimentando el sistema hídrico con una *instalación con derivación del escurrimiento natural*, la demanda E podrá satisfacerse al cien por ciento o a menos de

deficiencias porcentuales  $p = 100 \frac{E - E_{min}}{E}$  predefinidas solamente si el diagrama de demanda total

[E], o, por lo menos, el diagrama de demanda [ $E_{min}$ ], estén cubiertos todos los meses o por el diagrama de disponibilidad [D] o por un diagrama de disponibilidad [ $T_r D$ ] para el que resulten  $T = T_o$  y  $r = r_o$ , si  $T_o$  y  $r_o$  son los valores de T y de r que se asumen para especificar que riesgo se

puede correr de que la deficiencia porcentual p supere aquella  $100 \frac{E - E_{min}}{E}$  predefinida.

12: Cuando no se verifiquen las condiciones que permitan satisfacer las exigencias del sistema hídrico utilizando solamente aquella parte de escurrimiento disponible que pueda derivarse por medio de una instalación con derivación natural, resulta necesario el disponer en la fuente de alimentación de una capacidad de embalse W en que sea posible conservar parte del agua excedente de los períodos de menor flujo. Es decir, se requiere alimentar el sistema con una *instalación con embalse*.

La función del embalse consiste en regular las escurrimientos disponibles en la fuente de alimentación, para garantizar, a los diversos usos a los que está destinado el sistema hídrico, una disponibilidad de agua total en cada año que, por lo que se dijo en los párrafos de 5 a 8, a menos de un

riesgo  $r_o$  de una deficiencia porcentual,  $p = 100 \frac{E - E_{min}}{E}$ , que se verifica mediamente una vez cada

$T_o$  años, resulte igual a E y esté repartida entre los diversos meses del año según el diagrama de demanda total [E].

Para esto, se requiere:

Por un lado, verificar si y, eventualmente, con que limitaciones, gracias a la acción de regulación ejercitada por el embalse sobre las escurrimientos, la fuente de alimentación elegida sea capaz de satisfacer la demanda y según las modalidades especificadas por el diagrama de demanda [c].

Por el otro, estimar que capacidad útil se requiere asignar al embalse para que garantice la regulación deseada.

13: Teniendo en cuenta lo dicho anteriormente:

Si se considera el balance hídrico de un embalse en un período de N años hidrológicos, comparando, por un lado, las escurrimientos  $D$  y  $D_j$  que fluyen al embalse (*escurrimientos disponibles en la fuente de alimentación*, por su naturaleza, variables de año en año) y, por el otro, los volúmenes de agua E y  $E_j$  que se deberían derivar (*aportaciones del embalse*, asumiéndolas iguales a los volúmenes de agua demandadas en un año y en el mes j de cada año al sistema hídrico, tal como se especifican en el diagrama de demanda total [E], y como tales considerados invariables al pasar de un año a otro), es posible distinguir:

Durante cada año, una *estación de déficit*, en que la escorrentía estacional  $D_s$  que afluye al embalse es menor de  $E_s$  y una *estación de superávit*, en que  $D_u > E_u$ , con duración de las dos estaciones que eventualmente puede variar de un año a otro.

Durante el período, *años de déficit*, en que la escorrentía es menor de  $E$ , y *años de superávit*, en que acontece lo contrario (figuras 5 y 6).

De esto deriva que, para garantizar la derivación  $E$  para un período de  $N$  años, resulta necesario asignar al embalse una capacidad  $W$  suficiente para que el inicio de cada estación de déficit durante el período se puedan tener almacenados:

El volúmen de agua  $W_s$  necesario para compensar el déficit  $D_s - E_s$  durante la misma estación (*capacidad de compensación estacional*).

El volúmen de agua  $W_p$  necesario para garantizar la derivación  $E$  también en los años de déficit que se podrían verificar desde el final de la estación de déficit que se considera hasta el final del período (*capacidad de compensación plurianual*).

Naturalmente, para valores de  $E$  menores del mínimo valor asumido por  $D$  durante el período de  $N$  años, no años de déficit, bastaría disponer de una capacidad  $W_s$  suficiente para que al inicio de cada estación de déficit fuese almacenado en el embalse solamente el volúmen de agua necesario para compensar el déficit  $D_s - E_s$  durante la misma estación. El embalse, es decir, debería ejercitar solamente una *acción de compensación estacional*.

En el caso contrario, el embalse debería efectuar también acción de compensación entre años diversos o, más brevemente, *acción de compensación plurianual* y, como ya se ha dicho, se requeriría disponer además de la capacidad de compensación estacional  $W_s$ , función tanto de  $E$  como del diagrama de distribución  $[c]$ , también de una capacidad de compensación plurianual  $W_p$  que, a diferencia de  $W_s$ , es independiente de  $[c]$  y función tan solo de  $E$ .

14: En el caso de compensación plurianual, la capacidad de compensación estacional  $W_s$  la capacidad de compensación plurianual  $W_p$ , y, por lo tanto, la capacidad de compensación total  $W$ , que se requiere asignar al embalse para que, en un período de  $N$  años, con las escorrentías disponibles en la fuente de alimentación se logre garantizar al sistema hídrico la oferta anual  $E$ , de acuerdo con un determinado diagrama de demanda  $[c]$ , dependen de las condiciones hidrológicas que se verifican en dicho período.

En consecuencia, al pasar de un período de  $N$  años a otro, al variar las condiciones hidrológicas, para el mismo valor de  $E$  y para igual  $[c]$ :  $W_s$ ,  $W_p$  y, por lo tanto  $W$ , resultarían cada vez diversas, con variaciones que por lo que ya se dijo en el párrafo 13, dependerían tanto del valor de  $E$ , como del diagrama de demanda  $[c]$  en lo que se refiere a  $W_s$  y solamente de  $E$ , en lo que se refiere a  $W_p$ .

En particular, si se consideran períodos de observaciones de  $K$   $N$  años, con  $N$  igual a algunos decenios y si se indican con  ${}_N D$ , con  ${}_N D_2$ , con  ${}_N D_3$  los mínimos valores a los que en cada subperíodo de  $N$  años bajan respectivamente la escorrentía  $D$  en un año y la escorrentía media anual en un bienio, en un trienio y en un cuatrienio, se observa que:

1) En el campo de los valores más altos de  $E$ , para obtener un pequeño incremento  $\Delta E$  de  $E$  se requiere aumentar la capacidad útil de embalse de una cantidad  $\Delta W$  muy desproporcionada respecto a  $\Delta E$ .

2) En consecuencia, desde el solo punto de vista hidrológico existe un límite máximo más allá del cual difícilmente puede convenir de llevar a cabo la regulación (*límite hidrológico respecto a las posibilidades de regulación*).

3) En cada uno de los subperíodos de  $N$  años resultan determinantes, para los efectos de tal límite, los valores que asume  $D$  en el cuatrienio de mínima escorrentía, es decir, en el cuatrienio en que la escorrentía media anual  $D_4$  baja al valor mínimos  ${}_N D_4$ .

4) Si se distinguen los 4 valores que asume la escorrentía anual  $D$  en dicho cuatrienio según su valor, indicando con  $D_I$ , el más pequeño y con  $D_{II}$ , con  $D_{III}$  y con  $D_{IV}$ , respectivamente, aquellos que siguen a  $D_I$  en orden creciente, justo por el hecho que  $D_4$  ha bajado al valor mínimo  ${}_N D_4$ ,  $D_I$  coincide o poco difiere del valor mínimos  ${}_N D$ , asumido por  $D$  durante el período de  $N$  años; el valor medio de  $D_I$  y de  $D_{II}$  coincide o poco difiere del valor mínimo  ${}_N D_2$  asumido por la escorrentía media anual en el bienio  $D_2$  durante el período de  $N$  años; el valor medio de  $D_I$ ,  $D_{II}$  y  $D_{III}$ , a su vez, coincide o poco difiere del valor mínimo  ${}_N D_3$  asumido por la escorrentía media anual en un trienio  $D_3$  durante el período de  $N$  años.

5) Para iguales valores de E y de |E|, al pasar de un subperíodo de N años a otro,  $W_s$  varía muy poco respecto a  $W_p$ , así, las variaciones que se encuentran entre los valores de W se deben en su mayor parte a las variaciones de  $W_p$ , independientes, como se dijo en el párrafo 13, de [c].

Finalmente, permaneciendo en el campo del límite hidrológico especificado en el punto 2, es decir, a menos que E sea muy próximo a la esorrentía media anual D durante el período de K N años, para garantizar la entrega E todos los años de dicho período, repartiéndola entre los meses sucesivos de cada año según el diagrama de demanda [c], basta disponer en el embalse de una capacidad de compensación  $W = W_o$  igual a aquella necesaria para esto en el cuadrienio de mínima esorrentía verificado en el subperíodo de N años, es decir, en el cuadrienio al que le corresponde el mínimo valor  ${}_N D_4$  de  $D_4$ .

15: Como es obvio, no se puede excluir que en el futuro, en un período de N años, se verifiquen situaciones hidrológicas más desfavorables de aquellas que se han verificado en cada uno de los K subperíodos de N años distintos durante el período de K N años considerado.

Deriva de esto que, habiéndose fijado un cierto valor de E y un cierto diagrama de demanda [c] y habiéndose asumido para la capacidad útil de compensación  $W_o$  que se le asigna al embalse el más grande de los valores que hubiera sido necesario asignarle a  $W_o$  para que la E fuese garantizada en cada uno de los K subperíodos de N años considerados, no se puede excluir que, en el futuro, en un período de N años, pudiéndose disponer solamente de la capacidad  $W_o$ , se tengan que lamentar deficiencias respecto al valor de E al que se hace referencia, y, como es obvio, tal riesgo resulta tanto más grande cuanto más pequeño es el número K de los subperíodos de N años considerados.

Por lo que se ha dicho en los párrafos 5, 6, 7 y 8, es decir, la capacidad de compensación  $W_o$  puede considerarse suficiente como para garantizar E según el diagrama de demanda [c], solamente después que se haya verificado que, disponiéndose de tal capacidad, la deficiencia máxima que se podría tener respecto a E, una vez cada  $T_o$  años con un riesgo  $r_o$ , no supere en porcentaje al valor

$$p = 100 \frac{E - E_{min}}{E}, \text{ máximo tolerable.}$$

La necesidad de tener en cuenta también el valor  $E_{min}$  al que se puede tolerar que el volúmen de agua derivado baja una vez cada  $T_o$  años con un riesgo  $r_o$ , encuentra también otras razones, cuando para valores de E muy altos, se esté muy cerca del límite hidrológico de las posibilidades de regulación, ya especificado en el punto 2 del párrafo 14 que precede.

En efecto, como se vió, en tal campo de valores de la E podría darse que para garantizar al 100% la  $E_{min}$  satisfaga una capacidad útil de compensación  $W(E_{min})$  netamente menor de aquella  $W(E)$  necesaria para garantizar al 100% la E. En consecuencia, pudiéndose, por la definición de  $E_{min}$ , considerar que la demanda E esté satisfecha aún cuando se le asigne al embalse la capacidad  $W(E_{min})$  en vez de la capacidad  $W(E)$  se podría recurrir ventajosamente a  $W(E_{min})$  todas las veces que, por situaciones geomorfológicas o por consideraciones de carácter económico o por otra razón, exista un *límite técnico* dado el cual no sea posible o no convenga realizar la capacidad  $W(E)$ .

16: Por todo lo dicho es evidente que, análogamente con lo que ya se ha hecho para reconocer si un sistema hídrico deba alimentarse con una instalación a flujo natural o con una instalación con embalse, también el problema de fijar la capacidad útil de compensación, que se debe asignar a un embalse para garantizar una determinada derivación E, según un determinado diagrama de demanda [c], puede resolverse de manera correcta solamente si se lo enfrenta en términos probabilísticos.

## CURVAS DE POSIBILIDADES DE REGULACION

17: Considerando los diversos fines que debe abarcar la investigación hidrológica, especificados en los párrafos 1, 2, 3 y 4 además de las disponibilidades de agua en la fuente de alimentación, resulta necesario especificar que partes de éstas se pueden tener en cuenta según la capacidad de compensación  $W$  que se le asigna al embalse.

Por esto, asumida  $E$  como variable:

– Fijado el diagrama de demanda  $[c]$ , que especifique como  $E$  debe subdividirse entre los meses sucesivos del año  $y$ , cuando se lo requiera, fijadas también las modalidades con las que  $[c]$  puede variar al variar de  $E$ .

– Fijados, además, los valores de  $T_0$ , de  $r_0$  y de  $p = 100 \frac{E - E_{\min}}{E}$  a los que la práctica hace

referencia, para juzgar si una determinada deficiencia respecto a  $E$  pueda tolerarse sin perjuicio por los diversos usos a las que el servicio hídrico está reservado:

Conviene que, sobre la base de los elementos adquiridos en la primera fase de la investigación hidrológica, para especificar las disponibilidades de agua en la fuente de alimentación, se deduzcan y se comparen las dos diversas series de curvas, de las cuales se da ejemplo en las figuras 7, 8, 9 y 10.

En la primera serie de curvas (*curvas de posibilidades de regulación para asignados valores de  $T$  y de  $r$* : figuras 7 y 8), fijado un determinado par de valores de  $T$  y de  $r$ , considerando los valores de  $T$  y de  $r$  a los que se hace referencia en la práctica, se indica en cada curva como  $E$  varía al variar la capacidad  $W$  disponible en el embalse en la hipótesis que se pueda correr el riesgo  $r$  que una vez cada  $T$  años se tenga una deficiencia respecto a  $E$ . Pero, se prescinde de la magnitud de tal deficiencia.

En la segunda serie de curvas (*curvas de posibilidades de regulación para asignados valores de*

$p = 100 \frac{E - E_{\min}}{E}$  : figuras 9 y 10), elegido uno de los valores de  $p$  al que se hace referencia en la

práctica (0, 5, 10, 15), en cada curva se indica como  $E$  varía al variar  $W$  en el caso que se quiera estar prácticamente seguros que respecto a  $E$  no se tengan deficiencias porcentuales superiores a  $p$ . Es decir, de acuerdo con la convención introducida en el párrafo 9, para cada valor de  $p$  se traza la curva de posibilidades de regulación correspondiente a  $T = 50$  y  $r = 0,025$ .

Como es obvio, comparando una y otra serie de curvas, se reconoce inmediatamente si las deficiencias que podrían verificarse respecto a  $E$ , una vez que se le asignara al embalse una determinada capacidad  $W$ , sean o no tolerables, tanto por la frecuencia con que se verificarían, como por su valor porcentual (véase figura 11).

18: Sobre la base de lo que se dijo en el párrafo 14, el trazado de la curva de posibilidades de regulación correspondiente a un asignado par de valores de  $T$  y de  $r$  puede hacerse en forma inmediata comparando disponibilidades y demandas de agua, refiriéndose, para las primeras, a los valores mínimos a los que éstas pueden bajar una vez cada  $T$  años a menos del riesgo  $r$  y, para las segundas, a valores de  $E$  cada vez crecientes y a los diagramas de demanda  $[c]$  correspondientes, teniendo en cuenta, cuando sea requerido, las modificaciones que éstos pueden sufrir al variar  $E$ .

Con mayor precisión; considerando los criterios propuestos en el párrafo 9 y en los párrafos 5, 6, 7 y 8, para especificar disponibilidades y demandas y refiriéndose a la simbología introducida en los mismos párrafos, conviene:

1) Tomar como referencia:

Tanto los valores asumidos respectivamente por  $T_r D$ , por  $T_r D_2$ , por  $T_r D_3$  y por  $T_r D_4$  y los diagramas de disponibilidad  $[T_r D]$ ,  $[T_r D_2]$ ,  $[T_r D_3]$  y  $[T_r D_4]$  correspondientes como los valores de  $E$  respectivamente iguales a  $T_r D$ , a  $D_{11,2}$  (máximo valor asumidos por  $D$  en el bienio en que resulte

$D_2 = \tau_r D_2$ ), a  $D_{III,3}$  (máximo valor asumido por D en el trienio en que resulte  $D_3 = \tau_r D_3$ ) y a  $D_{IV,4}$  (máximo valor asumido por D en el cuatrienio en que resulte  $D_4 = \tau_r D_4$ ) y los diagramas de demanda [c] que corresponden a cada valor de E.

2) Deducir la capacidad de compensación W que se requeriría asignar al embalse para que, a menos de un riesgo r de tener deficiencias que se verifican una vez cada T años, esté garantizada anualmente una entrega  $E \leq \tau_r D$ ,  $\tau_r D \leq E \leq D_{II,2}$ ,  $D_{II,2} \leq E \leq D_{III,3}$ , o una erogación  $D_{III,3} \leq E \leq D_{IV,4}$ .

Como es obvio, si se indica con  $E_o$  el máximo valor de E que se puede garantizar para iguales valores de T y de r con una instalación a regimen natural, para  $E = E_o$  resultaría  $W = 0$ .

Para valores de  $E > D_{IV,4}$ , en cambio, se iría más allá del *límite hidrológico en relación a las posibilidades de regulación de las escorrentías disponibles* ya precisado en el párrafo 14.

Dentro del campo de valores así definidos:

Para  $E_o < E \leq \tau_r D$  se tendría necesidad tan solo de compensación estacional, es decir,  $W = W_s$  función de E y de [c].

Para  $\tau_r D < E \leq D_{IV,4}$  se tendría necesidad también de compensación entre un año y otro o entre un grupo de años y otro, es decir,  $W = W_s + W_p$ , con  $W_s$  función de E y de [c] y con  $W_p$  función de E e independiente de [c].

19: Las curvas de posibilidades de regulación correspondientes a un asignado valor de:

$p = 100 \frac{E - E_{min}}{E}$ , máxima deficiencia percentual que pueda tolerarse respecto a E, pueden deducirse con criterio análogos a los ya mencionados.

Se requiere solamente que:

1) Para cada valor de E, en vez del diagrama de demanda total [E], se tenga en cuenta el diagrama de demanda total [ $E_{min} = E(1 - p)$ ].

2) De acuerdo con la convención introducido al final del párrafo 9, se haga referencia a los valores de T y de r iguales respectivamente a 50 y a 0,025.



## CAPACIDAD DE VARIAS FUENTES DE ALIMENTACION PARA SATISFACER LAS DEMANDAS DE UN SISTEMA HIDRICO COMPLEJO.

20: En el caso de sistemas hídricos complejos, es decir, servidos por varias fuentes de alimentación, es necesario que de las conclusiones obtenidas en la primera fase de la investigación se obtengan elementos suficientes para que:

–Indicando con  $\Sigma D$  la suma de las escorrentías que se puede disponer en el mismo año en las diversas fuentes de alimentación y con  $[D]$  el diagrama que indica como en el mismo año varía de mes en mes la suma  $\Sigma D_i$  de las escorrentías  $D_j$  disponibles contemporáneamente en el mes J en las diversas fuentes de alimentación.

–Sea posible estimar tanto el mínimo valor  ${}_{T,r}D$  al que D puede bajar una vez cada T años a menos del riesgo r, como el diagrama de disponibilidad  $[{}_{T,r}D]$  que corresponde a  ${}_{T,r}D$ .

Como es obvio, al deducir  ${}_{T,r}D$  y  $[{}_{T,r}D]$  para diversos valores de T y de r a los que se hace referencia en la práctica, para comparar sucesivamente diagramas de disponibilidad y diagramas de demanda, se requiere tomar en cuenta que:

1) Para algunas fuentes de alimentación se recurre a instalaciones a régimen natural y para otros a instalaciones con embalse y que, en consecuencia, por lo que se refiere a éstas últimas, a las escorrentías disponibles directamente en la fuente de alimentación se substituyen las escorrentías reguladas por medio del embalse, para igual valor de las primeras, variables según la capacidad de compensación W del embalse.

2) Algunos de los servicios a los que está reservado el sistema hídrico puedan servirse solamente con una o con algunas de las fuentes de alimentación preelegidas.

Es decir, la investigación hidrológica puede ser útil solamente si el hidrólogo tiene muy claras las funciones a las que se reserva el sistema hídrico y con éste está articulado con el propósito de ejercitar dichas funciones.

## METODOLOGIAS ADOPTADAS PARA LA ESTIMACION DE LA FUNCION $\phi\{D\}$

21: Con el planteo que se le ha dado, desde el punto de vista hidrológico el problema puede resolverse si para:

—Cualquier sección donde esté prevista una instalación a deflujo natural se pueda deducir estimaciones atendibles de  ${}_{T,r}D$  y del diagrama de distribución  $[{}_{T,r}D]$ .

—Cualquier sección en que se prevea una instalación con embalse, se pueda deducir estimaciones atendibles de  ${}_{T,r}D$  de  ${}_{T,r}D_n$ , para  $n \leq 4$ , de los valores  $D_{I,n}$ ,  $D_{II,n}$ , ..., asumidos por la escorrentía anual  $D$  en los sucesivos años del período crítico en que se tenga  $D_n = {}_{T,r}D_n$ , además de los valores asumidos por la escorrentía total  $D_S$  en la estación seca del año en que  $D$  baja al valor  ${}_{T,r}D$  o, en línea general, al valor que  $D_S$  puede alcanzar en el año de máxima escorrentía en el período crítico en que resulte  $D_n = {}_{T,r}D_n$ .

En todo caso, para deducir dichas estimaciones resulta indispensable haber deducido preliminarmente un estimado de la función de repartición  $\phi\{D\}$  de la variable originaria  $D$ .

Por esto, conviene aquí discutir sobre las metodologías que se adoptan para resolver tal problema o, mejor, sobre los criterios en base a los cuales están basadas.

22. Solamente alguna de las secciones que interesan coincide con una sección en que haya sido instalada una estación hidrométrica o, por lo menos, que esté muy cercana a una sección de medidas en manera tal que se pueda asumir las escorrentías medidas en ésta última como representativa en la sección que nos interesa.

Además, si esto se verifica, difícilmente la estación hidrométrica estuvo en funcionamiento durante un período suficientemente largo, tal que, la serie estadística constituida por los valores de la escorrentía anual  $D$  registrados en la misma, den información suficiente como para poder deducir una estimación atendible de la  $\phi\{D\}$ .

Por esto, indicando genéricamente con  $Z$  la sección de interés, para suplir la falta o deficiencia de datos hidrométricos en  $Z$ , se requiere estimar  $\phi\{D\}$  utilizando la información que se puede obtener con relación a  $\phi\{D\}$  de otros datos de observación.

En particular, elaborando con la metodología apropiada los datos pluviométricos e hidrométricos que hayan sido recogidos en una zona que sea en lo posible suficientemente amplia alrededor de la cuenca subtensa por la sección  $Z$ , se requiere, preliminarmente, estimar las lluvias que pueden caer sobre la cuenca y, sucesivamente, deducir las escorrentías que dichas lluvias pueden provocar en  $Z$ .

Naturalmente, el problema puede resolverse en los límites permitidos por los datos disponibles y en la medida en que las metodologías empleadas en la elaboración de tales datos permiten utilizar la información que éstos puedan dar.

23: Las vías que pueden seguirse para resolver el problema se reducen a dos: se elaboran los datos pluviométricos e hidrométricos disponibles para reconstruir preliminarmente la sucesión histórica de las escorrentías anuales  $D$  verificadas en  $Z$  en un período de años suficientemente largo y se estima la  $\phi\{D\}$  en base a la información de la serie estadística constituida por los valores de  $D$  así deducidos. Se utilizan los datos pluviométricos e hidrométricos disponibles para deducir, en base a la información que pueden dar, directamente la  $\phi\{D\}$ .

Siendo finalidad de la investigación la estimación de  $\phi\{D\}$ , la primera vía podría preferirse a la segunda solamente si los datos disponibles fuesen aptos. Por esto, conviene discurrir sobre esa, aun si en definitiva se adopta la segunda vía.

### A: *Métodos de estimación por vía indirecta*

24: Como ya se dijo, para estimar  $\phi\{D\}$  se reconstruye preliminarmente la sucesión histórica de las escorrentías anuales  $D$  que pueden haberse verificado en  $Z$  en un período de observación suficientemente largo (por ejemplo, 50 años).

Por esto, se pueden adoptar dos metodologías diversas.

1) Elegido como unidad de tiempo el año hidrológico e indicando con:

A el aflujo meteórico que cae sobre la cuenca subtensa por  $Z$  cada año hidrológico o, más brevemente, el aflujo meteórico anual.

D, la escorrentía anual que cruza por Z durante el año hidrológico.

1a) Se consideran los valores asumidos por A y por D cada año como variables casuales correlaciones entre sí.

1b) Se determina la ley de regresión de D sobre A.

1c) Se deduce la sucesión histórica de los valores asumidos por A en el período de años elegido.

1d) Se asume como valor de D en cada año aquél que en la ley de regresión de D sobre A corresponde al valor de A que, de acuerdo con las estimaciones del punto 1c, se habría verificado en dicho año.

1) Elegido como unidad de tiempo un intervalo  $\Delta t$  de duración en lo posible limitado e indicando con "a" el aflujo meteórico caído sobre la cuenca subtensa por Z en dicho intervalo de tiempo  $\Delta t$ .

2a) Se deducen los valores asumidos cada vez por A en los intervalos  $\Delta t$  que se suceden durante el período de años fijado.

2b) Por medio de modelos matemáticos más o menos complejos, se reconstruyen las modalidades con las cuales se ha ido desarrollando el balance hidrológico de la cuenca y, en consecuencia, se deducen las escorrentías "d" que han cruzado por Z en el mismo período de tiempo.

2c) De la sucesión histórica de los "d", así deducidos, se obtiene la sucesión histórica de las escorrentías anuales D en Z.

25: En lo que refiere al primero de los métodos indicados en el párrafo 24 que precede, se observa ante todo que en la correlación entre dos variables casuales a cada valor de la variable independiente (en el caso específico el aflujo meteórico anual A) pueden corresponder infinitos valores de la variable dependiente (en el caso específico la escorrentía anual D), con dispersiones entre uno y otro valor que, a igual probabilidad, resultan tanto mayores cuanto menos estrecha es la correlación que existe entre las dos variables. De esto deriva que, también en el caso afortunado que se lograra determinar la ley de regresión de la variable dependiente D sobre la independiente A, una vez conocido el valor asumido por A en un determinado año no es posible especificar el valor asumido por D en el mismo año. En efecto con la ley de regresión D sobre A, se puede solamente especificar el intervalo de valores que D podría asumir con asignadas probabilidades y el valor medio alrededor del cual dichos valores podrían dispersarse.

A esto se añade que los datos pluviométricos disponibles ni siquiera son aptos para deducir con confianza los valores de A que hubieran sucedido sobre la cuenca subtensa por Z en un período tan largo como aquel que se debe fijar para que al final se tenga la información necesaria para deducir la  $\phi\{D\}$ .

En efecto, sobre todo en regiones de morfología accidentadas, se podría tener una estimación confiable del valor de A de cada año solamente si se conocieran las alturas de lluvia h caídas cada año dentro de la cuenca en un número de puntos suficientes para que, conocidas las h en dos de éstos, dada la cercanía se pueda por interpolación deducir con certeza también los valores asumidos por h en los puntos intermedios. Pero, es sabido que, por densa que sea la red de los pluviómetros instalados, y en el mejor de los casos, en el interior de la cuenca se pueden encontrar medidas de h solamente en un número muy limitado de puntos. De esto deriva que, también en los años en que se dispone de datos hidrométricos, cualquiera que sea el método adoptado para deducirla, la estimación de A se presentaría ya por sí misma aleatoria.

Se añade a esto que solamente para pocas estaciones hidrométricas se dispone de un período de observaciones tan largo como el que se requiere considerar. Para muchos pluviómetros, sería necesario en vía preliminar, deducir los valores asumidos por h también en años en que el pluviómetro no funcionó.

Es decir, se requeriría, como se dice, extender la serie de datos también fuera del período de observaciones.

Indicando con A un pluviómetro de reciente instalación esto puede hacerse comparando los valores  $h_A$  y  $h_B$  de h medidos respectivamente en A y en B en períodos en que estuvieron en función ambos pluviómetros, verificando que entre  $h_A$  y  $h_B$  exista correlación, si esto se verificara, determinado la ley de regresión de  $h_A$  sobre  $h_B$  y adoptando como valores asumidos por  $h_A$ , en el período en que estuvo en función solamente el pluviómetro B, los valores deducidos para  $h_B$  en base a tal ley de regresión.

Naturalmente, también cuando fuese posible deducir con cierta confianza la ley de regresión de las lluvias  $h_A$  en A sobre las lluvias  $h_B$  en B, por lo que se dijo sobre el significado de las leyes de regresión, para cada año el valor de  $h_A$  así obtenido representaría solamente el valor medio de los valores que  $h_A$  habría podido asumir por el hecho que en el mismo año en B resultó un determinado valor de  $h_B$ .

Deriva de esto que, el estimado  $h_A$  de A deducida tomando como referencia valores de  $h$  deducidos por extensión de la serie, con mayor razón sería aleatoria.

26: En el segundo de los métodos indicados en el párrafo 24, con el empleo de las modernas computadoras es posible reproducir las modalidades según las cuales se va desarrollando el balance hidrológico de una cuenca:

Se introducen un cierto número de variables independientes, entre las cuales el aflujo meteórico que cae sobre la cuenca en intervalos sucesivos de tiempo  $\Delta t$ , y un cierto número de variables dependientes, entre las cuales la escorrentía que cruza la sección Z en los sucesivos intervalos de tiempo  $\Delta t$ .

Se traducen por medio de ecuaciones los enlaces de efecto y causa entre los valores asumidos cada vez por las primeras y los valores asumidos cada vez por las segundas.

Pero, dada la multiplicidad de los factores que intervienen y dada la diversa intensidad con que cada uno de los factores puede intervenir cada vez, y la manera del todo casual con que puede combinarse con todos los otros; los sucesivos procesos con lo que se va desarrollando el balance entre aflujos meteóricos sobre la cuenca y escorrentías en Z pueden ser interpretados por medio de ecuaciones de la mecánica solamente refiriéndose a esquemas extremadamente simples. Más claramente, se determinan los enlaces funcionales entre algunos de los factores antedichos, se concretan dichos enlaces por medio de ecuaciones algebraicas y se considera el juego ejercitado por todos los otros factores adaptando oportunamente los valores asignados a las constantes que aparecen en alguna de dichas ecuaciones.

Es decir, en la práctica se posterga la calibración del modelo a una fase final en la que, tomando como referencia una sección en la que se tengan disponibles datos hidrométricos, se calibra el modelo calculando con tanteos sucesivos, los valores que se debe asignar a las constantes, cuyo valor no fue fijado al inicio, para que los resultados que se obtienen concuerden con aquellos que se obtienen con los datos.

Naturalmente, no es que dicha concordancia se deba a una efectiva coincidencia entre procesos que se reconstruyen en el modelo y los que ocurren en la realidad. Lo probable es que dicha concordancia se deba a la elasticidad que se le deja al modelo, demandando a la operación de calibración la elección definitiva de los valores que se deben asignar a algunas constantes.

Para sustentar esta duda basta tan solo considerar que, por las peculiaridades mismas del procedimiento, se requiere referirse a intervalos de tiempo  $\Delta t$  lo más reducidos posibles, considerando los aflujos meteóricos A caídos sobre la cuenca en cada uno de tales intervalos. Pero, por lo que ya se dijo en el párrafo 25 sobre las dificultades que se encuentran al estimar, en base a los datos pluviométricos disponibles, el aflujo meteórico A que puede caer sobre la cuenca cada año, aparece evidente que cuando se elija como unidad de tiempo un intervalo todavía mejor (el mes, la semana y, para algunos modelos, hasta el día y la hora), los valores de A que se introducen en el modelo seguramente son diversos de aquellos que se verificaron en la realidad.

Por otro lado, al calibrar el modelo se puede imponer como condición que los resultados que se obtienen y los datos que se comparan concuerden entre sí o en relación al balance entre aflujos y escorrentías durante el período considerado o en relación al balance entre aflujos y escorrentías en períodos particulares de éste (para los problemas que aquí se consideran, por ejemplo, en los períodos críticos constituidos por 3, 4 años sucesivos de mínima pluviosidad) y no siempre es posible alcanzar al mismo tiempo ambos objetivos.

No es seguro, finalmente, que cuando se pase a cuencas diversas de aquella tomada como referencia para calibrar el modelo, éste obtenga resultados que concuerden con la realidad.

Es decir, el uso de la computadora permite eliminar las dificultades derivadas de la complejidad de los cálculos, volviéndolo así el problema más interesante, pero no elimina las reservas que pueda tenerse en relación la legitimidad del mismo.

## B: Métodos de estimación por vía directa

27: Como se ha visto, los datos de observación de que se dispone no se adaptan para reconstruir con confianza las sucesiones históricas de los aflujos meteóricos y de las escorrentías que se han sucedido de año en año en un período suficientemente largo en la cuenca subtensa por una determinada sección Z.

Por otro lado, en los términos probabilísticos en que ha sido enfocado el problema de la mejor utilización de las escorrentías D disponibles en Z, puede tener interés conocer sucesiones solamente dado que de éstas se podría al final obtener una estimación de la función de repartición  $\phi\{D\}$ .

Por esto, es conveniente deducir tal estimación por vía directa, es decir, siguiendo la segunda de las vías señaladas en el párrafo 23.

Con mayor precisión, considerando que el aflujo meteórico sobre una cuenca subtensa por una genérica sección Z puede tratarse, al igual de D, como una variable casual con distribución de probabilidades univocamente determinada una vez que se conozca la función de repartición  $\phi\{A\}$ , conviene, dado que los datos disponibles mejor se adaptan a ello:

1) Utilizar los datos recolectados en las estaciones hidrométricas instaladas en la región, no para deducir la sucesión histórica de un largo período de años de los aflujos meteóricos caídos sobre la cuenca en intervalos de tiempo  $\Delta t$  prefijados, si no para deducir criterios de similitud hidrológica que permitan obtener de los mismos información directa en relación a la función de repartición  $\phi\{D\}$  de los aflujos meteóricos anuales A;

2) Utilizar los datos hidrométricos y pluviométricos recolectados en las cuencas que se tienen bajo observación, no para deducir criterios idóneos para pasar de la sucesión histórica de los aflujos meteóricos sobre la cuenca subtensa por la sección Z a aquella de las escorrentías por Z, sino para individualizar criterios de similitud hidrológica que permitan especificar los enlaces de conexión que existen para cada cuenca de la región entre la distribución de probabilidades de los aflujos meteóricos anuales A y la distribución de probabilidades de las escorrentías anuales D;

3) Utilizar, finalmente, los criterios de similitud hidrológica antes detallados para deducir la función de repartición  $\phi\{D\}$  directamente de la  $\phi\{A\}$ .

28: En la metodología adoptada para resolver los problemas indicados en los puntos 1, 2 y 3 del párrafo 27 que precede se tiene la ventaja que, tratando todas las magnitudes que interesan como variables casuales, es posible interpretar los datos de observación disponibles valiéndose de los axiomas fundamentales del cálculo de Probabilidades y de las leyes que derivan de estos.

29: Característica peculiar de la metodología que, la información que cada serie puede dar en relación a la magnitud hidrológica a la que se refiere, puede sintetizarse con un número reducido de parámetros.

En efecto, como es notorio 1, si se indican con:

—X, la magnitud hidrológica que se considera;

—x, el valor que X puede asumir cada vez;

—M{x}, el valor medio de la x;

— $\sigma\{x\}$ , la desviación típica de la x;

— $\phi\{x\}$ , la función de repartición de la x, que una vez fijado un cierto valor de la x, especifica la probabilidad que la x asuma valor menor o a lo más igual a  $x_0$ , más brevemente, cual es la *probabilidad acumulada* que le corresponde a x;

Una vez que se haya determinado la ley del Cálculo de Probabilidades que mejor se adapta para interpretar la distribución de probabilidades de la x, se conocen a priori, tanto la expresión algebraica:

$$\phi\{x\} = \phi(x; \alpha, \beta, \dots)$$

Por medio de la cual se expresa la  $\phi\{x\}$  en función del valor x que se considera y de los valores  $\alpha, \beta, \dots$  que asumen un número limitado de parámetros, que se definen *parámetros de la distribución*, como las relaciones que enlazan cada uno de tales parámetros al valor medio M{x} y a la desviación típica  $\sigma\{x\}$  de la x.

Por lo cual una vez que se haya determinado la ley de probabilidades que mejor se adapta a la X, basta conocer M{x} y  $\sigma\{x\}$  para que, una vez deducidos los valores que asumen  $\alpha, \beta, \dots$  en función de los mismos, resulte también determinada la función  $\phi(x; \alpha, \beta, \dots)$  que expresa la  $\phi\{x\}$  y, por lo tanto, la  $\phi\{X\}$ .

Dicho esto, si en una determinada estación de medidas se conocen  $n$  valores  $x$  asumidos por  $X$  en el pasado y si es lícito admitir que dichos  $n$  valores sean el uno independiente del otro, se tratan dichos  $n$  valores como una muestra de dimensión  $n$  extraída casualmente de la población constituida por todos los valores posibles que la  $X$  puede asumir en las condiciones climáticas características de la región, suponiendo implícitamente, que en los tiempos técnicos que interesan, tanto el clima, como consiguiente la población de las  $x$ , permanezcan invariables.

Con tal presuposición:

Conociendo ya por investigaciones precedentes cual es la ley de probabilidades que mejor se adapta a la  $X$  o individualizándola en base a las indicaciones que da la serie estadística constituida por los  $n$  valores de  $x$  que constituyen la muestra resultan posible el sintetizar la información que dicha serie estadística puede dar en relación a la distribución de probabilidades de la  $X$  por medio de las estimaciones de  $M\{x\}$  y de  $\sigma\{x\}$  que se deducen de la misma.

En efecto:

Asumiendo el valor medio aritmético  $\bar{x}$  y la desviación típica  $s_x$  de los valores de  $x$  respectivamente con estimaciones de  $M\{x\}$  y de  $\sigma\{x\}$  e introduciendo tales estimaciones en lugar de  $M\{x\}$  y de  $\sigma\{x\}$  en las relaciones que enlazan  $M\{x\}$  y  $\sigma\{x\}$  a los parámetros  $\alpha, \beta, \dots$  que caracterizan la función de repartición  $\phi\{x\}$  en la distribución de probabilidades teóricas elegida con referencia, es posible deducir las estimaciones  $a, b, \dots$  de cada uno de dichos parámetros y, por lo tanto, asumir  $P\{x\} = \phi(x; a, b, \dots)$  como estimación de la  $\phi\{x\}$ .

Naturalmente,  $\bar{x}, s_x, a, b, \dots$  y  $P\{x\}$  representan solamente una estimación de la magnitud hidrológica que le corresponde, y característica peculiar de las metodologías adoptadas es que, en base a los axiomas del Cálculo de Probabilidades y de las leyes que derivan, es posible dar una medida de la confianza que puede tenerse en cada una de éstas en función del número  $n$  de datos que se dispone.

Es decir, resulta posible reconocer si la información dada por los  $n$  valores de  $X$  registrados en el pasado sea ya por sí misma suficiente como para dar una estimación satisfactoria  $P\{x\}$  de la  $\phi\{x\}$ .

Cuando esto no acontece, se mejora la estimación de  $\phi\{x\}$  utilizando la información que al respecto pueden dar las otras series de datos disponibles. En Particular, se trata de establecer criterios de similitud hidrológica que permitan, primeramente, reconocer que otros datos de observación puedan dar información útil respecto a la  $\phi\{x\}$  y sucesivamente, utilizar en la mejor manera tal información.

Como es obvio, en la formulación de tales criterios concurre también, con el peso que merece por la confianza que se le puede otorgar, la información proveniente de los  $n$  valores de  $x$  que se consideran.

30: El recurrir a criterios de similitud hidrológica se vuelve indispensable, si se desea conocer la distribución de probabilidades de los valores  $x$  que una genérica magnitud hidrológica  $X$  puede asumir en un determinado punto ó en una determinada sección y en la que no existen medidas directas de la  $X$ .

En dichos casos no queda otra alternativa que buscar criterios que permitan utilizar la información que puede obtenerse de los valores de  $X$  y, eventualmente, de otra u otras magnitudes hidrológicas, registradas en puntos ó en secciones diversas del punto o de la sección que se considera.

Como es obvio, los elementos básicos para establecer dichos criterios de similitud son las series estadísticas constituidas por los valores  $x_A, x_B, x_C, \dots$  asumidos por la  $X$  en los puntos ó en las secciones  $A, B, C, \dots$  en que han sido instaladas estaciones de medida de la  $X$ .

Comparando dichas series, se examina si y que vínculo existe entre las distribuciones de probabilidades de los valores que la  $X$  puede asumir en puntos diversos.

Criterio guía de las metodologías adoptadas para alcanzar el objetivo es aún el de sintetizar por medio de un número lo más limitado posible de parámetros toda la información que cada una de las series consideradas puede dar respecto a la distribución de probabilidades de la  $X$  en el punto ó en la sección a la que la serie se refiere.

Así, la comparación entre las diversas series se convierte en la comparación entre los valores asumidos por dichos parámetros. Pero para que esto sea significativo, diversamente de lo que se hace cuando interesa interpretar una sola serie de datos para dar una medida de la variabilidad de la  $x$  respecto a su valor medio  $M\{x\}$ , más que a la  $x$  expresada en valor absoluto, es necesario referirse



al cociente  $\frac{x}{M\{x\}}$ , proporcional al valor  $100 \frac{x}{M\{x\}}$ , que da la medida de la X en porciento del valor medio  $M\{x\}$ .

En definitiva, quedando fijo el parámetro  $M\{x\}$  es necesario para dar una medida de la variabilidad de la X alrededor de  $M\{x\}$ , más que a la desviación típica  $\sigma\{x\}$  de la x, conviene considerar la

desviación típica  $\sigma\left\{\frac{x}{M\{x\}}\right\}$  de la variable  $\frac{x}{M\{x\}}$  ó, lo que es lo mismo, al coeficiente de variación

$$\gamma\{x\} \text{ de las } x, \text{ por definición igual a } \frac{\sigma\{x\}}{M\{x\}} = \sigma\left\{\frac{x}{M\{x\}}\right\}$$

Considerado esto, para comparar entre si diversas series de datos se compara entre si las estimaciones  $\bar{x}$  de  $M\{x\}$  y  $g_x$  de  $\gamma\{x\}$  deducidas para cada serie.

Para obtener un resultado de la comparación entre los distintos valores  $\bar{x}_A, \bar{x}_B, \bar{x}_C, \dots$  asumidos por  $\bar{x}$  y  $g_{xA}, g_{xB}, g_{xC}, \dots$  asumidos por  $g_x$  se tiene en cuenta que:

—Por un lado, si los valores asumidos por X estaciones distintas están relacionados entre sí, pasando de una estación a otra el coeficient

sando de una estación a otra el coeficiente de variación  $\gamma\{x\}$  varía en función del valor que cada vez asume  $M\{x\}$ .

—Por el otro, las estimas  $\bar{x}$  de  $M\{x\}$  y  $g_x$  de  $\gamma\{x\}$  pueden presentar errores de muestreo y, como tales, deben considerarse en el mismo modo de variables casuales, que tienen como valores medios respectivamente  $M\{x\}$  y  $\gamma\{x\}$ .

Por esto, en línea general, se comparan los pares de valores  $\bar{x}_A; g_{xA}, \bar{x}_B; g_{xB}, \bar{x}_C; g_{xC}, \dots$  asumidos por  $\bar{x}$  y por  $g_x$  respectivamente en A, B, C, ..... y se examina si es posible:

Definir una ley de regresión de  $g_x$  sobre  $\bar{x}$  válida para todas las estaciones de medida A, B, C, ..... ó, eventualmente, subdividir éstas últimas en grupos y definir una ley de regresión de  $g_x$  sobre  $\bar{x}$  para cada uno de dichos grupos.

Cuando esto sea posible, en una segunda fase se examina si, cómo y porque  $\bar{x}$  varía pasando de una estación de medida a otra.

En particular, se examina si es posible relacionar las variaciones de la  $\bar{x}$  con las variaciones de otro parámetro Z que sirva para diferenciar una estación de medida de otra y que puede también coincidir con otra magnitud hidrológica.

En caso afirmativo, se precisa la similitud hidrológica existente entre las estaciones de medición o entre las estaciones que pertenecen a cada uno de los grupos en que el conjunto de las estaciones ha sido subdividido, asumiendo:

—La ley de regresión de  $g_x$  sobre  $\bar{x}$  como estimado de la ley de variación de  $\gamma\{x\}$  en función de  $M\{x\}$ ;

—La ley de regresión de  $\bar{x}$  sobre Z como estimado de la ley de variación de  $M\{x\}$  en función de Z.

31: En efecto, cualquier magnitud hidrológica X puede considerarse el último efecto de un proceso hidrológico que tiene su origen en otra magnitud hidrológica Y.

Pero el proceso hidrológico en que el efecto producido por un determinado valor "y" y de la Y se traduce en un determinado valor "x" de la X, está influenciado por otros infinitos factores independientes de la Y.

Algunos de dichos factores, que se definen como *factores locales*, son inmutables en el tiempo y constituyen características peculiar del punto o de la sección en que se mide la X y sirven para diferenciar dicho punto o dicha sección de cualquier otro punto o sección.

Otros factores, que se definen como *factores casuales*, deben considerarse en el mismo modo de variables casuales, como la Y.

Los factores locales influyen en el ambiente en que se desarrolla el proceso y, cada vez que éste se produce, intervienen en él solamente en modo indirecto, obrando siempre en el mismo sentido.

En cambio, los factores casuales, intervienen como causas activas en el desarrollo del proceso planteado por la Y y se lleva a la X, interviniendo cada vez con una intensidad diversa y combinándose cada vez entre sí en modo diverso.

Como es natural, los factores locales deberían tener efecto sólo sobre el valor medio  $M\{x\}$  de los valores  $x$  que la X puede asumir al variar la Y. En cambio, el efecto de los factores casuales, promediándose al repetirse el proceso, deberían tener influencia tanto sobre  $M\{x\}$ , como sobre el cociente entre la variabilidad media por ciento de la X, medida por medio de  $\gamma\{x\}$ , y la variabilidad media percentual de la Y, medida por medio de  $\gamma\{y\}$ .

Además, es claro que, por efecto de los factores casuales, la ley de dependencia de X de Y debería tener carácter estocástico en el sentido que, repitiéndose el proceso, a un mismo valor "y" de la Y podrían corresponder valores " $x_y$ " de la x cada vez diversos.

En particular:

La " $x_y$ " puede tratarse en el mismo modo que una variable casual y se puede caracterizar su distribución de probabilidades por medio del valor medio  $M\{x_y\}$  y de otro parámetro que de una medida del campo de valores en el que puede variar " $x_y$ ".

Los dos parámetros resultan condicionados del hecho que la Y asume el valor "y"

Más exactamente, se deberían verificar que:  $M\{x_y\}$  se aleja de  $M\{x\}$  tanto más cuanto más "y" se aleja de  $M\{y\}$ ; el campo de variabilidad de la " $x_y$ " representa sólo una parte del campo de variabilidad de la X.

Por tanto, para definir la ley de dependencia de X de Y se necesitaría especificar cómo cambian al cambiar de "y" tanto  $M\{x_y\}$ , como el campo de variabilidad de la " $x_y$ ".

Naturalmente, si el efecto ejercido por los factores casuales sobre el valor que la X puede asumir al fin del proceso determinado por la Y fuera insignificante, (al extremo, nulo), el valor asumido por  $M\{x_y\}$  dependería en forma rigurosa del valor "y" asumido por la Y y el campo de variabilidad de la " $x_y$ " se reduciría al mínimo (al extremo, " $x_y$ " podría asumir un único valor y la ley de dependencia de X de Y no sería del tipo estocástico). En cambio, si el efecto ejercido por los factores casuales sobre el valor asumido por la X al fin del proceso determinado por la Y fuera preponderante respecto a aquél ejercido por la Y (al límite sería tal que anularse por completo este último)  $M\{x_y\}$  diferiría muy poco del valor "y" asumido por la Y y el campo de variabilidad de la " $x_y$ " tendería a alargarse a todo el campo de variabilidad de la X (al límite, independientemente del valor de la Y, el valor medio  $M\{x_y\}$  y en el campo de variabilidad de la " $x_y$ " coincidirían respectivamente con el valor medio  $M\{x\}$  y con el campo de variabilidad de la X).

Por lo dicho, se comprende como los valores  $x_A, x_B, x_C, \dots$  asumidos por la X en estaciones de medidas A, B, C, ..... diversas pueden estar relacionados entre sí.

Para que esto se verifique es suficiente:

1) Que en el efecto que lleva de la Y a la X los factores casuales tengan peso secundario respecto a los factores locales y, de todas maneras, promediándose en el tiempo, obren sobre los valores asumidos por  $M\{x\}$  y por  $\gamma\{x\}$  en cualquier parte en el mismo sentido.

2) Que los valores  $y_A, y_B, y_C, \dots$  asumidos por la Y respectivamente en las estaciones de medida A, B, C, ..... estén estrechamente relacionados entre sí, de modo que pasando de una a otra estación  $\gamma\{y\}$  varíe en función de  $M\{y\}$ .

En efecto, cuando se verifique la condición 1, en cada estación de medidas:

-Los valores "x" asumidos por la X están estrechamente relacionados a aquéllos "y" asumidos por la Y.

-El valor medio  $M\{x\}$  de la "x" depende del valor medio  $M\{y\}$  de la Y y de los factores locales que intervienen junto con la Y en el proceso que lleva de la Y a la X.

-El coeficiente de variación  $\gamma\{x\}$  de la "x" depende a su vez del coeficiente de variación  $\gamma\{x\}$

de la "y", puesto que el cociente  $\frac{\gamma\{x\}}{\gamma\{y\}}$  asume prácticamente valor único en todas las estaciones de medida.

Por otra parte, para demostración de que los valores que asume X resultan relacionados entre sí, puesto que  $M\{x\}$  depende de  $M\{y\}$  y que  $\gamma\{x\} \uparrow \downarrow \neq \uparrow \downarrow \uparrow \downarrow \uparrow \downarrow \gamma$

Por otra parte, para demostración de que los valores que asume  $X$  resultan relacionados entre sí, puesto que  $M\{x\}$  depende de  $M\{y\}$  y que  $\gamma\{x\}$  depende de  $\gamma\{y\}$  y además, por el hecho de que se verifica la condición 2,  $\gamma\{y\}$  varía en función de  $M\{y\}$ , pasando de una a otra *estación de medida*.  $\gamma\{x\}$  varía a su vez en función de  $M\{x\}$ .

Como es obvio, para determinar la ley con que  $\gamma\{x\}$  varía en función de  $M\{x\}$  al pasar de una a otra estación de medida  $A, B, C, \dots$  basta que en dichas estaciones se disponga sólo de medidas de  $x$ .

En cambio, para deducir la ley con que  $M\{x\}$  varía de  $A, B, C, \dots$  se necesitaría que  $Y$  fuera también medible y que en la mismas *estaciones de medida*  $A, B, C, \dots$  se hubiera procedido a mediciones sistemáticas de ella. En efecto, en este caso, refiriéndose a lo que se dijo en el párrafo 29, se podría asumir  $M\{y\}$  como parámetro  $Z$  que caracteriza cada estación de medida, distinguiéndola de las otras y, por lo tanto, deducir como  $M\{x\}$  varía de una a otra estación en función del valor asumido por  $M\{y\}$ .

En cambio, cuando la  $Y$  no sea medible o no haya sido medida, como ya se ha dicho en el mismo párrafo 29, se necesita establecer cual entre los factores locales que influyen el proceso que lleva de  $Y$  a  $X$  tenga efecto preponderante respecto a los otros sobre el valor asumido por la  $X$  y, suponiendo que pueda darse de -este una medida  $Z$ , deducir como  $M\{x\}$  varíe de una a otra estación en función de  $Z$ .

Considerado esto, en base a lo que antes se ha dicho, es posible también aclarar el significado de las elaboraciones realizadas para utilizar las informaciones dadas por las estimaciones  $\bar{x}$  de  $M\{x\}$  y  $g\{x\}$  de  $\gamma\{x\}$  deducidas con los datos al fin de identificar las leyes con que  $\gamma\{x\}$  varía en función de  $M\{x\}$  y con que  $M\{x\}$  varía en función de  $Z$ .

En efecto, concepto básico de dichas elaboraciones, es el que la dispersión  $\bar{x} - M\{x\}$  entre la estima  $\bar{x}$  de  $M\{x\}$  y  $M\{x\}$  y la dispersión  $g_x - \gamma\{x\}$  entre la estimación  $g_x$  de  $\gamma\{x\}$  y  $\gamma\{x\}$ , no pueden superar por defecto de muestreo valores máximos unívocamente definibles si se conoce la distribución de probabilidades de la " $x$ " y si se tiene en cuenta el número  $n$  de datos en base a los que han sido deducidas las dos estimaciones.

Considerado esto, si se indican con:

- $M(Z)$  el valor de  $M\{x\}$  que se deduce de la ley de variación de  $M\{x\}$  en función de  $Z$ .

- $\gamma(M\{x\})$  el valor de  $\gamma\{x\}$  que se deduce de la ley de variación  $\gamma\{x\}$  en función de  $M\{x\}$ .

-Se impone como condición que, para cada una de las estaciones de medida consideradas, entre la estimación  $\bar{x}$  y  $M(Z)$  y entre la estimación  $g_x$  y  $\gamma(M\{x\})$  no deba verificarse dispersión mayor de aquella máxima que podría verificarse por defecto de muestreo.

Es claro que esta condición es necesaria para que, con los valores asumidos por  $\bar{x}$  y por  $g_x$  en un determinado punto o en una determinada sección,  $M(Z)$  y  $\gamma(M\{x\})$  puedan aceptarse como posibles valores de  $M\{x\}$  y de  $\gamma\{x\}$ . Pero, la misma no es suficiente para que en dicho punto y en dicha sección  $M(Z)$  coincida con  $M\{x\}$  y  $\gamma(M\{x\})$  coincida con  $\gamma\{x\}$ .

En efecto, podría verificarse que, a causa de todos los otros factores que intervienen junto con  $Z$  en el proceso que lleva de  $Y$  a  $X$ ,  $M\{x\}$  adquiere valor diverso de  $M(Z)$ . En este caso, sólo una parte  $\bar{x} - M\{x\}$  de la diferencia  $\bar{x} - M(Z)$  se debería a defecto de muestreo, y como tal, puede considerarse *no significativa*, mientras la otra parte,  $M\{x\} - M(Z)$ , se debería a efectiva diferencia entre el valor de  $M\{x\}$  estimado y aquél efectivo y, como tal, debe juzgarse *significativa*.

Análogamente, por el juego de todos los factores que intervienen junto con  $M\{x\}$  a determinar el valor de  $\gamma\{x\}$ , éste último podría alejarse de  $\gamma(M\{x\})$  y una parte  $\gamma(M\{x\}) - \gamma\{x\}$  de la dispersión entre  $g_x - \gamma(M\{x\})$ , antes que por defecto de muestreo, debería atribuirse a efectiva diferencia entre el  $\gamma\{x\}$  estimado y aquél efectivo.

Con los datos disponibles sería imposible distinguir la parte significativa de la parte no significativa de la dispersión: pero, en todo caso, se puede evaluar el error máximo que puede cometerse al asumir  $M\{x\} \equiv M(Z)$  ó  $\gamma\{x\} \equiv \gamma(M\{x\})$ .

32: Refiriéndose a las esquematizaciones introducidas, enfrentando los problemas indicados en el punto 1 del párrafo 27 es correcto asumir que las alturas de lluvia anual  $h$  que se verifican en los diversos puntos de una región son el efecto  $X$  de la sucesión de procesos determinados por la

cantidad de agua en la atmósfera que puede precipitar en las diferentes situaciones meteorológicas que se han presentado en la región en el curso del año. Además es correcto asumir que en zonas de territorio más o menos amplias los valores "y" asumidos por Y en cada año estén estrechamente correlacionados, de modo que, pasando de un punto a otro  $\gamma\{y\}$  resulte estrechamente correlacionada a  $M\{y\}$  condición 2 del párrafo 31). Por lo tanto, es correcto asumir también que las diferencias que eventualmente se verificasen entre los valores  $h_A, h_B, h_C, \dots$  asumidos por h en los diversos puntos A, B, C, ..... de la zona se deban tan sólo al efecto de *factores locales*, enlazados con la morfología de la zona, con la posición y con la cota de cada punto y de *factores casuales* que, junto con la Y, intervienen en la determinación del valor de h en el proceso que de la Y lleva a la h. Finalmente, se puede poner que el efecto que dichos valores casuales ejercen sobre el valor asumido por h una vez que se haya verificado un determinado valor "y" de la Y, es despreciable o, en todo caso, actúa en forma que no varía el valor asumido por h al pasar de un punto a otro (condición 1 del párrafo 31).

En este caso, sobre zonas más o menos amplias, al pasar de un punto a otro, se tiene cada año valores de h estrechamente correlacionadas entre sí. Esto es, como sucede para la Y se puede suponer que en zonas más o menos amplias al pasar de un punto a otro:

— $M\{h\}$  varíe en función de un parámetro asignado Z, asumido para caracterizar la posición de cada punto.

— $\gamma\{h\}$  varíe a su vez en función del valor asumido por  $M\{h\}$ .

Como es obvio, junto a esta hipótesis, que, a continuación se le indicará como *Hipótesis I*, no se puede excluir la hipótesis, que luego será llamada *Hipótesis II*, que  $M\{y\}$  y  $\gamma\{y\}$  adquieran valor único en todos los puntos. Cuando esto se verificara, de acuerdo con las esquematizaciones introducidas en el párrafo 31, en los diversos puntos de una zona se tendrían  $\gamma\{h\} = \text{constante}$  y  $M\{h\}$  o variable de punto a punto en función de Z o también constante.

En cambio, siempre en base a las esquematizaciones introducidas en el párrafo 31, se debería excluir que, en condiciones de similitud hidrológica respecto a h, pasando de un punto a otro se pueden tener  $\gamma\{h\}$  variable y  $M\{h\}$  constante.

Considerado esto, tanto que se admita  $\gamma\{h\}$  variable en función de  $M\{h\}$  (Hipótesis I), como se admita  $\gamma\{h\} = \text{constante}$  (Hipótesis II), las alturas de lluvia que se verifican cada año en los diversos puntos A, B, C, de una zona en que exista similitud hidrológica respecto a la h, todas correlacionadas a un mismo valor "y" de la Y, deberían estar correlacionadas entre sí, con coeficiente de correlación significativamente alto.

Por lo tanto, el valor asumido por el aflujo meteórico anual A en una cuenca que recaiga en el interior de la zona resultaría una variable casual suma de variables casuales  $h_A, h_B, h_C, \dots$  estrechamente correlacionadas entre sí, que tienen valor medio  $M\{h\}$  constante o variable con ley conocida en función de un determinado parámetro Z y coeficiente de variación  $\gamma\{h\}$  o constante o variable con ley conocida en función de  $M\{h\}$ . En consecuencia, se puede estimar el valor medio  $M\{A\}$ , en forma inmediata y de coeficiente de variación  $\gamma\{A\}$  en función de la superficie S de la cuenca y de los valores asumidos por  $\gamma\{h\}$  en los diversos puntos.

Por lo tanto, para deducir la función de distribución  $\phi\{A\}$  de A, quedaría solamente seleccionar la ley de probabilidad que mejor se adapta a A, sabiendo que en virtud de los axiomas del cálculo de las probabilidades y de las leyes que de esta derivan, dicha ley puede alejarse muy poco de la normal.

33: Como es obvio, dado que no se dispone de medidas de la Y, para resolver los problemas que interesan se puede utilizar tan sólo la información dada por los datos pluviométricos recolectados en las diversas estaciones de medida, enviando a los capítulos sucesivos de la parte I para más amplia ilustración de las metodologías adoptadas en la elaboración de los datos, basta aquí señalar tan sólo que, extendiendo el análisis a todo el territorio del Perú, en una *primera fase* de las elaboraciones:

—Por un lado, se considera las series estadísticas constituídas por los valores h registrados en cada estación de medida, cada una independientemente de las otras, y como ya se dijo, se sintetiza la información que cada serie puede dar respecto a la distribución de probabilidades de la h en el punto al que se refiere por medio de los parámetros  $\bar{h}$ , estimación de  $M\{h\}$  y  $g_h$ , estimación de  $\gamma\{h\}$

—Por otro lado, se determina uno o más parámetros, que puedan expresar en forma numérica y que sirven para caracterizar la posición de cada punto en la particular morfología del territorio.

Dicho esto, en una *segunda fase* de las elaboraciones:

—Se correlacionan los valores asumidos en cada pluviómetro tanto por  $\bar{h}$  y  $g_h$ , como por uno u otro de los parámetros adoptados para caracterizar la posición del pluviómetro.

—Se procura delimitar las zonas en que sea legítimo admitir o que, de acuerdo con la hipótesis I del párrafo 32  $\gamma\{h\}$  y  $M\{h\}$  varían de un punto a otro, con  $\gamma\{h\}$  que varía en función de  $M\{h\}$  o que, de acuerdo con la hipótesis II del mismo párrafo 32,  $\gamma\{h\}$  adquiera valor único en todos los puntos y  $M\{h\}$  permanezca también constante o varíe de punto a punto.

—Se especifican para cada zona o los valores de  $\gamma\{h\}$  y de  $M\{h\}$ , cuando éstos adquieran valor único, o, en caso contrario, las leyes con que  $M\{h\}$  varía en función del parámetro Z, escogido entre los otros para caracterizar la posición de cada punto, y  $\gamma\{h\}$  varía en función de  $M\{h\}$ .

La metodología empleada en el análisis regional de la segunda fase es la acostumbrada en las investigaciones estadísticas:

1) Se formula una hipótesis de trabajo.

2) Se procede a una primera y preliminar comprobación de la hipótesis.

3) Si la comprobación es positiva, se acepta y se precisa la hipótesis.

4) Se obtienen las consecuencias que proceden de la hipótesis así precisada.

5) Se acepta definitivamente la hipótesis solamente si dichas consecuencias concuerdan con los datos.

Pero, para que la investigación tenga éxito, se necesita que la hipótesis de trabajo tenga fundamento físico. Por esto, en el caso específico, escogiendo como hipótesis de trabajo una u otra de las hipótesis I y II expuestas en el párrafo 32.

a) Por un lado, se consideran las implicaciones que cada una de dichas hipótesis comporta respecto a la Y (valores "y" asumidos por Y en los diversos puntos correlacionados entre sí;  $M\{y\}$  y  $\gamma\{y\}$  variables de punto en punto, con  $\gamma\{y\}$  que varía en función de  $M\{y\}$ , en hipótesis I;  $M\{y\}$  y  $\gamma\{y\}$  ambos constantes en toda la zona, en la hipótesis II) y se comprueba que éstas sean compatibles con el clima y con la morfología de la región.

b) Por otro lado, tomando como referencia los resultados de investigaciones desarrolladas en regiones distintas o con climas netamente diversos [2], se tiene en cuenta que  $\gamma\{h\}$  tiende a asumir valores tanto más pequeños cuanto más grande es  $M\{h\}$ , con dispersiones entre los valores de  $\gamma\{h\}$  que corresponden a los diversos valores de  $M\{h\}$  y que, para una igual diferencia de  $M\{h\}$ , a su vez resultan tanto más pequeños cuanto más grandes son los valores de  $M\{h\}$ .

Considerando lo que antes se dijo, una vez que se haya aceptado la hipótesis en base a las comprobaciones sumarias del punto b, de carácter cualitativo y efectuadas generalmente por vía gráfica, se le da una formulación precisa (punto 3) y, como consecuencia de la hipótesis (punto 4), se definen para cada estación de medida:

—Los valores  $M$  y  $\gamma$  que  $M\{h\}$  y  $\gamma\{h\}$  deberían asumir en el caso en que la hipótesis fuera válida;

—Las dispersiones máximas que, salvo casos excepcionales, se podrían tener entre  $M\{h\}$  y la estimación  $\bar{h}$  de  $M\{h\}$  o entre  $\gamma\{h\}$  y la estimación  $g_h$  de  $\gamma\{h\}$  cuando se obtuvieran dichas estimaciones de un número  $n$  de datos igual al que se dispone en la estación medida (*dispersiones máximas de muestreo previsibles*).

—Consecuentemente, los intervalos en los que deberían recaer respectivamente  $\bar{h}$  y  $g_h$  para dicho valor de  $n$  en el caso en que, de acuerdo con la hipótesis, fueran  $M\{h\} = M$  y  $\gamma\{h\} = \gamma$  (intervalos de control de la hipótesis  $M\{h\} = M$  y de la hipótesis  $\gamma\{h\} = \gamma$ ).

Dicho esto, en el control indicado en el punto 5 se admite que la hipótesis de trabajo pueda aceptarse en vía definitiva solamente si a menos de un número percentual aceptable de excepciones, para todas las estimaciones de medidas los valores de  $\bar{h}$  y de  $g_h$ , deducidos en la primera fase de elaboraciones con los  $n$  datos disponibles en cada estación, recaen en el interior de los intervalos de control correspondientes.

Pero, como ya se ha dicho en el párrafo 31, una parte de la dispersión ( $\bar{h} - M$ ) o de la dispersión ( $g_h - \gamma$ ) podría deberse no solamente a error por defecto de muestreo en la estimación de  $M\{h\}$  y de  $\gamma\{h\}$ , sino al hecho que los efectivos valores de  $M\{h\}$  y de  $\gamma\{h\}$  difieren de aquéllos  $M$  y  $\gamma$ , deducidos en base a la hipótesis.

Esto es, podría verificarse que, a pesar de que el control resulte positivo, la hipótesis lleve a valores de  $M$  o de  $\gamma$  diferentes de  $M\{h\}$  y de  $\gamma\{h\}$ .

Naturalmente, la dispersión que puede existir entre  $M$  y  $M\{h\}$  y entre  $\gamma$  y  $\gamma\{h\}$  es, para una igual probabilidad, tanto mayor cuanto mayor es la amplitud del intervalo de control. En particular, puesto, que, a igualdad de toda otra condición, la amplitud del intervalo de control es tanto mayor cuanto menor es el número  $n$  de datos disponibles y cuanto mayor es el coeficiente de variación  $\gamma\{h\}$ , el control podría no tener más significado cuanto en la estación de medidas se disponga tan sólo de un número reducido de datos, y, al mismo tiempo,  $\gamma\{h\}$  adquiriera los valores más altos.

Cuando sea necesario, se evita el inconveniente utilizando las indicaciones que pueden obtenerse o de los datos ya considerados, elaborándolos en forma diversa, o de cualquier otro dato.

Por ejemplo, para comprobar la hipótesis que entre puntos diferentes de una zona existe una similitud hidrológica respecto a la  $h$ , se consideran de dos en dos las series estadísticas correspondientes a pluviómetros diversos y se verifica si, de la comparación entre los valores de  $h$  registrados contemporáneamente en el período de observaciones común, de cada una de dichos pares de series se deduzca una estimación  $r$  del coeficiente de correlación  $\rho$  que, como prueba de la validez de la hipótesis, sea muy alta.

Naturalmente, dicha última elaboración sirva también para obtener indicaciones sobre el valor que puede asumir el coeficiente de variación  $\gamma\{A\}$  del aflujo meteórico anual  $A$  sobre cualquier cuenca dentro de la zona.

34: Aún si aplicadas a un esquema diverso, las metodologías adoptadas para resolver los problemas indicados en los puntos 2 y 3 del párrafo 27 se basan sobre criterios de análisis regional análogos a aquéllos ya ilustrados.

Como es obvio, refiriéndose a las esquematizaciones introducidas en el párrafo 31, al enfrentar dichos problemas las variables  $Y$  y  $X$  se identifican respectivamente con el aflujo meteórico anual  $A$  que puede caer en una cuenca y con la escorrentía anual  $D$  que se verifica en la sección  $Z$  que subtiende la cuenca.

Dicho esto, es lícito admitir que en general las diferencias que se verifican entre los valores  $D_A$ ,  $D_B$ ,  $D_C$ , ..... asumidos por  $D$  en secciones  $A$ ,  $B$ ,  $C$ , ..... diversas, y, en particular, entre los valores asumidos por  $M\{D\}$  y por  $\gamma\{D\}$  en cada una de dichas secciones, se deban:

-En parte al hecho que pasando de una a otra sección varían los valores asumidos por el aflujo meteórico anual  $A$  en la cuenca subtensa, y en particular, por  $M\{A\}$  y por  $\gamma\{A\}$ .

-En parte, al hecho de que el proceso por el que se pasa de  $A$  a  $D$  en cada una de dichas cuencas pueda evolucionar en forma diversa llevando para una misma  $A$  a diversos valores de  $D$ , por efecto de factores locales y de factores causales que, junto con  $A$ , intervienen en el proceso, diferenciando una cuenca de otra.

Con estas premisas, si se miden  $A$  y  $D$  en mm de lámina de agua uniformemente distribuida sobre la proyección horizontal  $S$  de la superficie de la cuenca, en vía de esquematización, cuencas diversas podrían resultar hidrológicamente similares solamente si en el proceso que lleva de  $A$  a  $D$ , además de los factores causales, también los factores locales intervienen en forma tal de no diferenciar una cuenca de otra.

Por lo que se ha dicho, en tales condiciones pasando de una cuenca a otra,  $M\{D\}$  debería variar solamente porque varía  $M\{A\}$  y  $\gamma\{D\}$  debería variar solamente porque varía  $\gamma\{A\}$ : esto es, deberían resultar  $M\{D\} = m(M\{A\})$  y  $\gamma\{D\} = g(\gamma\{A\})$ , (indicando respectivamente con  $m$  y  $g$  los enlaces funcionales entre  $M\{D\}$  y  $M\{A\}$  y entre  $\gamma\{D\}$  y  $\gamma\{A\}$ ).

Considerado todo esto, al fin de comprobar si entre las cuencas subtensas por las secciones  $A$ ,  $B$ ,  $C$ , ..... en que se dispone de mediciones directas de  $D$ , exista similitud hidrológica bastaría:

-Estimar preliminarmente los parámetros  $M\{A\}$  y  $\gamma\{A\}$  que caracterizan la distribución de probabilidades de los aflujos meteóricos  $A$  sobre cada cuenca, en la suposición, además legítima, que eso sea posible en todo caso.

-Verificar:

1) Si los pares de valores asumidos de cuenca en cuenca por  $M\{A\}$  y por la estimación  $\bar{D}$  de  $M\{D\}$ , deducidas de los datos recolectados en la estación hidrométrica que la subtiende, están correlacionadas entre sí.

2) Si los pares de valores asumidos de cuenca en cuenca por  $\gamma\{A\}$  y por  $g_D$ , estimación de  $\gamma\{D\}$  deducida de los valores de  $g$  registrados en la estación hidrométrica que la subtiende, son a su vez correlacionados entre sí.

Cuando esto se verificara, la similitud hidrológica entre las cuencas subtensas por A, B, C, ..... podría definirse con la ley de regresión de  $\bar{D}$  sobre  $M\{A\}$ , asumida para representar la ley  $M\{D\} = m(M\{A\})$ , y con la ley de regresión de  $g_D$  sobre  $\gamma\{A\}$ , asumida a su vez para representar la ley  $\gamma\{D\} = g(\gamma\{A\})$ .

Pero se debe observar que, por lo que se dedujo en precedentes investigaciones [2] ya mencionadas en el párrafo 32, resulta legítimo asumir que, para zonas de territorio también muy amplias, pasando de una cuenca a otra,  $\gamma\{A\}$  varíe en función de  $M\{A\}$  no obstante que los valores asumidos cada año por A en las diferentes cuencas pueden resultar no correlacionados entre sí.

Por eso, se debe presuponer que, en condiciones de similitud hidrológica, el coeficiente de variación  $\gamma\{D\}$  y el valor medio  $M\{D\}$  de D, el primero correlacionado con  $\gamma\{A\}$  y el segundo con  $M\{A\}$ , resulten a su vez correlacionados entre sí.

Esto procede que, para fines prácticos, utilizando solamente los datos hidrométricos recolectados en las estaciones de medidas A, B, C, .....:

-Se deducen para cada estación las estimaciones  $\bar{D}$  de  $M\{D\}$  y  $g_D$  de  $\gamma\{D\}$  y se deduce la ley de regresión de  $g_D$  sobre  $\bar{D}$ .

-Se define la ley de similitud hidrológica entre las cuencas subtensa por A, B, C, ..... antes que por medio de las leyes  $M\{D\} = m(M\{A\})$  y  $\gamma\{D\} = g(\gamma\{A\})$ , por medio de las leyes  $\bar{D} = m(M\{A\})$   $g_D = g(M\{D\})$ , representando la primera con la ley de regresión de  $\bar{D}$  sobre  $M\{A\}$  y la segunda con la ley de regresión de  $g_D$  sobre  $\bar{D}$ .

Considerando lo que antes se dijo, para extender el criterio de similitud hidrológica así definido a otra cuenca en que faltan datos hidrométricos, para estimar que valores asumen  $M\{D\}$  y  $\gamma\{D\}$  en la sección que lo subtiende, se necesita tener elementos que autoricen a juzgar que, en el proceso que lleva de A a D en la cuenca que se considera, los factores locales intervienen en manera tal de no diferenciarla de las cuencas subtensas por las estaciones de medida A, B, C, ..... En particular, se necesita y basta comprobar que la ley  $M\{D\} = m(M\{A\})$ , válida para las cuencas subtensas por las estaciones de medidas A, B, C, ..... pueda extenderse también a la cuenca que interesa.

Con este propósito, con un análisis más detallado de los datos disponibles:

-Se identifica un número de parámetros, lo más limitado posible para traducir en forma numérica las características de la cuenca que más interesan para fines del proceso que lleva de A a D, como, por ejemplo, las características morfológicas y las características hidrográficas y, eventualmente, la presencia de nevaños y glaciales.

-Se examina qué conexión existe entre los valores que dichos parámetros asumen en las cuencas subtensas por las estaciones de medidas A, B, C, y el hecho de que las mismas son hidrológicamente similares entre sí.

Cuando sea necesario, y con la finalidad de precisar la ley  $M\{D\} = m(M\{A\})$ , se profundiza el análisis de las modalidades con las que se desarrolla el proceso hidrológico que lleva de A a D. En particular, con el propósito de tener posteriores términos de comparación entre las cuencas subtensas por las estaciones de medidas A, B, C, ..... y entre éstas y la cuenca que interesa, además de los valores asumidos por  $M\{A\}$  y por  $M\{D\}$ , se toman en consideración también los valores medios asumidos por otra magnitud hidrológica, que, junto con A, intervenga en el proceso como causa activa y para la cual, como para A, con los datos disponibles se pueda estimar el valor medio no solamente en cada una de las cuencas subtensas por las estaciones de medidas A, B, C, ..... sino también en la cuenca que interesa [3] [4].

## BIBLIOGRAFIA

- [1] CARLO VIPARELLI: "Idrología aplicada all'ingegneria", Fondazione Politecnica per il Mezzogiorno d'Italia, Quaderno n. 1, Napoli 1964.
- [2] R. GARCIA AGREDA - G. RASULO - R. VIPARELLI: "Pluviometric zones and the criteria to define their boundaries for regions with scarce data".
- [3] R. VIPARELLI - R. GARCIA AGREDA: "Perfil esquemático del clima y de la hidrología de Bolivia", Istituto Italo-Latino Americano e Istituto de Costruccion Hidraulicas de la Universidad de Napoles, Roma 1975.
- [4] ROSA VIPARELLI: "Correlazione fra afflussi e deflussi annui in un bacino impermeabile", XIV Convegno di Idraulica e di Costruzioni Idrauliche, Napoli 1974.

## INDICE DE FIGURAS

- Fig. 1: Ejemplo de diagramas de demanda [c] correspondientes a un solo uso.
- Fig. 2: Ejemplo de diagramas de demanda [c] correspondiente a K usos diversos
- Fig. 3: Diagramas de demanda [E] y [E<sub>min</sub>] en el caso de valores p<sub>i</sub> diversos según el uso.
- Fig. 4: Ejemplo de diagrama de disponibilidad [M {D}] en el año medio.
- Fig. 5: Ejemplo de diagrama [T<sub>r</sub>D] para T = 20 y r = 0,025
- Fig. 6: Ejemplo de diagrama [T<sub>r</sub>D<sub>n</sub>] para n = 4, T = 20 y r = 0,025.
- Fig. 7: Ejemplo de curvas de posibilidades de regulación para asignados valores de T y de r en la hipótesis de entrega constante: para T = 20 y r = 0,025.
- Fig. 8: Ejemplo de curvas de posibilidades de regulación para asignados valores de T y de r en la hipótesis de entrega variable (para riego): para T = 20 y r = 0,025.
- Fig. 9: Ejemplo de curvas de posibilidades de regulación para asignados valores de p en la hipótesis de entrega constante: para T = 20, r = 0,025 y p = 0,05.
- Fig. 10: Ejemplo de curvas de posibilidades de regulación para asignados valores de p en la hipótesis de entrega variable (para riego): para T = 20, r = 0,025 y p = 0,05.
- Fig. 11: Ejemplo de comparación entre curvas de posibilidades de regulación correspondientes a un asignado valor de p y curvas de posibilidades de regulación correspondientes a asignados pares de valores de T y de r: en la hipótesis de entrega correspondiente a 2 usos diversos (30% uso potable, 70% uso de riego) con p = 0,05.





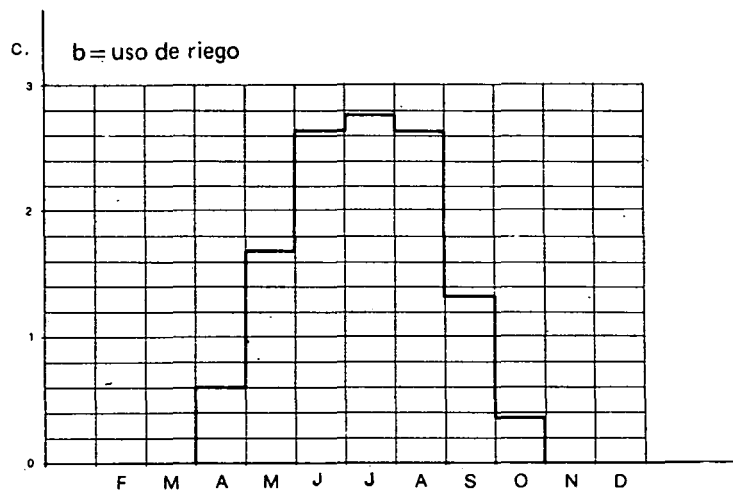
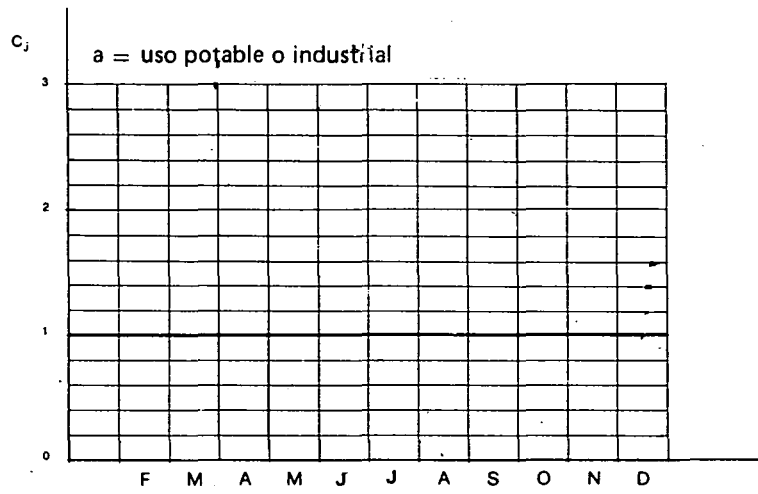


Fig. 1: Ejemplo de diagramas de pedido [c] correspondientes a un solo uso.

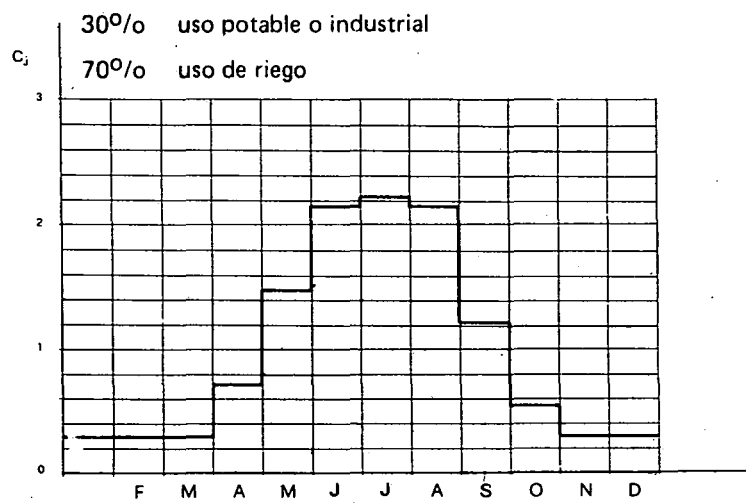


Fig. 2: Ejemplo de diagramas de pedido [c] correspondiente a K. usos diversos.

