UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMÁN
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y TECNOLOGÍA
DOCTORADO EN CIENCIAS EXACTAS E INGENIERÍA

TESIS DOCTORAL

PREDICCIÓN DE LLUVIAS MÁXIMAS PARA DISEÑO HIDROLÓGICO

DESARROLLO EXPERIMENTAL EN LA PROVINCIA DE TUCUMÁN

AUTORA: Ing. Flavia Bazzano

DIRECTOR: Lic. Gabriel Caamaño Nelli

Febrero de 2019

PREDICCIÓN DE LLUVIAS MÁXIMAS PARA DISEÑO HIDROLÓGICO. DESARROLLO EXPERIMENTAL EN LA PROVINCIA DE TUCUMÁN

por

Ing. Flavia Bazzano

Lic. Gabriel Caamaño Nelli

DIRECTOR

Dra. Ing. Sonia Vrech

CO - DIRECTORA

COMISIÓN DE SUPERVISIÓN DE TESIS:

Lic. Gabriel Caamaño Nelli

(Instituto Nacional del Agua - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas)

Dra. Ing. Sonia Vrech

(Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología – Universidad Nacional de Tucumán)

Dra. Lic. Ana María Sfer

(Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología – Universidad Nacional de Tucumán)

Dr. Ing. Carlos Marcelo García Rodríguez

(Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales – Universidad Nacional de Córdoba)

Esta Tesis fue presentada a la Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología de la Universidad Nacional de Tucumán para acceder al grado académico de Doctor en Ciencias Exactas e Ingeniería.

San Miguel de Tucumán, Argentina

Febrero de 2019

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a mi director, el Lic. Gabriel Caamaño Nelli, por la inmensa generosidad y calidez con la que supo guiarme para realizar este trabajo. Sus enseñanzas trascienden el ámbito de la hidrología, y espero que su manera de transmitir el conocimiento y su espíritu crítico me acompañen siempre.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas le agradezco por el financiamiento otorgado para esta investigación. También estoy muy agradecida con la Universidad pública y gratuita donde tengo la posibilidad de trabajar y formarme.

A la Dra. Sonia Vrech le agradezco aceptar ser parte de este trabajo, así como el aporte de la Dra. Ana María Sfer como parte de la comisión de supervisión de tesis.

Tuve el honor de contar con un gran equipo de investigadores que me acompañaron desde la provincia de Córdoba. Entre ellos quiero agradecer especialmente al Dr. Carlos Marcelo García Rodríguez por su colaboración y consejo permanente, así como el aporte y la motivación de la Geol. Clarita Dasso, del Dr. Carlos Catalini y de la Ing. Andrea Rico quienes me alentaron siempre a seguir adelante.

Agradezco al Ing. Leandro Díaz, director del Laboratorio de Construcciones Hidráulicas que fue la sede de trabajo, y al Ing. Roger Paz y al Ing. Roberto Lazarte, quienes me incentivaron a emprender este camino. Quisiera reconocer el apoyo de la Ing. Hebe Barber en la gestión de nuevos emprendimientos y la colaboración de Ximena Ruiz para desarrollar este trabajo. Un agradecimiento especial merecen mis amigos colegas, Florencia Nanni, David Aguirre y Hebe Espinosa Rojas, con quienes tenemos mucho por construir y saber que cuento con ellos es un verdadero lujo.

Quisiera expresar mi enorme agradecimiento por la Dra. Ana Georgina Elías y por todos los miembros del Laboratorio de Física de la Atmósfera, por el trabajo realizado en conjunto y la permanente contención, y reconocer a la Dra. Marta Zossi por haberme dado participación en sus proyectos de investigación.

Por la información empleada, quisiera agradecer a la sección de Agrometeorología de la Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres, especialmente al Ing. César Lamelas y al Ing. Jorge Forciniti. También destacar el aporte de datos y bibliografía del Ing. Aníbal Comba de la Dirección de Recursos Hídricos, del Ing. Medina de la Facultad de Agronomía y Zootecnia, del Ing. Agustín Divizia de la Dirección Provincial de Vialidad, del Dr. Juan L. Minetti y del Ing. Claudio Bravo.

Quisiera agradecer al Ing. Eduardo Martel, Vicedecano de la Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, por su interés y por el apoyo para impulsar nuevos proyectos.

Finalmente, quisiera agradecer a mi familia que es el principal soporte en todos mis proyectos, especialmente a mis padres y a mis hermanos, Miguel y Lorena, porque su apoyo incondicional fue fundamental en los primeros años de mi carrera. A mi compañero, Germán, le agradezco su colaboración y compañía, sobre todo durante la difícil etapa inicial de este trabajo. También les agradezco a mis amigas y amigos que siempre están presentes, contagiando el amor por los grandes desafíos.

RESUMEN

Los excedentes hídricos producto de eventos meteorológicos extremos representan una amenaza, cuyo impacto puede mitigarse mediante la implementación de las adecuadas medidas estructurales y no estructurales. El proyecto de dichas medidas requiere de un caudal de diseño, que represente el mayor previsible para cierto período futuro, establecido según el riesgo de falla asumido. La escasez de series históricas de aforos lleva, habitualmente, a su evaluación indirecta a partir de una transformación lluvia – caudal. Sin embargo, la estimación de la lluvia de diseño es compleja dado que no basta con definir su magnitud, si no que se debe reflejar la variabilidad temporal del fenómeno y su estructura geográfica.

En la presente tesis se propone una metodología para la determinación de la lluvia de diseño, tomando como sistema experimental a la provincia de Tucumán. Para ello se parte de tecnología integrada, desarrollada en la provincia de Córdoba, donde se plantean innovaciones metodológicas que contribuyen a su perfeccionamiento. Algunas de las propuestas pretenden salvar áreas de vacancia dentro de la metodología preexistente y otras se realizan a partir del condicionamiento que imponen las condiciones locales y la información disponible.

El procedimiento a seguir requiere, en primera instancia, la estimación de la magnitud de la lluvia futura. Para ello, se distinguen dos metodologías diferenciadas según la escala de diseño hidrológico: los proyectos de gran envergadura, se calculan considerando el Valor Límite Estimado o Precipitación Máxima Probable, mientras que obras medianas y pequeñas se dimensionan empleando un modelo probabilístico denominado relación intensidad – duración – recurrencia (i-d-T). Para el primer caso, se propone en esta tesis una metodología novedosa para estimar estadísticamente la PMP, basada en series aleatorias sintéticas e independiente de los registros locales, mientras que para el segundo caso, se calibra el modelo DIT (Caamaño Nelli y García, 1999), incorporando un análisis de la incidencia del lapso de medición de la lluvia, producto del uso de pluviómetros de alta frecuencia.

Una vez establecida la magnitud de la lluvia resta definir su distribución temporal a través de un Hietograma Tipo, para lo cual se evaluan seis estrategias derivando la solución óptima según la información disponible. Luego, como el área medida es siempre una muestra ínfima de la cuenca y el máximo allí predicho no ocurrirá simultáneamente en todos los puntos, se ajusta un algoritmo de atenuación, que convierte la lluvia puntual en una media areal. El ajuste se realiza según un enfoque original que contempla la escala de los eventos meteorológicos.

Por último, se propone la regionalización de los parámetros de los modelos de predicción empleando herramientas de la geoestadística, que contemplan la estructura de autocorrelación espacial y cuantifican el error de la interpolación permitiendo evaluar su validez.

Los resultados de esta tesis consolidan la tecnología integrada empleada para predicción de lluvias de diseño, cuyo uso se ha difundido en los últimos años a gran parte del país. Los mismos representan una herramienta fundamental para el correcto diseño de obras hidráulicas y planificación urbana y rural en la región.

ABSTRACT

The hydric excess product of extreme weather events represents a threat, whose impact can be mitigated through the implementation of appropriate structural and non-structural measures. The design of these measures requires a design flow, which represents the largest predictable for a certain future period, established according to the risk of failure assumed. The scarcity of historical gauging series usually leads to its indirect evaluation based on a rain - flow transformation. However, the estimate of the design rainfall is complex since it is not enough to define its magnitude, but also must be reflected the temporal variability of the phenomenon and its geographical structure.

In the present thesis a methodology for the determination of design rainfall is proposed, taking as experimental system the province of Tucumán. The procedure is based on integrated technology, developed in the province of Córdoba, where methodological innovations are included that contribute to its improvement. Some of the proposals intend to save vacancy areas within the preexisting methodology and others are made based on the conditioning imposed by local conditions and available information.

The first step is the estimation of the magnitude of the future rainfall. To do this, two differentiated methodologies are distinguished according to the scale of hydrological design: large-scale projects are calculated considering the Estimated Limit Value or Maximum Probable Precipitation, while medium and small works are sized using a probabilistic model called intensity-duration-frequency relationship (i-d-T). For the first case, a novel methodology is proposed to statistically estimate the PMP, based on synthetic random series and independent of the local data, while for the second case, the DIT model is calibrated (Caamaño Nelli y García, 1999), incorporating an analysis of the incidence of the lapse of rain measurement, product of the use of high frequency rain gauges.

Once the magnitude of the rain has been established, it is necessary to define its temporal distribution through a hyetograph, for which six strategies are evaluated, deriving the optimal solution according to the available information. Then, as the measured area is always a tiny sample of the basin and the maximum predicted there will not occur simultaneously in every place, an attenuation algorithm is adjusted, which converts the punctual rainfall into an areal mean. The adjustment is made according to an original approach that considers the scale of meteorological events.

Finally, we propose the regionalization of the parameters of the prediction models using geostatistical tools, which contemplate the structure of spatial autocorrelation and quantify the error of the spatial interpolation, evaluating its validity.

The results of this thesis consolidate the integrated technology used to predict rainfall design, whose use has spread in recent years to a large portion of Argentina. They also represent a fundamental tool for the correct design of hydraulic works and urban and rural planning in the region.

INDICE TEMÁTICO

1. INTRODUCCIÓN 13
1.1. PRESENTACIÓN 13
1.2. NATURALEZA DEL PROBLEMA 15
1.3. OBJETIVOS 18
1.3.1. OBJETIVO GENERAL 18
1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS 18
1.4. ORGANIZACIÓN DE LA TESIS 18
1.5. SISTEMA DE ESTUDIO 19
1.5.1. ASPECTOS GENERALES 19
1.5.2. RELIEVE Y ESQUEMA MORFOESTRUCTURAL 19
1.5.3. RÉGIMEN DE PRECIPITACIONES Y CLIMATOLOGÍA 22
2. ANTECEDENTES 25
2.1. ANTECEDENTES SOBRE LA RELACIÓN I-D-T 25
2.2. ANTECEDENTES SOBRE LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA PROBABLE 27
2.3. ANTECEDENTES EN DECAIMIENTO ESPACIAL DE LA LLUVIA 29
2.4. ANTECEDENTES EN HIETOGRAMAS TIPO 30
2.5. ANTECEDENTES EN REGIONALIZACIÓN DE LLUVIAS MÁXIMAS 32
3. METODOLOGÍA 34
3.1. INTRODUCCIÓN 34
3.2. PROCESAMIENTO DE DATOS 34
3.3. ELABORACIÓN DE UNA RELACIÓN I-D-T 35
3.4. ESTIMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA PROBABLE 38
3.5. ATENUACIÓN ESPACIAL DE LA LLUVIA 40
3.6. ESTIMACIÓN DEL HIETOGRAMA TIPO 42
3.7. REGIONALIZACIÓN 44
4. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN 45
4.1. INTRODUCCIÓN 45
4.2. FUENTES DE INFORMACIÓN 45
4.2.1. ESTACIÓN EXPERIMENTAL AGROINDUSTRIAL OBISPO COLOMBRES (EEAOC) 45
4.2.2. DIRECCIÓN DE RECURSOS HÍDRICOS (DRH) DE TUCUMÁN 46
4.2.3. SUBSECRETARÍA DE RECURSOS HÍDRICOS DE LA NACIÓN (SRHN) 46
4.2.4. INSTITUTO NACIONAL DE TECNOLOGÍA AGROPECUARIA (INTA) 46
4.2.5. FERROCARRIL CENTRAL NORTE - GENERAL MANUEL BELGRANO (FCCN – FCGMB) 46

4.2.6. INGENIOS AZUCAREROS....47
4.2.7. LABORATORIO CLIMATOLÓGICO SUDAMERICANO....47
4.2.8. UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMÁN....47
4.3. APARATOS DE MEDICIÓN....47
4.3.1. PLUVIÓMETRO....47
4.3.2. PLUVIÓGRAFO....49
4.3.3. ESTACIÓN METEOROLÓGICA AUTOMÁTICA....50
4.4. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LAS SERIES DE DATOS....51
4.4.1. DETECCIÓN DE DATOS ATÍPICOS....51
4.4.2. PRUEBA DE INDEPENDENCIA....52
4.4.3. PRUEBA DE HOMOGENEIDAD....52
4.4.4. PRUEBA DE ESTACIONARIEDAD....53
4.5. SERIE EXTENSA CON ALTA FRECUENCIA DE REGISTRO....54
4.5.1. ELECCIÓN DE LAS SERIES....55
4.5.2. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LAS SERIES....58
4.6. RED DE ESTACIONES CON REGISTRO DE ALTA FRECUENCIA....59
4.6.1. ELECCIÓN DE LOS EVENTOS DE ANÁLISIS....61
4.7. SERIES PLUVIOMÉTRICAS DIARIAS....63
4.7.1. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LAS SERIES DE MÁXIMOS ANUALES....63
4.8. CONCLUSIONES....72
5. RELACIONES I-D-T....73
5.1. INTRODUCCIÓN....73
5.2. EL MODELO DIT....73
5.2.1. EVALUACIÓN DE MODELOS PROBABILÍSTICOS TEÓRICOS....75
5.2.2. PARAMETRIZACIÓN DEL MODELO....76
5.2.3. TRASPOSICIÓN DE LA FUNCIÓN I-D-T....76
5.3. EFECTO DEL INTERVALO DE MEDICIÓN EN LA LLUVIA DE DISEÑO....77
5.4. ANÁLISIS DE RESULTADOS....78
5.4.1. VERIFICACIÓN DEL MODELO PROBABILÍSTICO....78
5.4.2. AJUSTE DEL MODELO DIT....78
5.4.3. DETERMINACIÓN DE LA ZONA DE TRANSPOSICIÓN....80
5.4.4. TRANSPOSICIÓN DE LA RELACIÓN I-D-T....84
5.4.5. CORRECCIÓN DE LA FUNCIÓN I-D-T POR EL LAPSO DE MEDICIÓN....86
5.4.6. APLICACIÓN AL CASO DE LA PROVINCIA DE TUCUMÁN....90
5.5. CONCLUSIONES....91
6. PRECIPITACIÓN MÁXIMA PROBABLE....94

6.1. INTRODUCCIÓN 94
6.2. METODOLOGÍA 95
6.2.1. MÉTODO DE HERSHFIELD 95
6.2.2. METODOLOGÍA SINTÉTICA PARA DEDUCIR $\emptyset PMP$ 98
6.2.3. VARIACIÓN DE LA PMP CON LA DURACIÓN 99
6.3. ANÁLISIS DE RESULTADOS 101
6.3.1. MÉTODO DE HERSHFIELD 101
6.3.2. METODOLOGÍA SINTÉTICA 103
6.3.3. VARIACIÓN DE LA PMP CON LA DURACIÓN 108
6.4. CONCLUSIONES 113
7. DECAIMIENTO AREAL DE LA LLUVIA 115
7.1. INTRODUCCIÓN 115
7.2. METODOLOGÍA 116
7.2.1. ELECCIÓN DE LAS TORMENTAS 116
7.2.2. INCIDENCIA DE LA ESCALA DE LA TORMENTA 117
7.2.3. CÁLCULO DE LOS COEFICIENTES DE DECAIMIENTO AREAL 118
7.2.4. EL MODELO CODA 119
7.3. ANÁLISIS DE RESULTADOS 119
7.4. CONCLUSIONES 127
8. DISTRIBUCIÓN INTERNA DE LA LLUVIA DE DISEÑO 129
8.1. INTRODUCCIÓN 129
8.2. METODOLOGÍA 130
8.2.1. HIETOGRAMAS SINTETIZADOS DE EVENTOS HISTÓRICOS 130
8.2.2. HIETOGRAMAS POLIGONALES 131
8.2.3. HIETOGRAMAS DE EXTRACCIÓN 131
8.3. APLICACIÓN DE LOS PROCEDIMIENTOS PROPUESTOS 133
8.4. ANÁLISIS DE RESULTADOS 134
8.4.1. MÉTODOS DE SÍNTESIS 134
8.4.2. HIETOGRAMA DE II-DIT 135
8.4.3. COMPARACIÓN DE TÉCNICAS DE ESTIMACIÓN 137
8.5. CONCLUSIONES 140
9. REGIONALIZACIÓN 142
9.1. INTRODUCCIÓN 142
9.2. METODOLOGÍA 142
9.2.1. MODELADO DEL VARIOGRAMA 143
9.2.2. INTERPOLACIÓN ESPACIAL 146

9.2.3. VALIDACIÓN CRUZADA 147
9.3. ANÁLISIS DE RESULTADOS 148
9.4. CONCLUSIONES 160
10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 162
10.1. PRINCIPALES CONCLUSIONES TÉCNICAS 162
10.2. APORTES DE LA TESIS AL CONOCIMIENTO 164
10.3. APLICABILIDAD DE LOS RESULTADOS 166
10.4. RECOMENDACIONES 167
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 169

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1.- Procedimientos para obtener el caudal de proyecto. 14

Figura 1.2.- Procedimiento para estimar la lluvia de diseño 16

Figura 1.3.- Contraste de escalas de diseño de los modelos probabilísticos con los porcentajes del Valor Límite Estimado según el tamaño de las obras. (Fuente: Chow *et al*., 1994.) 17

Figura 1.4.- Sistema Experimental: Provincia de Tucumán. Ubicación y división política. 21

Figura 1.5.- Mapa físico de la provincia de Tucumán. Principales cursos de agua. (Fuente: Instituto Geográfico Nacional. Recuperado de http://www.ign.gob.ar). 23

Figura 1.6.- Isolíneas de Precipitación Media Anual. (Fuente: Elaborado a partir del Atlas Climático Digital de la República Argentina. Bianchi y Cravero, 2010). 24

Figura 3.1.- Procesamiento de información, elaboración y regionalización de la función i-d-T. 37

Figura 3.2.- Procesamiento de información, elaboración y regionalización de la Precipitación Máxima Probable. 39

Figura 3.3.- Determinación de los ábacos de atenuación areal de la lluvia. 41

Figura 3.4.- Estimación del Hietograma Tipo. 43

Figura 4.1.- Esquema del pluviómetro tipo B del SMN. (Fuente: Ruberto *et al.,* 2010). 48

Figura 4.2.- Pluviómetro en funcionamiento en la EEAOC. 49

Figura 4.3.-Faja pluviográfica diaria. 50

Figura 4.4.-Detalle del pluviómetro de alta frecuencia. (Fuente: Manual de usuario Davis). 50

Figura 4.5.- Pluviómetro de alta frecuencia Davis GroWeather (izquierda). Unidad central en su abrigo meteorológico (derecha). 56

Figura 4.6.- Pluviómetro de alta frecuencia Davis Vantage Pro 2 (izquierda). Unidad central en su abrigo meteorológico (derecha). 56

Figura 4.7.- Estación meteorológica central. Ubicación de los sensores de precipitación y pluviómetro tipo "B".....57

Figura 4.8.- Correlación de series de precipitación total anual registradas con el pluviómetro y el PAF G (Período 1999- 2006 / 2008-2012).....57

Figura 4.9.- Correlación de series de precipitación total anual registradas con el pluviómetro y el PAF V (Período 2007 - 2013).....58

Figura 4.10.- Localización de las estaciones de medición en la zona del Gran San Miguel de Tucumán.....59

Figura 4.11.- Período de registro de cada estación de la red de medición. 61

Figura 4.12.- Análisis de frecuencia de ocurrencia mensual de máximos pluviométricos. 63

Figura 4.13.- Longitud de serie de las estaciones pluviométricas.....65

Figura 4.14.- Red pluviométrica del sistema experimental. 71

Figura 5.1.- Función i-d-T para San Miguel de Tucumán. 80

Figura 5.2.- Zona comprendida en un radio de 150 km desde la ubicación del pluviógrafo (izquierda). Área con diferencia de 200 m de desnivel (derecha).....81

Figura 5.3.- Área con diferencia en la Precipitación Media Anual de 100 mm/año. 81

Figura 5.4.- Campos de homogeneidad obtenidos por el método de Lund en la precipitación anual, período 1941 - 1980 con nivel de correlación superior a 0,35 y 0,45. Izquierda y derecha respectivamente. (Fuente: Minetti y Vargas, 2005). 83

Figura 5.5.- Área con diferencia en la Precipitación Media Anual de 200 mm/año. 83

Figura 5.6.- Zona asociada al pluviógrafo al tomar diferencia de 100 mm/año en la PMA (izquierda). Zona asociada al pluviógrafo al tomar diferencia de 200 mm/año en la PMA (derecha).....84

Figura 5.7.- Intensidad máxima esperable para 3 horas de duración en la zona de transposición para recurrencias de a) 5 años, b) 25 años, c) 50 años y d) 100 años. 86

Figura 5.8.- Cocientes entre láminas de 180 minutos de duración registradas con diferentes lapsos temporales. 87

Figura 5.9.- Cocientes entre láminas registradas con lapsos de 5 y 15 minutos para distintas duraciones. 87

Figura 5.10.- Cocientes entre láminas registradas con lapsos de 5 y 30 minutos para distintas duraciones. 87

Figura 5.11.- Cocientes entre láminas registradas con lapsos de 5 y 180 minutos para distintas duraciones. 88

Figura 5.12.- Promedio de los cocientes empleando comienzo simultáneo de series. 89

Figura 6.1.- Factor de corrección de la media por valores atípicos (adaptado de Hershfield, 1961). 97

Figura 6.2.- Factor de corrección del desvío estándar por datos atípicos (adaptado de Hershfield, 1961). 97

Figura 6.3.- Ajuste de la media y desvío estándar por longitud de serie (adaptado de Hershfield, 1961). 97

Figura 6.4.- Cociente R entre láminas de 24 horas máximas con lapso móvil y horario fijo de medición. 101

Figura 6.5.- Alternativas de envolvente regional para el factor de frecuencia $\emptyset_{PMP}$. 103

Figura 6.6.- Variación del $\emptyset_{PMP}$ con la longitud de serie. 104

Figura 6.7.- Variación de $\emptyset_{PMP}$ según el Desvío Estándar (DE).....105

Figura 6.8.-$\emptyset_{PMP}$ máximo, medio y mínimo en función de C_V. 106

Figura 6.9.- Modelo exponencial de $\emptyset_{PMP}$ versus C_v obtenido con las FDP Lognormal, Gamma y Gumbel. Contraste con los puntos observados. 106

Figura 6.10.- Distribución espacial del factor para el Método de Hershfield (izquierda) y con la Metodología Sintética (derecha). 107

Figura 6.11.- Precipitación Máxima Probable diaria estimada con el Método de Hershfield (izquierda) y con la Metodología Sintética (derecha). 108

Figura 6.12.- Cocientes entre láminas máximas de distinta duración en función de la recurrencia por posición de gráfica de Weibull. 109

Figura 6.13.- Relación entre láminas de distinta duración obtenidas mediante distribuciones lognormales. 109

Figura 6.14.- Variación de $\emptyset_{PMP}$ con la duración de la lluvia. 110

Figura 6.15.- Envolventes regionales de $\emptyset_{PMP}$ para distinta duración de lluvia, según la técnica [e].....111

Figura 6.16.- Variación de la PMP con la duración en San Miguel de Tucumán según distintas técnicas.....111

Figura 6.17.- PMP estimada mediante la técnica [c] y su ajuste a una función potencial del logaritmo de la duración de lluvia. 113

Figura 7.1.- Isohietas diarias para los días (a) 2 de enero de 2006, (b) 18 de marzo de 2001, (c) 4 de enero de 2001 y (d) 29 de enero de 2015. 122

Figura 7.2.- Polígonos de Thiessen para las configuraciones según los registros disponibles. ...124

Figura 7.3.- Curvas de los Coeficiente de Decaimiento Areal (CDA) obtenidos para tormentas de Pequeña Escala (PE) y de Gran Escala (GE) para las distintas duraciones indicadas en minutos. 124

Figura 7.4.- a) Dispersión de los Coeficientes de Decaimiento Areal (CDA) para 180 minutos b) Curvas generales de atenuación espacial para 8 duraciones de Intervalos de Máxima intensidad de la Tormenta (IMT) indicadas en minutos. 126

Figura 7.5.- Exponente -k del modelo CoDA en función de la duración (d). 126

Figura 7.6.- Gráfica de los coeficientes de atenuación areal (CDA) de lámina de precipitación del modelo CoDA para las duraciones indicadas en minutos.....127

Figura 8.1.- Hietogramas por síntesis para duraciones de 30, 60, 90 y 120 minutos.....135

Figura 8.2.- Variación del hietograma para IMA de 30 minutos según el paso de cálculo. 136

Figura 8.3.- Error relativo en la lámina al variar el paso de cálculo (izquierda y caída en la magnitud del pico al variar el paso de cálculo (derecha).....136

Figura 8.4.- Hietograma de II-DIT con paso de cálculo de 5 minutos corregido.....137

Figura 8.5.-Hietogramas Tipo obtenidos para IMA de 30 minutos.....139

Figura 8.6.-Hietogramas Tipo obtenidos para IMA de 60 minutos.....139

Figura 8.7.-Hietogramas Tipo obtenidos para IMA de 90 minutos.....140

Figura 8.8.-Hietogramas Tipo obtenidos para IMA de 120 minutos.....140

Figura 9.1.- Representación de la función Semivariograma con los tres parámetros que la definen: rango, *sill* y *nugget.* 144

Figura 9.2.- Frecuencia relativa de las variables a)media de la serie de Precipitación Máxima Diaria Anual (μ_{PMDA}), b) desvío estándar correspondiente (σ_{PMDA}), c)media de la serie de logaritmos de la PMDA (μ_{LnPMDA}) y d) desvío estándar correspondiente (σ_{LnPMDA}). 149

Figura 9.3.- Detección visual de tendencias en las variables en dirección Este – Oeste. 150

Figura 9.4.- Detección visual de tendencias en las variables en dirección Norte - Sur. 151

Figura 9.5.- Semivariogramas experimentales y ajustados de la variable media de máximos diarios anuales (μ_{PMDA}). Arriba, caso sin tendencia y abajo, con tendencia de primer orden. De izquierda a derecha modelos exponencial, gaussiano, esférico y circular. 152

Figura 9.6.- Semivariogramas experimentales y ajustados de los desvíos de la serie de la Precipitación Máxima Diaria Anual (σ_{PMDA}). Arriba, caso sin tendencia y abajo, caso con tendencia de primer orden. De izquierda a derecha, modelos exponencial, gaussiano, esférico y circular..152

Figura 9.7.- Semivariogramas experimentales y ajustados de la variable media de la serie de logaritmos de los máximos diarios anuales ($\mu_{Ln\ PMDA}$). Arriba, caso sin tendencia y abajo, caso con

tendencia de primer orden. De izquierda a derecha, modelos exponencial, gaussiano, esférico y circular. 153

Figura 9.8.- Semivariogramas experimentales y ajustados de los desvíos estándar de las series de logaritmos de la Precipitación Máxima Diaria Anual ($\sigma_{Ln\ PMDA}$). Arriba, caso sin tendencia y abajo, caso con tendencia de primer orden. De izquierda a derecha, modelos exponencial, gaussiano, esférico y circular. 153

Figura 9.9.- Izquierda: Predicción espacial con Kriging de la media de la serie de la Precipitación Máxima Diaria Anual (μ_{PMDA}). Derecha: Varianza de la predicción. 155

Figura 9.10.- Izquierda: Predicción espacial con Kriging del desvío estándar de la serie de la Precipitación Máxima Diaria Anual (σ_{PMDA}). Derecha: Varianza de la predicción. 155

Figura 9.11.- Izquierda: Predicción espacial con Kriging de la media de la serie de logaritmos de la Precipitación Máxima Diaria Anual (μ_{LnPMDA}). Derecha: Varianza de la predicción.....156

Figura 9.12.- Izquierda: Predicción espacial con Kriging de los desvíos estándar de las series de logaritmos de la Precipitación Máxima Diaria Anual (σ_{LnPMDA}). Derecha: Varianza de la predicción. 156

Figura 9.13.- Izquierda: Validación cruzada de la predicción de la media de la serie de la Precipitación Máxima Diaria Anual (μ_{PMDA}) con el método Kriging. Derecha: Residuos de la predicción. 157

Figura 9.14.- Izquierda: Validación cruzada de la predicción del desvío estándar de la serie de la Precipitación Máxima Diaria Anual con el método Kriging (σ_{PMDA}). Derecha: Residuos de la predicción. 158

Figura 9.15.- Izquierda: Validación cruzada de la predicción de la media de la serie de logaritmos de la Precipitación Máxima Diaria Anual (μ_{LnPMDA}) con el método Kriging. Residuos de la predicción. 158

Figura 9.16.- Izquierda: Validación cruzada de la predicción del desvío estándar de la serie logaritmos de la Precipitación Máxima Diaria Anual (σ_{LnPMDA}) con el método Kriging. Residuos de la predicción. 159

Figura 9.17.- Distribución del Coeficiente de Variación de la serie de Precipitación Máxima Diaria Anual ($C_{v\ PMDA}$). 160

Figura 9.18.- Regionalización de los Parámetros A' y C' del Modelo DIT dentro de la zona de transposición.....160

INDICE DE TABLAS

Tabla 2.1.- Relaciones i-d-T empíricas.....26

Tabla 4.1: Aparatos de medición de altura de lámina precipitada en la EEAOC.....55

Tabla 4.2.- Resultados de las pruebas estadísticas en las series de Intervalos de Máxima intensidad Anual. Se indica la significancia estadística con la que verifican las pruebas y la presencia de datos atípicos. 58

Tabla 4.3.- Longitud de series de Intervalos de Máxima Intensidad anual según duración 59

Tabla 4.4.- Estaciones meteorológicas utilizadas en el área de estudio: ubicación geográfica, altitud, resolución temporal y fuente de los datos. 60

Tabla 4.5.- Lámina máxima estimada (H) en San Miguel de Tucumán para 5 años de recurrencia por duración. 61

Tabla 4.6.- Tormentas seleccionadas. Precipitación en mm por duración y número de estaciones activas. En negrita se destacan aquellas que superan el umbral impuesto para cada duración. ...62

Tabla 4.7: Estaciones descartadas por no verificar las pruebas estadísticas realizadas. 64

Tabla 4.8.- Estaciones descartadas por no existir información sobre su localización geográfica...65

Tabla 4.9.- Estaciones pluviométricas seleccionadas.....66

Tabla 5.1.- Función Objetivo del ajuste a modelos probabilísticos teóricos en series de distinta duración. 78

Tabla 5.2: Número de estaciones con mínimo y máximo de la FO para cada FDP teórica. 78

Tabla 5.3.- Ajuste del Modelo DIT en San Miguel de Tucumán. 79

Tabla 5.4.- Intensidades en mm/h para una recurrencia de 45 años según antecedentes. 80

Tabla 5.5.- Comparación de áreas según criterios de limitación para la diferencia de PMA. 84

Tabla 5.6.- Coeficientes A' y C' para las estaciones asociadas al pluviógrafo de San Miguel de Tucumán. 85

Tabla 5.7.- Coeficientes r promedio, para inicio simultáneo de series de mayor duración con la de 5'. 88

Tabla 5.8.- Modelos evaluados para representar la variación de r con la duración y el lapso de medición. 89

Tabla 5.9.- Coeficiente r^2 obtenido en el ajuste de las series de r vs. d según cada lapso (l) considerado para los modelos ensayados. Se indica el número de modelos para los cuales no se encontró solución en cada caso (N). 89

Tabla 5.10.- Coeficientes r promedio, maximizados variando el punto de inicio de las series de mayor duración. 90

Tabla 5.11.- Coeficientes de corrección ponderados, según longitud parcial del lapso de medición. 91

Tabla 6.1.- Series sintéticas generadas a partir de la función de distribución de probabilidad Lognormal. 99

Tabla 6.2.- Parámetros de las envolventes regionales. 102

Tabla 6.3.- Valores de los cocientes entre láminas de distinta duración según posiciones de gráfica (PG Weibull) y el modelo DIT. 110

Tabla 6.4.- Medias (μn) y desvíos estándar (σn) para las series de máximos anuales en la EEAOC. 110

Tabla 6.5.- Recurrencias asociadas a la PMP_d con diferentes técnicas. 112

Tabla 7.1.- Lámina máxima estimada (H) en San Miguel de Tucumán para 5 años de recurrencia por duración. 117

Tabla 7.2.- Tormentas seleccionadas. precipitación en mm por duración y número de estaciones activas. En negrita se destacan aquellas que superan el umbral impuesto para cada duración. .....**¡Error! Marcador no definido.**

Tabla 7.3.- Clasificación de las tormentas según sean de Pequeña Escala (PE) o Gran Escala (GE). 120

Tabla 8.1.- Máximas intensidades obtenidas con las 6 metodologías ensayadas 137

Tabla 8.2.- Comparación entre HT sintéticos y obtenidos por II-DIT. En negrita los mínimos valores para la función objetivo definida, indicando mayor proximidad en los resultados. 138

Tabla 9.1.- Modelos teóricos de semivariogramas. Funciones de semivariograma para el modelo exponencial, esférico y gaussiano. C_0=2, C=10 y R=200 (Fuente: Córdoba *et al.,* 2014). 144

Tabla 9.2.- Medidas estadísticas resumidas de las variables analizadas. 149

Tabla 9.3.- Índices de bondad de ajuste para los casos con tendencia lineal y sin tendencia: Suma del cuadrado del error (SCE) y Desviación de la media o error medio AIC (Akaike, 1973). 154

Tabla 9.4.- Parámetros de las funciones semivariogramas para cada variable. 154

Tabla 9.5.- Índices estadísticos de la Validación Cruzada para las variables analizadas. 157

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN

Los aspectos benéficos del agua son conocidos por toda la sociedad, en tanto constituye un recurso fundamental y cotidiano para el desarrollo de la vida humana. Se la emplea con múltiples fines tales como el consumo doméstico, agrícola, pecuario, industrial, recreativo, energético y ecológico. Todos estos usos representan impactos positivos, y por eso se interpreta esta sustancia como **recurso hídrico**. Sin embargo, el agua tiene su impacto negativo, producto de eventos hidrometeorológicos extremos que traen implicancias sociales, económicas, ambientales y sanitarias, entre otras. En estos casos el agua se interpreta como **amenaza hídrica** y si bien no es posible neutralizarla, se pueden mitigar sus efectos actuando sobre la vulnerabilidad de los sistemas involucrados. La evaluación del impacto generado por dicha amenaza, así como la estimación de las variables relevantes para atenuarlo son materia del diseño hidrológico.

El diseño hidrológico comprende la etapa inicial del proyecto de las medidas, estructurales y no estructurales, cuyo objetivo sea el manejo de excedentes pluviales, entre las que se mencionan la construcción de obras hidráulicas, la implementación de sistemas de alerta temprana, el diseño de planes de uso del suelo y los mapas de riesgo. Todas estas acciones deben ser proyectadas de modo que soporten, sin fallar, el mayor caudal previsible para determinados períodos de años futuros. Dicho caudal constituye la variable de interés para el diseño hidrológico y su valoración está sujeta a la información local disponible. Lo deseable es contar con una serie histórica de aforos locales que permita cuantificar el caudal de proyecto a partir de análisis estadístico. Sin embargo, la disponibilidad de dichas mediciones es inusual, tanto en Argentina como en muchas partes del mundo, lo que lleva a su evaluación indirecta a partir de un modelo de transformación de lluvia en caudal (Figura 1.1).

El mencionado déficit de datos origina la necesidad nacional de desarrollar, sistematizar, aplicar y constatar la tecnología de estimación indirecta y la justifica como objetivo general de la presente tesis. En consecuencia, a partir de aquí el análisis se centra en la predicción de las precipitaciones causantes de la amenaza.

La evaluación de la crecida a partir de la lluvia es mucho más compleja que el análisis de los caudales medidos. No se trata ya de encontrar un valor puntual en el espacio y en el tiempo, sino de reflejar la variabilidad temporal del fenómeno y su estructura geográfica mediante una lluvia de diseño.

Figura 1.1.- Procedimientos para obtener el caudal de proyecto.

La estimación de la lluvia de diseño requiere, al igual que el caudal, de un extenso registro de mediciones locales, aunque afortunadamente éstas se encuentran con mayor facilidad. Aun así, existen sitios donde escasean las series pluviométricas, en cuyo caso se recurre a información de zonas vecinas.

La lluvia de diseño es un evento hipotético crítico, cuya estimación pertenece al ámbito de la predicción. Se diferencia de los pronósticos en tanto éstos definen las condiciones meteorológicas asociadas a un momento definido en el tiempo. En el diseño de infraestructura hídrica, en cambio, el interés se centra en la probabilidad de ocurrencia de los eventos extremos, que guarda una relación intrínseca con el riesgo de falla asumido. El evento, en su carácter de hipotético, no está asociado a un momento preciso, sino que es el máximo esperado, para cierta duración, en un período plurianual en la zona afectada por el proyecto (Caamaño Nelli, 2003).

Los componentes de la lluvia de diseño describen sus aspectos característicos, y algunos se traducen en variables concretas interrelacionadas. La magnitud es el primero en la secuencia de cálculo y se cuantifica mediante la intensidad media de la lluvia, $i_{d,T}$, definida como el cociente entre la altura caída, $h_{d,T}$, y la duración que demandó su acumulación, d:

$$i_{d,T} = \frac{h_{d,T}}{d}\, 60\, \frac{\text{min}}{\text{hora}} \qquad \textbf{(1.1)}$$

donde el factor final transforma las unidades comunes de d (minutos) y $h_{d,T}$ (mm) para dar $i_{d,T}$ en mm/hora. Los subíndices señalan que las variables dependen de la duración y del intervalo de retorno, T (años). La duración caracteriza la persistencia del evento y se escoge en función de las características meteorológicas y físicas de la cuenca donde se desarrolla el proyecto. El período de retorno, definido como el intervalo de tiempo promedio entre eventos que igualan o exceden la magnitud de diseño, representa la frecuencia futura estimada. Se elige su valor según el riesgo asumido para la obra, teniendo en cuenta el daño que ocasionaría su falla. Los tres componentes

descriptos se encuentran intrínsecamente relacionados a través de la función intensidad-duración-recurrencia (i-d-T).

Resta mencionar la distribución temporal, que indica la marcha de avance de la lluvia en el tiempo, establecida a través de un Hietograma Tipo, y la distribución espacial, que describe su decaimiento al alejarse del valor máximo estimado o núcleo. Este último atributo se define, mediante un algoritmo de atenuación que convierte la lluvia local en una media areal.

1.2. NATURALEZA DEL PROBLEMA

La Figura 1.2 presenta esquemáticamente el camino a seguir para la definición de la lluvia de diseño según sus componentes característicos, que serán descriptos de manera general en la Metodología (Capítulo 3) y luego estudiados en detalle en los capítulos allí indicados, siempre precedidos del Análisis de la Información correspondiente a cada etapa (Capítulo 2).

El primer paso es, a partir de los alcances del proyecto, establecer la escala de diseño, definida como el rango en magnitud de la variable en cuestión, en este caso la lluvia, dentro del cual se fija su valor. Aunque no hay una norma general para clasificar las obras según su magnitud, la escala guarda una estrecha relación con los daños que ocasionaría su falla. De esta forma, obras hidráulicas menores, tales como el alcantarillado urbano, se proyectan asumiendo un mayor riesgo de falla que las grandes presas, cuyo colapso implicaría no sólo pérdidas materiales, sino irreparables vidas humanas y daño a los ecosistemas circundantes (Figura 1.3). En definitiva, la elección de la escala de diseño es un compromiso entre el costo y la seguridad: elegir siempre la máxima seguridad generaría obras sobredimensionadas con excesivos costos de construcción, mientras que la solución más económica puede resultar en catástrofes evitables en otros casos.

Aunque es frecuente emplear la experiencia para establecer el período de retorno para un proyecto, existen formas lógicas para determinar los niveles de diseño óptimos, como son los análisis hidroeconómicos y los fundados en el vínculo riesgo - recurrencia (Chow *et al.,* 1994). El primero se basa en considerar la suma del costo del capital y de los daños por falla estimados en forma anual, teniendo en cuenta que una obra de mayor envergadura puede generar mayores costos por daños y viceversa, puede hallarse el valor óptimo si se conoce la naturaleza probabilística del evento y el daño resultante. El enfoque empleado en la presente tesis está basado en el vínculo riesgo – recurrencia, donde se relaciona la amenaza con la vulnerabilidad de los elementos expuestos, en búsqueda de la medida de mitigación más adecuada.

En este sentido, Chow *et al. (*1994), plantean que, dado que una estructura de control de aguas puede fallar si la magnitud correspondiente al período de retorno de diseño, T, se excede durante la vida útil de la estructura,n, el riesgo hidrológico natural de falla puede calcularse como:

$$\overline{\mathrm{R}} = 1 - [1 - P(X \geq x_T)]^n \qquad \textbf{(1.2)}$$

Donde $P(X \geq x_T) = 1/T$. $\overline{\mathrm{R}}$ representa la probabilidad de que un evento $x \geq x_T$ ocurra por lo menos una vez en n años.

De esta forma, si la vida útil de una obra hidráulica es de 10 años y se requiere asegurar que no será sobrepasado en este lapso su caudal de diseño con un riesgo de 10%, entonces el período de retorno de diseño deberá ser de 100 años. La ecuación anterior puede emplearse para calcular el período de retorno relevante ante un riesgo hidrológico establecido y la vida útil de la estructura. Sin embargo, este valor puede ser modificado según la experiencia del proyectista o algún otro criterio ingenieril.

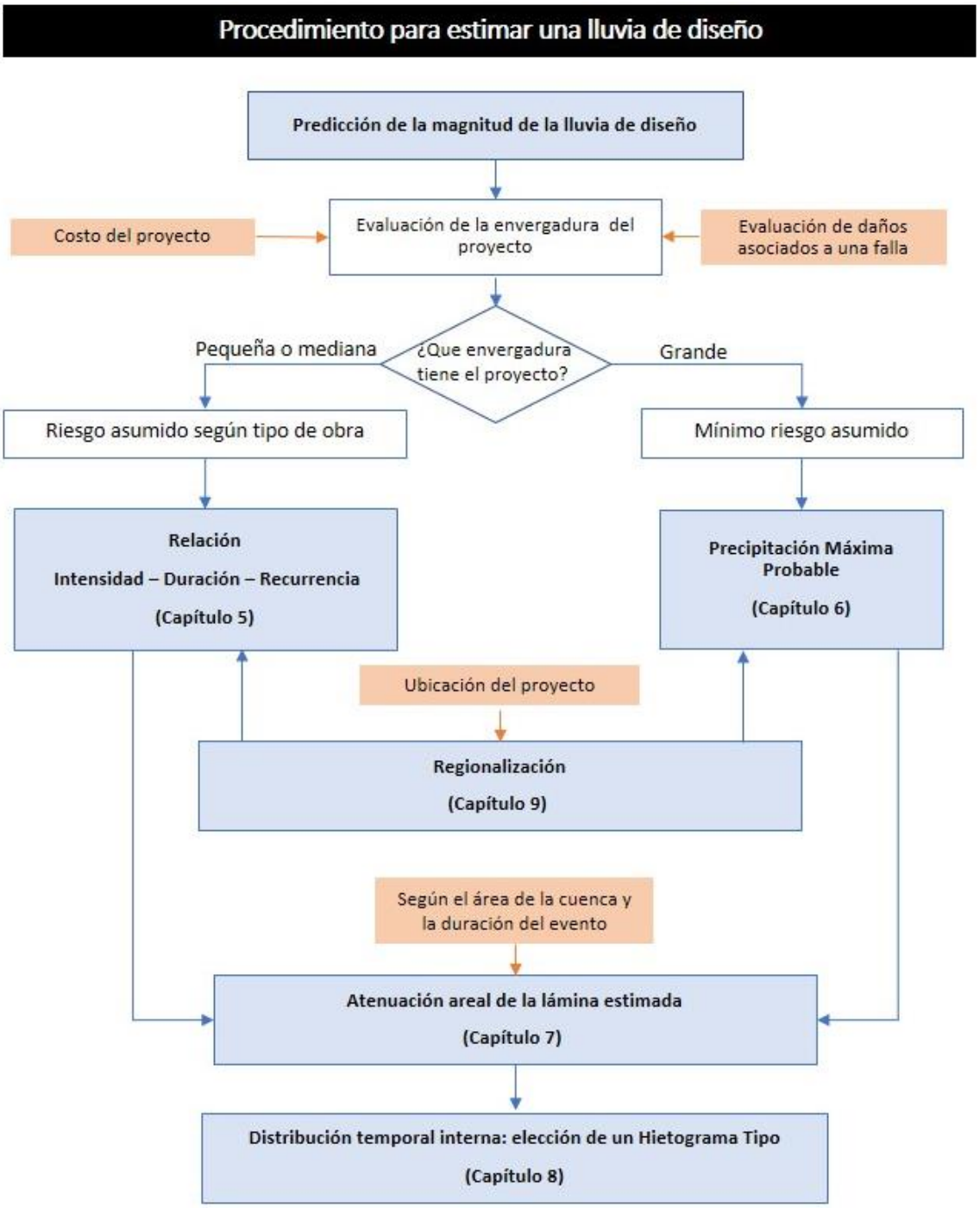


Figura 1.2.- Procedimiento para estimar la lluvia de diseño

Como se observa en la Figura 1.3, obras pequeñas y medianas se diseñan empleando la relación Intensidad – Duración – Recurrencia (i-d-T), que conforma el modelo probabilístico para evaluar la

intensidad máxima esperable asociada a un período de retorno acotado. Por su parte, obras de gran envergadura se diseñan considerando el máximo valor de la escala de diseño, que por su condición límite no se asocia a una recurrencia, y corresponde a la Precipitación Máxima Probable (PMP).

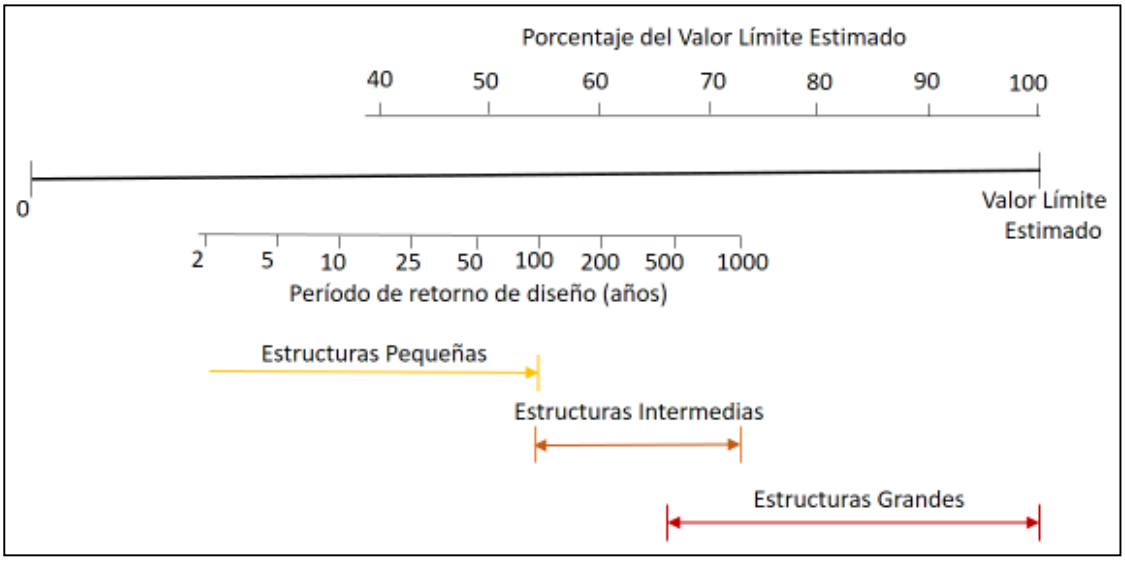


Figura 1.3.- Contraste de escalas de diseño de los modelos probabilísticos con los porcentajes del Valor Límite Estimado según el tamaño de las obras. (Fuente: Chow *et al*., 1994.)

La definición de la función i-d-T correspondiente al emplazamiento del proyecto requiere de una serie local de registros históricos de alta frecuencia. En caso de no contar con esta información, es posible transponerla desde un lugar vecino (dentro de una zona meteorológicamente homogénea) empleando una serie de mediciones pluviométricas diarias, de forma de incorporar las condiciones climáticas locales en la predicción. A diferencia de la función i-d-T, la estimación de la PMP es de carácter regional y su determinación sólo demanda una serie de registros históricos de lluvia diaria. Cualquiera sea el caso, en aquellos sitios donde no existe tal registro de lluvia, se recurre a la regionalización de las variables y parámetros necesarios para el empleo de los modelos de predicción. Esto último comprende la consulta a mapas de valores generados mediante alguna técnica de interpolación espacial, con la información puntual disponible.

El valor estimado, ya sea la PMP u otro de recurrencia acotada, es de carácter puntual, por lo que representa siempre una muestra ínfima de la cuenca. El máximo allí predicho no ocurrirá simultáneamente en todos los puntos, siendo necesario atenuarlo, calculando la Precipitación Media Areal (PMA) como un porcentaje de su valor máximo, P_0, según la siguiente fórmula:

$$PMA = P_0 \, CDA \tag{1.3}$$

El Coeficiente de Decaimiento Areal, CDA, se obtiene según la duración considerada, d, y el área de la superficie de aporte, S, a partir de un algoritmo CDA-d-S.

A continuación, es preciso repartir la lluvia estimada a lo largo de su duración. Esto se realiza a mediante un Hietograma Tipo (HT) que indica el patrón de distribución interna de la lluvia. Existen varias técnicas para definir dicha distribución, siendo las más aptas aquellas que sintetizan eventos

anteriores. Al no ser habitual contar con suficientes registros de éstos, se apela a extraer la información de la función i-d-T, tomar como patrón una tormenta en particular o asumir una forma geométrica arbitraria. Finalmente, el HT constituye la entrada (o *input* en inglés) para la modelación hidrológica, cuyo resultado es el caudal requerido para el proyecto

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. OBJETIVO GENERAL

El objetivo general de esta tesis es perfeccionar y consolidar tecnología integrada de última generación para evaluar lluvias futuras, que permitan luego derivar caudales de proyecto, para diseño de obras y planificación urbana.

1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Calibrar y transponer modelos para estimar intensidad local de lluvia, máxima absoluta o de frecuencia establecida, y generar con ellos valores de características dadas.
- Deducir distribuciones temporales típicas de dichas lluvias, con métodos acordes a diferentes disponibilidades de información, y cotejar los resultados entre sí.
- Ajustar un algoritmo de decaimiento, para transformar las lluvias locales en valores areales, en función de la duración del evento, de la superficie afectada y de la escala de los eventos meteorológicos locales.
- Representar los campos regionales de variación de los parámetros propios de los modelos de predicción de intensidades, mediante herramientas de la geoestadística.

1.4. ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

Teniendo en cuenta los objetivos planteados para esta tesis, se han desarrollado 10 capítulos. El presente capítulo 1 “Introducción”, incluye la definición de la naturaleza del problema a tratar y la descripción del sistema experimental escogido. Luego, el capítulo 2 “Antecedentes” donde se indican los principales trabajos precedentes en la temática de la tesis encontrados en la bibliografía. Le sigue el capítulo 3 “Metodología”, donde se desarrollan resumidamente los procedimientos a seguir para la caracterización de los distintos componentes de la lluvia de diseño. A continuación, el capítulo 4 “Análisis de la información”, detalla la información recopilada así como todo el tratamiento realizado a fin de asegurar su idoneidad para su uso en predicción de lluvias máximas. El capítulo 5 “Relaciones i-d-T”, abarca la obtención de dicha función y su posterior transposición según la información disponible. Así mismo, se incluye un análisis de la incidencia del intervalo de medición, que surge ante la existencia de registros con lapsos de medición entre 15 y 30 minutos en la serie de alta frecuencia disponible. El capítulo 6 “Precipitación Máxima Probable” indica las estrategias empleadas para la determinación del Valor Límite Estimado de duración diaria, donde se propone una nueva metodología basada en el análisis de series sintéticas extensas. Así mismo, se incluye una evaluación de la técnica óptima para estimar la Precipitación Máxima Probable correspondiente a duraciones más breves. El capítulo 7 “Decaimiento Areal de la Lluvia de Diseño”

comprende un análisis de la distribución espacial de las máximas intensidades anuales de lluvia, contemplando la escala meteorológica de los eventos. Se obtiene así, un ábaco para valorar el Coeficiente de Decaimiento Areal de la lluvia según el área de aporte y la duración de lluvia. El capítulo 8 denominado "Distribución Interna de la Lluvia de Diseño" consiste en una comparación de técnicas de obtención de Hietogramas Tipo a fin de evaluar la óptima a emplearse según la información disponible y la precisión deseada. Luego, el capítulo 9 "Regionalización" presenta la metodología empleada para la interpolación espacial de los parámetros y variables involucradas en los modelos de predicción. Finalmente, en el capítulo 10 "Conclusiones y Recomendaciones" se indican las principales conclusiones de la tesis y las posibles líneas de investigación derivadas de ella.

1.5. SISTEMA DE ESTUDIO

Para realizar los objetivos propuestos, el área experimental concreta será la Provincia de Tucumán.

1.5.1. ASPECTOS GENERALES

La provincia de Tucumán se sitúa entre los entre los paralelos 26° y 28° de latitud sud, y los meridianos de 64º 30' y 66º 30' de longitud oeste, en el centro del noroeste de la República Argentina. Siendo la jurisdicción más pequeña del país, cuenta con una superficie de 22.524 km^2, que representa el 4,79% de la región Noroeste y 0,6% del país. Limita al norte con la provincia de Salta, al oeste y sur con la provincia de Catamarca y al Este con Santiago del Estero (Figura 1.4).

La provincia cuenta con 17 departamentos, 19 municipios y 93 comunas, y su población asciende a 1.448.200 (INDEC, Censo 2.010) con una densidad de 50,7 hab/km^2. La ciudad capital es San Miguel de Tucumán.

1.5.2. RELIEVE Y ESQUEMA MORFOESTRUCTURAL

Desde el punto de vista geográfico la provincia de Tucumán presenta una gran variedad de paisajes. Este fenómeno es consecuencia de que, en un ámbito territorial pequeño, intervienen factores y elementos naturales muy diferentes, que han servido como fundamento para una especial ordenación del espacio (Figura 1.5). De acuerdo con el relieve se puede distinguir las siguientes unidades naturales (Santillán de Andrés y Ricci, 1980):

- Una zona serrana oeste que ocupa el 37% de la superficie de la provincia. Los conjuntos montañosos vertebran por el occidente, de Norte a Sur, al territorio tucumano dentro de los cuales se distingue el sistema del Aconquija, las Cumbres Calchaquíes y la Sierra de El Cajón o de Quilmes.

Las Cumbres Calchaquíes presentan una longitud de aproximadamente 150 km, se inician en el extremo de las Sierras del Aconquija y finalizan en la Quebrada de Las Conchas, en la provincia de Salta. Tienen sus faldeos occidentales más abruptos y escalonados, resultando notable la diferencia altitudinal entre estos y el fondo del valle de Santa María (más de 2000 m s. n. m.). Una característica de este ambiente es la presencia de extensos valles de gran atractivo paisajístico,

localizados a elevadas alturas, como ser Tafí del Valle y el valle de Santa María. Otras de menor altura son Raco, Potrero de Las Tablas y valle de El Siambón.

El sistema del Aconquija presenta sus mayores alturas hacia el suroeste de la provincia, donde se localiza el pico más elevado de 5500 m s. n. m. en el cerro El Bolsón. Desde la altura de Tafí viejo aproximadamente hasta La Cocha, la línea de cumbre describe un arco que allí se desvía hacia el oeste. Un elemento fundamental en la morfología de este sistema es la red fluvial, pues el drenaje revela la existencia de ríos caudalosos que describen valles profundos.

Separado del sistema del Aconquija por medio del valle de Santa María, se encuentran las Sierras de Quilmes o Cajón, con cumbres suavemente onduladas y la presencia de salares en las áreas más deprimidas. Este bloque montañoso bajo un clima esencialmente desértico, alcanza sus máximas cumbres a los 4200 m s. n. m.

- Una zona serrana noreste que ocupa el 6% de la provincia y presenta alturas que alcanzan los 2500 m s. n. m. Se encuentran localizadas entre los departamentos de Burruyacú y Trancas, y pertenecen a la gran unidad morfoestructural de las Sierras Subandinas, que tienen mayor desarrollo espacial en la provincia de Salta.

Se trata de cordones montañosos, separados por depresiones anchas y onduladas, como el valle del Río Nío-Chorrillos y del Calera. Las cumbres se presentan aplanadas, a veces con importantes afloramientos rocosos, como es el caso de la Sierra de Medina. También es frecuente la presencia de profundas quebradas, zanjas y cañadones, aunque las formas dominantes son suaves y redondeadas. Según estudios geológicos, el cerro de San Javier próximo a la ciudad capital, constituye el último cordón de este conjunto. El mismo presenta suaves lomadas, separadas por surcos de erosión recorridos por numerosos arroyos que descienden hacia ambas vertientes.

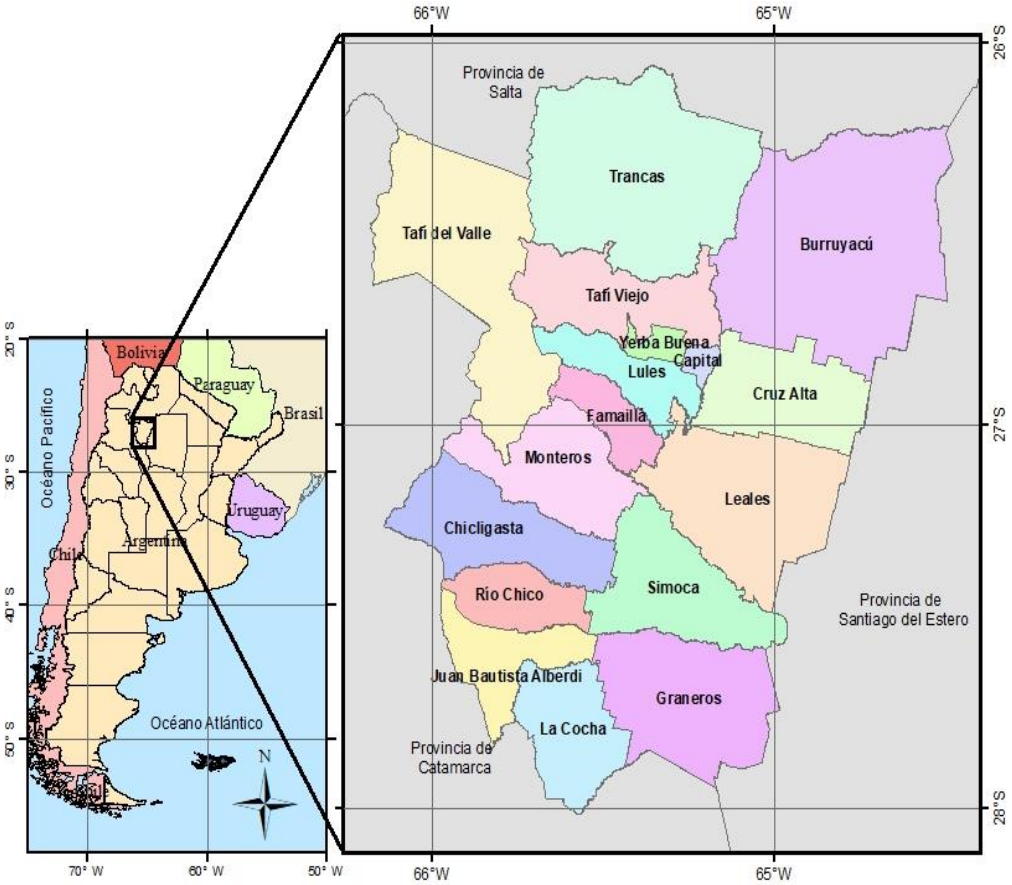


Figura 1.4.- Sistema Experimental: Provincia de Tucumán. Ubicación y división política.

• La llanura, que ocupa el 57% de la provincia de Tucumán, se localiza en la zona central y este de la provincia. Esta área no presenta características morfológicas uniformes ni homogéneas, pues manifiesta notables diferencias entre la sección de contacto con las montañas occidentales y la sección oriental de la provincia. En efecto son llamativas las ondulaciones y terrazas fluviales en las cercanías de las estribaciones montañosas, donde la constante acción de la erosión fluvial ha originado una franja de conos o abanicos aluviales coalescentes. Esta sección de llanura representa gran importancia por ser la concentradora de las principales actividades económicas y centros poblacionales de la provincia.

A medida que la llanura se extiende hacia el este del territorio tucumano, progresivamente disminuye su altura, alcanzando un mínimo de 275 m s. n. m. en el área ocupada hoy por el Embalse de Río Hondo. Se encuentra atravesada por el Río Salí y sus tributarios, los que llegan a formar una depresión ovalada cuya sección oriental entra en contacto con la Llanura Chacopampeana.

• El área de Tapia-Trancas ubicada en la parte central norte de la provincia, queda delimitada al oeste por los cordones montañosos de las Cumbres Calchaquíes y al este por sector serrano noreste. Se trata de una cuenca de 1700 km^2 de superficie, con continuidad espacial hacia el norte. La morfología dominante es una gran cubeta ondulada con lomadas intercaladas que descienden desde las estribaciones montañosas occidentales.

1.5.3. RÉGIMEN DE PRECIPITACIONES Y CLIMATOLOGÍA

Por su situación geográfica y por la morfología dominante, el clima de la provincia de Tucumán ofrece características distintivas generales y comunes con el sector centro-norte del país y otras particulares, resultantes de la incidencia de su relieve.

En este sentido, la climatología se encuentra influenciada por el Anticiclón del Atlántico sur, que emite vientos húmedos y calientes, sobre todo en verano, hacia el continente. Además, el Anticiclón del Pacífico sur, emite masas de aire regulares con dirección Oeste-Este, que pierden gran parte de su humedad en su largo recorrido, con lo que resultan en la provincia en vientos fríos y secos (Santillán de Andrés y Ricci, 1980).

En la llanura tucumana las temperaturas medias anuales oscilan entre 18 y 20°C. En verano, la temperatura media es de 24 °C a 26°C, alcanzando valores máximos de 45°C en algunas zonas. Por su parte, la temperatura mínima puede alcanzar registros muy bajos, hasta -7°C en la sección más baja de la llanura. En las zonas montañosas, la temperatura media anual varía entre 14 a 12°C hasta los 2500 m s. n. m., desde donde desciende hasta los 4°C en las cimas, donde se producen las mayores heladas.

El régimen de precipitación dominante en Tucumán es subtropical (Prohaska, 1976), con una concentración del 80% de las lluvias anuales en el período octubre - marzo. Los factores determinantes en la generación de precipitaciones son la depresión continental con gran influencia en los procesos de transporte-convergencia de humedad hacia el continente, el calentamiento continental y el régimen estacional de la presión atmosférica (Minetti y Vargas, 2005). Además, es importante señalar la influencia de la corriente en chorro en capas bajas activa o jet subtropical durante el verano, que actúa sobre la ladera este de los Andes transportando humedad desde Amazonas hacia la región norte de Argentina, Paraguay, Uruguay y el sur de Brasil (Doyle y Barros, 2000).

La gran variabilidad climática que posee la provincia de Tucumán, producto de la influencia de los cordones montañosos que la atraviesan, genera regiones con condiciones hídricas bien diferenciadas. Es así como las lluvias afectadas por la topografía presentan un gradiente en dirección Este-Oeste muy pronunciado desde la provincia de Santiago del Estero. En esta región de pie de monte, el hombre asentó su principal actividad, la agricultura.

Figura 1.5.- Mapa físico de la provincia de Tucumán. Principales cursos de agua. (Fuente: Instituto Geográfico Nacional. Recuperado de http://www.ign.gob.ar).

Precisamente por ser un gradiente importante de precipitación, la superficie bajo cultivo es heterogénea, ya que en cortas distancias las características agroecológicas cambian en forma significativa. Ascendiendo en esta dirección, se alcanza un máximo pluvial entre 1.000 y 1.500 m

s. n. m., al encontrarse los vientos húmedos con una sierra de ladera simple de gran altura como es la Sierra del Aconquija donde se superan los 2000 mm anuales de lámina precipitada (Figura 1.6). El análisis en dirección Sur–Norte es más complejo por la alternancia entre cumbres y valles de diversa elevación presentes al NE de Tucumán. En este caso las sierras de La Ramada y Medina por su escasa elevación, que no llega a los 1000 m s. n. m. promedio, no alcanzan a producir un máximo importante de precipitación que apenas supera los 900 mm sobre la Sierra de La Ramada y los 800 mm en la Sierra de Medina. Posteriormente sobre la ladera de las Cumbres Calchaquíes en Trancas-Tucumán, las precipitaciones apenas alcanzan los 700-800 mm (Minetti y Vargas, 2005) (Figura 1.6).

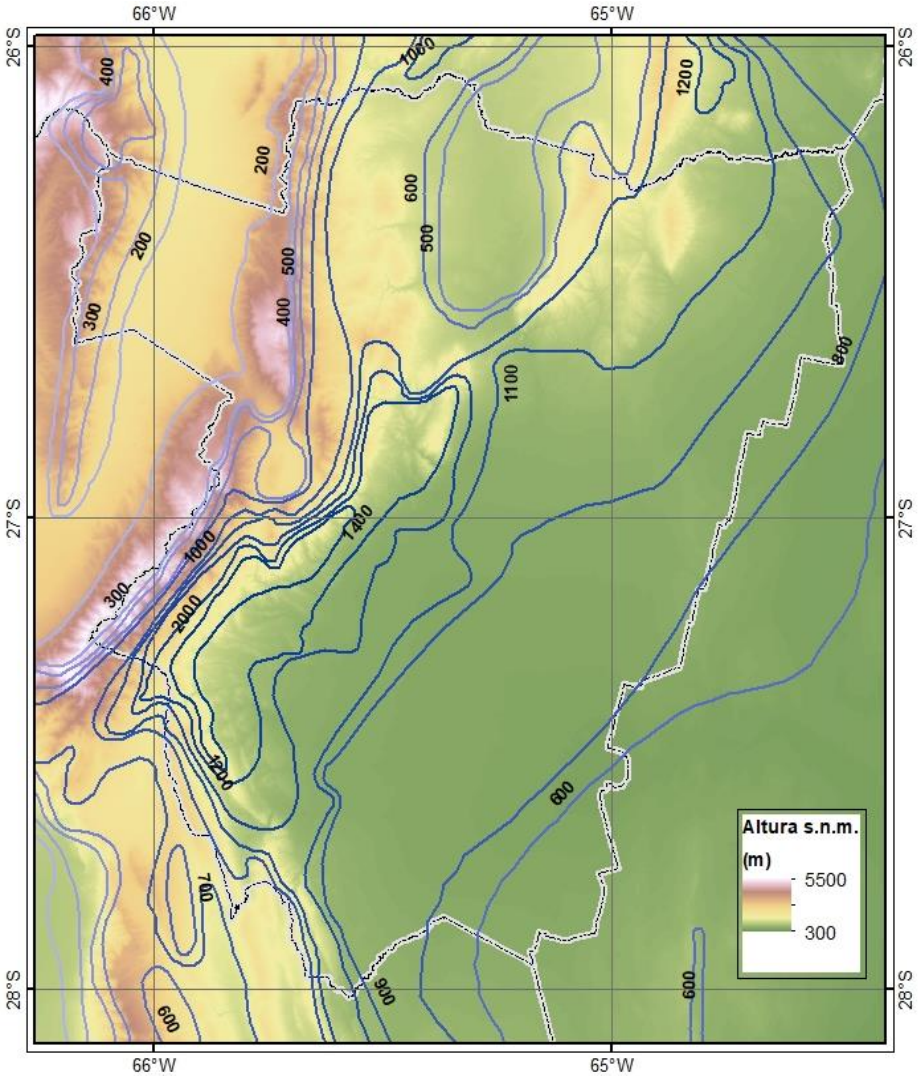


Figura 1.6.- Isolíneas de Precipitación Media Anual. (Fuente: Elaborado a partir del Atlas Climático Digital de la República Argentina. Bianchi y Cravero, 2010).

2. ANTECEDENTES

La metodología integrada propuesta para la estimación de la lluvia de diseño abarca una serie de etapas donde se evalúan sus componentes característicos. Dado que cada uno de ellos requiere estudios específicos, se segregan, a continuación, los antecedentes de esta tesis según el rasgo de la lluvia de diseño del que se ocupa.

2.1. ANTECEDENTES SOBRE LA RELACIÓN I-D-T

La relación inversa existente entre la intensidad de lluvia y su duración ha sido materia de numerosos estudios, donde además se manifiesta la variación de dicho vínculo con el período de retorno, que da origen a la función i-d-T (García y Caamaño Nelli, 2003). Este modelo probabilístico tiene, en general, como información de partida las series de máximos anuales de distintas duraciones, aunque es frecuente el uso de series parciales, compuestas por eventos que superan cierto umbral (Katz *et al*., 2002). Este último recurso tiene la ventaja de ampliar el número de eventos de análisis frente a una corta longitud de registro, aunque requiere asegurar la independencia de los valores que componen la serie (Agilan *et al*., 2016).

La función se plantea desde sus orígenes según dos enfoques, uno estadístico (Yevjevich ,1972) y otro empírico (Rülhe, 1966; Sherman, 1931). La estrategia habitual en aquellos con enfoque estadístico consiste en el ajuste de cada serie a una Función de Distribución de Probabilidad (FDP) teórica apta para describir máximos (GEV, Gamma, Pearson, Gumbel). Esto resulta en primera instancia más razonable, pero éstos vinculan sólo dos de las variables, intensidad y recurrencia, requiriéndose una función para cada duración, cuyo ajuste independiente impide interpolar para persistencias no analizadas. Además, modelar cada relación i-T por separado permite que las curvas se intersecten al extrapolarlas, conduciendo al absurdo resultado que la intensidad crece con la duración de lluvia. Otro inconveniente es la forma integral de las FDP que impide el manejo algebraico e implica estimación numérica y uso de tablas (García y Caamaño Nelli, 2003).

Por su parte, existen en la bibliografía numerosas expresiones empíricas, algunas de ellas resumidas en la Tabla 2.1. Estos esquemas reúnen las tres variables en una única ecuación, vinculadas a través de 2 a 4 parámetros obtenidos mediante regresión. El uso extendido de estas expresiones se debe a su fácil operatividad analítica, dada por la inclusión de las 3 variables desde el inicio del procedimiento. Además, las expresiones con varios parámetros tienen la flexibilidad de adaptarse a las observaciones logrando un buen ajuste. Sin embargo, esto último incorpora rasgos muestrales en exceso y la confiabilidad de estimación decae hacia los extremos del intervalo de ajuste, tornando objetable la extrapolación de la función (Caamaño Nelli *et al*., 2012). La crítica principal a estas fórmulas es que carecen de sustento conceptual y están inhibidas de extrapolar a

otra recurrencia por su naturaleza empírica, perdiendo así buena parte de su utilidad. Para salvar este hecho, muchos autores proponen combinar ambas metodologías (García-Bartual y Schneider, 2001) y ajustar las expresiones empíricas a ternas de valores extraídas de series previamente ajustadas a un modelo teórico. Esto, aplica un control indirecto al ajuste, dado que las extrapolaciones generadas por dichas funciones son válidas. Sin embargo, persiste el inconveniente de la imposibilidad de transposición por la falta de sentido físico de los parámetros de las ecuaciones.

Tabla 2.1.- Relaciones i-d-T empíricas.

AUTOR	EXPRESIÓN	RANGO DE DURACIÓN
Meyer (1917)	$i = \frac{K\,T}{d+c}$	$5 \leq d \leq 120$
Bernard (1932)	$i = \frac{K\,T^m}{d^n}$	$120 \leq d \leq 8640$
Sherman (1931)	$i = \frac{K\,T^m}{(d+c)^n}$	-
Bell (1969)	$i = (0{,}35\ \ln T + 0{,}76)(0{,}54 d^{0{,}25} - 0{,}50)\ i_2$	$5 \leq d \leq 120$
Wiesner (1970)	$i = \frac{K\,T}{(d+c)^n}$	-
Grisollet (1948)	$i = \frac{K}{(d+c)\ (P+g)}$	$15 \leq d \leq 360$
Nemeth (1963)	$i = \frac{K\ \log T}{(d+c)^n}$	-
Rulhe (1966)	$i = i_{25}\left(1 + \frac{0{,}44\ 50}{50 + {i_{25}}^{0{,}5}}\right)\log\frac{T}{25}$	No restringido

Cualquiera sea el enfoque adoptado, la principal limitante para la calibración de la función i-d-T es la escasez de datos de alta frecuencia, dado que (aún en la actualidad) la mayor parte de los aparatos de medición están diseñados para datar la lluvia diaria (Lima *et al*., 2018). Algunas soluciones a esta problemática se encuentran en la bibliografía, donde se recurre a técnicas de desagregación de la lluvia diaria (Pui *et al*, 2012), o bien a técnicas de escalamiento temporal, modelando la lluvia para duraciones breves a partir del dato diario (Vélez *et al*., 2002; Naht *et al*., 2006, López *et al*., 2016). Una solución alternativa es la regionalización, donde se agrupan estaciones próximas para definir en conjunto una única distribución de probabilidad. El agrupamiento incrementa el número de eventos para el ajuste del modelo, mejorando la precisión y la verosimilitud de las estimaciones (Johnson y Green, 2018).

