

FRANKLIN PAREDES TREJO

Nociones elementales de la **CLIMATOLOGÍA** e **HIDROLOGÍA** del estado Cojedes



UNELLEZ

Universidad Nacional Experimental
de los Llanos Occidentales «Ezequiel Zamora»

La Universidad que Siembra



Serie: **Investigación**

Publicaciones del Área de Estudios de Postgrado



Serie Investigación. Bajo esta Serie se publicarán resultados de investigaciones de alta pertinencia científica y/o libros texto de los docentes del Vicerrectorado de Infraestructura y Procesos Industriales. Los libros deberán estar arbitrados y a su vez aprobados por la Comisión Técnica de Postgrado, para su posterior publicación.

Nº 15.- Nociones Elementales de la Climatología e Hidrología del Estado Cojedes / Franklin Paredes Trejo

Franklin Paredes Trejo

**NOCIONES ELEMENTALES DE LA
CLIMATOLOGÍA E HDROLOGÍA
DEL ESTADO COJEDES**

EDICIÓN DIGITAL



UNELLEZ, San Carlos, estado Cojedes – Venezuela 2020



**Universidad nacional experimental
De Los Llanos Occidentales “Ezequiel Zamora**

TÍTULO Nociones Elementales de Climatología e Hidrología del estado Cojedes

© UNELLEZ - SAN CARLOS

EDICIÓN-DIGITAL: Vicerrectorado de Infraestructura y Procesos Industriales.

Área de Estudios Avanzados de Postgrado

AUTOR: Franklin Paredes Trejo

Email: franklinparedes75@gmail.com

Página web <https://bit.ly/2XkiJKe>

EDITOR: Juan Fernandez Molina (subgerentefeduezcjedes@gmail.com)

CONCEPTO Y DISEÑO DE LA EDICIÓN: Franklin Paredes Trejo

DISEÑO DE CARÁTULA: Prof. Glenys Pérez

DISEÑO Y DIAGRAMACIÓN: Alfredo Franco

EDITORIAL: Reeditado por Fundación Editorial de la UNELLEZ (FEDUEZ)

Avenida 23 de enero, Redoma de Punto Fresco, Barinas, estado Barinas, Venezuela

Página web: <http://unellez.edu.ve/portalweb/public/index.php/departamentos/507>

DEPOSITO LEGAL: BA2020000007

ISBN: 978-980-248-241-2

TIRAJE: Digital

DIRECCION: Programa Sub-Gerencia de Publicaciones Cojedes. Urb. Cantaclaro. Final Avenida Principal, San Carlos, estado Cojedes.

Email: subgerentefeduezcjedes@gmail.com

ISBN: 978-980-248-241-2



9 789802 482412



Fundación
Editorial de la UNELLEZ

AUTORIDADES DE LA UNELLEZ

Dr. Alberto José Quintero

Rector

MSc. Coromoto Sánchez

Secretaria

Prof. Humberto Rivero (E)

Vice-Rector de Servicios

Dra. Yajaira Pujol (E)

Vice-Rectora de Planificación y Desarrollo Social

Barinas, estado Barinas

Prof. Héctor Montes

Vice-Rector de Producción Agrícola

Guanare, estado Portuguesa

Dr. Gustavo Alonso Jaime Gámez (E)

Vice-Rector de Infraestructura y Procesos Industriales

San Carlos, estado Cojedes

Profª. Marys Orasma

Vice-Rectora de Planificación y Desarrollo Regional

San Fernando de Apure, estado Apure

Dra. María Andueza

Directora de Creación Intelectual

Barinas, estado Barinas

MSc. Ana Iris Peña

Directora de Estudios Avanzados

Barinas, estado Barinas

Dra. Zoleida Lovera

Directora-Gerente FEDUEZ

Barinas, estado Barinas

Dra. Denys Luz Molina

Directora de Innovación Curricular, Barinas, estado Barinas

Dra. Iskra Marín

Directora de Vinculación Socio-Comunitaria

Barinas, estado Barinas

AUTORIDADES DE LA UNELLEZ SANCARLOS

Dr. Gustavo Alonzo Jaime Gámez

Vicerrector de Área (E)

MSc. Carolina Valero

Jefa de Programa Estudios Avanzados

MSc. Nakhary Mendoza

Jefa de Programa de Ciencias Básicas y Aplicadas

Ing. María Eugenia Paredes

Jefa de Programa Ciencias Del Agro y Del Mar

MSc. Lorines González

Jefa de Programa Ciencias Sociales y Económicas

Abog. Ángela Rendo

Jefa de Programa Ciencias Jurídicas y Políticas

MSc. Juan Lovera

Jefe de Programa Ciencias de la Educación

Ph.D. Juan José Fernández Molina

Jefe de Programa Sub-Gerencia de Publicaciones Cojedes

MSc. Tania Sandoval

Jefa de Innovación Curricular

Dr. Antonio Flores Díaz

Jefa de Programa Creación Intelectual

MSc. Yuleimi Peña

Jefa de Programa Vinculación Socio Comunitaria

Licda. Loredana Giusti

Secretaria del Consejo Académico

Licdo. Efraín García

Coordinador de Cultura

A
Marina Eustorgia,
Ana Vicenta y
Auriana Encarnación

PREFACIO

Cada libro tiene su contexto epistémico y su realidad epocal. No puede su autor, por ningún motivo, distraerse u obviar las circunstanciales reales de su espacio y tiempo. Pareciese un detalle baladí, pero la realidad universitaria de hoy, las estructuras epistemológicas de esta sociedad del conocimiento y las incertidumbres de los saberes propias del tiempo que vivimos, constituyen el mejor escenario para que el Prof. Franklin Paredes, culminara su libro: **Nociones Elementales de la Climatología e Hidrología del Estado Cojedes**. En una primera lectura al título destacan: clima y agua, dos componentes de la temática actual que resaltan en la agenda de la humanidad. El mundo de hoy se conmueve, coloca voces de alarma, ante el devenir que está caracterizando el clima global. Demanda este preocupante contexto, muchas reflexiones y ponderadas soluciones, puesto que la amenaza que representa el “cambio climático” a la naturaleza misma y al hombre, no es ficción; son hechos reales y concretos que la gente, basados en los paradigmas de la ciencia, debe analizar con agudo detenimiento.

En este libro se hace un estudio al clima regional, es cierto, pero con una visión totalizadora, ya que, en este aspecto, es imposible hacer conjeturas o pensarlo aisladamente. En cuanto al agua, es otro punto que requiere igualmente suprema atención. Los pueblos necesitan este vital líquido para su existencia. Hay un discurso, ya parece una tradición en el imaginario colectivo cojedeño, donde se asevera que somos un estado con una cantidad importante de reserva de agua, pero con tuberías vacías. Sí, es una paradoja más. Sin embargo, el estado Cojedes cuenta con abundantes recursos hídricos superficiales y subterráneos.

Entre los superficiales destacan los ríos Tirgua, Cojedes, Pao y Tinaco pues sus aguas constituyen la principal fuente de abastecimiento hídrico del eje Tinaquillo-Tinaco-San Carlos. Por ejemplo, en el municipio Pao de San Juan Bautista se encuentra el embalse Pao-La Balsa, del que se deriva más de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para satisfacer parte de la demanda hídrica del estado Carabobo. En referencia a las fuentes subterráneas, los municipios Anzoátegui, Ricaurte, Rómulo Gallegos y la parte baja de San Carlos tienen importantes acuíferos, cuyas reservas oscilan entre 26 y 230 millones de metros cúbicos, habiéndose explotados cerca de un 41%. La realidad de nuestros ríos es analizada desde una visión contextual, pero con una óptica prospectiva, es decir, que sugieren planes y acciones que son necesarios emprender para que esta riqueza beneficie íntegramente a los cojedeños y se pueda contar con agua de calidad.

La obra, estamos seguros, servirá como material de consulta a estudiantes de ingeniería civil, agrícola, agroindustrial y quienes cursen estudios en los Programas de Postgrado en Ingeniería Ambiental y Educación Ambiental de la UNELLEZ-VIPI, entes gubernamentales del estado y del resto del país, así como al ciudadano común que desee conocer un poco más sobre los aspectos básicos de la climatología e hidrología del estado Cojedes. Esta obra no pretende ser completa o perfecta. Muchos aspectos podrían ser ampliados, reestructurados o reordenados de otro modo, pero se concibió con la firme intención de ofrecer información sobre un ámbito que tiene pocos estudios en el estado Cojedes. La estructura del libro comprende cinco (5) capítulos. En el Capítulo 1 se describen las características fisiográficas, geológicas y edáficas del estado Cojedes. El Capítulo 2 constituye un marco conceptual sobre meteorología. El Capítulo 3 se discute algunos aspectos teóricos sobre hidrología. El Capítulo 4 comprende una caracterización general de los elementos climáticos del estado Cojedes. El Capítulo 5 centra su atención en las características morfométricas, hidrométricas e hidrogeológicas de las principales Unidades Hidrológicas del

estado Cojedes.

Es bien sabido que un libro, lógicamente tiene su autor reconocido, salvo aquellos donde priva el anonimato. Pero a veces, detrás del telón, en los pasillos sombríos de los escenarios, hay mucha gente que, sin aparecer en la portada, tiene una alta incidencia en el producto final. El libro: **Nociones Elementales de la Climatología e Hidrología del Estado Cojedes**, tiene igualmente esas manos múltiples, veladas, que es justicia nombrar. En primer término, haremos alusión al Dr. Edilberto Guevara, catedrático de la Universidad de Carabobo, quien validó y ofreció muchas orientaciones para el esquema temático del libro. Meritorias fueran las sugerencias, en cuanto a la incorporación de problemas al texto, hechas por el Prof. José Domingo Ruiz. Para los profesores Jorge Luis Millano Tudare, César Abreu e Iraida Vivas, no habrá palabra u obsequio que se equipare a la colaboración que prestaron para que la claridad, redacción, estilo y presentación de este trabajo, fuesen mejorados.

Por último, me satisface como editor, haber contribuido en la puesta en circulación de esta obra científica. Desde hace unos 4 años, estaba con mi palabra de promoción permanente, estimulando al Prof. Franklin Paredes, para concluyera este trabajo. Afortunadamente, hay docentes que asumen el reto de mostrar el esfuerzo académico de años de labor. Hoy la comunidad académica unellista se complace en ser espectadora crítica de la aparición de un texto que representa un aporte valiosísimo al crecimiento y productividad de la documentaria unellista en esa tarea modesta pero efectiva de contribuir y dar soluciones científicas a la problemática regional y nacional del país. Con orgullo institucional, la Coordinación del Área de Estudios de Postgrado, inaugura su Serie Investigación, correspondiente al proyecto editorial Publicaciones de Postgrado, con este libro.

Prof. Duglas Moreno

CONTENIDO

Capítulo I: Fisiografía, geología y suelos	15
1.1.- Características fisiográficas del estado Cojedes.....	16
1.2.- Características geológicas del estado Cojedes.....	17
1.3.- Características edafológicas del estado Cojedes.....	20
Capítulo II: Nociones de meteorología	31
2.1.- Radiación.....	32
2.2.- Circulación general de la atmósfera.....	33
2.2.1.- Efectos orográficos y estacionales.....	37
2.3.- Humedad.....	38
2.3.1.- Características del vapor de agua.....	38
2.3.2.- Humedad del aire.....	39
2.3.3.- Agua precipitable.....	42
2.4.- Viento.....	44
2.4.1.- Circulación general de los vientos en Venezuela.....	48
2.5.- Temperatura.....	50
Capítulo III: Nociones de hidrología	59
3.1.- El ciclo hidrológico.....	60
3.2.- Geomorfología.....	62
3.2.1.- Orden de las corrientes.....	62
3.2.2.- Longitud de las corrientes.....	64
3.2.3.- Longitud del flujo superficial.....	65
3.2.4.- Relación área - longitud y área - caudal.....	66

3.2.5.-Forma de la cuenca.....	66
3.2.6.-Pendiente del cauce principal.....	68
3.2.7.-Pendiente del terreno.....	68
3.2.8.-Análisis hipsométrico.....	69
3.2.9.-Geometría hidráulica.....	69
3.3.- Precipitación.....	70
3.3.1.-Tipos de precipitación.....	71
3.3.2.-Precipitación puntual.....	73
3.3.3.-Análisis de consistencia de los datos.....	75
3.3.4.-Análisis de Intensidad-Duración-	
Frecuencia (Curvas IDF).....	78
3.3.5.-Precipitación sobre el área.....	81
3.3.5.1.- Método del promedio aritmético.....	82
3.3.5.2.- Método de los polígonos de	
Thiessen.....	82
3.3.5.3.- Método de las isoyetas.....	83
3.3.6.-Análisis Área - Altura - Duración, AAD.....	84
3.4.- Intercepción.....	85
3.5.- Evaporación.....	88
3.5.1.-Medición de la evaporación.....	88
3.5.2.-Estimación de la evapotranspiración.....	89
3.5.3.-Evaporación desde una superficie libre	
3.5.4.- Métodos para estimar la evapotranspiración	
potencial.....	91
3.5.4.1.-Método de Penman.....	91
3.5.4.2.- Método de Thornthwaite.....	92
3.5.4.3.- Método de Papadakis.....	94
3.5.4.4.- Método de Hargreaves-Samani.....	95
3.6.- Infiltración.....	95
3.6.1.- Indices de infiltración.....	99
3.6.1.1.- Índice Φ de pérdidas.....	99
3.6.1.2.- Índice Fav.....	101
3.6.1.3.- Índice de precipitación antecedente.....	101

3.6.1.4.- Método de Soil Conservation Service, SCS	102
3.7.- Escorrentía.....	105
3.7.1.- Componentes del caudal.....	106
3.7.2.- Relación lluvia - escorrentía.....	107
3.7.3.- Hidrograma.....	108
3.7.3.1.- Hidrograma de una creciente.....	109
3.7.3.2.- Hidrograma unitario.....	110
3.7.3.3.-Aplicación del hidrograma unitario.....	112
3.7.4.- Estimación del caudal pico	114
3.7.4.1.- Fórmula Racional.....	114
3.7.4.2.- Método del Soil Conservation Service (SCS).....	117
3.7.4.3.- Método de Holtan y Overton.....	118
3.7.5.- Análisis de frecuencia de caudales.....	118
3.7.5.1.- Series de tiempo y sus parámetros estadísticos.....	119
3.7.5.1.1.- Tendencia central.....	119
3.7.5.1.2.- Variabilidad.....	120
3.7.5.1.3.- Asimetría.....	120
3.7.5.2.- Período de retorno y curva de frecuencias empíricas.....	121
3.8.- Aguas subterráneas.....	125
3.8.1.- Ley de Darcy.....	126
3.8.1.1.- Flujo desde una zanja a un acuífero confinado.....	128
3.8.1.2.- Flujo desde una zanja a un acuífero parcialmente confinado.....	129
3.8.2.- Parámetros hidrogeológicos.....	130
Capítulo IV: Clima en Cojedes: generalidades.....	137
4.1.- Precipitación.....	138
4.1.1.- Calidad de las series climáticas.....	138

4.1.2.- Series pluviométricas disponibles en Cojedes.....	140
4.1.3.- Régimen pluviométrico y distribución espacial de las lluvias en el Estado Cojedes.....	141
4.1.4.- Influencia de las Variables Macroclimática sobre las lluvias en Cojedes.....	160
4.1.5.- Distribución de las lluvias extremas en Cojedes.....	163
4.1.6.- Regionalización pluviométrica del Estado Cojedes.....	170
4.2.- Evaporación y evapotranspiración.....	173
4.2.1.- Calidad de la información de evaporación de tina.....	173
4.2.2.- Régimen evaporimétrico y distribución espacial de la evaporación de tina.....	173
4.2.3.- Generalidades sobre la evapotranspiración potencial.....	187
4.3.-Temperatura y humedad relativa.....	187
4.3.1.- Calidad de la información de temperatura y humedad atmosférica de Cojedes.....	187
4.3.2.- Régimen térmico y distribución espacial de la temperatura en el Estado.....	188
4.3.3.- Generalidades sobre la humedad atmosférica en Cojedes.....	204
4.4.- Patrón eólico en el estado Cojedes.....	205
4.4.1.- Calidad de la información eólica.....	205
4.4.2.- Distribución espacial de los vientos en el estado Cojedes.....	206
4.5.- Radiación solar en el Estado Cojedes.....	207
4.4.1.- Calidad de la información sobre radiación solar en Cojedes.....	207
4.6.- Zonas climáticas del estado Cojedes.....	214
4.6.1- Balance hídrico de algunas localidades.....	214

4.6.2- Zonas climáticas.....	216
Capítulo V: Hidrografía de Cojedes: generalidades.....	223
5.1.- Principales Unidades Hidrográficas del estado	
Cojedes.....	224
5.1.1.- Cuenca del río Tirgua.....	226
5.1.2.- Cuenca del río Tinaco.....	230
5.1.3.- Cuenca del río Pao.....	235
5.1.4.- Cuenca del río Cojedes.....	236
5.2.- Generalidades sobre las aguas subterráneas en el	
estado Cojedes.....	240
5.3.- Mitos y realidades del río Tirgua.....	245
5.3.1.- ¿Se está secando el río Tirgua?.....	245
5.3.2.- ¿Está contaminado el río Tirgua?.....	249
Hoja de respuestas.....	255
APÉNDICES.....	259

Fisiografía, geología y suelos

Dios siempre perdona.
El hombre a veces.
La naturaleza no perdona jamás.

Félix Rodríguez de la Fuente (1928-1980)

INTRODUCCIÓN

En este capítulo se abordan algunas generalidades sobre la fisiografía, la geología y la edafología prevaleciente en el estado Cojedes. La fisiografía puede llegar a condicionar la dinámica de la precipitación, la temperatura y los patrones locales del viento. La geología, y más concretamente las características hidráulicas del subsuelo, determinan el movimiento del agua en el subsuelo.

Las características físicas, químicas y biológicas del suelo en una locación se relacionan con el clima, el material biótico, el material parental, el relieve, el tiempo geológico y eventualmente con las actividades antrópicas prevalecientes; es tal su importancia que en los estudios agroclimáticos suele incluirse la tipología del suelo desde el punto de vista de su capacidad de uso, limitaciones, fertilidad entre otras características.

1.1.- Características fisiográficas del estado Cojedes

El estado Cojedes se sitúa en la región centroccidental del país. Políticamente se divide en nueve municipios. Limita al Norte con los estados Yaracuy y Carabobo, al Oeste con Portuguesa, al Este con Guárico y al Sur con Barinas. Tiene una superficie de 14.800 km² y forma parte de la Unidad Fisiográfica denominada Llanos Bajos Centrales. Por el flanco Norte colinda con las estribaciones de la Cordillera de la Costa; serranías cuyas elevaciones están cercana a los 1.800 msnm, siendo la sierra de Manrique una de las más conocidas (Figuras 1.2 y 1.3). Los principales ambientes fisiográficos del Estado son el montañoso al Norte; las colinas altas, entre las que destacan las Galeras del Pao y El Baúl; las planicies intermedias, situadas en el centro de Cojedes y los Llanos bajos, al Sur.

Al Norte de Cojedes penetra la Serranía de Nirgua, que con el Pie de Monte constituyen las tierras más altas y continuas. La Serranía de Nirgua se prolonga a través de la Fila Tucuragua, donde se encuentra la mayor elevación de Cojedes, Cerro Azul (1.727 msnm). La Fila Macapo es otra unidad de montaña importante, pues separa los valles del río Macapo y Tírgua; su punto más elevado es el Cerro Palmarejo (770 msnm). La Teta de Tinaquillo es una unidad de montaña icono de la ciudad homónima, imponiéndose en el paisaje urbano con sus 725 msnm. La Serranía del Interior presenta formas más suaves y menos elevadas que la anterior; comprende varios cerros que separan los valles de los ríos Tinaco y Tinaquillo del río Pao, entre los que destacan el Tinatopo (675 msnm), La Palomera (630 msnm), Carrizal (400 msnm), Cerro Grande (469 msnm), entre otros (Ruiz, 1996; Homes *et al.*, 2000) (Figura 1.1).

La Unidad Geomorfológica predominante en Cojedes son las Llanuras, estas abarcan casi la totalidad de los municipios Girardot, Ricaurte, Rómulo Gallegos, Tinaco y Pao San Juan Bautista. En el resto de los municipios prevalecen las Montañas,

Colinas Altas y Bajas (Figura 1.1 y 1.3). Las Llanuras de Cojedes se agrupan en dos categorías: los Llanos Altos Centrales, entre las cotas 100 y 200 msnm, que forman una franja paralela a las tierras de montaña del Norte; y los Llanos Bajos, por debajo de los 100 msnm; una vasta planicie de desborde estacionales asociada a los ríos Tinaco, Tirgua, Pao y Cojedes (Ruiz, 1996).

Las Galeras son curiosas unidades de montaña ubicadas al Sur del Pie de Monte geográfico, bordeando los Llanos Altos Centrales. No superan los 500 msnm y se cree que son un corrimiento del Pie de Monte. Las Galeras más conocidas son las del poblado El Baúl, donde se encuentra el famoso cerro San Miguel (248 msnm).

1.2.- Características geológicas del estado Cojedes

Según Hernández (1995), en el Estado Cojedes se distinguen tres grandes Unidades Geológicas (UG):

- La Cordillera Central: con sedimentos fuertemente plegados y fallados, de edad Cretácica a Terciaria en el extremo Sur. En esta UG los sedimentos más antiguos pertenecen al Cretáceo Superior y contienen lutitas, metaconglomerados, areniscas calcáreas, calizas entre otros. Estas litologías están representadas por las Formaciones Cojedes, Pilancones, Las Placitas, Querecual y Mucaria. El Terciario Inferior lo conforman rocas de origen volcánico de la Formación Tiramuto, compuestas fundamentalmente por tobas, aglomerados, lavas básicas y limolitas tobáceas. El Terciario Medio y Superior son una secuencia de areniscas, limolitas, lutitas, lutitas marinas y conglomerados, que se asocian a las Formaciones Orupe, Quebradón y Roblecito.
- Los Llanos Centrales: cubren la mayor parte de Cojedes. Se han identificado una secuencia de arenas, limos, arenas arcillosas, limosas y arcillas arenosas. El espesor de estos sedimentos varía entre unos pocos metros hasta 1.500 m de

profundidad. Esta secuencia sedimentaria contiene lutitas marinas perteneciente a la Formación Roblecito.

- Complejos ígneos metamórficos de edad Paleozoica: afloran al sureste del Estado, y agrupan el esquisto de Tinaco, gneis de la Aguadita y algunas zonas de inyección.

En general, los municipios Ricaurte, Girardot, Rómulo Gallegos y el extremo sur de Tinaco y Pao San Juan Bautista presentan extensos aluviones recientes formados por arenas, limos y arcillas acumuladas en valles y planicies. La mayor heterogeneidad de las UGs se presenta al Norte de los municipios Anzoátegui, San Carlos, Tinaco, Pao San Juan Bautista y los municipios Lima Blanco y Falcón.

Las UGs con mayor superficie son la Formación Aroa localizada al Norte de los municipios Anzoátegui, San Carlos y al Oeste de Lima Blanco y Falcón. Formación Mamey, emplazada en el centro de los municipios Anzoátegui y San Carlos. Formación Guárico al Norte del municipio Pao San Juan Bautista. Formación Tucutunemo al Este del municipio Falcón (Figura 1.4). En la planicie aluvial, concretamente al Oeste del poblado El Baúl se encuentra la Formación Mireles; al Este y Sureste del referido poblado se emplaza el grupo volcánico de Guacamayas.

La Formación Aroa se origina en la edad pre-cretácica (González *et al.* 1980). Consiste de una secuencia de esquistos calcáreos grafitosos, filitas grafitosas, esquistos cuarzo-micáceo-grafitosos, calizas laminadas, calizas macizas y varios horizontes de esquistos verdes. Estos últimos exhiben una mineralogía de zoisita, clinozoisita, epidoto, feldespato, actinolita, clorita, calcita y cuarzo. Los esquistos calcáreo-grafitosos, micáceo-grafitosos y filitas grafitosas constituyen alrededor del 60% de la unidad y consisten en calcita, grafito, sericita, cuarzo, feldespato, zoisita, piritita y clorita. Las calizas

laminadas generalmente se interestratifican con los esquistos calcáreo-grafitosos. Las calizas macizas alcanzan hasta 20 metros de espesor, generalmente son grafitosas, piríticas y lenticulares (Bellizzia y Rodríguez, 1966)

La Formación Mamey es del Cretáceo Temprano según lo sugiere su contenido faunal. Está formada esencialmente de esquisto cuarzo-sericítico, metaconglomerado intercalados con los primeros, metaconglomerado calcáreo arcósico y mármol arenáceo conglomerático arcósico; metaarenisca generalmente calcárea y feldespática y filita negra grafitosa, localmente calcárea (Bellizzia y Rodríguez, 1967)

La Formación Guárico alcanza al Eoceno Temprano. La unidad se caracteriza por una predominancia de depósitos flysch compuesto de espesas secuencias de alternancias monótonas de areniscas y lutitas delgadas y abundantes icnofósiles (Mencher, 1950)

La Formación Tucutunemo probablemente se origina entre el cretáceo medio y el cretáceo tardío. De acuerdo a la descripción original dada por Shagam (1960), esta unidad consiste principalmente en filitas carbonáceas arenosas que varían a meta areniscas y limolitas cuarzo feldespáticas, encontrándose también cantidades menores de areniscas de grano grueso (asperones) y conglomerados cuarzo-calcáreos.

La Formación Mireles pertenece al cámbrico tardío-ordovícico temprano. De base a tope, la formación presenta filitas carbonáceas foliadas grises y negras; meta limolitas filíticas micáceas gris verdoso con trilobites y metalimolitas grises, densas, localmente arenáceas, con estructuras sedimentarias e intercaladas con filitas gris verdoso y con cuarcitas micáceas orientadas. La unidad muestra una intensa silicificación, producida por inyecciones lit-par-lit de cuarzo, acompañada por concentraciones de hematita especular (Rod, 1955).

Las principales formaciones estratigráficas del Estado Cojedes se muestran en el Cuadro 1.1, y los eventos orogenéticos más relevantes están indicados en el Cuadro 1.2.

1.3.- Características edafológicas del estado Cojedes

De acuerdo con Strebin y Schargel (1973), solamente un 15% de las tierras de Cojedes son aptas para el desarrollo de cultivos (Clase I, II, III y IV) equivalente a unos 2.018,9 km²; el 85% restante, cerca de 12.076,8 km² son aptas para la explotación de pastos y la actividad forestal (Clases V, VI, VII y VIII). Cojedes posee un gran potencial pecuario, sin embargo, algunas tierras con aptitud agrícola pueden incrementar su capacidad productiva mediante obras de riego y drenaje. Bajo este contexto, los referidos autores plantean el represamiento del río Tirgua para beneficiar cientos de unidades de producción agrícola localizadas al Sur del municipio San Carlos, cuyos suelos son de las clases I, II y III. Esta obra hidráulica permitiría controlar las inundaciones y sería una fuente de abastecimiento hídrico seguro para el eje San Carlos-Tinaco-Tinaquillo.

Durante la década del 70, la Dirección General de Recursos Hidráulicos del Ministerio de Obras Públicas inició los estudios preliminares para la ejecución del proyecto La Palmera, el cual contempla la construcción de un embalse de 1.230 Hm³ y 820 Ha de espejo de agua en el río Tirgua, a la altura del Parque Recreacional Bocatoma para derivar alrededor de 11.5 m³/s con fines agrícola (230 km² bajo riego potencial) y abastecimiento (Schargel *et al.*, 2001). Esta obra aun no se ha iniciado.

Los suelos con la mejor capacidad de uso se ubican en el borde Oeste de los municipios Anzoátegui, Ricaurte y Rómulo Gallegos, y comprenden estrechas franjas de terreno que colindan con los ríos Cojedes, Tirgua y Portuguesa. Gran parte de los suelos de la zona Sur de Cojedes son del tipo V, mientras que en el Pie de Monte y la Montaña prevalece la clase VII (Figura 1.5).

En Cojedes los suelos tienen diversas limitaciones. Los municipios Falcón, Lima Blanco y la parte Norte de Anzoátegui, Tinaco y Pao San Juan Bautista tienen suelos con un alto riesgo de erosión y escasa zona radicular. Por otro lado, la mayor parte de Rómulo Gallegos, Girardot y la zona centro-sur de Pao San Juan Bautista muestran severos problemas de drenaje y una insignificante zona radicular.

Los problemas de drenaje al Sur de Cojedes son una consecuencia de la escasa pendiente del terreno, lo que favorece la deposición de los sedimentos suspendidos transportados por los ríos Tirgua, Tinaco y Cojedes. La deposición en las planicies aluviales de estos ríos se remonta al Holoceno, pero en las inmediaciones de la Fila La Chivera este fenómeno presenta su mayor intensidad en ocasión de presentarse varias fallas en el basamento subyacente (Schargel *et al.*, 2001)

En general, los suelos de Cojedes son pobres en fósforo y potasio intercambiable, especialmente en El Pao y Tinaquillo (< 10 ppm). Los suelos ligeramente ácidos son frecuentes (pH<6). El calcio oscila entre 150 y 400 ppm, no obstante en El Pao y Tinaquillo decae por debajo de 150 ppm. Hay variabilidad en cuanto a textura, pero existe un ligero sesgo hacia texturas medias y finas. La materia orgánica regularmente está por debajo del 3% (Chirinos *et al.* 1971)

Cuadro 1.1. Principales formaciones estratigráficas del Estado Cojedes

Unidad Litológica	Edad	Espesor	Litología (m)
Formación Guárico	Paleoceno Maestrichtiense Inferior	1500	Depósitos flysch compuesto de espesas secuencias de alternancias monótonas de areniscas y lutitas delgadas.
Formación Mucaria	Maestrichtiense Santoniense	1000	Lutitas silíceas con calizas y microconglomerados
Formación Mapuey	Coniaciense Albiense Superior	Desconocido	Calizas arenosas color gris laminadas, de grano fino a grueso, interestratificadas con calizas lutíticas y lutitas grises
Formación Cojedes	Albiense	0 a 300	Lentes gruesos de caliza, arcosa calcárea, conglomerados con cantos de caliza
Formación Agua Blanca	Aptiense	750	Calizas laminadas gris oscuro, arcillosas y arenosas. Hay filitas retorcidas.
Formación Araure	Barremiense (suposición)	700	Conglomerados en capas gruesas, alternando con areniscas arcósicas de grano grueso subangular, formados por cuarzo gris oscuro y filitas limosas gris, marrón o verde.
Complejo Tinaco	Pre-Albiense	Desconocido	Gneises y cuarcitas bandeadas, conglomerados, mármol dióxico, cuarzo azul en cristales y vetas, intrusiones básicas.

Fuente: Ruiz (1996)

Cuadro 1.2. Principales eventos orogenéticos del estado Cojedes.

Era	Periodo	Principales acontecimientos geológicos
Cenozoico	Cuaternario	Erosión en el Norte y sedimentación en el Sur. Las corrientes de aguas modifican la topografía, aunque se mantienen las estructuras del Mioceno.
		En las llanuras se formaron extensas terrazas.
	Terciario	Las montañas del norte siguen elevándose, y aportan grandes masas de sedimentos al sur, haciendo que la profundidad del mar disminuya en esta zona.
Asciende la Cordillera de La Costa y con ella la Serranía del Interior. Se forman las Galeras por conglomerados y areniscas. El mar desaparece de las tierras de Cojedes. Es posible la llegada de aguas de un pequeño mar por el NE. La actividad del geosinclinal cesó y el mar retrocede de las tierras cojedeñas.		
Mesozoico	Cretácico	El mar siguió avanzado hacia el Sur. La deposición continua de sedimentos hizo que este mar fuese poco profundo.
	Jurásico Triásico	Un mar penetró en toda Venezuela de Norte a Sur, cuya orilla Sur posiblemente se extendió en el eje Libertad El Baúl. Continúa la actividad del geosinclinal.
Paleozoico	Pérmico al Cámbrico	El fuerte metamorfismo producto de la actividad ígnea dio origen a las rocas metamórficas del NE de Cojedes. La deposición y la orogenia predominan durante esta era. Las filitas resultantes de la sedimentación indican que el mar cubría la zona, tal deposición se llevó a cabo sobre un geosinclinal. La alternancia de deposición y orogenia hizo que el mar se secara.
	Precámbrico	Surgen las rocas que integran las colinas de El Baúl. Alternan la deposición y la orogenia

Fuente: Adaptado de Ruiz (1996)

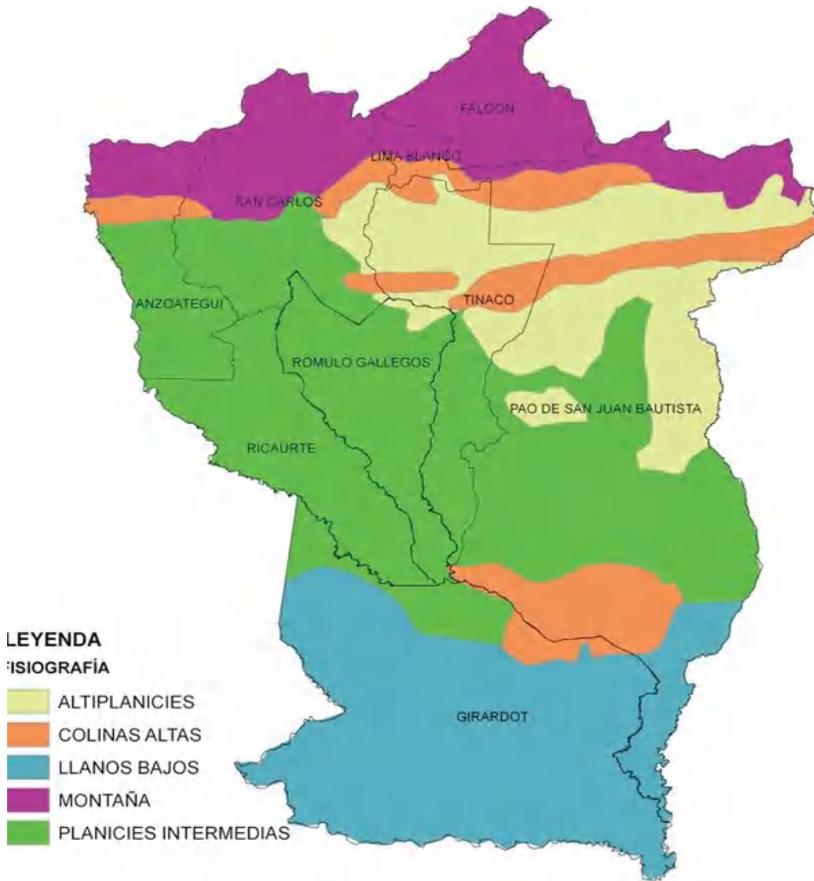


Figura 1.1. Principales ambientes fisiográficos del estado Cojedes.

Fuente: Adaptado del Plan de Ordenamiento Territorial del Estado Cojedes (1990).

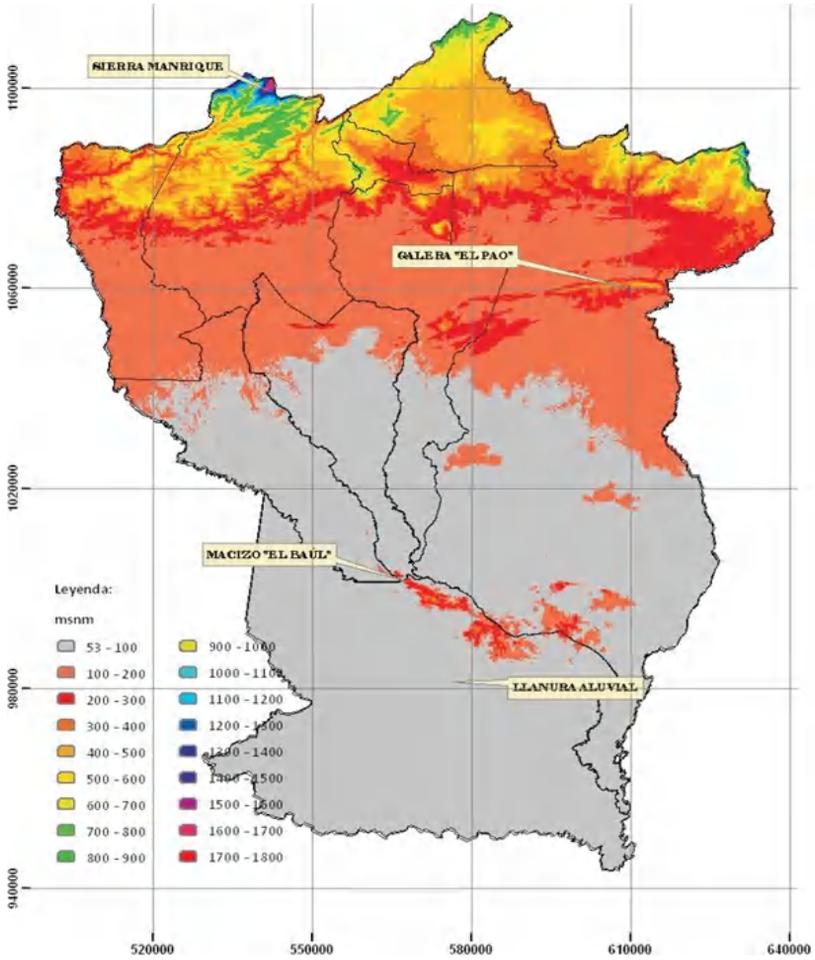


Figura 1.2. Hipsometría del estado Cojedes.

Nota: Datum WGG84; base cartográfica derivada de Shuttle Radar Topography Mission (NASA, 2000).

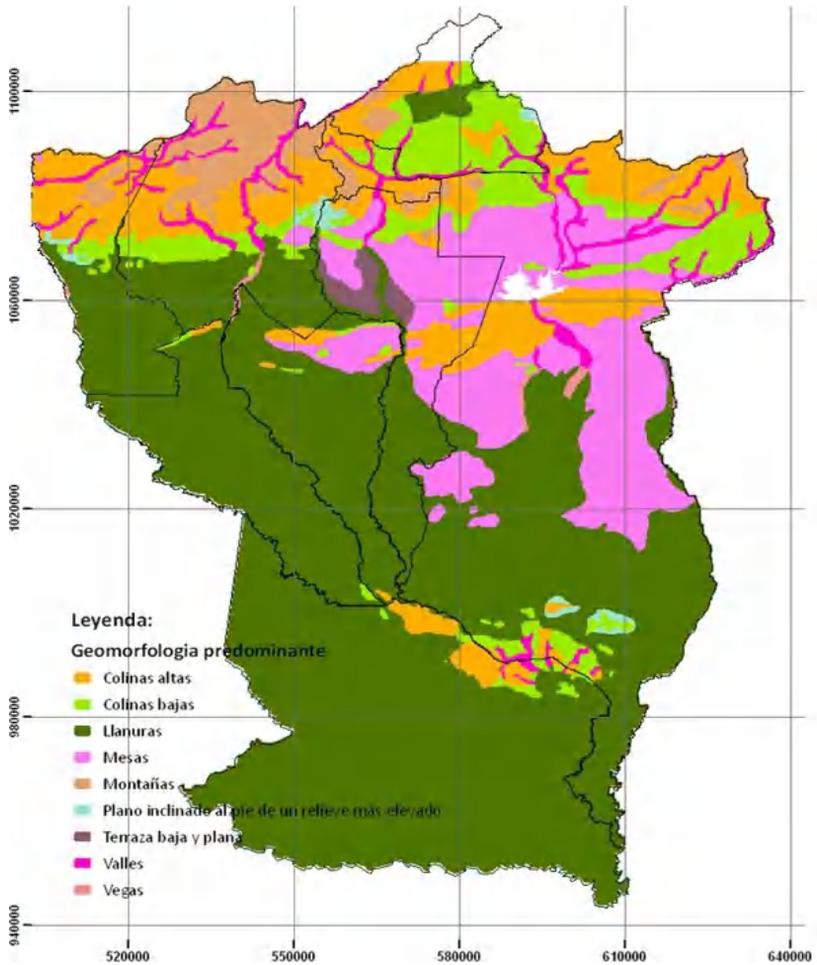


Figura 1.3. Distribución geomorfológica predominante del estado Cojedes.

Nota: Datum WGG84; adaptación del Proyecto Sistemas Ambientales Venezolanos (1982).

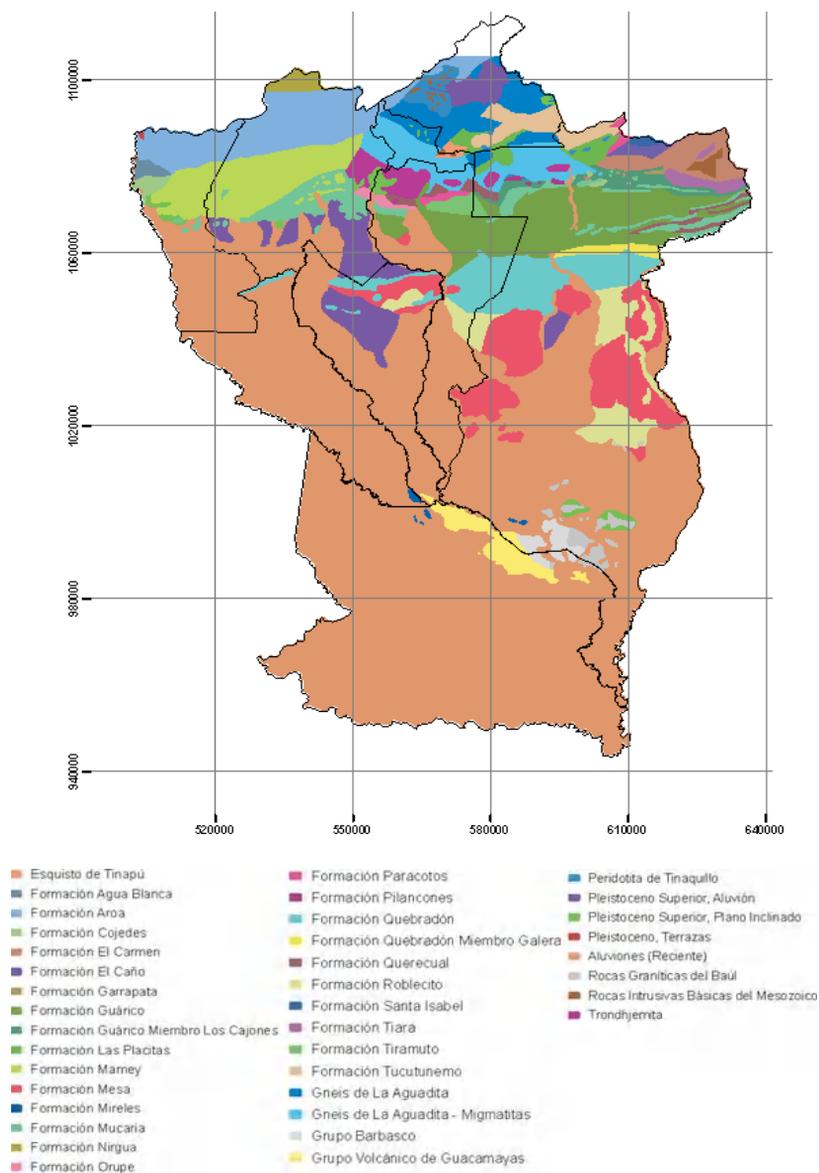


Figura 1.4. Unidades geológicas del estado Cojedes.

Nota: Datum WGG84; adaptación del Proyecto Sistemas Ambientales Venezolanos (1982).

EJERCICIOS

Seleccione la respuesta, que a tu criterio sea la correcta.

1.1.- ¿Cuál es el ambiente fisiográfico predominante en el estado Cojedes?

- Montañoso Planicies Tepuis
 Colinas altas Llanos bajos Penillanura

1.2.- ¿Cuál es la Unidad de Montaña que divide el río Macapo del río Tirgua en el municipio Lima Blanco?

- Fila Tucuragua Fila Macapo Cerro Grande
 Cerro Palamarejo La Teta de Tinaquillo Cerro Tinatopo

1.3.- ¿Qué fenómeno geológico originó Las Galeras del Pao?

- Un corrimiento Un sinclinal Un fallamiento
 Una subsidencia Un afloramiento rocoso Una subducción

1.4.- ¿Cuál Formación abarca la mayor parte del estado Cojedes?

- Aroa Mamey Guárico
 Tucutunemo Mireles Escorzonera

1.5.- ¿Dónde se localizan los mejores suelos para uso agrícola de Cojedes?

- Macapo Municipio Falcón El Pao
 San Carlos Municipio Anzoátegui Tinaquillo

1.6.- ¿Por qué en la zona Sur de Cojedes los ríos suelen desbordarse durante el periodo lluvioso?

- Poca pendiente Los suelos arcillosos Mucha vegetación
 Llueve mucho Los suelos arenosos Mucha pendiente

1.6.- Los suelos de Cojedes suelen presentar deficiencia en el elemento:

- Azufre Hierro Sodio
 Boro Fósforo Vanadio

Nota: Las soluciones se presentan en la hoja de respuestas, pág. 243.

REFERENCIAS

- Bellizzia A. y Rodríguez D. 1967. *Guía de la excursión a la región de Duaca - Barquisimeto - Bobare*. Boletín Geológico, Caracas, 8(16): 289-309
- Bellizzia A. y Rodríguez D. 1966. *Guía de excursión a la región de Duaca-Barquisimeto-Bobare*. Asociación Venezolana de Geología, Min. y Petrol., Guía N° 4, 23 p.
- Chirinos A., Brito J. y Rojas E. 1971. *Características de fertilidad de algunos suelos venezolanos vistos a través de los resúmenes de análisis rutinarios*. Agronomía Tropical 21(5):397-409.
- González C., Arozena I. y Picard X. 1980. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas, Ed. Foninves, 2 Tomos, 1031 p.
- Hernández J. 1995. *Informe geológico para el plan de perforación de la Empresa Desarrollos Hidráulicos Cojedes D.H.C.* San Carlos, Cojedes, Venezuela
- Homes P., Dumith D., Goyo M., Molina, G. y Peña, R. 2000. *Plan de Ordenación y Manejo de la Cuenca del río Cojedes*. Documento técnico de la Empresa Regional Desarrollos Hidráulicos Cojedes.
- MARNR. 1983. *Sistemas Ambientales Venezolanos*. Región Central - Estado Cojedes. Versión II. DGSPOA Proyecto Ven/79/001. Caracas.
- MARNR. 1990. *Plan de Ordenamiento Territorial del Estado Cojedes*. Documento técnico del MARNR Seccional Cojedes. 120 p.
- Mencher E. 1950. *Sucesos cretácicos-eocénicos en el norte de Venezuela*. Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología Minería y Petroglifos. Caracas, 2(1): 91-99.
- NASA. 2000. *Misión Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)*. Disponible en <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>
- Rod E. 1955. *Triloites in metamorphic rocks of El Baúl, Venezuela*. American Association Petrology Geology Bulletin. 39(9): 1865-1869.
- Ruiz, José D. 1996. *Evaluación de las aguas subterráneas de la zona delimitada por la carretera nacional Troncal 5 y los ríos Cojedes y Tinaco, en el estado Cojedes*. Trabajo de grado del Vicerrectorado de Producción Agrícola de la UNELLEZ. 281 p.
- Schargel R., Homes P. y Freites L. 2001. *Estudio geomorfológico y sedimentológico del sistema hidráulico-hidrológico de los ríos Tirgua y*

- Cojedes*. Documento técnico de la Empresa Regional Desarrollos Hidráulicos Cojedes. 79 p.
- Shagam R. 1960. *Geología de Aragua Central (Venezuela)*. III Congreso de Geología Venezolana, Caracas, 1959, 2: 574-675.
- Strebin S. y Schargel R. 1973. *Capacidad de uso de las tierras del estado Cojedes*. Documento técnico de la Dirección General de Recursos Hidráulicos del Ministerio de Educación. 26 p.

Nociones de meteorología

Sólo podemos dominar
la naturaleza si la obedecemos.

Francis Bacon (1561-1626)

INTRODUCCIÓN

La meteorología como ciencia que estudia la atmósfera, trata de establecer la interrelación que existe entre los parámetros del ciclo hidrológico: viento, precipitación, temperatura, evaporación, presión y humedad. Como una rama de la física, se refiere a la atmósfera como una mezcla de gases cuyas interrelaciones entre presión, temperatura y volumen se rigen por las leyes de la termodinámica. También involucra consideraciones geográficas, debido a que factores como la latitud, la longitud, la topografía y la ubicación de las masas de tierra y agua afectan al carácter y distribución de las condiciones meteorológicas sobre la superficie terrestre. Todos estos factores determinan la magnitud de la precipitación y la respuesta de la cuenca, así como su distribución en el espacio y en el tiempo.

Este Capítulo presenta algunos conceptos fundamentales vinculados a la meteorología, los cuales permitirán comprender la naturaleza de los fenómenos atmosféricos e hidrológicos que se dan en el estado Cojedes.

2.1.- Radiación

La energía radiante producida en el Sol, como resultado de reacciones nucleares de fusión, llega a la Tierra a través del espacio en cuantos de energía llamados fotones, que interactúan con la atmósfera y la superficie terrestre. La radiación solar que incide sobre el tope de la atmósfera varía en función de la distancia Tierra-Sol y la inclinación del eje de rotación. Por ejemplo, en enero, a 10° N, se recibe cerca de $760 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{día}^{-1}$; a 60° N, unos $85 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{día}^{-1}$; y a 80° S, alrededor de $1.015 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{día}^{-1}$. La radiación solar se expresa en Langley.min^{-1} equivalente a $1 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$ ó $6.97 \times 10^{-2} \text{ W.cm}^{-2}$.

La radiación incidente sobre la superficie terrestre varía en función de la distancia Tierra-Sol y la inclinación del eje de rotación terrestre (factores planetarios), además de los gases atmosféricos, la nubosidad y la concentración de partículas suspendidas (factores atmosféricos). En promedio, del 100% de la energía solar que alcanza la parte superior de la atmósfera, un 47% es absorbido por el suelo. La relación entre la radiación reflejada y la radiación global recibe el nombre de albedo. El albedo depende del tipo de superficie, el color, la rugosidad, la humedad y el ángulo de elevación del Sol respecto al horizonte.

La desigual distribución de la energía solar sobre las diferentes regiones del planeta constituye uno de los principales factores que determina la circulación general de la atmósfera terrestre, y por lo tanto, el clima. En una localidad puede observarse, a lo largo del año, variaciones en el clima dando origen a las estaciones climáticas.

En Venezuela, la radiación global varía mensualmente entre 250 y $550 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{día}^{-1}$, siendo la región costera donde se dan los valores máximos. La oscilación de la radiación global es de un 15 a 25% respecto a la media anual, lo cual es una característica de la zona intertropical, pues en latitudes extratropicales esta variación es notablemente mayor. Existen dos máximos cerca de la

ocurrencia de los equinoccios (21 de marzo y 23 de septiembre) y dos mínimos próximos a los solsticios (22 de junio y 22 de diciembre).

Diversos equipos son empleados para medir la radiación solar. El pirheliómetro, registra la radiación solar directa (la emitida por el disco solar); el más popular es el de Angstrom. El piranógrafo o actinógrafo, mide la radiación solar directa y difusa (radiación reflejada por el cielo) sobre una superficie horizontal; el de Robitzsch y el picnómetro de Eppley son los más conocidos. El piranómetro esférico, sondea la radiación circunglobal que proviene de todas las direcciones; el de Bellani es el más difundido. El pirgeómetro o albedómetro, mide la radiación terrestre emitida por el suelo durante periodos de 24 horas. El radiómetro, registra la diferencia entre el flujo de energía procedente del Sol y la atmósfera, y el flujo emitido por la superficie terrestre; el más usado es el radiómetro de Gier y Dunkle. El heliógrafo Campbell-Stokes registra la duración de la insolación.

Los días no poseen la misma duración (horas-luz) a través del año, tienden a acortarse entre el 22 de junio y 22 de diciembre, y se alargan durante el resto del año. En Venezuela la insolación media anual varía de 6 a 9 horas, siendo la zona costera donde se da la mayor frecuencia de ocurrencia de días con más horas de luz.

La longitud del día o fotoperiodo ejerce una influencia directa sobre algunos vegetales y animales. Hay muchas variedades de plantas en las cuales la floración exige una determinada cantidad de horas de luz para manifestarse y, de no cumplirse esta condición, las flores tardan en aparecer o simplemente no lo hacen.

2.2.- Circulación general de la atmósfera

Dos fenómenos a escala sinóptica promueven la circulación general de la atmósfera: la desigual distribución de la radiación solar y la conservación del momento angular en la rotación

terrestre; ambos originan un sistema de circulación con tres celdas en las bandas de latitud 0-30°, 30-60° y 60-90° en cada hemisferio, también crea las corrientes en chorro (jet stream) en la parte más alta de la tropósfera y determina la dirección de los vientos de superficie.

En el trópico la radiación es más intensa en comparación con otras regiones, por lo que el aire se calienta más y tiende a ascender; en los polos sucede el fenómeno inverso (zona de subsidencia). Esta situación haría suponer la existencia de vientos superficiales que fluyen de los polos hacia el ecuador y corrientes de altura que van del ecuador hacia los polos. Sin embargo, ese patrón ideal sufre variaciones debido al movimiento de rotación de la tierra sobre su eje, el desigual calentamiento del globo, la distribución de los grandes cuerpos de agua y la localización y orientación de sistemas orográficos masivos.

Convencionalmente, el viento se denomina de acuerdo con la dirección de la cual proviene. Así, un viento del norte sopla en dirección norte sur. Para un observador situado sobre la superficie, un viento proveniente del polo norte fluiría en dirección sur oeste, creando una zona de vientos polares del este (Easterlies) en latitudes cercanas a los 60° N. En forma similar, existen zonas de vientos del oeste (Westernlies) y del este (Easterlis) en las regiones ubicadas al norte y sur de la latitud 30° N, respectivamente (Figura 2.1). Esta desviación aparente de los vientos superficiales es una consecuencia del Efecto Coriolis, el cual desvía las corrientes de aires hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur, este efecto también incide sobre las corrientes marinas.

Los patrones generales de circulación atmosférica indicados en la Figura 2.1 guardan relación con la distribución espacial de los centros de presión. Las áreas de baja presión prevalecen en la latitud ecuatorial y en los 60° N y 60° S, por otro lado las altas presiones se observan cerca de los 30° N y 30° S; allí el aire

descendente aumenta su temperatura a medida que se acerca a la superficie (aire cálido y seco), diverge, y fluye una parte hacia las bajas subtropicales y la otra hacia la baja ecuatorial (Figuras 2.1 y 2.2). Al observar un mapamundi advertirá que los grandes desiertos del planeta se localizan en el trópico de cáncer y el de capricornio, o sea 30°N y 30°S , lo que evidencia que la circulación general de la atmósfera determina las condiciones climáticas dominantes en cualquier parte del globo.

Durante el año se observan dos cambios importantes en la Alta Presión Subtropical del Hemisferio Norte (APSHN); en el invierno astronómico, la APSHN se acerca al ecuador elevando gradualmente la presión atmosférica hasta unos 1200 mb (milibares), como consecuencia se inhibe la formación de nubes y se establece una condición seca en la mayor parte de Venezuela (temporada seca). En el verano astronómico, la APSHN se aleja notablemente del ecuador, dando paso a la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) donde los vientos Alisios del NE y SE convergen y luego ascienden rápidamente generando nubes de gran desarrollo vertical (fundamentalmente cumulonimbus) y abundantes lluvias en la mayor parte de Venezuela (temporada lluviosa).

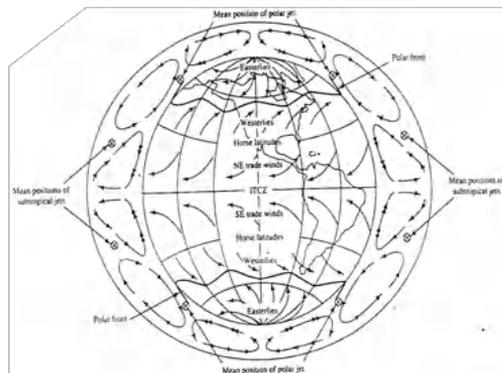


Figura 2.1. Circulación general de la atmósfera.

Fuente: Eagleson (1970)

La superficie que separa dos masas de aire se denomina superficie frontal. El frente es la intersección de la superficie frontal con el suelo. Los frentes se clasifican de acuerdo con el movimiento de las masas de aire en fríos, calientes, estacionarios y ocluidos. En los frentes estacionarios no hay movimientos del aire. Los frentes ocluidos ocurren cuando una masa de aire caliente queda atrapada entre dos masas frías pertenecientes al mismo fenómeno. Un frente se denomina frío cuando el aire frío presiona al aire caliente. A la inversa, cuando el aire caliente empuja al frío, estamos en presencia de un frente caliente (ver Figuras 2.3 y 2.4).

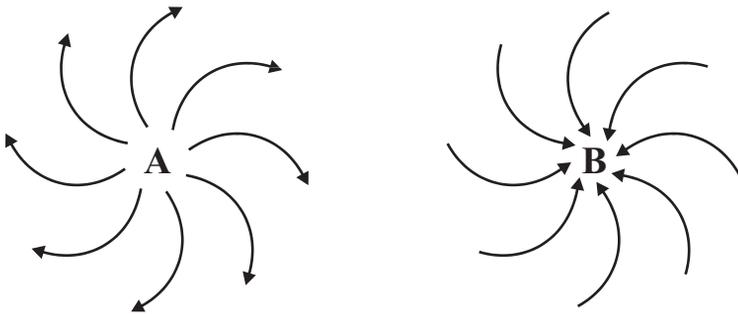


Figura 2.2. Patrones de flujo asociados con centros de alta (A) y baja (B) presión cerca de la superficie en el hemisferio norte.

Fuente: Adaptado de Machado (1979)

En Venezuela los frentes tienen una influencia muy pequeña, de hecho son los sistemas de presiones lo que determinan gran parte de las anomalías atmosféricas observadas. Los sistemas de presiones de importancia en el país son: centros de alta presión o anticiclones y cuñas de alta presión (relacionados con sequías meteorológicas extremas), centros de baja presión, vaguadas, ondas tropicales, depresión tropical y tormenta tropical (generan lluvias extraordinarias).

2.2.1.- Efectos orográficos y estacionales

Las formaciones orográficas masivas y los océanos ejercen una marcada influencia sobre la circulación atmosférica. Durante el invierno astronómico (diciembre a febrero en Venezuela), los frentes fríos tienden a producir intensas áreas de alta presión, mientras que en los océanos adyacentes, relativamente calientes, se forman zonas de baja presión; en esta estación, los vientos predominantes a mesoescala son secos y fluyen hacia los océanos. En el verano astronómico (junio a agosto en Venezuela), el proceso se invierte debido a que la tierra está más caliente que las masas de agua en el océano. Aire húmedo fluye hacia los continentes originando precipitaciones monzónicas.

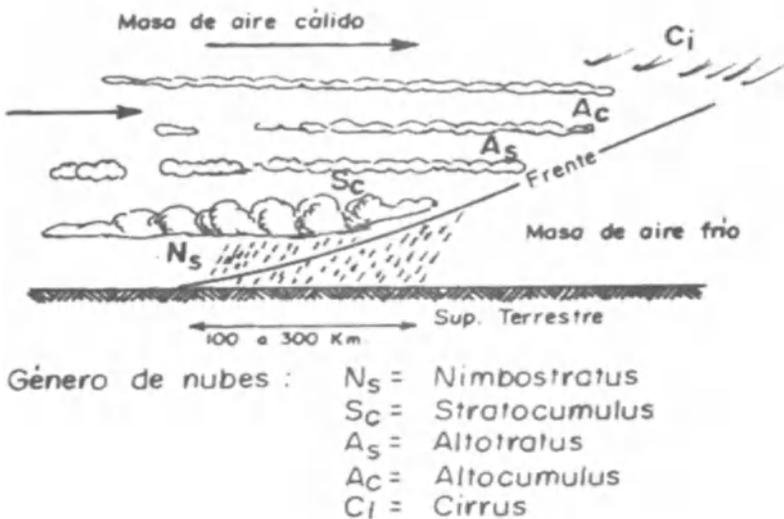


Figura 2.3. Frente cálido en avance sobre una masa de aire frío.

Fuente: Adaptado de Machado (1979)

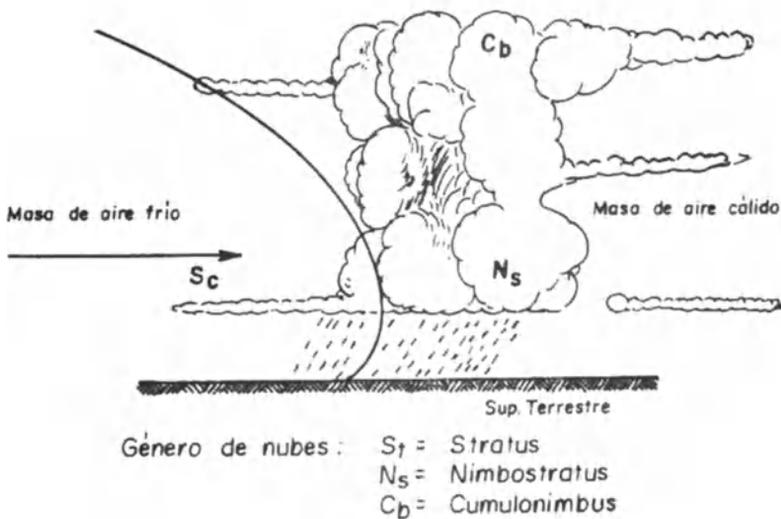


Figura 2.4. Frente frío en avance sobre una masa de aire cálido.

Fuente: Adaptado de Machado (1979)

2.3.- Humedad

2.3.1.- Características del vapor de agua

La fracción de la atmósfera conformada por el vapor de agua es muy pequeña comparada con los otros componentes (alrededor del 0.03%), pero es extremadamente importante pues determina el tiempo atmosférico. La precipitación se deriva de esta agua atmosférica. El contenido de humedad del aire es también un factor significativo en el proceso de evaporación local. Por lo tanto, es necesario que el hidrólogo esté al corriente de los procedimientos para evaluar el contenido de vapor de agua en la atmósfera y comprender los efectos termodinámicos de la humedad atmosférica.

Existen varios instrumentos para medir el contenido de agua en la atmósfera: el psicrómetro ventilado, el psicrómetro de honda y el psicrómetro de aspiración miden la temperatura de bulbo húmedo y seco; el psicrómetro registrador presenta las

variables indicadas en un termograma; y el hidrógrafo de cabello que registra gráficamente la evolución de la humedad atmosférica.

En la mayoría de los casos de interés práctico, el vapor de agua se rige por la ley de los gases ideales. La humedad atmosférica proviene de la evaporación y la transpiración, la suma de ambas da origen a la evapotranspiración. La principal fuente de evaporación lo constituyen los océanos, el vapor de agua generado en ellos es transportado hacia los continentes por los vientos de superficie.

