

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

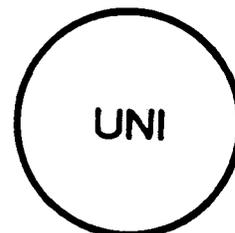
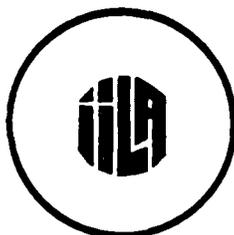
ESTUDIO DE LA HIDROLOGIA DEL PERU

VOLUMEN III

18
3
88

820





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 III

ESTUDIO DE AVENIDAS

**PUBLICACION DEL
INSTITUTO ITALO-LATINO AMERICANO**

A CARGO DEL SERVICIO PARA LA COOPERACION

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

INSTITUTO ITALO-LATINO AMERICANO (I.I.L.A.)

SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGIA - HIDROLOGIA (SE.NA.M.HI.)

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA (U.N.I.)

AUTORIDADES DE LAS INSTITUCIONES

INSTITUTO ITALO-LATINO AMERICANO (I.I.L.A.)

SECRETARIO GENERAL

EMBAJADOR PIO PIGNATTI MORANO

JEFE DEL SERVICIO PARA
LA COOPERACION

DR. NERINA ANGLÉSIO

SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGIA - HIDROLOGIA (SE.NA.M.HI.)

JEFE
DIRECTOR GENERAL

MAYOR GR. F.A.P. MET. JACOB DELMAR CORREA
ING. LUIS VEGA CEDANO

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA (U.N.I.)

RECTOR

JUAN MIGUEL ORTIZ VELEZ

TRABAJO EJECUTADO CON EL APORTE DEL:
GOBIERNO DEL PERU.
MINISTERIO DE ASUNTOS EXTERIORES DE ITALIA.

COORDINADOR GENERAL: Prof. Ing. CARLO VIPARELLI

GRUPO DE TRABAJO

SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA (SE.NA.M.HI.)

COORDINADOR : Ing. LUIS BREA KAIK
COORDINADOR : Ing. OSCAR GUEVARA CALMET
INVESTIGADOR : Ing. JORGE YERREN SUAREZ
COLABORADOR : Ing. WALTER GOMEZ LORA
COLABORADOR : Bach. HUMBERTO RAMOS ROMERO
DIBUJANTE : Sr. RODOLFO MEDINA MARTELL

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA (U.N.I.)

COORDINADOR : Ing. LUIS BASURCO BOUCHON
INVESTIGADOR : Ing. JULIO MALLAUPOMA REYES
INVESTIGADOR : Ing. EDGAR RODRIGUEZ ZUBIATE
COLABORADOR : Bach. JUAN FRANCISCO LY LOO
COLABORADOR : Bach. DANIEL BASSI

INSTITUTO ITALO LATINO AMERICANO (I.I.L.A.)

COORDINADOR : Ing. ROSA VIPARELLI *
COORDINADOR : Ing. VINCENZO NAPOLI *
INVESTIGADOR : Ing. GIOVANNI DI MARCO *
INVESTIGADOR : Ing. RODOLFO GARCIA AGREDA
INVESTIGADOR : Ing. PIETRO CAPUANO
INVESTIGADOR : Ing. LUCIANO CAPOBIANCO
COLABORADOR : Sig. LUIGI FUSCO
COLABORADOR : Sig. VINCENZO TOSTI

* INGENIEROS DEL «STUDIO TECNICO CARLO VIPARELLI» (S.T.C.V. - VIA CINTIA IS. 5 P.CO S. PAOLO - 80126 NAPOLI).

PROLOGO

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 tre 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 por 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 permiten completar el diseño de la red de estaciones hidrometeorológicas nacional.

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

INDICE GENERAL

PARTE I - PLUVIOMETRIA

- Capitulo I:1* - Máximos anuales de la altura y de la intensidad de lluvia en un punto.
- *Simbología y definiciones.*
 - A: *Hipótesis de trabajo introducidas al analizar las series de datos a disposición.*
 - 1ª Hipótesis: adaptabilidad de la ley asintótica del máximo valor para interpretar la distribución de probabilidad de X.
 - 2ª Hipótesis: curva de probabilidad pluviométrica.
 - 3ª Hipótesis: zonas y subzonas pluviométricas.
 - Distribución de probabilidad de la variable $i_t = \frac{h_t}{t}$.
 - B: *Verificación de las hipótesis de trabajo y conclusiones.*
 - Datos a disposición.
 - Verificación de la 1ª hipótesis de trabajo (párrafos de I: 1-2 a I: 1-6).
 - Verificación de la 2ª hipótesis (párrafos I: 1-9 y I: 1-10): subdivisión del territorio en zonas pluviométricas.
- Capitulo I:2* - Máximos anuales de la altura media de lluvia h_{mt} y de la intensidad media de lluvia i_{mt} sobre la superficie S subtensa por una sección genérica X.
- *Simbología y definiciones.*
 - 1ª Hipótesis: distribución de probabilidad de h_{mt} y de i_{mt} .
 - 2ª Hipótesis: pluviogramas de forma rectangular correspondientes a determinados pares de valores de t y de T.

PARTE II - HIDROMETRIA

- Capitulo II:1* - Datos a disposición.
- Capitulo II:2* - Caudal máximo de avenidas Q y contribuciones por unidad de superficie
- $$u = \frac{Q}{S}.$$
- Capitulo II:3* - Caudales de avenida diaria y contribuciones por unidad de superficie
- $$u_g = \frac{Q_g}{S}.$$

PARTE III - CONEXION ENTRE LOS CAUDALES MAXIMOS DE AVENIDAS Y LAS LLUVIAS QUE LOS PROVOCAN

- Capitulo III:1* - Procesos através de los cuales se desarrolla el balance hidrológico de una avenida.
- A: *Infiltraciones y escurrimiento.*
 - B: *Hidrograma de avenidas en X.*
- Capitulo III:2* - Indicaciones deducidas por investigaciones precedentes.
- Capitulo III:3* - Conexión entre contribución por unidad de superficie u y intensidad media de lluvia en una cuenca.
- A: *Esquema de referencia.*
 - Volumen y velocidad de escurrimiento
 - Condiciones de máximo escurrimiento. Valores críticos de la duración \bar{t} y de período de retorno T.
 - Tiempo de respuesta de la cuenca t_r . Valores característicos de t_r y de T.
 - Ley $u_T(T)$.
 - Estimación de $u_{T,r}$.
 - B: *Consecuencias extraídas del esquema tomado como referencia y verificación de la validez del mismo.*
 - Primeras estimaciones de t_c , de S_r y de A.
 - Similitud de las cuencas en relación a las características hidrogeológicas medias (1º criterio de similitud).
 - Similitudes de las cuencas en relación a las características morfológica y a las características de la red hidrográfica (2º criterio de similitud).
 - Similitudes de las cuencas en relación a las características hidrogeológicas medias de las cuencas equivalente (3º criterio de similitud).
 - Verificación de los criterios de similitud.
 - Necesidad de modificaciones cuando $h_{\bar{t},T}$ y $i_{\bar{t},T}$ varían en forma notoria de punto a punto.
 - C: *Conclusiones.*

PARTE I
PLUVIOMETRIA

CAPITULO I - 1

Máximos anuales de la altura y de la intensidad de lluvia en un punto

1. — Se consideran las máximas alturas y la máxima intensidad media de lluvia que pueden verificarse en un punto en un día o en intervalos de tiempo prefijados t y se estiman los máximos valores que ellos pueden asumir con una determinada probabilidad en las diversas zonas del territorio del Perú.

La base de la investigación está constituida por los datos de lluvia registrados en las estaciones pluviométricas instaladas en el país y que ha sido posible encontrar.

Con metodología ya adoptada con éxito en otras investigaciones:

En una primera fase se han analizado las series de datos considerando cada serie independiente de la otra.

En una segunda fase, con criterios de análisis regional, se han confrontado las diferentes series de datos; ya sea con el fin de integrar la información suministrada por cada una de ellas en relación a la magnitud a la cual se refiere, con las informaciones que pueden ser suministradas con el mismo fin por las otras; ya sea con el fin de definir los criterios de similitud hidrológica que permitan, zona por zona, estimar lo que pueda suceder aún en los puntos en que no se dispone de datos.

2. — Con el procedimiento adoptado como norma en las investigaciones - estadísticas, el análisis de los datos ha sido conducido:

1) Formulando una hipótesis de trabajo.

2) Verificando gráficamente si dicha hipótesis se puede adaptar a los datos que se examinan.

En el caso que esto se verifique:

3) Formulando en forma precisa la hipótesis y las consecuencias que se derivan.

4) Controlando si las indicaciones suministradas por los datos concuerdan con las consecuencias que se extraen de la hipótesis.

5) Aceptando la hipótesis solo cuando dicho control ha resultado positivo.

En armonía con tal procedimiento, por claridad de la exposición, al ilustrar las diversas fases de las investigaciones y las conclusiones obtenidas, ha parecido conveniente subdividir el capítulo en dos partes.

En una primera parte, Parte A, se recuerdan las diferentes hipótesis de trabajo que se han introducido para interpretar los datos, según la experiencia de investigaciones anteriores.

En una segunda parte, Parte B, después de haber listado los datos disponibles, se ilustran primero los controles realizados para verificar que las hipótesis de trabajo introducidas se adaptan para interpretarlos y, luego, las conclusiones que de acuerdo con dichas hipótesis se extraen de ellas.

3. — Desafortunadamente los datos a disposición o, que de cualquier modo ha sido posible encontrar, se refieren sólo a algunas zonas del Perú. Para todas las otras los resultados de las investigaciones realizadas pueden servir:

O para indicar la metodología que conviene adoptar para interpretar los datos disponibles para la zona en la cual tales datos existen, pero que no ha sido posible encontrarlos.

O para indicar que datos deben recogerse en el futuro para las zonas en las cuales los datos no existen o son insuficientes.

Simbología y definiciones

I: 1-1. Refiriéndose a un punto genérico se definen:

con h_g , en mm, el máximo valor asumido año por año por la altura de lluvia en un día, medido convencionalmente a partir de una determinada hora del día solar hasta la misma hora del día siguiente;

Con h_t , en mm, el máximo valor asumido año por año por la altura de lluvia caída en un intervalo de tiempo t prefijado;

Con i_t , en mm/hora, la intensidad media de lluvia $\frac{h_t}{t}$ en el tiempo t que corresponde al máximo anual h_t .

Cada una de estas magnitudes ha sido tratada como una variable aleatoria.

En detalle, denominado en forma genérica con el símbolo X una u otra de las magnitudes h_g , h_t , i_t y con el símbolo x el valor asumido año por año por X , se denominan:

Con $\Phi\{x\}$, la función de repartición de X ;

Con x_Φ , el valor de X al cual le corresponde un valor asignado de Φ de la $\Phi\{x\}$;

Con x_N el máximo valor asumido por X en un período de N años sucesivos;

Con $\Phi\{x_N\}$ la función de repartición de x_N , considerándola a su vez como variable casual;

Con x_T , con $T = N$, el valor modal de la distribución de x_N , ó, según la definición de valor modal, el máximo valor que X puede asumir normalmente una vez cada $T = N$ años;

Con $x_{T,r}$, el valor de x_N al cual le corresponde la probabilidad acumulada $\Phi\{x_N\} = 1 - r$, ó lo que es lo mismo, el máximo valor que X puede asumir una vez cada $T = N$ años a menos de un riesgo r .

A: Hipótesis de trabajo introducidas al analizar las series de datos a disposición.

1ª. Hipótesis: adaptabilidad de la ley asintótica del máximo valor para interpretar la distribución de probabilidad de X

I: 1-2. En forma genérica, los eventos de lluvia de notable intensidad que se verifican en un punto son determinados por situaciones meteorológicas particulares ligadas a las condiciones ambientales propias del punto.

De aquí se deduce, que los máximos valores «y» asumidos durante cada uno de dichos eventos, o por la altura de lluvia en un día o por la altura o intensidad de lluvia en un intervalo de tiempo prefijado t , son el último efecto de procesos en los cuales intervienen, con pesos y combinaciones diferentes, siempre los mismos factores. La «y», por lo tanto, se diferencia de un evento de lluvia a otro, sólo en las distintas modalidades con las que dichos factores se combinan entre ellos y por el diferente peso con el cual cada uno de ellos interviene en el proceso que provoca la lluvia¹.

I: 1-3. Teniendo en cuenta todo lo dicho, al analizar los datos de lluvia registrados en un punto en un período de observación más o menos largo, denominando indiferentemente con X , el máximo anual h_g de la altura de lluvia diaria, ó el máximo h_t de la altura de lluvia ó el máximo anual i_t de la intensidad de lluvia registrada en un determinado intervalo de tiempo t y recordando el significado dado al símbolo «y», en la mayor parte de los casos es lícito admitir:

¹ Solo en condiciones ambientales particulares puede ocurrir que, al lado de situaciones meteorológicas que ocurren con mayor frecuencia, se verifiquen situaciones meteorológicas que llevan a una radical distorsión de los procesos que provocan lluvia. Pueden, por lo tanto, verificarse eventos, aunque muy raros, en los cuales se registran valores de «y», que por su naturaleza, resultan completamente anómalos en relación a aquellos más frecuentes.

1) Que los valores que puede asumir «y» al pasar de un evento de lluvia a otro, constituyan una población homogénea;

2) que los valores que puede asumir «y» en los K eventos de lluvia de notable intensidad, independientes uno de otro, que se verifican en cada año, pueden considerarse como una muestra de dimensión K, extraída en el mismo año de la población de la «y»;

3) que el valor x asumido por X en cada año coincida con el máximo valor y_K asumido por «y» en la muestra de dimensión K extraída en el mismo año de la población de «y».

De acuerdo a esto, refiriéndose a un modelo examinado en el cálculo de probabilidades, en el supuesto que K no varía de año a año, sea que se haga referencia a h_g , sea que se haga referencia a h_i ó a i_i denominando con el símbolo genérico X, una u otra de dichas variables, se admite:

que los valores x que puede asumir la X constituyen a su vez una población homogénea; que dicha población esté distribuida según la ley asintótica del máximo valor².

I: 1-4. De acuerdo con la hipótesis introducida en el párrafo I: 1-3 que precede, la función de repartición $\Phi \{x\}$ se lleva a la expresión algebraica:

$$\Phi \{x\} = \Phi (x; \varepsilon; \alpha) = e^{-e^{-\alpha(x-\varepsilon)}}, \quad (\text{I: 1-1})$$

en la cual, «e» es la base de los logaritmos naturales y ε y α , parámetros de la distribución, los cuales indican respectivamente los valores modales de la distribución de probabilidad de X y una medida de la dispersión de la misma.

Siempre en base a la propiedad de la ley asintótica del máximo valor, los dos parámetros ε y α están ligados al valor medio $M \{x\}$ y a la desviación típica $\sigma \{x\}$ de X, mediante las relaciones:

$$\varepsilon = M \{x\} - 0.45 \sigma \{x\} \quad (\text{I: 1-2})$$

$$\alpha = \frac{1.28255}{\sigma \{x\}} \quad (\text{I: 1-3})$$

En consecuencia, la función de repartición $\Phi \{x\}$ resulta definida una vez que se conozcan los valores asumidos por el par de parámetros ε y α , por la (I: 1-2), por la (I: 1-3), a partir de $M \{x\}$ y de $\sigma \{x\}$.

II: 1-5. El máximo valor x_N que X puede asumir en un período de N años sucesivos puede ser tratado a su vez como una variable aleatoria, con función de repartición $\psi \{x_N\}$ ligada a la función de repartición $\Phi \{x\}$ de X, por la relación:

$$\psi \{x\} = \Phi \{x\}^N, \quad \text{para } x = x_N \quad (\text{I: 1-4})$$

Al igual que X, x_N está distribuida según la ley asintótica del máximo valor y, de acuerdo con los símbolos y con las definiciones introducidas en el párrafo I: 1-1, su valor modal x_T para $T = N$:

por definición del valor modal, tiene una probabilidad acumulada igual a $\psi \{x_N = x_T\} = 0.368$ en la distribución de probabilidad de x_N .

² Como es obvio, si, en las condiciones ambientales alrededor del punto, pudieran tenerse valores de h_g ó de h_i y de i_i , debidos a situaciones meteorológicas distintas de las que ocurren con mayor frecuencia, en contra a la hipótesis asumida, la población de la x resultaría una mezcla de dos poblaciones distintas. La primera de dichas poblaciones estaría constituida por los valores de h_g ó de h_i provocados por las situaciones recurrentes con mayor frecuencia; la segunda, en cambio, estaría constituida por situaciones anómalas. Como se ha dicho, aún cuando existiese, dicha segunda componente representaría un porcentaje mínimo de la mezcla, y podría no ser representada de la muestra de dimensión n constituida por los valores asumidos por X en un período de n años consecutivos. De aquí se deduce que ha sido posible aceptar la existencia solo en investigaciones en las cuales, procediendo con criterios de análisis regional, confrontando los valores asumidos por h_g en puntos diferentes de una región, se ha reconocido que, para más puntos, en la serie de valores de h_g registrados en el pasado, el máximo valor, y, para cualquier punto, los dos valores más grandes, mal se adaptaban a la hipótesis que h_g estuviese distribuida según la ley asintótica del máximo valor.

Por la (I: 1-4), tiene probabilidad acumulada igual a:

$$\Phi \{x = x_T\} = 0.368^{1/T} \quad (\text{I: 1-5})$$

Siempre en base a los símbolos y a las definiciones introducidas en el párrafo I: 1-1, el máximo valor $x_{T,r}$ que X puede asumir una vez cada $T = N$ años a menos de un riesgo r , tiene probabilidad acumulada igual a:

$$\Psi \{x_N = x_{T,r}\} = 1 - r \quad (\text{I: 1-6})$$

en la distribución de probabilidad de x_N y probabilidad acumulada igual a:

$$\Phi \{x = x_{T,r}\} = (1 - r)^{1/T} \quad (\text{I: 1-7})$$

en la distribución de probabilidad de X.

I: 1-6. Con aproximación suficiente, siempre y cuando se consideren valores de T mayores de 6 a 7 años, x_T puede ser calculado por medio de la relación:

$$x_T = \varepsilon(1 + K' \log T) \quad (\text{I: 1-8})$$

en la cual, manteniendo el significado de ε (valor modal en la distribución de la variable x), K' , definida característica de la distribución de x , es igual a:

$$K' = \frac{1}{0.4343 \varepsilon \cdot \alpha} = \frac{M\{x\}}{0.557 \cdot \varepsilon} \quad (\text{I: 1-9})$$

De otro lado, dado que T y Φ están ligados por la relación:

$$T = \frac{1}{1 - \Phi} \quad (\text{I: 10})$$

$x_{T,r}$ puede ser calculado a su vez por medio de la (I: 1-8) y por la (I: 1-9), introduciendo en la (I: 1-8) un valor ficticio T' del período de retorno, por la (I: 1-7) ligado a T y r por la relación:

$$T' = \frac{1}{1 - \Phi} = \frac{1}{1 - (1 - r)^{1/T}} \quad (\text{I: 1-11})$$

2^{da}. Hipótesis: curva de probabilidad pluviométrica

I: 1-7. Para X coincidente con el máximo anual h_t de la altura de lluvia en el tiempo t , por la (I: 1-8) y por la (I: 1-9), se obtiene:

$$h_{t,T} = \varepsilon_t(1 + K' \log T) \quad (\text{I: 1-8}')$$

y

$$K'_t = \frac{1}{0.4343 \cdot \varepsilon_t \cdot \alpha_t} \quad (\text{I: 1-9}')$$

con ε_t y α_t que simbolizan respectivamente el valor modal y una medida de la dispersión en la distribución de probabilidad de h_t y con K'_t que simboliza la característica de la misma distribución.

Naturalmente, considerando la serie estadística constituida por los n valores asumidos por h_t durante los años sucesivos del período de observación como una muestra de dimensión n extraída casualmente de la población de h_t , para un valor asignado de t , es posible tener solamente una estimación e_t de ε_t y sólo una estimación c'_t de K'_t y, a igual probabilidad, dichas estimaciones resultan tanto más aproximadas cuanto mayor es n .

En todo caso, confrontando las estimaciones de e_t deducidas para un mismo punto para los diferentes valores de t , dichas estimaciones asumen valores tanto mayores cuanto más grande es t .

En detalle, de las experiencias adquiridas en investigaciones precedentes, resulta que para valores de t comprendidos en el intervalo de 3 horas $\leq t \leq 24$ horas (y, en algunos casos, para cualquier valor de $t < 24$ horas) e_t varía en función de t con ley de regresión que puede llevarse a una expresión del tipo $e_t = at^n$, con valores de las constantes a y n que son característicos del punto que se considera.

De acuerdo a esto, se admite que las desviaciones que se encuentran entre el valor de e_t deducido de los datos que se refieren a un determinado valor de t y el valor de e_t que corresponde al mismo t en la ley de regresión de e_t sobre t , sean debidos a defectos de muestreo y como tales no sean significativos.

En consecuencia se admite que, en cada punto, la moda ε_t de h_t varíe en función de t con ley que puede conducirse a la expresión:

$$\varepsilon_t = at^n \quad (\text{I: 1-12})$$

asumiendo para las constantes a y n los valores que definen la ley de regresión de e_t sobre t .

Con criterio análogo se admite que las desviaciones que se encuentran entre los valores c'_t de las estimaciones de K'_t deducidas para los valores de t puedan atribuírse solamente a defectos de muestreo y que, en consecuencia, al menos mientras se tenga 3 horas $\leq t \leq 24$ horas, (y en algunos casos para $t \leq 24$ horas), K'_t asuma valor único K' para cualquier valor de t .

Por la (I: 1-8)' y por la (I: 1-12), se asume:

$$h_{t,T} = a(1 + K' \log T) \cdot t^n \quad (\text{I: 1-13})$$

ó, también:

$$h_{t,T} = a_T \cdot t^n, \quad (\text{I: 1-13}')$$

siendo

$$a_T = a(1 + K' \log T), \quad (\text{I: 1-14})$$

y con a_T que varía en función de T y con n que es independiente de T .

Como es obvio, la (I: 1-8)' especifica la ley con la cual, para un valor determinado de t , $h_{t,T}$ varía en función de T ; la (I: 1-13) ó el sistema de ecuaciones (I: 1-13)' y (I: 1-14) especifican como, para un valor determinado de T , $h_{t,T}$ varía en función de t .

En detalle, recurriendo a un diagrama cartesiano de coordenadas (t ; $h_{t,T}$), para cada valor de T es posible representar la (I: 1-13) por medio de una curva que se denominará *curva de probabilidad pluviométrica correspondiente al período de retorno T*.

Naturalmente, si se recurre a un diagrama en papel logarítmico de coordenadas ($\log t$; $\log h_{t,T}$) dicha curva adopta la forma de una recta y si, sobre el mismo diagrama, se representa también la ley (I: 1-12) con la cual ε_t varía en función de t , se logra una recta paralela a la primera y por debajo de ésta a una distancia que, en la escala de reducción en la cual se ha representado el $\log h_{t,T}$ y el $\log \varepsilon_t$, resulta igual a $(1 + K' \log T)$.

I: 1-8. Al igual de lo dicho para h_t , cuando X coincida con el máximo anual h_g de la altura de lluvia diaria, indicando con ε_g y con α_g los valores asumidos repectivamente por ε y por α , por la (I: 1-8) se asume:

$$h_{g,T} = \varepsilon_g (1 + K'_g \log T) \quad (\text{I: 1-8})''$$

con

$$K'_g = \frac{1}{0.4343 \cdot \varepsilon_g \cdot \alpha_g} \quad (\text{I: 1-9})''$$

De acuerdo a lo dicho, cuando se disponga de medidas, sea de h_g , sea de h_t , para diferentes valores de t , se encuentra que la estimación c'_g de K'_g que se deduce de la serie estadística constituida por los valores de h_g , se aparta de los valores asumidos por las estimaciones c'_t de K'_t correspondientes a valores de t comprendidos en el intervalo 3 horas $\leq t \leq 24$ horas en cantidades que pueden atribuírse a defectos de muestreo. Se admite, por lo tanto, que K'_g y K'_t , para cualquier valor de t comprendido entre 3 y 24 horas, sean iguales a la

media de los valores asumidos por c'_g y por c'_i deducidos para los diversos valores de t para los cuales han sido registrados las h_i .

Con mayor precisión, cuando para la h_g se disponga de un período de observación diferente de aquel del cual se dispone para h_i , como a menudo sucede, antes de referirse a la media aritmética de c'_g y de los diferentes valores de c'_i , se asignan a c'_g y a c'_i pesos diferentes iguales a la duración del período de observación del cual se dispone y se hace referencia a la media ponderal de c'_g y de c'_i .

En cada caso, se admite implícitamente que la estimación de K'_g o la estimación de K'_i para cada valor de t puedan ser mejoradas teniendo en cuenta, además de la información suministrada por los datos que se refieren a la magnitud h_g ó h_i en la cual la estimación se refiere, también la información suministrada por series de datos que, en efecto, se refieran a magnitudes diferentes.

Teniendo en cuenta esto, al elaborar la serie estadística de h_g o las series estadísticas de h_i , se considera suficiente estimar c'_g ó c'_i con el método de momentos.

Teniendo en cuenta cada serie de datos y denominando con X una u otra de las variables h_g y h_i :

Se deducen en forma preliminar la media aritmética de los datos, como estimación del valor medio $M\{x\}$, y la desviación típica media s_x , como estimación de $\sigma\{x\}$;

Se deducen las estimaciones *e de* ε y *a de* α introduciendo en la (I: 1-2) y en la (I: 1-3) respectivamente \bar{x} en lugar de $M\{x\}$ y s_x en lugar de $\sigma\{x\}$;

Se deduce la estimación c' de K' por medio de la (I: 1-9), introduciendo en esta *e* en lugar de ε y *a* en lugar de α .

3ª. Hipótesis: Zonas y sub-zonas pluviométricas

I: 1-9. Considerando los valores de h_g y de h_i registrados en puntos diferentes de una misma zona, se deducen estimaciones e_g de ε_g y e_i de ε_i y estimaciones c' de K' diferentes de punto a punto.

Con la experiencia de precedentes investigaciones, en zonas a veces muy amplias de territorio:

Las diferencias entre los valores asumido por c' a iguales valores de t pueden, desde un punto de vista estadístico, ser atribuidas sólo a defectos de muestreo, y como tales ser consideradas no significativas, o, por lo menos en parte, a la influencia que la posición del punto tiene sobre los valores asumidos cada vez por h_g ó h_i y como tales ser consideradas significativas.

En el segundo caso, se encuentra que sobre toda la zona considerada ó sobreparte de la misma, e_g ó e_i varían de punto a punto en función de uno u otro de los parámetros que se introducen de rutina para caracterizar la posición del punto por medio de un número (ejemplo, la cota sobre el nivel del mar).

Con mayor detalle, denominando con Z dicho parámetro y definida la ley de regresión de e_g ó de e_i sobre Z , válida para toda la zona considerada o para algunas partes de ésta, se encuentra que en cada punto las desviaciones entre los valores de e_g ó de e_i deducidos de los datos observados en el punto y los valores de e_g y del e_i que se deducen de la ley de regresión en función del valor de Z que corresponde al punto puedan atribuirse a defectos de muestreo y, como tales ser considerados no significativos.

Finalmente, parece lícito admitir que el territorio pueda ser subdividido:

En *zonas pluviométricas*, en cada una de las cuales la característica $K'_g \equiv K'_i \equiv K'$ asume valor único en todos los puntos, idóneo para caracterizar cada zona.

En *sub-zonas pluviométricas*, en cada una de las cuales ε_g ó ε_i , para cada valor de t :

- O asumen cada una un valor único en todos los puntos;
- O varían cada una de punto a punto en función de un determinado parámetro Z , idóneo para diferenciar cada punto de otro en relación a los valores que pueden asumir h_g y h_t .

Parece, además, lícito admitir que, en cada sub-zona pluviométrica, las curvas de probabilidad pluviométrica estén caracterizadas por un valor del exponente n , que aparece en la (I: 1-12) y en la (I: 1-13), único para todos los puntos e idóneo para caracterizar cada subzona al variar de una sub-zona a otra.

II: 1-10. Definidos los límites de una zona pluviométrica, se asume como valor K' característico de la misma, la media ponderada de los valores asumidos por las estimaciones c'_g de K'_g y c'_t de K'_t en las estaciones de medida que caen dentro de ella, asignando a cada uno de dichos valores peso igual al número de los datos en base a los cuales se ha obtenido la estimación.

Con criterios análogos, para las subzonas pluviométricas que estén caracterizadas por un valor único de ε_g , se admite que dicho valor coincida con la media ponderada de los valores asumidos por las estimaciones e_g de ε_g deducidas en los puntos de la subzona en que se ha procedido a tomar medidas directas de ε_g , asignando a cada e_g un peso igual al número n de los datos en base a los cuales se ha deducido.

Análogamente, para las subzonas en las cuales se admite que ε_g y ε_t varíen en función de un determinado parámetro Z con leyes de variación que coinciden respectivamente con la ley de regresión de e_g sobre Z o, para cada valor de t , de e_t sobre Z , se tiene en cuenta las estimaciones e_g de ε_g y e_t de ε_t deducidas en todos los puntos de la subzona en los cuales se han tomado medidas directas de h_g y de h_t .

En todo caso, al deducir o los valores de ε_t que caracterizan una subzona pluviométrica para los diferentes valores de t , ó las leyes según las cuales in cada subzona ε_t varía en función de Z para cada valor de t , imponiendo como condición que en la subzona las curvas de probabilidad pluviométricas estén caracterizadas en todos los puntos por un solo valor de n , para deducir dicho valor de n se tiene en cuenta las series de valores de e_t deducidos para diferentes valores de t en cada punto en el cual, dentro de la subzona, se haya procedido a registrar mediciones directas de h_t .

Finalmente, los valores de K' , de ε_g y de ε_t que en conclusión del análisis regional se asumen para caracterizar la distribución de probabilidad de h_g y de h_t en cada punto, toman en cuenta la información útil que puede ser suministrada por todos los datos registrados dentro de una subzona o de más subzonas pluviométricas.

De aquí se deduce que, también para los puntos en los cuales se ha procedido a tomar medidas directas de h_g y de h_t , en conclusión del análisis regional se tienen estimaciones de K' , de K'_g y de K'_t , seguramente mejores de aquéllas que puedan deducirse para cada punto con sólo los datos que han sido registrados en ellos.

Teniendo en cuenta lo dicho en el párrafo I: 1-8, se comprende mejor porque en la fase preliminar, al elaborar las series individuales de datos, para deducir la estimación c'_g de K'_g , c'_t de K'_t , e_g de ε_g y e_t de ε_t , se ha considerado suficiente recurrir al método de momentos.

$$\text{Distribución de probabilidad de la variable } i_t = \frac{h_t}{t}$$

I: 1-11. De acuerdo con la hipótesis adelantada en relación a la distribución de probabilidad del máximo anual h_t de la altura de lluvia en el tiempo t , al considerar el máximo anual

$i = \frac{h_t}{t}$ de la intensidad media de lluvia en el tiempo t , se admite:

1) Que para cada valor de t el máximo valor $i_{i,T}$ que i_i puede asumir teóricamente una vez cada T años, siempre que T sea suficientemente elevado, varía en función de T con ley explicable por medio de la relación:

$$i_{i,T} = \frac{h_{i,T}}{t} = \frac{\varepsilon_i}{t} (1 + K' \log T); \quad (\text{I: 1-15})$$

2) Que para cada valor de T , $i_{i,T}$ varía en función de t con ley que se puede expresar por medio de la relación:

$$i_{i,T} = a(1 + K' \log T) t^{n-1} \quad (\text{I: 1-16})$$

ó por medio de las relaciones:

$$i_{i,T} = a_T \cdot t^{n-1} \quad (\text{I: 1-16}')$$

con

$$a_T = a \cdot (1 + K' \cdot \log T) \quad (\text{I: 1-14})$$

que varía en función de T y con n independiente de T ;

3) Que en cada zona pluviométrica K' asume un solo valor característico de la zona en todos sus puntos;

4) Que en cada subzona pluviométrica n asuma un solo valor, característico de la subzona, en cada punto, mientras al pasar de punto a punto la constante «a» o puede asumir un solo valor o puede asumir un valor que varía en función de un parámetro Z asumido para caracterizar la posición del punto.

B. Verificación de las hipótesis de trabajo y conclusiones.

Datos a disposición

I: 1-12. Los datos que ha sido posible encontrar y que tienen interés para la verificación de la hipótesis de trabajo descrita sistemáticamente en el punto A son:

Los máximos anuales h_g de la altura de lluvia diaria registrados en cada pluviómetro en los sucesivos n_g años del período de observación.

Los máximos anuales $h_g/2$ de la altura de lluvia registrada en medio día en cada pluviómetro en los sucesivos $n_g/2$ años del período de observación.

Los máximos anuales h_t de las alturas de lluvia registrados en intervalos de tiempo t iguales a 1-3-6-12-24 horas o a 1-2-4-6 horas ó a 1-2-4-6-12 horas en cada pluviógrafo en los sucesivos n_t años del período de observación.

Se ha considerado que una serie constituida por menos de 6 datos no sea significativa estadísticamente. En consecuencia se han tomado en consideración solamente las series constituidas de por lo menos 6 datos.

Entre las series de datos tomados en consideración se ha excluido aquéllos que, en una detallada confrontación sea dato a dato de la serie, sea entre los datos de la serie y los datos de la serie registrada en estaciones de medida contiguas, aparecían seguramente afectadas de errores de medida.

En fin no se han tomado en consideración, dado el poco interés para los fines prácticos, las series de datos registrados a lo largo de la faja litoral del Pacífico, con valores de h_g o de h_t siempre bajísimos y en mucho años nulos.

I: 1-13. Un cuadro completo de los datos encontrados y tomados en consideración se ha suministrado en los cuadros de I: 1-1 a I: 1-4.

El cuadro I: 1-1 se refiere a las 618 estaciones de medida dotadas de pluviómetro, con registros de máximos anuales h_g de la altura de lluvia diaria tomada por más de 6 años.

El cuadro I: 1-2 indica como el número total de los pluviómetros listados en el cuadro I: 1-1 se reparte de acuerdo al número n_g de los años de observación.

CUADRO I: 1-1: Datos característicos de las estaciones pluviométricas.

Cod.	Cuad	Estación	n	Lat.	Y(msnm)	Dm	Dc	e _g	c/
1	G-0	GUEPPI	16	.07	300.0			78.4	.564
2	G-0	PANTOJA	16	.58	200.0			73.6	.541
3	G-1	ARICA	16	1.36	250.0			69.4	.553
4	I-1	PTO.ARTURO	14	1.48	260.0			91.8	.592
5	L-2	CORBATA	17	2.17	200.0			95.8	.409
7	H-2	CURARAY	14	2.22	200.0			87.1	.539
8	G-2	BARTRA	17	2.28	120.0			83.4	.654
9	I-2	S.CLOTILDE	17	2.29	250.0			84.8	.558
13	E-3	SARG.FUNO	16	3.13	500.0			79.5	.602
14	K-3	PIJUAYAL	14	3.20	101.0			88.9	.484
18	B-3	ZARUMILLA	17	3.30	138.0	12	102	26.5	1.260
20	B-3	PAPAYAL	17	3.34	149.0	20	155	23.4	1.329
21	B-3	LOS CEDROS	20	3.37	85.0	6	164	23.8	1.819
22	I-3	PUNCHANA	6	3.40	130.0			117.1	.396
24	B-3	LOS PINOS	28	3.41	1.0	4	148	19.3	2.384
25	H-3	SARG.LORES	17	3.44	120.0			87.0	.582
26	I-3	ZUNGOROCOC	13	3.45	122.0			98.0	.555
27	I-3	GUAYABAMBA	6	3.45	100.0			85.1	.471
28	I-3	IQUITOS	29	3.45	126.0			112.8	.614
29	B-3	EL TIGRE	17	3.46	553.0	18		31.8	1.175
30	B-3	ERICA PLAYA	13	3.48	106.0	23	130	26.8	1.914
31	I-3	QUISTOCOC	9	3.49	150.0			86.6	.371
32	B-3	EL CAUCHO	13	3.49	450.0	41		77.7	1.108
33	I-3	NANAY	17	3.53	120.0			79.2	.562
34	I-3	MUYUY	13	3.54	84.0			95.9	.453
36	B-3	BOCANA	15	3.56	45.0	52		52.4	1.540
37	L-3	CHIMBOTE	17	3.56	300.0			93.6	.554
38	B-4	HUASIMO	16	4.00	500.0	42		41.3	1.332
41	L-4	S.FERNANDO	15	4.10	400.0			76.2	.538
42	M-4	PETROPOLIS	6	4.14	300.0			90.2	.522
44	C-4	LA TINA	17	4.24	427.0	140	60	41.7	1.061
45	F-4	RIMACHI	9	4.25	300.0			72.7	.620
49	C-4	VADOGRADE	7	4.27	900.0			47.4	.820
50	E-4	BORJA	19	4.28	174.0			92.2	.502
51	C-4	SUYO	17	4.31	350.0	131		42.9	1.071
52	B-4	SOLANABAJA	10	4.31	150.0	87		45.0	1.319
53	H-4	SIL.MERINA	16	4.31	80.0			73.8	.669
54	I-4	NAUTA	16	4.31	111.0			63.0	.583
55	C-4	PICODELORO	8	4.32	1325.0	140		50.0	1.004
56	C-4	CERRO MEMB	9	4.32	2640.0	145		67.5	.512
60	C-4	SICHES	9	4.34	1425.0	154		61.3	.743
61	C-4	JILILI	7	4.34	1319.0	148		58.4	.877
62	C-4	HUARA D.VE	16	4.35	1450.0			45.8	.531
63	H-4	S.R.DE CAS	17	4.36	100.0			90.5	.536
68	C-4	TACALPO	10	4.38	2000.0			66.2	.384
69	C-4	MONTERO	10	4.38	1062.0			53.9	.935
72	B-4	S.LORENZO	9	4.40	240.0	105	83	27.6	1.772
73	C-4	TOMA D.ZAM	16	4.40	585.0	136		33.0	.977
74	C-4	ESPINDOLA	9	4.40	2670.0			57.6	.399

%

75	IC-4	TIPULCO	8	4.41	2600.0			62.0	.437
77	IC-4	OLLEROS	17	4.43	1360.0			42.7	.378
80	B-4	LAGARTERA	7	4.44	500.0	115		48.8	.686
81	IC-4	DE CULUCAN	18	4.45	980.0	147	35	19.8	.736
85	IC-4	TAPAL	17	4.46	1600.0	205	5	42.3	.516
86	I-4	BAGAZAL	16	4.46	112.0			70.3	.618
87	IC-4	SAPILLICA	11	4.47	1446.0	122		33.9	.943
90	F-4	BARRANCA	12	4.50	138.0			84.4	.546
91	IC-4	ARRENDAMIE	9	4.50	3010.0	130		33.1	.503
97	IC-4	ARANZA	17	4.52	1300.0			39.5	.578
98	IC-4	MATALACAS	7	4.53	2100.0			37.3	.486
100	IC-4	ANIA	7	4.53	2450.0			60.4	.471
101	IC-4	ARENALES	8	4.55	3010.0			35.3	.781
103	IC-4	FRIAS	17	4.56	1700.0	123		38.3	1.403
106	B-4	MALINGAS	6	4.58	100.0	86		28.7	1.199
107	IC-4	LOS ALISOS	8	4.58	2150.0			57.6	.454
108	IC-4	PACAYPAMPA	17	4.59	1960.0	148		45.5	.448
110	I-5	REQUENA	14	5.03	200.0			81.2	.585
111	IC-5	S. DOMINGO	17	5.02	1475.0	126		47.8	.872
112	IC-5	CHALACO	17	5.02	2250.0	139		39.6	.736
113	IC-5	ITALANEO	9	5.03	3200.0			32.0	.362
114	IC-5	PALOBLANCO	9	5.03	2800.0			32.9	.918
115	IC-5	ALTAMIZA	8	5.03	2600.0	143		45.6	.697
119	D-5	IMACITA	12	5.05	240.0			80.5	.499
120	B-5	CHULUCANAS	8	5.06	95.0	95		31.8	.894
122	IC-5	PALTASHACO	9	5.06	900.0	124		45.3	1.232
123	IC-5	PASAPAMPA	17	5.07	2410.0			35.5	.976
124	D-5	S. IGNACIO	12	5.08	1324.0			41.6	.913
125	B-5	S. JOAQUIN	8	5.08	210.0	82		24.6	1.704
129	IC-5	MORROPON	16	5.11	165.0	112	48	30.0	1.317
131	G-5	LAGUNAS	14	5.12	149.0			81.8	.830
132	B-5	HDA PABUR	6	5.13	110.0	116		33.9	.923
135	D-5	CHINGANZA	16	5.15	500.0			94.8	.476
137	H-5	BRETANA	17	5.16	200.0			78.7	.567
138	IC-5	BARRIOS	7	5.17	311.0	136		43.6	.962
139	IC-5	HDA. BIGOTE	15	5.18	200.0	128	26	40.6	1.290
140	IC-5	TABACONAS	16	5.19	1860.0			31.2	.661
141	IC-5	SONDORILLO	17	5.20	1888.0			29.2	.561
143	IC-5	HDA. SHUMAY	17	5.22	2000.0			40.5	.488
144	IC-5	CANCHAQUE	17	5.23	1200.0	144	9	47.7	.979
146	H-5	FLOR DE PU	17	5.24	118.0			73.0	.666
150	IC-5	TULUCE	17	5.29	2350.0			25.0	1.091
151	G-5	STA CRUZ	16	5.29	149.0			80.3	.405
153	IC-5	HUARMACA	17	5.34	2100.0	150	2	42.9	.670
154	IC-5	CHIGNIA	7	5.34	360.0	130	20	38.1	.902
155	D-5	LA PECA	14	5.35	522.0			40.7	.656
159	IC-5	SALLIQUE	16	5.39	1550.0			29.4	.785
161	IC-5	PIRGA	7	5.40	1510.0	127	5	18.4	2.755
163	D-5	CHONTALI	14	5.43	1610.0			43.3	.631
165	IC-5	SAN FELIPE	17	5.46	1885.0			25.5	.473
166	H-5	LA PEDRERA	17	5.46	250.0			93.7	.380
169	E-5	POMACOCAS	9	5.48	2220.0			19.3	.786
171	H-5	ITAMANCO	16	5.48	120.0			82.1	.546
174	IC-5	PORCULLA	15	5.50	2145.0	148		29.3	1.160

%

175	F-5	BALZAPUERT	9	5.51	200.0			85.1	.773
177	D-5	EL LIMON	15	5.52	1800.0			27.3	.769
179	F-5	YURIMAGUAS	30	5.52	184.0			88.9	.564
180	E-5	JUMBILLA	11	5.53	1935.0			9.6	1.255
181	D-5	JAMALCA	17	5.54	1200.0			37.9	.851
183	F-5	SAN RAMON	10	5.55	184.0			83.5	.483
184	D-5	PIMPINGOS	16	5.55	450.0			25.0	.826
186	C-5	EL ARENAL	12	5.56	1000.0			11.2	1.889
188	E-5	YURACYACU	12	5.57	1300.0			50.3	.722
190	C-5	OLMOS	14	5.59	167.0	88	28	22.2	1.791
191	C-5	COLASAY	16	5.59	1150.0			46.8	.792
192	E-6	RIOJA	19	6.02	848.0			60.8	.463
193	F-6	MAYOBAMBA	29	6.02	860.0			54.5	.754
194	H-6	JUANCITO	15	6.02	150.0			81.1	.532
195	C-6	HDA PUCARA	16	6.02	910.0			28.6	1.550
196	G-6	SHUCSHUYAC	12	6.03	190.0			73.8	.512
197	F-6	JEPELACIO	16	6.07	1113.0			58.3	.932
198	F-6	SHANUSI	17	6.07	280.0			80.5	.650
199	C-6	CUEVA BLAN	16	6.08	3350.0			46.2	.801
200	E-6	SORITOR	16	6.08	635.0			81.0	.451
201	C-6	MOTUPE	14	6.11	129.0	72	30	17.9	1.345
203	E-6	CHACHAPOYA	11	6.13	2263.0			30.2	.527
204	G-6	PELEJO	17	6.13	190.0			79.4	.626
205	C-6	INCAHUASI	17	6.14	3100.0	95	5	26.1	.772
206	C-6	QUEROCOTIL	17	6.16	1980.0			28.7	.908
207	E-6	RODRIGUEZ	6	6.18	1642.0			40.6	.575
208	G-6	NAVARRO	17	6.21	195.0			88.0	.577
209	C-6	GRANJA AZU	9	6.21	2200.0			36.7	.680
211	F-6	PONGO CAYN	16	6.21	210.0			78.2	.736
212	C-6	JAYANCA	16	6.22	53.0	42	55	6.5	2.694
213	F-6	S.ANTONIO	17	6.22	510.0			79.4	.463
215	D-6	CUTERVO	17	6.23	2450.0			32.2	.593
216	D-6	TACABAMBA	17	6.23	1200.0			36.9	.398
217	C-6	PUCHACA	18	6.23	400.0	76	25	32.6	1.685
218	G-6	PUCALLPA	13	6.24	280.0			105.8	.519
219	C-6	TOCMOCHE	17	6.25	1250.0	82	16	32.6	1.436
220	F-6	TABALOSOS	15	6.25	1050.0			53.1	.560
222	D-6	CONCHAN	17	6.26	2400.0			37.0	.670
224	D-6	HUAMBOS	17	6.27	2200.0			39.1	.732
225	F-6	LAMAS	17	6.27	836.0			69.1	.533
226	D-6	COCHABAMBA	17	6.28	1200.0			40.9	.475
227	F-6	CUNUNBUQUI	17	6.28	830.0			60.1	.611
230	C-6	LLAMA	18	6.30	2100.0			43.2	.706
231	F-6	TARAPOTO	30	6.31	356.0			65.7	.570
232	F-6	LALAO	7	6.31	750.0			65.6	.291
233	D-6	CHOTA	17	6.33	2400.0			34.9	.517
234	E-6	LEYMEBAMBA	17	6.33	2779.0			30.6	.558
235	D-6	LAJAS	17	6.34	2100.0			36.9	.392
236	D-6	CHONTA	14	6.34	2750.0			30.9	.551
237	D-6	HDA CHANCA	17	6.34	1600.0			50.8	.589
238	D-6	SANTA CRUZ	17	6.37	2000.0			28.4	.685
239	F-6	SISA	17	6.37	601.0			63.2	.533
240	D-6	SAMANGAY	9	6.37	3240.0			34.2	.641
241	F-6	CHAZUTA	15	6.37	260.0			68.8	.570

%

243	C-6	TINAJONES	11	6.38	240.0	58	42	14.1	2.172
244	F-6	PORVENIR	17	6.38	330.0			56.6	.356
245	D-6	LACAMACA	19	6.38	2700.0			30.2	.413
246	D-6	QUEBRADA S	19	6.39	2800.0			32.3	.410
247	D-6	CHUGUR	16	6.40	2750.0			43.1	.754
248	D-6	BAMBAMARCA	19	6.41	2600.0			26.7	.526
250	F-6	SAUCE	17	6.42	891.0			62.1	.511
253	D-6	LLAUCANO	9	6.44	2750.0			25.4	.478
254	D-6	S.CATALINA	16	6.44	2065.0			52.1	.487
255	D-6	HDA LLAUCA	17	6.44	2600.0			25.2	.410
258	D-6	HUALGAYOC	9	6.46	3510.0			32.8	.452
260	C-6	HDA PUCALA	13	6.47	85.0	32		3.5	5.793
261	D-6	LA LLICA	19	6.47	2575.0			29.5	.405
262	C-6	BEBEDERO	18	6.48	220.0	57	34	13.1	3.360
263	F-6	SAN PABLO	13	6.48	400.0			64.6	.815
264	F-6	PILLUANA	17	6.48	302.0			56.4	.597
265	D-6	RAPAHUASI	9	6.49	2850.0			27.0	.662
266	C-6	EL ESPINAL	16	6.49	450.0	70		20.0	2.229
267	D-6	JADIBAMBA	8	6.49	3600.0			29.3	.405
268	C-6	UDIMA	17	6.49	2300.0	77	39	31.7	1.183
269	D-6	QUILCATE	13	6.49	3100.0			25.0	.798
274	D-6	CELENDIN	17	6.52	2620.0			40.6	.764
276	F-6	PICOTA	17	6.54	306.0			64.5	.593
278	D-6	NEGRITOS	9	6.54	3500.0			26.0	.463
280	D-6	COMPUERTAS	9	6.55	3740.0			30.2	.450
281	C-6	NIEPOS	17	6.56	2400.0	68	23	26.0	1.262
283	F-6	SAPOSOA	14	6.56	324.0			64.5	.599
284	F-6	TINGO PONA	17	6.56	400.0			60.5	.709
287	D-6	LLAPA	17	6.58	2900.0			29.8	.731
288	F-7	BELLAVISTA	17	7.01	312.0			54.7	.747
289	D-7	GRANJA POR	14	7.02	3150.0			36.8	.648
290	E-7	DOS DE MAY	16	7.02	580.0			88.1	.517
291	F-7	SACANCHE	17	7.02	320.0			67.4	.456
292	F-7	NUEVO LIMA	17	7.04	350.0			64.2	.585
293	C-7	HDA LIVES	17	7.05	2000.0	66	28	25.9	.948
295	F-7	JUANJUI	15	7.08	314.0			77.3	.551
296	D-7	CAIAMARCA	22	7.08	2620.0			25.9	.585
297	F-7	LA UNION	10	7.09	500.0			53.7	.600
301	D-7	NAMORA	15	7.12	2700.0			29.7	.425
302	G-7	HERMOSA	17	7.12	132.0			85.6	.327
303	C-7	EL MILAGRO	7	7.13	72.0	12	79	5.6	3.728
304	D-7	CHILETE	17	7.13	850.0	83	29	17.1	.931
305	D-7	YUMAGUAL	10	7.13	3450.0			20.6	.634
307	C-7	CHEPEN	12	7.14	114.0	21	71	5.0	1.809
311	D-7	MAGDALENA	17	7.15	1300.0	98	13	18.9	.762
312	D-7	MATARA	17	7.15	2624.0			29.8	.646
314	D-7	HDA LLAGAD	15	7.16	2000.0	105	10	23.9	.540
315	D-7	SAN JUAN	16	7.17	2224.0			33.2	.471
316	F-7	PACHIZA	17	7.17	328.0			78.7	.475
318	D-7	ASUNCION	16	7.19	2100.0	110	10	23.5	.820
320	D-7	SAN MARCOS	15	7.20	2254.0			32.9	.529
321	G-7	CONTAMANA	12	7.20	134.0			91.2	.341
323	D-7	CONTUMAZA	13	7.22	2650.0	78	34	21.6	.934
327	D-7	SAN BENITO	17	7.25	1200.0	62	50	23.0	1.796

%

329	D-7	COSPAN	17	7.26	2450.0			23.6	1.035
331	D-7	CACHACHI	14	7.27	3237.0			34.5	.551
338	D-7	CASCAS	13	7.29	1330.0	73	37	17.6	1.225
340	F-7	SHEPTE	17	7.29	900.0			58.8	.678
342	D-7	HADA JOCOS	17	7.31	2630.0			35.2	.661
347	D-7	CAJABAMBA	17	7.37	2783.0			29.4	.411
348	C-7	PTOCHICAMA	33	7.42	10.0	2	113	2.1	1.223
349	C-7	CASAGRANDE	42	7.45	240.0	24	80	3.6	1.547
350	F-7	SION	10	7.45	460.0			107.3	.614
351	D-7	CALLANGAS	9	7.46	1400.0	75	19	23.4	.369
353	D-7	HUAMACHUCO	18	7.49	3220.0			32.4	.426
354	C-7	CHICLIN	7	7.50	117.0	18		3.1	1.143
355	D-7	SINSICAP	17	7.51	2125.0	48	48	22.1	2.039
356	D-7	CAPACHIQUE	17	7.51	2880.0	34	7	32.0	.535
359	D-7	OTUZCO	15	7.54	2620.0	58	36	16.6	.806
360	D-7	HUANGACCOCH	9	7.55	3950.0			23.5	.520
361	H-7	TIRUNTAN	10	7.57	164.0			96.3	.834
362	D-8	SALFO	17	8.00	3395.0	47	41	19.4	1.220
363	D-7	QUIRUVILCA	11	8.00	3400.0			15.3	.910
365	D-8	JULCAN	17	8.03	3400.0	58	30	24.7	.683
368	D-8	CACHICADAN	17	8.06	2892.0	90	12	29.3	.500
369	D-8	HUANCAMARC	9	8.06	4000.0	90	5	26.6	.900
370	E-8	BULDIBUYO	13	8.07	3243.0			20.9	.952
371	D-8	STGO DE CH	16	8.08	3129.0	84	17	20.0	.466
372	F-8	TOCACHE	17	8.11	512.0			95.4	.651
373	E-8	MOLLEPATA	17	8.11	2758.0	102	16	21.4	.568
376	E-8	CONCHUCOS	16	8.16	3180.0	108	12	21.7	.477
377	F-8	ONGON	17	8.16	1315.0			29.6	.635
379	F-8	AJI	17	8.18	2000.0			87.5	.433
380	H-8	PUCALLPA	9	8.22	154.0			87.6	.375
381	E-8	CAJAS	9	8.23	3000.0			26.3	.361
384	F-8	UCHIZA	16	8.26	544.0			113.6	.396
387	E-8	HUANCAS	9	8.32	2800.0			27.3	.405
388	E-8	SIHUAS	17	8.33	3716.0			25.4	.429
389	E-8	CORONGO	12	8.34	3192.0	91	22	13.8	1.063
391	G-8	NESHUYA	11	8.40	227.0			108.5	.390
393	F-8	LA MORADA	11	8.45	542.0			87.3	.308
395	H-8	AGUAS CALI	13	8.49	307.0			87.8	.427
398	E-8	PISCOBAMBA	9	8.51	3281.0			31.4	.451
404	H-8	TOURNAVIST	11	8.56	350.0			80.5	.465
407	G-9	YURAC	23	9.03	295.0			177.9	.456
408	E-9	CARAZ	8	9.03	2205.0	80	24	18.1	.986
414	F-9	TULUMAYO	12	9.08	670.0			78.7	.627
417	F-9	CACHICOTO	12	9.11	890.0			84.4	.456
418	E-9	TINGUA	6	9.13	2488.0			16.5	1.648
424	E-9	ANTA	9	9.21	2748.0			22.7	.542
428	F-9	LLATA	13	9.33	3429.0			22.4	.450
429	E-9	CHACCHAN	16	9.33	2285.0	63	15	10.5	1.786
430	E-9	PIRA	17	9.35	3570.0	66	10	20.4	.941
431	E-9	CHAVIN	17	9.35	3210.0			20.0	.561
432	E-9	CAJAMARQUI	17	9.38	3028.0	60	15	17.3	.631
433	F-9	CARPISH	11	9.40	2705.0			71.2	.366
436	E-9	QUEROCOCHA	6	9.43	3955.0			30.4	.853
437	E-9	RECUAY	12	9.43	3394.0			25.0	.262

%

443	E-9	IQUIAN	16	9.46	876.0	33	45	6.0	1.704
445	E-9	AIJA	13	9.47	3363.0			17.1	.628
446	F-9	HUANUCO	16	9.48	1859.0			25.4	.777
448	F-9	PTE TARUCA	7	9.49	1847.0			22.8	.355
450	H-9	P.VICTORIA	14	9.52	430.0			77.0	.593
451	F-9	HUALLANCA	13	9.53	3260.0			29.2	.432
453	F-9	JACAS CHIC	6	9.53	3538.0			23.8	.869
454	F-9	PANAO	13	9.55	2600.0			32.0	.631
455	D-9	P.CULEBRAS	9	9.57	20.0	3	79	1.2	3.269
457	E-9	COTAPARACO	17	9.59	3008.0	63	18	12.7	.440
458	E-9	ITAPACCOCHA	16	10.00	3599.0			16.4	1.386
461	E-10	PARARIN	16	10.03	3416.0	55	28	24.4	.881
462	E-10	LAMPASBAJO	10	10.04	3950.0			26.6	.573
464	G-10	POZUZO	14	10.04	750.0			81.9	.571
465	E-10	LLACLIN	17	10.04	3008.0			16.9	.894
468	E-10	CONOCOCHA	10	10.07	4020.0			23.2	.455
469	E-10	LAMPAS ALT	14	10.07	4030.0			27.2	.286
470	F-10	AMBO	12	10.08	2064.0			17.6	.897
471	E-10	CHIQUIAN	17	10.09	3350.0			20.7	.591
475	H-10	PTO BERMUD	12	10.18	300.0			109.6	.630
477	E-10	CONGAS	17	10.20	3065.0	59	40	14.1	.925
479	E-10	OCROS	14	10.24	3230.0	61	46	18.0	.985
484	F-10	CAJATAMBO	17	10.28	3350.0	94	12	17.4	.856
487	F-10	YANAHUANCA	13	10.29	3184.0			30.4	.361
488	E-10	ACO	17	10.30	3000.0	69	40	12.2	.959
493	G-10	OXAPAMPA	15	10.34	1800.0			36.3	.883
494	F-10	ATACCOCHA	13	10.34	4100.0			26.2	.773
499	F-10	MILPO	10	10.36	4100.0			20.3	.803
502	G-10	S.MIGUEL	11	10.38	1050.0			92.9	.620
506	F-10	PARIAMARCA	13	10.39	3750.0			19.8	.633
508	F-10	OYON	17	10.40	3631.0			19.2	.404
510	F-10	PATON	8	10.40	4150.0			21.7	.431
512	F-10	CERRO PASC	26	10.41	4333.0			27.4	.493
513	G-10	MEZA PATA	10	10.41	1612.0			29.3	.300
517	G-10	LA GRANJA	13	10.43	2068.0			38.2	.870
530	F-10	ANAJES	15	10.47	3950.0	86	20	20.8	.836
531	F-10	PACHANGARA	17	10.47	3600.0	95	9	16.9	.821
536	F-10	COCHAQUILL	13	10.48	4400.0			26.7	.511
550	F-10	PAMPALIBRE	11	10.52	1800.0	76	31	9.2	.695
555	G-10	PAMPA WHAL	21	10.54	960.0			52.6	.485
557	F-10	UFAMAYO	10	10.55	4080.0			23.9	.440
559	F-10	PICOY	12	10.55	2990.0	99	16	19.2	.488
562	M-10	INAPARI	8	10.57	365.0			66.8	.896
563	F-10	PACCHO	15	10.57	3250.0	80	30	18.1	.724
564	F-10	PARQUIN	15	10.58	3590.0	94	8	20.5	.848
569	E-11	ISLA MARTI	22	11.01	8.0			1.1	4.929
571	F-10	LA CRUZADA	12	11.02	4600.0			28.5	.323
580	G-11	SAN RAMON	40	11.08	800.0			56.5	.565
583	H-11	PTO OCOPA	17	11.09	395.0			51.2	.588
585	F-11	RIO PALLAN	12	11.09	4633.0			22.3	.421
587	F-11	CARAC	14	11.11	2600.0	70	29	18.8	.815
588	F-11	CARHUACAYA	12	11.12	4150.0			26.5	.421
589	F-11	SANTA CRUZ	17	11.12	3700.0	83	13	20.4	.694
590	H-11	SATIPO	26	11.13	750.0			68.9	.535

%

592	F-11	ALPAMARCA	12	11.13	4637.0			25.1	.472
593	F-11	PIRCA	12	11.14	3259.0	78	16	13.4	.455
595	H-11	MAZAMARI	10	11.15	700.0			61.1	.878
596	G-11	SHINGAYACU	17	11.15	1500.0			54.1	.393
597	G-11	HUASAHUASI	8	11.16	2820.0			17.1	.616
601	F-11	YANTAC	12	11.20	4600.0			22.8	.451
602	E-11	LOMAS DE L	42	11.22	250.0	11	94	5.7	1.018
603	M-11	FUNDO IBER	27	11.21	345.0			78.3	.804
604	F-11	PALLAC	17	11.21	2333.0	57	34	17.0	1.143
607	F-11	PARIACANCH	12	11.23	3800.0			24.7	.476
608	F-11	MARCAPOMAC	16	11.24	4413.0			24.4	.476
609	F-11	HUAROS	17	11.24	3585.0	77	15	18.1	.592
615	F-11	CANTA	20	11.27	2942.0	70	19	16.5	1.087
621	G-11	OROYA MAYU	38	11.30	3750.0			21.2	.350
622	F-11	HUAMANTANG	17	11.30	3392.0	55	33	11.0	1.433
625	G-11	RICRAN	11	11.32	3730.0			23.9	.850
626	F-11	LACHAQUI	17	11.33	3668.0	64	21	21.8	1.194
628	F-11	MINA COLQU	13	11.35	4600.0	77	9	18.3	.823
632	G-11	PACHACHACA	29	11.37	4000.0			25.3	.828
633	G-11	RUNATULLO	14	11.37	3150.0			24.1	.529
638	F-11	CARAMPOMA	15	11.39	3272.0	75	18	20.1	.588
642	G-11	COMAS	15	11.43	3300.0			25.8	.505
643	H-11	ANDAMARCA	17	11.43	2560.0			24.3	.778
646	G-11	JAUJA	27	11.45	3410.0			26.9	.687
647	G-11	S. PEDRO CH	16	11.45	3380.0			29.5	.695
655	F-11	MATUCANA	17	11.50	2378.0	78	24	13.7	1.022
657	G-11	INGENIO	17	11.53	3400.0			28.9	.493
658	F-11	S. EULALIA	15	11.54	1030.0	49	46	11.9	1.400
660	F-11	CHOSICA	8	11.55	851.0	40	51	4.0	.964
662	F-11	CHALILLA	11	11.56	4050.0	70	27	24.4	.503
669	F-11	STGO DE TU	16	11.59	2921.0	72	46	27.5	1.356
677	G-12	HUAYAO HUA	47	12.02	3350.0			29.6	.431
680	G-12	USIBAMBA	6	12.03	3605.0			23.0	.253
686	F-12	ANTIOQUIA	17	12.05	1839.0	46	50	13.6	1.749
687	H-12	MATIBAMBA	16	12.05	2200.0			30.0	.441
690	F-12	TANTA	8	12.07	4323.0			24.9	.414
691	G-12	VILCA	17	12.07	3816.0			19.4	.678
692	G-12	S. JUAN JAR	15	12.07	3648.0			23.5	.347
693	F-12	HUAROCHIRI	17	12.08	3154.0	66	23	13.1	.788
697	F-12	SAN LAZARO	17	12.11	3600.0	52	36	24.3	.904
704	G-12	LAIVE	17	12.18	4096.0			29.1	.659
705	H-12	S. LORENZO	16	12.18	2600.0			26.4	.338
710	G-12	CARANIA	17	12.21	3825.0	90	7	17.3	.790
711	G-12	TELLERIA	11	12.22	3050.0			19.7	.696
716	F-12	YAYAVIRI	17	12.23	3228.0			22.3	.729
717	H-12	YAYACAJA	11	12.24	3260.0			20.8	.598
718	G-12	FILCHACA	15	12.24	3586.0			24.7	.365
719	G-12	CERCAFUQUI	11	12.26	4390.0			20.8	.442
720	G-12	YAUYOS	17	12.27	2871.0	80	26	18.9	.543
721	H-12	HDA TOCAZ	14	12.27	2950.0			27.9	.362
722	G-12	HUANTAN	17	12.27	3272.0	89	16	21.9	.766
734	H-12	LAMEJORADA	13	12.32	2820.0			21.2	.400
735	I-12	MACHENTE	16	12.32	1250.0			40.9	.730
736	G-12	ZUCHICOCHA	9	12.33	4700.0			19.5	.267

%

737	H-12	PAUCARBAMB	16	12.33	3361.0			23.6	.640
740	G-12	HUANCALPI	15	12.34	3880.0			21.2	.950
742	J-13	CHINCHEROS	8	12.34	3762.0			29.6	.176
743	M-12	MALDONADO	21	12.35	256.0			116.8	.814
746	G-12	COLONIA	17	12.38	3379.0	71	32	19.4	1.142
747	M-12	TAMBOPATA	13	12.39	256.0			54.4	.442
749	G-12	ACOBAMBILL	15	12.40	3795.0			20.9	.913
751	I-12	CIRIALO	10	12.43	900.0			59.3	.493
755	G-12	TELEPACCHA	17	12.45	4400.0			16.8	.614
757	H-12	HUANCAVELI	10	12.47	3670.0			24.2	.600
758	J-12	ECHARATE	17	12.47	667.0			49.7	.512
761	H-12	ACOBAMBA	15	12.50	3436.0			27.7	.365
765	J-12	QUILLABAMB	13	12.53	950.0			38.1	.133
766	G-12	HUANGASCAR	16	12.54	2555.0	63	36	19.6	1.456
767	H-12	LURICOCHA	17	12.54	2580.0			21.0	.609
769	H-12	HUANTA	10	12.56	2628.0			25.4	.686
770	J-12	MARANURA	6	12.57	1500.0			35.4	.313
772	I-12	ANCO	17	12.58	2815.0			25.4	.448
773	H-12	LIRCAY	16	12.59	3271.0			24.5	.353
774	I-13	SAN MIGUEL	17	13.01	2661.0			20.5	.619
779	H-13	LA QUINUA	16	13.03	3100.0			29.0	.572
780	H-13	WAILLAPAMP	8	13.03	2600.0			36.5	.888
781	G-13	SAN PEDRO	17	13.03	3189.0	71	31	16.0	.834
783	G-9	TINGO MARI	37	9.17	660.0			89.5	.470
784	J-13	HUACHIBAMB	15	13.03	2900.0			38.5	.605
787	J-13	HUYRO	12	13.14	1700.0			51.7	.404
788	K-13	PILCOPATA	12	13.15	900.0			109.5	.254
789	H-13	S. PEDRO DE	15	13.05	3188.0			26.4	.500
791	G-13	ARMAS	16	13.07	3336.0			27.7	.864
793	G-13	TOTORA	17	13.07	4100.0	101	10	20.3	.320
794	H-13	HUAMANGA	16	13.09	2761.0			25.4	.625
796	H-13	AYACUCHO	12	13.09	2761.0			21.8	.635
797	G-13	CHOCLOCOCH	21	13.09	4550.0			24.6	.688
799	G-13	YANAC	16	13.12	2550.0	50	55	6.9	1.573
800	G-13	CASTROVIRR	12	13.12	1670.0	66	42	16.0	1.103
801	G-13	SAN GENARO	15	13.12	4570.0			24.7	.585
803	G-13	PACOCOCHA	7	13.13	4356.0	100	10	29.3	.371
804	G-13	ACNOCOCHA	34	13.13	4520.0			23.9	.813
805	L-13	QUINCENIL	12	13.13	620.0			183.5	.436
807	I-13	CHUNGUI	17	13.13	3468.0			39.1	.651
808	G-13	TUNEL CERO	24	13.14	4529.0			22.3	.460
810	G-13	COCAS	14	13.16	3246.0	92	25	20.6	.542
811	K-13	PAUCARTAMB	8	13.16	2830.0			23.2	.572
814	J-13	YUCAS	9	13.18	2940.0			22.9	.403
815	J-13	URUEAMBA	13	13.18	2863.0			21.3	.633
816	G-13	SINTO	14	13.20	3600.0			23.8	.523
817	K-13	CALCA	13	13.20	2926.0			24.9	.722
818	H-13	LOS LIBERTA	9	13.20	3710.0			28.3	.458
819	K-13	COLQUEPATA	16	13.22	3650.0			28.2	.391
820	H-13	ALLPACHACA	14	13.23	3600.0			27.6	.731
821	G-13	TIGRAPO	17	13.23	2174.0	82	33	18.2	.940
823	I-13	PAMPAS	6	13.26	2032.0			18.4	.705
824	K-13	PISAC	16	13.26	2971.0			21.9	.627
826	L-13	SAN GABAN	14	13.27	820.0			153.0	.496

%

827	J-13	ZURITE	13	13.28	3391.0			31.7	.395
828	J-13	ANTA	12	13.28	3435.0			26.9	.511
831	G-13	CUSICANCHA	16	13.30	3400.0	96	24	15.6	.754
832	J-13	MOLLEPATA	13	13.31	2803.0			32.7	.455
833	I-13	ANDARAPA	16	13.31	3215.0			14.8	.830
834	I-13	CHINCHEROS	9	13.32	3280.0			28.7	.654
835	K-13	CUZCO	31	13.32	3399.0			32.5	.410
836	G-13	PARIONA	10	13.32	4240.0			29.6	.453
837	K-13	CHITAPAMPA	17	13.32	3298.0			27.0	.470
838	J-13	CURAHUASI	13	13.33	2687.0			25.9	.849
839	H-13	PARAS	16	13.33	3330.0			24.5	.775
842	H-13	CHUSCHI	16	13.35	3141.0			29.3	.525
843	I-13	VISCHONGO	16	13.35	3141.0			29.9	.697
845	K-13	CAY CAY	16	13.36	3100.0			20.4	.685
846	K-13	CCATCCA	12	13.36	3700.0			23.8	.470
851	I-13	ANDAHUAYLA	17	13.39	2944.0			21.6	.547
852	I-13	VILCASHUAM	16	13.39	3150.0			25.5	.843
855	G-13	TAMBO	16	13.41	3250.0	101	22	21.5	.828
856	K-13	URCOS	12	13.42	3149.0			25.7	.326
859	L-13	OLLACHEA	15	13.44	2725.0			33.1	.389
861	I-13	CARHUANCA	16	13.44	3100.0			25.5	.690
862	I-13	HUANCABAMB	16	13.44	3650.0			23.5	.600
863	H-13	HUANCAPI	16	13.45	3081.0			24.2	.571
864	I-13	HUANCARAY	16	13.45	2902.0			27.5	.457
865	K-13	PARURO	12	13.48	3084.0			29.8	.526
866	G-14	PAMPA BLAN	13	14.13	1100.0	100	38	8.2	1.303
868	H-14	PAMPAMARCA	17	14.14	3200.0			22.1	1.006
869	I-14	CHALHUANCA	13	14.17	2902.0			25.9	.483
870	K-14	SICUANI	15	14.17	3550.0			26.7	.408
871	H-14	PUCURI	14	14.17	2000.0	90	34	10.4	1.153
872	I-14	AUCARA	17	14.17	3220.0			24.1	.533
873	L-14	ANTAUTA	12	14.18	4400.0			22.3	.635
875	K-14	LIVITACA	16	14.19	3741.0			36.7	.444
878	J-14	ANTABAMBA	11	14.22	3639.0			31.9	.435
879	I-14	CHIPAO	14	14.22	3420.0			17.7	.727
880	L-14	CRUCERO	23	14.22	4190.0			32.5	.703
881	I-14	ANDAMARCA	16	14.23	3490.0			23.4	.630
883	H-14	DCONA	17	14.24	2660.0	93	24	14.8	.899
886	L-14	NUNOA	17	14.28	3980.0			23.9	.565
887	M-14	CUYO CUYO	16	14.28	3440.0			21.7	.576
888	H-14	OTOCA	17	14.29	1823.0	102	22	10.4	1.134
889	H-14	PAMPAHUASI	18	14.29	3650.0	135	4	30.1	.676
890	M-14	SINA	16	14.30	2931.0			30.8	.794
891	H-14	PALCACHACR	13	14.32	3300.0		10	25.9	.393
894	H-14	CERRO COND	17	14.36	3300.0	127	10	26.4	.817
895	I-14	CCECCANA	17	14.36	4100.0	140	1	27.5	.828
896	I-14	URUYHUMA	14	14.36	4170.0	165	10	23.9	.528
897	L-14	SANTA ROSA	23	14.36	3992.0			31.3	.591
898	H-14	LUCANAS	18	14.37	3548.0	125	7	26.0	.750
900	H-14	GALERAS	16	14.40	3950.0			25.0	.742
901	H-14	IRURO	9	14.40	2700.0		11	26.8	.761
902	H-14	PAUCACORRA	17	14.40	4000.0	132	4	20.3	.797
903	L-14	PROGRESO	12	14.41	3950.0			24.1	.653
904	M-14	ANANEA	14	15.41	4680.0			15.8	.404

%

905	H-14	PUQUIO	18	14.42	3213.0	122	12	20.4	.947
907	L-14	ORURILLO	14	14.44	3890.0			30.4	.487
909	I-14	PAUCARAY	16	14.45	3820.0		10	30.8	.382
911	H-14	S.P.DE CEC	17	14.46	3097.0	117	14	21.5	.922
912	K-14	YAURI	13	14.47	3915.0			18.0	.561
913	L-14	CHUQUIBAMB	36	14.47	3971.0			30.9	.723
915	I-14	CECCHAPAMP	13	14.50	3900.0	114	7	30.7	.353
916	J-14	SAIROSA	8	14.52	4500.0	178	20	18.7	.673
917	L-14	AYAVIRI	14	14.53	3906.0			23.7	.497
919	M-14	PUTINA	24	14.55	3878.0			28.1	.567
920	L-14	AZANGARO	12	14.55	3863.0			28.4	.778
921	L-14	LLALLI	12	14.56	3980.0			25.7	.494
922	J-14	CHINCHAYLL	17	14.56	3950.0	173	30	18.9	.581
925	I-14	CHAVINA	17	14.59	3310.0		45	29.2	.569
926	I-15	CORACORA	15	15.01	3200.0	112	33	25.5	.396
927	M-15	COJATA	24	15.01	4355.0			26.7	.566
928	L-15	PUCARA	17	15.02	3910.0			31.1	.453
930	I-15	SANCOS	17	15.04	2800.0	96	35	29.2	.888
931	J-15	PULHUAY	17	15.05	4600.0	169	26	23.2	.840
932	L-15	ARAPA	14	15.08	3880.0			27.6	.298
933	I-15	CARHUANILL	15	15.08	3000.0	98	48	26.6	.799
934	J-15	TOMEPA MPA	17	15.10	2550.0	143	40	11.1	1.171
935	K-15	CAYLLOMA	17	15.11	4319.0		11	32.0	.343
936	K-15	ANGOSTURA	18	15.11	4155.0		3	30.3	.458
937	I-15	LAMPA	16	15.11	2712.0	121	51	20.7	.980
938	J-15	COTAHUASI	17	15.12	2683.0			16.5	1.236
939	M-15	HUANCANE	12	15.12	3841.0			32.0	.582
941	K-15	PUSA PUSA	18	15.14	4250.0		8	31.0	.349
942	I-15	INCUYO	17	15.15	3296.0	96	60	21.2	.928
943	J-15	ORCOPAMPA	28	15.16	3779.0	158	37	25.4	1.000
944	K-15	LA CALERA	15	15.16	4450.0		22	26.1	.321
945	K-15	HUINCO	17	15.16	4000.0		0	25.8	.414
946	I-15	PAUSA	14	15.17	2524.0	111	65	18.8	.943
948	K-15	JANACANCHA	18	15.17	4550.0		18	28.8	.672
949	K-15	TARCO	6	15.18	3300.0	80	66	18.3	1.264
950	M-15	TARACO	17	15.18	3819.0			26.7	.511
952	K-15	TISCO	17	15.21	4188.0		7	33.7	.421
953	K-15	PORPERA	16	15.21	4000.0		5	24.4	.696
955	L-15	LAMPA	14	15.22	3892.0			31.9	.489
956	L-15	QUILLISANI	19	15.22	4850.0			30.4	.530
958	M-15	HUARAYA	19	15.23	3881.0			40.6	.374
960	K-15	VISUYO	13	15.24	4630.0		26	30.5	.555
962	K-15	PANE	22	15.25	4524.0		10	28.0	.579
963	L-15	PARATIA	18	15.27	4400.0			31.2	.560
964	M-15	CONIMA	14	15.27	3850.0			36.8	.522
967	L-15	JULIACA	18	15.28	3824.0			25.2	.498
968	K-15	SIBAYO	31	15.29	3810.0		24	29.4	.466
969	L-15	PAMPA UTA	16	15.29	4350.0			31.3	.276
970	L-15	HDA ATECAT	13	15.29	4350.0		7	31.7	.497
971	J-15	SALAMANCA	17	15.30	3203.0	109	74	17.5	.588
972	J-15	ANDAGUA	30	15.30	3587.0	134	62	21.9	.909
973	J-15	CHACHAS	17	15.30	3055.0	136	53	21.5	.745
975	L-15	JARPANA	18	15.31	4300.0			32.3	.524
977	J-15	CHICHAS	19	15.33	2320.0	100	78	19.8	.840

%

980	J-15	CHOCO	17	15.34	2473.0	137	60	12.3	1.131
981	K-15	MADRIGAL	17	15.36	3262.0	144	52	20.0	.453
982	K-15	CABANA COND	30	15.37	3287.0	137	60	23.8	.691
983	K-15	PULPERA	17	15.37	4042.0	165	35	17.3	.860
984	K-15	HDA MORACA	16	15.37	4200.0		25	21.7	.635
985	K-15	CHIVAY	17	15.38	3633.0			17.8	.806
987	M-15	CAPACHICA	22	15.38	3860.0			29.2	.688
988	J-15	MACHAHUAY	17	15.39	3110.0	112	85	15.5	.934
989	K-15	YANQUE	30	15.39	3417.0	149	47	21.7	.607
990	L-15	HDA COLINI	17	15.39	4380.0		10	24.7	.374
993	J-15	AYO	30	15.41	1956.0	118	75	10.1	.843
995	J-15	PAMPACOLCA	17	15.43	3000.0	102	95	19.8	.724
996	L-15	UMAYO	17	15.43	3890.0			30.4	.708
998	J-15	HUAMBO	17	15.44	3332.0	124	74	20.4	.601
999	M-15	LOS UROS	8	15.45	3808.0			28.9	.549
1001	L-15	LAGUNILLAS	16	15.46	4200.0		7	31.0	.648
1002	J-15	YANAQUIHUA	14	15.46	3030.0	81	105	15.9	1.548
1003	L-15	CRUCERO AL	17	15.46	4400.0		19	24.7	.606
1008	J-15	CHUQUIBAMB	17	15.50	2900.0	86	110	19.1	.948
1009	K-15	IMATA	35	15.50	4436.0		39	27.0	.495
1011	L-15	PUNO	14	15.52	3875.0			31.7	.464
1014	L-15	TOROYA	7	15.57	4621.0		24	30.7	1.459
1015	M-15	COLLACACHI	12	15.58	3900.0			34.0	.360
1017	K-15	SUMBAY	14	15.59	4150.0	140	72	23.6	1.075
1019	K-15	PILLONES	17	15.59	4400.0	150	58	20.3	1.040
1020	J-16	LLUTA	10	16.01	2800.0	90	103	12.7	1.048
1021	K-16	HUANCA	17	16.02	3080.0	97	97	10.8	1.650
1023	K-16	P. DE ARRIE	17	16.04	3741.0	115	88	16.7	.926
1024	M-16	ILAVE	14	16.05	3825.0			29.4	.457
1025	L-16	ICHUNA	13	16.08	3756.0		26	32.0	.458
1026	K-16	EL FRAYLE	17	16.09	4015.0		65	19.8	.479
1028	L-16	LARAQUERI	24	16.09	3900.0			28.3	.726
1034	M-16	YUNGUYO	12	16.15	3826.0			26.2	.563
1035	K-16	LAS SALINA	17	16.18	4326.0	124	77	14.1	.522
1039	L-16	UEINAS	16	16.23	3370.0		66	19.1	.604
1040	K-16	CHICQUATA	15	16.24	2850.0	98	104	15.3	1.366
1043	K-16	CHARACATO	19	16.28	2452.0	86	116	28.1	1.697
1044	L-16	PACHAS	17	16.28	3328.0	124	55	17.7	.544
1045	K-16	SOCABAYA	17	16.29	2340.0	82	120	10.0	2.081
1046	M-16	CHILLIGUA	17	16.32	4000.0			19.7	.593
1048	M-16	DESAGUADER	21	16.34	3809.0			31.6	.737
1054	K-16	COALAQUE	17	16.39	2283.0	88	58	8.7	2.009
1055	L-16	OMATE	15	16.41	2185.0			10.7	1.038
1056	M-16	MAZO CRUZ	13	16.44	4045.0			25.3	.590
1057	L-16	CALACOA	17	16.44	3575.0	108	56	22.1	.765
1058	L-16	QUINISTARU	17	16.45	1765.0	88	76	10.1	1.761
1060	L-16	CARUMAS	16	16.48	2985.0		60	21.5	.928
1061	M-16	PIZACOMA	11	16.54	3915.0			22.4	.655
1062	M-16	CHICHILLAP	8	16.56	4150.0			27.4	.348
1063	L-16	TITIJONES	16	16.57	4500.0	110	75	14.7	.700
1073	L-17	COSCORI	15	17.07	2539.0	75	90	6.7	2.201
1074	L-17	VILACOTA	15	17.07	4390.0	130	34	23.1	.669
1077	M-17	CAPAZO	16	17.11	4400.0	145	28	25.2	.562
1078	M-17	CHALLAPALC	16	17.14	4200.0	138	34	17.7	.894

%

1082	L-17 CAIRANI	10	17.17	3205.0	95	69	13.4	.695
1083	L-17 SUSAPAYA	16	17.21	3399.0	108	60	14.3	1.885
1085	M-17 CHUAFALCA	16	17.21	4250.0	135	44	22.8	.519
1086	L-17 SITAJARA	17	17.22	3100.0	105	63	11.0	1.464
1087	L-17 CURIBAYA	13	17.23	2350.0	92	74	6.1	1.651
1089	L-17 TARATA	15	17.28	3068.0			19.3	1.196
1093	M-17 TALABAYA	16	17.33	3400.0	96	71	13.1	1.217
1096	M-17 TOQUELA	16	17.38	3650.0	92	82	9.4	1.235
1099	L-17 HDA PUQUIO	17	17.46	900.0	50	117	1.4	1.266
1100	M-17 FALCA	6	17.46	3142.0			7.6	1.296
1101	L-17 SAMA GRAND	16	17.48	532.0			3.1	1.314
1105	L-17 CALANA	17	17.56	875.0			2.2	.859
1148	G-13 ACORA	16	13.47	1890.0	100	37	9.3	1.728
1151	G-13 STGO CHOCO	16	13.49	2500.0	108	30	9.1	1.729
1154	I-13 CHILCAYOC	17	13.53	3413.0			20.7	.857
1156	K-13 ACOMAYO	12	13.56	3250.0			31.8	.458
1157	G-13 LARA MARCA	17	13.57	3403.0	120	19	21.2	1.463
1158	H-13 RAYUSCA	13	13.59	3525.0			17.4	.921
1159	I-14 QUEROBAMBA	16	14.01	3502.0			26.7	.349
1161	I-14 PAICO	17	14.02	3063.0			26.1	.363
1162	G-14 CORDOVA	16	14.02	3216.0	89	40	14.1	1.229
1163	L-14 MACUSANI	12	14.03	4250.0			22.3	.584
1165	K-14 COMBAPATA	13	14.06	4050.0			25.1	.553
1167	G-14 MALLUCHIPA	17	14.06	2500.0	86	54	9.6	1.340
1168	H-14 PUTACCASA	9	14.07	4100.0			16.8	1.123
1170	M-14 LIMBANI	15	14.08	3350.0			24.0	.625
1172	I-14 HUACANA	17	14.10	3150.0			22.3	.505
1173	I-14 PAMPACHIRI	11	14.11	3364.0			23.4	.688

CUADRO I: 1-2 - Subdivisión de las estaciones pluviométricas en función de la duración n_g , en años, del período de observación.

n_g	NUMERO DE ESTACIONES
6 - 10	98
11 - 16	270
17 - 25	223
> 25	27

CUADRO 1: 1-3: Lista y datos característicos de las estaciones pluviográficas.