Por otra parte, la incidencia del cambio climático en la modelación de curvas i-d-T es motivo de numerosos estudios recientes, para lo cual se analizan series generadas por Modelos de Circulación Global y Regional de alta resolución. Existe divergencia en los resultados, fundamentalmente por la heterogeneidad de las tendencias que resultan positivas en algunas regiones y negativas en otras, o bien variando este resultado según la recurrencia analizada. Sin embargo, el principal inconveniente del uso de dicha información es el sesgo observado tanto en

los valores máximos como en los totales anuales, por lo que es necesario corregirlos contrastando con observaciones locales. Además, los modelos con escala reducida, necesaria para su empleo en proyectos de obras hidráulicas, tienen una limitada longitud en las series (alrededor de 20 años) con lo cual su extrapolación a largos períodos de retorno se torna cuestionable (Li *et al.,* 2017).

En Argentina, es habitual el empleo de expresiones empíricas, destacándose la técnica de Rülhe (1966) ampliamente empleada por los ingenieros viales, debido principalmente a la facilidad otorgada por los mapas nacionales de isohietas generados por el autor. Por su parte, la técnica de Sherman (1931), también ha sido ajustada en varias localidades del país con buenos resultados, logrados gracias a la flexibilidad que otorgan sus cuatro parámetros (Zamanillo *et al*., 2008, Olmos, 2017; Basile *et al*., 2012, Farías y Olmos, 2007). Otra experiencia destacable es la obtención de curvas i-d-T en el Gran Mendoza y San Rafael a partir de la aplicación del método de escalamiento simple (López *et al*., 2016). En particular en Tucumán, Paz y Lazarte Sfer (2005) obtuvieron una función i-d-T ajustando las máximas intensidades de tormentas seleccionadas a una función hiperbólica. La limitación de los modelos teóricos y empíricos mencionados consiste en su incapacidad de transponer racionalmente la función i-d-T generada. Esto resulta fundamental en un territorio caracterizado por la escasez de series pluviográficas extensas, que permitan derivar la función en forma local. Para salvar esa falla, Caamaño Nelli y García (1999) desarrollaron en la provincia de Córdoba el modelo DIT, que provee las rectificaciones que requiere transponer la función, lo cual, junto a criterios de zonificación, permitió multiplicar por 20 la cantidad de i-d-T existentes en dicha provincia (Caamaño Nelli *et al*., 1998). Esto es así pues incorpora la lluvia diaria en forma explícita, dato mucho más frecuente que aquellos con alta discretización temporal. Su versión original consiste en una expresión analítica de cuatro parámetros, y opera bajo el supuesto que la función de distribución Lognormal es representativa de las series de máxima intensidad anual de lluvia de distinta duración (ver Capítulo 5 Relaciones i-d-T). El algoritmo descripto, representa una función continua de la duración y el período de retorno, con lo cual es posible valorar intensidades aún para duraciones no analizadas. Estudios posteriores, demostraron que uno de los cuatro parámetros del modelo resultaba invariante, con lo cual podía atribuírsele un valor fijo sin pérdida de representatividad de sus resultados (Caamaño Nelli *et al*., 2010). Este hecho, ratificado en la presente tesis, facilita la calibración y mejora el algoritmo, al ganar en parsimonia. El empleo del Modelo DIT, por sus innegables ventajas, se ha extendido a varios puntos del país tales como Rafaela (Bertoni *et al*., 2009), Rosario (Caamaño Nelli *et al*., 2012), La Rioja (Weber, 2009), Villa Ortuzar en provincia de Buenos Aires (Caamaño Nelli *et al*., 2011) y Salta (Guillén *et al*., 2016).

2.2. ANTECEDENTES SOBRE LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA PROBABLE

La determinación de la Precipitación Máxima Probable (PMP), valor máximo en la escala de diseño de hidrológico, puede realizarse según dos enfoques diferenciados: los métodos meteorológicos y los estadísticos.

La escuela hidrometeorológica considera al ciclo hidrológico como un sistema cerrado con una cantidad fija de agua, y la PMP corresponde al valor insuperable de lluvia en una ubicación dada. Comprendidos en esta escuela, existen cinco metodologías diferenciadas para evaluar la PMP que

se utilizan en la actualidad (WMO, 2009). El primero se denomina método local y estima la PMP maximizando la mayor tormenta registrada en el sitio de análisis, por lo que para su aplicación se requiere una larga serie de registros locales. El segundo consiste en la transposición de tormentas severas registradas en zonas aledañas al lugar de interés, modificando sus características según las condiciones del sitio de destino. El tercer método combina eventos extremos registrados, generando una secuencia de tormentas artificiales de larga duración. El cuarto, denominado método inferencial, realiza una modelación física de la estructura espacial de un sistema de tormenta en el área de análisis, teniendo en cuenta las principales variables involucradas. Finalmente, el método generalizado requiere gran cantidad de registros locales dado que clasifica las tormentas según sean convectivas o frontales con efecto orográfico. Los métodos mencionados tienen como principal limitante que requieren gran cantidad de datos de variables hidrometeorológicas diversas para su aplicación. Algunos de ellos requieren además de conocimiento especializado en ciencias meteorológicas, y tienen un alto costo computacional.

Por su parte, el método estadístico concibe a la PMP como un Valor Límite Estimado, asociado a una probabilidad muy baja aunque finita de excedencia. El más aceptado con este enfoque es el método de Hershfield (1961, 1965), debido a la gran facilidad de aplicación que solo exige datos pluviométricos. El método fue aplicado en diversas regiones del planeta: Casas *et al* (2008) determinan la PMP en Cataluña a partir del registro de 175 estaciones de medición y, más tarde (2011), comparan los resultados con aquellos obtenidos mediante maximización de tormentas concluyendo que, aunque ambos son próximos (diferencias menores al 10%) el enfoque estadístico arroja siempre mayores estimaciones. Por otra parte, una comparación análoga realizada a partir de datos de reanálisis en la cuenca del Río Mahanadí (India central) (Chavan y Srinivas, 2015) resultó siempre en estimaciones mayores utilizando el método estadístico. El procedimiento propuesto por Hershfield fue, además, aplicado recientemente en Malaysia donde se dedujo un factor de frecuencia máximo igual a 8,7 (Desa *et al.*, 2001). Dicho estadístico fue determinado, de igual forma, en República Checa donde a partir del registro de 849 estaciones se obtuvo un valor de 11,54 (Rezacova *et al*., 2005).

En particular en Argentina, la metodología se aplicó en la región central deduciéndose una envolvente regional que define el factor de frecuencia correspondiente a la PMP en función de la media de los máximos diarios anuales, μ_n, (Caamaño Nelli y García, 1998). En dicha experiencia, los autores proponen una expresión analítica para la envolvente según una función exponencial negativa. Años más tarde, se repitió el procedimiento en el norte del país abarcando las provincias de Salta y Jujuy (Botelli *et al*., 2014).

Por su parte, la determinación de la PMP para duraciones menores a 24 horas (PMP_d) con el método de Hershfield tiene como obstáculo la escasez de registros de alta frecuencia, que definan una envolvente para cada duración. Estudios antecedentes evidenciaron que aplicar el método con pocos datos lleva a la subvaloración de la PMP_d (Caamaño Nelli *et al*., 2000). Por otro lado, la aplicación de la envolvente de registros máximos mundiales propuesta por Chow *et al.* (1994), demostró sobrepasar holgadamente los valores obtenidos en otras regiones de Argentina

(Romanazzi, 2014; Caamaño Nelli *et al.,* 2000). La envolvente de registros máximos mundiales fue recientemente actualizada, con resultados aún superiores a los anteriores (WMO, 2009).

Caamaño Nelli *et al.* (2000) proponen evaluar la PMP para distintas duraciones (PMP_d) mediante cocientes que relacionan la precipitación registrada en duraciones entre 5 a 720 minutos con la medida en 24 horas, metodología aplicable allí donde los registros de alta frecuencia son representativos. En la experiencia realizada en la región central argentina, los cocientes aplicados fueron obtenidos mediante posiciones de gráfica con la fórmula de Weibull (PG Weibull), aunque existen otras técnicas para la evaluación de dichos cocientes. Para el mismo sistema experimental, García y Caamaño Nelli (2003) estudiaron, además, el comportamiento de los cocientes con la recurrencia, $r_{d1,\ d2,\ T,}$ a partir de valores extraídos de FDP, en particular la Lognormal de probada representatividad en esa región. Alternativamente, estudiaron la relación entre láminas deducida de una función i-d-T empírica, donde al establecer una relación directa entre intensidad y duración se generan cocientes independientes de la recurrencia.

Por otro lado, se podría evaluar la PMP_d a partir del $\emptyset_{PMP}$ obtenido para 24 horas de duración, asumiendo que no varía con la persistencia de la lluvia, según lo propuesto por Casas *et al.* (2011). Koutsoyiannis (1999), a partir de la misma base de datos utilizada por Hershfield, plantea que la función que vincula el factor de frecuencia con la media de máximos anuales no varía con la duración considerada, y que, de ser conocida la función i-d-T para una dada localización, bastaría con hacer un cambio del valor de μ_n para 24 horas por los correspondientes de cada duración de interés para encontrar las envolventes para las distintas persistencias. Este método parece interesante en tanto su resultado es de carácter regional y permite obtener la PMP para todas las duraciones siempre que sea conocida su media de máximos anuales.

2.3. ANTECEDENTES SOBRE DECAIMIENTO ESPACIAL DE LA LLUVIA

Los modelos de transformación de lluvia en caudal requieren como entrada la lluvia media areal en la cuenca de aporte. Si la misma es pequeña puede considerarse el valor puntual estimado como la precipitación uniforme sobre dicha superficie. Para superficies mayores es necesario considerar el decaimiento de la lluvia desde el núcleo, teniendo en cuenta que difícilmente ocurra el valor máximo en simultáneo en toda la cuenca. La estrategia habitual consiste en calcular un Coeficiente de Decaimiento Areal (CDA) que indica el porcentaje del valor máximo a tomar como promedio superficial.

Las metodologías para determinar el CDA se diferencian en aquellas que consideran áreas fijas y las centradas en el núcleo de la tormenta (Hershfield, 1962). Las fijadas geográficamente pueden estar limitadas por una cuenca o poligonal y se utilizan, generalmente, para diseño de drenajes urbanos, mientras que las otras se usan para la determinación de la Precipitación Máxima Probable. Las técnicas con área fija abarcan métodos empíricos (Bell, 1976; NERC, 1975; U.S. Weather Bureau, 1958), métodos basados en la correlación espacial de la tormenta (Rodríguez Iturbe y Mejía, 1974; Sivapalan y Blöschl, 1998) o en distribuciones de probabilidad de eventos extremos (Allen y DeGaetano, 2005a; Chulsang *et al*., 2007), entre otros.

En vista que la lámina precipitada decae al alejarse del núcleo de la tormenta, se espera que los CDA tomen valores decrecientes a partir de cierta área (2,5 a 25 km^2 según las condiciones locales), dentro de la cual puede considerarse que la precipitación es constante. Por el contrario, los CDA aumentan con la duración, puesto que tormentas más largas tienden a solaparse con otras provocando una mayor uniformidad espacial del suceso (Catalini y Caamaño Nelli, 2003). La dependencia de los CDA con la recurrencia también ha sido demostrada (Allen y De Gaetano, 2005b; Pavlovic *et al*., 2016), aunque para realizar el análisis de frecuencia areal necesario se requieren largas series de registros simultáneos.

La incidencia de la escala de la tormenta en los CDA ha sido materia de estudios antecedentes (Skaugen, 1997), donde se evidencia un decaimiento más pronunciado para tormentas de menor escala. Dicho análisis involucra tanto la magnitud temporal como espacial de un episodio lluvioso, dado que ambas definen el volumen de agua arrojado sobre la cuenca. Es así como una intensa tormenta que abarca sólo unos pocos kilómetros cuadrados no tendrá la misma relevancia que una que abarque por completo la cuenca de aporte y aún más, supere el área de la misma. De forma análoga, si una tormenta sólo dura algunos minutos, por alta que sea su intensidad, no arroja sobre la cuenca una cantidad de agua considerable.

Es frecuente la extrapolación de curvas de abatimiento areal a sitios alejados (Omolayo, 1993), dado que su determinación demanda un laborioso proceso estadístico aplicado sobre registros de alta frecuencia simultáneos en la cuenca. En un primer momento, los resultados obtenidos al este de Estados Unidos (U.S. Weather Bureau, 1958) se utilizaban en distintas partes del mundo sin mayor verificación. Veinte años más tarde, se publicaron resultaron análogos generados en el Reino Unido (NERC, 1975). Actualmente, las mediciones indirectas con radares meteorológicos, mediciones satelitales y el uso de modelos numéricos de circulación global impulsaron el estudio del decaimiento espacial de la precipitación (Allen y DeGaetano, 2005a; Pavlovic *et al.,* 2016). En Argentina, se destacan algunas experiencias realizadas: en la provincia de Córdoba, ubicada en la zona central del país, se desarrolló el modelo CoDA que expresa los CDA como una función continua de la duración y el área (García *et al*., 2000); en el Gran Mendoza, Fernández *et al*. (1999) estudiaron la distribución espacial de tormentas convectivas a través de una densa red de 24 pluviómetros; en la zona sur de Santa Fe se dedujeron curvas de abatimiento espacial de la lluvia mediante la correlación espacial de valores puntuales (Zimmermann *et al*., 2000), mientras que en el Gran San Miguel de Tucumán dichas curvas fueron obtenidas empíricamente al ajustar a una función racional los coeficientes calculados mediante el registro de 11 pluviómetros sincronizados durante 3 años hidrológicos (Lazarte Sfer, 2005).

2.4. ANTECEDENTES SOBRE HIETOGRAMAS TIPO

La importancia de la distribución interna de la lluvia se manifiesta tanto en el volumen y la forma de la crecida resultante (Cheng *et al.*, 2001; Beadles, 2003; Alfieri *et al*., 2008), con lo cual la identificación de una distribución característica o hietograma tipo es necesaria.

La gran variedad de técnicas existentes en la bibliografía se puede clasificar siguiendo varios criterios (Chow *et al.*, 1994; Veneziano y Villani, 1999; Gonzalez Nieves, 2005). En la presente se

menciona el adoptado por Mascuka *et al*. (2011) que distingue los hietogramas según sean determinísticos o estadísticos. Entre los primeros, se pueden diferenciar a su vez los dimensionales de los no dimensionales, que se dimensionalizan a partir del reparto de la intensidad máxima estimada.

Los hietogramas dimensionales abarcan aquellos que emplean una lluvia histórica concreta que por su magnitud justifica su empleo para diseño (AEP, 1999; Stanescu y Musy, 2006), y los institucionales impuestos a fin de homogeneizar metodologías en cierto país o región (USACE, 1956). También comprende los convolucionados, que generan distribuciones temporales típicas a partir de asumir una respuesta lineal de la cuenca a un pulso unitario (Veneziano y Villani, 1999). En este tipo también se incluyen las alternativas de extracción de la i-d-T, útiles para cuando no es factible sintetizar, como el método de Intensidad Instantánea de tipo continuo o analítico (Keifer y Chu, 1957), y el método discreto de Bloques Alternos (Chow *et al*., 1994). En el caso analítico se deduce la traza expresando las intensidades en las ramas ascendente, i_a, y descendente, i_b, como una función de las duraciones respectivas, d_a y d_b, medidas desde el pico de intensidad, cuya suma es la duración d de la lluvia. En el caso discreto, los hietogramas se deducen tomando intervalos sucesivos, hasta la duración total, y calculando la intensidad en cada uno de ellos, por diferencia entre láminas sucesivas, dadas por la i-d-T. Cada bloque se ubica una vez a cada lado del pico, que ocupa el centro del hietograma, salvo si se sabe el coeficiente de avance.

Los hietogramas adimensionales incluyen los predeterminados, los sintéticos y otros institucionales. Dentro del primer grupo, los más empleados son geométricos, que adoptan la forma de un polígono simple, como es el rectángulo, con distribución uniforme, o el triangular con el doble de altura máxima que el anterior (Yen y Chow,1980), o bien polígonos combinados (Lambourne y Stephenson, 1987). La ventaja de estos métodos es que sólo requieren el valor de lámina estimado y sus principales críticas se deben a que resultan poco realistas. Existen otros tipos de hietogramas predeterminados como son los que siguen una distribución probabilística (USGS, 2005), o los institucionales como el propuesto por el NRCS (1973) válidos para ciertas regiones de los Estados Unidos. Luego, los hietogramas sintéticos son el compendio de eventos medidos en un patrón de lluvia típico, destacándose el hecho que los eventos considerados varían según el autor. Algunos usaron como eventos a sintetizar tormentas intensas, según un tiempo de corte que determina si dos chaparrones integran una única tormenta o no (Hershfield, 1962; Pilgrim *et al.*, 1969; Huff, 1990). Sin embargo, Caamaño Nelli *et al.* (1999) demostraron que los eventos de análisis son los Intervalos de Máxima intensidad de lluvia Anual (IMA): puesto que es su distribución la que resulta de interés para el diseño hidrológico. A su vez, existen divergencias en la forma de sintetizar las distribuciones temporales. La más simple es hacerlo por media aritmética, donde se dividen en igual número de percentiles las láminas de todas las lluvias y para cada percentil calculan la media sobre todos los eventos o por grupos (Hershfield, 1962). Una opción para evitar que esta práctica rebaje el pico final, es ubicar los picos en fase antes de promediar. Otra posibilidad es emplear la función de distribución acumulada, tal como propone Huff (1990), quien genera curvas características de probabilidades de no excedencia para Estados Unidos. Para ello, el autor discrimina las tormentas según el cuartil en que se ubique el pico. Finalmente, la técnica de ordenamiento de intervalos es el de diseño estándar utilizado en Australia, propuesto por Pilgrim *et al.* (1969).

Caamaño Nelli *et al*., (2009) analizan el desempeño de estas dos últimas alternativas frente a distribuciones extraídas de la función i-d-T, demostrando que las diferencias existentes entre los hietogramas sintéticos generados por las estrategias mencionadas son mayores que las que presentan con otras técnicas. De esta forma se revalida el empleo de distribuciones extraídas de funciones i-d-T y se recomienda el empleo de hietogramas de intensidad instantánea para el modelo DIT (Caamaño Nelli *et al*., 2010), en ausencia de series históricas de alta frecuencia.

2.5. ANTECEDENTES SOBRE REGIONALIZACIÓN DE LLUVIAS MÁXIMAS

En vista que los registros pluviométricos necesarios para la predicción de lluvias máximas son de carácter puntual, la regionalización de estos valores es indispensable para su valoración en sitios carentes de información.

Se encuentran en el mundo estudios antecedentes en esta temática, entre los cuales se destacan los mencionados a continuación. En Estados Unidos de América la Administración Nacional Atmosférica y Oceánica (NOAA por sus siglas en inglés) generó un Atlas en 1973, que fue posteriormente actualizado en 2004, con la lluvia de 5 minutos a 60 días de duración para varias recurrencias, contemplando los intervalos de confianza correspondientes. El Atlas mencionado constituye la documentación oficial para la estimación de la lluvia de diseño en ese país, e incluye análisis de tendencias, la distribución temporal y los Valores Limites Estimados. Estos resultados se encuentran disponibles en línea para su descarga y consulta. Otros países han sistematizado esta información de forma similar como es el caso de Bélgica (Van de Vyver, 2012), Australia (Bureau of Meteorology, 2016) y España (Ministerio de Fomento, 1999). En Sudamérica, se destacan los patrones de diseño hidrológico de obras pequeñas y medianas publicados en Chile por la Dirección General de Aguas (1991), plasmados en mapas de lluvias máximas de 1, 2 y 3 días con varias recurrencias asociadas para cada región del país. En Colombia, Vargas y Diaz-Granados (1997), y posteriormente Vargas (1998), proponen una metodología para estimar las curvas i-d-T a partir de información pluviométrica en 5 zonas pre-establecidas empleando herramientas de Sistemas de Información Geográfica (SIG).

A nivel nacional, se encuentran algunas experiencias que han brindado soluciones para el diseño de infraestructura hídrica a falta de mayor información. Tal es el caso de los ábacos generados por Rühle (1966), los cuales desde su publicación han sido ampliamente utilizados por los profesionales viales del país. Para el cálculo de la intensidad máxima esperable para cierta recurrencia, se determina en primer lugar la asociada a 25 años de período de retorno, empleando un ábaco que abarca todo el territorio nacional. Por su parte, Devoto (2002) propone la estimación de la intensidad máxima futura asociada a diferentes duraciones a partir de un modelo doble exponencial de Gumbel, en función de la intensidad máxima anual y el coeficiente de variación. Éstos últimos se encuentran regionalizados para todo el territorio nacional en ábacos para duraciones de 1 y 12 horas. Recientemente, Catalini (2018) realizó un completo estudio empleando técnicas de análisis exploratorio de datos en una superficie que abarca el 30% de la república Argentina. El trabajo incluye la distribución espacial de lluvia diaria máxima con recurrencia acotada y los Valores Límites Estimados.

Algunas experiencias destacables realizadas en otras provincias son la realizada por Zamanillo *et al.* (2008) en la provincia de Entre Ríos, donde se obtuvieron mapas de precipitación máxima esperable en 2, 5, 10, 20, 25 y 50 años empleando el método de índice de crecientes. Por su parte, en la provincia de Córdoba, se regionalizaron valores análogos a partir del registro de 141 pluviómetros (García, 1994), donde el trazado de isohietas de lluvias máximas, asociadas a 20 períodos de retorno entre 2 a 200 años, se realizó por el método de mínima curvatura. Luego, Maidah (2010) y Catalini *et al*. (2010) actualizaron el estudio mencionado, reemplazando las isohietas por grillas de valores con 25 km^2 de resolución espacial, empleando herramientas de Sistemas de Información Geográfica (SIG). Siguiendo los mismos lineamientos de trabajo, Catalini *et al.* (2011) regionalizaron las funciones i-d-T en las provincias de Córdoba y Santa Fe, interpolando espacialmente las variables involucradas en el Modelo DIT (Caamaño Nelli y García, 1999).

En la región del noroeste argentino (NOA), Rafaelli y Moyano (2002) estudiaron la distribución de la precipitación máxima diaria asociada a 50 y 100 años de período de retorno. Para ello emplearon el método de regionalización estadística VAPI (Valutazione delle Piene) desarrollado por el Grupo Nacional de Defensa de Catástrofes Hidrogeológicas del CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche) de Italia. Otro antecedente en esta región es el realizado por Olmos *et al.* (2010) quienes regionalizaron la precipitación máxima diaria asociada a recurrencias de 2, 5, 10, 20, y 50 años, estimadas con una función de distribución de probabilidad GEV, mediante el método de índices de crecientes. El método fue aplicado en las provincias de Santiago, Chaco, Formosa y parte de Salta, Tucumán y Jujuy. Finalmente, en Tucumán se estudió previamente la distribución espacial de la lluvia máxima diaria empleando 64 estaciones pluviométricas. Para evaluar la magnitud de la precipitación para distintos períodos de retorno se usó la función Gumbel y posteriormente el algoritmo Kriging para interpolar espacialmente los valores puntuales (Lazarte Sfer *et al.,* 2015).

3. METODOLOGÍA

3.1. INTRODUCCIÓN

A continuación, se expone sumariamente el procedimiento adoptado en esta tesis para la estimación de la lluvia de diseño en la provincia de Tucumán. En el mismo se parte de una tecnología integrada, desarrollada en la provincia de Córdoba, donde se plantean innovaciones metodológicas que contribuyen a su perfeccionamiento. Algunas de las propuestas pretenden salvar áreas de vacancia dentro de la metodología preexistente y otras se realizan a partir del condicionamiento que imponen las condiciones geográficas locales y la información disponible.

El primer paso consiste en la recopilación de los datos generados en el sistema experimental. La información encontrada fue analizada y procesada a fin de lograr su máximo aprovechamiento. Luego, se generan las herramientas para estimar los distintos atributos de la lluvia de diseño. En primer lugar, se estudia la magnitud del evento, dada por la intensidad máxima esperable para cierta duración. Para la estimación de la lámina, se distinguen dos caminos diferenciados según la escala de diseño hidrológico: obras pequeñas y medianas se dimensionan según la relación intensidad – duración – recurrencia (i-d-T), mientras que para aquellas de gran envergadura se emplea el Valor Límite Estimado o Precipitación Máxima Probable (ver Capítulo 1 Introducción). A continuación, se define la distribución espacial y temporal. Finalmente, para el empleo de los modelos de predicción se requiere caracterizar las condiciones meteorológicas locales, por lo cual se realiza una regionalización de las variables y parámetros necesarios que permita valorarlos en aquellos sitios que no cuenten con series históricas de medición.

En el presente capítulo se describe el proceso de obtención de las herramientas planteadas para la estimación de cada uno de los atributos de la lluvia de diseño mencionados, que será luego profundizado en los capítulos correspondientes a cada uno de ellos.

3.2. PROCESAMIENTO DE DATOS

La recopilación de series de datos de lluvia involucra mediciones continuas y de alta frecuencia y los registros diarios generados en la provincia de Tucumán y sus alrededores. Dada la menor complejidad de las últimas, es posible encontrar en la provincia múltiples estaciones de este tipo, distribuidas en forma irregular en el territorio. Por el contrario, sólo se dispone de series de alta frecuencia en algunos puestos situados en la ciudad capital y alrededores. El análisis llevado a cabo difiere según el tipo de dato y su posterior empleo.

Para la determinación de la curva i-d-T se requiere de una serie extensa de mediciones continuas o de alta frecuencia, registradas con un pluviógrafo o estación automática (Figura 3.1). En el primer

caso es necesario realizar una digitalización de las mediciones gráficas plasmadas en fajas diarias. El proceso de digitalización se realiza interpolando entre las marcas sucesivas que indican la discretización temporal del registro. Una vez obtenidas las series temporales en forma numérica con el paso mínimo, se localizan los Intervalos de Máxima intensidad Anual (IMA) de lluvia para un conjunto de duraciones establecidas previamente. Los IMA representan los eventos propios de análisis y síntesis de la lluvia para diseño hidrológico que se emplean en todas las etapas de estimación (Caamaño Nelli, 2003). Una vez definidas las series de IMA, es importante verificar su calidad estadística. Se plantea la ejecución de las siguientes pruebas:

• Prueba de datos atípicos (Chow, 1959)

• Prueba de independencia (Wald y Wolfowitz, 1943)

• Prueba de estacionariedad (Kendall, 1975)

• Prueba de homogeneidad a escala anual (Wilcoxon, 1945)

En vista de la escasez de series históricas continuas para calibrar la función i-d-T, se recurre a las series pluviométricas diarias para su transposición mediante adaptación de los parámetros del modelo de predicción (ver apartado 3.3. Elaboración de la función i-d-T). Para ello se definen las series de Precipitación Máxima Diaria anual (PMD) correspondientes a cada estación, que se verifican mediante las mismas pruebas estadísticas descriptas para las series de IMA. Las mismas también se emplean para la regionalización de parámetros y variables necesarias a fin de transponer la i-d-T a aquellos sitios que no cuenten con una serie diaria de medición (ver apartado 3.7. Regionalización).

Por otra parte, la estimación de la PMP se realiza empleando una metodología regional, empleando las mismas series de PMD verificadas estadísticamente, con algunas diferencias en cuanto a la mínima longitud aceptable en las series y el tratamiento de los datos atípicos (ver Capítulo 4 Análisis de la Información).

Para la evaluación del decaimiento areal de la lluvia se requiere una red de medición de pluviómetros de alta frecuencia. En vista que en el presente sistema experimental son limitados los años de registro simultáneo, se emplean series parciales imponiendo un umbral para seleccionar las tormentas de análisis, de forma de incrementar el número de eventos. Luego, se determina en cada una de ellas los Intervalos de Máxima intensidad de la Tormenta (IMT) correspondientes a cada duración de interés, en forma análoga a los IMA descritos anteriormente.

3.3. ELABORACIÓN DE UNA RELACIÓN I-D-T

La Figura 3.1 presenta esquemáticamente el procedimiento de obtención de una relación intensidad – duración – recurrencia (i-d-T), según el enfoque propuesto en esta tesis. El mismo se encuentra condicionado por la información registrada en el sitio de proyecto.

Las series de IMA se ajustan a a una distribución de probabilidad empírica. En la presente tesis se emplea la fórmula de Weibull, apta para series de esta índole (Chow, 1951). Asignar a cada valor de la serie una probabilidad de ocurrencia permite, en la etapa posterior, definir los parámetros de

una Función de Distribución de Probabilidad (FDP) teórica. La misma posibilita la estimación de la lluvia para recurrencias mayores al período plurianual registrado, mediante extrapolación. Para llevar a cabo esta etapa, se escoge una FDP entre las comúnmente utilizadas para describir eventos extremos, verificando su representatividad para la pluviografía de la región. Luego, se estiman las intensidades máximas estadísticamente esperables asociadas con varias recurrencias entre 2 a 100 años.

La función i-d-T se obtiene ajustando mediante regresión no lineal el Modelo DIT (Caamaño Nelli y García, 1999) a las intensidades estimadas en el paso anterior (para las duraciones y recurrencias fijadas). El mismo plantea el logaritmo natural de la intensidad de lluvia como una función lineal del factor de frecuencia Φ_y y del factor de persistencia δ_y, vinculados mediante dos parámetros locales, A y C, y otro de carácter regional, B, de la siguiente forma:

$$\ln i_{d,T} = A\Phi_y - B\delta_y + C \qquad \textbf{(3.1)}$$

donde $i_{d,T}$ es la intensidad de lluvia esperable para una duración d y una recurrencia T. A los parámetros mencionados se adiciona un cuarto, q, que afecta al factor de persistencia δ_y (ver Capítulo 5 Relaciones i-d-T).

El algoritmo descrito identifica el rol de la lluvia diaria en el vínculo y manifiesta en forma explícita las condiciones locales, lo que facilita la transposición de la función i-d-T vinculando paramétricamente la función de estaciones pluviográficas base (dato) con las de la red pluviométrica satélite (incógnita).

El procedimiento propuesto allí donde no existen series de alta frecuencia consiste, en primer lugar, en verificar la pertenencia del sitio a la zona de transposición de la i-d-T existente, dentro de la cual es posible adaptar la gráfica calibrada. La delimitación de dicha zona se realiza verificando las condiciones propuestas por Pierrehumbert (1977).

Si existe una serie pluviométrica diaria apta en el sitio de proyecto, se modifican los parámetros A y C del modelo base para obtener A' y C' del pluviómetro satélite, sustituyendo la media y el desvío estándar de las series de logaritmos de los máximos diarios anuales, μ y σ, calculados en el lugar de origen por los estadísticos análogos calculados en el sitio de destino, μ' y σ' (ver Capítulo 5 Relaciones i-d-T). El reemplazo se realiza en los parámetros A y C, ya que B y q tienen carácter regional.

En el caso de no contar con pluviómetros en el lugar específico de proyecto, se recurre a la regionalización de las variables y los parámetros necesarios generando mapas de valores, según se indica en el apartado 3.7. Regionalización. Siendo necesario, primero, regionalizar la media y el desvío estándar de la serie de logaritmos de los máximos diarios anuales, μ' y σ', y posteriormente los parámetros A' y C' del modelo DIT.

Hasta este punto se describe el procedimiento seguido para el desarrollo de la función i-d-T. La Figura 3.1 presenta en color gris los pasos a seguir para el empleo de dichas gráficas una vez generadas. Tal como se indica allí, se extrae la intensidad media máxima esperable para cierta duración y período de retorno. La duración del evento se establece considerando la morfología de

la cuenca y las características de los eventos extremos en la región, mientras que la recurrencia de proyecto se define según la escala de diseño hidrológico en función de la envergadura de la obra.

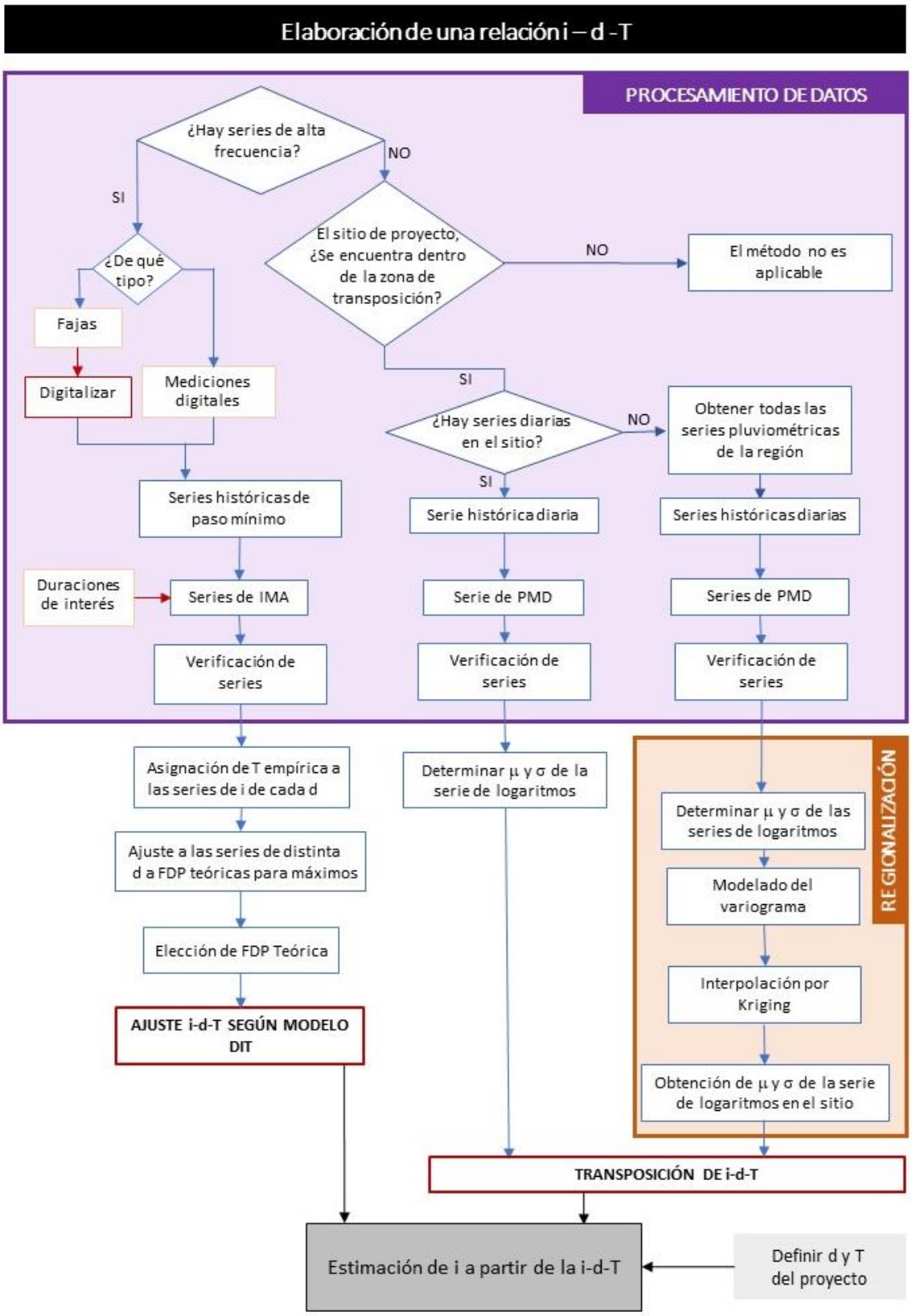


Figura 3.1.- Procesamiento de información, elaboración y regionalización de la función i-d-T.

3.4. ESTIMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA PROBABLE

La determinación del valor máximo de la escala de diseño, o Precipitación Máxima Probable (PMP), se plantea según un enfoque estadístico de carácter regional. Por lo tanto, para su ejecución se emplean todas las series pluviométricas disponibles.

El camino indicado en la Figura 3.2 presenta una bifurcación que indica las alternativas metodológicas empleadas en esta tesis. Por un lado, se encuentra la técnica convencional desarrollada por Hershfield (1961) y, por otro lado, se propone una variante del método anterior fundada en la generación de series sintéticas largas.

Para minimizar la probabilidad de ocurrencia de la lluvia estimada, Hershfield (1961) plantea la maximización del factor de frecuencia $\emptyset_y$ en la ecuación general de Chow (1951),

$$y = \mu_y + \emptyset_y \times \sigma_y \quad \textbf{(3.2)}$$

donde y representa la lámina máxima anual de lluvia diaria, μ_y es su media y σ_y su desvío estándar.

Para ello, se calcula los factores $\emptyset_{n-1}$ para cada una de las series, que simulan el comportamiento del factor de frecuencia ante la ocurrencia de una lluvia mayor a la registrada en la serie, cuando ya han sido determinadas su media y desvío estándar.

$$\emptyset_{n-1} = \frac{y_m - \mu_{n-1}}{\sigma_{n-1}} \quad \textbf{(3.3)}$$

Luego, se traza una envolvente de los puntos $\emptyset_{n-1}$ graficados versus la media de la serie de máximos diarios de la serie completa, μ_n, asumiendo que la PMP ha sido observada en aquellos puntos extremos que definen la curva. En caso de existir más de una envolvente posible se elige aquella que ajuste mejor al conjunto de los datos.

En el presente estudio se propone una nueva metodología para determinar el factor $\emptyset_{PMP}$, a partir de series sintéticas largas, simulando series históricas de PMD (ver Capítulo 6 Precipitación Máxima Probable). Se generan conjuntos de series con distintas Funciones de Distribución de Probabilidad (FDP) teóricas usadas para extremos, cuyos estadísticos descriptores (μ_n, σ_n y C_v) se encuentran comprendidos en el rango de los propios a las series observadas en la región. Luego, se calcula $\emptyset_{PMP}$ para cada una de las series (pertenecientes a cada conjunto) empleando la expresión (3.2). Los factores obtenidos, en cada conjunto, se grafican versus el coeficiente de variación, y se ajustan a una función exponencial. Con base en la bondad de dicho ajuste, se realiza la elección final de la FDP a emplearse para la predicción de la PMP.

La Figura 3.2 indica en gris aquellos pasos a seguir para el empleo de las herramientas generadas para las dos metodologías empleadas. Esto es, definir para el sitio de interés la media de la serie de PMD para el empleo del método de Hershfield, o bien, el coeficiente de variación de la misma serie para utilizar la metodología sintética. En caso de no existir en el sitio una serie pluviométrica se recurre a la técnica de regionalización de variables. Luego, se obtiene el factor $\emptyset_{PMP}$ a partir de la envolvente definida por la técnica escogida, y se calcula la PMP diaria con la siguiente expresión:

$$PMP = \mu_n + \emptyset_{PMP} * \sigma_n \quad \textbf{(3.4)}$$

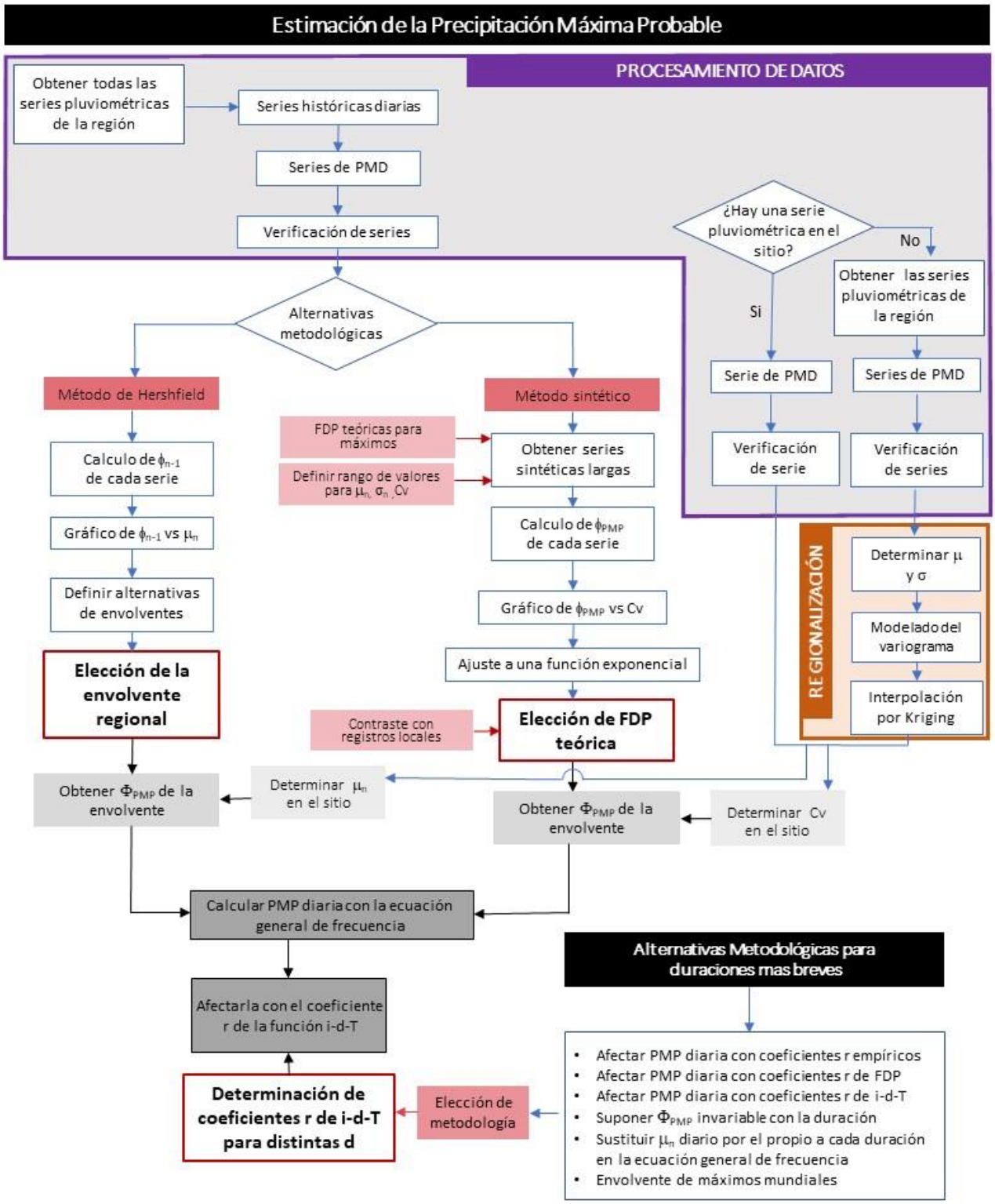


Figura 3.2.- Procesamiento de información, elaboración y regionalización de la Precipitación Máxima Probable.

Para duraciones menores a un día se expone en esta tesis una evaluación de diferentes técnicas, que se enumeran a continuación:

[a] Afectar la PMP diaria mediante los cocientes entre láminas de distinta duración, obtenidos mediante posiciones de gráfica con la función empírica Weibull.

[b] Realizar la técnica [a] utilizando los cocientes extraídos de una FDP lognormal, dado que su buen desempeño ha sido demostrado para la provincia de Tucumán.

[c] Repetir las técnicas anteriores considerando relaciones extraídas de una función i-d-T calibrada para la región.

[d] Aplicar la expresión (3.4)(6.2) asumiendo que el factor de frecuencia no varía con la duración de lluvia, para una misma localización.

[e] Adaptar la envolvente de la lluvia diaria sustituyendo el valor de μ_n correspondiente a duraciones menores (Koutsoyiannis, 1999).

[f] Utilizar la curva envolvente de precipitaciones máximas mundiales (WMO, 2009).

3.5. ATENUACIÓN ESPACIAL DE LA LLUVIA

La lámina estimada, según los procedimientos desarrollados hasta aquí, es de carácter puntual, por lo que resulta representativa de un área muy limitada. Para superficies mayores, es necesario considerar el decaimiento territorial que presenta la lluvia desde su máximo, a fin de calcular la Precipitación Media Areal (PMA) a partir de la cual se obtiene el caudal de proyecto.

El procedimiento habitual consiste en afectar el valor puntual por un Coeficiente de Decaimiento Areal (CDA), extraído de un ábaco de atenuación calibrado en la zona de proyecto. El procedimiento propuesto en la tesis (Figura 3.3), emplea el algoritmo CoDA (Catalini, 2001) que expresa la relación CDA – área – duración con base en el análisis de Intervalos de Máxima Intensidad Anual (IMA).

Uno de los aspectos discutibles del enfoque adoptado es que las mayores intensidades de tormenta no generan, necesariamente, las mayores crecidas, por lo que son los eventos que sí las producen los que debieran ser sometidos a análisis. Desafortunadamente, en el presente sistema experimental no se cuenta con una serie de caudales medidos que permita concluir cuales fueron las mayores crecidas y apuntar los eventos generadores de las mismas. Sin embargo, dado que se presume que es la escala del evento lo que determina el volumen de agua precipitada y la consecuente magnitud de la crecida, se opta por estudiar la incidencia de la escala meteorológica de los episodios lluviosos en los ábacos de atenuación.

A fin de caracterizar la escala espacial de cada evento pluvial seleccionado, se dibujan las isohietas diarias de precipitación. En las gráficas se observa que aquellas cuya isohieta de 50 mm/día abarca una gran cobertura (longitud horizontal mayor a 60 km) presentan siempre una extensa duración (mayor a 10 horas). De esta forma, se establece una clasificación en tormentas de Pequeña Escala (PE) y Gran Escala (GE).

El procedimiento de determinación del CDA es idéntico para ambas tipologías. En primer lugar, se establecen las duraciones de interés, definiendo ventanas temporales con las cuales se recorren las tormentas seleccionadas en busca de los Intervalos de Máxima intensidad de la Tormenta (IMT). Luego, se establece el núcleo en correspondencia con el sitio donde se registra el mayor valor y a partir de allí se trazan círculos concéntricos incrementando el radio en 3 km, a fin de evaluar la

variación de la lluvia areal al aumentar el área de aporte. El cálculo de la PMA en cada círculo se realiza mediante la técnica de polígonos de Thiessen. Finalmente, el CDA se calcula para cada área y duración.

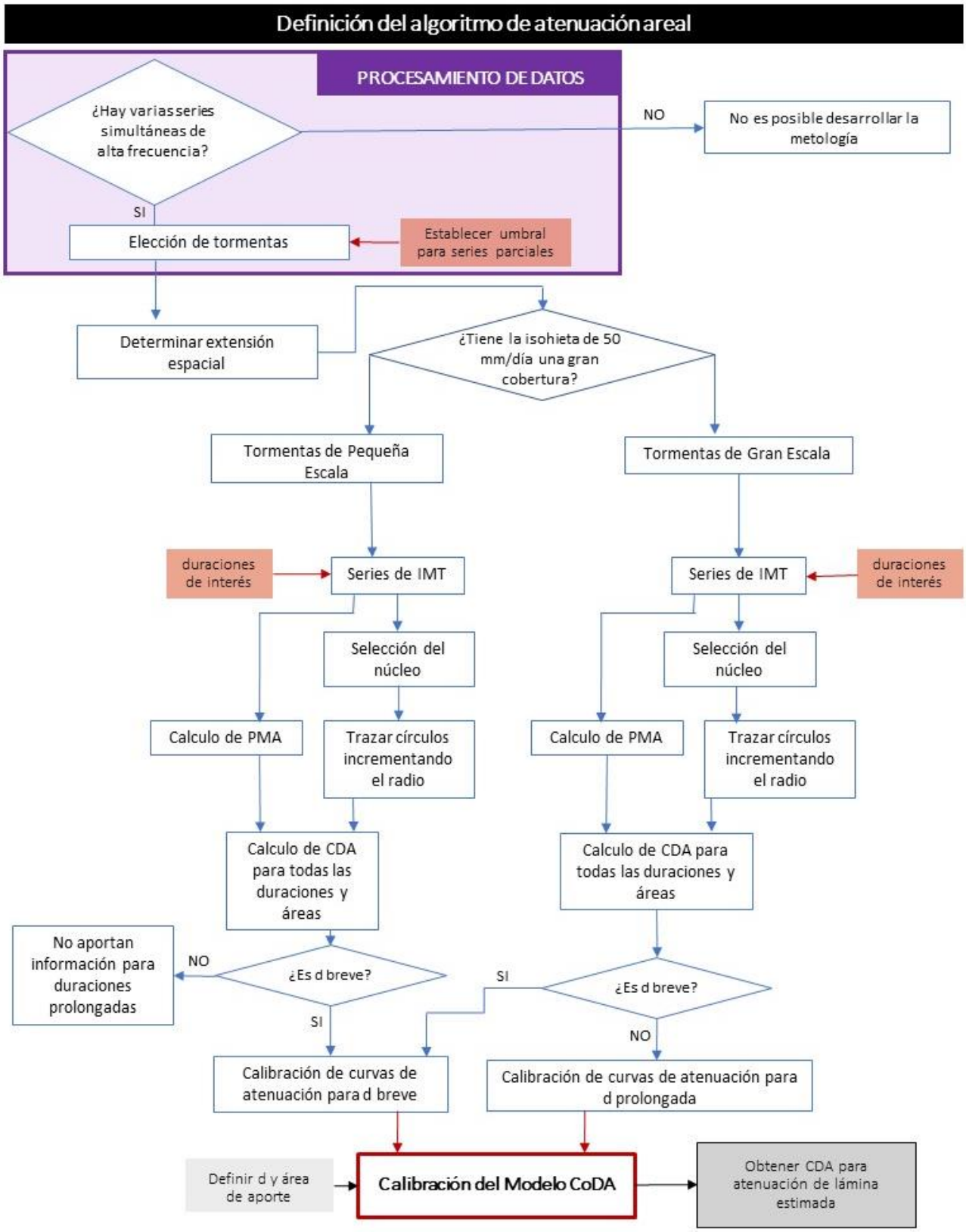


Figura 3.3.- Determinación de los ábacos de atenuación areal de la lluvia.

Como las tormentas breves no abarcan las mayores duraciones analizadas, los IMT incluyen una importante fracción sin lluvia. Para considerar la escala de los eventos en la modelación, se utiliza para el ajuste de cada duración solo aquellos eventos donde la lluvia persiste en todo el intervalo y se descartan aquellos donde ocupa sólo una porción del mismo. De esta forma, las duraciones prolongadas se calibran solo a partir de tormentas de gran escala, mientras que las más breves incorporan información de las tormentas de pequeña y gran escala presentes en la región.

Luego, se ajusta la expresión obtenida por García *et al.* (2000):

$$CDA = 25^{-k} A^{k} \text{ ó } \ln CDA = k \ln A - k \ln 25 \qquad \textbf{(3.5)}$$

válida cuando A > 25 km^2 y k < 0. La expresión así planteada asume que la lámina de lluvia puntual es representativa en áreas menores o iguales a 25 km^2, por lo que el CDA es unitario. Para mayores valores de área, este coeficiente decae en forma potencial.

Una vez obtenidas las curvas para cada duración, se condensan las funciones definiendo analíticamente la variación de k con la duración según una función potencial, completando la calibración del modelo CoDA (Catalini, 2001).

La utilización de los ábacos obtenidos se indica en gris en la Figura 3.3, que sólo requiere conocer el área de aporte y la duración para extraer el coeficiente de decaimiento areal, a emplearse para atenuar la lámina local estimada, de forma que represente la PMA sobre la cuenca.

3.6. ESTIMACIÓN DEL HIETOGRAMA TIPO

La distribución temporal interna de la lluvia de diseño resulta de gran importancia para la modelación hidrológica, en tanto condiciona la forma del hidrograma de proyecto resultante.

Existen diversas estrategias para definir el patrón del Hietograma Tipo (HT), quedando la elección de la metodología sujeta a condicionantes, tales como los recursos disponibles y las características de la cuenca del proyecto. Una vez definida la duración para el evento de diseño y el paso de cálculo a emplearse, la Figura 3.4 presenta el camino a seguir según las distintas técnicas. Entre ellas, las favoritas resultan de la síntesis de eventos anteriores, sólo aplicables allí donde existen largas series con alta frecuencia de registro. Los métodos que derivan los HT de observaciones, como el Ordenamiento de Intervalos propuesto por Pilgrim *et al.* (1969) o el uso de la Distribución Acumulada de lluvia propuesto por Huff (1967), se caracterizan por ser laboriosos e involucrar complejos procesamientos de datos.

Los HT obtenidos mediante síntesis constituyen patrones adimensionales que representan la distribución porcentual de la lámina total. Los mismos se dimensionalizan distribuyendo, según el patrón obtenido, la lámina estimada previamente.

Si no se cuenta con la información necesaria, es frecuente recurrir al enfoque extractivo, muy utilizado por sus innegables ventajas, ya que brinda una distribución temporal acorde con la función i-d-T, mediante procedimientos sencillos donde sólo se requiere dicha función para su obtención.

Los métodos empleados de esta tipología son los Bloques Alternos (Chow et al., 1994) y la Intensidad Instantánea, particularizada para el Modelo DIT (II-DIT) (Caamaño Nelli *et al*., 2013). Debe considerarse, en caso de emplear hietogramas de II -DIT, que el paso de cálculo empleado genera un error, manifestado por la caída del pico del hietograma, que debe corregirse en cada caso (ver Capítulo 8 Distribución Interna de la Lluvia de Diseño)

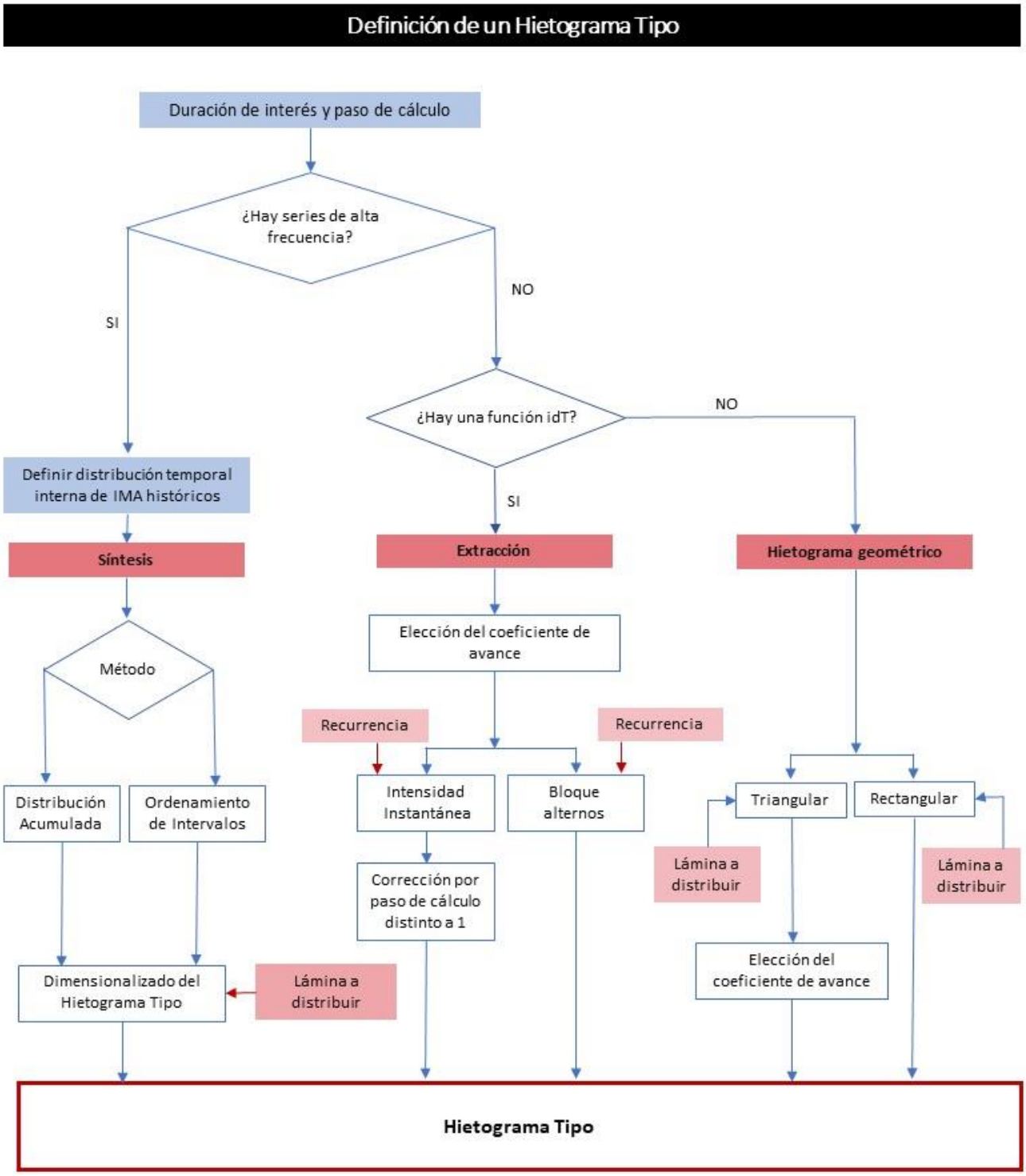


Figura 3.4.- Estimación del Hietograma Tipo.

Los HT generados mediante valores extraídos de la función i-d-T son gráficos dimensionales, donde el período de retorno actúa como factor de escala y no afecta la forma de la distribución temporal de la intensidad estimada.

Finalmente, las formas geométricas predeterminadas son de uso corriente por su mayor sencillez y solo requieren la duración y la lámina a emplear. Las formas evaluadas en este estudio son la rectangular (Pilgrim y Cordery, 1993) y la triangular (Yen y Chow, 1980). Se destaca que en el caso de los HT sintéticos, la ubicación del máximo queda definida al aplicar la técnica. En los otros casos, excepto en la forma rectangular que no posee un pico, se debe adoptar un coeficiente de avance, definido como el cociente entre el tiempo al pico y la duración total del evento. Es frecuente adoptar este valor según el conocimiento de la lluvia en el lugar. En esta tesis se asumió el surgido del método de Pilgrim *et al*. (1969), para comparar apropiadamente los HT extractivos con la técnica de síntesis de mayor predicamento en el país.

3.7. REGIONALIZACIÓN

En la presente tesis se plantea la regionalización mediante el uso de herramientas de la Geoestadística, fundamentalmente la técnica de Kriging. Este procedimiento se lleva a cabo a fin de valorar los parámetros y variables necesarios para la aplicación de los distintos modelos de predicción de lluvias máximas en aquellos sitios que no cuenten con series de precipitación.

La aplicación de la metodología se efectúa, por un lado, sobre la media y desvío estándar de las series de máximos diarios encontrados en la región. Los mapas resultantes de la esta interpolación espacial se operan algebraicamente mediante el uso de herramientas ráster para obtener la distribución del coeficiente de variación ($C_v = \sigma/\mu$) requerido para la determinación del factor $\emptyset_{PMP}$, según la metodología sintética propuesta en esta tesis (Figura 3.2). Además, se repite el procedimiento sobre los estadísticos análogos de la serie de logaritmos de los máximos diarios, necesarios para regionalizar los parámetros A y C del modelo DIT (Figura 3.1). Cualquiera sea la variable, se requiere del modelado de la función variograma previo a la aplicación del algoritmo Kriging, a fin de representar adecuadamente la estructura de autocorrelación espacial de cada una de ellas (ver Capítulo 9 Regionalización).

4. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN

4.1. INTRODUCCIÓN

La cuantificación de variables hidrológicas tiene origen en su medición sistemática, constituyendo información fundamental para la elaboración de proyectos de ingeniería referidos al control, aprovechamiento y gestión del agua.

El fenómeno bajo estudio en la presente tesis es la lluvia, descripta mediante variables aleatorias sujetas a análisis mediante herramientas de la estadística. Para la predicción de la lluvia futura es necesario contar con registros extensos que caractericen las condiciones hidrometeorológicas del lugar y que representen el comportamiento de dichas variables a largo plazo. Se requiere mucho tiempo para generar una serie de datos utilizable para este fin, siendo preciso aprovechar al máximo la información existente.

El paso inicial consiste en la recopilación de la información disponible en el sistema experimental. En la presente tesis, dicho sistema queda definido por la provincia de Tucumán, donde se dispone tanto de pluviometría diaria como de alta frecuencia de medición. Se describen en este capítulo las fuentes de información, así como los aparatos de medición empleados. Luego de verificar la calidad estadística de las mismas, se presentan las series elegidas que serán la base de análisis posteriores, en búsqueda de definir los componentes de la lluvia de diseño.

4.2. FUENTES DE INFORMACIÓN

Los datos registrados fueron provistos por fuentes constituidas principalmente por organismos estatales, aunque diversos entes privados aportaron información valiosa, con la que se completó la red pluviométrica de la provincia. A continuación se describen las fuentes empleadas.

4.2.1. ESTACIÓN EXPERIMENTAL AGROINDUSTRIAL OBISPO COLOMBRES (EEAOC)

La EEAOC es un ente autárquico que forma parte del Ministerio de Desarrollo Productivo de la provincia. Con el objetivo de aportar información útil para los sectores productivos, organismos oficiales, de investigación y empresas, se realizan en el predio mediciones de variables climáticas (altura de precipitación, radiación solar, temperatura, velocidad del viento, humedad del suelo, humedad del ambiente, evaporación, entre otras) mediante aparatos colocados en la estación meteorológica.

La EEAOC centraliza la información pluviométrica de la provincia, tanto mediante su propia red de medición como la aportadas por productores agrícolas, a la cual es posible acceder en forma libre a través de su portal de agrometeorología (http://www.eeaoc.org.ar/agromet/).

4.2.2. DIRECCIÓN DE RECURSOS HÍDRICOS (DRH) DE TUCUMÁN

Previamente denominada Dirección General de Irrigación, funciona como organismo desde el año 1897, con funciones de dirección, policía y juez en materia de aguas. La Dirección de Recursos Hídricos es un organismo provincial descentralizado con dependencia funcional del Ministerio de Desarrollo Productivo. Entiende en la formulación, desarrollo y aplicación de la política hídrica en la provincia, concernientes a aguas superficiales y subterráneas para riego, industrias y otros usos que la ley le asigna, estableciendo las normas relativas a la distribución y a la preservación del recurso.

La DRH cuenta con su red de medición de precipitación, así como de aforos de caudales realizados en varios puntos de la provincia. Por su parte, la Dirección provincial de Hidrología y evaluación de recursos hídricos de Catamarca (DHC) también aporta información a través de su red de medición en la provincia vecina.

4.2.3. SUBSECRETARÍA DE RECURSOS HÍDRICOS DE LA NACIÓN (SRHN)

La Subsecretaría de Recursos Hídricos interviene en la elaboración y ejecución de la política hídrica nacional y de la política relativa a los servicios públicos de abastecimiento de agua potable y saneamiento. Asimismo, propone el marco regulatorio del manejo de los recursos hídricos y la organización y fortalecimiento de los sectores de agua potable y saneamiento.

El organismo pone a disposición libre y gratuita la información generada en sus redes de medición (y otras adherentes) a través de la Base de Datos Hidrológica Integrada, donde pueden encontrarse registros de lluvia y otras variables meteorológicas, así como datos de aforo de caudal. (http://bdhi.hidricosargentina.gob.ar)

4.2.4. INSTITUTO NACIONAL DE TECNOLOGÍA AGROPECUARIA (INTA)

El INTA es un organismo descentralizado, dependiente del Ministerio de Agricultura, Ganadería y Pesca de la Nación. Fue creado en 1956 y desde entonces desarrolla acciones de investigación e innovación tecnológica en las cadenas de valor, regiones y territorios para mejorar la competitividad y el desarrollo rural sustentable del país.

La consulta de las mediciones pluviométricas realizadas por el INTA puede hacerse en forma libre a través de su portal en línea (http://siga2.inta.gov.ar).

4.2.5. FERROCARRIL CENTRAL NORTE - GENERAL MANUEL BELGRANO (FCCN – FCGMB)

La red ferroviaria, nacionalizada en el año 1948, llega a la provincia de Tucumán en 1876. Al margen de su función de transporte de pasajeros y carga, registraba diariamente la precipitación a través de sus operadores. Salvo excepciones de estaciones con registros incompletos, se dispone de la

información en el período 1973-93, año en el cual se produce el desmantelamiento de gran parte de las estaciones bajo decreto presidencial.

4.2.6. INGENIOS AZUCAREROS

La industria azucarera conforma una de las principales actividades económicas de la provincia desde sus orígenes, por lo que no resulta extraño que la ocupación del territorio guarde relación con la distribución de los ingenios azucareros, alrededor de los cuales se establecieron poblados persistentes en la actualidad, a pesar de que muchos hayan sido clausurados hace algunas décadas.

Los ingenios conservan registros de las precipitaciones diarias en forma continua a través del período estudiado. Los utilizados en este trabajo corresponden a los siguientes establecimientos azucareros: Ingenio Concepción (IC), Ingenio Santa Bárbara (ISB), Ingenio La Corona (ILC)), Ingenio Cruz Alta (ICA), Ingenio La Fronterita (ILF) e Ingenio La Trinidad (ILT).

4.2.7. LABORATORIO CLIMATOLÓGICO SUDAMERICANO

El Laboratorio Climatológico Sudamericano tiene por objetivo el estudio de la variabilidad y el cambio climático en la región (Argentina y Sudamérica), como así mismo su impacto en el medio natural y las actividades antrópicas. Funciona con recursos de los proyectos de investigación financiados por el estado y los servicios que brinda al sector privado y estatal. Cuenta con una Estación Meteorológica Automática ubicada en el centro de la ciudad de San Miguel de Tucumán.

4.2.8. UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMÁN

La Universidad Nacional de Tucumán (UNT) brinda los registros generados en algunas de sus dependencias. Por un lado, el Laboratorio de Construcciones Hidráulicas (LCH) de la Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología (FACEyT) posee 7 estaciones meteorológicas automáticas, que funcionaron entre los años 2000 a 2010 como parte de un proyecto de investigación. Se adicionan los datos de otras estaciones similares operadas por el Instituto de Estudios Geográficos (IEG) perteneciente a la Facultad de Filosofía y Letras y por la Facultad de Agronomía y Zootecnia (FAZ), cuyo registro es el único que permanece en la actualidad.

4.3. APARATOS DE MEDICIÓN

4.3.1. PLUVIÓMETRO

Por definición, un pluviómetro es, genéricamente, un aparato que mide altura de lluvia. En Hidrología (y en esta tesis concretamente), en tanto no se le aplique algún calificativo, se denomina pluviómetro al instrumento sin dispositivo de registro que mide la cantidad de agua precipitada, bajo la premisa de efecto nulo de la evaporación (Ruberto *et al*., 2010). El instrumento (Figura 4.1) cuenta de un órgano receptor conectado con el cuerpo de almacenamiento o retención mediante un embudo.

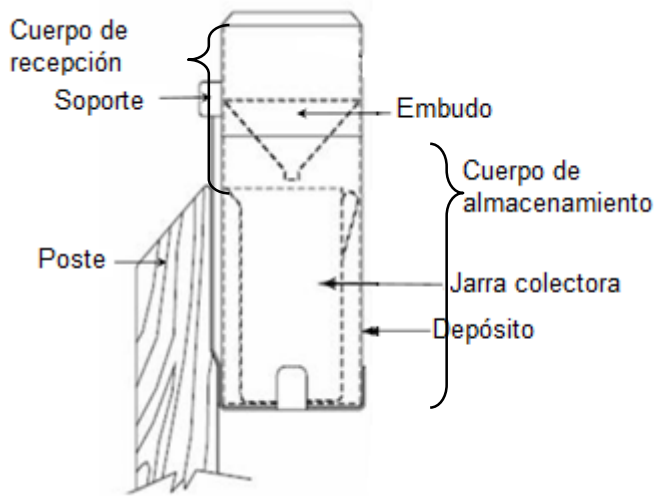


Figura 4.1.- Esquema del pluviómetro tipo B del SMN. (Fuente: Ruberto *et al.,* 2010).

El órgano de recepción está constituido por un cilindro de chapa galvanizada, cinc o plástico, con un aro de bronce de borde superior, para evitar deformaciones. En su interior se coloca el embudo a 10 cm por debajo de la boca, para evitar la salida de las gotas por rebote.

El cuerpo de almacenamiento es un recipiente cilíndrico donde se coloca una jarra colectora, apoyada sobre tres puntos en el fondo, aislada del recipiente exterior. La jarra sirve para trasvasar el agua colectada al instrumento de medición. Cuando la cantidad de lluvia es superior a la capacidad de la jarra, desborda y se deposita en el fondo del recipiente.

El aparato de medición está constituido por una probeta transparente, que amplifica la altura del agua depositada en el pluviómetro para medir con mayor exactitud.

A partir de 1928 se utiliza como registro oficial en la provincia de Tucumán, así como en el resto de Argentina, el llamado “Pluviómetro B” que cumple con las siguientes características (Orsolini *et al*., 2008):

- La boca de recepción es de 160 mm de diámetro.
- El cuerpo de recepción unido al de almacenamiento conforman un cuerpo de 45,5 cm de altura.
- El volumen de la jarra es de 2880 cm^3 (143 mm de lluvia) con una capacidad de retención de 7633,5 cm^3 (390 mm de lluvia).
- Las probetas de medición pueden ser de dos tipos: la primera tiene 4 cm de diámetro interior y una capacidad de 10 mm de lluvia, mientras que la otra, de 8 cm de diámetro, cuenta con una capacidad de 50 mm de lluvia. Esta última, aunque tiene menor exactitud, disminuye el número de trasvases en lluvias grandes.

Es muy importante, a fin de comparar resultados obtenidos en sitios dispares, homologar las condiciones de instalación de los pluviómetros. La distancia entre el aparato y obstáculos próximos (árboles, edificaciones, etc.) debe ser por lo menos el doble de la altura del obstáculo. La boca de recepción debe estar a una altura fija de 1,50 m de la superficie del suelo, ya que la acción del

viento incide en la cantidad de agua que recoge el pluviómetro según la altura. A modo de ejemplo se presenta un pluviómetro en funcionamiento en la EEAOC en la Figura 4.2.

La medición se realiza diariamente, según la jornada meteorológica, que abarca desde las nueve de la mañana de un día hasta la misma hora del siguiente.

Figura 4.2.- Pluviómetro en funcionamiento en la EEAOC.

4.3.2. PLUVIÓGRAFO

El pluviógrafo es un aparato de medición que registra la lluvia en forma continua. Brinda información sobre el instante de inicio, la evolución temporal, la duración e intensidad.

Si bien pueden funcionar mediante diversos mecanismos, se describe el pluviógrafo de cangilones basculantes utilizado en Tucumán para el registro de los datos en el período 1973 a 1994.

El aparato consta de un embudo captador de la precipitación, seguido por un recipiente con dos compartimentos -llamados cangilones- situados simétricamente en un balancín. Los depósitos se autoposicionan en forma alternada debajo de un tubo de alimentación, para ser llenados por el agua recolectada. Cuando uno de ellos ha recogido cierta cantidad de lluvia el balancín se inclina, con lo que el cangilón se vacía y automáticamente comienza a llenarse el otro. El ciclo se repite para una misma cantidad de agua almacenada. Cada vuelco del cangilón se transmite al aparato de registro mediante un mecanismo de engranajes, que acciona una palanca con una pluma inscriptora en su extremo. Ésta registra la cantidad de agua caída en una faja que gira sobre un cilindro con una velocidad constante, dando una vuelta por día o por semana. El mecanismo que acciona la pluma inscribe un movimiento con recorrido similar al de un péndulo: a llegar a uno de los márgenes la pluma realiza un recorrido equivalente hacia el otro extremo, repitiéndose en forma sucesiva mientras dura la precipitación. Para obtener el total precipitado, se suman tanto los desplazamientos hacia izquierda como los desplazamientos hacia la derecha de la curva graficada en la faja.

En la parte superior de las fajas, puede deducirse el momento de inicio y la duración de cada evento pluvial. Dichas fajas, pueden tener duración diaria o semanal, lo cual incide en la precisión obtenida en las mediciones (Figura 4.3).