Si se considera un volumen de control sobre una superficie de agua, la humedad contenida en el aire, bajo la forma de vapor, ejerce una presión parcial, denominada presión de vapor. Si la condición inicial del volumen de control es de aire seco, se produce evaporación, incrementándose la cantidad de humedad en el aire, y por lo tanto, la presión de vapor. Mientras continúe el proceso de evaporación, el aire se saturará perdiendo gradualmente su capacidad de absorber vapor. La evaporación continuará hasta que la presión del vapor del aire circundante se iguale con la presión sobre la superficie de agua. En este instante cesa el proceso de evaporación, y si las temperaturas del aire y del agua son iguales, se dice que estará en presencia de un aire saturado.

2.3.2.- Humedad del aire

Las medidas más comunes de la cantidad de agua en el aire son la presión del vapor, humedad absoluta, humedad específica, relación de mezcla, y la temperatura de punto de rocío. De acuerdo con la Ley de Dalton para una mezcla de gases, la presión parcial de cada gas es aproximadamente proporcional al producto de la presión total de la mezcla por el porcentaje de volumen de dicho gas. La presión parcial ejercida por el vapor de agua se denomina presión de vapor. Por similitud, la presión de saturación es la presión parcial del vapor de agua a una temperatura

específica en aire saturado.

La humedad absoluta es la masa de vapor de agua contenida en una unidad de volumen de aire. Normalmente se mide en gramos de agua por metro cúbico de aire (g.m^{-3}). Para su determinación se usa la ecuación de estado para un gas ideal. Desde el punto de vista meteorológico, la ecuación de estado se plantea como sigue:

$$n = \frac{M}{m} \quad (2.1)$$

Donde:

M: masa del gas, g

m: peso molecular del gas, mol-g

n: número de moles del gas

La forma usual de la ecuación de estado es:

$$p \cdot V = n \cdot R \cdot T \quad (2.2)$$

Donde:

p: presión absoluta del gas, Pascal

R: constante universal de los gases, $8.314 \text{ J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$ (en el Sistema Internacional)

T: temperatura absoluta, K

V: volumen de control, m^3

Reemplazando el valor de **n** de (2.1) en (2.2) resulta:

$$p \cdot V = \frac{M}{m} \cdot R \cdot T \quad (2.3)$$

Por definición,

$$\frac{M}{n} = \frac{1}{\rho} = v \quad (2.4)$$

Donde:

v : volumen específico, $\text{cm}^{-3}.\text{g}$

ρ : densidad del gas, g.cm^{-3}

Introduciendo (2.4) en (2.3) se obtiene:

$$p \cdot v = \frac{R}{m} T \quad (2.5)$$

$$p = \rho \cdot \frac{R}{m} T \quad (2.6)$$

Las ecuaciones (2.5) y (2.6) se usan normalmente en meteorología. Algunas veces al término R/m se hace igual a R' o B y se denomina constante individual del gas, la cual depende del tipo de gas. De acuerdo con lo anterior, la ecuación de estado para el vapor de agua es:

$$e = \rho \cdot R' \cdot T \quad (2.7)$$

Donde:

T: temperatura absoluta, °K

ρ : Densidad del vapor de agua o humedad absoluta, $\text{Kg} \cdot \text{m}^{-3}$

e: presión parcial del vapor de agua, Pascal

R': constante del gas para el vapor de agua a las condiciones de presión y temperatura dada

Si la presión total ejercida por el aire húmedo es p , entonces $p - e$ será la presión parcial del aire seco, y

$$p - e = \rho_d \cdot R_d \cdot T \quad (2.8)$$

Donde:

ρ_d : densidad del aire seco, $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$

R_d : constante del gas para aire seco, $287 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$

La densidad del aire húmedo ρ_a es la suma de las densidades del aire seco y el vapor de agua, es decir, $\rho_a = \rho_d + \rho_v$, y la constante del vapor de agua es $R_v = R_d/0.622$; donde 0.622 es la relación del peso molecular del vapor de agua al peso molecular del aire seco.

La humedad específica es la masa de vapor de agua contenida en una masa de aire húmedo. Se expresa en gramos por gramo o gramos por kilogramo y puede calcularse mediante la siguiente relación:

$$q = \frac{622e}{p - 0.378e} \approx \frac{622e}{p} \quad (2.9)$$

Donde:

q: humedad específica, g.kg^{-1}

e: presión del vapor de agua, milibares (mb)

p: presión total del aire húmedo, milibares

La relación de mezcla se define en forma similar que la humedad específica, pero se refiere a la relación de la masa de vapor de agua y la masa de aire seco. Se obtiene restando e a la presión atmosférica en la ecuación (2.9)

En la mayoría de los problemas prácticos la humedad específica y la relación de mezcla se consideran equivalentes.

El punto de rocío es la temperatura a la cual una masa de aire se satura en un proceso de enfriamiento a presión y volumen de agua constantes.

La humedad relativa se define como la relación entre la presión del vapor de agua a la temperatura y presión de saturación. Normalmente se expresa en porcentaje como:

$$f = \frac{100 e}{e_s} \quad (2.10)$$

Donde:

e_s : presión de saturación, mb

2.3.3.- Agua precipitable

Muchas veces se desea estimar la cantidad de precipitación que puede ocurrir en una región determinada en condiciones favorables. Esto se puede estimar calculando la cantidad de agua contenida en una columna de aire que se extiende en toda la atmósfera desde la superficie de la tierra. Esa magnitud se conoce como agua precipitable **W**; se advierte que no puede ser removida en su totalidad de la atmósfera mediante el proceso natural. Se expresa en unidades de lámina de agua, es decir, en mm. Para

derivar la ecuación que permite calcular el agua precipitable, consideremos una columna de aire de un centímetro cuadrado de base. La masa total de agua contenida en esa columna entre las elevaciones cero y z es:

$$W = \int_0^z \rho_w dz \quad (2.11)$$

ρ_w : humedad absoluta

La ecuación hidrostática equivalente puede escribirse como sigue:

$$dp = -\rho \cdot dz \quad (2.12)$$

Donde:

g : aceleración de gravedad, 9.81 m.s^{-2}

dz : gradiente altimétrico, m

dp : gradiente de presión, Pascal

ρ : densidad del aire, es decir, la suma de la densidad del vapor y la densidad total de los gases secos ρ_d , o sea, $\rho = \rho_w + \rho_d$.

Resolviendo la ecuación hidrostática para dz se obtiene:

$$dz = - \frac{dp}{\rho g} \quad (2.13)$$

Reemplazando las ecuaciones (2.12) y (2.13) en la ecuación (2.11) se obtiene:

$$W = \frac{1}{g} \int_0^p \frac{\rho_w}{\rho_w + \rho_a} \cdot dp \quad (2.14)$$

La relación de densidad en (2.14) viene a ser, en realidad, la humedad específica q , la cual se puede estimar como $622 \frac{e}{p}$. Por lo tanto, la ecuación (2.14) se transforma en:

$$W = \frac{622}{g} \int_0^p \frac{e}{p} \cdot \frac{dp}{p} \quad (2.15)$$

Donde, W está dado en g.cm^{-2} con suficiente precisión.

Si consideramos que la densidad del agua precipitable es igual a la unidad, y que la integración se efectúa sobre una unidad de área, el valor de W será equivalente a una lámina de agua precipitable en centímetros. La integral puede ser evaluada en forma gráfica o dividiendo la columna de aire en estratos de humedad específica aproximadamente uniforme y efectuando la sumatoria de todos los resultados parciales. Otro método de uso frecuente para calcular el agua precipitable con suficiente precisión, lo constituye el nomograma desarrollado por el U.S. National Weather Service, que da la lámina de agua precipitable en una columna de aire saturado, con su base a un nivel de 1000 mb y su límite superior a cualquier altura hasta un mínimo de 200 mb en función de la temperatura del punto de rocío en la superficie.

2.4.- Viento

El viento se origina por una diferencia de presión, promovida inicialmente por una diferencia de temperatura. Es un factor muy importante que se relaciona con otros parámetros hidrometeorológicos, tal como la evaporación, la precipitación y los fenómenos de difusión del vapor de agua, del calor y elementos contaminantes.

Desde el punto de vista práctico, es necesario conocer la intensidad y dirección del viento para el adecuado diseño de obras civiles de gran altura como torres, ubicación de industrias contaminantes, contaminación atmosférica en general. Los instrumentos empleados en la caracterización del viento son: la veleta que permite conocer la dirección, el anemómetro que mide la velocidad instantánea y el anemómetro digital que registra la velocidad gráficamente. Las características fundamentales del viento son: dirección, velocidad o intensidad y perfil de distribución de velocidades.

La dirección del viento se refiere a la dirección de donde

proviene la masa de aire; se expresa en términos de los 16 puntos de la rosa de vientos distribuidos en los 4 cuadrantes N-S-E-O para los vientos de superficie (Figura 2.5).

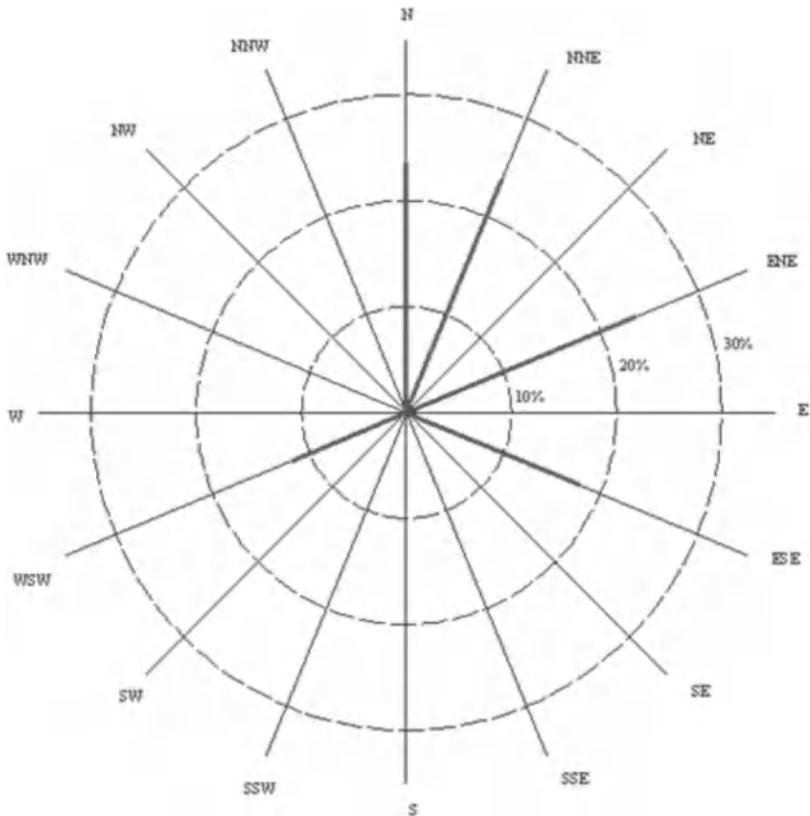


Figura 2.5. Rosa de los vientos de una localidad.

La velocidad del viento se expresa en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, $\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ o nudos. A pesar de que no se ha estandarizado la altura de medición se suele medir el viento a 2 y 10 m de altura. Un aspecto de importancia a conocer es el perfil del viento, que se refiere a la variación de la velocidad del viento con la altura y se expresa generalmente por

medio de un perfil logaritmo de la velocidad o un perfil de ley potencial.

El perfil logarítmico más común en meteorología es:

$$\frac{\bar{V}}{V^*} = \frac{1}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (2.16)$$

\bar{v} : velocidad media del viento durante al menos unos minutos a una altura z por sobre la superficie del terreno.

v^* : velocidad de fricción que varía con la naturaleza de la superficie y con (3-12% de). Una aproximación usual es $V^* = \frac{\bar{V}}{1}$

k : constante de Von Karmán, se asume igual a 0,4.

z_0 : longitud de la rugosidad de la superficie, es decir, altura para la cual la velocidad del viento es cero, varía con el tipo de superficie, desde décimas de mm para superficies muy lisas, hasta decenas de metros para bosques.

Otra expresión logarítmica conveniente para representar el perfil del viento relaciona la velocidad media \bar{V} a una altura z con la velocidad media \bar{V}_1 a una altura z_1 como se indica a continuación:

$$\frac{\bar{V}}{V_1} = \frac{\ln \left(\frac{z}{z_0} + 1 \right)}{\ln \left(\frac{z_1}{z_0} + 1 \right)} \quad (2.17)$$

Conociendo las velocidades v_1 y v_3 a alturas z_1 y z_3 , respectivamente, se puede estimar la velocidad media v_2 a una altura intermedia z_2 , como sigue:

$$V_2 = (V_3 - V_1) \frac{\ln \left(\frac{z_3}{z_2} \right)}{\ln \left(\frac{z_3}{z_1} \right)} \quad (2.18)$$

El perfil exponencial se expresa mediante la siguiente expresión:

$$\frac{V}{V_1} = \left(\frac{z}{z_1}\right)^k \quad (2.19)$$

Donde k varía con la rugosidad de la superficie y la estabilidad atmosférica en el rango de 0.1 a 0.6, siendo los valores más altos para condiciones de inestabilidad.

La expresión logarítmica (ecuaciones 2.16 a 2.18) es más representativa para el perfil del viento en los primeros 5 a 8 m de altura. La ley potencial (ecuación 2.19) es idónea desde unos metros hasta 100 m de altura.

El viento posee una variación en el tiempo y en el espacio. Durante el invierno los vientos son más intensos y variables y tienden a soplar desde los continentes hacia los océanos; durante el verano, el fenómeno se invierte. De igual forma, debido al contraste de temperatura, se producen brisas diurnas desde tierra firme hacia el mar y brisas nocturnas en el sentido inverso. En zonas montañosas el viento es más fuerte que en regiones planas, lo mismo que en las vertientes de barlovento (Figura 2.6).

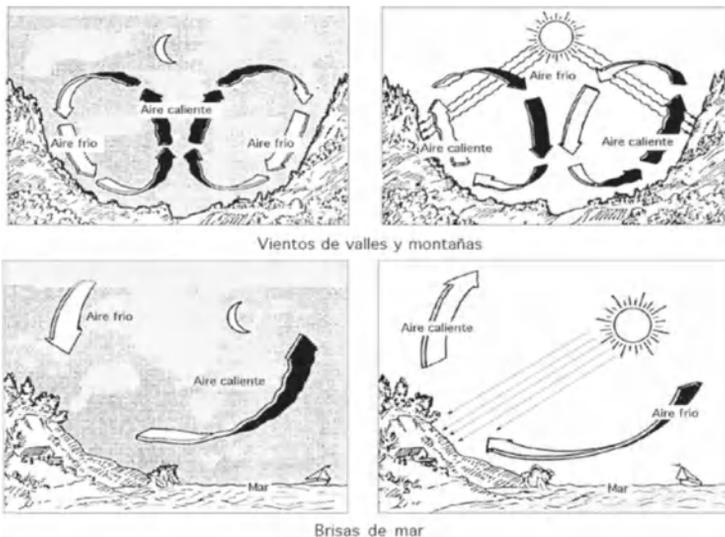


Figura 2.6 Patrones de vientos locales.

La variación diaria del viento sólo es significativa cerca de la superficie y es más acentuada durante el verano. La intensidad mínima ocurre normalmente al amanecer y la máxima al inicio de la tarde. A 300 m de altura, el mínimo se presenta durante el día y el máximo durante la noche.

2.4.1.- Circulación general de los vientos en Venezuela

En las latitudes 10°-28° N y 6°-23° S se encuentra la zona de los vientos alisios, con dirección marcada del Este a medida que se acercan al Ecuador. Esos vientos se originan en las altas subtropicales y su dirección la condiciona la Fuerza de Coriolis (fuerza desviadora). En la zona de circulación ecuatorial frecuentemente se localizan áreas de calmas denominadas calmas ecuatoriales. La circulación ecuatorial está relacionada con una zona donde los vientos del Oeste pueden presentarse alternadamente con las calmas. Por encima de los vientos del Oeste prevalecen los vientos del Este, los cuales gobiernan las perturbaciones longitudinales dentro de la circulación ecuatorial. La superposición de los vientos del Oeste y del Este en la altura, da origen a los vientos contraalisios. Cuando la superposición llega al Ecuador, se constituye una triple estratificación: Oeste-Este-Oeste. A esta zona de convergencia de los vientos se denomina Convergencia Intertropical (ITC), zona de las calmas ecuatoriales, hondonada bórica ecuatorial o vaguada intertropical. La línea central de la ITC se considera como el Ecuador Meteorológico.

Venezuela por su posición geográfica está sometida a la influencia de los vientos alisios y de la ITC. Los alisios del NE, conocidos como Nortes Fríos soplan sobre la zona costera al norte del territorio con regular periodicidad y estabilidad durante todo el año. En Puerto Cabello (estado Carabobo), durante la temporada seca, los vientos más frecuentes provienen del NNE presentándose el máximo durante el mes de marzo (13.1 km.h⁻¹),

en la temporada húmeda se mantiene la predominancia de los vientos del NNE pero mengua su velocidad por debajo de los 10 km.h⁻¹. En las regiones continentales los vientos dominantes son más irregulares pues existe una fuerte interacción con las barreras orográficas.

Las regiones sur y centro del territorio nacional son afectadas por las masas de aire continental pertenecientes a la convergencia intertropical del hemisferio sur. Estas masas producen lluvias muy intensas como producto de su recarga en la zona húmeda de la Amazonia. Su influencia se hace notar durante unos seis meses del año, desde abril o mayo hasta septiembre u octubre.

Durante los meses de junio a agosto, los vientos alisios transportan gran cantidad de humedad y soplan sobre las regiones costeras del país. La ITC sopla con gran intensidad sobre las regiones sur y central y avanza hacia el norte. Durante los meses de diciembre a febrero, los alisios soplan con gran intensidad sobre la región norte, como consecuencia de la intensificación de la alta de las Azores, avanzando hacia la región central. La ITC se retira hacia el sur ocasionando un descenso de lluvias, especialmente en la región central. Con el avance de la ITC hacia el norte, se producen en los meses de marzo, abril y mayo corrientes opuestas a los alisios, iniciándose de ese modo el período de las lluvias en las áreas continentales. Durante los meses septiembre, octubre y noviembre, la alta de las Azores comienza a intensificarse; la ITC se retira hacia el sur. Las lluvias disminuyen en la parte central y sur del país. En algunas zonas costeras pueden producirse fenómenos monsonicos locales.

Además de los patrones eólicos anteriormente señalados (mesoescala), existen vientos regionales locales (microescala), que tienen una influencia limitada y de menor importancia. Entre ellos se encuentran:

- a) Los que resultan de los encauzamientos de los alisios por el relieve, en especial en los valles interiores, como en los

casos de los vientos del sur-este (dirección contraria a la de los alisios), como sucede en el Valle del Chama y el Valle de Caracas.

- b) En las costas se presentan las brisas del mar y las terrestres por las diferencias de temperatura y presión, debido al desigual caldeoamiento de las tierras y mares.
- c) En los Llanos de Barinas soplan desde la Cordillera de Mérida, entre el mes de Mayo y Agosto, vientos regionales, los cuales se deben a que las masas de aire frío de las altas presiones de la cordillera son atraídas por las bajas presiones predominantes en la depresión llanera.
- d) Las calderas, que son vientos fuertes, secos y cálidos que soplan en el litoral del tramo central de la Cordillera de la Costa entre Junio y Septiembre. Son una especie de vientos Fohn producidos por el aire caliente que desde los Llanos ascienden a la cordillera y descienden hacia el mar.
- e) Las tolvaneras, que son remolinos de aire muy limitados que se forman en ciertas partes del país, especialmente en las tierras bajas y durante el período de sequía.
- f) Brisas de montañas, que son vientos que descienden desde las sierras al fondo de los valles. Son fríos y secos, y a veces producen pequeñas tormentas.

2.5.- Temperatura

La temperatura ocurre como una consecuencia directa de la insolación y la radiación, su determinación es fundamental para el cálculo de la evaporación. Existe una amplia variedad de instrumento para medir la temperatura: el termómetro de mercurio que mide la temperatura instantánea, el termógrafo que registra gráficamente la evolución de la temperatura instantánea, los termómetro de máximas y mínimas que registran la temperatura máxima y mínima ocurrida durante un periodo de tiempo, los geotermómetros que miden la temperatura instantánea del suelo

a una determinada profundidad, y el termógrafo de suelo que registra gráficamente la temperatura instantánea del suelo durante un periodo temporal de interés.

La temperatura media diaria, normalmente se toma como el promedio de dos observaciones instantáneas, la máxima y la mínima. Estas últimas se miden en los termómetros de máxima y mínima, ubicados en casetas meteorológicas que los protegen de la acción directa de los rayos solares y la precipitación.

En la hidrología se suele usar, en relación con la temperatura, la siguiente terminología:

1. **Temperatura media diaria:** es el promedio de 24 lecturas horarias de la temperatura, obtenidas directamente con el termómetro o de la gráfica diaria del termógrafo.
2. **Temperatura media horaria:** es el promedio de la temperatura que ocurre en cada una de las 24 horas del día. La media horaria puede computarse para un determinado mes, una estación o para el año
3. **Amplitud térmica:** es la diferencia entre las temperaturas extremas del aire; interesa la amplitud térmica diaria (diferencia de la temperatura máxima y mínima diaria) y la amplitud media mensual (promedio de las 30 ó 31 amplitudes diarias correspondientes a un mes determinado). En agroclimatología este indicador se denomina termo-periodo.
4. **Temperatura extrema del día:** son las temperaturas máximas y mínimas diarias.
5. **Temperatura media mensual:** es el promedio de las 30 ó 31 temperaturas medias diarias. Se utiliza para conocer en forma general los meses cálidos y fríos de una localidad.
6. **Temperatura media anual:** es el promedio de los registros de 30 años consecutivos. Las normales climatológicas se refieren a los periodos 1901-1930, 1931-1960, 1961-1990, y así sucesivamente. En Venezuela dada la escasez

de información climática se emplea las normales provisionales de diez años computadas por decenios; 1961-1970, 1971-1980, y así sucesivamente.

7. **Grado día:** es la diferencia en grado entre la temperatura media diaria y una temperatura de referencia. El número de grados-día de un mes o de cualquier otro intervalo de tiempo es la suma total de los valores diarios. Esta información se usa para estudios de acondicionamiento térmico de ambientes, tomando como temperatura de referencia un valor de 18°C .
8. **Gradiente de temperatura:** es la variación de la temperatura con la altura en una atmósfera libre. El gradiente adiabático seco es de $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, y resulta de una compresión o expansión de aire no saturado, cuando un volumen del mismo sube (disminuyendo la presión), o baja (aumentando la presión) sin ganar ni perder calor. Cuando un volumen de aire saturado se eleva adiabáticamente, su temperatura disminuye y parte del vapor de agua se condensa, liberando calor latente de vaporización (unas 540 cal.g^{-1}). Esta energía hace que el gradiente de enfriamiento disminuya para dicho volumen; por ello, el gradiente adiabático saturado es menor que el adiabático seco ($-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). En Venezuela se estima que el gradiente altotérmico es igual a $-0.55^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

El perfil de la temperatura en la tropósfera puede verse alterado por:

1. **Inversión térmica por radiación:** durante la noche las pérdidas de energía por emisión desde la superficie terrestre son superiores a la radiación recibida desde el cielo, así la radiación neta es negativa. El suelo alcanza temperaturas inferiores a las del aire inmediatamente adyacente, ΔT hace inferior a cero, fluyendo calor sensible desde la

atmósfera al suelo.

2. **Inversión térmica por subsidencia:** se debe al descenso de masas de aire, las cuales experimentan disminución de su volumen, aumento de la presión, y aumento de la temperatura. Donde se encuentra el aire descendiendo se encontrará la perturbación del gradiente altotérmico. Es común a 30° N y 30° S de latitud (franjas de subsidencia).

En Venezuela la temperatura media anual es de unos 27 °C; pero en las regiones montañosas situadas en la Cordillera de Los Andes y la Cordillera de la Costa este valor desciende a 18 °C y en el extremo sureste del estado Bolívar, alrededor de 22 °C. El termoperiodo es significativamente variable, por ejemplo en el estado Sucre se sitúa en unos 8 °C, al norte de Guárico 11 °C, al norte de Apure y Amazonas 9.5 °C, en Táchira 9 °C, en Lara 10 °C y en Maracaibo 8 °C.

EJERCICIOS

Seleccione la respuesta, que a tu criterio sea la correcta.

- 2.1.- ¿Por qué en enero la radiación solar en Venezuela es menos intensa que en el sur de Argentina?

- Por las manchas solares Por la Longitud Por la temperatura
 Por la Latitud Por las nubes Ninguna de ellas

- 2.2.- ¿Cuáles de los siguientes elementos definen el clima de una localidad?

- Radiación solar Precipitación Nubosidad
 Temperatura Vientos Todos

- 2.3.- En Venezuela, ¿cuándo aproximadamente se presentan los equinoccios?

- 21 de marzo 14 de febrero 22 de diciembre
 22 de junio 02 de enero 23 de septiembre

2.4.- En Venezuela, ¿cuándo aproximadamente se presentan los solsticios?

- | | | |
|--------------------------------------|----------------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> 21 de marzo | <input type="checkbox"/> 14 de febrero | <input type="checkbox"/> 22 de diciembre |
| <input type="checkbox"/> 22 de junio | <input type="checkbox"/> 02 de enero | <input type="checkbox"/> 23 de septiembre |

2.5.- ¿Qué mide un pirgeómetro?

- | | | |
|----------------------------------------------|--------------------------------------------|----------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Temperatura | <input type="checkbox"/> Intensidad eólica | <input type="checkbox"/> Humedad atmosférica |
| <input type="checkbox"/> Radiación del suelo | <input type="checkbox"/> Insolación | <input type="checkbox"/> Calor latente |

2.6.- ¿Qué es el fotoperiodo?

- | | | |
|------------------------------------------|-----------------------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Una insecticida | <input type="checkbox"/> Longitud del día | <input type="checkbox"/> Horas de lluvia |
| <input type="checkbox"/> Una hormona | <input type="checkbox"/> Longitud de la noche | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

2.7.- ¿A qué latitud se dan habitualmente las zonas de subsidencia?

- | | | |
|----------------------------------------|--------------------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> 30° N y 30° S | <input type="checkbox"/> 23.5° N y 23.5° S | <input type="checkbox"/> 60° N y 60° S |
| <input type="checkbox"/> Ecuador | <input type="checkbox"/> 10° N y 10° S | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

2.8.- ¿Qué tipo de nube se presenta durante la ocurrencia de grandes tormentas?

- | | | |
|--------------------------------------|---------------------------------------|-------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Altocumulus | <input type="checkbox"/> Cumulonimbus | <input type="checkbox"/> Altotratus |
| <input type="checkbox"/> Cirrus | <input type="checkbox"/> Stratus | <input type="checkbox"/> Todas |

2.9.- En promedio, ¿en qué rango se presenta el vapor de agua en la atmósfera?

- | | | |
|--------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| <input type="checkbox"/> <1% | <input type="checkbox"/> 1-5% | <input type="checkbox"/> 20-40% |
| <input type="checkbox"/> 5-10% | <input type="checkbox"/> 10-20% | <input type="checkbox"/> >40% |

2.10.-¿Qué mide un hidrógrafo de cabello?

- | | | |
|------------------------------------------|----------------------------------------------|-----------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Radiación solar | <input type="checkbox"/> Humedad atmosférica | <input type="checkbox"/> Dirección del viento |
| <input type="checkbox"/> Temperatura | <input type="checkbox"/> Insolación | <input type="checkbox"/> Presión atmosférica |

2.11.- Elabore la rosa de los vientos de la ciudad de Puerto Cabello (Carabobo); los registros eólicos son los siguientes:
Velocidad del viento expresada en km.h^{-1}

AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
1971	6.1	11.5	13.3	8.3	7.9	8.3	8.3	5.4	4.7	5.7	6.1	8.3
1972	12.2	13.3	11.2	12.6	9.0	6.5	7.2	6.8	5.8	5.4	6.1	9.0
1973	10.4	11.5	13.0	11.2	10.4	9.0	9.0	8.6	7.9	9.4	11.2	11.2
1974	15.1	13.7	15.5	16.6	9.7	10.1	10.8	10.1	7.6	7.6	7.6	8.6
1975	14.4	15.1	14.8	14.0	12.2	11.9	11.2	7.2	5.8	4.7	5.8	6.5
1976	11.9	14.0	15.1	4.4	13.3	10.4	7.6	7.2	9.0	7.2	8.3	9.0
1977	10.8	11.9	13.0	13.3	9.7	10.4	9.4	7.6	8.6	6.8	6.8	9.7
1978	11.5	13.7	14.0	10.8	11.5	10.8	11.5	9.4	6.5	5.8	7.2	7.9
1979	9.4	13.0	11.2	11.5	7.6	5.0	5.4	6.1	5.4	3.6	5.9	11.2
1980	8.6	10.4	10.1	7.9	5.8	6.5	5.0	4.3	3.6	4.7	5.0	5.4
1981	5.4	10.1	9.7	5.8	4.0	5.4	6.5	5.8	5.0	4.7	5.4	5.8
1982	7.6	9.7	13.0	11.5	6.8	8.7	9.2	7.9	6.5	7.6	7.9	11.9
1983	10.8	10.1	11.2	9.4	5.4	6.1	8.5	6.8	6.5	7.2	7.9	9.0
1984	10.8	12.6	13.3	11.5	14.0	11.2	9.4	8.6	6.8	6.1	6.1	10.1
1985	8.3	13.7	15.8	11.9	11.5	9.7	8.3	6.8	5.8	6.1	5.8	14.0
1986	10.8	11.5	12.2	10.1	7.6	11.2	10.1	7.9	6.5	6.5	6.1	6.5
1987	10.1	11.5	10.4	10.1	8.3	7.6	8.6	6.1	6.5	6.1	7.6	9.4
1988	10.8	13.3	12.2	11.9	12.2	10.1	7.2	7.2	6.8	5.4	6.1	9.0
1989	12.6	12.6	12.2	8.7	10.8	11.5	8.3	7.6	8.4	7.2	9.0	9.0
1990	16.6	13.3	14.8	12.6	11.2	9.4	9.0	8.6	7.6	7.6	7.6	10.1
1991	14.4	11.5	11.2	13.0	12.2	11.8	10.4	7.6	7.6	6.8	7.2	11.9
1992	9.7	13.3	11.2	10.8	9.7	8.8	7.2	7.2	6.1	6.8	3.7	8.3
1993	11.5	12.2	13.7	10.4	7.6	9.0	9.0	6.5	6.5	8.3	7.6	9.7
1994	10.4	12.2	13.0	14.0	10.1	11.2	7.6	6.1	5.0	5.8	7.2	8.3
1995	9.4	11.2	12.2	9.7	8.6	7.6	6.5	5.4	5.8	5.4	5.8	7.6
1996	9.0	13.3	13.0	13.3	11.9	9.4	6.5	6.5	6.1	5.0	6.1	7.6
1997	8.6	16.2	12.2	10.9	13.7	11.1	7.9	7.9	6.8	7.0	7.6	9.6
1998	11.5	9.0	9.4	9.8	9.9	11.8	11.0	7.2	7.8	6.3	6.9	9.1
1999	10.7	12.4	12.7	11.0	10.8	13.6	10.8	7.8	6.8	6.2	6.9	8.9
2000	12.6	14.0	15.8	11.8	9.8	9.6	8.7	7.3	6.8	6.5	7.1	9.3

Dirección del viento prevaleciente expresado en grados decimales, medidos con respecto al Este

AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
1971	70	70	90	70	70	70	70	70	70	70	70	70
1972	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
1973	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
1974	90	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
1975	70	70	70	70	70	70	70	70	70	90	90	90
1976	70	70	70	70	70	70	70	70	70	50	90	90
1977	90	90	90	90	70	70	70	70	70	70	70	70
1978	70	70	70	70	70	70	70	70	90	90	90	90
1979	110	50	70	70	30	30	30	30	50	50	30	50
1980	30	30	30	30	30	30	30	70	70	70	70	70
1981	70	70	270	50	50	30	50	50	50	50	30	50
1982	50	50	50	70	70	70	30	30	30	50	50	30
1983	70	50	70	50	70	30	70	70	50	70	50	50
1984	50	50	50	90	90	90	90	90	90	90	50	90
1985	90	90	90	90	90	90	90	70	90	110	70	90
1986	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90
1987	90	110	110	70	90	90	70	70	70	90	90	90
1988	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90
1989	90	90	90	90	90	90	70	70	70	70	50	70
1990	70	70	70	70	70	110	50	50	50	50	50	50
1991	70	30	30	70	70	70	70	70	70	70	70	70
1992	70	70	70	70	90	70	110	70	70	70	70	70
1993	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	90	70
1994	70	70	70	90	90	90	90	90	90	90	90	90
1995	90	90	90	90	90	90	90	110	150	70	70	70
1996	70	70	70	70	70	70	50	70	70	30	70	70
1997	70	20	70	70	20	20	20	70	360	20	20	20
1998	20	20	360	20	70	20	70	70	70	70	70	70
1999	70	90	70	50	20	110	70	70	70	70	70	70
2000	70	20	20	360	20	50	50	70	70	70	50	70

2.12.- Se midió la velocidad del viento a diferentes alturas en una localidad costera. Obtenga el perfil de velocidad del viento y estime la constante de Von Karmán

Z (m)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
V(km.h ⁻¹)	0.0	6.6	10.0	12.8	15.2	17.3	19.3	21.2	23.0	24.7	26.3

2.13.- Una radiosonda lanzada en una locación determinada indica que la presión de vapor de agua varía con la presión de acuerdo a la siguiente expresión:

$$e = \frac{12}{p^2}.$$

Desarrolle una expresión que permita estimar el agua precipitable W.

Nota: Las soluciones se presentan en la hoja de respuestas, pág. 243.

REFERENCIAS

- Ayllón T. 2003. *Elementos de meteorología y climatología*. Editorial Trillas, México. 210p.
- Campos A. 2005. *Agroclimatología cuantitativa de cultivos*. Editorial Trillas, México. 320p.
- Carrillo J. 1999. *Agroclimatología*. UCV. 477 p.
- Eagleson P. 1970. *Dynamic hydrology*. Mc Graw Hill Book Company.
- Guevara E. y Cartaya H. 2004. *Hidrología Ambiental*. CDCH-UC. Universidad de Carabobo.
- Hjelmfelt A. and Cassidy J. 1975. *Hydrology for Engineers and Planners*. Iowa State Univ. Press, Ames, Iowa
- Linsley R., Kohler M. y Paulhus J. 1977. *Hidrología para Ingenieros*. Mc Graw Hill Latinoamericana
- Machado J. 1979. *Fundamentos del ciclo hidrológico*. UCV. 300 p.
- MARN (s.f.) *Situaciones meteorológicas más frecuentes en Venezuela*. Dirección General de Cuencas Hidrográficas. Dirección de Hidrología, Meteorología y Oceanología. Departamento de Alerta contra Inundaciones y Sequías.
- UCV. 1993. *Climatología agrícola*. Teoría N° 1. Material instruccional de la UCV-Maracay.
- Viessman W., Knapp W., Lewis Q. and Harbaugh T. 1977. *Introduction to Hydrology*, 2nd Ed., Harper and Row, N.Y.

Nociones de hidrología

En la naturaleza no hay recompensas
o castigos; hay consecuencias.

Orase A. Vachell (1861-1955)

INTRODUCCIÓN

La hidrología es un componente esencial de la ingeniería ambiental y análisis de cuencas. Un conocimiento básico de los procesos hidrológicos es fundamental para comprender la interrelación entre las variables ambientales. Es de vital importancia en la planificación y manejo de recursos naturales renovables para un uso sustentable. Normalmente la planificación para el uso de los recursos hídricos se efectúa desde una perspectiva de usos múltiples, incluyendo los siguientes aspectos: abastecimiento de agua para población e industria, manejo de las planicies inundables y reducción de daños, generación de energía hidroeléctrica, navegación, riego y drenaje, manejo de cuencas para fines agrícolas, incluyendo la conservación del suelo y agua, el control de la erosión y la protección y rehabilitación de las cuencas, mejoramiento de la calidad del agua para el control de la contaminación, recreación, pesquería y vida silvestre en general.

En este Capítulo se presenta una breve descripción de algunos aspectos hidrológicos.

3.1.- El ciclo hidrológico

El ciclo hidrológico es un ciclo biogeoquímico en el cual el agua se traslada de un lugar a otro con un mínimo de reacciones químicas, y con la ocurrencia o no de un cambio de estado físico. El agua presente en la hidrósfera procede de la desgasificación del manto (vulcanismo). La mayor parte del agua se encuentra en forma líquida, sobre todo en los océanos y mares y en menor cantidad en depósitos subterráneos y cuerpos de agua superficiales. El agua también está presente como hielo en los casquetes glaciares antártico y groenlandés, y en los glaciares de montaña. Una pequeña fracción se halla en la atmósfera bajo la forma de vapor de agua; esta fracción determina en gran medida el clima de la Tierra.

La Figura 3.1 representa esquemáticamente el ciclo hidrológico. La humedad atmosférica cae sobre la superficie de la tierra bajo la forma genérica de precipitación, ya sea como lluvia, granizo o nieve. Una porción es detenida y almacenada por las hojas de los árboles y retorna a la atmósfera por evaporación, este fenómeno se denomina intercepción. El agua que llega a la superficie del suelo sigue varios caminos: una parte se evapora a la atmósfera; otra se infiltra dentro del perfil del suelo; y otra queda almacenada en charcos debido a las irregularidades del terreno (almacenamiento de depresiones). Cuando la intensidad de la lluvia excede a la velocidad de evaporación e infiltración se produce un excedente de humedad en la superficie denominada escorrentía, exceso de lluvia o lluvia efectiva. La escorrentía tiende a concentrarse en drenes, quebradas o ríos (almacenamiento de detención). El agua infiltrada humedece en primer lugar a la zona radicular (zona de aireación) y puede retornar a la atmósfera por evaporación desde la superficie del suelo o como transpiración desde la superficie foliar. La zona de aireación o no saturada sólo retiene una cantidad limitada de agua bajo la forma de humedad del suelo (capacidad de campo). Cuando se supera la

capacidad de campo, el agua atraviesa el perfil del suelo hasta llegar a la zona saturada o de agua subterránea. El agua subterránea puede ascender por capilaridad hacia la zona aireada o fluir como flujo base hacia los drenes, quebradas o ríos. Los pozos que se perforan para la explotación del agua subterránea llegan a esa zona.

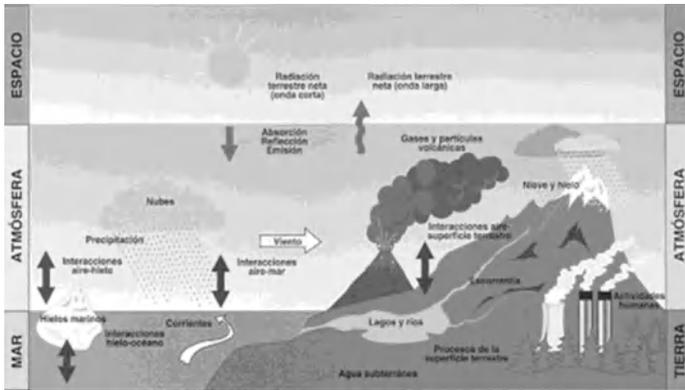


Figura 3.1. Representación esquemática del ciclo hidrológico

Los fenómenos hidrológicos son muy complejos por lo que se suelen caracterizar en base al concepto de sistema. Un sistema es un conjunto de partes que interactúan entre sí como un todo. El ciclo hidrológico puede considerarse como un sistema cuyos componentes son los indicados en la Figura 3.1. Estos componentes pueden reagruparse en subsistemas separados y combinar los resultados de acuerdo con sus interacciones. En general, el ciclo hidrológico puede considerarse formado por tres subsistemas:

Subsistema agua atmosférica: engloba precipitación, evaporación, intercepción y transpiración.

Subsistema agua superficial: comprende la escorrentía superficial, el flujo sobre el terreno, el flujo subsuperficial y subterráneo hacia los cauces y océanos.

Subsistema agua subsuperficial: incluye la infiltración, la

recarga del agua subterránea, y el flujo subsuperficial y subterráneo hacia los depósitos subterráneos.

La unidad fundamental para el análisis del ciclo hidrológico es la cuenca hidrográfica. La cuenca hidrográfica es la porción de territorio que drenada hacia un único cauce natural. Habitualmente en los estudios hidrológicos-hidráulicos se suele subdividir a la cuenca hidrográfica, en pequeñas porciones denominadas subunidades hidrológicas. A continuación se describe algunos de los parámetros del ciclo hidrológico.

3.2.- Geomorfología

La geomorfología estudia las características físicas de una unidad hidrológica en base a ciertos parámetros o índices. Estos parámetros se relacionan con algunas variables hidrológicas con el fin de estimar indirectamente estas últimas en función de los primeros, lo que resulta muy útil en cuencas que no poseen una red de observación hidrometeorológica.

Los parámetros geomorfológicos se obtienen de mapas topográficos, geológicos y fotografías aéreas, por ende su precisión depende de la escala y confiabilidad de la información disponible. Seguidamente se describen los parámetros utilizados con mayor frecuencia en la interpretación geomorfológica de cuencas.

3.2.1.- Orden de las corrientes

Las corrientes mayores están compuestas por tributarios menores, cada uno de los cuales a su vez, posee los suyos hasta llegar a los de primer orden; así surge la clasificación de los cauces de acuerdo con el número de orden de un río como una medida de la ramificación del cauce principal de una cuenca hidrográfica. Un río de primer orden es aquel que no posee ramificaciones; uno de segundo orden es el que tiene únicamente ramificaciones de primer orden; un río de tercer orden posee

ramificaciones de primer y segundo orden, y así sucesivamente. El orden de la cuenca está dado por el número de orden del cauce principal, como se indica en la Figura 3.2

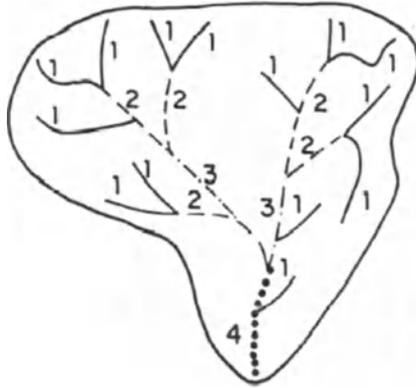


Figura 3.2. Representación esquemática del orden de los cauces en una cuenca

El número de orden es directamente proporcional al tamaño de la cuenca contribuyente, a las dimensiones de los canales y al caudal de la corriente en ese lugar del sistema de drenaje. Horton (1932, 1954), introdujo el concepto de relación de bifurcación para definir la relación entre el número de ríos de cualquier orden y el del orden siguiente. La relación de bifurcación se calcula como sigue:

$$R_B = \frac{N_u}{N_{u+1}} \quad (3.1)$$

Donde N_u es el número de cauces de orden dado u y N_{u+1} es el número de cauces de orden $u+1$. Las relaciones de bifurcación dentro de una cuenca tienden a ser de la misma magnitud, varía entre 3 y 5, con un valor mínimo teórico de 2 (de baja ocurrencia). Horton también desarrolló la ley del número de corrientes, de acuerdo a la expresión:

$$N_u = R_B^{k-u} \quad (3.2)$$

Donde N_u es el número de cauces de orden u , R_B es la razón de bifurcación y k es el número de orden del cauce principal.

La razón de bifurcación se estima como la pendiente de la relación gráfica semilogarítmica entre el número de corrientes, en el eje logarítmico, y el número de orden de las corrientes, en el eje aritmético:

$$\log(N_u) = a - b \cdot u \quad (3.3)$$

Donde a y b son parámetros de ajuste de la ecuación de regresión. La mayoría de las cuencas muestran una relación semilogarítmica lineal.

3.2.2.- Longitud de las corrientes

La longitud media del cauce de orden u se obtiene dividiendo la longitud total de las corrientes de ese orden entre el número de corrientes:

$$\bar{L}_u = \frac{\sum L_u}{N_u} \quad (3.4)$$

Donde \bar{L}_u es la longitud media, N_u el número de cauces y L_u , es la longitud del segmento de orden u . La longitud total de las corrientes, L_u se relaciona con el tamaño característico de los componentes de una red de drenaje y las superficies de sus cuencas contribuyentes.

La razón de longitud R_L , o sea, el cociente entre la longitud media L_u de segmentos de orden u y la longitud media de segmentos de orden $u-1$, tiende a ser constante a través de los órdenes sucesivos de una cuenca, por lo que recibe el nombre de ley de longitudes de las corrientes:

$$L_u = L_1 (R_L)^{u-1} \quad (3.5)$$

Donde L_1 es la longitud media de los segmentos de orden 1.

Combinando las leyes de número y longitud de corrientes se obtiene una expresión para determinar la longitud total de los cauces de un cierto orden conociendo las razones de bifurcación y longitud, la longitud media de los segmentos de primer orden y el orden k del segmento principal:

$$\Sigma L_u = L_1 (R_b)^{k-1} (R_l)^{u-1} \quad (3.6)$$

La longitud del cauce principal, L , es la distancia desde el punto más bajo hasta el punto más alto de la cuenca, siguiendo el sistema de drenaje. Este parámetro se emplea en la estimación del tiempo de concentración de la cuenca.

La longitud al centroide, L_c , es la distancia siguiendo el cauce desde el punto más bajo hasta el centro de gravedad de la cuenca, definido este último como un punto ubicado en el cauce principal, de tal modo que al trazar una perpendicular al cauce en dicho punto, el área de la cuenca queda dividida en dos partes iguales.

3.2.3.- Longitud del flujo superficial

La longitud del flujo superficial, L_o , es la longitud de la proyección horizontal del recorrido del flujo no canalizado, desde la divisoria de la cuenca hasta un punto del cauce adyacente;

$$L_o = \frac{1}{2D \sqrt{1 - \frac{S_c}{S_g}}} \quad (3.7)$$

Donde D es la densidad de drenaje, S_c y S_g son las pendientes medias de los cauces y de las laderas adyacentes, respectivamente. El radical que multiplica a $2D$ en el denominador da cuenta del efecto de las pendientes sobre la longitud de los cauces.

3.2.4.- Relación área - longitud y área - caudal

Las observaciones de Hack (1957), en un buen número de cauces alrededor del mundo, demostraron una relación de proporcionabilidad entre el área **A** y la longitud axial de una cuenca **L**:

$$L = 1.27 A^{0.60} \quad (3.8)$$

Donde **L** está dado en km y **A** en km². El exponente varía entre 0.6 y 0.7.

El caudal y el área de una cuenca se relacionan genéricamente como sigue:

$$Q = m A^n \quad (3.9)$$

Donde **Q** es el caudal en m³/s y **A** es el área en km² u otras unidades convenientes, los parámetros **m** y **n** se derivan mediante un análisis de regresión no lineal. El exponente **n** generalmente varía entre 0.5 y 1.

3.2.5.- Forma de la cuenca

La forma de la cuenca hidrográfica afecta significativamente el hidrograma de escurrentía durante la ocurrencia de una tormenta. Horton sugirió como índice de forma de la cuenca el siguiente factor adimensional:

$$L_f = \frac{A}{L_B^2} \quad (3.10)$$

Donde **A** es el área de la cuenca y **L_B** es su longitud, medida en línea recta desde la salida hasta el punto más alejado del sistema de drenaje. Si dos cuencas tienen igual área, características fisiográficas semejantes y patrones de tormentas parecidos, aquella cuyo **R_f** sea más cercano a uno tenderá a presentar crecientes más grandes.

Otro índice de forma es el coeficiente de compactibilidad de

Gravelius, K_c , que relaciona el perímetro de la cuenca P y la circunferencia de un círculo de igual área que la de la cuenca. Si dos cuencas tienen igual área, características fisiográficas semejantes y patrones de tormentas parecidos, aquella cuyo K_c sea más pequeño tenderá a presentar crecientes más grandes.

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (3.11)$$

El índice de elongación (ecuación 3.12) también suele calcularse, pues en la medida que R_e se acerca a la unidad, en la cuenca prevalecerá un relieve poco accidentado. Valores de R_e entre 0.6 y 0.8 se asocian a relieves muy pronunciados.

$$R_e = \frac{1.129 \sqrt{A}}{L} \quad (3.12)$$

Otro parámetro importante que tiene que ver con la forma de la cuenca es la densidad de drenaje D , que viene a ser el cociente entre la longitud total de los cauces dentro de la cuenca y el área total de drenaje, es decir, es una medida de la longitud de cauces por unidad de área:

$$D = \frac{L \text{ total}}{\text{Área total}} \quad (3.13)$$

Una densidad alta refleja una cuenca bien drenada que debería responder relativamente rápido a la ocurrencia de tormentas; una densidad baja refleja un área pobremente drenada con una respuesta hidrológica lenta (Cuadro 3.1).

Cuadro 3.1. Densidad de drenaje en función al tipo de terreno y sus propiedades.

Tipo de terreno	Permeabilidad	Infiltración	Escorrimento superficial	Densidad
Arena, grava	Alta	Alta	Poco o ninguno	Baja
Arcilla	Poca	Poca	Alto	Alta
Cobertura vegetal	Alta	Alta	Poco	Baja

Fuente: Adaptado de Machado (1979)

3.2.6.- Pendiente del cauce principal

La pendiente del cauce influye sobre la velocidad del flujo y juega un papel importante sobre la forma del hidrograma. Para estimar la pendiente media del cauce principal se calcula el perfil longitudinal del río, es decir, se grafica para diferentes puntos, la altitud versus la distancia acumulada (progresiva) a lo largo del cauce. Se divide la longitud del cauce en **n** partes iguales cada una con pendiente s_i y luego se aplica la siguiente ecuación:

$$S = \left(\frac{\sum \sqrt{S_i}}{n} \right)^2 \quad (3.14)$$

Donde **S** es la pendiente media del cauce principal expresada en $m.m^{-1}$ o $m.km^{-1}$.

Una forma práctica de estimar **S** es través de la pendiente de una recta, trazada sobre el perfil longitudinal del cauce, partiendo del punto inferior, de tal forma que las áreas por debajo y sobre la línea y el perfil sean iguales.

3.2.7.- Pendiente del terreno

La pendiente del terreno, **St**, se relaciona con los fenómenos erosivos, el proceso de infiltración, la dinámica de la escorrentía, la humedad del suelo y la recarga de las fuentes subterráneas.

También determina el tiempo de concentración de la cuenca y ejerce una influencia directa en la magnitud de las crecientes.

La pendiente media de una cuenca se define como la media ponderada de las pendientes de superficies elementales con pendientes constantes. Se obtiene multiplicando la longitud total de las curvas de nivel L_n por el intervalo Δh entre ellas y dividiendo el producto entre el área A de la cuenca:

$$S_t = L_n \frac{\Delta h}{A} \quad (3.15)$$

En este proceso la precisión del resultado depende de la calidad de la información cartográfica utilizada.

3.2.8.- Análisis hipsométrico

Cuando uno o más factores de interés en la unidad hidrológica dependen de la elevación, es útil conocer la distribución de las áreas de la cuenca en función de la elevación. La curva hipsométrica representa la distribución de las áreas acumuladas por encima o por debajo de las diferentes elevaciones. Para establecer comparaciones entre cuencas, la curva hipsométrica usa los porcentajes de áreas en vez de los valores absolutos de área. Las pendientes y la forma de la curva hipsométrica proveen información valiosa sobre la cuenca; así tenemos, que si en la zona del 100% de área la curva presenta una pendiente muy suave, significa superficies planas en las cotas bajas; si la curva varía bruscamente en esa zona, indica que la parte baja de la cuenca es poco extensa, con laderas abruptas, como sería el caso de un valle muy encajonado. Por el contrario, una pendiente suave en el otro extremo de la curva indica superficies planas en la parte alta de la cuenca.

3.2.9.- Geometría hidráulica

La geometría hidráulica de un cauce define su morfología y

capacidad de transporte de sedimentos. Estas relaciones se aplican a canales aluviales, es decir, que se adaptan a los cambios, más no a las secciones de control. Las ecuaciones básicas de la geometría hidráulica son:

$$w = a q^b \quad (3.16)$$

$$d = c q^f \quad (3.17)$$

$$v = k q^m \quad (3.18)$$

Donde q es el caudal, w es la anchura del canal, d es la profundidad media, v es la velocidad media y a , b , c , f , k y m son coeficientes numéricos. Dado que $q = w \cdot d \cdot v$, es obvio que $a \cdot c \cdot k = b + f + m = 1$

3.3.- Precipitación

Desde el punto de vista meteorológico la precipitación es la caída de agua sólida o líquida por la condensación del vapor de agua; esto incluye lluvia, llovizna, nieve, granizo, pero no la neblina ni el rocío. Existen dos teorías generales que explican el origen de la precipitación:

a) Teoría de coalescencia-colisión: cuando una masa de aire húmedo alcanza el punto de rocío intervienen los núcleos de condensación, que son impurezas presentes en la tropósfera como cristales de cloruro de sodio, humo, polvo o cualquier material particulado. Las gotas de agua crecen alrededor de estos núcleos hasta que su peso supera la fuerza ascensional, comienza a caer colisionando con otras gólicas de agua, creciendo aún más, y alcanzando una velocidad terminal lo suficientemente alta para llegar a la superficie antes de evaporarse por completo. Esta teoría considera que las nubes formadas en zonas de clima cálido o marítimo son generadas fundamentalmente por coalescencia, mientras que en climas muy secos es necesario un gran desarrollo vertical a fin de asegurar la aparición de los mecanismos condensación-coalescencia, en cuyo caso la nucleación sobre núcleos de

hielo interviene.

b) Teoría de Bergeron y Findeisen: considera que la parte superior de una nube está por debajo de 0 °C. Entre -5 °C y -25 °C la diferencia de presión de vapor de agua entre una superficie de hielo y otra de agua es de aproximadamente 0.2 mb, en estas condiciones coexisten cristales de hielo y vapor de agua subenfriado. Una vez formados los cristales de hielo, crecen rápidamente. El vapor de agua subenfriado se congela por sublimación en torno a los cristales de hielo. Las irregularidades de la superficie de los cristales de hielo permiten que se engarben y crezcan. Se forman, así, copos de nieve. Cuando el tamaño de los copos de nieve vence la gravedad terrestre comienzan a caer; si en su descenso alcanzan temperaturas superiores a los 0 °C se convierte en gotas de agua.

Los pluviómetros y pluviógrafos son los instrumentos tradicionales empleados en la medición de la lluvia y el granizo. Ambos instrumentos deben ser instalados en lugares apropiados donde no se produzcan interferencias de edificaciones, árboles, o elementos orográficos como rocas elevadas. La precipitación pluvial se mide en mm; 1 mm equivale a 1 litro.m⁻²

3.3.1.- Tipos de precipitación

La precipitación se clasifica de acuerdo con el mecanismo de enfriamiento que produce la condensación en convectiva, orográfica y ciclónica.

La precipitación convectiva ocurre como consecuencia del excesivo calentamiento de las masas de aire en los estratos adyacentes a la superficie del suelo. El aire caliente es más liviano y asciende absorbiendo una gran cantidad de vapor de agua; el aire húmedo caliente se torna inestable desarrollándose corrientes verticales muy pronunciadas; la condensación se efectúa por enfriamiento dinámico. Este tipo de precipitación es típica de los trópicos y ocurre como chaparrones de gran

intensidad y poca duración, pero causan la mayoría de los desastres en las zonas urbanas.

Las precipitaciones orográficas se forman cuando los vientos cargados de humedad provenientes de los océanos son forzados a subir por las barreras de montañas o simplemente al pasar de un mar relativamente caliente a un suelo cuya superficie es más fría (Figura 3.3). Las condiciones más favorables se presentan cuando los vientos soplan en ángulo recto contra las cadenas de montañas que se levantan inmediatamente después de la costa. La intensidad de este tipo de lluvias depende de la intensidad de los vientos, de su ángulo de incidencia y de la diferencia de temperatura entre el mar y la tierra. La condensación orográfica da origen a nubes tipo estrato, estrato cúmulos y alto estratos que ocasionan generalmente lluvias de reducida intensidad y larga duración.

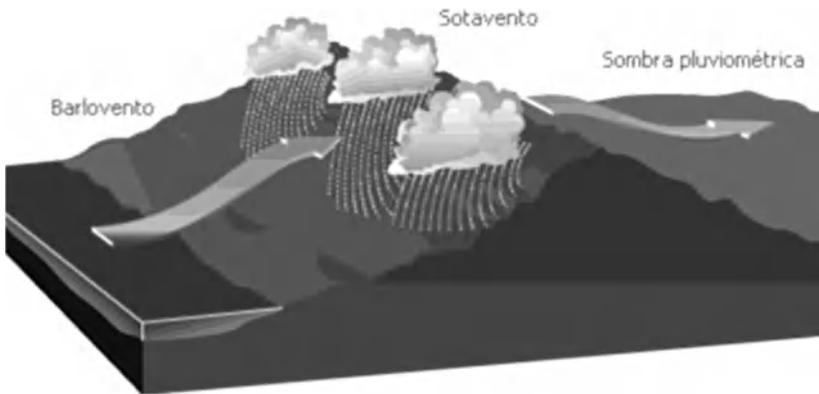


Figura 3.3. Representación esquemática de las precipitaciones orográficas.

Las precipitaciones ciclónicas ocurren debido al ascenso ciclónico que se produce en un frente frío, es decir, cuando una masa de aire frío empuja a una masa de aire caliente. Las tormentas ciclónicas son típicas de las regiones de baja presión a

60o de latitud norte y sur, donde se encuentran las masas de aire húmedo provenientes del sur con las masas de aire frías y secas provenientes del norte (refiérase a Figuras 2.3 y 2.4).

Los tres tipos de lluvias ocurren en la naturaleza de forma combinada. Las perturbaciones ciclónicas pueden intensificar las lluvias orográficas, las tormentas eléctricas pueden acentuarse y hacerse más prolongadas por el paso de un frente frío.

En Venezuela, en términos generales, las lluvias van en aumento desde el norte hacia el sur del país donde la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) actúa prácticamente todo el año. Este patrón se relaciona con la circulación atmosférica a nivel planetario, sin embargo, en varias locaciones algunos factores determinan la cantidad y distribución de la precipitación a lo largo del año. En algunas regiones del país no existen meses secos como San Carlos de Río Negro (3551 mm.año⁻¹), Casigua en el Sur del Lago de Maracaibo (2662 mm.año⁻¹), Caucagua en Miranda (2120 mm.año⁻¹); otras presentan estacionalidad como Turén en Portuguesa (1422 m.año⁻¹), San Fernando de Apure (1447 mm.año⁻¹), Jusepín en Monagas (1127 mm.año⁻¹); en la región costera la precipitación anual es baja si se le compara con el resto del país, pero ocurren máximos pluviométricos hacia finales del año y comienzo del otro, un ejemplo típico de este comportamiento se da en Cumarebo, estado Falcón (837 mm.año⁻¹).

3.3.2.- Precipitación puntual

Los eventos de lluvia se miden diariamente mediante pluviómetros o pluviógrafos, estos son operados por los servicios de hidrometeorología de cada país. En Venezuela, las redes pluviométricas más grandes son administradas por el Ministerio del Poder Popular para el Ambiente, la Fuerza Aérea Venezolana, Electricidad del Caroní y el Instituto Nacional de Investigaciones Científicas.

Las series puntuales de precipitación permiten determinar la frecuencia de ocurrencia de un evento en las inmediaciones del punto de medición. Si se conoce la precipitación máxima anual a diferentes duraciones se puede generar las curvas de intensidad-duración-frecuencia o curvas IDF, que se usan para estimar el caudal de diseño de obras hidráulicas pequeñas: drenaje vial y urbano, canales de desviación entre otros.

Muchas veces se requiere estimar la lluvia puntual sobre la base de los datos de estaciones vecinas con la finalidad de completar datos faltantes o establecer la lluvia representativa en un punto de interés (La OMM recomienda no completar datos faltantes). Existen varios métodos para estimar datos faltantes:

- 1) El promedio aritmético: que considera al dato faltante de la estación X como la media de los valores correspondientes a dos o más estaciones denominadas índices; se utiliza cuando la precipitación normal anual (promedio de un largo período) de las estaciones índices no difiere en más del 10% de la precipitación normal de la estación X.
- 2) La proporción normal: consiste en ponderar los valores de lluvia de las estaciones índices (A, B, C) en proporción al valor normal anual de lluvia en la estación X con cada una de las estaciones índices:

$$P_x = \frac{\frac{N_x}{N_A} P_A + \frac{N_x}{N_B} P_B + \frac{N_x}{N_C} P_C}{3} \quad (3.18)$$

Donde P_x : dato faltante que se va a estimar; N_A , N_B , N_C : precipitación anual normal de las estaciones índices A, B y C; P_A , P_B , P_C : precipitación de las estaciones índices para el mismo período para el cual se estima el dato faltante; N_x : precipitación normal anual de la estación X.

- 1) Un método similar al anterior fue desarrollado por el US Weather Bureau y consiste en ponderar los valores de los

registros de las estaciones vecinas de acuerdo con su distancia a la estación problema. El procedimiento es el siguiente: se traza un eje de coordenadas por la estación cuyo dato se desea estimar formando cuatro cuadrantes; se calcula la distancia entre la estación problema A y cada una de las estaciones índices B, C, D y E usando las coordenadas $\Delta x, \Delta y$ de cada punto; el valor de la precipitación en A se estima como el promedio ponderado de los valores de las otras estaciones, tomando como pesos de ponderación al recíproco del cuadrado de las distancias (diagonal D_i):

$$D_i = (\Delta x)^2 + (\Delta y)^2 \quad (3.19)$$

$$P_A = \frac{\sum P_i \cdot W_i}{\sum W_i} \quad (3.20)$$

Donde W_i es la inversa del cuadrado de la diagonal D_i ; P_A es el valor por estimar de la precipitación en la estación A y P_i es la precipitación en las estaciones índices.

- 1) Un método más laborioso que los descritos para estimar datos faltantes es la regresión lineal simple. Este método requiere datos pareados, es decir, pares de valores para un período adecuado. Los datos faltantes se estiman introduciendo en el modelo de regresión los valores existentes en la (s) estación (es) índice usadas en el análisis. Una ecuación de regresión cuyo R^2 se igual o superior a 0.80 es idónea.

3.3.3.- Análisis de consistencia de los datos

La consistencia de los registros se determina mediante el análisis de doble masa, que consiste en graficar la precipitación acumulada de la estación cuya consistencia se desea establecer contra la precipitación media acumulada de un grupo de estaciones índices cuyos datos se asumen consistentes. Si los registros

son consistentes, la gráfica arroja una línea recta, de lo contrario la recta mostrará un cambio de pendiente para el período inconsistente. El procedimiento se ilustra en el Cuadro 3.1 y la Figura 3.4. La curva de doble masa se utiliza para datos anuales y mensuales, también es generalizable a caudales; no se adecúa a datos diarios ni a eventos de corta duración.