Cod.	Cuad.	Estación	n _t	Lat.	Y (m.s.n.m)	e ₁ (mm)	c' ₁ (mm)	e ₂ (mm)	c' ₂ (mm)	e ₃ (mm)	c' ₃ (mm)	e ₄ (mm)	c' ₄ (mm)	e ₆ (mm)	c' ₆ (mm)	e ₁₂ (mm)	c' ₁₂ (mm)	e ₂₄ (mm)	c' ₂₄ (mm)
193	F - 6	MOYOBAMBA	17	6.02	860	17.7	1.06	21.6	1.20	--	--	29.8	.82	34.9	.63	--	--	--	--
244	F - 6	PORVENIR	11	6.38	330	18.3	1.18	25.8	1.04	--	--	35.5	.81	42.3	.69	56.2	.62	--	--
248	D - 6	BAMBAMARCA	20	6.41	2600	7.3	2.00	10.7	1.59	--	--	16.0	1.07	18.1	.96	--	--	--	--
321	G - 7	CONTAMANA	14	7.20	134	34.1	.67	47.9	.52	--	--	60.4	.54	65.3	.51	--	--	--	--
384	F - 8	UCHIZA	7	8.26	544	35.7	.72	50.9	.67	--	--	72.7	.61	87.8	.63	99.1	.53	--	--
385	H - 8	SAN JORGE	8	8.30	270	24.1	.38	38.5	.53	--	--	53.3	.52	61.2	.57	79.6	.64	--	--
446	F - 9	HUANUCO	15	9.48	1859	6.3	1.33	9.2	1.02	--	--	12.6	.98	14.7	.90	--	--	--	--
508	F - 10	OYON	14	10.40	4150	4.8	.63	7.7	.72	--	--	11.8	.63	13.7	.57	17.2	.55	--	--
559	F - 10	PICOY	13	10.55	2990	7.5	.91	10.1	.77	--	--	14.8	.51	17.4	.47	18.9	.39	--	--
787	J - 13	HUYRO	8	13.14	1700	11.8	1.58	16.0	1.16	--	--	25.3	.76	31.0	.71	--	--	--	--
805	L - 13	QUINCENIL	12	13.13	620	41.4	.89	62.6	.99	--	--	88.8	.86	107.2	.83	140	.59	--	--
840	K - 13	GRANJA KCAYRA	18	13.34	3219	9.7	.70	12.2	.85	--	--	17.3	.59	19	.58	--	--	--	--
850	J - 13	ABANCAY	15	13.38	2377	6.6	1.81	10.8	1.04	--	--	16.7	.70	19.6	.67	--	--	--	--
903	L - 14	PROGRESO	17	14.41	3950	8.5	.97	12.3	.87	--	--	16.3	.81	17.6	.79	10.9	.66	--	--
913	L - 14	CHUQUIBAMB.	6	14.47	3971	4.8	1.95	8.9	1.75	--	--	11.9	1.00	13.8	.81	17.0	.93	--	--
918	L - 14	AZANGARO	14	14.55	3904	7.3	1.39	10.9	1.09	--	--	15.0	1.01	17.6	.95	--	--	--	--
935	K - 15	CAYLLOMA	10	15.11	4319	9.8	.89	13.4	.97	--	--	17.5	.94	19.3	.84	22.9	.67	--	--
958	M - 15	HUARAYA MOHO	11	15.23	3881	8.2	1.16	12.6	1.04	--	--	19.4	.79	24.7	.60	--	--	--	--
968	K - 15	SIBAYO	6	15.29	3810	11.1	.85	16.2	.91	--	--	20.4	1.03	22.3	.98	27.7	.61	--	--
557	F - 10	UPAMAYO	11	10.55	4080	11	.354	--	--	15.8	.44	--	--	18.5	.46	20.1	.55	25.7	.64
594	F - 11	HUEQUE	14	11.14	4175	10.6	.61	--	--	15.8	.72	--	--	19.8	.61	20.5	.64	24.6	.58
653	G - 11	PACHACAYO	12	11.49	3550	9.6	.49	--	--	14.7	.56	--	--	20.3	.55	22.6	.50	26.6	.45
654	G - 11	MANTARO	12	11.49	3300	10.8	.57	--	--	16.4	.37	--	--	18.6	.64	22.2	.85	26.9	.79
667	G - 11	YURICOCHA	11	11.58	4375	11	.87	--	--	14.7	.70	--	--	15.8	.66	18.2	.57	21.3	.51
672	G - 12	COLPA	9	12.00	3500	12.8	.99	--	--	16.8	.75	--	--	18.6	.72	21.0	.72	24.6	.46
674	G - 12	HUYTAPALLANA	12	12.01	4400	10.3	.35	--	--	14.2	.87	--	--	17.5	.66	19.8	.67	23.3	.53
679	G - 12	ANGASMAYO	9	12.02	3280	11.7	.77	--	--	19.1	.34	--	--	21.5	.36	24.4	.36	27.0	.40
696	G - 12	CHICHICOCHA	9	12.11	4500	13.9	.75	--	--	15.6	.67	--	--	17.9	.56	18.4	.52	23.2	.30
708	G - 12	PALACO	13	12.20	3650	8.8	.42	--	--	15.3	.48	--	--	18.7	.61	20.8	.60	22.8	.53
709	H - 12	RANRA	6	12.20	3200	13.0	.31	--	--	17.9	.20	--	--	22.8	.44	27.7	.32	31.8	.30
711	G - 12	TELLERIA	13	12.22	3050	11.0	.90	--	--	13.9	.86	--	--	17.4	.70	20.3	.59	23.2	.42
712	G - 12	ACOSTAMBO	13	12.22	3650	8.9	1.06	--	--	15.7	.55	--	--	18.9	.54	22.1	.52	25.0	.48
713	H - 12	PAJAYRAGRA	13	12.22	2500	12	.64	--	--	17.2	.51	--	--	21.4	.47	23.6	.55	25.0	.69
714	H - 12	HUANCAYOCC.	13	12.22	3650	16.9	.54	--	--	21.5	.59	--	--	25.3	.59	31.4	.52	39.5	.49
715	H - 12	LOS NOGALES	8	12.23	2800	12.6	.39	--	--	17.8	.47	--	--	22.1	.42	26.2	.45	29.4	.45
717	H - 12	PAMPAS	8	12.24	3260	10.2	.55	--	--	13.5	.41	--	--	16.9	.60	20.1	.54	26.3	.33
719	G - 12	CERCAPUQUIO	14	12.26	4390	9.7	.57	--	--	12.5	.42	--	--	14.6	.49	18.1	.52	21.2	.49
724	H - 12	KICHUAS	13	12.28	2650	10.2	.51	--	--	14.51	.43	--	--	17.3	.28	19.5	.34	22.6	.42
732	H - 12	VILLENA	15	12.31	2550	11.6	.47	--	--	14.4	.74	--	--	20.2	.64	22.3	.84	24.5	.83
745	H - 12	SANTA ROSA	13	12.38	3800	12.9	.49	--	--	19.2	.43	--	--	22.9	.43	25.3	.48	27.6	.58
750	G - 12	CHILICOCHA	14	12.41	4275	9.7	.64	--	--	14.0	.59	--	--	15.6	.54	18.0	.51	22.9	.44
752	H - 12	CHURCAPAMPA	11	12.44	2780	12.5	.72	--	--	19.9	.49	--	--	24.9	.28	27.2	.22	29.3	.34
757	H - 12	HUANCAVELICA	13	12.47	3670	11.0	.67	--	--	16.1	.49	--	--	19.8	.39	21.6	.44	24.9	.43
769	H - 12	HUANTA	12	12.56	2660	11.5	1.33	--	--	15.4	.86	--	--	19.5	.62	21.6	.65	23.8	.58
771	G - 12	ASTOBAMBA	13	12.57	4500	10.8	.58	--	--	13.1	.52	--	--	14.4	.65	15.8	.59	21.1	.64
773	H - 13	HUAPA LIRCAY	13	13.00	3600	11.1	.69	--	--	14.5	1.32	--	--	17.8	1.06	20.2	.87	23.9	.66

CUADRO I: 14: Lista y características de las estaciones pluviométricas en las cuales han sido consideradas también las alturas de lluvia $h_{g/2}$ registradas en medio día.

CODIGO	ESTACION	LAT.	Y (m s.n.m)	D _c	n _g	e _g	c' _g	n _{g/2}	e _{g/2}	c' _{g/2}	e _g	c' _g
781	S.PEDRO HUACAP.	13.03	3189	31	18	15.8	.90	14	11.7	.75	16.7	.79
791	ARMA	13.07	3336	--	17	28.3	.83	11	21.5	.51	30.3	.72
793	TOTORA	13.07	4100	10	19	20.4	.46	10	18.8	.27	20.9	.26
804	ACCNOCOCHA	13.13	4520	--	35	24.0	.79	7	16.8	.28	23.8	.18
806	CHOCLOCOCHA	13.13	4406	--	6	13.5	.77	6	10.2	.80	13.5	.77
808	TUNEL CERO	13.14	4529	--	24	22.3	.46	11	19.0	.34	22.6	.42
810	COCAS	13.16	3246	25	15	20.0	.66	14	15.0	.71	19.5	.69
812	CASTROVIRREYNA	13.17	3956	--	9	20.5	.44	9	16.7	.51	20.5	.44
816	SINTO	13.20	3600	--	9	22.7	.67	9	14.9	.87	22.7	.67
821	TICRAPO	13.23	2174	33	19	17.2	.96	16	15.4	1.17	17.5	1.01
831	CUSICANCHA	13.30	3400	24	18	14.4	.89	9	10.0	1.09	11.7	1.01
836	PARIONA	13.32	4240	--	12	25.7	.53	12	20.9	.61	25.7	.53
855	TAMBO	13.41	3250	22	18	20.1	.82	11	16.8	.50	21.2	.66
883	OCANE	14.24	2660	24	16	14.4	.92	8	12.2	.86	15.9	.64
888	OTOCA	14.29	1823	22	19	10.8	1.10	14	10.8	.90	13.2	.83
889	PAMPAHUASI	14.29	3650	4	18	30.1	.68	15	22.5	.74	28.4	.79
891	PALCACHACRA	14.32	3300	10	13	25.9	.39	11	21.3	.63	26.2	.42
895	CCECCANA	14.36	4100	1	18	26.0	.84	14	18.9	.68	26.9	.79
898	LUCANAS	14.37	3548	7	18	26.0	.75	15	18.8	.84	25.3	.82
900	PAMPA GALERAS	14.40	3950	--	20	25.2	.71	19	22.7	.86	26.1	.66
902	PAUCACORRAL	14.40	4000	4	19	20.3	.76	14	13.5	.67	19.6	.66
905	PUQUIO	14.42	3213	12	20	20.8	.93	15	17.8	.60	21.7	.96
911	S.PEDRO DE CCEC.	14.46	3097	14	19	21.3	.81	17	17.9	.89	22.5	.76
915	CECCHAPAMPA	14.50	3900	7	15	30.4	.34	12	24.2	.62	29.8	.37
925	CHAVINA	14.59	3310	45	18	28.4	.65	18	22.4	.79	28.4	.65
926	CORA CORA	15.01	3200	33	17	23.8	.46	17	19.0	.57	23.8	.46
930	SANCOS	15.04	2800	35	17	26.3	.97	17	20.3	.94	26.3	.97
931	PULHUAY	15.05	4600	26	17	23.2	.84	14	17.5	1.03	23.3	.89
933	CARHUANILLA	15.08	3000	48	17	24.2	.83	13	18.0	1.16	23.3	.92
943	ORCOPAMPA	15.16	3779	37	28	25.4	1.00	13	15.0	.88	19.6	1.08
944	LA CALERA	15.16	4450	22	15	26.1	.32	12	18.8	.42	22.9	.43
945	HUINCO	15.16	4000	0	17	25.8	.41	14	20.6	1.11	25.1	.81
948	JANANCANCHA	15.17	4550	18	13	31.0	.58	12	25.1	.54	32.6	.51
952	TISCO	15.21	4188	7	19	29.6	.53	16	27.9	.57	31.1	.49
953	PORPERA	15.21	4000	5	9	30.7	.47	7	25.0	.54	30.7	.47

CODIGO	ESTACION	LAT.	Y (m s.n.m)	D _c	n _g	e _g	c' _g	n _{g/2}	e _{g/2}	c' _{g/2}	e _g	c' _g
968	SIBAYO	15.29	3810	24	13	24.5	.54	13	19.2	.58	24.5	.54
972	ANDAGUA	15.30	3587	62	13	18.4	.41	13	12.8	.83	18.4	.41
977	CHICHAS	15.33	2320	78	19	19.8	.84	15	15.5	.74	19.7	.66
980	CHOCO	15.34	2473	60	19	11.8	1.18	14	12.0	1.02	14.2	.99
981	MADRIGAL	15.36	3262	52	19	19.3	.49	18	17.7	.35	19.4	.50
982	CABANACONDA	15.37	3287	60	30	23.8	.69	12	18.5	.55	22.8	.43
983	LA PULPERA	15.37	4042	35	17	17.3	.86	16	13.9	.92	17.3	.86
984	MOROCAQUI (B)	15.37	4200	25	18	20.7	.58	17	15.3	.75	20.5	.60
985	CHIVAY	15.38	3633	--	17	17.8	.81	15	15.7	.58	18.7	.50
988	MACHAGUAY	15.39	3110	85	17	15.5	.93	16	10.5	1.23	15.8	.93
989	YANQUE	15.39	3417	47	30	21.7	.61	13	15.3	.67	21.5	.43
995	PAMPACOLCA	15.43	3000	95	19	18.0	.86	19	14.9	1.02	18.0	.86
998	HUAMBO	15.44	3332	74	19	19.9	.59	19	16.3	.67	19.9	.59
1020	LLUTA	16.01	2800	--	15	12.6	.95	12	10.6	.66	14.5	.70
1148	ACORA	13.47	1890	37	17	9.0	1.78	9	10.9	1.58	12.3	1.51
1151	SANT.DE CHOC.	13.49	2500	30	18	7.4	1.46	6	8.2	1.16	12.4	1.19
1157	LARAMARCA	13.57	3403	19	17	21.2	1.46	12	25.4	.97	27.1	.89
1162	CORDOVA	14.02	3216	40	17	14.6	1.30	12	13.9	1.09	16.5	1.17
1167	MALLUCHI	14.06	2500	54	19	10.0	1.22	16	9.3	1.00	10.5	1.22

El cuadro I: 1-3 se refiere a las 44 estaciones de medida dotadas de pluviógrafo, con registros de los máximos anuales h_t de las alturas de lluvia en t horas tomadas por más de 6 años.

El cuadro I: 1-4 se refiere a los 54 pluviómetros en los cuales se han registrado los máximos anuales h_g o los máximo anuales $h_g/2$ de la altura de lluvia en un día o en medio día o sólo los máximos anuales $h_g/2$.

Los datos mencionados y el mapa en esclala 1:3.000.000 del plano I del Anexo C permiten definir la posición de cada estación de medida.

Además de esto:

En el cuadro I: 1-1, para cada estación de medida, se ha reportado el número n_g de los años de observación y las estimaciones e_g de ϵ_g y c'_g de K'_g deducidas de los n_g valores de h_g que han sido registrados;

En el cuadro I: 1-3 para cada estación de medida se ha reportado el número n_t de los años de observación y las estimaciones e_t de ϵ_t y c'_t de K'_t deducidos para cada valor de t de los n_t valores de h_t que han sido registrados;

En el cuadro I: 1-4 se muestran:

El número n_g y el número $n_g/2$ de los años en los cuales han sido registrados respectivamente los valores de h_g y los valores de $h_g/2$;

Las estimaciones e_g de ϵ_g y c'_g de K'_g deducidos ya sea de todos los n_g valores de h_g , ó cuando los valores n_g y $n_g/2$ sean diferentes, de solo los $n_g/2$ valores de h_g registrados en el período en el cual ha sido registrado también $h_g/2$;

Las estimaciones $e_g/2$ de $\epsilon_g/2$ y $c_g/2$ de $K'_g/2$ deducidos de los n_g valores $h_g/2$.

I: 1-4. Como puede notarse claramente en los cuadros de I: 1-1 a I: 1-4 y del plano 1 del Anexo C, salvo para los máximos anuales h_g , los datos que ha sido posible encontrar interesan sólo a partes limitadas del territorio.

En consecuencia, como se dirá, para algunos aspectos de la investigación las conclusiones que se han podido extraer, están forzosamente circunscritas a aquellas partes del territorio.

Verificación de la 1ª Hipótesis de Trabajo (párrafos de I: 1-2 a I: 1-6)

I: 1-15. Con el objeto de verificar la adaptabilidad de la ley asintótica del máximo valor para interpretar la distribución de probabilidad de los máximos anuales h_g , h_t ó $h_g/2$ se han representado, en papel probabilístico correspondiente a dicha ley, las distribuciones de frecuencia acumulada que caracterizan a cada serie de datos.

En las figuras de I: 1-1 a I: 1-4 se llevan, a manera de ejemplo, las verificaciones realizadas en relación a la distribución de probabilidad de la h_g en cuatro pluviómetros de diferentes partes del territorio y, como puede observarse, como confirmación de la validez de la hipótesis, para cada serie de datos los puntos $(h_g; F\{h_g\})$ se disponen con desviaciones modestas en torno a una recta.

Alguna reserva podría adelantarse sólo en relación a los pluviómetros que recaen a lo largo de la faja litoral del pacífico, donde a igual probabilidad, h_g asume los valores más bajos (ver fig. I: 1-4).

Verificación de la 2ª Hipótesis de Trabajo (párrafos de I: 1-7 a I: 1-8)

I: 1-16. De acuerdo a lo dicho en el párrafo I: 1-8, al elaborar la serie estadística constituida por los valores de h_g o de $h_g/2$ registrados en un determinado pluviómetro o de los valores de h_t registrados para cada valor de t en un determinado pluviógrafo, se ha considerado suficiente deducir las estimaciones de ϵ y de K' con el método de los momentos.

Con esta premisa, del cuadro I: 1-3 puede constatarse como, para cada pluviógrafo, las estimaciones c'_i de K'_i deducidas para los diferentes valores de t para los cuales se han registrado las h_i , difieren poco una de otra.

En consecuencia, de acuerdo con las hipótesis introducidas, también en el caso que se considera puede admitirse que, en cada punto, para 3 horas $\leq t \leq 24$ horas, la característica K'_i asuma un valor único K' independiente de t . En detalle, puede asumirse K' igual a la media aritmética de los valores de c'_i deducidos para los diferentes valores de t .

De otro lado, de los ejemplos de las figuras de I: 1-5 a I: 1-8, se reconoce que, llevando a un diagrama en papel logarítmico los puntos que corresponden a los pares de valores asumidos por t y por e_i en un pluviógrafo cualquiera, para 3 horas $\leq t \leq 24$ horas, los puntos ($t; e_i$) se disponen con desviaciones modestas en torno a una recta.

En consecuencia, es legítimo admitir que, para 3 horas $\leq t \leq 24$ horas, en cada pluviógrafo e_i esté estrechamente correlacionado a t con ley de regresión $e_i = at^n$ representada por la recta que, en el diagrama en papel logarítmico, mejor interpola los puntos (t, e_i).

De aquí se deduce que, de acuerdo con la hipótesis formulada en el párrafo I: 1-7, puede admitirse que, para 3 horas $\leq t \leq 24$ horas, en cada punto, aún aquéllos en los cuales no se ha instalado pluviógrafos, e_i varíe en función de t con ley.

$$e_i = at^n \quad (\text{I: 1-12})$$

Como es obvio, a falta de cualquier otra información, para los puntos en los cuales se haya instalado un pluviógrafo, se pueden asumir para las constantes a y n los valores de a y de n que definen la ley de regresión de e_i sobre t deducida de los valores de h_i registrados en el pluviógrafo (ver cuadro I: 1-5).

Es evidente que dichos valores deben considerarse sólo estimaciones de a y de n y que, en consecuencia, por defecto de muestreo, pueden diferir de a y de n , con desviaciones que, a igual probabilidad, son tanto mayores cuanto más pequeño es el número n_i de años en los cuales el pluviógrafo ha funcionado.

I: 1-17. Para verificar la última de las hipótesis introducida en el párrafo I: 1-8 ($K'_g \equiv K'$, con $\bar{K}' \equiv \bar{K}_i$ para cualquier valor de t comprendido entre el intervalo 3 horas $\leq t \leq 24$ horas) se han considerado las estaciones de medida en las cuales ha habido en funcionamiento un pluviómetro o un pluviógrafo y para cada una de ellas se han confrontado las estimaciones c'_g de K'_g deducidas de los n_g valores de h_g con las estimaciones c'_i de K'_i deducidas de los n_i valores de h_i registrados para los diferentes valores de t .

Como puede notarse en el cuadro I: 1-6, en confirmación de la hipótesis asumida, para cada una de las estaciones de medida consideradas, el valor de c'_g recae dentro del estrecho intervalo en el cual recaen los valores asumidos por c'_i .

En consecuencia, de acuerdo con cuanto se ha dicho en el párrafo I: 1-8, para cada una de las estaciones de medida se puede asumir como estimación c' de K' la media pesada del valor asumido por c'_g y de los valores asumidos por c'_i , asignando al primero el peso n_g y a cada uno de los segundos el peso n_i .

Verificación de la 3ª Hipótesis (párrafos I: 1-9 y I: 1-10): Subdivisión del Territorio en zonas Pluviométricas

I: 1-18. Como ya se ha dicho en el párrafo I: 1-14, en la mayor parte de las estaciones de medida de la cual ha sido posible extraer datos, se dispone sólo de pluviómetros, con medidas de h_g . De otro lado, como se ha visto en el párrafo I: 1-17, que precede, por lo menos desde el punto de vista estadístico, puede admitirse que en cada punto resulte $K'_g \equiv K'$, con $K' \equiv K'_i$ para 3 horas $\leq t \leq 24$ horas.

De acuerdo a esto, queriendo verificar la hipótesis que para amplias zonas del territorio K' asume valor único en todos los puntos, se han confrontado las estimaciones c'_g de K'_g deducidas pluviómetro por pluviómetro en base a los valores de h_g registrados en cada uno de ellos.

CUADRO I: 1-5: Estaciones pluviográficas:
Estimaciones de las constantes a y n que definen la curva de probabilidad pluviométrica correspondiente a los valores modales de h_t .

Cod.	Cuad.	Estación	n_t	Lat.	Y	a	n
					(m s. n. m)		
193	F - 6	MOYOBAMBA	17	6.02	860	16.5	.441
244	F - 6	PORVENIR	11	6.38	330	19.78	.417
248	D - 6	BAMBAMARCA	20	6.41	2600	8.20	.434
321	G - 7	CONTAMANA	14	7.20	134	35.0	.351
384	F - 8	UCHIZA	7	8.26	544	47.7	.302
385	H - 8	SAN JORGE	8	8.30	270	31.3	.368
446	F - 9	HUANUCO	15	9.48	1859	7.2	.397
508	F - 10	OYON	14	10.40	4150	7.0	.363
559	F - 10	PICOY	13	10.55	2990	10.0	.303
787	J - 13	HUYRO	8	13.14	1700	12.0	.441
805	L - 13	QUINCEMIL	12	13.13	620	50.0	.441
840	K - 13	GRANJA KCAYRA	18	13.34	3219	9.7	.373
850	J - 13	ABANCAY	15	13.38	2377	9.5	.407
903	L - 14	PROGRESO	17	14.41	3950	11.8	.306
913	L - 14	CHUQUIBAMB.	6	14.47	3971	8.0	.374
918	L - 14	AZANGARO	14	14.55	3904	8.8	.379
935	K - 15	CAYLLOMA	10	15.11	4319	11.3	.307
958	M - 15	HUARAYA MOHO	11	15.23	3881	12	.402
968	K - 15	SIBAYO	6	15.29	3810	13.1	.292
557	F - 10	UPAMAYO	11	10.55	4080	11.0	.263
594	F - 11	HUEQUE	14	11.14	4175	11.4	.248
653	G - 11	PACHACAYO	12	11.49	3550	12.0	.248
654	G - 11	MANTARO	12	11.49	3300	12.5	.233
667	G - 11	YAURICOCHA	11	11.58	4375	10.5	.224
672	G - 12	COLPA	9	12.00	3500	12.5	.217
674	G - 12	HUYTAPALLANA	12	12.01	4400	10.6	.260
679	G - 12	ANGASMAYO	9	12.02	3280	15.6	.171
696	G - 12	CHICHICOCHA	9	12.11	4500	12.8	.184
708	G - 12	PALACO	13	12.20	3650	12.5	.193
709	H - 12	RANRA	6	12.20	3200	12.9	.303
711	G - 12	TELLERIA	13	12.22	3050	10.4	.266
712	G - 12	ACOSTAMBO	13	12.22	3650	12.1	.246
713	H - 12	PAJAYRAGRA	13	12.22	2500	13.4	.223
714	H - 12	HUANCAYOCC.	13	12.22	3650	15.4	.284
715	H - 12	LOS NOGALES	8	12.23	2800	13.7	.251
717	H - 12	PAMPAS	8	12.24	3260	9.3	.326
719	G - 12	CERCAPUQUIO	14	12.26	4390	9.4	.261
724	H - 12	KICHUAS	13	12.28	2650	11.3	.221
732	H - 12	VILLENA	15	12.31	2550	12.4	.215
745	H - 12	SANTA ROSA	13	12.38	3800	15.2	.201
750	G - 12	CHILICOCHA	14	12.41	4275	10.6	.241
752	H - 12	CHURCAPAMPA	11	12.44	2780	15.3	.224
757	H - 12	HUANCAVELICA	13	12.47	3670	12.4	.231
769	H - 12	HUANTA	12	12.56	2660	11.7	.242
771	G - 12	ASTOBAMBA	13	12.57	4500	9.0	.332
773	H - 13	HUAPA LIRCAY	13	13.00	3600	11.0	.242

CUADRO I: 1-6: Estaciones pluviográficas:
 Estimaciones c'_t de las características K'_t de la distribución de probabilidad de h_t para diferentes valores de t y estimación c'_g de la características K'_g de la distribución de probabilidad de h_g .

Cod.	Estación	n_g	n_t	c'_3	c'_4	c'_6	c'_{12}	c'_{24}	c'_g
193	MOYOBAMBA	29	17	--	.822	.629	--	--	.754
244	PORVENIR	17	11	--	.81	.69	.62	--	.36
248	BAMBAMARCA	19	20	--	1.07	.96	--	--	.53
321	CONTAMANA	12	14	--	.54	.51	--	--	.34
384	UCHIZA	16	7	--	.61	.63	.53	--	.40
446	HUANUCO	16	15	--	.98	.90	--	--	.78
508	OYON	17	14	--	.63	.57	.55	--	.40
559	PICOY	12	13	--	.51	.47	.39	--	.49
787	HUYRO	12	8	--	.76	.71	--	--	.40
805	QUINCÉMIL	12	12	--	.86	.83	.59	--	.44
903	PROGRESO	12	17	--	.81	.79	.66	--	.65
913	CHUQUIBAMBIL.	36	7	--	1.00	.81	.93	--	.72
935	CAYLLOMA	17	10	--	.94	.84	.67	--	.34
958	HUARAYO-MOYA	19	11	--	.79	.60	--	--	.37
968	SIBAYO	31	6	--	1.03	.98	.61	--	.47
557	UPAMAYO	10	11	.44	--	.46	.55	.64	.44
711	TELLERIA	11	13	.86	--	.70	.59	.42	.70
717	PAMPAS	11	8	.41	--	.60	.54	.33	.60
719	CERCAPUQUIO	11	14	.42	--	.49	.52	.49	.44
757	HUANCAVELICA	10	13	.49	--	.39	.44	.43	.60
769	HUANTA	10	12	.83	--	.62	.65	.58	.69

En detalle, recordando la definición de zonas pluviométricas introducida en el párrafo I: 1-9, en forma preliminar se ha admitido que para K' valga la misma subdivisión en zonas deducida en el 1^{er} volumen, tomando como referencia al coeficiente de variación $\gamma\{h\}$ de la lluvia anual h (plano 10 del anexo A).

I: 1-19. En efecto, como puede notarse en el cuadro I: 1-1, los valores asumidos por c'_g para los pluviómetros que recaen dentro de cada una de las zonas consideradas, resultan uno diferente de otro. En consecuencia, para que pueda admitirse que en todos los puntos de la zona K' asuma el mismo valor, debe verificarse desde el punto de vista estadístico que sea legítimo atribuir las desviaciones que se notan entre los diferentes valores de c'_g a defectos de muestreo.

Con esta premisa, para verificar la hipótesis adelantada, para cada zona:

1) Se ha asumido como valor de $K' \equiv K'_g$, característico de la zona, la media pesada de los valores asumidos por c'_g dentro de ella, asignando a cada c'_g un peso igual a la dimensión n_g de la muestra de la cual ha sido deducido;

2) Se han llevado a un diagrama cartesiano de coordenadas (n_g, c'_g) de un lado los puntos correspondientes a los diferentes pares de valores asumidos por n_g y por c'_g y del otro la recta $c'_g \equiv \text{const} \equiv K'$, que representa gráficamente la hipótesis adelantada y las curvas que delimitan la faja de control de la hipótesis.

Como es obvio, en la verificación no han sido consideradas las zonas de la faja litoral (zonas 7 y 8 del plano 10 del anexo A), para las cuales, por las razones mencionadas en el párrafo I: 1-12, los datos no han sido ni siquiera elaborados.

I: 1-20. Como puede notarse en las figuras de I: 1-9 a I: 1-12 y en la fig. I: 1-6, los puntos (n_g, c'_g) caen dentro de la faja de control de la hipótesis $K' = \text{const}$ y por lo tanto, la hipótesis puede ser aceptada, sólo para las zonas 1, 2, 3, 4 y 10.

Debe sin embargo observarse que, sobre la base de las diversificaciones realizadas, las zonas 1, 2 y 3, que son distintas en el plano 10 del anexo A, pueden, para el efecto del K' , agruparse en una sola zona, que ha sido denominada con el símbolo 123.

En efecto, si, para cada una de las tres zonas se consideran los valores particulares de c'_g asumidos dentro de ella, se deducen tres valores K'_1, K'_2 y K'_3 de K' , que difieren sólo ligeramente una de otra (respectivamente $K'_1 = .543$, $K'_2 = .539$ y $K'_3 = .560$). De otro lado, como puede notarse en las figuras I: 1-9, I: 1-10 y I: 1-11, si para las tres zonas se asume un valor K' único e igual a la media ponderada de los valores de c'_g registrados en el conjunto de las tres zonas, se encuentra que para cada una de ellas, los puntos (n_g, c'_g) caen todavía dentro de la faja de control correspondiente a dicho valor único de K' ($K' = 0.553$)³.

Desde un punto de vista estadístico, la diferencia entre K'_1, K'_2 y K'_3 no son significativas.

I: 1-21. En las zonas 5, 6 y 9, para las cuales, como se ha dicho, se ha debido rechazar la hipótesis $K' = \text{const}$, como ya se había constatado para la estimación \bar{h} del valor medio $M\{h\}$ de la lluvia anual h , a diferencia de lo que sucede con otras zonas, la estimación e_g de la moda de h_g varía notablemente de pluviómetro a pluviómetro, en estrecha relación con la ubicación del mismo.

De acuerdo a esto, como puede notarse en las figuras I: 1-13_b y I: 1-13_c y por las figuras I: 1-14 y I: 1-15, en analogía con lo que se ha constatado para las estimaciones g_h de $\gamma\{h\}$, que varían en función de \bar{h} , en cada una de dichas zonas, al pasar de un pluviómetro a otro, las estimaciones c'_g de K'_g asumen valores que resultan estrechamente ligados con aquéllos

³ Sólo para las subzonas denominadas con los símbolos 123₁₂ y 123₁₃ en el cuadro I se tienen valores de c'_g que se apartan de K'_g , en forma que podría considerarse significativa. Para ellos, por lo tanto, podrían asumirse valores de K' iguales respectivamente a 0.59 y a 0.82.

asumidos por e_g . En consecuencia, como se ha indicado en las mismas figuras, es legítimo admitir que en dichas zonas K' , en vez de asumir un valor constante, varíe de punto a punto con ley de variación asimilable a la ley de regresión de c'_g sobre e_g y que puede llevarse a la expresión algebraica del tipo:

$$c'_g = c \cdot e_g^{-m} \quad (\text{I: 1-17})$$

De otro lado, de la confrontación entre la figura I: 1-13_a, (en la cual se han llevado todos los puntos (e_g ; c'_g), correspondientes a la zona 5, marcándolos con símbolos diferentes de los otros que corresponden a pluviómetros ubicados a la periferia de la parte más al norte⁴) y las figuras I: 1-13_b y I: 1-13_c (en las cuales se ubican los puntos (e_g ; c'_g) que se refieren a uno u otro grupo de pluviómetros), parece evidente que la zona 5 delimitada a su tiempo en relación a $\gamma\{h\}$, cuando se haga referencia a K' debe ser subdividida en las zonas 5_a y 5_b.

I: 1-22. Como puede observarse en las figuras I: 1-13_b, I: 1-13_c, I: 1-14 y I: 1-15, para indicar los pluviómetros para los cuales desde el punto de vista estadístico c'_g asume un valor que no es compatible con la ley K' (ϵ_g) que caracteriza a cada zona, para cada uno de dichos pluviómetros, además del punto (e_g , c'_g) se ha delimitado también el intervalo en el cual desde el punto de vista estadístico podría caer ϵ_g , cuando se tenga en cuenta el valor asumido por e_g . En efecto, considerando que en los pluviómetros considerados K'_g asume valores incompatibles con la ley K' (ϵ_g) la curva que representa dicha ley pasa fuera del intervalo mencionado.

I: 1-23. Finalmente, de acuerdo con lo indicado en el cuadro 1 del Anexo C del presente volumen, en relación a la característica K' el territorio puede ser subdividido en 7 zonas pluviométricas, 123, 4, 5_a, 5_b, 6, 9 y 10 dejando fuera las zonas 7 y 8 de la faja litoral, en las cuales la distribución de probabilidad de h_g y de h_t no tienen interés.

Los valores de K' , que caracterizan las zonas 123, 4 y 10 y las leyes K' (ϵ_g), según la cual K' varía en función de e_g en las zonas 5_a, 5_b, 6 y 9, han sido reportados en las figuras de I: 1-9 a I: 1-14 y en las figuras I: 1-15 y I: 1-16, ya mencionadas.

Verificación de la 3ª Hipótesis (párrafos I: 1-9 y I: 1-10): subdivisión del Territorio en subzonas pluviométricas

I: 1-24. Con el objeto de delimitar las subzonas pluviométricas dentro del territorio se ha hecho referencia a los máximos anuales h_g y a las estimaciones e_g de ϵ_g deducidas para cada pluviómetro en las series de valores de h_g registrados en los n_g años del período de observación.

Como conclusión de las elaboraciones, el territorio ha sido subdividido en 38 subzonas, repartidas entre las 7 zonas pluviométricas así como se indica en el cuadro I: 1-7 y, como recapitulación de esta, en el cuadro I: 1-8.

En el cuadro I: 1-7, se nota también que, confirmando la hipótesis adelantada, para algunas subzonas desde el punto de vista estadístico se puede admitir que ϵ_g asume un valor único en todos los puntos (figura I: 1-18).

Para otras subzonas, en cambio, puede admitirse que ϵ_g varíe de punto a punto en función de la posición del punto, asumiendo como parámetro Z que caracteriza dicha posición, para algunas subzonas la cota Y sobre el nivel del mar (fig. I: 1-19) para otras zonas o la distancia D_m al mar ó la distancia D_c a la cordillera (fig. I: 1-20).

Los valores de ϵ_g y la ley $\epsilon_g(Z)$ asumida para caracterizar cada subzona han sido llevados al cuadro I: 1-7.

⁴ Parte oriental del bajo valle del Marañon, faja litoral y faja del territorio que separa los dos hacia el confín con el Ecuador.

CUADRO I: 1-7: Subdivisión del territorio en zonas y subzonas pluviométricas y valores de los parámetros K'_g y ϵ_g que definen la distribución de probabilidades de h_g en cada punto de estas.

ZONA	K'_g	SUBZONA	ϵ_g
123	$K'_g = .553$	123 ₁	$\epsilon_g = 85.0$
		123 ₂	$\epsilon_g = 75.0$
		123 ₃	$\epsilon_g = 100 - .022 Y$
		123 ₄	$\epsilon_g = 70 - .019 Y$
		123 ₅	$\epsilon_g = 24.0$
		123 ₆	$\epsilon_g = 30.5$
		123 ₇	$\epsilon_g = -2 + .006 Y$
		123 ₈	$\epsilon_g = 26.6$
		123 ₉	$\epsilon_g = 23.3$
		123 ₁₀	$\epsilon_g = 6 + .005 Y$
		123 ₁₁	$\epsilon_g = 1 + .005 Y$
		123 ₁₂	$\epsilon_g = 75.0$
		123 ₁₃	$\epsilon_g = 70$
4	$K'_g = .861$	4 ₁	$\epsilon_g = 20.0$
5a	$K'_g = 11 \cdot \epsilon_g^{-.85}$	5a ₁	$\epsilon_g = -7.6 + .006 Y \quad (Y > 2300)$
		5a ₂	$\epsilon_g = 32 - .177 D_c$
		5a ₃	$\epsilon_g = -13 + .010 Y \quad (Y > 2300)$
		5a ₄	$\epsilon_g = 3.8 + .0053 Y \quad (Y > 1500)$
		5a ₅	$\epsilon_g = -6 + .007 Y \quad (Y > 2300)$
		5a ₆	$\epsilon_g = 1.4 + .0067$
		5a ₇	$\epsilon_g = -2 + .007 Y \quad (Y > 2000)$
		5a ₈	$\epsilon_g = 24 + .0025 Y$
		5a ₉	$\epsilon_g = 9.4 + .0067 Y$
		5a ₁₀	$\epsilon_g = 18.8 + .0028 Y$
		5a ₁₁	$\epsilon_g = 32.4 + .004 Y$
		5a ₁₂	$\epsilon_g = 19.0 + .005 Y$
		5a ₁₃	$\epsilon_g = 23.0 + .0143 Y$
		5a ₁₄	$\epsilon_g = 4.0 + .010 Y$
5b	$K'_g = 130 \epsilon_g^{-1.4}$	5b ₁	$\epsilon_g = 4 + .010 \quad (Y > 1000)$
		5b ₂	$\epsilon_g = 41.0$
		5b ₃	$\epsilon_g = 23.0 + 0.143 Y$
		5b ₄	$\epsilon_g = 32.4 + .004 Y$
		5b ₅	$\epsilon_g = 9.4 + .0067 Y$
6	$K'_g = 5.4 \cdot \epsilon_g^{-.6}$	6 ₁	$\epsilon_g = 30 - .50 D_c$
9	$K'_g = 22.5 \cdot \epsilon_g^{-.85}$	9 ₁	$\epsilon_g = 61.5$
		9 ₂	$\epsilon_g = -4.5 + .323 D_m \quad (30 \leq D_m \leq 110)$
		9 ₃	$\epsilon_g = 31 + .475 (D_m - 110) \quad (D_m < 110)$
10	$K'_g = 1.45$	10 ₁	$\epsilon_g = 12.5 + .95 D_m$

CUADRO I: 1-8 - Número de subzonas que recaen en cada zona pluviométrica.

ZONA	NUMERO DE SUBZONAS QUE RECAEN EN LA ZONA
123	13
4	1
5 _a	14
5 _b	5
6	1
9	3
10	1

I: 1-25. Como puede notarse en los ejemplos de la figura I: 1-18, para verificar la hipótesis $\varepsilon_g = \text{const.}$ para cada subzona, se han llevado a un diagrama cartesiano de coordenadas n_g, e_g :

De un lado, los puntos $(n_g; e_g)$ que corresponden a los pares de valores asumidos por n_g y por e_g en los pluviómetros que caen dentro de la sub-zona.

De otro lado, el valor de ε_g (deducido como media ponderada de los valores de e_g , asignando a cada uno de éstos un peso igual a n_g), la recta $\varepsilon_g = \text{const.}$ y las curvas que delimitan la faja de control de la hipótesis $\varepsilon_g = \text{const.}$

Como puede notarse, salvo algunas excepciones, los puntos (n_g, e_g) caen todos dentro de la faja de control. En consecuencia, desde el punto de vista estadístico, confirmando la hipótesis adelantada, se puede considerar que las desviaciones entre e_g y ε_g se deban solamente a defectos de muestreo y como tales no son significativas.

I: 1-26. Para las subzonas en las cuales se debe rechazar la hipótesis $\varepsilon_g = \text{const.}$, siempre procediendo en forma gráfica se han llevado a diagramas cartesianas de coordenadas Z, e_g , los pares de valores asumidos por Z y por e_g para cada uno de los pluviómetros que caen dentro de la subzona, escogiendo para cada subzona como parámetro Z aquel que mejor se presta para diferenciar los valores asumidos por e_g al pasar de un pluviómetro a otro.

Con esta premisa, se ha admitido que en cada subzona ε_g varíe en función de Z con ley de variación $\varepsilon_g(Z)$ que coincide con la ley de regresión de e_g sobre Z , habiéndose llevado al diagrama, también la recta que representa la ley $\varepsilon_g(Z)$.

Como es obvio, cuando para una determinada subzona se haya precisado la ley $\varepsilon_g(Z)$, para cada pluviómetro que caiga dentro de ella:

De un lado, conocida Z , queda fijado el valor de ε_g que corresponde a Z ;

De otro lado, por el hecho que de los n_g valores de h_g registrados en el pluviómetro ha sido deducido un determinado valor de e_g como estimación de ε_g , queda definido también el intervalo de valores dentro del cual, salvo casos excepcionales, debería caer ε_g .

Por lo tanto, se ha asumido dicho intervalo como intervalo de control de la hipótesis adelantada en relación a la ley $\varepsilon_g(Z)$ y se ha admitido que dicha hipótesis pueda ser aceptada sólo sí, salvo algunas excepciones, para todos los pluviómetros de la subzona los valores de ε_g que se deducen de la función $\varepsilon_g(Z)$ caigan dentro de dicho intervalo de control.

Como puede notarse de los ejemplos de las figuras I: 1-19 y I: 1-20, la verificación ha sido realizada en forma gráfica, llevando al diagrama además de los puntos $(Z; e_g)$ que corresponden a cada pluviómetro y además de la recta que representa la ley, $\varepsilon_g(Z)$, también los intervalos de control de la hipótesis que corresponden a los puntos (Z, e_g) .

Con mayor detalle, en los ejemplos de las figuras I: 1-19 y I: 1-20, por exigencia gráfica, se han distinguido con símbolos diferentes de los otros, los puntos que corresponden a los pluviómetros para los cuales el control ha dado resultado negativo y han sido trazados los intervalos de control de la hipótesis sólo para estos últimos.

De acuerdo a esto, de las mismas figuras aparece evidente que, como confirmación de la hipótesis introducida en cada subzona, los puntos para los cuales el control ha dado resultado negativo o faltan del todo o representan porcentajes del total de los puntos mínimos y tales que desde el punto de vista estadístico no alteran la validez de la hipótesis.

I: 1-27. Como ya se ha visto en los ejemplos mostrados en las figuras de I: 1-5 a I: 1-8, en cada pluviógrafo para valores de t comprendidos en el intervalo $3 \text{ horas} \leq t \leq 24 \text{ horas}$, ε_t varía en función de t con ley que se puede llevar a la expresión $\varepsilon_t = at^n$.

De otro lado, si se subdividen los pluviógrafos en grupos, de acuerdo a la subzona que pertenecen, así como se ha hecho en el Cuadro I: 1-9, y si recurriendo al Cuadro I: 1-5, se confrontan las estimaciones de «a» y de «n» deducidas para los pluviógrafos de uno de dichos grupos, se encuentra:

CUADRO I: 1-9: Valores de los parametros a y n que, junto con K', definen la curvas de probabilidad pluviométrica en cada punto de las subzonas.

Subzona	Estación	número total de estaciones	valor de $\frac{n}{i}$	valor de \underline{a}
123 ₁	321 - 385	2	.357	32.2
123 ₃	384-787-805	3	.405	$a=37.85-.0083 Y$
123 ₁₃	244 - 193	2	.432	
123 ₅	850 - 903	2	.353	9.2
123 ₆	840-913-918 958	4	.380	11
123 ₈	654-674-679 709-713-714 732-745-752	9	.232	14.0
123 ₉	769	1	.242	12.1
123 ₁₀	446-557-594 653-672-696 708-711-712 715-717-724 757-773	14	.254	$a=3.01 + .0025 Y$
123 ₁₁	508-667-719 750-771	5	.286	$a= .46 + .0023 Y$
5 _{a2}	935 - 968	2	.301	$a=14.1 - .078 D_c$
5 _{a5}	559	1	.303	$a=-2.6 + .0031 Y$
5 _{a10}	248	1	.434	$a=5.80 + .0009 Y$

a) Que en cada caso las estimaciones de «n» varían muy poco de un pluviógrafo a otro;

b) Que, para las subzonas en las cuales se ha asumido $\varepsilon_g = \text{const}$, sucede lo mismo también para la estimación de «a».

De acuerdo con las hipótesis adelantada en los párrafos I: 1-9 y I: 1-10, se puede admitir que en las subzonas en las cuales resulte $\varepsilon_g = \text{const}$, para valores de t comprendidos en el intervalo 3 horas $\leq t \leq 24$ horas, asuman un solo valor también la moda ε_t de la distribución de probabilidad de h_t y las constantes «a» y «n» que junto con K' definen la curva de probabilidad pluviométrica.

Una comprobación de esto se puede hacer procediendo en forma gráfica, llevando a un mismo diagrama en papel logarítmico la serie de puntos (t, e_t) que corresponden a los pares de valores asumidos por t y e_t para cada uno de los pluviómetros que caen en una misma subzona.

En efecto, como puede notarse en los ejemplos de las fig. I: 1-21, las diferentes series de puntos se adensan en una faja restringida del plano, disponiéndose, con desviaciones modestas, sobre alineamientos rectilíneos que poco difieren uno de otro.

De acuerdo a esto, para cada una de las subzonas en la cual recae más de un pluviógrafo y para el cual se ha asumido $\varepsilon_g = \text{const}$. asignando a los valores de e_t que corresponden a cada pluviógrafo un peso igual a la duración en años n_t del período de observación:

a) Se ha deducido la media ponderada \bar{e}_t de los valores de e_t deducidos pluviógrafo por pluviógrafo para cada uno de los valores de t considerados;

b) Se han llevado a un diagrama en papel logarítmico los puntos $(t; \bar{e}_t)$ que corresponden a los diferentes pares de valores de t y de \bar{e}_t y se ha deducido la recta que mejor interpola dichos puntos;

c) Se han asumido las constantes «a» y «n» que definen la ecuación de dicha recta como características de la subzona (ver cuadro I: 1-9);

d) Se ha admitido que, para cada valor de t comprendido entre 3 y 24 horas, ε_t asuma en todos los puntos de la subzona un solo valor igual a aquel que corresponde a t en la ley $\varepsilon_t(t) = at^n$ ya definida.

I: 1-28. Como es obvio, para las subzonas en las cuales ε_g varía en función de un parámetro Z , asumido para caracterizar la posición de cada punto, la constante a , que con n define la ley $\varepsilon_t(t) = at^n$, varía también en función de Z .

Ha sido, por lo tanto, necesario deducir la ley $a(Z)$ con la cual a varía en función de Z y, dado que el número de pluviógrafos dentro de cada subzonas, es en todo caso reducido, las informaciones suministradas en relación a la serie de datos relativos a los máximos anuales h_t , habrían sido en forma aislada insuficientes.

Para superar la dificultad, se han integrado las informaciones suministradas por la serie de valores de h_t , registrados en los pluviógrafos, con aquellas suministradas por la serie de valores h_g registrados en los pluviómetros.

Con tal fin, se han considerado las estaciones de medida en las cuales han estado en funcionamiento contemporáneamente y por un número de años adecuados un pluviógrafo y un pluviómetro, y, en forma preliminar, habiendo ya deducido de los n_t valores de h_t registrados en el pluviógrafo la ley de regresión $e_t = at^n$ con la cual e_t varía en función de t , para cada una de dichas estaciones de medida:

a) Se han considerado sólo los valores de h_g registrados en el pluviómetro en los n_t años de funcionamiento del pluviógrafo;

b) De la serie de dichos n_t valores de h_g se ha deducido la estimación e_g de ε_g ;

c) Se ha definido el valor de t al cual, en la ley de regresión de e_t sobre t , le corresponde un valor de e_t igual a e_g ;

d) Se ha asumido dicho valor t como valor t_g equivalente al día.

Finalmente, confrontando los valores de t_g deducidos para las diferentes estaciones de medida (cuadro I: 1-10), se ha constatado que, salvo algunas excepciones, t_g varía en torno a un valor medio de 15.2 horas.

En consecuencia, para cada una de las subzonas pluviométricas en las cuales ε_g varía en función de Z con ley $\varepsilon_g(Z)$ puede admitirse que, para $t = t_g = 15,2$ horas, t varía en función de Z con la misma ley.

Con esta premisa, una vez que de los datos recogidos en los pluviógrafos, se haya deducido el valor de la constante «n» para cada valor de Z resultan:

$$e_g(Z) = \varepsilon_{t_g}(Z) = a(Z) \cdot t_g^n$$

y expresando t_g en horas:

$$a(Z) = \frac{\varepsilon_g(Z)}{t_g^n} = \frac{e_g(Z)}{15,2^n} \quad (\text{I: 1-18})$$

Finalmente, conocida la ley $e_g(Z)$ resulta también definida la ley $a(Z)$.

I: 1-29. Los criterios de estimación de «n» de «a» y de la ley $a(Z)$, ilustrados en los párrafos precedentes, presuponen que en la zona exista algún pluviógrafo.

Desafortunadamente, como puede notarse en el plano 1 del Anexo C y de los Cuadros I: 1-3 y I: 1-9, esto sucede sólo para pocas zonas.

De aquí se deduce que, para la mayor parte de las subzonas, no pudiendo adoptar dichos criterios, se ha podido hacer referencia sólo a los valores de «n» y de «a» y a las leyes $a(Z)$ que ha sido posible deducir para las subzonas limítrofes.

Con mayor detalle, admitiendo que al día le corresponda un tiempo equivalente a t_g de 15.2 horas, no queda otra cosa que:

a) Asumir para «n» un valor comprendido entre aquéllos que caracterizan las subzonas vecinas;

b) Fijado «n» deducir la constante «a» como relación $\frac{\varepsilon_g}{t_g^n} = \frac{\varepsilon_g}{15,2^n}$ para las subzonas en las cuales resulta $\varepsilon_g = \text{const}$, y la ley $a(Z)$, asumiendo $a(Z) = \frac{\varepsilon(Z)}{t_g^n} = \frac{\varepsilon(Z)}{15,2^n}$ para las subzonas en las cuales ε_g varía en función de Z con ley $\varepsilon_g(Z)$.

Sólo para las subzonas en las cuales se hayan encontrado registros de h_g , o de $h_g/2$, utilizando también la información suministrada por este último, se ha fijado «n» imponiendo la condición que, a igual de lo que ocurre para e_g , también a $e_g/2$ le corresponda para los diferentes pluviómetros siempre un mismo tiempo equivalente a $t_g/2$ (de 6.5 a 7 ÷ 8 horas al pasar de una subzona a otra).

CUADRO I: 1-10 - Estaciones pluviográficas: valor de t para el cual resulta $\varepsilon_t = \varepsilon_g$

COD.	ESTACION	t ≡ g	COD.	ESTACION	t ≡ g
193	MOYOBAMBA	15.2	696	CHICHICOCHA	19.6
244	PORVENIR	13.5	708	PALACO	10.6
248	BAMBAMARCA	15.2	709	RANRA	12.3
321	CONTAMANA	15.3	711	TELLERIA	12.8
384	UCHIZA	15.4	712	ACOSTAMBO	15.3
508	OYON	15.5	713	PAJAYRAGRA	14.4
559	PICOY	15.5	714	HUANCA YOCCASA	13.4
805	QUINCEMIL	19.1	715	LOS NOGALES	13.9
903	PROGRESO	10.5	717	PAMPAS	16.5
968	SIBAYO	15.9	719	CERCAPUQUIO	8.5
958	HUARAYA MOYO	17.5	724	KICHUAS	16.9
557	UPAMAYO	19.4	732	VILLENA	8.7
594	HUEQUE	16.4	745	SANTA ROSA	16.2
653	PACHACAYO	16.1	750	CHILICOCHA	15.7
654	MANTARO	11.9	752	CHURCAMP	15.3
667	YAUICOCHA	17.5	757	HUANCAVELICA	16.3
674	HUAYTAPALLANA	14.8	769	HUANTA	16.0
679	ANGASMAYO	12.1	771	ASTOBAMBA	20.0

CAPITULO I: 2

Máximos anuales de la altura media de lluvia $h_{m,t}$ y de la intensidad media de lluvia $i_{m,t}$ sobre la superficie S subtensa por una sección genérica X

Simbología y definiciones:

I: 2-1. Refiriéndose a la proyección horizontal S de la cuenca subtensa por una sección genérica, se denominan:

– Con

$$h_{m,t} = \frac{1}{S} \int_S h_t dS, \text{ en mm,} \quad (\text{I: 2-1})$$

el máximo anual de la altura media de lluvia que puede verificarse sobre S en un determinado intervalo de tiempo t;

— Con $i_{m,t} = \frac{h_{m,t}}{t}$, en mm/hora, en máximo anual de la intensidad media de lluvia que se verificaría sobre la superficie S en el caso que $h_{m,t}$ estuviese distribuida uniformemente en el tiempo t.

Se admite que, al igual de h_t y de i_t , cada una de las variables $h_{m,t}$ e $i_{m,t}$, pueda considerarse como una variable casual X, distribuída según la ley asintótica del máximo valor.

De acuerdo con esto, a cada una de ellas puede transferirse la simbología introducida en el párrafo I: 1-1.

I: 2-2. Para los efectos de la esorrentía de avenidas D y del caudal máximo de avenidas Q que puedan verificarse en una genérica sección X en ocasión de un evento de lluvia de duración t, adquiere importancia la alícuota R de la altura media de lluvia h_m que, caída sobre la superficie S de la cuenca subtensa por X en el tiempo t, fluye a la red hidrográfica escurriendo por la superficie en forma de arroyos (arroyamiento).

De otro lado en cada punto y en cada instante de la duración t de la lluvia, se puede tener escurrimiento en superficie (arroyamiento) sólo si la intensidad i de la lluvia supera la velocidad de infiltración v, con la cual el agua se infiltra en el terreno, y, por todo el tiempo que se tenga escurrimiento en superficie, los volúmenes de agua V, que se infiltran en el terreno y la velocidad de infiltración v, varían en el tiempo independientemente de los valores que asumen i, y la diferencia $i - v$.

De aquí se deduce que, para los efectos de los volúmenes de agua R que escurren en superficie, los valores medios h_m e i_m de las alturas h y de las intensidades medias de lluvia $i = \frac{h}{t}$ caídas sobre la cuenca en la duración t de la lluvia, resultan representativos de cuanto ha ocurrido en cada punto, solo si en cada punto y en cada instante, la intensidad de lluvia i no desciende por debajo del valor asumido por v.

Necesita por lo tanto, que la duración t de la lluvia, directamente relacionada a la superficie S de la cuenca, resulte tanto mayor cuanto mayor es S.

En efecto la velocidad de infiltración v varía en función inversa del contenido de agua en el terreno y, en consecuencia, en la duración de la lluvia, en función de la alícuota V de h que poco a poco se infiltra en el terreno. Refiriéndose a casos límites, por lo tanto, en un punto se puede tener escurrimiento en superficie o para lluvias de notable intensidad pero de breve duración (con los máximos valores de i, pero por los mínimos valores de h y, por lo tanto, de V en el tiempo t) o con lluvias de menor intensidad pero de duración mayor (con

los valores mínimos de $i = \frac{h}{t}$, pero con los máximos valores de h y, por lo tanto de V en el tiempo t).

De acuerdo a esto, refiriéndose todavía a casos límites, ya la experiencia común enseña que lluvias de notable intensidad y breve duración pueden verificarse solamente en aguaceros aislados que, provocados por causas locales, comprometen sólo pequeñas superficies. Al contrario lluvias de notable intensidad pero de larga duración pueden provenir sólo de situaciones meteorológicas que comprometen vastas zonas de territorio y, como tales, pueden extenderse con relativa uniformidad también sobre superficies notables.

De acuerdo con esto, en las mediciones de lluvia tomadas con aparados tradicionales en diferentes puntos de áreas extensas, integradas con exploraciones con radar, se ha notado como las desviaciones porcentuales entre la máxima altura de lluvia registrada en el centro de lluvia dentro del área S y la altura media de lluvia sobre toda el área, a iguales valores de S, resultan tanto menores cuanto mayor es t y, para cada valor de t, creciendo más rápidamente al crecer S cuanto menor es t.

Para las lluvias de duración más larga y para los valores más grandes de S , es de observar que h_m e $i_m = \frac{h_m}{t}$ podrían perder significado al disminuir i_m .

En efecto, refiriéndose a un solo punto, podría verificarse que la intensidad media de lluvia, aún siendo muy baja, resulta mayor que v , pero que la intensidad instantánea de lluvia, por las variaciones que sufre respecto al valor medio $i = \frac{h}{t}$, descienda por tiempo más o menos largo debajo de v . Análogamente, al pasar de un punto a otro ó de una parte a otra de la cuenca, podría verificarse que el valor medio $i_m = \frac{h_m}{t}$ de i sobre la superficie S , aún siendo muy modesto, resulta siempre mayor que el valor asumido por v , pero que, viceversa, la intensidad de lluvia $i = \frac{h}{t}$ en el punto, por las variaciones que sufre respecto a i_m , en más puntos o en una o mas partes de la cuenca resulta menor de v .

Finalmente, para las lluvias de mayor duración t y para los valores más altos de S , se podría verificar que para los valores más bajos del período de retorno T , en la duración t de la lluvia se tenga escurrimiento en superficie sólo en una parte del tiempo t o sólo en una parte de la superficie S .

1^{ra} Hipótesis: distribución de probabilidad de $h_{m,t}$ y de $i_{m,t}$

I: 2-3. De acuerdo a todo lo dicho y dadas las relaciones existentes entre los valores que los parámetros K' , ε_t , «a» y «n» asumen en los diversos puntos de una subzona pluviométrica, es de suponer que:

Si se considera un área S dentro de una subzona pluviométrica y una lluvia de notable intensidad y de duración t correlacionada a S ,

– La altura de lluvia h y la intensidad media de lluvia $i = \frac{h}{t}$ que se verifica en los diferentes puntos de S sean claramente correlacionadas entre ellas.

Como verificación de esto:

Considerando la altura h o la intensidad media de lluvia $i = \frac{h}{t}$ registradas en los diferentes puntos de una misma subzona pluviométrica en ocasión de eventos de lluvia de particular intensidad,

y confrontando los períodos de retorno T que corresponden a cada uno de dichos valores de h y de i o en la distribución de probabilidad de los máximos anuales h_t o en la distribución de probabilidad de los máximos anuales i_t ,

se constata que:

siempre que la duración t de la lluvia sea correlacionada a S y siempre que resulten valores de T bastante altos, para cada uno de los eventos de lluvia considerados, a los diferentes valores de h o de i corresponden valores de T poco diferentes uno de otro.

Con todas estas premisas, cuando una cuenca recae con toda la superficie S (o con una parte S' de S) dentro de una sola subzona pluviométrica, siempre que se consideren valores de t correlacionados a S (ó a S') y valores de T no muy bajos,

es lícito admitir que $h_{m,t}$ e $i_{m,t}$ asumen los valores $h_{m,t,T}$ e $i_{m,t,T}$ que corresponden a un determinado valor de T cuando en todos los puntos de S (ó de S') $h_{t,T}$ e $i_{t,T}$ asumen respectivamente los valores $h_{t,T}$ e $i_{t,T}$ que corresponden al mismo valor de T .

En consecuencia, refiriéndonos a la (I: 2-1):

cuando en la subzonas resultase $\varepsilon_t = \text{const}$ y, por lo tanto $h_{t,T} = \varepsilon_t (1 + K' \log T) = \text{const}$, para $3 \text{ horas} \leq t \leq 24 \text{ horas}$ ó para $t \leq 24 \text{ horas}$, para cada valor de t , al variar T

$$h_{m,t,T} = \varepsilon_t (1 + K' \log T) \quad (\text{I: 2-2})$$

y

$$i_{m,t,T} = \frac{h_{m,t,T}}{t} = \frac{\varepsilon_t}{t} (1 + K' \log T) \quad (\text{I: 2-3})$$

asumirían valores iguales a aquel asumido por $h_{t,T}$ y por $i_{t,T}$ en todos los puntos de S (ó de S');

cuando en la subzona resultasen $\varepsilon_t = \varepsilon_t(Z)$ y $h_{t,T} = h_{t,T}(Z)$, con Z que caracteriza la posición del punto, y en particular, resultasen $\varepsilon_t = m + nZ$ y $h_{t,T} = (m + nZ) \cdot (1 + K' \log T)$ con m y n constantes que caracterizan la subzona pluviométrica:

para cada valor de t , al variar T

$$h_{m,t,T} = (m + n\bar{Z}) (1 + K' \log T) \quad (\text{I: 2-4})$$

$$m + n\bar{Z} = \frac{1}{S} \int_S (m + nZ) dS \quad (\text{I: 2-5})$$

$$i_{m,t,T} = \frac{(m + n\bar{Z})}{t} (1 + K' \log T) \quad (\text{I: 2-6})$$

resultarían respectivamente iguales a los valores asumidos por $h_{t,T}$ y por $i_{t,T}$ en puntos a los cuales le corresponde un valor de Z igual a \bar{Z} .

inalmente para cada valor del período de retorno T al variar t :

para S (ó S'), que cae dentro de una sola subzona pluviométrica en la cual $\varepsilon_{t,T}$ varía en función de t con ley:

$$\varepsilon_{t,T} = a t^n,$$

con a y n constantes características de la subzona y con a que asume un solo valor en todos los puntos:

$$h_{m,t,T} = a (1 + K' \log T) t^n = a_T t^n \quad (\text{I: 2-7})$$

$$i_{m,t,T} = a (1 + K' \log T) t^{n-1} \quad (\text{I: 2-8})$$

asumirían respectivamente valores iguales a los valores asumidos por $h_{t,T}$ y por $i_{t,T}$ en todos los puntos de S (o de S');

para S (ó S'), que caen en una subzona pluviométrica en la cual $\varepsilon_{t,T}$ varía en función de t con ley

$$\varepsilon_{t,T} = a t^n$$

con $a = a(Z)$, y, particularmente, con $a = m + nZ$, y con valor de n único para todos los puntos y característicos de la subzona:

$$h_{m,t,T} = a (1 + K' \log T) t^n = (m + n\bar{Z}) (1 + K' \log T) t^n \quad (\text{I: 2-9})$$

y

$$i_{m,t,T} = (m + n\bar{Z}) (1 + K' \log T) t^{n-1} \quad (\text{I: 2-10})$$

con

$$m + n\bar{Z} = \frac{1}{S} \int_S (m + nZ) dS \quad (\text{I: 2-5})$$

variarían en función de t con leyes análogas a aquellas que se deducen para los puntos de S (ó de S') a los cuales corresponde un valor de Z igual a \bar{Z} .

I: 2-4. Resumiendo todo lo dicho, cuando la superficie S de una cuenca o la superficie S' de una parte de una cuenca caen en una sola subzona pluviométrica, siempre que se consideren:

Valores de t comprendidos en el intervalo 3 horas $\leq t \leq 24$ horas y evaluados en S (o S') en el sentido explicado en el párrafo I: 2-2;

Valores de T suficientemente altos:

a) Si en la subzona ε_t asume un solo valor en todos los puntos:

a₁) $h_{m,t,T}$ e $i_{m,t,T}$ se identifican con los valores asumidos por $h_{t,T}$ y por $i_{t,T}$, para los mismos valores de t y de T en cualquier punto de la subzona;

a₂) A iguales valores de T, $h_{m,t,T}$ e $i_{m,t,T}$ varían en función de t con las mismas leyes con las cuales en cada punto de la subzona $h_{t,T}$ e $i_{t,T}$ varían en función de t para el mismo valor de T;

b) Si en la subzona ε_t varía de punto a punto en función de un determinado parámetro Z y si, particularmente, resulta $\varepsilon_t = m + nZ$:

b₁) $h_{m,t,T}$ e $i_{m,t,T}$ se identifican con los valores asumidos por $h_{t,T}$ y $i_{t,T}$ a iguales valores de t y de T, en los puntos de la subzona las cuales corresponde $Z = \bar{Z}$ definido por la relación (I: 2-5);

b₂) a igual valores de T, $h_{m,t,T}$ e $i_{m,t,T}$ varían en función de t con leyes análogas a aquellas que se deducen de las curvas de probabilidad pluviométrica correspondientes al mismo valor de T, para los puntos de la subzona en los cuales resulta $Z = \bar{Z}$.

Teniendo en cuenta esto, una vez que se haya precisado si se verifica el caso a o el caso b, como regla y siempre y cuando no se creen confuciones, análogamente a lo que se hará a continuación, se pueden usar símbolos únicos, $h_{t,T}$ e $i_{t,T}$, tanto para referirse a un solo punto como para referirse a la superficie S (o S').

I: 2-5. Cuando la superficie S de la cuenca caiga en subzonas pluviométricas diferentes, denominando con $S_1, S_2, \dots, S_i, \dots, S_K$, las partes de S que caen en cada subzona, siempre que t sea correlacionada a S, y si $S_1, S_2, \dots, S_i, \dots, S_K$, caen en una misma zona pluviométrica, se puede presumir que la correlación entre los valores de h_t y de i_t que pueden verificarse en un mismo evento de lluvia respectivamente en S_1 , en S_2, \dots sea aún más fuerte. En consecuencia, para deducir la curva de probabilidad pluviométrica que corresponde a un determinado valor de T para toda la superficie S, se pueden considerar diferentes valores de t y para cada uno de éstos:

1) Deducir los valores de $h_{t,T}$ y de $i_{t,T}$ para cada una de las partes S_1, S_2, \dots ;

2) Asumir como valores de $h_{t,T}$ y de $i_{t,T}$ sobre toda la superficie S las medias pesadas de dichos valores, asignando a cada uno de ellos un peso igual a la relación $\frac{S_i}{S}$, con S_i coincidente con la parte de S a la cual se refiere;

3) Asumir como curva de probabilidad pluviométrica que corresponde a un determinado valor de T para toda la superficie S, la curva definida por el par de valores t; $h_{t,T}$ o por el par de valores t; $i_{t,T}$ así como se los ha obtenido anteriormente.

2ª. Hipótesis: pluviogramas de forma rectangular correspondientes a determinados pares de valores de t y de T

I: 2-6. Teniendo presente lo dicho en el párrafo I: 2-2, como se dirá en la parte III, al interpretar los datos hidrométricos que ha sido posible encontrar, se ha admitido, normalmente, que el valor asumido por el caudal máximo de avenidas en una sección genérica, poco acuse la modalidad con la cual la lluvia que ha provocado la avenida se reparta en el tiempo y entre las diferentes partes de la cuenca subtensa por X.

En este caso, para tener indicaciones en relación a la vinculación que puede haber entre el caudal máximo de avenidas y el caudal de avenidas diario que pueda verificarse en X y las lluvias que puedan provocarlas, se ha hecho referencia a los pluviogramas de forma rectangular, de base igual a la duración t del evento de lluvia y altura i_t igual a la intensidad media de lluvia en la duración t y se ha admitido que dicho pluviograma valga para representar tanto lo ocurrido mediamente en toda la superficie, cuando lo ocurrido en cada punto o cada parte de aquélla.

Como es obvio, si se conocen los valores de K' , de a y de n que definen la curva de probabilidad pluviométrica característica de la cuenca, una vez que se hayan fijado la base t y la altura i_t del pluviograma, para la (I: 2-10) resulta fijado también el valor asumido por $(1 + K' \log) = \frac{i_{t,T}}{a t^{n-1}}$ para $i_{t,T} = i_t$. En consecuencia, queda fijado el período de retorno T que compete al pluviograma.

De otro lado, considerando que el exponente $n-1$ es siempre negativo, siempre por la (I: 2-10) es obvio:

1) Que dos pluviogramas a los cuales compete el mismo período de retorno T, y que, en consecuencia, estén caracterizados por un mismo valor de la relación $(1 + K' \log T) = \frac{i_{t,T}}{a t^{n-1}}$ tienen altura i_t inversamente proporcional a la potencia $n-1$ de la base t y con mayor precisión, tanto más grande cuanto más pequeño es t;

2) Que a dos pluviogramas que tengan la misma altura i_t , pero bases diferentes t, le corresponden períodos de retorno T diferentes, con T mayor para aquél que tenga base t mayor.



PARTE II
ESCORRENTIA



1: Se consideran los máximos anuales Q de los caudales máximos y los máximos anuales Q_g de los caudales de avenidas diarios registrados en los respectivos períodos de observación en las estaciones de medida en las cuales ha sido posible encontrar datos.

Particularmente, denominando con S la superficie de la cuenca subtensa por cada estación, en lugar de referirse directamente a Q ó Q_g , se consideran los valores asumidos año a año por las relaciones $u = \frac{Q}{S}$ y $u_g = \frac{Q_g}{S}$, máximos anuales de la contribución por unidad de superficie que la cuenca ha suministrado respectivamente a Q y a Q_g .

Esto permite confrontar las series de datos registrados en las diferentes estaciones de medida. En efecto, de acuerdo a leyes de caracter general, en cuencas que tengan características hidrológicas con bastante similitud, al pasar de una cuenca a otra, las variables u , u_g , y $\frac{u}{u_g}$, deberían variar en función de S , asumiendo a igual probabilidad, valores tanto más pequeños cuanto más grande sea S .

2: Al analizar cada serie de datos y al confrontar la serie de valores de u o de u_g que corresponden a secciones diferentes, se ha tenido en cuenta la incertidumbre con la cual comunemente se estima Q ó Q_g .

En el caso particular, sin embargo, la confrontación ha sido aún más problematica por el hecho que, por la presencia de cuencas endorreicas y por la presencia de lagunas, para muchas secciones no se logra definir en forma segura ni si quiera la superficie S de la cuenca.

Se agrega a esto que, por la escasez de lluvia y por las características morfológicas de la cuenca, no siempre las redes hidrográficas se han organizado y dispuesto de manera de recoger y contener toda el agua que, en los eventos de lluvia más intensos, escurren sobre la superficie del terreno.

De esto nacen una diversidad de situaciones que repercutan en forma diferente sobre la distribución de probabilidad de u y de u_g .

De aquí, se deduce que, considerando estaciones de medida diversas, no siempre es posible definir una ley de regresión sobre S de las variables u , u_g y $\frac{u}{u_g}$.

3: Para hacer más problemática el análisis de los datos, se agrega que no ha sido posible encontrar una ley del cálculo de probabilidades que se adapte para interpretar para cualquier sección de medida las distribuciones de frecuencia acumulada en las series estadística constituidas por valores de u ó de u_g registrados durante el período de observación.

En consecuencia, para sintetizar la información que puede suministrar la serie de datos a disposición, para cada sección, tanto para u como para u_g :

no pudiendo deducir una estimación de las funciones de repartición $\Phi \{u\}$ ó $\Phi \{u_g\}$, que caracterizan la distribución de probabilidad de u ó de u_g , y hacer referencia a la estimación de parámetros que definen dichas funciones,

se han deducido, en forma gráfica, las curvas que para cada serie de datos mejor representa, regularizándolas, las distribuciones de frecuencia acumulada $F \{u\}$ o $F \{u_g\}$ y se han tenido como referencia los valores u_F de u y u_{gF} de u_g , los cuales, sobre dichas curvas, corresponden a las frecuencias acumuladas $F \{u\}$ y $F \{u_g\}$ iguales a 0,90 y a 0,95.

Es evidente, sin embargo, que en cada sección a u_F y a u_{gF} pueden corresponder valores de la probabilidad acumulada Φ diferentes de F , con desviaciones entre F y Φ y, por lo tanto, con valores de Φ que, a igual F , pueden variar sensiblemente de sección a sección.

De aquí se deduce que, en la confrontación de los valores asumidos por u_F ó por u_{gF} , a igual F , en las diferentes secciones pueden considerarse magnitudes no homogéneas, esto es, de un lado ha resultado problemática la confrontación, de otro, autoriza a las mayores reservas en relación a las conclusiones que se pueden extraer.

4: En todo caso, el análisis realizado sirve para dar un cuadro de lo ocurrido en el pasado. Desafortunadamente dicho cuadro está forzosamente restringido a las zonas del territorio para las cuales ha sido posible encontrar datos.

CAPITULO II - 1

Datos a disposición

II: 1-1. Como ya se ha dicho en las premisas, se han podido conseguir gracias al SENAMHI, solo los datos relativos a un número limitado de estaciones hidrométricas.

Particularmente, como resulta de los cuadros II: 1-1 y II: 1-2 ha sido posible tener a disposición datos que se refieren a los máximos caudales de avenidas Q sólo para 27 estaciones de medida, datos que se refieren al caudal medio diario de avenidas Q_g sólo para 86 estaciones.

Como se ha indicado en los mismos cuadros y en el Plano 1 del Anexo C, las cuencas subtasas por las diferentes estaciones de medida tomadas en consideración, han sido subdivididas en grupos de cuencas hidrológicamente similares, ateniéndose a la misma división adoptada en la Parte II en relación a las escorrentías anuales y a los balances hidrológicos medios anuales.

Como única modificación aportada al Plano 2 del Anexo B, para los efectos de caudales de avenidas, se han reagrupado en un único grupo, indicado con el número 67, los grupos de cuencas que en el Cuadro mencionado resultan separados y marcados respectivamente, el uno con el símbolo 6 y el otro con el símbolo 7.

Como puede notarse, las áreas ocupadas completamente por grupos de cuencas hidrológicamente similares, como ya se ha dicho, recubren solo una parte del territorio.

Particularmente, faltan datos para toda la cuenca amazónica.

Como resulta de la confrontación entre el Plano 1 del Anexo C y el Plano 2 del Anexo B, no ha sido posible tener a disposición los datos relativos al caudal de avenidas ni siquiera para el área ocupada por el grupo de cuencas hidrológicamente similares indicado en el Plano 2 del Anexo C con el número 8.

Finalmente se puede decir, para el caudal máximo de avenidas Q ,

- a) Para el grupo 4 faltan datos;
- b) Para el grupo 1 se tienen datos relativos a una sola sección, en la cual se cuenta con un período de observación de 6 años.

II: 1-2. Las estimaciones de Q y de Q_g tomadas en consideración en las sucesivas fases de la investigación han sido deducidas por medio de dos sucesivas series de elaboraciones, la primera desarrollada por el grupo de trabajo del SENAMHI, la segunda desarrollada por los grupos de trabajo de la UNI y del IILA.

En lo que se refiere a los máximos anuales Q del caudal máximo de avenidas, en la primera serie de elaboraciones se han tomado como referencia los hidrogramas de avenidas registrados en las diferentes estaciones hidrométricas equipadas con artefactos registradores y se ha deducido:

- 1) el máximo valor asumido año por año por la altura hidrométrica,
- 2) el máximo caudal de avenidas Q que corresponde a dicha altura.

CUADRO II: 1-1: Lista y datos característicos de las estaciones hidrométricas equipadas con limigrafo, en las cuales ha sido posible obtener los datos.

GRUPO	CODIGO	n _c	S (Kmq)	S _o (%)	S _L (%)	S _e (Kmq)	u ₁₀	u ₂₀
							mc	mc
							sec Kmq	sec Kmq
1	41	6	283	--	--	283	.790	.984
3	104	11	2672	11	8	2164	.128	.156
	114	9	377	--	25	283	.155	.187
	116	7	1058	--	8.9	964	{.150 .217	{.170 .277
	144	15	2136	10.6	9.4	1709	.110	.115
	146	10	5900	5.7	9.3	5015	.147	.165
5	174	14	136	--	8.8	124	{.522 .575	{.578 .662
	175	15	684	--	27	499	.334	.400
	177	12	3546	--	6	3333	.226	.259
	178	11	1608	--	13	1399	.191	.209
	180	9	7340	--	7	6826	.151	.158
	184	13	60	--	--	60	.643	.883
	186	12	12426	--	27	9071	.121	.126
67	231	22	14460	--	18	11857	--	--
	232	20	3400	--	13	2958	.098	.130
	233	19	7743	--	7	7201	.129	.146
	234	9	4384	--	25	3288	.203	.227
	237	18	759	--	--	759	.352	.376
2	255	6	52	--	--	52	.760	.856
	261	6	113	--	--	113	.430	.499
	263	6	598	--	--	598	.576	.680
	268	14	1390	--	--	1390	{.288 .460	{.310 .572
	292	7	382	--	--	382	.460	.518
	322	15	5577	--	--	5577	{.191 .216	{.216 .320
67	325	19	1296	--	19	1050	{.222 .257	.316
	328	12	18861	--	--	18861	.120	.138
	330	15	2192	--	--	2192	.302	.342

CUADRO II: 1-2: Lista y datos característicos de las estaciones hidrométricas en las cuales ha sido posible obtener los datos.

GRUPO	CODIGO	n _g	S (Km ²)	S _o (%)	S _L (%)	S _d (Km ²)	u _{g10}	u _{g20}
							<u>mc</u> sec. Km ²	<u>mc</u> sec. Km ²
	22	16	332	--	--	332	.181	.318
	40	52	779	--	--	779	.129	.172 .194
	41	7	283	--	--	283	.222	.288
	43	60	2330	--	--	2330	{.128 .162	{.147 .216
	48	60	724	--	--	724	.132	.242
	49	51	3760	--	--	3760	.165	.227
1	57	64	3645	--	--	3645	.153	.205
	59	61	1870	--	--	1870	.125	{.190 .228
	60	53	924	--	--	924	.230	.356
	81	41	1438	57	--	618	.093	.128 .179
	88	38	2157	53	--	1014	.089	.119
	90	12	1698	49	--	866	.100	.118
	92	38	4330	16.1	4.9	3421	.118	.132
	93	8	4330	16.1	4.9	3421	.075	.097
	95	12	964	52	--	463	.121	.146
	104	8	2672	11	8	2164	.075	.081
	107	47	2830	15.4	7.6	2179	.088	.097
3	108	30	640	35.9	--	410	.142	.162
	110	59	1897	3.2	7.8	1688	.108	{.131 .155
	113	9	155	--	43.9	87	.159	.173
	114	9	377	--	24.9	283	.103	.123
	118	59	1358	1.5	7.5	1236	.107	.130
	141	22	1440	24	--	1094	.076	.090
	144	35	2136	10.6	9.4	1709	.124	.147
3	145	43	5925	6.1	9.3	5015	.143	.167
5	146	12	5900	5.7	9.3	5015	.125	.153
	148	52	3500	12.8	3.2	2940	.145	.167
	150	54	1936	8.4	1.6	1742	.147	.173
	166	25	3773	12.4	2.6	3207	.160	.185
	169	19	4064	12.1	2.9	3454	.135	.169
	174	19	136	--	8.8	124	.180	.257
	175	20	684	--	27	499	.233	.263
	176	22	190	--	--	190	.176	.204
5	178	22	1608	--	13	1399	.095	.106
	179	16	129	--	10	116	.252	.294
	180	21	7340	--	7	6826	.097	.114
	184	11	60	--	--	60	.156	.182
	186	21	12426	--	27	9071	.142	.186

GRUPO	CODIGO	n g	S (Kmq)	S _o (%)	S _L (%)	S _↓ (Kmq)	u _{g10}	u _{g20}
							<u>mc</u> sec. Kmq	<u>mc</u> sec. Kmq
67	206	19	560	8.9	--	510	--	.152
	211	35	12251	28.6	1.8	8531	--	.121
	232	20	3400	--	13	2958	.083	.115
	234	21	4384	--	25	3288	{.171 .203	{.192 .288
	237	18	759	--	--	759	.210	.278
2	251	8	3998	--	--	3998		
	256	13	315	--	--	315	.326	.398
	261	11	113	--	--	113	.313	.351
	262	9	41	--	--	41	.350	.440
	263	19	598	--	--	598	.198	.218
	265	10	58	--	--	58	.388	.480
	267	7	37	--	--	37	.474	.584
	268	16	1390	--	--	1390	.190	.254
	270	10	5800	--	--	5800	.098	.142
	272	9	840	--	--	840	{.169 .192	{.189 .229
	276	9	1960	--	--	1960	.144	.172
	278	8	2688	--	--	2688	{.102 .146	{.145 .206
	282	8	1758	--	--	1758	.127	.162
	292	42	382	--	--	382	.310	.363
	322	16	5577	--	--	5577	.138	.200
67	324	17	7680	--	--	7680	.104	.148
	325	12	1296	--	19	1050	.123	.156
	328	12	18861	--	--	18861	.076	.084
	330	14	2192	--	--	2192	.123	.138
4	336	6	160	--	37.5	100	.284	.342
	337	8	380	--	31	262	.172	.210
	338	9	600	--	31	414	.154	.174
	343	12	9310	--	34	6145	.111	.130
	347	15	1589	--	11	1414	.116	.156
	350	10	27790	--	16	23344	.076	.090
	351	10	1262	--	23	972	.112	.127
	352	12	18630	--	21	14718	.086	.104
	353	11	1491	--	16	1252	.100	.129
	358	10	2874	--	24	2184	.112	.132
	2	368	11	804	--	--	804	.164
4	376	11	1589	--	11	1414	.136	.159

Los valores de Q han sido logrados a partir de la altura hidrométrica correspondiente por extrapolación de la escala de escorrentías deducida de las últimas medidas de caudales realizadas en el período precedente a la avenida.

En lo que se refiere a los máximos anuales Q_g del caudal medio diario se han seguido procedimientos de estimación diferentes según que en la estación se disponga de artefactos registradores o no.

En el primer caso, como para la estimación de Q , el SENAMHI ha elaborado los hidrogramas registrados, deduciendo de ellos el máximo valor asumido año por año por la escorrentía de avenidas en un día.

En el segundo caso, en cambio, se han tomado como referencia las lecturas hidrométricas realizadas día a día (4 para las estaciones conducidas directamente por SENAMHI, 3, 2 ó 1 para las estaciones conducidas por otras entidades).

II: 1-3. En la segunda fase de elaboraciones, de un minucioso examen crítico de los datos deducidos en las primeras elaboraciones, para algunas estaciones de medida se han encontrado francas discordancias tanto entre los valores de Q y de Q_g deducidos en la misma estación para los sucesivos años del periodo de observación, como entre los valores de Q y de Q_g deducidos, en el mismo año, en estaciones instaladas a lo largo del mismo curso de agua como de cursos afluentes.

Se ha reconocido que las discordancias eran debidas o a errores cometidos en la lecturas de los hidrogramas registrados o a errores de estimación cometidos al extrapolar la escala de escorrentías en campos de valores distintos a aquellos en los cuales se refieren las medidas de caudal en base a la cual ha sido deducida la escala.

En el primer caso, SENAMHI ha procedido a rectificar las interpretaciones de los hidrogramas.

En el segundo caso, se han eliminado los errores procediendo a una revisión de todas las mediciones de caudales realizadas año por año durante el periodo de observación y deduciendo, en consecuencia, los criterios de extrapolación de las escalas de escorrentías que mejor se adaptasen para interpretar los datos hidrométricos.

Particularmente, en lo que se refiere al segundo punto, se ha reconocido que, si se denomina con h_f la altura hidrométrica, la expresión algebraica que mejor se presta para representar la escala de escorrentías y para extrapolar la misma en la escala de valores más altos de Q , es una expresión de la forma

$$Q = a h_f^n$$

con valores de a y n a definirse para cada estación de medida teniendo en cuenta todas las mediciones de caudales realizadas en la misma para valores de h_f superiores a un determinado h_0 (para estaciones en las cuales se dispone de artefactos registradores, ver Cuadro II: 1-3).

II: 1-4. Como se ha dicho en la premisa, para dar significado a la confrontación entre valores de Q y de Q_g registrados en estaciones de medida diferentes, en las sucesivas fases de la investigación, antes de Q y Q_g , han sido tomadas en consideración las contribuciones por unidad de superficie de la cuenca $u = \frac{Q}{S}$ y $u_g = \frac{Q_g}{S}$.

En consecuencia, siempre con el fin de dar significado a la confrontación, se ha examinado si y hasta que punto para los efectos del caudal de avenidas, máximo instantáneo o diario, se pueda mantener eficaz toda la superficie de la cuenca.

Particularmente, como resulta de los cuadros II: 1-1 y II: 1-2, del examen de los datos y de las conclusiones extraídas en relación al balance hidrológico de avenidas, en las sucesivas fases de las elaboraciones, se ha reconocido que para algunas cuencas se debe tomar en cuenta como superficie eficaz S_e sólo una parte de la superficie S de la cuenca imbrífera sub-tensa.

CUADRO II: 1-3: Estaciones hidrométricas equipadas con linnigrafo: máximos anuales de las alturas hidrométricas h_I registradas en el periodo de observación y valores del caudal que le corresponden en la curva altura- gasto deducida para cada estación.