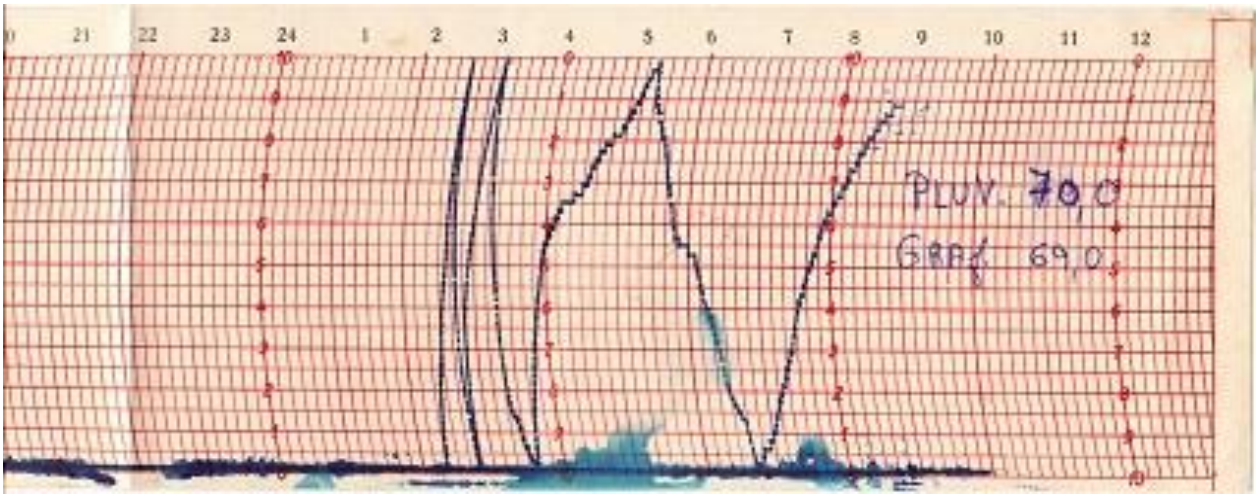


Figura 4.3.-Faja pluviográfica diaria.

4.3.3. ESTACIÓN METEOROLÓGICA AUTOMÁTICA

La estación meteorológica automática está conformada por una unidad central donde se almacena la información dispositivos que captan los datos, denominados sensores, conectados mediante una caja de transferencia. La estación central se ubica dentro de un abrigo meteorológico, donde se encuentra protegida del ambiente exterior. La información generada se transmite a un dispositivo externo para su procesamiento (Ruberto *et al*., 2010).

El instrumental que capta la precipitación se denomina pluviómetro de alta frecuencia (PAF) y utiliza un sistema de cangilones similar al pluviógrafo descripto, con la diferencia que al producirse los vuelcos se envían señales a la estación donde se registran los pulsos. Los requerimientos actuales y futuros de los usuarios de datos climáticos definen la precisión en los criterios de captura de registros automáticos, teniendo en cuenta la capacidad de almacenamiento de la estación de medición.

El esquema en la Figura 4.4 presenta las partes de un sensor de precipitaciones marca Davis, empleado en la EEAOC a modo de ejemplo.

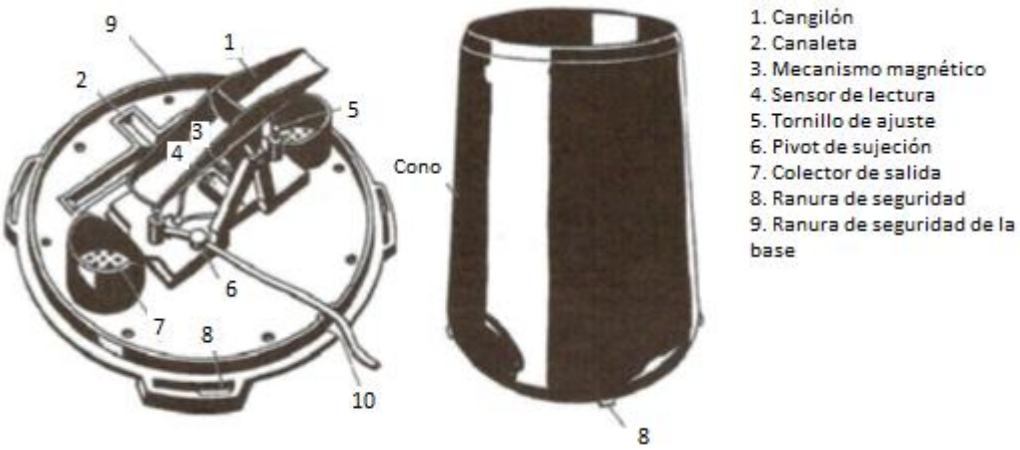


Figura 4.4.-Detalle del pluviómetro de alta frecuencia. (Fuente: Manual de usuario Davis).

4.4. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LAS SERIES DE DATOS

Se distinguen dos tipos de datos: la precipitación diaria medida regularmente a las nueve de la mañana, según el día meteorológico; y las mediciones continuas o de alta frecuencia. Evidentemente, al no requerir de instrumental complejo, las primeras son mucho más abundantes. El inventariado de estaciones pluviométricas en la provincia de Tucumán y alrededores, arrojó un total de 413 puntos de medición, distribuidos irregularmente. En contraste con la densa red pluviométrica, se encontraron mediciones de alta frecuencia en 18 puestos, ubicados en la ciudad capital y sus alrededores, que son empleados para el ajuste de un algoritmo de decaimiento areal de la lluvia. Entre ellos, tan sólo uno, ubicado en la EEAOC, cuenta con longitud extensa de registro y se emplea para la determinación de la relación i-d-T.

Cualquiera sea el tipo de dato, el análisis se realiza sobre años hidrológicos, que en la provincia de Tucumán tradicionalmente se considera con inicio el primero de septiembre y fin el 31 de agosto del siguiente año. En lo sucesivo se menciona a cada año hidrológico por el segundo año que lo conforma, a saber, si un año comienza el 1 de setiembre de 1974 y finaliza el 31 de agosto de 1975, se lo denomina 1975.

A continuación, se describen las pruebas de calidad estadística realizadas a las series empleadas.

4.4.1. DETECCIÓN DE DATOS ATÍPICOS

La prueba detecta la presencia de datos que se alejan significativamente del resto de las observaciones, bajo supuesto de distribución normal de la serie. La importancia de la prueba radica en que la presencia de estos datos puede afectar significativamente la magnitud de los estadísticos descriptores, especialmente en muestras pequeñas. Para ello se define un rango de aceptación en cada serie, definiendo como atípicos aquellos valores que queden fuera del mismo. Los umbrales alto y bajo se determinan siguiendo la metodología propuesta por Chow (1959), formulada a partir de la ecuación general de frecuencia:

$$y = \mu_y \pm K_n \ \sigma_y \qquad \textbf{(4.1)}$$

Donde y es el umbral de dato atípico (alto o bajo) en unidades logarítmicas, Kn es un valor que depende del tamaño de la muestra para una significancia estadística fija proveniente de la distribución normal, μ_y es la media de los logaritmos de la muestra y σ_y es su desvío estándar.

El procedimiento a seguir varía según se utilice la serie para la estimar la Precipitación Máxima Probable o para la determinación de una función i-d-T. En el primer caso, se conservan estos registros extraordinarios, verificando su ocurrencia mediante el contraste con mediciones en estaciones próximas, o con reportes periodísticos locales. Por el contrario, estos valores se descartan para el análisis inferencial realizado para definir la función i-d-T, ya que su inclusión puede generar importantes distorsiones. Esto es así dado que se asignaría una recurrencia empírica baja, función de la longitud de serie, a un evento de carácter extraordinario con una recurrencia mucho mayor al período de registro disponible.

4.4.2. PRUEBA DE INDEPENDENCIA

La prueba se realiza a fin de verificar la aleatoriedad de la serie de datos, donde la ocurrencia de un dato de la muestra no dependa de sus precedentes, y por consiguiente, tampoco este influya a los datos que le siguen. La condición de independencia de los datos se verifica mediante la prueba de las corridas o rachas (Walf y Wolfowitz, 1943), donde se contrastan las siguientes hipótesis:

H_0: El proceso que genera el conjunto de datos numéricos es aleatorio.

H_1: El proceso que genera el conjunto de datos numéricos no es aleatorio.

En esta prueba se compara cada valor con la media de la muestra. Se le asigna a cada dato un término E o F (éxito o fracaso) según si el valor es mayor o menor que la media.

Para evaluar la aleatoriedad de la muestra, se considera como estadístico de prueba al número de corridas presente en los datos. Una corrida se define como una serie éxitos o fracasos consecutivos. Luego en la muestra completa se puede distinguir:

R: número de corridas;

n_1: número de éxitos, o de valores superiores a la media;

n_2: número de fracasos, o de valores inferiores a la media;

N: número de datos en la muestra

En la prueba se utiliza el valor estadístico Z para una prueba de dos extremos. Si Z es mayor o igual al valor crítico superior, o menor o igual al valor critico inferior, la hipótesis nula de aleatoriedad puede ser rechazada al nivel de significancia α. Sin embargo, si Z se encuentra entre estos límites, la hipótesis nula de aleatoriedad puede aceptarse.

El valor estadístico Z se determina mediante las siguientes expresiones:

$$Z = \frac{R - \mu_r}{\sigma_r^2} \tag{4.2}$$

$$\mu_r = \frac{2\, n_1\, n_2}{N} + 1 \tag{4.3}$$

$$\sigma_r = \sqrt{\frac{(\mu_r - 1)\,(\mu_r - 2)}{N - 1}} \tag{4.4}$$

Luego, el estadístico Z se contrasta con el valor de tabla de la distribución normal para un cierto nivel de significancia establecido. Si la serie no verifica independencia para un nivel de significancia de 1% se la descarta para el análisis.

4.4.3. PRUEBA DE HOMOGENEIDAD

La prueba de homogeneidad a escala anual de Wilcoxon (1945) permite comprobar si la media de un primer subconjunto de la muestra difiere significativamente de la media de un segundo subconjunto de la muestra. Para efectuarla se sustituyen las observaciones de las dos submuestras de tamaños n_1 y n_2 por sus rangos combinados. Los rangos son asignados de tal manera que el rango 1 se asigna a la más pequeña de las $N = n_1 + n_2$ observaciones combinadas, el rango 2 se

le asigna a la siguiente más alta y así sucesivamente, de modo que el rango N queda asignado a la observación más grande. Si varias observaciones tienen el mismo valor, se asigna a cada una de éstas el promedio de los rangos que se les habría asignado. El estadístico de la prueba T_{w1}, es simplemente la suma de los rangos asignados a las n_1 observaciones de la muestra más pequeña. Para cualquier valor entero n, la suma de los n primeros enteros consecutivos puede calcularse fácilmente como $N(N+1)/2$. La estadística de prueba T_{w1}, más la suma de los rangos asignados a los n_2 elementos de la segunda muestra, T_{w2}, por consiguiente, debe ser igual a este valor, es decir;

$$T_{w1} + T_{w2} = \frac{N(N+1)}{2} \tag{4.5}$$

De modo que esta ecuación puede ser empleada como verificación del procedimiento de asignación de rangos. La prueba de la hipótesis nula puede ser de dos extremos o de un extremo, dependiendo de si se está probando si las dos medianas de población son exclusivamente diferentes o si una es mayor que la otra. La estadística de prueba, T_{w1}, está distribuida de manera aproximadamente normal. Se puede emplear la siguiente formula de aproximación de muestra grande para probar la hipótesis nula:

$$|Z| = \frac{T_{w1} - \mu_{T_{w1}})}{\sigma_{T_1}} \tag{4.6}$$

El valor medio de la estadística de prueba T_{w1}, puede calcularse con:

$$\mu_{T_{w1}} = \frac{n_1(N+1)}{2} \tag{4.7}$$

y la desviación estándar de la estadística de prueba T_{w1}, se puede calcular con:

$$\sigma_{Tw1} = \sqrt{\frac{n_1 n_2 (N+1)}{12}} \tag{4.8}$$

Basándose en α, el nivel de significación seleccionado (1% para esta tesis), la hipótesis nula puede ser rechazada si el valor Z calculado cae en la región de rechazo apropiada.

4.4.4. PRUEBA DE ESTACIONARIEDAD

Para detectar tendencias se utilizó la prueba de Kendall (1975), ampliamente utilizada en series climáticas e hidrológicas. La principal ventaja de la prueba es que al ser no paramétrica no requiere que los datos estén distribuidos normalmente.

Para una serie de tiempo {x_1, x_2, …, x_n} el estadístico de la prueba viene dado por:

$$S = \sum_{i<j} sgn(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 & si\ x_i < x_j \\ 0 & si\ x_i = x_j \\ -1 & si\ x_i > x_j \end{cases} \tag{4.9}$$

donde i y j son posiciones secuenciales dentro de la serie de tiempo y se cumple que i < j. El signo de $(x_j - x_i)$ es igual al signo de la diferencia de rango de cada dato. Esto quiere decir que S

depende no del valor de x sino de su rango, y que no se afecta por la distribución de los datos. Bajo suposición de independencia de los datos, la varianza de S viene dada por (Kendall, 1975):

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \tag{4.10}$$

donde n es el número de observaciones.

Esta varianza se reduce cuando hay observaciones iguales (o rangos empatados) en las series de datos, siendo:

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^{m} t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18} \tag{4.11}$$

Donde m es el número de grupos con observaciones equivalentes y t es el número de datos con igual valor en cada uno de los grupos mencionados.

Para muestras grandes (n>10) como las de nuestro caso, se asume que S se distribuye normalmente, con lo que la significancia estadística puede ser determinada a través del estadístico estandarizado Z que tiene una distribución normal:

$$Z = \begin{cases} \dfrac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} & si\ \ S > 0 \\ 0 & si\ \ S = 0 \\ \dfrac{S+1}{\sqrt{Var(S)}} & si\ \ S < 0 \end{cases} \tag{4.12}$$

La sustracción o adición de la unidad es una corrección que tiene en cuenta que S es una variable discreta y que consideramos una distribución continua (Kendall, 1975).

Las series que no verifican la condición de estacionariedad para una significancia del 1% son descartadas del análisis.

4.5. SERIE EXTENSA CON ALTA FRECUENCIA DE REGISTRO

Se asume que los eventos propios del análisis y posterior síntesis de las lluvias de diseño son los Intervalos de Máxima intensidad Anual (IMA), que serán empleados en todas las etapas de estimación. Su uso se justifica fundamentalmente por su carácter simple y objetivo: se recorre el registro con una ventana temporal móvil de duración definida hasta encontrar el máximo anual, repitiendo el procedimiento en todos los años medidos, se obtiene la serie de IMA dividiendo la altura de lámina precipitada en la correspondiente duración.

La descripción anterior evidencia las diferencias entre los IMA con las tormentas intensas empleadas tradicionalmente en el diseño hidrológico, las cuales se seleccionan luego de fijar un tiempo máximo entre tormentas, una intensidad y altura precipitada mínima. Estos condicionantes, establecidos frecuentemente de forma subjetiva, tienen notoria influencia en los resultados finales.

4.5.1. ELECCIÓN DE LAS SERIES

La EEAOC cuenta con el único registro extenso con alta frecuencia de medición, generado con diferentes aparatos en el predio ubicado en las cercanías de la ciudad capital. En una primera etapa, se utilizó un pluviógrafo a cangilones, cuyo registro comienza en el año 1973 y se interrumpe en el año 1994. El pluviógrafo grababa bandas diarias de medición que fueron procesadas parcialmente en trabajos previos (Paz y Lazarte, 2005). Para esta tesis se revisa y se completa la digitalización existente comparando con las mediciones del totalizador diario. Se detectan faltantes de información por averías del aparato durante los años 1975, 1976 y 1982 que se descartan de la serie.

Para el procesamiento de la información, se ordenan las fajas por año hidrológico y se obtiene su imagen digital mediante escaneo. Dicha imagen es trabajada mediante el programa computacional *Digit xy*, que permite asignar coordenadas cartesianas a los puntos de quiebre en la gráfica. La distancia vertical entre dos puntos indica la lámina precipitada en un intervalo temporal variable, siendo necesario interpolar para obtener las series de paso mínimo, fijado en 5 minutos, por ser el menor intervalo de trabajo razonable: tiempos menores carecen de interés para diseño, aun en pequeñas cuencas urbanas, y digitalizar con mayor frecuencia causaría errores de apreciación visual inaceptables.

En el año 1998 se inician las mediciones de alta frecuencia con el pluviómetro Davis GroWeather (PAF G) con registro cada 30 minutos (Figura 4.5). Las mismas se complementan a partir del año 2006 con un instrumento similar, modelo Vantage Pro 2 (PAF V), programado con una discretización de 15 minutos (Figura 4.6). Ambas estaciones continúan funcionando en la actualidad. El procesado de la información generada fue realizado por personal de la sección de agrometeorología de la EEAOC, quienes aportaron los datos luego de su revisión.

Se resumen en la Tabla 4.1 las series de datos generadas por los aparatos de medición descriptos con su respectiva discretización y período de registro.

Tabla 4.1: Aparatos de medición de altura de lámina precipitada en la EEAOC

FUENTE	PERÍODO DE REGISTRO	LONG. DE SERIE	DISCRETIZACIÓN.
Pluviógrafo	1973 - 1994	19 años	5 minutos
PAF G	1998 - 2013	15 años	30 minutos
PAF V	2006 - 2013	7 años	15 minutos
Pluviómetro	1911 - 2017	106 años	1 día

La Figura 4.7 es una fotografía aérea de la estación meteorológica de la EEAOC donde se disponen los sensores conectados a las estaciones automáticas (PAF G y PAF V) y el pluviómetro tipo “B” de registro manual.

La serie registrada con el pluviógrafo es demasiado corta (19 años de registro) para determinar la función i-d-T por sí sola. Afortunadamente, se cuenta con los datos generados por los PAF, aunque con una discretización mínima de 15 minutos, con lo que no aportan información a las series de 5 y 10 minutos (registradas con el pluviógrafo) que debieron ser descartadas por su corta longitud. La serie de 15 minutos puede ser extendida al anexarle a la serie obtenida mediante registro

continuo los 7 años de mediciones del PAF V. El resto de las duraciones cuenta con mediciones de los dos PAF descritos anteriormente.

Figura 4.5.- Pluviómetro de alta frecuencia Davis GroWeather (izquierda). Unidad central en su abrigo meteorológico (derecha).

Figura 4.6.- Pluviómetro de alta frecuencia Davis Vantage Pro 2 (izquierda). Unidad central en su abrigo meteorológico (derecha).

Las mediciones simultáneas realizadas con los dos PAF debieran ser equivalentes por encontrarse en condiciones experimentales similares. Sin embargo, la existencia de diferencias deriva en la necesidad de escoger, verificando cuál se asemeja más a la información que se considera más confiable por la simplicidad de su mecanismo de medición: las realizadas con el pluviómetro.

La comparación podría realizarse en términos de precipitación máxima diaria anual, ya que son estos valores los que interesa estudiar. Sin embargo, este procedimiento introduce un error, producto del truncamiento de la lluvia en su horario de registro manual cotidiano. Es por ello que se opta por comparar las precipitaciones totales anuales, asumiendo que las diferencias existentes se deben a un error sistemático del aparato que se mantiene constante a lo largo de todo el registro.

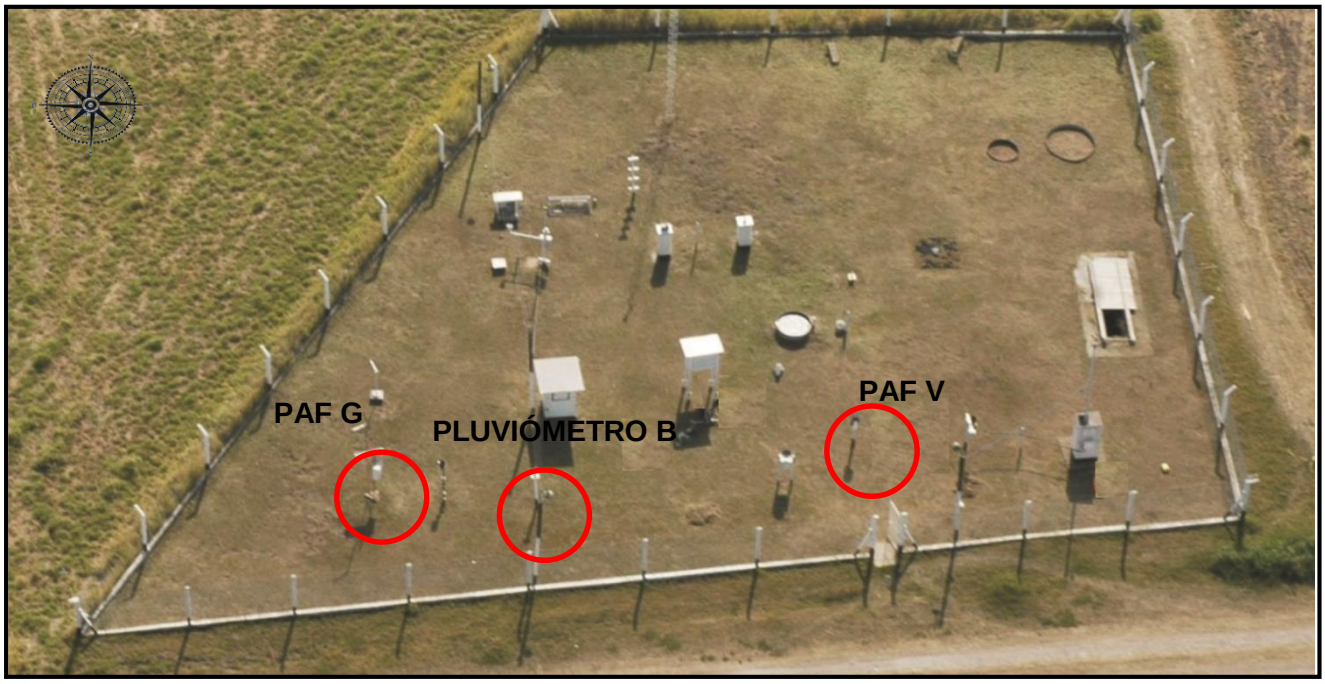


Figura 4.7.- Estación meteorológica central. Ubicación de los sensores de precipitación y pluviómetro tipo "B".

La correlación de las series de precipitación total anual (PTA) se realiza mediante regresión lineal, forzando a cero la ordenada al origen de forma de facilitar la comparación (Figura 4.8 y Figura 4.9). Esto se hace al constatar que ambos aparatos funcionan correctamente y registran precipitación nula los días que no llueve. Se descartan para el análisis los años con faltantes de datos de alguno de los aparatos, como el año 2007, donde faltan cuatro meses de datos en el PAF G.

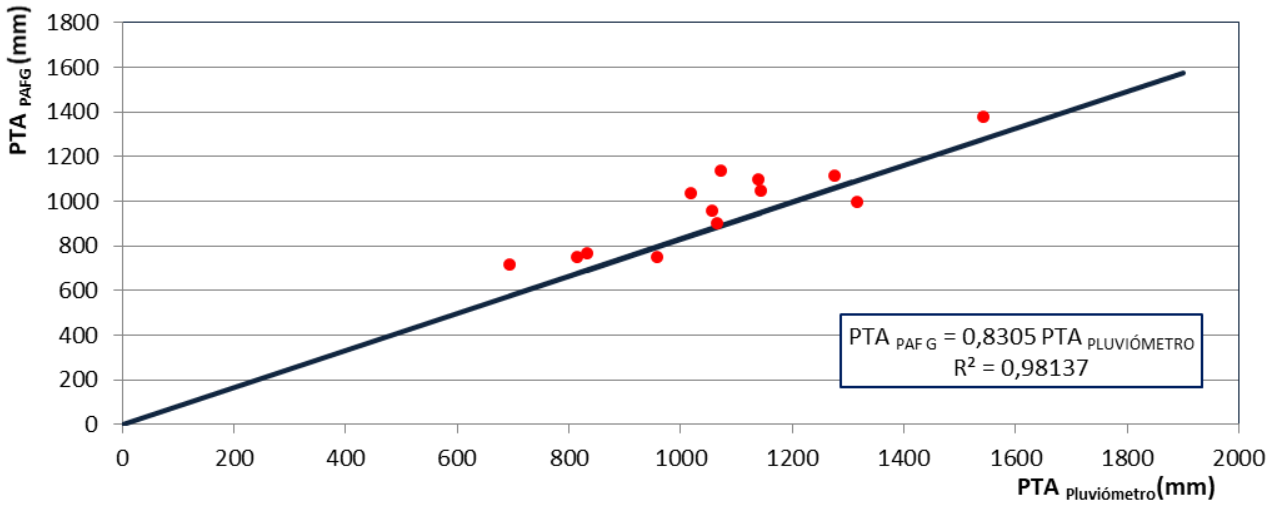


Figura 4.8.- Correlación de series de precipitación total anual registradas con el pluviómetro y el PAF G (Período 1999- 2006 / 2008-2012).

La primera observación de los gráficos evidencia que las mediciones de ambos PAF no son equivalentes a las registradas por el pluviómetro. Sin embargo, se presenta una fuerte correlación en ambos casos. Se observa que el registro del PAFV tiene mayor correspondencia con el pluviómetro que el PAF G, ya que la pendiente de la recta de regresión es más cercana a 1 (valor

que obtendría en caso de ser mediciones iguales) y su coeficiente R^2 tiene a su vez un valor mayor, indicando mejor ajuste a la recta.

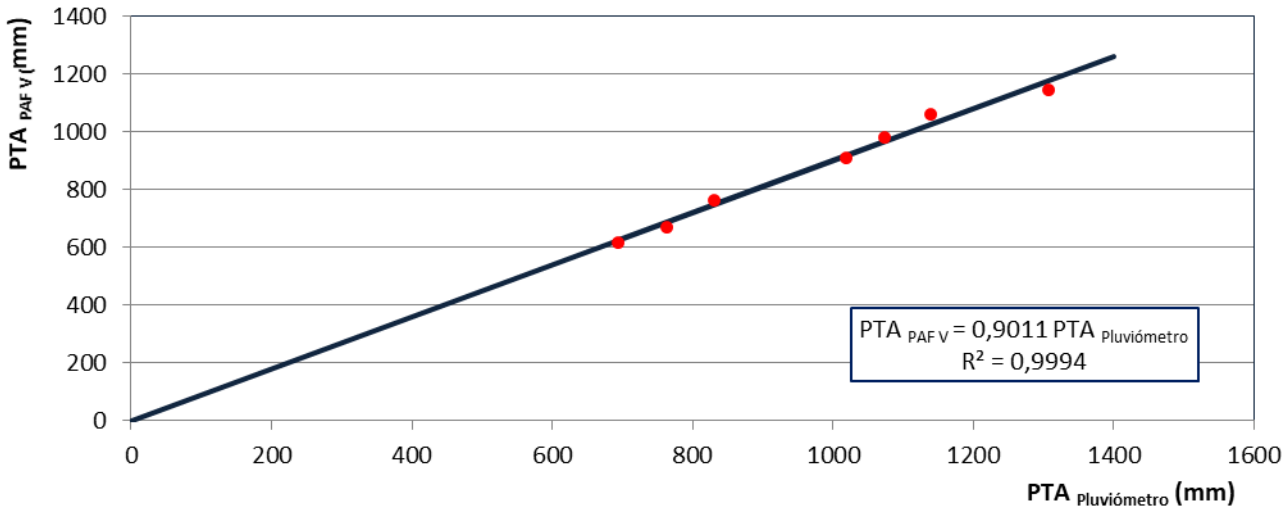


Figura 4.9.- Correlación de series de precipitación total anual registradas con el pluviómetro y el PAF V (Período 2007 - 2013).

Ante estos resultados, se decide la utilización de los registros del PAF V en el período que existe simultaneidad de mediciones entre los dos aparatos. Finalmente, la serie definitiva queda compuesta por los datos registrados con el pluviógrafo en el período 1973 - 1993, con los medidos con el PAF G en el período 1999 - 2006 y los registros del PAFV en el período 2007 – 2013. Dicha combinación de los registros posibilita la incorporación de la serie de 15 minutos al análisis, al prolongar en 7 años los registros pluviográficos que eran demasiado cortos por sí solos.

4.5.2. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LAS SERIES

En la Tabla 4.2 se indica el resultado de las pruebas realizadas, indicándose en cada caso el grado de significancia con el que verifica cada una de ellas. En el caso de la evaluación de datos atípicos se indica la presencia de al menos uno detectado.

Las series, producto de la combinación de datos de los tres aparatos de medición, presentan resultados satisfactorios en todos los casos. Sin embargo, se detecta la presencia de datos atípicos que fueron descartados. En la Tabla 4.3 se resumen las longitudes finales de las series.

Tabla 4.2.- Resultados de las pruebas estadísticas en las series de Intervalos de Máxima intensidad Anual. Se indica la significancia estadística con la que verifican las pruebas y la presencia de datos atípicos.

	INDEPENDENCIA	ESTACIONARIDAD	HOMOGENEIDAD	DATOS ATÍPICOS
15	1%	5%	5%	SI
30	5%	5%	5%	SI
60	5%	5%	5%	SI
120	5%	5%	1%	NO
180	5%	5%	5%	NO
360	5%	5%	5%	NO
720	5%	5%	5%	NO
1440	5%	5%	5%	NO

Tabla 4.3.- Longitud de series de Intervalos de Máxima Intensidad anual según duración

PERÍODO	DURACIÓN									
	5	10	15	30	60	120	180	360	720	1440
1973-93/1999-2006/ 2007-13			25	33	34	34	34	34	34	34

4.6. RED DE ESTACIONES CON REGISTRO DE ALTA FRECUENCIA

La red de estaciones con alta frecuencia de registro se emplea en la presente tesis para el análisis del decaimiento areal de la lluvia. La misma se conforma de estaciones pluviométricas pertenecientes a instituciones que midieron en forma simultánea en la zona del Gran San Miguel de Tucumán.

Exceptuando la EEAOC, cuya extensa serie medida en El Colmenar se describe en el apartado anterior, el resto cuenta con breves longitudes de series (menor a 10 años), por lo que no pueden emplearse para predicción de lluvias futuras.

El establecimiento de la red fue posible al disponer el Laboratorio de Construcciones Hidráulicas (LCH) de la UNT de 7 estaciones meteorológicas automáticas, que fueron complementadas con otras operadas por el Instituto de Estudios Geográficos (IEG) y la Facultad de Agronomía y Zootecnia (FAZ) de la misma Universidad, el Laboratorio Climatológico Sudamericano (LCS), la Dirección de Recursos Hídricos de Tucumán (DRH) y varias provistas por la EEAOC.

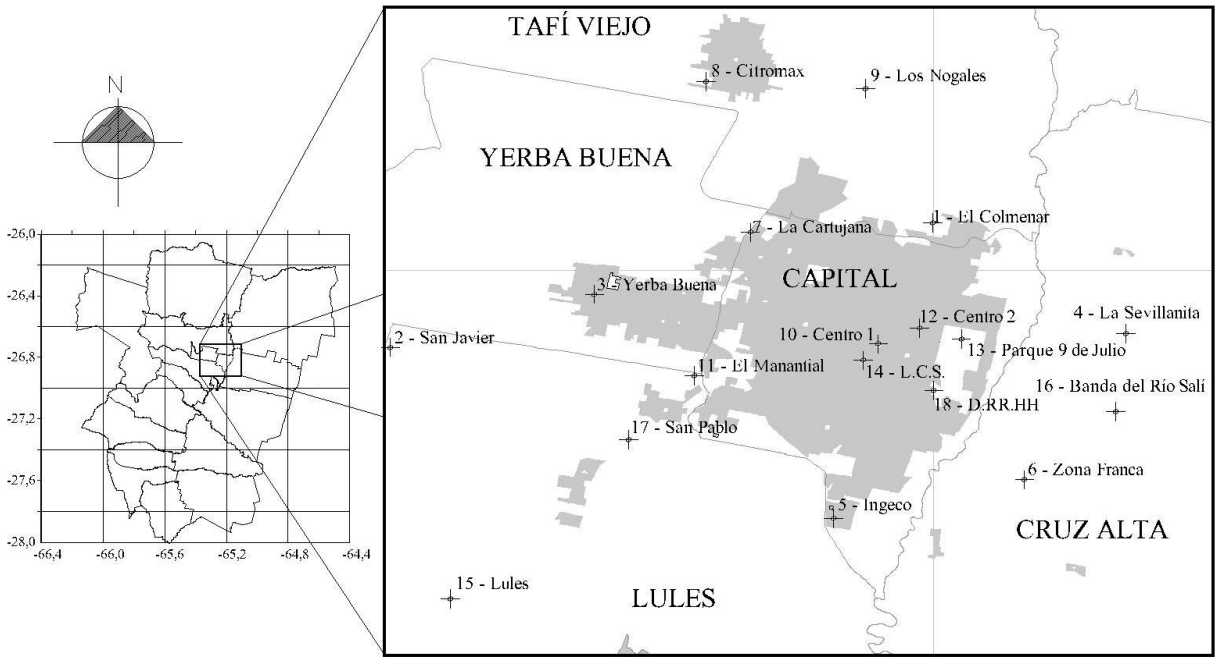


Figura 4.10.- Localización de las estaciones de medición en la zona del Gran San Miguel de Tucumán.

El período de análisis se inicia en octubre del año 2000, al ponerse en funcionamiento la red del LCH, aunque la red de medición sufrió varias modificaciones: mientras algunos pluviómetros dejaron de funcionar se incorporaron otros que permitieron analizar eventos más recientes. La

Tabla 4.4 presenta la ubicación, el intervalo de medición y la institución que opera cada una de las 18 estaciones que constituyen la red.

La zona de estudio queda definida a partir de la información disponible y abarca la capital de la provincia de Tucumán (26°49′59″S; 65°13′00″W) y ciudades satélites, incluyendo parcialmente los departamentos de Tafí Viejo, Yerba Buena, Lules y Cruz Alta (Figura 4.10). La Figura 4.11 presenta los años registrados por cada una de las estaciones, donde se destaca la Estación 1 perteneciente a la EEAOC, cuyo registro en El Colmenar abarca los 16 años hidrológicos analizados, constituyendo una referencia para el estudio.

Tabla 4.4.- Estaciones meteorológicas utilizadas en el área de estudio: ubicación geográfica, altitud, resolución temporal y fuente de los datos.

N	ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD	COTA (m s.n.m.)	INTERVALO (min)	FUENTE
1	El Colmenar	26º 47' 16"S	65º11'41"W	462	30 / 15	EEAOC
2	San Javier	26º49'39"S	65º22'16"W	1363	5	IEG
3	Yerba Buena	26º48"37"S	65º18'18"W	531	5	LCH
4	La Sevillanita	26º49'23"S	65º07'58"W	482	5	LCH
5	Ingeco	26º53'00"S	65º13'39'W	433	5	LCH
6	Zona Franca	26º52'14"S	65º09'56"W	430	5	LCH
7	La Cartujana	26º47'25"S	65º15'16"W	556	15	LCH
8	Citromax	26º44'29"S	65º16'8"W	681	5	LCH
9	Los Nogales	26º44'37"S	65º13'02"W	574	5	LCH
10	Centro 1	26º49'36"S	65º12'47"W	436	5	LCH
11	El Manantial	26º50'13"S	65º16'21"W	451	30	FAZ
12	Parque 9 de Julio	26º49'30"S	65º11'10"W	471	15	I.E.G.
13	Centro 2	26º49'17"S	65º11'59"W	460	30	LCH
14	Lab. Climatológico Sudamericano	26°49'55"S	65°13'5"W	430	30	LCS
15	Lules (La Bomba)	26°54'34"S	65°21'7"W	440	15	EEAOC
16	Banda del Río Salí	26°50'59"S	65° 8'10"W	439	30	EEAOC
17	San Pablo	26º51' 27"S	65º17'39"W	423	60	EEAOC
18	Dirección de Recursos Hídricos	26º 50' 30"S	65º11'46"W	426	60	DRH

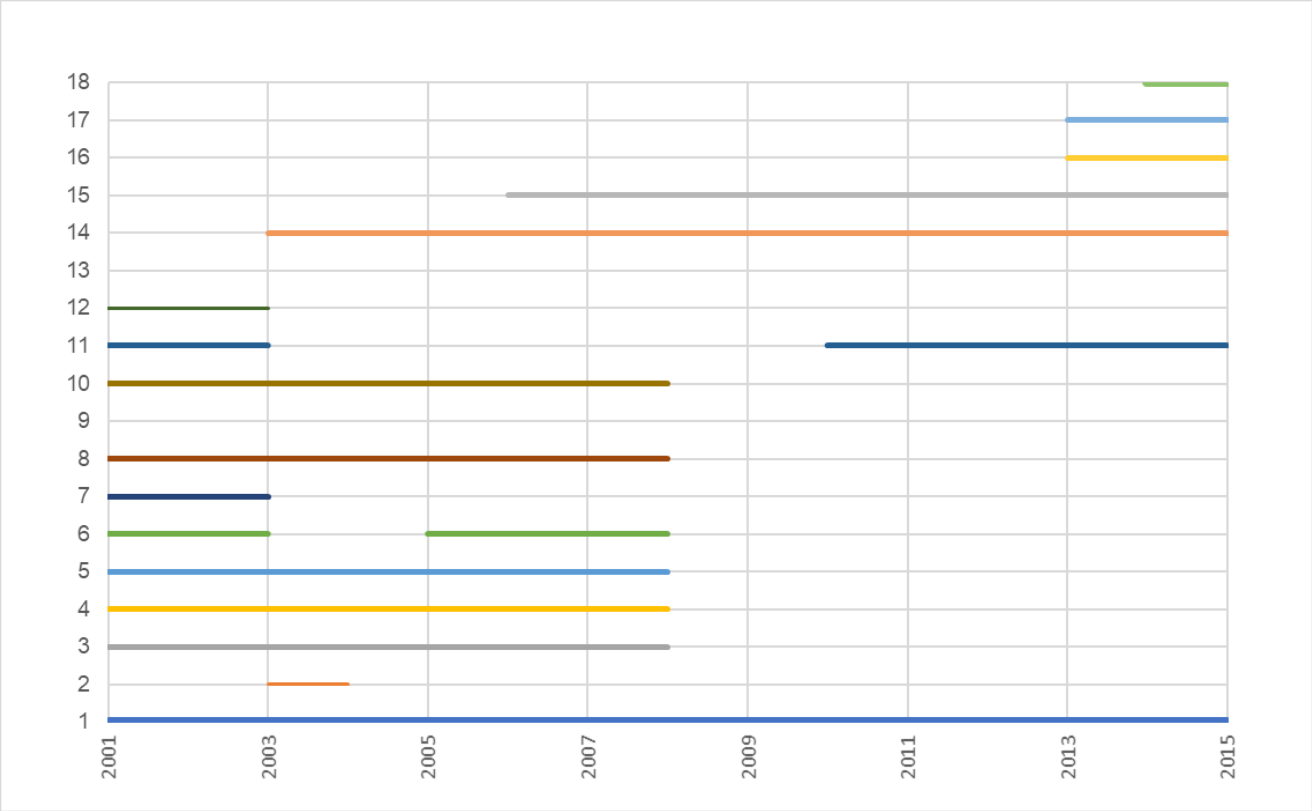


Figura 4.11.- Período de registro de cada estación de la red de medición.

4.6.1. ELECCIÓN DE LOS EVENTOS DE ANÁLISIS

La corta longitud de las series temporales registradas y el hecho de que ciertos años presenten varios episodios lluviosos superiores al máximo encontrado en otros años deriva en la utilización de series parciales, estableciendo como umbral la lámina estimada para un periodo de retorno de 5 años, recurrencia utilizada en el diseño de desagües urbanos. Se extraen dichos montos de la relación i-d-T local (ver Capítulo 5 Relaciones i-d-T), correspondientes a las duraciones 15, 30, 60, 120, 180, 360, 720 y 1440 minutos (Tabla 4.5), y se seleccionan del registro de cada estación aquellos episodios lluviosos que superan dicho umbral para alguna de las duraciones.

Tabla 4.5.- Lámina máxima estimada (H) en San Miguel de Tucumán para 5 años de recurrencia por duración.

	DURACIÓN (min)							
	15	**30**	**60**	**120**	**180**	**360**	**720**	**1440**
H (mm)	31,3	43,9	58,5	74,2	83,5	98,6	111,4	120,9

Teniendo en cuenta que la lluvia estimada a partir de la función i-d-T es el Intervalo de Máxima intensidad media esperado para la recurrencia fijada (Caamaño Nelli y García, 1999), los eventos analizados en el estudio del decaimiento areal debieran ser de la misma índole. Dado que la serie parcial empleada se compone con intensos episodios pluviales que superan cierto umbral, se definen los eventos de análisis como los Intervalos de Máxima de cada Tormenta seleccionada (IMT), según las duraciones mencionadas anteriormente.

Para su determinación se recorre el registro correspondiente a cada tormenta escogida con ventanas temporales móviles de cada una de las duraciones de interés y se extrae el máximo monto obtenido de cada una para su estudio. La mínima persistencia se justifica por tratarse de una cuenca urbana, con altas pendientes y, por lo tanto, breves tiempos de concentración. El límite superior viene dado por el tamaño de la cuenca y porque los fenómenos pluviales en la región no prevalecen, por lo general, para duraciones mayores, con lo que un intervalo más largo no aportaría información al algoritmo. Se impone un mínimo de 6 registros simultáneos para que la tasa de decaimiento areal estimada sea confiable, siempre y cuando su distribución sea adecuada para cubrir el territorio.

Finalmente, las tormentas que superaron el umbral impuesto resultaron 25, de las cuales 7 fueron descartadas, por no contar con un mínimo de 6 estaciones con registro simultáneo (Tabla 4.6).

Tabla 4.6.- Tormentas seleccionadas. Precipitación en mm por duración y número de estaciones activas. En negrita se destacan aquellas que superan el umbral impuesto para cada duración.

N.º	FECHA	DURACIÓN (min)								Estaciones Activas
		15	30	60	120	180	360	720	1440	
1	28/11/2000	**40,40**	**52,40**	**60,60**	61,80	67,40	78,00	83,60	93,80	10
2	04/01/2001	**39,40**	**58,60**	**71,60**	**83,80**	**121,20**	**124,20**	**124,40**	**124,40**	8
3	11/02/2001	**39,80**	**64,00**	**114,40**	**175,80**	**198,20**	**218,20**	**238,00**	**238,40**	9
4	25/02/2001	**34,60**	**60,60**	**108,40**	**139,60**	**141,60**	**142,60**	**142,60**	**185,00**	11
5	04/03/2001	**42,20**	**72,20**	**91,60**	**101,20**	**101,80**	101,80	101,80	101,80	10
6	18/03/2001	**53,20**	**75,80**	**85,20**	**85,60**	**85,60**	92,80	93,80	95,60	8
7	14/04/2001	**48,60**	**67,60**	**87,40**	**88,20**	**88,20**	88,20	102,40	107,60	7
8	31/12/2004	**38,20**	**53,60**	**84,80**	**105,00**	**106,40**	**106,80**	106,80	106,80	7
9	02/01/2006	20,80	38,00	49,40	**76,40**	**78,80**	**97,60**	**114,60**	115,40	8
10	16/01/2006	23,40	**44,95**	57,40	**95,50**	**107,95**	**142,49**	**151,36**	**349,36**	6
11	05/01/2007	24,80	**45,40**	**77,00**	**101,00**	**118,60**	**136,40**	**138,20**	**138,20**	8
12	03/01/2008	**36,00**	**64,60**	**86,60**	**101,40**	**112,00**	**120,80**	**124,00**	**124,00**	8
13	18/02/2008	**43,80**	**62,60**	**74,60**	**85,40**	**90,80**	**102,80**	110,40	110,40	7
14	21/02/2008	26,40	**47,60**	**69,00**	**75,00**	75,20	75,20	75,20	75,20	8
15	11/01/2014	27,43	37,59	**60,19**	**81,53**	**93,98**	98,54	99,04	108,71	7
16	29/01/2015	29,97	**52,83**	**82,04**	**105,16**	**106,68**	**106,68**	106,68	113,00	6
17	15/02/2015	21,34	28,45	41,15	49,79	63,51	**99,57**	**120,63**	**143,70**	6
18	25/02/2015	23,64	33,17	44,20	71,60	**96,50**	**105,20**	**117,60**	119,60	6

4.7. SERIES PLUVIOMÉTRICAS DIARIAS

Los registros pluviométricos evidenciaron un importante faltante de datos en gran parte de los años medidos, lo que derivó en la necesidad de definir aquellos meses donde ocurren los máximos de precipitación, y por tanto son imprescindibles para incorporar dicho año a la serie.

Para ello, se consideraron los registros de 100 estaciones donde se encontraron 1043 años hidrológicos completos. Se determina el mes donde ha ocurrido el máximo en cada año y se realiza el análisis de frecuencia. Los resultados se exponen en el histograma de la Figura 4.12.

El resultado muestra que en el período comprendido entre abril y octubre la probabilidad de ocurrencia del máximo anual es muy baja, por lo que se consideraron los años hidrológicos sin datos en este lapso como completos a los fines de este trabajo.

Con base en trabajos antecedentes, se estableció el límite de 14 años de longitud de registro (Caamaño Nelli, 2003; Catalini, 2018), como mínimo necesario para la estimación de lluvias futuras y de 10 años para la estimación de la Precipitación Máxima Probable. Dicho umbral avala la inclusión de 195 estaciones pluviométricas, que se analizan estadísticamente para verificar su calidad.

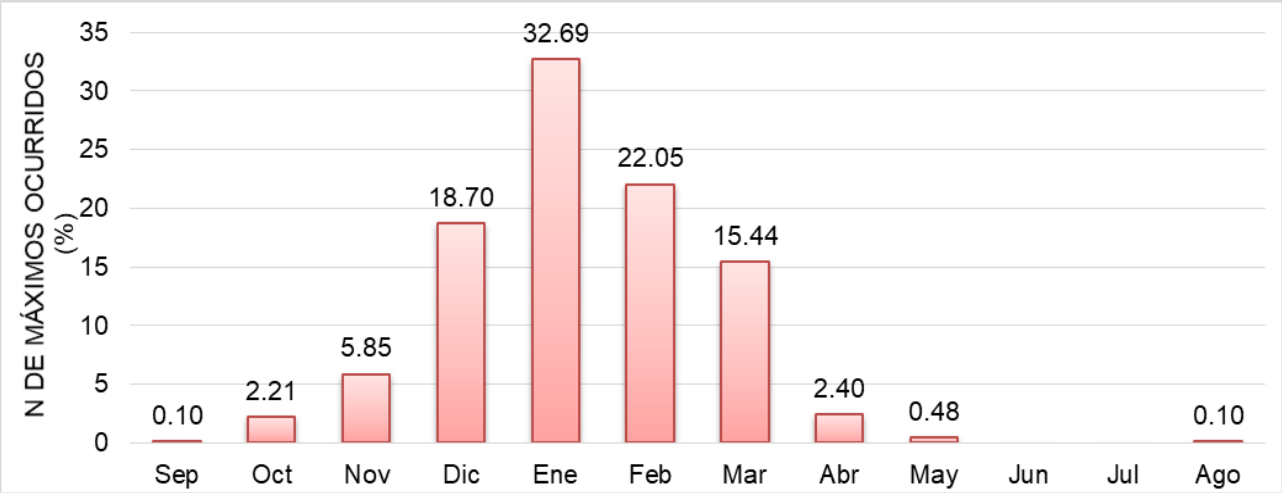


Figura 4.12.- Análisis de frecuencia de ocurrencia mensual de máximos pluviométricos.

4.7.1. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LAS SERIES DE MÁXIMOS ANUALES

Se aplican a cada una de las series las pruebas estadísticas descriptas en el apartado 4.4. Se excluyen los valores atípicos y se realiza la prueba nuevamente, descartándose la serie en caso de que la longitud de registro caiga por debajo del umbral fijado previamente (10 años). En el resto de las pruebas realizadas se acepta como suficiente un grado de significancia del 1%. La Tabla 4.7 presenta las estaciones descartadas para transponer la relación i-d-T, según las pruebas realizadas. Para la predicción de PMP, en cambio, las estaciones Piedra Blanca, La encrucijada y El Tuyango fueron tomadas en cuenta.

Desafortunadamente, muchas de las estaciones pluviométricas que conforman la red de medición no funcionan en la actualidad, por lo que debió investigarse su antiguo emplazamiento. La Tabla 4.8 enseña aquellas que fueron descartadas al no haberse conseguido su localización.

Finalmente, la red pluviométrica de la región queda constituida por 167 estaciones pluviométricas (Tabla 4.9) cuya longitud de serie supera los 10 años. La Figura 4.13 presenta la distribución de estaciones según la longitud de serie de sus registros. Las 29 estaciones con longitud de serie entre 10 a 13 años sólo se emplean para el análisis de la Precipitación Máxima Probable. Se observa que el umbral impuesto de 14 años permite la inclusión de 56 estaciones que tienen entre 14 a 20 años de longitud ampliando la cobertura de la red, donde 31 exceden los 30 años y sólo 2 estaciones superan los 50 años de registro. La Figura 4.14 presenta la distribución territorial de las estaciones seleccionadas. Si bien la red cuenta con una vasta cobertura espacial, tiene una distribución irregular con una gran concentración de estaciones en la zona del Gran San Miguel de Tucumán alrededor de la cual se establece la región de mayor productividad económica de la provincia.

Tabla 4.7: Estaciones descartadas por no verificar las pruebas estadísticas realizadas.

ESTACIÓN	DATOS ATÍPICOS	INDEPENDENCIA	ESTACIONARIEDAD	HOMOGENEIDAD
Lote 12-14	-	No verifica	Verifica	Verifica
La Florida	-	Verifica	No verifica	No Verifica
Macomita	-	Verifica	Verifica	No Verifica
Lote 11-15	-	Verifica	Verifica	No Verifica
Muñecas	-	Verifica	Verifica	No Verifica
Santa Rosa de Leales	-	Verifica	Verifica	No Verifica
Piedra Blanca	No verifica	-	-	-
La Cruz	-	No verifica	Verifica	Verifica
La encrucijada	No verifica	-	-	-
Dique El Tala	-	Verifica	No verifica	Verifica
Mercedes	-	Verifica	No verifica	Verifica
Monteagudo	-	Verifica	No verifica	No verifica
Casas Viejas (DRH)	-	Verifica	Verifica	No verifica
Las Mesadas	-	Verifica	No verifica	Verifica
Potrero de lasTablas	-	Noverifica	Verifica	Verifica
San Pedro de Colalao	-	Verifica	No verifica	Verifica
El Tuyango	No verifica	-	-	-
Famaillá (DRH)	-	Verifica	Verifica	No verifica
Ticucho	-	Verifica	Verifica	No verifica
San Pedro de Colalao	-	Verifica	No Verifica	Verifica

Tabla 4.8.- Estaciones descartadas por no existir información sobre su localización geográfica.

ESTACIÓN	DEPARTAMENTO	FUENTE
La Tala	Cruz Alta	RRHH
Estación 44-Chicligasta	Chicligasta	RRHH
Cocha Molle	Chicligasta	RRHH
Obras Sanitarias	Río Chico	RRHH
Estación 60-Km 24	-	RRHH
Colonia I	Cruz Alta	EEAOC
Lote 3-4	Burruyacú	EEAOC
La Banda	Famaillá	EEAOC

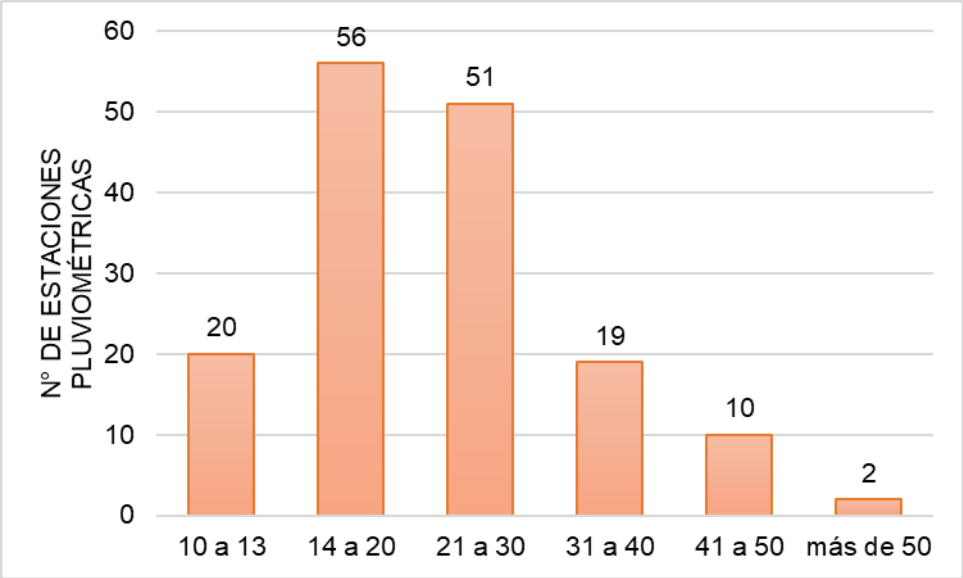


Figura 4.13.- Longitud de serie de las estaciones pluviométricas.

Tabla 4.9.- Estaciones pluviométricas seleccionadas

N°	Nombre estación	Latitud	Longitud	a.s.n.m.	Long. de serie	Fuente
1	Leocadio Paz	-26,15072	-65,28975	797	25	DRH
2	Las Arcas	-26,17097	-65,32294	814	24	DRH
3	San José	-26,28122	-65,26119	746	26	DRH
4	Dique Tacanas	-26,27694	-65,52250	1240	30	DRH
5	Dique La Higuera	-26,38702	-65,46650	1178	16	DRH
6	El Simbolar	-26,24216	-65,33908	852	25	DRH
7	Chulcas	-26,19463	-65,47805	1154	32	DRH
8	Villa Nueva	-26,72500	-64,82333	419	18	DRH
9	Tala Pozo	-26,67333	-64,77361	430	34	DRH
10	Villa Benjamín Araoz	-26,55822	-64,79902	563	35	DRH
11	Ralos Mayo	-26,89679	-65,00180	409	39	DRH
12	Dique La Aguadita	-26,75008	-65,15369	472	35	DRH
13	La Calera rrhh	-26,61405	-65,04191	704	25	DRH
14	Dique Santa Isabel	-27,40305	-65,44194	335	26	DRH
15	Dique Marapa	-27,62052	-65,69441	434	24	DRH
16	La Cocha	-27,77183	-65,60630	474	31	DRH
17	La Invernada	-27,64250	-65,56250	378	22	DRH
18	7 de Abril	-26,29138	-64,50083	410	19	FGMB
19	Alabama	-26,81077	-64,98491	463	34	IC
20	Atahona	-27,41805	-65,28861	308	20	FGMB
21	Bella Vista	-27,03138	-65,30388	362	20	FCN
22	Benjamín Paz 2	-26,39388	-65,29972	780	22	EEAOC
23	Cañete	-26,88902	-64,87416	423	17	FGMB
24	Chañar Pozo	-27,19277	-65,24638	325	24	INTA
25	Choromoro	-26,41138	-65,32083	813	20	FGMB
26	Colombres	-26,89305	-65,10694	415	21	FGMB
27	Colombres Cpo de riego	-26,88197	-65,11030	421	36	DRH
28	Colonia III	-26,89111	-65,06222	416	15	ICA
29	Concepción ferrocarril	-27,34472	-65,58777	371	20	FGMB
30	Dique Tajamar	-26,50413	-64,87935	733	15	DRH
31	El Cadillal	-26,67861	-65,25000	692	21	FGMB
32	El Chilcal	-27,03981	-65,05422	360	20	IC
33	El Molino	-27,33650	-65,70233	457	28	DRH
34	Gob. Piedra Buena	-26,74055	-64,65000	357	18	FGMB
35	Ingenio Concepción	-26,83859	-65,15190	433	43	IC
36	Lolita	-26,88451	-64,95142	414	40	IC
37	Los Pocitos	-26,78566	-65,21671	480	29	IC

N°	Nombre	Latitud	Longitud	a.s.n.m.	Long. de serie	Fuente
38	Los Ralos	-26,88472	-64,99222	416	21	FGMB
39	Los Sosa	-27,14746	-65,53331	370	47	EEAOC
40	Lote 1-2	-26,80198	-65,10774	469	33	IC
41	Lote 5-8	-26,81304	-65,03981	454	33	IC
42	Lote 9-10	-26,80262	-65,01034	465	42	IC
43	Lules 4	-26,92472	-65,34083	417	20	FGMB
44	M.G. Fernandez	-26,95722	-65,27277	383	21	FCN
45	Maravilla	-26,86053	-65,09113	434	42	IC
46	Mate de Luna	-26,85055	-65,20083	420	18	FGMB
47	Monte Bello	-27,37777	-65,74777	517	29	EEAOC
48	Monte Redondo	-27,45916	-65,60638	371	15	ISB
49	Monte Redondo 2	-26,78168	-64,88254	434	23	EEAOC
50	Monteros	-27,17000	-65,49472	358	19	FGMB
51	Pacará	-26,90083	-65,14750	406	20	FGMB
52	Padilla	-27,01750	-65,37944	369	47	INTA
53	Pampa Pozo	-26,49444	-64,51555	372	17	FGMB
54	Potrero del Clavillo	-27,40138	-65,97833	1392	62	EEAOC
55	Río Colorado	-27,14833	-65,35694	335	21	FGMB
56	Río Seco	-27,26722	-65,56083	376	20	FCN
57	Rodeo Grande	-26,87555	-65,75750	2205	20	EEAOC
58	Ruiz de los Llanos	-26,11388	-65,27777	815	15	FGMB
59	Rumi Punco	-27,98638	-65,56250	514	29	DRH
60	San Andrés	-26,89972	-65,19611	404	21	FGMB
61	San Felipe	-26,88000	-65,23805	401	19	FGMB
62	San Ignacio	-27,75061	-65,60005	463	18	EEAOC
63	San Luis	-26,87232	-65,02065	419	43	IC
64	San Miguel	-26,95249	-65,09155	390	31	IC
65	San Miguel de Tucumán	-26,78722	-65,19555	474	106	EEAOC
66	San Miguel de Tuc. CC	-26,82750	-65,21527	442	18	FGMB
67	San Pablo	-26,87055	-65,31861	430	14	EEAOC
68	San Pablo 2	-26,87111	-65,30944	412	19	FGMB
69	San Pedro	-26,90629	-65,23338	397	41	IC
70	San Ramón	-27,09750	-65,32694	344	14	FCN
71	Santa Ana	-27,47277	-65,68277	403	34	EEAOC
72	Simoca	-27,26388	-65,35194	325	20	FGMB
73	Solco	-27,28944	-65,73000	546	14	EEAOC
74	Taco Ralo	-27,83694	-65,19722	346	17	FGMB
75	Tafí Viejo	-26,73638	-65,25333	611	21	FGMB

N°	Nombre	Latitud	Longitud	a.s.n.m.	Long. de serie	Fuente
76	Tapia	-26,59277	-65,27916	692	21	FGMB
77	Taruca Pampa	-26,57083	-64,83000	550	14	EEAOC
78	Timbó Viejo	-26,68341	-65,13663	565	21	DRH
79	Trancas 2	-26,23222	-65,28555	781	21	FGMB
80	Villa Alberdi	-27,58500	-65,61611	379	18	FCN
81	Vipos	-26,48166	-65,34666	788	18	FGMB
82	Zarate Norte	-26,21727	-65,38741	890	16	DRH
83	El Arenal	-26,78900	-64,58100	322	22	SRHN
84	San Pedro	-28,03900	-65,06800	393	24	Particular
85	El Charco	-27,31100	-64,64200	308	16	Particular
86	Rapelli	-26,46900	-64,46100	358	25	FGMB
87	Termas de Río Hondo	-27,57700	-64,70000	305	27	FGMB
88	De Las Conchas	-26,11200	65,823000	2058	18	SRHN
89	Chuscha	-26,08300	-66,00000	1664	47	SRHN
90	Rosario de la Frontera	-25,79864	-64,96754	797	28	FGMB
91	Los Castillos	-27,90700	-65,96700	1874	15	DHC
92	Dique La Cañada	-28,18700	-65,52100	627	15	DHC
93	Guayasán	-27,95000	-65,16700	384	20	DHC
94	San Antonio	-27,88300	-65,71700	1230	19	DHC
95	La Banderita	-27,33333	-65,93333	1567	15	SRHN
96	Los Hornitos	-27,32244	-65,91427	1179	22	SRHN
97	Piedra Grande	-27,31244	-65,81758	745	27	SRHN
98	Yampa II	-27,17916	-65,84111	1335	23	SRHN
99	Las Higueras	-27,31277	-65,69333	439	18	SRHN
100	El Nogalito	-26,78611	-65,47055	993	27	SRHN
101	Casa de Piedra	-27,28333	-65,91138	1203	26	SRHN
102	Leon Rouges	-27,21944	-65,52694	369	21	FGMB
103	Las Tipas	-26,66111	-65,40250	1061	21	EEAOC
104	Las Cejas	-26,89055	-64,74250	335	21	FGMB
105	Lamadrid	-27,64611	-65,24916	294	20	FGMB
106	La Ramada	-26,68861	-64,94500	554	22	IC
107	La Trinidad	-27,41111	-65,52222	352	14	ILT
108	La Corona	-27,35583	-65,60222	378	16	EEAOC
109	Iltico	-27,33500	-65,65222	410	14	ILC
110	Gral Paz	-26,89991	-65,10406	412	41	IC
111	Famaillá	-27,05444	-65,40694	363	18	FGMB
112	Fronterita	-27,03305	-65,45611	390	36	IIF
113	Pie de Medano	-26,95000	-66,25000	2355	15	SRHN

N	Nombre	Latitud	Longitud	a.s.n.m.	Long. de serie	Fuente
114	Benjamín Paz	-26,36833	-65,29388	764	18	FGMB
115	Ingenio Cruz Alta	-26,88750	-65,10194	420	22	ICA
116	La Calera ingenio	-26,75978	-65,10146	508	40	IC
117	El Rincón	-27,46666	-65,76666	560	20	DRH
118	El Sacrificio	-27,59175	-65,61261	380	18	DRH
119	Cochuna	-27,32333	-65,92333	1255	15	DRH
120	El Naranjo	-26,66000	-65,04833	646	27	DRH
121	Ingenio Santa Bárbara	-27,45888	-65,60666	371	14	ISB
122	La Argentina	-26,54694	-64,65219	421	10	EEAOC
123	Cañitas	-26,83400	-65,29513	452	13	EEAOC
124	Los Pereyras	-26,95945	-64,88059	388	24	DRH
125	Colonia II	-26,88705	-65,07369	417	11	ICA
126	Lules 2	-26,87082	-65,41000	649	14	EEAOC
127	Camino a la Quebrada	-26,89149	-65,37428	490	18	DRH
128	La Reducción	-26,95444	-65,35277	394	12	DRH
129	Sauce Huascho	-26,99111	-65,44777	419	11	EEAOC
130	Acheral	-27,12208	-65,46797	358	10	FGMB
131	Villa Quinteros	-27,25236	-65,55019	375	10	DRH
132	Arcadia	-27,30444	-65,57666	375	10	FGMB
133	El Corte	-27,41666	-65,85	795	10	DRH
134	Aguilares 3	-27,42772	-65,62211	376	18	DRH
135	Rio Chico	-27,47805	-65,62694	372	10	FCN
136	Los Sarmiento	-27,41472	-65,69277	398	17	DRH
137	Casas Viejas 2	-27,78636	-65,49019	378	12	EEAOC
138	Owanta	-26,86301	-65,29804	412	10	EEAOC
139	AguilaresFerrocarril	-27,42888	-65,61805	376	18	FGMB
140	Piedritas	-26,78368	-65,12274	478	40	IC
141	Choromoro 2	-26,41105	-65,31863	803	20	DRH
142	El Siambón	-26,7175	-65,44333	1113	13	EEAOC
143	Concepción RRHH	-27,34833	-65,59611	374	26	DRH
144	La Virginia	-26,72219	-64,90986	495	25	DRH
145	El Sunchal	-26,61361	-65,04805	674	28	DRH
146	Dique San Carlos	-27,08333	-65,3	348	34	DRH
147	Dique Las Colas	-26,22222	-64,53361	441	17	DRH
148	Puesto de Los Uncos	-26,45666	-64,70888	533	12	EEAOC
149	Cochuchal	-26,82277	-65,11277	453	13	DRH
150	La Tala	-26,9925	-65,05805	376	34	EEAOC
151	Yerba Buena	-26,80833	-65,29944	496	11	EEAOC

N	Nombre	Latitud	Longitud	a.s.n.m.	Long. de serie	Fuente
152	Villa de Trancas	-26,23211	-65,27711	772	31	DRH
153	La Fronterita	-27,03305	-65,45666	390	24	IF
154	La Banda	-27,03333	-65,36666	362	15	EEAOC
155	Alberdi RRHH	-27,62236	-65,66502	186	27	DRH
156	El Churqui	-26,92422	-63,76672	356	20	DRH
157	Los Córdobas	-27,50444	-65,565	438	26	DRH
158	Yánima	-27,65947	-65,65325	368	14	DRH
159	Agua Dulce	-27,02166	-65,01361	317	10	EEAOC
160	Gobernador Nougués	-26,88277	-65,22	496	19	FGMB
161	Cocha Molle	-27,23833	-65,68494	933	23	DRH
162	El Brete	-26,09680	-65,39244	699	34	DRH
163	El Cajón	-26,5065	-64,87613	597	13	DRH
164	La Cruz del Medio	26,640305	-64,92747	431	10	EEAOC
165	Central DRH	-26,82611	-65,19330	389	16	DRH
166	Ranchillos	-26,95291	-65,04855	364	25	DRH
167	La Montañita	-27,05452	-65,40625	414	12	EEAOC

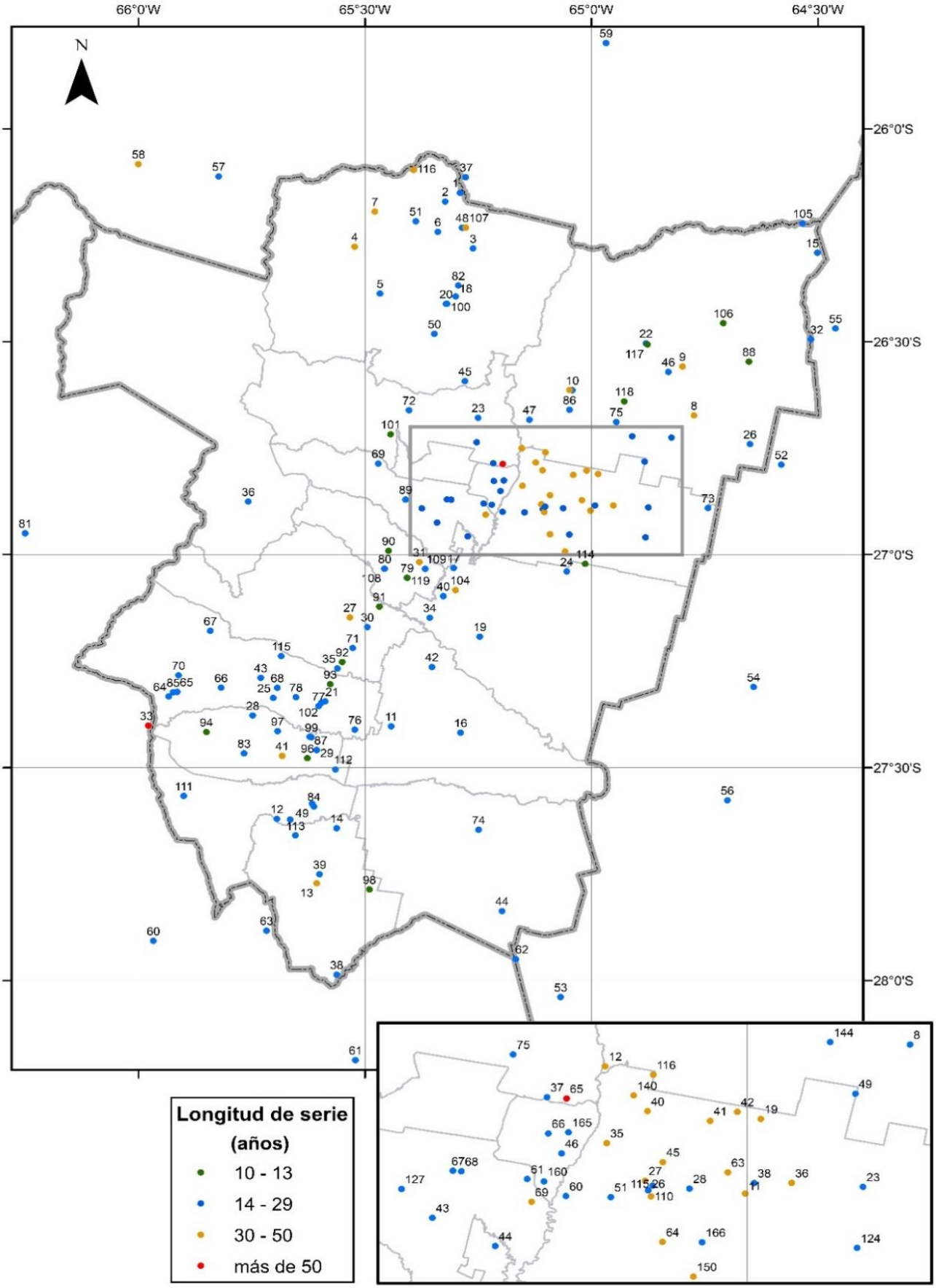


Figura 4.14.- Red pluviométrica del sistema experimental.

4.8. CONCLUSIONES

La lluvia de diseño, por su carácter hipotético, se determina a partir del análisis estadístico de series históricas, con lo que la recopilación, organización y procesado de la información representan la piedra basal de su definición.

El análisis exhaustivo de la información recopilada posibilita su máximo aprovechamiento, descartando todo registro sujeto a incertidumbres inaceptables. Los datos encontrados en el sistema experimental resultaron suficientes para el desarrollo de la presente tesis, donde se dispone de una larga serie de registros de alta frecuencia para la calibración del modelo de predicción de lluvias máximas, una densa red de pluviómetros diarios para su adaptación a sitios distantes y una red de pluviómetros de alta frecuencia con registro simultáneo para el estudio de la distribución espacial de la lluvia.

Para la determinación de la función i-d-T se emplea una serie que combina observaciones de diferentes aparatos pertenecientes a la EEAOC. El contraste de los registros pluviográficos con las mediciones diarias evidencian importantes faltantes por lo que se descartan los años 1975, 1976 y 1982. La elección de la serie a utilizar, dada la simultaneidad de mediciones entre aparatos, se realiza a partir de la correlación en términos de PTA, contrastando con los valores medidos con el pluviómetro. Si bien ambos registros mostraron una buena correlación, se escoge los registros del PAF V por su mayor similitud. La serie definitiva es, finalmente, producto de una conjunción de 19 años de datos continuos registrados con el pluviógrafo, 8 años registrados con el PAF G cada 30 minutos y 7 grabados cada 15 minutos con el PAFV. La aplicación de pruebas estadísticas de homogeneidad, independencia y estacionariedad dieron buenos resultados en todas las series de IMA, con un nivel de significancia del 1%. Además, se extrajeron datos atípicos de las series en perjuicio de sus longitudes.

Los datos pluviométricos de la zona se encontraron, en mayor medida, centralizados en la EEAOC y en la DRH. Ante los frecuentes vacíos en el registro, se estudió la frecuencia de ocurrencia de máximos según los meses, concluyéndose que al contar con mediciones entre noviembre y marzo se puede considerar completo el año hidrológico, con una incertidumbre menor al 5%. Luego, se descartaron 20 estaciones para transposición de la relación y 17 para estimación de PMP, porque no pasaron las pruebas de calidad estadística, y otras 8 por no conocerse su ubicación. Finalmente, la base de datos creada consta de 167 puntos de medición, ubicados en la provincia de Tucumán y alrededores.

La incorporación de estaciones con registro de alta frecuencia de diverso origen posibilita el análisis del decaimiento areal de la lluvia en la región, donde la utilización de series parciales permite incrementar el número de eventos de análisis, con similar severidad que los obtenidos mediante series anuales. Además, el umbral fijado, asociado a una recurrencia establecida según los fines de diseño del modelo, evita el uso de un valor arbitrario como límite para considerar extremo a un evento.

5. RELACIONES I-D-T

5.1. INTRODUCCIÓN

La función i-d-T es el componente de la lluvia de diseño que formula el vínculo existente entre la intensidad media máxima, la duración y la probabilidad de no excedencia o período de retorno del evento de diseño. Representa una herramienta indispensable para el diseño hidrológico en tanto permite estimar la magnitud de la lluvia a partir de la duración y recurrencia, fijadas según las condiciones del proyecto y la climatología del lugar.

La principal limitante a su determinación es que requiere una serie histórica de mediciones continuas o de alta frecuencia, registradas con un pluviógrafo o una estación automática. Este tipo de instrumental no es de uso frecuente en el país, en contraposición a los pluviómetros convencionales con que se datan las láminas diarias de precipitación. En vista de la gran variabilidad espacial que presenta la lluvia, producto de los múltiples factores que intervienen en su generación, la relación i-d-T sólo es representativa del sitio donde se registra la serie. Es por ello que, se torna necesario el empleo de un modelo que permita transponer la gráfica, incorporando las condiciones locales del sitio de destino.

En el presente capítulo se determina la relación i-d-T a partir de la serie registrada en la Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres (EEAOC) (ver Capítulo 4 Análisis de la Información). Parte de los datos disponibles fueron registrados con lapsos de medición de 15 y 30 minutos, lo que lleva a estudiar el efecto de dicho lapso en la lluvia estimada. Seguidamente, se define la zona de transposición dentro de la cual se puede adaptar el modelo bajo hipótesis de homogeneidad climática. Finalmente se presentan mapas de distribución espacial de intensidades máximas esperables, para una duración definida y varias recurrencias.