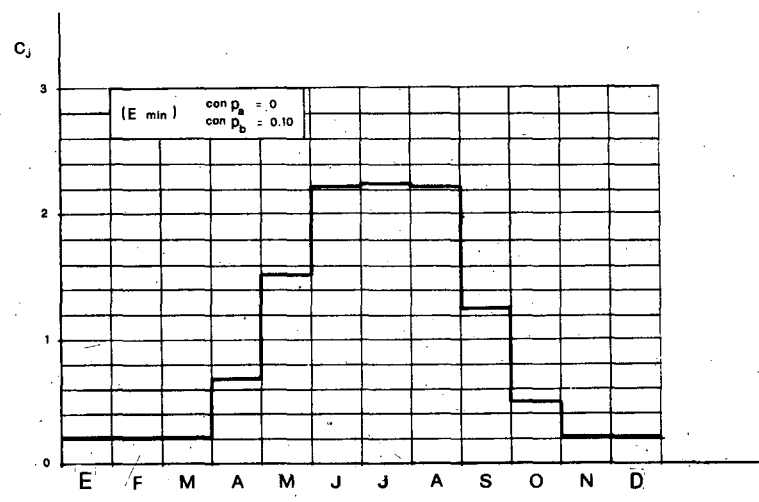
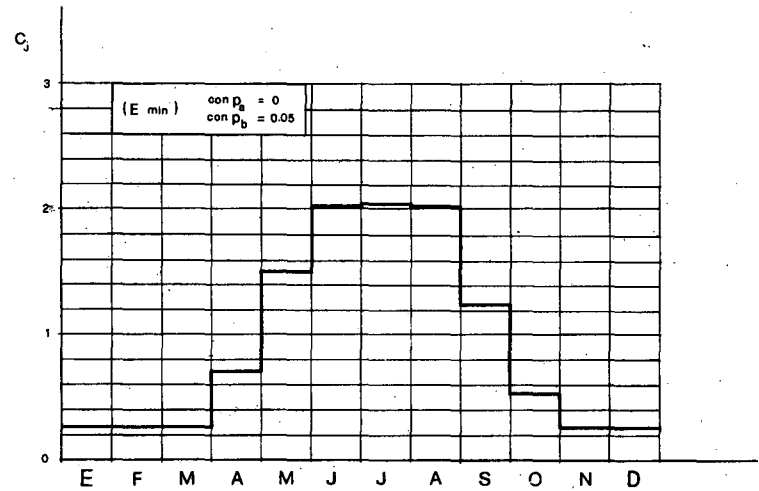
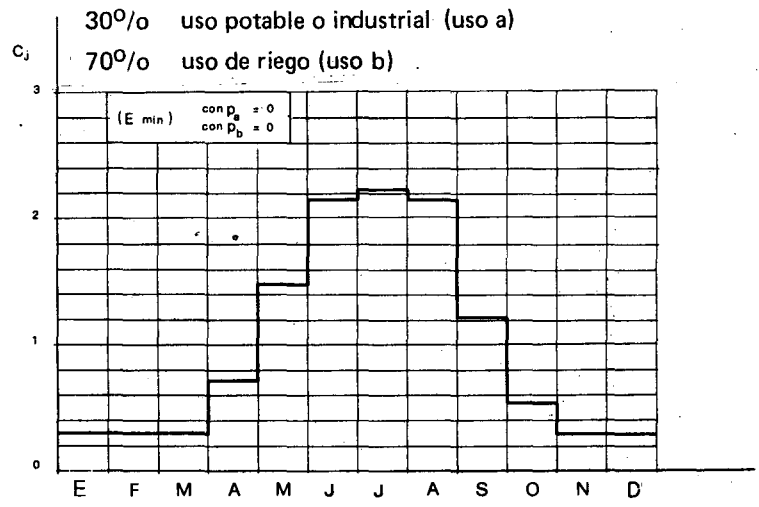


Fig. 3: Diagramas de pedido  $[E]$  y  $[E_{min}]$  en el caso de valores  $p_i$  diversos según el uso.

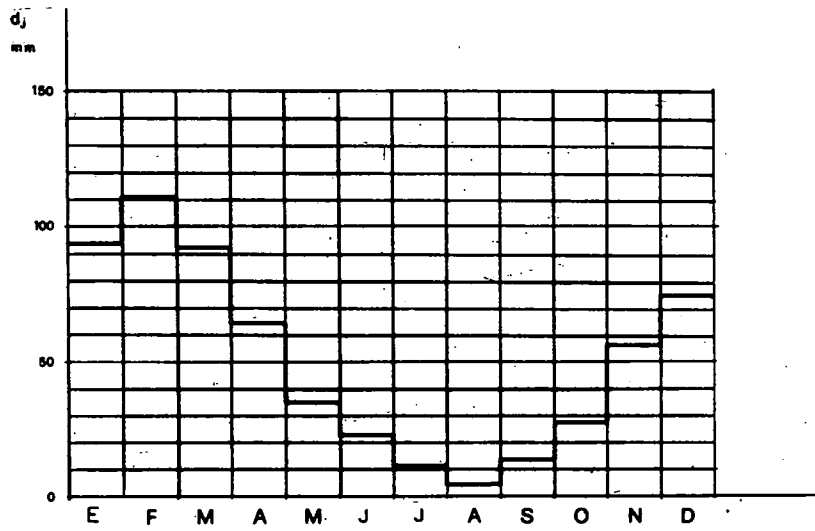


Fig. 4: Ejemplo de diagrama de disponibilidad  $[M \{D\}]$  en el año medio.

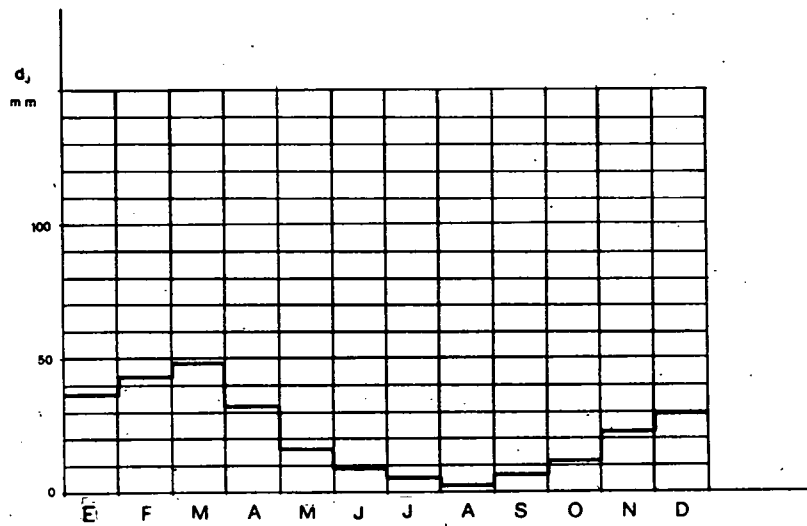


Fig. 5: Ejemplo de diagrama  $[T, r, D]$  para  $T = 20$  y  $r = 0,025$ .

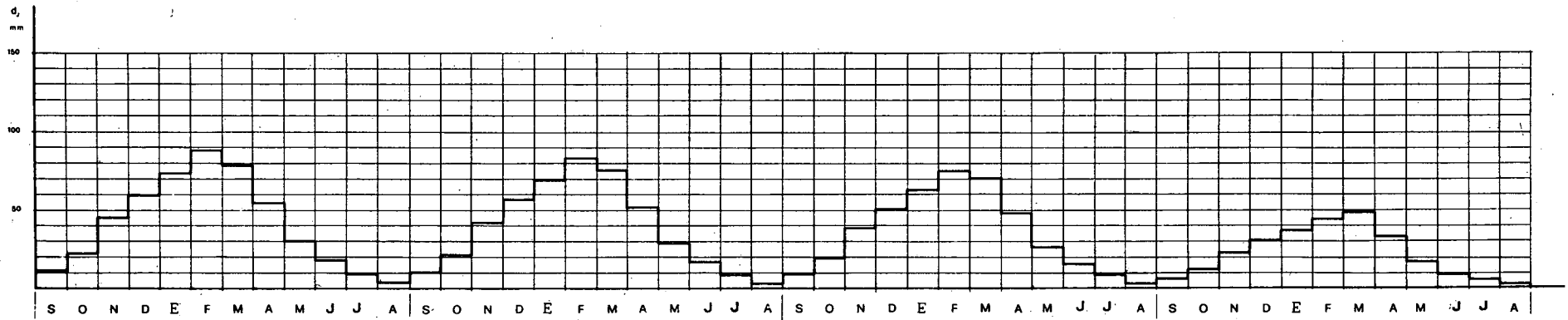


Fig. 6: Ejemplo de diagrama  $[T, r, D_n]$ : para  $n = 4$ ,  $T = 20$  y  $r = 0,025$ .

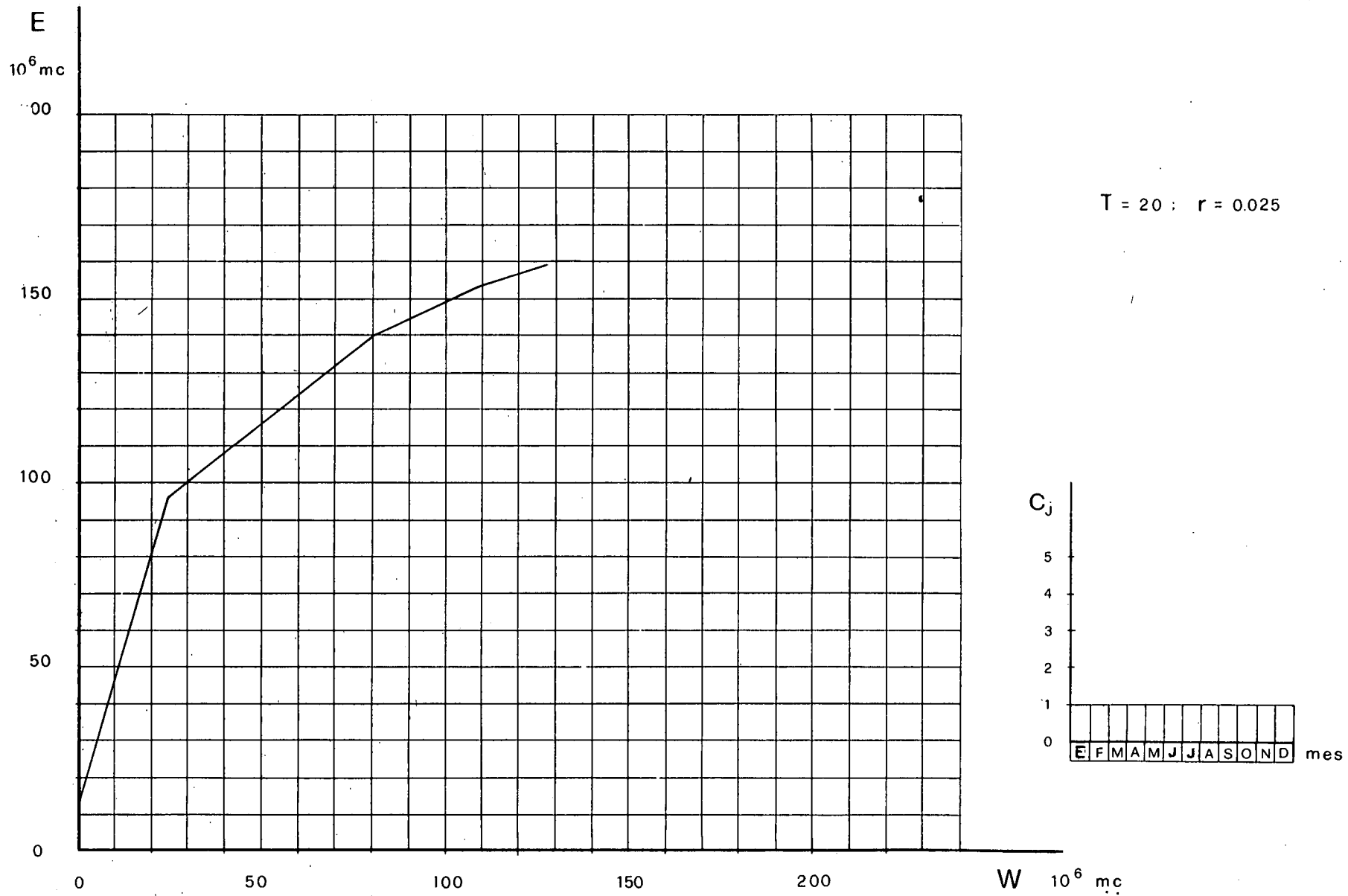


Fig. 7: Ejemplo de curvas de posibilidades de regulación para asignados valores de  $T$  y de  $r$  en la hipótesis de entrega constante: para  $T = 20$  y  $r = 0,025$ .

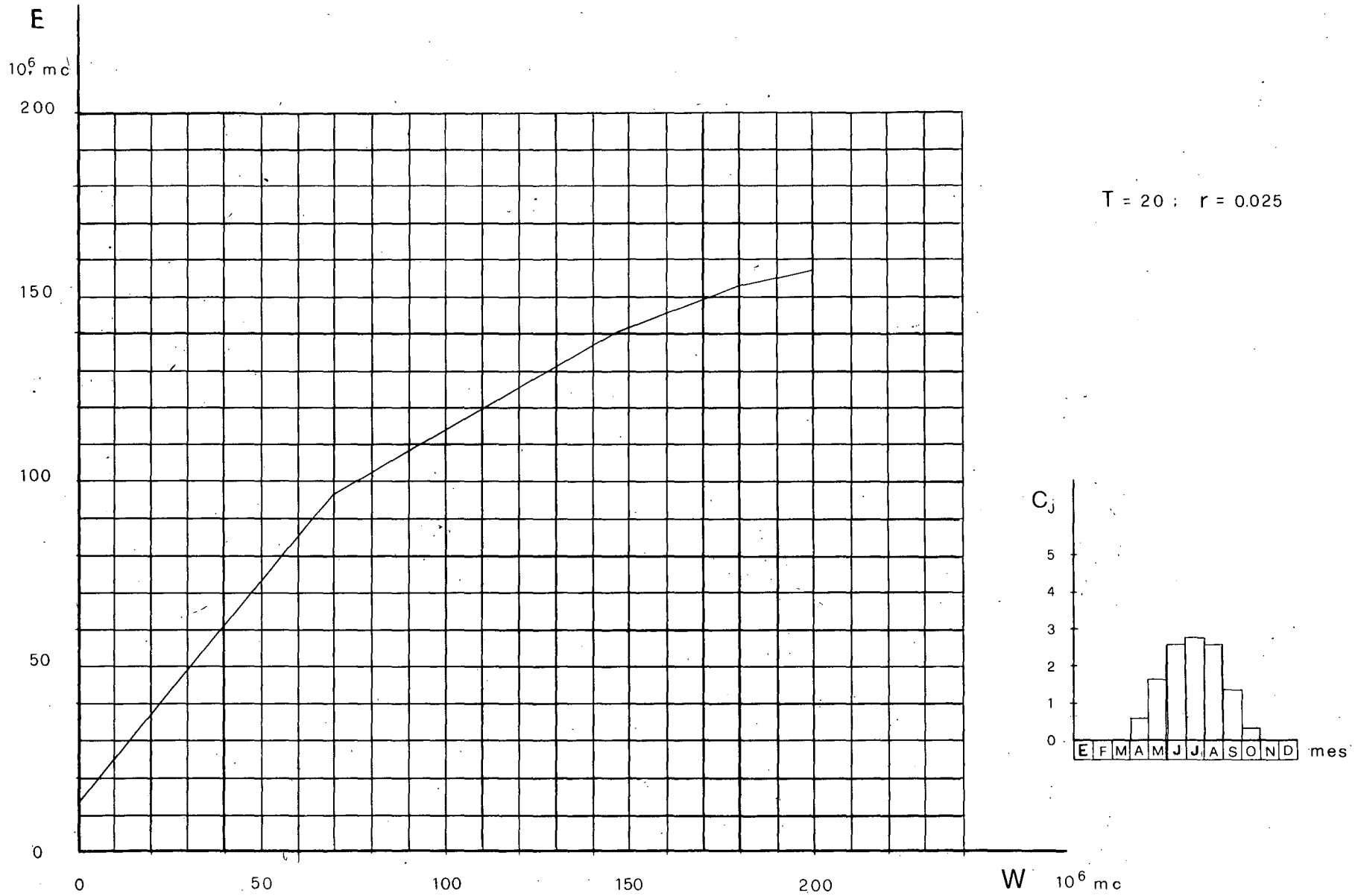
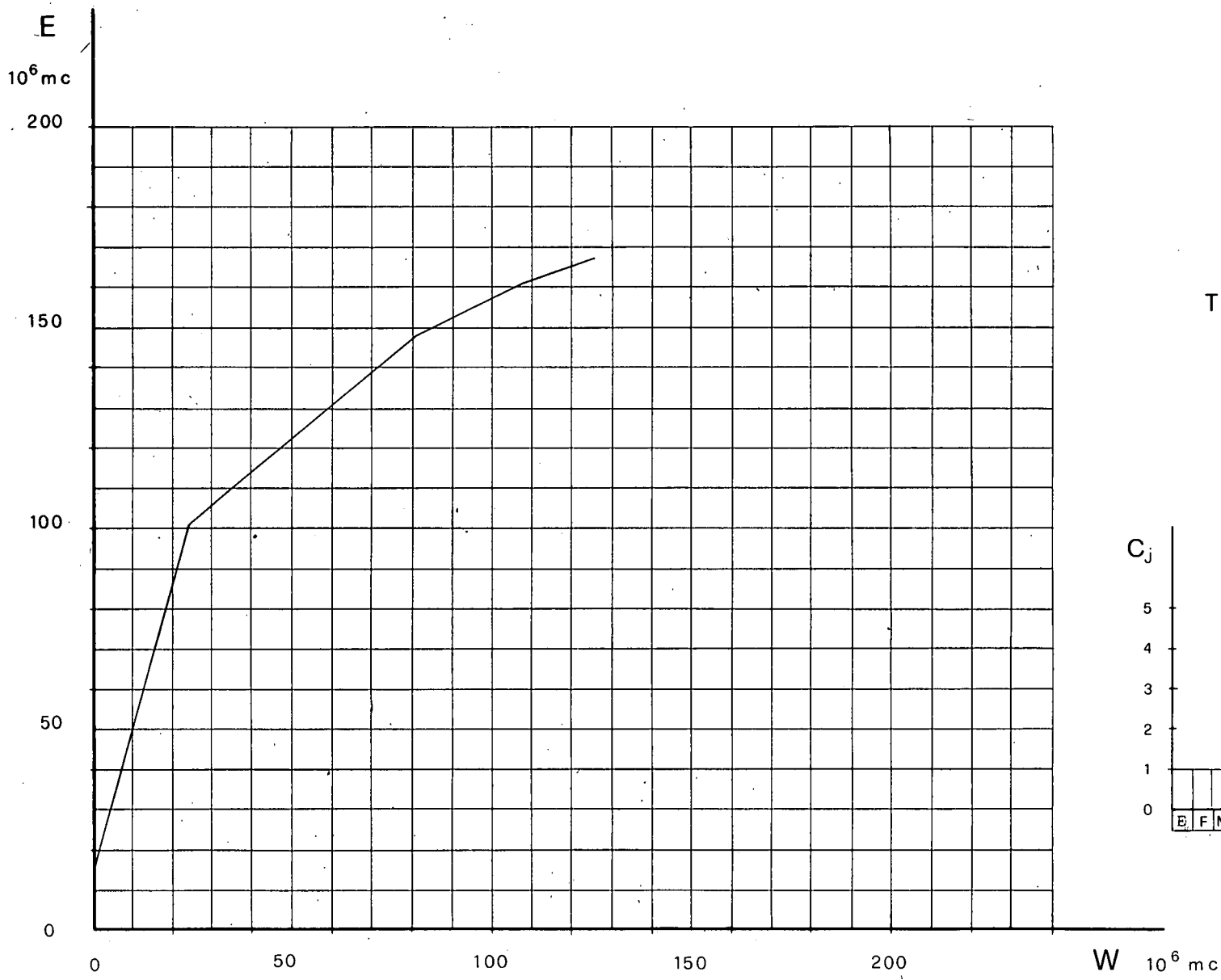


Fig. 8: Ejemplo de curvas de posibilidades de regulación para asignados valores de  $T$  y de  $r$  en la hipótesis de entrega variable (para riego): para  $T = 20$  y  $r = 0,025$ .



$T = 50 ; r = 0.025 (p = 5\%)$

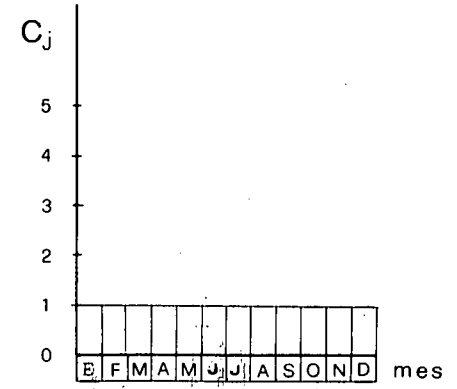


Fig. 9: Ejemplo de curvas de posibilidades de regulación para asignados valores de  $p$  en la hipótesis de entrega constante: para  $T = 20, r = 0,025$  y  $p = 0,05$ .



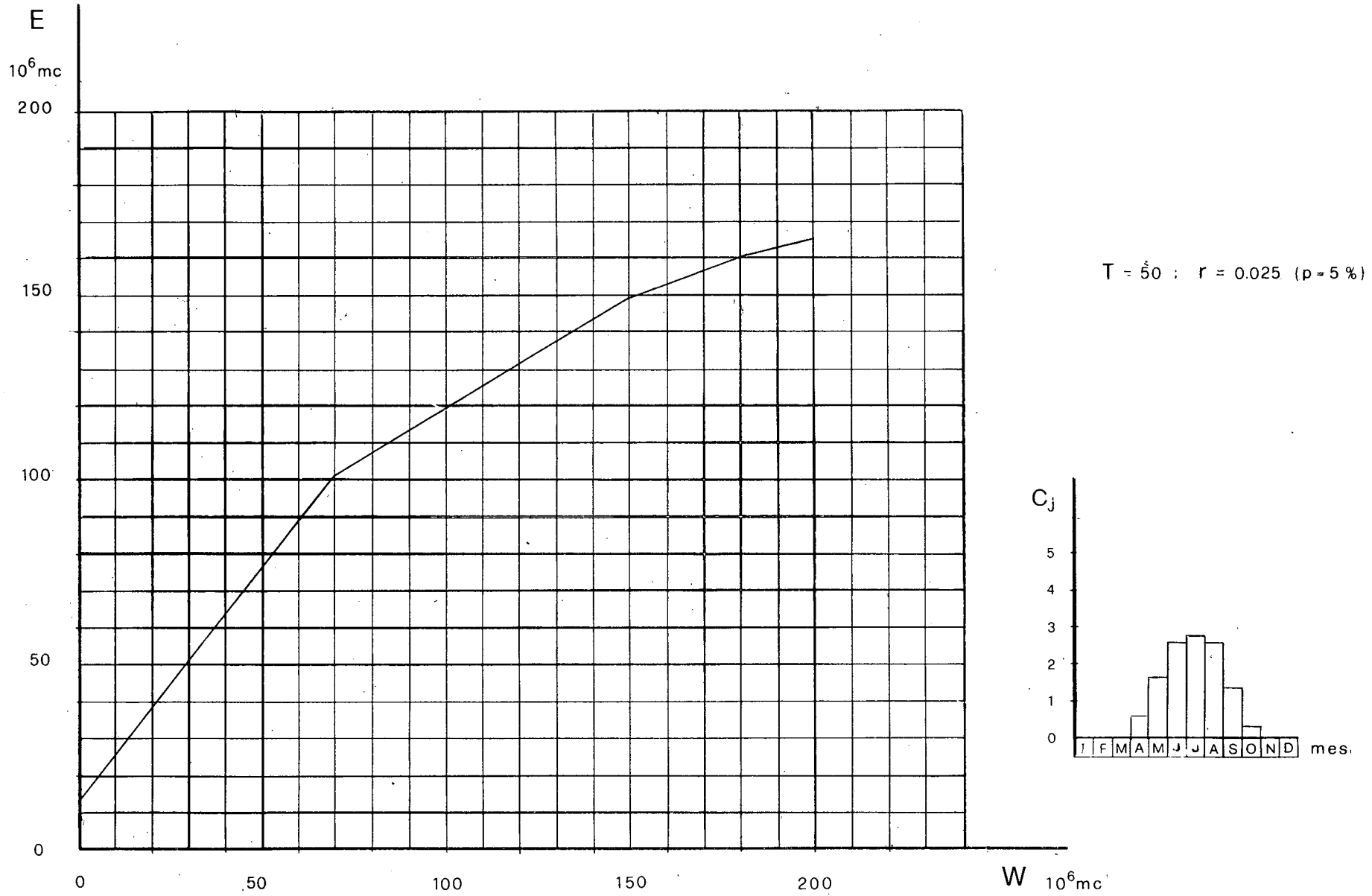
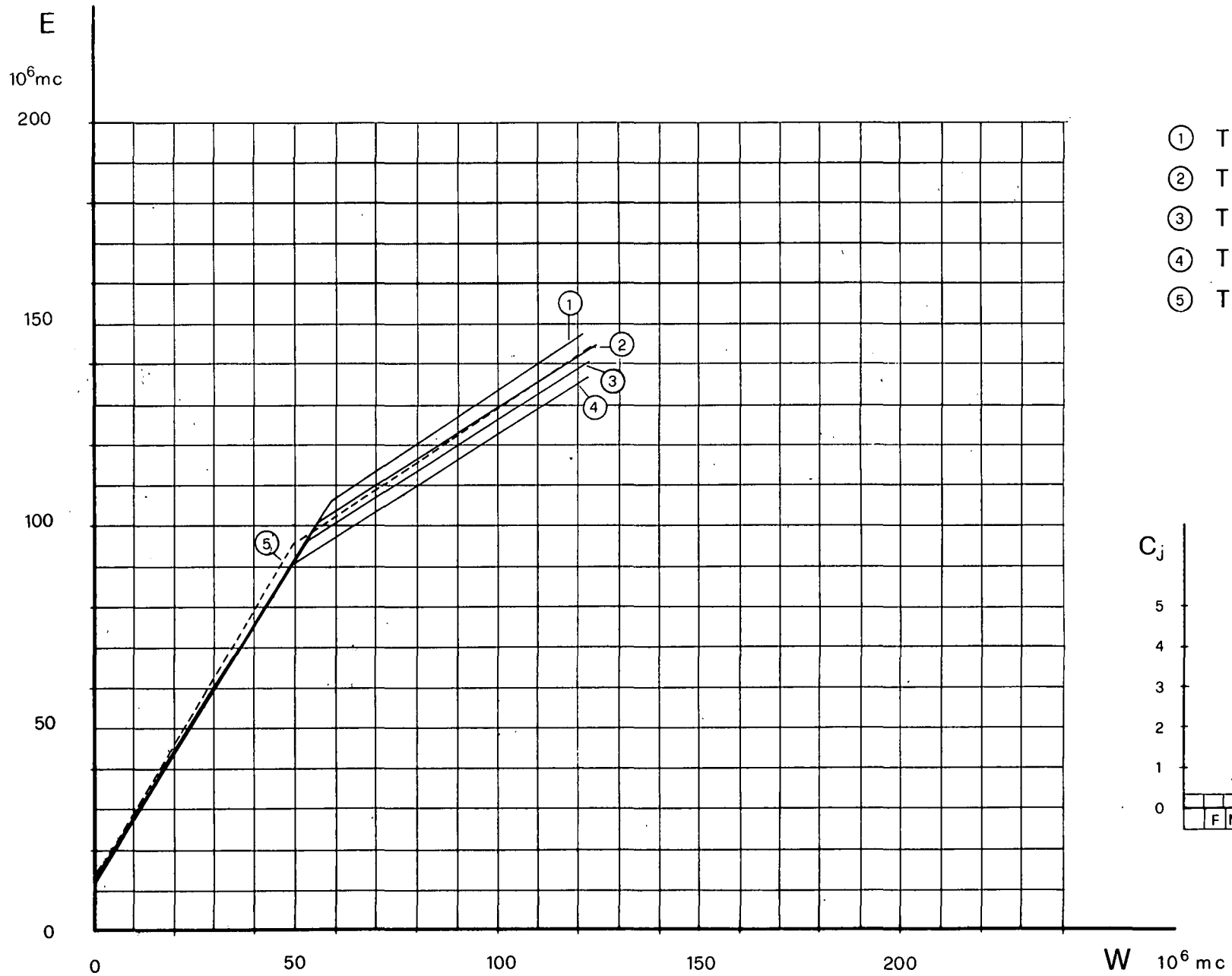


Fig. 10: Ejemplo de curvas de posibilidades de regulación para asignados valores de  $p$  en la hipótesis de entrega variable (para riego): para  $T = 20$ ,  $r = 0,025$  y  $p = 0,05$ .



- ①  $T = 10 ; r = 0.05$
- ②  $T = 20 ; r = 0.05$
- ③  $T = 20 ; r = 0.025$
- ④  $T = 50 ; r = 0.025$
- ⑤  $T = 50 ; r = 0.025 (p = 5 \%)$

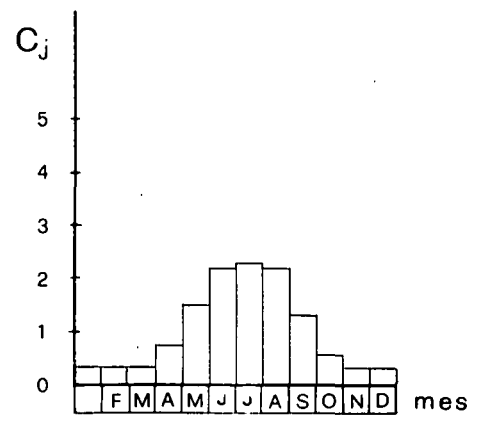
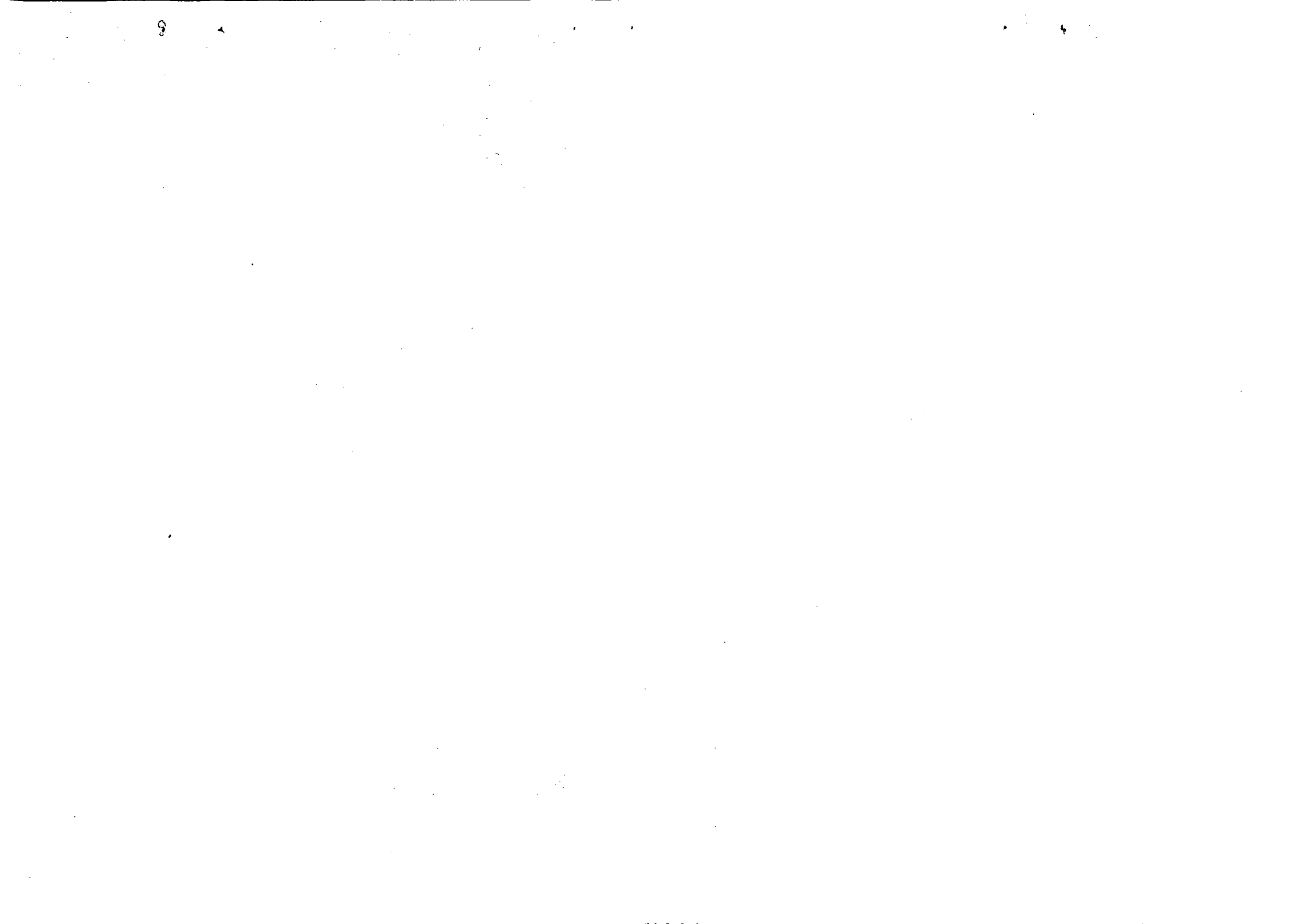
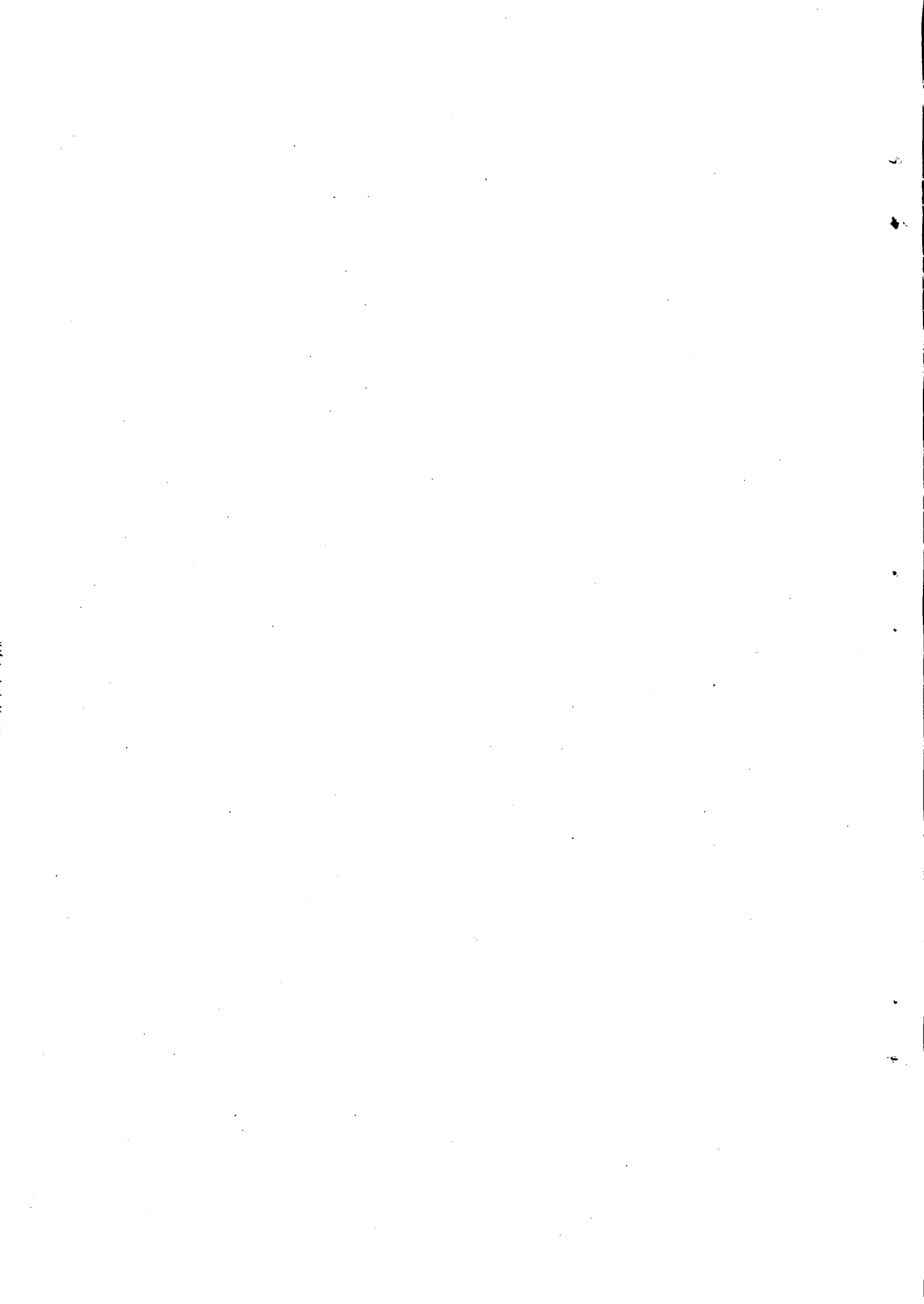


Fig. 11: Ejemplo de comparación entre la curva de posibilidad de regulación correspondiente a un asignado valor de  $p$  y la curva de posibilidad de regulación correspondiente a un asignado par de valores de  $T$  y de  $r$ : con la hipótesis de entrega correspondiente a 2 usos diversos (30% uso potable, 70% uso de riego) con  $p = 0,05$ .

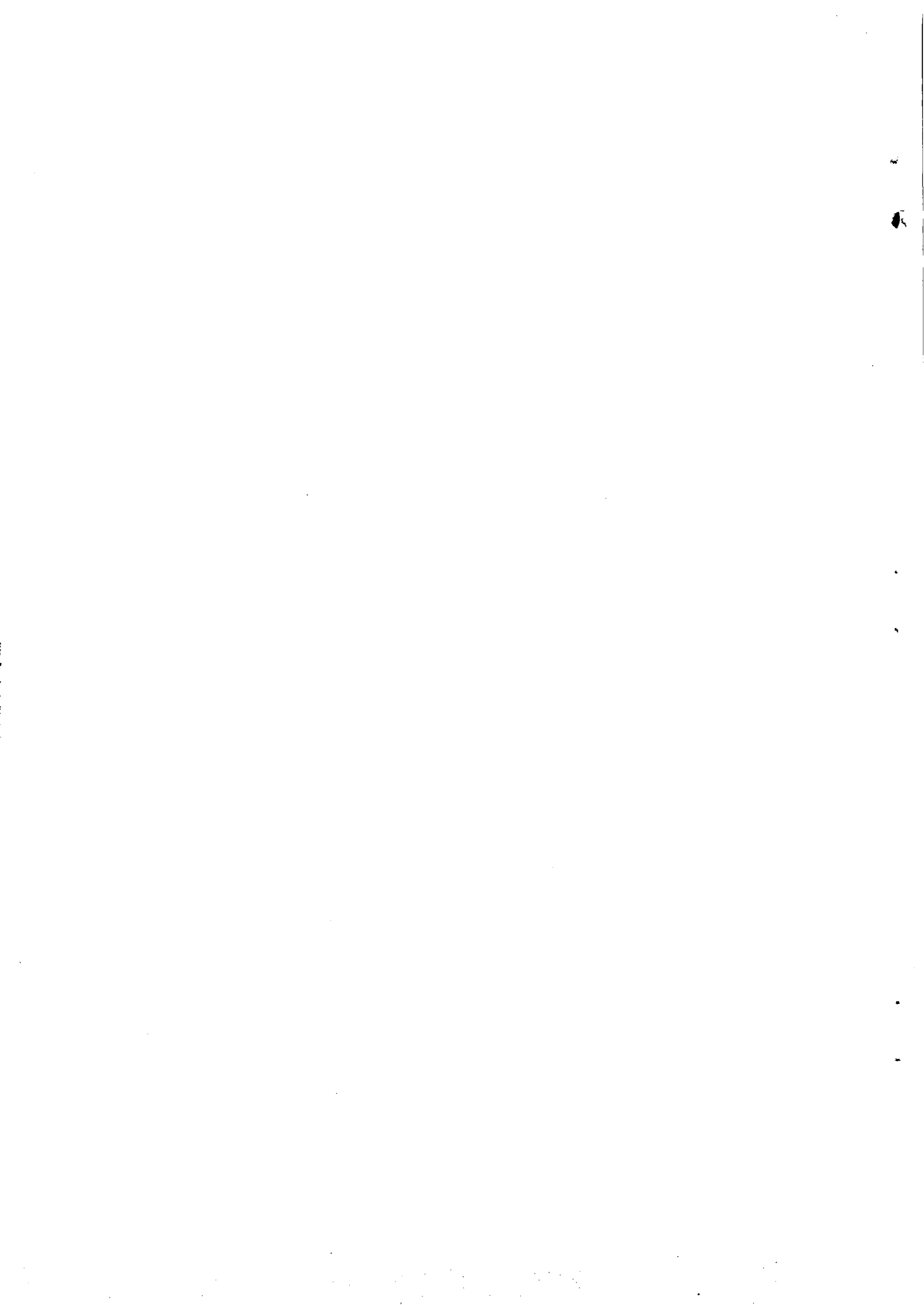


# PLUVIOMETRIA



## INDICE DE PLUVIOMETRIA

Simbología y definiciones	I-1
Capítulo I:1 – Definición del Problema	I-3
Capítulo I:2 Distribución de probabilidades de la altura de lluvia $h$ en un punto.	I-7
A : Datos Disponibles	I-9
B : Primera Fase de Elaboraciones:	
Interpretación de cada serie de datos	I-11
C : Segunda Fase de Elaboraciones:	
Formulación de las hipótesis de trabajo	I-32
C <sub>1</sub> : Segunda Fase de Elaboraciones:	
División del territorio en zonas pluviométricas:	
Formulación de las hipótesis de trabajo	I-39
C <sub>2</sub> : Segunda Fase de Elaboraciones:	
División del territorio en zonas pluviométricas:	
Determinación y verificación de las hipótesis de trabajo	I-40
D : Segunda Fase de Elaboraciones:	
Subdivisión del territorio en sub-zonas pluviométricas:	
Definición de las áreas anómalas	I-42
D <sub>1</sub> : Segunda Fase de Elaboraciones:	
Subdivisión del territorio en sub-zonas pluviométricas	I-43
D <sub>2</sub> : Segunda Fase de Elaboraciones:	
Subdivisión del territorio en sub-zonas pluviométricas:	
Precisación y control de la hipótesis de trabajo	I-46
D <sub>3</sub> : Segunda Fase de Elaboraciones:	
Subdivisión del territorio en sub-zonas pluviométricas:	
Areas anómalas	I-48
Capítulo I:3 – Distribución de probabilidades de los aflujos meteorológicos anuales "A" sobre una cuenca	I-49
A : Estimación del valor medio $M \{A\}$ .	I-51
B : Estimación del coeficiente de variación $\gamma \{A\}$	I-52
Bibliografía	I-60
Indice de Cuadros	I-60
Indice de Figuras	I-61



## SIMBOLOGIA Y DEFINICIONES

Se indican con:

$h$ , en mm, la altura de lluvia anual caída en un punto genérico

–  $\phi(h)$ , la función de distribución de  $h$ ;

–  $M(h)$ ,  $\sigma(h)$  y  $\gamma(h) = \frac{\sigma(h)}{M(h)}$ , respectivamente el valor medio, la desviación típica y el coeficiente de variación en la distribución de probabilidades de  $h$ ;

–  $F(h)$ , la frecuencia acumulada que corresponde a  $h$  en la serie estadística por los valores de  $h$  registrados en un pluviómetro genérico;

–  $P(h)$ , la estimación de  $\phi(h)$ , obtenida con los datos de observación;

–  $\bar{M}$ ,  $s_h$  y  $g_h$  las estimaciones de  $M(h)$ , de  $\sigma(h)$  y de  $\gamma(h)$ , obtenidas con los datos disponibles.

–  $n$ , el número de años de información;

–  $i$ , el año genérico;

–  $j$ , el punto genérico

–  $h_{ij}$ , el valor asumido por  $h$  en el punto,  $j$  en el año  $i$  en el mes.

–  $A$ , el aflujo meteórico anual en la cuenca expresado en mm de lámina de agua uniformemente distribuida sobre la proyección horizontal  $S$  de la superficie de la cuenca.

–  $\phi(A)$ , la función de distribución de  $A$ ;

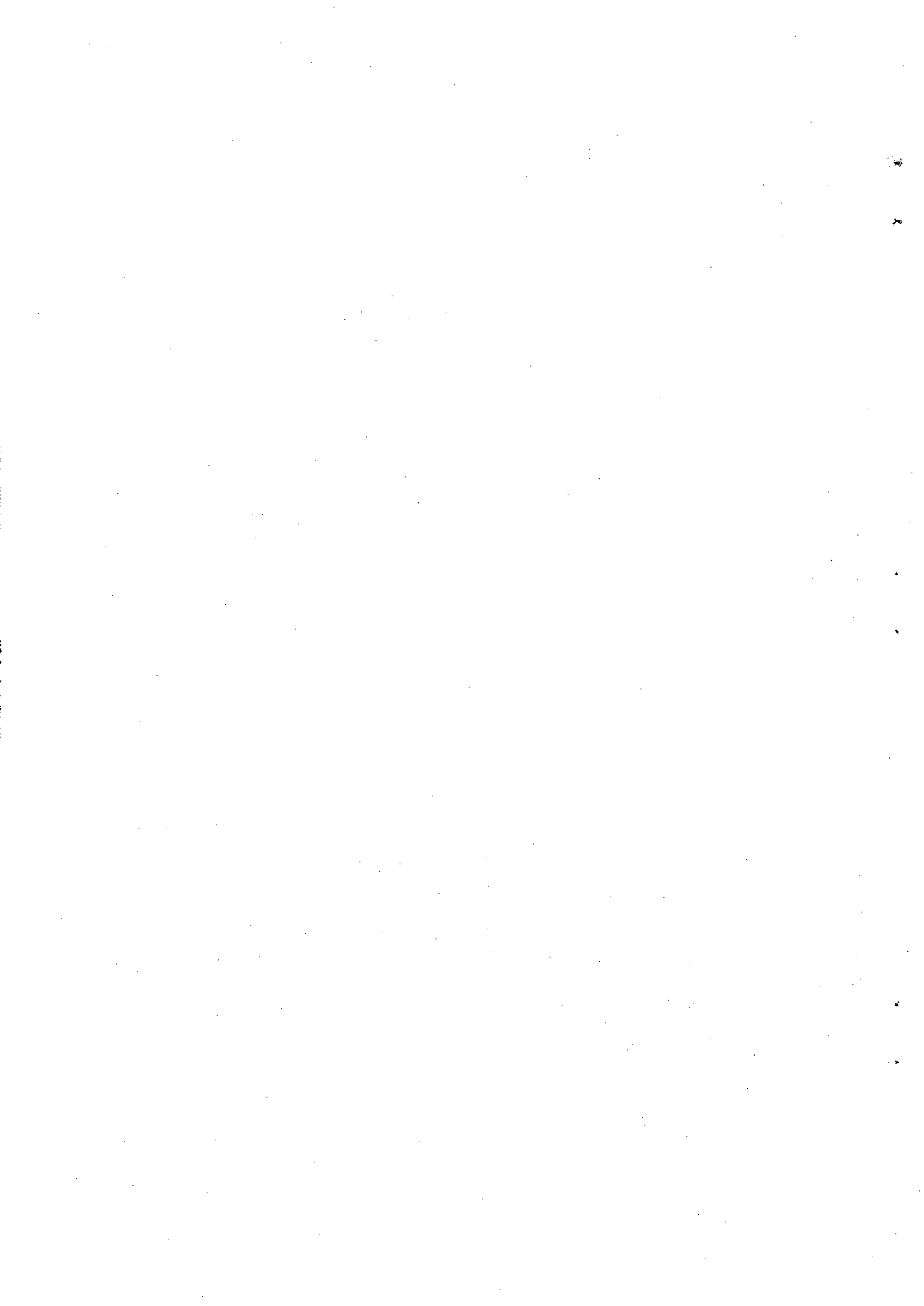
–  $M(A)$  y  $\sigma(A)$ , respectivamente, el valor medio y la desviación típica de  $A$ ;

–  $P(A)$ , la estimación de  $\phi(A)$  obtenida con los datos de observación;

–  $A$  y  $S_A$ , respectivamente las estimaciones de  $M(A)$  y de  $\sigma(A)$  obtenidas con los datos;

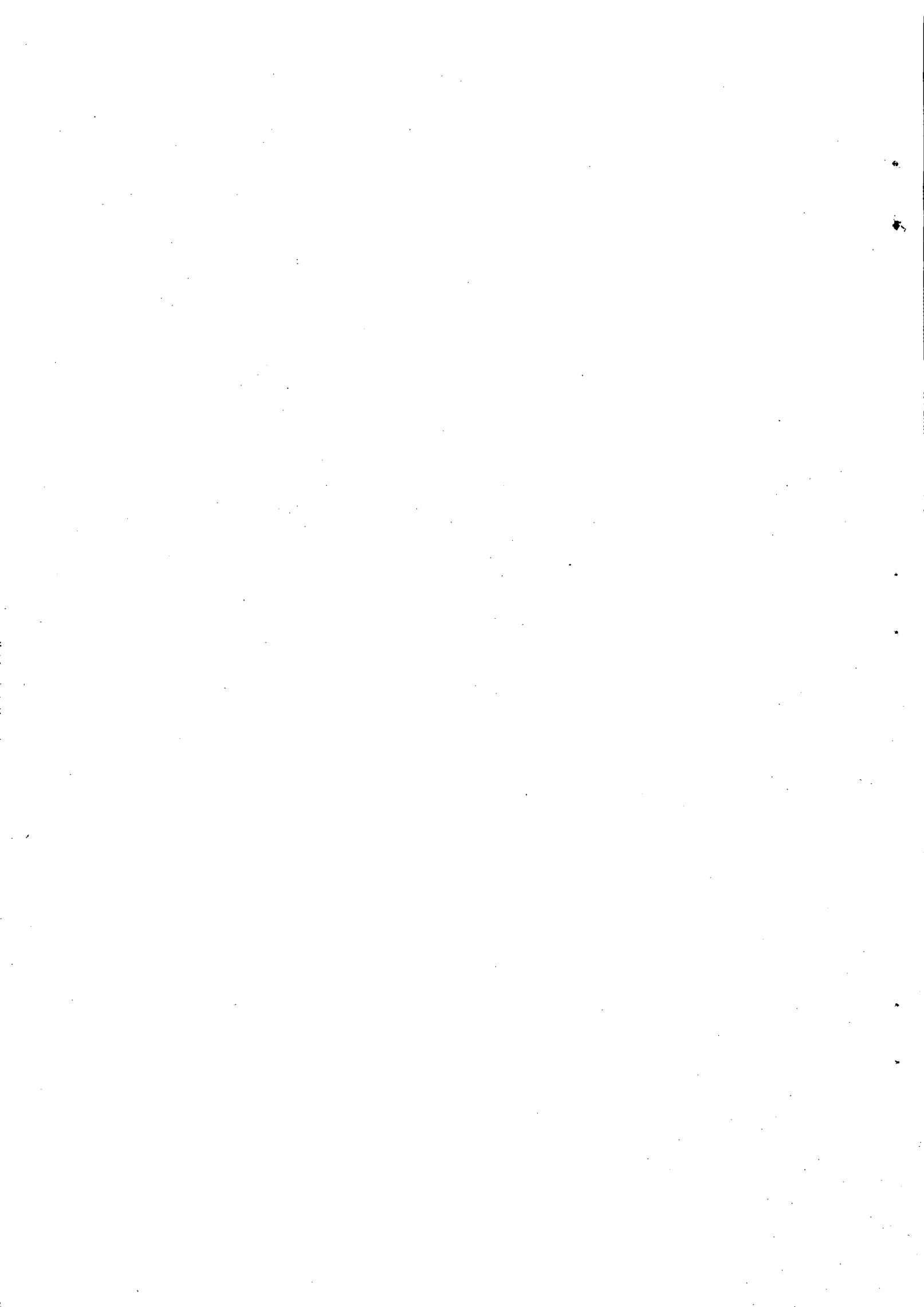
–  $A_i$ , el valor asumido por  $A$  en el año  $i$





**CAPITULO I: 1**

**DEFINICION DEL PROBLEMA:**



I:1-1. Si se indica con  $h \cdot dS$  la altura de lluvia anual caída sobre la superficie elemental  $dS$  alrededor de cada punto, el aflujo meteórico sobre una cuenca de superficie  $S$ , si es expresado en mm de lámina de agua uniformemente distribuída sobre la superficie  $S$  de la cuenca, adquiere cada año el valor:

$$A = \frac{1}{S} \int_S h \cdot dS \quad (I:1-1)$$

Como demuestra la experiencia,  $A$  puede tratarse como una variable casual distribuída según la ley logarítmico-normal de la casualidad. Así, su distribución de probabilidades resulta unívocamente definida una vez que se conozcan el valor medio  $M(A)$  y la desviación típica  $\sigma(A)$ .

I:1-2. Como se nota en la fórmula (I:1-1), para deducir los valores  $A_i$  asumidos por  $A$  en un genérico año  $i$  se necesitaría conocer la ley con la que en el mismo año  $h$  ha variado de punto en punto en el interior de  $S$  ó, por lo menos, los valores  $h_{ji}$  asumidos por  $h$  en dicho año en un número  $k$  de puntos suficientemente grandes para que, escribiendo la (I:1-1) en términos finitos:

$$A_i = \frac{\sum_{j=1}^k h_{ji}}{K} \quad (I:1-1)$$

se obtenga una estimación aún confiable de  $A_i$ .

Lamentablemente, como se dijo en el Prólogo, la situación es completamente diversa. Para cada cuenca, en efecto, se puede utilizar la información que dan solamente los pluviómetros instalados en la zona donde recae la cuenca y si la cuenca es pequeña, puede también verificarse que ninguno de dichos pluviómetros esté en su interior.

Es por esto, que, cualquiera que sea el criterio adoptado para obtenerla, la confianza que se puede tener en la estimación  $A_i$  del valor asumido por  $A$  en un genérico año  $i$  es en todo caso limitada.

En consecuencia parece también muy improbable que se logre reconstruir con fidelidad la sucesión histórica de los valores asumidos por  $A$  en un período de observaciones de determinada duración  $n$ .

En definitiva, la sucesión histórica que se logra reconstruir podría dar indicaciones útiles en relación a la función de distribución  $\phi(A)$  de  $A$ , solamente si los errores de estimación de  $A_i$  que se cometen cada año resultasen a veces positivos a veces negativos y, prolongándose el período de observaciones, acabasen por compensarse. En efecto, sólo en esta hipótesis, para valores de  $n$  suficientemente grandes, la media aritmética  $\bar{A}$  y la desviación típica  $S_A$ , deducidas con los  $n$  términos de la sucesión, poco se alejarían de la media y de la desviación típica de los valores de  $A$  que efectivamente se han verificado.

Pero, es claro que si en las estimaciones de  $A$  se incurre en error sistemático, lo que antes se ha dicho puede valer aún para la desviación típica pero no para la media, que resultaría afectada por el mismo error.

I:1-3. Considerando lo que antes se ha dicho, se ha renunciado a priori a reconstruir la sucesión histórica de los valores  $A_i$  que el aflujo meteórico  $A$  sobre una determinada cuenca puede haber asumido en los  $n$  años a los que se refieren los datos pluviométricos disponibles en la zona en que recae la cuenca.

En efecto, con el planteamiento dado al problema en el Prólogo, más que la sucesión histórica de los aflujos meteóricos  $A$  caídos año tras año en un determinado período de observaciones, interesa conocer la función de distribución  $\phi(A)$  de  $A$ . Pero, como se ha dicho, para obtener una estimación confiable de dicha función es suficiente deducir estimaciones confiables de los parámetros  $M(A)$  y  $\sigma(A)$ , que la definen. Se ha preferido, por lo tanto:

1) Deducir las mejores estimaciones que los valores que  $M(h)$  y  $\sigma(h)$  pueden asumir en cada punto de la cuenca,

2) Deducir directamente las estimaciones de  $M(A)$  y de  $\sigma(A)$  en función de los valores de  $M(h)$  y de  $\sigma(h)$ , como antes se han obtenido.

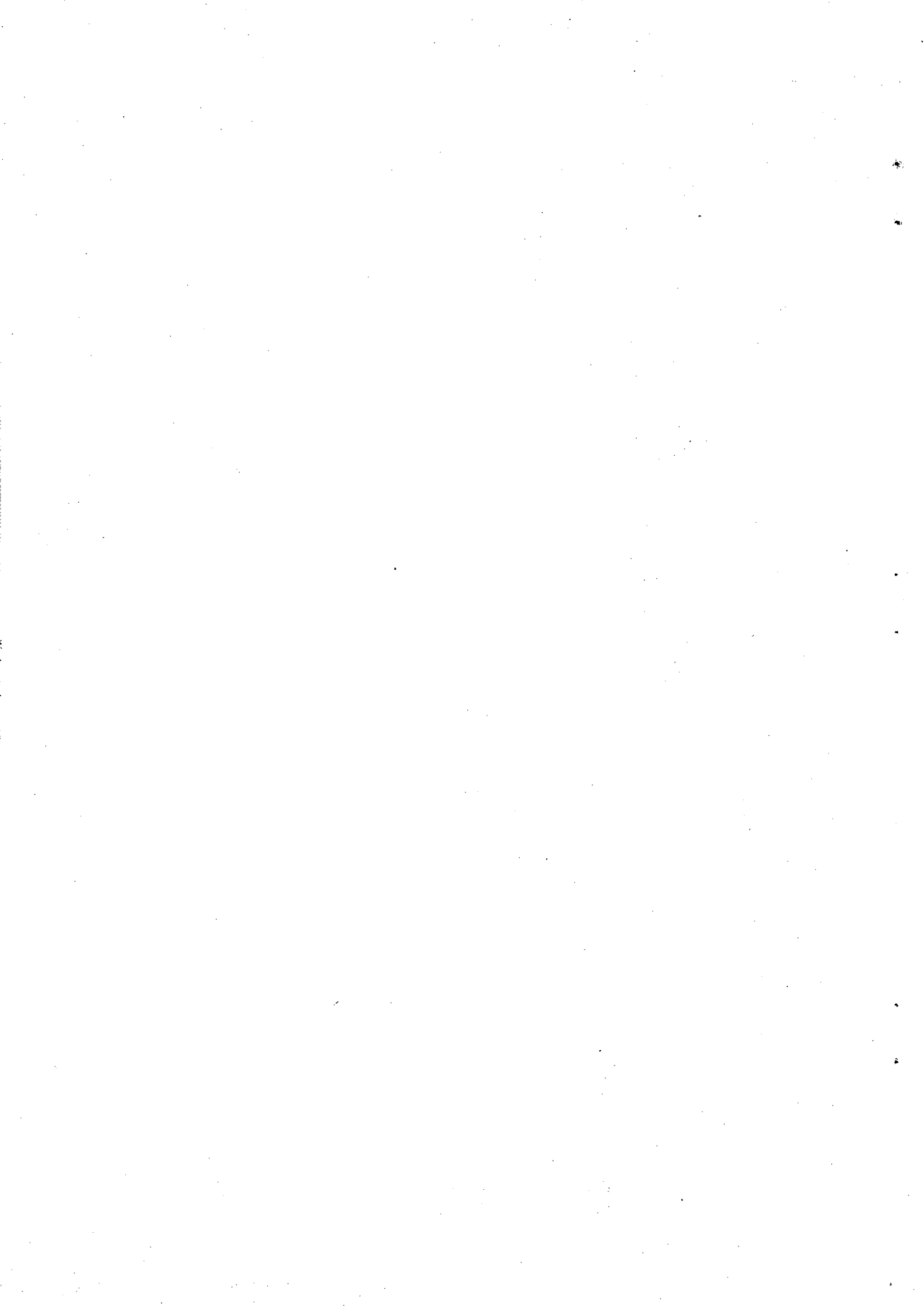
Para conseguir el objetivo, se han adoptado criterios de análisis regional ya adoptados con éxito en otras investigaciones. Con mayor precisión, se han considerado todos los datos pluviométricos recogidos en el territorio peruano con el objeto de definir para cada zona que enlaces de conexión existen entre:

a) Los valores que asumen en cada punto, por un lado  $M\{h\}$  y  $\sigma\{h\}$  y, por otro, uno y otro de los parámetros introducidos para caracterizar la posición del punto.

b) Los valores que las alturas de lluvias anuales  $h$  pueden asumir en un mismo año en puntos diversos.

## CAPITULO I: 2

Distribución de probabilidades de la altura de lluvia  $h$  en un punto.



A: Datos disponibles

I:2-1. Como fundamento de la investigación están las informaciones dadas por las alturas de lluvia anual  $h$  y, en forma subordinada, por las alturas de lluvia máxima diaria  $h_d$  que se han verificado en períodos de observaciones más o menos largos en las 1377 estaciones meteorológicas instaladas en el territorio del Perú operadas por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) ó por otras instituciones (véase Figura I:2-1 y Cuadro I:2-1).

C U A D R O I: 2 - 1

ESTACIONES METEOROLOGICAS: Número, Estado y Entidad Operadora

ENTIDAD	En Func. (a)	Susp. (b)	Total (c)	(a/c)	c/1377
SENAMHI	1011	70	1081	0,94	0,79
Sector Agricult.	31	77	108	0,29	0,08
Sector Energ. y Minas	106	49	155	0,68	0,11
Diversos	11	22	33	0,33	0,02
TOTAL (d)	1159	218	1377	0,84	1,00
o/o	84,2	15,8	100		



Es claro que el éxito de la investigación depende de la confianza en los valores de  $h$  y de  $h_d$  que se han considerado. Por otra parte, en cada una de las estaciones de medida, los datos de observación originarios están constituidos por las alturas de lluvia que se han registrado cada día y así  $h$  y  $h_d$  están deducidos por sucesivas elaboraciones de estos datos.

Por eso, en una fase preparatoria, se ha juzgado conveniente comprobar la validez de los valores de  $h$  y de  $h_d$  considerados, remontando directamente a los datos originarios (alturas de lluvia registradas cada día) y repitiendo todas las elaboraciones con que de los datos originales se ha pasado a  $h$  y a  $h_d$ .

Por eso, el SENAMHI, ha dispuesto que:

1) Se concentren en su Oficina Central, en Lima, todas las observaciones recogidas en las estaciones meteorológicas tanto dependientes de sus 13 Centros Regionales, como de los otros Organismos.

2) Se ordenen y que se registren en cinta magnética; operación confiada a la Dirección de Informática, las series de datos recogidos en cada estación de medida.

3) Se elaboren, siempre a cargo de la Dirección de Informática, dichas series de datos para deducir y grabar en cinta magnética tanto las alturas de lluvias mensuales y anuales  $h$ , como las alturas de lluvia máxima diaria  $h_d$  que se han verificado cada año en cada estación de medidas (1).

Como conclusión del trabajo desarrollado por el SENAMHI en la fase preparatoria, ha sido posible especificar para cada estación de medidas los valores asumidos por  $h$  y por  $h_d$  en un determinado número  $n$  de años. Además, se está seguro de que los valores de  $h$  y de  $h_d$ , como antes se ha especificado, pueden estar afectados por error tan sólo si están erradas las medidas diarias de las alturas de lluvia con las que los datos han sido deducidos.

Considerado esto, identificado con  $n$  la duración en años del período de observaciones y prosiguiendo las investigaciones, se han considerado solamente las estaciones de medida que disponen de un período de observaciones de al menos 6 años.

Sucesivamente, comparando los valores de  $h$  y de  $h_d$  registrados en cada una de dichas estaciones con los valores de  $h$  y de  $h_d$  registrados en estaciones cercanas ó comparando los valores de  $h$  y de  $h_d$  registrados en una misma estación en grupos diversos de años durante el período de observaciones, se han podido reconocer las estaciones para las que, por errores de mediciones en los datos de observación originales, se han deducido valores de  $h$  y de  $h_d$  seguramente equivocados.

Excluidas estas estaciones, se ha continuado la investigación considerando 726 estaciones en lo que se refiere a las informaciones que pueden obtenerse de las alturas de lluvia anual  $h$ , y 746 estaciones en lo que se refiere a las informaciones que pueden obtenerse de los máximos valores anuales  $h_d$  de las alturas de lluvia diaria.

Para obviar en parte, el inconveniente, sobre las estaciones de medidas en las que se dispone de un breve período de observación, en los casos en que la interrupción de la información se prolonga a uno o a lo sumo dos meses de estiaje, se ha deducido  $h$  completando los meses faltantes en función de sus medias históricas.

Nota (1).— En algunos años, en muchas estaciones los registros de las alturas de lluvia diaria resultan interrumpidas por período de tiempo más o menos largos, y en realidad, en los años en que esto acontece, no se habrían podido especificar ni el valor de la altura de lluvia anual  $h$  ni el de la altura de lluvia máxima diaria  $h_d$ .

B: Primera Fase de Elaboraciones. Interpretación de cada serie de datos.

I:2-2. En una *primera fase de elaboraciones* se han considerado, independientemente una de otra, las series estadísticas constituidas por los  $n$  valores de la altura de lluvia anual  $h$  registrados durante el período de observaciones en cada estación de medida y se ha sintetizado la información que cada una de dichas series puede dar en lo que se refiere a la distribución de probabilidades de  $h$  en el punto al que la serie se refiere:

- 1) Deduciendo las estimaciones de  $M(h)$  y de  $\gamma(h)$ .
- 2) Especificando la ley teórica que mejor se adapta para interpretar la distribución de probabilidades de  $h$ .

En línea general, para el primer objetivo se han asumido:

– Como estimación de  $M(h)$ , la media aritmética  $\bar{h}$  de los  $n$  valores de  $h$  de la serie.

– Como estimación de  $\gamma(h)$ , el cociente  $g_h = \frac{s_h}{\bar{h}}$ , calculando la estimación  $s_h$  de la desviación típica  $\sigma(h)$  por medio de la relación :

$$s_h = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (h_i - \bar{h})^2}{n - 1}}$$

Para el segundo objetivo, una vez dispuestos los  $n$  valores de  $h$  en orden creciente e indicando con  $h_i$  el más bajo se tiene:

– Se ha asumido como frecuencia acumulada  $F(h_i)$  correspondiente a  $h_i$  el cociente  $\frac{i}{n + 1}$ .

– Se ha representado la distribución de frecuencias acumuladas  $F(h_i)$  que caracteriza la serie sobre papel probabilístico correspondiente a una u otra de las leyes teóricas que, en investigaciones anteriores, han sido tomadas como referencia para representar la distribución de probabilidades de  $h$ .

– Se ha escogido aquella ley para la cual en la representación en papel probabilístico, los puntos  $[h_i, F(h_i)]$ , que corresponden a los  $n$  valores  $h$  de la serie, mejor se alínean alrededor de una recta.

Respectivamente en el Cuadro I y en el plano I del Anexo A y se puede notar:

1) Salvo alguna excepción, la duración  $n$  del período de observaciones es demasiado breve para que los datos recogidos en cada pluviómetro, si son considerados solos, sean *significativos*, es decir, sean suficientes para dar una información satisfactoria en lo que se refiere a la distribución de probabilidades de  $h$  en el punto en que se ha instalado el pluviómetro.

2) Los pluviómetros no están distribuidos de manera uniforme en el interior del territorio y por lo tanto hay áreas extensas en que falta información.

Conforme a lo que se ha dicho en el Prólogo, a excepción de las áreas en las que hay absoluta falta de datos, ha sido posible obtener una indicación exacta respecto a la ley que mejor se adapta a interpretar la distribución de probabilidades de  $h$  en cada punto y en lo concerniente a los valores que asumen  $M(h)$  y  $\gamma(h)$  solamente después que, en el análisis regional de los datos, efectuada en la *segunda fase de las elaboraciones*, se han comparado las series estadísticas de datos correspondientes a estaciones diversas.

En particular, ha sido posible mejorar las estimaciones de  $M(h)$  y de  $\gamma(h)$  sólo después que, a conclusión del análisis regional de los datos, ha sido posible obtener una indicación satisfactoria en lo que se refiere a la influencia que la posición de cada punto puede tener sobre los valores asumidos por dichos parámetros.

Como es obvio, dejando aparte las áreas en las que hay absoluta falta de datos, esta ha sido útil también para tener una estimación de  $M(h)$  y de  $\gamma(h)$  en los puntos en los que no se ha instalado un pluviómetro; esto es, ha sido útil también para hacer frente a las deficiencias indicadas en el punto 2.

I:2-3. Como puede observarse en el ejemplo de la fig. I:2-2, de acuerdo con lo que se ha comprobado en numerosas investigaciones [1] [2], puede admitirse que la altura de lluvia anual que se verifica en cualquiera de los pluviómetros considerados está distribuida según la ley logarítmico-normal de la casualidad.

En efecto, salvo que para las excepciones indicadas en el párrafo I:2-4, para cada pluviómetro los puntos  $[h; F(h)]$ , que representan la distribución de frecuencias acumuladas  $F(h)$  en la serie estadística constituida por los  $n$  valores de  $h$  registrados en el período de observaciones, si llevados sobre papel probabilístico correspondiente a dicha ley, así como en el ejemplo de la fig. I:2-2, se disponen alrededor de una recta con dispersiones que seguramente pueden atribuirse a defectos de muestreo.

De esto deriva [1] [2] que, si en lugar de la  $h$  se considera la nueva variable  $y = \log h$ , ésta resulta distribuida según la ley normal de la casualidad, con valor medio  $\eta = M(\log h)$  y desviación típica  $\sigma(\log h)$  enlazados al valor medio  $M(h)$ , a la desviación típica  $\sigma(h)$  y al coeficiente de variación  $\gamma(h) = \frac{\sigma(h)}{M(h)}$  de la variable  $h$  por las relaciones:

$$\eta = \log M(h) - 1,1513 \sigma^2(\log h) \quad (I:2-1)$$

$$\sigma(\log h) = 0,4343 \sqrt{\lg_n (1 - \gamma^2(h))} \quad (I:2-2)$$

o, para  $\gamma(h) \leq 0,30$ :

$$\sigma(\log h) = 0,4343 \quad \gamma(h) = 0,4343 \frac{\sigma(h)}{M(h)} \quad (I:2-2)'$$

Dicho esto, para cada serie de datos, se han deducido las estimaciones  $\bar{h}$ ,  $s_h$  y  $g_h$  de  $M(h)$ ,  $\sigma(h)$  y de  $\gamma(h)$  y, sucesivamente, aplicando el método de los momentos:

1) Se ha deducido la estimación  $S(\log h)$  de  $\sigma(\log h)$  introduciendo  $g_h$  en vez de  $\gamma(h)$  en la (I:2-2), para los valores más altos de  $g_h$  ó  $s_h$  en lugar de  $\sigma(h)$  en la (I:2-2)', para los valores de  $g_h$  menores o escasamente mayores de 0,30.

2) Se ha deducido la estimación  $\overline{\log h}$  de  $M(\log h)$ , introduciendo en la (I:2-1) el valor de  $s_{\log h}$  así obtenido y  $\log \bar{h}$  respectivamente en lugar de  $\sigma(\log h)$  y de  $\log M(h)$ ;

3) Se han llevado sobre un diagrama en papel probabilístico correspondiente a la ley logarítmico-normal tanto los puntos  $[h; F(h)]$ , que representan la distribución de frecuencias acumuladas en la serie estadística constituida por los valores de  $h$ , como la recta  $P(h)$  que representaría la función de distribución  $\phi(h)$  en el caso en que la  $h$  fuera distribuida según la ley logarítmico-normal y  $M(\log y)$  y  $\sigma(\log h)$  coincidieran con los valores que se han deducido partiendo de las estimaciones  $\bar{h}$  de  $M(h)$  y  $s_h$  de  $\sigma(h)$ .

4) Se han aceptado dichas estimaciones y, por lo tanto, la estimación  $g_h = \frac{s_h}{\bar{h}}$  de  $\gamma(h)$  como

las mejores que se pueden obtener con la sola información dada por la serie estadística considerada solamente si la recta  $P(h)$  interpolaba bien los puntos  $[h; F(h)]$

Cuando la recta que interpola  $P(h)$  se adapta mal a los puntos, se han repetido las elaboraciones eliminando el valor más alto o el más bajo de la serie de las  $h$ , deduciendo una nueva estimación  $P'(h)$  y verificando (fig. I:2-3)

1) Que la nueva recta  $P'(h)$  interpole bien los  $n - 1$  puntos  $[h; F(h)]$  tomados como referencia para deducirla.

2) Que el punto  $[h; F(h)]$  que corresponde al mayor o al menor valor de  $h$ , antes despreciado, vuelva a entrar en el intervalo de control de la hipótesis que  $P'(h)$  coincida con  $\phi(h)$ .

Como es obvio, realizando la prueba del punto 2 se ha tomado en cuenta la información por el hecho que en los  $n$  años de observaciones se ha registrado un valor  $h$  igual al máximo o al mínimo de la serie, información que en la fase I se había despreciado.

Al concluir las elaboraciones para cada serie, se han llenado en un cuadro la lista de las estaciones consideradas y los valores de  $\bar{h}$ , de  $s_h$  y de  $g_h = s_h/\bar{h}$  deducidos para cada una de ellas conside-

rando todos los n valores de h (Cuadro I:2-2) y, cuando ha sido necesario, sólo n - 1 de dichos valores (Cuadro I:2-3).