AÑO	41 $Q = 3.515 \cdot h_I^{3.47}$		104 $Q = 15.656 \cdot h_I^{1.42}$		114 $Q = 4.072 \cdot h_I^{4.05}$		116 $Q = 12.638 \cdot h_I^{2.97}$		144 $Q = 42.168 \cdot h_I^{1.71}$		146 $Q = 48.047 \cdot h_I^{2.51}$		174 $Q = 35.249 \cdot h_I^{3.86}$		175 $Q = 16.70 \cdot h_I^{2.36}$		177 $Q = 3.44 \cdot h_I^{3.44}$		178 $Q = 4.10 \cdot h_I^{3.79}$	
	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)
1963																				
1964										2.11	313									
1965								2.48	199	2.90	696	1.07	45.8	2.46	140					
1966	2.53	88.1					1.88	82.1	2.20	162	2.46	461	.67	7.5	2.58	157			2.07	64.8
1967	2.30	63.3					2.50	191	2.38	185			1.18	66.7	2.47	142			3.02	271
1968	1.34	9.7					0.78	6.1					1.13	56.5					2.96	251
1969	3.24	208	1.49	135									1.12	54.6	1.90	76.2				
1970	2.16	50.9	1.62	155	1.62	28.7			2.44	193			.94	27.8	2.80	191	3.96	391	2.47	127
1971	3.46	261	1.96	211	1.50	21.0							1.12	54.6	2.20	108	4.19	475	2.68	172
1972					1.70	34.9			2.49	200			1.08	47.4	2.54	151	4.16	464	2.89	230
1973			2.38	291	1.75	39.2			2.58	212	2.86	672	1.19	68.9	2.50	146	4.26	503	2.71	180
1974			1.75	175	1.61	28.0			2.36	182	2.41	437	1.03	39.5	2.44	138	4.60	655	2.69	175
1975			1.65	159	1.53	22.8	1.66	56.8	2.44	193	2.49	475	1.06	44.1	2.50	146	4.60	655	2.66	168
1976			1.72	170	1.62	28.7	1.70	61.0	2.18	159	2.50	480	1.00	35.2	2.21	109			2.45	123
1977			1.56	145	1.42	16.8	1.90	84.8	2.32	177	2.97	739	.98	32.6	2.13	99.8	4.42	571	2.62	158
1978			1.63	156	1.60	27.3	1.44	37.3	1.96	133	2.18	340			2.12	98.7	5.10	935		
1979			1.35	114					2.24	167	2.14	325	.60	4.9	2.49	144	3.50	256		
1980			2.06	226					1.65	99.1					1.70	58.6	3.15	178		
1981									2.50	201							4.10	441		
1982									2.24	167							3.31	211		

AÑO	180 $Q = 0.998 \cdot h_I^{3.81}$		184 $Q = 10.46 \cdot h_I^{3.63}$		186 $Q = 88.50 \cdot h_I^{.856}$		231 $Q = .00989 \cdot h_I^{6.444}$		232 $Q = 8.833 \cdot h_I^{2.35}$		233 $Q = 25.595 \cdot h_I^{2.577}$		234 $Q = 37.272 \cdot h_I^{2.181}$		237 $Q = 4.794 \cdot h_I^{3.548}$		255 $Q = 2.28 \cdot h_I^{2.965}$		261 $Q = 20.70 \cdot h_I^{1.99}$		
	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	h_I (m)	Q (m ³ /sec)	
1957										2.88	391										
1958							5.60	655	3.02	118	2.90	398	2.04	176							
1959							5.66	702	3.70	191	3.00	434	3.50	573							
1960							5.58	640	3.80	203	2.84	377	3.32	510							
1961							5.15	382	3.00	117	2.82	370									
1962			1.05	12.5			4.74	224	3.70	191	3.56	674	3.74	662	2.86	199					
1963			.95	8.7			5.60	655	3.88	213	4.24	1058	3.50	573	3.00	236					
1964			.00	10.5			5.54	611	3.80	203	2.13	179	2.24	216	2.14	71.3					
1965			.07	13.4			5.20	407	3.30	146	1.66	94.5	1.85	143	2.32	94.9					
1966	4.90	425	.94	8.4			5.06	341	3.88	213	3.20	512			2.40	107					
1967			.98	9.7	2.50	485	4.78	236	3.08	124	2.57	291	3.18	465	2.96	225					
1968			.09	14.3	2.46	470							2.74	336	2.70	163					
1969	4.62	340	.86	6.1	2.20	382			3.07	123	2.56	288			2.29	90.6					
1970	6.20	1043	1.12	15.8	2.61	525	4.72	218	2.88	106	2.58	294			2.97	228					
1971	5.03	470	1.24	22.8	2.69	555	5.34	482	5.00	387	3.48	636			3.07	256					
1972			1.06	12.9	3.40	858	4.78	236	2.74	94	2.70	331			3.10	265					
1973	5.78	798	1.50	45.6	3.50	905	5.44	544	3.33	149	3.32	563			3.16	284					
1974	5.84	830	1.36	31.9	2.88	630	5.48	570	4.00	229	3.66	724			3.03	245					
1975	6.10	980			3.98	1149	5.36	494	3.03	119	4.00	911			2.86	199	2.56	37.0	1.46	43.9	
1976	5.94	886			2.86	622	5.28	449	2.96	113	3.68	735			2.87	194	2.07	19.7	1.33	36.5	
1977	6.02	932			3.21	771	5.46	557	3.20	136					2.72	180	2.12	21.2	1.12	25.9	
1978					3.80	1054	5.55	619											.68	9.6	
1979							5.32	471	4.10	243					2.73	169	2.33	28.0	1.18	28.8	
1980							5.32	471							2.64	150	2.48	33.7	1.01	21.1	
1981							5.66	702									2.30	26.9			
1982							5.65	702													

Con mayor precisión para estimar S_e , se debe sustraer de S :

- a) para las cuencas de la vertiente del Pacífico, la parte S_o en la cual el valor modal ϵ_g del máximo anual de la altura de lluvia h_g desciende por debajo de 10 mm;
- b) para todas las cuencas, la parte S_l de S subtensa por lagunas que eventualmente existan en la parte de la cuenca.

Por simplicidad de simbología, seguidamente en el Anexo C, se adoptará el símbolo S para indicar tanto la superficie total de la cuenca, cuando resulte $S = S_e$, como para la parte S_e de S que resulte eficaz para los efectos de máximo caudal de avenidas.

CAPITULO II - 2

Caudal máximo de avenidas Q y contribuciones por unidad de superficie $u = \frac{Q}{S}$

II: 2-1. Como se ha indicado en el Cuadro II: 1-1, las cuencas para las cuales se dispone de estimaciones de los valores asumidos por Q y $u = \frac{Q}{S}$ en los sucesivos años del período de observación, recaen en los grupos de cuencas hidrológicamente similares denominados respectivamente con los números de orden 1, 2, 3, 5 y 67.

En el grupo 1, sin embargo, recae una sola cuenca y, en consecuencia no pudiendo establecer una confrontación con otras cuencas del mismo grupo, no se podría en ningún caso deducir un criterio de similitud hidrológica válido para el área ocupada por dicho grupo. Además, en dicha cuenca se dispone de un período de observación de solo 6 años, muy breve para que sea considerado significativo.

De acuerdo a esto, sucesivamente se han considerado sólo las cuencas de los grupos 2, 3, 5 y 67.

II: 2-2. Como se ha dicho en las premisas, no se logra definir una ley ya estudiada del cálculo de probabilidades, que se adapte para representar la distribución de probabilidades de las variables Q y $u = \frac{Q}{S}$.

No obstante, con el fin de interpretar la distribución de frecuencia acumulada que caracteriza la serie estadística constituida por los valores asumidos por u en los sucesivos años del período de observación en una genérica sección de medida, se ha creído oportuno hacer referencia a la ley asintótica del máximo valor (ley de Gumbel) normalmente adoptada cuando se consideran los máximos anuales de cualquier magnitud hidrológica (ver por ejemplo, la Parte I en la cual dicha ley es aplicada en relación a los máximos anuales de la altura de lluvia y de la intensidad de lluvia que se verifican en un intervalo de tiempo determinado).

II: 2-3. De acuerdo con todo lo dicho, para cada estación de medida se ha representado la distribución de frecuencia acumulada $F\{u\}$ que caracteriza la serie de valores de u registrada en ellas en un diagrama en papel de probabilidades correspondiente a la ley de Gumbel.

Como puede observarse en los ejemplos de las figuras de II: 2-1 a II: 2-4, y corroborando lo dicho en el párrafo II: 2-1, para cada estación de medida en vez de disponerse alrededor de una recta, los puntos ($u; F\{u\}$) tienden a disponerse, a veces, con desviaciones notables, alrededor de una línea quebrada. Normalmente los puntos a los cuales corresponden valores de la frecuencia acumulada $F\{u\}$ menores de 0,7 a 0,9 se adensan alrededor del primer tramo de la línea quebrada; los puntos a los cuales corresponden los valores más altos de $F\{u\}$ se adensan alrededor del segundo lado.

En consecuencia, tomando como referencia solo estos últimos, por vía gráfica se ha deducido una recta que se presta para interpolarlos y, en base a ésta, se ha estimado el orden de magnitud de los máximos valores u_{10} y u_{20} asumidos teóricamente por u respectivamente una vez cada 10 y una vez cada 20 años (ver Cuadro II: 1-1).

II: 2-4. Tomando como referencia las estimaciones de u_{10} y de u_{20} deducidos con los criterios ya ilustrados, en una segunda fase de las elaboraciones, para cada uno de los grupos de cuencas 2, 3, 5 y 67, como verificación de las hipótesis adelantadas en las premisas, se han llevado a diagramas logarítmicos los puntos que corresponden a los pares de valores asumidos respectivamente por S y u_{10} ó por S y u_{20} en las cuencas que recaen en el grupo.

Como puede notarse en las figuras de II: 2-5 a II: 2-8:

a) para cualquier cuenca el criterio adoptado para la estimación de u_{10} y de u_{20} resulta poco definido y, en consecuencia, ha sido posible deducir solamente el intervalo dentro del cual dichas estimaciones podrían recaer (cuencas en las cuales a igual S , le corresponden dos puntos distintos ($S; u_{10}$) o dos puntos distintos ($S; u_{20}$), ligados por un segmento);

b) convalidando la hipótesis introducida en las premisas, para cada grupo los puntos se disponen con desviaciones muy modestas, alrededor de un alineamiento rectilíneo.

Como resulta de la figura II: 2-9, salvo para los puntos que se refieren al grupo 3, lo mismo ocurre si se llevan todos los puntos a un único diagrama.

En otras palabras, es legítimo presumir que, hecha excepción del área ocupada por las cuencas del grupo 3, todas las otras áreas sean hidrológicamente similares en relación a los valores que pueda asumir u .

Además, dadas las reservas adelantadas en las premisas, no se ha pensado que sea significativo trazar las rectas que interpolan los puntos ($S; u$) ni en los diagramas que se refieren a cada grupo, ni en los diagramas que se refieren a su conjunto.

CAPITULO II - 3

Caudales de avenida diaria y contribuciones por unidad de superficie $u = \frac{Q_g}{S}$.

II: 3-1. Como ya se ha dicho en el Capítulo II-1 y como resulta de la confrontación entre los Cuadros II: 1-1 y II: 1-2, los datos de los cuales se ha podido disponer en consideración a los máximos anuales Q_g del caudal máximo diario, más que a cuencas de los grupos 2, 3, 5 y 67, se refieren también a cuencas del grupo 1 y 4.

Además, los períodos de observación útiles en relación a Q_g , son, generalmente, mucho más grandes que para Q . En consecuencia, ellos pueden ser útiles para integrar las indicaciones que se han podido extraer de los datos relativos a los caudales máximos.

II: 3-2. Como para el caudal máximo, para establecer una confrontación entre los valores asumidos por Q_g en las diferentes estaciones hidrométricas, antes que hacer referencia directa a Q_g , se ha hecho referencia a la relación $u_g = \frac{Q_g}{S}$, en la cual como siempre S es la superficie de la cuenca subtensa por la sección de medida, o con mayor precisión la alícuota de ésta eficaz en relación a la escorrentía de avenidas (ver Cuadro II: 1-2).

De acuerdo a esto, con criterios análogos a los ya adoptados para el caudal de máxima, para cada serie de datos:

a) se ha representado la distribución de frecuencia acumulada $F\{u\}$ que la caracteriza en papel probabilístico correspondiente a la ley asintótica del máximo valor;

b) se ha deducido la recta que mejor interpola los puntos $(u_g; F\{u_g\})$ a partir de un cierto valor de F ;

c) se han asumido como estimaciones de u_{g10} y de u_{g20} los valores $u_{F=0.90}$ y $u_{F=0.95}$ que, sobre dicha recta, corresponden respectivamente a $F = 0.90$ y a $F = 0.95$;

d) considerando cada grupo de cuencas separadamente de los otros, en las figuras de II: 3-1 a II: 3-6, se han llevado a diagramas en papel logarítmico, tanto la serie de puntos $(S; u_{g10})$ como la serie de puntos $(S; u_{g20})$, con los valores de u_{g10} y de u_{g20} como ya han sido deducidos;

e) finalmente, en la figura II: 3-7, se han llevado a un solo diagrama en papel logarítmico, respectivamente los puntos $(S; u_{g10})$ y $(S; u_{g20})$ que corresponden a todas las cuencas consideradas.

II: 3-3. Como puede observarse en las figuras de II: 3-1 a II: 3-6, en analogía con lo encontrado para el caudal máximo de avenidas y de acuerdo con las hipótesis adelantadas en las premisas, también para el caudal diario de avenidas en cada grupo de cuencas la u_g varía de cuenca a cuenca en función de la superficie S de la misma, además, dadas las notables dispersiones de los puntos, y por los criterios adoptados para estimar u_{g10} y u_{g20} , no se ha creído significativo llevar para cada grupo de cuencas las rectas $u_{g10}(S)$ y $u_{g20}(S)$ que definen la ley de regresión.

Se puede por lo tanto, admitir:

a) que, como para el caudal máximo de avenidas, también para Q_g , los grupos de cuencas 2, 3, 5 y 67 sean entre ellos hidrológicamente similares;

b) que, análogamente, puedan considerarse hidrológicamente similares entre sí las cuencas del grupo 1 y del grupo 4.

De otro lado se puede admitir:

c) que el grupo de cuencas 1 tenga características hidrológicas similares a aquellos de las cuencas del grupo 2;

d) que el grupo de cuencas 4 tenga características similares a aquellas de las cuencas de los grupos 5 y 67.

Finalmente:

e) de la confrontación entre las figuras II: 3-3 y II: 3-5 puede notarse como las cuencas que recaen en la parte meridional del área ocupada por el grupo 3, vecinas a la línea asumida para separar dicha área de aquella del grupo 5, pueden, por sus características, ser asimiladas también al grupo de cuencas 5;

f) de la confrontación entre las figuras II: 3-1 y II: 3-2 y las otras puede notarse que la serie de puntos $(S; u_{g10})$ y $(S; u_{g20})$ relativos a los grupos 1 y 2 tienen, mediamente, ordenadas u_{g10} y u_{g20} que, a igual S , resultan más altas que en otros grupos;

g) de la confrontación entre las figuras II: 3-3 y las otras, puede notarse que, viceversa, como para los caudales máximos de avenidas, la serie de puntos $(S; u_{g10})$ y $(S; u_{g20})$ del grupo 3, tengan ordenadas u_{g10} y u_{g20} que, a igual S , resulten mediamente más bajas que en los otros grupos.

II: 3-4. Por cuanto se ha visto a los puntos c) y d), del párrafo II: 3-3, a falta de elementos que indiquen lo contrario, se puede admitir que, como para los caudales diarios de avenidas Q_g , también para los caudales máximos de avenidas Q , las cuencas del grupo 1 sean hidrológicamente similares a aquellas del grupo 2 y que las cuencas del grupo 4 tengan características asimilables a aquellas de los grupos 5 y 67.

La observación mencionada en el punto c) del mismo párrafo II: 3-3 puede extenderse en forma general para indicar que, al igual de lo que ocurre para cualquier otra magnitud hidrológica, también para Q y para Q_g , las variaciones entre uno y otro grupo de cuencas son siempre graduales y menos francas de lo que está indicado en el Plano 1 del Anexo C, en el

cual el área ocupada por cada grupo de cuencas está delimitada con líneas de franca separación de las áreas vecinas.

Finalmente, por todo lo dicho en los punto f) y g) del párrafo II: 3-3 se debe considerar que, de acuerdo con todo lo constatado en el párrafo III: 3-23, al diferenciar un grupo de cuencas de otro, entre las constantes a , n y K' que definen las características pluviométricas de cada cuenca, asume peso preponderante el valor de n . En efecto, en el campo dentro de cual varía el valor de n al pasar de un grupo de cuencas a otro, a los grupos 1 y 2 con los valores más altos de u_{g10} y de u_{g20} , a igual S , le corresponden los valores de n más altos ($n = .434$) y al grupo 3, con los valores más bajos de u_{g10} y de u_{g20} , le corresponden los valores de n más bajos ($n = 0,27$ a $0,29$).

II: 3-5. Las conclusiones extraídas del párrafo precedente encuentran verificación en la figura II: 3-7.

En efecto, de ésta se puede observar que, los puntos $(S; u_{g10})$ y $(S; u_{g20})$ que se refieren a las cuencas consideradas se adensan con desviaciones relativamente modestas y casuales alrededor de una recta.

Hacen excepción solamente los puntos que se refieren a las cuencas del grupo 1 y 2, que tienden a disponerse más arriba y las cuencas del grupo 3 que, como para el caudal máximo Q , tienden a disponerse más bajo.

PARTE III

**CONEXION ENTRE LOS CAUDALES
MAXIMOS DE AVENIDAS Y LAS
LLUVIAS QUE LOS PROVOCAN**

Conexión entre los caudales máximos de avenidas y las lluvias que los provocan

Los procesos que intervienen en el balance hidrológico de una avenida son de lo más complejos. Además los factores que intervienen se combinan entre ellos con peso y en forma cada vez distinta. Sin embargo la experiencia dice que solo pocos de dichos factores, interviniendo con menor o mayor intensidad, pueden con su peso, alterar en forma determinante el balance. De aquí se deduce que, para interpretar desde un punto de vista físico los procesos a través de los cuales se desarrolla el balance hidrológico de una avenida, se puede hacer referencia a esquemas que pongan en juego dichos últimos factores y que, como tales, resulten suficientemente simples.

Para comprender mejor el significado y el campo de validez de las conclusiones que se extraen, mencionadas en el cap. III: 3, conviene, adelantar una descripción de los diferentes procesos que intervienen en el balance de avenidas (cap. III: 1), y, sucesivamente ilustrar como, a la luz de la experiencia, sea posible conducir dichos procesos a los esquemas finalmente adoptados.

CAPITULO III: 1

Los procesos a través de los cuales se desarrolla el balance hidrológico de una avenida

A: Infiltración y escurrimiento

III: 1-1. Refiriéndose a la unidad de superficie alrededor de un punto genérico de la cuenca, se denominan:

Con i , la intensidad de lluvia en el instante genérico t ;

Con $dh = i \cdot dt$ la altura de lluvia caída en el punto, en el instante t ;

Con v , la velocidad de infiltración en el terreno;

Con $dV = vdt$ la alícuota de dh infiltrada en el terreno en el instante t .

Como es obvio, si en el instante t resulta $i > v$, logra infiltrarse en el terreno sólo una alícuota $dV = vdt$ de dh , mientras otra alícuota $dR = rdh$ escurre en superficie.

III: 1-2. Como se sabe, el valor asumido por la velocidad de infiltración v en el instante t , varía en función inversa del contenido de agua presente en el terreno en el mismo instante t .

En consecuencia, si, en caso extremo, al inicio de la lluvia, el contenido de agua en el terreno es igual a la capacidad de campo, la velocidad de infiltración v varía en función inversa del volumen de agua V , que va poco a poco infiltrándose en el terreno.

De acuerdo a esto, para deducir la ley con la cual V y v varían en el tiempo a partir del instante en el cual ha comenzado la lluvia, conviene, en forma preliminar, referirse al caso de un terreno que quede sumergido bajo una lámina de agua continua.

En efecto, si para distinguir este caso de aquél que nos interesa, se denominan los tiempos, los volúmenes de agua infiltrados en el terreno y la velocidad de infiltración respectivamente con los símbolos ϑ , F y f , en lugar de los símbolos t , V y v , es posible llevar la ley de variación de F y de f en función de ϑ a una expresión algebraica del tipo

$$F = S_r \vartheta^{1/2} + A \quad (\text{III: 1-1})$$

$$f = \frac{dF}{d\vartheta} = \frac{1}{2} S_r \vartheta^{-1/2} + A \quad (\text{III: 1-2})$$

siendo S_r y A dos constantes que caracterizan el terreno en relación con la forma con la cual el agua se puede mover respectivamente, por efecto de la capilaridad, el primero, y por efecto de la capilaridad y de la gravedad, el segundo [1] [2].

De acuerdo a esto, queda solamente examinar si y como la (III: 1-1) y la (III: 1-2) puedan adaptarse al caso de un terreno saturado de lluvia.

En tal caso, en efecto, en la hipótesis que se parta de un terreno que tenga contenido de agua igual a la capacidad de campo, en la fase inicial de la lluvia la velocidad de infiltración v alcanza valores que resultan en todos casos mayores que la intensidad de lluvia i . En consecuencia el escurrimiento tiene inicio solamente con un cierto retardo t_0 , después que, para el agua que se ha infiltrado en el terreno, v se haya reducido a un valor igual a i_0 asumido por i en el instante t_0 .

Finalmente, a partir del inicio de la lluvia, se pueden distinguir dos fases.

En una primera fase, precedente a t_0 , toda el agua de lluvia se infiltra en el terreno, y, en consecuencia, si se indica con $|i|_0^1$ la intensidad media de lluvia hasta el instante t_0 , en dicho instante se ha infiltrado en el terreno un volumen de agua V_0 igual a $|i|_0^1 \cdot t_0$.

En una segunda fase, a partir del instante t_0 y, por hipótesis, con $i > v$ hasta el fin de la lluvia, sólo una parte de la lluvia se infiltra en el terreno, mientras la otra parte escurre en superficie.

Naturalmente, la (III: 1-1) y la (III: 1-2) pueden adaptarse para representar la ley con la cual V y v varían en el tiempo solamente en la segunda fase, de escurrimiento, y sólo si al valor de t se hace corresponder un valor ϑ_0 de ϑ para el cual se tengan:

$$F_{\text{in}} = S_r \cdot \vartheta_0^1 + A \cdot \vartheta_0 = V \cdot t_0 = |i|_0^1 \cdot t_0 \quad (\text{III: 1-3})$$

y

$$f_{\text{in}} = \frac{1}{2} S_r \cdot \vartheta_0^1 + A = v_{t_0} \quad (\text{III: 1-4})$$

Finalmente resultan:

$$\vartheta_0 = \frac{1}{4} \left(\frac{S_r}{i_0 - A} \right)^2 \quad (\text{III: 1-5})$$

y

$$t_0 = \frac{S_r \vartheta_0^1 + A \vartheta_0}{|i|_0^1} \quad (\text{III: 1-6})$$

con $t_0 > \vartheta_0$.

En consecuencia, para deducir los valores asumidos por V y v en la fase de escurrimiento, se puede hacer referencia a la (III: 1-1) y a la (III: 1-2) introduciendo en éstas para cada valor de t un valor de ϑ igual a $t - (t_0 - \vartheta_0)$.

III: 3-1. Por todo lo dicho anteriormente los valores asumidos por V y por v en la fase de escurrimiento varían en el tiempo independientemente de los valores asumidos contemporáneamente por la intensidad de lluvia i , por definición de la fase de escurrimiento siempre mayor que v .

En consecuencia, al pasar de un evento de lluvia a otro, en la fase de escurrimiento y hasta cuando se mantenga $i > v$, a igual distancia de tiempo $t - t_0$ desde el inicio del escurrimiento, en el punto que se considera se pueden tener valores de V y de v cada vez diferentes sólo por que varían cada vez el retardo t_0 con el qual tiene inicio el escurrimiento y los valores V_0 y v_0 asumidos por V y por v en el instante t_0 .

Esto puede ocurrir o para las diversas características asumidas por la lluvia antes de t_0 o porque antes del inicio de la lluvia el terreno tenga contenido de agua mayor de aquél que corresponde a la capacidad de campo y diferente de un evento a otro.

En cada caso, al pasar de un evento de lluvia a otro, las diferencias que pueden encontrarse entre los valores que V y v asumen durante la fase de escurrimiento a igual distancia de tiempo $t - t_0$ desde el inicio de ésta resultan mucho menores de aquéllos que pueden verificarse a igual probabilidad entre los valores asumidos contemporaneamente por i .

De aquí se deduce que las diferencias que se encuentran a igual $t - t_0$ en los valores asumidos por la velocidad de escurrimiento $r = i - v$, se deben atribuir sobre todo a los diferentes valores asumidos por i .

Análoga conclusión puede extraerse en relación a las diferencias que se determinan en cada evento entre los valores asumidos cada vez por $r = i - v$ en los diferentes puntos de una cuenca.

En efecto, para determinar tales diferencias concurren también los diferentes valores que pueden asumir V y v por el hecho que, al pasar de un punto a otro, varían las características hidrológicas del terreno.

Se observa, sin embargo, que los procesos que aquí se consideran interesan a los estratos superficiales del terreno y que éstos, investigados por los aparatos radicales de las plantas y sujetos a profundas alteraciones de la circulación del agua que se infiltra, se han ido poco a poco diferenciando de las formaciones litológicas subyacentes, asumiendo características que, respecto a éstas últimas varían mucho menos de punto a punto. De aquí se deduce que, a igualdad de cualquier otra condición, aún cuando varíen las características de los terrenos de base, las diferencias que se pueden verificar entre los valores asumidos por V y por v , si son consideradas en valor absoluto, terminan siendo despreciables respecto a aquéllos que puedan verificarse, a igual probabilidad, entre los valores asumidos por i .

III: 1-4. Como se obvio, definidos los valores asumidos por i , por v y por $r = i - v$ en los diferentes puntos de la cuenca, desde un punto de vista conceptual, refiriéndose a toda la superficie S de ella, resultan también:

$$\text{la intensidad media de lluvia sobre } S: \bar{i} = \frac{1}{S} \int_S i dS;$$

$$\text{la velocidad de infiltración en } S: \bar{v} = \frac{1}{S} \int_S v dS;$$

$$\text{la intensidad media de escurrimiento en } S: \bar{r} = \frac{1}{S} \int_S r dS.$$

Análogamente, siempre desde un punto de vista conceptual, es posible definir el instante 0 en el cual la lluvia comienza a caer sobre la cuenca y el retardo t_0 con el cual comienza el escurrimiento.

Por todo lo dicho en el párrafo III: 1-3, sin embargo, es evidente que en cada instante, \bar{i} , \bar{v} y \bar{r} pueden asumir valores notablemente diferentes de los valores asumidos por i por v y por r en los diferentes puntos de la cuenca. Análogamente lluvia y escurrimiento en los diversos puntos pueden iniciar con notables retardos en relación a los instantes 0 y t_0 asumidos para definir el inicio de la lluvia sobre la cuenca.

Queda, por lo tanto, como ya se ha dicho para r refiriéndose a un solo punto, también en el caso de una cuenca las diferencias que puedan encontrarse entre los valores asumidos por r , a igual distancia de tiempo t_0 , en eventos de lluvia diferentes, son atribuidos sobre todos a los diferentes valores asumidos contemporaneamente por i .

B: Hidrograma de Avenidas en X

III: 1-5. La alícuota $\bar{r} \cdot dt$ del volumen de lluvia que escapa a la infiltración en el instante t , en una primera fase de arroyamiento, escurriendo sobre la superficie del terreno, afluye desde los diversos puntos al colector más próximo, constituido, en forma general, por un ele-

mento de la red hidrográfica subtensa por X. Partiendo de esto, en una segunda fase, de encauzamiento, moviéndose en forma de corriente en los sucesivos elementos de la red hidrográfica, $r \cdot dt$ confluye en X.

De aquí se deduce que, en el tiempo empleado en la fase de escurrimiento, primero, y en la fase de encauzamiento, después, el agua de escurrimiento $r \cdot dt$ que proviene de cada punto de la cuenca para la lluvia caída en el instante t llega a X con un cierto retardo τ .

De otro lado llega a X sólo una parte $j^* \cdot dt$ de $r \cdot dt$. En efecto otra parte, $w \cdot dt$, se ha ido a ocupar la capacidad de envase de la red.

Finalmente:

dado que el tiempo de retardo τ varía de punto a punto, alcanzando un valor máximo τ_r en el punto más lejano de X,

el agua de lluvia $j \cdot dt$ que cae sobre la cuenca en el instante t dá origen en X a un hidrograma elemental de avenidas que se prolonga por el tiempo τ_r y que contribuye a la escorrentía de avenidas D en X con un volumen de agua por unidad de superficie de la cuenca igual a $j^* \cdot dt$.

Dicha contribución, definida a continuación como lluvia eficaz, se reparte en la duración τ_r del hidrograma según un diagrama de distribución, que depende de los diferentes valores asumidos por el retardo τ al pasar de un punto a otro de la cuenca.

Con mayor detalle, (fig. III: 1-1) si se indican

con τ los tiempos medios a partir del instante t en el cual ha caído la lluvia $j \cdot dt$ que provoca el hidrograma elemental con $0 \leq \vartheta \leq \tau_r$;

con dS_ϑ la alícuota de la superficie S de la cuenca que comprende los puntos a los cuales le corresponde un retardo $\tau = \vartheta$;

con $S_\vartheta = \int_0^\vartheta dS_\vartheta$, la alícuota de S que comprende los puntos para los cuales resulta $\tau = \vartheta$;

con c_ϑ la relación $\frac{dS_\vartheta}{S}$;

con α_ϑ la relación $\frac{S_\vartheta}{S}$;

llevando a un diagrama cartesiano, como abscisas los tiempos ϑ y como ordenadas los valores asumidos por c_ϑ , para cada valor de ϑ es posible especificar tanto la alícuota $c_\vartheta \cdot j^* \cdot dt$ de $j^* \cdot dt$ que afluye en X en el instante $t + \vartheta$, como la alícuota $\alpha_\vartheta \cdot j^* \cdot dt = \int_0^\vartheta c_\vartheta \cdot j^* \cdot dt$ que afluye totalmente en X en el instante t , en el cual ha caído la lluvia $j \cdot dt$, hasta el instante $t + \vartheta$, como es evidente, la parte restante $\beta_\vartheta \cdot j^* \cdot dt$ de $j \cdot dt$ afluye en X, después del instante $t + \vartheta$, entre dicho instante y el instante $t + \tau_r$.

III: 1-6. Por todo lo dicho, en cada instante de la fase de escurrimiento, le corresponde un hidrograma de avenidas elemental y cada uno de dichos hidrogramas puede resultar diferente de todos los otros, sea por que varían $j \cdot dt$, $w \cdot dt$, y $j^* \cdot dt$, ó sea porque varían τ_r y el diagrama de distribución $c_\vartheta(\vartheta)$ según el cual $j^* \cdot dt$ se reparte dentro del tiempo τ_r .

Con mayor detalle, los diagramas elementales que siguen inmediatamente al inicio t_0 del escurrimiento sobre la cuenca, se diferencian francamente de los otros, no sólo por los mayores valores que adquiere v y w , sino también por el hecho que lluvia y escurrimiento en forma genérica se inician en los diferentes puntos en tiempo diferentes y, por lo tanto, en algunos puntos, con retardos también sensibles con relación a los tiempos 0 y t_0 en los cuales la lluvia y el escurrimiento se inician en la parte restante de la cuenca.

De esto deriva que, diferentemente de lo que acontece para los hidrogramas elementales sucesivos, la contribución $j^* \cdot dt$ dada por los primeros hidrogramas a la escorrentía de avenida D en X puede deberse solamente a una parte de la superficie S de la cuenca.

III: 1-7. Cada hidrograma elemental está desfasado de un dt tanto respecto al hidrograma que lo precede, como respecto al hidrograma que lo sigue.

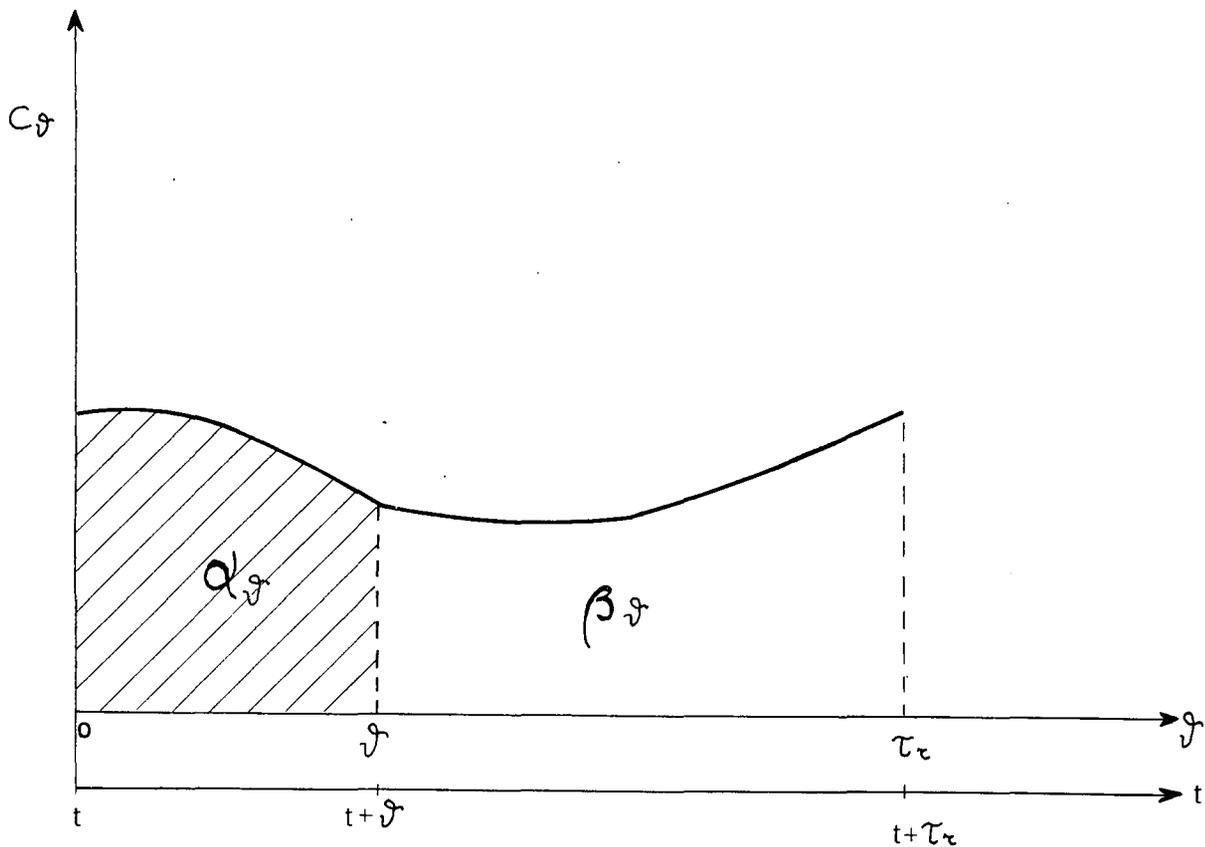


FIGURA III: 1-1

Como está indicado en la fig. III: 1-2, si se indica con τ_r la magnitud de los valores asumidos por el tiempo de retardo τ_r en los sucesivos hidrogramas, haciendo referencia a τ_r se tiene que:

El incremento $dD = d \cdot dt$ de la escorrentía de avenida D en X en un instante genérico t se debe al sumarse de las contribuciones de los hidrogramas elementales provocados por las lluvias caídas en la cuenca en el intervalo de tiempo $\Delta t = \tau_r$ que precede el instante t;

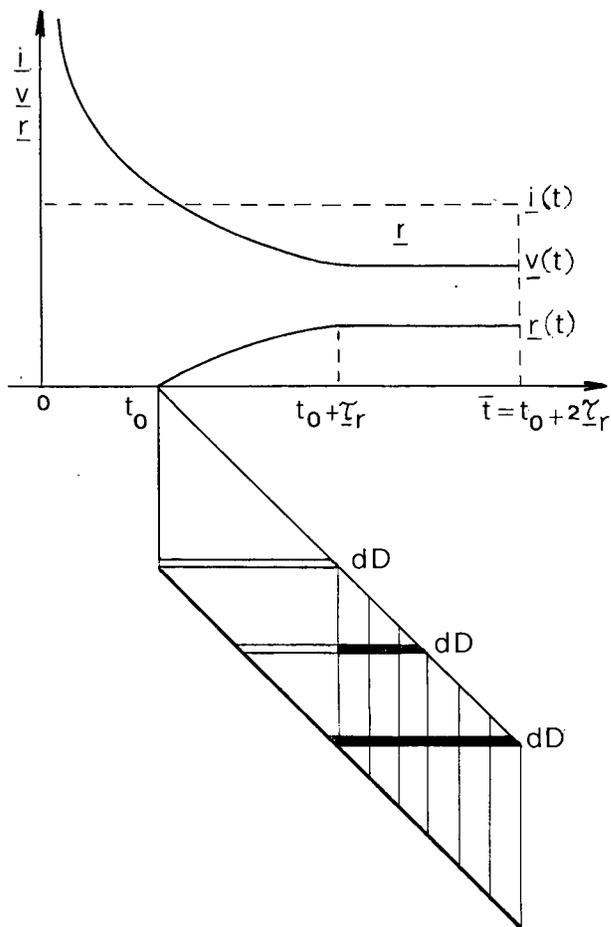
El instante de inicio de cada uno de tales hidrogramas lo precede al instante t de una cantidad Δt diversa, igual a τ_r para el hidrograma más lejos de t y progresivamente decreciente, hasta el valor cero, de mano en mano que el hidrograma se acerca a t;

Al tiempo t para los sucesivos hidrogramas se tienen valores de δ y de $c_g(\delta)$ cada vez diferentes, con valor máximo de δ para el hidrograma más lejano de t y con valor nulo de δ para el hidrograma elemental provocado por la lluvia $i \cdot dt$ caída en el mismo instante t;

Por todo lo dicho respecto al significado del diagrama de distribución, la contribución unitaria de avenida $c_g(\delta) \cdot i \cdot dt$ que para cada hidrograma elemental afluye en X en el instante t se debe solamente a una parte dS de la superficie S de la cuenca y esta parte se encuentra lo más alejada de X para el hidrograma más lejano y cada vez decreciente al acercarse del hidrograma a t.

Finalmente, como se vé en el esquema de la fig. III: 1-2 por medio de los sucesivos hidrogramas elementales la cuenca participa al incremento de D con toda su superficie S solamente cuando haya pasado el tiempo τ_r desde el inicio t_0 de la fase de escurrimiento.

III: 1-8. Como se observa en la fig. III: 1-3 la escorrentía de avenida afluída en X hasta el instante t es la suma de la escorrentía $D_{t-\tau_r}$ afluída en X hasta el instante $t - \tau_r$ y del incremento $[\Delta D]_{t-\tau_r}^t$ de D en el intervalo de tiempo τ_r que precede t.



 $r < r_{MAX}$

EN TODOS LOS HIDROGRAMAS ELEMENTALES

 $r = r_{MAX}$

EN TODOS LOS HIDROGRAMAS ELEMENTALES

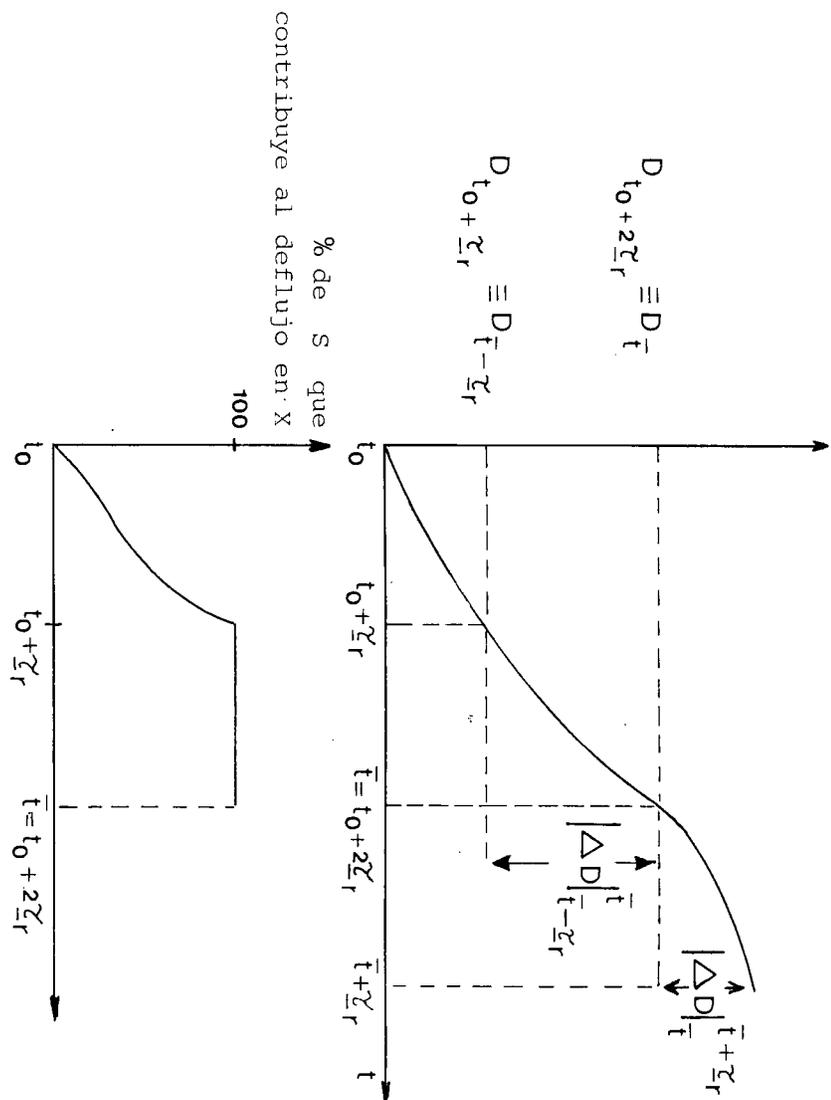


FIG. III: 1-3

Por otra parte, según lo dicho en el párrafo III: 1-7 anterior, la cuenca participa al incremento con toda su superficie S a partir del instante $T - \tau_r$ solamente si éste dista a su vez del instante t_0 en el que inicia el escurrimiento de un tiempo mayor o, como mínimo, igual a τ_r .

Finalmente, la lluvia debe tener:

Duración \bar{t} por lo menos igual a t_0 , para que inicie el escurrimiento;

Duración \bar{t} por lo menos igual a $t_0 + \tau_r$, para que, persistiendo el escurrimiento, la cuenca participe al incremento de la escorrentía D en X con toda su superficie S ;

Duración \bar{t} por lo menos igual a $t_0 + 2\tau_r$, para que, continuando sin interrupción el escurrimiento, la cuenca participe al incremento de D por todo el tiempo comprendido entre $t - \tau_r$ y t con toda su superficie S .

Naturalmente, si la lluvia tiene duración \bar{t} mayor de $t_0 + 2\tau_r$ hasta que se prolongue la fase de escurrimiento la cuenca sigue contribuyendo con toda su superficie S también después del instante $t_0 + 2\tau_r$.

III: 1-9. Si la fase de escurrimiento se prolonga más del tiempo $t_0 + \tau_r$ hasta el tiempo $t_0 + 2\tau_r$, a partir del instante $t - \tau_r$ y mientras que dure la fase de escurrimiento, para cada instante t el incremento $[\Delta D]_{t_0 + \tau_r}^t$ de D en el tiempo τ_r que precede inmediatamente a t , se lo debe a lluvias caídas en la cuenca en los últimos $2\tau_r$ que preceden a t y, con los mismos símbolos del párrafo III: 1-5 resulta suma de un término $\int_{t-2\tau_r}^{t-\tau_r} \beta_\theta \cdot j^* \cdot dt$, con β_θ creciente de 0 hasta 1, debido a lluvias caídas entre los instantes $t - 2\tau_r$ y $t - \tau_r$ y por un segundo término $\int_{t-\tau_r}^t \alpha_\theta \cdot j^* \cdot dt$ con α_θ decreciente desde 1 hasta 0, debido a lluvias caídas entre los instantes $t - \tau_r$ y t .

En la misma figura se nota que, cuando, termina la lluvia en el tiempo \bar{t} , en X continúa afluyendo la parte de las aguas de escurrimiento que, provocada por lluvias caídas en la cuenca en el último τ_r que precede a \bar{t} , en el instante \bar{t} no habían afluído a X . En particular, estas lluvias producen en el τ_r que le sigue a \bar{t} un incremento $[\Delta D]_{\bar{t}}^{\bar{t} + \tau_r}$ de D igual a $\int_{\bar{t}}^{\bar{t} + \tau_r} \beta_\theta \cdot j^* \cdot dt$, con β_θ cada vez creciente desde 0 hasta 1.

A dicho incremento se añade lo que se debe al vaciarse de la red, igual al volumen de agua $W = \underline{w} \cdot dt$ que en las fases precedentes llenó la red. En el mismo tiempo, bajando el nivel del agua en la red hidrográfica, pueden afluir a X , produciendo ulterior incremento de la escorrentía D entre los instantes \bar{t} y $\bar{t} + \tau_r$ aguas que precedentemente se habían infiltrado en el terreno. A la escorrentía de avenida D provocada por aguas de escurrimiento, se puede añadir una escorrentía hipodérmica que, diversamente del precedente, se prolonga en el tiempo también después del instante $\bar{t} + \tau_r$.

III: 1-10. El hidrograma de avenida, tal como se lo definió, puede alejarse sensiblemente también del hidrograma que eventualmente se haya registrado en la sección X .

En efecto, la escorrentía y el caudal de avenida provocados por aguas que durante el evento de lluvia escaparon al fenómeno de infiltración, en línea general, se sobreponen a la escorrentía y al caudal que habría pasado por X si el evento de lluvia no se hubiera verificado. Consiguientemente, en línea general, en cada instante t el caudal en X se lo debe considerar como suma de un caudal de avenida y de un caudal base.

Por otra parte, como se lo dijo, al final de la lluvia o en correspondencia de largas interrupciones de la fase de escurrimiento, al bajar el caudal y, por lo tanto, al bajar el nivel del agua en la red le podrían afluir aguas que en las fases precedentes de la avenida se habían infiltrado en el terreno o habían sido detenidas en pequeños embalses. Al caudal de avenida y al caudal base, es decir, se les podría sumar los caudales debidos a la escorrentía hipodérmica.

En todo caso, diferenciando durante la avenida una fase de crecida, una fase de pico y una fase de agotamiento, se puede considerar que, para eventos de avenida provocados por lluvias de notable intensidad, en la fase de pico el caudal base resulte, como porcentaje, despreciable respecto al caudal total. Consiguientemente, caudal registrado y caudal de pico de avenida poco difieren entre sí.

Indicaciones de investigaciones precedentes

III: 2-1. Si en la sección terminal X de la cuenca se tiene una estación hidrométrica, se pueden comparar los hidrogramas con los pluviogramas correspondientes, deduciendo estos últimos de los datos pluviográficos registrados en el interior de la cuenca.

La comparación se efectúa haciendo referencia a intervalos de tiempo Δt finitos, iguales a una fracción del tiempo de retardo τ_r de la cuenca y considerando como hidrogramas elementales aquéllos debidos a lluvias caídas en la cuenca en tales intervalos [3].

Como es obvio, en el caso de cuencas muy grandes, con tiempos de retardo superiores al día, la fracción Δt puede asumirse igual a 1 día.

Dicho esto, cuando se consideren cuencas muy grandes, en base solamente a las medidas de lluvias diarias y escorrentías diarias, se pudo reconocer que el diagrama de distribución, practicamente no varía al pasar de un hidrograma elemental al otro, y así, que se pueda considerar independiente de la altura de lluvia en el tiempo Δt , al que le corresponde el diagrama elemental, de los caudales que cruzan los sucesivos elementos de la red y del grado de llenado de la misma. En otras palabras se puede admitir que tal diagrama resulte función solamente de las características morfológicas de la cuenca y de la red hidrográfica [3] [4] [5].

En efecto, por el análisis de los datos disponibles:

1) Se ha logrado aislar diferentes eventos de lluvia de duración igual a 1 día.

1a) Estos eventos tienen intensidad suficiente como para provocar en la corriente un levantamiento sensible respecto a los valores del caudal base.

1b) Estos eventos, precedidos y seguidos por períodos de tiempo sin lluvias y suficientemente largos, como para que los caudales no estuvieran influenciados por lluvias inmediatamente precedentes o sucesivas.

2) Se ha reconocido que:

2a) La escorrentía de avenida en X, provocada por cada evento, se prolonga por tiempos que poco varían entre sí y, además, se reparte entre los sucesivos días de duración del hidrograma con porcentajes que se pueden suponer invariables de un evento a otro.

2b) El diagrama de distribución, deducido para lluvias aisladas de un día, puede valer también para los hidrogramas elementales que se siguen en ocasión de fenómenos de avenida provocados por lluvias de más días seguidos.

Finalmente, refiriéndose a las definiciones de diagrama de distribución y al símbolo $\underline{\tau}_r$ introducidos respectivamente en los párrafos III: 1-5 y III: 1-7 se puede admitir que:

— El diagrama de distribución no varíe, ni en cada evento al pasar de un hidrograma de avenida elemental al otro, ni al pasar de un evento al otro.

— Para cada diagrama resulte $\tau_r \equiv \underline{\tau}_r$.

En otras palabras se puede admitir que cada cuenca esté caracterizada por un determinado diagrama de distribución y por un determinado valor de τ_r .

III: 2-2. Obviamente, al comparar las escorrentías registradas con las lluvias caídas en la cuenca, se debe distinguir que parte de éstas resulta eficaz para el efecto de incrementar la escorrentía de avenida. En otras palabras, con los símbolos introducidos en el Cap. III: 1, es necesario distinguir la alícuota h^* de h que se transforma en escorrentía en la sección X.

Dicho análisis fué hecho comparando hidrogramas y pluviogramas de avenida verificados en muchas cuencas de Italia Merdional, con superficies mucho menores de las de referencia y, consiguientemente con tiempos de retardo τ_r de algunas horas y, en todo caso, menores de 1 día [3].

Al finalizar la investigación se ha reconocido que:

a) En todo caso, entre el inicio de la lluvia y el instante en el cual, en el cauce se resiente de ésta, pasa un tiempo t_0 cada vez diverso.

b) Evaluando los tiempos desde el inicio de la lluvia la fracción eficaz h_t^* de la lluvia h_t caída hasta el instante t , nula hasta el instante t_0 , va creciendo con ley $h_t^*(t)$.

c) Excepto que para las fases iniciales del hidrograma, cuando tiene influencia notable la variación de los volúmenes de embalse en la red hidrográfica, a partir de cierto instante la diferencia $h_t^* - h_t$ varía al variar de t con ley única para cada cuenca considerada.

Consiguientemente, se puede admitir que:

1) A partir de cierto instante las variaciones en el tiempo de los volúmenes de embalse en la red se vuelven despreciables.

2) A partir del mismo instante las variaciones en el tiempo de h_t^* coinciden con aquéllas del volumen de escurrimiento $R_t = h_t - V_t$.

3) Por dicha razón, a partir del mismo instante, h_t^* puede estimarse como diferencia $h_t - V_t$ calculando V_t con las relaciones (III: 1-1), (III: 1-5) y (III: 1-6).

III: 2-3. Refiriéndose a una sección genérica X se indican:

Con q , el caudal de pico de avenida.

Con Q , el máximo valor de q de cada año.

Con $u = Q/S$, la contribución unitaria de avenida.

Con u_T , el máximo valor que u puede asumir normalmente una vez cada T años.

Con simbología análoga se indican:

Con h_t la altura media de lluvia caída en la superficie S de la cuenca para una lluvia de duración \bar{t} ;

Con $i_t = \frac{h_t}{\bar{t}}$ la intensidad media de lluvia en la superficie S de la cuenca que corresponde a h_t para la duración \bar{t} de la lluvia.

Con $h_{t,T}$ y con $i_{t,T} = \frac{h_{t,T}}{\bar{t}}$ los máximos valores que h_t y i_t pueden asumir normalmente, una vez cada T años.

Finalmente, se define pluviograma de duración \bar{t} y de período de retorno T , el pluviograma de forma rectangular que tiene como base la duración \bar{t} de la lluvia y por ordenada i_t , constante para toda la duración \bar{t} , la intensidad media de lluvia.

En virtud de lo antedicho, es significativo que en precedentes investigaciones [6], se verificó que, siempre que se elija oportunamente \bar{t} , u_T está estrechamente ligado con el valor asumido, para el mismo T , por $i_{t,T}$.

En efecto, el máximo valor u_N que la u puede asumir en un período de N años, puede resultar cada vez diferente, y u_T , para $T = N$, coincide con el valor modal de la población constituida por todos los valores de u_N .

Consiguientemente asumiendo que u_T esté correlacionado a $i_{t,T}$, el pluviograma de forma rectangular, de base \bar{t} y de altura $i_{t,T}$, puede a su vez asumirse para representar las condiciones que se deben verificar para que u_N asuma el valor modal u_T .

III: 2-4. Por todo lo antedicho, conviene referirse al esquema de la Fig. III: 1-3 suponiendo que:

1) Los sucesivos hidrogramas elementales tengan todos la misma duración $\tau_r \equiv \underline{\tau}_r$ y el mismo diagrama de distribución.

2) En la duración \bar{t} del pluviograma, la intensidad media de lluvia i_t en la superficie de la cuenca sea constante.

Conviene, además, asumir que la lluvia tenga duración $\bar{t} > \tau_r$ y suficientemente larga para que, en el intervalo τ_r , que precede inmediatamente el final de la lluvia:

a) En la red se tengan condiciones de equilibrio, con variaciones del volumen embalsado W en el tiempo, prácticamente despreciables.

b) Que, dado el volumen de agua V infiltrado en el terreno precedentemente, éste esté en condiciones de saturación tal que la velocidad de infiltración v , sufra a su vez en el tiempo variaciones despreciables.

Obviamente, en estas condiciones, en cada instante comprendido entre $\bar{t} - \tau_r$ y \bar{t} , para valores de i_t constantes y de v_t prácticamente constantes, también el volumen elemental del agua de lluvia $\underline{r} \cdot dt = \underline{i} \cdot dt - \underline{v} \cdot dt$ que escurre en superficie es prácticamente constante. Además, para las condiciones a), $\underline{r} dt$ contribuye completamente como volumen elemental de lluvia eficaz $\underline{i}^* \cdot dt$ para incrementar la escorrentía de avenida D en la sección X .

De todo esto, en el esquema de la fig. III: 1-3 se reconoce que la contribución dD , que los hidrogramas elementales que corresponden a las lluvias caídas en el último τ_r entre los instantes $\bar{t} - \tau_r$ y \bar{t} dan al incremento dD , difieren uno del otro solamente porque en cada hidrograma corresponde una alícuota dS de la superficie S de la cuenca diversa que en los otros.

Así, se tiene que, adoptando 1) y 2), cuando la duración \bar{t} de la lluvia satisface las condiciones a) y b), la contribución u , que la cuenca da medianamente por unidad de superficie al incremento dD de la escorrentía en X en el instante \bar{t} , resulta igual al valor asumido por $r = i - v$ en el intervalo de tiempo comprendido entre los instantes $\bar{t} - \tau_r$ y \bar{t} .

Como es obvio, las condiciones a) y b) definen la duración \bar{t} que el pluviograma debe tener para que, en el instante \bar{t} , u resulte correlacionado a i_t .

En particular, en base a las conclusiones de precedentes investigaciones, así como se indica en el esquema de la fig. III: 1-3, para que se verifiquen las condiciones a) y b), es suficiente que la lluvia tenga una duración \bar{t} por los menos igual a $t_r = t_0 + 2 \tau_r$, definido, sucesivamente, *tiempo de respuesta de la cuenca*.

Como se verá en el sucesivo capítulo III: 3, la condición $\bar{t} = t_r = t_0 + 2 \tau_r$ es necesaria pero no suficiente para que, para un valor dado de T , con intensidad de lluvia $i_{t_r} = i_{t_r, T}$, la u coincida con el valor modal u_T en la distribución de probabilidad de la u_N , para $N = T$.

En efecto, para $i_{t_r} = i_{t_r, T}$, $u = i_{t_r, T} - v_{t_r, T}$, coincide con u_T solamente para el par de valores críticos t^* y T^* de t_r y de T para los cuales, en el instante en que termina la lluvia, el volumen de escurrimiento R_{t_r} haya asumido el máximo valor compatible con el período de retorno T .

CAPITULO III - 3

Conexión entre contribución unitaria u y intensidad media de lluvia sobre la cuenca

A. — Esquema de referencia

Volúmenes y velocidad de escurrimiento

III: 3-1. Se hace referencia a un pluviograma de forma rectangular de duración \bar{t} y correspondiente a un período de retorno T determinado.

Se admite, que en la lluvia de duración \bar{t} la altura de lluvia h_t se distribuya uniformemente en el tiempo, con intensidad $i_t = \frac{h_t}{\bar{t}}$ constante, con valores de h_t y de i_t iguales respectivamente a:

$$h_{t_r} = a (1 + K' \log T) \bar{t}^n \quad (\text{III: 3-1})$$

y a

$$i_t = a (1 + K' \log T) \bar{t}^{n-1} \quad (\text{III: 3-2})$$

Se admite, además, que el pluviograma tenga duración \bar{t} correlacionada a la superficie de la cuenca y que, en consecuencia, los valores de T , no varíen de punto a punto de la cuenca.

En otras palabras, se admite que el pluviograma sirva para representar lo que sucede, tanto mediamente sobre toda la superficie de la cuenca, como sobre la unidad de superficie alrededor de cada punto de la cuenca.

Con criterio análogo se admite que en la cuenca se encuentren terrenos de características hidrogeológicas diferentes, repartidas sin embargo según el mismo porcentaje, tanto sobre toda la superficie S de la cuenca, como sobre la unidad de superficie alrededor de cualquier punto de la cuenca.

Se admite, además, que en el instante en el cual tiene inicio la lluvia, el terreno tenga contenido de agua uniforme e igual a la capacidad de campo en todos los puntos de la cuenca.

Bajo tales suposiciones, se admite que en la duración \bar{t} del pluviograma, el balance entre el agua de lluvia que cae sobre la cuenca, la parte de ella que se infiltra en el terreno y la parte que, escapando a la infiltración, escurre en la superficie, se desarrolle en forma análoga en todo los puntos de la cuenca.

De acuerdo a todo lo dicho, ya sea que se haga referencia a toda la superficie S de la cuenca, ó ya sea que se haga referencia a la unidad de superficie alrededor de cada punto de la cuenca, se definen a continuación, expresándolos en mm de lámina de agua:

– Con h_t y con $i_t = \frac{h_t}{t}$, la altura de lluvia caída hasta el instante t y la intensidad media de lluvia en el mismo instante t ;

– Con V_t y con v_t , el volumen de agua infiltrado en el terreno hasta el instante t y la velocidad de infiltración en el mismo instante t ;

– Con $R_t = h_t - V_t$ y con $r_t = i_t - v_t$ el volumen de agua escurrido en superficie hasta el instante t y la velocidad de escurrimiento en el mismo instante t ;

– Con $h_{\bar{t}}$, con $i_{\bar{t}} = \frac{h_{\bar{t}}}{\bar{t}}$, con $V_{\bar{t}}$, con $v_{\bar{t}}$, con $R_{\bar{t}}$ y con $r_{\bar{t}}$ los valores asumidos por cada una de las magnitudes antes mencionadas en el instante \bar{t} en el cual termina la lluvia;

– Con $h_{i,T}$, con $i_{i,T}$, con $V_{i,T}$, con $v_{i,T}$, con $R_{i,T}$ y con $r_{i,T}$ los valores de $h_{\bar{t}}$, de $i_{\bar{t}}$, de $V_{\bar{t}}$, de $v_{\bar{t}}$, de $R_{\bar{t}}$ y de $r_{\bar{t}}$ que corresponden al pluviograma de duración \bar{t} con período de retorno T .

III: 3-2. Como es obvio, para que en la duración \bar{t} del pluviograma se tenga escurrimiento en todos los puntos de la cuenca, debe suceder que, a partir de un cierto instante t_0 , la intensidad media de lluvia $i_t = i_{i,T}$, que caracteriza el pluviograma, resulte mayor que la infiltración en el terreno.

Bajo tal suposición, se admite:

1) Que el volumen de agua V_t infiltrado en el terreno desde el inicio de la lluvia hasta el instante t y el valor $V_{i,T}$ asumido por V_t en el instante \bar{t} en el cual finaliza la lluvia, pueden expresarse en función de t el primero, y de \bar{t} el segundo por medio de las relaciones:

$$V_t = S_r \vartheta^{1/2} + A \vartheta \quad \text{(III: 3-3)}$$

$$V_{i,T} = S_r \bar{\vartheta}^{1/2} + A \bar{\vartheta} \quad \text{(III: 3-3)}$$

con ϑ y $\bar{\vartheta}$ respectivamente iguales a:

$$\vartheta = t - (t_0 - \vartheta_0) \quad \text{(III: 3-4)}$$

y a

$$\bar{\vartheta} = \bar{t} - (t_0 - \bar{\vartheta}_0) \quad \text{(III: 3-4)}$$

y con t_0 , ϑ_0 , y $t_0 - \vartheta_0$ que varían en función de $i_{i,T}$, y por lo tanto por la (III: 3-2), en función de \bar{t} , de T , de a , de n y de K' , de acuerdo a las relaciones:

$$\vartheta_0 = \frac{1}{2} \left(\frac{S_r}{i_{i,T} - A} \right)^2 \quad \text{(III: 3-5)}$$

$$t_0 = \frac{S_r \bar{v}_0 + A \bar{v}_0}{i_{i,T}} \quad (\text{III: 3-6})$$

$$t_0 - \bar{v}_0 = \frac{S_r^2}{4} [i_{i,T} (i_{i,T} - A)]^{-1} \quad (\text{III: 3-7})$$

en las cuales las constantes S_r y A definen las características hidrogeológicas medias de la cuenca;

2) Que la velocidad de infiltración v_i y el valor $v_{i,T}$ asumido por $v_{i,T}$ en el instante \bar{t} pueden a su vez expresarse por medio de las relaciones

$$v_i = \frac{1}{2} \cdot S_r \bar{v}^{-1/2} + A \quad (\text{III: 3-8})$$

y

$$v_{i,T} = \frac{1}{2} S_r \bar{v}^{-1/2} + A \quad (\text{III: 3-8}')$$

con \bar{v} y \bar{v} y con S_r y A , como ya definidos.

III: 3-3. De acuerdo con la (III: 3-3) y con la (III: 3-8), en la duración \bar{t} de la lluvia, V_i y v_i van progresivamente aumentando, el primero, y disminuyendo la segunda, hasta alcanzar respectivamente los valores $V_{i,T}$ y $v_{i,T}$ en el instante \bar{t} . En consecuencia, siendo por hipótesis i_i constante e igual a $i_{i,T}$, para que en la duración \bar{t} de la lluvia se tenga escurrimiento en todos los puntos de la superficie, con $i_i > v_i$, basta que en el instante \bar{t} resulten:

$$V_{i,T} < h_{i,T} \quad (\text{III: 3-9})$$

y

$$v_{i,T} < i_{i,T} \quad (\text{III: 3-10})$$

Pero, cuando $i_{i,T}$ supera solo en poco a $v_{i,T}$, la condición expresada por la (III: 3-10), en todo caso necesaria, puede no ser suficiente para garantizar que, con el pluviograma considerado, en el instante \bar{t} se tenga escurrimiento en todos los puntos de la cuenca.

En efecto, como ya se ha dicho, en la cuenca se encuentran diferentes tipos de terrenos, presente cada uno de ellos en una fracción $\frac{S}{S}$ de la superficie S de la cuenca y de la superficie unitaria alrededor de cada punto de la cuenca.

Cada uno de dichos tipos de terrenos tiene características hidrogeológicas que pueden ser definidas por medio de constantes « s_r » y « a » de significado análogo a aquellas de S_r y A . En consecuencia las constantes S_r y A asumidas para caracterizar la cuenca, representan la

media ponderada $\sum s_r \frac{S}{S}$ y $\sum a \frac{S}{S}$ de los diferentes valores asumidos respectivamente por « s_r »

y por « a » cuando se pase de un tipo de terreno al otro, así que vienen sobrepasados por los valores más grandes asumidos respectivamente por s_r y a .

De aquí se deduce que $i_{i,T}$ puede resultar mayor que $v_{i,T}$ pero menor que el valor que la velocidad de infiltración en el instante \bar{t} asume en una fracción $\frac{S}{S}$ de superficie constituida por terrenos al cual le corresponde los valores más altos de « s_r » y de « a ». En consecuencia, no obstante que se satisfaga la (III: 3-10), sobre la fracción $\frac{S}{S}$ de superficie, no se tendría escurrimiento.

III: 3-4. Por las mismas razones, cuando se tenga $i_{i,T} < v_{i,T}$ se puede tener escurrimiento solo sobre una fracción $\frac{S_1}{S}$ de la cuenca y de la superficie unitaria alrededor de cada punto de la cuenca.

En detalle, toda la superficie S de la cuenca y cada unidad de superficie dentro de ella pueden considerarse subdivididas en dos fracciones: la primera, $\frac{S_1}{S}$, en la cual «s,» y «a» asumen valores más bajos de S_r y de A y en las cuales, en consecuencia, en el instante t , con valores de v_t menores de $i_{t,T}$, se tiene escurrimiento; la segunda $\frac{S_2}{S} = 1 - \frac{S_1}{S}$, en la cual «s,» y «a» asumen valores más altos que S_r y A y en las cuales, en consecuencia, en el instante \bar{t} , con valores de v_t mayores de $i_{t,T}$, no se tiene escurrimiento.

Como es obvio, la fracción S_1/S tiene características hidrogeológicas medias definidas por dos constantes S_{r_1} y A_1 que resultan respectivamente menores de S_r y de A , viceversa la fracción $\frac{S_2}{S}$ está caracterizada por dos constantes S_{r_2} y A_2 que resultan respectivamente mayores de S_r y A .

Además es obvio:

1) Que S_r y A son dos medias ponderadas, la primera de los valores asumidos por S_{r_1} y S_{r_2} , la segunda de los valores asumidos por A_1 y por A_2 en la fracción $\frac{S_1}{S}$ y en la fracción $\frac{S_2}{S}$, de manera que resulten:

$$S_r = S_{r_1} \frac{S_1}{S} + S_{r_2} \frac{S_2}{S} \quad (\text{III: 3-11})$$

y

$$A = A_1 \frac{S_1}{S} + A_2 \frac{S_2}{S}; \quad (\text{III: 3-12})$$

2) Que la fracción S_1/S en la cual se tiene escurrimiento, y las componentes $S_{r_1} \cdot \frac{S_1}{S}$ de S_r y $A_1 \cdot \frac{S_1}{S}$ de A son tanto menores cuanto menores es $i_{t,T}$ respecto a $v_{t,T}$;

Que, viceversa, la fracción $\frac{S_2}{S}$, en la cual no se tiene escurrimiento, y las componentes $S_{r_2} \cdot \frac{S_2}{S}$ de S_r y $A_2 \cdot \frac{S_2}{S}$ de A , son tanto más grandes cuanto más pequeño es $i_{t,T}$ respecto a $v_{t,T}$.

En detalle, si se indica con $\frac{S_{\min}}{S}$ la fracción de superficie constituida por los terrenos a los cuales le corresponden los mínimos valores de «s,» y de «a» y para que en el instante \bar{t} se tenga escurrimiento y este se limite a la fracción $\frac{S_{\min}}{S}$ de superficie, $i_{t,T}$ debe resultar por lo menos igual al valor de v_t que corresponde a los valores de «s,» y de «a» que competen a $\frac{S_{\min}}{S}$.

Finalmente, cuando $i_{t,T}$ desciende al mínimo valor para el cual puede todavía tenerse escurrimiento:

1) $\frac{S_1}{S}$ desciende al valor mínimo $\frac{S_{\min}}{S}$ y $\frac{S_2}{S}$ sube al valor máximo $1 - \frac{S_{\min}}{S}$;

2) $S_{r_1} \frac{S_1}{S}$ y $A_1 \frac{S_1}{S}$ descienden a los valores mínimos $S_{r_1} \cdot \frac{S_{\min}}{S}$ y $A_1 \cdot \frac{S_{\min}}{S}$, mientras $S_{r_2} \cdot \frac{S_2}{S}$ y $A_2 \cdot \frac{S_2}{S}$ suben a los valores máximos $S_{r_2} \left(1 - \frac{S_{\min}}{S}\right)$ y $A_2 \left(1 - \frac{S_{\min}}{S}\right)$, con:

$$S_r = S_{r_1} \cdot \frac{S_{\min}}{S} + S_{r_2} \left(1 - \frac{S_{\min}}{S}\right) \quad (\text{III: 3-11})'$$

y

$$A = A_1 \cdot \frac{S_{\min}}{S} + A_2 \left(1 - \frac{S_{\min}}{S}\right) \quad (\text{III: 3-12})'$$

De acuerdo a todo esto, si se denominan con $V_{\bar{t},1}$ y $v_{\bar{t},1}$, y con $V_{\bar{t},2}$ y $v_{\bar{t},2}$, los valores asumidos en cada una de las dos fracciones $\frac{S_1}{S}$ y $\frac{S_2}{S}$ respectivamente por el volumen de agua V_i infiltrada en el terreno hasta el instante \bar{t} y por la velocidad de infiltración v_i en el mismo instante \bar{t} :

1) Con relaciones análogas a aquellas ya introducidas para deducir los valores asumidos por V_i y por v_i sobre toda la superficie, se consiguen:

$$V_{\bar{t},1} = S_{r_1} \cdot \bar{\vartheta}_1^{1/2} + A_1 \cdot \bar{\vartheta}_1 \quad (\text{III: 3-3})''$$

y

$$v_{\bar{t},1} = \frac{1}{2} S_{r_1} \bar{\vartheta}_1^{1/2} + A_1 \quad (\text{III: 3-8})'$$

con

$$\bar{\vartheta}_1 = \bar{t} - \frac{S_{r_1}^2}{4} \cdot [i_{\bar{t},T} \cdot (i_{\bar{t},T} - A_1)]^{-1} \quad (\text{III: 3-7})'$$

$$V_{\bar{t},2} = S_{r_2} \cdot \bar{\vartheta}_2^{1/2} + A_2 \cdot \bar{\vartheta}_2 \quad (\text{III: 3-3})'''$$

y

$$v_{\bar{t},2} = \frac{1}{2} S_{r_2} \bar{\vartheta}_2^{1/2} + A_2, \quad (\text{III: 3-8})'''$$

con

$$\bar{\vartheta}_2 = \bar{t} - \frac{S_{r_2}^2}{4} \cdot [i_{\bar{t},T} \cdot (i_{\bar{t},T} - A_2)]^{-1} \quad (\text{III: 3-7})''$$

2) los valores de V_i y de v_i deducidos para toda la superficie por medio de la (III: 3-3)' y por la (III: 3-8)' resultan respectivamente las medias pesadas de los valores asumidos por $V_{\bar{t},1}$ y $V_{\bar{t},2}$ y por los dos valores asumidos por $v_{\bar{t},1}$ y por $v_{\bar{t},2}$, con:

$$V_{\bar{t},T} = V_{\bar{t},1} \cdot \frac{S_1}{S} + V_{\bar{t},2} \cdot \frac{S_2}{S} \quad (\text{III: 3-13})$$

y con

$$v_{\bar{t},T} = v_{\bar{t},1} \cdot \frac{S_1}{S} + v_{\bar{t},2} \cdot \frac{S_2}{S} \quad (\text{III: 3-14})$$

3) por la fracción $\frac{S_1}{S}$, en la cual se tiene escurrimiento, resultan $V_{\bar{t},T} < h_{\bar{t},T}$ y $v_{\bar{t},T} < i_{\bar{t},T}$; para la fracción $\frac{S_2}{S}$ en la cual no se tiene escurrimiento, resultan $V_{\bar{t},2} = h_{\bar{t},T}$ y $v_{\bar{t},2} > i_{\bar{t},T}$.

III: 3-5. Por lo dicho en los párrafos III: 3-3 y III: 3-4, el volumen de agua $R_{i,T}$ escurrido en la superficie en la duración \bar{t} del pluviograma a iguales valores de la altura de lluvia $h_{i,T}$, asume valores diferentes según se tenga $i_{i,T} > v_{i,T}$, con $i_{i,T} - v_{i,T}$ no muy pequeño, ó que se tenga $i_{i,T} < v_{i,T}$ ó $i_{i,T}$ ligeramente superior a $v_{i,T}$.

En el primer caso, en efecto, se tiene escurrimiento en todos los puntos de la superficie y, en consecuencia, calculado $V_{i,T}$ por medio de la (III: 3-3)', resulta:

$$R_{i,T} = R_{i,T} - V_{i,T} = h_{i,T} - (S_r \cdot \bar{\vartheta}^{1/2} + A \cdot \bar{\vartheta}) \quad (\text{III: 3-15})$$

En el segundo caso, en cambio, se tiene escurrimiento solo sobre la fracción de superficie $\frac{S_1}{S}$ y, en consecuencia, teniendo en cuenta la (III: 3-13) se debe sustraer de $h_{i,T}$ solamente el término $V_{i,1} \cdot \frac{S_1}{S}$, y poner:

$$R_{i,T} = h_{i,T} - V_{i,1} \cdot \frac{S_1}{S}. \quad (\text{III: 3-15}')$$

Análogamente, al deducir la velocidad de escurrimiento r_i en el instante \bar{t} :

En el primer caso, se debe sustraer de $i_{i,T}$ la $v_{i,T}$ que se deduce por medio de la (III: 3-8)', poniendo:

$$r_{i,T} = i_{i,T} - v_{i,T} = i_{i,T} - \left(\frac{1}{2} \cdot S_r \bar{\vartheta}^{1/2} + A \right); \quad (\text{III: 3-16})$$

En el segundo caso, teniendo en cuenta la (III: 3-14), se debe sustraer de $i_{i,T}$, solamente el término $v_{i,1} \cdot \frac{S_1}{S}$ y asumir:

$$r_{i,T} = i_{i,T} - v_{i,1} \cdot \frac{S_1}{S}. \quad (\text{III: 3-16}')$$

En detalle, cuando se considera el mínimo valor que puede asumir $i_{i,T}$ para que haya escurrimiento, de acuerdo con la (III: 3-11)' y con la (III: 3-12) se debe asumir:

$$R_{i,T} = h_{i,T} - V_{i,1} \cdot \frac{S_{\min}}{S} \quad (\text{III: 3-15}'')$$

y

$$r_{i,T} = i_{i,T} - v_{i,1} \cdot \frac{S_{\min}}{S}. \quad (\text{III: 3-16}''')$$

En consecuencia, si se indican $S_r \cdot \frac{S_{\min}}{S}$ con el símbolo \hat{S}_r y $A_1 \cdot \frac{S_{\min}}{S}$ con el símbolo A' :

1) Introduciendo en la (III: 3-3)' y en la (III: 3-8)' \hat{S}_r en lugar de S_r y A' en lugar de A , es posible expresar $V_{i,1}$ y $v_{i,1}$, por medio de las relaciones:

$$V_{i,1} = \hat{S}_r \bar{\vartheta}'^{1/2} + A' \bar{\vartheta}' \quad (\text{III: 3-17})$$

y

$$v_{i,1} = \frac{1}{2} \hat{S}_r \bar{\vartheta}'^{1/2} + A' \quad (\text{III: 3-18})$$

con

$$\bar{\vartheta}' = \bar{t} - (t_0 - \bar{\vartheta}_0) \quad (\text{III: 3-19})$$

y

$$t_0 - \bar{\vartheta}' = \frac{\hat{S}_r^2}{4} [i_{i,T} \cdot (i_{i,T} - A')]^{-1} \quad (\text{III: 3-20})$$

2) Introduciendo dichas expresiones de $V_{i,T}$ y de $v_{i,T}$ respectivamente en la (III: 3-15)' y en la (III: 3-16)', es posible expresar $R_{i,T}$ y $r_{i,T}$, por medio de las relaciones:

$$R_{i,T} = h_{i,T} - (S'_r \cdot \bar{v}^{1/2} + A' \bar{v}) \cdot \frac{S_1}{S} \quad \text{(III: 3-15)'}$$

y

$$r_{i,T} = i_{i,T} - \left(\frac{1}{2} \cdot S'_r \bar{v}^{1/2} + A' \right) \cdot \frac{S_1}{S}. \quad \text{(III: 3-16)'}$$

Finalmente, confrontando la (III: 3-15)' con la (III: 3-15) y la (III: 3-16)' con la (III: 3-16) se reconoce que para los efectos de los valores asumidos por $R_{i,T}$ y por $r_{i,T}$, a la cuenca de características S_r y A en la cual dichos valores se alcanzan con escurrimiento en el tiempo \bar{t} limitado sobre la fracción $\frac{S_{\min}}{S}$ de la superficie, se puede sustituir una cuenca equivalente de igual superficie S , de características:

$$S'_r = S_{r_1} \cdot \frac{S_{\min}}{S} < S_r \quad \text{y} \quad A' = A_1 \cdot \frac{S_{\min}}{S} < A,$$

en la cual, a igual valor de $i_{i,T}$, en el instante \bar{t} , se tenga escurrimiento en todos los puntos.

Naturalmente el concepto de cuenca equivalente, antes introducido puede ser introducido para cualquier valor de $i_{i,T}$ comprendido entre el mínimo necesario para que en el tiempo \bar{t} se tenga escurrimiento sobre toda la superficie y el mínimo necesario para que en el instante \bar{t} se tenga escurrimiento

solamente sobre una fracción $\frac{S_{\min}}{S}$ de la superficie. En tal caso, se tiene escurrimiento sobre

una fracción $\frac{S_1}{S}$ de superficie mayor de $\frac{S_{\min}}{S}$ y las constantes S'_r y A' que caracterizan la

cuenca equivalente tienen valores comprendidos respectivamente entre S_r y $S_{r_1} \cdot \frac{S_{\min}}{S}$ y entre

A y $A_1 \cdot \frac{S_{\min}}{S}$.

En todo caso, por lo tanto, resultan $S'_r < S_r$ y $A' < A$ y, en consecuencia, es como si la cuenca equivalente sea mediamente menos permeable de la cuenca efectiva.

Condiciones de máximo escurrimiento - Valores críticos de la duración \bar{t} y del período de retorno T

III: 3-6. En base a las esquematizaciones introducidas en los párrafos precedentes, la modalidad con la cual se desarrolla el balance hidrológico entre el agua de lluvia que cae sobre la unidad de superficie de la cuenca, el agua de lluvia que se infiltra en el terreno y el agua de lluvia que escurre en la superficie, dependen de los valores asumidos respectivamente:

a) Por las constantes a , n , y K' que definen la curva de probabilidad pluviométrica en el área en la cual recae la cuenca.

b) Por la duración \bar{t} y por el período de retorno T del pluviograma.

c) Por las constantes S_r y A , que definen las características hidrogeológicas medias de la cuenca, o por las constantes S'_r y A' si se hace referencia a la cuenca equivalente.

De acuerdo a esto, en las figuras de III: 3-1 a III: 3-4, se consideran a manera de ejemplo, diversos pares de valores de S_r y de A (ó de S'_r y A') y diversas ternas de valores de a , de n y de K' y para cada ejemplo:

- 1) Se confrontan las diferentes formas asumidas por las leyes $h_i(t)$ y $V_i(t)$ con las cuales h_i y V_i varían en la duración \bar{t} del pluviograma (figuras de III: 3-1_a a III: 3-4_a);
- 2) Se llevan los resultados que se han deducido de la confrontación para diferentes valores de T (figuras de III: 3-1_b a III: 3-4_b).

Como es obvio, habiendo asumido como hipótesis que la intensidad de lluvia i_i se mantenga constante e igual a $i_{i,T}$ para toda la duración \bar{t} del pluviograma, en cada uno de los diagramas de la figura de III: 3-1_a a III: 3-4_a la ley $h_i(t)$ es representada por una recta y $i_{i,T}$ está medida por la inclinación de la recta respecto al eje de abscisas.

De otro lado, habiendo asumido como hipótesis que V_i varíe en función de t de acuerdo con la (III: 3-3)', en los mismos diagramas la ley $V_i(t)$ resulta representada por una curva, y para cada valor de t , la inclinación respecto al eje de abscisas de la tangente a la curva, dá una medida de la velocidad de infiltración v_i .

De acuerdo a esto:

- a) El instante t_0 en el cual, para $v_i = i_{i,T}$, tiene inicio el escurrimiento, coincide con la abscisa del punto en el cual la curva $V_i(t)$ es tangente a la recta $h_i(t)$;
- b) Para $t < t_0$ la tangente a la curva $V_i(t)$ tiene inclinación mayor que la recta $h_i(t)$ y, por lo tanto, para $v_i > i_{i,T}$ no se tiene escurrimiento; para $t > t_0$ la tangente a la curva $V_i(t)$ tiene inclinación menor que la recta $h_i(t)$ y por lo tanto, para $v_i < i_{i,T}$, se tiene escurrimiento;
- c) En cualquier pluviograma el volumen de escurrimiento $R_i = h_i - V_i$ alcanza el máximo valor $R_{i,T}$ en el instante \bar{t} en la cual tiene fin la lluvia.
- d) Al pasar de un pluviograma a otro, a igual valor de T pero con valor de \bar{t} cada vez mayor, $R_{i,T}$ primero aumenta y luego, alcanzando un máximo para un determinado valor \bar{t}^* de \bar{t} , va progresivamente disminuyendo, hasta anularse cuando, al crecer de \bar{t} , t_0 acaba coincidiendo con \bar{t} ;
- e) Para duraciones \bar{t} del pluviograma todavía mayores, no se tiene más escurrimiento ó, por lo menos, no se tiene escurrimiento en todos los puntos de la superficie. De acuerdo a esto, en las figuras de II: 3-1_b a III: 3-4_b se muestran como, para cada par de valores de S_r y de A (o de S'_r y de A') y para cada terna de valores de a , n y K' al variar el período de retorno T del pluviograma, la duración \bar{t} para la cual se tiene el máximo escurrimiento varía en función creciente de T .

De aquí se deduce que, para cada par de valor de S_r y de A (o de S'_r y de A') y para cada terna de valores de a , n y K' quedan unívocamente definidos los pares de valores \bar{t}^* y \bar{T}^* que la duración \bar{t} y el período de retorno T del pluviograma deben asumir contemporáneamente para que se tenga el máximo escurrimiento.

En otras palabras, si se definen valores críticos de \bar{t} y de T los pares de valores \bar{t}^* y \bar{T}^* que se corresponden en las condiciones de máximo escurrimiento, fijados de un lado S_r y A (ó S'_r y A') del otro a , n , y K' , queda unívocamente definida también la ley con la cual la duración crítica \bar{t}^* varía en función del período crítico \bar{T}^* .

III: 3-7. La condición de máximo escurrimiento para cada valor de T :

$$\frac{dR_{i,T}}{d\bar{t}} = \frac{dh_{i,T}}{d\bar{t}} - \frac{dV_{i,T}}{d\bar{t}} = 0 \quad \text{(III: 3-21)}$$

puede ser definida expresando en función de \bar{t} los valores asumidos respectivamente por $\frac{dh_{i,T}}{d\bar{t}}$ y por $\frac{dV_{i,T}}{d\bar{t}}$.

En efecto, por la (III: 3-1) y por la (III: 3-2) resulta:

$$\frac{dh_{i,T}}{d\bar{t}} = n \cdot a \cdot (1 + K' \log T) \bar{t}^{n-1} = n i_{i,T} \quad (\text{III: 3-22})$$

De otro lado, cuando se tenga $i_{i,T} > v_{i,T}$ y, por lo tanto, se tenga el máximo escurrimiento sobre toda la superficie, por la (III: 3-3)', la (III: 3-4), la (III: 3-7) y la (III: 3-8)', resulta:

$$\frac{dV_{i,T}}{d\bar{t}} = \frac{dV_{i,T}}{d\bar{\partial}} \cdot \frac{d\bar{\partial}}{d\bar{t}} = v_{i,T} \cdot (1 - K) \quad (\text{III: 3-23})$$

con

$$1 - K = \frac{d\bar{\partial}}{d\bar{t}}$$

expresable en función de S_r y de A , de a , n y K' y de \bar{t} y de T dado que es:

$$\begin{aligned} K &= \frac{S_r^2}{4} (1 - n) a (1 - K' \log T) \bar{t}^{n-2} \frac{2i_{i,T} - A}{i_{i,T}^2 (i_{i,T} - A)^2} = \\ &= - \frac{S_r^2}{4} \cdot \frac{di_{i,T}}{d\bar{t}} \cdot \frac{2i_{i,T} - A}{i_{i,T}^2 (i_{i,T} - A)^2}. \end{aligned} \quad (\text{III: 3-24})$$

Finalmente, cuando, para $i_{i,T}$ y $v_{i,T}$ se haga referencia a las constantes S_r' y A' asumidas para definir la cuenca equivalente dado que, por definición de esta última, se presupone que el máximo escurrimiento se verifique sobre toda la superficie, $\frac{dV_{i,T}}{d\bar{t}}$ puede expresarse en función de S_r' y de A' , de a , n y K' y de \bar{t} y \bar{T} , con relaciones análogas a la (III: 3-23) y a la (III: 3-24).

De acuerdo a esto, introduciendo como segundo miembro de la (III: 3-21) las expresiones de $\frac{dh_{i,T}}{d\bar{t}}$ y de $\frac{dV_{i,T}}{d\bar{t}}$ suministradas respectivamente por la (III: 3-22) y por la (III: 3-23) la condición de máximo escurrimiento que se verifica para $\bar{t} = \bar{t}^*$ y $\bar{T} = \bar{T}^*$ resulta expresada por la relación

$$n i_{i,T} = v_{i,T} (1 - K), \quad \text{para } \bar{t} = \bar{t}^*$$

o por la relación equivalente:

$$v_{i,T} = \frac{ni_{i,T}}{1-K} \quad \text{para } \bar{t} = \bar{t}^* \quad (\text{III: 3-25})$$

De aquí se deduce, que debe resultar

$$v_{i,T} < \frac{ni_{i,T}}{1-K}, \quad \text{para } \bar{t} < \bar{t}^*, \quad \text{con } \frac{dR_{i,T}}{d\bar{t}} > 0 \quad (\text{III: 3-26})$$

$$v_{i,T} > \frac{ni_{i,T}}{1-K}, \quad \text{para } \bar{t} > \bar{t}^*, \quad \text{con } \frac{dR_{i,T}}{d\bar{t}} < 0 \quad (\text{III: 3-26}')$$

III: 3-8. Con el fin de aclarar la influencia que la duración \bar{t} del pluviograma tiene en el balance entre el agua de lluvia que se infiltra en el terreno y el agua de lluvia que escurre en superficie, en las figuras de (III: 3-5) a (III: 3-8) se toman nuevamente los ejemplos ya considerados en la figuras de III: 3-1 a III: 3-4 y, para cada una de ellas, se representan:

1) en diagramas cartesianos las leyes con las cuales $ni_{i,T}$, $1 - K$ y $\frac{n_{i,T}}{1-K}$ varían en función de la duración \bar{t} del pluviograma para un asignado valor del período de retorno T (figuras de III: 3-5_a a III: 3-8_a);

2) en diagramas en papel logarítmico las leyes con la cuales $i_{i,T}$, $\frac{ni_{i,T}}{1-K}$ y $v_{i,T}$ varían en función de \bar{t} para el mismo valor de T (figuras de III: 3-5_b a III: 3-8_b).

En las figuras de III: 3-5_a a III: 3-8_a se nota que para un asignado valor de T , al crecer \bar{t} , la función $ni_{i,T}$ varía con derivada:

$$\frac{d(ni_{i,T})}{d\bar{t}} = -\frac{n}{(1-n)} a(1 + K' \log T) \bar{t}^{n-2}$$

siempre negativa y con valor absoluto decreciente.