5.2. EL MODELO DIT

La intensidad media de lluvia caída, $\mathrm{i_{d,T}}$, se define como el cociente entre la altura caída, $\mathrm{h_{d,T}}$, y la duración, d:

$$\mathrm{i_{d,T}} = \frac{\mathrm{h_{d,T}}}{\mathrm{d}}\ 60\frac{\mathrm{min}}{\mathrm{hora}} \qquad \textbf{(5.1)}$$

La altura se puede plantear como producto de la lámina diaria $\mathrm{h_T}$, de recurrencia T (acumulada en el pluviómetro entre fechas de registro sucesivas, a la misma hora) por un factor de proporcionalidad variable según la duración, $R_{\mathrm{d,T}}$:

$$h_{\mathrm{d,T}} = \mathrm{h_T}\ R_{\mathrm{d,T}} \qquad \textbf{(5.2)}$$

Reemplazando la expresión (5.2) en la (5.1) se obtiene que

$$\mathrm{i_{d,T}} = \frac{R_{\mathrm{d,T}}\ \mathrm{h_T}\ 60}{\mathrm{d}} \tag{5.3}$$

o bien

$$\ln \mathrm{i_{d,T}} = \ln R_{\mathrm{d,T}} + \ln \mathrm{h_T} + \ln 60 - \ln \mathrm{d} \tag{5.4}$$

El factor $R_{\mathrm{d,T}}$ es el cociente entre la lámina diaria, medida con horario fijo cotidianamente, y la correspondiente a la duración d, de recurrencia mayor que T. Asumir la permanencia de este factor dentro de la zona de transposición es lo que avala el traslado de la función i-d-T a aquellos sitios donde la lluvia diaria, $\mathrm{h_T}$, sea el único dato.

Teniendo en cuenta que elegir la función de distribución de probabilidad (FDP) óptima no es el objetivo, se asume la FDP Lognormal como representativa de los máximos de precipitación del sistema experimental, hipótesis que debe ser verificada. Por definición, si una variable x es Lognormal, la variable transformada $y = \ln x$ se distribuye normalmente. Dado que la integral de la distribución normal no es invertible, no es posible estimar analíticamente el valor de la variable a partir del período de retorno. Ante este hecho, Chow (1951) propuso la ecuación general de frecuencia hidrológica:

$$y = \mu_y + \emptyset_y\, \sigma_y \tag{5.5}$$

donde μ_y es la media de la serie, σ_y su desvío estándar y $\emptyset_y$ el factor de frecuencia, definido como el número de desviaciones estándar del dato menos la media. Dado que y tiene distribución normal y es simétrica, $\emptyset_y$ depende sólo del período de retorno y también resulta normalmente distribuido. Para obtener una solución analítica de la ecuación (3.2) se emplea la siguiente expresión deducida por Caamaño Nelli y García (1997) que permite reemplazar el factor de frecuencia normal por el período de retorno:

$$\emptyset_y = 2{,}584458\ (lnT)^{3/8} - 2{,}252573 \tag{5.6}$$

De esta forma, la lámina máxima diaria, así como la correspondiente a cualquier otra duración, pueden expresarse según (3.2) de la siguiente forma:

$$\ln \mathrm{h_{d,T}} = \mu_d + \emptyset_y\ \sigma_d \tag{5.7}$$

$$\ln \mathrm{h_T} = \mu + \emptyset_y\, \sigma \tag{5.8}$$

siendo μ_d y μ las medias de los logaritmos de las láminas de duración d y 1 día, y σ_d y σ las respectivas desviaciones estándar. Definiendo $\Delta\mu = \mu_d - \mu$ y $\Delta\sigma = \sigma_d - \sigma$, de (5.2), (5.7) y (5.8) resulta:

$$\ln \mathrm{R_{d,T}} = \Delta\mu + \emptyset_y\ \Delta\sigma \tag{5.9}$$

Reemplazando $\ln \mathrm{h_T}$ y $\ln \mathrm{R_{d,T}}$ en la expresión (5.4) y reordenando, se obtiene:

$$\ln \mathrm{i_{d,T}} = \emptyset_y\, \sigma + (\Delta\mu - \ln \mathrm{d}) + \emptyset_y\ \Delta\sigma + \mu + \ln 60 \tag{5.10}$$

Donde el término $\emptyset_y\ \sigma$ depende de la recurrencia, $(\Delta\mu - \ln d)$ depende de la duración, $\emptyset_y \cdot \Delta\sigma$ de ambas variables y $\mu + \ln 60$ resultan independientes. Esta igualdad se cumple aún si las láminas no se distribuyen lognormalmente, pero en ese caso se debe plantear el factor de frecuencia de forma distinta que en (5.6).

Con el objetivo de obtener una función continua de la duración, se ajusta todos los términos dependientes de la duración a una ecuación de la siguiente forma:

$$(\Delta\mu - \ln d) + \emptyset_y\ \Delta\sigma = \alpha\, \emptyset_y + \beta\, \delta_y + \gamma \qquad \textbf{(5.11)}$$

donde $\delta_y = (\ln d)^q$ y los parámetros α, β y γ se ajustan por regresión lineal contra δ_y.

Finalmente, se obtiene la expresión final del Modelo DIT (Caamaño Nelli y García, 1999) que expresa a la intensidad media máxima esperable como una función continua de la recurrencia y la duración:

$$\ln i = A\, ø - B\ \delta + C \qquad \textbf{(5.12)}$$

Donde $A = \sigma + \alpha$, $B = -$ ß y $C = \mu + \ln 60 + \gamma$, siendo μ y σ la media y el desvío estándar de la serie de logaritmos de máximos anuales.

El algoritmo propuesto resulta conveniente por su sustento conceptual, expresión analítica continua y porque permite transponer la función i-d-T de forma sencilla a estaciones pluviométricas que se constate que pertenecen a la misma zona hidrometeorológica. Esto es así, pues las condiciones locales se expresan en forma explícita al asignar un rol a la lluvia diaria, con lo que el traslado se lleva a cabo vinculando paramétricamente las estaciones pluviográficas base con las de la red pluviométrica satélite.

El modelo cuenta en principio con 4 parámetros (A, B, C y q), aunque estudios más recientes (Caamaño Nelli et al, 2010) fundamentan que q podría tomar un valor fijo e igual a 5/3 sin pérdida significativa de representatividad en sus resultados. Esta alternativa se evalúa según las condiciones experimentales del presente estudio.

5.2.1. EVALUACIÓN DE MODELOS PROBABILÍSTICOS TEÓRICOS

Asumir la FDP Lognormal como representativa de los máximos de precipitación del sistema experimental es una decisión que debe ser comprobada. Para ello, se compara el comportamiento de tres funciones teóricas usadas en hidrología frecuentemente para describir valores extremos: Lognormal, Gumbel y Gamma. Se considera la forma de la FDP mediante la prueba de Kolmogorov-Smirnov, y la distorsión en los valores extremos utilizando la suma de diferencias al cuadrado de los últimos 5 puntos. Finalmente, la Función Objetivo (FO) que cuantifica la bondad de ajuste es el producto de ambos índices, siendo mínima para la mejor FDP (Caamaño Nelli y García, 1999).

El procedimiento se aplica a las series de Intervalos de Máxima intensidad Anual (IMA) de las duraciones estudiadas (ver Capítulo 4 Análisis de la Información) y a las series de Precipitación Máxima Diaria (PMD) de las 147 estaciones, con longitud de serie mayor a 14 años, que componen la red pluviométrica de la provincia. En este último caso se realiza la sumatoria de los resultados

de la FO para comparar la FDP óptima en forma regional, ya que sólo se escogerá una para caracterizar todas las series.

5.2.2. PARAMETRIZACIÓN DEL MODELO

La calibración del modelo se realiza a partir de ternas de valores extraídos de las FDP lognormales ajustadas con las series de IMA, provenientes de la única serie con extensa longitud registrada en la EEAOC (ver Capítulo 4 Análisis de la Información). Esta metodología aplica un control indirecto a la calibración, al ser la utilización de la FDP válida por fuera del rango medido.

Las ternas de valores se componen por las intensidades máximas estadísticamente esperables para ciertos períodos de retorno establecidos a priori (2, 5 10, 15, 30, 50, 75, 100, 150 y 200 años) calculados para las duraciones de interés (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720 y 1440 minutos). Las recurrencias fueron planteadas teniendo en cuenta que, por un lado, valores menores a 2 años no son relevantes para diseño hidrológico, mientras que la extrapolación para rangos superiores a 200 años carece de verosimilitud. Se calculan los logaritmos de la variable y se ajusta el modelo mediante regresión no lineal.

5.2.3. TRASPOSICIÓN DE LA FUNCIÓN I-D-T

La técnica de transposición escogida se denomina zonalización (Caamaño Nelli *et al*., 1998) y consiste, en primer lugar, en la determinación de la zona asociada al puesto de registro, de donde provienen las mediciones de alta frecuencia. Luego, mediante un vínculo paramétrico dentro de la zona, se determinan los parámetros correspondientes a cada punto receptor.

La zona asociada a la estación base se define bajo hipótesis de homogeneidad climática. Ésta quedaría establecida, en ausencia de mayor información meteorológica, al cumplirse los siguientes requisitos (Pierrehumbert, 1977):

a) terreno similar en un radio de 5 km de ambos lugares;

b) ubicación en la misma vertiente hidrológica;

c) separación no mayor de 150 km;

e) diferencia de nivel topográfico menor que 200 m;

f) diferencia menor que 100 mm en la media de la Precipitación Media Anual (PMA), si ésta no llega a 1000 mm o diferencia menor que un 10% en zonas más húmedas.

En el modelo DIT el traslado de la curva i-d-T se realiza sustituyendo los estadísticos μ y σ, que representan respectivamente la media y el desvío estándar de la serie de logaritmos de los máximos diarios medidos en el sitio de origen, por μ' y σ', sus análogos correspondientes a la serie del lugar de destino, de la siguiente forma:

$$A' = A - \sigma + \sigma' \quad \textbf{(5.13)}$$

$$C' = C - \mu + \mu' \quad \textbf{(5.14)}$$

El reemplazo se lleva a cabo en los parámetros A y C, ya que B y q tienen carácter regional.

5.3. EFECTO DEL INTERVALO DE MEDICIÓN EN LA LLUVIA DE DISEÑO

Las series escogidas para calibrar el modelo DIT están compuestas, según lo antevisto, por mediciones tomadas con tres aparatos distintos, con lo cual parte del registro se compone de datos tomados cada 15 y 30 minutos (ver Capítulo 4 Análisis de la Información).

Aunque las series utilizadas superaron las pruebas de calidad estadísticas planteadas, la representatividad de aquellas con duración igual al lapso de registro es dudosa. A pesar de ello se opta por conservarlas, dado que eliminarlas significa una gran pérdida de información, analizando la distorsión causada por la discretización de la medición.

La técnica se aplica a los 19 años de mediciones pluviográficas, que fueron discretizadas cada 5 minutos mediante interpolación (ver Capítulo 4 Análisis de la Información), y consiste en determinar la relación entre la lámina máxima registrada con intervalos de 5 minutos y la que resultaría si se hubiera medido con intervalos mayores. Para ello, se recorre cada registro anual con precisión de 5 minutos, desplazando una ventana móvil de un intervalo mayor, hasta identificar la máxima lluvia en el año. El procedimiento se repite para ventanas de 15 y 30 minutos, utilizados actualmente en la EEAOC, y de 180 minutos, con el fin de evaluar la sensibilidad de los resultados a períodos más prolongados.

Para cada año de la serie, se determina el cociente $r_{d/l}$ según la siguiente expresión:

$$r_{d/l} = \frac{h_{d,medicion\ 5'}}{h_{d,medición\ l'}} \qquad \textbf{(5.15)}$$

donde d es la duración fijada para la lluvia y l el lapso de medición con el que fue determinada. Cabe recalcar que ambas alturas de lámina, h, tienen la misma duración, d; lo que varía es el paso de tiempo, l, con que fueron medidas: 5 minutos y 15, 30 ó 180 minutos, según lo adoptado. Los cocientes $r_{d/l}$ así calculados serán siempre mayores o iguales a 1, ya que no se obtendrá en ningún caso mayor lámina precipitada al registrarla con un lapso mayor en una misma duración.

El análisis de la incidencia del lapso de medición propuesto se basa en una técnica usada para evaluar cocientes entre láminas de distinta duración (García y Caamaño Nelli, 2003), frecuentemente empleados para determinar la lámina de lluvia para duraciones breves a partir del dato diario. En particular, se utilizan los cocientes entre valores provenientes de una distribución probabilística experimental, es decir por posiciones de gráfica, dado que la evaluación de la distorsión generada por el método de medición requiere conservar los valores medidos. Para ello se emplea la fórmula de Weibull (Chow, 1951), definida según la siguiente expresión:

$$T = \frac{n+1}{m} \qquad \textbf{(5.16)}$$

Donde n es la longitud de la serie y m el número de orden de cada elemento al ordenarlo en forma decreciente. De esas curvas empíricas se dedujeron cocientes en el rango $T \leq n+1$.

El monto de lámina máxima anual obtenido con intervalos largos depende del momento inicial tomado para su transcurso. Es decir, coincide con su homólogo proveniente de la serie original

(interpolada cada 5 minutos), si ambos intervalos están en fase, o bien, cuando esto no ocurra, podría tener un valor significativamente menor al truncarse la mayor acumulación de lluvia. Considerar la máxima diferencia encontrada generaría una sobreestimación de la incidencia evaluada, ya que difícilmente se incurra en el resultado más desfavorable para todas las duraciones de cada año de la serie. Es por ello que se consideran los cocientes calculados a partir de un recorrido de inicio arbitrario e igual al de la serie original utilizada, a fin de encontrar un coeficiente corrector de las intensidades futuras estimadas.

5.4. ANÁLISIS DE RESULTADOS

5.4.1. VERIFICACIÓN DEL MODELO PROBABILÍSTICO

En primer lugar, se verifica la representatividad de la FDP Lognormal en los máximos de precipitación anual del sistema experimental. Los resultados obtenidos para las series de distinta duración se muestran en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1.- Función Objetivo del ajuste a modelos probabilísticos teóricos en series de distinta duración en minutos.

	15	30	60	120	180	360	720	1440	TOTAL
LOGNORMAL	6,11	2,42	1,35	0,85	0,58	0,17	0,45	0,30	12,24
GUMBEL	6,38	1,92	2,40	0,82	1,12	0,11	0,46	0,31	13,49
GAMMA	12,44	11,62	0,85	1,26	1,44	0,38	0,76	0,45	29,20

Se observa que, según la FO, la FDP Lognormal tiene el mejor ajuste en las series analizadas presentado el valor mínimo en cuatro de las ocho series y en la sumatoria total. En las restantes series el resultado obtenido fue intermedio, ya que en ningún caso manifiesta el peor desempeño. Se considera, a partir de este resultado, que la FDP Lognormal representa adecuadamente las series de IMA y se justifica su aplicación para realizar estimaciones de la variable con recurrencias superiores al registro disponible.

En cuanto a la pluviometría diaria, los resultados de la FO se exhiben en la Tabla 5.2. El total regional adquiere un valor mínimo para la distribución Lognormal (899,9) y un valor máximo para la función Gamma (1026,1). Además, el número de estaciones en que ocurre el mínimo de la FO para la distribución Lognormal resulta 66, cerca de la mitad de las estaciones analizadas. A su vez, manifiesta el peor comportamiento solo en 13 de las mismas, una cantidad apreciablemente menor a las otras funciones analizadas.

Tabla 5.2: Número de estaciones con mínimo y máximo de la FO para cada FDP teórica.

	LOGNORMAL	GUMBEL	GAMMA
MÍNIMO FO	66	52	29
MÁXIMO FO	13	56	78
TOTAL REGIONAL	899,9	1019,6	1026,1

5.4.2. AJUSTE DEL MODELO DIT

Una vez ratificado el uso del modelo Lognormal como representativo de la pluviometría de la provincia, para todas las duraciones analizadas, se extraen las ternas de valores de las FDP Lognormal ajustadas a las series de IMA para la parametrización. La Tabla 5.3 exhibe los parámetros del DIT obtenidos en San Miguel de Tucumán en la EEAOC, para su versión original (4P) y avanzada con tres parámetros (3P). Al fijar el valor de q en 5/3, crece B para compensarlo, hasta 0,1458, más del doble de su valor en el DIT de cuatro parámetros. El ajuste obtenido al calibrar el modelo DIT en sus dos versiones es excelente, manifestado a través del coeficiente de determinación r2, que adquiere valores superiores a 0,99 en las dos situaciones. Se considera, por lo tanto, que el DIT 3P representa en forma verosímil la relación existente entre la intensidad, la duración y la recurrencia de las lluvias máximas anuales, lo cual ratifica su utilización en aras de la parsimonia y su adopción para continuar operando.

Tabla 5.3.- Ajuste del Modelo DIT en San Miguel de Tucumán.

VERSIÓN	A	B	C	Q	r^2
3P	0,2990	0,1458	5,3462	5/3	0,9965
4P	0,2990	0,0674	5,0071	2,0199	0,9984

La Figura 5.1 muestra dicha relación para la versión de tres parámetros del modelo DIT. La gráfica abarca un rango de duraciones entre 15 y 1440 minutos y da las intensidades medias máximas para seis períodos de retorno. Se presenta dividida mediante un corte en la duración 180 minutos, de forma de visualizar mejor los resultados para duraciones prolongadas.

En la Tabla 5.4 se contrastan los resultados obtenidos con trabajos antecedentes realizados en la región. Por un lado, se comparan las intensidades máximas de lluvia predichas con el DIT de tres parámetros (DIT 3P) con aquellas obtenidas mediante la i-d-T actualizada en el año 2005 por Lazarte Sfer para la misma estación. Dicha función es hiperbólica y abarca duraciones de 5 a 180 minutos y recurrencias entre 2 a 45 años. La curva se obtuvo mediante el ajuste a una serie de datos que combina mediciones pluviográficas (período 1973 - 1993) y datos extraídos de una gráfica anterior (serie 1946 - 1972), basada en información extraviada en la actualidad. Por otro lado, se cuenta con una calibración indirecta del modelo DIT, realizada en 2010 (Caamaño Nelli *et al*.) a partir de valores extraídos de la i-d-T de 2005, con el objetivo de regionalizar los parámetros en una amplia zona del país. La intensidad utilizada de referencia para la comparación corresponde a una recurrencia de 45 años, que es la mayor disponible en la i-d-T de 2005.

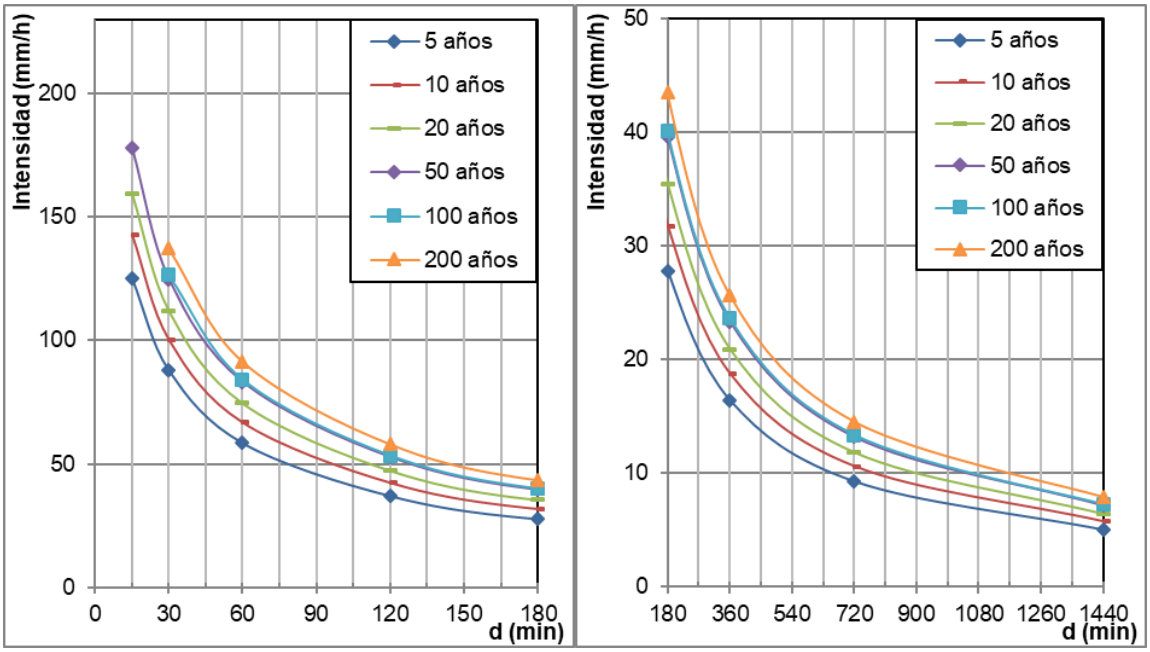


Figura 5.1.- Función i-d-T para San Miguel de Tucumán.

Tabla 5.4.- Intensidades en mm/h para una recurrencia de 45 años según antecedentes.

DURACIÓN	DIT 3P	IDT 2005	DIT 2010	DIFERENCIAS	
				IDT 2005	DIT 2010
15	177,91	172,70	148,24	-2,93	-16,67
30	124,82	116,60	111,27	-6,59	-10,85
60	83,15	73,90	80,09	-11,13	-3,68
120	52,76	50,30	55,42	-4,66	5,04
180	39,57	38,10	43,91	-3,72	10,96

Las alteraciones con respecto a la i-d-T de 2005 son notables, alcanzando un valor máximo de -11,13% para una duración de 60 minutos. Esta se explica por la utilización de una serie de datos diferente y el empleo de otro modelo para obtener la función i-d-T. Las diferencias alcanzadas con el DIT calibrado anteriormente son significativas y adquieren un valor máximo de -16,67% para una duración de 15 minutos. Este resultado evidencia la conveniencia de calibrar el modelo en base a datos medidos, debido al error en que se incurre al hacerlo mediante datos extraídos de una i-d-T preexistente.

5.4.3. DETERMINACIÓN DE LA ZONA DE TRANSPOSICIÓN

Se define el área de aplicación del modelo como la zona asociada a la única estación con información necesaria para ajustar el modelo en el sistema experimental. La gran variabilidad climática que posee la provincia de Tucumán, producto de la influencia de los cordones montañosos que la atraviesan, condiciona sustancialmente el área teniendo en cuenta las limitantes mencionadas anteriormente.

La primera condición para establecer la zona asociada al pluviógrafo se refiere a la similitud de condiciones en la estación base y satélite en un radio de 5 km. Dado que gran parte de la red pluviométrica funciona bajo los lineamientos del Servicio Meteorológico Nacional, se asume cierta

dicha condición. El segundo requisito, exige la pertenencia a una vertiente hidrológica, quedando establecida el área limitada por los cordones montañosos que la rodean, que representan sendas divisorias de aguas.

En la Figura 5.2 se observa el área limitada por la tercera (radio de 150 km de distancia horizontal desde la estación de medición) y la cuarta restricción (diferencia de 200 m de desnivel). Dado que la elevación del emplazamiento de la EEAOC es próxima a 500 m s. n. m., la zona comprendida dentro de los límites prefijados se encuentra entre los 700 y los 300 m s. n. m. y se encuentra sombreada en la Figura 5.2.

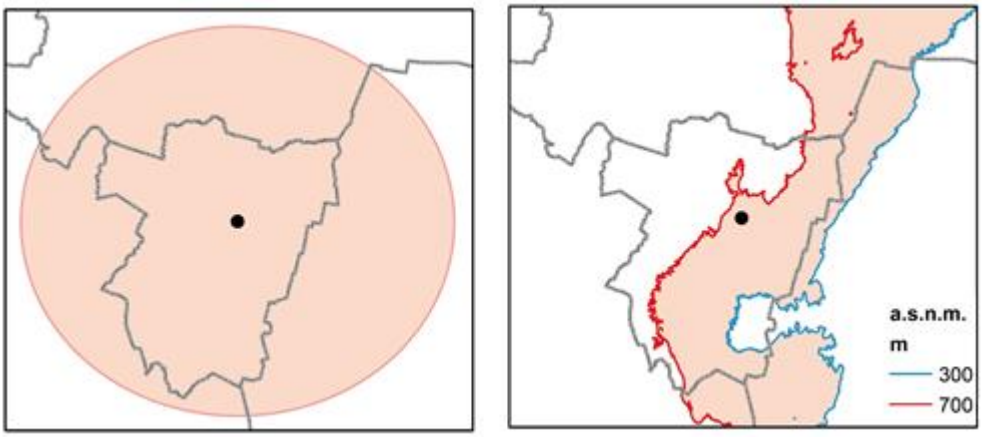


Figura 5.2.- Zona comprendida en un radio de 150 km desde la ubicación del pluviógrafo (izquierda). Área con diferencia de 200 m de desnivel (derecha).

A continuación, se evalúa el área acotadas por diferencia de 100 mm/año con respecto al pluviógrafo base, donde se registra una media en la PMA de aproximadamente 1000 mm/año.

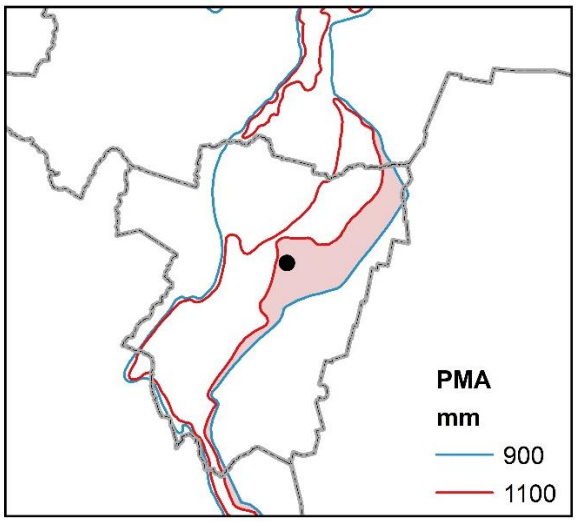


Figura 5.3.- Área con diferencia en la Precipitación Media Anual de 100 mm/año.

Se observa en la Figura 5.3 que el área limitada por una diferencia de 100 mm/año abarca una reducida región de la llanura en estudio. Considerando que el límite fue establecido originalmente para transponer información donde las condiciones meteorológicas fueran desconocidas, se estudió la homogeneidad climática de la zona con la finalidad de ampliar el alcance del modelo.

Minetti y Vargas (2005) estudian el impacto de la topografía en la variabilidad de la precipitación en la región, como análisis previo al de homogeneidad regional. Los autores analizan la correlación en la precipitación anual siguiendo dos transectas con direcciones ortogonales, tomando como base la ciudad de San Miguel de Tucumán. Al desplazarse hacia el oeste se evidencia que a sólo 65 km la correlación resulta menor al 5%, mientras que al seguir el rumbo este se observa que aún a 232 km se sostiene una correlación significativa al 5% y 1%. Los autores afirman que la rápida atenuación de la asociación hacia el oeste es debida, principalmente, al cambio en el régimen de precipitaciones que impone la gran divisoria de aguas y vapor del sistema serrano Aconquija - Cumbres Calchaquíes. Sostienen, además, que la conservación de las asociaciones a gran distancia en la dirección oriental indica la intervención de un mecanismo genético en común de las precipitaciones en ambos sectores (piedemonte y chaco semiárido). Por su parte, el análisis en dirección norte - sur permite apreciar que a 120 km al sur de San Miguel de Tucumán la correlación casi alcanza la significación del 1‰, describiendo un comportamiento similar a la tendencia observada previamente al alejarnos hacia el este de la ciudad de referencia. En cambio, si se avanza 60 km hacia el norte, el régimen de variabilidad interanual cambia y cae la correlación por debajo del 5%. Este comportamiento es propio de un régimen genético de lluvias distinto, generado al amparo del cerro de Medina-La Candelaria.

Para la determinación de zonas meteorológicamente homogéneas, Minetti y Vargas (2005) utilizan el método de Lund que estudia modelos espacio - temporales de variabilidad a partir de una matriz de correlaciones, tomando una localidad como cabecera. Los campos homogéneos de precipitaciones en el noroeste argentino (NOA) fueron determinados para el período 1941 - 80. Los campos que aparecen en la región comprenden el “Tipo 1’’ caracterizado como un régimen serrano – de piedemonte en todo el NOA, un régimen de “Tipo 2” más húmedo, lindante con el noreste argentino (NEA) con penetración hacia el NOA, el “Tipo 3” netamente puneño y el “Tipo 4” que representa una zona semiárida producto del efecto “olla” que genera la presencia de los cordones montañosos.

En la Figura 5.4 se evidencia que para un nivel bajo de exigencia en correlación (izquierda), aunque significativa (r = 0,35), la provincia queda comprendida por completo en un único campo de homogeneidad. Al elevar el nivel de exigencia (r = 0,45) aparece una segunda región en el territorio mediante el mismo análisis (derecha). Sin embargo, la llanura tucumana queda comprendida en un único campo, correspondiente al régimen de tipo serrano – de piedemonte (Tipo 1). El ensayo citado presenta el análisis análogo realizado con las precipitaciones mensuales con resultados similares. Se concluye que el elevado nivel de correlación que presentan las precipitaciones en esa área, tanto a nivel anual como mensual, comprueba que pertenecen a una zona meteorológicamente homogénea. Esto implica que las lluvias presentan una variabilidad interanual similar y que se originan por un mismo mecanismo de tormenta. Las cadenas orográficas, tanto el sistema del Aconquija al Oeste como las sierras de Medina al norte, delimitan en sus respectivas direcciones zonas con homogeneidad climática.

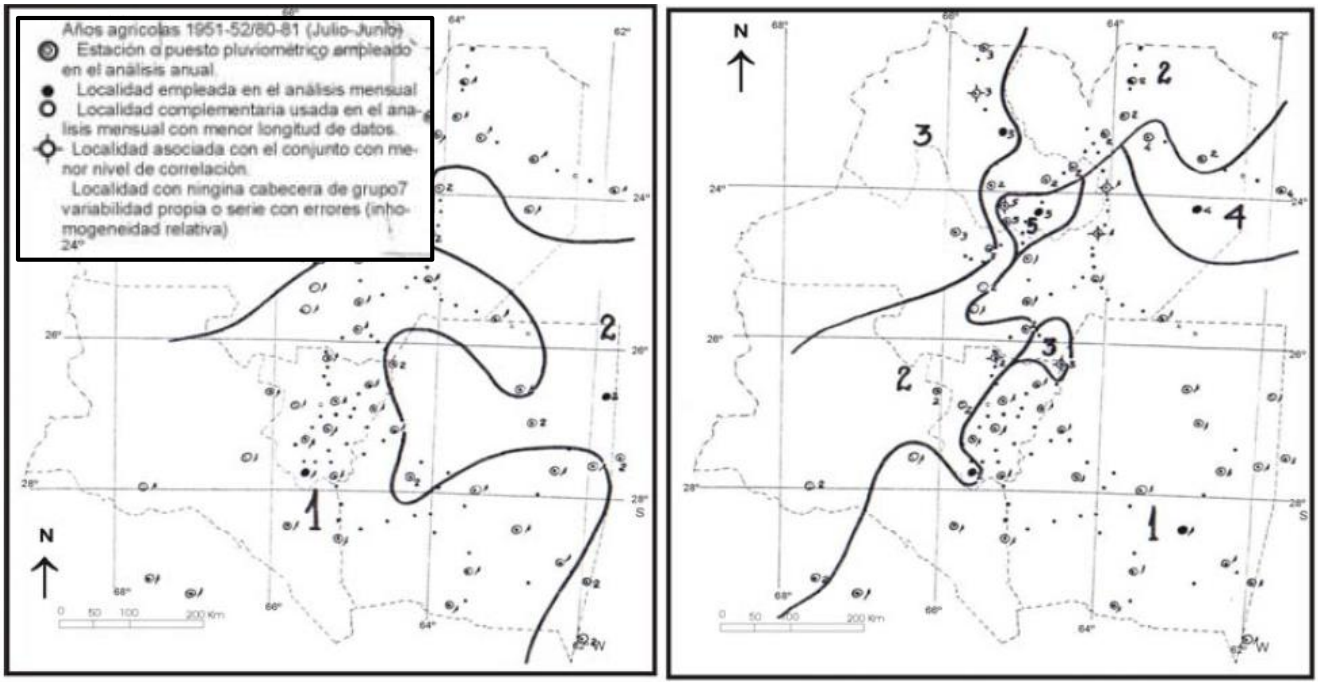


Figura 5.4.- Campos de homogeneidad obtenidos por el método de Lund en la precipitación anual, período 1941 - 1980 con nivel de correlación superior a 0,35 y 0,45. Izquierda y derecha respectivamente (Minetti y Vargas, 2005).

De esta forma, se decide relajar la limitación en cuanto a la diferencia en la PMA y se toma como máxima variación admisible 200 mm/año con respecto a la estación pluviográfica. En la Figura 5.5 se visualiza la zona ampliada al tomar una diferencia de 200 mm/año en la PMA. Dicho límite se extiende notablemente más hacia el este, dado que hacia el oeste la variación es más pronunciada por la influencia orográfica.

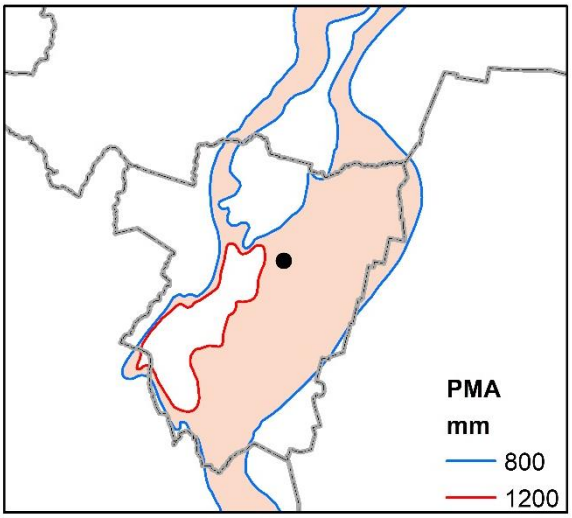


Figura 5.5.- Área con diferencia en la Precipitación Media Anual de 200 mm/año.

Finalmente se realiza la intersección de los mapas correspondientes a las limitantes postuladas y se comparan los resultados de ambos límites en la diferencia de PMA (Figura 5.6).

El área de alcance del modelo tiene gran importancia para la provincia, ante su necesidad de contar con una metodología para determinar eventos de diseño hidrológico, a partir de una única serie pluviográfica extensa. Se aprecia en la Tabla 5.5 como se amplía la cobertura del modelo desde

13,2%, al considerar una diferencia de 100 mm/año, hasta alcanzar el 45,2% con la flexibilización del criterio de la PMA, porcentaje que representa gran parte de la llanura tucumana, donde se concentra mayor parte de la población y la actividad económica de la provincia.

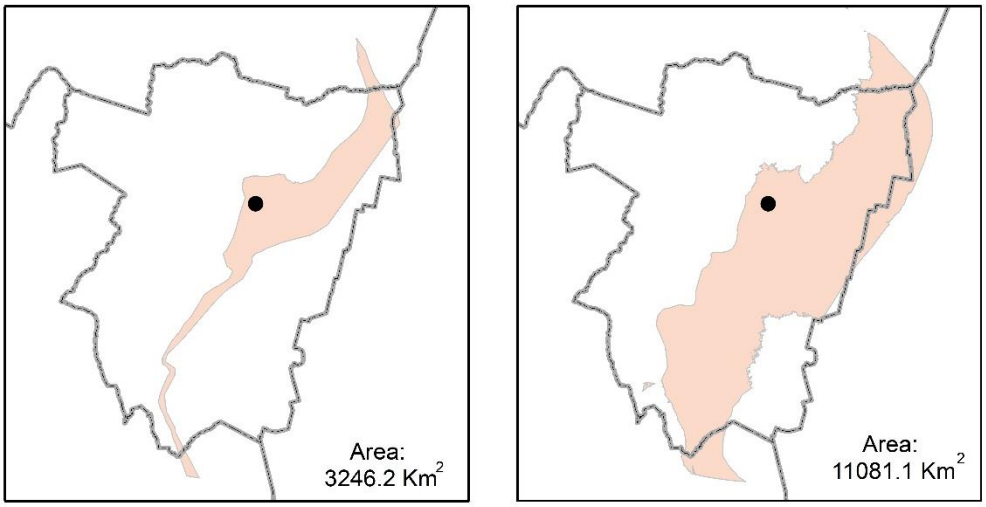


Figura 5.6.- Zona asociada al pluviógrafo al tomar diferencia de 100 mm/año en la PMA (izquierda). Zona asociada al pluviógrafo al tomar diferencia de 200 mm/año en la PMA (derecha).

Tabla 5.5.- Comparación de áreas según criterios de limitación para la diferencia de PMA.

Diferencia en la PMA (mm/año)	Área (km^2)	Superficie de Tucumán (%)
100	3246,2	13,2
200	11081,1	45,2
Total para Tucumán	24523,65	100

5.4.4. TRANSPOSICIÓN DE LA RELACIÓN I-D-T

Las estaciones ubicadas dentro de la zona de transposición fueron 103, de las que se descartaron 13 por encontrarse muy próximas a otras con mayor longitud de serie, con lo cual se considera que no aportan información relevante. Finalmente, las estaciones empleadas son 90 que si bien constituyen una cantidad importante, teniendo en cuenta la superficie de estudio, su distribución no es regular, y muchas de ellas se encuentran concentradas en los alrededores del Gran San Miguel de Tucumán. En la Tabla 5.6 se presentan los coeficientes A y C para las estaciones asociadas al pluviógrafo base.

La función i-d-T, obtenida en la EEAOC, se transpone a los pluviómetros satélites, alterando los parámetros del modelo DIT según la Tabla 5.6. El cambio en la relación i-d-T es variable según la media de la serie de logaritmos y en menor medida de su desvío estándar, alcanzando resultados similares en ciertas localidades y totalmente disímiles en otras. Este resultado evidencia la necesidad de incorporar características locales en los modelos de estimación de variables para diseño hidrológico, ya que el resultado puede variar significativamente a pocos kilómetros de distancia del pluviógrafo base.

Teniendo en cuenta que con frecuencia se requiere definir la lluvia de diseño en sitios carentes de información pluviométrica, resulta imprescindible contar con un mapa de valores de los parámetros del modelo de predicción. Para ello, se recurre a técnicas de interpolación espacial de la información puntual, generando una superficie continua de dichos valores (ver Capítulo 9 Regionalización). A partir de los mapas de distribución espacial de los parámetros es posible determinar las máximas intensidades asociadas a diferentes duraciones y recurrencias, empleando herramientas de Sistemas de Información Geográfica (SIG). La Figura 5.7 presenta, a modo de ejemplo, la distribución espacial de la intensidad estimada para 3 horas de duración asociada a diferentes períodos de retorno entre 5 a 100 años. En todos los casos, se evidencia una concentración de los mayores valores en la zona del piedemonte, donde ocurren las mayores precipitaciones en la provincia y un decrecimiento de la variable al alejarse de la zona montañosa.

Tabla 5.6.- Coeficientes A' y C' para las estaciones asociadas al pluviógrafo de San Miguel de Tucumán.

ESTACIÓN	A'	C'	ESTACIÓN	A'	C'	ESTACIÓN	A'	C'
7 de Abril	0,286	5,378	El Arenal	0,456	5,360	Aguilares 3	0,259	5,452
Alabama	0,305	5,321	El Sunchal	0,351	5,312	Aguilares Ferrocarril	0,259	5,452
Atahona	0,311	5,384	Gral Paz	0,377	5,397	Alberdi RRHH	0,516	5,323
Bella Vista	0,425	5,437	Iltico	0,342	5,418	Camino a la quebrada	0,349	5,509
Cañete	0,304	5,286	La Banda	0,272	5,498	Central DRH	0,349	5,425
Chañar Pozo	0,352	5,375	La Ramada	0,367	5,506	Concepción RRHH	0,311	5,499
Dique Marapa	0,321	5,438	La Tala	0,333	5,229	Dique La Aguadita	0,402	5,245
El Cadillal	0,370	5,337	La Trinidad	0,419	5,554	Dique Las Colas	0,179	5,518
El Chilcal	0,299	5,301	La Virginia	0,480	5,328	Dique San Carlos	0,326	5,455
El Molino	0,284	5,532	Lamadrid	0,407	5,409	Dique Santa Isabel	0,294	5,399
La Cocha	0,458	5,512	Las Cejas	0,298	5,290	Dique Tajamar	0,392	5,422
La Invernada	0,264	5,437	Las Higueras	0,310	5,539	El Naranjo	0,330	5,334
Lolita	0,400	5,396	Leon Rouges	0,291	5,529	El Sacrificio	0,232	5,303
Los Sosa	0,282	5,815	Piedritas	0,261	5,456	Famaillá	0,294	5,553
Lote 1-2	0,269	5,401	Rapelli	0,550	5,120	Fronterita	0,335	5,622
Lote 5-8	0,323	5,359	San Ignacio	0,240	5,458	Gobernador Nougués	0,285	5,408
Lote 9-10	0,369	5,370	San Luis	0,362	5,373	Gob, Piedra Buena	0,312	5,444
Lules 4	0,311	5,495	San Miguel	0,356	5,397	Ingenio Concepción	0,310	5,533
Maravilla	0,290	5,448	San Pablo 2	0,316	5,496	Ingenio Sta Bárbara	0,286	5,513
Monteros	0,283	5,467	San Pedro	0,373	5,483	La Calera ingenio	0,391	5,475
Pacará	0,281	5,323	San Ramón	0,310	5,354	Los Córdobas	0,306	5,345
Padilla	0,248	5,466	Santa Ana	0,265	5,296	Los Pereyras	0,388	5,192
Pampa Pozo	0,426	5,442	Simoca	0,412	5,279	Los Sarmiento	0,280	5,465
Ralos Mayo	0,421	5,374	Solco	0,306	5,575	M,G, Fernandez	0,326	5,355
Río Seco	0,364	5,787	Tafí Viejo	0,370	5,337	Mate de Luna	0,306	5,405
Rumi Punco	0,376	5,454	Tapia	0,513	4,959	Monte Bello	0,292	5,494
San Andrés	0,322	5,413	Taruca Pampa	0,417	5,461	Monte Redondo	0,253	5,422
San Felipe	0,247	5,266	Timbó Viejo	0,325	5,246	Río Colorado	0,305	5,422
Tala Pozo	0,384	5,400	Villa Alberdi	0,409	5,480	San M. de Tuc. CC	0,290	5,405
Villa Nueva	0,415	5,358	Yanima	0,363	5,488	Villa Benjamín Araoz	0,342	5,372

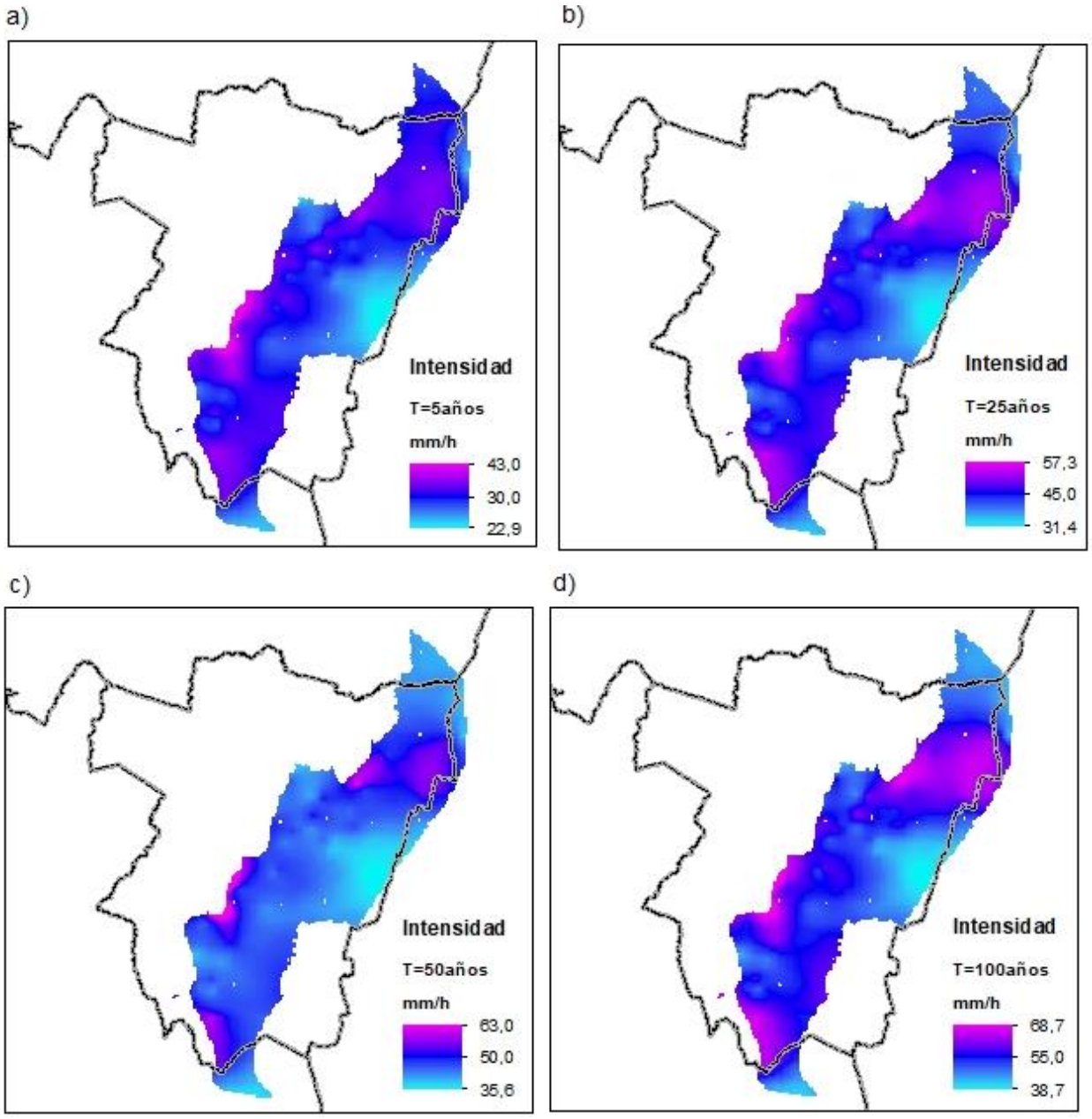


Figura 5.7.- Intensidad máxima esperable para 3 horas de duración en la zona de transposición para recurrencias de a) 5 años, b) 25 años, c) 50 años y d) 100 años.

5.4.5. CORRECCIÓN DE LA FUNCIÓN I-D-T POR EL LAPSO DE MEDICIÓN

Dependencia de los cocientes con la recurrencia

La variación de los cocientes $r_{d/l}$ según la recurrencia se plasma en gráficas, fijando la duración o el lapso de medición considerado. En la Figura 5.8 se presentan los resultados para una duración fija de 180 minutos, en los cuales no se percibe una variación regular según la recurrencia. El cociente alcanza un valor máximo de 1,46 para un intervalo de registro de 180 minutos, lo que implica una significativa distorsión en el dato, provocada al igualarse la duración considerada con el lapso de medición. Se observa así mismo, que al evaluar dicho período temporal con intervalos

de 15 y 30 minutos la relación r no alcanza en ningún caso el valor de 1,05, representando una alteración muy leve en la medición.

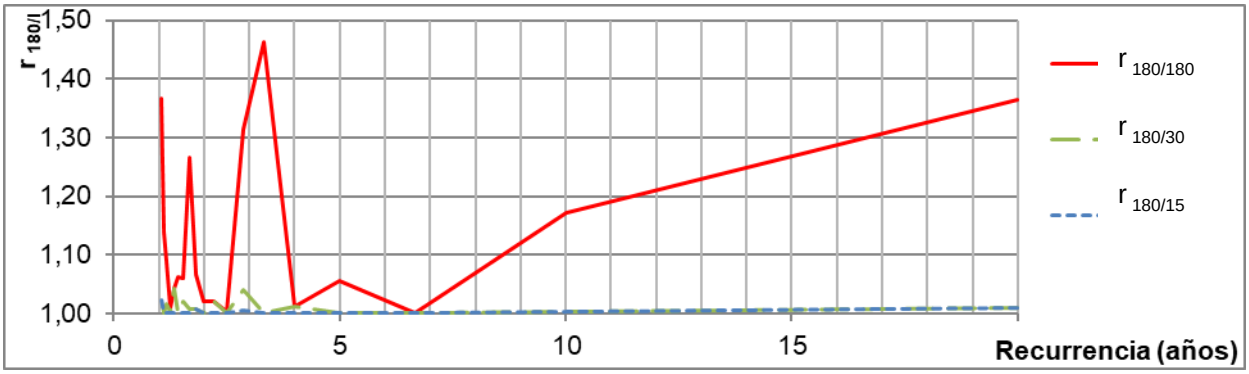


Figura 5.8.- Cocientes entre láminas de 180 minutos de duración registradas con diferentes lapsos temporales.

En las Figura 5.9 a 5.11 se representan los vínculos $r_{d/l}$ calculados fijando los lapsos de medición. Las mismas no exhiben una tendencia definida frente a T en ninguno de los casos.

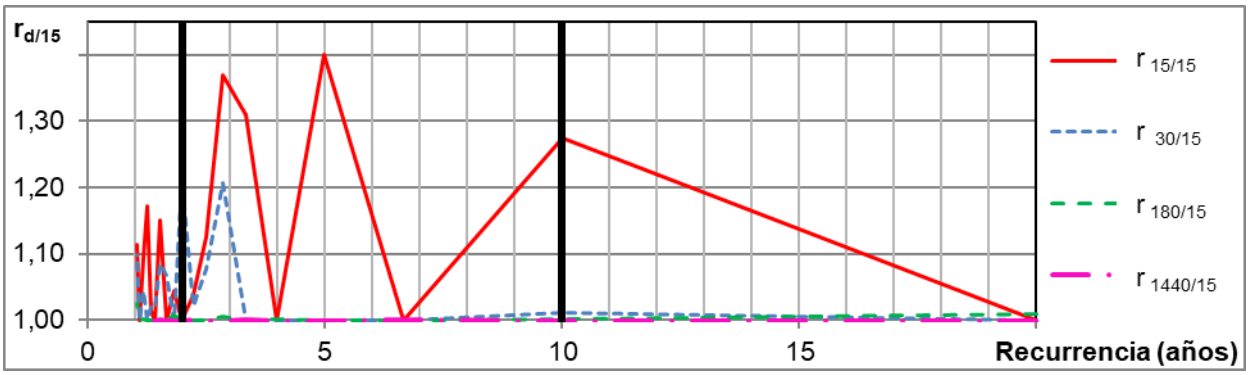


Figura 5.9.- Cocientes entre láminas registradas con lapsos de 5 y 15 minutos para distintas duraciones.

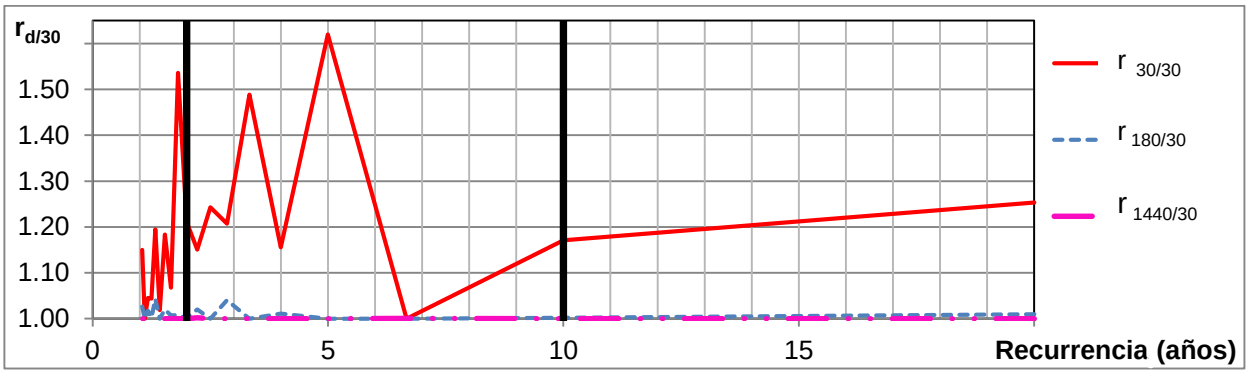


Figura 5.10.- Cocientes entre láminas registradas con lapsos de 5 y 30 minutos para distintas duraciones.

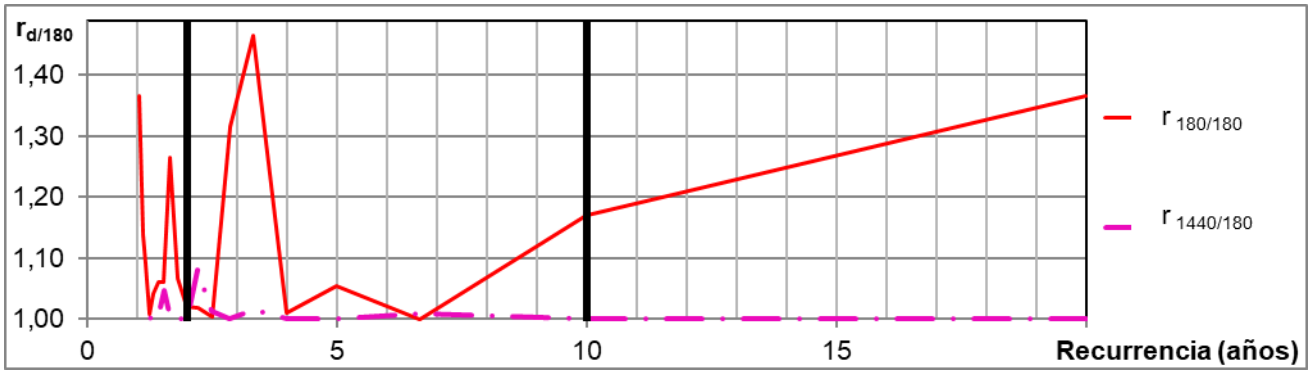


Figura 5.11.- Cocientes entre láminas registradas con lapsos de 5 y 180 minutos para distintas duraciones.

Ante la variación irregular de la relación $r_{d/l}$ en función de T, se eligió un valor típico, siguiendo el procedimiento llevado a cabo en estudios similares referidos a cocientes entre láminas de distinta duración. Se divide el rango de T en tres intervalos, en vista de que:

a) Si T<2 años, los valores no interesan para diseño hidrológico.

b) Para 2 años≤T ≤(n+1)/2 años, la relación fluctúa con amplitud variable, sin tendencia definida.

c) El tramo (n+1)/2 < T ≤n+1 no es representativo, pues el único dato que incluye presenta importante incertidumbre en la asignación del período de retorno según la metodología empleada (Cunane, 1989).

En busca de adoptar un valor como representativo, que permita evaluar la corrección de los valores de lámina estimados, se adopta el cociente $r_{d/l}$ promedio, obtenido en el rango b), o sea: 2 años ≤ T ≤10 años. En la Tabla 5.7 se presentan dichos valores según los casos estudiados.

Tabla 5.7.- Coeficientes r promedio, para inicio simultáneo de series de mayor duración con la de 5 minutos.

LAPSO DE MEDICIÓN L (min)	Duración del intervalo de máxima intensidad anual, d (min)							
	15	30	60	120	180	360	720	1440
15	1,168	1,059	1,026	1,010	1,001	1,001	1,000	1,000
30		1,250	1,026	1,019	1,008	1,001	1,000	1,000
180					1,118	1,067	1,002	1,013

Con el objetivo de establecer una relación continua, que posibilite la obtención de valores no tabulados de r según el lapso de medición, se grafican los resultados en la Figura 5.12. A partir de dicha gráfica, se busca una función analítica que permita derivar valores del cociente $r_{d/l}$ para lapsos distintos a los estudiados. La expresión buscada sería provechosa para obtener coeficientes de corrección de las intensidades de lluvias futuras, estimadas a partir de modelos calibrados con series de datos registrados con baja precisión temporal.

Si bien el cociente es función de la duración y del intervalo de registro, los modelos fueron ensayados, en un primer momento, para cada lapso de duración por separado, para luego, a partir de dicho resultado, calibrar el conjunto. La forma que presentan las gráficas para los distintos lapsos

se asemejan a las relaciones i-d-T. Es por ello que se probaron distintos modelos utilizados en la bibliografía para describir la mencionada relación, a los que se sumaron 30 incluidos en el programa computacional *Datafit* empleado para el ajuste.

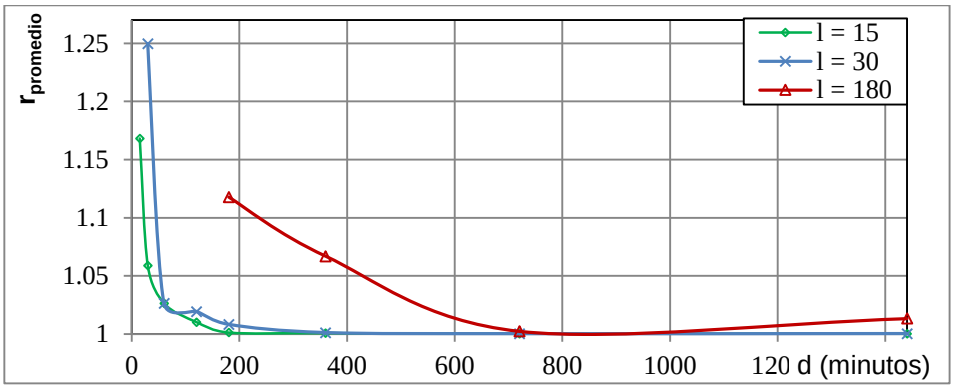


Figura 5.12.- Promedio de los cocientes empleando comienzo simultáneo de series.

En total se conformó un conjunto de 39 modelos, que fueron ajustados a los valores de r obtenidos según los tres distintos lapsos de medición ensayados. Entre ellos, los 12 que presentaron buen ajuste (r^2 mayor a 0,90) en alguno de los conjuntos de datos evaluados se exponen en la Tabla 5.8.

Tabla 5.8.- Modelos evaluados para representar la variación de r con la duración y el lapso de medición.

N°	MODELO	N°	MODELO
1	$r = A\,l + B$ con $A = \frac{K}{d+c}$	7	$r = A + \frac{B}{l} + \frac{C}{l^2} + \frac{D}{d}$
2	$r = A\,l + B$ con $A = \frac{K}{(d+c)^n}$ y $B = 0$	8	$r = A + \frac{B}{l} + \frac{C}{d}$
3	$r = A\,\ln l + B$ con $A = \frac{K\,.\,M}{(d+c)^n}$	9	$r = A + B\,\log l + \frac{C}{d}$
4	$r = A + B\,\log l + \frac{C}{d} + \frac{D}{d^2}$	10	$r = A + \frac{B}{l} + C\,\log d + D\,\log d^2$
5	$r = A + \frac{B}{l} + \frac{C}{d} + \frac{D}{d^2}$	11	$r = A + B\,l + C\,\log d + D\,\log d^2$
6	$r = A + B\,l + \frac{C}{d} + \frac{D}{d^2}$	12	$r = A + B\,\log l + C\,\log d + D\,\log d^2$

En la Tabla 5.9 se presentan los resultados obtenidos del ajuste. En la primera columna se indica la cantidad de modelos para los cuales no se encontró solución al alcanzar las iteraciones asignadas a la regresión no lineal.

Tabla 5.9.- Coeficiente r^2 obtenido en el ajuste de las series de r vs. d según cada lapso (l) considerado para los modelos ensayados. Se indica el número de modelos para los cuales no se encontró solución en cada caso (N).

l	N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
15	5	0,999	0,999	0,999	0,999	0,999	0,997	0,968	0,967	0,948	0,924	0,924	0,924
30	8	0,000	-	-	0,978	0,984	0,000	0,755	0,697	0,000	0,819	0,793	0,815
180	25	0,931	-	-	-	-	-	-	0,857	0,919	-	-	-

Se aprecia que los resultados fueron disímiles para cada serie considerada. Los modelos que representaron adecuadamente los datos correspondientes a un lapso temporal, no verificaron igual comportamiento en los otros propuestos. Es notorio que para el paso de 180 minutos, fallaron 25

de los 39 modelos ensayados, resultado atribuido a la escasez de puntos de la serie (cuatro valores) para realizar el ajuste.

El hecho de no encontrar un modelo que represente de forma adecuada las series correspondientes a distintos intervalos de registro, indica que el fenómeno posiblemente no pueda ser cuantificado mediante una superficie continua de valores. Sin embargo, este resultado no desmerece la utilización del coeficiente r como corrector de aquellas intensidades estimadas a partir de series registradas con los intervalos estudiados, dejando abierta la posibilidad de extender el análisis a otros lapsos distintos según sea de interés su aplicación.

Los resultados anteriores fueron establecidos según un inicio arbitrario y muestran divergencias importantes debidas al proceso de medición, que alcanzan o superan el 1% para duraciones inferiores a 180 minutos, con un máximo de 25%. Desde esa duración en adelante, registrar con paso de 15 ó de 30 minutos produce errores inferiores al 1%, mientras que si se midiera cada 180 minutos se generarían errores apreciables que alcanzan el 11,8%.

Si se aplica el mismo método, iniciando los lapsos de evaluación largos (15, 30, 180 minutos) en todos los instantes posibles (cada 5 minutos) para considerar las máximas mermas en las láminas predichas, en igual rango de recurrencia, los r promedio presentan valores notablemente mayores que los anteriores, que llegan a 40% para el lapso de 30 minutos y supera el 65% para el de 180 minutos. Los resultados respectivos se exponen en la Tabla 5.10.

Tabla 5.10.- Coeficientes r promedio, maximizados variando el punto de inicio de las series de mayor duración.

Lapso de medición l (min)	Duración del intervalo de máxima intensidad anual, d (min)							
	15	30	60	120	180	360	720	1440
15	1,219	1,089	1,035	1,023	1,006	1,002	1,002	1,004
30		1,394	1,101	1,064	1,019	1,010	1,001	1,001
180					1,654	1,129	1,009	1,021

Esta segunda manera de evaluar los coeficientes entre láminas se presenta únicamente a título ilustrativo, para exhibir los valores más desfavorables que podrían alcanzarse. No es la que debiera emplearse para rectificar láminas predichas, porque la maximización deliberada de las relaciones sobrevalúa los errores debidos al paso de registro. El primer modo de evaluación, en cambio, condice con la aleatoriedad del proceso de observación y arroja valores típicos de los cocientes.

5.4.6. APLICACIÓN AL CASO DE LA PROVINCIA DE TUCUMÁN

Decidida la cuestión en el plano global, corresponde examinar su aplicabilidad al caso concreto de Tucumán, porque la metodología genérica asume que las intensidades a rectificar provienen de una relación i-d-T, elaborada a partir de secuencias de máximos y que éstas provienen de asientos efectuados con paso constante.

La serie de la EEAOC utilizada para crear la superficie i-d-T resulta de una conjunción de datos brindados por los tres instrumentos que allí operaron: pluviógrafo, con fajas digitalizadas cada 5 minutos (19 años) y dos PAF, con grabación cada 30 minutos (8 años) y cada 15 minutos (7 años).

A causa de esto, la corrección -en caso de ser necesaria- no podría realizarse a partir de un coeficiente obtenido en forma directa con el análisis expuesto previamente.

Para ello, a falta de mejor hipótesis, se asume que la rectificación a aplicar, sobre cualquier estimación concreta, es un promedio ponderado de los coeficientes derivados de los pasos de medición empleados. El factor que decide la incidencia de cada coeficiente es la proporción, entre la longitud de la respectiva serie parcial y la de la secuencia completa para esa duración de lluvia. Con ese criterio y los valores de la Tabla 5.7, se arriba a los coeficientes de corrección ponderados de la Tabla 5.11.

Tabla 5.11.- Coeficientes de corrección ponderados, según longitud parcial del lapso de medición.

Duración del intervalo de máxima intensidad anual, d (min)									
5	**10**	**15**	**30**	**60**	**120**	**180**	**360**	**720**	**1440**
1,000	1,000	1,040	1,071	1,011	1,007	1,002	1,000	1,000	1,000

Se aprecia en la Tabla 5.11 que al ponderar los coeficientes según la longitud parcial de cada serie según su duración, los valores caen notablemente encontrándose en el orden de 1% ó inferior, observándose que para la mitad de las duraciones de lluvia consideradas no cabe hacer rectificación alguna.

La baja incidencia del intervalo de medición se debe a que los registros pluviográficos predominan sobre los realizados mediante los PAF, representando, aún, la mayor parte de la serie utilizada en la calibración del modelo. En este caso en particular, se pone en duda la conveniencia de corregir los valores extraídos de la función i-d-T, salvo, quizá, para las duraciones de 15 y 30 minutos coincidentes con el intervalo de registro de la EEAOC.

No obstante ello, si en el futuro la serie fuese extendida con datos más recientes, capturados muy probablemente cada 15 minutos, tanto esa decisión como el procedimiento en que se basa deberían ser cuidadosamente revisados.

5.5. CONCLUSIONES

La calibración del modelo de estimación de lluvias futuras requirió de la elección de una FDP representativa de las series de máximas intensidades de precipitación. Dicha elección se hizo considerando las series de distinta duración propias de la EEAOC, ubicada en San Miguel de Tucumán, y las series anuales de máximos diarios correspondientes a la red pluviométrica provincial. La FDP Lognormal mostró en ambos casos el mejor desempeño (entre las tres comparadas), según la FO escogida. En el caso de las series pluviográficas, se admite la mejoría al obtener valores mínimos de la FO en la mitad de las series y en la sumatoria total, teniendo en cuenta que no presenta el peor valor en ninguna de ellas. En la evaluación de la pluviometría, la Lognormal alcanza un valor inferior en la FO en el total regional y mayor cantidad de estaciones con mejor ajuste. Por otro lado, presenta el menor número de casos con peor ajuste entre las 120 estaciones pluviométricas ensayadas.

La calibración del modelo DIT fue realizada en su versión original y simplificada, de 4 y 3 parámetros respectivamente. El resultado alcanzado fue excelente en ambos casos, donde los coeficientes de determinación r^2 fueron siempre mayores que 0,99. Se verifica, por el principio de parsimonia, la conveniencia de otorgarle un valor constante e igual a 5/3 al parámetro q, y se continua operando con la versión simplificada del modelo.

La i-d-T resultante fue comparada con antecedentes de la zona. Se apreciaron diferencias notorias con respecto a la i-d-T actualizada en el año 2005, asociadas a variaciones tanto en la serie de datos como en el modelo utilizado. Por otro lado, se comparó con valores resultantes de una calibración anterior del modelo DIT, realizada a partir de valores extraídos de la i-d-T 2005. Las diferencias alcanzadas manifiestan la conveniencia de obtener los parámetros a partir de datos medidos cuando la finalidad es la estimación de lluvias para diseño hidrológico.

La zona de transposición fue definida relajando la limitación referente a la diferencia en la precipitación media anual. La decisión fue justificada a partir de la probada homogeneidad climática en la zona, estudiada en trabajos antecedentes mediante enfoques propios de las ciencias meteorológicas. La flexibilización del criterio, desde una tolerancia de variación de 100 mm/año a 200 mm/año, permitió abarcar más del 40% de la provincia, hecho que reviste gran importancia si se tiene en cuenta que sólo se cuenta con una serie pluviográfica extensa para todo el distrito.

La transposición de la i-d-T se efectuó con facilidad a los 90 pluviómetros distribuidos irregularmente en la zona asociada a la estación base, gracias a la forma modular del modelo escogido, que expresa en forma explícita las condiciones locales mediante la media y el desvío estándar de la serie de logaritmos de intensidades máximas diarias. Las curvas i-d-T obtenidas para el territorio provincial evidencian variaciones disparejas: mientras que alcanza grandes diferencias en algunas localidades, resulta en valores semejantes en otras. Además, se observan tanto incrementos como mermas en las intensidades estimadas según cuales fueran los parámetros propios del lugar de destino. Se concluye que la incorporación de las características locales en el modelo es fundamental para predecir en forma precisa las lluvias futuras.

Dado que las series de alta frecuencia fueron obtenidas con precisiones temporales de 15 y 30 minutos, se estudió el error generado por el truncamiento de las lluvias en el intervalo de registro. La técnica propuesta se basó en la obtención de coeficientes de corrección calculados como cocientes entre láminas precipitadas en la misma duración, registradas bajo diferentes lapsos temporales. En vista de la aleatoriedad del fenómeno estudiado, se realizó el análisis considerando un comienzo arbitrario para el recorrido de las ventanas temporales, coincidente con la serie pluviográfica original.

La disposición de los cocientes según su frecuencia experimental no mostró tendencia definida ni dejar fija la duración, ni dejando fijo el lapso de medición. Sin embargo, se observó que al dejar fija la duración, las intensidades medidas con un intervalo igual a su duración se vieron afectadas en gran medida por la falta de precisión, hecho evidenciado en coeficientes elevados que alcanzaron un máximo de 1,46. Por lo contrario, cuando el lapso de medición es mucho mayor que la duración analizada, la incidencia fue despreciable.

El coeficiente de corrección a aplicarse se derivó a partir del análisis del cociente con la recurrencia para lapso de medición constante, que al igual que en el caso de duración fija no presentó una variación regular, con lo que se decidió adoptar un valor típico. El mismo supera el 1% para duraciones inferiores a 180 minutos, encontrando su máximo en 25%. Para duraciones mayores, la incidencia para paso de medición de 15 ó 30 no es significativa, ocurriendo lo opuesto para el lapso de 180 minutos que generó errores que alcanzan el 11,8%.

La evaluación de la máxima incidencia, a partir de considerar el caso más desfavorable para cada año de la serie, evidenció valores aún mayores a los obtenidos mediante inicio arbitrario. Los máximos errores encontrados llegan al 65% del valor original

No se encontró una función analítica que describiera la variación del cociente según la duración y el lapso de registro, con lo que la corrección a realizarse deberá partir del valor típico obtenido en forma experimental. Dado que el análisis fue realizado para los lapsos de medición de interés para el presente sistema experimental, se deja abierta la posibilidad de extender el estudio en caso de que su aplicación así lo requiera.

En cuanto a la rectificación a aplicarse en las estimaciones en Tucumán, se propone un coeficiente corrector obtenido mediante un promedio ponderado según la longitud parcial de las series medidas con distinto paso de tiempo, considerando la diversidad de intervalos de registro usados en la EEAOC. Se aprecia, al ponderar los valores, que su significancia decae notablemente, hecho atribuido a la predominancia actual de la serie pluviográfica sobre la pluviométrica de alta frecuencia. Se concluye que, si bien este resultado manifiesta que la incidencia del proceso de medición es despreciable en gran medida para la mayoría de las duraciones, si en el futuro la serie fuera extendida con datos registrados mediante un PAF, esta decisión debiera ser revisada para evitar incurrir en errores significativos debidos al proceso de medición.

6. PRECIPITACIÓN MÁXIMA PROBABLE

6.1. INTRODUCCIÓN

Las grandes obras hidráulicas, cuya falla resultaría una catástrofe para las poblaciones y ecosistemas circundantes, deben ser dimensionadas bajo criterios exigentes que tengan en cuenta situaciones extraordinarias para minimizar el riesgo de colapso. En vista de que la magnitud de la crecida de diseño se corresponde con la envergadura de la obra a construir, obras tales como los vertederos de las grandes presas deben ser capaces de evacuar la Crecida Máxima Probable (CMP) sin riesgo de falla. La CMP surge de la ocurrencia de la Precipitación Máxima Probable (PMP) junto con las consideraciones hidrológicas más pesimistas en la cuenca: la localización de la tormenta, su distribución areal y temporal, así como el estado de humedad antecedente en la cuenca, deberán ser aquellos que maximicen el pico o volumen del hidrograma, según cual sea el parámetro determinante para el diseño. En vista de las consideraciones antedichas, es evidente que no puede asociarse a la CMP el mismo período de retorno que a la PMP.

La PMP se define por la Organización Meteorológica Mundial como la máxima precipitación teórica esperable para una dada duración según las condiciones meteorológicas actuales (WMO, 2009). Aunque existen varias metodologías para su determinación, conceptualmente pueden distinguirse dos escuelas: la meteorológica y la estadística.

La primera concibe a la PMP como un límite superior racional, propio a un ciclo hidrológico cerrado con una cantidad de agua constante. En general, las estrategias de cálculo se basan en la maximización de las tormentas locales, o bien en la transposición de eventos ocurridos dentro de una zona meteorológicamente homogénea, requiriéndose una buena cantidad de datos de variables meteorológicas.

La determinación estadística, por su parte, comprende un análisis de frecuencia de las series de máxima lluvia anual, con lo que confiere a la PMP una probabilidad muy baja, aunque finita, de excedencia (Hershfield, 1961; Bertoni y Tucci, 1993). Dado que la recurrencia asociada a la PMP es muy alta, no es posible derivar su valor de la extrapolación de la serie medida ajustada a una Función de Distribución de Probabilidad (FDP). Para salvar este hecho, Hershfield (1965) propone una estrategia de carácter regional, trazando una envolvente de valores extremos en búsqueda de un evento registrado que se acerque a la PMP. La aplicación de este método posee gran aceptación por su simplicidad y porque requiere sólo de datos pluviométricos.

Sin embargo, la verosimilitud de la estimación queda sujeta a la información disponible y estudios antecedentes muestran que los puntos graficados según los datos locales pueden generar varias envolventes, siendo la elección de la definitiva de carácter subjetivo. Con el objetivo de desvincular

el resultado de los datos locales y obtener un resultado objetivo, se propone en la presente tesis una modificación a la metodología propuesta por Hershfield, basada en el análisis de largas series sintéticas, generadas a partir de FDP utilizadas para describir extremos. El modelo propuesto se valida en el sistema experimental, contrastando con los resultados de aplicar la metodología convencional. Una vez definida la PMP diaria, se analizan distintas estrategias para la valoración de las correspondientes a duraciones más breves, teniendo en cuenta que la escasez de estas series imposibilita la aplicación del método de Hershfield en su forma convencional y dificultaría la validación de la metodología sintética.

6.2. METODOLOGÍA

6.2.1. MÉTODO DE HERSHFIELD

El método de Hershfield es el más aceptado entre aquellos con enfoque estadístico, y consiste en minimizar la probabilidad de ocurrencia de la lluvia estimada maximizando el factor de frecuencia $\emptyset_y$ en la ecuación general de Chow (1951). La misma se emplea para obtener el valor de un evento extremo, conocido su período de retorno, ante la dificultad para invertir ciertas FDP. Sea y la variable aleatoria (lámina máxima anual de lluvia diaria), μ_y su media y σ_y su desvío estándar, entonces:

$$y = \mu_y + \emptyset_y \, \sigma_y \tag{6.1}$$

Donde $\emptyset_y$ es el factor de frecuencia que representa el número de desvíos estándar que se aleja dicho valor de la media y depende tanto de la longitud de la serie analizada como de su FDP, su sesgo y recurrencia.

La PMP se asume como un Valor Límite Estimado (VLE) para la altura de lámina, con lo que existe una cantidad máxima de desvíos estándar en que el dato supera a la media, coincidente con el máximo valor del factor de frecuencia, $\emptyset_{PMP}$. La PMP se determina, entonces, mediante la siguiente expresión:

$$PMP = \mu_y + \emptyset_{PMP} \, \sigma_y \tag{6.2}$$

En un primer momento, Hershfield (1961) propone un valor fijo e igual a 15 para $\emptyset_{PMP}$ a partir del registro de 2645 estaciones (90% en Estados Unidos de Norteamérica). Posteriormente, en 1965, se rectifica al observar que el uso de una constante resulta en estimaciones exageradas en aquellas zonas con medias diarias de precipitación muy altas y propone derivar $\emptyset_{PMP}$ de una envolvente regional en función de la media de máximos anuales precipitados.

Para maximizar el factor de frecuencia, se calcula el correspondiente a la serie de máximos diarios anuales trunca, $\emptyset_{n-1}$, excluyendo y_m, máximo valor de la serie. De esta forma se simula su comportamiento ante la ocurrencia de una lluvia mayor a la registrada en la serie, cuando ya han sido determinadas su media y desvío estándar (μ_{n-1} y σ_{n-1}, respectivamente):

$$\emptyset_{n-1} = \frac{y_m - \mu_{n-1}}{\sigma_{n-1}} \tag{6.3}$$

Luego, se grafica la envolvente de los pares $\emptyset_{n-1}$ versus μ_n (serie completa) de todas las estaciones pluviométricas, bajo el supuesto que dicha curva representa la variación de $\emptyset_{PMP}$ en función de la media de máximos de lluvia anual, definida por dos puntos extremos donde se asume que la PMP ha sido observada.

Hershfield (1965) plantea una variación inversa de $\emptyset_{PMP}$ con μ_n, por lo que la gráfica debiera ser asintótica a ambos ejes. Esto se contradice con las gráficas del autor que intersecan el eje de las ordenadas. Para salvar este hecho, se emplea como expresión analítica de la envolvente la función exponencial negativa propuesta por Caamaño Nelli y García (1998), que resulta más coherente con el enfoque propuesto:

$$\emptyset_{PMP} = \emptyset_0 \, e^{-k\mu} \qquad \textbf{(6.4)}$$

donde los parámetros, $\emptyset_0$ y k, representan la intersección con el eje de ordenadas y la tasa de decaimiento, respectivamente, y se deducen aplicando la ecuación (6.4) a los dos puntos extremos de la gráfica que definen la curva, para igualar el número de ecuaciones e incógnitas.

Corrección de los estadísticos μ_n y σ_n

En ocasiones, puede registrarse al menos un valor extremo de precipitación con elevada recurrencia en una serie de longitud acotada. Dichos valores se denominan atípicos y tienen notable influencia en la media y desvío estándar de la serie. Hershfield (1961) ha demostrado que dicha afectación depende tanto de la longitud de la serie como de la magnitud del evento extremo registrado y obtuvo ábacos para extraer el factor de ajuste $F_{0\mu}$ a aplicarse sobre la media (Figura 6.1) y $F_{o\sigma}$ a aplicarse sobre el desvío estándar de la serie (Figura 6.2).

La longitud de la serie presenta influencia en el valor de la media y el desvío estándar, con tendencia creciente al disminuir el tamaño de la muestra. Esto es así debido a que la distribución de frecuencia de los eventos extremos está sesgada hacia la derecha, por lo que, al existir mayor cantidad de registros, habrá más posibilidad captar eventos más severos. Ante esto, Hershfield propone una corrección para los estadísticos muestrales mediante los factores $F_{l,\mu}$ y $F_{l,\sigma}$ a aplicarse sobre la media y desvío estándar, respectivamente (Figura 6.3).

La determinación de la PMP basada en datos pluviométricos convencionales debe ser corregida para tener en cuenta la diferencia producida por el paso fijo de medición, que produce truncamiento de los eventos, por lo que no mide la máxima lluvia caída. Hershfield propuso un valor fijo para esta corrección igual a 1,13. Sin embargo, dicho valor podría alterarse según el emplazamiento del punto de medición.

Se evalúa el cociente R que vincula la máxima lámina precipitada en 24 horas y la diaria con horario fijo de registro, asignando a cada lámina de lluvia una probabilidad de ocurrencia mediante la función de distribución empírica propuesta por Weibull (García y Caamaño Nelli, 2003). Se cuenta para el análisis con la serie de mediciones que combina registros pluviográficos con pluviométricos de alta frecuencia, totalizando 35 años de longitud (ver Capítulo 4 Análisis de la Información). Para encontrar la máxima lámina precipitada de 24 horas de duración, se recorre con una ventana móvil

cada año de la serie del registro, en busca del máximo anual y se calcula el cociente con el respectivo máximo diario, registrado según el día meteorológico.

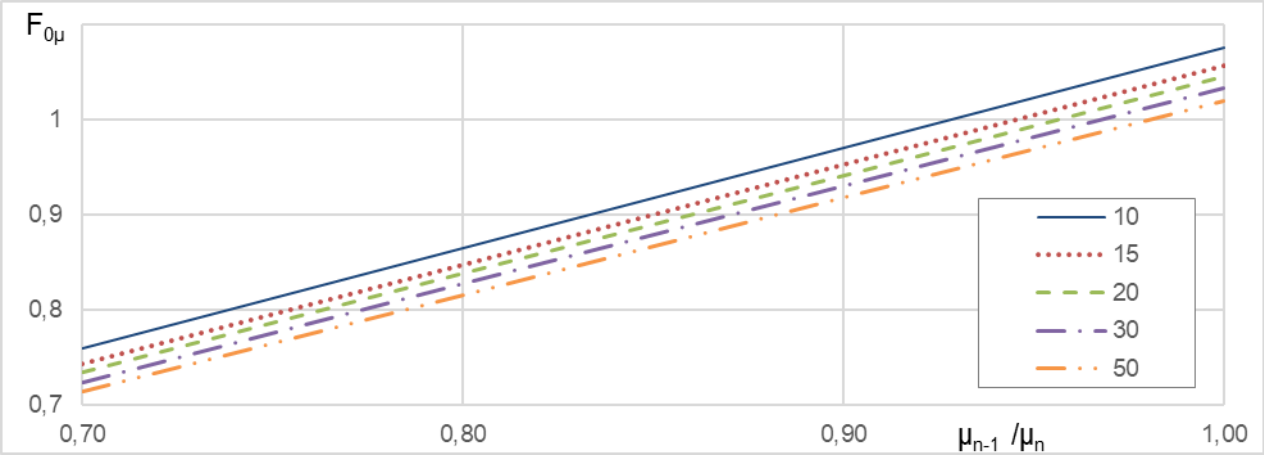


Figura 6.1.- Factor de corrección de la media por valores atípicos (adaptado de Hershfield, 1961).

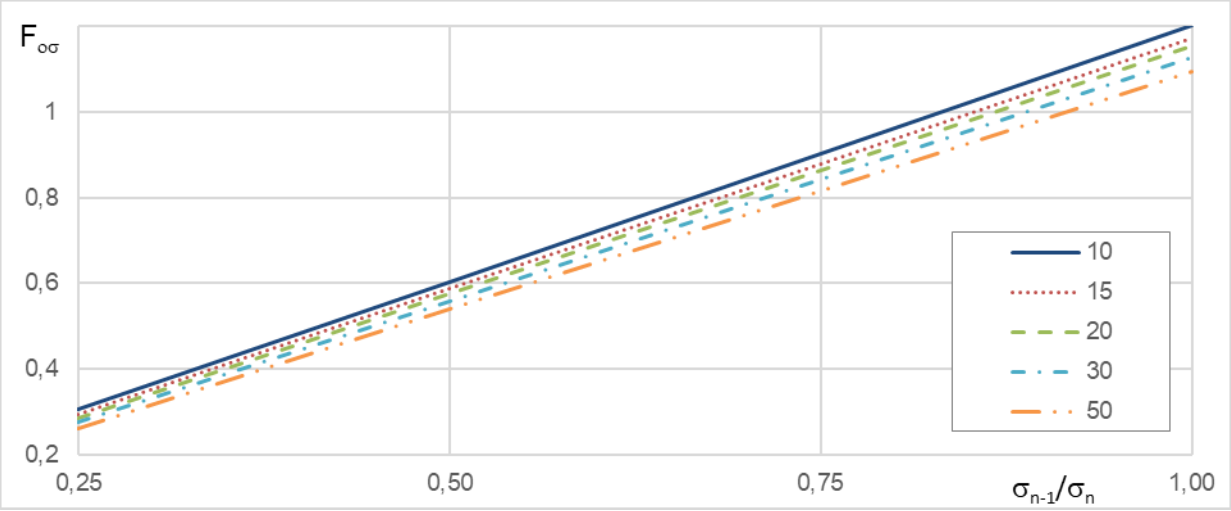


Figura 6.2.- Factor de corrección del desvío estándar por datos atípicos (adaptado de Hershfield, 1961).

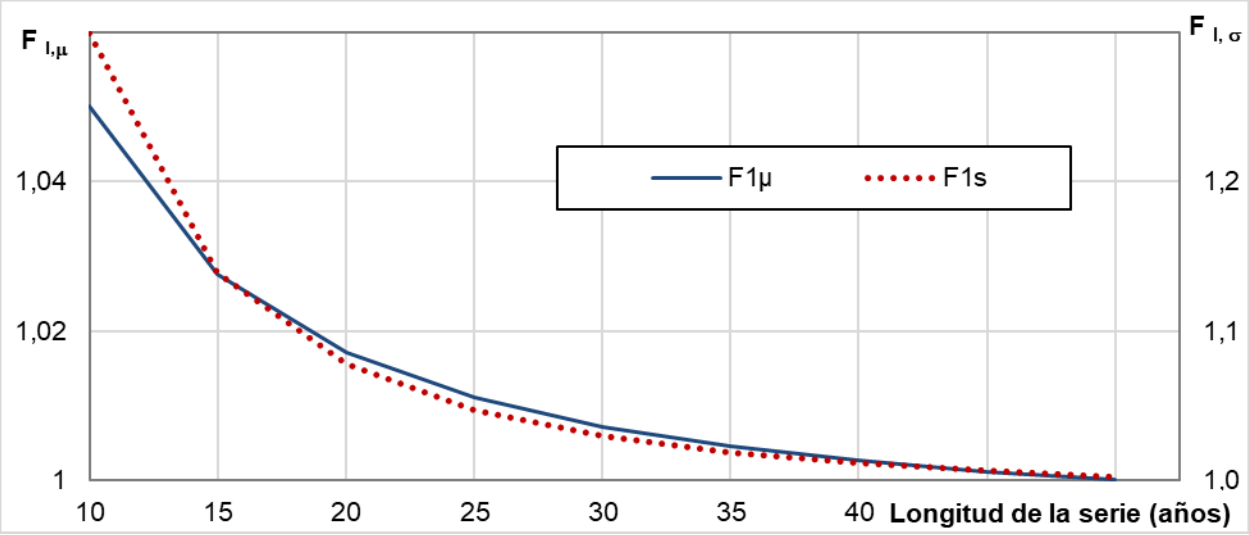


Figura 6.3.- Ajuste de la media y desvío estándar por longitud de serie (adaptado de Hershfield, 1961).

6.2.2. METODOLOGÍA SINTÉTICA PARA DEDUCIR $\emptyset_{PMP}$

Uno de los aspectos más discutidos en la implementación del enfoque estadístico es la predicción del factor de frecuencia $\emptyset_{PMP,}$ ya que el criterio para su determinación es subjetivo y es fuertemente dependiente de los registros locales. En esta tesis se propone una metodología objetiva para definir $\emptyset_{PMP}$ a partir de series sintéticas extensas. Dicha metodología se genera a partir del trabajo conjunto con otros investigadores, con quienes se validó la técnica bajo condiciones experimentales distintas (Bazzano *et al*., 2018).

En principio, las series aleatorias generadas presentan distribución Lognormal, función escogida por su probada representatividad en la pluviometría de la región (ver Capítulo 5 Relaciones i-d-T).

El empleo de dichas series, que simulan series de máxima precipitación diaria anual, permite estudiar la incidencia de la longitud de las series empleadas en el valor del factor $\emptyset_{PMP}$. Para ello se generan conjuntos de series de longitudes entre 15 a 10000 años a fin de evaluar el comportamiento de dicho factor.

A continuación, se analiza la variación del factor $\emptyset_{PMP}$ con la media de máximos anuales μ_n. Para ello, se definen 39 conjuntos de 200 series de 10 mil años de longitud con media entre 20 y 160 y de desvío estándar entre 5 y 60, considerando sólo aquellas combinaciones que generan valores de coeficientes de variación, $C_v = \sigma_n/\mu_n$, dentro del rango observado en el sistema experimental estudiado, que queda comprendido entre 0,12 y 0,6 (Tabla 6.1).

Teniendo en cuenta que las series simulan registros de 10000 años de longitud, se considera que el valor máximo de cada una de ellas corresponde a la PMP. Luego, para cada conjunto de 200 series se calcula el $\emptyset_{PMP}$ máximo, medio y mínimo, mediante la expresión (6.2). Se analiza la variación de $\emptyset_{PMP}$ con la media de máximos anuales y la influencia del desvío estándar y se propone un modelo potencial y uno exponencial en función del coeficiente de variación.

Finalmente, se evalúa la FDP propuesta repitiendo el procedimiento utilizando las funciones Gamma y Gumbel.

Tabla 6.1.- Series sintéticas generadas a partir de la función de distribución de probabilidad Lognormal.

N	μ_n	σ_n	Cv
1	20	5	0,25
2	20	10	0,5
3	40	5	0,13
4	40	10	0,25
5	40	20	0,5
6	40	30	0,75
7	60	5	0,08
8	60	10	0,17
9	60	20	0,33
10	60	30	0,5
11	60	40	0,67
12	60	50	0,83
13	80	10	0,13
14	80	20	0,25
15	80	30	0,38
16	80	40	0,50
17	80	50	0,63
18	80	60	0,75
19	100	10	0,10
20	100	20	0,20

N	μ_n	σ_n	Cv
21	100	100	0,3
22	100	40	0,4
23	100	50	0,5
24	120	60	0,6
25	120	20	0,17
26	120	30	0,25
27	120	40	0,33
28	120	50	0,42
29	140	60	0,5
30	140	20	0,14
31	140	30	0,21
32	140	40	0,29
33	140	50	0,36
34	160	60	0,43
35	160	20	0,13
36	160	30	0,19
37	160	40	0,25
38	160	50	0,31
39	160	60	0,38

Nota: **N** = Nº del conjunto de 200 series.

6.2.3. VARIACIÓN DE LA PMP CON LA DURACIÓN

El diseño hidrológico contempla precipitaciones de bajas persistencias, pues frecuentemente son las que generan las condiciones críticas a considerar en el diseño de determinadas obras hidráulicas.

En búsqueda de definir la técnica óptima para la determinación de la PMP_d con duraciones desde 15 a 1440 minutos, se ensayarán las estrategias comentadas en el capítulo 2 Antecedentes, sintetizadas a continuación:

[a] Extraer el valor de la PMP en 24 horas de la envolvente regional de Hershfield y estimar la correspondiente a duraciones menores mediante los cocientes entre láminas de distinta duración, obtenidos mediante PG Weibull.

[b] Realizar la misma técnica [a] utilizando en cambio los cocientes extraídos de la una FDP Lognormal, dado que su buen desempeño ha sido demostrado para la provincia de Tucumán.

[c] Repetir las técnicas anteriores considerando relaciones extraídas de una función i-d-T calibrada para la región.

[d] Estimar la PMP para persistencias cortas aplicando la expresión (6.2), bajo el supuesto que el factor de frecuencia no varía con la duración de lluvia, para una misma localización.

[d] Adaptar la relación (6.4) obtenida para lluvias de 24 horas a duraciones menores sustituyendo valor de μ_n para 24 horas por los correspondientes de cada duración de interés, siguiendo el procedimiento planteado por Koutsoyiannis (1999).

[e] Utilizar la curva envolvente de precipitaciones máximas mundiales (WMO, 2009).

Las primeras tres alternativas estudiadas son de carácter puntual, en tanto demandan extraer el valor de PMP de 24 horas correspondiente a la ubicación de interés y luego valorarla para duraciones menores.

Para la opción [a], se calcularon los cocientes a partir del registro de alta frecuencia de la EEAOC. Las máximas láminas de lluvia anuales fueron obtenidas para 9 duraciones (15', 30', 60',120', 180', 360', 720' y 1440'), recorriendo con lapso móvil la totalidad del registro. Se calcularon los cocientes asignando a cada lámina una probabilidad de ocurrencia empírica, según Weibull.

La opción [b] involucra los cocientes entre láminas de distinta duración determinadas mediante el ajuste de cada serie a una FDP Lognormal, cuya expresión analítica resulta:

$$r_{d1,24h,T} = \frac{h_d}{h_{24h}} = \exp[(\mu_d - \mu_{24h}) + \emptyset\,(\sigma_d - \sigma_{24h})] \qquad \textbf{(6.5)}$$

Donde μ y σ son la media y el desvío estándar de la serie de logaritmos de las láminas máximas de duración d y ∅ es el factor de frecuencia para distribución Lognormal definido por Caamaño Nelli y García (1997):

$$\emptyset = 2{,}584458\,(\ln T)^{3/8} - 2{,}252573 \qquad \textbf{(6.6)}$$

Para la alternativa [c] se escoge la función i-d-T ajustada mediante el modelo DIT de 3 parámetros (ver Capítulo 5 Relaciones i-d-T), con lo cual la relación entre láminas de distinta duración queda expresada como:

$$\frac{h_d}{h_{24h}} = e^{\left\{B\left[(\ln 24h)^{5/3} - (\ln d)^{5/3}\right]\right\}}\frac{d}{24h} \qquad \textbf{(6.7)}$$

La relación es válida para toda la región y al ser independiente de la recurrencia, es función sólo de la duración.

Otra opción es calcular la PMP_d, asumiendo que $\emptyset_{PMP}$ no varía con la duración, con lo que sería válido adoptar el calculado para 24 horas. Sin embargo, cabe analizar la constancia del factor, dado que no habría motivo para asumir que tenga un mismo valor para todas las duraciones.

La alternativa [d] consiste en encontrar envolventes regionales para duraciones cortas, realizando una sustitución en la expresión (6.4), encontrada para 24 horas de duración, mediante la relación entre láminas de distinta duración definida a través de una función i-d-T para una recurrencia fija.

La relación entre láminas estimadas de duración d y 24 horas para una recurrencia T puede deducirse a partir del modelo DIT de 3 parámetros (ver Capítulo 5 Relaciones i-d-T):

$$\frac{h_{24h}}{h_d} = e^{B(\delta_d - \delta_{24})}\frac{1440}{d} \qquad \textbf{(6.8)}$$

Siendo μ_{24h} y μ_d las medias de máximos anuales de la precipitación de duración d y 24 horas respectivamente, la relación anterior se mantiene, por lo tanto:

$$\frac{\mu_{24h}}{\mu_d} = e^{B(\delta_d - \delta_{24})} \frac{1440}{d} = \gamma(d) \quad \textbf{(6.9)}$$

Luego, las envolventes para duraciones cortas se definen reemplazando (6.9) en (6.4):

$$\emptyset_{PMP} = \emptyset_0 \, e^{-k\,\gamma(d)\,\mu_d} \quad \textbf{(6.10)}$$

Finalmente, se estudia la recurrencia asociada a valores de PMP_d obtenidos con las mencionadas técnicas, sólo a fines comparativos dado que la extrapolación de las series a órdenes de magnitud mayores a las longitudes de series medidas, carecen de verosimilitud. Los valores se despejaron de la siguiente expresión, donde $C = \ln[1 + (\sigma_n/\mu_n)^2]$ (Caamaño Nelli y García, 1997):

$$\emptyset = \frac{exp\left\{C^{1/2}\left[2{,}584458\,(\ln T)^{3/8} - 2{,}252573\right] - C/2\right\} - 1}{\sigma_n/\mu_n} \quad \textbf{(6.11)}$$

6.3. ANÁLISIS DE RESULTADOS

6.3.1. MÉTODO DE HERSHFIELD

Evaluación del factor de corrección R por horario fijo de medición

Los estadísticos descriptores de cada una de las series, rectificados por la presencia de datos atípicos y longitud menor a 50 años, se corrigieron por el truncamiento que provoca el horario fijo de medición de las series diarias con el factor R determinado a partir de registros locales.

El factor R no presenta una tendencia definida con la recurrencia (Figura 6.4), por lo que se tomó un valor típico, promedio en el rango 2 años <T<(N+1) /2. Esto se justifica dado que un período de retorno menor a dos años carece de importancia para diseño hidrológico, mientras que el único dato con recurrencia mayor a N+1/2 tiene asociada una importante incertidumbre en la probabilidad de ocurrencia asignada. El valor promedio obtenido en el rango indicado es de 1,098, valor cercano a los observados en la bibliografía (García y Caamaño Nelli, 2003).

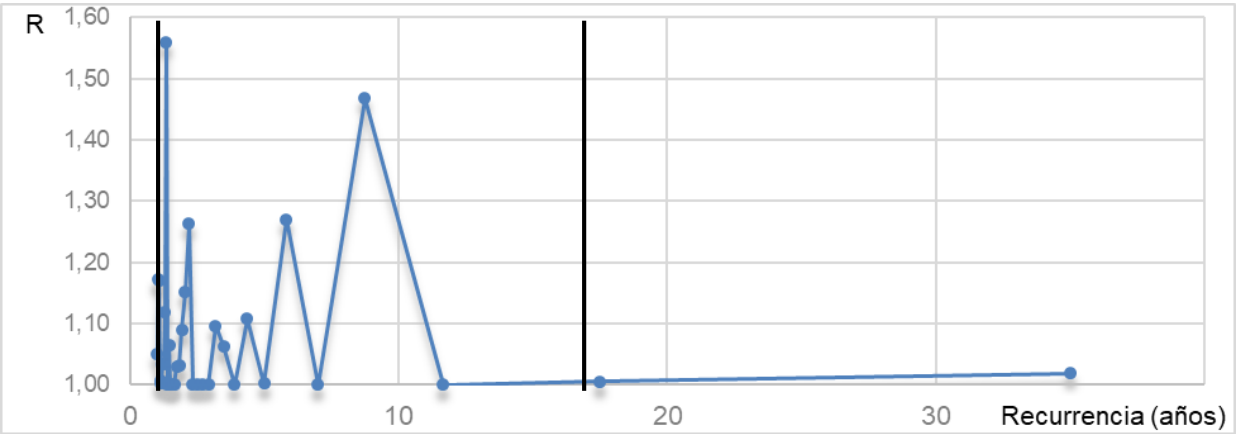


Figura 6.4.- Cociente R entre láminas de 24 horas máximas con lapso móvil y horario fijo de medición.

Determinación de la envolvente regional

La gráfica de los factores de frecuencia de la serie trunca versus las medias de las series de máximos anuales presenta 4 puntos extremos correspondientes a las estaciones El Sunchal, Río Chico, Yampa II y Sauce Huascho, que generan 3 posibles envolventes (Figura 6.5). Se observa la amplitud en los valores de la media de máximos anuales, μ_n, registradas en el territorio, que adquiere un mínimo de aproximadamente 20 mm y un máximo que supera los 160 mm.

Los parámetros correspondientes a cada alternativa graficada se indican en la Tabla 6.2. La apreciación visual al conjunto de datos muestra que la alternativa A representa mejor la variación del factor con la media de máximos anuales. Las alternativas B y C presentan pendientes muy pronunciadas, intersectando el eje de las ordenadas en 614,6 y 116,7, alejándose, en ambos casos, excesivamente de los antecedentes publicados. Se escoge la alternativa A que alcanza un valor máximo de 15,58, cifra cercana a la propuesta por Hershfield en sus primeras investigaciones y del mismo orden que la encontrada en territorio cordobés, donde se alcanzó un valor máximo de 45,37. Por su parte, Sugai y Fill (1990) estiman valores similares para esta misma duración en Sudamérica.

Tabla 6.2.- Parámetros de las envolventes regionales.

ALTERNATIVA	ESTACIONES	PARÁMETROS	
		k	$\emptyset_0$
A	1. El Sunchal – 2. Río Chico	0,007	15,58
B	3. Yampa II – 4. Sauce Huascho	0,036	614,58
C	2. Río Chico – 3. Yampa II	0,024	116,73

La expresión buscada para la envolvente de las precipitaciones máximas queda entonces definida para la región estudiada como:

$$\emptyset_{PMP} = 15{,}58\, e^{-0{,}007\mu} \qquad \textbf{(6.12)}$$

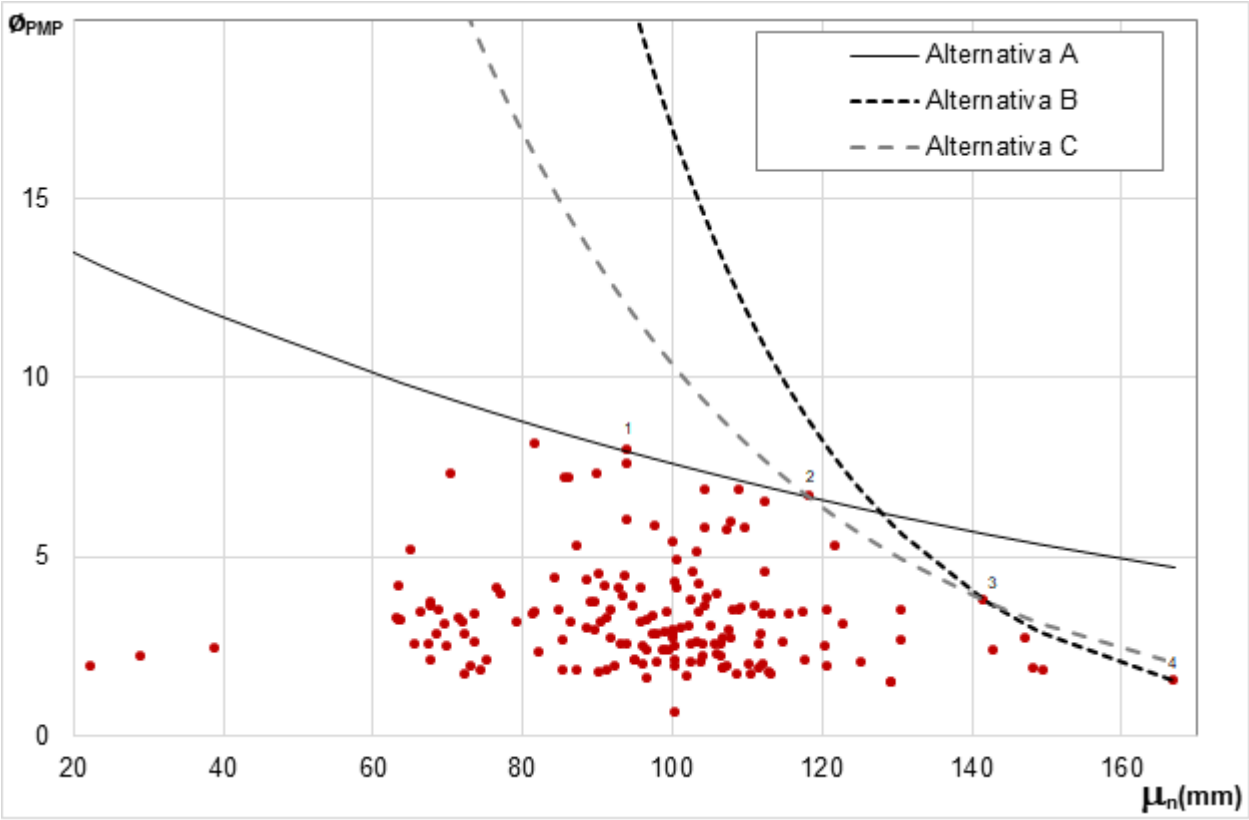


Figura 6.5.- Alternativas de envolvente regional para el factor de frecuencia $\emptyset_{PMP}$.

6.3.2. METODOLOGÍA SINTÉTICA

Incidencia de la longitud de serie en el valor de $\emptyset_{PMP}$

El análisis realizado sobre series sintéticas evidencia la dependencia del estadístico con la longitud de las series analizadas (Figura 6.6).

Se observa la dispersión de valores de $\emptyset_{PMP}$ aún con series de 10 mil años de longitud y como varía con una disminución de la longitud de las series. Esto pone en evidencia la exigencia del método de la envolvente en cuanto a los datos requeridos si se espera lograr resultados verosímiles.

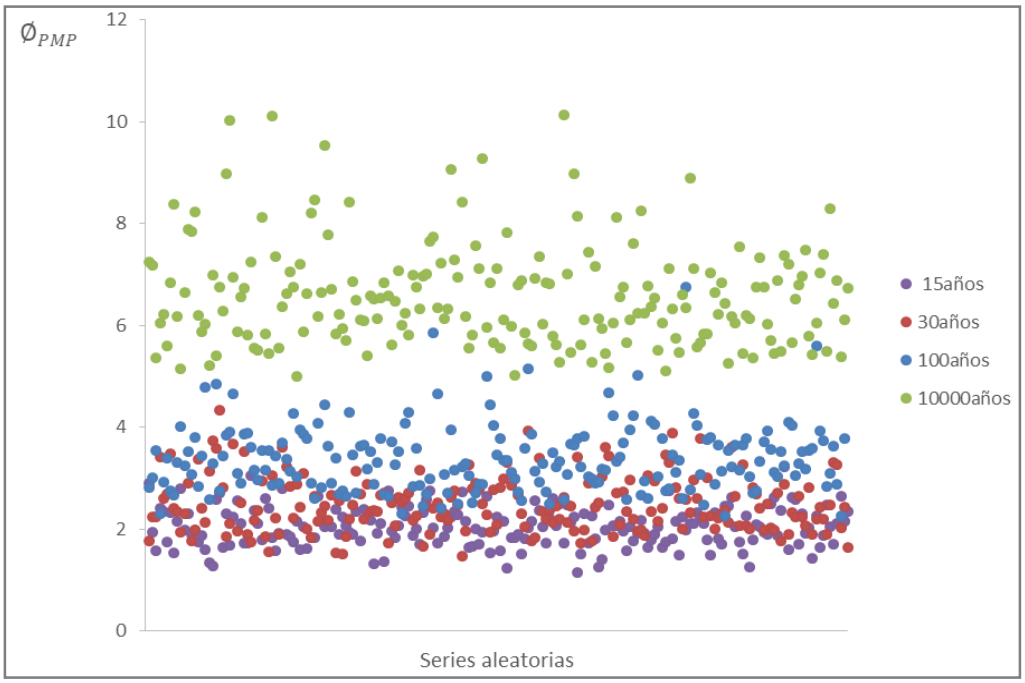


Figura 6.6.- Variación del $\emptyset_{PMP}$ con la longitud de serie.

Variación de $\emptyset_{PMP}$ con la media de máximos anuales

La dependencia del estadístico con respecto a la media de valores máximos se presenta en la Figura 6.7, donde también se manifiesta la incidencia del desvío estándar. Se observa como decaen los valores de $\emptyset_{PMP}$ con la media de valores máximos, aunque para un valor dado de la variable el factor de frecuencia crece al incrementarse el desvío estándar. La notoria dispersión de los datos arroja un coeficiente de determinación múltiple muy bajo (r^2=0,0599) al ajustar a una función exponencial negativa que responde a la siguiente expresión:

$$\emptyset_{PMP} = 16{,}23\ e^{-0{,}02\mu} \qquad \textbf{(6.13)}$$

Modelación de $\emptyset_{PMP}$ vs C_v

Se incorpora a σ_n en el modelo utilizando el coeficiente de variación. En la Figura 6.8 se observa que tanto $\emptyset_{PMP}$ mínimo como medio presentan una variación suave con C_v. La dispersión de los resultados obtenidos para el $\emptyset_{PMP}$ máximo es notoria y se evidencia con un coeficiente R^2 de 0,93 para la función potencial ensayada, levemente inferior a 0,96 obtenido para la función exponencial adoptada como definitiva:

$$\emptyset_{PMP} = 5{,}565\ e^{2{,}01Cv} \qquad \textbf{(6.14)}$$

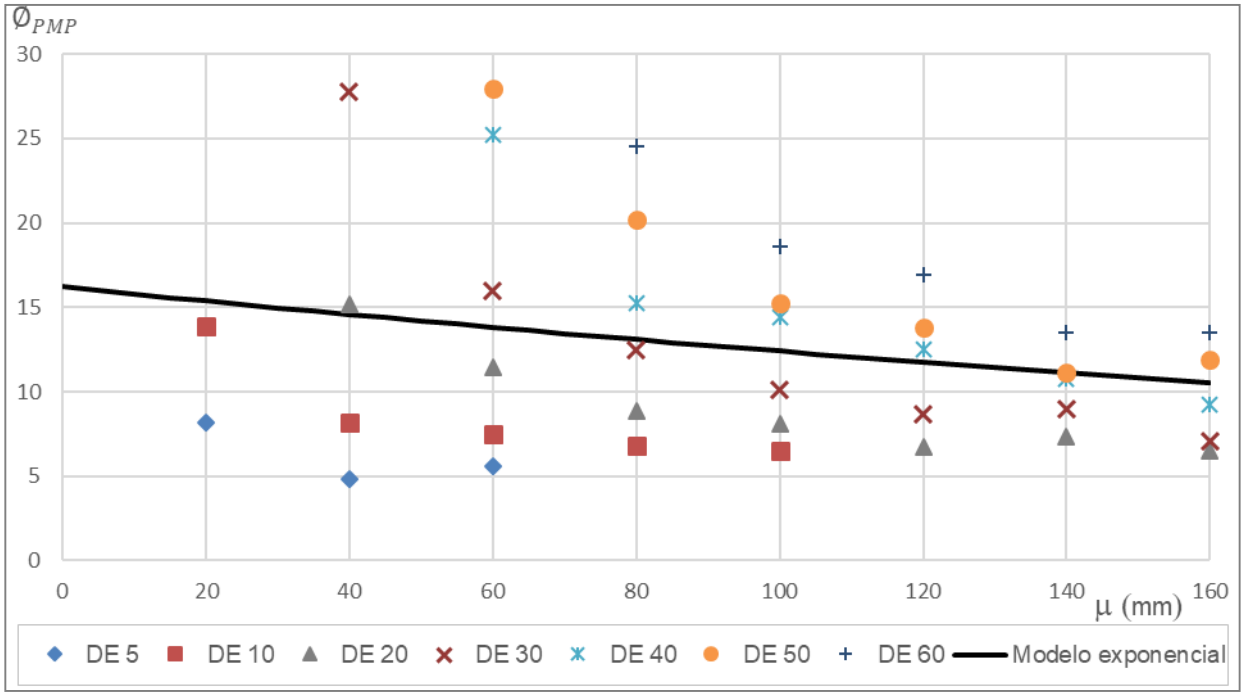


Figura 6.7.- Variación de $\emptyset_{PMP}$ según el Desvío Estándar (DE).

La distribución espacial de la media de máximos anuales (ver Capítulo 9 Regionalización) evidencia su marcada variabilidad en la región, abarcando un rango comprendido entre 20 y 160 mm anuales. Por su parte, el coeficiente de variación presenta mayor estabilidad y oscila entre 0,12 y 0,6 en el territorio. Esto implica que, al involucrar el coeficiente de variación en el modelo, se trabaja con una variable más robusta, que presenta mayor uniformidad en el territorio.

Análisis de sensibilidad a la FDP escogida

La curva ajustada mediante los máximos factores de frecuencia obtenidos según las series con distribución Lognormal se presenta con los puntos de la provincia de Tucumán, donde se observa que queda por encima de todos los puntos observados (Figura 6.9). Además, se incluye en la gráfica los resultados análogos de utilizar las funciones Gamma y Gumbel. En el primer caso se observa que, aunque se evidencia cierta tendencia exponencial, varios de los puntos registrados se ubican por encima del modelo calibrado. Por el contrario, los resultados obtenidos con la función Gumbel no presentan una variación regular con el coeficiente de variación, aunque la línea de tendencia exponencial se presenta siempre por encima de los datos medidos.

Según el resultado obtenido, la función Lognormal manifiesta un comportamiento adecuado para estimar la PMP en aquellas regiones donde su representatividad en pluviometría sea verificada. Este hecho había sido probado anteriormente para estimar precipitaciones máximas de período de retorno acotado a través de una función i-d-T (ver Capítulo 5 Relaciones i-d-T).

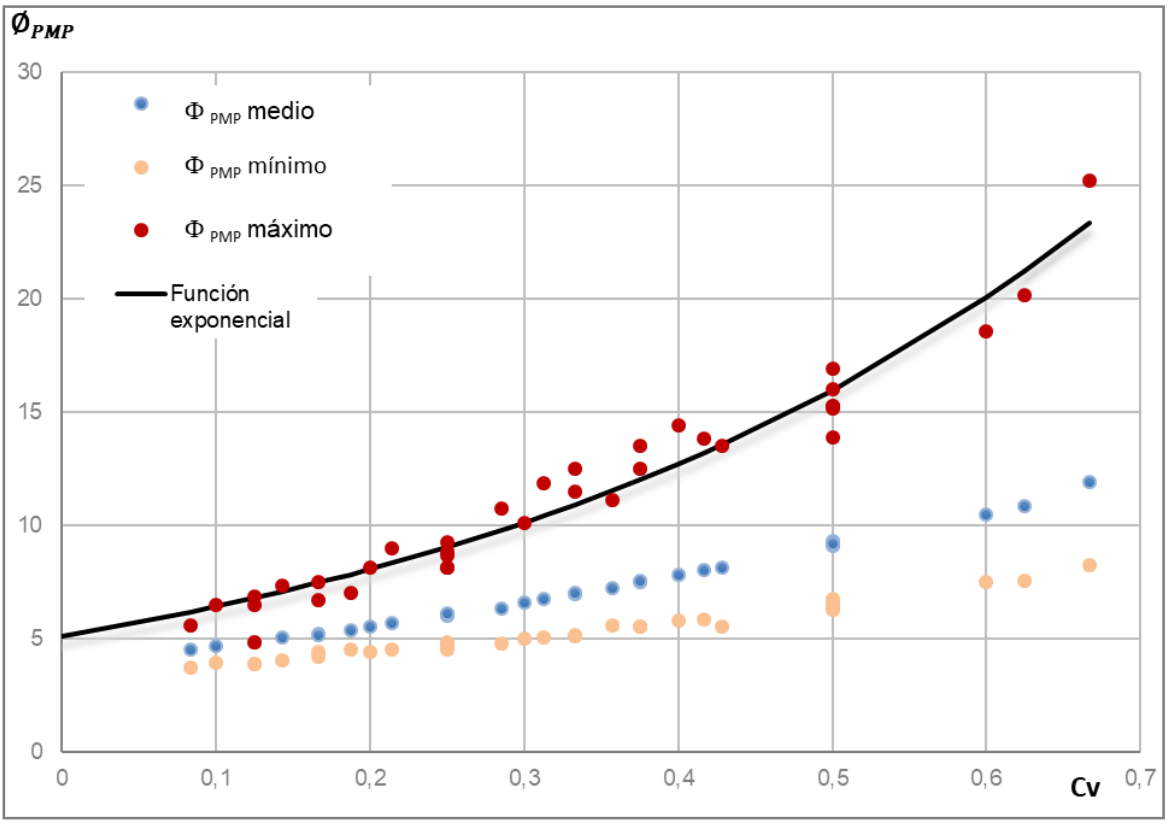


Figura 6.8.- $\emptyset_{PMP}$ máximo, medio y mínimo en función de C_V.

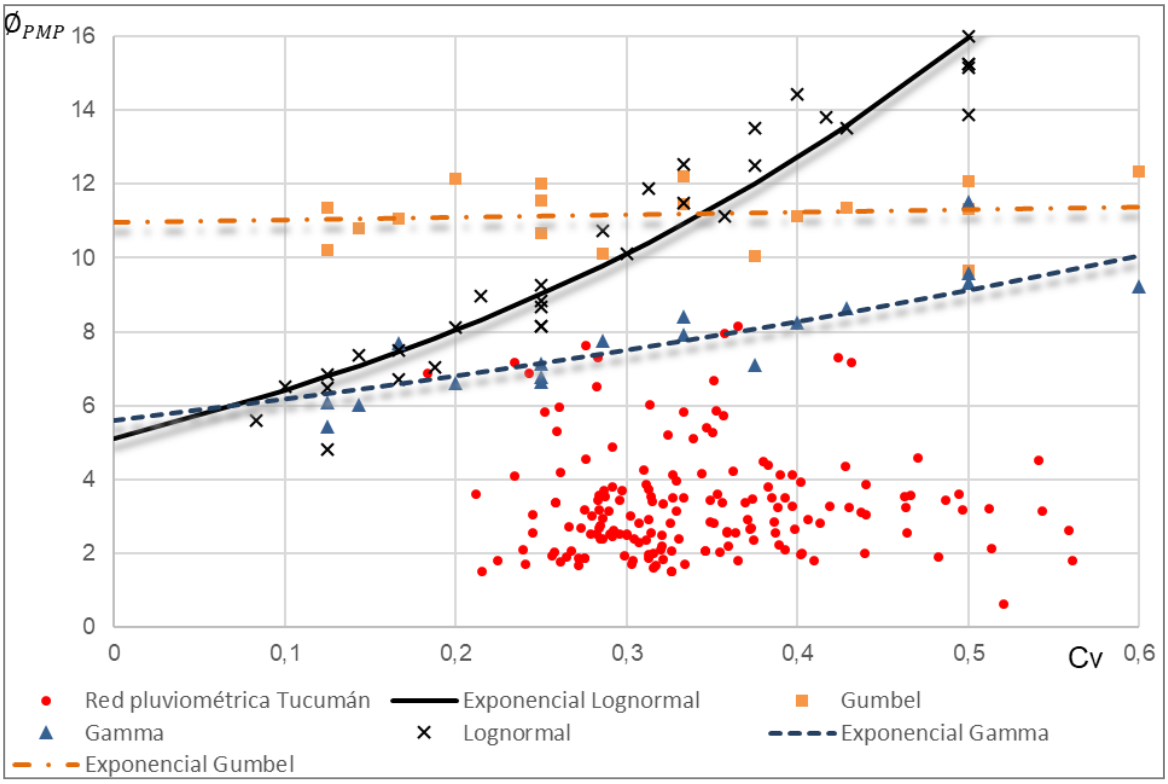


Figura 6.9.- Modelo exponencial de $\emptyset_{PMP}$ versus C_v obtenido con las FDP Lognormal, Gamma y Gumbel. Contraste con los puntos observados.

Comparación de metodologías

La regionalización de la media y el desvío estándar de las series de máximos diarios anuales se realiza a partir de los valores puntuales correspondientes a las estaciones de medición dentro de cierto límite establecido por la disponibilidad de información (ver Capítulo 9 Regionalización). Luego, empleando herramientas de Sistemas de Información Geográfica (SIG) se determina la distribución espacial del factor $\emptyset_{PMP}$ a emplearse en ambas metodologías.

Se estiman los valores $\emptyset_{PMP}$ según la media de máximos diarios anuales para el método de Hershfield convencional y para la metodología sintética según el coeficiente de variación. Se observa que los primeros presentan valores considerablemente menores que los últimos (Figura 6.10). La envolvente regional del método de Hershfield está fuertemente condicionada por las observaciones locales, con lo cual la verosimilitud de su resultado depende de la existencia de registros de eventos extremos en la región. La corta longitud de la mayor parte de las series disponibles genera interrogantes acerca de este resultado, que genera menores estimaciones para la PMP diaria (Figura 6.11). Por su parte, la metodología sintética, independiente de los registros locales, genera un resultado objetivo que sólo depende de la FDP adoptada y del rango del coeficiente de variación en el territorio. Esta última presenta mayores estimaciones, que abarcan desde 309 a 543 mm/día en contraposición con el rango 232 a 314 mm/día del Método convencional. Cualquiera sea el caso, se evidencia una gran variabilidad del factor $\emptyset_{PMP}$ en el territorio, lo cual justifica la adaptación del factor considerando las condiciones climáticas locales, frente al uso de un valor constante.

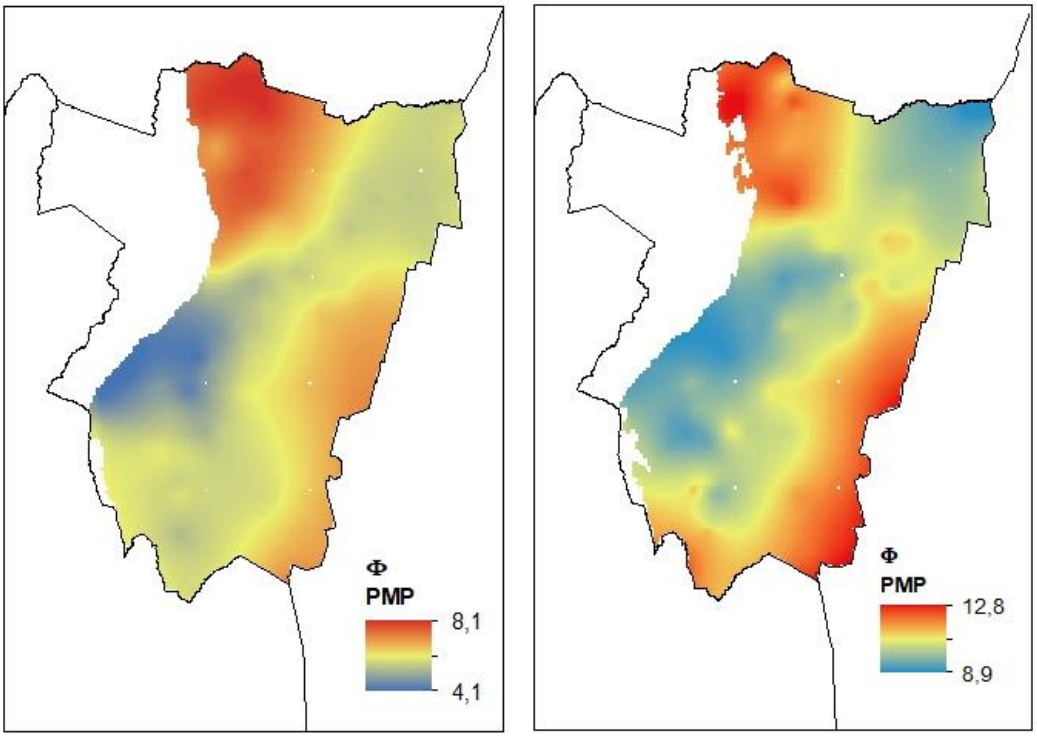


Figura 6.10.- Distribución espacial del factor para el Método de Hershfield (izquierda) y con la Metodología Sintética (derecha).

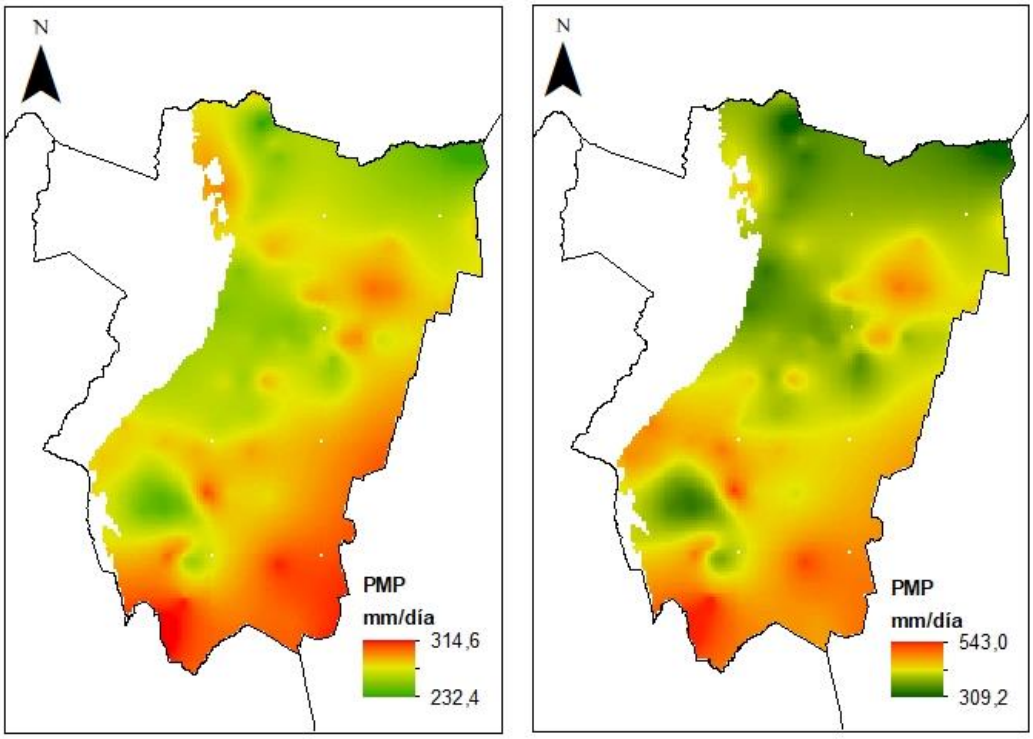


Figura 6.11.- Precipitación Máxima Probable diaria estimada con el Método de Hershfield (izquierda) y con la Metodología Sintética (derecha).

6.3.3. VARIACIÓN DE LA PMP CON LA DURACIÓN

La PMP de 24 horas, necesaria para evaluar las primeras 3 alternativas, se obtiene mediante el método de Hershfield convencional, dado que en éste se fundan las estrategias a contrastar. Se calcula en la EEAOC un factor $\emptyset_{PMP}$ de 7,76 con el cual se estima la PMP diaria empleando la expresión (6.2) que resulta de 340mm.

Calculo de los cocientes entre láminas de distinta duración

Los cocientes obtenidos según PG Weibull para las distintas duraciones presentan similar variación en función de la recurrencia (Figura 6.12). Ante la falta de una tendencia definida, se determina un valor típico para cada cociente, como el valor promedio excluyendo del rango a los valores asociados a recurrencias menores a 2 años - por carecer de interés para diseño hidrológico – y el mayor valor observado, que posee una alta incertidumbre en la recurrencia asociada (García y Caamaño Nelli, 2003).

Los cocientes entre láminas provenientes de una FDP Lognormal se presentan en la Figura 6.13, donde se observa que las relaciones son funciones monótonas crecientes de la recurrencia, y que su mayor variabilidad la presentan para T≤ 25 años. A partir de ahí su variación es muy baja, aunque persiste.

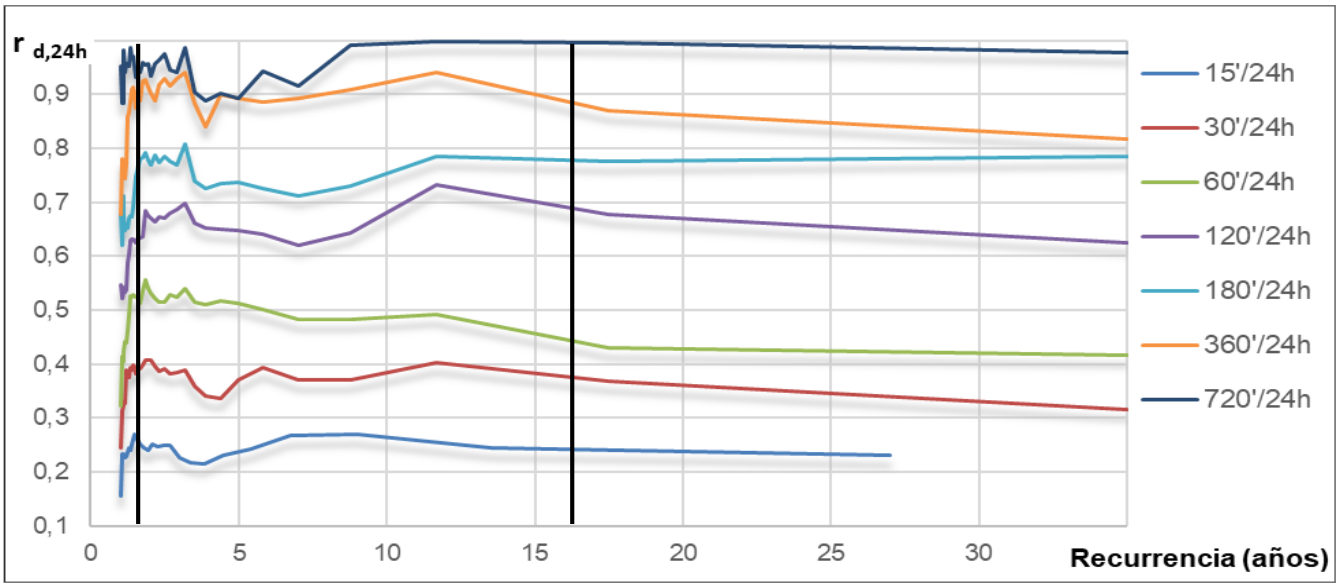


Figura 6.12.- Cocientes entre láminas máximas de distinta duración en función de la recurrencia por posición de gráfica de Weibull.

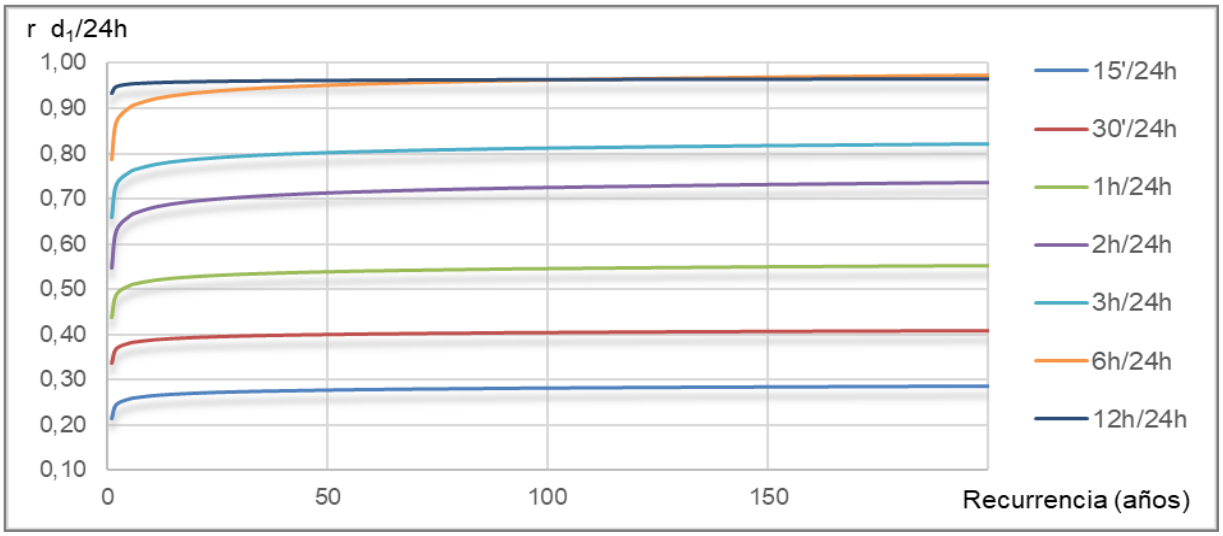


Figura 6.13.- Relación entre láminas de distinta duración obtenidas mediante distribuciones lognormales.

Se observa que la función obtenida para el vínculo $r_{6h/24h}$ intercepta a la de $r_{12h/24h}$, superándola para períodos de retornos mayores a 100 años. Este resultado ilógico, producto de la extrapolación por separado de las series de distinta duración, implica que la lámina estimada decrece con la duración, lo que resulta físicamente imposible, con lo que se descarta esta opción metodológica para la determinación de la PMP.

Las láminas obtenidas a partir de la relación i-d-T (alternativa [c]) carecen del problema anterior, dado que la i-d-T se calibra con las series en su conjunto.

Los valores calculados para los cocientes según cada metodología (excepto la [b], que fue descartada) se presentan en la Tabla 6.3.

Tabla 6.3.- Valores de los cocientes entre láminas de distinta duración según posiciones de gráfica (PG Weibull) y el modelo DIT.

	$r_{15'/24h}$	$r_{30'/24h}$	$r_{60'/24h}$	$r_{120'/24h}$	$r_{180'/24h}$	$r_{360'/24h}$	$r_{720'/24h}$
PG Weibull	0,24	0,38	0,51	0,67	0,76	0,90	0,95
Modelo DIT	0,26	0,36	0,48	0,61	0,69	0,82	0,92

Variación de $\emptyset_{PMP}$ con la duración de la lluvia

A fin de describir la variación de $\emptyset_{PMP}$ con la duración con todas las alternativas, se obtiene $\emptyset_{PMP}$ a partir de la ecuación (6.2) siendo conocidas la media y el desvío estándar de las series de máximos anuales para la EEAOC, para cada duración (Tabla 6.4).

Tabla 6.4.- Medias (μ_n) y desvíos estándar (σ_n) para las series de máximos anuales en la EEAOC.

Duración (min)	15	30	60	120	180	360	720	1440
μ_n	23,22	34,69	46,01	59,78	69,14	82,01	88,75	93,47
σ_n	7,44	10,00	13,15	21,61	26,37	26,28	31,53	32,36

Se observa que las alternativas diferentes de la [d] presentan significativa variabilidad, sin mostrar tendencia definida (Figura 6.14). La alternativa [a] supera al adoptado como constante en todo el rango estudiado. Por su parte, la alternativa [c] presenta una forma similar a la [a] coincidiendo los picos y valles para iguales duraciones, aunque cae por debajo del valor constante en 180 minutos. En vista que ambas provienen de la determinación de vínculos $r_{d,24h,T}$ puede asumirse que la similitud se debe a condiciones específicas de cada duración de lluvia. La alternativa [e], por su parte, oscila alrededor del valor fijo, siendo inferior entre 120 y 600 minutos de duración, aproximadamente, y superior en el resto del rango. Este análisis evidencia el desigual comportamiento de las alternativas evaluadas y la falta de consistencia de la consideración de estabilidad del factor.

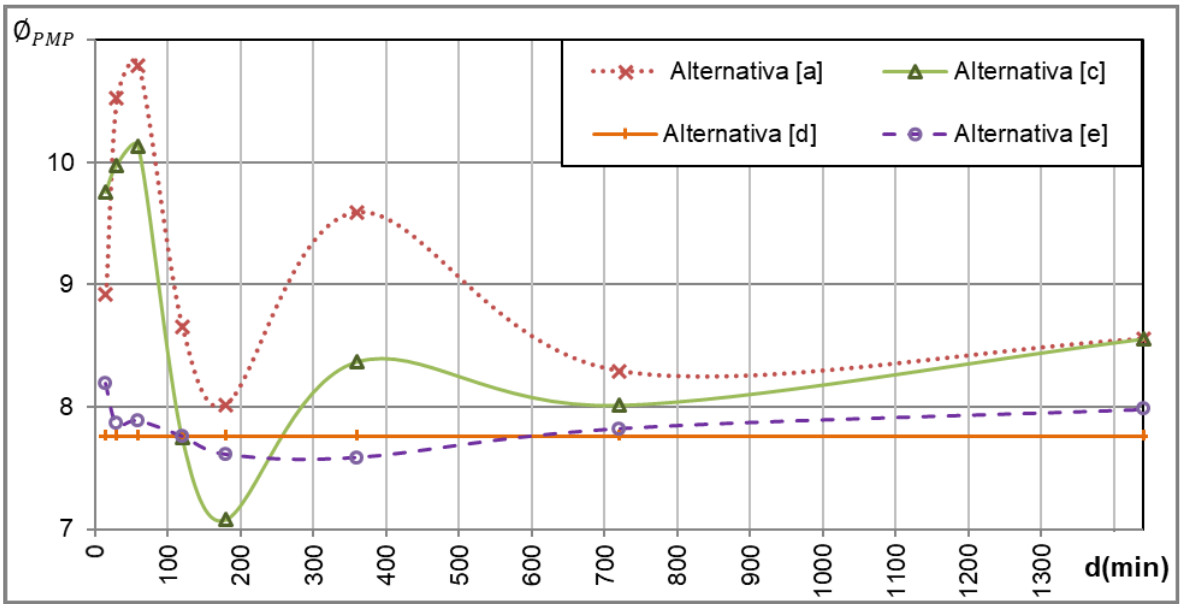


Figura 6.14.- Variación de $\emptyset_{PMP}$ con la duración de la lluvia.

Envolventes regionales según la técnica [e]

La técnica [e] permite obtener envolventes regionales para distintas duraciones. Los resultados de la misma se presentan en la Figura 6.15, donde se evidencia que, según esta estrategia, el factor $\emptyset_{PMP}$ crece con la duración y toma valores cercanos al nulo para medias superiores a 100 mm y duraciones menores a 30 minutos. Estas apreciaciones no se corresponden con el resto de las técnicas presentadas, como se muestra en la Figura 6.14.

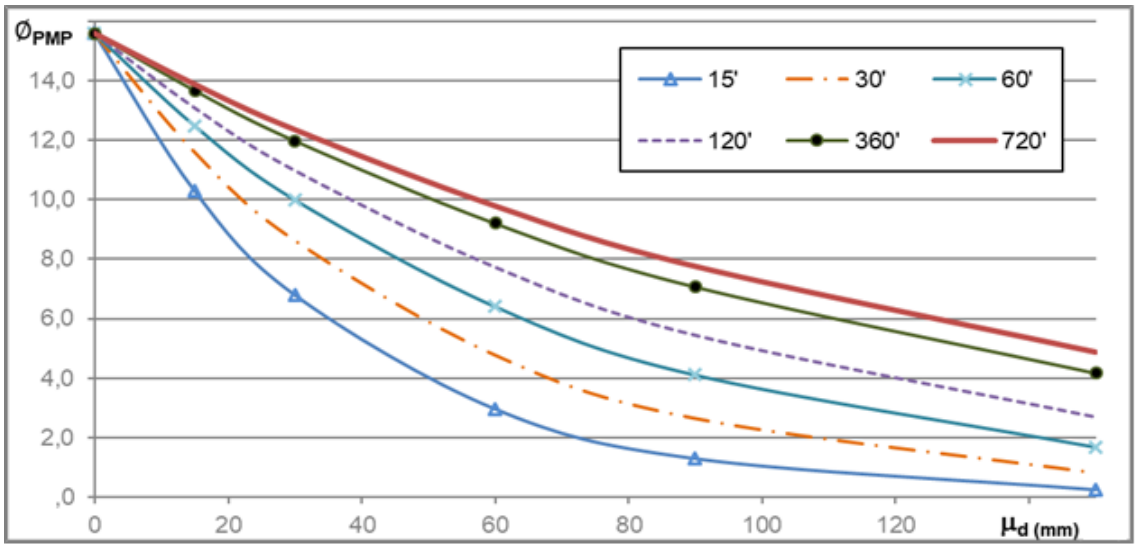


Figura 6.15.- Envolventes regionales de $\emptyset_{PMP}$ para distinta duración de lluvia, según la técnica [e].

Contraste de estrategias

En la Figura 6.16 se presenta la PMP_d obtenida mediante las distintas alternativas, junto con los valores de la precipitación estimada para 200 años de período de retorno. Esta última traza se incorpora como nivel de referencia, a modo de cota inferior, y como pauta de la tendencia de variación presente para recurrencias bajas.

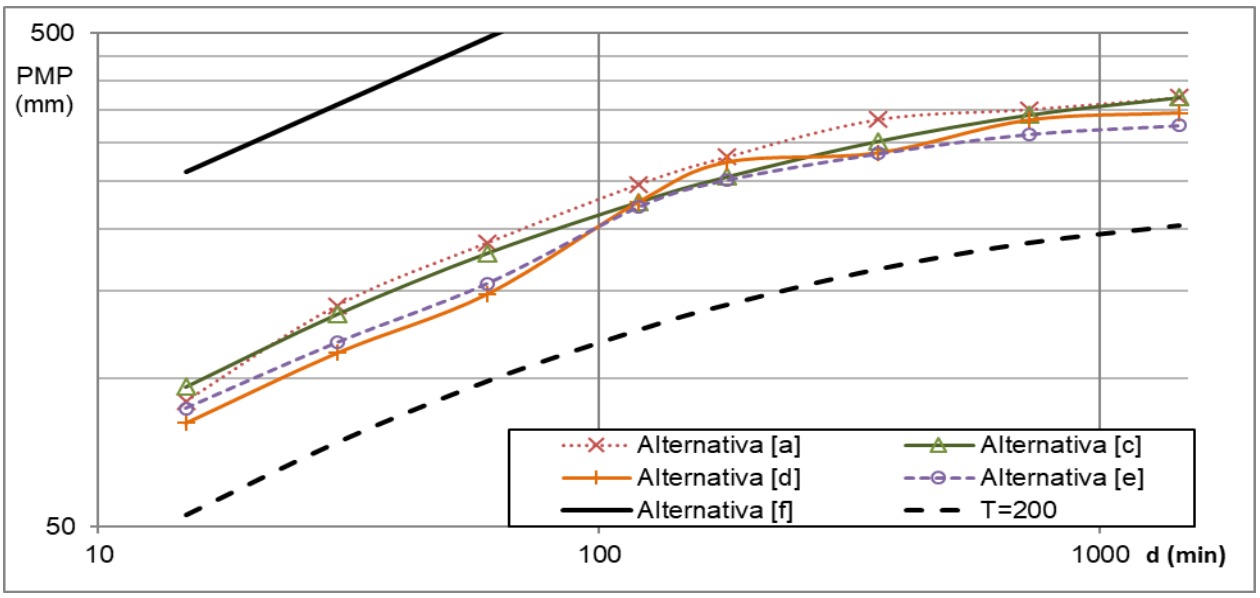


Figura 6.16.- Variación de la PMP con la duración en San Miguel de Tucumán según distintas técnicas.

Se observa que, para todas las técnicas ensayadas, los resultados se encuentran comprendidos entre la curva de 200 años de recurrencia y la envolvente de registros mundiales. Las recurrencias calculadas según la expresión (6.11) se presentan en la Tabla 6.5.

Tabla 6.5.- Recurrencias asociadas a la PMP_d con diferentes técnicas y duraciones.

Técnica	15 min	30 min	60 min	120 min	180 min	360 min	720 min	1440min
[a]	1,54 E+5	2,93 E+6	4,76 E+6	7,78 E+4	3,81 E+4	4,43 E+5	9,19 E+4	1,29 E+5
[c]	4,39 E+5	1,39 E+6	1,91 E+6	2,63 E+4	1,19 E+4	9,15 E+4	6,34 E+4	1,29 E+5
[d]	3,56 E+4	6,41 E+4	6,91 E+4	2,65 E+4	2,78 E+4	4,14 E+4	4,54 E+4	4,51 E+4
[e]	6,21 E+4	7,40 E+4	8,28 E+4	2,65 E+4	2,31 E+4	3,28 E+4	4,92 E+4	6,04 E+4

La opción [a] se define a partir de los cocientes derivados por PG Weibull, asociados a recurrencias muy bajas (del orden de la longitud de la serie medida), hecho remarcado al descartar el último valor del rango por la alta incertidumbre que presenta en la asignación del período de retorno. Es por ello que plantea dudas su uso para recurrencias altas a pesar de resultar en los valores mayores.

La alternativa [b] fue descartada a partir del resultado de los cocientes $r_{d1,24h,T}$, donde la intersección de las curvas extrapoladas por separado, implican el decrecimiento de la lámina precipitada con la duración de la lluvia.

La alternativa [c] presenta una variación regular con la duración, evidenciando un notable paralelismo con la curva de recurrencia bicentenaria. Esto se explica por el hecho de que ambas curvas provienen de láminas estimadas con el mismo modelo.

Por su parte, la alternativa [d] es la correspondiente a $\emptyset_{PMP}$ constante, hipótesis que carece de fundamentos y no se condice con otros resultados antecedentes. Se observa, además, que la curva es la más baja en las duraciones menores que dos horas y mayores que seis (Tabla 6.5).

La alternativa [e] tiene como ventaja que conserva el carácter de regional, dado que sus resultados son envolventes para cada duración. Sin embargo, los valores que genera para las PMP_d en la capital provincial son los inferiores entre dos y seis horas, lo cual genera dudas sobre su idoneidad.

Finalmente, la alternativa [f] correspondiente a la envolvente de máximos mundiales se aleja notablemente del resto de las estimaciones. Esto es así porque las lluvias que definen la envolvente son propias de condiciones geográficas y climáticas diferentes a las de la zona estudiada, con lo que su aplicabilidad solo tiene carácter referencial.

Las alternativas [a] y [c] generan las mayores estimaciones y son acordes con las de otras regiones. A su vez, las recurrencias calculadas se encuentran en el orden de lo esperado para la mayor lluvia esperable. Sin embargo, los cocientes obtenidos mediante PG Weibull están asociados a recurrencias muy bajas, y su carácter de empírico impide su extrapolación a valores mayores. Es por ello que se recomienda la técnica [c], donde los cocientes son independientes de la recurrencia.

A fin de interpolar la relación para duraciones no consideradas, las PMP predichas fueron ajustadas con buen resultado a una función propuesta por Caamaño Nelli *et al.* (2000) para la ciudad de Córdoba, de la siguiente forma

$$PMP_d = b\ (lnd)^a + c \tag{6.15}$$

Los puntos se ajustan adecuadamente a la función propuesta, hecho que se manifiesta con un valor de R^2 de 0,9973. Finalmente, los parámetros obtenidos mediante regresión no lineal definen la siguiente expresión:

$$PMP_d = 109{,}97\ \ (lnd)^{0{,}79} - 150{,}37 \tag{6.16}$$

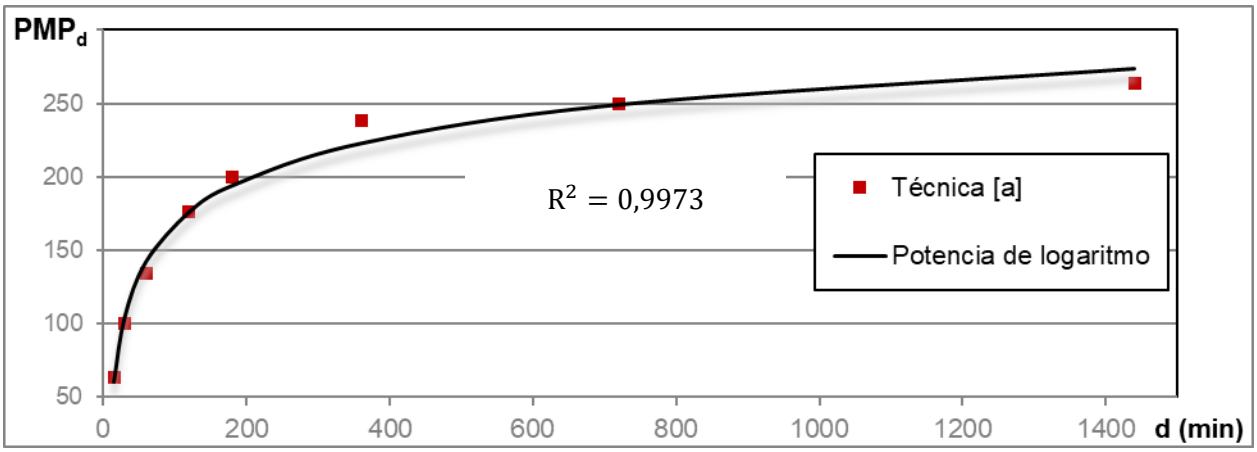


Figura 6.17.- PMP estimada mediante la técnica [c] y su ajuste a una función potencial del logaritmo de la duración de lluvia.