Cuadro 3.1. Análisis de doble masa de la estación A respecto a las estaciones B, C y D.

Año	N° de Orden	A		B	C	D	Suma Anual	Media Anual	Media Acumulada	Valores ajustados para A
		Anual	Acumulada	Anual	Anual	Anual				
1	2	3	4	5	6		7	8	10	11
1982	17	1259	1259	799	1331	1036	4425	1106	1106	
1981	16	1369	2628	1774	1683	1273	6099	1525	2631	
1980	15	1407	4035	1421	1589	1191	5608	140	24033	
1979	14	830	4865	1001	993	870	3703	926	4959	
1978	13	1196	6061	1339	1245	1156	4936	1234	6193	
1977	12	943	7004	1271	1265	927	4406	1102	7295	
1976	11	1379	8383	1393	1711	559	5042	1261	8556	
1975	10	2205	10588	1495	2845	1185	7730	1933	10489	
1974	9	1244	11832	921	1175	801	4141	1035	11524	
1973	8	1642	13474	1092	905	678	4317	1079	12603	
1972	7	1320	14794	883	1064	1039	4306	1077	13680	
1971	6	1770	16564	1723	1467	1451	6411	1603	15283	1204
1970	5	2200	18764	2038	1527	1717	7482	1871	17154	1496
1969	4	2000	20764	1199	892	1093	5184	1296	18450	1360
1968	3	1900	22664	1206	1057	895	5058	1265	19715	1292
1967	2	2300	24964	1047	1381	669	5397	1349	21064	1564
1966	1	2100	27064	1031	865	921	4917	1229	22293	1428

La inconsistencia puede deberse a errores de medición, cambio de sitio o de equipo de las estaciones de medición o intervenciones humanas sobre las características físicas. Normalmente los registros inconsistentes son los más antiguos, por lo que el análisis se efectúa en orden cronológico inverso, asignando la inconsistencia, si lo hubiera, al período más antiguo. Los datos observados se corrigen mediante un factor de ajuste equivalente a la relación de pendientes de ambos segmentos de recta:

$$p_a = (b_a/b_o) p_o \quad (3.21)$$

Donde P_a es la precipitación ajustada (columna 11 del Cuadro 3.1); P_o es la precipitación observada inconsistente; b_a/b_o es la relación entre la pendiente de la línea de los registros más recientes (consistentes) y la pendiente de la línea con datos inconsistentes.

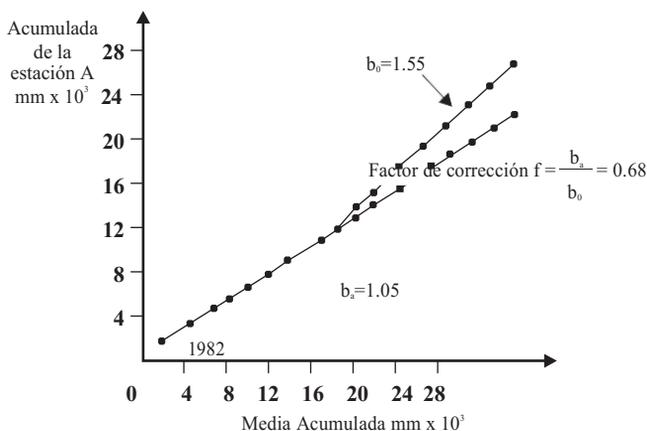


Figura 3.4. Análisis de doble masa de la estación A respecto a las estaciones B, C y D.

La homogeneidad de los registros pluviométricos anuales se puede evaluar con la prueba de secuencia. Los pasos son los siguientes: 1) se determina la mediana de la serie que se analiza; 2) si un registro es mayor a la mediana se le identifica como A, en caso contrario como B; 3) se totalizan la sucesión de valores A y B, estos totales se denominan u ; 4) se compara el valor de u con los indicados en el Cuadro 3.2. Si $u \geq \text{rango}$, la inhomogeneidad puede deberse a un exceso en la oscilación de la serie, en caso contrario puede deberse a tendencias.

A manera de ejemplo, consideremos la serie de precipitación anual de la estación Mérida Aeropuerto la cual cuenta con 72 años de registros continuos (N), desde 1921 a 1992. La mediana

de la serie es igual a 1724 mm.año-1. En 36 años, la precipitación anual fue superior a la mediana (sucesión A) y los restantes por debajo (sucesión B). El Cuadro 3.2 muestra que una serie de 70 años (que es la más próxima a 72), las sucesiones deben estar entre 31 y 41; por lo tanto, la serie evaluada se considera homogénea.

Cuadro 3.2. Rango del parámetro u en la prueba de secuencia en función del número de años que contenga la serie

N	u	N	u	N	u	N	u
12	5 - 8	22	9 - 14	32	13 - 20	50	22 - 30
14	5 - 10	24	9 - 16	34	14 - 21	60	26 - 36
16	6 - 11	26	10 - 17	36	15 - 22	70	31 - 41
18	7 - 12	28	11 - 18	38	16 - 23	80	35 - 47
20	8 - 13	30	12 - 19	40	16 - 25	10	45 - 57

Fuente: Adaptado de Campos (2005)

3.3.4.- Análisis de Intensidad-Duración-Frecuencia (Curvas IDF)

La precipitación durante la ocurrencia de una tormenta varía temporalmente. En general, llueve intensamente al comienzo de la tormenta y en la medida que el tiempo transcurre la intensidad disminuye. Por esta razón, el análisis de frecuencia de las tormentas evalúa simultáneamente la lámina precipitada y la duración en que dicha lámina cayó. Este análisis se denomina análisis de Intensidad-Duración-Frecuencia o simplemente Análisis IDF. Los pasos a seguir son: 1) tabular los registros de las bandas pluviográficas para las duraciones deseadas (Cuadro 3.3); 2) ordenar los valores máximos anuales de precipitación en forma decreciente (Cuadro 3.4); 3) asignar un período de retorno $Tr = (n + 1)/m$ [ecuación de Weibull], donde n es el número de años de registro y m el orden, y calcular la intensidad máxima (Cuadro 3.5); 4) graficar en papel de probabilidades Gumbel

Tipo I, Tr versus intensidades máximas, las curvas así obtenidas se denominan curvas de frecuencia (Figura 3.5).

Cuadro 3.3. Precipitación máxima (mm) para diferentes duraciones en la estación Valle de Guanape del estado Anzoátegui

Año	1h	3h	6h	9h	12h	24h
1962	36	39	62	62	62	62
1963	39	46	46	46	46	49
1964	39	47	47	47	47	52
1965	51	58	59	59	59	59
1966	27	28	28	28	32	37
1967	32	40	59	59	65	65
1968	54	58	59	59	61	63
1069	48	50	51	61	73	73
1970	39	55	60	69	70	79
1971	52	67	76	78	79	79
1972	26	32	33	33	33	40

Cuadro 3.4. Precipitación máxima en mm para diferentes duraciones ordenadas de mayor a menor. Estación: Valle de Guanape, estado Anzoátegui

N° Orden	1h	3 h	6 h	9 h	12 h	24 h	Tr (años)
1	54	67	76	78	79	79	12
2	52	58	62	69	73	79	6
3	51	58	60	62	70	73	4
4	48	55	59	61	65	65	3
5	39	50	59	59	62	63	2.4
6	39	47	59	59	61	62	2
7	39	46	51	49	59	61	1.71
8	36	40	47	47	47	52	1.5
9	32	39	46	46	46	49	1.33
10	27	32	33	33	33	40	1.2
11	26	28	28	28	32	37	1.1

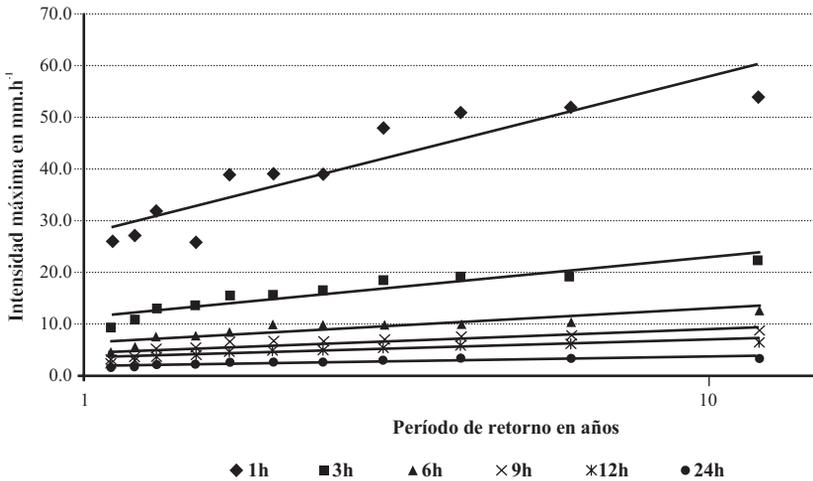


Figura 3.5. Curvas de Intensidad-Duración-Frecuencia de la estación Valle de Guanape en el Estado Anzoátegui. Período 1962-1972.

El análisis IDF puede elaborarse con series parciales cuando el objetivo es estimar el caudal de diseño con un período de retorno menor a 10 años, como es el caso de obras hidráulicas pequeñas en el manejo de cuencas. Los resultados del análisis de IDF se representan en mapas temáticos donde se trazan las isoyetas asociadas a diversos períodos de retorno y duraciones, por ejemplo: $Tr = 2$ años y $D = 30$ min; $Tr = 2$ años y $D = 60$ min; $Tr = 5$ años y $D = 30$ min; $Tr = 5$ años y $D = 60$ min.

Las curvas de la Figura 3.5 se han representado en escala logarítmica, notará que líneas asociadas a diferentes períodos de retorno son más o menos paralelas entre sí. La relación entre I y D es del siguiente tipo:

$$\text{Log } I = \text{Log } K + d \log D \quad (3.22)$$

Donde I es la intensidad máxima en mm.h^{-1} para un determinado período de retorno T en años; D es la duración de la tormenta en

minutos; d es la pendiente de la curva logarítmica y K es la intersección en mm.h-1 de la curva con la abscisa de un minuto de duración.

La ecuación anterior posee una validez aceptable en el rango de 3 a 24 horas, pero puede ser extendida a un rango mayor agregando la constante b a la duración, como sigue:

$$I = \frac{k}{(D+b)^d} \quad (3.23)$$

La magnitud de la constante b y d se puede estimar por el método de aproximación de Newton-Raphson o el de la Secante. El coeficiente k es una función del período de retorno T :

$$k = a \cdot T^c \quad (3.24)$$

Donde a y c son parámetros regionales a ser determinados.

Sustituyendo el valor de k de (3.24) en la ecuación (3.23) se obtiene:

$$I = \frac{a \cdot T^c}{(D+b)^d} \quad (3.25)$$

En los países en desarrollo no es fácil encontrar registros de tormentas cuya duración es menor a 60 minutos. Algunas veces sólo se dispone de registros diarios; se puede utilizar la siguiente expresión para estimar la lluvia máxima P_D , para una duración D comprendida entre 5 y 1440 min, en función de la lluvia diaria P_{24h} (Dyck y Peschke, 1978, citado por Guevara y Cartaya, 2004):

$$P_D = P_{24h} \left(\frac{D}{1440} \right)^{0.25} \quad (3.26)$$

3.3.5.- Precipitación sobre el área

Los registros pluviométricos en una estación son mediciones puntuales; si se desea estimar la precipitación sobre una

superficie de interés debe calcularse la precipitación areal. Existe diversos métodos para su cálculo, pero a continuación se describen los más comunes.

3.3.5.1.- Método del promedio aritmético

Es el más simple. Consiste en estimar el promedio sobre el área, determinando la media de todos los valores puntuales observados en la cuenca y estaciones vecinas. Se aplica en cuencas que poseen una red de observación relativamente alta, puntos de medición uniformemente distribuidos y una precipitación con una pequeña variabilidad espacial. La lluvia media sobre el área mediante este método se estima como sigue:

$$P_A = \frac{\sum P_i}{n} \quad (3.27)$$

Donde P_A es la precipitación media sobre el área en mm; P_i es la precipitación puntual de la estación i y n es el número de puntos de medición en la cuenca y alrededores. El método asigna igual peso a todas las estaciones.

3.3.5.2.- Método de los polígonos de Thiessen

Este método asigna a cada estación un peso proporcional a su área de influencia sin importar la topografía u otros factores. El área de influencia de una estación se delimita mediante polígonos, como sigue: 1) se conectan todas las estaciones contiguas mediante rectas que no se intercepten (líneas punteadas en la Figura 3.6); 2) se trazan mediatrices a las líneas de unión entre estaciones (líneas de trazos continuos en la Figura 3.6); 3) se prolongan las mediatrices hasta que se corten con las vecinas; 4) las intersecciones entre las mediatrices representan los vértices del polígono cuya superficie es el área de influencia de la estación encerrada por dicho polígono. La lluvia media sobre el área se estima mediante la siguiente expresión:

$$P_A = \frac{\sum P_i A_i}{\sum A_i} \quad (3.28)$$

Donde P_A es la lluvia media sobre el área; P_i es la lluvia puntual en la estación i y A_i es el área asignada a cada estación i . Este método es más preciso que el anterior porque toma en cuenta la desuniformidad en la distribución de las estaciones, excluyendo a aquellas que no tienen influencia en los cálculos, sin embargo, es muy rígido debido a que la eliminación o cambio de lugar de una estación demanda una reformulación total de los polígonos.

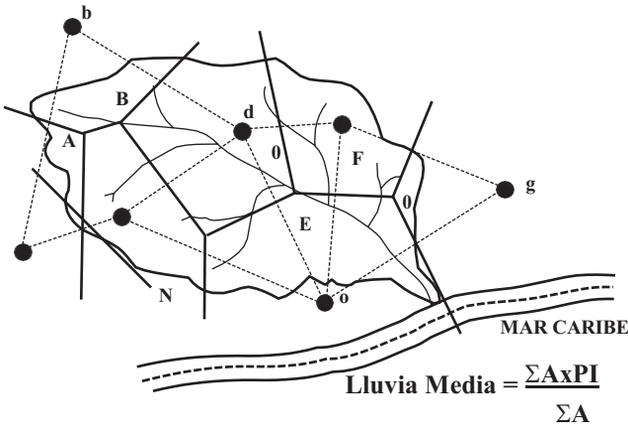


Figura 3.6. Diagrama esquemático de la aplicación del método de los polígonos de Thiessen

3.3.5.3.- Método de las isoyetas

Es el más preciso porque considera los efectos orográficos en la estimación de la precipitación areal. Consiste en construir isoyetas o líneas de igual altura de lluvia sobre la base de los valores puntuales y las relaciones lluvia versus altitud. En la construcción de las isoyetas se toma en cuenta el efecto que las montañas y colinas elevadas poseen sobre la magnitud y distribución de la lluvia sobre el área de interés. Se asume que la lluvia media entre dos isoyetas consecutivas es igual al promedio

entre ellas y que el área de influencia es aquella comprendida entre las isoyetas; luego, la lluvia media sobre el área es:

$$P_A = \frac{\sum \frac{P_j + P_{j+1}}{2} \cdot A_j}{\sum A_j} \quad (3.29)$$

Donde P_j y P_{j+1} son los valores de las isoyetas j y $j + 1$; A_j es el área comprendida entre dichas isoyetas.

Existen otras técnicas de interpolación espacial más complejas para estimar la lluvia media sobre el área, tal como el método de Kriging, sin embargo escapan al interés práctico que se persigue en esta obra.

3.3.6.- Análisis Área - Altura - Duración, AAD

Durante la ocurrencia de una tormenta, la precipitación en una zona determinada aumenta en la medida que el área y la duración del evento disminuyen. El análisis AAD tiene por objeto obtener una relación entre el área de influencia de una tormenta, la lámina total precipitada y la duración del evento. En general, los pasos a seguir son: 1) registrar la máxima lámina de una tormenta sobre diferentes superficies durante un intervalo de tiempo definido; 2) representar los puntos Área-Altura-Duración; 3) trazar una curva de ajuste, de tal manera que se deje la misma cantidad de puntos por encima y por debajo de la curva dibujada.

La relación entre la precipitación total en el centro de una tormenta y la precipitación total sobre un área de interés se denomina factor de reducción de la lluvia, R . Guevara (2002) desarrolló un modelo regional para estimar R en las regiones Nororiental, Central, Centrooccidental y los Andes de Venezuela; válido para tormentas cuya duración varía entre 1 y 12 horas:

$$R_D = \frac{1}{1 + \frac{7,75 \cdot A}{10000D^{0.304}}} \quad (3.30)$$

Donde R_D es el factor de reducción de la lluvia con respecto al valor puntual en el centro de la tormenta; A es el área cubierta por la tormenta en km^2 , D es la duración de la tormenta expresada en horas.

3.4.- Intercepción

En el ciclo hidrológico, no toda la precipitación llega al suelo. Una parte es interceptada por la cobertura vegetal u otras superficies impermeables como tejados, lagunas, depresiones impermeables, entre otras. Si el aire circundante no está saturado parte de esta agua retorna a la atmósfera por evaporación durante y después de la tormenta. La substracción del agua a la precipitación, de la manera indicada, se denomina intercepción, y es de gran interés en el manejo de cuencas, pues el cambio de la cobertura vegetal altera notablemente el balance hidrológico.

Los bosques densos de coníferas en las latitudes nórdicas o aquellos con un dosel estratificado (típico en los trópicos) poseen una alta capacidad de intercepción. En las selvas tropicales se puede perder hasta el 30% de la precipitación anual por intercepción. En regiones áridas y semiáridas las pérdidas por intercepción son menores debido a la poca cobertura del dosel. En las praderas y matorrales, la intercepción varía entre 10 y 20% de la precipitación, dependiendo del grado de crecimiento de la vegetación. La hojarasca de los bosques también puede almacenar gran cantidad de agua, parte de la cual se considera como un componente de la intercepción total.

No toda el agua interceptada por el follaje se evapora, una parte gotea desde el follaje y otra fluye por los troncos de los árboles. El proceso de la intercepción se describe por las siguientes ecuaciones:

$$RI = P - I \quad (3.31)$$

$$R = P - (C - L) \quad (3.32)$$

$$R = (T + S - L) \quad (3.33)$$

Donde **P** es la precipitación total; **R** es la lluvia neta que llega al suelo; **I** es la intercepción total en el follaje y la hojarasca; **C** es la intercepción en el dosel; **L** es la intercepción en la hojarasca; **T** es la precipitación que atraviesa la vegetación ya sea directamente o por goteo desde el follaje; y **S** es el flujo a lo largo de los troncos de los árboles.

El parámetro **T** es el principal componente de la precipitación neta **R**, pudiendo variar entre 75 y 95% de la lluvia total para bosques de hoja caduca, y entre 60 y 80% para coníferas. La variable **R** depende de varios factores como: cobertura del dosel, área foliar total, estratificación de la vegetación e intensidad de la precipitación. El tamaño y forma de los claros afecta las características de la lluvia neta (cantidad, intensidad y distribución). La forma del estrato vegetal superior, especialmente los ángulos de ramas y hojas pueden concentrar la caída por goteo en ciertos puntos ocasionando una intensidad de lluvia mucho mayor que en las áreas abiertas, con un correspondiente incremento de la energía cinética. El componente **S** es normalmente muy pequeño, al nivel anual sólo alcanza un 2% de la precipitación total, dependiendo de la altura de ramas, forma de la copa de los árboles y rugosidad de la corteza.

La pérdida potencial por intercepción **I** de una tormenta se expresa, de acuerdo a Horton (1954), mediante la siguiente expresión:

$$I = S_v + r.t.E \quad (3.34)$$

Donde S_v es la capacidad de almacenamiento de agua de la superficie vegetal, expresada como lámina de agua sobre la proyección horizontal del área de canopa (mm); **r** es la relación

entre el área de evaporación y la proyección horizontal del área del dosel, en fracción decimal; **E** es la velocidad de evaporación durante la tormenta en mm.h^{-1} ; y **t** es la duración de la tormenta en horas.

En la ecuación (3.34) se asume que la lluvia es suficiente para satisfacer la capacidad total de almacenamiento **S**. La capacidad de almacenamiento por intercepción es mayor en coníferas que en bosques de hoja caduca; en estos últimos, sin embargo, la variabilidad de la intercepción es menor. La intercepción en pastos, a su máximo crecimiento, puede ser tan alta como en bosques para tormentas individuales (de 10 al 20% de la precipitación total); en términos de valores anuales es mucho menor debido al corto período vegetativo de los pastos. La intercepción en cultivos depende del tipo y de la fase de desarrollo; así tenemos que, para alfalfa, durante el período de crecimiento, alcanza valores de hasta 36% de la precipitación anual, mientras que durante un desarrollo vegetativo bajo, sólo llega al 22%; para granos esas cifras son del 16 a 3%; en soya, de 15 a 9%; y en cereales, 7 a 3% (Dunne y Leopold, 1978; citado por Guevara y Cartaya, 2004).

La hojarasca juega un doble rol: almacena parte o toda el agua que llega al suelo y protege al suelo de la energía de caída de la lluvia. La capacidad de almacenamiento de la hojarasca depende del tipo de foresta, de su espesor y nivel de descomposición; en coníferas dicha capacidad es mayor que en árboles de hoja caduca. La protección que ofrece la hojarasca al suelo se refleja directamente en las condiciones superficiales del mismo e indirectamente en otros parámetros hidrológicos como la infiltración, escorrentía superficial y erosión.

En muchas áreas costeras y en bosques altos de los trópicos húmedos expuestos a nubes bajas (stratus, stratocumulus o nimbostratus) y neblina, durante una gran parte del año, la intercepción no constituye una pérdida, sino más bien una fuente

de humedad para el suelo. Las gotas de neblina interceptadas por el follaje crecen por coalescencia y precipitan incrementando la humedad del suelo, en magnitudes que dependen del tamaño de la superficie foliar.

3.5.- Evaporación

La evaporación es un proceso físico donde el agua líquida se convierte en vapor sin ocurrir cambio de temperatura. La transpiración se refiere al proceso mediante el cual el vapor de agua, proveniente de los procesos metabólicos de las plantas, es incorporado a la atmósfera. La evapotranspiración es la suma de las pérdidas por evaporación y transpiración. Si la disponibilidad de agua no es una condición limitante, la evapotranspiración se denomina evapotranspiración potencial. En agroclimatología se emplea el término evapotranspiración de referencia o **ET_o** para la velocidad evapotranspirativa de una superficie extensa de gramíneas verdes, de 8 a 15 cm de altura, sanas y de crecimiento activo, que cubre total y uniformemente el suelo sin que existan restricciones por deficiente suministro de agua. Los factores físicos que afectan la evaporación son: energía disponible (radiación solar incidente), velocidad del viento, turbulencia del aire y humedad atmosférica, por su parte la transpiración de las plantas está determinada por el área foliar, el comportamiento de los estomas y la morfología.

3.5.1.- Medición de la evaporación

La evaporación total se mide con tinas de evaporación y atmómetros. La Tina tipo A es el equipo más difundido; consiste de un cilindro de 1.22 m de diámetro, 25.4 cm de profundidad y una lámina de agua de 19 cm, soportado sobre listones de 15 cm a través de los cuales pasa el aire. La tina tipo A sobreestima al valor real de evaporación, por ello se corrigen las lecturas por un factor que varía desde 0.65 hasta 0.95. Los atmómetros son aparatos en los cuales el agua se evapora desde una superficie

porosa, que puede ser cerámica (tipo Livingston) o papel filtro (tipo Piché).

La evapotranspiración se mide con un lisímetro; recipiente grande lleno de suelo, cubierto con vegetación y ubicado en el campo para que sus lecturas representen las condiciones ambientales. Existen tres tipos fundamentales: de pesada, flotantes y de drenaje.

3.5.2.- Estimación de la evapotranspiración

Los métodos básicos para estimar la evaporación y evapotranspiración son:

- a) **Balance hídrico:** se establece un balance entre el agua que entra y sale de la cuenca. Para largos períodos, el agua que entra es la precipitación y la que sale, la escorrentía. La diferencia es la evapotranspiración; para cortos períodos debe tomar en cuenta los cambios de almacenamiento y el flujo subterráneo de entrada y salida.
- b) **Transferencia de masa:** el agua se evapotranspira como una respuesta a la mezcla turbulenta del aire y un gradiente de presión de vapor. Este método se basa en los principios de transferencia de masa, por ello requiere medir la velocidad del viento y humedad a dos o más elevaciones.
- c) **Balance de energía:** el proceso de evaporación requiere de cierta cantidad de energía, por lo que, si no hay cambio en la temperatura del agua, la radiación neta o calor suplido es una medida de la evaporación. Este método es práctico, pero demanda el conocimiento de todos los componentes de energía en el cuerpo de agua donde se desea estimar la evaporación.
- d) **Métodos empíricos:** se basan en investigaciones de campo, sobre la asunción principal de que la energía disponible para la evaporación es proporcional a la temperatura.

3.5.3.- Evaporación desde una superficie libre

La evaporación en una superficie de agua libre puede estimarse con la Ley de Dalton:

$$E_o = C (e_s - e) \quad (3.35)$$

Donde **E_o** es la tasa de evaporación en mm.día⁻¹, **C** es una constante, **e_s** es la presión de vapor saturado a la temperatura de la superficie del agua en mm de Hg y **e** es la presión de vapor real del aire (se obtiene multiplicando **e_s** por la humedad relativa) en mm de Hg.

La constante **C** fue evaluada por Rohwer (1931; citado por Guevara y Cartaya, 2004) en función de la velocidad del viento y la presión atmosférica, obteniendo que:

$$C = (0.44 + 0.073 V) (1.465 - 0.00073p) \quad (3.36)$$

Donde **V** es la velocidad media del viento en km.h⁻¹ a una altura de 0.15 m y **p** es la presión atmosférica en mm de Hg a 0°C.

Para el caso de un embalse, la **E_o** estimada por la ecuación (3.35) debe corregirse multiplicándose por 0.77.

Tomando el valor de **E_o** en mm.mes⁻¹, Meyer (1942) encontró las siguientes relaciones para el valor **C**:

Para tanques y lagunas superficiales:

$$C = 15 + 0.93 V \quad (3.37)$$

Para lagos pequeños y embalses:

$$C = 11 + 0.68 V \quad (3.38)$$

Donde **V** es la velocidad media del viento para el período en km.h⁻¹ a una altura de 7.6 m. La presión de vapor **e** debe medirse a una altura de 7.6 m y la temperatura del aire debe tomarse como el promedio entre la mínima y máxima diaria. Cuando el aire y la superficie del agua poseen la misma temperatura, la velocidad del viento se mide en m.s⁻¹ a 2 m de altura, el valor de **C** toma la siguiente expresión, para **E_o** en mm.día⁻¹:

$$C = 0.17 + 0.2 V \quad (3.39)$$

3.5.4.- Métodos para estimar la evapotranspiración potencial

3.5.4.1.- Método de Penman

Penman (1948, 1956: citado por Guevara y Cartaya, 2004), desarrolló un procedimiento para estimar la evaporación de una superficie de agua libre sobre la base del balance de energía en la superficie del agua:

$$R_n = E + A + S + C \quad (3.40)$$

Donde **R_n** es la cantidad neta de energía disponible en la superficie del agua; **E** es la energía usada en la evaporación; **A** es la energía usada en el calentamiento del aire; **S** es la energía usada en el calentamiento del agua; y **C** es la energía usada en el calentamiento del ambiente que rodea al agua.

Los términos **S** y **C** son muy pequeños en comparación con **E** y **A** por lo que se pueden despreciar, quedando:

$$E = R_n - A \quad (3.41)$$

El modelo de Penman se basa en la existencia de una fuente continua de energía que provea el calor latente de vaporización y un mecanismo que remueva el vapor de agua una vez producido. Bajo estas suposiciones se realiza un balance de masa y energía. El balance de energía se expresa como sigue:

$$R_n = R_I - R_B \quad (3.42)$$

$$R_I = R_C - r R_C = R_C (1 - r) \quad (3.43)$$

$$R_B = \sigma \cdot T^4 \left(\frac{0.47 - 0.077 \sqrt{e}}{0.20 + 0.80 \frac{D}{D_0}} \right) \quad (3.44)$$

Donde **R_I** es la cantidad neta de radiación absorbida en la superficie después de la reflexión; **R_B** es la radiación reflejada desde la superficie terrestre; **R_C** es la radiación solar y del firmamento (de onda corta) que incide sobre la superficie

terrestre en un día claro; r es el coeficiente de reflexión de la superficie o albedo (0.06 para el agua); σ es la constante de Lummer y Pringsheim equivalente a $117.74 \times 10^{-9} \text{ g.cal.cm}^{-2}\text{.día}^{-1}$; T es la temperatura absoluta sobre la superficie de la tierra; e es la presión del vapor de agua en mm de Hg; y n/D es la relación de nubosidad (insolación observada entre insolación máxima).

En cuanto a la remoción del vapor de agua formado, Penman asume que el transporte de vapor y de calor es gobernado por el mismo mecanismo, por ejemplo, en turbulencia atmosférica, el primero por el déficit de saturación de la capa límite entre el agua y el aire, y el segundo, por la diferencia entre la temperatura de saturación de la mencionada capa límite y la temperatura del aire. El valor de A de la ecuación 3.41 se relaciona con ciertos parámetros meteorológicos, resultando:

$$E = \frac{Rn}{1 + \frac{\gamma \Delta' - \Delta}{\beta \Delta'}} \quad (3.45)$$

$$E = \frac{Rn}{1 + \frac{\gamma}{\beta} (1 - \frac{Eo}{E})} \quad (3.46)$$

$$E = \frac{Rn \beta + \gamma.Eo}{\gamma + \beta} \quad (3.47)$$

Donde E es la evaporación en unidades de energía considerando que la temperatura de agua y aire son iguales; β es la gradiente de la curva de presión de saturación del vapor a la temperatura T ; γ es la constante psicrométrica cuyo valor es 0.66 para T en °C y e en mb; Δ es el déficit de saturación del aire ($e_s - e$); y Δ' es el déficit de saturación de la capa límite entre el agua y el aire.

3.5.4.2.- Método de Thornthwaite

Thornthwaite (1948), en EUA, planteó un método para estimar la evapotranspiración potencial en regiones húmedas.

Los pasos son:

1) se calcula el Índice de Calor Mensual, **ICM**, a partir de la temperatura media mensual, **T_t**.

$$\text{ICM} = \left(\frac{T_t}{5} \right)^{1.514} \quad (3.48)$$

2) se calcula la Evapotranspiración Potencial Mensual sin corregir, **ET**, considerando la **T_t** y el Índice de Calor Anual, **ICA**; este último es la suma de los 12 ICM mensuales.

$$\text{ET} = 16 \left(\frac{10T_t}{\text{ICA}} \right)^\alpha \quad (3.49)$$

$$\alpha = 6.75 \times 10^{-7} (\text{ICA})^3 - 7.71 \times 10^{-5} (\text{ICA})^2 + 1.7921 \times 10^{-2} (\text{ICA}) + 0.49239 \quad (3.50)$$

3) se estima la insolación máxima del lugar en función de la latitud (Cuadro 3.6)

Cuadro 3.6. Insolación máxima de una locación en función de la latitud

Latitud	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
0°	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1
5°	11.9	12.0	12.1	12.2	12.4	12.4	12.4	12.3	12.0	12.0	11.9	11.8
10°	11.6	11.8	12.1	12.4	12.6	12.7	12.6	12.5	11.9	11.9	11.7	11.6
15°	11.3	11.7	12.0	12.5	12.8	13.0	12.9	12.6	11.8	11.8	11.4	11.3
20°	11.1	11.5	12.0	12.6	13.1	13.3	13.2	12.8	11.7	11.7	11.2	10.9
25°	10.8	11.3	12.0	12.7	13.3	13.7	13.5	13.0	11.6	11.6	10.9	10.6
30°	10.5	11.1	12.0	12.9	13.7	14.1	13.9	13.2	11.5	11.5	10.7	10.3
35°	10.1	11.0	12.0	13.1	14.0	14.5	14.3	13.5	11.3	11.3	10.4	9.9
40°	9.7	10.7	11.9	13.3	14.4	15.0	14.7	13.8	11.2	11.2	10.0	9.4
45°	9.2	10.4	11.9	13.5	14.8	15.6	15.3	14.1	11.0	11.0	9.6	8.9
50°	8.6	10.1	11.8	13.8	15.4	16.3	15.9	14.5	10.8	10.8	9.1	8.2
55°	7.8	9.7	11.8	14.1	16.1	17.3	16.8	15.0	10.6	10.6	8.5	7.3
60°	6.8	9.2	11.7	14.6	17.1	18.7	18.0	15.7	10.2	10.2	7.6	6.0
65°	5.1	8.5	11.7	15.2	18.7	21.6	20.2	16.7	9.8	9.8	6.3	3.9

Fuente: Adaptado de Campos (2005)

4) se determina el factor correctivo mensual, **FCN**, en función de la insolación, **N**, y la duración del mes en días, **D**.

$$\text{FCM} = \left(\frac{D}{30} \right) \left(\frac{N}{12} \right) \quad (3.51)$$

5) se multiplica la **ET** de la ecuación 3.49 por el FCN del mes en cuestión, el valor obtenido es la evapotranspiración potencial en mm.mes^{-1} .

3.5.4.3.- Método de Papadakis

Papadakis (1980), desarrolló para America Latina un procedimiento que da una aproximación de la evapotranspiración potencial en regiones áridas. Los pasos son:

1) se calcula la presión media de saturación del aire, e_{sM} , en milibares a la temperatura máxima, **TMax**, del mes evaluado como sigue:

$$e_{sM} = 6.020543 + 0.525097 T_{\text{Max}} + 0.004585162 (T_{\text{Max}})^2 + 0.000614563 (T_{\text{Max}})^3 \quad (3.52)$$

2) se estima la presión media de saturación, e_s , en milibares a la temperatura media, **TMed**, del mes evaluado:

$$e_s = 6.020543 + 0.525097 T_{\text{Med}} + 0.004585162 (T_{\text{Med}})^2 + 0.000614563 (T_{\text{Med}})^3 \quad (3.53)$$

4) se determina la presión de vapor media mensual, **e**, en milibares tomando como referencia la humedad relativa media mensual, **HRM**, expresada en porcentaje:

$$e = \frac{\text{HRM} \cdot e_s}{100} \quad (3.54)$$

5) la evapotranspiración potencial en mm.mes^{-1} , **ETP**, se

obtienecomo sigue:

$$ETP = 5.625 (e_{sM} - e) \quad (3.55)$$

3.5.4.4.- Método de Hargreaves-Samani

Hargreaves y Samani (1982), crearon un método para estimar la evapotranspiración potencial en regiones con un contenido de humedad intermedio. Los pasos son:

1) se calcula el calor latente de vaporización del mes evaluado, **HV**, considerando la temperatura media del mes en grados Farenheith, T_M :

$$HV = 595.9 - 0.55 T_M \quad (3.56)$$

2) se estima la radiación solar incidente en mm de agua, **RI**, a partir de la radiación total incidente promedio mensual en la zona estudiada expresada en cal.cm^{-2}

$$RI = (10 RSI)/HV \quad (3.57)$$

3) la evapotranspiración potencial, **ETP**, en mm.mes^{-1} se obtiene por:

$$ETP = 0.2325 RI T_M \quad (3.58)$$

3.6.- Infiltración

El agua que llega a la superficie del suelo puede retornar a la atmósfera por evaporación, escurrir sobre la superficie o infiltrarse dentro del perfil del suelo. Durante un evento de tormenta la evaporación se reduce enormemente debido a que el aire se satura rápidamente. La escorrentía superficial es retardada por retención y detención superficial, mientras que la infiltración empieza en el mismo instante en que una gota de agua toca la superficie del suelo y continúa, incluso después que cesa la precipitación, hasta que todas las depresiones se vacían. La porción de lluvia que llega a los cauces de los ríos y se registra en las estaciones hidrométricas se denomina exceso de precipitación, precipitación efectiva o escorrentía directa.

El fenómeno de la infiltración está sometido a dos restricciones:

- No puede exceder a la intensidad de precipitación que llega a la superficie; y
- Es limitado por la tasa a la cual el agua penetra y se mueve a través del perfil del suelo

Tres procesos independientes determinan la infiltración:

- El paso del agua desde la superficie hacia el interior del suelo
- El movimiento a través del perfil y
- El consumo por evapotranspiración de la humedad del suelo.

La velocidad de infiltración depende de las condiciones físicas del suelo, la intensidad media de la tormenta y el grado de cobertura vegetal. Durante los períodos secos suelen formarse grietas que facilitan el paso del agua dentro de perfil; en cambio, durante la temporada de lluvias, la humedad ensancha al suelo, sellando progresivamente los conductos naturales por donde el agua atraviesa el perfil; estos conductos pueden ser obstruidos por el sedimento fino que acarrea el flujo superficial o por la compactación de la superficie debido a la caída de las gotas de lluvia. Como resultado de la combinación de los efectos mencionados, la tasa de infiltración durante una tormenta se inicia en un máximo y decrece exponencialmente a medida que progresa el tiempo.

Uno de los primeros investigadores del fenómeno de la infiltración fue Horton (1940), quien estableció que para cualquier suelo, bajo una lluvia constante, la velocidad de infiltración decrece de acuerdo con la siguiente expresión:

$$f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-kt} \quad (3.60)$$

Donde f es la velocidad de infiltración en cualquier tiempo t en mm.h^{-1} ; f_c es la velocidad de infiltración para un tiempo muy largo en mm.h^{-1} ; f_0 es la velocidad de infiltración inicial para $t = 0$ en

mm.h^{-1} ; t es el tiempo desde el inicio de la lluvia en minutos y k es una constante típica de cada suelo que depende de la textura y la superficie con unidades de t^{-1} .

Los parámetros f_c y f_0 varían con el tipo de suelo y cobertura, siendo más elevados en suelos desnudos y gruesos que en suelos cubiertos y finos; en ambos casos, sus valores se incrementan con el aumento de materia orgánica. El valor de f_c varía con la pendiente hasta un límite de 16 a 24%, después del cual dicha variación es insignificante; depende también de las condiciones iniciales de humedad y de la magnitud de la intensidad de la

lluvia. La constante k varía inversamente con la cobertura y directamente con la textura. Los parámetros f_0 y k se mantienen relativamente constantes para un suelo específico y varían muy poco con la pendiente de la cuenca y la intensidad de la lluvia, por lo que pueden ser expresados como valores medios; mientras que el comportamiento de f_c es inverso y se representa como un rango.

La ecuación (3.53) se acepta como una representación razonable del proceso de infiltración; sin embargo, su uso se ve limitado debido a la dificultad para estimar sus parámetros; por ello, para calcular las pérdidas o abstracciones de la precipitación en la estimación de la escorrentía directa de la cuenca, se utilizan métodos de cálculo aproximados denominados **Índices de Infiltración** y otras relaciones empíricas.

Ejemplo 3.1: Los resultados indicados en la tabla anexa se obtuvieron de una prueba con un cilindro infiltrómetro en una locación montañosa, situada en el sector Manrique de la Parroquia Juan Angel Bravo del municipio San Carlos de Austria, en el estado Cojedes. Grafique y estime los parámetros f_c y f_0 .

Tiempo acumulado (min)[1]	Lámina infiltrada acumulada (mm)[2]	Lámina infiltrada del intervalo (mm)[3]	Intervalo de tiempo (horas) [4]	Velocidad de infiltración (mm.h ⁻¹) [5]
0	0.00	0	-----	-----
1	2.00	2.00	0.02	120.00
2	3.00	1.00	0.02	60.00
3	4.00	1.00	0.02	60.00
5	6.00	2.00	0.03	60.00
10	9.50	3.50	0.08	42.00
20	15.50	6.00	0.17	36.00
30	25.50	10.00	0.17	60.00
40	30.50	5.00	0.17	30.00
50	39.50	9.00	0.17	54.00
65	46.00	6.50	0.25	26.00
70	54.50	8.50	0.08	102.00
80	57.50	3.00	0.17	18.00
90	65.00	7.50	0.17	45.00

Solución:

- 1) se registran el tiempo en minutos y la lámina infiltrada durante la prueba con el infiltrómetro, ambos acumulados (columnas 1 y 2);
- 2) se calcula la lámina infiltrada en cada intervalo de tiempo, restando la lámina acumulada en el tiempo t con la registrada en el tiempo $t-1$ (columna 3);
- 3) se transforma la columna 1 expresada en minutos, en horas (columna 4);
- 4) se calcula la velocidad de infiltración en cada intervalo, dividiendo la lámina infiltrada en cada intervalo (columna 3) entre el intervalo de tiempo (columna 4);
- 5) se grafica las columnas 1 y 5, seguidamente se traza una curva de ajuste (línea suavizada en la Figura 3.7);
- 6) se emplea el método de los mínimos cuadrados para estimar parámetros f_c y f_0 . En este ejemplo resulta, $f_c = 47.72 \text{ mm.h}^{-1}$, $f_0 = 353.53 \text{ mm.h}^{-1}$ y $k = 1.45 \text{ min}^{-1}$

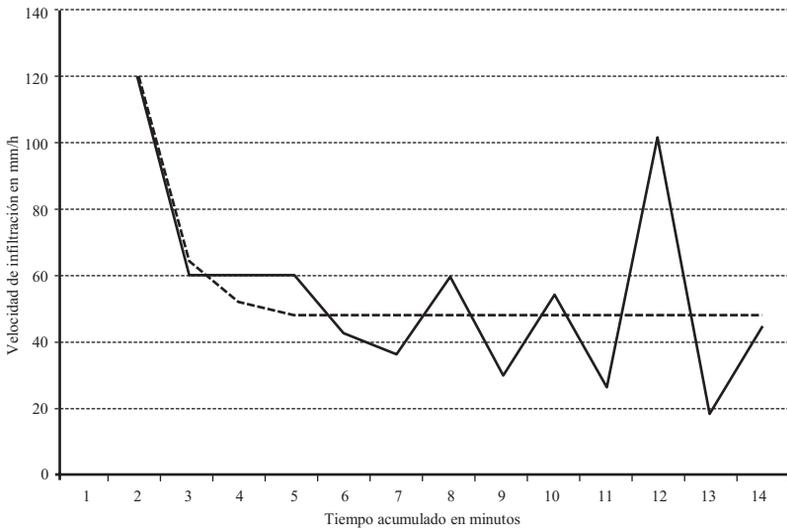


Figura 3.7. Representación de la velocidad de infiltración del ejemplo 3.1

3.6.1.- Índices de infiltración

3.6.1.1.- Índice Φ de pérdidas

Los índices de infiltración permiten aproximaciones razonables de las pérdidas de la lluvia por infiltración. El más común es el índice Φ , definido como la intensidad media de lluvia por sobre la cual el volumen de la precipitación iguala al de la escorrentía. En la Figura 3.8 se presenta el método en forma esquemática; el área sombreada representa la escorrentía medida sobre la cuenca; el área no sombreada (índice Φ), es la lluvia medida que no forma parte de la escorrentía, es decir, constituye las pérdidas, incluyendo retención superficial, evaporación e infiltración. Si bien el procedimiento no toma en cuenta la variación de f con el tiempo, es sencillo y útil como una herramienta para estimar rápidamente la escorrentía originada por una tormenta en una cuenca de gran extensión. La distribución de la tormenta puede evaluarse empleando los polígonos de Thiessen, el volumen total de la escorrentía se estima sobre la

base del hidrograma medido para el evento de tormenta cuya pérdida se está determinando.

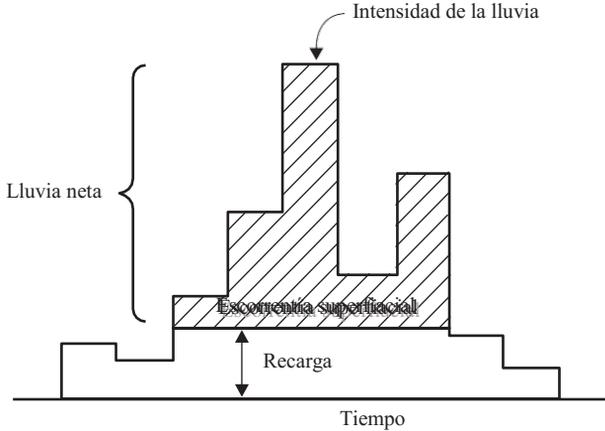


Figura 3.8. Diagrama esquemático para estimar el índice de infiltración

Ejemplo 3.2: Dadas las distribuciones de dos tormentas de 75 mm, calcular el índice Φ sabiendo que la escorrentía directa es de 33 mm en ambos casos.

Caso 1		Caso 2	
$\Delta T(h)$	P(mm)	$\Delta T(h)$	P(mm)
1	7	1	5
2	18	2	15
3	25	3	20
4	12	4	20
5	10	5	14
6	3	6	1
Total	75	Total	75

$\Phi = 8 \text{ mm/h}$

$\Phi = 9 \text{ mm/h}$

Solución: El cálculo se efectúa por iteración. Asumiendo para Φ , un valor inicial de 8 y 9 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ respectivamente y acumulando las diferencias positivas entre las intensidades horarias dadas y el valor asumido inicialmente para Φ , se obtiene como escorrentía

directa un valor de 33 mm; por lo tanto, 8 y 9 mm.h⁻¹ vienen a ser los índices medios verdaderos para las tormentas analizadas.

3.6.1.2.- Índice F_{av}

El índice Φ incluye las pérdidas por infiltración, intercepción y retención superficial; una porción de esta última puede evaporarse en vez de infiltrarse. Con el fin de separar el índice Φ de las pérdidas que no son de infiltración, se introduce el concepto del índice F_{av} , el cual representa la tasa promedio de infiltración durante la duración de dicho proceso. Se calcula mediante la siguiente expresión:

$$F_{av} = \frac{-f_c + (f_0 - f_c) \cdot e^{-kt}}{T} \quad (3.61)$$

Esta ecuación es válida para aquellos casos en los que la intensidad de la lluvia excede a la tasa de infiltración f , durante la duración T , de la tormenta. Si los parámetros f_c , f_0 y k variaran a lo largo de la cuenca, la ecuación (3.54) representaría un valor medio para la misma, en cuyo caso se denomina **índice W**.

3.6.1.3.- Índice de precipitación antecedente

Se usa para predecir la escorrentía superficial al momento de realizar un balance hídrico. Este método considera que la humedad del suelo decrece proporcionalmente en función de la cantidad de agua almacenada en cada instante, es decir:

$$I_t = I_0 k^t \quad (3.62)$$

Donde I_t es el índice de precipitación antecedente después de t días (mm), I_0 es el valor inicial del índice (mm) y k es una constante de recesión con un valor medio de 0.92; pero que varía entre 0.85 y 0.98.

Tomando t igual a la unidad, el valor de I en un día cualquiera es igual a k veces el valor del día anterior; a medida que la lluvia

transcurre el índice aumenta en una cantidad proporcional a la recarga de la cuenca (descontando a la precipitación total, la probable escorrentía). En la práctica, se utiliza la lluvia total en vez de la recarga. La reducción progresiva de **I** se debe al consumo de agua por evapotranspiración, el cual varía estacionalmente, ocasionando también una variación de **k**.

3.6.1.4.- Método de Soil Conservation Service, SCS

Fue desarrollado por el United State Soil Conservation Service [USSCS] (1972), en base a un gran número de datos experimentales obtenidos en cientos de cuencas localizadas en Estados Unidos. Permite estimar la escorrentía directa en función de la precipitación, las características del suelo antes de la ocurrencia de la tormenta y las condiciones hidrológicas de la cuenca.

El método USSCS da gran importancia al complejo suelo-cobertura y la humedad antecedente prevaleciente en la cuenca. En cuanto a la humedad antecedente, considera tres posibles condiciones: I = seca, II = media y III = húmeda. Con respecto al potencial de escorrentía o permeabilidad del suelo, plantea la existencia de cuatro grupos: A = bajo potencial de escorrentía y alta tasa de infiltración; B = moderadamente bajo potencial de escorrentía; C = moderadamente alto potencial de escorrentía; y D = alto potencial de escorrentía y tasa de infiltración muy lenta.

Para estimar la escorrentía se hace uso de la siguiente relación:

$$P_e = [P - 0.2 S]^2 / [P + 0.8 S] \quad (3.63)$$

Donde P_e es la precipitación efectiva o escorrentía directa en mm; P es la precipitación total en mm y S es una medida de la infiltración potencial en mm.

El parámetro S de la ecuación 3.56 depende de factores edáficos, las condiciones de la superficie, el grado de humedad antecedente y la intensidad de la lluvia; esta última puede llegar a

modificar la capacidad de infiltración de los suelos. El USSCS desarrolló la siguiente expresión para estimar **S** en base a un parámetro denominado **número de curva CN**, como sigue:

$$S = 25400/CN - 254 \quad (3.64)$$

Donde **S** se expresa en mm. El **CN** se encuentra tabulado para cada tipo de condición hidrológica en función del uso y grupo de suelo. La condición de humedad más usual es la II (condición media de humedad), por lo que en el Cuadro 3.5 se presentan los valores de **CN** para dicha condición, en función del uso de los terrenos y el grupo de suelo. Tablas similares se han desarrollado para las condiciones de humedad I y III, pero los valores de **CN** para estas condiciones pueden estimarse en función de los valores **CN** de la condición II de acuerdo con las siguientes relaciones:

$$CN \text{ I} = [4.2 \text{ CN II}]/[10 - 0.058 \text{ CN II}] \quad (3.65)$$

$$CN \text{ III} = [23 \text{ CN II}]/[10 + 0.13 \text{ CN II}] \quad (3.66)$$

Donde **CN I** es la condición de humedad antecedente seca; **CN II** es la condición de humedad antecedente normal y **CN III** es la condición de humedad antecedente húmeda.

Las condiciones de humedad antecedente se pueden establecer sobre la base de la precipitación acumulada durante los cinco días previos al evento que se analiza, de acuerdo con las siguientes magnitudes:

- Para la condición I: 0 - 35 mm
- Para la condición II: 35 - 50 mm
- Para la condición III: más de 50 mm.

Para aplicar el método USSCS se procede como sigue:

- 1) se determina el uso de la tierra.
- 2) se selecciona el método o tratamiento conservacionista.
- 3) se escoge la condición hidrológica así:

Buena: cobertura mayor al 75%

Regular: cobertura entre 50 y 75%

Mala: cobertura menor del 50%

- 4) se selecciona la clasificación hidrológica del suelo.
- 5) con la información anterior se obtiene el valor de la Curva CN del Cuadro 3.5
- 6) se estima la condición de humedad antecedente prevaleciente. Si la condición de humedad antecedente es diferente a II, se corrige el número de Curva CN empleando las ecuaciones 3.65 y 3.66
- 7) el parámetro **S** se estima con la ecuación 3.64, luego se usa la ecuación 3.63 para **Pe**

Cuadro 3.5. Número de curva para condiciones de humedad intermedia

Uso del suelo y Cobertura	Tratamiento o Método	Condición Hidrológica	Número de Curva Grupo hidrológico del suelo			
			A	B	C	D
Rastrojos Cultivos en hilera	Hileras rectas	NA	77	86	91	94
	Hileras rectas	Mala	72	81	88	91
	Hileras rectas	Buena	67	78	85	89
	Curvas de nivel	Mala	70	79	84	88
	Curvas de nivel	Buena	65	75	82	86
	Curv. nivel y terrazas	Mala	66	74	80	82
	Curv. nivel y terrazas	Buena	62	71	78	81
Cultivos en hileras estrechas	Hileras rectas	Mala	65	76	84	88
	Hileras rectas	Buena	63	75	83	87
	Curvas de nivel	Mala	63	74	82	85
	Curvas de nivel	Buena	61	73	81	84
	Curv. nivel y terrazas	Mala	61	72	79	82
	Curv. nivel y terrazas	Buena	59	70	78	82
Leguminosas en hileras estrechas o forrajes en rotación	Hileras rectas	Mala	66	77	85	89
	Hileras rectas	Buena	58	72	81	85
	Curvas de nivel	Mala	64	75	83	85
	Curvas de nivel	Buena	55	69	78	83
	Curv. nivel y terrazas	Mala	63	73	80	83
	Curv. nivel y terrazas	Buena	51	67	76	80
Pastos de pastoreo	NA	Mala	68	79	86	89
	NA	Regular	49	69	79	84
	NA	Buena	39	61	74	80
	Curvas de nivel	Mala	47	67	81	88
	Curvas de nivel	Regular	25	59	75	83
	Curvas de nivel	Buena	6	35	70	79
Pasto de corte	NA	Buena	30	58	71	78
Bosques	NA	Mala	45	66	77	83
	NA	Regular	36	60	73	79
	NA	Buena	25	55	70	77
Patios	NA	NA	59	74	82	86
Caminos de tierra	NA	NA	72	82	87	89
Pavimentos	NA	NA	74	84	90	92

Nota: NA: No Aplica

Ejemplo 3.3: En una locación de interés ocurre una lluvia de 100 mm. El suelo es del tipo D. Existe un cultivo de maíz en hileras sembrados siguiendo las curvas de nivel. La condición hidrológica es buena. La condición de humedad antecedente es II. Estime la escorrentía.

Solución: del Cuadro 3.5 se obtiene el Número de Curva; 86. Empleando la ecuación 3.64 se determina S; 41.34 mm. Usando la ecuación 3.63 se obtiene $P_e = 63.22$ mm.

3.7.- Escorrentía

Durante la ocurrencia de una tormenta, la precipitación efectiva fluye por la red de drenaje hacia el punto con menor elevación de la Unidad Hidrológica.

El caudal o gasto de una corriente se define como el volumen de agua que atraviesa una sección transversal del cauce en una unidad de tiempo y se expresa en $m^3 \cdot s^{-1}$ o litros por segundo (lps). El caudal también puede expresarse mediante la ecuación de continuidad como sigue:

$$Q = A V \quad (3.67)$$

Donde **A** es el área de la sección transversal de la estación de aforos y **V** es la velocidad media, ambas en unidades métricas.

El registro sistemático del escurrimiento se hace en términos del caudal medio diario. Para ello, se registra el nivel del agua en una sección de control a un intervalo de tiempo determinado, posteriormente se transforma estos niveles en caudal mediante la **curva de gasto**. El nivel del agua se mide usando una escala graduada denominada limnómetro o mira. Muchas estaciones están equipadas con limnógrafos que registran en forma continua la variación del nivel; así queda registrada la ocurrencia de eventos extremos instantáneos, máximos y mínimos.

Si solo se desea registrar el caudal medio de una quebrada o un

río pequeño, en una sección de interés, se realizan aforos en campo. En este caso, existen diversas variantes: aforo volumétrico, aforo por dilución usando trazadores, aforo hidráulico con vertederos portátiles, aforo usando flotadores y aforos por sección-velocidad valiéndose de molinetes u otro instrumento de medida.

3.7.1.- Componentes del caudal

El caudal tiene cuatro componentes diferenciados por la vía y el tiempo de llegada a la estación de medición:

Escurrimiento superficial: viene a ser la lluvia efectiva que fluye sobre la superficie del terreno siguiendo la pendiente natural; es retardado por las irregularidades del suelo y la cobertura vegetal. Éste es más rápido a medida que se concentra en los sistemas de drenaje. Su magnitud depende de la naturaleza de la cuenca, topografía, cobertura vegetal, estado de humedad antecedente y la intensidad de la precipitación.

Escurrimiento subsuperficial: se conoce también como interflujo o escurrimiento hipodérmico y proviene de las aguas que se han infiltrado. Se desplazan por debajo del suelo, cerca de la superficie, en forma casi horizontal sin llegar al agua subterránea y aflora en los taludes adyacentes a los cauces. Varía con la naturaleza geológica del suelo y la topografía; suele representar una pequeña proporción del agua infiltrada.

Escurrimiento subterráneo o flujo base: se refiere al agua de percolación profunda que llega al nivel freático como recarga y sale de allí siguiendo el gradiente hidráulico. Depende de la estructura geológica del suelo y subsuelo, de las características físicas del suelo y de la intensidad de la lluvia. La recarga del agua subterránea varía temporal y espacialmente.

Precipitación que cae sobre los cauces: es la porción de la lluvia que cae directamente sobre los cuerpos de agua y que luego fluye por el sistema de drenaje. Este componente puede ser

importante si en la cuenca existen grandes cuerpos de agua, como lagos, lagunas o embalses de grandes dimensiones.

En la práctica el escurrimiento se considera conformado sólo de dos componentes: el escurrimiento superficial o directo (escorrentía superficial, lluvia que cae sobre los cauces y algunas veces flujo subsuperficial) y flujo o caudal base (flujo subterráneo y flujo subsuperficial).

3.7.2.- Relación lluvia - escorrentía

La variación de la lluvia se manifiesta sobre la escorrentía. Dependiendo de las condiciones iniciales de la cuenca; dos lluvias con la misma magnitud pueden generar escurrimientos diferentes, ocasionando dispersión en la relación. De allí que al analizar la relación lluvia - escurrimiento, es necesario conocer la frecuencia y duración de la lluvia, condición de humedad antecedente y la época del año.

Un parámetro muy importante y práctico que tiene que ver con la relación lluvia-escorrentía es el denominado **coeficiente de escurrimiento C**, el cual se define como el cociente entre el volumen escurrido y el volumen precipitado, o lo que es lo mismo, la lámina de escurrimiento entre la lámina de precipitación:

$$C = V_e / V_p = L_e / P \quad (3.68)$$

Donde **C** es el coeficiente de escurrimiento, expresado en forma decimal o en porcentaje; **V_e** es el volumen de escurrimiento; **V_p** es el volumen precipitado; **L_e** es la lámina escurrida y **P** es la precipitación.

El coeficiente de escurrimiento no es constante, varía con la intensidad y duración de lluvia y las condiciones fisiográficas de la cuenca, tales como superficie y pendiente (ver Cuadro 3.6). Debido a la variabilidad de las características de las cuencas receptoras, se recomienda dividir el área total en subáreas que

tengan condiciones homogéneas, calcular el coeficiente correspondiente a cada subárea y estimar el coeficiente **C** de escorrentía total como un valor ponderado de los coeficientes parciales y sus respectivas áreas de influencia:

$$C = (\Sigma C_i A_i) / A_i \quad (3.69)$$

Donde **C** es el coeficiente de escorrentía ponderado y **C_i** es el coeficiente de escorrentía del área homogénea **A_i**.

3.7.3.- Hidrograma

El hidrograma viene a ser la representación gráfica del escurrimiento (caudal o altura de mira) a lo largo del tiempo en una estación específica. Se distinguen dos tipos de hidrogramas: el hidrograma anual y el hidrograma de un evento (crecida o tormenta).

El hidrograma anual muestra como varía el caudal medio instantáneo de un cauce, en una sección de control, durante un año. En zonas con un clima húmedo suele ser continuo, indicando la existencia de un flujo base permanente. En regiones áridas se presentan discontinuidades, pues los ríos o quebradas desaparecen completamente durante la temporada seca; el suelo presenta una velocidad de infiltración muy pequeña, por lo que la mayoría de las tormentas se transforman en escorrentía directa.

Cuadro 3.6. Coeficiente de escorrentía

Cobertura vegetal	Tipo de suelo	Pendiente media del terreno				
		Pronunciada	Alta	Media	Suave	Despreciable
		>50%	50%	20%	5%	1%
Sin vegetación	Impermeable	0.80	0.75	0.70	0.65	0.6
	Semipermeable	0.70	0.65	0.60	0.55	0.5
	Permeable	0.50	0.45	0.40	0.35	0.3
Cultivos	Impermeable	0.70	0.65	0.60	0.55	0.5
	Semipermeable	0.60	0.55	0.50	0.45	0.4
	Permeable	0.40	0.35	0.30	0.25	0.2
Pastos. Vegetación ligera	Impermeable	0.65	0.60	0.55	0.5	0.45
	Semipermeable	0.55	0.50	0.45	0.40	0.35
	Permeable	0.35	0.30	0.25	0.20	0.15
Hierba, grama	Impermeable	0.60	0.55	0.50	0.45	0.4
	Semipermeable	0.50	0.45	0.40	0.35	0.3
	Permeable	0.30	0.25	0.20	0.15	0.1
Bosque. Densa vegetación	Impermeable	0.55	0.50	0.45	0.40	0.35
	Semipermeable	0.45	0.40	0.35	0.30	0.25
	Permeable	0.25	0.20	0.15	0.10	0.05

Nota: Para zonas que pudiesen ser quemadas multiplique el coeficiente dado por 1.10 en caso de cultivos, y 1.30 si la cobertura vegetal predominante es hierbas, pastos y vegetación ligera, bosques y densa vegetación.

Fuente: Adaptado del manual de drenaje del Ministerio de Obras Publicas (M.O.P.)

3.7.3.1.- Hidrograma de una creciente

El hidrograma de una creciente (también se denomina hidrograma de tormenta) es la respuesta de la Unidad Hidrológica (microcuenca, subcuenca o cuenca) ante la ocurrencia de una tormenta. En la mayoría de los estudios hidrológicos se tiene interés únicamente en la escorrentía directa, por lo que es necesario separar el flujo base de los demás componentes del hidrograma. Existen varias técnicas de separación. La más sencilla consiste en trazar una línea horizontal por el punto donde empieza a subir el hidrograma. Así el flujo base es la porción que queda por debajo de esa línea; el resto es el flujo directo o escorrentía superficial o lluvia efectiva (Figura 3.9).

La curva de agotamiento del flujo base se ajusta bastante bien a una función exponencial, como sigue:

$$q_t = q_0 e^{-kt} \quad (3.70)$$

Donde q_t es el caudal en el tiempo t , q_0 es el caudal en el tiempo

$t = 0$ (punto de finalización de la escorrentía superficial) y k es un coeficiente de descenso que se ajusta a las mediciones realizadas en campo.

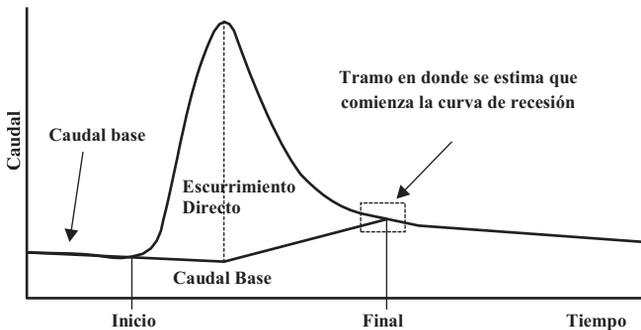


Figura 3.9. Diagrama esquemático de un hidrograma de creciente

Una vez separado el flujo base, se calcula el volumen total de la escorrentía directa mediante integración del área por sobre la línea del flujo base. El volumen de agua subterránea en un período determinado se puede calcular a su vez por integración de la ecuación (3.63) para dicho período.

3.7.3.2.- Hidrograma unitario

El hidrograma unitario se define como aquel proveniente de la aplicación de una unidad de lluvia efectiva (un mm) distribuida uniformemente sobre el área de la cuenca, ocurrida durante una tormenta de una duración particular. Se asume que el hidrograma unitario, así definido, es representativo para el proceso lluvia-escorrentía en la cuenca. Este concepto se basa en tres acepciones independientes:

- En una cuenca determinada, la duración de la escorrentía superficial es la misma para todas las tormentas de intensidad uniforme y de la misma duración, sin importar la magnitud total del volumen de escorrentía (principio de linealidad).