A su vez, a igual valor de T al crecer \bar{t} la función $1 - K$ varía con derivada $d(1 - K)/d\bar{t}$ siempre negativa, con valor absoluto, al principio, para los valores mínimos de \bar{t} , decreciente y, luego en forma creciente.

De aquí se deduce que, a igual valor de T , la función $ni/1 - K$ al crecer \bar{t} varía a su vez al principio con derivada $\frac{d}{dt} \left(\frac{ni}{1-K} \right)$ negativa y decreciente en su valor absoluto y, luego alcanzando un mínimo, con derivada positiva en forma creciente.

De otro lado, como se ha indicado en las figuras de III: 3-5_b a III: 3-8_b a igual valor de T al crecer \bar{t} la velocidad de infiltración $v_{i,T}$ varía con derivada:

$$\frac{dv_{i,T}}{d\bar{t}} = \frac{dv_{i,T}}{d\bar{t}} \cdot \frac{d\bar{t}}{d\bar{t}} = \frac{1}{4} S_r - \bar{t}^{-\frac{3}{2}} \cdot (1 - K)$$

siempre negativa y decreciente en valor absoluto y que hasta valores de \bar{t} francamente mayores de \bar{t}^* , la función $v_{i,T}$ y la función $ni/1 - K$ tienen ambas derivadas negativas con valores absolutos que, para la primera resultan mayores que la segunda.

De acuerdo con la (III: 3-25) y con la (III: 3-26) y la (III: 3-26)' se deduce que la curva $v_{i,T}(\bar{t})$ subordinada a la curva que representa la ley de variación de $ni/1 - K$ en función de \bar{t} para los valores mas bajos de \bar{t} intersecta dicha curva para $\bar{t} = \bar{t}^*$ y se coloca sobre la misma para $\bar{t} > \bar{t}^*$.

III: 3-9. En las figuras de III: 3-5_b a III: 3-8_b están representadas también las leyes $i_{i,T}(\bar{t})$ con la cuales, a igual valores de T , en cada uno de los ejemplos considerados, $i_{i,T}$ varía en función de \bar{t} .

En consecuencia, en la misma figura se nota como a igual valor de T , al aumentar \bar{t} , las dos funciones $v_{i,T}(\bar{t})$ y $i_{i,T}(\bar{t})$ varían ambas con derivadas siempre negativas y con valor cada vez decreciente.

Sin embargo, para un mismo valor de \bar{t} la derivada $\frac{dv_{i,T}}{d\bar{t}}$ tiene valor absoluto siempre menor que la derivada:

$$\frac{di_{i,T}}{d\bar{t}} = (n - 1) a(1 + K' \log T) \bar{t}^{n-2}$$

De aquí se deduce que, la velocidad de escurrimiento en el instante \bar{t} , $r_{i,T} = i_{i,T} - v_{i,T}$, a igual valor de T , va continuamente disminuyendo al crecer \bar{t} , alcanzando el valor:

$$r_{i,T} = i_{i,T} - \frac{ni_{i,T}}{1-K} \quad \text{para } \bar{t} = \bar{t}^*,$$

anulandose cuando al crecer \bar{t} las dos curvas, $i_{i,T}(\bar{t})$ y $v_{i,T}(\bar{t})$, se intersectan de tal manera que resulta $i_{i,T} = v_{i,T}$.

A diferencia del volumen de escurrimiento $R_{i,T}$ que admite un máximo para $\bar{t} = \bar{t}^*$, la velocidad de escurrimiento tiene valor siempre decreciente al crecer \bar{t} .

De otro lado, dado que para $\bar{t} > \bar{t}^*$ resulta $v_{i,T} > \frac{ni_{i,T}}{1-K}$, para $\bar{t} > \bar{t}^*$ la velocidad de escurrimiento $r_{i,T} = i_{i,T} - v_{i,T}$ resulta siempre menor de $i_{i,T} - \frac{ni_{i,T}}{1-K}$.

De allí se deduce que, para un pluviograma de duración \bar{t} para el cual en el instante \bar{t} , para $i_{i,T} = v_{i,T}$, la velocidad de escurrimiento $r_{i,T}$ se anula, debe resultar $i_{i,T} - \frac{ni_{i,T}}{1-K} > 0$ y,

en consecuencia, debe ser $\frac{n}{1-K} < 1$.

Finalmente, para cada valor de T , la función $1-K$ que, para $\bar{t} > \bar{t}^*$ va decreciendo, no puede en ningún caso descender hasta el valor n . A su vez, la función $\frac{ni}{1-K}$ no puede nunca alcanzar el valor $i_{i,T}$.

III: 3-10. Completando todo lo dicho, las figuras III: 3-9_a, III: 3-9_b, III: 3-9_c y III: 3-9_d, refiriéndose a los mismos ejemplos ya considerados, representan en diagramas en papel logarítmicos, las formas asumidas por las leyes con las cuales $i_{i,T}$, $\frac{ni_{i,T}}{1-K}$ y $v_{i,T}$ varían al crecer \bar{t} para diferentes valores de T .

Como puede notarse, a diferencia de lo que ocurre para $i_{i,T}$ y para $\frac{ni_{i,T}}{1-K}$, salvo para valores más altos de \bar{t} , al variar \bar{t} , $v_{i,T}$ asume valores que practicamente coinciden o difieren solamente poco cuando se pase de uno a otro valor de T .

Como se ha indicado con una línea de elementos, se encuentra que el valor crítico \bar{t}^* de la duración \bar{t} del pluviograma varía en función del período de retorno T y va cada vez creciendo al crecer este.

Tiempo de respuesta de la cuenca t_r . Valores característicos de t_r y de T

III: 3-11. Se define tiempo de respuesta de la cuenca subtensa por una sección genérica X la duración mínima \bar{t} que debe tener un pluviograma para que, en el evento de lluvia que el provoca en X , la cuenca contribuya al caudal máximo de avenidas Q con toda la superficie de la cuenca y con contribución por unidad de superficie uniforme e igual a $u = Q/S$.

Se admite que para que tales condiciones sean satisfechas, debe ser:

$$t_r = 2\tau_r + t_0, \quad \text{(III: 3-27)}$$

en la cual τ_r es el tiempo de retardo característico de la cuenca y, según las definiciones ya introducidas, t_0 es el tiempo que media entre el inicio de la lluvia y el inicio del escurrimiento.

Finalmente, de acuerdo con las hipótesis asumidas, el tiempo de respuesta t_r de la cuenca depende, por la parte $2\tau_r$, de las características morfológicas de la cuenca y de las características de la red hidrográfica subtensa por X , y por la parte t_0 , de las características pluviométricas

cas de la cuenca, definidas por medio de las constantes a , n y K' y de las características hidrogeológicas medias de la cuenca, definidas a su vez por las constantes S_r y A o, cuando se haga referencia a la cuenca equivalente, por las constantes S'_r y A' .

Particularmente, en las esquematizaciones introducidas, por la (III: 3-6) resulta:

$$t_r = 2 \tau_r + \frac{S_r \bar{v}_0^{\frac{1}{2}} + A \bar{v}_0}{\dot{i}_{i,T}} \quad (\text{III: 3-28})$$

ó

$$t_r = 2 \tau_r + \frac{S'_r \bar{v}'_0^{\frac{1}{2}} + A' \bar{v}'_0}{\dot{i}_{i,T}} \quad (\text{III: 3-28})'$$

En consecuencia, si se admite que $2 \tau_r$ no varíe al variar los caudales que afluyen a los sucesivos elementos de la red hidrográfica, una vez que se hayan fijado a , n y K' de un lado y S_r y A ó S'_r y A' de otro, t_r resulta función del período de retorno T del pluviograma con ley de variación $t_r(T)$ unívocamente definida por la (III: 3-28) y por la (III: 3-28)'.

III: 3-12. Teniendo cuenta de las condiciones en base a las cuales ha sido definido t_r se admite que el máximo valor u_r que u puede asumir una vez cada T años coincide con la velocidad de escurrimiento $r_{i,T}$ que se tiene en la cuenca al final \bar{t} del pluviograma de duración \bar{t} igual a t_r a la cual le corresponde el mismo período de retorno T solo si en todos los puntos de la cuenca, en el instante \bar{t} , el volumen de escurrimiento $R_{i,T}$ haya alcanzado el máximo valor que corresponde al período de retorno T .

En otras palabras se admite que, para que con el pluviograma de duración \bar{t} que corresponde al período de retorno T se tenga $u_r = r_{i,T}$, deben verificarse contemporáneamente las dos condiciones:

- 1) que \bar{t} coincida con el tiempo de respuesta t_r de la cuenca,
- 2) que \bar{t} y T coincidan con un par de valores críticos \bar{t}^* de \bar{t} y T^* de T que se corresponden en la ley $\bar{t}^*(T^*)$.

Naturalmente una vez que se hayan fijado:

- a) La terna de valores de las constantes a , n y K' ;
- b) Los pares de valores S_r y A asumidos para definir las características hidrogeológicas medias de la cuenca, cuando se tenga $\dot{i}_{i,T} > v_{i,T}$;
- c) Los pares de valores S'_r y A' asumidos para caracterizar las características hidrogeológicas medias de la cuenca equivalente, cuando resulte $\dot{i}_{i,T} < v_{i,T}$,

las condiciones 1 y 2 pueden ser satisfechas, y, por lo tanto es lícito admitir:

$$u_r = r_{i,T} \quad (\text{III: 3-29})$$

solamente si existe un par de valores de \bar{t} y de T , que definiremos *valores t_c y T_c característicos de la cuenca*, para los cuales resultan verificados contemporáneamente tanto la ley $t_r(T)$, con la cual t_r varía en función de T , como la ley $\bar{t}^*(T^*)$ que especifica los pares de valores críticos de \bar{t} y de T los cuales en el tiempo \bar{t} corresponden a condiciones de máximo escurrimiento.

Como resulta de las figuras de (III: 3-10) a (III: 3-13) que se refieren a los mismos ejemplos considerados en las figuras de (III: 3-1) a (III: 3-9), considerando una cuenca caracterizada por un determinado par de valores de S_r y de A y llevando a un mismo diagrama tanto la curva $t_r(T)$ como la curva $\bar{t}^*(T^*)$ puede suceder o que las dos curvas se intersecten (figuras III: 3-10) y III: 3-13) o que las dos curvas no se intersecten (figuras III: 3-11 y III: 3-12).

En el primer caso, existe un pluviograma de duración $\bar{t} = t_r$ para el cual en el instante \bar{t} , con un determinado período de retorno T , se tienen condiciones de máximo escurrimiento en todos los puntos de la cuenca y el par de valores t_c e T_c característico de la cuenca, está definido por las coordenadas del punto de intersección de las curvas $t_r(T)$ y $\bar{t}^*(T^*)$.

En el segundo caso, la condición de máximo escurrimiento en todos los puntos de la cuenca no se puede verificar jamás.

Sin embargo, como resulta de las figuras III: 3-14 y III: 3-15 que toman nuevamente los ejemplos de las figuras III: 3-11 y III: 3-12, a iguales valores de las constantes a , n y K' la condición puede verificarse en la cuenca equivalente, caracterizada por dos constantes S'_r y A' respectivamente menores de S_r y de A . En consecuencia, los dos valores de t_c y T_c , característicos de la cuenca, resultan definidos por las coordenadas del punto de intersección de las curvas $t_r(T)$ y $\bar{t}^*(T^*)$ deducidas, para la cuenca equivalente, en función de los valores asumidos por S'_r y por A' .

Ley $u_T(T)$

III: 3-13. Por todo lo dicho, de acuerdo con las condiciones en base a las cuales se han definido el tiempo de respuesta t_c y el período de retorno T_c *característicos* de la cuenca, para $T = T_c$ resulta:

$$u_{T_c} = i_{t_c, T_c} - v_{t_c, T_c} \quad (\text{III: 3-19})$$

en los cuales:

1) si t_c y T_c han sido deducidos tomando como referencia las constantes S_r y A que definen las características hidrogeológicas medias de la cuenca,

$$v_{t_c, T_c} = \frac{1}{2} S_r \bar{\vartheta}_c^{-\frac{1}{2}} + A \quad (\text{III: 3-30})$$

con

$$\bar{\vartheta}_c = t_c - (t_{oc} - \vartheta_{oc}), \quad (\text{III: 3-31})$$

y

$$t_{oc} - \vartheta_{oc} = \frac{S_r^2}{4} [i_{t_c, T_c} \cdot (i_{t_c, T_c} - A)]^{-1}; \quad (\text{III: 3-32})$$

2) si t_c y T_c han sido deducidos tomando como referencia las constantes S'_r y A' asumidas para caracterizar la cuenca equivalente, $v_{t_c, T}$ es igual a:

$$v_{t_c, T_c} = \frac{1}{2} S'_r \bar{\vartheta}_c^{-\frac{1}{2}} + A' \quad (\text{III: 3-30}')$$

con

$$\bar{\vartheta}_c = t_c - (t'_{oc} - \vartheta'_{oc}) \quad (\text{III: 3-31}')$$

y

$$t'_{oc} - \vartheta'_{oc} = \frac{1}{4} [i_{t_c, T_c} (i_{t_c, T_c} - A')]^{-1} \quad (\text{III: 3-32}')$$

III: 3-14. Como es obvio, a igual duración t_c del pluviograma para valores de T diferentes de T_c resulta

$$i_{t_c, T} > i_{t_c, T_c} \quad \text{para } T > T_c$$

y

$$i_{t_c, T} < i_{t_c, T_c} \quad \text{para } T < T_c$$

En consecuencia, cuando se haga referencia a las constantes S_r y A :

1) para $T > T_c$ resultan:

$$t_o - \vartheta_o = \frac{S_r^2}{4} [i_{t_c, T} (i_{t_c, T} - A)]^{-1} < t_{oc} - \vartheta_{oc}$$

$$\bar{\vartheta} = t_r - (t_o - \vartheta_o) > \bar{\vartheta}_c$$

y, por lo tanto es:

$$v_{t_c, T} < v_{t_c, T_c} \text{ para } T > T_c; \quad (\text{III: 3-32})'$$

2) viceversa, para $T < T_c$, resultan:

$$t_o - \bar{t}_o > t_{oc} - \bar{t}_{oc},$$

y

$$\bar{t} < \bar{t}_c$$

y, por lo tanto es:

$$v_{t_c, T} > v_{t_c, T_c} \text{ para } T < T_c \quad (\text{III: 3-32})'$$

Naturalmente, lo mismo sucede cuando se hace referencia a la cuenca equivalente y se introduzcan S'_r y A' en el lugar de S_r y A .

De acuerdo a todo esto, teniendo siempre como referencia los pluviogramas que tienen duración \bar{t} igual al tiempo característico t_c en base a los esquemas introducidos, resulta aún:

$$u_T = i_{t_c, T} - v_{t_c, T} \quad (\text{III: 3-33})$$

con valores de u_T que:

1) para $T > T_c$ al aumentar T aumentan por el contemporáneo aumento de $i_{t_c, T}$ y disminución de $v_{t_c, T}$;

2) Para $T < T_c$ al disminuir T disminuyen por la contemporánea disminución de $i_{t_c, T}$ y aumento de $v_{t_c, T}$.

III: 3-15. Como ya se ha dicho, a igual duración \bar{t} del pluviograma, las variaciones que sufre $v_{t_c, T}$ al variar el período de retorno T , salvo que para valores muy altos de t , son prácticamente despreciables en relación a las que sufre $i_{t_c, T}$.

De aquí se deduce que, salvo para valores de T que se apartan mucho de T_c , los valores de u_T poco se alejan de aquellos que se deducen si, en lugar de la (III: 3-33) se asume:

$$u_T = i_{t_c, T} - v_{t_c, T_c} \quad (\text{III: 3-34})$$

Por la misma razón, si sobre un diagrama en papel probabilístico correspondiente a la ley asintótica del máximo valor se llevan:

De un lado la recta que representa la ley $i_{t_c, T}(T)$ con la cual $i_{t_c, T}$ varía al variar T ;

Del otro los puntos $(u_T; T)$ que corresponden a sucesivos pares de valores de u_T y de T , deducidos aplicando la (III: 3-33), para un largo intervalo a los lados del punto $(u_{T_c}; T_c)$, la serie de puntos $(u_T; T)$ se dispone sobre un alineamiento que es prácticamente paralelo a la recta $i_{t_c, T}(T)$.

Por la misma razón, si en el diagrama en papel probabilístico se llevan:

De un lado, las rectas que representan las diferentes formas asumidas por la ley $i_{t_c, T}(T)$ para diferentes valores de \bar{t} ;

De otro lado los puntos $(u; F\{u\})$ que representan la distribución de frecuencia acumulada en la serie estadística constituida por los valores de u registrados en una genérica sección X , se puede asumir como primera estimación de t_c el valor de \bar{t} al cual corresponde la recta $i_{t_c, T}(T)$ que se dispone paralela al alineamiento en torno al cual se disponen los puntos $(u; F\{u\})$ para los valores más altos de $F\{u\}$.

III: 3-16. Por todo lo dicho, existe un valor límite inferior de T debajo del cual el criterio de estimación de u_T antes ilustrado, no puede ser adoptado.

En efecto, dado que $v_{t_c, T}$ queda prácticamente constante al variar T , existe un valor de T para el cual resulta $i_{t_c, T} = v_{t_c, T}$, con $u_T = 0$, y, para cualquier valor de T menor de aquel, con $i_{t_c, T} < v_{t_c, T}$, la condición de máximo escurrimiento ó, no se verifica más, ó no se verifica más en todos los puntos de la superficie de la cuenca, cuando t_c y T_c hayan sido definidos en función de S_r y de A , o en todos los puntos de la superficie de la cuenca equivalente, cuando t_c y T_c hayan sido definidos en función de S'_r y de A' .

Estimación de $u_{T,r}$

III: 3-17. Implícitamente en los párrafo precedentes se ha hecho referencia al máximo valor u_N que u puede asumir una vez cada N años, y considerando la u_N como variable casual se ha indicado con u_T , para $T = N$, el valor modal.

De acuerdo a esto, se ha visto como tener una estimación de u_T para valores de T que superen un determinado valor límite inferior.

Queda ahora por examinar como, para los mismos valores de T , con los resultados obtenidos, se puede tener una estimación también del máximo valor $u_{T,r}$ que u puede asumir una vez cada T años, para $T = N$, salvo un riesgo prefijado r .

Conviene, a este respecto, observar:

1) Que, si se denomina con $\psi\{u_N\}$ la función de repartición de u_N , el valor $u_{T,r}$ coincide con el valor de u_N al cual le corresponde un valor de ψ igual a $\psi\{u_{T,r}\} = 1 - r$;

2) Que, si se indica con $\Phi\{u\}$ la función de repartición de la variable original u , $u_{T,r}$ coincide con el valor de u al cual le corresponde un valor de Φ igual a $\Phi\{u_{T,r}\}$, con $\Phi\{u_{T,r}\}$ ligado a $\psi\{u_{T,r}\}$ por las relaciones $\psi\{u_{T,r}\} = \Phi\{u_{T,r}\}_T$;

3) Que, en consecuencia, para $u = u_{T,r}$ resulta:

$$\Phi\{u_{T,r}\} = (1 - r)^{1/T}$$

Dado que, por definición, a cada valor de u se le hace corresponder un período de retorno $T\{u\}$ igual a

$$T = \frac{1}{1 - \Phi\{u\}},$$

al valor $u_{T,r}$ de u le corresponde un período de retorno $T\{u_{T,r}\}$ igual a:

$$T^* = \frac{1}{1 - (1 - r)^{1/T}}.$$

En consecuencia, la estimación de $u_{T,r}$ se reduce a aquella de u_T para $T = T^*$, con T^* unívocamente definido cuando se hayan fijado T y r .

D) *Consecuencias extraídas del esquema tomado como referencia y verificación de la validez del mismo*

Primeras estimaciones de t_c de S_r y de A

III: 3-18. Se han tomado nuevamente en examen las series estadísticas constituídas por los valores de u deducidos año por año para las cuencas consideradas en la Parte II.

Como en las elaboraciones anteriores, cuando dentro de la cuenca caen áreas subtensas por lagunas o áreas en las cuales se tengan alturas e intensidad de lluvia muy bajas para que puedan dar una apreciable contribución al caudal de avenidas en el cauce, se ha hecho referencia a los valores de u deducidos año por año como relación entre el máximo anual del caudal máximo de avenidas Q y la superficie de la cuenca calculada sin contar dichas áreas.

Para cada cuenca se ha hecho referencia a las curvas de probabilidad pluviométricas definidas por los valores de a , n y K' , deducidas con los criterios ilustrados en la Parte I y llevadas al Cuadro III: 3-1.

III: 3-19. Recurriendo a diagramas en papel probabilístico correspondiente a la ley asintótica del máximo valor, como se ha indicado en los ejemplos de las figuras III: 3-16 y II: 3-17, se han compendiado las informaciones de las cuales se dispone para cada cuenca:

CUADRO III: 3-1: Estaciones hidrométricas equipadas con limnógrafo: valores de las constantes a, n, y K' asumidas para definir las curvas de probabilidad pluviométrica característica de cada cuenca.

CODIGO	ESTACION	S Km ²	SUBZONA	S _i Km ²	Z _i	Curva de probabilidad pluviométrica en cada subzona	Curva de probabilidad pluviométrica en la cuenca
						$a_i(1 + K'_i \log T)t^{n_i}$	$a(1 + K' \log T)t^n$
104	ALCO	2672	5a ₅	2000	4022	$9,87(1 + 0,789 \log T)t^{0,303}$	$9,99(1 + 0,730 \log T)t^{0,299}$
			123 ₁₁	672	4300	$10,35(1 + 0,553 \log T)t^{0,286}$	
114	OBRAJILLO	377	5a ₄	300	4210	$12,52(1 + .687 \log T)t^{.27}$	$12,45(1 + .660 \log T)t^{.273}$
			123 ₁₁	77	5100	$12,19(1 + .553 \log T)t^{.286}$	
116	LARANCOCHA	1058	5a ₄	920	3795	$11,29(1 + 0,741 \log T)t^{0,270}$	$11,29(1 + 0,716 \log T)t^{0,272}$
			123 ₁₁	138	4700	$11,27(1 + 0,553 \log T)t^{0,286}$	
144	LA CAPILLA	2136	5a ₄	2136	3579	$10,75(1 + 0,772 \log T)t^{0,27}$	$10,75(1 + 0,772 \log T)t^{0,27}$
146	SOCSI	5900	5a ₄	4200	4238	$12,40(1 + 0,684 \log T)t^{0,27}$	$12,07(1 + 0,646 \log T)t^{0,275}$
			123 ₁₁	1700	4700	$11,27(1 + 0,553 \log T)t^{0,286}$	
174	MARIA PEREZ	136	5a ₂	136	14	$13(1 + 0,619 \log T)t^{0,301}$	$13(1 + 0,619 \log T)t^{0,301}$
175	CALERA	684	5a ₂	684	18	$12,6(1 + 0,632 \log T)t^{0,301}$	$12,6(1 + 0,632 \log T)t^{0,301}$
177	P. COLGAN	3546	5a ₂	2246	16,6	$12,81(1 + 0,627 \log T)t^{0,301}$	$12,65(1 + 0,600 \log T)t^{0,330}$
			123 ₆	1300	--	$11,00(1 + 0,553 \log T)t^{0,380}$	
178	PALLCA	1608	5a ₂	1608	30,0	$11,8(1 + 0,675 \log T)t^{0,301}$	$11,8(1 + 0,675 \log T)t^{0,301}$
180	NEGROPAMPA	7340	5a ₂	5100	30,0	$11,80(1 + 0,675 \log T)t^{0,301}$	$11,06(1 + 0,685 \log T)t^{0,307}$
			123 ₆	1290	30,5	$11,00(1 + 0,553 \log T)t^{0,380}$	
			5a ₃	950	2800	$7,20(1 + 0,915 \log T)t^{0,24}$	
184	ANTASALLA	60	5a ₂	60	28	$11,9(1 + 0,667 \log T)t^{0,301}$	$11,9(1 + 0,667 \log T)t^{0,301}$
186	HUATIAPA	12426	5a ₂	8286	47,4	$10,4(1 + 0,749 \log T)t^{0,301}$	$9,38(1 + 0,783 \log T)t^{0,295}$
			5a ₃	2859	2500	$5,7(1 + 0,987 \log T)t^{0,24}$	
			123 ₆	1290	30,5	$11(1 + 0,553 \log T)t^{0,38}$	
231	P. CAR. (RAMIS)	14460	123 ₆	8500	30,5	$11,00(1 + 0,553 \log T)t^{0,38}$	$10,26(1 + 0,553 \log T)t^{0,369}$
			123 ₅	5960	24,0	$9,2(1 + 0,553 \log T)t^{0,353}$	
232	P. CAR. (HUANCANE)	3400	123 ₆	2700	30,5	$11,00(1 + 0,553 \log T)t^{0,38}$	$10,63(1 + 0,553 \log T)t^{0,374}$
			123 ₅	700	24,0	$9,2(1 + 0,553 \log T)t^{0,353}$	
234	P. MARAVILL	4384	123 ₆	3500	--	$11,00(1 + 0,553 \log T)t^{0,38}$	$11,60(1 + 0,579 \log T)t^{0,364}$
			5a ₂	884	1,4	$13,99(1 + 0,681 \log T)t^{0,301}$	
237	RIO VERDE	759	123 ₆	759	30,5	$11,00(1 + 0,553 \log T)t^{0,38}$	$11,00(1 + 0,553 \log T)t^{0,38}$
263	CORELLAMA	598	5a ₁₀	598	3292	$8,8(1 + 0,647 \log T)t^{0,434}$	$8,8(1 + 0,647 \log T)t^{0,434}$
325	ANGOSTURA	1296	5a ₂	1296	20,0	$12,5(1 + 0,639 \log T)t^{0,301}$	$12,5(1 + 0,639 \log T)t^{0,301}$
328	PAMPAS	18861	123 ₅	7630	--	$9,2(1 + 0,553 \log T)t^{0,353}$	$10,22(1 + 0,652 \log T)t^{0,331}$
			4 ₁	6090	--	$9,0(1 + 0,861 \log T)t^{0,37}$	
			123 ₁₀	3920	3800	$12,51(1 + 0,553 \log T)t^{0,254}$	
			123 ₈	1120	--	$15,7(1 + 0,553 \log T)t^{0,232}$	
			123 ₆	101	--	$11(1 + 0,553 \log T)t^{0,38}$	

CODIGO	ESTACION	S Km ²	SUBZONA	S _i Km ²	Z _i	Curva de probabilidad pluvio	Curva de probabilidad pluvio
						metrica en cada subzona	metrica en la cuenca
						$a_i (1 + K'_i \log T) t^{n_i}$	$a (1 + K' \log T) t^n$
330	HUASAPAMPA	2192	4 ₁	1460	--	$9(1 + 0,861 \log T) t^{0,37}$	$9,18(1 + 0,758 \log T) t^{0,366}$
			123 ₅	600	--	$9,2(1 + 0,553 \log T) t^{0,353}$	
			123 ₆	132	--	$11(1 + 0,553 \log T) t^{0,38}$	
41	POTRERILLO	283	5a ₁₁	283	2130	$12,56(1 + 0,469 \log T) t^{0,434}$	$12,56(1 + 0,469 \log T) t^{0,434}$
233	P. CAR. (LLAVE)	7743	123 ₇	3993	4500	$10,01(1 + 0,553 \log T) t^{0,34}$	$10,60(1 + 0,554 \log T) t^{0,356}$
			123 ₆	3451	30,5	$11(1 + 0,553 \log T) t^{0,38}$	
			5a ₂	300	4	$13,8 (1 + 0,589 \log T) t^{0,301}$	
255	P. CONCHAN	51,9	5a ₁₁	51,9	2581	$13,10(1 + 0,452 \log T) t^{0,434}$	$13,10(1 + 0,452 \log T) t^{0,434}$
261	MAYGASB.	113	5a ₈	113	3402	$10,12(1 + 0,570 \log T) t^{0,434}$	$10,12(1 + 0,570 \log T) t^{0,434}$
268	P. CHUNCHUCA	1390	5b ₂	1390	--	$12,6 (1 + 0,718 \log T) t^{0,434}$	$12,6 (1 + 0,718 \log T) t^{0,434}$
292	LAJAS	382	5a ₁₁	300	2769	$13,32(1 + 0,446 \log T) t^{0,434}$	$12,62(1 + 0,473 \log T) t^{0,434}$
			5a ₈	82	3300	$10,04(1 + 0,574 \log T) t^{0,434}$	
322	P. TARUCA	5577	123 ₁₀	4400	3618	$12,06(1 + 0,553 \log T) t^{0,254}$	$11,72(1 + 0,553 \log T) t^{0,282}$
			5a ₈	800	3900	$10,52(1 + 0,553 \log T) t^{0,434}$	
			123 ₁₁	377	4300	$10,35(1 + 0,553 \log T) t^{0,286}$	

1) Considerando diferentes valores de la duración \bar{t} de la lluvia y llevando al diagrama las rectas que representan la ley $i_{i,T}$ (T) según la cual $i_{i,T}$ varía en función de T para cada uno de dichos valores de \bar{t} .

2) Llevando al diagrama los puntos $(u; F\{u\})$ que representan la distribución de frecuencias acumuladas $F\{u\}$ en la serie estadística constituida por los n valores de u registrados en los años sucesivos del período de observación.

De acuerdo a esto, para cada cuenca:

1) Se ha definido la recta $i_{i,T}$ (T) que se dispone paralelamente al alineamiento en torno al cual se ubican los puntos $(u; F\{u\})$, a partir de un cierto valor de $F\{u\}$ y se ha asumido como primera estimación de tiempo característico t_c de la cuenca el valor de \bar{t} que corresponde a dicha recta;

2) Se ha admitido, como primera hipótesis, que el período de retorno T_c , característico de la cuenca, sea igual a 20 años;

3) Se ha compendiado la información proveniente de los datos a disposición en la cuenca por medio de la terna de valores de a, n y K' , y del par de valores t_c y T_c constituídos por la estimación de t_c , deducido como se ha dicho en el punto 1, y de T_c asumido por hipótesis igual a 20 años.

III: 3-20. De acuerdo con los esquemas introducidos por el punto precedente A, por definición de tiempo de respuesta y de tiempo característico, el tiempo de retardo $2\tau_r$, característico de la cuenca, está ligado a t_c por la relación:

$$2\tau_r = t_c - t_0 \quad (\text{III: 3-35})$$

con t_0 que, en base a la (III: 3-5) y la (III: 3-7), a su vez está ligado a la intensidad media de lluvia i_{i,t_c} del pluviograma rectangular de duración t_c y de período de retorno T_c por la relación:

$$t_0 = \frac{S_r^2}{4} [i_{i,t_c}^{-1} (i_{i,t_c} - A)^{-1} + (i_{i,t_c} - A)^{-2}] \quad (\text{III: 3-36})$$

En consecuencia, habiendo deducido una primera estimación de t_c y habiendo asumido como primera hipótesis $T_c = 20$ para cada cuenca:

1) Habiendo fijado a, n y K' , ha sido deducido el valor de i_{i,t_c} que corresponde a dichos valores de t_c y de T_c ;

2) Se han deducido por tanteos los pares de valores de S_r y de A para los cuales se habrían verificado contemporáneamente la (III: 3-35) y la (III: 3-36).

Similitud de las cuencas en relación a las características hidrogeológicas medias (1^{er} criterio de similitud)

III: 3-21. Confrontando las estimaciones de S_r y de A deducidas para cada cuenca, se ha encontrado que en diez de las veinte cuencas consideradas, repartidas entre los grupos hidrologicamente similares señalados en la Parte II respectivamente con los números de orden 2, 5 y 67, es legítimo asumir $S_r = 7$ y $A = 0,4$. Para todas las otras, en cambio, las constantes que definen las características hidrogeológicas medias de la cuenca deberían asumir valores francamente inferiores.

Se ha admitido por lo tanto que para el primer grupo de cuencas, listado en el Cuadro III: 3-2, S_r y A resulten iguales respectivamente a 7 y a 0.4 y t_c y T_c puedan ser definidos tomando como referencia dichos valores.

Viceversa, para el segundo grupo de cuencas, listado en el cuadro III: 3-3, manteniendo los valores de $S_r = 7$ y de $A = 0.4$ para definir t_c y T_c debe hacerse referencia a cuencas equivalentes, de características hidrogeológicas medias caracterizadas por las constantes S_r' y A' , respectivamente menores de S_r y de A.

CUADRO III: 3-2: Estaciones hidrométricas equipadas con limnógrafo: estimaciones de $2\tau_r$ y de t_c deducidas en primera aproximación de la confrontación de la que hay ejemplos en las figuras III: 3-16 y III: 3-17 y estimación de $2\tau_r$ deducidas con los criterios de similitud hidrológica.

GRUPO	CODIGO	ESTACION	Primeras estimaciones		Estimaciones definitivas $2\tau_r$
			$2\tau_r$	t_c	
5	174	MARIA PEREZ	12.5	14	12.2
	175	CALERA	18	21.5	19.6
	184	ANTASALLA	9.5	11	9.5
67	234	P. MARAVILLAS	39	42	37.3
	237	RIO VERDE	22	27	22.6
	330	HUASAPAMPA	30	37	32.5
2	255	P. CONCHAN	9	14	9.1
	261	MAYGASBAMBA	12.5	16	11.8
	268	P. CHUNCHUCA	29	36	27.8
	292	LAJAS	17.5	24	17.9

CUADRO III: 3-3: Estaciones hidrométricas equipadas con limnigrafo: constantes $S'_r =$ y A' asumidas para caracterizar la cuenca equivalente; estimaciones obtenidas en 1ª aproximación y estimaciones definitivas obtenidas con los criterios de similitud hidrológica.

GRUPO	CODIGO	ESTACION	Primeras estimaciones		Estimaciones definitivas		$2\tau_r$
			S'_r	A'	S'_r	A'	
3	104	ALCO	4.75	.271	4.82	.276	32.3
	116	LARANCOCHA	5	.286	5.13	.293	24.5
	144	LA CAPILLA	4.5	.257	4.55	.260	29.8
	146	SOCSE	4	.229	3.96	.226	43.0
5	178	PALLCA	5.75	.329	5.75	.328	27.8
	180	NEGROPAMPA	4.5	.257	4.40	.251	47.8
	186	HUATIAPA	3.75	.214	3.71	.212	52.7
2	322	P. TARUCA	3.75	.214	3.79	.217	44.6
67	325	ANGOSTURA	6	.343	6.18	.353	25.2
	328	PAMPAS	4.25	.243	4.07	.233	67.6

En otras palabras, de acuerdo con la definición de cuenca equivalente, se ha admitido que todas las cuencas tengan las mismas características hidrogeológicas medias (con $S_r = 7$ y $A = 0.4$).

Sin embargo, debido a las diferentes características pluviométricas ó a los diferentes valores asumidos por $2\tau_r$, para el primer grupo, las condiciones de máximo escurrimiento pueden tenerse en todos los puntos de la superficie para el segundo grupo, dicha condición puede tenerse solo sobre una fracción, $\frac{S}{S}$ de la superficie que tenga características hidrogeológicas medias definidas por las constantes S_{r1} y A_1 , menores de S_r y de A .

En consecuencia, para el primer grupo, t_c y T_c pueden deducirse en función de S_r y de A ; para el segundo grupo, teniendo en cuenta la cuenca equivalente, t_c y T_c deben deducirse, en función de las constantes $S'_r < S_r$ y $A'_r < A$, con desviaciones entre S'_r y S_r y entre A'_r y A , proporcionales a la relación $\frac{1}{S}$.

Similitudes de las Cuencas en relación a las características morfológicas y a las características de la red hidrográfica (2^{do} criterio de similitud)

III: 3-22. Como es obvio, conocidos a , n y K' y fijado de un lado t_c y T_c , del otro $S_r = 7$ y $A = 0.4$, para cada una de las cuencas del primer grupo ha sido posible deducir una primera estimación de t_o , por medio de la (III: 3-36), y, en consecuencia, una primera estimación del tiempo de retardo, τ_r , por medio de la (III: 3-35).

De acuerdo a esto, en un diagrama en papel logarítmico se han llevado los puntos (S ; $2\tau_r$) que corresponden a los diferentes pares de valores asumidos por S y por la estimación de $2\tau_r$, al pasar de una cuenca a otra, y, como puede verse en la fig. III: 3-18, se ha constatado que dichos puntos se disponen con desviaciones muy modestas en torno a una recta.

En consecuencia, atribuyendo las desviaciones a errores cometidos al estimar τ_r , se ha admitido que, de acuerdo a lo constatado en otras investigaciones [6], tanto en las cuencas a las cuales se refiere la fig. III: 3-18, como en todas las otras cuencas examinadas, $2\tau_r$ varía en función de la superficie S con ley representada por la recta que, en el diagrama en papel logarítmico de la fig. III: 3-18 interpola mejor los puntos (S ; $2\tau_r$).

Finalmente expresando S en km^2 y $2\tau_r$ en horas, se ha asumido que para todas las cuencas consideradas resulta:

$$2\tau_r = 2.355 \cdot S^{0.341} \quad (\text{III: 3-37})$$

Finalmente, siempre de acuerdo con lo constatado en otras investigaciones [6], se ha encontrado que $2\tau_r$ resulta estrechamente ligado a las características morfológicas de la cuenca y a las características de la red hidrográfica.

Particularmente, para cada cuenca se ha subdividido todo el largo del asta principal de la red hidrográfica en tramos de largo l , se ha deducido la pendiente media p de cada tramo y

se ha caracterizado la cuenca por medio del valor asumido por el parámetro $\frac{L}{\sqrt{P}} = \sum \frac{l}{\sqrt{p}}$.

De acuerdo a esto, se ha encontrado que, si se expresa L en km y $2\tau_r$ en horas, $2\tau_r$ está correlacionado a $\frac{L}{\sqrt{P}}$ con ley de regresión que puede conducirse a una expresión, algebraica del tipo:

$$2\tau_r = 1.77 \left(\frac{L}{\sqrt{P}} \right)^{0.455} \quad (\text{III: 3-38})$$

Similitudes de la Cuencas en relación a las características hidrogeológicas medias de la cuenca equivalente (3^{er} criterio de similitud)

III: 3-23. En base a las conclusiones extraídas en los párrafos (III: 3-21) y (III: 3-22) que preceden, se han examinado las cuencas listadas en el Cuadro III: 3-3 y se ha admitido que para cada una de ellas:

1) $S'_r < S_r$ difiera de $S_r = 7$ en cantidad igual a 0.25 ó a un múltiplo de 0.25 y para cada valor de S'_r resulte $A' = \frac{0.4}{7} \cdot S'_r$;

2) $2\tau_r$ asuma valor igual a aquel que se deduce de la (III: 3-37) en función de S.

En consecuencia:

1) tomando como referencia la estimación de t_c deducida con los criterios ilustrados en el párrafo III: 3-19, en base a la (III: 3-35) ha sido posible tener también una estimación de $t_0 = t_c - 2\tau_r$;

2) introduciendo dicho valor de t_0 en la (III: 3-36), ha sido posible definir el par de valores de S'_r y de A' que caracteriza la cuenca equivalente (ver cuadro III: 3-3)

Como es obvio, para valores de S y por lo tanto de $2\tau_r$ que tengan el mismo orden de magnitud, las constantes S'_r y A' varían de cuenca a cuenca en función de los valores de a, n y K' .

Con mayor detalle, confrontando los pares de valores de S'_r y de A' y la terna de valores de a, n y K' que corresponden a las diversas cuencas, se encuentra que los valores asumidos por S'_r y A' acusan francamente las variaciones de n.

De acuerdo a esto:

1) tomando como referencia el valor 0.301 de n, se han asumido como parámetros característicos de cada cuenca de un lado el valor $i_{2\tau_r, 50}$, asumido por $i_{2\tau_r, T}$ para $T = 50$, del otro el producto $S'_r \frac{0.301}{n}$ de S'_r por la relación de 0.301 y el valor de n que corresponde a la cuenca;

2) se han llevado a un diagrama cartesiano los puntos $\left(i_{2\tau_r, 50}; S'_r \cdot \frac{0.301}{n}\right)$ que corresponden a los pares de valores asumidos por $i_{2\tau_r, 50}$ y por $S'_r \frac{0.301}{n}$ en cada cuenca.

Como puede notarse en la fig. III: 3-19; los puntos $\left(i_{2\tau_r, 50}; S'_r \frac{0.301}{n}\right)$ se disponen con desviaciones muy modestas alrededor de una recta de ecuación:

$$S'_r \frac{0.301}{n} = 1.491 + 1.721 \cdot i_{2\tau_r, 50} \quad \text{(III: 3-39)}$$

Finalmente puede admitirse:

1) que entre las cuencas listadas en el Cuadro III: 3-3 exista una estrecha similitud hidrológica;

2) que, por efecto de esta, al pasar de una cuenca a otra el valor asumido por el parámetro $S'_r \frac{0.301}{n}$ varíe en función del valor asumido por $i_{2\tau_r, 50}$ con ley de regresión expresada por la (III: 3-39).

Verificación de los criterios de similitud

III: 3-24. De acuerdo con el 1^{er} y 2^{do} criterio de similitud, en una segunda fase de elaboración de los datos disponibles, se ha admitido en forma preliminar:

1) que todas las cuencas tengan características hidrogeológicas medias definidas por valores de las constantes S_r y A iguales respectivamente a 7 y 0.4;

2) que a cada cuenca le corresponda un valor de $2\tau_r$ igual a aquel que se deduce por medio de la (III: 3-37), en función de S .

En tal caso, conocidos de un lado los valores de a , n y K' y de otro los valores de S_r y de A , se han deducido tanto la ley $t_r(T)$, con el cual el tiempo de respuesta $t_r = 2\tau_r + t_0$ de cada cuenca varía en función de T , como la ley $\bar{t}^*(\bar{T}^*)$, con el cual en cada cuenca la duración crítica \bar{t}^* varía en función de \bar{T}^* .

En consecuencia, representando tanto la ley $t_r(T)$ como la ley $\bar{t}^*(\bar{T}^*)$ en diagramas análogos a aquellos mostrados en los ejemplos de las figuras de III: 3-10 a III: 3-13, confirmando la validez del 1^{er} criterio de similitud, se ha encontrado que las dos curvas $t_r(T)$ y $\bar{t}^*(\bar{T}^*)$ se intersectan solo para ocho de las diez cuencas listadas en el cuadro III: 3-1 (ejemplos de las figuras III: 3-10 y III: 3-13).

En consecuencia, mientras que para dichas cuencas ha sido posible deducir los valores t_c de t_r y T_c de T , característicos de la cuenca, tomando como referencia las constantes $S_r = 7$ y $A = 0.4$, mejorando las estimaciones que se habían obtenido en una primera fase de las elaboraciones (ver cuadro III: 3-2 y cuadro III: 3-4) para las otras cuencas listadas en el cuadro III: 3-3, ha sido necesario deducir t_c y T_c tomando como referencia las constantes S'_r y A' , que definen las características hidrogeológicas medias de la cuenca equivalente, así como se ha indicado en los ejemplos mostrados en las figuras III: 3-11 y III: 3-14 y en las figuras III: 3-12 y III: 3-15.

Particularmente, para cada una de ellas:

1) de acuerdo con el 3^{er} criterio de similitud, se ha deducido el valor de S'_r en función de $i_{2\tau_r, 50}$ por medio de la (III: 3-39) y se ha asumido $A' = \frac{0.4}{7} \cdot S'_r$ (ver cuadros III: 3-3 y III: 3-4);

2) se han deducido las leyes $t_r(T)$ y $\bar{t}^*(\bar{T}^*)$, y, en consecuencia, los valores de t_c y de T_c , tomando como referencia los valores de S'_r y A' , así deducidos (ver cuadro III: 3-4).

Naturalmente, admitidos como válidos los criterios de similitud introducidos, los valores de t_c y de T_c así obtenidos suministran estimaciones más confiables de aquellos asumidos como conclusión de la primera fase de elaboración de los datos (ver cuadro III: 3-3).

III: 3-25. Por todo lo dicho en el párrafo III: 3-14, en base al esquema introducido en el punto A, deducidos los valores de t_c y T_c ha sido posible deducir también la ley $u_T(T)$ con la cual u_T varía en función de T en la sección terminal de cada cuenca.

De acuerdo a esto, confirmando la validez del esquema propuesto en el punto A y de los criterios de similitud 1^o, 2^o y 3^o, tomando nuevamente los ejemplos ya considerados en las figuras de III: 3-1 a III: 3-15, en las figuras de III: 3-20 a III: 3-23 se muestra como las leyes $u_T(T)$ deducidas para cada cuenca, se adaptan bien para interpretar las distribuciones de frecuencia acumulada $F\{u\}$ en las series estadísticas constituidas por los valores de u verificados en la sección terminal de cada cuenca.

CUADRO III: 3-4: Estaciones hidrométricas equipadas con limnógrafo: estimación de los parámetros que definen las características morfológicas de la cuenca asumidos para deducir la ley $u_T(T)$ con los criterios de similitud hidrológica y valores de u_{10} y de u_{20} que se deducen de dicha ley.

GRUPO	CODIGO	ESTACION	Estimaciones definitivas					u_{10} mc. sec Km ²	u_{20} mc. sec Km ²
			$2\tau_r$ horas	t_c horas	T_c años	$S_r (S'_r)$	$A(A')$		
2	255	P. CONCHAN	9.1	13.27	1.23	7	.4	.814	.933
	261	MAYGASBAMBA	11.8	16.79	3.10	7	.4	.520	.622
	268	P. CHUNCHUCA	27.8	36.04	2.62	7	.4	.501	.604
	292	LAJAS	17.9	24.29	2.12	7	.4	.521	.606
	322	P. TARUCA	44.6	47.79	2.17	3.79	.217	.175	.210
3	104	ALCO	32.3	35.35	177	4.82	.276	.199	.251
	116	LARANCOCHA	24.5	26.53	221	5.13	.293	.268	.332
	144	LA CAPILLA	29.8	32.05	184	4.55	.260	.231	.288
	146	SOCSI	43.0	45.95	153	3.96	.226	.196	.238
5	174	MARIA PEREZ	12.2	13.83	43	7	.4	.544	.655
	175	CALERA	19.6	21.85	209	7	.4	.331	.411
	178	PALLCA	27.8	30.67	154	5.75	.328	.259	.322
	180	NEGROPAMPA	47.8	51.90	117	4.40	.251	.176	.219
	184	ANTASALLA	9.5	10.89	34	7	.4	.614	.744
	186	HUATIAPA	52.7	56.57	166	3.71	.212	.139	.176
67	234	P. MARAVILLAS	37.3	42.91	87	6.59	.377	.213	.266
	237	RIO VERDE	22.6	27.38	31	7	.4	.300	.368
	325	ANGOSTURA	25.2	27.91	166	6.18	.353	.286	.354
	328	PAMPAS	67.6	73.62	118	4.07	.233	.130	.163
	330	HUASAPAMPA	32.5	37.75	109	6.65	.380	.183	.244

Necesidad de modificaciones cuando $h_{i,T}$ y $i_{i,T}$ varían francamente de punto a punto.

III: 3-26. Como consecuencia de los criterios de similitud hidrológica antes enunciados, para cada uno de los grupos de cuencas 2, 3, 5 y 67, que en la Parte II han sido reconocidos hidrológicamente similares en base a las informaciones suministradas solo por los datos hidrométricos, el máximo valor u_T que u puede asumir a igual período de retorno T al pasar de una cuenca a otra resulta correlacionada a la superficie S de la cuenca.

De otro lado se ha considerado que en las funciones de repartición $\Phi\{u_{10}\}$ y $\Phi\{u_{20}\}$ a los valores u_{10} y u_{20} corresponden respectivamente valores de Φ iguales a 0.90 y a 0.95: en otras palabras resulta $u_{10} = u_{\Phi=0.90}$ y $u_{20} = u_{\Phi=0.95}$.

De acuerdo a esto, si se denominan respectivamente con $u_{F=.90}$ y $u_{F=.95}$ los valores de u a los cuales en la Parte II, en base a la información suministrada por los datos hidrométricos, ha sido atribuída una frecuencia acumulada igual a 0.90 y a 0.95, por las figuras de III: 3-24 a III: 3-27 se encuentra que:

- 1) Para las cuencas de los grupos 2, 5 y 67, $u_{F=.90}$ y $u_{F=.95}$ (valores marcados con cuadrados achurados) están de acuerdo con $u_{F=.90}$ y $u_{F=.95}$ (valores marcados con cuadrados vacíos);
- 2) viceversa, para las cuencas del grupo 3, $u_{\Phi=.90}$ y $u_{\Phi=.95}$ resultan todos más altos de $u_{F=.90}$ y de $u_{F=.95}$.

La anomalía es debida a las particulares características morfológicas de las cuencas del grupo 3.

En efecto las cuencas del grupo 3 recaen todas sobre la vertiente del Pacífico en el relieve andino y en algunas de ellas se encuentran diferencias de cota entre la parte alta y baja que alcanzan algún millar de metros. De aquí se deduce que en un mismo evento de lluvia, a iguales valores de la duración \bar{t} , se pueden verificar alturas de lluvia h_i e intensidad media de lluvia i_i que varían notablemente de punto a punto.

En consecuencia no sería válida la suposición que, en cualquier cuenca, en el balance entre agua de lluvia que se infiltra en el terreno y agua de lluvia que escurre en superficie, lo que ocurre mediamente en toda la superficie S de la cuenca representa también lo que ocurre por unidad de superficie alrededor de un punto de la cuenca.

De aquí se deduce que el esquema al cual se ha hecho referencia, que se basa propiamente en tal suposición, mal se adapta para las cuencas del grupo 3 o, mejor puede aplicarse a ellas solamente si se divide la superficie en partes, en cada una de las cuales $h_{i,T}$ e $i_{i,T}$ varían poco de punto a punto, y se realiza el balance separadamente para cada una de dichas partes.

Teniendo en cuenta esto, modificando lo realizado anteriormente, para cada una de las cuencas del grupo 3:

- 1) Se ha subdividido la cuenca en K partes, de superficie $S_1, S_2, \dots, S_i, \dots, S_K$, de modo que en cada una de estas Y y, por lo tanto $h_{i,T}$ e $i_{i,T}$, a igual valor de \bar{t} y de T , varían de punto a punto en límites restringidos;

- 2) Se ha admitido que a cada una de ellas le corresponda un valor 2τ , igual a aquel que corresponde a toda la superficie S de la cuenca;

- 3) Para cada valor de T se ha deducido el valor $u_{T,i}$, con $1 \leq i \leq K$, asumido por u_T en cada una de dichas partes, aplicando para cada parte los mismos criterios de estimación adoptados como regla para toda la superficie S de la cuenca;

- 4) para cada valor de T , se ha asumido para toda la cuenca un valor de u_T igual a la

media pesada $\sum_{i=1}^K \left(u_{T,i} \cdot \frac{S_i}{S} \right)$ de los valores $u_{T,i}$ así obtenidos.

En otras palabras, tomando en referencia los valores a_i , n_i y K'_i asumidos por las constantes a , n , K' en cada una de las partes S_i , se han deducido los K valores $u_{T,i}$, con $1 \leq i \leq K$, que u_T asumiría para toda la cuenca si esta tuviese características pluviométricas definidas por a_i , n_i y K'_i y, al final, se ha asumido como valor de u_T la media pesada de los K valores $u_{T,i}$, asignando a cada uno de ellos peso igual a $\frac{S_i}{S}$.

De la confrontación entre la fig. III: 3-25 y la figura III: 3-28 puede encontrarse como, con las modificaciones aportadas al aplicarlo, el esquema suministra valores de $u_{\Phi=.90}$ y $u_{\Phi=.95}$ que desvían de $u_{F=.90}$ y de $u_{F=.95}$ menos que cuando no se aplican dichas modificaciones.

C) Conclusiones

III: 3-27. En conclusión de las elaboraciones realizadas, en el cuadro III: 3-4 para cada una de las cuencas tomadas en consideración además del número de orden y la denominación de la estación terminal, se mencionan:

- 1) el grupo de pertenencia;
- 2) el doble $2\tau_r$ del tiempo de retardo, deducido por medio de la (III: 3-37), en base al segundo criterio de similitud;
- 3) el valor de las constantes $S_r = 7$ y $A = 0.4$, características de la cuenca, o S'_r y A' , características de la cuenca equivalente, según que, en base al primer criterio de similitud, para estimar el tiempo característico t_c y el período de retorno característico T_c se haya hecho referencia a S_r y a A ó a S'_r y a A' ;
- 4) los valores de t_c y de T_c ;
- 5) los valores de u_T , para T igual respectivamente a 10 y 20 años.

En base al tercer criterio de similitud, cuando se haya hecho referencia a la cuenca equivalente, los valores S'_r y A' han sido deducidos:

- el primer en función de $i_{2\tau_r,50}$ y de n , por medio de la (III: 3-39);
- el segundo, en función de S'_r , poniendo $A' = \frac{S'_r \cdot 0.4}{7}$.

La superficie S de la cuenca, la alícuota de esta, eficaz para los efectos de escorrentías de avenidas y las constantes a , n y K' que definen las características pluviométricas de cada cuenca, han sido deducidas del Cuadro II: 1-1 de la Parte II y del cuadro III: 3-1.

Para las cuencas del grupo 3, el esquema de referencia ha sido modificado por las razones y con los criterios ilustrados en el párrafo III: 3-26.

III: 3-28. Completando el Cuadro III: 3-4, en la figura III: 3-29, se llevan a un diagrama en papel logarítmico los puntos correspondientes a los pares de valores asumidos respectivamente por S y u_{10} y por S y u_{20} al pasar de una cuenca a otra.

Como puede notarse, salvo para la cuenca 268, tanto para $T = 10$ como para $T = 20$ años, los puntos (S ; u_T) se disponen con desviaciones modestas alrededor de una recta, de ecuación:

$$u_{10} = S^{-.280} 1.94 \quad \text{para } T = 10 \text{ años} \quad (\text{III: 3-40})$$

$$u_{20} = S^{-.272} 2.27 \quad \text{para } T = 20 \text{ años} \quad (\text{III: 3-41})$$

De otro lado, como puede observarse en la fig. II: 2-30, las leyes expresadas por la (III: 3-40) y por la (III: 3-41), concuerdan plenamente también con las indicaciones extraídas en la Parte II, elaborando solo los datos hidrométricos.

En efecto, en dicha figura, que repite la figura II: 2-9, ya citada en la Parte II, han sido reportadas también las rectas $u_{10}(S)$ y $u_{20}(S)$ que corresponden respectivamente a las leyes (III: 3-40) y (III: 3-41), y, como puede observarse, liberándose de las reservas planteadas en el párrafo II: 2-4, salvo para las cuencas del grupo 3, es lícito suponer dichas rectas como rectas interpolares respectivamente de los puntos $(S; u_{10})$ y $(S; u_{20})$.

En consecuencia, se puede admitir que, por efecto de los criterios de similitud 1º, 2º y 3º, salvo excepción de la cuenca 268, en cada uno de los grupos de cuencas hidrológicamente similares, la u_T esté correlacionada a la superficie S de la cuenca con ley de regresión que no varía de grupo a grupo y que, en el caso particular de u_{10} y de u_{20} , puede expresarse respectivamente por medio de la (III: 3-40) y por medio de la (III: 3-41).

De los valores u_T , para $T = 10$ y para $T = 20$ años, así deducidos, para cada cuenca es posible estimar también el valor de u_T para cualquier otro valor de T .

Basta, por lo tanto, recurrir a un diagrama en papel probabilístico correspondiente a la ley asintótica del máximo valor, llevar al mismo el par de puntos $(u_{10}; 10)$ y $(u_{20}; 20)$ y asumir la recta que los une para representar la ley $u_T(T)$. En efecto, por lo dicho en el párrafo III: 3-16, el criterio podría fallar solo para los valores más bajos de T , que no interesan para los fines prácticos.

De otro lado, por todo lo dicho en el párrafo III: 3-17, cuando se haya deducido la ley $u_T(T)$, es posible deducir también el máximo valor $u_{T,r}$ que u puede asumir una vez cada T años, salvo un riesgo r , asumiendo:

$$u_{T,r} = u_T$$

con

$$T^* = \frac{1}{1 - (1-r)^{1/T}}$$

III: 3-29. Faltan elementos para asegurar que los criterios de similitud 1º, 2º y 3º puedan ser aplicados también a cuencas situadas fuera de las áreas ocupadas por los grupos de cuencas consideradas.

Pero no parece riesgoso asegurar que, salvo alguna reserva para las cuencas del llano Amazónico, el esquema al cual se ha hecho referencia para deducir dichos criterios de similitud sea válido en todo caso.

En consecuencia, al aplicar dichos criterios de similitud a cuencas que recaen en grupos diferentes a los ya considerados, se podría incurrir en errores de estimación de u_T :

a) Porque, contrariamente a lo que se ha supuesto con el 1º criterio de similitud, S_r y A asumen valores diferentes de 7 y de 0.4;

b) Porque, para características morfológicas de la cuenca o para características morfológicas de la red hidrográfica, la (III: 3-37) está caracterizada por valores diferentes de las constantes, que aparecen en el 2º miembro.

Se observa, sin embargo, que también variando los valores de S_r y de A , siempre que no se altere el orden de magnitud, a igualdad de cualquier otra condición, se deducen valores de u_T que, a igual T , poco difieren uno de otro.

De otro lado, la posibilidad de estimar $2\tau_r$, tanto en función de S , por medio de la (III: 3-37), como en función del parámetro $\frac{L}{\sqrt{P}}$, definido en el párrafo III: 3-22, por medio de la

(III: 3-28), permite verificar si y hasta que punto, de acuerdo con el 2º criterio de similitud, la (III: 3-37), con los valores de las constantes que aparecen en el 2º miembro, sea idónea para deducir una estimación confiable de $2\tau_r$.

En efecto cuando las dos fórmulas suministrasen estimaciones de $2\tau_r$ coincidentes o poco diferentes una de otra, no habría razón para no aceptar una u otra.

III: 3-30. Por todo lo dicho, queriendo deducir la ley $u_T(T)$ para cualquier cuenca en primera aproximación se podría:

- 1) estimar u_{10} y u_{20} por medio de la (III: 3-40) y de la (III: 3-41);
- 2) deducir la $u_T(T)$ en base a dichos valores de u_{10} y u_{20} , adoptando los criterios mencionados en el párrafo III: 3-28.

III: 3-31. En todo caso, considerando un área diferente de aquella ocupada por los grupos 2, 3, 5 y 67 y disponiendo en la misma de datos hidrométricos, para deducir criterios de similitud hidrológica idóneos para estimar la ley $u_T(T)$ en cualquier cuenca dentro de aquella, se puede hacer referencia al mismo esquema mencionado en la presente investigación y, en consecuencia adoptar las mismas metodologías.

BIBLIOGRAFIA

- [1] PHILIPS J.R.: *The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its significance*. Soil Sci 83 (1957).
- [2] PHILIP, J.R.: *The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations*. Soil Sci. 84 (1957).
- [3] CARLO VIPARELLI: *Ricostruzione dell'idrogramma di piena*. Estratto da «L'energia elettrica», Volume XV, giugno 1963.
- [4] BERNARD: *An approach to determinate streamflow*. «Transactions of the American Society of Civil Engineers» (1953).
- [5] SHERMAN: *Streamflow from rainfall by Unit. Graph Method*. «Engineering News Records» (1932).
- [6] ROSSI F.: *Criterii di similitudine idrologica per la stima della portata al colmo di piena corrispondente a un assegnato periodo di ritorno*. Atti del «XIV Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche», Napoli 1974.

LISTA DE CUADROS

CAPITULO I: 1

- CUADRO I: 1-1: Datos característicos de las estaciones pluviométricas.
- CUADRO I: 1-2: Subdivisión de las estaciones pluviométricas en función de la duración n_g , en años, del período de observación.
- CUADRO I: 1-3: Lista y datos característicos de las estaciones pluviográficas.
- CUADRO I: 1-4: Lista y características de las estaciones pluviométricas en las cuales han sido consideradas también las alturas de lluvia $h_{g/2}$ registradas en medio día.
- CUADRO I: 1-5: Estaciones pluviográficas:
Estimaciones de las constantes a y n que definen la curva de probabilidad pluviométrica correspondiente a los valores modales de h_t .
- CUADRO I: 1-6: Estaciones pluviográficas:
Estimaciones c'_t de las características K'_t de la distribución de probabilidad de h_t para diferentes valores de t y estimación c'_g de las características K'_g de la distribución de probabilidad de h_g .
- CUADRO I: 1-7: Subdivisión del territorio en zonas y subzonas pluviométricas y valores de los parámetros K'_g y ε_g que definen la distribución de probabilidades de h_g en cada punto de estas.
- CUADRO I: 1-8: Número de subzonas que recaen en cada zona pluviométrica.
- CUADRO I: 1-9: Valores de los parámetros a y n que, junto con K' , definen la curva de probabilidad pluviométrica en cada punto de las subzonas.
- CUADRO I: 1-10: Estaciones pluviográficas:
valor de t para el cual resulta $\varepsilon_t = \varepsilon_g$.

CAPITULO II: 1

- CUADRO II: 1-1: Lista y datos característicos de las estaciones hidrométricas equipadas con limnógrafo, en las cuales ha sido posible obtener los datos.
- CUADRO II: 1-2: Lista y datos característicos de las estaciones hidrométricas en las cuales ha sido posible obtener los datos.
- CUADRO II: 1-3: Estaciones hidrométricas equipadas con limnógrafo: máximos anuales de las alturas hidrométricas h_t registradas en el período de observación y valores del caudal que le corresponden en la curva altura- gasto deducida para cada estación.

CAPITULO III: 3

- CUADRO III: 3-1: Estaciones hidrométricas equipadas con limnógrafo: valores de las constantes a , n , y K' asumidas para definir las curvas de probabilidad pluviométrica característica de cada cuenca.
- CUADRO III: 3-2: Estaciones hidrométricas equipadas con limnógrafo: estimaciones de $2\tau_r$ y de t_c deducidas en primera aproximación de la confrontación de la que hay ejemplos en las figuras III: 3-16 y III: 3-17 y estimación de $2\tau_r$ deducidas con los criterios de similitud hidrológica.

CUADRO III: 3-3: Estaciones hidrométricas equipadas con limnógrafo: constantes $S'_r =$ y A' asumidas para caracterizar la cuenca equivalente; estimaciones obtenidas en 1ª aproximación y estimaciones definitivas obtenidas con los criterios de similitud hidrológica.

CUADRO III: 3-4: Estaciones hidrométricas equipadas con limnógrafo: estimación de los parámetros que definen las características morfológicas de la cuenca asumidos para deducir la ley $u_T(T)$ con los criterios de similitud hidrológica y valores de u_{10} y de u_{20} que se deducen de dicha ley.

LISTA DE FIGURAS

CAPITULO I: 1

- FIG. I: 1-1: Máximo anual h_g de las alturas de lluvias diarias: Estación n. 677: HUAYAO HUA: Distribución de las frecuencias acumuladas $F\{h_g\}$ y estimación $P\{h_g\}$ de la función de repartición $\Phi\{h_g\}$.
- FIG. I: 1-2: Máximo anual h_g de las alturas de lluvias diarias: Estación n. 835: CUZCO: Distribución de las frecuencias acumuladas $F\{h_g\}$ y estimación $P\{h_g\}$ de la función de repartición $\Phi\{h_g\}$.
- FIG. I: 1-3: Máximo anual h_g de las alturas de lluvias diarias: Estación n. 982: CABANACONDA: Distribución de las frecuencias acumuladas $F\{h_g\}$ y estimación $P\{h_g\}$ de la función de repartición $\Phi\{h_g\}$.
- FIG. I: 1-4: Máximo anual h_g de las alturas de lluvias diarias: Estación n. 231: TARAPOTO: Distribución de las frecuencias acumuladas $F\{h_g\}$ y estimación $P\{h_g\}$ de la función de la repartición $\Phi\{h_g\}$.
- FIG. I: 1-5: Estación n. 244 EL PORVENIR: curva de probabilidad pluviométrica correspondiente al valor modal.
- FIG. I: 1-6: Estación n. 385 SAN JORGE: curva de probabilidad pluviométrica correspondiente al valor modal.
- FIG. I: 1-7: Estación n. 712 ACOSTAMBO: curva de probabilidad pluviométrica correspondiente al valor modal.
- FIG. I: 1-8: Estación n. 935 CAYLLOMA: curva de probabilidad pluviométrica correspondiente al valor modal.
- FIG. I: 1-9: Máximo anual de las alturas de lluvia diarias:
Zona pluviométrica 1: verificación de la hipótesis $K'_g = \text{const} = .553$.
- FIG. I: 1-10: Máximo anual de las alturas de lluvia diarias:
Zona pluviométrica 2: verificación de la hipótesis $K'_g = \text{const} = .553$.
- FIG. I: 1-11: Máximo anual de las alturas de lluvia diarias:
Zona pluviométrica 3: verificación de la hipótesis $K'_g = \text{const} = .553$.
- FIG. I: 1-12: Máximo anual de las alturas de lluvia diarias:
Zona pluviométrica 4: verificación de la hipótesis $K'_g = \text{const} = .861$.
- FIG. I: 1-13: Máximo anual de las alturas de lluvia diarias:
a) Zona pluviométrica 5: valores de ε_g y de K'_g en las diferentes estaciones pluviométricas;
b) Zona pluviométrica 5a: verificación de la Hipótesis $K'_g = f\{\varepsilon_g\}$;
c) Zona pluviométrica 5b: verificación de la hipótesis $K'_g = f\{\varepsilon_g\}$.
- FIG. I: 1-14: Máximo anual de las alturas de lluvia diarias:
Zona pluviométrica 6: verificación de la hipótesis $K'_g = f\{\varepsilon_g\}$.
- FIG. I: 1-15: Máximo anual de las alturas de lluvia diaria:
Zona pluviométrica 9: verificación de la hipótesis $K'_g = f\{\varepsilon_g\}$.
- FIG. I: 1-16: Máximo anual de las alturas de lluvia diaria:
Zona pluviométrica 10: verificación de la hipótesis $K'_g = \text{const} = 1.45$.
- FIG. I: 1-17: Máximo anual de las alturas de lluvia diarias:
Subzona pluviométrica 123₁ y 123₆
verificación de la hipótesis $\varepsilon_g = \text{const}$.

- FIG. I: 1-18: Máximo anual de las alturas de lluvia diarias:
Subzonas pluviométricas 123₁₁, 5_{a9} y 5_{b5}
verificación de la hipótesis $\varepsilon_g = f\{Z\}$ con $Z \equiv Y$.
- FIG. I: 1-19: Máximo anual de las alturas de lluvia diarias:
Subzona pluviométrica 9₂ y 6₁
verificación de la hipótesis $\varepsilon_g = f\{Z\}$ con $Z \equiv D_c$ y $Z \equiv D_m$.
- FIG. I: 1-20: Máximo anual de las alturas de lluvia diarias:
Subzona pluviométrica 123₈: curva de probabilidad pluviométrica correspondiente al valor modal característico de la subzona.

CAPITULO II: 2

- FIG. II: 2-1: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantanea.
Estación n. 322: Pte. TARUCA: distribución de probabilidad de las frecuencias acumuladas $F\{u\}$ y valores de $u_{F=.90}$ y de $u_{F=.95}$ introducidos en las sucesivas elaboraciones.
- FIG. II: 2-2: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantanea.
Estación n. 144: LA CAPILLA: distribución de probabilidad de las frecuencias acumuladas $F\{u\}$ y valores de $u_{F=.90}$ y de $u_{F=.95}$ introducidos en las sucesivas elaboraciones.
- FIG. II: 2-3: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantanea.
Estación n. 325: ANGOSTURA: distribución de probabilidad de las frecuencias acumuladas $F\{u\}$ y valores de $u_{F=.90}$ y de $u_{F=.95}$ introducidos en las sucesivas elaboraciones.
- FIG. II: 2-4: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantanea.
Estación n. 175: LA CALERA: distribución de probabilidad de las frecuencias acumuladas $F\{u\}$ y valores de $u_{F=.90}$ y de $u_{F=.95}$ introducidos en las sucesivas elaboraciones.
- FIG. II: 2-5: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantanea.
Grupo de cuencas hidrológicamente similares 2: valores de S , de u_{10} y de u_{20} en diferentes estaciones hidrométricas.
- FIG. II: 2-6: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantanea.
Grupo de cuencas hidrológicamente similares 3: valores de S , de u_{10} y de u_{20} en las diferentes estaciones hidrométricas.
- FIG. II: 2-7: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantanea.
Grupo de cuencas hidrológicamente similares 5: valores de S , de u_{10} y de u_{20} en las diferentes estaciones hidrométricas.
- FIG. II: 2-8: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantanea.
Grupo de cuencas hidrológicamente similares 67: valores de S , de u_{10} y de u_{20} en las diferentes estaciones hidrométricas.
- FIG. II: 2-9: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantanea.
Grupo de cuencas hidrológicamente similares 2, 3, 5 y 67: valores de S , de u_{10} y de u_{20} en las diferentes estaciones hidrométricas.

CAPITULO II: 3

- FIG. II: 3-1: Máxima contribución unitaria u_g a la avenida diaria.
Grupo de cuencas hidrológicamente similares 1: valores de S , de u_{g10} y de u_{g20} en las diferentes estaciones hidrométricas.
- FIG. II: 3-2: Máxima contribución unitaria u_g a la avenida diaria.
Grupo de cuencas hidrológicamente similares 2: valores de S , de u_{g10} y de u_{g20} en las diferentes estaciones hidrométricas.

- FIG. II: 3-3: Máxima contribución unitaria u_g a la avenida diaria.
Grupo de cuencas hidrológicamente similares 3: valores de S, de u_{g10} y de u_{g20} en las diferentes estaciones hidrométricas.
- FIG. II: 3-4: Máxima contribución unitaria u_g a la avenida diaria.
Grupo de cuencas hidrológicamente similares 4: valores de S, de u_{g10} y de u_{g20} en las diferentes estaciones hidrométricas.
- FIG. II: 3-5: Máxima contribución unitaria u_g a la avenida diaria.
Grupo de cuencas hidrológicamente similares 5: valores de S, de u_{g10} y de u_{g20} en las diferentes estaciones hidrométricas.
- FIG. II: 3-6: Máxima contribución unitaria u_g a la avenida diaria.
Grupo de cuencas hidrológicamente similares 67: valores de S, de u_{10} y de u_{20} en las diferentes estaciones hidrométricas.
- FIG. II: 3-7: Máxima contribución unitaria u_g a la avenida diaria.
Grupos de cuencas hidrológicamente similares 1, 2, 3, 4, 5, y 67: valores de S, de u_{g10} y de u_{g20} en las diferentes estaciones hidrométricas.

CAPITULO III: 1

- FIG. III: 1-1: Diagrama de distribución para el hidrograma elemental y significado de α_θ y de β_θ .
- FIG. III: 1-2: Contribución de los hidrogramas elementales al incremento de deflujo dD en X en el instante t.
- FIG. III: 1-3: Definición de tiempo de respuesta de una cuenca.

CAPITULO III: 3

- FIG. III: 3-1: Esquema de referencia:
a-b) Estación n. 268 Pte. CHUNCHUCA: definición de los valores críticos t^* y T^* y ley de variación de t^* en función de T^* .
- FIG. III: 3-2: Esquema de referencia:
a-b) Estación n. 146: SOCSI: definición de los valores críticos t^* y T^* y ley de variación de t^* en función de T^* .
- FIG. III: 3-3: Esquema de referencia:
a-b) Estación n. 174: MARIA PEREZ: definición de los valores críticos t^* y T^* y ley de variación de t^* en función de T^* .
- FIG. III: 3-4: Esquema de referencia:
a-b) Estación n. 328: PAMPAS: definición de los valores críticos t^* y T^* y ley de variación de t^* en función de T^* .
- FIG. III: 3-5: Esquema de referencia:
a-b) Estación n. 268: PTE. CHUNCHICA: condiciones que definen el valor de t^* para valores de T^* asignados.
- FIG. III: 3-6: Esquema de referencia:
a-b) Estación n. 146: SOCSI: condiciones que definen el valor de t^* para valores de T^* asignados.
- FIG. III: 3-7: Esquema de referencia:
a-b) Estación n. 174: MARIA PEREZ: condiciones que definen el valor de t^* para valores de T^* asignados.

- FIG. III: 3-8: Esquema de referencia:
a-b) Estación n. 328: PAMPAS: condiciones que definen el valor de t^* para valores de T^* asignados.
- FIG. III: 3-9: Esquema de referencia:
condiciones que definen la ley de variación de t^* en función de T^* para las estaciones:
a) n. 268: Pte CHUNCHUCA
b) n. 146: SOCSI
c) n. 174: MARIA PEREZ
d) n. 328: PAMPAS
- FIG. III: 3-10: Esquema de referencia:
Estación n. 268: Pte. CHUNCHUCA: curvas $t_r(T_r)$ y $t^*(T^*)$ y estimación de los valores característicos t_c en función de las constantes S_r y A que definen las características hidrogeológicas medias de la cuenca.
- FIG. III: 3-11: Esquema de referencia:
Estación n. 146: SOCSI: curvas $t_r(T_r)$ y $t^*(T^*)$.
- FIG. III: 3-12: Esquema de referencia:
Estación n. 174: MARIA PEREZ: curvas $t_r(T_r)$ y $t^*(T^*)$ y estimación de los valores característicos t_c y T_c en función de las constantes S_r y A que definen las características hidrogeológicas medias de la cuenca.
- FIG. III: 3-13: Esquema de referencia:
Estación n. 328: PAMPAS: curvas $t_r(T_r)$ y $t^*(T^*)$.
- FIG. III: 3-14: Esquema de referencia:
Estación n. 146: SOCSI: curvas $t_r(T_r)$ y $t^*(T^*)$ en función de las constantes S_r y A' que caracterizan la cuenca y de las constantes S'_r y A' que caracterizan la cuenca equivalente y estimación de los valores característicos t_c y T_c en función de S'_r y A' .
- FIG. III: 3-15: Esquema de referencia:
Estación n. 328: PAMPAS: curvas $t_r(T_r)$ y $t^*(T^*)$ en función de las constantes S_r y A' que caracterizan la cuenca y de las constantes S'_r y A' que caracterizan la cuenca equivalente y estimación de los valores característicos t_c y T_c en función de S'_r y A' .
- FIG. III: 3-16: Esquema de referencia: Estación n. 268
PTE CHUNCHUCA: confrontación entre la distribución de las frecuencias acumuladas $F\{u\}$ y la función de repartición $\Phi\{i\}$ para diferentes valores de la duración t del pluviograma para obtener una primera estimación del valor del tiempo característico t_c de la cuenca.
- FIG. III: 3-17: Esquema de referencia: Estación n. 174
MARIA PEREZ: confrontación entre la distribución de las frecuencias acumuladas $F\{u\}$ y la función de repartición $\Phi\{i\}$ para diferentes valores de la duración t del pluviograma para obtener una primera estimación del valor del tiempo característico t_c de la cuenca.
- FIG. III: 3-18: Ley de regresión de 2 $\tau_r(S)$.
- FIG. III: 3-19: Ley de regresión de $\frac{S'_r \cdot 301}{n} (i_{2\tau_r,50})$
- FIG. III: 3-20: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantánea:
Estación n. 268: PTE CHUNCHUCA: Estimación de la $\Phi\{u\}$.
- FIG. III: 3-21: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantánea:
Estación n. 146: SOCSI: estimación de la $\Phi\{u\}$.
- FIG. III: 3-22: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantánea:
Estación n. 174: MARIA PEREZ: estimación de la $\Phi\{u\}$.
- FIG. III: 3-23: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantánea:
Estación n. 328: PAMPAS: estimación de la $\Phi\{u\}$.

- FIG. III: 3-24: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantánea:
grupo de cuencas hidrológicamente similares 2:
Estimación de u_{10} y de u_{20} , deducidas respectivamente de los datos hidrométricos (\square) y en base a los criterios de similitud hidrológica (\blacksquare).
- FIG. III: 3-25: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantánea:
grupo de cuencas hidrológicamente similares 3:
Estimación de u_{10} y de u_{20} , obtenidas respectivamente de los datos hidrométricos (\square) y en base a los criterios de similitud hidrológica en función de los valores asumidos por a , n , y K' características de la cuenca (\blacksquare).
- FIG. III: 3-26: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantánea:
grupo de cuencas hidrológicamente similares 5:
Estimación de u_{10} y de u_{20} , obtenidas respectivamente de los datos hidrométricos (\square) y en base a los criterios de similitud hidrológica (\blacksquare).
- FIG. III: 3-27: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantánea:
grupo de cuencas hidrológicamente similares 67:
Estimación de u_{10} y de u_{20} , obtenidas respectivamente de los datos hidrométricos (\square) y en base a los criterios de similitud hidrológica (\blacksquare).
- FIG. III: 3-28: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantánea:
grupo de cuencas hidrológicamente similares 3:
Estimación de u_{10} y de u_{20} , obtenidas respectivamente de los datos hidrométricos (\square) y en base a los criterios de similitud hidrológica como media ponderal de los valores asumidos por u_{10} y por u_{20} en las diferentes partes de la cuenca.
- FIG. III: 3-29: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantánea:
Grupos de cuencas hidrológicamente similares 2, 3, 5 y 67: leyes de regresión de u_{10} (S) y de u_{20} (S) deducidas en base a los criterios de similitud hidrológica.
- FIG. III: 3-30: Máxima contribución unitaria u a la avenida instantánea:
Grupos de cuencas hidrológicamente similares 2, 3, 5, 67: adaptabilidad de las leyes u_{10} (S) y u_{20} (S) deducidas con los criterios de similitud hidrológica a interpretar las indicaciones obtenidas de los datos hidrométricos en respecto a u_{10} y a u_{20} .