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
1	G-0	GUEPPI	12	2741.6	.176
2	G-0	PANTOJA	12	2596.7	.157
3	G-1	ARICA	14	2623.9	.163
4	I-1	PTO. ARTURO	15	2609.5	.264
5	L-2	CORBATA	14	3203.7	.151
6	K-2	BERGERIE	16	2874.2	.190
7	H-2	CURARAY	13	3498.7	.251
8	G-2	BARTRA	15	2731.3	.154
9	I-2	S. CLOTILDE	16	3617.6	.267
10	F-2	TEN. LOPEZ	14	2966.0	.383
13	E-3	SARG. PUNO	14	2488.3	.259
14	K-3	PIJUAYAL	13	3023.0	.103
17	B-3	EL SALTO	7	135.9	.539
18	B-3	ZARUMILLA	13	231.6	.626
20	B-3	PAPAYAL	13	384.2	.556
21	B-3	LOS CEDROS	18	175.5	.683
22	I-3	PUNCHANA	6	3023.0	.126
24	B-3	LOS PINOS	24	156.2	.893
25	H-3	SARG. LORES	15	2902.9	.218
26	I-3	ZUNGOROCOCHA	12	2921.8	.120
27	I-3	GUAYABAMBA	6	2180.0	.123
28	I-3	IQUITOS	31	2953.7	.233
29	B-3	EL TIGRE	15	282.8	.673
30	B-3	RICA PLAYA	13	237.7	.918
31	I-3	QUISTOCOCHA	6	3210.0	.205
32	B-3	EL CAUCHO	13	978.7	.654
34	I-3	MUYUY	9	2754.8	.121
36	B-3	HITOBOCANA	13	1075.8	.681
37	L-3	CHIMBOTE	16	2934.6	.188
39	I-4	TAMISHIYACU	13	2818.8	.183
40	L-4	PTO. ALEGRIA	12	2775.8	.251
41	L-4	S. FERNANDO	15	2738.6	.219
42	M-4	PETROPOLIS	6	3492.0	.129
43	A-4	EL ALTO	37	84.0	1.437
44	C-4	LA TINA	14	522.6	.605
45	F-4	RIMACHI	7	2306.9	.242
48	A-4	LOBITOS	19	52.4	2.186
49	C-4	VADOGRADE	6	446.2	.323
50	E-4	BORJA	14	3463.9	.199

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION 9 <sub>h</sub>
51	C-4	SUYO	15	336.0	.812
52	B-4	SOLANABAJA	8	362.9	.594
53	H-4	SIL. MERINA	16	2448.5	.209
54	I-4	NAUTA	16	2269.6	.261
55	C-4	PICO DEL ORO	7	812.1	.553
56	C-4	CERRO MEMBRILLO	6	1309.3	.327
57	B-4	PANANGA	15	120.7	1.199
58	A-4	TALARA	30	20.7	1.876
59	B-4	LANCONES	15	232.5	1,120
60	C-4	SICHES	7	1179.6	.355
61	C-4	JILILI	6	1123.8	.404
62	C-4	HUARA D. VERAS	15	823.4	.361
63	H-4	S. R. DE CASTILLA	15	2656.1	.212
66	C-4	AYABACA	14	1190.5	.251
67	B-4	LAS LOMAS	12	216.3	1.103
68	C-4	TACALPO	8	1320.2	.235
69	C-4	MONTERO	8	1152.0	.370
70	A-4	NEGRITOS	8	65.8	1.289
72	B-4	S. LORENZO	14	305.6	.753
73	C-4	TOMA D. ZAMBA	15	388.3	.530
74	C-4	ESPINDOLA	7	1199.9	.368
76	B-4	CHILACO	10	204.9	.776
77	C-4	OLLEROS	14	844.4	.293
81	C-4	DE CULUCAN	14	311.0	.279
82	B-4	TEJEDORES	17	244.2	.915
85	C-4	TAPAL	15	953.6	.224
86	I-4	BAGAZAL	15	2640.5	.223
87	C-4	SAPILLICA	13	573.1	.616
90	F-4	BARRANCA	11	2401.1	.205
91	C-4	ARRENDAMIENTOS	3	547.3	.246
93	B-4	MALLARES	6	91.9	.681
96	B-4	EL TABLAZO	14	127.9	1.180
97	C-4	ARANZA	15	573.4	.268
98	C-4	MATALACAS	15	518.7	.269
99	C-4	LAGUNA SECA	6	1425.7	.152
102	A-4	LA ESPERANZA	10	43.0	1.354
104	C-4	NACIE. ARANZA	6	3219.2	.187
105	B-4	CURBAN	10	251.6	1.030
107	C-4	LOS ALISOS	6	1481.6	.239
108	C-4	PACAYPAMPA	15	966.7	.270
109	C-4	PIRCAS	6	1359.0	.271
111	C-5	S. DOMINGO	15	925.9	.417
112	C-5	CHALACA	15	881.8	.301

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
113	C-5	TALANEO	15	598.6	.218
114	C-5	PALO BLANCO	6	848.3	.245
115	C-5	ALTAMIZA	6	1283.9	.290
117	B-5	YAPATERA	6	323.9	.798
119	D-5	IMACITA	9	3062.9	.099
121	C-5	HUAR HUAR	13	1461.6	.301
122	C-5	PALTASHACO	7	745.2	.493
123	C-5	PASAPAMPA	13	795.7	.315
128	B-5	MIRAFLORES	8	70.0	.860
129	C-5	MORROPON	13	254.0	.872
131	G-5	LAGUNAS	15	1900.9	.240
134	C-5	HUANCABAMBA	18	488.5	.344
135	D-5	CHINGANZA	15	2465.7	.159
137	H-5	BRETAÑA	15	2513.4	.183
139	C-5	HDA. BIGOTE	11	382.7	.675
140	C-5	TABACONAS	12	1115.3	.192
141	C-5	SONDORILLO	14	366.5	.376
143	C-5	HDA. SHUMAYA	14	925.0	.191
144	C-5	CANCHAQUE	15	763.4	.475
146	H-5	FLOR DE PUNGA	15	2248.7	.184
147	B-5	BERNAL	14	30.6	.827
148	D-5	SHUMBA ALTA	10	930.4	.263
149	C-5	VIRREY	13	166.6	1.107
150	C-5	TULUCE	14	1317.4	.302
151	G-5	STA CRUZ	15	2190.4	.146
152	B-5	CHUSIS	13	39.4	.631
153	C-5	HUARMACA	14	966.3	.243
154	C-5	CHIGNIA	6	320.6	.454
156	D-5	BAGUA CHICA	12	647.0	.275
159	C-5	SALLIQUE	18	553.6	.384
160	D-5	JAEN	15	807.7	.285
161	C-5	PIRGA	6	970.4	.533
163	D-5	CHONTALI	12	1179.6	.260
164	C-5	TIERRA RAJADA	7	237.3	.867
165	C-5	SAN FELIPE	16	574.9	.469
166	H-5	LA PEDRERA	16	2316.8	.146
170	D-5	EL PINTOR	9	166.6	.364
172	A-5	BAYOBAR	8	10.5	.642
174	C-5	PORCULLA	14	751.5	.532
179	F-5	YURIMAGUAS	20	2113.3	.112
180	E-5	JUMBILLA	9	718.6	.397
181	D-5	JAMALCA	17	777.4	.197
183	F-5	SAN RAMON	7	2036.3	.227

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
184	D-5	PIMPINGOS	16	523.4	.374
186	C-5	EL ARENAL	11	200.1	.694
187	D-5	MAGUNCHAL	9	197.1	.354
188	E-5	YURACYACU	9	1299.9	.127
189	D-5	TAMBOLIC	12	239.3	.309
190	C-5	OLMOS	12	197.1	.887
191	C-5	COLASAY	16	918.8	.387
193	F-6	MOYOBAMBA	13	1352.9	.118
194	H-6	JUANCITO	12	2471.6	.218
195	C-6	HDA PUCARA	15	362.2	.778
196	G-6	SHUCSHUYACU	11	2057.6	.241
197	F-6	JEPELACIO	15	1549.7	.161
198	F-6	SHANUSI	15	2177.1	.196
200	E-6	SORITOR	15	1913.5	.172
201	C-6	MOTUPE	12	129.3	.844
202	C-6	PAÑALA	17	55.3	.883
203	E-6	CHACHAPOYAS	9	836.5	.178
204	G-6	PELEJO	17	1944.2	.255
205	C-6	INCAHUASI	17	516.8	.339
206	C-6	QUEROCOTILLO	15	911.3	.304
209	C-6	GRANJA AZUL	8	1012.1	.236
210	F-6	ROQUE	13	972.5	.185
211	F-6	PONGO CAYN	17	3235.5	.243
212	C-6	JAYANCA	13	77.7	1.009
213	F-6	S. ANTONIO	17	1911.1	.182
215	D-6	CUTERVO	14	950.9	.238
216	D-6	TACABAMBA	14	1117.3	.220
217	C-6	PUCHACA	16	254.9	.694
218	G-6	PUCALLPA	13	2838.2	.127
219	C-6	TOCMOCHE	16	641.2	.568
220	F-6	TABALOSOS	14	1211.6	.202
222	D-6	CONCHAN	14	931.3	.209
224	D-6	HUAMBOS	14	783.6	.235
226	D-6	COCHABAMBA	14	815.2	.216
227	F-6	CUNUNBUQUI	17	1084.4	.187
228	C-6	MIL. SASAPE	7	45.8	.937
231	F-6	TARAPOTO	26	1241.3	.160
232	F-6	ALAO	8	1522.1	.100
234	E-6	LEYMEBAMBA	16	1149.2	.131
235	D-6	LAJAS	14	1003.6	.194
236	D-6	CHONTA	12	995.2	.148
237	D-6	HDA CHANCAY	17	834.2	.246
240	D-6	SAMANGAY	8	1054.9	.219

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
241	F-6	CHAZUTA	14	1572.4	.162
242	C-6	FERREÑAFE	15	34.3	1.016
243	C-6	TINAJONES	10	132.3	1.013
244	F-6	PORVENIR	13	1078.7	.093
245	D-6	LACAMAÇA	19	857.7	.216
246	D-6	QUEBRADA SHUGAR	19	1044.8	.205
247	D-6	CHUGUR	17	1231.6	.302
251	C-6	LAMBAYEQUE	44	25.4	.805
254	D-6	S. CATALINA	16	1534.6	.262
255	D-6	HDA LLAUCA	17	676.9	.253
257	C-6	CHICLAYO	28	21.7	1.290
261	D-6	LA LLICA	18	865.4	.136
262	C-6	BEBEDERO	13	97.2	.851
263	F-6	SAN PABLO	13	1278.0	.177
264	F-6	PILLUANA	17	944.1	.140
267	D-6	JADIBAMBA	8	1090.2	.141
268	C-6	UDIMA	16	877.9	.321
271	C-6	OYOTUN	17	137.1	.895
273	C-6	REQUE	14	23.1	1.345
274	D-6	CELENDIN	13	894.6	.188
275	C-6	CAYALTI	24	34.2	.618
276	F-6	PICOTA	17	940.7	.147
277	G-6	ORELLANA	14	1766.9	.174
280	D-6	COMPUERTAS	6	1301.0	.157
281	C-6	NIEPOS	17	712.6	.351
283	F-6	SAPOSOA	13	1603.8	.167
284	F-6	TINGO PONAZA	17	1060.1	.152
286	B-6	LOBOS DE AFUERA	16	21.2	.123
287	D-6	LLAPA	17	946.1	.234
288	F-7	BELLAVISTA	12	934.3	.183
289	D-7	GRANJA PORCON	11	1210.9	.209
291	F-7	SACANCHE	17	1192.6	.200
293	C-7	HDA LIVES	17	447.4	.342
294	C-7	MONTESECO	7	45.0	1.029
295	F-7	JUANJUI	12	1543.0	.106
296	D-7	CAIAMARCA	19	729.2	.170
299	D-7	WEBERBAUER	12	637.8	.173
301	D-7	NAMORA	17	607.8	.178
303	C-7	EL MILAGRO	7	32.5	.609
304	D-7	CHILETE	17	199.3	.439
305	D-7	YAMAGUAL	10	1137.4	.249
307	C-7	CHEPEN	13	35.9	1.201
309	C-7	TEMBLADERA	11	96.2	1.095



CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
311	D-7	MAGDALENA	17	352.0	.304
312	D-7	MATARA	17	704.0	.264
314	D-7	HDA LLAGADEN	14	460.5	.349
318	D-7	ASUNCION	17	546.3	.477
319	C-7	JEQUETEPEQUE	7	20.5	.680
320	D-7	SAN MARCOS	12	694.7	.209
321	G-7	CONTAMANA	11	1650.9	.088
322	C-7	SAN JOSE	7	21.7	.776
323	D-7	CONTUMAZA	12	521.9	.420
326	C-7	SAN PEDRO	8	52.0	1.467
327	D-7	SAN BENITO	17	313.9	.622
328	D-7	HUAYCOT	35	1395.0	.222
332	D-7	SALAGUAL	30	1119.0	.212
335	D-7	CHICDEN	31	669.6	.182
338	D-7	CASCAS	13	240.8	.484
339	D-7	SUNCHUBAMBA	39	793.5	.201
340	F-7	SHEPTE	15	1692.6	.294
341	D-7	CASAIS	12	772.7	.204
342	D-7	HADA JOCOS	13	940.1	.224
343	D-7	CAMPODEN	32	550.8	.391
345	D-7	TAMBO	32	115.3	.291
347	D-7	CAJABAMBA	14	932.2	.181
348	C-7	PTO CHICAMA	24	5.4	.920
349	C-7	CASAGRANDE	36	16.6	.484
350	F-7	SION	9	2925.4	.157
351	D-7	CALLANGAS	9	383.3	.390
353	D-7	HUAMACHUCO	14	920.8	.119
355	D-7	SINSICAP	17	336.7	.436
356	D-7	CAPACHIQUE	16	1277.9	.395
357	C-7	CARTAVIO	31	14.9	.881
359	D-7	OTUZCO	13	449.4	.276
361	H-7	TIRUNTAN	10	1765.7	.303
362	D-8	SALPO	17	584.1	.303
365	D-8	JULCAN	17	880.3	.366
366	D-8	LAREDO	12	15.0	.868
367	C-8	TRUJILLO	29	6.0	3.659
368	D-8	CACHICADAN	17	884.8	.246
369	D-8	HUANCAMARCANGA	9	997.6	.419
370	E-8	BULDIBUYO	13	568.6	.320
371	D-8	STGO DE CHUCO	13	572.3	.275
373	E-8	MOLLEPATA	17	473.8	.301
376	E-8	CONCHUCOS	13	759.2	.332
377	F-8	ONGON	16	1108.9	.320

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE IN- FORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
378	E-8	TAYABAMBA	15	618.9	.319
379	F-8	AJI	15	3414.5	.121
380	H-8	PUCALLPA	7	1902.1	.096
381	E-8	CAJAS	9	1102.4	.189
382	D-8	VIRU	11	1.2	
384	F-8	UCHIZA	12	3616.7	.047
386	D-8	IS. GUANAPA	14	5.5	
387	E-8	HUANCAS	9	1760.2	.208
388	E-8	SIHUAS	15	775.6	.281
389	E-8	CORONGO	12	364.5	.483
390	H-8	MASISEA	14	1672.0	.169
391	G-8	NESHUYA	10	1649.2	.207
393	F-8	LA MORADA	9	3273.1	.208
395	H-8	AGUAS CALI	8	1841.0	.100
404	H-8	TOURNAVISTA	7	2018.7	.175
405	D-8	SANTA	13	.5	
407	G-9	YURAC	22	5174.8	.196
408	E-9	CARAZ	7	372.5	.450
409	D-9	CHIMBOTE	6	1.3	
414	F-9	TULUMAYO	12	2936.9	.175
417	F-9	CACHICOTO	13	3268.2	.142
424	E-9	ANTA	7	730.5	.232
425	H-9	PTO. INCA	13	1719.0	.368
428	F-9	LLATA	13	704.0	.289
429	E-9	CHACCHAN	13	189.8	.603
430	E-9	PIRA	13	829.5	.369
431	E-9	CHAVIN	13	817.0	.222
432	E-9	CAJAMARQUILLA	14	444.7	.260
437	E-9	RECUAY	9	755.9	.249
439	E-9	S. LORENZO	6	922.2	.197
443	E-9	QUIAN	13	58.9	1.020
446	F-9	HUANUCO	16	393.6	.172
448	F-9	PTE. TARUCA	7	435.7	.143
451	F-9	HUALLANCA	13	1161.2	.079
454	F-9	PANAO	8	1767.3	.499
455	D-9	P. CULEBRAS	14	2.7	
457	E-9	COTAPARACO	15	241.2	.400
461	E-10	PARARIN	14	647.1	.652
464	G-10	POZUZO	11	2428.8	.124
468	E-10	CONOCOCHA	9	573.8	.180
469	E-10	LAMPAS ALTO	13	766.8	.157
470	F-10	AMBO	12	492.4	.397
471	E-10	CHIQUIAN	11	713.6	.234

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
475	H-10	PTO. BERMUDEZ	12	3326.4	.176
477	E-10	CONGAS	15	499.3	.492
479	E-10	OCROS	11	374.2	.827
480	F-10	HUARIAGA	10	793.4	.159
484	F-10	CAJATAMBO	12	582.3	.403
487	F-10	YANAHUANCA	11	1129.7	.135
488	E-10	ACO	15	139.4	.442
489	F-10	SURASACA	11	956.9	.128
493	G-10	OXAPAMPA	10	1425.2	.170
494	F-10	ATACOCHA	13	946.3	.214
499	F-10	MILPO	10	818.8	.216
502	G-10	S. MIGUEL	11	3095.2	.239
508	F-10	OYON	15	520.0	.200
509	E-10	PARAMONGA	14	10.4	
510	F-10	PATON	7	776.5	.136
512	F-10	CERRO PASCO	16	963.3	.165
517	G-10	LA GRANJA	11	1431.3	.205
527	E-10	PURMACANA	6	6.2	
530	F-10	ANDAJES	14	455.0	.314
531	F-10	PACHANGARA	15	890.2	.550
536	F-10	COCHAQUILLO	10	896.1	.147
550	F-10	PAMPALIBRE	9	196.1	.643
555	G-10	PAMPA WHALEY	9	1422.0	.196
557	F-10	UPAMAYO	11	919.2	.273
559	F-10	PICOY	10	560.0	.205
562	M-10	ÑAPARI	8	1812.1	.116
563	F-10	PACCHO	13	799.8	.436
564	F-10	PARQUIN	12	682.5	.330
569	E-11	ISLA SAN MARTIN	19	11.0	
571	F-10	LA CRUZADA	10	1109.5	.139
572	E-11	ALCANTARILLA	10	6.1	
574	E-11	CHACACA	6	6.2	
576	E-11	HUMAYA	13	3.5	1.788
580	G-11	SAN RAMON	32	2032.0	.141
581	E-11	ANDAHUASI	14	7.3	1.625
583	H-11	PTO OCOPA	12	1086.1	.154
585	F-11	RIO PALLANGA	10	1299.6	.260
587	F-11	CARAC	12	362.1	.381
588	F-11	CARHUACAYAN	10	889.6	.174
589	F-11	SANTA CRUZ	14	558.2	.279
591	E-11	STA ROSA	10	5.6	1.314
592	F-11	ALPAMARCA	9	984.8	.361
593	F-11	PIRCA	11	476.2	.372

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
596	G-11	ELOY SHINGAYACU	15	2278.6	.129
601	F-11	YANTAC	10	935.2	.244
602	E-11	LOMAS DE LACHAY	9	71.5	
603	M-11	FUNDO IBERIA	26	1645.2	.181
604	F-11	PALLAC	15	261.6	.406
607	F-11	PARIANCANCHA	10	745.9	.209
608	F-11	MARCAPOMACOCHA	9	1164.1	.221
609	F-11	HUAROS	15	426.7	.450
612	G-11	TARMA	11	373.9	.234
614	E-11	HUAYAN	14	16.6	
615	F-11	CANTA	15	426.7	.316
618	E-11	HUARAL	13	11.9	
621	G-11	OROYA MAYUPAMPA	36	585.0	.128
622	F-11	HUAMANTANGA	16	278.6	.547
625	G-11	RICRAN	13	610.0	.369
626	F-11	LACHAQUI	15	600.5	.576
628	F-11	MINA COLQUI	9	736.1	.269
632	G-11	PACHACHACA	25	758.9	.209
633	G-11	RUNATULLO	13	1058.3	.123
638	F-11	CARAMPOMA	13	402.2	.396
642	G-11	COMAS	13	916.2	.260
643	H-11	ANDAMARCA	15	1294.6	.308
646	G-11	JAUJA	38	663.6	.206
647	G-11	S. PEDRO CHUCLU	14	698.2	.178
655	F-11	MATUCANA	13	277.3	.295
657	G-11	INGENIO	14	858.5	.202
658	F-11	S. EULALIA	12	98.2	.632
660	F-11	CHOSICA	7	18.1	.340
662	F-11	CHALILLA	9	413.3	.383
668	F-11	NANA	11	5.1	1.296
669	F-11	STGO DE TUNA	15	276.3	.525
677	G-12	HUAYAO HUANCAYO	53	737.5	.128
686	F-12	ANTIOQUIA	14	88.7	.746
687	H-12	MATIBAMBA	15	880.5	.290
689	E-12	ISLA PALOMINO	6	.2	
690	F-12	TANTA	15	904.4	.273
691	G-12	VILCA	15	829.2	.446
692	G-12	S. JUAN JARPA	11	979.6	.181
693	F-12	HUAROCHIRI	14	311.5	.291
694	F-12	MANCHAY BAJO	16	27.0	
697	F-12	SAN LAZARO	15	446.9	.442
700	G-12	SIRIA	19	706.6	.265
702	G-12	SUNGA	22	768.9	.190
703	F-12	HUANEC	15	185.2	.651

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
704	G-12	LAIVE	13	860.2	.207
706	G-12	YURICOCHA	25	950.7	.172
710	G-12	CARANIA	14	588.9	.334
711	G-12	TELLERIA	8	592.8	.182
716	F-12	AYAVIRI	15	553.1	.524
720	G-12	YAUYOS	13	490.7	.380
722	G-12	HUANTAN	15	576.2	.490
726	H-12	SALCABAMBA	8	749.3	.309
731	F-12	CALANGO	11	.4	1.760
735	I-12	MACHENTE	12	2257.1	.141
737	H-12	PAUCARBAMBA	11	800.3	.205
743	M-12	MALDONADO	19	2128.1	.176
746	G-12	COLONIA	16	501.6	.264
749	G-12	ACOBAMBILLA	15	840.0	.323
751	I-12	CIRIALO	10	1457.5	.162
755	G-12	TELEPACCHA	15	611.0	.310
757	H-12	HUANCAVELICO	10	827.4	.178
761	H-12	ACOBAMBA	10	824.2	.216
764	F-12	PACARAN	11	17.7	.792
765	J-12	QUILLABAMBA	13	990.6	.148
766	G-12	HUANGASCAR	14	311.2	.477
767	H-12	LURICOCHA	15	448.5	.251
769	H-12	HUANTA	8	529.0	.163
770	J-12	MARANURA	6	987.3	.203
772	I-12	ANCO	15	885.7	.240
773	H-12	LIRCAY	14	829.2	.205
774	I-13	SAN MIGUEL	13	455.2	.291
779	H-12	LA QUINUA	13	860.0	.294
780	H-13	WAILLAPAMP	7	768.3	.360
781	G-13	SAN PEDRO	15	449.3	.558
782	J-12	OCOBAMBA	11	1678.6	.190
783	G-9	TINGO MARIA	34	3153.5	.181
784	J-13	HUACHIBAMB	13	1224.1	.225
786	F-13	CAÑETE	22	25.3	
787	J-13	HUYRO	11	1934.9	.116
788	K-13	PILCOPATA	11	3783.7	.134
789	H-13	S. PEDRO DE	13	632.0	.282
793	G-13	TOTORA	14	658.8	.276
794	H-13	HUAMANGA	14	594.3	.200
796	H-13	AYACUCHO	11	550.2	.186
797	G-13	CHOCLOCOCHO	17	826.9	.254
799	G-13	YANAC	12	108.7	.833
800	G-13	CASTROVIRREYNA	10	208.2	.419
801	G-13	SAN GENARO	15	825.1	.310
803	G-13	PACOCOCHA	6	998.3	.129
804	G-13	ACNOCOCHA	28	765.1	.169

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
805	L-13	QUINCEMIL	12	6370.3	.097
807	I-13	CHUNGUI	15	1025.0	.184
808	G-13	TUNEL CERO	18	725.2	.189
810	G-13	COCAS	12	561.8	.539
811	K-13	PAUCARTAMBO	7	583.9	.275
814	J-13	YUCAS	8	504.2	.093
815	J-13	URUBAMBA	13	458.2	.239
817	K-13	CALCA	14	502.9	.180
818	H-13	LOS LIBRIA	7	918.3	.188
819	K-13	COLQUEPATA	14	637.6	.218
820	H-13	ALLPACHACA	10	850.6	.226
821	G-13	TIGRAPO	15	271.8	.446
822	F-13	HDA CAUCATAMBO	7	0.0	
826	L-13	SAN GABAN	14	5899.1	.234
829	F-13	HACIENDA C	8	17.0	
831	G-13	CUSICANCHA	14	361.8	.461
834	I-13	CHINCHEROS	8	980.0	.173
835	L-13	CUZCO	32	754.2	.186
836	G-13	PARIONA	6	702.0	.260
837	K-13	CHITAPAMPA	14	644.0	.211
838	J-13	CURAHUASI	12	607.8	.287
840	K-13	GRANJA KAY	13	647.6	.114
842	H-13	CHUSCHI	15	873.3	.201
843	I-13	VISCHONGO	14	808.3	.321
844	G-13	HUANCANO	9	27.7	.857
845	K-13	CAY CAY	14	368.7	.313
846	K-13	CCATCCA	14	588.2	.127
847	F-13	ISLA CHINCHA NORTE	11	2.3	
850	J-13	ABANCAY	13	612.5	.238
851	I-13	ANDAHUAYLAS	14	644.3	.171
852	I-13	VILCASHUAMAN	13	790.0	.283
855	G-13	TAMBO	13	397.7	.551
856	K-13	URCOS	15	631.9	.154
858	G-13	HDA BERNALES	11	5.9	
859	L-13	OLLACHEA	15	1151.5	.237
861	I-13	CARHUANCA	15	753.9	.280
862	I-13	HUANCABAMBA	15	661.5	.245
863	H-13	HUANCAPI	13	637.2	.328
864	I-13	HUANCARAY	15	909.9	.249
866	G-14	PAMPA BLANCA	12	60.6	.760
868	H-14	PAMPAMARCA	13	556.0	.278
869	I-14	CHALHUANCA	13	821.7	.217
870	K-14	SICUANI	17	701.2	.170
871	H-14	PUCURI	11	196.3	.559
873	L-14	ANTAUTA	11	691.6	.245
875	K-14	LIVITACA	12	1086.6	.155

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
878	J-14	ANTABAMBA	10	931.1	.198
879	I-14	CHIPAO	15	336.8	.547
883	H-14	OCOÑA	15	214.6	.582
886	L-14	NUNOA	15	714.2	.197
887	M-14	CUYO CUYO	16	770.4	.162
888	H-14	OTOCA	15	108.8	.704
889	H-14	PAMPAHUASI	16	659.9	.374
890	M-14	SINA	15	1733.7	.221
894	H-14	CERRO CONDORILLO	15	584.3	.362
895	I-14	CCECCANA	14	1011.1	.540
898	H-14	LUCANAS	14	699.5	.502
902	H-14	PAUCACORRA	15	541.2	.624
903	L-14	PROGRESO	11	582.2	.142
904	M-14	ANANEA	14	596.9	.205
905	H-14	PUQUIO	14	396.9	.491
907	L-14	ORURILLO	13	705.7	.145
910	M-14	MUÑANI	10	533.8	.384
911	H-14	S. P. DE CECCHA	15	486.3	.526
912	K-14	YAURI	12	796.2	.351
913	L-14	CHUQUIBAMBA	45	688.1	.213
915	I-14	CECCHAPAMPA	10	747.9	.220
916	J-14	SAIROSA	6	708.7	.487
917	L-14	AYAVIRI	13	609.4	.275
918	L-14	AZANGARO	12	556.8	.139
919	M-14	PUTINA	23	689.2	.131
921	L-14	LLALLI	12	746.3	.190
922	J-14	CHINCHAYLLAPA	14	686.5	.359
926	I-15	CORACORA	11	449.0	.379
927	M-15	COJATA	23	742.1	.251
928	L-15	PUCARA	16	735.1	.178
930	I-15	SANCOS	14	457.9	.880
931	J-15	PULHUAY	11	687.2	.532
932	L-15	ARAPA	13	618.1	.209
933	I-15	CARHUANILLAS	11	674.1	.407
934	J-15	TOME PAMPA	15	237.6	.458
936	K-15	ANGOSTURA	14	784.9	.163
937	I-15	LAMPA	13	285.6	.480
939	M-15	HUANCANE	14	645.3	.235
941	K-15	PUSA PUSA	16	737.9	.153
942	I-15	INCUYO	14	302.4	.630
943	J-15	ORCOPAMPA	26	527.4	.348
944	K-15	LA CALERA	14	591.2	.211
945	K-15	HUINCO	13	913.9	.318
946	I-15	PAUSA	11	203.5	.767
947	H-15	HUARATO	13	7.4	1.144
948	K-15	JANACANCHA	15	760.4	.232

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
949	K-15	TARCO	6	382.3	.406
950	M-15	TARACO	16	519.0	.186
951	G-15	SAN JUAN	20	6.8	
952	K-15	TISCO	15	694.5	.212
953	K-15	PORPERA	10	679.4	.378
955	L-15	LAMPA	15	669.4	.253
956	L-15	QUILLISANI	16	872.9	.133
958	M-15	HUARAYA MOHO	22	917.9	.155
959	H-15	ACARI	11	2.6	2.184
960	K-15	VISUYO	12	721.1	.239
963	L-15	PARATIA	15	983.0	.176
964	M-15	CONIMA	13	934.3	.139
965	L-15	JULIACA	17	572.4	.153
968	K-15	SIBAYO	25	588.9	.178
969	L-15	PAMPA HUTA	16	782.3	.164
970	L-15	HDA ATECATE	13	820.0	.296
971	J-15	SALAMANCA	14	461.7	.737
972	J-15	ANDAGUA	26	469.0	.282
973	J-15	CHACHAS	15	279.1	.324
975	L-15	JARPANA (RIO VERDE)	17	800.5	.167
977	J-15	CHICHAS	13	187.0	.803
979	H-15	PUNTALOMAS	8	2.8	
980	J-15	CHOCO	15	199.6	.394
981	K-15	MADRIGAL	15	378.2	.325
982	K-15	CABANACONDE	28	427.4	.404
983	K-15	PULPERA	15	517.5	.392
984	K-15	HDA MORACAQUI	12	559.1	.236
987	M-15	CAPACHICA	21	800.7	.228
988	J-15	MACHAHUAY	14	306.3	.517
989	K-15	YANQUE	28	435.7	.341
990	L-15	HDA COLINI	17	727.4	.217
992	H-15	YAUCA	11	0.0	
993	J-15	AYO	27	97.2	.575
995	J-15	PAMPACOLCA	11	232.0	.537
996	L-15	UMAYO	16	580.1	.255
997	I-15	CHAPARRA	12	8.4	.816
998	J-15	HUAMBO	15	325.8	.382
999	M-15	LOS UROS	7	722.0	.216
1000	I-15	CARAVELI	11	30.4	1.411
1001	L-15	LAGUNILLAS	16	676.8	.221
1002	J-15	JANAQUIHUA	12	173.3	.519
1003	L-15	CRUCERO ALTO	15	633.2	.283
1007	L-15	MAÑAZO	20	642.5	.296
1008	J-15	CHIQUBAMBA	10	180.6	.558
1009	K-15	IMATA	28	587.4	.253
1011	L-15	PUNO	15	683.7	.180



CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
1013	L-15	GRANJA SALCEDO	29	606.0	.281
1017	K-15	SUMBAY	12	452.0	.344
1018	I-15	URASQUI	14	1.1	1.458
1019	K-15	PILLONES (SECOCHO)	15	413.9	.374
1020	J-16	LLUTA	10	147.6	.789
1021	K-16	HUANCA	14	186.1	1.364
1022	J-16	APLAO	12	6.8	.782
1023	K-16	P. DE ARRIEROS	15	209.3	.464
1024	M-16	ILAVE	12	704.1	.197
1025	L-16	ICHUNA	14	574.2	.213
1028	L-16	LARAQUERI (PICHACAN)	21	759.7	.203
1030	M-16	JULI	20	817.3	.237
1034	M-16	YUNGUYO	14	778.8	.254
1035	K-16	LAS SALINAS	15	301.4	.393
1036	J-16	STA ISABEL DE SIHUAS	14	5.8	1.875
1038	J-16	P. DE MAJES	26	9.4	1.349
1040	K-16	CHIGUATA	13	207.0	.678
1041	K-16	VITOR	33	22.0	1.015
1043	K-16	CHARACATO	15	215.5	.702
1044	L-16	PACHAS	13	311.7	.379
1045	K-16	SOCABAYA	15	103.4	.747
1046	M-16	CHILLIGUA	16	601.3	.235
1047	J-16	HDA PAMPATA	14	2.8	
1048	M-16	DESAGUADERO	22	697.7	.231
1051	J-16	CAMANA	11	16.0	
1052	K-16	LA JOYA	10	3.2	.993
1054	K-16	COALAGUE	14	84.4	.631
1056	M-16	MAZO CRUZ	13	547.1	.233
1057	L-16	CALACOA	15	475.6	.422
1058	L-16	QUINISTAQUILLAS	14	75.7	.658
1061	M-16	PIZACOMA	10	645.4	.440
1063	L-16	TITIJONES	13	481.9	.434
1067	K-16	HACIENDITA	9	.2	1.984
1069	J-16	PUNTA ISLAY	9	14.5	
1070	J-17	MOLLENDO	9	16.1	
1071	K-17	PAMPA BLANCA	11	15.9	
1073	L-17	COSCORI	15	105.7	1.221
1074	L-17	VILACOTA	9	463.4	.436
1077	M-17	CAPAZO	16	530.5	.233
1078	M-17	CHALLAPALCAI	11	364.9	.231
1082	L-17	CAINARI	9	131.7	.408
1083	L-17	SUSAPAYA	14	203.1	.506
1085	M-17	CHUAPALCA	9	360.2	.307
1086	L-17	SITAJARA	16	111.2	.517
1087	L-17	CURIBAYA	11	40.1	.692
1088	K-17	ILABAYA	14	7.9	1.174

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	ALTURA MEDIA DEL DATO EN mm. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
1092	M-17	PAUCARANI	16	359.8	.287
1093	M-17	TALABAYA	15	194.7	.523
1095	K-17	ILO	12	2.3	
1096	M-17	TOQUELA	13	257.2	.869
1099	L-17	HDA PUQUIO	15	11.3	0.604
1103	L-17	ITE	14	22.2	
1104	L-17	CALIENTES	15	14.2	1.368
1107	L-18	MAGOLLO	14	8.7	
1109	K-16	AREQUIPA	33	104.0	.937
1148	G-13	ACORA	11	97.9	1.051
1151	G-13	STGO CHOCO	15	282.2	.809
1152	G-13	HUAMANI	9	25.8	1.106
1153	G-13	PAMPA DE VILLACURI	10	.7	
1154	I-13	CHILCAYOC	11	890.0	.323
1156	K-13	ACOMAYO	12	914.2	.123
1157	G-13	LARA MARCA	12	491.0	.366
1158	H-13	RAYUSCA	10	854.2	.427
1159	I-14	QUEROBAMBA	13	638.8	.269
1161	I-14	PAICO	15	1279.2	.293
1162	G-14	CORDOVA	14	367.9	.909
1163	L-14	MACUSANI	8	935.9	.234
1164	I-14	PECOPE	10	678.0	.327
1165	K-14	COMBAPATA	14	719.2	.142
1167	G-14	MALLUCHINPANA	15	99.8	.730
1168	H-14	PUTACCASA	6	460.8	.410
1170	M-14	LIMBANI	15	940.5	.202
1172	I-14	HUACANA	15	650.0	.282
1173	I-14	PAMPACHIRI	10	921.6	.443
1201	B-3	PTO PIZARRO	14	188.6	.653
1202	I-5	GENARO HERRERA	14	2729.2	.336
1203	B-5	PIURA	41	65.9	1.254
1204	E-6	CHACHAPOYA	16	793.1	.264
1205	F-7	JUANJUI	25	1426.1	.191
1206	H-8	PUCALLPA	30	1595.9	.240
1207	E-9	HUARAZ	11	850.7	.198
1208	F-9	HUANUCO	14	405.4	.218
1209	H-11	SATIPO	11	1714.6	.200
1210	E-12	AERO INTERNACIONAL	18	7.4	
1211	E-12	LIMATAMBO	13	36.7	
1212	E-12	HIPOLITO	9	6.1	
1213	E-12	LAS PALMAS	15	34.3	
1214	E-12	CHORRILLOS	9	20.7	
1215	F-9	TINGOMARIA	26	3307.0	.203
1216	I-13	CHINCHEROS	7	938.3	.141
1217	M-17	PAUCARANI	11	367.0	.169
1218	K-16	LA PAMPILLA	13	84.3	.718
1219	I-5	REQUENA	13	2589.2	.102

C U A D R O I: 2-3

CODIGO	CUADRANTE.	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	MEDIA DE LOS DATOS EN m.m. h	COEFICIENTE DE VARIACION g <sub>h</sub>
4	I-1	PTO. ARTURO	15	2505.1	.231
9	I-2	Sta.CLOTILDE	16	3430.3	.184
10	F-2	TNTE. LOPES	14	2741.5	.290
24	B-3	LOS PINOS	24	146.7	.799
30	B-3	RICA PLAYA	13	278.8	.761
43	A-4	EL ALTO	37	68.2	1.086
54	I-4	NAUTA	16	2329.0	.241
87	C-4	SAPILLICA	13	662.1	.460
121	C-5	HUAR HUAR	13	1358.5	.181
150	C-5	TULUCE	14	1267.8	.289
165	C-5	SAN FELIPE	16	529.7	.390
180	E-5	JUMBILLA	9	780.7	.295
191	C-5	COLASAY	16	913.5	.297
195	C-6	HDA PUCARA	15	354.3	.540
204	G-6	PELEJO	17	2013.1	.208
211	F-6	PONGO CAYNARA	17	3328.2	.214
247	D-6	CHUGUR	17	1236.9	.250
254	D-6	Sta. CATALINA	16	1477.7	.232
318	D-7	ASUNCION	17	548.9	.380
340	F-7	SHEPTE	15	1609.8	.242
356	D-7	CAPACHIQUE	16	1269.4	.315
361	H-7	TIRUNTAN	10	1853.3	.261
365	D-8	JULCAN	17	864.7	.272
369	D-8	HUANCAMARCANGA	9	1097.7	.283
425	H-9	PTO. INCA	13	1913.7	.236
454	F-9	PANAO	8	1567.8	.467
470	F-10	AMBO	12	439.6	.166
477	E-10	CONGAS	15	461.1	.441
479	E-10	OCROS	11	290.1	.442
531	F-10	PACHANGARA	15	788.8	.384
592	F-11	ALPAMARCA	9	880.9	.209
609	F-11	HUAROS	15	447.0	.406
625	G-11	RICRAN	13	679.5	.239
626	F-11	LACHAQUI	15	562.3	.293
642	G-11	COMAS	13	872.8	.215
687	H-12	MATIBAMBA	15	832.2	.217
691	G-12	VILCA	15	793.3	.278
716	F-12	AYAVIRI	15	494.5	.378
749	G-12	ACOBAMBILLA	15	879.2	.265
780	H-13	WAILLAPAMPA	7	829.0	.298
781	G-13	SAN PEDRO HUARCAP.	15	449.9	.450
801	G-13	SAN GENARO	15	781.9	.257
810	G-13	COCAS	12	482.0	.269
845	K-13	CAY CAY	14	389.9	.253

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE INFORMACION n	MEDIA DE LOS DATOS EN m.m. $\bar{h}$	COEFICIENTE DE VARIACION $g_h$
864	I-13	HUANCARAY	15	963.6	.223
902	H-14	PAUCACORRA	15	597.6	.547
930	I-15	SANCOS	14	356.5	.396
933	I-15	CARHUANILLAS	11	599.7	.209
945	K-15	HUINCO	13	857.0	.249
963	L-15	PARATIA	15	955.7	.148
971	J-15	SALAMANCA	14	351.1	.592
1007	L-15	MAÑAZO	20	621.6	.274
1074	L-17	VILACOTA	9	528.9	.335
1151	G-13	STGO. CHOCORVOS	15	278.1	.607
1161	I-14	PAICO	15	1236.3	.283
1162	G-14	CORDOVA	14	291.4	.618
1202	I-5	GENARO HERRERA	14	2451.3	.254
1206	H-8	PUCALLPA	30	1622.3	.222

I:2-4. Los criterios de elaboraciones antes ilustrados y las estimaciones de  $M(h)$  y de  $\gamma(h)$  que se han deducido, ni siempre aparecen satisfactorios para los pluviómetros ubicados a lo largo de la faja del litoral del Pacífico, en las zonas áridas al Sur del  $10^{\circ}$  de latitud Sur.

En efecto, allí  $M(h)$  tiene valores de pocos milímetros o, a lo más, de unos diez milímetros y, por lo tanto, de acuerdo con lo que se ha dicho en el párrafo 33 del Prólogo,  $\gamma(h)$  adquiere lo más altos valores, alcanzando y superando hasta la unidad. Por lo tanto, para obtener estimaciones  $\bar{h}$  de  $M(h)$  y  $g_h$  de  $\gamma(h)$  que se dispersen respectivamente de  $M(h)$  y de  $\gamma(h)$  de cantidades porcentuales iguales a las que pueden verificarse en las otras zonas, para iguales probabilidades, se necesitaría disponer de un número  $n$  mayor de años de observación.

En realidad pasa lo contrario. Las precipitaciones se presentan, en su totalidad o en gran parte, bajo la forma de llovizna y de garúa, y en muchos meses alcanzan valores tan bajos que su medida resulta prácticamente confiada al criterio subjetivo del observador. Resulta, pues, que por muchos años la altura total de precipitación  $h$  registrada en el pluviómetro tiene valor cero o ha sido deducida como suma de precipitaciones mensuales cuya medida merece poca confianza. Por lo tanto se puede confiar con seguridad solamente en la información dada por una fracción  $K$ , más o menos reducida, de los  $n$  valores de  $h$  disponibles.

En la mayor parte de los casos, respecto a los pluviómetros de otras zonas, el período de observaciones en el que se puede confiar, antes que mayor, resultaría sensiblemente menor. A esto se añade que, allí donde a la llovizna y a la garúa se suman también lluvias modestas, la variable  $h$  debería considerarse en el mismo modo de una variable suma de más variables casuales, cada una con su distribución de probabilidades, con su valor medio y con su coeficiente de variación, y que influyen sobre el valor asumido de  $h$  con peso porcentual cada vez diverso.

Por esto, en forma diversa de lo que pasa con los otros pluviómetros, en los que la precipitación está constituida esencialmente por lluvia, la  $h$  podría estar distribuida también con una ley diversa de la logarístimico-normal.

De otro lado, los períodos de observaciones disponibles para la mayor parte de los pluviómetros que están en la zona árida no tienen duración suficiente para que se puedan obtener informaciones aptas para disipar la duda; por tal motivo antes de aceptarlos, se ha juzgado oportuno comparar los valores de  $\bar{h}$  y de  $g_h$  deducidos con los criterios ilustrados en el párrafo I:2-3, con aquéllos empleados para las mismas series de datos con diferente criterio de elaboración.

Por eso, en vía preliminar, se ha controlado con modelos matemáticos que, a pesar de las reservas avanzadas, también para los pluviómetros de la zona árida, la distribución de probabilidades de la  $h$  puede asimilarse a aquella, logarítmico-normal, aceptada para todos los otros pluviómetros.

Considerado esto, con procedimientos inverso a aquél ilustrado en el párrafo I:2-3:

1) Se han determinado los parámetros  $\overline{\log h}$  y  $s_{\log h}$  de la recta  $P(h)$  que en el diagrama en papel probabilístico logarítmico-normal mejor interpola los puntos  $(h; F(h))$ ;

2) Se ha remontado a los valores de  $\bar{h}$  y de  $g_h$  partiendo desde los valores asumidos por  $\log h$  y por  $s_{\log h}$

En particular:

a) Se han considerado como dignos de confianza solamente los valores de  $h$  mayores de 1 mm y, entre éstos, en las sucesivas elaboraciones, se ha dado mayor importancia a aquéllos no inferiores de 5 a 6 mm;

b) Indicando con  $K$  la fracción de  $n$  constituida por los valores de  $h$  tomados en consideración y con  $1-K$  la fracción residual, se ha asignado al menor de los valores de  $h$  considerados una frecuencia acumulada  $F$  igual a

$$F = \frac{(1-K)n+1}{n-1}$$
 y, en consecuencia, a los valores de  $h$  siempre más grandes las frecuencias acumuladas  $\frac{(1-K)n+2}{n+1}, \frac{(1-K)n+3}{n+1}, \dots, \frac{(1-K)n+kn}{n+1} = \frac{n}{n+1}$ ,

c) Se han llevado sobre el diagrama en papel probabilístico logarítmico-normal los puntos correspondientes a los pares de valores  $(h; F(h))$ , así especificados, y se ha definido la recta  $P(h)$  que mejor los interpola (fig. I:2-4).

Como es sabido, por las propiedades de la ley logarítmico-normal, si se indican con  $u$  la variable normal estandarizada y con  $u_\phi$ , función conocida de  $\phi$ , el valor de  $u$  al que le corresponde la probabilidad acumulada  $\phi$ , para cada valor de  $\phi$  resultan:

$$\log h_\phi = M(\log h) - \sigma(\log h) u_\phi$$

y, para  $\phi = 0.50$ ,

$$U_{0.50} = 0$$

$$\log h_{0.50} = M(\log h)$$

Considerado esto, para deducir la  $P(h)$  considerando únicamente la información dada por los  $nK$  valores de  $h$  mayores de 1 mm, para cada pluviómetro:

- En vez de los  $nK$  pares de valores  $(F; h)$  asumidos respectivamente por la frecuencia acumulada  $F$  y por la variable  $h$ , se han considerado los pares de valores  $(u_\phi = F; \log h)$  asumidos respectivamente por la variable  $u$  para  $\phi = F$  y por la variable  $\log h$ ;

- Se ha deducido la recta  $\log h = a + bu_\phi$  que en un diagrama cartesiano de coordenadas  $(u_\phi; \log h)$  mejor interpola la serie de puntos correspondientes a pares de valores  $(u_\phi = F; \log h)$  (Fig.: I:2-4);

- Se han asumido como estimaciones  $\overline{\log h}$  y  $s_{\log h}$  de  $M(\log h)$  y de  $\sigma(\log h)$  respectivamente

la cantidad constante "a" y el coeficiente angular "b" de la recta  $\log h = a + bu_\phi$ .

Dicho esto:

Se han deducido las estimaciones  $g_h$  de  $\gamma(h)$  y  $\bar{h}$  de  $M(h)$  con la (I:2-2), introduciendo  $s_{\log h}$  en lugar de  $\sigma(\log h)$ , y con la (I:2-1), introduciendo  $\log h$  en lugar de  $\eta = M(\log h)$  y  $s^2(\log h)$  en lugar de  $\sigma^2(\log h)$ .

Como es obvio, las estimaciones  $\bar{h}$  y  $g_h$ , así obtenidas, parten de la suposición que la  $h$  esté distribuida según la ley logarítmico-normal y, como puede verse en el Cuadro I:2-4, como confirmación de la validez de dicha hipótesis, prescindiendo de alguna excepción, ellas concuerdan bien con aquéllas obtenidas para cada pluviómetro con los criterios ilustrados en el párrafo I:2-3,

Al mismo tiempo, se debe asumir que, para aquellos pluviómetros para los cuales las estimaciones  $\bar{h}$  y  $g_h$ , obtenidas con las dos diferentes elaboraciones no difieren entre sí, tanto uno como el otro valor de  $\bar{h}$  y tanto uno como el otro valor de  $g_h$  constituyen respectivamente estimaciones confiables de  $M(h)$  y de  $\gamma(h)$ .

C U A D R O: I: 2-4

- 1 Estimación de  $\bar{h}$  deducida de la ley de regresión de  $h_i$  vs.  $U_{f_i}$
- 2 Estimación del coeficiente de variación  $g$  deducido de la ley de regresión de  $h_i$  vs.  $U_{f_i}$
- 3 Estimación de  $h$  deducida con el método del momento.
- 4 Estimación de  $g$  deducida con el método del momento.

CODIGO	CUADRANTE	ESTACION	NUMERO DE AÑOS DE OBSERVACION-n.	1	2	3	4
382	D-8	VIRU	11			1,2	
405		SANTA	13			0,5	
408							
455	D-9	P. CULEBRAS	14	4,0	0,755	2,7	1,111
509	E-10	PARAMONGA	14	10,6	1,381	10,4	1,316
527	E-10	PURMACANA	6	7,0	0,650	6,2	0,551
572	E-11	ALCANTARILLA	10	7,3	1,287	6,1	0,872
574	E-11	CHACACA	6	6,3	0,215	6,2	0,195
602	E-11	LOMAS DE L.	9	72,8	0,324	71,5	0,262
614	E-11	HUAYAN	14	19,4	1,185	16,6	0,731
618	E-11	HUARAL	13	15,8	0,911	11,9	1,000
694	F-12	MANCHAY BA.	17	28,9	0,716	27,0	0,575
786	F-13	CAÑETE	22	25,4	1,294	25,3	1,229
822	F-13	HDA CAUCATO	7			0	
829	F-13	HDA. CANYAR	8	18,7	0,767	17,0	0,527
858	G-13	HDA. BERNAL	11			5,9	2,14
951	G-15	SAN JUAN	20	7,8	1,212	6,8	0,949
979	H-15	PUNTA LOMAS	8	2,9	2,409	2,8	1,714
992	H-15	YAUCA				0	
1047	J-16	HDA PAMPATA	14	4,1	2,723	2,8	1,492
1051	J-16	CAMANA	11	19,7	1,398	16,0	0,861
1069	J-16	PUNTA ISLAY	9	19,7	1,688	14,5	0,855
1070	J-17	MOLLENDO	9	54,3	9,894	16,2	1,293
1071	K-17	PAMPA BLANCA	11	18,2	1,094	15,9	0,745
1095	K-17	ILO	12	3,5	0,945	2,3	1,183
1103	L-17	ITE	14	37,8	3,790	22,2	1,441
1107	L-18	MACOLLO	14	11,7	1,892	8,7	1,092
1153	G-13	PAMPA DE VILLA	10			0,7	
1210	E-12	AERO.INTERN.	18	8,2	1,074	7,4	0,794
1211	E-12	LIMATAMBO	13	38,5	0,570	36,7	0,407
1212	E-12	HIPOLITO UNANU	9	6,3	0,871	6,1	0,958
1213	E-12	LAS PALMAS	14	29,5	0,816	24,6	0,605
1214	E-12	CHORRILLOS	9	22,0	0,596	20,7	0,441

### C: Segunda fase de Elaboraciones: Formulación de las hipótesis de trabajo

I:2-5. Refiriéndose a definiciones ya introducidas en otras investigaciones [1], [2], [5], se ha asumido que el territorio del Perú pueda ser dividido en:

*Zonas pluviométricas*, dentro de cada una de las cuales el coeficiente de variación  $\gamma\{h\}$  de  $h$  ó adquiere valor único En todos los puntos (Hipótesis II del párrafo 32 del Prólogo) ó varía de punto a punto en función del valor asumido por  $M(h)$  (Hipótesis I del párrafo 32 del Prólogo);

*Subzonas pluviométricas*, dentro de cada una de las cuales el valor medio  $M(h)$  de  $h$  ó adquiere valor único en todos los puntos ó varía de punto a punto en función del valor asumido por un determinado parámetro  $Z$ , escogido, para caracterizar la posición de cada punto.

Por lo tanto, en lugar de las líneas asumidas para delimitar una zona de otra o una subzona de otra, existen fajas de transición. Al mismo tiempo, como ya se ha dicho en el párrafo 31 del Prólogo, no se excluye que los valores de  $\gamma(h)$  y de  $M(h)$  en un punto puedan diferir de aquéllos ( $\gamma$  y  $M$ ) que se deducen de las características de la zona o de la subzona a las que el punto pertenece; se quiere tan sólo especificar que las dispersiones que pueden existir entre  $\gamma$  y  $\gamma\{h\}$  o entre  $M$  y  $M\{h\}$  pueden considerarse no significativas desde un punto de vista estadístico, en el sentido que tienen el mismo orden de magnitud de las dispersiones de muestreo. Además, siempre que no se consideren cuencas muy pequeñas, dichas dispersiones resultan no influyentes sobre los valores que pueden asumir el coeficiente de variación  $\gamma(A)$  o el valor medio  $M(A)$  del aflujo meteórico  $A$  sobre una cuenca. En efecto, con los criterios adoptados para definir los límites de cada zona y subzona, se debe suponer que, aún cuando en cada punto hubiese dispersiones entre  $\gamma$  y  $\gamma\{h\}$  o entre  $M$  y  $M\{h\}$ , pasando de un punto a otro dichas dispersiones serían a veces positivas y a veces negativas y asumirían casualmente uno u otro signo prescindiendo de la posición del punto. (\*)

Dicho esto, con procedimientos ya adoptados con éxito en anteriores investigaciones [ 1 ], [ 2 ], [ 5 ] se ha tratado de:

- 1) Delimitar las distintas zonas y subzonas;
- 2) Determinar tanto los valores de  $\gamma(h)$  y de  $M(h)$  que caracterizan las zonas o las subzonas en que  $\gamma(h)$  y  $M(h)$  adquieren valor único en todos los puntos, como las leyes con que  $\gamma(h)$  varía en función de  $M(h)$  para las zonas en que  $\gamma(h)$  varía de punto a punto, o  $M(h)$  varía en función de un determinado parámetro  $Z$ , para las zonas en que  $M(h)$  varía de punto a punto.

I: 2 - 6. La división territorio en zonas y en subzonas pluviométricas está estrechamente enlazada con la variación del clima de una u otra parte del territorio. Por lo tanto, para formular una hipótesis de trabajo respecto a dicha división pueden ser útiles los mapas climáticos disponibles, considerando también los criterios empleados en su elaboración

En la mayor parte de éstos, sobre todo tratándose de mapas en escala regional, se tiene en cuenta, por un lado, los valores asumidos por las magnitudes que tienen mayor importancia en la determinación del clima de una región (en general temperaturas y lluvias) y, por el otro, los efectos que las condiciones climáticas tienen en lo que se refiere a los problemas que más interesan a quien realiza el mapa (la mayor parte de las veces en lo que se refiere a la vegetación) (1er criterio).

Al contrario, en otros mapas en escala mundial, remontando a las causas, se relacionan las diferencias que se encuentran entre las temperaturas y entre las lluvias observadas en las diversas partes con los aspectos de la circulación atmosférica que determinan dichas diferencias (2do criterio).

En los mapas realizados con el primer criterio por el diferenciarse de los otros factores que intervienen junto con las lluvias sobre los efectos que el clima puede tener respecto al problema específico que se considera, puede suceder que para iguales características pluviométricas se distingan tipos o subtipos de climas diversos. Por lo tanto, la comparación entre zonas climáticas y zonas y subzonas pluviométricas es menos inmediata.

(\*) = véase párrafo I: 2 - 16 siguiente.

Los mapas climáticos realizados con el segundo criterio, por la escala en la que son realizados, pueden dar solamente indicaciones genéricas, en el sentido que reúnen en clases únicas climas que, para los efectos de las lluvias, deberían distinguirse uno de otro. De todos modos, ofrecen una guía a quien, actuando en escala regional, tiene que efectuar clasificaciones más detalladas.

En consideración de esto, al formular una primera hipótesis de trabajo respecto a la división del territorio peruano en zonas y en subzonas pluviométricas se ha tomado como base de referencia el mapa climático de Trewartha, realizado exactamente con el segundo criterio.

En cambio, se ha aprovechado de mapas climáticos del Perú en escala 1:5'000.000 [7] [8], realizados con el primer criterio, cuando habiendo reconocido válida la hipótesis de trabajo, se ha debido precisarla.

Finalmente para la delimitación de las subzonas, se ha hecho particular referencia al Mapa Ecológico del Perú en escala 1:1.000.000, publicado por la ONERN [9].

I:2-7. Como resulta de la fig. I:2-5, que es una ampliación de la parte del mapa climático de Trewartha que se refiere al Perú, si se toman como referencia las situaciones meteorológicas que pueden verificarse dentro del territorio peruano, se pueden distinguir:

- Un clima A, tropical, que afecta a la selva amazónica (clima A<sub>r</sub> tropical húmedo) y la parte más al Norte de la faja litoral del Pacífico (clima A<sub>w</sub> tropical húmedo y seco);
- Un clima B, desértico, que afecta a la parte restante de la faja litoral del Pacífico;
- Un clima H, de las tierras altas, que afecta a todo el relieve andino.

Dicho esto, en base a las informaciones que dan los datos termométricos y pluviométricos disponibles, se ha tratado de:

- a) Definir mejor los límites entre las zonas caracterizadas por uno y otro clima.
- b) Verificar si la variación de las temperaturas y de las lluvias permite posteriores subdivisiones en el interior de cada una de las zonas caracterizadas por los climas A y B.
- c) Comprobar si y dentro de qué límites el clima H en las tierras altas está influenciado de las características del clima A o del clima B.

I:2-8. Como base de la investigación están los planos del 2 al 9 del Anexo A.

En el plano 2 se citan, como ejemplo, las temperaturas medias anuales registradas en puntos diferentes del territorio, y también las leyes con las que éstas se reparten porcentualmente entre los diversos meses del año.

En el plano 3 del Anexo A se ha escogido un número limitado de estaciones pluviométricas, cada una representativa de la zona, y para cada una de estas se han llevado en el gráfico, por un lado, el valor de la altura media de lluvia anual  $\bar{h}$  registrada en el período de observaciones, por el

otro, los valores asumidos cada mes por el cociente  $\frac{\bar{h}_i}{\bar{h}}$ , entre la altura media de lluvia  $\bar{h}_i$  registrada en el mes  $i$  y la altura media de lluvia anual  $\bar{h}$ .

Finalmente, para cada estación, se ha determinado el cuatrimestre de mayor precipitación de lluvia y se ha indicado el valor asumido por el cociente  $\frac{\bar{h}(4)}{\bar{h}}$ , en que  $\bar{h}(4)$  indica la suma de las alturas medias de lluvia  $\bar{h}_i$  registradas en los cuatro meses que caen durante el cuatrimestre.

Como es natural, el cociente  $\frac{\bar{h}(4)}{\bar{h}}$  puede asumirse como parámetro significativo para dar una medida de la mayor o de la menor desuniformidad de las lluvias durante el año. En efecto, para lluvias anuales  $\bar{h}$  que se reparten de manera uniforme entre los diversos meses del año, para cada cuatrimestre el cociente  $\frac{\bar{h}(4)}{\bar{h}}$  asumiría el valor mínimo 0,33 y no valdría para diferenciar un cuatrimestre de los otros; para lluvias concentradas solamente en un período de 4 meses o, también, en un período más breve, alcanzaría el valor máximo 1.

En definitiva, el cociente  $\frac{\bar{h}(4)}{\bar{h}}$  resulta tanto mayor cuanto más desuniforme es la reparti-



ción de la lluvia  $\bar{h}$  entre los varios meses del año. Justamente por esto se le ha definido *índice de desuniformidad*.

Por otro lado, especificando el mes en que se verifica el mayor valor de  $\frac{\bar{h}_i}{\bar{h}}$ , se dá idea concreta del período del año en que cae el cuatrimestre de mayor precipitación de lluvia.

Considerado esto, se complementa las informaciones del Plano 3.

—En el plano 4 se han subdividido en clases los valores de  $\frac{\bar{h}(4)}{\bar{h}}$  y se han marcado todos los pluviómetros considerados con símbolos o con colores diferentes según la clase en que recae el valor de  $\frac{\bar{h}(4)}{\bar{h}}$ .

—En el plano 5 se han marcado todos los pluviómetros considerados con símbolos o con colores diferentes según el mes en que recae el mayor valor de  $\frac{\bar{h}_i}{\bar{h}}$ .

—En los planos 6 y 7, habiendo deducido para cada pluviómetro las estimaciones  $g$  de  $\gamma\{h\}$  y  $\bar{h}$  de  $M\{h\}$ , se han subdividido en clases dichos valores de  $\bar{h}$  y de  $g$ , y se han marcado todos los pluviómetros considerados con símbolos y con colores diferentes según la clase en que recaen respectivamente el valor de  $\bar{h}$  o el valor de  $g$  correspondientes. Finalmente, para integrar las Tablas ya mencionadas, en los planos 8 y 9 del Anexo A.

a) Se han considerado los valores máximos anuales  $h_d$  de las alturas de lluvia diaria registradas en unos 750 pluviómetros.

b) Se ha asumido como hipótesis de  $h_d$  puede tratarse como una variable casual distribuída según la ley asintótica del máximo valor y se han deducido las estimaciones  $e_d$  y  $c'_d$  de los valores asumidos en cada pluviómetro por los parámetros  $E_d$  (*valor modal*) y  $k'_d$  (*característica*) que definen dicha ley (2).

c) Se han dividido en clases los valores de  $e_d$  y de  $c'_d$  deducidos para cada pluviómetro.

d) Se han marcado los pluviómetros con símbolos o con valores diferentes según la clase en que recaen los valores de  $e_d$  (Plano 8) y de  $c'_d$  (Plano 9) correspondientes.

I:2-9. Como puede observarse en el plano 2, en cada punto, pasando de un mes a otro, los valores medios mensuales de la temperatura quedan prácticamente invariables o difieren solamente muy poco uno de otro y, cada uno, respecto a la temperatura media anual.

En cambio, la temperatura media anual varía significativamente de punto a punto. Pero, dichas variaciones se deben esencialmente a la diferente altitud. En efecto, si la temperatura media anual de cada punto se reporta al valor que le correspondería al nivel del mar, las diferencias entre punto y punto se atenúan o desaparecen (6) (10). Más exactamente, se nota solamente una leve disminución de la temperatura con la latitud, con una diferencia máxima de solamente 2° C cuando se pasa de la latitud mínima (0° S) a la máxima 20° S).

En tales condiciones, con la finalidad de poner en evidencia las diferencias de clima entre las diversas zonas del país, más que a las temperaturas, pareció lógico hacer referencia a las alturas de lluvias medias anuales y mensuales registradas en períodos de observación de duración adecuada para que dichas medias sean significativas (véase plano 3).

En particular (fig. I:2-6):

a) Se ha dividido el territorio en tres fajas longitudinales, comprendiendo:

En las dos laterales, marcadas con los números 1 y 2, la selva amazónica, hacia el Este, y la faja litoral del Pacífico, hacia el Oeste.

b) Se ha concentrado la atención sobre las características de la circulación atmosférica que influyen sobre el clima de las dos primeras zonas.

Nota (2): Si se indica con  $H_{d,T}$  el valor máximo que  $h_d$  puede asumir como norma una vez cada  $T$  años, de acuerdo con la hipótesis hecha, siempre que  $T$  no sea muy pequeña, con buena aproximación puede asumirse:  $h_{d,t} = E_d (1 + K'_d \log T)$

c) De acuerdo con Trewarta, se ha admitido como premisa que el clima H, de las tierras altas en la faja 3, central, está influenciado de las condiciones atmosféricas que controlan el clima en las dos fajas laterales.

d) Se ha verificado como, con dichas características de la circulación atmosférica, la orografía condicione el clima de la tercera faja.

I:2-10. Haciendo referencia a las características de la circulación atmosférica las diferencias de clima entre la selva amazónica (faja 1) y la faja litoral del Pacífico (faja 2) hallan inmediata explicación.

La selva amazónica en la parte más septentrional está dentro de la faja de baja presión ecuatorial. Más al Sur:

-Por un lado, está abierta libremente a masas de aire neutras que, en el período de menor radiación solar, por el desplazamiento hacia el Oeste del Anticiclón Subtropical del Atlántico, Sur, penetran en la zona profundamente desde el Este.

-Por otro lado, en períodos de mayor radiación solar está invadida desde el Nor-Oeste por masas de aire ecuatorial, humedad e inestables [6].

Finalmente, como puede observarse en las fotografías de satélite, en la parte más al Sur está influenciada por frentes de perturbaciones que proceden desde las latitudes medias y que alcanzan en su mayor avance hacia el Norte.

Por movimientos convectivos desarrollados por débiles perturbaciones atmosféricas, las masas de aire húmedo inestable ecuatorial traen abundantes lluvias. Pero, el frente de mayor avance de dichas masas va alejándose con el I.T.C., retirándose hacia el Norte en la estación de menor radiación solar. Por eso, en esta misma estación, como se ha dicho, para duraciones que crecen a medida que crece la altitud, en las zonas más al Sur el tiempo está condicionado por los vientos alisios. Por lo tanto, en el curso del año se distinguen meses con menor lluvia.

Como puede observarse en el plano 4, de esto deriva que el índice de desuniformidad  $\frac{\bar{h}(4)}{\bar{h}}$ ,

aún manteniéndose bajo, va aumentando de Norte hacia Sur, pasando de valores 0.40 - 0.50, próximos a 0.33 (lluvia uniformemente distribuida entre los meses de año), a valores de 0.50 a 0.60.

Por lo tanto, como puede observarse en el plano 5, al Norte el mes más lluvioso varía casualmente de una a otra estación pluviométrica, en cambio, hacia el Sur, para todas las estaciones el mes con mayor precipitación coincide con el mes de Enero o con Febrero.

En la faja litoral del Pacífico se encuentran condiciones meteorológicas completamente diferentes, con variaciones latitudinales del clima mucho más marcadas. En efecto, la parte más al Sur, está en el margen del anticiclón sub-tropical del Pacífico. La subsidencia anticiclónica, con el auxilio de la corriente fría marina de Humboldt, produce una atmósfera estable que se opone a condiciones convectivas hacia lo alto y al desarrollo de cualquier perturbación que lleve lluvia. Solamente se pueden tener lloviznas concentradas generalmente en el período de Junio-Julio a Septiembre-Octubre (plano 4), con alturas de precipitación  $h$  que, exceptuando puntos aislados, con climas de lomas pocas veces superan unos 10 mm.

Como puede notarse en el plano 4 del Anexo A, el efecto aridificante del anticiclón llega hasta 9° a 10° de latitud Sur. En cambio, más al Norte, dominan todavía masas ecuatoriales de aire húmedo inestable, con lluvias concentradas en gran parte en el cuatrimestre de Diciembre-Enero a Marzo-Abril y con valores de altura media de lluvia anual  $\bar{h}$  de nuevo apreciables, aunque netamente menores de las de la selva amazónica.

I:2-11. En conclusión de lo que se ha dicho en el párrafo I:2-10 ha sido posible precisar lo que está indicado en el mapa climático de Trewartha.

En efecto, como está indicado en la fig. I:2-6, ha parecido lógico distinguir dentro de la zona con clima tropical A tres subzonas:

- La subzona con clima Aa, en la parte Norte de la faja 1, de la selva amazónica;
- La subzona con clima Ab, en la parte Sur de la faja 1;
- La subzona con clima Ac, en la parte Norte de la faja 2, litoral pacífica.

Al mismo tiempo, se ha obtenido confirmación de la marcada diferencia entre el clima A, común a todas las tres subzonas, y el clima B, desértico, característico de la parte Sur de la faja litoral del Pacífico.

En efecto, como se ha observado, en las tres subzonas con clima A, dominadas por masas ecuatoriales de aire cálido-húmedo inestable, el cuatrimestre de mayor precipitación de lluvia o no es definible (subzona con clima Aa) o cae en el período de Diciembre-Enero a Marzo-Abril (subzonas con climas Ab o Ac); en cambio, en la zona con clima B, el cuatrimestre de mayor lluvia recae siempre en el período de Junio-Julio a Septiembre-Octubre.

Considerando esto y examinando los planos 3, 4 y 5 del Anexo A se nota que en toda la faja 3 el cuatrimestre de mayor lluvia recae en el mismo período, de Diciembre-Enero a Marzo-Abril, que es característico de las subzonas con clima A y, en particular, de las subzonas con clima Aa y Ab de la faja 1, al Este. Esto es, se debe presumir que toda la faja 3, del relieve andino, esté dominada por las mismas masas ecuatoriales de aire húmedo-inestable que, en el período de mayor radiación solar, invaden de Noroeste la selva amazónica y que, por lo tanto, el clima H, de las tierras altas, en dicha faja sea una variante de los climas Aa y Ab.

Más bien, siempre en base a las indicaciones del plano 5, del Anexo A es posible definir la línea que, al Sur de los 9° a 10° de latitud Sur, separa la faja 3, con clima H variante del clima A, de la parte de la faja costera del Pacífico con clima B. En efecto, dicha línea debe separar los puntos en que el cuatrimestre de mayor lluvia recae en el período de Diciembre-Enero a Marzo-Abril de aquéllos en que el cuatrimestre de mayor lluvia recae en el período de Junio-Julio a Septiembre-Octubre.

Como es natural, dicha línea marca también el mayor frente de avance de las masas de aire ecuatorial hacia el Oeste.

I:2-12. Como en la selva, también en el relieve andino las lluvias se deben a movimientos convectivos ascensionales en el interior de las masas de aire húmedo inestable que invaden el relieve desde el Este. Pero, en la selva, la causa de dichos movimientos ascensionales está determinada por débiles perturbaciones atmosféricas y, como tal, es completamente casual y localizada. En cambio, en el relieve andino, la causa que determina los movimientos ascensionales está determinada por la orografía y, como tal, no interviene en modo casual, sino está siempre presente e interviene siempre en el mismo sentido para diferenciar la lluvia que puede verificarse en un punto respecto a la que puede verificarse en otro punto.

De esto deriva que, al verificarse condiciones meteorológicas que lleven lluvia:

-En la selva, la lluvia se concentra alrededor de núcleos de lluvia desplazados cada vez en puntos diferentes;

-En el relieve andino, la lluvia se distribuye sobre áreas más o menos amplias, dividiéndose entre punto y punto dentro de las mismas siempre en el mismo porcentaje.

Por lo tanto:

-En la selva, la altura media de lluvia anual  $\bar{h}$  varía poco de punto a punto, pero las alturas de lluvia  $h$  que pueden verificarse en un mismo año en puntos diferentes también relativamente cercanos, están poco o nada correlacionados entre sí (véase fig. I:2-7)

-En el relieve andino, la altura media de lluvia anual  $h$  puede variar también sensiblemente de zona a zona, y en alguna zona, de punto a punto, pero las alturas de lluvia  $h$  registradas en un mismo año en puntos diferentes, también a considerable distancia, resultan estrechamente correlacionados entre sí (véase fig. de I:2-8 a I:2-11); lo mismo se puede decir por la parte Norte de la faja litoral del Pacífico (véase fig. I:2-12).

Las alturas de lluvia que se verifican cada vez en las diversas zonas, dependen del contenido de agua que pueden precipitar en la masa de aire húmedo inestable que las alcanza.

Pero, llega a ser determinante el hecho que el contenido de agua precipitable en las masas de aire que desde la selva se expanden hacia el Oeste, sobre el relieve andino y, por lo tanto la lluvia que dichas masas de aire puedan provocar, alcanzan los máximos valores a lo largo de la faja de la vertiente amazónica denominada *ceja de selva*, comprendida entre el pie y la cumbre de la vertiente.

En efecto, pasando dicha faja, el contenido de agua precipitable en las masas de aire, y, por lo tanto, las lluvias que éstas puedan provocar, resultan menores y además significativas durante períodos del año tanto más breves cuanto más se dirige hacia el Oeste.

Además, otras líneas de discontinuidad pueden identificarse en vía de esquematización, en los límites orográficos de la vertiente amazónica con el altiplano, hacia el Este y en los límites orográficos del Altiplano con la vertiente del Pacífico hacia el Oeste.

En efecto, se debe considerar que, con el cambio de pendiente, la ley con que la cantidad de agua precipitable en la masa de aire húmedo inestable va variando desplazándose hacia el Oeste, sufra bruscas variaciones. Como es obvio, el desarrollo de los fenómenos en escala Sinóptica, como se ha descrito antes, repercute sobre los valores de la altura media de lluvia anual  $\bar{h}$  y del coeficiente de desuniformidad  $\bar{h}$  y del coeficiente de desuniformidad  $\frac{\bar{h}(4)}{\bar{h}}$ , asumidos para caracterizar el clima.

En efecto, el desplazamiento hacia el Oeste, para igual latitud, varían progresivamente tanto  $\bar{h}$ , que va disminuyendo, como  $\frac{\bar{h}(4)}{\bar{h}}$ , que va aumentando.

En particular, como puede notarse en los planos 4 y 6 del anexo A respectivamente para igual latitud se tiene que:

a) El índice de desuniformidad  $\frac{\bar{h}(4)}{\bar{h}}$  en la faja 3 asume:

— Los mismos valores que la selva amazónica (de 0,40 a 0,50 hacia el Norte; de 0,50 a 0,60 hacia el Sur), a lo largo del relieve andino de la vertiente amazónica.

— Valor ligeramente mayor (de 0,60 a 0,80) en el Altiplano y a lo largo del valle alto y medio Maraón.

— Valor aún mayor y progresivamente creciente hasta el límite máximo 1, en el relieve andino de la vertiente del Pacífico.

b) La altura media anual de lluvia  $\bar{h}$ , después de haber superado la ceja de selva, donde alcanza en promedio de valores de 3000 a 3500 mm. con puntos hasta de 5000 a 6000 mm. va progresivamente disminuyendo (desde valores de 2000 a 2200 mm hasta de 800, 900 y 1000 mm cuando se mueve del Este hacia el Oeste).

Por lo tanto, en el interior de la faja se pueden también distinguir tres fajas, que se deben identificar con otras tantas zonas climáticas (fig. I:2-13):

Una primera faja 3a, hacia el Este, que comprende la vertiente amazónica.

Una segunda faja 3b, en el centro, que comprende el Altiplano.

Una tercera faja 3c, hacia el Oeste, que comprende la parte del relieve orográfico de la vertiente del Pacífico y, a partir de los 9° a 10° de latitud Sur encierra el valle medio y alto del río Maraón que, interrumpiendo la continuidad de los Andes, constituye, en cierto sentido, la vertiente Norte del Sistema Andino.

En cada una de dichas fajas, el clima H, de las tierras altas, al que se refiere el mapa climático de Trewartha, es una variante diversa (Ha, Hh o Hc) de los climas Aa y Ab característicos de la selva amazónica.

En particular, al Norte de los 9° al 10° de Latitud Sur el clima Ha en las fajas 3a y el clima Hc en la faja 3c marcan el pasaje desde los climas Aa y Ab, de la selva, al clima Ac de la parte Norte de la faja litoral del Pacífico.

Más al Sur, los climas Ha, Hb y Hc, presentes en las fajas 3a, 3b y 3c, marcan la modificación progresiva de los climas Aa y Ab de la selva, antes del paso al clima B de la parte Sur de la faja litoral del Pacífico.

I:2-13. Como apoyo a las conclusiones obtenidas en la comparación entre los valores asumidos en las diversas estaciones de medidas por los parámetros que caracterizan la distribución de probabilidades de las lluvias anuales  $h$  y la repartición de la  $h$  entre varios meses del año, en los planos 8 y 9 del Anexo A se han comparado los valores  $e_a$  y  $c'_a$  deducidos para cada estación como estimación de los parámetros que caracterizan la distribución de probabilidades del valor máximo anual  $h_a$  de la lluvia diaria.

Como puede observarse en confirmación de la validez de las conclusiones que se han obtenido con los otros parámetros ya considerados, también  $e_a$  y  $c'_a$  se diferencian de una zona climática a otra de acuerdo con las demarcaciones ya asignadas a cada una de éstas.

Además, de los planos 8 y 9 del Anexo A, se sacan indicaciones que, sumándose a aquéllas de los planos 6 y 7, del mismo anexo, muestran que la parte más septentrional de la faja litoral del Pacífico debe distinguirse de la zona con clima Ac y, a diferencia de lo que se ha hecho en la fig. I:2-13, debe considerarse como zona climática con características propias, con clima Ad diverso del clima Ac (véase fig. I:2-14).

En efecto, como puede observarse en los planos 6 y 7 del Anexo A y en los planos 8 y 9 del mismo anexo, en dicha zona se observan anomalías respecto a la zona con clima Ac tanto en lo que se refiere a los valores de  $\bar{h}$  y de  $g$ , como en lo que se refiere a los valores de  $e_d$ , y  $c_d'$ . Pero, considerada la pequeñez de la zona, si no hubiera existido dicha concordancia, las anomalías observadas para  $\bar{h}$  y para  $g$  se hubieran podido considerar también no significativas, así como se ha admitido en la fig. I:2-13.

Por otra parte, la modificación que se da en la fig. I:2-13 concuerda con lo que está indicado en el mapa climático de Trewartha reproducido en la fig. I:2-5. En efecto, en éste se hace clara distinción entre el clima de dicha zona (indicado con el símbolo Aw) y el clima de la zona ubicada inmediatamente al Sur (indicada con el símbolo B).

En forma definitiva, para rectificar lo que está indicado en el mapa climático de Trewartha, de acuerdo con lo que se ha hecho en la fig. I:2-14, se necesita tan sólo subdividir en dos la zona con lo que se ha hecho en la fig. I:2-14, se necesita tan sólo subdividir en dos la zona con clima B de Trewartha, especificando que solamente la parte al Sur del 10° de Latitud Sur es de clima B, mientras la parte restante, hasta el límite con la zona climática con clima Ad (o, con clima Aw, con los símbolos de Trewartha), tiene clima Ac.

C<sub>1</sub>: SEGUNDA FASE DE ELABORACIONES:

DIVISION DEL TERRITORIO EN ZONAS PLUVIOMETRICAS: FORMULACION DE LA HIPOTESIS DE TRABAJO.

I:2-14. Con criterio ya adoptado con éxito en precedentes investigaciones [1] [2] [5], para subdividir el territorio peruano en zonas pluviométricas, se ha asumido, como 1ra. hipótesis de trabajo, que cada una de éstas coincida con una zona climática o con el reagrupamiento de dos o más zonas climáticas contiguas, cuando en éstas se tenga un mismo valor de  $\gamma$  o una misma ley de variación de  $\gamma$  en función de  $M\{h\}$ .

Así, tomando como referencia la fig. I:2-14 y teniendo presentes las indicaciones del plano 7 del Anexo A respecto a los valores asumidos en cada pluviómetro por la estimación  $g$  de  $\gamma$ , en una primera hipótesis se han distinguido dentro del territorio 7 zonas pluviométricas, englobando las zonas con clima Aa y con clima Ab marcadas en la figura I:2-14 en una única zona pluviométrica y haciendo coincidir cada una de las otras zonas climáticas con una zona pluviométrica distinta.

En particular, tomando como referencia el plano 7, del anexo A se ha admitido que:

-En la selva amazónica (zona de clima Aa y Ab, en la fig. I:2-14), sobre relieve andino de la vertiente amazónica (zona con clima Ha de la fig. I:2-14) y, finalmente, en el extremo Norte de la faja litoral del Pacífico (zona con clima Ad de la fig. I:2-14) el coeficiente de variación  $\gamma\{h\}$  asuma en todos los puntos valor único  $\gamma$ , característico de cada zona, en el sentido que la diferencia de las otras.

-En todo el Altiplano a lo largo de la vertiente del Pacífico y de la zona Norte del relieve andino (zona con clima Hb y Hc de la Fig. I:2-14) y a lo largo parte restante de la faja litoral del Pacífico al Norte de 10° Latitud Sur (zona con clima Ac de la fig. I:2-14),  $\gamma\{h\}$  varíe en función de  $M\{h\}$  con ley  $\gamma = g(M)$  que sirva para caracterizar cada una de las dos zonas, diferenciando una de la otra.

En cambio, no se ha hecho ninguna hipótesis respecto a los valores que  $\gamma\{h\}$  puede asumir en el tramo de la faja litoral ubicado al sur de 10° de Latitud Sur. En efecto, como se ha dicho en el párrafo I:2-4, en dicha zona, con clima B, desértico, las dispersiones que pueden verificarse en cada pluviómetro entre los valores asumidos por la estimación  $g$  de  $\gamma\{h\}$  y el valor real de  $\gamma$  son muy grandes;

En consecuencia, la comparación entre las diversas estimaciones sería poco significativa para establecer una comparación entre los valores reales de  $\gamma$ .

I:2-15. Como puede notarse comparando la figura I:2-14 con la fig. I:2-15, en que se presenta la división definitiva en zonas pluviométricas del territorio, por las pruebas sumarias de la 1ª hipótesis de trabajo antes formulada, además de una mejor delimitación de las zonas, ha resultado necesario modificar la hipótesis. En efecto, resultó necesario subdividir cada una en dos zonas pluviométricas diferentes, sea la zona Hc del Altiplano, sea la zona con clima Hb del relieve andino de la vertiente del Pacífico sea, también, la zona con clima Ac de la faja litoral del Pacífico ubicada al Norte de 10° de Latitud Sur.

Es decir, finalmente, como se deduce de la fig. I:2-15 y del plano 10 del Anexo A, procedimiento desde el Este hacia el Oeste y desde el Sur hacia el Norte, se pueden distinguir 10 diversas zonas pluviométricas:

La zona 1, en la Selva amazónica, con el clima Ab, al Sur, y con clima Ha, al Norte.

La zona 2, en la vertiente amazónica del relieve andino, con clima Ha.

Las zonas 3 y 4, con la zona 4 que interrumpe la continuidad de la zona 3, en el Altiplano con clima Hb.

Las zonas 5 y 6, con la zona 6 que interrumpe la continuidad de la zona 5, en la vertiente del Pacífico y en la vertiente Norte (cuenca del Marañón) del relieve andino con clima Hc.

La zona 7, en la faja litoral del Pacífico situada al Sur de 10° de latitud Sur con clima B.

Las zonas 8 y 9, en la faja del Pacífico inmediatamente al Norte de la zona 7, con clima Ac.

La zona 10, en el extremo Norte de la faja litoral del Pacífico con clima Ad.

Para cada una de las zonas 1, 2, 4 y 10 se puede asumir que  $\gamma\{h\}$  tenga, en todos los puntos, valor único  $\gamma$  característico de la zona.

En cambio, para las zonas 3, 5, 6 y 9 se puede admitir que  $\gamma\{h\}$  asuma en cada punto valor  $\gamma$  que varía en función del valor  $M$  asumido por  $M\{h\}$ .

Finalmente, para las zonas 7 y 8, por lo que se dijo en los párrafos I:2-4 y I:2-14, con los datos disponibles tampoco es posible precisar si  $\gamma$  deba considerarse constante o variable en función de  $M$ .

C<sub>2</sub>: SEGUNDA FASE DE ELABORACIONES:  
DIVISION DEL TERRITORIO EN ZONAS PLUVIOMETRICAS:  
DETERMINACION Y CONTROL DE LA HIPOTESIS DE TRABAJO

I:2-16. Tanto en los controles preliminares que por sucesivas rectificaciones han llevado desde la hipótesis inicial a aquella definitiva, como en los controles más rigurosos de esta última, se han seguido los criterios ilustrados en los párrafos 31 y 32 del Prólogo.

Formulada la hipótesis de trabajo y definidos, en base a ella, los límites de una determinada zona pluviométrica, se han considerado los K pluviómetros que están en su interior y, para cada uno de éstos, se han deducido tanto el valor  $\gamma$  que debería asumir  $\gamma\{h\}$  en base a la hipótesis hecha, como los valores extremos  $\gamma_1$  y  $\gamma_2$  del intervalo de control de la hipótesis.

En particular, para precisar lo que se dijo en el párrafo 32 del Prólogo, para fijar la amplitud del intervalo de control de la hipótesis y, por lo tanto, para calcular los valores extremos  $\gamma_1$  y  $\gamma_2$  de éste, se ha puesto como condición que, si fuera  $\gamma\{h\} \equiv \gamma$ , deberían haber sólo 5 probabilidades sobre 100 que la estimación  $g_h$  de  $\gamma\{h\}$ , deducida en la primera fase de elaboraciones en base a los valores de h registrados en el pluviómetro, recaiga en el exterior del intervalo.

En consecuencia, repitiendo el control para cada uno de los K pluviómetros que recaen en la zona, se ha aceptado la hipótesis de trabajo solamente si el control ha resultado negativo a lo más para un 5%, o poco más de los K pluviómetros.

Por otro lado, se ha impuesto como condición que, dentro de la zona, las dispersiones  $g_h - \gamma$ , a veces positivas, a veces negativas, tengan valores absolutos y signo que no están relacionados con la posición de los pluviómetros. Por lo tanto, se ha aceptado la hipótesis de trabajo tan sólo cuando los puntos a los cuales corresponden las dispersiones  $g_h - \gamma$  positivas y los puntos a los cuales corresponden  $g_h - \gamma$  negativas resulten distribuidos casualmente en toda la superficie de la zona y no tiendan a concentrarse, unos sobre una parte y otros en la parte restante.

I:2-17. Para las zonas en las que se ha admitido que resulta  $\gamma\{h\} = \text{const} = \gamma$ , para precisar la hipótesis, especificando el valor de  $\gamma$ , se ha asignado a cada una de las estimaciones  $g_h$  de  $\gamma\{h\}$  deducidas en cada pluviómetro, un peso igual al número n de datos en base a los que la estimación ha sido deducida y se ha asumido  $\gamma$  igual al valor medio ponderal de los k valores de  $g_h$  considerados.

Para las zonas en las que se ha admitido que  $\gamma\{h\}$  varía de punto a punto en función del valor asumido por  $M\{h\}$ , se han considerado los k pares de valores asumidos en cada pluviómetro respectivamente por  $g_h$  y por la estimación  $\bar{h}$ , de  $M\{h\}$  y se ha asumido como ley de variación  $\gamma = g(M)$  de  $\gamma\{h\}$  en función de  $M\{h\}$  la ley de regresión de  $g_h$  sobre  $\bar{h}$ .

Con criterio análogo al mencionado en el párrafo I:2-3 en lo referente a las elaboraciones de la primera fase, en el caso en que uno o dos valores de  $g_h$  se dispersaban de manera anómala respecto a los otros, se han deducido las estimaciones de  $\gamma$  o de la ley de regresión de  $g_h$  sobre  $\bar{h}$  en base a la información proporcionadas por los restantes  $K - 1$  ó  $K - 2$  valores. Se han considerado dichos valores eventuales anómalos solamente cuando, ejecutando la comprobación de la hipótesis de trabajo, se ha verificado que el número de los pluviómetros para los cuales los valores de  $g_h$  salen fuera de los intervalos de control no supere o supere sólo ligeramente el 5% del total.

I:2-18. Como ya se dijo, para un mismo valor de  $\gamma$ , la amplitud del intervalo de control varía de un pluviómetro a otro solamente en función de n.

En consecuencia, para las zonas en que se ha admitido  $\gamma\{h\} = \text{const} = \gamma$ , para efectuar el control por vía gráfica, se han llevado sobre un diagrama cartesiano, de coordenadas (n;  $g_h$ ):

-Por un lado, la recta paralela al eje de las abscisas que tiene como ordenada  $g_h = \gamma$  y las dos curvas  $\gamma_1(n)$  y  $\gamma_2(n)$  que especifican como el límite inferior  $\gamma_1$  y el límite superior  $\gamma_2$  del intervalo de control de la hipótesis  $\gamma\{h\} = \text{const} = \gamma$  varían en función de n para el valor asignado de  $\gamma$ ;

-Por otro lado, los puntos que corresponden a los pares de valores asumidos por n y por  $g_h$  en cada pluviómetro.

Se ha aceptado la hipótesis sólo si, con la excepción a lo más de un 5% del total, los puntos (n;  $g_h$ ) correspondientes a los k pluviómetros recaen dentro de la faja del plano que queda delimitada entre las dos curvas  $\gamma_1(n)$  y  $\gamma_2(n)$  o, en forma más breve, en la *faja de control* de la hipótesis (véase el ejemplo de fig. I:2-16).

En cambio, para las zonas en las que se ha admitido que  $\gamma\{h\}$  varíe la función de  $M\{h\}$ , se han llevado en diagramas cartesianos que tienen los valores de  $\bar{h}$  como abscisas y los valores de  $g_h$  como ordenadas:

-Por un lado, los puntos que corresponden a los pares de valores asumidos por  $\bar{h}$  y por  $g_h$  en cada pluviómetro;

-Por otro lado, la curva que mejor interpola dichos puntos, asumida para representar la ley de regresión de  $g_h$  sobre  $\bar{h}$  y, por lo tanto, en virtud de la convención hecha, la ley de variación de  $\gamma\{h\}$  en función de  $M\{h\}$  (véase el ejemplo de la fig. I:2-17).

Hecho esto:

Se ha comprobado para cada pluviómetro si el punto  $(\bar{h}; g_h)$  recae en el intervalo de control de la hipótesis, deducido cada vez en función del valor de  $\gamma$  que corresponde a  $\bar{h}$  en la curva que representa la ley de regresión de  $g_h$  sobre  $\bar{h}$  y en función del número  $n$  de datos disponibles en el pluviómetro.

Como única indicación del control realizado se han marcado con diferentes símbolos, los puntos  $(\bar{h}; g_h)$ , para los cuales el control ha dado resultados negativos (véase el ejemplo de la fig. I:2-7)

I:2-9. Para las zonas en que  $\gamma\{h\}$  no es constante, la ley de variación de  $\gamma\{h\}$  en función de  $M\{h\}$  se lleva a una expresión algebraica del tipo  $\gamma = g(H) = m M^{-n}$ , con valor de la constante  $m$  que varía de zona a zona y con valor absoluto del exponente  $n$  que, en el caso específico, puede considerarse igual a 0.55 para las zonas 5, 6 y 9 e igual a 0.49 para la zona 3.

Considerado esto, en el ejemplo de la fig. I:2-17 puede notarse como para valores de  $M\{h\}$  mayores de 600 ó 700 mm el coeficiente de variación  $\gamma\{h\}$ , aún para variaciones notables de  $M\{h\}$  varíe en cantidades que son del mismo orden de magnitud de las dispersiones de muestreo. Por lo tanto, no se puede excluir que también en las zonas en las que se ha admitido que resulta  $\gamma\{h\} = \text{const} = \gamma$ , todas con lluvias medias anuales  $M\{h\}$  mayores de 600 a 700 mm, en realidad  $\gamma\{h\}$  puede variar en función de  $M\{h\}$ . Pero, los datos disponibles, no permiten apreciar dicha variabilidad y, por otra parte, para fines prácticos, el error que podría cometerse tendría un peso despreciable.