- Para una cuenca determinada, dos tormentas de intensidad uniforme e igual duración, producen una escorrentía superficial en el tiempo t después del inicio de la tormenta, directamente proporcional al volumen total de escorrentía; es decir, que una lluvia n veces mayor que otra de intensidad I , en un tiempo determinado, producirá una ordenada de hidrograma de magnitud $n \times I$ (principio de proporcionabilidad).
- La distribución en el tiempo de la escorrentía directa proveniente de una tormenta dada, es independiente de la escorrentía concurrente proveniente de tormentas anteriores. De acuerdo con esta acepción, el hidrograma unitario constituye un sistema lineal al que se puede aplicar el principio de superposición. Este principio es básico para la construcción y uso de hidrogramas unitarios de diferentes duraciones de lluvia efectiva.

El procedimiento para generar el hidrograma unitario se resume a continuación:

- De los registros pluviográficos disponibles para la Unidad Hidrológica de interés se selecciona una tormenta uniformemente distribuida. La lluvia efectiva y su duración se estima empleando cualquiera de los métodos mencionados en la sección 3.6.1.
- Se grafica el gasto instantáneo versus el tiempo (como en la Figura 3.9). Luego, se determina gráficamente el valor del caudal pico, q_p y el tiempo al pico, t_p .
- Se grafica las relaciones t/t_p versus q/q_p . El hidrograma generado permite reconstruir un nuevo hidrograma de una tormenta determinada a partir del q_p y t_p .
- El t_p en horas, puede estimarse por medio de la siguiente expresión:

$$t_p = \frac{D}{2} + 0.6t_c \quad (3.71)$$

Donde t_c es el tiempo de concentración de la Unidad Hidrológica expresado en horas, D es la duración de la lluvia efectiva en horas.

El tiempo de concentración se calcula a través de la ecuación de Kirpich (1940) como sigue:

$$t_c = 0.0195L^{1.155} H^{-0.385} \quad (3.72)$$

Donde t_c es el tiempo de concentración expresado en minutos, L longitud del cauce principal desde el punto de interés al punto más distante de la cuenca en metros, H es la diferencia de nivel entre el punto de interés y punto más distante de la cuenca en metros.

El q_p en litros por segundo, puede estimarse por medio de la siguiente expresión:

$$q_p = \frac{2.1 Q A}{0.5 D + 0.6t_c} \quad (3.73)$$

Donde Q es el volumen de escorrentía expresado en mm, A es el área de la cuenca expresada en hectáreas, D es la duración de la lluvia efectiva en horas, y t_c es el tiempo de concentración de la Unidad Hidrológica expresado en horas.

Si no se disponen de registros pluviográficos para generar la gráfica gasto instantáneo versus tiempo, se calcula el caudal pico, q_p , y el tiempo al pico, t_p , con las ecuaciones 3.71 y 3.73, luego se crea un hidrograma sintético empleando las relaciones indicadas en el Cuadro 3.7.

3.7.3.3.- Aplicación del hidrograma unitario

El hidrograma más simple es aquel que resulta de una tormenta de diseño con una lluvia efectiva mayor que la unitaria, pero de igual duración que la que originó el hidrograma unitario. En este caso, se multiplican las ordenadas del hidrograma unitario por la lluvia efectiva, obteniendo así el hidrograma de

escorrentía directa. Para obtener el hidrograma total, se suman a las ordenadas, el caudal base. Normalmente, tanto la magnitud de la lluvia efectiva, como su duración son diferentes a las del hidrograma unitario. Cuando la duración es mayor, el problema se resuelve agrupando la lluvia efectiva en incrementos de igual duración que la del hidrograma unitario; se aplica el hidrograma unitario a cada incremento separadamente y se suman los hidrogramas individuales obteniendo así, el hidrograma total compuesto para toda la tormenta.

Cuadro 3.7. Relaciones para generar un hidrograma curvilíneo a partir del caudal pico y el tiempo al pico

Relación de tiempo: t/t_p	Relación de descarga: q/q_p
0.00	0.00
0.10	0.03
0.20	0.08
0.30	0.17
0.40	0.28
0.50	0.40
0.60	0.57
0.70	0.74
0.80	0.88
0.90	0.97
1.00	1.00
1.10	0.96
1.20	0.85
1.30	0.72
1.40	0.62
1.50	0.52
1.60	0.45
1.80	0.35
2.00	0.28
2.20	0.23
2.40	0.20
2.60	0.17
2.80	0.14
3.00	0.12
3.50	0.08
4.00	0.05
5.00	0.03
6.00	0.01

Un procedimiento general para el cambio de duración del hidrograma unitario consiste en aplicar el principio de superposición, resultando la denominada curva S, que viene a ser el

hidrograma total de una serie de tormentas sucesivas continuas unitarias de igual duración que la del hidrograma unitario (t_1), a una intensidad i/t_1 . La curva S es única para la duración de la tormenta en una cuenca específica, por lo que si se sustrae a dicha curva sus propios valores desfasados un período t_2 hacia la derecha, la diferencia representa el hidrograma unitario de una duración t_2 , pero a una intensidad, i/t_2 , es decir, todas las ordenadas deben multiplicarse por el factor t_1/t_2 .

3.7.4.- Estimación del caudal pico

Para el diseño de pequeñas obras hidráulicas sólo se requiere conocer el caudal pico para un período de retorno determinado. En la mayoría de las cuencas pequeñas, sobre todo en los países en desarrollo, no se dispone de estaciones hidrométricas para medir el caudal, por lo que debe estimarse mediante procedimientos indirectos. A continuación se presentan los métodos más usuales.

3.7.4.1.- Fórmula Racional

El método racional se utiliza para estimar el caudal de diseño de pequeñas obras hidráulicas en cuencas de hasta 500 hectáreas, de acuerdo con la siguiente expresión:

$$Q = 2.78 C I A \quad (3.74)$$

Donde **Q** es el caudal de diseño en litros por segundo; **C** es el coeficiente de escorrentía (Cuadros 3.6 y 3.8); **I** es la intensidad de la precipitación en mm.h^{-1} uniformemente distribuida sobre el área de la cuenca, con una duración igual al tiempo de concentración t_c , y un período de retorno **T**, igual al de diseño (ver Cuadro 3.9); **A** es el área de la cuenca en hectáreas.

El tiempo de concentración de la cuenca es el tiempo requerido por el agua para fluir desde la parte más alejada de la diviso-

ria hasta la salida, después de alcanzar las condiciones de saturación del suelo y de las depresiones menores. Se asume que cuando la duración de la tormenta iguala al tiempo de concentración, toda la cuenca contribuye al caudal en la estación de salida.

Cuadro 3.8. Coeficientes de escorrentía promedios en función del tipo de superficie.

Tipo de superficie	Coefficiente de escorrentía
Pavimentos de hormigón y bituminosos	0.70 a 0.95
Pavimentos de macadam	0.25 a 0.60
Adoquinados	0.50 a 0.70
Superficie de grava	0.15 a 0.30
Zonas arboladas y bosque	0.10 a 0.20
Zonas con vegetación densa: Terrenos granulares Terrenos arcillosos	0.05 a 0.35 0.15 a 0.50
Zonas con vegetación media: Terrenos granulares Terrenos arcillosos	0.10 a 0.50 0.30 a 0.75
Tierra sin vegetación	0.20 a 0.80
Zonas cultivadas	0.20 a 0.40

Cuadro 3.9. Periodo de retorno sugerido en función del tipo de estructura hidráulica a diseñar.

Tipo de estructura	Carretera	Período de retorno (años)
Puentes en puntos en los que la retención de la avenida puede provocar daños en el puente o su pérdida	Todas	50 - 100
Puentes en otras circunstancias	Principal Secundaria	50 - 100 25
Caños, tajeas, alcantarillas y pontones	Principal Secundaria	25 10
Cunetas y drenaje longitudinal	Principal Secundaria	10 5
Vías urbanas, excepto cauces y sumideros	Todas	10
Cauces y sumideros (Se puede tolerar la formación de remansos de corta duración)	Todas	2 - 5

La ecuación de Kirpich (ecuación 3.72) permite determinar el tiempo de concentración. Empleando el modelo de la Onda Cinemática, puede determinarse como sigue:

$$t_c = T_s + T_v \quad (3.75)$$

Donde T_s es el tiempo de concentración de la escorrentía superficial y T_v es el tiempo de viaje por el cauce o canal. El valor de T_v se estima en función de la velocidad del flujo en el cauce calculada con alguna ecuación de flujo uniforme; el valor de T_s (en minutos) se puede estimar por medio de las siguientes expresiones:

$$T_s = 1.45 \left(\frac{n \cdot L_s}{\sqrt{S_s}} \right)^{0.467} \quad (3.76)$$

$$T_s = \frac{7.44 (L_s \cdot n)^{0.6}}{I_e^{0.4} S_s^{0.3}} \quad (3.77)$$

Donde L_s es la longitud del flujo superficial en metros; n es el coeficiente de rugosidad de Manning (Cuadro 3.10); S_s es la pendiente del terreno; I_e es la intensidad de la lluvia efectiva en mm.h^{-1} .

Si bien la fórmula racional está limitada a un máximo de 500 hectáreas, su uso puede extenderse a cuencas más grandes subdividiendo el área total en subáreas iguales o menores que ese límite, calculando el caudal de diseño para cada una y transitando los resultados hasta el punto de interés. A pesar de la gran simplificación de los complejos procesos hidrológicos que se dan en conexión con el caudal pico, se considera que el método es suficientemente preciso para estimar el caudal de diseño de estructuras de bajo costo, donde las consecuencias de una falla no son catastróficas.

Ejemplo 3.4: Se requiere diseñar una alcantarilla con un periodo de retorno de 10 años. El área tributaria tiene las siguientes características:

Área: 50 hectáreas de las cuales 15% son bosques, 80% pastos y 5% cultivos.

Intensidad de la lluvia para un periodo de retorno de 10 años y una duración igual al tiempo de concentración: 160 mm.h^{-1}

Solución: se determina un coeficiente de escorrentía promedio, tomando como referencia el Cuadro 3.6.

$$C = 0.15 \times 0.30 + 0.80 \times 0.40 + 0.05 \times 0.45 = 0.3875$$

Aplicando la ecuación 3.74

$$Q = 2.78 \times 0.3875 \times 160 \text{ mm.h}^{-1} \times 50 \text{ ha}$$

$$Q = 8618 \text{ lps}$$

Cuadro 3.10. Coeficiente de rugosidad de Manning según las características del cauce

Característica predominante	Rango
Cunetas y canales sin revestir	
En tierra ordinaria, superficie uniforme y lisa	0.020 - 0.025
En tierra ordinaria, superficie irregular	0.025 - 0.035
En tierra con ligera vegetación	0.035 - 0.045
En tierra con vegetación espesa	0.040 - 0.050
En tierra excavada mecánicamente	0.028 - 0.033
En roca, superficie uniforme y lisa	0.030 - 0.035
En roca, superficie con aristas e irregularidades	0.035 - 0.045
Corrientes Naturales	
Limpias, orillas rectas, fondo uniforme, altura de lámina de agua suficiente	0.027 - 0.033
Limpias, orillas rectas, fondo uniforme, altura de lámina de agua suficiente algo de vegetación	0.033 - 0.040
Limpias, meandros, embalses y remolinos de poca importancia	0.035 - 0.050
Lentas, con embalses profundos y canales ramificados	0.060 - 0.080
Lentas, con embalses profundos y canales ramificados, vegetación densa	0.100 - 0.2001
Rugosas, corrientes en terreno rocoso de montaña	0.050 - 0.080
Áreas de inundación adyacentes al canal ordinario	0.030 - 0.2001

3.7.4.2.- Método del Soil Conservation Service (SCS)

Este modelo descrito por el SCS fue desarrollado originalmente para lluvias uniformes en conexión con el denominado hidrograma adimensional triangular y el método del número de curva. El caudal pico se calcula mediante la siguiente expresión:

$$Q = 1.91 Pe A/t_c \quad (3.78)$$

Donde **Q** es el caudal pico en litros por segundo; **Pe** es la escorrentía o lluvia efectiva en mm que se calcula mediante la ecuación (3.63); **A** es el área de la cuenca en hectáreas; y **t_c** es el tiempo de concentración en horas.

3.7.4.3.- Método de Holtan y Overton

Este modelo fue desarrollado por Holtan y Overton (1963). Tiende a sobreestimar el gasto pico.

$$Q = 2.53 Pe A/t_c \quad (3.78)$$

Donde **Q** es el caudal pico en litros por segundo; **Pe** es la escorrentía o lluvia efectiva en mm que se calcula mediante la ecuación (3.63); **A** es el área de la cuenca en hectáreas; y **t_c** es el tiempo de concentración en horas

3.7.5.- Análisis de frecuencia de caudales

El análisis de frecuencia es un método analítico que permite determinar el caudal de diseño para diferentes períodos de retorno. Puede aplicarse a cualquier variable hidrológica: caudales máximos y mínimos, lluvias extremas y totales mensuales o anuales, niveles de mira, volúmenes de agua y niveles de embalses. Antes de llevar a cabo el análisis de frecuencia se debe definir con precisión el objetivo del análisis, lo cual determina el tipo de información que se requiere. Los aspectos más importantes a considerar son:

- La homogeneidad de los registros. Por esta razón los caudales extremos no se pueden analizar conjuntamente con los caudales diarios máximos, pues ambas son variables hidrológicas distintas. En el caso de precipitación, la prueba de homogeneidad permite evaluar la homogeneidad de las series anuales de precipitación.

- Los registros hidrométricos deben proceder de la misma población. No se pueden mezclar flujos naturales con caudales modificados por la operación de un embalse, ni caudales picos provenientes de la fusión de nieve con los originados por lluvia.
- De acuerdo con la longitud del registro y el objetivo del análisis, se puede escoger entre series de caudales anuales o series de valores parciales.

3.7.5.1.- Series de tiempo y sus parámetros estadísticos

Una serie de tiempo es un conjunto de datos observados cronológicamente en un período de tiempo cualquiera. Por lo tanto, los datos de cualquier variable hidrológica constituyen series de tiempo. Los elementos de una serie de tiempo (o variable hidrológica) deben cumplir con dos condiciones: ser independientes y poseer la misma probabilidad de ocurrencia. Bajo estas condiciones, la función de probabilidad de ocurrencia de la variable aleatoria puede definirse por medio de pocos valores representativos, denominados parámetros estadísticos. En lo que respecta a las variables hidrológicas, existen tres tipos de **parámetros estadísticos** de interés para el análisis de frecuencia y que definen las características de las series: tendencia central, variabilidad y asimetría.

3.7.5.1.1.- Tendencia central

El parámetro más utilizado para medir la tendencia central de la población es el promedio μ , el cual se estima mediante la media aritmética (\bar{x}) de todos los valores de la muestra:

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{n} \quad (3.79)$$

Donde x_i son los valores individuales de la serie y n el número de elementos.

Otros parámetros que miden la tendencia central son la moda, la mediana, el promedio geométrico y el promedio armónico.

3.7.5.1.2.- Variabilidad

La variabilidad de los datos de la serie se mide a través de la varianza (σ^2), estimada a partir de la varianza (s^2) muestral:

$$s^2 = \frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{n - 1} \quad (3.80)$$

La raíz cuadrada de la varianza s se denomina desviación estándar. Otros estadísticos de interés en el análisis de variables hidrológicas son la desviación media **D**, el rango **R** y el coeficiente de variación **Cv**, que se calculan como sigue:

$$D = \frac{\sum(x_i - \bar{x})}{n} \quad (3.81)$$

$$R = X_{\max} - X_{\min} \quad (3.82)$$

$$C_v = \frac{S}{\bar{x}} \quad (3.83)$$

3.7.5.1.3.- Asimetría

El grado de asimetría de la distribución de probabilidades, con respecto al promedio, se mide mediante el coeficiente de asimetría γ , cuyo estimador es el parámetro **Cs**:

$$C_s = \frac{n \cdot \sum(x_i - \bar{x})^3}{(n - 1)(n - 2) \cdot s^3} \quad (3.84)$$

En lo que respecta al análisis de frecuencia de caudales extremos, al igual que el caso de las lluvias máximas, se usan dos tipos de series:

- Serie anual: toma en cuenta un evento cada año. La desventaja está en que al seleccionar el valor máximo o mínimo anual, muchas veces se omite un valor que, no siendo el máximo o mínimo anual, es mayor o menor que el máximo o mínimo de otros años.

- **Serie parcial:** considera todos los eventos que superan un valor prefijado. Es recomendable tomar como máximo dos o tres valores parciales en cada año, en cuyo caso debe evaluarse que cumplan con el requisito de independencia; es decir, que no pertenezcan a las mismas condiciones meteorológicas.

Estructuras hidráulicas pequeñas como las utilizadas en las actividades de manejo de cuencas pueden diseñarse usando una serie parcial. Cuando se analizan crecidas para el diseño de grandes obras se usa la serie anual. Ambas series suelen converger para períodos de retorno mayores de 10 años.

3.7.5.2.- Período de retorno y curva de frecuencias empírica

El período de retorno o intervalo de recurrencia de un evento con una magnitud determinada, se define como la longitud media del tiempo en el cual se repite el evento; por lo tanto, es el inverso de la probabilidad de ocurrencia. Existen muchas fórmulas para cuantificar el período de retorno, siendo la más utilizada la ecuación de Weibull:

$$T = (n + 1)/m \quad (3.85)$$

Donde **T** es el período de retorno en años, **n** es el número de años de registro y **m** el número de orden de cada registro, ordenados en forma decreciente de su magnitud. La representación gráfica de los caudales en función de sus respectivos períodos de retorno constituye la denominada **curva de frecuencia empírica**.

El análisis de frecuencia analítico requiere que los datos de la serie se adapten a algún modelo teórico de distribución de probabilidades. Existen muchos modelos probabilísticos en hidrología: Normal, Log Normal, Pearson III, Log Pearson III y Gumbel I y III, cuyas descripciones teóricas está fuera del alcance de esta obra. La aplicación práctica de cada función se

facilita si se usa de la ecuación general de frecuencia propuesta por Chow *et al.* (1988):

$$X_T = \bar{x} + s \cdot K \quad (3.86)$$

Donde X_T es el valor de la variable calculado para un período de retorno de T años, \bar{x} y s son el promedio y la desviación estándar de la variable que se analiza y K es el denominado factor de frecuencia, el cual depende del tipo de distribución, período de retorno, número de años de registro y de algún parámetro estadístico de la serie que se analiza (ver Apéndice).

El procedimiento para el análisis de frecuencia teórico se resume en los siguientes pasos:

- Calcular los parámetros estadísticos de la serie observada: \bar{x} , s y C_s .
- Seleccionar el tipo de función y el período de retorno deseado para X_T .
- Extraer el valor de K de la tabla correspondiente a la función seleccionada para ese período de retorno.
- Aplicar la ecuación (3.86) para calcular el valor de X_T deseado.
- Comprobar la bondad de ajuste de la función seleccionada gráficamente o mediante alguna prueba estadística, como por ejemplo el test de Chi Cuadrado.
- Determinar los límites de confianza para el valor calculado sobre la base del riesgo.

Ejemplo 3.5: En el siguiente cuadro se muestra los gastos máximos anuales del río Caroní en el sector Guri, en el Estado Bolívar. Evalúe si la función de probabilidad Extrema Tipo I se ajusta adecuadamente a los registros.

Año	Qp (m ³ .s ⁻¹)	Año	Qp (m ³ .s ⁻¹)	Año	Qp (m ³ .s ⁻¹)
1950	11863	1969	12212	1988	13902
1951	12482	1970	12433	1989	13948
1952	11888	1971	13272	1990	11626
1953	11961	1972	13545	1991	16081
1954	12606	1973	13007	1992	10490
1955	10729	1974	10811	1993	14540
1956	13573	1975	12875	1994	17576
1957	16317	1976	17252	1995	13214
1958	11476	1977	14027	1996	14614
1959	12278	1978	13657	1997	11659
1960	11251	1979	16844	1998	13573
1961	13345	1980	11896	1999	15523
1962	14694	1981	15051	2000	14842
1963	13398	1982	13233	2001	10872
1964	10630	1983	13055	2002	14975
1965	9283	1984	13113	2003	11729
1966	14224	1985	11984	2004	14081
1967	15656	1986	12474		
1968	13161	1987	11595		

Fuente: Albano y Guevara (2006)

Solución:

1) Se ordenan los registros de mayor a menor magnitud, se asigna un orden m y se determina el periodo de retorno T_r a cada observación con la ecuación 3.85

2) Se calcula la media y desviación muestral s de la serie

$$\bar{x} = 13207.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}; s = 1789.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

m	Qp	Tr	m	Qp	Tr	m	Qp	Tr
1	17576	56.00	20	13573	2.80	39	11984	1.44
2	17252	28.00	21	13573	2.67	40	11961	1.40
3	16844	18.67	22	13545	2.55	41	11896	1.37
4	16317	14.00	23	13398	2.43	42	11888	1.33
5	16081	11.20	24	13345	2.33	43	11863	1.30
6	15656	9.33	25	13272	2.24	44	11729	1.27
7	15523	8.00	26	13233	2.15	45	11659	1.24
8	15051	7.00	27	13214	2.07	46	11626	1.22
9	14975	6.22	28	13161	2.00	47	11595	1.19
10	14842	5.60	29	13113	1.93	48	11476	1.17
11	14694	5.09	30	13055	1.87	49	11251	1.14
12	14614	4.67	31	13007	1.81	50	10872	1.12
13	14540	4.31	32	12875	1.75	51	10811	1.10
14	14224	4.00	33	12606	1.70	52	10729	1.08
15	14081	3.73	34	12482	1.65	53	10630	1.06
16	14027	3.50	35	12474	1.60	54	10490	1.04
17	13948	3.29	36	12433	1.56	55	9283	1.02
18	13902	3.11	37	12278	1.51			
19	13657	2.95	38	12212	1.47			

3) Se determina el factor de frecuencia **K** para 2, 5, 10, 20, 50 y 100 años de periodo de retorno (ver Apéndice) y 55 años. Seguidamente se aplica la ecuación 3.86

Tr(años)	K	Q estimado
2	0.1574	12925.54
5	0.8128	14661.67
10	1.4552	15811.21
20	2.0714	16913.87
50	2.869	18341.14
100	3.4667	19410.69

4) Se grafica los valores, observados y estimados, en papel semilogarítmico. Luego se traza una línea por los puntos estimados. En la medida que los puntos se encuentren más cerca de la línea trazada habrá mejor ajuste.

La Figura 3.10 muestra que la función de probabilidad Extrema Tipo I se ajusta bien a los eventos de 2 a 20 años de periodo de retorno; fuera de este rango se sobreestima.

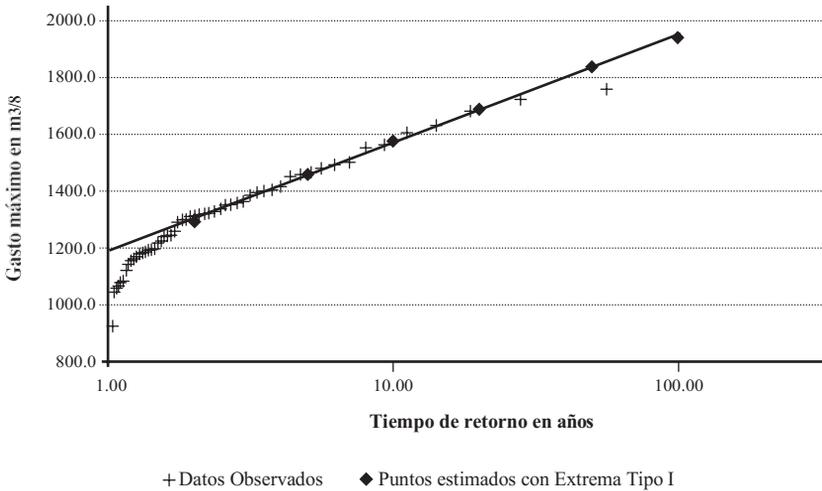


Figura 3.10. Curva de frecuencia del ejemplo 3.5

3.8.- Aguas subterráneas

El agua subterránea se encuentra en los estratos geológicos donde el espacio de poros está 100% ocupado por agua; esta zona se denomina **zona de saturación**. El agua subterránea se desplaza debido a la existencia de un **gradiente hidráulico**. Al salir del sistema de drenaje subterráneo hacia un cauce, se denomina **flujo base**. Un **acuífero** es una formación de roca portadora de agua que contiene cantidades suficientes de ésta para ser explotada y traída a la superficie mediante pozos (Figura 3.11); puede ser confinado o libre. Es libre, si la línea de nivel freático natural puede subir o bajar con libertad. Cuando hay un estrato superior impermeable que inhibe el movimiento del agua hacia arriba, se considera confinado. Si se perfora un acuífero confinado, el agua se elevará hasta igualar la presión atmosférica (línea de superficie piezométrica).

El agua subterránea representa alrededor del 30% del agua dulce disponible en el planeta. En Venezuela, se estima que al

Norte del río Orinoco existe unos 8000 km³ de reservas subterráneas.

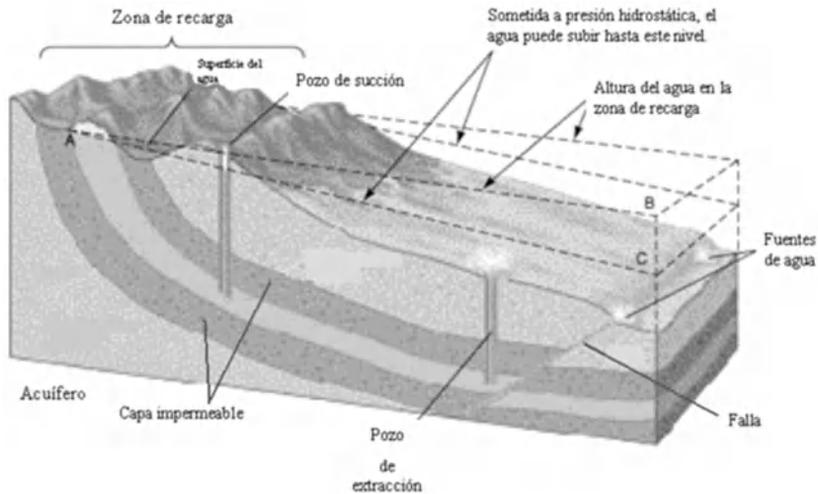


Figura 3.11. Diagrama esquemático de un acuífero confinado

3.8.1.- Ley de Darcy

Un acuífero raras veces está formado por partículas uniformes en tamaño, forma y composición (acuífero isótropo y homogéneo). Lo habitual es encontrar una amplia variedad de materiales impermeables, rocas o discontinuidades abruptas. Por esta razón, la velocidad del flujo subterráneo es muy baja (flujo laminar).

Considere el flujo que ocurre debido a la diferencia de potencial entre dos tanques conectados por una tubería rellena de un material permeable homogéneo, como se muestra en la Figura 3.12. Al aplicar la ecuación general de energía entre los puntos 1 y 2, resulta:

$$[(V_1)^2/2g] + P_1/\gamma + h_1 = [(V_2)^2/2g] + P_2/\gamma + h_2 + f [L V^2/2g D] \quad (3.87)$$

Donde V es la velocidad de descenso del nivel del agua en el tope de los tanques, P es la presión manométrica en el tope de los tanques, h es la elevación que tiene el agua con respecto a un nivel de referencia arbitrario, g es la aceleración de la gravedad, f representa el coeficiente de resistencia de Weisbach, L es la longitud de la tubería, D es el diámetro de la tubería y γ el peso específico del fluido.

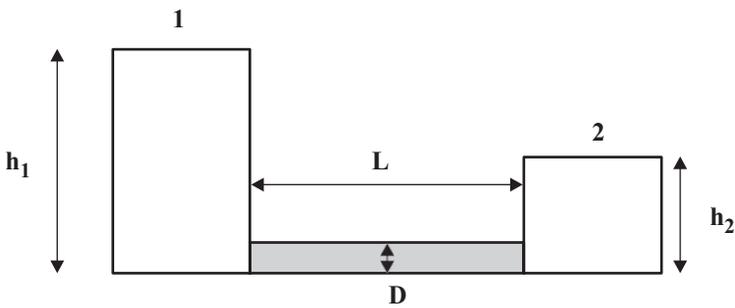


Figura 3.12. Modelo esquemático de dos tanques conectados por una tubería rellena de un material permeable

V_1 y V_2 son tan pequeños que resulta despreciable. P_1 y P_2 son iguales, pues están en contacto con la atmósfera, quedando:

$$h_1 - h_2 = f L V^2 / 2gD \quad (3.88)$$

Reordenando:

$$V_2 = -(2gD/f) [(h_1 - h_2)/L] = -(2gD/f) (\Delta h/L) \quad (3.89)$$

Donde $\Delta h = h_1 - h_2$

Para velocidades pequeñas, lo cual es normalmente el caso, el coeficiente f es inversamente proporcional a V . El término $2gD/f$ se define como $K.V$, donde K se denomina **coeficiente de permeabilidad**.

K es un parámetro que depende de la forma y tamaño de las partículas del material y posee las mismas unidades de V . Dado que $K.V = 2gD/f$ se tiene:

$$V = -K \Delta h/L \quad (3.90)$$

Esta expresión es la **Ley de Darcy**. El signo negativo indica que el flujo se mueve en la dirección decreciente de h . La velocidad V no es físicamente real, constituye una aproximación que resulta de dividir el caudal entre la sección transversal del área de flujo. La ecuación (3.90) sólo es válida para velocidades pequeñas. A continuación se muestran algunas aplicaciones de la Ley de Darcy.

3.8.1.1.- Flujo desde una zanja a un acuífero confinado

Considere un material poroso confinado entre dos capas impermeables, como se muestra en la Figura 3.13. El caudal del río mantiene al acuífero en condiciones saturadas. Si se perfora una zanja a través del material poroso y se bombea el agua a un gasto tal que el nivel del agua en la zanja se mantenga a una altura constante h_2 , ¿cuál será el caudal de bombeo por metro de zanja para mantener la condición?. Como la zanja atraviesa totalmente el acuífero, no hay flujo por el fondo. El problema es similar al presentado en la Figura 3.12, con la diferencia que en este caso la tubería es muy grande y de forma rectangular. La sección del acuífero es D para una unidad de anchura, por lo tanto, el caudal Q que fluye a través del acuífero es:

$$Q = V A = V D \quad (3.91)$$

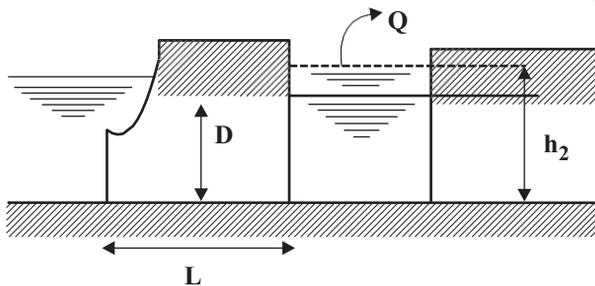


Figura 3.13. Diagrama esquemático del flujo desde una zanja a un acuífero confinado

Si se reemplaza el valor de V según la ecuación (3.83) en esta última relación y se asume que la altura piezométrica varía linealmente de h_1 a h_2 , se obtiene:

$$Q = K D [(h_1 - h_2) / L] \quad (3.92)$$

3.8.1.2.- Flujo desde una zanja a un acuífero parcialmente confinado

En la Figura 3.14 se ilustra un caso que representa a una condición en la cual se desea bombear el agua en tal forma de mantener seco el perfil por encima de h_2 , siendo $h_2 < D$. Este caso es muy común en sitios de construcción donde el nivel freático es muy elevado.

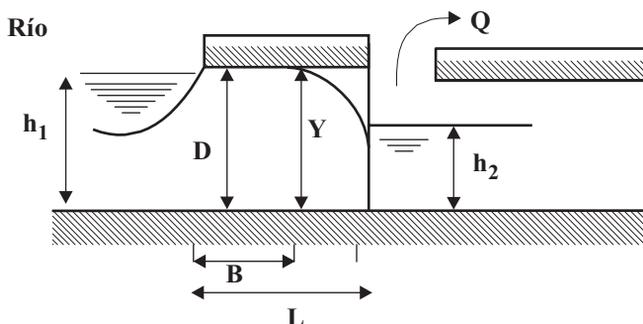


Figura 3.14. Diagrama esquemático del flujo desde una zanja a un acuífero parcialmente confinado

Al bombear el agua hasta el nivel indicado, el acuífero alrededor de la zanja se comporta como un acuífero no confinado, a pesar de que cerca del río el acuífero sigue siendo confinado; sin embargo, no se conoce al inicio la porción de B que está saturada. La misma situación se presenta cuando el nivel del río desciende por debajo de la capa superior del acuífero. En esta caso, para poder establecer el caudal de bombeo por unidad de anchura de zanja, conviene separar el problema en dos partes: 1) flujo confinado que ocurre entre el río y el punto donde se inicia el flujo

confinado a una distancia **B** del río; y 2) flujo no confinado en el tramo **L-B**. Para el primer caso, el caudal se calcula con la ecuación 3.86, es decir:

$$Q = K D [(h_1 - D)/B] \quad (3.93)$$

Para la segunda parte, el caudal está dado por:

$$Q = -AK \Delta h/\Delta l \quad (3.94)$$

El área **A** varía a lo largo del acuífero con la distancia **x**, como se muestra en la Figura 3.14. Asumiendo que la superficie saturada varía proporcionalmente a **Y**, el caudal por unidad de anchura es:

$$Q = YK \Delta Y/\Delta l \quad (3.95)$$

Esta es una ecuación diferencial, cuya solución arroja el siguiente resultado:

$$Q = K [D^2 - (h_2)^2] / [2(L - B)] \quad (3.96)$$

Debido a que el caudal que atraviesa ambas porciones de acuífero es el mismo, de la solución de las ecuaciones (3.88) y (3.89) se tiene:

$$Q = [K/2L] [2D (h - D) + (D^2 - (h)^2)] \quad (3.97)$$

$$B = 2LD [h - D] / [2D(h - D) + (D^2 - (h)^2)]_2 \quad (3.98)$$

En la solución de este ejemplo se ha despreciado la variación de **K** con la velocidad; se ha asumido tácitamente la aplicabilidad de condiciones de flujo uniforme a condiciones de flujo convergente. En todo caso, estas acepciones son valederas si la velocidad se mantiene baja.

3.8.2.- Parámetros hidrogeológicos

La capacidad de producción de agua de un acuífero depende de varios parámetros, entre los que destacan:

Producción específica: se refiere al porcentaje de agua que

drena libremente bajo la influencia de la gravedad. Es menor que la porosidad (relación entre el volumen de huecos y volumen total), pues una parte del agua es retenida en el suelo por fuerzas atractivas y de enlaces, tales como la tensión superficial.

Coefficiente de almacenamiento: es el volumen de agua que un acuífero libera (o acumula) por unidad de superficie y por unidad de variación en la altura piezométrica. Se expresa en m^3 de agua por m^3 de acuífero.

Gradiente hidráulico: es la pendiente de la línea de superficie piezométrica. Se expresa en $\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$

Conductividad hidráulica: es la capacidad del medio que conforma el acuífero para permitir el paso del agua. Se expresa en $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$

Transmisividad: es la velocidad de flujo por unidad de ancho del acuífero bajo un gradiente hidráulico unitario. Se expresa en $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

EJERCICIOS

Seleccione la respuesta, que a tu criterio sea la correcta.

3.1.- ¿Qué divide una línea parteagua?

- Cuencas hidrográficas Formaciones boscosas Sistemas de tormentas
 Acuíferos Embalses artificiales Ninguna de ellas

3.2.- ¿Qué permite inferir el coeficiente de compactibilidad de Gravelius?

- Porosidad del suelo Densidad de drenaje Severidad de sequías
 Tendencia de crecientes Infiltración Todos

3.3.- El análisis hipsométrico de cuenca centra su atención en la distribución de la:

- Pendiente del terreno Geología Geomorfología
 Floresta predominante Elevación del terreno Ninguna de ellas

3.4.- La nucleación es un fenómeno físico que se da en la formación de:

- Acuíferos Sequías extremas Nubes de tormenta
 Centros de Alta Presión Glaciares Ninguna de ellas

3.5.- En precipitaciones orográficas, la zona con lluvias abundantes se denomina:

- Sotavento Centro de Alta Presión Depresión de tormenta
 Onda Tropical Centro de Baja Presión Barlovento

3.6.- El análisis de doble masa se emplea para evaluar:

- Consistencia de datos Curvas IDF Outliers
 El ajuste de funciones Eto Ninguna de ellas

3.7.- ¿Qué variables relaciona la curva de gasto de un río?

- Caudal-altura de mira Caudal-Infiltración Caudal-Velocidad
 Caudal-flujo base Caudal-Evaporación Ninguna de ellas

3.8.- El flujo base de un río proviene de:

- Acuíferos Grandes tormentas Aguas residuales
 Aguas de deshielo Aguas pluviales Todas

3.9.- El tiempo que el agua tarda en viajar de la parte más alejada de la divisoria hasta la salida de una cuenca se denomina:

- Tiempo de retardo Tiempo al pico Tiempo base
 Periodo de retorno Tiempo de concentración Ninguna de ellas

3.10.- Un acuífero cuya línea de nivel freático puede moverse con libertad se denomina:

- Acuífero libre Acuífero semiconfinado Acuífero colgante
 Acuífero confinado Acuífero sobreexplotado Ninguna de ellas

3.11.- Estime la intensidad máxima de una tormenta ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) para una duración de 2.5 horas y periodos de retorno de 2.33 y 5 años en el poblado La Yeguera del estado Guárico; los registros disponibles son los siguientes:

Precipitación máxima en el sector La Yeguera expresada en mm

Año	1 h	2 h	3 h	6 h	9 h	12 h	24 h
1982	16	17	18	18	18	18	20
1983	14	15	16	17	17	17	17
1984	4	4	4	4	4	4	7
1985	6	6	8	8	63	63	64
1986	30	39	41	41	41	41	43
1987	6	6	6	6	6	6	6
1988	46	53	53	56	56	56	56
1989	1	1	2	2	2	2	2
1990	2	2	2	2	2	2	2
1991	1	1	1	1	1	1	1
1992	48	49	51	53	53	53	63
1993	26	27	35	43	54	54	60
1994	25	45	45	45	45	45	62
1995	41	45	46	49	49	49	49

3.12.- Determine el gasto pico para un tiempo de retorno de 5 años en una microcuenca de 15000 m^2 . 80% de su superficie tiene un coeficiente de escorrentía de 0.20, el área restante, 0.60. El tiempo de concentración es igual a 65 minutos. Los parámetros de la ecuación 3.25 son: $k=43.146$; $m=0.262$; $c=0.352$ y $n=0.882$

3.13.- El cuadro muestra los resultados de una prueba con un cilindro infiltrometro. Estime los parámetros f_c y f_0 de la ecuación 3.60

Tiempo acumulado (min)	Lamina infiltrada acumulada (mm)
0	0.00
1	2.00
2	3.00
3	4.00
5	6.00
10	9.50
20	15.50
30	25.50
40	30.50
50	39.50
65	46.00
70	54.50
80	57.50
90	65.00

3.14.- Ocorre una lluvia de 100 mm (cuadro adjunto). El suelo es Tipo C. La cobertura es pasto de pastoreo. Condición hidrológica regular y no sigue curvas de nivel. Condición de humedad antecedente II. Estime la escorrentía

t (horas)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
P (mm)	5	10	15	22	20	10	8	4	3	2	1

Nota: Las soluciones se presentan en la hoja de respuestas, pág. 243.

REFERENCIAS

- Albano L. y Guevara E. 2006. *Modelación de caudales máximos en Venezuela*. Caso de estudio cuenca del río Caroní. Trabajo de grado de Universidad de Carabobo. 154 p.
- Campo D. 2005. *Agroclimatología cuantitativa de cultivos*. México, Trillas. 320 p.
- Chow V., Maidment D. y Mays L. 1988. *Applied Hydrology*. Mc Graw Hill Book Company. New York.
- Guevara E. 2002. *Modelo regional para la estimación de las lluvias de diseño en la región central de Venezuela*. Ponencia presentada en el IV Congreso de Investigación y I Congreso de Postgrado de la Universidad de Carabobo. Valencia Venezuela.
- Guevara E. y Cartaya H. 2004. *Hidrología Ambiental*. CDCH-UC. Universidad de Carabobo. 497 p.
- Hack J. 1957. *Studies of longitudinal profiles in Virginia and Maryland*. US Geological Survey Professional Paper 294-B pp. 45-97
- Hargreaves G. y Samani Z. 1991. *Estimating potential evapotranspiration*. Journal of the irrigation and drainage division. Vol. 8 N° IR3. pp. 225-230
- Holtan H. y Overton D. 1965. *Storage-flow hysteresis in hydrograph synthesis*. Journal of Hydrology. Vol. 2. pp. 309-323.
- Horton R. 1932. *Drainage basin characteristics*. Tran. Am. Geophysical Union, vol. 13 pp 350-361.
- Horton R. 1954. *Erosional development of streams and their drainage basins: hydro physical approach to quantitative morphology*. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 56, pp. 275-370
- López J. 1978. *Cálculo del clima de acuerdo al segundo sistema de Thornthwaite*. N° 7. Dirección General de Estudios SARH, México. 29 p.
- Machado J. 1979. *Fundamentos del ciclo hidrológico*. UCV. 300 p.
- Meyer A. 1942. *Evaporation from lakes and reservoirs*. Minnesota Resources Commission, ST. Paul.

Clima en Cojedes: generalidades

Primero fue necesario civilizar al hombre
en su relación con el hombre
Ahora es necesario civilizar al hombre
en su relación con la naturaleza
y los animales

Víctor Hugo (1802-1885)

INTRODUCCIÓN

En este capítulo se da una breve descripción de los principales elementos del clima en el estado Cojedes, ordenados en la siguiente secuencia: precipitación, evaporación de tina tipo A, evapotranspiración, temperatura, humedad relativa, vientos y radiación solar. La precipitación es el elemento del clima más importante para el sector agrícola; por ello, se le ha dado un especial énfasis. En cada variable se discute la calidad de la información disponible, el régimen anual, y de ser posible, se muestra la distribución espacial y temporal. Adicionalmente, se describe las zonas climáticas presentes en Cojedes de acuerdo a los sistemas de clasificación de Köeppen, Thornthwaite y Holdridge.

4.1.- Precipitación

4.1.1.- Calidad de las series climáticas

La medición secuencial de los elementos del clima permite generar series temporales que permiten identificar el clima prevaleciente en una zona de interés.

Para caracterizar la precipitación, la Organización Meteorológica Mundial (OMM) recomienda emplear no menos de 30 años continuos (OMM, 1992). El promedio mensual de la precipitación de una serie de 30 años continuos se denomina **precipitación mensual normal**. La OMM también considera necesario calcular el porcentaje de años incompletos y meses faltantes de las series disponibles, pues son indicadores que brinda información sobre la calidad de la serie climática. Un año incompleto, es aquel que le falta alguno de los doce totales mensuales; los meses faltantes se refieren al número de años en que se desconoce la lámina precipitada de un mes en particular. En el caso de series pluviométricas no es conveniente estimar o ajustar meses faltantes, pues la precipitación es de naturaleza estocástica. La radiación solar, temperatura, humedad atmosférica, evaporación, nubosidad y presión atmosférica son elementos del clima que tienen poca variabilidad intermensua; por ello, se pueden rellenar datos faltantes con un margen de error aceptable (Thom, 1971). Una serie pluviométrica de buena calidad debe tener hasta 2% de años incompletos y 10% de meses faltantes, de lo contrario debe descartarse y considerar series provenientes de estaciones cercanas con características climáticas análogas (OMM, 1992).

Los registros exageradamente grandes o pequeños en una serie climática se denominan **outliers** o **valores extremos**. Los outliers y los valores extremos pueden incrementar significativamente la varianza y la mayoría de las medidas de tendencia central o dispersión. Existen varias metodologías para identificar *outliers* o **valores extremos** en una serie climática; sin embargo,

la ecuación (4.1) desarrollada por Stepanek (2005), es una de las más sencillas:

$$L = P_{25} \pm k (P_{75} - P_{25}) \quad (4.1)$$

Donde **L** es el límite superior o inferior de aceptación de un outlier o valor extremo, **P₂₅** es el percentil 25 de la serie, **P₇₅** es el percentil 75 de la serie, **k** es una constante igual a 1.5 (identifica outliers) o 3.0 (identifica valores extremos).

Los outliers y valores extremos no deben removerse de la serie sin antes investigar su origen, ya que en ocasiones provienen de eventos naturales extraordinarios, en cuyo caso deben incluirse como elementos de la serie. En caso de no existir una razón lógica de su ocurrencia, estos valores se eliminan del análisis.

La homogeneidad es otro aspecto que debe evaluarse en las series climáticas. Una serie puede tener registros no homogéneos, debido a cambios que nada tienen que ver con el clima. Un registro no homogéneo se distingue de los otros por estar precedido o seguido de un abrupto cambio en la tendencia de la serie (Quintana, 2001). En registros pluviométricos, la inhomogeneidad puede deberse a (Campos, 2005):

- Cambio en la localización del pluviómetro.
- Cambio en la forma de exposición o reposición del pluviómetro.
- Cambio en el procedimiento de observación y medición del operador.
- Construcción de embalses o desecación de pantanos en las cercanías.
- Deforestaciones o reforestaciones en la zona.
- Apertura de nuevas áreas de cultivo en los alrededores.
- Industrialización y/o urbanización de áreas circundantes.

En climatología existen dos enfoques estadísticos para

identificar años no homogéneos en una serie:

- 1) Considerar la serie en forma absoluta. En líneas generales, se divide la serie en dos porciones o subseries, luego se evalúa con una prueba *t* si éstas poseen diferencias significativas en cuanto a tendencia. Entre estas pruebas destaca el test de Easterling *et al.* (1996).
- 2) Se identifica una estación de referencia (una estación cercana a la de interés cuya serie climática se asume homogénea), luego se aplica un análisis de correlación lineal para identificar años no homogéneos. La prueba más difundida en esta categoría es el test de Alexandersson (1986).

Las series climáticas pueden presentar una tendencia a largo plazo, un cambio abrupto en la tendencia o registros no aleatorios. La tendencia a largo plazo puede identificarse ajustando la serie a una línea recta empleando el método de los mínimos cuadrados, seguido se aplica una prueba *t* a la pendiente, a fin de verificar si es estadísticamente significativa. Los cambios en la tendencia se detectan por medio del test de rangos de Mann-Kendall. Al contrastar la similitud entre la distribución de frecuencia de la serie que se analiza y una distribución de frecuencia teórica normal, utilizando el estadístico de Kolmogorov-Smirnov o una prueba Chi Cuadrado, es posible establecer si la serie es aleatoria (Alexandersson, 1995).

4.1.2.- Series pluviométricas disponibles en Cojedes

El Ministerio del Poder Popular para el Ambiente (MinAmb) seccional Cojedes administra la red de estaciones climatológicas con la mayor densidad espacial y temporal del Estado. El MinAmb cuenta con más de 30 estaciones en todo el Estado, de las cuales, Tinaquillo, Cachinche, Manrique, Tinaco, Pao Planta, Morita Caserío, El Pao Oficina, Galera, El Retazo, Las Vegas-Charcote, Caño Benito, Palo Quemao, Hato Las Babas, Baúl

Carretera y Vallecito son las únicas que tienen series pluviométricas con 30 ó más años continuos, 10% o menos años incompletos y 2% o menos meses faltantes. Estos criterios también se cumplen en las estaciones San Rafael de Onoto (Portuguesa), Campo Carabobo (Carabobo) y Bejuma Panamericana (Carabobo), cuyas áreas de influencia abarcan varias poblaciones situadas al Oeste y Noreste del Cojedes. Las estaciones Tinaco, Pao Planta, Morita Caserío, El Pao Oficina, El Retazo y Bejuma Panamericana tienen series pluviométricas aleatorias, estacionarias y homogéneas (Cuadro 4.1).

Cojedes no posee estaciones pluviométricas con registros confiables en los municipios Ricaurte, Girardot, Rómulo Gallegos, Lima Blanco y Falcón. Solamente el eje San Rafael de Onoto-San Carlos-El Pao cuenta con información pluviométrica de calidad.

Cuadro 4.1.- Estaciones del MinAmb-Cojedes con series pluvio-métricas confiables.

Este	Norte	Serial	Nombre	Altitud*	Tipo	Período Evaluado
- 68.2592	10.1697	1368	Bejuma Panamericana	650	PR	1961 - 93
- 68.0500	9.6500	2349	El Pao Oficina	128	C2	1951 - 97
- 68.5750	9.6408	2358	El Retazo	140	PR	1968 - 99
- 68.2583	9.6553	2348	Morita Caserío	122	PR	1956 - 99
- 68.1122	9.7603	2338	Pao Planta	178	PR	1951 - 99
- 68.4400	9.7033	2336	Tinaco	141	PR	1952 - 99

Fuente: MinAmb Seccional Cojedes (Año 2002);

* expresada en m.s.n.m. Datum: PSAD56 [La Canoa]

4.1.3.- Régimen pluviométrico y distribución espacial de las lluvias en el Estado Cojedes

El régimen pluviométrico se refiere a la manera como se distribuye históricamente la precipitación a lo largo del año. Es de gran importancia en agroclimatología, pues permite definir el inicio y finalización del período seco y húmedo en regiones con

un clima estacional. Una de las metodologías más difundidas en Venezuela para identificar el régimen pluviométrico de un sitio de interés, es la del **coeficiente pluviométrico**. Este índice mide la desviación relativa que tiene el promedio histórico de un mes con respecto al promedio mensual medio anual (Carrillo, 1999). Su aplicación requiere aplicar los siguientes pasos:

- Determinar los promedios mensuales de precipitación. La serie pluviométrica debe tener 30 años de registros continuos (criterio de la OMM). Los valores así obtenidos se denominan **precipitación real**.
- Como los meses del año poseen número de días diferentes, la precipitación real se corrige multiplicando por 0.982 los meses de 31 días, 1.015 los de 30 días y 1.077 el mes febrero. Los valores así obtenidos se denominan **precipitación ajustada**.
- Se divide la precipitación ajustada entre la precipitación ajustada anual (que es la suma de las precipitación ajustada mensual), seguido se multiplica por mil. Los valores así obtenidos se denominan **precipitación relativa**.
- Este método asume que la precipitación relativa ideal de un mes de 31 días debe ser igual a 85, uno de 30 días 82 y febrero 77. El **coeficiente pluviométrico**, **C_p** se obtiene al dividir la precipitación relativa entre la precipitación relativa ideal. Los meses con un **C_p** mayor a la unidad son lluviosos, en caso contrario se consideran secos.

Las Figuras 4.1 a 4.6 muestran el régimen pluviométrico en las estaciones Tinaco, Pao Planta, Morita Caserío, El Pao Oficina, El Retazo y Bejuma Panamericana. Estas localidades tienen un periodo seco de noviembre hasta abril y uno lluvioso entre mayo y octubre. El máximo pluviométrico en las estaciones Tinaco, El Pao Oficina, El Retazo y Bejuma Panamericana se da en junio; en Pao Planta y Morita Caserío ocurre en julio. El mínimo pluviométrico se presenta durante el mes de enero en todas las estacio-

nes. El patrón unimodal y estacional de las precipitaciones de Cojedes es una característica propia de los Llanos Venezolanos. La entrada y salida de la estación lluviosa está modulada por el paso de la Zona de Convergencia Intertropical durante el invierno astronómico.

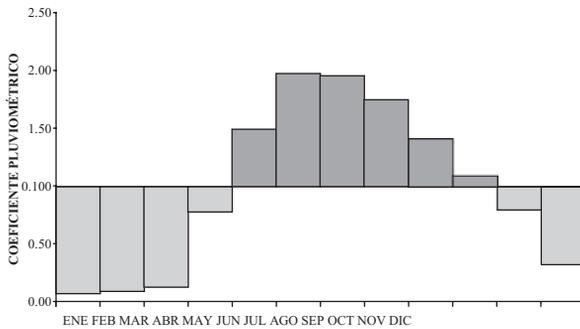


Figura 4.1.- Régimen pluviométrico en la estación Tinaco. Período 1952-1999.

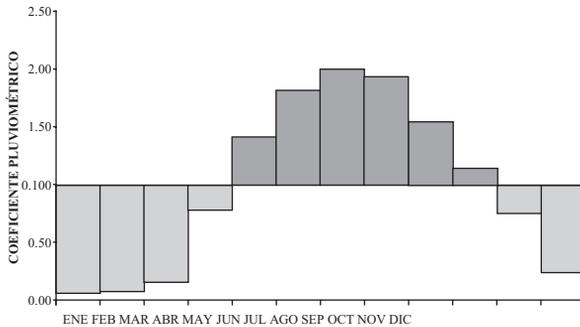


Figura 4.2.- Régimen pluviométrico en la estación Pao Planta. Período 1951-1999.

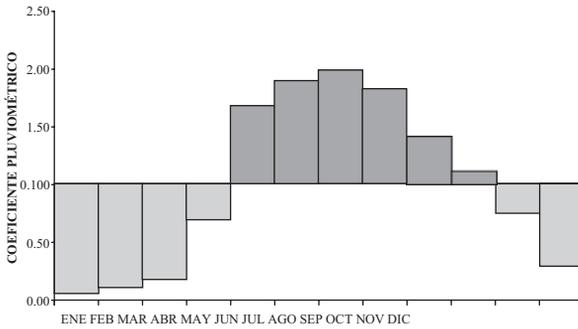


Figura 4.3.- Régimen pluviométrico en la estación Morita Caserío. Período 1956-1999.

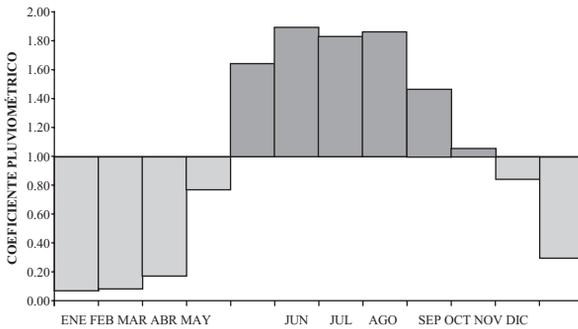


Figura 4.4.- Régimen pluviométrico en la estación Pao Oficina. Período 1951-1997.

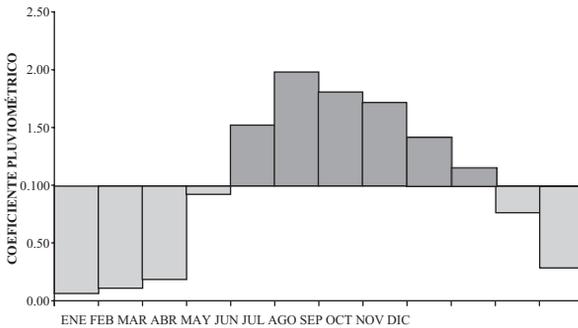


Figura 4.5.- Régimen pluviométrico en la estación El Retazo. Período 1968-1999.

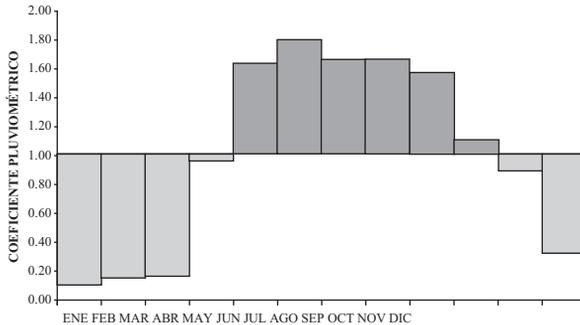


Figura 4.6.- Régimen pluviométrico en la estación Bejuma Panamericana. Período 1961-1993.

Las estaciones con series pluviométricas confiables y homogéneas están concentradas en el eje Apartadero-Tinaco-La Fé (Cuadro 4.1). Para sopesar la falta de información se incluyen las series de las estaciones Tinaquillo, Galera, San Rafael de Onoto, Campo Carabobo y Vallecito. Estas últimas tienen un porcentaje apreciable de registros outliers, que pueden sesgar la distribución de frecuencia de la serie, al punto que la media aritmética resulta inadecuada como medida de tendencia central. Para reducir el efecto de los outliers se utiliza la **media truncada**; promedio de la precipitación mensual o anual después de eliminar el 5% de los registros localizados en las colas inferior y superior de la distribución.

Las 11 estaciones mencionadas cubren la región centro-norte del Estado. Para tener una aproximación preliminar de la precipitación al Sur de las troncales T005 y T013 se emplea el método geostatístico Kriging. Este método se basa en la resolución de un sistema de ecuaciones derivadas del variograma, las distancias relativas entre los datos y la posición de los puntos donde se desea realizar la estimación (Cressie, 1990; Cressie, 1991).

La precipitación media anual en Cojedes varía entre 1100 y 1460 mm. Al Norte del Municipio Falcón tiende a disminuir

rápida hasta alcanzar un mínimo de 1100 mm, cerca de Bejuma en el estado Carabobo. En sentido Cojedes-Yaracuy pasa de 1460 a 1360 mm en apenas 50 km. Existe un pequeño núcleo, aislado y bien definido, de baja precipitación sobre el poblado La Fe, al Norte del municipio Pao San Juan Bautista; allí la lámina de precipitación anual es inferior a 1280 mm (Figura 4.7).

La zona más húmeda del estado Cojedes se extiende desde Tinaco a Cojeditos; allí las precipitaciones anuales varían entre 1460 y 1430 mm. Esta zona bordea el flanco Sur de las serranías de los municipios Anzoátegui, San Carlos, Tinaco, Falcón y Pao San Juan Bautista (Figuras 1.2 y 4.7), lo que hace suponer que la orografía condiciona los montos pluviométricos anuales.

La mayor parte del año, los vientos Alisios llegan a Cojedes del Este. La orografía probablemente hace que una parte de esta corriente de aire ascienda por las serranías del Norte antes de internarse al Sur de los estados Yaracuy y Carabobo. Este mecanismo promueve abundantes lluvias en el eje Tinaco-Cojeditos y condiciones ligeramente secas al Sur de Yaracuy y Carabobo (efecto de sombra pluviométrica). El núcleo de bajas precipitaciones en el poblado La Fe podría ser una consecuencia de este fenómeno, solo que en este caso la barrera orográfica modulante son las Galeras del Pao, ubicadas al Norte de la localidad.

El mapa isoyético mostrado en la Figura 4.7 se deriva de registros pluviométricos sin valores extremos, por consiguiente, la ocurrencia de sistemas meteorológicos sinópticos como vaguadas, ondas tropicales o la intensificación de las altas presiones subtropicales pueden alterar este patrón. La inexistencia de series pluviométricas confiables al Sur de Cojedes impide inferir la pluviometría de esta zona; sin embargo, el Servicio de Meteorología de la Fuerza Aérea Venezolana (SEMETFV) considera que la precipitación anual aumenta en dirección Norte-Sur (Velásquez, 2000).

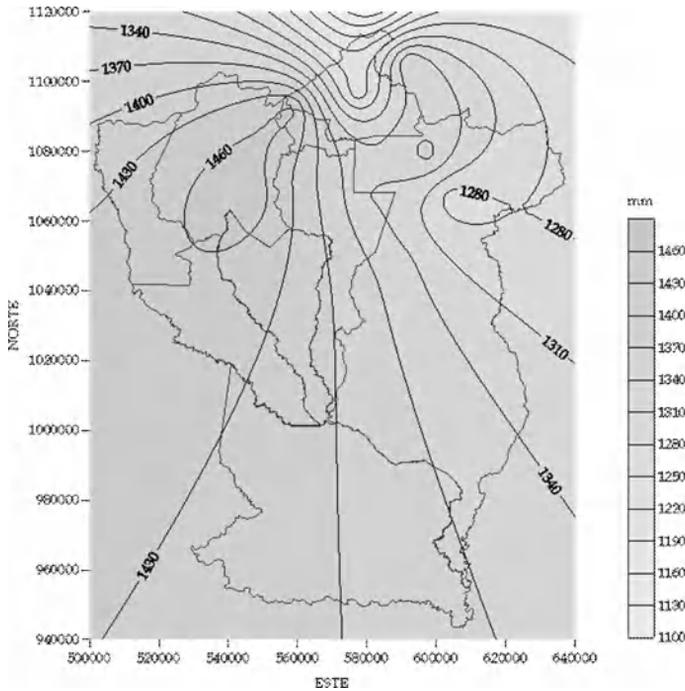


Figura 4.7. Mapa de isoyetas medias anuales en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

La distribución espacial de la precipitación en Cojedes varía a lo largo del año en respuesta a la dinámica atmosférica a escala sinóptica, factores regionales y locales. Durante el mes de enero, las lluvias varían entre 4.6 y 8.2 mm. Se forma un núcleo de escasas precipitaciones entre el poblado La Peonía (municipio Tinaco) y Caño Benito (municipio Pao San Juan Bautista), con un valor medio cercano a los 5.4 mm. Durante este mes, la zona con los mayores montos pluviométricos se localiza al Norte de los municipios Falcón y San Carlos, concretamente, en la vertiente sureste de la Serranía de Nirgua (Figura 4.8). En enero, ocurren los menores montos pluviométricos del año.