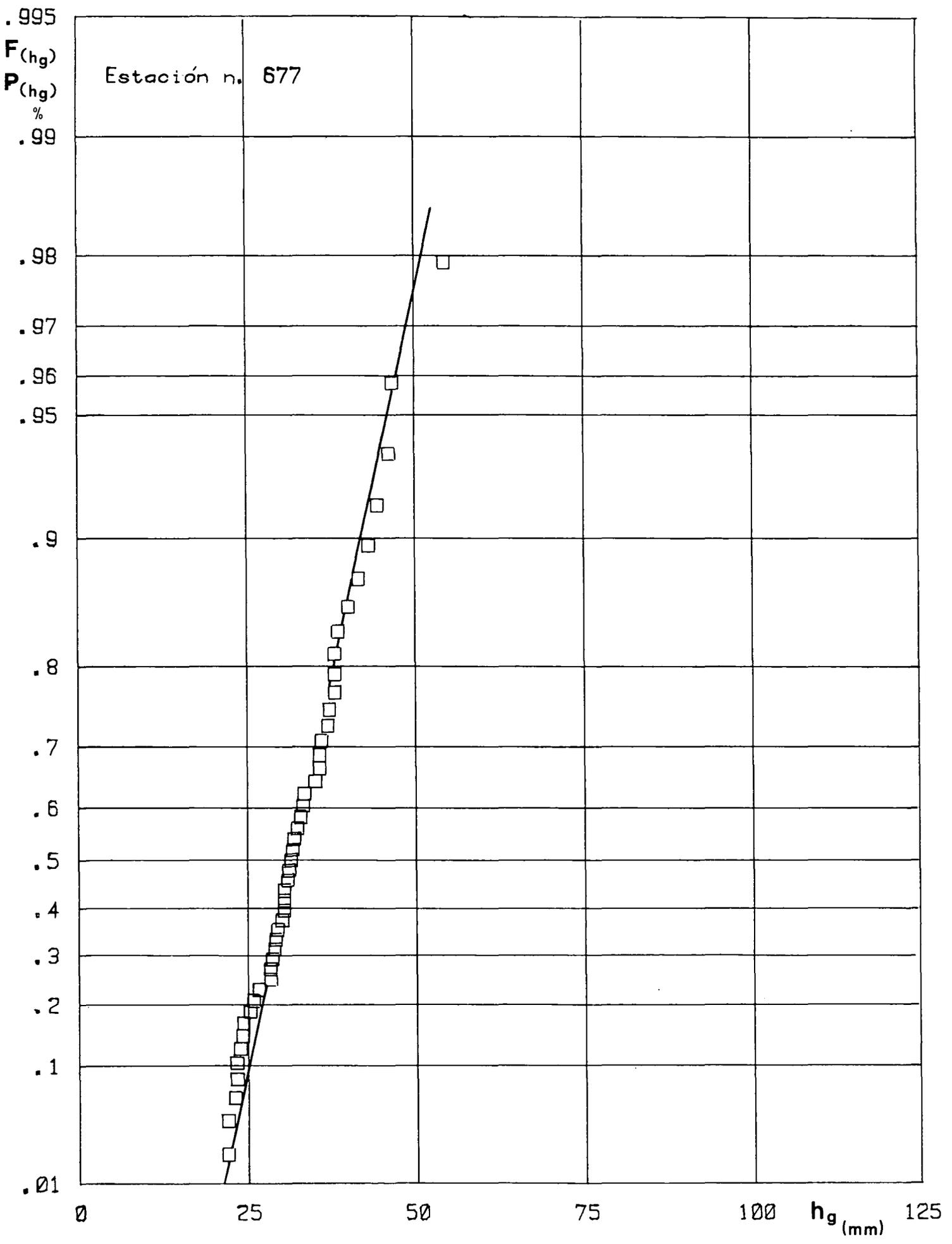


FIG. I: 1-1:

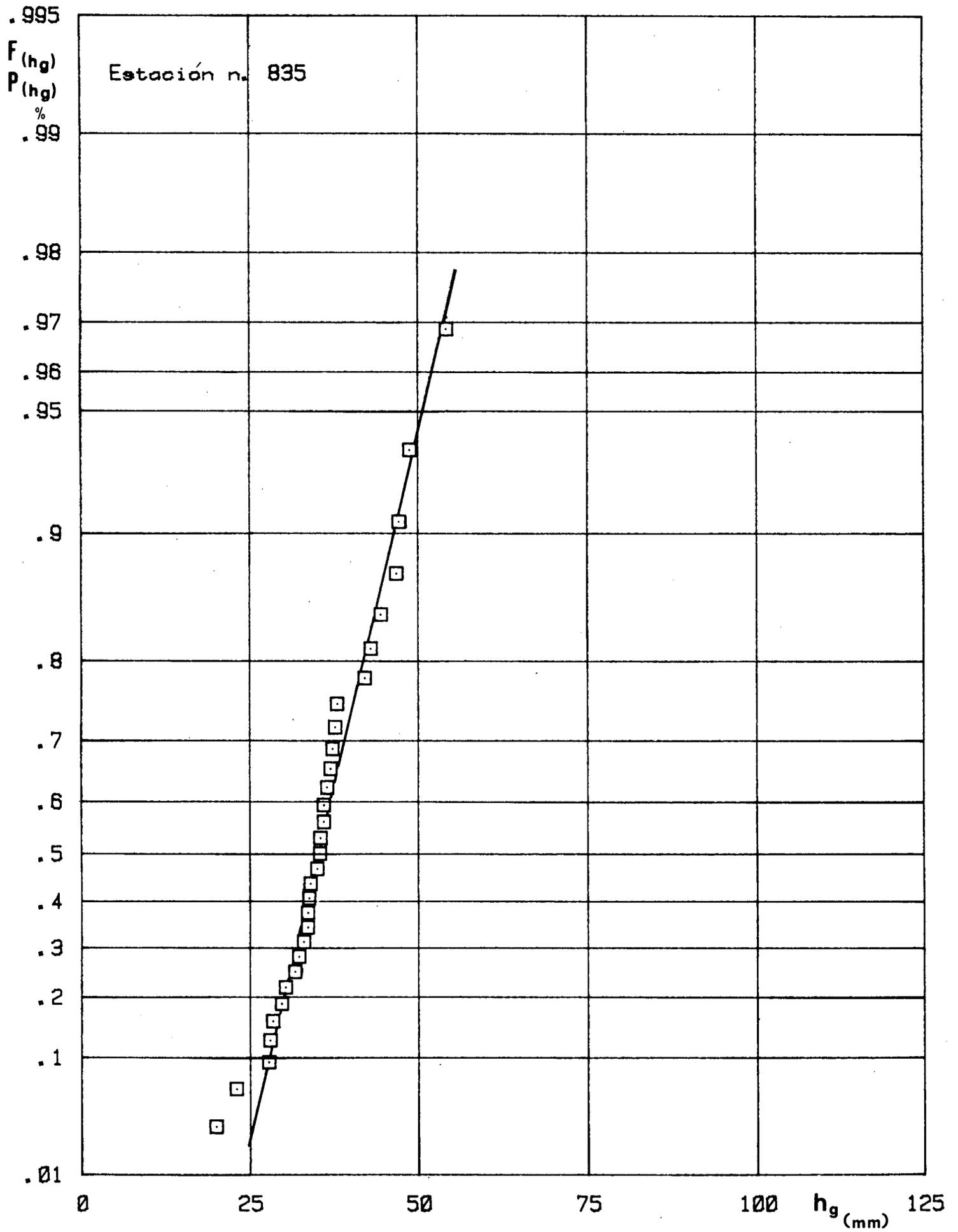


FIG. I: 1-2

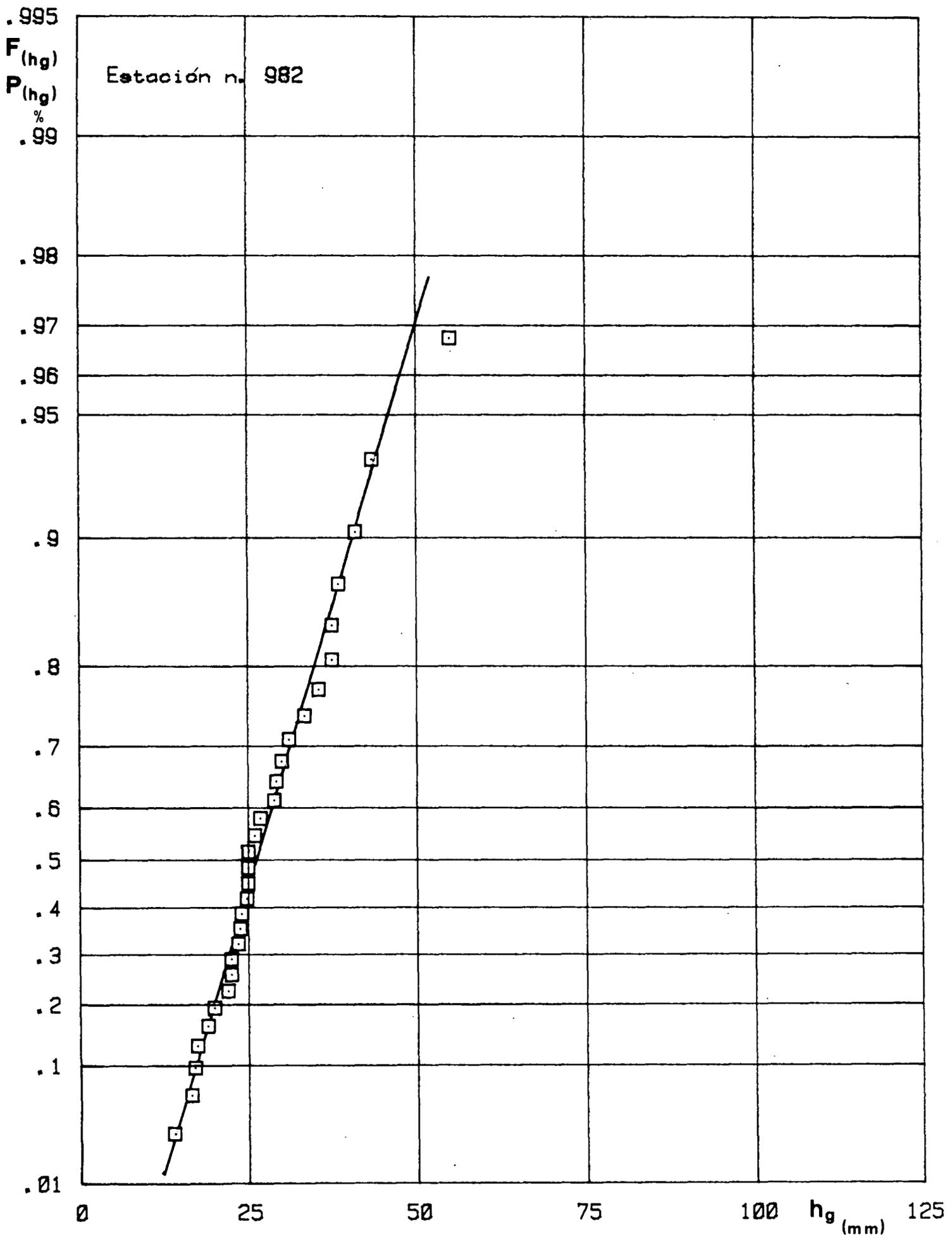


FIG. 1: 1-3:

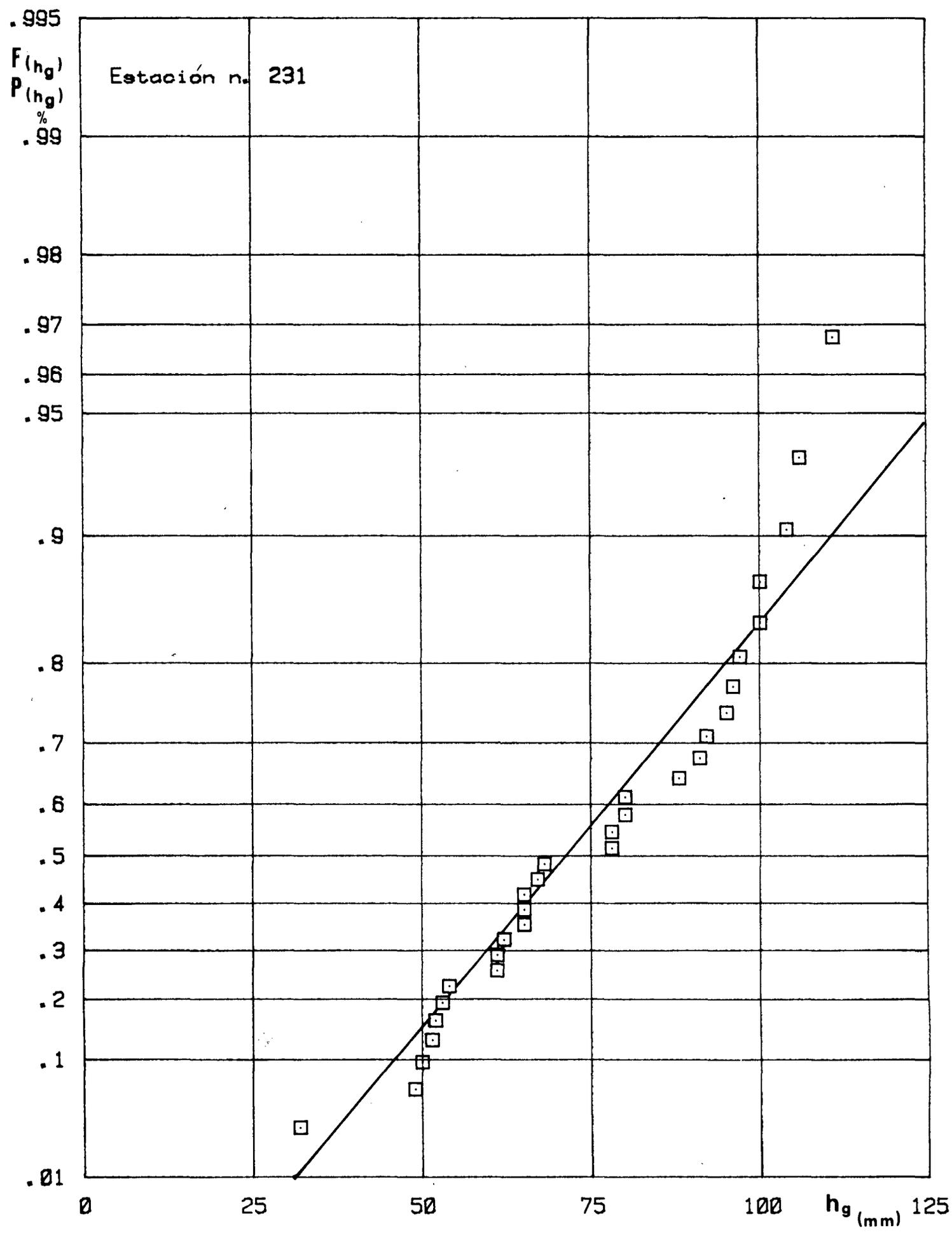


FIG. I-14:

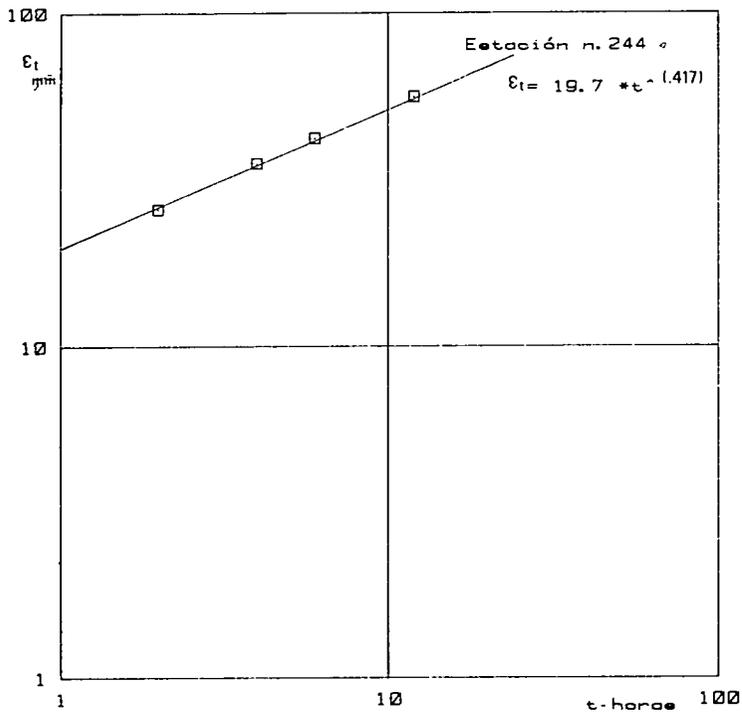


FIG. I: 1-5:

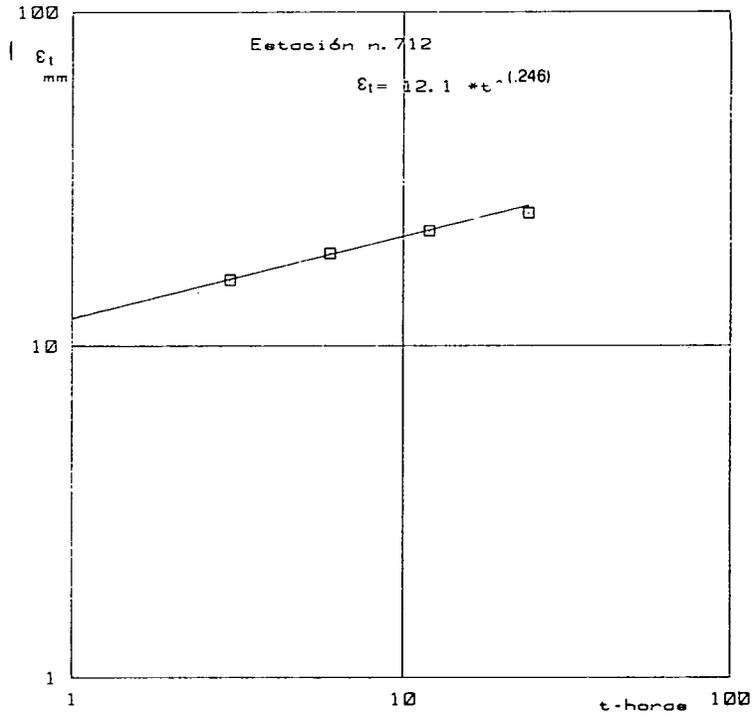


FIG. I: 1-7:

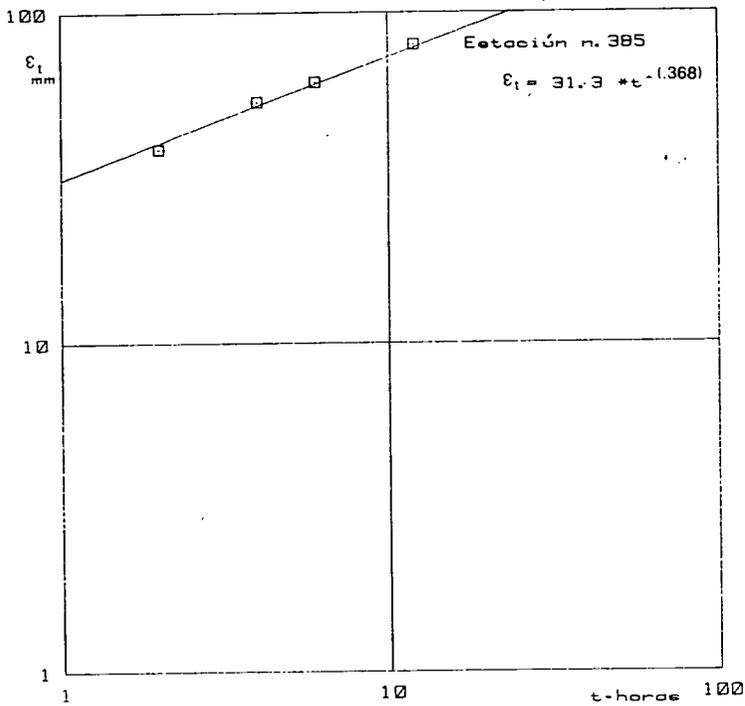


FIG. I: 1-6:

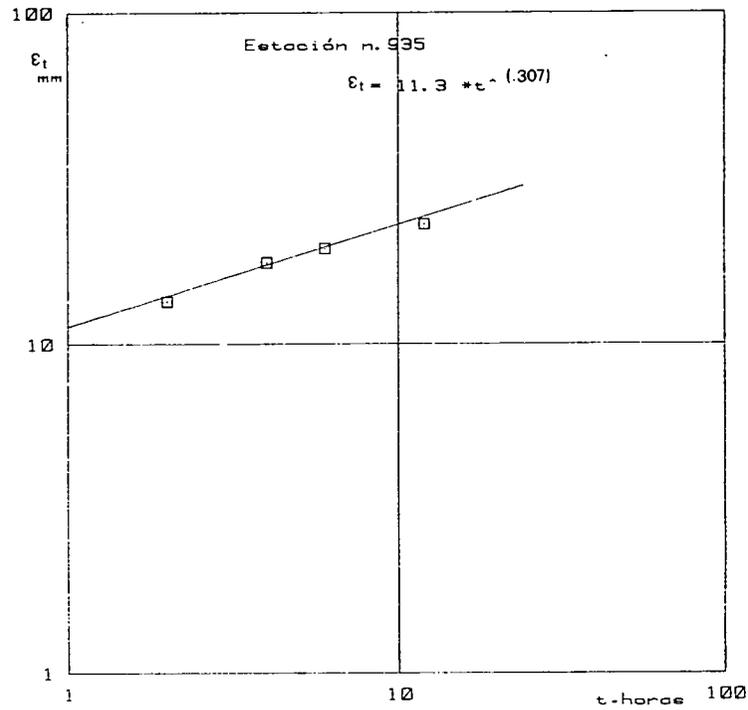


FIG. I: 1-8:

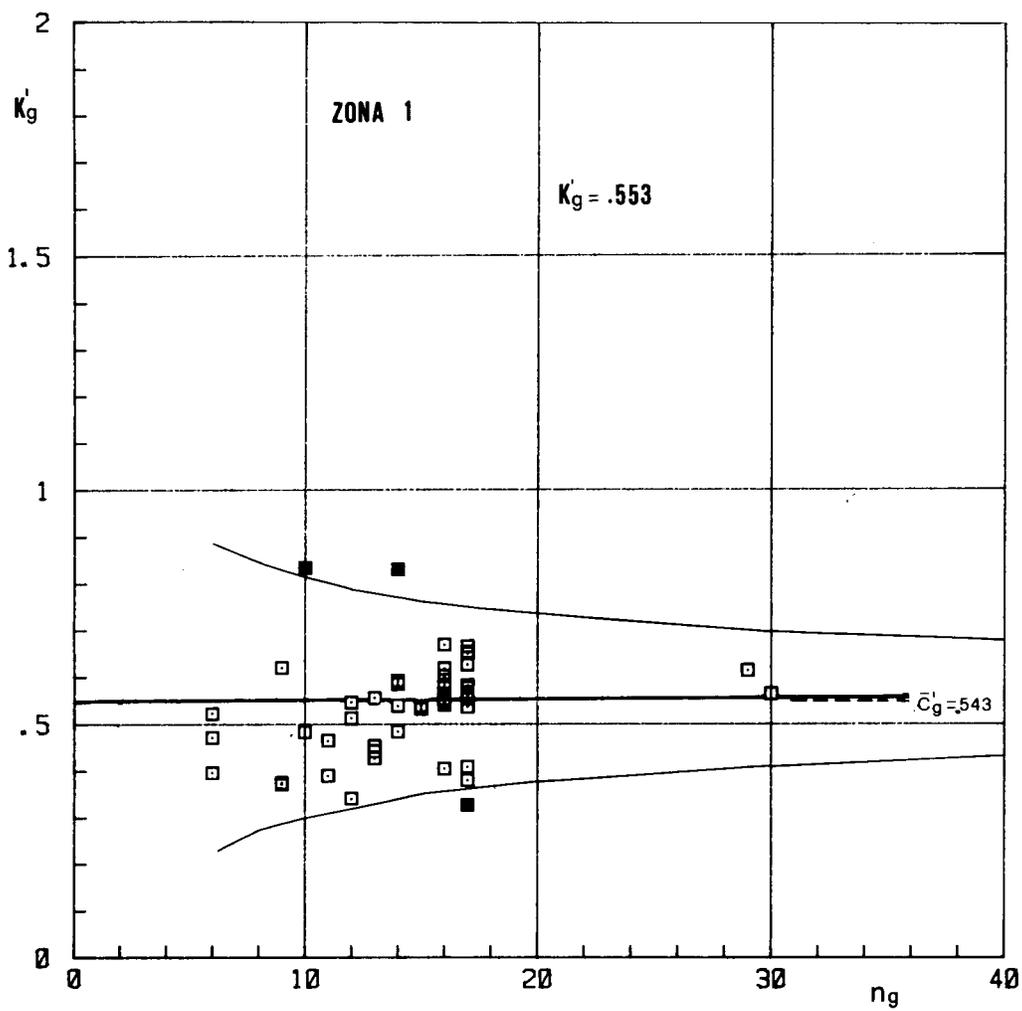


FIG. I: 1-9:

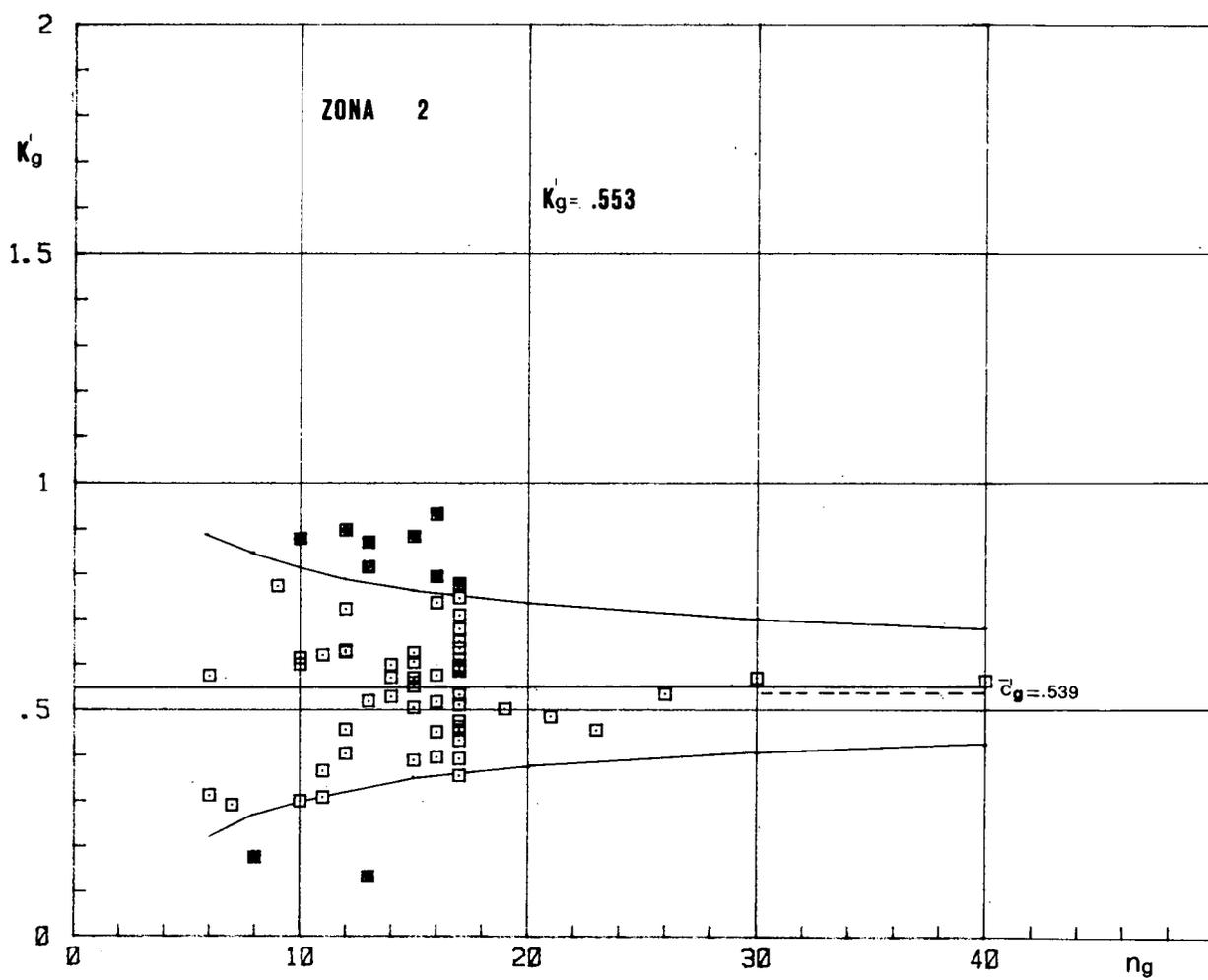


FIG. I: 1-10:

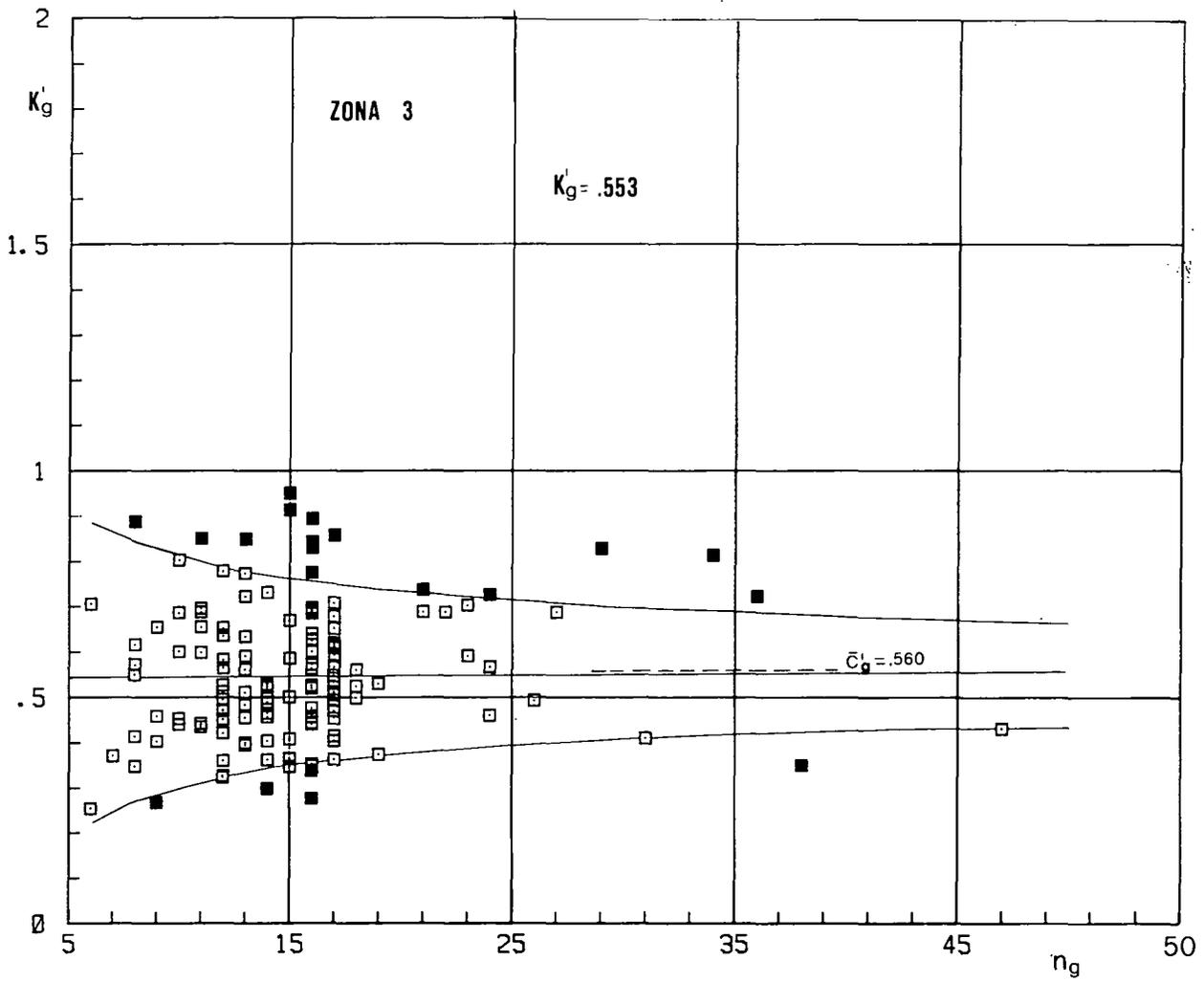


FIG. I: 1-11:

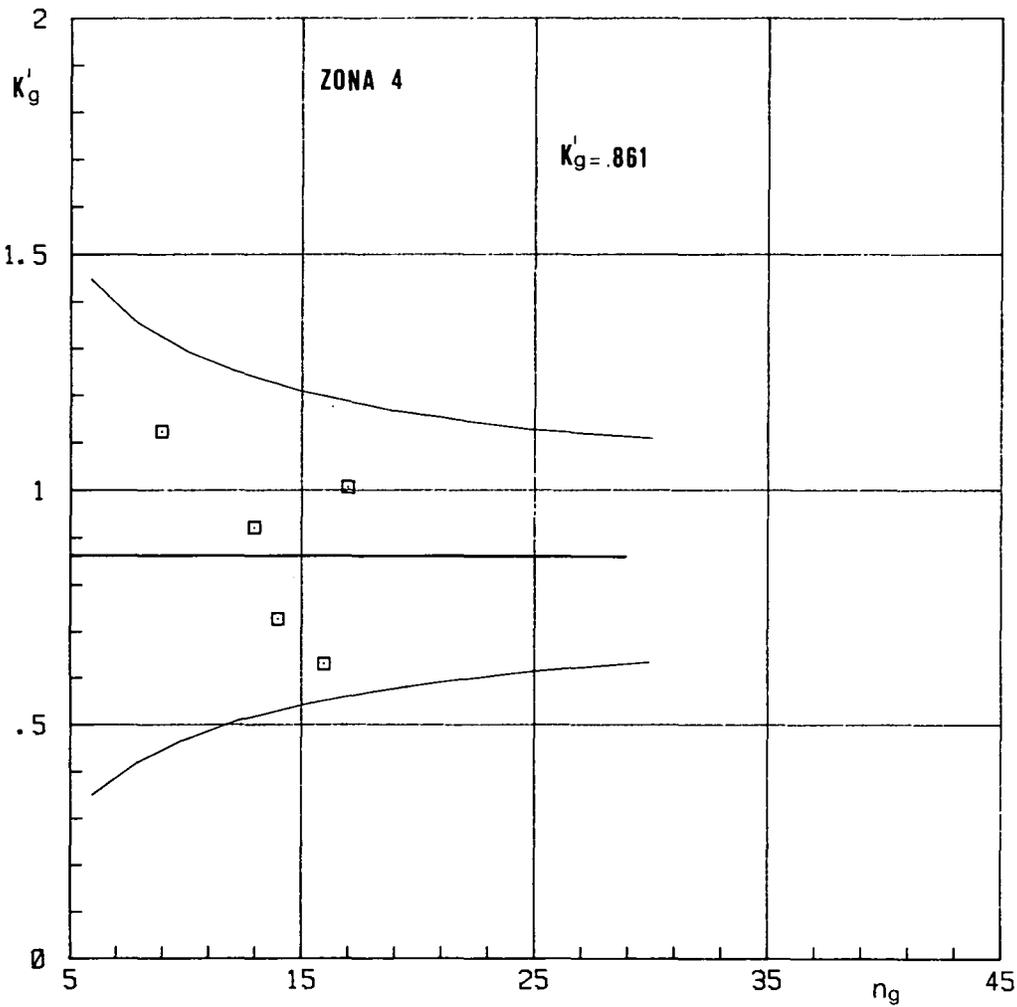


FIG. I: 1-12:

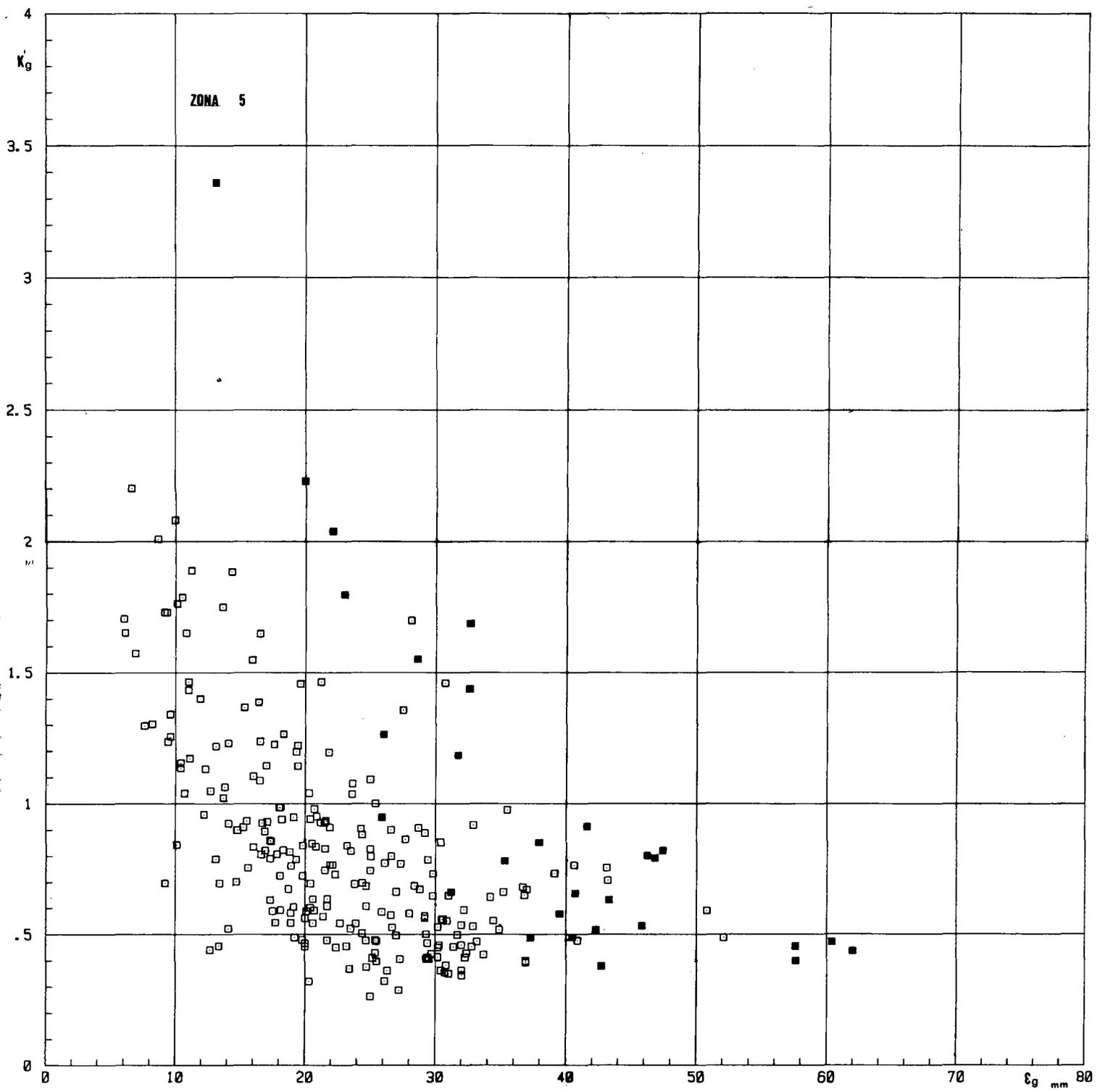


FIG. I: 1-13: a)

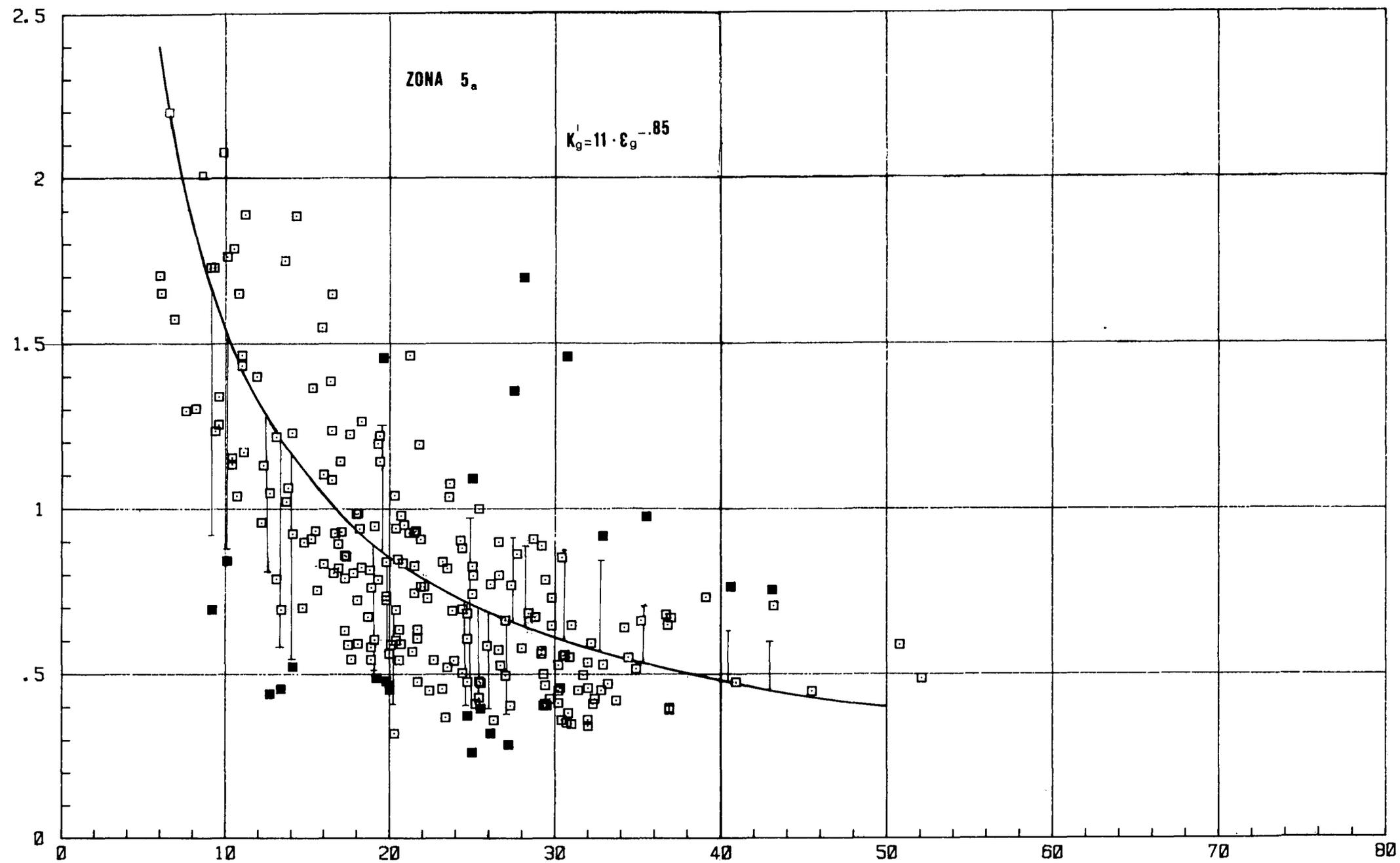


FIG. 1: 1-13: b)

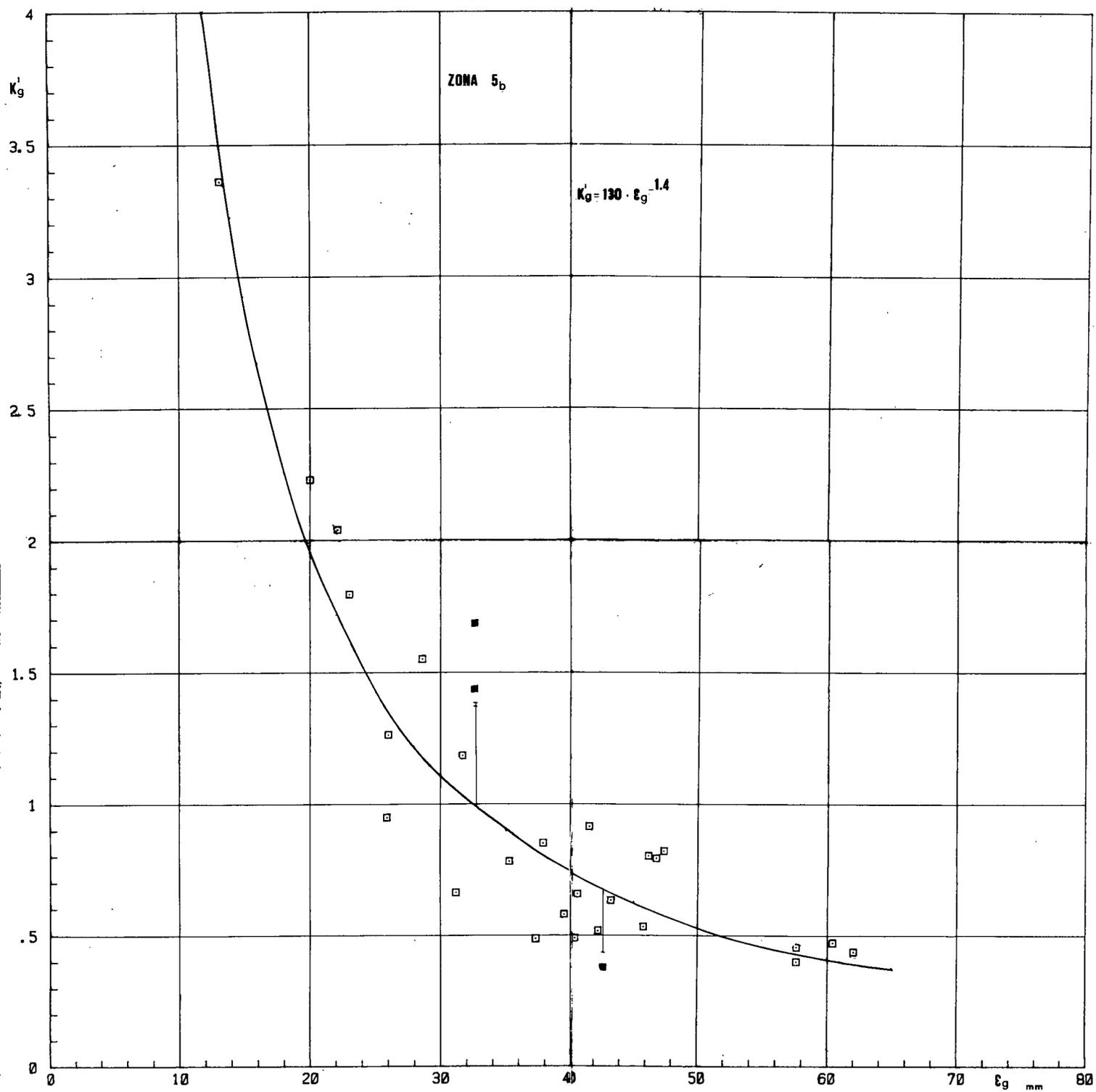


FIG. I: 1-13: c)

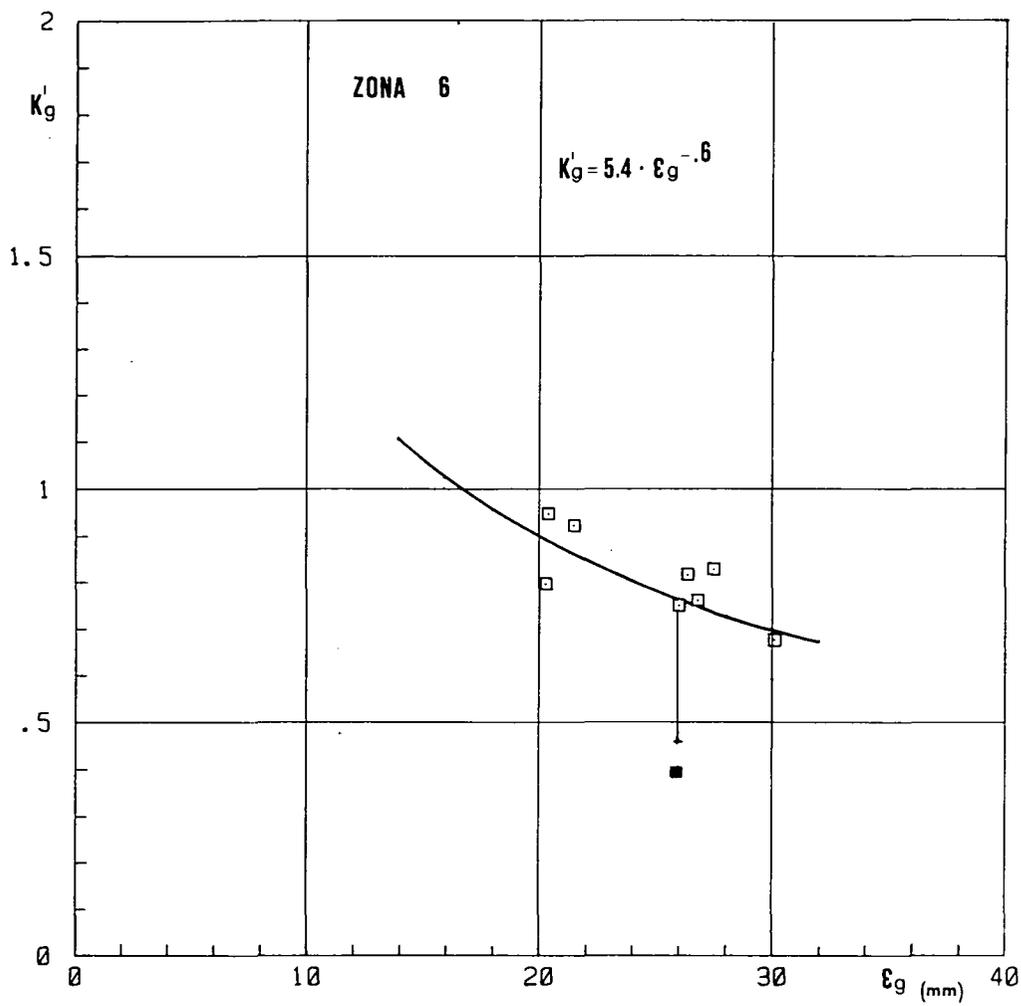


FIG. I: 1-14:

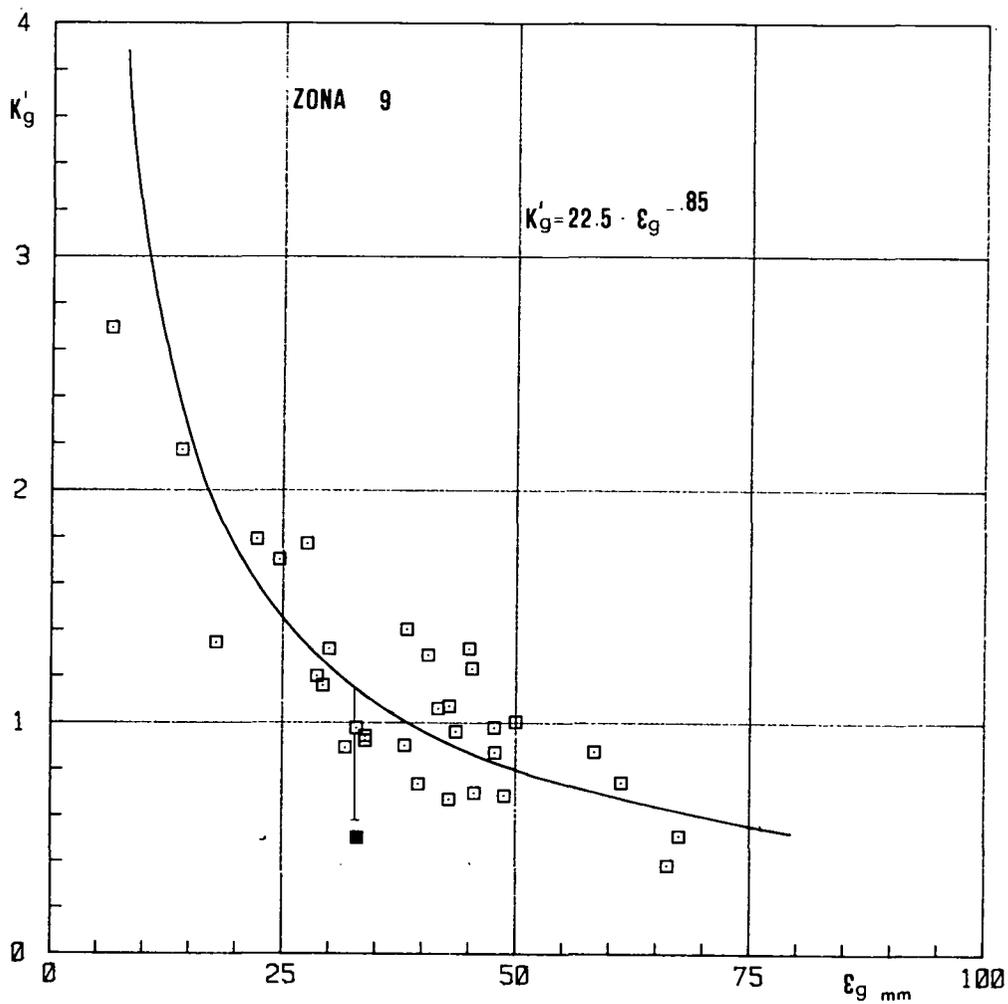


FIG. I: 1-15:

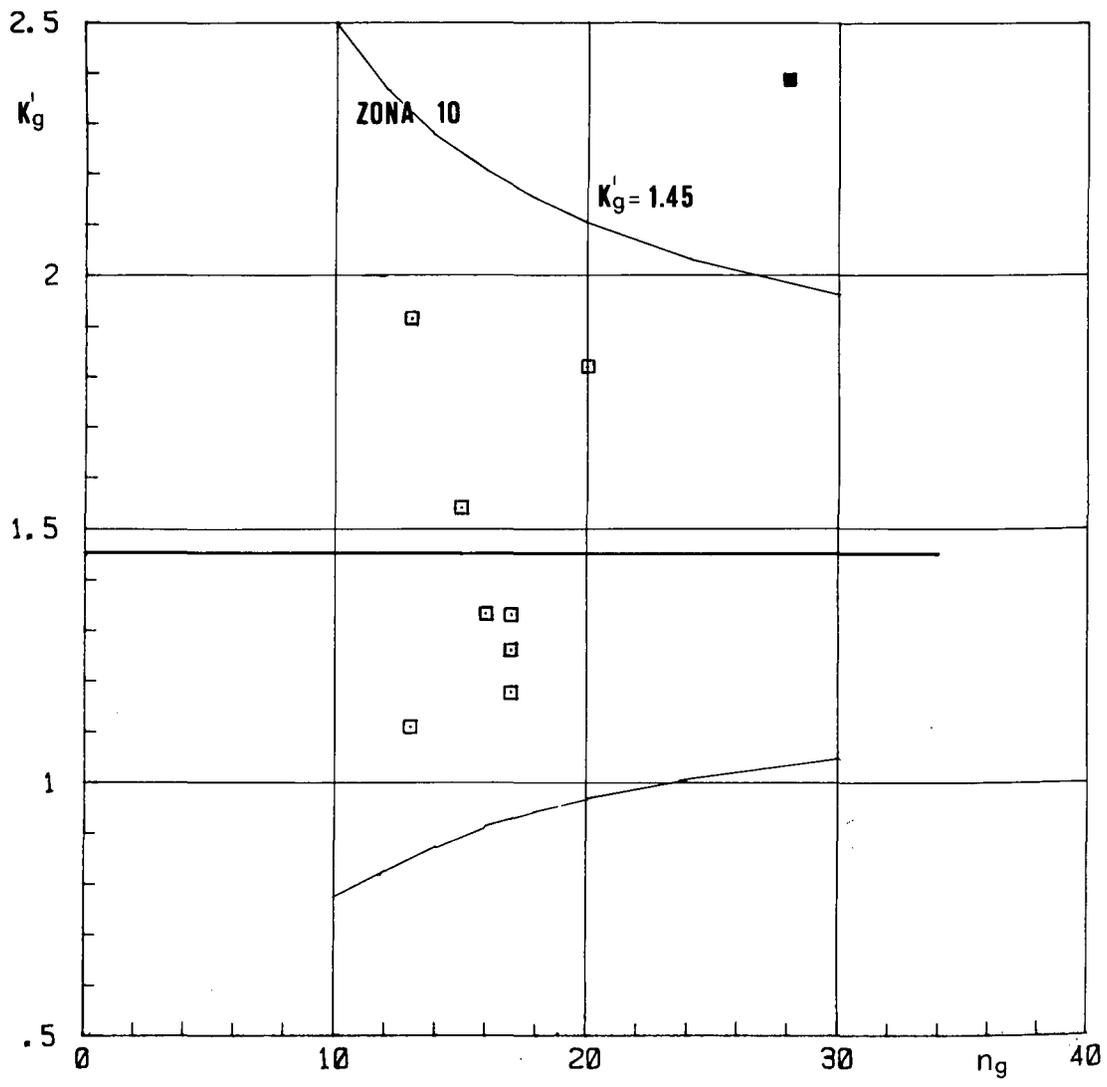


FIG. I: 1-16:

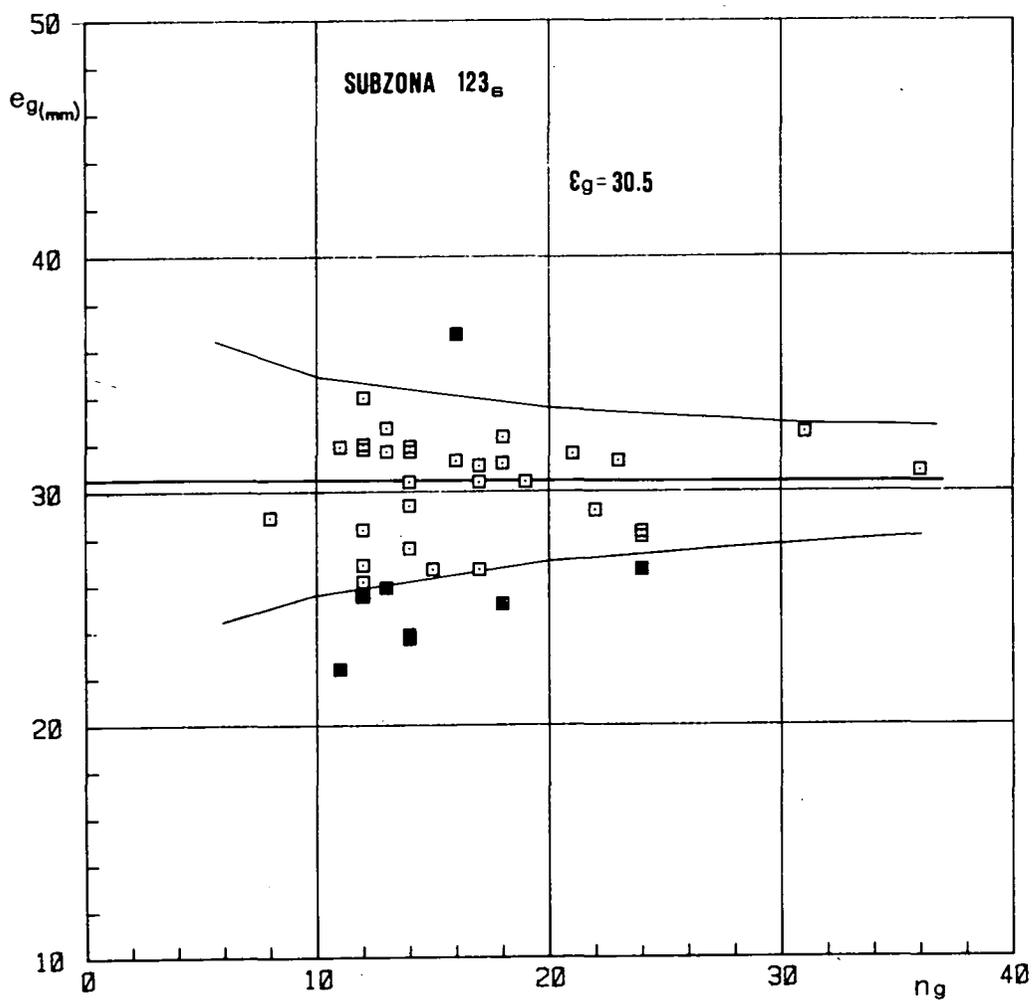
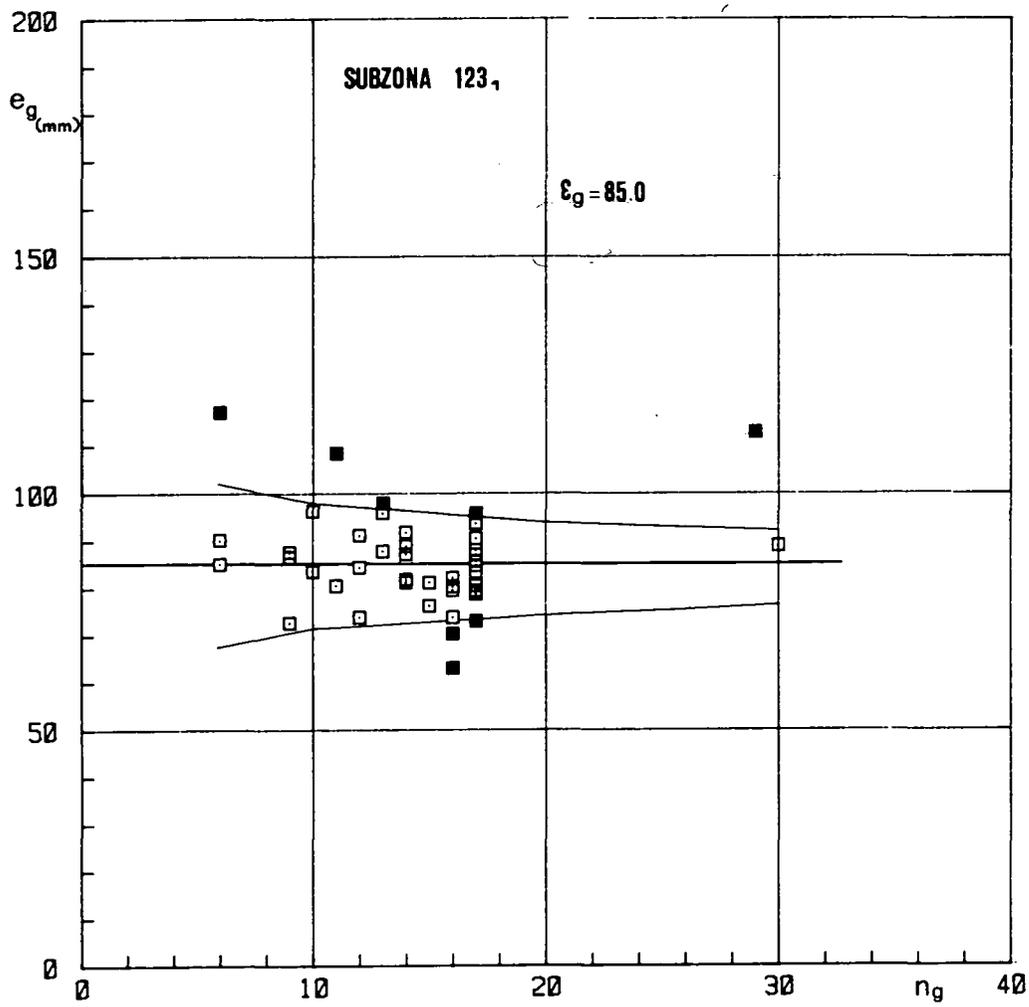


FIG. I: 1-17:

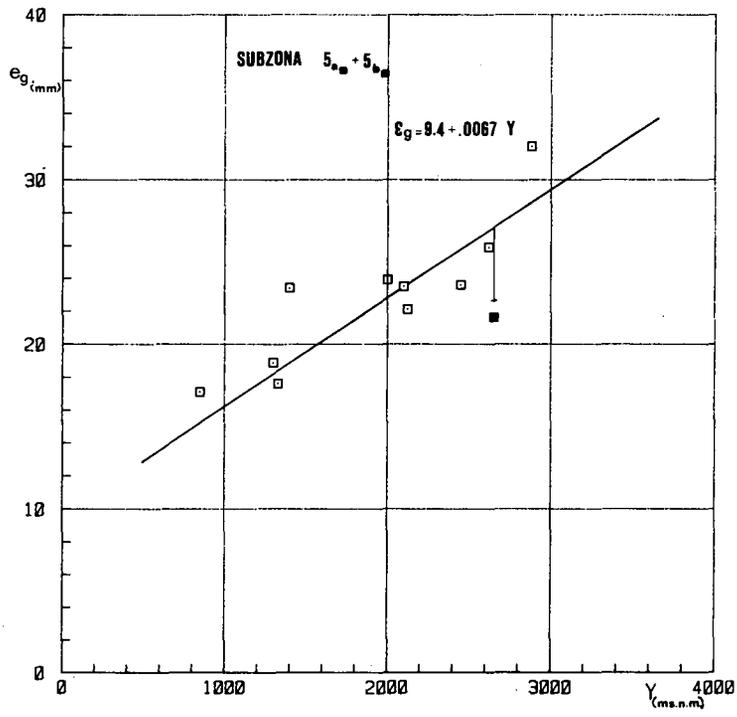
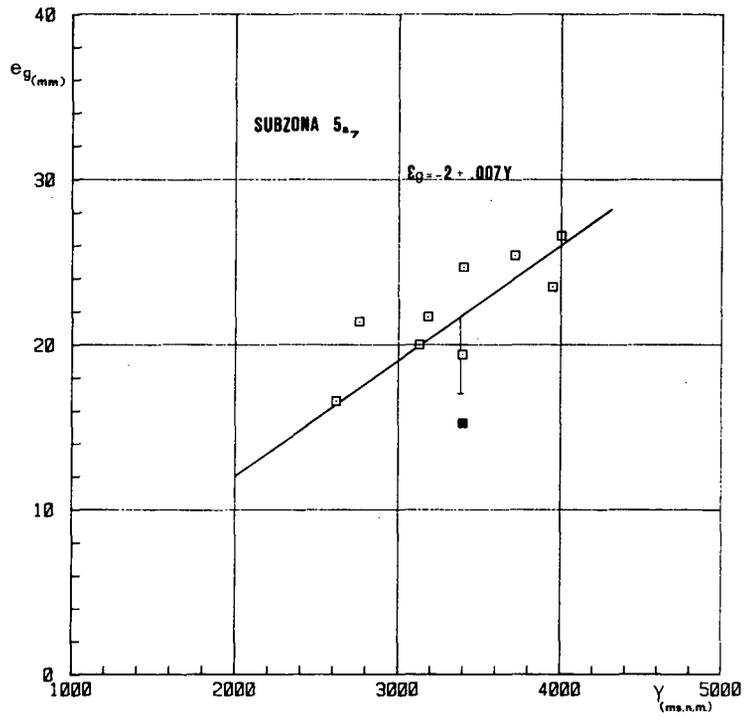
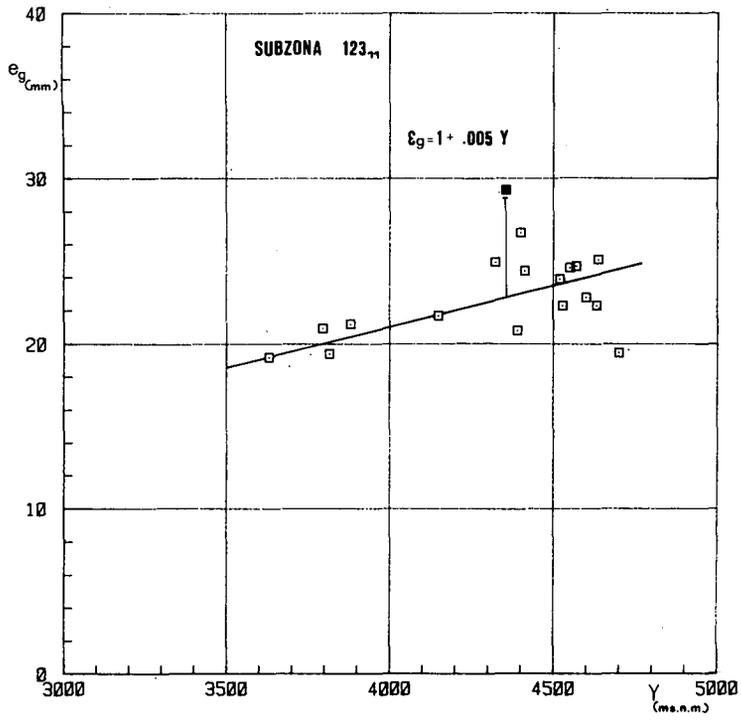


FIG. I-1-18:

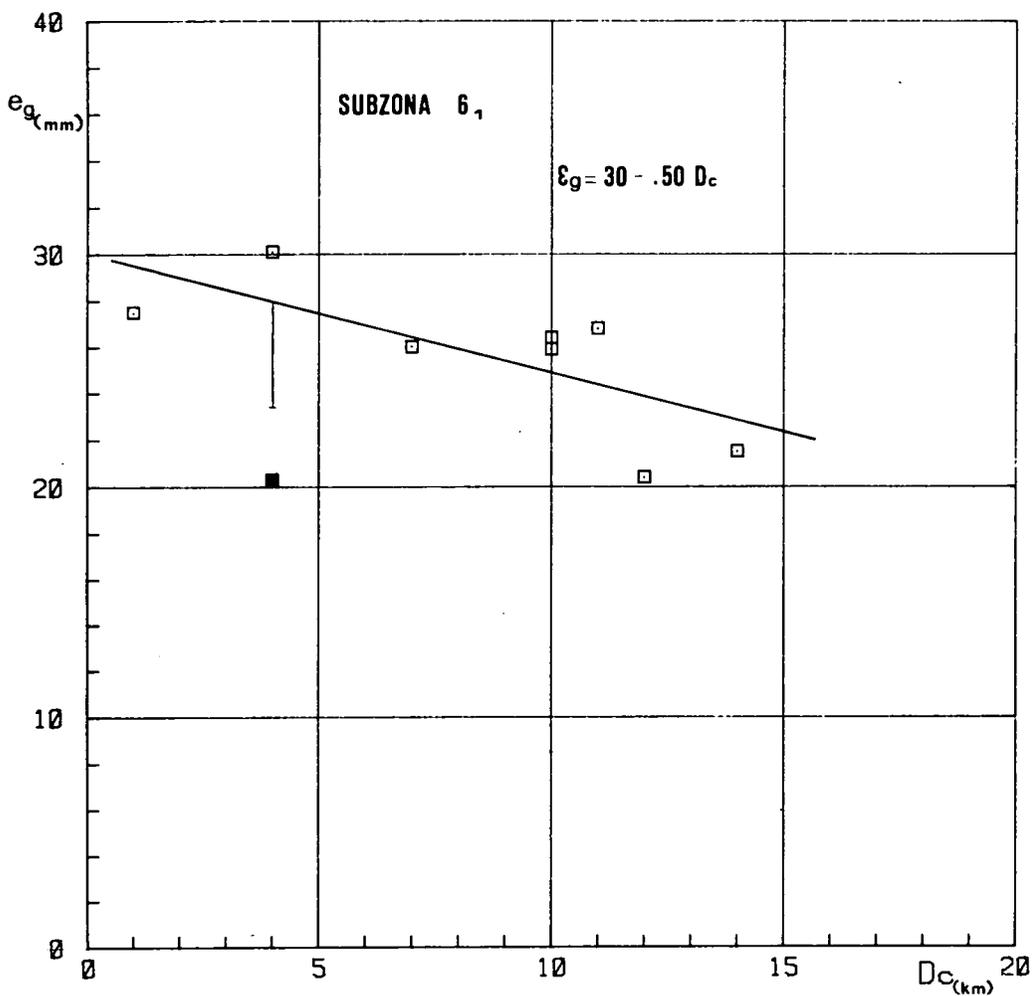
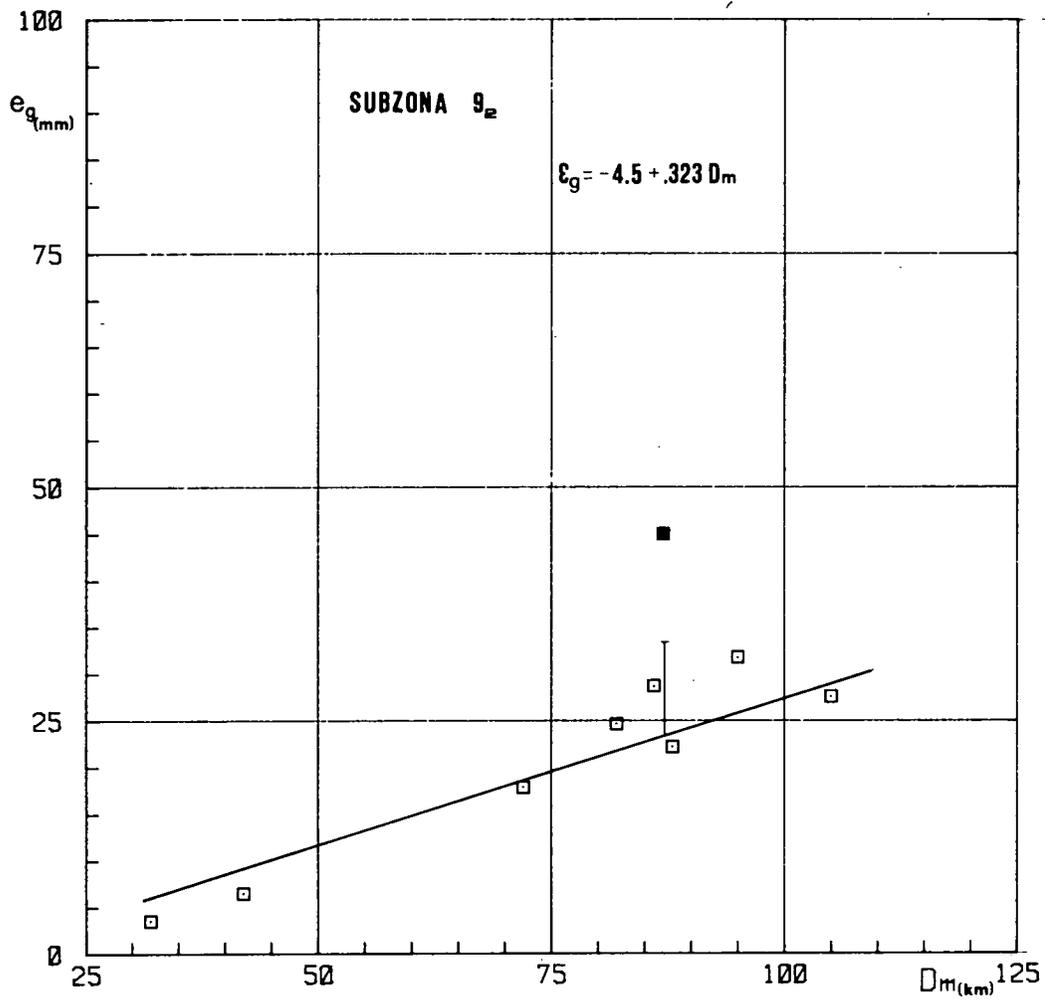


FIG. I: 1-19:

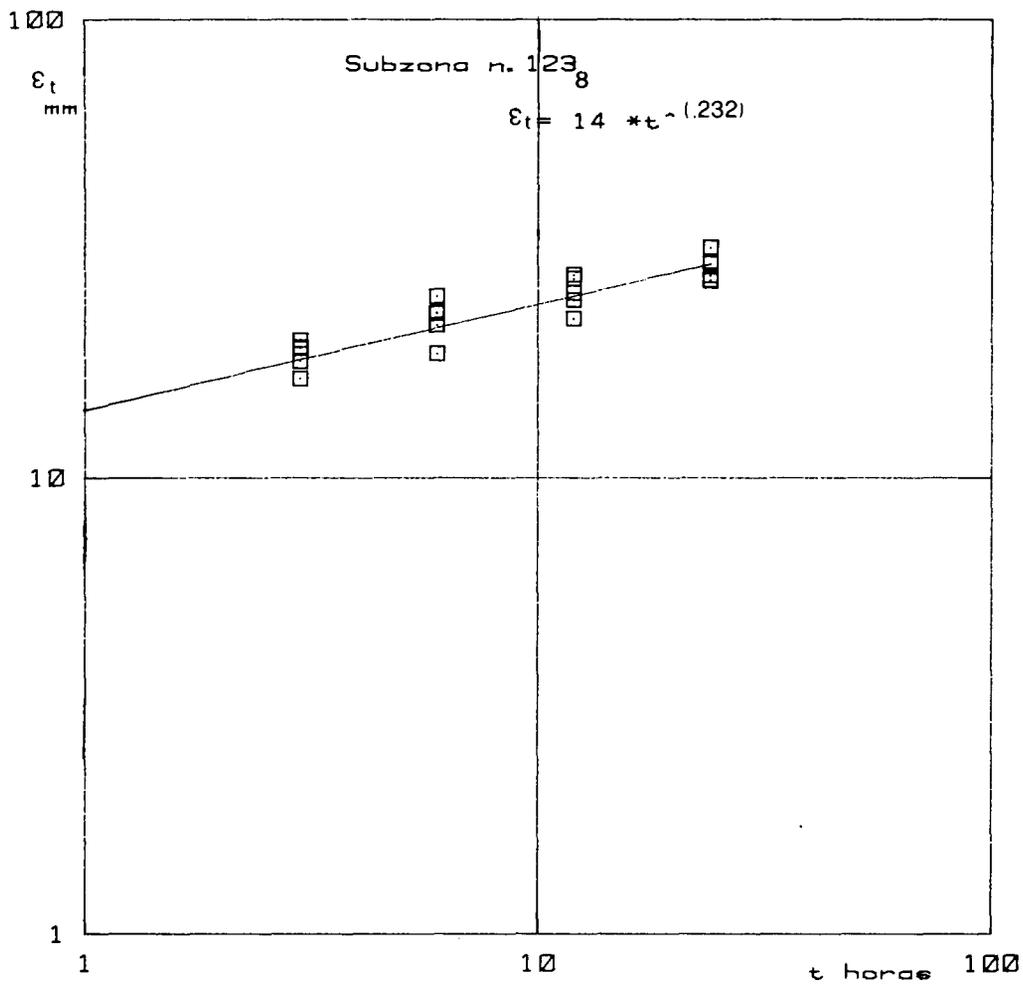


FIG. I: 1-20:

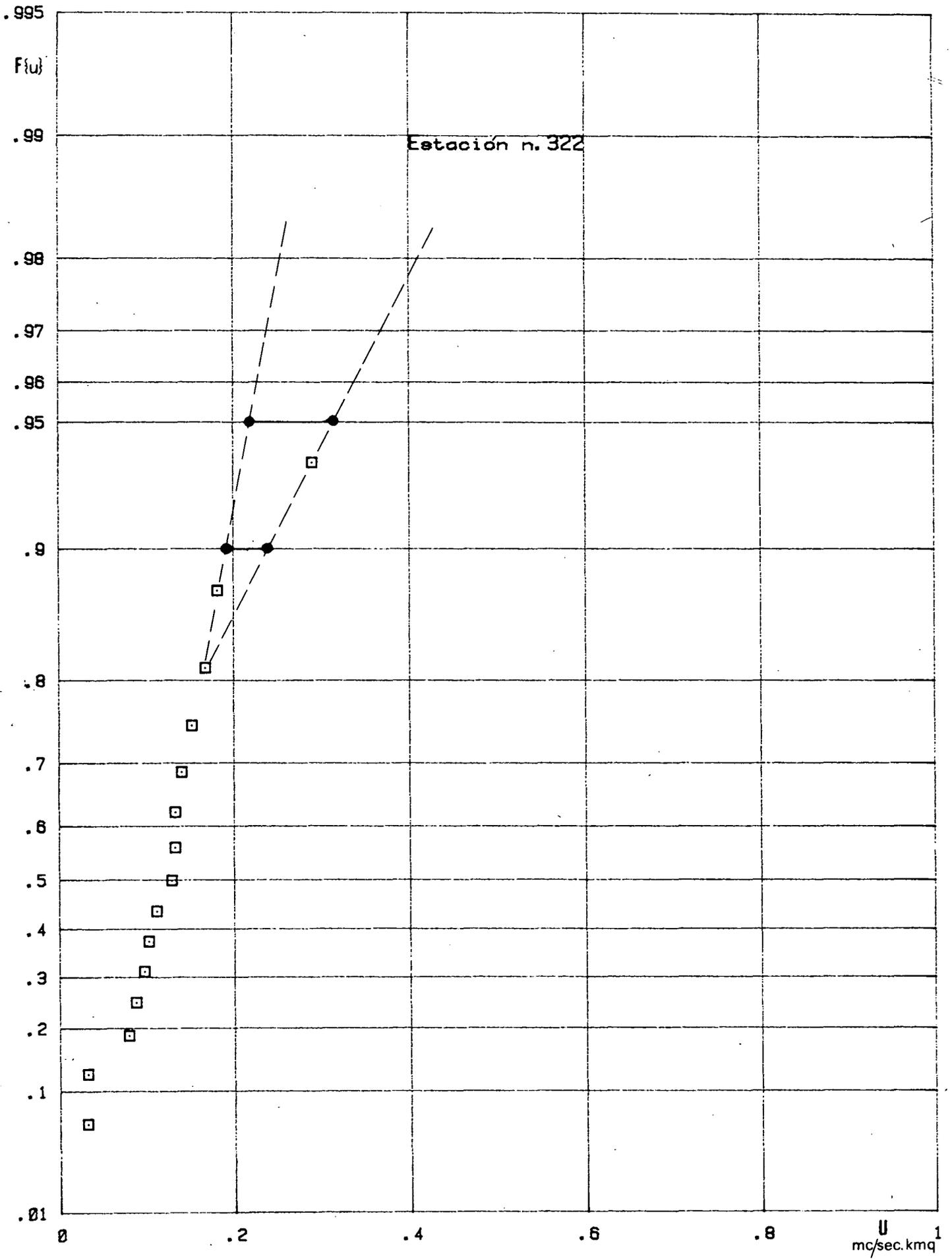


FIG. II: 2-1:

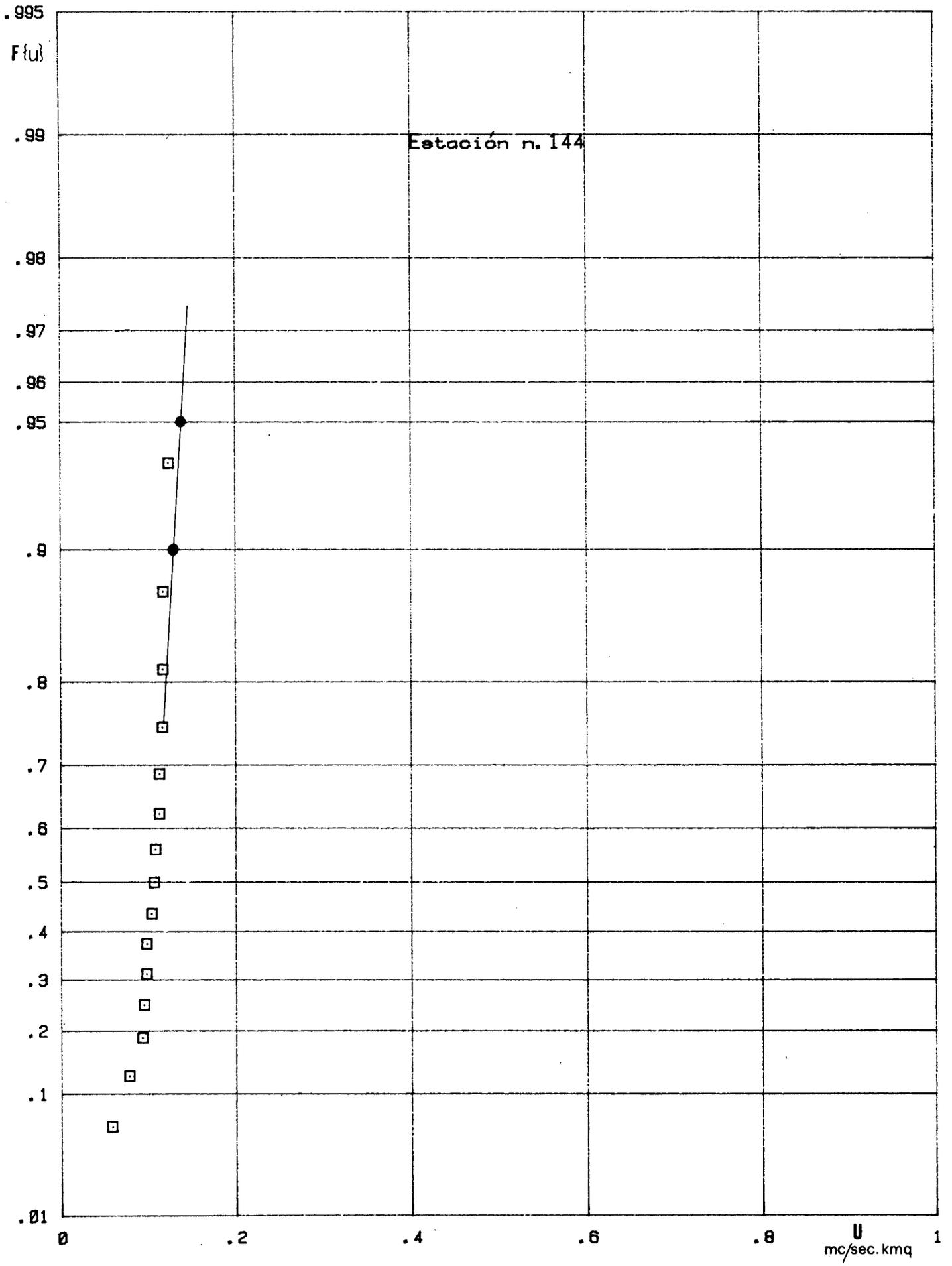


FIG. II : 2-2

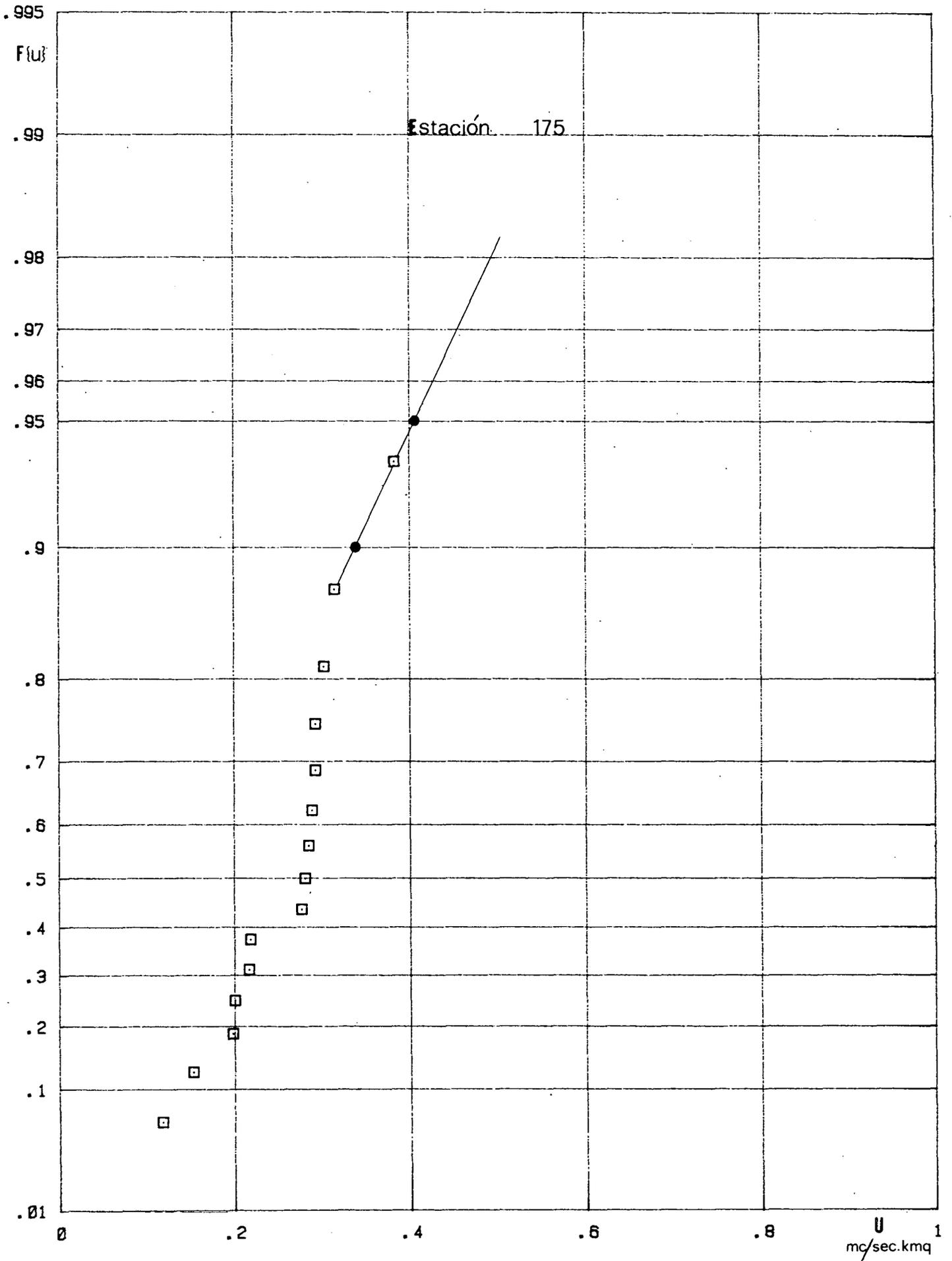


FIG. II: 2-3:

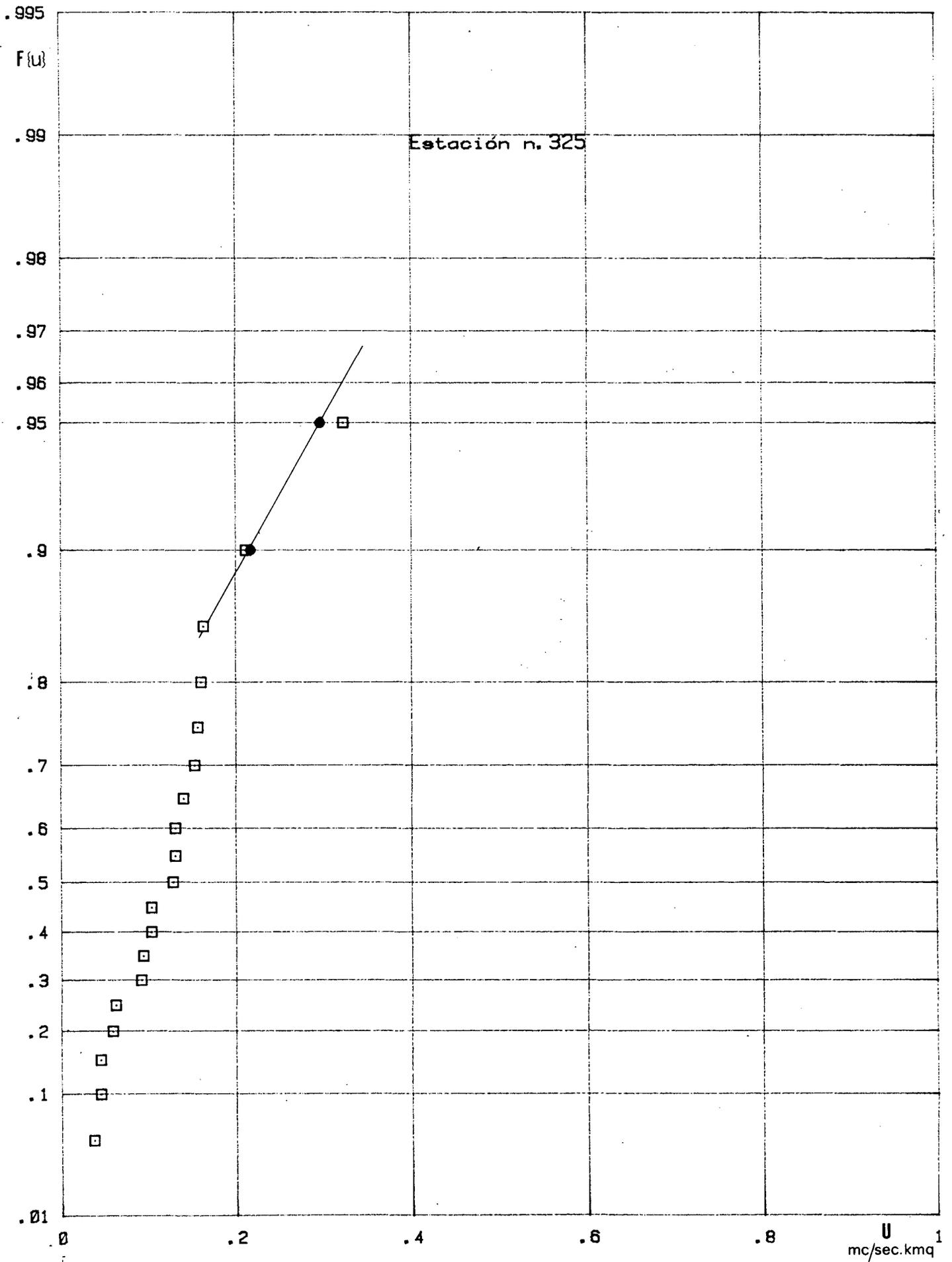


FIG. II: 2-4:

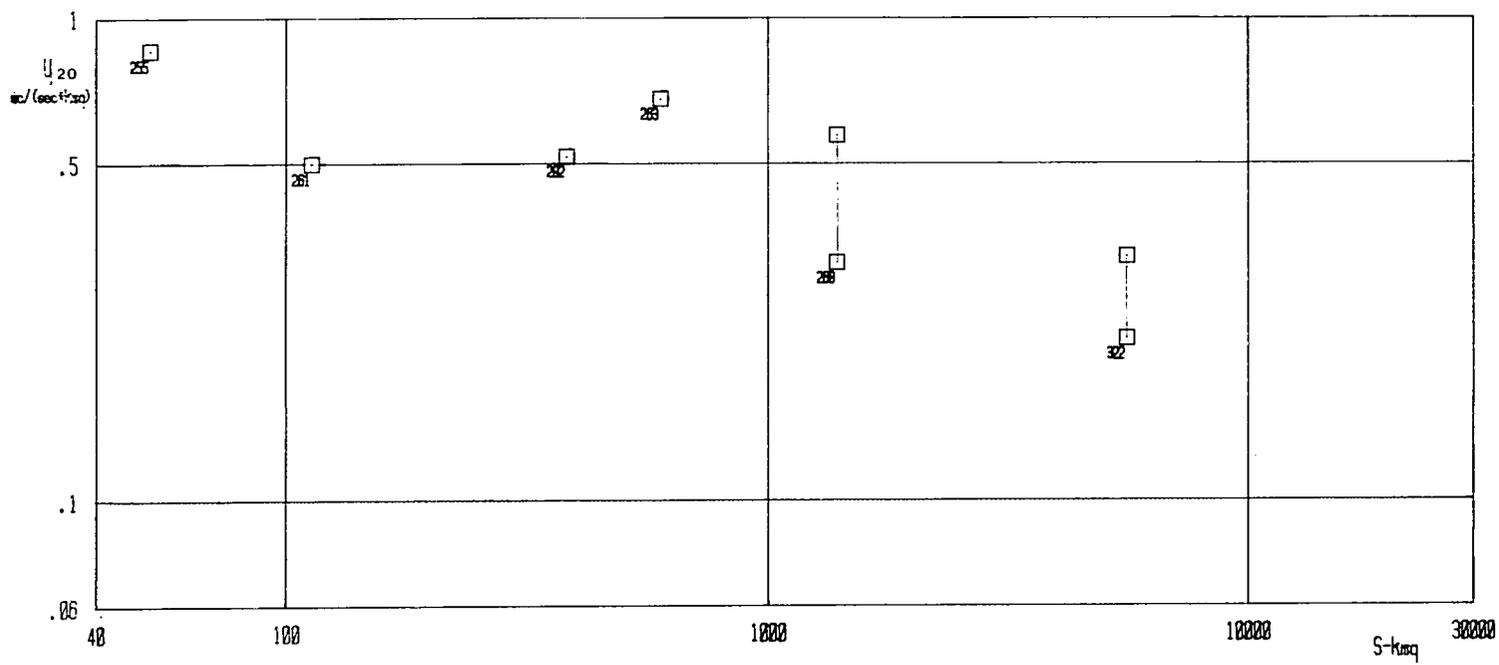
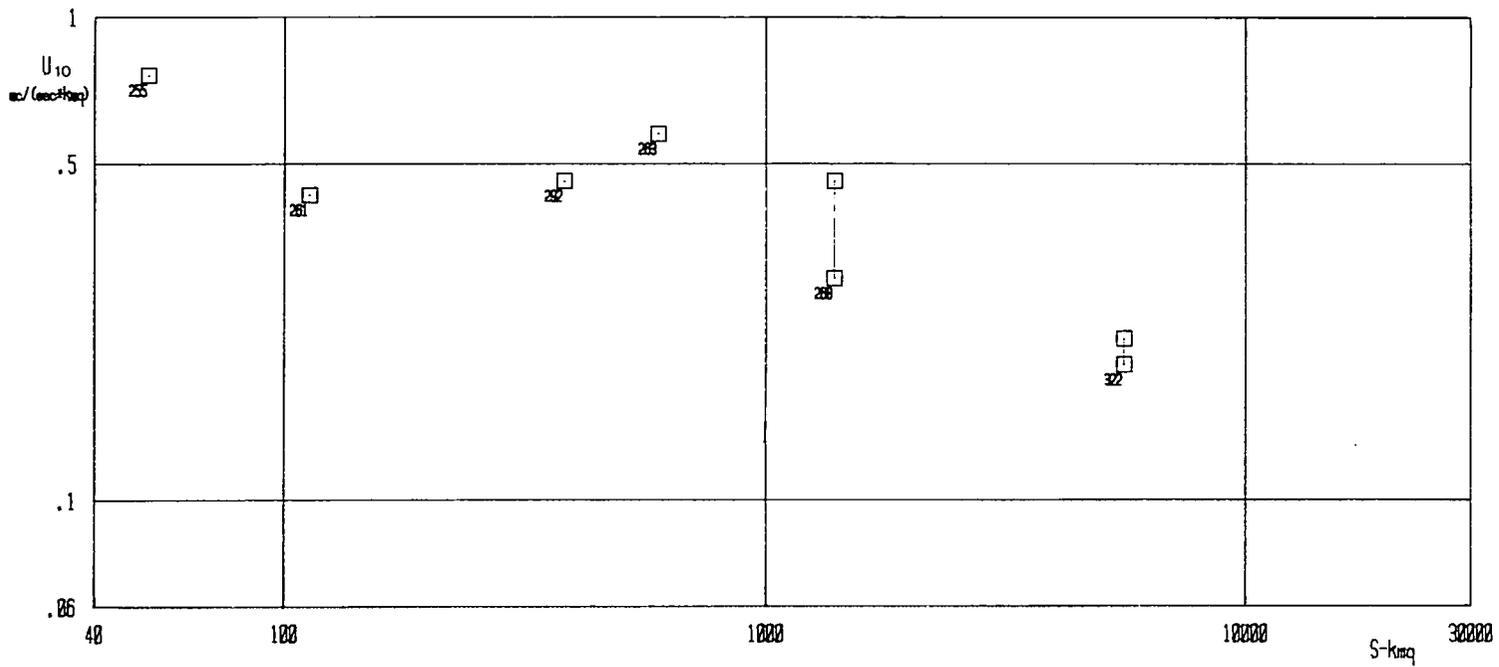


FIG. II: 2-5:

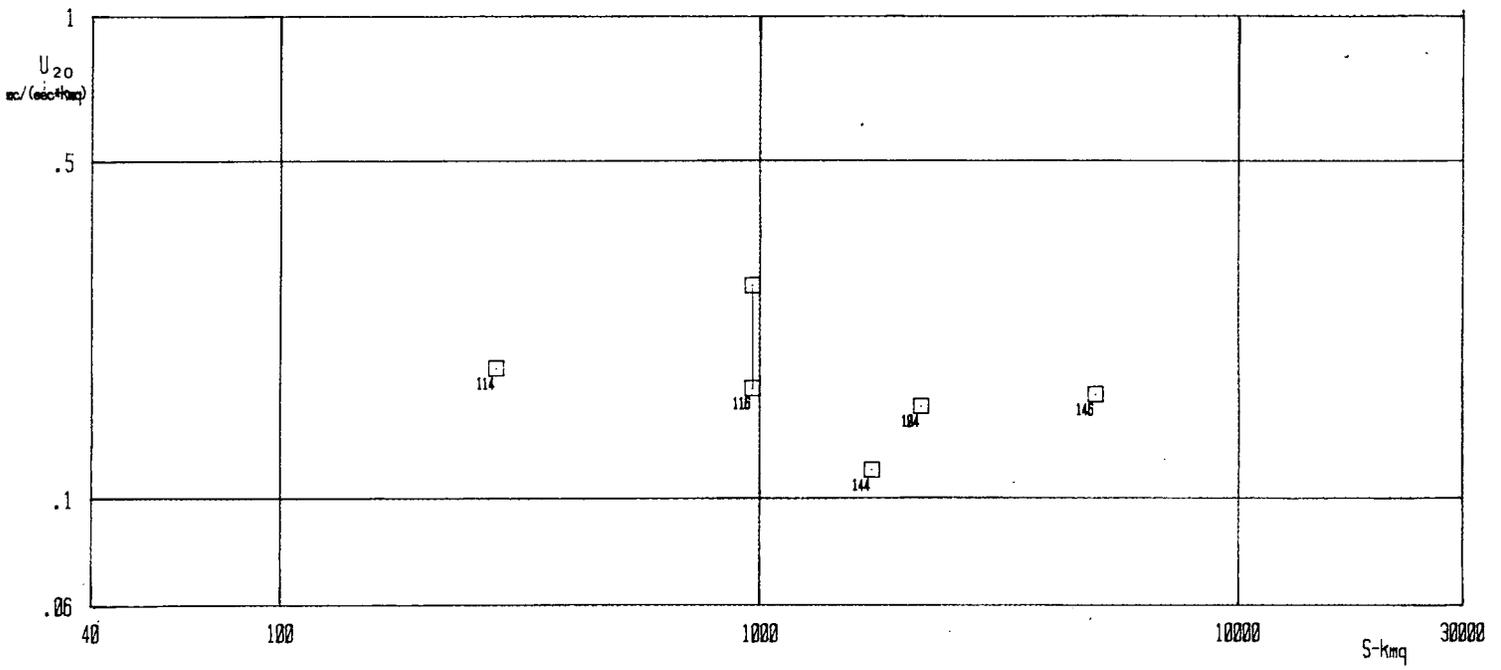
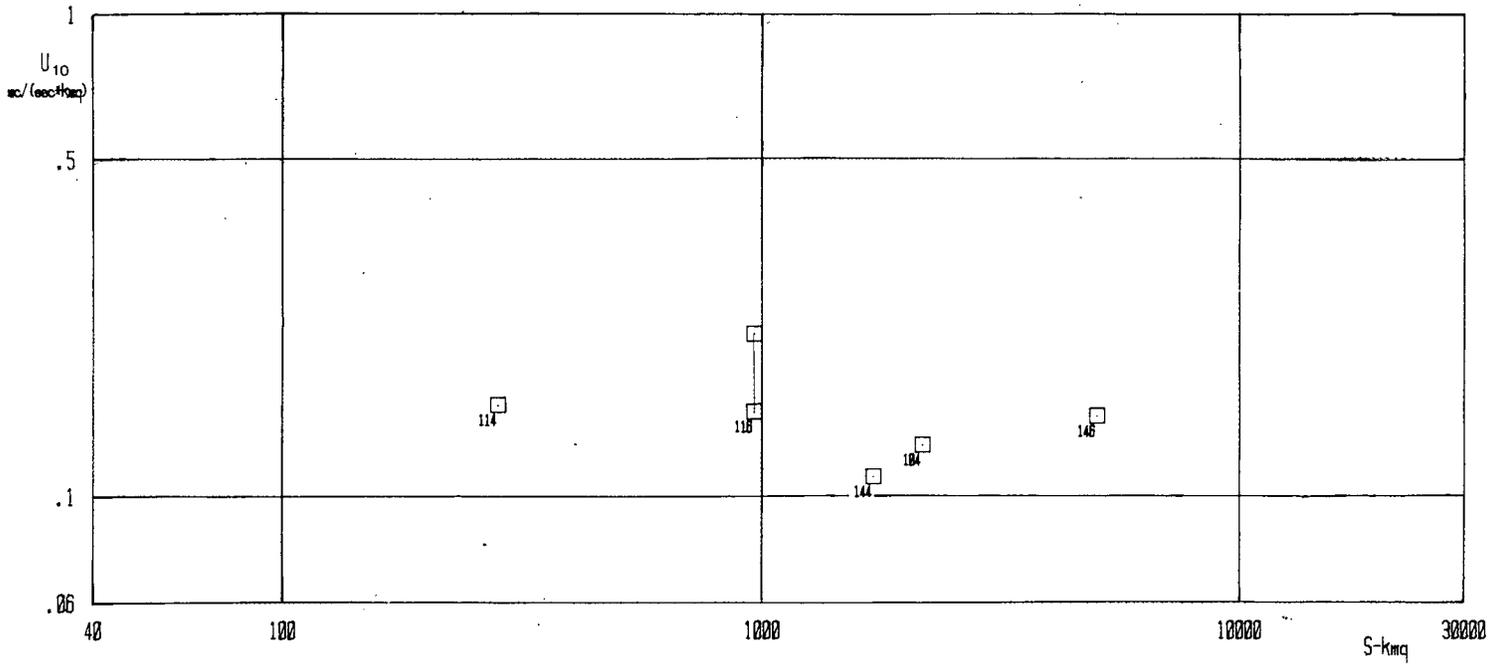


FIG. II: 2-6:

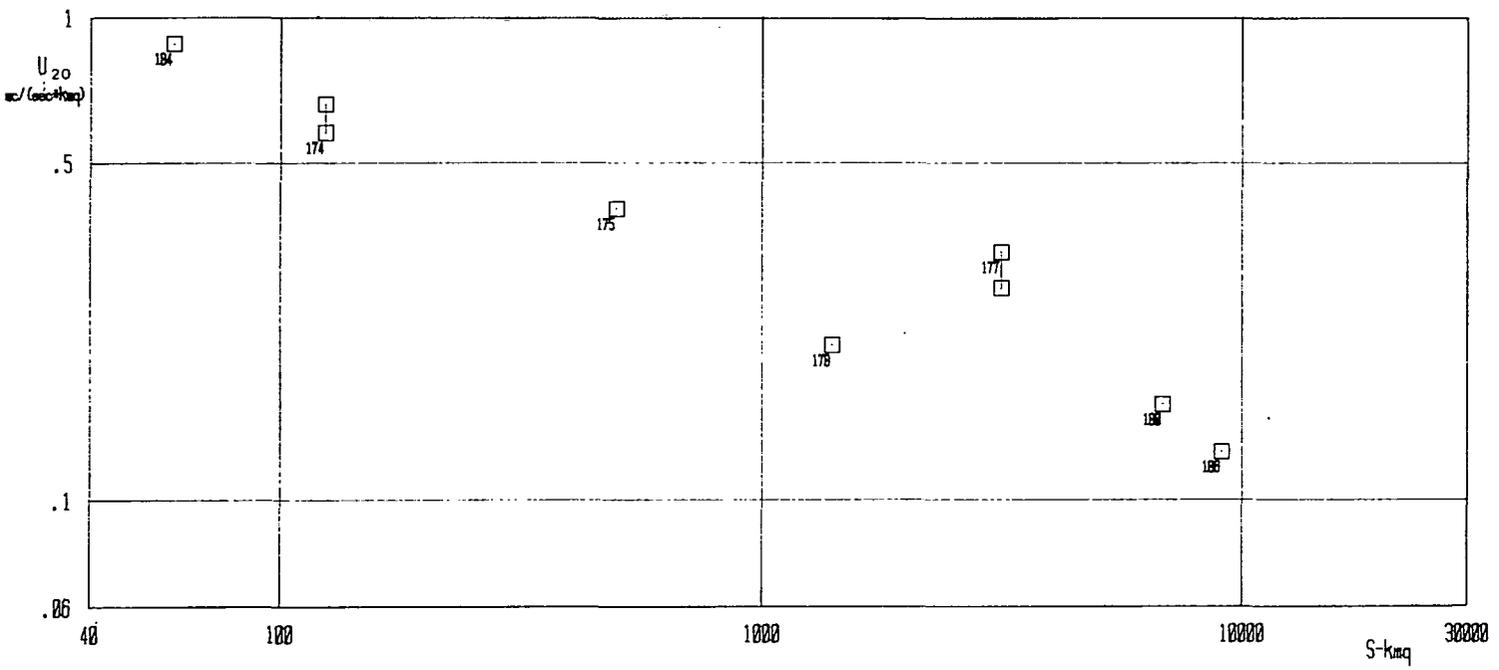
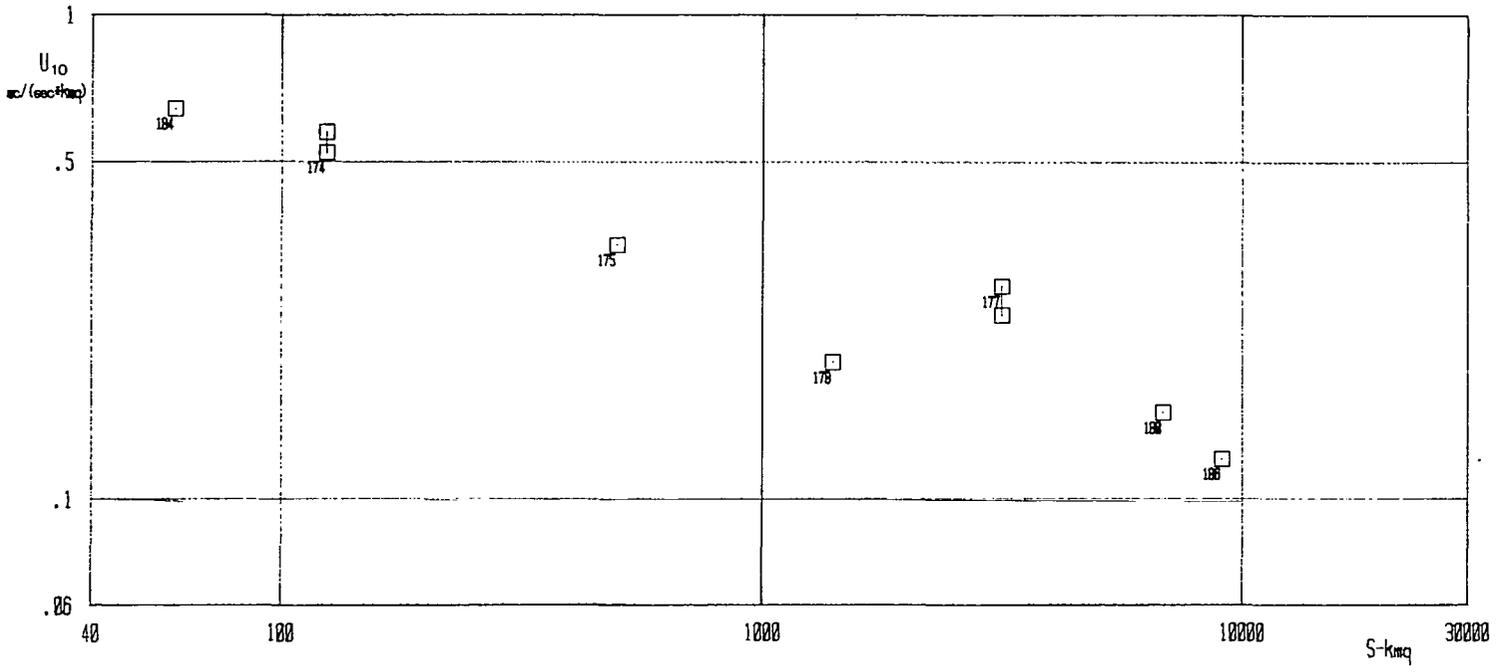


FIG. II: 2-7:

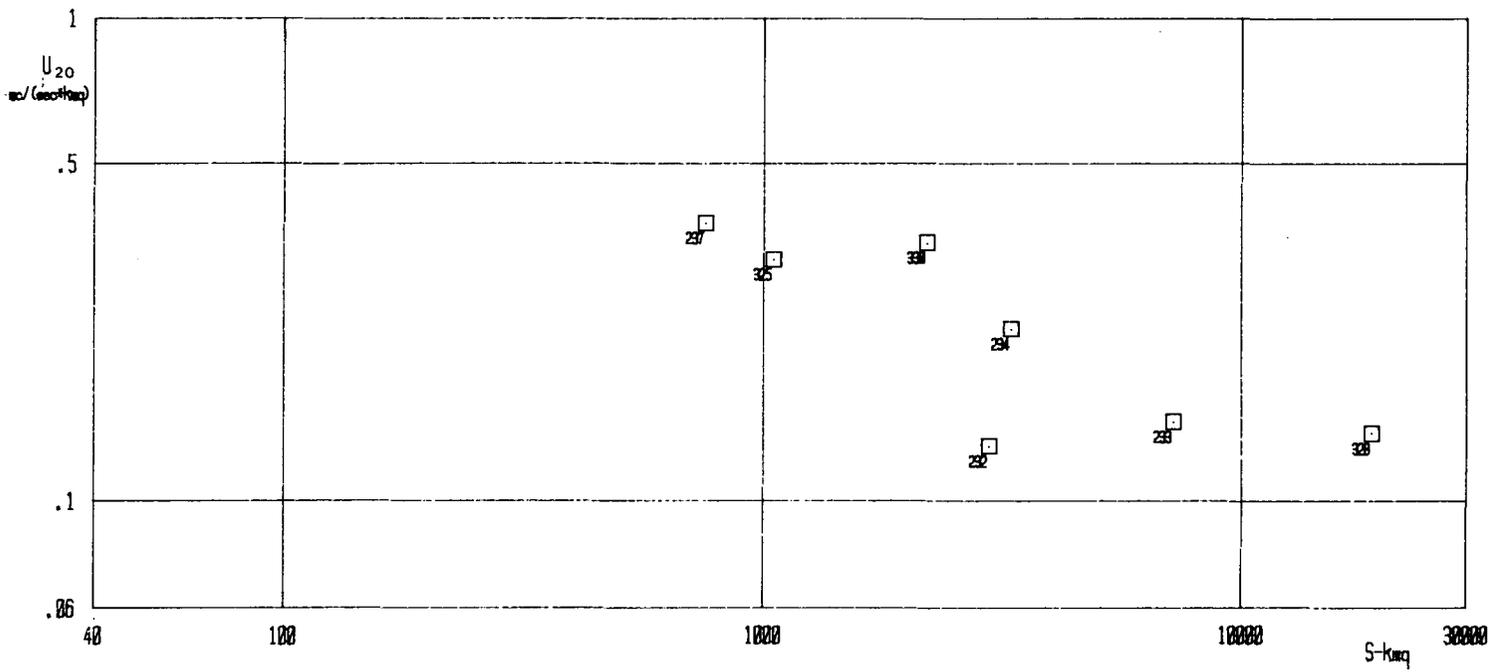
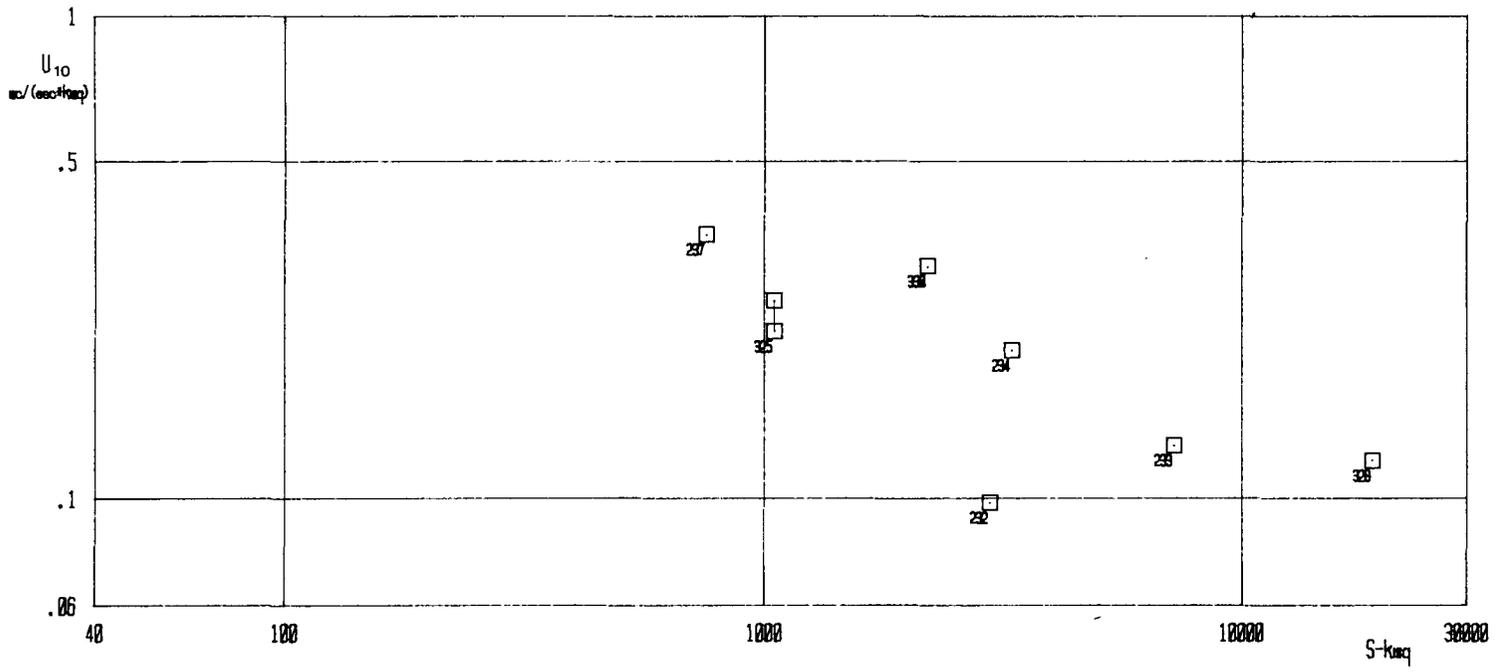


FIG. II: 2-8:

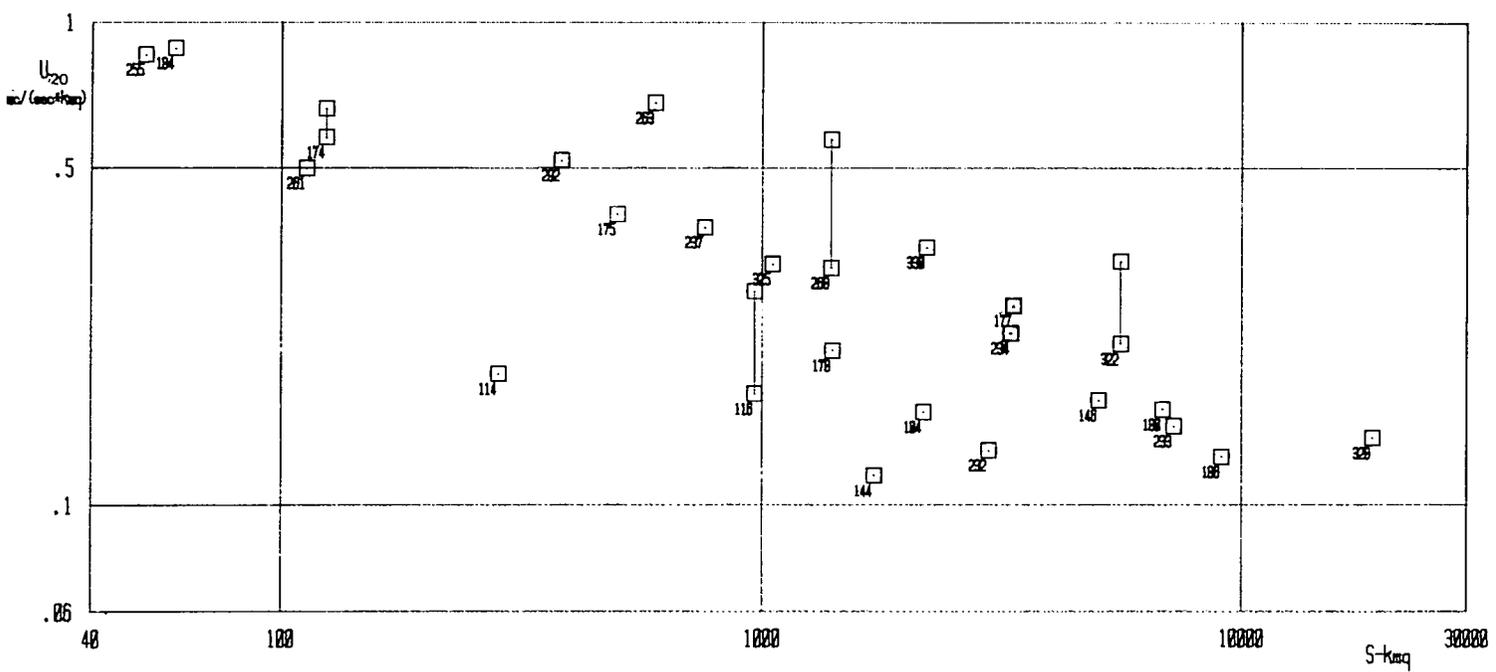
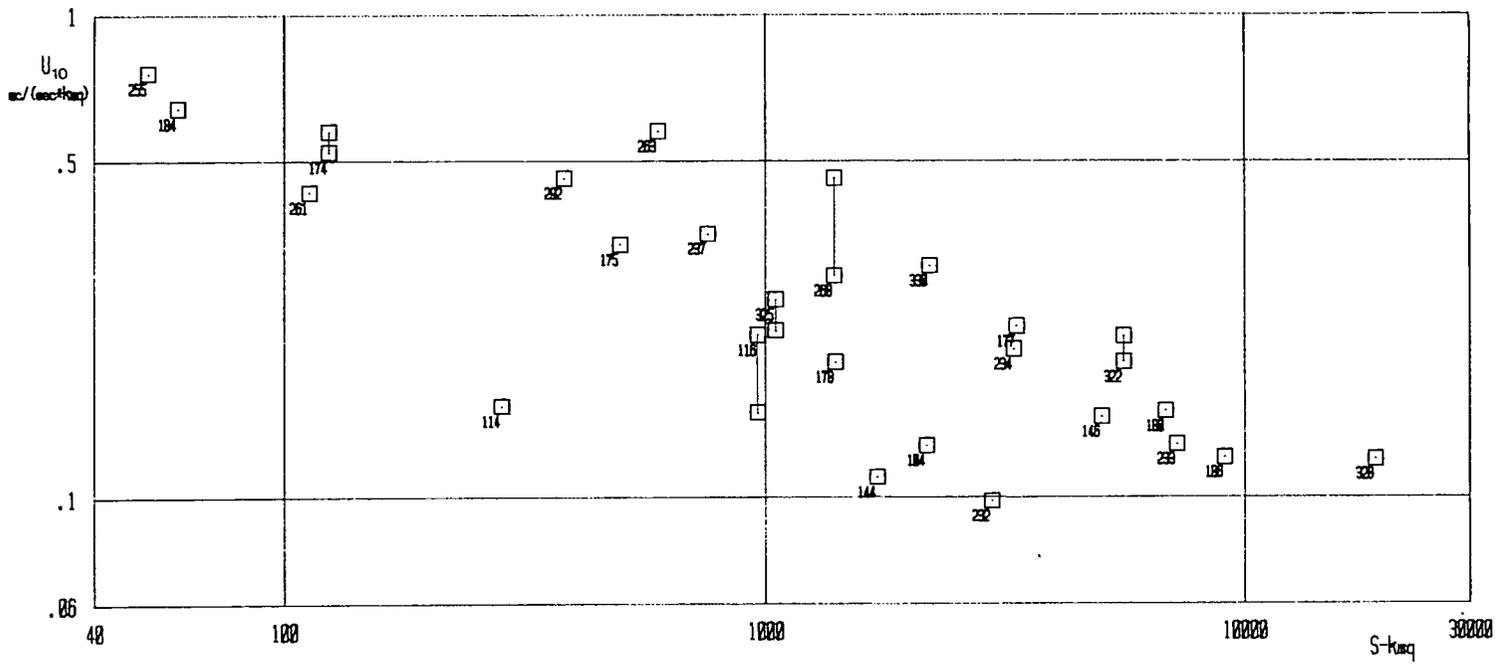


FIG. II: 2-9.

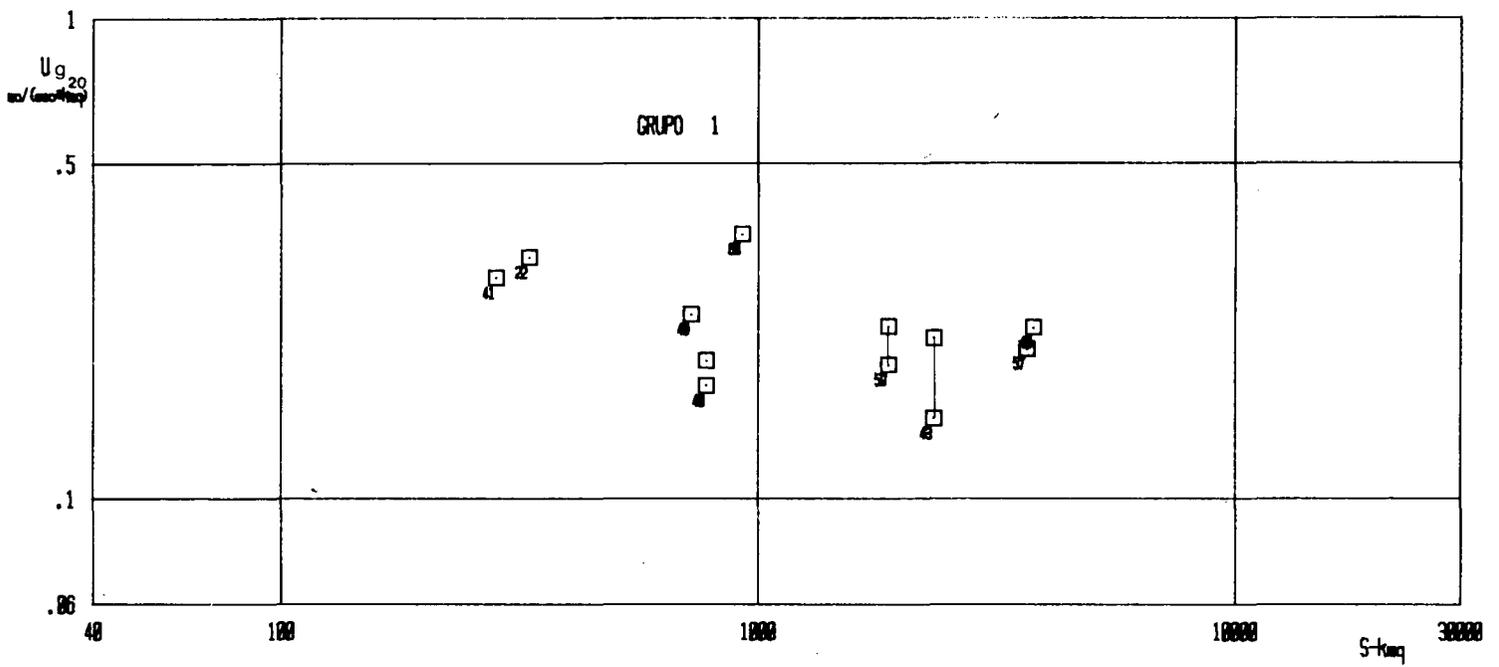
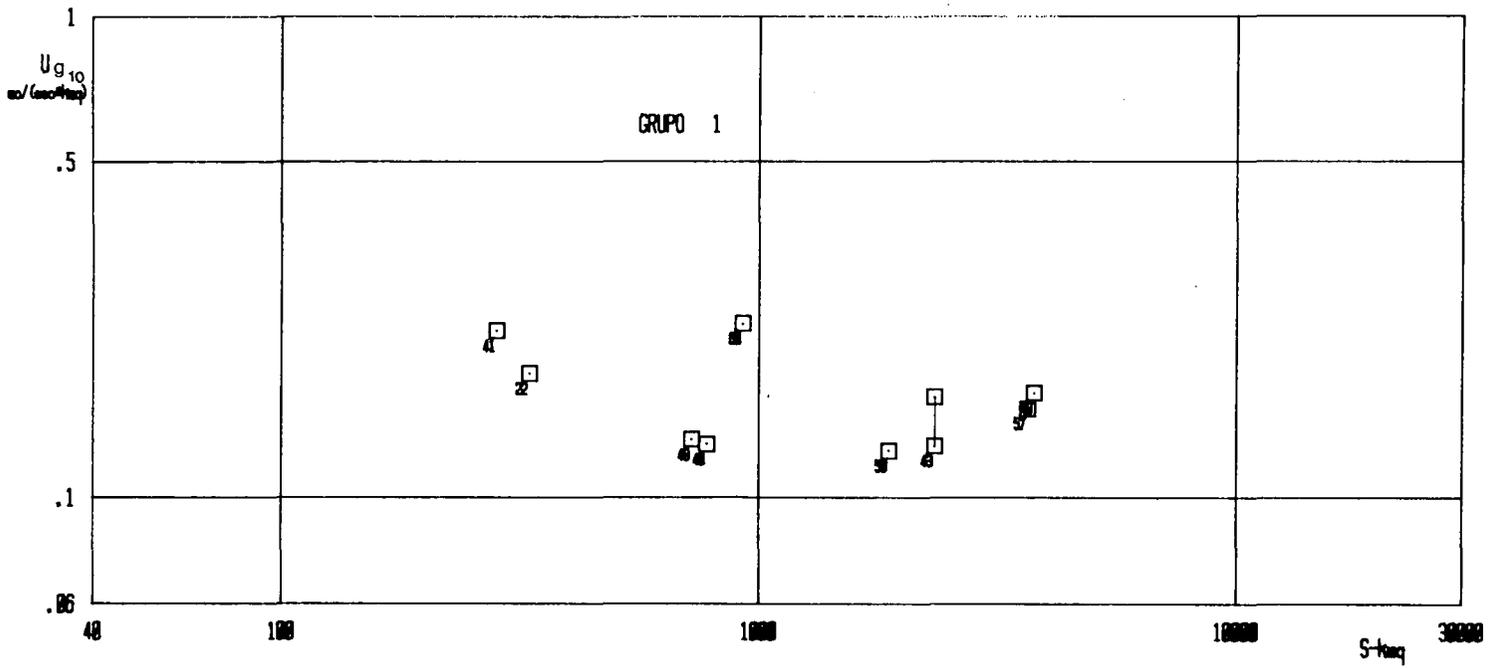


FIG. II: 3-1:

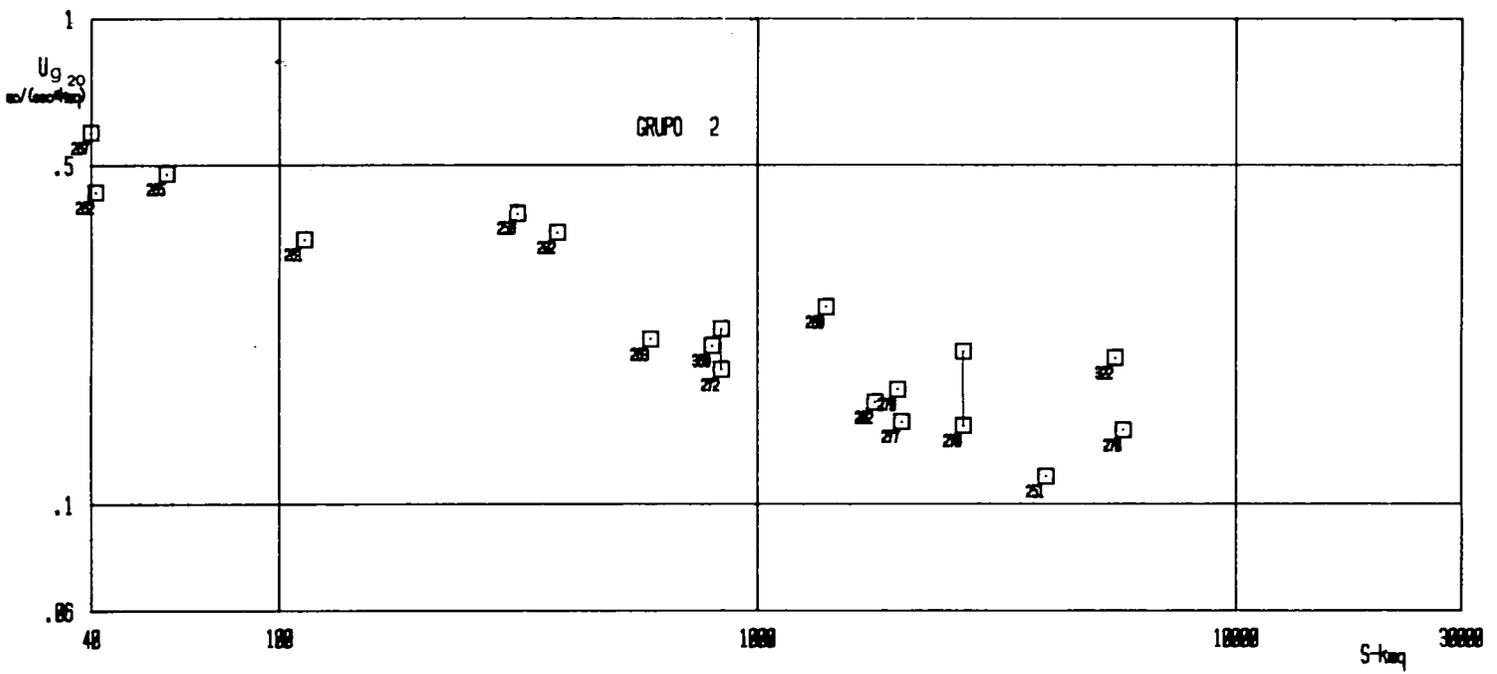
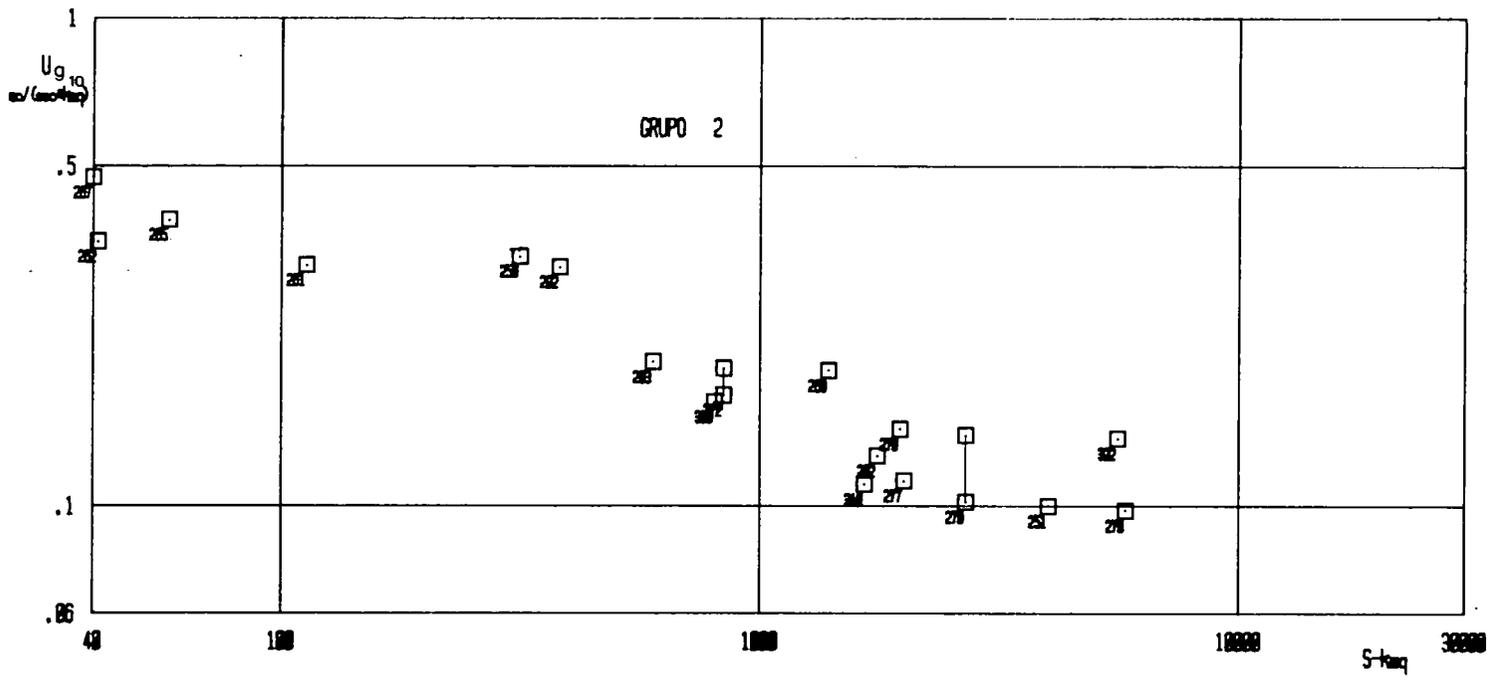


FIG. II: 3-2:

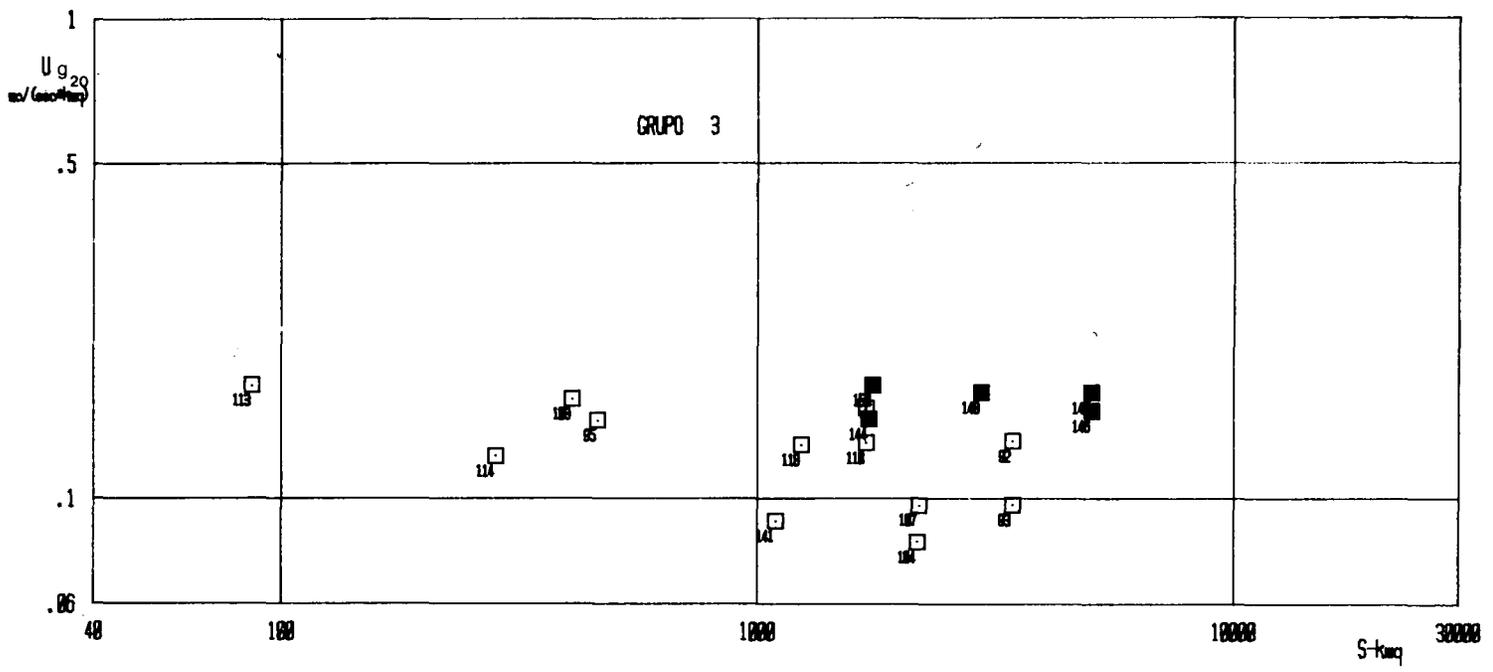
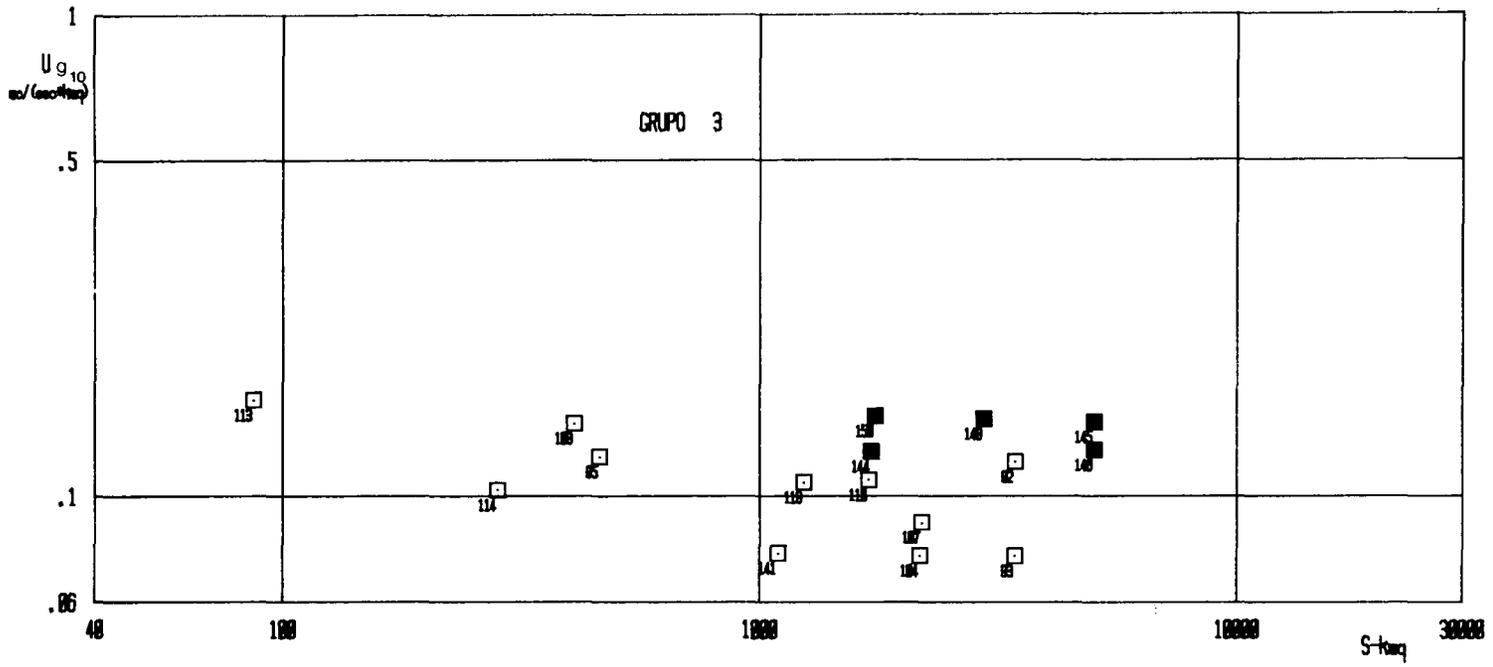


FIG. II: 3-3:

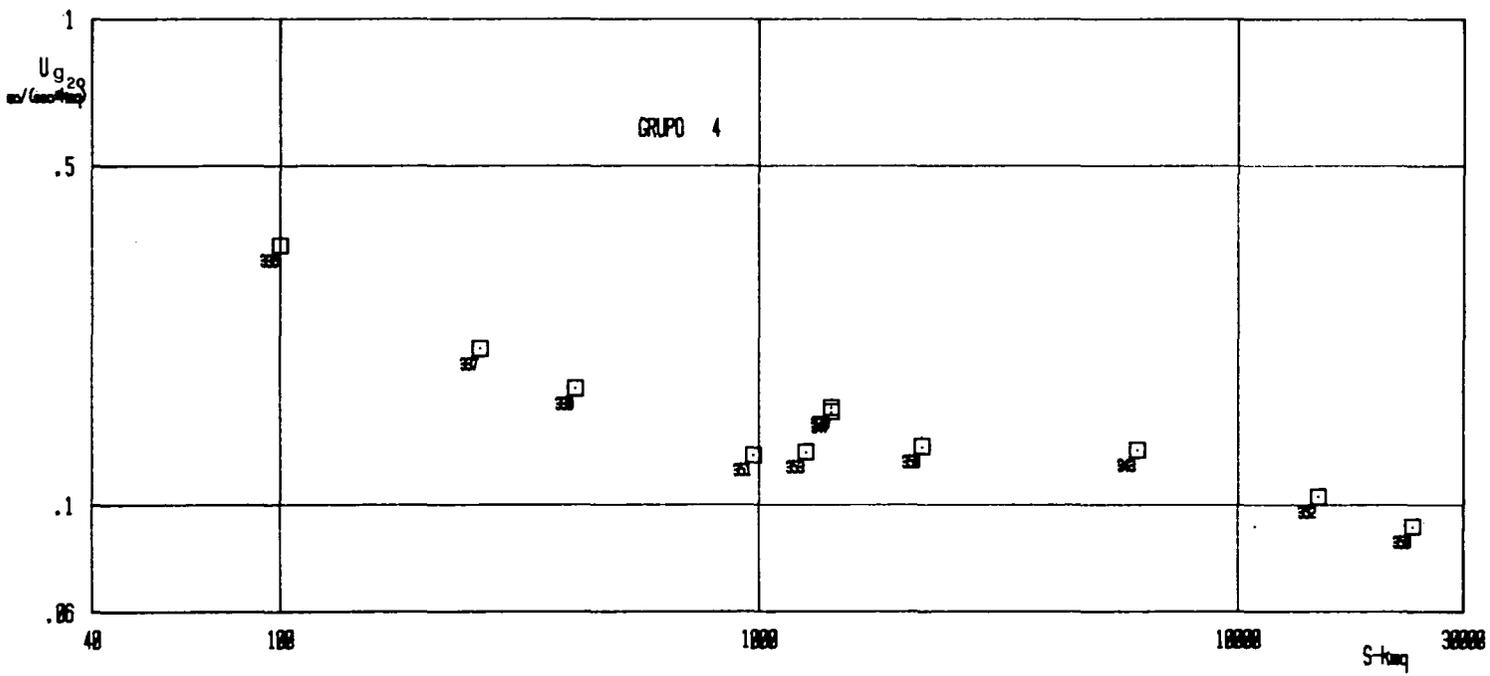
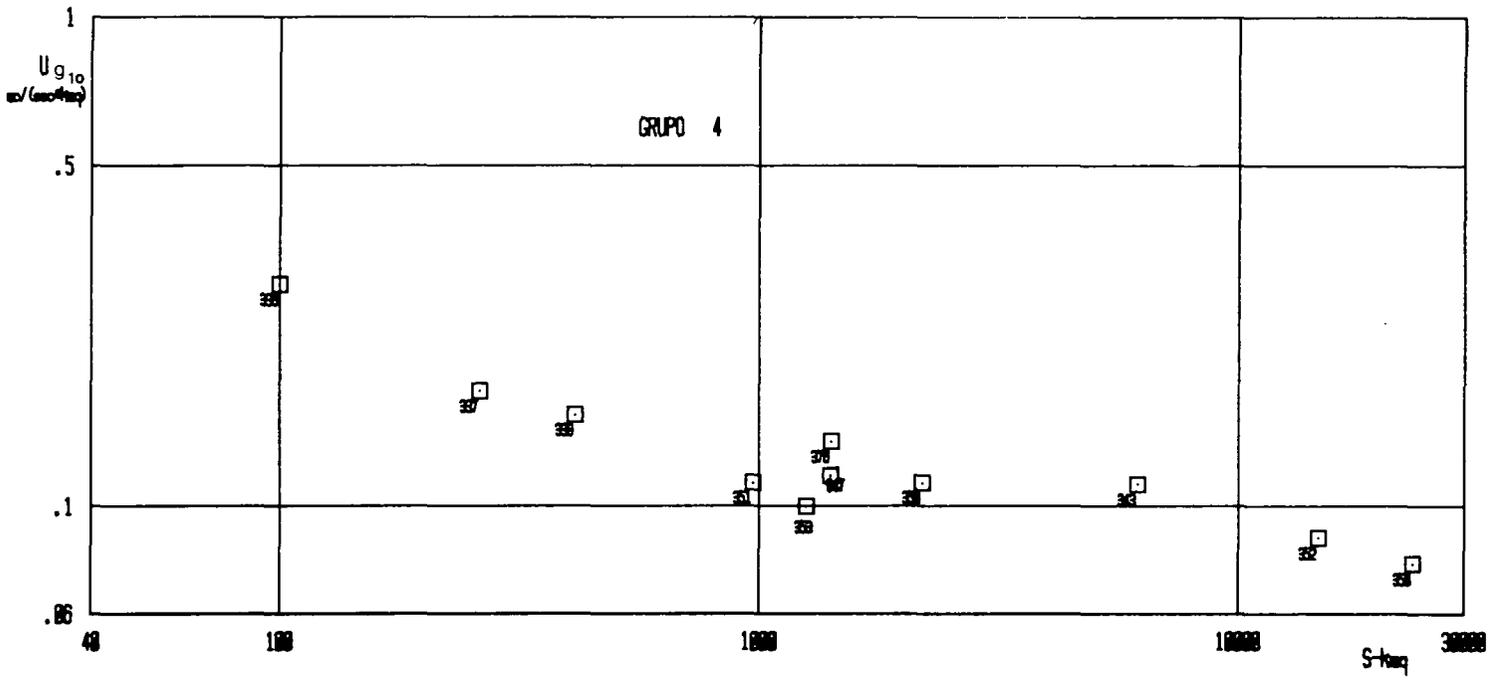


FIG. II: 3-4:

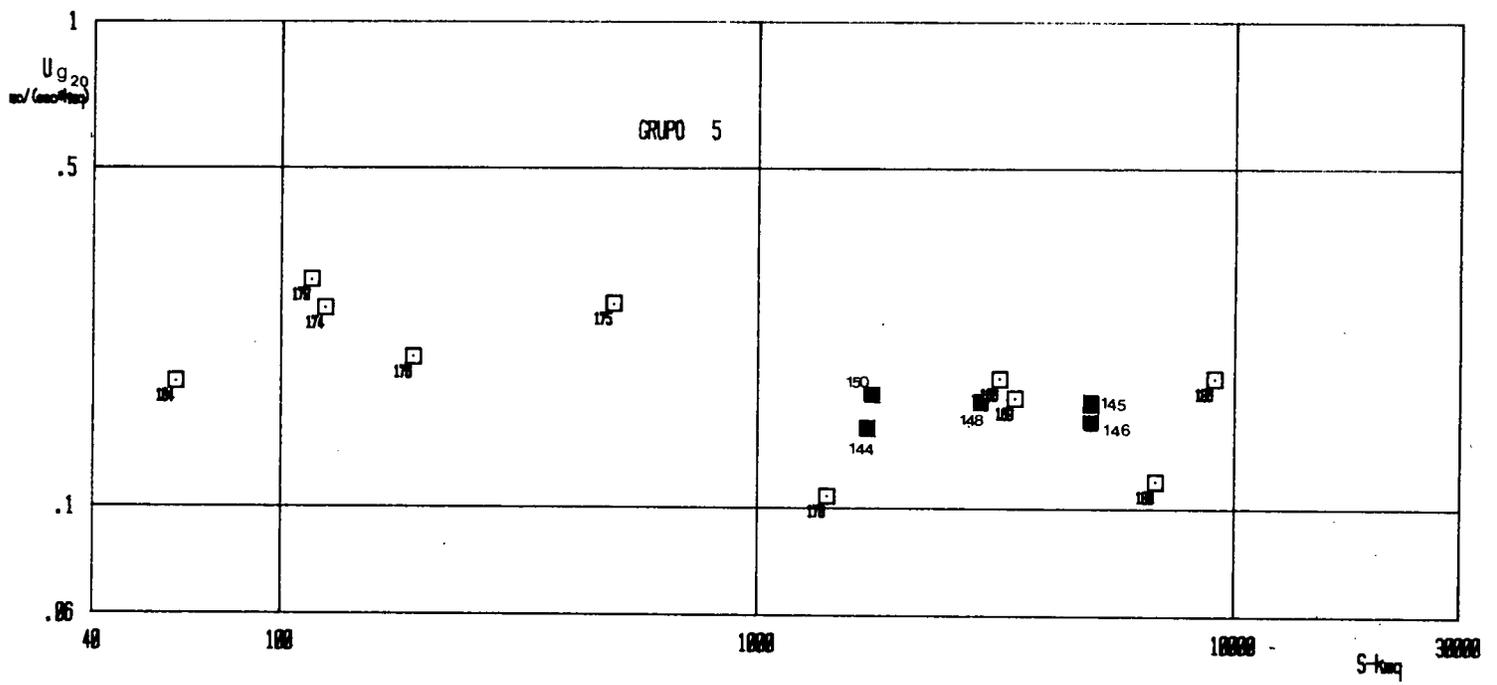
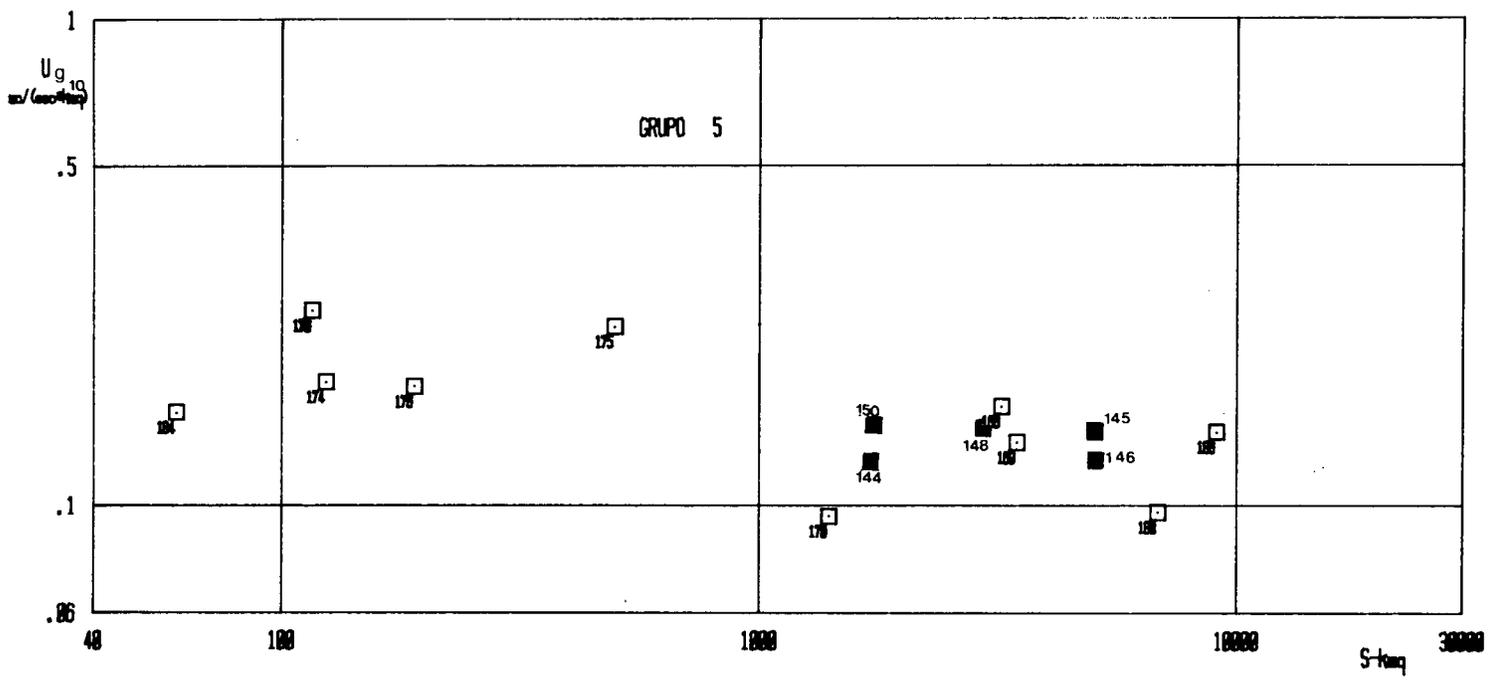


FIG. II: 3-5:

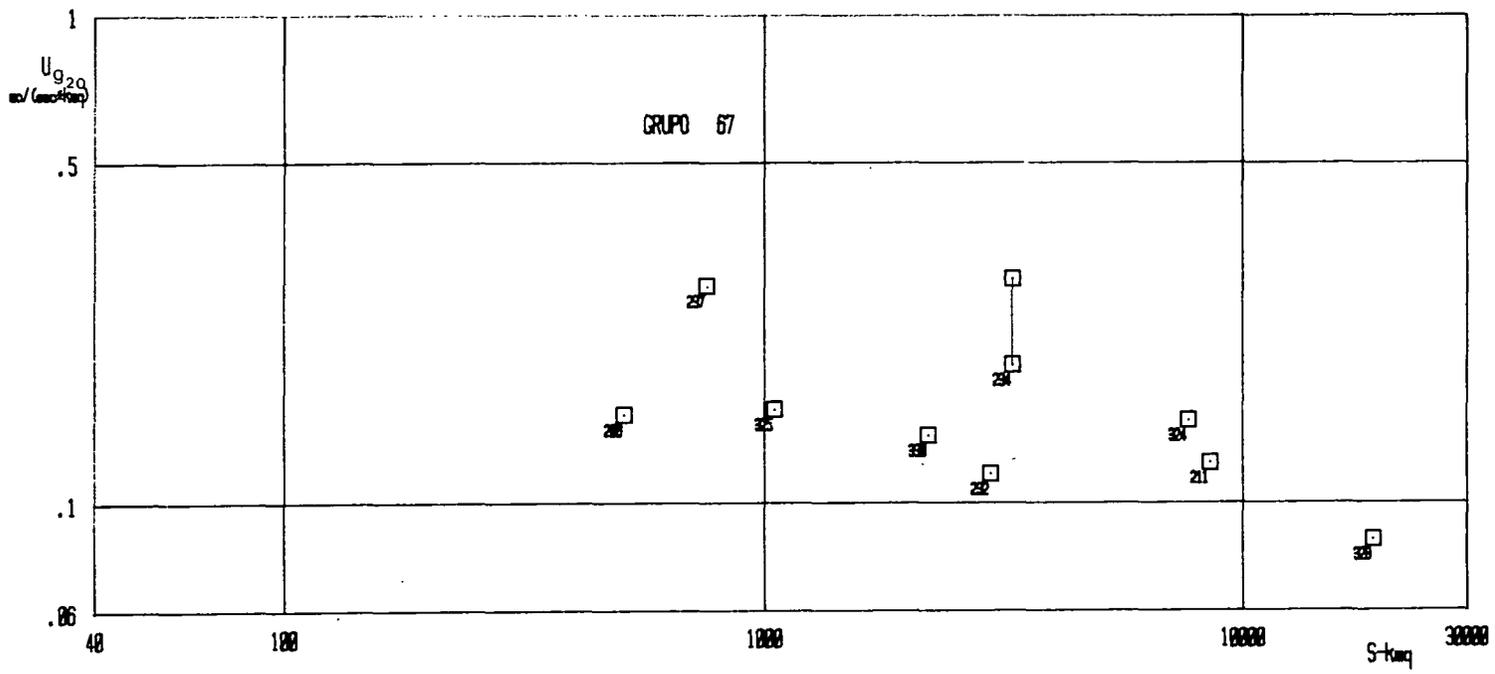
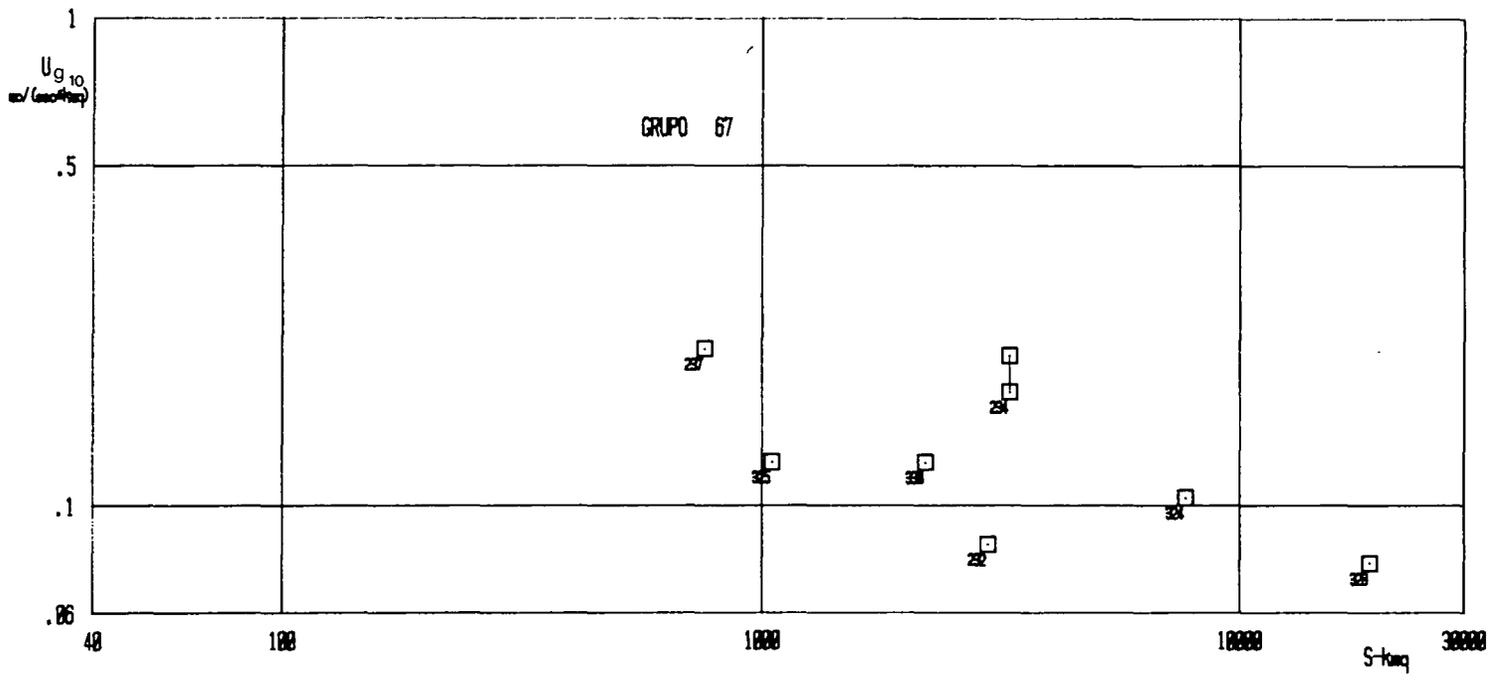


FIG. II: 3-6:

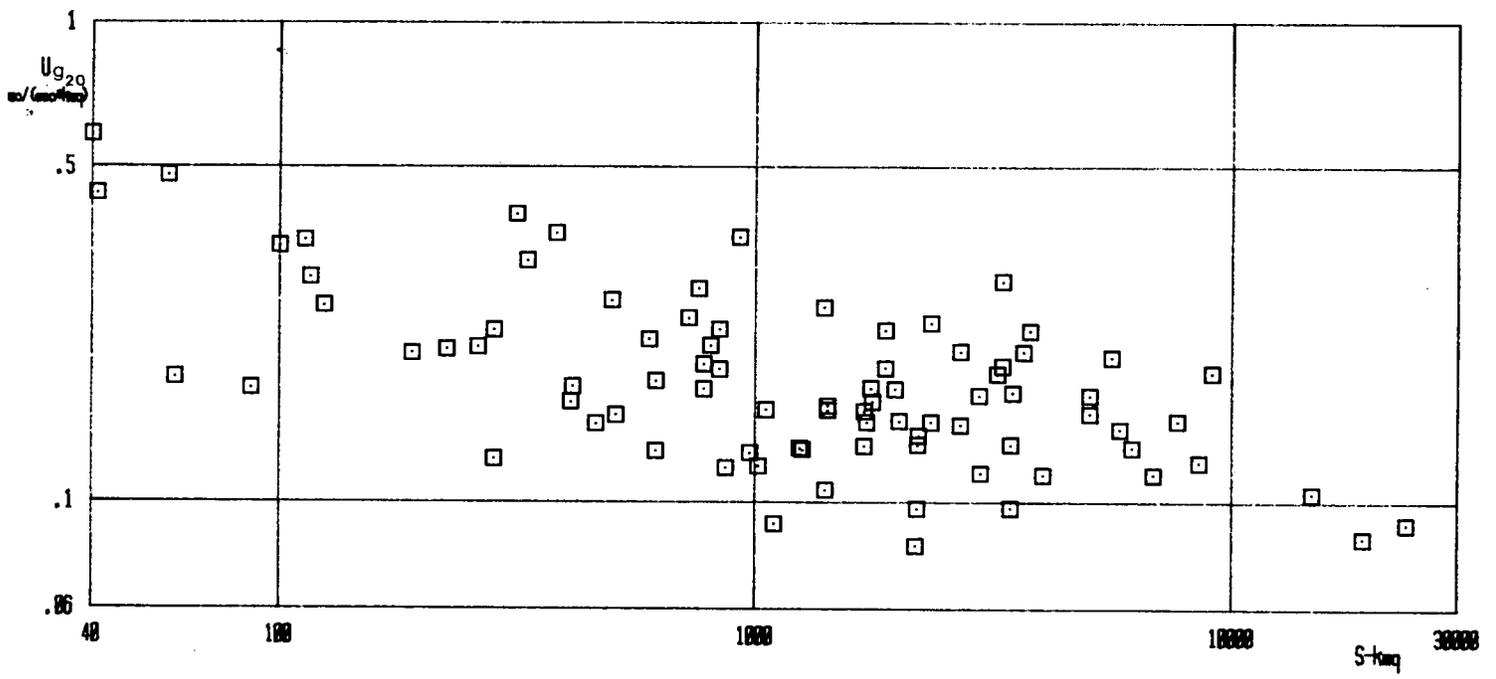
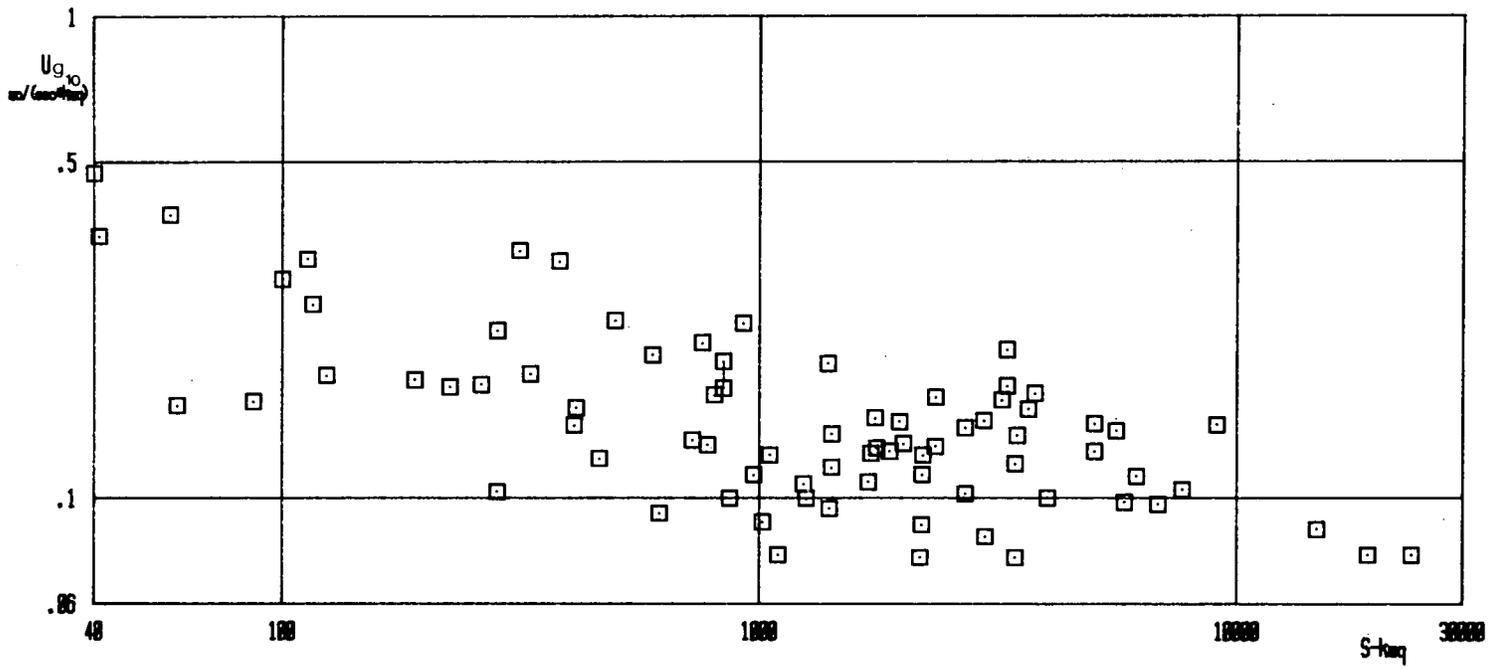


FIG. II: 3-7:

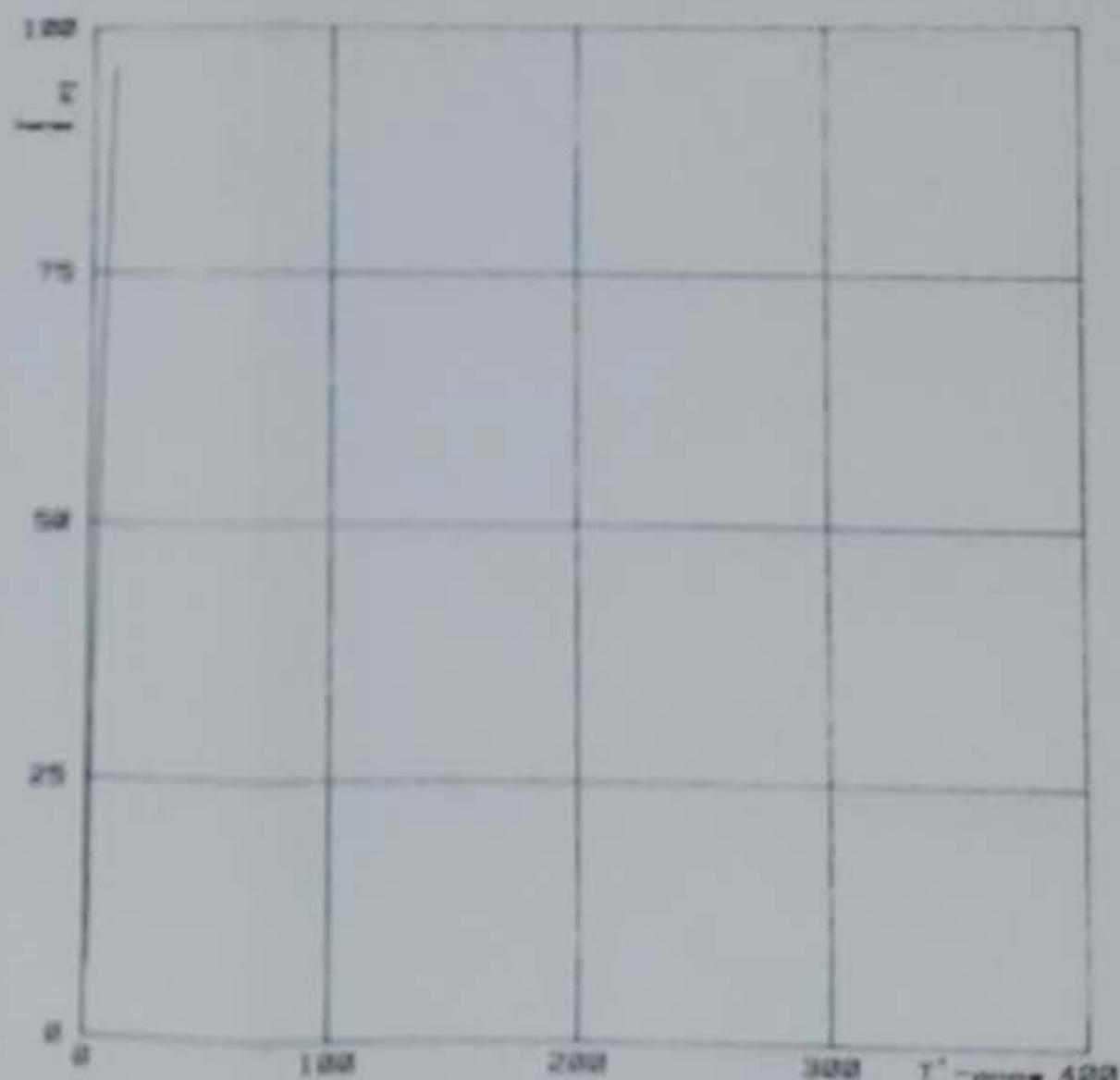
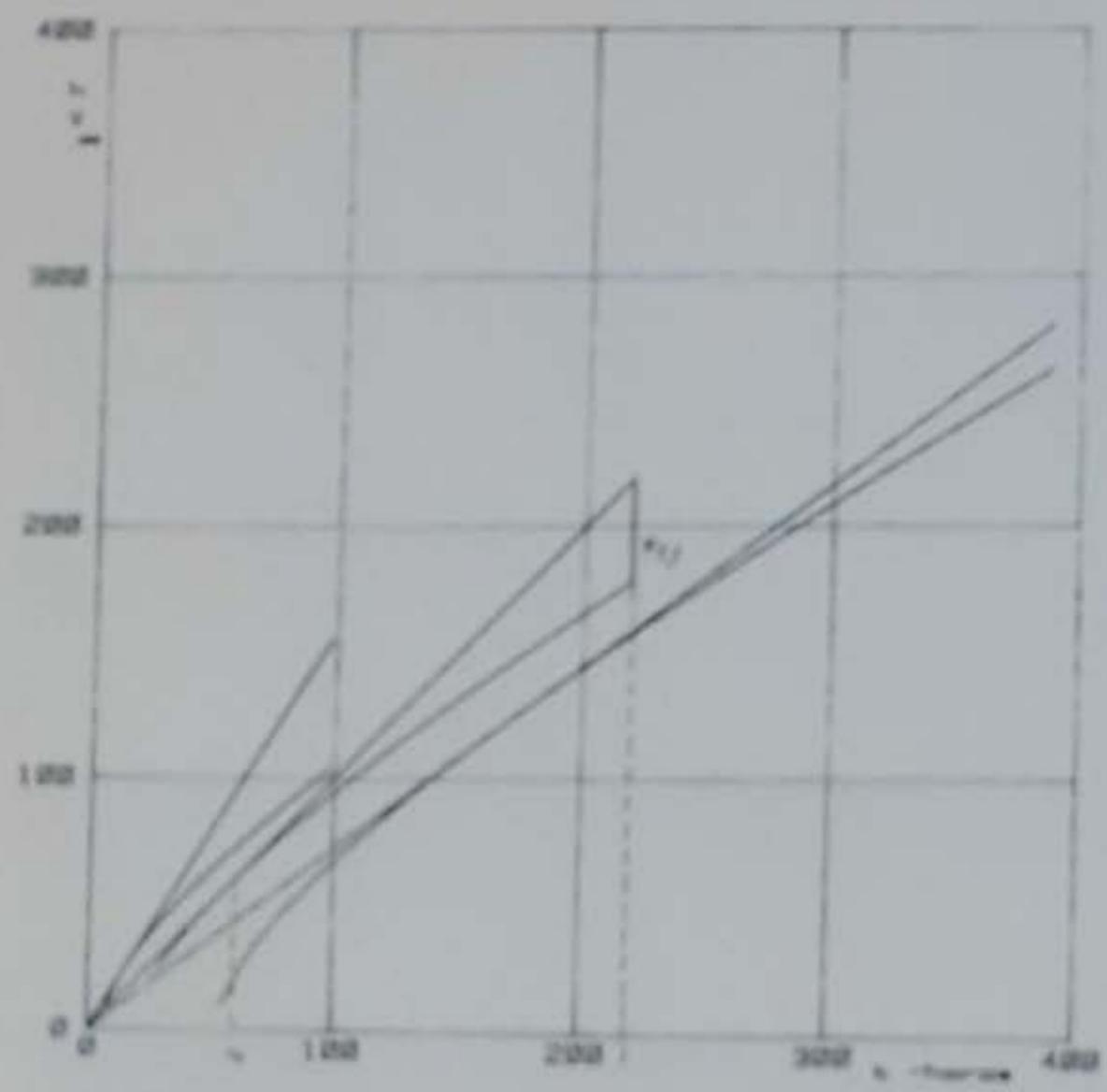
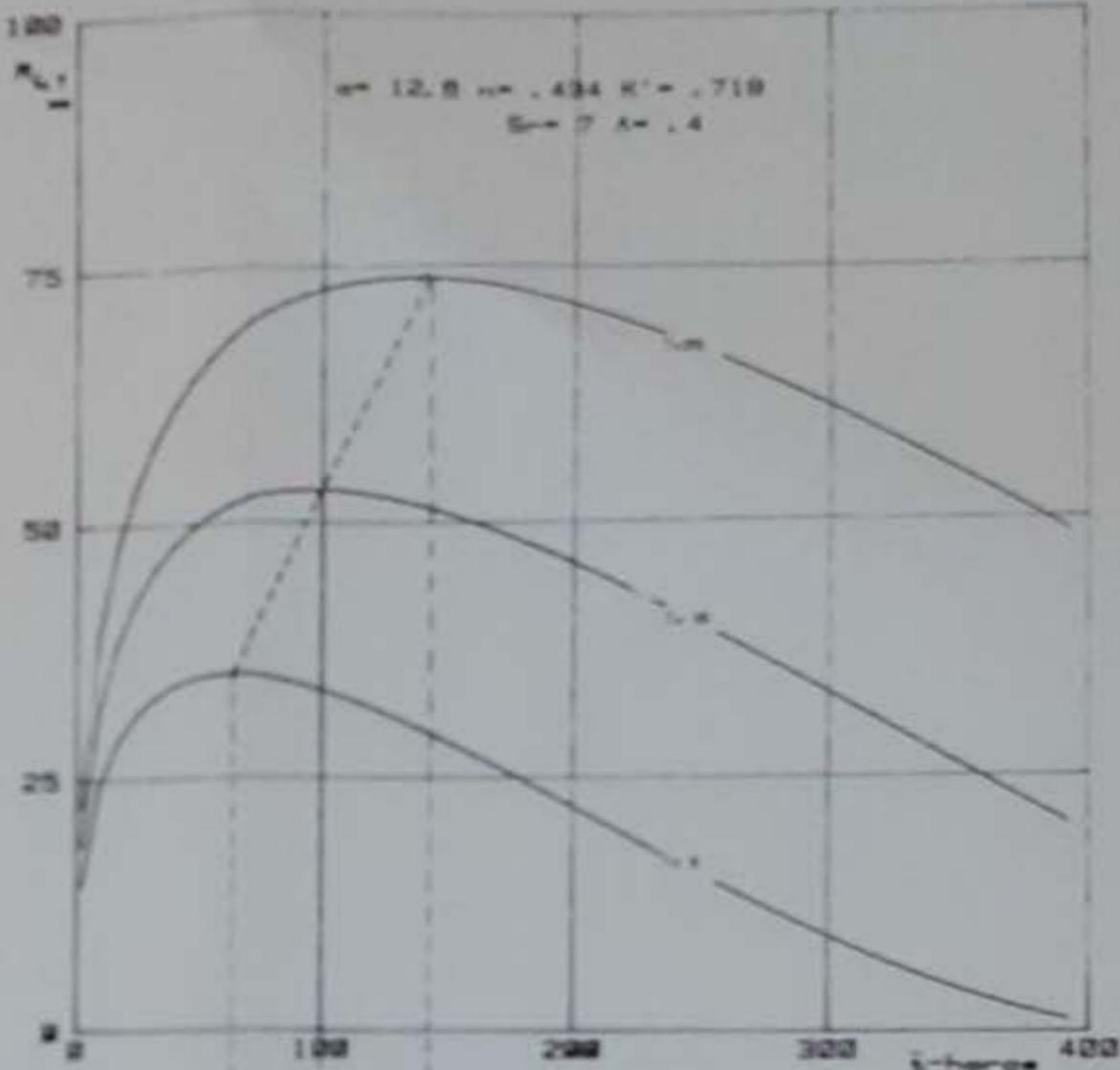
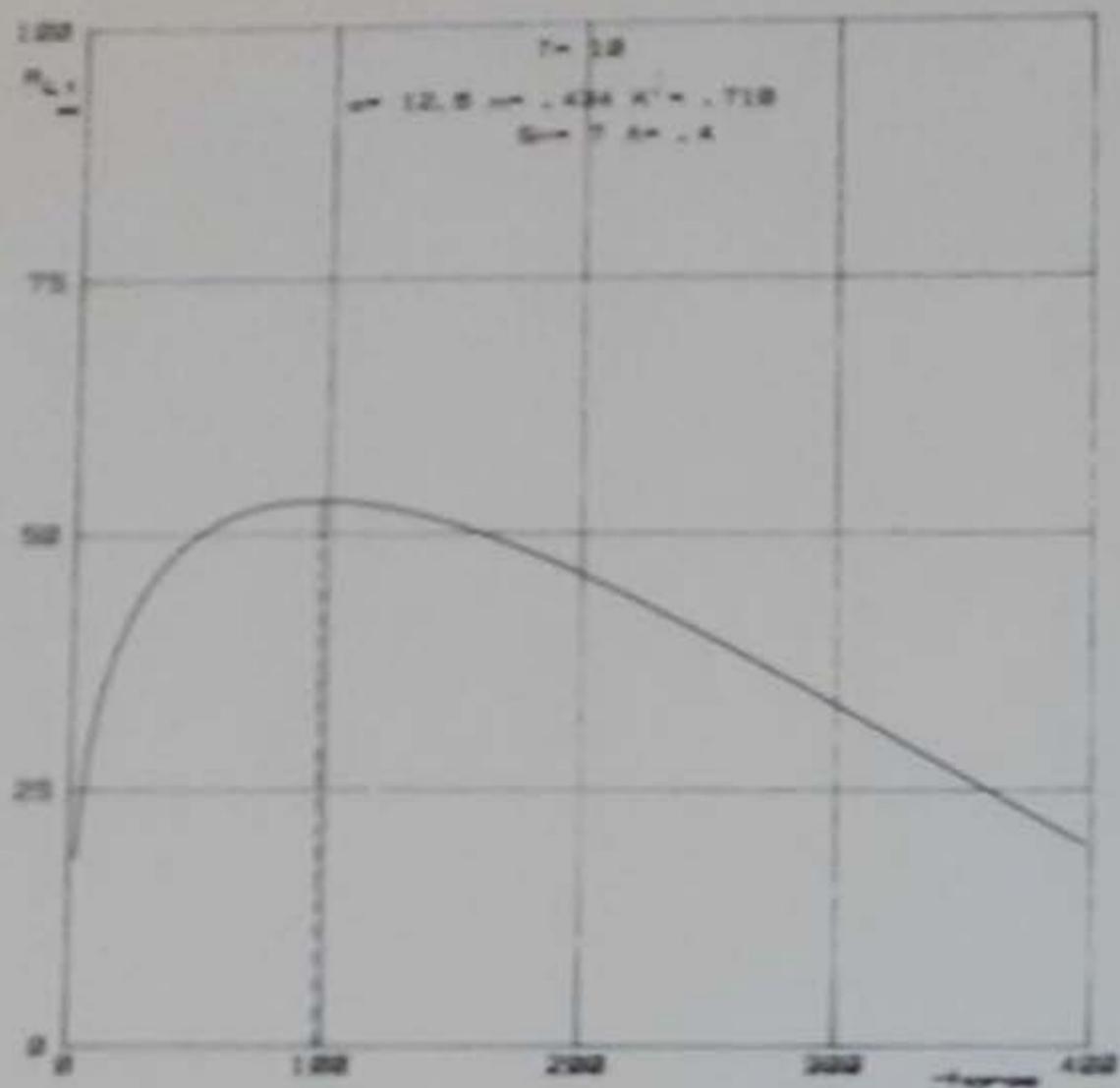