6.4. CONCLUSIONES

Ante la subjetividad en la elección de la envolvente del método de Hershfield, donde, además, se asume que la PMP ha sido registrada en los puntos que definen la curva, se propone una metodología basada en series sintéticas que simulan extensos registros de lluvia máxima diaria anual.

Al no depender de los registros locales se profundiza el análisis, y se pone en evidencia la dispersión del factor de frecuencia máximo $\emptyset_{PMP}$ con la longitud de las series analizadas. Este resultado genera interrogantes acerca de la utilización de series de longitud corta para la estimación de la PMP. Por otra parte, se puso de manifiesto la dependencia de $\emptyset_{PMP}$ con la media de máximos anuales y la influencia del desvío estándar, lo que lleva a considerar su inclusión para la caracterización climática del sitio de la PMP a estimar.

El modelo exponencial propuesto para representar a $\emptyset_{PMP}$ como una función del coeficiente de variación, presenta un buen ajuste al conjunto de datos generados mediante series sintéticas. El mismo reviste carácter general, con lo que posibilita estimar la PMP conociendo tan solo el coeficiente de variación de la lluvia máxima diaria anual local.

La curva generada a partir de series con distribución Lognormal representa adecuadamente la variación del conjunto de datos medidos en la provincia de Tucumán, quedando siempre por encima de los mismos. Por lo contrario, la función Gamma ensayada resulta inferior a ciertos puntos registrados y la Gumbel no presenta una variación exponencial con el coeficiente de variación. El

resultado evidencia que la función de distribución Lognormal es adecuada para representar los extremos con fines de obtener la Precipitación Máxima Probable.

Con respecto a la variación de la PMP con la duración, se compararon diferentes técnicas de estimación que en su mayoría arrojan montos de $\emptyset_{PMP}$ y de recurrencia (para PMP de lapso inferior a un día) acordes a los reportados por la bibliografía. Las gráficas generadas se acercan más a la curva de 200 años de recurrencia que a la envolvente de registros máximos mundiales. Sin embargo, se observa que la hipótesis de $\emptyset_{PMP}$ constante con la duración, así como el reemplazo (en la ecuación para obtener $\emptyset_{PMP}$) de la media de los máximos anuales diarios, μ_n, por los valores correspondientes a lluvias más breves (según propone Koutsoyannis), resultan en recurrencias bajas, con la consecuente subestimación de la PMP.

Tales resultados indican que, para estimar la PMP en un lapso inferior a un día, el método más atinado es reducir el valor obtenido para 1440 minutos, multiplicándolo por el cociente medio entre las láminas de ambas duraciones. En vista de que, los cocientes obtenidos mediante FDP empíricas están asociados a recurrencias bajas y que ajustarlos a FDP teóricas por separado para cada duración conduce a inconsistencias físicas, se recomienda deducir los cocientes de la relación i-d-T, calibrada con las series de todas las duraciones en conjunto.

7. DECAIMIENTO AREAL DE LA LLUVIA

7.1. INTRODUCCIÓN

La evaluación del caudal a partir de la lluvia requiere de la definición de una cuenca de aporte sobre la cual se estima la Precipitación Media Areal (PMA). La problemática en el cálculo de la PMA viene dada por la distribución espacial que presentan las tormentas, donde suele observarse un decaimiento a partir de un valor máximo o núcleo.

Es por ello que los registros puntuales de lluvia son suficientes para el análisis de pequeñas cuencas, donde puede asumirse una distribución uniforme, mientras que en superficies extensas este valor debe ser atenuado para una estimación areal. En este último caso se puede recurrir a diferentes técnicas, siendo la óptima a utilizar dependiente de la información y recursos disponibles, así como de la precisión deseada. Si la superficie en estudio es una llanura con pluviógrafos distribuidos uniformemente, lo más sencillo es promediar aritméticamente las cantidades registradas. En otras situaciones lo más confiable es ponderar las lluvias locales, otorgando pesos a las estaciones mediante el empleo de polígonos de Thiessen, triangulación, o bien, si se conoce el campo de variabilidad espacial de las lluvias, generando isohietas.

La aplicación de las técnicas mencionadas a una lluvia de diseño requiere de extensas series pluviográficas simultáneas que posibiliten un análisis de frecuencia areal. Al ser ésta una situación inusual, lo corriente es afectar el monto extraído de una curva i-d-T por un Coeficiente de Decaimiento Areal (CDA), que representa un porcentaje de la lluvia local a tomar como promedio superficial. Cabe destacar que aun en el extraordinario caso de disponer de más de una función i-d-T en la cuenca de estudio, la ponderación de las estimaciones derivadas de las mismas no es correcta, dado que al calibrarse por separado no contemplan la probabilidad conjunta de ocurrencia de un evento extremo.

En general, los ábacos de atenuación se componen de curvas para varias duraciones, donde cada una de ellas es una función continua decreciente del área de aporte representando el abatimiento de la lámina precipitada al alejarse del núcleo de la tormenta, dentro del cual se asume uniformidad. Por otra parte, dichas trazas presentan menor abatimiento al aumentar la duración, puesto que tormentas más largas tienden a solaparse con otras provocando una mayor uniformidad espacial del suceso (Catalini y Caamaño Nelli, 2003).

Las metodologías empleadas para determinar los CDA son diversas (ver Capítulo 2 Antecedentes), y se aplican, convencionalmente, a tormentas intensas caracterizadas por superar cierto umbral de lámina o intensidad y se delimitan por un tiempo sin lluvia predefinido. Sin embargo, la lluvia estimada a partir de los modelos predicción corresponde a un intervalo temporal con la máxima

intensidad esperable según las condiciones fijadas, y dado que es su atenuación la que resulta de interés, esta debe ser estudiada a partir de eventos similares, y no mediante las tormentas intensas utilizadas tradicionalmente. En efecto, Caamaño Nelli *et al.* (1999) encontraron notables diferencias en los patrones espaciales de los Intervalos de Máxima intensidad media Anual de lluvia (IMA), lo que derivó en el desarrollo de una relación decaimiento-área-duración para IMA: el algoritmo CoDA (Catalini, 2001). La metodología mencionada fue adoptada para el presente sistema experimental que cubre el Gran San Miguel de Tucumán, incluyendo la ciudad capital y sus alrededores. Allí, se encuentra emplazada una red de pluviómetros de alta frecuencia, cuyos registros abarcan quince años hidrológicos comprendidos desde 2001 a 2015.

Uno de los aspectos más discutidos del enfoque descripto reside en el hecho que los IMA no son necesariamente los eventos generadores de las mayores crecidas, que son los que realmente interesan. Esto es así porque los máximos anuales de carácter puntual corresponden, en ocasiones, a episodios pluviales convectivos locales de alta intensidad, que presentan un pronunciado abatimiento con la consecuente subestimación de la PMA. Una posibilidad para subsanar este inconveniente consiste en ajustar las curvas de atenuación a partir de las tormentas causales de las grandes crecidas, y de aquellas de similar magnitud, aunque su efecto no haya sido registrado. Lamentablemente, esto no se puede llevar a cabo en el presente sistema experimental por que la falta de aforos en el cierre de la cuenca urbana donde se emplaza la red de medición imposibilita la selección de dichos episodios.

La situación descripta motivó un abordaje diferente: teniendo en cuenta que la escala meteorológica de los episodios lluviosos tiene influencia en su patrón de distribución espacial (Skaugen, 1997), se analiza su incidencia en los ábacos de atenuación. Este procedimiento permite seleccionar los episodios para la calibración del modelo teniendo en cuenta que los eventos pluviales extremos de la región se caracterizan por su variada tipología, donde conviven intensas precipitaciones de origen convectivo con alta intensidad de lluvia y escaso desarrollo espacial y episodios frontales que con menores intensidades abarcan extensas superficies. A partir del análisis realizado, se logran curvas de abatimiento de carácter general a utilizarse en el diseño de obras hidráulicas en la región.

7.2. METODOLOGÍA

7.2.1. ELECCIÓN DE LAS TORMENTAS

Para el análisis del decaimiento areal de la lluvia se dispone en el presente sistema experimental de una red de 18 estaciones con mediciones simultáneas de alta frecuencia, descripta detalladamente en el capítulo 4 Análisis de la Información.

La corta longitud de las series temporales registradas y el hecho de que ciertos años presenten varios episodios lluviosos superiores al máximo encontrado en otros años derivó en la utilización de series parciales, estableciendo como umbral la lámina estimada para un periodo de retorno de 5 años, recurrencia utilizada en el diseño de desagües urbanos. Se extraen dichos montos de la relación i-d-T local (ver Capítulo 5 Relaciones i-d-T), correspondientes a las duraciones 15, 30, 60, 120, 180, 360, 720 y 1440 minutos (Tabla 7.1), y se seleccionan del registro de cada estación aquellos episodios lluviosos que superan dicho umbral para alguna de las duraciones.

Tabla 7.1.- Lámina máxima estimada (H) en San Miguel de Tucumán para 5 años de recurrencia por duración.

	DURACIÓN (min)							
	15	**30**	**60**	**120**	**180**	**360**	**720**	**1440**
H (mm)	31,3	43,9	58,5	74,2	83,5	98,6	111,4	120,9

Teniendo en cuenta que la lluvia estimada a partir de la función i-d-T es el Intervalo de Máxima intensidad media esperado para la recurrencia fijada (Caamaño Nelli y García, 1999), los eventos analizados en el estudio del decaimiento areal debieran ser de la misma índole. Dado que la serie parcial empleada se compone con intensos episodios pluviales que superan cierto umbral, se definen los eventos de análisis como los Intervalos de Máxima de cada Tormenta seleccionada (IMT), según las duraciones mencionadas anteriormente.

Para su determinación se recorre el registro correspondiente a cada tormenta escogida con ventanas temporales móviles de cada una de las duraciones de interés y se extrae el máximo monto obtenido de cada una para su estudio. La mínima persistencia se justifica por tratarse de una cuenca urbana, con altas pendientes y, por lo tanto, breves tiempos de concentración. El límite superior viene dado por el tamaño de la cuenca y porque los fenómenos pluviales en la región no prevalecen, por lo general, para duraciones mayores, con lo que un intervalo más largo no aportaría información al algoritmo. La elección de la estación núcleo se realiza para cada IMT, de forma que el decaimiento areal de la precipitación resulta siempre decreciente desde el núcleo asumido.

Se impone un mínimo de 6 registros simultáneos para que la tasa de decaimiento areal estimada sea confiable, en vista de su distribución y de las configuraciones de sus polígonos de Thiessen para incorporar un evento al estudio.

7.2.2. INCIDENCIA DE LA ESCALA DE LA TORMENTA

Las escalas espacial y temporal de los sucesos pluviales se encuentran estrechamente relacionadas, hecho que se manifiesta con el gran desarrollo espacial de los fenómenos meteorológicos prolongados y viceversa (Markowski y Richardson, 2010). La calibración del algoritmo de atenuación sin mediar análisis de dichas escalas puede derivar en un excesivo decaimiento, al considerar cortos episodios lluviosos locales sin gran desarrollo espacial.

Los frentes fríos y la actividad prefrontal son los mecanismos generadores de las precipitaciones de mayor volumen en el noroeste argentino (Minetti y Vargas, 2005). Los mismos se encuentran asociados a fenómenos de meso escala, abarcando longitudes horizontales mayores a 20 km y duraciones superiores a 1 hora (Orlanski,1975). Estos intensos episodios pluviales son producto de una fuerte advección de aire húmedo desde el océano Atlántico. Al llegar al interior continental, el aire cálido converge, asciende y descarga su humedad, participando la topografía como factor geográfico. Según Minetti y Vargas (2005) el proceso mencionado resulta, por una parte, de la profundización de la depresión termo-orográfica ubicada en el noroeste argentino, que aumenta el gradiente de presión atmosférica con el borde anticiclónico del océano Atlántico, y, por otra, al calentamiento continental de verano que provoca un gradiente térmico en dirección Norte – Sur (baroclinicidad). La incidencia de la temperatura local, así como de la diferencia de temperaturas

con respecto al sur del país en las tormentas severas ha sido demostrada a través del siguiente Índice de Baroclinicidad (IB) propuesto por los autores citados anteriormente:

$$IB = Tmín_{SMT} + (Tmín_{SMT} - Tmín_{CR}) \quad \textbf{(7.1)}$$

donde $Tmín_{SMT}$ y $Tmín_{CR}$ corresponden a la temperatura mínima en San Miguel de Tucumán y en Comodoro Rivadavia, respectivamente.

El análisis histórico de dicho índice en la capital provincial, indica un valor de 26 como mínimo durante tormentas severas, siendo extremas las que superan 34. Se utiliza dicho índice para verificar la magnitud de las tormentas seleccionadas anteriormente. Luego, para inferir su escala se analiza su duración y cobertura espacial. Para lo último, se trazan isohietas de la precipitación acumulada en los días correspondientes a partir de la red pluviométrica provincial. Se considera el área delimitada por la isohieta de 50 mm/día como la zona receptora de una precipitación de gran volumen. La clasificación de las tormentas distingue aquellas consideradas de Gran Escala (GE), por su extensa cobertura y persistencia, de otras de Pequeña Escala (PE), evidenciadas como núcleos de precipitación aislados de corta duración. Esta distinción entre categorías será detallada posteriormente en los resultados. La calibración del modelo se realiza para ambos tipos en forma diferenciada, a fin de estudiar su incidencia en el decaimiento areal de la lluvia.

7.2.3. CÁLCULO DE LOS COEFICIENTES DE DECAIMIENTO AREAL

Teniendo en cuenta que el sistema de medición sufrió alteraciones en el período de estudio, la superficie de análisis tuvo que adecuarse a dichas variaciones. Es por ello que la delimitación del sistema fue realizada para cada evento de la siguiente forma: el límite externo del sistema se traza mediante la unión de las estaciones exteriores con una línea poligonal, que luego se extrapola en cada segmento, conservando su forma original, a una distancia igual a la máxima entre una estación exterior y la frontera del polígono propio a su estación vecina. Este criterio asume que, si la estación es representativa hacia adentro en una dada distancia, de igual forma lo será para su recíproca distancia exterior. Se elige adoptar la máxima distancia de forma de abarcar la mayor superficie razonable.

Para cada evento, se define una serie de círculos centrados en la estación núcleo (donde se ha registrado el máximo), con un radio incremental de 3 km hasta abarcar por completo la línea poligonal definida anteriormente. Esta disposición permite analizar la variación espacial mediante incrementos sucesivos de área. El cálculo de la PMA se realiza, para las superficies progresivas, ponderando las mediciones mediante polígonos de Thiessen, definidos según la configuración que generan las estaciones activas. En los resultados se presentan los esquemas correspondientes a cada una de las tormentas analizadas (Figura 7.2).

Luego, si llamamos P_0 a la precipitación en la estación núcleo, el CDA para cada IMT, se calcula como el cociente de la ecuación (7.2):

$$CDA = \frac{PMA}{P_0} \quad \textbf{(7.2)}$$

Finalmente, los cocientes calculados se grafican para duraciones fijas en vista de su diferente comportamiento para cada duración.

7.2.4. EL MODELO CODA

Asumiendo que el CDA de una dada duración de lluvia es una función del área, **A**, se utiliza la expresión obtenida por García *et al.* (2000) en una cuenca de montaña ubicada en la región central del país, luego de evaluar expresiones de tipo potencial y exponencial:

$$CDA = 25^{-k}\, A^{k} \text{ ó } \ln CDA = k \ln A - k \ln 25 \qquad \textbf{(7.3)}$$

La expresión resulta válida cuando $A >$ 25 km^2 y k < 0. La fórmula así planteada asume que la lámina de lluvia puntual estimada es representativa en áreas menores o iguales a 25 km^2, por lo que el CDA es unitario. Para mayores valores de área, este coeficiente decae en forma potencial.

Una vez obtenidas las curvas para cada duración, se condensan las funciones definiendo analíticamente la variación de k con la duración (d) según una función potencial, de la forma:

$$-k = a\, d^{-b} \qquad \textbf{(7.4)}$$

donde a y b son parámetros de ajuste.

Se completa así la calibración del modelo CoDA (Catalini, 2001) que representa una función continua del área y la duración a partir de la cual es posible valorar el CDA, aún para duraciones no analizadas.

7.3. ANÁLISIS DE RESULTADOS

Las tormentas que superaron el umbral impuesto resultaron 25 de las cuales 7 fueron por no contar con un mínimo de 6 estaciones con registro simultáneo (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). Se trazaron isohietas de precipitación acumulada diaria de las 18 restantes, para evaluar su área de cobertura. Es posible apreciar que aquellas tormentas que persisten más de 10 horas abarcan siempre longitudes horizontales (LH) mayores que 60 km con excedencia de 50 mm de precipitación diaria. Dichas tormentas, fueron designadas cualitativamente como de Gran Escala y se diferenciaron de aquellas que se presentan como núcleos aislados de tormentas intensas, con duraciones que oscilan entre 3 a 8 horas, clasificadas como de Pequeña Escala. Se recalca que la clasificación propuesta atiende sólo a verificar la influencia de la escala de la tormenta en su abatimiento superficial y no a la determinación de su mecanismo generador, dado que esa evaluación requiere de un diagnostico meteorológico que excede el presente estudio. Se incluye en la

el índice de baroclinicidad húmeda, donde se verifica que en todos los casos supera el valor de 26, mínimo observado en tormentas intensas.

La Figura 7.1 presenta la distribución espacial observada en ejemplos de cada categoría de tormenta. Por un lado, se encuentran los episodios lluviosos correspondientes al 2 de enero de 2006 (Figura 7.1 a) y al 18 de marzo de 2001 (Figura 7.1 b). En ambos casos se observa que se extienden en la zona serrana y el pie de monte del oeste y abarcan parte de la región llana del este. La extensión de la zona con mayor precipitación se encuentra limitada hacia el oeste por la divisoria de aguas representada por las sierras del Aconquija y hacia el norte por las sierras de La Ramada y Medina, lo que denota la influencia del factor orográfico en la precipitación, ya evidenciado en trabajos antecedentes (Minetti y Vargas, 2005). Por otro lado, los campos de isohietas

correspondientes a las tormentas del día 04 de enero de 2001 (Figura 7.1 c) representa, a diferencia de la anterior, una tormenta de escala reducida sobre la capital provincial, en coincidencia con una de mayor escala ubicada en la región suroeste de la provincia. Por último, la tormenta registrada el día 29 de enero de 2015 presenta varios focos de precipitación concentrados en distintas zonas de la provincia (Figura 7.1d).

Tabla 7.2.- Tormentas seleccionadas. precipitación en mm por duración y número de estaciones activas. En negrita se destacan aquellas que superan el umbral impuesto para cada duración.

N.º	FECHA	DURACIÓN (min)								Estaciones Activas
		15	30	60	120	180	360	720	1440	
1	28/11/2000	**40,40**	**52,40**	**60,60**	61,80	67,40	78,00	83,60	93,80	10
2	04/01/2001	**39,40**	**58,60**	**71,60**	**83,80**	**121,20**	**124,20**	**124,40**	**124,40**	8
3	11/02/2001	**39,80**	**64,00**	**114,40**	**175,80**	**198,20**	**218,20**	**238,00**	**238,40**	9
4	25/02/2001	**34,60**	**60,60**	**108,40**	**139,60**	**141,60**	**142,60**	**142,60**	**185,00**	11
5	04/03/2001	**42,20**	**72,20**	**91,60**	**101,20**	**101,80**	101,80	101,80	101,80	10
6	18/03/2001	**53,20**	**75,80**	**85,20**	**85,60**	**85,60**	92,80	93,80	95,60	8
7	14/04/2001	**48,60**	**67,60**	**87,40**	**88,20**	**88,20**	88,20	102,40	107,60	7
8	31/12/2004	**38,20**	**53,60**	**84,80**	**105,00**	**106,40**	**106,80**	106,80	106,80	7
9	02/01/2006	20,80	38,00	49,40	**76,40**	**78,80**	**97,60**	**114,60**	115,40	8
10	16/01/2006	23,40	**44,95**	57,40	**95,50**	**107,95**	**142,49**	**151,36**	**349,36**	6
11	05/01/2007	24,80	**45,40**	**77,00**	**101,00**	**118,60**	**136,40**	**138,20**	**138,20**	8
12	03/01/2008	**36,00**	**64,60**	**86,60**	**101,40**	**112,00**	**120,80**	**124,00**	**124,00**	8
13	18/02/2008	**43,80**	**62,60**	**74,60**	**85,40**	**90,80**	**102,80**	110,40	110,40	7
14	21/02/2008	26,40	**47,60**	**69,00**	**75,00**	75,20	75,20	75,20	75,20	8
15	11/01/2014	27,43	37,59	**60,19**	**81,53**	**93,98**	98,54	99,04	108,71	7
16	29/01/2015	29,97	**52,83**	**82,04**	**105,16**	**106,68**	**106,68**	106,68	113,00	6
17	15/02/2015	21,34	28,45	41,15	49,79	63,51	**99,57**	**120,63**	**143,70**	6
18	25/02/2015	23,64	33,17	44,20	71,60	**96,50**	**105,20**	**117,60**	119,60	6

A fin de calcular los CDA se trazaron polígonos de Thiessen según las estaciones activas en los eventos seleccionados. La Figura 7.2 presenta las configuraciones obtenidas junto con los círculos concéntricos incrementales a partir del núcleo asumido en cada caso.

Tabla 7.3.- Clasificación de las tormentas según sean de Pequeña Escala (PE) o Gran Escala (GE).

Nº	FECHA DE INICIO	LONGITUD HORIZONTAL (km)	DURACIÓN (h)	ÍNDICE DE BAROCLINICIDAD	TIPO
1	28/11/2000	123,9	21,70	29,3	GE
2	04/01/2001	26,4	7,25	27,6	PE
3	11/02/2001	144,14	14,30	39,9	GE
4	24/02/2001	6,74	6,00	35,5	PE
5	04/03/2001	54,5	4,60	34,3	PE
6	18/03/2001	161,0	34,17	40,4	GE
7	14/04/2001	157,3	17,25	34,3	GE
8	31/12/2004	45,1	4,00	35,1	PE
9	02/01/2006	145,9	14,58	33	GE
10	16/01/2006	155, 6	11,42	32,7	GE
11	05/01/2007	72,6	25,42	36,8	GE
12	03/01/2008	52,6	8,42	36,6	GE
13	18/02/2008	107,0	10,00	33,3	GE
14	21/02/2008	23,0	4,50	26,7	PE
15	11/01/2014	63,5	29,08	33,2	GE
16	29/01/2015	18,0	3,33	28,8	PE
17	15/02/2015	74,0	21,67	32,7	GE
18	25/02/2015	159,8	42,83	35,8	GE

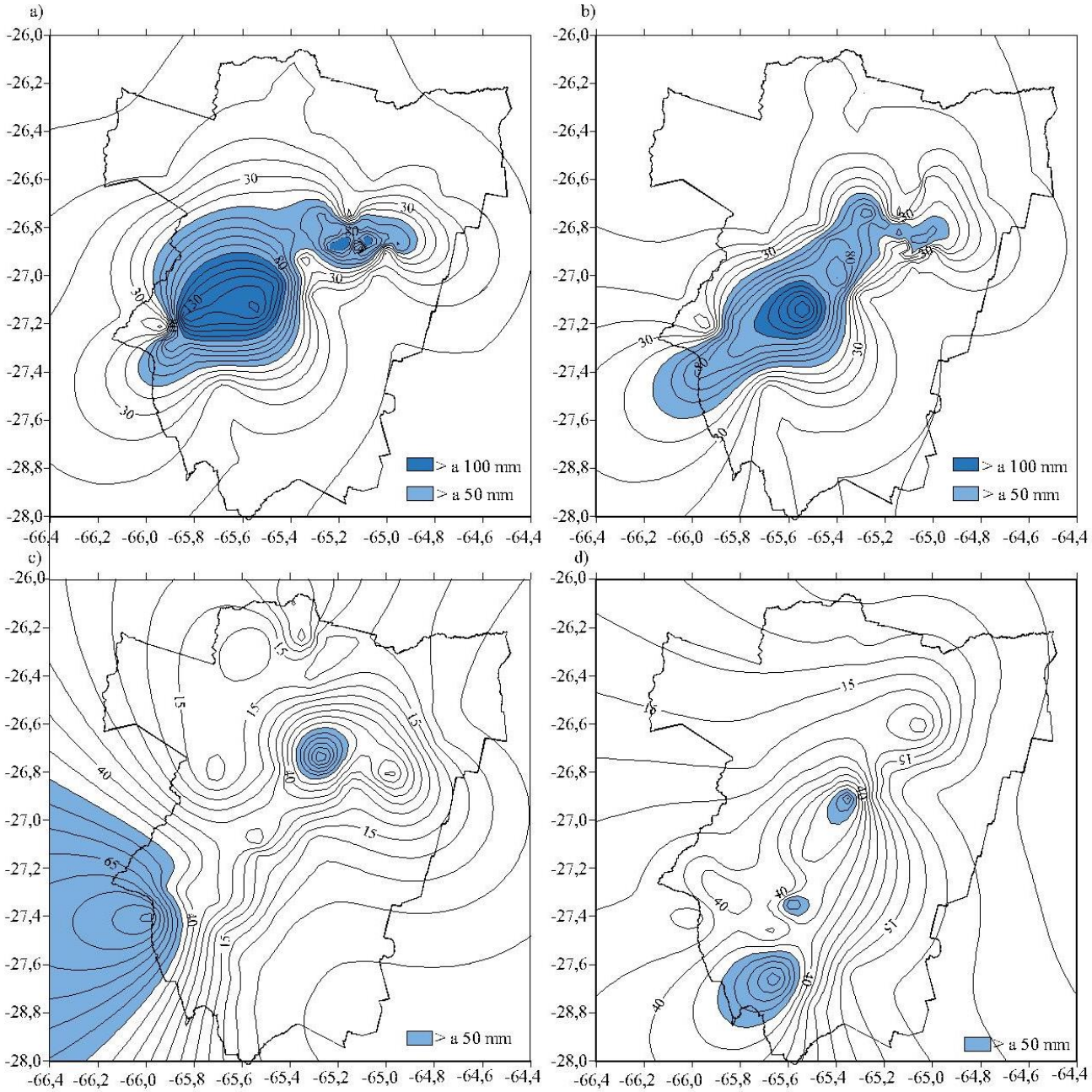
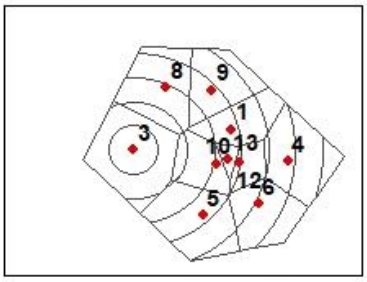
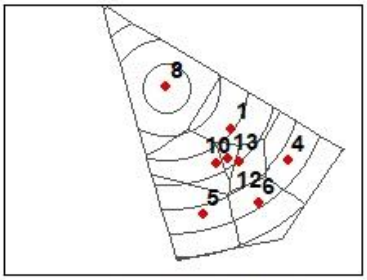


Figura 7.1.- Isohietas diarias para los días (a) 2 de enero de 2006, (b) 18 de marzo de 2001, (c) 4 de enero de 2001 y (d) 29 de enero de 2015.

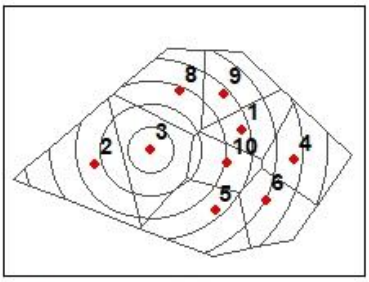
28/11/2000 - Nucleo: Estación 3



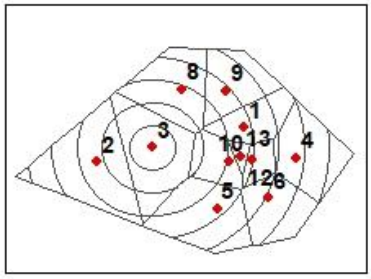
04/01/2001 - Nucleo: Estación 8



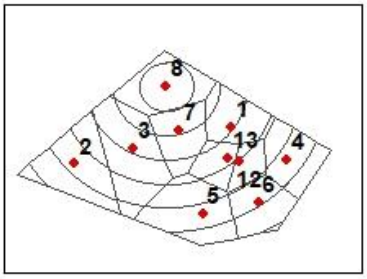
11/02/2001 - Nucleo: Estación 3



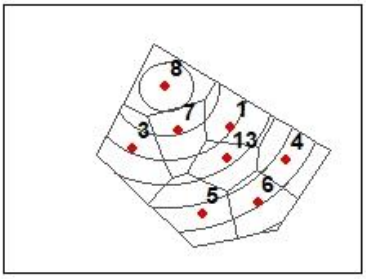
24/02/2001 - Nucleo: Estación 3



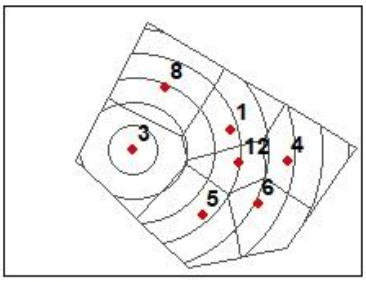
04/03/2001 - Nucleo: Estación 8



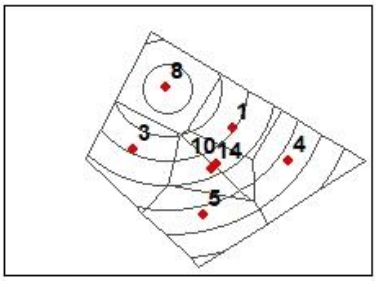
18/03/2001 - Nucleo: Estación 8



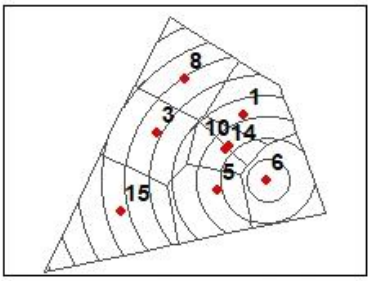
14/04/2001 - Nucleo: Estación 3



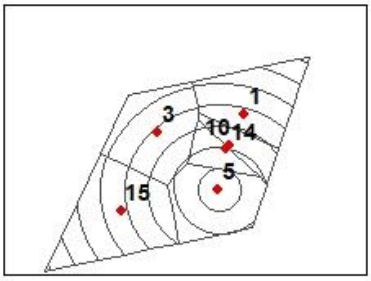
31/12/2004 - Nucleo: Estación 8



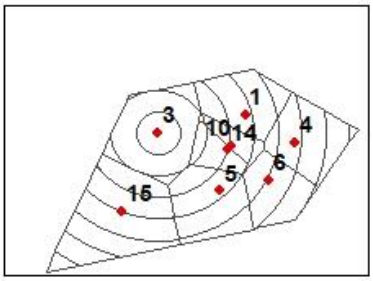
02/01/2006 - Nucleo: Estación 6



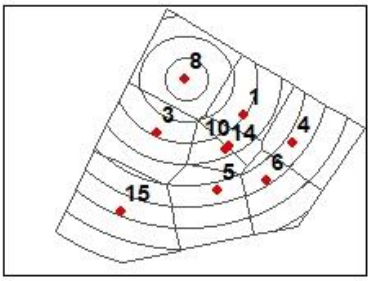
16/01/2006 - Nucleo: Estación 15



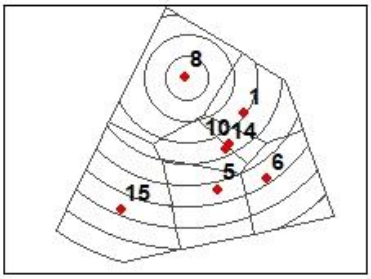
05/01/2007 - Nucleo: Estación 3



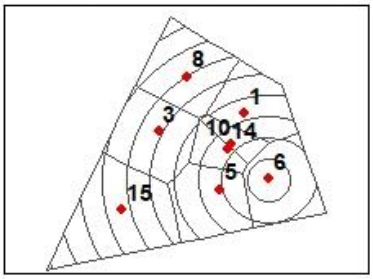
03/01/2008 - Nucleo: Estación 6



18/02/2008 - Nucleo: Estación 8



21/02/2008 - Nucleo: Estación 6



11/01/2014 - Nucleo: Estación 15

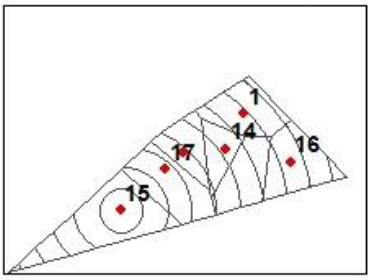


Figura 7.2.- Polígonos de Thiessen para las configuraciones según los registros disponibles.

El ajuste de los CDA observados, diferenciados según la escala de la tormenta se hizo para duraciones de 15, 180 y 1440 minutos (Figura 7.3). El resultado obtenido para 15 minutos es idéntico en ambos casos indicando que para duraciones cortas el decaimiento no se altera por la escala de la tormenta. Por el contrario, la diferencia es notable para 1440 minutos. La lluvia caída se presenta más uniforme en mayores escalas de tormenta, alcanzando un valor de 0,70 para un área de 250 km^2 que supera al 0,54 obtenido para las tormentas de escala reducida. En el caso de los intervalos de 180 minutos se evidencia la disparidad de resultados entre ambas tipologías y el hecho de que las tormentas de gran escala presentan menor decaimiento para esta duración que las de pequeña escala con la máxima persistencia. Este resultado pone de manifiesto la importancia de estudiar la escala de las tormentas, principalmente cuando son de interés las lluvias prolongadas.

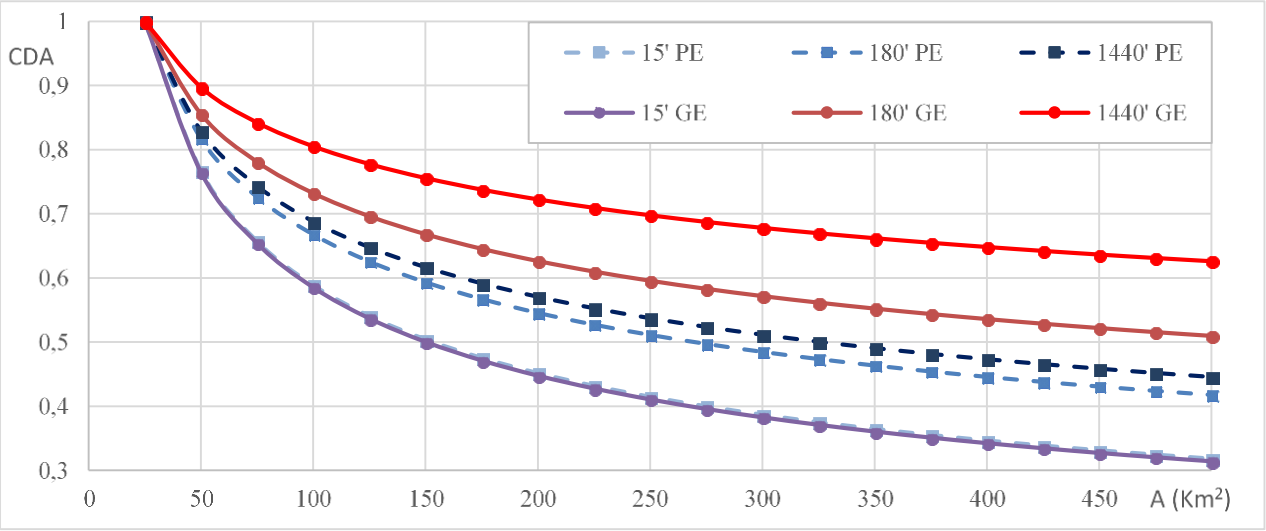


Figura 7.3.- Curvas de los Coeficiente de Decaimiento Areal (CDA) obtenidos para tormentas de Pequeña Escala (PE) y de Gran Escala (GE) para las distintas duraciones indicadas en minutos.

Sin embargo, modelar la reducción areal considerando solo tormentas de gran escala implica asumir la situación más desfavorable, donde el volumen de agua arrojado sobre el territorio es mayor en vista de su reducido abatimiento. El análisis ha puesto en evidencia que las intensas tormentas de pequeña escala, de breve persistencia y pronunciado decaimiento espacial, también son frecuentes en la región y se las debe incluir en la modelación. Esto es así porque considerar la situación más crítica alteraría la probabilidad de ocurrencia de la lluvia puntual que se define

mediante la función i-d-T, asumiendo un determinado riesgo relacionado con los posibles daños asociados al colapso de la obra proyectada. Por lo tanto, lo que se pretende representar es la condición de decaimiento típica, es decir la más probable, para afectar la recurrencia escogida lo menos posible.

Los eventos empleados para el ajuste del algoritmo son los IMT derivados de los episodios lluviosos escogidos. Se observa que al ser algunas tormentas breves no abarcan las mayores duraciones analizadas, quedando entonces los IMT conformados por una importante fracción sin lluvia. Para considerar la escala de los eventos en la modelación se utiliza para el ajuste de cada duración solo aquellos eventos donde la lluvia persiste en todo el intervalo y se descartan aquellos donde ocupa sólo una porción de este. De esta forma, las duraciones prolongadas se calibran solo a partir de tormentas de gran escala, mientras que las más breves incorporan información de las tormentas de pequeña y gran escala presentes en la región.

Esta forma de proceder contempla la escala temporal de la tormenta e indirectamente la escala espacial, dado que ambas se encuentran relacionadas y se ha observado que aquellas con gran cobertura espacial presentan, a su vez, largas duraciones. Por otra parte, aquellas tormentas con intervalos de registro de 1 hora, sólo se utilizaron para los IMT de duraciones mayores o iguales a dicho lapso, por no poder inferir su distribución temporal para persistencias menores. El número de eventos utilizados por duración resultó variable, con un mínimo de 8 eventos para 1440 minutos.

Al estudiar todos los eventos en forma conjunta, se evidencia la dispersión de los resultados, aún al considerar una duración fija. Se observan, en la Figura 7.4 a), los CDA obtenidos para los eventos de 180 minutos de duración, que abarcan un amplio rango de valores, similar al observado en la Figura 7.4 b) , donde se presentan las curvas de atenuación resultantes de la calibración para cada duración de la función potencial (7.3). Estas curvas representan la tendencia media para cada duración separadamente, donde se aprecia que la curva para 1440 minutos es similar a la presentada anteriormente para tormentas de gran escala, resultado esperable en vista de que sólo éstas aportan información para dicha duración. La curva para 180 minutos presenta un valor intermedio entre las resultantes del análisis anterior.

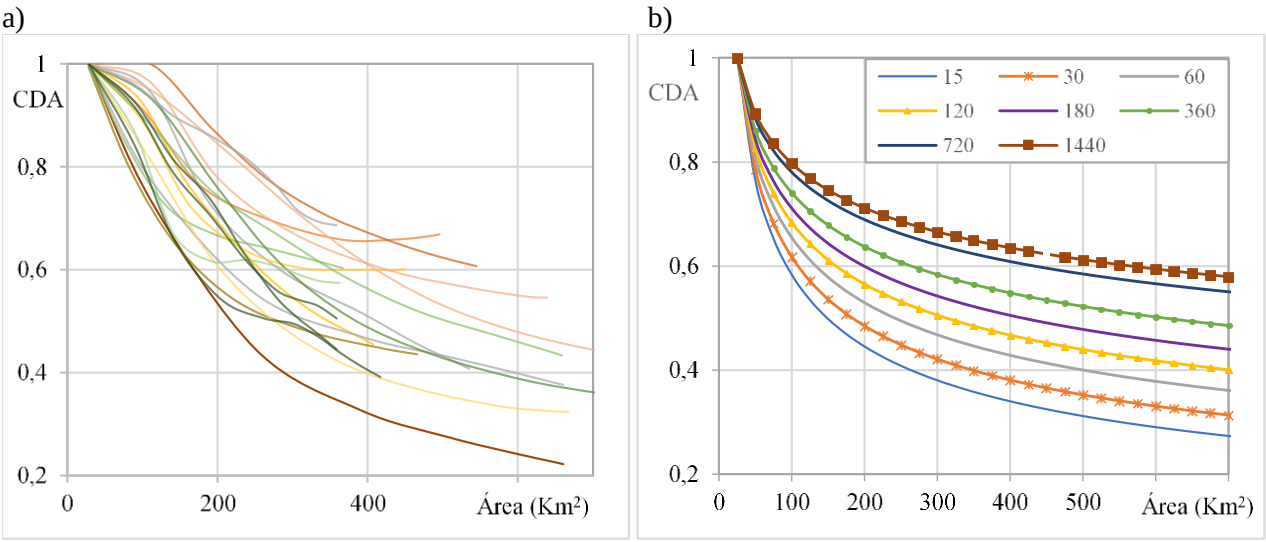


Figura 7.4.- a) Dispersión de los Coeficientes de Decaimiento Areal (CDA) para 180 minutos b) Curvas generales de atenuación espacial para 8 duraciones de Intervalos de Máxima intensidad de la Tormenta (IMT) indicadas en minutos.

Los resultados por duración fueron ajustados a una función continua de la persistencia de la lluvia y el área, que permite obtener los coeficientes para duraciones no ensayadas. Para ello se observa la variación del parámetro k según la duración del evento (Figura 7.5).

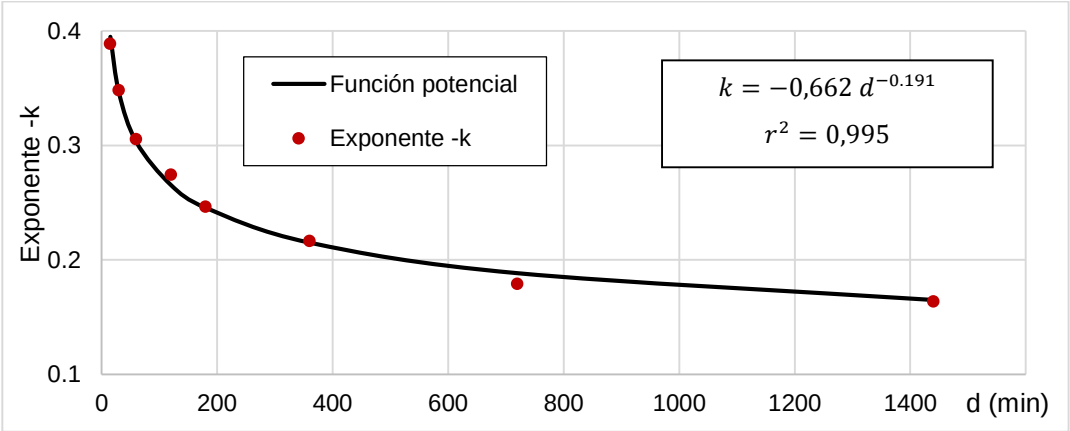


Figura 7.5.- Exponente -k del modelo CoDA en función de la duración (d).

Finalmente, el modelo CoDA calibrado para el presente sistema experimental genera la familia de curvas presentada en la Figura 7.6, que responde a las expresiones (7.3) y (7.5):

$$k = -0{,}662\ d^{-0.191} \qquad \textbf{(7.5)}$$

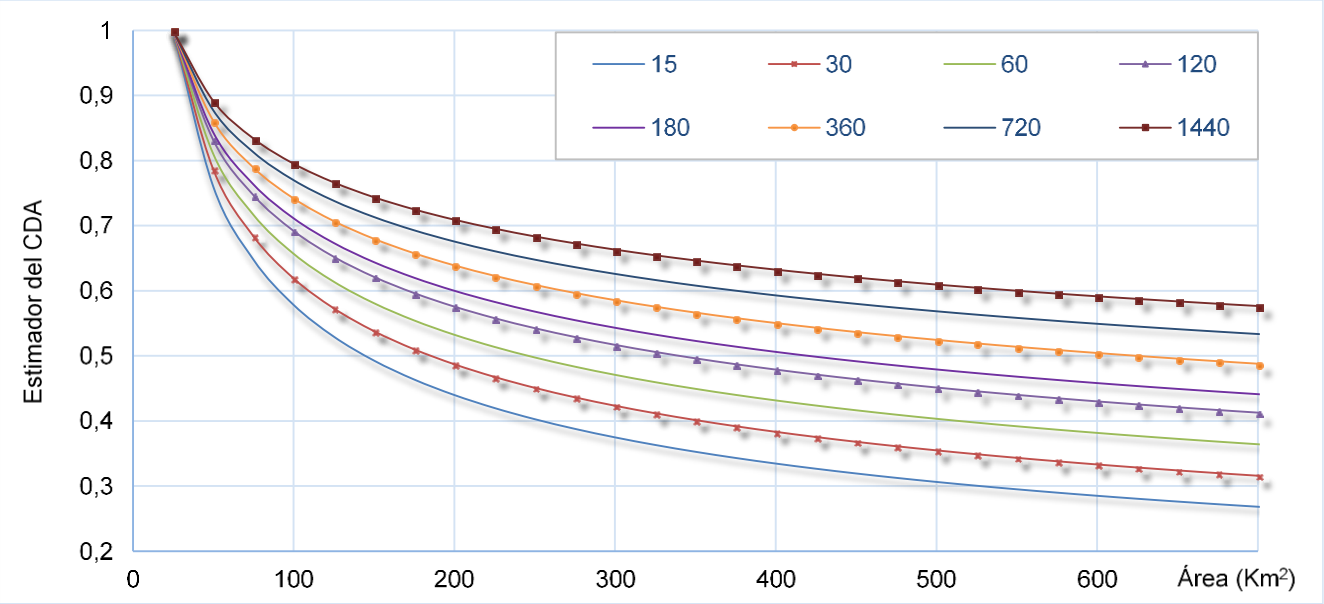


Figura 7.6.- Gráfica de los coeficientes de atenuación areal (CDA) de lámina de precipitación del modelo CoDA para las duraciones indicadas en minutos.

Comparando los resultados con los obtenidos en la cuenca del río San Antonio, en la provincia de Córdoba (García *et. al*, 2000), donde se utiliza el mismo modelo, se observa para 1440 minutos que el decaimiento es más pronunciado en la capital tucumana, siendo 0,85 el CDA obtenido en el ensayo anterior para 500 km^2, superior a 0,61 obtenido en el presente trabajo. Sin embargo, para duraciones cortas los resultados presentan mayor proximidad, alcanzando en ambos casos valores de 0,35 en igual extensión para 30 minutos. Si bien existen diferencias metodológicas en ambos estudios, se manifiesta la dependencia de los CDA a condiciones propias de la región, lo que evidencia la problemática de trasladar este tipo de algoritmos a regiones apartadas del sitio de calibración.

7.4. CONCLUSIONES

El estudio del decaimiento areal de la lluvia en la zona del Gran San Miguel de Tucumán, fue realizado contemplando la escala espacial y temporal de los episodios lluviosos severos registrados en la red de medición.

Para ello, se utilizan series parciales lo que incorpora al análisis un mayor número de eventos con similar severidad que los obtenidos mediante series anuales. Esta metodología permite calibrar el algoritmo propuesto adecuadamente, en regiones donde las series de medición son demasiado cortas. El umbral fijado, asociado a una recurrencia establecida según los fines de diseño del modelo, evita el uso de un valor arbitrario como límite para considerar extremo a un evento.

Las alteraciones sufridas en la red de medición imposibilitan adoptar un área fija para evaluar la precipitación media. La metodología propuesta contempla el uso de áreas variables según los datos disponibles y abarca todo el periodo de registro mediante la elaboración de polígonos de Thiessen para cada configuración.

La densa red pluviométrica provincial posibilitó el trazado de isohietas diarias para visualizar la cobertura de las tormentas que, junto a su duración, permiten caracterizar a las tormentas según sean de pequeña o gran escala. Por otra parte, la determinación del coeficiente de baroclinicidad húmeda resulta una verificación adicional de la magnitud de la tormenta.

Se observa que la diferencia de escala existente en los eventos pluviales tiene gran influencia en el volumen de lluvia que arrojan sobre el territorio analizado, así como en su patrón de distribución espacial y persistencia. El vínculo existente entre la escala espacial y la temporal de las tormentas se pone de manifiesto al coincidir aquellas de larga duración con las que abarcan grandes superficies. Las mismas se diferencian notablemente de los fenómenos locales caracterizados por su gran intensidad, aunque pequeño desarrollo espacio - temporal.

La incidencia de la escala de las tormentas en las curvas de abatimiento areal diverge según la duración estudiada, siendo despreciable para 15 minutos e incuestionable para 1440 minutos, donde se evidencia la mayor uniformidad que presentan las tormentas de gran escala.

Para considerar la incidencia de la escala de los fenómenos pluviales en el modelo, se deducen las curvas de duraciones prolongadas con los eventos (IMT) derivados de tormentas de gran escala, caracterizadas por su extensa persistencia. Para duraciones menores se involucra la totalidad de IMT disponibles, dado que al pretender representar el decaimiento típico de las lluvias intensas de la región se utiliza toda la información disponible en dichos intervalos temporales. De esta forma, se obtiene una gráfica de carácter general a utilizar en el diseño de obras hidráulicas.

Es notable que, aún para duraciones fijas, los coeficientes de decaimiento areal presentan gran dispersión. Las curvas generadas mediante el ajuste del algoritmo representan las condiciones medias de su variación en función del área.

Finalmente, la expresión obtenida de k como función continua de la persistencia de la lluvia y del área permite valorar los coeficientes para duraciones no ensayadas. La comparación con los resultados obtenidos en Córdoba sugiere que los coeficientes de decaimiento areal varían tanto por las condiciones fisiográficas como climáticas propias de la región, por lo que su traslado a otros emplazamientos debe ser considerado con mucha precaución en cada caso.

8. DISTRIBUCIÓN INTERNA DE LA LLUVIA DE DISEÑO

8.1. INTRODUCCIÓN

La gráfica que representa la distribución temporal interna de la lluvia de diseño se conoce como Hietograma Tipo (HT). La misma resulta sustancial para la modelación hidrológica por su incidencia en el hidrograma de proyecto, alterando no solo la magnitud de su pico si no también su volumen y permanencia.

Teniendo en cuenta que la lámina futura estimada ya tiene asociada una recurrencia, función del riesgo asumido para la obra, se pretende asignarle el patrón de evolución temporal más probable, de forma de alterar lo menos posible el período de retorno propio de la lámina. Esta simplificación se realiza a sabiendas de que la verdadera recurrencia de la lluvia de diseño proviene de la probabilidad conjunta de todas las variables que definen sus múltiples atributos. Sin embargo, la información necesaria para llevar a cabo ese análisis rara vez se encuentra disponible, con lo que se torna inviable su realización.

Existen diversas estrategias para la construcción de los HT (ver Capítulo 2 Antecedentes), entre las que se elige siguiendo criterios diversos, limitados por ciertos condicionantes tales como los recursos disponibles, la precisión deseada y las características de la cuenca del proyecto.

Los métodos comúnmente utilizados consisten en sintetizar un patrón representativo a partir del registro de una serie histórica de alta frecuencia, construirlo a partir de información extraída de una función intensidad – duración – recurrencia (i-d-T), utilizar una forma geométrica predeterminada o bien copiar la evolución temporal de un evento crítico registrado. Los últimos dos métodos mencionados son los más cuestionados: la distribución interna de un evento aislado no tiene por qué ser típico y, por otro lado, no se espera que la lluvia tenga un comportamiento tan regular como el descripto por un polígono preestablecido. De esta forma restarían las estrategias de síntesis y extracción como soluciones razonables.

El enfoque extractivo es muy utilizado por sus innegables ventajas: brinda una distribución temporal acorde con la función i-d-T, mediante procedimientos sencillos donde sólo se requiere dicha función para su obtención. Sin embargo, los cuestionamientos a estas técnicas se fundan en el hecho que la relación i-d-T fue calibrada para sus distintas duraciones con los Intervalos de Máxima intensidad media Anual (IMA), que no necesariamente son coincidentes en el tiempo, y al pertenecer a distintos episodios lluviosos no aportarían información acerca de la distribución temporal interna de un evento.

Los métodos de síntesis al sustentarse en episodios medidos gozan del mayor respaldo teórico, lo que los convierte en los predilectos entre los usuarios. Sin embargo, precisan series históricas

registradas con alta frecuencia, a las que se aplican técnicas complejas con múltiples variantes según el autor, por lo que presentan importantes divergencias en los resultados y, dado que no existen argumentos para recurrir a una sobre otra, la elección se torna subjetiva.

Los condicionantes expuestos para la construcción de los HT sintéticos, lleva en numerosas ocasiones a considerar el uso de técnicas de extracción y, en algunos casos, formas geométricas predefinidas. Es por ello que es sustancial estudiar su representatividad y, en caso de encontrarse divergencias significativas, evaluar posibles estrategias de adaptación en aras de su utilización a falta de mejor alternativa. Para ello se compara, en primera instancia, el desempeño de dos técnicas propias de cada uno de los enfoques descriptos y, asumiendo que aquellos obtenidos a partir de registros históricos son más representativos, se analiza la adecuación de los patrones surgidos de otras estrategias.

8.2. METODOLOGÍA

Los enfoques considerados para la construcción de HT son los siguientes:

8.2.1. HIETOGRAMAS SINTETIZADOS DE EVENTOS HISTÓRICOS

La síntesis de hietogramas, cualquiera sea el procedimiento aplicado, resulta en distribuciones adimensionales, que compendian la forma de los eventos registrados en un único patrón representativo.

Las técnicas seleccionadas se aplican sobre los Intervalos de máxima Anual (IMA) de lluvia, definidos según duraciones preestablecidas. Esto es así porque la lámina futura estimada constituye un evento de este tipo (derivado de una relación i-d-T), y por lo tanto es su distribución interna la que resulta de interés para el diseño hidrológico, siendo un hecho comprobado que difiere sustancialmente de la observada en tormentas (Dasso y García, 2003).

Método de Ordenamiento de Intervalos

El método fue propuesto por Pilgrim, *et al.* (1969) y es de frecuente aplicación en Australia. Su aplicación consiste, en primer lugar, en desagregar los eventos según cierta cantidad de bloques, y calcular el porcentaje de lluvia caída en cada uno de ellos, numerándolos en forma creciente a partir del percentil con mayor valor. De esta forma, cada bloque queda asociado a un número de orden, donde aquel con el máximo porcentaje será el primero y los consecuentes continúan la numeración. El procedimiento se aplica a todos los eventos de la serie y al finalizar, se promedian los números de orden asignados a cada percentil. El pico del Hietograma Tipo se ubica coincidente con el bloque de mínimo promedio y acumula un porcentaje de lluvia promedio de los correspondientes al primer número de orden. De la misma forma, se asigna al resto de los intervalos una ubicación y porción de lluvia que constituyen la distribución temporal resultante.

Método de la Distribución Acumulada

El procedimiento desarrollado por Huff (1967, 1970) en Estados Unidos de América, se basa en la función de distribución de frecuencia acumulada de la lluvia. El autor clasifica las tormentas

seleccionadas según el cuartil donde se posiciona la máxima intensidad registrada y, para cada uno de los grupos conformados, desarrolla curvas características de la distribución temporal interna de la lluvia asociadas a probabilidades de no excedencia.

El procedimiento consiste, en primer lugar, en determinar los porcentajes acumulados de lluvia en cada bloque para cada evento. Luego se establecen clases delimitadas según porcentajes de lluvia acumulada en cada lapso (por ejemplo, de 10 en 10), a fin de hacer un análisis de frecuencia del número de eventos correspondiente a cada clase. Luego, para cada bloque, se delimitan distribuciones de frecuencia acumuladas, utilizando como abscisas las clases escogidas, que determinan la precisión del análisis, y las frecuencias acumuladas observadas como ordenadas. Es así como, fijando una probabilidad de no excedencia (generalmente 0,5), se extrae de las gráficas descriptas el monto de lluvia acumulado para cada bloque. El hietograma incremental para la probabilidad de no excedencia impuesta se construye, finalmente, a partir de los valores acumulados extraídos mediante diferencias sucesivas entre lapsos consecutivos.

8.2.2. HIETOGRAMAS POLIGONALES

Consisten en adoptar figuras predeterminadas simples para describir la distribución temporal interna de la lluvia. El hietograma rectangular es el más sencillo, porque implica intensidad permanente de la lluvia. Su uso es corriente al estar implícito en el Método Racional (Pilgrim y Cordery, 1993), utilizado generalmente para evaluar el caudal en pequeñas cuencas. Por otra parte, el hietograma triangular (Yen y Chow, 1980) queda establecido con la altura total precipitada, *P*, y la duración, *d*, que definen el área y la base del triángulo respectivamente. El pico del hietograma viene dado por:

$$\mathrm{h} = \frac{2\mathrm{P}}{d} \tag{8.1}$$

La metodología no precisa la ubicación del pico, con lo que se sitúa mediante el coeficiente de avance de la tormenta, definido como el cociente entre el tiempo al pico, t_a, y la duración total:

$$a = \frac{t_a}{d} \tag{8.2}$$

Es frecuente adoptar este valor según el conocimiento de la lluvia en el lugar. Los gráficos resultantes de estos procedimientos son adimensionales, resultado de distribuir una lluvia unitaria.

8.2.3. HIETOGRAMAS DE EXTRACCIÓN

Los patrones generados a partir de la función i-d-T, distribuyen la intensidad media máxima estimada para una recurrencia y duración establecidas, por lo que son gráficos dimensionales, donde el período de retorno actúa como factor de escala y no afecta la forma de la distribución temporal.

Para la aplicación de este enfoque se requiere definir la intensidad de lluvia en términos de la duración y recurrencia mediante una función i-d-T local. En esta tesis se emplea la relación desarrollada en las cercanías de San Miguel de Tucumán (Ver Capítulo 5 Relaciones i-d-T).

Método de Bloques Alternos

El método de bloque alternos (Chow *et al*., 1994) presenta una distribución discreta de la lámina estimada. Utilizando la función i-d-T, se determinan las alturas correspondientes a cada lapso temporal definido según la discretización deseada, hasta alcanzar la duración total. A continuación, se calculan los incrementos de precipitación en cada intervalo mediante la diferencia entre valores sucesivos. Al decrecer la intensidad con la duración, esta gráfica sería monótona decreciente desde su inicio si se disponen los bloques sucesivos contiguamente. Para una mejor representación del fenómeno, se ordenan los bloques asignando una posición al pico, mediante el coeficiente de avance definido en la ecuación (8.2) y repartiendo a derecha e izquierda del mismo el resto los bloques en forma alternada, de forma que la pendiente sea más pronunciada en la rama ascendente que en la descendente.

Método de la Intensidad Instantánea del Modelo DIT

El método de la intensidad instantánea (II) o de Chicago, ideado por Keifer y Chu (1957) se diferencia del anterior por su traza continua, desarrollada en una rama ascendente y otra descendente, funciones de sus respectivas duraciones d_a y d_b. Ambas se trazan a partir del pico ubicado según el coeficiente de avance, a, definido en (8.2), que representa un factor de peso para la rama ascendente, mientras que el correspondiente a la rama descendente será igual a $1 - a$. La duración total de la lluvia viene dada por la suma $d = d_a + d_b$.

Dado que la intensidad en ambas ramas es igual ($i_a = i_b$), para un incremento de la duración total se incrementan d_a y d_b en forma proporcional. El área bajo la curva representa la altura total precipitada en el evento, $h = d.i$, y se la obtiene mediante la integración de las funciones que definen ambas ramas en su respectivo dominio:

Al derivar h con respecto a la duración se tiene que

$$\frac{dh}{dd} = i_a = i_b = i + d\,\frac{di}{dd} \qquad \textbf{(8.3)}$$

Y el problema se resuelve a partir de la expresión de la intensidad media, i, como función de la duración dada por la relación i-d-T para un período de retorno fijo.

En la presente tesis, para expresar dicha relación se adopta el Modelo DIT en su versión de 3 parámetros (ver Capítulo 5 Relaciones i-d-T), cuya expresión principal es

$$\ln \mathrm{i} = \mathrm{A}\,ø - \mathrm{B}\ \delta + \mathrm{C} \qquad \textbf{(8.4)}$$

donde i es la intensidad máxima esperable calculada a partir de los parámetros de ajuste A, B y C mediante el factor de recurrencia Φ (Caamaño Nelli y García, 1997), y el factor de duración δ (Caamaño Nelli y García, 1999) dado por:

$$\delta = (\ln d)^{5/3} \qquad \textbf{(8.5)}$$

Partiendo de la ecuación (8.4) con un período de retorno fijo, es posible expresar la intensidad media como:

$$\mathrm{i} = \mathrm{c}\ {}^{\mathrm{a}^{\emptyset}}/_{\mathrm{b}^{\delta}} \tag{8.6}$$

donde,

$$\mathrm{a} = e^{A}\ \ b = e^{B}\ c = e^{C} \tag{8.7}$$

Es entonces posible obtener la intensidad en cada rama partiendo de (8.6), y reemplazando el factor de duración,δ, según (8.5). Reordenando, se obtiene la expresión del hietograma de Intensidad Instantánea extraído del Modelo DIT, que en adelante se denominará II-DIT:

$$i_a = i_b = \ i\ \left[1 - B\frac{5}{3}(\ln d)^{2/3}\right] \tag{8.8}$$

La intensidad instantánea definida en (8.8), es proporcional a la intensidad media dada por relación i-d-T, a través de un factor dependiente de la duración considerada en cada paso de cálculo, *d*, y del parámetro B del DIT, asociado a la duración por la ecuación (8.4), que define a dicho modelo.

El análisis del factor de proporcionalidad evidencia la incidencia del paso de cálculo en la intensidad instantánea del diagrama. La resta cuyo sustraendo es función de discretización temporal utilizada, resulta 1 cuando la duración iguala a 1 minuto y disminuye para valores mayores. Este error ya ha sido señalado en estudios antecedentes (Caamaño Nelli *et al*., 2013) y genera una pérdida en la lámina estimada, que debiera coincidir con el área bajo la curva, modificando tanto el valor de la máxima altura como la forma del hietograma. Para corregirlo, se determina la divergencia del área al variar el paso de cálculo y se distribuye la diferencia en la duración total del IMA, proporcionalmente a la intensidad de cada punto.

8.3. APLICACIÓN DE LOS PROCEDIMIENTOS PROPUESTOS

Las técnicas de síntesis propuestas se aplican a los IMA que conforman la serie pluviográfica de 19 años de la EEAOC, en remplazo de las tormentas intensas usadas tradicionalmente.

Para el análisis de la evolución temporal, se dividieron los IMA de 30, 60, 90 y 120 minutos de duración según percentiles. La discretización temporal se encuentra limitada por los registros existentes que, aunque provienen de una gráfica continua esbozada en un pluviógrafo, se encuentran digitalizados cada 5 minutos. Este lapso es el mínimo factible de utilizar en métodos de síntesis y fue adoptado para el resto de las técnicas a fin de igualar condiciones para la comparación. Como consecuencia, el fraccionamiento de los eventos comprende entre 6 y 24 intervalos para persistencias de 30 y 120 minutos, respectivamente.

Por otra parte, se requiere fijar un período de retorno para el cálculo del factor de frecuencia necesario para determinar la intensidad media según (8.6). Dado que la duración no es función dependiente de la recurrencia, el periodo de retorno sólo actúa como factor de escala en el estudio de la evolución temporal de la intensidad y no incide en su forma. Se fija en la presente exposición una recurrencia de 20 años a fin de generar imágenes comparables, y las deducciones derivadas de las mismas serán igualmente válidas para otras recurrencias.

La aplicación del método de Huff (1967,1970) implica la previa clasificación de los eventos según la ubicación del máximo. Dicho procedimiento requiere una extensa serie que asegure un número de eventos razonable en cada tipología para un correcto análisis posterior. Ante la corta longitud de la serie disponible, se sortea dicha etapa y se analiza el conjunto de los eventos. Se adopta para el HT una probabilidad de no excedencia de 0,5, correspondiente a la mediana de la distribución.

Los métodos que asumen polígonos predeterminados y de extracción no disponen la ubicación del pico, a diferencia de los sintéticos, cuyos máximos se posicionan al aplicar los procedimientos. En vista de la arbitrariedad de cualquier criterio y del hecho que el desempeño de las técnicas alternativas se evalúa con base en las sintéticas, se adopta para la construcción de los HT el coeficiente de avance obtenido en la síntesis para mejorar la comparación de las distribuciones, sin infligir a las técnicas alternativas con variables ajenas a ellas.

8.4. ANÁLISIS DE RESULTADOS

8.4.1. MÉTODOS DE SÍNTESIS

Las imágenes obtenidas por las estrategias de síntesis se presentan en la Figura 8.1. El Ordenamiento de Intervalos (OI) da siempre picos más pronunciados que la Distribución Acumulada (DA), con diferencias variables que oscilan entre el 7,5% para 120 minutos y 42,5% para 90 minutos. La magnitud del pico se define a partir del porcentaje de lámina total que acumula, que en el caso de OI desciende al incrementarse la duración desde 36,8% para 30 minutos hasta 18,6% para 120 minutos. Por su parte el resultado de DA presenta un descenso con la duración desde 23,5% para 30 minutos hasta 11,9% para 90 minutos, luego en 120 minutos se revierte la tendencia al concentrase en el pico el 17,08% de la lámina total. Este resultado se explica por el hecho que la serie analizada se compone con 19 eventos, que no pertenecen necesariamente a los mismos fenómenos pluviales que aquellos que componen las series de IMA de otras duraciones, por lo que no se espera que guarden relación entre sí. Además, la escasa longitud de la serie genera que la distribución de cada elemento tenga mayor peso en la composición, con lo cual la alteración de algunos de ellos tiene una gran incidencia en el resultado final.

La disparidad en la posición del pico es evidente, presentándose en OI el pico más adelantado siempre, además, salvo en DA para 30 minutos, se observa que ocurre antes de la mitad de la duración ($a<0,5$).

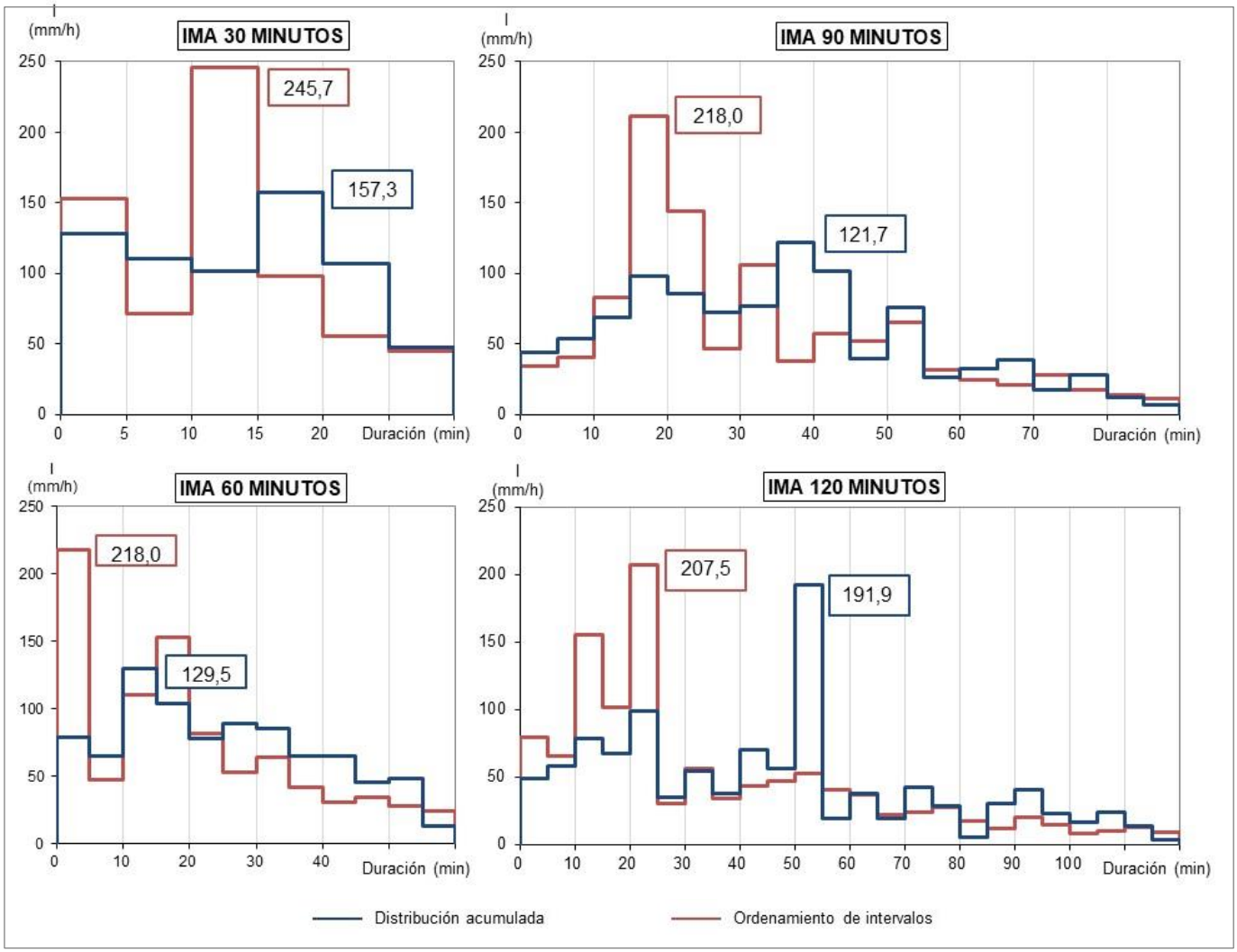


Figura 8.1.- Hietogramas por síntesis para duraciones de 30, 60, 90 y 120 minutos.

8.4.2. HIETOGRAMA DE II-DIT

La obtención del HT por el método de II-DIT requiere del previo análisis del error generado por la frecuencia de cálculo usada. En la Figura 8.2 se presentan las imágenes obtenidas para IMA de 30 minutos al incrementar la discretización, donde se visualiza que la caída en la magnitud del pico para lapsos mayores a 1 minuto no se compensa en el resto del hietograma, lo que resulta en una merma en el área bajo la curva, coincidente con la lámina total precipitada. Se evidencia, a su vez, una variación en la forma del hietograma que para 5 minutos adquiere la forma de una meseta, sin la cumbre puntual presente en el resto de las gráficas.

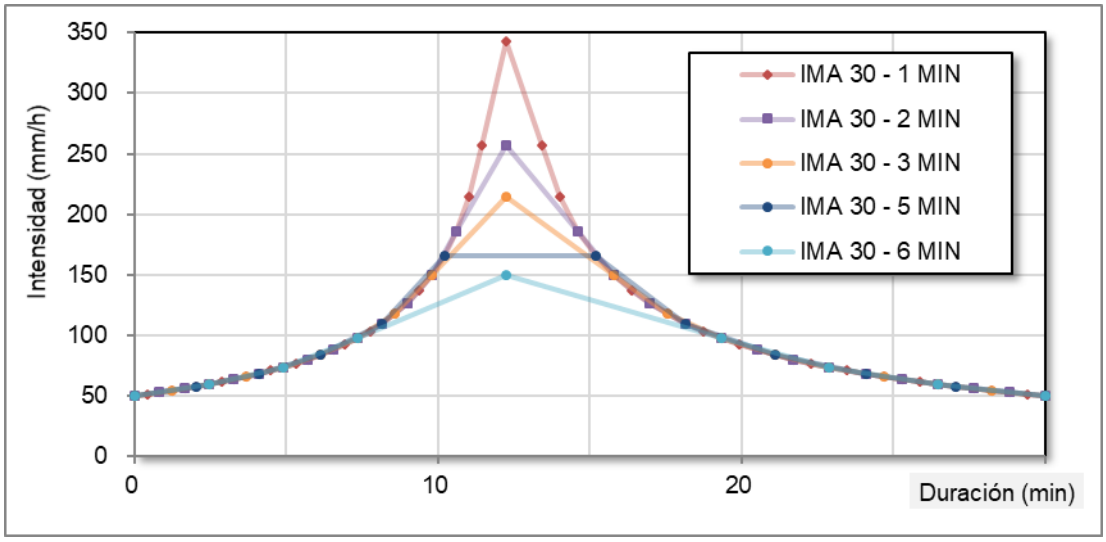


Figura 8.2.- Variación del hietograma para IMA de 30 minutos según el paso de cálculo.

Se evalúa la discrepancia, tanto en la altura total de lámina como en la caída del pico del hietograma (Figura 8.3), para pasos de 1, 2, 3, 5 y 6 minutos, de forma de segmentar las duraciones totales consideradas en un número entero de intervalos.

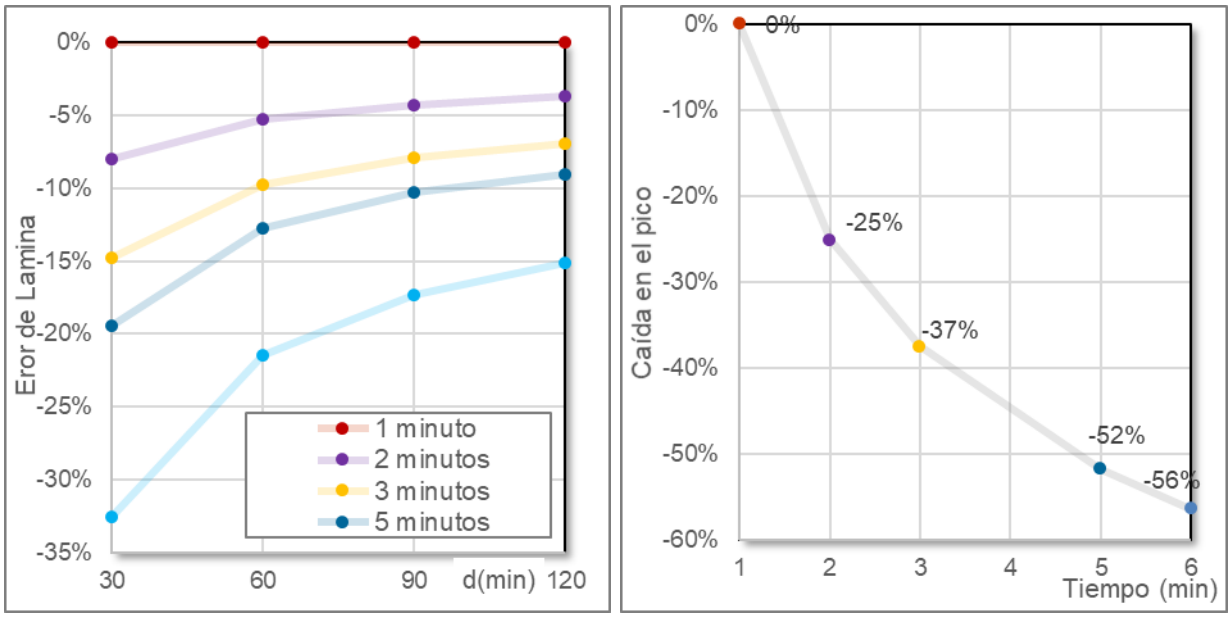


Figura 8.3.- Error relativo en la lámina al variar el paso de cálculo (izquierda y caída en la magnitud del pico al variar el paso de cálculo (derecha).

La incidencia de la discretización usada resulta significativa y varía según la duración del IMA. Se aprecia que, para el paso utilizado de 5 minutos, la caída del pico alcanza un valor de 51,76% con respecto al obtenido con lapso de 1 minuto. Por su parte, la variación de la lámina estimada se encuentra entre -9% a -20% para duraciones de 30 y 120 minutos, respectivamente. Se corrigen los patrones obtenidos con II-DIT mediante prorrateo de la diferencia observada (Figura 8.4).

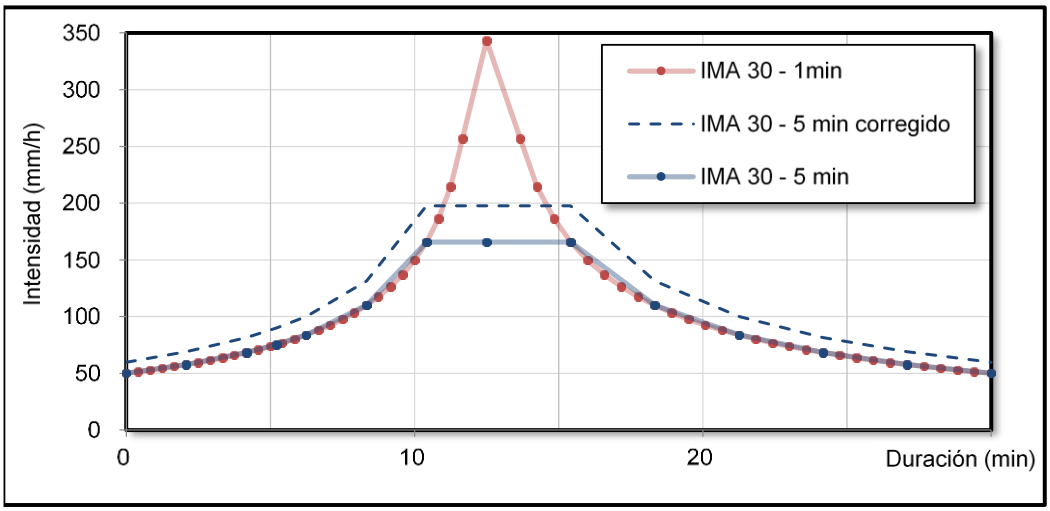


Figura 8.4.- Hietograma de II-DIT con paso de cálculo de 5 minutos corregido.

8.4.3. COMPARACIÓN DE TÉCNICAS DE ESTIMACIÓN

El respaldo teórico de los HT generados a partir de tormentas registradas, avala su utilización para diseño hidrológico, por lo que serán la base de la comparación contra la cual deben probar representatividad el resto de los procedimientos.

En vista que sólo las estrategias de síntesis posicionan la cima del hietograma, se compara, en primera medida, sólo la magnitud del pico de las técnicas alternativas. La diferencia existente entre los HT de OI y DA define un rango de validez en el cual se podría considerar apto un resultado. La Tabla 8.1 presenta las alturas máximas alcanzadas mediante las 6 técnicas propuestas.

Tabla 8.1.- Máximas intensidades obtenidas con las 6 metodologías ensayadas

Duración del IMA (min)	Intensidad máxima (mm/h)					
	OI	DA	BA	II-DIT corregido	Triangular	Rectangular
30	245,7	157,3	248,6	197,8	222,7	111,4
60	218,0	129,5	248,6	186,7	148,0	74,0
90	211,6	121,7	248,6	182,7	113,8	56,9
120	207,5	191,9	248,6	180,5	93,6	46,8

En primer lugar, se destaca el hecho que el pico de Bloques Alternos (BA) supera a los obtenidos mediante síntesis de eventos históricos para todas las duraciones. Esta sobrevaloración de la intensidad máxima del método de extracción discreto genera controversias sobre su representatividad y lo descarta como alternativa.

Por el contrario, se observa que los máximos obtenidos con II-DIT, con previa corrección por paso de cálculo, se encuentran intermedios entre los sintéticos para todas las duraciones excepto para 120 minutos donde queda por debajo del alcanzado en OI, en un 5,94%. Se destaca que el HT propio a II-DIT con un intervalo de 1 minuto coincide en el máximo con el resultado de BA, que excede los picos observados, lo que sugiere que la corrección realizada representa una adaptación

válida de la técnica de extracción a las distribuciones observadas en la mayoría de las distribuciones analizadas.

Resta analizar los hietogramas predeterminados, cuya representatividad ha sido ya cuestionada por otros autores (Alfieri *et al.,* 2008), en vista que los eventos pluviales no presentan una evolución tan regular y por el notable decaimiento de la altura máxima con la duración. Esto sucede en los hietogramas triangulares porque la lámina total, representada como el área encerrada en el triángulo, no crece en igual proporción que la duración total que compone su base. La mencionada caída del valor del pico se ve acentuada en los patrones rectangulares que cuentan con la mitad de dicha altura. En consecuencia, se invalida su empleo para largas duraciones.

En vista del desempeño satisfactorio de II-DIT frente a los HT provenientes de eventos registrados, se analiza la posición del pico a conferirle para mejorar su representatividad de los eventos registrados, y poder así utilizarlos a falta de mejor alternativa. Se compara con las 2 técnicas de síntesis ensayadas y se establece cuál resulta más representativo para, así, asignar el coeficiente de avance. Se contrastan Coeficientes de Pico, calculados como el cociente entre máximos, con el menor ubicado en el denominador de forma de obtener un valor entre 0 y 1, los Coeficientes de Determinación, R^2, para evaluar la distribución general, y una Función Objetivo (FO) producto de ambos (Tabla 8.2).

Tabla 8.2.- Comparación entre HT sintéticos y obtenidos por II-DIT. En negrita los mínimos valores para la función objetivo definida, indicando mayor proximidad en los resultados.

D (min)	Coeficiente de Pico			Coeficiente de Determinación			Función Objetivo		
	II/DA	II/OI	DA/OI	II vs DA	II vs OI	DA vs OI	II vs DA	II vs OI	DA vs OI
30	0,80	0,80	0,64	0,25	0,38	0,06	0,20	**0,31**	0,04
60	0,69	0,86	0,59	0,48	0,59	0,27	0,33	**0,51**	0,16
90	0,66	0,86	0,57	0,48	0,84	0,38	0,32	**0,73**	0,22
120	0,94	0,87	0,92	0,30	0,47	0,26	0,28	**0,41**	0,24

La Tabla 8.2 expone que el método II-DIT es más representativo de OI que de DA tanto en altura de pico como en distribución al presentar una FO mayor siempre. Se destaca que II-DIT corregido presenta mayor similitud con OI que la observada entre OI y DA en todas las duraciones.

Los HT obtenidos para todas las duraciones analizadas se presentan en las Figura 8.5 a 8.8. Se excluye de los gráficos la distribución rectangular para mejor visualización del resto de los patrones. En los casos donde el método no posiciona el pico, se lo ubica coincidente con el derivado de OI para mejorar la comparación, ante la mayor representatividad de II-DIT verificada para ese método.

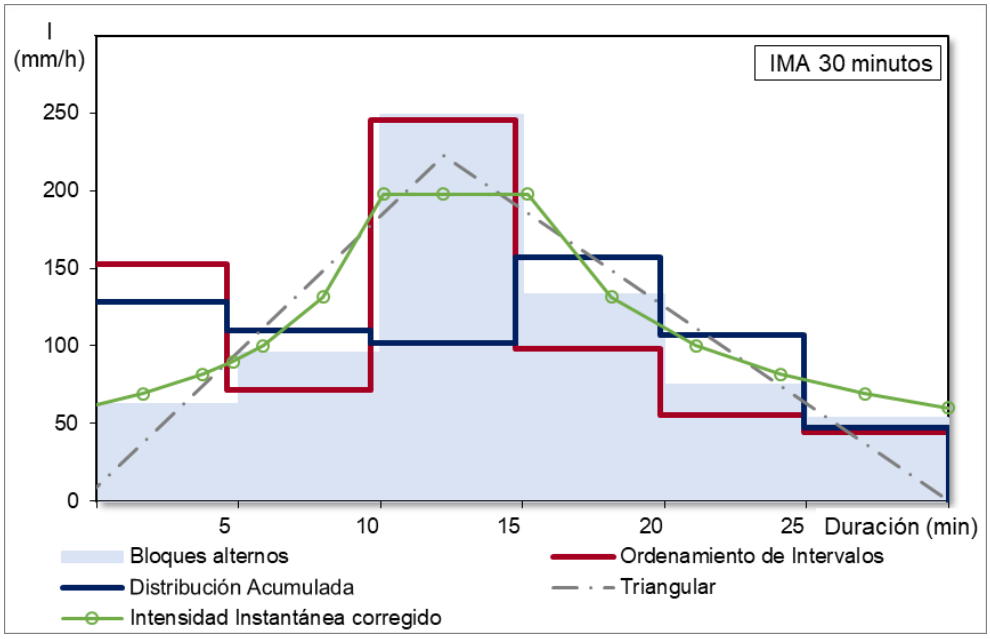


Figura 8.5.-Hietogramas Tipo obtenidos para IMA de 30 minutos

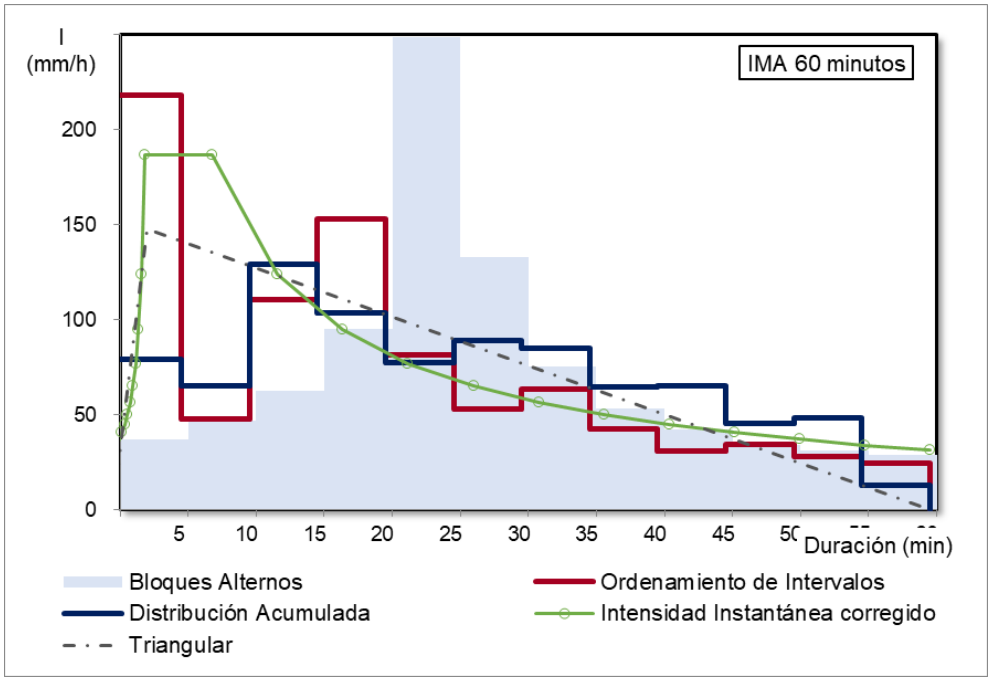


Figura 8.6.-Hietogramas Tipo obtenidos para IMA de 60 minutos.

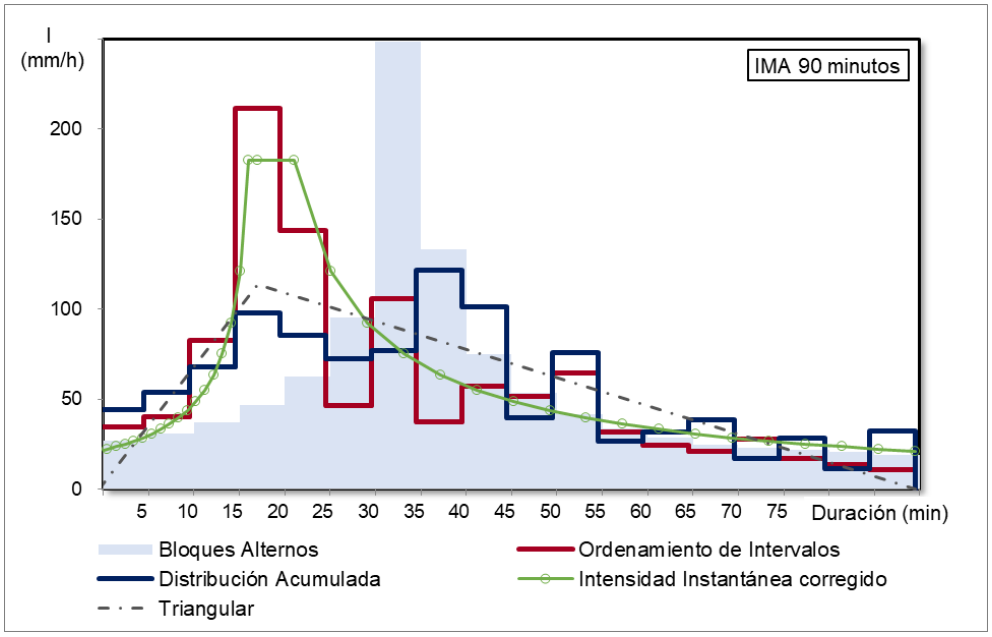


Figura 8.7.-Hietogramas Tipo obtenidos para IMA de 90 minutos.

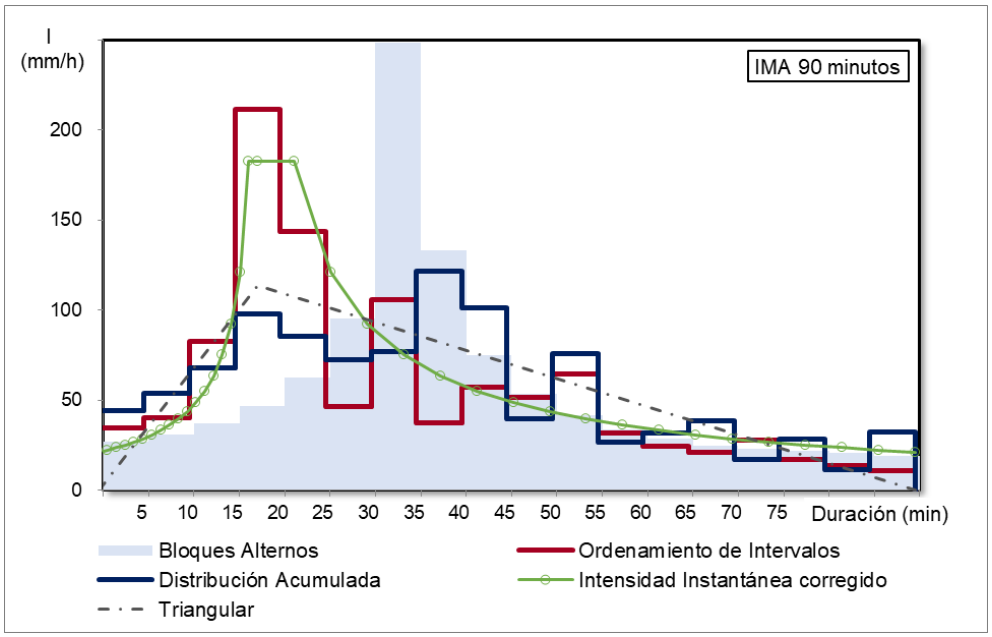


Figura 8.8.-Hietogramas Tipo obtenidos para IMA de 120 minutos.

8.5. CONCLUSIONES

La aplicación de diversos procedimientos para generación de Hietogramas Tipo fue realizada a fin de estudiar la representatividad de técnicas sencillas frente a los obtenidos mediante síntesis.

En primer lugar, se observa que los resultados de los métodos sintéticos difieren notablemente entre sí tanto en magnitud de pico como en su ubicación, siendo subjetiva la elección entre ellos. Sin embargo, al derivarse de eventos registrados, ambos se consideran aptos para diseño hidrológico, y la diferencia observada representa un rango dentro del cual se considera válido un patrón de distribución temporal.

Se destaca el hecho que las cumbres de los Hietogramas Tipo (HT) generados con Ordenamiento de Intervalos (OI) decrecen a mayor duración del evento, situación que no se repite para Distribución Acumulada (DA). Esto no es sorpresivo, en tanto los IMA de distintas duraciones no provienen, necesariamente, de los mismos episodios pluviales, con lo que no se espera que guarden relación entre sí.

Por otra parte, es notoria la mayor uniformidad observada en los patrones derivados de DA. Esto se debe, principalmente a que no se clasificaron los eventos según la ubicación del pico, siguiendo el procedimiento propuesto por Huff, al ser la serie disponible demasiado corta para agrupar los eventos con este criterio.

El análisis de los HT con formas geométricas evidenció que su altura máxima cae en forma pronunciada al aumentar la duración, alejándose de los resultados observados en los registros históricos. A demás, su forma tan regular no es representativa de la distribución temporal de un evento por lo que su uso no es aconsejable, sobre todo para duraciones largas.

Con respecto a los métodos extractivos, se concluye que el método de Bloques Alternos (BA) sobrevalua la intensidad máxima observada en las dos técnicas provenientes de síntesis, con lo que se descarta como alternativa válida. En el caso de Intensidad Instantánea del Modelo DIT (II-DIT), se nota que el paso de cálculo utilizado modifica tanto la altura de pico como la forma del hietograma. La altura máxima, que coincide con la de BA para lapso temporal de 1 minuto, decae para mayores intervalos, así como el área bajo la curva dado que no se compensa en el resto de la distribución. Dicho error depende, a su vez, de la duración del IMA estudiado. Afortunadamente, la rectificación de la pérdida de lámina observada en II-DIT, mediante prorrateo de la diferencia en toda la duración del evento, aproxima el resultado a los HT sintéticos, que quedan comprendidos en el rango válido para la mayoría de las duraciones estudiadas.

La comparación entre técnicas propuesta indica que la técnica II-DIT, una vez corregida, es más representativa de OI que de DA tanto en altura máxima como en la distribución. Además, presenta mayor similitud, con OI que la encontrada entre los HT sintéticos entre sí. En vista de este resultado y dado que los métodos de extracción no definen la ubicación del pico, se lo ubica en coincidencia con el máximo obtenido en OI, por su mayor representatividad.

Finalmente, el desempeño de II-DIT corregido muestra que la técnica es susceptible de adaptarse para aproximarse a los HT sintéticos y que su utilización es admisible en ausencia de mejor alternativa.

9. REGIONALIZACIÓN

9.1. INTRODUCCIÓN

La lluvia de diseño se adapta al emplazamiento de cada proyecto incorporando las variables climáticas locales a los modelos de predicción. Dado que las estaciones meteorológicas son registros puntuales, es muy frecuente que no existan en el sitio de proyecto los datos necesarios para su adecuación, por lo que resulta indispensable disponer de un mapa con una representación continua de los parámetros o de las variables empleadas. Para ello, existen diversas técnicas de regionalización que convierten la información puntual en superficies de valores mediante interpolación espacial.

La distribución espacial de la lluvia está determinada por múltiples factores, como ser las barreras orográficas, la circulación atmosférica, la distancia a la fuente de humedad. Al ser el resultado de una interacción de fenómenos tan complejos, su análisis determinístico se torna inviable y conviene adoptar un enfoque estadístico, asumiendo que el valor que adquiere en cada punto es el resultado de un proceso estocástico. Es por ello que para su análisis se recurre a la geoestadística, empleada con frecuencia para estudiar la distribución de variables ambientales. Aunque existen múltiples modelos matemáticos para lograr una interpolación, como es el caso de la distancia inversa cuadrada o *spline*, sólo la geoestadística cuantifica el error asociado a la predicción, con lo cual permite establecer su grado de validez. Esta metodología parte de considerar y modelar la estructura de autocorrelación espacial de una variable generando una predicción optimizada de la misma, con una mínima y conocida varianza (Oliver y Webster, 2015). La herramienta fundamental para la transformación de la información puntual en grillas de valores es el algoritmo Kriging. El resultado final consiste en mapas de las variables y parámetros necesarios para los modelos de predicción de lluvias máximas, estén asociadas a una recurrencia o se traten de Valores Límites Estimados. Luego, la estimación de la lámina requerida, según la obra a proyectar, se realiza en forma directa a partir de la consulta a los mapas desarrollados.

9.2. METODOLOGÍA

La teoría de variables regionalizadas postula que el valor que toma una variable ambiental en un lugar del espacio es una realización de un proceso aleatorio con distribución de probabilidad normal de media y varianza constante. La verificación de la normalidad de la distribución se realiza comprobando simetría en el histograma de frecuencia, proximidad entre la media y la mediana y que el coeficiente de asimetría sea inferior a 1 en valor absoluto (Córdoba *et al*., 2014). Además, las uniformidades de la media y varianza, denominadas estacionariedad de primer y segundo orden respectivamente, deben ser corroboradas en cada caso. La verificación de estacionariedad se

realiza mediante regresiones de la variable de interés con respecto a dos direcciones ortogonales (Norte – Sur y Este – Oeste). En el caso de encontrar una tendencia longitudinal o latitudinal significativa, se la remueve y se trabaja con los residuos que representan la porción aleatoria de la variable. La existencia de datos atípicos también debe ser verificada previamente al análisis de la estructura de correlación espacial. La teoría estadística establece que en una distribución normal, aproximadamente el 99% de los valores se encuentran dentro de 2,5 desvíos estándar (σ) de la media. Entonces, para cada variable se determinan, para todo el conjunto de datos, la media y la desviación estándar y se identifican los valores de la variable que se encuentran fuera de la media $\pm$ 2,5 σ. Estos valores se descartan para el análisis de autocorrelación espacial por su alta incidencia en el modelado, pero, considerando que se trata de datos genuinos previamente verificados (ver Capítulo 4 Análisis de la información), se los conserva para la interpolación realizada posteriormente.

9.2.1. MODELADO DEL VARIOGRAMA

Al ser el resultado de un proceso estocástico, los valores que adquieren las variables estudiadas poseen una estructura definida por su correlación espacial (Oliver y Webster, 2015). La función que define dicha estructura es el semivariograma, de fundamental importancia para la predicción espacial siguiendo el enfoque geoestadístico. Esto es así, dado que el algoritmo Kriging requiere de un variograma preciso para lograr buenas estimaciones, y si este no representa adecuadamente la información de partida, la interpolación realizada tendrá poca o ninguna validez.

El paso inicial en la modelación es la determinación del semivariograma empírico, que consiste en las semivarianzas estimadas para un conjunto finito de desfasajes discretos (o *lags* en inglés). Las semivarianzas son estimadas con base en la muestra; por lo tanto, se encuentran sujetas a error, que a su vez varía de estimación en estimación.

La función usada habitualmente para definir el variograma empírico es la obtenida por Matheron (1963) a partir del método de los momentos:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2m(h)} \sum_{i=1}^{m(h)} \{z(x_i) - z(x_i + h)\}^2 \qquad \textbf{(9.1)}$$

donde h es la distancia espacial entre las observaciones $z(x_i)$ y $z(x_i + h)$ que se suponen sobre un espacio continuo y $m(h)$ es el número de pares de observaciones en la distancia o *lag* h. Cambiando el valor de h, se obtiene un conjunto desemivarianzas que constituyen en semivariograma empírico.

El semivariograma se evalúa para cada variable analizada al ajustar los puntos experimentales a una gráfica continua, que describe sus principales aspectos e ignora la fluctuación errática del proceso puntual.

Los parámetros de ajuste de la función semivariograma son: la varianza nugget o efecto pepita (C_0), la varianza estructural (C) o *partial sill* y el rango (R) (Figura 9.1). C_0 es la ordenada al origen del semivariograma. Este parámetro representa la suma de errores aleatorios o no espaciales. Un alto valor de C_0 indica que la mayoría de la variación ocurre en distancias más cortas que la mínima distancia que separa dos observaciones en la grilla de estudio. La asíntota es también llamada

umbral del semivariograma. La varianza umbral o *sill* se obtiene sumando las varianzas antes mencionadas ($C_0 + C$) y es la varianza de observaciones independientes. El rango es el lag o distancia h en el cual la asíntota es alcanzada. Cuando el semivariograma alcanza la meseta asintóticamente (semivariograma exponencial), se define un rango práctico (R_P), que representa la distancia en el cual la semivarianza alcanza el 95% de la varianza umbral o total (Córdoba *et al.*, 2014).

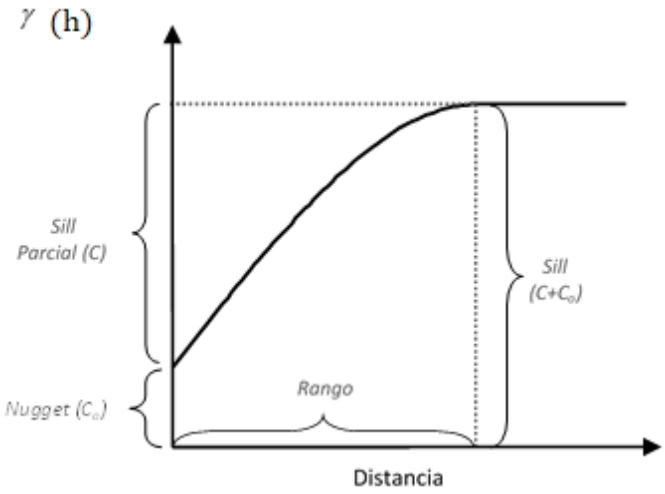
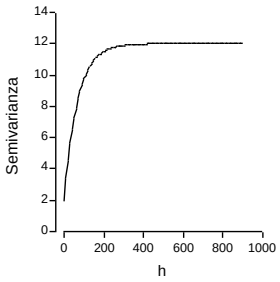
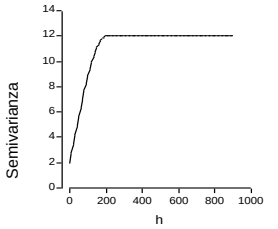
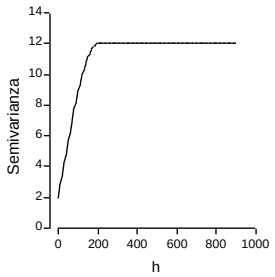
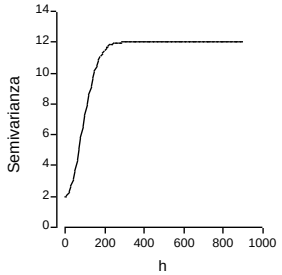


Figura 9.1.- Representación de la función Semivariograma con los tres parámetros que la definen: rango, *sill* y *nugget.*

Las funciones empleadas para el ajuste deben ser condicionalmente definidas positivas. En el presente estudio se evalúa la representatividad de cuatro modelos: esférico, exponencial, gaussiano y circular. Se los escoge por ser los más utilizados y porque al ser bien diferenciados entre sí representan adecuadamente los distintos comportamientos de las variables analizadas. La Tabla 9.1 presenta las funciones mencionadas anteriormente con sus principales características.

El modelo esférico es uno de los más populares entre los modelos de semivariograma. Tiene dos características principales: un comportamiento lineal cerca del origen y el hecho de que a la distancia R el semivariograma encuentra la meseta y después de ésta se mantiene llano. El modelo circular presenta similitudes con el esférico en tanto encuentra su máxima varianza para una distancia igual al rango a partir de la cual permanece invariable. Esta función presenta una ligera curvatura cerca del rango y su gradiente en el origen es igual a $\frac{4C}{\pi R}$. El modelo exponencial se aproxima a la meseta del semivariograma (C) asintóticamente cuando $\|h\| \to \infty$. En la parametrización mostrada en la Tabla 1, el parámetro R es el rango práctico del semivariograma. Para el mismo rango y meseta de un modelo esférico, el modelo exponencial alcanza el rango más rápidamente, es decir, a menor distancia que el modelo esférico. La función gaussiana se caracteriza por su contra curvatura cerca del origen (con gradiente cero) y por acercarse a la meseta asintóticamente (Oliver y Webster, 2015).

Tabla 9.1.- Modelos teóricos de semivariogramas. Funciones de semivariograma para el modelo exponencial, esférico y gaussiano. C_0=2, C=10 y R=200 (Fuente: Córdoba *et al.*, 2014).

MODELO EXPONENCIAL	
	$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 h = 0 \\ C_0 + C\left\{1 - exp\left\{-3\frac{h}{R}\right\}\right\} h \neq 0 \end{cases}$
MODELO ESFÉRICO	
	$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 h = 0 \\ C_0 + C\left\{\frac{3}{2}\frac{h}{r} - \frac{1}{2}\left(\frac{h}{R}\right)^3\right\} h \neq 0 \end{cases}$
MODELO CIRCULAR	
	$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 h = 0 \\ C_0 + C\left\{1 - \frac{2}{\pi}\cos^{-1}\left(\frac{h}{R}\right) + \frac{2h}{\pi R}\sqrt{1 - \frac{h^2}{R^2}}\right\} h \neq 0 \end{cases}$
MODELO GAUSSIANO	
	$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 h = 0 \\ C_0 + C\left\{1 - exp\left\{-3\frac{h^2}{R^2}\right\}\right\} h \neq 0 \end{cases}$

Como primer paso para obtener el semivariograma de cada variable, cada modelo teórico propuesto fue contrastado con las observaciones experimentales, realizando un ajuste visual de los parámetros. El procedimiento se repite considerando el caso sin tendencia y con tendencia de primer orden, con lo cual se obtuvieron 8 semivariogramas ajustados a ojo para cada una de las 4 variables consideradas. Estos resultados sirvieron para realizar el ajuste estadístico por mínimos cuadrados ponderados (WLS por sus siglas en inglés) que otorga los semivariogramas teóricos óptimos para cada modelo propuesto. Para la elección del modelo a emplear se utilizaron los siguientes índices, escogiendo la función que consiga los mínimos valores:

- Suma de Errores Cuadráticos, SCE

$$SCE = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - \hat{x}_i)^2 \qquad \textbf{(9.2)}$$

Donde N es el número de observaciones, x_i es el valor observado y $\hat{x}_i$ es el valor obtenido por la función ajustada. Si los modelos comparados tienen igual número de parámetros, se opta por aquel que consiga minimizar el índice. Se debe tener en cuenta que no se considera con este índice la cantidad de parámetros del modelo, al comparar aquellos más complejos con otros simples.

- Criterio de información de Akaike (1973), AIC

$$AIC = \left\{ n \ln\left(\frac{2\pi}{b}\right) + n + 2 \right\} + n \ln R + 2p \qquad \textbf{(9.3)}$$

donde n es el número de puntos del variograma, p el número de parámetros del modelo y R es la media cuadrática de los residuos. Este criterio es muy utilizado porque asegura la parsimonia en la elección del modelo.

9.2.2. INTERPOLACIÓN ESPACIAL

El algoritmo de interpolación espacial utilizado en geoestadística se denomina Kriging, nombre que procede del geólogo sudafricano D. G. Krige, quien fue pionero en predicciones espaciales para localización de reservas de oro.El método de Kriging es el mejor estimador lineal imparcial, dado que el error en las estimaciones es mínimo y se cuantifica a través de la varianza de Kriging, que depende del variograma obtenido y de la ubicación de los datos de partida (Journel y Huijbregts, 1978).Conocer la distribución de errores permite analizar la calidad de las estimaciones y decidir acerca de la verosimilitud de los resultados. Esta posibilidad es la diferencia más importante con respecto a los modelos matemáticos para interpolación espacial, como el inverso de la distancia, empleados frecuentemente. Al emplear Kriging es notable una disminución de la covarianza entre cualquier muestra y el punto a estimar a medida que aumenta la distancia. Esto es equivalente al método del inverso a la distancia, pero en Kriging las distancias usadas son estadísticas, en contraste con las distancias geométricas utilizadas en el otro método (Córdoba *et al*, 2014).

Existen diferentes opciones de kriging, aunque en la presente tesis se emplean sólo la ordinaria y la universal, que se describen en los siguientes apartados.

Kriging Ordinario

Esta técnica asume que la variación de una variable es aleatoria y espacialmente dependiente y que el proceso estocástico subyacente es estacionario con media constante. La varianza depende solo de la separación entre puntos y no de su ubicación absoluta (Webster y Oliver, 2007). El Kriging Ordinario calcula el valor de una variable en un punto sin medición, $Z(x_0)$ como una combinación lineal de las n mediciones de la misma, $Z(x_i)$, realizadas en los puntos x_i, *i=1, 2,..., n*, de la región de estudio:

$$Z(x_0) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(x_i) \qquad \textbf{(9.4)}$$

donde los λ_i representan los pesos o ponderaciones de los valores originales, calculados en función de la distancia entre los puntos muestreados y el punto donde se predice, según la función de semivarianza. Además, los pesos se calculan de forma que la varianza del error de predicción sea

mínima, con la restricción que su sumatoria debe ser igual a uno para que la esperanza del predictor sea igual a la esperanza de la variable. Esto último se conoce como el requisito de insesgamiento (Córdoba *et al*, 2014).

Kriging Universal.

Cuando la variable tratada no satisface la condición de estacionariedad, sino que presenta una tendencia se recurre a la técnica de Kriging Universal. La misma consiste en descomponer la variable $\mathrm{Z(x)}$ como la suma de la tendencia, tratada como una función determinística, más una componente estocástica estacionaria de media cero.

$$Z(x) = m(x) + \varepsilon(x) \tag{9.5}$$

Con $E\big(\varepsilon(x)\big) = 0, V\big(\varepsilon(x)\big) = \sigma^2$ y por lo tanto $E\big(Z(x)\big) = m(x)$

La tendencia $m(x)$puede expresarse como:

$$m(x) = \sum_{l=1}^{P} a_l f_l(x) \tag{9.6}$$

donde las funciones $f_l(x)$ son conocidas y Pes el número de términos empleados para ajustar $\mathrm{m(x)}$. Una vez extraída la tendencia, se realiza la predicción mediante la expresión (9.4) ya presentada.

9.2.3. VALIDACIÓN CRUZADA

La validación cruzada es la metodología más usada para evaluar la bondad de las predicciones realizadas con Kriging. La estrategia consiste en excluir una observación de los *n* puntos muestrales y, con los *n-1* valores restantes y el modelo de semivariograma escogido, predecir con Kriging el valor de la variable en estudio en la ubicación del punto excluido. Si el semivariograma adoptado representa adecuadamente la estructura de autocorrelación espacial, entonces los residuos de la predicción serán pequeños. El procedimiento descripto se repite para cada punto muestral, obteniéndose un conjunto de *n* errores de predicción. Una forma de visual de hacer la validación cruzada es graficar valores observados contra los valores predichos, notando que mientras más se acerquen los puntos a una línea recta de pendiente unitaria con ordenada al origen nula mejores son las predicciones obtenidas con Kriging. Además, denominando a N como el número de observaciones, $z(x_i)$ como el valor real y $\hat{z}(x_i)$ como el valor predicho, se calculan los siguientes estadísticos indicadores de la calidad de la predicción (Catalini, 2018):

- Desviación de la media o error medio, ME

$$ME = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\{z(x_i) - \hat{z}(x_i)\} \tag{9.7}$$

- Desviación cuadrática de la media o error medio cuadrático, MSE

$$MSE = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\{z(x_i) - \hat{z}(x_i)\}^2 \tag{9.8}$$

- Coeficiente desviación media cuadrática, MSDR, calculada a partir de los errores cuadráticos y la varianza de Kriging ($\hat{\sigma}^2(x_i)$)

$$MSDR = \frac{1}{N}\frac{\sum_{i=1}^{N}\{z(x_i) - \hat{z}(x_i)\}^2}{\hat{\sigma}^2(x_i)} \quad \textbf{(9.9)}$$

- Error medio cuadrático normalizado, NMSE, está asociado al segundo momento de la distribución de error y penaliza los casos con errores grandes en mayor medida que el error medio absoluto

$$NMSE = \frac{1}{N}\left(\frac{\sum_{i=1}^{N}|z(x_i) - \hat{z}(x_i)|}{z(x_i)}\right)^2 \quad \textbf{(9.10)}$$

- Coeficiente de correlación de Pearson, r_{xy}

$$r_{xy} = \frac{S_{z\hat{z}}}{S_{zz}S_{\hat{z}\hat{z}}} = \frac{\sum_{i=1}^{N}\{z(x_i) - \bar{z}(x_i)\}\{\hat{z}(x_i) - \bar{\hat{z}}(x_i)\}}{\sum_{i=1}^{N}\{z(x_i) - \bar{z}(x_i)\}^2 \sum_{i=1}^{N}\{\hat{z}(x_i) - \bar{\hat{z}}(x_i)\}^2} \quad \textbf{(9.11)}$$

La ME idealmente debería ser nula, dado que Kriging es un estimador insesgado. Sin embargo, el diagnóstico dado por este índice es débil, debido a que errores por exceso se compensan con los generados por defecto. Es deseable minimizar la MSE en la misma medida que se busca minimizar la varianza de predicción. Idealmente se busca que los errores cuadráticos sean iguales a los correspodientes por la varianza de Kriging, de forma tal que MSDR sea 1. El coeficiente de correlación de Pearson mide el grado de covariación entre distintas variables relacionadas linealmente y varía entre -1 y 1, donde 1 indica una correlación positiva perfecta. Luego, se analiza la significancia estadística de dicho coeficiente, comprobando la probabilidad que la muestra analizada provenga de una población con correlación nula.

9.3. ANÁLISIS DE RESULTADOS

El primer paso para la interpolación espacial es la delimitación de la superficie de análisis, que para este caso se restringe hacia el oeste mediante la curva de nivel correspondiente a la cota 1500 m s.n.m. Esto es así, dado que el régimen de precipitaciones cambia abruptamente alrededor de esta elevación donde se produce la óptima altura pluvial (Minetti y Vargas, 2005), decayendo significativamente para mayores cotas. En las otras direcciones, se limita teniendo en cuenta la ubicación de los puntos muestrales, buscando siempre que la mayor parte posible de la provincia de Tucumán quede incluida en el análisis.

Luego, se proyectan las coordenadas geográficas de los puntos de medición, en correspondencia con la red pluviométrica provincial, en un sistema de coordenadas plano que permita mejor interpretación de los parámetros del variograma. Se escoge el sistema UTM, correspondiéndole la faja 20 S a la mayor parte de la provincia de Tucumán.

Las variables consideradas para regionalización son la media de la serie de la Precipitación Máxima Diaria Anual (μ_{PMDA}) y su desvío estándar (σ_{PMDA}), cuyo cociente es el Coeficiente de Variación (C_v) a partir del cual se determina el Valor Límite Estimado o Precipitación Máxima Probable (ver Capítulo 6 Precipitación Máxima Probable). Además, se estudia la distribución de la media y desvío

estándar de la serie de logaritmos de los máximos diarios anuales (μ_{LnPMDA} y $\sigma_{Ln\ PMDA}$, respectivamente) a fin de regionalizar la lluvia asociada a distintas recurrencias y duraciones empleando el Modelo DIT (ver Capítulo 5 Relaciones i-d-T).

Se analiza la presencia de datos atípicos, eliminando aquellos datos que se alejen una distancia igual a ± 2,5σ. Estos datos se eliminan, a fin de estudiar la variabilidad espacial, y se reincorporan luego para realizar la interpolación espacial. La Tabla 9.2 presenta el resumen de estadísticos de las variables y la

Figura 9.2 presenta los histogramas de frecuencia de cada variable a fin de estudiar su distribución. En los 3 casos se considera que la distribución de frecuencias es simétrica puesto que la media y la mediana tienen valores próximos (diferencias absolutas entre 1% a 6%) y el coeficiente de asimetría es menor a la unidad.

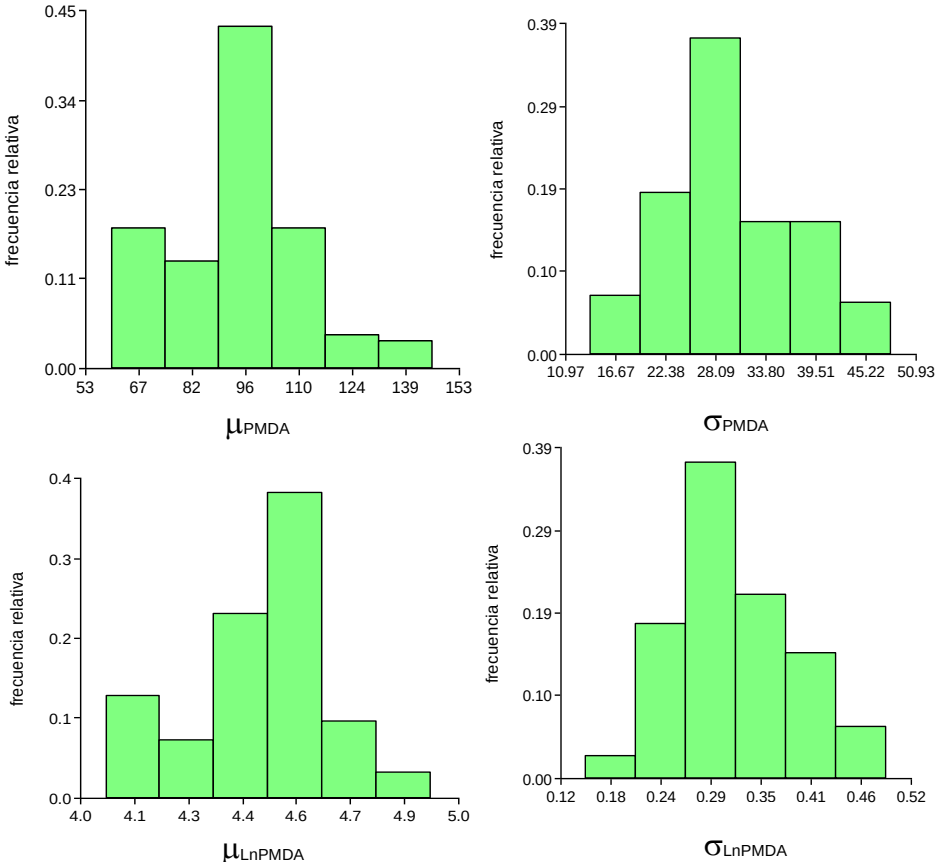


Figura 9.2.- Frecuencia relativa de las variables a)media de la serie de Precipitación Máxima Diaria Anual (μ_{PMDA}), b) desvío estándar correspondiente (σ_{PMDA}), c)media de la serie de logaritmos de la PMDA (μ_{LnPMDA}) y d) desvío estándar correspondiente (σ_{LnPMDA}).

Tabla 9.2.- Medidas estadísticas resumidas de las variables analizadas.

Variable	N	Media	DE	Mín.	Máx.	Mediana	Asimetría	Kurtosis
μ_{PMDA}	118	94,36	17,35	60,26	145,86	95,91	0,27	0,57
μ_{LnPMDA}	116	30,05	7,31	13,82	48.08	28,70	0,33	-0,42
σ_{PMDA}	118	4,48	0,19	4,04	4,95	4,51	-0,38	-0,02

σ_{LnPMDA}	116	0,32	0,07	0,15	0,49	0,30	0,51	-0,02

El análisis de las tendencias con respecto a las direcciones ortogonales Oeste – Este y Norte – Sur se realiza graficando las variables y analizando su comportamiento (Figura 9.3 y Figura 9.4). Se observa tanto en la distribución de μ_{PMDA}como en la de μ_{LnPMDA} cierta tendencia a decrecer en el sentido positivo de la coordenada X o Y. En el caso de los desvíos tanto para la serie de PMDA como para sus logaritmos se observa una distribución regular con respecto a la posición. Ante este resultado se, opta por incluir en el análisis de la variabilidad los casos sin tendencia y con tendencia de primer orden (lineal) y evaluar el ajuste del variograma.

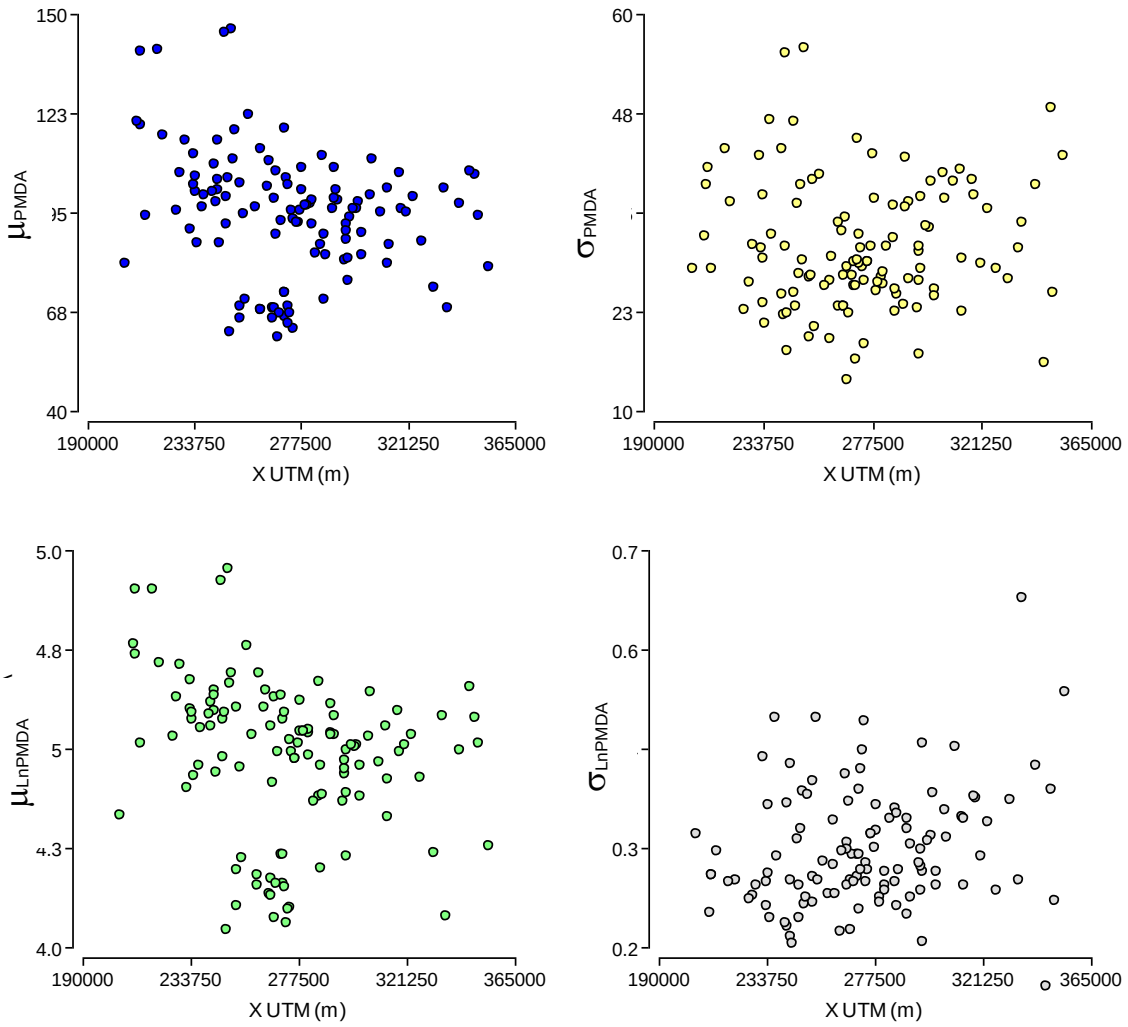


Figura 9.3.- Detección visual de tendencias en las variables en dirección Este – Oeste.

Los variogramas empíricos correspondientes a cada una de las variables fueron definidos para los casos sin tendencia y con tendencia lineal. Cada uno de ellos fue ajustado visualmente al modelo exponencial, gaussiano, esférico y circular, obteniéndose los valores iniciales de los parámetros de la función semivariograma. Los mismos fueron empleados para el posterior ajuste mediante Mínimos Cuadrados Ponderados (WLS) que suministra los variogramas óptimos para cada modelo ensayado. Los semivariogramas mostrados desde la Figura 9.5 hasta la Figura 9.8 se obtuvieron mediante el ajuste por WLS para todas las variables estudiadas.

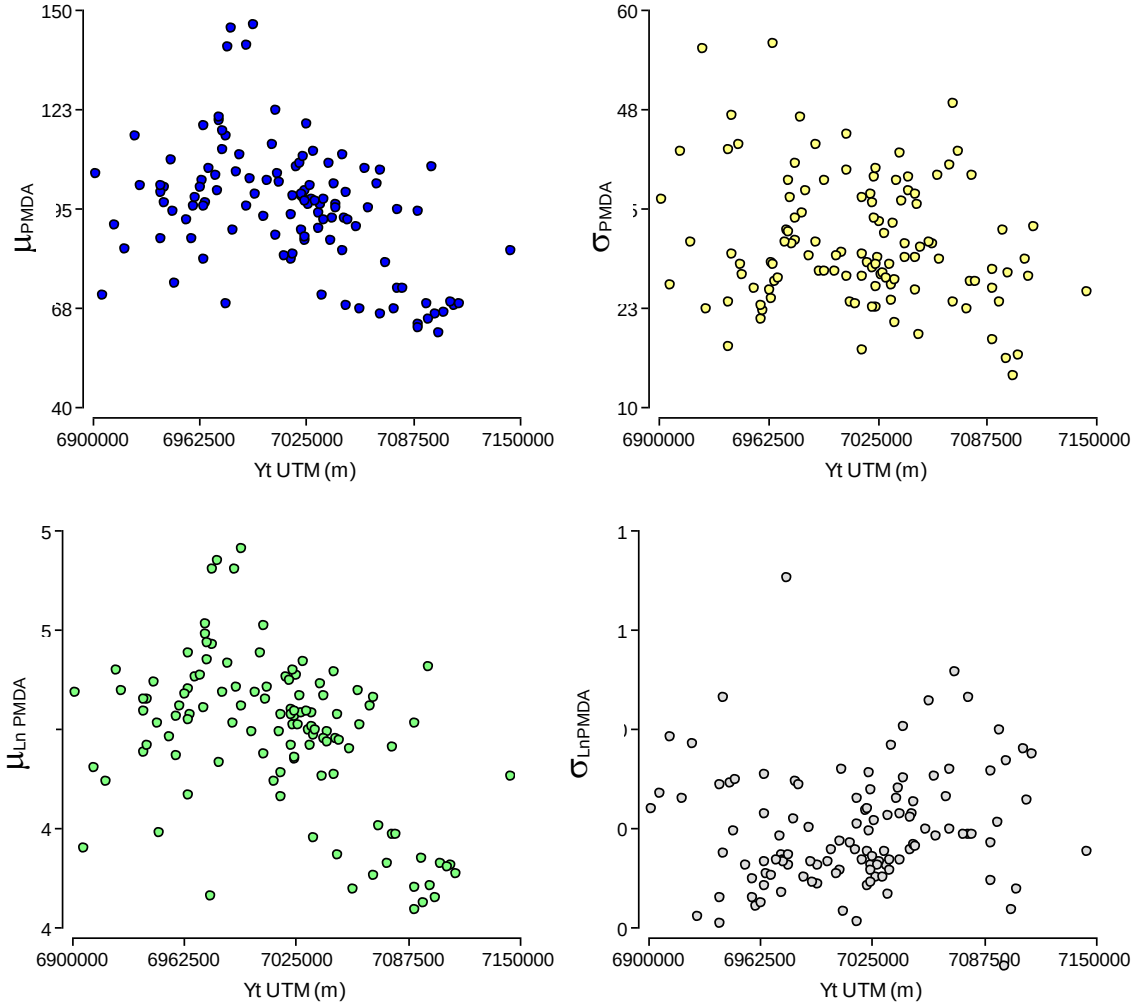


Figura 9.4.- Detección visual de tendencias en las variables en dirección Norte - Sur.

Para la elección de la expresión matemática del semivariograma se utilizan los índices de Suma del Cuadrado del Error (SCE) y Desviación de la media o error medio AIC (Akaike, 1973), cuyos valores se presentan en la Tabla 9.3. En vista que menores índices representan mejor ajuste al modelo teórico, se escoge para cada variable aquel que presente los mínimos valores. Se observa que tanto en μ_{PMDA}, $\mu_{Ln\ PMDA}$ y σ_{PMDA} se obtuvo mejor ajuste al contemplar la tendencia lineal de los datos muestrales. En la Tabla 9.3 se presenta sombreado el modelo escogido en cada caso.

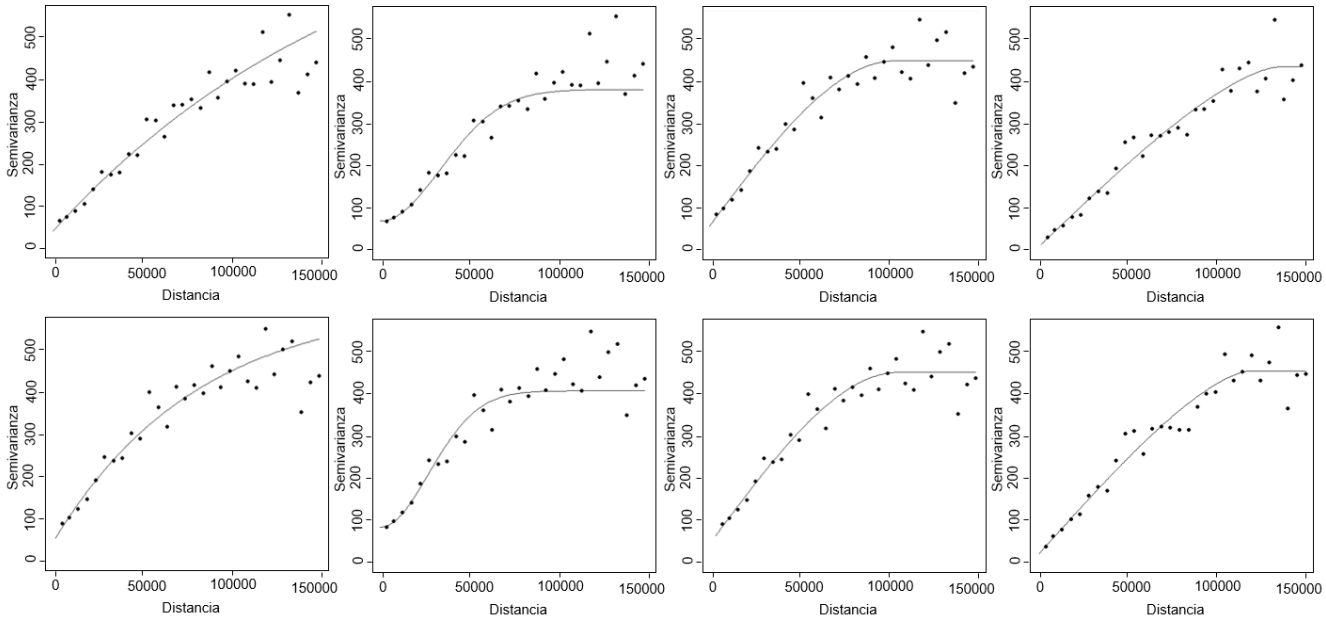


Figura 9.5.- Semivariogramas experimentales y ajustados de la variable media de máximos diarios anuales (μ_{PMDA}). Arriba, caso sin tendencia y abajo, con tendencia de primer orden. De izquierda a derecha modelos exponencial, gaussiano, esférico y circular.

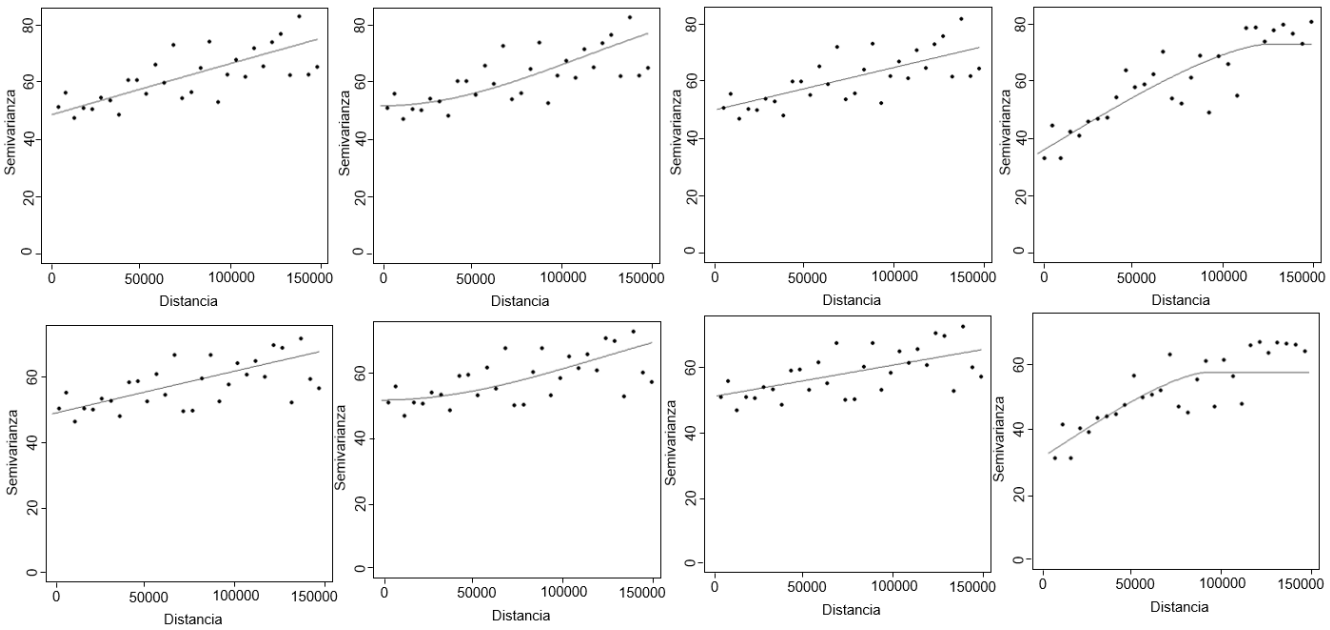


Figura 9.6.- Semivariogramas experimentales y ajustados de los desvíos de la serie de la Precipitación Máxima Diaria Anual (σ_{PMDA}). Arriba, caso sin tendencia y abajo, caso con tendencia de primer orden. De izquierda a derecha, modelos exponencial, gaussiano, esférico y circular.

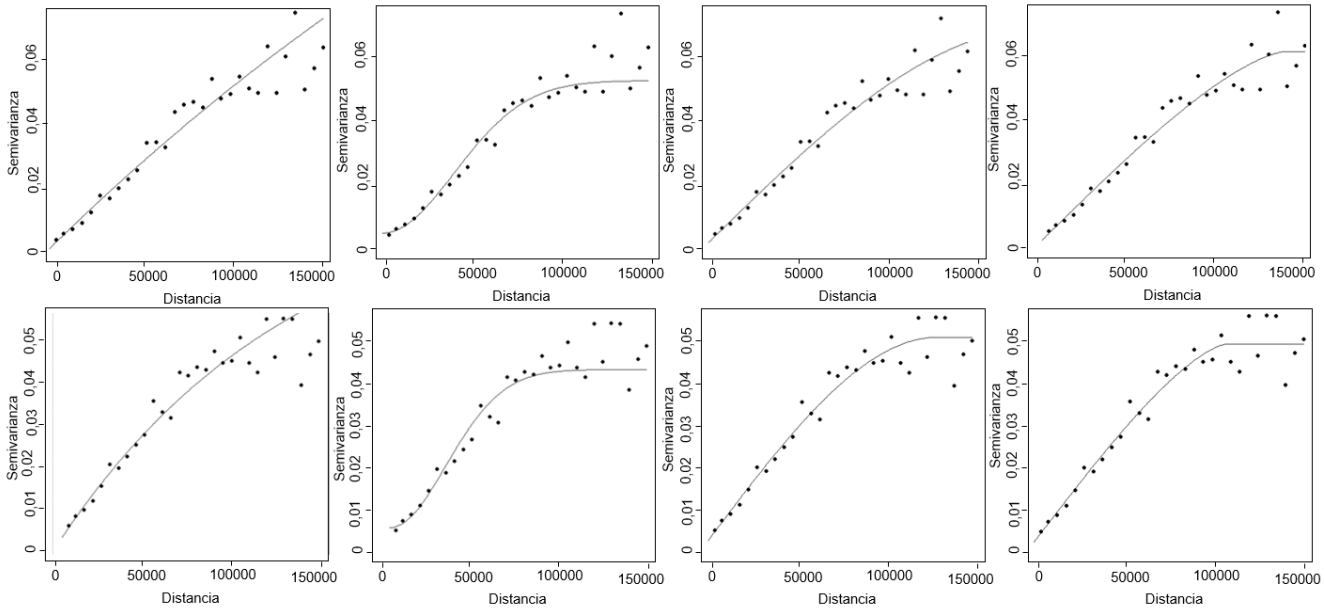


Figura 9.7.- Semivariogramas experimentales y ajustados de la variable media de la serie de logaritmos de los máximos diarios anuales ($\mu_{Ln\ PMDA}$). Arriba, caso sin tendencia y abajo, caso con tendencia de primer orden. De izquierda a derecha, modelos exponencial, gaussiano, esférico y circular.

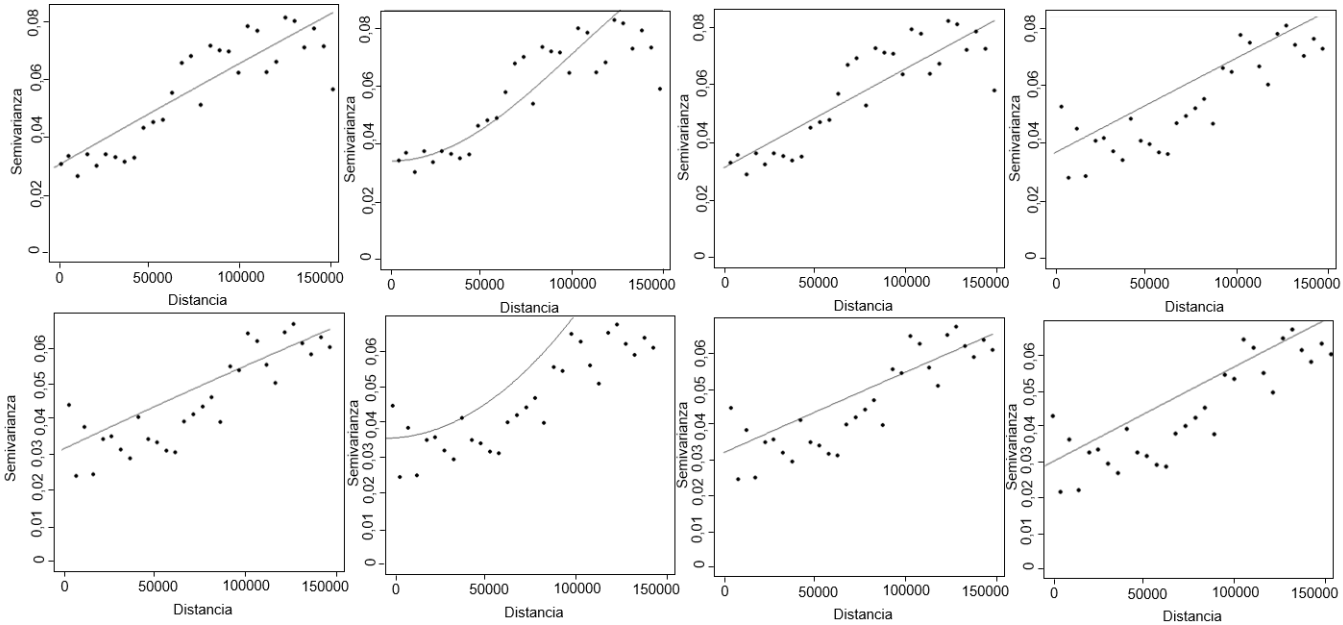


Figura 9.8.- Semivariogramas experimentales y ajustados de los desvíos estándar de las series de logaritmos de la Precipitación Máxima Diaria Anual ($\sigma_{Ln\ PMDA}$). Arriba, caso sin tendencia y abajo, caso con tendencia de primer orden. De izquierda a derecha, modelos exponencial, gaussiano, esférico y circular.

Tabla 9.3.- Índices de bondad de ajuste para los casos con tendencia lineal y sin tendencia: Suma del cuadrado del error (SCE) y Desviación de la media o error medio AIC (Akaike, 1973).

VARIABLE	MODELO	SIN TENDENCIA		CON TENDENCIA	
		SCE	AIC	SCE	AIC
μ_{PMDA}	Exponencial	0,0015	-188,75	1,20E-03	-194,91
	Gaussiano	1,70E-03	-185,04	1,20E-03	-195,28
	Esférico	1,30E-03	-192,98	1,00E-03	-200,7
	Circular	1,30E-03	-193,34	1,00E-03	-200,03
$\mu_{Ln\ PMDA}$	Exponencial	2,60E-11	-725,76	1,60E-11	-739,27
	Gaussiano	2,10E-11	-731,88	1,80E-11	-737,04
	Esférico	2,30E-11	-728,91	1,20E-11	-748,57
	Circular	2,20E-11	-729,78	1,10E-11	-750,16
σ_{PMDA}	Exponencial	6,70E-05	-138,06	4,00E-05	-146,05
	Gaussiano	7,40E-05	-136,71	6,20E-05	-139,37
	Esférico	7,50E-05	-136,56	4,10E-05	-145,35
	Circular	7,50E-05	-136,56	4,10E-05	-145,35
$\sigma_{Ln\ PMDA}$	Exponencial	1,90E-12	-803,82	6,80E-12	-765,54
	Gaussiano	1,00E-12	-822,23	8,50E-12	-758,73
	Esférico	1,60E-12	-807,94	6,60E-12	-766,39
	Circular	1,60E-12	-808,89	7,20E-12	-763,65

La Tabla 9.4 presenta los parámetros de las funciones semivariogramas adoptadas para cada caso. A partir de estos modelos se realizan las interpolaciones espaciales con los algoritmos Kriging Ordinario (sin tendencia) para el caso de $\sigma_{Ln\ PMDA}$ y Kriging Universal con tendencia lineal para el resto de las variables. La grilla empleada tiene celdas de 1000 m x 1000 m.

Tabla 9.4.- Parámetros de las funciones semivariogramas para cada variable.

VARIABLE	MODELO	TENDENCIA	MESETA	RANGO	NUGGET
μ_{PMDA}	Esférico	SI	283,09	103752,3	47,9
$\mu_{Ln(PMDA)}$	Circular	SI	0,04	105891,9	2,6E-03
σ_{PMDA}	Exponencial	SI	18,37	12367,69	30,49
$\sigma_{Ln(PMDA)}$	Gaussiano	NO	0,01	142126,9	3,2E-03

Los mapas que visualizan la distribución espacial de las variables estudiadas se presentan desde la Figura 9.9 hasta la Figura 9.12. Las mismas se encuentran acompañadas de su respectiva varianza. Esta característica, que distingue el empleo de Kriging de otros modelos matemáticos empleados para interpolar valores en una superficie, es la que cuantifica el error asociado a la predicción espacial realizada. Se observa que las mayores desviaciones se producen en zonas con escasa información pluviométrica, lo cual indica que los resultados son susceptibles de ser mejorados al incorporar nuevas estaciones en zonas de carencia. Sin embargo, aún en esas zonas

desfavorables se observa que el máximo desvío (calculado como la raíz cuadrada de la varianza) representa valores razonables. Por ejemplo, en el caso de μ_{PMDA} el máximo desvío es del orden de los 10 mm en predicciones que rondan los 100 mm, lo cual se considera un buen resultado considerando que la mayor parte del territorio tiene desvíos menores.

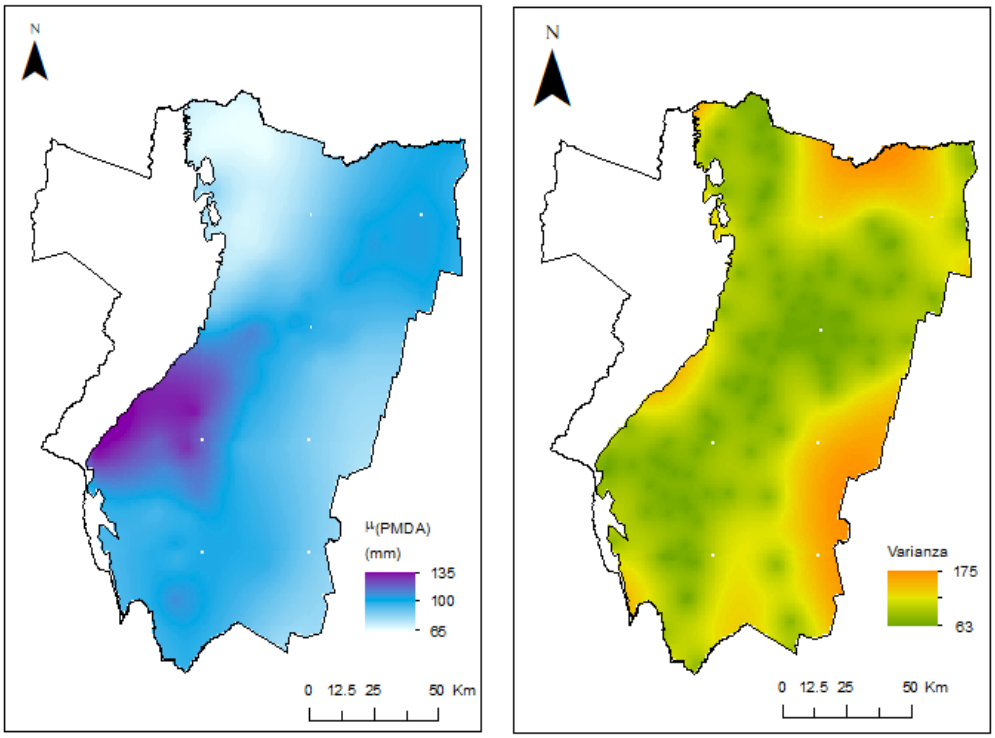


Figura 9.9.- Izquierda: Predicción espacial con Kriging de la media de la serie de la Precipitación Máxima Diaria Anual (μ_{PMDA}). Derecha: Varianza de la predicción.

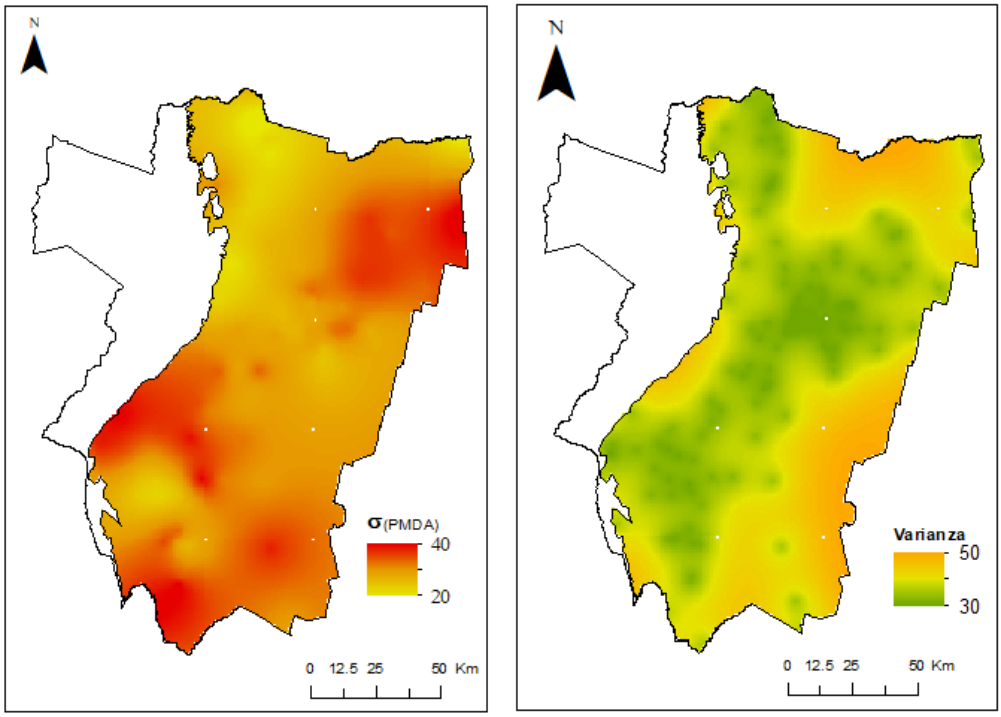


Figura 9.10.- Izquierda: Predicción espacial con Kriging del desvío estándar de la serie de la Precipitación Máxima Diaria Anual (σ_{PMDA}). Derecha: Varianza de la predicción.

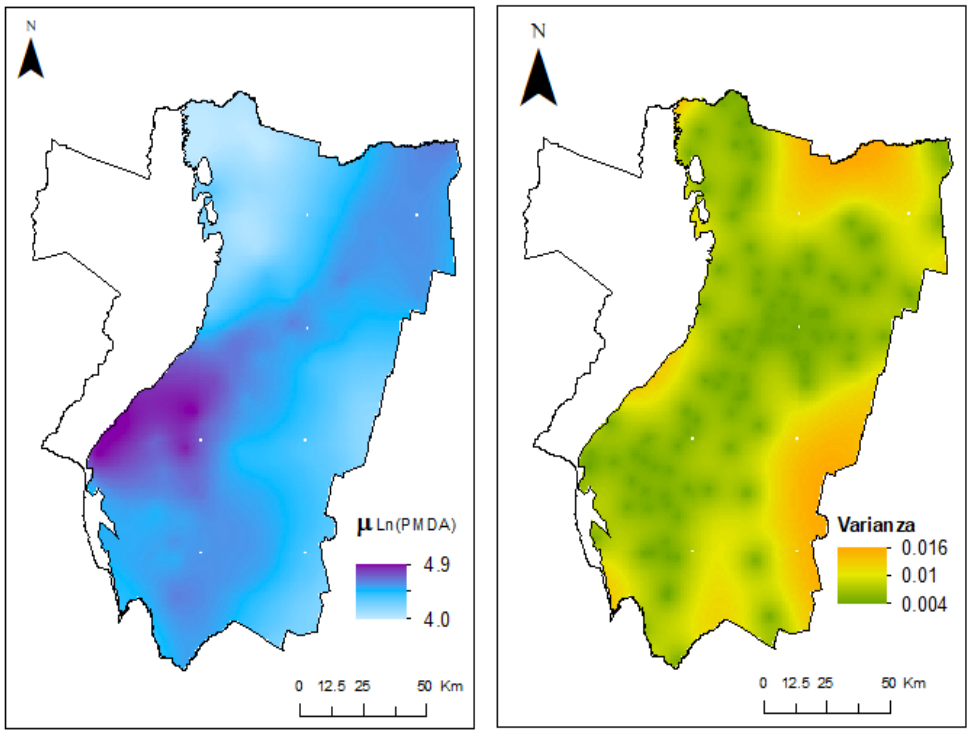


Figura 9.11.- Izquierda: Predicción espacial con Kriging de la media de la serie de logaritmos de la Precipitación Máxima Diaria Anual (μ_{LnPMDA}). Derecha: Varianza de la predicción.

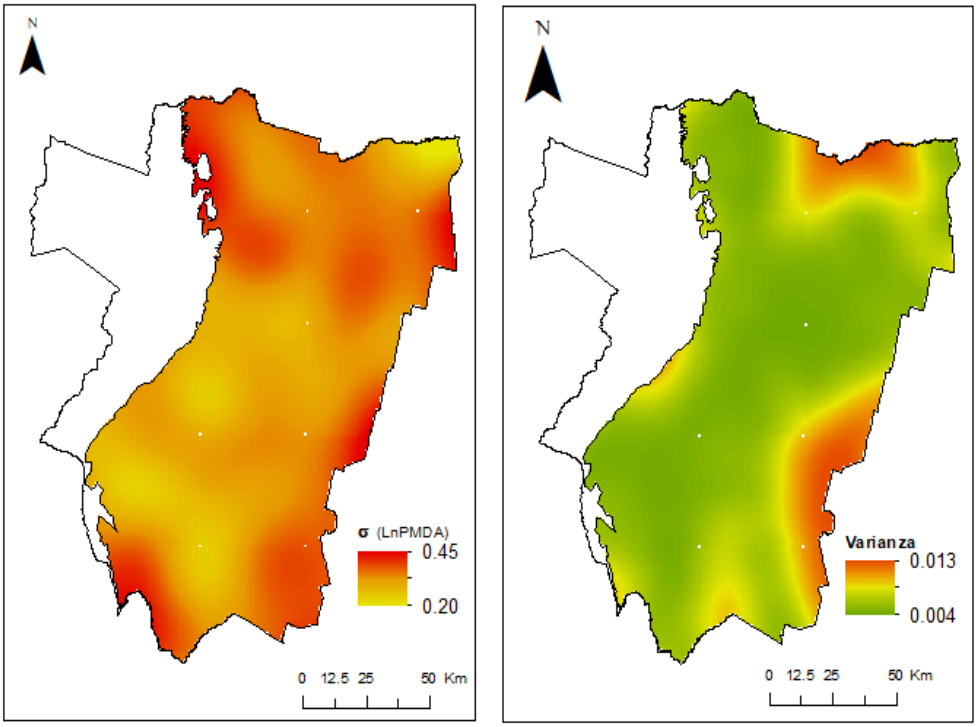


Figura 9.12.- Izquierda: Predicción espacial con Kriging de los desvíos estándar de las series de logaritmos de la Precipitación Máxima Diaria Anual (σ_{LnPMDA}). Derecha: Varianza de la predicción.

Una vez elaborados los mapas de valores, se realiza su evaluación mediante el procedimiento de Validación Cruzada. Los índices considerados se presentan en la Tabla 9.5. Se observa que el error medio es cercano a cero en todos los casos. El error medio cuadrático adquiere valores mayores para la media y desvío de las series de PMDA dado que el orden de magnitud de dichas variables

es mayor que el de las otras dos analizadas. Por su parte, el error medio normalizado presenta valores cercanos a la unidad en todos los casos. El coeficiente de correlación de Pearson, r_{xy}, indica en todos los casos una correlación positiva significativa. Sin embargo, es notorio que la correlación es más débil para σ_{PMDA} y σ_{LnPMDA}, lo que indica que estas variables no presentan una estructura de correlación espacial tan definida como en los otros casos.

Tabla 9.5.- Índices estadísticos de la Validación Cruzada para las variables analizadas.

VARIABLE	ME	MSE	NMSE	MSDR	r_{xy}	p - valor
μ_{PMDA}	-0,75	156,03	12,49	1,36	0,71	<0,0001
μ_{LnPMDA}	-0,01	0,02	0,12	1,37	0,77	<0,0001
σ_{PMDA}	-0,43	62,32	7,89	1,31	0,49	0,035
σ_{LnPMDA}	-4,00E-03	4,40E-03	0,07	0,73	0,53	0,0002

Desde la Figura 9.13 hasta la Figura 9.16 se presentan la distribución espacial de residuos producto de la Validación Cruzada y gráficos de dispersión de los valores observados versus los predichos. La información que proporciona la técnica es la de poner en evidencia si existen zonas con sobre o subestimación. Los presentes resultados muestran una distribución regular de los residuos con alternancia de valores positivos y negativos. La correlación entre los valores observados y predichos es notoria en todos los casos, hecho reafirmado por los p valores obtenidos del test de correlación que en todos los casos resultaron significativos a un nivel de 5% (Tabla 9.5).

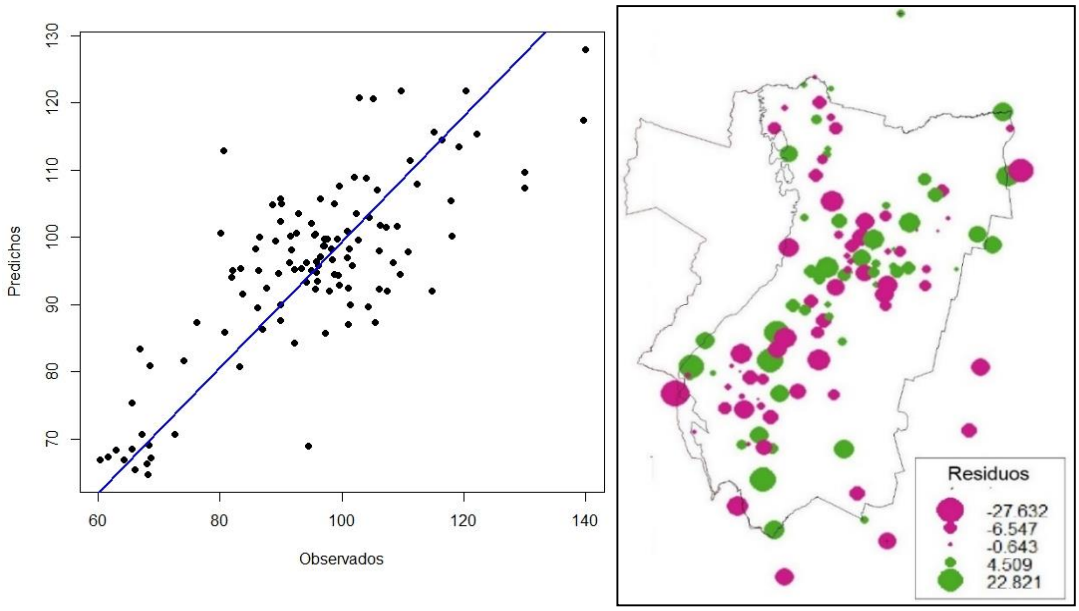


Figura 9.13.- Izquierda: Validación cruzada de la predicción de la media de la serie de la Precipitación Máxima Diaria Anual (μ_{PMDA}) con el método Kriging. Derecha: Residuos de la predicción.

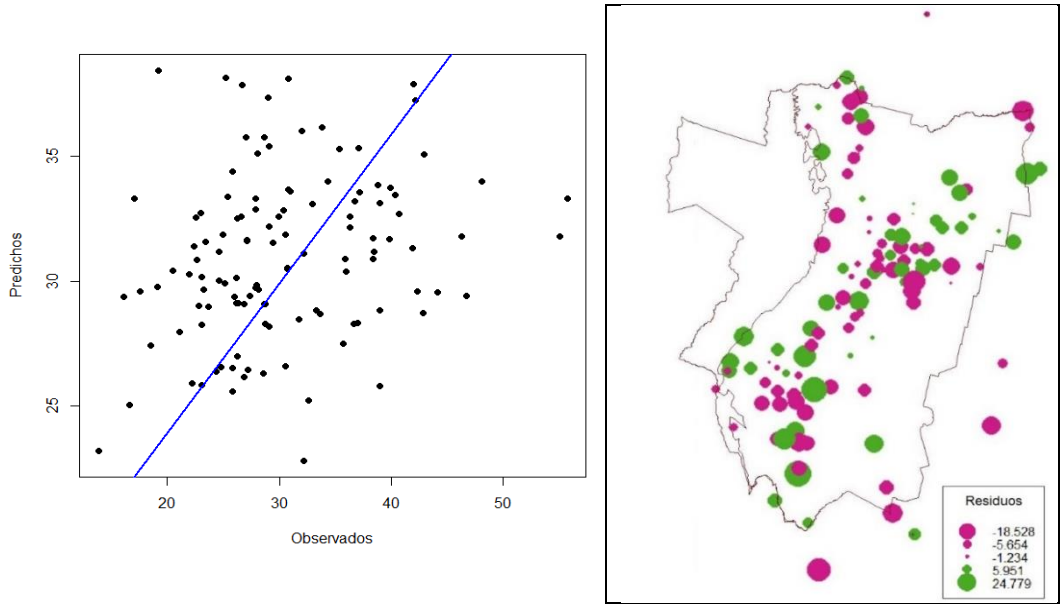


Figura 9.14.- Izquierda: Validación cruzada de la predicción del desvío estándar de la serie de la Precipitación Máxima Diaria Anual con el método Kriging (σ_{PMDA}). Derecha: Residuos de la predicción.

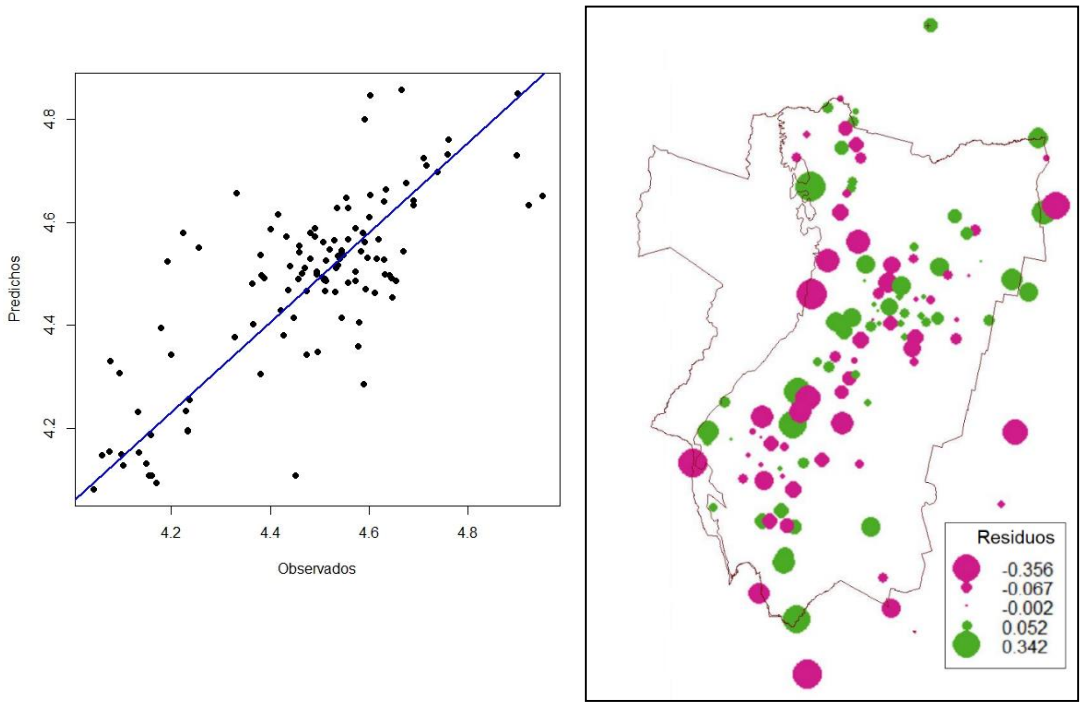


Figura 9.15.- Izquierda: Validación cruzada de la predicción de la media de la serie de logaritmos de la Precipitación Máxima Diaria Anual (μ_{LnPMDA}) con el método Kriging. Residuos de la predicción.

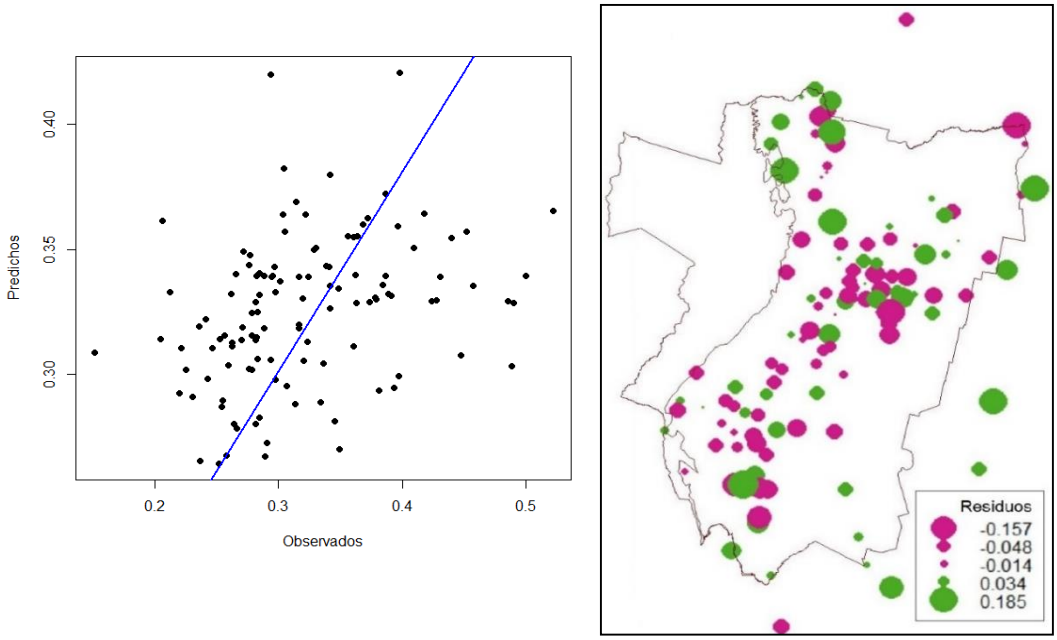


Figura 9.16.- Izquierda: Validación cruzada de la predicción del desvío estándar de la serie logaritmos de la Precipitación Máxima Diaria Anual (σ_{LnPMDA}) con el método Kriging. Residuos de la predicción.

La regionalización de las variables estudiadas sirve como base para definir los parámetros a partir de los cuales se modela la lluvia de diseño. La valoración del Valor Límite Estimado se realiza en función del Coeficiente de Variación de la serie de Precipitación Máxima Diaria Anual (C_v), siguiendo la metodología sintética propuesta en esta tesis (ver Capítulo 6 Precipitación Máxima Probable). Mediante el empleo de herramientas de Sistemas de Información Geográfica se calcula el mapa de C_v como el cociente entre los mapas σ_{PMDA} y μ_{PMDA} (Figura 9.17). Operando de forma similar se obtiene el mapa de valores de los parámetros transpuestos A' y C' del Modelo DIT a emplearse en el cálculo de la lluvia asociada a una recurrencia fijada. Estos últimos fueron definidos dentro de la zona de transposición del sitio de calibración del modelo (ver Capítulo 5 Relaciones i-d-T) y surgen de incorporar las variables $\mu_{Ln\ PMDA}$ y σ_{LnPMDA} regionalizadas previamente a los parámetros A y C definidos mediante regresión no lineal. De esta forma, si llamamos μ_{LnPMDA}^{SMT} y σ_{LnPMDA}^{SMT} a la media y desvío estándar de la serie de logaritmos de la PMDA en del sitio de calibración del modelo (San Miguel de Tucumán, en este caso), utilizando una calculadora ráster se obtiene A'= A -σ_{LnPMDA}^{SMT} + $\sigma_{Ln\ PMDA}$ y C'= C -μ_{LnPMDA}^{SMT} + μ_{LnPMDA}. El parámetro B no requiere regionalizarse pues permanece invariable dentro de la zona de transposición del modelo.

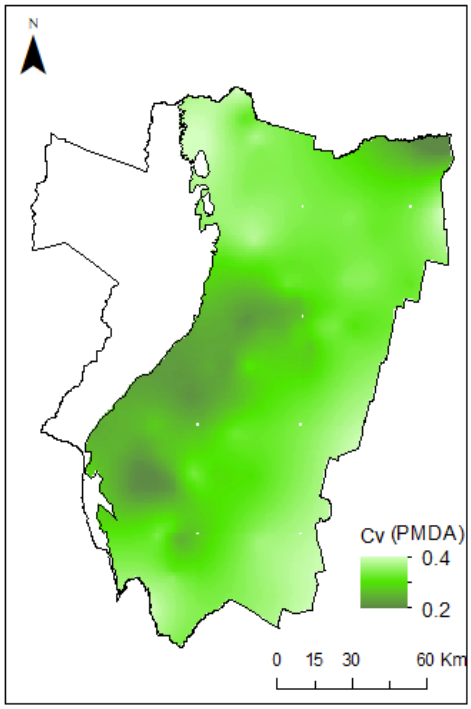


Figura 9.17.- Distribución del Coeficiente de Variación de la serie de Precipitación Máxima Diaria Anual ($C_{v\ PMDA}$).

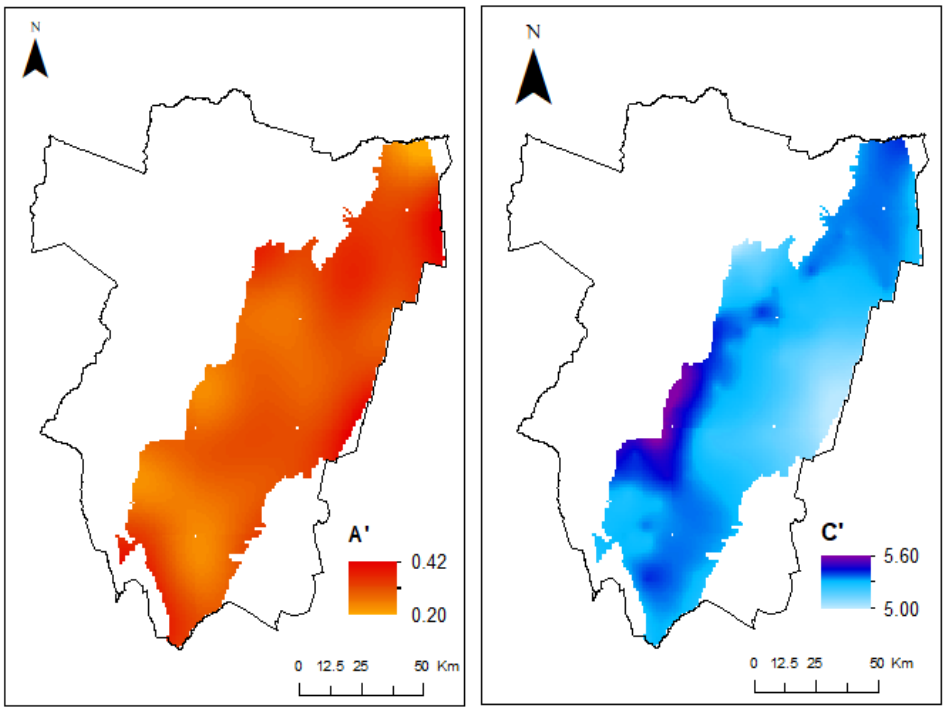


Figura 9.18.- Regionalización de los Parámetros A' y C' del Modelo DIT dentro de la zona de transposición.

9.4. CONCLUSIONES

La regionalización de las variables necesarias para obtener mapas de lluvia máxima asociada a una recurrencia (mediante el modelo DIT) y a los Valores Límites Estimados se realiza a partir de

118 registros puntuales distribuidos en forma irregular. La barrera orográfica que atraviesa de norte a sur la provincia de Tucumán limita la zona de interpolación por el brusco cambio que genera en el régimen de precipitaciones. Es notable la escasez de registros en altura que aporten información más allá de este límite donde la extrapolación de los datos de zonas llanas no resulta verosímil. La incorporación de estaciones de provincias limítrofes al análisis permite mejorar las condiciones de borde en la regionalización de las variables.

Se analiza en cada variable la presencia de datos atípicos que se alejen de la media en una distancia mayor o igual a ± 2,5σ. A partir de este criterio se descartaron dos datos de las series de $\sigma_{Ln\ PMDA}$ y de $\sigma_{Ln\ PMDA}$. La información fue reintegrada luego para realizar la interpolación por Kriging, dado que se trata de valores revisados y verificados previamente. Las cuatro variables estudiadas verifican el supuesto de normalidad en su distribución. Se observa cierta tendencia longitudinal y latitudinal en ellas, con lo que se opta por considerarla en la modelación.

La modelación del variograma se realiza a partir de un exhaustivo análisis a fin de garantizar su representatividad para lograr una interpolación espacial confiable. Sin embargo, los datos de partida, tanto en su cantidad como en su distribución, tienen una gran incidencia en la función de autocorrelación, con lo cual el resultado podría mejorarse al incorporar nueva información en estudios futuros.

Los mapas resultantes de aplicar el algoritmo Kriging tienen una resolución adecuada para la transposición de la lluvia de diseño con el fin de realizar proyectos (1 km^2). En todos ellos se observa una superficie suave que describe adecuadamente la variación de las variables en la zona de estudio. Los mapas de varianza de Kriging permiten apreciar el error asociado a las predicciones, donde los mayores valores se generan en zonas de escasez de mediciones. Por su parte, la Validación Cruzada realizada manifestó una distribución regular de los residuos de las predicciones, sin evidenciar alguna zona con acumulación de valores en exceso o defecto. En todos los casos la correlación entre valores predichos y medidos fue significativa.

10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En esta tesis doctoral se presenta una metodología integrada para la determinación de las lluvias de diseño, con aplicación en la provincia de Tucumán. Los procedimientos descriptos significan una herramienta fundamental para proyectistas de los ámbitos público y privado, a la hora del dimensionado de obras hidráulicas y otras medidas a fin de mitigar los efectos de las amenazas hídricas. Más allá de la aplicabilidad en el ámbito provincial, los desarrollos realizados en esta tesis permitieron perfeccionar los métodos vigentes y generar técnicas superadoras específicas, coherentes con la metodología general. Esto es así, dado que las particularidades del presente sistema experimental, tanto por sus condiciones naturales como por la información y recursos disponibles, generaron un escenario que reveló la necesidad de adaptar las estrategias existentes.

10.1. PRINCIPALES CONCLUSIONES TÉCNICAS

La presente tesis contempla la determinación de la magnitud de la lluvia de diseño para una recurrencia acotada empleando el modelo DIT, el cual fue calibrado en su versión original y simplificada, de 4 y 3 parámetros respectivamente. El ajuste demuestra ser adecuado en ambos casos, verificándose la conveniencia de operar con la versión simplificada del modelo, en aras de la parsimonia. La serie utilizada combina observaciones de diferentes precisiones temporales, con un lapso máximo de 30 minutos. El análisis del error generado por el truncamiento de las lluvias según los distintos intervalos de registro, muestra que la incidencia sólo es significativa para duraciones breves (menores a 180 minutos).

La incorporación de estudios meteorológicos, relativos a la homogeneidad climática en la zona, posibilita la ampliación del área de transposición de la función i-d-T, incrementando la tolerancia en lo referente a la diferencia en la precipitación media anual a 200 mm/año, tradicionalmente limitada a una variación de 100 mm/año.

En cuando a la determinación de la Precipitación Máxima Probable (PMP) diaria, se profundiza el análisis convencional adicionando a la metodología estadística propuesta por Hershfield un modelo basado en el análisis de series sintéticas, que responden a la función de distribución de probabilidad lognormal. El análisis realizado evidencia la dispersión del factor de frecuencia máximo, $\emptyset_{PMP}$, con la longitud de las series, lo que torna cuestionable la utilización de series cortas para la estimación de la PMP. Por otra parte, se puso de manifiesto la dependencia de $\emptyset_{PMP}$, con la media de máximos anuales y la influencia del desvío estándar, lo que lleva a incluirlo en la modelación de la PMP. Se evidencia que la función de distribución escogida es adecuada para representar los extremos con fines de obtener la PMP, dado que el modelo exponencial generado supera el conjunto de datos medidos en el presente sistema experimental, y acompaña su variación dentro del rango observado.

Además, se estudia la variación de la PMP con la duración, comparando técnicas preexistentes de estimación, que en su mayoría arrojan montos de $\emptyset_{PMP}$y de recurrencia coherentes con los estudios antecedentes. Los resultados indican que la metodología óptima consiste en reducir el valor obtenido para 1440 minutos, multiplicándolo por el cociente medio entre las láminas de ambas duraciones. Entre las estrategias para deducir dichos cocientes, se recomienda derivarlos de la relación i-d-T, teniendo en cuenta que los cocientes obtenidos mediante posiciones de gráfica están asociados a recurrencias bajas, y que al ajustarlos a distribuciones de probabilidad teóricas por separado para cada duración se arriba a resultados incoherentes.

El análisis de decaimiento areal de la lluvia se realiza empleando series parciales (a diferencia de las series anuales utilizadas en el resto de los componentes), a fin de incrementar el número de eventos de análisis. Esta metodología permite calibrar el algoritmo propuesto adecuadamente, a pesar de la limitada longitud de las series de medición de los registros de alta frecuencia simultáneos. El umbral fijado, asociado a una recurrencia establecida según los fines de diseño del modelo, evita el uso de un valor arbitrario como límite para considerar extremo a un evento.

La discriminación de los eventos según sus magnitudes espacial y temporal evidencia la relación intrínseca existente entre ambas escalas de las tormentas, diferenciándose las de larga duración y gran cobertura de los episodios locales caracterizados por su gran intensidad, aunque pequeño desarrollo espacio - temporal. La incidencia de la escala de las tormentas en las curvas de abatimiento areal diverge según la duración estudiada, siendo despreciable para 15 minutos e incuestionable para 1440 minutos, donde se presenta mayor uniformidad debido a la gran escala de las tormentas.

En cuanto a la distribución temporal interna de la lluvia, se realiza una comparación de técnicas de obtención de hietogramas tipo, abarcando métodos de síntesis, extracción y formas geométricas predeterminadas. Dado que los primeros se derivan de eventos registrados, se los toma como referencia, a pesar de la significativa diferencia existente entre los resultados obtenidos con distintas técnicas basadas en este enfoque. Aunque la elección de uno de ellos resulta subjetiva, la diferencia observada representa un rango de aceptación de referencia para el contraste con técnicas más sencillas. Entre ellas, la técnica de Intensidad Instantánea del Modelo DIT presenta el mejor desempeño, dado que, luego de su corrección por paso de cálculo mayor a 1 minuto, genera resultados que caen, en la mayoría de los ensayos, dentro del mencionado rango de aceptación. Esto muestra que la técnica es susceptible de adaptarse para aproximarse a los Hietogramas Tipo sintéticos y que su utilización es admisible en ausencia de mejor alternativa.

Finalmente, para poder aplicar los modelos de predicción en sitios sin registros pluviométricos se regionalizan las variables y parámetros necesarios. A tal fin, el uso del algoritmo de Kriging resulta idóneo, por que contempla la estructura de autocorrelación espacial de las variables y porque cuantifica el error de la predicción espacial. La distribución espacial de la varianza de Kriging de los mapas resultantes, muestra que las mayores distorsiones se generan en las zonas con menor cantidad de registros, con lo cual se pone en evidencia los sitios que requieren incorporar nuevas estaciones de medición para mejorar la confiabilidad de los resultados.

10.2. APORTES DE LA TESIS AL CONOCIMIENTO

Considerando que la presente tesis doctoral pretende afianzar una metodología integrada para la predicción de lluvias con fines de diseño hidrológico, resulta importante destacar los resultados que fueron ratificados en el proceso, al ser coincidentes con los obtenidos previamente en otros sistemas experimentales. Tal es el caso de la adopción del modelo Lognormal, adoptado como función de distribución de probabilidad teórica representativa de los máximos pluviométricos registrados. Esto que había sido demostrado anteriormente en estaciones de Córdoba, Santa Fe y La Rioja para series de varias duraciones a fin de determinar la relación i-d-T y en 11 provincias del centro y norte de Argentina para los máximos diarios anuales para la determinación de la magnitud de la lluvia asociada a una recurrencia acotada, se confirma como admisible para la estimación de la Precipitación Máxima Probable, a través de la metodología sintética propuesta. De la misma forma, se corrobora la conveniencia del empleo del Modelo DIT en su versión simplificada de 3 parámetros, verificada previamente en la provincia de Córdoba, frente a la versión original con 4 parámetros dado el excelente ajuste alcanzado en la calibración. La comparación de estrategias de obtención de Hietogramas Tipo verifica el resultado alcanzado en Córdoba donde la técnica de Intensidad Instantánea aplicada al Modelo DIT resultó conveniente, en ausencia de series históricas de mediciones con alta frecuencia. Esto es así en tanto la corrección propuesta genera un patrón cuya divergencia con los hietogramas sintetizados es menor que la que guardan los distintos compendios de eventos históricos entre sí, según los índices planteados. La distribución espacial de las intensidades de lluvia estimadas tanto para ciertos valores de períodos de retorno como para la PMP, aseveran la necesidad de adaptar los modelos según las condiciones climáticas del lugar. En términos generales, las diferencias encontradas al comparar los resultados con los obtenidos en otras provincias, tanto en los parámetros de los modelos de predicción como en el ábaco de reducción areal y en los hietogramas tipo, confirman la conveniencia de emplear los registros locales y así contemplar las condiciones fisiográficas y climáticas propias a cada región.

En otros casos, los resultados obtenidos contradicen los encontrados en los antecedentes por lo que generaron modificaciones en la metodología preexistente. Tal es el caso de una de las restricciones adoptadas convencionalmente para la definición de la zona de transposición de la función i-d-T, referida a la tolerancia admisible en la variación de la Precipitación Media Anual. En esta tesis se demuestra, mediante el empleo de estudios meteorológicos realizados en el sistema experimental, que la limitante puede ser relajada de 100 mm/año a 200 mm/año siempre que se preserve la homogeneidad climática. Otra modificación realizada a partir de la divergencia en los resultados es en la estimación de la PMP para duraciones menores que la diaria. En la presente se dedujo que la técnica óptima consiste en afectar el valor para 1440 minutos por el cociente entre las láminas de distinta duración, valorado mediante la función i-d-T local. Esto se diferencia de la metodología preexistente que proponía el uso de coeficientes provenientes de posiciones de gráfica, mediante una función de distribución empírica, desestimados en la presente por su baja recurrencia asociada.

Por otra parte, se desarrollaron nuevos modelos conceptuales que fueron incoporados a la metodología general. En primer lugar, se destaca el análisis de la incidencia del intervalo de registro

de la lluvia en el modelo de predicción que lleva a establecer una metodología de corrección. Esto se plantea mediante coeficientes obtenidos como cocientes entre láminas precipitadas con la misma duración, aunque registradas bajo diferentes lapsos temporales. Aunque no se obtuvo una expresión analítica que permita valuar los coeficientes para duraciones no estudiadas, la metodología es aplicable a otras duraciones que puedan resultar de interés. Además, el análisis de la máxima distorsión observada por el truncamiento de la lluvia pone en evidencia la importancia de medir con una precisión temporal adecuada, tornándose una herramienta para decidir acerca de la discretización temporal de registro de las estaciones automáticas, cada vez más empleadas en la actualidad.

Otra propuesta es la metodología sintética para estimar la Precipitación Máxima Probable, utilizando extensas series aleatorias con distribución de probabilidad Lognormal. El análisis realizado puso en evidencia la influencia de la longitud de las series en el factor de frecuencia máximo, $\emptyset_{PMP}$, subestimada anteriormente por Hershfield. De esta forma, se cuestiona el uso de series cortas para la estimación de la PMP y se genera una estimación objetiva del factor $\emptyset_{PMP}$, salvando las subjetividades del método convencional, fuertemente vinculado a las mediciones disponibles. El modelo exponencial planteado expresa a $\emptyset_{PMP}$ como una función del coeficiente de variación. Esto es así en tanto el análisis de las series sintéticas puso de manifiesto que además de la probada dependencia de $\emptyset_{PMP}$ con la media de la serie de máximos anuales, existe una notoria influencia de su desvío estándar. El modelo generado reviste carácter general, con lo que posibilita estimar la PMP conociendo tan solo las condiciones climáticas del sitio de interés, manifestadas por el coeficiente de variación local.

Finalmente, la metodología empleada para el estudio de la reducción areal de la lluvia sufrió varias alternaciones con respecto a la preexistente. En primer lugar, el empleo de series parciales, fijando un umbral asociado a una recurrencia establecida según los fines del modelo, demostró ser efectivo para ampliar el número de eventos de análisis. Otra importante diferencia metodológica es la definición del núcleo en forma diferenciada para cada evento, de forma que coincida siempre con el máximo registro. Este procedimiento, aunque demanda mayor laboriosidad, mejora la representación de la variación del coeficiente de decaimiento areal, al ser todas las gráficas monótonas decrecientes con el incremento de la superficie. Además, se incorpora la escala de la tormenta en el estudio de la atenuación areal de la lluvia. Para caracterizar las tormentas según la escala espacial se emplean isohietas diarias, mientras que la escala temporal se establece con la duración. También, se recurre al coeficiente de baroclinicidad húmeda como una verificación adicional de la magnitud de la tormenta. El ábaco obtenido es de carácter general dado que las curvas correspondientes a cada duración de lluvia se ajustan con eventos diferenciados según su escala. De esta forma, se deducen las curvas de duraciones prolongadas con los eventos derivados de tormentas de gran escala espacio – temporal, mientras que para duraciones menores se involucra la totalidad de eventos disponibles, ya que todas aportan información del decaimiento típico de las lluvias intensas de pequeña escala en la región.

10.3. APLICABILIDAD DE LOS RESULTADOS

El trabajo realizado en esta tesis con desarrollo experimental en la provincia de Tucumán, genera una potente herramienta para el correcto diseño de obras hidráulicas y planificación urbana y rural, con lo cual responde a una necesidad de la región. Se destaca que la metodología empleada se ha difundido en los años recientes a gran parte del territorio nacional: el modelo DIT se aplicó en varios puntos de las provincias de Córdoba, Santa Fe, San Luis, La Rioja, Buenos Aires y Salta, mientras que la metodología sintética propuesta para estimar la PMP se aplicó a 12 provincias que comprenden el 40% de la superficie continental del país. Es por esto que el estudio propuesto no solo significa un avance en la estimación de lluvias futuras en la provincia de Tucumán, si no que forma parte de un desarrollo tecnológico que abarca gran parte del país, lo que permite homogeneizar los procedimientos para disminuir su incertidumbre y simplificar el control de los resultados.

La recopilación y organización de la información pluviométrica del sistema experimental, permitió generar una base de datos completa y ordenada con mediciones provenientes de varios organismos públicos y privados, desvinculadas anteriormente. La misma cuenta con una serie histórica de registros de alta frecuencia medidos en la Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres (EEAOC), una red de mediciones de alta frecuencia en la zona del Gran San Miguel de Tucumán y más de 170 series pluviométricas diarias, cuya calidad ha sido verificada mediante varias pruebas estadísticas. La base de datos descripta se encuentra disponible para continuar profundizando su análisis y para su uso para otros estudios donde fuera necesaria.

La serie de mediciones pluviográficas en combinación con datos registrados mediante pluviómetros de alta frecuencia fue la base para la calibración de una nueva función i-d-T para la ciudad de San Miguel de Tucumán, que incorpora toda la información local registrada. La cuantificación de la incidencia del error generado por los distintos intervalos de registro, posibilita su corrección mediante coeficientes a emplearse sobre la intensidad estimada según la duración empleada.

El modelo de predicción utilizado tiene como principal ventaja la posibilidad de adaptar sus parámetros mediante un procedimiento objetivo, con lo cual la transposición de la función i-d-T se efectuó con facilidad dentro de la zona asociada a la estación base, a 90 sitios donde se cuenta con series históricas de precipitación diaria. La incorporación de estudios meteorológicos locales al análisis permitió ampliar la cobertura del modelo de predicción, hecho que reviste gran importancia si se tiene en cuenta que sólo se cuenta con una serie pluviográfica extensa para todo el distrito.

En cuanto a la determinación de la Precipitación Máxima Probable se aplicó la metodología convencional propuesta por Hershfield a partir de los datos locales y se planteó una variante basada en el análisis de series sintéticas extensas. Ambas metodologías son de carácter regional y representan una importante referencia para la estimación del Valor Límite Estimado, donde solamente se requiere conocer la media de la serie de máximos anuales o bien su coeficiente de variación, según cual sea la estrategia a emplear. En aquellos casos donde la duración requerida sea menor que la diaria, se recomienda afectar el valor para 1440 minutos por el cociente entre las láminas de distinta duración valorados mediante la función i-d-T local.

El estudio de la distribución espacial de la lluvia se realizó en la zona del Gran San Miguel de Tucumán, contemplando la escala de las tormentas. El resultado consiste en un ábaco de carácter general a emplearse para el diseño de obras hidráulicas en la región. La notoria diferencia con los resultados obtenidos en otras regiones demuestra la importancia de calibrar el algoritmo con información local para asegurar su representatividad.

Por otra parte, el análisis de la distribución temporal interna de los Intervalos de Máxima intensidad Anual generó como resultado los distintos patrones a emplear según la información disponible y la precisión deseada, que pueden ser adoptados en el presente sistema experimental.

Finalmente, la técnica de regionalización utilizada para los parámetros y variables involucrados en los distintos modelos de predicción, genera mapas con resolución adecuada para poder estimar la magnitud de la lluvia de diseño en cualquier punto de la zona de transposición. La técnica empleada es compatible con la aplicada para regionalizar parámetros en gran parte del territorio nacional.

10.4. RECOMENDACIONES

Considerando los resultados obtenidos en la presente tesis doctoral, se recomienda para la estimación de lluvias máximas en la provincia, el uso del Modelo DIT calibrado en la EEAOC, adaptando sus parámetros según la ubicación del proyecto a realizar. A tal fin se sugiere la consulta a los mapas de parámetros regionalizados, que abarcan la zona de cobertura de cada modelo. En el caso de la intensidad estimada mediante la función i-d-T, se aconseja evaluar en cada caso la necesidad de corregir el valor estimado para considerar la incidencia del lapso de registro. Por su parte, para la determinación de la PMP, se recomienda el uso de la metodología sintética, teniendo en cuenta la objetividad de su resultado. Teniendo en cuenta que el máximo valor de la escala de diseño se emplea sólo para obras de gran envergadura, se recomienda tomar este valor como referencia y contrastarlo con la aplicación de otras metodologías. Si la cuenca de aporte supera los 25 km^2 será necesario atenuar el valor puntual estimado, para lo cual se recomienda el uso del modelo CoDA calibrado en el Gran San Miguel de Tucumán, considerando con precaución su empleo en sitios distantes. Finalmente, se sugiere repartir la altura de lámina precipitada en el tiempo escogiendo el hietograma tipo según la información disponible y la precisión deseada. Se debe tener en cuenta que los hietogramas sintéticos fueron obtenidos con mediciones realizadas en la EEAOC, con lo cual pierden representatividad en sitios distantes con diferentes condiciones climáticas y fisiográficas. Por tal motivo, se recomienda en tales sitios el empleo del método de la intensidad instantánea del modelo DIT, que sólo requiere disponer de la función i-d-T del lugar.

En cuanto a los estudios de predicción de lluvias máximas en la provincia de Tucumán se recomienda continuarlos y extenderlos a otras regiones, considerando en cada caso las particularidades locales y la incidencia del régimen de lluvias en los modelos de predicción. La instalación de estaciones automáticas de medición se ha difundido en los últimos años en la provincia, en sitios caracterizados por la escasez de sus registros, como es la zona sur de la provincia en el límite con Catamarca, y otras ubicadas en zonas de piedemonte al noreste de la provincia. Estas estaciones conforman redes de registro simultáneo que posibilitan el análisis del decaimiento areal de la lluvia en regiones distantes de la aquí analizada, y su análisis permitiría

validar el empleo del ábaco calibrado. Así mismo, los nuevos registros de alta frecuencia generados posibilitan caracterizar la distribución temporal interna de la lluvia, y poder estudiar los hietogramas tipo característicos de distintos emplazamientos de la provincia.

Los resultados presentados en esta tesis deben actualizarse a medida que se incorporen nuevas fuentes de información o se prolonguen los registros. Así mismo, quedan establecidas las zonas con mayor necesidad de estaciones de medición. Esto se evidencia en aquellos sitios carentes de largos registros de alta frecuencia, como son los valles intermontanos, donde cada vez existe más necesidad de caracterizar a las precipitaciones por su gran desarrollo urbanístico reciente. En este sentido, se considera necesario concientizar a la población en general de la importancia del registro de las variables meteorológicas, impulsando nuevos proyectos que involucren a la ciudadanía y a la vez apuntalen la red de mediciones existente con nuevos puntos de registro.

Se propone analizar la incidencia del cambio climático, evidenciado en muchas regiones del mundo en las últimas décadas, en los modelos de predicción. En el presente trabajo se analizó la presencia de tendencias significativas en las series de máximos diarios anuales resultando no significativas en la mayoría de los casos. Sin embargo, son pocas las series que cuentan con una longitud suficiente para hacer este análisis, por lo que se recomienda incorporar nuevas fuentes de información, como son los datos de reanálisis, y evaluar su empleo para complementar en aquellas zonas sin extensos registros.

Finalmente, se recomienda promover la formación de equipos multidisciplinarios que complementen el estudio desde otros aspectos y que puedan traducir los conceptos desarrollados en esta tesis en herramientas nuevas para mejorar la gestión de eventos hidrológicos en la provincia. La cada vez más frecuente presencia de inundaciones que afecta a la población más vulnerable es alarmante, y es necesario que se disponga de elementos concretos que ayuden a la toma de decisiones apropiadas para disminuir los riesgos en la población y ambiente. Esto es así, teniendo en cuenta que los conceptos desarrollados con relación a las precipitaciones máximas son la base de sistemas de alerta temprana, mapas de riesgo, legislación para limitar el uso de la tierra, proyectos de infraestructura hídrica, entre otras medidas mitigadoras.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Agilan, V. y Umamahesh, N. V., 2016. Is the covariate based non-stationary rainfall IDF curve capable of encompassing future rainfall changes? Journal of Hydrology, 541, 1441-1455.

Akaike H., 1973. Information theory and an extension of the maximum likelihood principle, in 2nd International Symposium on Information Theory and Control,Petrov, E.B.N. and Csaki, F., (ed.), pp. 267.

Alberta Environmental Protection (AEP), 1999. Stormwater management guidelines for the Province of Alberta. Publicación Nº T/378. Alberta, Canadá.

Alfieri, L.; Laio, F. y Claps, P., 2008. A Simulation Experiment for Optimal Design Hyetograph Selection. Hydrological Processes. John Wiley & Sons. Ltd. 2008, 22, 813-820.

Allen, R. J. y De Gaetano, A.T., 2005 a. Considerations for the use of radar-derived precipitation estimates in determining return intervals for extreme areal precipitation amounts. Journal of Hydrology, 315, 203–219.

Allen, R. J. y DeGaetano, A.T., 2005 b. Areal Reduction Factors for Two Eastern United States Regions with High Rain-Gauge Density. Journal of Hydrologic Engineering ASCE, 10, 4, 327–335

Aparicio Mijares, F.J., 1992. Precipitación. Capítulo 6 en *Fundamentos de Hidrología de Superficie.* Ed. Limusa, S.A. de C.V. Grupo Noruega Editores. Distrito Federal. México.

Basile, P.; G. Riccardi y H. Stenta, 2012. Derivación y parametrización de curvas IDR para Rosario, Casilda y Zavalla (Santa Fe, Argentina). III Taller sobre Regionalización de Precipitaciones Máximas. Rosario, Argentina.

Bazzano, F. M.; García C. M.; Caamaño Nelli G. E.; Baraquet M.; Guillen N. F. y Catalini C. G., 2018. Estimación de la Precipitación Diaria Máxima Probable en Argentina. XXVIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Buenos Aires, Argentina

Beadles, S., 2003. Developing the perfect design storm. CE News, July 2003, pp 26-29.

Bell, F.C., 1969. Generalized Rainfall-Duration-Frequency Relationships. Journal of Hydraulic Engineering. ASCE. Vol.95, N°1.

Bell, F.C., 1976. The areal reduction factors in rainfall frequency estimation. Report N°. 35, Institute of Hydrology, Wallingford.

Bernard, M., 1932. Formulas for Rainfall Intensities of Long Duration. Transaction American Society of Civil Engineers, Vol. 110, 697-733. USA.

Bertoni, J. C. y C. M. Tucci., 1993. Precipitação. Capítulo 5 en Hidrologia, Ciência e Aplicação. Editor: C. M. Tucci. Editora da Universidade. UFRGS-EDUSP. Porto Alegre, Brasil.

Bertoni, J. C.; F. Ganancias; J. P. Brarda; O. Tibaldo; C. Rudolf y L. Verga, 2009. Actualización de Curvas IDF de la Ciudad de Rafaela (Santa Fe, Argentina). II Taller sobre Regionalización de Precipitaciones Máximas. Córdoba, Argentina.

Bianchi, A.R. y Cravero, S.A., 2010. Atlas Climático Digital de la República Argentina. Ediciones Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria.

Botelli, M. C.; Guillén, N F.; García C. M.; Catalini, C. G.; Lencinas, M.; Chalabe, M. y Rincón. D., 2014. Regionalización de la Precipitación Diaria Máxima Probable en las Provincias de Salta y Jujuy. Publicación de trabajos del IV Taller sobre Regionalización de Precipitaciones Máximas. Ed. Ecos. Tucumán, Argentina.

Bureau of Meteorology. Government of Australia, 2016. Australian Rainfall and Runoff2016 (ARR2016). Canberra, Bureau of Meteorology. Government of Australia.

Caamaño Nelli, G.E., 2003. Planteo teórico metodológico y encuadre geográfico del análisis. Capítulo 1 en *Lluvias de diseño. Conceptos, Técnicas y Experiencias.* Editores: Caamaño Nelli,G. y Dasso, C. Ed. Universitas. Córdoba, Argentina.

Caamaño Nelli, G.; Almeira, G. J. y Colladon, L., 2011. Predicción de lluvias máximas anuales en el noreste de la provincia de Buenos Aires en *Desarrollo y Aplicaciones sobre Lluvias de Diseño en Argentina*. Editores: Catalini, C., Caamaño Nelli, G. y Dasso, C. Ed. Académica Española.

Caamaño Nelli, G.; Colladon, L., Dasso, C. M. y Rico, A., 2012. Sobre el desempeño numérico del Modelo DIT. III Taller sobre Regionalización de Precipitaciones Máximas. Rosario, Argentina.

Caamaño Nelli, G.; Dasso C. M. y L. Colladon, 2009. Evaluación de la distribución temporal interna de lluvias máximas para diseño hidrológico. Ingeniería Hidráulica en México, vol. XXIV, n° 2.

Caamaño Nelli, G.; Dasso, C.M. y Colladon, L.,2010. Hietogramas para Diseño con Distribución Lognormal de la Intensidad de Lluvia. Ingeniería del Agua. Vol.17. Nº4, Univ. Politécnica de Córdoba – Univ. Politécnica de Valencia.

Caamaño Nelli, G.E.; Dasso, C.M.; García, C.M. y Mascuka, E., 2013. Hietogramas Tipo Extraídos de la Función I-D-T del Modelo DIT por el Método de Intensidad Instantánea. XXIV Congreso Nacional del Agua - CONAGUA. Argentina.

Caamaño Nelli, G.; Dasso, C. M.; Rico, A. y Colladon, L., 2010. Una aproximación de tres parámetros a la relación intensidad-duración-recurrencia de lluvias máximas. III Congreso Internacional sobre Gestión y Tratamiento Integral del Agua. Fundación ProDTI (Sevilla, España) y Politécnico Jaime Isaza Cadavid (Medellín, Colombia). Córdoba, RA.

Caamaño Nelli, G.E.; García, C. M., 1997. Estimación de Máximos en Hidrología: Factores de Frecuencia Normal y Lognormal. Cuadernos del CURIHAM. Año 3. Nº 3, pp. 1-17. Rosario, Argentina.

Caamaño Nelli, G.E. y García, C. M., 1998. Precipitación Máxima Probable en 24 horas: Ensayo en el Noreste de Córdoba, Argentina. Cuadernos del Curiham. Año 4, 2, 13-26.

Caamaño Nelli, G.E. y García, C. M., 1999. Relación Intensidad-Duración-Recurrencia de Lluvias Máximas: Enfoque a través del Factor de Frecuencia, Caso Lognormal. Ingeniería Hidráulica en México. Vol. XIV, N° 3, sep - dic, pp. 37-44.

Caamaño Nelli, G.; García, C. M. y Dasso, C.M., 1998. Zonalización de tormentas de diseño para la provincia de Córdoba, Argentina. II Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur y XVII CONAGUA, Tomo 2, 168 – 178. Santa Fé, Argentina.

Caamaño Nelli, G.; García, C.M. y Dasso, C.M., 1999. Hietograma Puntual de Diseño: Correspondencia entre la Estimación y la Distribución de la Altura de Lluvia. XIV Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica. Memorias, pp 157-168. Santiago, Chile.

Caamaño Nelli, G.; García, C. M. y Dasso, C. M., 2000. Variación de la Precipitación Máxima Probable con la Duración de la Lluvia: Contraste de Estimadores en la Región Central de Argentina. XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. AIIH. Tomo II, pp. 297-308. Córdoba, Argentina.

Caamaño Nelli, G.; Rico, A.F. y Dasso, C.M., 2012. Un modelo estadístico-deductivo de tres parámetros para la relación intensidad - duración - recurrencia. XXV Congreso Latinoamericano de Hidráulica. San José, Costa Rica.

Casas, M. C.; Rodríguez, R.; Nieto, R. y Redaño, A., 2008. The Estimation of Probable Maximum Precipitation: The Case of Catalonia. Trends and Directions in Climate Research: Ann. N.Y. Acad. Sci. 1146: 291–302. doi: 10.1196/annals.1446.003

Casas, M. C.; Rodríguez, R.; Prohom, M.; Gázquez, A. y Redaño, A., 2011. Estimation of the probable maximum precipitation in Barcelona (Spain). International Journal of Climatology, 31: 1322–1327. doi:10.1002/joc.2149.

Catalini, C.G., 2001. Altura Areal de Lluvia para Diseño en la Cuenca del Río San Antonio. Trabajo Final de Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería, UCC. Córdoba, RA.

Catalini, C.G., 2018. Predicción de Lluvias Máximas en Argentina. Desarrollos y Nuevas Aplicaciones (tesis doctoral). Universidad Nacional de Córdoba. Córdoba, Argentina.

Catalini C.G. y Caamaño Nelli, G.E., 2003. Lámina de Lluvia a Escala de Cuenca. Cápitulo 9 en *Lluvias de Diseño. Conceptos Técnicas y Experiencias.* Editores: Caamaño Nelli, G. y Dasso, C. Ed. Universitas.

Catalini, C. G.; G. Caamaño Nelli y C. M. Dasso, 2011. Desarrollo y Aplicaciones sobre Lluvias de Diseño en Argentina. 284 páginas. Edit. Acad. Española (Lap Lambert Publishing GMBH & Co. KG). Saarbrüken, Deutschland.

Catalini, C. G.; Maidah, A.; García, C. M., y Caamaño Nelli, G., 2010. Mapas digitales de isohietas de lluvias máximas diarias para la provincia de Córdoba. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Azul, Provincia de Buenos Aires. Argentina.

Chavan, S. R., Srinivas, V. V., 2015. Probable maximum precipitation estimation for catchments in Mahanadi river basin. Aquatic Procedia. 4, 892–899. https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.112

Cheng, K-S.; I. Hueter; E-C. Hsu y H-C. Yeh, 2001. A scale-invariant Gauss-Markov model for design storm hyetographs. Journal of de American Water Resources Association, vol XXXVII, nº 3, pp 723-736.

Chow, V. T., 1951. A General Formula for Hydrologic Frequency Analysis. Transactions American Geophysical Union. USA. Vol. 32, Nº 2, pp. 231-237.

Chow, V. T.,1959. Determination oh Hydrologic Frequency Factor. Proceedings American Society of Civil Engineers. Jour. of Hydraulic Division. Vol.85, NºHY7 USA.

Chow, V.T.; D.R. Maidment y L.W. Mays, 1994. Tormentas de Diseño. Capítulo 14 en *Hidrología Aplicada.* pp. 455-505. McGraw-Hill Interamericana. S.A. Bogotá, Colombia.

Chulsang, Y.; Kyoungjun, K.; Hung S. K. y Moo J., 2007. Estimation of areal reduction factors using a mixed gamma distribution. Journal of Hydrology, 335, 271-284.

Córdoba, M.; Bruno, C.; Aguate, F.; Tablada, M. y Balzarini, M. 2014. Análisis de la variabilidad espacial en lotes agrícolas. Manual de buenas prácticas. Primera ed., Educor. Córdoba, Argentina

Dasso, C. y García C.M., 2003. Distribución Temporal Interna: Intervalos de Máxima Intensidad Anual Capítulo 13 en *Lluvias de Diseño. Conceptos, Técnicas y Experiencias.* Editores: Caamaño Nelli y Dasso. Ed. Universitas. Córdoba, Argentina.

Desa, M.N.; Noriah A.B. y Rakhecha, P.R., 2001. Probable maximum precipitation for 24 h duration over Southeast Asian monsoon region—Selangor, Malaysia. Atmospheric Research. 58, 41– 54.

Devoto, G., 2002. Regionalización de lluvias intensas en Argentina. Universidad Católica Argentina. Facultad de Ciencias Fisicomatemáticas y de Ingeniería.

Dirección General de Aguas, 1991. Precipitaciones Máximas de 1,2 y 3 días. Centro de Información Recursos Hídricos. Chile.

Doyle, M. y Barros, V., 2000. Relación entre la precipitación estival y patrones de circulación. XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Rio de Janeiro, Brasil.

Farias, H. D. y L. A. Olmos, 2007. Validación de Relaciones IDF Generalizadas a Nivel Regional en el Norte Argentino. XXI Congreso Nacional del Agua. Conagua 2007. Tucumán.

Farias, H. D.; L. A. Olmos y J. Ibañez, 2009. Análisis de Formulas Generalizadas para Lluvias Intensas con aplicaciones en Regiones de Sudamérica. II Taller sobre Regionalización de Precipitaciones Máximas. Córdoba, Argentina.

Fernandez, P.C.; Fattorelli, S.; Rodriguez, S. y Fornero, L., 1999. Regional Analysis of Convective Storm. Journal of Hydraulics Division ASCE, 4, 4, 217-325.

García, C., 1994. Regionalización de precipitaciones máximas diarias en la provincia de Córdoba, Córdoba. Universidad Católica de Córdoba.

García, C. M. y Caamaño Nelli, G. E., 2003. Relaciones entre Láminas de Lluvia Local en Función de la Recurrencia. Capítulo 2 en *Lluvias de Diseño. Conceptos, Técnicas y Experiencias.* Editores: Caamaño Nelli y Dasso. Ed. Universitas. Córdoba, Argentina.

García, C.M.; Catalini, C.G. y Caamaño Nelli, G.E., 2000. Distribución Espacial de la Lámina de Diseño en una Cuenca de Montaña. XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Tomo II, 309-318. AIIH. Córdoba, Argentina**.**

Garcia-Bartual, R. y Schneider, M., 2001. Estimating maximum expected short-duration rainfall intensities from extreme convective storms. Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere, 269, 675-681.

González Nieves, V., 2005. Temporal Rainfall Distributions in Puerto Rico. Tesis maestría, Univ. Puerto Rico.

Grisollet, H., 1948. Estudios de los Aguaceros Tempestuosos de la Región Parisién. La Meteorología, Nº 11, 175-195. Paris.

Guillén, N. F.; M. C. Botelli; M. Baraquet y C. M. García, 2016. Análisis de Información pluviométrica y estudio de variabilidad climática en la provincia de Salta. V Taller de diseño hidrológico. Salta, Argentina.

Hershfield, D.M., 1961. Estimating the Probable Maximum Precipitation. Proceedings American Society of Civil Engineers, Journal of Hydraulic Division. 87, 99 – 106.

Hershfield, D.M., 1965. Method for Estimating Probable Maximum Precipitation. Journal American. Waterworks Association, 57 N° 8, 965 – 972.

Hershfield, D., 1962. Extreme rainfall relationships. Journal of the Hydraulics Division, ASCE, vol 86, nº 6, pp 73-92.

Huff, F. A., 1970. Time Distribution of Rainfall Rates. Water Resources Research, Vol. 6, Nº 2, 447-454. USA.

Huff, F., 1967. Time distribution of rainfall in heavy storms. Water Resources Research, 3, 1007-1019.

Huff, F., 1990. Time Distrtibutions of Heavy Rainstorms in Illinois. Illinois State Water Survey, Champaign, Circ. 173.

Johnson, F. y Green, J. 2018. A comprehensive continent-wide regionalisation investigation for daily design rainfall. Journal of Hydrology: Regional Studies, 16, 67-79.

Journel A. G. y Huijbregts C.J., 1978. Mining geostatistics. Academic Press, Inc., London, UK.

Katz, R. W.; Parlange, M. B. y Naveau, P. 2002. Statistics of extremes in hydrology. Advances in water resources, 258-12, 1287-1304.

Keifer, C. y Chu, H., 1957. Synthetic Storm Pattern for Drainage Design. Journal of Hydraulics Division. ASCE, Vol. 83, Nº 4, pp. 1-25. USA.

Kendall, M.G., 1975. Rank Correlation Methods. Griffin, London, UK.

Koutsoyianni, D., 1999. A probabilistic view of Hershfield's method for estimating probable maximum precipitation. Water Resources Research. Vol. 35 N° 4 Pág 1313-1322.

Lambourne, J. y D. Stephenson, 1987. Model study of the effect of temporal storm distributions on peak discharges and volumes. Hydrological Sciences Journal, vol. XXXII, nº 2, pp 215-226

Lazarte Sfer, R. R.; Paz, H. R., Bazzano, F.; Nanni, F., Aguirre, H. D.; Iturre, M. N.; Goñi, M. y Forciniti, J., 2015. Regionalización de Extremos de Precipitación Diaria en la Llanura y Pedemonte de la Provincia de Tucumán. XXV Congreso Nacional del Agua. Paraná, Argentina.

Lazarte Sfer, R., 2005. Factor de Reducción Areal para Lluvias de Diseño en el Gran San Miguel de Tucumán. XX Congreso Nacional del Agua. Mendoza, Argentina.

Li, J.; Johnson, F.; Evans, J. y Sharma, A., 2017. A comparison of methods to estimate future sub-daily design rainfall. Advances in Water Resources, 110, 215-227.

Lima, C. H.; Kwon, H. H. y Kim, Y. T., 2018. A local-regional scaling-invariant Bayesian GEV model for estimating rainfall IDF curves in a future climate. Journal of Hydrology, 566, 73-88.

López, P. y J. Maza, 2009. Tormenta de Proyecto para el Gran Mendoza. II Taller sobre Regionalización de Precipitaciones Máximas. Córdoba, Argentina.

López, P.; J. Maza y D. Chavasse, 2016. Desempeño de modelos de escalamiento simple para la estimación de curvas IDF. V Taller de diseño hidrológico. Salta, Argentina.

Maidah, A., 2010. Análisis espacial de datos hidrológicos utilizando sistemas de información geográfica. Aplicación al estudio de Lluvias Diarias, Córdoba. (Trabajo final Ingeniero Civil). Universidad Católica de Córdoba.

Markowski, P. y Richardson Y., 2010: Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. Ed. Wiley-Blackwell.

Mascuka E.; G. E. Caamaño Nelli y L. Colladon, 2011. Clasificación y utilidad de hietogramas para diseño hidrológico en Desarrollo y Aplicaciones sobre Lluvias de Diseño en Argentina. Editores: Catalini, C., Caamaño Nelli, G. y Dasso, C. Ed. Académica Española.

Matheron, G., 1963. Les Variables Régionalisées et leur Estimation: une Application de la Théorie de Fonctions Aléatoires aux Sciences de la Nature. Masson et Cie. Paris, Francia.

Meyer, A. F., 1917. The Elements of Hydrology. John. Wiley y Sons. Boston, USA.

Minetti, J. L. y Vargas W. M., 2005. Circulación Regional en el Noroeste Argentino y Condiciones del Tiempo Asociadas. Capítulo 4 en *El Clima en el NOA*. Ed. Magna. Tucumán. Argentina.

Ministerio de Fomento, 1999. Máximas lluvias en la España peninsular.55 pp.

Natural Environment Research Council (NERC), 1975. Flood Studies Report, 2.

Nemeth, E., 1963. Hydrologie et Hydrometrie. Traduction Nº 4113. Bureau de Recherches Geologiques et Minieres. p 10-14. París

Nhat, L. M.; Tachikawa, Y.; Sayama, T.y Takara, K., 2006. Derivation of Rainfall Intensity-Duration-Frequency Relashionships for Short Duration Rainfall Daily Data. Proceedings of International Symposium on Managing Water Supply for Growing Demand. IHP Technical Documents in Hydrology, Nº 6, pp. 89-96. Bangkok, Tailandia.

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), U.S. Department of Commerce,1973. Precipitation Atlas of the Western United States, volumes 1-11. Silver Spring, Maryland

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), U.S. Department of Commerce, 2004. Precipitation-Frequency Atlas of the United States. Version 4.0: Semiarid Southwest. Silver Spring, MD

Natural Resources Conservation Service (NRCS), 1973. A method for estimating volume and rate of runoff in small watersheds. Technical Paper Nº 149, NRCS, U.S. Deparment of Agriculture. Washington DC, USA.

Oliver, M. A. y Webster, R., 2015: Basic Steps in Geostatistics: The Variogram and Kriging. Springer Briefs. New York, Dordrecht, London.

Olmos, L., 2017. Estudio comparativo entre las IDT medidas y sintéticas para varias localidades de la provincia de Santiago del Estero. XXVI Congreso Nacional del Agua. Córdoba, Argentina.

Olmos, L., J. Ibañez y H. Farías, 2010. Estudio regional de las lluvias máximas diarias. Aplicación a la Llanura Chaqueña argentina. XXII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Punta del Este, Uruguay.

Omolayo, A. S., 1993. On the transposition of areal reduction factors for rainfall frequency estimation. Journal of Hydrology, 145, 1–2, 191–205.

Orlanski, I. 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. Bulletin of American Meteorology Society, 56, 527-530.

Orsolini, H. E.; Zimmermann, E.D. y Basile, P.A., 2008. Mediciones Hidrológicas. Capítulo 2 en *Hidrología. Procesos y métodos*, pp. 23-25. UNR Editora. Rosario, Santa Fé. Argentina.

Pavlovic, S.; Perica S.; Laurent, M. y Mejía, A., 2016. Intercomparison of selected fixed-area areal reduction factor methods. Journal of Hydrology, 537, 419–430.

Paz, H. R.; R. Lazarte Sfer, 2005. Actualización de la Relación I-D-R de Precipitaciones para la Ciudad de S.M. de Tucumán - Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres. XX Congreso Nacional del Agua. Mendoza. Argentina.

Pierrehumbert, C. L., 1977. Rainfall Intensity-Frequency-Duration Estimation. Capitúlo 2 en *Australian Rainfall and Runoff*. The Institution of Engineers. Canberra, Australia.

Pilgrim, D. H. y Cordery, I., 1993. Flood Runoff. In: Handbook of Hydrology, editor: D.R. Maidment. McGraw-Hill, New York, Vol. 9, 1–42.

Pilgrim, D.; Cordery, I. y French, R., 1969. Temporal Patterns of Design Rainfall for Sydney. Civil Eng. Transactions, 11 1.

Prohaska, F., 1976. The Climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. In Schwerdtfeger, W. ed., Climates of Central and South America. World Survey of Climatology, Elsevier, Amsterdam, 13-73.

Pui, A.; Sharma, A.; Mehrotra, R.; Sivakumar, B. y Jeremiah, E., 2012. A comparison of alternatives for daily to sub-daily rainfall disaggregation. Journal of Hydrology, 470, 138-157.

Rafaelli, S., y Moyano, C., 2002. Estudio Hidrometeorológico Regional. Jornadas de estudio sobre el Análisis de riesgo hidrogeológico y medidas de prevención de los riesgos naturales en América Latina. Buenos Aires, Argentina.

Rezacova, D, Pesice, P., Sokol Z., 2005. An estimation of the probable maximum precipitation for river basins in the Czech Republic. Atmospheric Research. 77. 407 – 421.

Rodríguez Iturbe, I. y Mejía, J.M., 1974. On the transformation of point rainfall to areal rainfall. Water Resources Research, 10, 4, 729–735.

Romanazzi, P. G., 2014. Aproximación a la estimación estadística de la Precipitación Máxima Probable (PMP) para La Plata, Provincia de Buenos Aires, Argentina. II Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Santa Fe, Argentina

Ruberto A.R.; Gabazza, S.E. y Kutnich, E.J., 2010. Estación Meteorológica de Capacitación.Publicación Didáctica Nº2 del Departamento de Hidráulica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de Nordeste . Ed. Facultad de Ingeniería de la UNNE. Resistencia, Chaco. Argentina.

Rühle, F.G.O., 1966. Determinación del derrame máximo superficial de las cuencas imbríferas. DNV. F 625.7 Ru32. Original en Nº 987 jul-dic 1963 de La Ingeniería.

Santillán de Andrés, S. E. y T. Ricci, 1980. Geografía de Tucumán. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Nacional de Tucumán.

Sherman, C. W.,1931. Frequency and Intensity of excessive Rainfalls at Boston,Massachusetts. Transactions American Society of Civil Engineers. ASCE 95, 951-960. USA.

Sivapalan, M. y Blöschl, G., 1998. Transformation of point rainfall to areal rainfall: Intensity - duration-frequency curves. Journal of Hydrology, 204, 1–4, 150–167.

Skaugen, T., 1997. Classification of rainfall into small- and large-scale events by statistical pattern recognition. Journal of Hydrology, 200, 40-57.

Stanescu, V. y A. Musy, 2006. Design storm. Capítulo 2 en: *http://echo.epfl.ch/VICAIRE/ mod_1b/chapt_2/main.htm*

Sugai, M. R. B. y Fill H. D., 1990. Tempo de Recorrência Associado à Precipitação Máxima Provável na Região Sul do Brasil. Revista Brasileira de Engenharia. Caderno de Rec. Hídricos, Vol. 8, Nº 1. Rio de Janeiro, Brasil.

United States Weather Bureau, 1958. Rainfall intensity-frequency regime. Part 1- The Ohio Valley. U.S. Department of Commerce, Tech. Pap. No. 29, Engineer- Ing Division, Soil Conservation Service, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.

United States Army Corps of Engineers (USACE), 1956. Snow Hydrology. North Pacific Division, Portland. Oregon, USA.

United States Geological Survey (USGS), 2005. Summary of dimensionless Texas hyetographs and distribution of storm depth developed for Texas Department of Transportation Research. Project 0-4194. Texas, Estados Unidos.

Van de Vyver, H., 2012. Spatial regression models for extreme precipitation in Belgium.Water Resour. Res, 489, pp. 1-17.

Vargas, M. y Díaz - Granados, D., 1997. Curvas sintéticas regionalizadas de Intensidad -Duración-Frecuencia para Colombia, Universidad de Los Andes.

Vargas, M., 1998. Curvas sintéticas de Intensidad-Duración-Frecuencia para Colombia. Regionalización e implementación de un SIG, Universidad de Los Andes.

Vélez, J., G. Poveda; Mesa, O.; Hoyos, C.; Mejía, J.; Quevedo, D.; Salazar, L. y Vieria, S., 2002. Aplicación de diferentes metodologías para estimación de curvas Intensidad – Frecuencia – Duración en Colombia. Meteorología Colombiana, Nº 6, pp. 91-100.

Veneziano, D. y Villani, P., 1999. Best linear unbiased design hyetograph. Water Resources Research, vol XXXV, no 9, pgs 2725-2738. Paper nº 1999WR900156

Wald, A. y Wolfowitz, J., 1943. An Exact Test for Randomness in the Non-Parametric Case Based on Serial Correlation. The Annals of Mathematical Statistics, Vol. 14 4, pp. 378-388.

Weber, J. F., 2009. Determinación de la relación Intensidad – Duración – Recurrencia para la ciudad de La Rioja. II Taller sobre Regionalización de Precipitaciones Máximas. Córdoba, Argentina.

Webster, R. y Oliver, M., 2007. Geostatistics for environmental scientists. Segunda ed. Wiley. Chichester, UK.

Wiesner, J. C., 1970. Hydrometeorology. Edit. Chapman & Hall Ltd. London, UK.

Wilcoxon, F., 1945. Individual Comparisons by Ranking Methods. Biometrics, 1, 80-83.

World Meteorological Organization (WMO), 2009. Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation N° 1045. Ginebra, Suiza.

Yen, B. y V.T. Chow, 1980. Design hyetographs for small drainage structures. Journal of the Hydraulics Division, ASCE. Vol CVI, nº 6, pp 1055-1076.

Yevjevich, V.,1972. Probability and statistics in hydrology.Water Res.Publ. F.Collins, USA.

Zamanillo, E.; G. Larenze, M. J. Tito; M. Pérez; M. E. Garat y P. Gómez, 2008. Regionalización de Precipitaciones Máximas para la Prov. de Entre Ríos. Memorias II Congreso Internacional sobre Gestión y Tratamiento Integral del Agua, 44, 9, Córdoba, Argentina.

Zimmermann, E.; Riccardi, G.; Pieroni, H. y Arraigada, M., 2000. Curvas de Abatimiento Areal de Tormentas. Región Pampa Ondulada Santa Fe, Argentina. Cuadernos del Curiham, 6.