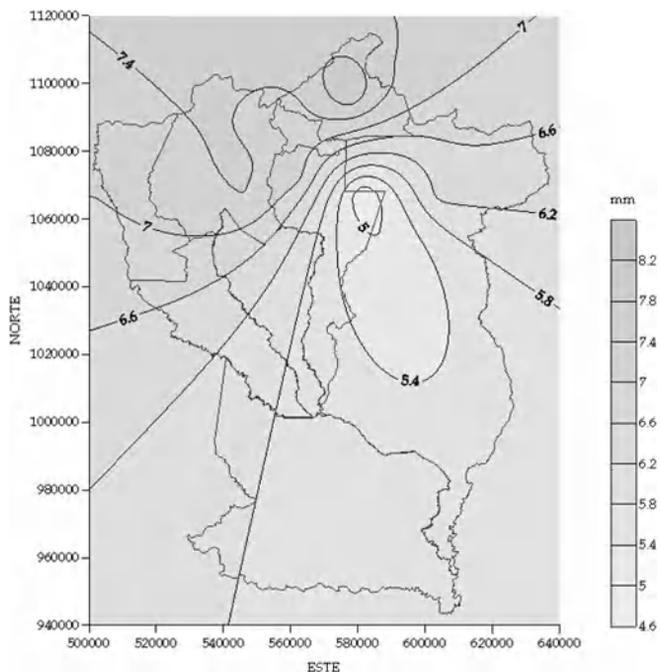


Figura 4.8. Mapa de isoyetas medias del mes de enero en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

En febrero, se forma un núcleo húmedo al noroeste del municipio Lima Blanco con una lámina media de precipitación de 12.5 mm. La actividad pluviométrica se concentra en la vertiente oriental de la Serranía de Nirgua, pero gradualmente se extiende hacia el suroeste (Figura 4.9)

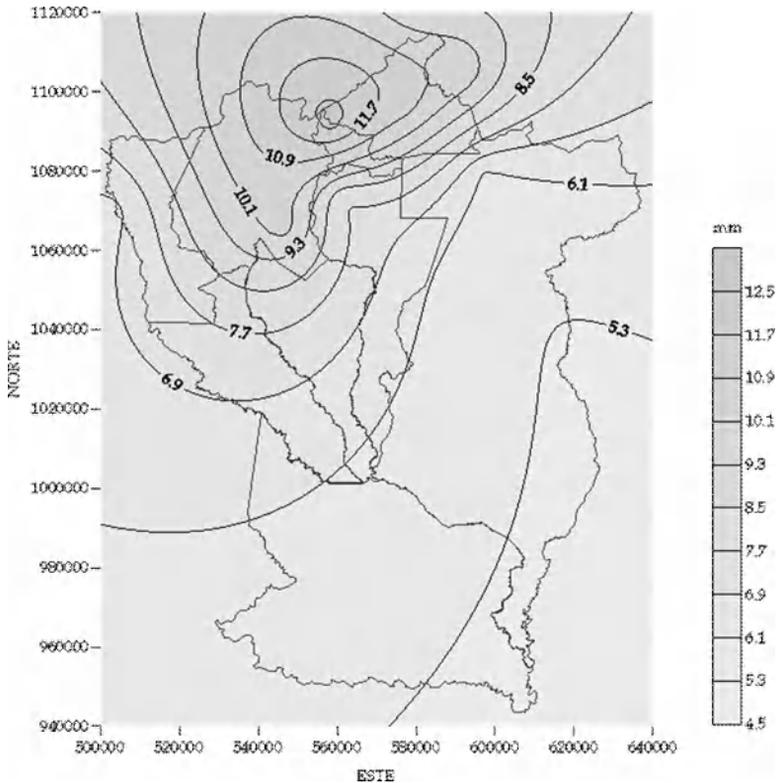


Figura 4.9. Mapa de isoyetas medias del mes de febrero en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

Los mayores montos pluviométricos en marzo ocurren en el eje Vallecito-El Retazo (Figura 4.10). La distribución de las zonas de pluviosidad entre enero y marzo sugieren que las lluvias son de naturaleza convectiva; hipótesis que se refuerza por el alto coeficiente de variación que tienen las series pluviométricas durante este periodo.

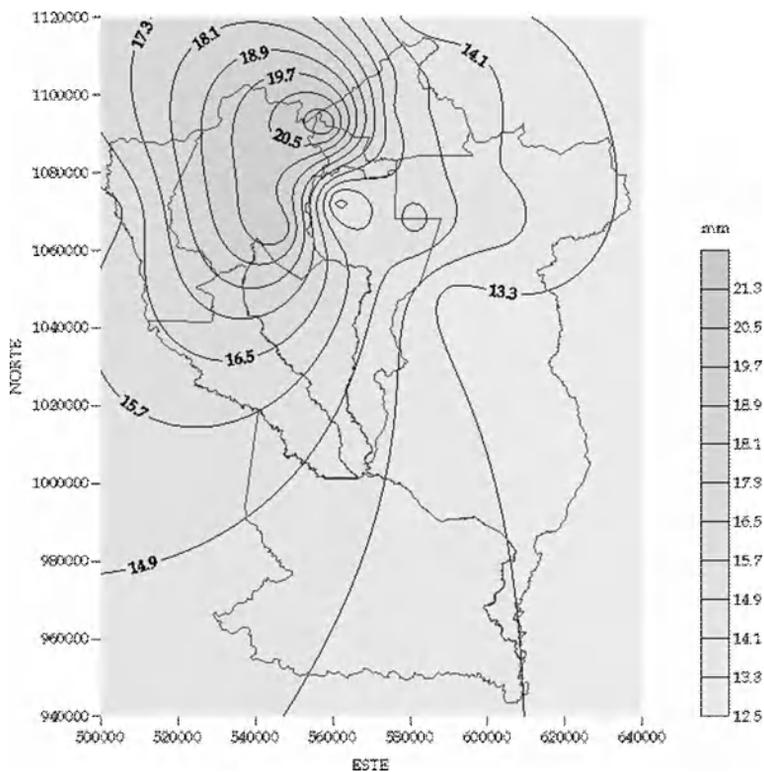


Figura 4.10. Mapa de isoyetas medias del mes de marzo en el estado Cojedes.

Nota: Método geostatístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

En abril se observa un aumento de los montos pluviométricos en todo el Estado. La franja húmeda, formada en los meses precedentes, se mantiene estable, pero incrementa su extensión y magnitud (Figura 4.11). La disminución del coeficiente de variación de las series pluviométricas indica que la Zona de Convergencia Intertropical se activa.

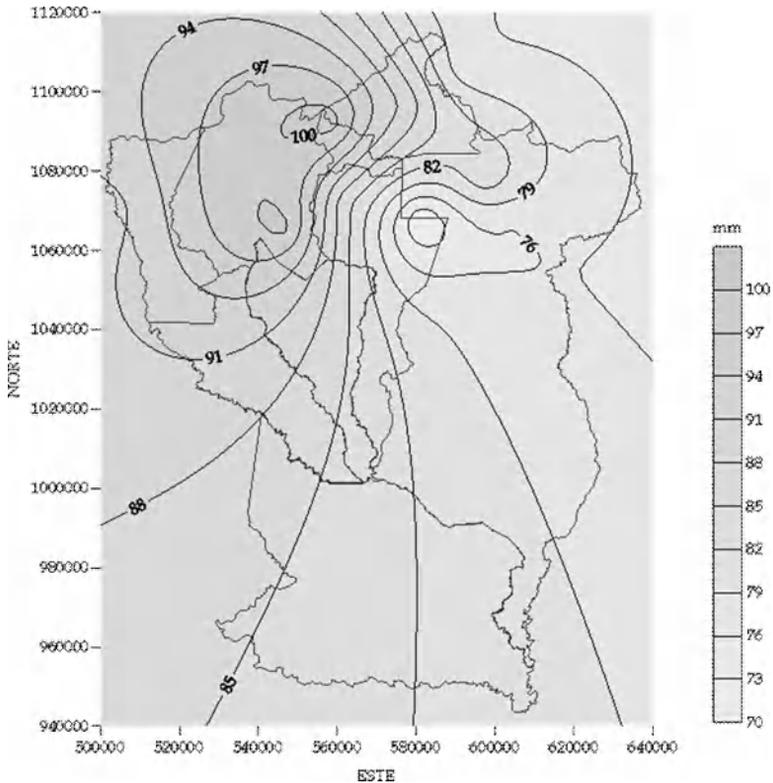


Figura 4.11. Mapa de isoyetas medias del mes de abril en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

A lo largo del mes de mayo, las lluvias, en los municipios San Carlos, Cojeditos y Tinaco aumentan significativamente en comparación con el resto de los municipios. Un débil núcleo de precipitaciones se forma en las inmediaciones del embalse Cachinche (Figura 4.12). La temporada de lluvias se inicia en la mayor parte del Estado.

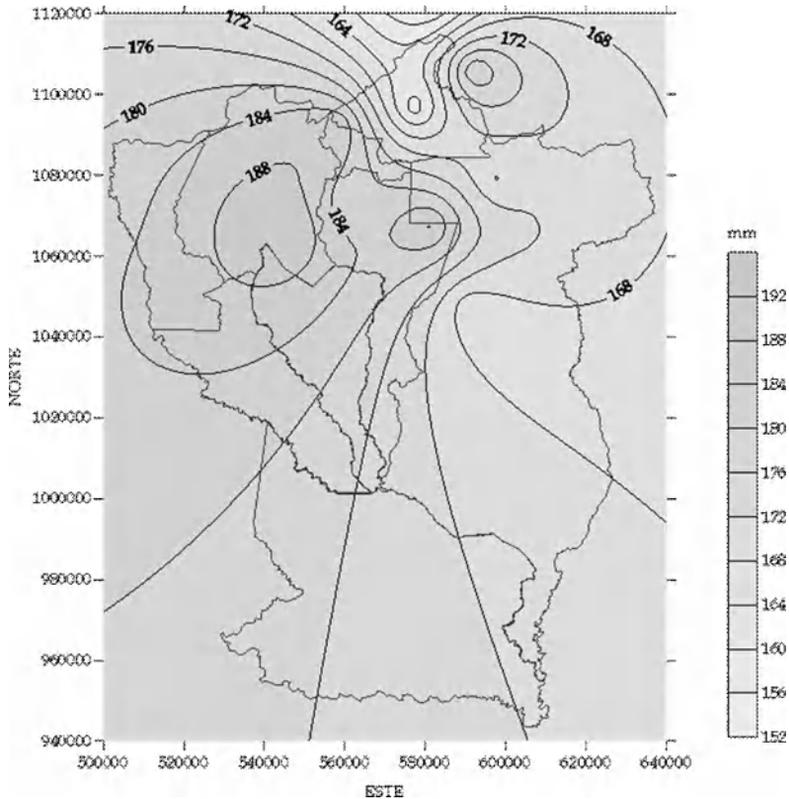


Figura 4.12. Mapa de isoyetas medias del mes de mayo en el estado Cojedes.

Nota: Método geostadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

Durante el período junio-octubre, se establece y desarrolla la temporada de lluvias en Cojedes (Figuras 4.13 a 4.17). La Zona de Convergencia Intertropical aumenta su actividad. Ocurren perturbaciones tropicales: ondas tropicales y ciclones, y situaciones meteorológicas extratropicales que generan abundantes precipitaciones.

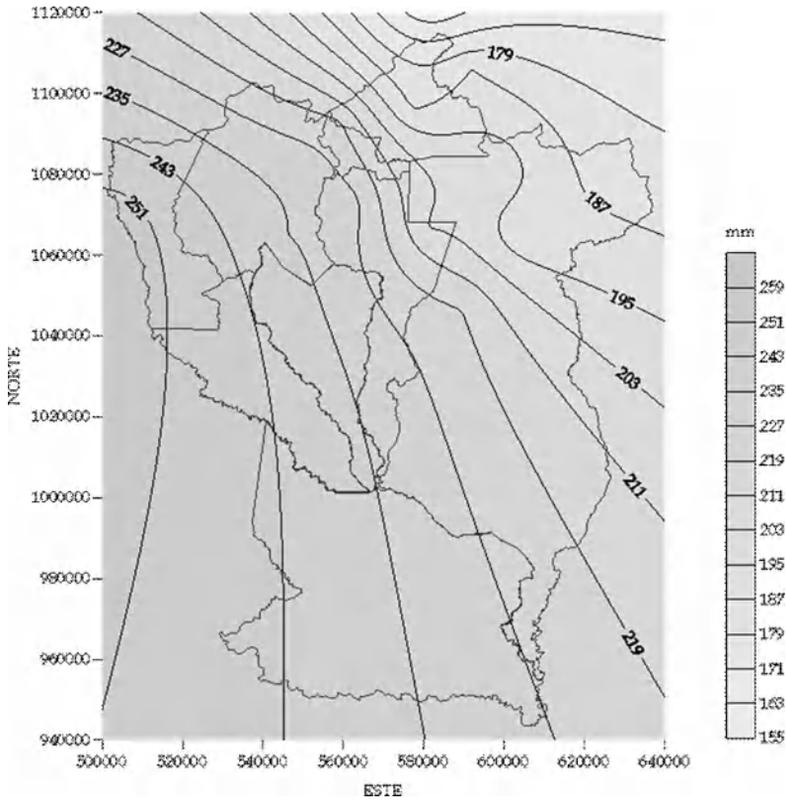


Figura 4.13. Mapa de isoyetas medias del mes de junio en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

En julio se desarrollan dos núcleos húmedos bien definidos al Norte de los municipios Tinaco y Pao San Juan Bautista. La vertiente Norte de la Fila Tucuragua, recibe menor precipitación que la vertiente opuesta. Probablemente, la orografía condicione los montos pluviométricos (Figura 4.14)

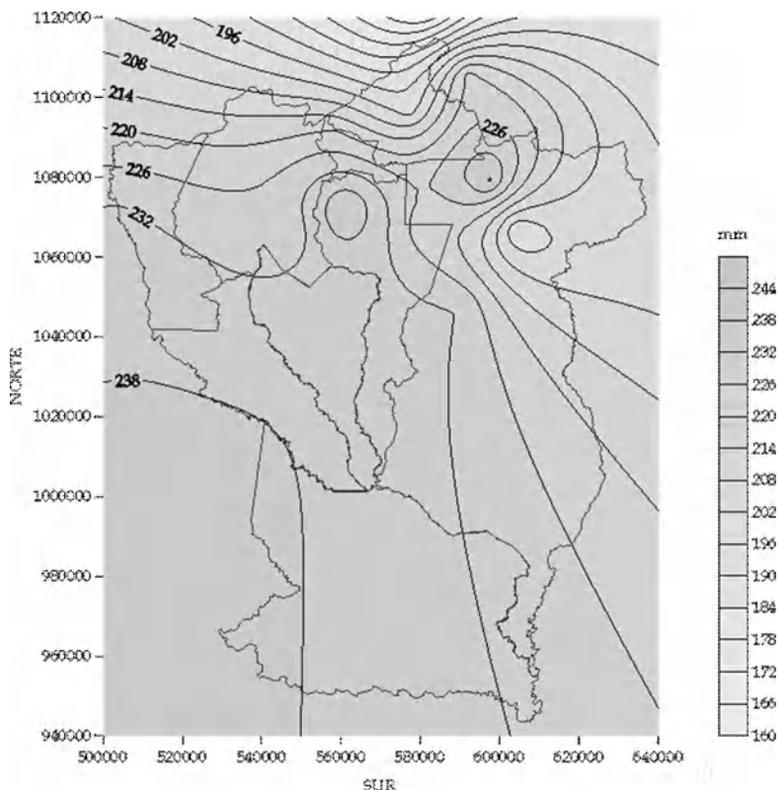


Figura 4.14. Mapa de isoyetas medias del mes de julio en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

En agosto se presentan dos grandes núcleos húmedos, uno en las inmediaciones de San Carlos de Austria y otro localizado al Noreste del Embalse Cachinche. En el resto del Estado, las precipitaciones disminuyen ligeramente en comparación con los meses anteriores (Figura 4.15)

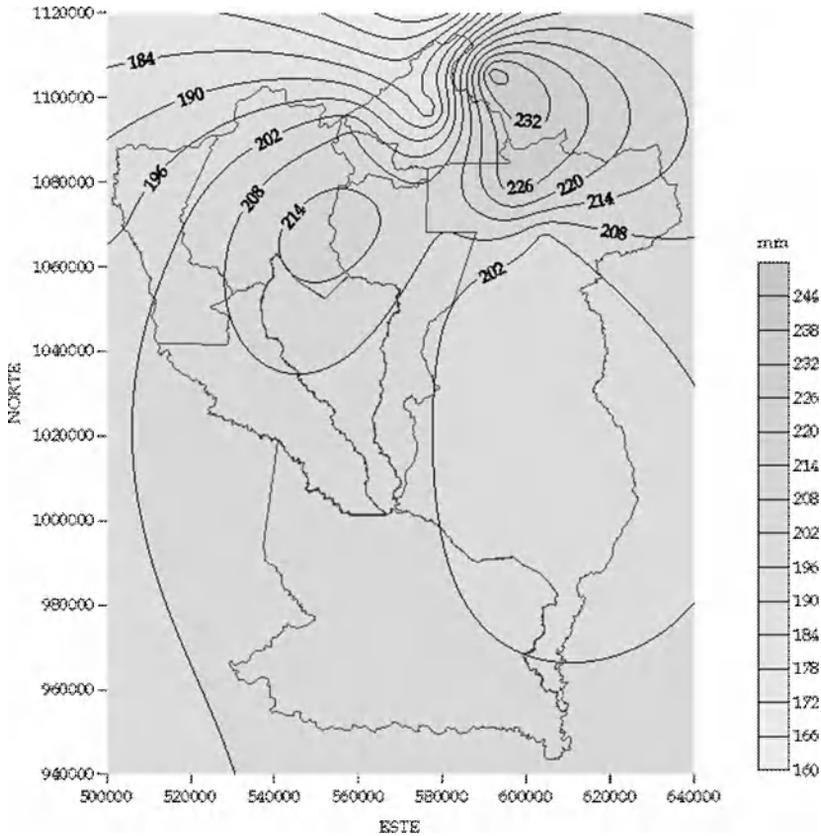


Figura 4.15. Isoyetas medias del mes de agosto en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

Durante septiembre se forman tres núcleos secos centrados en Tinaquillo, Caño Benito y Pao Oficina. Los montos pluviométricos más altos se dan en la Serranía de Manrique (Figura 4.16). La Zona de Convergencia Intertropical se debilita; en consecuencia, se observa una disminución en los montos pluviométricos.

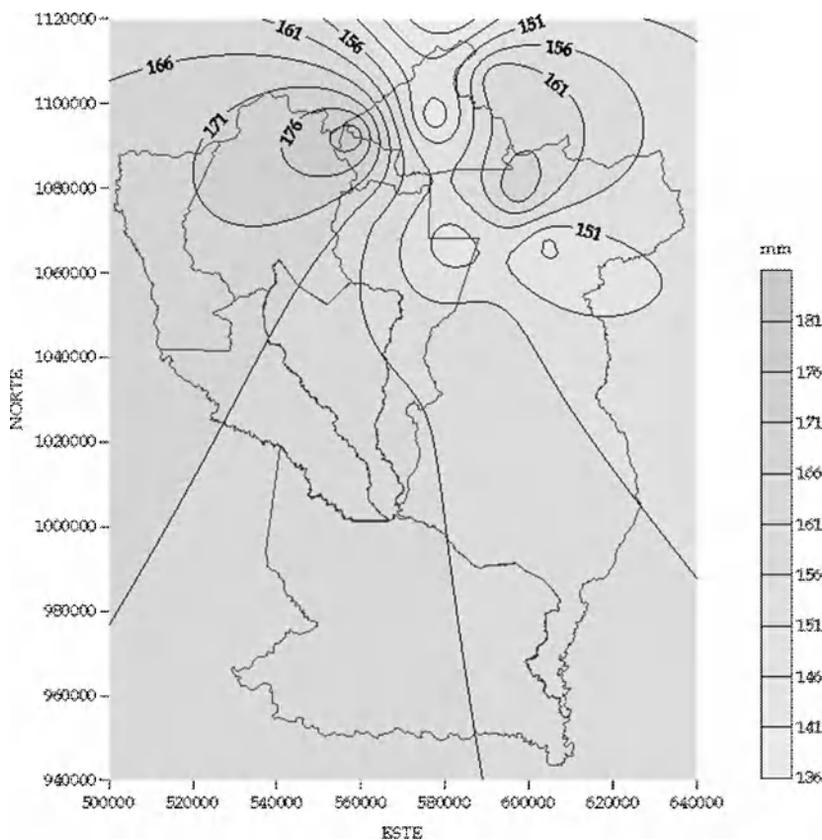


Figura 4.16. Mapa de isoyetas medias del mes de septiembre en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

En el mes de octubre las lluvias se retiran al Norte de los municipios Falcón, San Carlos y Anzoátegui. En los municipios Pao San Juan Bautista, Tinaco, Rómulo Gallegos, Girardot y Ricaurte, los montos pluviométricos siguen decreciendo (Figura 4.17)

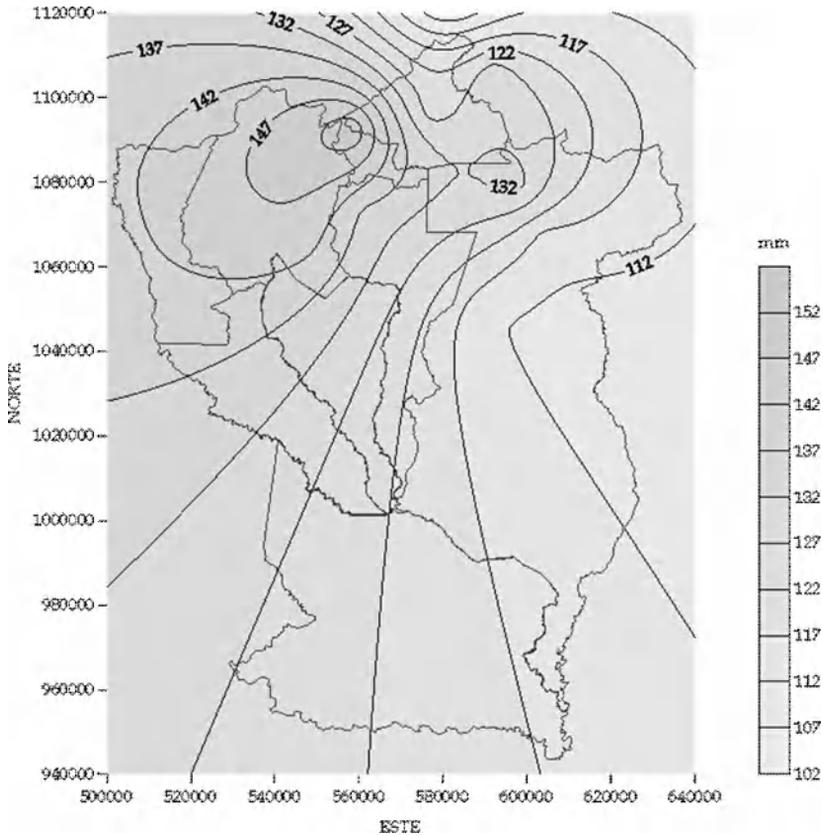


Figura 4.17. Mapa de isoyetas medias del mes de octubre en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

De noviembre a diciembre las lluvias disminuyen en Cojedes (Figuras 4.18 y 4.19). Se inicia el período seco. Las precipitaciones, en líneas generales, disminuyen en sentido Este-Oeste; el hecho de que las unidades de montaña más altas estén al Noroeste de Cojedes, probablemente condiciona esta situación.

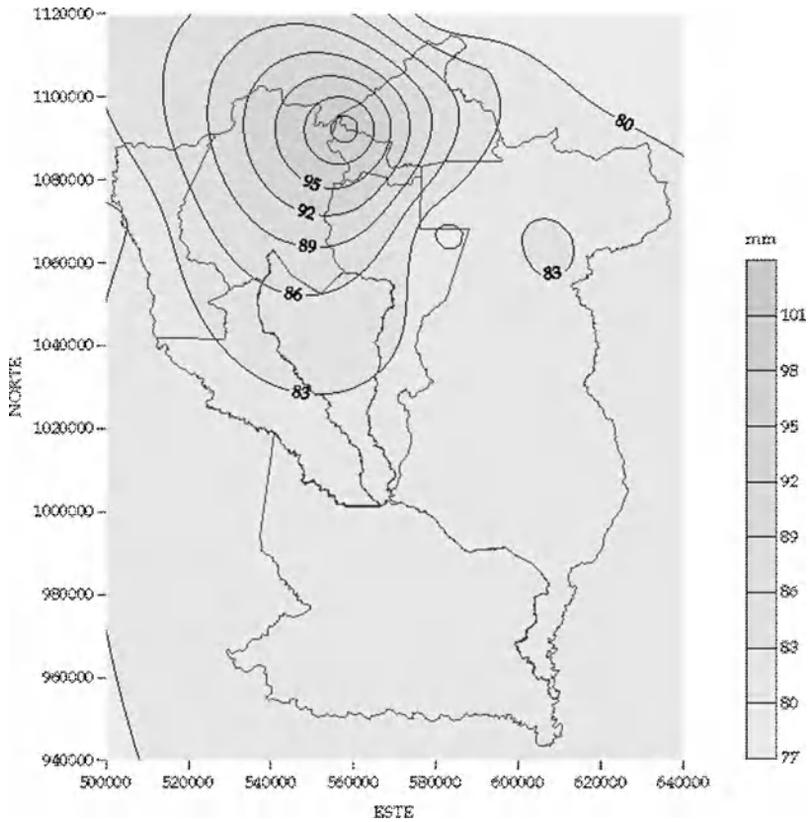


Figura 4.18 Mapa de isoyetas medias del mes de noviembre en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

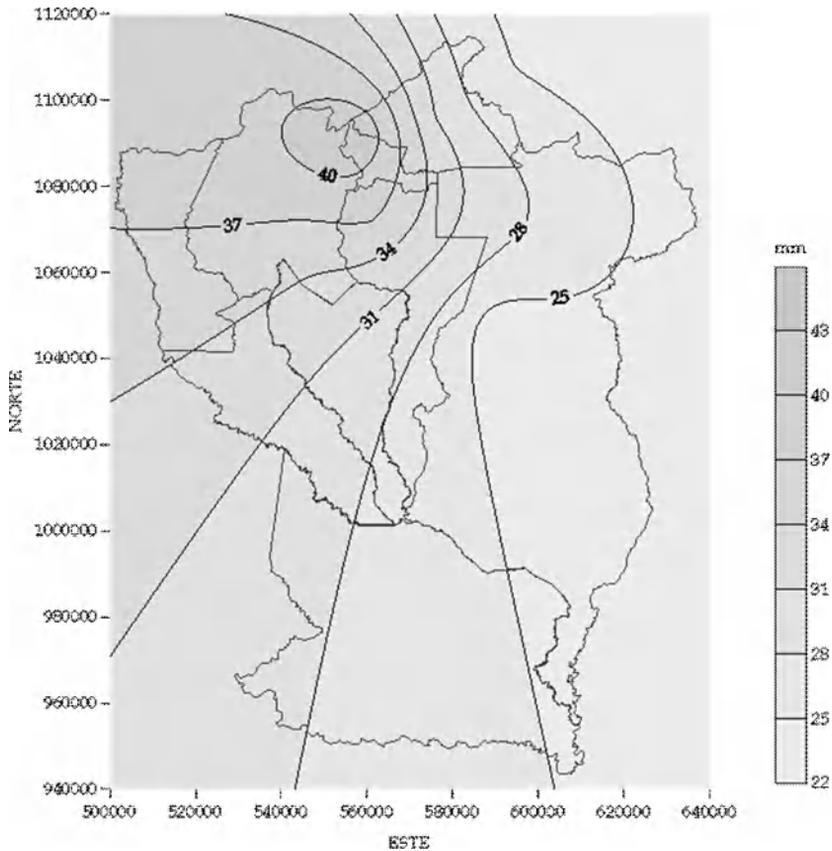


Figura 4.19. Mapa de isoyetas medias del mes de diciembre en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

La persistente franja de humedad entre Tinaco y Cojeditos, probablemente se deba a la interacción de factores locales, orográficos y sinópticos. En todo caso, se desconoce, a ciencia cierta, que promueve esta curiosa estabilidad pluviométrica.

4.1.4.- Influencia de las Variables Macroclimáticas sobre las Lluvias en Cojedes

En Venezuela, la distribución de las lluvias está determinada por el relieve y los sistemas meteorológicos sinópticos como la Zona de Convergencia Intertropical, la actividad del frente polar y la situación anticiclónica (Foghin-Pillin, 2002). Los sistemas meteorológicos sinópticos varían su intensidad y frecuencia de aparición en función de la temperatura superficial de los océanos y los patrones eólicos en la tropósfera. Los elementos del clima medidos en los subsistema océano y atmósfera, reciben el nombre de Variables Macroclimáticas (VM). Cuando las VM presentan fuertes anomalías, algunas regiones de Sudamérica muestran un incremento de las lluvias durante la temporada húmeda ó las sequías se tornan severas en la época seca. En los últimos años se han registrado eventos climáticos que abarcan grandes regiones, inclusive varios países en forma simultánea; por ejemplo, la sequía de 2005 que afectó gran parte de Brasil, Venezuela y Colombia (Giddings y Soto, 2006).

La Sociedad Americana de Meteorología (SAM) denomina a la relación meteorológica entre regiones separadas por grandes distancias, **teleconexión**. En Venezuela, algunos estudios preliminares sugieren que la temperatura superficial del Océano Atlántico Subtropical Norte y Sur (Cuadro 4.2), la del Océano Pacífico Ecuatorial (en todas las regiones Niño; Cuadro 4.3), la dirección prevaleciente de los Alisios sobre el Pacífico Meridional, la Radiación Saliente de Onda Larga en la zona ecuatorial y la actividad de las Manchas Solares, se relacionan en diferentes grandes grados de intensidad, con la cantidad y la distribución de los montos pluviométricos a escala nacional (Guevara, 1998; Cárdenas *et al.*, 2002; Martelo, 2004a; Millano *et al.*, 2007a). La existencia de estas teleconexiones hace suponer que el incremento en la aparición de sequías extremas o periodos lluviosos muy húmedos, en Venezuela, es consecuencia del Cambio

Climático Global, pues este último estaría alterando la Circulación General de la Atmósfera a escala sinóptica, debido en parte, a la elevación de la temperatura de los océanos y la intensificación de fenómenos climáticos planetarios como El Niño/La Niña (Martelo,2004b).

Cuadro 4.2. Regiones Niño en el Océano Pacífico Meridional

Nombre de la zona	Coordenadas geográficas
Niño 1+ 2	0° - 10° Sur y 90° - 80° Oeste
Niño 3	5° Norte a 5° Sur y 150° - 90° Oeste
Niño 4	5° Norte a 5° Sur y 160 ° Este a 150° Oeste
Niño 3.4	5° Norte a 5° Sur y 170° - 120° Oeste

Cuadro 4.3. Regiones climáticas del Océano Atlántico

Nombre de la zona	Coordenadas geográficas
Atlántico Subtropical Norte	5° - 20° Norte y 60° - 30° Oeste
Atlántico Subtropical Sur	0° - 20° Sur y 30° Oeste 10° Este

El coeficiente de correlación de Pearson permite cuantificar el grado de asociación entre las VM y los montos pluviométricos mensuales. Para evitar correlaciones espurias, los registros medios mensual de las VM y los de la precipitación mensual se transforman en anomalías con la ecuación (4.2)

$$A_{ij} = \frac{x_{ij} - \bar{X}}{\sigma} \quad (4.2)$$

Donde A_{ij} es la anomalía de la variable climática, \bar{X} es el valor medio de la variable climática en el mes, x_{ij} es el valor mensual de la anomalía, es la desviación estándar de la variable climática en el mes.

Para evaluar preliminarmente, la influencia de algunas VM sobre la precipitación en ciertas localidades de Cojedes, se correlaciona las anomalías de la precipitación mensual en las estaciones Tinaquillo, Tinaco, Pao Planta, Morita Caserío, El

Pao Oficina, Galera, El Retazo, San Rafael de Onoto, Campo Carabobo, Bejuma Panamericana y Vallecito, con las anomalías de las VM en los Océanos Pacífico Meridional y Atlántico Subtropical, en el periodo 1970-1983 (período común, Cuadro 4.4). La relación más significativa se da entre la temperatura superficial del Atlántico Subtropical Norte y Sur, y las lluvias en la ciudad de San Carlos. En este caso, se muestra cuatro posibles escenarios, resumidos en el Cuadro 4.5.

Cuadro 4.4. Correlación entre las anomalías de VM atmosféricas-oceánicas y las lluvias en Cojedes.

	SOI	NIÑO 1+2	NIÑO 3	NIÑO 4	NIÑO 3,4	ATLN	ATLS
1368	-0.124	0.0527	0.0643	0.0917	0.0717	0.1309	-0.1119
Bejuma Panamericana	p=0.114	p=0.503	p=0.413	p=0.243	p=0.361	p=0.095	p=0.154
1397	-0.0345	0.0718	-0.0097	-0.0487	-0.0529	0.0285	-0.201*
Campo Carabobo	p=0.661	p=0.361	p=0.902	p=0.536	p=0.501	.717p=0	p=0.010
2308	0.0263	-0.0114	-0.0535	-0.0873	-0.0941	0.1532*	0.105-3
Vallecito	p=0.738	p=0.885	p=0.496	p=0.266	p=0.231	p=0.050	p=0.180
2316	0.1183	0.0949	0.1613	-0.1443	0.1749*	0.1351	-0.1004
Tinaquillo	p=0.131	p=0.227	p=0.039	p=0.065	p=0.025	p=0.085	p=0.201
2331	-0.1753*	0.1293	0.0678	0.0801	0.0441	0.1436	-0.196*
San Rafael de Onoto	p=0.025	p=0.099	p=0.388	p=0.308	p=0.575	p=0.067	p=0.012
2336	0.0319	-0.015	-0.0898	-0.0654	-0.1085	0.1322	-0.1688*
Tinaco	p=0.685	p=0.849	p=0.253	p=0.406	p=0.167	p=0.092	p=0.031
2338	0.1245	-0.1257	-0.1363	-0.1224	-0.1382	0.1583	-0.071
Pao Planta	p=0.112	p=0.109	p=0.082	p=0.118	p=0.078	p=0.043	p=0.366
2348	0.0907	-0.0763	-0.0788	-0.0543	-0.0784	0.1552	-0.1314
Morita Caserío	p=.248	p=.331	p=.316	p=.489	P=.318	p=.047	p=.094
2349	0.1939*	-0.1772*	-0.1861*	-0.1353	-0.1818*	0.1105	-0.106-2
Pao Oficina	p=0.013	p=0.023	p=0.017	p=0.084	P=0.020	p=0.159	p=0.176
2350	0.0811	-0.1506	-0.137	-0.082	-0.1196	0.1018	-0.130-3
Galera	p=0.302	p=0.054	p=0.080	p=0.297	P=0.127	p=0.195	p=0.096
2358	-0.0472	-0.0296	-0.0416	-0.0081	-0.0376	0.2261*	-0.2147*
El Retazo	p=0.548	p=0.707	p=0.597	p=0.918	P=0.633	p=0.004	p=0.006

Nota: *: significativa con 95% de confianza. En cada celda, el valor superior es el coef. de correlación de Pearson, el inferior, es la probabilidad del coeficiente de Pearson. SOI: Índice de Oscilación Meridional; Niño 1+2/Niño 3/Niño 4/Niño 3,4/ATLN/ATLS: temperatura mensual del Pacífico en la región Niño 1+2, Niño 3, Niño 4, Niño 3.4, y temperatura mensual del Atlántico Subtropical Norte y Subtropical Sur, respectivamente.

Cuadro 4.5. Efecto de escenarios de calentamiento y enfriamiento del Atlántico Subtropical sobre las lluvias en la ciudad de San Carlos. Período 1970-1983

Atlántico Norte	Atlántico Sur	Probabilidad *	Efecto
Caliente	Frío	1/3	Intensificación de las lluvias
Caliente	Caliente	17/168	Indefinido ¹
Frío	Caliente	13/56	Merma de las lluvias
Frío	Frío	1/3	Indefinido ¹

Nota: *: se obtiene dividiendo el número de meses en que se dió el evento entre el total de meses. 1: las respuestas de ambas porciones del Atlántico son contrarias, por lo que se presume que los efectos se contrarrestaran.

Las VM no se correlacionan fuertemente con las lluvias en Cojedes; sin embargo, ciertos periodos lluviosos anormalmente húmedos coinciden con un Atlántico Norte muy caliente o un Atlántico Sur muy frío (Cuadro 4.5). Aparentemente, El Niño/La Niña ejerce una influencia apreciable en las inmediaciones de la estación Pao Oficina (Cuadro 4.4).

4.1.5.- Distribución de las lluvias extremas en Cojedes.

La intensidad de una tormenta para un periodo de retorno y duración determinada, es un parámetro hidráulico que permite estimar el hidrograma de creciente en una locación de interés. Un hidrograma de creciente muestra la relación entre el gasto instantáneo y el tiempo de ocurrencia de una tormenta. El gasto instantáneo máximo del hidrograma recibe el nombre de gasto pico, y se emplea en el dimensionamiento de obras de drenaje como alcantarillas, pontones, puentes, canales interviales, bateas, entre otros.

Existen dos métodos fundamentales para obtener la relación entre intensidad, duración y periodo de retorno de las tormentas en un lugar determinado. El primero, emplea los registros de lluvias máximas para diferentes duraciones en la estación más

representativa de la zona de interés, luego para cada duración se ordenan los registros máximos anuales de mayor a menor, seguidamente se selecciona una función de densidad de probabilidad teórica (Pearson Tipo III, Gamma, Log Pearson Tipo III, Exponencial o Valores Extremos Tipo I), se estiman los parámetros de la distribución seleccionada y se evalúa por medio de una prueba de bondad de ajuste. El segundo método relaciona simultáneamente intensidad, duración y periodo de retorno a través de la ecuación (4.3). La validez del modelo depende de la magnitud del coeficiente de determinación, R^2 . Un modelo de buena calidad tiene un R^2 igual o mayor a 80%.

$$I = \frac{k \cdot T^m}{(d+c)^n} \quad (4.3)$$

Donde I es la intensidad de la lluvia en $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$, T el tiempo de retorno en años, d la duración de la lluvia en horas, k , m , n y c son parámetros derivados del ajuste.

En pequeñas obras de drenaje, las duraciones de diseño siempre son menores a una hora. Para Cojedes, se desarrolló un modelo de reducción de la lluvia máxima de una hora a otra de duración inferior, independientemente del periodo de retorno que se considere. La estructura de este modelo está dado por la ecuación (4.4) (Paredes *et al.*, 2005).

$$\frac{P_D}{P_{60}} = 0,135 \cdot D^{0,497} \quad (4.4)$$

Donde D es la duración de la lluvia en minutos, P_D es la precipitación máxima en mm para una duración D , P_{60} es la precipitación máxima de 60 minutos de duración en mm

El Cuadro 4.6 indica los parámetros de la ecuación 4.3 en varias estaciones de Cojedes y sus adyacencias, que cuentan con series continuas de por lo menos 30 años. Las Figuras 4.20 a 4.23 muestran la distribución espacial de las lluvias máximas en

Cojedes, estimadas en base a los modelos presentados en el Cuadro 4.6. La lectura de un punto en estos mapas proporciona una aproximación de la intensidad máxima para una hora de duración.

En general, las tormentas de mayor intensidad en Cojedes ocurren en las inmediaciones del sector La Ceiba-Camoruco en el Municipio San Carlos y Caño Benito en el Municipio Pao San Juan Bautista.

Cuadro 4.6. Resultado de la aplicación del modelo IDF dado en la ecuación (4.3) en el estado Cojedes y adyacencias.

Estación	Serial	Latitud	Longitud	Lapso*	Estado	k	m	c	n	R ²
San Rafael de Onoto	2331	9.690	-68.807	1955-1990	Portuguesa	0.975	0.272	0.378	0.958	97.87
Las Vegas Charcote	2364	9.508	-68.633	1955-1990	Cojedes	32.924	0.293	0.179	0.819	97.55
Tinaco	2336	9.703	-68.440	1956-1990	Cojedes	43.146	0.262	0.352	0.882	96.36
Morita Caserío	2348	9.661	-68.258	1957-1990	Cojedes	53.244	0.235	0.417	1.041	98.48
Guataparo Dique	1359	10.175	-68.059	1952-1984	Carabobo	22.384	0.457	----	0.669	96.14
Campo de Carabobo	1397	10.004	-68.201	1951-1990	Carabobo	36.886	0.334	0.272	0.893	96.27
Caño Benito	2378	9.331	-68.153	1954-1990	Cojedes	53.690	0.303	0.601	1.065	96.32
Hato Paradero	2427	9.772	-67.578	1961-1990	Guárico	35.761	0.295	0.302	0.945	96.42
Sarare	2229	9.786	-69.153	1958-1990	Lara	37.420	0.296	0.215	0.858	98.65

Nota: *: estas series cuentan con registros de duraciones entre 5 minutos y 24 horas, todas administradas por el MinAmb

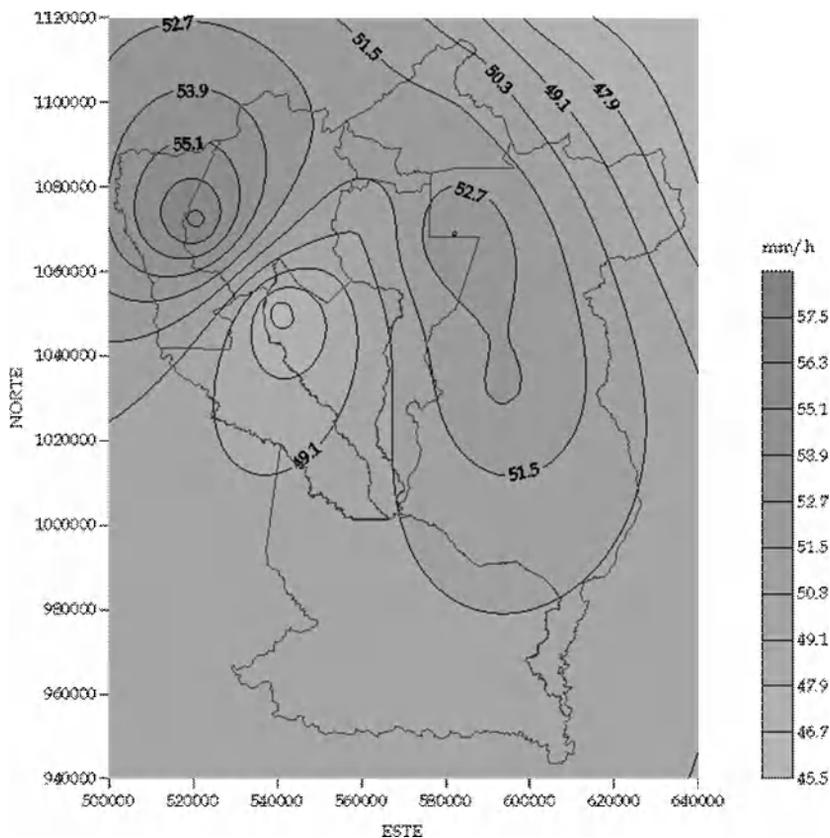


Figura 4.20. Isolíneas de intensidad de lluvias para una hora de duración y cinco años de período de retorno

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se empleó las estaciones indicadas en Cuadro 4.6 Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

Las tormentas máximas de una hora y un periodo de retorno de 5 años tiende a presentar las máximas intensidades en el los ejes La Ceiba-Chorrerón en el Municipio Anzoátegui y La Peonía-Caño Benito en el Municipio San Juan Bautista (Figura 4.20)

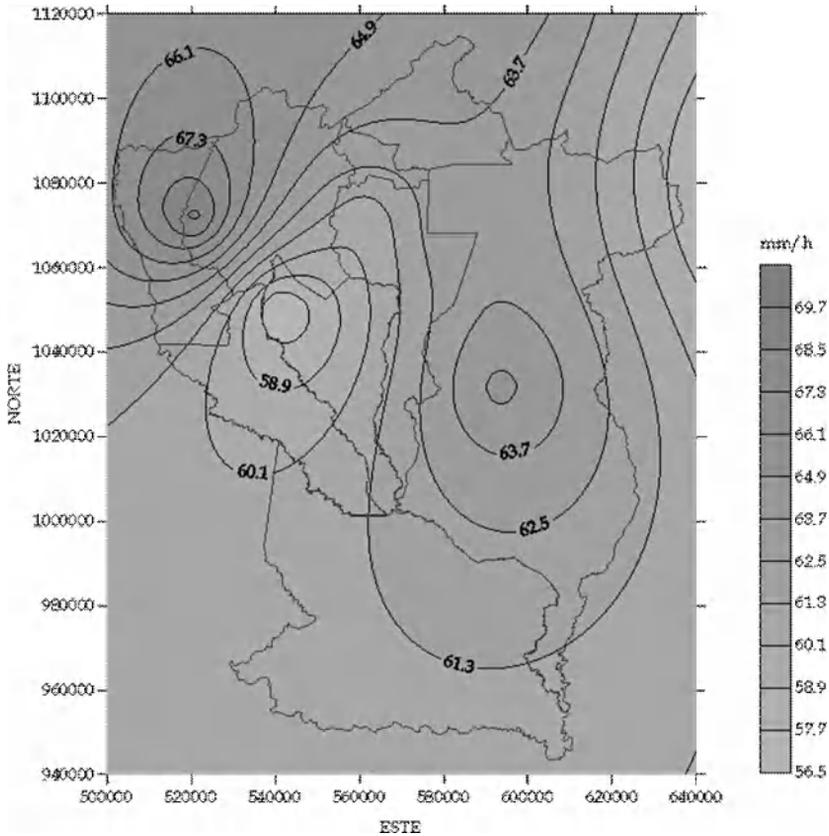


Figura 4.21. Isolíneas de intensidad de lluvia para una hora de duración y período de retorno de 10 años

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se empleó las estaciones indicadas en Cuadro 4.6 Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

Las tormentas máximas de una hora y 10 años de periodo de retorno tienen un patrón parecido al de la Figura 4.20, pero se observa un amplio núcleo de gran intensidad en el eje Caño Benito-La Cruz, en la Troncal T08 (vía hacia El Baúl) (Figura 4.21)

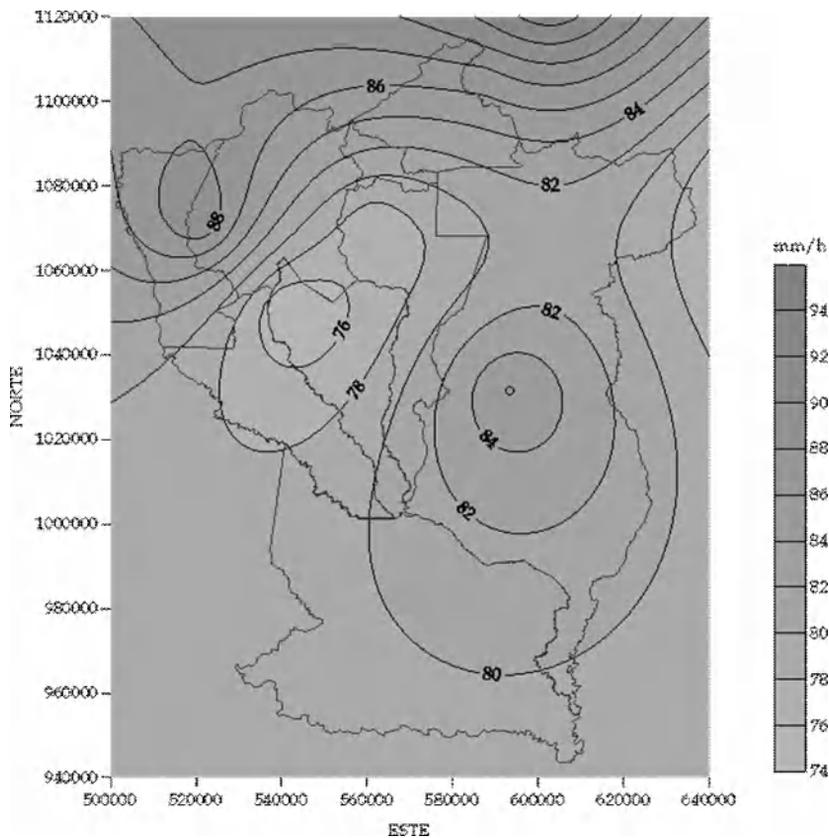


Figura 4.22. Isolíneas de intensidad de lluvia para una hora de duración y un período de retorno de 25 años

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se empleó las estaciones indicadas en Cuadro 4.6 Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

Las tormentas máximas de una hora y 25 años de periodo de retorno mantienen el patrón de la Figura 4.21. El eje Tinaquillo-Tocuyito presenta tormentas con más de $86 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$; su mayor intensidad se localiza cerca del sector La Yaguara, Carabobo (Figura 4.22)

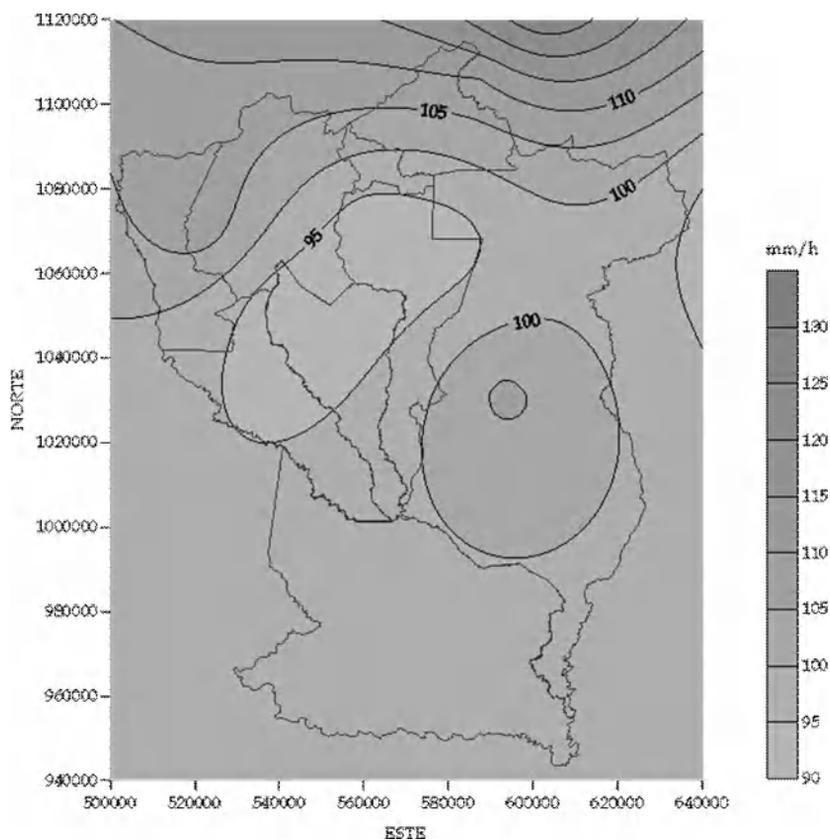


Figura 4.23. Isolíneas de intensidad de lluvia para una duración de una hora y período de retorno de 50 años

Nota: Método geostatístico de interpolación Kriging. Se empleó las estaciones indicadas en Cuadro 4.6 Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

Las tormentas máximas de 1 hora y 50 años de periodo de retorno mantienen el patrón de la Figura 4.22. El eje Tinaquillo-Tocuyito presenta las tormentas con mayor intensidad, superando los 110 mm.h^{-1} (Figura 4.23)

4.1.6.- Regionalización pluviométrica del Estado Cojedes

La falta de registros hidroclimáticos es uno de los principales problemas que afrontan los países en vías de desarrollo. Los equipos de medición suelen ser desmantelados o no existe presupuesto para reemplazarlos por sistemas automáticos. Venezuela, y en especial en el estado Cojedes, afrontan esta problemática desde hace mucho tiempo. Sin embargo, en los últimos años se ha desarrollado y aplicado técnicas estadísticas de agrupación avanzadas, como el análisis clúster, para definir zonas climatológicamente homogéneas. De esta manera, se extrapola las características climáticas de una estación a una región de interés (Paredes y Guevara, 2008).

Cojedes posee un régimen pluviométrico estacional. El periodo seco va de noviembre a abril, el lluvioso de mayo a octubre. Para identificar zonas homogéneas, se determinó la lámina anual acumulada durante los periodos seco y húmedo. Se empleó estaciones que cuentan con series pluviométricas largas durante el lapso 1970-1983 (período común). Se aplicó un análisis clúster jerárquico basado en el método de promedio entre grupos. Esta metodología sugiere que durante el periodo lluvioso se forman cuatro zonas (Figura 4.24), de acuerdo a los montos pluviométricos registrados:

- Zona 1: estaciones 2349, 2348, 2350, 2338 y 2316 (muy seco)
- Zona 2: estaciones 2358 y 2336 (seco)
- Zona 3: estaciones 2308, 1397 y 2331 (húmedo)
- Zona 4: estación 1368 (muy húmedo)

Durante el periodo seco, la zonificación queda como sigue (Figura 4.25):

- Zona 1: estaciones 2331 y 1368 (muy seco)
- Zona 2: estaciones 2336, 2358, 1397, y 2316 (seco)
- Zona 3: estaciones 2350, 2348, 2349, y 2338 (húmedo)
- Zona 4: estación 2308 (muy húmedo)

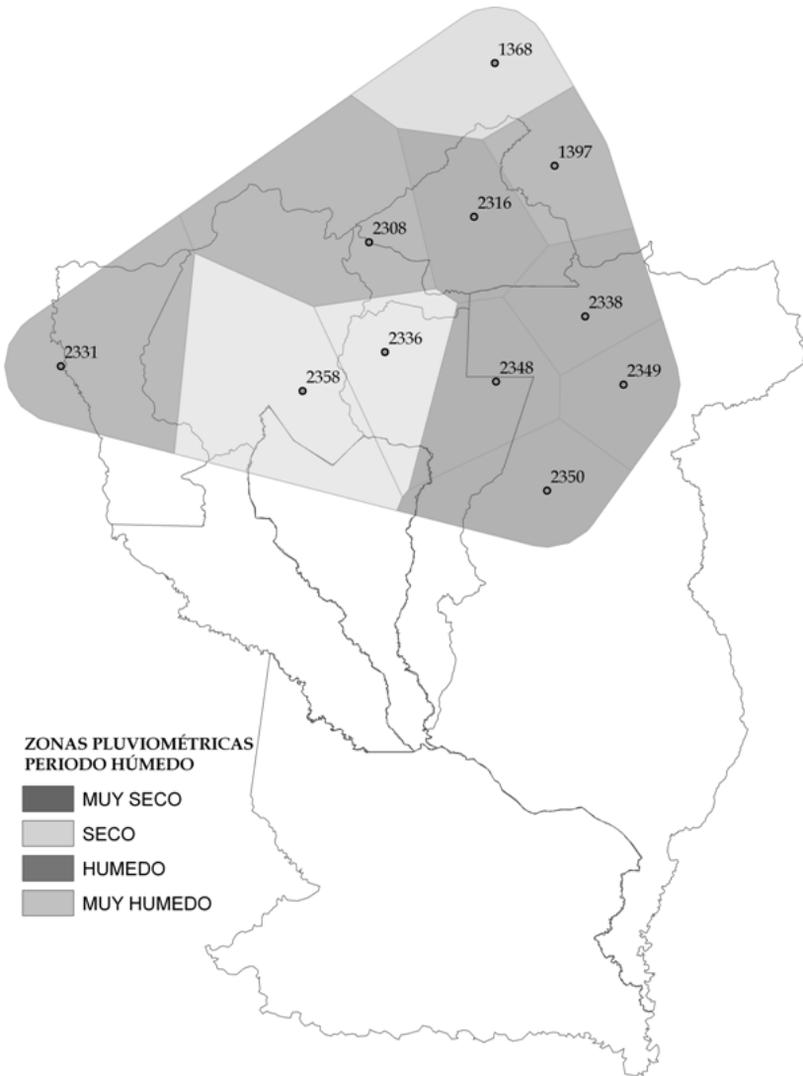


Figura 4.24. Zonas pluviométricamente homogéneas en el estado Cojedes durante el periodo húmedo (mayo a octubre).

Nota: Áreas de influencia de las estaciones estimadas a través del método de los polígonos de Thiessen. Se advierte que estas zonas son aproximaciones, pues la zona se caracteriza por un relieve de colinas y montañas, lo que limita la generalización en base a los polígonos de Thiessen.

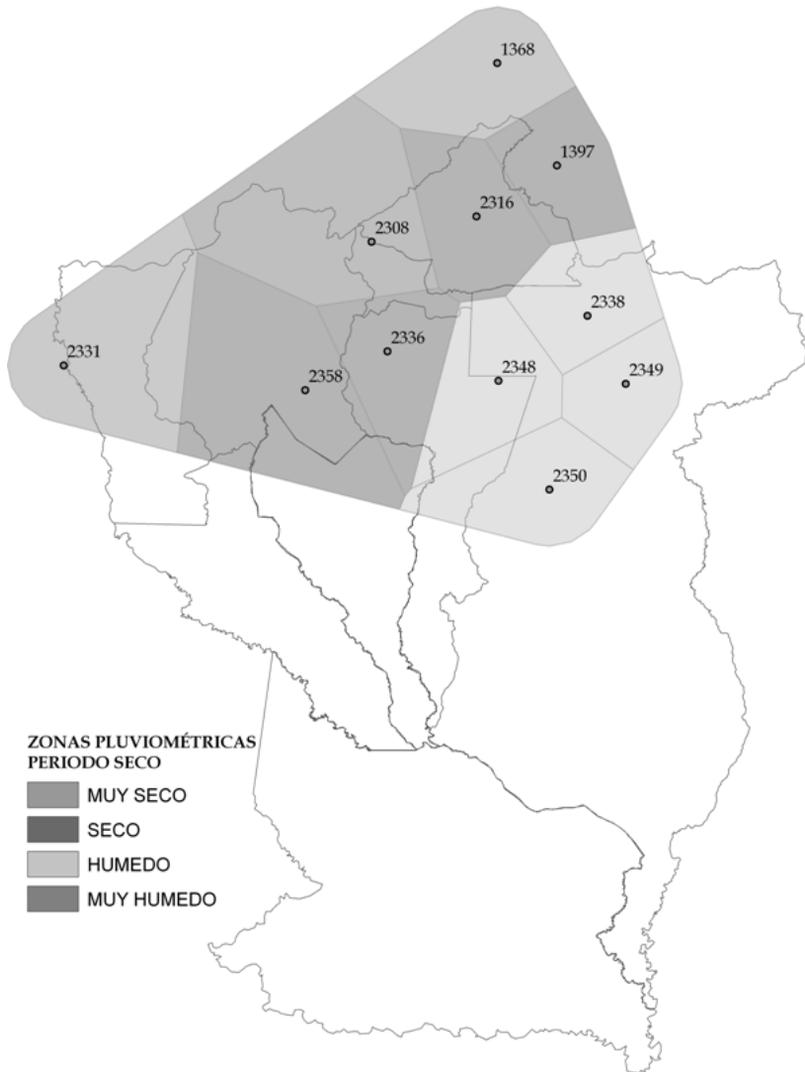


Figura 4.26. Zonas pluviométricamente homogéneas en el estado Cojedes durante el periodo seco (noviembre a abril).

Nota: Áreas de influencia de las estaciones estimadas a través del método de los polígonos de Thiessen. Se advierte que estas zonas son aproximaciones, pues la zona se caracteriza por un relieve de colinas y montañas, lo que limita la generalización en base a los polígonos de Thiessen.

El escaso número de estaciones disponibles limitó la regionalización a una zona de aproximadamente 7000 km². No se debe considerar una homogeneidad perfecta pues la zona tiene un relieve de montaña y colinas altas (ver Figura 1.2), lo que hace suponer que existen importantes variaciones en la cantidad y distribución de los montos pluviométricos como consecuencia del efecto orográfico.

4.2.- Evaporación y evapotranspiración

4.2.1.- Calidad de la información de evaporación de tina

Los registros mensuales de evaporación de tina disponible en Cojedes, tiene un coeficiente de variación pequeño, por debajo del 25%, indicando que es un elemento climático estable. La OMM (1992) considera que este elemento debe ser caracterizado con series temporales que tengan por lo menos 10 años continuos.

Cojedes tiene tres estaciones climatológicas operadas por el MinAmb que registran evaporación de tina. Éstas se localizan al Norte del Estado. Para tener una primera aproximación de este elemento, se consideran algunas estaciones vecinas: La Morena [2335], San Carlos-UNELLEZ [2311], Las Majaguas [2334], Guataparo Dique [1359], Pao Oficina [2349] y Valencia San Luis [1387], que una red de estaciones que cumplen con los criterios de calidad establecidos por la OMM.

4.2.2.- Régimen evaporimétrico y distribución espacial de la evaporación de tina

La evaporación de tina en Cojedes sigue un patrón estacional. No existe un mes común a todas las estaciones donde ocurra el mínimo evaporimétrico; sin embargo, el máximo se da en marzo. Los registros más altos se observan entre enero y abril, durante el invierno astronómico del Hemisferio Norte. El mínimo, se da durante la temporada de lluvias. Este comportamiento sugiere una relación de causalidad entre las lluvias y la ocurrencia de la

evaporación mínima.

En términos generales, la evaporación de tina anual en el Estado varía entre 1800 y 2150 mm. Los valores más altos ocurren en la zona de montaña, al Norte de los municipios Falcón y Pao San Juan Bautista (Figura 4.27)

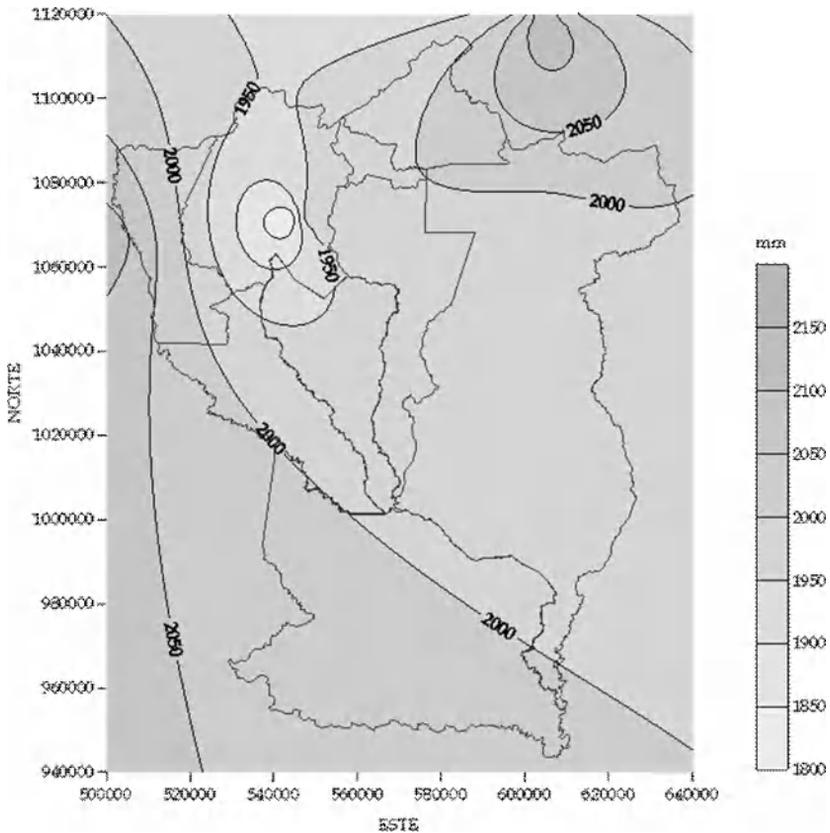


Figura 4.27. Isopletas media anual para el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

Durante el mes de enero los valores más bajos de evaporación de tina ocurren en el eje San Carlos-Pao Oficina, variando entre 170 y 183 mm.mes^{-1} . En el resto del Estado la evaporación supera los 185 mm.mes^{-1} . Los máximos se observan en el flanco Oeste del Municipio Anzoátegui (Figura 4.28)

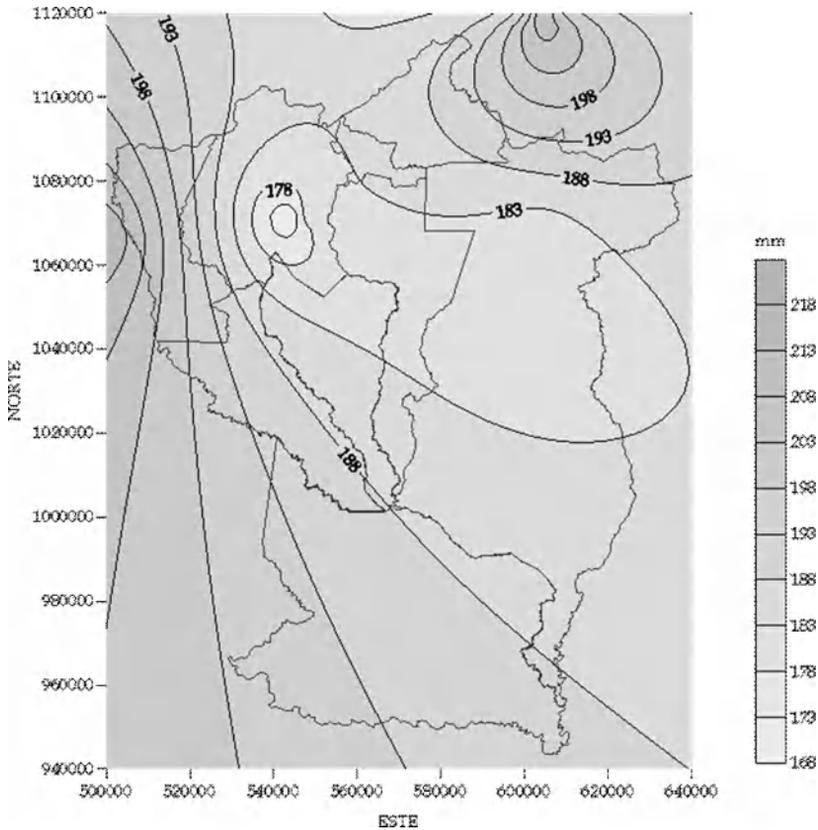


Figura 4.28. Isopletas media para el mes de enero en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

En febrero la evaporación de tina se mantiene baja en el eje San Carlos-Pao Oficina; el rango aumenta ligeramente entre 190 y 200 mm.mes^{-1} . Dos franjas con valores altos de evaporación se establecen al noreste del Municipio Falcón y norte del Municipio Pao San Juan Bautista, y extremo oeste del Municipio Anzoátegui (Figura 4.29).

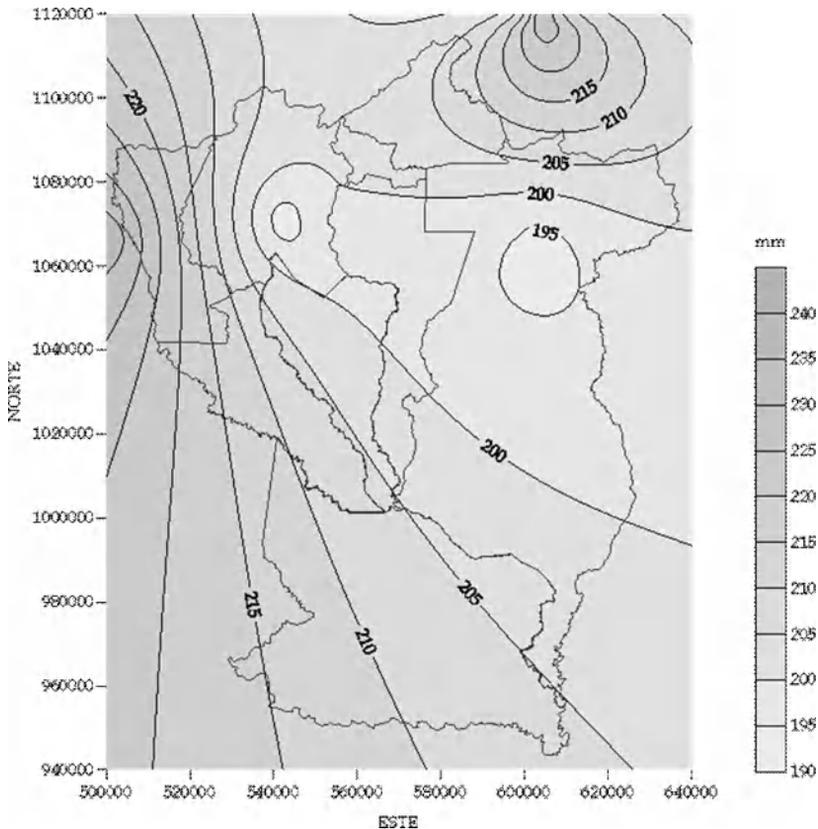


Figura 4.29. Isopletas media para el mes de febrero en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

En marzo se forman dos pequeños núcleos sobre la ciudad de San Carlos y Pao Oficina con valores de evaporación relativamente baja. Los máximos se dan en la serranía situada al noreste de Cojedes y en el límite del Municipio Anzoátegui con el Estado Portuguesa (Figura 4.30)

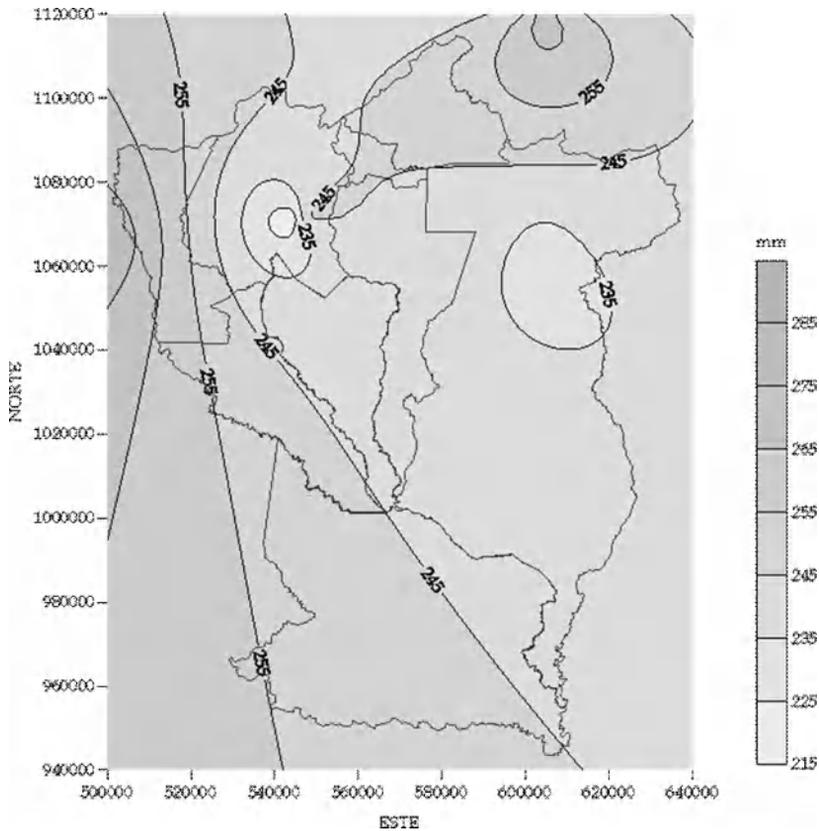


Figura 4.30. Isopletas media del mes de marzo en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

Durante el mes de abril la mayor parte del estado Cojedes tiene una evaporación de tina superior a 195 mm.mes⁻¹. Se forma un pequeño núcleo con valores superiores a los 200 mm.mes⁻¹ al norte del Municipio Tinaco (Figura 4.31)

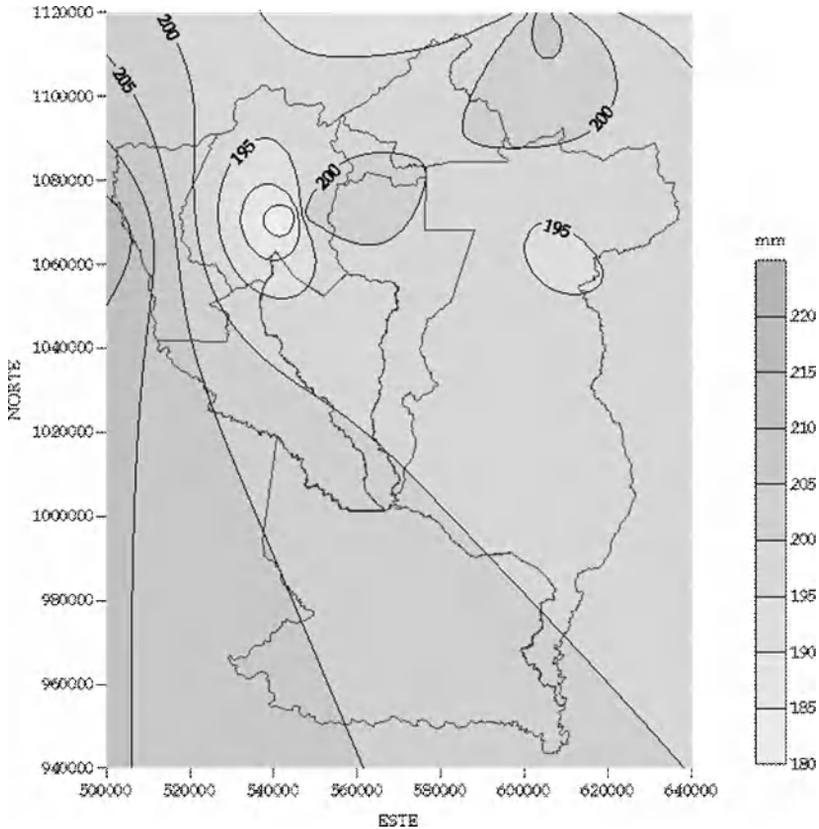


Figura 4.31. Isopletas media del mes de abril en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

En el mes de mayo se presenta sobre la ciudad de San Carlos un pequeño núcleo con valores de evaporación menores a 145 mm.mes⁻¹. En el resto del Estado, la distribución es homogénea, con valores que van de 148 a 160 mm.mes⁻¹ (Figura 4.32).

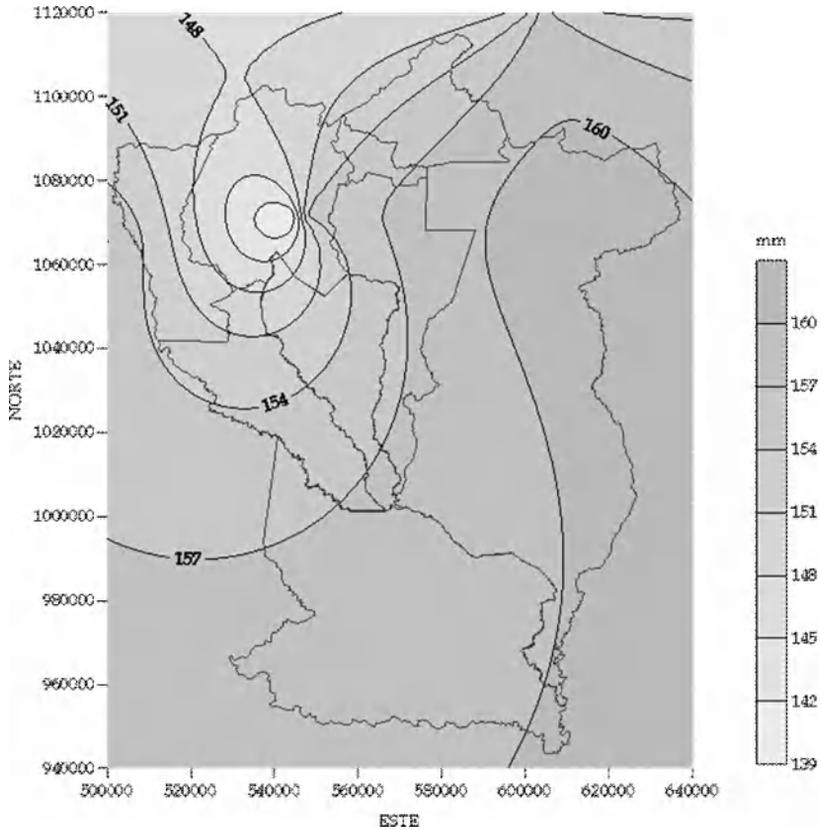


Figura 4.32. Isopletas media del mes de mayo en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

Junio se caracteriza por una degradación del núcleo de evaporación, que durante los meses anteriores se situaba sobre la ciudad de San Carlos. Una amplia región que abarca los municipios San Carlos, Anzoátegui y el norte de Rómulo Gallegos y Ricaurte tiene valores menores que 132 mm.mes^{-1} (Figura 4.33).

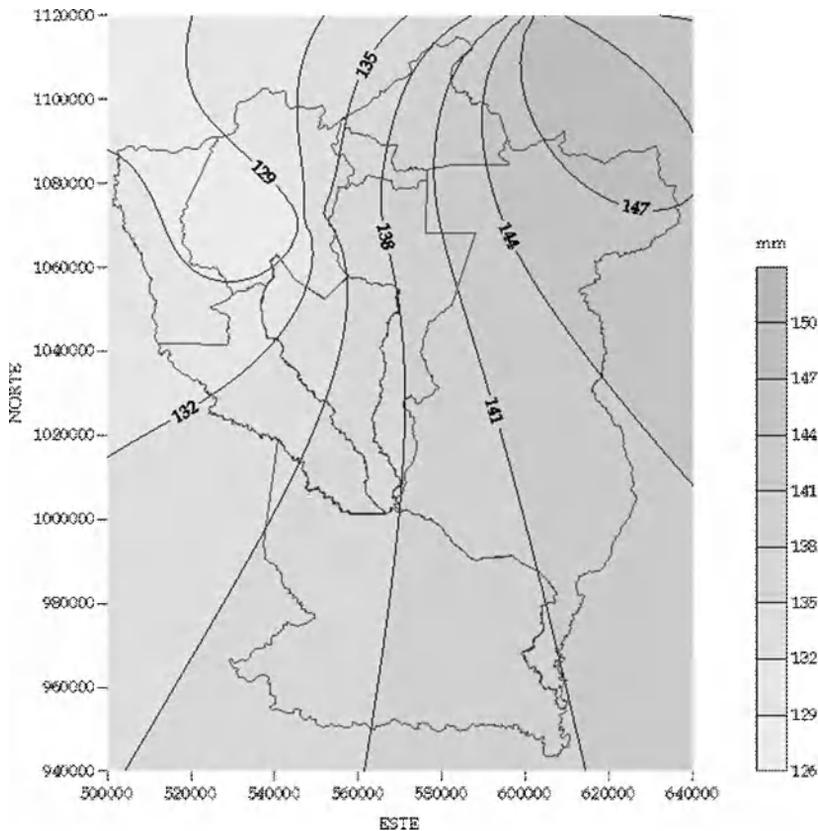


Figura 4.33. Isopletas media del mes de junio en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

El patrón espacial de las isopletas de junio se mantiene durante el mes de julio. Se restablece el núcleo de valores bajos sobre San Carlos (Figura 4.34).

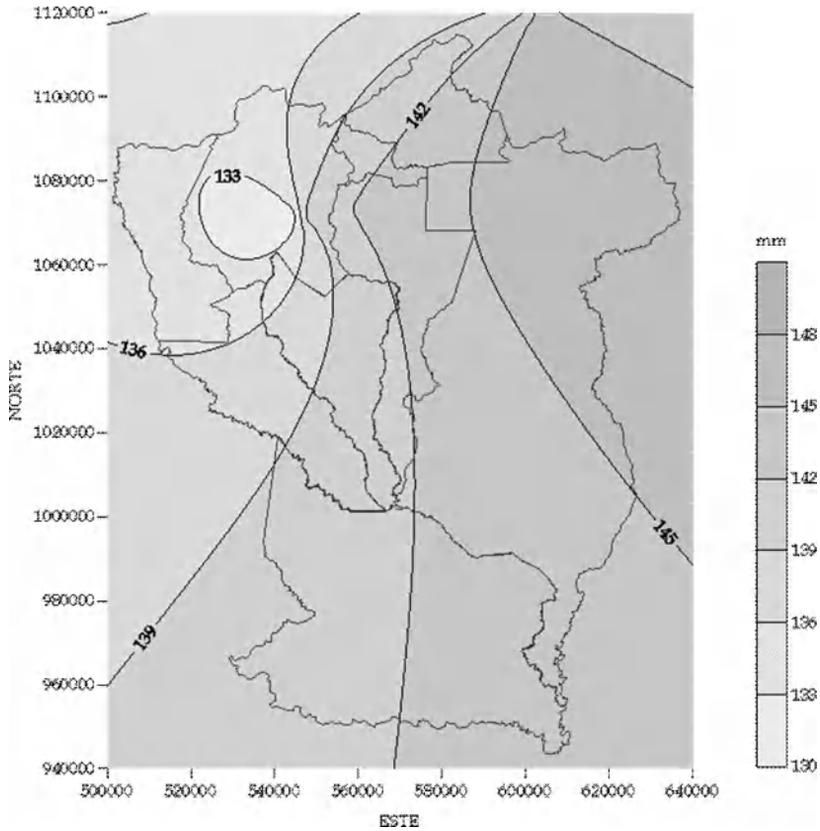


Figura 4.34. Isopletas media del mes de julio en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

En el mes de agosto la evaporación muestra gran homogeneidad espacial. Las pérdidas oscilan entre 131 y 146 mm.mes⁻¹. El mínimo ocurre en las inmediaciones de la ciudad de San Carlos (Figura 4.35).

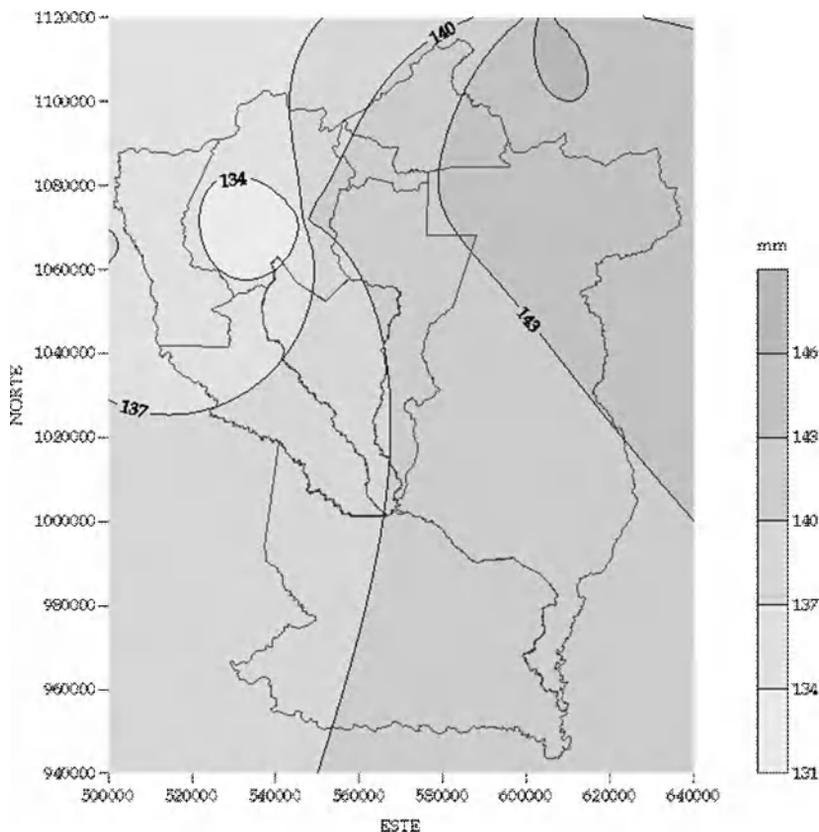


Figura 4.35. Isopletas medias del mes de agosto en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

Durante septiembre la evaporación de tina disminuye en todo el Estado Cojedes. San Carlos aún conserva el núcleo de valores bajos. Sobre la estación Pao Oficina se establece un nuevo núcleo de alta evaporación, con más de 143 mm.mes^{-1} (Figura 4.36).

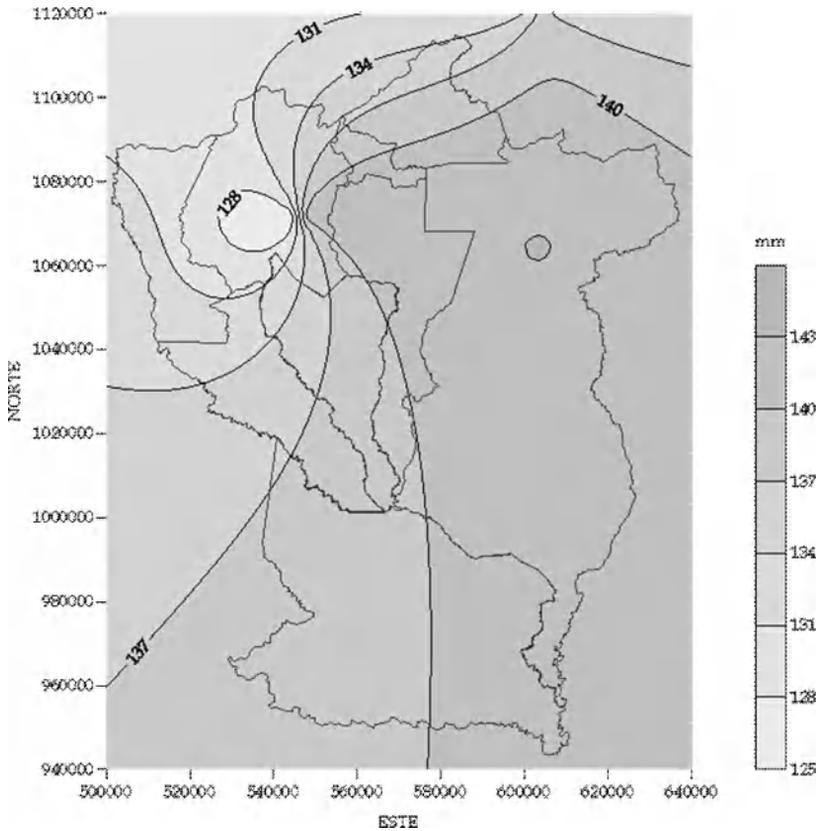


Figura 4.36. Isopletas media del mes de septiembre en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

A juzgar por la magnitud de las isopletras, en octubre ocurre un ligero incremento de la evaporación con respecto al mes anterior. Se sigue manteniendo el núcleo de valores bajos sobre San Carlos (Figura 4.37).

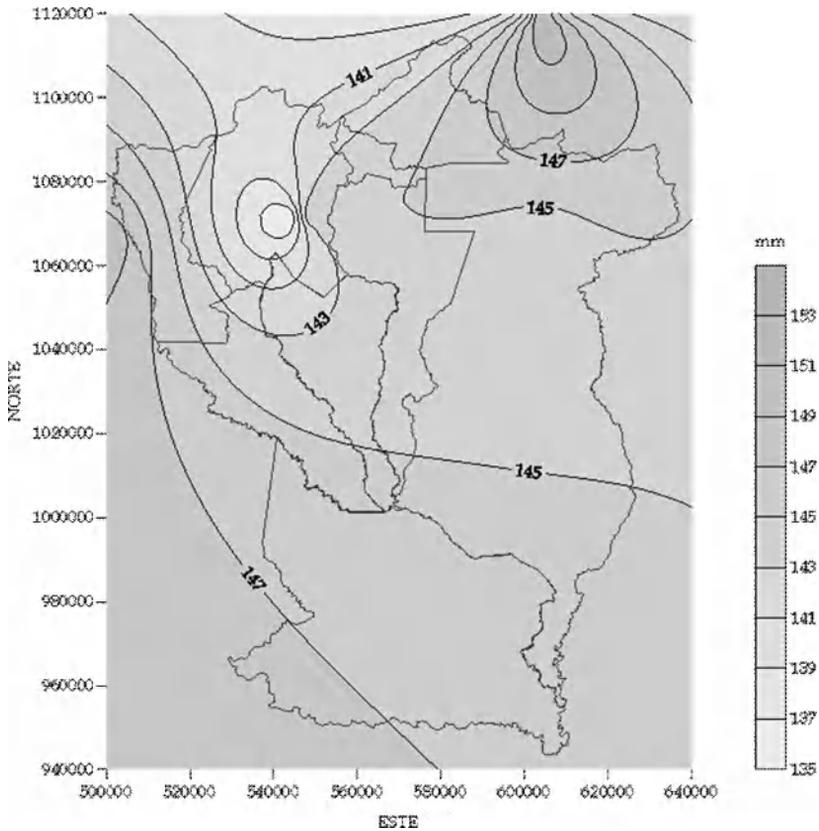


Figura 4.37. Isopletras media del mes de octubre en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

En el mes de noviembre se observa una gran variabilidad espacial de la evaporación. Se identifican dos núcleos de baja evaporación, sobre las estaciones San Carlos y Pao Oficina, con valores inferiores a 138 mm.mes^{-1} (Figura 4.38)

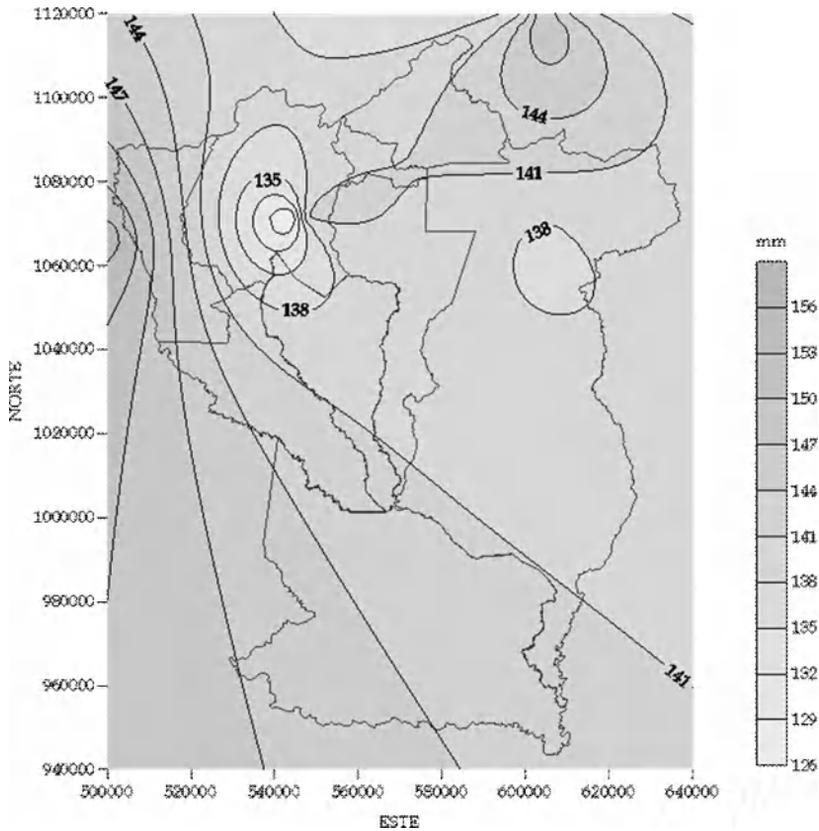


Figura 4.38. Isopletas media del mes de noviembre en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

En diciembre se incrementa la evaporación de tina, aunque se mantiene el núcleo de baja evaporación sobre la estación San Carlos, con valores menores a 146 mm.mes^{-1} (Figura 4.39)

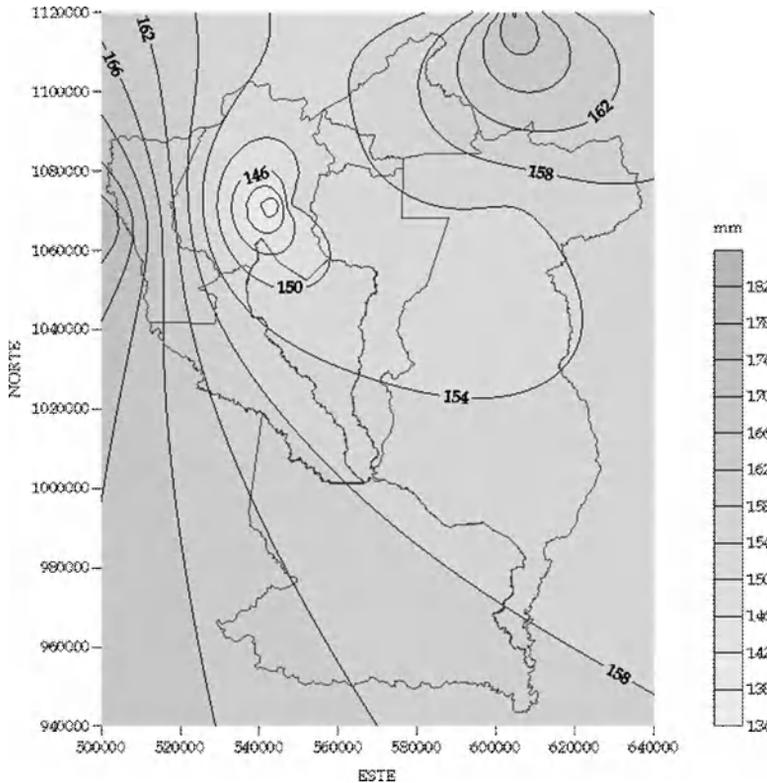


Figura 4.39. Isopletas media del mes de diciembre en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19

En marzo ocurre la máxima intensidad solar ($2 \text{ Ly} \cdot \text{min}^{-1}$) y el menor rango anual de intensidad solar (diferencia entre el máximo y mínimo de intensidad solar $\cong 0.33$). Desde el punto de vista astronómico, se produce el equinoccio de primavera (21 de marzo); los rayos solares inciden casi perpendicularmente sobre Cojedes. Esta conjunción de eventos hace que la energía incidente permanece prácticamente constante durante el día, provocando una mayor evapotranspiración (UCV, 1993).

4.2.3.- Generalidades sobre la evapotranspiración potencial

La Evapotranspiración Real (ETR) se refiere a la pérdida de agua por evaporación del suelo y transpiración de la vegetación. Si la disponibilidad de agua no es una limitante, la evapotranspiración recibe el nombre de Evapotranspiración Potencial (ETP).

La ETR se mide sobre el terreno empleando un lisímetro o evapotranspirómetro. Estos equipos tienen un costo elevado de adquisición y operación; por ello, la información sobre la ETR en Venezuela es muy escasa. Existen varias metodologías para estimar la ETP y ETR en función de elementos climáticos de fácil medición. Los métodos más difundidos son los de: Penman, Thornthwaite, Blaney y Criddle, Hargreaves, Linacre y el método de García y López (UCV, 1994).

El MinAmb en Cojedes no dispone de lisímetros; sin embargo, se puede tener una primera aproximación de la ETP empleando el método de Thornthwaite (ver apartado 3.5.4.2). Este método requiere únicamente los valores medios mensuales de temperatura, precipitación, capacidad de almacenamiento del suelo y la latitud del sitio de interés.

4.3.-Temperatura y humedad relativa

4.3.1.- Calidad de la información de temperatura y humedad atmosférica de Cojedes

En Cojedes la temperatura y la humedad relativa son elementos del clima bastante estables; el coeficiente de variación mensual no supera el 25%. Por esta razón, se puede caracterizar con series temporales de 10 años continuos (Guttman, 1998).

La humedad atmosférica sólo se mide en la estación 2311. En cuanto a temperatura, las estaciones 2311 y 2349 tienen series con más de 10 años de mínimos y máximos de temperatura mensual. Las series de temperatura media mensual presentan un altísimo porcentaje de datos faltantes. Estas limitaciones obligan

a considerar algunas estaciones ubicadas en los estados vecinos.

4.3.2.- Régimen térmico y distribución espacial de la temperatura en el Estado

La temperatura en Cojedes aumenta durante el invierno astronómico y disminuye gradualmente en el verano astronómico. Se observan sutiles diferencias en la amplitud térmica entre un lugar y otro. La temperatura máxima incide significativamente en la amplitud térmica, especialmente durante el invierno astronómico (Figuras 4.40 a 4.48). Los años muy calientes coinciden con la ocurrencia de fuertes eventos El Niño. La temperatura media anual en Cojedes varía entre 25.6 y 27.6 °C. Las regiones más frías se localizan en las serranías de los municipios Falcón, San Carlos, Lima Blanco, Pao San Juan Bautista y Anzoátegui. En el centro y Sur de Cojedes la temperatura media anual supera los 27 °C. Estos contrastes se deben en gran medida al relieve; en las zonas bajas el aire se comprime incrementando su temperatura, en las altas se enfría por expansión adiabática. En líneas generales, la temperatura media anual disminuye en dirección Cojedes-Carabobo y Cojedes-Yaracuy (Figura 4.47).

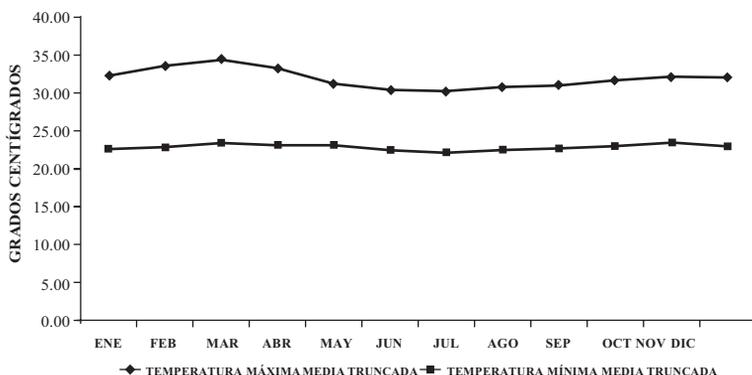


Figura 4.40. Régimen térmico en la estación Las Majaguas. Período 1963-1983.

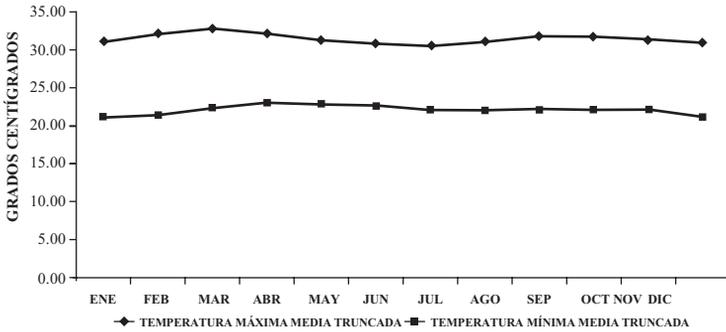


Figura 4.41. Régimen térmico en la estación Central Matilde. Período 1972-1989.

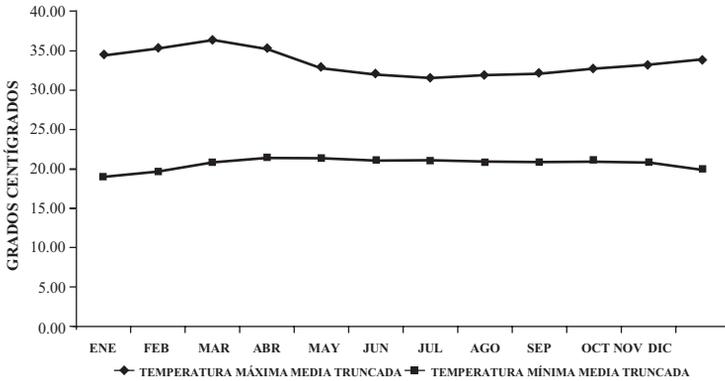


Figura 4.42. Régimen térmico en la estación Pao Oficina. Período 1971-1984.

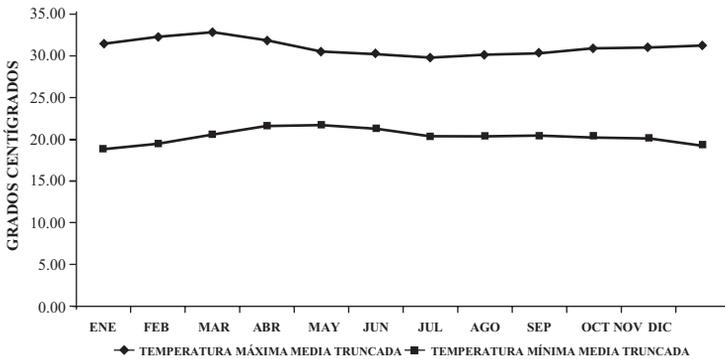


Figura 4.43. Régimen térmico en la estación Valencia San Luis. Período 1970-1983.

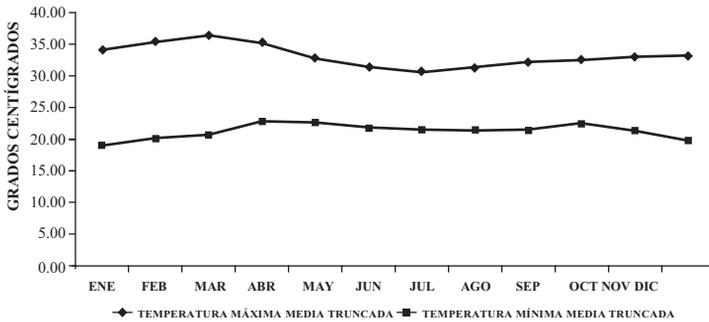


Figura 4.44. Régimen térmico en la estación San Carlos-UNELLEZ. Período 1981-1990.

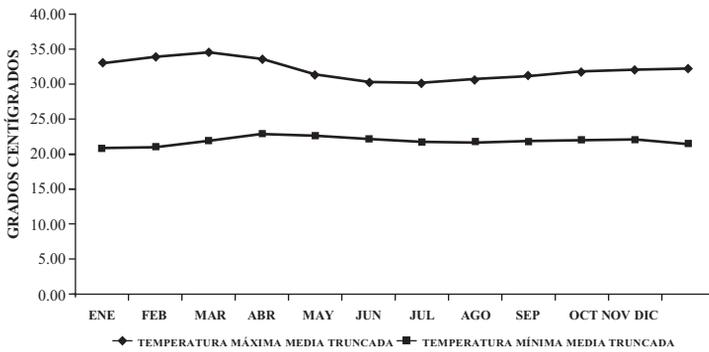


Figura 4.45. Régimen térmico en la estación Colonia Turén. Período 1957-1987.

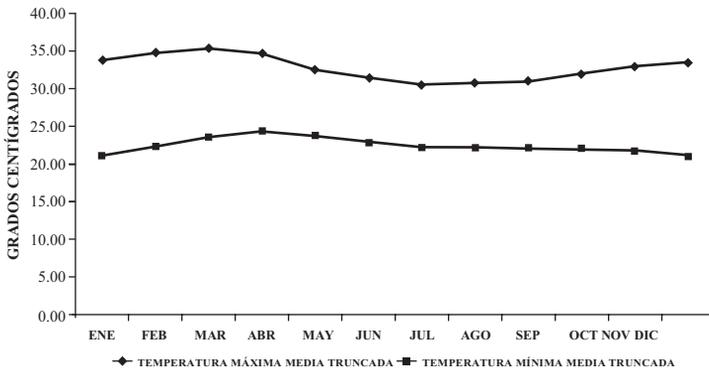


Figura 4.46. Régimen térmico en la estación Río Verde. Período 1967-1977.

El patrón de isotermas anuales en Cojedes no revela núcleos calientes o fríos; sin embargo, sugieren la existencia de un núcleo frío en el estado Carabobo y uno caliente en Portuguesa. Probablemente, estos núcleos forman un sistema sinóptico que genera vientos de superficie entre con una dirección preva- leciente Noreste-Este (Figura 4.47)

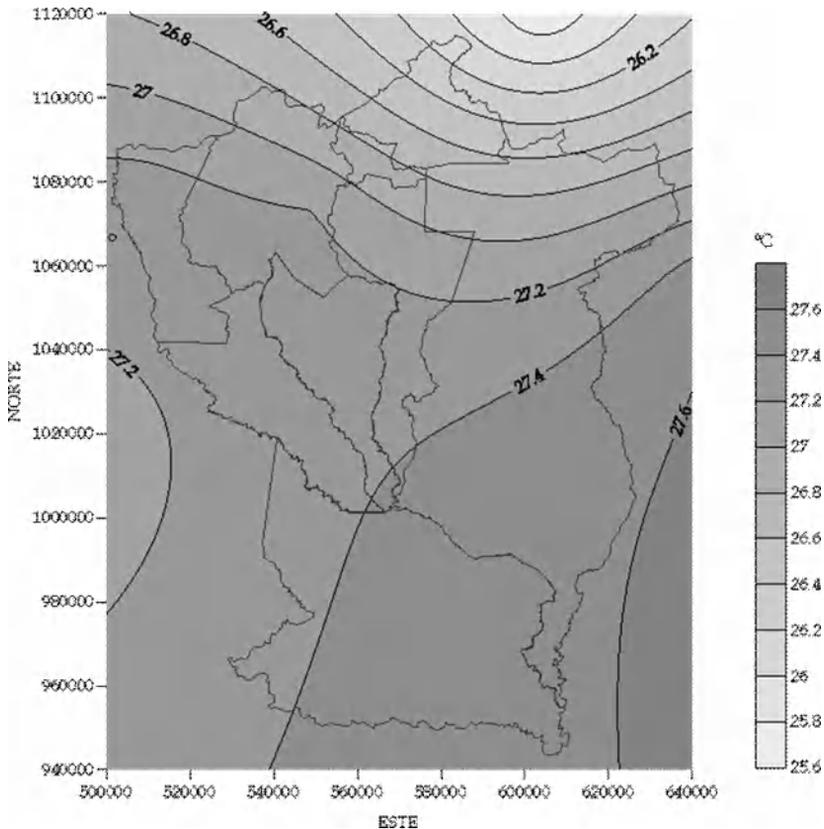


Figura 4.47. Isotermas medias anuales en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

Durante el mes de enero, las isotermas muestran la formación de un núcleo caliente sobre el poblado Apartaderos en el Municipio Anzoátegui (con más de 27°C). En el resto del Estado, se observa un incremento de la temperatura del aire en sentido Norte-Sur, siendo el extremo Sureste el más caliente (Figura 4.48)

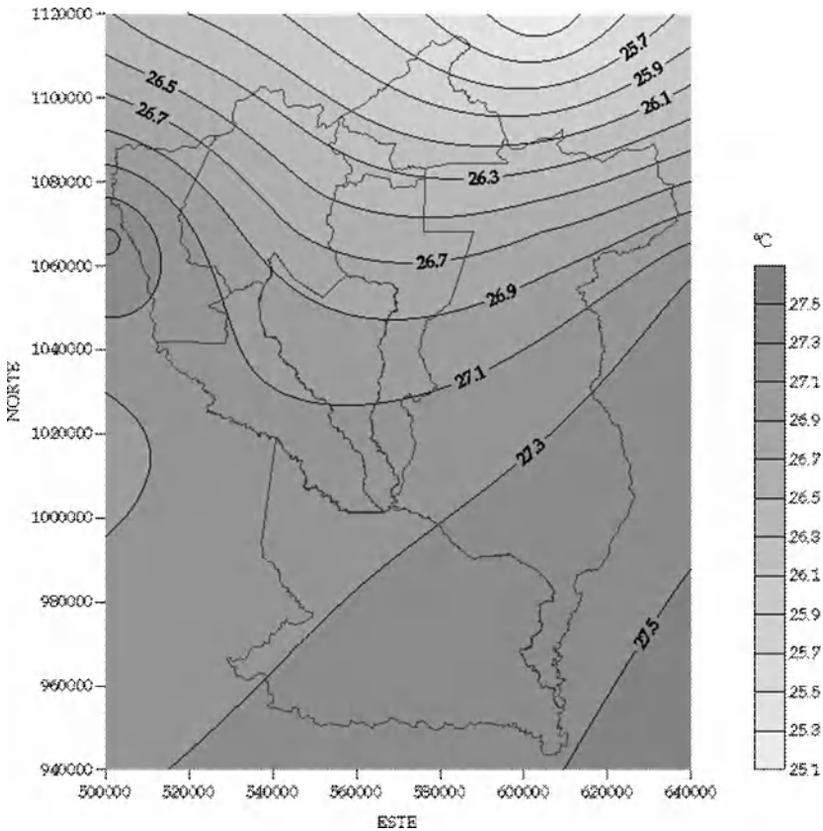


Figura 4.48. Isotermas medias del mes de enero en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

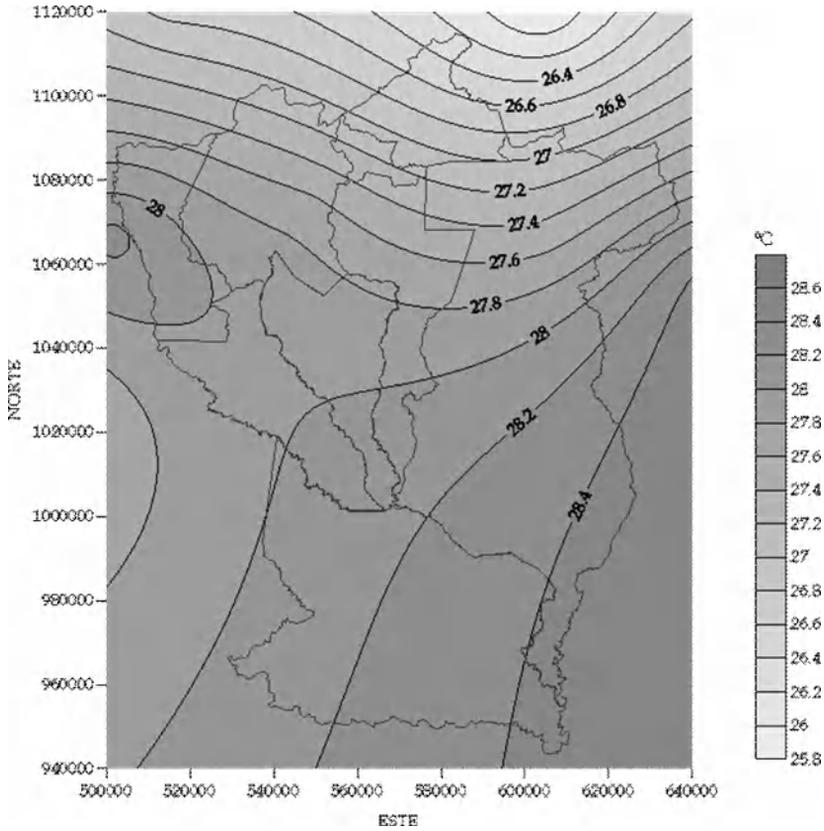


Figura 4.49. Isotermas medias de mes de febrero en el estado Cojedes.

Nota: Método geostatístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

La distribución espacial de la temperatura en el mes de febrero es similar al de enero. La extensión del núcleo caliente sobre Apartadero tiende a incrementar, alcanzando incluso las inmediaciones del poblado Camoruco. En general, la temperatura media aumenta levemente con respecto a enero (Figura 4.49)

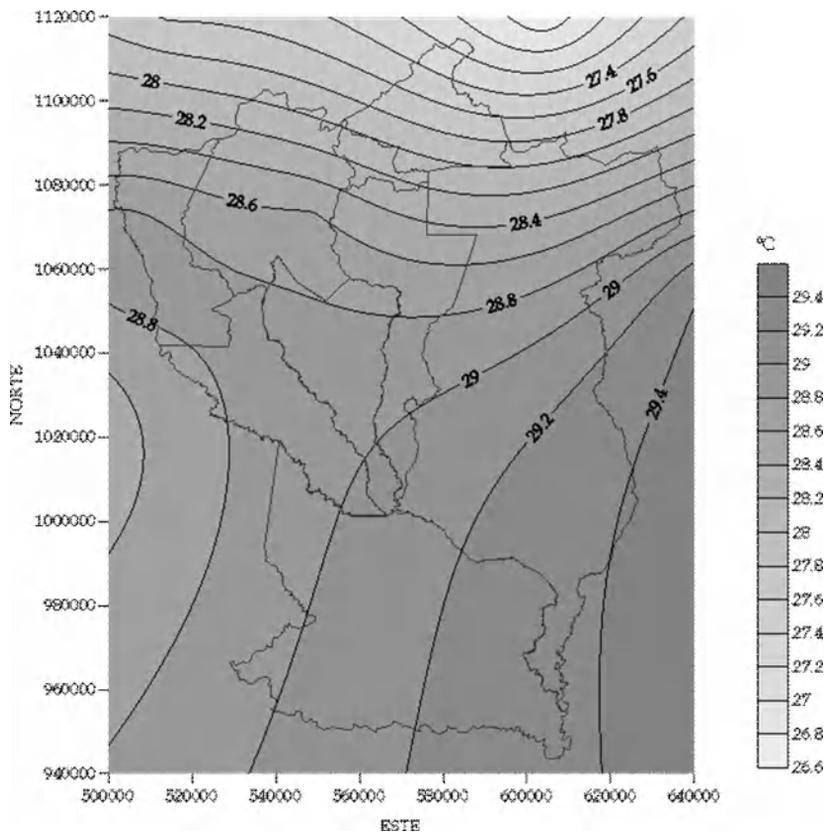


Figura 4.50. Isotermas medias del mes de marzo en el estado Cojedes.

Nota: Método geostatístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

En marzo, se mantiene en todo el Estado el incremento de temperatura iniciado en febrero. Al sur de la Troncal T005 la temperatura es superior a los 28.5 °C. La más alta ocurre en los poblados limítrofes con el estado Guárico (Figura 4.50)

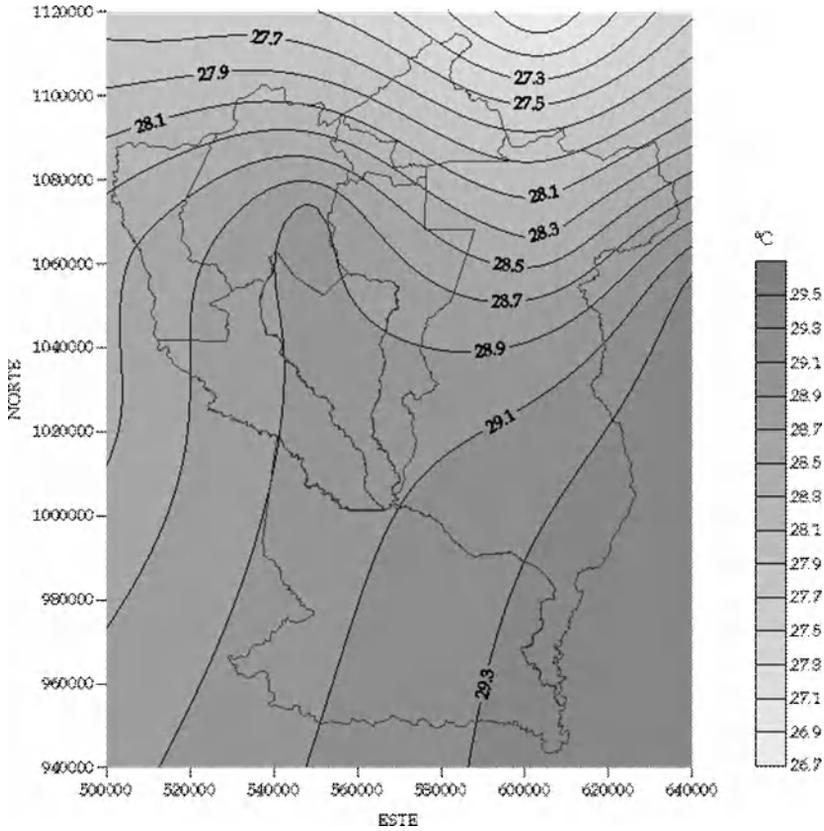


Figura 4.51. Isotermas medias del mes de abril en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

Durante el mes de abril, se forma una franja de alta temperatura en el eje San Carlos-Galeras de El Baúl. En general, la temperatura aumenta en dirección Norte-Sur (Figura 4.51)

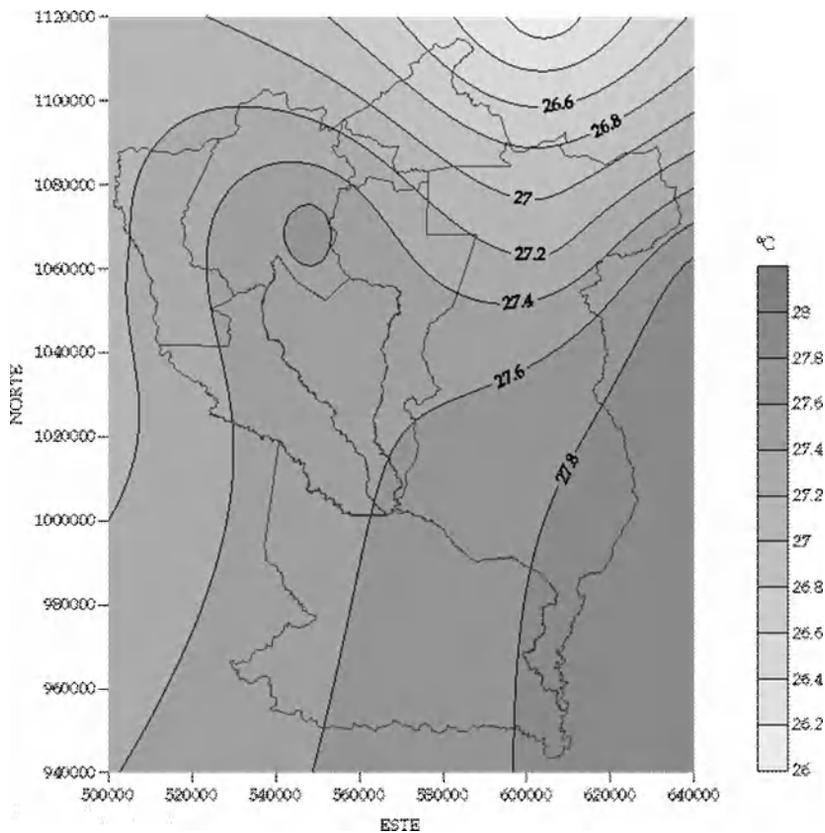


Figura 4.52. Isotermas medias del mes de mayo en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

En mayo, un núcleo caliente bien definido se sitúa sobre San Carlos, con una temperatura cercana a los 27.6 °C, alrededor se registra 27.4 °C. Esto sugiere la ocurrencia de brisas suaves proveniente de las serranías de Manrique (Figura 4.52)

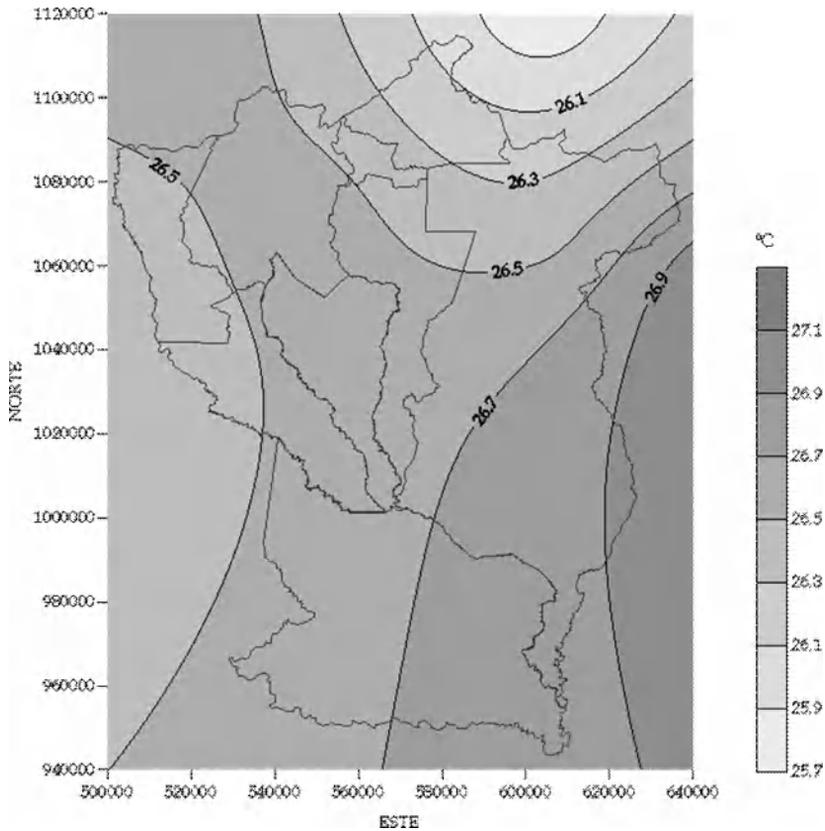


Figura 4.53. Isotermas medias del mes de junio en el estado Cojedes.

Nota: Método geostatístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

En el mes de junio se inicia una disminución de la temperatura en todo el Estado, en especial, en el flanco Noreste y Oeste. En los municipios Tinaco, San Carlos y Rómulo Gallegos el enfriamiento del aire es menos pronunciado (Figura 4.53)

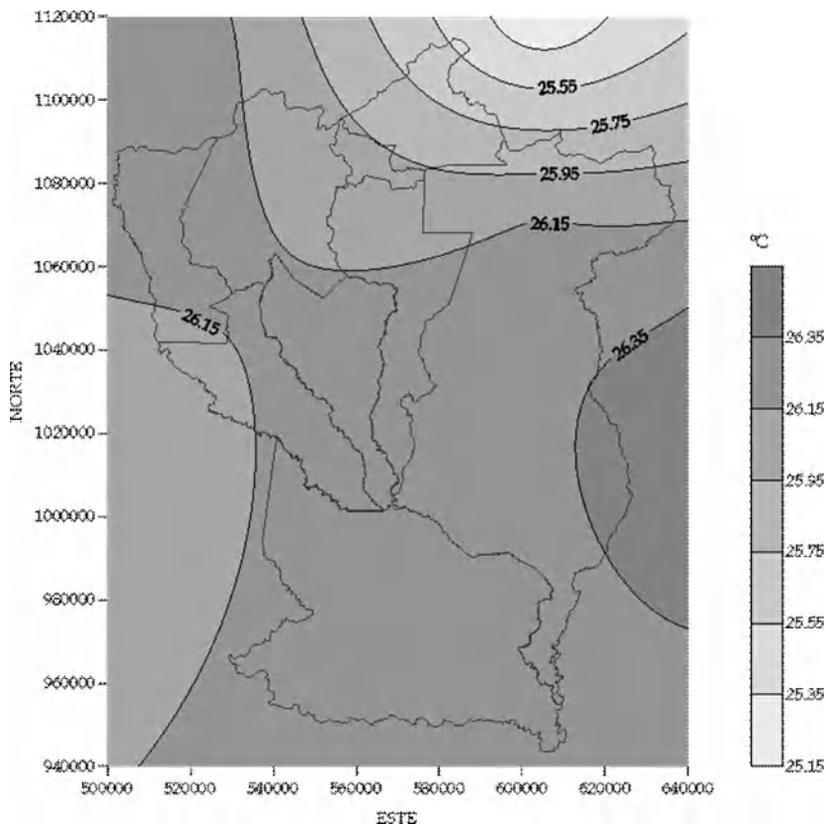


Figura 4.54. Isotermas medias del mes de julio en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

El patrón térmico del mes de julio es semejante al de junio. El enfriamiento continúa en todo el Estado, pero aún permanece caliente una franja ubicada al sureste, adyacente al estado Guárico (Figura 4.54)

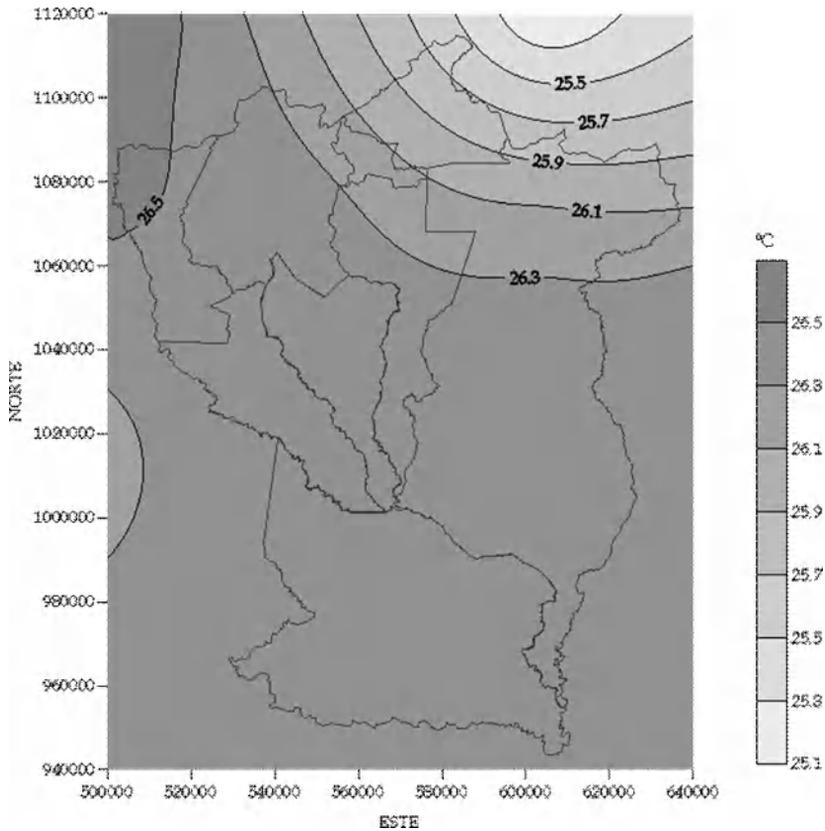


Figura 4.55. Isotermas medias del mes de agosto en el estado Cojedes.

Nota: Método geostadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

Durante el mes de agosto se da un calentamiento diferencial. Una franja caliente se introduce al Norte del municipio Anzoátegui, no obstante, los municipios Falcón, Lima Blanco, y Norte de Pao San Juan Bautista permanecen relativamente fríos (Figura 4.55)

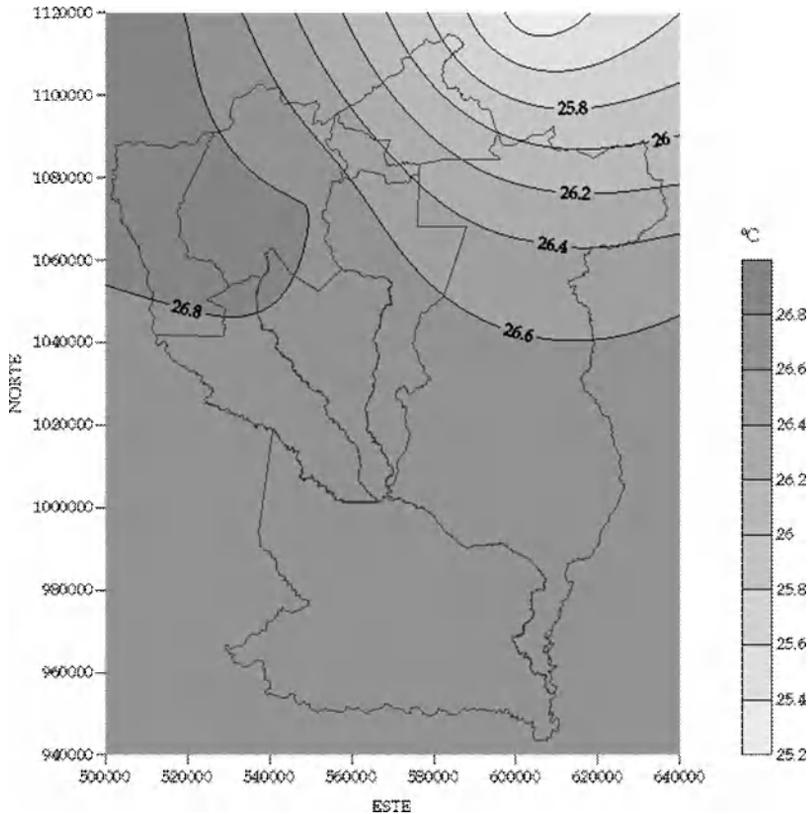


Figura 4.56. Isotermas medias del mes de septiembre en el estado Cojedes.