Fig. 10.31

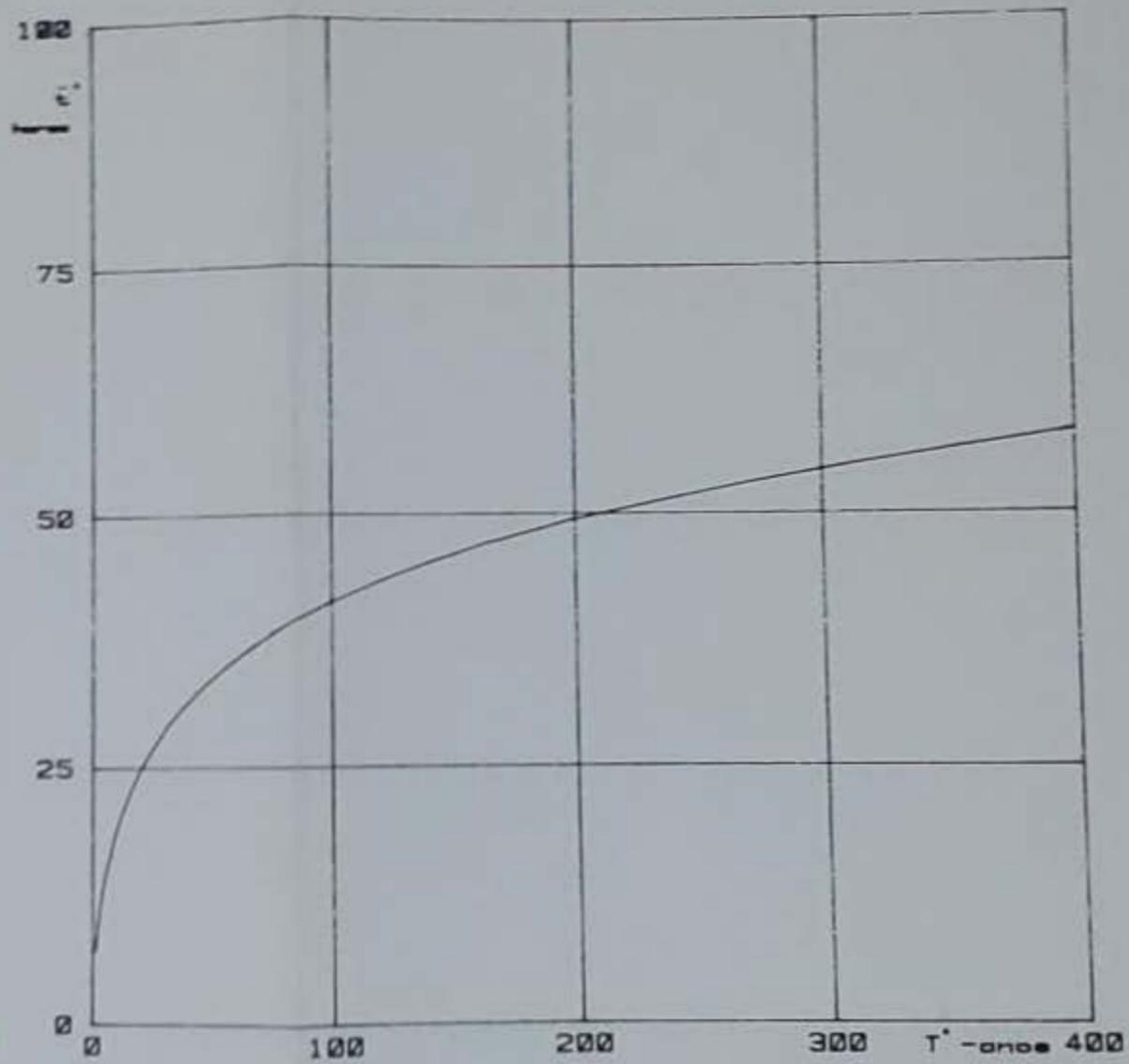
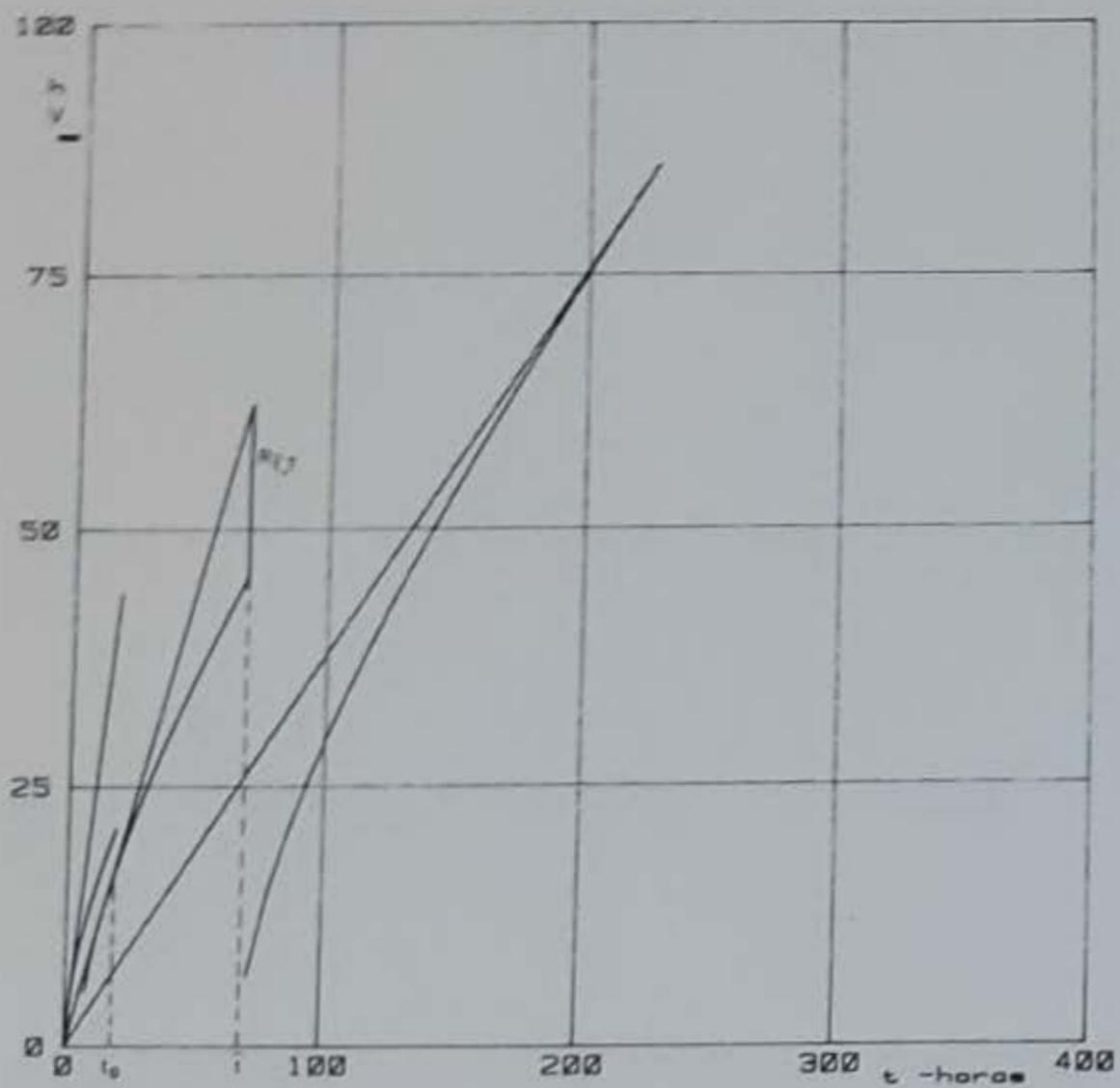
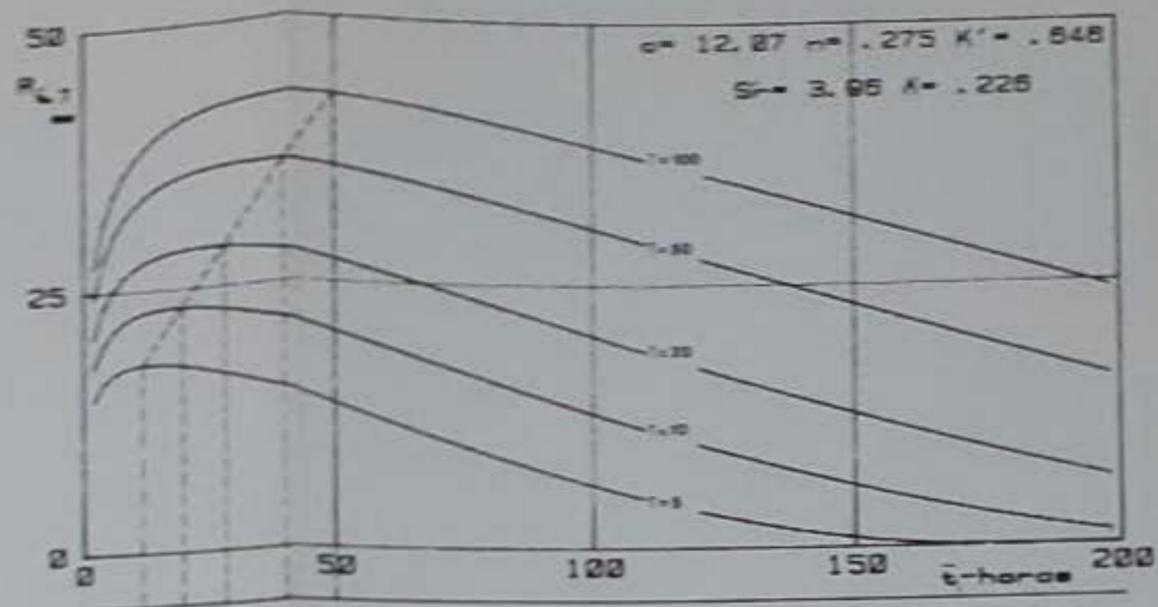
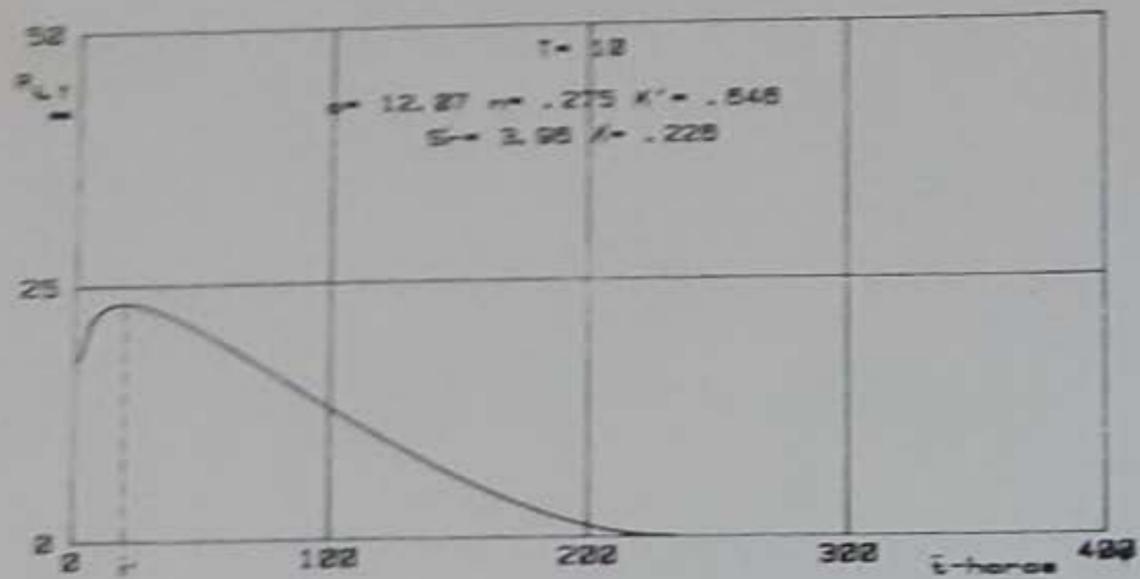


FIG. III. 3-2

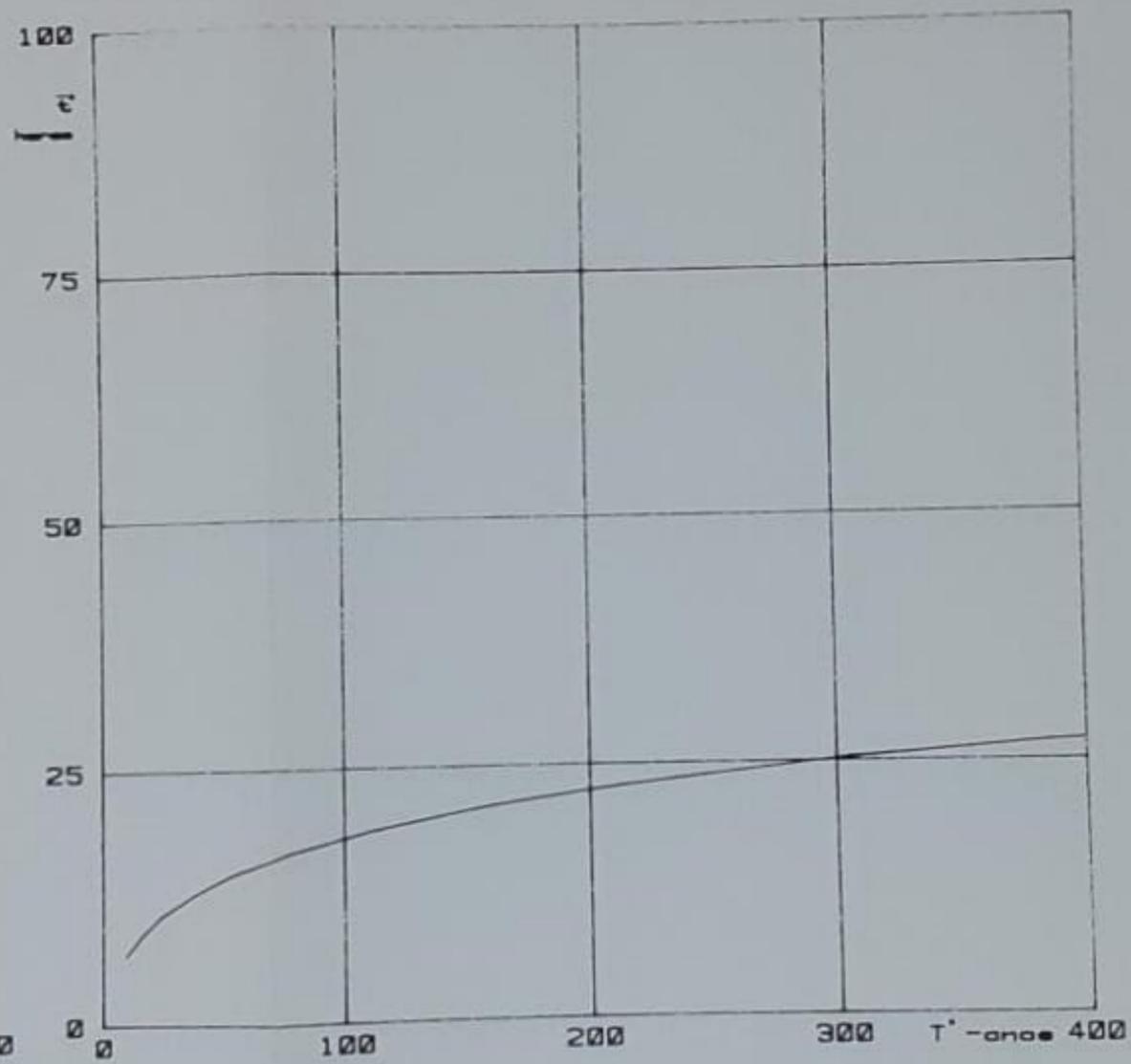
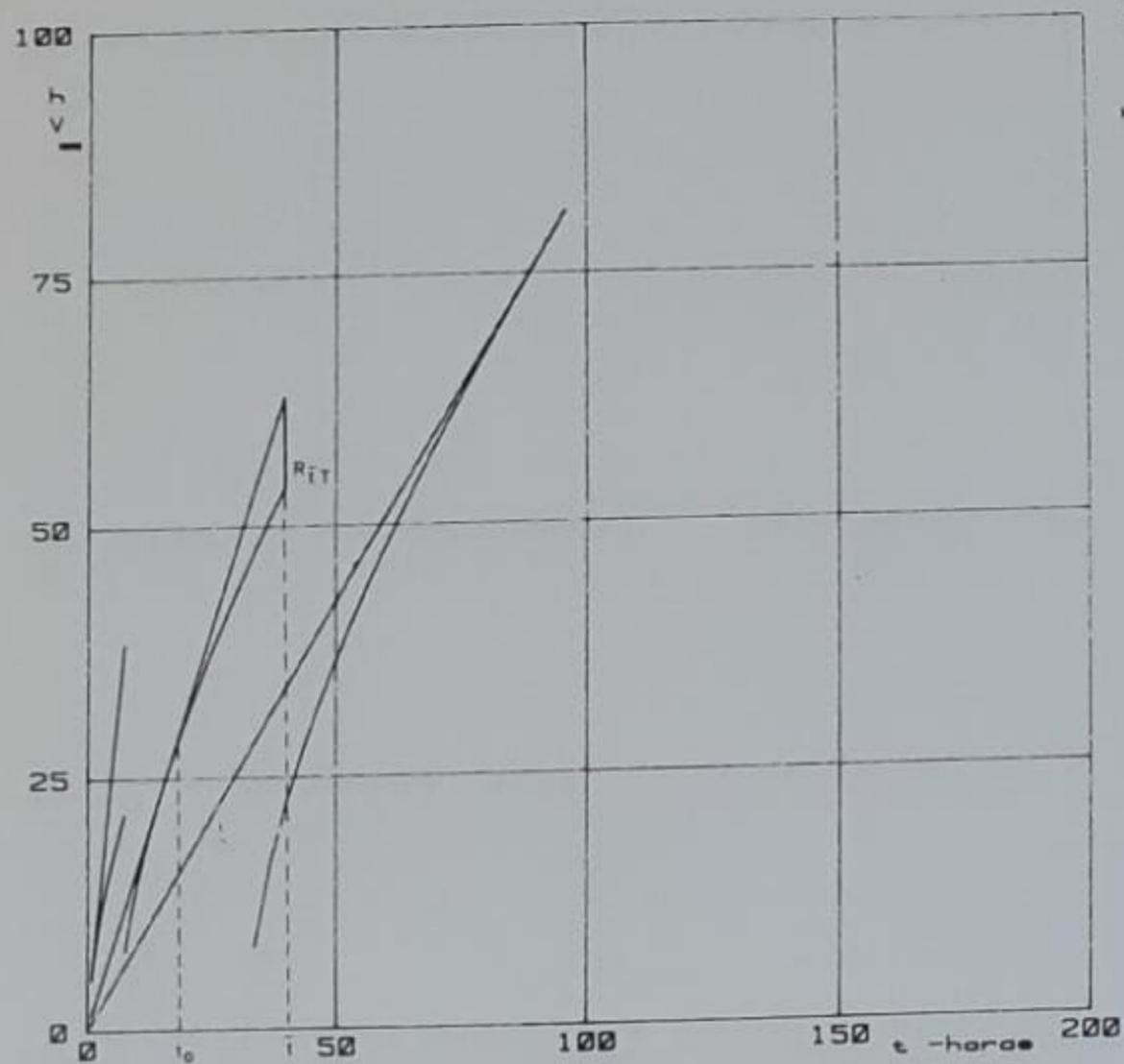
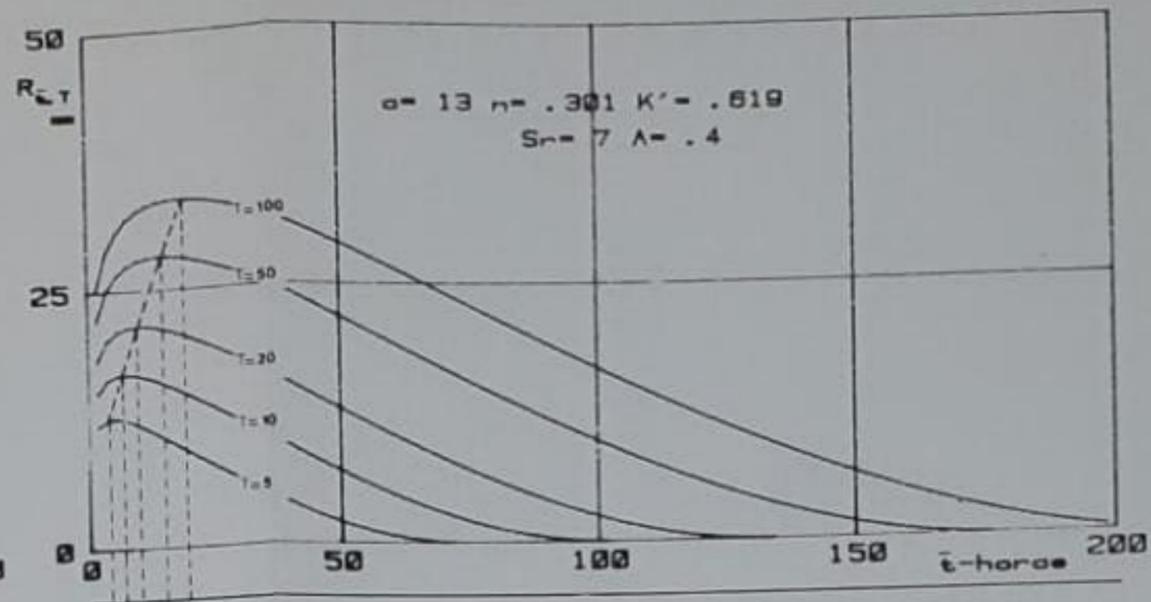
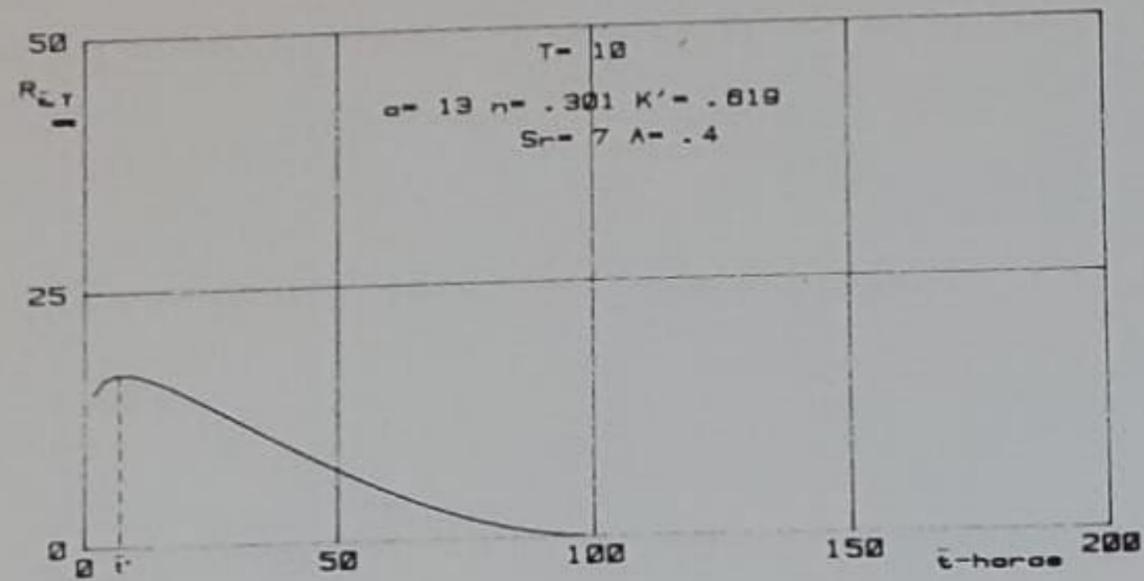


FIG. III: 3-3

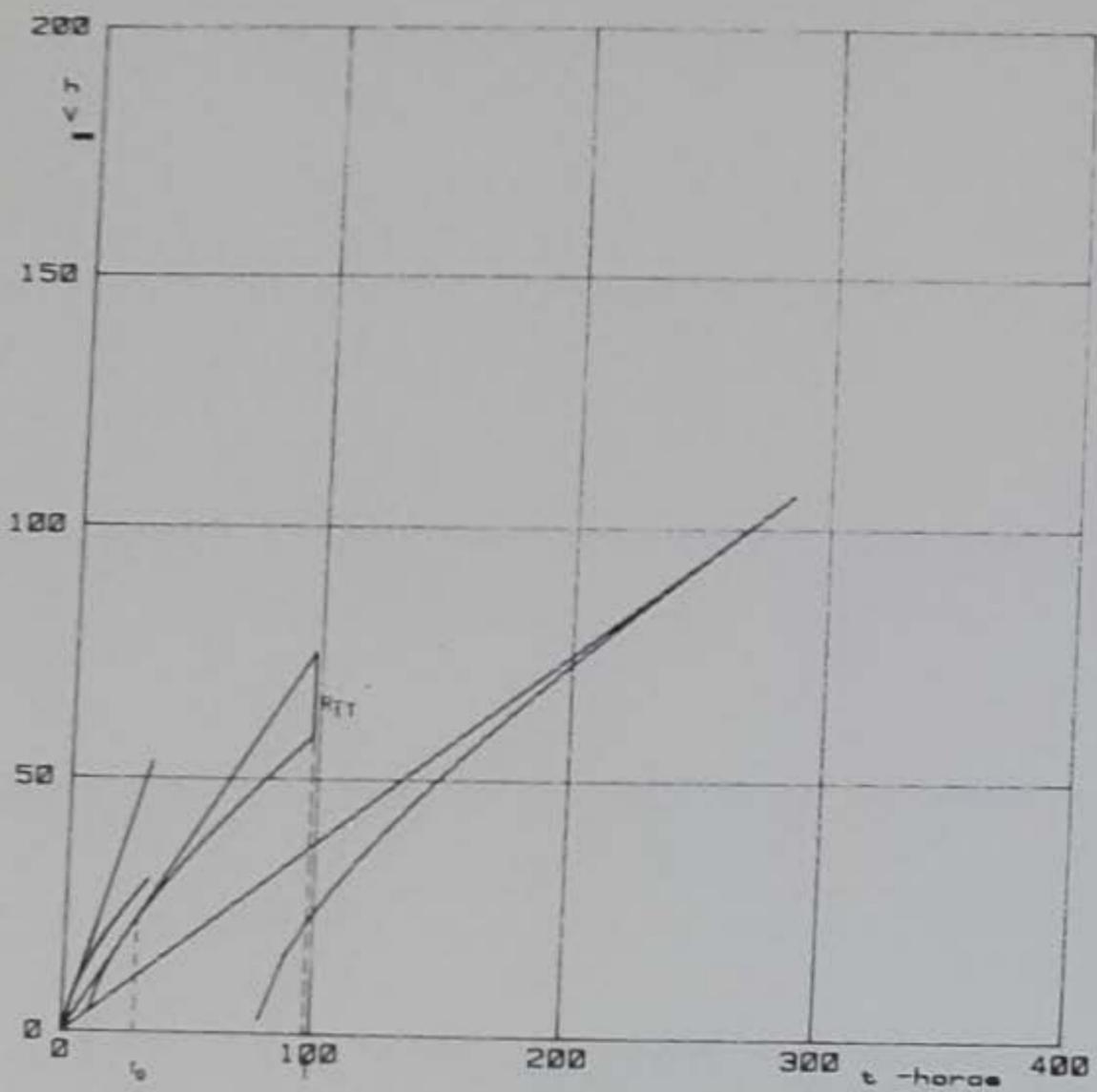
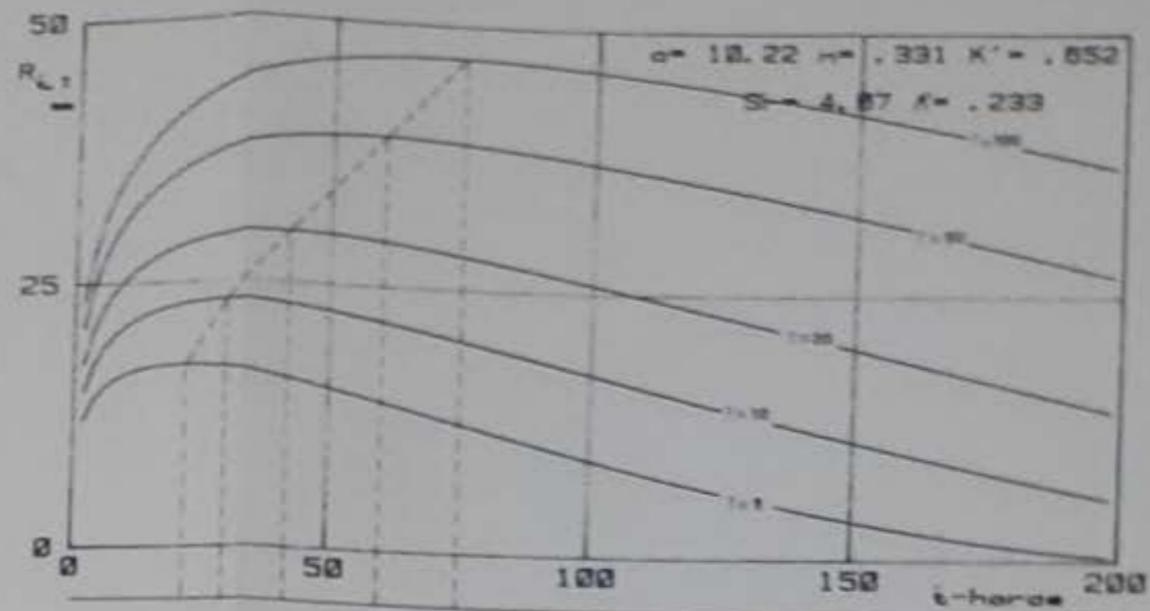
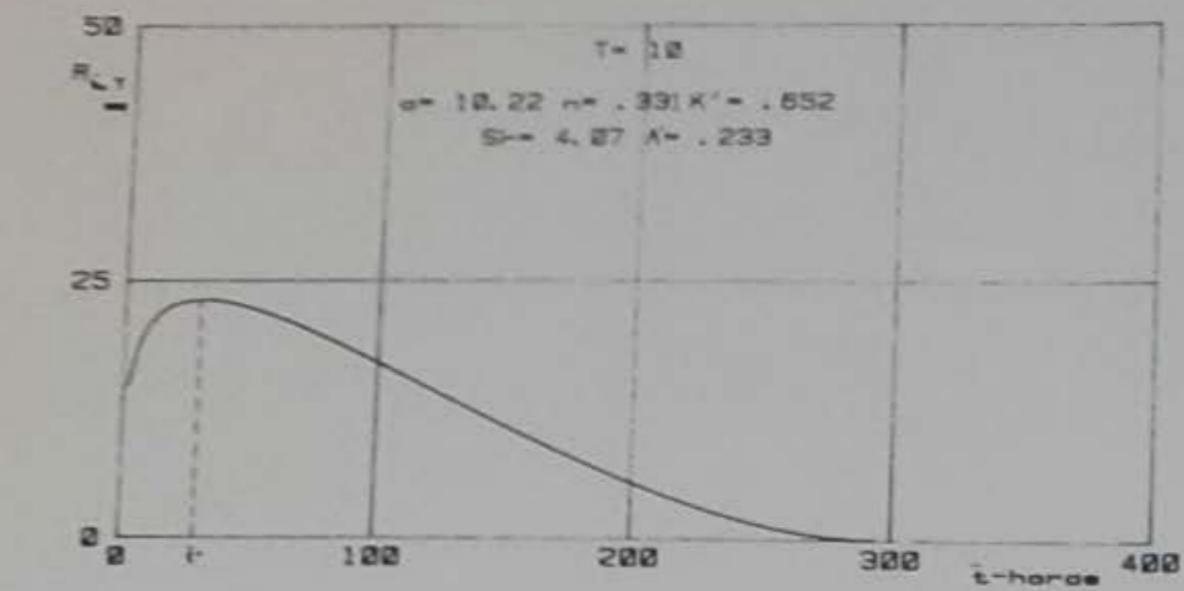


FIG. III. 34

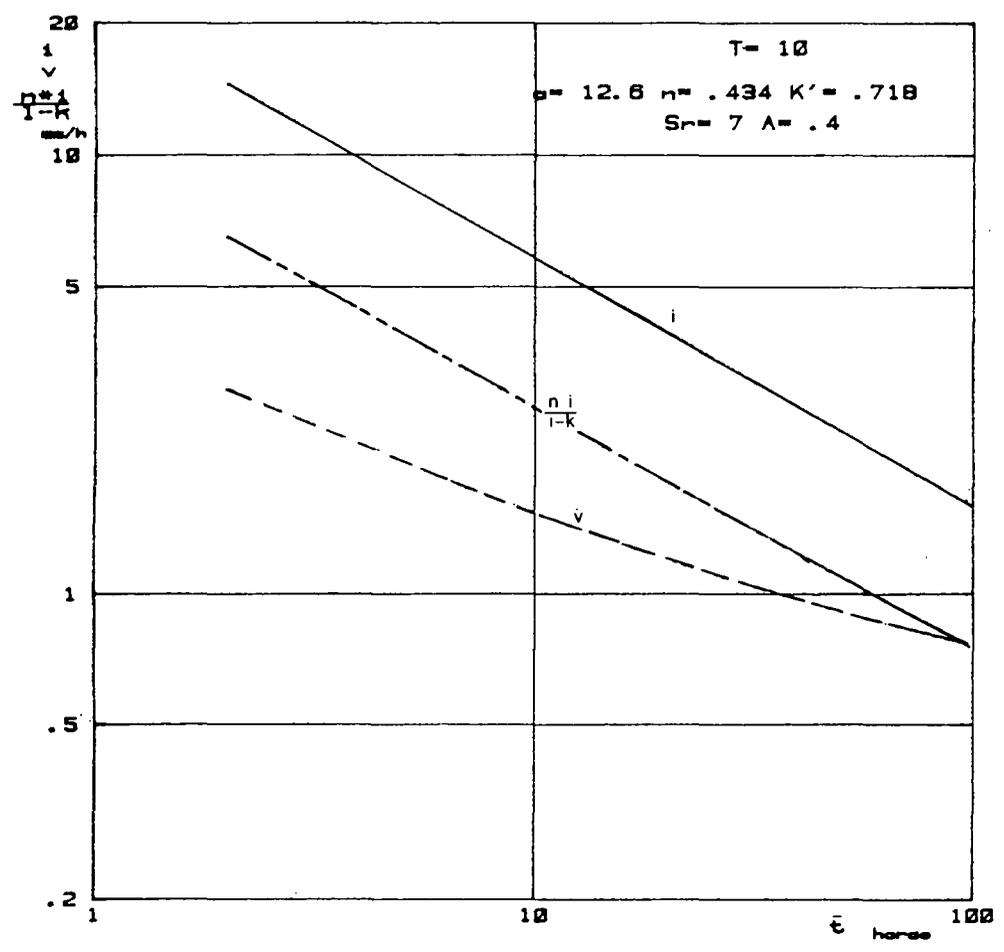
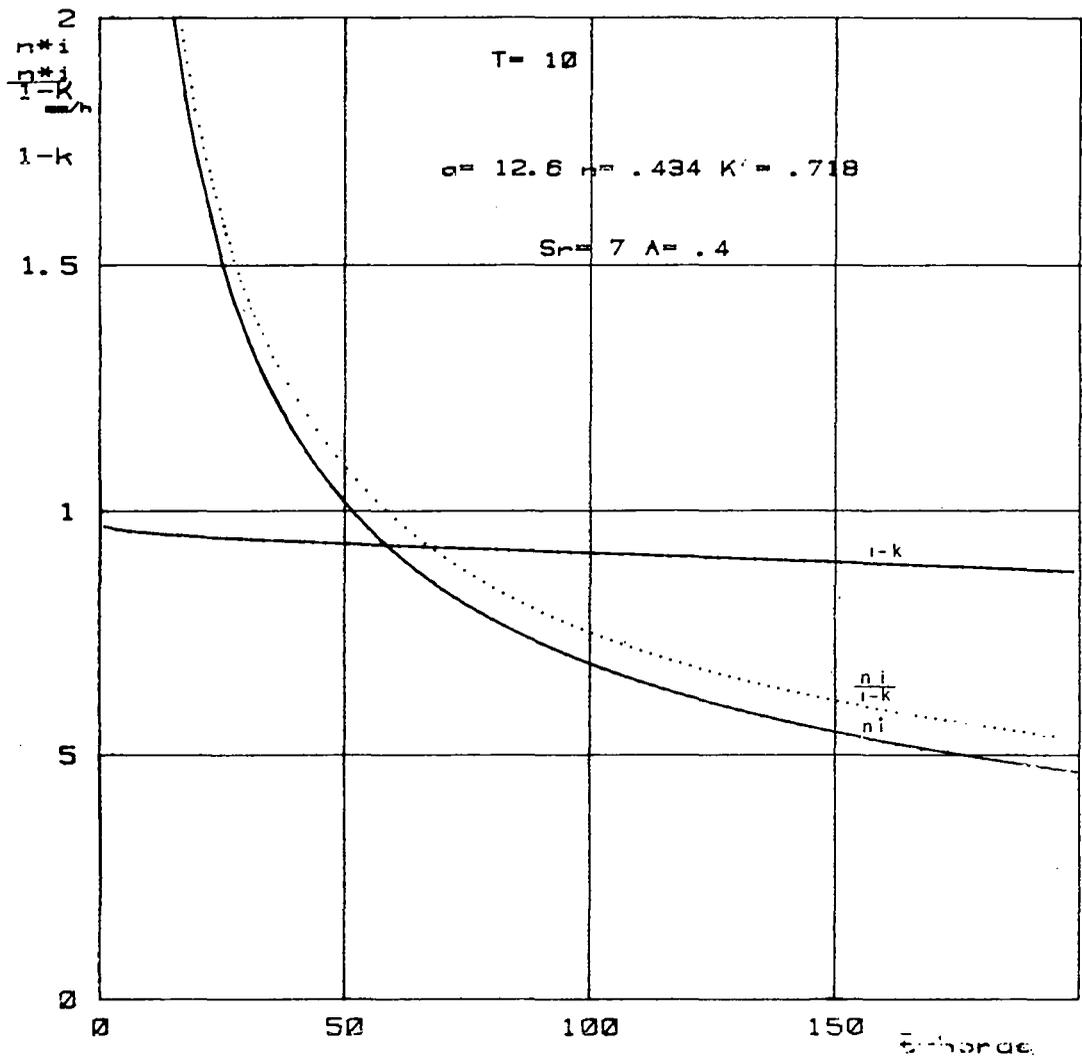


FIG. III: 3-5:

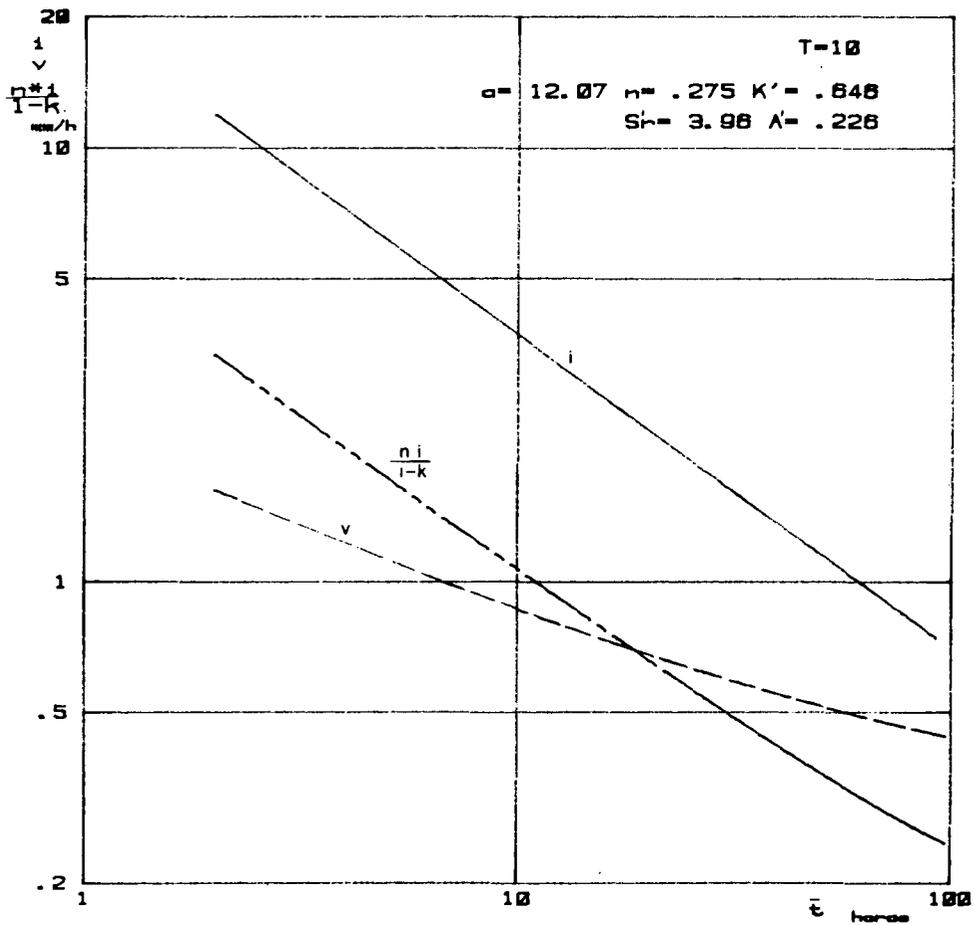
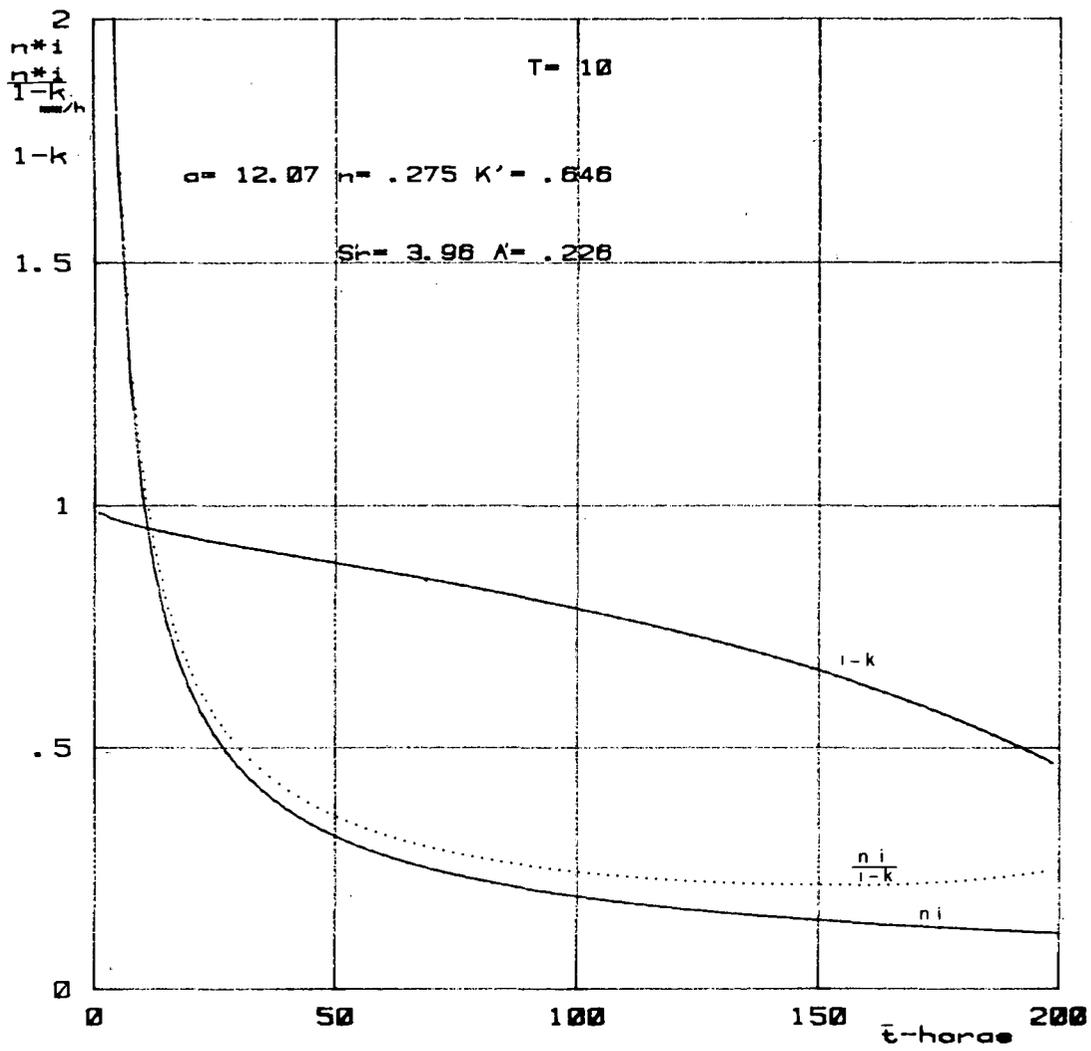


FIG. III: 3-6:

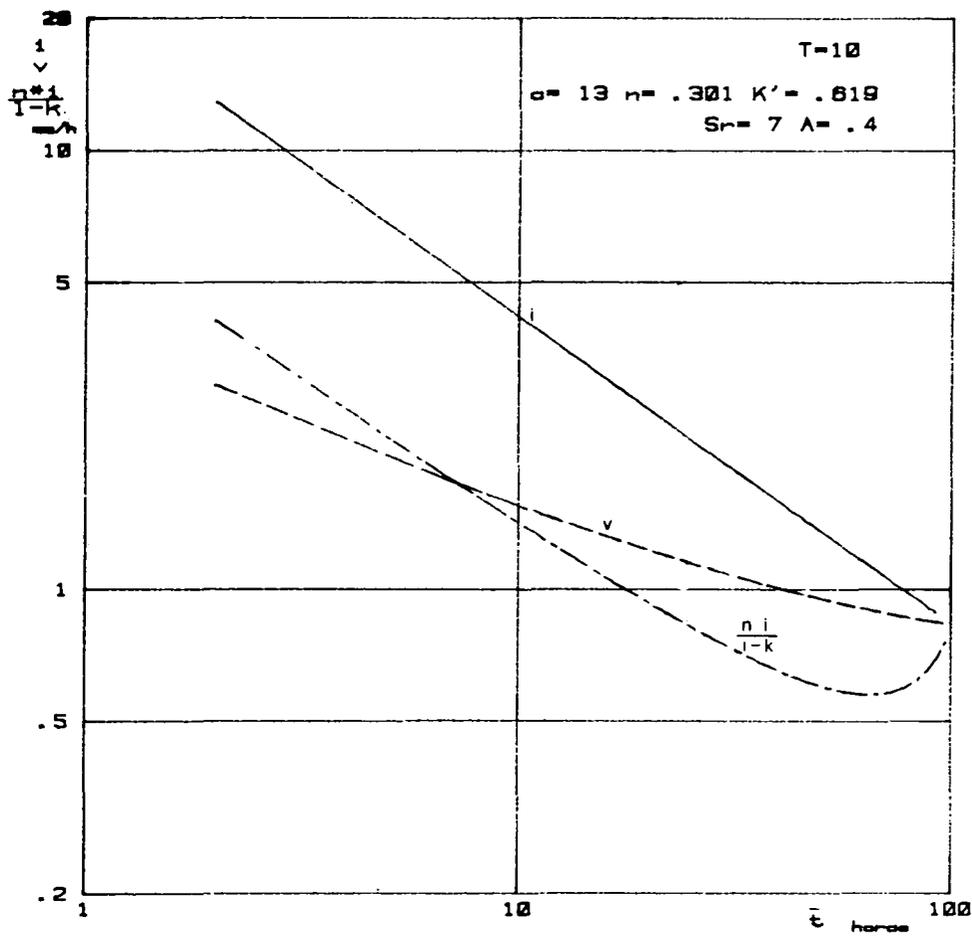
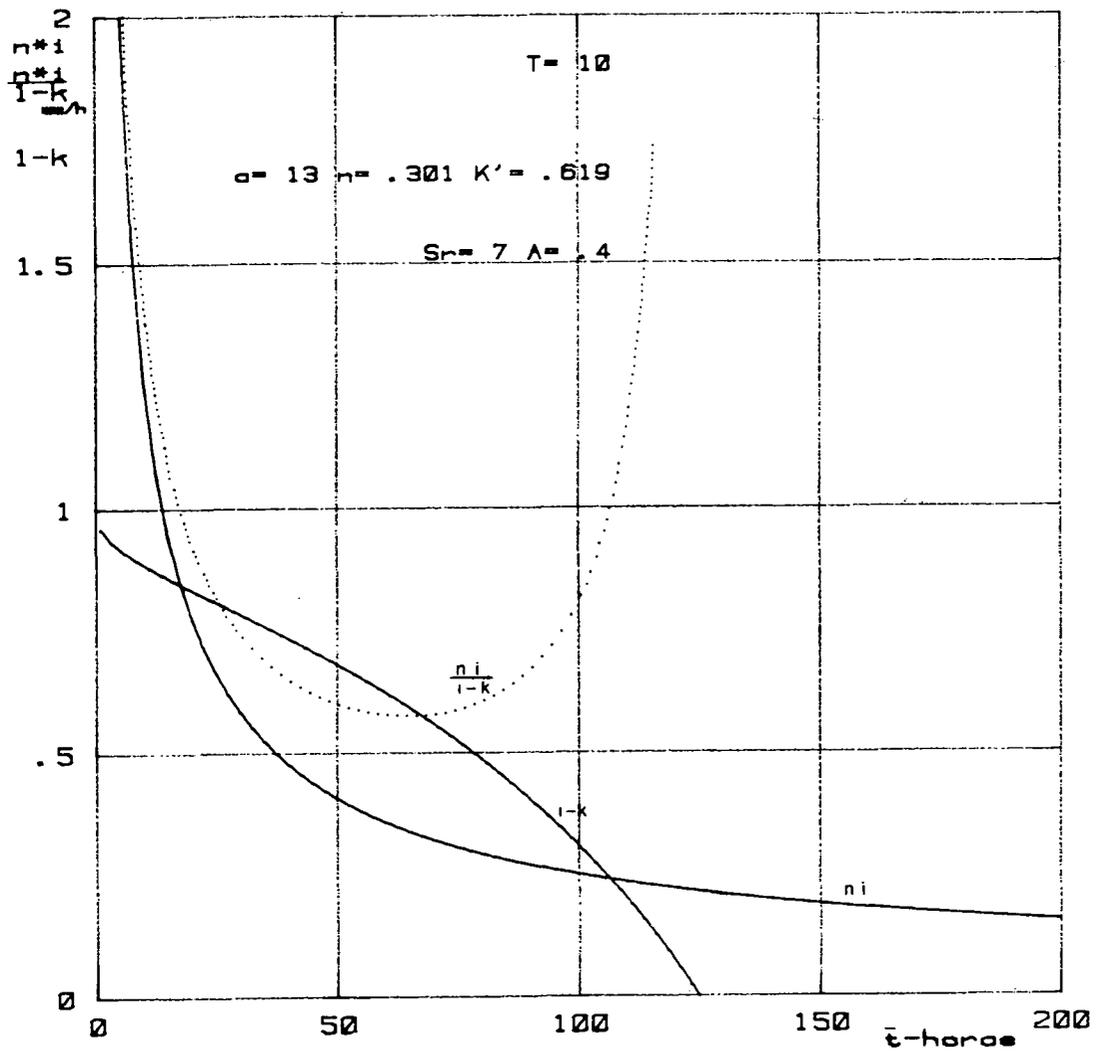


FIG. III: 3-7:

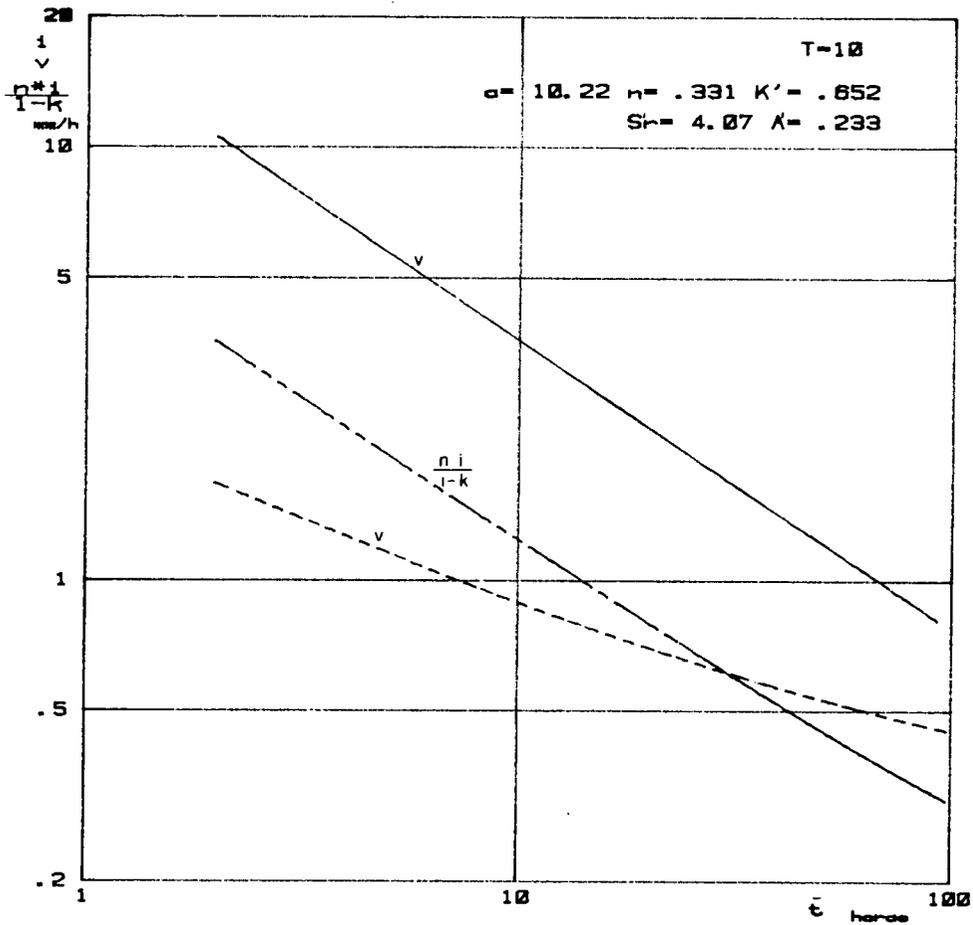
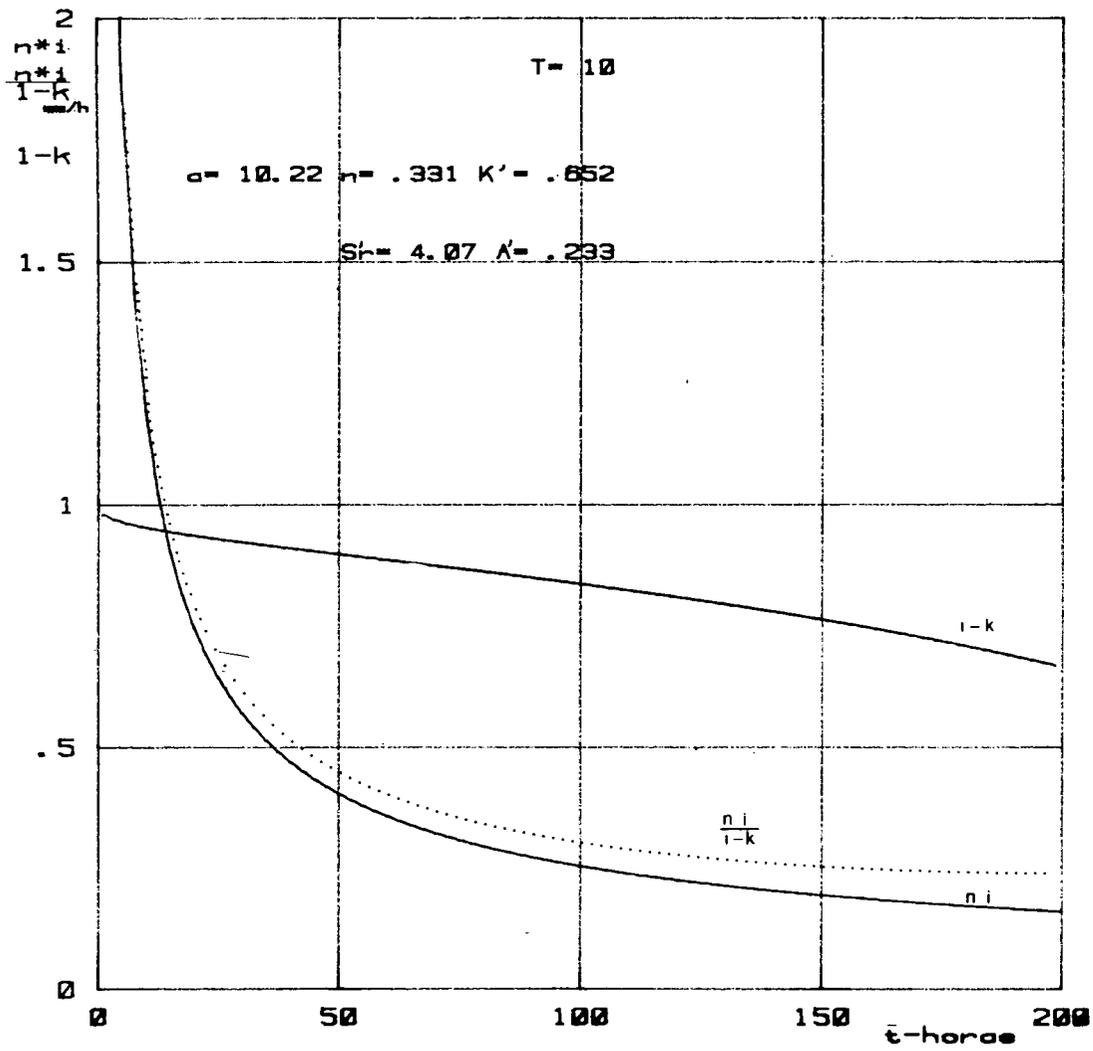


FIG. III: 3-8:

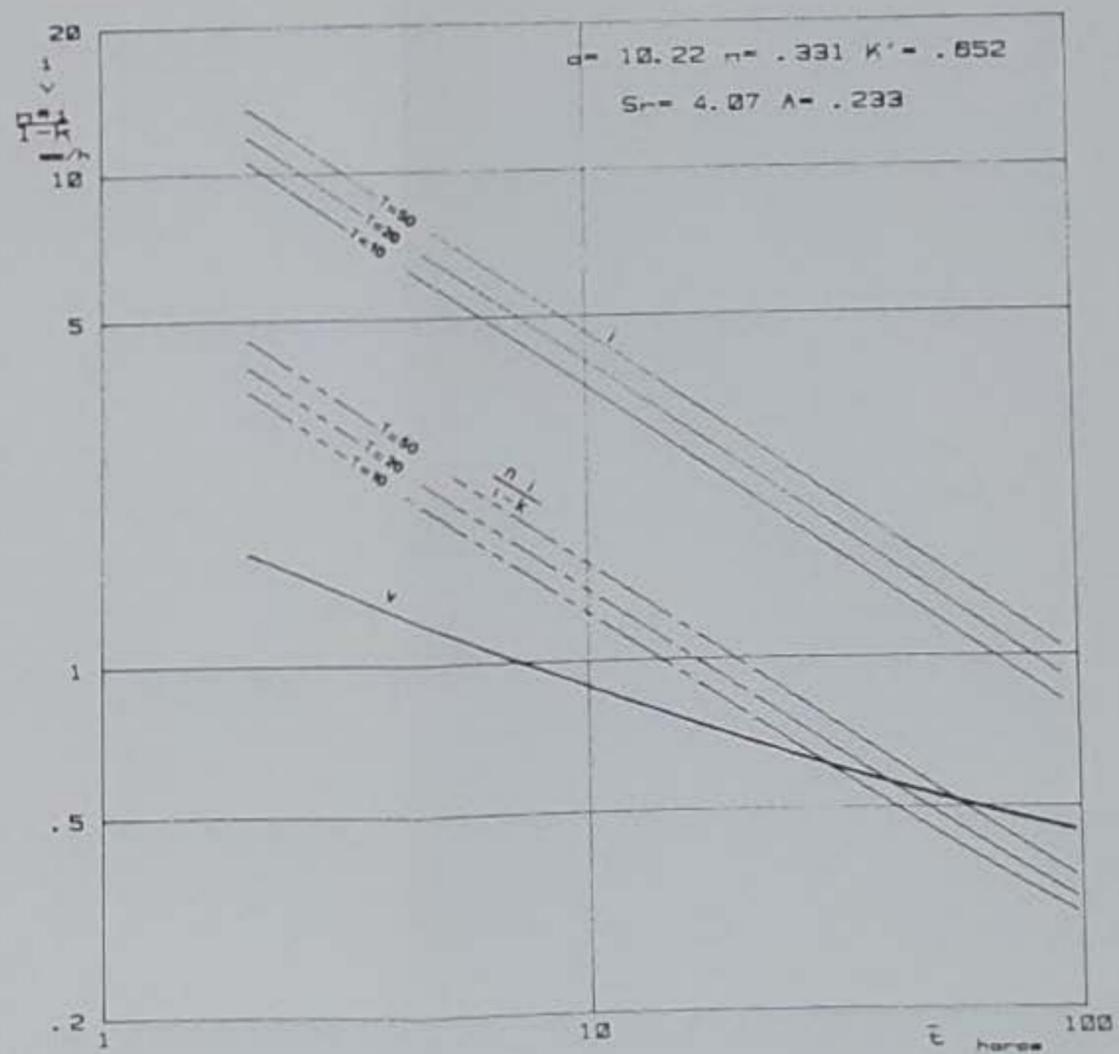
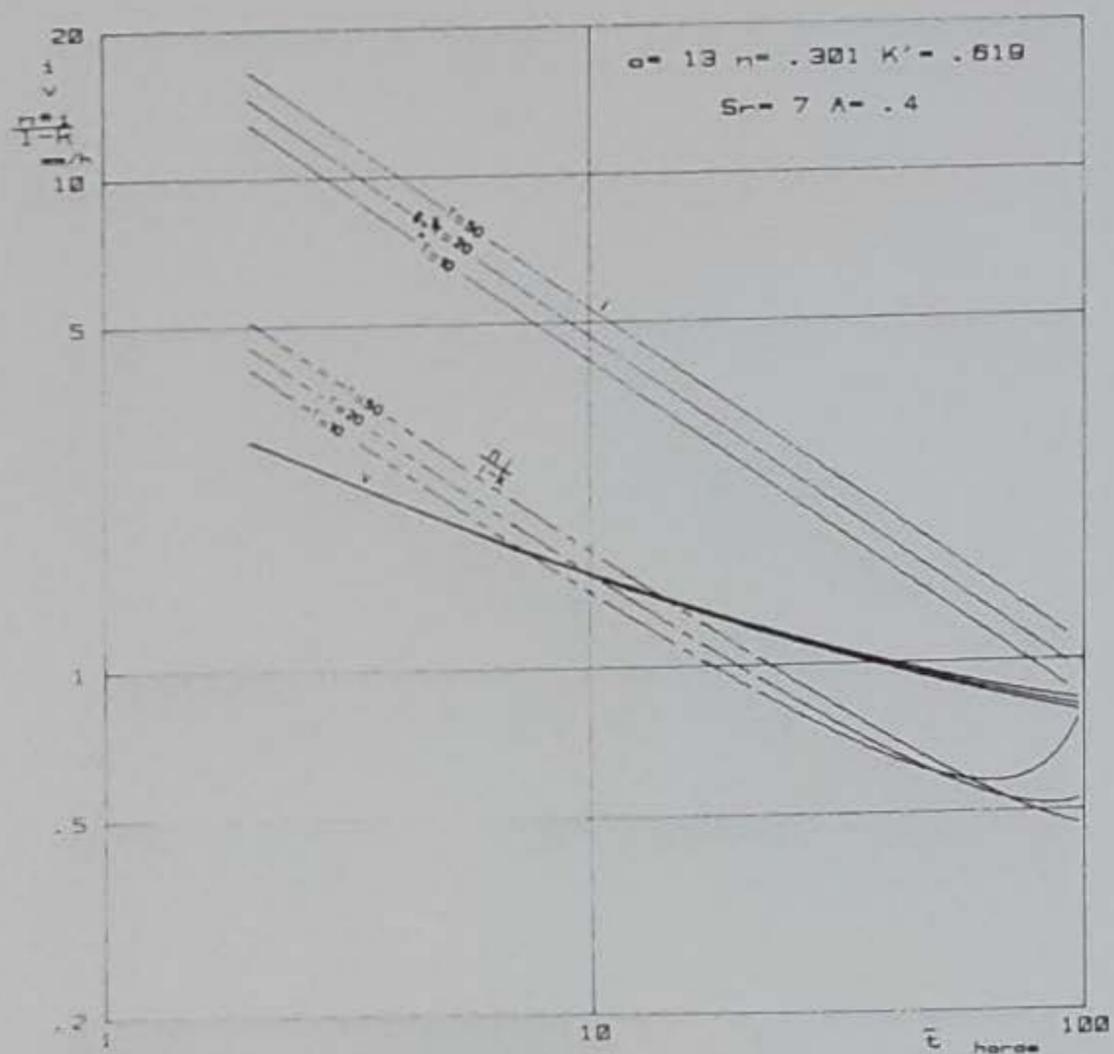
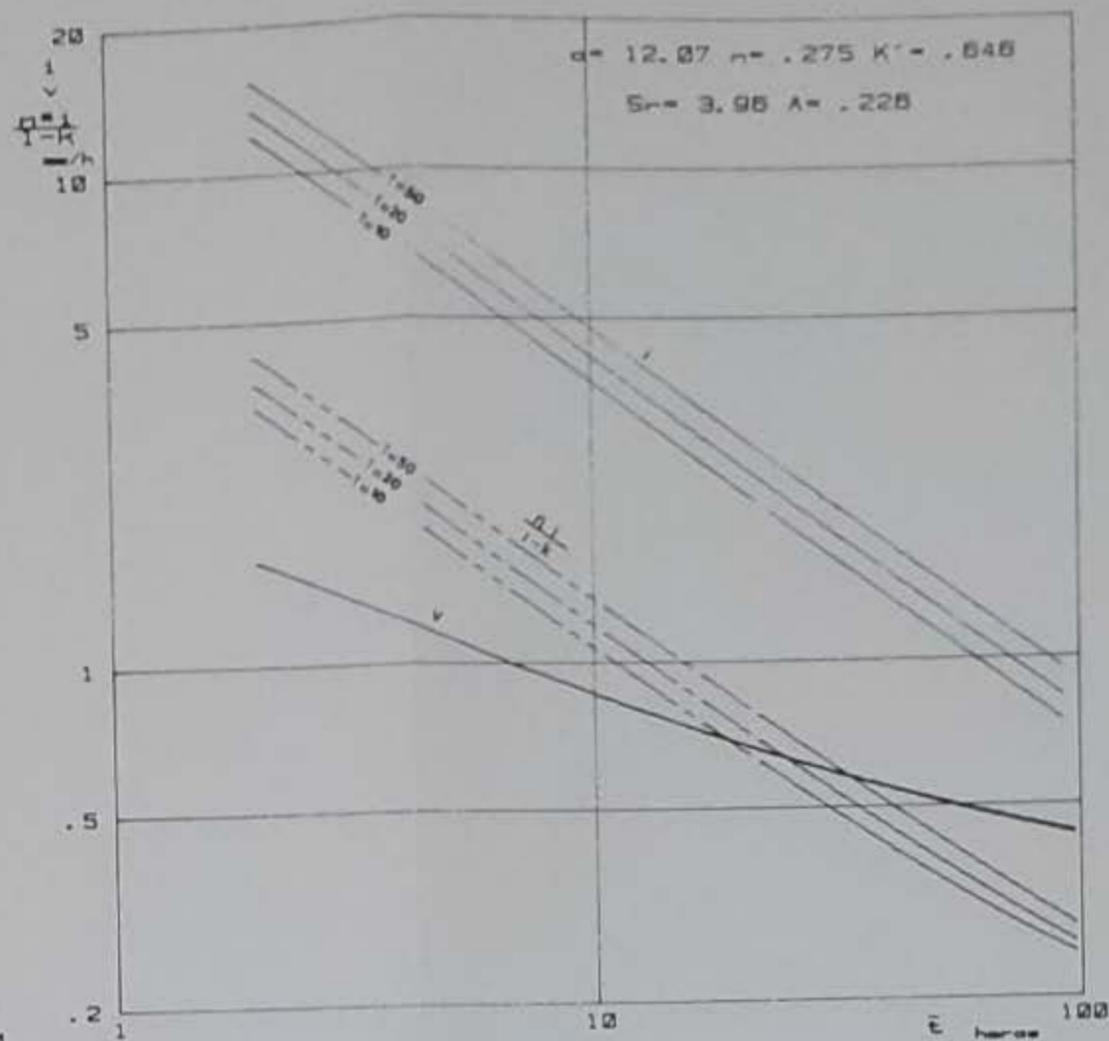
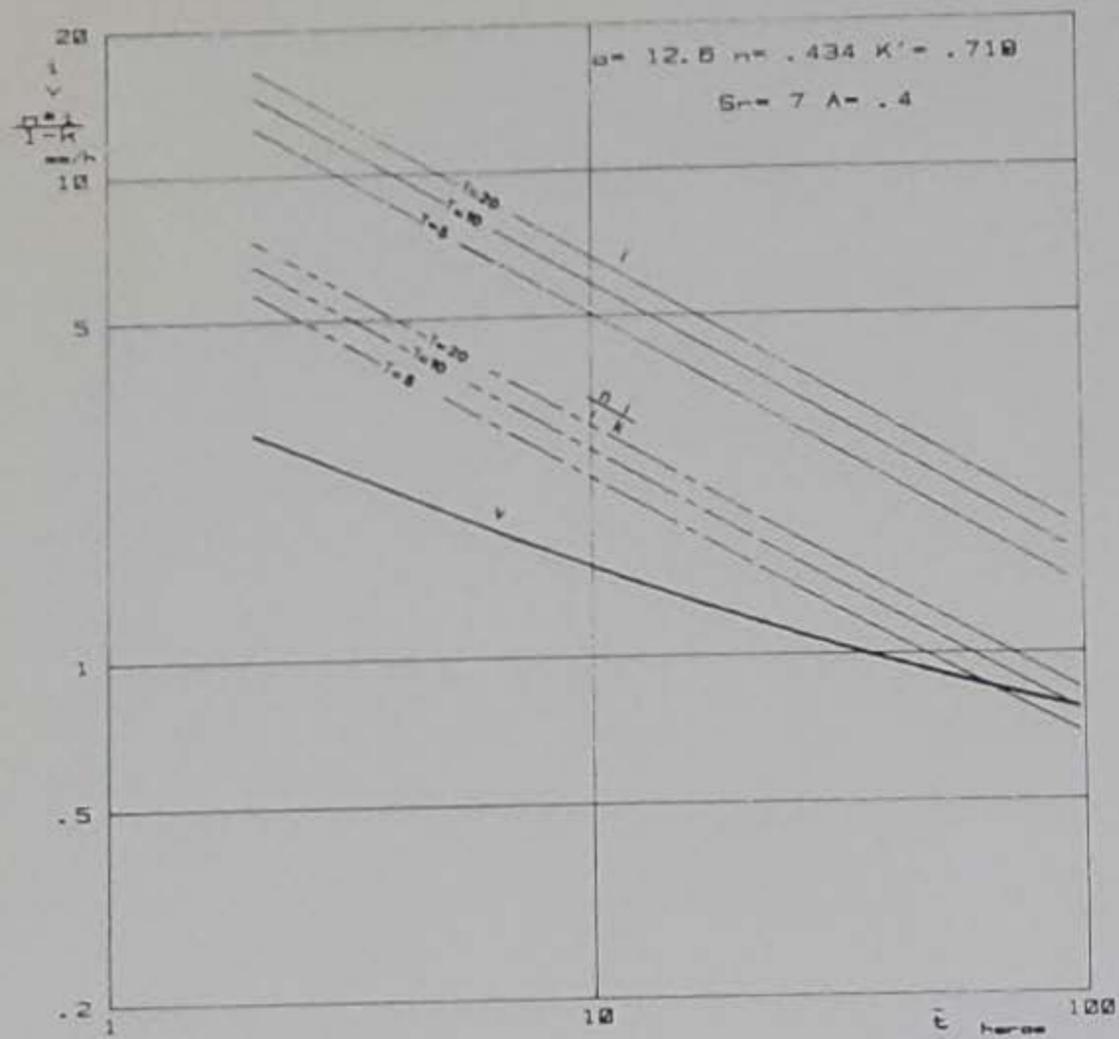


FIG. III. 3-9.