I:2-20. Como ya se dijo, las metodologías precedentemente ilustradas se hubieran ajustado mal para la zona árida de la faja litoral pacífica ubicada al Sur de  $10^\circ$  de Latitud.

En consideración de esto, para las zonas 7 y 8 procediendo gráficamente:

-Se han considerado las series estadísticas constituidas por los valores de  $h$  registrados en cada pluviómetro y se han representado sobre papel probabilístico logarítmico-normal las distribuciones de frecuencias acumuladas  $F\{h\}$ , de acuerdo con los criterios indicados en el párrafo I:2-4;

-Se han comparado las series de puntos  $(h; F\{h\})$  que corresponden a los diversos pluviómetros y se ha examinado si es posible subdividirlas en grupos diversos, según el alineamiento alrededor de la cual tienden a disponerse los puntos  $(h; F\{h\})$ ;

-Finalmente, se ha verificado si a esta subdivisión en grupos corresponda también la tendencia de los pluviómetros que están en cada grupo a tener una ubicación geográfica común, que resulte además diversa de la de los pluviómetros que están en los otros grupos.

Así, se ha comprobado que para los pluviómetros que están al Sur de  $15^\circ$  de Latitud,  $\gamma\{h\}$  asume los valores más altos y, al pasar de un pluviómetro al otro, varía alrededor de un valor medio  $\gamma = 1,60$ .

En cambio, para los pluviómetros ubicados al Norte,  $\gamma\{h\}$  varía alrededor de un valor medio  $\gamma = 0,80$ .

I:2-21. En la fig. I:2-15, ya mencionada, están representadas, en escala 1:5'000,000 tanto la división del territorio en zonas pluviométricas, como la división política del territorio. Esto es muy útil para definir mejor la localización de cada zona pluviométrica.

Pero, dada la escala, la figura no se adapta bien para definir las líneas de demarcación entre cada zona y las otras.

Por esto, se presenta el plano 10 del Anexo A, en que la división en zonas pluviométricas está representada en escala 1:1'000,000.

Para completar e integrar dicho plano, en el Cuadro II del Anexo A se indican los valores de  $\gamma$ , para las zonas que se ha admitido  $\gamma\{h\} = \text{const} = \gamma$ , o las leyes de variación  $\gamma = \gamma(M)$ , para las zonas en que  $\gamma\{h\}$  varía de punto en punto en función de  $M\{h\}$ .

Finalmente, en las figuras de I:2-18 a I:2-25, se presentan las pruebas realizadas para verificar la validez de las hipótesis del trabajo definitivamente aceptadas para cada zona.



D: SEGUNDA FASE DE ELABORACIONES:  
SUBDIVISION DEL TERRITORIO EN SUBZONAS PLUVIOMETRICAS:  
DEFINICION DE LAS ZONAS ANOMALAS.

I:2-22. Al examinar la forma como el coeficiente de variación  $\gamma\{h\}$  varía de punto a punto y al dividir el territorio en zonas pluviométricas se ha considerado el relieve andino diferenciando el Altiplano, la vertiente hacia la selva amazónica y la vertiente hacia el Pacífico y la zona del Norte del relieve andino.

Esto es, no se han considerado los numerosos valles o cuencas endorreicas que interrumpen la continuidad del relieve tanto en el Altiplano como en las vertientes. En efecto, tales discontinuidades del relieve no tienen influencia sobre los valores que puede asumir  $\gamma\{h\}$ .

Pero, lo mismo no puede decirse en lo que se refiere al valor medio  $M\{h\}$  de  $h$ .

Por lo tanto, queriendo identificar los valores que  $M\{h\}$  puede asumir pasando de un punto a otro en las diferentes partes del territorio se tiene:

—En vía preliminar, considerando el relieve en líneas generales, se ha subdividido el territorio en subzonas pluviométricas, especificando, con la limitación determinada por los datos disponibles, ó el valor  $M$  de  $M\{h\}$ , que caracteriza cada una de las subzonas en las que puede admitirse  $M\{h\} = \text{cost} = M$ , ó la ley  $M = M(Z)$  con la que  $M$  varía en función de un determinado parámetro  $Z$ , para las subzonas en las que  $M\{h\}$  varía de punto a punto;

—En una segunda fase, siempre con la limitación determinada por los datos disponibles, se han delimitado en el interior de cada subzona las *áreas anómalas*, es decir, las áreas en que, por la presencia de valles o de cuencas cerradas o endorreicas,  $M\{h\}$  asume valores anómalos respecto a los que se deducirían con las leyes que caracterizan la subzona.

Son excepciones el valle alto y medio de Marañón y el valle del Río Huallaga que, por su extensión, han sido identificadas como subzonas pluviométricas que tienen características propias. El primero, como ya se ha dicho, interrumpiendo la continuidad de la Cordillera andina en el territorio peruano, constituye la vertiente hacia el Norte de dicha cordillera.

I:2-23. Lamentablemente, se ha podido definir solamente área anómalas en las que están instalados pluviómetros y no siempre, sobre la base de los datos de éstos, se ha podido especificar también si y como  $M\{h\}$  varía de un punto a otro dentro de cada área.

Como ya se dijo en el párrafo I:2-6, tanto en lo que se refiere a esto, como, en forma más general, en lo que se refiere a la delimitación de cada subzona pluviométrica, para superar las dificultades determinadas por deficiencia de datos se ha utilizado el Mapa Ecológico en escala 1/1'000,000 de Perú editado por ONERN [9].

Lamentablemente, en alguna zona por falta absoluta de datos pluviométricos, ni siquiera el uso de dicho mapa ha resultado útil (parte meridional de la selva amazónica y otras zonas, de menor extensión, debidamente indicadas en el plano 10 del Anexo A).

D<sub>1</sub>: ELABORACIONES DE LA SEGUNDA FASE:  
SUBDIVISION DEL TERRITORIO EN SUBZONAS PLUVIOMETRICAS

I:2-24. En la misma forma que para las zonas pluviométricas, también para las subzonas se ha llegado a la hipótesis de delimitación definitiva por sucesivas aproximaciones.

Se ha formulado una 1ra. hipótesis de trabajo en base a las indicaciones del plano 6 del Anexo A y, en la suposición que cada subzona recaiga en una sola zona pluviométrica, se ha llegado a la hipótesis aceptada definitivamente a través de sucesivas modificaciones de dicha 1ra. hipótesis. Cada una de las hipótesis intermedias y la hipótesis definitiva han sido deducidas de la hipótesis intermedias y la hipótesis definitiva han sido deducidas de la hipótesis precedente como conclusión de controles preliminares que han precisado cada vez si y por cuales aspectos se la podía aceptar y, en cambio, si y por cuales aspectos se la debía rechazar. De todos modos, para cada hipótesis se ha controlado que en las franjas de territorio que recaen sobre las líneas que delimitan una subzona de otra, para la una y para la otra subzona se deduzcan con la hipótesis valores de  $M\{h\}$  que sean congruentes entre sí.

I:2-25. La subdivisión del territorio en subzonas pluviométricas y los parámetros que sirven para definir el valor de  $M\{h\}$  en cada punto de cada subzona se indican respectivamente en escala 1/1'000,000 en el plano 10 y también en el Cuadro II del Anexo A y en el cuadro I:2-5.

Cada subzona ha sido marcada con dos números; el número más grande, indica la zona pluviométrica en la que está la subzona, y el número más pequeño, sirve para distinguir una de otra las subzonas que están dentro de una misma zona pluviométrica.

Los números de orden de cada zona pluviométrica y de cada subzona dentro de una determinada zona pluviométrica han sido fijados procediendo desde el Sur hacia el Norte y desde el Este hacia el Oeste.

En línea general, como puede observarse, conforme con lo que se había admitido en la 1ra. hipótesis de trabajo, cada subzona recae en una única zona pluviométrica. Pero, no faltan casos en que esto no acontece. En estos casos, la subzona ha sido subdividida en más partes, cada una perteneciente a una zona pluviométrica diversa, y el criterio anterior de símbolos vale para cada una de dichas partes.

Para completar lo que se ha dicho, en el plano 10 en el cuadro II del Anexo A y en el cuadro I:2-5 se especifican respectivamente los límites y los parámetros característicos de las áreas anómalas (valles o cuencas "endorreicas") que recaen y han sido reconocidas dentro de cada subzona pluviométrica. Se ha marcado cada área añadiendo una letra al número que distingue la zona pluviométrica de pertenencia.

Finalmente en las figuras de I:2-28 a I:2-65, se presentan las pruebas efectuadas para cada subzona con el propósito de comprobar la validez de la hipótesis de trabajo definitivamente aceptada.

I:2-26. Como se observa en el plano 10, en el Cuadro II del Anexo A y en el cuadro I:2-5 el territorio del Perú ha sido subdividido en 43 subzonas. De éstas, 3 están en la selva amazónica (zona pluviométrica 1), 4 en la vertiente amazónica del relieve andino (zona pluviométrica 2), 12 en la zona Norte del relieve andino (zonas pluviométricas 5 y 6) y el resto en la faja litoral del Pacífico (zonas pluviométricas 7, 8, 9 y 10).

En 29 subzonas vale la hipótesis que  $M\{h\}$  varíe de punto a punto; en otras 13, se puede admitir que  $M\{h\}$  asuma valor constante en todos sus puntos; finalmente, en la subzona 2<sub>1</sub>, coincidente con la Ceja de selva, por falta de datos, no ha sido posible especificar si vale una u otra de las hipótesis.

Dicho esto, con la excepción de la subzona 7<sub>1</sub>, que coincide con la zona 7, y de la subzona 8<sub>1</sub>, que coincide con la zona 8 ubicadas en la faja litoral del Pacífico, para todas las otras subzonas fue posible definir o el parámetro Z y la ley  $M = M(Z)$  con que  $M\{h\}$  varía en función de Z o el valor constante M que  $M\{h\}$  asume en todos los puntos.

I:2-27. En forma general están confirmadas las esquematizaciones introducidas en los párrafos de I:2-10 a I:2-13. Es decir, en forma general, tanto en la selva amazónica, a lo largo del relieve andino, como a lo largo de la faja litoral pacífica  $M\{h\}$  va variando con la latitud. En el relieve andino, más que variaciones con la latitud, se verifican variaciones  $M\{\bar{h}\}$  en el sentido longitudinal.

En particular, tanto en la selva amazónica como en la faja litoral del pacífico, la lluvia media anual asume valores cada vez menores a medida que *disminuye* la latitud.

En los dos lados del relieve andino, para la misma latitud, se tienen valores de  $M\{h\}$  que son mayores en la selva amazónica y menores a lo largo de la faja litoral del Pacífico. Por lo tanto, a lo largo de relieve andino  $M\{h\}$  disminuye desde el Este hacia el Oeste, pero con ley de variación que acusa las bruscas variaciones de pendiente del relieve.

Además de confirmar lo que antes ya se había deducido, las pruebas efectuadas han evidenciado la influencia que el espejo de agua del Lago Titicaca ejerce sobre la distribución de las lluvias anuales en la faja del Altiplano limítrofe al Lago (subzona pluviométrica  $3_1$ , con valores de  $M\{h\}$  altos respecto a las subzonas pluviométricas ubicadas inmediatamente al Norte), también la influencia que los frentes de perturbaciones que avanzan desde el mar, enlazados con la corriente cálida del Niño, ejercen sobre toda la parte al Norte de la faja litoral del Pacífico (subzonas  $9_3$  y  $10_1$ , con valores de  $M\{h\}$  que varían en función de la distancia  $D_m$  del mar).

I:2-28. En forma general, como puede notarse en el Cuadro II del Anexo A y en el cuadro I:2-5 y en las figuras de I:2-28 a I:2-65, no se ha podido establecer relación entre los valores que asume  $M\{h\}$  pasando de un punto al otro y la latitud o la longitud de los puntos.

En efecto, para una gran parte de las subzonas pluviométricas, las dispersiones que se notan entre las estimaciones  $\bar{h}$  de  $M\{h\}$  obtenidas con los datos, más que a la diferencia de latitud o de longitud y, por lo tanto, a la distancia entre los puntos, se deben a la rápida variación de la distancia ó de la cota sobre el nivel del mar ó de otro parámetro  $Z$  que, más que la latitud o la longitud, sirve para caracterizar la posición del punto en lo que se refiere al valor que asume  $M\{h\}$  (como, por ejemplo, la distancia al mar  $D_m$  en el caso ya citado de la subzona  $9_3$ ).

De otro lado, donde esto no sucede, consideradas las dimensiones de cada subzona, las variaciones que sufre  $M\{h\}$ , pasando desde uno al otro extremo de latitud ó desde uno al otro extremo de longitud, son de la misma magnitud de las dispersiones de muestreo que pueden existir entre  $M\{h\}$  y la estimación  $\bar{h}$  que se deduce de los datos. Por esto, en forma general, faltan elementos con los cuales y, junto con los valores asumidos por  $\bar{h}$ , pueda juzgarse si y como  $M\{h\}$  varía con la latitud ó si y como  $M\{h\}$  varía con la longitud. Así, no queda otra posibilidad que referirse para todos los puntos de la subzona a un valor medio  $M$  que medie los posibles valores de  $M\{h\}$ .

En forma definitiva, se ha podido establecer una relación directa entre  $M\{h\}$  y la latitud (abreviación Lat. en la fig. I:2-29) solamente para la subzona  $1_2$  en las condiciones de extrema homogeneidad de la parte central de la selva amazónica, y en la subzona  $9_4$  por la fuerte influencia que tiene el desplazamiento de la Corriente del Niño.

Análogamente, aunque tan sólo indirectamente, se ha hecho referencia a la longitud para las subzonas  $5_2$ ,  $5_5$ ,  $5_7$ ,  $5_8$  y  $6_1$ , en la parte más alta de la vertiente del Pacífico del relieve andino, en que se asumió como parámetro  $Z$  la distancia  $D_c$  desde el borde la faja andina, prácticamente coincidente con la diferencia de longitud entre el punto y la línea asumida esquemáticamente para representar dicho borde.

Referente a esto y para dar un ejemplo del criterio cada vez adoptado para escoger el parámetro  $Z$ , no parece inútil observar que, como está indicado en las figs.: I:2-45, I:2-48, I:2-50, I:2-51 y I:2-60 en cada subzona,  $D_c$  está ligado con la cota  $Y$  sobre el mar y que, por lo tanto, como sucede con todas las otras subzonas de la vertiente,  $M\{h\}$  varía continuamente también en función de  $Y$ . Pero, considerando la menor pendiente de la vertiente, en estas subzonas, a diferencia de lo que pasa en las otras, al pasar de un punto al otro, a una igual diferencia  $\Delta M$  de  $M\{h\}$  le corresponde una diferencia  $\Delta D_c$  de  $D_c$  mucho mayor que aquélla  $\Delta Y$  que ocurriría entre las  $Y$ . Por lo tanto,  $D_c$  se adapta mejor para evidenciar la influencia que la posición del punto tiene sobre el valor que puede asumir  $M\{h\}$ .

I:2-29. Condiciones del todo anómalas respecto a las otras subzonas se encuentran en la subzona  $2_4$ , que coincide con el valle del Río Huallaga, considerada, como ya se ha dicho, como una subzona con características propias solamente por su notable amplitud. En efecto, a pesar de esto, en la distribución de las lluvias en su interior se encuentran todas las anomalías que, como se verá a continuación, acompañan las discontinuidades del relieve en el caso de un valle. En particular, en este caso específico, un papel considerable juega la forma que el valle presenta en la parte más baja. En efecto, inmediatamente después del desemboque de las pendientes montañas, el valle se ensancha

hacia la selva amazónica y queda separada de ésta por una cadena, última estribación del relieve andino. Así el valle adquiere la forma de una cuenca cerrada, que encuentra salida en la llanura hacia el Este solamente a través de una desembocadura que interrumpe la continuidad de dicha cadena.

Por los fenómenos de convergencia y subsidencia que a causa de esto se producen en las masas de aire que se expanden desde el Este hacia la cuenca, dentro de éste se hallan valores de  $M\{h\}$  que bajan a un mínimo de 900 mm en una estrecha área central y aumentan progresivamente en dirección radial a partir de ésta.

Es decir, las variaciones que sufre  $M\{h\}$  pasando de un punto al otro más que a la morfología del valle, están ligadas con la circulación de las masas de aire dentro de ésta y, como tales, ha sido posible dar una descripción tan sólo por medio de isoyetas (véase fig. I:2-33).

D<sub>2</sub>: SEGUNDA FASE DE ELABORACIONES:  
SUBDIVISION DEL TERRITORIO EN SUBZONAS PLUVIOMETRICAS:  
PRECISACION Y CONTROL DE LAS HIPOTESIS DE TRABAJO.

I:2-30. Tanto en las pruebas preliminares de la hipótesis que fueron sucesivamente descartadas, como en el control más riguroso de la validez de la hipótesis definitivamente aceptada, se han seguido metodologías análogas a aquellas ya mencionadas en los párrafos de I:2-16 a I:2-19 respecto a la subdivisión del territorio en zonas pluviométricas.

Con mayor precisión, para cada subzona:

-Se han considerado los valores de  $\bar{h}$  deducidos en la primera fase de elaboraciones como estimaciones de  $M\{h\}$  en cada uno de los K pluviómetros que recaen en la subzona.

-Se ha asignado a cada uno de estos valores un peso según el número n de los datos en base a los cuales ha sido deducida  $\bar{h}$ .

-Para la hipótesis  $M\{h\} = \text{cost} = M$ , se ha asumido como valor M el valor medio ponderal de los valores de  $\bar{h}$  y se ha controlado en un diagrama cartesiano de coordenadas (n;  $\bar{h}$ ) de que por lo menos el 95% de los puntos (n;  $\bar{h}$ ) que corresponden a los K pluviómetros se encuentren dentro de la faja de control de la hipótesis  $M\{h\} = \text{cost} = M$  (véase el ejemplo de la fig. I:2-26);

-Para la hipótesis que  $M\{h\}$  varíe en función de Z con ley  $M = M(Z)$ : se ha admitido que la ley  $M(Z)$  coincida con la ley de regresión de  $\bar{h}$  y por Z en cada uno de los K pluviómetros; se han controlado que, en un diagrama cartesiano de coordenadas (Z;  $\bar{h}$ ), por lo menos el 95% de los puntos (Z,  $\bar{h}$ ) recaigan dentro del intervalo de control de la hipótesis que le corresponde; se ha dejado el trazo gráfico del control solamente para aquel 5% de puntos para los cuales esta condición no se verificó (véase el ejemplo de la fig. I:2-27).

I:2-31. Como resulta comparando las figs. I:2-45, I:2-48, I:2-50, I:2-51 y I:2-60 con las otras, por las razones mencionadas en el párrafo I:2-28, para las subzonas 5<sub>2</sub>, 5<sub>5</sub>, 5<sub>7</sub>, 5<sub>8</sub> y 6<sub>1</sub> se ha hecho una representación gráfica del control de la hipótesis diferente de aquella normalmente adoptada.

En efecto, para cada pluviómetro se han llevado sobre un diagrama como ordenada, la distancia D<sub>c</sub> de cada pluviómetro desde el borde entre el Altiplano y la vertiente y, como abscisas, a la derecha la estimación  $\bar{h}$  de  $M\{h\}$  deducida para cada pluviómetro, a la izquierda la cota Y del pluviómetro.

Además de la ley de regresión de  $\bar{h}$  sobre D<sub>c</sub>, representada en la parte derecha del diagrama, obrando de esta manera, ha sido posible también darse cuenta de la correlación que existe entre D<sub>c</sub> e Y, y, por lo tanto, entre  $\bar{h}$  e Y.

Finalmente, una representación gráfica del control diversa de aquella normalmente adoptada, ha sido efectuada también para la subzona 2<sub>3</sub>. En efecto, como se nota en la fig. I:2-33, para esta subzona se da muestra gráfica del control realizado llevando sobre diagrama para cada pluviómetro:

-Por un lado, el punto que tiene como abscisa el valor M de  $M\{h\}$  que corresponde a la posición del pluviómetro en el plano de isoyetas y como ordenadas la diferencia  $\bar{h} - M\{h\}$  entre la estimación  $\bar{h}$  de  $M\{h\}$ , deducida de los datos recogidos en el pluviómetro, y el valor de M como antes se ha deducido.

-Por el otro lado, sobre una recta ortogonal al eje de las abscisas y que pasa por M, el intervalo de control de la hipótesis  $M\{h\} = M$ .

I:2-32. Como ya se ha dicho repetidamente, para los valores más bajos de  $M\{h\}$  y para los valores más altos de  $\gamma\{h\}$ , considerada también la duración de los períodos de observación, tanto para la zona 7, como para la zona 8 no habría tenido sentido el aplicar las metodologías adoptadas para las otras zonas.

En cambio, ha resultado significativo comparar, por un lado el porcentaje de los años en que en los diversos pluviómetros no se ha registrado lluvia, por el otro la altura media de lluvia anual registrada en los diversos pluviómetros respectivamente en el cuatrimestre diciembre-enero a marzo-abril y en el cuatrimestre junio-julio a setiembre-octubre.

En efecto, en toda la longitud de la zona 7 se han registrado todos los años valores de  $\bar{h}$  diferentes de cero solamente en los pluviómetros instalados en cotas comprendidas aproximadamente entre los 40 y los 150 m s.m.m., con valores de  $\bar{h}$  que varían entre 16 y 20mm al Sur del 15°17' y

entre 20 y 30 mm entre los 13°30' Sur (1), con la excepción de los pluviómetros instalados en áreas con clima de lomas.

En cambio, en las cotas inferiores a 40 m s.n.m. y en las cotas superiores a los 150 m s.n.m., a menos de alguna rarísima excepción, también con períodos de observaciones muy breves, siempre hay algún año con valor cero de h.

En particular, al Sur del 11°37', para la misma cota, el porcentaje de los años en que  $\bar{h}$  se vuelve cero va aumentando progresivamente desde el Sur hacia el Norte, en cambio, al Norte del 11°37' Sur se tiene la tendencia opuesta.

En todo caso, tanto en los pluviómetros instalados en cotas inferiores a los 40 m s.n.m., como en aquéllos instalados en cotas superiores a los 150 m s.n.m., se han registrado valores de  $\bar{h}$  netamente menores de aquellos registrados entre los 40 y los 150 m s.n.m. (hasta 7 a 8 mm).

Por otra parte, si se examina como los valores de  $\bar{h}$  se reparten entre los varios períodos del año, se encuentra que en los pluviómetros de la zona 7 la parte de  $\bar{h}$  que corresponde al cuatrimestre Diciembre-Enero a Marzo-Abril, con lluvia máxima para todas las otras zonas, asume valores que, manteniéndose siempre por debajo de 4 a 5 mm, no se diferencian substancialmente entre 40 a 150 m s.n.m a aquéllos ubicados por debajo de los 40 m s.n.m. o arriba de los 150 m s.n.m.

En consecuencia, si se compara con la precipitación anual total  $\bar{h}$ , desde el Sur hacia el Norte, se ve que dicha parte representa un porcentaje de  $\bar{h}$  que va aumentando progresivamente en la faja comprendida entre los 40 y los 150 m s.n.m. y que poco ó nada varía para los pluviómetros ubicados fuera de dicha faja.

Considerando que en la zona 8, inmediatamente al Norte, con precipitaciones constituídas prácticamente tan sólo por lluvias y que están concentradas en su mayor parte en el cuatrimestre Diciembre-Enero a Marzo-Abril, se registran valores de  $\bar{h}$  que varían de 1 a 3 mm, con muchos años con precipitación inexistente, es lógico admitir que en la zona 7 la parte de  $\bar{h}$  que se registra en el mismo cuatrimestre esté en su mayor parte constituida por lluvia.

Una vez dicho esto, con todos los datos disponibles se deduce que, al moverse desde el Sur hacia el Norte a lo largo de la zona 7, en la faja comprendida aproximadamente entre 40 y 150 m s.n.m., la fracción porcentual de la precipitación total anual  $\bar{h}$  debida a llovizna y a garúa, concentrada en su mayor parte en el cuatrimestre Junio-Julio a Setiembre-October, va progresivamente disminuyendo, mientras en consecuencia la fracción porcentual de  $\bar{h}$  constituída por lluvias, concentradas en su mayor parte en el cuatrimestre Diciembre-Enero a Marzo-Abril, va aumentando. De todos modos, hasta los 11°30' Sur, la fracción porcentual de  $\bar{h}$  debida a la llovizna o la garúa siempre resulta mayor que aquello debida a las lluvias. En forma general, en cada año se puede contar sobre una fracción de precipitaciones constituídas por llovizna o garúa y, en consecuencia,  $\bar{h}$  no baja nunca a cero.

Fuera de dicha faja, el porcentaje de  $\bar{h}$  debido a llovizna o garúa va disminuyendo al alejarse de la cota 40, hacia abajo, o de cota 150, hacia arriba.

Por lo tanto, cuanto más baja es la cota, por debajo de 20 m s.n.m., y cuanto más alta es la cota, por arriba de 150 m s.n.m. tanto mayor es el porcentaje de  $\bar{h}$  debido a lluvia. En conclusión, para cotas menores de 5 a 6 m s.n.m. y para cotas mayores de 350 a 400 m s.n.m. por haberse hecho insignificante la fracción de  $\bar{h}$  debida a llovizna o a garúa, se tiene gran probabilidad que en un año, por falta de lluvia, la precipitación h baje a valores prácticamente nulos o que se vuelva cero.

Como prueba de todo esto, en el Mapa Ecológico del Perú puede observarse cómo en el interior de la zona 7 se distinguen tres fajas longitudinales con características diversas de vegetación al pasar de la faja central, con cotas intermedias, a aquél exterior hacia el mar, con cotas más bajas, y a aquella interior hacia la vertiente andina, con cotas más altas.

Por otra parte, todo se explica si se considera que la llovizna y la garúa se deben a procesos de condensación dentro del estado de inversión térmica y que medianamente éste tiene duración en el tiempo que va disminuyendo y cotas que van aumentando a medida que se va desde el Sur hacia el Norte.

D<sub>3</sub>: SEGUNDA FASE DE ELABORACIONES:  
SUBDIVISION DEL TERRITORIO EN SUBZONAS PLUVIOMETRICAS:  
AREAS ANOMALAS.

I:2-33. Como se nota en el plano 10, sobre la base de las informaciones que dan los datos pluviométricos disponibles, fue posible localizar 18 áreas anómalas. Pero, no siempre fue posible reconocer como dentro de las mismas la altura media anual de lluvia  $M\{h\}$  varía de un punto a otro.

En general en el interior de cada área anómala se encuentran instalados a los más dos, tres pluviómetros y, frecuentemente, en algunos de estos se dispone de período de observaciones demasiado breves como para que sean significativos.

Son excepciones: el valle del río Colca (área 5<sub>A</sub>), con 8 pluviómetros con período de observaciones variable entre 15 y 28 años; los valles de los ríos Huancay y Chuquilanqui (área 5<sub>D</sub>), con 11 pluviómetros en funcionamiento desde un mínimo de 15 hasta un máximo de 40 años; el valle del Río Huancabamba (área 5<sub>I</sub>), con 9 pluviómetros en funcionamiento con 13 a 15 años; los valles de los Ríos Magdalena y San Juan (área 5<sub>F</sub>), con 8 pluviómetros medianamente en funcionamiento por 17 años; el valle del río Cajamarca (área 5<sub>E</sub>), con 5 pluviómetros en funcionamiento por 15 a 16 años; los valles de los ríos Llaucan y Cutervo (área 5<sub>H</sub>), con 6 pluviómetros en funcionamiento por 15 años; los valles de los Ríos Yucay, Cachi y un afluente del Río Mantaro (área 3<sub>B</sub>), con 6 pluviómetros en funcionamiento por 8 a 15 años.

I:2-34. Sobre la base de las indicaciones que dan los datos disponibles, en la extrema variedad de situaciones que pueden presentarse, se puede proceder a una clasificación de las mismas diferenciando:

-Las situaciones que se determinan a lo largo de los valles (que sucesivamente se indicarán como situaciones de tipo A).

-Las situaciones que se determinan en las zonas deprimidas en forma de cuenca (denominadas sucesivamente de tipo B).

Entre las situaciones de tipo A, se diferencian a su vez dos tipos diferentes según que, por la orientación del valle, a lo largo de éste se determina una variación progresiva de  $M\{h\}$  (situaciones de tipo A<sub>1</sub>) ó se encuentran valores de  $M\{h\}$  prácticamente constantes (situaciones de tipo A<sub>2</sub>).

En todo caso, por los fenómenos de convergencia y de subsidencia que se verifican por la ruptura brusca de continuidad en el relieve, con masas de aire en condiciones de inestabilidad condicionada convectiva, correspondientes a las áreas deprimidas se tiene una disminución de la pluviosidad media anual y, en las situaciones A<sub>1</sub> y B, ésta es tanto más acentuada cuando más bajo está el punto respecto a los bordes de la depresión. Por esto, en las situaciones de tipo A se tiene una disminución progresiva de  $M\{h\}$ , tanto en dirección longitudinal, siguiendo el valle desde agua arriba hacia abajo, como en dirección transversal, desde los bordes hacia el fondo, asumiendo en los bordes los valores correspondientes a la zona en que se encuentra el valle y disminuyendo a medida que se dirige al fondo. En cambio, en las situaciones de tipo B, con un valor mínimo de  $M\{h\}$  en el fondo de la cuenca, se encuentran valores de  $M\{h\}$  que desde los valores característicos del relieve circundante bajan hacia el centro del valle. En definitiva, tanto en las situaciones A<sub>1</sub>, como en las situaciones B,  $M\{h\}$  varía en función de la cota y sobre el mar y las isoyetas medias anuales coinciden con otras tantas curvas de nivel.

A causa de orientaciones particulares del valle o en valles secundarios especialmente protegidos, se pueden verificar situaciones de tipo A<sub>2</sub>, en los que, por falta de fenómenos de convergencia y de subsidencia, las masas de aire húmedo inestable producen lluvia prácticamente uniforme sobre todo el área.

Como se observa en el Cuadro II del Anexo A y en las figuras de I:2-66 a I:2-82, en que se muestran en gráficos las comprobaciones de la hipótesis de trabajo que se han formulado para las diferentes áreas:

-Situaciones de tipo A, con  $M\{h\}$  que varía en función de la cota y sobre el mar, se encuentran en las áreas 2<sub>B<sub>1</sub></sub> y 2<sub>C</sub> en la vertiente amazónica del relieve andino, y en las áreas 5<sub>A</sub>, 5<sub>B</sub>, 5<sub>D</sub>, 5<sub>F</sub>, 5<sub>G</sub>, 5<sub>I</sub>, y 5<sub>L</sub>, en la vertiente pacífica y en la vertiente Norte de relieve andino;

Situaciones de tipo A<sub>2</sub> con  $M\{h\}$  prácticamente constante, se encuentran en las áreas 2<sub>A</sub> y 2<sub>B<sub>2</sub></sub>, en la vertiente amazónica, en el área 4<sub>A</sub>, en la zona andina, y en las áreas 5<sub>C</sub>, 5<sub>E</sub> y 5<sub>H</sub>, en la vertiente Norte del relieve andino;

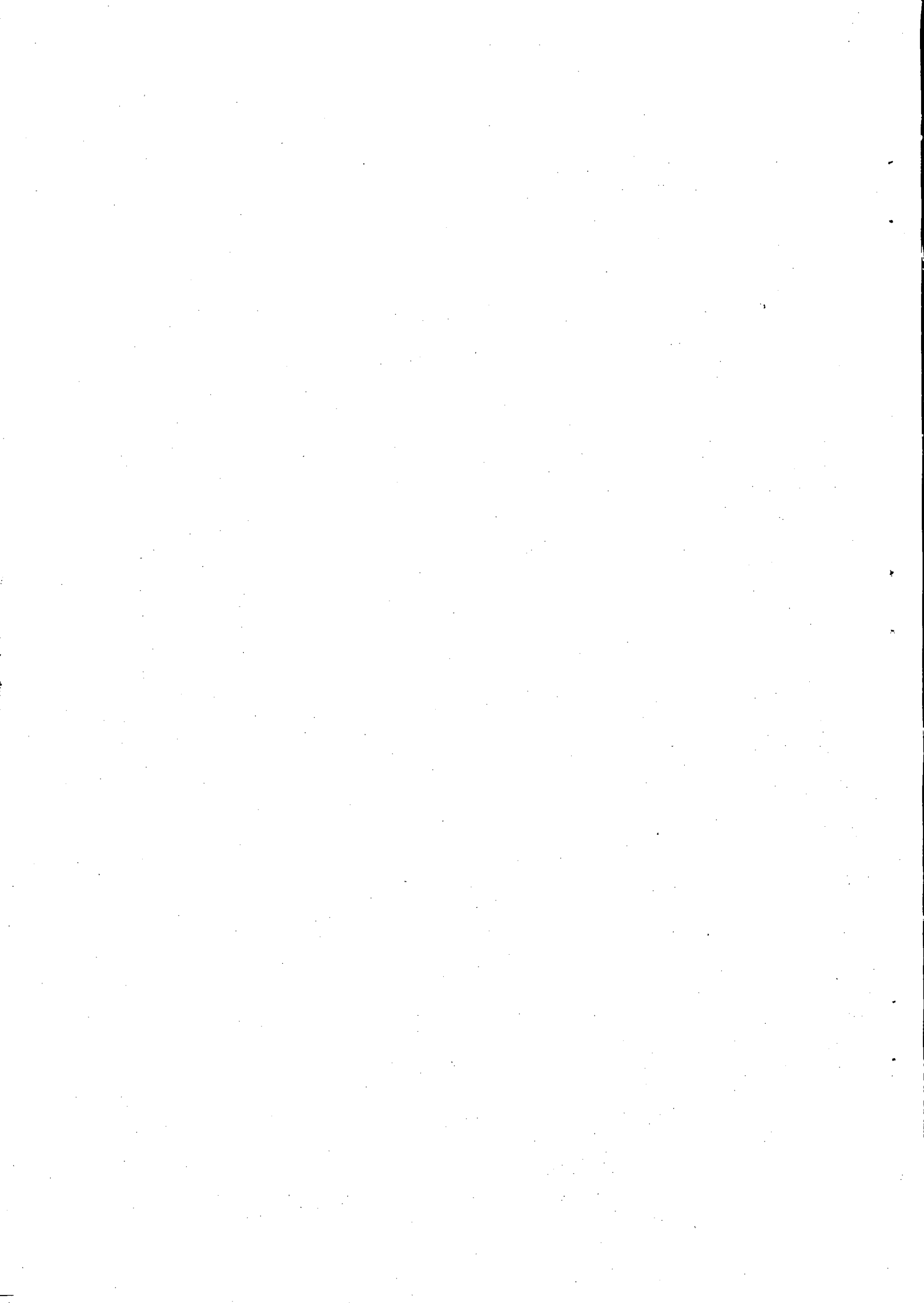
Situaciones de tipo B, con  $M\{h\}$  función de Y, se encuentran en las áreas 3<sub>A<sub>1</sub></sub>, 3<sub>A<sub>2</sub></sub> y 3<sub>B</sub> de la zona andina, aunque para el área 3<sub>A<sub>2</sub></sub>, en que están instalados tres pluviómetros prácticamente en la misma cota, no fue posible definir la ley de variación de  $M\{h\}$  en función de Y.

CAPITULO I:3

DISTRIBUCION DE PROBABILIDADES DE LOS AFLUJOS METEORICOS ANUALES "A"  
SOBRE UNA CUENCA.







I:3-1. Como se dijo en el párrafo I:1-1, el aflujo meteórico anual  $A$  sobre una cuenca está distribuido según la ley logarítmico normal de la casualidad.

Por lo tanto, la función de distribuciones  $\phi\{A\}$  que caracteriza su distribución de probabilidades resulta unívocamente definida si se conoce  $M\{A\}$ , valor medio de  $A$ , y  $\gamma\{A\}$  coeficiente de

variación de  $A$  ligado respectivamente a  $\sigma\{A\}$  y a  $\sigma\{\log A\}$  por la relación  $\gamma\{A\} = \frac{\sigma\{A\}}{M\{A\}} =$

$\sigma\left\{\frac{A}{M\{A\}}\right\}$  por definición, y por las relaciones (I:2-2) y (I:2-2)' según las propiedades de la ley logarítmica normal.

Dicho esto, en los subcapítulos A y B que siguen se ilustran los criterios de similitud hidrológica que, en base a lo que se dijo en el Capítulo I:2, permiten estimar respectivamente  $M\{A\}$  y  $\gamma\{A\}$ .

A: *Estimación del valor medio  $M\{A\}$*

I:3-2. En base a lo que se dijo en el Capítulo I:2, en línea general una cuenca, puede ubicar su área en las siguientes alternativas

1) Recae con toda su superficie  $S$  en una única subzona pluviométrica.

2) Recae con una parte  $S_1$ , de su superficie en una subzona y con otras partes  $S_2, S_3, \dots$  en otra o en otras subzonas.

Además, siempre en base a lo que se dijo en el Capítulo I:2, al pasar de una a otra subzona pueden verificarse dos diversas eventualidades (Cuadro II del Anexo A):

a) En la subzona,  $M\{h\}$  asume valor único en todos los puntos;

b) En la subzona,  $M\{h\}$  varía de punto en punto, con ley  $M = M(Z)$  conocida en función de un parámetro  $Z$  escogido, entre otros, para caracterizar la posición del punto.

Dicho esto, si se expresa  $M\{A\}$  en mm. de lámina de agua uniformemente distribuida sobre la superficie  $S$  de la cuenca, deducida de la (I:1-1) la relación:

$$M\{A\} = \frac{1}{S} \int_S M\{h\} dS, \quad (I:3-1)$$

resulta posible deducir en todo caso inmediatamente la estimación de  $M\{A\}$ .

I:3-3. *En el caso 1*, cuando la cuenca recae enteramente, en una subzona pluviométrica:

-Si se verifica la eventualidad a), con  $M\{h\} = \text{const} = M$ , se tiene:

$$M\{A\} = \frac{M}{S} \int_S dS = M \quad (I:3-2)$$

-Si se verifica la eventualidad b), dado que la ley  $M = M(Z)$  se lleva a una expresión lineal del tipo  $M = \alpha + \beta Z$ , se tiene:

$$M\{A\} = \alpha + \frac{\beta}{S} \int_S Z dS = \alpha + \beta \bar{Z}, \quad (I:3-3)$$

en que  $\bar{Z}$  es el valor medio ponderal de  $Z$  sobre la superficie  $S$ .

Como es obvio, en el caso en que  $Z$  coincida con la cota  $Y$  sobre el mar, como acontece con mayor frecuencia,  $Z = Y$  coincide con la altitud media de la cuenca y  $M\{A\}$  coincide con el valor asumido por  $M\{h\}$  para  $Y = \bar{Y}$

I:3-4. *En el caso 2*, cuando la cuenca recae en subzonas pluviométricas diversas, con los criterios expuestos en el párrafo I:3-3 resulta posible deducir las estimaciones  $M\{A_1\}$ ,  $M\{A_2\}$ ,  $M\{A_3\}$ , ..... de los valores que  $M\{A\}$  asume en las partes  $S_1, S_2, S_3, \dots$  de la cuenca que recaen cada una en una subzona diversa.

Hecho esto, se tiene:

$$M\{A\} = \frac{M\{A_1\} S_1 + M\{A_2\} S_2 + M\{A_3\} S_3 + \dots}{S} \quad (I:3-4)$$

## B: ESTIMACION DEL COEFICIENTE DE VARIACION $\gamma\{A\}$

I:3-5. Como se dijo en el párrafo I:2-13 y como resulta en las figuras de I:2-8 a I:2-12, las alturas de lluvia anual  $h$  que se verifican en un año en puntos diversos de zonas también muy amplias de territorio están más o menos estrechamente correlacionadas entre sí.

Por esto, se ha visto además como, al pasar de uno a otro punto dentro de una determinada cuenca de superficie  $S$ , la distribución de probabilidades de la altura de lluvia anual  $h$  tiene coeficiente de variación  $\gamma\{h\}$  que varía de punto en punto en función de  $M\{h\}$  ó asume un valor único  $\gamma$  en todos los puntos.

Por esto, conviene caracterizar la cuenca por medio de un parámetro  $\bar{\gamma}\{h\}$ , que tenga en cuenta los valores que  $\gamma\{h\}$  asume al pasar de un punto a otro de la cuenca.

Como es obvio, si la cuenca recae en una sola zona pluviométrica y si en esta  $\gamma\{h\}$  asume un mismo valor en todos los puntos,  $\bar{\gamma}\{h\}$  coincide con dicho valor.

Pero como ya se ha dicho en forma general se debe admitir que la superficie total  $S$  de la cuenca se subdivide en  $k$  partes,  $S_1, S_2, \dots, S_i, \dots, S_k$ , cada una de las cuales pertenece a una zona pluviométrica diferente y en cada una de las cuales  $\gamma\{h\}$  asume valor único en todos los puntos o varía de punto a punto en función de  $M\{h\}$ .

Por lo tanto, se debe definir en forma preliminar el valor  $\bar{\gamma}_i\{h\}$  que caracteriza cada una de las partes  $S_i$  e, indicando con  $M_i\{A\}$  la fracción del aflujo metérico anual  $M\{A\}$  sobre la superficie  $S$  de

la cuenca que compete a la parte  $S_i$  asignar a cada  $\bar{\gamma}_i\{A\}$  un peso igual a la relación  $\frac{M_i\{A\}}{M\{A\}}$  y asumir como valor de  $\bar{\gamma}\{h\}$ , característico de la cuenca, la media ponderal de  $\gamma_i\{h\}$ :

$$\bar{\gamma}\{h\} = \sum_{i=1}^k \bar{\gamma}_i\{h\} \frac{M_i\{A\}}{M\{A\}} \quad (I:3-5)$$

Naturalmente para las partes  $S_i$ , en las cuales  $\gamma\{h\}$  asume el mismo valor  $\gamma_i$  en todos los puntos,  $\bar{\gamma}_i\{h\}$  coincide con  $\gamma_i$ .

Para las partes  $S_i$  en las cuales  $\gamma\{h\}$  varía de punto a punto en función de  $M\{h\}$ , pero definir el valor de  $\bar{\gamma}_i\{h\}$ , se debe en forma preliminar, subdividir  $S_i$  en  $n$  partes  $S_{i,j}$ , con  $i$  comprendido entre 1 y  $n$ , suficientemente pequeños para que en cada una de ellas se pueda asumir  $M\{h\} = \text{constante} = M_{i,j}\{h\}$  y  $\gamma\{h\} = \text{constante} = \gamma_{i,j}\{h\}$ , siendo  $\gamma_{i,j}\{h\}$  el valor de  $\gamma\{h\}$  que corresponde a  $M\{h\} = M_{i,j}\{h\}$ .

En efecto, en tal suposición, si se indica con  $M_{i,j}\{A\}$  la fracción de  $M_i\{A\}$  que corresponde al área  $S_{i,j}$ , sin cometer error apreciable, con expresión y significado análogo a aquella (I:3-5), puede asumirse:

$$\bar{\gamma}_i\{h\} = \sum_{j=1}^n \left( \gamma_{i,j}\{h\} \frac{M_{i,j}\{A\}}{M_i\{A\}} \right) \quad (I:3-6)$$

En particular, al subdividir  $S_i$  en partes  $S_{i1}, S_{i2}, \dots, S_{i,j}, \dots, S_{in}$ , se puede hacer de forma que, al variar  $M_{i,j}\{A\}$  asuma siempre el mismo valor  $\frac{M_i\{A\}}{n}$ . Procediendo así, en lugar de la (I:3-6), se puede poner en forma más simple:

$$\bar{\gamma}_i\{h\} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \gamma_{i,j}\{h\} \quad (I:3-6)^1$$

I:3-6. Como es obvio, siendo  $\gamma\{h\} = \sigma\left\{\frac{h}{M\{h\}}\right\}$ , si, en lugar de  $h$ , se hace referencia a la variable  $\frac{h}{M\{h\}}$  tiene distribución de probabilidades caracterizada por un valor medio idénticamente

igual a la unidad y desviación típica  $\sigma\left\{\frac{h}{M\{h\}}\right\}$  variable de un punto al otro en función del valor que asume  $M\{h\}$  o constante en todos los puntos.

También es obvio, que si se indican con  $M\{A\} = \int_S M\{h\} dS$  y con  $M\{A\} = \int_S M\{h\} dS$ , respectivamente, el aflujo meteórico medio anual en el contorno elemental  $dS$  de un punto y el aflujo meteórico sobre toda la superficie  $S$  de la cuenca, respecto a lo variable  $\frac{h}{M\{h\}}$ , el valor  $\bar{\gamma}\{h\}$ , antes asumido para caracterizar la cuenca, asume el significado de valor medio ponderal de los valores de

$\sigma\left\{\frac{h}{M\{h\}}\right\}$  en los diversos puntos, cuando a cada uno de éstos se le asigne un peso igual a

$$\frac{dM\{A\}}{M\{A\}} = \frac{M\{h\}dS}{M\{A\}}$$

Dicho lo anterior, si, también para el aflujo meteórico anual  $A$  que cae sobre la cuenca, antes que a  $A$ , se hace referencia a la variable  $\frac{A}{M\{A\}}$ , en cada año ésta última resulta igual al valor medio ponderal de los valores asumidos por  $\frac{h}{M\{h\}}$  en los diversos puntos de la cuenca, considerados cada uno con un peso igual a  $\frac{dM\{A\}}{M\{A\}}$ .

Como tal, la variable  $\frac{h}{M\{h\}}$  tiene desviación típica  $\sigma\left\{\frac{A}{M\{A\}}\right\} = \gamma\{A\}$  tanto más alta respecto a la desviación típica  $\gamma\{h\}$ , asumida para caracterizar la cuenca, cuanto más alta es la correlación entre los valores que  $\frac{h}{M\{h\}}$  asume en los diversos puntos de ésta.

En efecto, por causa de la correlación que existe entre los valores que  $\frac{h}{M\{h\}}$  puede asumir en los diversos puntos de la cuenca, en cada punto  $\frac{h}{M\{h\}}$  varía de un año a otro de acuerdo con lo que acontece en todos los otros puntos de la cuenca.

En consecuencia, si se indica con  $\frac{h_{ic}}{M\{h\}}$  el valor que puede asumir en cada punto  $\frac{h_i}{M\{h\}}$  siempre que se respete tal concordancia, para una misma probabilidad, cuanto mayor es la correlación entre las  $\frac{h}{M\{h\}}$ , tanto mayor es el porcentaje de puntos en que  $\frac{h_{ic}}{M\{h\}}$  presenta dispersiones del mismo signo respecto al valor medio  $1$  y, tanto menor es la diferencia entre el mínimo y el máximo de los valores asumidos por  $\frac{h_{ic}}{M\{h\}}$  en los diversos puntos.

Es decir, cuanto más fuerte es la correlación entre las  $\frac{h}{M\{h\}}$  que pueden verificarse entre pares de puntos diversos, tanto más fuerte es la correlación que existe entre los valores que puede asumir  $\frac{A}{M\{A\}}$  y los valores que puede asumir  $\frac{h}{M\{h\}}$  en cada punto.

Con esta premisa:

-Si se considera el área S, subdividida en k partes, de manera que a cada uno de éstos corresponda un aflujo meteórico medio anual igual a  $\frac{M\{A\}}{k}$  y con k suficientemente grande, para que dentro de cada parte pueda considerarse  $\frac{h}{M\{h\}} = \text{constante} = \frac{h_i}{M\{h_i\}}$  y con  $1 < i \leq k$  y si se consideran de un lado la variable  $\frac{A}{M\{A\}}$  y de otro lo variable  $\frac{h_i}{M\{h_i\}}$ , con i comprendido entre 1 y k.

Asignando a cada valor de  $\frac{h_i}{M\{h_i\}}$  un peso igual a  $\frac{\Delta M\{A\}}{M\{A\}} = \frac{1}{k}$ , resulta ser  $\frac{A}{M\{A\}} = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \frac{h_i}{M\{h_i\}}$  (I:3-7)

En otras palabras la variable  $\frac{A}{M\{A\}}$  puede tratarse como una variable suma de k variables  $\frac{h_i}{M\{h_i\}}$  con  $\frac{A}{M\{A\}}$  correlacionadas a cada una de éstas, con coeficiente de correlación medio  $\bar{\rho}$ , tanto mayor cuanto más fuerte es la correlación que existe entre las variables  $\frac{h_i}{M\{h_i\}}$  correspondientes a cada una de las  $\binom{k}{2}$  posibles combinaciones de dos en dos de las partes consideradas dentro del área de superficie S.

Por esto, en base a los axiomas del Cálculos de Probabilidades y a las leyes que se deducen, se puede asumir que la varianza  $\sigma^2\left\{\frac{A}{M\{A\}}\right\} = \gamma^2\{A\}$  y las k varianzas  $\sigma^2\left\{\frac{h_i}{M\{h_i\}}\right\} = \gamma^2\{h_i\}$  de las variables  $\frac{h_i}{M\{h_i\}}$ , para  $1 \leq i \leq K$ , estén ligadas entre si por la relación:

$$\gamma^2\{A\} = \sigma^2\left\{\frac{A}{M\{A\}}\right\} = \frac{1}{K^2} \sum_{i=1}^k \sigma^2\left\{\frac{h_i}{M\{h_i\}}\right\} + V = \frac{1}{K^2} \sum_{i=1}^k \gamma_i^2 + V, \text{ con covarianza:} \quad (I:3-8)$$

$$V = \frac{\bar{\rho}}{K^2} \left[ \left( \sum_{i=1}^k \gamma_i \right)^2 - \sum_{i=1}^k \gamma_i^2 \right] \quad (I:3-7)$$

Es decir, recordando qué, de acuerdo con las definiciones que se han dado antes,  $\bar{\gamma}\{h\}$  resulta igual a:

$$\bar{\gamma}\{h\} = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \gamma_i$$

con una confirmación de lo que se ha dicho, se tiene:

-Para  $\bar{\rho} = 1$ :

$$\gamma^2\{A\} = \frac{1}{k^2} \left\{ \sum_{i=1}^k \gamma_i^2 + \left[ \left( \sum_{i=1}^k \gamma_i \right)^2 - \sum_{i=1}^k \gamma_i^2 \right] \right\} = \frac{1}{k^2} \left( \sum_{i=1}^k \gamma_i \right)^2 = \gamma^2\{h\}, \text{ con valor de } \gamma\{A\} \text{ máximo e igual } \bar{\gamma}\{h\}.$$

-Para  $\bar{\rho} = 0$ :

$$\gamma^2\{A\} = \frac{1}{k^2} \sum_{i=1}^k \gamma_i^2, \text{ con valor mínimo.}$$

-Para  $0 < \bar{\rho} < 1$ :

$$\gamma^2 \{A\} = \frac{1}{k^2} \sum_{i=1}^k \gamma_i^2 + (\bar{\rho})^2$$

$$\gamma^2 \{A\} = \frac{1}{k^2} \sum_{i=1}^k \gamma_i^2 + (\bar{\rho})^2 \left[ \left( \sum_{i=1}^k \gamma_i \right)^2 - \sum_{i=1}^k \gamma_i^2 \right] \quad (I:3-10)$$

con valor comprendido entre los límites máximos y mínimos antes especificados, tanto mayor y, por lo tanto, tanto más cercano a  $\bar{\gamma}\{h\}$ , cuanto más  $\bar{\rho}$  se acerca a 1.

En particular, resulta:

$$\frac{Y\{A\}}{\bar{Y}\{h\}} = \sqrt{(1 - \bar{\rho})} \frac{\sum_{i=1}^k \gamma_i^2}{\left( \sum_{i=1}^k \gamma_i \right)^2} - \bar{\rho} \quad (I:3-11)$$

con valores de  $\frac{\gamma\{A\}}{\gamma\{h\}}$  que:

para los valores más altos de  $\bar{\rho}$ , coinciden prácticamente con  $\sqrt{\bar{\rho}}$ , para cualquier valor de k.

Para los valores más bajos de  $\bar{\rho}$ , tienden a  $\sqrt{\bar{\rho}}$  al crecer k y prácticamente coinciden con  $\sqrt{\bar{\rho}}$  para  $k > 30$ .

De acuerdo a lo señalado anteriormente [1].

1) Se ha sumido el cociente  $\frac{\sigma\left\{\frac{A}{M\{A\}}\right\}}{\bar{\gamma}\{h\}} = \frac{\gamma\{A\}}{\bar{\gamma}\{h\}}$  como índice de la correlación que existe

entre los valores que  $\frac{h}{M\{h\}}$  puede asumir en los diversos puntos de una cuenca y se ha indicado dicho índice con el símbolo  $[\rho]$  para diferenciarlo del coeficiente de correlación  $\rho$  entre los valores

que  $\frac{h}{M\{h\}}$  puede asumir en dos puntos diversos.

2) Dado que con los criterios hasta aquí ilustrados resulta siempre posible estimar  $\bar{\gamma}\{h\}$ , se ha convertido el problema de la estimación de  $\gamma\{A\}$  al de la estimación de  $[\rho]$ .

3) Se ha tratado de definir que relación existe entre el valor que puede asumir  $\rho$  y las características de la cuenca.

Con mayor precisión, considerando la correlación que existe entre los diversos puntos de un área de superficie S,  $\rho$  va progresivamente disminuyendo con el aumento de S (véase figuras de I:2-7 a I:2-12).

4) Se ha tratado de ver si es posible definir para las diversas partes del territorio la ley con la que  $\rho$  varía en función de S.

I:3-7. En las investigaciones mencionadas en el párrafo I:3-6 se dió respuesta a la pregunta propuesta en el punto 4 del mismo párrafo procediendo por caminos diferentes.

Siguiendo un primer camino:

1) Se ha asumido como hipótesis de trabajo que el índice de correlación  $\rho$  para un área de superficie S pueda identificarse con la raíz cuadrada del coeficiente de correlación  $\bar{\rho}$ .

2) Se han considerado áreas de superficie S progresivamente crecientes y para cada una de éstas, se ha asumido como estimación de dicho coeficiente de correlación medio  $\bar{\rho}$  el valor medio aritmético  $\bar{r}$  de las  $\frac{k}{2}$  estimaciones r de  $\rho$  que se deducen para cada una de las posibles combinaciones

de dos en dos de los k pluviómetros instalados dentro del área.

3) Considerando los pares de valores asumidos respectivamente por  $\bar{r}$  y por S para cada una de las áreas consideradas, se ha asumido como ley de variación de  $\rho$  en función de S la ley de regresión de  $\sqrt{\bar{r}}$  sobre S.

En cambio, siguiendo un segundo camino, sabiendo deducir la estimación de  $\gamma\{h\}$  y disponiendo tanto de redes pluviométricas de densidad suficiente para tener una estimación satisfactoria de los valores asumidos por A cada año medianamente un pluviómetro para cada 100 Km<sup>2</sup>), como de períodos de observaciones contemporáneos en los diversos pluviómetros y suficientemente largos para deducir una estimación confiable de  $\gamma\{A\}$ .

1) Se han considerado áreas de superficie S progresivamente crecientes y para cada una de esas

se ha deducido una estimación  $\frac{g\{A\}}{\bar{\gamma}\{h\}}$  de  $\rho = \frac{\gamma\{A\}}{\bar{\gamma}\{h\}}$

2) Se ha asumido como ley de variación de  $\rho$  en función de S la ley de regresión de  $\frac{g\{A\}}{\bar{\gamma}\{h\}}$  sobre S.

Como puede notarse en la *fig. I:3-1*, como demostración de la validez de una como de otra, los dos caminos llevan a resultados que concuerdan íntegramente entre sí. En efecto tanto de una, como de otra, se obtiene que, en el campo de valores de S considerados y en la zona examinada,  $\rho$  varía en función de S con ley que se puede llevar a una expresión del tipo  $\rho = aS^{-n}$ , con  $a = 0,9343$  y con  $n = 0,0252$ , midiendo S en Km<sup>2</sup>.

Por otra parte, en el caso que aquí se considera, es evidente que con densidades medias de la red pluviométrica que varían de 1 pluviómetro para cada 500 Km<sup>2</sup> hasta 1 pluviómetro para cada 5000 a 10.000 Km<sup>2</sup> y con duraciones de los períodos que pocas veces superan los 15 años, se debe excluir la posibilidad de seguir el primero de los dos caminos seguidos en las investigaciones antes mencionadas. En efecto, entre la estimación  $\bar{r}$  del coeficiente de correlación medio  $\bar{\rho}$  puede asumir, en una misma zona, para áreas de superficie S también muy distintas.

I:3-8. Por las numerosas pruebas efectuadas se ha reconocido que, en relación al problema que interesa, quedando la necesidad de diferenciar una zona pluviométrica de otra, se requiere aún efectuar una diferenciación posterior dentro de las zonas 5 y 9, en la vertiente pacífica del relieve andino, subdividiéndolas cada una en dos fajas longitudinales, integrando en una primera faja (*faja alta*) las subzonas que corresponden a la parte más alta de la vertiente (subzonas 5<sub>2</sub>, 5<sub>5</sub>, 5<sub>7</sub>, 5<sub>9</sub> de la zona 5; subzonas 9<sub>1</sub> y 9<sub>2</sub> de la zona 9) y en una segunda faja (*faja baja*) las subzonas ubicadas en la parte más baja de la vertiente (subzonas 5<sub>3</sub>, 5<sub>4</sub> y 5<sub>6</sub> de la zona 5; subzonas 9<sub>3</sub> y 9<sub>4</sub> de la zona 9).

En forma general la variación de  $\gamma$ , indica de por sí que los valores de h, estrechamente correlacionados para los puntos que recaen en una misma zona pluviométrica, no están correlacionados ó están mucho menos correlacionados con aquellos de otra zona. En el caso particular, para los efectos que nos interesa, resulta aún significativo el hecho que, dentro de una misma zona al pasar de una subzona a otra se tengan valores de M{h} francamente diferentes o que varían de un punto a otro con leyes francamente diversas.

Como es obvio, esto está de acuerdo con lo que se observa en las figuras I:2-8, I:2-11 y I:2-12. En efecto, en éstas se ve claramente que, para una misma distancia D, el coeficiente de correlación  $\rho$  entre las alturas de lluvia anuales que pueden caer respectivamente en el pluviómetro base y en cada uno de los otros pluviómetros considerados, asume valores distintos tanto si al pluviómetro base se le asocia un pluviómetro que recae en una zona pluviométrica o un pluviómetro que recae en una zona pluviométrica diferente, como si, dentro de las zonas 5 y 9, se le asocia un pluviómetro que recae en la faja alta ó un pluviómetro que recae en la faja baja.

I:3-9. Con lo dicho anteriormente, por la figura I:3-2 se reconoce que, con las características peculiares del territorio del Perú, mientras el área que se considera esté comprendida en toda su superficie S en una sola zona pluviométrica y, en el caso de las zonas 5 y 9, ó todas en la faja alta ó todas

en la faja baja, el índice de correlación  $\rho = \frac{\gamma\{A\}}{\bar{\gamma}\{h\}}$  varía en función de la superficie S con ley

que se lleva en cada caso a una expresión algebraica del tipo  $[\rho] = a S^{-n}$ . Pero los valores de "a" y de "n" cambian notablemente cuando desde la selva amazónica se pasa a cualquier otra parte del territorio. En efecto, para la primera resultan  $a = 0,930$  y  $n = 0,0611$  (ley II de la figura I:3-2) y para cualquier otra parte del territorio, con la excepción de la faja litoral del Pacífico, resultan  $a = 0,9343$  y  $n = 0,0252$  (ley I de la figura I:3-2).

Para la faja litoral del Pacífico, ni siquiera considerada en lo que se refiere a este problema por lo dicho en el Capítulo I:2, se puede solamente presuponer que el índice de correlación  $[\rho]$  tenga valores aún más bajos de los de la selva amazónica.

I:3-10. Para áreas que recaen en parte en el Altiplano y en parte en una u otra de las vertientes del relieve andino y para áreas que recaen en parte en la faja alta y en parte en la faja baja, dentro de la zona 5 ó de la zona 9, se han deducido valores de  $[\rho]$  intermedios entre aquellos que se obtienen en función de la superficie S respectivamente con una u otra de las dos leyes representadas en la figura I:3-2.

I:3-11. Considerando que en la selva, para una misma distancia entre dos puntos, se encuentran valores de  $\rho$  siempre más bajos que los de cualquier zona del relieve andino, se puede admitir que en la Selva, para una misma superficie S, corresponden los mínimos valores que pueden asumir tanto el coeficiente de correlación medio  $\bar{\rho}$ , como el índice de correlación  $[\rho]$ . En consecuencia, considerando cualquier área, se puede admitir que la ley I corresponde a la hipótesis que en ésta  $\bar{\rho}$  asuma los valores más altos y que la ley II corresponda a la hipótesis que en ésta tengan los valores más bajos de  $\bar{\rho}$ .

Con esta premisa y teniendo presente lo que se ha dicho en los párrafos I:3-8 y I:3-9 que preceden, considerando como zonas diferentes también la faja alta y la faja baja dentro de cada una de las zonas 5 y 9, para el efecto de deducir el índice de correlación  $[\rho]$  que corresponde a un área de superficie S, se tiene:

a) En el caso que el área recaea en el interior de una sola zona, se deduce  $[\rho]$  en función de S o con la ley I, para áreas del Altiplano o de una u otra de las vertientes del relieve andino; o con la ley II, para áreas de la selva amazónica.

b) En el caso que el área recaea con una parte  $S_A$  en una zona A y con otra parte  $S_B$  en la zona  $S_B$ , con  $S_A > S_B$ :

b<sub>1</sub>: Se considera las dos áreas  $S_A$  y  $S_B$ , independientemente una de otra, se calculan  $\bar{\rho}_A$  y  $\bar{\rho}_B$  por medio de las relaciones:

$$\bar{\rho}_A = [\rho_A]^2 \quad \text{y} \quad \bar{\rho}_B = [\rho_B]^2$$

con  $\rho_A$  y  $\rho_B$  deducidos respectivamente en función de las superficies  $S_A$  y  $S_B$  de la ley I y de la ley II, y si calcula el valor de  $\bar{\rho}$  que corresponde a toda la superficie S como media ponderal de  $\bar{\rho}_A$  y  $\bar{\rho}_B$  por medio de la relación:

$$\bar{\rho} = \bar{\rho}_A \cdot \frac{S_A}{S} + \bar{\rho}_B \cdot \frac{S_B}{S}$$

b<sub>2</sub>: Finalmente se asume:

$$[\rho] = \sqrt{\bar{\rho}} = \sqrt{\rho_A \cdot \frac{S_A}{S} + \rho_B \cdot \frac{S_B}{S}} = \sqrt{[\rho_A]^2 \cdot \frac{S_A}{S} + [\rho_B]^2 \cdot \frac{S_B}{S}}$$

I:3-12. Naturalmente, cuando se haya deducido el valor de  $[\rho] = \frac{\gamma\{A\}}{\bar{\gamma}\{h\}}$ , para conocer  $\gamma\{A\}$  se

requiere conocer preliminarmente  $\bar{\gamma}\{h\}$ .

Para esto, por lo que se ha dicho en el párrafo I:3-5:

a) En el caso que el área recaea en una sola zona con  $\gamma\{h\} = \text{const} = \gamma$  se asume  $\bar{\gamma}\{h\} \equiv \gamma$ .

b) En el caso que el área recaea en dos zonas diferentes, cada una con  $\gamma\{h\} = \text{const}$ , indicando respectivamente con A y con B dos zonas, con  $M_A\{A\}$  y con  $M_B\{B\}$  las fracciones de  $M\{A\}$  que corresponden respectivamente a "A" y a "B", y con  $\gamma_A$  y con  $\gamma_B$ , los valores asumidos respectivamente por  $\gamma$  en "A" y en "B", se puede asumir:

$$\bar{\gamma}\{h\} = \gamma_A \cdot \frac{M_A\{A\}}{M\{A\}} + \gamma_B \cdot \frac{M_B\{A\}}{M\{A\}}$$



c) En el caso que el área o una parte del área recae en una zona pluviométrica en que  $\gamma\{h\}$  varía de punto a punto en función de  $M\{h\}$ , recordando que, cuando esto se verifica,  $M\{h\}$  varía a su vez en función lineal de su asignado parámetro  $Z$ , se puede:

$c_{1a}$ : Subdividir el área en  $K$  áreas parciales  $S_1, S_2, \dots, S_k$ , y deducir para cada una el valor medio a  $Z_i$  de  $Z$ , el valor  $M\{Z\} \equiv M_i$  de  $M\{h\}$  que corresponde a  $Z_i$  y, finalmente, el valor  $\gamma\{M\} \equiv \gamma\{M_i\} = \gamma_i$  que corresponde a  $M_i$ ;

Asumir de acuerdo con la (I:3-6):

$$\bar{\gamma}\{h\} = \frac{\sum_{i=1}^k \gamma_i \frac{M_i \cdot S_i}{M\{A\}}}{\sum_{i=1}^k M_i \cdot S_i} = \frac{1}{M\{A\}} \sum_{i=1}^k \gamma_i M_i S_i \quad (I:3-12)$$

en la cual, como es obvio,  $M\{A\}$ , en volúmen, es igual a  $\sum_{i=1}^k M_i S_i$

Para las operaciones enunciadas en el punto  $c_1$  procediendo en forma gráfica conviene:

$c_{1a}$ : Dividir el intervalo  $Z_{max} - Z_{min}$  entre el máximo y mínimo valor asumido por  $Z$  dentro del área  $S$  en  $K$  intervalos parciales  $\Delta Z$  suficientemente pequeño y llevar al mapa topográfico, sobre el cual se ha trazado el perímetro del área, las líneas isozetas que corresponden a valores  $Z_1, Z_2, \dots, Z_i, \dots, Z_{k-1}$  de  $Z$  que separan un intervalo  $\Delta Z$  del otro.

$c_{1b}$ : Medir las fracciones  $S(Z_i)$  de  $S$ , que están encerradas dentro del perímetro del área  $S$  y las isozetas  $Z_i$  y que comprenden todas las pautas que tengan  $Z \leq Z_i$  (o que permanecen dentro de la isozeta  $Z_i$ , cuando esta se cierra sobre sí misma).

$c_{1c}$ : Llevar a un diagrama cartesiano, que tiene como abcisas  $S(Z)$  y como ordenada  $Z$ , los puntos correspondientes a los pares de valores  $(S(Z_i), Z_i)$ , como ya se ha determinado, y también la curva  $S_i(Z_i)$  que los une (en el caso particular que  $Z$  coincida con la cota y sobre el nivel del mar: la curva hipsográfica de la cuenca).

$c_{1d}$ : Determinar la ordenada media  $\bar{Z}$ , del área que queda comprendida ente dicha curva; el eje de abcisas y la recta de abcisa  $S$  paralela al eje de ordenadas (altitud media  $\bar{y}$  del área  $S$ ,  $S_i Z \equiv Y$ ) también las ordenadas medias  $\bar{Z}_i$ ,  $1 \leq i \leq k-1$ , de las fracciones  $S_i$  del área  $S$  que corresponden a cada uno de los valores  $Z_i$  considerados al trazar las isozetas.

$c_{1e}$ : Representar en el mismo diagrama la ley  $M\{h\} = a + b Z$ , según la cual  $M\{h\}$  varía en función de  $Z$  al pasar de un punto al otro dentro del área  $S$ .

$c_{1f}$ : Determinar sobre dicho diagrama el valor de  $M = a + b \bar{Z}$  que corresponde a cada valor de  $\bar{Z}_i$ .

Como se ha indicado en la figura I:3-3, con el procedimiento gráfico ilustrado, se puede en forma inmediata subdividir el área  $S$ , antes que en partes  $\Delta S$  comprendidas entre dos isozetas separadas de un mismo valor  $\Delta Z$ , en partes  $\Delta S$  en los cuales le corresponda un mismo valor  $\frac{M\{A\}}{k}$  del aflujo meteórico medio anual.

Basta por lo tanto:

$c_{1g}$ : Deducir para cada valor  $Z_i$  de  $Z$ , el valor  $M\{A_i\}$  asumido por el producto  $M\{A_i\} = (a + b \bar{Z}_i) S(Z_i)$  y llevar al diagrama, además de la curva 1, que une los puntos  $(S(Z_i), Z_i)$ , y de la recta  $M\{Z\}$ , que representa la ley de variación de  $M\{h\}$  en función de  $Z$ , también la curva 2, que une los puntos  $(M\{A_i\}, Z_i)$ , que corresponden a los pares de valores progresivamente crecientes de  $M\{A_i\}, Z_i$ , que corresponden a los pares de valores progresivamente crecientes de  $M\{A_i\} = (a + b \bar{Z}_i) S(Z_i)$  y de  $\bar{Z}_i$

$c_{1h}$ : Subdividir en  $k$  partes iguales el segmento que queda delimitado entre la abcisa  $M(A) = 0$ , para  $Z = Z_{min}$ , y  $M(A) = M\{A\}$ , para  $Z = Z_{max}$ , e, indicando con  $M\{A_1\}$  con  $M\{A_2\}, \dots, M\{A_{k-1}\}$  las abcisas de los puntos que separan una de otra las  $k$  partes mencionadas, determinar las ordenadas  $Z_1, Z_2, \dots, Z_{k-1}$  de los puntos de la curva 2, que tienen como abcisas respectivamente  $M\{A_1\}, M\{A_2\}, \dots, M\{A_{k-1}\}$ ;

$c_{1k}$ : Subdividir el área  $S$  teniendo en cuenta las isozetas correspondientes a los valores  $Z_1, Z_2, \dots, Z_{k-1}$ .

Con lo dicho anteriormente, repitiendo las operaciones mencionadas en los puntos  $c_{1a}$ ,  $c_{1e}$ ,  $c_{1f}$  y en el punto  $c_1 2$ , se determinan los valores de  $\gamma_i$  para cada una de las partes  $\Delta S$  en las cuales se ha subdividido el área  $S$ , y asignando a cada uno de dichos valores el mismo peso  $1/k$ , se puede calcular  $\gamma\{h\}$  por medio de la (I:3-6') antes que por la (I:3-6).

## BIBLIOGRAFIA

- [1] C. VIPARELLI – M. VIPARELLI: "Studio Idrologico della Calabria Settentrionale". Eseguito per conto della Cassa per il Mezzogiorno, Napoli, 1979.
- [2] R. VIPARELLI – R. GARCIA-AGREDA: "Perfil esquemático del clima y de la hidrología de Bolivia". Istituto Italo-Latino Americano e Istituto di Costrucciones Hidraulicas de la Universidad de Napoles, Roma, 1975.
- [3] CARLO VIPARELLI: "Idrologia applicata all'Ingegneria", Fondazione Politecnica per il Mezzogiorno d'Italia, Quaderno n. 1, Napoli, 1969.
- [4] CARLO VIPARELLI: "Interpretaciones di una serie di dati idrologici", Facolta di Ingegneria dell'Universita di Napoli, Istituto di Costruzioni Idrauliche, Quaderno n. 1, Napoli, 1969.
- [5] R. GARCIA-AGREDA – G. RASULO – R. VIPARELLI: "Pluviometric zones and the criteria to define their boundaries for regions with scarce date", Madrid, 1973.
- [6] TREWARTHA "An intróduction to climate"
- [7] "CARTA CLIMATICA DEL PERU", secondo la classificazione di W. Koppen.
- [8] "CARTA CLIMATICA DEL PERU", secondo la classificazione del dr. C Nicholson.
- [9] "MAPA ECOLOGICO DEL PERU", secondo la classificazione del dr. L.R. Holdridge.
- [10] HERBERT RIEHL: "Tropical Meteorology".

## INDICE DE CUADROS

- I:2-1. Estaciones Meteorológicas: Número, Estado y Entidad que la opera.
- I:2-2. Cálculo  $\bar{h}$  de  $M\{h\}$  y  $g_h$  de  $\{h\}$  deducidos en base a  $n$  datos.
- I:2-3. Cálculo  $\bar{h}$  de  $M\{h\}$  y  $g_h$  de  $\{h\}$  deducido en base a  $n - 1$  datos.
- I:2-4. Zonas de clima árido  
Cálculo  $\bar{h}$  de  $M\{h\}$  y  $g_h$  de  $\gamma\{h\}$  deducidos respectivamente con el criterio ilustrado en el párrafo I:2-3 (columna 5 y 6) y en el párrafo I:2-4 (columna 7 y 8).
- I:2-5. Zonas y subzonas pluviométricas

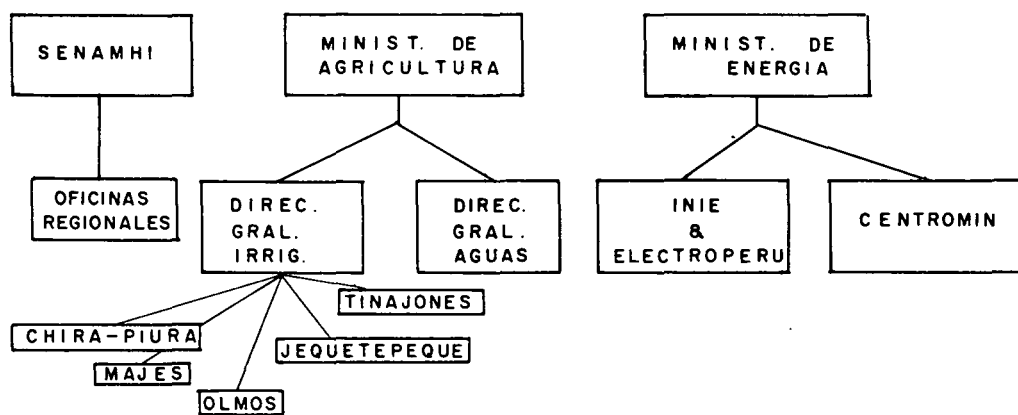
## INDICE DE FIGURAS

- I:2-1: Instituciones que realizan observaciones Hidrológicas y Meteorológicas en el Perú.
- I:2-2: Representación en papel probabilístico log-normal de la distribución de frecuencia acumulada  $F\{h\}$  y la recta que representa el valor  $F\{h\}$  de la función de repartición  $\phi\{h\}$ .
- I:2-3: Representación en papel probabilístico log-normal de la distribución de frecuencia acumulada  $F\{h\}$  y la recta que representa el valor  $P'\{h\}$  de la función de repartición  $\phi\{h\}$ , deducido en base a  $n - 1$  datos.
- I:2-4: Representación en un diagrama  $u_\phi; h$  en escala semilogarítmica de la distribución de frecuencia acumulada  $F\{h\}$  y la recta  $\log. h = a + bu_\phi$  que mejor interpola la serie de puntos.
- I:2-5: Mapa climático del Perú, obtenida de la clasificación climática de Trewartha [6].
- I:2-6: Primera actualización de la carta climática del Trewartha.
- I:2-7: Amazonía. Variación del coeficiente de correlación  $\rho$  entre el valor de  $h$  en 2 puntos diversos al variar la distancia entre ellos.
- I:2-8: Altiplano: Variación del coeficiente de correlación  $\rho$  entre el valor de  $h$  en 2 puntos diversos al variar la distancia entre ellos.
- I:2-9: Altiplano: Variación del coeficiente de correlación  $\rho$  entre el valor de  $h$  en 2 puntos diversos al variar la distancia entre ellos.
- I:2-10: *Vertiente del Pacífico* (Zona Andina)  
Variación del coeficiente de correlación  $\rho$  entre el valor de  $h$  en 2 puntos diversos al variar la distancia entre ellos.
- I:2-11: *Vertiente del Norte* (Zona Andina)  
Variación del coeficiente de correlación  $\rho$  entre el valor de  $h$  en 2 puntos diversos al variar la distancia entre ellos.
- I:2-12: Parte Norte de la faja litoral del pacífico. Variación del coeficiente de correlación entre el valor de  $h$  en 2 puntos diversos al variar la distancia entre ellos.
- I:2-13: Segunda actualización de la carta climática de Trewartha.
- I:2-14: Tercera actualización de la carta climática de Trewartha.
- I:2-15: Subdivisión del territorio nacional en zonas pluviométricas en relación a la división política del mismo.
- I:2-16: Hipótesis:  $\gamma = \text{constante}$ : verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-17: Hipótesis:  $\gamma = \gamma(M)$ : verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-18: ZONA PLUVIOMETRICA 1.  
Hipótesis:  $\gamma = \text{constante} = 0.190$   
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-19: ZONA PLUVIOMETRICA 2.  
Hipótesis:  $\gamma = \text{constante} = 0.178$   
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-20: ZONA PLUVIOMETRICA 3.  
Hipótesis:  $\gamma = \text{constante} = 0.208$   
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-21: ZONA PLUVIOMETRICA 4.  
Hipótesis:  $\gamma = \text{constante} = 0.380$   
Verificación de la hipótesis de trabajo.

- I:2-22a: ZONA PLUVIOMETRICA 5. -0.55  
Hipótesis:  $\gamma = \gamma(M) = 10.1.M$   
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-22b: ZONA PLUVIOMETRICA 5. -0.55  
Hipótesis:  $\gamma = \gamma(M) = 10.1.M$   
Control de la hipótesis para aquellos pluviómetros en que la hipótesis no resulta verificada.
- I:2-23: ZONA PLUVIOMETRICA 6. -0.55  
Hipótesis:  $\gamma = \gamma(M) = 14.7.M$   
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-24: ZONA PLUVIOMETRICA 9.  
Hipótesis:  $\gamma = \gamma(M) = 16.0 M^{-0.55}$   
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-25: ZONA PLUVIOMETRICA 10.  
Hipótesis:  $\gamma = \text{constante} = 0,660$   
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-26: Hipótesis:  $M = \text{constante}$ :  
Verificación de la tesis de trabajo.
- I:2-27: Hipótesis:  $M = M(Z)$  por  $Z = y$ :  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-28: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 1<sub>1</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-29: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 1<sub>2</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-30: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 1<sub>3</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-31: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 2<sub>2</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-32: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 2<sub>3</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo
- I:2-33: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 2<sub>4</sub>  
Hipótesis:  $M$  obtenida de la carta de isoyetas.  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-34: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>1</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-35: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>2</sub>
- I:2-36: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3
- I:2-35: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>2</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-36: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>3</sub> E 4<sub>1</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-37: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>4</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-38 SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>5</sub> y 4<sub>3</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-39: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>6</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.

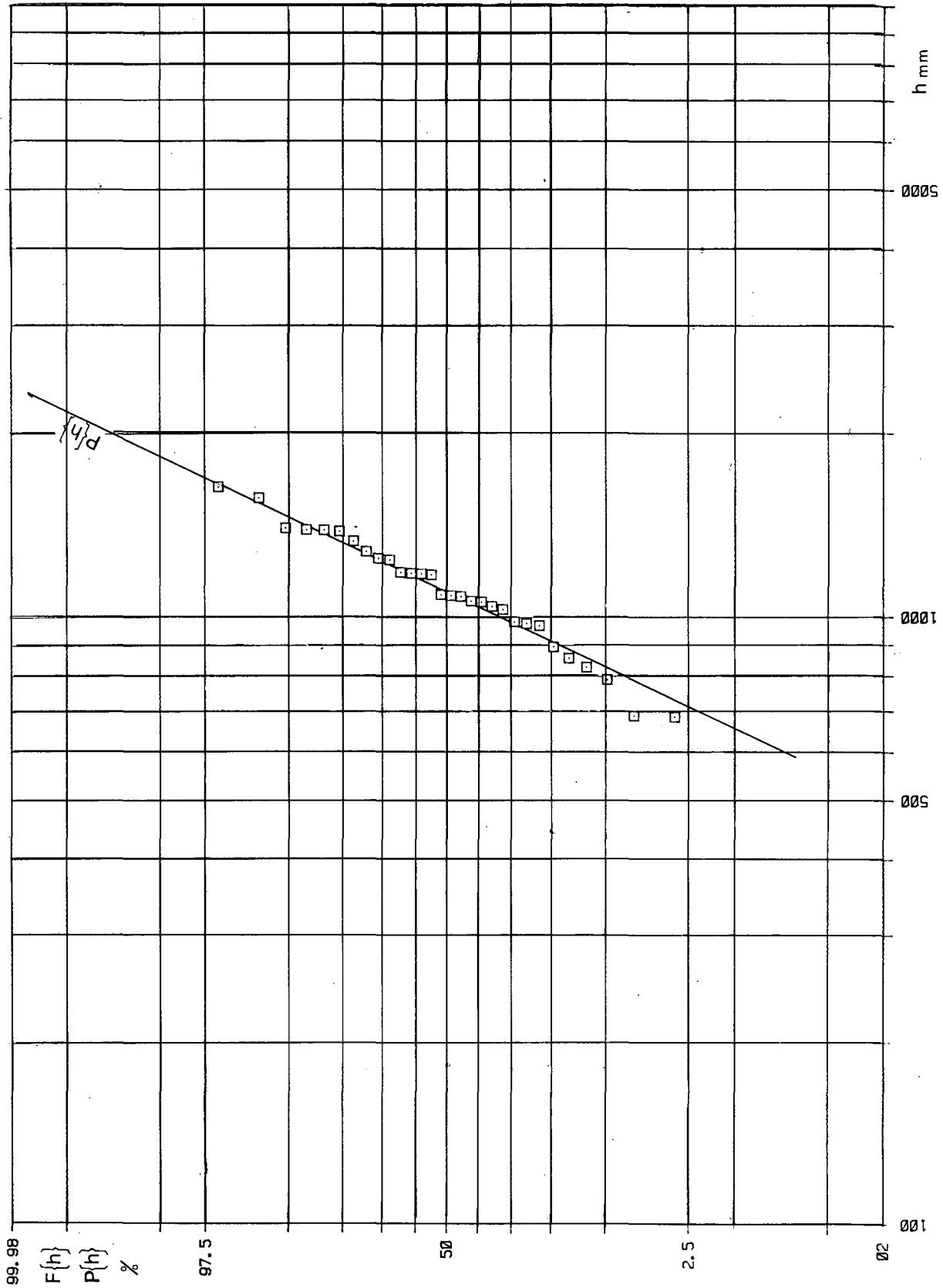
- I:2-40: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>7</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-41: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>8</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-42: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>9</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-43 SUB ZONA PLUVIOMETRICA 4<sub>2</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-44: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>2</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo
- I:2-45: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>2</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo y correlación entre Dc - y.
- I:2-46 SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>3</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-47: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>4</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo
- I:2-48: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>5</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo y correlación entre Dc e y
- I:2-49: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>6</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-50: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>7</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo y correlación entre Dc e y.
- I:2-51: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>8</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo y correlación entre Dc e Y.
- I:2-52: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>9</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-53: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>10</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-54: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>11</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-55: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>12</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-56: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>13</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-57: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>14</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-58: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>15</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-59. SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>16</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-60: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 6<sub>1</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo y correlación entre Dc e y.
- I:2-61: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 9<sub>1</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-62: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 9<sub>2</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.

- I:2-63: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 9<sub>3</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-64: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 9<sub>4</sub>.  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-65: SUB ZONA PLUVIOMETRICA 10<sub>1</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-66: AREA ANOMALA 2A  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-67: AREA ANOMALA 2B<sub>1</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-68: AREA ANOMALA 2B<sub>2</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-69: AREA ANOMALA 2C  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-70: AREA ANOMALA 3A<sub>1</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-71: AREA ANOMALA 3B  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-72: AREA ANOMALA 4A  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-73: AREA ANOMALA 5A  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-74: AREA ANOMALA 5B  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-75: AREA ANOMALA 5C  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-76: AREA ANOMALA 5D  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-77: AREA ANOMALA 5E  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-78: AREA ANOMALA 5F  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-79: AREA ANOMALA 5G  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-80: AREA ANOMALA 5H  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-81: AREA ANOMALA 5I  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:2-82: AREA ANOMALA 5L  
Verificación de la hipótesis de trabajo.
- I:3-1: Correlación entre la altura de lluvia anual  $h$  registrado en una cuenca:  
a) Ley de regresión de  $\bar{r}$  sobre  $S$  extraída de 1;  
b) Ley de regresión de  $\frac{g(A)}{(h)}$  sobre  $S$  extraída de 1.
- I:3-2: Ley de regresión de  $\frac{g(A)}{(h)}$  sobre  $S$
- I:3-3: Procedimiento gráfico para el valor  $\gamma_A$

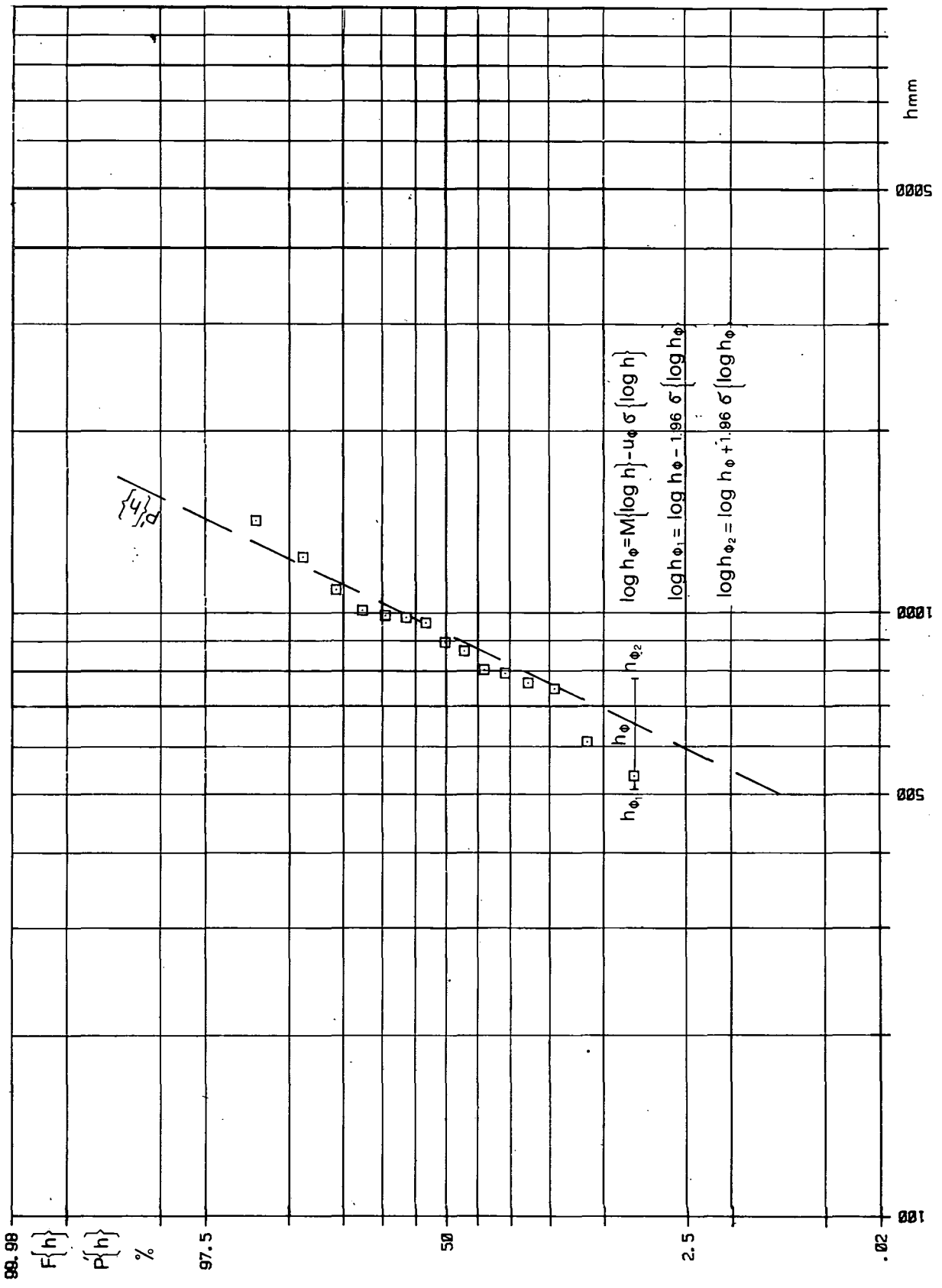


1:2-1 : *Instituciones que realizan observaciones Hidrológicas y Meteorológicas en el Perú.*

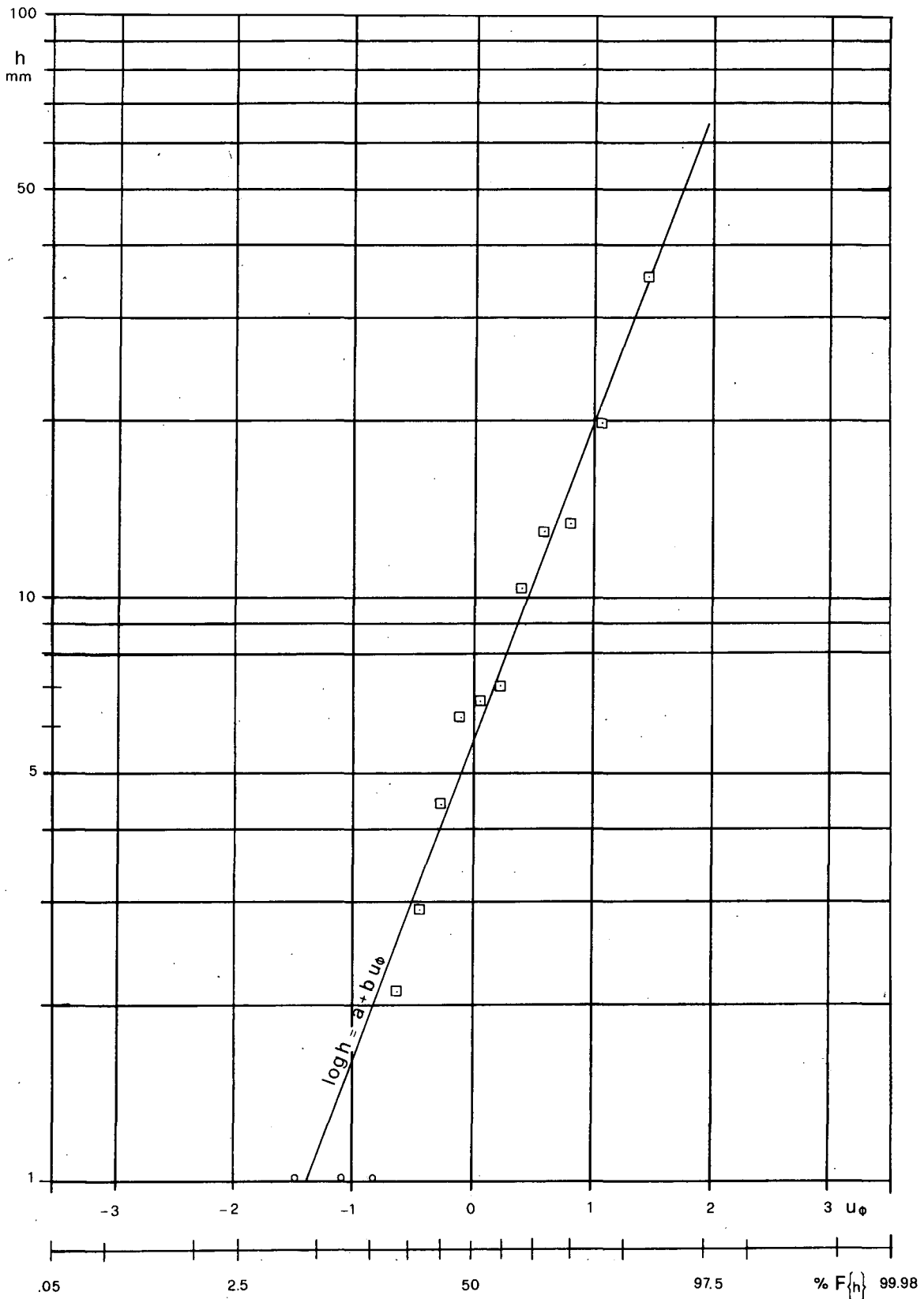




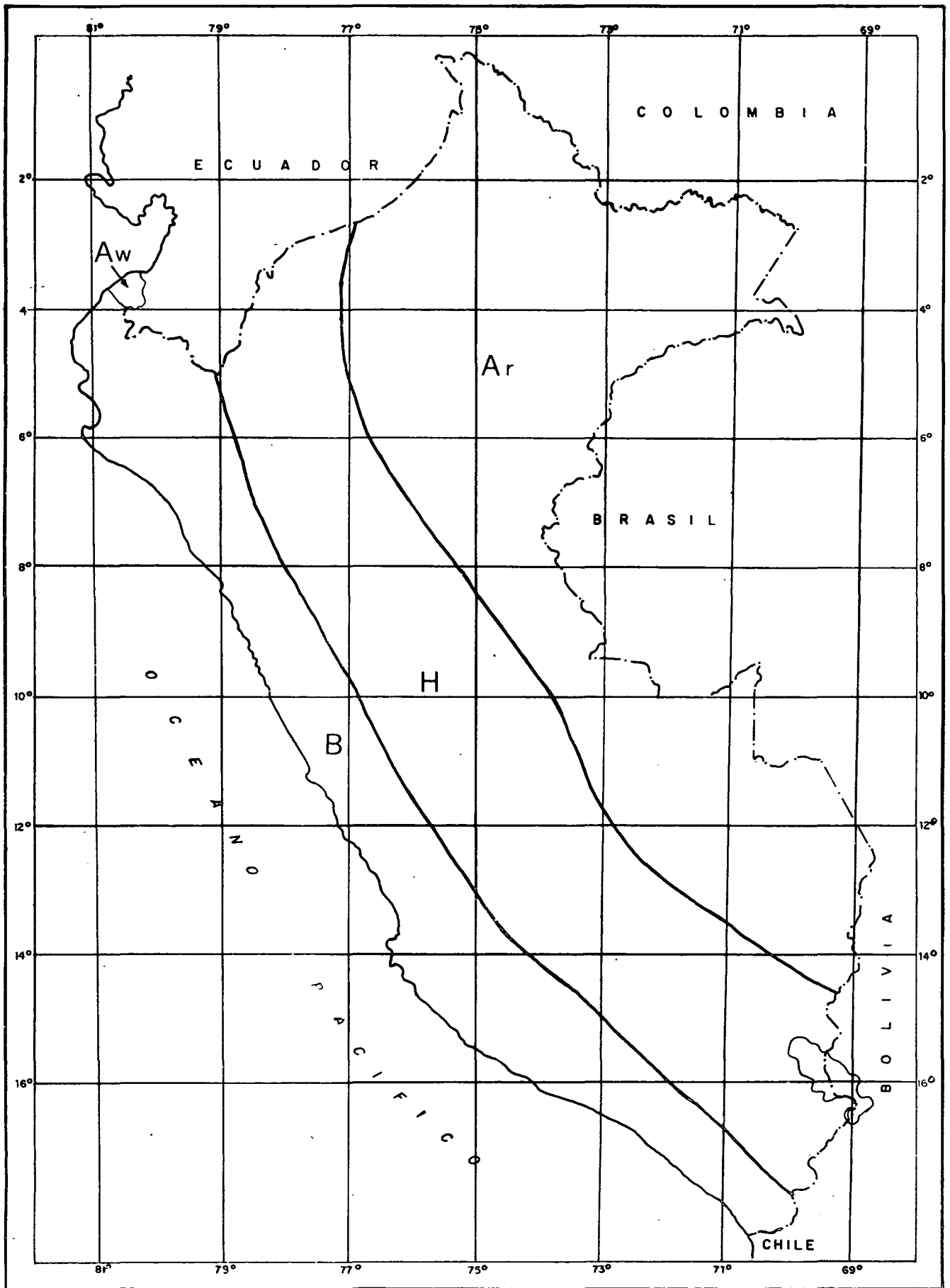
1:2-2 : Representación en papel probabilístico log-normal de la distribución de frecuencia acumulada  $F\{h\}$  y la recta que representa el valor  $F\{h\}$  de la función de repartición  $\Phi\{h\}$ .



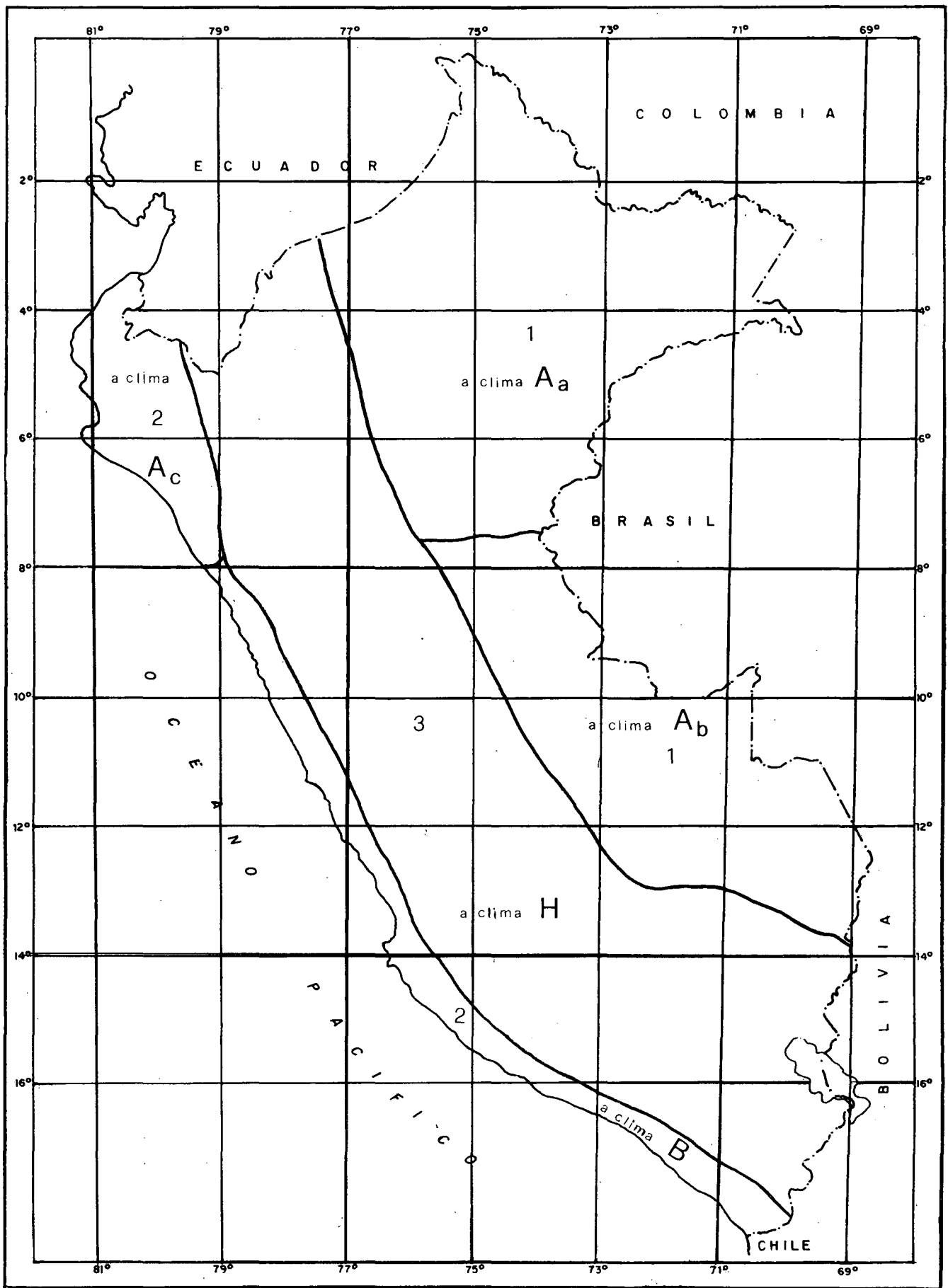
1:2-3 : Representación en papel probabilístico log-normal de la distribución de frecuencia acumulada  $F\{h\}$  y la recta que representa el valor  $P'\{h\}$  de la función de repartición  $\Phi\{h\}$ , deducido en base a  $n-1$  datos.



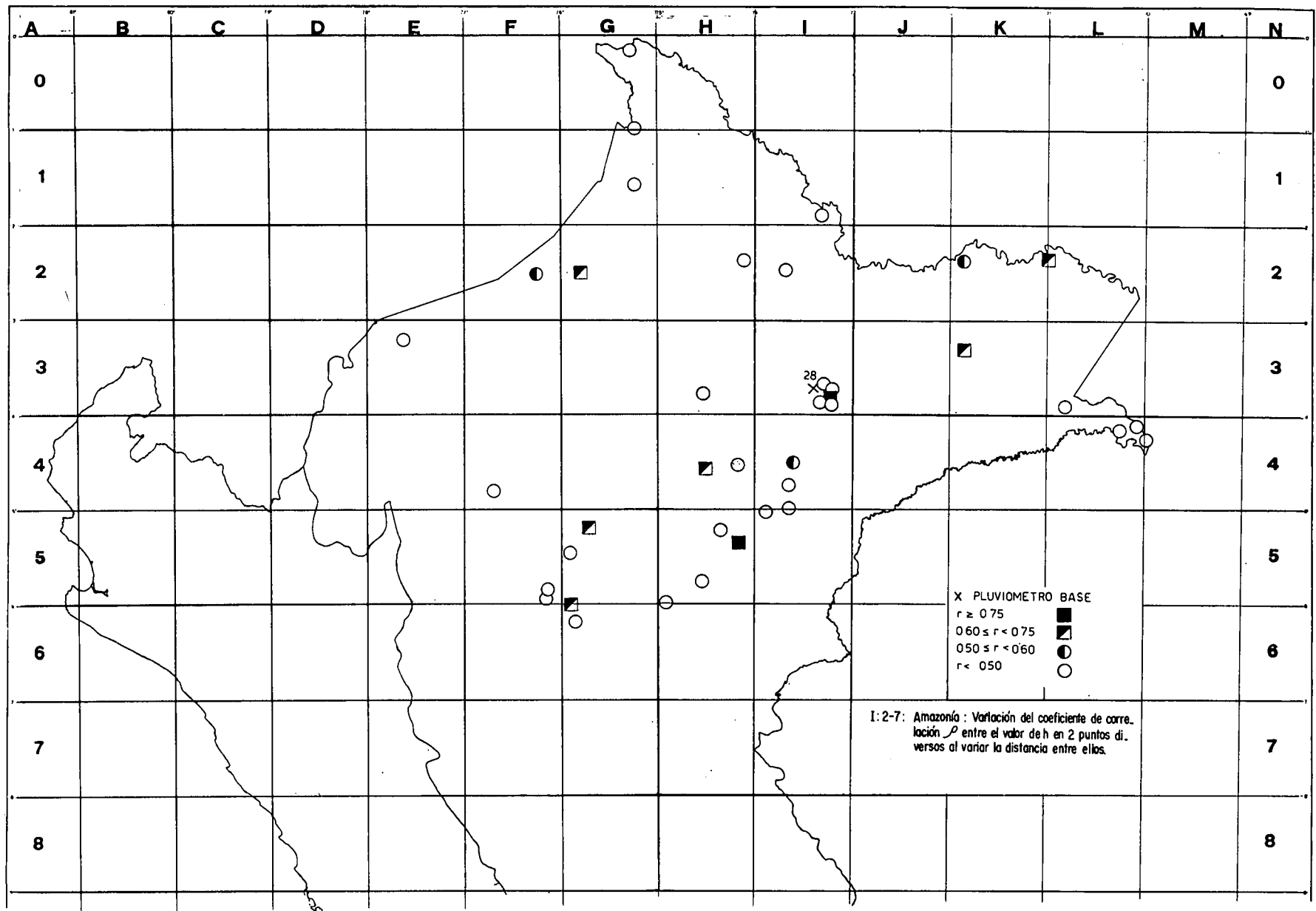
1:2-4 : Representación en un diagrama  $u_\phi; h$  en escala semilogarítmica de la distribución de frecuencia acumulada  $F\{h\}$  y recta  $\log h = a + b u_\phi$  que mejor interpola la serie de puntos.

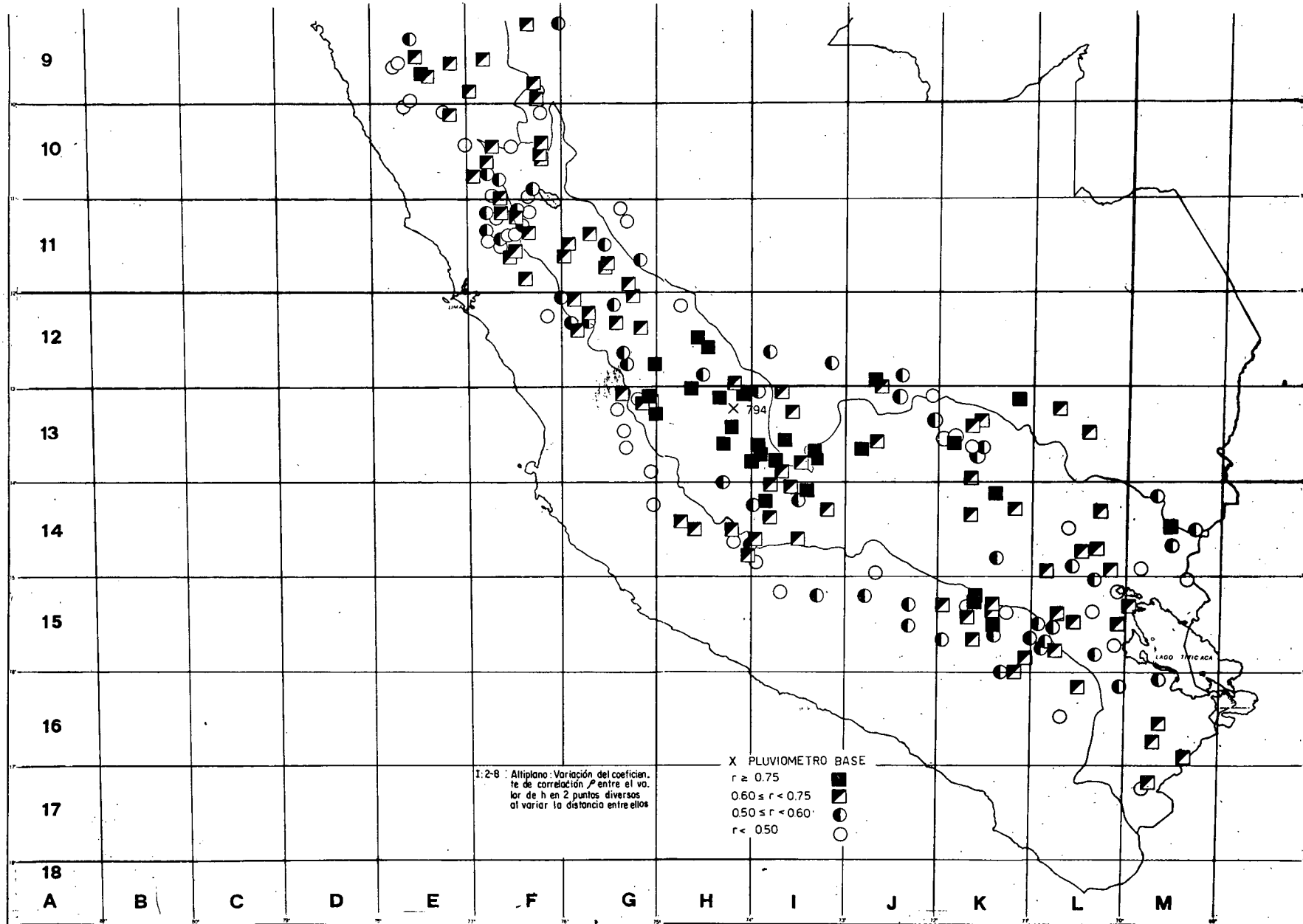


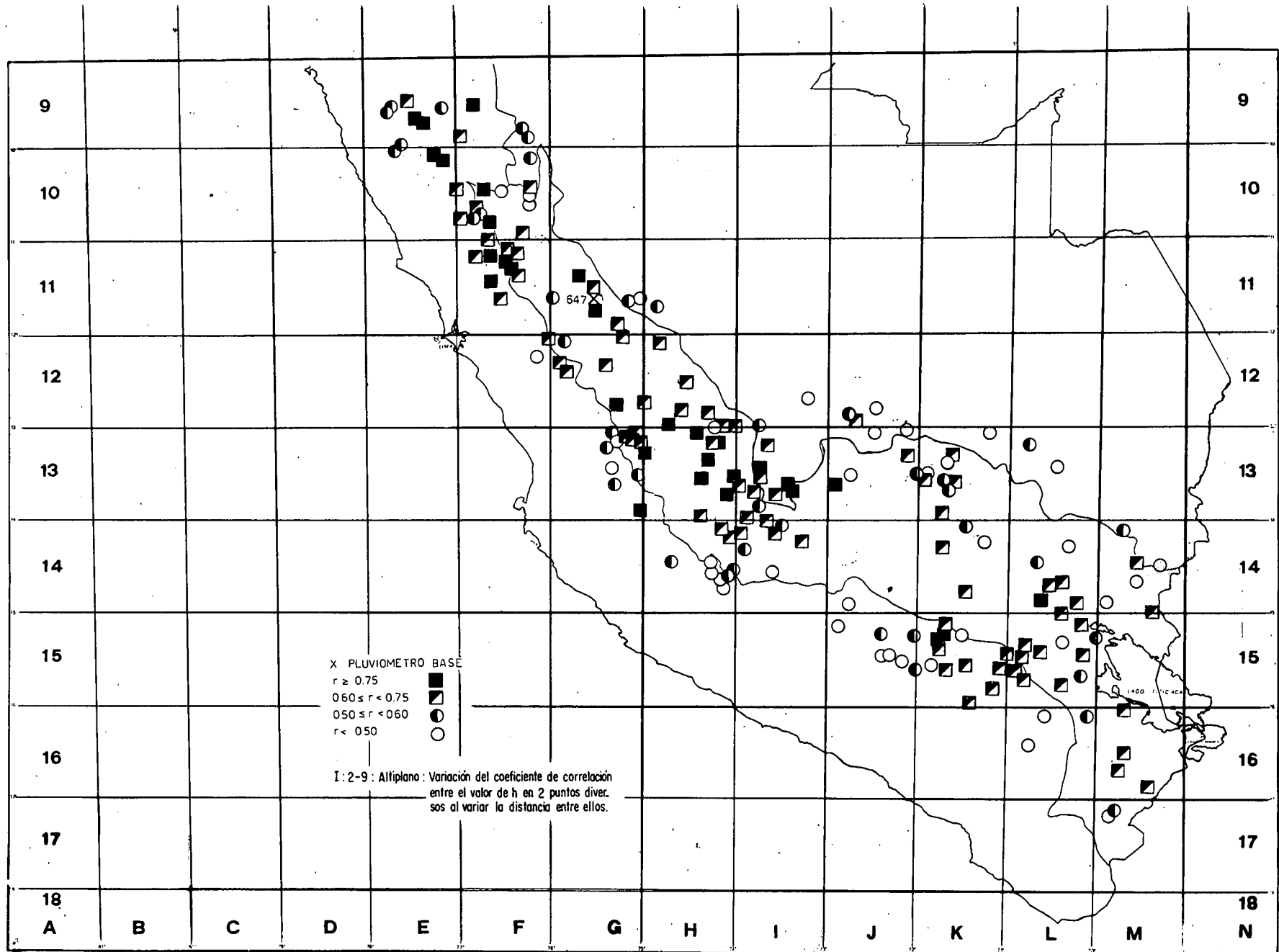
1:2-5 : Mapa climático del Perú, obtenida de la clasificación climática de Trewartha (6).



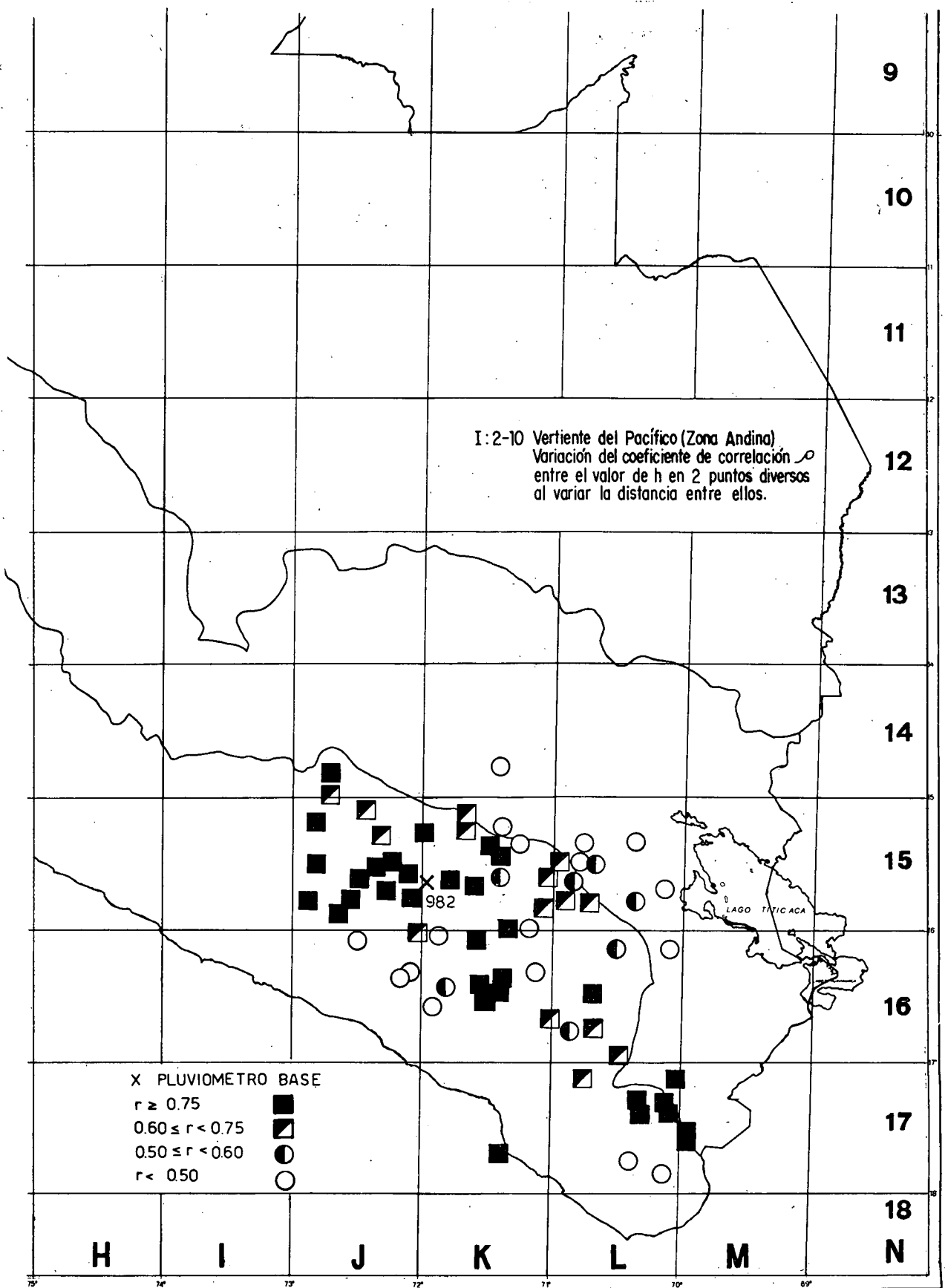
1:2-6 : Primera actualización de la carta climática del Trewartha.









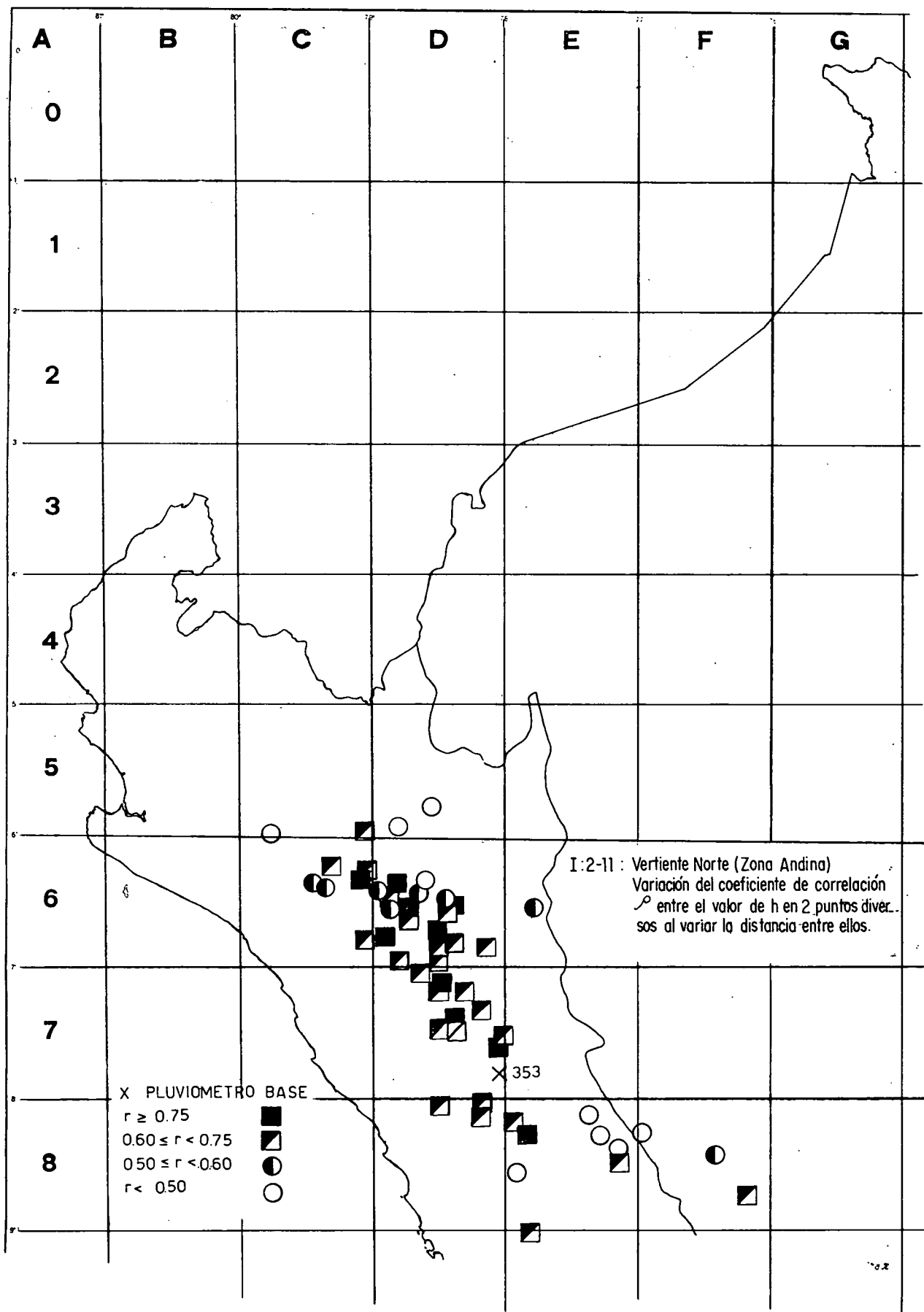


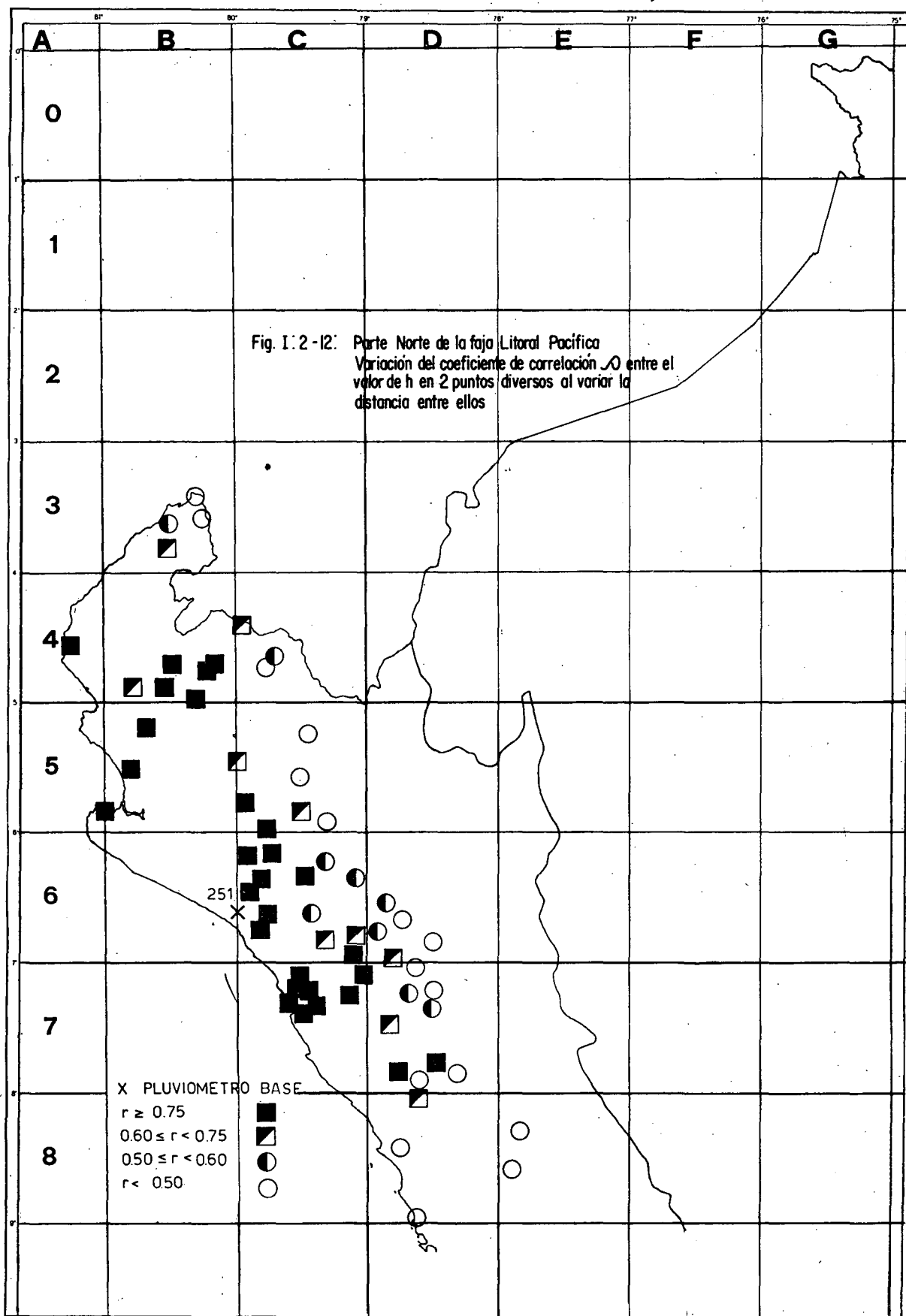
I: 2-10 Vertiente del Pacífico (Zona Andina)  
 Variación del coeficiente de correlación  $r$   
 entre el valor de  $h$  en 2 puntos diversos  
 al variar la distancia entre ellos.

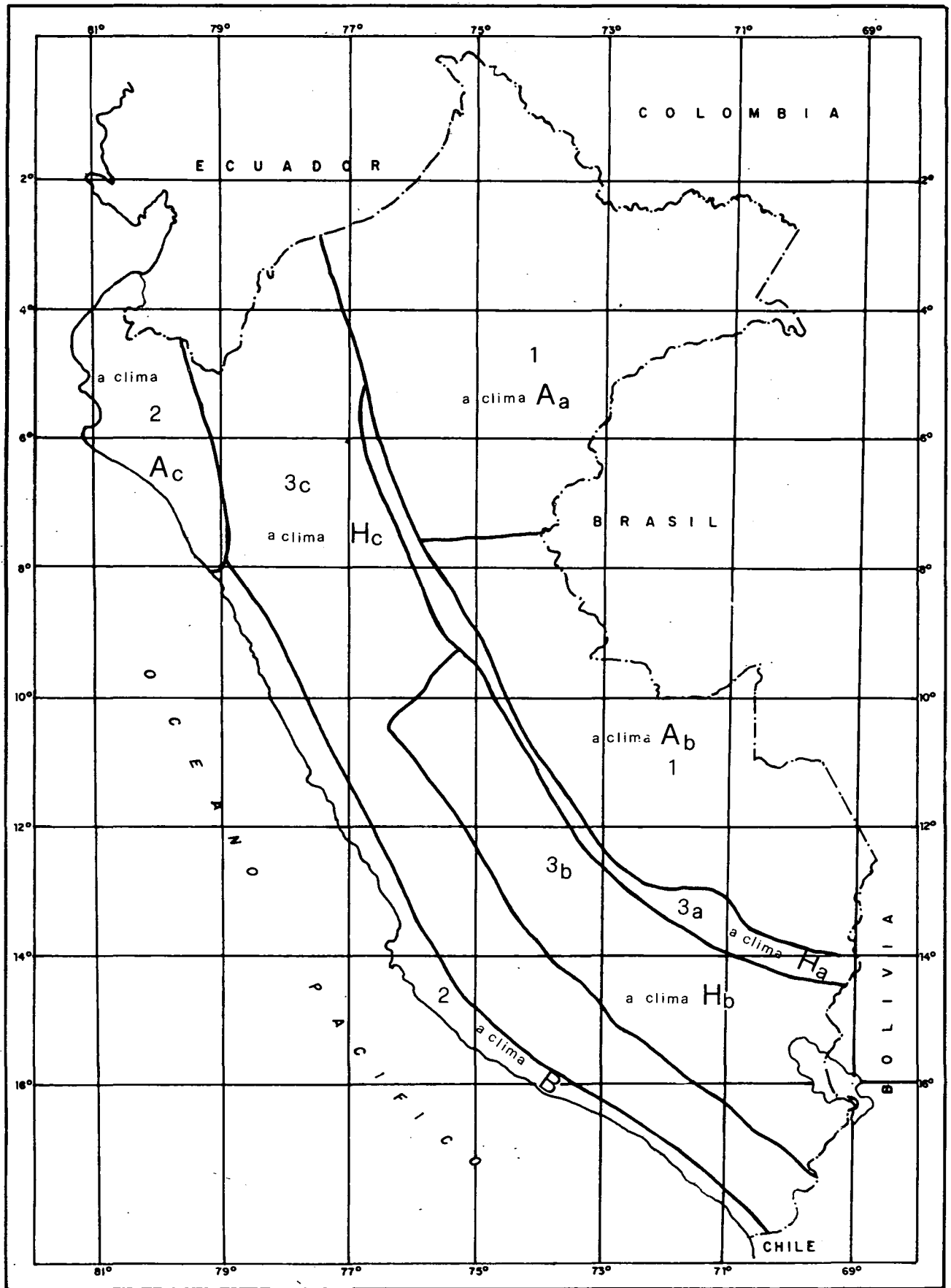
X PLUVIOMETRO BASE  
 $r \geq 0.75$     ■  
 $0.60 \leq r < 0.75$     ◑  
 $0.50 \leq r < 0.60$     ●  
 $r < 0.50$     ○

LAGO TITICACA

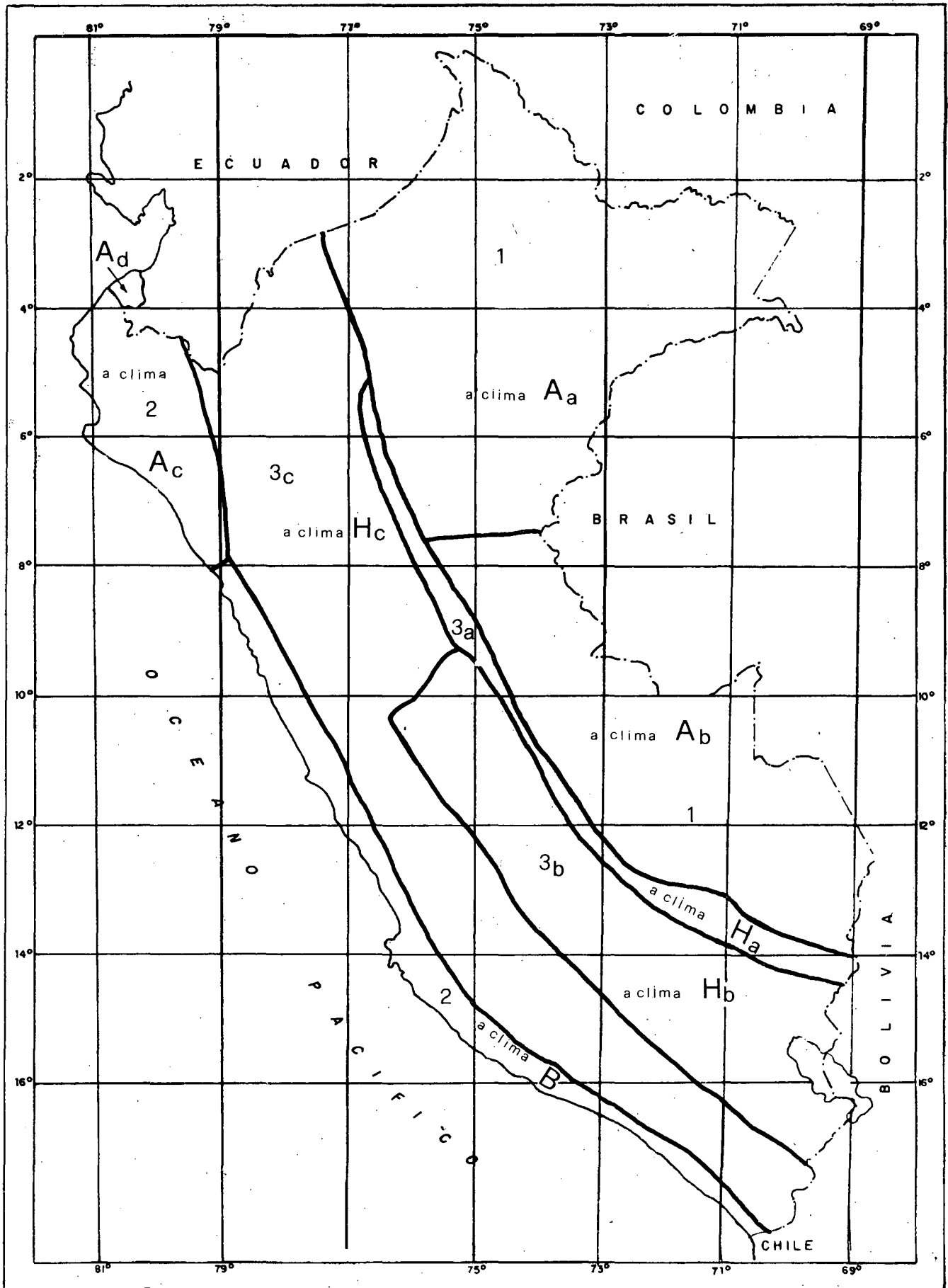
982



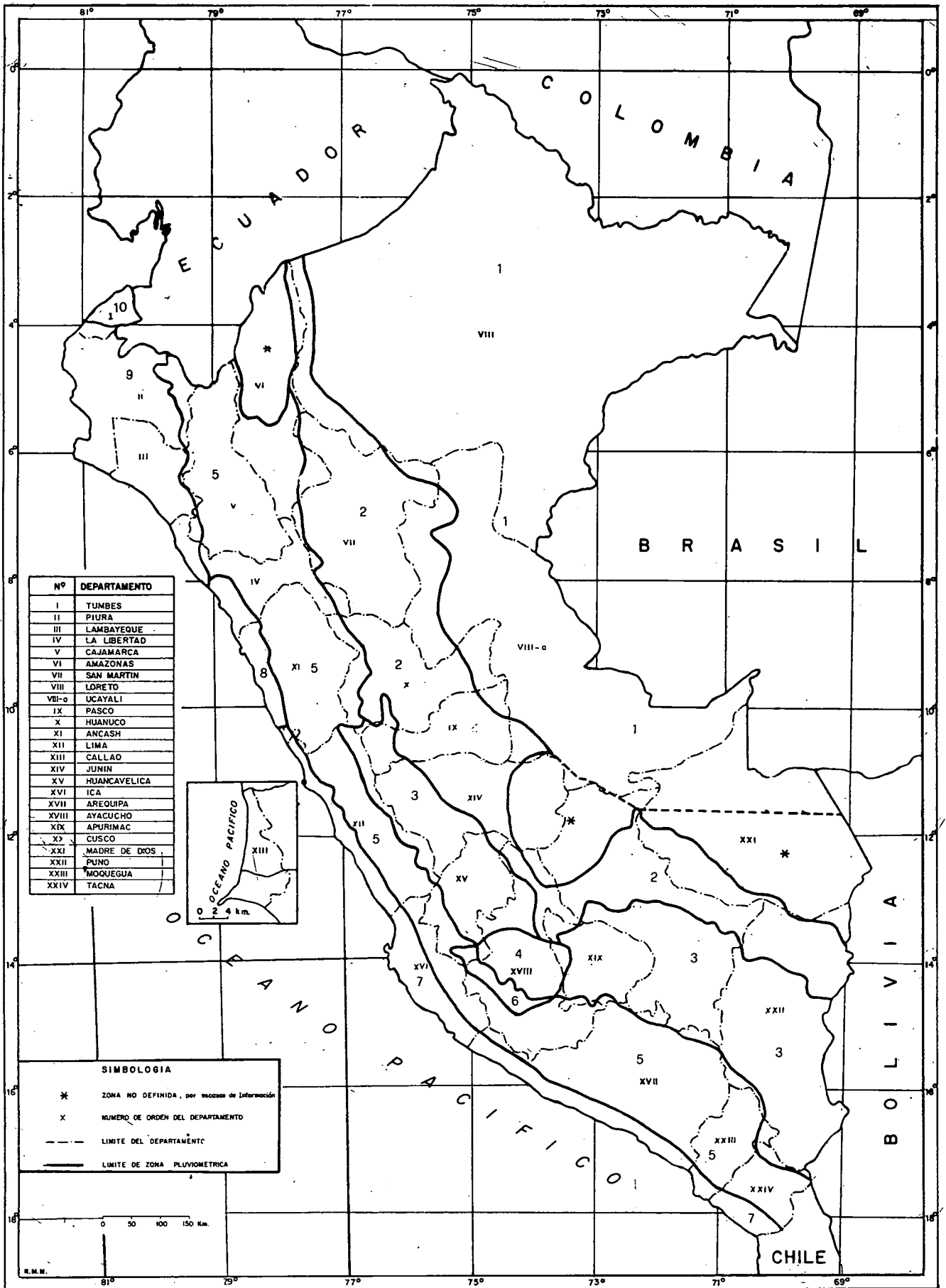




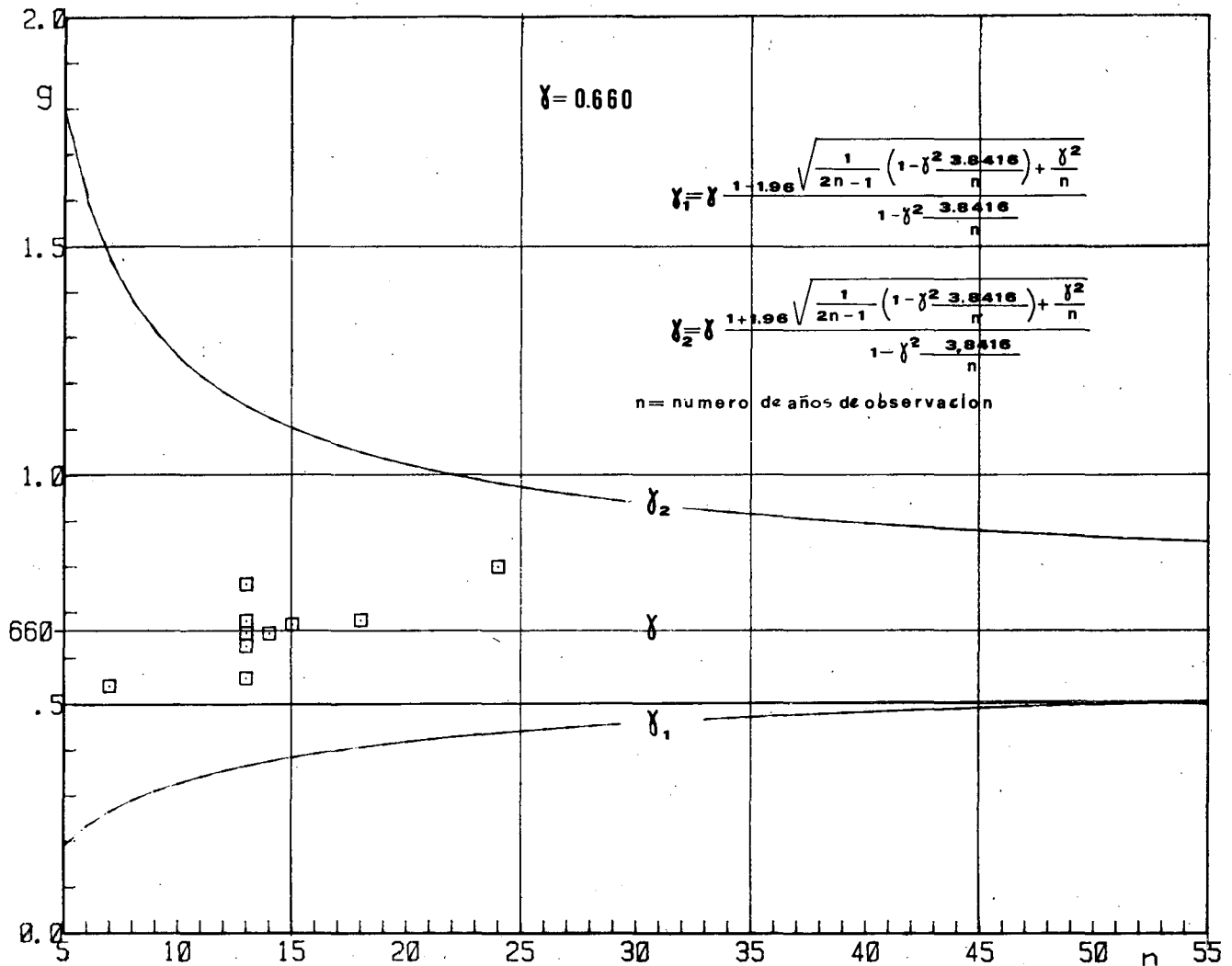
1:2-13 : Segunda actualización de la carta climática de Trewartha.



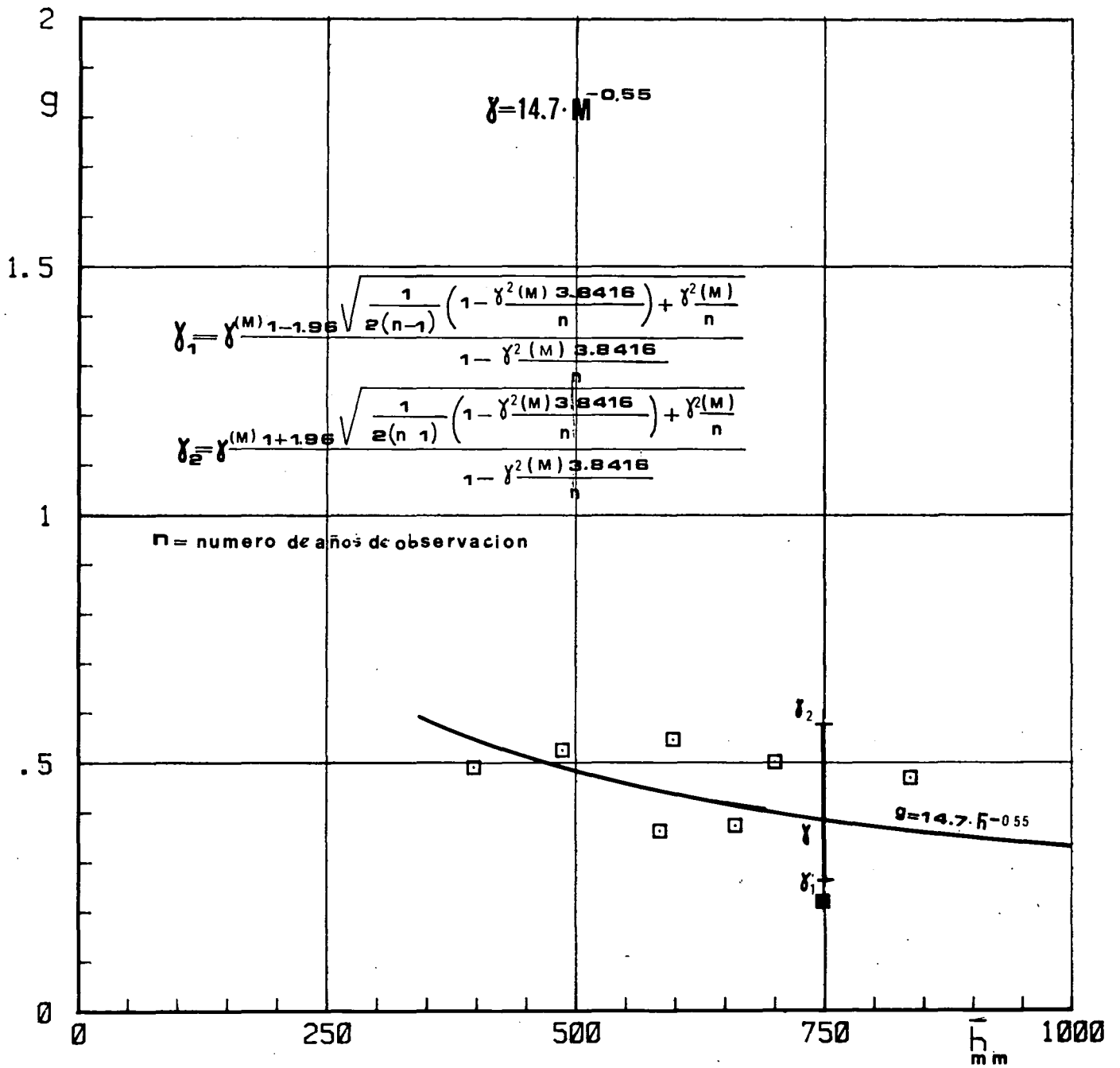
1:2-14 : Tercera actualización de la carta climática de Trewartha.



1:2-15 : Subdivisión del territorio nacional en zonas pluviométricas en relación a la división política del mismo.

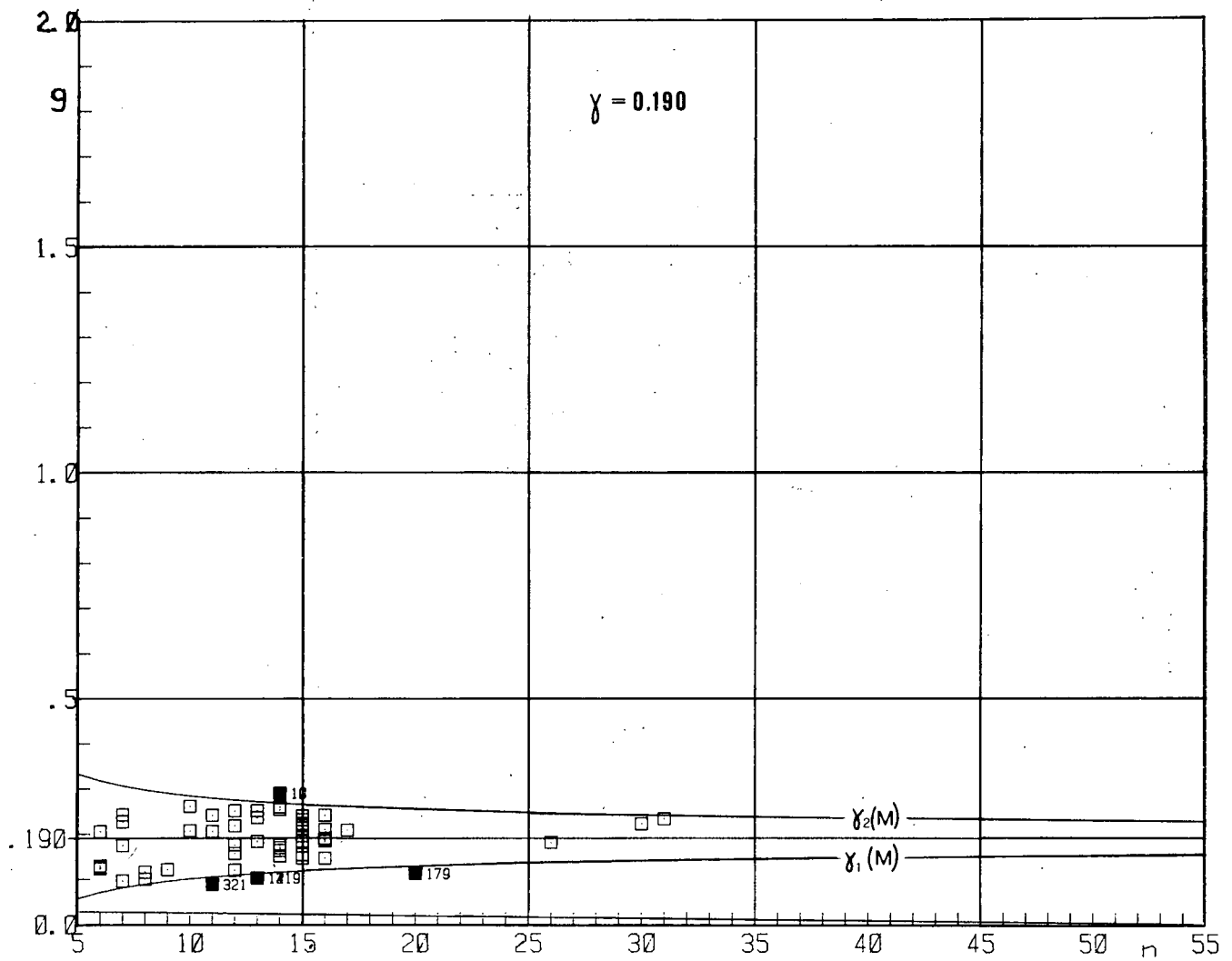


1:2-16 : Hipótesis :  $\chi^2 = \text{constante}$  : verificación de la hipótesis de trabajo.

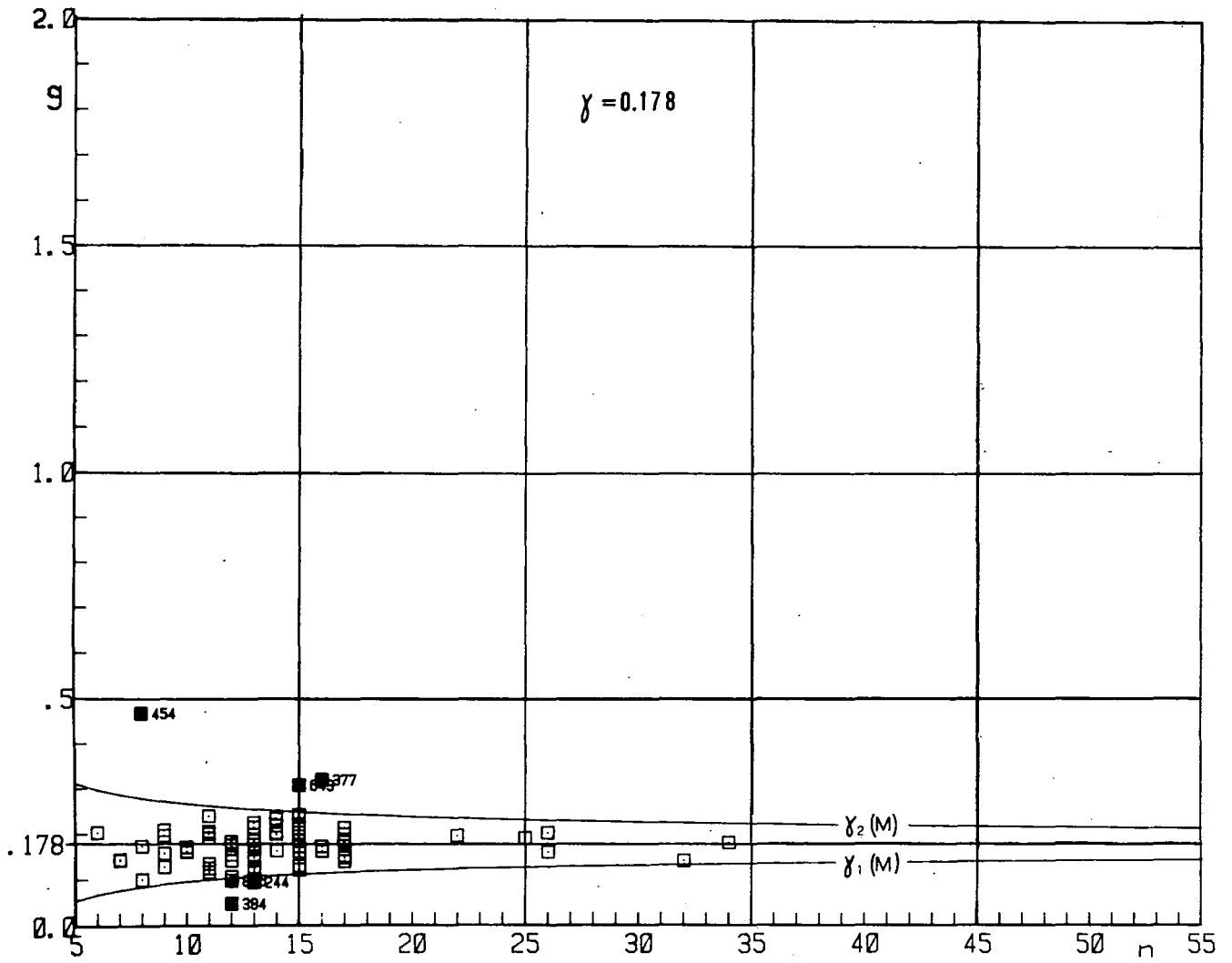


I:2-17 ; Hipótesis :  $\gamma = \gamma (M)$  : verificación de la hipótesis de trabajo.

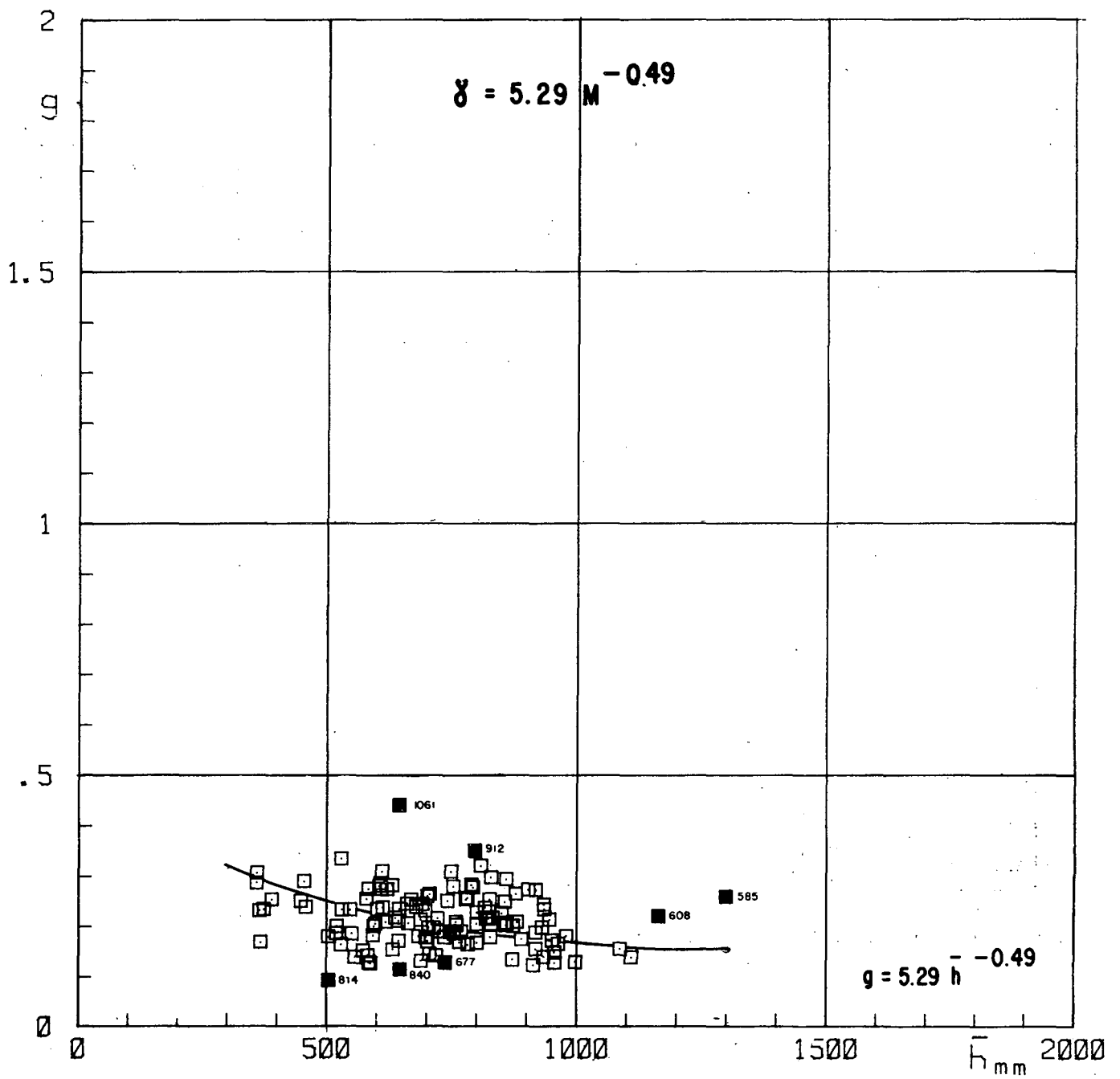




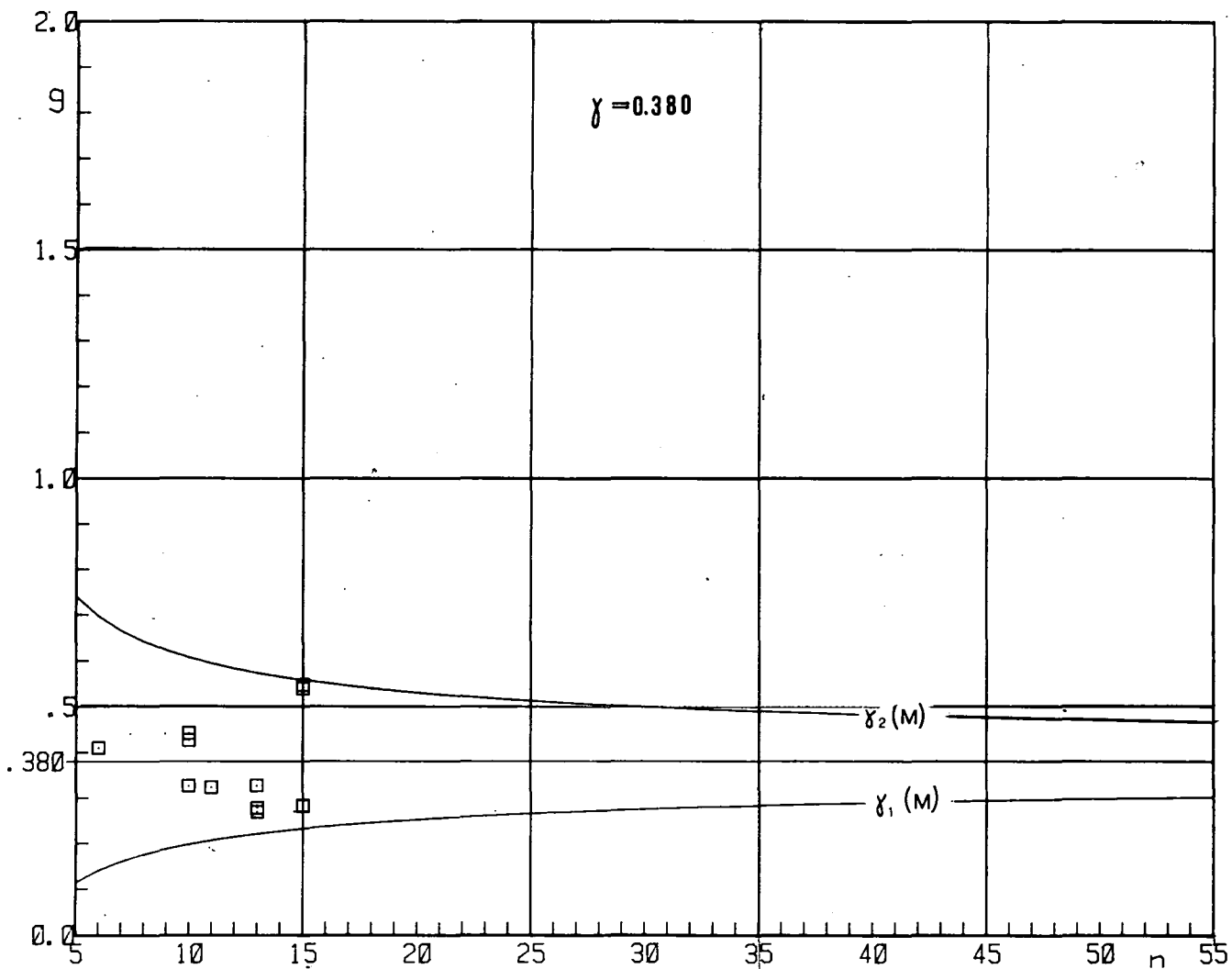
1:2-18 : ZONA PLUVIOMETRICA 1.  
 Hipótesis :  $\gamma = \text{constante} = 0.190$   
 Verificación de la hipótesis de trabajo



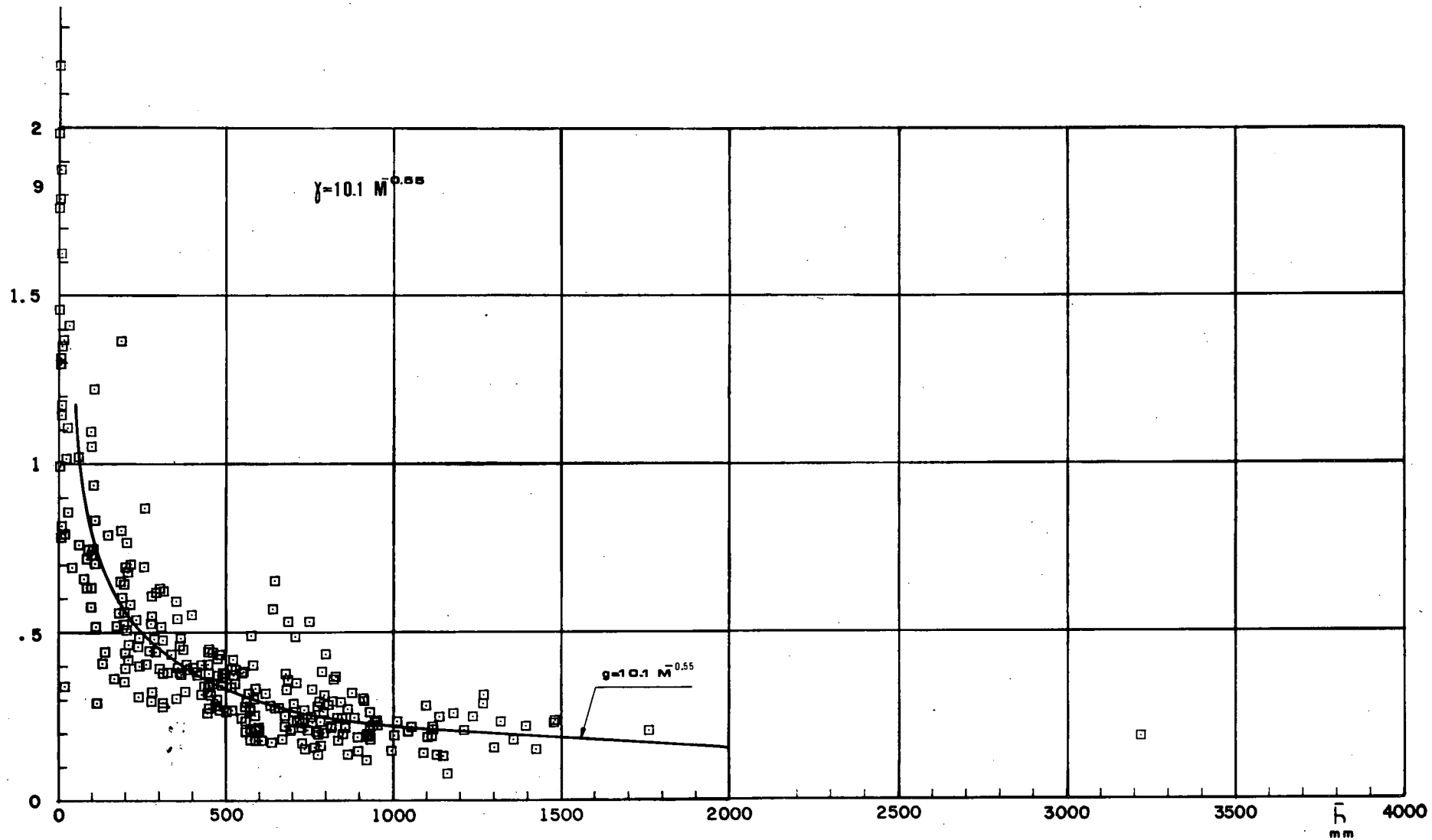
1:2-19 : ZONA PLUVIOMETRICA 2.  
 Hipótesis :  $\gamma = \text{constante} = 0.178$   
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



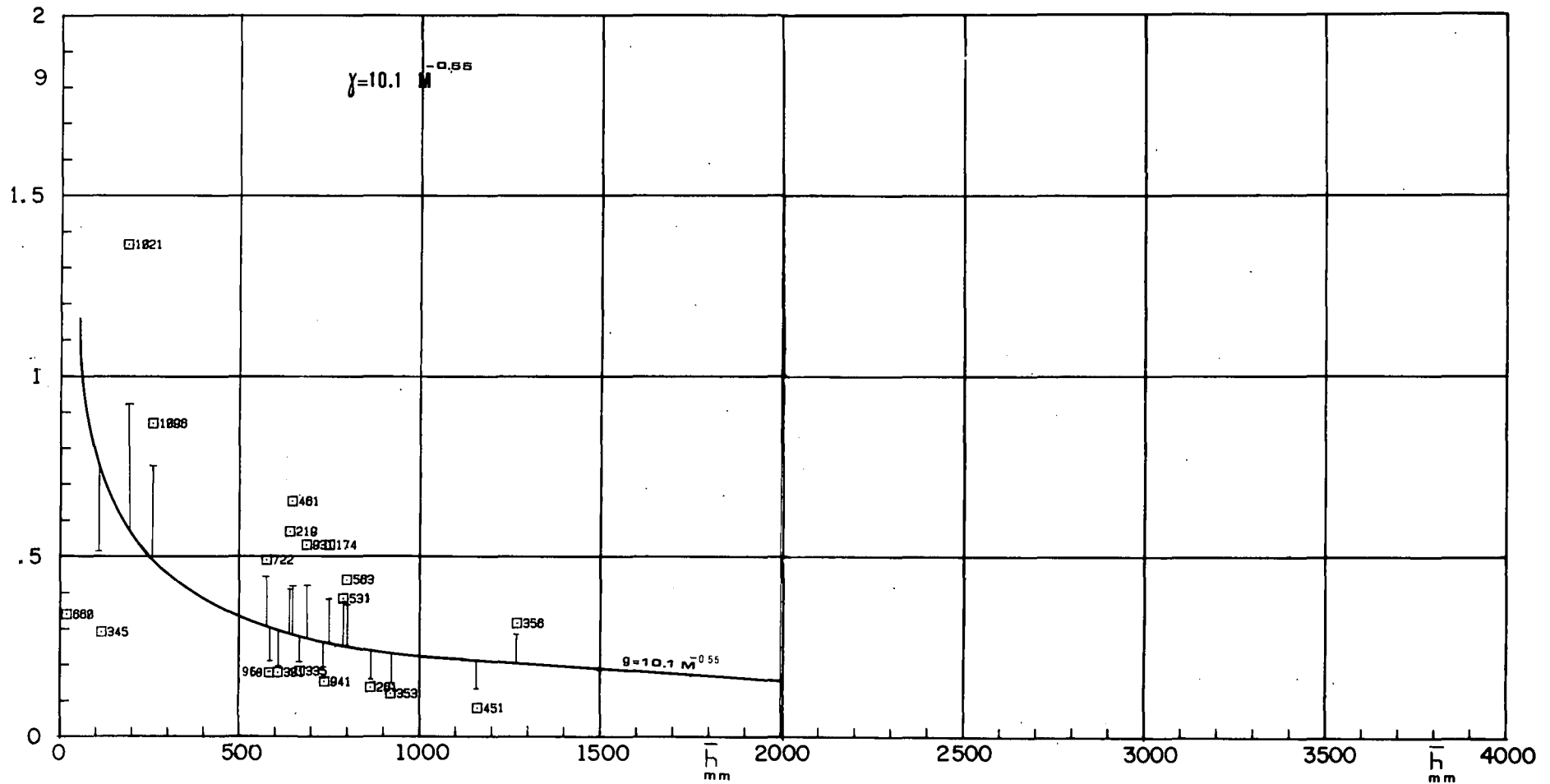
1:2-20 : ZONA PLUVIOMETRICA 3.  
 Hipótesis :  $\gamma = constante = 0.208$   
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



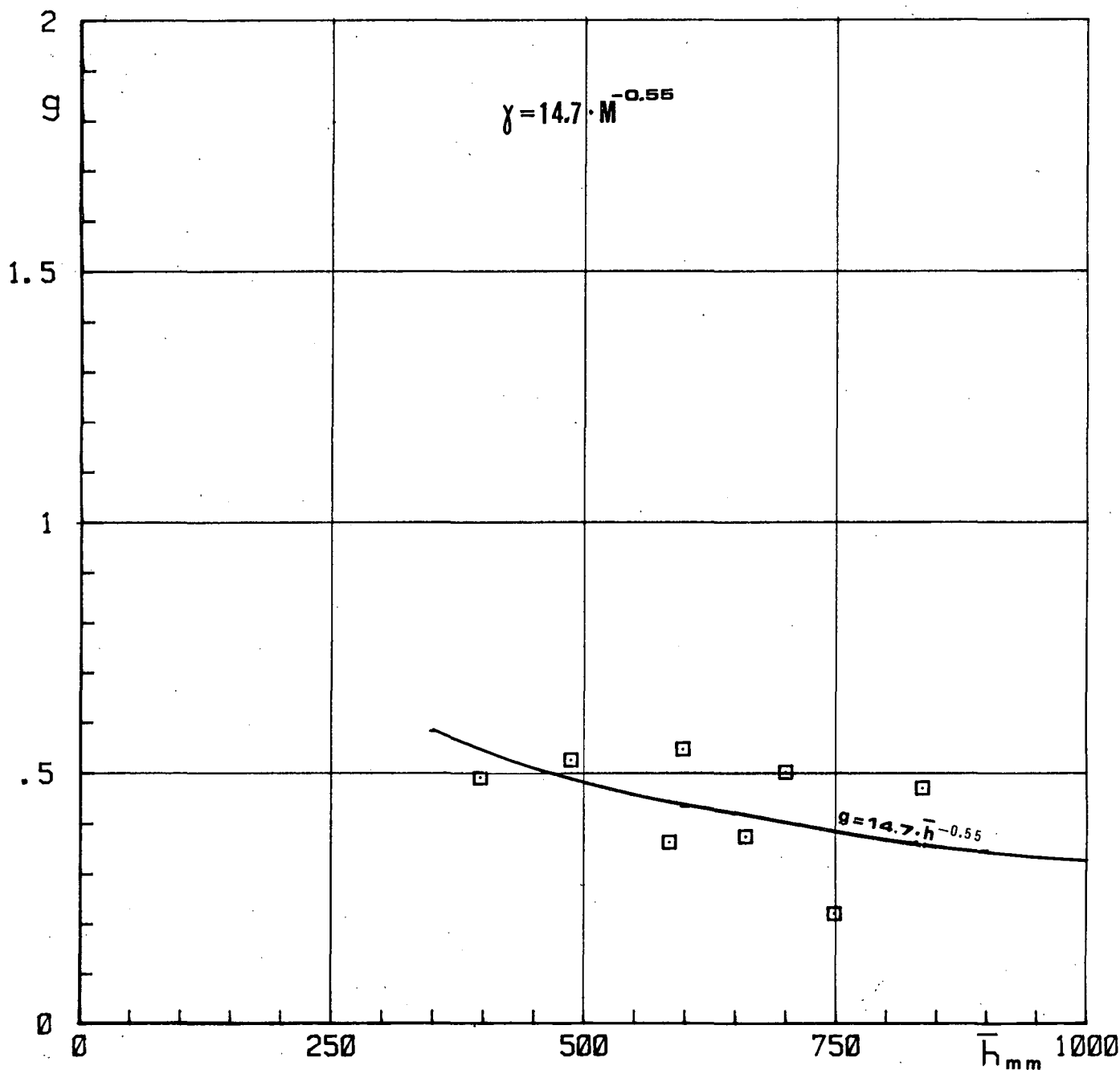
1:2-21 : ZONA PLUVIOMETRICA 4.  
 Hipótesis :  $\gamma = \text{constante} = 0.380$   
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



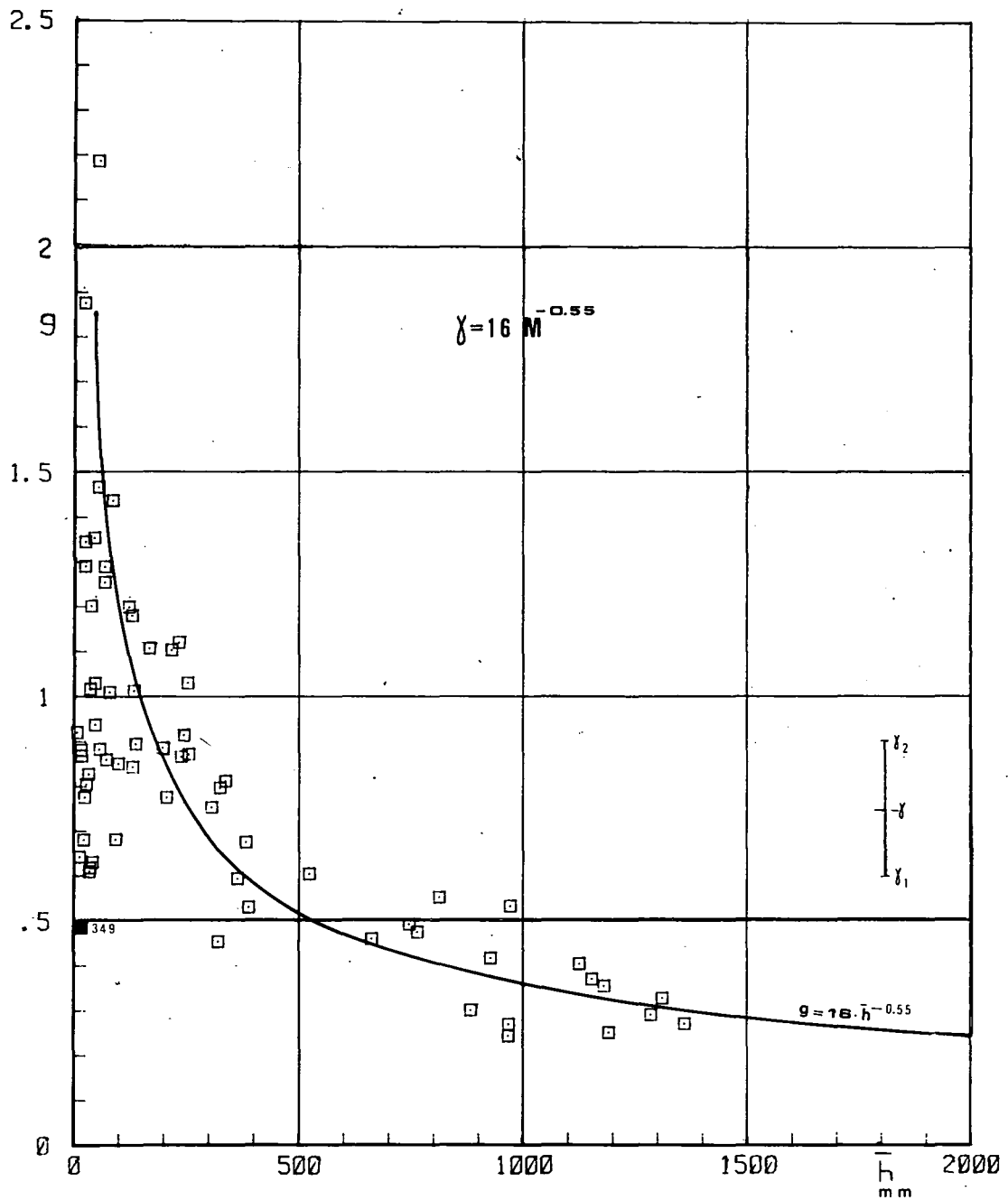
1:2-22a : ZONA PLUVIOMETRICA 5  
 Hipótesis :  $\gamma = \gamma (M) = 10.1.M^{-0.55}$   
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



1:2-22b : Zona Pluviométrica 5  
 Hipótesis :  $\gamma = \gamma (M) = 10.1.M^{-0.55}$   
 Control de la hipótesis para aquellos pluviómetros en que la hipótesis no resulta verificada.

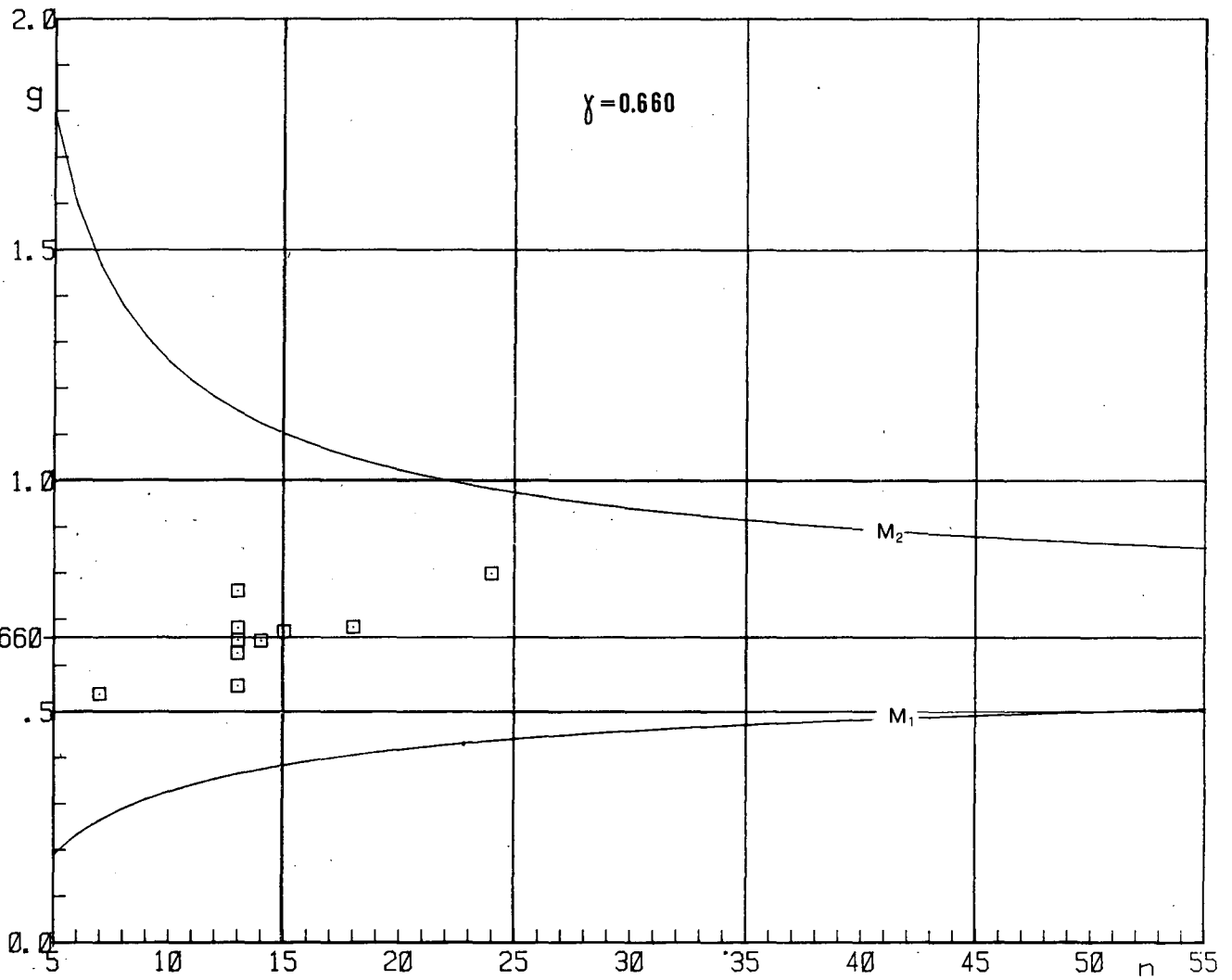


1:2-23 : ZONA PLUVIOMETRICA 6. -0,55  
 Hipótesis :  $g = g(M) = 14.7.M$   
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

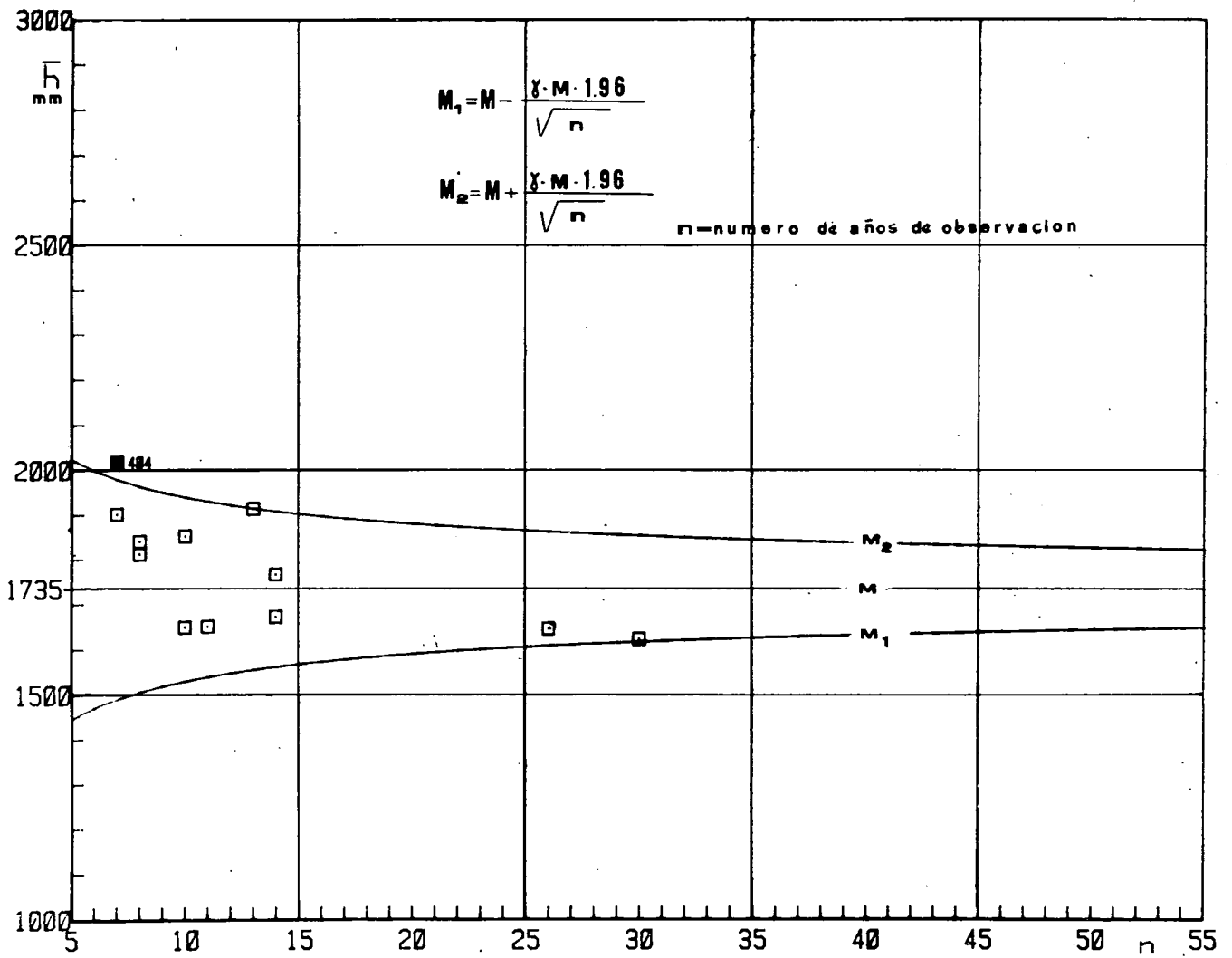


1:2-24 : ZONA PLUVIOMETRICA 9. -0,55  
 Hipótesis :  $\gamma = \gamma (M) = 16,0, M$   
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

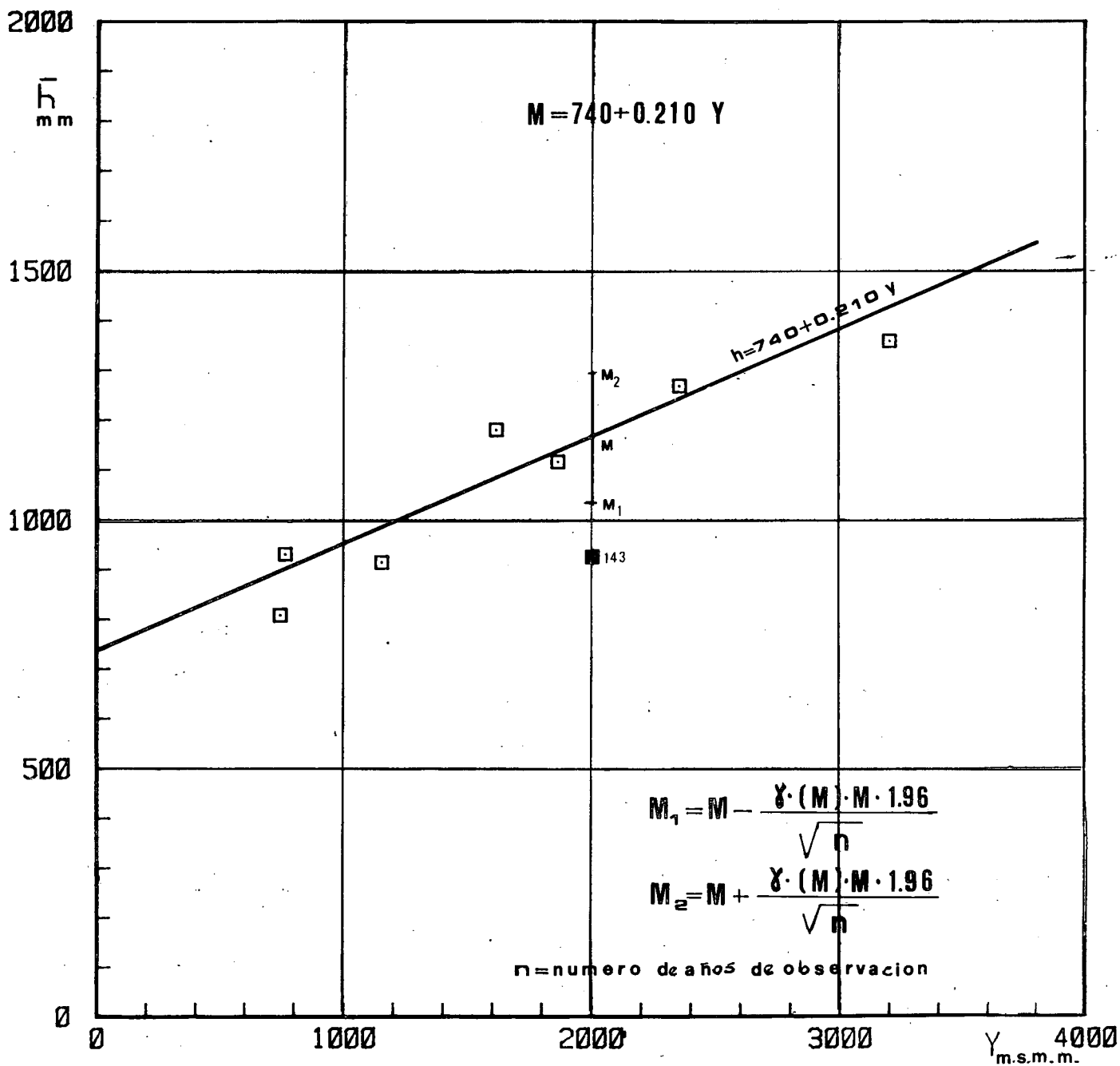




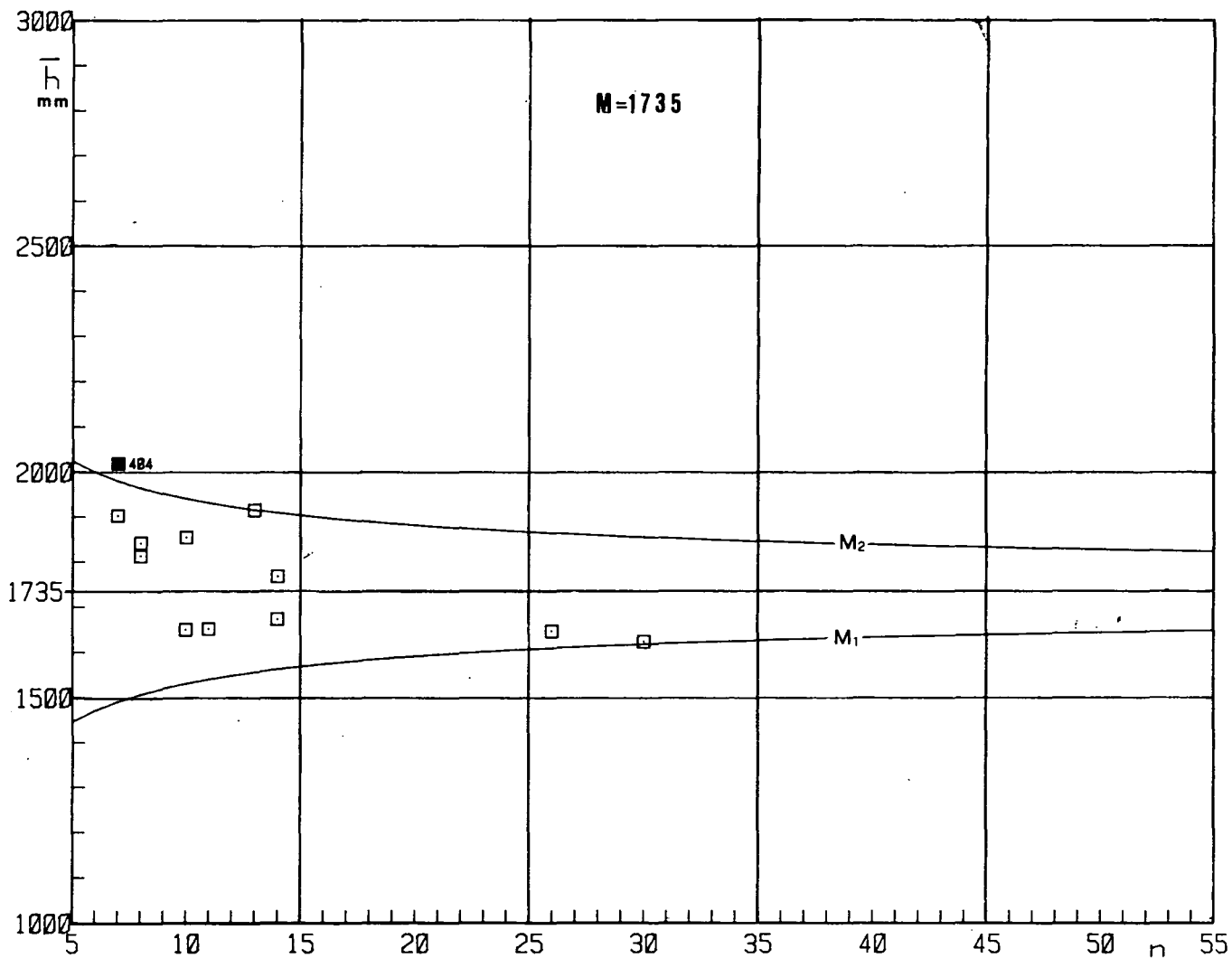
1:2-25 : ZONA PLUVIOMETRICA 10.  
 Hipótesis :  $\gamma = \text{constante} = 0.660$   
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



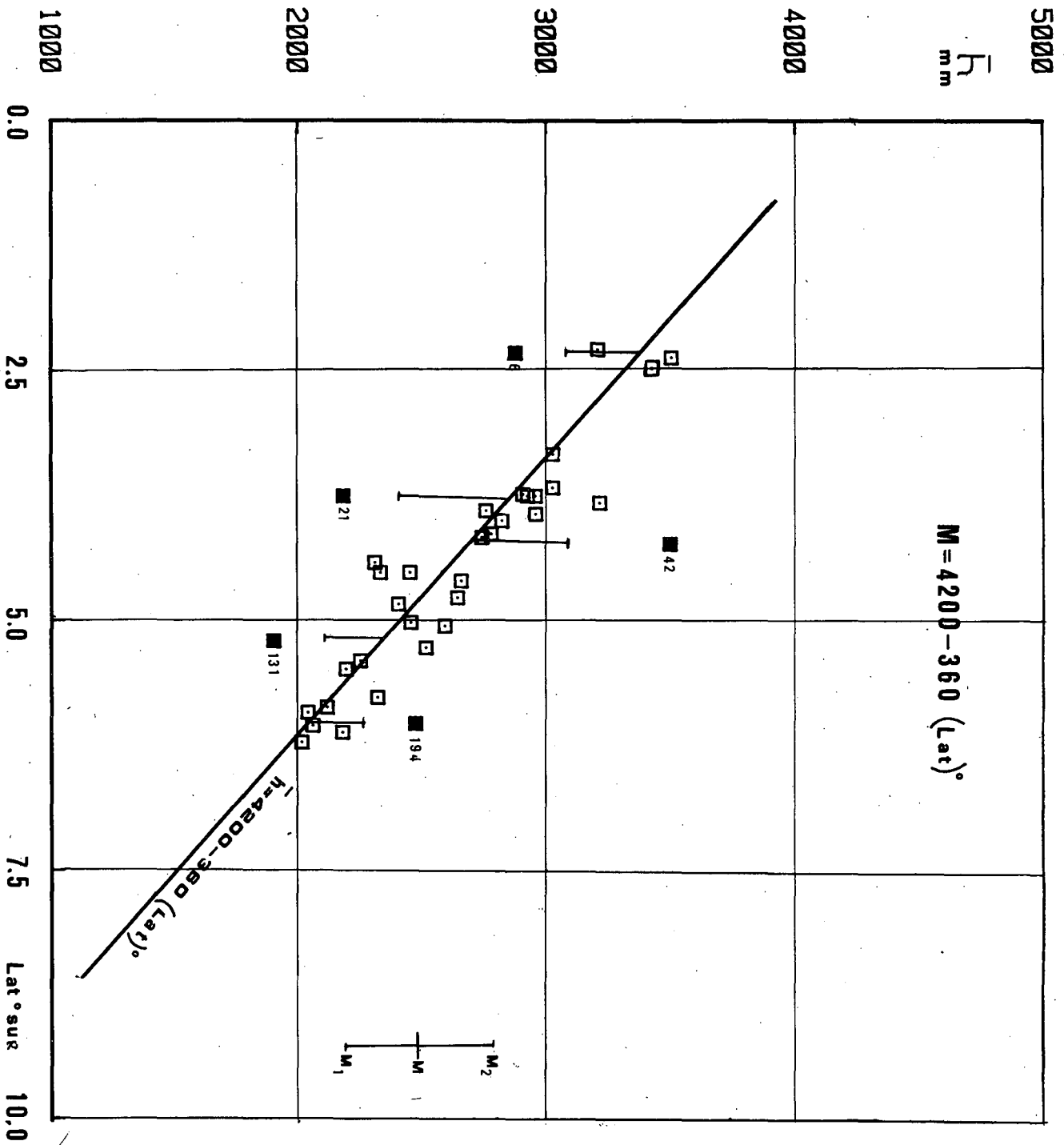
1:2-26 : Hipótesis :  $M = \text{constante}$  : verificación de la hipótesis de trabajo.



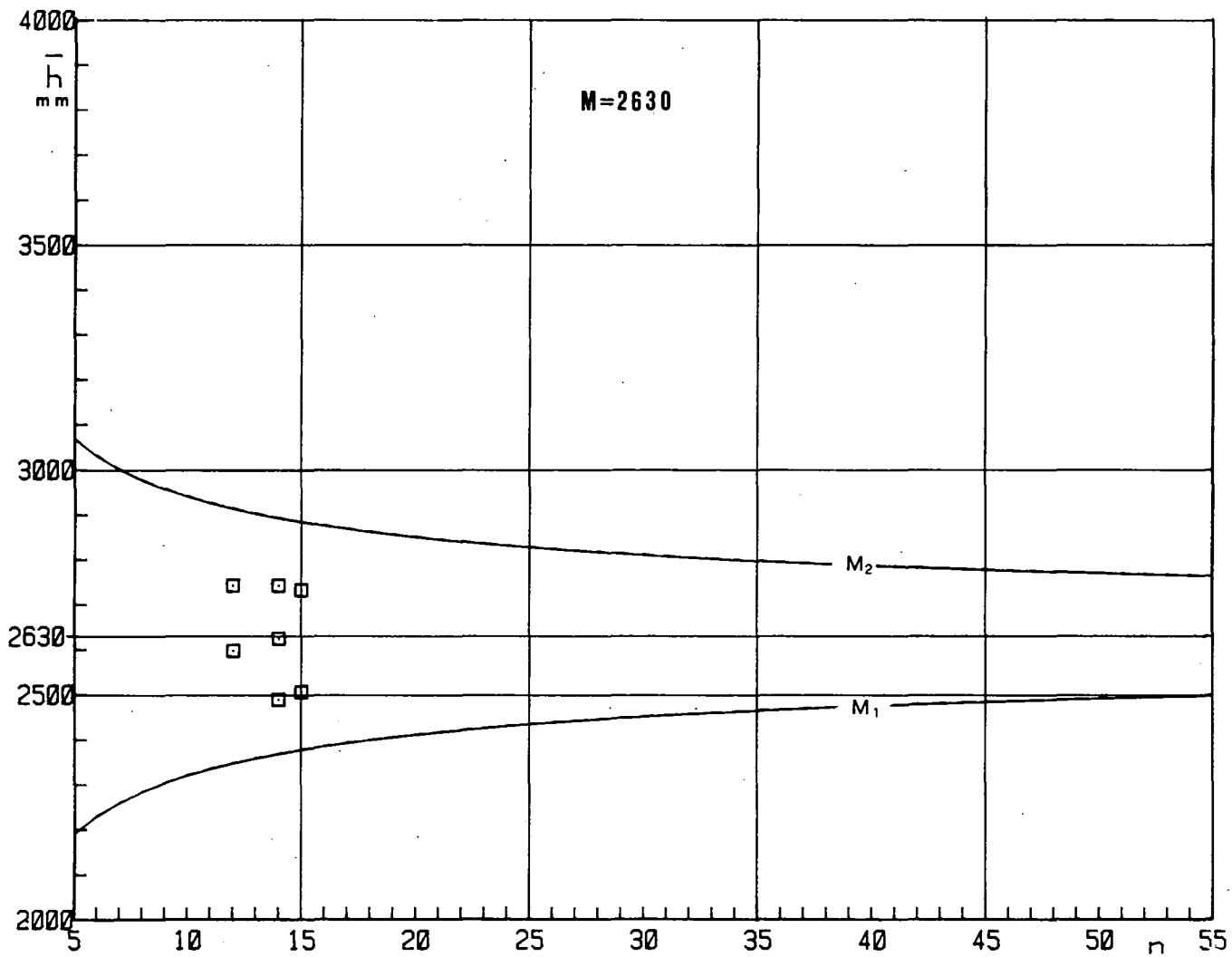
1:2-27 : Hipótesis :  $M = M(Z)$  por  $Z = y$  : verificación de hipótesis de trabajo.



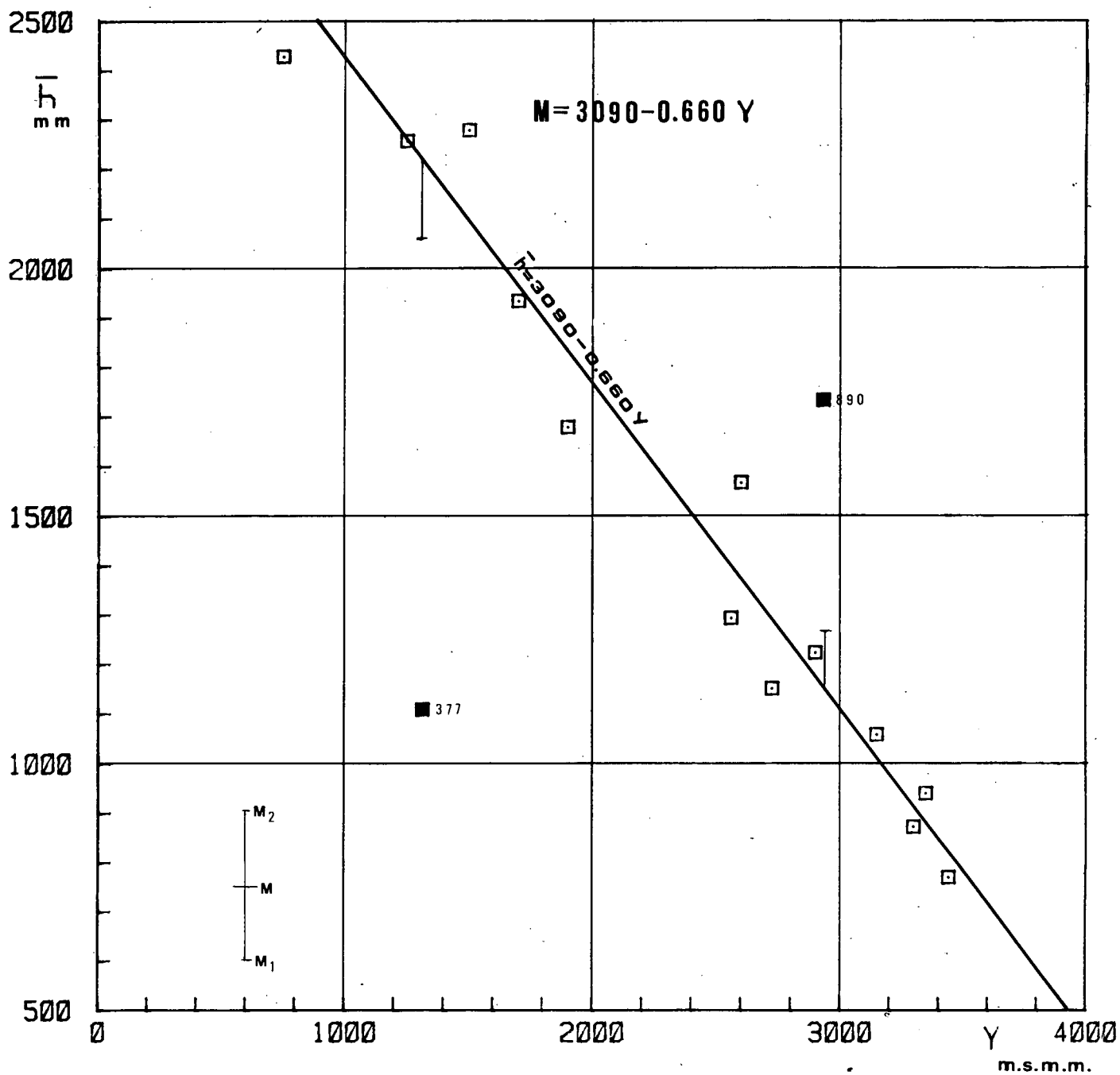
1:2-28 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 1<sub>1</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



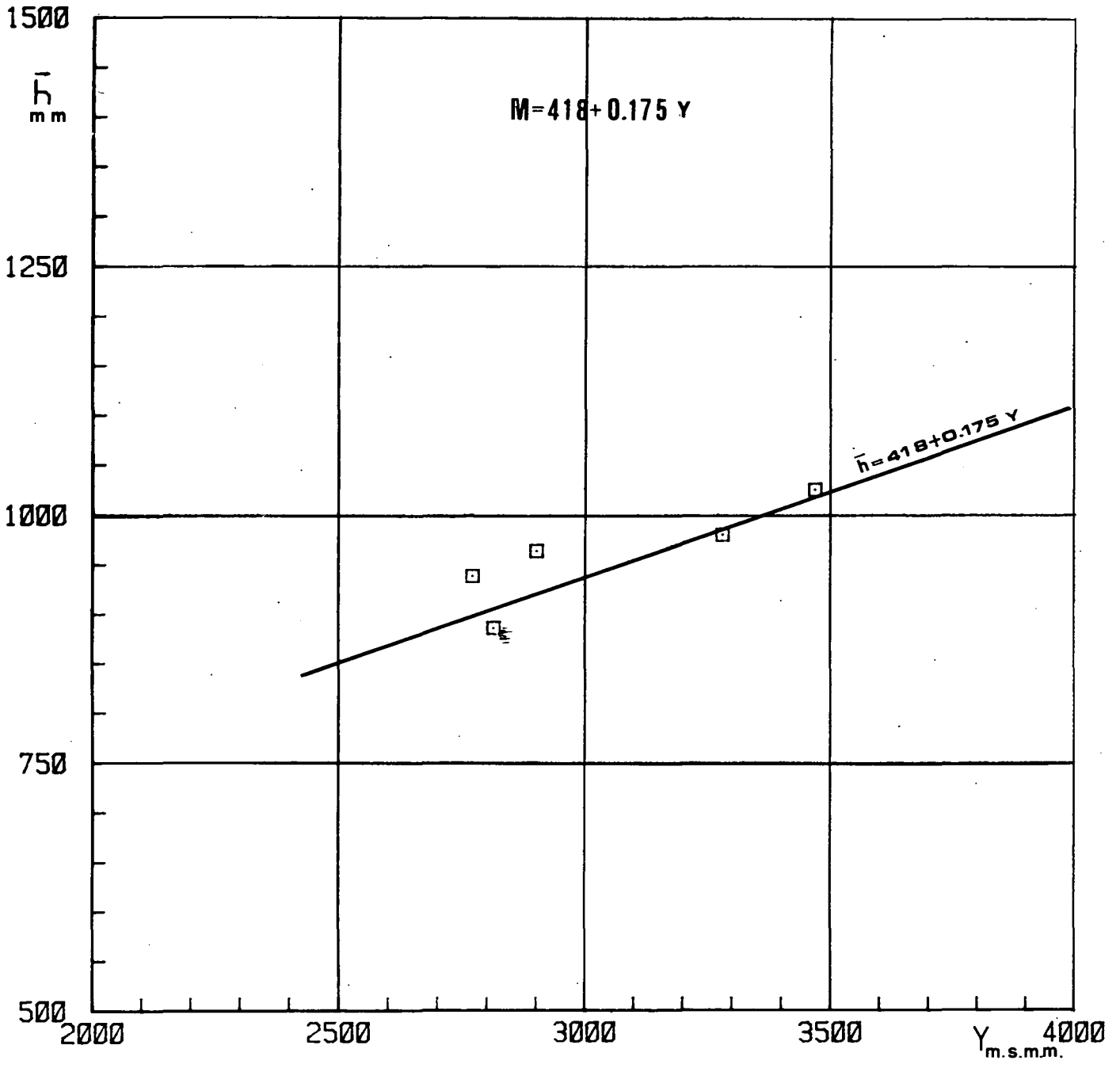
1:2-29 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 1<sub>2</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



1:2-30 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 1<sub>3</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

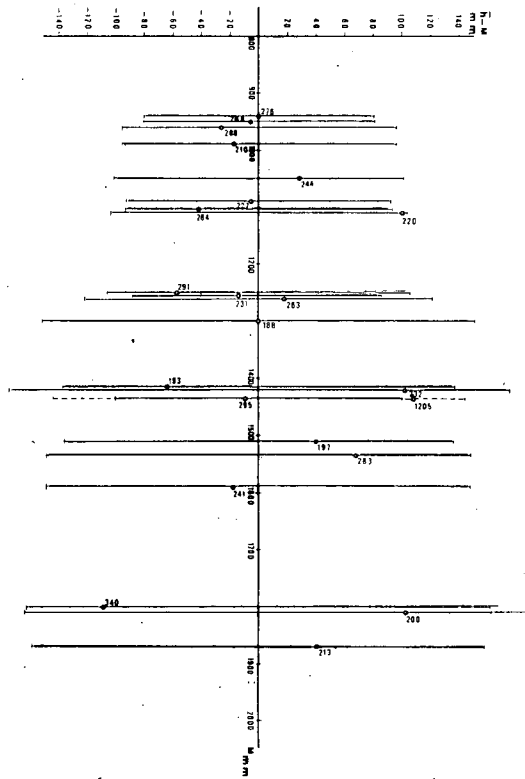
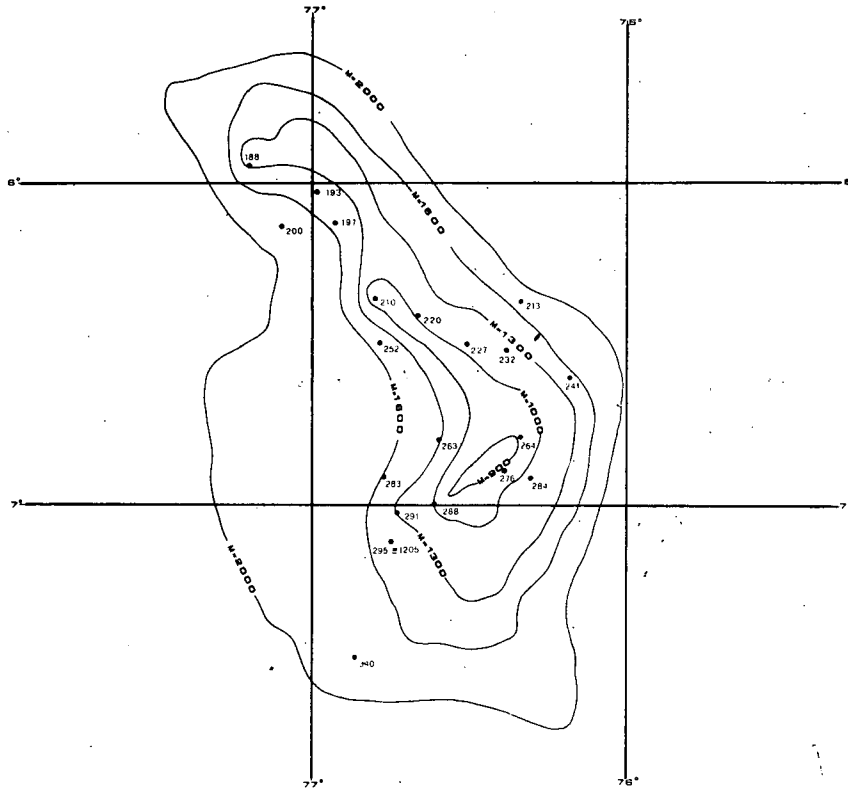


1:2-31 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 2<sub>2</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



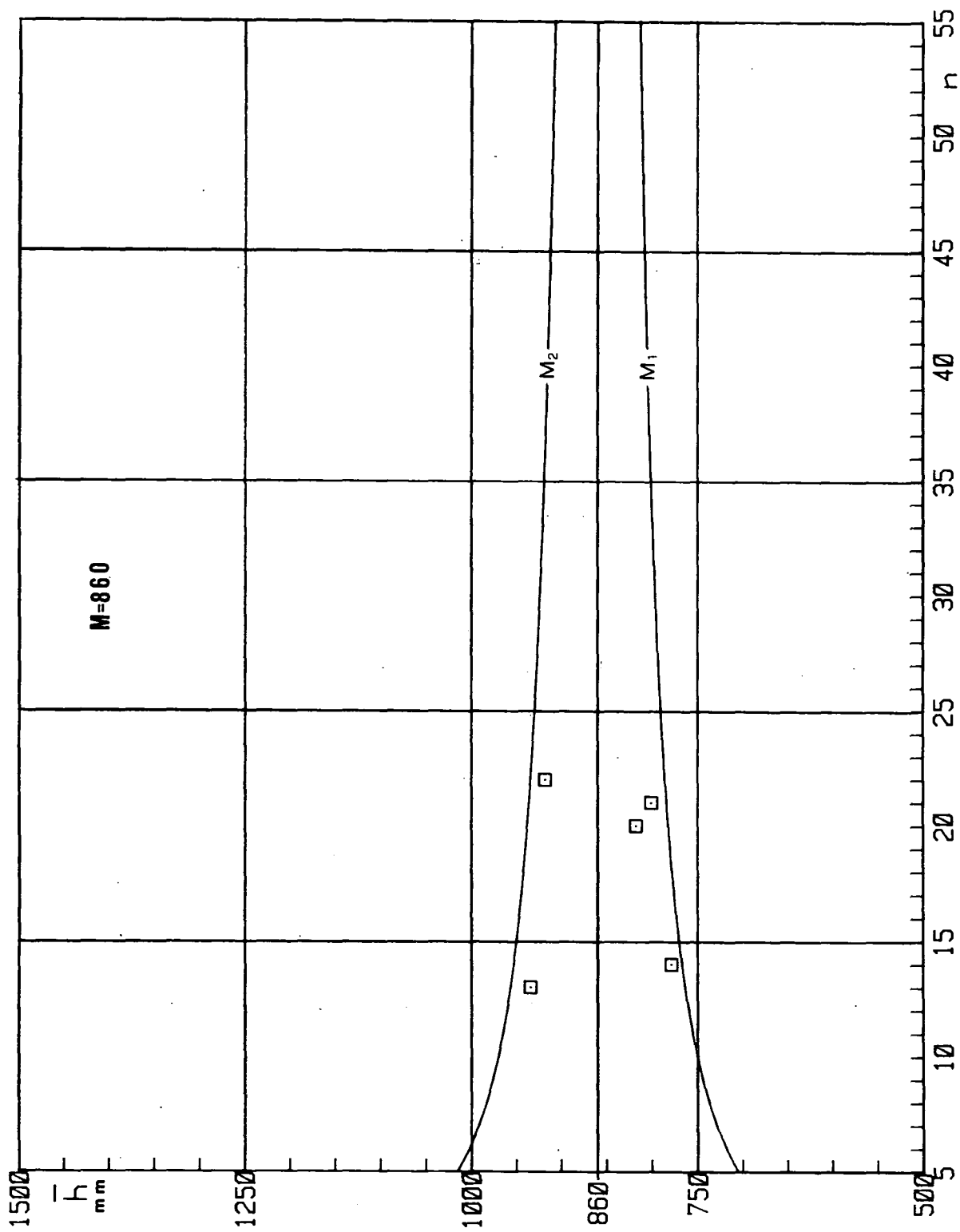
I:2-32 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 2<sub>3</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



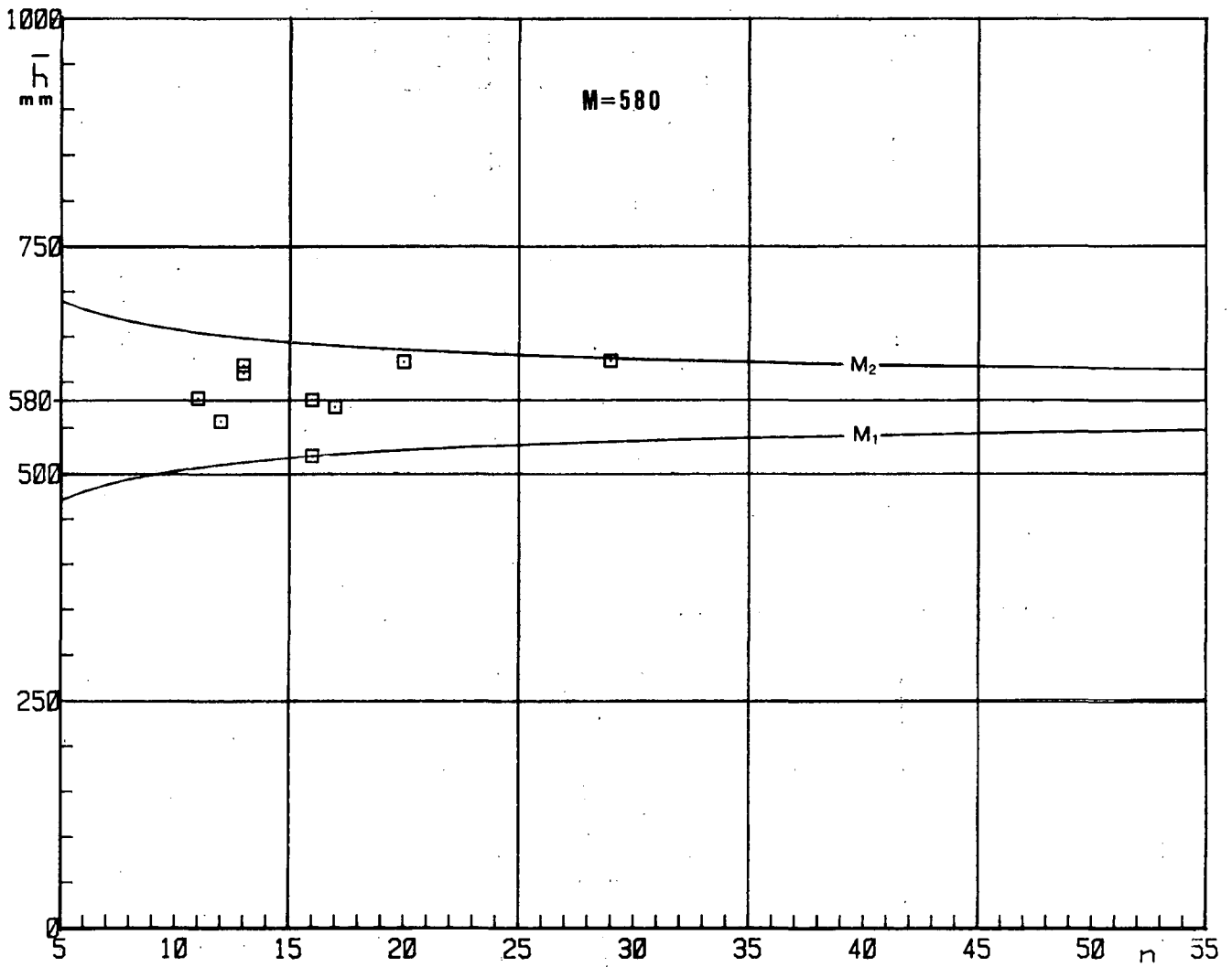


I:2-33 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 24

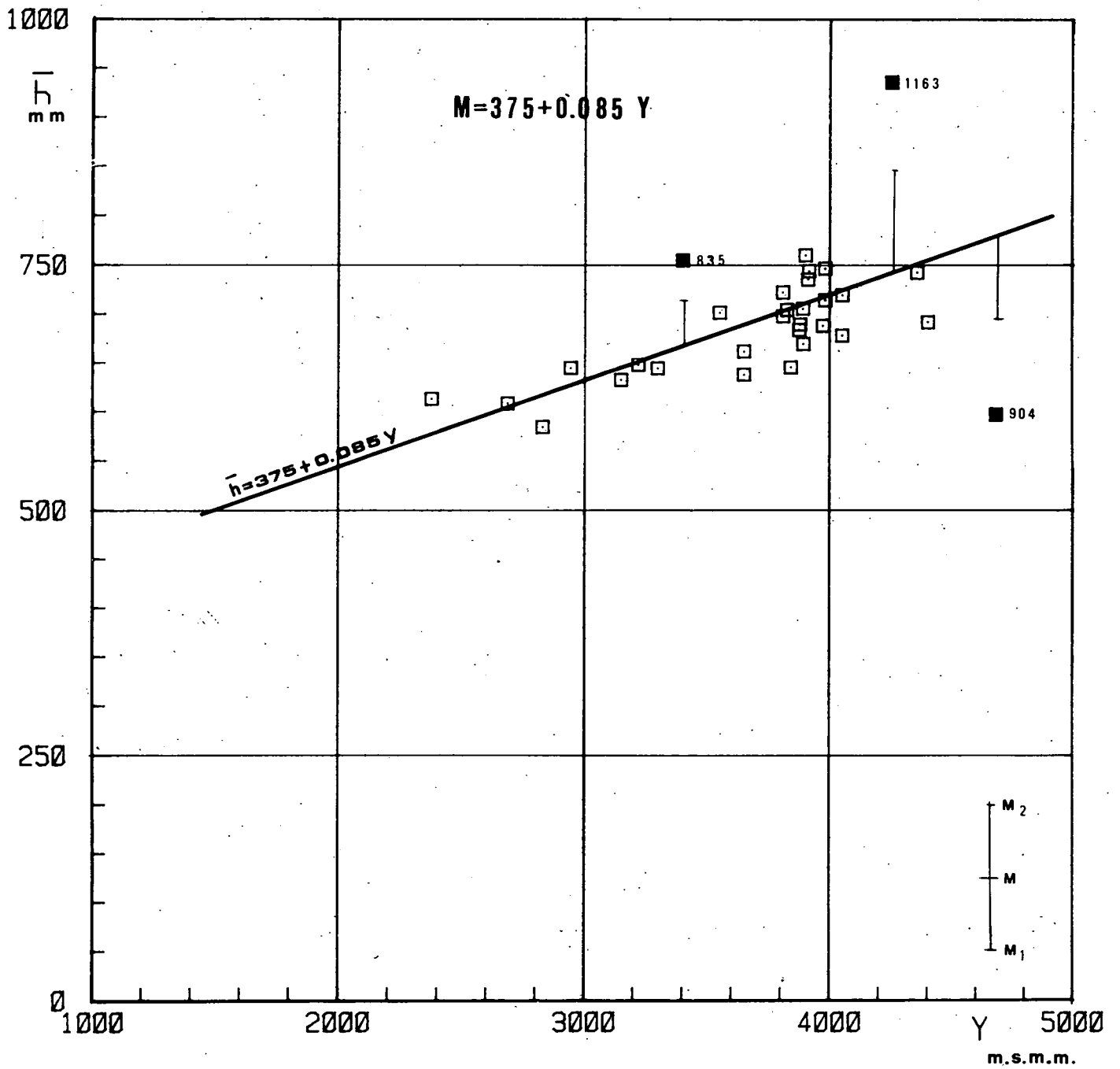
Hipótesis : M obtenida de la carta de isoyetas.  
Verificación de la hipótesis de trabajo.



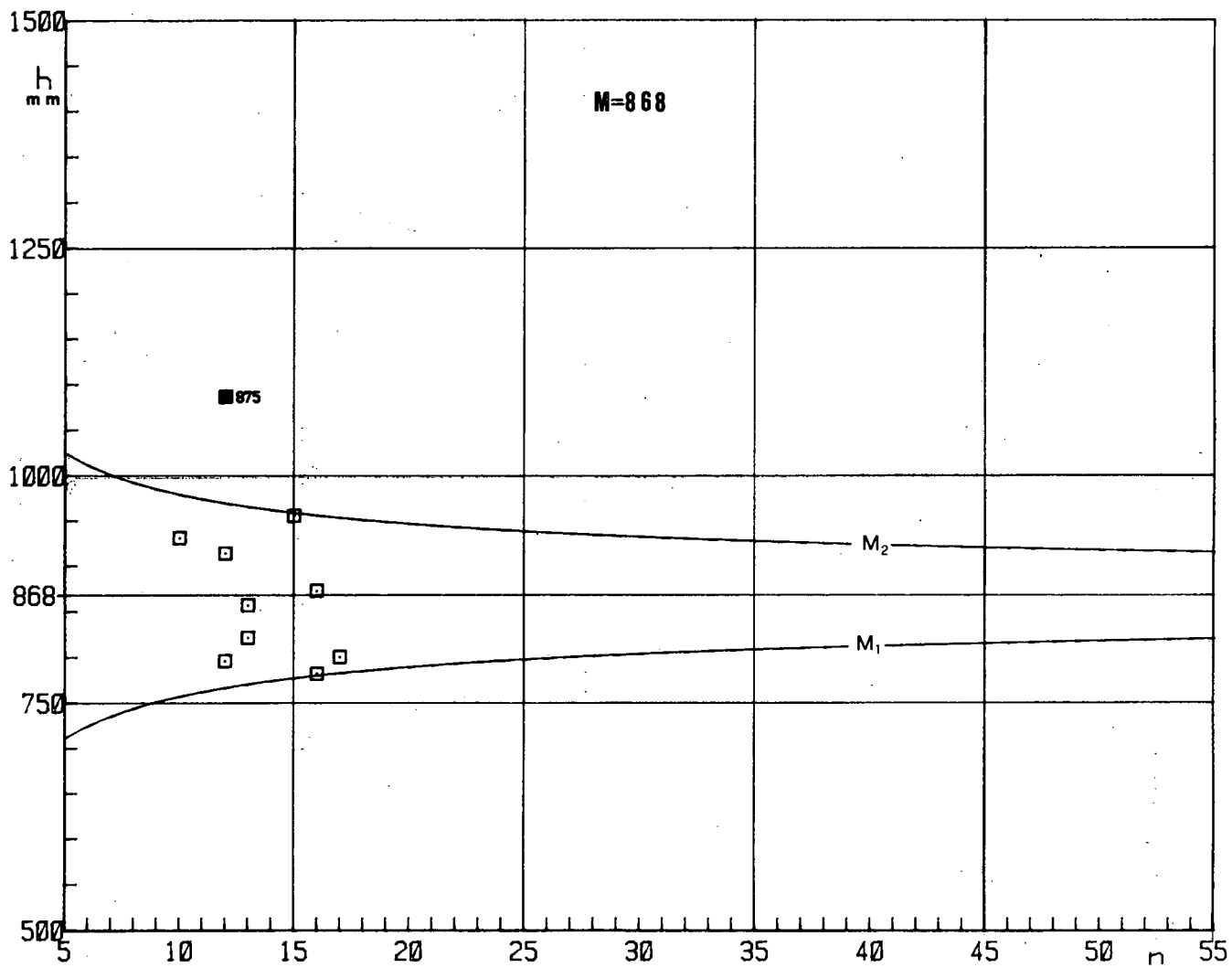
1:2-34 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>1</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



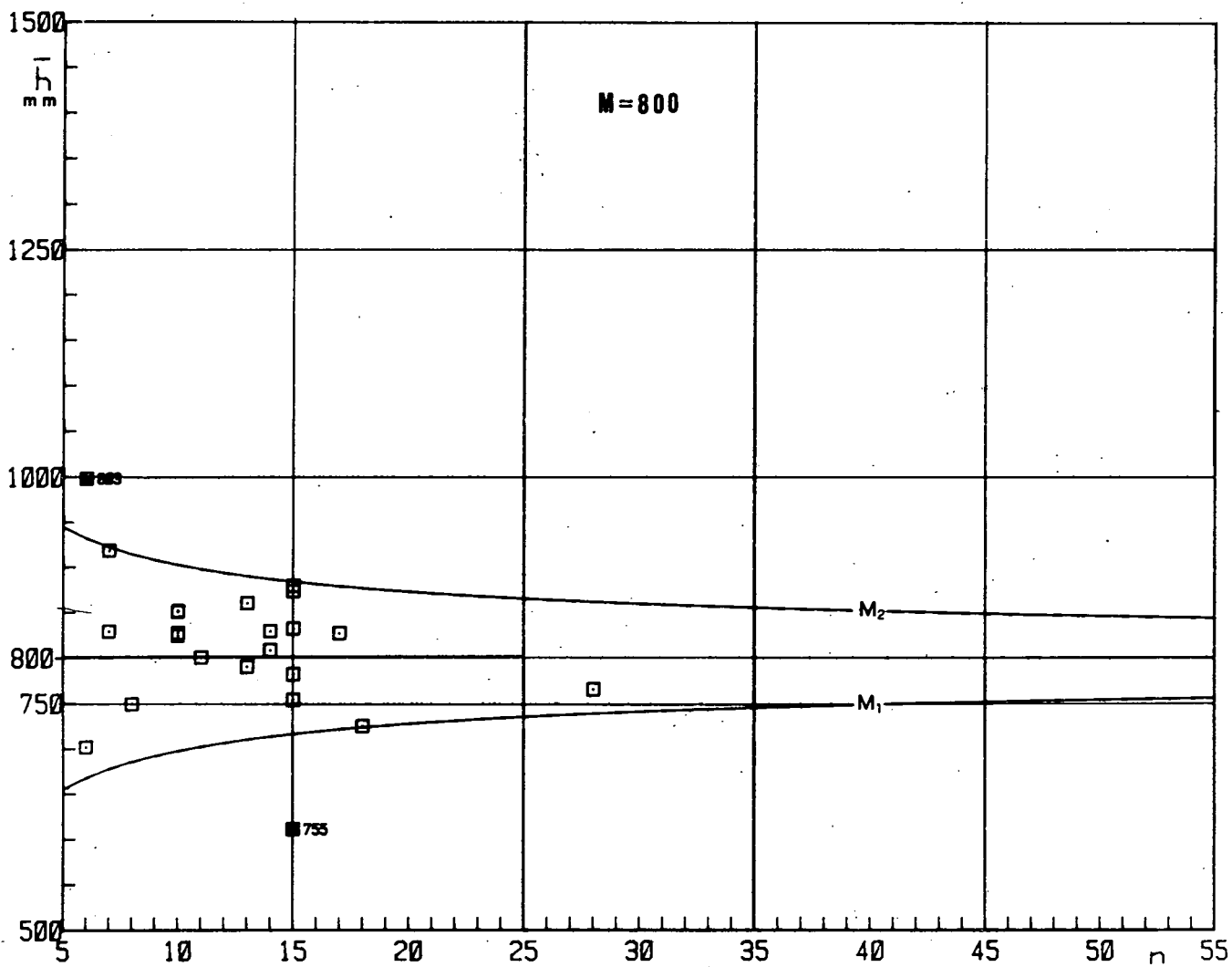
1:2-35 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>2</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

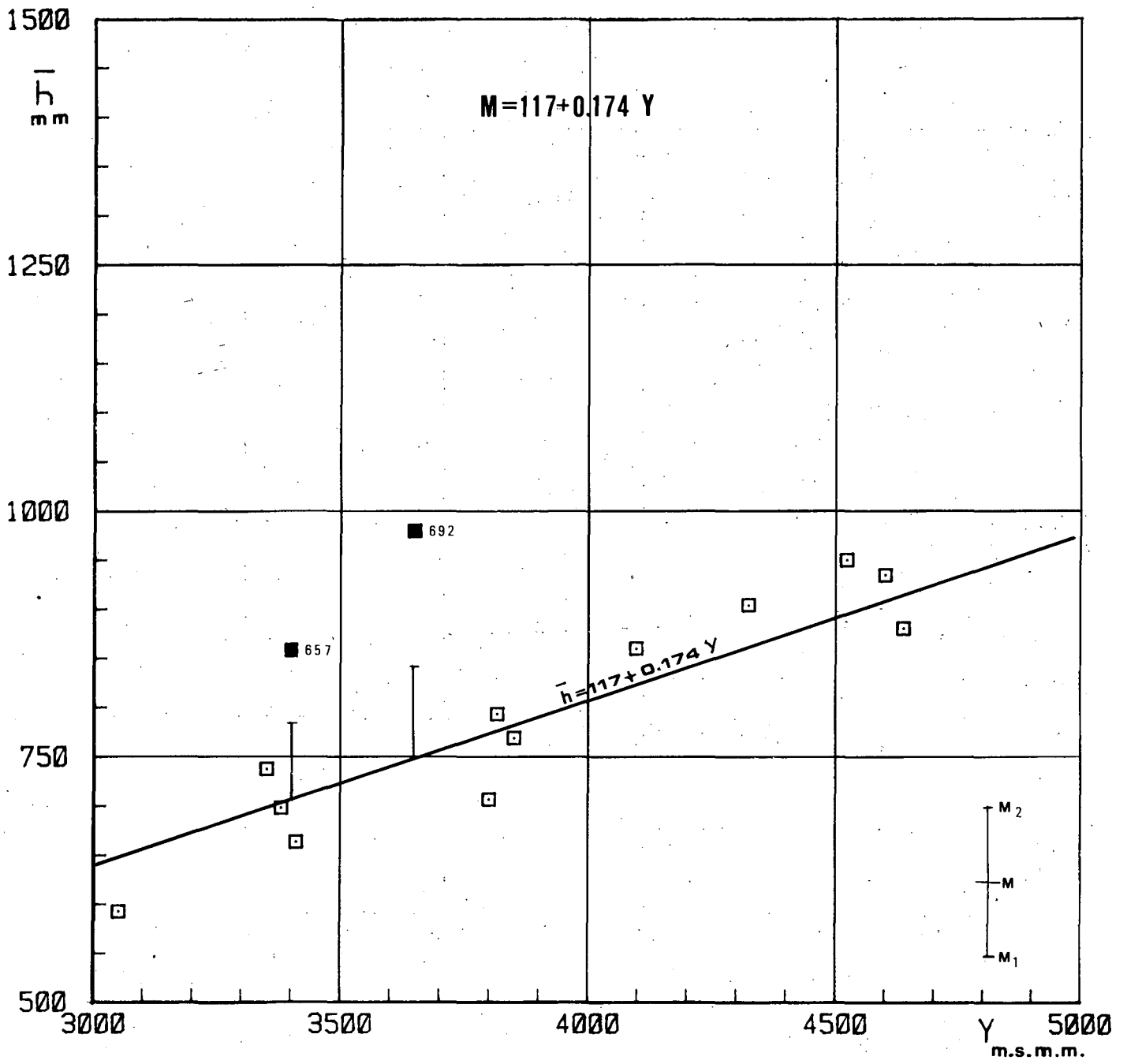


1:2-36 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>3</sub> y 4<sub>1</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

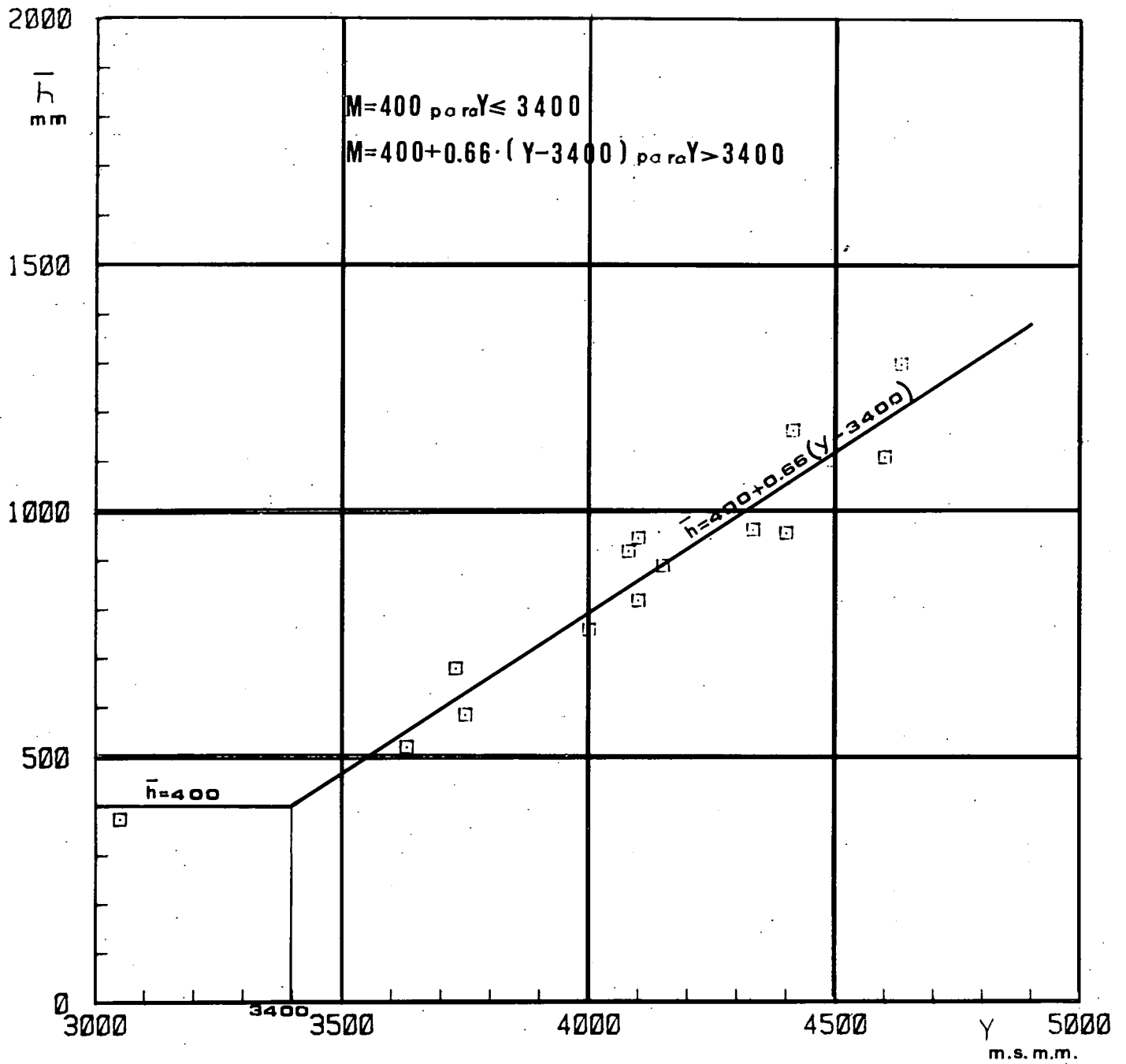


1:2-37 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>4</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



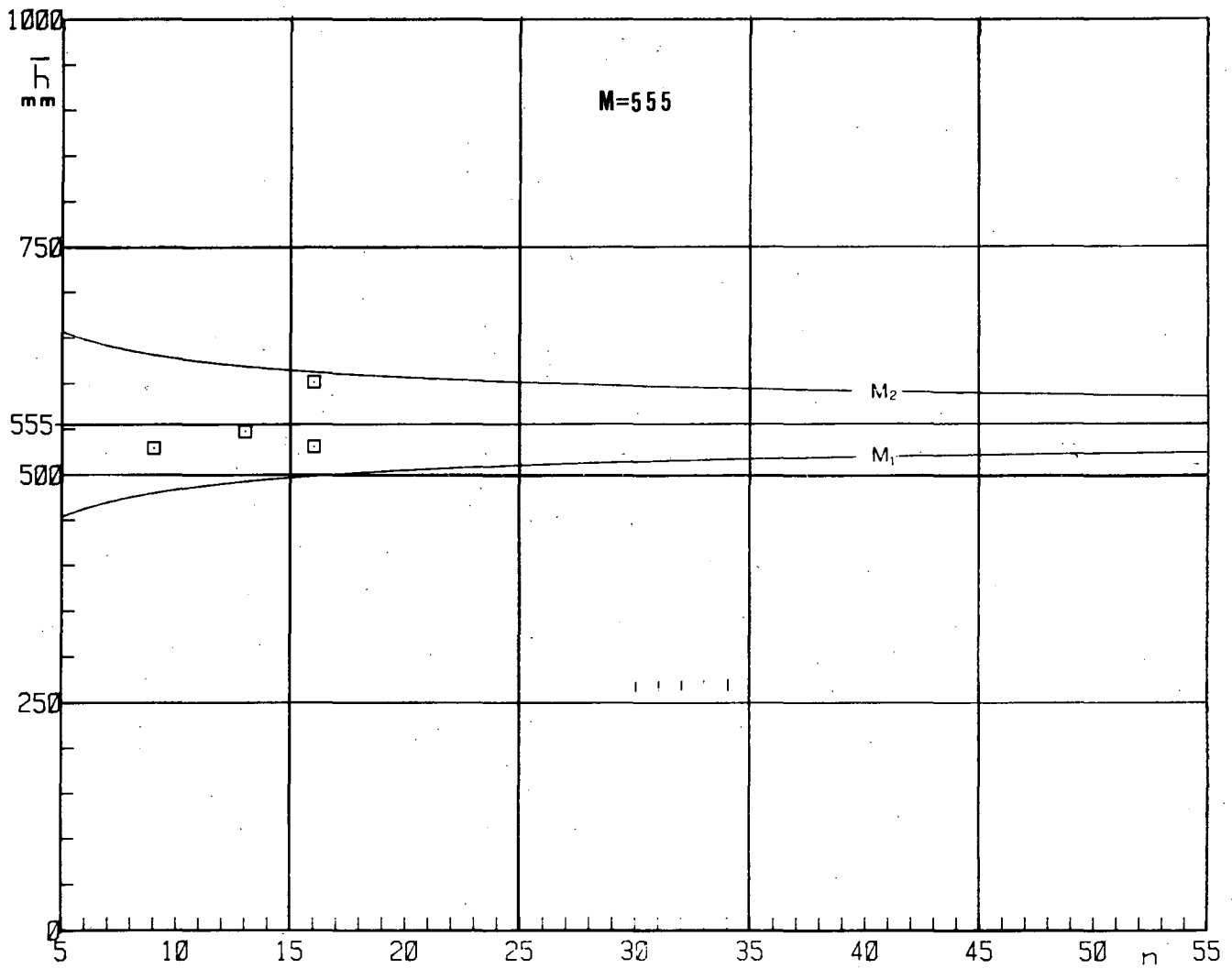


1:2-39 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>6</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

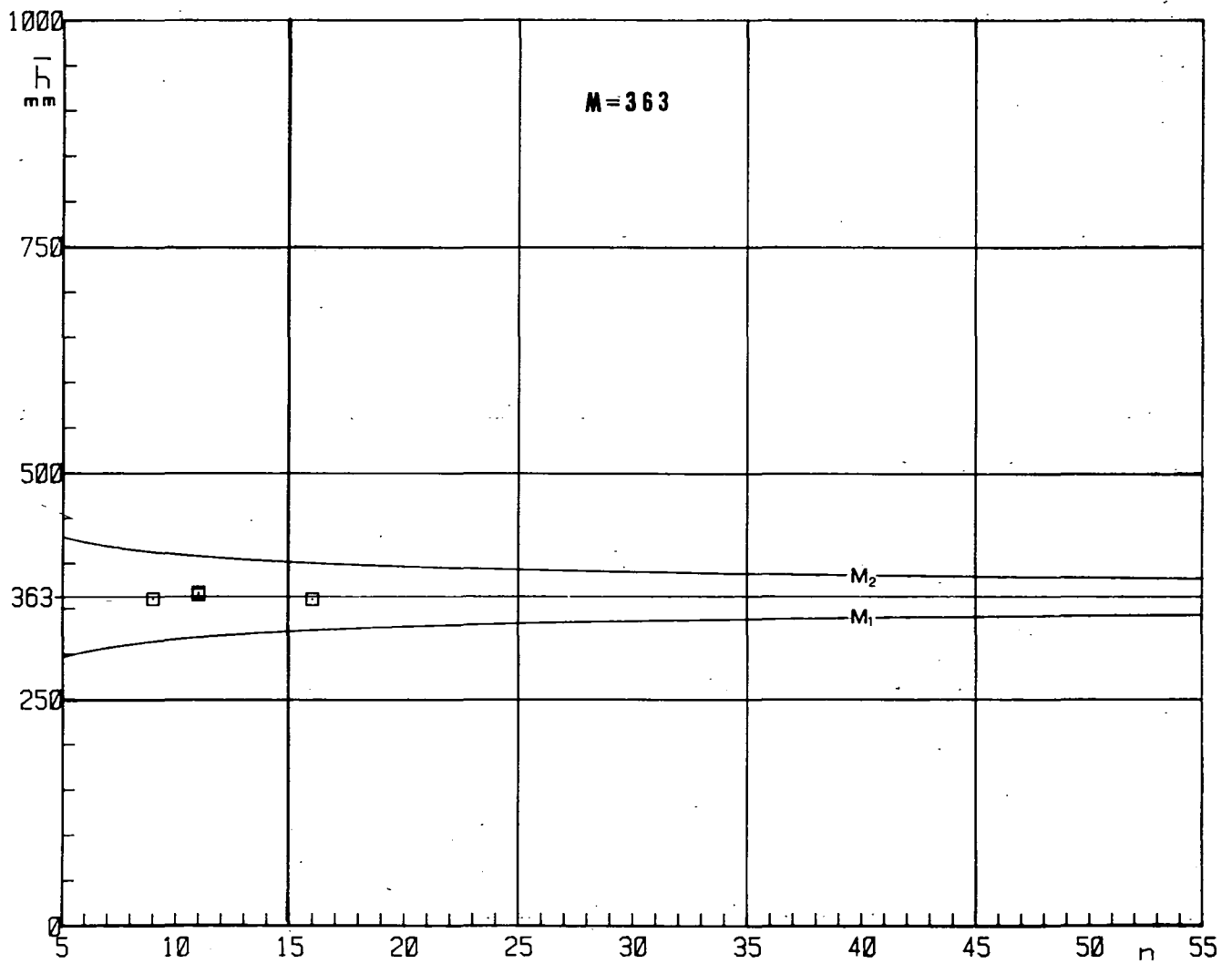


I:2-40 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 37  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

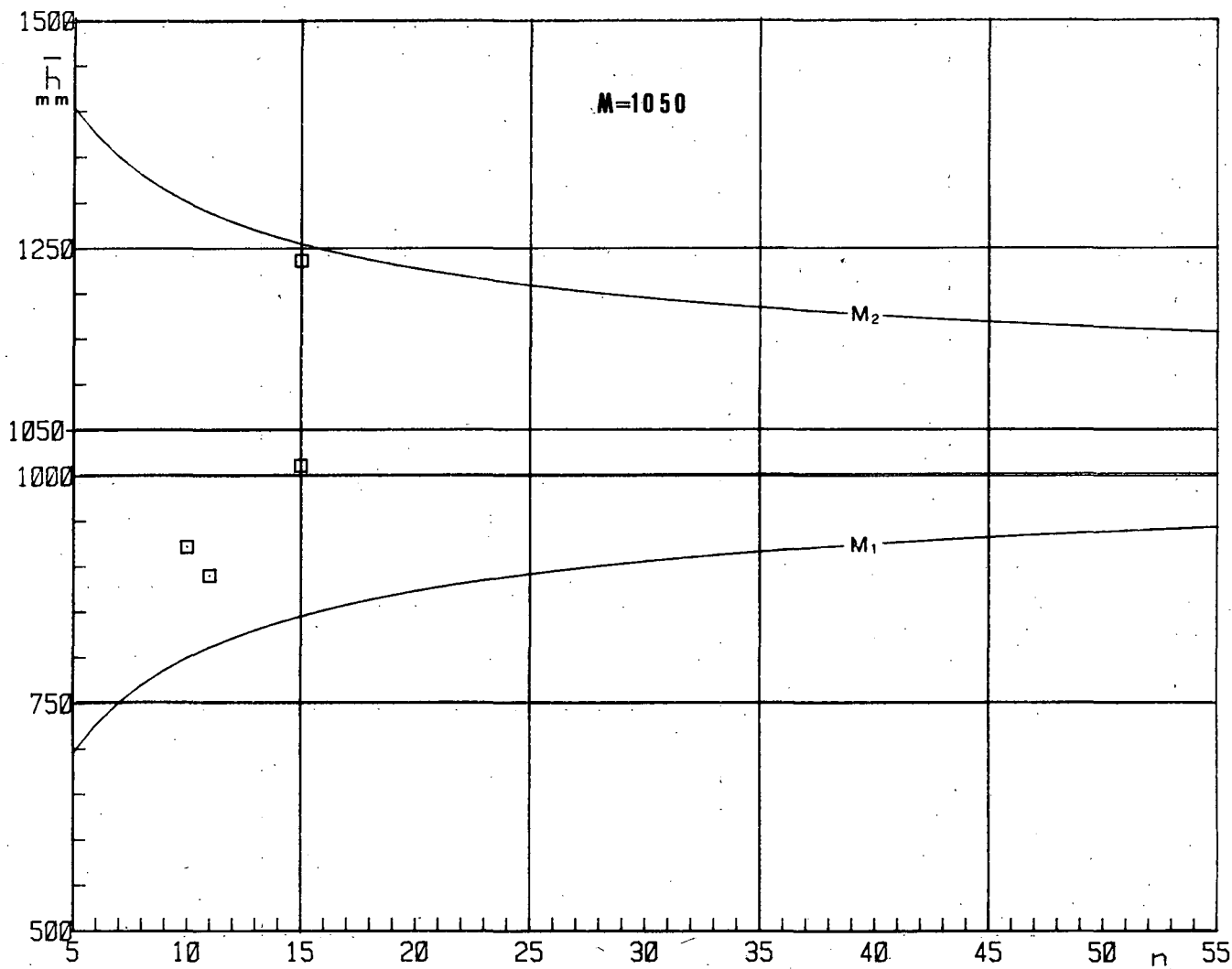




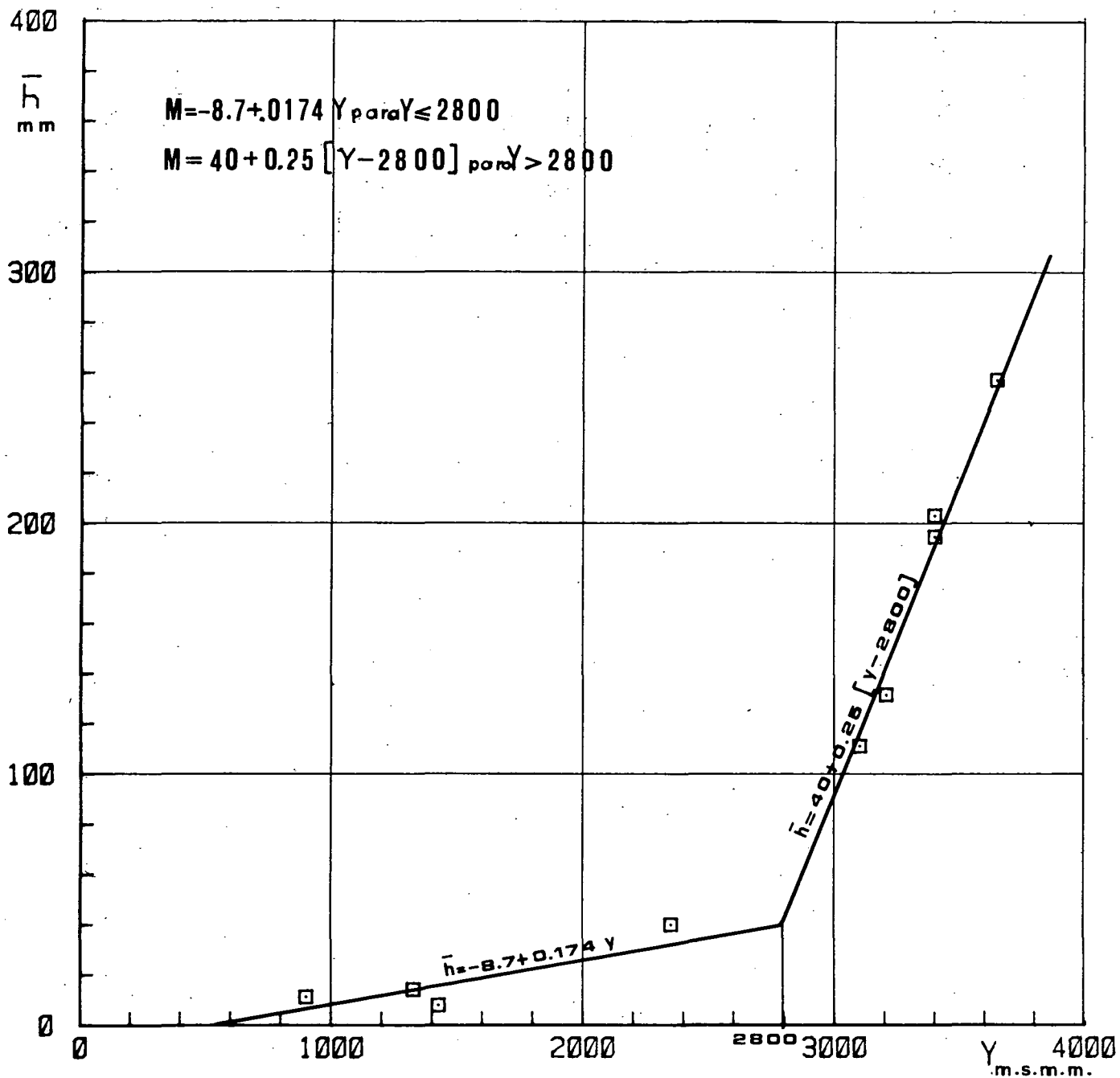
I:2-41 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>g</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



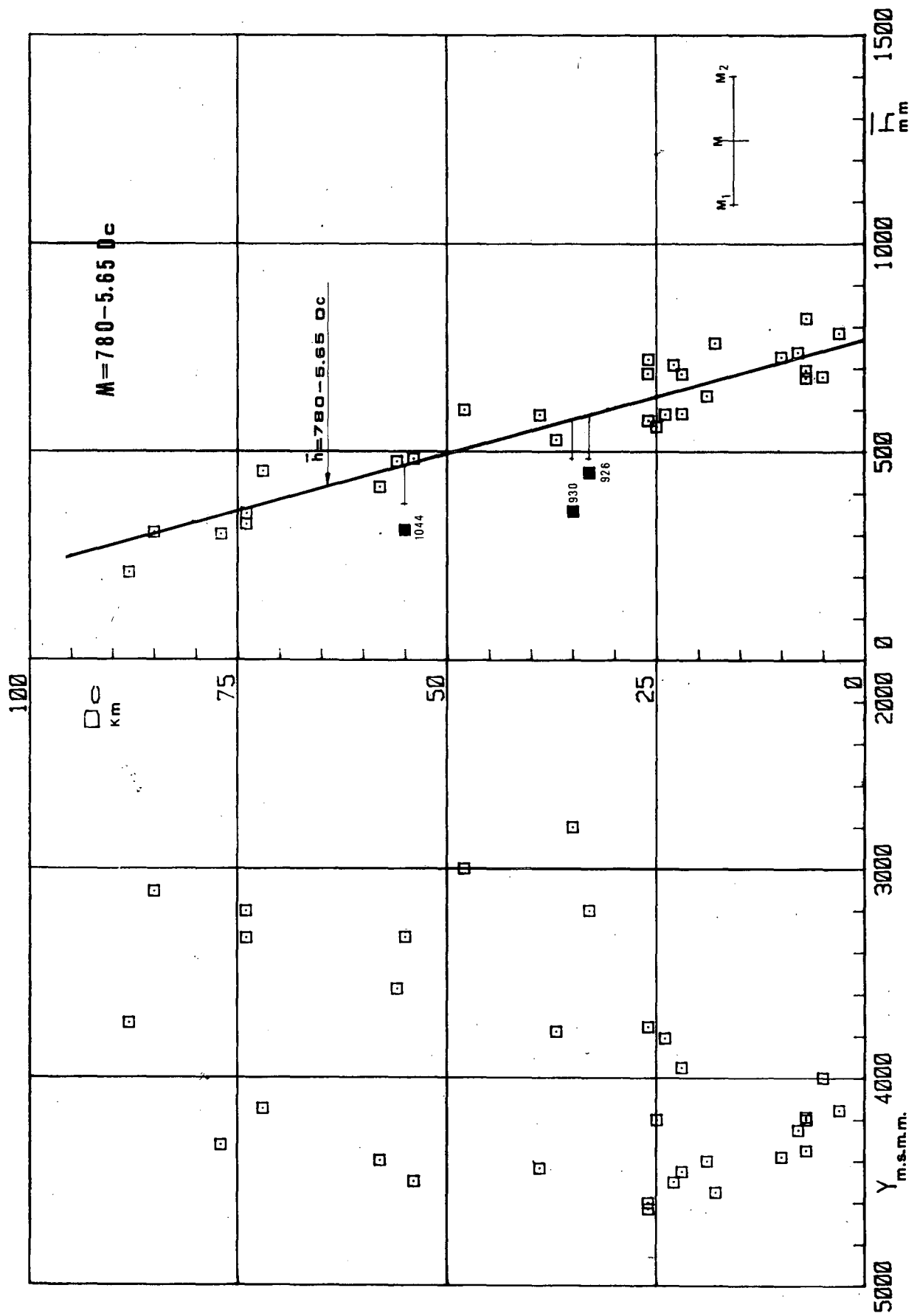
1:2-42 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 3<sub>9</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



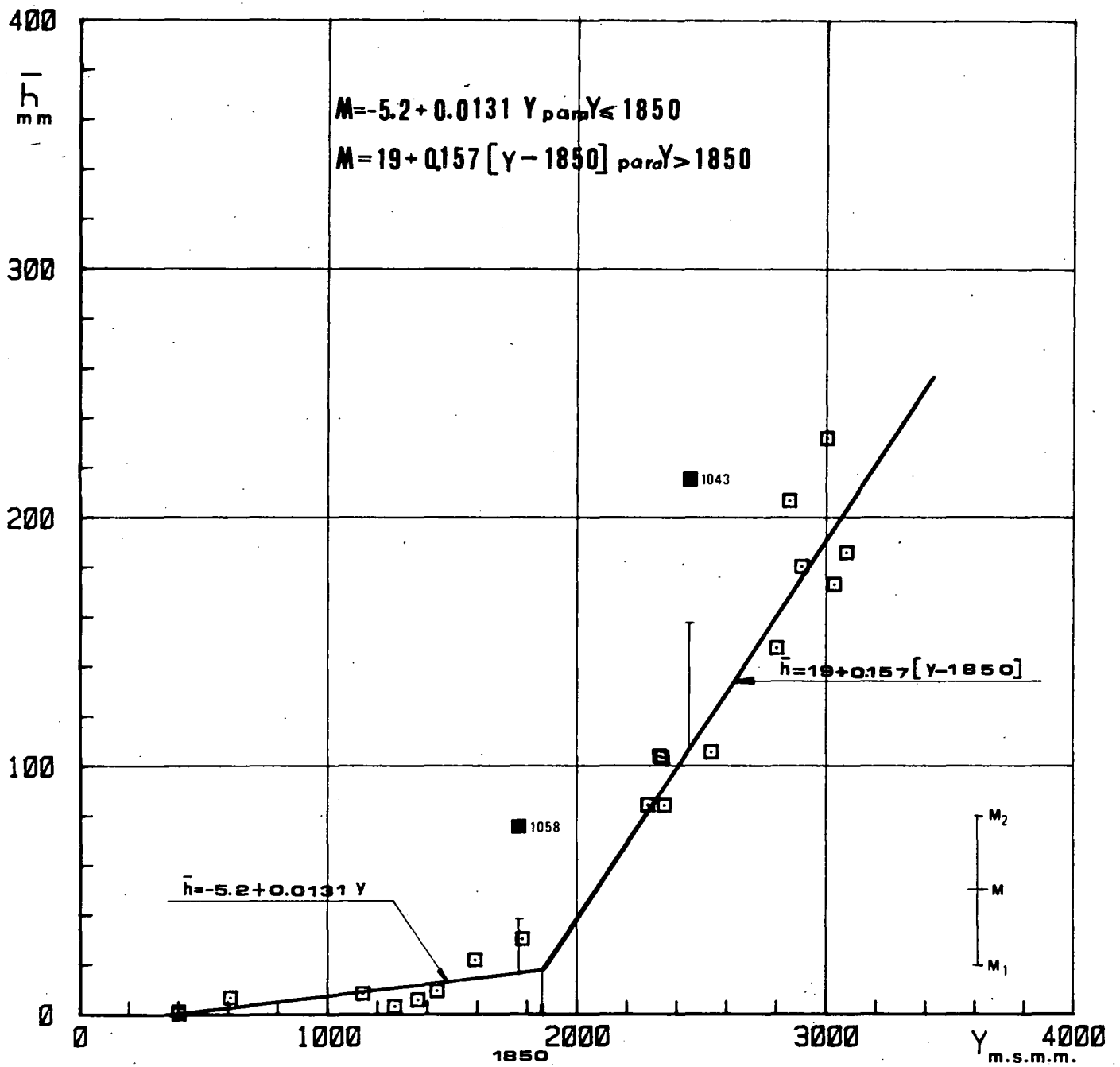
1:2-43 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 4<sub>2</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



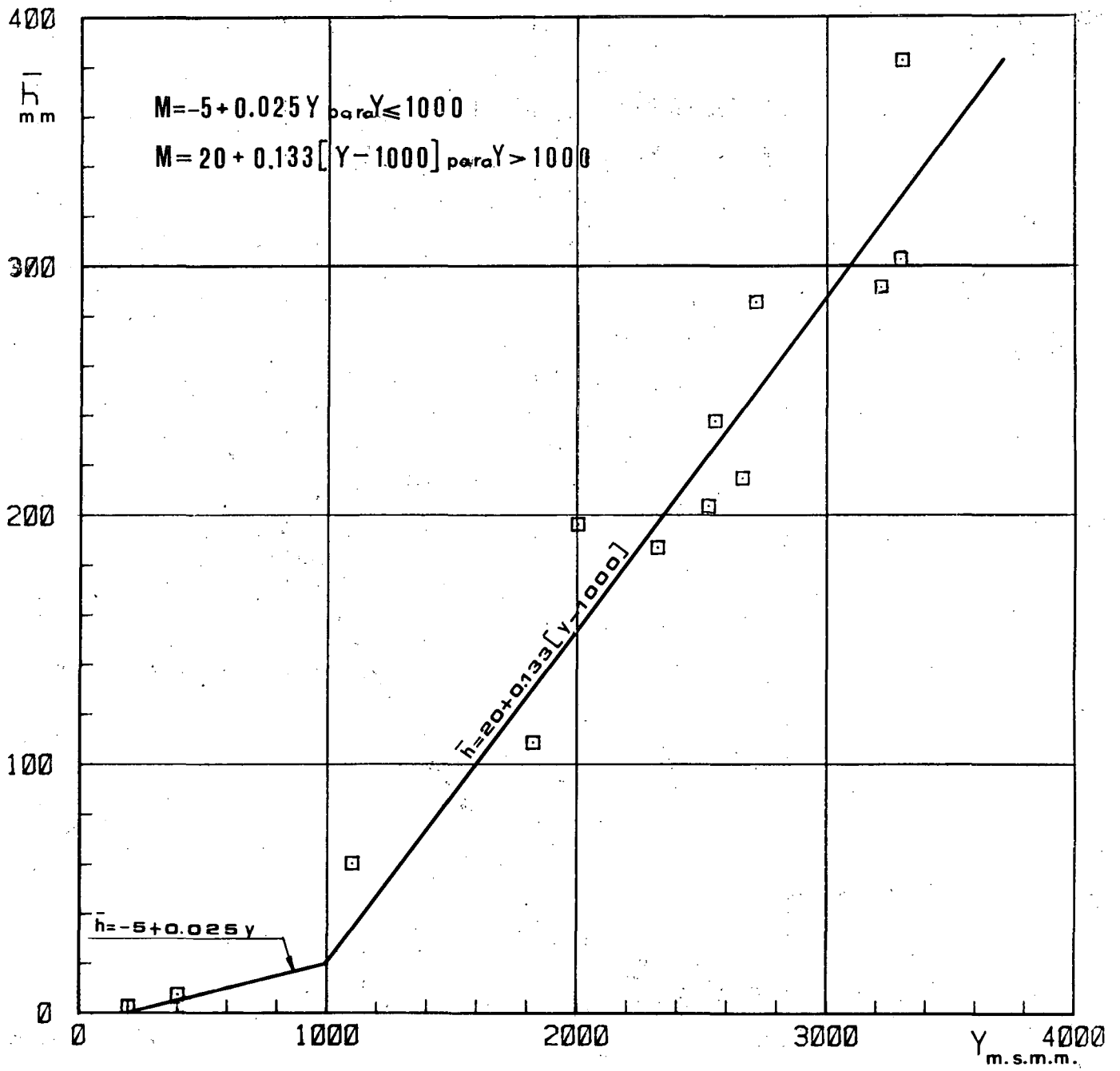
1:2-44 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>2</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



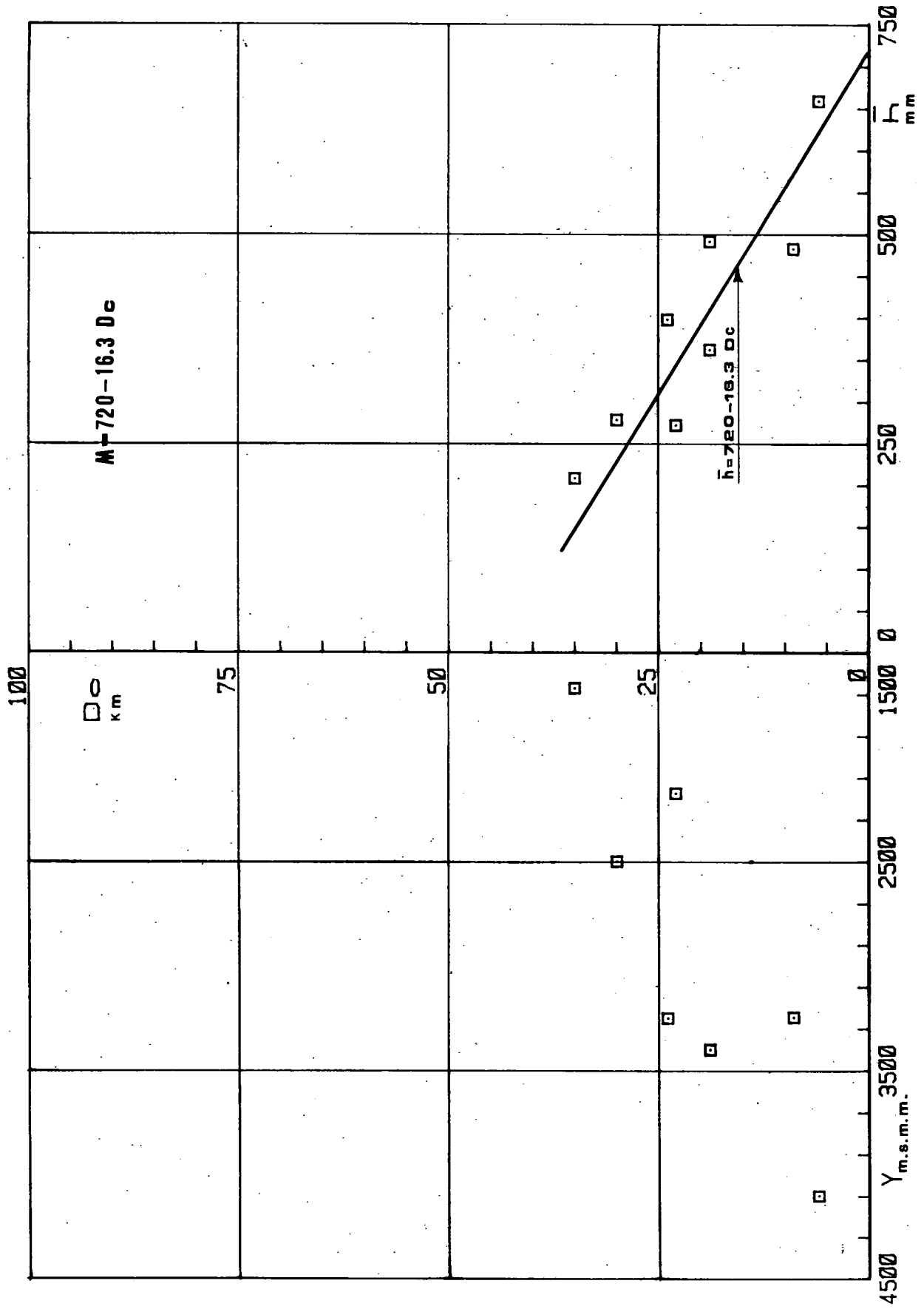
1:2-45 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 52  
 Verificación de la hipótesis de trabajo y  
 correlación entre  $D_c$  y  $h$ .



I:2-46 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>3</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

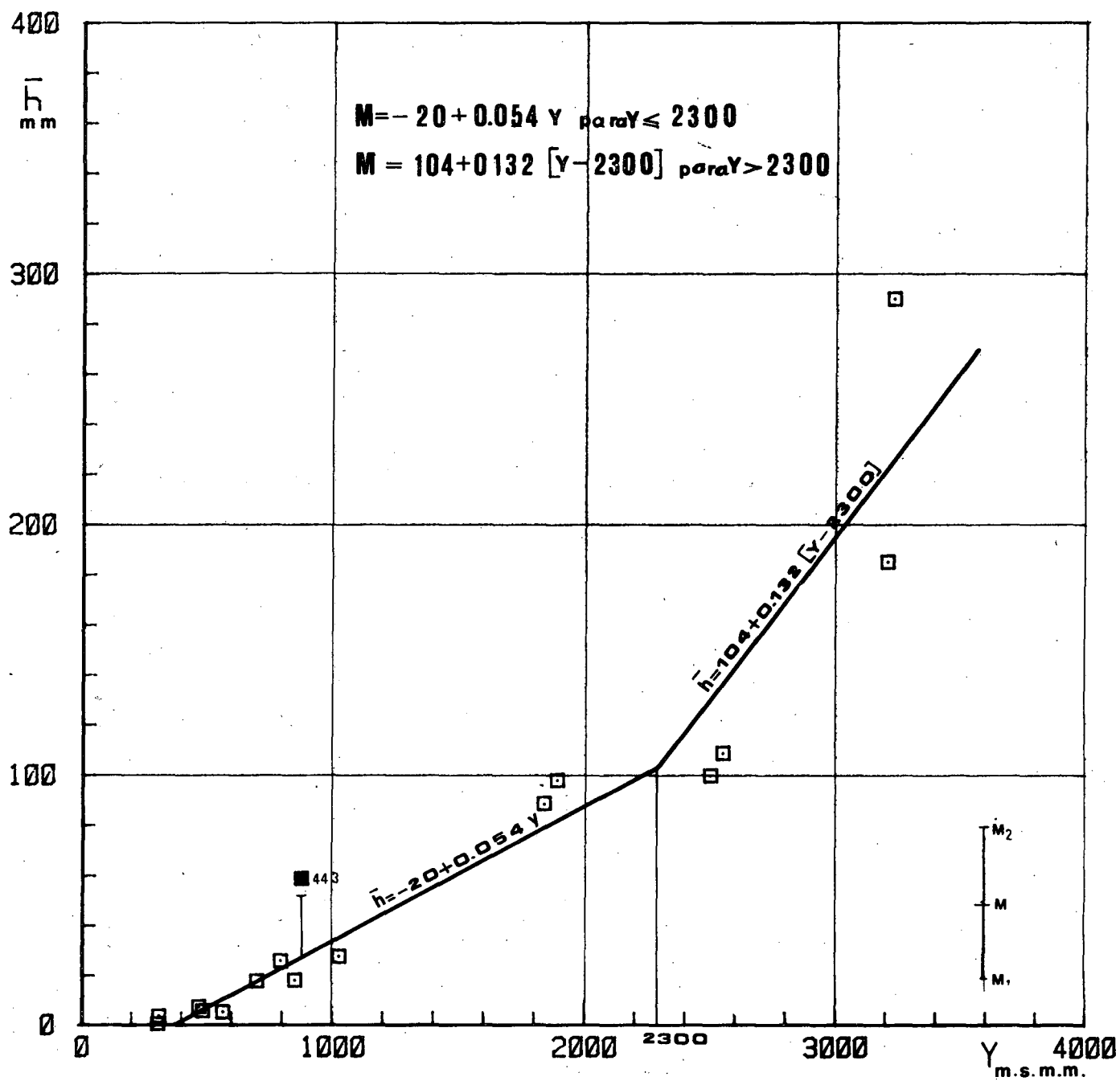


I:2-47 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 54  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

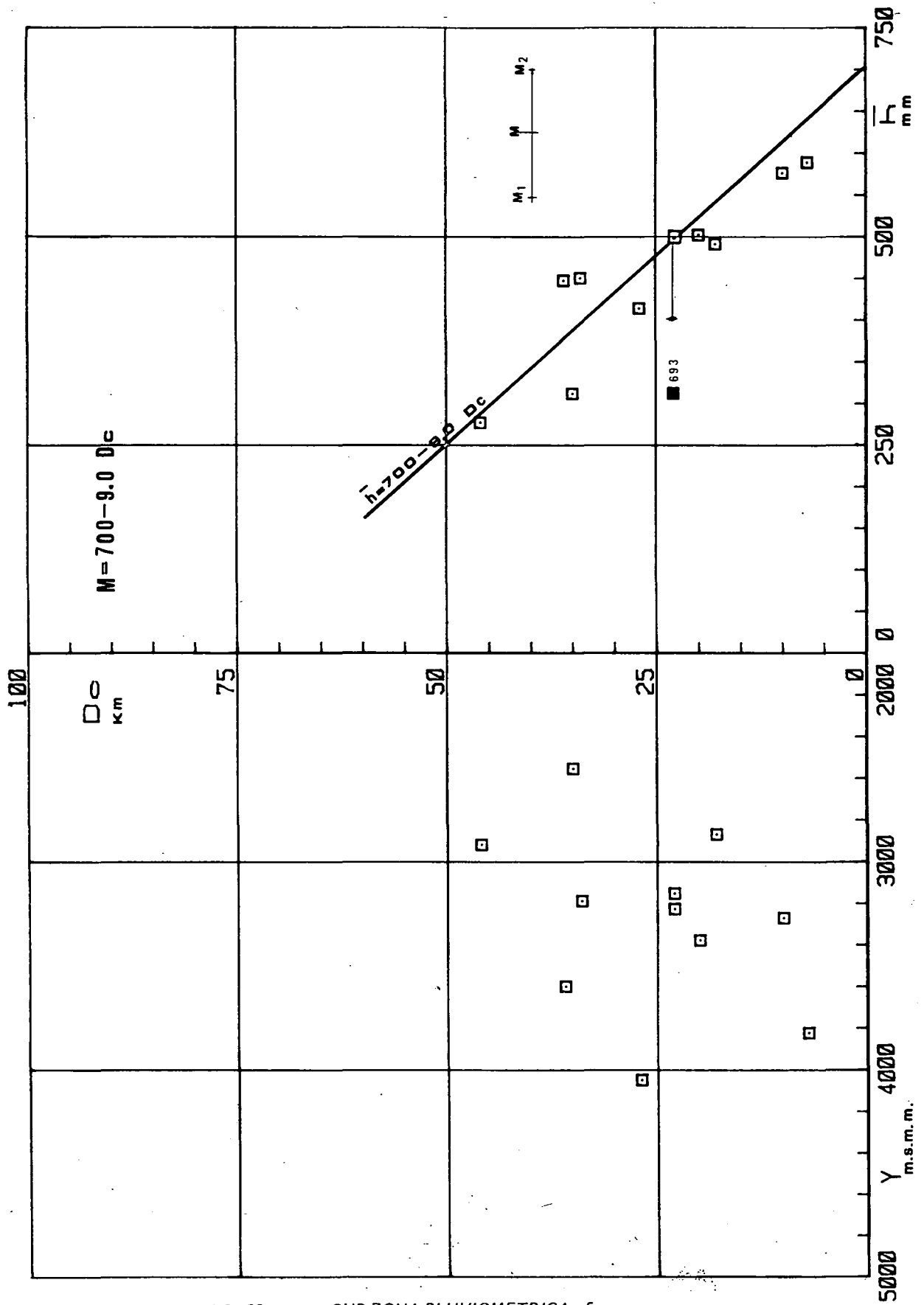


1:2-48 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>5</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo y  
 correlación entre  $D_c$  e  $y$ .

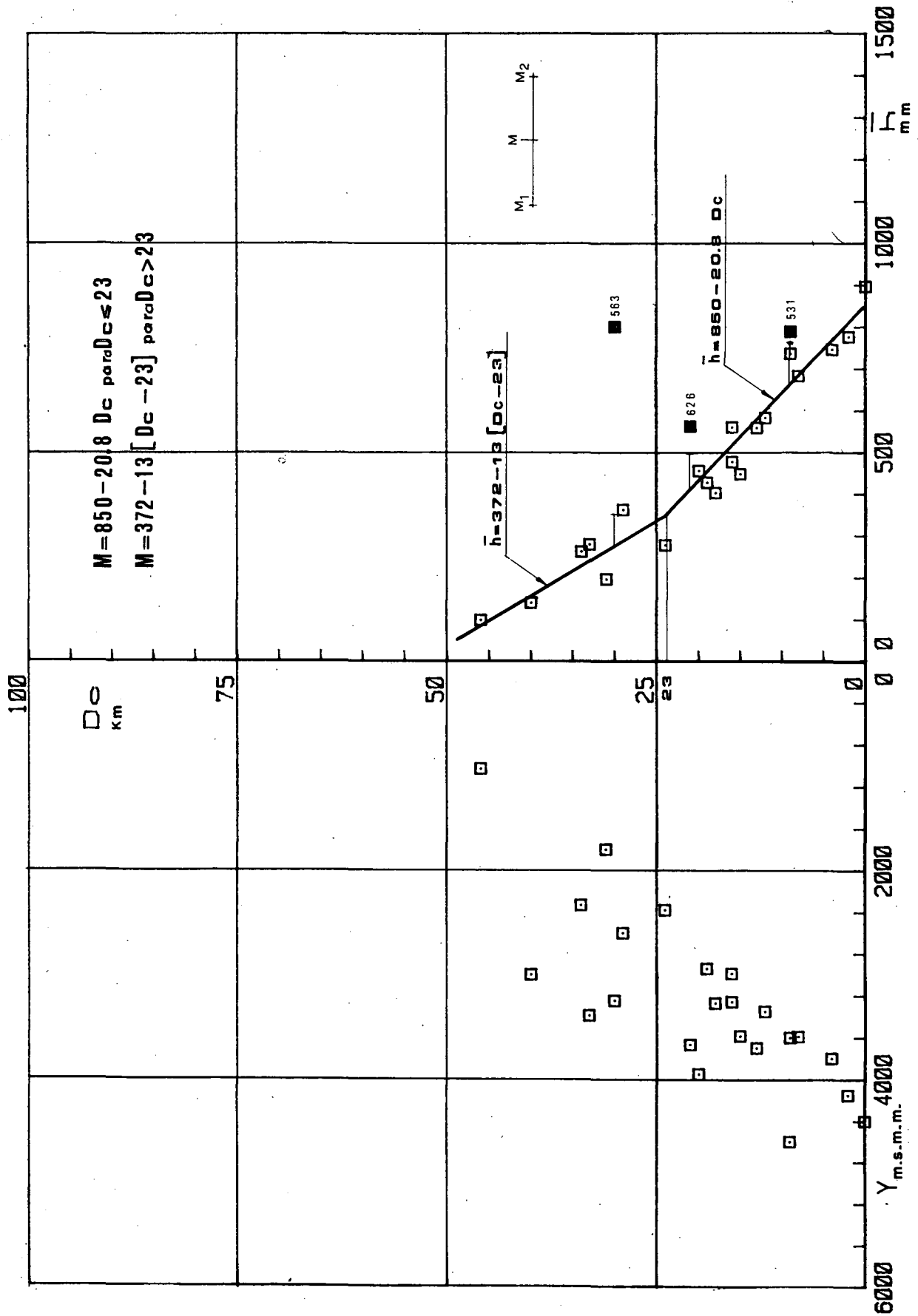




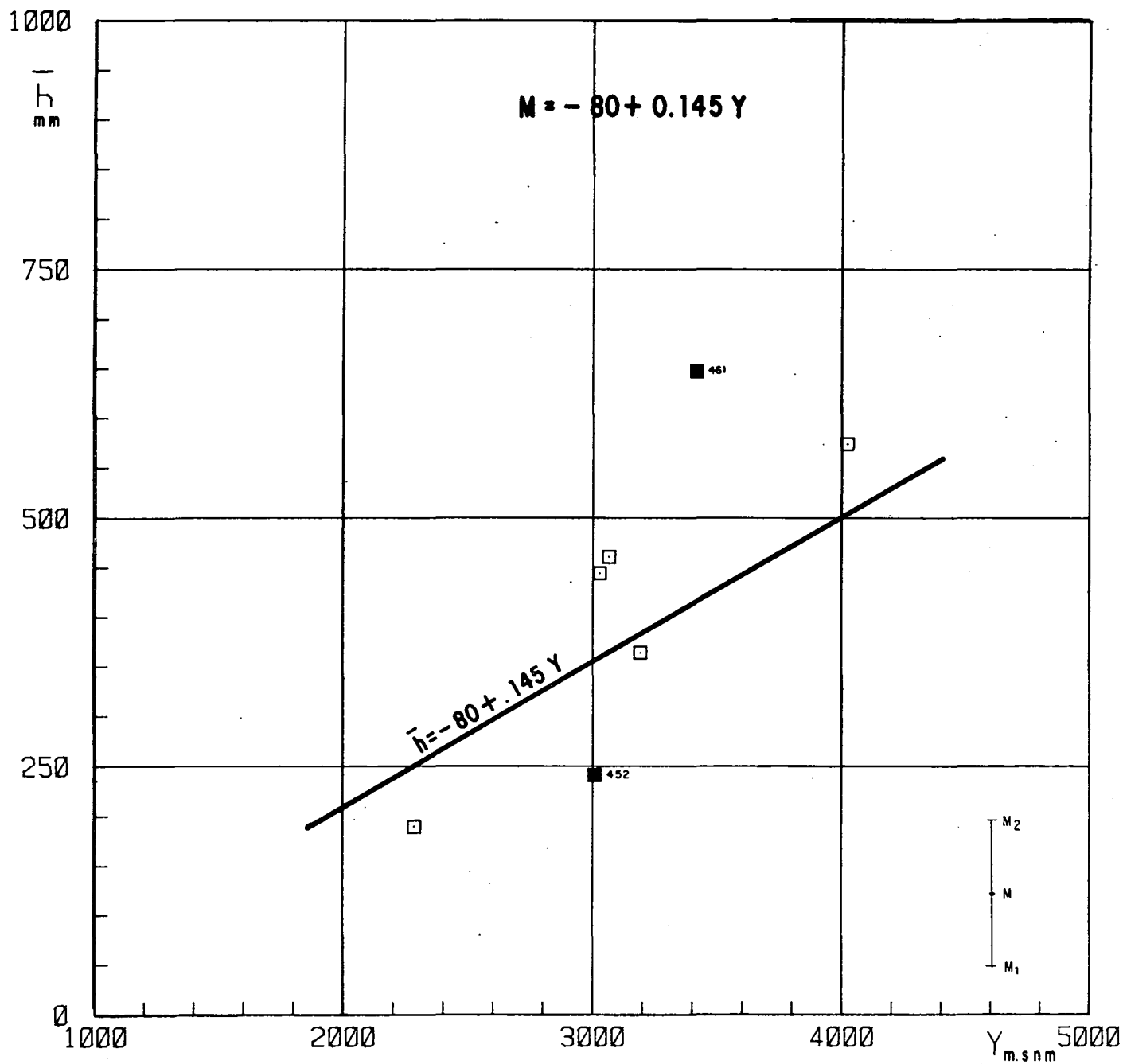
1:2-49 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>6</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



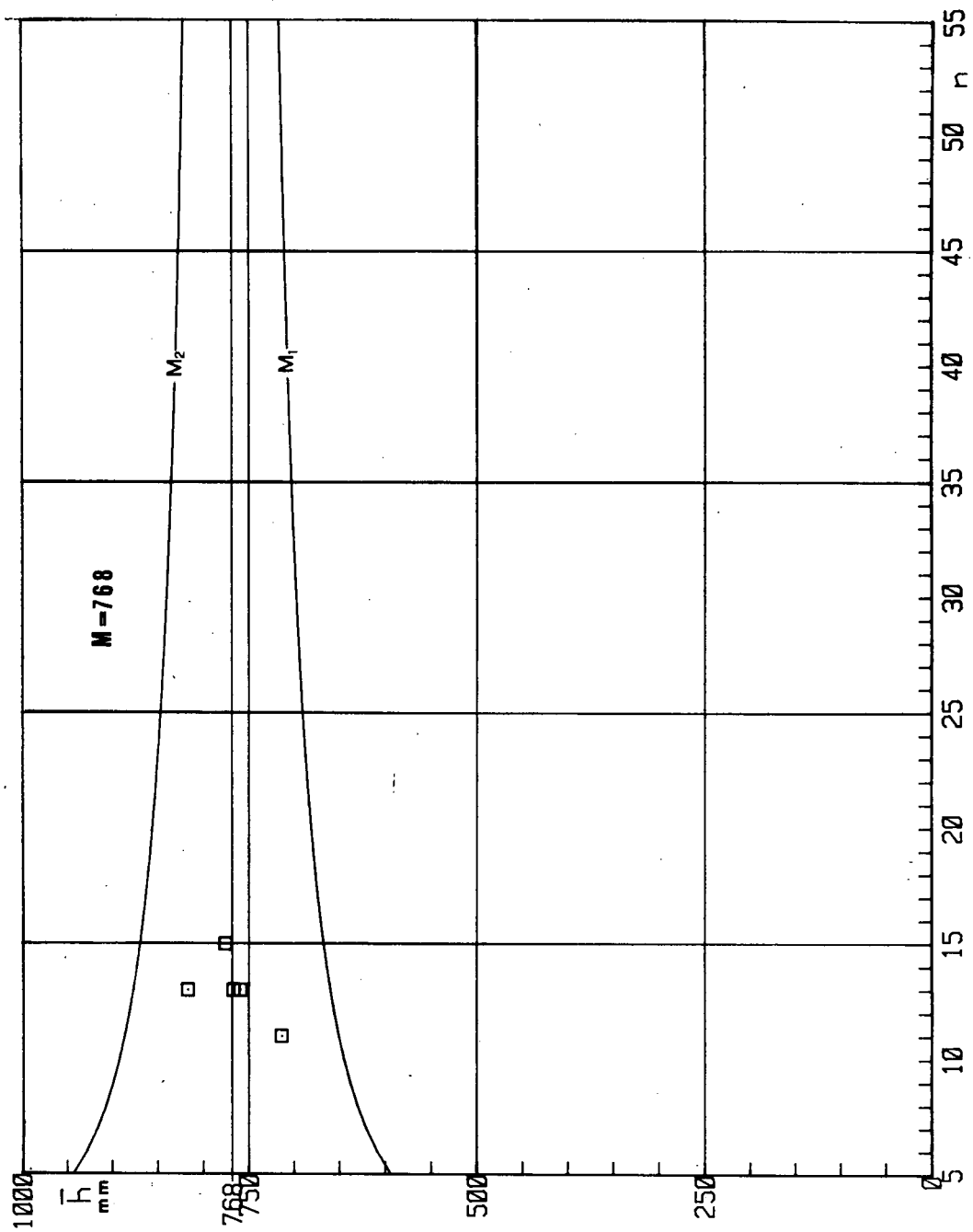
1:2-50 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>7</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo y correlación  
 entre  $D_c$  e  $y$ .



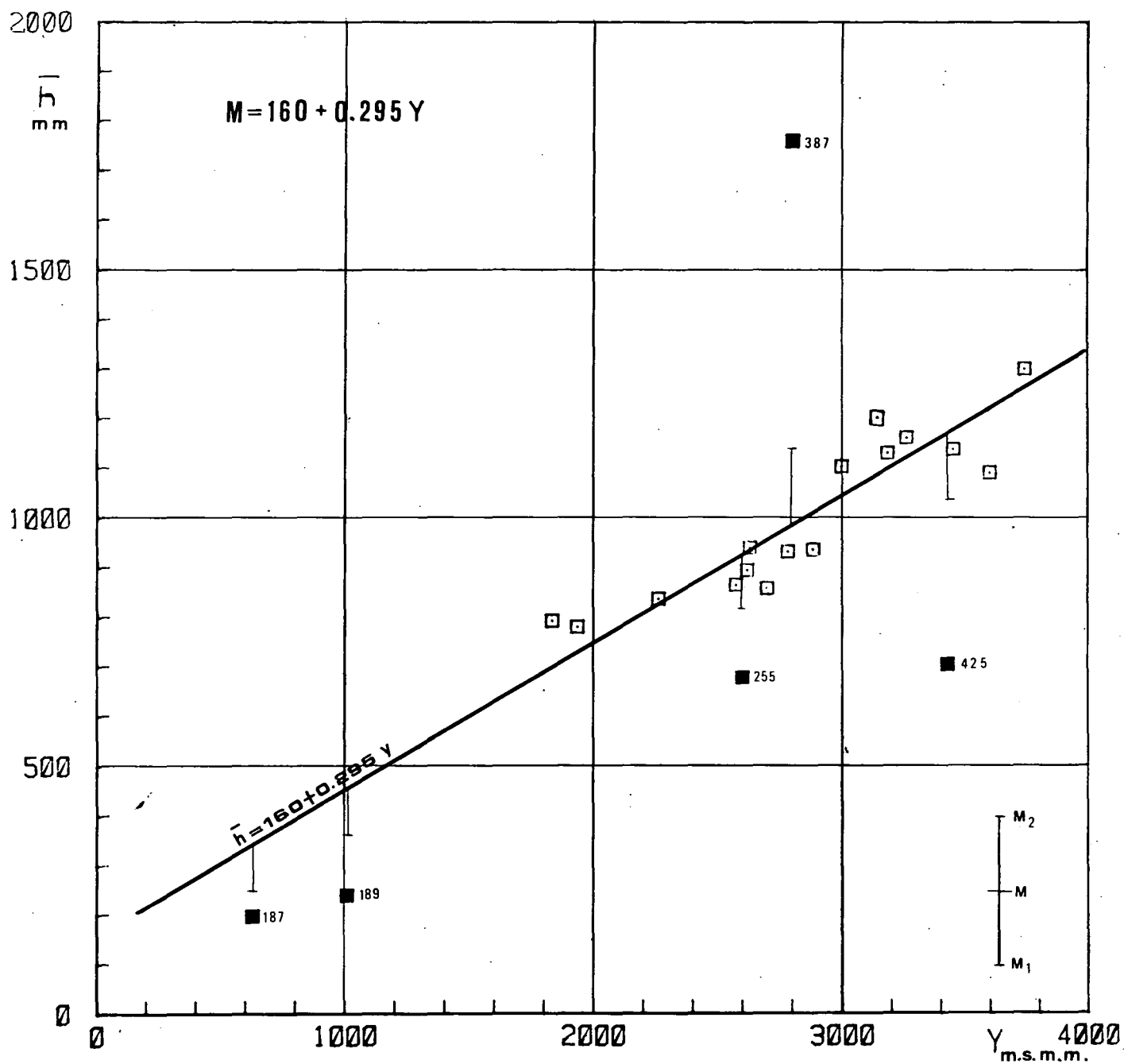
1:2-51 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>g</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo y  
 correlación entre  $D_c$  e  $y$ .



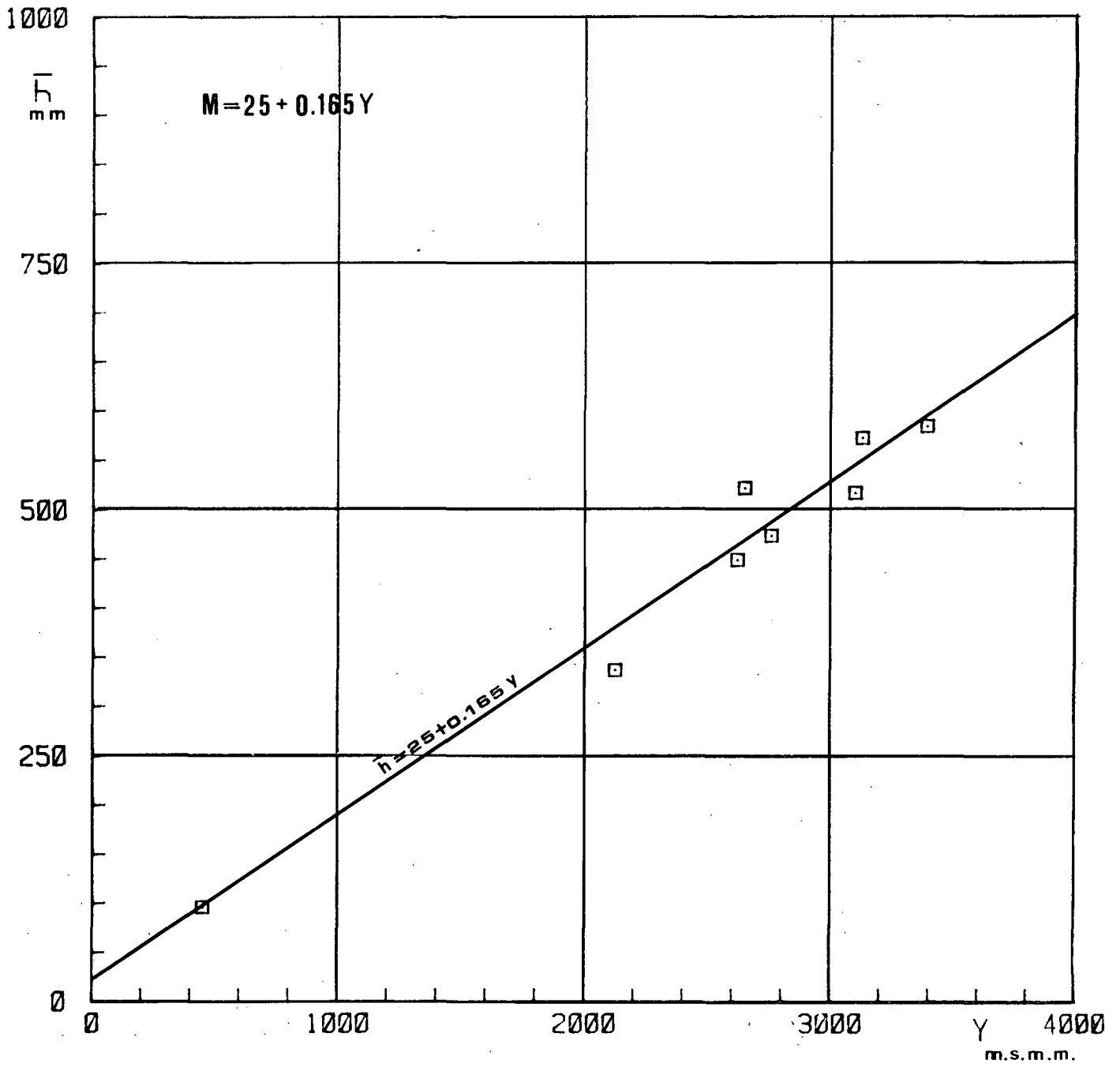
1:2-52 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>g</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



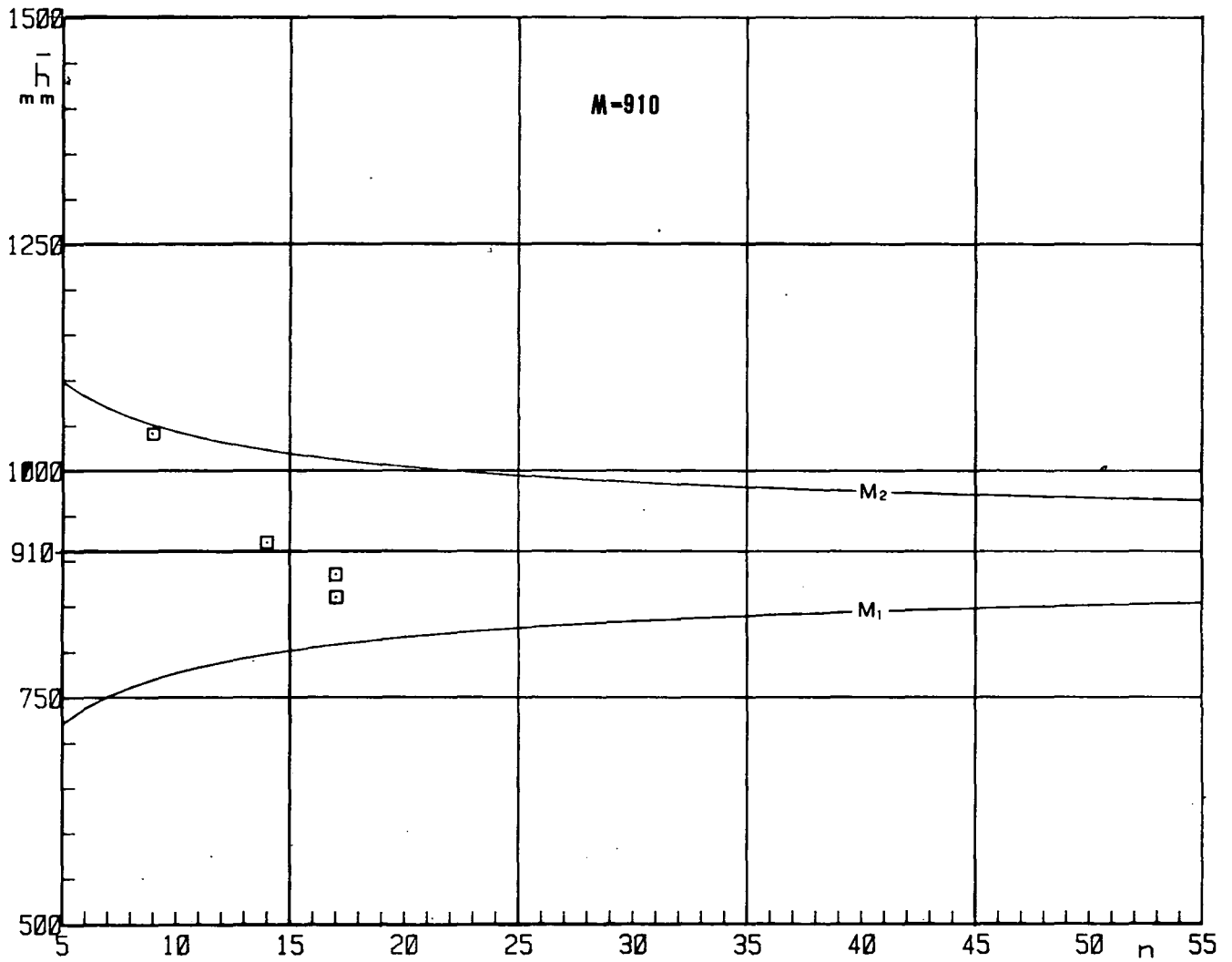
1:2-53 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>10</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



1:2-54 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>11</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

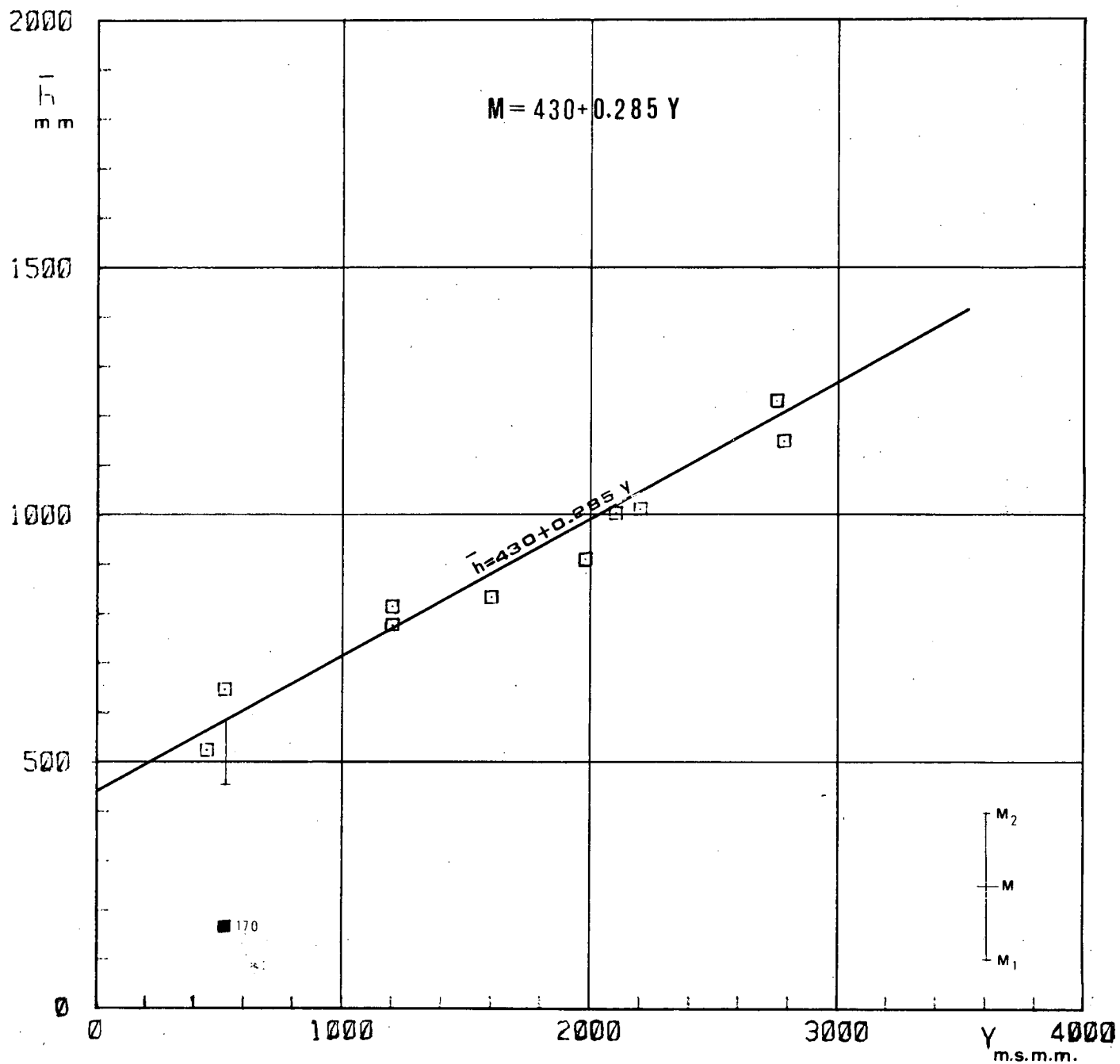


1:2-55 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>12</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

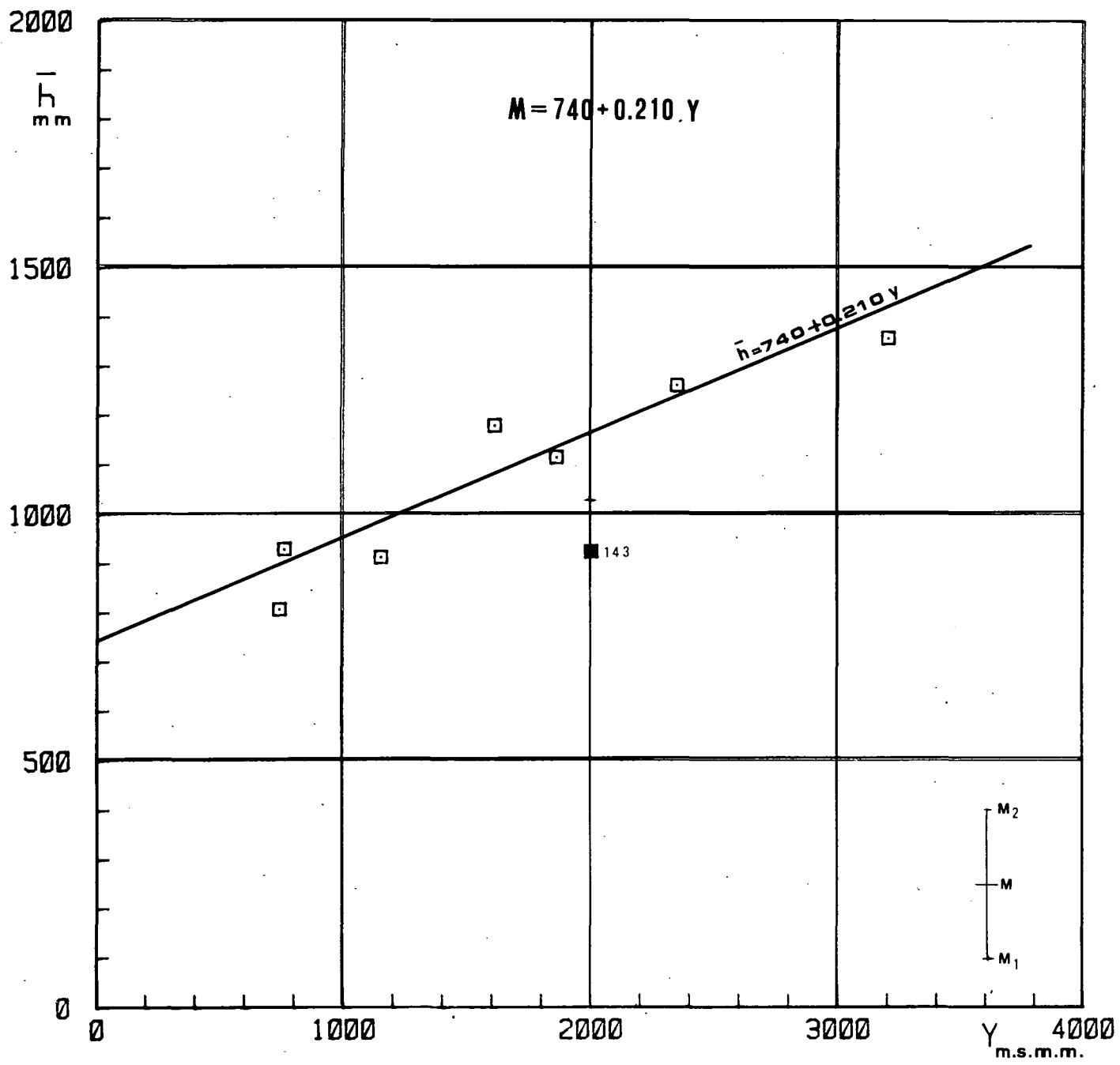


1:2-56 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>13</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

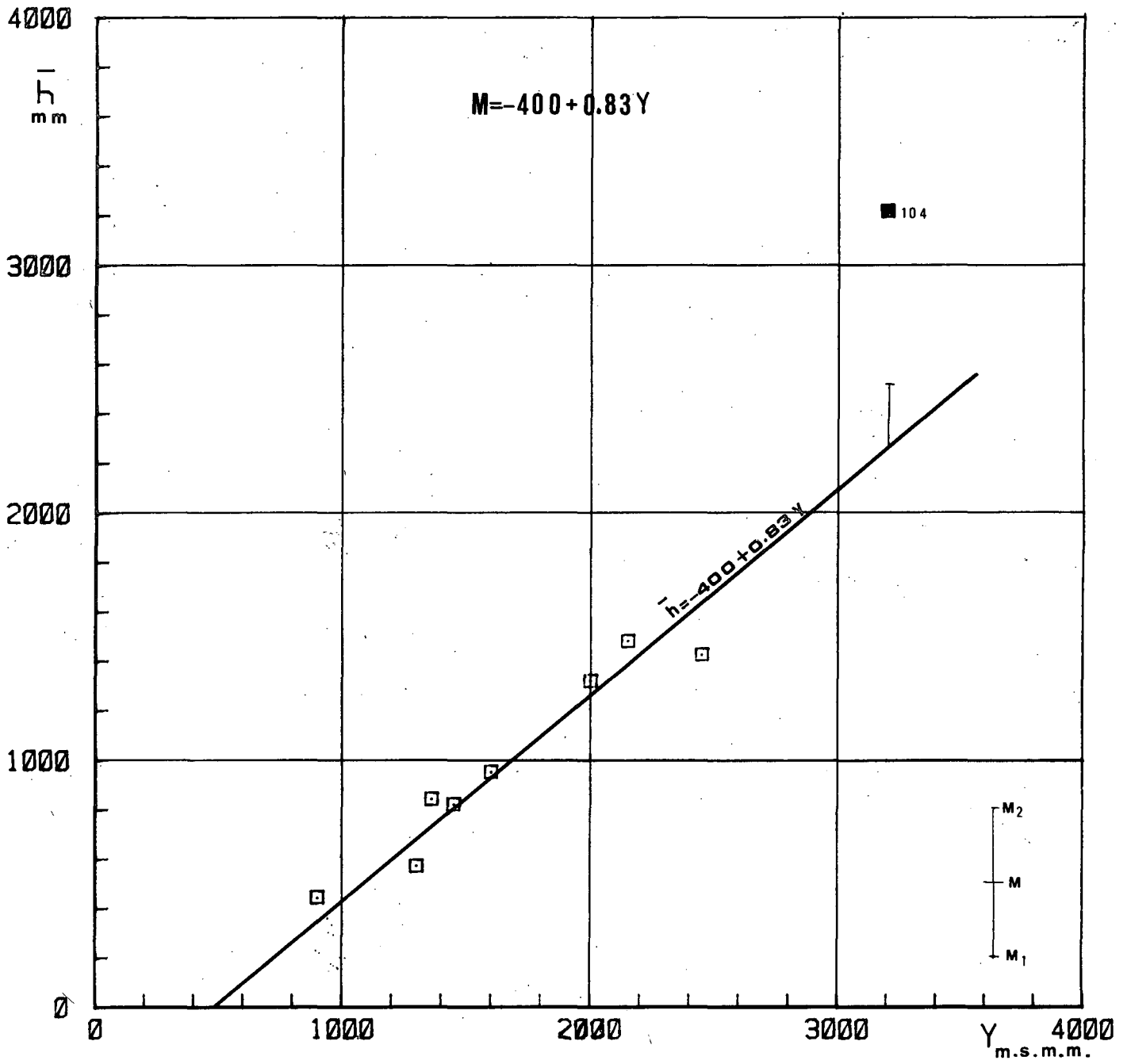




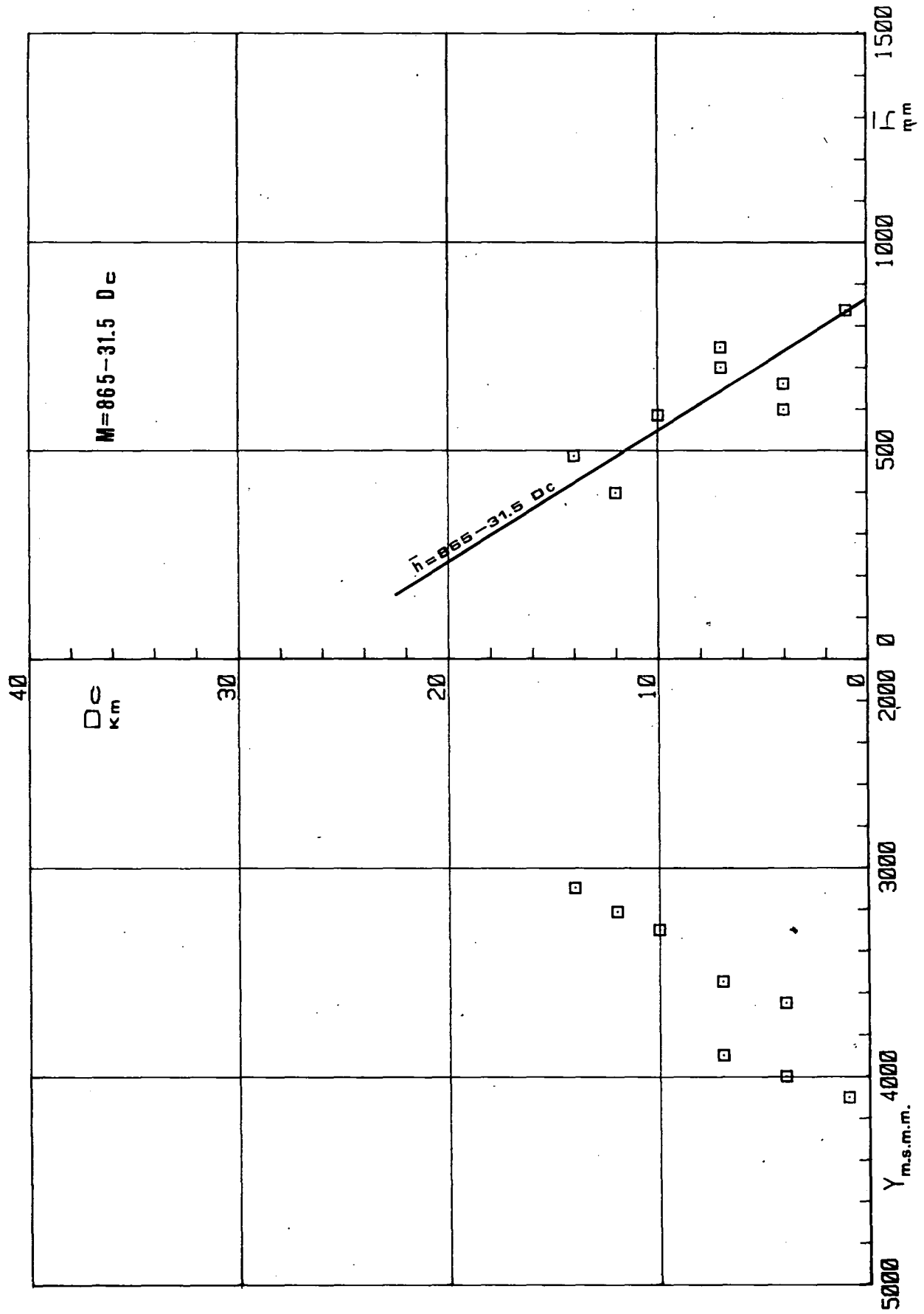
1:2-57 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>14</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



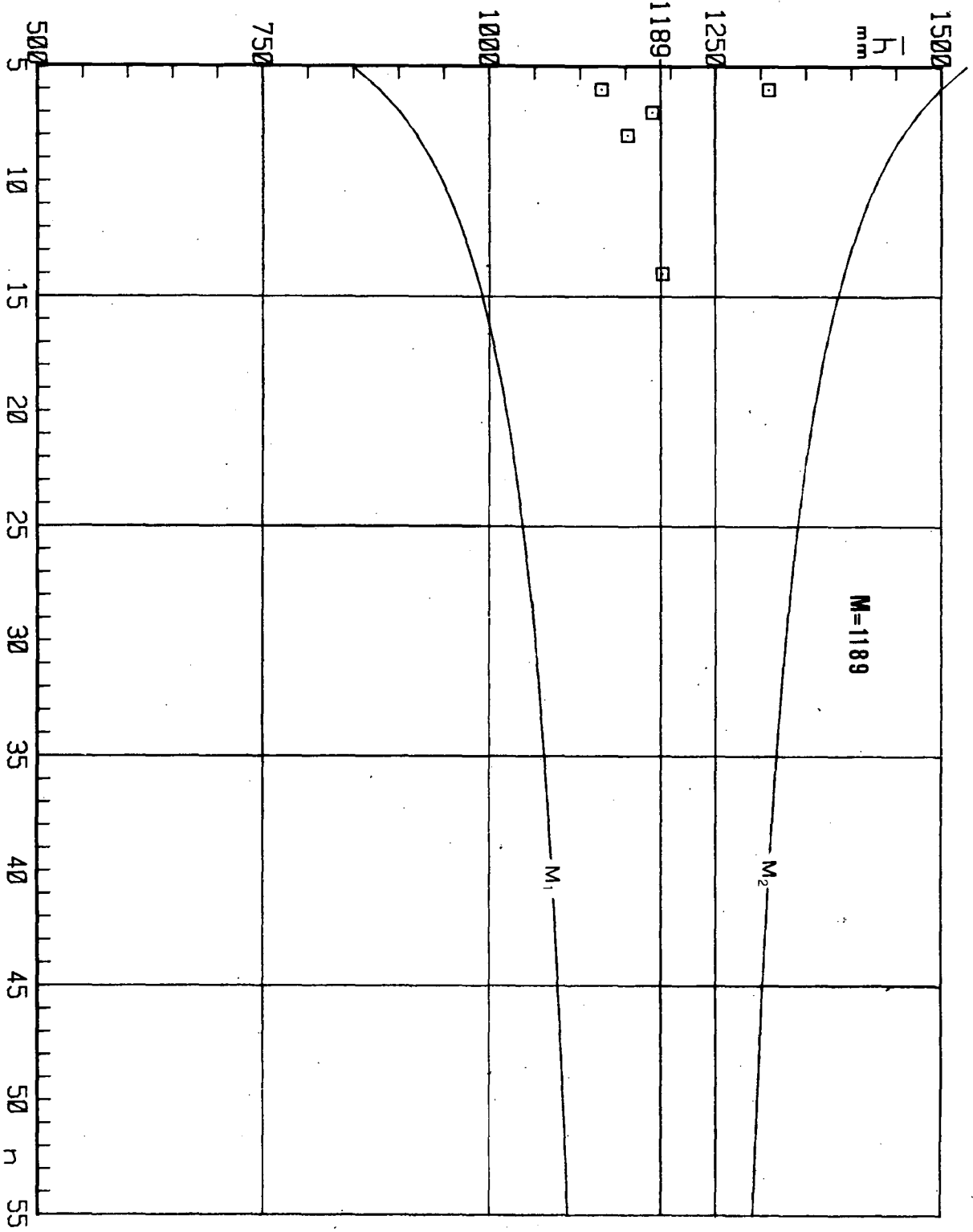
1:2-58 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>15</sub>  
Verificación de la hipótesis de trabajo.



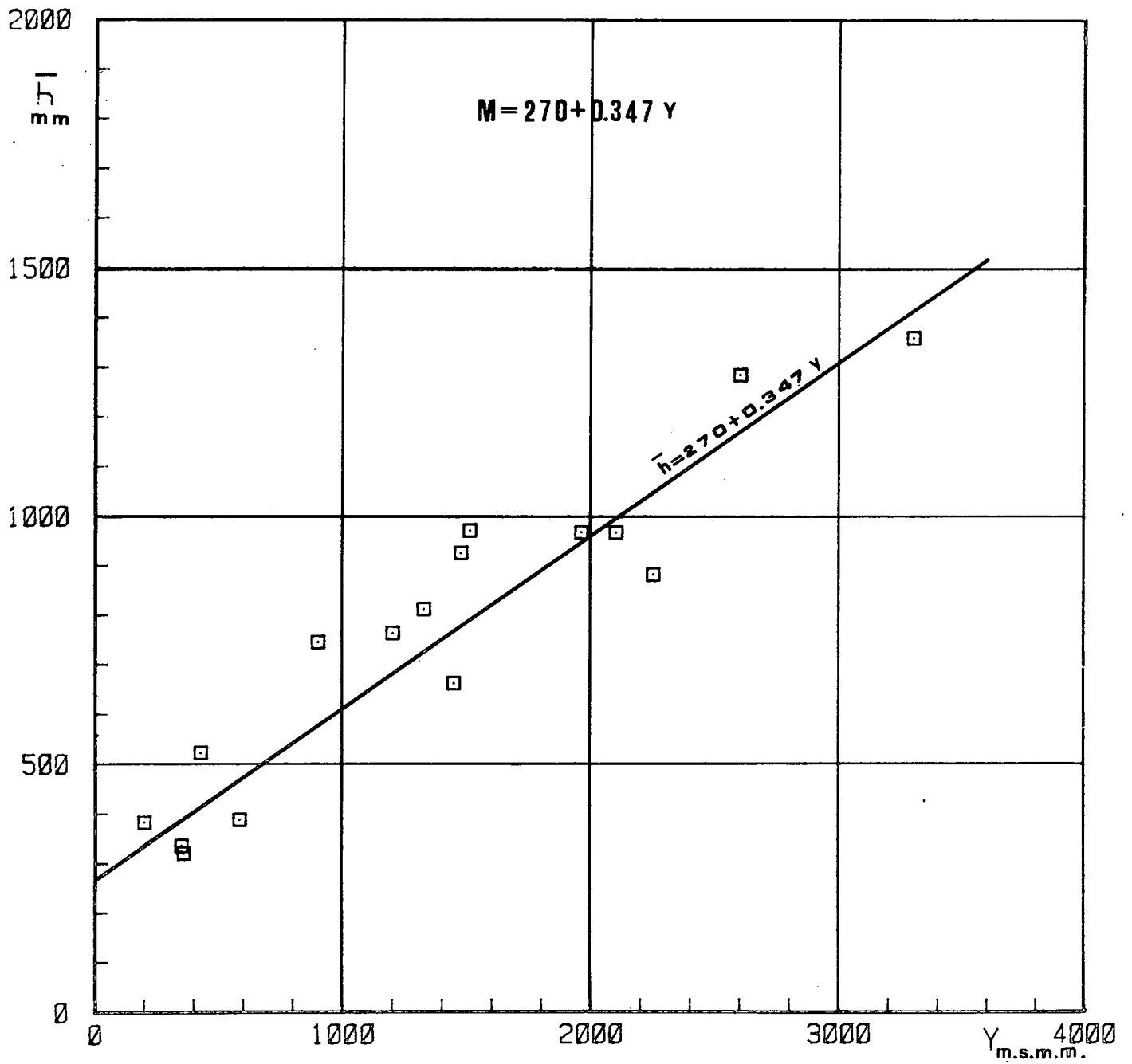
1:2-59 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 5<sub>16</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



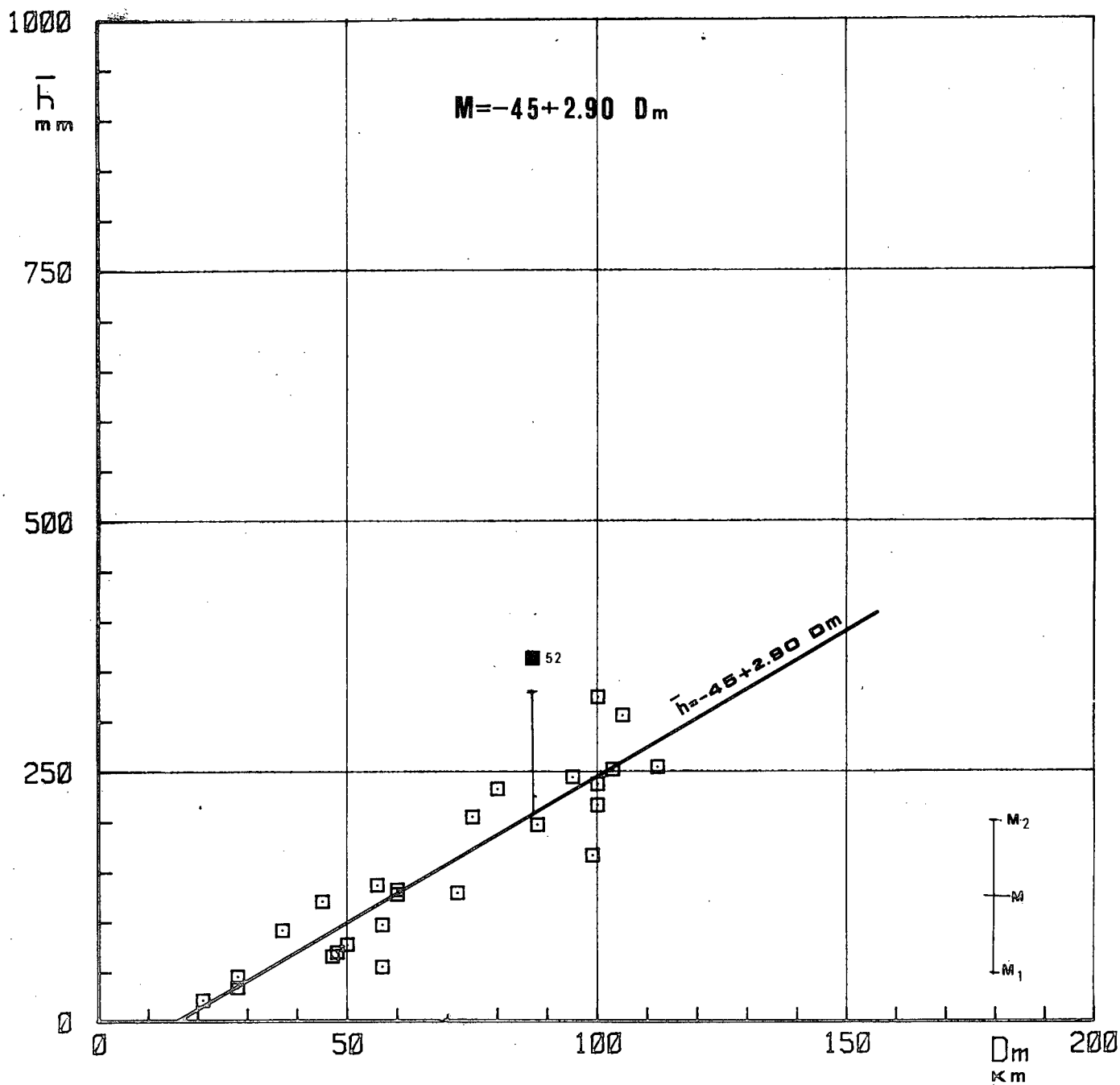
1:2-60 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 6<sub>1</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo y  
 correlación entre  $D_c$  e  $y$ .



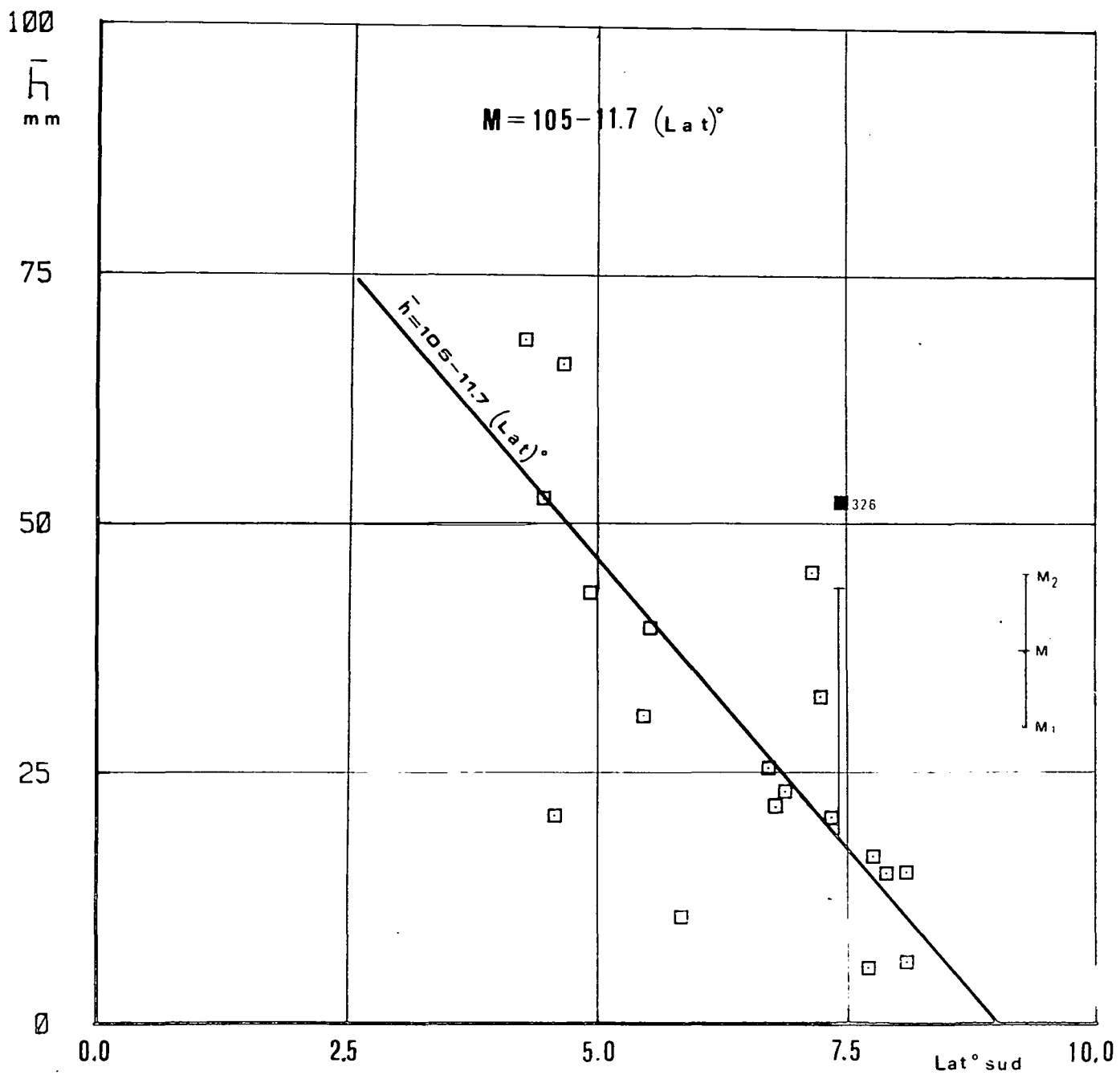
1:2-61 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 9<sub>1</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



1:2-62 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 9<sub>2</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

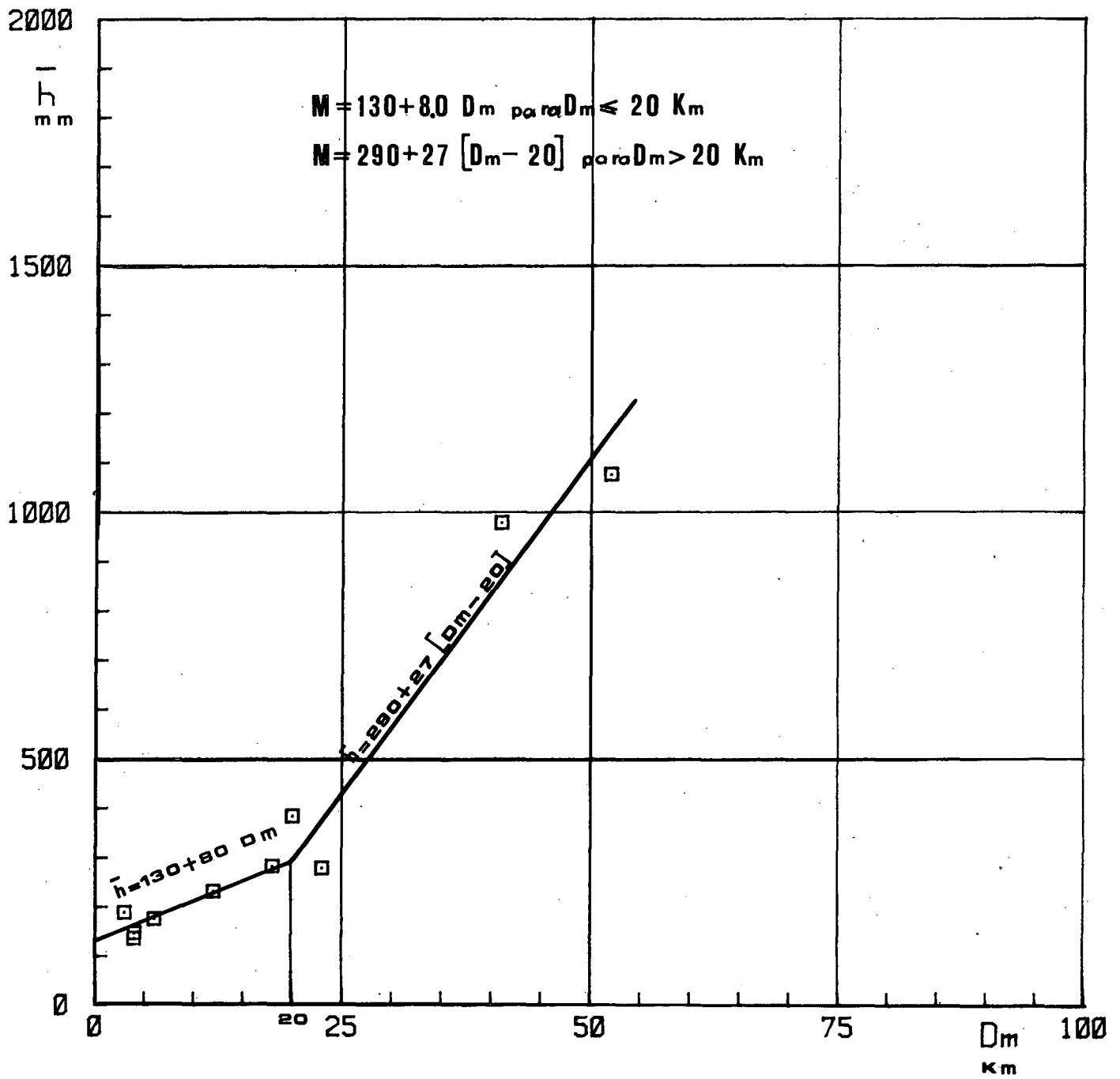


1:2-63 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 9<sub>3</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

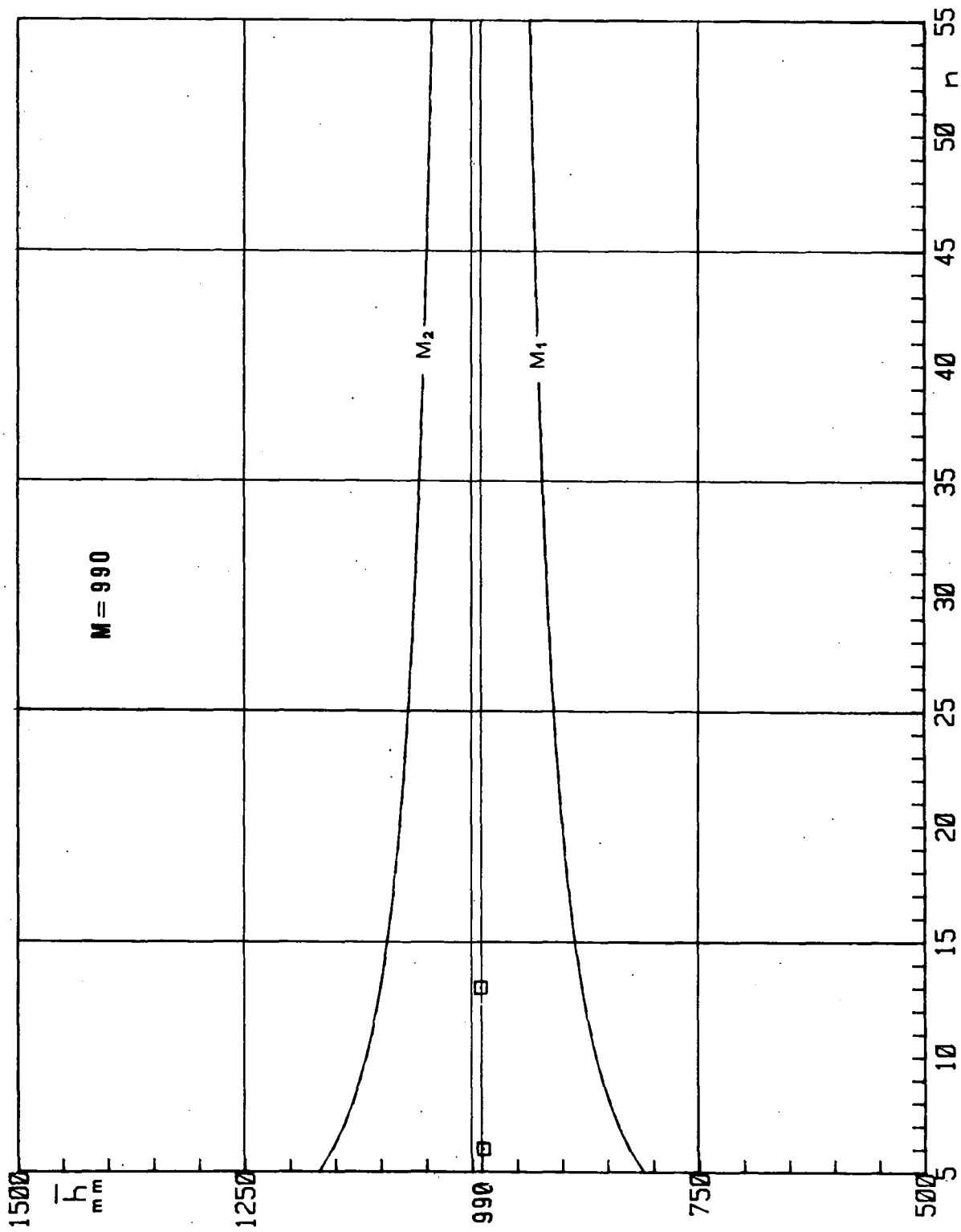


1:2-64 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 9<sub>4</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

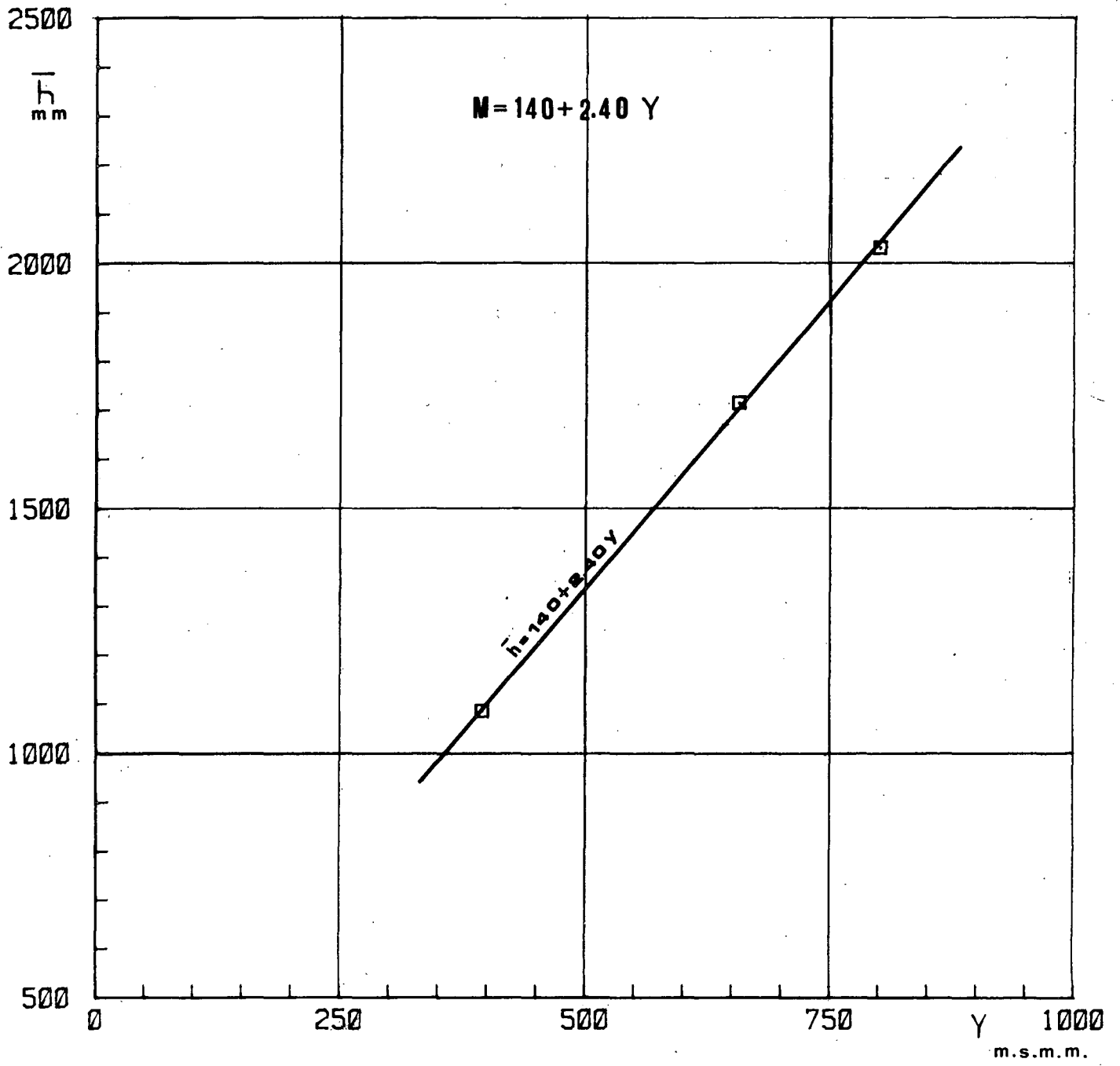


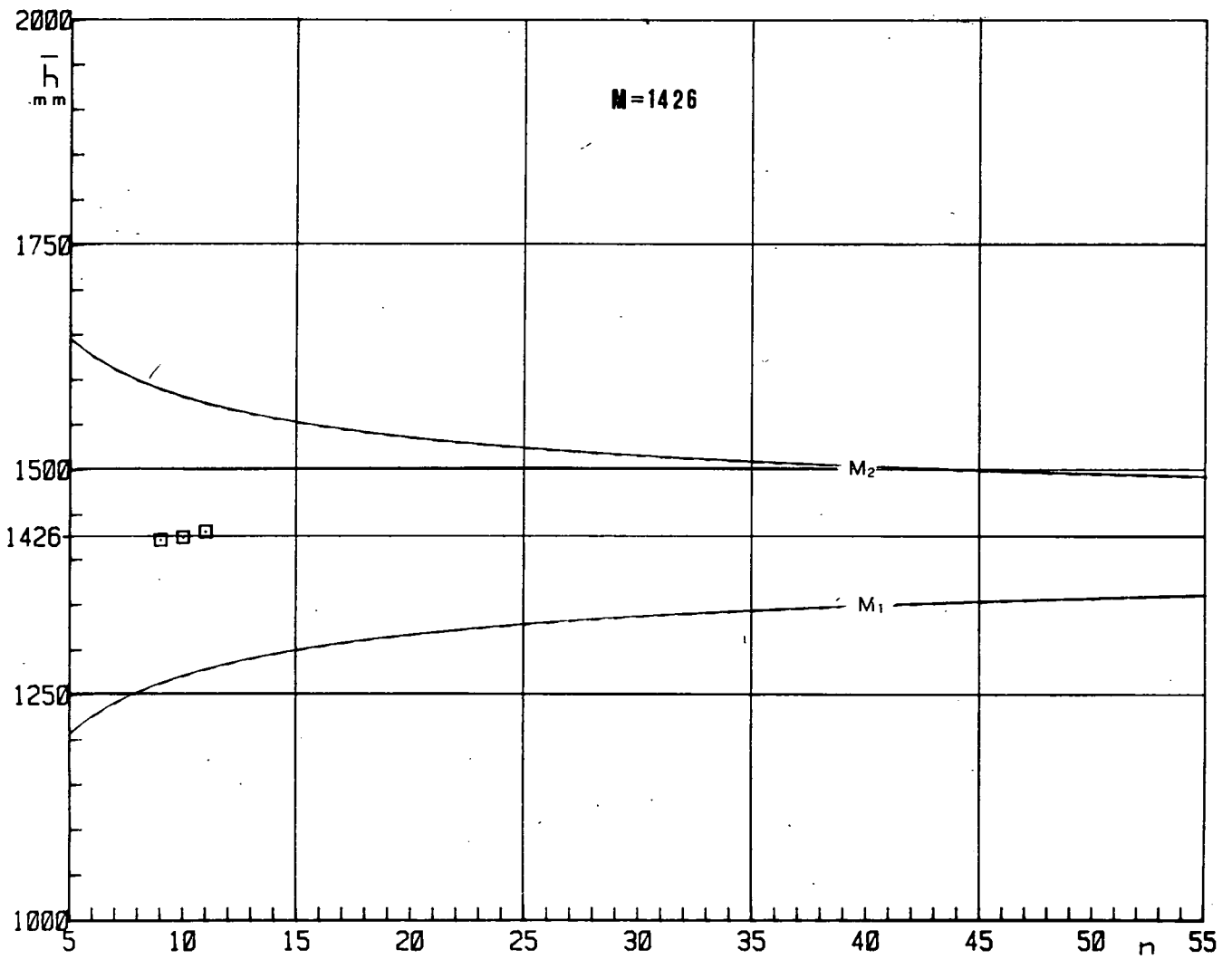


1:2-65 : SUB ZONA PLUVIOMETRICA 10<sub>1</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

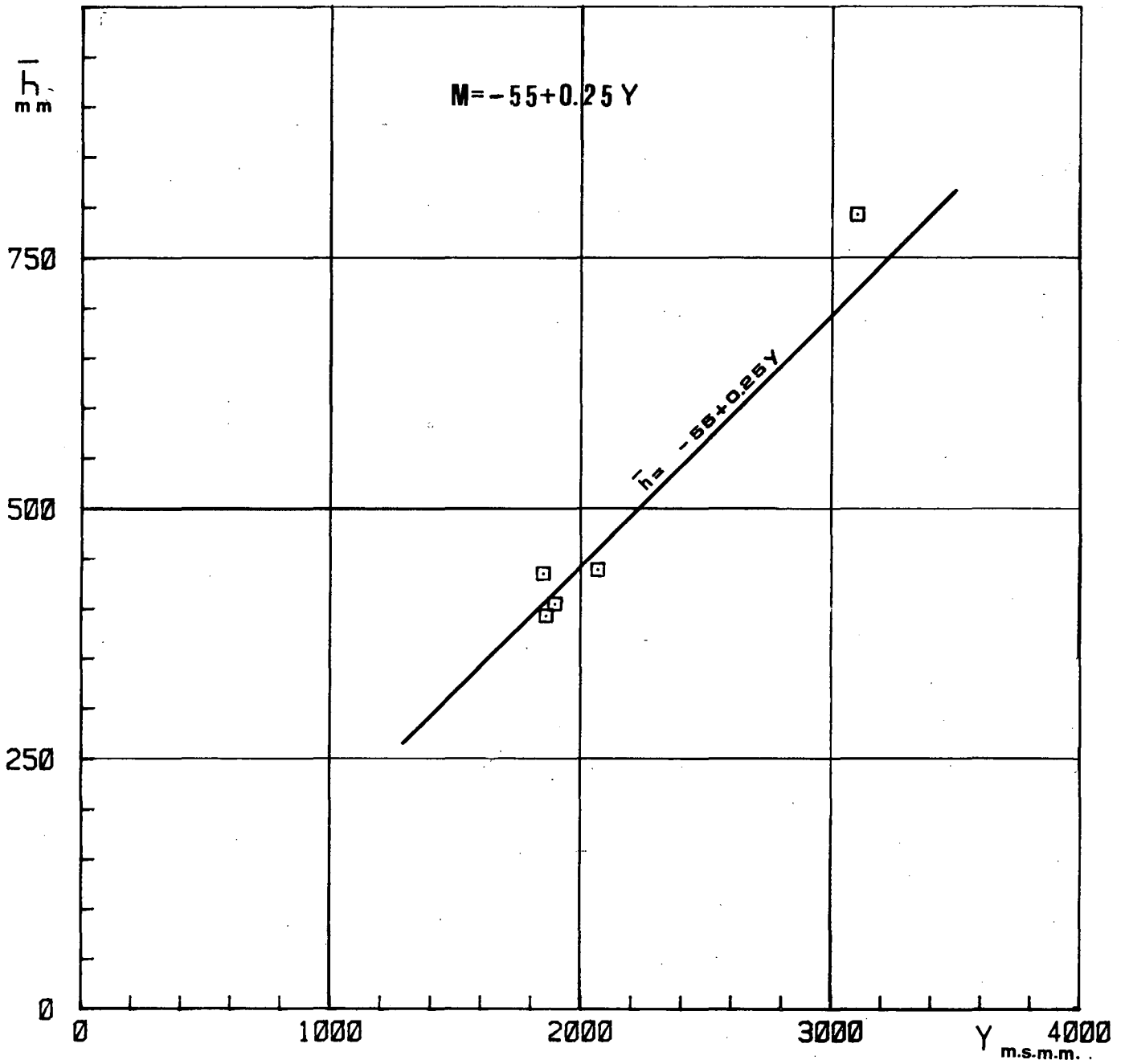


1:2-66 : AREA ANOMALA 2A  
Verificación de la hipótesis de trabajo.

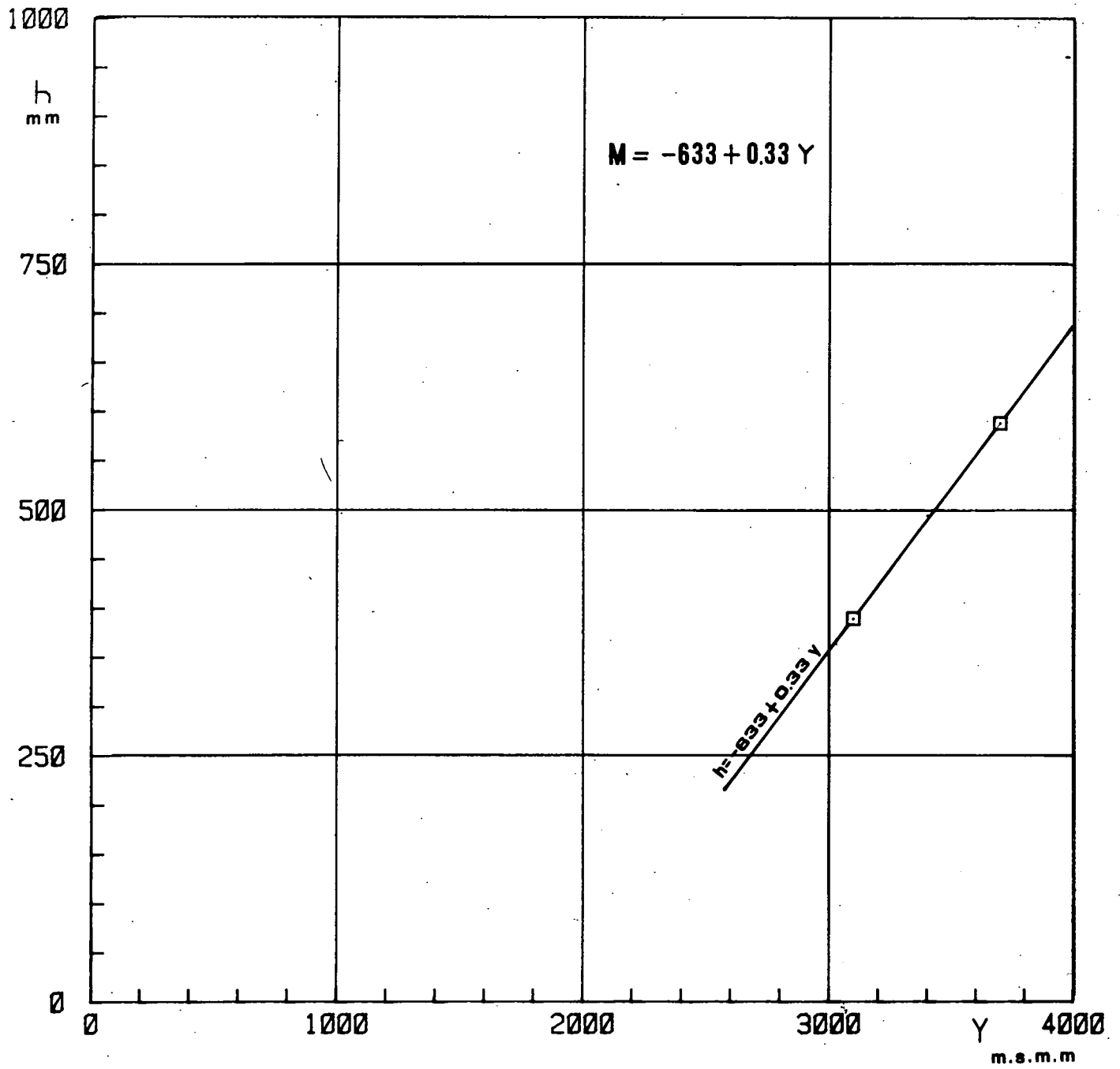




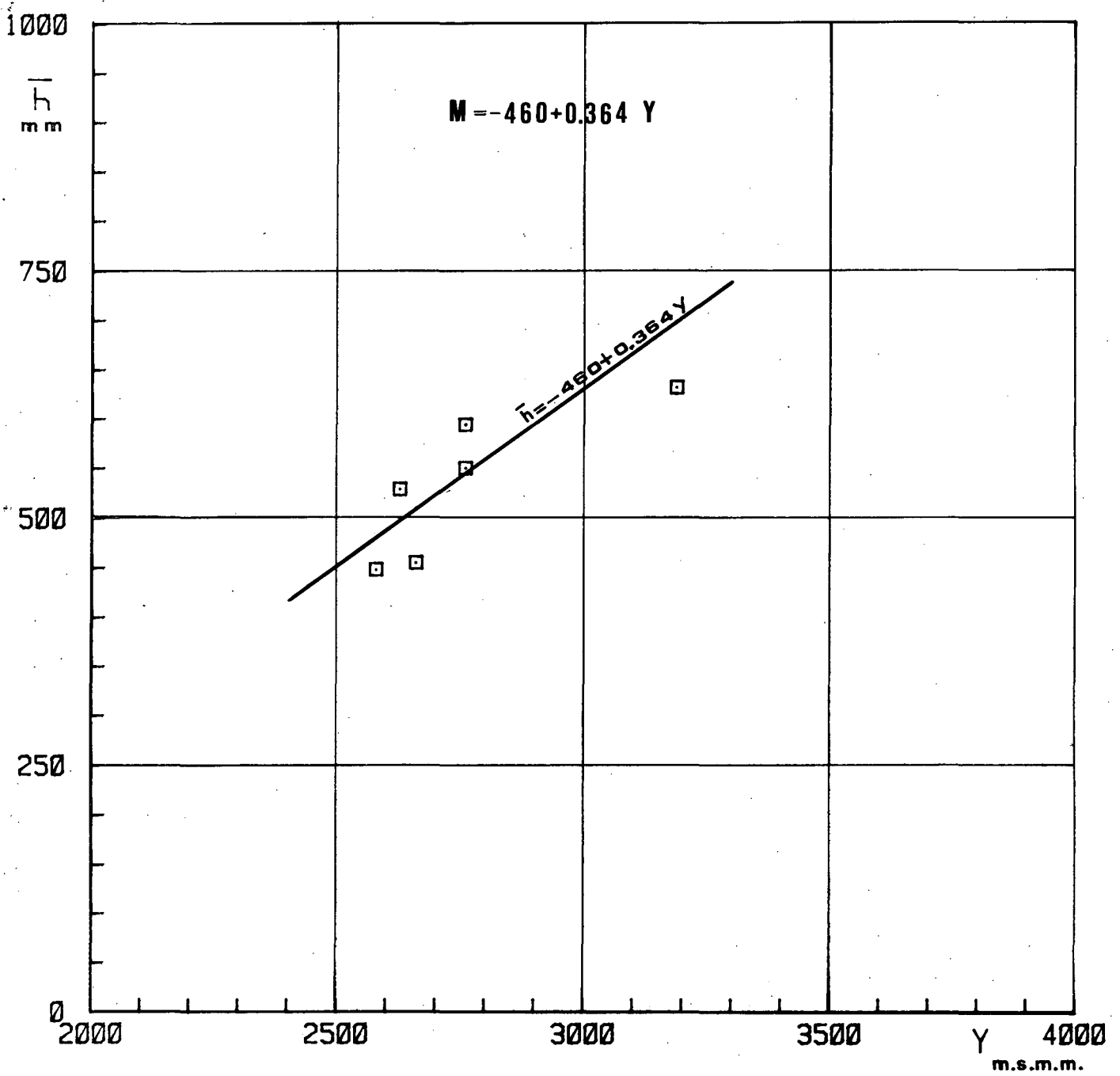
1:2-68 : AREA ANOMALA 2B<sub>2</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



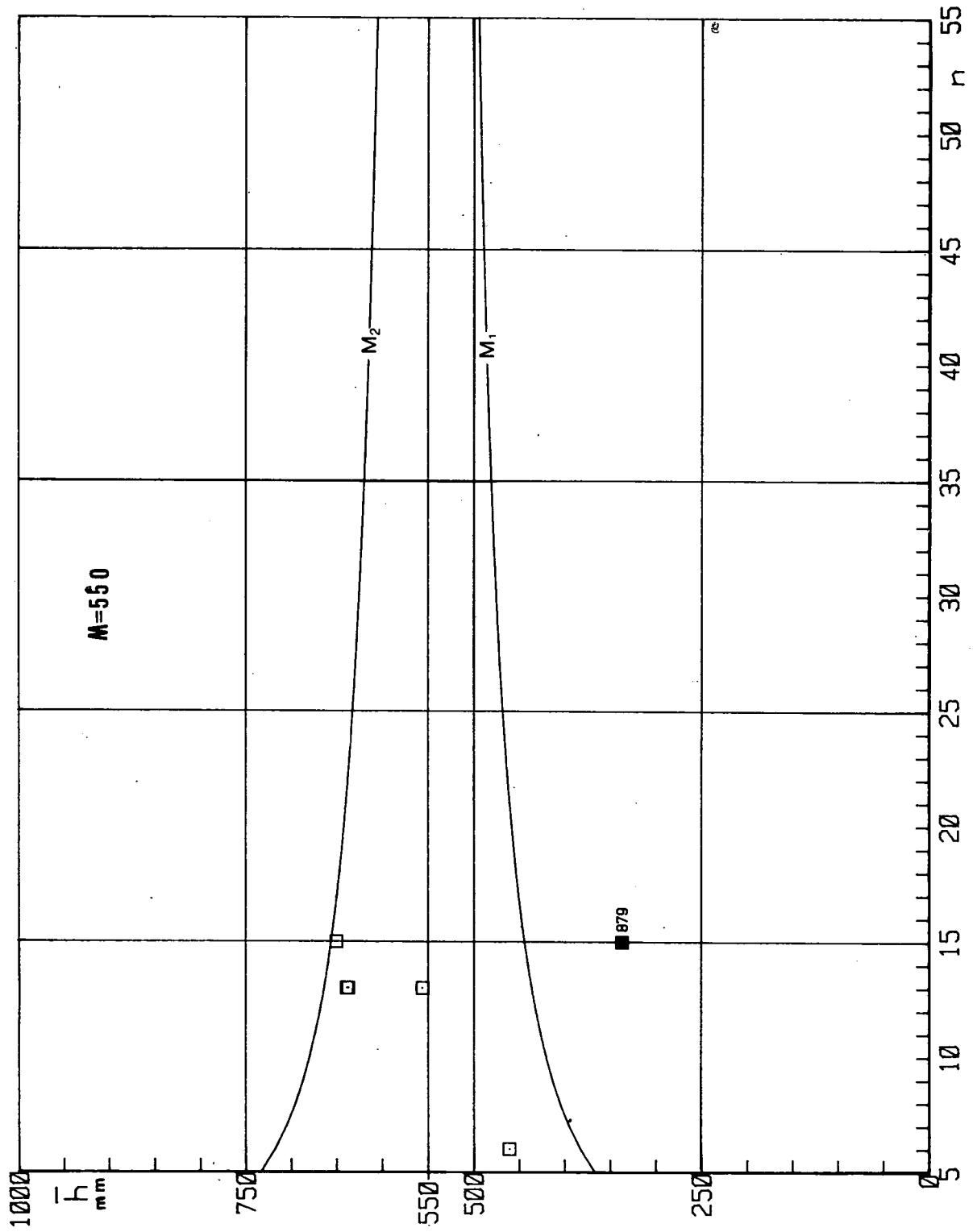
1:2-69 : AREA ANOMALA 2C  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



1:2-70 : AREA ANOMALA 3A<sub>1</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

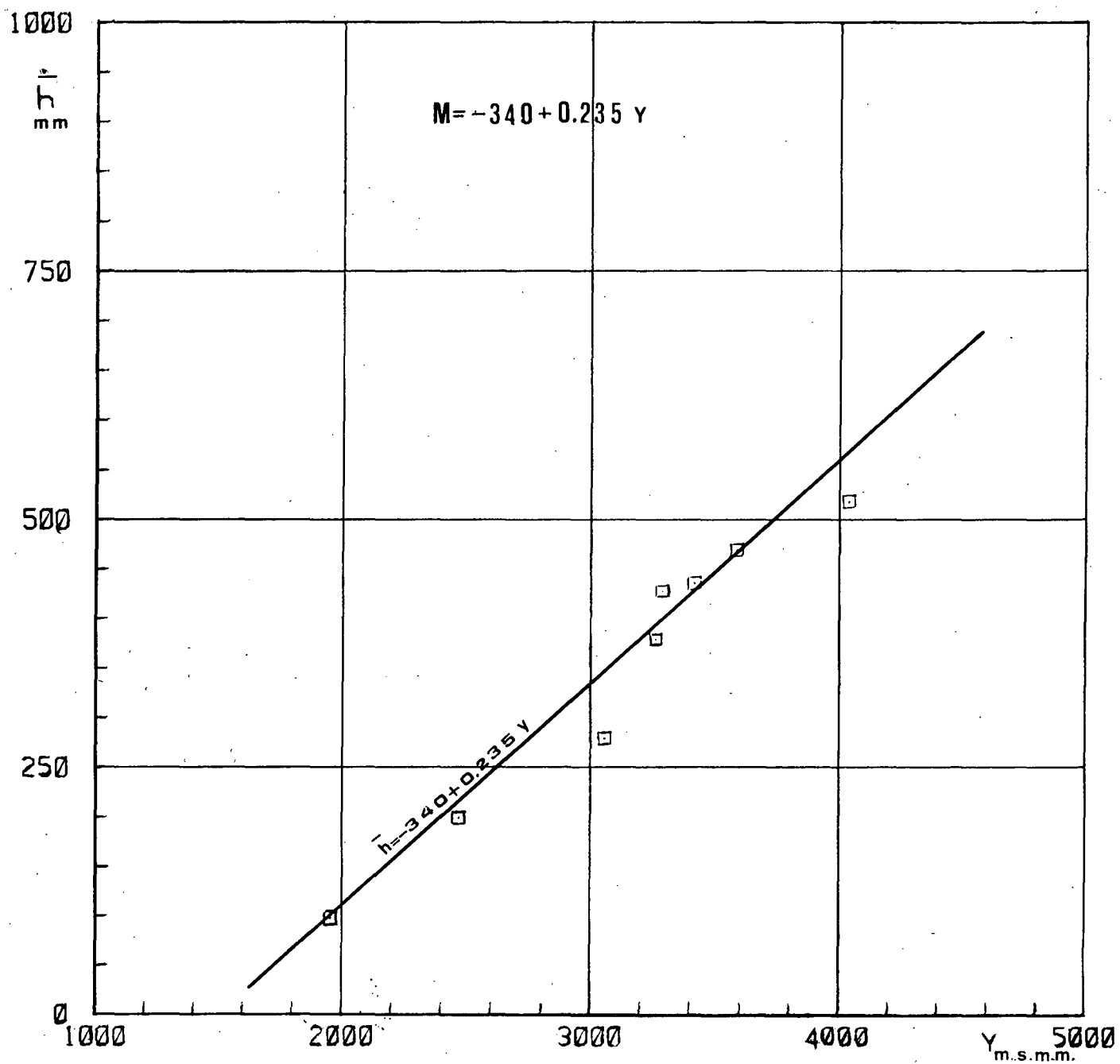


1:2-71 : AREA ANOMALA 3B  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

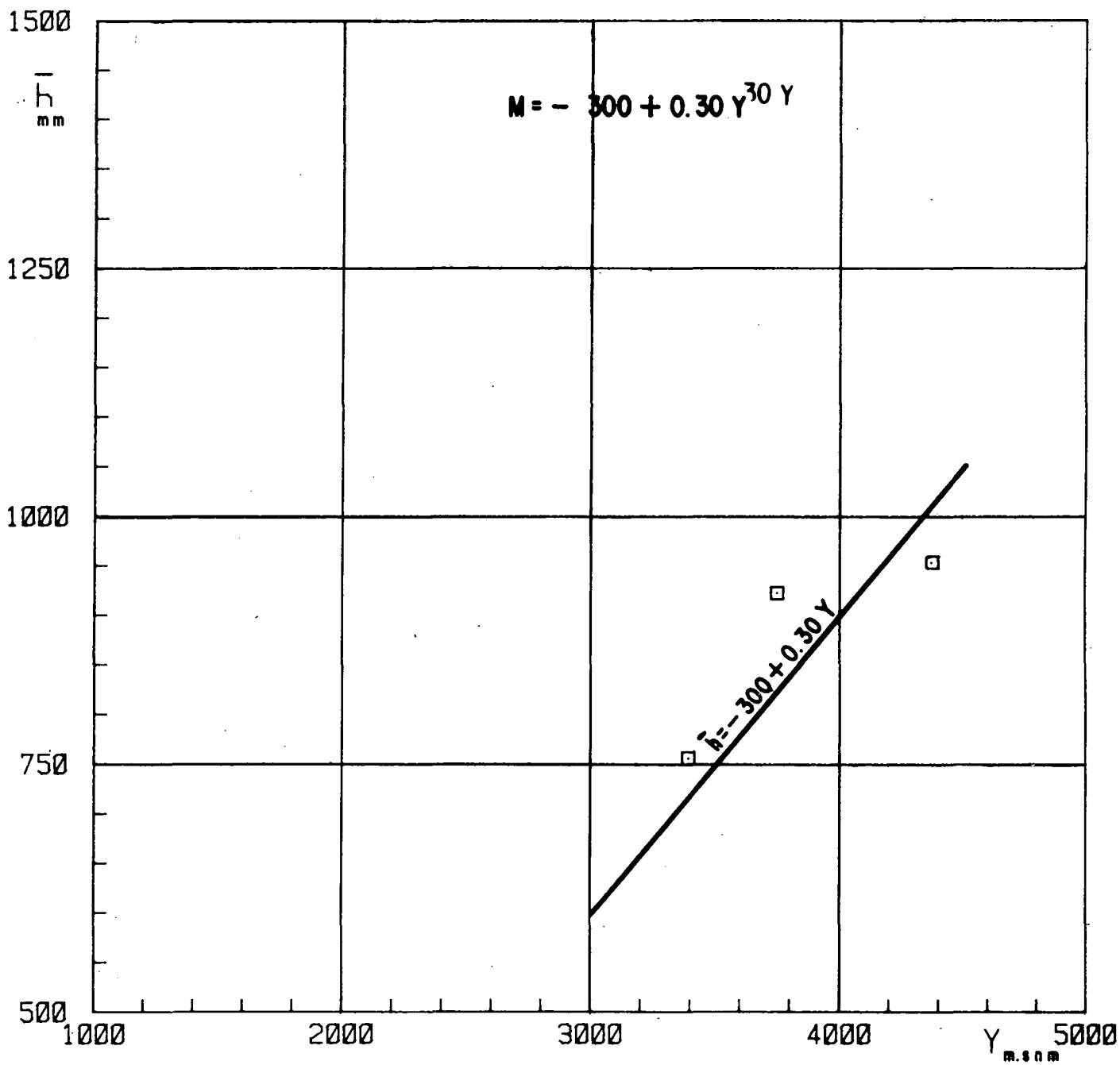


1:2-72 : AREA ANOMALA 4A  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

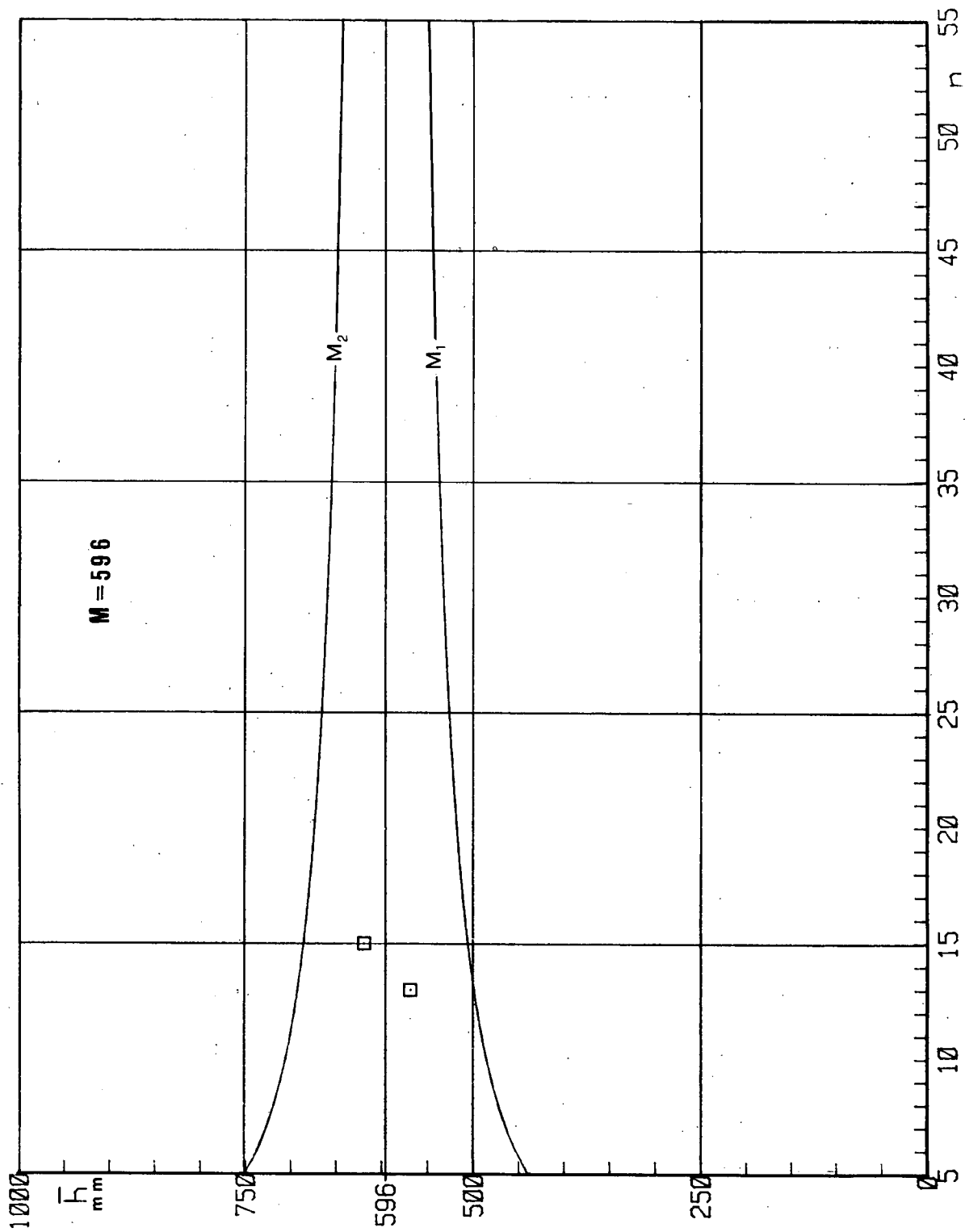




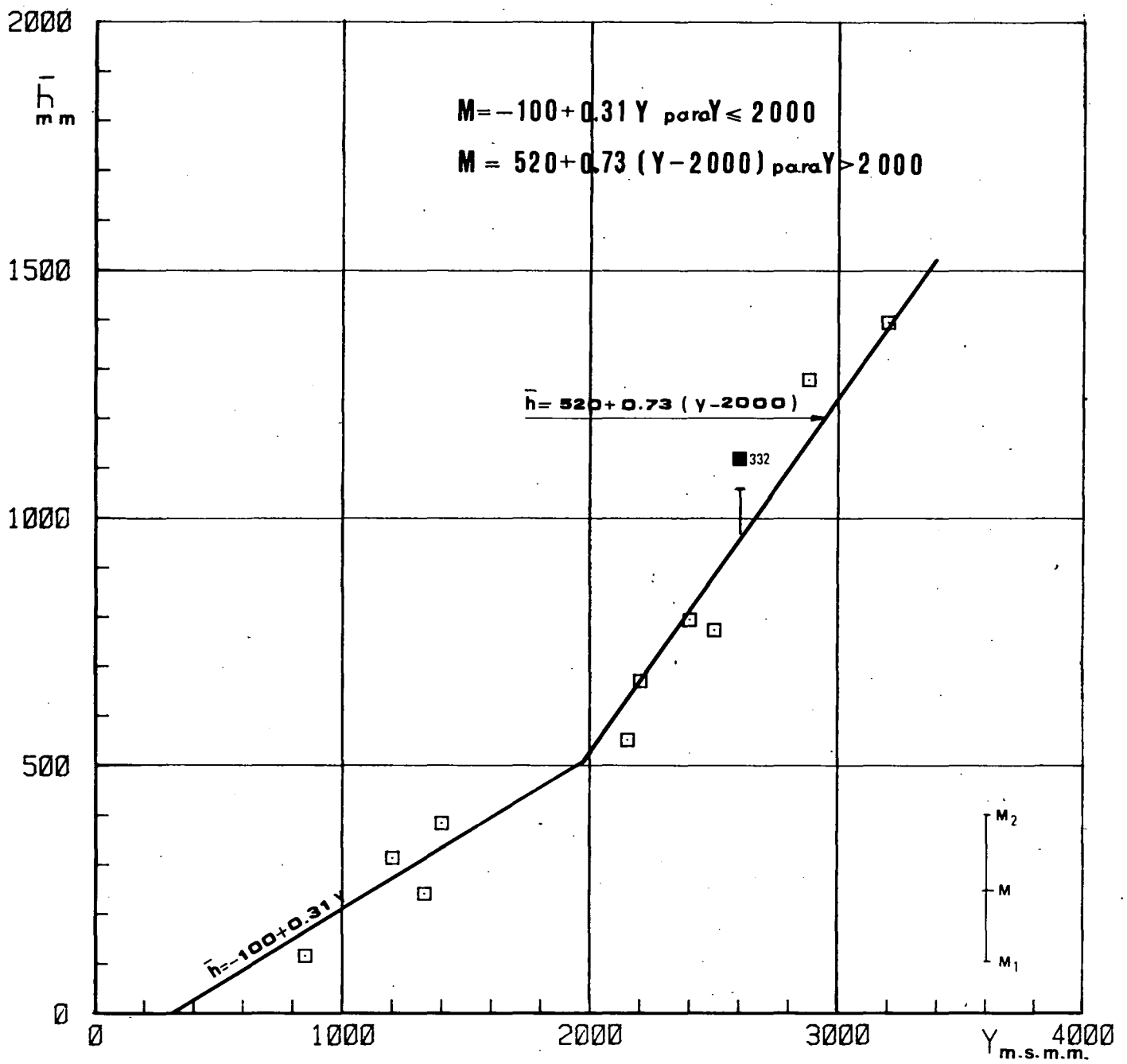
1:2-73 : AREA ANOMALA  $S_A$   
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

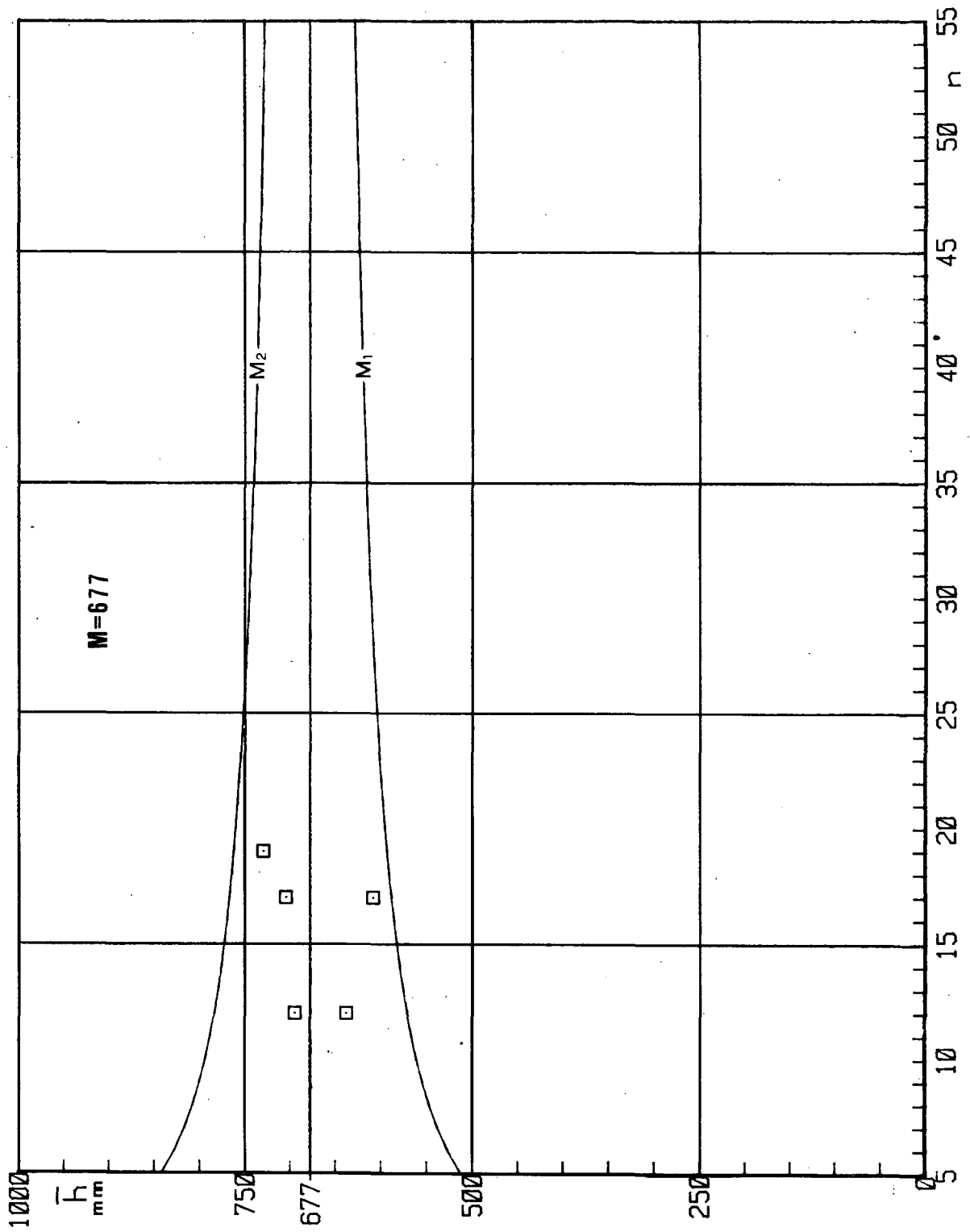


1:2-74 : AREA ANOMALA 5B  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

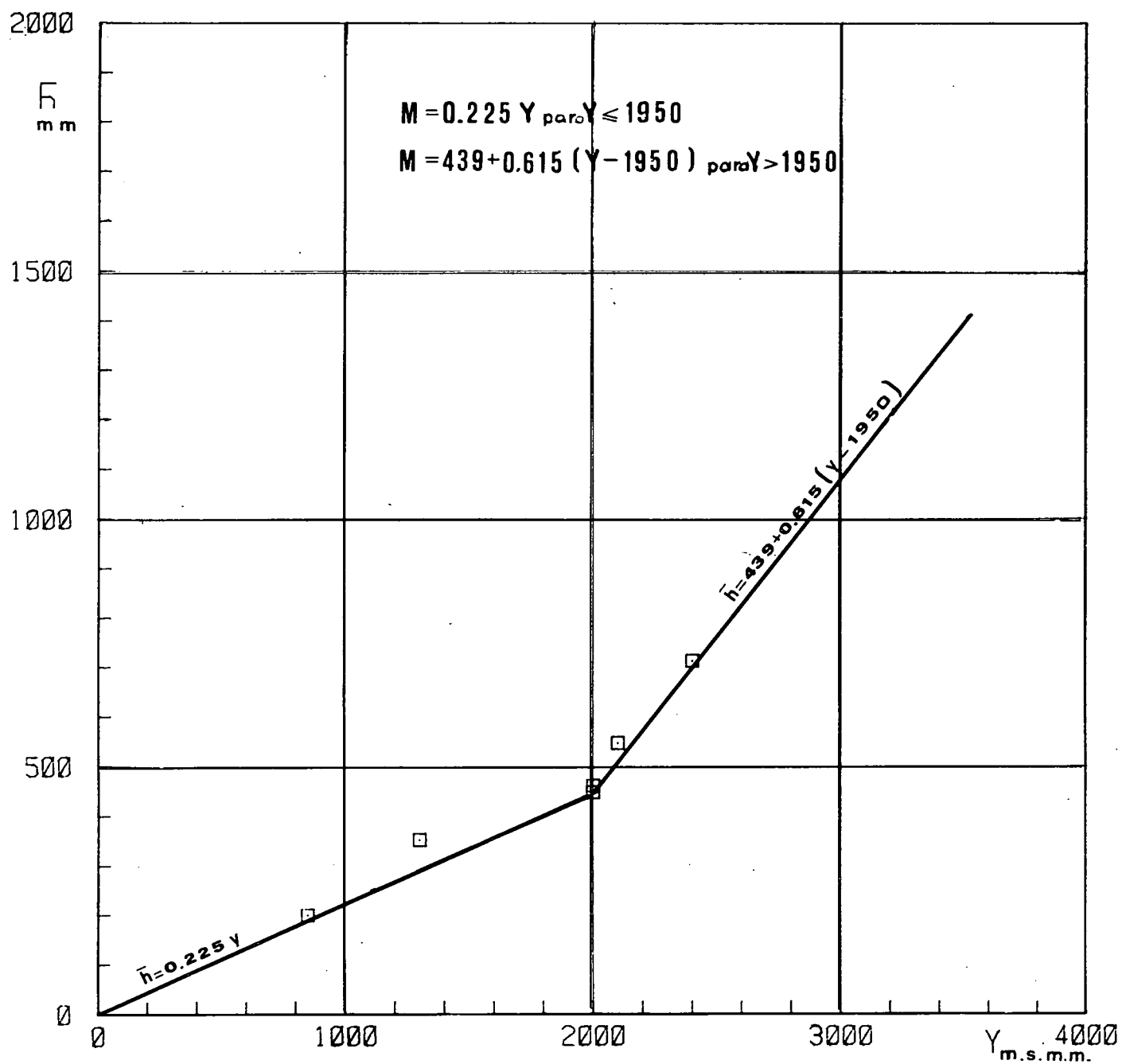


1:2-75 : AREA ANOMALA 5C  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

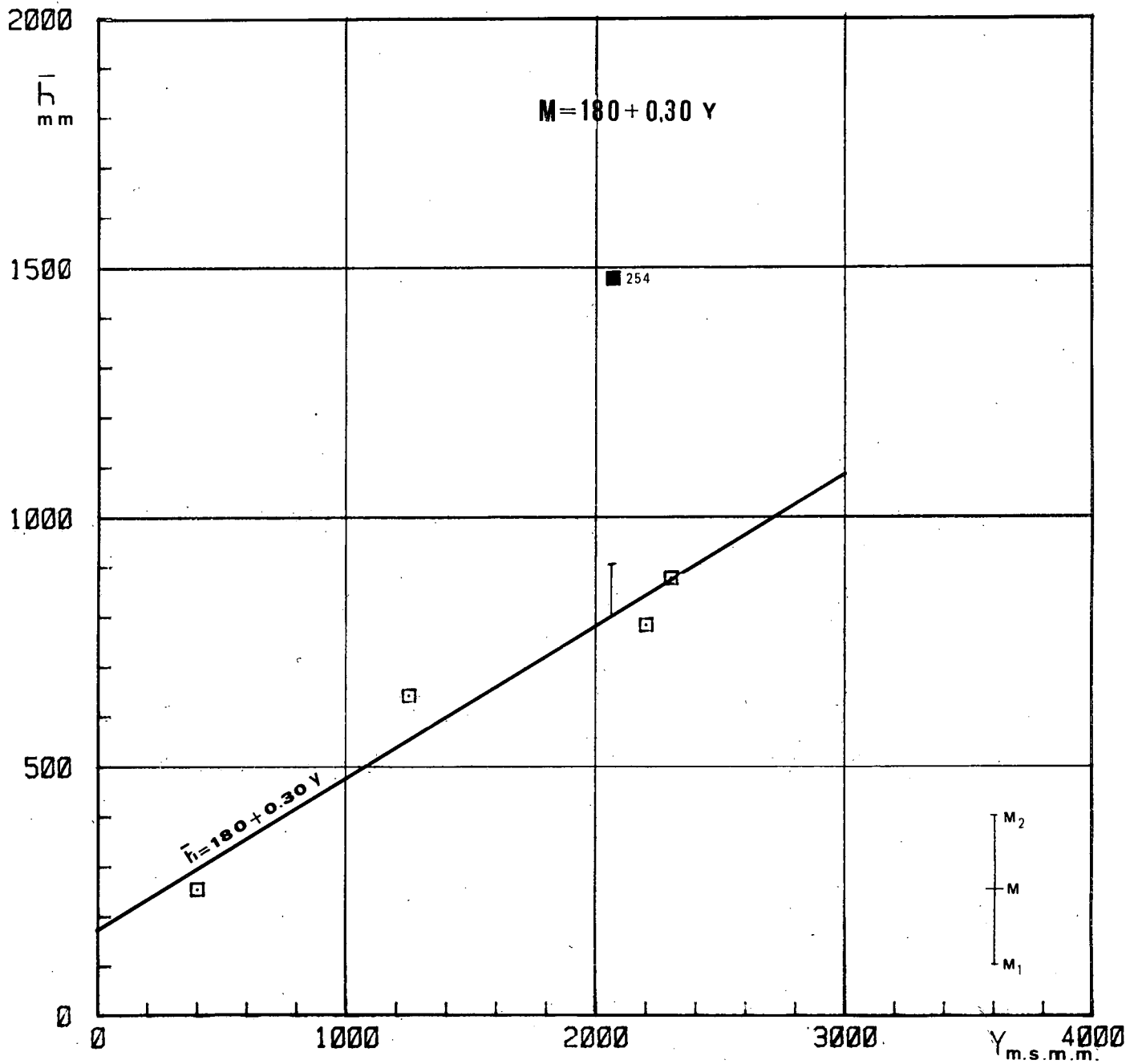




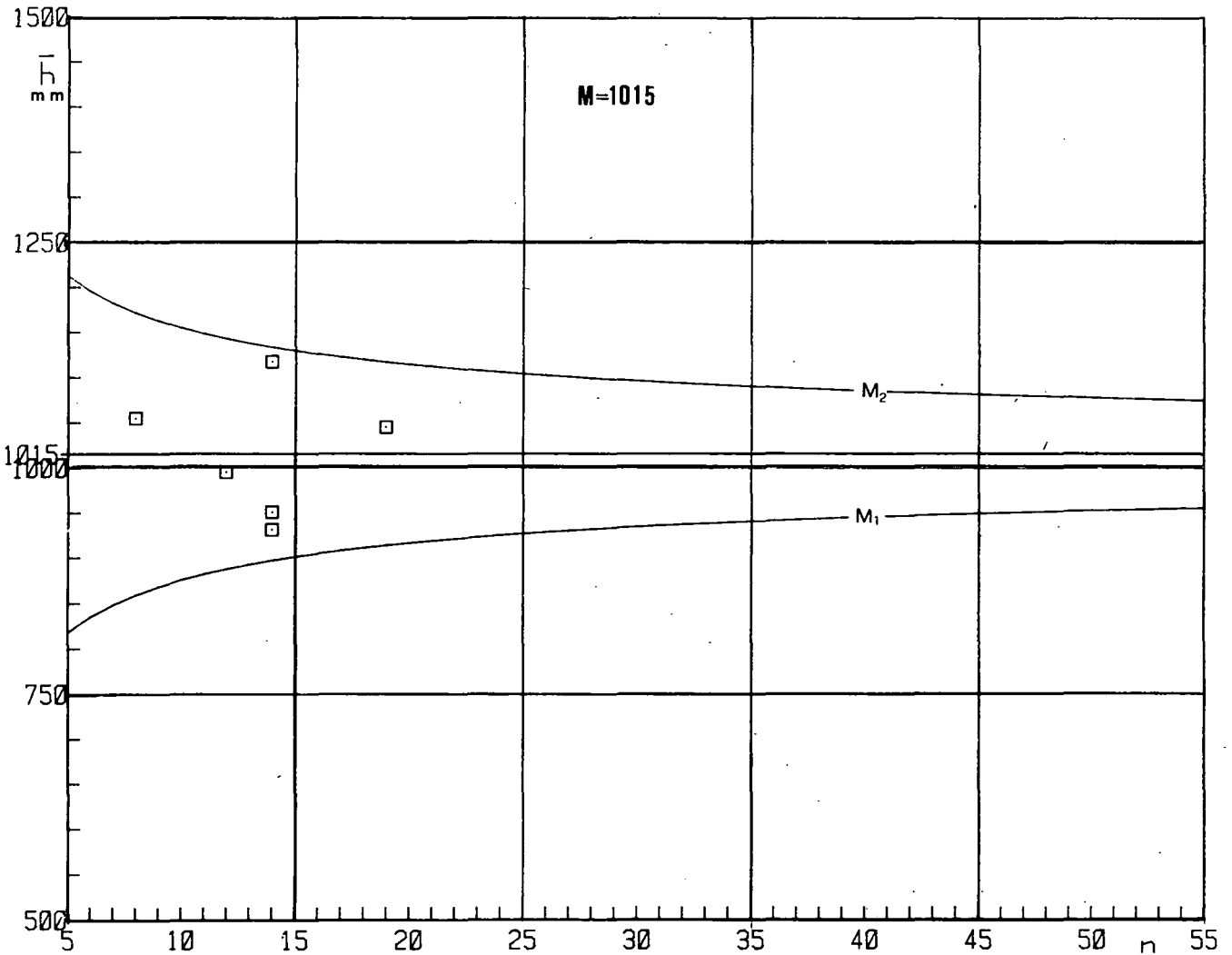
1:2-77 : AREA ANOMALA  $5_E$   
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



I:2-78 : AREA ANOMALA  $5_F$   
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

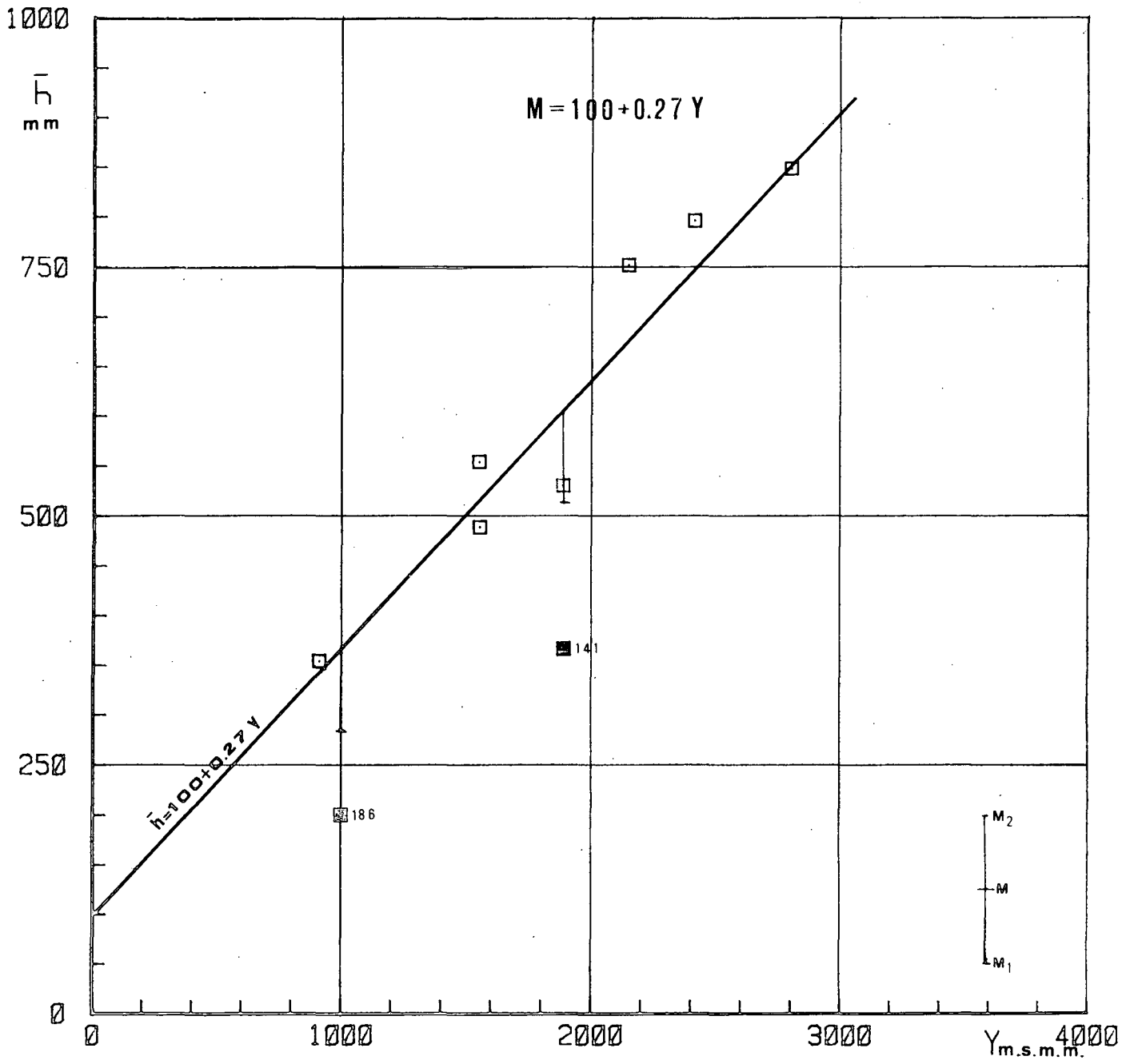


1:2-79 : AREA ANOMALA 5G  
Verificación de la hipótesis de trabajo.

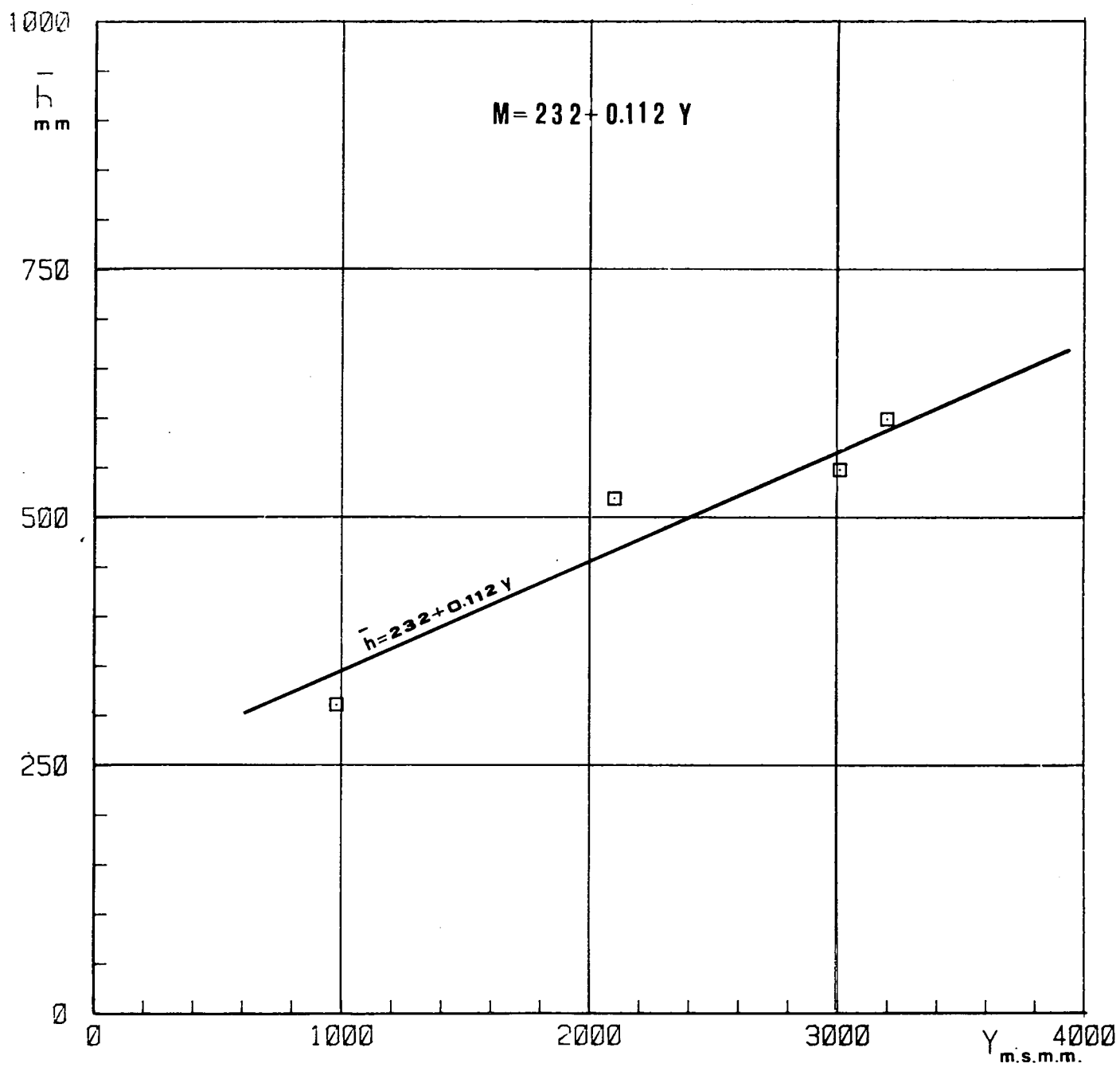


1:2-80 : AREA ANOMALA 5H  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

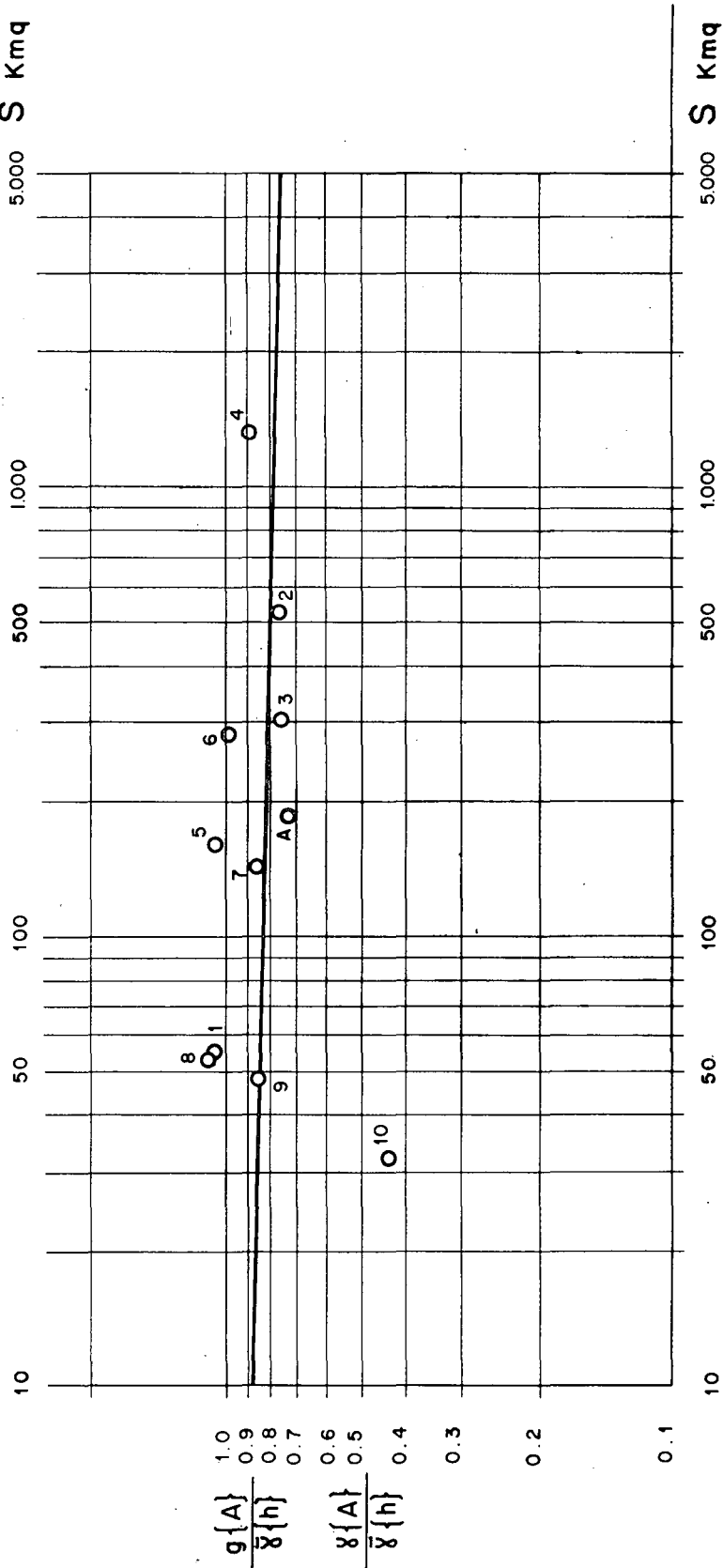
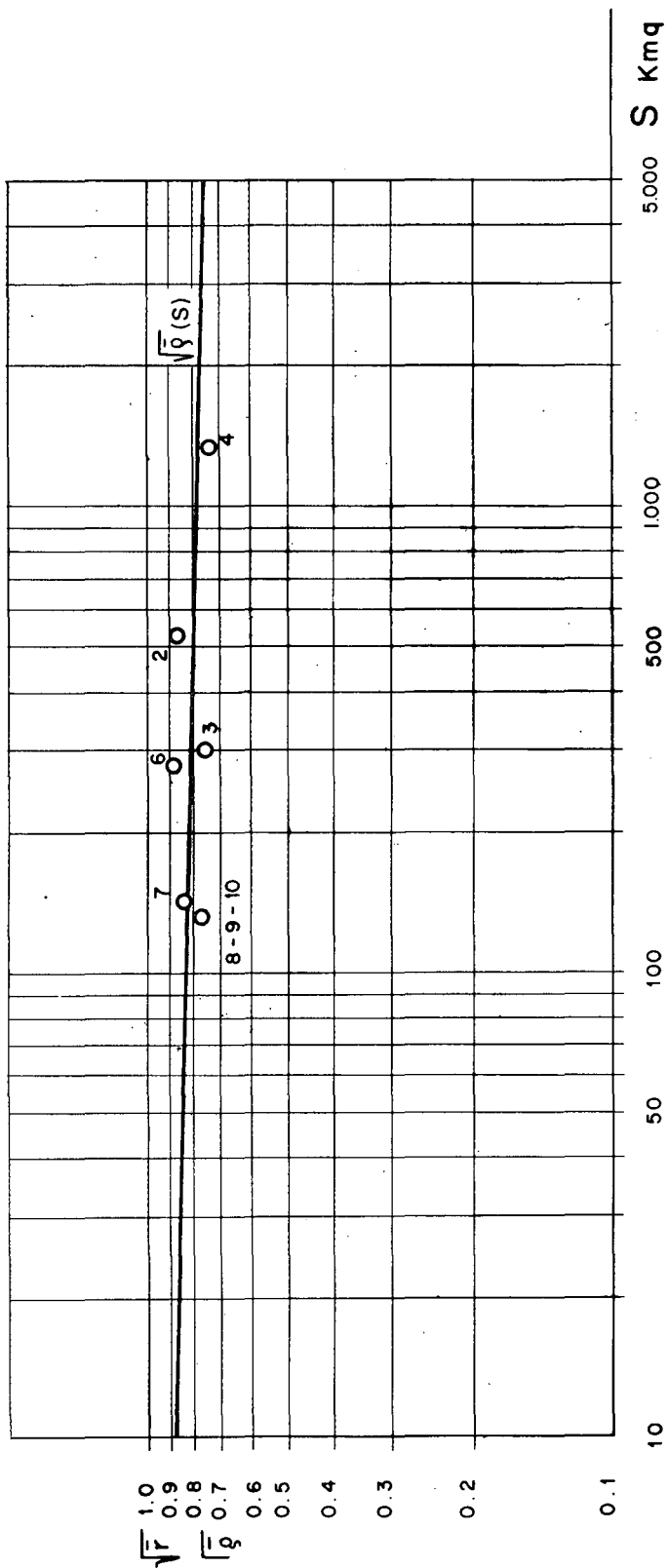




I:2-81 : AREA ANOMALA 5<sub>1</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.

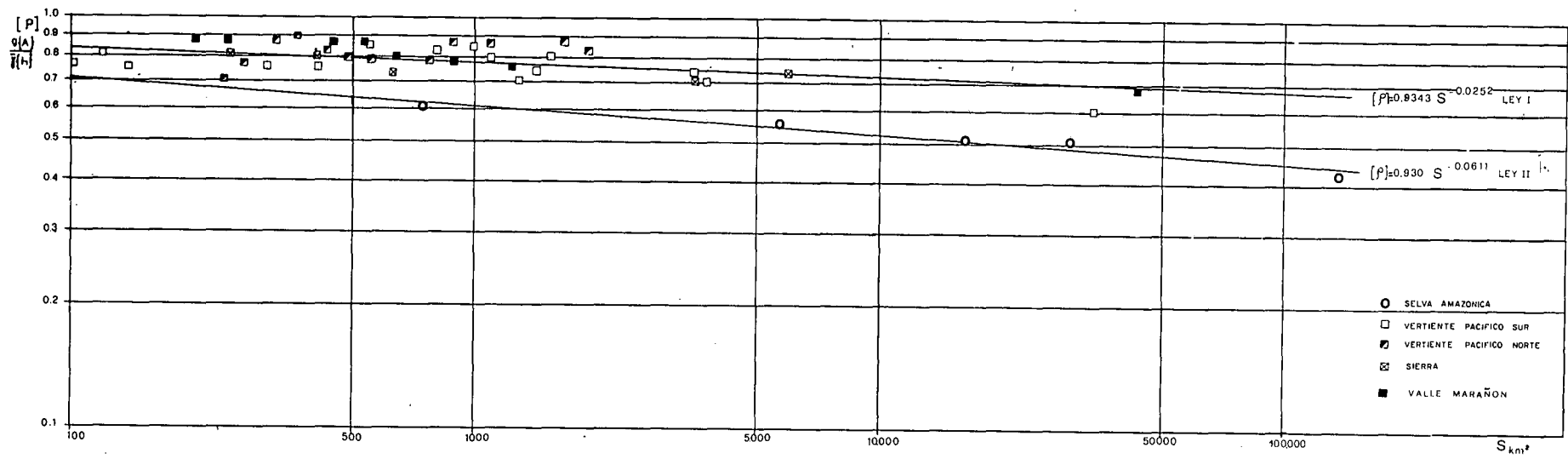


1:2-82 : AREA ANOMALA 5<sub>L</sub>  
 Verificación de la hipótesis de trabajo.



1:3-1 : Correlación entre la altura de lluvia anual  $h$  registradas en una cuenca:

- a) Ley de regresión  $r$  sobre  $S$  extraída de 1;
- b) Ley de regresión  $\frac{g(A)}{g(h)}$  sobre  $S$  extraída de 1.



1:3-2 : Ley de regresión de  $\frac{g(A)}{\delta(h)}$  sobre S

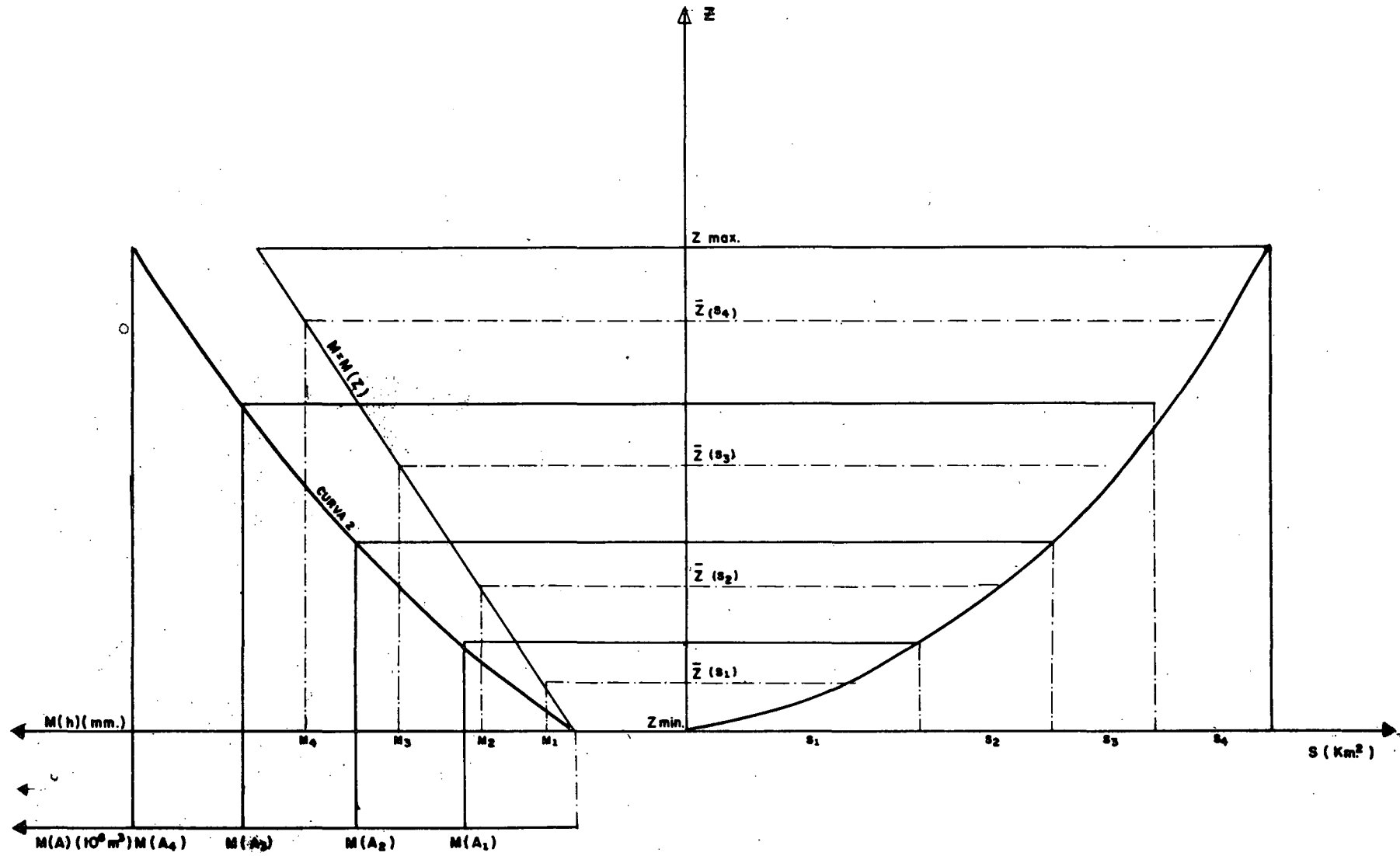


Fig. I: 3-3

PROCEDIMIENTO GRAFICO PARA CALCULAR  $\bar{Y}(h)$  CON LA FORMULA (I:3-6)

# O M I S I O N

## GRUPO DE TRABAJO

Servicio Nacional de Meteorología é Hidrología ( SENAMHI )

Colaborador : Ing<sup>o</sup> Gustavo Trelles Rossi

Colaborador : Ing<sup>o</sup> Alejandro Herrera Villablanca

## F E D E R R A T A S

Página	Línea	Dice :	Debe decir :
2	6	M Q y M D	M {Q} y M {D}
4	26	escorrentían	escorrentías
6	47	po	por
7	12	pra	para
7	34	ejercitada	ejercida
8	2-3	estacones	estaciones
8	17	ejercitar	ejercer
8	20	requiría	requeriría
8	32	tando	tanto
8	46	mínimos	mínimo
9	7	año	año
9	7	embarse	embalse
10	24	percentuales	porcentuales
11	19	percentual	porcentual
12	20	mínimos	mínimo
13	27	conta	con la
14	2-3	correlaciones	correlacionadas
15	23	ejercitado	ejercido
22	38	dispersaciones	dispersiones
22	46	percentual	porcentual
23	15	sirva	sirve
I-11	11	Valores de ha de la serie	Valores de h de la serie
I-11	14	$(h_i - \bar{h})^2$	$(h_i - \bar{h})^2$
I-29	22	percentual	porcentual
I-29	25	logarístimico-normal	logarítmico-normal
I-30	31	coordinadas	cordenadas
I-35	39	.. el efecto aridificante del anticiclón	.. el efecto del anticiclón provoca aridez ac...
I-46	4	prelimianres	preliminares
I-46	5	definitivamete	definitivamente
I-48	2	SUBIDICION	SUBDIVISION
I-48	30	.. condiciones de inestabilidad condi- cionada convectiva.	.. condiciones de inestabilidad convectiva
I-48	39	... situaciones	... situaciones
Simbología, Caps.		M ( h )	M {h}
I : 1, I : 2.		G ( h )	G {h}
		g ( h )	g {h}
		M ( A )	M {A}
		G ( A )	G {A}