Nota: Método geostatístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

En el mes de septiembre, todo el Estado comienza a calentarse. El cinturón caliente formado en agosto se sitúa sobre gran parte de los municipios Anzoátegui y San Carlos; el resto del Estado se calienta gradualmente (Figura 4.56)

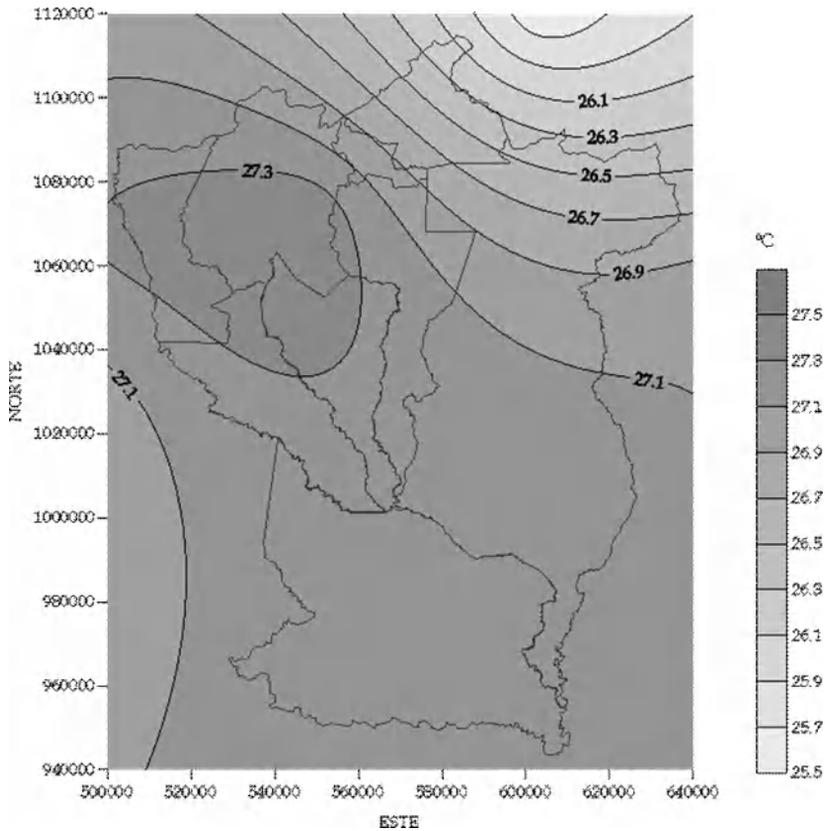


Figura 4.57. Isotermas medias del mes de octubre en el estado Cojedes.

Nota: Método geostatístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

En el mes de octubre, un núcleo caliente abarca parte de los municipios San Carlos, Anzoátegui y Rómulo Gallegos. Aparentemente, este núcleo se genera por la contracción de banda caliente formada en agosto sobre esta región (Figura 4.57)

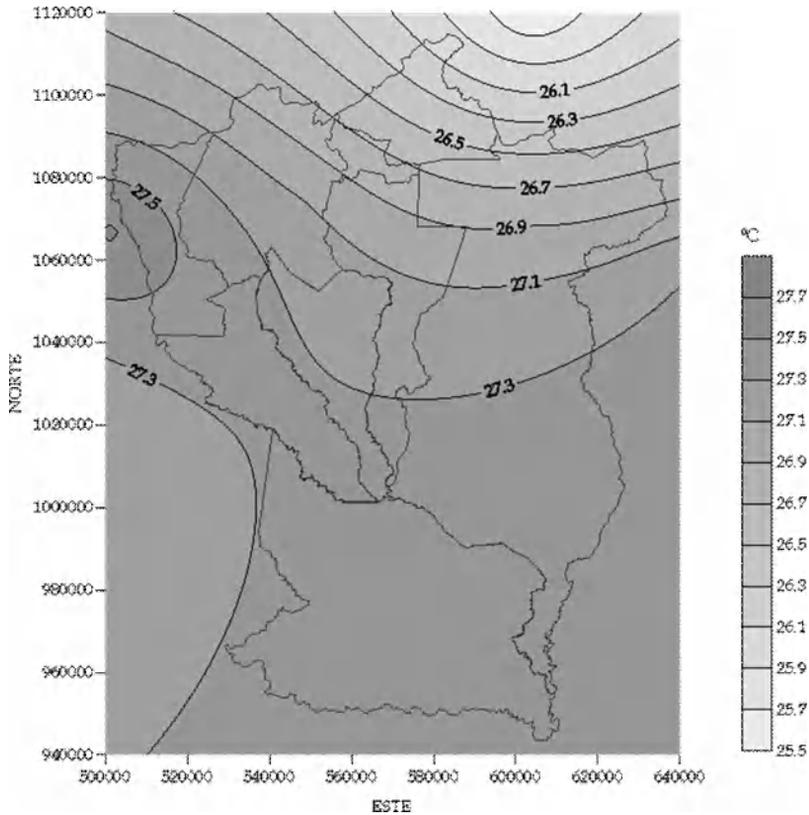


Figura 4.58. Isotermas medias del mes de noviembre en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

El núcleo caliente que caracteriza al mes de octubre, se debilita en noviembre y se concentra sobre el embalse Las Majaguas. En este mes, prácticamente todo el Estado posee temperaturas superiores a los 26 °C (Figura 4.58)

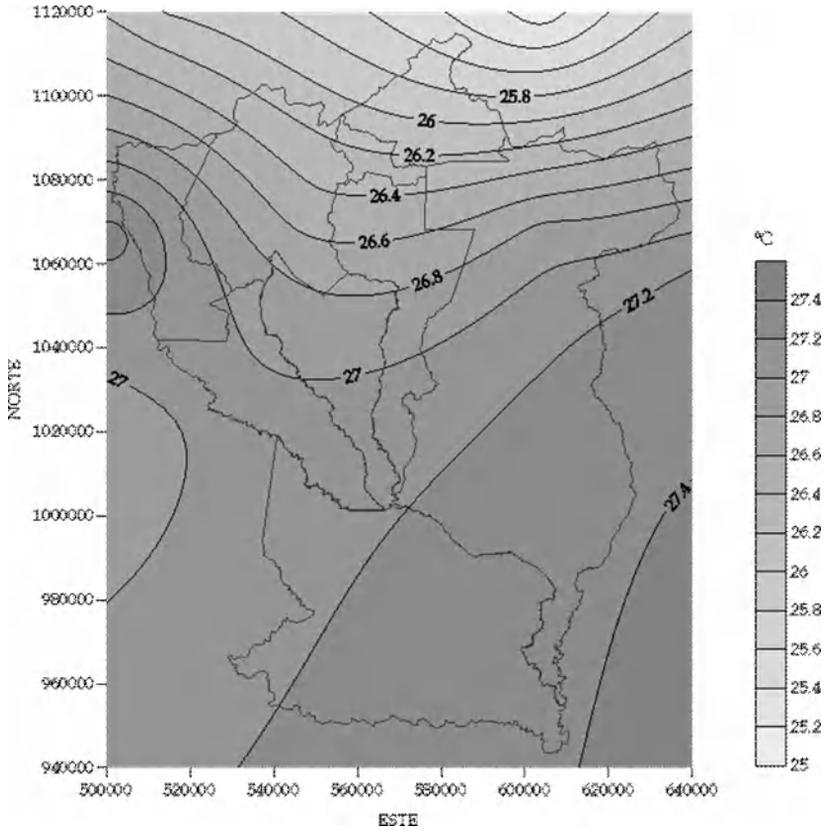


Figura 4.59. Isotermas medias del mes de diciembre en el estado Cojedes.

Nota: Método geostatístico de interpolación Kriging. Se emplea la media truncada anual. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19.

En el mes de diciembre se mantiene el núcleo caliente sobre Las Majaguas-Apartadero-Cojeditos, con temperaturas superiores a los 27 °C. Al Sureste se desarrolla una franja caliente, que al parecer se origina en Guárico (Figura 4.59)

4.3.3.- Generalidades sobre la humedad atmosférica en Cojedes

En Cojedes, sólo la estación 2311 cuenta con registros confiables de humedad relativa. En general, el trimestre enero-febrero-marzo, es seco. El trimestre junio-julio-agosto es húmedo. La humedad relativa disminuye gradualmente de marzo a junio, luego se incrementa hasta completar el ciclo anual. Este comportamiento guarda correspondencia con el lento calentamiento del aire (Figuras 4.48 a 4.59) y su saturación durante la temporada de lluvias (Figura 4.60)

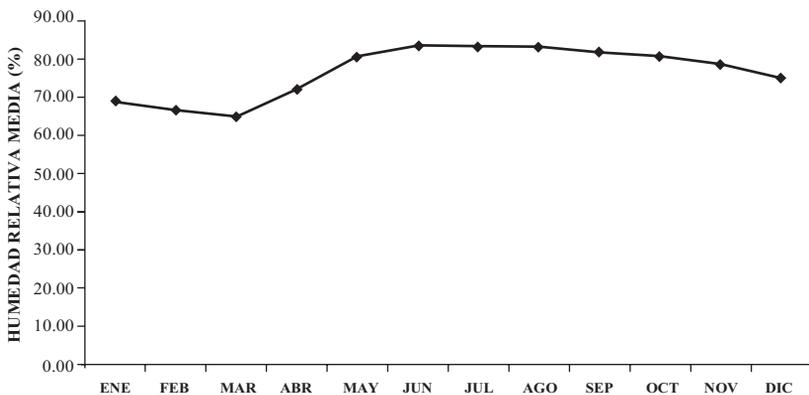


Figura 4.60. Humedad relativa mensual en la estación 2311 (San Carlos-UNELLEZ)

Interanualmente, la humedad en la estación 2311 disminuye (Figura 4.61), mientras que la temperatura máxima del aire aumenta. Probablemente, el calentamiento progresivo del aire ha

incrementado su poder desecante. De mantenerse esta situación climática aumentará las pérdidas por evaporación, afectando el suelo, los cuerpos de agua y el tipo de cobertura vegetal. Es posible que los cambios observados en la cobertura vegetal de la cuenca La Yaguara, en los últimos 10 años, hayan sido potenciados por este fenómeno.

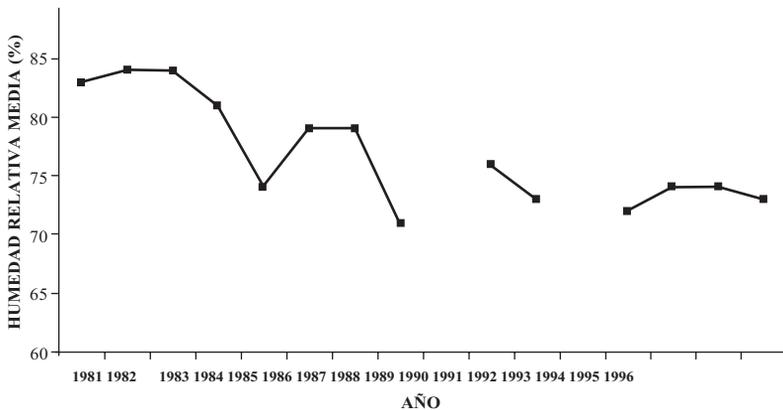


Figura 4.61. Variación interanual de la humedad relativa en la estación 2311. Período 1981-1986.

Nota: Las discontinuidades son debidas a los años con registros incompletos.

4.4.- Patrón eólico en el estado Cojedes

4.4.1.- Calidad de la información eólica

La caracterización eólica del Estado presenta severas limitaciones, pues solo la estación 2311 (San Carlos UNELLEZ) cuenta con series eólicas. El análisis de estos registros es generalizable a la ciudad de San Carlos. Aunque el coeficiente de variación mensual es relativamente bajo, tiene un alto porcentaje de datos faltantes; por esta razón, las inferencias deben considerarse una primera aproximación de este elemento climático (Cuadro 4.7)

Cuadro 4.7. Característica de los registros eólicos en la estación San Carlos-UNELLEZ

Velocidades en km.h⁻¹	% MF	% AI	Lapso temporal disponible*
Media	2.50	20.00	1981 -90
Máxima	8.33	50.00	1981 -90
Media a 0.65 m del suelo	10.18	22.22	1982 -90

Nota: % MF: porcentaje de meses faltantes en la serie; % AI: porcentaje de años incompletos. * Data disponible en el año 2000.

4.4.2.- Distribución espacial de los vientos en el estado Cojedes

Los vientos de superficies en los Llanos, dependen del movimiento de la Alta Presión del Atlántico Norte (APAN) y la Alta Presión del Atlántico Sur (APAS). La convergencia de los vientos alisios provenientes de la APAN y la APAS, da origen a la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).

Entre noviembre y finales de marzo la APAN se desplaza hacia los Llanos. Predominan los alisios del noreste, al momento que se establece la temporada seca. A partir de abril, la APAN se mueve hacia el norte y por el sudeste se acerca la APAS, los vientos del noreste se debilitan en la medida que la temporada de lluvias toma fuerza. Entre diciembre y marzo, ocurre un suave desplazamiento de los vientos alisios desde el Norte al Este. En San Carlos, los vientos de superficie predominantes provienen del NNE, con una intensidad de unos 3.75 kph (vientos alisios). Los de mayor intensidad soplan del WSW, y suelen superar los 4.40 kph (vientos locales). Estos últimos se presentan al final del período seco e inicio de la temporada de lluvias (Figura 4.62 a 4.73)

Los vientos locales ocurren cuando en una región existen

núcleos de baja y alta presión. Las masas de aire que están en contacto con una superficie con menor temperatura que sus alrededores, forman una zona de alta presión. En caso contrario, se origina una zona de baja presión. Las corrientes de aire siempre se moverán desde el núcleo de alta presión al de baja presión, con mayor o menor fuerza en función del gradiente bórico, el cual depende del gradiente térmico (Ayllon, 2003). Las isothermas media anual del estado Cojedes, (ver Figura 4.47), muestra que las zonas más frías se sitúan en el flanco Oeste-Suroeste (Portuguesa) y al Norte-Noreste (Carabobo). Esta conformación espacial sugiere que, ambas hacen las veces de centros de alta presión semi-permanentes la mayor parte del año.

4.5.- Radiación solar en el Estado Cojedes

4.5.1.- Calidad de la información sobre radiación solar en Cojedes

La estación 2311 es la única con series de radiación solar incidente e insolación, sin embargo, posee discontinuidades y un alto porcentaje de datos faltantes (Cuadro 4.8).

Cuadro 4.8. Característica de las series anuales de insolación y radiación solar incidente en la estación San Carlos-UNELLEZ.

Variable	% MF	% AI	Lapso temporal	Longitud (años)*
Insolación total	0.00	0.00	1981-96	16
Radiación total	16.07	35.70	1983-96	9

Nota: % MF: porcentaje de meses faltantes en la serie; % AI: porcentaje de años incompletos. * Data disponible en el año 2000.

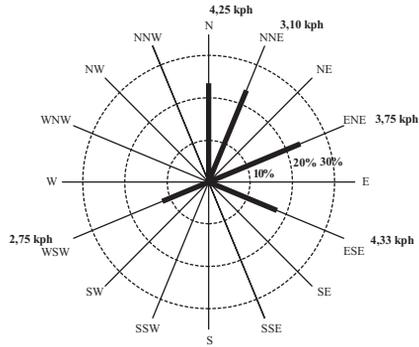


Figura 4.62. Rosa de los vientos en enero en la estación 2311. Período 1981-2000.

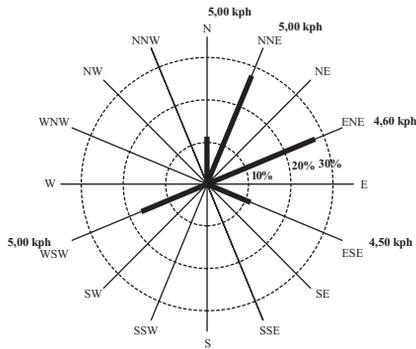


Figura 4.63. Rosa de los vientos en febrero en la estación 2311. Período 1981-2000.

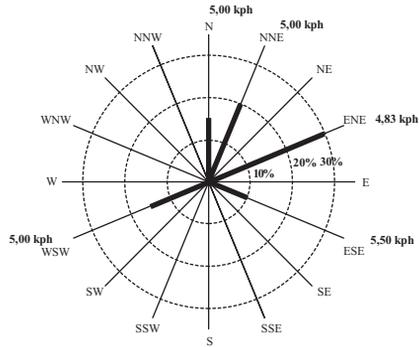


Figura 4.64. Rosa de los vientos en marzo en la estación 2311. Período 1981-2000.

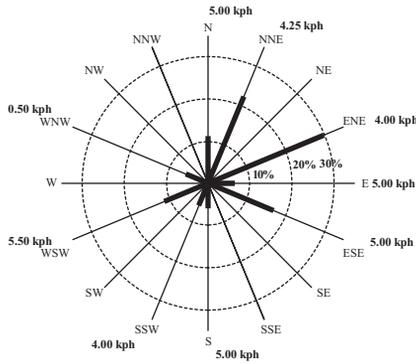


Figura 4.65. Rosa de los vientos en abril en la estación 2311. Período 1981-2000.

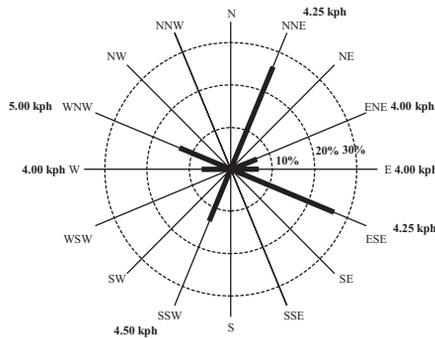


Figura 4.66. Rosa de los vientos en mayo en la estación 2311. Período 1981-2000.

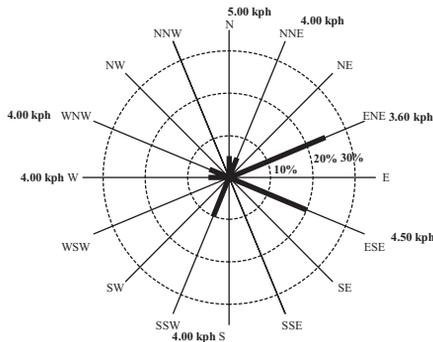


Figura 4.67. Rosa de los vientos en junio en la estación 2311. Período 1981-2000.

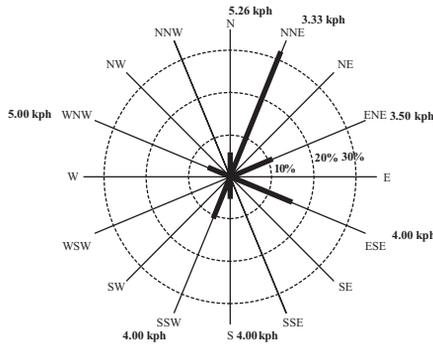


Figura 4.68. Rosa de los vientos en julio en la estación 2311. Período 1981-2000.

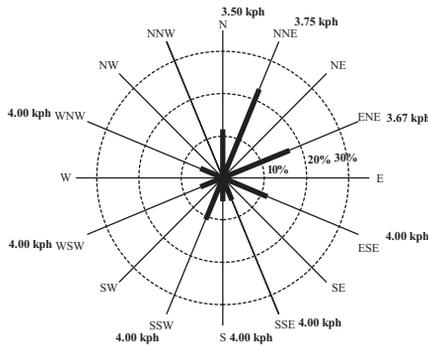


Figura 4.69. Rosa de los vientos en agosto en la estación 2311. Período 1981-2000.

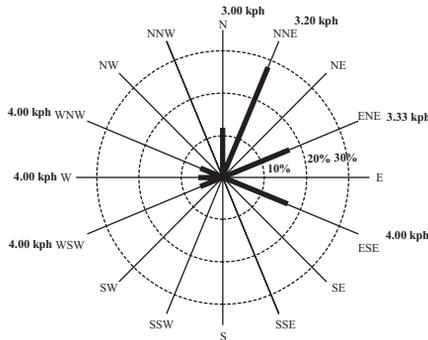


Figura 4.70. Rosa de los vientos en septiembre en la estación 2311. Período 1981-2000.

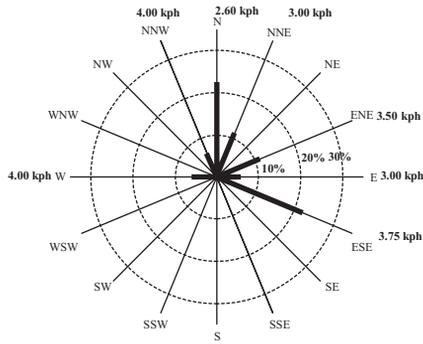


Figura 4.71. Rosa de los vientos en octubre en la estación 2311. Período 1981-2000.

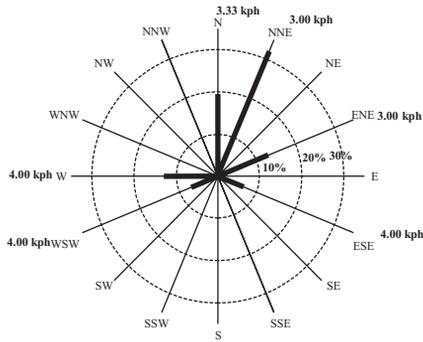


Figura 4.72. Rosa de los vientos en noviembre en la estación 2311. Período 1981-2000.

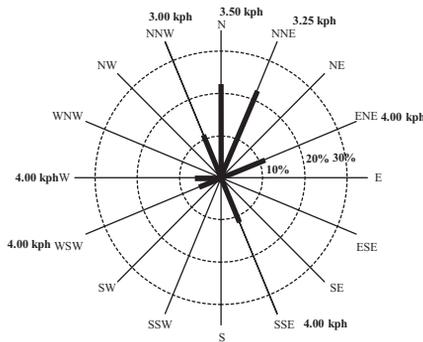


Figura 4.73. Rosa de los vientos en diciembre en la estación 2311. Período 1981-2000.

Los registros de insolación total indican la existencia de un sutil incremento interanual (Figura 4.76). La radiación total incidente sigue un patrón muy parecido al soleamiento (ver Figuras 4.74 y 4.77). El período de mayor intensidad de radiación solar incidente, se extiende de enero hasta marzo; el mínimo, ocurre en junio (Figura 4.77). Los máximos de radiación incidente e insolación, no coinciden con los máximos de declinación solar sobre San Carlos (el 17 de abril y el 27 agosto de cada año los rayos solares inciden perpendicularmente sobre esta ciudad). La coincidencia sólo se daría si no existieran nubes sobre la ciudad. Por el contrario, existe una relación de causalidad entre los registros mensuales de radiación incidente, evaporación de tina y temperatura del aire, pues el valor pico de estas variables ocurre durante el mes de marzo (Figura 4.75)

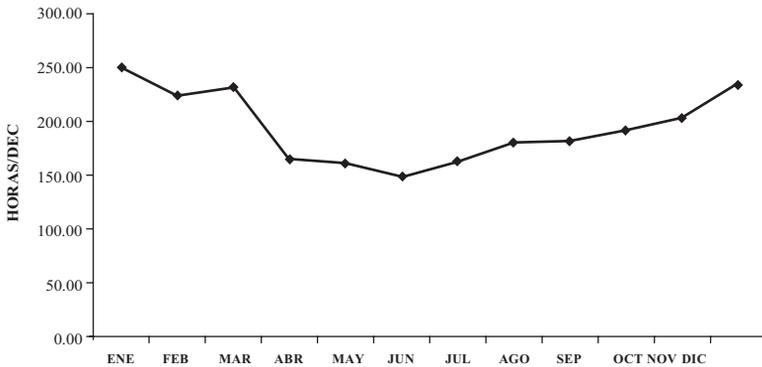


Figura 4.74. Insolación total promedio mensual en la estación 2311. Período 1981-1996.

Nota: Se emplea la media truncada mensual para evitar la influencia de los valores extremos

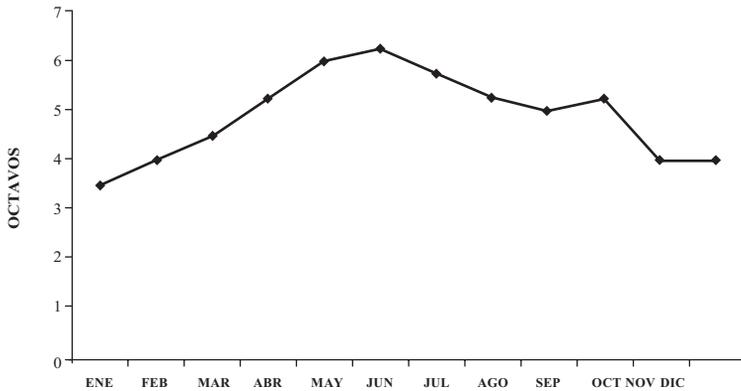


Figura 4.75. Nubosidad promedio mensual en la estación 2311. Período 1987-1990.

Nota: Se emplea la media truncada mensual para evitar la influencia de los valores extremos

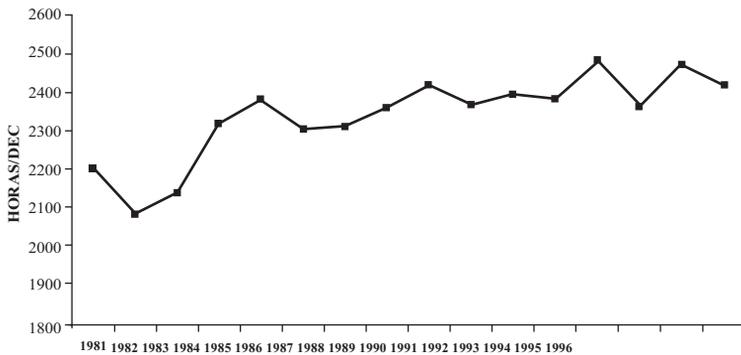


Figura 4.76. Insolación total interanual en la estación 2311.

Nota: Se emplea la media truncada mensual para evitar la influencia de los valores extremos

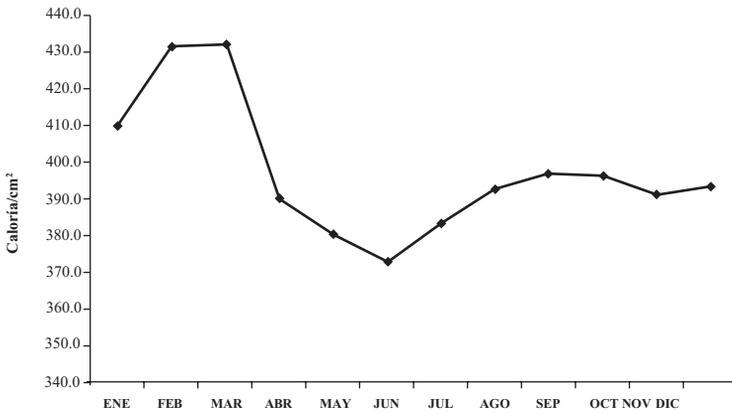


Figura 4.77. Radiación total incidente promedio mensual en la estación 2311.

Nota: Se emplea la media truncada mensual para evitar la influencia de los valores extremos

4.6.- Zonas climáticas del estado Cojedes

4.6.1- Balance hídrico de algunas localidades

El balance hídrico permite identificar periodos temporales (días, quincena, meses o cualquier otra unidad de tiempo) en que existe suficiente agua en el suelo para el desarrollo satisfactorio de las plantas. Por esta razón, permite planificar el uso del suelo en situaciones de deficiencias y excedentes (Carrillo, 1999). Para elaborar un balance hídrico se requiere los registros de precipitación y evapotranspiración potencial (**ET_o**) o de referencia en la zona de interés. Esta última variable puede estimarse a partir de la evaporación de tina, tomando en cuenta un factor empírico **K_{ev}**, denominado factor de tina, el cual relaciona la evaporación en una tina tipo A con la evapotranspiración. En Venezuela, FUSAGRI, reportó para la ciudad de Cagua, un **K_{ev}** igual a 0.8, posteriormente se generalizó el empleo de este valor en la estimación de la **ET_o** a partir de la evaporación de tina en gran parte del país (Sotomayor, 1994).

Los datos de evaporación de tina son escasos en el estado Cojedes. Sólo las estaciones 2335, 2311 y 2349 tienen registros de buena calidad. Es posible realizar un balance hídrico preliminar, considerando los valores medios de precipitación mensual de las Figuras 4.8 a 4.19, y los de evaporación de tina de las Figuras 4.28 a 4.39. Para elaborar un balance hídrico, es necesario considerar la máxima Capacidad de Almacenamiento de Humedad del suelo (CAH), el tipo cultivo existente, estadio de crecimiento del cultivo y la profundidad de las raíces. Los valores de la CAH son bajos para suelos arenosos y altos en suelos arcillosos. En caso de no conocerse la CAH, se suele asumir un valor entre 100 y 120 mm. En estudios de detalle, deben efectuarse pruebas de campo.

El balance hídrico aproximado de las estaciones Morena, Las Majaguas y Pao Oficina (2335, 2334, y 2349), se muestran en las Figuras 4.78 a 4.80. Estas estaciones cuentan con series largas confiables de precipitación y evaporación de tina. En general, al Este de Cojedes, la evapotranspiración tiende a superar a la precipitación. En dirección Suroeste ocurre un comportamiento similar, pero menos acentuado.

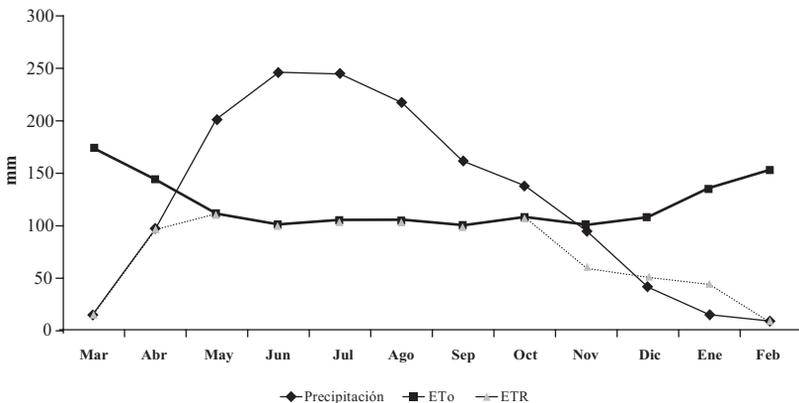


Figura 4.78. Balance hídrico de la estación 2335. Período 1968-1983.

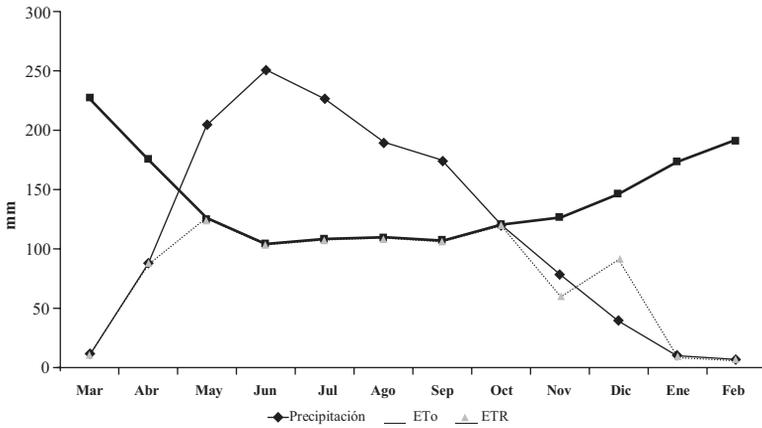


Figura 4.79. Balance hídrico de la estación 2334. Período 1964-1983.

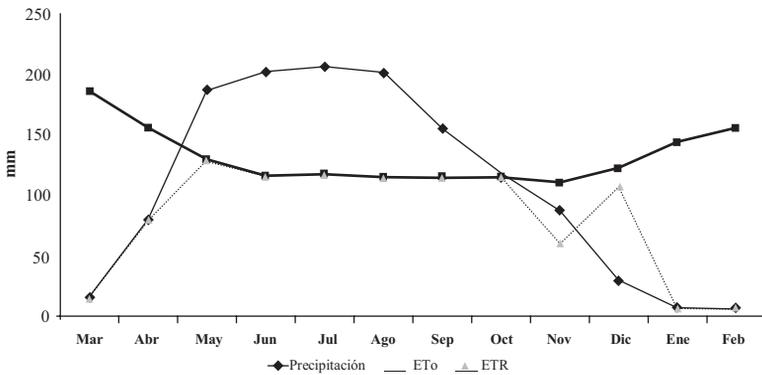


Figura 4.80. Balance hídrico de la estación 2349. Período 1967-1984.

4.6.2- Zonas climáticas

Los sistemas de clasificación climática de Köppen, Thornthwaite y Holdridge son los más utilizados en Venezuela. El de Köppen requiere las medias mensuales y anuales de precipitación y temperatura. El de Thornthwaite parte de un balance de humedad para caracterizar el clima, por consiguiente toma en cuenta la **ETo** a lo largo del año. El de Holdridge se fundamenta en las formas de vida o formaciones vegetales, para

lo cual considera tres parámetros: biotemperatura media anual (promedio de las temperaturas medias mensuales), media anual de precipitación y el cociente **ETo/P** (Sotomayor, 1994)

De acuerdo con el sistema de clasificación de Köeppen, el estado Cojedes presenta un macroclima del tipo **A**, pues la temperatura media del mes más frío es mayor a 18 °C (inclusive en las zonas de montaña y colinas altas), típico de un Clima Tropical. Pertenece al subgrupo climático **w**, pues la temporada seca ocurre en el invierno astronómico y su duración es mayor a dos meses. Como la temperatura máxima se presenta antes del solsticio de verano (27 de agosto en San Carlos), el régimen térmico es gangético, **g'**. En resumen, el estado Cojedes tiene una fórmula climática **Awg'**.

La escasa información climática en Cojedes, constituye una fuerte limitación para aplicar el sistema de Thornthwaite. Sin embargo, se puede aplicar en algunas locaciones. La fórmula climática de la estación 2311 (San Carlos), es **C2wA'a'** que se asocia a un clima Sub-húmedo Húmedo, con una moderada deficiencia de humedad durante el invierno astronómico, un régimen Megatérmico ($ETP > 1140 \text{ mm.año}^{-1}$) y un ligero cambio térmico estacional. La estación 2349 (al norte del Embalse El Pao), tiene la fórmula climática es **C1sA'a'** indicando existencia de un clima Sub-húmedo Seco, con moderado exceso de humedad durante el verano astronómico, régimen Megatérmico y un suave cambio térmico estacional. La estación 2334 (unos 7 km al suroeste de Apartaderos), es **C1s2A'a'**, análoga a la estación 2349, pero presenta un gran exceso de humedad durante el verano astronómico. La estación 1387 (Valencia-San Luís; unos 35 km de Taguanes) tiene la fórmula **C1dA'a'**. En general, el estado Cojedes presenta un régimen Megatérmico, y dos tipos de clima prevalecientes: Sub-húmedo Húmedo y Sub-húmedo Seco.

Al tomar como referencia el sistema de clasificación de Holdridge, se distinguen tres zonas de vida: el Bosque Seco Tropical (**bs-T**), que cubre la mayor parte del Estado, menos las serranías de los municipios Anzoátegui, San Carlos, Lima Blanco y Falcón. El Bosque Húmedo Tropical (**bh-T**), abarca la serranía del municipio Anzoátegui y el eje El Algarrobo-Vallecito. El Bosque Húmedo Premontano (**bh-P**), presente en la serranía del municipio San Carlos, en el borde limítrofe de los estado Yaracuy y Carabobo.

EJERCICIOS

Seleccione la respuesta, que a tu criterio sea la correcta.

4.1.- La OMM recomienda calcular la precipitación mensual normal con series de:

- | | | |
|----------------------------------|----------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> 10 años | <input type="checkbox"/> 30 años | <input type="checkbox"/> 50 años |
| <input type="checkbox"/> 20 años | <input type="checkbox"/> 25 años | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

4.2.- El elemento climático con la mayor cantidad de series temporales en Cojedes es:

- | | | |
|----------------------------------------|------------------------------------------|----------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Precipitación | <input type="checkbox"/> Radiación solar | <input type="checkbox"/> Evaporación de tina |
| <input type="checkbox"/> Temperatura | <input type="checkbox"/> Insolación | <input type="checkbox"/> Todos |

4.3.- El mínimo pluviométrico mensual en Cojedes ocurre en:

- | | | |
|------------------------------------|--------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Diciembre | <input type="checkbox"/> Enero | <input type="checkbox"/> Febrero |
| <input type="checkbox"/> Marzo | <input type="checkbox"/> Julio | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

4.4.- La precipitación media anual en Cojedes varía entre:

- | | | |
|----------------------------------------|-----------------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> 300 y 1000 mm | <input type="checkbox"/> 2000 y 2500 mm | <input type="checkbox"/> 2500 y 3000 mm |
| <input type="checkbox"/> 800 y 1100 mm | <input type="checkbox"/> 1100 y 1460 mm | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

4.5.- Atlántico Norte caliente y Atlántico Sur frío, hace que en San Carlos:

- | | | |
|---------------------------------------|-----------------------------------------|------------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Llueva menos | <input type="checkbox"/> Deje de llover | <input type="checkbox"/> Aumenta la insolación |
| <input type="checkbox"/> Llueva más | <input type="checkbox"/> No pasa nada | <input type="checkbox"/> Reduce la insolación |

4.6.- Las tormentas de mayor intensidad en Cojedes ocurren en:

- | | | |
|------------------------------------|--------------------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> El Baúl | <input type="checkbox"/> La Ceiba-Camoruco | <input type="checkbox"/> San Carlos |
| <input type="checkbox"/> Las Vegas | <input type="checkbox"/> Macapo | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

4.7.- La evaporación de tina en Cojedes, varía entre:

- | | | |
|-----------------------------------------|-----------------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> 1000 y 1100 mm | <input type="checkbox"/> 2500 y 3500 mm | <input type="checkbox"/> 500 y 800 mm |
| <input type="checkbox"/> 1800 y 2150 mm | <input type="checkbox"/> 4500 y 5000 mm | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

4.8.- Los vientos más frecuentes en Cojedes tienen dirección:

- | | | |
|-----------------------------|----------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> NE | <input type="checkbox"/> W | <input type="checkbox"/> SSE |
| <input type="checkbox"/> N | <input type="checkbox"/> S | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

4.9.- El Bosque Húmedo Premontano en Cojedes se encuentra en:

- | | | |
|-------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> El Baúl | <input type="checkbox"/> La Sierra | <input type="checkbox"/> Camoruco |
| <input type="checkbox"/> San Carlos | <input type="checkbox"/> Macapo | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

4.10.- Los vientos de superficie predominantes en Cojedes son denominados:

- | | | |
|------------------------------------------|---------------------------------------------|-----------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Vientos Alisios | <input type="checkbox"/> Vientos Calderetas | <input type="checkbox"/> Vientos de Bergantín |
| <input type="checkbox"/> Vientos Barinés | <input type="checkbox"/> Viento Foehn | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

Nota: Las soluciones se presentan en la hoja de respuestas, pág. 243.

REFERENCIAS

- Alexandersson A. 1986. *A Homogeneity Test Applied to Precipitation Data*. Journal of Climate, Vol. 6, pp. 661-675.
- Alexandersson A. 1995. *Homogeneity Testing, Multiple Breaks and Trends*. In: Proc. 6th Int. Meeting on Stat. Climatology, Galway, Ireland, pp. 439-441.
- Ayllon T. 2003. *Elementos de meteorología y climatología*. Segunda edición. Editorial Trillas. México. pp. 84-105
- Campos D. 2005. *Agroclimatología cualitativa de cultivos*. Editorial TRILLAS, México. 320p
- Cárdenas P., Gil A. y García L. 2002. *Impacto de los eventos El Niño - Oscilación del Sur en Venezuela*. Parte I. Corporación Andina de Fomento, 130 pp.
- Carrillo J. 1999. *Agroclimatología*. Editorial Innovación Tecnológica. Universidad Central de Venezuela. pp. 123-142
- Cressie N. 1990. *The origins of Kriging, mathematical geology*, Vol 22, pp. 239-252.
- Cressie N. 1991. *Statistics for spatial data*, John Wiley and Sons, Inc., New York, 900 pp.
- Easterling R., Peterson T. y Karl T. 1996. *On the development and use of homogenized climate data sets*. Journal of Climate, Vol. 9, pp. 1429-1434
- Foghin-Pillin S. 2002. *Tiempo y clima de Venezuela*. Aproximación a una geografía climática del territorio venezolano. Colección Clase Magistral. UPEL, Venezuela. pp. 74-79
- Giddings L. y Soto M. 2006. *Teleconexiones y precipitación en América del Sur*. Revista de Climatología. Vol. 6. pp. 13-20
- Guevara E. 1998. *El Efecto Meteorológico El Niño y su incidencia en Venezuela*. Ponencia en el 22 Aniversario de la Escuela de Ingeniería Civil, Universidad de Carabobo.
- Guttman N. 1998. *Homogeneity, Data Adjustments and Climatic Normals*.

- National Climatic Data Center.
- Martelo M. 2004a. *Influencia de las variables macroclimáticas en el clima de Venezuela*. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Agronomía. Instituto y Departamento de Ingeniería Agrícola. Ponencia en VII Congreso Venezolano de Ingeniería Agrícola, Maracay-Venezuela.
- Martelo M. 2004b. *Consecuencias Ambientales Generales del Cambio Climático en Venezuela*. Proyecto MANR/PNUD VEN/00/G31. Primera Comunicación Nacional en Cambio Climático de Venezuela, Caracas.
- Organización Meteorológica Mundial [OMM]. 1992. *Vocabulario Meteorológico Internacional*. Publicación No. 182. Ginebra, Suiza
- Paredes F. y Guevara E. 2008. *Regionalización de los llanos de Venezuela en base a la severidad del periodo seco aplicando un análisis clúster jerárquico*. Ponencia en VI Congreso De Investigación de la UC, Valencia-Venezuela.
- Millano J., Paredes F., y Vivas I. 2007a. *Efecto de la Oscilación Meridional (ENSO) y la temperatura superficial del océano Atlántico sobre la distribución espacio-temporal de las lluvias en el estado Cojedes*. Revista Agrollanía Vol. 4
- Quintana R. 2001. *Cambios climáticos en Sudamérica*. Ediciones Universidad Ezequiel Zamora. Colección Ciencia y Tecnología. pp. 41-43
- Sotomayor A. 1994. *Climatología Agrícola*. Departamento de Ingeniería Agrícola. UCV-Maracay. pp. 83-90, 9-24.
- Stepanek P. 2005. AnClim - software for time series analysis. Department of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno.
- Thom H. 1971. *Some methods of climatological analysis*. WMO-TD/No 199. Geneva. pp. 1-11
- UCV. 1993. *Climatología agrícola*. Teoría I. Facultad de agronomía. p. 13
- UCV. 1994. *Climatología agrícola*. Teoría II. Facultad de agronomía. pp. 61-81
- Velásquez R. 2000. *Algunos mecanismos físicos responsables de la distribución anual de la precipitación en Venezuela*. Documento técnico del Servicio de Meteorología de la Fuerza Aérea Venezolana.

Hidrografía de Cojedes: generalidades

Cada día sabemos más y entendemos menos

Albert Einstein (1879-1955)

INTRODUCCIÓN

En este capítulo se discuten las características morfométricas e hidrométricas más importantes de las principales cuencas hidrográficas del estado Cojedes. Se lleva a cabo una caracterización general de las aguas subterráneas en la zona centro-occidental del Estado. Finalmente se analiza la presunta sequía y la calidad del agua del río Tirgua, principal fuente de abastecimiento de la ciudad de San Carlos.

5.1.- Principales Unidades Hidrográficas del estado Cojedes

Los cuerpos de agua superficiales constituyen la principal fuente para abastecimiento humano, agrícola e industrial en Cojedes. Destacan las siguientes cuencas:

- Cuenca del río Cojedes: el río Cojedes nace en la Serranía de Sanare, estado Lara a 1500 msnm. Sus nacientes originan el río Barquisimeto o Turbio. En Cojedes se le denomina río Cojedes. Los afluentes más importantes son los ríos Tucuragua, Camoruco, Tinaco y Sarare.
- Cuenca del río Tirgua: se origina en el cerro San Isidro, sector Aguirre del estado Carabobo, a unos 1480 msnm. Aguas abajo confluye con el río Tinaco, a escasos kilómetros del asentamiento campesino Tirado.
- Cuenca del río Tinaco: nace al sur de Bejuma, en la Serranía del Interior. Engloba las subcuencas de los ríos Tinapún, Tamanaco, Macapo y San Carlos, terminando su trayectoria al confluir con el río Cojedes, en el poblado El Baúl.
- Cuenca del río Chirgua: en el estado Cojedes existen dos ríos con este nombre. El primero nace en la Fila El Palmar, estado Carabobo, y constituye el límite geográfico de los municipios Falcón (Cojedes) y Valencia (Carabobo); sus aguas llegan al Embalse Pao - Cachinche. El otro río Chirgua se origina en el cerro Helecho en la Serranía del Interior; es límite geográfico entre los municipios Pao San Juan Bautista (Cojedes) y Roscio (Guárico); aguas abajo desemboca en el río Pao, a 10 kilómetros al sureste del poblado Piñero.
- Cuenca del río Pao: nace en las estribaciones montañosas ubicadas en el extremo Oeste de Valencia, estado Carabobo. Sus principales afluentes son los ríos Mucaria, Pacaragua, El Palmar, Caimán Grande, el Guayabal y Salinas.
- Cuenca del río Portuguesa: es una cuenca tributaria al río Orinoco. Sus afluentes más importantes son los ríos Cojedes y Pao. El río Portuguesa tiene la mayor área de drenaje del estado Cojedes.

El MinAmb opera la red hidrométrica más grande de Cojedes. Las estaciones están en los ríos Tirgua, Tinaco, Camoruco, Pao, Cojedes y Portuguesa (Figura 5.1).

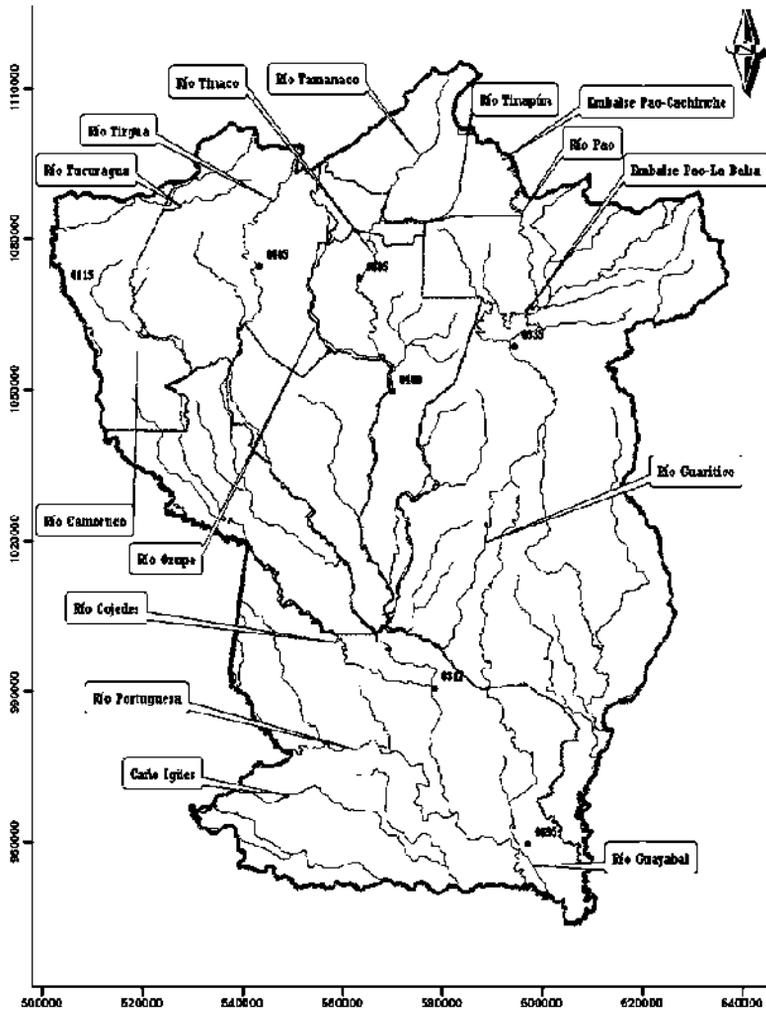


Figura 5.1. Principales cauces superficiales del estado Cojedes

Nota: El número al lado de cada estación corresponde a su serial.

Conocer el régimen hidrológico de un río, en un punto de interés, es de gran importancia, especialmente cuando se desea realizar un aprovechamiento hidráulico para abastecer una comunidad o un sistema de riego. El régimen hidrológico es la representación gráfica del gasto diario medio mensual a lo largo del año. Los gastos diario mínimo y máximo instantáneo, son variables hidrológicas requeridas en el análisis de riesgo de ocurrencia de extremos: sequías hidrológicas y crecientes. En líneas generales, los máximos o mínimos anuales se ajustan a una función de distribución de probabilidad teórica, luego se hacen inferencias probabilísticas (Vide, 2000).

5.1.1.- Cuenca del río Tirgua

El río Tirgua es la principal fuente hídrica del eje San Carlos-Tinaco-Tinaquillo. Al noroeste de la ciudad de San Carlos, se derivan cerca de 160 lps [litros por segundo] para abastecimiento humano y 1814 lps al sistema de riego San Carlos (Paredes *et al.*, 2005). El río Tirgua tiene una estación hidrométrica denominada Paso Viboral, localizada en el sector Parque Recreacional Bocatoma, su serial es 0405 (Figura 5.1). Drena un área de 1486 km² en la estación Paso Viboral. En la confluencia con el río Tinaco cerca de 2173 km². La hoya abarca parte de los estados Yaracuy, Carabobo y Cojedes. Más del 50% de la cuenca tiene una elevación entre 540 y 840 msnm, 7% se encuentra entre 240 a 390 msnm; por esta razón, puede considerarse una cuenca de montaña. El Cuadro 5.1 muestra sus principales características morfométricas.

Las series hidrológicas del río Tirgua sugieren la ocurrencia de dos fenómenos a escala decadal: 1) el gasto medio diario disminuye a razón de 1.1 m³.s⁻¹; 2) la intensidad de las crecientes se reduce a razón de 61.6 m³.s⁻¹ (Cuadro 5.2). Una imagen satelital, LANDSAT 7.0 ETM, tomada el 22 de enero del 2003, revela que la cuenca del río Tirgua hasta Paso Viboral, presenta

las siguientes coberturas y usos del suelo: zonas urbanas [7.73%], suelos intervenidos por el hombre [38.62%], pastizales, sabanas y cultivos [6.82%], bosques de galería [32.40%], bosques siempre verde, deciduo, bajo y medio [14.31%], cuerpos de agua [0.09%]. Las principales zonas intervenidas están en la cuenca alta. Probablemente, los cambios de usos del suelo, en los últimos años, han ocasionado que el gasto medio del río Tirgua disminuya.

Cuadro 5.1.- Características morfométricas de la cuenca del río Tirgua en Paso Viboral.

Parámetro	Valor
Longitud axial (km)	72.2
Perímetro (Km)	238.1
Factor forma (Kc)	0.29
Coefficiente de compactibilidad	1.73
Razón de alargamiento	0.60
Pendiente media de la cuenca (%)	20
Pendiente media del cauce principal (%)	0.80
Elevación media (msnm)	733.4
Elevación mediana (msnm)	682.0
Elevación modal (msnm)	695.0
Tiempo de concentración (horas)	10.39
Orientación predominante	NE-NE
Densidad de drenaje (km. km ⁻²)	0.77
Densidad de canales (km ² . cauce ⁻¹)	0.27

Fuente: Ruiz (1990)

El río Tirgua es marcadamente estacional. El período de estiaje ocurre entre diciembre y marzo. Durante el verano astronómico se presenta la temporada de aguas altas, siendo el trimestre julio-agosto-septiembre, donde se dan las mayores crecientes (Figura 5.2). El mínimo hidrométrico del Tirgua (marzo) no coincide con el mínimo pluviométrico de la cuenca (enero), existe un desfase de dos meses. Considerando ambos eventos mínimos, se puede obtener una primera aproximación de

la constante de recesión, K , del río. Asumiendo la porción del hidrograma acotada entre los meses enero y marzo como rama de estiaje, se estima un valor de K igual a 0.9997 h^{-1}

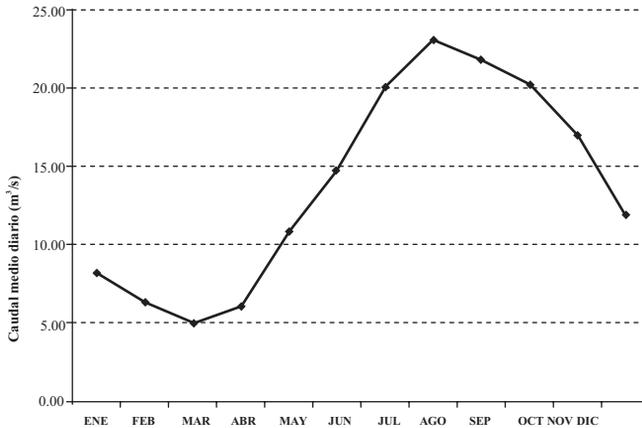


Figura 5.2. Caudal medio del río Tirgua en la estación Paso Viboral. Período 1941-1992.

Cuadro 5.2.- Series hidrométricas del río Tirgua en Paso Viboral. Período 1941-1992.

Indicador	Q medio	Q máximo inst.	Q mínimo inst.
[1] $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	12.73 a 15.36	263.4 a 391.9	2.82 a 3.99
[2] %	32.78	64.06	56.50
[3] valor (año)	23.9 (1981)/ 0.9(1975)	886.0 (1948) / 16.6(1974)	9.4 (1982)/0.2(1974 y 1975)
[4] valor (año)	1975 (0.9)	1944(835.0), 1948(886.0) y 1965(857.0)	1982 (9.4)
[5] año inhomogéneo	Homogénea	Homogénea	1950/1970/1985
[6]	Normal	Normal	Normal
[7] $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{década}^{-1}$	-1.093	-61.569	Estacionaria
[8]	Con tendencia	Con tendencia	Estacionaria

Nota: [1] Intervalo de la media aritmética (95% de confianza), [2] Coeficiente de variación, [3] Valor máximo y mínimo, [4] Outliers/Extremos, [5] Test de Easterling-Peterson (homogeneidad), [6] Test de Kolmogorov-Smirnov (normalidad), [7] Test de tendencia ($y = \beta_0 + \beta_1 x$; prueba t aplicada a β_1), [8] Test de rango de Mann-Kendall (cambio en la tendencia)

Las series de crecientes máximas anuales del río Tirgua, en Paso Viboral, muestra dos eventos atípicamente bajos en 1975 y 1974, con 30 y 17 m³.s⁻¹, respectivamente. La crecida de mayor severidad ocurrió en 1948 con 886 m³.s⁻¹, la cual tiene un periodo de retorno de aproximadamente 52 años (Figura 5.3)

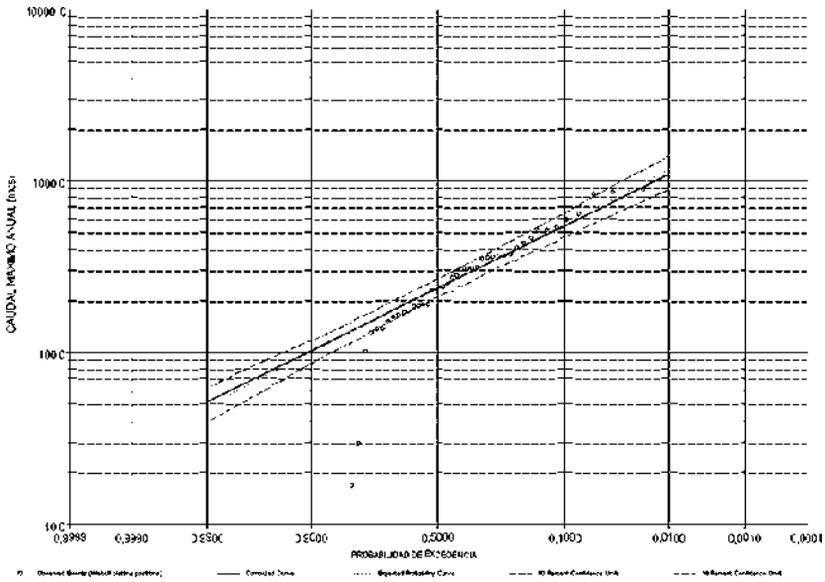


Figura 5.3. Probabilidad de excedencia de los gastos máximos anuales del río Tirgua en Paso Viboral. Período 1941-1992.

Las series muestran un incremento en la ocurrencia de caudales mínimos, extremadamente bajos, durante la última década (Figura 5.4). Durante el trienio 1974-1976, el gasto mínimo instantáneo no superó los 300 lps; en 1986 y 1988, apenas alcanzó los 780 lps. Las sequías hidrológicas ocurridas en el Tirgua son frecuentes, aunque raras veces superan los 30 días de duración (Paredes *et al.*, 2005). Esta situación sugiere que es una fuente de abastecimiento hídrico poco confiable.

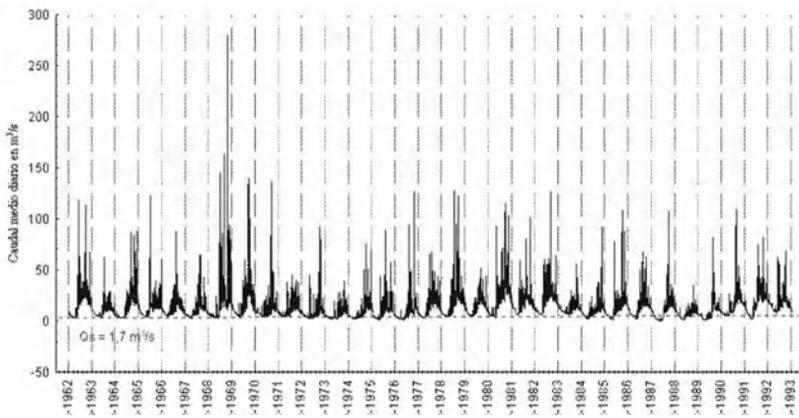


Figura 5.4. Caudal medio diario del río Tirgua en Paso Viboral. Período 1963-1993.

Nota: Qs: caudal mínimo de abastecimiento del Municipio San Carlos para el año 2006

5.1.2.- Cuenca del río Tinaco

El río Tinaco nace en la Fila Naranjal, entre los estados Cojedes y Carabobo. La cuenca del río Tinaco hasta su confluencia con el río Cojedes, abarca parte de los municipios Falcón, Tinaco, San Carlos y Pao de San Juan Bautista del estado Cojedes. El río Tinaco drena un área de 741 km^2 a la altura de la estación hidrométrica Puente Tinaco, 1375 km^2 en la estación hidrométrica Sitio de Presa; situada unos 24 kilómetros aguas abajo de la primera, y aproximadamente 6252 km^2 al desembocar en el río Cojedes, cerca del poblado El Baúl. La hoya en Puente Tinaco, engloba cuatro subcuencas asociadas a los ríos Tinaquillo, Tamanaco, Tinapún y Macapo. Al unirse las aguas de los ríos Tinapún y Macapo, dan origen al río Tinaco (Figura 5.1)

El río Tinaco tiene dos estaciones hidrométricas: Puente Tinaco, serial 0395, y Sitio de Presa, serial 0400 (Figura 5.1). Las características morfométricas se resumen en el Cuadro 5.3. La estación Puente Tinaco dispone de tres series hidrométricas:

gasto medio diario desde 1951 a 1990, gasto diario máximo y gasto diario mínimo, de 1952 a 1990. La estación Sitio de Presa posee las mismas series, pero desde 1960 a 1980, exceptuando la de gastos medios diarios que engloba desde 1959 a 1980 (Cuadro 5.4 y 5.5)

Cuadro 5.3.- Características morfométricas de la cuenca del río Tinaco.

Parámetro	Puente Tinaco	Sitio de Presa
Longitud axial (km)	44	64.1
Perímetro (Km)	152	227.1
Factor forma (Kc)	0.32	0.33
Coefficiente de compactibilidad	1.71	1.71
Razón de alargamiento	0.64	0.65
Pendiente media de la cuenca (%)	13.9	8.2
Pendiente media del cauce principal (%)	0.84	0.49
Elevación media (msnm)	434.5	292.6
Elevación mediana (msnm)	425	190
Elevación modal (msnm)	466.7	155
Tiempo de concentración (horas)	8.66	12.97
Orientación predominante	N-S	N-S
Densidad de drenaje (km. km ⁻²)	0.81	0.79
Densidad de canales (km ² . cauce ⁻¹)	0.26	0.28

Fuente: Ruiz (1990)

El río Tinaco ha disminuido su gasto medio diario a razón de $1.072 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ por década (Cuadro 5.4 y 5.5). La precipitación de las estaciones 2336, 2316 y 2308, que pueden considerarse representativas de la cuenca, no muestran tal tendencia. Esto hace suponer que, la merma en el gasto medio diario, es una consecuencia de los cambios de uso de la tierra a nivel de la cuenca alta y media, y la sobreexplotación del cauce con fines de abastecimiento. Una clasificación supervisada realizada a una imagen satelital, LANDSAT 7.0 ETM, tomada el 18 de marzo del 2000, muestra que hasta Puente Tinaco se tienen las siguientes

coberturas y usos del suelo: zona urbana [3.73%], suelo desnudo [6.61%], pastizales [5.74%], cultivos [5.19%], matorrales [28.28%], bosques de galería [29.86%], bosques [19.44%] y cuerpos de agua [1.14%].

Cuadro 5.4.- Series hidrométricas del río Tinaco en Tinaco. Período 1951-1990.

Indicador	Q medio	Q máximo inst.	Q mínimo inst.
[1] m ³ .s ⁻¹	4.89 a 6.56	186.64 a 354.99	0.11 a 0.28
[2] %	42.1	80.86	111.61
[3] valor (año)	11.0(1954)/0.3(1974)	1000(1954)/9.8 (1974)	0.7(1970)/0.0(1987 y 1988)
[4] valor (año)	1954(11.0), 1974(0.3) y 1975(0.5)	1954(1000),1955(540),1973(647.1), y 1985(628.7)/1954(1000)	Sin extremos
[5] año inhomogéneo	Homogénea	1960	1974
[6]	Normal	Normal	Normal
[7] m ³ .s ⁻¹ . década ⁻¹	-1.072	Estacionaria	-0.140
[8]	Con tendencia	Estacionaria	Estacionaria

Nota: [1] Intervalo de la media aritmética (95% de confianza), [2] Coeficiente de variación, [3] Valor máximo y mínimo, [4] Outliers/Extremos, [5] Test de Easterling-Peterson (homogeneidad), [6] Test de Kolmogorov-Smirnov (normalidad), [7] Test de tendencia ($y=b_0+b_1x$; prueba t aplicada a b_1), [8] Test de rango de Mann-Kendall (cambio en la tendencia)

Cuadro 5.5.- Series hidrométricas del río Tinaco en Sitio de Presa. Período 1959-1980.

Indicador	Q medio	Q máximo inst.	Q mínimo inst.
[1] m ³ .s ⁻¹	6.35 a 11.92	97.11 a 146.40	0 a 0.029
[2] %	62.13	41.3	242.96
[3] valor (año)	22.6 (1970)/ 0.6(1974)	217.0(1973)/ 57.3(1964)	0.1(1971)/0.0 (1960,1964-67,1968, 1973-76,1977)
[4] valor (año)	1970(22.6)	No existen	1971(0.1),1972(0.0),1980(0.1)/ 1971(0.1),1972(0.0), 1980(0.1)
[5] año inhomogéneo	Homogénea	Homogénea	Homogénea
[6]	Normal	Normal	Sesgada
[7] m ³ .s ⁻¹ . década ⁻¹	Estacionaria	Estacionaria	Estacionaria
[8]	Con tendencia	Estacionaria	Estacionaria

Nota: [1] Intervalo de la media aritmética (95% de confianza), [2] Coeficiente de variación, [3] Valor máximo y mínimo, [4] Outliers/Extremos, [5] Test de Easterling-Peterson (homogeneidad), [6] Test de Kolmogorov-Smirnov (normalidad), [7] Test de tendencia ($y=\beta_0+\beta_1x$; prueba t aplicada a β_1), [8] Test de rango de Mann-Kendall (cambio en la tendencia)

El coeficiente de variación de los mínimos instantáneos, sugiere que las sequías hidrológicas fluctúan interanualmente. El caudal mínimo instantáneo tiende a disminuir a razón de $0.140 \text{ m}^3/\text{s}$ por década (Cuadros 5.4 y 5.5). El río Tinaco sigue un patrón estacional. Durante el trimestre julio-agosto-septiembre ocurren los mayores gastos, los mínimos se presentan en el trimestre febrero-marzo-abril (Figura 5.5). La constante de recesión, K , del río Tinaco, en Puente Tinaco, es aproximadamente igual a 0.99952 h^{-1} .

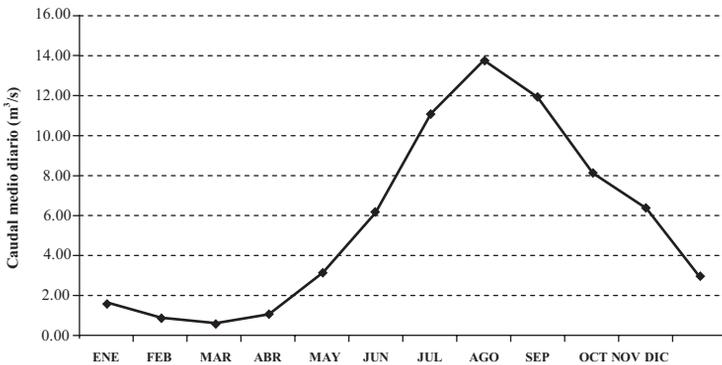


Figura 5.5. Caudal medio mensual del río Tinaco en Puente Tinaco. Período 1951-1990.

Nota: Se emplea la media truncada como medida de tendencia central

La probabilidad de ocurrencia de grandes avenidas en el río Tinaco, a la altura de Puente Tinaco, es mayor que la del río Tirgua en Paso Viboral (Figura 5.6). Una creciente de $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en el río Tinaco, que puede considerarse catastrófica, tiene un período de retorno de aproximadamente 33 años, mientras que en el Tirgua se igualaría o superaría una vez cada 100 años. A pesar de ello, algunas avenidas en el Tirgua han ocasionado importantes daños materiales, pues existen comunidades emplazadas en zonas altamente vulnerables a desborde. En estas zonas, la

sección hidráulica del cauce se hace insuficiente para transitar la creciente, por lo que ingresa a la planicie de desborde.

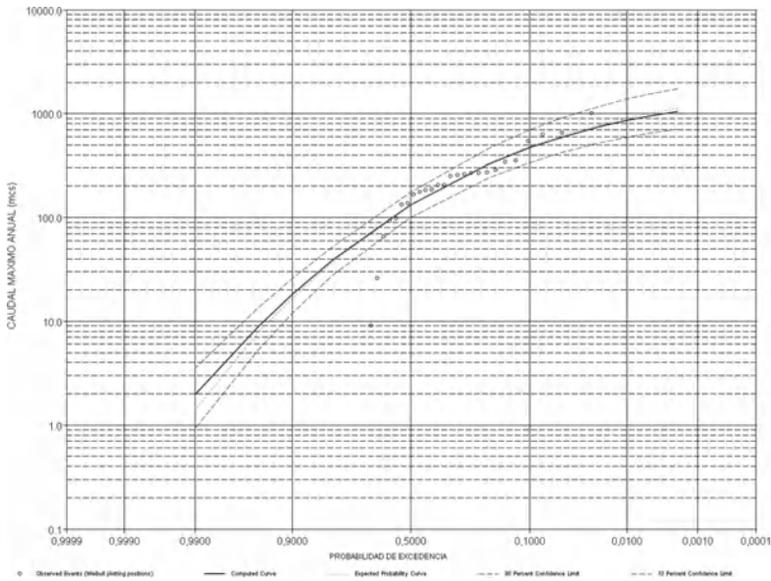


Figura 5.6. Probabilidad de excedencia de los gastos máximos anuales del río Tinaco en Puente Tinaco. Período 1952-1990.

Los gastos mínimos en la estación Puente Tinaco, se ajustan bastante bien a la función de probabilidades teórica Pearson Tipo III (Figura 5.7). Esta gráfica permite estimar, en forma aproximada, el período de retorno de un evento, bajo el supuesto de que las condiciones generales de la cuenca se mantengan iguales a las que existían durante el período de observación (1952-1990).

Las curvas de probabilidad de excedencia del río Tinaco indican que los gastos de estiaje, menores a $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, tienen un periodo de retorno pequeño, alrededor de dos años. En general, los ríos Tirgua y Tinaco no son una fuente de abastecimiento hídrico confiable durante la temporada seca, por dos razones: 1)

las series temporales muestran una sutil merma del caudal, 2) la demanda en el corto plazo superará la oferta hídrica.

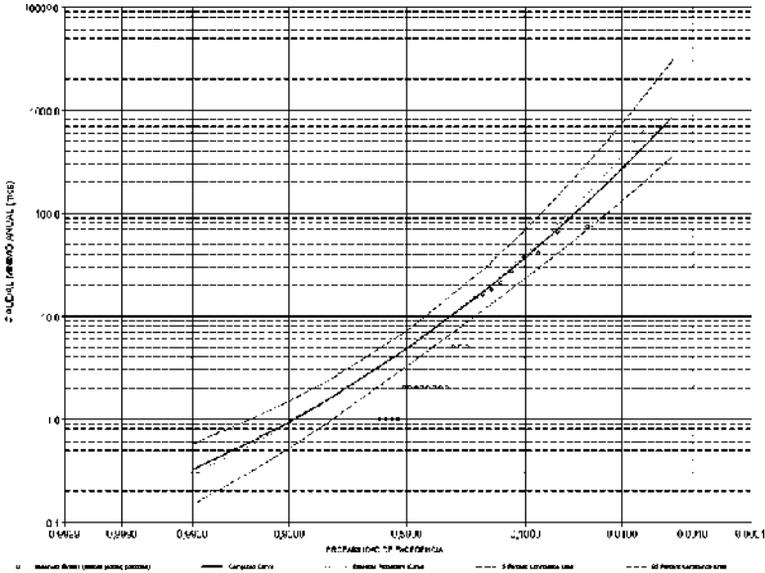


Figura 5.7. Probabilidad de excedencia de los gastos mínimos anuales del río Tinaco en la estación Puente Tinaco. Período 1952-1990.

5.1.3.- Cuenca del río Pao

El río Pao es el cauce más relevante del municipio Pao San Juan Bautista. En él, se encuentran los embalses Cachinche (al sureste del municipio Falcón), y Pao La Balsa (en la capital del municipio Pao San Juan Bautista). La estación hidrométrica Pao La Balsa registra los gastos medios diarios aguas abajo del embalse El Pao; su serial es 0335 (Figura 5.1). El área de drenaje de río Pao, a la altura de la referida estación, es de unos 2918 km². En el Cuadro 5.6 se muestran las principales características morfométricas de la cuenca del río Pao. El río Pao está regulado, por lo tanto, cualquier análisis que se haga en base a los registros disponibles en la estación Pao La Balsa, no reflejará el régimen hidrológico del río.

Cuadro 5.6.- Características morfométricas de la cuenca del río Pao hasta Pao La Balsa.

Parámetro	Valor
Longitud axial (km)	86.3
Perímetro (Km)	320.6
Factor forma (Kc)	0.39
Coefficiente de compactibilidad	1.66
Razón de alargamiento	0.71
Pendiente media de la cuenca (%)	12.9
Pendiente media del cauce principal (%)	0.55
Elevación media (msnm)	477.5
Elevación mediana (msnm)	410
Elevación modal (msnm)	465
Tiempo de concentración (horas)	13.37
Orientación predominante	N-S
Densidad de drenaje (km. km ⁻²)	0.87
Densidad de canales (km ² . cauce ⁻¹)	0.27

Fuente: Ruiz (1990)

5.1.4.- Cuenca del río Cojedes

La cuenca del río Cojedes es la más grande del Estado. Tiene un área de drenaje de 12935 km² hasta la estación Puente El Baúl. Sus principales afluentes son los ríos Tinaco, Tirgua, Camoruco y Pao. Su hoya cubre la totalidad de los municipios Lima Blanco, San Carlos, Anzoátegui, Ricaurte y Tinaco, además de amplias porciones de los municipios Falcón y Pao San Juan Bautista. En el Cuadro 5.7 se indican las principales características morfométricas de esta cuenca.

La estación hidrométrica Puente El Baúl se ubica al lado del puente que da entrada al poblado El Baúl, unos 30 kilómetros aguas arriba de la confluencia de los ríos Cojedes y Portuguesa. La estación tiene el serial 0317 (Figura 5.1). Cuenta con registros de gasto diario medio mensual del periodo 1970-1991, y gasto mensual instantáneo máximo y mínimo para 1971 a 1991.

Cuadro 5.7.- Características morfométricas de la cuenca del río Cojedes hasta El Baúl

Parámetro	Valor
Longitud axial (km)	185
Perímetro (Km)	690
Factor forma (Kc)	0.34
Coefficiente de compactibilidad	1.75
Razón de alargamiento	0.69
Pendiente media de la cuenca (%)	8.92
Pendiente media del cauce principal (%)	0.15
Elevación media (msnm)	405.2
Elevación mediana (msnm)	340
Elevación modal (msnm)	103.5
Tiempo de concentración (horas)	42.35
Orientación predominante	NW-SE
Densidad de drenaje (km. km ⁻²)	0.75
Densidad de canales (km ² . cauce ⁻¹)	0.20

Fuente: Ruiz (1990)

Los registros hidrométricos del río Cojedes no muestran tendencias claras (Cuadro 5.8); sin embargo, dos eventos extremos son notorios: 1) una severa sequía hidrológica en 1989; 2) una creciente extraordinaria en 1981. Ninguno de estos eventos se detectó en las estaciones Paso Viboral y Puente Tinaco. Probablemente las situaciones meteorológicas que provocaron estas anomalías ocurrieron en el estado Lara, o tal vez guarden relación con la operación de apertura o cierre de las compuertas en los embalses Pao y Majaguas.

En la estación Puente El Baúl, las avenidas son menos intensas que las que ocurren en los ríos Tinaco y Tirgua (Figura 5.9). Probablemente, durante la ocurrencia de grandes tormentas en la cuenca alta y media, los ríos Tinaco, Tirgua, Camoruco y otros de menor importancia, se desbordan hacia las planicies de inundación aledaña, en especial cuando su morfología se torna meandriforme. Las planicies de inundación actuarían como

reguladores naturales; parte del escurrimiento fluvial abandona el cauce principal, generando crecientes menos intensas aguas abajo. Otro aspecto que potenciaría este comportamiento, es el sedimento suspendido. A medida que el cauce principal pierde pendiente, la velocidad se reduce y ocurre colmatación por sedimentación, reduciendo paulatinamente la sección transversal del río y ocasionando su posterior desborde. En adición a lo expuesto, hay que tomar en cuenta las regulaciones del río Cojedes en los embalses Las Majaguas, Pao La Balsa y Cachinche.

Cuadro 5.8.- Series hidrométricas del río Tinaco en Sitio de Presa. Período 1959-1980.

Indicador	Q medio	Q máximo inst.	Q mínimo inst.
[1] m ³ .s ⁻¹	67.09 a 99.87	88.61 a 125.00	43.15 a 71.09
[2] %	41.91	30.87	55.81
[3] valor (año)	173.2(1981)/21.6(1989)	204.5(1981)/38.7(1989)	141.6(1981)/12.3(1989)
[4] valor (año)	Ausentes	Ausentes	198(141.6)
[5] año inhomogéneo	Normal	1984	1984
[6]	Normal	Normal	Normal
[7] m ³ .s ⁻¹ . década ⁻¹	Estacionaria	Estacionaria	Estacionaria
[8]	Estacionaria	Estacionaria	Estacionaria

Nota: [1] Intervalo de la media aritmética (95% de confianza), [2] Coeficiente de variación, [3] Valor máximo y mínimo, [4] Outliers/Extremos, [5] Test de Easterling-Peterson (homogeneidad), [6] Test de Kolmogorov-Smirnov (normalidad), [7] Test de tendencia ($y=\beta_0+\beta_1x$; prueba t aplicada a β_1), [8] Test de rango de Mann-Kendall (cambio en la tendencia)

El río Cojedes, a la altura de la estación hidrométrica Puente El Baúl, tiene un régimen estacional. Los caudales máximos se dan en agosto, los mínimos ocurren en marzo (Figura 5.8). El retardo entre el mínimo pluviométrico (enero) y el mínimo hidrológico (marzo), es de aproximadamente tres meses; por consiguiente, la constante de recesión, **K**, es aproximadamente igual a 0.99978 h⁻¹

La probabilidad de ocurrencia de sequías hidrológicas extremas es muy baja (Figura 5.10). Este fenómeno se debe a la

magnitud del área drenada en la estación hidrométrica Puente El Baúl. Durante todo el período de observación (1970-1991), el río muestra flujo base.

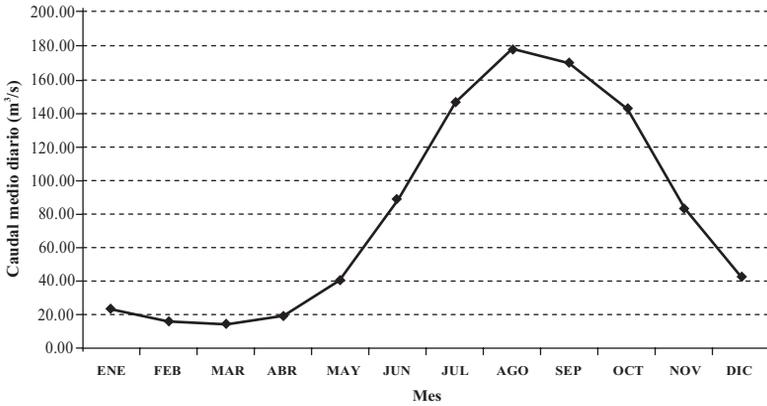


Figura 5.8. Caudal mensual del río Cojedes en El Baúl. Período 1970-1991.

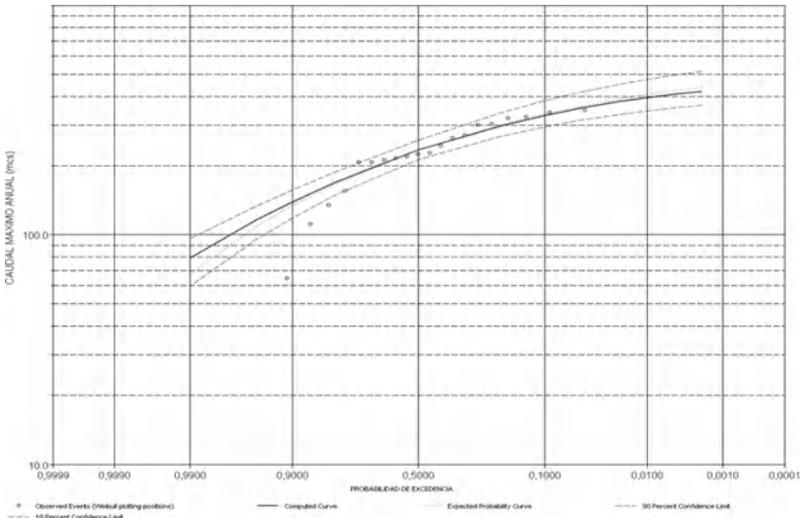


Figura 5.9. Probabilidad de excedencia de los gastos máximos del río Cojedes en El Baúl. Período 1971-1991.

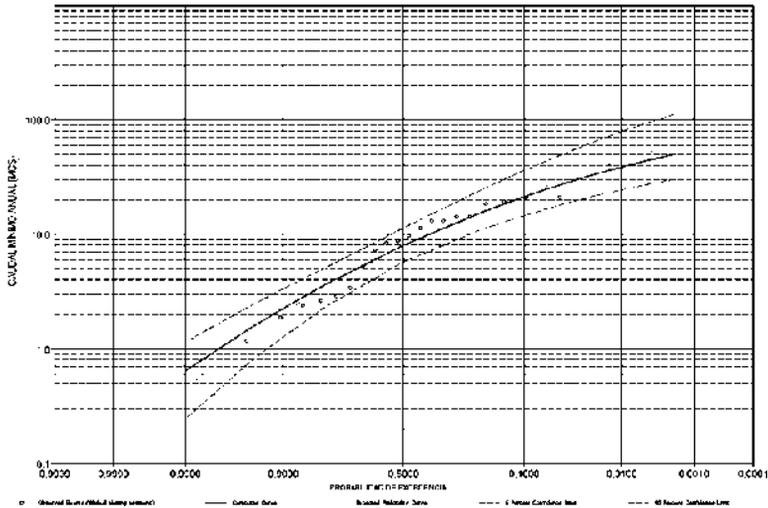


Figura 5.10. Probabilidad de excedencia de los gastos mínimos del río Cojedes en El Baúl. Período 1971-1991.

5.2.- Generalidades sobre las aguas subterráneas en el estado Cojedes

En el estado Cojedes las aguas subterráneas se han explotado intensamente en los municipios Ricaurte, Girardot, San Carlos, Tinaco, Pao San Juan Bautista y Rómulo Gallegos. Los acuíferos mejor caracterizados se sitúan en la región centro-occidental del Estado.

Entre la Troncal T005, el río Tinaco y el río Cojedes, se evaluó una región de 3616 km² en función de su potencial de recarga. Los resultados indicaron que 2850 km² tiene poco potencial de recarga, 88 km² mediano potencial y 678 km² alto potencial. Esta última subregión comprende la Fila La Chivera, Las Galeras de Gabinero y Las Galeras de El Pao. Se estima que el volumen anual de recarga es de unos 341.41 millones de m³ (Ruiz, 1996).

La Empresa Regional Desarrollos Hidráulicos Cojedes [ERDHC] y la empresa canadiense Canagro International

(1997), identificaron cuatro unidades hidrogeológicas en el centro-occidente de Cojedes (Figura 5.11). Las características más importantes de estas unidades son:

- Zona A: potencial de recarga $230 \text{ Mm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. 40.9% de las reservas están en uso. Reservas renovables explotables entre 94 y 136 Mm^3 . Transmisividad mayor a $4000 \text{ m}^2 \cdot \text{día}^{-1}$. Principales sectores: Doble A, Santa Isabel y Majaguas.
- Zona B: potencial de recarga $114 \text{ Mm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. 22.2% de las reservas están en uso. Reservas renovables explotables de 66 y 89 Mm^3 . Transmisividad entre 800 a $1200 \text{ m}^2 \cdot \text{día}^{-1}$. Principales sectores: Laguna Blanca y La Fortuna-El Guasito.
- Zona C: potencial de recarga $141 \text{ Mm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. 13.3% de las reservas están en uso. Reservas renovables explotables de 117 y 122 Mm^3 . Transmisividad menor a $50 \text{ m}^2 \cdot \text{día}^{-1}$. Principales sectores: Libertad y Santa Cruz (Portuguesa).
- Zona D: potencial de recarga $52 \text{ Mm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. 32% de las reservas están en uso. Reservas renovables explotables de 26 y 35 Mm^3 . Transmisividad alrededor de $500 \text{ m}^2 \cdot \text{día}^{-1}$. Principales sectores: El Amparo y El Tigre.

La Figura 5.12 muestra una primera aproximación de la profundidad de la mesa de agua en el estado Cojedes. Los acuíferos más profundos se localizan al Sur del poblado Caño Benito, en el municipio Pao San Juan Bautista, y en el Norte de los municipios Anzoátegui, San Carlos, Lima Blanco, Falcón y Pao San Juan Bautista.

La Figura 5.13 señala a grandes rasgos los vectores de dirección predominante que tiene el flujo subterráneo en el estado Cojedes. En general, tiende a moverse en sentido Norte-Sur. Destaca la convergencia hacia el eje Libertad-El Baúl, donde se localiza el río Cojedes.

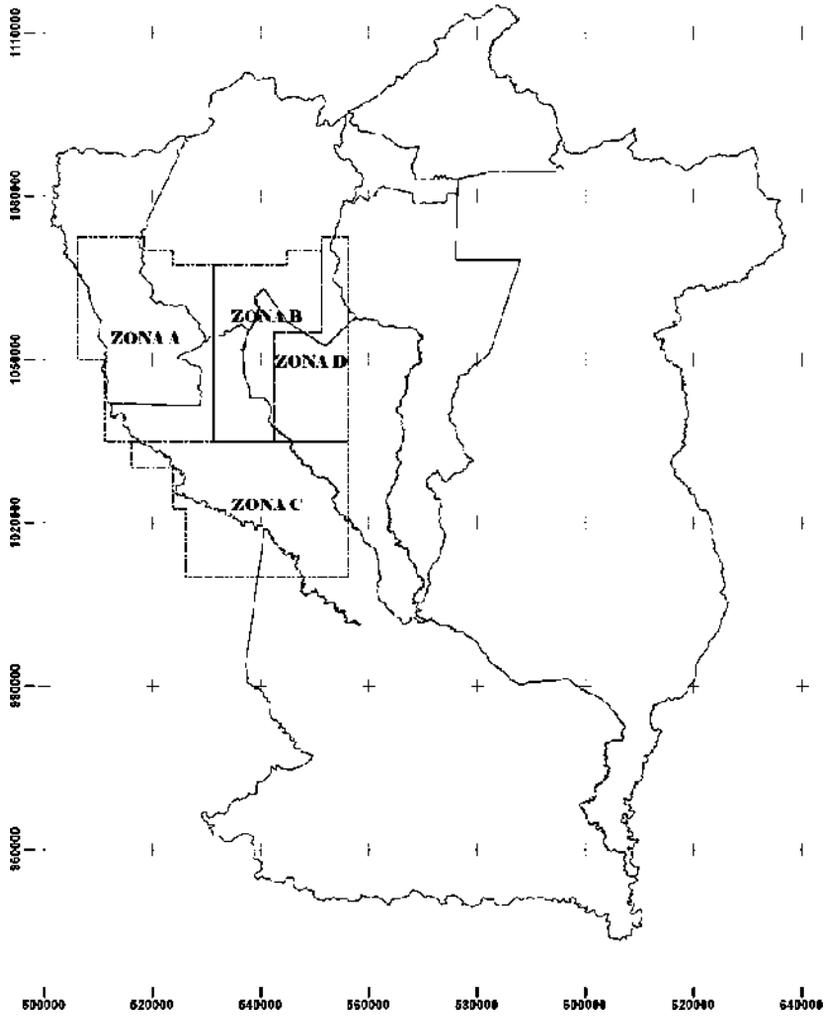


Figura 5.11. Unidades Hidrogeológicas de la zona centro-occidental del estado Cojedes.

Nota: Adaptado de ERDHC y Canagro Internacional (1997).

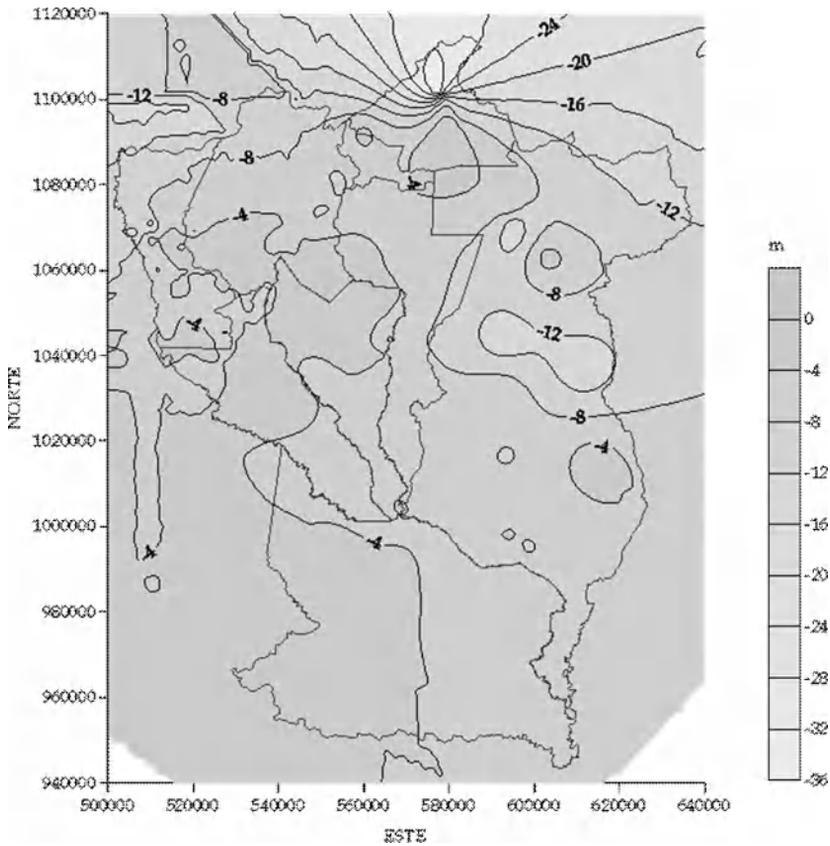


Figura 5.12. Profundidad estimada de la mesa de agua en el estado Cojedes.

Nota: Método geoestadístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19. Basado en los niveles estáticos de 287 pozos emplazados en Cojedes.

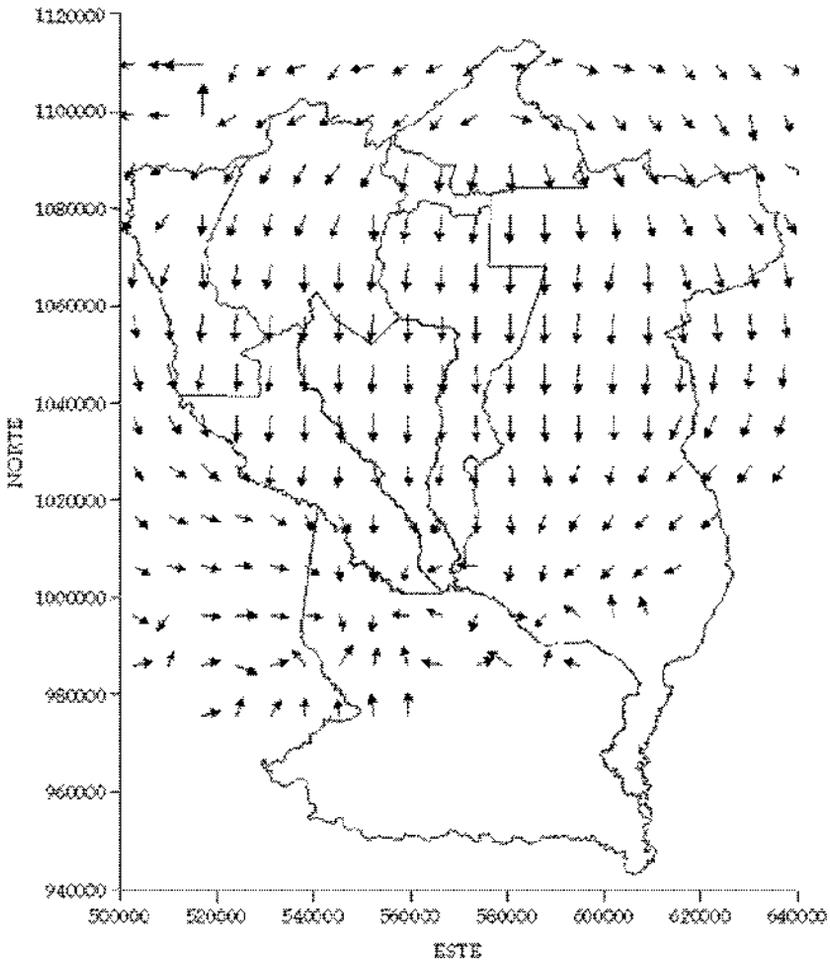


Figura 5.13. Dirección predominante del flujo de agua subterránea en el estado Cojedes.

Nota: Método geostatístico de interpolación Kriging. Proyección: UTM La Canoa-Zona 19; en la medida que la flecha sea más grande, mayor es el gradiente hidráulico. Basado en los niveles estáticos de 287 pozos emplazados en Cojedes.

5.3.- Mitos y realidades del río Tirgua

5.3.1.- ¿Se está secando el río Tirgua?

En los últimos años el río Tirgua ha sido motivo de controversias. Los sancarleños han percibido que el caudal ha disminuido progresivamente, fenómeno que asocian con la afectación progresiva de la cuenca alta y media.

Las series hidrométricas disponibles indican que el caudal diario en Paso Viboral, ha mermado alrededor de $1.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ interdecadalmente (Cuadro 5.2), sin embargo, tal comportamiento pudiese ser el efecto de registros outlier. Para minimizar este efecto se genera una serie parcial anual basada en el escurrimiento durante el estiaje, o sea el volumen total drenado en el trimestre febrero-marzo-abril. Si el caudal del río Tirgua ha disminuido, el escurrimiento de estiaje debería presentar una tendencia claramente negativa. Este enfoque no revela una tendencia conclusiva (Figura 5.14). Para afinar la calidad del análisis, se divide la serie en décadas: 1942-1951, 1952-1961, 1962-1971, 1972-1981 y 1982-1991, y luego se aplica un análisis de regresión lineal a fin de ajustar cada subserie a una función lineal, como sigue:

$$V = \beta_0 + \beta_1 \cdot Y \quad (5.1)$$

Donde V es el escurrimiento durante el período de estiaje expresado en Hm^3 [hectómetros cúbicos], Y representa los años, β_0 y β_1 son los parámetros de ajuste de la función.

El parámetro β_1 es un buen indicador de tendencia, por lo que se aplica una **prueba t** para evaluar su significancia estadística. Si β_1 es estadísticamente significativo al 95%, sugiere la existencia de una tendencia a lo largo de la subserie.

Los resultados revelan que entre 1942 y 1961 el escurrimiento de estiaje fue cuasi-estacionario. De 1962 a 1981 ocurre un aumento sostenido, seguido de una súbita caída en 1982-1991 de

alrededor $-7.95 \text{ Hm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ (Cuadro 5.9). Estas comparaciones muestran que la tendencia negativa en el escurrimiento se presenta y establece como condición prevaleciente en el periodo 1982-1991. Pero ¿qué modificó el escurrimiento de estiaje?; una alteración en los montos pluviométricos o es el efecto terminal de los cambios en los usos del suelo en la cuenca.

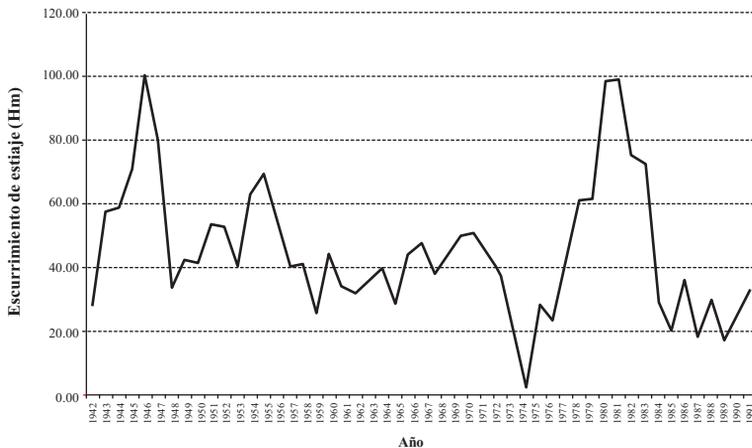


Figura 5.14. Ecurrimiento de estiaje del río Tirgua en Paso Viboral. Período 1942-1992.

Cuadro 5.9. Resultado del ajuste a una función lineal de las subseries de escurrimiento de estiaje en Paso Viboral durante el período 1942-1992.

Década	Parámetro	Valor del parámetro	Estadístico p
1942-1951	β_0	1255.630	0.810
	β_1	-0.616	0.819
1952-1961	β_0	5119.163	0.076
	β_1	-2.606	0.078
1962-1971	β_0	-3836.095	0.009
	β_1	1.992	0.009*
1972-1981	β_0	-11371.483	0.040
	β_1	5.864	0.039*
1982-1991	β_0	15507.868	0.003
	β_1	-7.945	0.003*

Nota: * estadísticamente significativo al 95%.

La cuenca del río Tírgua posee pocas estaciones climáticas; por esta razón, para identificar anomalías en los montos pluviométricos se requiere considerar estaciones periféricas. La temporada de lluvias en la cuenca ocurre entre mayo y octubre, y solo 5 estaciones tienen registros largos, confiables y homogéneos (Figura 5.15): Temerla (1380), Nirgua (1373), Miranda-La Trinidad (1385), Bejuma Panamericana (1368) y Tinaquillo (2316). El período común de registro va de 1982 a 1991.

El análisis de tendencia muestra que las precipitaciones en la cuenca alta del río Tírgua, entre 1982 y 1991, tienden a disminuir (Cuadro 5.10); sin embargo, esta tendencia no es estadísticamente significativa en ninguna de las estaciones referenciales (estadístico p , de $\beta_1 \geq 0.05$). Queda claro que, entre 1982 y 1991, los montos pluviométricos durante la temporada de lluvias en el eje Nirgua-Bejuma disminuyeron; no obstante, a juzgar por la magnitud de estas anomalías no puede haber sido el único agente causal de la ralentización observada en el gasto del Tírgua entre 1982 y 1981.

Cuadro 5.10. Resultado del ajuste a una función lineal de los montos pluviométricos entre mayo-octubre en la cuenca alta y media del río Tírgua. Período 1982-1991.

Década	Parámetro	Valor del parámetro	Estadístico p
1380	β_0	32958.666	0.345
	β_1	-16.179	0.356
1373	β_0	1646.725	0.975
	β_1	-0.505	0.985
1385	β_0	49158.779	0.229
	β_1	-24.372	0.235
1368	β_0	17210.168	0.501
	β_1	-8.275	0.520
2316	β_0	-14352.681	0.563
	β_1	7.708	0.538

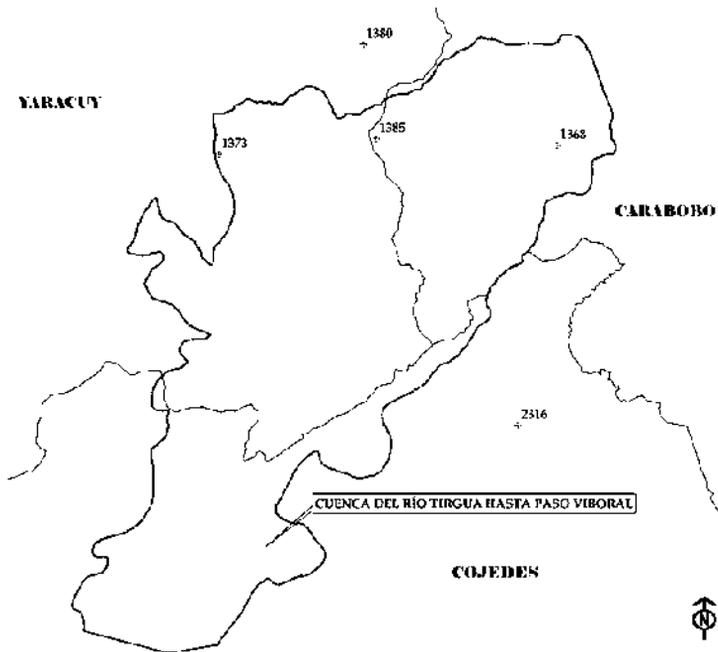


Figura 5.15. Estaciones pluviométricas representativas en la cuenca del río Tigua.

Los cambios en el uso de las tierras en las cuencas hidrográficas, guardan relación con el aumento o disminución del gasto de estiaje de un cauce. Por ejemplo, al removerse la cobertura vegetal superior e inferior en una cuenca de montaña, el proceso de infiltración experimenta un cambio drástico. Durante una tormenta, gran parte del agua precipitada se concentra rápidamente en los cauces principales (escurrimiento superficial), lo que trae como consecuencia que muy poco o nada del aporte hídrico, llegue al medio saturado del subsuelo (agua subterránea). Durante el periodo seco, las aguas subterráneas (flujo base), que son la fuente hídrica principal del cauce, se agotan con rapidez. Si se toma en cuenta este marco conceptual, puede pensarse en una relación de causalidad entre la intervención

antrópica de la cuenca alta del río Tirgua y la mengua del escurrimiento de estiaje en Paso Viboral. Desafortunadamente, no existe un inventario anual del área intervenida aguas arriba de Paso Viboral entre 1982 y 1991.

Una primera aproximación sobre los cambios a gran escala, se observó en tres imágenes multispectrales LANDSAT, tomadas en enero de 1990, marzo de 2000 y enero de 2003. En enero de 1990, se observan amplias regiones intervenidas localizadas al Norte de la cuenca del río Tirgua, en el eje Chirgua-Montalbán-Nirgua. Algunas locaciones aisladas en los poblados Los Aguacates (Municipio Falcón), y una estrecha franja emplazada a unos 6 km de Manrique en los límites de los estado Cojedes y Yaracuy, presentan afectaciones considerables. En líneas generales, unas 42.000 hectáreas estaban intervenidas. En marzo del año 2000, el polígono situado al Norte de la cuenca se amplió, al igual que el área afectada al Norte del límite político de los estados Cojedes y Yaracuy. Se afecta gran parte de los poblados Tierra Caliente y Valle Hondo. Para esta fecha, cerca de 71.000 hectáreas han sido alteradas en un 41% más de lo intervenido en 1990. Para enero de 2003, se dan sutiles engrandecimientos de las zonas intervenidas, ascendiendo la superficie a 75.000 hectáreas.

No puede afirmar o concluir, que el río Tirgua se está secando. Sin embargo, los cambios en el uso del suelo y la disminución de los montos pluviométricos durante la temporada de lluvia, han incidido en la reducción del caudal diario. De seguir la deforestación incontrolada, el Tirgua perderá paulatinamente su capacidad de respuesta ante la ocurrencia de anomalías pluviométricas. Si sobreviniese una severa sequía meteorológica en la cuenca alta y media es muy probable que el río Tirgua se seque totalmente por varios días, semanas y hasta meses.

5.3.2.- ¿Está contaminado el río Tirgua?

La cuenca del río Tirgua tiene su mayor densidad industrial

[número de industrias por unidad de superficie] en los municipios Bejuma, Miranda, Montalbán y Nirgua. El sector industrial se orienta a la producción de alimentos, bebidas, tabaco y madera. En lo referente al sector agrícola, 64% de estas explotaciones son productivas (81% pastos; 9% cultivos semipermanentes y permanentes; 5.85% cultivos de ciclo corto; 3.25% descanso; y 0.90% barbecho), el restante comprende montes y bosques, lagunas y ciénagas, edificaciones y otros usos. La actividad pecuaria engloba la explotación de bovinos, ovinos, porcinos y pollos de engorde. Un 90% de la superficie dedicada a la producción pecuaria, se destina a la ganadería bovina (ERDHC, 2000). El sector agroindustrial vinculado a la producción de alimentos, bebidas, tabaco y madera, suele producir vertidos cuyas concentraciones de DBO_5 (Demanda Bioquímica de Oxígeno), nitrógeno, fósforo, aceites y grasas, y fenol (sector maderero) son elevadas. Los sectores agrícola y pecuario, habitualmente incorporan ingentes cantidades de compuestos nitrogenados, fosforados y organofosforados (pesticidas), que gradualmente migran al río Tirgua a través de las aguas subterráneas y/o por el escurrimiento superficial

Pero, ¿y las descargas de aguas servidas?. Los poblados Bejuma, Miranda y Montalbán cuentan con sistemas de recolección de aguas servidas; solamente Bejuma trata sus desechos con una laguna de oxidación, el resto descarga directamente a los tributarios del río Tirgua. Bejuma vierte al río Bejuma; Montalbán a la quebrada El Zanjón, y Miranda al río Onoto. Con respecto a la ciudad de San Carlos, la red de cloacas está integrada por tres subsistemas que descargan, uno en la quebrada La Yaguara (tributario del río Tinaco) y dos en el río Tirgua (sector Arizona). Actualmente existen dos lagunas de oxidación en la comunidad El Molino. Aguas abajo de la ciudad de San Carlos, existen múltiples descargas de aguas servidas provenientes de los poblados Caño Hondo, Las Vegas, entre otros (ERDHC, 2000).

El río Tirgua es la fuente de abastecimiento hídrico de varios acueductos urbanos atendidos por HIDROCENTRO. El acueducto de San Carlos forma parte del sistema San Carlos-Tinaco (alrededor de 350 lps); se abastece del río Tirgua y algunos pozos situados al Sur de la ciudad. El río Tirgua también surte a Tinaquillo y parte de Carabobo, gracias a una derivación en el sector las Mercedes del Municipio Falcón (unos 300 lps, diseñado para 800 lps). Por otro lado, el sistema de riego San Carlos se surte del río Tirgua, para abastecer algunas unidades agrícolas al suroeste de la ciudad homónima (diseñado para 1814 lps). Con miras a cubrir la demanda hídrica en el futuro, se han proyectado dos embalses sobre el río Tirgua: La Palmera y Las Mercedes. El primero, en el sector El Palmero, con un gasto de diseño de $11.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y, el segundo, en las adyacencias de Las Mercedes, con un gasto de diseño de $2.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Todo lo señalado, evidencia cuán importante es el río Tirgua para Cojedes, y la razón por la cual a sus pobladores les preocupa la calidad de su agua.

En 1996, los mayores problemas de contaminación en el río Tirgua ocurrían en la intersección del río Aguirre con la carretera Bejuma-Miranda. Se detectaron altas concentraciones de coliformes totales, fecales y un bajo nivel de oxígeno disuelto en el parque recreativo Bocatoma. A pesar de ello, al confluir con el río Tinaco mejoraba notablemente su calidad físico-química y microbiológica (ERDHC, 1997). Durante la temporada seca del año 2003, se estimó que el río Tirgua entre el sector Arizona (San Carlos) y el poblado Caño Hondo, tiene una tasa de desoxigenación y reaireación igual a 0.016 días^{-1} y 0.661 días^{-1} , respectivamente. Indicando una elevada capacidad de autodepuración biológica (Paredes *et al.*, 2003)

La calidad del agua del río Tirgua puede variar significativamente dependiendo de los parámetros que se evalúen, la localización del punto de muestreo, el período en que se haga el

muestreo (seco y lluvioso), y la existencia de descargas aguas arribas, del punto donde se efectúa la captación de la muestra. La descarga de un vertido biodegradable aguas arriba tardará más o menos tiempo en estabilizarse en función de la concentración de oxígeno disuelto del agua, su temperatura, el caudal y la carga orgánica descargada. Si bien los resultados sugieren que el río Tirgua posee una capacidad de autodepuración biológica elevada, aún se desconoce la tasa de decaimiento de los coliformes totales (o fecales), fósforo, nitrógeno y otros compuestos orgánicos de interés.

En cuanto a la premisa inicial, “¿el río Tirgua está contaminado?”, los muestreos de 1996 y 2003 sugieren que no, pero revelan una gran variabilidad en ciertos parámetros, como los coliformes totales, el cual es un indicador de presunta contaminación fecal. En todo caso, lo aconsejable es promover la construcción de plantas de tratamiento de aguas residuales en pro de la calidad del agua del río Tirgua.

EJERCICIOS

Seleccione la respuesta, que a tu criterio sea la correcta.

5.1.- El río Tinapún tributa al río:

- | | | |
|---------------------------------|-----------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Tirgua | <input type="checkbox"/> Camoruco | <input type="checkbox"/> Macapo |
| <input type="checkbox"/> Pao | <input type="checkbox"/> Tinaco | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

5.2.- El período de estiaje de los ríos en Cojedes ocurre entre los meses:

- | | | |
|----------------------------------------|---------------------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Febrero-Abril | <input type="checkbox"/> Septiembre-October | <input type="checkbox"/> Agosto-October |
| <input type="checkbox"/> Junio-Agosto | <input type="checkbox"/> Mayo-Junio | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

5.3.- La Embalse Cachinche forma parte de la cuenca del río:

- | | | |
|---------------------------------|-----------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Tirgua | <input type="checkbox"/> Pao | <input type="checkbox"/> Mapuey |
| <input type="checkbox"/> Orupe | <input type="checkbox"/> Camoruco | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

5.4.- Es una zona con alto potencial de recarga de aguas subterráneas:

- | | | |
|------------------------------------------|------------------------------------------|---------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Fila La Chivera | <input type="checkbox"/> Sector Mapuey | <input type="checkbox"/> Zanjón Los Frailes |
| <input type="checkbox"/> Mata Oscura | <input type="checkbox"/> Sector Camoruco | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

5.5.- El decenio donde ocurrió la sequía hidrológica más severa del río Tirgua fue:

- | | | |
|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> 1962-1971 | <input type="checkbox"/> 1982-1991 | <input type="checkbox"/> 1972-1981 |
| <input type="checkbox"/> 1952-1961 | <input type="checkbox"/> 1942-1951 | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

5.6.- Es una de las zonas más intervenida en la cuenca del río Tirgua:

- | | | |
|--------------------------------------------|--------------------------------------------|---------------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Fila de Tucuragua | <input type="checkbox"/> La Ceiba-Camoruco | <input type="checkbox"/> Chirgua-Montalbán-Nirgua |
| <input type="checkbox"/> Tamanaco | <input type="checkbox"/> La Sierra | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

5.7.- El Proyecto Hidráulico Las Palmeras se proyectó sobre el río:

- | | | |
|-------------------------------------|----------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Tinaquillo | <input type="checkbox"/> Tirgua | <input type="checkbox"/> Portuguesa |
| <input type="checkbox"/> Tinapún | <input type="checkbox"/> Cojedes | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

5.8.- El Proyecto Hidráulico Las Mercedes se proyectó sobre el río:

- | | | |
|-------------------------------------|----------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Tinaquillo | <input type="checkbox"/> Tirgua | <input type="checkbox"/> Portuguesa |
| <input type="checkbox"/> Tinapún | <input type="checkbox"/> Cojedes | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

5.9.- Es uno de los tributarios más contaminados del río Tirgua:

- | | | |
|-------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Río Mapuey | <input type="checkbox"/> Río Aguirre | <input type="checkbox"/> Río Camoruco |
| <input type="checkbox"/> Orupe | <input type="checkbox"/> Río Macapo | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

5.10.- El Proyecto Hidráulico Las Palmas se proyectó sobre el río:

- | | | |
|-------------------------------------|----------------------------------|-------------------------------------------|
| <input type="checkbox"/> Tinaquillo | <input type="checkbox"/> Tirgua | <input type="checkbox"/> Portuguesa |
| <input type="checkbox"/> Tinapún | <input type="checkbox"/> Cojedes | <input type="checkbox"/> Ninguna de ellas |

Nota: Las soluciones se presentan en la hoja de respuestas, pág. 243.

REFERENCIAS

- Empresa Regional Desarrollos Hidráulicos Cojedes [ERDHC] y Canagro International. 1997. *Diagnóstico hidrogeológico y evaluación de las reservas de aguas subterráneas renovables en la zona centro-occidental del estado Cojedes*. Documento técnico del Ministerio del Poder Popular para el Ambiente.
- Empresa Regional Desarrollos Hidráulicos Cojedes [ERDHC]. 1997. *Diagnóstico de la calidad de las aguas superficiales en el estado Cojedes*. Documento técnico elaborado a solicitud del Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables
- Empresa Regional Desarrollos Hidráulicos Cojedes [ERDHC]. 2000. *Recopilación, evaluación y organización de la información físico-natural y socio-económica para la planificación y manejo de la cuenca del río San Carlos, estados Cojedes, Carabobo y Yaracuy*. Documento técnico elaborado por Dumith D., Homes P., Molina G., Goyo M. y Peña R.
- Paredes F., La Cruz F. y Guevara E. 2003. *Natural attenuation modeling of water pollution in a rich of San Carlos River, Venezuela*. Fifth International Symposium on Ecohydraulics. Madrid, España.
- Paredes F., Rumbo L., Guevara E. y Carballo N. 2005. *Dry season modeling in Cojedes State, Venezuela by drought analysis of Tirgua river flows*. 26th Annual AGU Hydrology Days, Colorado, EUA.
- Ruiz D. 1990. *Principales características morfológicas de cinco cuencas del estado Cojedes, su correlación e inferencias en el aspecto cualitativo del escurrimiento*. Trabajo de investigación. UNELLEZ-VIPI
- Ruiz D. 1996. *Evaluación de las aguas subterráneas de la zona delimitada por la carretera nacional troncal 5 y los ríos Cojedes y Tinaco, en el estado Cojedes*. Trabajo de investigación. UNELLEZ-VIPI
- Vide J. 2000. *Ingeniería fluvial*. Editorial Escuela Colombiana de Ingeniería. Colombia. pp. 53-62

6

Hoja de respuestas

Capítulo I. Fisiografía, geología y suelos

- 1.1.- Llanos bajos
- 1.2.- Fila Macapo
- 1.3.- Un corrimiento
- 1.4.- Formación Aroa
- 1.5.- Municipio Anzoátegui
- 1.6.- Poca pendiente
- 1.7.- Fósforo

Capítulo II. Nociones de meteorología

- 2.1.- Por la Latitud
- 2.2.- Todos
- 2.3.- 21 de marzo y 23 de septiembre
- 2.4.- 22 de junio y 22 de diciembre
- 2.5.- Radiación del suelo
- 2.6.- Longitud del día
- 2.7.- 30° N y 30° S
- 2.8.- Cumulonimbus
- 2.9.- <1%
- 2.10.- Humedad atmosférica
- 2.12.- $k = 0.6$ (constante de Von Karmán)
- 2.13.- A partir de la ecuación (2.15) se obtiene que $W = \frac{7944}{g} \frac{(p \rho)}{p^3}$

Capítulo III. Nociones de hidrología

- 3.1.- Cuencas hidrográficas
- 3.2.- Tendencia de crecientes
- 3.3.- Elevación del terreno
- 3.4.- Nubes de tormenta
- 3.5.- Sotavento
- 3.6.- Consistencia de datos
- 3.7.- Caudal-altura de mira
- 3.8.- Acuíferos
- 3.9.- Tiempo de concentración

3.10.- Acuífero libre

3.11.- Los parámetros de la ecuación 3.25 son: $k=11.267$,
 $m=0.650$, $c=0.160$ y $n=0.925$. Haciendo $D = 2.5$ horas y Tr
 $= 2.33$ años se obtiene $I = 7.90 \text{ mm.h}^{-1}$; cuando $Tr = 5$ años
se obtiene $I = 12.97 \text{ mm.h}^{-1}$

3.12.- Aproximadamente 56 lps

3.13.- $f_c = 0.591 \text{ mm.h}^{-1}$; $f_o = 495.04 \text{ mm.h}^{-1}$; $k = 0.50 \text{ min}^{-1}$

3.14.- Aproximadamente 48.6 mm

Capítulo IV. Clima en Cojedes: generalidades

4.1.- 30 años

4.2.- Precipitación

4.3.- Enero

4.4.- 1100 y 1460 mm

4.5.- Llueve más

4.6.- La Ceiba-Camoruco

4.7.- 1800 y 2150 mm

4.8.- NE

4.9.- La Sierra

4.10.-Alisios

Capítulo V. Hidrografía de Cojedes: generalidades

5.1.- Tinaco

5.2.- Febrero-Abril

5.3.- Pao

5.4.- Fila La Chivera

5.5.- 1982-1991

5.6.- Chirgua-Montalbán-Nirgua

5.7.- Tirgua

5.8.- Tirgua

5.9.- Río Aguirre

5.10.-Cojedes

7

Apéndice

Apéndice A. Factores de frecuencia de diferentes distribuciones probabilísticas

Cuadro A1. Factor de frecuencia para la distribución Log-Normal

Cv	Tiempo de retorno en años					
	2	5	10	20	50	100
0.05	0.0250	0.8334	1.2965	1.6863	2.1341	2.4370
0.10	0.0496	0.8222	0.1308	1.7247	2.2130	2.5489
0.15	0.0738	0.8085	1.3156	1.7598	2.2899	2.6607
0.20	0.0971	0.7926	1.3200	1.7911	2.3640	2.7716
0.25	0.1194	0.7746	1.3209	1.8183	2.4348	2.8805
0.30	0.1406	0.5470	1.3183	1.8410	2.5016	2.0866
0.35	0.1604	0.7333	1.3126	1.8602	2.5638	3.0890
0.40	0.1788	0.7106	1.3037	1.8746	2.6212	3.1870
0.45	0.1957	0.6870	1.2920	1.8848	2.6734	23.2799
0.50	0.2111	0.6623	1.2778	1.8909	2.7202	3.3673
0.55	0.2251	0.6379	1.2613	1.8931	2.7615	3.4888
0.60	0.2375	0.6129	1.2428	1.8951	2.7974	3.5241
0.65	0.2485	0.5879	1.2226	1.8660	2.8279	3.5930
0.70	0.2582	0.5631	1.2011	1.8786	2.8532	3.6556
0.75	0.2667	0.5387	1.1784	1.8677	2.8735	3.7118
0.80	0.2739	0.5148	1.1548	1.8543	2.8891	3.7617
0.85	0.2801	0.4914	1.1306	1.8388	2.9002	3.8056
0.90	0.2852	0.4686	1.1060	1.8212	2.9071	3.8437
0.95	0.2895	0.4466	1.0810	1.8021	2.9103	3.8762
1.00	0.2929	0.4254	1.0560	1.7815	2.9098	3.9035

Fuente: Kite (1977)

Cuadro A2. Factor de frecuencia para la distribución extrema Tipo I

N° de años	Tiempo de retorno en años					
	2	5	10	20	50	100
10	-0.1355	1.0580	1.8483	2.6063	3.5874	4.3227
15	-0.1434	0.9672	1.7025	2.4078	3.3208	4.0049
20	-0.1478	0.9187	1.6248	2.3020	3.1787	3.8556
25	-0.1506	0.8879	1.5754	2.2350	3.0886	3.7284
30	-0.1526	0.8664	1.5410	2.1881	3.0257	3.6534
35	-0.1540	0.8504	1.5154	2.1532	2.9789	3.5976
40	-0.1552	0.8370	1.4954	2.1261	2.9425	3.5543
45	-0.1561	0.8279	1.4794	2.1044	2.9133	3.5195
50	-0.1568	0.8197	1.4663	2.0865	2.8992	3.4908
55	-0.1574	0.8128	1.4552	2.0714	2.8690	3.4667
60	-0.1580	0.8069	1.4458	2.0586	2.8518	3.4461
65	-0.1584	0.8018	1.4376	2.0475	2.8368	3.4284
70	-0.1588	0.7974	1.4305	2.0377	2.8238	3.4128
75	-0.1592	0.7934	1.4242	2.0291	2.8122	3.3991
80	-0.1595	0.7900	1.4185	2.0215	2.8020	3.3868
85	-0.1597	0.7868	1.4135	2.0146	2.7928	3.3758
90	-0.1600	0.7840	1.4090	2.0084	2.7844	3.3659
95	-0.1602	0.7814	1.4048	2.0028	2.7769	3.3569
100	-0.1604	0.7791	1.4011	1.9977	2.7700	3.3487

Fuente: Kite (1977)

Cuadro A3. Factor de frecuencia para la distribución extrema Tipo III

Cs	Tiempo de retorno en años					
	2	5	10	20	50	100
-1.00	0.1567	-0.7329	-1.3134	-1.8641	-2.5680	-3.0889
-0.90	0.1446	-0.7501	-1.3215	-1.8546	-2.5232	-3.0089
-0.80	0.1321	-0.7666	-1.3282	-1.8430	-2.4766	-2.9282
-0.70	0.1189	-0.7825	-1.3332	-1.8294	-2.4280	-2.8465
-0.60	0.1051	-0.7977	-1.3366	-1.8134	-2.3771	-2.7634
-0.50	0.0906	-0.8122	-1.3382	-1.7950	-2.3229	-2.6788
-0.40	0.0754	-0.8258	-1.3379	-1.7741	-2.2683	-2.5928
-0.30	0.0595	-0.8385	-1.3356	-1.7506	-2.2103	-2.5055
-0.20	0.0428	-0.8502	-1.3313	-1.7245	-2.1502	-2.4172
-0.10	0.0255	-0.8607	-1.3248	-1.6960	-2.0881	-2.3282
0.00	0.0075	-0.8699	-1.3166	-1.6650	-2.0244	-2.2390
0.10	-0.0110	-0.8778	-1.3053	-1.6318	-1.9595	-2.1500
0.20	-0.0300	-0.8842	-1.2923	-1.5966	-1.8938	-2.0619
0.30	-0.0493	-0.8891	-1.2773	-1.5595	-1.8277	-1.9752
0.40	-0.0689	-0.8923	-1.2603	-1.5210	-1.7616	-1.8902
0.50	-0.0885	-0.8939	-1.2415	-1.4812	-1.6961	-1.8075
0.60	-0.1081	-0.8938	-1.2209	-1.4405	-1.6315	-1.7275
0.70	-0.1275	-0.8921	-1.1989	-1.3992	-1.5682	-1.6506
0.80	-0.1466	-0.8888	-1.1757	-1.3578	-1.5068	-1.5770
0.90	-0.1651	-0.8840	-1.1515	-1.3165	-1.4473	-1.5071
1.00	-0.1829	-0.8777	-1.1266	-1.2757	-1.3903	-1.4409
1.10	-0.2000	-0.8703	-1.1013	-1.2358	-1.3359	-1.3787
1.20	-0.2162	-0.8617	-1.0758	-1.1969	-1.2842	-1.3204
1.30	-0.2313	-0.8522	-1.0505	-1.1594	-1.2356	-1.2661
1.40	-0.2454	-0.8421	-1.0255	-1.1236	-1.1901	-1.2159
1.50	-0.2583	-0.8314	-1.0013	-1.0896	-1.1777	-1.1696
1.60	-0.2701	-0.8206	-0.9780	-1.0577	-1.1086	-1.1272
1.70	-0.2807	-0.8097	-0.8097	-0.9558	-1.0728	-1.0887
1.80	-0.2900	-0.7990	-0.9351	-1.0006	-1.0403	-1.0540
1.90	-0.2983	-0.7887	-0.9159	-0.9758	-1.0112	-1.0231
2.00	-0.3053	-0.7790	-0.8985	-0.9536	-0.9854	-0.9959

Fuente: Kite (1977)



EL AUTOR

Franklin Javier Paredes Trejo es profesor Asociado de la Universidad Nacional Experimental de los Llanos Occidentales "Ezequiel Zamora" (UNELLEZ) adscrito al Programa Ingeniería en el Vicerrectorado de Infraestructura y Procesos Industriales (VIPI). Ingeniero Agroindustrial egresado de la UNELLEZ (primero de su promoción). Magíster en Ingeniería Ambiental graduado en la Universidad Católica Andrés Bello (Cum Laude). Candidato a Doctor en Ingeniería Ambiental en la Universidad de Carabobo. Investigador Candidato PPI. En pregrado, docente de Hidrología y Climatología; en postgrado, de las cátedras: Producción y transporte de sedimentos, Fundamento de transporte de contaminantes en el ambiente, Introducción a la Ingeniería Ambiental y Principios de Ecología en el Programa de Maestría en Ingeniería Ambiental. Autor de varios artículos en revistas científicas nacionales e internacionales y memorias de congresos. Miembro del Comité Editorial de la revista científica AGROLLANÍA. Fundador del Grupo para Investigaciones sobre Cuencas Hidrográficas y Recursos Hidráulicos del Programa Ingeniería (GICHRI) en UNELLEZ-VIPI. Miembro del Centro de Investigaciones Hidrológicas y Ambientales de la Universidad de Carabobo. Su área temática de investigación comprende los procesos hidrológicos extremos: sequías e inundaciones.

NOCIONES ELEMENTALES DE LA CLIMATOLOGÍA E HIDROLOGÍA DEL ESTADO COJEDES

El libro **Nociones Elementales de la Climatología e Hidrología del Estado Cojedes**, estamos seguros, servirá como material de consulta a estudiantes de ingeniería civil, agrícola, agroindustrial y quienes cursen estudios en los Programas de Postgrado en Ingeniería Ambiental y Educación Ambiental de la UNELLEZ-VIPI, entes gubernamentales del estado y del resto del país, así como al ciudadano común que desee conocer un poco más sobre los aspectos básicos de la climatología e hidrología del estado Cojedes. Esta obra no pretende ser completa o perfecta. Muchos aspectos podrían ser ampliados, reestructurados o reordenados de otro modo, pero se concibió con la firme intención de ofrecer información sobre un ámbito que tiene pocos estudios en el estado Cojedes. La estructura del libro comprende cinco (5) capítulos. En el Capítulo 1 se describen las características fisiográficas, geológicas y edáficas del estado Cojedes. El Capítulo 2 constituye un marco conceptual sobre meteorología. En el Capítulo 3 se discuten algunos aspectos teóricos sobre hidrología. El Capítulo 4 comprende una caracterización general de los elementos climáticos del estado Cojedes. El Capítulo 5 centra su atención en las características morfométricas, hidrométricas e hidrogeológicas de las principales Unidades Hidrológicas del estado Cojedes.



La Universidad que siembra