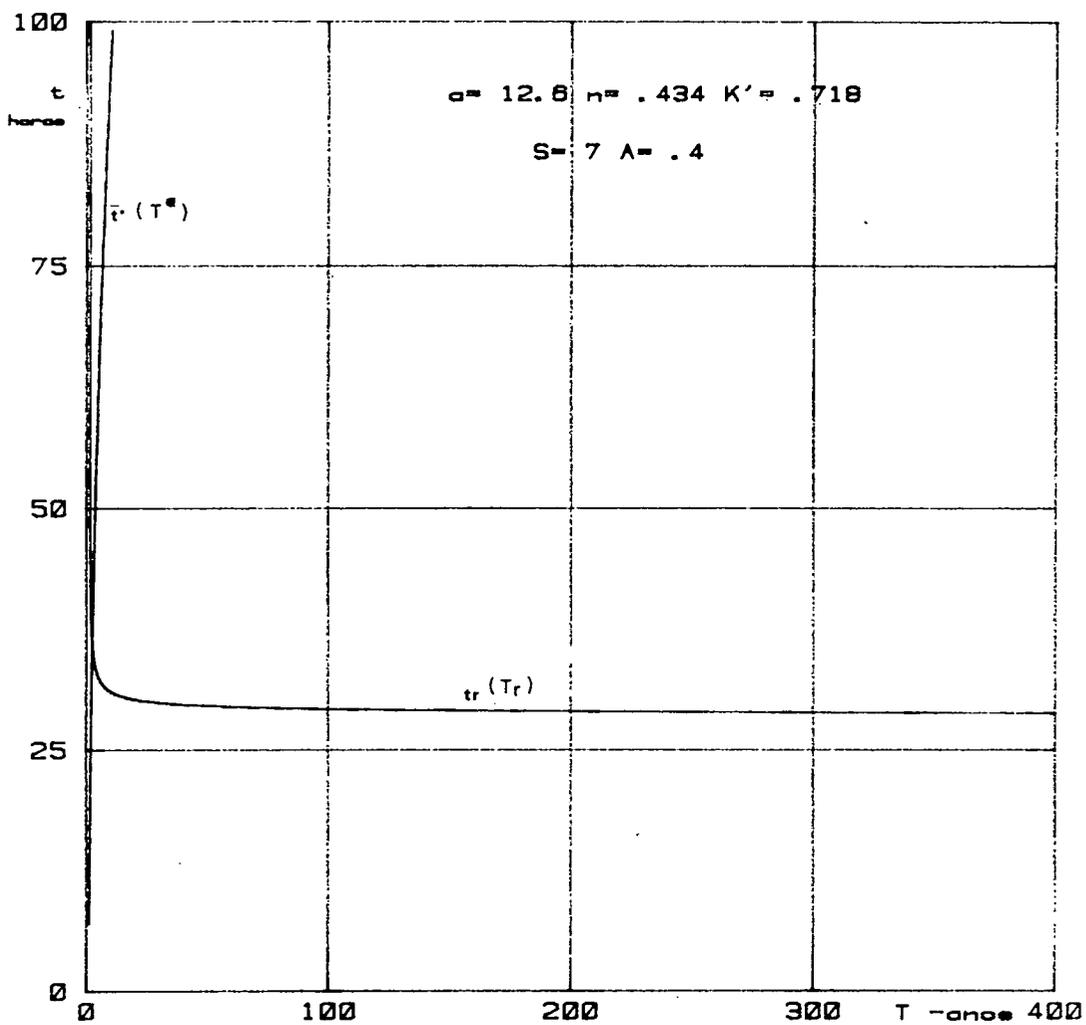


FIG. III: 3-10:

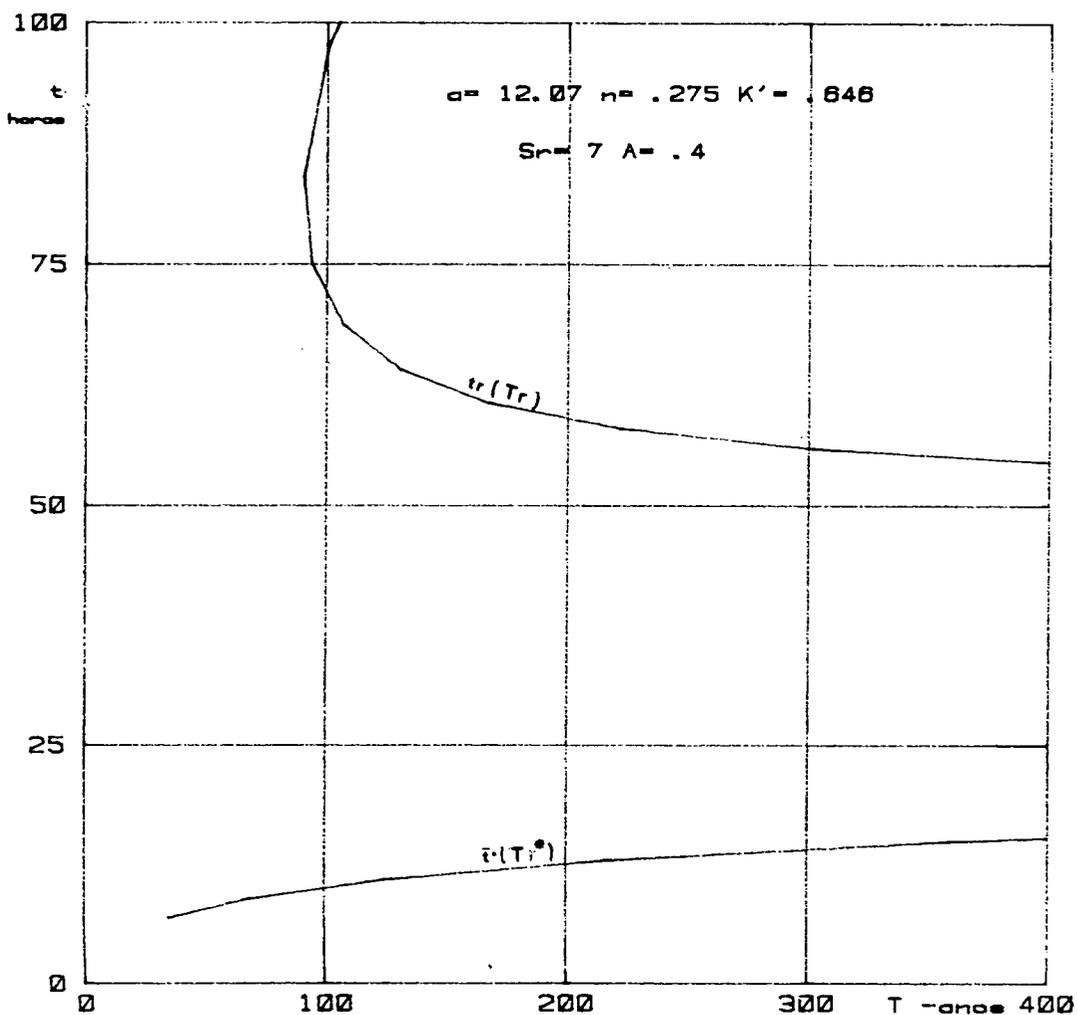


FIG. III: 3-11:

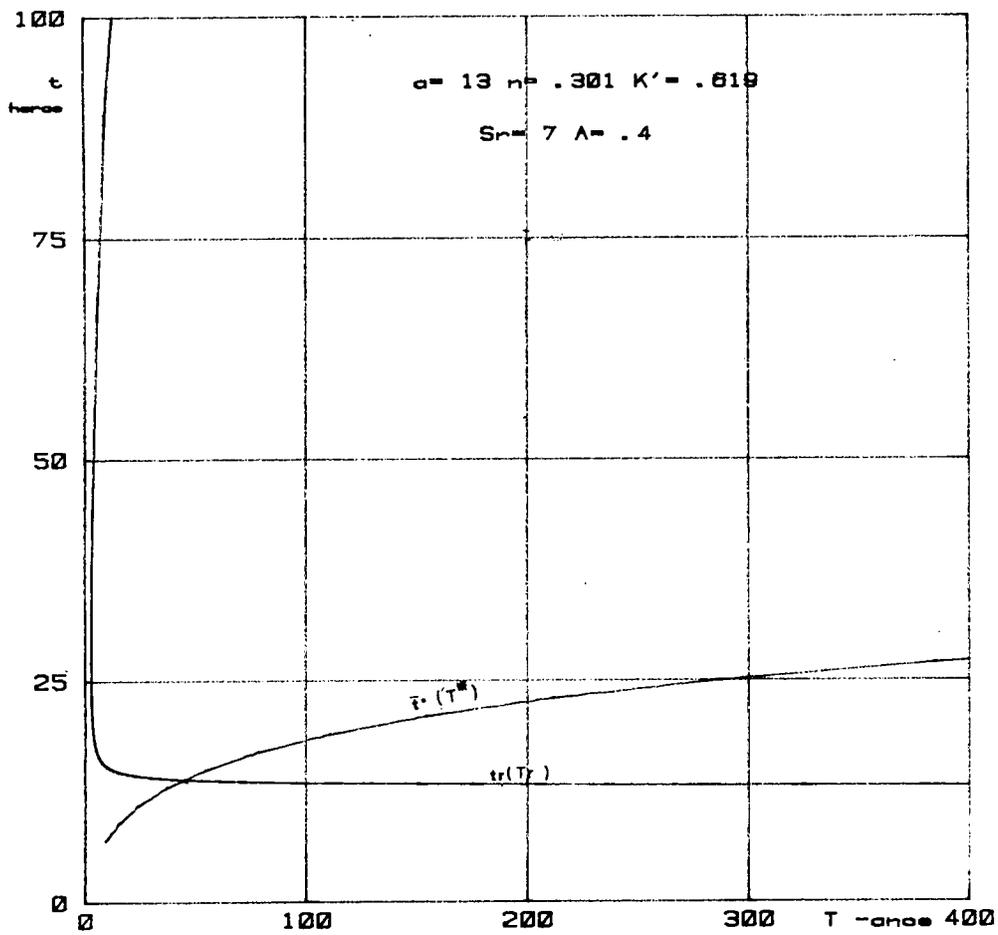


FIG. III: 3-12:

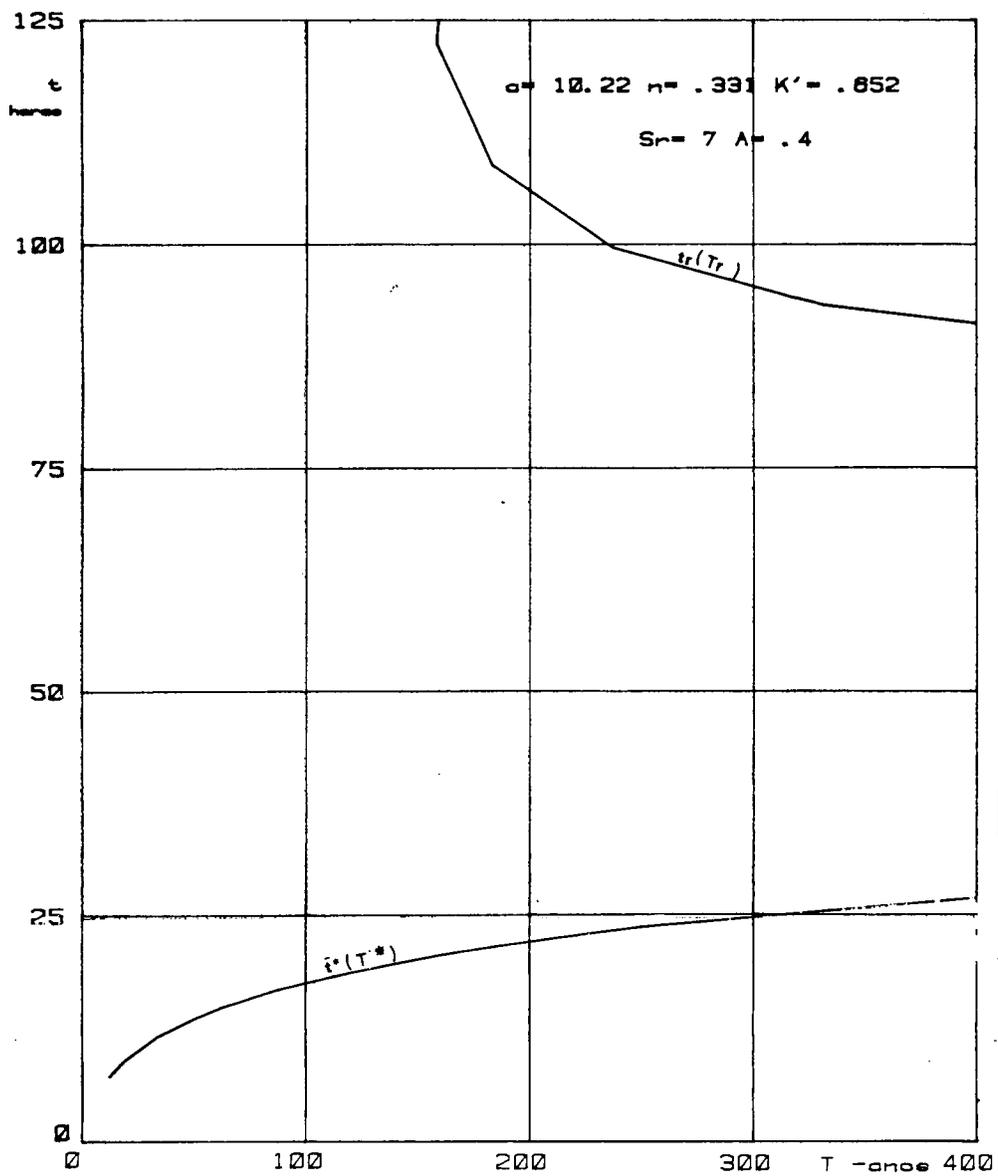


FIG. III: 3-13:

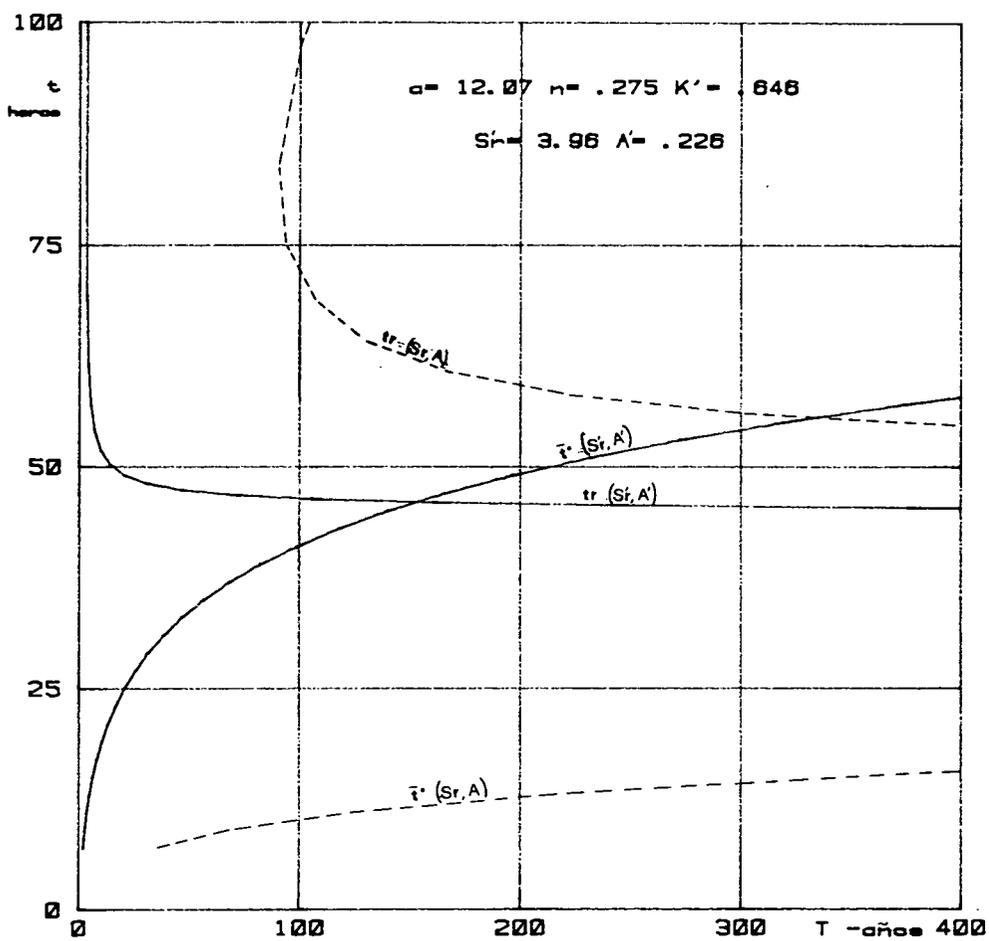


FIG. III: 3-14:

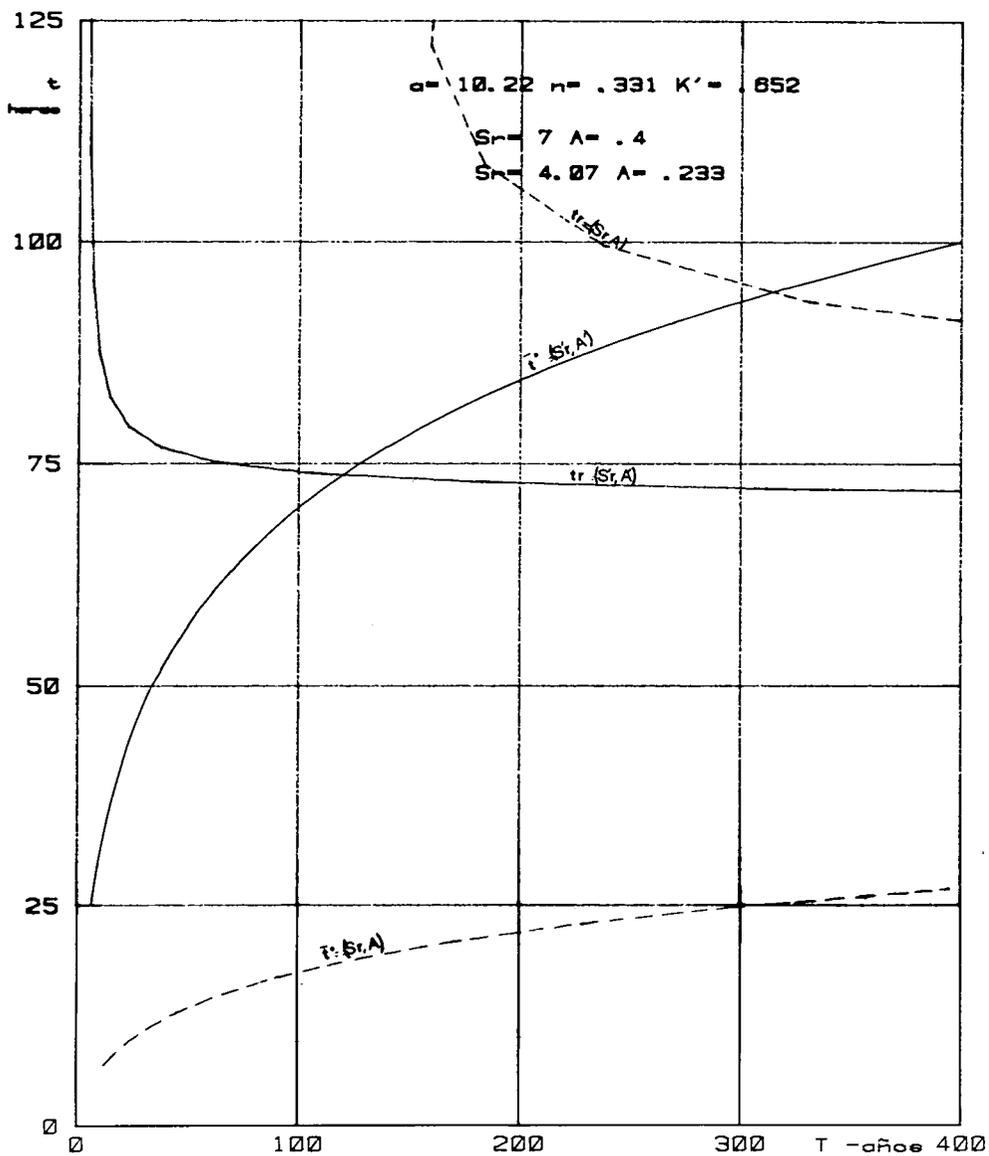


FIG. III: 3-15:

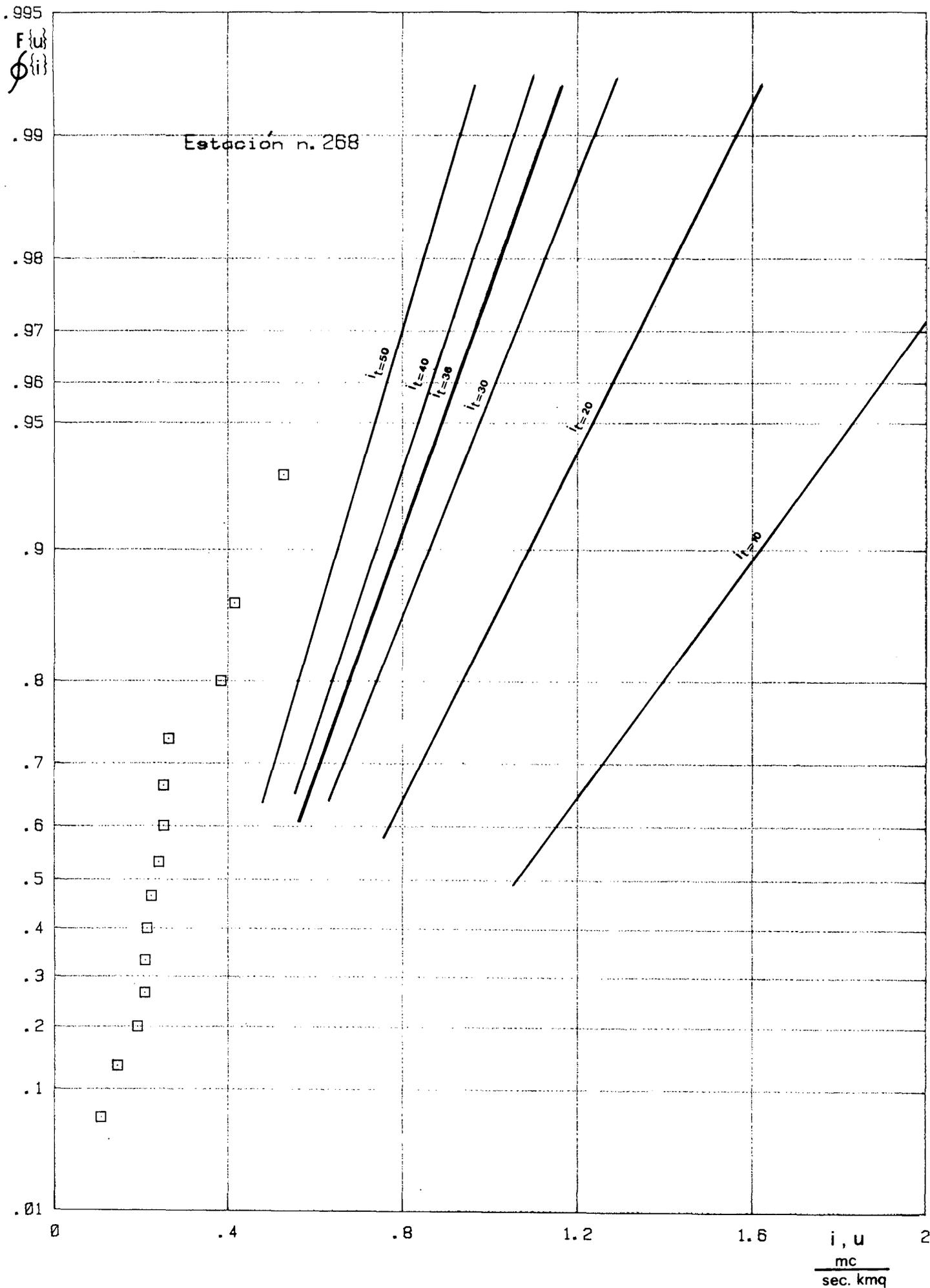


FIG. III: 3-16:

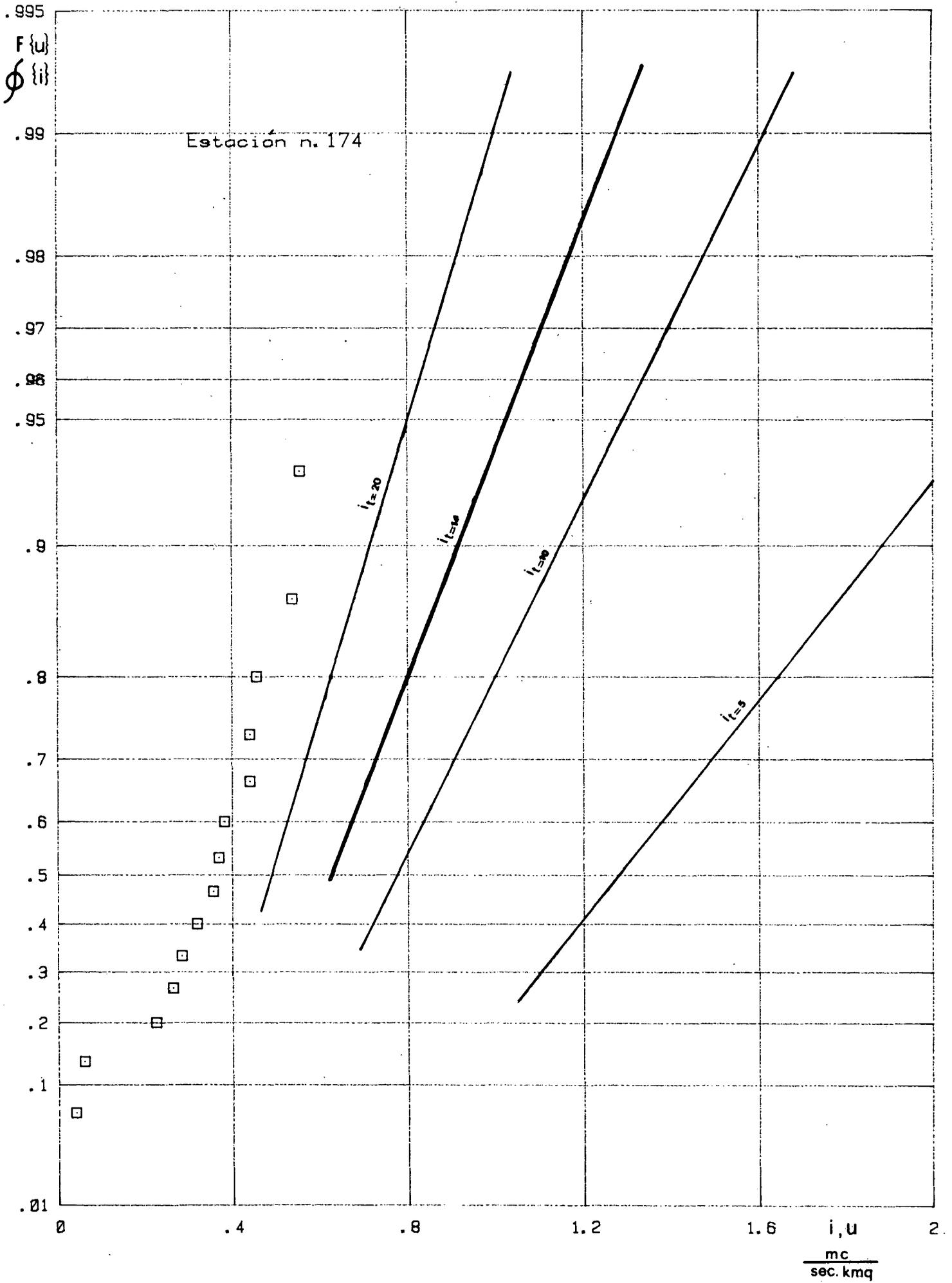


FIG. III: 3-17

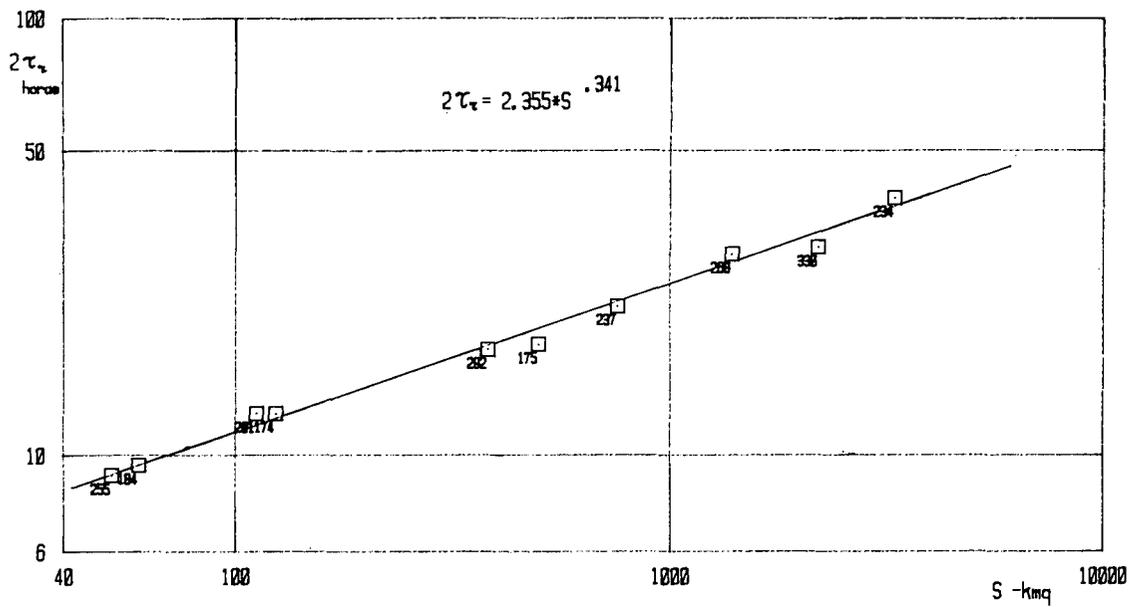


FIG. III: 3-18:

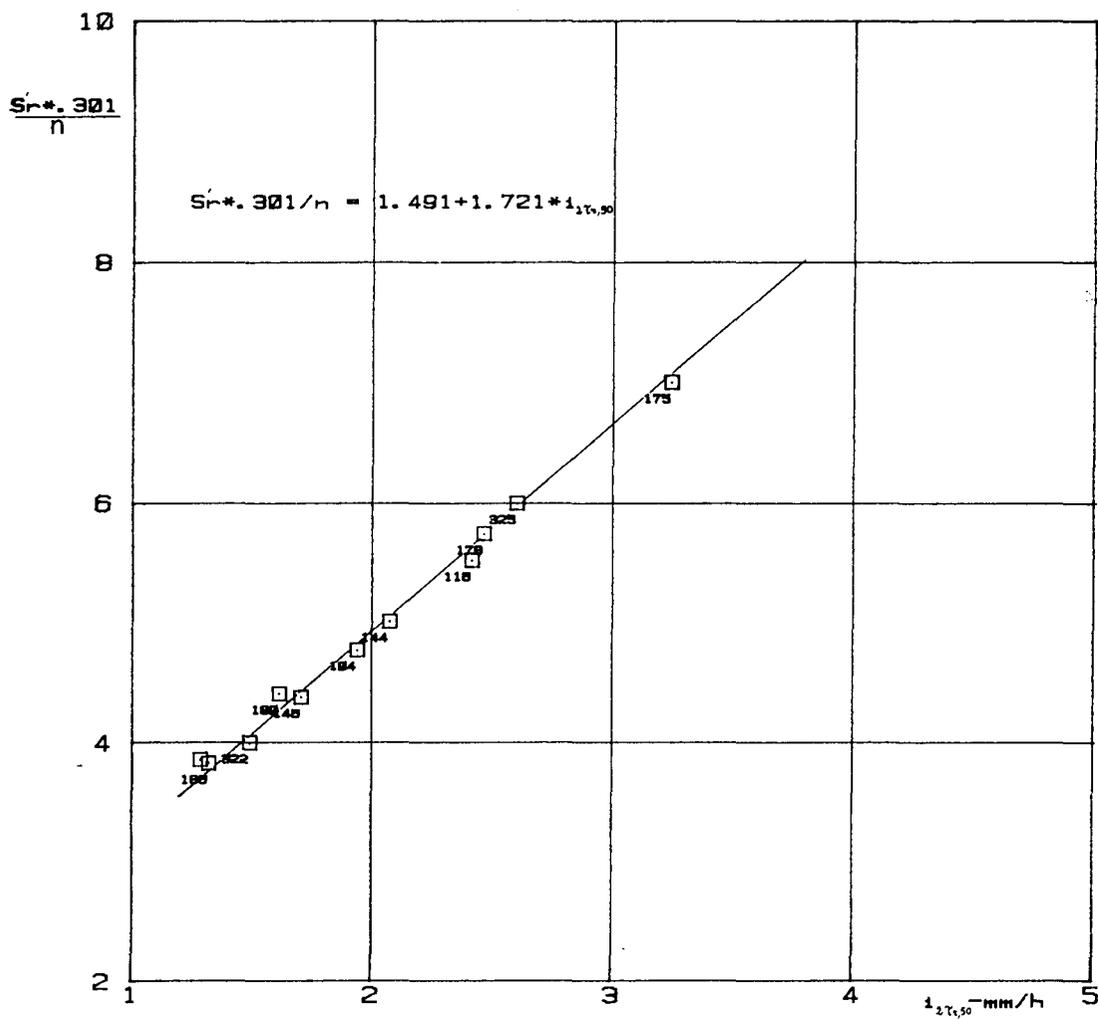


FIG. III: 3-19:

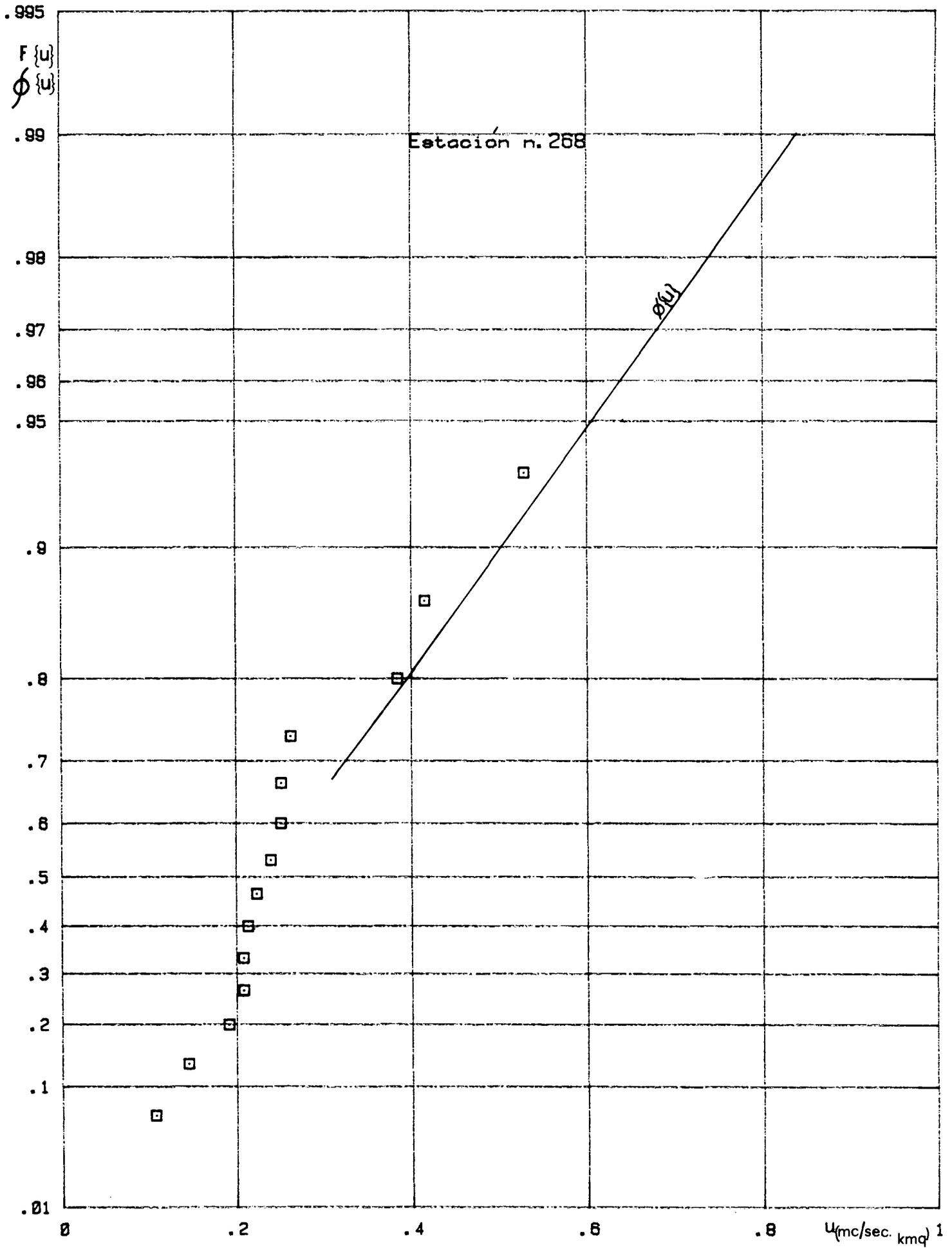


FIG. III: 3-20:

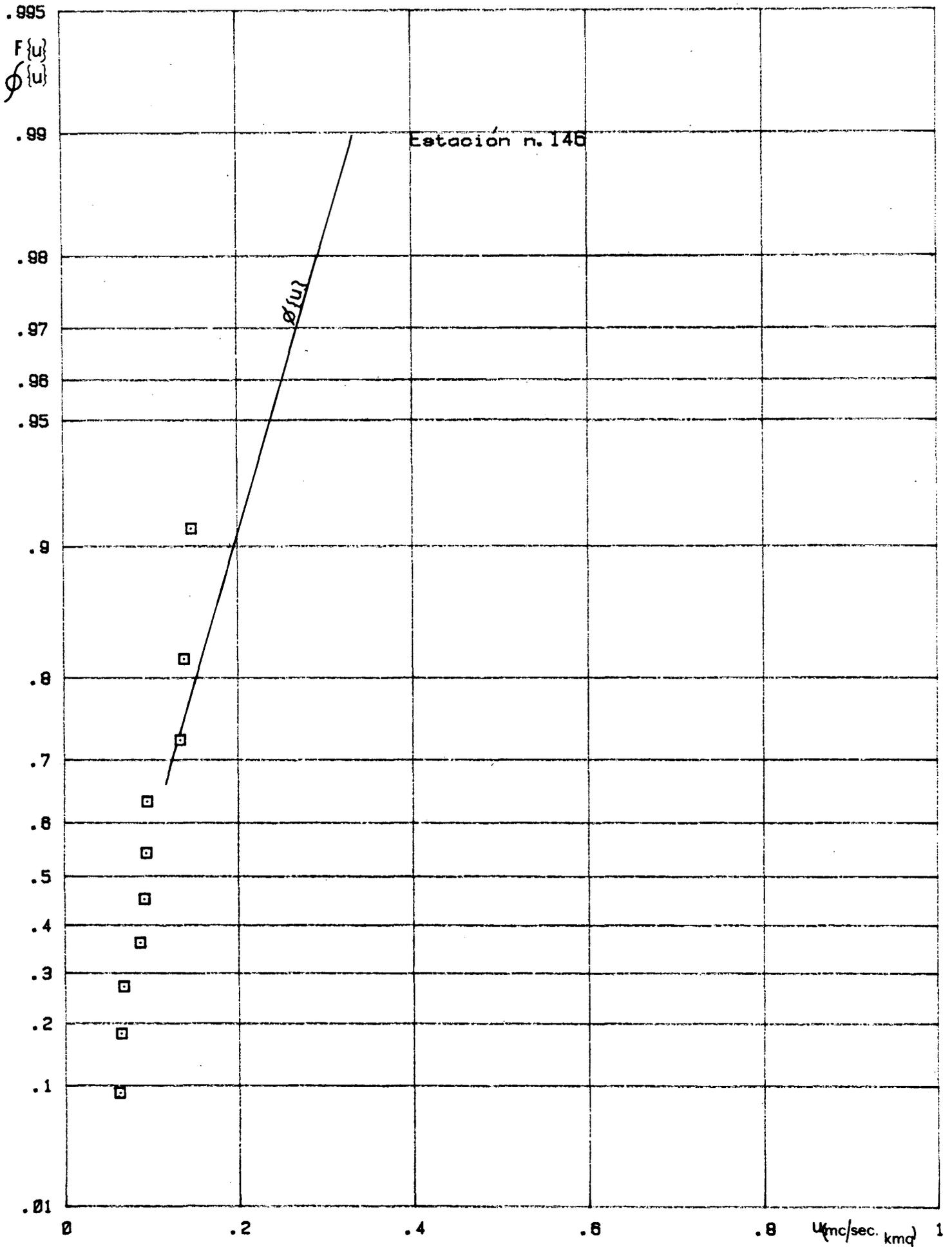


FIG. III: 3-21:

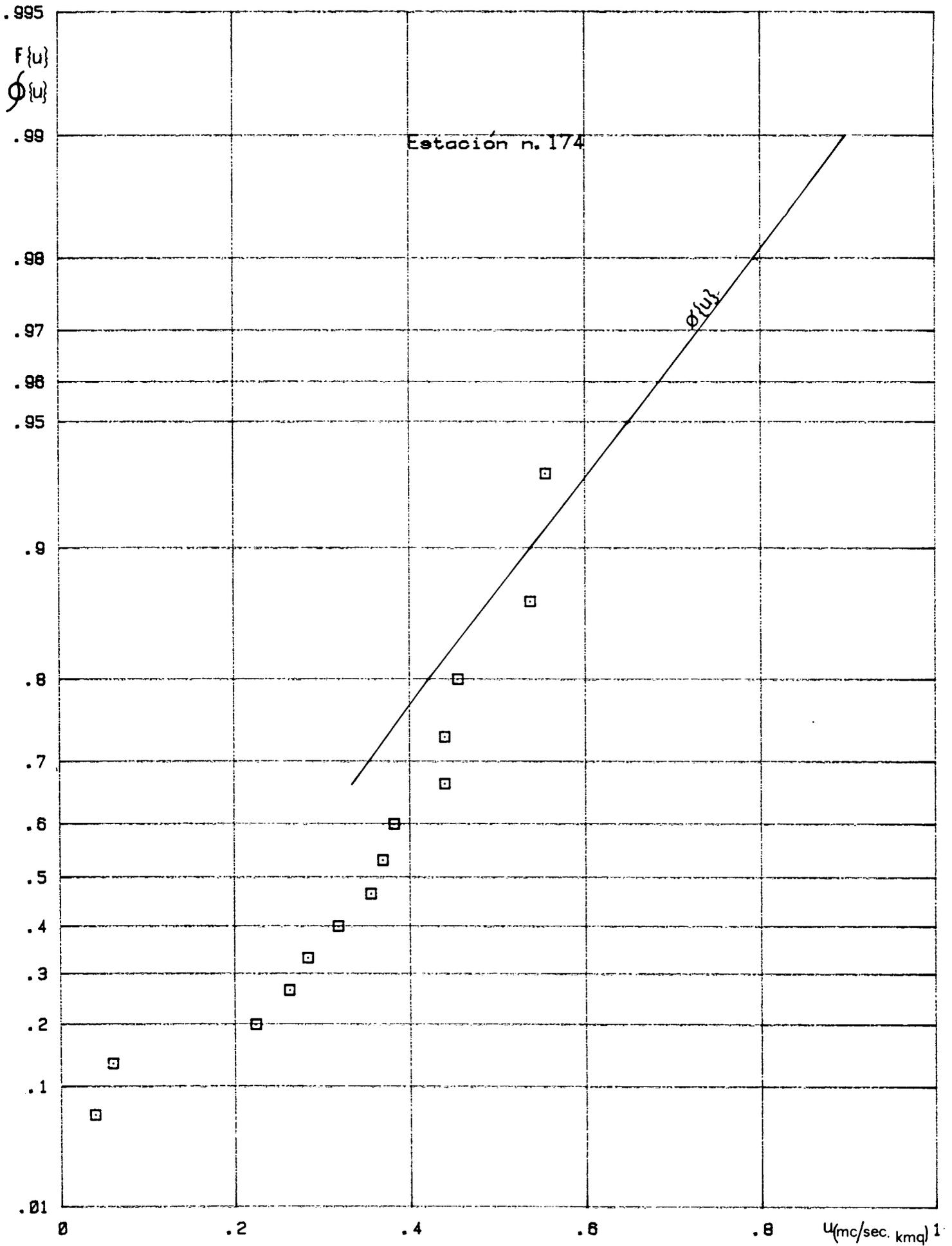


FIG. III: 3-22:

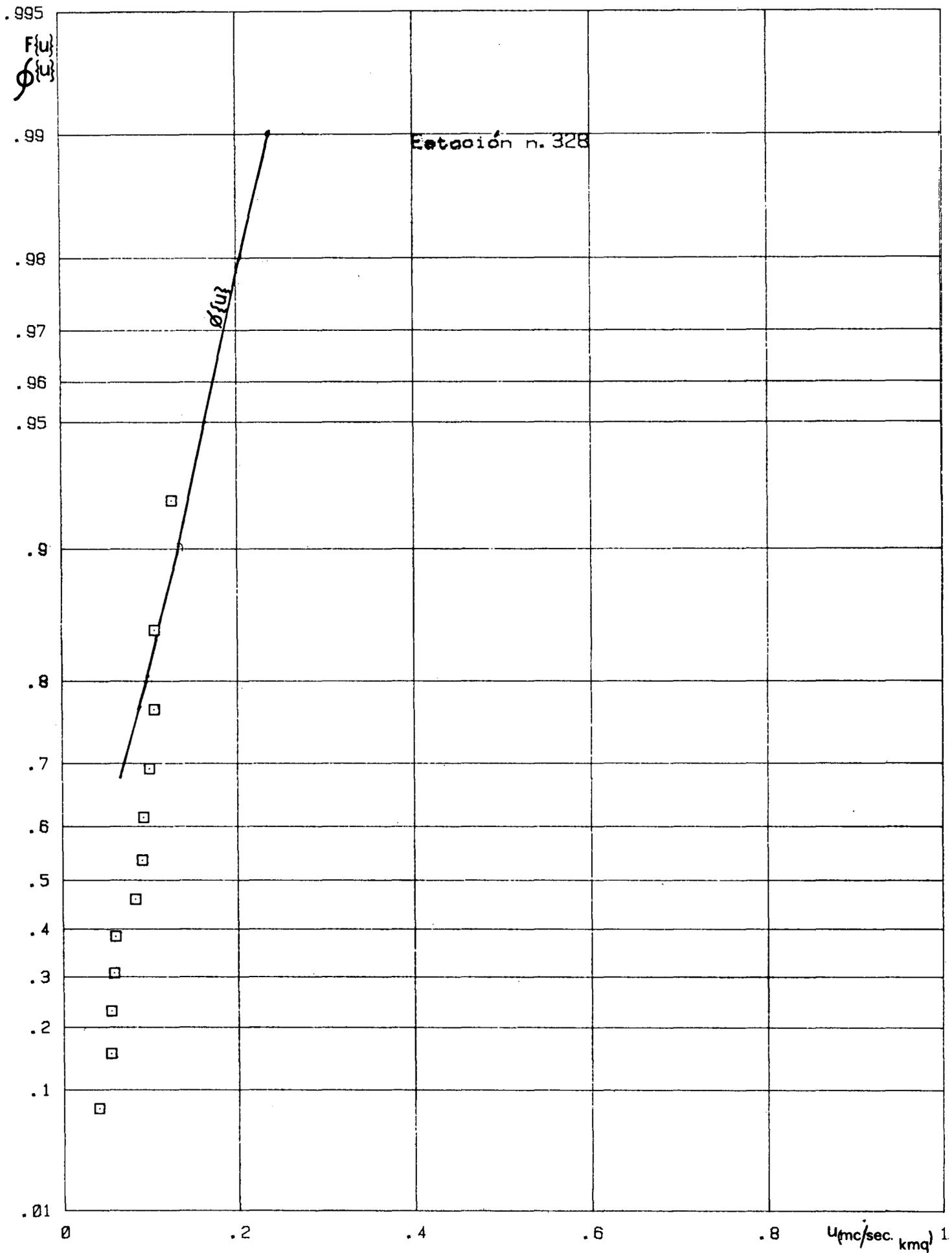


FIG. III: 3-23:

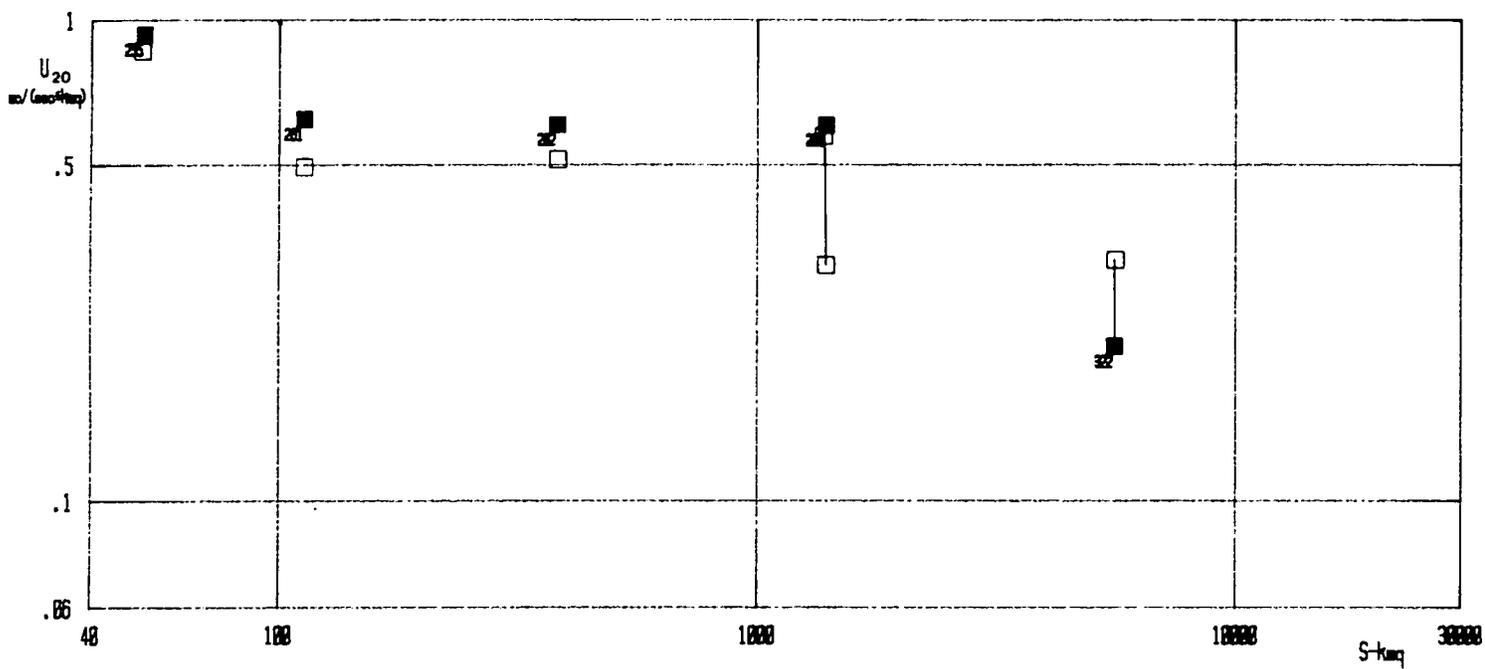
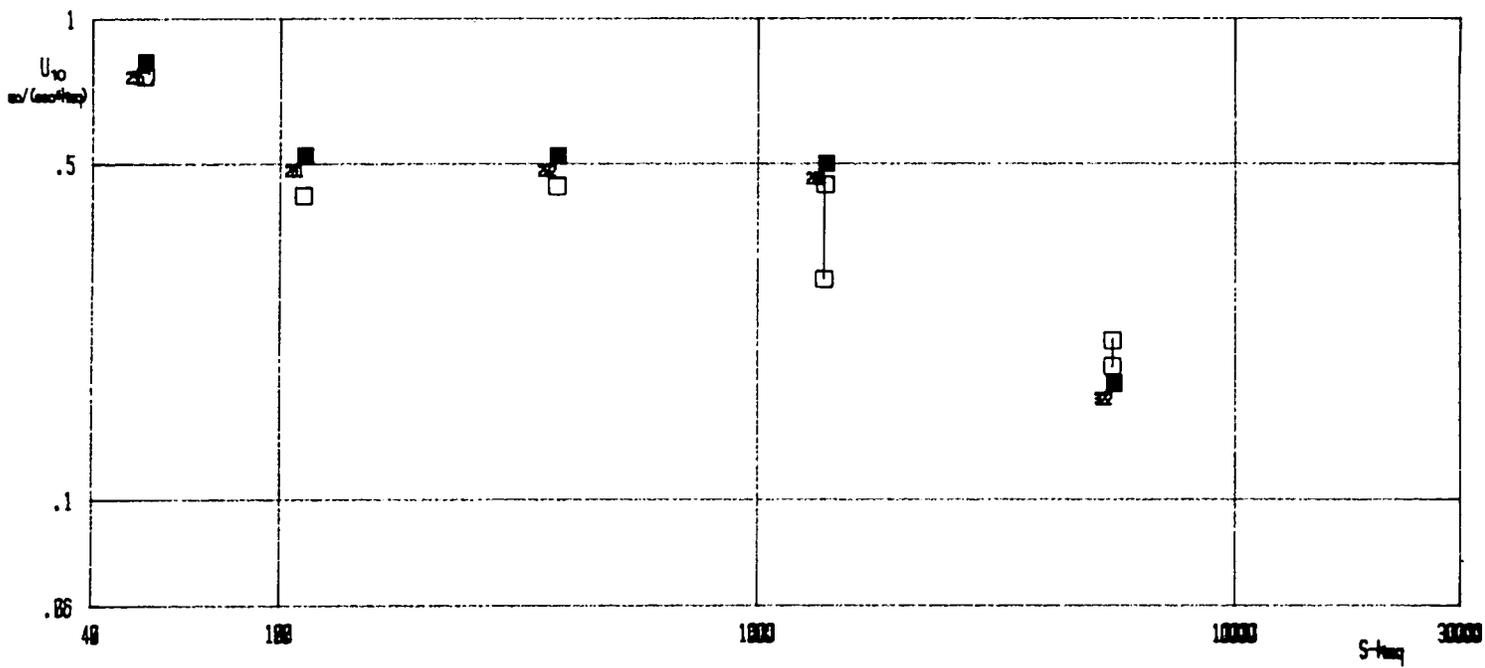


FIG. III: 3-24:

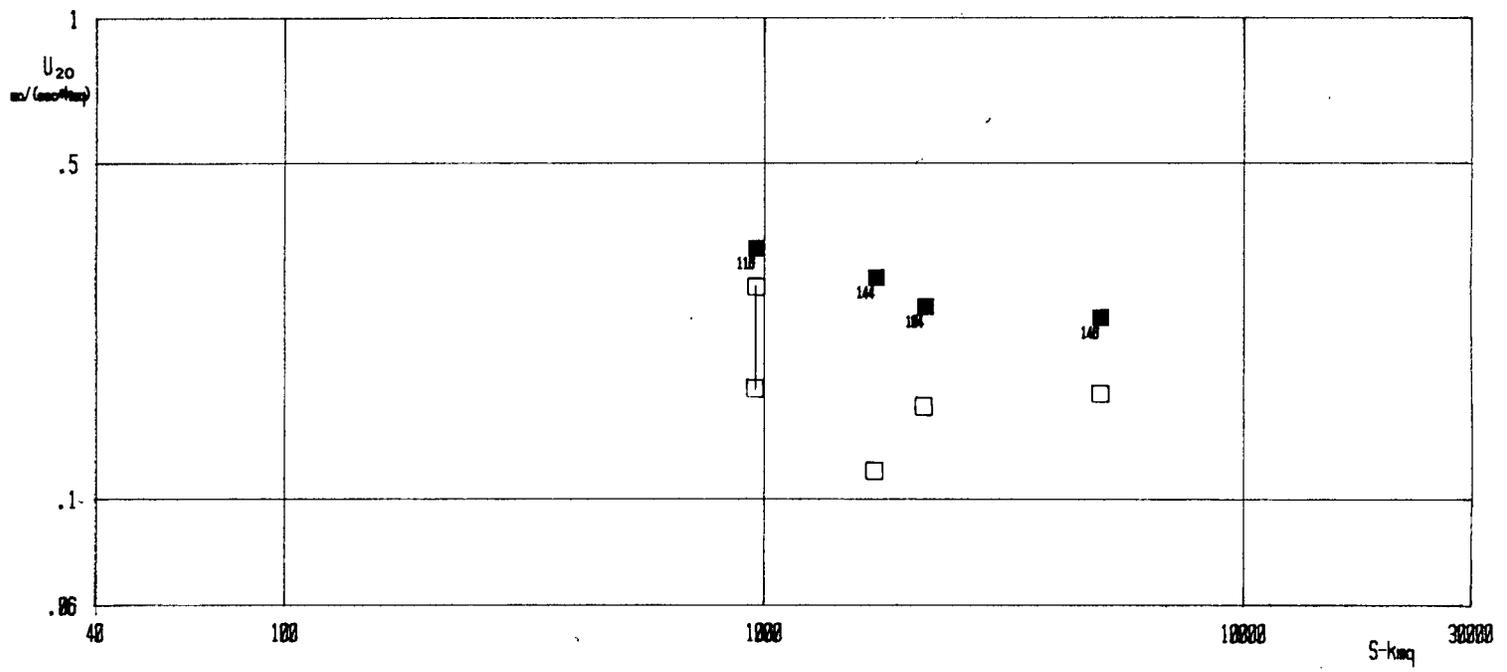
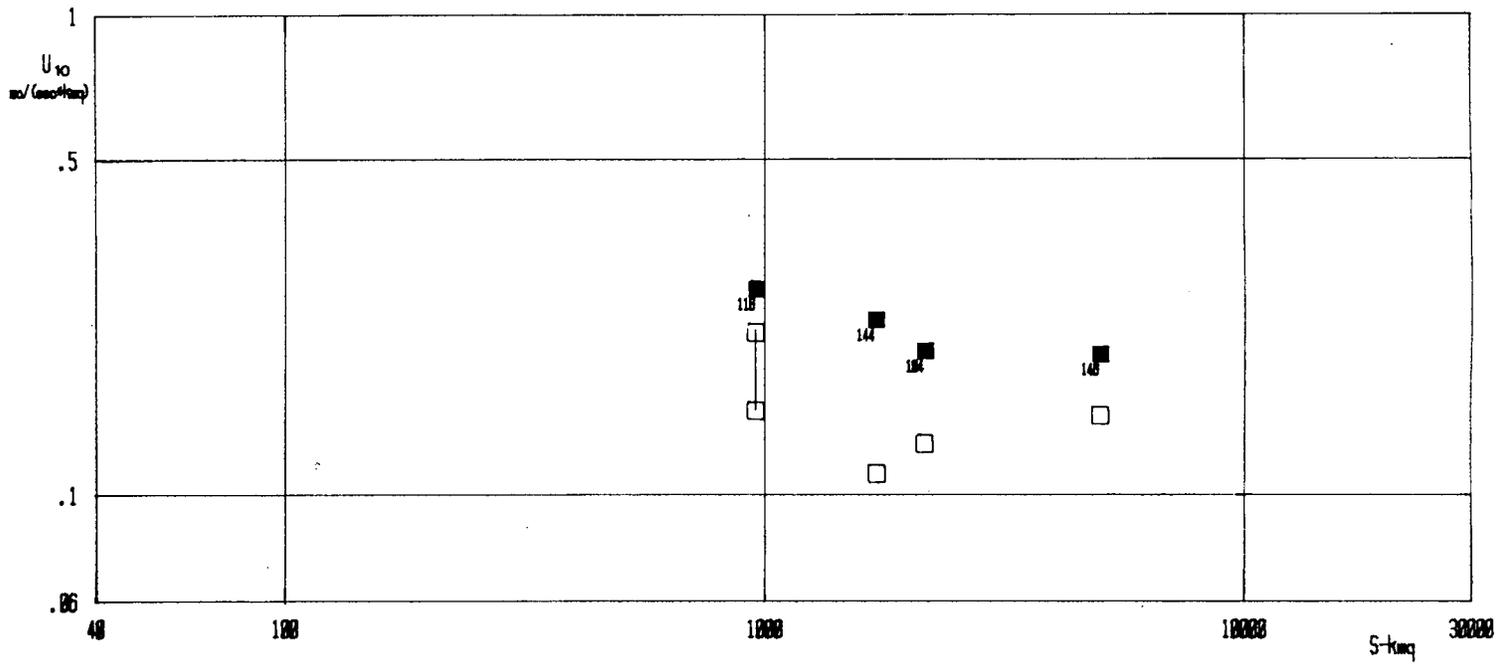


FIG. III: 3-25:

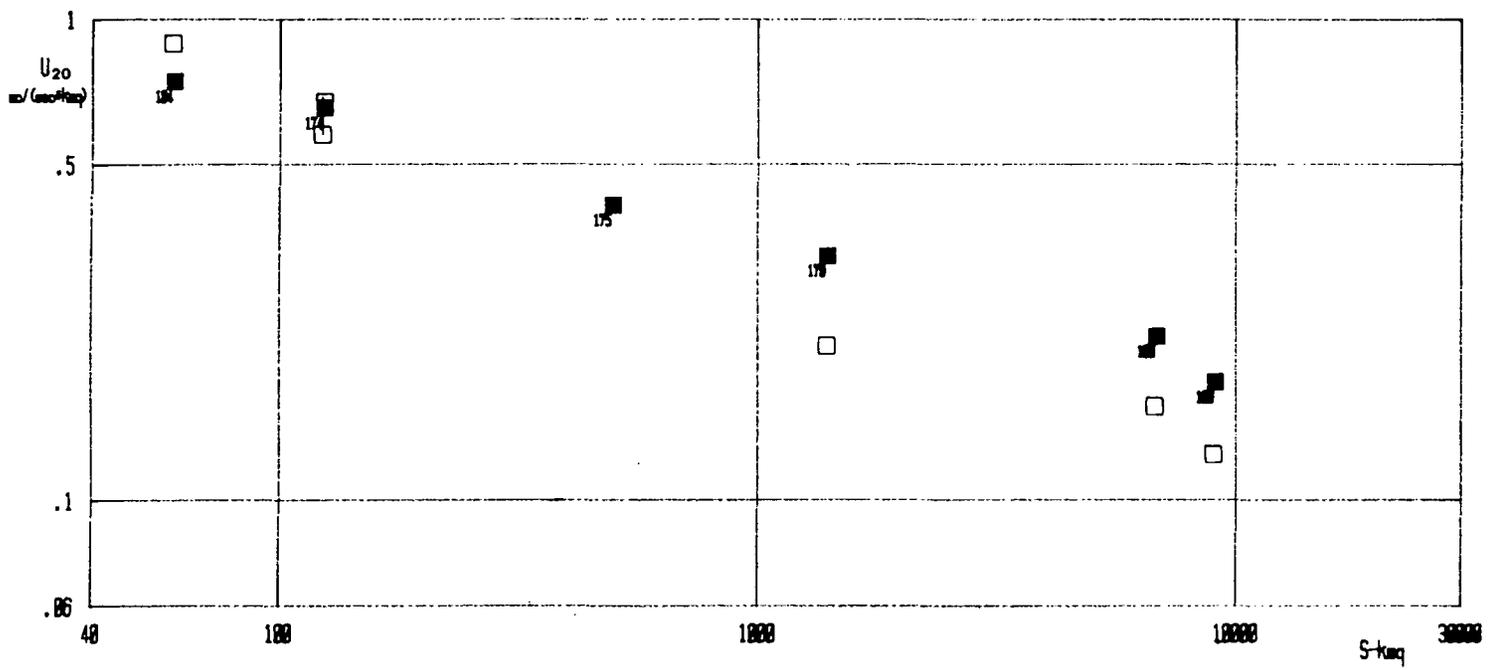
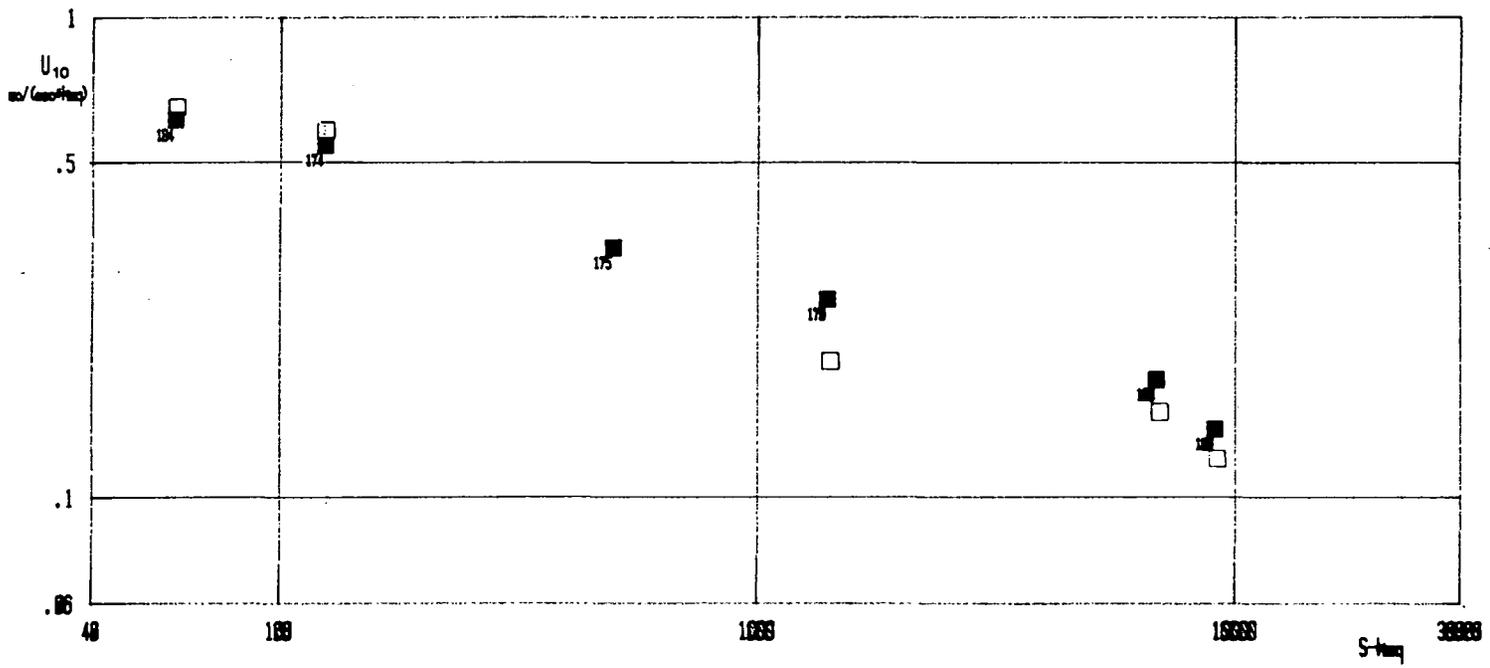


FIG. III: 3-26:

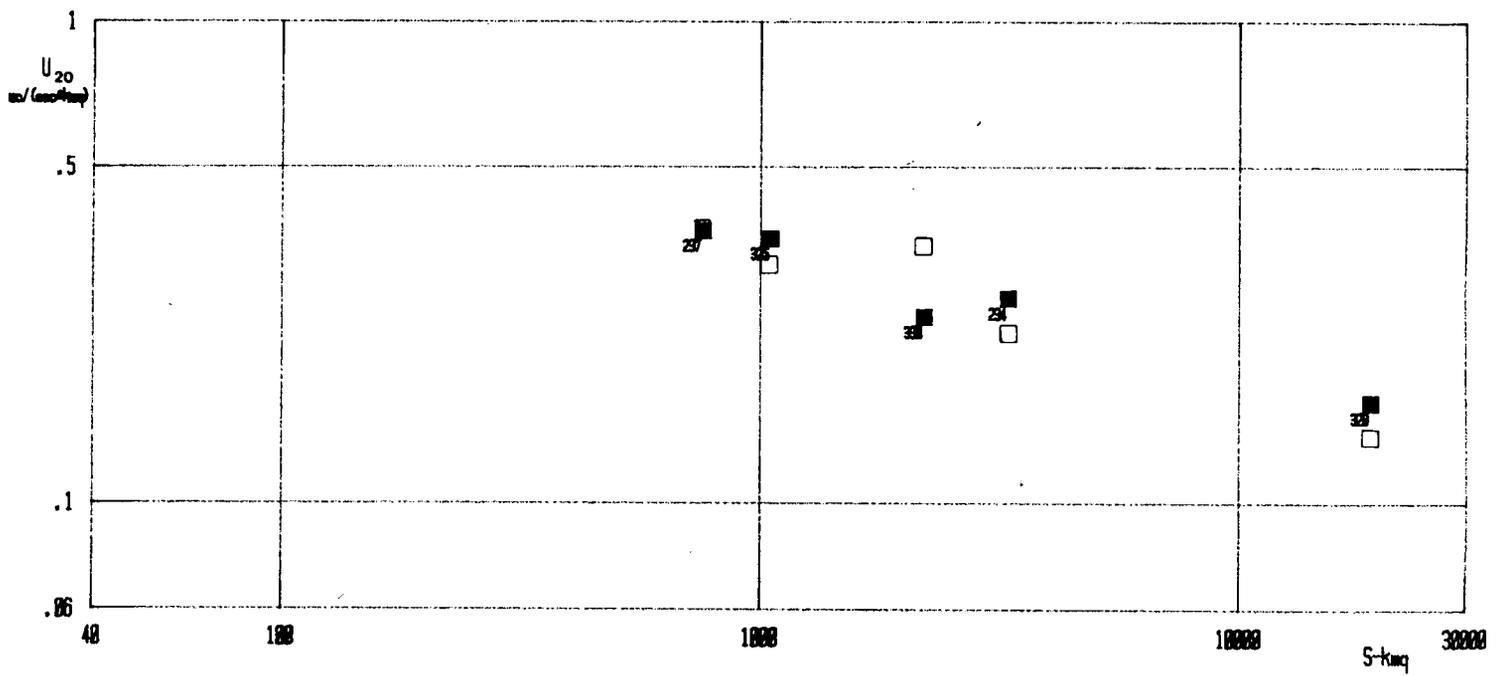
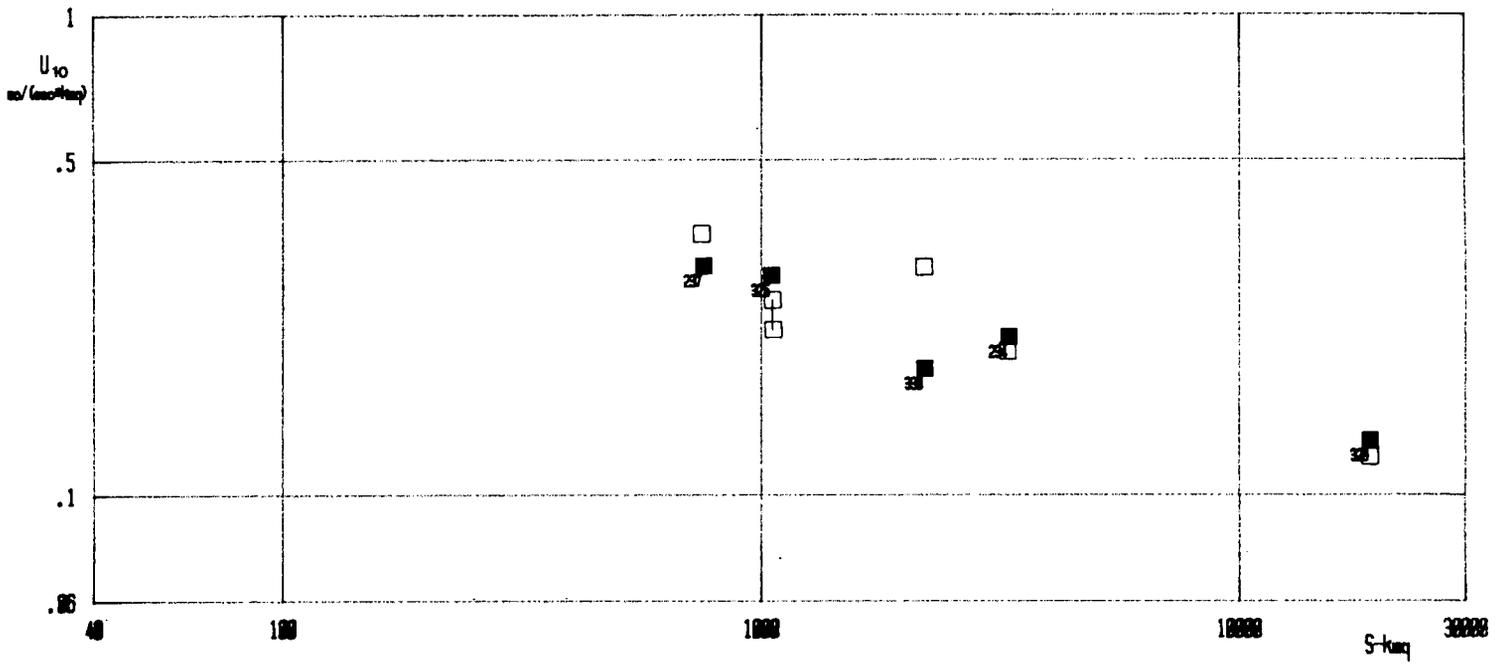


FIG. III: 3-27:

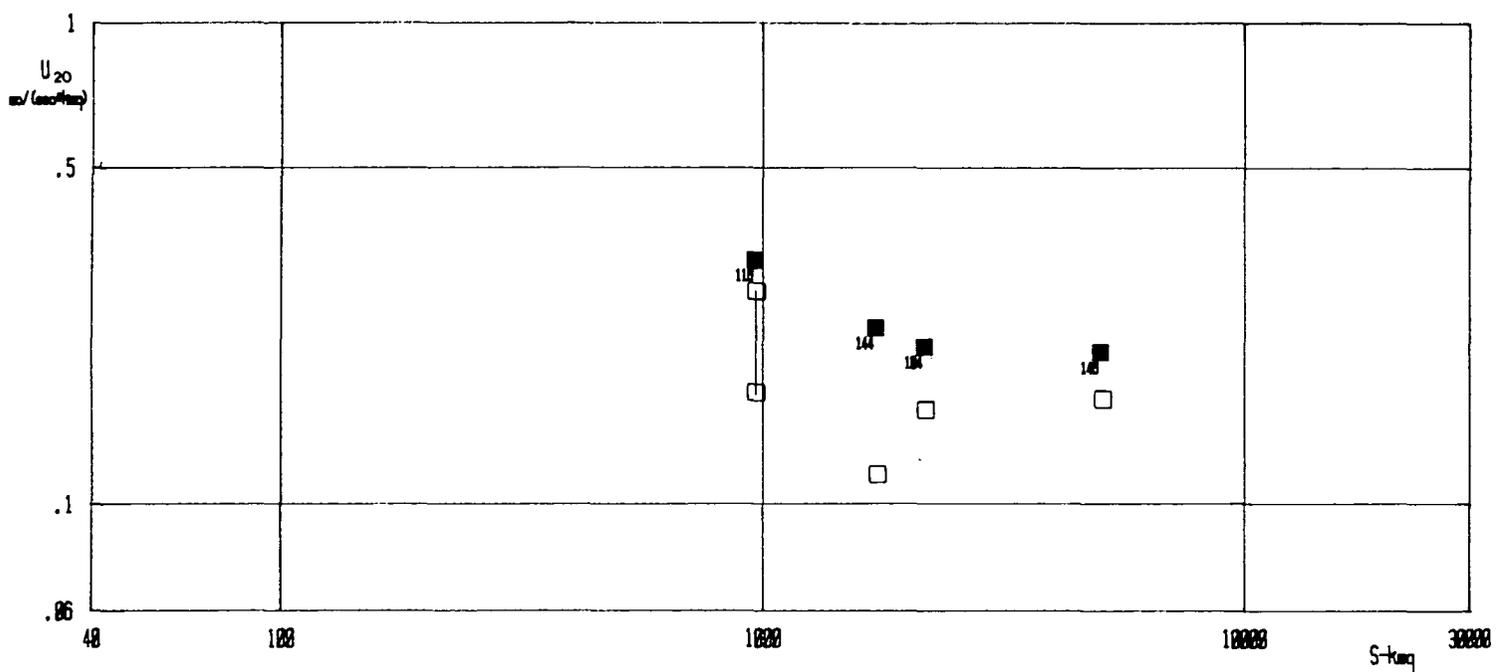
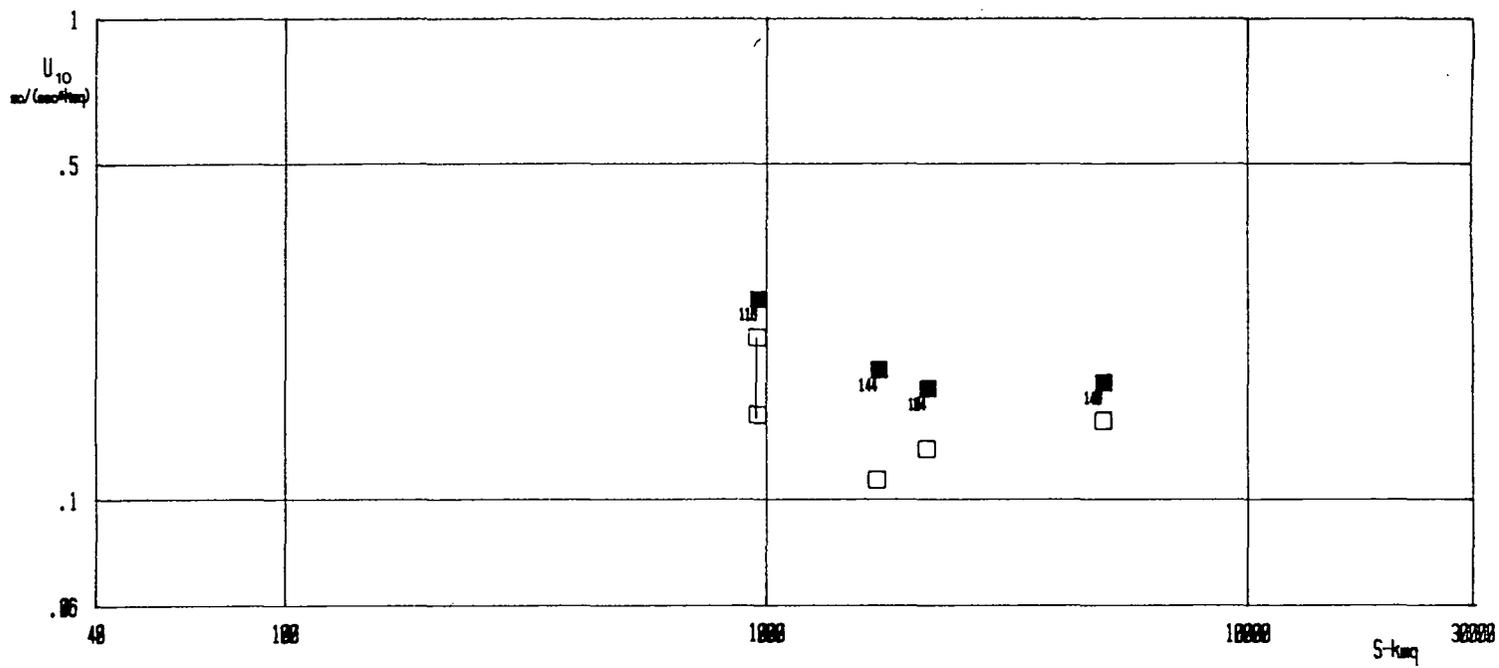


FIG. III: 3-28:

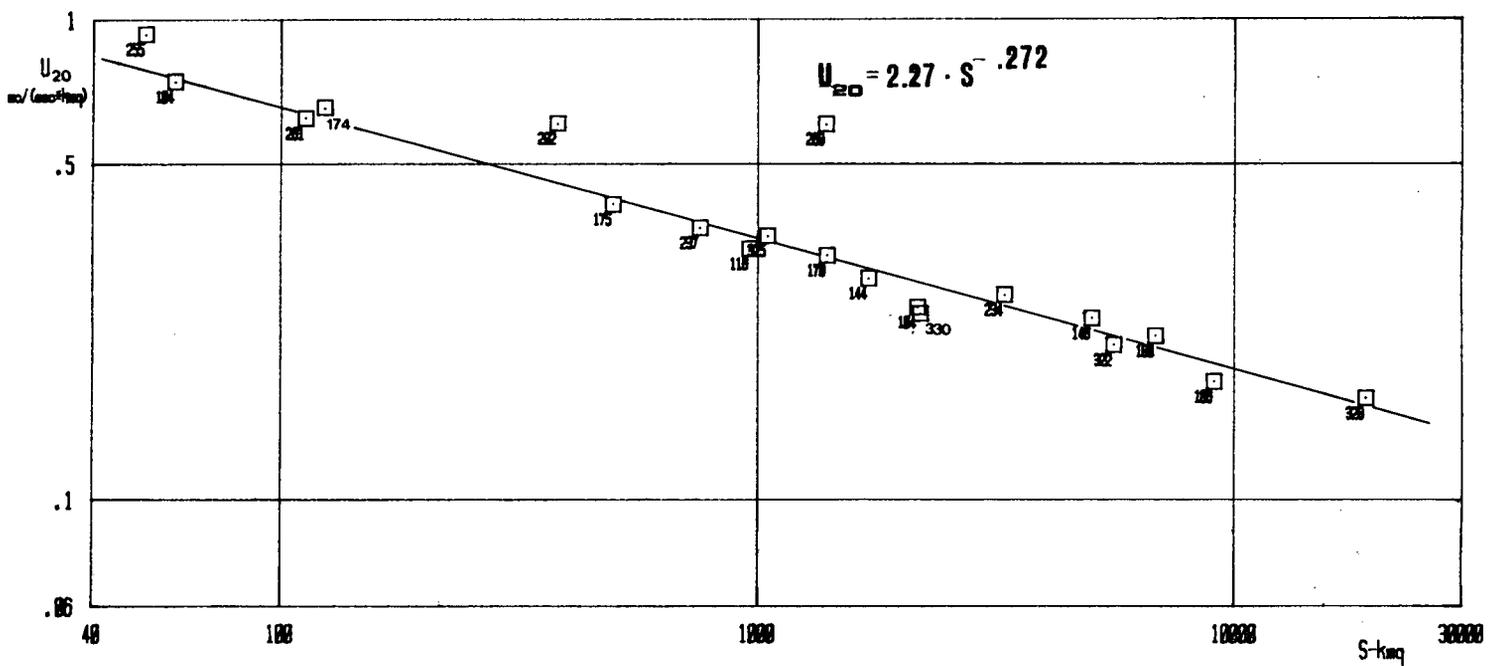
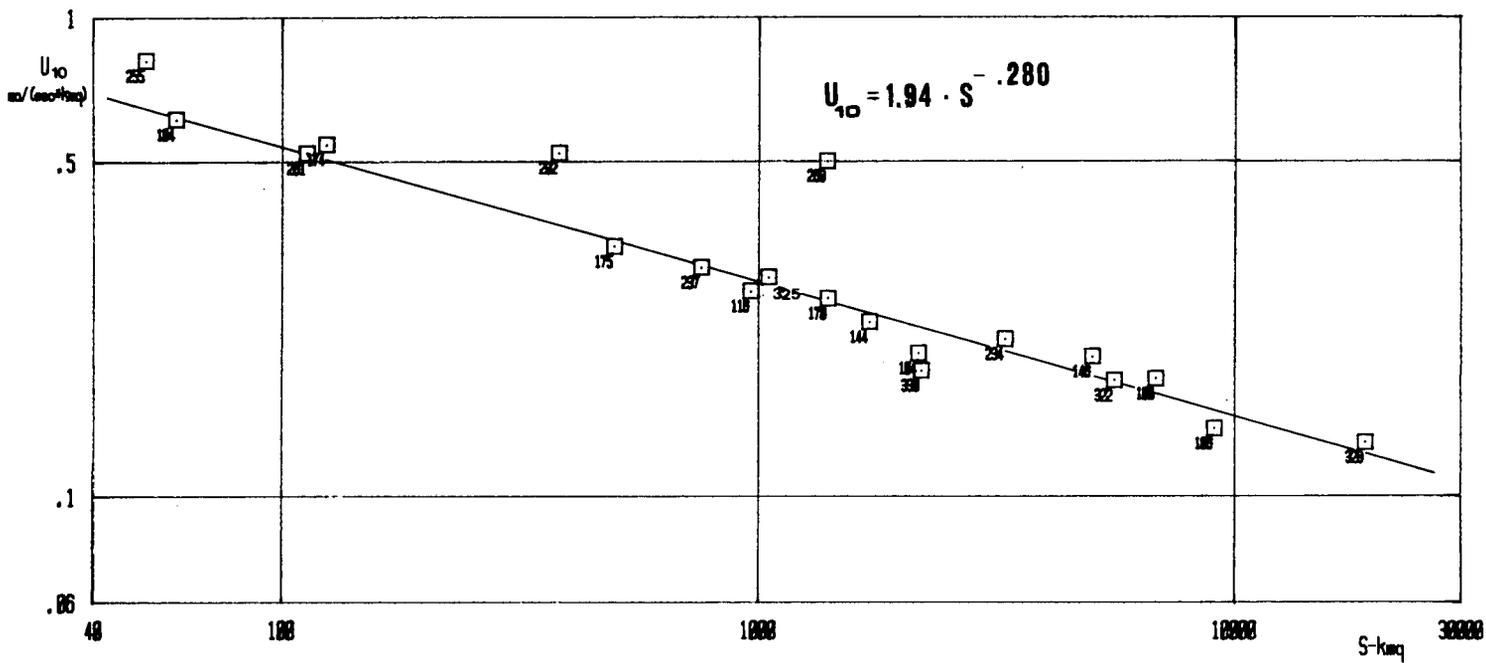


FIG. III: 3-29:

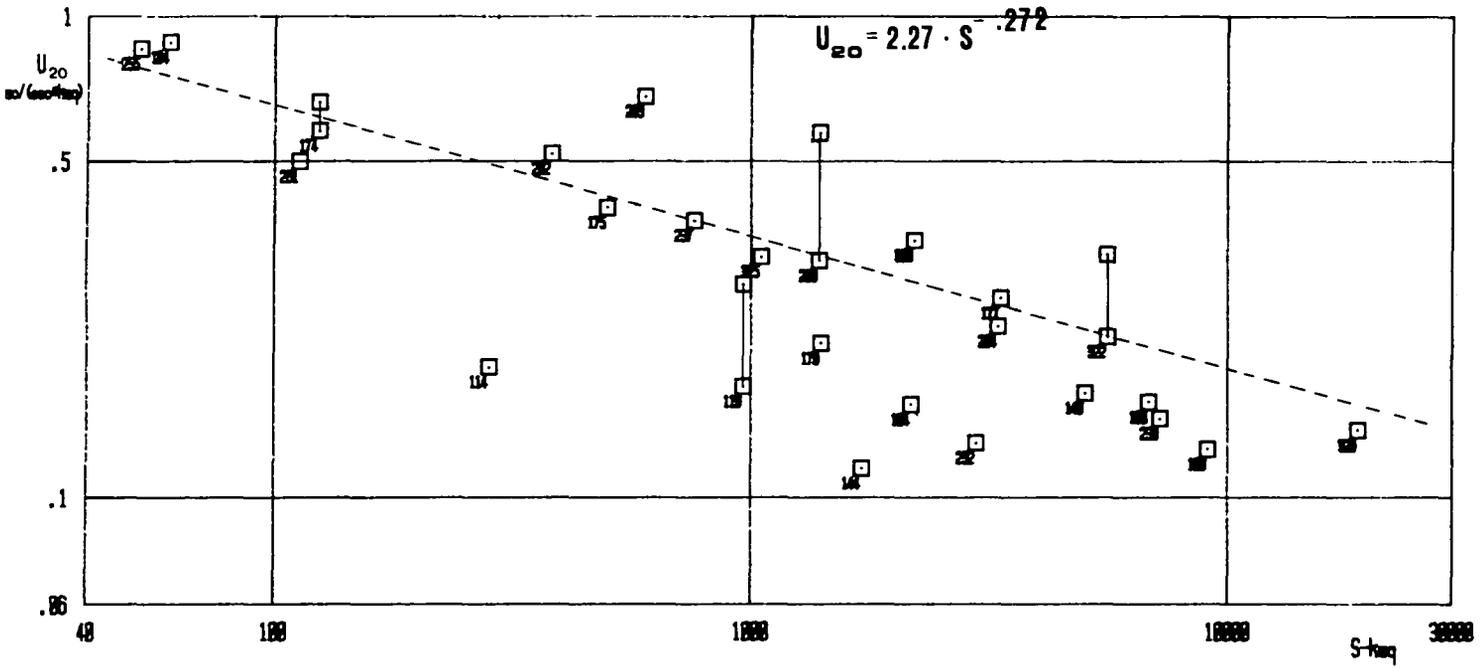
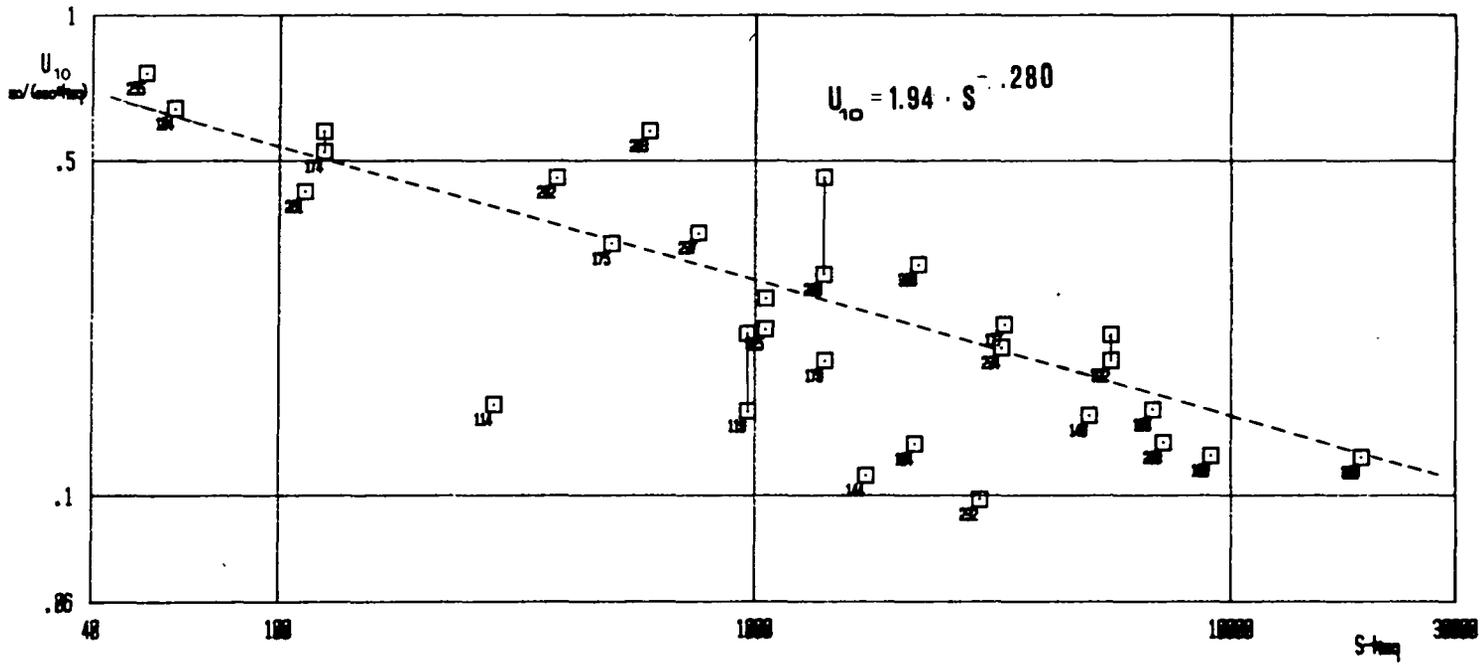


FIG. III: 3-30:

